

Módszertani segédanyag

az FDO1104(L), a BFD1207(L) Éghajlatlan I., valamint az OFD1206(L)
Éghajlatlan és légkörfizika 1. c. tantárgyakhoz

Összeállította:

Dr. Tömöri Mihály

Főiskolai docens

Nyíregyházi Egyetem

Turizmus és Földrajztudományi Intézet

Nyíregyháza, 2023.

Tartalom

1. Az éghajlat és az éghajlattan fogalma, tárgya	4
1.1. Az idő, időjárás és éghajlat fogalma	4
1.2. Az éghajlattan tárgya.....	5
1.3. Az éghajlattan és a földrajztudomány kapcsolata.....	6
1.4. Ellenőrző kérdések	6
2. A Föld légköre	7
2.1. A légkör tömege és kiterjedése	7
2.2. A légkör összetétele	8
2.3. A légkör vertikális szerkezete	9
2.4. Ellenőrző kérdések	11
3. A száraz nyugalomban lévő tiszta légköri levegő fizikai állapotjelzői	12
3.1. Alapfogalmak.....	12
3.2. Összefüggés a három állapotjelző között, az általános gázegyenlet.....	14
3.3. A légnyomás	16
3.4. Ellenőrző kérdések	19
4. A nedves, nyugalomban lévő tiszta légköri levegő fizikai állapotjelzői	20
4.1. A levegő vízgőztartalmának jellemzői	20
4.2. A nedves levegő sűrűsége	23
4.3. Ellenőrző kérdések:	24
5. A légkör mozgásjelenségei	25
5.1. Függőleges légmozgások.....	25
5.2. Hőmérséklet-változás függőleges légmozgásban.....	26
5.3. Ellenőrző kérdések	30
5.4. A levegő vízszintes áramlása	30
5.5. A súrlódás hatása a szélre	36
5.6. Nyomásfelületek, abszolút és relatív topográfiák.....	38
5.7. Ellenőrző kérdések	41
6. A légkör egyensúlyi állapotai	42
6.1. Ellenőrző kérdések	47
7. A sugárzás	48
7.1. A sugárzás fogalma	48
7.2. A sugárzás főbb törvényei	49
7.3. A Nap és a Föld sugárzási spektruma	50
7.4. A földfelszín kisugárzása, üvegházhatás.....	52

7.5.	Ellenőrző kérdések	54
8.	Kondenzációs folyamatok a légkörben	55
8.1.	A légköri vízgőz kondenzációjával kapcsolatos fizikai alapismeretek	56
8.2.	A felhőképződés fizikai folyamata	57
8.3.	Felhőfajták	59
8.4.	Csapadékképződés	62
8.5.	A csapadék mennyiségi jellemzői, csapadékfajták	67
8.6.	Emberi beavatkozás a csapadékképződés folyamatába	71
8.7.	Ellenőrző kérdések	72
9.	Zivatarelektromosság	73
9.1.	Elektromosságtani alapfogalmak	73
9.2.	Villámok kialakulása	74
9.3.	Ellenőrző kérdések	78
10.	Légtömegek és időjárási frontok	79
10.1.	A légtömeg fogalma	79
10.2.	A légtömegek konzervatív tulajdonságai	79
10.3.	A légtömegek osztályozása	81
10.4.	Az időjárási frontok	82
10.5.	Ellenőrző kérdések	90
11.	Ciklonok és anticiklonok	91
11.1.	A bárikus mező alapvető formái	91
11.2.	A mérséklet övi és a trópusi ciklonok keletkezése	93
11.3.	A mérsékelt övi ciklonok és az időjárási frontok kapcsolata	98
11.4.	Ellenőrző kérdések	100
Irodalom	101

1. Az éghajlat és az éghajlattan fogalma, tárgya

1.1. Az idő, időjárás és éghajlat fogalma

Légkörünk bármikor és bármely helyen meghatározott fizikai tulajdonságokkal (pl. hőmérséklet, vízgőztartalom, átlátszóság stb.) rendelkezik s ezek a tulajdonságok szünet nélkül változnak. Miután légkörünkben izolált részek nincsenek e fizikai tulajdonságok a környezettel, de egymással is állandó kölcsönhatásban állnak.

Az idő a légkör fizikai tulajdonságainak és folyamatainak egy adott helyen adott időpillanatban a környezettel és egymással is kölcsönhatásban álló rendszere.

Az időjárás a légkör fizikai tulajdonságainak és folyamatainak egy adott helyen rövidebb időszak (néhány óra – néhány nap) során a környezettel és egymással is kölcsönhatásban álló rendszere.

Az éghajlat a légkör fizikai tulajdonságainak és folyamatainak egy adott helyen hosszabb időszak (rendszerint néhány évtized) során a környezettel és egymással is kölcsönhatásban álló rendszere.

