

Meteorológiai műszerek és mérőrendszerek

Mészáros Róbert

Meteorológiai műszerek és mérőrendszerek

Mészáros Róbert

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. A meteorológiai mérések céljai, módszerei, rendszere	1
1.1. Történeti áttekintés	1
1.2. A meteorológiai megfigyelések	4
1.2.1. A meteorológiai mérések céljai	4
1.2.2. A meteorológiai megfigyelések módszerei	4
1.2.3. A megfigyelések reprezentativitása	5
1.2.4. Metaadatok	6
1.3. Meteorológiai megfigyelő rendszerek	6
1.4. Adatkövetelmények	7
1.4.1. Globális adatkövetelmények	7
1.4.2. Regionális adatkövetelmények	7
1.4.3. Nemzeti követelmények	7
1.4.4. Egyedi alkalmazási területek megfigyelési követelményei	7
1.4.5. Veszélyjelzések speciális adatkövetelményei	7
1.4.6. Adatkövetelmények vulkáni aktivitáshoz kapcsolódóan	7
1.5. Meteorológiai állomások általános követelményei	8
1.6. A meteorológiai műszerek követelményei	8
1.7. Mértékegységek	8
2. Az adatgyűjtés, adattovábbítás nemzetközi hálózatai	10
2.1. A Meteorológiai Világszervezet	10
2.2. Az Időjárási Világszolgálat	10
2.3. A Globális Megfigyelő Rendszer	11
2.3.1. A Földbázisú Alrendszer	11
2.3.2. Az Űrbázisú Alrendszer	20
2.4. A Globális Távközlési Rendszer	22
2.4.1. A Globális Távközlési Rendszer felépítése	22
2.4.2. Meteorológiai táviratok	24
2.5. Fejlesztések	25
3. Meteorológiai állapothatározók és mérések-I	26
3.1. Hőmérséklet	26
3.1.1. Hőmérsékleti skálák	27
3.1.2. Hőmérők	27
3.1.3. A hőmérők elhelyezése	34
3.2. Légnyomás	36
3.2.1. A légnyomás mértékegységei	36
3.2.2. A légnyomás mérése	37
3.3. Légnedvesség	42
3.3.1. Nedvességi mérőszámok	43
3.3.2. A levegő nedvességtartalmának mérése	47
4. Meteorológiai állapothatározók és mérések-II	52
4.1. A légköri mozgásállapot jellemzői	52
4.1.1. Alapfogalmak	53
4.1.2. A szél meghatározása	54
4.1.3. A szélmérők elhelyezése	59
4.1.4. Egyéb, speciális szélmérők	60
4.2. A légköri vízforgalom jellemzői	62
4.2.1. A csapadék	62
4.2.2. A csapadék mérése	62
4.2.3. Csapadékmérő műszerek:	63
4.3.3. Párolgás	69
4.3.4. A párolgás meghatározása	70
4.3. A légköri sugárzásforgalom jellemzői	71
4.3.1. A sugárzásmérés tárgyköre	73
4.3.2. Sugárzásmérő műszerek	75
4.3.3. Sugárzási központok	78

4.3.4. A globálsugárzás parametrizálása	79
5. Időjárási jelenségek és megfigyelésük – I.	82
5.1. Felhőzettel kapcsolatos fogalmak	82
5.1.1. Felhő	82
5.1.2. Felhőzet mennyisége	83
5.1.3. Felhőalap magassága	83
5.1.4. A felhők rendszerezése	83
5.2. A nemzetközi felhőosztályozás	83
5.2.1. Felhőfajok	84
5.2.2. Felhőfajták	84
5.2.3. Változatok	90
5.2.4. Járulékos képződmények és kísérőfelhők	93
5.3. Felhőtípusok leírása	97
5.3.1. Cirrus	97
5.3.2. Cirrocumulus	98
5.3.3. Cirrostratus	99
5.3.4. Altcumulus	101
5.3.5. Altostratus	102
5.3.6. Nimbostratus	103
5.3.7. Stratocumulus	104
5.3.8. Stratus	105
5.3.9. Cumulus	106
5.3.10. Cumulonimbus	107
5.4. A felhőzettel kapcsolatos földfelszíni megfigyelések	109
5.4.1. A felhőzet típusának meghatározása – az égbélyeg kódolása	109
5.4.2. A borultság meghatározása	111
5.4.3. A felhőalap meghatározása	111
6. Időjárási jelenségek és megfigyelésük – II.	113
6.1. Légköri vízjelenségek	113
6.1.1. Lebegő részecskék	113
6.1.2. Hulló részecskék	115
6.1.3. Szélsodorta részecskék	116
6.1.4. Leccsapódó részecskék	116
6.1.5. Víztilcsér	118
6.2. Légköri porjelenségek	118
6.2.1. Lebegő részecskék	118
6.2.2. Szélsodorta részecskék	118
6.3. Légköri fényjelenségek	118
6.3.1. Halojelenségek	118
6.3.2. Koszorú jelenségek	119
6.3.3. Glória	119
6.3.4. Felhő irizálás	119
6.3.5. Szivárvány	119
6.3.6. Bishop gyűrű	120
6.3.7. Tükrözések	120
6.4. Légköri elektromos jelenségek	121
6.4.1. Zivatar	121
6.4.2. Villogás	121
6.4.3. Sarki fény	122
6.5. Látástávolság	122
6.5.1. A látástávolság vizuális észlelése	122
6.5.2. A látástávolság mérése műszerekkel	123
6.6. Talajállapot	126
7. Automata felszíni meteorológiai állomások	128
7.1. Definíció	128
7.2. Az automata meteorológiai állomások telepítésének céljai	128
7.3. Automata állomásokra vonatkozó előírások	128
7.4. Az automata meteorológiai állomások típusai	129

7.5. Hálózatok	131
7.6. Automata meteorológiai állomás felépítése	131
7.6.1. Az automata meteorológiai állomás hardver részei	131
7.6.2. Az automata meteorológiai állomás szoftver részei	132
7.7. Egy tipikus automata meteorológiai állomás mérési programja	132
7.7.1. Légnyomás mérése	133
7.7.2. Hőmérséklet mérése	133
7.7.3. Légnedvesség mérése	134
7.7.4. Szél mérése	134
7.7.5. Csapadék mérése	135
7.7.6. Napsütés meghatározása	136
7.7.7. Sugárzás mérése	136
7.7.8. Felhőalap mérése	136
7.7.9. Látástávolság mérése	136
8. Közvetlen magaslégtérbeli mérések	137
8.1. Magaslégtérbeli mérések története	137
8.2. A planetáris határreteg vizsgálata	137
8.2.1. Mérőtornyok	137
8.2.2. Kötött léggömbök (aerosztátok)	142
8.2.3. Lassú emelkedésű ballonszondák (planetáris határreteg szondák)	142
8.2.4. Pilot ballon mérések	143
8.3. Rádiószonda mérések	143
8.3.1. Rádiószonda mérésekkel kapcsolatos alapfogalmak	143
8.3.2. Rádiószonda mérések eredményei	144
8.3.3. Rádiószonda mérések felhasználási területei	144
8.3.4. Rádiószonda mérések műszerkövetelményei	145
8.3.5. Rádiószonda mérések adatkövetelményei	145
8.3.6. A rádiószonda mérések és a közvetett mérések összehasonlítása	145
8.3.7. Légtérbeli állapotjelzők a rádiószondás felszállások során	146
8.3.8. Rádiószonda felbocsátása és a mérések végrehajtása	148
8.4. Mérések vetőszondával	151
8.5. Repülőgépes mérések	151
8.5.1. Speciális repülőgépes mérések	151
8.5.2. Folyamatos repülőgépes mérések	152
8.5.3. Meteorológiai adatok mérése	152
8.6. Meteorológiai rakéták	155
9. Aktív távérzékelési módszerek	156
9.1. Időjárásradarmérések	156
9.1.1. Az időjárásradar története	157
9.1.2. Időjárásradarok felépítése	157
9.1.3. Időjárásradarok tulajdonságai	158
9.1.4. Különböző radarmérési eljárások	159
9.1.5. A radaregyenlet	160
9.1.6. A csapadékinzintás meghatározása	161
9.1.7. Doppler radarok	161
9.1.8. Polarizációs radarok	161
9.1.9. Magyarországi radarmérések	162
9.2. SODAR (SOund Detection And Ranging)	164
9.3. Wind-profiler	167
9.4. Rádió-akusztikus szondázó rendszer (RASS)	168
10. Passzív földfelszíni távmérések	172
10.1. A villámdetektálás története	172
10.2. Villámdetektálási módszerek	172
10.2.1. Iránymérési módszer	173
10.2.2. TOA (Time of Arrival) módszer	173
10.3. Hazai villámdetektáló hálózatok az 1990-es évektől	174
10.3.1. A SAFIR (System d'Alerte Foudre par Interferometrie Radioelectrique) rendszer	174
10.3.2. A FLASH projekt	176

10.3.3. A LINET (Lightning Detection Network)	176
11. Tengeri meteorológiai mérések	179
11.1. Rövid történeti áttekintés	179
11.2. Tengeri mérések rendszere	179
11.3. Földbázisú tengeri mérések	180
11.3.1. Hajókon végzett megfigyelések	180
11.3.2. Kötött bójákon végzett megfigyelések	184
11.3.3. Sodródó bójákon végzett megfigyelések	185
11.3.4. Tengersizint-mérő állomások	185
11.3.5. Az ARGO Rendszer	185
11.4. Űrbázisú tengeri mérések	186
12. Levegőkémiai mérések	188
12.1. Levegőkémiai mérések helyszínei	188
12.2. Levegőkémiai mérőhálózatok	190
12.2.1. Globális mérőhálózat	190
12.2.2. Európai mérőhálózat	190
12.2.3. Magyarországi mérések	191
13. Műholdas mérések	193
13.1. A Globális Megfigyelő Rendszer Űrbázisú Alrendszere	193
13.1.1. Az űr szegmens	193
13.1.2. A földi szegmens	195
13.2. Műholdak mérési-működési programja	195
13.2.1. Képfelvételek és a légkör vertikális szondázása	196
13.2.2. Adattovábbítás és közvetlen adatszolgáltatás	196
13.2.3. Adatgyűjtés	196
13.3. Műholdas megfigyelési technikák	196
13.4. A műholdak mozgása	197
13.5. A műholdak felépítése	197
14. Magyarországi mérőhálózat	198
14.1. A hazai meteorológiai mérések történeti áttekintése	198
14.2. A jelenlegi helyzet	198
14.2.1. A megfigyelési alrendszer	198
14.2.2. Rádiószonda mérések	199
14.2.3. Radarmérések	200
14.2.4. Egyéb aktív távérzékelési eszközök	200
14.2.5. Villámdetektálás	200
14.2.6. Levegőkémiai mérések	200
15. Adatellenőrzés, adatfeldolgozás	202
15.1. A műszerek ellenőrzése, kalibrációja	202
15.2. A minőségbiztosítás alapvető jellemzői	203
15.3. Adatok ellenőrzése az adatfeldolgozás során	203

1. fejezet - A meteorológiai mérések céljai, módszerei, rendszere

A meteorológia a légkör fizikai, kémiai folyamatait és jelenségeit vizsgáló tudomány. E különböző tér- és időskálájú folyamatok és jelenségek határozzák meg egy-egy térség időjárását és éghajlatát.

Az időjárás a légkör fizikai állapotát és folyamatait jellemző állapotjelzők (például a levegő hőmérséklete, nyomása, nedvességtartalma stb.) összessége egy megadott földrajzi helyen és időben. Ugyanakkor az időjárást meghatározzák azok a kisebb tér- és időskálán zajló légköri folyamatok (például ciklontevékenység, időjárás frontok, konvektív rendszerek stb.), is, melyek a légköri állapot jellemzőinek aktuális értékeit befolyásolják.

Az éghajlat ezzel szemben egy adott földrajzi térség időjárás eseményeinek együttesével, azok átlagos, illetve szélsőséges eseményeinek statisztikai mutatóival jellemezhető. A statisztikai mérőszámok viszonyítási alapja az ún. éghajlati normálidőszak, mely az utolsó lezárt három évtizedre meghatározott normálértékeket tartalmazza. Az éghajlati normálértékek általában egy nagyobb térséget jellemeznek, de vonatkozathatjuk őket egy-egy adott pontra is. Az éghajlat gyakorlatilag meghatározza azt a keretet, melyben az időjárás változásai végbemennek, leírja az átlagos állapotokat (pl. évi, havi, napi átlagokat, időbeli meneteket), a szélsőségeket és azok gyakoriságát, valamint egyéb statisztikai mérőszámokat.

Az időjárásról és az éghajlatról, vagyis a légkör aktuális állapotáról, valamint hosszú távú változásairól a meteorológiai mérések és megfigyelések során a légkörről és a vele közvetlenül érintkező felszínről szerzett adatok nyújtanak információt. E fejezetben a meteorológiai mérések és megfigyelések rövid történeti áttekintése után azok céljait és eszközeit, valamint alapfogalmait mutatjuk be.

1.1. Történeti áttekintés

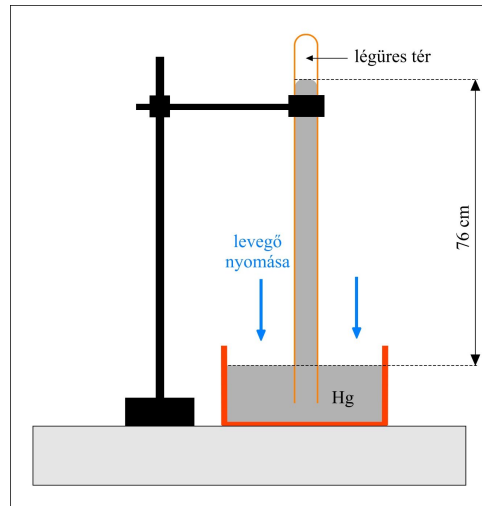
A légkörben tapasztalt jelenségek iránti kíváncsiság valószínűleg egyidős az emberiséggel. Az ókori civilizációk próbálták magyarázatot is adni a különféle jelenségekre. Az első, légkörrel kapcsolatos írásos feljegyzések közel 3000 éve a Babiloni Birodalomban születtek. Később a tudatos megfigyelés, s a jelenségek magyarázatának igénye a görögöknél bontakozott ki.

Az akkori kor tudásanyagát Platón tanítványa, Arisztotelész (Kr. e. 384–322), a modern tudományok előfutára foglalta össze „Meteorologica” című munkájában. Arisztotelész az Empedoklész (Kr. e. 495–435) által megnevezett 4 őselem (víz, levegő, tűz, föld) mindegyikét két tulajdonsággal jellemezte (hideg, vagy meleg, illetve száraz, vagy nedves) és azt gondolta, hogy ha egy elem tulajdonsága megváltozik, akkor átalakul. E szemlélet alapján magyarázta például a felhőképződést. Művében leírást adott a különböző csapadékfajtákról, a szélről, villámlásról, vagy légköri optikai jelenségekről. Megállapításai természetesen még nem minden esetben voltak pontosan, műve mégis óriási jelentőségű, s egészen a középkorig az egyetlen átfogó munka a légkörről.

A megfigyelések mellett a XVI-XVII. században egyre erősödött az igény a légkör állapotának objektív meghatározására. Ehhez pedig műszerekre volt szükség. A légkör egyre pontosabb feltárásának első pillére volt a különböző műszerek (hőmérő, légnyomásmérő stb.) feltalálása.

Galileo Galilei (1564–1642) a páduai egyetemen 1592-ben mutatta be először a hőmérséklet változásának jelzésére szolgáló termoszkópját. Ez az eszköz még nem jelezte a hőmérsékletet, de annak változását már demonstrálni lehetett vele. Néhány évvel később, az 1600-as évek elején, ugyancsak Páduában, Santorio Santorio (1561–1636) alkalmazott először skálát a termoszkópon, ezáltal megalkotva a hőmérő őst. A hőmérsékletmérés máig elterjedt skáláit azonban csak jóval később, a XVIII. században alkották meg Celsius, Fahrenheit, vagy Kelvin.

1647-ben Evangelista Toricelli (1608–1647) felfedezte a légnyomásmérő (barométer) működésének elvét (1.1. ábra). Egy higanykúdba állított, leforrasztott végű, higannyal töltött üvegcsővekkkel kísérletezve felfedezte a vákuumot és a légnyomás mérésére alkalmas higanyos barométert.

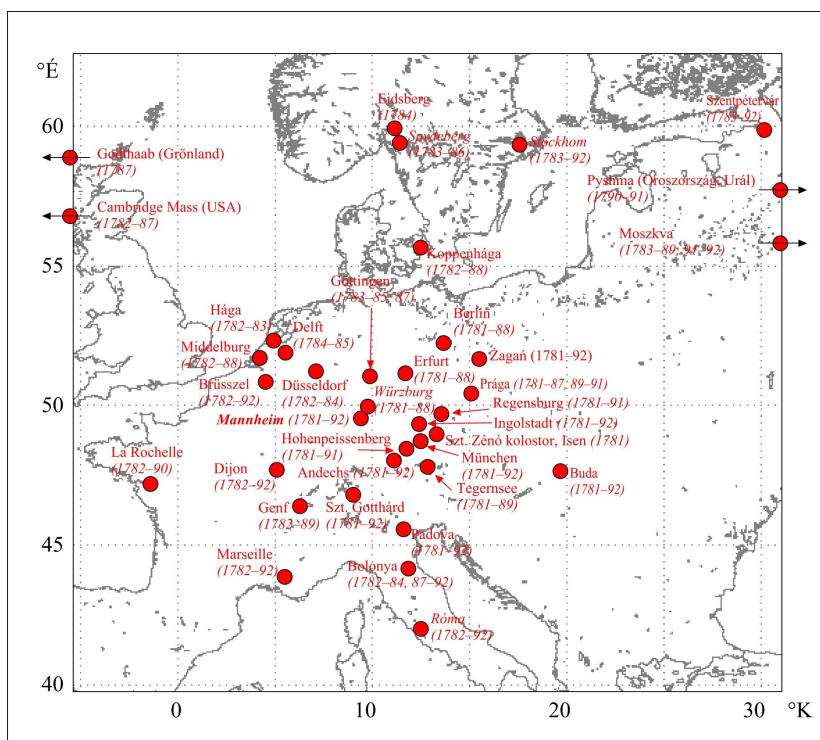


1.1. ábra: A higanyos barométer működési elve

Később folyamatosan megjelentek a különböző légköri állapothatározók (légnedvesség, csapadék, szél stb.) mérésére alkalmas műszerek. Az évek során az eszközök egyre kifinomultabbakká váltak. Lehetővé vált a meteorológiai elemek mérése, az adatok gyűjtése és archiválása.

A légkör objektív megismerésének következő jelentős lépését a mérések egységesítése érdekében tett erőfeszítések jelentették. 1657-ben, Firenzében, a kor rangos tudósai, többek között Giovanni Alfonso Borelli (1608–1679) és Vincenzo Viviani (1622–1703), a Mediciek támogatásával megalapították az „Accademia del Cimento” (A kísérlet akadémiaja) szervezetet, mely 1667-ig működött. Fő célkitűzéseik voltak a kísérletezés, műszerek készítése és a mérések egységesítése. A 18. században Európa-szerte elterjedté váltak a műszeres meteorológiai mérések. Több helyen is hálózatba szervezték a mérőállomásokat és a mérések egységesítésére törekedtek. A Londoni Királyi Társaság 1724 és 1735 között néhány évig működő meteorológiai mérőhálózatot hozott létre, melynek Anglián kívül Európában, Észak-Amerikában és Indiában is voltak állomásai. Ezen előzmények után 1780-ban Karl Theodor (1724–1799) 1780-ban Mannheimben megalapította az első tisztán meteorológiai szervezetet Societas Meteorologica Palatina (Mannheimi Meteorológiai Társaság) néven. A társaság célja egy európai mérőhálózat létrehozása volt (1.2 ábra). Ehhez a hálózathoz csatlakozott a budai csillagvizsgáló is, ahol 1780-ban kezdődtek a meteorológiai mérések (csapadék, légnyomás, felhőborítottság, szél).

A 18. században alakuló mérőhálózatok, így a Societas Meteorologica Palatina is még csak néhány évig működtek, de ennek ellenére rendkívül fontos volt annak felismerése, hogy a légkör alapos megismerésére irányuló meteorológiai mérések csak nemzetközi összefogással, egységes mérésekkel valósíthatók meg. A 19. század második felében aztán sorra alakultak a nemzeti meteorológiai szervezetek, melyek elsődleges céljai voltak a mérőrendszerek fejlesztése és az állomáshálózatok bővítése.



1.2. ábra: A Societas Meteorologica Palatina (Mannheimi Meteorológiai Társaság) állomáshálózata. Az évszámok a mérési időszakokat jelölik. A társaság keretében 1792-ig történtek meteorológiai mérések. A budai mérőállomás a kezdetektől részt vett a nemzetközi együttműködésben.

Magyarországon 1870. április 8-án ellenjegyezte Ferenc József a „Meteorológiai és Földdelejjességi Magyar Királyi Központi Intézet” (mai nevén: Országos Meteorológiai Szolgálat) alapító okiratát (Czelnai, 1995). Az intézet élére a bencés paptanárt, Shenczl Guidót (1823–1890) nevezték ki (1.3. ábra). Az egyes országok közötti adatcsere elősegítése érdekében pedig néhány évvel később, 1873-ban megalapították a Nemzetközi Meteorológiai Szervezetet (IMO – International Meteorological Organizations).



1.3. ábra: Shenczl Guidó, a „Meteorológiai és Földdelejjességi Magyar Királyi Központi Intézet”, (ma Országos Meteorológiai Szolgálat) élére kinevezett első igazgató.

A 19. század végére, 20. század elejére, a mind pontosabb és részletesebb mérések révén egyre árnyaltabb kép rajzolódott ki a légköri viszonyokról, ami elősegítette a meteorológia elméleti alapjainak lefektetését. Ráadásul a méréseket már csak a felszín közelében végezték, hanem a légkör magasabb régióiban is. A kezdeti kísérletezgetés (forrólevegős léghajók, meteorológiai sárkányok) után, 1892-ben Gustave Hermite (1863–1914) és Georges Besançon (1866–1934) egy ballonnal sikeresen juttattak meteorológiai műszereket a magasba. Ezzel lehetővé vált, hogy a meteorológiai elemek eloszlását már ne csak horizontálisan, hanem vertikálisan is megismerjék.

A 20. századtól a mérés technika rohamos fejlődése tapasztalható. A közvetlen mérések mellett megjelentek a távmérésen alapuló közvetett módszerek is (pl. időjárási radar, villámdetektálás). Ugyancsak fontos mérőföldkönek

számított, hogy 1960. április 1-jén pályára állt az első sikeres meteorológiai műhold, a TIROS-1 (1.4 ábra). A műholdas észlelés új távlatokat nyitott a légköri megfigyelések terén.



1.4. ábra: Az amerikai TIROS-1 műhold által készített első kép (forrás: www.noaa.gov). A műholdak meteorológiai célú alkalmazása új távlatokat nyitott. A TIROS-1 műhold volt az első sikeres pályára állított meteorológiai műhold. 78 napon keresztül szolgáltatott adatokat.

Manapság, a különböző föld- és űrbázisú megfigyelő rendszerek automatizált mérései jelentik a korszerű meteorológiai megfigyelések alapját.

1.2. A meteorológiai megfigyelések

1.2.1. A meteorológiai mérések céljai

A meteorológiai (és egyéb kapcsolódó környezeti) mérések és megfigyelések során nyert adatok felhasználása rendkívül széleskörű. Az adatgyűjtés egymással is összefüggő alapvető céljai a következők:

- információszerzés a légkörről (a légkör és a felszín pillanatnyi állapotának feltérképezése),
- a mért és megfigyelt adatok alapján a légköri viszonyok előrejelzése,
- különböző kutatások.

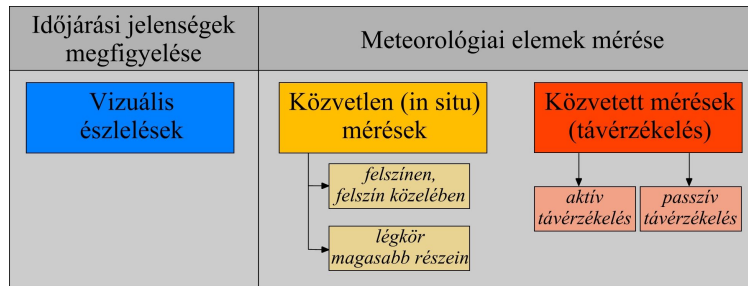
A meteorológiai adatok különböző megrendelőnek és felhasználónak (például közlekedés, ipar, mezőgazdaság, egészségügy, energiagazdálkodás, vízgazdálkodás, biztosítók, média stb.) tájékoztatást hasznos jelentenek időjárásfüggő tevékenységek tervezéséhez, kivitelezéséhez.

Az adatgyűjtés kiemelt fontosságú célja a különböző skálájú időjárás-előrejelzést készítő, ún. numerikus modellek kezdeti mezőinek előállítás, valamint a számítások közben eltelt idő alatt az újabb mérések felhasználásával az előrejelzések pontosítása. A mérési eredmények alapján végzett modellszimulációk fontos szerepet kapnak a veszélyes időjárási jelenségek előrejelzésében is.

A fentiekén túl, az archivált meteorológiai adatbázisok különböző kutatások (pl. éghajlati, felhő- és légkörfizikai, levegőkémiai stb.) számára jelentek alapot.

1.2.2. A meteorológiai megfigyelések módszerei

A légkörről és a vele érintkező felszín állapotáról különböző módon szerezhetünk információt. Ez történhet egyszerűen szabad szemmel végzett észleléssel, helyben végzett (in situ), közvetlen mérésekkel, vagy távérzékelésen alapuló, közvetett módszerekkel (1.5. ábra).



1.5. ábra: Meteorológiai mérési és megfigyelési módszerek

1.2.2.1. Vizuális megfigyelések

A léggör és a vele érintkező felszín vizsgálatának egyik módja a vizuális megfigyelés, amikor műszerek nélkül, szabad szemmel történik az időjárási jelenségek észlelése. Általában olyankor alkalmazzák, amikor a műszeres mérés nem, vagy legalábbis nehezen valósítható meg, pl. felhőfajták, csapadékfajták, vagy egyéb léggöri jelenségek meghatározásakor. Ez esetben tehát nem egy objektív módon számszerűsíthető léggöri állapotjelzőt (pl. hőmérséklet, szélirány) határozunk meg, hanem esetenként összetett léggöri jelenségeket írunk le.

1.2.2.2. Közvetlen (in situ) mérések

A léggöri állapothatározók (léghőmérséklet, szélesség, csapadékmennyiség, stb.) értéke legpontosabban közvetlen módszerrel mérhető. Ez történhet a felszín közelében és a magasabb léggörben is. A mérés során a műszer érzékelője közvetlenül érintkezik a mérendő közeggel.

1.2.2.3. Közvetett (távérzékelési) módszerek

Bonyolultabb és kevésbé pontos a közvetett, vagy távérzékelési mérés. A közvetlen méréssel szemben azonban nagy előnye, hogy a léggör tetszőleges pontjáról, akár folyamatosan szolgáltat adatokat. A távérzékelés lehet aktív, vagy passzív. Aktív esetben a műszer kibocsát egy jelet (elektromágneses- vagy hanghullámot), ami kapcsolatba lép a mérendő közeggel, és visszaverődött része megváltozott tulajdonsággal, ezáltal a vizsgált közegre jellemző információ-tartalommal jut vissza a műszer érzékelőjébe. Ezzel szemben passzív távérzékeléskor a műszer csak fogadja a vizsgált tartományból érkező jeleket.

1.2.3. A megfigyelések reprezentativitása

Mivel a térben és időben folytonos léggöri állapothatározókat diszkrét mérési pontokban és időpontokban mérjük, fontos annak ismerete, hogy egy mérés mennyire reprezentatív (mekkora térségre szolgáltat pontos értéket). A megfigyelések reprezentativitása azt fejezi ki, hogy egy adott helyen és időben végzett meteorológiai megfigyelés tágabb környezetre is érvényesnek tekinthető. E reprezentativitás nem egy fix érték. A különféle célú megfigyelések reprezentativitása egyaránt függ a műszerezettségétől, a földrajzi környezettől, az adatgyűjtés és a műszer elhelyezés módjától. Egy szinoptikus célú (nagy térségű időjárási rendszerek, például ciklonok, időjárási frontok vizsgálata céljából végzett) megfigyelés akár 100 km-es sugarú körben is reprezentatív lehet egy meteorológiai állomás körül. Kisebb skálájú folyamatok, lokális időjárási jelenségek esetén ez az érték 10 km, vagy még kisebb nagyságrendű. Másképp fogalmazva, a mérések szükséges tér- és időbeli felbontását (pl. állomáshálózat sűrűségét, átlagolási időt) a vizsgált léggöri folyamat jellege szabja meg. A különböző skálájú időjárási folyamatok horizontális skála alapján tipikus osztályozását az 1.1 táblázat írja le.

1.1. táblázat: Időjárási folyamatok horizontális térskáláinak osztályozása

Skála	Tartomány	Léggöri jelenség
Mikroskála	< 100 m	mikrometeorológiai folyamatok (pl. párolgás)
Lokális skála	100 m – 3 km	légszennyező anyagok terjedése, tornádó stb.
Mezoskála	3 km – 100 km	zivatarcella, kisebb skálájú áramlási rendszerek (pl. hegy-völgyi szél, parti szél stb)

Nagy skálájú folyamatok	100 km – 3000 km	időjárási frontok, különböző ciklonok, stb.
Planetáris skála	> 3000 km	planetáris hullámok

A különféle előrejelzések számára szükséges mérések tér- és időbeli felbontása szoros kapcsolatban áll a légköri jelenségek skálájával. Így például a kis skálájú, gyors fejlődésű időjárási jelenségek rövid-távú előrejelzéséhez jóval sűrűbb mérőhálózatra és gyakoribb észlelésekre van szükség egy adott tartományon.

1.2.4. Metaadatok

A meteorológiai mérések során a mérési adatok összehasonlíthatósága érdekében egységesítésre kell törekedni. Ugyanakkor, a helyi adottságok és a különféle környezeti tényezők hatására a műszerezettség valamint a mérőeszközök elhelyezése számos esetben az elfogadott standardhoz képest kisebb-nagyobb mértékben eltérő lehet. Ennek egy tipikus példája, hogy bizonyos területeken, ahol általában nagy mennyiségű hó hullik, a csapadékmérőket más magasságba helyezik, mint általában, annak érdekében, hogy télen, nyáron egyaránt megfelelő méréseket végezhesenek.

A meteorológiai adatok felhasználása során fontos információt jelent a mérések pontos körülményeinek ismerete. A mérésekkel kapcsolatos alapvető információkat tartalmazzák a metaadatok (adatok az adatokról). E metaadatok írják le egy-egy mérőhelyre, illetve az ott telepített műszerekre, eszközökre vonatkozó alapadatokat: ilyenek például a műszerek típusa, állapota, elhelyezésük körülményei, kalibrációjuk időpontjai, fontosabb változások az állomás életében stb. A metaadatok különösen olyan légköri állapotathatózók esetén fontosak, melyek mérésére alkalmazott műszerek rendkívül érzékenyek a telepítés módjára (pl. hőmérséklet, szél, csapadék esetén). A metaadatok ismerete különösen fontos lehet hosszabb távú adatbázis feldolgozása során (pl. éghajlati kutatásokban), hiszen ez esetben egy-egy állomás életében akár jelentős változások is bekövetkezhetnek, melyek a mérési adatokat is befolyásolhatják. Ilyen jelentős változás lehet például, ha egy korábban külterületre telepített állomás környezete évtizedek alatt folyamatosan beépül (az antropogén hatás befolyásolhatja a hőmérsékletet), esetleg változik a növénytakaró (pl. megnőnek a környező fák, és emiatt magasabbra kell helyezni a szélmérőt).

1.3. Meteorológiai megfigyelő rendszerek

A légkör állapotának, jelenségeinek vizsgálata az egész Földre kiterjedő mérőhálózatot, jól szervezett nemzetközi együttműködést igényel. Ennek összehangolását a Meteorológiai Világszervezet (World Meteorological Organization – WMO – www.wmo.int) egyik programja, az Időjárási Világszolgálat (World Weather Watch – WWW) végzi (az adatgyűjtésről és adattovábbításról részletek a 2. fejezetben). A Világszolgálat feladatai közé tartozik a meteorológiai adatok gyűjtése, továbbítása és feldolgozása.

A megfigyelések nemzeti, regionális és globális szinten történnek. Az adatgyűjtés eszközeit és módszereit, a különböző szintű mérésekkel kapcsolatos követelményeket is a Meteorológiai Világszervezet szabályozza. E követelményeket teljesíti az egész Földre kiterjedő Globális Megfigyelő Rendszer (Global Observing System – GOS). A Globális Megfigyelő Rendszer egy földbázisú és egy űrbázisú megfigyelő alrendszerből áll.

A földbázisú alrendszer fő elemeit képzik az alábbi mérőhálózatok:

- felszíni szinoptikus állomások (szárazföldi és tengeri),
- magaslégköri méréseket végző állomások,
- repülőgépes mérések.

továbbá egyéb meteorológiai állomások (éghajlati állomások, agrometeorológiai állomások, csapadékmérő állomások, különleges célú állomások stb.)

Az űrbázisú alrendszer a különböző meteorológiai és egyéb kapcsolódó méréseket végző műholdak mérési programját fogja össze. Alapvetően 3 műholdtípus tartozik ide:

- operatív, alacsony pályán keringő (kvázipoláris műholdak) műholdak
- operatív, geostacionárius műholdak,
- kutatás-fejlesztési (ún. R&D – research and development) műholdak.

A földbázisú és űrbázisú rendszer komponenseinek részletes bemutatását lásd a 2. fejezetben.

1.4. Adatkövetelmények

A különböző célú meteorológiai mérések adatkövetelményeit (pl. mérések horizontális, vertikális felbontása, időbeli gyakoriság, a mérés pontossági követelményei stb.) különböző szinteken határozzák meg (WMO, 2008). Ezek a következők:

1.4.1. Globális adatkövetelmények

A globális követelmények a nagyskálájú és planetáris skálájú meteorológiai jelenségek és folyamatok általános leírására vonatkoznak.

1.4.2. Regionális adatkövetelmények

A regionális adatkövetelményeket használják, ha két, vagy több nemzeti meteorológiai szolgálat közösen és részletesebben kíván vizsgálni egy-egy nagy-, vagy planetáris skálájú időjárási jelenséget, vagy akár valamilyen kisebb léptékű, mezo-, vagy lokális skálájú (lásd 1.1. táblázat) meteorológiai folyamatot.

1.4.3. Nemzeti követelmények

A nemzeti követelményeket az egyes országok nemzeti meteorológiai szolgálatai sajátos, egyedi igényeik szerint állapítják meg.

1.4.4. Egyedi alkalmazási területek megfigyelési követelményei

A meteorológiai adatok számos egyedi alkalmazási területe (pl. globális numerikus időjárási előrejelzés, ultrarövid távú előrejelzések, repülés kiszolgálása, hajózási navigáció, ipari, mezőgazdasági alkalmazások, éghajlatkutatás stb.) sajátos megfigyelési követelményrendszert ír elő. Ezeket a követelményeket a Meteorológiai Világszervezet határozza meg, vizsgálja felül és frissíti.

1.4.5. Veszélyjelzések speciális adatkövetelményei

Egy ipari baleset során a levegőbe jutó szennyezőanyagok légköri terjedésének gyors és hatékony szimulálása kiemelt jelentőségű a következmények mérséklése szempontjából. A különböző szemléletű és skálájú diszperziós modellek számára a mérési adatokból megfelelő felbontásban előállított meteorológiai mezők jelentenek bemenő adatbázist. Ez gyakorlatilag megfelel az előrejelzési modellek számára szükséges meteorológiai adatkövetelménnyel. A modell szimulációkhoz a meteorológiai adatokon kívül egyéb, kibocsátással kapcsolatos adatok is szükségesek. Fontos követelmény, hogy mind a meteorológiai, mind a kibocsátási adatok gyakorlatilag azonnal hozzáférhetőek legyenek.

1.4.6. Adatkövetelmények vulkáni aktivitáshoz kapcsolódóan

A vulkáni aktivitás potenciális veszélyt jelenthet a légi közlekedés számára. Az előző pontban leírtakhoz hasonlóan ez esetben is az előrejelző modellek számára biztosított meteorológiai adatbázis szükséges, továbbá adatok a vulkáni aktivitással kapcsolatban.

1.5. Meteorológiai állomások általános követelményei

A Meteorológiai Világszervezet előírása szerint (WMO, 2003) a meteorológiai állomásoknak számos követelményt kell teljesíteniük annak érdekében, hogy a különböző meteorológiai elemeket megfelelő pontossággal legyenek képesek mérni:

- (1): az állomások pontosan kalibrált műszerekkel legyenek felszerelve, megfelelő mérési és megfigyelési módszereket alkalmazzanak;
- (2): az adatkövetelmények kielégítése érdekében az elsődleges adatokat megfelelő meteorológiai változókká kell konvertálni;
- (3): a kompatibilitás érdekében az azonos típusú méréseket a különböző állomásokon hasonló módon kell végezni;
- (4): minden meteorológiai állomásra meg kell állapítani egy referencia magasságot;
- (5): a minőségi megfigyelések és a megfelelően működő műszerpart folyamatos fenntartása érdekében az állomásokot időnként ellenőrizni kell;
- (6): az állomások ellenőrzését (ami kiterjed a műszerekre, a megfigyelési módszerekre, az észlelőkre) tapasztalt szakmai személyeknek kell végezni;
- (7): az egyes állomások ellenőrzését az alábbiak szerint kell elvégezni:
 - felszíni szinoptikus állomás: két évente legalább egyszer,
 - agrometeorológiai és egyéb speciális állomás: évente legalább egyszer,
 - fő éghajlati állomás: évente legalább egyszer,
 - normál éghajlati állomás: három évente legalább egyszer,
 - automata meteorológiai állomás: fél évente legalább egyszer,
 - tengeri állomásokon a barométert évente legalább kétszer kell ellenőrizni.

1.6. A meteorológiai műszerek követelményei

Annak érdekében, hogy a légkör állapotáról, annak változásairól a lehető legpontosabb képet kapjuk, olyan műszerekre van szükség, melyekkel hosszú távon megbízható és pontos méréseket lehet végezni. A meteorológiai műszerekkel szemben elvárt legfontosabb jellemzők a következők:

- (1): a mérés bizonytalansága ne haladja meg az adott meteorológiai elemre vonatkozó adatkövetelménynek megfelelő bizonytalanságot – fontos, hogy ez a bizonytalanság hosszú ideig ne romoljon, és a műszer folyamatosan megbízható adatokat szolgáltatson;
- (2): megbízhatóság és stabilitás;
- (3): a műszer megfelelően kalibrált legyen – a műszereket időről időre szükséges a nemzeti standardokhoz kalibrálni;
- (4): egyszerű kezelhetőség – összhangban a követelményekkel;
- (5): tartósság – változó (akár extrém) időjárási körülmények között is alkalmazható legyen;
- (6): elfogadható ár – az előzőek figyelembevételével.

1.7. Mértékegységek

A műszeres mérések során nyert numerikus értékeket megfelelő mértékegységekben kell megadnunk, hogy információt nyerjünk a légkör fizikai állapotáról. Ezekben az egységesített mértékegységekben kerülnek az adatok a nemzetközi adatforgalomba is. Az 1.2. táblázat az egyes meteorológiai elemek mértékegységeit adja meg.

1.2. táblázat: Meteorológiai mérések során a nemzetközi gyakorlatban használt mértékegységek

Mennyiség	Mértékegység
Légnyomás	hPa (hektopascal)
Hőmérséklet	°C (Celsius fok), vagy

	K (Kelvin fok)
Szélesség (felszíni és magaslégköri méréseknél is)	$m s^{-1}$ (méter per másodperc)
Szélirány	fok (Északról indulva, az óramutató járásával megegyezően), vagy 0–36 között, ahol pl. 09 a keleti, 18 a déli, 27 a nyugati, 36 az északi irány stb.
Relatív nedvesség	% (százalék)
Csapadék (csapadékösszeg)	mm (milliméter), vagy $kg m^{-2}$ (kilogramm per négyzetméter)
Csapadékintenzitás	$mm h^{-1}$ (milliméter per óra), vagy $kg m^{-2} s^{-1}$ (kilogramm per négyzetméter per másodperc)
Hó vízegegyérték	$kg m^{-2}$ (kilogramm per négyzetméter)
Párolgás	mm (milliméter)
Látótávolság (látástávolság)	m (méter)
Irradiancia (sugárzási áramsűrűség) *pl. globálsugárzás stb.	$W m^{-2}$ (Watt per négyzetméter)
Besugárzás (egy felületre időegység alatt beérkező sugárzási energia)	$J m^{-2}$ (Joule per négyzetméter)
Napsütés időtartama (napsütéses órák száma)	h (óra)
Felhőmagasság	m (méter)
Felhőzet mennyisége	okta (nyolcad)
Geopotenciál (magaslégköri méréseknél)	m' (standard geopotenciál méter, $m' = 0,980665 m$)

Irodalomjegyzék

Czelnai, R.. 1995. *Az Országos Meteorológiai Szolgálat 125 éve*. OMSZ, Budapest.

World Meteorological Organization. 2003 (WMO, 2003). *Manual on the Global Observing System*. Volume I – Global Aspects. WMO-No. 544. Geneva. ISBN 92-63-13544-4.

World Meteorological Organization. 2008 (WMO, 2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 8. Geneva. ISBN 978-92-63-10008-5.

<http://www.noaa.gov/>

<http://www.wmo.int/>

2. fejezet - Az adatgyűjtés, adattovábbítás nemzetközi hálózatai

2.1. A Meteorológiai Világszervezet

A Meteorológiai Világszervezetet (World Meteorological Organization – WMO) az 1873-ban alapított Nemzetközi Meteorológiai Szervezetet (IMO) utódjaként 1950. március 23-án hozták létre. Az alapítás dátuma a Meteorológia Világnapja lett. A Meteorológiai Világszervezet nemzetközi jellegét hangsúlyozza, hogy jelenleg 191 állam (köztük Magyarország is) a tagja.

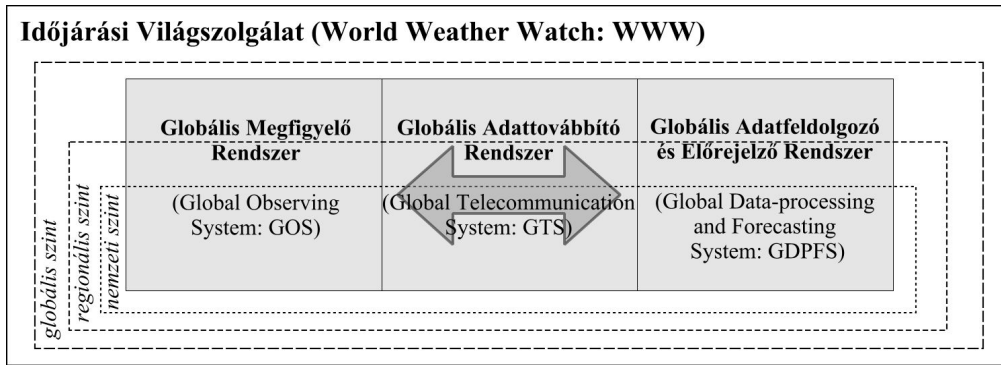
A Meteorológiai Világszervezet legfontosabb feladatai a meteorológia (az időjárás és az éghajlat), az alkalmazott hidrológia és az ezekhez kapcsolódó geofizikai tudományterületek aktuális feladatainak összefogása. Koordinálja az adatok gyűjtését, feldolgozását, egységesítését, a nemzetközi adatcserét, a különböző módszerek és technológiák elterjesztését, továbbá oktatási, valamint a kutatás-fejlesztési szerepet is betölt. A meteorológia adatok gyűjtését, adattovábbítását és feldolgozását a Meteorológiai Világszervezeten belül az Időjárási Világszolgálat (World Weather Watch – WWW) felügyeli.

2.2. Az Időjárási Világszolgálat

A meteorológiai adatok kezelése, a mérőállomásoktól a nemzeti, majd regionális központokba való továbbítása, az adatok feldolgozása, numerikus előrejelzések készítése, az adatok archiválása olyan világméretű feladat, ami csak jól szervezett nemzetközi együttműködés keretein belül valósulhat meg. E nemzetközi együttműködést koordinálja az Időjárási Világszolgálat.

Az Időjárási Világszolgálat feladata az adatgyűjtés, a továbbítás és a feldolgozás, melyekért egy-egy alaprendszer (Basic System) felelős (2.1. ábra). A légkör állapotának meghatározását, vagyis a meteorológiai méréseket és megfigyeléseket a Globális Megfigyelő Rendszer (Global Observing System - GOS) végzi. Az adatoknak a mérőhelyekről a feldolgozó és archiváló központokba való áramlásának biztosítása a Globális Adattovábbító Rendszer (Global Telecommunication System – GTS) feladata. Az adatok feldolgozása a Globális Adatfeldolgozó és Előrejelző Rendszer (Global Data Processing System – GDPS) keretén belül zajlik. Mindhárom alaprendszer 3 szinten működik, ezek a nemzeti, regionális és globális szintek.

Az Időjárási Világszolgálat határozza meg, hogy mit, mivel és hogyan kell mérni, illetve megfigyelni. Ez azért fontos, hogy a világ különböző pontjain lévő mérőállomások adatai egymással összehasonlíthatók legyenek. Ennek érdekében a méréseket azonos paraméterekkel rendelkező műszerekkel, azonos módon és azonos időben kell végezni (az adatok, mérőállomások és műszerek követelményeit részletesen lásd az 1. fejezetben). Jól meghatározottak az egyes műszerek pontossági követelményei, a mérőhelyen történő elhelyezés feltételei, a leolvasás, vagy adatgyűjtés módja és a különböző korrekciók. Az időegyeztetés érdekében a világon mindenütt az UTC-t (UTC – Universal Time Control) használják. Az UTC a greenwichi középidejű, régebben GMT-nek, azaz Greenwich Mean Time-nek nevezték (UTC = CET /Közép-Európai Idő/ – 1 óra a téli, és UTC = CET – 2 óra a nyári időszámítás alatt). Az egységesített mérésnek köszönhetően a világ különböző pontjain lévő mérőállomások adatai egymással összehasonlíthatók.



2.1. ábra: Az Időjárási Világszolgálat alaprendszerei: a Globális Megfigyelő Rendszer (Global Observing System - GOS), a Globális Adattovábbító Rendszer (Global Telecommunication System – GTS) és a Globális Adatfeldolgozó és Előrejelző Rendszer (Global Data Processing System – GDPS).

2.3. A Globális Megfigyelő Rendszer

A Globális Megfigyelő Rendszer két alrendszer mérési programjait foglalja magába (WMO, 2003; 2008). Ezek a földbázisú valamint az űrbázisú alrendszerek.

2.3.1. A Földbázisú Alrendszer

2.1. táblázat: A Globális Megfigyelő Hálózat Földbázisú Alrendszerének elemei

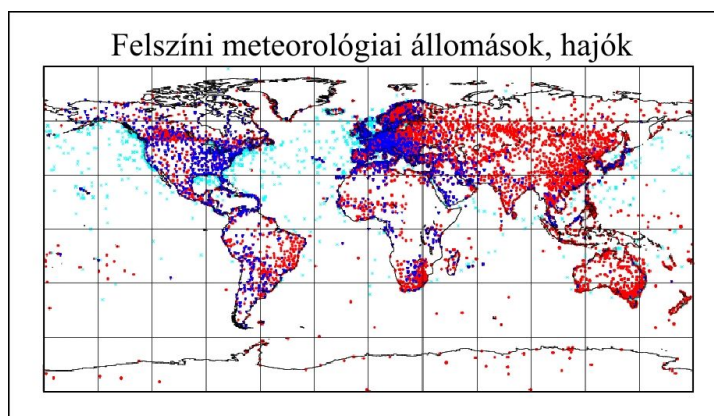
Felszíni szinoptikus állomások		- állomás észlelővel - automata állomás
Tengeri szinoptikus állomások	rögzített tengeri állomások	- óceáni időjárás állomás (vesztelő mérő hajók) - világítótorony állomás - sekélyvízi rögzített állomás - mélyvízi rögzített állomás - lehorgonyzott bója - tengerparti állomás
	mozgó tengeri állomások	- hajók (különböző mérési programok) - meteorológiai állomás úszó jégtáblán - sodródó bója
Magaslégköri szinoptikus állomások		- rádiószonda állomás - pilot ballon állomás
Repülőgépes állomások		- repülőgépeken végzett meteorológiai mérések
Egyéb állomások		- légi-irányítási állomás - kutatóhajók - éghajlati állomások - agrometeorológiai állomás
Speciális állomások		- időjárás radarállomás

	<ul style="list-style-type: none"> - sugárzásmérő állomás (napsugárzás) - wind profiler állomás - légköri zavarokat (pl. villámok) észlelő állomás - kutató repülőgépes mérések - meteorológiai rakétaállomás - háttérszennyezettség mérő állomás - határreteg állomás - árapály mérő állomás
--	---

A Földbázisú Alrendszer fő elemei a felszíni szinoptikus állomások. Ezeken az állomásokon egy időben történik a mérés, így áttekintő képet kapunk a légkörről, vagy annak egy tartományáról. A szinoptikus állomások mellett fontos információkkal szolgálnak a légkör magasabb tartományairól a repülőgépeken végzett mérések is. E főbb összetevők mellett számos egyéb meteorológia állomáson végeznek meteorológiai méréseket, melyek a Globális Megfigyelő Hálózat számára is szolgáltatnak adatokat (2.1. táblázat). Egyes állomásokon egyszerre többféle mérési program is folyik. Így például a Budapest Pestszentlőrinci Observatórium egyben felszíni szinoptikus állomás, rádiószonda állomás és időjárás radarállomás is.

2.3.1.1. Felszíni szinoptikus állomások

A szinoptikus állomásokon a megfigyelések alapja az azonos időben való észlelés. Az észleléseket a szinoptikus főterminusokban (00, 06, 12, 18 UTC-kor) végzik a legtöbb főállomáson. Több állomás a szinoptikus mellékterminusokban (03, 09, 15, 21 UTC-kor) is, néhány mérőhely pedig óránként szolgáltat mérési adatot. A főállomások adatai szolgáltatják a legrészletesebb és legpontosabb információt a légkör legalsó tartományáról. Ezek az állomások egyaránt lehetnek észlelővel ellátott, részlegesen, vagy teljesen automatizált mérőhelyek. Világszerte mintegy 4000 szárazföldi szinoptikus állomás tagja a Globális Megfigyelő Rendszernek (2.2 ábra).



2.2. ábra: A Globális Megfigyelő Rendszer szárazföldi és tengeri szinoptikus állomásainak térbeli eloszlása a Földön.

Az állomások térbeli eloszlása nem teljesen homogén. A kontinensek sűrűn lakott területein az állomás-sűrűség megfelelő, azonban lakatlan vidékeken (pl. nagy sivatagok, hegyvidék) csak elvétve található egy-egy meteorológiai állomás.

Azokon a szinoptikus állomásokon, ahol észlelő személyzet is tartózkodik, a meteorológiai elemek és időjárás jelenségek részletes mérését és megfigyelését végzik (az egyes meteorológiai elemekről, illetve időjárás jelenségekről részleteke a következő fejezetekben):

- időjárás helyzet az észlelés időpontjában (jelen idő),

- időjárási helyzet az észlelést megelőző órá(k)ban,
- szélre vonatkozó adatok (szélsébség, szélirány)
- felhőzet mértéke (borultság), felhőzet fajtái, felhőalap magassága,
- látástávolság,
- léghőmérséklet,
- légnedvesség,
- légnyomás,
- légnyomásváltozás mértéke, tendenciája,
- minimum, maximum hőmérséklet,
- csapadékösszeg,
- talajállapot,
- felhők haladási iránya,
- időjárási jelenségek.

Az automata állomásokon az alábbi meteorológiai elemek mérése történik:

- légnyomás,
- szélirány és szélsébség,
- léghőmérséklet,
- légnedvesség,
- csapadék egzisztencia (hullik-e csapadék?).

Amennyiben lehetséges a további elemek mérését is végzik:

- csapadékösszeg,
- csapadékintenzitás,
- látástávolság,
- felhőalap magasság,
- időjárási jelenségek.

2.3.1.2. Tengeri szinoptikus állomások

A tengereken, óceánokon rögzített és mozgó állomásokon történnek az észlelések. Ezek is lehetnek észlelővel ellátott, illetve automata mérőrendszerek. A legrészletesebb mérést az óceáni időjárási állomásokon történik, ahol a légköri és tengeri méréseket, megfigyeléseket esetenként magaslégköri mérésekkel is kiegészítik. A mérések történhetnek világítótornyokon, rögzített platformokon, különböző mérési programmal rendelkező hajókon, továbbá sodródó és lehorgonyzott bójákon. Azokon az állomásokon, ahol észlelő személyzet is tartózkodik, részletesebb méréseket, megfigyeléseket végeznek (2.2. táblázat).

Az automata tengeri állomásokon az alábbi méréseket végzik:

- légnyomás,
- szélirány, szélsébség,
- léghőmérséklet,
- tengerfelszín hőmérséklet,

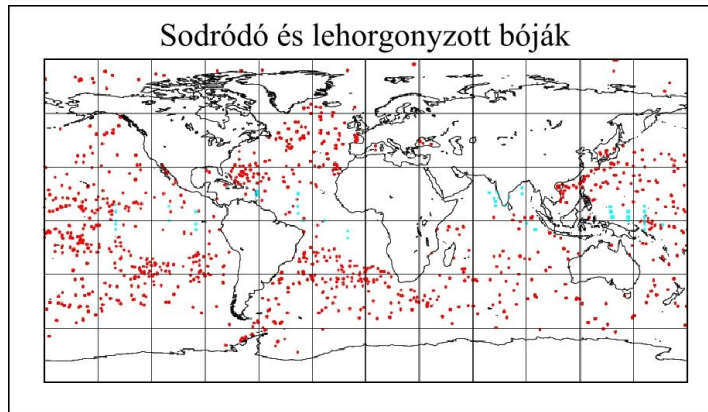
továbbá bizonyos állomásokon:

- csapadék egzisztencia,
- hullámok.

Hasonló méréseket végeznek egyes sodródó bóják is, az előbb felsorolt állapotjelzők közül a csapadék státuszon kívül a lehető legtöbb mennyiséget mérik. A rögzített tengeri állomások eloszlása a 2.2. ábrán látható, a bóják egy pillanatnyi állapotát a 2.3. ábra mutatja.

2.2. táblázat: Észlelőszemélyzettel ellátott tengeri szinoptikus állomások mérési programja

	óceáni időjárás állomás	hajók (kijelölt állomások)	hajók (további állomások)	hajók (kiegészítő állomások)	világító-torony, illetve parti állomások
időjárési helyzet az észlelés időpontjában (jelen idő)	x	x	x	x	x
időjárési helyzet az észlelést megelőző órá(k)ban,	x	x	x	x	x
szélre vonatkozó adatok (szélsebesség, szélirány)	x	x	x	x	x
felhőzet mennyisége	x	x	x	x	x
felhőzet típusa	x	x	x		x
felhőalap magassága	x	x	x		x
látótávolság	x	x	x	x	x
lég hőmérséklet	x	x	x	x	x
légnedvesség	x	x	x		x
légnyomás	x	x		x	x
nyomásváltozás	x	x			x
nyomásváltozás tendenciája	x	x			x
hajó haladási iránya és sebessége	x	x			
tengerfelszín hőmérséklet	x	x			x
hullámok haladási iránya	x	x			x
hullámperiódus	x	x			x
hullámmagasság	x	x			x
tengeri jég	x	x	x	x	x
speciális jelenségek	x				

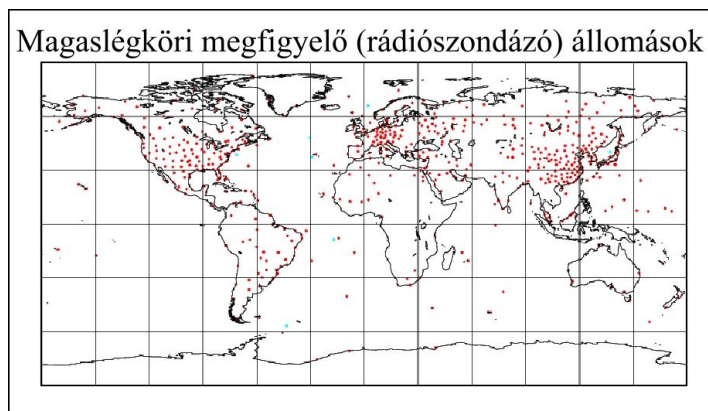


2.3. ábra: A Globális Megfigyelő Rendszer bója állomásainak térbeli eloszlása a Földön egy adott időpontban. A sodródó bójak folyamatosan változtatják helyzetüket.

2.3.1.3. Magaslégköri állomások

A szinoptikus magaslégköri állomásokon a légkör vertikális szerkezetét mérő eszközöket bocsátanak a légkörbe. A Globális Megfigyelő Rendszer részeként világszerte mintegy 700 meteorológiai állomásról – köztük hajókról – bocsátanak fel meteorológiai ballont (2.4. ábra), amire meteorológiai műszerekkel felszerelt szondát erősítenek. A műszerek a ballonnal emelkedve folyamatosan mérik a levegő hőmérsékletét, nyomását és nedvességét. A szél sebességét és irányát a ballon radarral történő követése által lehet meghatározni.

Egyes állomásokon csak a magassági szelet határozzák meg. Ehhez ún. pilot ballont használnak. Ez egy szabadon emelkedő léggömb, aminek emelkedését és sodródását optikai, vagy rádió teodolittal követik. A léggömb mozgása alapján meghatározható az egyes rétegekben a szél iránya és sebessége.

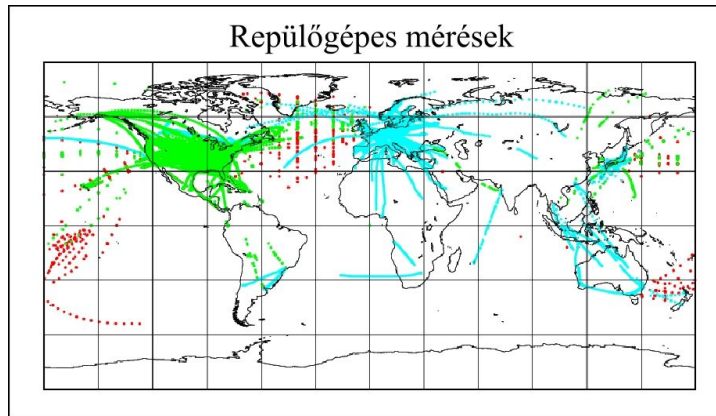


2.4. ábra: A Globális Megfigyelő Rendszer magaslégköri szinoptikus állomásainak térbeli eloszlása a Földön.

A rádiószondázó állomások átlagos távolsága világviszonylatban kb. 700 km (Európában jóval kisebb, a ritkán lakott déli félgömbön nagyobb).

2.3.1.4. Repülőgépes állomások

A légkör vertikális szerkezetének feltérképezéséhez a polgári légiforgalomban közlekedő repülőgépek által rendszeresen szolgáltatott meteorológiai információk is hozzájárulnak. A folyamatos rutin méréseken kívül speciális mérési programmal rendelkező repülőgépek is szolgáltatnak adatokat.



2.5. ábra: A Globális Megfigyelő Rendszer repülőgépes állomásainak térbeli eloszlása a Földön.

Naponta több mint százezer jelentés készül a légkör időjárási helyzetéről a repülések útvonalán (2.5. ábra). Ez különösen olyan területeken hasznos, ahol kevés a rádiószondás mérés vagy egyáltalán nincs.

A normál jelentések az alábbi adatokat tartalmazzák:

- léghőmérséklet,
- szélirány és szélsébség,
- turbulencia,
- jegesedés,
- légnedvesség.

Speciális jelentéseket adnak, ki az alábbi jelenségek fennállásakor:

- intenzív turbulencia,
- intenzív jegesedés,
- domborzat keltette intenzív hullámok,
- viharfelhő,
- erős por, vagy homokvihar,
- vulkáni hamufelhő,
- vulkáni aktivitás, vagy vulkánkitörés.

2.3.1.5. Légi-irányítási állomások (repülőtéri állomások)

A repülőtereken általában az alábbi állapotjelzőket mérik:

- felszíni szél iránya és sebessége,
- látótávolság,
- futópálya menti látótávolság,
- időjárási helyzet az észlelés időpontjában (jelen idő),
- felhőzet mértéke (borultság), felhőzet fajtái, felhőalap magassága,
- léghőmérséklet,
- harmatpont hőmérséklet,
- légnyomás,
- egyéb információk.

A repülőtéri állomások részletes mérési programját lásd WMO, 2004.

2.3.1.6. Éghajlati állomások

Az egyes nemzeti szolgálatok éghajlati állomás hálózatokat hoznak létre adott területek sajátos éghajlati viszonyainak feltárása érdekében. A különböző szintű éghajlati állomásokon az alábbi állapotjelzőket, vagy legalább azok egy részét mérik, illetve megfigyelik:

- időjárási jelenségek,
- szélirány és szélsébség,
- felhőzet mennyisége,
- felhőzet típusa,
- felhőalap magassága,
- látótávolság,
- léghőmérséklet,
- szélsőérték hőmérsékletek: maximum, minimum hőmérséklet,
- légnedvesség,
- légnyomás,
- csapadékösszeg,
- hóborítottság,
- napsütéses órák száma és/vagy globálsugárzás,
- talajhőmérséklet.

Az éghajlati állomásokon rögzített időpontokban, napi legalább két alkalommal végeznek méréseket. A mérési időpontokat úgy határozzák meg, hogy a meteorológiai elemek napi változékonysága is követhető legyen.

2.3.1.7. Agrometeorológiai állomások

Az agrometeorológiai állomások részletes mérési programmal rendelkező speciális állomások, melyek a mezőgazdaság, növénytermesztés, állattenyésztés, erdészet stb. számára szolgáltatnak megfelelő adatokat. A hagyományos éghajlati adatok mellett speciális méréseket is végeznek. Ilyenek például az alábbiak:

- hőmérsékleti profil a felszín közeli légrétegben (hőmérséklet mérése különböző magasságokban)
- talajhőmérséklet a talaj különböző mélységeiben,
- talajnedvesség a talaj különböző mélységeiben,
- felszín közeli turbulencia (szélsébség mérése több szinten),
- hidrometeorok megfigyelése, vízháztartás komponenseinek mérése (jég, harmat, dér, köd, a talaj és a vízfelszín evaporációja, a növényzet transzspirációja, csapadék intercepció, lefolyás stb.),
- a sugárzás- és energiaháztartás komponensei (globálsugárzás, sugárzási egyenleg stb.) különböző állományok felett,
- a növényzet számára káros légköri hatások (pl. fagy, jég, szárazság, áradás, légszennyezettség stb.).

A fentiekben felsorolt, légkörrel kapcsolatos méréseket, megfigyeléseket, általában biológiai növényfenológiai megfigyelések is kiegészítik.

2.3.1.8. Egyéb speciális állomások – időjárási radar állomás

Az időjárási radarállomások általában egy-egy nemzeti meteorológiai szolgálat, esetleg néhány szomszédos ország közös hálózatának részeiként üzemelnek. A radarállomások a csapadékhullásról és kapcsolódó jelenségekről, valamint a felhőzet vertikális szerkezetéről nyújtanak információt operatív és kutatási célokra egyaránt. Fontos szerepet töltenek be a konvektív eseményekhez kapcsolódó veszélyes időjárási helyzetek és a kiterjedt, jelentős csapadékhullást okozó légkör folyamatok vizsgálatában.

2.3.1.9. Egyéb speciális állomások – sugárzásmérő állomások

A sugárzásmérő állomásokon a sugárzás időtartamának és a sugárzási komponenseknek a mérése folyik. Az elsődleges sugárzásmérő állomásokon az alábbi mennyiségeket mérik:

- Napból érkező rövidhullámú globálsugárzás folyamatos mérése,
- rövidhullámú szórt sugárzás folyamatos mérése,
- közvetlen napsugárzás (direkt sugárzás) mérése,
- sugárzási egyenleg mérése csupasz talaj és növényzettel borított felszín felett,
- a napsütés időtartamának mérése.

Egyes sugárzásmérő állomásokon csak a globálsugárzást és a napsütés időtartamát mérik.

2.3.1.10. Egyéb speciális állomások – wind profiler állomás

Ezekon az állomásokon a magaslégtéri szél mérését végzik aktív távérzékelési eszközzel (wind profiler). A műszer típusától függően a mérés a troposzféra különböző magasságáig terjed.

2.3.1.11. Egyéb speciális állomások – villámdetektáló állomás

A konvektív eseményekhez kapcsolódó villámok helyének, időpontjának, az elektromos kisülések egyéb karakterisztikáinak meghatározására szolgáló állomás. A villámlás helyének meghatározása egyszerre több állomás mérése alapján történik. Az állomások száma, sűrűsége függ az alkalmazott módszertől és az elvárt pontosságtól.

2.3.1.12. Egyéb speciális állomások – kutató-felderítő repülőgépes mérések

A kutató-felderítő repülőgépes mérések nagy segítséget nyújthatnak a légköri folyamatok feltárásában, például olyan területeken, ahol gyakoriak a heves viharok, ugyanakkor kevés a hozzáférhető adat.

Az észlelések az alábbi módokon történhetnek:

- -alacsonyabb magasságokban horizontális útvonalon,
- -nagyobb magasságokban lehetőleg izobár felületeken,
- -vertikális szondázás a repülőgéppel, vagy a repülőgépről kidobott ún. vetőszondával.

A mért állapotváltozók a következők:

- légnyomás (a repülés magasságában),
- léghőmérséklet,
- légnedvesség,
- szélirány és szélsébség,
- időjárási helyzet az észlelés időpontjában és azt megelőzően,
- turbulencia,
- felhőösszeg,
- időjárás változás,
- jegesedés.

2.3.1.13. Egyéb speciális állomások – meteorológiai rakétaállomás

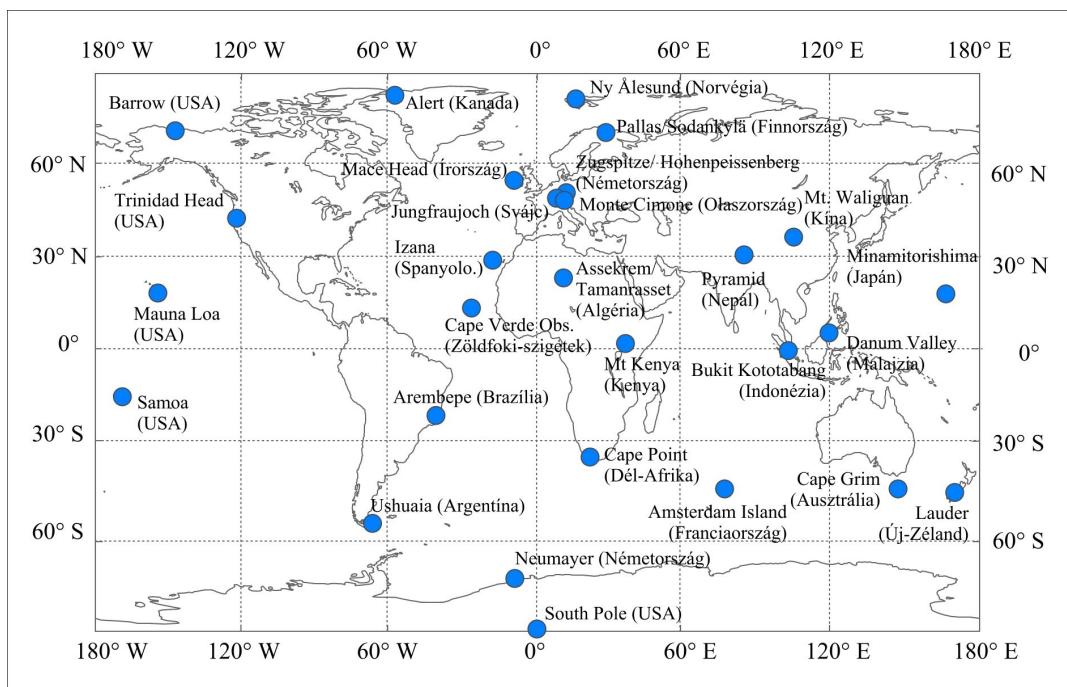
A meteorológiai rakétákkal a légkör nagy magasságáig végezhető mérések. Egyes rakéták akár 100 km-es magasságig is feljutnak, így a sztratoszféráról és a mezoszféráról is képet kaphatunk.

A rakétás mérések során az alábbi mennyiségeket határozzák meg:

- szélirány és szélsébség,
- léghőmérséklet,
- globálsugárzás,
- elektromos tulajdonságok,
- nyomgázok mennyisége.

2.3.1.14. Egyéb speciális állomások – háttérszennyezettség mérő állomások

Világszerte mintegy 30 globális (2.6. ábra) és nagyjából 300 regionális háttérszennyezettség mérő állomáson mérik a légköri komponensek koncentrációját. A háttérszennyezettség a közvetlen kibocsátásoktól távoli területeken tapasztalt immiszió értékeket jelenti. Az állomások a Global Atmospheric Watch – GAW keretén belül üzemelnek.



2.6. ábra: Globális háttérszennyezettség mérő állomások

Az állomásokon a következő mennyiségek, vagy azok egy részének mérése folyik:

- üvegházhatású gázok (szén-dioxid, klorofluorokarbonok, metán, dinitrogén-oxid, troposzférikus ózon), felszínközeli koncentrációja, teljes légoszlop mennyisége, vertikális profilja,
- ózon (lásd előbb) és a prekursor vegyületek (illékony szerves vegyületek, nitrogén oxidok) koncentrációjának mérése,
- sugárzási komponensek, optikai mélység, aeroszol mennyiség a felszín közelében és lehetőség szerint vertikális profil a tropopauzáig,
- csapadék kémiai összetétele,
- reaktív gázok (kén-dioxid, kén vegyületek, nitrogén oxidok, nitrogén vegyületek, szén-monoxid, illékony szerves vegyületek, peroxi-acetil-nitrát (PAN), hidrogén-peroxid, és egyéb vegyületek) felszínközeli koncentrációja, teljes légoszlop mennyisége, vertikális profilja,
- aeroszol részecskék fizikai, és kémiai jellemzői,
- radionuklidok, kripton-85, radon, trícium és egyéb izotópok koncentrációja,
- rutin meteorológiai mérések.

2.3.1.15. Egyéb speciális állomások – határréteg állomások

A planetáris határréteg a légkör alsó néhány 100, néhány 1000 m-es rétege (vastagsága az napszak és évszak szerint változik). E légrétegben zajlanak a felszín és a légkör közötti kölcsönhatások. Az áramlás turbulens, a termodinamikai állapotváltozók erős változékonyságot mutatnak (erősen tükrözik a felszín hatását). Ebben a tartományban megy végbe a szennyezőanyagok transzportja, hígulása.

Fentiek miatt a planetáris határrétegben a léghőmérséklet, légnedvesség, légnyomás és szél vertikális profiljának a mérése részletesebben történik különböző módszerekkel.

2.3.1.16. Egyéb speciális állomások – árapály állomások

Az állomásokon az árapály magasságának mérése történik a szinoptikus főterminusokban (00, 06, 12, 18 UTC), viharok esetén óránként.

2.3.2. Az Űrbázisú Alrendszer

Az űrbázisú alrendszer a különböző típusú és mérési programú műholdakból álló űr szegmensből, valamint a műholdak irányítását, az általuk szolgáltatott adatok vételét és feldolgozását végző földi szegmensből áll.

A műholdakat általában az alábbiak alapján osztályozzák:

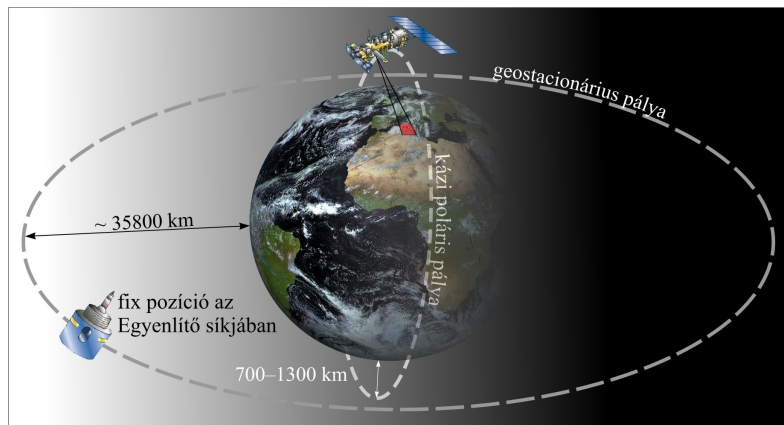
- operatív, alacsony pályán keringő Nap szinkron (kvázipoláris műholdak) műholdak,
- operatív, geostacionárius műholdak,
- kutatás-fejlesztési (R&D – research and development) műholdak.

2.3.2.1. Operatív alacsony pályán keringő műholdak

Az operatív, alacsony pályán keringő (Low Earth Orbit –LEO) poláris vagy kvázipoláris műholdak általában a felszín felett 800–870 km-rel ellipszis alakú pályán keringenek (2.7. ábra), pályájuk síkja pedig közel merőleges az Egyenlítőre. E műholdak képesek a sarkkörökön túli területek megfigyelésére is. Jelenleg 17 operatív kvázipoláris műhold vesz részt a Globális Megfigyelő Hálózat Űrbázisú Alrendszerének mérési programjában (pl. DMSP, NOAA, FY, Metop műhold sorozatok tagjai).

A műholdak mérési programja általában a következő:

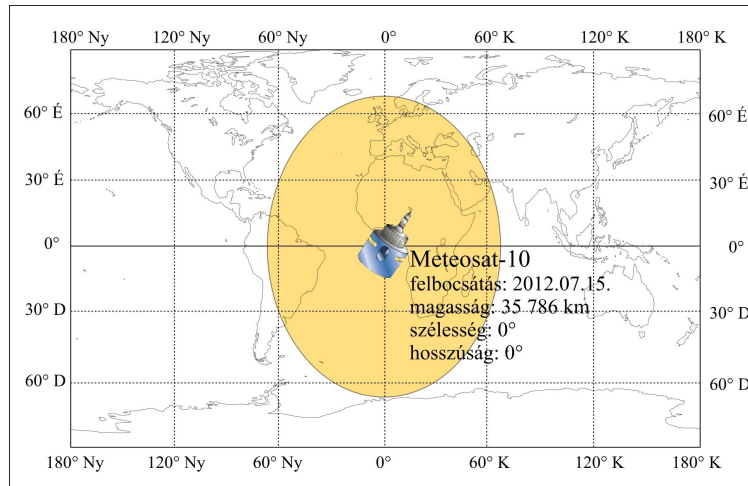
- képfelvételek látható, infravörös és mikrohullámú tartományokban,
- vertikális szondázás infravörös és mikrohullámú tartományokban,
- adatgyűjtés,
- közvetlen adatszolgáltatás,
- egyéb speciális mérések.



2.7. ábra: A meteorológiai műholdak alapvetően kétféle pályán keringenek. Az egyik típus az Egyenlítő síkjában, a Földdel együtt kering és mindig ugyanazt a területet látja. Ezek a geostacionárius, vagy Föld szinkron műholdak. Magasságuk a tengerszint felett nagyjából 35800 km. A másik típusú műhold jóval alacsonyabban (néhány száz – 1–2 ezer km magasan) kering ún. kvázipoláris (Nap szinkron) pályán a Föld körül.

2.3.2.2. Operatív geostacionárius pályán keringő műholdak

Az ún. geostacionárius műholdak az Egyenlítő fölött nagyjából 35800 km-rel keringenek, ahol keringési idejük megegyezik a Föld forgási idejével. Ezek a műholdak a Földhöz képest állni látszanak. Mindig ugyanazt a területet látják (2.8. ábra). Elvileg már 4–5 geostacionárius műhold segítségével – a sarkokhoz közeli területeket leszámítva – az egész Föld megfigyelhető. A globális Megfigyelő Rendszer részeként jelenleg 19 geostacionárius műhold teljesít szolgálatot (2.3 táblázat).



2.8. ábra: Az EUMETSAT Meteosat-10 geostacionárius meteorológiai műholdja a 0° szélesség, 0° hosszúsági pont felett.

A geostacionárius műholdak mérési programja:

- képfelvételek látható és infravörös tartományokban,
- vertikális szondázás infravörös tartományokban,
- adatgyűjtés,
- adattovábbítás,
- egyéb speciális mérések (pl. Föld sugárzási háztartás).

2.3. táblázat: A Globális Megfigyelő Rendszer Űrbázisú Alaprendszerének geostacionárius műholdjai. Üzemeltetők: NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration (USA), EUMETSAT: European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EU), ISRO: Indian Space Research Organisation (India), RosHydroMet: Russian Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring (Oroszország), CMA: China Meteorological Administration (Kína), KMA (Korea Meteorological Administration (Dél-Korea), JMA: Japan Meteorological Agency (Japán).