Lényeges látnunk mindhárom definícióban az azonosságot és a különbséget. A különbség csak a vonatkoztatási idő, amely a végtelen kicsiny tartalomtól több évtizedig terjed. Azonos viszont az, hogy a meghatározásokban adott hely (a légkör egy körülhatárolható, földrajzilag elhelyezhető véges eleme) szerepel továbbá a légkörre jellemző olyan fizikai tulajdonságok és folyamatok rendszere, amelyek az adott hely környezetével és egymással is szünet nélküli kölcsönhatásban állnak.

Azonos a definíciókban a „fizikai tulajdonságok és folyamatok rendszere” kifejezés is. Ez azt jelenti, hogy egy adott helyen a légkör fizikai tulajdonságait és folyamatait rögzítő állapotjelzők nem vehetnek fel akármilyen tetszőleges értékeket, egymással meghatározott kapcsolatban állnak, és az állapotjelzők értékeinek egymásutánjában több kevesebb szabályszerűség ismerhető fel. Magyarországon például kizárt dolog az, hogy a szabad légtérben 2 méteres magasságban 50 °C-ot meghaladó hőmérséklet következék be vagy az, hogy egy nap alatt 800 mm-t meghaladó mennyiségű csapadék hulljon le. Ugyanakkor ez a léghőmérséklet a Szaharában és Ausztrália sivatagos tájain a számunkra pedig szinte elképzelhetetlen méretű felhőszakadás Délkelet-Ázsia és az Antillák trópusi területein nem is túlságosan ritka jelenség.

Az időjárás változásai tehát a légkör egy meghatározott pontján egy adott helyen meghatározott kereten belül maradnak, vagyis az állapotjelzők értékeinek statisztikai halmaza körülhatárolható. Az a tény, hogy a légkör fizikai állapotát és folyamatait leíró állapotjelzők értékeinek összessége meghatározható és helyhez kötött kereten belül oszlik meg szükségképpen feltételez valamilyen rendszert, ami az állapotjelzők értékeinek változását szabályozza és mederbe szorítja. Ha e változásokat valamely helyen hosszabb időn át (több évtized) regisztráljuk kellő biztonsággal

rögzíthetjük azt a keretet, amely behatárolja ott a légkör különböző fizikai állapot jellemzőinek előforduló értékeit. Értelmezhető továbbá egy olyan egyensúlyi állapot is, ami körül az állapotjelzők értékeinek változása lezajlik.

Azt is mondhatjuk, hogy egy adott hely éghajlata az időjárás változásainak keretét megszabó rendszer és az az egyensúlyi állapot, ami körül ott az időjárás kilengései végbemennek. Mindkét meghatározásból következik, hogy az éghajlat értelmezéséhez hozzátartozik légkörünk egy földrajzilag elhatárolható téreleme. Az éghajlati vizsgálatok központjában légkörünknek elsősorban az a felszínnel érintkező néhány méteres vastagságú rétege áll, amelyben a biomassza nagy része található és ahonnan a levegő fizikai állapotjelzőiről a legtöbb információ (mérési adat) áll rendelkezésre.

Egy terület éghajlatának tanulmányozásához a múltban hosszabb időn át végzett megfigyelések elemzése szolgál. A különböző éghajlati karakterisztikák megállapításakor hallgatólagosan feltételezzük, hogy azok a jövőben is hasonlóan alakulnak, vagyis az időjárások változásának keretét megszabó rendszer és a hozzá rendelhető egyensúlyi állapot azonos marad miután csak így lehetséges, hogy a múltból szerzett tapasztalatainkat jövőbeli tevékenységeinknél felhasználhassuk. Ez a feltételezés tetszőlegesen hosszú időtartamra nyilván nem tartható fenn hisz bizonyítékaink vannak arra, hogy a geológiai korok során földünk éghajlatában, sőt a légkör anyagi összetételében is jelentős változások zajlottak le és nem kizárt, hogy ilyenek a távoli jövőben is bekövetkezzenek. Az éghajlatnak tehát csupán viszonylagos állandóságáról beszélhetünk, amely jelen ismereteink szerint néhány évezred határain belül áll fenn.

Az éghajlat és éghajlattan általánosan használt elnevezése a klíma, illetve klimatológia, ami a görög „klinein” (hajlani) szóból ered (klíma = hajlás). A fogalmat Arisztotelész vezette be és az visszatükrözi az ókori görögöknek azt a helyes megfigyelését, hogy az éghajlatot a napsugarak a föld felszínéhez való hajlása döntően meghatározza.

1.2. Az éghajlattan tárgya

A meteorológia tudományának feladata a földet körülvevő levegőburokban az atmoszférában lejátszódó fizikai jelenségek elemzése, tér- és időbeli lefolyásának feltárása, okaik magyarázata, jövőbeli fejlődésük előrejelzése, a világtérrel, a földfelszínnel és a bioszférával fennálló kölcsönhatásaik tisztázása.

Az éghajlattan (klimatológia) szerves része a meteorológiának, azon belüli elkülönítését elsősorban sajátos vizsgálati módszere és célkitűzése indokolják. Az éghajlattan vizsgálódásai során a légkör fizikai jelenségei által hosszabb időn át előidézett állapotok megmérhető és egyéb objektív módon jellemezhető tulajdonságainak összességét tekinti. Az észlelési és mérési adatokkal kifejezett tulajdonságok összességéből (statisztikai halmazából) különböző statisztikus karakterisztikák állapít

meg a földi légkör egy térben elhatárolt elemére (helyére), s azok alapján rekonstruálja az ott előfordult és a jövőben bekövetkező légkörfizikai jelenségek jellemző tulajdonságainak lényegi vonásait, rendszerét.

1.3. Az éghajlat és a földrajztudomány kapcsolata

A földrajztudomány alapvető feladata a földfelszínen, illetve a föld felszíne körüli úgynevezett földrajzi burokokban lejátszódó jelenségeknek és azok összefüggéseinek értelmezése, megmagyarázása. E jelenségek nagy része közvetlenül vagy közvetve kapcsolatban áll időjárási folyamatokkal, illetve az éghajlattal. Legismertebb és legáltalánosabb ilyen kapcsolat az, amely a földrajzi burok zonális különbségei és a földfelszínre jutó napsugárzás mennyisége között áll fenn. A bioszféra növénytakarója és az éghajlat közti kapcsolat is közismert és az a növényföldrajzi övek elrendeződésében tükröződik. A hő- és vízellátottság alakulása megszabja a mezőgazdasági termelés jellegét, azon keresztül a gazdasági élet szerkezetét nagymértékben befolyásolja. Régóta ismert különböző időjárási jelenségek felszínformáló szerepe, gondoljunk itt csak a mállási folyamatok és a hőmérséklet-ingadozások szoros kapcsolatára vagy a csapadékvíz és a szél felszínt pusztító tevékenységére.

E néhány kiragadott példa is meggyőzően igazolja, hogy a földrajzi elemzéshez, a földrajztudomány eredményes műveléséhez az éghajlat, illetve a meteorológia alapvető ismeretanyaga nélkülözhetetlen, a geográfusnak e területeken kellő jártassággal kell rendelkeznie.

Az éghajlat a földrajznak egyik fontos segédtudománya, s ez mind a természeti mind a gazdasági földrajz vonatkozásában érvényes. A két tudomány kapcsolata azonban kölcsönös, mivel az éghajlat kutatás soha nem szakadhat el a földrajzi környezettől, következésképp tehát a klimatológus eredményes tevékenységének egyik feltétele a kellő geográfiai tájékozottság.

1.4. Ellenőrző kérdések

1. Mi a különbség az idő, az időjárás és az éghajlat fogalma között?
2. Mi a feladata a meteorológiának?
3. Mivel foglalkozik az éghajlat?
4. Milyen kapcsolatban áll egymással az éghajlat és a földrajztudomány?

2. A Föld légköre

2.1. A légkör tömege és kiterjedése

A légkör a Földet körülvevő különböző gázok, továbbá szilárd és cseppfolyós részecskék keveréke. A légkör összesen mintegy $5,3 \cdot 10^{15}$ tonna anyagot tartalmaz. Ez a hatalmas tömeg azonban eltörpül a hidroszféra (óceánok, tavak, folyók, felszín alatti vizek, hó és jég összessége) $1,4 \cdot 10^{18}$ tonnányi tömegéhez képest, ami viszont nagyságrendekkel kisebb, mint a Föld $5,98 \cdot 10^{21}$ tonnás össztömege. Ahhoz, hogy a légkör kiterjedését meghatározhassuk, figyelembe kell vennünk, hogy a légkör anyaga nem hirtelen, hanem fokozatosan megy át a bolygóközi térbe. A logikus és elfogadott definíció szerint a különböző gázok és részecskék tömegének azon összességét tekinthetjük a Föld légkörének, melyet bolygónk saját tengelye körüli forgása, vagy tágabb értelemben a Nap körüli keringése során magával visz. A viszonylag sűrűbb légköri övezet a Föld átmérőjéhez képest rendkívül vékony réteget képvisel. A levegő össztömegének fele az 5,5 km-es szint alatt, 99%-a a 30 km-es szint alatt helyezkedik el (1. táblázat A légkör tömegének magasság szerinti megoszlása).