Szektor	Földrajzi hosszúság	Műhold	Üzemeltető	Pályára állítás időpontja
Kelet-Pacifikum	135° nyugati hosszúság	GOES-15	NOAA	2010.03.04.
Nyugat-Atlantikum	105° nyugati hosszúság	GOES-14	NOAA	2009.06.27.
	75° nyugati hosszúság	GOES-13	NOAA	2006.05.24.
	60° nyugati hosszúság	GOES-12	NOAA	2010.05.10.
Kelet-Atlantikum	0°	Meteosat-10	EUMETSAT	2012.07.05.
	3,6° keleti hosszúság	Meteosat-8	EUMETSAT	2002.08.28.
	9,4° keleti hosszúság	Meteosat-9	EUMETSAT	2005.12.21.
Indiai óceán	55° keleti hosszúság	INSAT-3E	ISRO	2003.09.08.
	57,3° keleti hosszúság	Meteosat-7	EUMETSAT	2006.12.05.
	74° keleti hosszúság	INSAT-3C	ISRO	2002.01.24.
	74° keleti hosszúság	Kalpana-1	ISRO	2002.09.12.
	76° keleti hosszúság	Electro-L N1	RosHydroMet	2011.01.20.
	86,5° keleti hosszúság	FY-2D	CMA	2006.11.15.

	93,5° keleti hosszúság	INSAT-3A	ISRO	2003.04.10.
	105° keleti hosszúság	FY-2E	CMA	2004.10.19.
Nyugat-Pacifikum	112,5° keleti hosszúság	FY-2F	CMA	2012.01.14.
	128,2° keleti hosszúság	COMS-1	KMA	2010.06.26.
	140° keleti hosszúság	Himawari-6 (MTSAT-1R)	JMA	2005.02.26.
	145° keleti hosszúság	Himawari-7 (MTSAT-2R)	JMA	2006.02.18.

2.3.2.3. Kutatás-fejlesztési műholdak

Ezek a műholdak is elliptikus pályán keringenek néhány száz km magasságban a felszín felett és a Globális Megfigyelő Rendszer elemeiként valamilyen meteorológiai, vagy kapcsolódó kutatási program (pl. oceanográfiai, felszínhasznosítási, levegőkémiai, hidrológiai stb. programok) részeként végeznek méréseket a Meteorológiai Világszervezet által előírt követelmények alapján.

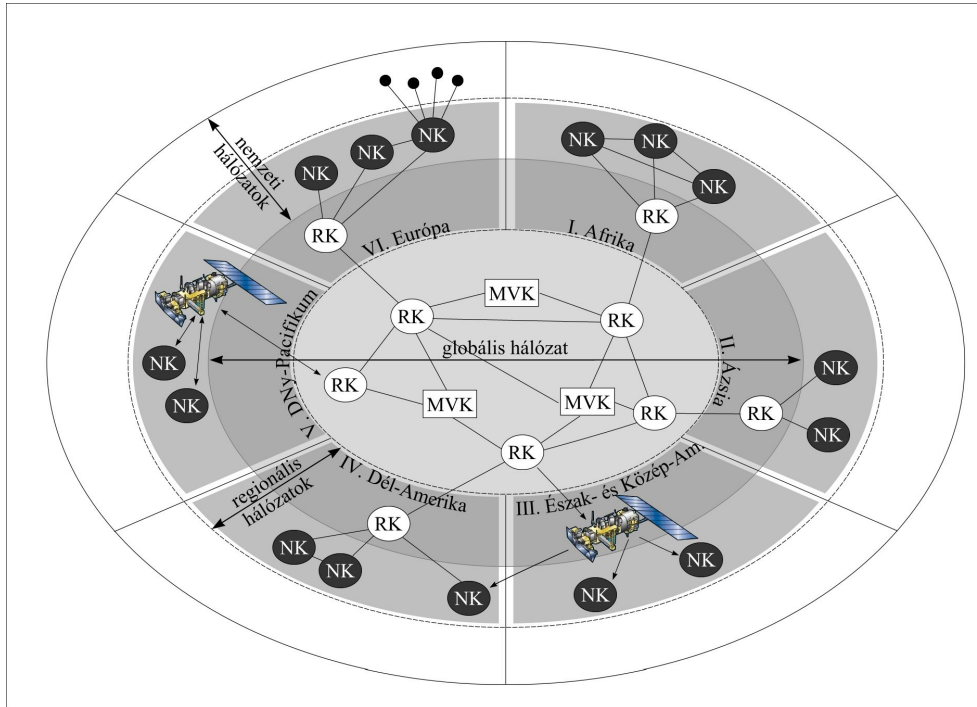
A műholdak mérése programja:

- képfelvételek látható, infravörös és mikrohullámú tartományokban,
- vertikális szondázás infravörös és/vagy mikrohullámú tartományokban,
- adattovábbítás.

2.4. A Globális Távközlési Rendszer

2.4.1. A Globális Távközlési Rendszer felépítése

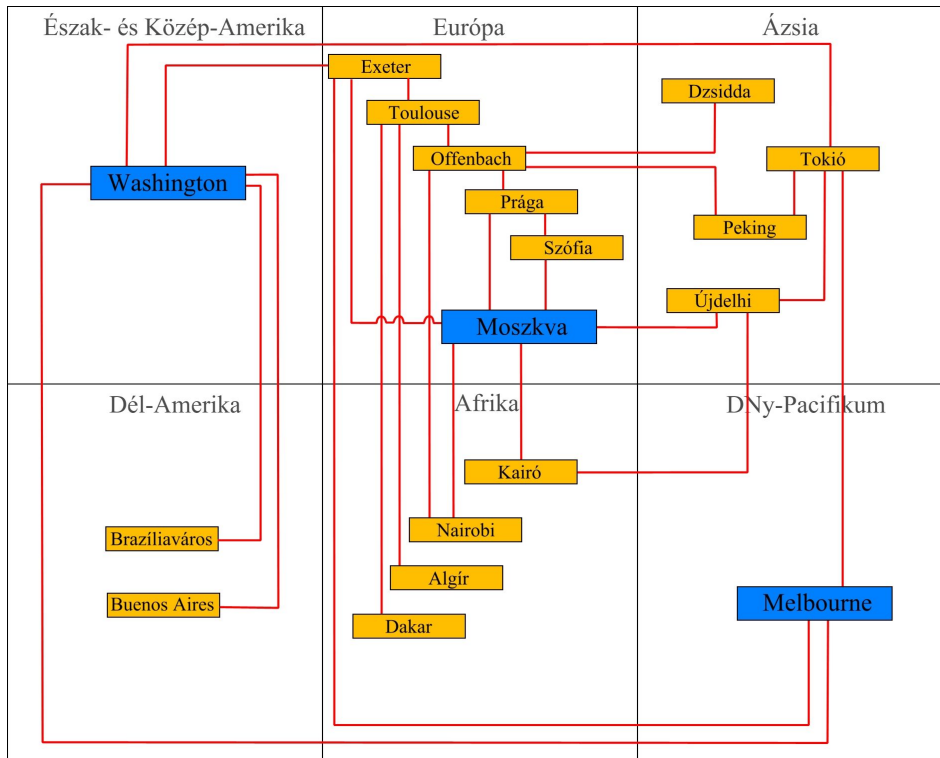
A légkör állapotának megfigyelése az egyes állomások adatait összegyűjtik. A gyűjtési folyamatot a lehető leggyorsabban kell elvégezni, hiszen az adatokat az időjárás előrejelzéséhez is felhasználják. E világméretű feladatot az Időjárás Világszolgálat alaprendszere, a Globális Telekommunikációs Rendszer (Global Telecommunication System - GTS) végzi (lásd pl. WMO, 2009). A Globális Telekommunikációs Rendszer is három szintre, a globális, regionális és nemzeti szintekre tagozódik (2.9. ábra). A távközlés külön erre a célra fenntartott vonalakon és műholdak segítségével történik. Az adatok a meteorológiai állomásokról a nemzeti központokba jutnak, majd onnan továbbítják őket a regionális központokba, előrejelző központokba és világközpontokba. Az előrejelző központokból az adatok elemzése és számítógépes modellszámítások után az időjárás elemek előrejelzett értékeiből készített meteorológiai térképek visszajutnak az egyes nemzeti központokba.



12.9. ábra: A Globális Telekommunikációs Rendszer felépítése. Nemzeti szinten a meteorológiai állomások (fekete körök az ábrán) a nemzeti meteorológiai központokba (NK) továbbítják a mérési adatokat. A nemzeti központok regionális központok (RK) köré szerveződnek. Hat régió alkotja a globális hálózatot. A regionális központok közül néhány kiemelt központ (Regionális Távközlési Csomópont) biztosítja az adatcserét a globális hálózatban belül. A Regionális Távközlési Csomópontok, valamint a Meteorológiai Világközpontok (MVK) között adatcserét a Fő Távközlési Hálózat végzi. Meteorológiai Világközpontok: Moszkva, Melbourne és Washington, Régiók: 1.) Afrika, 2.) Ázsia, 3.) Észak- és Közép-Amerika, 4.) Dél-Amerika, 5.) Délnyugat-Pacifikum, 6.) Európa, Regionális Távközlési Csomópontok: Algír, Brazíliaváros, Buenos Aires, Exeter, Kairó, Dakar, Dzsidda, Nairobi, Offenbach, Peking, Toulouse, Prága, Szófia, Tokió, Újdelhi.

2.4.1.1. A Fő Távközlési Hálózat

A Fő Távközlési Hálózat (Main Telecommunication Network – MTN) köti össze a három Meteorológiai Világközpontot (World Meteorological Centres – WMCs: Melbourne, Moszkva és Washington), valamint a Regionális Távközlési Csomópontokat (2.10. ábra) (Regional Telecommunication Hubs – RTHs: Algír, Brazíliaváros, Buenos Aires, Dakar, Dzsidda, Exeter, Kairó, Nairobi, Offenbach, Peking, Prága, Szófia, Tokió, Toulouse és Újdelhi). A Fő távközlési Hálózat feladata a hatékony, gyors és megbízható kommunikációs szolgáltatás biztosítása a Meteorológiai Távközlési Központok (Meteorological Telecommunication Centres – MTCs) között.



2.10. ábra: A Globális Telekommunikációs Rendszer Fő Távközlési Hálózata. A Fő Távközlési Hálózat köti össze a három Meteorológiai Világközpontot (Melbourne, Moszkva és Washington), valamint a Regionális Távközlési Csomópontokat.

2.4.1.2. Regionális Meteorológiai Távközlési Hálózat

A Regionális Meteorológiai Távközlési Hálózatok (Regional Meteorological Telecommunication Networks – RMTNs) a WMO régiók távközlési feladataiért felelősek, továbbá biztosítják az adatáramlást a régiók és a Meteorológiai Távközlési Központok között.

Az egyes régiók a következők:

1. Afrika,
2. Ázsia,
3. Észak- és Közép-Amerika,
4. Dél-Amerika,
5. Délnyugat-Pacifikum,
6. Európa.

2.4.1.3. Nemzeti Meteorológiai Távközlési Hálózat

A Nemzeti Meteorológiai Távközlési Hálózatok biztosítják, hogy a meteorológiai állomások adatai a nemzeti meteorológiai központokba kerüljenek.

2.4.2. Meteorológiai táviratok

A mérőhelyekről a feldolgozásig különböző meteorológiai táviratok formájában jutnak el az adatok. A szárazföldi (SYNOP), magaslégköri (TEMP), repülőgépes (AIREP), sodródó bójják által készített (DRIBU) és műholdas (SATEM, SATOB, SST stb.) mérési és megfigyelések eredményeket egyezményes numerikus kódok alapján, digitális formában továbbítják. Az adatok alapján a szinoptikus jelek alapján megrajzolt meteorológiai térképek felhasználásával készíti el előrejelzését a meteorológus és juttatja el a felhasználóknak, a különböző megrendelőknek.

2.5. Fejlesztések

A Meteorológiai Világszervezet az új feladatok, igények és lehetőségek alapján mind a megfigyelő, mind a távközlési rendszerét fejleszti.

A WIGOS (WMO Integrated Global Observing System) egy integrált, átfogó és összehangolt megfigyelési rendszer, mely összehangolja a Meteorológiai Világszervezet jelenlegi mérési programjait, melyek meteorológiai, levegőkémiai, krioszférára vonatkozó, hidrológiai stb. adatokat gyűjtenek. Nem egy új globális megfigyelő rendszert hoznak létre, hanem egy keretet, amely lehetővé teszi, hogy a meglévő megfigyelő rendszerek hatékonyabban és eredményesebben kezeljék az adatokat az egész világon. A WIGOS előreláthatólag 2015-re készül el teljesen.

Irodalomjegyzék

World Meteorological Organization. 2003 (WMO, 2003). *Manual on the Global Observing System*. Volume I – Global Aspects. WMO-No. 544. Geneva. ISBN 92-63-13544-4.

World Meteorological Organization. 2004 (WMO, 2004). *Technical Regulations*. Volume II. – Meteorological Service for International Air Navigation. WMO-No. 49. Geneva. ISBN 92-63-18049-0.

World Meteorological Organization. 2008 (WMO, 2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 8. Geneva. ISBN 978-92-63-10008-5.

World Meteorological Organization. 2009 (WMO, 2009). *Manual on the Global Telecommunication System*. WMO-No. 386. Geneva. ISBN 978-92-63-10386-4.

<http://www.wmo.int/>

3. fejezet - Meteorológiai állapotathatózók és mérésük-I

(Termodinamikai állapotathatózók)

A meteorológiai állapotathatózók (meteorológiai elemek) a légkör és a vele közvetlenül érintkező felszín állapotáról szolgáltatnak információt. Az állapotathatózókat az alábbi módon csoportosíthatjuk:

1. termodinamikai állapotathatózók (léghőmérséklet, légnyomás, sűrűség, légnedvesség),
2. levegő mozgásállapotának jellemzői (szélirány, szélsébség stb.),
3. a légköri sugárzásforgalom jellemzői (sugárzási komponensek),
4. a légköri vízforgalom jellemzői (csapadék, párolgás, evapotranszspiráció),
5. levegőkémiai, csapadékkémiai tulajdonságok (nyomgázok koncentrációi stb.),
6. a felszín állapotjelzői (talajhőmérséklet, talajnedvesség, hóvastagság, hószűrség).

Az alábbi fejezetben a különböző termodinamikai állapotathatózókat (hőmérséklet, légnyomás, légnedvesség) tárgyaljuk részletesen, bemutatva azok mérési módszereit a felszínközeli légrétegben. A levegő mozgásállapotának, sugárzásforgalmának, valamint vízforgalmának jellemzőit a 4. fejezet tartalmazza.

3.1. Hőmérséklet

A hőmérséklet a testek hőállapotára jellemző intenzív fizikai állapotjelző. (Az intenzív állapotjelzők két termodinamikai rendszer egyesítésekor kiegyenlítődnek, illetve átlagolódnak). A léghőmérséklet a légrétegek mozgási energiájával arányos mennyiség. A hőmérséklet közvetett hatásának mérésére szolgáló eszközök a hőmérők. A hőmérséklet mérése azon alapul, hogy a hőmérséklet változásakor két termodinamikai rendszer egyensúlyba kerül (a két termodinamikai rendszer ez esetben a mérendő közeg és a hőmérőként használt eszköz).

A mérés során azt használjuk ki, hogy a hőmérséklet változásakor a hőmérőként használt testek különböző fizikai tulajdonságai megváltoznak. Ezek a változások a következők lehetnek:

- térfogatváltozás (hőtágulás),
- elektromos tulajdonságok (ellenállás, termoelektromos feszültség, kapacitás) megváltozása,
- sugárzási, vagy akusztikai tulajdonságok megváltozása,
- fázisváltozások.

A meteorológiai gyakorlatban kezdetben leginkább a hőtáguláson alapuló folyadék és fém hőmérők terjedtek el. A folyadékok hőtágulási együtthatója azonban 1–2 nagyságrenddel nagyobb, mint a fémeké, ezért azokkal pontosabb mérések végezhetők. A fémek ugyanakkor alkalmazhatók voltak regisztráló készülékeknél. A később megjelenő elektromos hőmérők számos pozitív tulajdonságuk miatt hamar elterjedtek a meteorológiai mérések során is. Az elektromos hőmérők kisméretűek, ezáltal gyorsan felveszik a környezet hőmérsékletét, a mérés kevésbé zavarja meg a környezetet (emiatt mikroklíma vizsgálatokra is alkalmasabbak), érzékenyek, folyamatos, automatikus mérésekre is alkalmasak. A fentiekben túl, a különböző felszínek hőmérsékletének meghatározására távmérősen alapuló infrahőmérők használata is elterjedt.

A meteorológiai mérések során a hőmérséklet meghatározása az alábbi területekre terjed ki:

1. léghőmérséklet a felszín közeli légtérben,
2. felszín hőmérséklete,
3. talajhőmérséklet különböző mélységekben,
4. tengerek, tavak felszíni rétegének hőmérséklete,
5. vertikális hőmérsékleti profil.

A hőmérsékleti adatok alapvető információt jelentenek a numerikus előrejelző modellek számára, hidrológiai, mezőgazdasági alkalmazásokhoz, az éghajlat változékonyságának vizsgálatához, továbbá fontos tájékoztatást nyújtanak a mindennapi életben is.

3.1.1. Hőmérsékleti skálák

A hőmérséklet meghatározásánál különböző skálák ismeretesek. Az elmúlt évszázadokban számos hőmérsékleti skálát dolgoztak ki (3.1. táblázat). Ezek közül azonban széles körben csak néhány skála terjedt el.

3.1. táblázat: Hőmérsékleti skálák. A skálák közül az abszolút hőmérsékleti skála (Kelvin-skála) mellett a Celsius- és a Fahrenheit-skála terjedt el széles körben.

Skála	Jele	Megalkotója	Évszám
Newton-skála	°N	Isaac Newton	1700
Rømer-skála	°Ro	Ole Christensen Rømer	1701
Fahrenheit-skála	°F	Daniel Gabriel Fahrenheit	1714
Réaumur-skála	°Re	René Antoine Ferchault de Réaumur	1730
Delisle-skála	°De	Joseph-Nicolas Delisle	1732
Celsius-skála	°C	Anders Calsius	1742
Kelvin-skála	K	William Thomson	1847
Rankine-skála	°Ra	William John Macquorn Rankine	1859

Definíció szerint a részecskék teljes mozdulatlanságakor fellépő elméleti hőmérséklet jelöli ki az abszolút nulla fokot, ami a termodinamikai, vagy Kelvin-skála nullpontját adja meg. Ezt az abszolút skálát használjuk a hőmérséklet SI-mértékegységként, s a termodinamikai számítások során is kelvinben számolunk.

A meteorológiai mérések során általában Celsius-fokban mérjük a hőmérsékletet. A Celsius-skálát Anders Celsius (1701–1744) svéd csillagász definiálta 1742-ben. A skála két alappontja az olvadó jég (0 °C) illetve a forrásban lévő víz (100 °C) hőmérséklete normál légköri állapot esetén. Eszerint az a rendszer, amely termikus egyensúlyban áll az 1013,25 hPa normál nyomáson lévő tiszta víz és jég keverékével, $t = 0^{\circ}\text{C}$ -os, továbbá az a rendszer, amely termikus egyensúlyban áll az 1013,25 hPa normál nyomáson lévő forrásban lévő víz feletti gőzzel $t = 100^{\circ}\text{C}$ -os.

Az abszolút hőmérsékleti skála és a Celsius skála közötti kapcsolat:

$$\begin{aligned}^{\circ}\text{C} &= \text{K} - 273,16, \\ \text{K} &= ^{\circ}\text{C} + 273,16.\end{aligned}$$

Egyes országokban (elsősorban az USA-ban) nem a Celsius-skálát alkalmazzák, hanem a Daniel Gabriel Fahrenheit (1686–1736) német fizikus által 1714-ben megalkotott Fahrenheit-skálát. Fahrenheit két alappontnak a víz fagyáspontját (32 °F) és az emberi test feltételezett hőmérsékletét tekintette (96 °F). E skálán a víz forráspontja normál légköri körülmények között 212 °F, ami azt jelenti, hogy a skálát a víz fagyáspontja és forráspontja között 180 részre osztjuk.

Az átszámítás a Celsius- és Fahrenheit-skálák között az alábbi módon történik:

$$\begin{aligned}^{\circ}\text{C} &= 5/9 (^{\circ}\text{F} - 32), \\ ^{\circ}\text{F} &= (9/5 ^{\circ}\text{C}) + 32.\end{aligned}$$

3.1.2. Hőmérők

A mérés elve alapján a meteorológiai gyakorlatban használt hőmérőket az alábbiak alapján osztályozhatjuk:

Kontakt hőmérők:

I.)Térfogatváltozáson alapuló hőmérők

1. Sűrűségváltozáson alapuló hőmérők (kezdetben használták, nem terjedt el),
2. folyadékhőmérők (hőmérsékletváltozás hatására a folyadékok kiterjedése változik meg),
3. fémhőmérők (hőmérsékletváltozás hatására deformáció következik be).

II.) Ellenállás hőmérők (hőmérsékletváltozás hatására valamilyen elektromos paraméter értéke változik meg)

Távhőmérők:

III.) Infrahőmérők (a műszert érő infravörös sugárzásból számszerűsíti a kibocsátó felület hőmérsékletét)

3.1.2.1. A folyadék hőmérők

A hőmérsékletváltozás hatására a folyadék kiterjedése változik meg. A rendszer egy nagy térfogatú tartályból és egy hozzá kapcsolódó vékony csőből áll. A tartályban lévő anyag a hőváltozáskor csak a csőben tud kiterjedni, ami megfelelő beosztással számszerűsíthető. Elvileg bármelyik folyadék alkalmas hőmérő készítésére, alkalmazási lehetőségeket az anyag fagyás, illetve forráspontja szabja meg.

A higany forráspontja magas (357 °C), de –38,3 °C-nál megdermed, ezért alacsonyabb hőmérsékleten alkoholos hőmérőket használnak (–100 °C-ig jó). Az ún. minimum hőmérőkben is alkoholt használnak. Az alkoholos hőmérők ugyanakkor magas hőmérsékleten nem alkalmazhatók, mert az alkohol párolog, átgőzölög a cső falára, így a folyadékoszlop megrövidül.

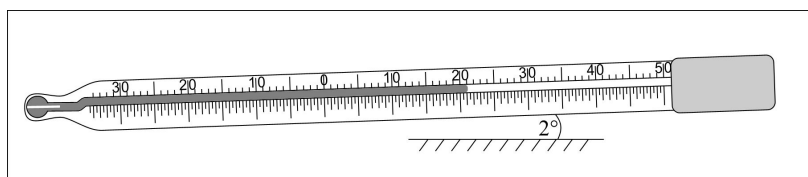
A meteorológiai gyakorlatban elterjedten alkalmazták a folyadék hőmérőket. Megjegyezzük, hogy ezeket mára a legtöbb helyen kiszorították az elektromos hőmérők.

a.) Állomási hőmérő:

Celsius beosztású, higanyos hőmérő, ami (–30) – (+ 50) °C közötti tartományban mér. Alul higannyal teli gömb, felette vékony, légüres üvegcső. A kapilláris cső mögött 0,2 °C-os beosztás. A leolvasás 0,1 °C-ként történik.

b.) Fuess-féle maximum hőmérő:

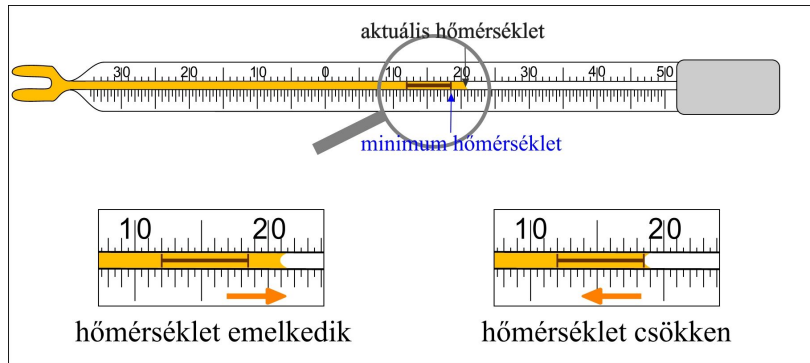
Szerkezete hasonló az állomási hőmérőhöz. A hajszálcsőben, rögtön a tartály és a cső között szűkület van. A tartály aljára forrasztott vékony üvegpálcika benyúlik a kapillárisba, növelve a higany sűrűségét. A mérőtestből kivezető cső kétszer meg van hajlítva, szintén a sűrűsítés fokozása miatt. Hőmérséklet emelkedéskor a higany átréselődik az akadályokon. Lehűléskor azonban nem tud visszafolyni a tartályba, hanem a kapillárisban marad. Ekkor a higany-szál két részre szakad, külön-külön húzódik össze a tartályban és a kapillárisban. A kapillárisban végbemenő összehúzódás elhanyagolható mértékű. Egy adott időtartam alatt bekövetkezett maximum hőmérsékletet a higany-szál vége jelzi. Az alapállapot visszaállításához a hőmérőt le kell rázni. Ennek érdekében, hogy lehűléskor ne csússzon a higany-szál magasabbra, ezt a hőmérőt a vízszinteshez képest 2 fokos szögben megdöntik úgy, hogy a higanygömb felőli rész van alacsonyabban (3.1. ábra). A maximum hőmérő fél fokos beosztású, a tizedeket becsüljük. Leolvasása naponta kétszer történik.



3.1. ábra: Maximum hőmérő. Egy adott időtartam alatt bekövetkezett maximum hőmérsékletet a higany-szál vége jelzi. Az alapállapot visszaállításához a hőmérőt le kell rázni.

c.) Fuess-féle minimum hőmérő:

A minimum hőmérőt alkohollal töltik meg. A hőmérőtest nyújtott, egy-, vagy kétágú, hogy minél nagyobb felületen érintkezzen a környezettel, ezáltal gyorsabban kövesse a hőmérsékletváltozást (3.2. ábra).



3.2. ábra: Minimum hőmérő. Az alkohollal töltött hőmérőben szabadon mozog egy sötét színű üvegpálcika. Ez az alkoholban ide-oda csúszhat, azonban az alkohol felületén nem léphet túl. A hőmérséklet emelkedésekor az alkohol körülfojja a pálcikát, lehűléskor viszont magával húzza az alacsonyabb értékek felé. A minimum hőmérsékletet a pálcika jobb oldali vége mutatja. Az alkohol meniszkusza pedig az éppen aktuális hőmérsékletet mutatja.

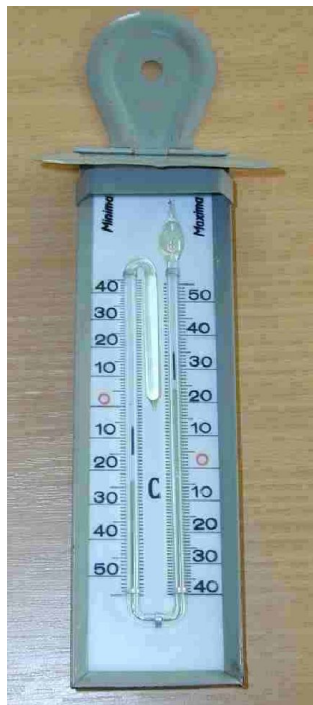
A hőmérőt vízszintesen kell elhelyezni. Az alkoholban szabadon mozog egy sötét színű üvegpálcika. Ez az alkoholban ide-oda csúszhat, azonban az alkohol felületén nem léphet túl, abban a felületi feszültség megakadályozza. Ezért lehűléskor a pálcikát lefelé mozgatja az alkohol. A hőmérséklet emelkedésekor viszont az alkohol körülfojja a pálcikát. A pálcika jobb oldali vége mutatja egy adott időtartam alatt bekövetkezett minimum hőmérsékletet. A minimum hőmérő fél fokos beosztású, a tizedeket becsljük. Leolvasása naponta kétszer történik. Leolvasás után a pálcikát az alkoholszál meniszkuszáig kell csúsztatni.

d.) Radiációs minimum hőmérő:

A talaj mentén kialakuló minimum hőmérséklet mérésére szolgál. Ehhez is Fuess-féle minimum hőmérőt alkalmaztak, a talaj felett 5 cm-re elhelyezve, vízszintesen. Kihelyezése este, leolvasása reggel 7órákor történik.

e.) Six-rendszerű maximum-minimum hőmérő:

Bizonyos idő alatt bekövetkező minimum és maximum hőmérséklet mérésére. Egyszerű, olcsó, de nem túl pontos műszer. Régen általánosan ezt használták a meteorológiai állomásokon. Mára visszaszorult.



3.3. ábra: Six-rendszerű maximum-minimum hőmérő

A hőmérőben higany és alkohol is van. A mérőfolyadék az alkohol. A higany a közvetítő folyadék szerepét játssza. A hőmérő felépítése a következő (3.3. ábra): egy U alakú üvegcső, aminek bal oldala (minimum ága) újból kiszélesedik és visszahajlik egy tartályba. Ezt az oldalt az alkohol teljesen kitölti. A másik ágban is alkohol van, de felette gáz található egy kisebb tartályban. A higanyoszlopok felett, mindkét oldalon az alkoholban egy-egy színes acélpálcika található. Ezek rugalmasan nekifeszülnek a cső falának. Ha a hőmérséklet emelkedik, a minimumágban kiterjedő alkohol nyomása áttolja a higany egy részét a maximum ágba. Ott a higany maga előtt tolja a pálcikát a maximum hőmérséklet eléréséig. Eközben a tartályban levő gáz összenyomódik. Ha a hőmérséklet csökken, a mérőfolyadék összehúzódik, a gáz nyomása a higanyoszlop is nyomja visszafelé, így az a baloldali részen tolja felfelé a pálcikát a minimum hőmérsékletig. Közben a maximum ágban a pálcika a helyén marad. Újabb felmelegedéskor a minimum ágban levő pálcika marad a helyén. A hőmérő tehát egyszerre mutatja a minimum, maximum és aktuális hőmérsékletet. A két oldal beosztása ellentétes irányú. Akkor működik megfelelően a hőmérő, ha mindkét ágban azonos aktuális hőmérsékletet mutat.

f.) Talajhőmérők:

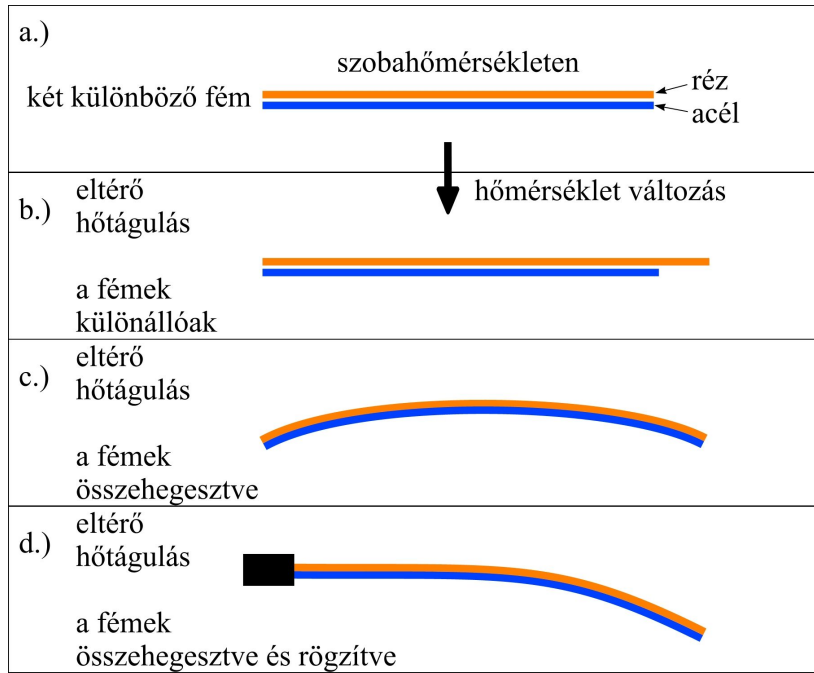
A talajhőmérséklet mérése a nagyjából 40 cm-es mélységig a napi hőingásról, ennél mélyebb rétegekben a szezonális, valamint évközi változásokról szolgáltat információt. A talajhőmérséklet mérésére higanyos hőmérőkkel is történhet. A standard mérési szintek: 5, 10, 20, 50 és 100 cm mélységben a felszín alatt (további szintek is lehetnek). A Meteorológiai Világszervezet ajánlása szerint (WMO, 2003) a mérések feletti terület csupasz talaj növényzet nélkül, a talaj pedig a környezetre jellemző típusú.

A magyarországi gyakorlatban a meteorológiai főállomásokon két rétegben történik a talajhőmérséklet mérése. A felszíni talajhőmérőket 5, 10, 20 és 40 cm mélyre telepítették. Ezek görbített nyakú, egyszerű higanyos hőmérők, a skálarész és a higany tartály közti rész megfelelő távolságúra nyújtva. A benyúló rész függőlegesen áll a talajban, a skálarész 60 fokos szögben meg van döntve, azért hogy könnyebb legyen a leolvasás és elkerülhető legyen az ún. parallaxis hiba. Állandó beásással telepítik. A tartó támaszték olyan, hogy mozgást biztosít a talajmozgások (pl. fagyás, felolvadás esetén) is. A fentiek mellett a mélységi talajhőmérők 50, 100, 150, 200 cm mélyen találhatók egyes állomásokon. Ezek is higanyos hőmérők, csak nagyobb tartállyal, hogy nagyobb legyen a hőtehetetlenségük. A hőmérőt 30–40 cm hosszú, műanyag csőben bocsátják le a mérés helyére. A hőmérő alján egy réz kupak található, ami véd a töréstől a leeresztés során, és segít a hőátadásban. Felhúzás után először a tized fokokat, majd az egészeket olvassuk le.

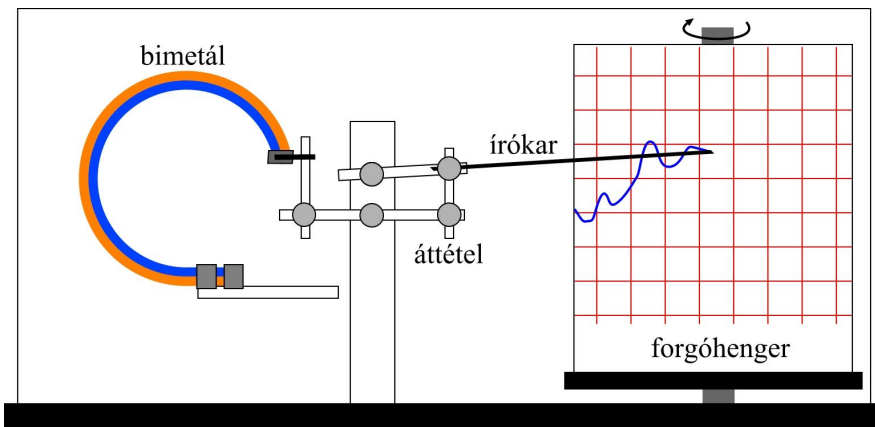
3.1.2.2. Fémhőmérők

A meteorológiai gyakorlatban a két fémlapból álló deformációs hőmérők, a bimetal hőmérők terjedtek el. Működésük a különböző fémek eltérő mértékű hőtágulásán alapul (3.4. ábra).

A fémhőmérők érzékelője a bimetal lemez. Ez egy nagyobb és kisebb hőtágulású fémből készített, lapjukkal összehegesztett fémszalag. Az ilyen kettős fémszalag a hőmérséklet változásakor meggörbül, deformálódik. Az elektromos hőmérők megjelenése előtt nagy előnyt jelentett, hogy alkalmas volt hőmérsékletiró (termográf) készítésére is (3.5. ábra). A deformáció egy áttétel segítségével egy írókart mozgat, ami folyamatosan regisztrálja a hőmérséklet menetét egy forgóhengerre rögzített szalagra.



3.4. ábra: Két eltérő hőtágulási együtthatójú fém deformációja hőmérsékletváltozás hatására. Szobahőmérsékleten két különböző fémlap (például réz és acél) egyforma hosszúságú (a.). Hőmérsékletváltozás hatására a fémek eltérő hőtágulása miatt az egyik fém jobban, másik kevésbé változtatja kiterjedését (b.). Ha a két fémet összehegesztjük, akkor a görbületük változik meg (c.). Ha a fémekeket rögzítjük, akkor e változás egyszerűen számszerűsíthető (d.). A görbület változása arányos a hőmérséklet változásával.



3.5. ábra: Bimetál hőmérő elvi felépítése

A fémhőmérők hátránya, hogy mivel a fémek hőtágulása kicsi, ezért nagyító áttételek segítségével sem érhető el nagy pontosságú felbontás. További hátrány, hogy a fémek előregszenek, megváltozik a tulajdonságuk, ezért a pontos mérés érdekében gyakori verifikáció szükséges.

3.1.2.3. Elektromos hőmérők:

Az elektromos hőmérők a hőmérséklet változását valamilyen elektromos tulajdonság megváltozása alapján érzékelik. Közülük a legelterjedtebbek az ellenállás hőmérők.

a.) Ellenállás hőmérők:

Az ellenállás hőmérők működési elve azon alapul, hogy a tiszta fémek elektromos ellenállása a vezető hőmérsékletével arányosan változik. Leginkább a platina és a nikkel (esetleg volfrám) alkalmasak ellenállás hőmérő szerkesztésére. Ezekből általában spirális huzalt készítenek, és azt valamilyen burkolatba ágyazzák. A meteorológiai

mérések során alkalmazott ellenállás hőmérők általában 100 Ohm körüliek. A mérés során az érzékelő ellenálláson átfolyó áram mennyiségét határozzák meg.

Az ellenállás és a hőmérséklet közti kapcsolatot a (3-1) egyenlet írja le kis hőmérsékletváltozás esetén:

$$R_T = R_0 [1 + \alpha(t - t_0)] \quad (3-1)$$

ahol R_T a fém ellenállása t hőmérsékleten, R_0 az ellenállás t_0 referencia hőmérsékleten, α a fémre jellemző hőmérsékleti együttható a t_0 referencia hőmérséklet környezetében. Ha a referencia hőmérsékletnek $t_0 = 0$ °C-ot választjuk, akkor a (3-1) egyenlet az alábbi módon írható:

$$R_T = R_0(1 + \alpha t) \quad (3-2)$$

Nagyobb hőmérsékletváltozás, valamint fémötvözetek esetén a hőmérséklet és az ellenállás közti kapcsolat az alábbi (3-3) egyenlettel írható le:

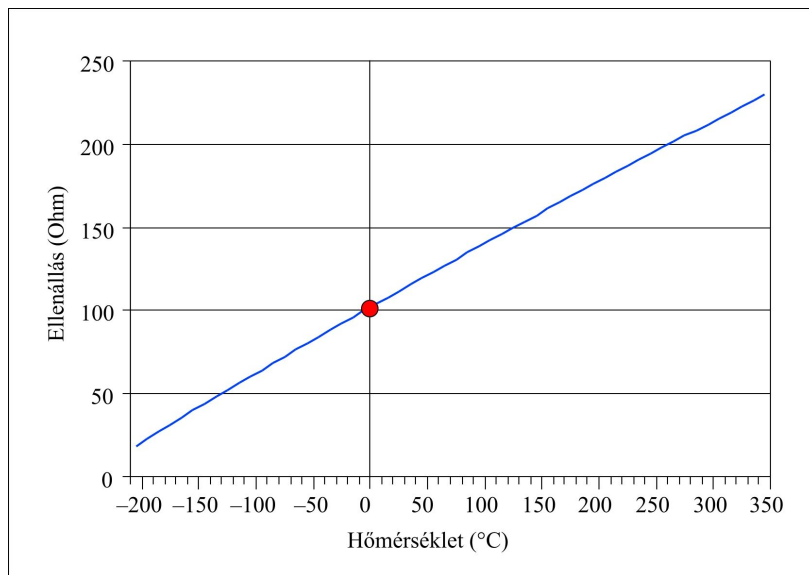
$$R_T = R_0 [1 + \alpha(t - t_0) + \beta(t - t_0)^2] \quad (3-3)$$

illetve $t_0 = 0$ °C referencia hőmérsékletre:

$$R_T = R_0(1 + \alpha t + \beta t^2) \quad (3-4)$$

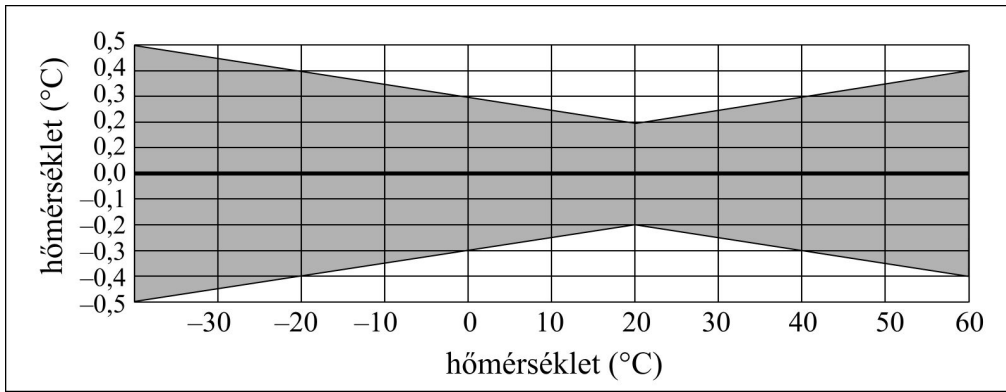
ahol α , és β együtthatók a műszer kalibrációja alapján határozhatók meg.

A meteorológiai mérések során leggyakrabban alkalmazott ellenállás hőmérő a Pt100-as platina ellenállás hőmérő. Ennek referencia ellenállása 0 °C-on 100 Ohm. A hőmérséklet növekedésével arányosan növekszik, csökkenése esetén csökken az ellenállás (3.6. ábra). A igen nagy hőmérsékleti tartományban lineárisnak tekinthető, a légköri hőmérsékleti viszonyok között ezért egyszerűen alkalmazható.



3.6. ábra: Egy Pt100-as platina ellenállás hőmérő ellenállásának változása a hőmérséklet függvényében.

A 3.7. ábra egy ellenállás hőmérő mérési pontosságát mutatja.



3.7. ábra: Vaisala HMP45A típusú platina ellenállás hőmérő (Pt100) pontossága. A mérés +20 °C-on a legpontosabb, a hőmérséklet csökkenésével és növekedésével arányosan növekszik a pontatlanság.

b.) Termisztorok:

A termisztorok (félvezetők) ellenállása is változik a hőmérséklet változásával. A változás nagyobb, mint az ellenállások esetén, de nem lineáris:

$$R = a \exp(b/T), \quad (3-5)$$

ahol a és b a félvezetőre jellemző állandók, T a hőmérséklet Kelvinben.

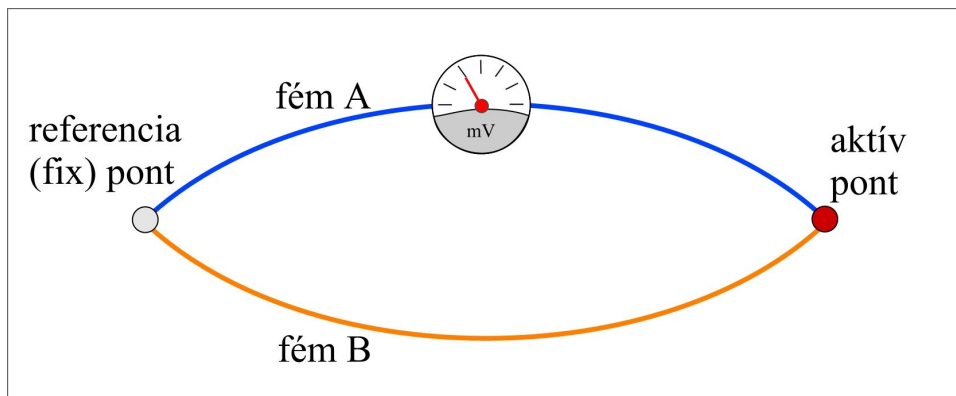
A termisztor hőmérők előnye, hogy az adott hőmérsékletváltozás hatására bekövetkező nagyobb ellenállás változás miatt (légköri viszonyok között legalább tízszer nagyobb, mint az ellenállás hőmérők esetén) pontosabb mérés végezhető velük, különösen alacsony hőmérsékleten. További előny, hogy gyorsan reagálnak a hőmérséklet változására. Ugyanakkor a mérés során hátrányt jelent, hogy a hőmérséklet és az ellenállás között nem lineáris a kapcsolat.

c.) Termoeleemes hőmérők:

Ha két különböző fémzálat összeforrasztunk, és a két forrasztási pont között hőmérséklet különbség alakul ki, akkor az így létrehozott áramkörben gyenge termo-feszültség jön létre, ami mérhető (ezt a jelenséget először Thomas Johann Seebeck tapasztalta 1812-ben, ezért tiszteletére Seebeck-effektusnak nevezik). A rendszer egyik pontját állandó hőmérsékleten kell tartani. Ez a termoelem referencia, vagy fix pontja. A másik pont, az aktív pont, ami a hőmérséklet változását érzékeli (3.8. ábra).

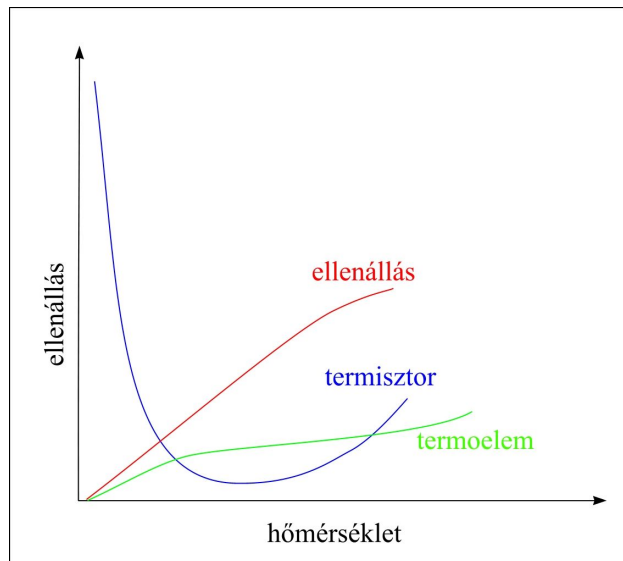
A leggyakrabban alkalmazott fém-kombinációk a következők: réz-konstantán, ezüst-konstantán, platina+platina irídium ötvözet, volfrám-molibdén, réz-nikkel.

A termoelem előnye, hogy az aktív pont rendkívül kis helyet foglal el, ezért elsősorban kutatási feladatoknál alkalmazzák. Hátránya, hogy a referencia pont állandó hőmérsékleten tartása gyakran nehezen megvalósítható.



3.8. ábra: Termoelem működési elve. Két különböző fémszálat végpontjaiknál összeforrasztva az egyik pont hőmérsékletének változása gyenge termo-feszültséget hoz létre.

A különböző elektromos hőmérők hőmérséklet függése a 3.9. ábrán látható.



3.9. ábra: Különböző típusú elektromos hőmérők (ellenállás hőmérő, termisztor, termoelem) ellenállás-változása a hőmérsékletváltozás hatására

3.1.2.4. Infra hőmérők:

Az infra hőmérők olyan távhőmérők, melyekkel gyorsan és viszonylag pontosan meghatározható a testek felületének hőmérséklete. Általában 8–14 μm hullámhossztartományban mérnek. Alkalmazási területük a meteorológiában pl. felszínek, tengerfelszín, felhőalap hőmérsékletének meghatározása.

3.1.3. A hőmérők elhelyezése

A léghőmérséklet mérése során a levegő hőmérsékletét kívánjuk meghatározni úgy, hogy az minél nagyobb területre reprezentatív legyen. A legoptimálisabb helye egy szabad terület, ahol a környezetben nincsenek a mérést befolyásoló tereptárgyak (pl. épületek, növényzet stb.) A felszín közelében tapasztalható lokális hatások, illetve a felszín közeli légrétegben előforduló jelentős vertikális gradiens miatt a felszín közeli hőmérsékletet a Meteorológiai Világszervezet ajánlása alapján 1,2 és 2,0 m között kell mérni. A hazai gyakorlatban a meteorológiai állomásokon 2 m-es magasságban helyezik el a hőmérőket. Emellett a felszín közvetlen közelében, a felszín felett 5 cm magasságban is végeznek méréseket. Ez a fűszinti, vagy radiációs minimum hőmérséklet.

A mérések során ügyelni kell arra, hogy a hőmérő kizárólag a mérendő közeggel álljon kölcsönhatásban. Nem érheti a hőmérőt közvetlen napsugárzás (ez a levegőt alig, a hőmérőt viszont jelentősen befolyásolja). Közvetlen napsugárzásnak kitett hőmérő jóval magasabb értéket mutathat, mint a levegő tényleges hőmérséklete. A közvetlen sugárzás mellett a visszavert rövidhullámú, továbbá a hosszuhullámú sugárzási komponensek is befolyásolják a mérést, ezért ezek hatását is ki kell valahogy küszöbölni. További mérést befolyásoló hatások lehetnek a csapadék és a szél is. A hőmérőre hulló víz elpárolgása során hőt von el, ami csökkenti a hőmérsékletet, ezért a hőmérő a levegő tényleges hőmérsékleténél alacsonyabb értéket mér. A szél hűtő hatása, ami egyes műszereket szintén jelentősen befolyásolhat.

A külső zavaró hatások mérséklése érdekében a léghőmérséklet mérése során megfelelő megoldásokat kell alkalmazni. Ezek lehetnek a következők:

1. kis méretű szenzor alkalmazása (az elenyésző tömege és hőkapacitása miatt nem képes levegőtől eltérő hőállapot felvételére),

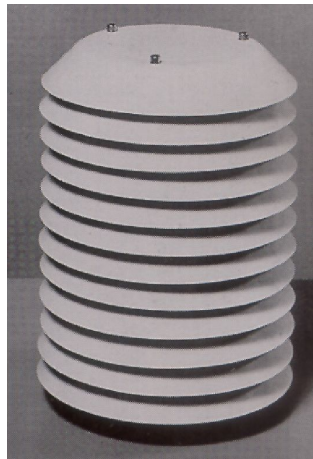
2. a hőmérő elhelyezése közvetlen napsugárzástól védett helyen, egyéb sugárzások hatásának kiküszöbölése, pedig megfelelő mesterséges ventilációval,
3. kielégítő sugárzásvédelem.



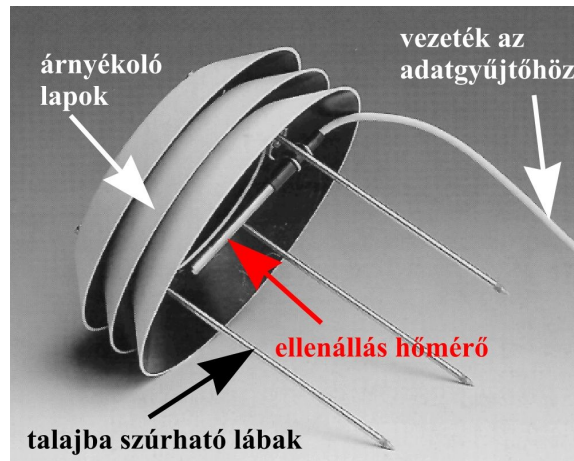
3.10. ábra: Stevenson-féle hőmérőház. A hőmérőket fehérre festett, dupla zsaluzású házikóban helyezik el a felszín felett 2m magasságban. Az árnyékolás a Nap közvetlen sugarainak hatását gátolja, a zsaluzott falak az erős szél hatását redukálják, a légmozgást azonban biztosítják.

Régebben elterjedten használták a Stevenson-féle hőmérőházikót, mely egy fehérre festett, dupla zsaluzású házikó. Az árnyékolás a Nap közvetlen sugarainak hatását gátolja, a zsaluzott falak az erős szél hatását redukálják, a légmozgást azonban biztosítják (3.10. ábra). A hőmérőházat úgy telepítették, hogy ajtaja észak felé nézzen, hogy még az észlelések időpontjában se süssön be közvetlenül a Nap.

Egy másik lehetőség az árnyékoló lapok alkalmazása, ami szintén védi a külső hatásoktól a műszert. Ezt mind a 2 m-es szinten történő hőmérséklet mérés (3.11. ábra), mind a fűszinti hőmérséklet mérés (3.12. ábra) során alkalmazzák.



3.11. ábra: Elektromos hőmérő árnyékolására használt lapok. A lapok felső része fehérre festve, a lapok közötti rész a levegő áramlását biztosítja.



3.12. ábra: A fűszinti hőmérséklet mérésekor alkalmazott árnyékolás. Az automata elektromos hőmérő az árnyékoló tányérok alatt található. Régebben alkohollal töltött hőmérőt használtak a minimum hőmérséklet meghatározására.

3.2. Légnomás

A levegő nyomása az az erő, amelyet az adott sűrűségű és hőmérsékletű levegő gyakorol a vele érintkező felületre. Statikus esetben a légnomás a légkör tetszőleges pontjában a pont fölött elhelyezkedő (a légkör külső határáig terjedő) légoszlop súlya. (Minél magasabbra haladunk a légkörben egy adott pont felett, annál kisebb lesz a légnomás, hiszen egyre kevesebb levegőrészecske súlya nehezedik egységnyi felületre.)

3.2.1. A légnomás mértékegységei

A légnomás mértékegysége a Pascal (Pa):

$$1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2$$

A meteorológiai gyakorlatban elfogadott a hektopascal (hPa) használata is:

$$1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa.}$$

A légnomás felírható az alábbi egyenlettel:

$$p = \rho g h, \quad (3-6)$$

ahol ρ a sűrűség, g a nehézségi gyorsulás, h pedig a magasság. Toricelli higanykádás kísérlete alapján a higany sűrűségét, a légnomással egyensúlyt tartó higanyoszlop átlagos magasságát, valamint a nehézségi gyorsulást tengerszintre, 45° földrajzi szélességre és 0°C -ra vonatkoztatva a következőt kapjuk:

$$p = 1,3596 \cdot 10^4 \text{ kg m}^{-3} \cdot 9,806 \text{ m s}^{-2} \cdot 0,76 \text{ m} = 101325 \text{ N m}^{-2}, \quad (3-7)$$

amit standard légköri nyomásnak hívunk.

Egyéb, légnomás mértékegységek a következők:

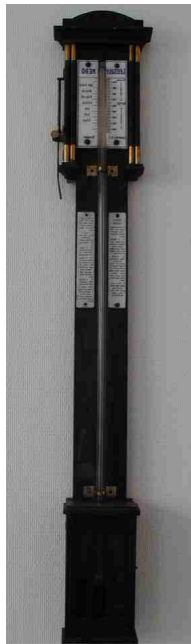
- 1 bar = 100 000 Pa,
- 1 mbar = 100 Pa = 1 hPa,
- 1 mmHg (higany milliméter) = 133 Pa
- 1 torr = 133 Pa
- 1 atm = 101325 Pa

3.2.2. A légnyomás mérése

A légnyomás mérése különböző légnyomásmérőkkel (barométerekkel) történhet. Ezek lehetnek folyadékbarométerek (3.13. ábra), aneroid barométerek (3.14. ábra), vagy elektromos barométerek (3.15. ábra).

A felszíni mérésekkel kapcsolatos követelmények (WMO, 2008):

- mérési tartomány: 500–1080 hPa,
- pontosság: 10 Pa.



3.13. ábra: Folyadékbarométer



3.14. ábra: Aneroid barométer



3.15. ábra: Elektromos barométer (Vaisala PTB210)

3.2.2.1. Folyadékbarométerek (higanyos barométerek)

A higanyos barométerek szerkezete egy felül zárt, alul nyitott cső, amely egy folyadékkal töltött csészébe merül. A csőben levő folyadék abban a magasságban állapodik meg, amennyivel a légnyomás egyensúlyt tud tartani. A higany azért a legmegfelelőbb anyag a folyadékos légnyomásmérőkben, mert

- nagy a fajsúlya (kis mennyiség is elég a légnyomás ellensúlyozására, víz esetén több mint 10 méteres csőre lenne szükség),
- párolgása normál hőmérsékleti értékek mellett csekély más folyadékokhoz képest, ezért gőzei alig befolyásolják a mérőcső légüres terét,
- nem tapad az üvegfalhoz (a higany felszínének domború meniszkusza van).

a.) Gay-Lussac-féle (szifon) barométer:

Ez a barométertípus egy alul U alakban meghajlított cső, melynek egyik ága zárt, a másik ága a nyitott. Mindkét ág egy-egy tartályban kiszélesesedik, ahol a higany szint változhat. A tartály a nyitott ágban alacsonyabban, a zárt ágban magasabban van. A higany szint magasságát leolvassuk a felső, illetve alsó tartály mellett elhelyezett skálán is. A légnyomást a kettő különbsége adja. Pontos mérés végezhető vele, de körülményes. Más barométerek hitelesítésére használják.

b.) Körtés (fix ciszternás) barométer:

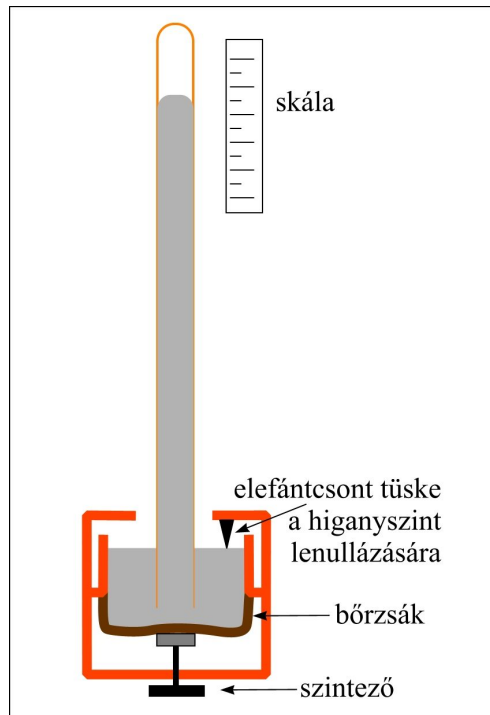
Egyszerűbb, mint a Gay-Lussac-féle barométer, de pontatlanabb. Ez is egy alul U alakban hajlított cső, de a higany szint változását csak a felső, vékony csőben olvassuk le, elhanyagolva az alsó, nagy felületű tartályban bekövetkezett szintváltozást (a nagy felület miatt itt ugyanis csak kis mértékben változik a higany szintje. A mérési hiba attól függ, hogy mekkora a barométercső és a körte keresztmetszetének aránya. (ha pl. 1:100 az arány, 10 mm süllyedés 0,1 mm emelkedést okoz a körtében, tehát 1%-os lesz a hiba)

c.) Fortin-féle barométer:

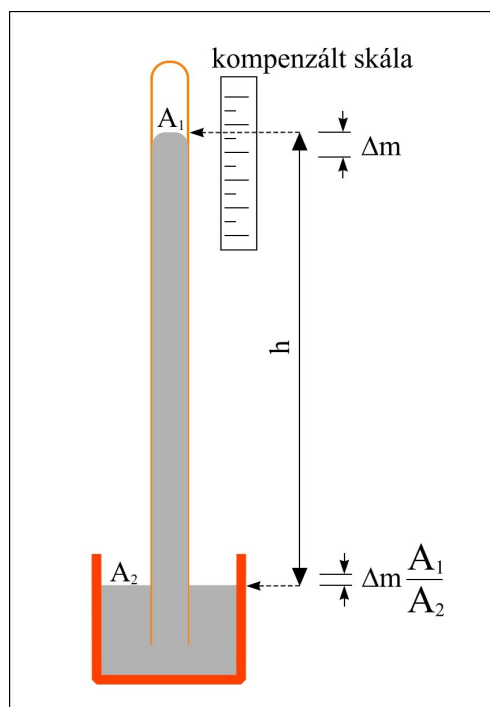
Ezzel a típussal pontosabb mérés végezhető, mint a ciszternás barométerrel. A körte helyett alul egy bőrzsák található, aminek magassága egy csavarral állítható. Az edény felső részéből egy elefántcsont túske lóg a higany felszínére felé. A mérés kezdetekor a bőrzsák helyzetét addig kell változtatni, hogy a túske épp érintse a higany felszínét. Ezzel megtörténik a higany szint nullára állítása. Ezután más csak a felső higany szintet kell leolvasni a skálán (3.16. ábra).

d.) Állomási (kompenzált) barométer:

A műszer készítésekor pontosan lemérik a barométer üvegcsővében és a higany tartályban elhelyezkedő higany keresztmetszetét. Ezekkel az adatokkal egy olyan kompenzált skálát szerkesztenek, amely már eleve figyelembe veszi az alsó higany szint változásait (3.17. ábra). Ezáltal könnyen kezelhetővé válik a műszer, mert csak egy értéket kell leolvasni és a mérés előtti szintezés is elkerülhető.



3.16. ábra: Fortin-féle barométer



3.17. ábra: Állomási (kompenzált) barométer

A légnyomásmérés során az állomási barométerekkel szemben támasztott követelmények:

- a műszer pontossága időben ne változzon,
- könnyen, gyorsan leolvasható legyen,
- ne legyen érzékeny a szállításra,
- a higany cső átmérője 8–9 mm legyen,
- a higany hőmérsékletét mérő hőmérő a higanyal töltött belső csővel érintkezzék,

- a higany meniszkusza ne legyen lapos,

A higanyos barométereket körültekintően kell az állomáson elhelyezni:

- olyan helyiségben kell elhelyezni, ahol a hőmérséklet közel állandó,
- a barométert közvetlen sugárzás nem érheti (fűtőtesttől, hőforrástól távol legyen),
- rázkódástól mentes szilárd falon kell elhelyezni,
- külön utasítások vonatkoznak a műszer szállítására, áthelyezésére.

A higanyos barométerek leolvasásának módszere:

- először a barométer hőmérőjét kell leolvasni tized fokos pontosságban,
- a műszer fémburkot gyengén meg kell kopogtatni, az esetleges tapadási megszüntetése céljából,
- ezután a skála mellett található nóniuszus leolvasót kell beállítani (egész értékek, tizedek),
- végül a higany szint leolvasható.

A nóniuszt a higany meniszkuszának tetejével kell egy szintre hozni. Ez adja a főosztályzatot (mm). A tizedmillimétert a nóniusznak az a rovátkája adja, amely éppen egybevág a főskála valamelyik értékével. Az így leolvasott érték lesz a nyers barométerállás.

A barométerek érzékeny műszerek. Pontos mérés végezhető velük, de annak érdekében, hogy a különböző helyeken, eltérő tengerszint feletti magasságokban végzett méréseket össze lehessen hasonlítani, a nyers barométerálláson különböző korrekciókra van szükség.

A nyers barométerállás korrekciói:

1.) Műszer korrekció:

A barométert törzsbarométerrel összehasonlítva meghatározható a műszerkorrekció. Ezt a barométerszekrényben kell kifüggeszteni.

2.) Hőmérsékleti korrekció:

A higanyszint magassága a hőmérséklet függvényében is változik, ezért hőmérsékleti korrekcióra van szükség (ez esetben 0 °C-ra redukálunk):

$$\Delta p = -\frac{t}{10} \cdot \frac{p}{614}, \quad (3-8)$$

ahol t a léghőmérséklet Celsiusban, p pedig a 1.) pont szerint már korrigált légnyomásérték. A képlet azon alapul, hogy a használatos barométereknél 614 mmHg légnyomás mellett a redukciós mennyiség épp a barométer hőmérsékletének tizede. A gyakorlatban a hőmérsékleti

korrekció táblázat segítségével történik.

3.) Nehézségi korrekció:

A nehézségi erő a földrajzi szélesség függvényében, ill. a magassággal változik, ezért a barométerállást 45°, tengerszintre, és 9,80665 m s⁻²-ra redukáljuk. Ezt a szélesség és magasság szerint kettős korrekciót általában állomásonként egyesítve alkalmazzák. (Magyarországon a nehézségi korrekciót nem alkalmazzák külön, az a tengerszinti redukcióban veszik figyelembe).

Ezután a kapott értéket átszámítjuk hPa-ba.

4.) Műszerszinti és tengerszinti légnyomás kiszámítása:

Az előzőekben kapott érték a műszerszinti légnyomás. A tengerszintre redukált értéket úgy kapjuk, hogy a műszerszinti értékhez hozzáadjuk azt a mennyiséget, amit a barométer alatt a tenger szintjén mérnénk, ha a teret levegő töltené ki. A tengerszinti redukcióra az egyes országok különböző korrekciókat alkalmaznak (WMO, 1968). Magyarországon a tengerszinti nyomáskorrekció az alábbi képleten alapul:

$$p_s = p_0 \left(1 - \frac{\gamma h}{T_0} \right)^{-\frac{g}{\gamma R}} \quad (3-9)$$

ahol p_s és p_0 rendre az állomás szinti és a tengerszinti légnyomás, γ a függőleges hőmérsékleti gradiens, h a mérés tengerszint feletti magassága méterben, T_0 a tengerszinti hőmérséklet, g a nehézségi gyorsulás, R pedig az száraz levegőre vonatkozó gázállandó ($287,05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

Ha a mérés szintje 500 m tengerszint feletti magasság alatt történik, továbbá feltételezzük, hogy a gravitációs gyorsulás és a vertikális hőmérsékleti gradiens állandó (vagyis $T_0 = T_s + \gamma h$, ahol T_s a hőmérséklet a mérés szintjén), akkor (3-9) egyenlet az alábbi módon írható:

$$p_0 - p_s = \frac{g}{R} \frac{h_s}{T_s} h' \quad (3-10)$$

ahol

$$h' = h \left(1 + \frac{h}{2 \cdot 10^4} \right) \quad (3-11)$$

A nedvesség hatását figyelembe vehetjük, ha a mérés helyén mért hőmérséklet helyett a virtuális hőmérséklettel számolunk. (A virtuális hőmérséklet az a T_v hőmérséklet, amelyen a száraz levegő izobárikusan az adott T hőmérsékletű, r keverési arányú nedves levegővel megegyező sűrűséget venne fel: $T_v \approx T (1 + 0,609r)$, a keverési arányt lásd később).

A gyakorlatban, a meteorológiai állomásokon a tengerszinti korrekció is táblázatok segítségével történik.

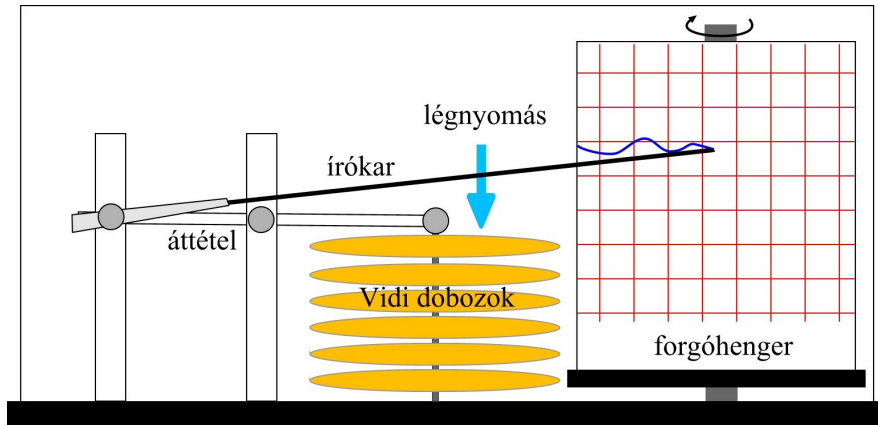
3.2.2.2. Elektromos barométerek

Az elektromos barométerek a mért mennyiséget valamilyen nyomás-függő elektromos paraméterre alakítják át. A mérést ez esetben is befolyásolja a hőmérséklet, az elhelyezés és az elmozdulás (különösen tengeri állomásokon), ezért ügyelni kell a megfelelő elhelyezésre. A pontosság növelése érdekében általában több érzékelőt is használnak a műszeren belül.

Az elektromos légnyomásmérők többféle elven működhetnek. Egyik típus a szilikon szenzor. Ez egy nagyon kis méretű érzékelő, egy félvezetőben egy kis üreget képeztek ki, melyet nagyon vékony szilikon réteggel vonnak be. Ennek a vékony szilikon rétegnek a vastagsága változik a nyomásváltozás hatására. E kis mértékű változás piezoellenállással mérhető. Ezen az elven működnek a hazai gyakorlatban elterjedt Vaisala elektromos barométerek is (lásd 3.13. ábra).

3.2.2.3. Aneroid barométerek:

A különböző nyomású terek elválasztó falaira a nyomáskülönbség következtében erők hatnak. Ha az elválasztó fal rugalmas, akkor a magasabb nyomás felől benyomódik. A benyomódás mértéke arányos a levegő nyomásával. Ezen az elven alapulnak az aneroid barométerek (lásd 3.14. ábra). Az elektromos barométerek megjelenése előtt előnyük volt, hogy folyamatos mérésre is alkalmazhatók voltak légnyomásírókban (3.18. ábra). Régebben a magaslégek körüli méréseknél is aneroid barométereket használtak.



3.18. ábra: Barográf – légnomásíró. Vidi dobozos aneroid barométer

a.) Vidi dobozos aneroidok:

A doboz belsejéből kiszivattyúzzák a levegőt, a külső légnomást pedig egy rugóval kompenzálják. A benyomódás mértéke megfelelő áttételekkel alkalmas regisztrátum készítésére. Az elmozdulás nagyságának növelése érdekében több vidi-dobozt (kapcsolát) kötnek sorba a légnomásírókon (3.18. ábra).

b.) Bourdon-csöves aneroidok:

Elliptikus keresztmetszetű, ívelt cső, légmentesen leforrasztva. A külső és belső légnomás viszonyának változásakor a cső görbülete megváltozik. Ez is köthető írószerkezethez.

3.2.2.4. Forráspontmérők (hipszométerek):

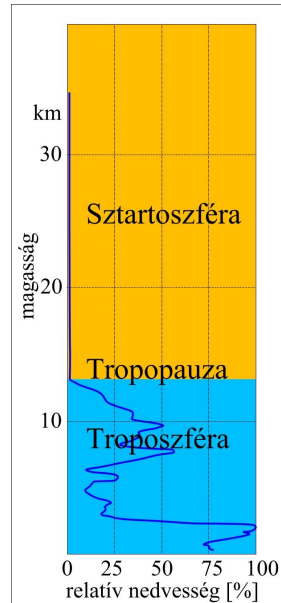
A folyadékok forrása (a folyékony fázisból gőzfázisba való átmenete) a nyomás függvényében más hőmérsékleten következik be. (Azon a hőmérsékleten, ahol az adott folyadék gőzének nyomása egyenlővé válik a légnomással, $e = P$) Nagyon pontos hőmérséklet meghatározást igényel. A műszer egy különleges burkolatú forraló edényből áll, amelyből a keletkező gáz úgy távozik, hogy keresztáramlik egy téren, ahol nagyjából egyenletes a hőmérséklet. Ebbe a gőztérbe lóg be a hőmérő. Elsősorban alacsony nyomáson alkalmazható jól, mert ott egységnyi légnomásváltozás egyre nagyobb forráspont-változással jár.

3.3. Légnedvesség

A légköri víz a hidroszféra elenyésző részét képezi (a légkörben összesen $0,013 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ víz található, ezzel szemben a világoceánokban mintegy $1338 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, a krioszféra víztartalma $24,6 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, a szárazföldi vizeké pedig $23,6 \cdot 10^6 \text{ km}^3$). A tartózkodási ideje viszont – ellentétben a többi tározóban található vízmennyiséghez képest nagyságrendekkel kisebb (átlagosan 9-10 nap, míg az oceánokban kb. 3000 év, a krioszférában közel 12000 év, a felszíni vizekben pedig 220 év). E csekély, de gyorsan megújuló mennyiség mind az időjárás, mind az éghajlat szempontjából kiemelt jelentőségű légköri állapothatározó.

A légköri víz befolyásolja a Föld-légkör rendszer sugárzás- és energiaháztartását. Mind a rövidhullámú Napsugárzás, mind a hosszuhullámú teresztrialis sugárzás tartományában jelentős elnyelési sávokkal rendelkezik. A legjelentősebb üvegházhatású gáz. A felszín és a légkör közti energiacsereben is fontos szerepet játszik a látens hőáramon keresztül.

A légköri víz másik fontos szerepe a felhő- és csapadékképződésben nyilvánul meg. A párolgás és csapadék révén biztosítja a hidrológiai ciklus körforgását. Mindezek mellett a felhőkhöz a víznek köszönhetően különböző légkör-elektromossági és légkör-optikai jelenségek is kapcsolódnak.



3.19. ábra: A légköri vízgőztartalom (relatív nedvesség) vertikális eloszlása budapesti rádiószondás felszállás mérései alapján (a rádiószonda mérésekről részletes információkat lásd később) egy adott időpontban. A légnedvesség gyakorlatilag a troposzférában található és csak elenyésző mennyiség található a tropopauza felett a sztratoszférában és a magasabb légköri tartományokban.

A légkör vízmennyiség gyakorlatilag a troposzférában található és csak elenyésző mennyiség található a tropopauza felett (3.19. ábra).

Ha a teljes légköri vízgőztartalom egyszerre kicsapódna és csapadékként a felszínre hullana, az összesen 25 mm csapadékot jelentene a Föld felszínén. A Föld évi globális átlagos csapadékmennyisége 1000 mm, ebből belátható, hogy a légköri vízmennyiség évente kb. 40-szer cserélődik.

A légköri víztartalom tér- és időbeli eloszlása rendkívül változatos. Mennyisége 0 és 4% (0 és 40000 ppm) között változik. A levegő víztartalmát a nedvességi mérőszámokkal jellemezhetjük.

3.3.1. Nedvességi mérőszámok

A légkör víztartalmát különböző mennyiségekkel fejezhetjük ki. Ezeket a mennyiségeket nedvességi mérőszámoknak, vagy nedvességi karakterisztikáknak nevezzük. A nedvesség meghatározása során azzal az egyszerűsítő közelítéssel élünk, hogy a levegő vízgőz és száraz levegő elegye. A nedvességi mérőszámokat összefoglalva a 3.2. táblázat tartalmazza.

3.2. táblázat: Különböző nedvességi mérőszámok. Az levegőt vízgőz és száraz levegő elegyének tekintjük.

Nedvességi karakterisztika	Jele	Leírás	Mértékegység
gőznyomás (páryanomás)	e	egységnyi térfogatban a vízgőz részleges (parciális) nyomása	Pa
telítési gőznyomás	e_s	a vízgőz nyomása telített állapotban	Pa
harmatpont	t_d	az a hőmérséklet, amelyre a levegőt állandó nyomás mellett lehűtve, az telítetté válik	°C
gőzsűrűség	ρ_v	egységnyi térfogatban levő vízgőz tömege	kg vízgőz / m ³ levegő
abszolút nedvesség	a	egységnyi térfogatban levő vízgőz tömege	g vízgőz / m ³ nedves levegő
telítési abszolút nedvesség	a_s	az abszolút nedvesség telítettség esetén	g vízgőz / m ³ nedves levegő

keverési arány	r	a vízgőz és a vízgőzzel keveredő száraz levegő aránya	dimenzió nélküli (kg / kg)
telítési keverési arány	r_s	a keverési arány telítettség esetén	dimenzió nélküli (kg / kg)
specifikus nedvesség	q	egységnyi tömegű nedves levegőben lévő vízgőz tömege	dimenzió nélküli (kg vízgőz / kg nedves levegő)
telítési specifikus nedvesség	q_s	a specifikus nedvesség telítettség esetén	dimenzió nélküli (kg vízgőz / kg nedves levegő)
relatív nedvesség	f	a tényleges gőznyomás és a telítési gőznyomás aránya * 100	dimenzió nélküli (%)
nedves hőmérséklet	t_w	az a hőmérséklet, amelyen a levegő víz bepárolgatása révén telítetté válik	°C

3.3.1.1. A vízgőz nyomása

A levegő nyomását az alkotóelemek parciális (részleges) nyomásának összegeként kapjuk. A vízgőz parciális nyomása (e) felírható a vízgőz állapotegyenlete alapján:

$$e = \frac{R_v T}{\alpha_v}, \quad (3-12)$$

ahol R_v a vízgőz specifikus gázállandója (értéke $461 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T a hőmérséklet Kelvinben, α_v pedig a vízgőz specifikus térfogata.

A telítési gőznyomás (e_s) megadja a t hőmérsékletű telített levegőben levő vízgőz parciális nyomását (mértékegysége Pa). A telítési gőznyomás függ a hőmérséklettől, minél magasabb a hőmérséklet, annál több vízgőzt tud befogadni a levegő (3.20. ábra).

A telítési gőznyomást a gyakorlatban gyakran a Magnus–Tetens (1930) formulával adjuk meg. Ez egy tapasztalati képlet, ami kapcsolatot teremt a hőmérséklet és a telítési nedvességtartalom között:

$$e_s = 6,11 \cdot 10^{\frac{at}{b+t}} [\text{hPa}], \quad (3-13)$$

ahol a , b állandók értékei vízfelszín felett: $a = 7,5$ és $b = 237,3 \text{ °C}$, jégfelszín felett: $a = 9,5$, $b = 265,5 \text{ °C}$. A t hőmérséklet a képletben Celsius fokban szerepel.