1. táblázat A légkör tömegének magasság szerinti megoszlása

100 %	0 km fölött
90 %	0,8 km fölött
75 %	2,5 km fölött
50 %	5,5 km fölött
25 %	10,4 km fölött
10 %	16,2 km fölött
5 %	20,6 km fölött
2 %	26,5 km fölött
1 %	31 km fölött
0,1 %	48 km fölött
0,01 %	67 km fölött
0,001 %	80 km fölött

Forrás: Péczely, 1978

2.2. A légkör összetétele

A légkör fő alkotórészei a nitrogén (78,084 térfogat %), az oxigén (20,946 térfogat %) és az argon (0,934 %), de az argonon kívül sokkal kisebb koncentrációban a többi nemesgáz is megtalálható (2. táblázat A légköri levegő felszínközeli összetétele. Ezek koncentrációja térben (kb. 80 km-es magasságig) és időben lényegében egyáltalán nem változik, ezért állandó gázoknak hívjuk őket. A további gázok változóknak tekinthetők, amiket koncentrációjuk mellett tartózkodási idejükkel is célszerű jellemezni. További légköri gázok még rövidebb tartózkodási idővel rendelkeznek, így ezeket erősen változóknak nevezzük. Rövid tartózkodási idejüknek köszönhetően mennyiségük térben és időben tág határok között változhat. A levegőben a fenti gázokon kívül nagy számban vannak jelen szilárd és cseppfolyós részecskék, ún. aeroszol részecskék. Ezek nagy részben (90%) természetes, s kisebb részben (10%) antropogén eredetűek.

2. táblázat A légköri levegő felszínközeli összetétele

Gáz	Vegyjel	Térfogatszázalék	Minősítés				
			fő össze- tevő	nyom- gáz	ál- landó	vál- tozó	erő- sen vál- tozó
Nitrogén	N ₂	78,084	+		+		
Oxigén	O ₂	20,946	+		+		
Argon	Ar	0,934	+		+		
Neon	Ne	1,818 · 10 ⁻³		+	+		
Hélium	He	5,24 · 10 ⁻⁴		+	+		
Kripton	Kr	1,14 · 10 ⁻⁴		+	+		
Xenon	Xe	8,7 · 10 ⁻⁶		+	+		
Szén-dioxid	CO ₂	0,032	+			+	
Metán	CH ₄	2 · 10 ⁻⁴		+		+	
Hidrogén	H ₂	5 · 10 ⁻⁵		+		+	
Dinitrogén-oxid	N ₂ O	2,5 · 10 ⁻⁵		+		+	
Ózon	O ₃	0–5 · 10 ⁻⁶		+		+	
Vízgőz	H ₂ O	0–4		+			+
Szén-monoxid	CO	0–2 · 10 ⁻⁵		+			+
Nitrogén-dioxid	NO ₂	0–3 · 10 ⁻⁷		+			+
Ammónia	NH ₃	0–2 · 10 ⁻⁶		+			+
Kén-dioxid	SO ₂	0–2 · 10 ⁻⁷		+			+
Kén-hidrogén	H ₂ S	0–2 · 10 ⁻⁷		+			+

Forrás: Péczely, 1978

2.3. A légkör vertikális szerkezete

A légköri gázok aránya szempontjából két fő réteget különböztethetünk meg a légkörben. Nevezetesen a kb. 80 km-es magasságig terjedő homoszférát, ahol a gázok egymáshoz viszonyított aránya közel állandó. Ezt a sűrűbb levegőben uralkodó turbulens, átkeverő mozgások biztosítják. A 80–100 km-es magasság fölött a turbulens áramlást lamináris áramlás váltja fel, aminek következtében a légkör összetétele a molekula-, illetve atomsúly szerint alakul. Itt, vagyis a heteroszférában, legalul a molekuláris nitrogén helyett a molekuláris oxigén dominál, aminek szerepét kb. 200 km-es magasság fölött az atomos oxigén veszi át. 1000 km fölött hélium, 2500 km fölött pedig hidrogén alkotja a már rendkívül ritka légkört.

A légkör sűrűsége és nyomása a földfelszíntől távolodva először gyorsan, majd mind lassabban, de gyakorlatilag folytonosan csökken. Ezzel szemben a hőmérséklet változásának vertikális eloszlása lényegesen bonyolultabban alakul (1. ábra). A földfelszín a napsugárzás egy részét elnyeli, ezért felmelegszik, és alulról melegíti a légkört. Nyilvánvaló ezért, hogy a hóforrásként felfogható felszíntől távolodva a hőmérséklet egyre alacsonyabbá válik. (A Föld felszínén a légkör átlaghőmérséklete 15 °C.)

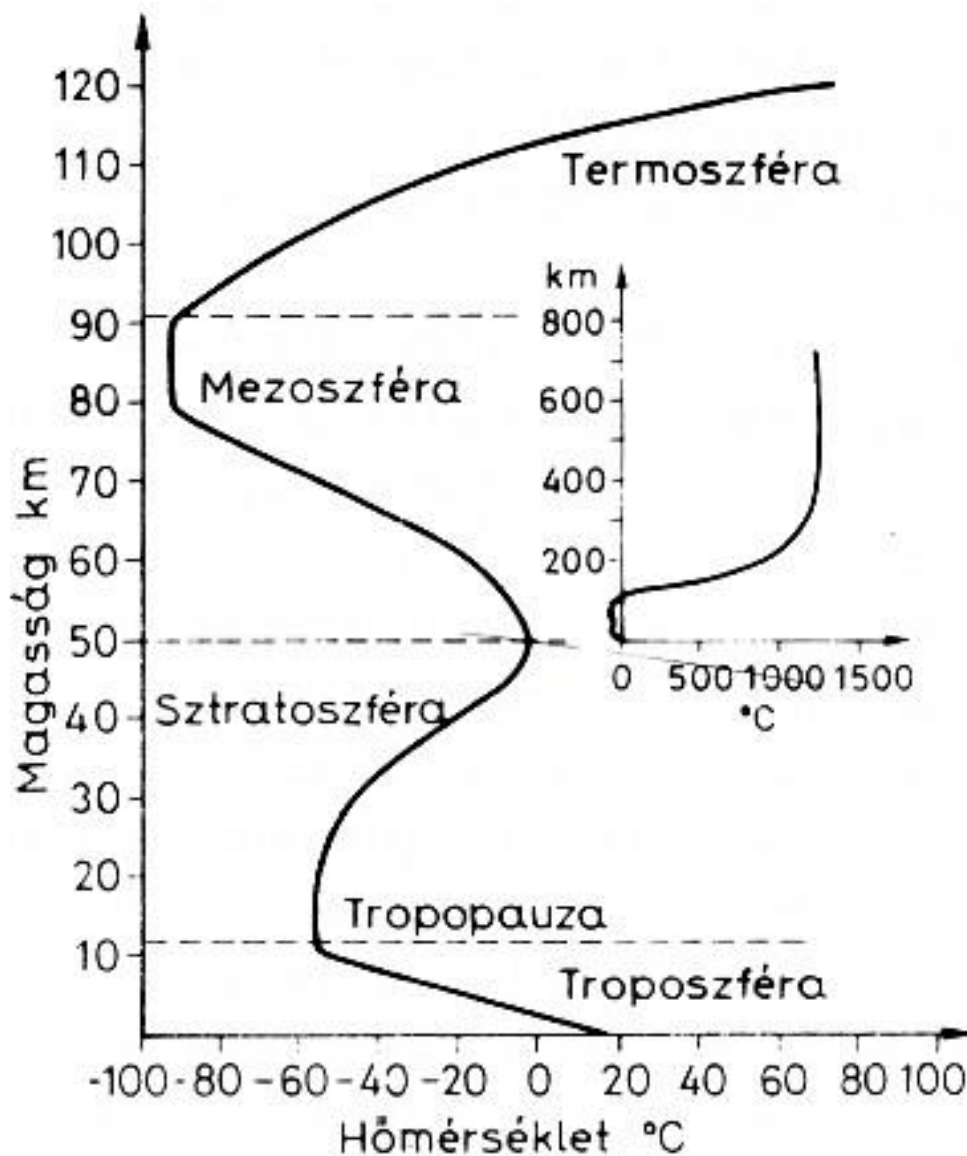
Az egész Földet tekintve sok éves átlagban felfelé haladva 100 méterenként 0,65 °C-os hőmérséklet-csökkenés a jellemző. Mindez a légkör legalsó vékony rétegére, a troposzférára érvényes. A közepes szélességeken, kb. 12 km-es magasságban a hűlés megáll és a hőmérséklet egy darabig lényegében változatlan marad (izotermia). Ez a zóna a troposzféra felső határa, tropopauzának nevezzük. A tropopauza magassága feljebb helyezkedik el nyáron, mint télen, és jelentősen függ a földrajzi szélességtől is. Az Egyenlítő környékén magassága mintegy 18 km-re, míg a sarkoknál csupán 8 km-re tehető.