Amennyiben a képletben a hőmérséklet helyett a harmatpontot (t_d – lásd később) használjuk, úgy a tényleges gőznyomást (e) kapjuk eredményül:

$$e = 6,11 \cdot 10^{\frac{at_d}{b+t_d}} [\text{hPa}], \quad (3-14)$$

A telítési és tényleges gőznyomás különbsége a telítési hiány (D):

$$D = e_s - e. \quad (3-15)$$

A telítési hiányt a 3.20. ábra mutatja.

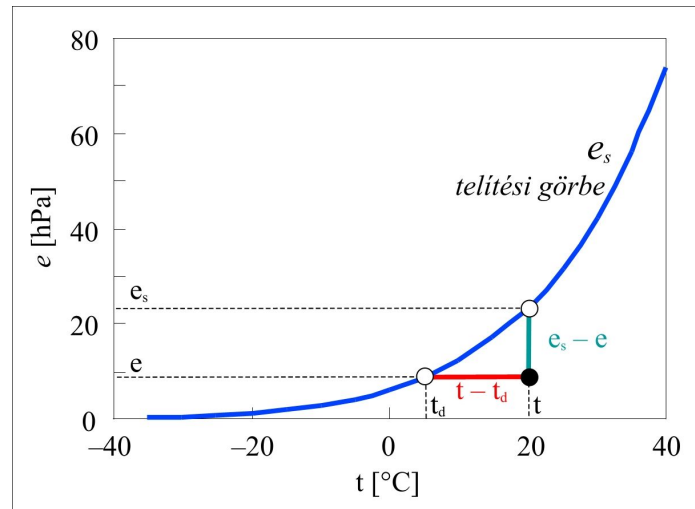
3.3.1.2. Harmatpont

A harmatpont (vagy harmatpont hőmérséklet) (t_d) az a hőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$), amelyre a levegőt állandó nyomás mellett lehűtve, az telítetté válik.

A harmatpont-deficit (t_{def}) a léghőmérséklet és a harmatpont különbsége:

$$t_{\text{def}} = t - t_d, t_{\text{def}} \geq 0. \quad (3-16)$$

A harmatpont deficitet a 3.20. ábra mutatja.



3.20. ábra: A telítési gőznyomás hőmérséklet függése. Magasabb hőmérsékletű levegő több vízgőzt tud befogadni. Az $e_s - e$ értéke a gőznyomást hiány, a $t - t_d$ érték pedig a harmatpont deficit.

3.3.1.3. Gőzsűrűség

A légkörben levő vízgőz sűrűsége (ρ_v) a vízgőznyomás alapján megadható:

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} \quad (3-17)$$

A vízgőz sűrűsége a vízgőz tömege és a gőz által kitöltött térfogat hányadosa, mértékegysége kg/m^3 .

3.3.1.4. Abszolút nedvesség

Az abszolút nedvesség (a) megadja, hogy 1 m^3 levegőben hány g vízgőz van. E sűrűség dimenziójú mérőszám a gőzsűrűség gyakorlatban alkalmazott nedvességi mérőszáma. A telítési abszolút nedvesség az abszolút nedvesség értéke telített állapotban.

3.3.1.5. Keverési arány

A keverési arány (r) adott térfogatban lévő vízgőz és száraz levegő arányát adja meg, dimenzió nélküli mérőszám:

$$r = \frac{\rho_v}{\rho_d} = \frac{R_d}{R_v} \frac{e}{p - e} \approx 0,622 \frac{e}{p}, \quad (3-18)$$

ahol a száraz levegő sűrűségét (ρ_d) az alábbi módon írhatjuk:

$$\rho_d \frac{p - e}{R_d T}, \quad (3-19)$$

A telítési keverési arány (r_s) az alábbi módon írható:

$$r_s = \frac{R_d}{R_v} \frac{e_s}{p - e_s} \approx 0,622 \frac{e_s}{p}, \quad (3-20)$$

3.3.1.6. Specifikus nedvesség

A specifikus nedvesség (q) szintén egy dimenzió nélküli mérőszám. Megadja az 1 kg nedves levegőben levő vízgőz tömegét. Értéke kisebb, de alig tér el a keverési aránytól:

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_m} = \frac{R_d}{R_v} \frac{e}{p - 0,378e}. \quad (3-21)$$

A telítési specifikus (q_s) nedvesség pedig az alábbi módon írható:

$$q_s = \frac{R_d}{R_v} \frac{e_s}{p - 0,378e_s}. \quad (3-22)$$

3.3.1.7. Relatív nedvesség

A relatív nedvesség (f) a tényleges és a telítési értékhez tartozó nedvességtartalom arányát adja meg, vagyis azt, hogy a lehetséges víztartalom hány százaléka van a levegőben. A légrész telített, ha a relatív nedvesség 100%. A relatív nedvesség is dimenzió nélküli mérőszám, értékét százalékban adjuk meg:

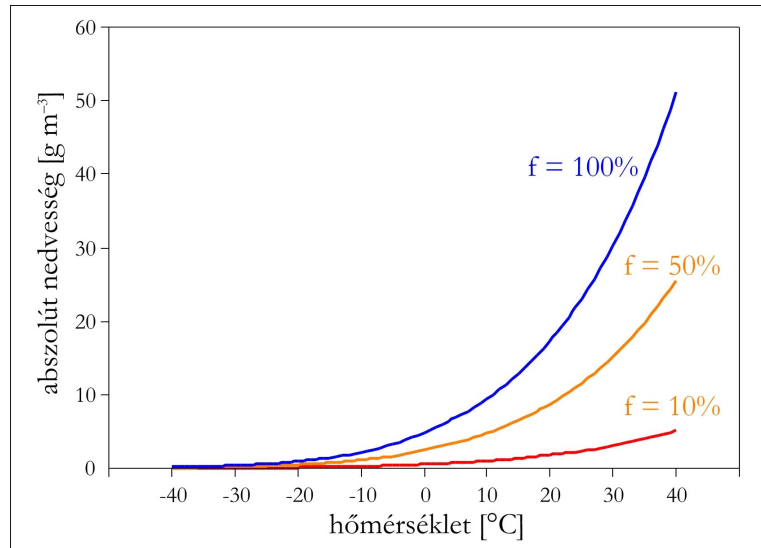
$$f = \frac{e}{e_s} 100 \text{ [%]}. \quad (3-23)$$

A relatív nedvesség és az abszolút nedvesség kapcsolatát a hőmérséklet függvényében a 3.31. ábra mutatja.

3.3.1.8. Nedves hőmérséklet

A nedves hőmérsékletet (t_w) akkor érjük el, ha víz párologtatásával addig növeljük a levegő vízgőztartalmát, amíg az telítetté nem válik. A párologás következtében a párologó felszín hőmérséklete fokozatosan csökken, végül egy, a környező levegő vízgőztartalmától függő egyensúlyi értéket ér el (az ehhez tartozó hőmérsékletet nevezzük nedves hőmérsékletnek).

A nedves hőmérséklet és a harmatpont is a hőmérséklet csökkenése révén érhető el, de a harmatponttal ellentétben a nedves hőmérséklet elérése esetén a levegő vízgőztartalma nem állandó.



3.21. ábra: Az abszolút nedvesség a hőmérséklet függvényében különböző relatív nedvességi értékek mellett. Az $f = 100\%$ relatív nedvességhez tartozó görbe a telítési abszolút nedvesség hőmérséklet függését mutatja. 0 °C -on például a telítési abszolút nedvesség $4,85\text{ g m}^{-3}$.

3.3.2. A levegő nedvességtartalmának mérése

A meteorológiai gyakorlatban különböző elven működő nedvességmérő műszerek használatosak. Ezekről összefoglalást az a 3.3 táblázat.

3.3. táblázat: Különböző elven működő nedvességmérő műszerek és a használatukkal meghatározható nedvességi mérőszámok

Módszer	Típus	Milyen nedvességi mérőszámot mér?
1.) gravimetrikus módszer	abszorpciós higrométer	abszolút nedvesség
2.) kondenzációs módszer	hűtött tükör higrométer	harmatpont
3.) termodinamikai módszer	pszichrométerek	száraz/nedves hőmérséklet
4.) mechanikai módszer	nedvszívó higrométerek	relatív nedvesség
5.) elektromos vagy kémiai tulajdonságok megváltozásán alapuló módszer	különböző elektromos nedvességmérők	különböző nedvesség paraméterek
6.) vízgőz elnyelési spektrumon alapuló módszer	Lyman-alfa, uv, ir „gyors válaszijű” higrométerek	nedvesség fluktuáció

3.3.2.1. Gravimetrikus módszer

A gravimetrikus módszer tömegmérésen alapul. Az abszorpciós nedvességmérőkben bizonyos anyagok nedvszívó képességét használják ki. Meghatározott térfogatú levegőt valamilyen nedvszívó anyagon (abszorbensen) keresztül áramoltatnak, ezáltal a nedvszívó anyag a levegő nedvességét magába szívja, így a súlya gyarapodik. Az abszorpciós nedvességmérőkben nedvszívó anyagként általában: foszfor-pentoxidot, vagy magnézium-perklorátot használnak. A műszerrel a levegő abszolút nedvessége mérhető. Előnye, hogy ilyen módon határozható meg a legpontosabban a nedvesség mértéke, ezért a nedvességmérés abszolút műszereinek tekinthetők, hátránya viszont, hogy szabad téren nem alkalmazható (laboratóriumi méréseknél használják).

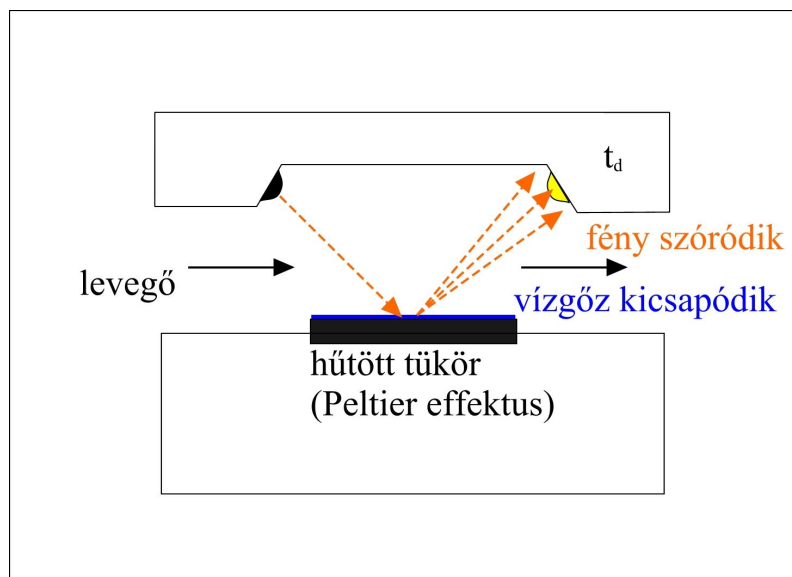
3.3.2.2. Kondenzációs módszer

A kondenzációs módszer során a vízgőz kondenzációját használjuk ki. Az automatikus fotocellás harmatpont higrométerben (3.22. ábra) mesterségesen előidézett telítettség elérése mellett mérjük azt a hőmérsékletet, ami a harmatpont értékét jelenti.

A műszer egy tükörből áll, amihez egy hőcserélő rendszer kapcsolódik. Ebben szárazjéggel hűtött alkohol kering. A tükör felett egy fotocella található. A tükörre egy ferdén elhelyezett fényforrásból fény esik, olyan szögben, hogy közvetlenül nem jut fény a fotocellára. Ha a hőmérséklet eléggé alacsony, a tükör bepárasodik, fény jut a fotocellára, kikapcsol a hűtés, bekapcsol a fűtés. Amikor a pára eltűnik, a fotocella visszakapcsol. A hőmérséklet tehát folyamatosan a harmatpont körül ingadozik. A hőmérsékletet pl. termoelemes hőmérő segítségével mérjük.

A tükör hűtése a Peltier-effektus alapján termo-elektromosan történik. Itt két különböző fémek összekapcsolunk és egy áramkörbe kapcsolunk. Az átfolyó áram hatására a forrasztási pontnál felmelegedés, vagy lehülés keletkezik.

A műszer előnye, hogy pontos, még negatív hőmérsékleteken is.



3.22. ábra: Automatikus fotocellás harmatpont higrométer. A műszerben a kondenzációt mesterségesen idézik elő egy hűtött tükör segítségével. A kicsapódás egy fotocellával érzékelhető és az adott időpontban a hőmérséklet (a harmatpont értéke) pontosan meghatározható.

3.3.2.3. Termodinamikai módszer

A nedvességmérést hőmérsékletmérésre vezetjük vissza és a levegő nedvességtartalmát pszichrométerekkel (hőmérős nedvességmérőkkel) határozzuk meg. A mérés elve ez esetben, hogy a víz párolgása által okozott hűlés mértékéből következtethetünk a nedvességre. A pszichrométer hőmérsékleti értékeket mér és a száraz, illetve nedves hőmérséklet közti különbség (pszichrométeres hiány) alapján egy empirikus képlet segítségével megadható valamilyen nedvességi mérőszám.

A gőznyomás értékét a Sprung-képlet alapján számíthatjuk:

$$e = e_s - A(t - t_w) \frac{P}{P_0}, \quad (3-24)$$

ahol t a levegő hőmérséklete (száraz hőmérséklet), t_w a párolgó felszín hőmérséklete (nedves hőmérséklet), e_s a t_w -re vonatkozó telítési gőznyomás (hPa), e a tényleges gőznyomás (hPa), P a légnyomás (hPa), P_0 a normál légnyomás 1013,25 hPa, A pedig a légáramlás sebességétől függő pszichrométeres együttható. P/P_0 közelítőleg 1, A értékére 0,5-öt vesznek.

A gőznyomás (e) értékét a gyakorlatban megfelelő táblázatok használatával határozzák meg.

Pszichrométer típusok:



3.23. ábra: Az Assmann-féle pszichrométer. Árnyékolt, fémborítású műszer a száraz-nedves hőmérők segítségével határozható meg a száraz (normál) és a nedves hőmérséklet és ezek különbsége alapján a pszichrometrikus különbség. A műszerhez egy aspirátor is kapcsolódik, ami a levegő áramlását biztosítja a mérés során.

a.) August-féle szívófonalas pszichrométer:

Elhelyezése hőmérőházban történik. Két, közös állványon elhelyezett hőmérőből áll. Az egyik hőmérő higanygömbjét muszlinburok veszi körül, melynek a vége egy vízzel teli csészébe nyúlik, ahonnan vizet szív fel. Ez benedvesíti a higanygömböt, így az a párolgás hatására alacsonyabb hőmérsékletet fog mutatni.

A módszer hátránya, hogy a párolgás miatt idővel a higanygömb körül telítetté válik a levegő, a nedves borítás nem tud tovább párologni, ezáltal a pszichrometrikus különbség pontatlanná válik.

b.) Assmann-féle pszichrométer:

Az Assmann-féle pszichrométer a nedves hőmérő körül légáramlást biztosít. A két hőmérőt egy fényesre csiszolt, nikkelezett, kettős falú fémcsőben helyezték el (3.23. ábra). Ez arra szolgál, hogy a sugárzástól védje a hőmérőket. A levegőt egy ventilátor szívja a hőmérők gömbjéhez. Az egyik hőmérő higanygömbjét muszlinburkolattal vonják be, s az a levegő nedvességének mértékében különböző mértékben párolog. Mivel a párolgáshoz hő használódik el, a nedves hőmérő alacsonyabb hőmérsékletet mutat.

3.3.2.4. Mechanikai módszer

Ebbe a csoportba a nedvszívó higrométerek tartoznak, melyekkel a relatív nedvesség mérhető.

Bizonyos anyagok a nedvesség hatására megváltoztatják tulajdonságaikat (pl. alakjukat, méretüket).

a.) Hajszálas higrométer:

Meteorológiai célra olyan anyag alkalmas, amely nagy mennyiségben, könnyen hozzáférhető. Ilyen anyagnak tűnt a hajszál. Először 1783-ban, Horace Benedict de Saussure (1740–1799) készített ún. hajnedvmérőt. A műszerrel a levegő relatív nedvességét tudjuk meghatározni. Előtte ezt a nedvességi karakterisztikát nem is használták.

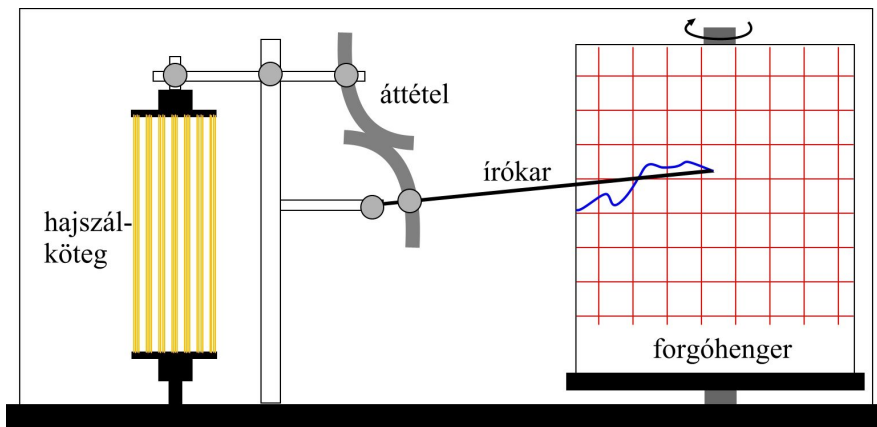
A műszerben való alkalmazás előtt a hajszálat megfelelően elő kell készíteni (etiléterben zsírtalanítani, desztillált vízben jól kiöblíteni). A hajszál megnyúlása a relatív nedvesség hatására meglehetősen csekély változás mutat (ha a relatív nedvesség 0-ról 100%-ra nő, a hajszál csak 2,5%-al nyúlik meg).

A műszer hibáját okozza a hőmérséklet hatása. A hajszál ugyanis a hőmérsékletváltozásra is reagál. (15°C hőmérsékletváltozás akkora megnyúlást okoz, mint a relatív nedvesség 1%-os változása). Mivel a műszer amúgy sem túl pontos, a hőmérsékleti korrekciót nem szokás figyelembe venni.

Előnye, hogy egyaránt használható pozitív és negatív hőmérsékleten, továbbá az elektromos eszközök megjelenése előtt az is előny volt, hogy folyamatos mérést lehetett vele végezni (3.24. ábra).

b.) Membrános higrométer:

Hasonló elven működik, de itt állati gyomorból készített aranyütő-hártya szolgál a nedvesség mérésére. Pontosabb, mint a hajszálas higrométer. Régebben főként magaslégköri méréseknél alkalmazták.



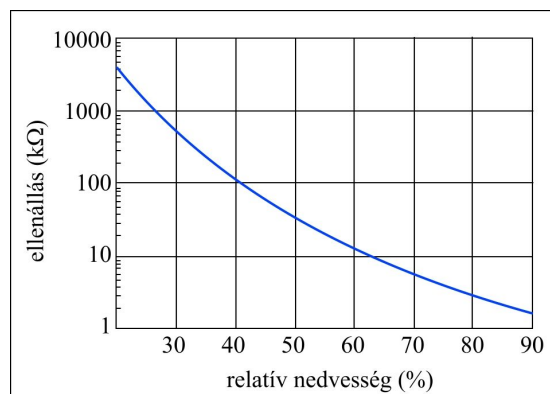
3.24. ábra: Hajszálas higrográf. A hajszálkötegek a levegő relatív nedvességtartalmának függvényében eltérő mértékben nyúlnak meg. A változást egy írókar segítségével egy forgóhengeren elhelyezett papírlapra rögzíti a műszer.

3.3.2.5. Elektromos vagy kémiai tulajdonságok megváltozásán alapuló módszer

Az utóbbi évtizedekben számos nedvességmérő műszert alkottak, melyek valamilyen elektromos, vagy kémiai tulajdonság megváltozása alapján származtatják a légköri nedvességtartalmat.

a.) Rezisztív szenzor:

Egyszerű, olcsó szenzor, melyben például egy lítium-klorid bevonat vizet vesz fel a nedvességtartalom függvényében, ezáltal ellenállás megváltozik (3.25. ábra). Az ellenállás-változásból a nedvességtartalomra lehet következtetni.



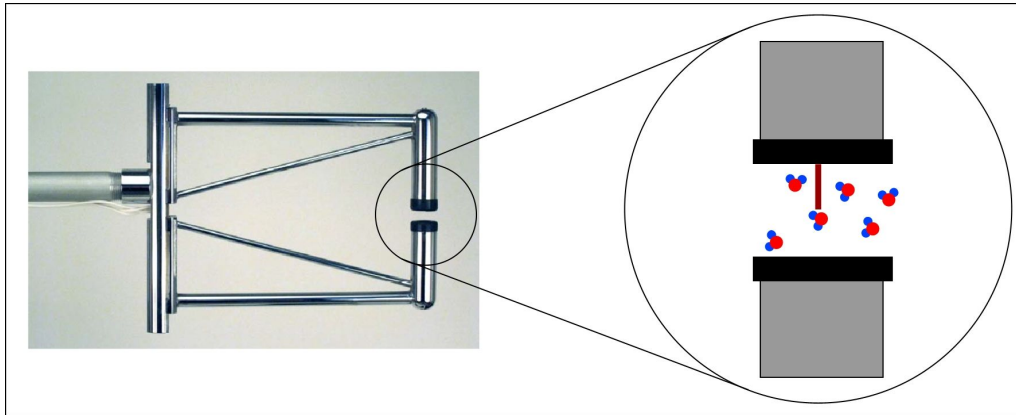
3.25. ábra: Rezisztív szenzor ellenállásának változása a relatív nedvesség függvényében

b.) Kapacitív szenzor:

A szenzor elektromos kapacitása változik a légköri nedvességtartalom függvényében. Megbízható, a változásokat gyorsan követő, pontos műszer, ezért elterjedten alkalmazzák a mérések során.

3.3.2.6. Spektrális nedvességmérők

A műszerekben a vízgőz elnyelési sávjait használják ki. Különböző hullámhosszakon mérve, a vízgőz elnyelése alapján lehet annak mennyiségére következtetni. Az elnyelési sávok alapján a Lyman-alfa szenzorok, az UV-szenzorok (kripton higrométer – 3.26. ábra), valamint az infravörös-szenzorok terjedtek el.



3.26. ábra: KH-20 Kripton higrométer és működési elve. Egy kripton lámpa sugarakat bocsát ki 123,58 nm és 116,49 nm-es hullámhosszon. A forrással szemben elhelyezkedő érzékelő méri a beérkező jelet, ami arányos a levegőben lévő vízgőz mennyiségével.

Közös jellemzőjük, hogy gyors válaszidejű érzékelők, ezért általában mikrometeorológiai méréseknél alkalmazzák őket (lásd pl. Horváth et al., 2005; Nemitz et al., 2009). Megbízható, pontos műszerek. Általában nem a tényleges nedvességtartalmat, hanem annak fluktuációját mérik, ami a felszín és a légkör közötti áramok (pl. nedvességáram) meghatározásánál pontos.

Irodalomjegyzék

Horváth, L., Asztalos, M., Führer, E., Mészáros, R., és Weidinger, T.. 2005. *Measurement of ammonia exchange over grassland in the Hungarian Great Plain*. Agricultural and Forest Meteorology. 130. 282–298.

Nemitz, E., Hargreaves, J., Neftel, A., Loubet, B., Cellier, P., Dorsey, J.R., Flynn, M., Hensen, A., Weidinger, T., Meszaros, R., Horvath, L., Dämmgen, U., Frühauf, C., Löpmeier, F.J., Gallagher, M.W., és Sutton, M.A.. 2009. *Intercomparison and assessment of turbulent and physiological exchange parameters of grassland*. Biogeosciences. 6. 1445–1466..

World Meteorological Organization. 1968 (WMO, 1968). *Methods in Use for the Reduction of Atmospheric Pressure*. WMO echnical Note No. 91. WMO-No. 226. TP.120. Geneva. .

World Meteorological Organization. 2003 (WMO, 2003). *Manual on the Global Observing System*. Volume I – Global Aspects. WMO-No. 544. Geneva. ISBN 92-63-13544-4.

World Meteorological Organization. 2008 (WMO, 2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 8. Geneva. ISBN 978-92-63-10008-5.

4. fejezet - Meteorológiai állapotathatározók és mérések-II

(Légköri mozgásállapot, vízforgalom és sugárzsforgalom)

4.1. A légköri mozgásállapot jellemzői

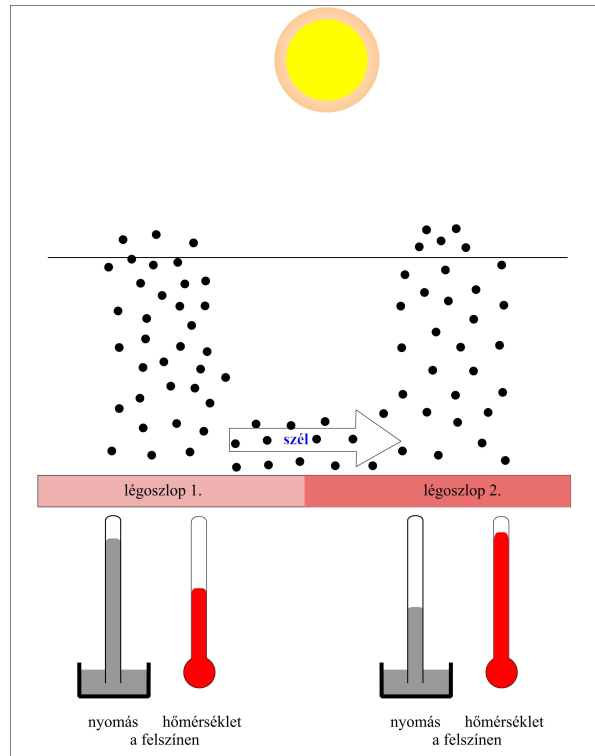
A légnyomás horizontális különbségei a légköri mozgások alakításában játszanak fontos szerepet. A horizontális légnyomás gradiens termikus okokra vezethető vissza, s így végső soron a levegő mozgását a különböző területek eltérő sugárzás-háztartása befolyásolja. A Nap, mint a rendszer motorja, a Föld egyes részeit jobban fölmelegíti, ezért horizontális hőmérsékletkülönbség alakul ki. A melegebb levegőben a levegőrészecskék több energiával rendelkeznek, mozgékonyabbak, mint hidegben. A mozgékonyabb légrézecskekből álló meleg levegő kiterjed, s ezáltal csökken a sűrűsége. A könnyebb, meleg levegő felemelkedik, s a magasban szétterül. Így a melegebb terület felett összességében kevesebb levegőrészecske marad, ami a felszíni légnyomás csökkenését vonja maga után. A magasban szétterülő levegő fokozatosan lehűl, s más területek fölé jut, növelve ott a levegőrészecskék számát, vagyis a felszíni légnyomást. A magas nyomású területen leáramló levegő a felszínen szétterülve megindul az alacsonyabb nyomású részek felé – létrejön a szél (4.1. ábra)

A Föld légkörét alkotó levegőrészecskék összetett hatások eredményeként állandó mozgásban vannak. Ezt a mozgást, vagyis a levegőnek a földfelszínhez viszonyított áramlását nevezzük szélnek.

A szél eredete a különböző területek eltérő légnyomásából adódik. A magasabb légnyomású terület felől a levegőrészecskék az alacsonyabb nyomású terület felé mozdulnak el. Minél nagyobb a légnyomás különbsége két pont között, annál élénkebben zajlik e folyamat, azaz annál erősebb a szél.

A levegő mozgását a Föld forgásából származó eltérítő erő, a Coriolis-erő is befolyásolja. Ez azt eredményezi, hogy a kezdetben a nagyobb nyomású terület felől az alacsonyabb felé induló légrézecske mozgása eltérül. A két hatás eredményeként a mozgás végülis az izobárokkal párhuzamos lesz (ez a ún. Buys-Bullot-féle széltörvény, mely kimondja, hogy az északi féltekén a magasabb nyomású terület jobb kéz felé helyezkedik el, ha a szélnek háttal állunk). A kialakuló szelet geosztrófikus szélnek hívjuk. Mivel a valóságban a légköri mozgásrendszerekben az izobárok általában görbültek, ezért a levegő mozgása is görbült pályán történik. Ez egy újabb hatás, a centrifugális erő megjelenését vonja maga után. A földfelszín közelében a légmozgást még a súrlódás és a domborzat is módosítja.

A szél mérésére számos területen szükség van. A légköri mozgásrendszerek leírása, a numerikus időjárási előrejelzési modellek bemenő adatai mellett elengedhetetlen információ a hajózás, a repülés számára, a szélenergia hatékony kihasználásához, valamint a szennyezőanyagok légköri terjedésének modellezéséhez is.



4.1. ábra: A horizontális áramlás kialakulásának szemléltetése. A Föld egyes részei jobban felmelegsznek, ez a felszínen először hőmérsékletkülönbséget okoz, ami sűrűségkülönbséget von maga után. A melegebb, ritkább levegő kitágul, majd a magasban szétterül és más területek felé jut, ahol növekszik a sűrűség, ezáltal a felszíni légnyomás. A magasabb nyomású hely felől pedig megindul a levegő áramlása az alacsonyabb nyomású területek felé: kialakul a szél (a valóságban a levegőrészecskékre ható erők eredőjeként a szél nem a magas nyomású hely felől fúj az alacsonyabb nyomású területek irányába, de az áramlás beindulásáért a nyomási gradiens erő felel).

4.1.1. Alapfogalmak

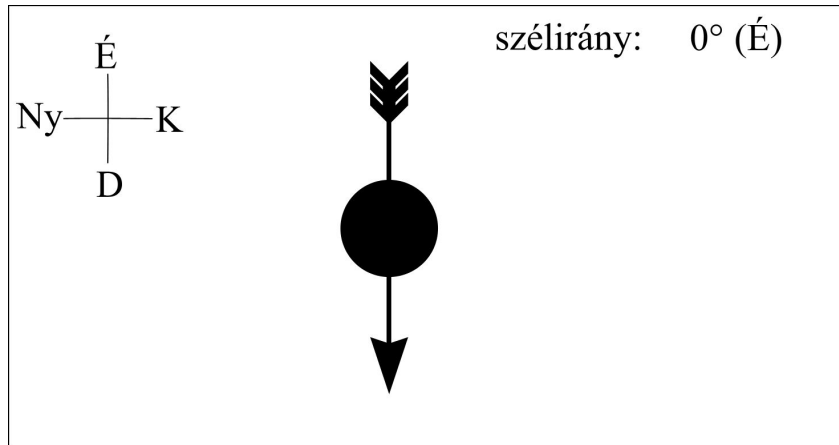
A szél a levegőnek a földfelszínhez viszonyított vízszintes mozgása, amely iránnyal és sebességgel jellemezhető. A függőleges összetevőt általában nem vesszük figyelembe, esetenként azonban jelentős lehet (fel, leáramlások, turbulens mozgások). Fentiek mellett mérjük a szél lökésességét (gyors fluktuációját) is.

4.1.1.1. Szélcsend

Szélcsend esetén a levegő mozgása nem érzékelhető, a szél irányát műszerrel sem lehet egyértelműen meghatározni, a szél sebessége pedig 1 m/s alatt van.

4.1.1.2. A szél iránya

A meteorológiában a szél irányának azt az irányt tekintjük, ahonnan a szél fúj (4.2. ábra). Gyakran 8 főirányt és 8 mellékirányt különböztetnek meg, a szinoptikus gyakorlatban 10 fokra kerekítve adjuk meg a szél irányát.



4.2. ábra: a meteorológiába a szél irányának azt az irány tekintjük, amerről a szél fúj

4.1.1.3. A szélesebesség mérőszámai

a. Szélút: az a távolság, amelyet a szélllel együtt mozgó légrésezecske időegység alatt megtesz (mértékegysége: m).

b. Közepes sebesség: megadott időközben az átlagos szélesebesség (mértékegysége: m/s).

egyéb mértékegységek:

$$1 \text{ m/s} = 3,6 \text{ km/h} = 2,237 \text{ mérföld/h (mi/h)} = 1,943 \text{ csomó (kn)}$$

c. Szélnyomás: a szél által 1 m^2 felületre gyakorolt nyomóerő (mértékegysége: Pa).

A szélesebesség és a szélnyomás között felírható az alábbi összefüggés:

$$P_w = k V^2, \tag{4-1}$$

vagyis a szélnyomás a szélesebesség négyzetével arányos. Az egyenletben P_w a szélnyomás, k a szélnyomás meghatározására szolgáló felület alakjára vonatkozó érték, V pedig a szélesebesség.

d. Maximális szélleőkés: a szélesebesség, vagy szélnyomás átmeneti csúcsértéke.

e. Turbulens paraméterek:

A turbulens (örvényes) áramlás – elsősorban a felszín közelében történő – leírásánál használt mennyiségek (pl. szélesebesség fluktuációk).

4.1.2. A szél meghatározása

4.1.2.1. A szélesebesség becslése

Repülőtereken, utak mentén a szélszák jó támpontot ad a szél irányának és sebességének becslésére. A szélesebesség a füst gomolygása, a növényzet mozgása, vagy a hullámok erőssége alapján is becsülhető. E becslés alapja a Beaufort-féle tapasztalati szélskála, amit Francis Beaufort (1774–1857) 1805-ben alkotott meg (4.1. táblázat).

4.1. táblázat: A Beaufort-féle tapasztalati szélskála

Beaufort fok	Elnevezés	Hatás vízfelszín felett	Hatás szárazföld felett	Szélesebesség		Hullám- magasság
				m/s	km/h	
						m

0	Szélcsend	A víz sima, mint a tükör.	A füst egyenesen száll felfelé.	0 – 0,2	0	0
1	Enyhe légmozgás	A víz enyhén fodrozódik, a fodrok simák, nem törnek meg.	A szélirányt csak a füst mutatja, a szélzászló nem.	0,3 – 1,5	1 – 6	0,1
2	Könnyű szellő	A víz fodrozódik, a fodrok még simák, nem törnek meg.	Az arcunkkal érezzük a szelet, a levelek rezegnek.	1,6 – 3,3	7 – 11	0,2
3	Gyenge szél	A víz erősen fodrozódik, a kis hullámok helyenként megtörnek, tajtékosak.	Mozognak a levelek és a vékony gallyak, lobog a zászló.	3,4 – 5,4	12 – 19	0,6
4	Mérsékelt szél	A kis hullámok egyre hosszabbak, számos helyen megtörnek, tajtékosak.	Felemeli a szél a port és a papírt, mozognak az ágak.	5,5 – 7,9	20– 29	1
5	Élénk szél	Egyre hosszabb közepes méretű hullámok sok tajtékkal, a hullámok tetején helyenként leszakadó vízpermettel.	Mozognak a lombos fák, fodrozódnak a tavak.	8,0 – 10,7	30– 39	2
6	Erős szél	Közepes, erősödő hullámok, a víz mindenütt tajtékos, egyre több helyen alakul ki leszakadó vízpermet.	Mozognak az erősebb ágak, zúgnak a telefonvezetékek.	10,8 – 13,8	40 – 50	3
7	Metsző szél	A tenger felpúpozódik, a megtörő hullámok okozta fehér tajtékokat a szél sávokba fújja.	A fák mozognak, nehéz széllel szemben menni.	13,9 – 17,1	51 – 62	4
8	Viharos szél	Nagy hullámok, a	A szél letépi az ágakat	17,2 – 20,7	63 – 75	5,5

		fehér tajtékokat a szél jól kivehető sávokba rendezi.	(veszélyes a szabadban tartózkodni).			
9	Vihar	Nagy hullámok, amelyek elkezdnek forogni; sűrű fehér tajtékok; a hullámokról leszakadó vízpermet csökkenti a látást.	Kisebb károkat okoz a házakban; a gyengébb fák letörnek.	20,8 – 24,4	76 – 87	7
10	Erős vihar	Nagyon nagy, egymáson átcsapó hullámok; a vízfelszín egyre fehérebb; vízpermet; a látástávolság tovább csökken.	Fákat tör ki, kárt okoz a házakban.	24,5 – 28,4	88 – 102	9
11	Orkányszerű vihar	Kivételesen nagy hullámok, a vízfelszín fehér habos tajtékfoltokkal borított.	Jelentős károkat okoz, az épületek súlyosan károsodnak, letarolja az erdőket.	28,5 – 32,6	103 – 119	11,5
12	Orkán	A levegő fehér habos tajtékokkal telített, a vízfelszín szinte teljesen fehér.	Jelentős károkat okoz, az épületek súlyosan károsodnak, letarolja az erdőket	>32,7	>120	>14

4.1.2.2. A szélirány meghatározása

A szélirány szélzászlókkal határozhatjuk meg. A szélzászlók egy függőleges tengely körül szabadon forgó nem-szimmetrikus alumínium testek, melyek egyik vége (az ún. vitorla) viszonylag nagy akadályt képez a szél útjában, ameddig az eszköz be nem fordul a legkisebb ellenállást jelentő aktuális szélirányba. Lehetnek teljesen mechanikus szerkezetek, vagy olyanok, melyek a mechanikai változást elektromos jellé alakítják át.

A hazai gyakorlatban alkalmazott Vaisala elektromos széliránymérők (4.3. ábra) a szélzászló tengelyének forgásából egy fototranzisztor segítségével 64 szélirányt különböztetnek meg (ezáltal nagyjából 5-6 fokos pontosságban képesek meghatározni a szél irányát.)



4.3. ábra: Vaisala típusú Szélzászló

4.1.2.3. Nyomólapos szélmérő

A szél sebességének függvényében egy fémlap kilendül, a szél irányába egy meghatározott szerkezet fordítja be (4.4. ábra). A kilendülés mértéke egy köríven elhelyezett skáláról olvasható le (4.2. táblázat). A XIX. sz. végétől általánosan elterjedt műszer volt. A mai gyakorlatban már nem használják.

4.2. táblázat: A nyomólapos szélmérőnél használt szélesebesség skála

skála	szélesebesség (m/s)	kilendülési szög
0	0	0
1	2	4
2	4	16
3	6	31
4	8	46
5	10	58
6	14	72
7	20	81



4.4. ábra: Nyomólapos szélmérő a Dobogókőn (700 m). A szélzászló segítségével mindig a szél irányába fordul. A szélmérő már csak tájékoztatást ad, a mérést nem ezzel a műszerrel végzik. A képen a szélmérő teljesen kilendül, ami legalább 20 m/s-os pillanatnyi szelet jelez.

4.1.2.4. Rotációs szélesebesség-érzékelők

A rotációs szélesebesség mérők a szélesebesség mérésére leggyakrabban alkalmazott műszerek.

a.) Forgókanalas szélmérő:

Az első forgókanalas szélmérőt John Thomas Romney Robinson alkotta meg 1846-ban. A műszerben négy félgömb alakú kanalat alkalmazott. Később azonban rájöttek, hogy háromágú kanálkereszt alkalmazása előnyösebb és a kónuszos kanalak is kedvezőbb tulajdonságúak. A XX. századtól már ilyen anemométereket használnak. A kanalakat és az azokat tartó karokat úgy méretezik, hogy a rotor tehetetlenségét minimalizálják, és a szél által gyakorolt forgatónyomatékot maximalizálják.



4.5. ábra: Vaisala típusú forgókanalas szélmérő. A szélkanalak tengelyének forgása által keltett elektromos impulzusokból határozható meg a szél sebessége.

A hazai gyakorlatban alkalmazott Vaisala típusú forgókanalas szélmérő (4.5. ábra) indulási küszöbe 0,4 m/s. A mérés során a szélkanalak tengelyének forgása által keltett elektromos impulzusokból határozható meg a szél sebessége.

b.) Propelleres szélmérő:

A propelleres szélmérők pontosabbak, mint a forgókanalások. Azonban csak akkor végezhető velük pontos mérés, ha a propeller a szél irányába fordul. A gyakorlatban ezért általában a szélzászlóval egybeépítve alkalmazzák őket (4.6. ábra).



4.6. ábra: Young típusú propelleres szélmérő. Pontos mérés végezhető vele, de szélirányfüggő, ezért a szélzászlóval egybeépítve alkalmazható meteorológiai célokra.

c.) Fuess-féle egytetemes széliró:

Az elektromos eszközök elterjedése előtt a meteorológiai állomásokon a szél irányának, sebességének és lökésességének egyidejű meghatározására használt bonyolult, de pontos szerkezet volt.

Nehéz felszerelni, de utána tartósan, megbízhatóan működik. A műszer egy felfogó részből és írószerkezetből áll.

A szélirány mérése szélzászlóval történik, ennek változásait egy merev rúd közvetíti az írókarra. A szélesség mérése a szélút regisztrálás alapján történik, a széllokkést pedig egy Pitot–Prandtl cső elven működő nyomócsöves anemométer méri. Ez utóbbi két érzékelőből áll, az egyik közvetlenül a szél irányába mutat (teljes szélnyomás), a

másik azzal ellentétes irányba (statikus szélnyomás). A levegőt csöveken vezetik az írószerkezet alatti úszóházhoz amiben egy úszó mozog a nyomáskülönbségek hatására. A műszerrel folyamatos mérés végezhető, a regisztráló szalagot naponta kell cserélni.

Rotációs szélesség érzékelők dinamikus jellemzői:

a.) Indulási küszöb: a legkisebb szélesség, ahol a kanál, vagy propeller éppen elkezd forogni, vagyis a szél forgatónyomatéka legyőzi a csapágy súrlódását. Ebben a sebességtartományban azonban a műszer még nem hiteles, a valódi szélességnél kevesebbet jelez. (nem biztos, hogy az alacsonyabb indulási küszöb a jobb, ez ugyanis sokkal érzékenyebb).

b.) Pontos követés: ahonnan kezdve a műszer már érvényes értéket szolgáltat

c.) Válaszidő: a gyors változásokat a kanalas, propelleres szélmérők bizonyos késéssel követik.

d.) Túlmérés: változékony szélben a kanalas műszerek magasabb értékeket mérnek, mivel a pozitív gyorsulásra a kanál jobban reagál, mint a negatívra.

Mechanikus és elektromos szélmérők összehasonlítása:

A mechanikus és elektromos szélmérők főbb tulajdonságait a 4.2. táblázat foglalja össze.

4.2. táblázat: Mechanikus és elektromos anemométerek összehasonlítása (Forrás: Simon, 1984)

	Mechanikus szélmérők	Elektromos szélmérők
áramforrás:	nem kell külső áramforrás, a regisztráló mechanizmust működtető energiát a szélből veszi	működtetéséhez külső áramforrás igényel
szélmérés:	a sebességet két, egymástól független rendszerrel méri: a.) szélút: kanállal, b.) szellőkés: Pitot csővel - a két rendszer nincs mindig összhangban	egyetlen érzékelővel méri a szélutat és ebből elektronikusan állítja elő az átlagot, szellőkést
regisztrátum:	jól értékelhető regisztrátum, de csak manuálisan dolgozható fel	digitális adatgyűjtés, közvetlen feldolgozásra alkalmas
élettartam:	megbízható, hosszú élettartamú műszer	rövidebb élettartam, gyakoribb karbantartást igényel
méret:	nagyobb súly és méret	kis súly és méret
szellőkés mérése:	Pitot-csőves lökés mérés hibákat tartalmazhat	lökés mérés egyszerű, mintavételezési idő könnyen állítható

4.1.3. A szélmérők elhelyezése

A szélmérőket nyílt terepen, a felszín felett 10 m magasságban kell elhelyezni (4.7. ábra). A nyílt terep a szélmérés esetén azt jelenti, hogy a szélmérő és a tereptárgy közötti távolság minimum tízszerese legyen a tereptárgy (pl. házak, fák) magasságának (WMO, 2008). A 10 m-es magasságra azért van szükség, mert a felszín a súrlódás révén erősen befolyásolja a szél sebességét. A tereptárgyaktól vett távolság pedig azért fontos, hogy a lehető legkevésbé módosítsák lokálisan a nagyobb térségre jellemző légáramlást.

A gyakorlatban gyakran nehéz megfelelő helyszínt találni a szélmérőnek. Ráadásul elképzelhető, hogy az állomás környezetét az évek során beépítik, vagy a növényzet megnő. Ha a felszíni érdességi elemek (növényzet, épületek) megkövetelik, akkor a szélmérőt magasabbra kell helyezni. Fontos, hogy a mérőhelyen, illetve a mérési

magasságokban, körülményekben bekövetkezett változásokat megfelelően dokumentálják (lásd: metaadatok az 1. fejezetben).

A szélmérő telepítése különösen városi környezetben okozhat nehézségeket (4.8. ábra).



4.7. ábra: A szélirány és szélsébségmérő egy 10 m magas oszlopon

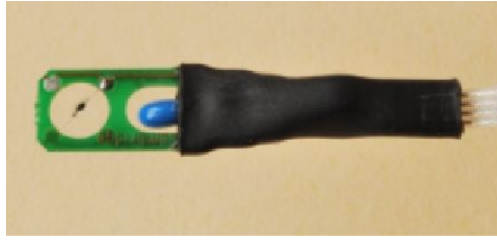


4.8. ábra: A szélirány és szélsébségmérő az Eötvös Loránd Tudományegyetem lágymányosi épületének tetején, városi környezetben

4.1.4. Egyéb, speciális szélmérők

4.1.4.1. Hődrótos anemométer

A hődrótos anemométerben egy vékony platina, vagy volfrámszál az érzékelő (4.9. ábra), amit a levegő áramlásának, és ezáltal hűtő hatásának függvényében különböző mértékben kell fűteni, hogy hőmérséklete állandó maradjon. Ennek hatására a fémszál ellenállása megváltozik. Az ellenállás és az áramlási sebesség közötti összefüggés alapján pedig számszerűsíthető a szél sebessége. Érzékeny, pontos műszer. Kis mérete és gyors válaszideje alkalmassá teszi a turbulens momentumáramok mérésére.



4.9. ábra: Hődrótos anemométer érzékelője.

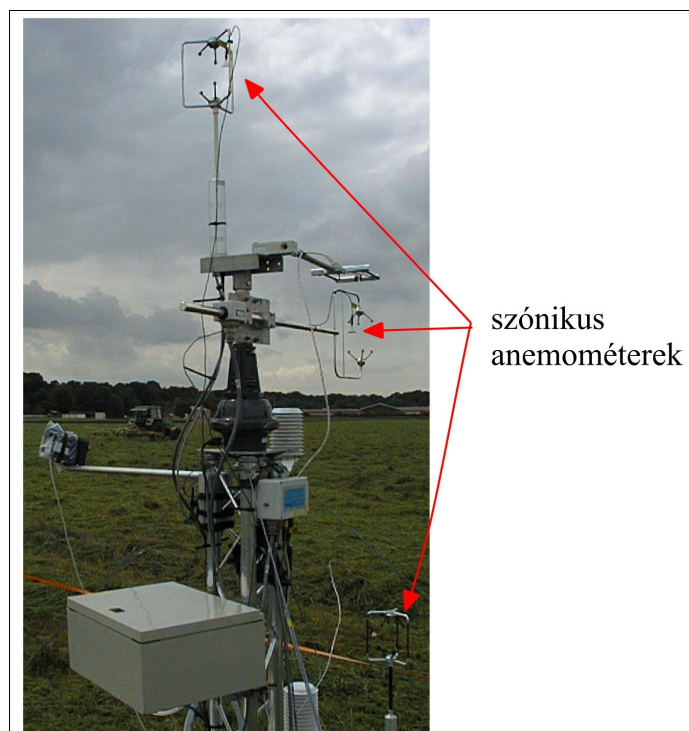
4.1.4.2. Szónikus anemométer

A szónikus anemométereket az 1970-es évektől kezdték alkalmazni a szélsébség és szélirány mérésére. E műszerek érzékelői hangimpulzusokat bocsátanak ki, ami a szélről függően különböző időeltérésekkel jut el a többi mérőtesthez. Az eltérések számítógépes feldolgozásával képet kapunk a szélvektorról. Hosszú távon megbízható műszerek. A 2D szónikus anemométerek (4.10. ábra) a horizontális szélmező pontos meghatározását teszik lehetővé.



4.10. ábra: Vaisala WS425 2D szónikus anemométer a horizontális szél meghatározására.

A 3D szónikus anemométereket elsősorban a felszínközeli turbulens áramok (momentum, szenzibilis hőáram, latens hőáram, nyomgáz áramok) meghatározása céljából telepítik kutatóállomásokon ún. eddy kovariancia mérőrendszerek részeként (4.11. ábra). Az adatok feldolgozása során különböző korrekciókat kell alkalmazni, mert a mérést többek között a hőmérséklet és a légnedvesség is befolyásolják (lásd pl. Mészáros et al., 2009).



4.11. ábra: Különböző típusú 3D szónikus anemométerek egy mikrometeorológiai mérési programon (Braunschweig, Németország, 2000, fűfelszín) – eddy kovariancia mérőrendszer. A gyors válaszidejű szónikus anemométerekkel a három dimenziós szélmező feltérképezése által a felszínközeli turbulens áramok meghatározására alkalmasak.

4.2. A légköri vízforgalom jellemzői

A víz légköri körforgalmáról a csapadék és a párolgás egyidejű mérése nyújt információt.

4.2.1. A csapadék

A lebegő felhőelemek idővel akkorára nőnek, hogy súlyuk révén kihullanak a felhőből (ekkor válnak csapadékelemmé). Ezután vízcseppek, hópelyhek, jégszemek stb. alakjában hullanak a felszínre.

A csapadék tehát a légköri páratartalomból folyékony, vagy szilárd halmazállapotban a felszínre hulló víz. A csapadék térben és időben rendkívül változékony meteorológiai elem.

A csapadék mérésének célja kettős:

1. adott időtartamon belül (1 óra, 1 nap, 1 év stb.) a csapadék területi eloszlásának meghatározása,
2. egy adott pontban a csapadék hullásának időbeli eloszlása (különös tekintettel a rövid időszak alatt lehulló, nagy mennyiségű csapadékra).

4.2.2. A csapadék mérése

A csapadék mérése során a következő paramétereket határozzuk meg:

1. A csapadék mennyisége: annak a vízrétegnek a magasságával fejezzük ki, amely a teljesen sima, vízszintes felszínen állna a csapadékhullás után, ha abból semmi sem folyna, párologna, szivárogná el. A csapadékmennyiség mérése 0,1 mm (egyes helyek 0,2 mm) pontossággal történik. 1 mm csapadék 1 négyzetméter felületen 1 liter víznek felel meg.
2. A csapadékhullás időtartama.
3. A csapadékhullás intenzitása (az időegység alatt lehullott vízmennyiség). Mértékegysége: mm/óra.

A lehulló vízmennyiség mérésének hibái:

1. A légáramlás módosító hatása (általában veszteséget okoz, azáltal, hogy kifújja a csapadékmérőből a vizet, havat).
2. A csapadék az év során különböző halmazállapotban hullik, ami szintén hibát okozhat a mérésben. Minden csapadékot víz egyenértékre kell számolni.
3. A csapadékmérő magassága is okozhat hibát. Minél magasabban helyezik el, annál nagyobb hibát okoz. A csapadék definíció szerint a felszínre hulló csapadék. Ennek ellenére a csapadékmérőt nem a felszínre helyezik, mert ott a felszínről belefolyhatna víz, illetve hóborítottság esetén sem lehetne pontos mérést végezni. A különböző országokban más-más magasságban helyezik el a csapadékmérőt (WMO, 1989). Magyarországon 1 m a szabvány.

4.2.3. Csapadékmérő műszerek:

A csapadék mérésére szolgáló műszer neve ombrométer, a csapadékíróé ombrográf.

4.2.3.1. Oláh–Csomor-féle csapadékmérő (Hellmann-féle csapadékmérő):

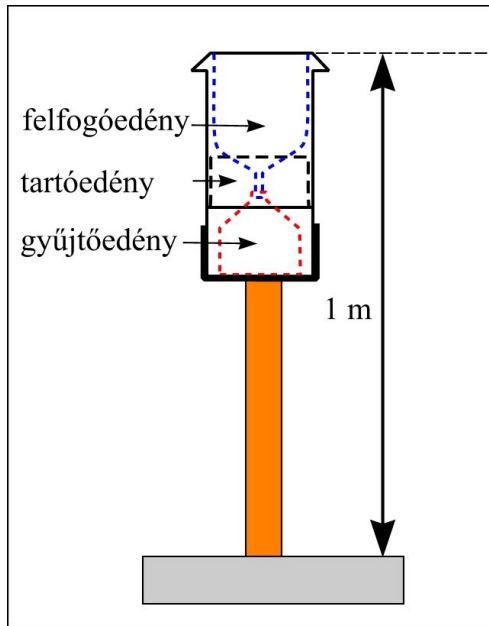
A hazai gyakorlatban elterjedt csapadékmérő (ombrométer) típusa (4.12. ábra). Három részből áll, ezek a felfogóedény, a gyűjtőedény és a tartóedény. A felfogóedény keresztmetszete: 200 négyzetcentiméter, átmérője 159,6 mm. A csapadékmérő fala kettős alumínium henger, ami a hőmérséklet-növekedés általi párolgást hivatott kiküszöbölni. A felfogóedény alul beszűkül. Itt jut a vízmennyiség a gyűjtőedénybe. Ezt tartja a tartóedény.

A csapadékmérő felső pereme a talaj felett 1 m magasságban, vízszintesen helyezkedik el. A meteorológiai mérések során a csapadékmérőt úgy kell elhelyezni, hogy környezetében bármely irányból legalább 45 fokos szögben szabad legyen a terep.

Télen hókeresztet raknak a felfogóedénybe, ami azért kell, hogy a szél által keltett turbulencia ne emelje ki a havat.

A csapadékmennyiség megállapítása:

1. Leemeljük a felfogóedényt.
2. A gyűjtőedényben összegyűjtött vizet egy üveg mérőhengerbe öntjük és a 0,1 mm beosztású skálán leolvassuk a vízoszlop magasságát. (a vízoszlop meniszkuszának legalacsonyabb pontját kell leolvasni).
3. Télen az egész csapadékmérőt leemeljük, szobahőmérsékleten megolvasztjuk a havat és az előbbi módon határozzuk meg a csapadék mennyiségét (ehhez két csapadékmérő szükséges, hogy a leolvasztás időtartama alatt is mérhető legyen az esetleges csapadék).



4.12. ábra: Hellmann rendszerű csapadékmérő. A csapadékmérő három részből áll, ezek a felfogóedény, a tartóedény és a gyűjtőedény. A csapadékmérő felső pereme a felszín felett 1 m-es magasságban van.

4.2.3.2. Mougín-féle csapadékgyűjtő (totalizátor):

Olyan helyeken használják, ahol nem megvalósítható a naponkénti észlelés. Hatalmas gyűjtőtartállyal rendelkezik (4.13. ábra), melyet akár csak évente olvasnak le (pl. magas hegyeken). A gyűjtőedényben a víz tetején vékony olajréteg akadályozza a párolgást. A csapadékgyűjtőt szélgallér veszi körül.

4.2.3.3. Hellmann-rendszerű úszóhengeres csapadékiró

Csapadékiró, vagyis ombrográf, ami alkalmas az automatikus mérésre, valamint a csapadék intenzitásának magállapítására is.

A műszer felépítése és működése a következő:

1. A csapadék a felfogóedénybe jut (ennek felépítése azonos a csapadékmérőével).
2. A felfogóedényből a vízmennyiség az úszóhengerbe jut.
3. Az úszóhengerben a vízszint emelkedése egy úszószelencét emel.
4. Az úszószelencéhez egy regisztrálókar tartozik, mely egy órahengeren elhelyezett papírszalagra rögzíti a szelence emelkedésének mértékét, vagyis a vízoszlop magasságát (az emelkedés gyorsaságából a csapadék intenzitását kapjuk)
5. A maximális vízoszlop magassága 10 mm. Amikor az úszóhengerben ez a magasság bekövetkezik, a hengerben levő vizet egy szifon kiüríti, s a mérés kezdődik előről.
6. Télen a hőmérsékletet 3 °C-on tartva a hó megolvad, s így mérhető a csapadék.



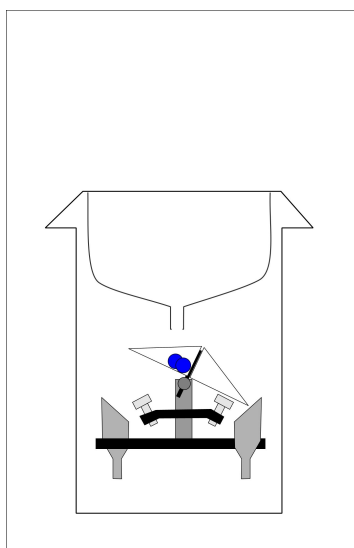
4.13. ábra: Mougín-féle csapadékgyűjtő a Fekete-Tisza forrása felett (Kárpátalja, Ukrajna). A hatalmas gyűjtőtartályba hullott csapadékot évente mérik le. A csapadékgyűjtőt szélgallér veszi körül, hogy a szél ne fújja ki a csapadékgyűjtőbe tartó, vagy már behullott cseppeket. A csapadékmérő felső pereme itt 2 m-en van a nagy hóvastagság miatt.

4.2.3.4. Billenőcsészés csapadékmérő

Elektronikus műszer, ami távmérésre is alkalmazható (jelentő automata). A műszer felépítése és működése a következő:

1. A csapadék a felfogóedénybe jut (ennek felépítése azonos a csapadékmérőével).
2. Onnan kétrészes billenőcsészébe folyik (4.14. ábra).
3. Az egyik csészébe megtelve átbillen és kiürül, miközben a másik csészébe jut a csapadék.
4. Az átbillenés meghatározott csapadék mennyiségenként történik (0,1 mm, vagy bármekkora lehet a billenőcsészé térfogatának függvényében, ha a felfogó felület pl. 500 négyzetcentiméter, 0,1 mm csapadékot 5 köbcentiméternyi csapadék jelent).
5. Télén fűthető a rendszer.

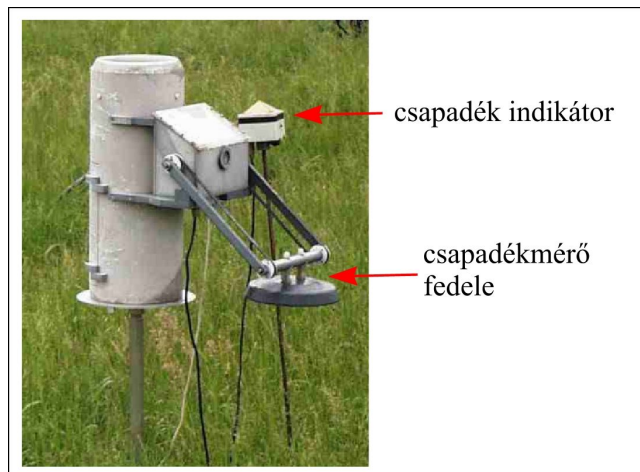
Intenzív csapadékhullás esetén alul mér, mert a mérleg nem tudja követni a csapadékhullás intenzitását.



4.14. ábra: Billenőedényes csapadékmérő működési elve.

4.2.3.5. Csapadék indikátor

A csapadék kezdetének és végének jelzésére szolgál. A felfogó rész egy szigetelő anyagból álló lap, mely vezetőekkel sűrűn be van hálózva. A csapadékhulláskor záródik az áramkör. Többféle célra használható, például a nedves ülepedés mérésére (csak akkor nyitott a felfogóedény, ha csapadék hullik – 4.15. ábra).



4.15. ábra: Nedves ülepedés mérésére szolgáló csapadékmérő (a képen nyitott állapotban) mellé telepített csapadék indikátor. Ha a csapadékindikátor csapadékot érzékel a csapadékmérő fedele kinyílik. A csapadékhullás megszűnésekor bezáródik a fedél, annak érdekében, hogy száraz időben ne kerüljön szennyeződés a csapadékmérőbe és csak a csapadék által kikerülő szennyezőanyagokat mérjük.

4.2.3.6. A hó mennyiségének mérése

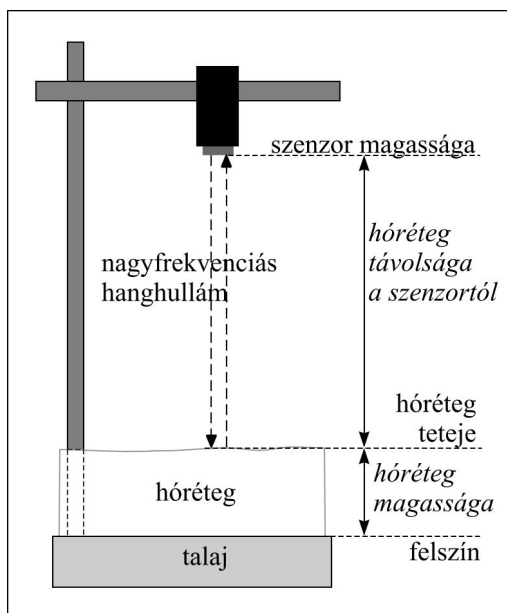
A lehullott hó víztartalma eltérő lehet. Ennek a mérése úgy történik, hogy a csapadékmérőbe hullott havat megolvasztják, majd megméri, hogy ez hány milliméter víznek felel meg. Általában 1 centiméter frissen hullott hó elolvadva 1 milliméter víznek felel meg. A nedves, fagypont körüli hőmérsékleten hullott hóból már 6 milliméter jelent 1 milliméter vizet. Ezzel szemben a hideg, „száraz” hóból ehhez mintegy 30 milliméternek kell hullania.

A hóréteg mérése során egyéb mennyiségeket is meghatározhatnak (lásd pl. WMO, 1994).

A hótakaró vastagságát egy mérőléccel cm-es pontosságban, vízszintes, szélvédett helyeken állapítják meg, ahova a szél nem fújja össze a lehullott havat. Általában három ponton mérik a hóvastagságot, és azt átlagolják. A mérést reggel 7 órakor végzik.



4.16. ábra: Hóvastagság-mérő szenzor a Fogarasi-havasokban (Bálea lac állomás, 2034 m)



4.17. ábra: Hóvastagság-mérő szenzor működési elve

A hótakaró vastagságának mérése történhet hóvastagság-mérő szenzorral is (4.16. ábra). Ennek során egy ismert magasságban elhelyezett szenzorból nagyfrekvenciás hanghullámot bocsátanak ki lefelé, a hóréteg irányába. A hóról visszaverődő hanghullámot érzékelve meghatározható a kibocsátás és az érzékelés között eltelt idő, ezáltal a szenzor és a hóréteg közti távolság. Ebből számítható a hóréteg magassága (4.17. ábra).

4.2.3.7. Lézeres cseppspektrum-mérő

A lézeres cseppspektrum-mérők multifunkcionális csapadékmérő eszközök. A jeladó és a detektor közötti térben érzékelik a csapadékot, annak intenzitását, továbbá a csapadékelemek (hidrometeorok) méreteloszlását és sebességeloszlását is. A szenzor akár kis időbeli felbontásban, gyenge csapadékot is jól tud mérni.

Előnye a billenőcsészés csapadékmérőhöz (4.2.3.4. fejezet) képest, hogy nincs mozgó alkatrész, nagyon gyenge csapadékot is jól tud mérni, nagy csapadékindenzitásnál sem mér alá, télen sem kell fűteni, ezáltal jóval kevesebb hibalehetőség adódik.

A lézeres cseppspektrum-mérőket néhány éve kezdték alkalmazni, az Országos Meteorológiai Szolgálat OTT Parsivel² típusú lézeres cseppspektrum-mérőt használ egyelőre csak néhány állomáson (4.18. ábra).



4.18. ábra: OTT Parsivel² típusú lézeres cseppspektrum-mérő (www.ott.com). Az Országos Meteorológia Szolgálat 14 állomáson tervezi az alkalmazásukat.

4.2.3.8. Mikrocseppek (lecsapódó részecskék) mérése

A hulló csapadék mellett a lecsapódó részecskék is vízbevételt jelentenek egy adott területen. Egyes régiókban jelentős arányban hozzájárulhatnak az évi vízbevételhez (pl. ködlecsapódás hegyvidéki területeken, harmat sivatagi éghajlaton). A hazai gyakorlatban a lecsapódó részecskéket nem számítjuk a csapadékmennyiséghez, de néhány állomáson végeztek, illetve végeznek mikrocseppek, elsősorban zúzmaraméréseket.

a.) Ködlecsapódás:

Az áramló ködből $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ fölötti hőmérsékleten $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ fölötti hőmérsékletű tereptárgyakra csapódhatnak ki a vízcseppek. Ez különösen hegyvidéki területek szél felőli oldalán lehet jelentős mértékű. Mennyiségének mérése köd-hálószerűen történik. A sűrű szövésű, függőleges helyzetben elhelyezett háló felfogja az áramló cseppeket, majd a háló felületén lefolyva egy bádogcső vezet a csapadékmérőbe a vizet (4.19. ábra)



4.19. ábra: Ködháló a Velebit-hegységben (Horvátország) A hegygerincen átkelő nedves levegő a függőleges felületekre (pl. fatörzsek) lecsapódva és ott a talajba lefolyva jelentős vízbevételt jelent. A legnagyobb napi vízbevétel Zavižan állomáson (Velebit-hegység, 1594 m) $19,1\text{ l/m}^2$ volt, ami $19,1\text{ mm}$ csapadéknak felel meg (Mileta et al., 2007).

b.) Harmat:

A harmat a levegő vízgőztartalmának kicsapódása fagypont feletti hőmérsékleten. Mennyisége mérhető a tömegmérésen alapuló ún. Hiltner-mérleggel, vagy különböző harmatgyűjtő szenzorokkal, melyek adott felületre kicsapódott vizet gyűjtenek össze (lásd pl. Jakobs et al, 2008).

c.) Dér:

A dér a levegő vízgőztartalmából, közvetlen kifagyás által jön létre fagypont alatti hőmérsékleten. Mennyiségének meghatározására ún. dérkorongot használnak. Ez egy fákörong a felszín felett 5 cm magasságban, felülete akkora, mint a csapadékmérőé ($1/50\text{ m}^2$). A korongra kikristályosodott deret összegyűjtik, és egy üveghengerben megolvastva meghatározzák a víztartalmát.

d. Zúzmara:

A zúzmara túlhűlt vízcseppekből képződik, amikor azok olyan tárgyakra ütköznek, melyeknek a hőmérséklete fagypont alatti. Jelentős terhet jelenthet a távvezetékeken, fákra, ami szakadásokhoz, törésekhez vezethet. Pozitív hatása, hogy vízbevételhez juttatja a talajt.



4.20. ábra: Hagyományos zúzmaramérő eszköz

A zúzmara mérése a hazai gyakorlatban zúzmaramérő műszerrel történik (4.20. ábra). A zúzmaramérő műszer 4 (esetleg 6) db 31 mm átmérőjű, egyenként 1 m hosszú távvezeték mintadarabból (mérőtest) áll. E vezetékdarabok a 4 fő égtáj felé mutatnak, a felszínnel párhuzamosan 2 m-es magasságban olyan helyen, ahol a légáramlás akadálytalanul éri őket.

Először a mérőtesteken képződött bevonat vastagságát határozzák meg egy tolómérce segítségével mm pontosságban. Ezután megállapítják a lerakódás fajtáját (a zúzmaráról részletes leírást lásd még az 5. fejezetben). Ez lehet:

- finom, kristályos zúzmara,
- durva, szemcsés zúzmara,
- jeges, durva bevonat,
- síkjég (ónos eső jégbevonata),
- fagyott, tapadó hó,
- vizes, tapadó hó,
- keverék formák.

Megállapítják a lerakódás irányát, majd a mérőtesteket leemelve, egy megfelelő tégelybe helyezve leolvasszják a vízmennyiséget csapadékmérő üveghengerben meghatározzák mm pontosságban.

Jelenleg csak néhány állomás végeznek zúzmara méréseket. A mérési adatok fontos információt jelentenek többek között a tapadó hóval kapcsolatos kutatások számára (lásd pl. Gulyás et al., 2012).

4.3.3. Párolgás

Globális vízmérleg: évente globálisan annyi víz párolog el a különböző felszínekről, mint amennyi csapadék lehullott (900–1000 mm). Területileg és időben azonban rendkívül nagy lehet a változékonyság a csapadék és a párolgás különbségében.

A párolgás több összetevőből áll:

- a. evaporáció
 - vízfelszín, illetve hófelszín párolgása,
 - csupasz talajfelszín párolgása,
- b. transzspiráció
 - növények párolgása

A két mennyiséget együtt evapotranszpirációnak nevezzük.

A párolgás mértéke a felszínről az időegység alatt egy területegységről a légkörbe jutó vízmennyiség. Az elpárolgó vízmennyiséget mm-ben adjuk meg. A párolgás mértéke fontos információ az időjárási folyamatok megismerése és előrejelzése, a felszín-légkör kölcsönhatások vizsgálata, továbbá a mezőgazdasága és a hidrológia számára.

4.3.4. A párolgás meghatározása

A párolgás meghatározása során a meteorológiai állomásokon az evaporációt, azon belül a vízfelszín párolgását határozzák meg. Egyes speciális állomásokon a növényzettel borított felszín evapotranszpirációját is mérik. Az evapotranszpiráció közvetetten, különböző módszerekkel is becsülhető (pl. vízháztartás módszer, energiaháztartás módszer, aerodinamikai módszer, Penman–Monteith módszer, Priestley–Taylor módszer stb. – lásd pl. WMO, 1994).

4.3.4.1. Atmométerek

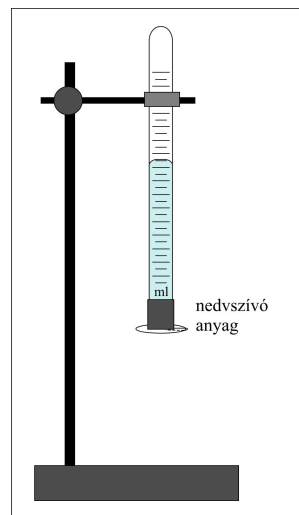
Az atmométer egy egyszerű mérőeszköz, amivel egy nedves porózus felszínről történő párolgás által bekövetkező vízvesztés határozható meg. E benedvesített felszínre állandóan biztosítják a vízutánpótlást egy tartályból. Vagy egy nedvesítő anyagon keresztül szívják fel a vizet, vagy magát a tartályt fordítják fejjel lefelé (pl. Piche-cső esetén: 4.21. ábra).

4.3.4.2. Párolgási kádas és párolgási tartályok:

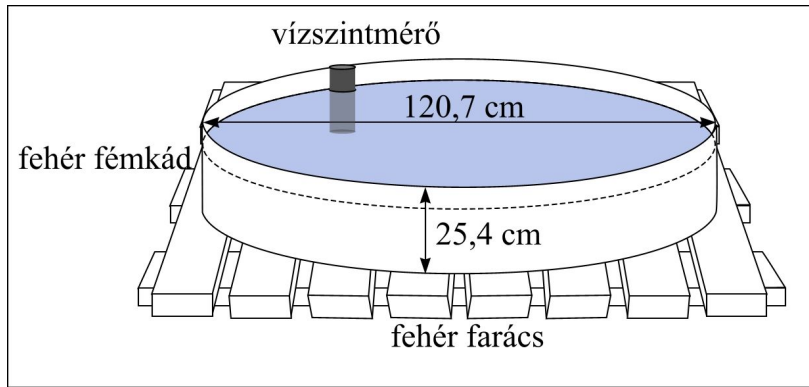
A mérésére szolgáló eszközök. Az elterjedt változatok az amerikai ún. „A” kád, és az orosz „GGI-3000” és az orosz 20 négyzetméteres tartály.

A hazai gyakorlatban a levegő párologtatóképességét az „A” káddal mérik (4.22. ábra) néhány állomáson. E kád felülete 1,14 négyzetméter, mélysége 25 cm. A kád kívül-belül fehérre van festve, és egy kettős farácson áll.

A vízszint mérése úgy történik, hogy a kádban elhelyezett hengerüregbe egy mérőhengert helyezünk, amelyben a kád vízszintjével megfelelő magasságig emelkedik a vízszint. Ezután elzárunk egy csapot és a henger víztartalmát a csapadékméréshez hasonlóan 0,1 mm pontossággal leolvassuk (utána a vizet visszaöntjük a kádba). A párolgás egy adott időtartam, pl. 2, 24 óra időközzel mért vízmennyiség különbsége, kivonva az ez időszak alatt hullott csapadékmennyiséget (ami a kádban lévő víz szintjét is növelte).



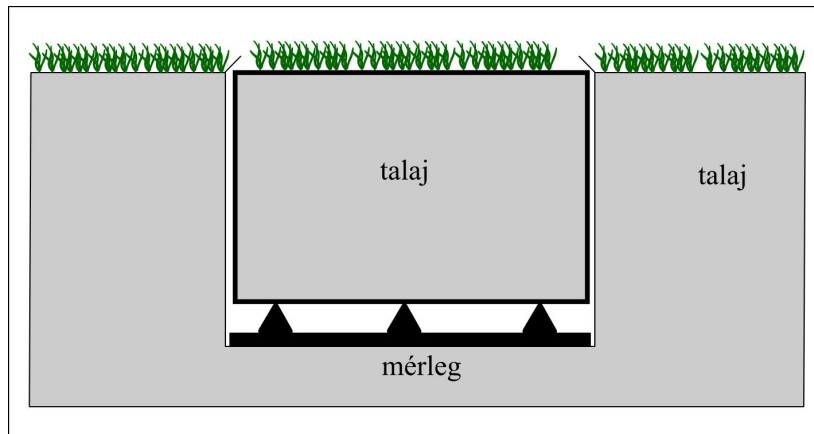
4.21. ábra: Atmométer - Piche-féle evaporiméter: a párolgás mérésére alkalmas egyszerű eszköz



4.22. ábra: Párolgásmérő „A” kád. Egyes országokban a kád mellé 50 cm-es magasságban egy szélmérőt is helyeznek és a víz hőmérsékletét is mérik. A leolvasás során a vizeszmérő hengerbe egy csavar segítségével beengedjük a vizet, ami a kádban lévő víz szintjével azonos magasságba kerül. Ezután elzárva a vizeszmérő és a kád közötti rést, a vizeszmérő hengert kiemelve és a benne lévő vizet mérőhengerbe áttöltve leolvasható tized milliméter pontossággal a vízszint. A párolgás az előző és az aktuális mérés különbsége. Csapadékhullás esetén a mérési időtartamra vonatkozó csapadékmennyiséget le kell vonni. Léteznek elektromos eszközök is, melyeket a párolgásmérő kádban lévő víz párolgását képesek meghatározni.

4.3.4.3. Evapotranszpirométerek (liziméterek)

Az evapotranszpiráció, vagyis a növényzettel borított felszín párolgásának meghatározása bonyolult feladat, a gyakorlatban liziméterekkel történik. Ezek nagyméretű, földbe süllyesztett tartályok, melyekben a környezeti viszonyokra jellemző talaj és növényzet található. Egyes liziméterek esetén az evapotranszpirációs veszteséget a talajkád alatt elhelyezett mérleggel határozzák meg (4.23. ábra), más típusoknál egy tartályból való víz átszivárgást mérik, ami ahhoz szükséges, hogy a talajkádban állandó szinten tartsák a talajnedvességet (l. Czelnai, 1981; WMO, 1994).



4.23. ábra: Hídmérleges liziméter működési elve

4.3. A légköri sugárzásforgalom jellemzői

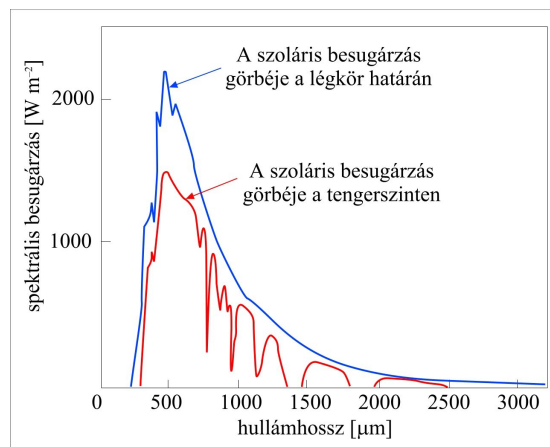
A légkör és a felszín fizikai, kémiai és biológiai folyamatait a Naptól elektromágneses sugárzás formájában érkező sugárzási energia vezérli. E folyamatokhoz szükséges energia közel 100%-a érkezik a Naptól. Az általános cirkuláció, a különböző skálájú légköri mozgásrendszerek (pl. ciklontevékenység, időjárási frontok mozgásai, kisebb térszálajú örvények stb.) energetikai forrása is a Nap.

A Naptól rövidhullámú sugárzás érkezik a földi légkörbe. A meteorológiai gyakorlatban a 4 μm alatti sugárzási spektrumot nevezzük rövidhullámú tartománynak. A napsugárzás spektrumának 99%-a a 0,15 és 4 μm (150 és 4000 nm) hullámhossztartomány közé esik, de a felszín közelében ennek is legnagyobb része 1100 nm alatt található.

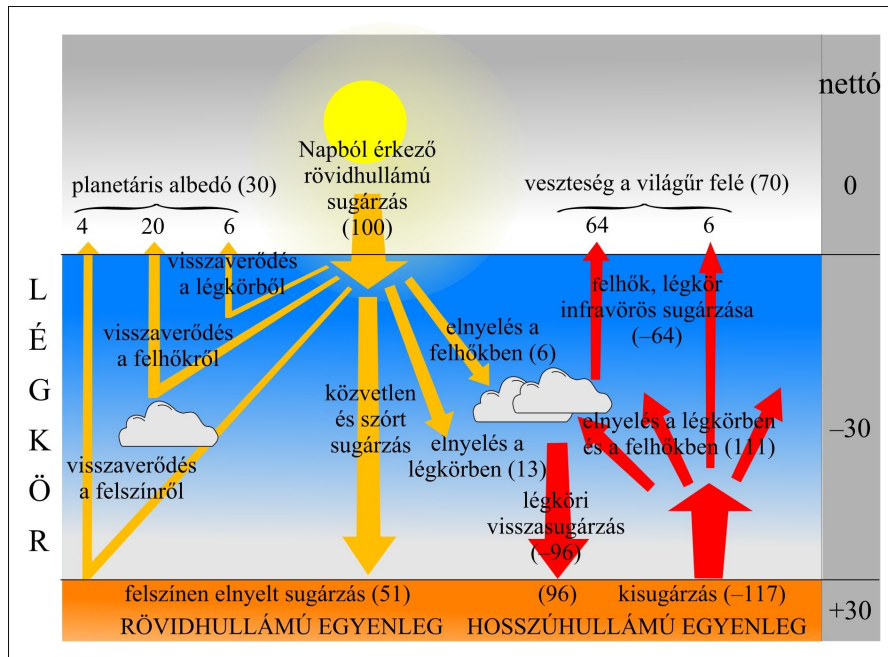
A légkör külső határán a maximális energiát hordozó sugárzás hullámhossza 0,474 μm . A légkörön keresztülhaladó rövidhullámú sugárzás egy részét a légkör alkotóelemei (légköri gázok, aeroszol részecskék) szórják vagy elnyelik (abszorbeálják). Így a felszínre kevesebb sugárzási energia jut, mint a légkör külső határára (4.24. ábra). A felszínre érkező rövidhullámú sugárzás egy része a felszín borítottságának, színének függvényében visszaverődik, másik hányada a földfelszínt melegíti.

A felszínre érkező rövidhullámú sugárzás energiájának maximuma a légköri szóródás miatt 0,555 μm -re tolódik (szemünk épp erre a hullámhosszra a legérzékenyebb). A látható tartomány alsó határát 360 és 400 nm (0,36 és 0,4 μm) között, míg felső határát 760 és 830 nm (0,76 és 0,83 μm) között szokták megadni. A látható tartomány 99%-a 400 és 730 nm között található. A 400 nm-nél kisebb hullámhosszúságú sugárzást ultraviolett (uv) sugárzásnak nevezzük, a 800 nm-nél nagyobb hullámhosszakat pedig infravörös sugárzásnak. Az uv tartományt gyakran 3 részre bontják:

- UV-A: 315–400 nm között,
- UV-B: 280–315 nm között,
- UV-C: 100–280 nm között.



4.24. ábra: A napsugárzás spektruma



4.25. ábra: A felszín-légkör rendszer sugározsháztartása (lásd pl. Kiehl and Trenberth, 1997) a Napból jövő sugárzást 100 egységnek tekintve (ez $1,77 \cdot 10^{17}$ Watt energiát jelent). A bejövő sugárzás egy része elnyelődik, illetve visszaverődik a világűr fele (30%-planetáris albedó). A sugárzási energiának nagyjából a fele (51%) jut le a

felszínig. A felszíni hosszuhullámú (infravörös) kisugárzás szintén veszteségeket szenved és nagy része visszaverődik a felszín irányába. A sugárzási egyenleg a teljes rendszert tekintve 0, de a felszíne és a légkör között nettó sugárzási energiakülönbség áll fenn (rendre -30 , illetve $+30$ egység). E felszín és légkör közötti különbséget viszont már nem a sugárzási folyamatok egyenlítik ki, hanem az energiaháztartás komponensei, a látens és szenzibilis hőáramok.

A felmelegített földfelszín infravörös (hosszuhullámú) tartományban sugároz. A Föld sugárzási spektruma 4 és $80 \mu\text{m}$ közé esik, a maximuma $10 \mu\text{m}$ -nél található. Hasonlóan a rövidhullámú sugárzáshoz, a felszíni hosszuhullámú kisugárzás egy részét a légkörben lévő gázok és aeroszol részecskék részben elnyelik, illetve visszاسugározzák, s így mindössze e sugárzási energia 5% -a tud akadálymentesen a világűr felé távozni. Egyes légköri összetevők jóval nagyobb mértékben nyelik el a hosszuhullámú sugarakat, mint a rövidhullámúakat. Ez a szelektív abszorpciós tulajdonság okozza a légköri üvegházhatást, az azt létrehozó gázokat üvegházhatású gázoknak nevezzük. A légkör természetes üvegházhatása miatt a légkör felszín közeli átlaghőmérséklete körülbelül $33 \text{ }^\circ\text{C}$ -kal magasabb, mint e hatás nélkül lenne (a globális átlagos felszínközeli léghőmérséklet $-18 \text{ }^\circ\text{C}$ helyett $15 \text{ }^\circ\text{C}$). A legfontosabb üvegházhatású gázok a vízgőz, a szén-dioxid, a troposzférikus ózon, a dinitrogén-oxid, a metán és a klorofluorokarbonok.

A felszín-légkör rendszer sugárzásháztartását a 4.25. ábra mutatja.

4.3.1. A sugárzásmérés tárgyköre

A sugárzásmérés számos területen jelent alapvető információt. A mérések az alábbi célokat szolgálják:

1. a Föld-légkör rendszer energiaátalakulási folyamatainak, az energiaátalakulások tér-és időbeli változásainak vizsgálata,
2. légköri összetevők (mint például aeroszol részecskék, vízgőz, ózon stb.) tulajdonságainak, eloszlásának vizsgálata,
3. a bejövő rövidhullámú sugárzás, a kimenő hosszuhullámú sugárzás, valamint a sugárzási egyenleg eloszlásának és változásának vizsgálata,
4. számos felhasználási terület (pl. biológiai, egészségügyi, építészeti, mezőgazdasági stb. ipari tevékenységek) sugárzási információkkal kapcsolatos igényeinek kielégítése,
5. műholdas sugárzásmérések és számítási algoritmusok verifikálása.

A sugárzásmérés során a sugárzási egyenleg komponenseit, mint a sugárzás erősségét, a napsütéses időszak hosszát (napfénytartamot), valamint a sugárzás mennyiségét határozzuk meg.

A sugárzás erősségét 1 négyzetméterre jutó 1 Watt energia egységben (Wm^{-2}), a napfénytartamot, pedig a napsütéses órák számában adjuk meg.

A sugárzásmérés során különböző mennyiségeket határozunk meg, illetve származtatunk. Ezeket a következő alpontokban ismertetjük.

4.3.1.1. Globálsugárzás

A globálsugárzás (bejövő rövidhullámú sugárzás) a vízszintes síkra a felső féltérből érkező összes rövidhullámú sugárzás. A felszínen a $0,286$ és $4 \mu\text{m}$ hullámhosszúságú sugárzást jelenti. A direkt és a diffúz sugárzások összege.

4.3.1.2. Diffúz sugárzás

A diffúz sugárzás (szórt, vagy égboltsugárzás) a vízszintes síkra a felső féltérből érkező összes rövidhullámú sugárzás, kivéve, ami a Nap korongjának irányából érkezik.

4.3.1.3. Direkt sugárzás

A direkt sugárzás (közvetlen sugárzás) a Nap korongjának térszögéből a Nap irányára merőlegesen álló felületre belépő rövidhullámú sugárzás.

4.3.1.4. Reflex sugárzás

A reflex (visszavert) sugárzás a vízszintes síkra az alsó féltérből érkező rövidhullámú sugárzás.

4.3.1.5. Légköri viaszugárzás

A légköri viaszugárzás a vízszintes síkra a felső féltérből érkező összes hosszuhullámú sugárzás. (A felszín által felmelegített légkör energiájának egy részét viaszugározza a felszín felé).

4.3.1.6. Kisugárzás

A kisugárzás a vízszintes síkra az alsó féltérből érkező összes hosszuhullámú sugárzás. A hosszuhullámú sugárzás a 4 és 80 μm hullámhosszúságú sugárzás, ami a Föld+légkör sugárzásának 99%-a.

4.3.1.7. Rövidhullámú sugárzási egyenleg

A globálsugárzás és a reflex sugárzás különbsége.

4.3.1.8. Hosszuhullámú sugárzási egyenleg

A légköri viaszugárzás és a kisugárzás különbsége.

4.3.1.9. Teljes sugárzási egyenleg

A rövid- és hosszuhullámú sugárzási egyenlegek összege. A Föld-légkör rendszer számára bevétel jelentő tagokat (globálsugárzás, légköri viaszugárzás) pozitívnak, a veszteséget jelentő tagokat (reflex sugárzás, kisugárzás) negatívnak vesszük.

4.3.1.10. Albedó

Valamely felszín sugárzás-visszaverő képessége. Itt a vízszintes síkra beérkező, illetve onnan visszavert rövidhullámú sugárzás hányadosát értjük rajta. Értéke 0 és 1 közötti szám, általában százalékban adjuk meg. Az albedó a felszínre jellemző mérőszám. Értéke függ a besugárzás szögétől és a sugárzás hullámhosszától is (WMO, 1986), de különböző célú modellszámítások során adott felszínre általában egy-egy jellemző átlagos vesznek figyelembe (4.3. táblázat).

4.3.1.11. Napfénytartam

A lehetséges napfénytartam nagysága a napkelte és a napnyugta közti idővel egyezik meg. A borultság függvényében ez az érték csökken.

4.3. táblázat: Különböző felszínre jellemző albedó értékei nyári és téli félévben Magyarországon

Felszín	Nyári félév	Téli félév
csupasz talaj	0,15	0,15
fűfelszín	0,19	0,23
alacsony növényzet	0,19	0,23
mezőgazdasági terület	0,17	0,23
park, gyümölcsös	0,17	0,23
lombhullató erdő	0,16	0,17
tűlevelű erdő	0,12	0,12
vegyes erdő	0,14	0,15
beépített terület	0,18	0,18
vízfelszín	0,08	0,08
hófelszín	-	0,40–0,85

4.3.2. Sugárzásmérő műszerek

A Napból érkező energia közvetlen mérésére nincs mód, a sugárzást ezért hatásai alapján határozzuk meg. A sugárzásérzékelők elnyelik az elektromágneses hullámokat, az elnyelés következtében létrejövő hatások pedig arányosak az elnyelt energia mennyiségével.

A sugárzás mérése távérzékelésen alapul, hiszen a Napból, vagy Földről jövő elektromágneses sugárzást érzékeljük.

A műszereket elvi felépítésük alapján az alábbiak szerint csoportosíthatjuk:

1. Fotonhatáson alapuló műszerek:

A sugárzás az érzékelő elektromos tulajdonságait befolyásolja. Az érzékelés során azt használjuk ki, hogy a sugárzás fotonokból áll, azok elnyelése hatással van az elnyelő anyag elektronjainak állapotára.

Sugárzás mérésére alkalmas eszköz lehet például a fotocella, fényelem, fotodióda, fototranzisztor, fotoellenállás, foto-elektronsokszorozó. Ezeket megfelelő elektromos áramkörbe kapcsolva azok a sugárzás mennyiségével arányos elektromos jelet hoznak létre, amit érzékelni lehet.

A fotonhatáson alapuló érzékelők hátránya, hogy csak keskenyebb spektrális sávban (hullámhossz tartományban) érzékenyek.

2. Hőhatáson alapuló műszerek:

A hőhatás eredményeként hőtágulás, vagy elektromos hatás következik be. Ezt számszerűsítve tudjuk meghatározni a sugárzás erősségét.

a.) kalorimetrikus érzékelők:

A kalorimetrikus érzékelők: az érzékelő belső energiája növekszik az elnyelt sugárzás hatására, s ezt a növekedést közvetlenül, vagy összehasonlítás révén tudjuk mérni.

b.) termikus érzékelők:

-termomechanikus érzékelők

A termomechanikus érzékelők esetében a hőmérsékletváltozás hatására bekövetkező mechanikai jellemzők változásait mérjük.

-termoelektromos érzékelők

A termoelektromos érzékelőknél bizonyos elektromos jellemzők változásait mérjük.

4.3.2.1. Pirheliométer

A pirheliométer a Napból érkező közvetlen (direkt) sugárzás mérésére szolgáló műszer. Létezik spektrális változata is. Az első kísérletet 1825-ben tették pirheliométer szerkesztésére. Az első működő pirheliométert pedig a svéd Knut Angström készítette 1896-ban.

A műszer a Napkorong irányából érkező sugárzási áramsűrűséget méri ($W m^{-2}$). Egy szerkezet segítségével mindig a Nap korongjának irányába fordítják. A műszerben általában két manganin lamella van egymás mellett, amiket felváltva árnyékolnak egy mérési ciklusban többször. Az árnyékolt lemezt csak a diffúz (szórt) sugarak érik, a nem árnyékoltat a direkt sugarak is. Az árnyékolt lemez hőmérséklete alacsonyabb lesz, mint a nem árnyékolté. Az árnyékolt lamellát melegíteni kell a hőmérséklet kiegyenlítéshez. Az ehhez szükséges áramerősséget mérve megkapjuk a direkt sugárzás intenzitását.

A pirheliométer abszolút műszer, hitelesítésre használják. A nem nemzetközi Pirheliometrikus Skálát (IPS-1956) 1956-ban vezették be. 1977-ben tettek javaslatot az új nemzetközi pirheliometrikus skála, a World Radiometric Reference (WRR) bevezetésére. A bevezetésére 1980-ban került sor.

4.3.2.2. Piranométer

A piranométer a rövidhullámú sugárzás mérésére szolgáló műszer. Létezik spektrális változata is. Az első piranométert Charles Greeley Abbot készítette 1916-ban.

A műszeren egy üvegbúra található, ami befókuszálja a sugarakat az érzékelőre, egyben védi az érzékelőt a szennyeződésektől, nedvességtől (4.26. ábra). Az üveg ráadásul azzal a tulajdonsággal is rendelkezik, hogy kiszűri a 4 μm -nél nagyobb hullámhosszú sugarakat. Ezáltal az érzékelőre csak a rövidhullámú sugárzás jut.

A meteorológiai mérések során leggyakrabban alkalmazott termoelektromos piranométerben a sugárzás hatására hőmérséklet-különbség alakul ki a műszertest, az érzékelő lemez és az üvegbúra között. Elektromos áram indul meg, melynek intenzitása szoros kapcsolatban van a sugárzás intenzitásával.

A meteorológiai állomásokon vízszintes helyzetben, a felszín felett általában 2 m-es magasságban helyezik el úgy, hogy az érzékelőt ne érje árnyék.



4.26. ábra: Kipp&Zonen típusú piranométer

Lefelé fordítva a reflex (visszavert rövidhullámú) sugárzás mérhető. Két piranométer együttes alkalmazásával, közülük az egyiket felfelé, a másikat lefelé irányítva a globál és reflex sugárzás együttes mérése alapján az albedó is mérhető. E rendszert albedóméternek is hívják.

Az piranométert szűrőkkel ellátva (fitopiranométer) a növényzet számára fontos fotoszintetikusán aktív sugárzás (Photosynthetically Active Radiation – PAR) mérhető.

A fotonhatáson alapuló piranométerek (melyek mérési spektruma jóval kisebb – pl. 300 és 1100 nm közötti, szemben a termoelektromos piranométerrel, melyek 300 és 2800-3000 nm között mérnek) a globálsugárzást a termoelektromos műszerekkel megegyezően mérik, de reflexsugárzást már nem mérik pontosan.

A piranométerrel szórt sugárzás is mérhető. Ekkor a műszer érzékelője elől a Napot ki kell takarni a Nap mozgását követő eszköz segítségével (4.27. ábra).



4.27. ábra: Diffúz (szórt) sugárzás mérése különböző piranométerekkel az Országos Meteorológiai Szolgálat Pestszentlőrinci Főobszervatóriumában. A Nap térszögéből érkező direkt (közvetlen) sugárzást egy a Nap égi járását követő szerkezet takarja ki az érzékelő elől, ezért arra csak szórt sugárzás jut.

4.3.2.3. Pirgeométer

A pirgeométer valamely féltérből érkező teljes hosszúhullámú sugárzás mérésére szolgáló műszer. Hőhatáson alapuló érzékelő. Nincs olyan anyag, amivel a rövidhullámú sugárzás úgy kiszűrhető lenne, hogy közben a hosszúhullámú sugárzást átengedje, ezért védőborítás nélküli műszert használunk. Csak éjszakai mérésre alkalmas szélesesendes időben.

4.3.2.4. Pirradiométer

A pirradiométer egy vízszintes síkra a sík feletti féltérből érkező teljes (rövid + hosszúhullámú) sugárzás mérésére alkalmas műszer. A műszer szerkezete azonos a piranométerével, csak üvegbúra helyett lupolen (színtelen műanyag fóliához hasonló anyag) búrát alkalmazunk. Ez 0,3 és 60 μm között egyenletesen engedi át a sugárzást. A búra szerepe a védelem.

4.3.2.5. Sugárzási egyenleg mérő (nettó pirradiométer)

A sugárzási egyenleg mérő (nettó pirradiométer) a teljes sugárzási egyenleg mérésére szolgáló műszer (4.28. ábra). A le és felfele haladó sugárzási áramsűrűség különbségét lehet meghatározni. Ehhez két, egymással ellentétes irányba mutató érzékelőre van szükség van. A felfelé és lefelé néző érzékelőket egy műszerben helyezik el és a két felfogó test hőmérséklet-különbségéből származtatják a kimenő jelet. A pontos méréshez arra van szükség, hogy a két szenzor érzékenysége teljesen azonos legyen.



4.28. ábra: Middleton CN1-R típusú nettó pirradiométer (sugárzási egyenleg mérő). A felfelé és lefelé néző érzékelőket egy műszerben helyezik el és a két felfogó test hőmérséklet-különbségéből származtatják a kimenő jelet. Az érzékelőket lupolen búra védi.

4.3.2.6. Napfénytartam mérő

A napfénytartam mérő a napfénytartam időtartamának meghatározására szolgáló műszer. Az első napfénytartam mérőt 1838-ban készítették. Legelterjedtebb a Campbell–Stokes-féle napfénytartam mérő. (4.29. ábra). Ez egy 96 mm átmérőjű, 1,52 törésmutatójú, finoman csiszolt üveggömb a gyűjtőlencse, ami a Nap sugarait összefókuszálva kiégeti a gömb mögé helyezett papírszalagot. A napfénytartam mérő dél felé néz, földrajzi szélesség szerint megdöntve.

Különböző hosszúságú papírszalagot használnak a nyári, téli és az átmeneti évszakokban. Leolvasása óránként történik, amiből megállapítható, hogy hány tizedórát sütött a Nap.

Létezik elektronikus változata is.



4.29. ábra: Campbell–Stokes-féle napfénytartam mérő az Országos Meteorológiai Szolgálat Pestszentlőrinci Főobszervatóriumában.

4.3.2.7. Nap fotométer

Spektrofotométer, amely a spektrális direkt sugárzás mérésére szolgál. A spektrális sugárzás mérésekor megfelelő szűrőket kell alkalmazni, hogy a műszerre csak azok a hullámhosszúságú sugárzások érkezenek, amelyeket mérni akarunk.

A légköri ózontartalom mérését Dobson-spektrofotométerrel, vagy korszerűbb Brewer-spektrofotométerrel határozzák meg. Magyarországon az Országos Meteorológiai Szolgálat Pestszentlőrinci Főobszervatóriumában végeznek méréseket Brewer-spektrofotométerrel.

4.3.3. Sugárzási központok

A standard műszerek fenntartását, kalibrációját a különböző sugárzási központokban végzik. A sugárzási központok hierarchiája a Időjárési Világszolgálathoz rendszeréhez hasonlóan (lásd 2. fejezet) hármas szintű.

A Sugárzási Központok szintjei:

- Sugárzási Világközpontok,
- Regionális Sugárzási Központok,
- Nemzeti Sugárzási Központok.

Sugárzási Világközpont Davos (Svájc) és Szentpétervár (Oroszországi Föderáció). A Regionális Sugárzási Központokat a 4.4. táblázat tartalmazza. Magyarországon az Országos Meteorológiai Szolgálat Pestszentlőrinci Főobszervatóriuma egyben Regionális Sugárzási Központ is. A Regionális Sugárzási Központok biztosítják a kalibrációt a régió műszerei számára, valamint a régiók közötti és a Világközpontokkal történő műszer összehasonlítást.

4.4. táblázat : Regionális Sugárzási Központok

I. régió – Afrika	
Kairó	Egyiptom
Kartúm	Szudán
Kinshasa	Kongói Demokratikus Köztársaság
Lagos	Nigéria
Tamanrasset	Algéria
Tunisz	Tunézia
II. régió – Ázsia	
Pune	India
Tokió	Japán
III. régió – Dél-Amerika	
Buenos Aires	Argentína
Santiago	Chile
Huayao	Peru
IV. régió – Észak- és Közép-Amerika	
Toronto	Kanada
Boulder	USA
Mexikóváros	Mexikó
V. régió – Délnyugat-Pacifikum	
Melbourne	Ausztrália
VI. régió – Európa	
Budapest	Magyarország
Davos	Svájc
Szentpétervár	Oroszországi Föderáció
Norrköping	Svédország
Trappes/Carpentras	Franciaország
Uccle	Belgium
Lindenberg	Németország

4.3.4. A globálsugárzás parametrizálása

A globálsugárzás meghatározása vízszintes felületen:

A vízszintes síkra a teljes felső féltérből érkező rövidhullámú sugárzás, az ún. globálsugárzás különböző parametrizációkkal számítható. Az alábbiakban egy egyszerű módszert mutatunk be.

A globálsugárzás értéke (R_G) ($W\ m^{-2}$ -ben megadva) az év adott napján (d) és időpontjában (t_{UTC}) a napmagasság (ϕ) és a borultság (N) ismeretében a következőképpen írható:

$$R_G = (a_1 \cdot \sin \phi + a_2) \cdot (1 + b_1 \cdot N^{b_2}) \quad (4-2)$$

Ahol a_1 , a_2 , b_1 , b_2 , a földrajzi helytől függő empirikus állandók (l. 4.5. táblázat), ϕ a napmagasság, N pedig a borultság (értékét 0 és 1 között adjuk meg, ahol 0 a derült égboltot, 1 a teljes borultságot jelenti).

4.5. táblázat: A globálsugárzás számításánál használt állandók

Jelölés	Leírás	Érték
a_1	empirikus állandó	990 W m^{-2}
a_2	empirikus állandó	-30 W m^{-2}
b_1	felhözeti állandó	$-0,75$
b_2	felhözeti állandó	$3,4$

Az a_1 és a_2 állandók a mérési eredmények alapján pontosíthatók.

A napmagasság számítása a következő képletből történik:

$$\phi = \arcsin(\sin \delta \cdot \sin \varphi_{\text{rad}} + \cos \delta \cdot \cos \varphi_{\text{rad}} \cdot \cos \omega), \quad (4-3)$$

ahol δ a Nap deklinációja:

$$\delta = \arcsin(0,398 \sin \varepsilon), \quad (4-4)$$

ε a szoláris hosszúság:

$$\varepsilon = 4,871 + 0,0175 d + 0,033 \sin(0,0175 d), \quad (4-5)$$

végül ω a Nap óraszöge:

$$\omega = \lambda + 0,043 \sin(2\varepsilon) - 0,033 \sin(0,0175 d) + 0,262 t_{\text{UTC}} - \pi, \quad (4-6)$$

ahol λ a földrajzi hosszúság, d az év napjának száma és t_{UTC} az adott nap órája UTC-ben. Az egyes értékek radiánban megadva. A földrajzi koordináták, a szoláris hosszúság, a napmagasság és a Nap óraszögének számításában megkövetelt pontosság 10^{-3} radián. Amennyiben a kapott globálsugárzás érték nulla vagy annál kisebb, akkor a továbbiakban $R_G = 0$ értékkel kell számolni. Éjszakai óráknak számítanak a nap azon órái, amikor $R_G = 0$, a nappali órák pedig azok, amikor $R_G > 0$.

Irodalomjegyzék

- Czelnai, R.. 1981. *Bevezetés a meteorológiába III. A meteorológia eszközei és módszerei*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Gulyás, K., Somfalvi-Tóth, K., és Kolláth, K.. 2012. *A tapadó hó statisztikus-kléimatológiai viszonyai hazánkban*. Léghő. 57. 49–54.
- Jacobs, A.F.G., Heusinkveld, B.G., és Berkowicz, S.M.. 2008. *Passive dew collection in a grassland area, The Netherlands*. Atmospheric Research. 87. 377–385.
- Kiehl, J.T. és Trenberth, K.E.. 1997. *Earth's Annual Global Mean Energy Budget*. Bulletin of American Meteorological Society. 78. 197–208.
- Mészáros, R., Horváth, L., Weidinger, T., Neftel, A., Nemitz, E., Dämmgen, U., Cellier, P., és Loubet, B.. 2009. *Masurement and modelling ozone fluxes over a cut and fertilized grassland*. Biogeosciences. 6. 1987–1999.
- Mileta, M., Beyens, D., Nikolayev, V., Milimouk, I., Clus, O., és Muselli, M.. 2007. *Fog and Dew Collection Projects in Croatia. Proc. International Conference on "Water Observation and Information System for Decision Support"*. (BALWOIS 2006), Ohrid, Republic of Macedonia, 23-26 May 2006.
- Simon, A.. 1984. *Meteorológiai megfigyelések és műszerek III. Elektromos és távjelző eszközök*. Tankönyvkiadó, Budapest.

World Meteorological Organization. 1986 (WMO, 1986). *Revised Instruction Manual on Radiation Instruments and Measurements*. World Climate Research Programme Publications Series No. 7. WMO/TDNo. 149. Geneva.

World Meteorological Organization. 1989 (WMO, 1989). *Catalogue of National Standard Precipitation Gauges (B. Sevruk and S. Klemm)*. Instruments and Observing Methods Report No. 39. WMO/ TD-No. 313. Geneva.

World Meteorological Organization. 1994 (WMO, 1994). *Guide to Hydrological Practices*. Volume I Hydrology – From Measurement to Hydrological Information. WMO-No. 168. Geneva. ISBN 978-92-63-10168-6.

World Meteorological Organization. 2003 (WMO, 2003). *Manual on the Global Observing System*. Volume I – Global Aspects. WMO-No. 544. Geneva. ISBN 92-63-13544-4.

World Meteorological Organization. 2008 (WMO, 2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 8. Geneva. ISBN 978-92-63-10008-5.

<http://www.ott.com/>

5. fejezet - Időjárási jelenségek és megfigyelésük – I.

A felhőzet és megfigyelése

Az időjárási jelenségeket legpontosabban vizuális észlelések során lehet meghatározni. A meteorológiai állomásokon, ahol észlelőszemélyzet is tartózkodik, az alábbi csoportok tartoznak a vizuális megfigyelések közé:

1. felhőzetre vonatkozó információk (mennyisége, fajtája, magassága, vastagsága, mozgása),
2. egyéb időjárási jelenségek (ami nem a felhőzetre vonatkozik) az észleléskor, és az azt megelőző időszakban is,
3. látástávolság,
4. talajállapot.

Ebben a fejezetben a felhőzettel kapcsolatos ismereteket, valamint a felhőzet földfelszíni megfigyelésének módszereit mutatjuk be.

5.1. Felhőzettel kapcsolatos fogalmak

5.1.1. Felhő

A felhő diszperz rendszer, vagyis egy légnemű közegben szilárd és cseppfolyós halmazállapotú részek keverednek el. A felhő belsejében a levegő túltelített állapotba kerül, így a benne lévő vízgőz nagy része kicsapódik, vagy kikristályosodik. Az így kialakult cseppek, jégkristályok, egyéb felhőelemek akadályt képeznek a felhőn áthaladó direkt és szórt sugárzás útjában.

A kicsapódáshoz szükséges telítettség és kondenzáció elvileg a térfogat csökkenésével, a párányomás emelkedésével és a hőmérséklet csökkenésével is előidézhető. A légköri viszonyok között azonban a térfogat csökkenése nem, a párányomás emelkedése pedig alig (csak a párolgási köd esetén) vezethet kondenzációhoz. A kondenzáció beindulásáért alapvetően a hőmérséklet csökkenése a felelős. Adott vízgőztartalom mellett a hőmérséklet csökkenésével növekszik a relatív nedvesség, míg egy adott ponton – ez az ún. harmatpont hőmérséklet – 100 %-ká válik, azaz telítődik. További hűlés hatására a túltelítettség miatt a vízgőz kicsapódik, s ha ez a kicsapódás (ún. kondenzáció) nagy mértékű, létrejön a felhő.

A kondenzációhoz vezető hőmérséklet csökkenése többféle módon is végbemehet, például két légtömeg keveredése révén, hideg felülettel történő érintkezés hatására, vagy kisugárzás által. E folyamatok a felszín közelében vezetnek kondenzációhoz, ezért a ködök kialakulásában játszanak fontos szerepet. A légkör magasabb részein végbemenő kondenzáció, vagyis a felhőképződés legfőbb oka a feláramlás (konvekció).

A feláramlást előidézheti az erős besugárzás (szabad konvekció), de egy akadályként megjelenő hegység, egy időjárási front felsiklási folyamata, vagy két légtömeg összeáramlása (kényszer konvekció).

A fentiekén túl a kicsapódási folyamat beindulásához szükség van szilárd halmazállapotú részecskékre, amelyeken megindul a kondenzáció, vagy a kifagyás. Ezek a természetes (pl. por és korom szemcsék, sórészecskék, virágpór, stb.), vagy antropogén forrásból származó részecskék, az ún. aeroszol részecskék a felhőképződés számára mindig elegendő számban találhatóak a légkörben.

Megjegyezzük, hogy a szokványos felhők mellett a légkörben ún. különleges felhők is kialakulhatnak – pl. éjszakai világító felhők, poláris sztratoszférikus felhők, antropogén gomolyfelhők, antropogén cirrus felhők stb. (l. pl. Czelnai, 1987; Bartholy et al., 2013). Ezek kialakulásuk módjában, légkörben elfoglalt helyzetükben, vagy összetételüket tekintve eltérnek a hagyományos felhőktől. A továbbiakban csak a szokványos felhőkkel foglalkozunk.

5.1.2. Felhőzet mennyisége

A felhőzet mennyisége alatt azt értjük, hogy mekkora hányadban borítja az eget egy-egy megadott felhő, vagy az égen egy időben található összes felhő együttesen (teljes felhőborítottság).

A felhőborítottságot oktában (nyolcad) adjuk meg.

5.1.3. Felhőalap magassága

A felhőalap magasságának azt a legalacsonyabb szintet tekintjük, ahol az adott felhő megjelenik. A felhőalap magasságát méterben adjuk meg.

5.1.4. A felhők rendszerezése

A felhőket különböző szempontok szerint osztályozhatjuk:

1.) Felhők szerkezete, jellege alapján:

A nemzetközi felhőosztályozás (WMO, 1987) az alábbi hierarchia szerint osztályozza a felhőket:

a. felhőfajok (10 alaptípus).

E felhőfajok további osztályozása lehetséges a pontosítás érdekében.

b. felhőfajták (a felhő alakja és belső szerkezete alapján),

c. változatok (a felhők egyes sajátosságai - makroszkopikus tulajdonságok, elrendeződési formáik, átlátszóság alapján),

d. járulékos képződmények és kísérőfelhők (a felhőhöz kapcsolódó sajátos képződmények, másodlagos felhőalakzatok),

e. fejlődésük alapján (részleges, vagy teljes átalakulás egy másik felhőből).

2.) Felhők légköri helyzete alapján:

A felhőket a légkörben elfoglalt helyzetük alapján is rendszerezhetjük. Eszerint négy felhőosztályt különböztethetünk meg:

- alacsonyszintű felhők,
- középszintű felhők,
- magasszintű felhők,
- nagy, függőleges kiterjedésű felhők.

A szinoptikus gyakorlatban három osztályt különböztetünk meg, ezek az alacsony szint (C_L), közép szint (C_M) és a magas szint (C_H). Mindhárom szinten 9–9 tipikus égbépet adhatunk meg (lásd: égbépek kódolása – 5.4.1. alfejezet).

3.) Egyéb szempontok alapján:

A felhőket egyéb szempontok alapján is osztályozhatjuk, mint például:

a. szerkezetük alapján lehetnek gomolyos, réteges felhők,

b. összetételük alapján lehetnek jégkristályokból álló felhők, vízfelhők, vagy vegyes halmazállapotú felhők.

5.2. A nemzetközi felhőosztályozás

A felhőzet nemzetközi osztályozása több mint 200 éves múltra tekint vissza. A nevezéktant Luke Howard alkotta meg 1802-ben, amikor bevezette a cirrus, cumulus és stratus fogalmakat. A felhőosztályozás több jelentős módosítás, kiegészítés, pontosítás után 1956-ban nyerte el a ma is használatos formáját (Meteorológiai Világszervezet nemzetközi felhőosztályozása – lásd: WMO 1987). A felhőosztályozás alapján készített magyar fordítás 1968-ban

jelent meg (Balogh, 1968 a). A felhő típusokról szemléletes videóanyag található az Országos Meteorológiai Szolgálat weboldalán

(<http://www.met.hu/omsz/video/index.php?id=440>).

A felhőket egységesen latin névvel adjuk meg. A rövidítések is szigorú rendszert alkotnak:

- felhőfajok: nagybetűvel kezdődő betűpárok,
- felhőfajták: három kisbetű,
- változatok: két kisbetű,
- kísérőfelhők, illetve járulékos képződmények: három kisbetű,
- transzformációk: 5 kisbetű, melyből az első 2 a felhőfaj rövidítése, a többi a teljes, vagy részleges átalakulásra utaló mut (mutatus), vagy gen (genitus).

5.2.1. Felhőfajok

Magasszintű felhők 6000 m	Cirrus	Cirrostratus	Cirrocumulus		
Középszintű felhők 2000 m		Altostratus	Alto cumulus		
Alacsonyszintű felhők	Stratocumulus	Stratus	Cumulus	Cumulonimbus	Nimbostratus

5.1. ábra: A felhőosztályozás alapja: a felhők alaptípusai: Cirrus, Cirrostratus, Cirrocumulus, Altostratus, Altocumulus, Stratocumulus, Stratus, Cumulus, Cumulonimbus és Nimbostratus.

A felhőket 10 alaptípusba sorolhatjuk. Ezek a Cirrus (Ci), Cirrostratus (Cs), Cirrocumulus (Cc), Altostratus (As), Altocumulus (Ac), Stratocumulus (Sc), Stratus (St), Cumulus (Cu), Cumulonimbus (Cb) és Nimbostratus (Ns) (5.1. ábra). A felhőosztályozás szerint minden egyes felhő besorolható valamely alaptípusba, és csak egy típusba sorolható be, tehát az alaptípusok kölcsönösen kizárják egymást (részletes leírásukat lásd később, az 5.1.3 alfejezetben).

5.2.2. Felhőfajták

Némely felhőfajok alakjuk és szerkezetük alapján további fajtákra osztható. Ezek a fibratus, uncinus, spissatus, castellanus, floccus, stratiformis, nebulosus, lenticularis, fractus, humilis, mediocris, congestus, calvus és capillatus. Egy felhőfajhoz egyszerre csak egy felhőfajta kapcsolható. Nem feltétlenül kapcsolódik felhőfajta egy felhőfajhoz.

5.2.2.1. Fibratus

A fibratus tulajdonságait az 5.1. táblázat tartalmazza.

5.1. táblázat: Fibratus – felhőfajta

Rövidítése:	fib
Jelentése:	Fonals, rostos
Leírás:	Különálló felhőelemek, közel egyenes, vagy enyhén görbült fonalak, rostok. A felhőelemeken nem láthatók pamacsok, vagy kampók.

Előfordulás:	Cirrus, Cirrostratus
--------------	----------------------

5.2.2.2. Uncinus

Az uncinus tulajdonságait az 5.2. táblázat tartalmazza.

5.2. táblázat: Uncinus – felhőfajta

Rövidítése:	unc
Jelentése:	Horgas, kampós
Leírás:	Vesszőre emlékeztető Cirrus. Lefelé kanyarodó kampóból, vagy pamacsból kiinduló felhőfonalak. A felhőelemeken nem észlelhetők gomolyos kidudorodások.
Előfordulás:	Cirrus

5.2.2.3. Spissatus

A spissatus tulajdonságait az 5.3. táblázat tartalmazza.

5.3. táblázat: Spissatus – felhőfajta

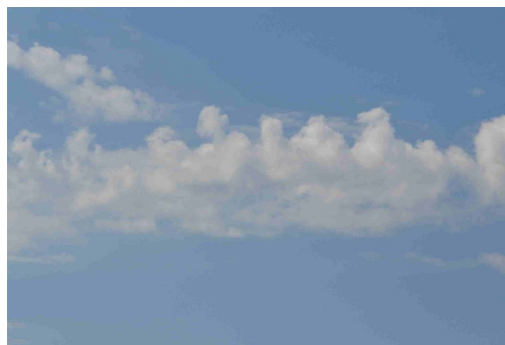
Rövidítése:	spi
Jelentése:	Vastag, megvastagodott
Leírás:	Megvastagodott Cirrus, ami akár önárnyékot is vethet.
Előfordulás:	Cirrus

5.2.2.4. Castellanus

A castellanus tulajdonságait az 5.4. táblázat tartalmazza.

5.4. táblázat: Castellanus – felhőfajta

Rövidítése:	cas
Jelentése:	Tornyos, várszerű
Leírás:	Olyan felhőkre alkalmazzuk, melyeknek legalább egy részén toronyszerű, gomolyos kitüremkedések jelennek meg, mintha a felhő fogazott lenne. E tornyok azonos alaptól indulnak ki, némelyikük magassága nagyobb, mint szélessége (5.2. ábra).
Előfordulás:	Cirrus, Cirrocumulus, Altocumulus, Stratocumulus



5.2. ábra: Altocumulus castellanus (Ac cas). A felhő tetején megjelenő tornyocskák fogazott mintát kölcsönöznek a felhőnek.

5.2.2.5. Floccus

A floccus tulajdonságait az 5.5. táblázat tartalmazza.

5.5. táblázat: Floccus – felhőfajta

Rövidítése:	flo
Jelentése:	Pihés, bolyhos, bóbítás
Leírás:	A felhőelemek gomolyszerű pamacsok, pihék, általában szakadozott, tépett alsó határral, melyből gyakran virga (lásd 5.1.2.3. fejezet) ereszkedik le.
Előfordulás:	Cirrus, Cirrocumulus, Altocumulus

5.2.2.6. Stratiformis

A stratiformis tulajdonságait az 5.6. táblázat tartalmazza.

5.6. táblázat: Stratiformis – felhőfajta

Rövidítése:	str
Jelentése:	Réteges alakú
Leírás:	Réteges alakú, kiterjedt réteget alkotó felhő.
Előfordulás:	Cirrocumulus, Altocumulus, Stratocumulus

5.2.2.7. Nebulosus

A nebulosus tulajdonságait az 5.7. táblázat tartalmazza.

5.7. táblázat: Nebulosus – felhőfajta

Rövidítése:	neb
Jelentése:	Ködös
Leírás:	Ködös, ködszerű felhő, a felhő részletei nehezen kivehetők.
Előfordulás:	Cirrostratus, Stratus

5.2.2.8. Lenticularis

A lenticularis tulajdonságait az 5.8. táblázat tartalmazza.

5.8. táblázat: Lenticularis – felhőfajta

Rövidítése:	len
Jelentése:	Lencse alakú
Leírás:	Lencse- vagy mandula alakú felhő. Gyakran hosszan elnyúlt az alakja, rendszerint éles körvonallal (5.3. ábra). Olykor irizál (szivárványszínű elszíneződés a felhőn). Tipikus lenticularis fajtájú felhők az orografikus eredetű hullámfelhők (lásd később – 5.12. ábra), de hidegfrontok esetén is gyakori.
Előfordulás:	Cirrocumulus, Altocumulus, Stratocumulus



5.3. ábra: Altostratus lenticularis (Ac len). Lencse, vagy mandula alakú felhő, a szélein gyakran szivárványszerű elszíneződést mutat (felhő irizáció)

5.2.2.9. Fractus

A fractus tulajdonságait az 5.9. táblázat tartalmazza.

5.9. táblázat: Fractus – felhőfajta

Rövidítése:	fra
Jelentése:	Szakadozott, tépett
Leírás:	Szakadozott, tépett felhőfoszlányok (5.4. ábra).
Előfordulás:	Stratus, Cumulus



5.4. ábra: Cumulus fractus (Cu fra). Tépett felhőfoszlányok. Gyakran Cumulus mediocris-hez kapcsolódva jönnek létre. A tépett foszlányok gyakran igen gyors változásokon mennek keresztül.

5.2.2.10. Humilis

A humilis tulajdonságait az 5.10. táblázat tartalmazza.

5.10. táblázat: Humilis – felhőfajta

Rövidítése:	hum
Jelentése:	Kicsi, alacsony
Leírás:	Kis függőleges kiterjedésű gomolyfelhő, teteje általában kissé lelapult. A cumulus felhők első fejlődési stádiuma (5.5. ábra).

Előfordulás:	Cumulus
--------------	---------



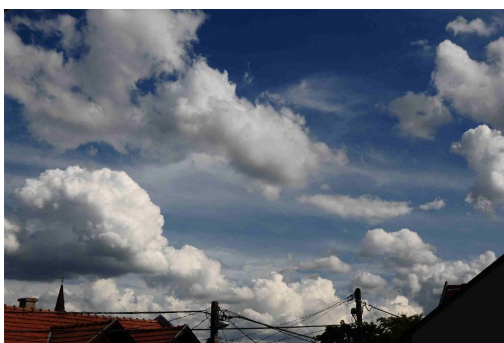
5.5. ábra: Cumulus humilis (Cu hum).

5.2.2.11. Mediocris

A mediocris tulajdonságait az 5.11. táblázat tartalmazza.

5.11. táblázat: Mediocris – felhőfajta

Rövidítése:	med
Jelentése:	Közepes
Leírás:	Közepes, mérséklet függőleges kiterjedésű gomolyfelhő, tetején nem túl fejlett gomolyokkal. A cumulus felhők második fejlődési stádiuma (5.6. ábra).
Előfordulás:	Cumulus



5.6. ábra: Cumulus mediocris (Cu med).

5.2.2.12. Congestus



5.7. ábra: Cumulus congestus (Cu con).

A congestus tulajdonságait az 5.12. táblázat tartalmazza.

5.12. táblázat: Congestus – felhőfajta

Rövidítése:	con
Jelentése:	Felhalmozott, tornyozott
Leírás:	Erőteljesen felfelé törő, fejlett gomolyfelhők, gyakran nagy függőleges kiterjedést érnek el. A felfő felső része gyakran vakítóan fehér és jellegzetes karfiolra emlékeztető alakot mutat. A cumulus felhők legfejlettebb stádiuma (5.7. ábra).
Előfordulás:	Cumulus

5.2.2.13. Calvus

A calvus tulajdonságait az 5.13. táblázat tartalmazza.

5.13. táblázat: Calvus – felhőfajta

Rövidítése:	cal
Jelentése:	Kopasz
Leírás:	Olyan Cumulonimbus felhőre alkalmazzuk, amelynek felső része már kezdi elveszíteni éles körvonalait, gomolyos jelleget, de Cirrus-szerű képződményeket még nem lehet rajta látni. A felhő teteje fehér masszává kezd átalakulni és kisebb-nagyobb mértékben függőleges sávzódást mutat. Üllő alakú képződmény még nem látható a felhőn („kopasz” Cumulonimbus) (5.8. ábra).
Előfordulás:	Cumulonimbus



5.8. ábra: Cumulonimbus calvus (Cu cal).

5.2.2.14. Capillatus



5.9. ábra: Cumulonimbus capillatus (Cu cap).

A capillatus tulajdonságait az 5.14. táblázat tartalmazza.

5.14. táblázat: Capillatus – felhőfajta

Rövidítése:	cap
Jelentése:	Hajas
Leírás:	A Cumulonimbus felhő fejlett változata, amikor a felhő felső részén már jól megkülönböztethető Cirrus-formációk jelennek meg rostos, vagy sávos szerkezetben. E Cirrus-jellegű felső rész gyakran üllőre, esetleg szélben elhajló gyertyalángra, vagy rendezetlen hajkőtegre emlékeztet („hajas Cumulonimbus”). A Cumulonimbus e legfejlettebb fajtája rendszerint zivatarral, felhőszakadással, időnként jégesővel jár (5.9. ábra).
Előfordulás:	Cumulonimbus

5.2.3. Változatok

A felhők további pontosítását adhatják meg a változatok (intortus, vertebratus, undulatus, radiatus, lacunosus, duplicatus, translucidus, perlucidus, opacus). Ezek a felhő a felhők makroszkopikus tulajdonságaira, elrendeződési formáikra, vagy átlátszóságukra utalnak. Egy felhőhöz egyszerre több változatot is sorolhatunk, ha több különböző tulajdonságot jelenítünk meg.

5.2.3.1. Intortus

Az intortus tulajdonságait az 5.15. táblázat tartalmazza.

5.15. táblázat: Intortus – felhő változat

Rövidítése:	in
Jelentése:	Elsavart, elfordított, összekuszált
Leírás:	Olyan Cirrus-ra alkalmazható, melyben a rostok szabálytalanul görbülnek, gyakran szeszélyesen kuszáltak.
Előfordulás:	Cirrus

5.2.3.2. Vertebratus

A vertebratus tulajdonságait az 5.16. táblázat tartalmazza.

5.16. táblázat: Vertebratus – felhő változat

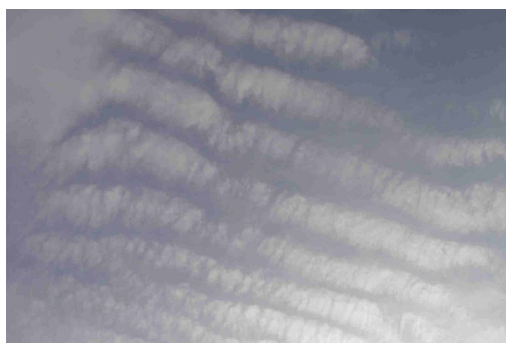
Rövidítése:	ve
Jelentése:	Gerincvonalas
Leírás:	A felhő elemei bordákra, vagy halcsontvázra emlékeztető módon helyezkednek el.
Előfordulás:	Cirrus

5.2.3.3. Undulatus

Az undulatus tulajdonságait az 5.17. táblázat tartalmazza.

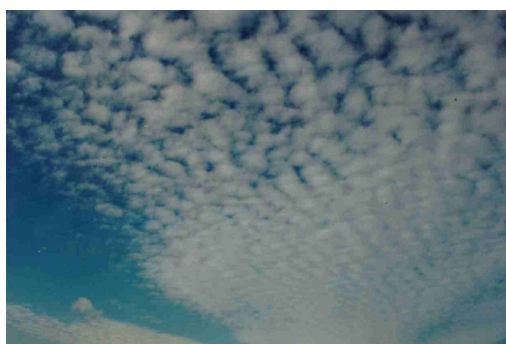
5.17. táblázat: Undulatus – felhő változat

Rövidítése:	un
Jelentése:	Hullámos
Leírás:	Hullámos szerkezetet mutató felhőelemek (felhőpadok, leplek, vagy rétegek). A hullámos szerkezet egyaránt megfigyelhető homogén felhőrétegekben, összeolvadó, vagy elkülönülő kisebb elemekből álló felhőkben (5.10. ábra).
Előfordulás:	Cirrocumulus, Cirrostratus, Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus, Stratus



5.10. ábra: Altocumulus undulatus (Ac un).

5.2.3.4. Radiatus



5.11. ábra: Altocumulus radiatus (Ac ra).

A radiatus tulajdonságait az 5.18. táblázat tartalmazza.

5.18. táblázat: Radiatus – felhő változat

Rövidítése:	ra
Jelentése:	Sugaras
Leírás:	Széles, párhuzamos sávokba rendeződő felhők, melyek látszólag a horizont egy adott pontja felé tartanak (perspektívahatás). Előfordulhat, hogy a felhők az ég nagy részét borítják, és sávjaik látszólagosan a horizont két átellenes pontját köti össze (5.11. ábra).
Előfordulás:	Cirrus, Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus, Cumulus

5.2.3.5. Lacunosus

A lacunosus tulajdonságait az 5.19. táblázat tartalmazza.

5.19. táblázat: Lacunosus – felhő változat

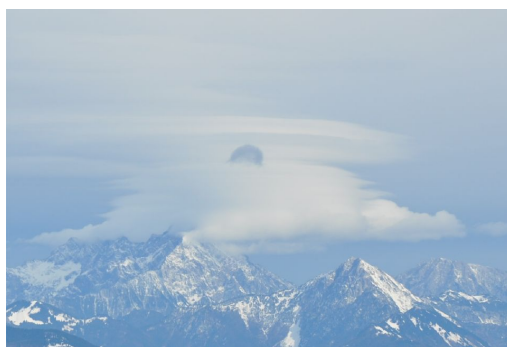
Rövidítése:	la
Jelentése:	Barázdált, árkolt, üreges, lyukas
Leírás:	Általában elég vékony felhőelemek (felhőpadok, leplek, vagy rétegek), melyekben többé-kevésbé szabályosan elrendezett hézagok, lyukak figyelhetők meg, melyek gyakran tépott szélűek. A felhő gyakran méhsejtekre, vagy hálóra emlékeztet.
Előfordulás:	Cirrocumulus, Altocumulus, esetleg Stratocumulus

5.2.3.6. Duplicatus

A duplicatus tulajdonságait az 5.20. táblázat tartalmazza.

5.20. táblázat: Duplicatus – felhő változat

Rövidítése:	du
Jelentése:	Megkettőzött, ismételt
Leírás:	Egymás felett elhelyezkedő gyakran részben egymásba olvadó felhőelemek (felhőpadok, leplek, vagy rétegek). Egyszerre több felhőelem is lehet egymás fölött, akkor is a duplicatus elnevezést használjuk (5.12. ábra).
Előfordulás:	Cirrocumulus, Altocumulus, esetleg Stratocumulus



5.12. ábra: Altocumulus lenticularis duplicatus (Ac len du)

5.2.3.7. Translucidus

A translucidus tulajdonságait az 5.21. táblázat tartalmazza.

5.21. táblázat: Translucidus – felhő változat

Rövidítése:	tr
Jelentése:	Áttetsző, átlátszó.
Leírás:	Kiterjedt felhőpadok, -leplek, vagy -rétegek, amelyek nagyobb része olyan vékony, hogy áttetszők és a Nap, vagy Hold helyzete megállapítható (5.13. ábra). (Egy felhőfajon egyszerre nem léphet fel translucidus és opacus változat). (5.12. ábra).
Előfordulás:	Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus, Stratus



5.13. ábra: Altostratus translucidus (As tr). A felhő nem elég vastag, ezért a Nap, vagy Hold helyzete elmosódottan ugyan, de meghatározható rajta keresztül.

5.2.3.8. Perlucidus

A perlucidus tulajdonságait az 5.22. táblázat tartalmazza.

5.22. táblázat: Perlucidus – felhő változat

Rövidítése:	pe
Jelentése:	Fényáteresztő
Leírás:	Kiterjedt felhőpadok, -táblák, -rétegek, melyek között felhőmentes térközök tapasztalhatók. E térközök néha egészen kicsik, de tiszták, jól kirajzolódnak. Rajtuk keresztül jól látható a Nap, a Hold, az ég, vagy egy magasabb szintű felhő.
Előfordulás:	Altocumulus, Stratocumulus

5.2.3.9. Opacus

Az opacus tulajdonságait az 5.23. táblázat tartalmazza.

5.23. táblázat: Opacus – felhő változat

Rövidítése:	op
Jelentése:	Árnyékos, vastag, sűrű
Leírás:	Kiterjedt felhőpadok, -leplek, vagy -rétegek, melyek nagyobb része elegendően vastag ahhoz, hogy a Napot, vagy a Holdat teljesen eltakarja. (Egy felhőfajon egyszerre nem léphet fel translucidus és opacus változat).
Előfordulás:	Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus, Stratus

5.2.4. Járulékos képződmények és kísérőfelhők

Egyes esetekben a felhő körül, hozzá kapcsolódóan sajátos képződmények, másodlagos felhőalakzatok jelenhetnek meg (incus, mammatus, virga, praecipitation, arcus, tuba, pileus, velum, pannus).

A.) Járulékos képződmények:

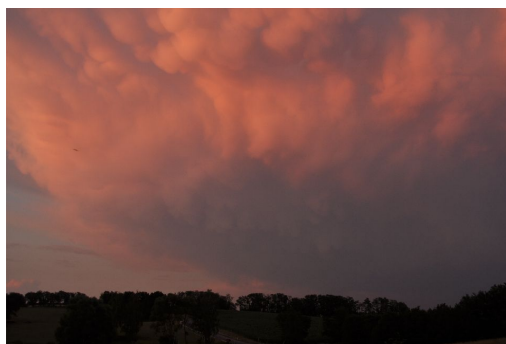
5.2.4.1. Incus

Az incus tulajdonságait az 5.24. táblázat tartalmazza.

5.24. táblázat: Incus – járulékos képződmény

Rövidítése:	inc
Jelentése:	Üllő
Leírás:	Cumulonimbus capillatus felhő üllőszerűen szétterülő csúcsa. Külsőleg lehet sima, rostos, vagy barázdált.
Előfordulás:	Cumulonimbus

5.2.4.2. Mammatus



5.14. ábra: Mammatusok (mam) Cumulonimbus felhő alján

A mammatus tulajdonságait az 5.25. táblázat tartalmazza.

5.25. táblázat: Mammatus (mamma) – járulékos képződmény

Rövidítése:	mam
Jelentése:	Kebel
Leírás:	Általában magas- és középszintű felhők alján, a felhő alsó részéből lelógó domborulatok. Kialakulási mechanizmusára többféle elmélet létezik (lásd pl. Garrett et al., 2010). A naplementekor megjelenő mammatusok megdöbbentően drámai és szép égbépet tudnak varázsolni (5.14. ábra).
Előfordulás:	Cumulonimbus

5.2.4.3. Virga

A virga tulajdonságait az 5.26. táblázat tartalmazza.

5.26. táblázat: Virga – járulékos képződmény

Rövidítése:	vir
Jelentése:	Vessző, ág
Leírás:	Függőleges, vagy elhajló csapadékhullásra utaló sávok (hullósávok), melyek a felhő aljából indulnak ki, de nem érik el a talajt (5.15. ábra).
Előfordulás:	Cirrocumulus, Altocumulus, Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus, Cumulus, Cumulonimbus



5.15. ábra: Altocumulusból kiinduló csapadéksáv (virga - vi). A hulló elemek nem érik el a talajt, a légkörben elpárolognak.

5.2.4.4. Praecipitatio



5.16. ábra: Cumulonimbusból kiinduló csapadéksáv, ami a talajt is eléri (praecipitatio - pra).

A praecipitatio tulajdonságait az 5.27. táblázat tartalmazza.

5.27. táblázat: Praecipitatio – járulékos képződmény

Rövidítése:	pra
Jelentése:	Esés, hullás
Leírás:	A felhőből kiinduló és a talajt elérő csapadéksáv (5.16. ábra).
Előfordulás:	Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus, Stratus, Cumulus, Cumulonimbus – ezek a felhőfajok adnak csapadékot.

5.2.4.5. Arcus

Az arcus tulajdonságait az 5.28. táblázat tartalmazza.

5.28. táblázat: Arcus – járulékos képződmény

Rövidítése:	arc
Jelentése:	Ív, boltozat
Leírás:	Sűrű, vízszintes felhőhenger a felhő alsó részén, többé-kevésbé szakadozott szélekkel. Jól fejlett változata sötét, fenyegető alakot ölt ív formában.
Előfordulás:	Majdnem kizárólag Cumulonimbus, esetleg Cumulus.

5.2.4.6. Tuba

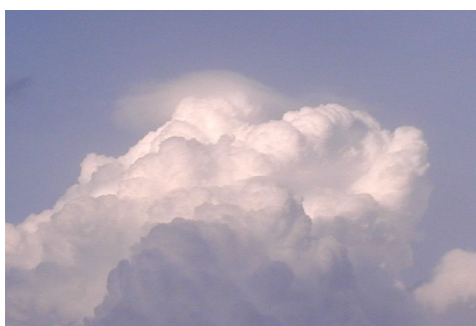
A tuba tulajdonságait az 5.29. táblázat tartalmazza.

5.29. táblázat: Tuba – járulékos képződmény

Rövidítése:	tub
Jelentése:	Cső, tölcser, kürtő, csatorna
Leírás:	A felhő aljáról lenyúló felhőoszlop, melyen intenzív örvénylés rajzolódik ki.
Előfordulás:	Majdnem kizárólag Cumulonimbus, esetleg Cumulus.

B.) Kísérőfelhők:

5.2.4.7. Pileus



5.17. ábra: Cumulus congestus tetején kialakult sapkaszerű képződmény, a pileus (pil).

A pileus tulajdonságait az 5.29. táblázat tartalmazza.

5.29. táblázat: Pileus – kísérőfelhő

Rövidítése:	pil
Jelentése:	Sapka
Leírás:	Kis horizontális kiterjedés, sapkaszerű képződmény a felhő tetején (5.17. ábra). A felhő csúcsa érintheti, vagy át is hatolhat rajta. Gyakran több pileus látható egymás fölött.
Előfordulás:	Cumulus, Cumulonimbus.

5.2.4.8. Velum

A velum tulajdonságait az 5.30. táblázat tartalmazza.

5.30. táblázat: Velum – kísérőfelhő

Rövidítése:	vel
Jelentése:	Vitorla, lebeny
Leírás:	Jelentősebb horizontális kiterjedésű felhőfátyol a felhő felső részéhez kapcsolódva. A gomolyos felhő, vagy felhőcsoport gyakran áthatol a velumon.
Előfordulás:	Cumulus, Cumulonimbus.

5.2.4.9. Pannus

A pannus tulajdonságait az 5.31. táblázat tartalmazza.

5.31. táblázat: Pannus – kísérőfelhő

Rövidítése:	pan
Jelentése:	Rongy, foszlány
Leírás:	Tépett felhőfoszlányok, rongyra emlékeztetnek, néha összefüggő réteget alkotnak a felhő alatt.
Előfordulás:	Altostratus, Nimbostratus, Cumulus, Cumulonimbus

5.2.5. Transzformációs folyamatok

A transzformációs folyamatokat akkor adhatjuk meg, ha a felhő nem közvetlenül a légköri vízgőzből alakult ki, hanem egy másik felhőből alakult át.

1.) Részleges átalakulás: A felhő egy része alakul át egy másik felhőfajjára. Ekkor genitus (gen) toldalékkal jelöljük annak a fajnak a nevét, amelyből átalakult.

2.) Teljes átalakulás: Egy felhő teljesen, vagy legnagyobb részben átalakul egy másik felhőfajjára. Ekkor mutatus (mut) toldalékkal jelöljük annak a fajnak a nevét, amelyből átalakult.

5.3. Felhőtípusok leírása

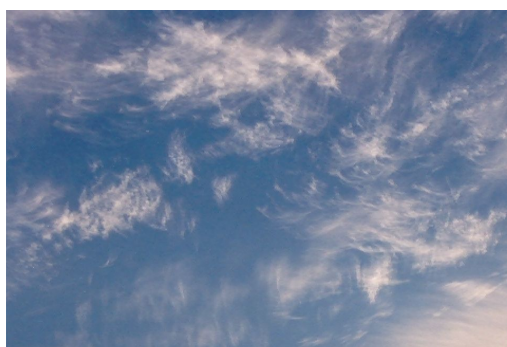
5.3.1. Cirrus

A Cirrus (5.18. ábra) részletes bemutatását az 5.32. táblázat tartalmazza:

5.32. táblázat: Cirrus

Rövidítése:	Ci
Névadó:	Luke Howard, 1803
Magyar név:	pehelyfelhő
Leírás:	Széttagolt felhők, fehér, finom rostokból, vagy fehér, vagy túlnyomóan fehér foltokból, keskeny szalagokból összetéve, a felhők rostos, vagy selymes külsőt mutatnak, áttetszők.
Fizikai összetétel:	Majdnem kizárólag jégkristályokból állnak. E kristályok elég aprók és viszonylag ritkán helyezkednek el, ezért a legtöbb Cirrus felhő átlátszó. A nagyobb jégkristályok nagyobb vertikális sebességet érhetnek el, ezáltal hullósávokat alkothatnak. A jégkristályok halo-jelenséget hozhatnak létre (l. később - fotometeorok).
Csapadék:	A Cirrus-ból nem hullik csapadék.
Kialakulása más felhőtípusokból:	Létrejöhetnek Cirrocumulus, vagy Altocumulus felhőkből lelógó virgákból, vagy Cumulonimbus felső részén, vagy egyenlőtlen vastagságú Cirrostratus-ból, amikor annak vékonyabb részei elpárolognak. - Cirrus cirrocumulogenitus (Ci ccgen) - Cirrus altocumulogenitus (Ci acgen) - Cirrus cumulonimbogenitus (Ci cbgen) - Cirrus cirrostratomutatus (Ci csmut)
Fajtai lehetnek:	- Cirrus fibratus (Ci fib) – rostos Cirrus - Cirrus uncinus (Ci unc) – fonalas Cirrus

	<ul style="list-style-type: none"> - Cirrus spissatus (Ci spi) – megvastagodott Cirrus, gyakran zivatarfelhő felső részéből jön létre - Cirrus castellanus – tornyos Cirrus - Cirrus floccus (Ci flo) – bolyhos Cirrus kis pamacsok, melyek gyakran hullósávokat bocsátanak ki
Változatai lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - Cirrus intortus (Ci in) – szabálytalanul görbülő Cirrus szálak - Cirrus radiatus (Ci ra) – párhuzamos sávokba rendeződött Cirrus (régebben Cirrus densusnak hívták) - Cirrus vertebratus (Ci ve) – halcsontvázra emlékeztető Cirrus - Cirrus duplicatus (Ci du) – több, egymástól nem túl messze elhelyezkedő Cirrus felhő
Járulékos képződményei illetve kísérőfelhői lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - mammatus kapcsolódhat hozzá



5.18. ábra: Cirrus (Ci) – pehelyfelhő

5.3.2. Cirrocumulus

A Cirrocumulus (5.19. ábra) részletes bemutatását az 5.33. táblázat tartalmazza:

5.33. táblázat: Cirrocumulus

Rövidítése:	Cc
Névadó:	Luke Howard, 1803
Magyar név:	magasszintű gomolyfelhő, vagy bárányszerű felhő
Leírás:	Vékony, fehér, önálló árnyék nélküli felhőpadok, felhőlepel, vagy felhőréteg, amely igen kis szemcsés, fodorszerű elemekből áll. Ezek az elemek egybeolvadhatnak, vagy elkülönülhetnek egymástól és többé-kevésbé szabályos elrendeződést mutatnak. A felhőelemek legtöbbször látszólagos szélessége 1 foknál kisebb. Gyakran Cirrus-szal, vagy Cirrostratus-szal, esetleg mindkettővel együtt jelenik meg.
Fizikai összetétel:	Majdnem kizárólag jégkristályokból állnak. Túlhűlt vízcseppek megjelenhetnek, de ezek általában gyorsan kifagynak.
Csapadék:	A Cirrocumulus-ból nem hullik csapadék.
Kialakulása más felhőtípusokból:	Létrejöhözhetnek Cirrus, vagy Cirrostratus felhők átalakulása, vagy Altostratus elemeinek csökkenése révén. - Cirrocumulus cirromutatus (Cc cimut)

	<ul style="list-style-type: none"> - Cirrocumulus cirrostratocumulus (Cc csmut) - Cirrocumulus altocumulocumulus (Cc acmut)
Fajtái lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - Cirrocumulus stratiformis (Cc str) – viszonylag kiterjedt Cirrocumulus réteg - Cirrocumulus lenticularis (Cc len) – lencse, vagy mandula alakú Cirrocumulus (gyakran felhőirizációt mutat) - Cirrocumulus castellanus (cc cas) – tornyos Cirrocumulus, megjelenése a felhőszint instabilitását jelzi - Cirrocumulus floccus (Cc flo) – igen apró pamacsokból álló Cirrocumulus, ez is a felhőszint instabilitását jelzi
Változatai lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - Cirrocumulus undulatus (Cc un) – hullámos rendszert mutató Cirrocumulus - Cirrocumulus lacunosus (Cc la) – a Cirrocumulus elemei között szabályos lyukacsok figyelhetők meg
Járulékos képződményei illetve kísérőfelhői lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - virga kapcsolódhat hozzá (különösen Cirrocumulus castellanus és floccus esetén) - mammatus kapcsolódhat hozzá



5.19. ábra: Cirrocumulus (Cc) – magasszintű gomolyfelhő

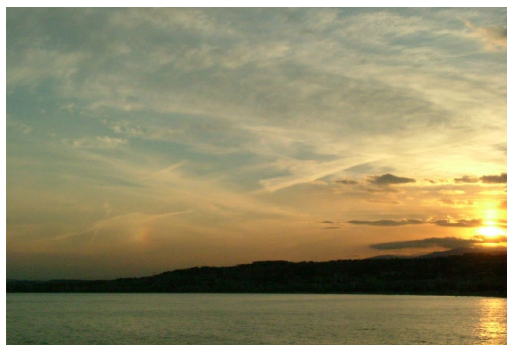
5.3.3. Cirrostratus

A Cirrostratus (5.20. ábra) részletes bemutatását az 5.34. táblázat tartalmazza:

5.34. táblázat: Cirrostratus

Rövidítése:	Cs
Névadó:	Luke Howard, 1803
Magyar név:	magasszintű rétegfelhő, vagy fátyolfelhő
Leírás:	Áttetsző, fehéres felhőfátyol, szerkezete rostos, fonalas, vagy sima, részben, vagy egészben eltakarja az eget és általában halo-jelenséget (Nap, illetve Hold körüli gyűrű) mutat. Diffúz szerkezetén nem figyelhetők meg szabályos elrendeződést mutató elemek. Bizonyos helyzetekben könnyen összetéveszthető az Altostratus-szal, vagy a Stratus-szal.
Fizikai összetétel:	Túlnyomórészt jégkristályok alkotják, melyek mérete általában kicsi. A felhő nem sűrű, és nem is vastag, ezért áttetsző. Egyes típusoknál a nagyobb jégkristályok jelentősebb függőleges sebességet érhetnek el és hullósávokat (virga) hozhatnak létre.
Csapadék:	A Cirrostratus-ból nem hullik csapadék.

Kialakulása más felhőtípusokból:	Létrejöhét Cirrus, vagy cirrocumulus elemeinek összeolvadásából, Altostratus elvékonyodása révén, vagy Cumulonimbus üllőjéből: - Cirrostratus cirromutatus (Cs cimut) - Cirrostratus cirrocumulomutatus (Cs ccmut) - Cirrostratus altostratomutatus (Cs asmut) - Cirrostratus cumulonimbogenitus (Cs cbgen)
Fajtái lehetnek:	- Cirrostratus fibratus (Cs fib) – fonalas Cirrostratus fátyol - Cirrostratus nebulosus (Cs neb) – ködszerű Cirrostratus lepel, jól elkülönülő részletek nélkül
Változatai lehetnek:	- Cirrostratus duplicatus (Cs du) – egymáshoz közel eső rétegekben elhelyezkedő Cirrostratus - Cirrostratus undulatus (Cs un) – hullámos Cirrostratus
Járulékos képződményei illetve kísérőfelhői lehetnek:	- nem kapcsolódnak hozzá járulékos képződmények, vagy illetve kísérőfelhők



5.20. ábra: Cirrostratus (Cs) – magasszintű rétegfelhő. A képen a felhőn a Nappal egy magasságában gyenge halo-jelenség (melléknep) is megfigyelhető. (A Nap előtt néhány Altocumulus is látható).



5.21. ábra: Altocumulus (Ac) – középszintű gomolyfelhő



5.22. ábra: Altostratus (As) – középszintű rétegfelhő



5.23. ábra: Nimbostratus (Ns) – Esőrétegfelhő. Ha a felhő épp felettünk van, gyakran nehéz megkülönböztetni egy cumulonimbustól. Ha azonban dörgés, vagy villámlás is előfordul, akkor biztosan Cumulonimbus a felhő.

5.3.4. Altocumulus

Az Altocumulus (5.21. ábra) részletes bemutatását az 5.35. táblázat tartalmazza:

5.35. táblázat: Altocumulus

Rövidítése:	Ac
Névadó:	Emilien Renou, 1870
Magyar név:	középszintű gomolyfelhő, vagy párnafelhő
Leírás:	Fehér, szürke, vagy fehéres és szürkés árnyalatokat mutató felhőpadok, felhőtakarók, vagy felhőrétegek általában önárnyékkal. Elemei lehetnek lemezek, párnák, hengerek, stb. Ezek egy része lehet rostos, vagy zilált, egymással összeolvadhatnak, de el is különülhetnek. A felhőelemek általában egy–öt fok közötti látszólagos szélességűek.
Fizikai összetétel:	Az Altocumulus felhők általában apró vízcseppekből állnak (ennek köszönhető rossz átlátszóságuk és az elkülönülő elemek éles körvonala). Igen alacsony hőmérsékleten jégkristályok is alkotják. Ez esetben néha, a cseppek elpárolgása során a felhőt teljes egészében jég alkotja, és a felhő elveszti éles körvonalait.
Csapadék:	Az Altocumulus-ból nem hullik csapadék.
Kialakulása más felhőtípusokból:	Cirrocumulus az elemeinek nagysága és vastagsága révén átalkulhat Altocumulus-szá. Létrejöhethet Stratocumulus réteg felbomlása, Altostratus, vagy Nimbostratus átalkulása, vagy Cumulus felső részének szétterülése során, vagy Cumulonimbusból leválva. - Altocumulus cirrocumulomutatus (Ac ccmut) - Altocumulus stratocumulomutatus (Ac scmut) - Altocumulus altostratomutatus (Ac asmut)

	<ul style="list-style-type: none"> - Altocumulus nimbostratomutatus (Ac nsmut) - Altocumulus cumulogenitus (Ac cugen) - Altocumulus cumulonimbogenitus (Ac cbgen)
Fajtái lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - Altocumulus stratiformis (Ac str) – kiterjedt réteget alkot - Altocumulus lenticularis (Ac len) – lencse, vagy mandula alakú felhő - Altocumulus castellanus (Ac cas) – tornyos Altocumulus - Altocumulus floccus (Ac flo) – gomolyszerű párnácskákból áll Altocumulus, melyekből gyakran ereszkednek virgák
Változatai lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - Altocumulus translucidus (Ac tr) – áttetsző altocumulus - Altocumulus perlucidus (Ac pe) – elemei között látható a Nap, a Hold, az ég, vagy magasabban lévő felhők - Altocumulus opacus (Ac op) – vastagabb Altocumulus, mely teljesen eltakarja a Napot, vagy a Holdat - Altocumulus duplicatus (Ac du) – két, vagy több, egymáshoz közel eső Altocumulus felhő - Altocumulus undulatus (Ac un) – gyakran hosszan elnyúló és közel párhuzamos sávokban, vagy vonalakban elhelyezkedő felhőelemek, melyek hullámos szerkezetet mutatnak - Altocumulus radiatus (Ac ra) – megközelítőleg párhuzamos egyenes szalagokba rendeződő Altocumulus - Altocumulus lacunosus (Ac la) – Az Altocumulus elemei között szabályos lyukacsok figyelhetők meg
Járolékos képződményei illetve kísérőfelhői lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - a legtöbb Altocumulus típus alatt megjelenhet virga - mammatus kapcsolódhat hozzá

5.3.5. Altostratus

Az Altostratus (5.22. ábra) részletes bemutatását az 5.36. táblázat tartalmazza:

5.36. táblázat: Altostratus

Rövidítése:	As
Névadó:	Emilien Renou, 1877
Magyar név:	középszintű rétegfelhő, vagy lepelfelhő
Leírás:	Szürkés, vagy kékes felhőlepel, vagy csíkos, rostos, vagy sima réteg. Részben, vagy egészben borítja az eget, és egyes részein elég sűrű ahhoz, hogy a Napot, vagy a Holdat elhomályosítsa. Az Altostratus leplek, vagy rétegek olykor foltokra, táblákra esnek szét. Majdnem mindig nagy horizontális kiterjedésű réteget (néhányszor tíz, akár száz km) alkot. Vertikális kiterjedése is tetemes (több száz, vagy akár néhány ezer méter).
Fizikai összetétel:	Nagy vertikális kiterjedésének köszönhetően vegyes halmazállapotú felhő. Felső része nagyrészt, vagy teljesen jégkristályokból áll. Középső részén jégkristályok, hópelyhek, túlhűlt vízcseppek találhatóak. Alsó része részben, vagy egészben túlhűlt vízcseppekből,

	esetleg nagyobb vízcseppekből áll. Nem minden esetben tapasztalható mindhárom réteg.
Csapadék:	Csapadékot adhat, ami általában folytonos eső, hó, vagy dara
Kialakulása más felhőtípusokból:	Kialakulhat vastagodó Cirrostratusból, vagy elvékonyodó Nimbostratusból. Altocumulus is átalakulhat Altostratus-szá. Cumulonimbus középső és felsőbb résziből is keletkezhet: <ul style="list-style-type: none"> - Altostatus cirrostratomutatus (As csmut) - Altostratus nimbostratomutatus (As nsmut) - Altostratus altocumulogenitus (As acgen) - Altostratus cumulonimbogenitus (As cbgen)
Fajtái lehetnek:	- Az Altostratus nem osztható fajtákra, mert külseje, szerkezete is jellemzően homogén
Változatai lehetnek:	- Altostratus translucidus (As tr) – áttetsző Altostratus <ul style="list-style-type: none"> - Altostratus opacus (As op) – vastagabb Altostratus, mely teljesen eltakarja a Napot, vagy a Holdat - Altostratus duplicatus (As du) – két, vagy több, egymáshoz közel eső rétegből álló Altostratus felhő - Altostratus undulatus (Ac un) – hullámos szerkezetet mutató Altostratus - Altostratus radiatus (As ra) – széles, párhuzamos szalagokba rendeződő, sávos elrendeződést mutató Altostratus
Járulékos képződményei illetve kísérőfelhői lehetnek:	- Altostratus alatt megjelenhet virga <ul style="list-style-type: none"> - praecipitatio (felszint elérő csapadék) - alatta keletkezhetnek pannusok - mammatus kapcsolódhat hozzá

5.3.6. Nimbostratus

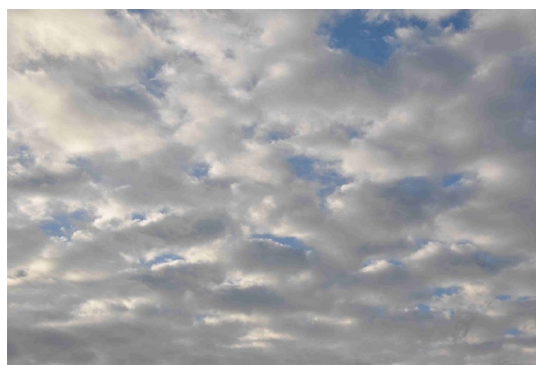
A Nimbostratus (5.23. ábra) részletes bemutatását az 5.37. táblázat tartalmazza:

5.37. táblázat: Nimbostratus

Rövidítése:	Ns
Névadó:	Nemzetközi Felhő Bizottság, 1930
Magyar név:	esőrétegfelhő
Leírás:	Szürke, gyakran igen sötét felhőréteg, a folyamatosan hulló eső, vagy hó miatt erősen elkent alappal. A csapadék a legtöbb esetben eléri a talajt. A felhő olyan vastag, hogy teljesen eltünteti a Napot. Alatta gyakran jelennek meg tépett foszlányok. Általában nagy területre terjed ki és vastagsága is jelentős (több km lehet).
Fizikai összetétel:	Nagy vertikális kiterjedésének köszönhetően vegyes halmazállapotú felhő. Tartalmazhat vízcseppeket, túlhűlt cseppeket, esőcseppeket, jégkristályokat, hópelyheket.
Csapadék:	Csapadékot adhat, ami általában folytonos eső, hó, vagy dara

Kialakulása más felhőtípusokból:	Általában vastagodó Altostratusból alakul ki, de létrejöhet Stratocumulusból, vagy Altopcumulusból is. Kialakulhat szétterülő Cumulonimbusból, esetleg Cumulus congestusból. - Nimbostratus altostratomutatus (Ns asmut) - Nimbostratus stratocumulomutatus (Ns scmut) - Nimbostratus altocumulomutatus (Ns acmut) - Nimbostratus cumulonimbogenitus (Ns cbgen) - Nimbostratus cumulogenitus (Ns cugen)
Fajtái lehetnek:	- A Nimbostratus homogén szerkezete miatt nem osztható fajtákra.
Változatai lehetnek:	- Nincsenek változatai
Járulékos képződményei illetve kísérőfelhői lehetnek:	- Altostratus alatt megjelenhet virga - praecipitatio (felszint elérő csapadék) - alatta keletkezhetnek pannusok

5.3.7. Stratocumulus



5.24. ábra: Stratocumulus (Sc)

A Stratocumulus (5.24. ábra) részletes bemutatását az 5.38. táblázat tartalmazza:

5.38. táblázat: Stratocumulus

Rövidítése:	Sc
Névadó:	Ludwig Kaemtz, 1841
Magyar név:	réteges gomolyfelhő
Leírás:	Szürke, vagy fehéres árnyalatú felhőpad, felhőtakaró vagy felhőréteg, majdnem mindig meglehetősen sötét részekkel, mozaikszerűen összetett elemekből, párnákból, hengerekből áll, amelyek nem rostosak. Az elemek elkülönülhetnek, vagy egybe is olvadhatnak. A felhőelemek legnagyobb részének látszólagos szélesség nagyobb 5 foknál. A Stratocumulus elemei gyakran rendeződnek sorokba, vagy hullámrendszerrel mutató csoportokba. A felhőelemek időnként elkülönülnek egymástól, de gyakrabban folytonos, helyenként lyuggatott réteget képeznek.
Fizikai összetétel:	Általában vízcseppekből áll, melyekhez esőcseppek, hódara, ritkábban jégkristályok, hópelyhek társulnak. A égkristályok száma általában csekély, ezért a felhő szélei simák.
Csapadék:	Csapadékot adhat, ami eső, hó, vagy dara lehet.