Felfelé haladva az izoterm zóna elhagyása után a sztratoszféra következik, melyben a hőmérséklet függőleges irányú növekedése észlelhető. A növekvő hőmérséklet az itteni viszonylag nagy ózon-koncentrációnak köszönhető. Az ózonréteg az ultraibolya sugárzás 0,22–0,28 μm hullámhosszúságú tartományát elnyeli, ezáltal felmelegszik. A folyamatos melegedés kb. 50 km-es magasságig tart, ahol a réteg a legmagasabb hőmérsékletű (kb. -2 °C) tartománya található. E magasságban egy újabb izoterm réteg következik, amit az alatta lévő sztratoszféráról sztratopauzának nevezünk.

A sztratopauza fölötti újabb réteget mezoszférának nevezzük, melyet ismét a hőmérséklet vertikális csökkenése jellemez. Ennek oka, hogy a légkör rendkívül kis sűrűsége folytán az ózon mennyisége is elenyésző, így csak a sztratoszféra alulról történő melegítése jelent energiabevételt. Ez viszont a sztratopauzától távolodva egyre szerényebb mértékű. A mezoszféra tetején, kb. 85 km-es magasságban – melyet egy újabb izotermiával a mezopauza zár le – uralkodik a legalacsonyabb léghőmérséklet a teljes légkörben (kb. -90 °C).

A mezopauza fölött helyezkedik el a termoszféra, melyben ismét a hőmérséklet magassággal való növekedése észlelhető. Itt az oxigén atomok az ultraibolya sugárzás 0,2 μm -nél rövidebb hullámhosszúságú tartományát nyelik el. Mivel e magasságban a légkör rendkívül ritka, és a magassággal tovább ritkul, a viszonylag csekély elnyelt energia a mind magasabb rétegekben egyre komolyabb hőmérséklet-emelkedést okoz. Így például 300 km-es magasságban átlagos naptevékenység mellett a hőmérséklet kb. 700 °C, aktív naptevékenység esetén közel 1700 °C is lehet.

Meg kell említeni – noha a hőmérsékleti rétegződés alapján történő osztályozásba nem illeszkedik bele – az ionoszférát. Ez valójában nem egy egységes réteg, hanem a légkör – elsősorban a termoszféra – olyan régiója, ahol elektromosan töltött részecskék, azaz ionok viszonylag nagy számban vannak jelen.



1. ábra A légkör szerkezete a hőmérsékleti rétegződés alapján
Forrás: Péczely, 1978

2.4. Ellenőrző kérdések

1. Mit értünk a légkör fogalma alatt?
2. Melyek a légkör fő összetevői?
3. Melyek a változó és erősen változó gázok jellemzői?
4. Mit takar a homoszféra és a heteroszféra fogalma?
5. Milyen légköri rétegeket különböztetünk meg a hőmérsékleti rétegződés alapján?

3. A száraz nyugalomban lévő tiszta légköri levegő fizikai állapotjelzői

3.1. Alapfogalmak

A légkör fizikai folyamatainak tárgyalása során előbb egy olyan egyszerűsített légkörmodellt tekintünk, amely nem tartalmaz vízgőzt, benne semmiféle mozgásjelenség nem észlelhető és vegyi összetétele a fő összetevőkre korlátozódik. Ezt az idealizált levegőt száraz nyugalomban lévő tiszta légköri levegőnek nevezzük. A valóságos légkör felé közelítve az első lépésben már olyan levegőt tekintünk, amely a fő összetevők mellett vízgőzt is tartalmaz, de továbbra sincsenek benne mozgásjelenségek. Ez a nedves nyugalomban lévő tiszta légköri levegő. Végül tekintetbe vesszük a légkörben fellépő főbb mozgásjelenségeket s áttekintjük azok légkörfizikai kölcsönhatásait.

Az első modell tárgyalása során elegendő lesz a gázok termodinamikai állapotát leíró 3 állapotjelző figyelembevételére, az azok közötti kapcsolatok rögzítésére. Ezek az állapotjelzők a következők: 1. sűrűség vagy helyette a fajlagos térfogat. 2. nyomás. 3. hőmérséklet. Tekintsük át ezek fizikai definícióját és mértékegységét.

Sűrűség alatt a térfogategységben foglalt tömeget értjük. Ha a gázzal, illetve bármely anyaggal kitöltött v térfogatban m tömeg található a sűrűség dimenziója:

$$\rho = \frac{m}{V}$$

egysége:

$$[\rho] = \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$$

A sűrűség reciproka a fajlagos vagy specifikus térfogat, amely azt fejezi ki, hogy egységnyi tömeg mekkora térfogatban található.

dimenziója:

$$V' = \frac{1}{\rho} = \frac{V}{m},$$

egysége:

$$[V'] = \text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}.$$

A nyomást a felületegységre merőlegesen és egyenletesen ható nyomóerővel határozzuk meg. Ez úgy értelmezhető, hogy egy a sík felületnek a gázmolekulák állandó ütközése és rugalmas visszapattanása impulzust ad át, ami egy bizonyos F erő formájában jelentkezik. Ennek az erőnek az iránya merőleges az A felületre nagysága pedig egyenesen arányos a felület területével:

$$F = p \cdot A,$$

ahol tehát F a nyomóerő és a p arányossági tényező a gáz nyomása.