Kialakulása más felhőtípusokból:	<p>Kialakulhat Altocumulusból, ha annak elemei megnövekednek. Néha Altostratus, gyakrabban Nimbostratus alatt jön létre az elpárolgó csapadéktól nedves réteg turbulencia és konvektív folyamatai miatt. Létrejöhét Stratus felhő megemelkedése, vagy átalakulása révén is. Gyakran alakul ki Cumulus, vagy Cumulonimbus szétterülése által. Estéknként, a konvekciós tevékenység csökkenése során is kialakulhat Cumulusok összeroskadása során (ezt a fajtát régebben Stratocumulus vespéralisnak hívták).</p> <ul style="list-style-type: none"> - Stratocumulus altocumulomutatus (Sc acmut) - Stratocumulus altostratogenitus (Sc asgen) - Stratocumulus nimbostratogenitus (Sc nsgen), vagy - Stratocumulus nimbostratomutatus (Sc nsmut) - Stratocumulus stratomutatus (Sc stmut) - Stratocumulus cumulogenitus (Sc cugen) - Stratocumulus cumulonimbogenitus (Sc cbgen)
Fajtái lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - Stratocumulus stratiformis (Sc str) – kiterjedt réteget képző Stratocumulus - Stratocumulus lenticularis (Sc len) – lencse alakú Stratocumulus - Stratocumulus castellanus (Sc cas) – tornyos Stratocumulus, ha a gomolyok számottevő méretet érnek el, a felhő Cumulus congestus-szá, vagy akár Cumulonimbus-szá alakulhat át
Változatai lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - Stratocumulus translucidus (Sc tr) – nem túl vastag, áttetsző Stratocumulus - Stratocumulus perlucidus (Sc pe) – a felhő elemei között látható a Nap, a Hold, az ég, vagy magasabban lévő felhők - Stratocumulus opacus – vastagabb Stratocumulus, mely teljesen eltakarja a Napot, vagy a Holdat - Stratocumulus duplicatus (Sc du) – két, vagy több, egymás felett elhelyezkedő Stratocumulus felhő - Stratocumulus undulatus (Sc un) – hullámos szerkezetű Stratocumulus - Stratocumulus radiatus (Sc ra) – megközelítőleg párhuzamos egyenes szalagokba rendeződő Stratocumulus - Stratocumulus lacunosus (Ac la) – Az Stratocumulus elemei között szabályos lyukacsok figyelhetők meg
Járulékos képződményei illetve kísérőfelhői lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - Altostratus alatt megjelenhet virga - praecipitatio (felszint elérő csapadék) - alatta keletkezhetnek mammatusok

5.3.8. Stratus

A Stratus (5.25. ábra) részletes bemutatását az 5.39. táblázat tartalmazza:

5.39. táblázat: Stratus

Rövidítése:	St
-------------	----

Névadó:	Luke Howard, 1803
Magyar név:	rétegfelhő
Leírás:	Általában szürkés színű felhő, elég egyenletes felhőalappal. Ha a Nap átsüt a felhőn, a napkorong körvonalai felismerhetőek. A felhő olykor tépett darabokra esik szét.
Fizikai összetétel:	Általában kis vízcseppekből áll, alacsony hőmérsékleten apró jégreszecskékből.
Csapadék:	Vastagabb és sűrűbb stratus rétegekből hullhat szitálás, szemcsés hó, nagyon alacsony hőmérsékleten jégtű.
Kialakulása más felhőtípusokból:	Létrejöhet Stratocumulusból, ha a réteg alapja lesüllyed, vagy tagolatlaná válik. Gyakran jön létre köd megemelkedése révén. Kialakulhat csapadékot adó Altostratus, Nimbostratus, Cumulonimbus, esetleg Cumulus alatt is. - Stratus stratocumulomutatus (St stmut) - Stratus fractus altostratogenitus (St fra asgen) - Stratus fractus nimbostratogenitus (St fra nsgen) - Stratus fractus cumulonimbogenitus (St fra cbgen) - Stratus fractus cumulogenitus (St fra cugen)
Fajtái lehetnek:	- Stratus nebulosus (St neb) – ködszerű, homogén Stratus (leggyakoribb fajta) - Stratus fractus (St fra) – tépett Stratus foszlányok, gyorsan változó körvonalakkal
Változatai lehetnek:	- Stratus opacus – olyan Stratus, mely teljesen eltakarja a Napot, vagy a Holdat - Stratus translucidus – A felhőn keresztül kivehető a Nap, vagy a Hold körvonala - Stratus undulatus – hullámos szerkezetet mutató Stratus
Járulékos képződményei illetve kísérőfelhői lehetnek:	- praecipitatio (felszín elérő csapadék)



5.24. ábra: Stratus (St) – rétegfelhő repülőgépről fényképezve. A vékony réteg fölött gyárkémények füstje és azok árnyéka is látszik

5.3.9. Cumulus

A Cumulus (5.26. ábra) részletes bemutatását az 5.40. táblázat tartalmazza:

5.40. táblázat: Cumulus

Rövidítése:	Cu
Névadó:	Luke Howard, 1803
Magyar név:	gomolyfelhő
Leírás:	Különálló felhők, általában sűrűk és éles körvonalú felhők, domb, kupola, vagy torony alakúak és feldudorodó részük gyakran karfiolra emlékeztet. Napsütötte felső részük ragyogóan fehér, míg alapjuk viszonylag sötét és közel vízszintes. A felhő addig nevezhető Cumulusnak, ameddig felső része élesen körvonalazott. Ha az éles körvonalak kezdenek elmosódni, és a felhő teteje rostos, vagy barázdált szerkezet mutat, akkor már átalakult Cumulonimbus-szá.
Fizikai összetétel:	Főleg vízcseppekből áll. A jóval 0 °C alatti részeken jégkristályok alakulhatnak ki. Ha a hőmérséklet az egész felhőben fagyponthoz alatti, a felhő elkenet hószárvokká alakulhat.
Csapadék:	A Cumulus congestusból závorszerű csapadék hullhat
Kialakulása más felhőtípusokból:	Létrejöhet Altocumulusból, Stratocumulusból, Stratocumulus, vagy Stratus transzformációja révén. Kialakulhat csapadékot adó Altostratus, Nimbostratus, Cumulonimbus, esetleg Cumulus alatt is. <ul style="list-style-type: none"> - Cumulus altocumulogenitus (Cu acgen) - Cumulus stratocumulogenitus (Cu scgen) - Cumulus stratocumulomutatus (Cu scmut) - Cumulus stratomutatus (Cu stmut) - Cumulus fractus altostratogenitus (Cu fra asgen) - Cumulus fractus nimbostatogenitus (Cu fra nsgen) - Cumulus fractus cumulonimbogenitus (Cu fra cbgen) - Cumulus fractus cumulogenitus (Cu fra cugen)
Fajtái lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - Cumulus humilis (Cu hum) – csekély vertikális kiterjedésű Cumulus - Cumulus mediocris (Cu med) – mérsékelt vertikális kiterjedésű Cumulus - Cumulus congestus (Cu con) – erősen gomolygó, nagy vertikális kiterjedésű Cumulus, trópusokon jelentős csapadékot adhat, gyakran alakul át Cumulonimbus-szá - Cumulus fractus (Cu fra) – kis Cumulus felhő, erősen tépett szegéllyel, mely igen gyors változásokon megy keresztül
Változatai lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - Cumulus radiatus (Cu ra) – megközelítőleg párhuzamos sorokba rendeződő Cumulusok
Járulékos képződményei illetve kísérőfelhői lehetnek:	<ul style="list-style-type: none"> - pileus - velum - virga - praecipitatio (felszint elérő csapadék) - ritkábban arcus, pannus, nagyon ritkán tuba

5.3.10. Cumulonimbus

A Cumulonimbus (5.27. ábra) részletes bemutatását az 5.41. táblázat tartalmazza:

5.41. táblázat: Cumulonimbus

Rövidítése:	Cb
Névadó:	Weilbach, 1880
Magyar név:	zivatarfelhő
Leírás:	Vastag, sűrű felhő, tetemes vertikális kiterjedéssel (több km vastagság). Alakja oldalról hegységre, vagy hatalmas tornyokra emlékeztet. Felső részein sima, rostos, vagy barázdált képződmények figyelhetők meg és csúcsa majdnem mindig lelapított, gyakran üllő, vagy hatalmas tollpohely formában terül szét. Alapja rendszerint igen sötét és alatta gyakran figyelhetők meg alacsony, tépett felhők. A felhőalapról sokszor jól megfigyelhető csapadéksáv ereszkedik alá. Villámlás, dörgés és jégeső csak Cumulonimbus felhőben alakul ki.
Fizikai összetétel:	Vízcseppekből, magasabb részein jégkristályokból áll. Tartalmazhat nagy esőcseppeket, hópelyheket, hódarát, jégdarát, és jégszemek is, melyek akár igen nagyra is megnőhetnek.
Csapadék:	A Cumulonimbusból závorszerű csapadék hullhat, ez akár igen intenzív is lehet
Kialakulása más felhőtípusokból:	A leggyakrabban Cumulus congestusból alakul ki, de létrejöhet Altocumulus, vagy Stratocumulus castellanusból is. Kialakulhat Altostratus, vagy Nimbostratus egy részének transzformációja révén. - Cumulonimbus cumulogenitus (Cb cugen), vagy - Cumulonimbus cumulomutatus (Cb cumut), - Cumulonimbus altocumulogenitus (Cb acgen) - Cumulonimbus stratocumulogenitus (Cb csgen) - Cumulonimbus altostratogenitus (Cb asgen) - Cumulonimbus nimbostratogenitus (Cb nsgen)
Fajtái lehetnek:	- Cumulonimbus calvus (Cb cal) – Olyan Cumulonimbus, mely csúcsánál a tornyok többé-kevésbé már határozatlan körvonalúak, lapítottak, de határozott rostos, vagy barázdált részek még nincsenek rajta. - Cumulonimbus capillatus (Cb cap) – a felhő felső része Cirrus-szerű, vagy sáv, vagy rostos képződményeket mutat, ami gyakran üllőre, vagy hajgubancra emlékeztet. A Cumulonimbus legfejlettebb fajtája.
Változatai lehetnek:	- nem különböztetünk meg változatokat
Járulékos képződményei illetve kísérőfelhői lehetnek:	- virga - praecipitatio (felszint elérő csapadék) - pannus - mammatus (a felső alján, de gyakrabban az üllő alsó részén) ritkábban pileus, arcus, nagyon ritkán tuba



5.26. ábra: Cumulus (Cu) – gomolyfelhő



5.27. ábra: Cumulonimbus (Cb) – zivatarfelhő

5.4. A felhőzettel kapcsolatos földfelszíni megfigyelések

5.4.1. A felhőzet típusának meghatározása – az égbépkódolása

A felhőzet megfigyelése megadott szempontok szerint történik: Először azt döntenek el, hogy melyik főcsoportba tartozik a felhő (alacsony-, közép-, vagy magasszintű felhő). Ehhez segítséget nyújthat a szerkezete, színe stb. Ezután meghatározzák, hogy a főcsoporton belül melyik felhőfajról van szó.

A felhőzet felszíni megfigyelése vizuálisan történik. A felhőtípusok pontos megállapításának jelenleg ez az egyetlen lehetséges módja. Az észlelés egy jól meghatározott rendszer szerint történik, ami jellegzetes felhőképek alapján kódokkal jellemzi az égbépet (5. 42. táblázat). Az alacsonyszintű – C_L , középszintű – C_M és magasszintű – C_H felhők esetén is 0-tól 9-ig terjedő kódokkal jellemzik az égbépet, tovább X-szel jelölik, ha az észlelés nem lehetséges bizonyos légköri körülmények miatt.

5.42. táblázat: Az alacsonyszintű – C_L , középszintű – C_M és magasszintű – C_H felhők kódolása az időjárási táviratokban.

Kód	alacsonyszintű felhőzet (C_L)	Középszintű felhőzet (C_M)	Magasszintű felhőzet (C_H)
0	Nincsenek alacsony felhők.	Nincsenek közép magas felhők.	Nincsenek magas szintű felhők.
1	Cumulus humilis vagy nem rosszidő típusú Cumulus fractus külön-külön vagy egyidejűleg.	Altostratus translucidus.	Cirrus fibratus (esetleg uncinus), nem felvonuló jellegű.
2	Cumulus mediocris vagy congestus; felléphet mellette	Altostratus opacus vagy Nimbostratus.	Padok vagy zilált kévék formáját öltő Cirrus spissatus; mennyisége általában

	Cumulus fractus, humilis vagy Stratocumulus, de a felhőalapok ugyanabban a szintben vannak.		nem növekszik és gyakran Cumulonimbus-üllő maradványaira emlékeztet; vagy Cirrus castellanus, vagy floccus.
3	Cumulonimbus calvus, esetleg Cumulus, Stratocumulus vagy Stratus egyidejű jelenlétével.	Egyrétegű Altocumulus translucidus.	Cirrus spissatus cumulonimbogenitus. Cumulonimbus felső részeiből származó, ezért gyakran üllőalakú, sűrű Cirrus.
4	Stratocumulus cumulogenitus.	Általában a lenticularis fajtához tartozó Altocumulus padok, alakjuk folytonosan változik és elhelyezkedhetnek egy vagy több szintben.	Fokozatosan felvonuló Cirrus uncinus vagy fibratus, esetleg a két fajta együtt; a magas szintű felhőzet egészében vastagodó jellegű.
5	Stratocumulus, de nem Stratocumulus cumulogenitus.	Párhuzamos sávokban elhelyezkedő Altocumulus translucidus; vagy olyan egy vagy több rétegben elhelyezkedő, Altocumulus translucidus vagy Altocumulus opacus, amely fokozatosan vonul fel az égre; az Altocumulus felhőzet egészében általában vastagodik.	Gyakran sávokba rendeződő Cirrostratus vagy együttesen fellépő Cirrus és Cirrostratus; a magas felhőzet fokozatosan felvonuló jellegű és általában időben vastagszik; a folytonos felhőfátyol azonban még nem érte el a horizont fölötti 45 fokos magasságot.
6	Stratus nebulosus vagy nem rosszidő-felhő típusú Stratus fractus vagy mindkettő együtt, de egyik sem „rosszidő” típusú.	Altocumulus cumulogenitus (vagy cumulonimbogenitus).	Gyakran sávokba rendeződő Cirrus és Cirrostratus vagy önállóan fellépő Cirrostratus; fokozatosan felvonuló típusú, és általában időben vastagodik; a folytonos fátyol már a horizont fölötti 45 foknál nagyobb látszólagos szögmagasságot ért el, de még nem borítja el az egész eget.
7	„Rosszidő”-típusú Stratus fractus vagy Cumulus fractus (pannus), rendszerint Altostratus vagy Nimbostratus réteg alatt.	Két vagy több rétegben elhelyezkedő Altocumulus translucidus vagy Altocumulus opacus; vagy egyrétegű, de nem felvonuló jellegű Altocumulus opacus; vagy Altocumulus Altostratus-szal vagy Nimbostratus-szal.	Az egész eget elfedő Cirrostratus.
8	Cumulus és nem gomolyok szétterüléséből származó Stratocumulus cumulogenitus, különböző szintben elhelyezkedő felhőalappal.	Altocumulus castellanus vagy Altocumulus floccus.	Nem felvonuló típusú Cirrostratus, amely nem borítja teljesen az eget.
9	Cumulonimbus capillatus, melynek felső részén világosan kivehető rostos (cirriform) szerkezet figyelhető meg, gyakran üllő formációval; egyidejűleg jelen lehet Cumulonimbus calvus, Cumulus, Stratocumulus, Stratus vagy pannus, vagy előfordulhat ezek nélkül is.	Kaotikus égkép, zavaros szerkezetű és elrendeződésű, általában több szintben elhelyezkedő Altocumulus felhőzettel.	A magas szintű felhőzet csak Cirrocumulusokból áll, vagy más magasszintű fajták is jelen vannak, de a Cirrocumulus az uralkodó típus.

X	Alacsonyszintű felhők köd, homok- vagy porvihar stb. miatt nem láthatók.	Köd, por- vagy homokvihar, stb. vagy folytonos alacsony felhőréteg miatt a középmagas felhőzet nem látható.	A magas szintű felhők nem láthatók köd, felkavart por- vagy homok vagy más, a látási viszonyokat rontó jelenség miatt; vagy alacsonyabb folytonos felhőréteg következtében.
---	--	---	---

5.4.2. A borultság meghatározása

A felhőborítottságot, vagyis azt, hogy az ég hányad részét borítja felhő, oktában adjuk meg (5. 43. táblázat). A teljes borultság 8 okta. Azért nyolcadokban, mert könnyebb képzeletben nyolc részre osztani az eget (felezéssel), mint tizedekre.

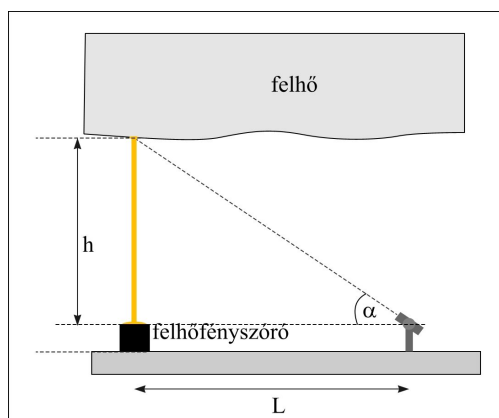
5.43. táblázat: A borultság mértékére alkalmazott skála (forrás: WMO, 2008)

kód	borultság oktában	borultság mértéke
0	0	
1	1 okta, vagy kevesebb, de nem 0	1/10, vagy kevesebb, de nem 0
2	2 okta	2/10-3/10
3	3 okta	4/10
4	4 okta	5/10
5	5 okta	6/10
6	6 okta	7/10-8/10
7	7 okta, vagy több, de nem 8 okta	9/10, vagy több, de nem 10/10
8	8 okta (teljes borultság)	10/10
9	A felhőzet nem látszik köd, vagy egyéb időjárási jelenség miatt	
/	A borultság nem határozható meg, de nem meteorológiai okok miatt, vagy nincs észlelés	

Esetenként meghatározzák a felhők haladási irányát (valamely álló tereptárgyhoz viszonyítva).

5.4.3. A felhőalap meghatározása

A felhőalapot fénymérő segítségével, vagy lézer ceilométerrel határozzák meg. A felhőfénymérővel egy fénysugarat bocsátanak függőlegesen a felhőre, amit egy ismert távolságból észlelnek, teodolittal megmérve a magassági szöveget (5.28. ábra).



5.28. ábra: Felhőalap magasságának meghatározása felhőfénymérővel

A felhőalap magassága (h) az észlelés és a felhőfényoszóró távolsága (L), valamint a magassági szög alapján számítható:

$$h = L \tan(\alpha). \quad (5-1)$$

A felhőalap lézer ceilométerrel is mérhető automatikusan. Ekkor a felhőalap magassága az alapján határozható meg, hogy a kibocsátott és a felhő alapjáról visszaverődő impulzus mekkora idő alatt teszi meg a felszíni műszer és a felhőalap közötti távolságot.

Irodalomjegyzék

- Balogh, Z.. 1968a. *Nemzetközi felhőosztályozás. Készült az 1956 évi Nemzetközi Felhőatlasz alapján. Kézirat.* Országos Meteorológiai szolgálat, Budapest.
- Balogh, Z.. 1968b. *A felhőzet kódolása. Készült az 1956 évi Nemzetközi Felhőatlasz alapján. Kézirat.* Országos Meteorológiai szolgálat, Budapest.
- Bartholy, J., Geresdi, I., Matyasovszky, I., Mészáros, R., Pongrácz, R., és Weidinger, T.. 2013. *Meteorológiai alapismeretek. Elektronikus jegyzet.*
- Czelnai, R.. 1981. *Bevezetés a meteorológiába III. A meteorológia eszközei és módszerei.* Tankönyvkiadó, Budapest.
- Garrett, T.J., Schmidt, C.T., és Kihlgren, S.. 2010. *Mammatus Clouds as a Response to Cloud-Base Radiative Heating.* Journal of Atmospheric Sciences. 67. 3891–3903.
- World Meteorological Organization. 1987. *International Cloud Atlas.* Volume II. WMO-No. 407. Geneva. ISBN 978-92-632-2407-1.
- World Meteorological Organization. 2008 (WMO, 2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation.* WMO-No. 8. Geneva. ISBN 978-92-63-10008-5.
- <http://www.met.hu/omsz/video/index.php?id=440>

6. fejezet - Időjárási jelenségek és megfigyelésük – II.

E fejezetben az egyéb időjárási jelenségeket írjuk le, valamint azokat a mennyiségeket, melyeket a meteorológiai állomásokon vizuálisan észlelnek. Ez utóbbiak a látótávolság, valamint a talaj állapota.

Az egyéb időjárási jelenségeket az alábbi csoportokra oszthatjuk:

1. Légköri víz jelenségek (hidrometeorok): A légkörben előforduló víz különböző halmazállapotaival kapcsolatos időjárási jelenségek.
2. Légköri porjelenségek (litometeorok, légszennyeződési jelenségek): Szilárd szennyezőanyagokkal kapcsolatos időjárási jelenségek.
3. Légköri fényjelenségek (fotometeorok): Légköri fényjelenségekkel kapcsolatos időjárási jelenségek.
4. Légköri villamos jelenségek (elektrometeorok, légelektromos jelenségek): a légkör elektromos háborgásaival kapcsolatos időjárási jelenségek.

6.1. Légköri vízjelenségek

A légköri vízjelenségeken belül megkülönböztetünk lebegő részecskéket, hulló részecskéket, szélsodorta részecskéket, lecsapódó részecskéket és víztölcsért.

6.1.1. Lebegő részecskék

A lebegő hidrometeorok csoportjába soroljuk a köd, a párásság és a jégköd időjárási jelenségeket.

1.) Kód:

A köd valójában egy réteges szerkezetű felhő, melynek az alapja a felszínen található. A meteorológiában akkor beszélünk ködről, amikor a vízszintes látástávolság a felszín közeli rétegben (néhány métertől néhány 100 m magasságig) a levegő nedvességtartalmának kicsapódása következtében 1 km alá csökken. (Gyakran heves eső, vagy sűrű hóesés hatására is lecsökkenhet a látástávolság 1 km alá, ezt azonban nem nevezzük ködnek).

A köd kialakulásához, hasonlóan a felhők létrejöttéhez, a hőmérséklet csökkenése, valamint kondenzációs magvak jelenléte szükséges. Ködök esetében további feltétel a gyenge szél és a gyenge besugárzás is.

A ködöket fizikai kialakulásuk módja szerint osztályozhatjuk.

A ködök fajtái:

a.) Sugárzási köd: Felhőmentes éjszakán az erős felszíni kisugárzás hatására a felszín közeli légréteg hőmérséklete nagymértékben lehűlhet. Ekkor, ha szélcsendes az éjszaka, megindulhat a ködképződés. A sugárzási köd csak ritkán haladja meg a 100 m-es vastagságot és esetenként csak a felszín közvetlen közelében jön létre (6.1. ábra). Ha este a léghőmérséklet és a harmatpont hőmérséklet közötti különbség kicsiny és a szél is gyenge, nagy eséllyel alakulhat ki hajnalra sugárzási köd. Amint felkel a Nap, az így létrejött köd általában 1–2 órán belül fel is oszlik.



6.1. ábra: Sugárzási köd. A felszín közelében alakul ki a hajnali órákban. Napkelte után általában gyorsan feloszlik.

b.) Advekción köd: Az advekción horizontális áramlást jelent. E mozgás során egy adott tulajdonságokkal rendelkező levegő tömeg átváltozhat, például lehülhet. Így meleg levegőtömeg hőmérséklete hideg felszín fölé áramolva lecsökken és ez a csökkenés akár akkora is lehet, ami már biztosítja a köd kialakulását. Az advekción (vagy áramlási) köd létrejöttében döntő fontosságú a szél, ami a levegőtömeget szállítja. Ugyanakkor, ha ez a szél túl erős, a köd nem tud kialakulni.

c.) Orografikus köd: Az orografikus köd hegyes, dombos vidékeken fordul elő, amikor a hegy oldalán felemelkedésre kényszerülő levegő folyamatosan lehül, míg el nem éri harmatpontját és kicsapódik a benne lévő nedvesség.

d.) Párolgási köd: Tengerek, tavak, vagy akár folyók felett jöhet létre (6.2. ábra). Feltétele, hogy a víz hőmérséklete magasabb legyen a levegőnél és a levegő nedvességtartalma is nagy legyen. Ekkor a bepárolgott vízgőz lehül és mivel nagy a nedvességtartalom a levegőben, hamar megindul a kicsapódás a légköri részecskékre. Párolgási köd létrejöhet akkor is, ha meleg esőcseppek párolognak el hideg levegőben.



6.2. ábra: Párolgási köd.

e) Inverziós köd: Anticiklonális helyzetben, inverziós rétegben kialakult rétegfelhő (stratus) leereszkedése révén jön létre a téli félévben.

Az előbb felsorolt ködtípusok légtömegben belül jönnek létre. Köd azonban kialakulhat két légtömeg határán is:

f.) Frontális köd: Leggyakrabban melegfront átvonulása előtt jön létre. Ekkor általában már hosszú ideje esik az eső. A hulló esőcseppek a felhő alatt elpárolognak és a levegő a telítettségi állapothoz közeledik. A hideg levegőbe bepárolgó melegebb víz több vízgőzzel tölti el a felhő alatti területet, mint amennyit az magában tudna tartani, ezért megindul a kicsapódás, és létrejön a köd. A frontális köd nemcsak melegfront esetén jöhet létre, de mivel a csapadékos periódus ekkor hosszabb, kedvezőbbek a feltételek a kialakulásához, mint hidegfront esetén. A melegfronthoz kapcsolódó csapadék utáni köd gyakran jelzi a jobb idő közeledtét.

A köd feloszlása a szél és/vagy a napsugárzás erősödése révén megy végbe. A napsugárzás a felszín közeli légréteg melegedését okozza, ezáltal relatív nedvességét csökkenti. Nyáron, napfelkelte után hamar feloszlik a köd, míg ősszel, télen akár napokig is megmaradhat. Hegyvidéken, ahol a völgyeket később éri a reggeli nap sugara, tovább fennmaradhat a köd. A szél a melegebb légrétegekkel való átkeveredést biztosítja, ami szintén a köd felbomlásához

vezet. A köd feloszlása általában kívülről, a legvékonyabb réteg felől befelé, az egyre vastagabb réteg felé történik. Vízfelszínnek fölött lassabb a felbomlás, hiszen a nedvességutánpótlás biztosított.

2.) Páráság:

Amennyiben a vízszintes látástávolság meghaladja ugyan az 1 km-t, de nagysága csak 1 - 4 km között mozog, úgy páráságról beszélünk. A páráság hasonlóképpen keletkezik, mint a köd (a levegő nedvessége kondenzálódik, kicsapódik az aeroszolakra), a különbség a részecskék méretében és sűrűségében van.

3.) Jégköd:

Jégrészecskékből álló köd, ami általában nagyon alacsony hőmérsékleten, -30 °C alatt keletkezik. A látástávolságot nagyon erősen rontja.

6.1.2. Hulló részecskék

A kicsapódott, vagy kikristályosodott vízgőz idővel a gravitáció hatására hullani kezd a felhőkből. A felhőből elinduló cseppek, vagy kristályok egy bonyolult folyamaton mennek keresztül. A hullás közben egymáshoz ütdöhetnek, a feláramlás újra a magasba emelheti őket, hullás közben elpárologhatnak, halmazállapotuk a különböző hőmérsékleti rétegekben megváltozhat. Végző soron a felhő jellege és a benne, illetve alatta fennálló időjárási helyzet határozza meg a csapadék fajtáját, jellegét.

Az egyes csapadékok csak meghatározott felhőnemekből hullhatnak. Ezért a felhők megjelenése már ad némi támpontot a várható csapadék jellegére. A csapadék felszíni megjelenési formáját az időjárási körülmények, elsősorban a hőmérséklet vertikális rétegződése, a felszíntől a felhőig terjedő rétegben fennálló változásai befolyásolják.

1.) Szitálás:

Igen apró (0,5 mm-nél kisebb átmérőjű) vízcseppek lassú, nagyjából egyenes hullása. Stratus felhőből hullhat.

2.) Eső.

Az eső 0,5 mm-nél nagyobb átmérőjű vízcseppek folyamatos, mérsékelt, esetleg váltakozó intenzitású hullása Altostratus, Nimbostratus, vagy Stratocumulus felhőből.

3.) Havazás:

Hatszögű jégkristályokból álló pelyhek folytonos és mérsékelt sebességű hullása Altostratus, Nimbostratus, vagy Stratocumulus felhőből.

4.) Havas eső, vagy záporos havas eső:

Eső és hó vegyes hullása Altostratus, Nimbostratus, vagy Stratocumulus felhőből. Lehet egyenes, mérsékelt intenzitású csapadék, vagy závorszerű is (ekkor Cumulonimbusból hullik).

5.) Hódara:

Gömbölyű, átlátszatlan jég szemcsék (az átmérőjük: 2–5 mm). Általában 0 °C fok alatti hőmérsékleten alakul ki, úgy hogy a hulló hópehely túlhideg vízcseppeket üt el. Stratocumulus, vagy Cumulonimbus felhőből hullik. A hódara részecskék kemény talajra hullva felpattannak.

6.) Ónos eső:

Enyhe légrétegekből, hidegebb rétegen keresztül hulló túlhideg vízcseppek, amelyek szilárd tárgyakra ütközve azonnal megfagynak. Altostratus, Nimbostratus, vagy Stratocumulus felhőből hullhat. Melegfront esetén fordul elő.

7.) Záporosó:

Nagyobb vízcseppek (0,5 mm-t jóval meghaladó méretűek) heves hullása, váltakozó intenzitás. Általában rövid ideig tartó csapadék. Cumulus congestus, vagy Cumulonimbus felhőből hullhat.

8.) Hózápor:

Hópelyhek heves hullása Cumulus congestus, vagy Cumulonimbus felhőből.

9.) Szemcsés hó (hószemer):

Általában 1mm-nél kisebb szilárd szemcsék (lapocskák, hasábocskák), melyek a felszínre hullva nem pattannak fel. A szitálásnak felel meg fagypont alatti hőmérsékleten. Startus felhőből hullhat.

10.) Jégtű:

Nagyon kicsi, vékony jégkristályok (az átmérőjük < 100µm). Általában -10° fok alatti hőmérsékleten képződnek.

11.) Jégdara:

Sűrűbb, mint a hódara (mérete akkora, mint a hódarái). Fagypont feletti hőmérsékleten képződik, és gyakran esővel együtt hullik Cumulonimbus felhőből.

12. Jégszemek:

Nagyra nőtt jégdara (átmérője nagyobb, mint 5 mm). Általában szabályos alakú, homogén szerkezetű, sűrű szemcsék. Cumulonimbus felhőből hullhat.

13. Jégeső:

Gömbölyű, vagy szabálytalan alakú átlátszó felületű jégdarabok (átmérőjük nagyobb, mint 5 mm, akár 50 mm is lehet). Heves, vagy tartós zivatarok esetén alakul ki. Cumulonimbus felhőből hullhat.

6.1.3. Szélsodorta részecskék

E csoportba tartoznak a áramló levegő által szállított hidrometeorok.

1.) Alacsony hófúvás:

Szemmagasságban nem észlelhető a horizontális látástávolság csökkenése, csak az alacsony tereptárgyak látását zavarja.

2.) Magas hófúvás:

A horizontális, sőt a vertikális látást is korlátozza, akár az eget, Napot is eltakarhatja.

3.) Permeteg (permetfelhő):

A szél által felkorbácsolt vízfelszín felett keletkezik. A hullámok tarajról az erős szél a vízcseppeket elhordja és szétporlasztja.

6.1.4. Lecsapódó részecskék

E felszín közelében lévő mikroklimatikus rétegben közvetlenül kicsapódó, vagy kifagyó vízjelenségeket gyakran mikrocseppeknek is nevezik.

1.) Ködlecsapódás:

0 °C fölött hőmérsékletű ködből 0°C fölötti hőmérsékletű tereptárgyakra történő vízkicsapódás, ami jelentős lehet egyes hegyek szél felőli oldalán.

2.) Harmat:

A levegő vízgőztartalmának kondenzálódása fagypont feletti hőmérsékleten. Lehet helyben lecsapódó, vagy advekción is.

a.) Helyben lecsapódó harmat: a levegő alig mozog, kicsapódás főleg a vízszintes felületekre történik, melyek hőmérséklete a kicsapódás révén a harmatpont alá süllyed.

b.) Advekción harmat: lassan áramló levegő a harmatpontjánál alacsonyabb hőmérsékletű tárgy felett, vagy mellett halad el, a kicsapódás főleg a függőleges felületekre történik.

3.) Fehér harmat:

Megfagyott harmatcseppek rétege. Nem ugyanaz, mint a dér!

4.) Dér:

A levegő vízgőztartalmának közvetlen kifagyása (szublimációja) fagypont alatti hőmérsékleten. A dér is lehet helyben lecsapódó, vagy advekción is.

a.) Helyben lecsapódó dér: a levegő alig mozog, kicsapódás főleg a vízszintes felületekre történik, melyek hőmérséklete a kicsapódás révén a dérpont fagypont alá süllyed.

b.) Advekción dér: lassan áramló levegő a dérpontjánál alacsonyabb hőmérsékletű tárgy felett, vagy mellett halad el, a kicsapódás főleg a függőleges felületekre történik.

5.) Zúzmara:

A túlhideg köd-, vagy felhőcseppek különböző tárgyakhoz ütődnek, és azokra ráfagynak. Sűrűbb és keményebb, mint a dér, de lágyabb és kevésbé átlátszó, mint a jégbevonat. Kialakulásának kedvez a túlhideg cseppek kis mérete, lassú növekedésük és a gyors látens hőfelszabadulás. A megfagyott cseppek méretének függvényében megkülönböztetünk finom, durva és jeges zúzmara.

a.) Finom zúzmara: általában -8 °C alatt, szélsőségekben, vagy gyenge áramlásban keletkezik, viszonylag vékony, kristályos réteg, a tárgyak felszínét közel egyenletesen borítja, könnyen lekaparható.

b.) Durva zúzmara: általában -2 és -10 °C között, mérsékelt szélben, a tárgyak szél felőli oldalán vastagabbá nőhet, erősebben tapad, de lekaparható réteget képez.

c.) Jeges zúzmara: általában 0 és -3 °C között keletkezik, amikor a víz lassabban fagy meg, ezért be tud hatolni a résekbe, tömör réteget alkotva. A tárgyak felszínét tömören összefüggő, amorf réteg vonja be, mely igen erősen tapad, és csak nehezen távolítható el (pl. kalapáccsal, olvasztással).

6.) Síkjég:

Ónos eső, v. ónos szitálás hatására a tereptárgyakon létrejövő jégréteg (hasonló, mint a jeges zúzmara).



6.3. ábra: Síkjég kialakulása növényzeten ónos eső alkalmával

6.1.5. Víztlöcsér

Heves forgószél alkalmával alakul ki, ha a Cumulonimbus felhőből lenyúló felhőtölcser eléri a vízfelszínt. Az örvénylő víz szétszpriccelve bokor alakzatot hoz létre a felszínen. A tölcserbe felszippantott víz miatt a légörvény alsó része sűrű, sötét.

6.2. Léggöri porjelenségek

A léggöri porjelenségek közé lebegő és szélsodorta litometeorok tartoznak.

6.2.1. Lebegő részecskék

Lebegő részecskék a száraz léggöri homály, a lebegő por és a füst.

1.) Száraz léggöri homály:

A levegőben lévő szilárd részecskék (por, homok, egyéb szennyeződés stb.) felhalmozódás révén a levegő homályos, átlátszósága csökken. A tárgyak színe sárgás, vöröses. A relatív nedvesség kisebb, mint 80%, a jelenség innen kapta nevét.

2.) Lebegő por:

Korábbi, vagy távoli porviharok, vulkánkitörések révén a légkörbe kerülő részecskék, melyek különböző optikai jelenségeket idézhetnek elő, korlátozva a látást, gyengítve a besugárzást.

3.) Füst:

A füst parányi részecskékből álló égéstermék, mely a felszín közelében és a magaslégkörben egyaránt előfordulhat.

6.2.2. Szélsodorta részecskék

1.) Helyben felkavart por:

A szél által felkavart por, homok, ami a látást ronthatja, ha nem csak a talaj közelében alakul ki.

2.) Porfogatag (portölcser, porördög):

Helyi jellegű, instabilitási szélörvény. Erősen átmelegedett talaj feletti, igen erős feláramlás következtében keletkező kis forgószelők, melyek port, homokot, növényi részeket stb. ragadnak a magasba. Általában nem nagy méretűek, magasságuk kisebb, mint 100 m, és nincs meghatározott forgásirányuk.

3.) Porvihar:

Viharos erejű szél, mely a port, homokot nagy magasságba emeli, jelentősen rontva a látást.

6.3. Léggöri fényjelenségek

A léggöri fényjelenségek kialakulhatnak derült ég mellett (pl. tükrözések), felhős ég mellett (pl. halo), és vízjelenséggel együtt (pl. szivárvány). A különböző léggöroptikai jelenségek részletes leírását lásd pl.: Bartholy et al., 2013.

6.3.1. Halojelenségek

A halojelenségek jégkristályokon történő fénytörés és fényvisszaverődés révén jönnek létre. A halojelenség leggyakrabban előforduló fajtája a Nap, vagy a Hold körül 22 fokos szögben látható körív (kis halo). Ritkábban előforduló jelenség a nagy haló (ami 46 fokban látszik). Nagyon ritkán más szögekben is láthatók halo-gyűrűk (9,

17 és 80 fokos halok). További halojelenségek az érintőívek (a 22 vagy 46 fokos halót két oldalról érintő színes ívek), a melléknapkör, vagy mellékholdkör (vízszintes, fehér fényű sáv a Nap vagy a Hold magasságában), a melléknapp, vagy mellékhold (színes, fényes foltok az égítesttel azonos magasságban), a zenit körüli ívek (színes, vízszintes ívek az égítest alatt vagy fölött) és a fényoszlop (függőleges fényív általában a Nap vagy a Hold fölött).

Halojelenség általában magasszintű felhőkön (Cirrostratus, Cirrocumulus) jelenik meg. Melegfrontok érkezése előtt, felvonuló Cirrostratus rétegen gyakran látható halo.

6.3.2. Koszorú jelenségek

A koszorú (vagy korona) jelenség leggyakrabban középmagas felhőket (Altostratus, vagy Altopumulus) alkotó vízcseppeken történő fényelhajlás révén jön létre (ritkábban jégkristályok, vagy aeroszol részecskék, például vulkáni hamu is okozhat koszorú jelenséget). A vízcseppek által alkotott optikai rácson áthaladó fény bizonyos helyeken erősítve, fénykör formájában jelenik meg. Mivel a felhőt alkotó cseppek általában különböző méretűek, nem egy körív látszik, hanem egy egybemosódó fényudvar (aureola) az égítest körül.

6.3.3 Glória

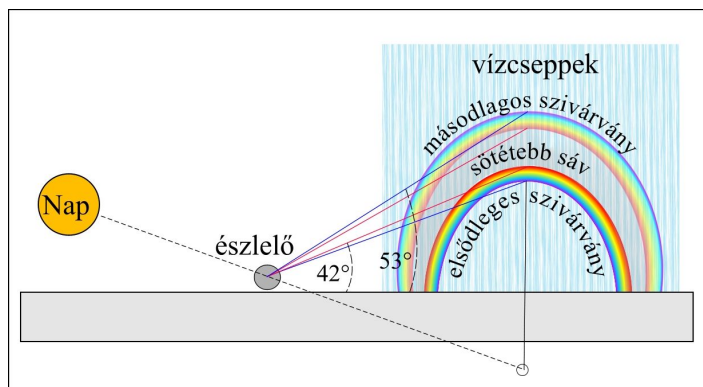
A glória a koroszorúhoz hasonló jelenség, de az égítesttel ellentétes oldalon figyelhető meg. Akkor látható, ha az észlelő árnyéka egy, a Nappal ellentétes irányban lévő felhőre, vagy ködrétegre vetül (például hegyen, vagy repülőgépen). Az árnyék körül ilyenkor színes gyűrűk jelenhetnek meg. Közülük a legbelső ív kék, ezt zöld, sárga, majd vörös ívek veszik körül. A gyűrűk egymás után többször megismétlődhetnek.

6.3.4. Felhő irizálás

Elsősorban a zöld és a rózsaszín pasztellszínű árnyalatai közép- és magasszintű felhők szélein a Nap kb. 40 fokos tartományában (10 fokon belül fényelhajlás, azon kívül interferencia idézi elő).

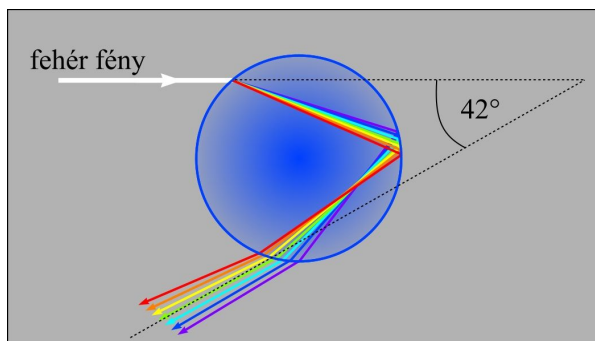
6.3.5. Szivárvány

A Naptól érkező fénysugár a légkörben lévő vízcseppeken megtörik, színekre bomlik, majd visszaverődik. A szivárvány mindig a Nappal ellentétes irányban lévő felhő, vagy csapadékelemeken észlelhető (6.4. ábra). A visszaverődő fénysugaraknak bizonyos szögeknél maximális intenzitása van. A cseppeken belüli egyszeres fényvisszaverődés (6.5. ábra) révén létrejövő jelenség a 42 fokos szögben látható elsődleges szivárvány. E fölött gyakran egy másodlagos szivárvány is látszik, nagyjából 50 és 53 fok között, ami a cseppeken belüli kétszeres fényvisszaverődés következménye (6.6. ábra). Mivel ez esetben a fény már nagyobb veszteséget szenved, a másodlagos szivárvány halványabb, mint az elsődleges, a kétszeres fénytörés miatt a színek sorrendje pedig általában fordított. Az elsődleges és másodlagos szivárvány közötti tartomány sötétebbnek látszik, mert ebből a tartományból kevesebb fény verődik vissza a szemünkbe.

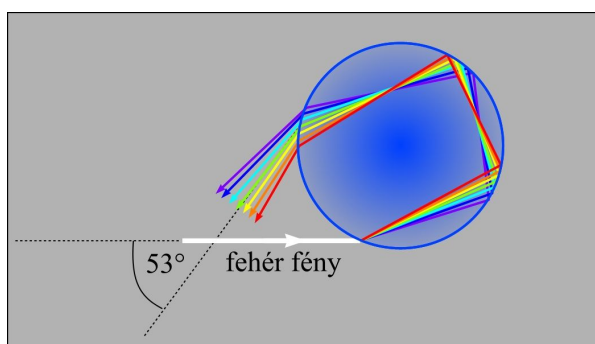


6.4. ábra: Szivárvány kialakulása. A szivárvány mindig a Nappal ellentétes irányban látható, vízcseppeken (felhő, vagy hulló csapadék) történő fénytörés és fényvisszaverődés következtében. Az elsődleges szivárvány a cseppeken belüli egyszeres fényvisszaverődés révén jön létre és a Nap, valamint az észlelő közötti képzeletbeli egyeneshez

képest 42 fokos szögben látszik. A másodlagos szivárvány kétszeres fénytörés következménye és nagyjából 53 fokos szögben látszik. Az elsődleges és másodlagos szivárványok közötti tartomány sötétebbnek látszik.



6.5. ábra: Egyszeres fényvisszaverődés vízcseppben belül



6.6. ábra: Kétszeres fényvisszaverődés vízcseppben belül. A színek sorrendje felcserélődik az egyszeres fényvisszaverődésnél tapasztalt spektrumhoz képest.

6.3.6. Bishop gyűrű

Ritka légköri fényjelenség. Vulkáni tevékenység által okozott különösen erős légköri homályosság esetén létrejövő koszorújelenség. A finom porszemcséken történő fényelhajlás következtében a Nap, vagy a Hold körül nagyjából 22 fokos sugárban látszódo gyűrű.

6.3.7. Tükrözések

6.3.7.1. Alsó tükrözés

Alsó tükrözés akkor jön létre, ha a felszín feletti vékony légréteg erős besugárzás hatására melegebb a fölötte levőnél (pl. felforrósodott talaj, aszfaltréteg felett). Ilyenkor erős hőmérsékleti gradiens alakul ki közvetlenül a felszín felett. E változó hőmérsékletű légrétegben a fény folyamatosan megtörik és a levegőréteg gyakorlatilag tükörként viselkedik. Az ég, a felhők képét látszólagos vízfelületnek látjuk (6.7. ábra) a száraz, forró felszínen (ez a jelenség gyakran megfigyelhető az utakon is).

6.3.7.2. Felső tükrözés

Felső tükrözés során az előbbiektől eltérő helyzetben alakulhat ki fordított hőmérsékleti gradiens (inverzió) esetén. Ilyenkor a felszín jóval hidegebb, mint a fölötte elhelyezkedő légréteg. A fénysugár megtörik és a hidegebb, ezáltal sűrűbb légréteg irányába, vagyis lefelé hajlik. A tárgyak képét így a tényleges helyzetüknél magasabban látjuk. Felső tükrözés elsősorban nagy vízfelület, hó- vagy jégmező felett tapasztalható.



6.7. ábra: Alsó tükrözés. Az erősen felmelegedett felszín felett, a felszínhez közeli vékony levegőréttegben erős függőleges hőmérsékleti gradiens alakul ki. A látható fény folyamatosan megtörik és megfelelő szögben az ég képét látjuk visszatükröződni – ilyenkor látszik például vizesnek a forró, száraz aszfalt.



6.8. ábra: Felső tükrözés. A levegőnél hidegebb felszín felett vékony inverziós rétegződés alakul ki. Ilyenkor a fénytörés hatására a tárgyak képe a tényleges helyzetüknél magasabban jelenik meg.

6.4. Léggöri elektromos jelenségek

A léggöri elektromos jelenségek részletes leírását lásd például Bartholy et al. (2013). Itt az észlelések szempontjából tekintjük át az légelektromos jelenségeket (zivatar, villogás, sarki fény).

6.4.1. Zivatar

Zivatartevékenység Cumulonimbus felhőben jön létre. A felhőben kialakuló töltésszétválasztódás hatására kialakuló egy, vagy több kisülést jön létre, melyet fényfelvillanással (villám) és éles, vagy dörgő hang (mennydörgés) formájában érzékelünk. Az észlelés során zivatarnak számít, ha villámlás és dörgés együttesen, vagy csak dörgés észlelhető, tekintet nélkül arra, hogy fúj-e a szél, vagy esik-e az eső.

Hibás, és kerülendő fogalom a hózivatar! Télen is előfordulhat Cumulonimbus felhőből villámtevékenység és hozzá kapcsolódó dörgés. Ezt azonban ugyanúgy zivatarként észleljük, mint nyáron. Ha a csapadékhullás ez esetben hózápor, akkor a zivatar hózáporral a helyes kifejezés.

6.4.2. Villogás

Villogás esetén dörgés nem hallatszik, csak a távoli villámlás látszik.

6.4.3. Sarki fény

A sarki fény (Aurora Borealis és Aurora Australis, közös néven aurora polaris) a Föld mágneses pólusai fölött, nagy magasságokban (80–90 km fölött) lezajló jelenség. A Napból áramló nagy energiájú töltött részecskék (protonok, elektronok) a pólusok fölött bejutva a légkörbe, ott atomokkal ütköznek és gerjesztik azokat. Az ütközések hatására a légköri gázok atommag körül keringő elektronjai magasabb energiaszintre kerülnek. Később ezek az elektronok visszatérnek eredeti pályájukra és az ütközés során nyert energiátöbbletet fény formájában sugározzák ki. A sarki fény létrejöttékor milliányi gerjesztett légköri gáz sugároz egyszerre az elektromágneses spektrum látható tartományában.

Az élénk, zöld színű sarki fényt a 120 és 180 kilométer közötti légrétegben fordul elő és a gerjesztett oxigén okozza. A vörös szín jóval magasabban alakul ki a gerjesztett nitrogénmolekulák révén. Ritkábban kék és ibolyaszín is föltűnik az égen. Ezek 120 kilométer alatti légrétegben az ionizált nitrogénből származnak.

Sarki fény elsősorban a mágneses pólusok környékén észlelhető. Erős naptevékenység idején azonban alacsonyabb földrajzi szélességeken, így Magyarországon is megfigyelhető sarki fény, bár jóval halványabban és kevésbé látványosan, mint a poláris területeken.

6.5. Látástávolság

A látástávolság az a vízszintes távolság, amelyből valamely tárgy még éppen felismerhető. Éjszaka azt a távolságot becsüljük, amelyben ugyanezek a tárgyak felismerhetők volnának, ha a megvilágítás szintje a nappali fény erősségének felelne meg. A műszeres mérésekhez ezt objektíven a meteorológiai optikai határ (Meteorological Optical Range- MOR) mennyiséggel definiálják. Ez azt a távolságot jelenti a légkörben, amely alatt egy 2700 K színhőmérsékletű izzó által kibocsátott fénysugár az eredeti érték 5%-ára csökken (WMO, 2008).

A látástávolságot vizuálisan, vagy műszerrel állapíthatják meg a meteorológiai állomásokon.

A látástávolság egysége 1 km-ig méter, 1 km fölött km.

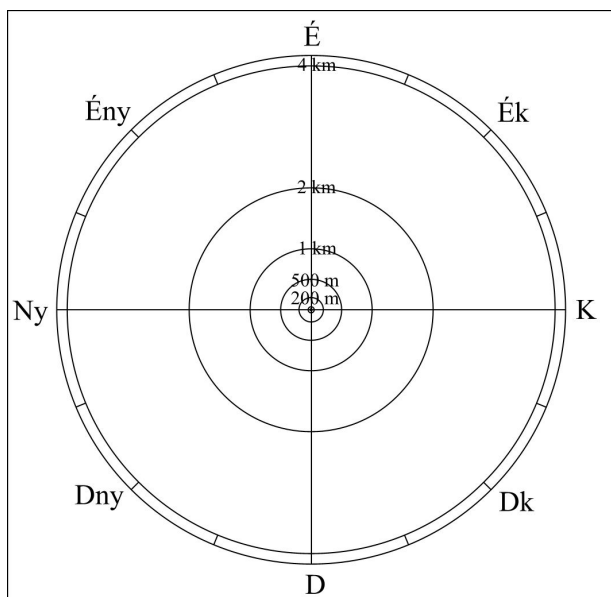
Az időjárási táviratban (SYNOP kód) a látástávolságot 3 különböző felbontású tartományban adhatjuk meg:

1. 100 m-től 5000 m-ig 100 m-es lépésközben,
2. 6 km-től 30 km-ig 1 km-es felbontásban,
3. 35 km és 70 km között 5 km-es felbontásban.

Ha a látástávolság a levegőben lévő vízgőz kicsapódása révén 1 km alá esik, ködről beszélünk. Gyakran heves eső, vagy sűrű hóesés hatására is lecsökkenhet a látástávolság 1 km alá, ezt azonban nem nevezzük ködnek. A vízszintes látástávolság jelentősen lecsökkenhet lebegő por, homok, vagy egyéb szennyeződés hatására is. A levegő relatív nedvessége ekkor $< 80\%$. A meteorológiában ezt a jelenséget száraz légköri homálynak nevezzük (lásd korábban 6.2.1 fejezetben).

6.5.1. A látástávolság vizuális észlelése

A vizuális észleléshez vonatkoztatási pontokat állapítanak meg. Minden állomáson két vázlatot készítenek, az egyik a környezetben lévő tereptárgyakat tartalmazza 4 km-ig (6.9. ábra), a másik a távoli vonatkozási pontokét 4–50 km-ig (l. pl Czelnai, 1989). A térképeken az állomástól adott távolságra lévő koncentrikus körök segítik a látástávolság meghatározását. Ezek az állomástól 50, 200, 500 m-re illetve 1, 2, 4, 10, 20 50 km-re találhatók.



6.9. ábra: A látástávolság vizuális meghatározására használt vázlat. A vázlaton lévő térkép középpontjában található a meteorológiai állomás. A térképen feltüntetik az állomásról jól látható vonatkoztatási pontokat, valamint az észlelés megkönnyítése érdekében adott távolságra lévő koncentrikus köröket. Általában két vázlatot használnak, egyet az állomás körüli 4 km-es tartományról, és egy hasonlót az állomás körüli 50 km-es tartományról.

6.5.2. A látástávolság mérése műszerekkel

A látástávolság műszerrel is meghatározható. A műszeres mérés aktív távérzékelésen alapul és a Bouguer–Lambert–Beer-törvény alapján származtatja a látástávolság értékét. Ez a fény terjedését írja le különböző közegekben. Léggöri viszonyokra az alábbi módon írhatjuk:

$$F = F_0 e^{-\sigma x} \quad (6-1)$$

ahol F a fényáram a légkörben x távolság megtétele után, F_0 a fényáram $x = 0$ esetén, σ pedig a gyengülési együttható. A gyengülési együttható (9-1) egyenlet alapján írható:

$$\sigma = \frac{dF}{F} \frac{1}{dx} \quad (6-2)$$

A megoldás szigorúan monokromatikus fényre igaz, de jó közelítéssel spektrális fluxusra is alkalmazható.

A transzmittancia (T – az anyagon áteső fény hányada) az alábbi módon számítható:

$$T = F/F_0 \quad (6-3)$$

A (6.1) és (6.3) egyenletek alapján:

$$T = F/F_0 = e^{-\sigma x} \quad (6-4)$$

A meteorológiai optikai határ alapján az F/F_0 értéket 0,05-nek véve (5%), az x távolság a tényleges látástávolságot (P) jelenti, így a transzmittancia a következő formában írható:

$$T = 0,05 = e^{-\sigma P} \quad (6-5)$$

Ebből a látástávolság:

$$P = 1/\sigma \cdot \ln(1/0,05) \approx 3/\sigma \quad (6-6)$$

Vagy két x távolságra lévő pont között végzett mérés alapján:

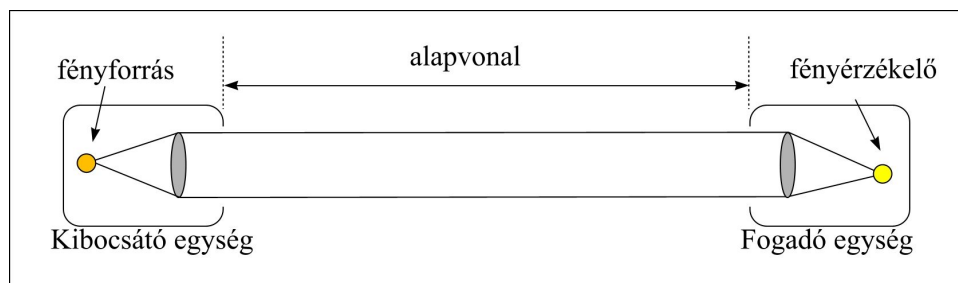
$$P = x \cdot \ln(0,05)/\ln(T) \quad (6-7)$$

A műszeres mérések során kétféle módszer terjedt el.

1. A fentiekben leírt gyengülési együtthatót mérő módszer.
2. Egy kibocsátott fénysugár szóródását vizsgáló módszer (szóródási együttható mérése).

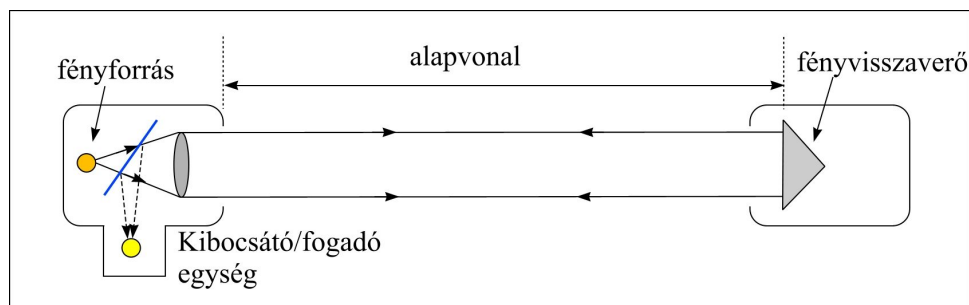
6.5.2.1. Transzmisszométerek

A transzmisszométerek a gyengülési együtthatót határozzák meg, vagyis a kibocsátott fénysugár egy adott légrétegben való gyengülése alapján származtatják a látástávolságot. Egyes műszerek esetén a fénykibocsátó és érzékelő szenzor két különböző egységben található (6.10. ábra). A kibocsátó és érzékelő egységek egymástól vett távolsága a különböző műszerek esetén néhány métertől 150–300 m-ig terjed.



6.10. ábra: Két-egységes transzmisszométer működési elve (A fénykibocsátó és -érzékelő külön egységben található egymástól 10–300 m-re).

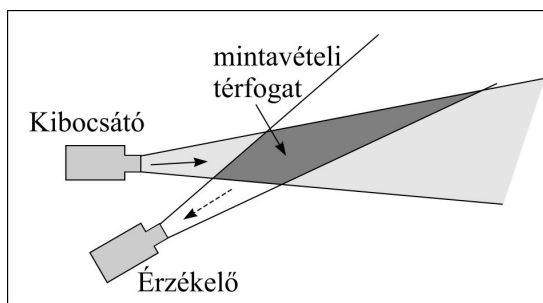
A transzmisszométerek másik fajtája esetén a fénykibocsátó és fényérzékelő egy egységben található (6.11. ábra). A kibocsátott fényt egy adott távolságban lévő tükör veri vissza. Ezáltal a fénysugár kétszer teszi meg a vizsgált tartományban az utat.



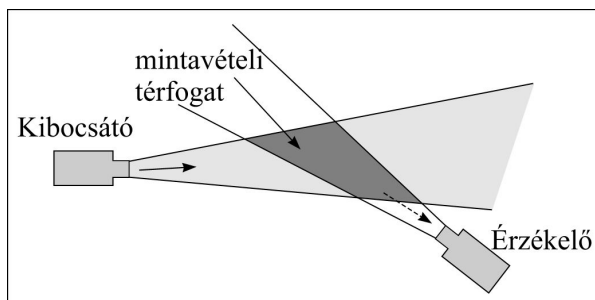
6.11. ábra: Egy-egységes transzmisszométer működési elve (A fénykibocsátó és -érzékelő egy egységben található).

6.5.2.2. Szóródást mérő látástávolság-mérők

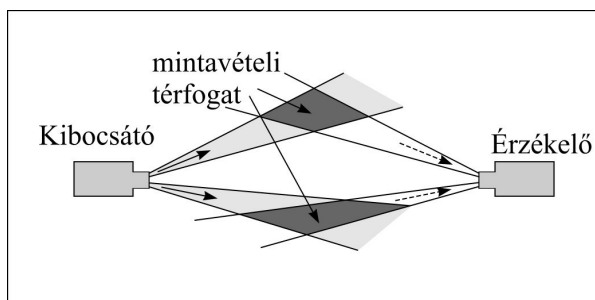
A látástávolság származtatható a légköri elemeken történő szóródás mérése révén is. A műszerek vagy visszaszóródást detektálnak (6.12. ábra), vagy egymással szemben, illetve bizonyos szögben érzékelik a kibocsátott sugárzás szóródását (6.13. ábra és 6.14. ábra).



6.12. ábra: Visszaszóródást mérő látástávolság-mérő működési elve



6.13. ábra: Szóródást mérő látástávolság-mérő működési elve



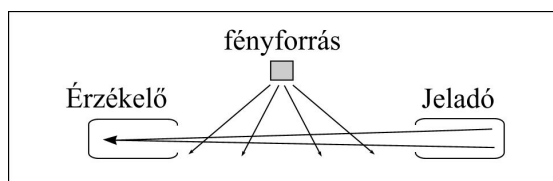
6.14. ábra: Szóródást mérő látástávolság-mérő működési elve

A 6.15. ábra az Országos Meteorológiai Szolgálat Pestszentlőrinci Observatóriumában lévő látástávolság-mérőt mutatja.



6.15. ábra: Látástávolság-mérő szenzor az Országos Meteorológiai Szolgálat Pestszentlőrinci Observatóriumában

A látástávolság széles sávban működő szóródás-mérővel (nefelométer) is meghatározható (6.16. ábra). Ekkor 0 és 180 fok között, vagy legalább 0 és 120 fok között vizsgálják a fénysugár szóródását.



6.16. ábra: Szóródást széles sávban mérő nefelométer működési elve

6.6. Talajállapot

A talajállapotot vizuálisan észlelik a meteorológiai állomásokon egy meghatározott kódrendszer alapján (Simon, 1982). Külön kódokat használnak, ha a talajon nincs hó, vagy (mérhető) jégtakaró (6.1. táblázat), illetve ha a talajon van hó, vagy mérhető jégtakaró (6.2. táblázat).

6.1. táblázat: Talajállapot, ha a talajon nincs hó vagy (mérhető) jégtakaró

0	A talajfelszín száraz (nincs repedés rajta és nincs jelentékeny mennyiségű por, vagy laza homok sem)
1	A talajfelszín nedves
2	A talajfelszín vizes (a talajon kisebb-nagyobb pocolyákban áll a víz)
3	A talajfelszín vízzel elárasztott
4	A talajfelszín fagyott
5	A talajfelszínen jégbevonat van (ónos)
6	A talajfelszínen laza, száraz por, vagy homok van, ami nem fedi teljesen a talajt
7	A talajt teljesen befedi egy vékony, laza, száraz por, vagy homokréteg
8	A talajt teljesen befedi egy közepes, vagy vastag, laza, száraz por, vagy homokréteg
9	A talajfelszín rendkívül száraz, repedésekkel
/	A talajon hó van

6.2. táblázat: Talajállapot, ha a talajon hó van vagy mérhető jégtakaró

0	A talajfelszínt túlnyomórészt jég borítja
1	Tömör, vagy nedves hó (jéggel, vagy jég nélkül) a talaj felénél kevesebbet borít
2	Tömör, vagy nedves hó (jéggel, vagy jég nélkül) a talaj felénél többet borít, de nem az egészet
3	Hó, vagy nedves hó egyenletes vastagságú rétegben teljesen borítja a talajt
4	Hó, vagy nedves hó nem egyenletes vastagságú rétegben teljesen borítja a talajt
5	Laza, száraz porhó a talaj felénél kevesebbet borít
6	Laza, száraz porhó a talaj felénél többet borít, de nem az egészet
7	Laza, száraz porhó egyenletes vastagságú rétegben teljesen borítja a talajt
8	Laza, száraz porhó nem egyenletes vastagságú rétegben teljesen borítja a talajt
9	A talajfelszínt teljesen beborítja a hó, vastag hóbuckák vannak
/	A talajon nincs hó

Irodalomjegyzék

- Bartholy, J., Geresdi, I., Matyasovszky, I., Mészáros, R., Pongrácz, R., és Weidinger, T.. 2013. *Meteorológiai alapismeretek. Elektronikus jegyzet.*
- Czelnai, R.. 1981. *Bevezetés a meteorológiába III. A meteorológia eszközei és módszerei.* Tankönyvkiadó, Budapest.
- Simon, A.. 1982. *A meteorológiai megfigyelések és mérések rendszere. Meteorológiai megfigyelések, mérések és műszerek I.* Tankönyvkiadó, Budapest.
- World Meteorological Organization. 2008 (WMO, 2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation.* WMO-No. 8. Geneva. ISBN 978-92-63-10008-5.

7. fejezet - Automata felszíni meteorológiai állomások

Az egyes földfelszíni meteorológiai állomások típusait és mérési programját a 2. fejezetben mutattuk be. Ebben a fejezetben az automata felszíni állomások jellemzőit tárgyaljuk.

7.1. Definíció

Az automata meteorológiai állomás egy olyan meteorológiai állomás, melyen automatikusan történik a műszeres mérés és az adatok tárolása, vagy továbbítása. Az adatokat egy központi adatfeldolgozó egység gyűjti és dolgozza fel. Ez történhet a mérés helyén, vagy egy hálózathoz kapcsolódva egy hálózati központban (WMO, 2012).

Az automata meteorológiai állomás különböző mérőeszközökből, adatgyűjtő és feldolgozó egységből, valamint az ezekhez tartozó kiegészítőkből áll és gyakran automata mérőrendszernek is nevezik.

7.2. Az automata meteorológiai állomások telepítésének céljai

Az automatizálás alapvető célja a felszíni megfigyelések megbízhatóságának növelése az alábbi szempontok alapján:

- A már meglévő állomáshálózat sűrűségének növelése (új állomások, állomások nehezen megközelíthető, zord tájakon – 7.1. ábra).
- Részlegesen észlelő állomások (ahol észlelés csak normál munkaidőben történik) észlelési programjának kiterjesztése.
- A mérések megbízhatóságának növelése az új technológiák alkalmazásával.
- A mérések homogenitásának biztosítása a mérési technika standardizálása által.
- Az új észlelési követelmények és szükségletek (például részletesebb időbeli felbontású adatok, szélsőértékek pontos meghatározása stb.) kielégítése.
- Az emberi hiba csökkentése.
- Az észlelés költségeinek csökkentése az észlelők számának csökkentésével.



7.1. ábra: Hagyományos meteorológiai állomás a Máramarosi-havasokban. Az állomás csak gyalog közelíthető meg, az észlelő személyzet hetente váltja egymást.

7.3. Automata állomásokra vonatkozó előírások

Az automata meteorológiai állomások környezetére és a mérések lebonyolítására vonatkozó előírások megegyeznek a hagyományos meteorológiai állomásokéval. Ezek a következők :

- a. Megfigyelések zavartalansága (telepítés lehetőleg településeken kívül, homogén környezetben).
- b. Szabvány műszerek használata.
- c. A mérési pontosságok előírásai is megegyeznek a hagyományos műszerekével.
- d. Fontos, hogy a műszerek legyenek jól dokumentálva (pl. műszer képessége, pontossága, a használt algoritmusok stb.).
- e. Törekedni kell a technikai szaktudás fejlesztésére (olyan személyek képzése, akik képesek kezelni az automata, elektromos műszereket).
- f. A műszerek tervezése során kívánatos, hogy a tervezők együtt dolgozzanak a felhasználókkal.
- g. Fontos a műszerek használatának publikálása.
- h. A korábbi, hagyományos és új, automata műszerek kapcsolatának vizsgálata (tesztelés együtt mérések során), a mérések folytonossága érdekében. A hazai állomásokon is hosszú ideig együtt mértek a hagyományos és automata műszerekkel, hogy össze lehessen hasonlítani a méréseiket.

7.4. Az automata meteorológiai állomások típusai

A földfelszíni mérések során számos különböző típusú automata állomást alkalmaznak. Ezek lehetnek észlelőt kiegészítő állomások, teljes időben dolgozó szinoptikus állomások, éghajlati állomások, különböző tengeri állomások, egyéb speciális állomások (pl. autópályák mellett, agrometeorológiai, mikrometeorológiai stb. állomások). A 7.2. ábrán egy mikrometeorológiai mérőállomás látható, ahol automatikusan történtek a felszín és a légkör közötti kölcsönhatások vizsgálatát célzó mérések (lásd pl. Horváth et al., 2005).



7.2. ábra: A Püspökladány Farkas-szigeten telepített mikrometeorológiai mérőállomás (1999–2001). Az állomást a Hortobágyi Nemzeti Park területén telepítettük. A mérőállomáson a GRAMINAE (GRassland AMmonia INteractions Across Europe) kutatási program keretében történtek mikrometeorológiai és levegőkémiai mérések fűfelszín felett. Az automata műszerek adatait adatgyűjtők segítségével egy számítógép gyűjtötte. Az állomások meg kellett oldani az áramellátást, valamint az állomás védelmét is (kerítés, riasztórendszer).

Az automata állomásokat csoportosíthatjuk az alábbiak szerint:

1.) Valós idejű (real-time) állomások:

A valós idejű (real-time) állomások valós időben szolgáltatják az adatokat (általában a beprogramozott időpontban, pl. óránként, esetenként vészhelyzetben, vagy külső lekérdezéskor).

Tipikus példák valós idejű állomásra a szinoptikus állomások (7.3. ábra), riasztó állomások (viharjelző, áradásjelző, dagályfigyelő állomások).



7.3. ábra: A szegedi szinoptikus meteorológiai állomás. Az állomást nyílt, homogén területen, a városon kívülre telepítették annak érdekében, hogy minél nagyobb területre jellemző értékeket szolgáltatassanak a mérések, ezáltal a légköri folyamatok nyomon követhetők legyenek. Középen a mérőtorny látható. A szélirány és szélesség mérése 10 m-re a felszín felett történik. A hőmérséklet, nedvesség és sugázmérő szenzorok 2 m-re a felszín felett találhatóak. A csapadékot 1 m-re a felszín felett mérik. A kép jobb oldalán egy hőmérőház, a bal oldalon pedig egy zúzmara-mérő látható. A központi adatfeldolgozó egység a mérőtornyon található. Ez gyűjti, alakítja át, tárolja és továbbítja az adatokat előre beprogramozott módon.

2.) Közvetett (off-line) állomások:

A közvetett (off-line) állomások eltárolják a mért adatokat a központi adatfeldolgozó egység memóriájában (adatgyűjtő). Az adatok tetszőleges időben lekérdezhetők (kábel, modem, rádiótelefon stb. segítségével). Az állomás kiegészíthető helyi megjelenítő rendszerrel is.

Tipikus példák közvetett állomásokra: éghajlati állomás, észlelő kisegítő állomás.

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem területén telepített meteorológiai állomás (Vaisala QLC50 típusú meteorológiai állomás – 7.4. ábra) egy közvetett automata állomás, ahol naponta kétszer kérdezi le az adatokat az Országos Meteorológiai Szolgálat. A központi adatfeldolgozó egységből egy helyi csatlakozás segítségével egy számítógépre is lekérdezhetők az adatok tetszőleges időpontban.

Mindkét fajta (real-time és off-line) állomás adatai kiegészíthetők olyan észlelések bejegyzéseivel, melyek még nem automatizáltak (pl. jelen idő, elmúlt idő, felhőalap magasság, látástávolság stb.).



7.4. ábra: Az Eötvös Loránd Tudományegyetem területén telepített automata meteorológiai állomás (Vaisala QLC50 típusú meteorológiai állomás) műszerkertje. Ez az állomás nem homogén környezetben található. A méréseket befolyásolják a környező épületek, a növényzet, de még a Duna közelsége is. A nagyobb térségű időjárás rendszerek vizsgálatára ezért nem a legalkalmasabb, viszont jól reprezentálja a szűkebb városi környezet légköri állapotát.

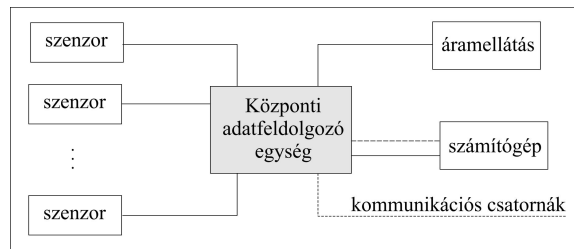
7.5. Hálózatok

Az automata állomások leggyakrabban egy hálózat részei (pl. riasztó állomások, hidrológiai állomások, szinoptikus állomások stb.). A mért adatokat egy központi adatgyűjtő helyre továbbítják. Az adattovábbítás különböző csatornákon, módszerekkel történhet.

7.6. Automata meteorológiai állomás felépítése

7.6.1. Az automata meteorológiai állomás hardver részei

Általában egy automata meteorológiai állomás a következő egységekből áll: szenzorok, központi adatfeldolgozó egység és perifériák (7.5. ábra).



7.5. ábra: Automata meteorológiai állomás felépítése. A központi adatfeldolgozó egység gyűjti a szenzorok adatait előre beprogramozott módon és szükség esetén megfelelő átalakításokat is vége. A központi adatfeldolgozó egység feladata az adatok átmeneti tárolása és az adattovábbítás is. Az adattovábbítás különböző kommunikációs csatornákon történhet. Esetenként helyi kapcsolat is létesíthető egy számítógép segítségével, kábelon, vagy infra jelekkel. Az automata állomás munkáját különböző perifériák teszik lehetővé, vagy segítik (pl. áramellátás)

1.) Szenzorok (mérőtornyon, illetve a torony körül, megfelelő árnyékolással ellátva, és az adatfeldolgozó egységhez csatlakoztatva (pl. árnyékoló kábel, üvegszálas kábel, rádió jelek).

Az automata állomásokon használt műszerek a mért mennyiséget valamilyen elektromos jellé alakítják át. A jel alapján csoportosíthatjuk a szenzorokat:

- Analóg szenzor: a legtöbb szenzor ilyen, mely a mért állapothatározót valamilyen elektromos jellé alakítja (feszültség, áramerősség, ellenállás). A felhasználás során e jeleket végső soron feszültség jelekké konvertálja át a műszer.
- Digitális szenzor: pulzust számol, és ezt továbbítja az adatfeldolgozó rendszerbe (pl. szélmérő, billenőmérleges csapadékmérő stb.).
- Intelligens szenzor: a szenzor egy mikroprocesszor segítségével maga alakítja át a jelet valamilyen felhasználható formába és akár ki is jelzi azt.

2.) Központi adatfeldolgozó rendszer. Programozható rendszer, melynek feladatai a következők:

- Adatok gyűjtése, fogadása a szenzoroktól. Szükség esetén zajok szűrése, jelek erősítése. A szenzorok adatainak gyűjtése különböző csatornákon (analóg, digitális) történhet.
- Adatok átalakítása megfelelő formátumba (pl. egy sugárzásmérő szenzorról érkező feszültségjelek átkonvertálása W/m^2 mértékegységbe, kalibrációs függvények alkalmazása, különböző származtatott mennyiségek számítása stb.). Általában egy beépített matematikai co-processzor végzi ezt a feladatot.
- Az adatok átmeneti tárolása (a gyűjtési időszak hossza, amekkora adatmennyiséget el tud tárolni az adatgyűjtő, függ az adatgyűjtő kapacitásától, a tárolt mennyiségek számától és adatgyűjtés időbeli felbontásától).
- Adattovábbítás a felhasználóhoz.

3.) Perifériák

Az automata állomáshoz tartozó perifériák a mérések lebonyolítását, védelmét, az adatforgalmat hivatottak segíteni.

- a. Energiaellátó egység (stabilizált): 220V, 12V, vagy az adott műszerekhez szükséges feszültség.
- b. Óra: fontos, hogy az adatok gyűjtésének idejét pontosan határozzuk meg. A központi adatfeldolgozó egység óráját számítógéppel szinkronizálhatjuk.
- c. Számítógép: szerkesztéshez, helyi programozáshoz, adatok lekérdezéséhez.
- d. Megjelenítő rendszer (általában számítógép monitor).
- e. Egyéb számítástechnikai kiegészítők.
- f. Védelmi rendszerek (villámvédelem, statikus elektromosság elleni védelem, a műszerpark védelme mechanikai, elektromos eszközökkel).

7.6.2. Az automata meteorológiai állomás szoftver részei

1.) Rendszer-szoftver:

Ez a központi adatfeldolgozó egység operációs rendszere. A felhasználó által általában nem módosítható, de parancsok adhatók.

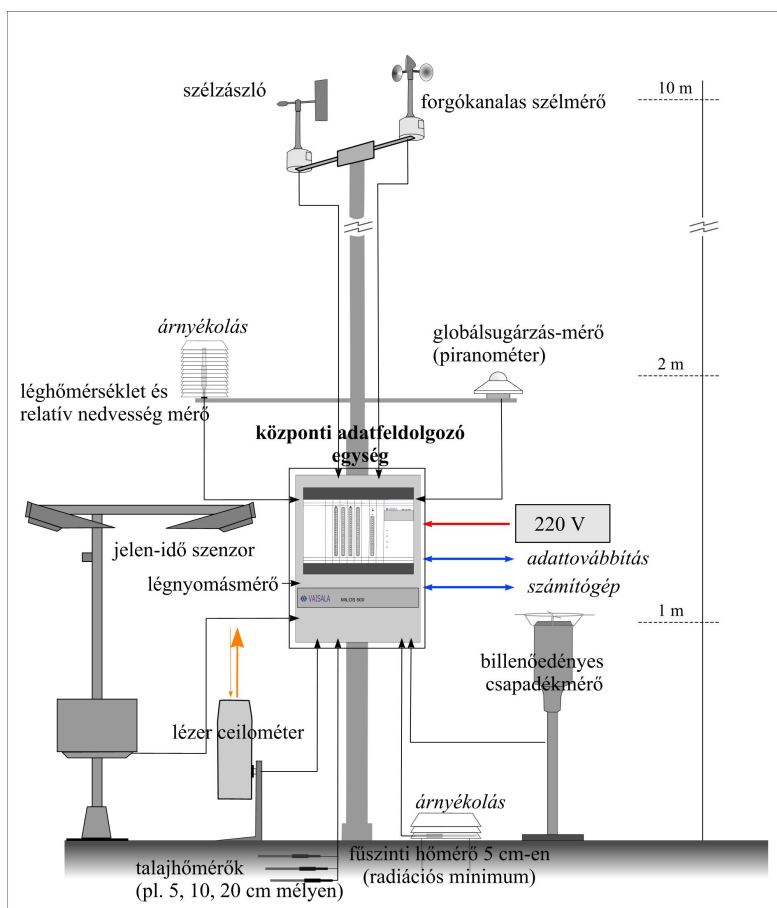
2.) Felhasználói szoftver:

A felhasználó a felhasználói szoftver segítségével tudja vezérelni a központi adatfeldolgozó egységet. Itt állíthatók be egy egyedi programnyelv, vagy egy menüvezérelt kezelőfelület segítségével az adatgyűjtés, a tárolás, a lekérdezés paraméterei:

- beállítások (pl. időpont, gyűjtés sűrűsége, tárolás),
- mérési csatornák beállítása (melyik szenzor hova van kötve),
- a szenzorok kimeneti értékeinek átszámítása meteorológiai egységekké,
- átszámítások (pl. nedvesség számítás relatív nedvességből, tengerszinti légnyomás számítás stb.),
- matematikai műveletek (átlag, szórás, minimum, maximum értékek stb.),
- kézi adatbevitel (pl. jelen idő, egyéb vizuálisan észlelt adatok stb.)
- megjelenítés.

7.7. Egy tipikus automata meteorológiai állomás mérési programja

A 7.6. ábra egy tipikus automata meteorológiai állomás felépítését mutatja. A mérőállomáson a légköri állapotjelzők mérése automata, elektromos érzékelőkkel történik.



7.6. ábra: Egy tipikus automata meteorológiai állomás felépítése. (Vaisala MILOS500 automata).

7.7.1. Légnymás mérése

A légnymás mérésére széles körben állnak rendelkezésre automatizálható műszerek, melyek a légnymásváltozást valamilyen elektromos jellel konvertálják, ilyenek például: aneroid kapszula, szilikon szenzor, kvarc kristály szenzor stb. (a különböző digitális barométerek részletes összehasonlító elemzését lásd: WMO, 1992).

A légnymásmérés során fellépő problémák a hőmérsékletváltozás nyomásmérést módosító hatása, a nyomásmérő elállítódása, rázkódás és kitettség.

A hőmérséklet változása és a kitettség erősen befolyásolja a nyomásmérést. A barométert ezért általában egy lehetőleg stabilizált hőmérsékletű, árnyékolt helyre helyezik (ez leggyakrabban a központi adatfeldolgozó egység doboza).

A Globális Megfigyelő Rendszer állomásain alkalmazott nyomásmérők eltolódása tipikusan 0,2–0,3 hPa félfévente, ezért a műszerek rendszeres kalibrálást igényelnek.

A rázkódás különösen tengeri állomásokon jelenthet gondot a nyomás mérésében.

Egyes állomásokon a mérés pontosítása érdekében egyszerre több nyomásmérőt is alkalmaznak.

7.7.2. Hőmérséklet mérése

Az automata állomásokon leggyakrabban a tiszta fém ellenállás hőmérőket, vagy termisztorokat alkalmaznak. A platina ellenállás hőmérők hosszú távon is stabilak és megbízhatóan működnek. A Pt 100-as platina ellenállás hőmérő ellenállása 0 °C-on 100 Ohm, a hőmérsékletváltozás hatására pedig lineárisan változik az ellenállás értéke.

A pontos léghőmérséklet mérés érdekében sugárzásvédelmet kell biztosítani (7.7. ábra). Ezt valamilyen megfelelő árnyékolással oldják meg (lásd 3.13. fejezet).



7.7. ábra: VAISALA típusú ellenállás hőmérő hőmérőházban elhelyezve

A hőmérsékletet a felszín felett 2 m-re, 5 cm-re, illetve a talaj különböző mélységeiben határozzák meg.

7.7.3. Légnedvesség mérése

Az automata meteorológiai állomásokon a légnedvesség mérésére elterjedten alkalmazzák az olcsó elektromos (ellenállás, vagy kapacitív) szenzorokat. Ezekkel a levegő relatív nedvessége határozható meg (lásd 3.3.1.7. fejezet). Az érzékelők érzékenyek a levegő szennyezettségére, ezért a szenzort védő megfelelő szűrőket kell alkalmazni a mérések során. Negatív hőmérsékleten pontatlanabban mérnek.

Harmatpont-mérőket (lítium-klorid szenzor, hűtött tükrös harmatpont higrométer) is gyakran alkalmaznak az automata állomásokon. A lítium klorid szenzorok hátránya, hogy érzékenyek az áramkimaradásra. Egy áramszünet után a helyszínen történő beavatkozást igényelnek. Az optikai hűtött tükrös higrométerekkel (lásd 3.3.2.2. fejezet) pontos, megbízható nedvességmérés végezhető, ráadásul negatív hőmérsékleten is megfelelő pontossággal mérnek, ezért a jövőben a széleskörű alkalmazásuk ígéretesnek látszik. Ugyanakkor a műszerben alkalmazott automatikus tükrőtisztító rendszer további fejlesztést igényel.

A nedvességmérőket is megfelelő sugárzásvédelemben kell részesíteni. A szenzorokat általában a hőmérő mellett helyezik el, sokszor azzal egybeépítve alkalmazzák.

7.7.4. Szél mérése

A szélesség meghatározására forgókanalas, vagy propelleres anemométereket használnak. A szélirányt elektromos jeleket továbbító szélzászlóval mérik. A szélmérők részleteit lásd 4.1.2 fejezet. A mérés során problémát jelenthet a szélmérők jegesedése, amit a műszerek fűtésével oldanak meg.

7.7.5. Csapadék mérése



7.8. ábra: Automata meteorológiai állomáson alkalmazott csapadékmérő. A csapadékmérőbe hullott víz egy tölcséren keresztül egy billenőedényre hullik, ami tized milliméterenként átbillenve érzékeli a lehulló csapadékot. A csapadékmérő tetején elhelyezett fém karima azt a célt szolgálja, hogy a madarak ne a csapadékmérő peremére szálljanak, mert a felfogóedénybe piszkítva eltömíthetnék a tölcsért.

Az automata meteorológiai állomásokon a csapadék mérésére legelterjedtebben használt eszköz a billenőcsészés csapadékmérő (lásd: 4.2.3.4.). A csapadékmérés során problémát jelenthet, hogy a csapadékgyűjtő edénybe hulló szennyeződések (por, homok, növényi részek, madarak ürüléke stb.) eltömíthetik felfogó edény alján lévő tölcsért. Ez időnkénti ellenőrzést igényel. A 7.8. ábrán egy egyszerű, ötletes megoldás látható a madarak okozta eltömődés ellen – a csapadékmérő tetejére illesztett fém karima megakadályozza, hogy a madarak a csapadékmérő peremére szálljanak és onnan a felfogó edénybe piszkítsanak.

Az automata, billenőedényes csapadékmérőknél problémát jelenthet az intenzív csapadékhullás. Előfordulhat, hogy olyan intenzív a csapadék, hogy a billenőedény nem képes követni a hullás sebességét és a műszer alulmér.

Télen, fagypont alatt, a csapadékmérő különböző részeit fűtik (a felfogóedény oldalát, hogy a behullott szilárd csapadék megolvadjon, illetve a műszer belsejét is, a visszafagyás elkerülése érdekében). A fűtés esetén problémák jelentkezhetnek, melyek a következők:

- a fűtőrendszer meghibásodik, ezért a csapadék nem olvad meg,
- túl nagy áramfelvétel, ami akkumulátoros üzemeltetés esetén okozhat gondot,
- a fűtés által okozott párolgási hiba.

Ugyancsak a mérés pontatlanságát okozhatja a szél módosító hatása (az erős szél kifújhatja a csapadékmérőbe hulló cseppeket, havat), ezért gyakran különböző szélgallérral védik a műszert (7.9. ábra).



7.9. ábra: Csapadékmérőt körülvevő szélárnyékoló (beregszászi meteorológiai állomás). A csapadékmérő mögött egy hőmérőház látható. Egyes országokban a csapadékmérőt a felszín felett 2 m-es magasságban helyezik el.

A különböző csapadékmérők összehasonlítását lásd WMO, 1994 a,b.

7.7.6. Napsütés meghatározása

A napsütéses időszak hosszának meghatározására több elektromos kimenetű szenzor rendelkezésre áll. a Meteorológiai Világszervezet által felállított határérték (120 W m^{-2} – WMO, 2008) alapján határozzák meg a napsütés időtartamát.

7.7.7. Sugárzás mérése

A sugárzás erősségének mérésére számos különböző típusú sugárzásmérő (lásd 4.3.2. fejezet) alkalmazható az automata meteorológiai állomásokon. Problémát jelenthet a műszerek (piranométerek, nettó pirradiométerek) búrójára ülepedő por, ami befolyásolhatja a mérés eredményét.

7.7.8. Felhőalap mérése

Az automata meteorológiai állomásokon a felhőalap mérésére lézer ceilométert használnak. A mérés során több probléma merülhet fel:

- a csapadékhullás erősen korlátozza a felhőalap pontos meghatározását,
- a szenzor csak egy nagyon kis területet lát az égboltból, ezért változó felhőzet mellett az átlagos helyzettől nagyon eltérő adatot szolgáltathat (emiat általában 30 perces átlagolási időszakot alkalmaznak).
- a szenzornak jelentős energiaigénye van, ami akkumulátorról üzemeltett állomásokon probléma,
- az ég felé néző szenzor védőburkolatára hulló hó, szennyeződések módosíthatják a mérést.

7.7.9. Látástávolság mérése

A látástávolság meghatározására számos különböző automatikusan működő eszköz áll rendelkezésre. A repülőtereken általában a pontosabb transzmisszométereket, míg a hagyományos meteorológiai állomásokon a kevésbé pontos, de olcsóbb szóródást mérő látástávolság-mérőket alkalmazják (részletesen lásd: 6.6.2. fejezet).

Irodalomjegyzék:

- Horváth, L., Asztalos, M., Führer, E., Mészáros, R., és Weidinger, T.. 2005. *Measurement of ammonia exchange over grassland in the Hungarian Great Plain*. Agricultural and Forest Meteorology. 130. 282–298.
- World Meteorological Organization. 1992. *The WMO Automatic Digital Barometer Intercomparison: Final Report (J.P. van der Meulen) Instruments and Observing Methods Report No. 46*. WMO/TD-No 474. Geneva.
- World Meteorological Organization. 1994a (WMO, 1994a). *International Comparison of National Precipitation Gauges with a Reference Pit Gauge (Sevruk, B. and Hamon, W.R.) Instruments and Observing Methods Report No.17*. WMO/TD-No. 38. Geneva.
- World Meteorological Organization. 1994b (WMO, 1994b). *WMO solid precipitation measurement intercomparison: Preliminary results (B.E. Goodison, E. Elomaa, V. Golubev, T. Gunther and B. Sevruk). In WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94) Instruments and Observing Methods Report, No. 57*. WMO/ TD-No. 588. Geneva.
- World Meteorological Organization. 2008 (WMO, 2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 8. Geneva. ISBN 978-92-63-10008-5.
- World Meteorological Organization. 2012. *Guide on the Global Observing System*. WMO-No. 488. Geneva. ISBN 978-92-63-10488-5.

8. fejezet - Közvetlen magaslégköri mérések

8.1. Magaslégköri mérések története

A XVI-XVII. században, a meteorológiai műszerek (hőmérő, nyomásmérő stb.) megjelenésével lehetőség nyílt a légkör állapotának objektív számszerűsítésére. Az első mérések azonban csak a felszín közelében történtek; a légkör vertikális szerkezetéről, a meteorológiai elemek függőleges irányú változásáról még nem álltak rendelkezésre adatok. A légköri elemek vertikális-menti változását először Blaise Pascal kísérlete mutatta ki. Pascal 1643-ban, Párizsban végzett nyomásmérések alapján bizonyította, hogy a légnyomás magasabb a felszínen, mint egy toronyban. A. Wilson 1749-ben egy „meteorológiai sárkányra” kötött meteorológiai műszerekkel vizsgálta a légköri elemek vertikális változását. 1783-ban, a Montgolfier testvérek végrehajtották első forrólevegős léghajó felszállásukat, ami egy új lehetőséget nyitott a légköri mérések irányába is. Nem sokkal később, 1784-ban John Jeffries hidrogénnel töltött léghajót készített és légkörkutató felszállásokat is végzett. A XVIII század végére a léghajók egyre stabilabbá váltak, már nagyobb tömeget is képesek voltak felemelni és akár több ezer méteres magasságokba is felemelkedtek. 1862 és 66 között James Glaisher 28 felszállást végzett és közben folyamatosan lejegyezte a légköri állapotjelzők értékeit. E megfigyelések nem voltak veszélytelenek. A kíváncsiság által vezérelve a kutatók gyakran olyan magasságokba emelkedtek, ahonnan már nem jutottak le élve. Ezért jelentett nagy áttörést a magaslégköri mérésekben, amikor 1892-ben Gustave Hermite és Georges Besançon egy ballonnal 7600 m-es magasságig juttatott meteorográfot (kombinált légnyomás és hőmérséklet író). A XX. század elején a ballonok egyre magasabbra jutnak, ez eredményezi a sztratoszféra felfedezését is 1902-ben. A repülőgépek elterjedése a meteorológiai mérésekben, a légköri ismeretek megszerzésében is egy új, hatékony eszközt jelentett.

A magaslégköri megfigyelések terén a következő mérföldkő a Molcsanov által készített rádiószonda (rádióval kombinált meteorográf) volt 1928-ban. Segítségével azonnali képet kaptak a légköri viszonyokról. A mai rádiószondák már 30-35 km-es magasságig (esetenként, kutatási célból még nagyobb magasságig) mérik a légköri állapotjelzőket.

1946-ban lőtték fel az első műszerhordozó meteorológiai rakétát. A rakétákkal a légkör akár 100 km-es magasságáig végezhető közvetlen mérés.

8.2. A planetáris határreteg vizsgálata

A planetáris határreteg a légkör alsó néhány száz, egy-két ezer méter vastag rétege. A réteg vastagsága a napszak, évszak és az időjárási helyzet függvényében változik. E réteg kiemelt jelentőségű a felszín és a légkör közti kölcsönhatások szempontjából, a termodinamikai állapotváltozások erősen tükrözik a felszín hatását és jelentős változékonyságot mutatnak. Az áramlás turbulens (örvényes). Elsősorban e rétegben zajlik a szennyezőanyagok légköri terjedése, hígulása.

A planetáris határreteg vizsgálata a meteorológiai folyamatok vizsgálata mellett ipari, környezetvédelmi, katasztrófavédelmi stb. szempontból is fontos.

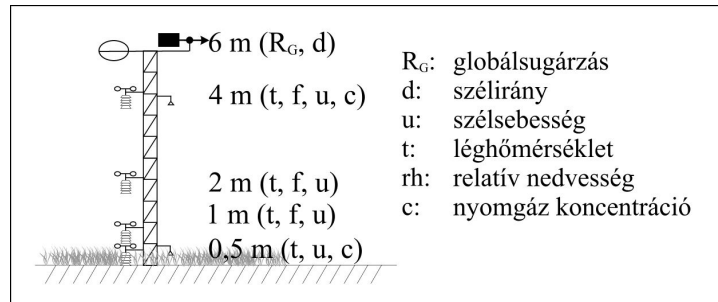
A planetáris határreteg meteorológiai viszonyairól közvetlen és közvetett módszerekkel is információkat szerezhetünk. E fejezetben a közvetlen (in situ) módszereket mutatjuk be. Ezek a különböző célú és mérési programmal rendelkező mérőtornyok, kötött léggömbök (aerosztátok), határreteg szondák, pilot ballonok.

8.2.1. Mérőtornyok

A mérőtornyok a felszíntől néhány 10 méteres magasságig, egyes esetekben néhány 100 méterig alkalmazhatók a meteorológiai állapotváltozások és gyakran egyéb, például levegőkémiai mérésekre. A mérőtornyokon különböző magasságokban helyezik el a műszereket a felszínhez közelebb sűrűbben, attól távolodva egyre nagyobb magasságkülönbségekkel.

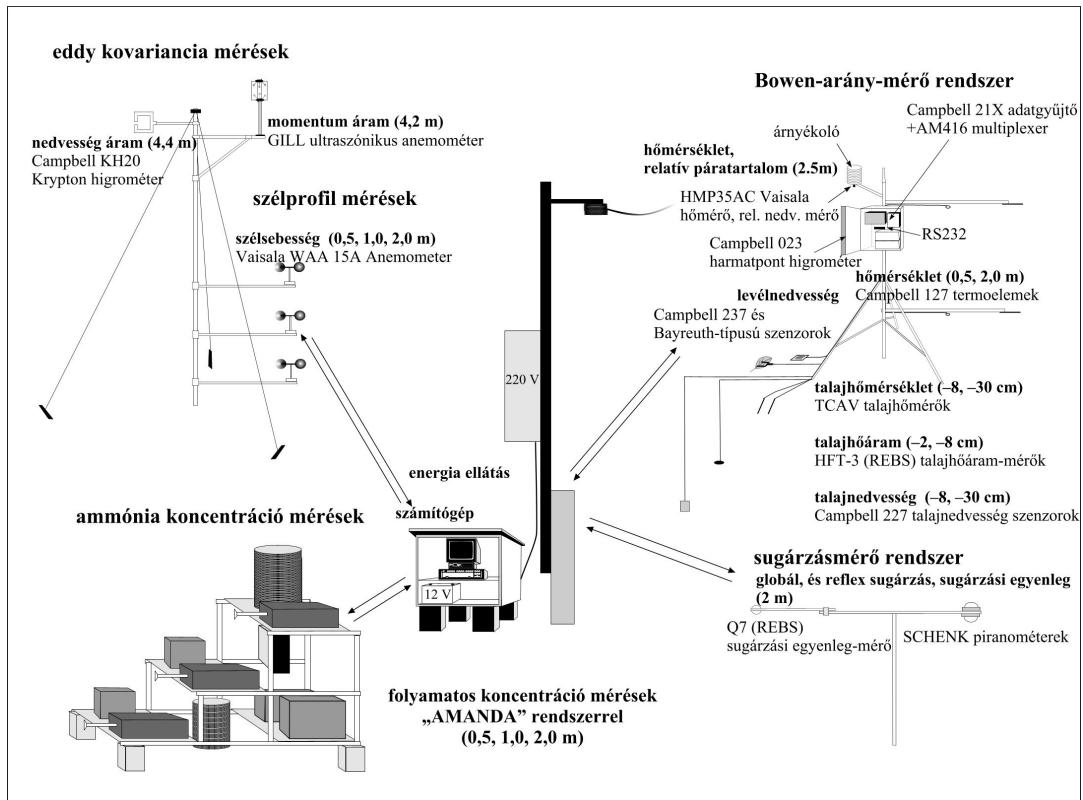
A felszínközeli légrétegben lezajló folyamatok vizsgálatára a növényállománytól függően néhány m-es – néhány 10 m-es tornyokat használnak. E tornyokon a szokványos meteorológiai mérések mellett gyakran ún. mikrometeorológiai méréseket végeznek. A felszín közelében a légköri állapotjelzők gyors változásainak, a turbulens áramlásnak a vizsgálatára sokszor gyors válaszidejű szenzorokat alkalmaznak (lásd pl. Mészáros et al., 2009).

A 8.1. ábra a Hortobágyi Nemzeti Park területén, füves pusztán ($\varphi = 47^{\circ}25'É$, $\lambda = 20^{\circ}58'K$, $h = 88$ m tszf.) telepített 6 m-es mérőtorny mérési programját mutatja. A mérési program keretében a felszínközeli turbulens áramokat az ún. gradiens, illetve profil módszerrel (különböző szinteken telepített műszerek) határozták meg expedíciós jelleggel (Mészáros et al., 2002).



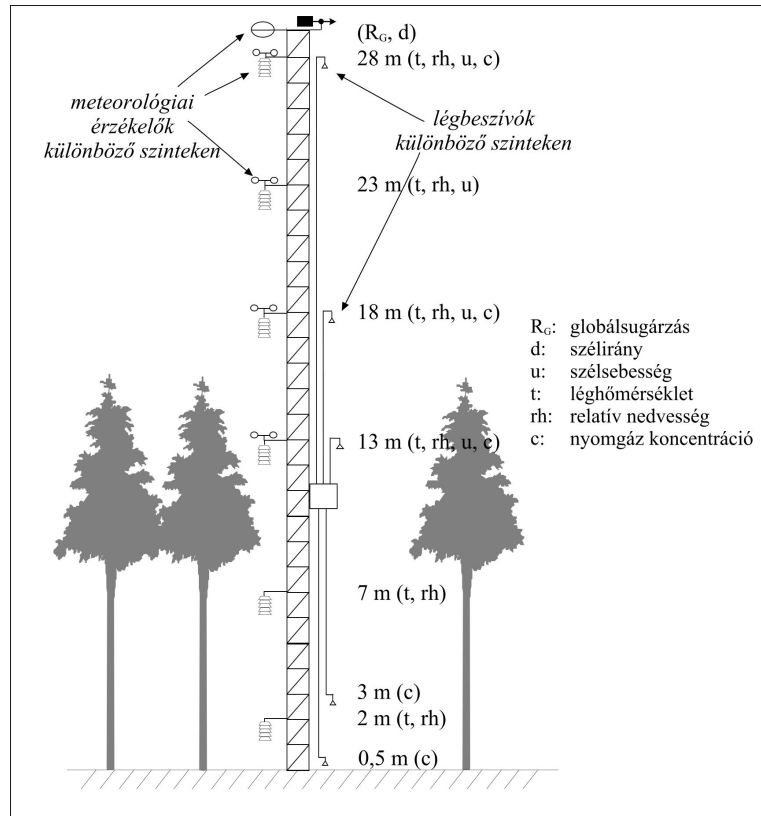
8.1. ábra: Mikrometeorológiai mérőtorny műszerezettsége a Hortobágyi Nemzeti Park területén. A tornyon különböző magasságokban történtek a léghőmérséklet, relatív nedvesség, szélesség és nyomgáz koncentráció mérések. A torony tetején, 6 m-es magasságban egy szélirány-mérő és egy globálsugárzás-mérő szenzor található. A mérések alapján a felszín-légkör között lezajló turbulens áramok (szenzibilis és látens hőáram, momentum-áram, nyomgáz-áramok) határozhatók meg.

A GRAMINAE (GRassland AMmonia INteractions Across Europe) kutatási program keretében az ammónia felszín és légkör közötti áramának meghatározására végeztek mikrometeorológiai és koncentráció-gradiens méréseket a Hortobágyi Nemzeti Park határában, Püspökladány Farkas-szigeten ($\varphi = 47^{\circ}20'É$, $\lambda = 21^{\circ}06'K$, $h = 88$ m tszf.) (Horváth et al., 2005). A 8.2. ábra a mérőrendszer felépítését mutatja. Az alacsony vegetáció felett néhány méteres mérőtornyokon történt a légköri állapotjelzők, illetve az ammónia koncentráció mérése. Az ábrán bemutatott felépítés tipikus példája egy automata mérőállomásnak (lásd 7. fejezet).



8.2. ábra: Mikrometeorológiai és levegőkémiai mérőrendszer a GRAMINAE (GRassland AMmonia INteractions Across Europe) kutatási program keretében az ammónia és az energiaháztartási komponensek felszín és légkör közötti áramainak meghatározására. A mérések a Hortobágyi Nemzeti Park határában, Püspökladány Farkas-szigeten történtek. Az összetett mérőrendszer az alábbi tagokból állt: eddy kovariancia mérőrendszer (szónikus anemométer, kripton higrométer), szélprofil-mérő rendszer (forgókanalas anemométerek), ammónia fluxusmérő rendszer (koncentráció mérések több szinten), energiaháztartás-mérő rendszer (hőmérők, nedvességmérők, talajhőáram-mérők), sugárzás-mérő rendszer (globál és reflex sugárzás mérők, sugárzási egyenleg-mérő), egyéb kiegészítő mérések (talajhőmérséklet, talajnedvesség, levélnedvesség). Az adatok gyűjtése automatikusan történt egy adatgyűjtő, és egy számítógép segítségével.

Magasabb vegetációval borított területen magasabb mérőtoronyra van szükség. A Mátra-hegységben Nyírjes állomáson, fenyőerdőbe telepített mérőtorony 28 m magas (8.3. ábra). A tornyon különböző magasságokban (a törzstérben, a lombkorona szintjében és az állomány felett) helyezték el a mérőműszereket. A turbulens áramok meghatározására itt is a profil módszert alkalmazták (Horváth et al., 2002; Mészáros et al., 2002). Ez esetben a hőmérséklet, a relatív nedvesség, a szélsébség és a nyomgáz koncentrációk több szinten történő méréseiből számolható a vertikális áramuk.



8.3. ábra: Mikrometeorológiai mérőtorony műszerezettsége a Mátra hegységben az Erdészeti Tudományos Intézet területén. A méréseket az Országos Meteorológiai Szolgálat és az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék munkatársai végezték. A profil mérések során a törzstérben, a lombkorona szintjében és az állomány felett, különböző magasságokban folytak a meteorológiai és levegőkémiai mérések.

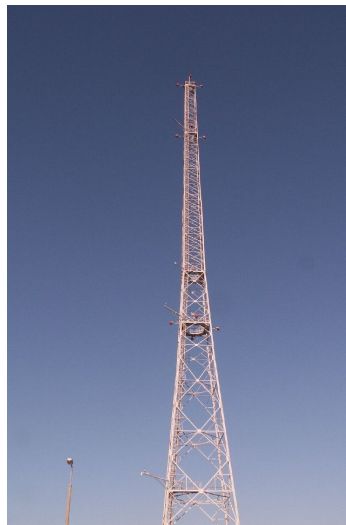
A kisebb tornyok lokális területre jellemző képet nyújtanak a felszín-léggör közötti folyamatokról. Minél magasabb a mérőtorony, annál nagyobb területre lehet reprezentatív, viszont annál költségesebb és annál nehezebb kezelni.

A bioszféra és a léggör közötti szén-cseré regionalis léptékű meghatározása céljából az Országos Meteorológiai Szolgálat kutatási programok keretében az Antenna Hungaria Rt. hegyhátsági adótornyára ($\varphi = 46^{\circ}57'E$, $\lambda = 16^{\circ}39'K$, $h = 248$ m, Vas megye) telepített műszereket különböző magasságokban (8.4. ábra). A mérések 1994-ben kezdődtek, az adatok feldolgozásába, a mérőrendszer fenntartásába az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékének munkatársai is bekapcsolódtak. A tornyon – a műszaki lehetőségeket is figyelembe véve – 10 m, 48 m, 82 m és 115 m magasan történik a szén-dioxid koncentráció és a legfontosabb meteorológiai állapotjelzők (szél, hőmérséklet, légnedvesség) mérése. A mérőrendszer adataiból a profil módszerrel meghatározható a felszín és a léggör közötti szén-dioxid áram. 1997-től az ún. eddy-kovariancia módszerrel is végeznek méréseket (Haszpra et al., 2005). Ehhez a torony 82 m-es szintjére telepítettek egy szónikus anemométert (Barcza et al., 2009).



8.4. ábra: A hegyhátsáli mérőtorony. Az Országos Meteorológiai Szolgálat az Antenna Hungária Rt. hegyhátsáli (Vas megye) adótornyára telepített műszereket (szélmérők, hőmérők, légnedvesség mérők, szén-dioxid koncentráció mérők) különböző magasságokban (10 m, 48 m, 82 m és 115 m magasan). A mérések alapvető célja a bioszféra és a légkör közötti szénecsere regionális léptékű meghatározása.

Magyarországon a legmagasabb, kifejezetten meteorológiai célú mérőtorony a paksi atomerőmű területén található (8.5 ábra). A tornyon 20, 50 és 120 m magasan végeznek hőmérséklet, nedvesség, szélesebesség, szélirány és szélirány fluktuáció méréseket. Az adatok egy esetlegesen bekövetkező atomerőmű baleset során nyújtanának alapvető információt a terjedési modellszimulációk számára.



8.5. ábra: A paksi mérőtorony.

A magasabb tornyok egyben szélesebbek, vastagabb is, ami növeli az áramlásmódosító és árnyékoló hatásukat. Ezért a műszereket hosszú konzolokon helyezik el. A nagy magasságokban, több méteres konzolok végén elhelyezett eszközöknek nehéz a karbantartásuk. Ezért megbízható, automata mérésre alkalmas elektromos műszereket alkalmaznak.

A műszereknek a planetáris határrétegben (különösen a felszinközeli légtérben) lezajló gyors változásokat is követniük kell. Ezért gyors válaszüdejű (fast-response) szenzorokat alkalmaznak. Tipikus példák a toronymérések során alkalmazott műszerekre:

- a. hőmérséklet: elektromos ellenállás, vagy termoelem hőmérők,

- b. nedvesség: különböző elektromos szenzorok,
 c. szél: forgókanalas anemométer, propelleres anemométer, szónikus anemométer, hődrótos anemométer.

8.2.2. Kötött léggömbök (aerosztátok)

A kötött léggömbök (ún. aerosztátok) nagyméretű, erős műanyagból készült áramvonalas, gázzal töltött léggömbök. Hátsó részükön stabilizátorokat alkalmaznak vízszintes és függőleges síkban. Az aerosztátokkal a hőmérséklet, a légnedvesség és szél profiljának és rövid ideig tartó változékonyságának mérése végezhető a felszíntől nagyjából 1500 m-es magasságig (az elérhető magasság és az emelhető műszertömeg függ a ballon méretétől). A kisebb ballonok 10–100 m³-esek, míg a nagyobbak akár a 600 m³-t is elérhetik. Tipikus példa egy aerosztátra:

- térfogat: 75 m³,
- saját tömeg: 45 kg (Héliummal töltve),
- emelhető tömeg: 10 kg (500 m-es magasságig), 1kg (700 m-es magasságig)

Az aerosztátokat kutatási célokra használják. Előnyük, hogy könnyen kezelhető, olcsó eszközök a légkör alsó néhány száz méteres tartományának pontos, in situ mérésére. A műszereket a ballonhoz erősítik, vagy a tartó kábelekre rögzítve különböző magasságokban is végezhetnek méréseket. A méréseket rádiójelekkel, vagy a kábel mentén elektromos vezetékekkel juttatják a felszínre.

Az aerosztátok mérési programjával szemben támasztott adatkövetelményeket a 8.1 táblázat tartalmazza (WMO, 2008).

8.1. táblázat: Kötött ballonok (aerosztátok) mérési programjának adatkövetelményei (Forrás: WMO, 2008)

Állapothatározó	Méréshatár	Felbontás
nyomás	1050–850 hPa	±0,5 hPa
hőmérséklet	+40°C – (–20°C)	±0,1 K
nedvesség	100 – 20 (10%)	±2 %
szélsebesség	0,5 – 15 m s ⁻¹	±0,5 m s ⁻¹
szélirány (közvetlen széliránymérés hiányában a ballon kitéréséből becsülhető)	0° – 360°	±1°

8.2.3. Lassú emelkedésű ballonszondák (planetáris határreteg szondák)

E lassú emelkedésű szondákat a planetáris határreteg és a troposzféra alsó tartományának megfigyelésére alkalmazzák. Ebben a tartományban a légköri állapotváltozások értékeiben gyors változások következhetnek be. Ezek mérésére megfelelő műszerek és ballonok szükségesek. A hagyományos ballonszondás mérésekhez (lásd később) képest a planetáris határreteg szondáknál alkalmazott szenzorok nagyobb érzékenységek és gyorsabb válaszidejűek. A léggömb szabad felhajtása (teljes felhajtóerő – szállított teher) is kisebb, ami lassabb emelkedést eredményez. Az emelkedés sebessége átlagosan 150–200 méter percenként. A méréseket általában 30 másodpercenként végzik, a vertikális felbontás 50–100 méter. A planetáris határreteg szondák adatkövetelményeit a 8.2. táblázat tartalmazza (WMO, 2008).

8.2. táblázat: Lassú emelkedésű ballonszondák (planetáris határreteg szondák) mérési programjának adatkövetelményei (Forrás: WMO, 2008)

Állapothatározó	Méréshatár	Felbontás
nyomás	1050–500 hPa	±0,5 hPa
hőmérséklet	+40°C – (–40°C)	±0,1 K
nedvesség	100 – 20(10%)	±2 %

szélsebesség	0,5 – 60 m s ⁻¹	±0,5 ms ⁻¹
szélirány	0° – 360°	±5°

8.2.4. Pilot ballon mérések

A pilot ballonok műszer nélkül felbocsátott léggömbök a magasban uralkodó szél megfigyelésére. Követésük optikai, vagy rádioteodolittal történik. A pilot szó kalauzt, felderítőt jelent – a léghajózás korában a felszállás előtt felbocsátott papírléggömböket hívták így.

A pilot ballon egy élénk színű ballon, amit felengedése után teodolittal folyamatosan nyomon követnek. Azonos időközönként (például 30 másodpercenként) leolvassák a teodolitról a magassági és oldalszöveget. Általában egy teodolitot használnak, konstans emelkedési sebességet feltételezve. A pontosság azonban két egymástól bizonyos távolságra lévő teodolittal növelhető (ekkor azonban fontos, hogy a leolvasási időt pontosan szinkronizálják). A szöveget trigonometriai módszerekkel a vízszintes síkra vetítve megkapjuk az egyes rétegek horizontális szélsebesség vektorait.

A leolvasás régebben optikai teodolittal (teodolitokkal) történt. Az optikai teodolitok korlátja, hogy alacsony felhős időben, vagy ködben csak rövid ideig követhető a ballon. Ezért fokozatosan áttértek a rádió teodolitos követésre. Ez esetben a léggömbre egy szögletvisszaverőt akasztanak, mely a rádioteodolit által kibocsátott impulzusokat visszaveri. Magyarországon jelenleg nem alkalmaznak pilot ballonokat. Néhány évtizede azonban több állomáson is végeztek pilot ballonnal magassági szélméréseket.

8.3. Rádiószonda mérések

A rádiószonda mérések célja a légnyomás, szél, léghőmérséklet és légnedvesség közvetlen mérése a troposzférában és a sztratoszféra egy részén.

8.3.1. Rádiószonda mérésekkel kapcsolatos alapfogalmak

8.3.1.1. Rádiószonda

A rádiószonda egy ballon és a ballonnal a légkörbe emelt műszerek együttese egy, vagy több meteorológiai állapothatározó (légnyomás, hőmérséklet, nedvesség stb.) mérése céljából egy rádióadóval ellátva, mely a mért információkat az észlelő állomásra juttatja.

A régebben használt, rádióadó nélküli szondákat ballonszondának hívták.

8.3.1.2. Rádiószonda észlelés

A meteorológiai változók magaslégköri észlelése rádiószondával.

8.3.1.3. Rádiószonda állomás

A rádiószonda állomás olyan meteorológiai állomás, ahonnan rádiószonda felbocsátás történik. Magyarországon Budapest Pestszentlőrinc és Szeged állomásokról történik rádiószonda felbocsátás napi 1-1 alkalommal 00 UTC-kor (régebben napi két észlelés történt mindkét állomáson, 00 és 12 UTC-kor, később Szegeden csak 1 alkalommal, néhány éve pedig mindkét állomásról csak napi egy szondát bocsátanak fel). Az észlelés időpontja itt azt jelenti, hogy a rádiószonda nagyjából ebben az időben legyen a tropopauza magasságában (nagyjából 11–12 km magasan a közepes földrajzi szélességeken). Emiatt a szonda felbocsátás helyi időben 00:30 körül történik a téli időszámítás szerint, és 01:30 körül a nyári időszámítás idején.

Világszerte mintegy 700 rádiószonda állomás működik. Magyarország környezetében Bécs, Pozsony, Poprád, Kassa, Ungvár, Kolozsvár, Arad, Belgrád, Zágráb, Ljubljana, Graz állomásokon végeznek rádiószonda méréseket.

A légkörben egyre magasabbra haladva, a légköri állapotváltozók értékei horizontálisan egyre kisebb változást mutatnak. Ezért a rádiószonda állomások térbeli eloszlása ritkább, mint a földfelszíni meteorológiai állomásoké.

8.3.1.4. Rádiószonda mérések maximális magassága

A rádiószonda mérések általában 35 km-es magasságig történnek, de sok helyen csak 25 km-ig, mert a magasabban, ezáltal alacsonyabb nyomáson történő mérések nagymértékben megnövelik a költségeket (ballon, gáz, műszerek).

A hőmérsékletmérés hibája gyorsan növekszik alacsony nyomáson, ami szintén határt szab több típusú rádiószondának.

8.3.1.5. Rádiószonda felépítése

A rádiószonda három fő részből áll, ezek a következők:

- a. szenzorok,
- b. jelátalakító (elektromos jel előállítás),
- c. rádióadó.

Az energiaellátás során ügyelni kell arra, hogy a felhasznált elemek hosszú életűek, könnyűek és környezetkímélők legyenek.

8.3.2. Rádiószonda mérések eredményei

A rádiószonda mérések alapján a légkör állapotáról, vertikális szerkezetéről az alábbi információkat kapjuk:

- hőmérséklet vertikális profilja a felszíntől nagyjából 35 km magasságig,
- légnedvesség vertikális profilja a felszíntől nagyjából 35 km magasságig,
- légnyomás vertikális profilja a felszíntől nagyjából 35 km magasságig,
- szélesség vertikális profilja a felszíntől nagyjából 35 km magasságig,
- szélirány vertikális profilja a felszíntől nagyjából 35 km magasságig,

továbbá:

- légkör stabilitási viszonyai,
- a planetáris határreteg magassága,
- felhőzet és köd vertikális szerkezete,
- felhőzet mennyisége.

A rádiószonda felbocsátása után a szél hatására távoli területekre sodródhat.

8.3.3. Rádiószonda mérések felhasználási területei

A rádiószonda mérések felhasználási területe rendkívül széleskörű, hiszen ezek a mérések jelentik a légkör néhány száz kilométeres rétegéről a legmegbízhatóbb adatokat. Néhány felhasználási terület:

- a. A magaslégtörési hőmérséklet és relatív nedvesség mérések a numerikus előrejelzési modellek alap kezdeti értékei. A változók pontos mérése rendkívül fontos az előrejelzés számára, különösen regionális és lokális skálán.
- b. Planetáris határreteg magasságának a meghatározására (szennyezőanyag terjedési modellek bemenő adata).
- c. Légköri visszaverődés hatása (elektromágneses és hanghullámok terjedésének előrejelzése).
- d. A repülés kiszolgálása.
- e. Magaslégköri éghajlatváltozással kapcsolatos kutatások (fontos a hosszabb távon folyó mérések összehasonlíthatósága).
- f. Űrkutatási feladatok (pl. űrrepülőgépek felbocsátása).
- g. Katonai célok (tüzérségi lövedékek röppályájának számítása).

8.3.4. Rádiószonda mérések műszerkövetelményei

A rádiószonda mérések során alapvetően két követelménynek kell megfelelniük a műszereknek:

- széles tartományban tudjanak mérni,
- zord időjárási körülmények között is képesek legyenek üzemelni.

A széles tartományú mérést az indokolja, hogy a több 10 km-es emelkedés során a légköri állapotváltozások rendkívül nagy mértékű változást mutatnak. A mérésekkel szemben támasztott követelmények a következők:

- Légnyomás: 1050 – 5 hPa
- Hőmérséklet: 50 °C – (–90 °C)
- Nedvesség: 100 – 1%.

Ezek a mérési tartományok jóval szélesebbek, mint a földfelszíni mérések során.

A műszerek másik alapvető követelménye, hogy az emelkedés során bekövetkező szélsőséges időjárási helyzetekben (pl. erős csapadékhullás, zivatar közelsége, jegesedés stb.) is megfelelően működjenek, és képesek legyenek a légköri állapotváltozások értékeiben bekövetkező, gyakran rendkívül gyors változásokat is követni.

8.3.5. Rádiószonda mérések adatkövetelményei

A különböző állapotváltozások rádiószondás mérések során támasztott adatkövetelményeit a 8.3. táblázat tartalmazza.

8.3. táblázat: Rádiószondás mérések mérési programjának adatkövetelményei (Forrás: WMO, 2008)

Változó	Terjedelem	Pontossági követelmény
nyomás	felszíntől 5 hPa	± 1 hPa
hőmérséklet	felszíntől 100 hPa	$\pm 0,5$ K
	100 hPa – 5 hPa	± 1 K
relatív nedvesség	troposzférában	$\pm 5\%$
szélirány	felszíntől 100 hPa	$\pm 5^\circ$ ha a szélesség $< 15\text{ m s}^{-1}$
	100 hPa – 5 hPa	$\pm 2,5^\circ$ ha a szélesség $> 15\text{ m s}^{-1}$
szélesség	felszíntől 100 hPa	$\pm 1\text{ ms}^{-1}$
	100 hPa – 5 hPa	$\pm 2\text{ ms}^{-1}$
szignifikáns szintek (fő-izobárszintek) geopotenciál magassága	felszíntől 100 hPa	$\pm 1\%$ a felszín közelében
		$\pm 0,5\%$ 100 hPa-on

8.3.6. A rádiószonda mérések és a közvetett mérések összehasonlítása

A rádiószonda mérések során a műszereket közvetlenül a mérendő közegbe juttatják (in situ mérések). Ez pontos mérést tesz lehetővé, ugyanakkor térben és időben korlátozottan állnak rendelkezésre az adatok.

A légköri állapotváltozások (hőmérséklet, nedvesség stb.) vertikális profiljai közvetett módon, távérzékelési módszerekkel is meghatározható. Ezek lehetnek felszíni mérések, vagy műholdak által végzett megfigyelések. A műholdas mérések során (lásd később) a különböző hullámhossz-tartományokban észlelve gyakorlatilag a légkör bármely pontjáról információt szerezhetünk. Ez elsősorban az időjárás előrejelzések készítésénél fontos, hiszen olyan területekről is adatokhoz jutunk, ahol egyébként nincs, vagy nagyon kevés közvetlen mérési eredmény áll

rendelkezésre (pl. óceánok felett, vagy ritkán lakott térségekben). Más, földbázisú távérzékelési eszközök (pl. sodar, lidar, wind-profiler stb., – lásd később) alapvető előnye a kvázi folytonos adatgyűjtés lehetősége.

Ugyanakkor figyelembe kell venni azt is, hogy az egyes állapothatározók meghatározása esetében a távérzékelési módszerek pontatlanabb értékeket szolgáltatnak, mint a rádiószondás, megfigyelések.

A közvetett és közvetlen távérzékelési mérések egymást kiegészítve szolgáltatnak hasznos információt a légkör állapotáról.

8.3.7. Légköri állapothatározók a rádiószondás felszállások során

A rádiószondás mérés során általában több meteorológiai állapothatározó együttes mérése történik. Az egyes mérések ciklikusak, általában 1–2 másodpercig tartanak. Ez lehetővé teszi, hogy normál emelkedés mellett 5–10 méterenként kapjunk információt a légkör állapotáról.

8.3.7.1. Hőmérséklet mérés rádiószondás felszállások során

A hőmérőkkel támasztott általános műszer követelmények magaslégköri felszállások során a következők:

- gyors reagálási idő,
- védelem a napsugárzás, valamint a visszasugárzott infravörös hősugárzás ellen,
- ellenállóképesség,
- stabilitás,
- reprodukálhatóság.

A magaslégköri mérések során általában az alábbi szenzor típusokat alkalmazzák:

- a. Termisztor: kerámiából készült szenzor, melynek nagy az elektromos ellenállása és a hőmérséklet magváltozásával exponenciálisan csökken.
- b. Termokapacitív szenzor: általában bárium-stroncium-titán anyagból. Ennek permittivitása változik a hőmérséklet függvényében. Nagyon kis méretű szenzor (átmérő: 1,2 mm, de létezik 0,1 mm átmérőjű is) – a kis méret által kiküszöbölhető a sugárzás hatása.
- c. Ellenállás hőmérő: előnye a hőmérséklettel való lineáris kapcsolat, a gyors válaszidő és a kis sugárzási hiba. Hátránya, hogy elég sérülékeny.
- d. Termoelem: pl. réz-konstantán. A különböző fémek elektronjainak mozgékonyága eltérő. Ha két különböző fémek mindkét végén összeforrasztunk, az egyikből elektronok lépnek át a másikba. Az egyik forrasztási pontot állandó hőmérsékleten tartva a másik hőmérsékletét változtatva áram indul meg a rendszerben, amit egy közbeiktatott árammérővel mérhetünk. A fix pontot a rádiószonda belsejében egy közelítőleg állandó hőmérsékletű helyen kell tartani. Ezt az állandó hőmérsékletet például egy réz ellenállással határozzák meg.
- e. Bimetál szenzor: régebben általában ezt a típust használták. Ez egy 0,2 mm vastag, 130 mm hosszú spirális szenzor a sugárzástól védett helyen elhelyezve. A mechanikai változást (hőtágulást) egy kódlemeze regisztrálta a műszer. Hibája a nagy sugárzási érzékenység (különösen 20 hPa felett), és a lassú reakcióidő, ezért ma már egyre kevesebb helyen használják.

8.3.7.2. Légnyomás mérése rádiószondás felszállások során

A légkörben felfelé haladva folyamatosan csökken a légnyomás. A légnyomás és a magasság közötti kapcsolatot felhasználva nyomá szenzor alkalmazása helyett a légnyomás értéke a rádiószonda magasságának meghatározásából is származtatható.

Ez nagy mértékben csökkenti a kiadásokat, ugyanakkor a magasság mérése a gyakorlatban pontatlanabb, mint a közvetlen nyomásmérés, ezért általában nyomásmérő szenzort is alkalmaznak a rádiószondás felszállás során.

A légnyomás megváltozása valamilyen elektromos, vagy mechanikus hatást idéz elő az alkalmazott műszerekben. A felszállás során tág határok között kell mérni a légnyomást és a rendkívül kis változást is érzékelni kell.

A magaslégköri mérések során általában az alábbi szenzor típusokat alkalmazzák:

- a. Aneroid kapszula: leggyakrabban ezt használják. Régebben 50–60 mm átmérőjűek voltak. A kapszula mechanikai megváltozása valamilyen detektálható jellé alakítható. A változás függ a doboz rugalmasságától, és a kapszula felszínének méretétől.
- b. Kapacitív aneroid kapszula: kisebb átmérőjű (30 mm), doboz, melynek mechanikai megváltozását egy belső, beépített kondenzátor méri.
- c. Szilikon szenzor: nagyon kis méretű érzékelő. Egy félvezetőben egy kis üreget képeznek ki, melyet nagyon vékony szilikon réteggel vonnak be. Ennek a vékony szilikon rétegnek a vastagsága változik a nyomásváltozás hatására. E kis mértékű változás piezoellenállással mérhető.
- d. Hipszométer: régebben alkalmazták magaslégköri nyomás mérésére valamilyen alacsony forráspontú folyadék forráspontjából számítva a légnyomást. A folyadékok forrása (az az állapot, ahol a folyadék fázisból megtörténik a gőzfásisba való átmenet) ugyanis a légnyomás függvényében eltérő hőmérsékleten következik be. Alacsonyabb légnyomáson alacsonyabb a folyadékok forráspontja (8.4. táblázat). (A Kékestetőn a víz például 96 °C-on forr. A nagyjából 37 °C-os vér forráspontja pedig 62 hPa nyomáson következik be.)

8.4. táblázat: A víz forráspontja különböző légnyomás értékek mellett, valamint a forráspont változásának nagysága. A forráspont légnyomástól függő változását régebben a forráspont-mérőkben (hipszométerek) használták ki.

Légnyomás (hPa)	Víz forráspontja (°C)	A forráspont változása (°C/hPa)
1000	100	0,03
100	46	0,2
10	7,2	1,5

8.3.7.3. Légnedvesség mérése rádiószondás felszállások során

A rádiószondás felszállások során általában a relatív nedvességet (esetleg más nedvességi mérőszámot, például harmatpontot) határoznak meg különböző típusú szenzorokkal. A nedvesség mérése azon alapul, hogy vízmolekulák gyorsan cserélődnek a légkör és a mérőműszer között. A legtöbb modern relatív nedvesség-mérő szenzor nagyjából –10 °C-ig hasonló pontossággal mér. Alacsony hőmérsékleten és nyomáson azonban nagyon nehézvé válik a mérés. Itt az érzékelők jóval lassabban reagálnak, mint a hőmérsékletmérők.

A nedvességmérőket először kalibrálni kell (a legtöbb relatív nedvesség-mérő szenzor hőmérsékletfüggő). A mérés során védelmet kell biztosítani a csapadék közvetlen hatása ellen, (ugyanakkor figyelembe kell venni, hogy a védőburkolatról történő párolgás is okozhat hibát). A sztratoszféra alacsony hőmérsékletű és alacsony nyomású tartományában nem végezhető kielégítő pontosságú nedvességmérés.

A magaslégköri mérések során általában az alábbi szenzor típusokat alkalmazzák:

a.) Abszorpciós higrométerek: Itt a mérőelem a következő lehet:

- alumínium-dioxid vékonyréteg kondenzátor (ennek a szenzornak az impedanciája változik a az abszorbeált vízmolekulák, vagyis a harmatpont függvényében),
- vegyileg kezelt stírol kopolimer réteg, melynek átvezetési ellenállása változik a nedvesség függvényében,
- vékonyréteg, polimer dielektromos kondenzátor, amelynek kapacitása változik a relatív nedvesség függvényében.

b.) Szén-hygristor:

Hasonló karakterisztikákkal rendelkező szenzor, mint az abszorpciós higrométer.

c.) Aranyütő hártya (állati, általában szarvasmarha gyomorból preparált hártya):

Régebben alkalmazták a modernebb szenzorok megjelenése előtt. Az érzékelő 0 és 100% relatív nedvesség között mindössze 5–7%-kal nyúlik meg, a megnyúlás mértékét egy írókarral amit regisztrálóhoz lehetett csatlakoztatni.

d.) Lítium-klorid szenzor (ellenállás mérés):

Ez a típus lassan reagál és 600 hPa alatt nem ad megbízható értéket. Egy kis, szigetelő anyagból készült hengerre vékony, nem vezető anyagot (üvegszövetet) csévélnek és átítatják valamilyen sóoldattal (pl. lítium-kloriddal). Erre a műszer a környező levegőből vizet vesz fel és ezáltal vezetővé válik. Az üvegszövet két végéhez elektródák

csatlakoznak, amelyekre 20–25 V váltófeszültséget kapcsolnak. Ha a mérőelem a levegőből vizet vesz fel, nő a vezetőképessége, ezáltal a rajta átfolyó áram is. Emiatt növekszik a sóoldat hőmérséklete is. A növekvő hőmérsékletű sóoldat vizet ad le. Adott nedvességtartalomhoz létezik egy egyensúlyi hőmérséklet, melyen a sóoldatba be és kilépő vízmolekulák száma megegyezik. Ezt egy platina ellenállás hőmérővel mérhetjük. Az így kapott hőmérséklet a levegő harmatpontjának a függvénye.

8.3.7.4. Magassági szél meghatározása rádiószondás felszállások során

A szélirány és szélsébség meghatározására külön műszereket nem alkalmaznak, azt a ballon emelkedéséből és sodródásából lehet meghatározni. Ezáltal pontos információt kapunk a különböző magasságokban uralkodó szélviszonyokról.

8.3.8. Rádiószonda felbocsátása és a mérések végrehajtása

Az első lépés a mérés előkészítésre. Ehhez a műszereket kalibrálni kell (szobában, vagy mérőházban) a pontos mérés érdekében (8.6. ábra). A kalibrálás után megfelelő helyen hidrogénnel, vagy héliummal felfújják a ballont (8.7. ábra). Magyarországon a hidrogén terjedt el. Előnye, hogy olcsóbb, hátránya, hogy tűz- és robbanásveszélyes. A munkavédelmi szabályok betartásával azonban ez a hátrány kiküszöbölhető. A meteorológiai szondázásból fakadó baleset Magyarországon még nem történt. Egyes országokban (például Japánban) azonban nem engedélyezett a hidrogén alkalmazása.

A ballonba a hidrogén egy földalatti hidrogéntárolóból jut el, egy csővezetéken keresztül. A felfújás során egy előre beállított mérleg (8.8. ábra) szabályozza a ballonba töltött gáz mennyiségét. Amikor eléri a megfelelő tömeget, a gázcsap elzáródik. A ballonra erősítik a rádiószondát (a kettő közé általában egy ún. szögletviszaverőt is erősítenek, mely később majd az esést mérsékli) (8.9. ábra), majd az észlelés időpontjában felbocsátják (8.10. ábra). A felbocsátás általában az észlelő személyzet által történik, de léteznek automata rádiószonda felbocsátó rendszerek is (ezek azonban erős szélben nem alkalmazhatók). Egyes állomásokon a repülés biztonsága érdekében – elsősorban a repülőterek környezetében lévő rádiószonda állomásokon – engedély szükséges a felbocsátáshoz.



8.6. ábra: Rádiószonda kalibrálása felbocsátás előtt az Országos Meteorológiai Szolgálat Pestszentlőrinci Obszervatóriumában



8.7. ábra: Rádiószonda mérésekhez használt ballon felfújása hidrogénnel megfelelő helyiségben (Országos Meteorológiai Szolgálat szegedi meteorológiai állomás).

A rádiószondát a ballon a magasba emeli. A ballon emelkedése során folyamatosan sodródik a magassági szélllel. A nagyjából másfél órás emelkedés alatt horizontális irányban akár 100–200 km-re is eltávolodhat a felbocsátás helyétől. A rádiószonda pozícióját egy GPS szenzor méri.

Emelkedés során, ahogy a külső légnyomás csökken, a ballon egyre tágul. Egy ponton túl a ballon anyaga elpattan. Ez általában 30–35 km-es magasságban következik be. A ballon kipukkadása után a rádiószonda lezuhan.

Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál Vaisala RS92-SGP rádiószondát alkalmaznak (8.11. ábra).



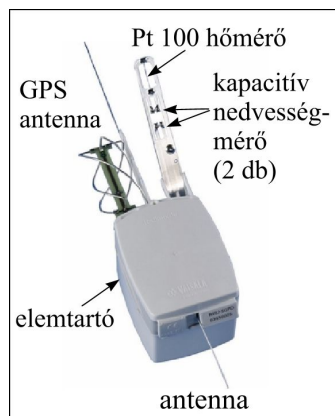
8.8. ábra: A ballonba töltött gáz mennyiségét egy mérleg szabályozza. Ha az előre beállított mennyiségű gáz a ballonba jutott, a gázcsap automatikusan elzár (Országos Meteorológiai Szolgálat, szegedi meteorológiai állomás).



8.9. ábra: A ballonra erősítenek egy szögletvisszaverőt és a rádiószondát. (Országos Meteorológiai Szolgálat, Pestszentlőrinci Főobszervatórium). A ballont a hangárban fújják fel, majd kihozzák egy szabad területre, ahonnan a felbocsátás történik.



8.10. ábra: A rádiószonda felbocsátása (Országos Meteorológiai Szolgálat, Pestszentlőrinci Főobszervatórium). A magyarországi gyakorlatban a Vaisala RS92-SGP rádiószondákat alkalmazzák.



8.11. ábra: Az Országos Meteorológiai Szolgálat által használt Vaisala RS92-SGP rádiószonda (www.vaisala.com). A hőmérsékletet egy kis méretű Pt 100-as platina ellenállás hőmérő méri, aminek elektromos ellenállása változik meg a hőmérséklet függvényében. A relatív nedvességet két vékonyréteg film között mérik, aminek elektromos kapacitása egyenes arányban változik a relatív páratartalom növekedésével. A nedvességmérőből két szenzort is alkalmaznak, aminek az az oka, hogy a légkör magasabb szintjein gyakran előfordulhat, hogy a légköri víz ráfagy a szenzorra, ami ellehetetleníti a további mérést. Ilyenkor az egyik szenzor mér, a másik szenzort pedig elektromosan fűti a szonda, amíg le nem olvad. Egyes szondáknál a dobozban légnyomásmérő szenzort is alkalmaznak. A hőmérséklet, relatív nedvesség és légnyomás adatokat egy kis adó továbbítja a földi állomásra. A rádiójelek

továbbítása 400–406 MHz között történik frekvencia modulációval (FM). A pozicionálást egy GPS antenna biztosítja, a pontos helymeghatározás az alapja a magassági szélirány és szélesség meghatározásának is.

8.4. Mérések vetőszondával

A légkör vertikális szerkezetének feltárására vetőszondákat (8.12. ábra) is alkalmaznak. A vetőszondákat repülőgépekkel (esetleg meteorológiai rakétákkal) juttatják a vizsgálandó terület fölé, majd onnan kioldva a szonda lefelé zuhanva végzi a méréseket és továbbítja az adatokat a vevő egységbe. A vetőszondázást általában olyankor alkalmazzák, amikor a közvetlen, repülőgépes belerépüléssel végzett célzott megfigyeléseket az időjárási helyzet veszélyessége, vagy bonyolultsága miatt nem lehet végrehajtani. Elsősorban a trópusi ciklonok kutatása során végeznek ilyen megfigyeléseket a Mexikói-öböl, és a Karib-tenger térségében.



8.12. ábra: Vaisala RD94 típusú vetőszonda (www.vaisala.com)

8.5. Repülőgépes mérések

A repülőgépes mérések jelentős mennyiségű meteorológiai adatot szolgáltatnak a légkör magasabb részeiről. Ezek lehetnek speciális, célzott mérési programok és a légi-kereskedelmi, illetve légi-közlekedési repülőgépeken végzett mérések.

8.5.1. Speciális repülőgépes mérések

A speciális repülőgépes meteorológiai mérések különböző légkörkutató célokat szolgálnak. Ilyenek például a következők:

- a. Trópusi ciklon-kutatás: a repülőgéppel a trópusi ciklon fölé repülnek és ott végeznek in situ méréseket, vetőszondákat dobnak, illetve távérzékelési módszerekkel vizsgálják a légkört.
- b. Felhő és zivatar-kutatás: speciálisan, szerkezetileg megerősített repülőgépekkel végeznek méréseket a felhőkbe történő berepüléssel. Ez esetben is együtt alkalmazzák az in situ (közvetlen) és a repülőgépről végzett távérzékelésen alapuló (pl. radar) méréseket.
- c. Magaslégkör-kutatás: ez esetben olyan különlegesen kialakított repülőgépeket alkalmaznak, melyek képesek akár 30–40 km-es magasságig, a sztratoszférába is felemelkedni. A magaslégköri mérések során elsősorban közvetlen sugárzásméréseket végeznek.

Az 1990-es évek elejétől (lásd pl. Holland et al., 1992) egyre terjednek a különböző meteorológiai célból végzett pilóta nélküli repülőgépekkel (UAV- Unmanned Air Vehicle) végzett mérések is.

8.5.2. Folyamatos repülőgépes mérések

A speciális repülőgépes mérések mellett a numerikus időjárás előrejelző-modellek számára folyamatosan szolgáltatják az adatokat a légi-kereskedelmi és légi-közlekedési forgalomban résztvevő repülőgépek is. Ezek a repülés szintjéről szolgáltatnak információt, illetve fel- és leszállás során a légkör vertikális metszetéről képet adnak. Az adatgyűjtést a Meteorológiai Világszervezet AMDAR és ASDAR rendszere végzi (részletesen lásd WMO, 2003).

Az AMDAR (Aircraft Meteorological DATA Relay – Repülőgépes Meteorológiai Adattovábbító Rendszer) a repülőgépeken elhelyezett műszerekkel mért meteorológiai adatok továbbítását végző rendszer. A kommunikáció a repülőgép és egy földi állomás között történik. Naponta körülbelül 130.000 észlelés történik ilyen módon. Elsősorban a magaslégköri hőmérséklet és szél adatokat mérik, de egyre gyakrabban végzik a légnedvesség, a vertikális szélesség és a légköri turbulencia mérését is.

Az ASDAR (Aircraft to Satellite DATA Relay – Repülőgépekről Műholdakra történő Adattovábbító Rendszer) rendszer az AMDAR rendszertől annyiban különbözik, hogy a repülőgépeken mért adatokat műholdakon keresztül továbbítják.

8.5.3. Meteorológiai adatok mérése

8.5.3.1. Légnyomás mérése

A repülőgépeken a repülőgép testére erősített ún. Pitot-csőket használnak, melyek segítségével meghatározható a statikus nyomás és az áramlásból adódó dinamikus nyomás. A nyomás mérésére nagy pontosságú szenzorokat használnak, melyek vagy valamilyen szelencés elektromechanikus műszerek, vagy elektronikus nyomásérzékelők. A mért értékekből származtatható a nyomási magasság, és a Mach-szám (a repülőgép sebességének az adott közegre vonatkoztatott hangsebességnek a hányadosa).

Az AMDAR rendszerben általában nem a statikus nyomás értéket továbbítják, hanem a Nemzetközi Standard Légkör (ICAO – International Standard Atmosphere, ICAO, 1964) alapján számított nyomási magasságot.

A standard légkör a hőmérséklet lineáris csökkenését feltételezi 6,5 °C/km vertikális hőmérsékleti gradienssel 11 km (36 089 láb) magasságig. A standard légkörben az átlagos tengerszinti hőmérséklet 15 °C, a légnyomás 1013,25 hPa. 11 és 20 km magasság között a hőmérséklet állandó, –56,5 °C.

A nyomási magasság (Pressure altitude – PALT) és a légnyomás közötti összefüggést 36 089 láb (11 km) magasságig az alábbi (8-1) összefüggés írja le:

$$P(\text{hPa}) = 1013,25(1 - 10^{-6} \cdot 6,8756(\text{PALT}))^{5,2559} \quad (8-1)$$

ahol PALT mértékegysége láb.

A nyomás és a magasság kapcsolatát a standard légkörben a 8.5. táblázat mutatja.

8.5. táblázat: A légnyomás és a magasság kapcsolata a standard légkörben

Nyomás	Magasság		Nyomás	Magasság		Nyomás	Magasság		Nyomás	Magasság	
(hPa)	(láb)	(hPa)	(hPa)	(láb)	(hPa)	(hPa)	(láb)	(hPa)	(hPa)	(láb)	(hPa)
1050	–989	–302	850	4782	1458	650	11783	3591	450	20816	6345
1040	–723	–220	840	5098	1554	640	12176	3711	440	21348	6507
1030	–455	–139	830	5418	1651	630	12575	3833	430	21890	6672
1020	–184	–56	820	5741	1750	620	12979	3956	420	22442	6840
1010	89	27	810	6066	1849	610	13388	4081	410	23004	7012
1000	364	111	800	6396	1949	600	13803	4207	400	23578	7187
990	641	195	790	6728	2051	590	14223	4335	390	24164	7365

980	921	281	780	7064	2153	580	14650	4465	380	24762	7547
970	1202	366	770	7403	2256	570	15082	4597	370	25373	7734
960	1487	453	760	7746	2361	560	15520	4731	360	25997	7924
950	1773	540	750	8093	2467	550	15965	4866	350	26636	8119
940	2062	629	740	8443	2573	540	16416	5004	340	27290	8318
930	2354	717	730	8797	2681	530	16874	5143	330	27959	8522
920	2648	807	720	9156	2791	520	17340	5285	320	28645	8731
910	2944	897	710	9518	2901	510	17812	5429	310	29348	8945
900	3244	989	700	9884	3013	500	18292	5575	300	30071	9166
890	3546	1081	690	10255	3126	490	18780	5724	290	30812	9392
880	3851	1174	680	10630	3240	480	19276	5875	280	31575	9624
870	4158	1267	670	11010	3356	470	19780	6029	270	32361	9864
860	4469	1362	660	11394	3473	460	20294	6186	260	33170	10110

36 089 láb (11 km) magasság fölött a nyomási magasság és a légnyomás közti kapcsolatot a 8-2 egyenlet írja le:

$$P(\text{hPa}) = 226,32^{-\left(\frac{\text{PALT}-36089}{20805}\right)} \quad (8-2)$$

ahol PALT mértékegysége láb.

A Mach-szám meghatározásához a statikus és a dinamikus nyomás értékeket is felhasználják:

$$M^2 = \frac{2}{(\gamma-1)} \left[\left(\frac{p_s}{p_0} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} - 1 \right] \quad (8-3)$$

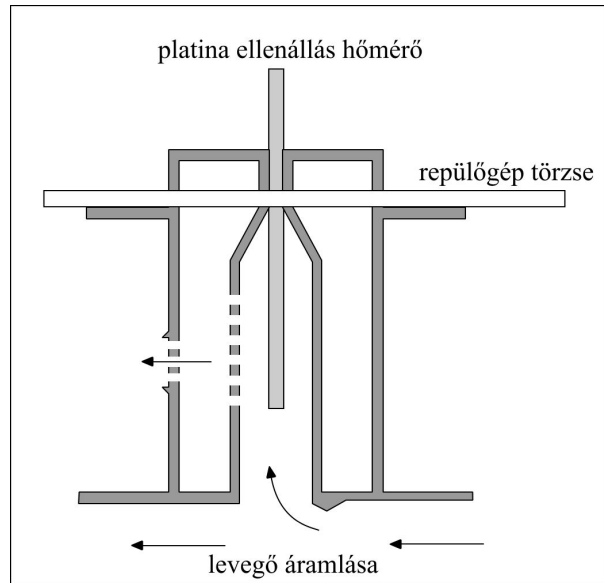
ahol p_0 és p_s rendre a statikus nyomás és a teljes nyomás (mindkét érték a Pitot-csöves mérésből származik), γ a száraz levegő állandó nyomáson és állandó térfogaton vett fajhőjének aránya ($\gamma = c_p/c_v$).

8.5.3.2. Hőmérséklet mérése

Az áramlás befolyásolja a hőmérséklet értékét, ezért a mérést speciálisan kialakított kamrában mérik (8.13. ábra). A hőmérséklet mérésére platina ellenállás használnak. A tényleges hőmérséklet értékét (T_0) a Mach szám (M) alapján korrigálják:

$$T_0 = \frac{T_1}{\left(1 + \lambda \frac{\gamma-1}{2} M^2 \right)} \quad (8-4)$$

ahol T_1 a mért hőmérséklet, λ pedig a szenzor burkolásától függő tényező, értéke általában 0,97 (WMO, 2008).



8.13. ábra: Hőmérsékletmérés repülőgépen speciális kialakított kamrában. A platina ellenállás hőmérőt a kamrába lógatják bele. Ez védi az áramlás hőmérsékletmérést módosító hatásától.

8.5.3.3. Szélirány és szélesség mérése

A háromdimenziós szélvektor meghatározása repülőgépes mérések során meglehetősen bonyolult feladat. A tényleges szélességet a repülőgép Földhöz viszonyított sebessége és az áramlás repülőgéphez viszonyított sebessége alapján számítják. A repülőgép sebességét és az áramlás repülőgéphez viszonyított sebességét a Pitot csöves mérések, valamint a navigációs rendszer segítségével határozzák meg.

8.5.3.4. Turbulencia mérése

A légkörben a rendezetlen áramlást turbulenciának nevezzük. A turbulencia karakterisztikus mérete a néhány mm-es vagy cm-es nagyságrendtől (mikro-turbulencia) a néhány km-en turbulens örvényeken keresztül a több ezer km-es nagyságrendig (planetáris hullámok) terjed. A turbulencia fontos mennyiség repülés biztonsága érdekében. A repülőgépen a következő mennyiségek valamelyikének mérése alapján határozzák meg (részleteket lásd: WMO, 2003):

- vertikális gyorsulás,
- származtatott ekvivalens vertikális szellőkés (derived equivalent vertical gust – DEVG),
- örvény disszipációs arány (eddy dissipation rate – EDR).

A turbulencia meghatározására több módszert is alkalmaznak:

- Szubjektív észlelés: a repülőgépek repülés közben tapasztalt turbulencia helyét, idejét és erősségét határozzák meg (az adatokat az AIREP távirat formájában jelentik).
- Mérőműszerrel a repülőgép súlypontjának turbulencia következtében történő elmozdulását, a vertikális gyorsulást mérik. E mérés során nem magát a turbulenciát mérik, hanem annak a repülőkre gyakorolt hatását, amiből megfelelő algoritmusokkal származtatják a turbulenciát.
- A turbulencia távérzékelő műszerekkel is meghatározható, ezeket akár kutatórepülőkre is telepíthetik.

Felhős időben gyakori a turbulencia, de tiszta időben is előfordulhat (Clear Air Turbulence – CAT), ami hirtelen, minden átmenet nélkül fellépve potenciális veszélyt jelenthet a repülés számára.

8.5.3.5. Légnedvesség mérése

A levegő nedvességtartalmát (általában a relatív nedvességet) a nagy sebesség miatt csak nagyon pontatlanul lehet meghatározni. Leginkább csak kutatási célú repülések során mérik, az AMDAR és ASDAR rendszerben kevésbé szerepelnek nedvesség adatok.

8.6. Meteorológiai rakéták

A meteorológiai rakétákat általában kutatási célból lövik fel és nagyjából a légkör húsz és kilencven kilométer közötti tartományának (sztratoszféra és mezoszféra) közvetlen mérésére használják (részleteket lásd pl. WMO, 2008).

A rakétamérések során az alábbi módszereket alkalmazzák:

- a. A rakéta a pályája legmagasabb pontján egy műszert old ki, ami egy fékezőegység (ejtőernyőhöz hasonló eszköz) segítségével ereszkedik lefelé és folyamatosan méri a levegő hőmérsékletét. A fékezőegység radarral történő követése alapján a magassági szél is meghatározható.
- b. A rakéta a pályája legmagasabb pontján egy felfújott ballont bocsát ki, amit radarral követve meghatározható a levegő sűrűsége és a magassági szél.

Irodalomjegyzék és ajánlott irodalom:

- Barcza, Z., Kern, A., Haszpra, L., és Kljun, N.. 2009. *Spatial representativeness of tall tower eddy covariance measurements using remote sensing and footprint analysis*. Agricultural and Forest Meteorology. 149. 795–807.
- Haszpra, L., Barcza, Z., Davis, K.J., és Tarczay, K.. 2005. *Long-term tall tower carbon dioxide flux monitoring over an area of mixed vegetation*. Agricultural and Forest Meteorology. 132 (2005). 58–77.
- Holland, G.J., McGeer, T., és Youngren, H.. 1992. *Autonomous aerosondes for economical atmospheric soundings anywhere on the globe*. Bulletin of the American Meteorological Society. 73. 1987–1998.
- Horváth, L., Mészáros, R., és Weidinger, T.. 2002. *A nitrogénmérleg meghatározása a légkör és egy lucfenyves állomány között In: Flachner, Zs., Németh, T., Tóth, R. (szerk.): A légszennyezés környezeti hatásainak elemzése – elméleti háttér*. Készült az MTA TAKI és a Környezetvédelmi Minisztérium együttműködésében. MTA TAKI és Atmosphaera Consulting Kft. Budapest. 37-52.
- Horváth, L., Asztalos, M., Führer, E., Mészáros, R., és Weidinger, T.. 2005. *Measurement of ammonia exchange over grassland in the Hungarian Great Plain*. Agricultural and Forest Meteorology. 130. 282–298.
- International Civil Aviation Organization. 1964. *Manual of the ICAO Standard Atmosphere*. Second edition. Doc. 7488. Montreal.
- Mészáros, R., Horváth, L., Weidinger, T., és Ács, F.. 2002. *A troposzférikus ózon száraz ülepedésének mérése és modellezése. In: Flachner, Zs., Németh, T., Tóth, R. (szerk.): A légszennyezés környezeti hatásainak elemzése – elméleti háttér*. Készült az MTA TAKI és a Környezetvédelmi Minisztérium együttműködésében. MTA TAKI és Atmosphaera Consulting Kft. Budapest. 17–36.
- Mészáros, R., Horváth, L., Weidinger, T., Neftel, A., Nemitz, E., Dämmgen, U., Cellier, P., és Loubet, B.. 2009. *Measurement and modelling ozone fluxes over a cut and fertilized grassland*. Biogeosciences. 6. 1987–1999.
- World Meteorological Organization. 2003. *Aircraft Meteorological Data Relay (AMDAR) Reference Manual*. WMO-No. 958. Geneva. ISBN 92–63–10958–3.
- World Meteorological Organization. 2008 (WMO, 2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 8. Geneva. ISBN 978-92-63-10008-5.

<http://www.vaisala.com/>

9. fejezet - Aktív távérzékelési módszerek

Az aktív távérzékelési mérések során egy jeladóból valamilyen jelet (általában elektromágneses hullámot, esetleg hanghullámot, vagy mindkettőt) bocsátanak ki a vizsgálandó térrész irányába és a légköri elemeken történő szóródás után a visszaverődött jeleket detektálva a vizsgált légköri tartományáról szerezhetünk információt. A földbázisú aktív távérzékelési eszközöket a 9.1. táblázat foglalja össze.

9.1. táblázat: Földbázisú aktív távérzékelési eszközök

Távérzékelési eszköz	Felhasználási terület	Mérési tartomány	Mit mér?
Időjárási radar	időjárás előrejelzés, veszélyjelzés, hidrológiai információk, kutatás	horizontálisan: 150–200 km vertikálisan: radar fölötti légréteg	- csapadék intenzitás - egyes típusok radiális szél (részleteket lásd: 9.1. fejezet)
SODAR (hangradar)	információk erőművek tervezése, üzemeltetése számára, kutatás	néhány 100 m-es magasságig	vertikális szélprofil (részleteket lásd: 9.2. fejezet)
Windprofiler (szélprofil-mérő)	numerikus modellek számára bemenő adatok, -kutatás	akár 15 km-es magasságig (egyes típusok csak néhány km-es magasságig)	vertikális szélprofil (részleteket lásd: 9.3. fejezet)
RASS (Rádió akusztikus szondázó rendszer)	numerikus modellek számára bemenő adatok, kutatás	néhány 10 m-es magasságig	vertikális szélprofil, vertikális hőmérsékleti profil (részleteket lásd: 9.4. fejezet)
Mikrohullámú rádióméter	légköri összetevők mennyisége, kutatás	2-3 km magasságig, víztartalom: teljes légoszlop	légköri összetevők koncentrációja különböző magasságokban, teljes légoszlop mennyiség (részleteket lásd: 9.5. fejezet)
LIDAR (lézer radar)	légköri összetevők, áramlások vizsgálata, kutatás	néhány 100 m-es magasságig,	légköri összetevők vertikális koncentráció profilja, vertikális szélprofil, vertikális hőmérsékleti profil (részleteket lásd: 9.6. fejezet)

9.1. Időjárási radarmérések

Az időjárási radar (Radio Detection And Ranging) egy olyan rádiótechnikai rendszer, mely adó-vevő-antenna és megjelenítő berendezésből áll. A radar nagy energiájú elektromágneses impulzusokat bocsát ki másodpercenként több százszor. A rádióhullámok a hidrometeorokról (felhő részecskéiről, csapadékelemekről) szóródnak és visszaverődnek. A környezetből érkező visszaverődések detektálásával információt nyerhetünk a visszaverődést

okozó objektumok helyzetéről és tulajdonságairól. A visszavert jelet echonak (visszhang) nevezik. Ez a jel a kibocsátott jelhez képest több nagyságrenddel (akár 10 nagyságrenddel) kisebb intenzitású, ezért a visszaverődő jelet fel kell erősíteni.