Az összefüggésből:

$$p = \frac{F}{A},$$

vagyis a nyomás a felületegységre ható nyomóerő. A nyomás egységének meghatározásánál tehát vegyük figyelembe az erő egységét. Ez 1 newton, vagyis az az erő, ami 1 kg tömeget 1 m/s^2 gyorsulással mozgat.

A nyomás SI egysége a Pascal egy Pascal nyomást fejt ki az egy négyzetméter felületre merőlegesen ható egy Newton nyomó erő.

$$\text{Pa} = \frac{\text{N}}{\text{m}^2}.$$

A hőmérséklet (2. ábra) tulajdonképpen az energiával ekvivalens fogalom, ám ez csupán a statisztikus fizika fejlődése során vált nyilvánvalóvá. A gázok hőmérsékletét az adott gáz alkotórészecskéinek mozgása határozza meg a részecskék kinetikus energiája révén. A szobahőmérsékletű ($20 \text{ }^\circ\text{C}$ -os) levegő molekulái például 450 m/s (azaz 1620 km/h) átlagsebességgel mozognak. A levegő különböző gázok keveréke, s benne a nehezebb molekulák valamivel lassabb, a könnyebbek viszont gyorsabb mozgást végeznek. A szobában lévő levegő melegedésével a részecskék átlagsebessége növekszik. Ha viszont a szoba levegője hidegebbé válik, akkor a molekulák egyre lassabban fognak mozogni. Definíció szerint a részecskék teljes mozdulatlanságakor fellépő elméleti hőmérséklet jelöli ki az abszolút nulla fokot, mely az ún. Kelvin-skála nullpontját adja meg. Ezt az abszolút skálát használjuk a hőmérséklet SI-mértékegységeként, s a termodinamikai számítások során is kelvinben számolunk. A hétköznapi életben azonban Celsius-fokban mérjük a hőmérsékletet. A Celsius-skálát Anders Celsius (1701–1744) svéd csillagász definiálta 1742-ben. A skála két alappontja az olvadó jég ($0 \text{ }^\circ\text{C}$), illetve a forrásban lévő víz ($100 \text{ }^\circ\text{C}$) hőmérséklete normál légköri állapot esetén. Az abszolút hőmérsékleti skálát alkalmazva $0 \text{ }^\circ\text{C} = 273,16 \text{ K}$, $100 \text{ }^\circ\text{C} = 373,16 \text{ K}$. A Celsius- és a Kelvin-skála között – általánosan alkalmazott kerekítés után – tehát csupán egy 273° -os eltolás van:

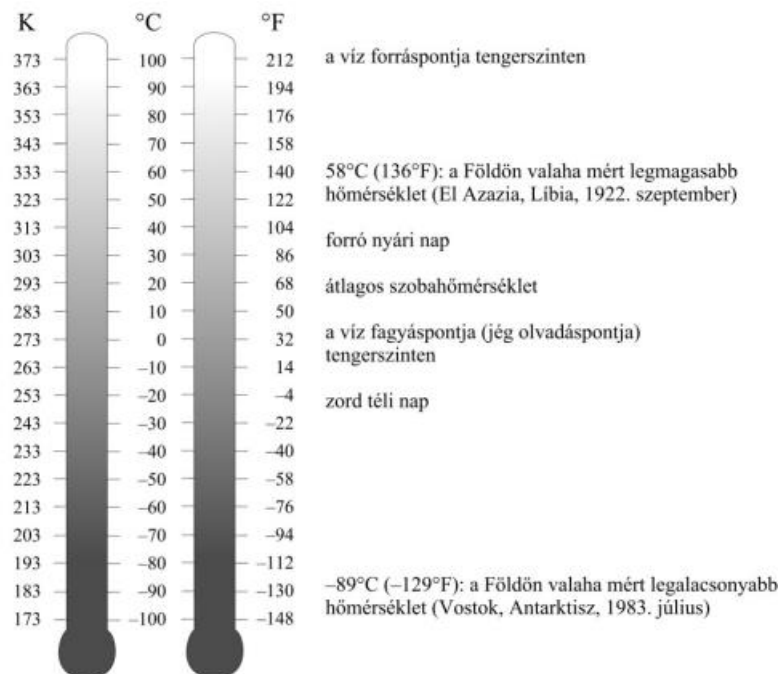
$$^\circ\text{C} = \text{K} - 273, \text{ és } \text{K} = ^\circ\text{C} + 273.$$