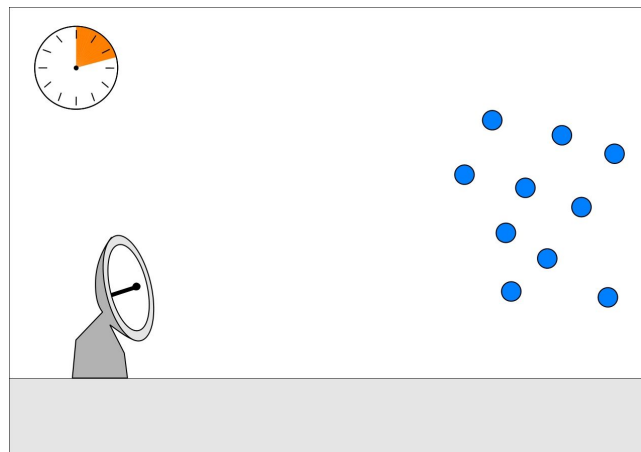
9.1.1. Az időjárásradar története

A II. világháború alatt katonai radarokat alkalmaztak a repülőgépek és a hajók felderítésére céljából. A radarok képernyőjén azonban olyan jelek is feltűntek, amik zavarták a detektálást. E jelek csapadékot okozó felhőkről származtak. Hamar nyilvánvalóvá vált, hogy a radarokat időjárásradarok célra is tudják alkalmazni. Az első dokumentált zivatarcella megfigyelés 1941. február 20-án, Angliában történt. Néhány évvel később, 1943-ban üzembe helyezték az első, kifejezetten meteorológiai célú időjárásradart az USA-ban. Az időjárásradarok gyorsan terjedni kezdtek. Az 1950-es évektől a radarok a fejlesztések révén egyre hatékonyabbakká váltak, a visszavert jelekből egyre több információval szolgáltak (Atlas, 1990). Az 1950-es években radarmeteorológiai központok alakultak ki az Egyesült Államokban, Kanadában, Angliában és Szovjetunióban. 1950 és 1980 között az egész világon elterjedtek a meteorológiai radarok, ami nagy előrelépést jelentett a rövidtávú időjárás előrejelzés, a veszélyjelzés és a repülésmeteorológia számára. Az 1960-as évek közepétől kezdődően kísérleteket végeztek a polarizációs és a doppler-effektuson alapuló radarok fejlesztésében. Ezek a radarok az 1980-as években kezdtek elterjedni. E radarokkal már a felhők mozgási sebességéről is információt lehetett szerezni. Mára a világ számos részén fejlett radarhálózatok működnek, ezek nélkül már szinte elképzelhetetlennek tűnik a veszélyes időjárás jelenségek detektálása és előrejelzése.

9.1.2. Időjárásradarok felépítése

Az időjárásradarok általában három részből állnak:

- Pontos óra, ami a jelek kibocsátás és a visszaérkezés idejét figyeli.
- Adó-vevő berendezés. Ez egy olyan mikrohullámú elektroncső, ami egyenáramú energiát alakít át nagyfrekvenciájú energiává, és fordítva.
- Antenna, ami gondoskodik róla, hogy az adó által létrehozott impulzus egy koncentrált, általában 1–2 fok széles nyaláb legyen. Az antenna általában paraboloid alakú, hogy a visszaérkező jeleket elég széles sávban tudja fogadni (9.1. ábra).



9.1. ábra: Hagyományos meteorológiai radar működési elve

A kibocsátott radarimpulzus irányát egy magassági- és egy oldalszög segítségével adhatjuk meg. A magassági szöget a helyi vízszinteshez képest felfelé 90° -ig, az oldalszöget pedig a helyi északi iránytól (negatív irányba) mérjük. Az antenna feladata még a szögről szóló információt is elküldeni a vevőnek.

Az antenna által felfogott gyenge jeleket a vevő erősíti fel és alakítja át alacsony frekvenciájú jellé valamint továbbítja a feldolgozó rendszernek. A feldolgozó rendszer gyűjti az információt a magassági- és oldalszögről, valamint az időmérő által továbbított adatokat. Ezeket az adatokat együttesen feldolgozva egy megjelenítő rendszer segítségével vizuálisan is megjelenítik az eredményt.

9.1.3. Időjárási radarok tulajdonságai

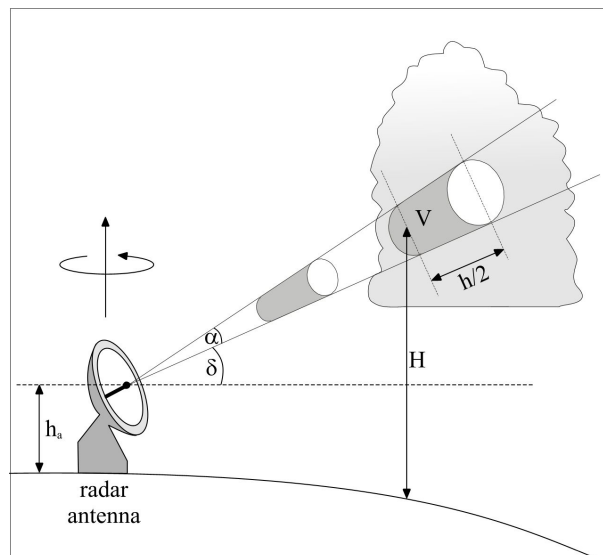
A radarmérések során a radar-echó erőssége, a kapott eredmény függ a radarok műszaki jellemzőitől (pl. radar teljesítménye, a kibocsátott jelek hullámhossza, az antenna tulajdonságai stb.), valamint a hidrometeorok tulajdonságaitól is (hirometeorok fajtája, méreteloszlása, távolsága a radartól stb.) Ebben az alfejezetben a radarok tulajdonságaival foglalkozunk (9.2. ábra).

9.1.3.1. Impulzus ismétlési frekvencia (Pulse repetition frequency – PRF)

Az impulzus ismétlési frekvencia (Hz-ben kifejezve) azt adja meg, hogy 1 másodperc alatt hány impulzust bocsát ki az adó. Ennek ismeretében kiszámítható a maximális távolság (r_{\max}), ahonnan két kibocsátott jel között még visszaérkezhet jel. A radarimpulzus közel fénysebességgel (c) terjed, innen

$$r_{\max} = \frac{c}{2 \cdot \text{PRF}}, \quad (9-1)$$

Ahol a nevezőben a kettes faktor arra utal, hogy a jelnek oda-vissza meg tennie az utat a radar és a célobjektum között.



9.2. ábra: Hagyományos meteorológiai radar által kibocsátott elektromágneses hullám terjedése a légkörben. Jelölések az ábrán: h_a az antenna magassága a Földfelszín felett, α a nyalábszélesség, δ az antenna magassági szöge (változik a mérés során), H a vizsgált térrész magassága a földfelszín felett, V az impulzus térfogat, $h/2$ pedig a vizsgált térfogat „mélysége”.

9.1.3.2. Hullámhossz

A radarimpulzus hullámhossza az adócső által generált mikrohullámú elektromágneses hullám egy teljes periódusának hossza. A meteorológiai radarok esetén centiméteres nagyságrendű hullámhosszakat alkalmaznak. Az alkalmazott hullámhossz-tartományokat és frekvenciákat a 9.2 táblázat mutatja.

A legtöbb radar csak egyféle hullámhossz-tartományt használ, de egyes radarok többet is. A Magyarországon régebben alkalmazott orosz MRL-5 típusú radarok például két hullámhosszt (az X- és S-sávban) használtak együttesen (Nagy et al., 1998). A különböző hullámhosszak különböző mérésekre alkalmasak. A kisebb hullámhosszon kibocsátott jelek a kisebb cseppekről is visszaszóródnak, de hamar elnyelődnek a távolság növekedésével, míg a nagyobb hullámhosszal rendelkezők távolabbra is eljutnak, de a kisebb cseppeket nem veszik észre. Az ideális és Európában leginkább használt hullámhossz az 5 cm-es. A két különböző hullámhosszt használó radaroknak két-két adó-vevő berendezése van, hogy a méréseket egyidejűleg tudják elvégezni.

9.2. táblázat: Meteorológiai radaroknál alkalmazott frekvenciák és hullámhossz tartományok (Forrás: WMO, 2008)

Radar tartomány	Frekvencia	Hullámhossz	Névleges hullámhossz
UHF	300–1 000 MHz	1–0,3 m	70 cm
L	1 000–2 000 MHz	30–15 cm	20 cm
S ⁽¹⁾	2 000–4 000 MHz	15–7,5 cm	10 cm
C ⁽¹⁾	4 000–8 000 MHz	7,5–3,75 cm	5 cm
X ⁽¹⁾	8 000–12 500 MHz	3,75–2,4 cm	3 cm
K _u	12,5–18 GHz	2,4–1,66 cm	1,50 cm
K	18–26,5 GHz	1,66–1,13 cm	1,25 cm
K _a	26,5–40 GHz	1,13–0,75 cm	0,86 cm
W	94 GHz	0,30 cm	0,30 cm

(1): A meteorológiai radaroknál leggyakrabban alkalmazott tartományok

9.1.3.3. Impulzushossz

Az impulzushossz (τ) az az időtartam, amíg az adó folyamatosan működik. Az impulzushossz meghatározza azt a térfogatot, amelyről a visszaverődés történik, illetve a radar sugárirányú felbontását is, mivel a célról $\tau/2$ ideig történik visszaverődés.

Kisebb impulzushossz esetén jobb felbontás érhető el, ugyanakkor a mérés érzékenysége csökken, mivel kisebb impulzushossz esetén kisebb térfogatról történik a visszazórás, ami gyengébb jelet eredményez.

9.1.3.4. Impulzus szondázási hossz

Az impulzus szondázási hossz (h) a fénysebesség (c) és az impulzushossz (τ) szorzatának a fele, mivel a visszavert hullámnak a vevőig is meg kell tennie az utat:

$$h = \frac{c \cdot \tau}{2}, \quad (9-2)$$

9.1.3.5. Nyalábszélesség

A radarhullám egy szűk tartományban halad a cél felé. A nyalábszélesség ennek a tartománynak, a radarnyalábnak a szélessége általában $1-2^\circ$, de a radartól távolodva növekszik, azaz szétnyílik a nyaláb. Nyalábszélesség alatt azt a szöget értjük, ahol a kisugárzott energia maximuma a felére csökken (Geresdi, 2004).

9.1.4. Különböző radarmérési eljárások

A radarmérések során különböző módon történhet a légköri objektumok pásztázása:

1.) Standard mérési módok

- PPI mérés (Plan Position Indicator): A radar rögzített emelkedési (kibocsátási) szög mellett körbefordul, majd az emelkedési szöget növelve ismétli a folyamatot. Ekkor egy átlagos képet kapunk a légkörben található cseppekről. Ha olyan objektumot észlelünk a térben, amelynek vertikális felépítése érdekes lehet meteorológiai szempontból, akkor végezhetünk speciális méréseket.
- RHI (Range Height Indicator): Ebben az esetben abba az irányba állítjuk a radart, ahonnan a célt észleltük, és a radar emelkedési szögének kis, folyamatos változtatásával pásztázzuk a területet („bólogat” a radar) tipikusan 0 és 90 fok magassági szög között. E módszer segítségével sokkal pontosabb képet kapunk az adott objektum vertikális metszetéről, de csak szűk tartományban. Az eljárás majdnem olyan hosszú ideig tart, mint a körbefordulás (15 perc), ezért csak ritkán használják.

- c. CAPPI (constant altitude plan position indicator) – szektorozás: Ebben a módban egy konstans emelkedési szög mellett pásztáz a radar. Különösen veszélyes időjárási rendszerek feltérképezésére, illetve speciálisan, egy repülési út feltérképezésére használják.
- d. Vertikális keresztmetszet: A radar függőlegesen felfelé néz, és a radarállomás feletti térrészt pásztázza.
- e. Maximum érték: A radarmérés során egy változó maximumát adja meg az egyes pontok felett.
- f. Radarecho maximális magasság: A választott reflektivitási érték legnagyobb magasságát adja meg.
- g. Vertikálisan integrált vímmennyiség. Erős viharok egyik indikátora. A légkör kiválasztott tartományára megadható.

2.) Speciális mérési módok

Az előbbieken bemutatott standard mérés, illetve megjelenítési módok mellett speciális célú mérések is végezhetők időjárási radarokkal hidrológiai, ultrarövid-távú előrejelzési, repülési stb. célokból. Egyes mérések nem végezhetők minden típusú radarral. A speciális mérési programok a következők lehetnek:

- a. Csapadékösszeg: egy adott időszakra vonatkozó becsült csapadékösszeg a vizsgált tartományra.
- b. Csapadékösszeg egy adott vízgyűjtő területen: Egy adott időszakra egy területre integrált becsült csapadékösszeg.
- c. Szélsébség vertikális profil (VAD – Velocity Azimuth Display): Becsült szélsébség profil a radar felett.
- d. Szélsébség eloszlás: háromdimenziós becsült szélmező.
- e. Viharcella útvonala: A viharcellák központjának mozgása és annak előrejelzése egy összetett szoftver segítségével.
- f. Szélnyírás: Radiális és tangenciális szélnyírás becslése a felhasználó által megadott magasságban.
- g. Divergencia profil: A légköri divergencia becslése a radiális szélkomponens alapján.
- h. Mezociklon: a háromdimenziós szélmező felhasználásával mezociklonok szoftveres alakfelismerése, ami nagy segítséget jelenthet a tornádók előrejelzésében.
- i. Tornádóörvények felismerése: Tornádóörvények kialakulási helyeinek detektálása kifinomult alakfelismerési szoftver segítségével.

9.1.5. A radaregyenlet

A radar által kibocsátott hullámok a légkörben a távolság növekedésével folyamatosan gyengülnek. A gyengülés függ a kibocsátott radarimpulzus hullámhosszától is. A 3 cm-es hullámhosszú radarimpulzus 20-szor jobban csillapodik, mint az 5 cm-es, az 5 cm-es pedig 10-szer jobban, mint a 10 cm-es. Intenzív csapadék esetén a csillapodás még erősebb. Annak érdekében, hogy a különböző távolságban lévő csapadékok valódi intenzitását meg tudjuk állapítani, szükségünk van egy korrekciós eljárásra. Ezt a korrekciós eljárást Probert-Jones (1962) írta fel és radaregyenletnek nevezzük. A radaregyenlet felírható az alábbi alakban:

$$P_V = \frac{P_K \cdot G_M^2 \cdot \lambda^2 \cdot \Theta^2 \cdot h \cdot \sigma}{4^5 \cdot \pi^2 \cdot r^2 \cdot 2 \cdot \ln 2 \cdot V}, \quad (9-3)$$

ahol P_V a vett jel teljesítménye, P_K a kibocsátott impulzus teljesítménye, G_M az erősítési tényező, λ a hullámhossz, Θ a nyalábszélesség, h az impulzus hossz, σ a visszaszórási keresztmetszet, r a radartól vett távolság, V az impulzus térfogat.

A visszaszórási keresztmetszetet a szóródás (Mie-féle, vagy Rayleigh-féle szóródás) típusától függően definiáljuk. Ha a visszaszóró részecskék mérete összemérhető a kibocsátott sugárzás hullámhosszával, akkor a visszaszórás Mie elméletével írható le. Amennyiben a részecskék mérete legalább egy nagyságrenddel nagyobb, mint a radar által kibocsátott elektromágneses sugárzás hullámhossza, akkor a visszaszórás a Rayleigh-féle szórással írható le. Ez a feltétel a legtöbbször teljesül a hidrometeorokra, még abban az esetben is, ha nagyobb, cm-es nagyságrendű jégszemek is előfordulnak, mert ezek koncentrációja általában elhanyagolható.

A visszaszórást a nyalábszélesség és az impulzushossz által meghatározott térfogatban elhelyezkedő összes részecske átlagaként írjuk le. Az impulzus térfogatban lévő különböző hidrometeorok szabálytalan mozgást végeznek, ezért folyamatosan változik a visszaverő felület nagysága. Ez azt eredményezi, hogy a visszavert jel teljesítménye egy átlagos érték körül fluktuál.

A meteorológiai radaregyenlet felhasználhatóságához számos közelítő feltételezéssel élünk (Dombai, 2006):

- a. a meteorológiai célt alkotó részecskéknek egyenletesen kitöltik a besugárzott térrészt,
- b. a részecskék anyaga, halmazállapota és méreterinti eloszlása ismert vagy meghatározható,

- c. meghatározható az egységnyi térfogatra eső visszaverő keresztmetszet, a reflexiós tényező, a radar célt alkotó részecskék paramétereinek a függvényében,
- d. feltételezzük, hogy megfelelő eljárást tudunk alkalmazni a vett jel fluktuációinak a kiszűrésére, azaz meg tudjuk mérni a visszavert sugárzás átlagos teljesítményét,
- e. az antennára adott pillanatban beérkező visszaverődések a késési időnek megfelelő távolságban elhelyezkedő véges, a kibocsátott impulzus térbeli hosszának felével megegyező vastagságú, gömbrétegből származnak,
- f. a figyelembe veendő gömbrétegben található részecskék által visszavert sugárzás intenzitását az antenna iránykarakterisztikája határozza meg.

9.1.6. A csapadékintenzitás meghatározása

A radar által vett jel teljesítmény alapján a radar karakterisztikáinak ismeretében meghatározható a célra jellemző visszaverő képesség. Ezt a mennyiséget reflektivitási tényezőnek (Z) nevezik. A reflektivitási tényező függ az impulzus térfogatban lévő hidrometeorok (felhő és csapadékelemek) méretétől, mennyiségétől, halmazállapotától és egyéb fizikai tulajdonságaitól. Mivel ezek rendkívül nagy változatosságot mutatnak, ezért a reflektivitási tényező is tág határok között változik. Emiatt a meteorológiai gyakorlatban a Z reflektivitási tényező 10-es alapú logaritmusának 10-zel való szorzatát használják. Ennek mértékegysége dBZ, ami lineáris kapcsolatban áll a vett teljesítmény logaritmusával.

A reflektivitásból (Z) a Marshall–Palmer formula felhasználásával meghatározható az ekvivalens csapadékintenzitás (R – mm/h-ben megadva):

$$Z = A \cdot R^b, \quad (9-5)$$

ahol A és b a csapadékelemekre jellemző állandók. Értékükre számos meghatározás született a különböző éghajlatú területekre, régiókra és felhőtípusokra.

9.1.7. Doppler radarok

A doppler elven működő radarok a Doppler-effektust kihasználva, a visszaverődést okozó csapadékelemek mozgásából származó frekvenciaeltolódás alapján képesek meghatározni a csapadékintenzitást.

Annak érdekében, hogy a kibocsátott elektromágneses impulzus sebességénél (a fénysebességnél) nagyságrendekkel lassabb csapadékrészecskék mozgásából adódó, igen kicsi frekvenciaeltolódást detektálni tudjunk, a Doppler-radarok a visszavert jelek fázisának változását vizsgálják. Ehhez nagyon pontosan kell ismerni a kisugárzott impulzus frekvenciáját. A Doppler-elvnek megfelelően a mozgó célról visszaverődő elektromágneses hullám frekvenciája eltolódik az álló célról visszaverődő célhoz képest, az eltolódás alapján kiszámítható a cél sugárirányú (radiális) mozgása is. A radarnyalábra merőleges sebesség-összetevő közvetlenül nem mérhető, de bizonyos fizikai közelítések alapján a kétdimenziós sebességvektorok is meghatározhatók.

A Doppler-radarok nagy érzékenységének köszönhetően a tiszta légköri inhomogenitásokat és turbulenciákat is fel tudjuk térképezni. Ennek során a légköri törésmutató-változásokból származó reflexiókat vizsgáljuk. A Doppler-radarok így a zenithez közeli magassági szögön körülforgatva windprofilerként (lásd később) is működtethetők és mérőpont fölött a szél vertikális profilja meghatározható.

9.1.8. Polarizációs radarok

A radarok egy viszonylag új generációja ún. polarizációs mérésekre is alkalmas. A polarizációs radar lehet lineáris, vagy cirkulációs polarizációs radar. A lineáris polarizáció esetén az elektromos erővonalak egyenesen futnak és a földfelszínhez képest meghatározott irányuk van. A két leggyakrabban használt polarizációs irány a horizontális (földfelszínre párhuzamos) és a vertikális (földfelszínre merőleges) – ezt a fajta polarizációt duál-polarizációnak is nevezik. A cirkulációs polarizációnál az elektromos térerősség vektor egy csavarvonalat ír le.

A polarizációs mérések azon az elven alapulnak, hogy a hidrometeorok különböző szórási tulajdonságokkal rendelkeznek, ezáltal a polarizált sugárzást eltérően verik vissza. A szóródás során a kibocsátott sugárzás polarizációs iránya megváltozhat és fáziseltolódások léphetnek fel, amit polarizációs radarral mérni tudunk.

A hidrometeorok szórását azok mérete, alakja, a polarizációs irányhoz való relatív irányítottságuk és dielektromos állandóik határozzák meg. Ezek a tulajdonságok azonban a halmazállapottól is függenek. Ezáltal a polarizációs eljárással kimutatható a jég jelenléte is.

A polarizációs radarmérések során polarizációs paramétereket határoznak meg. Ezek a paraméterek a hagyományos impulzus radarokhoz képest pontosabban teszik lehetővé a hidrometeorok csoportosítását (Szegeci, 2012).

- a. differenciális reflektivitás,
- b. depolarizációs arány,
- c. lineáris depolarizációs arány,
- d. cirkuláris depolarizációs arány,
- e. differenciális terjedési fázisszög,
- f. specifikus fázisszög változás,
- g. kereszt-korrelációs együttható.

A polarizációs paraméterek meghatározásához ismerni kell a részecskék szórási tulajdonságait, melynek meghatározására vagy bonyolult modellel történik, vagy felszíni és repülőgépes mérésekből megállapított csapadékfajtákhoz, tapasztalati úton rendelt paraméterek alapján.

9.1.9. Magyarországi radarmérések

A magyarországi radarhálózatot három orosz gyártmányú MRL-5 típusú impulzus üzemi radar alkotta az 1990-es években Szentgotthárd-Farkasfán, Budapest-Pestszentlőrincen, és Nyíregyháza-Napkoron. Ezek a radarok egyszerre két hullámhosszon működtek, 3 és 10 cm-es hullámhosszúságú sugárzást kibocsátva.

Az MRL-5 radarok 300 km a felderítési hatótávolság mellett 100–150 km-ig minőségi információt, azon túl csak tájékoztató jellegű információt szolgáltatottak. A radarokkal PPI és RHI méréseket végeztek.

Az 1990-es évek első felében automatizálták a radarokat. Az automatizálási rendszer egy ipari kivitelű PC/AT számítógépből és egy nagy teljesítményű processzorból áll. A mérések 32/64/128/256 km-es mérés határig 0,25/0,5/1/2 km-es térbeli felbontással és 0,5 dBZ mérési pontossággal történtek. A PPI- és RHI-mérések mellett a felhőzet jobb feltérképezése érdekében ún. HY-SCAN képeket készítettek. Ezeket a méréseket 0°, 0,3°, 0,7°, 1,2° és 1,8°-os magassági szögeken készített PPI típusú mérések kombinációjából állították elő. Ilyen méréseket 5-15 percenként végeztek csapadékos időjárás esetén. A zivatarfelhőkről gyakran nagy felbontású PPI képek is készültek.

1995 decemberétől a Közép-Európai Radar Együttműködés (CERAD) keretében az országok között kölcsönös adatcsere folyik, ennek köszönhetően egy közép-európai kompozitkép is elérhető.

Jelenleg az Országos Meteorológiai Szolgálat kezelésében a 2004-ben befejeződött korszerűsítéseket követően Pogányváron, Napkoron és Budapest-Pestszentlőrincen egy-egy DWSR-2500C típusú duál-polarizációs Doppler-radar működik. A 9.3. ábrán Az Országos Meteorológiai Szolgálat pestszentlőrinci radarállomása látható.



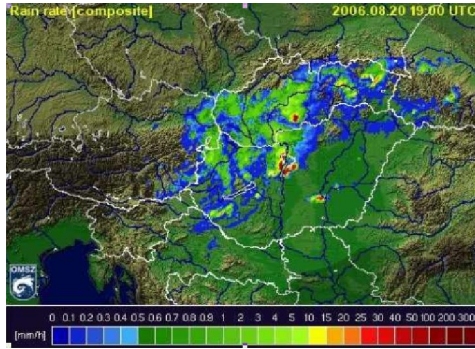
9.3. ábra: Az Országos Meteorológiai Szolgálat pestszentlőrinci radarállomása.

A radarok 5,5 cm-es hullámhosszon működnek. A vidéki radarok teljesen egyforma mérési programmal működnek. A budapesti radart korábban telepítették, így kis mértékben eltér a többitől (9.3. táblázat). 2013-ban megkezdődött az Országos Meteorológiai Szolgálat 4. radarállomásának telepítése Szentes-Lapistón. A 4. radar előreláthatóan 2015-től üzemel majd és ezáltal a délkeleti országrészre vonatkozó radarmérések minőségi javulása várható.

Az országos radar kompozit képhez 240 km-es tartományban 9 magassági szögön végeznek méréseket 15 perces ciklusban, de ugyanebben a ciklusban Doppler mérések is folynak 120 km, 60 km, 30 km sugarú körben. Miután egy adott magassági szögön a radar körbefordul, egy kúpfelületről lesznek méréseinek, melynek csúcán a radar található.

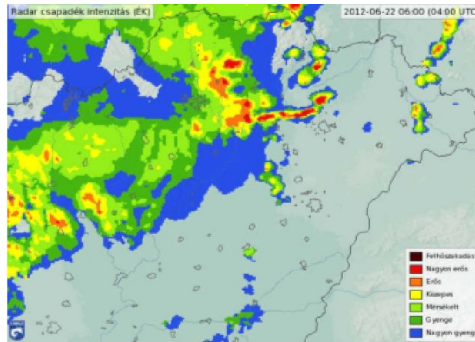
9.3. táblázat: Az Országos Meteorológiai Szolgálat időjárás radarjainak mérési paraméterei (Forrás: Dombai, 2009)

	Budapest-Pestszentlőrinc		Napkor / Pogányvár	
	Hagyományos mérés	Duál-polarizációs mérés	Hagyományos mérés	Duál-polarizációs mérés
Impulzusismétlési frekvencia hagyományos mérésnél (PRF)	600 Hz	1180 HZ	600 Hz	1180 HZ
Impulzus hossz	0,8 ms	0,8 ms	0,8 ms	0,8 ms
Maximális mérési távolság	240 km	120 km	240 km	120 km
Mért adatok	reflektivitás	differenciális reflektivitás,	reflektivitás	differenciális reflektivitás, differenciális terjedési fázisszög, specifikus fázisszög változás
A mérések magassági szögei	0,0	0,5	0,0	0,5
	0,5	1,0	0,5	1,0
	1,1	2,0	1,1	2,0
	1,8		1,8	
	2,7		2,7	
	3,8		3,8	
	5,1		5,1	
	6,6		6,6	
	8,5		8,5	



9.4. ábra: Az Országos Meteorológiai Szolgálat kompozit radarképe 2006. augusztus 20-án, 19 UTC-kor (Forrás: Országos Meteorológiai szolgálat – www.met.hu)

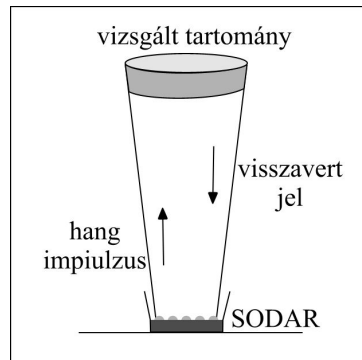
A 9.4. ábrán az Országos Meteorológiai Szolgálat radarméréseiből készített kompozit képe látható 2006. augusztus 20-án, 19 UTC-kor. A megjelenítés néhány éve változott, a 9.5 ábrán a jelenleg elérhető radarkép egy kivágatát mutatja 2012. június 22-én 04 UTC-re.



9.5. ábra: Az Országos Meteorológiai Szolgálat kompozit radarképe 2012. június 22-én, 04 UTC-kor az ország északkeleti régiójában. (Forrás: Országos Meteorológiai Szolgálat – www.met.hu)

9.2. SODAR (SOund Detection And Ranging)

A SODAR-ok hanghullámokat bocsátanak ki a légkörbe és a kibocsátott hanghullámok szóródását vizsgálják (9.6. ábra). A hangszóródás annak köszönhető, hogy a légkör különböző rétegeinek törésmutatója változik a kis-skálájú hőmérséklet és szélesség fluktuációk függvényében. Ezek általában az erős hőmérsékleti és nedvesség gradienssel állnak kapcsolatban. A törésmutató változás miatt szóródás lép fel. A SODAR a szórt és visszavert hanghullámokat detektálja.



9.6. ábra: A SODAR (SOund Detection And Ranging) működési elve. A SODAR hanghullámokat bocsát ki a légkörbe és ezek szóródását vizsgálja.

180 fokos visszaverődés esetén csak a hőmérsékletfluktuációról nyerünk információt. Más irányokból a visszaverődést a hőmérséklet és a szélesség fluktuációja okozza.

A SODAR-oknak két típusa terjedt el. Ezek a következők:

- a. monostatikus SODAR
- b. bi-statikus SODAR

A monostatikus SODAR esetén a hangforrás és az érzékelő egy helyen található. A monostatikus felépítés esetén kétféle antennarendszer létezik:

- egyetlen, fázisvezérelt (ún. „phased array”) antennarendszer,
- többtengelyű (multiple-axis) antennarendszer.

Az érzékelő a légkör hőmérsékleti fluktuációi miatt szóródó és visszaverődő hanghullámokat érzékeli.

A bi-statikus elrendezés esetén a hanghullámok kibocsátására és vételére eltérő helyzetű antenna-egységeket alkalmaznak. Ekkor a hőmérsékleti fluktuációk mellett a szélesség okozta fluktuációkról, vagy akár a hidrometeorokról visszaverődő jel is érzékelhető.

A SODAR-ral a visszaérkező hanghullám intenzitása mellett a kibocsátott és visszavert hanghullámok frekvenciája közötti eltolódás is meghatározható. Ez az eltolódás a légköri hőmérsékleti fluktuációk mozgásából adódik. A frekvencia eltolódás mértékéből a sugárirányú szélesség határozható meg (Doppler-elv). A többtengelyű antennarendszer alkalmazása esetén a szélesség három komponense (u,v,w) is meghatározható.

Magyarországon az Országos Meteorológiai Szolgálat Budapest Pestszentlőrinci Főobszervatóriumában és a Debreceni Egyetem Debrecen-Kismacs Agrometeorológiai Obszervatóriumában (Bíróné Kircsi és Hadnagy, 2013) üzemel egy-egy METEK gyártmányú SODAR (9.7. ábra).



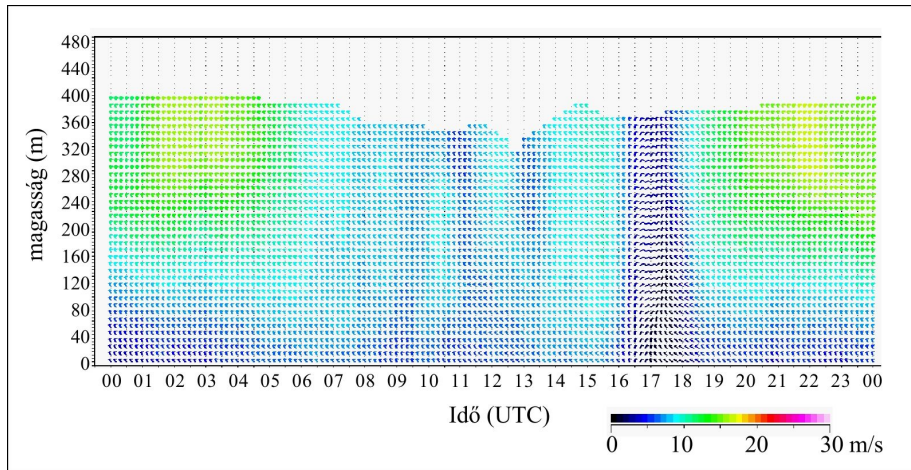
9.7. ábra: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Budapest Pestszentlőrinci Főobszervatóriumában található Metek gyártmányú SODAR

A szélesség vektort idő-magasság diagramon ábrázolják. A magasság intervallumok 10–50 métereseek. A SODAR által szolgáltatott adatok a planetáris határréteg szerkezetéről nyújtanak információt (9.8. ábra és 9.9. ábra).

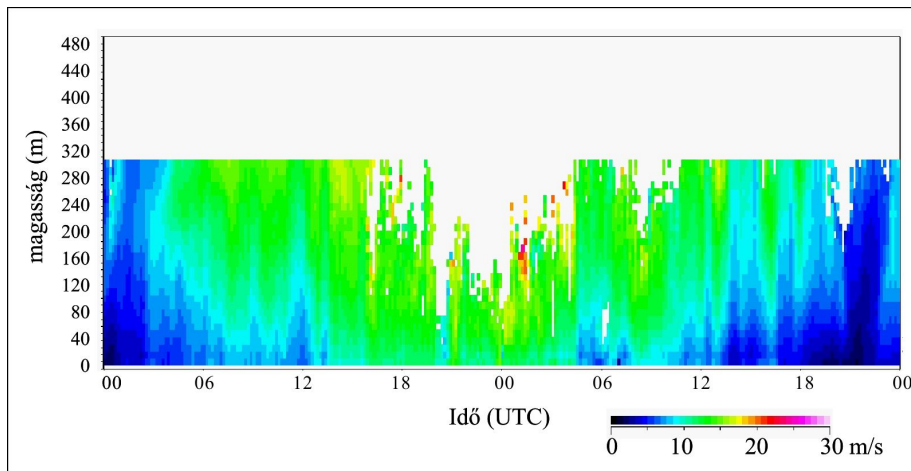
A mérhető magasság függ a műszer paramétereitől, de légköri állapotok is befolyásolják.

Tipikus SODAR karakterisztikák:

- impulzus frekvencia: 1500 Hz
- impulzus időtartama: 0,05–0,2 s
- impulzus ismétlés: 2–5 s
- sugárnyaláb szélesség: 15°
- hangteljesítmény: 1500 W



9.8. ábra: Szélmező jellegzetes napi menete a Debrecen-Kismacs Agrometeorológiai Obszervatórium METEK PCS 24 Doppler-SODAR mérése alapján 2012.08.19-én. A méréseket 1800–2500 Hz közötti multifrekvencia módban végzik. A mérés 20 métertől kezdődik, 10 m-es lépésközzel kb. 400 m-ig. A mérési ciklus 6 másodpercenként fut, amiből 10 perces átlagokat képeznek (forrás: Debreceni Egyetem, Meteorológiai Tanszék).



9.9. ábra: Szélmező vertikális profilja a Debrecen-Kismacs Agrometeorológiai Obszervatórium METEK PCS 24 Doppler-SODAR mérése alapján 2013.03.14-15-én, egy hidegfront átvonulása során (forrás: Debreceni Egyetem, Meteorológiai Tanszék).

A SODAR felhasználási területei:

A SODAR előnye a közvetlen mérésekkel (pl. rádiószonda) szemben, hogy kvázi folyamatos mérés végezhető vele (például 15 percenként információt nyerünk a légkör szerkezetéről).

A SODAR-ral az alábbi vizsgálatok végezhetőek:

- az inverziós réteg vizsgálata,
- a keveredési rétegvastagság vizsgálata,
- a határreteg stabilitási viszonyainak vizsgálata,
- köd vastagságának a meghatározása.

A Doppler SODAR-ral a fentiekén kívül vizsgálható:

- a szélprofil.

A SODAR költséges mérési technika, általában erőművek környezetében telepítik, ahol a légszennyezés miatt a határretegbe vonatkozó információknak kiemelt jelentőségük van.

A SODAR fő korlátja az érzékenység a zajokra (pl. közlekedés, csapadék, erős szél). Emiatt nem használható minden időjárási körülmény között.

9.3. Wind-profiler

A wind-profilerek magas és ultra magas frekvenciájú Doppler radarok, melyekkel a szélprofil határozható meg minden időjárási körülmény között.

A wind-profilerek hasonló elven működnek, mint a SODAR-ok, de nem hanghullámokat, hanem elektromágneses sugárzást bocsátanak a légkörbe és a légköri turbulens örvényekkel kapcsolatos törésmutató változékonyság következtében szóródó és visszaverődő jelet detektálják. Az örvények mérete minimum a kibocsátott jel hullámhosszának a másfélszerese. Az átlagos széllel sodródó turbulens örvények sebesség komponenséből meghatározható az átlagos szélvektor különböző magasságokban, ezáltal egy vertikális szélprofilot kapunk.

A wind-profilerek előnye, hogy minden időjárási körülmények között képesek adatot szolgáltatni, szemben a hagyományos időjárási radarokkal, melyek szintén használhatók wind-profilerként (lásd 9.1. fejezet) de ehhez szükséges a csapadék, vagy felhőzet jelenléte.

A wind profiler általában három, vagy több irányban (melyből az egyik a vertikális irány) méri a radiális irányú szélesebséget és ebből határozza meg az átlagos szélvektort. Az egyszerűbb változatok csak két vertikális közeli irányban határozzák meg a sugárirányú komponensét és ebből következtetnek a szélesebségre.

A wind-profilerekkel különböző frekvenciákon lehet mérni. A különböző frekvenciákon végzett mérések által a légkör különböző tartományait vizsgálhatjuk (9.4. táblázat).

9.4. táblázat: Wind-profilerek műszaki paraméterei (mérési frekvencia, maximális teljesítmény, vizsgált magasság, vertikális felbontás, tipikus antenna méret, csapadék hatása a mérésre). A különböző frekvenciákon végzett mérések által a légkör különböző tartományait vizsgálhatjuk.

Paraméter	Sztratoszféra	Troposzféra	Alsó troposzféra	Planetáris határreteg
frekvencia (MHz)	50	400	400	1000
maximális teljesítmény (W)	500	40	2	1
vizsgált magasság (km)	3-30	1-16	0.6-5	0.3-3
vertikális felbontás (m)	150	150	150	50-100
tipikus antenna méret (m)	100x100	10x10	6x6	3x3
csapadék (eső, hó stb.) hatása a mérésre	kicsi	kicsi, gyenge esőben	kicsi, gyenge esőben	nagy

A wind-profilerek előnye, hogy folyamatos mérés végezhető velük, általában időjárási helyzettől függetlenül használhatók, hátrányuk, hogy drágák.

A wind-profilerek mérését korlátozza, hogy mindegyik eszköznek van egy minimum és maximum hatótávolsága.

A minimum hatótávolság az alábbiaktól függ:

- a kibocsátott impulzus hossza,
- a visszasugárzott jel ideje,
- a közeli tárgyról érkező jelek erőssége (emiatt a felszíni visszaverődést minimalizálni kell, legjobb völgybe telepíteni a műszer, mert így kevés tereptárgyat „lát” – ez különösen fontos a sztratoszféra vizsgálatánál).

A maximum hatótávolság az alábbiaktól függ:

- radar karakterisztikák (a visszavert jel erőssége csökken a magasság függvényében, ezért a magasságot limitálják),
- a kibocsátott jel erőssége (minél erősebb, annál magasabbra lát),
- antenna nyílásszöge,

- d. radar frekvenciája (ez az abszolút limit),
- e. időjárási helyzet.

A wind-profilerek érzékelője érzékeny a nagyon gyenge zajokra is (repülő, madár, rovarok stb). Ez hibás széladatokat eredményezhet. Ezeket a zajokat több, különálló mérés alapján próbálják kiszűrni. 1000 és 400 MHz között a csapadéokra is érzékeny a műszer, ez is hibás széladatokat eredményezhet. Ilyenkor általában nem használják.

A sztratoszférikus wind-profiler nagyon drága (telepítés, üzemeltetés, karbantartás) ezért operatív mérésekre nem nagyon használják. Ugyanakkor nagy előnye, hogy a légkör magasabb részeiről (sztratoszféráról) is nyerhetünk információt és bármilyen időjárási körülmények között működhet.

Színoptikus célokra leginkább a troposzférikus profilereket használják. Ezek a numerikus előrejelzési modellek számára szolgálnak folyamatos szélprofil adatokat.

A 9.10. ábrán az Országos Meteorológiai Szolgálat Budapest Pestszentlőrinci Főobszervatóriumában található Degenere Pcl 1300 típusú wind-profiler látható.



9.10. ábra: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Budapest Pestszentlőrinci Főobszervatóriumában található Degenere Pcl 1300 típusú wind-profiler.

9.4. Rádió-akusztikus szondázó rendszer (RASS)

A rádió-akusztikus szondázó rendszerrel (Radio-Acoustic Sounding System – RASS) az alsó troposzféra szélviszonyai és virtuális hőmérsékleti profilja mérhető.

A virtuális hőmérséklet (T_v) az a hőmérséklet, melyet a száraz levegőnek p nyomáson fel kell vennie, hogy sűrűsége egyenlővé váljon a nedves levegő sűrűségével:

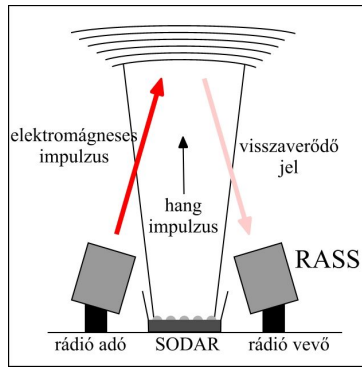
$$T_v = (1 + 0,608r)T \quad (9-6)$$

ahol r a vízgőz keverési aránya, T a léghőmérséklet.

A rádió-akusztikus szondázó rendszer egy rövid, nagy intenzitású hangimpulzust tapogat le egy mikrohullámú Doppler radarral (9.11. ábra).

A hanghullám longitudinális, ami terjedése során kis sűrűség változásokat okoz a környező levegőben. A sűrűségváltozások a helyi törésmutató változását okozzák, ami a módosítja a Doppler radar által kibocsátott elektromágneses hullám szóródását és a visszaverődését. Ezt mérjük, vagyis a törésmutató perturbációjának a terjedési sebességét, ahogy a hanghullámmal együtt emelkedik.

A hanghullám terjedéséből a virtuális hőmérséklet megadható, mert ez arányos az impulzus terjedési sebesség és a vertikális sebesség különbségének négyzetével.



9.11. ábra: A RASS (Radio-Acoustic Sounding System – Rádió-akusztikus szondázó rendszer működési elve. A SODAR hanghullámokat bocsát ki a légkörbe, ami terjedése során kis sűrűség változásokat okoz a környező levegőben. A sűrűségváltozások a helyi törésmutató változását okozzák, ami a módosítja a Doppler radar által kibocsátott elektromágneses hullám szóródását és a visszaverődését.

A kibocsátott jel frekvenciája függvényében a letapogatható magasság 1 és 8 km között változik (9.5. táblázat)

9.5. táblázat: RASS (Rádió-akusztikus szondázó rendszer) rádióadója által használt frekvenciák és a mérendő légköri tartományok

Frekvencia	Mérési magasság
2000 Hz	1 – 2 km
900 Hz	2 –4 km
110 Hz	4 –8 km

A RASS elnyőnye, hogy folyamatos mérés végezhető vele, valamint a virtuális hőmérsékletet nagy pontossággal képes mérni (0,3°C pontossággal), 100–300 m-es felbontásban. Ez nagyobb pontosság, mint rádiószondák esetében, de rossz időjárási körülmények között nagyjából egyforma pontos a két mérés.

A 9.12. ábrán az Országos Meteorológiai Szolgálat szegedi meteorológiai állomásán található Waisala Lap 3000 típusú RASS (Rádió-akusztikus szondázó rendszer) látható.



9.12. ábra: Az Országos Meteorológiai Szolgálat szegedi meteorológiai állomásán található Waisala Lap 3000 típusú RASS (Rádió-akusztikus szondázó rendszer)

9.5. Mikrohullámú rádióméter

A mikrohullámú rádióméter a légkör hőszugárzását méri a mikrohullámú tartományban. Ennek elsődleges eredete a légköri oxigén, vízgőz, és folyékony víz. A kisugárzás függ ezen anyagok hőmérsékletétől és térbeli eloszlásától.

Az oxigén vertikális eloszlása jól ismert. A sugárzása elsődlegesen a légkör hőmérsékleti viszonyairól szolgáltat információt (a mérés 60 GHz körüli frekvencián történik). A vízgőz, folyékony víz által érkező jeleket 21 GHz és 32 GHz közül mérik.

A méréshez ismerni kell a felszíni légnyomást.

A frekvencia változtatásával a kívánt magasságról kapunk információt.

A módszer előnye itt is a folyamatos mérés, hátránya viszont a kis térbeli felbontás (körülbelül 500 m), valamint csak az alsó 2–3 kilométeréről szolgáltat érdemi információt a hőmérsékletről.

Víz esetében a teljes légoszlop vízgőz, illetve folyékony víztartalmát tudja mérni.

9.6. Lézer radar (LIDAR)

A LIDAR a egy lézer által generált elektromágneses energiát bocsát ki a látható és a látható-közeli tartományban. A kibocsátott sugárzás szóródik a légköri gázokon és aeroszol részecskéken (9.13. ábra). Az optikai szóródás lehet rugalmas, vagy rugalmatlan.

1. Rugalmas szóródás:

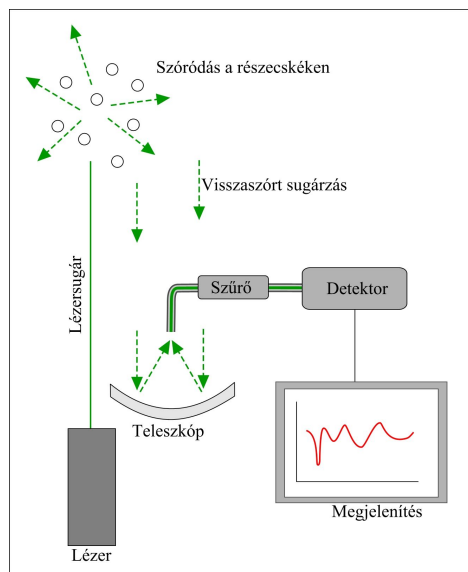
Rayleigh, Mie: Ez a molekulák, vagy aeroszolok méretétől függ.

2. Rugalmatlan szóródás:

Ha a kibocsátott lézer energiájának hullámhossza eltér a visszaverődő sugárzástól.

Ez az ún. Raman-szóródás (a kibocsátott lézersugár, valamint a molekulák forgási és rezgési energiája között fellépő kölcsönhatás miatt változik a hullámhossz)

Mindkét fajta szóródás egyidejűleg fennáll a légkörben.



9.13. ábra: LIDAR (lézer radar) működési elve

A LIDAR-ok többsége monostatikus módban működik, vagyis a kibocsátó és jelfogadó egy helyen található. A lézer kibocsát egy pulzust, aminek a visszaverődését a közelében elhelyezett optikai teleszkóp érzékeli. Ezt a jelet felerősítik, és megjelenítik, tárolják. A visszaérkező jel erőssége függ a szóródás mértékétől és a szóródást előidéző anyag, valamint a műszer közti gyengüléstől. Ez a kibocsátott jel erősségétől és a légköri gázok elnyelésétől függ.

A rugalmas szóródáson alapuló lézer radarok az alábbi célokra használhatók:

a. felhőzet vizsgálata,

- b. aeroszolok eloszlása,
- c. felhőalap meghatározására,
- d. termikus stabilitási viszonyok meghatározása,
- e. inverzió magasságának meghatározása,
- f. ha nincs csapadék, a légrézecskek mozgásából a szélesebbég is meghatározható,
- g. nyomanyag koncentrációk meghatározása.

A légköri, sztratoszférikus aeroszol részecskek vizsgálatára elsősorban a lidarokat használják. Kimutatható a vulkánkitörések hatása, amiből a sugárzás gyengülése megadható. Jóval nehezebb mennyiségi adatokat nyerni a felhőzetről, mert nehéz elkülöníteni az egyes halmazállapotokat.

DIAL (Differential Absorption Lidar) - megkülönböztetett elnyelési radar:

A légköri gázok elnyelési együtthatója nagyon tág határok között változik. A DIAL rendszer általában két frekvenciát használ, egyet, amelyen az adott gáz elnyel, és egy másikat, amit nem. Ebből az adott gáz mennyiségére lehet következtetni.

Alkalmas a következő gázok vizsgálatára:

- a. vízgőz,
- b. kén-dioxid,
- c. nitrogén-dioxid,
- d. ózon.

Doppler LIDAR (Doppler Wind Lidar-DWL):

A LIDAR-ok azon csoportja, mely a légköri szélviszonyok feltérképezésére alkalmas.

A LIDAR-ok hátránya, hogy drágák, némelyik csak sötétben, vagy csapadékmentes időben tud dolgozni. Előnyük a széles alkalmazási terület. Elsősorban kutatási célból használják.

Irodalomjegyzék

Atlas, D. (szerkesztő). 1990. *Radar in Meteorology*. American Meteorological Society. 806 pp.

Bíróné Kircsi, A. és Hadnagy, I.. 2013. *Szélesebbég területi modellezése és verifikációja Debrecen példáján. Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában IV. Térinformatikai konferencia és szakkiallítás konferencia kiadványkötete*. 135–142. ISBN: 978-963-318-334-2.

Dombai, F.. 2006. *Hazai villámlás lokalizációs és radar adatok összehasonlító elemzése doktori értekezés*. Földtudományi Doktori Iskola, Budapest.

Dombai, F.. 2009. *Országos Meteorológiai Szolgálat időjárási radarhálózatának mérései*. OMSZ kiadvány, http://www.met.hu/ismertetek/radar_ismerteto.pdf.

Geresdi, I.. 2004. *Felhőfizika*. Dialóg Campus Kiadó.

Marshall, J.S. és Palmer, W.M.. 1948. *The distribution of raindrops with size*. Journal of Meteorology. 5. 165–166.

Nagy, J., Gyarmati, Gy., és Dombai, F.. 1998. *Radarok az időjárás megfigyelésében*. Természet Világa. 1998/1. különszáma. 25–27.

Probert-Jones, J.R.. 1962. *The radar equation in meteorology*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Volume 88. pp. 485–495.

Szegedi, Cs.. 2012. *Jégesős folyamatok polarizációs karakterisztikáinak vizsgálata az OMSZ DWSR 2501 C időjárási radarral Diplomamunka*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest.

World Meteorological Organization. 2008 (WMO, 2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 8. Geneva. ISBN 978-92-63-10008-5.

10. fejezet - Passzív földbázisú távmérések

A passzív távérzékelés során a detektálást végző műszer nem bocsát ki jeleket, csak érzékeli a valamilyen forrásból származó sugárzást. Ebben az értelemben a földfelszíni sugárzásmérések is passzív távérzékelési módszernek számítanak. Ekkor a Nap, vagy a Föld által kisugárzott sugárzási energiát méri a műszer. A sugárzásháztartás komponenseinek méréséről részletek a légköri állapotathározók mérését bemutató 4. fejezetben található.

Ebben a fejezetben a villámdetektálás módszereiről szólunk. A villám, mint egy óriási rádióantenna, rádióhullámokat szór szét a térben. Ezeket a rádióhullámokat általában mint „légköri zavarokat” rádiózás közben is észlelhetjük. A légköri zavarokat görög-angol kifejezéssel „atmospherics”-nek, rövidítve „spherics”-nek nevezzük.

10.1. A villámdetektálás története

A szférikszek detektálására már a 19. században történtek próbálkozások. Ekkor a zivatarfelhőkben kialakuló villámok erős rádióhullámait egyszerű eszközökkel észlelték. A rádiójeleket antennával fogták fel, majd a szfériksz által okozott váltófeszültséget egy „kohéer” nevű eszközön (egyenirányítón) keresztül a földbe vezették. Ez az eszköz csak a villámlás tényét detektálta, de a pontos helyét nem lehetett vele meghatározni.

A kohéer egy üvegcső, melyben finomra reszelt vasport tettek, a cső két végén elvezető huzalok voltak. Ha elég nagy áram folyt át rajta, a vasszemcsék egy irányba összeálltak zárva egy áramkört. Ez egy villamos csengőt működtetett, ami jelezte a villámlást. Ezzel egyidőben egy kar a vasport tartalmazó üvegcsővet is megkocogtatta, amitől széthullottak a rendezett vasszemek, és a rendszer újra alkalmassá vált a következő villámlás észlelésére. Magyarországon Fényi Gyula, a kalocsai rendház főnöke az Időjárás című folyóirat 1901-es számaiban számolt be az általa készített olcsó és egyszerű villámjelző készülékről és villámok detektálásáról (Fényi, 1901 a,b,c.). A készülék a vizuális észlelések alapján mintegy 110 km távolságról is érzékelt jeleket. Később az automatizálást is megoldották: a csengőkarra egy írőkart helyeztek, ami egy óra tengelyére erősített, körben forgó, kemény papírkorongra jelezte a villámlás időpontjait.

A villámdetektálás terén a XX. század közepén történt előrelépés, amikor a második világháború során az angolok kezdtek foglalkozni a légköri zavarok helyének megállapításával.

Magyarországon az 1950-as évek második felében kezdődtek meg a szférikszek bemérésével kapcsolatos vizsgálatok. Egy közép-európai szfériksz észlelő hálózat részeként Siófokon kezdődtek mérések. Az állomásokon a szférikszek irányát mérték be. A különböző állomásokon észlelt irányok kijelölték azt a pontot, vagy egy szűk területet, ahol a villámlás történhetett. A villám-észlelés nagyban hozzájárult a Siófoki Viharjelző Observatórium viharjelző tevékenységéhez.

Később, többcsatornás, tranzisztoros készülékekkel a különböző távolságra lévő körzetekből érkező villámokat detektálták (Galló, 1964). Az öt hazai állomásból álló villámdetektáló hálózat klimatológiai, szinoptikus meteorológiai és viharjelzési célokat szolgált.

Az 1990-es évektől különböző villámdetektáló hálózatokat alkalmaz az Országos Meteorológiai Szolgálat. Ezeket részletesebben a 10.3. fejezetben mutatjuk be.

10.2. Villámdetektálási módszerek

A villámok, illetve azok helyének meghatározása többféle detektálási módszerrel történhet (WMO, 2008). A pontos helymeghatározáshoz több (általában minimum 3) állomásra van szükség. A tudományos igényű és a meteorológiai szolgálatok által üzemeltetett pontos helymeghatározó rendszerek mellett léteznek jóval egyszerűbb villámjelző készülékek is.

A villámok detektálása a villámkisülés által kibocsátott elektromágneses sugárzás érzékelésén alapul. A villámok széles sugárzási spektrumon sugároznak. Általában olyan frekvencia tartományon történik az észlelés, ahol nincs más zavaró forrás, illetve amit nem használnak más (pl. távközlési) célra.

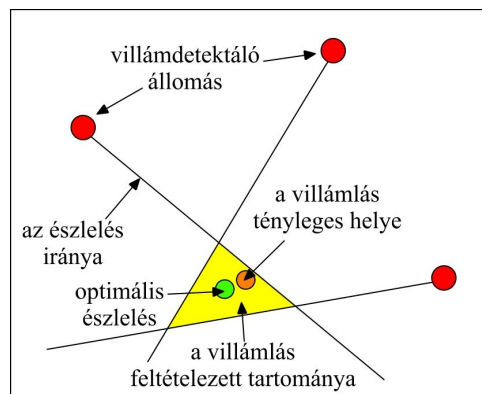
Villámdetektálásra legáltalánosabban az LF (low frequency) és a VHF (very high frequency) frekvencia sávokon történő érzékelést alkalmazzák. Az LF tartományon 30–300 kHz közötti frekvencia sávban, VHF tartományon pedig 30–300 MHz-es tartományon végzik az észleléseket.

10.2.1. Irányméréses módszer

Az irányméréses módszer segítségével a beérkező elektromágneses jel irányából határozható meg a villámlás helye.

1.) A mágneses iránymérés:

A mágneses iránymérés (Kridler et al., 1976) során (MDF – Magnetic Direction Finder) a szenzor két tekercsből áll, melyek egymásra merőlegesek (észak-dél, és kelet-nyugat irányba mutatnak). Ezek a tekercsek az elektromágneses hullám mágneses mezőjének alapján adják meg a hullám érkezésének irányát. Az egyszerű villámjelző készülékek is ezen az elven alapulnak. Hálózatot alkotva, meghatározható a villámlás közelítő helye is (10.1. ábra).



10.1. ábra: Villám helymeghatározása irányméréses módszerrel. A villámdetektáló állomásokra érkező jelek irányai alapján meghatározható az a pont, vagy szűk tartomány, ahol a villámlás előfordult.

A pontos helymeghatározás minimum három szenzor adataiból történik háromszögeléssel.

Irányméréssel nagy távolságú (700 – 4500 km) villámdetektálás is végezhető VLF (very low frequency) frekvencián (5 – 10 kHz-en). Ilyen jellegű mérések általában kísérleti jelleggel történnek a villámok globális eloszlásának vizsgálata céljából.

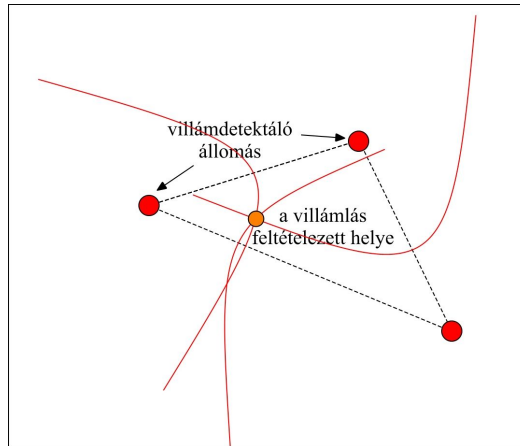
2.) Interferometriás iránymérés

Az interferometriás iránymérés jellemzően a nagyfrekvenciás (VHF) dipólantennára beérkező elektromágneses hullámok közötti fáziseltolódáson alapul. A fáziskülönbség függ a beesési szögtől, a hullámhossztól és az antennák távolságától. Az interferometriás iránymérés valójában ötvözi az irányméréses és időkülönbséges (lásd később, TOA) módszereket. A beérkező jel fáziskülönbsége egy-egy antenna páron arányos a bejövő jel irányával. Egy központi egység összegyűjti az irányokra vonatkozó adatokat, majd háromszögeléssel meghatározza a metszéspontot, vagy azt a közelítő tartományt, ahol a villámlás előfordult.

Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál alkalmazott SAFIR rendszer is interferometriás iránymérést végez.

10.2.2. TOA (Time of Arrival) módszer

A TOA (Time of Arrival) módszer alapja a nagyon pontos időmérés. Villámlás esetén eltárolják a pontos időpontot, amit egy rendszerben lévő állomások esetén GPS segítségével szinkronizálnak. Mivel a villámlás az egyes állomásoktól különböző távolságra következik be, azokra eltérő időpontban érzékelik a villám által kisugárzott jel. Mivel ez a jel fénysebességgel terjed, ez az időkülönbség nagyon kicsi, ezért fontos a nagyon precíz időmeghatározás. Az időkülönbségek két-két állomás között egy-egy hiperbolával írhatók le. A hiperbolák metszéspontja pedig megadja a villámlás helyét (10. 2. ábra)



10.2. ábra: Villám helymeghatározása TOA (Time of Arrival) módszerrel. A hiperbolák két-két állomás közötti azonos időkülönbségű pontokat mutatják. E hiperbolák metszéspontja megadja a villámlás helyét. Látható, hogy két állomás esetén előfordulhat, hogy két metszéspont is kialakul, ami még 3 állomás esetén is megtörténhet, ezért általában legalább 4 állomás adatából határozzák meg a villámlás pontos helyét.

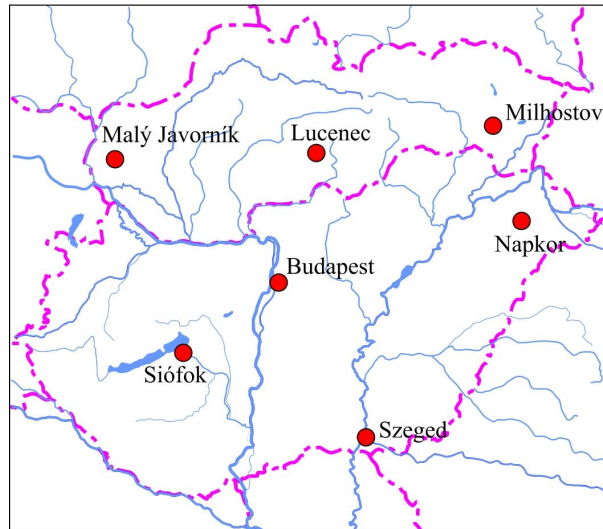
Az időkülönbséges mérési módszerrel pontos helymeghatározás végezhető. A mérési pontosság néhány száz méter, és nagyobb távolságból is érzékelhetők a jelek (az alacsony frekvenciás működésnek köszönhetően). A módszerrel elsősorban a nagyobb energiájú, lecsapó villámok érzékelhetők.

A TOA módszert alkalmazzák regionális hálózatokban (Bent and Lyons, 1984), vagy nagy-távolságú villámdektálás során is (Lee, 1986 a, b; 1989).

10.3. Hazai villámdektáló hálózatok az 1990-es évektől

10.3.1. A SAFIR (System d'Alerte Foudre par Interferometrie Radioelectrique) rendszer

Magyarországon 1997-ben kezdődtek meg a kísérleti mérések a SAFIR (System d'Alerte Foudre par Interferometrie Radioelectrique) rendszerrel először három állomáson (Budapest Pestszentlőrinc, Sárvár, Véménd). 1998-ban ezt két másik állomással egészítették ki (Zsadány és Varbóc). 2002-ben a budapesti antennát Bugyi községbe helyezték át. Mivel Szlovákiában is hasonló rendszert telepítettek, a két ország villámdektáló hálózatát integrálták. A SAFIR rendszer óriási mennyiségű adatot szolgáltat a villámok helyéről, időpontjáról és a villámok elektromos paramétereiről. Az Országos Meteorológiai Szolgálat 2012-ben jelentősen átszervezte a villámdektáló hálózatot. Jelenleg 4 hazai állomáson (Budapest Pestszentlőrinc, Siófok, Napkor, Szeged) történik észlelés, amit 3 szlovákiai állomás (Maly Javornik, Milhostov, Lucenec) adatai egészítenek ki (10.3. ábra).

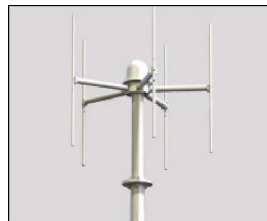


10.3. ábra: A SAFIR (System d’Alerte Foudre par Interferometrie Radioelectrique) rendszer mérőállomásai Magyarországon (Budapest Pestszentlőrinc, Siófok, Szeged és Napkor) és Szlovákiában (MAly Javornuk, Lucenec, Milhostov). Magyarországon 2012 előtt Bugyi, Véménd, Zsadány, Varbóc és Sárvár állomásokon történt a villámdetektálás.

A SAFIR rendszer a villámlás helyének meghatározását interferometriás iránymérési elven végzi, amely módszer a nagyfrekvenciás (VHF) dipólantennára beérkező elektromágneses hullámok közötti fáziseltolódáson alapul. A fáziskülönbség az alábbi módon számítható (SAFIR Technical Training, 2003):

$$\Delta\varphi(t) = \varphi_1(t) - \varphi_2(t) = 2\pi D\lambda^{-1} \cos\theta(t), \quad (10-1)$$

ahol $\Delta\varphi$ a fáziskülönbség, φ_1, φ_2 az antennára érkező jel fázisai, D az antennák közti távolság, λ a hullámhossz, θ a beeső sugárzás iránya. Mivel egy antenna-párral nem lehetne az összekötő egyenesre tükrözött irányokat megkülönböztetni, ezért az állomásokat 5 dipólantenna párral szerelték fel, amelyek egymással 72 fokos szöget zárnak be (10.4. ábra).



10.4. ábra: A SAFIR (System d’Alerte Foudre par Interferometrie Radioelectrique) rendszer villámdetektáló antennája (www.vaisala.com)

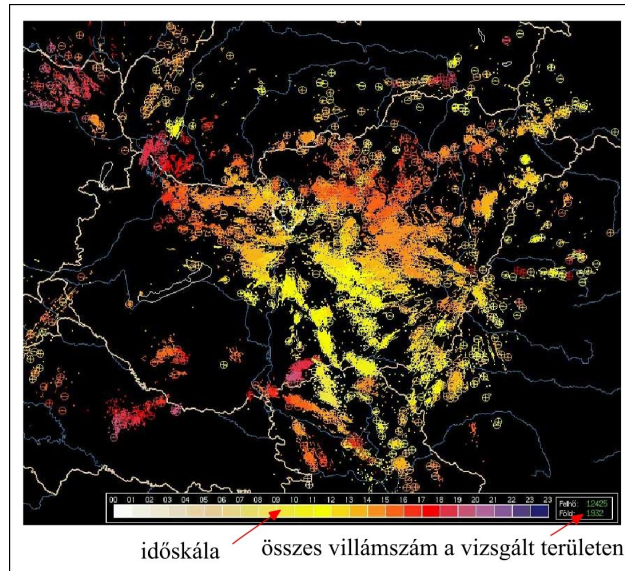
A megfigyelési frekvencia a 108–118 MHz sáv tartományba esik. Ezenkívül egy kis frekvenciájú (LF) antennát is alkalmaznak. A nagy érzékenységű szenzorok a lecsapó (Cloud to Ground – CG) villámok mellett lehetővé teszik a felhőn belüli (Intra Cloud– IC), kisebb energiájú villámok detektálását is, ami a légi közlekedés és a viharjelzés számára kiemelt jelentőségű. A felhőn belüli villámok ugyanis hamarabb kialakulnak, mint a lecsapó, ezáltal a viharok detektálása is korábban megtörténhet.

A SAFIR rendszer alkalmas a villámlások jelalakjának és a keltett elektromos tér nagyságának a detektálására, a villámok helyének, időpontjának és elektromos paramétereinek meghatározására (Sándor és Wantuch, 2004). A 10.5. ábra egy teljes nap alatt a SAFIR rendszer által detektált villámok területi eloszlását mutatja az előfordulás ideje szerint színezve, megkülönböztetve a felhő-föld és a felhő-felhő villámokat.

A detektáló állomások hatótávolsága 250 km, elméleti pontossága 0,35 fok. A villámok detektálásának elvi pontossága 98% felett van. A gyakorlatban azonban gyakran merülnek fel problémák a pontos helymeghatározás terén (Dombai, 2006). A rendszer a villámlás helyét 100 µsec-onként 2 km-nél kisebb pontossággal észleli.

Az első néhány évben gyakoriak voltak a szenzorhibák, hosszantartó állomáskiesések okoztak

problémát, az ország lefedettsége nem mindig volt biztosított. 2003-ban a sárvári állomást villámcsapás érte, ezért szükség volt a műszerek teljes cseréjére.



10.5. ábra: A SAFIR (System d'Alerte Foudre par Interferometrie Radioelectrique) rendszer által egy teljes nap (2008.05.05.) alatt detektált villámok területi eloszlása az előfordulás ideje szerint színezve, megkülönböztetve a felhő-föld és a felhő-felhő villámokat (a felhő-föld villámokat karika, a felhő-felhő villámokat pont jelöli).

Meghatározható a teljes mérési tartományra, vagy egy adott területen (pl. Magyarországon belül) tetszőleges időszakra a villámok összes száma villámtípusonként. A bemutatott esetben az adott napon a vizsgált területen összesen 12425 felhővillám és 1932 lecsapó villám fordult elő. (Forrás: Országos Meteorológiai Szolgálat).

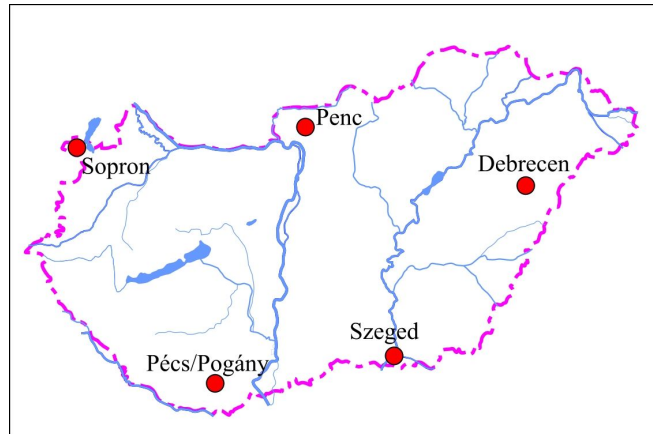
10.3.2. A FLASH projekt

2005 júniusában az Országos Meteorológiai Szolgálat bekapcsolódott a FLASH (Full Lightning Detection Austria, Slovakia, Hungary) projektbe, melynek során a SAFIR rendszeren műszaki felülvizsgálatot végeztek. Ebben a közép-európai egyesített villámlokalizációs programban a Vaisala, az ALDIS, a ZAMG, az Austro-Control, az SHMI (Slovak Hydrometeorological Institute) és az OMSZ (Országos Meteorológiai szolgálat) vett részt. A FLASH program fő célja a különböző adatok integrálása, a közép-európai hálózat kialakítása és a szorosabb együttműködés volt.

10.3.3. A LINET (Lightning Detection Network)

A LINET (Lightning Detection Network) villámdetektáló hálózat 2007 májusában indult Magyarországon (10.6. ábra) egy közép-európai kezdeményezés részeként több szervezet közreműködésével. A hálózathoz tartozó állomások a következők:

- Pécs (Kozmikus Geodéziai Observatórium),
- Debrecen (Debreceni Egyetem)
- Sopron (Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézete),
- Szeged (Országos Meteorológiai Szolgálat) – (10.7. ábra)
- Pécs-Pogány (Országos Meteorológiai Szolgálat)



10.6. ábra: A LINET (Lightning Detection Network) villámdetektáló hálózat állomásai Magyarországon. A hálózat állomásai: Pénc (Kozmikus Geodéziai Obszervatórium), Debrecen (Debreceni Egyetem) Sopron (Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet), Szeged (Országos Meteorológiai Szolgálat), Pécs-Pogány (Országos Meteorológiai Szolgálat).

Az adatokat az Országos Meteorológiai Szolgálat továbbítja a LINET müncheni központjába, ahonnan 2 percenként kapnak kárpát-medencei kompozit térképeket.

Az állomások hatótávolsága diszkriminációval kevesebb mint 100 km, diszkriminációval kb. 250 km. A LINET főként a lecsapó villámok detektálására alkalmas. A SAFIR esetén a felhő–felhő és a lecsapó villámok aránya 5:1, míg a LINET esetében 1:1, tehát a LINET jóval kevesebb felhőn belüli villámot detektál.



10.7. ábra: A LINET (Lightning Detection Network) villámdetektáló antennája az Országos Meteorológiai szolgálat szegedi meteorológiai állomásán

Irodalomjegyzék

Bent, R.B. és Lyons, W.A.. 1984. *Theoretical evaluations and initial operational experiences of LPATS (lightning position and tracking system) to monitor lightning ground strikes using a Time-of-arrival (TOA) technique.* Preprints of the Seventh International Conference on Atmospheric Electricity, Albany, New York, American Meteorological Society. pp. 317–324.

Dombai, F.. 2006. *Hazai villámlás lokalizációs és radar adatok összehasonlító elemzése, doktori értekezés.* Földtudományi Doktori Iskola, Budapest.

Fényi, Gy.. 1901a. *Zivatarjelző készülék.* Időjárás. 5. 230–234.

Fényi, Gy.. 1901b. *A zivatarok napi periódusa a kalocsai zivatarjelző alapján.* Időjárás. 5. 256–260.

Fényi, Gy.. 1901c. *A zivatarjelző elméletéhez.* Időjárás. 5. 351–352.

- Galló, V.. 1964. *Tapasztalatok az ötcsatornás villámszámlálóval*. Időjárás. 68. 81–85.
- Krider, E.P., Noggle, R.C., és Uman, M.A.. 1976. *A gated, wideband magnetic direction finder for lightning return strokes*. Journal of Applied Meteorology. 15. 301–306.
- Lee, A.C.L.. 1986a. *An experimental study of the remote location of lightning flashes using a VLF arrival time difference technique*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 112. 471. 203–229.
- Lee, A.C.L.. 1986b. *An operational system for the remote location of lightning flashes using a VLF arrival time difference technique*. Journal of Atmospheric Oceanic Technology. 3. 4. 630–642.
- Lee, A.C.L.. 1989. *Ground truth confirmation and theoretical limits of an experimental VLF arrival time difference lightning flash locating system*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 115. 489. 1147–1166.
- SAFIR. 2003. *SAFIR 3000 Technical Training 2.1*. A Vaisala cég kiadványa.
- Sándor, V. és Wantuch, F.. 2004. *Repülésmeteorológia*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- World Meteorological Organization. 2008 (WMO, 2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 8. Geneva. ISBN 978-92-63-10008-5.
- <http://www.vaisala.com/>

11. fejezet - Tengeri meteorológiai mérések

Földünk felszínének több mint kétharmadát óceán borítja. Az óceán felszíni és felszínközeli állapota, áramlási viszonyai, a vízfelszín felett kialakuló légköri viszonyok egyaránt jelentősen befolyásolják bolygónk éghajlatát és az időjárási folyamatokat. Emiatt rendkívül fontos, hogy pontos képet kapjunk a tengerek, óceánok és a fölöttük lévő légréteg állapotáról.

A tengeri meteorológiai és oceanográfiai mérések felhasználási területe mára igen széles körűvé duzzadt. Ezek néhány fontosabb felhasználási területei a következők:

- a. Meteorológiai adatok az időjárás előrejelzési modellek számára.
- b. Meteorológiai és oceanográfiai adatok az óceán-légkör éghajlati modellek kezdeti értékeinek meghatározására, valamint a modellfuttatások eredményeinek ellenőrzésére.
- c. Az óceánok hőmérsékleti viszonyainak ismerete a halászat gazdaságossá tételéhez.
- d. Az időjárási viszonyok, tengeráramlatok, a vízhőmérséklet és sótartalom ismerete az óceánok geofizikai felméréséhez.
- e. A felszín alatti vízoszlop fizikai paramétereinek ismerete mélytengeri fúrások végrehajtásához.
- f. Információk az időjárási helyzetről és a tengeri jégről a hajózás számára.

A jövőben várhatóan tovább fog növekedni azon területek száma, amelyek igénylik és hasznosítani tudják ezeket az információkat.

11.1. Rövid történeti áttekintés

Az 1700-as évek közepe táján Benjamin Franklin (ő találta fel a villámhárítót is) megfigyelte, hogy a postajáratok hosszabb idő alatt érnek Amerikából Európába, mint a kereskedelmi hajók. Nemsokára kiderült, hogy utóbbiak egy tengeráramlatot használnak ki, amit az 1500-as évek elején már a spanyolok is ismertek, de felfedezésüket szigorú titokként őrizték. A XVIII. százaban végül mégis közkinccsé vált a Golf-áramlat föltérképezése, amit azután sorra követtek a világóceánon végzett további vizsgálatok, expedíciók.

A XX. század elejére az oceanográfia önálló tudománnyá vált. Manapság korszerű műszerekkel, jól szervezett nemzetközi hálózatok keretében folyik a világóceán fizikai állapotának felmérése. Mivel az óceán és a légkör szoros kölcsönhatásban áll egymással, az oceanográfiai mérések mellett fontos szerepet kap a tengerek fölötti légkör állapotának a vizsgálata is. Ez utóbbit a meteorológiai mérések széles skálája biztosítja.

A fizikai oceanográfia néhány évtizedes múlta visszatekintő tudományág – egyben az oceanográfia legfiatalabb ága, a tengerek fizikai állapotának felmérésével, modellezésével és előrejelzésével foglalkozó tudomány (Czelnai, 1999).

11.2. Tengeri mérések rendszere

A tengerfelszín, valamint az alsóbb rétegek fizikai állapotáról egy világméretű tengeri meteorológiai és oceanográfiai mérőrendszer szolgáltat adatokat. Ilyen összetett mérési program csakis egy jól szervezett, a különböző résztvevőket összefogó, nemzetközi együttműködés keretében képzelhető el (WMO, 2008). A feladat végrehajtásában a Meteorológiai Világszervezet (WMO – World Meteorological Organization) és a Kormányközi Oceanográfiai Bizottság (IOC – Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO) játszik kulcsszerepet. A mérések lebonyolítását az Oceanográfiai és Tengeri Meteorológiai Közös Szakmai Bizottság (JCOMM, the Joint Technical Commission for Oceanography and Marine Meteorology) végzi. Külön programokat hoztak létre az egyes oceanográfiai és tengeri meteorológiai mérési eszközök (pl. hajók, bóják) méréseinek koordinálására (<http://www.jcommops.org>). A Meteorológiai Világszervezet szabályozza a mérések követelményeit (WMO, 2003) és ajánlásokat is megfogalmaz a mérések végrehajtásának módjára (WMO, 2001).

A tengeri meteorológiai mérések alapvetően két csoportba sorolhatók. Megkülönböztethetünk közvetlen, in situ méréseket, és közvetett, távérzékelési módszereken alapuló megfigyeléseket.

A közvetlen tengeri mérések valamilyen mozgó, vagy helyhez kötött eszközön végezhetők (lásd: 2. fejezet). Ilyen mérőplatformok a meteorológiai méréseket végző hajók, a lehorgonyzott és sodródó bóják, olajfűró-tornyok stb.

A közvetett tengeri mérések két csoportra oszthatók: a felszínről, illetve a világűrből végzett távérzékelési módszerekre. Ezek a Globális Megfigyelő Rendszer Földbázisú, illetve Űrbázisú Alrendszeréhez kapcsolódnak.

11.3. Földbázisú tengeri mérések

11.3.1. Hajókon végzett megfigyelések

A hajókról történő méréseket a Globális Megfigyelő Rendszer Voluntary Observing Program (VOP) keretében végzik el, amely a Meteorológiai Világszervezet egyik fontos megfigyelési programja. A hajók a mért adatokat az ún. SHIP kód formájában (lásd pl. Simon, 1982) továbbítják.

Világszerte mintegy 2000 hajón végeznek önkéntesen meteorológiai és a tengerfelszínre vonatkozó oceanográfiai méréseket. A nagy pontosságú, megbízható műszereket a Meteorológiai Világszervezet bocsátja a hajók rendelkezésére. A tapasztalatok alapján olyan mérési módszereket és szenzorokat fejlesztettek ki, amelyek alkalmasak a hullámokon hanykolódó hajókon történő mérésekre is.

Egyes hajókról (ezek száma már jóval kevesebb, mintegy 120) nemcsak a légköri és óceánfelszíni adatokat mérik, hanem a tengerek felső 800 méteres rétegének hőmérséklet és sótartalom profiljait is.

Világszerte nagyjából 20 hajóról magaslégköri rádiószonda méréseket (lásd 8. fejezet) is végeznek az Automata Fedélzeti Aerológiai Program (Automated Shipboard Aerological Programme – ASAP) keretében.

A hajókon végzett mérések során általában a következő mennyiségeket határozzák meg (lásd még 2. fejezet).

- Hajó pozíciója, sebessége,
- Szélirány, szélesség,
- Légnyomás és légnyomásváltozás,
- Jelenidő, múltidő,
- Felhőzet (mennyiség, típus, magasság),
- Látástávolság,
- Léghőmérséklet,
- Légnedvesség,
- Csapadék,
- Tengerfelszín hőmérséklet,
- Hullámok (magasság, periódusidő, irány),
- Jégképződés.

A hajókon vizuális megfigyeléseket és műszeres méréseket is végeznek. Éjszaka, a fényt nem igénylő megfigyeléseket (látástávolság, felhőzet) a fényt igénylő mérések előtt kell elvégezni, mivel ekkor a szem még hozzá van szokva a sötétséghez. A légnyomás kivételével az adatokat 10 perccel a mérés időpontja előtt kell leolvasni, a légnyomást pedig pontosan a mérési időpontban.

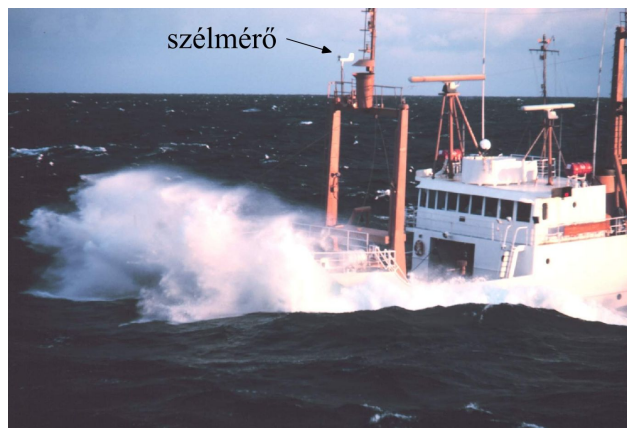
Megfigyelési időpontok a szárazföldi mérésekhez hasonlóan a szinoptikus főterminusok (00, 06, 12 és 18 UTC), esetenként mellékterminusok is (03, 09, 15, és 21 UTC). Viharos időben gyakoribb is lehetnek a mérések, különleges eseményeknél (pl. víztőlcsér) pedig speciális jelentést készítenek.

Egyes hajókon a méréseket automatizálják. Ekkor automatikusan történik az adatok gyűjtése, tárolása, átalakítás és továbbítás (lásd 7. fejezet).

Egyes kutató hajókon a hagyományos megfigyeléseken kívül speciális (pl. levegőkémiai) méréseket is végeznek.

11.3.1.1. Szél mérése hajókon

A szél meghatározása történhet vizuális megfigyelés segítségével, illetve műszeres méréssel. Vizuális észlelés esetén a szélesség meghatározása a 12 fokozatú Beaufort-féle skála alapján történik, ami a tenger hullámmása alapján ad meg egy sebesség-intervallumot (lásd: 4.1.2.1. fejezet). A szélirány vizuális észlelése során a hullámok irányából lehet a szél irányára következtetni.



10.1. ábra: Propelleres szélmérő egy hajó elején. A mérést befolyásolhatja a hajótest áramlámódosító hatása és az erős hullámmás. A tényleges szélvektort a hajó sebességvektorát figyelembe véve számítják.

A szél műszeres mérése során figyelembe kell venni a hajó mozgását. A valós szélvektort úgy kapjuk meg, hogy a mért szélvektorhoz hozzáadjuk a hajó sebességvektorát. A hajókon általában speciális szélesség és széliránymérőket használnak, amelyek képesek minimalizálni a hajó ingásából származó hibákat. Ezen kívül fontos a szélmérő elhelyezése is. Azért, hogy a hajó áramlámódosító hatását csökkentsék, a szélmérőt általában a hajó elejére egy magasabb rúdra, vagy árbocra helyezik (11.1. ábra).

11.3.1.2. Légnyomás mérése hajókon

A légnyomás mérések a legnagyobb problémát az jelenti, hogy egy mozgó hajón kell a mérést megvalósítani, a légnyomásmérők – különösen a hagyományos eszközök – pedig igen érzékenyek a mozgásra.

A mérés történhet hagyományos, higanyos barométerrel, aneroid, vagy elektromos nyomásmérővel.

A tengeri higanyos barométert ma már csak nagyon ritka esetben használják. A műszer lényegében megegyezik a szárazföldi állomási higanyos barométerrel. A mérés során problémát jelent, hogy a hajó ingása miatt a higanyszint is emelkedik és süllyed az egyensúlyi helyzet körül. Ez a hiba úgy csökkenthető, ha a barométert a hajó közepébe helyezik, ahol a lehető legkisebb az ingás, valamint megfelelő felfüggesztést alkalmaznak. A mérési hiba tovább csökkenthető, ha 2–3 mérés átlagát veszik.

A lengésből eredő hiba mértéke függ a lengés periódusidejétől és amplitúdójától: 10°-os lengés közel 4 hPa-os hibát eredményezhet, míg 2°-os lengés csupán 0,2 hPa-osat. Hibaforrás lehet a lengésen kívül a mutató (higanyszint) leolvasásából eredő parallaxis hiba is. A mérés elvégzése után a különböző korrekciókat itt is el kell végezni. A mérés közben le kell olvasni a higany hőmérsékletét, és a mérés után hőmérsékleti korrekciót kell végezni. Figyelembe kell venni a nehézségi gyorsulás földrajzi szélesség szerinti megváltozásából eredő hibát is. Valamint a kapott értéket át kell számítani tengerszintre (amennyiben a hajó nem az adott helyen elfogadott tengerszinten van).

A mai megfigyelőhajókon általában digitális barométereket használnak, amelyek 0,1 hPa-os pontossággal képesek mérni. Ezekben a modern műszerekben általában beépített hidraulikus ingáscsillapító van a mozgás és hullámmás okozta zavarok kiküszöbölésére. A műszer pontosságának növelése érdekében azonban a korszerű barométereket is a hajó közepére kell helyezni, valamint el kell végezni a hőmérsékleti (amennyiben nem automatikus) és a tengerszinti korrekciókat. A WMO előírása szerint a barométereket legalább három havonta parton ellenőrizni és kalibrálni kell (WMO, 2008).

11.3.1.3. Vizuális megfigyelések hajókon

A felhőzet és a jelenidő megfigyelése hasonlóan történik, mint a szárazföldi állomásokon. A látástávolság vizuális becslése azonban tengeren általában nehezebb, mint szárazföldön, mivel a tengeren nincsenek viszonyítási tereptárgyak. Igen kis látástávolság esetén a hajó szerkezetéhez viszonyíthatunk. Ebben az esetben hibaforrás lehet, hogy a hajó által kibocsátott hő és füst befolyásolhatja a látási viszonyokat. Nagyobb látástávolság esetén szárazföld közelében a szárazföldhöz, illetve más hajókhoz viszonyíthatunk, amennyiben ismert ezek távolsága. Ha semmilyen tereptárgy sincs a közelben, akkor a horizont különböző magasságokból történő megfigyelésével lehet a látástávolságot becsülni.

11.3.1.4. Léghőmérséklet és légnedvesség mérése hajókon

A léghőmérséklet és légnedvesség mérése hasonló műszerekkel és hasonlóképpen történnek, mint a szárazföldi állomásokon.

11.3.1.5. Csapadék mérése hajókon

A csapadék mérése hajókon nem egyszerű feladat. A hajó szerkezete árnyékolhatja a csapadékgyűjtőt, a hajó ingása befolyásolhatja mérést, erős hullámszás esetén pedig víz kerülhet a gyűjtőbe. Ráadásul a hajó mozgása miatt nem egy adott pont csapadékviszonyairól kapunk információt.

A Meteorológiai Világszervezet ajánlása szerint a csapadékmérést 6 óránként kell végezni. 10 mm csapadékösszegig 0,2 mm-es pontossággal kell mérni, ennél több csapadék esetén pedig 2%-os pontossággal.

Régebben egy csuklós felfüggesztésű csapadékmérőt használtak, de ennek nagy hibája volt, hogy viharos időben a lengés hatására könnyen kifolyt az edényből a csapadékvíz.

A csapadék mérésére elterjedten használják az ún. kúpos csapadékmérőt. Egy fordított kúp alakú felfogóedényt rögzítenek a hajó egy magas pontjára, ebbe hullik a csapadék. A felfogott vizet egy csövön keresztül a hajó belsejében található csapadékgyűjtőbe vezetik. Gyakran alkalmaznak elektronikus csapadékmérőt is, de billenőedényes műszert nem használnak, mert az erős imbolygás miatt az érzékeny műszer hibás adatokat szolgáltat (a billenőmérleg nem csak a csapadék hatására billegne, hanem a mozgás miatt is). Ehelyett azt a megoldás alkalmazzák, hogy a bejövő csapadékvíz egy 0,5 mm-es gyűjtőedénybe gyűlik. Amikor az edény megtelik, a megemelkedett vízszint rövidre zár egy áramkört, ami kiüríti az edényt és regisztrálja a mennyiséget. Ezzel a módszerrel a csapadék intenzitása is regisztrálható.

11.3.1.6. Tengerfelszín hőmérséklet mérése hajókon

A tengerfelszín hőmérséklet (Sea surface temperature – SST), a tenger legfelső rétegének hőmérséklete alapvető információt jelent a tengerfelszín energia- és hőháztartási folyamatainak meghatározásához, emiatt mérését is nagy pontossággal kell végezni. A Meteorológiai Világszervezet 0,1 °C-os pontosságot ír elő.

Régebben a hagyományos mintavételes módszert alkalmazták. Ennek során a hajóból egy edény segítségével mintát vesznek a tengervíz felszíni rétegéből és megméri a víz hőmérsékletét. A megfelelően végzett eljárás pontos eredményt ad, azonban igen nehezen kivitelezhető viharos körülmények között.

Egy másik, régebben alkalmazott módszer során a hajó motorjához hűtővízként beszívott tengervíz hőmérsékletét mérték, itt azonban több hibaforrás is lehetséges (pl. nem a tengerfelszínről veszik a vizet, nincs mindig hűtőfolyadék keringetés, a hajó hőkiszárási miatt a módszer mintegy 0,3 °C-kal magasabb értéket szolgáltathat).

A mai gyakorlatban a legelterjedtebb megoldást a hajótestre szerelt elektronikus hőmérők jelentik. Drágább, de pontosabb megoldás, ha a hajótesten kívülre helyezik a hőmérőt, lényegesen olcsóbb, de pontatlanabb, ha a hajótesten belül végzik a mérést.

A tengerfelszín hőmérséklete infra hőmérővel is mérhető, de ekkor csak a tengerfelszín legfelső 1 mm-es rétegének hőmérsékletét mérjük, ami nem egyezik meg a klasszikus tengerfelszín hőmérséklettel.

11.3.1.7. Hullámok megfigyelése mérése hajókon

A hullámok keletkezhetnek a megfigyelés helyén fújó szél hatására, vagy távolabbi területen fújó szél által is. Egy megfigyelés során akár mindkét típusú hullám is jelen lehet. Az egyes hullámrendszerek az irány és a periódusidő (két hullám beérkezése között eltelt idő) alapján különíthetők el egymástól. Irány alapján akkor tekintünk két hullámrendszert különbözőnek, ha minimum 30 fokos szögben eltérnek egymástól. Periódusidő alapján pedig akkor, ha az irányuk közötti eltérés kisebb, mint 20 fok, a periódusidejük közötti eltérés pedig nagyobb, mint 4 másodperc. A hosszabb periódusidejű hullámok a távoli szél által keltett hullámok.

A hullámok észlelése során a következő mennyiségeket határozzák meg:

- hullámok iránya,
- hullámok periódusideje,
- hullámok magassága.

A méréshez általában 15–20 jól meghatározható hullám átlagát veszik (WMO, 2008).

11.3.1.8. Tengeri jég megfigyelése

A tengeri jég többféle módon keletkezhet:

- folyókból származó édesvízi jég,
- a tengervíz megfagyásából származó jég,
- a jéghegyek eróziójából származó jég.

A tengeri jég befolyásolja az óceán és a légkör közötti energiakicserélődési folyamatokat, és jelentős veszélyt jelenthet a hajózásra nézve.

Jégképződés szempontjából három fejlődési állapotot különböztethetünk meg:

- Fiatál jég: a jég 30 cm-nél még nem vastagabb, hidegebb helyeken már a tél elején kialakul.
- Első-éves jég (first-year ice): a jég vastagsága 30 cm és 2 méter közötti. Hidegebb területeken ez egy tél alatt ki tud alakulni. Jellegzetes zöld árnyalata van.
- Öreg jég: a jég vastagsága nagyobb, mint 2 méter, a jég már egy, vagy több nyarat átvészelt. Kék árnyalatú.

A hótakaró is befolyásolhatja a jégképződést. Ha a jeget hó takarja, akkor lassabban hízik, mert a hó elszigeteli a hideg levegőtől. A hótakaró a jég olvadását is késlelteti. Ha a hó megolvad, a jégen tócsák keletkeznek, ami a sugárzás nagy részét elnyeli, ezáltal meggyorsítja az olvadást.

A tengeri jég mozgás szempontjából lehet kötött, vagy sodródó. Sodródó jég esetén a tengeri jég nem összefüggő, a szél és tengeráramlatok mozgatni tudják. A sodródó jeget főleg a szél mozgatja, a tengeráramlások hatása meglehetősen kicsi. A jégtáblák mozgását a Coriolis-erő is befolyásolja. Geosztrófikus szelet feltételezve a jégtáblák közel az izobárokkal párhuzamosan haladnak. Zárt jég (7–8 tizedes borítottság) esetén a jégtáblák sebessége a szélesebbé kb. 2%-a. Nyílt jég (1–3 tized) esetén a jégtáblák sebessége ennél jóval nagyobb lehet. Kötött jég általában a part közelében alakul ki. Itt a jégtáblák a nyomás hatására egymásra torlódhatnak, ami nagyban nehezíti a hajózást.

A hajózás szempontjából rendkívül fontos a jéghegyek megfigyelése is. A jéghegyeknek különböző az összetétele, attól függően hogy hol alakultak ki. Az antarktisi jéghegyekben sok a hó, emiatt átlagos sűrűségük viszonylag kicsi. Ezért a víz alatti és víz feletti rész aránya: 1:5. Az északi tengereken képződött jéghegyekben több jég van, így ezeknek nagyobb hányaduk merül víz alá (az arány 1:8).

A jéghegy tömege többféleképpen csökkenhet:

- leválik egy darabja,
- olvadás hatására,
- hullámerózió által.

Hideg (közel fagyponthoz) vízben a jéghegy a vízszintnél magasabban olvad. Melegebb vizekben a vízszintnél alacsonyabban, amely veszélyesebb, mivel gyakoribb leválásokat eredményez a vízszintnél. Ezek a leválások megváltoztathatják a jéghegy egyensúlyi viszonyait, amelynek hatására a jéghegy átfordulhat. A jéghegyeket megbízhatóan csak vizuálisan lehet észlelni, mivel a radarjeleket csak kis mértékben verik vissza.

A tengeri jég és jéghegyek megfigyelésének eredményeit a SHIP kód ICE csoportjában közlik. A megfigyelés során az alábbi paramétereket vizsgálják:

- a jég vastagsága és fejlődési stádiumai,
- a jég mennyisége (tizedekben megadva, hogy a vízszint hányad részét borítja jég),
- a jég formáját,
- a jég mozgását.

11.3.2. Kötött bójakon végzett megfigyelések

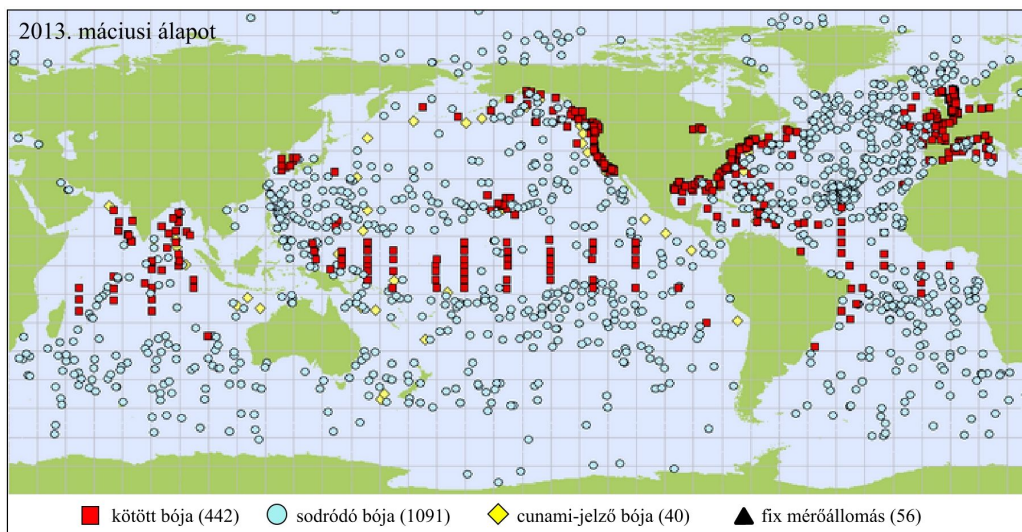
Világszerte több mint 400 kötött bóján (10.2. ábra) végeznek részletes oceanográfiai és meteorológiai méréseket. Az első kötött bójakat az 1950-es évek elején kezdték telepíteni. A bójakat a tengerfelszínhez rögzítik. A legkisebbek 1,5 m, a legnagyobbak 12 m átmérőjűek. A csendes-óceáni trópusi területek kötött bója hálózata nagy segítséget nyújt a világszerte szélsőségeket okozó El-Niño előrejelzéséhez.

A kötött bójakon az alábbi meteorológiai elemeket mérik:

- szélsebesség,
- szélirány,
- légnyomás,
- tengerfelszín hőmérséklet,
- hullámmagasság és periódus,
- lég hőmérséklet,
- harmatpont hőmérséklet, vagy relatív nedvesség.

Néhány kötött bóján további méréseket is végeznek:

- hullámspektrum,
- globálsugárzás,
- felszíni tengeráramlás (esetleg áramlási profil),
- sótartalom,
- felszín alatti hőmérséklet 500 m mélységig,
- látástávolság,
- csapadék.



10.2. ábra: Tengeri méréseket végző bójak és fix parti mérőállomások a világtengereken 2013 márciusban. A mérésekben kötött bójak, sodródó bójak, cunami-jelző bójak és egyéb fix mérőállomások vesznek részt. (Forrás: <http://www.jcommops.org>)

11.3.3. Sodródó bójakon végzett megfigyelések

Sodródó bójakat 1979 óta telepítenek alapvetően a tengeráramlatok vizsgálata céljából, de egyes bójakon kiegészítő oceanográfiai meteorológiai méréseket (tengerfelszín hőmérséklet, légnyomás, léghőmérséklet, szélirány, szélesség, felszín alatti vízhőmérséklet, áramlás sebessége) is végeznek.

Világszerte több mint 1000 sodródó bója szolgáltat folyamatos oceanográfiai és tengeri meteorológiai adatokat (10. 2. ábra).

11.3.4. Tengerszint-mérő állomások

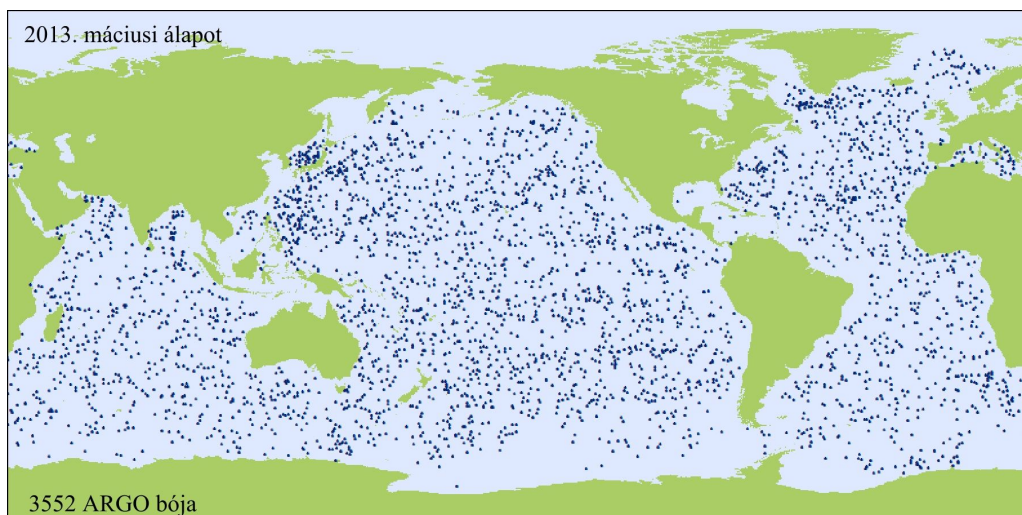
A tengerszint magasságát, az árapály okozta változásokat és a hosszú távon bekövetkező tengerszint változásokat világszerte 290 állomáson mérik a Globális Tengerszint Megfigyelő Rendszer (Global Sea Level Observing System –GLOSS) állomásain (10.3. ábra).



10.3. ábra: A Globális Tengerszint Megfigyelő Rendszer (Global Sea Level Observing System –GLOSS) állomásai (Forrás: <http://www.gloss-sealevel.org/>)

11.3.5. Az ARGO Rendszer

Az ARGO rendszert speciális merülő szondák alkotják, melyek adott vízmélységbe (akár 2000 méter mélyre) süllyedve az óceánok mélyebb rétegeiben uralkodó áramlásról, hőmérsékletről és sótartalomról szolgáltatnak adatokat. A szondák adott időközönként (tíz naponként) felemelkednek a felszínre, és műholdakon keresztül továbbítják az adatokat. Világszerte több mint 3500 ARGO bója szolgáltat adatot a tenger állapotáról (10. 4. ábra).



10.4. ábra: Az ARGO rendszer bójái 2013 márciusban. A szondák 2000 méteres mélységig süllyednek, majd 10 naponként felemelkednek és automatikusan műholdaknak továbbítják a mért adatokat. Jelenleg 3552 bója szolgáltat adatot a tenger állapotáról.

11.4. Űrbázisú tengeri mérések

A tengerfelszín és a felette található légréteg állapotáról műholdak is jelentős információt szolgáltatnak. A fentiekben bemutatott közvetlen földbázisú mérések pontosak, de tér- és időbeli fölbontásuk korlátozott. Ráadásul mozgó megfigyelések (pl. hajó, vagy sodródó bója) esetén minden időpontban más-más helyről nyerjük az adatokat.

A műholdakról végzett megfigyelések ugyan kevésbé pontosak, mint a helyben végzett, közvetlen mérések (a távérzékelte adatokat éppen ezért a felszíni mérésekkel szokták ellenőrizni), viszont az a hatalmas előnyük, hogy gyakorlatilag folyamatosan, az egész óceán fizikai állapotát figyelemmel kísérhetjük általuk. Legalábbis az óceánfelszín állapotát. A mélyebb rétegek vizsgálatára ugyanis a műholdas mérések nem használhatók, mert az elektromágneses sugarak nem képesek a víz mélyebb rétegeibe behatolni.

Műholdak segítségével a tengerfelszín hőmérsékletét, a felső vízréteg színét, a vízfelszín „érdességét” és a víz hullámmagasságát mérhetjük.

A tengerfelszín hőmérsékletét infravörös sávban készített felvétel, illetve több felvétel összesítéséből származó térkép segítségével adhatjuk meg. A tenger felszínéről kibocsátott sugárzást a műholdak infravörös érzékelői különböző hullámsávokban mérik és ezekből a mérésekből származtatják a tengerfelszín hőmérsékletét.

A felső vízréteg színének érzékelése során azt használjuk, ki, hogy a víz és a benne levő lebegő anyag nem egyformán nyeli el és szórja szét a napsugárzás spektrumának egyes sávjait, ezáltal a színe változó. A vízfelszín színének érzékelése biológiai oceanográfiai felhasználások mellett a tengeráramlatok és örvények szerkezetéről nyújt hasznos információkat.

A tengerek felszíni „érdessége” ún. szkatterométerrel mérhető. Ez egyfajta mikrohullámú radarberendezés, mely impulzusokat bocsát ki és felfogja a visszaérkező impulzusokat. A jel a szél által keltett óceáni hullámok függvényében eltérő mértékben verődik vissza. A szkatterométer a visszavert energia mennyiségét méri, ebből pedig a felszíni szél irányára lehet következtetni. Nagy segítséget jelenthet trópusi ciklonok korai felismerésében és fejlődésük nyomonkövetésében. A módszer akkor is alkalmazható, ha az óceán fölött felhős az ég.

A műholdas radar altiméterek olyan mikrohullámú aktív távérzékelők, melyek a műhold és az óceánfelszín közötti függőleges távolságot mérik. E módszerrel, stabil és pontosan ismert műholdpálya esetén, az óceánok felszínének változásait lehet feltérképezni. A műholdas altimetria az egyetlen ma ismert módszer a világoceán vízkörzésének nagy térbeli felbontású és időbeli sűrűségű megfigyelésére.

Előnyei a klasszikus oceanográfiai mérésekhez képest a következők:

- a. a mérések minden időjárási helyzetben végezhetőek,
- b. egyidejűleg a teljes óceánfelszín megfigyelhető,
- c. a tér- és időbeli felbontás tág határok között finomítható,
- d. a mérés minden mérési ponton akárhányszor ismételhető.

A műholdas altiméter úgy működik, hogy merőlegesen lefelé irányítva egy mikrohullámú impulzust küld az óceán felszínre felé. Ennek az impulzusnak egy része visszaverődik a víz felszínéről. Megmérve az impulzus elküldése és visszaérkezése között eltelt időt, közvetlenül meghatározható a műhold és a vízfelszín közötti távolság. Attól függően, hogy a különböző lehetséges hibákat hogyan sikerül különféle korrekciókkal kiküszöbölni, elvileg akár centiméteres pontosság is elérhető.

Irodalomjegyzék:

Czelnai, R.. 1999. *A világóceán. Modern fizikai oceanográfia*. Vincze kiadó Kft. ISBN: 9639192511.

Simon, A.. 1982. *A meteorológiai megfigyelések és mérések rendszere*. Meteorológiai megfigyelések, mérések és műszerek I.. Tankönyvkiadó, Budapest.

World Meteorological Organization. 2001 (WMO, 2001). *Guide to Marine Meteorological Services*. Third edition. WMO-No. 471. Geneva. ISBN 92-63-13471-5.

World Meteorological Organization. 2003 (WMO, 2003). *Manual on the Global Observing System*. Volume I – Global Aspects. WMO-No. 544. Geneva. ISBN 92-63-13544-4.

World Meteorological Organization. 2008 (WMO, 2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 8. Geneva. ISBN 978-92-63-10008-5.

<http://www.gloss-sealevel.org/>

<http://www.jcommops.org/>

12. fejezet - Levegőkémiai mérések

A légszennyezési folyamatok során természetes, vagy antropogén forrásokból különböző gázok, aeroszol részecskék, vagy biológiai anyagok jutnak a légkörbe, módosítva annak természetes összetételét. Az emissziós folyamatokat az időjárási helyzet, számos fizikai és kémiai tulajdonság, továbbá antropogén kibocsátás esetén technológiai paraméterek is befolyásolják. A légkörbe kerülő anyagok tulajdonságaik és a légköri viszonyok függvényében különböző távolságokra juthatnak a kibocsátó forrástól (transzmissziós folyamatok). A légkörben összetett kémiai folyamatok révén másodlagos szennyezőanyagok (például ózon) is kialakulhatnak. Egy adott helyen kialakult szennyezőanyag-mennyiség az ún. immisszió. A szennyezőanyagok kémiai átalakulások során, száraz, illetve nedves ülepedés által kerülhetnek ki a légkörből. A száraz ülepedési folyamatokat gázokra és kis méretű aeroszol részecskékre a felszín közelében a turbulens áramlás vezérli. Nagyobb, ezáltal nehezebb aeroszol részecskék a gravitáció által ülepednek. A nedves ülepedés történhet felhőn belüli kimosódás és a felhő alatt, a csapadék által történő átmosódás révén.

A különböző forrásokból a légkörbe jutó szennyezők jelentősen befolyásolják az időjárási és éghajlati folyamatokat (például felhőképződés, látástávolság, felszín-légkör rendszer sugárzásháztartása stb.). A légszennyező anyagok számos jelentős környezeti problémát is okozhatnak a légkörben és a légkörből való kikerülésük után a különböző felfogó közegeken (pl. levegőminőség romlása, éghajlat módosítás, sztratoszférikus ózonszökkenés, káros hatások a növényzeten, talajban, vizekben, emberi egészségben, épített környezetben stb.).

A környezetvédelem, a levegőminőség kezelése, az egészségügyi hatások elemzése, vagy a szennyezőanyagok légköri terjedésének szimulálása mára már elképzelhetetlen a levegőminőséget jellemző reprezentatív mennyiségek meghatározása nélkül. A légszennyezést különböző tartózkodási idejű, mennyiségű és hatású anyag eredményezi. Ez nem jellemezhető egyetlen mérőszámmal. A levegőkémiai mérések lebonyolítása függ a vizsgált anyagtól és a vizsgálat céljától is (pl. lokális, regionális, vagy globális légszennyezés meghatározása).

12.1. Levegőkémiai mérések helyszínei

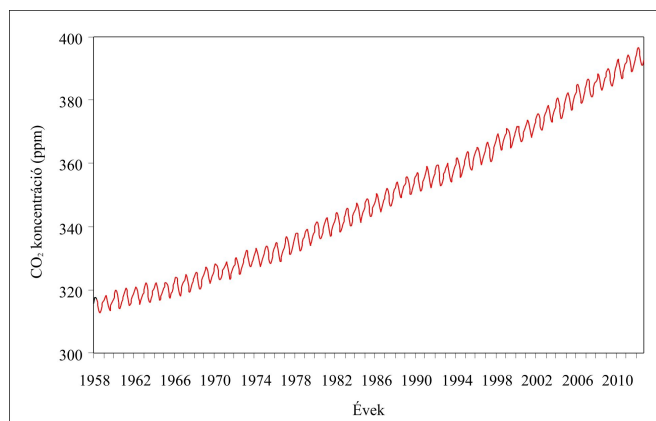
A levegőkémiai mérések részben emisszió meghatározásra, részben a szennyezőanyagok légköri mennyiségének detektálására irányulnak (12.1. táblázat).

Az antropogén források közül számos ország ipari létesítményeiben folyamatosan mérik a kibocsátott szennyezőanyagok mennyiségét. Más forrásokból – például közlekedésből, mezőgazdaságból – származó antropogén emissziót egy-egy megfelelően kiválasztott, reprezentatív mérőpontban határozzák meg (pl. egy forgalmas út menti mérőállomáson, vagy egy növényállományba telepített mikrometeorológiai állomáson).

A természetes forrásokból származó kibocsátás meghatározása is történhet célzott mérésekkel, de gyakran becsléseket alkalmaznak.

A légköri koncentráció mérések optimális helyszíne többek között attól függ, hogy milyen tartózkodási idejű anyagot vizsgálunk, és milyen területre kívánunk reprezentatív képet kapni.

A globális háttérszennyezettség-mérő állomásokon általában a hosszú (1–120 év) tartózkodási idejű üvegházhatású gázok koncentrációját mérik közvetlen kibocsátásoktól távoli területeken (12. 1. táblázat). Ennek jellegzetes példája a Mauna Loa Obszervatórium több évtizedes szén-dioxid koncentráció mérési adatsora (12.1. ábra). A globális háttérkoncentráció adatsor az éghajlatváltozás vizsgálata szempontjából kiemelt jelentőségű.



12.1. ábra: A légköri szén-dioxid havi átlagos globális háttérkoncentrációjának menete 1958 és 2012 között a Mauna Loa (Hawaii) Observatórium több évtizedes mérési adata alapján.
(Forrás: <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>)

A regionális háttérkoncentráció mérések szintén közvetlen kibocsátásoktól távol, a vizsgált légköri összetevő regionális változékonyságáról, terjedési folyamatairól nyújtanak információt.

12.1. táblázat: Különböző típusú levegőkémiai mérőállomások

Mérőhely	Elhelyezkedés	Mérések célja	Mért mennyiségek
globális háttérszennyezettség-mérő állomás	emberi tevékenységektől (közvetlen forrásoktól) távoli területen	- üvegházgázok globális koncentrációjának meghatározása	koncentráció
regionális háttérszennyezettség-mérő állomás	mezőgazdasági terület, külterület	- üvegházgázok és egyéb összetevők regionális koncentrációjának, kicserélődésének meghatározása, - regionális terjedés becslése, - nagyskálájú emisszió becslése	koncentráció, fluxus
lokális állomások	- ipari, - közlekedési, - lakóövezeti	- légszennyezők koncentrációjának mérések, - emisszió becslések, - egészségügyi hatások vizsgálata	koncentráció részletes időbeli felbontásban
csapadékkémiai mérések	- meteorológiai állomások	- csapadék elemzése	- csapadékvíz kémiai összetétele, - csapadékvíz pH-ja
ipari emisszió mérések	iparterület (pl. kéményben)	pontos kibocsátás mérések	kibocsátott anyag mennyisége
egyéb emisszió-mérő állomás	- forgalmas utak mellett, - mikrometeorológiai állomás	emissziók becslése, hatások elemzése	koncentráció részletes időbeli felbontásban

A lokális koncentráció-mérő állomások egy-egy jellegzetes terület koncentráció viszonyait jellemzik. A kibocsátó források közelében, akár kis területen is nagy változások következhetnek be. Egy nagyobb városon belül például megkülönböztethetünk ipari, közlekedési, lakóövezeti környezetben végzett méréseket.

12.2. Levegőkémiai mérőhálózatok

A levegőkémiai méréseket globális, regionális és nemzeti szinten jól szervezett mérőhálózatokban végzik (Bozó et al., 2006). Az alábbiakban a GAW (Global Atmosphere Watch), az EMEP (European Monitoring and Evaluation Programme) mérési programját, valamint a hazai helyzetet mutatjuk be.

12.2.1. Globális mérőhálózat

A Meteorológiai Világszervezet (WMO) programja a Global Atmosphere Watch (GAW) megbízható adatokat szolgáltat a légkör kémiai összetételéről, annak természetes és antropogén eredetű változásairól (www.wmo.int). A GAW keretében az alábbi mennyiségek globális léptékű megfigyelése zajlik (lásd még 2.1.3.14. fejezet):

- légköri aeroszol,
- üvegházhatású gázok,
- reaktív gázok,
- ózon,
- uv sugárzás,
- csapadékkémia.

A levegő- és csapadékkémiai adatok felhasználási lehetőségei:

- operatív felhasználás,
- a légkör fizikai és kémiai folyamatai között fennálló összefüggések feltárása,
- a légkör kémiai és fizikai jellemzői, valamint a regionális és globális éghajlat kölcsönhatásainak feltárása,
- szennyezőanyag nagytávolságú légköri terjedésének, átalakulásának és ülepedésének vizsgálata,
- a légkör-óceán-bioszféra rendszer kölcsönhatásoknak, a kémiai anyagok körforgalmának megismerése, valamint az ezekre gyakorolt emberi hatásoknak a megismerése, megértése,
- politikai döntések megalapozása.

12.2.2. Európai mérőhálózat

Európában 1977-ben indult az EMEP (Cooperative programme for monitoring and evaluation of long-range transmission of air pollutants in Europe, rövidebb nevén European Monitoring and Evaluation Programme) program, melynek célja a légszennyező anyagok emissziójának, immisziójának, határokon átnyúló terjedésének és ülepedésének mérése, modellezése, továbbá a lakosság és a döntéshozók számára megbízható információk szolgáltatása (<http://www.emep.int>).

Az EMEP keretében 5 alprogram működik:

- Emisszió leltár és előrejelzés: Centre on Emission Inventories and Projections (CEIP), központ: Bécs, Ausztria
- Kémiai koordinációs központ: Chemical Coordinating Centre (CCC), központ: Kjeller, Norvégia,
- Meteorológiai központ, nyugat: Meteorological Synthesizing Centre – West (MSC-W), Oslo, Norvégia,
- Meteorológiai központ, kelet: Meteorological Synthesizing Centre – East (MSC-E), Moszkva, Oroszországi Föderáció,
- Modell-értékelő központ: Centre for Integrated Assessment Modelling (CIAM), Bécs, Ausztria

A CEIP (<http://www.ceip.at/>) a legfontosabb légszennyezők (szén-monoxid, ammónia, illékony szerves vegyületek, nitrogén-oxidok, kén-dioxid, aeroszol részecskék, nehézfémek, szerves légszennyezők) emisszió katasztereit állítja elő 0,1 fokos térbeli felbontásban a tagállamok adatai alapján Európára.

Az immiszió méréseket a CCC (<http://www.nilu.no/projects/ccc/index.html>) alprogram végzi. Európa-szerte több száz regionális háttérszennyezettség-mérő és csapadékkémiai állomás tartozik a mérőrendszerhez (Magyarországon

K-pusztai mérőállomás). A mérések kiterjednek a savasodást okozó komponensekre, az ózonnal, a nehézfémekre és az aeroszol részecskékre.

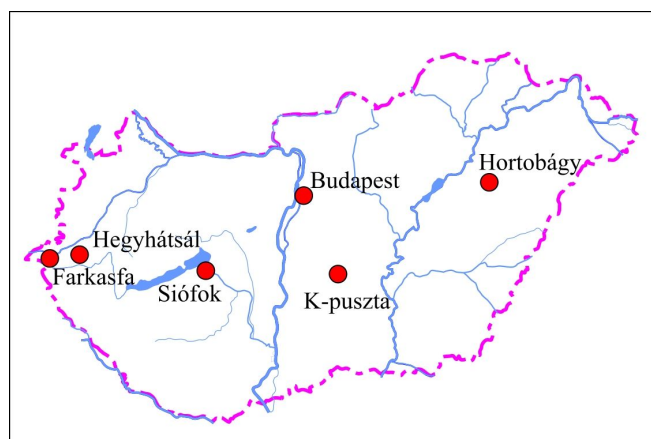
A két meteorológiai központban végzik a szennyezőanyagok légköri terjedésének szimulációit. Az emisszió és immisszió adatok felhasználásával becslik és elemzik az egyes országok hozzájárulását a nagytávolságú szennyezőanyag transzportjához.

A modell-értékelő központ (CIAM) a légszennyezés és az éghajlatváltozás közti összefüggéseket elemző modellszimulációk segítségével.

12.2.3. Magyarországi mérések

12.2.3.1. Háttérszennyezetttség-mérő állomások

Magyarországon háttérszennyezetttség méréseket az Országos Meteorológiai Szolgálat végzi (12.2. ábra).



12.2. ábra: Az Országos Meteorológiai Szolgálat háttérszennyezetttség-mérő állomásai

Az egyes mérőállomásokon az alábbi mennyiségeket mérik:

- Farkasfa: ózon, kén-dioxid, nitrogén-dioxid, ammónia, salétromsav, csapadékkémiai mérések,
- Hegyhátsál (A Meteorológiai Világszervezet globális mérőhálózatának állomása): üvegházhatású gázok (szén-dioxid, metán, dinitrogén-oxid, kén-hexafluorid), szén-monoxid, hidrogén,
- Siófok: csapadékkémiai mérések,
- K-pusztai (az EMEP program mérőállomása): ózon, kén-dioxid, nitrogén-dioxid, ammónia, salétromsav, szulfát-, nitrát-, ammónium-, nátrium-, kálium-, kalcium-aeroszolkok, csapadékvíz pH-ja, vezetőképessége, valamint szulfát-, nitrát-, ammónium-, klorid-, nátrium-, kálium- és kalciumtartalma,
- Nyírjes: ózon, kén-dioxid, nitrogén-dioxid, ammónia, salétromsav, csapadékkémiai mérések,
- Hortobágy: ózon, csapadékkémiai mérések.

Az Országos Meteorológiai Szolgálat állomásai mellett a Országos Légszennyezetttségi Mérőhálózat (OLM) két állomásán is végeznek forrásoktól távoli területen háttérkoncentráció-méréseket:

- Sarród: kén-dioxid, nitrogén-dioxid, nitrogén-oxidok, aeroszol részecskék (PM10)
- Kisszentmárton: ózon, kén-dioxid, nitrogén-dioxid.

12.2.3.2. Városi mérések

A városokon belüli méréseket az Országos Légszennyezetttségi Mérőhálózat végzi (<http://www.kvvm.hu/olm/>). Az automata és a manuális állomásokból álló mérőhálózat a 2000-es évek elejétől végzi a különböző légszennyező anyagok koncentrációjának mérését több hazai városban. Nagyobb városokban több állomáson is folynak mérések. Budapesten például 11 ponton, különböző környezetben telepítették az állomásokat (ipari, lakóövezeti környezetben, forgalmas közlekedési csomópontok mellett).

Irodalomjegyzék:

Bozó, L., Mészáros, E., és Molnár, Á.. 2006. *Levegőkörnyezet*. Akadémiai Kiadó, Budapest.

<http://www.ceip.at/>

<http://www.emep.int/>

<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>

<http://www.kvvm.hu/olm/>

<http://www.nilu.no/projects/ccc/index.html>

http://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/gaw_home_en.html

13. fejezet - Műholdas mérések

A műholdak megjelenésével szinte egyidejűleg előtérbe került azok meteorológiai alkalmazása is. Az új technika megjelenése forradalmi áttörést jelentett a légköri megfigyelések terén. Mivel a műholdak segítségével egyszerre nagy területről szerezhető információ, az átfogó kép segítségével a nagyobb skálájú folyamatok is jól nyomon követhetők. A műholdak meteorológiai alkalmazása rendkívül széleskörű. Lehetővé teszik a szárazföld és az óceánfelszín, valamint a légkör különböző tartományainak vizsgálatát. Nyomon követhető az időjárás rendszerek, a felhőrendszerek mozgása, az ózonréteg változása, a légszennyező anyagok eloszlása, esetenként terjedése, vagy a sarkokat borító jégsapka olvadása. A műholdak aktív, vagy passzív távérzékelési módszerrel végeznek méréseket. Számos előnyük, ugyanakkor több korlátjuk, hátrányuk is van a felszíni, közvetlen mérésekkel szemben (13.1. táblázat).

13.1. táblázat: Műholdas mérések előnyei és hátrányai a felszíni mérésekkel összehasonlítva (WMO, 2008)

Műholdas mérések előnyei	Műholdas mérések hátrányai
Globális lefedettség, mérések nehezen megközelíthető helyeken, óceánok felett	A légköri, oceanográfiai, hidrológiai mennyiségek mérése közvetett (távérzékelési módszer) által történik, ami pontatlanabb, mint a közvetlen (in situ) mérések
Nagy tér- és időbeli felbontás	A pontbeli mérések pontatlanabbak. A műszer-kalibráció, és adatellenőrzés folyamatos felügyelet kíván
Széleskörű vizsgálati lehetőségek	Az új műszerek alkalmazása hosszú átfutási időt igényel
Kedvező ár/érték arány az adatok mennyiségét tekintve	A műholdak pályára állítása és a földi szegmens nagy költségigénye
Számos mennyiség egyidejű mérése	Egy érzékelő hibája teljes adatvesztést eredményezhet
A mérések biztosítottak veszélyes időjárási körülmények között is	Sűrű felhőzet (veszélyes időjárási helyzet) esetén a felszíni és alacsony-légköri mérések korlátozottak
Igény szerint mérések végezhetőek teljes légoszlopra vonatkozóan	Rendkívül nagy mennyiségű adatot kell kezelni és feldolgozni és az adatgyűjtés módja nehezen módosítható.

A műholdak segítségével feltérképezhető az időjárás elemek eloszlása a vizsgált területeken. Ezáltal megszűnik a földi meteorológiai állomások közötti területeken fennálló bizonytalanság, a műholdak segítségével biztosított a meteorológiai mezők megfigyelése.

A műholdas megfigyelések előnye a földbázisú magaslégköri mérésekkel szemben az adatok homogenitása. A földi méréseknél a megfigyelési eszközök inhomogenitása bizonytalanságot eredményezhet (különösen a rádiószondás és a rakétás méréseknél), ezzel szemben a műholdas adatoknál csupán a műhold hőmérsékleti viszonyainak némi változása, illetve a légkör módosító szerepe igényel bizonyos korrekciót.

A műholdak további előnyei közé tartozik a gyors hozzáférhetőség. A megfigyelési adatok azonnal kisugárzásra kerülhetnek olyan formátumban, ami azonnali kiértékelést tesz lehetővé. Ezáltal az adatok kiértékelése mindössze percekre redukálódik.

13.1. A Globális Megfigyelő Rendszer Űrbázisú Alrendszere

A Meteorológiai célú műholdas méréseket a Meteorológiai Világszervezet Globális Megfigyelő rendszerén belül az Űrbázisú Alrendszer végzi. Az Űrbázisú Alrendszer űr szegmensből és földi szegmensből áll.

13.1.1. Az űr szegmens

Az űr szegmens különböző pályán keringő műholdakból áll (lásd még: 2.3.2. fejezet). A műholdakat keringési pályájuk alapján alapvetően két csoportba soroljuk, ezek a geostacionárius és kvázipoláris műholdak (13.2. táblázat).

13.2. táblázat: A kvázipoláris és geostacionárius műholdak jellemzői

	Geostacionárius műholdak	Kvázipoláris műholdak
Keringési pálya	A pályasík az Egyenlítő síkjában fekszik. A műhold a Földdel együtt kering.	A pályasík mindkét pólus mellett áthalad. A Földet kb. 90-120 perc alatt kerülik meg.
Keringési magasság	35 800 km a tengerszint felett	600–1 500 km
Felbontási képesség	1–10 km	10–100 m
Vizsgált terület	Mindig ugyanazt a területet látja: □□: (50°D, 50°É) $\lambda \square (\lambda_0+50^\circ, \lambda_0-50^\circ)$ ahol λ_0 a műhold földrajzi hosszúsága, ezen a tartományon túl már torzul a kép a Föld görbülete miatt. Sarkvidéki területekről nincs információ.	Az egész Földet lepásztázza, de egyszerre csak egy kis területet „lát”. A sarkvidéki területeket is látja.
Mérési/működési program	- képfelvétel - adattovábbítás - adatgyűjtés	- képfelvételek - vertikális szondázás - közvetlen adatszolgáltatás - adatgyűjtés
Műholdak a Meteorológiai Világszervezet Globális Megfigyelő Rendszerének Űrbázisú Alprogramjában	2013-ban 19 geostacionárius műhold (pl. NOAA, METEOSAT stb. kezelésében)	- operatív, alacsony pályán keringő műholdak (keringési magasság: 800–870 km) - kutatás-fejlesztési műholdak

Az ún. geostacionárius műholdak az Egyenlítő fölött keringenek, ahol keringési idejük megegyezik a Föld forgási idejével. Ezek a műholdak a Földhöz képest állni látszanak, vagyis állandóan a Föld egy adott pontja felett tartózkodnak. Ilyen pálya csak az Egyenlítő síkjában lehetséges, mert csak itt esik egy egyenesbe a centripetális (F_{cp}) és a gravitációs (F_g) erő. A geostacionárius műholdak pályájának magassága (R) abból a feltételből számítható ki, hogy a Földével megegyező \square szögsebességgel mozgó műholdra ható centripetális erőt a gravitációs tömegvonzás biztosítja:

$$m \Omega^2 R = \gamma \frac{mM}{R^2}, \quad (13-1)$$

ahol m a műhold tömege, γ a gravitációs állandó ($6,67 \cdot 10^{-11} \text{ N m}^2/\text{kg}^2$), M pedig a Föld tömege ($5,98 \cdot 10^{24} \text{ kg}$).

Az egyenletből kifejezve a R pályasugarat kapjuk, ahol R a műhold és a Föld tömegközéppontja közötti távolság:

$$R = \sqrt[3]{\frac{\gamma M}{\Omega^2}} \approx 42\,229 \text{ km} \quad (13-2)$$

vagyis 6370 km-es fűldsugárral számolva, a geostacionárius műholdak pályája a tengerszint felett nagyjából 35 800 km-es magasságban található.

A geostacionárius műholdak mindig ugyanazt a területet látják. Az adott földrajzi pont körül nagyjából ± 50 fok földrajzi szélesség, és ± 50 fok földrajzi hosszúság által határolt területet látják pontosan, azon túl a Föld görbülete miatt már torzul a megfigyelés.

A poláris vagy kvázipoláris műholdak általában a felszín felett 600–1500 km-rel ellipszis alakú pályán keringenek, pályájuk síkja pedig közel merőleges az Egyenlítőre. A Meteorológiai Világszervezet Globális Megfigyelő Rendszerének Űrbázisú Alprogramjában egyrészt operatív, alacsony pályán keringő műholdak, másrészt különböző

speciális (pl. levegőkémiai, hidrológiai, oceanográfiai, felszínhasznosítási stb.) mérési programot végző kutatás-fejlesztési műholdak vesznek részt. Az operatív alacsony pályán keringő műholdak keringési magassága 800–870 km. A kutatás-fejlesztési műholdak elnyújtott ellipszis pályán keringenek, általában 600 és 1500 km-rel a felszín felett.

A kvázipoláris műholdak képesek a sarkkörökön túli területek megfigyelésére is. A Földet úgy tapogatják le, hogy miközben a keringési pályájuk síkja nem változik, a Föld elforog alattuk. Ezért egy kvázipoláris műhold minden kör megtétele közben más-más területet lát és naponta kétszer (egyszer felszálló, egyszer leszálló ágban) készít felvételt ugyanarról a területről. Mivel a földfelszínhez jóval közelebb keringenek, a geostacionárius műholdaknál jobb felbontású képeket készítenek.

A poláris műholdak képfelvételeket készítenek és vertikális szondázást végeznek a látható tartományban, az ún. infravörös ablakban, valamint mikrohullámú tartományban. A mérések alapján többek között meghatározható a légkörben lévő gázok koncentrációja és annak változása (pl. ózonkoncentráció változása a sztratoszférában), vagy a levegő hőmérséklete, vízgőztartalma különböző magasságokban. A műholdak nagy szerepet játszanak a tengerfelszín állapotának felmérésében is (lásd 11. fejezet).

13.1.2. A földi szegmens

A földi szegmens a műholdak által szolgáltatott adatok vételét és feldolgozását végző földi állomásokból áll. A feldolgozás során például mesterségesen színezik, és földrajzi azonosítókkal látják el a nyers műholdképeket.

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz-és Földtudományi Intézetének HRPT (High Resolution Picture Transmission) vevőállomását (13.1. ábra) 2002-ben telepítették az egyetem lágymányosi épületének tetejére (47,475 É, 19,062 K, kb. 40 méter magasán a felszín felett). Az antennával a NOAA-12, NOAA-14, NOAA-15, NOAA-16, NOAA-17, a Fengyun-1d, a Terra és az Aqua műholdak adatai vehetők – lásd: nimbus.elte.hu/kutatas/sat/index.html).



13.1. ábra: Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz-és Földtudományi Intézetének HRPT (High Resolution Picture Transmission) vevőállomása az egyetem lágymányosi épületének tetején

13.2. Műholdak mérési-működési programja

A műholdak mérési, megfigyelési programja az alábbi főbb pontokra terjed ki (WMO, 2003):

- képfelvételek és a légkör vertikális szondázása,
- adattovábbítás és közvetlen adatszolgáltatás,
- adatgyűjtés.

13.2.1. Képfelvételek és a légkör vertikális szondázása

A különböző műholdak a felszíni mérésekkel összhangban, vagy azokat kiegészítve a felhasználási igényeket kielégítve az alábbi mennyiségek mérését, megfigyelését végzik:

- a. léghőmérséklet és légnedvesség mezők,
- b. felszínhőmérséklet és tengerfelszín hőmérséklet,
- c. szélmező a felszín közelében a légkör magasabb rétegeiben,
- d. felhőzet mennyisége, felhőzet típusa, felhőtető magassága és hőmérséklete, felhők víztartalma,
- e. csapadék,
- f. légköri össz-ózon tartalom,
- g. növényborítottság,
- h. sugárzási egyenleg.

13.2.2. Adattovábbítás és közvetlen adatszolgáltatás

A műholdak a méréseken, megfigyeléseken kívül adattovábbítási és adatszolgáltatási feladatokat is ellátnak. Közel valós időben továbbítják a felhőképeket és egyéb adatokat.

13.2.3. Adatgyűjtés

A saját mérések mellett a műholdak a felszíni mérőrendszerek adatainak gyűjtésében és továbbításában is részt vesznek.

13.3. Műholdas megfigyelési technikák

A műholdas megfigyelések a földfelszínről, illetve a légkörből a világűrbe távozó elektromágneses sugárzás érzékelésén alapulnak. Ez többféleképpen is megvalósulhat (Tánczer, 1988):

- a. a műhold a Naptól érkező és a Föld-légkör rendszerről visszaverődő és szóródó rövidhullámú sugárzást érzékeli,
- b. a műhold a Föld-légkör rendszer által kisugárzott hosszuhullámú sugárzást detektálja,
- c. a műhold mikrohullámú sugárzást bocsát ki a felszín irányába és annak a Föld-légkör rendszerről történő visszaverődését detektálja.

Az első két módszer passzív, míg a harmadik (c. pont) aktív távérzékelési módszer.

A rövidhullámú sugárzás detektálása révén a felhőzet horizontális eloszlása vizsgálható.

A közepső és távoli infravörös tartományban végzett sugárzásmérések alkalmasak a felhőtető hőmérsékletének, a felhőzet horizontális és vertikális fejlettségének (nappal és éjszaka egyaránt), a hőmérséklet vertikális eloszlásának, valamint a légköri gázok (pl. vízgőz, ózon) vertikális profiljának meghatározására.

A mikrohullámú megfigyelések felhasználhatók a csapadéktevékenység és csapadékkintenzitás megállapítására, ezen kívül következtethetünk a tenger állapotára, meghatározható a talajnedvesség, elkülöníthető a hó- illetve jégfelszín.

A műholdas megfigyelések során fontos szerepet játszik az ún. leképzési technika. Ez elsősorban a felhőzet, felhőrendszerek térképezését szolgálja. Ezen keresztül olyan bepillantás nyerhető az időjárás folyamatokba, mely más módon nem lehetséges. Láthatóvá válnak az időjárás képződmények (pl. ciklonok, frontok, futóáramlások, mezoskálájú légköri képződmények).

Az infravörös leképezéssel a felhők horizontális eloszlásán kívül a vertikális fejlettségről is képet kapunk. A felhőzet megfigyelése éjszaka is biztosított. Derült idő esetén a talaj és a tengerfelszín hőmérséklete is meghatározható. A felvételeken nyomon követhető a felhőzet változása, ezáltal a szélviszonyok is becsülhetők. A felvételek alkalmasak a hóval és jéggel borított területek meghatározására is.

Spektrális sugázméréssel többek között a hőmérséklet, a nedvesség és az ózon függőleges profilja határozható meg. Ezek a mérések részben pótolják a rádiószonda-hálózat hiányosságait.

13.4. A műholdak mozgása

A műholdakkal történő kommunikáció alapja, hogy minden időpontban ismerjük azok pontos helyzetét. A műholdak mozgását a Föld gravitációs vonzásán kívül a légkör fékező hatása, a Nap és a Hold gravitációs vonzása, a sugárnyomás, a Föld mágneses tere és az elektromosan töltött illetve töltetlen részecskék hatása is befolyásolják. Mozgásukat azonban előre nem látható hatások – ilyen például a naptevékenység – is érhetik, ezért szükséges a műhold meghatározott időközökben történő bemérése, és a pályaelemek esetleges korrigálása. A műholdakat működtető országok a Globális Telekommunikációs Rendszer hálózatán távirati formában közlik a pályaadatokat, a földrajzi koordinátákat és a műhold magasságát.

13.5. A műholdak felépítése

A műholdak legfontosabb funkcionális egységei a következők:

- a. megfigyelőrendszer,
- b. energiaellátó rendszer,
- c. orientációs és stabilizációs rendszer,
- d. információ-kezelő rendszer,
- e. rádió-kapcsolatot fenntartó rendszer.

A műholdak energiaigényét napelemekkel és kémiai akkumulátorok használatával elégítik ki. Az alapvető energiaforrást a napelemek adják: ezek jobbára szilícium kristályokból készített lapocskák, amelyek a napsugárzást elektromos energiává alakítják át. A napelemeket a műhold palástján, vagy a műholdhoz kapcsolódó sík lapokon helyezik el és gondoskodnak arról, hogy ezek a panelek a keringés során mindig a Nap felé forduljanak. A kémiai akkumulátorok (általában NiCd) elsősorban a Föld árnyékos oldalán illetve nagy energia felvételek esetén lépnek működésbe.

A műhold orientációját és stabilizálását aktív és passzív technikai megoldásokkal érik el.

Az aktív módszerrel mindhárom tengelyre vonatkozó stabilizációt valósítanak meg. A három tengely iránya a helyi vertikális, a műhold sebességvektorának iránya és az arra merőleges irány. Ennek a módszernek a megvalósítása elektromotorral hajtott pörgettyűkkel és elektromotoros tekercesekkel történik.

A passzív módszer egyetlen tengelyre vonatkoztatott forgási stabilizációs módszer. A giroszkópikus effektus révén a műhold forgástengelye az állócsillagokhoz képest változatlan marad. Kis rakétamotorok segítségével szabályozható a forgási sebesség, illetve csökkenthető a nutáció.

Irodalomjegyzék:

Tánczer, Tibor. 1988. *Műholdmeteorológia*. Akadémiai Kiadó, Budapest.

World Meteorological Organization. 2003 (WMO, 2003). *Manual on the Global Observing System*. Volume I – Global Aspects. WMO-No. 544. Geneva. ISBN 92-63-13544-4.

World Meteorological Organization. 2008 (WMO, 2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 8. Geneva. ISBN 978-92-63-10008-5.

<http://nimbus.elte.hu/kutatas/sat/index.html>

14. fejezet - Magyarországi mérőhálózat

14.1. A hazai meteorológiai mérések történeti áttekintése

A hazai rendszeres mérések megindulása előtti időkben számtalan történelmi feljegyzés készült – sokszor nem is közvetlenül az időjárás leírása céljából – melyek következtetni engednek, vagy épp konkrét eseményekkel utalnak egy-egy időszak éghajlati viszonyaira. A feljegyzésekből sokszor csak az derül ki, hogy mennyire volt hideg, vagy csapadékos egy adott év, vagy évszak. Az első részletesebb feljegyzés-sorozatot Thököly István készítette az 1600-as évek végén, az első hazai műszeres mérések pedig az 1700-as évek végén kezdődtek. A Budai Csillagvizsgáló 1780-ban, a kezdetektől csatlakozott a Societas Meteorologica Palatina (Pflati Meteorológiai Társaság) európai mérőhálózatához. Az állomáson a csapadék, a légnyomás, a felhőborítottság és a szél mérését, megfigyelését végezték. 1870-ben alakult a hazai mérések koordinálását végző „Meteorológiai és Földdelejtességi Magyar Királyi Központi Intézet”. Az intézet elsődleges célja az állomáshálózat fejlesztése volt.

Az elmúlt több mint 140 évben a hazai meteorológia mérőhálózat jelentős átalakulásokon és fejlődésen ment keresztül. Az állomáshálózat az új technikai megoldások, az egyre korszerűbb mérőrendszerek, a lehetőségek és az igények együttes figyelembevételével folyamatosan változik, fejlődik.

14.2. A jelenlegi helyzet

Az Országos Meteorológiai Szolgálat által üzemeltett hivatalos meteorológiai mérőhálózat a Meteorológiai Világszervezet Globális Megfigyelő Rendszerének részeként korszerű és folyamatosan ellenőrzött, kalibrált műszerekkel és mérőrendszerekkel megbízható adatokat szolgáltat a légkör és a felszín állapotáról.

14.2.1. A megfigyelési alaprendszer

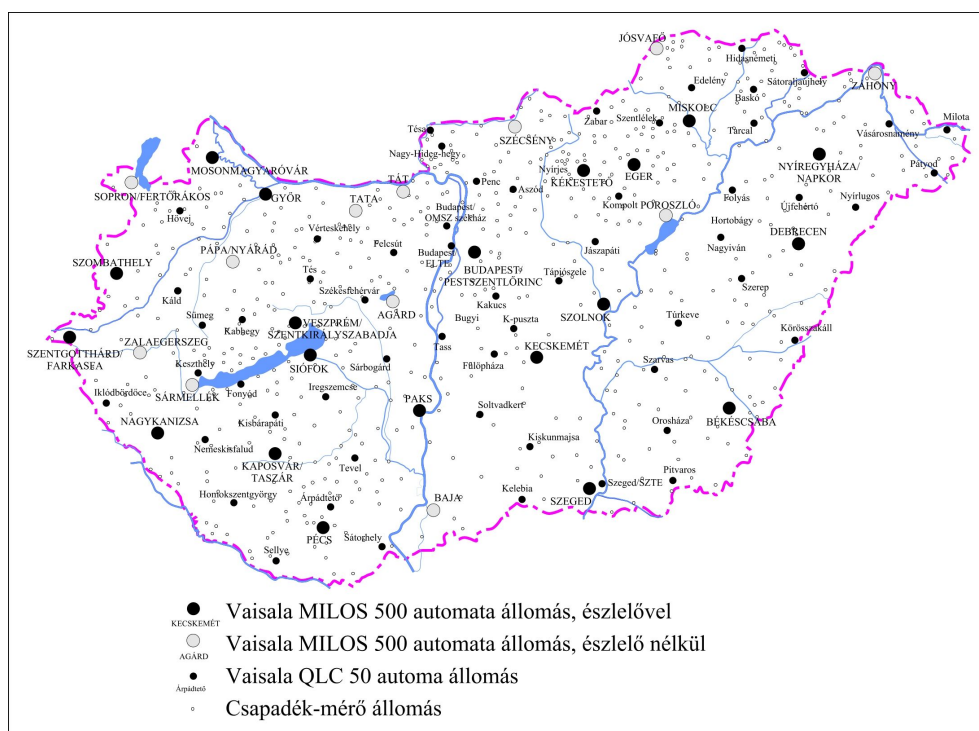
A hazai megfigyelési alaprendszerhez a légköri állapotathatározók mérését, illetve időjárási jelenségek észlelését végző állomások tartoznak (12.1. ábra).

Jelenleg ezek az állomások a következők:

- a. MILOS 500 automata meteorológiai állomás,
- b. MILOS 500 automata meteorológiai állomás észlelővel,
- c. QLC 50 automata meteorológiai állomás (éghajlati állomás),
- d. csapadékmérő állomás.

A MILOS 500 automata meteorológiai állomásokon 2 másodpercenkénti mintavételezéssel és 10 perces átlagolási idővel határozzák meg a légköri állapotathatározók értékeit. A mért adatokat óránként továbbítják a nemzeti központba. Az egyes műszerek elhelyezése a Meteorológiai Világszervezet ajánlásai alapján történt. Az automata műszeres mérések mellett egyes állomásokon hagyományos megfigyeléseket is végeznek. Az észlelőszemélyzet óránként végez kiegészítő méréseket, illetve vizuális észleléseket.

A QLC 50 automata meteorológiai állomások (klímaállomások) mérési programja hasonló, mint MILOS automata állomásoké, de kevesebb meteorológiai állapotathatározó mérését végzik. Ezek az automaták off-line állomások, vagyis az adatokat nem óránként továbbítják a központba, hanem naponta csak néhány alkalommal.



14.1. ábra: Az Országos Meteorológiai Szolgálat megfigyelési alrendszerének meteorológiai állomásai. A nagy fekete körök azokat az automata (MILOS 500) állomásokat jelölik, ahol észlelők is dolgoznak. A nagy szürke körökkel jelölt automata (MILOS 500) állomásokon nincs észlelő. A kisebb fekete körök szintén automata (QLC 50) állomások, de kevésbé részletes programmal rendelkeznek. A kis körök a csapadékmérő állomások helyét jelölik, ezeknek legsűrűbb a hálózata.

Az elmúlt évekig néhány éghajlati állomáson hagyományos módon végeztek megfigyeléseket és az adatokat havonta kétszer jelentették. Ezeket az állomásokon évtizedeken keresztül változatlan mérési programmal üzemeltették. Erre azért volt szükség, hogy a korszerű, elektromos szenzorokra való áttérés által a mérési adatsorokban okozott esetleges eltéréseket kiszűrjék. A hagyományos éghajlati állomásokon végzett méréseket, megfigyeléseket 2013-ban szüntették meg.

A fentiekén kívül a megfigyelési alrendszer részét képezi még egy mintegy 560 állomásból álló csapadékmérő hálózat. A csapadék tér- és időbeli eloszlása nagyon változatos, ezért a területi eloszlás pontosítása érdekében szükséges a csapadék-mérő állomások nagy száma. A csapadék-mérő állomásokon önkéntes észlelők mérik a 24 órás csapadékösszeget, valamint följegyzik a csapadék fajtáját, a hóréteg vastagságát, a csapadékhullás kezdetét és végét. Az észlelési naplót havonta küldik el az adatgyűjtő központba.

14.2.2. Rádiószonda mérések

Magyarországon az Országos Meteorológiai Szolgálat két állomáson végez magaslégtérű rádiószonda méréseket Vaisala RS92-SGP szondával:

- Budapest, Pestszentlőrinci Főobszervatórium,
- Szeged, meteorológiai állomás.

Mindkét állomáson 00 UTC-kor bocsátanak fel rádiószondát. Pontosabban a szondát úgy indítják, hogy figyelembe véve annak emelkedési sebességét, az 00 UTC közül legyen a tropopauza (kb. 11 km) magasságban.

A mérésekből képet kaphatunk a légkör stabilitási viszonyairól, a felszínközeli határreteg (a felszíni sűrűlódás hatása alatt álló légréteg) magasságáról, a felhőzet és köd vertikális szerkezetéről, a felhőzet mennyiségéről (részletesen lásd: 8. fejezet).

14.2.3. Radarmérések

Magyarországon 3 ponton végeznek folyamatos, nagy hatótávolságú radarméréseket DWSR-2500C típusú duál-polarizációs Doppler-radarral:

- a. Budapest, Pestszentlőrinci Főobszervatórium,
- b. Napkor, radarállomás
- c. Pogányvár, radarállomás.

A 4., hasonló radart 2013-ban kezdte telepíteni az Országos Meteorológiai Szolgálat Szentés-Lapistón.

A radarok fontos információt nyújtanak a csapadék területi eloszlásáról és intenzitásáról, a felhőzet mozgásáról, segítenek a lokális időjárási jelenségek (pl. zivatarok) detektálásában, illetve a nagy csapadékok keltette árvizek előrejelzésében (részletesen lásd: 9. fejezet).

14.2.4. Egyéb aktív távérzékelési eszközök

A hagyományos időjárási radarmérésen túl a légkör vertikális szerkezetének megismerésére az Országos Meteorológiai Szolgálat speciális radarokat is alkalmaz (részletesen lásd: 9. fejezet):

- a. SODAR (Metek): Budapest, Pestszentlőrinci Főobszervatórium,
- b. Wind-profilér (Degenere Pcl 1300): Budapest, Pestszentlőrinci Főobszervatórium
- c. RASS (Waisala Lap 3000): Szeged, meteorológiai állomás.

14.2.5. Villámdetektálás

A zivatarok detektálásában segít a SAFIR és a LINET villámlokalizációs hálózat (részletesen lásd: 10. fejezet). A SAFIR-rendszer részeként 2012 óta az alábbi állomásokon végzik a méréseket:

- a. Budapest, Pestszentlőrinci Főobszervatórium,
- b. Siófok, Viharjelző Obszervatórium,
- c. Szeged, meteorológiai állomás,
- d. Napkor, meteorológiai állomás.

A LINET hálózat hazai állomásai a következők:

- a. Penc (Kozmikus Geodéziai Obszervatórium),
- b. Debrecen (Debreceni Egyetem)
- c. Sopron (Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézete),
- d. Szeged (Országos Meteorológiai Szolgálat),
- e. Pécs-Pogány (Országos Meteorológiai Szolgálat).

14.2.6. Levegőkémiai mérések

Magyarországon az Országos Meteorológiai Szolgálat feladata az ún. háttérszennyezettség mérése is. Ezek a mérések olyan állomásokon folynak, melyek a közvetlen légszennyező anyag kibocsátóktól távol esnek:

- a. Farkasfa,
- b. Hegyhátsál (A Meteorológiai Világszervezet globális mérőhálózatának állomása),
- c. Siófok,
- d. K-puszta (EMEP program mérőállomása),
- e. Nyírjes,
- f. Hortobágy.

Az állomásokon légköri nyomgázok és aeroszol részecskék mennyiségét, valamint a csapadékvíz összetételét, pH-ját határozzák meg (részletesen lásd: 12. fejezet). A kiegészítő meteorológiai mérések alapján képet kaphatunk az időjárási helyzet és a légszennyeződés összefüggéseiről is.

15. fejezet - Adatellenőrzés, adatfeldolgozás

A meteorológiai mérések során rendkívül fontos a pontos, megbízható adatgyűjtés és az azt követő adatfeldolgozás. Ahhoz, hogy a lehető legpontosabb képet kapjuk a légkör állapotáról, megbízható, pontos műszerekre van szükség, melyeket folyamatosan ellenőrizni, kalibrálni kell. A műszerek minőségének biztosításáért a nemzeti meteorológiai központok felelősek. A minőségbiztosítás szempontjait a Meteorológiai Világszervezet szabályozza (WMO, 1983).

15.1. A műszerek ellenőrzése, kalibrációja

A különböző szenzorokat általában valamilyen nagyon pontos, etalon műszerhez kalibrálják a nemzeti meteorológiai központokban. A nemzeti alapl műszereket időnként nemzetközi összehasonlításoknak vetik alá (pl. sugárzásmérők, légnyomásmérők esetén). Az egyes műszerekkel mért értékeket azután korrigálják a kalibrációs függvényekkel. Ez különösen fontos az elektromos szenzoroknál, hiszen azok valamilyen elektromos jelet mérnek, amiből a kalibráció segítségével nyerünk a meteorológiai elemre vonatkozó információt.



15.1. ábra: A szélmérő szenzorokat cseréli az Országos Meteorológiai Szolgálat munkatársa az Eötvös Loránd Tudományegyetem meteorológiai állomásán. A szélmérőkben a mechanikai alkatrészek (pl. csapágy) kopása a mérések pontosságát befolyásolhatja, ezért időről időre szükséges az ellenőrzésük. A leszerelt műszereket a nemzeti meteorológiai központban ellenőrzik és később egy másik állomáson helyezik el. A leszerelt eszközök helyére kalibrált, ellenőrzött műszerek kerülnek.

A műszerek ellenőrzését, kalibrációját megadott időközönként el kell végezni. Ez az egyes mérési programok során eltérő gyakorisággal történik (pl. tengeri mérések során, ahol a műszerek gyakran szélsőségesebb körülmények között mérnek, gyakrabban). A folyamatos ellenőrzésre azért van szükség, mert a mérések során a műszerek elállíthatnak, a mechanikai alkatrészek kophatnak, meghibásodhatnak. A 15.1. és 15.2. ábrán az Eötvös Loránd Tudományegyetem meteorológiai állomásán egyes műszerek cseréje látható. A műszerek ellenőrzéséhez és üzemeltetéséhez megfelelően képzett személyzetre van szükség.

A kalibrált, ellenőrzött műszerekkel mért értékeket is ellenőrizni kell, hiszen a mérések során számos hibaforrás merülhet föl.



15.2. ábra: A hőmérő/relatív nedvesség-mérő szenzort cseréli az Országos Meteorológiai Szolgálat munkatársa az Eötvös Loránd Tudományegyetem meteorológiai állomásán. A leszerelt műszereket a nemzeti meteorológiai központban ellenőrzik és később egy másik állomáson helyezik el. A leszerelt eszközök helyére kalibrált, ellenőrzött műszerek kerülnek.

15.2. A minőségbiztosítás alapvető jellemzői

A meteorológiai adatok minőségellenőrzése során a mért adatokat megvizsgálják a meteorológiai állomáson, és az adatközpontokban, annak érdekében, hogy az esetlegesen felmerülő hibákat kiszűrjék és meteorológiai adatbázis lehető legmagasabb szintű pontosságát érhék el. Hibák észlelése során, szükség esetén korrekciót alkalmaznak, vagy megjelölik a hibás értéket.

A minőségellenőrzés tartalmazhat olyan eljárásokat is, melyekkel a forrásadatok ellenőrizhetők és korrigálhatók, ezáltal a hibák ismétlődése elkerülhető.

A minőségellenőrzés történhet valós időben, vagy utólagosan. Az adatok minősége az adatgyűjtés, az átalakítások és az adattovábbítás során alkalmazott minőségellenőrzési eljárásoktól függ.

A Globális Megfigyelő Rendszer mérési programjai keretében a minőség-ellenőrzés valós időben történik az adatok Globális Telekommunikációs Rendszer által történő továbbítása előtt. Részletes leírások tartalmazzák az egyes mérési programok hibalehetőségeit és a minőség-ellenőrzés lépéseit (WMO, 2008). A minőség-ellenőrzést mind a Földbázisú, mind az Űrbázisú Alrendszer mérései során alkalmazzák.

Minőségellenőrzési eljárásokat nem valós időben (utólagosan) is végeznek az adatok archiválása előtt.

További minőségellenőrzés történhet az adatok feldolgozása, felhasználása során, a Globális Adatfeldolgozó és Előrejelző Rendszer keretében objektív analízis és az előrejelzések során (WMO, 1992).

15.3. Adatok ellenőrzése az adatfeldolgozás során

Az adatok ellenőrzése rendkívül szerteágazó lehet (lásd pl. Simon, 1982). A hibás adatok szubjektív és objektív módszerekkel is kiszűrhetők. E fejezetben példaként egy földfelszíni meteorológiai állomás utólagos adatellenőrzési lehetőségeit mutatjuk be néhány példával illusztrálva.

Az adatfeldolgozás során gyakran több légköri állapotatórózó együttes vizsgálata utalhat valamilyen mérési hibára. Az alábbi ellenőrzési pontok segítséget nyújthatnak a hibás adatok kiszűrésében:

- a. adathiány kiszűrése,
- b. állandó értékek kiszűrése,

- c. kiugró értékek kiszűrése,
- d. eltolódott értékek kiszűrése,
- e. műszerhibákra utaló adatok.

Sugárzásmérések ellenőrzése:

A globálsugárzás mérése esetén az adott ponton, adott időpontban mért érték nem haladhatja meg a csillagászatilag lehetséges maximum értéket. Ez az érték egyszerűen parametrizálható (lásd: 4.3.4 fejezet). Ha a mért érték túllépi a maximum lehetséges értéket, az utalhat a műszer hibájára, vagy a kalibrációs függvény helytelen beállítására az adatgyűjtőben.

Hőmérséklet mérése:

A hőmérsékletmérés során azt vizsgálhatjuk, hogy adott pontra és időpontra vonatkozó éghajlati szélsőértéket nem lépi-e túl a mért érték. Amennyiben túllépi, az utalhat műszerhibára (de előfordulhat az is, hogy egy új rekord következett be, ennek tisztázása az időjárási helyzet ismeretében történhet.)

Szélmérés:

A szélmérés során utólagosan, hosszabb idősor feldolgozása által nyílik lehetőség a szélmérő hibájának feltárására. A szélesebb adatokat hisztogrammon ábrázolva a legalacsonyabb szélesebb-intervallum irányába történő eltolódás utalhat arra, hogy a szélmérő elkopott.

A szélirány esetén az állandó érték a széliránymérő hibájára utalhat (a széliránymérő állandó értéket mutat szélcsend esetén is, ami viszont nem hiba – ez a szélirány és szélesebb adatok együttes feldolgozásával szűrhető ki).

Irodalomjegyzék:

- Simon, A.. 1982. *A meteorológiai megfigyelések és mérések rendszere. Meteorológiai megfigyelések, mérések és műszerek I.* Tankönyvkiadó, Budapest.
- World Meteorological Organization. 1983. *Guide on the Global Data-processing Dystem.* WMO-No. 305. Geneva. ISBN 92-63-13305-0.
- World Meteorological Organization. 1992. *Manual on the Global Data-processing and Forecasting System.* WMO-No. 485. Geneva. ISBN 92-63-12485-X.
- World Meteorological Organization. 2008 (WMO, 2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation.* WMO-No. 8. Geneva. ISBN 978-92-63-10008-5.