Vannak olyan országok is, ahol a hétköznapi életben egy ettől eltérő, harmadik típusú hőmérsékleti skálát alkalmaznak (elsősorban az USA-ban). Ez a Fahrenheit-skála, melyet szintén a megalkotójáról,

Daniel Gabriel Fahrenheit (1686–1736) német fizikusról neveztek el. Fahrenheit már Celsius előtt, 1714-ben megalkotta hőmérőjét, melynek két alappontja a víz fagyáspontja (32 °F) és az emberi test feltételezett hőmérséklete (96 °F). Megjegyezzük, hogy az ember testhőmérsékletét Fahrenheit a lovak vérének hőmérsékletével közelítette. Ma már tudjuk, hogy az emberi test hőmérséklete helyesen 98,6 °F (azaz 37 °C). A víz forráspontjának 212 °F adódik ezen a skálán. A Celsius- és a Fahrenheit-skála közötti átszámítást az alábbi képletekkel végezhetjük el:

$$^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5}^{\circ}\text{C} + 32$$

$$^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9} (^{\circ}\text{F} - 32)$$



2. ábra A hőmérsékleti skálák (abszolút hőmérsékleti skála, Celsius- és Fahrenheit-skála) összehasonlítása
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

3.2. Összefüggés a három állapotjelző között, az általános gázegyenlet

A termodinamikai összefüggések legtöbbjét a XVII–XIX. században ismerték fel. Az alaptörvényeket a termodinamika főtételei tartalmazzák. A 0. főtétel szerint a kölcsönhatásban álló rendszerek egyensúlyának szükséges és elégséges feltétele a lehetséges (pl.: termikus vagy mechanikai) kölcsönhatásokhoz tartozó intenzív állapotjelzők (pl.: hőmérséklet vagy nyomás) egyenlősége. Ez alapján két rendszer termikus egyensúlyban van, ha hőmérsékletük megegyezik.

Az ideális gázokra vonatkozó állapotegyenletben az extenzív és intenzív termodinamikai állapotjelzők közötti kapcsolatot írjuk fel:

- $pV = RT$

ahol p és V a gáz nyomása és térfogata, R az univerzális gázállandó, melynek értéke minden ideális gáz esetén $8,31 \text{ J/K mol}$, T a gáz hőmérséklete kelvinben.

Az állapotegyenlet kimondását több neves kutató kísérleti munkája alapozta meg (3. táblázat). A felvilágosodás kezdetén egymástól függetlenül két kutató, az angol Robert Boyle (1627–1691) és a francia Edme Mariotte (1630–1684), az állandó hőmérsékleten lezajló folyamatokat (melyeket izoterm folyamatoknak nevezünk) tanulmányozva jutott arra a következtetésre, hogy a gáz nyomásának (p) és térfogatának (V) szorzata állandó, azaz:

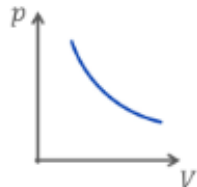
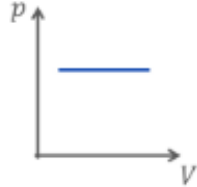
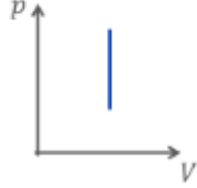
$$\text{Ha } n, T = \text{állandó, akkor } p \cdot V = \text{állandó.}$$

Mintegy másfél évszázaddal később a neves francia fizikus-kémikus, Joseph Louis Gay-Lussac (1778–1850) az állandó nyomáson, illetve az állandó térfogaton végbemenő termodinamikai folyamatokat vizsgálta. Az előbbieket izobár, az utóbbiakat pedig izochor folyamatoknak nevezzük. Az általa felállított gáztörvények szerint:

I. Ha $n, p = \text{állandó}$, akkor $V/T = \text{állandó}$.

II. Ha $n, V = \text{állandó}$, akkor $p/T = \text{állandó}$.

3. táblázat Izoterm, izobár és izochor folyamatok

$T = konst.$	izoterm	$p \cdot V = konst.$	Boyle-Mariotte (Boyle's law)	
$p = konst.$	izobár	$\frac{V}{T} = konst.$	Gay-Lussac I. (Charles's law)	
$V = konst.$	izokór	$\frac{p}{T} = konst.$	Gay-Lussac II. (Gay-Lussac's law)	

3.3. A légnyomás

A légkör molekuláit a gravitációs erő tartja a Föld vonzáskörzetében. A levegő részecskéi ennek megfelelő erőt fejtenek ki a felszínre. Így a földfelszíni légköri nyomás (vagyis a tengerszinti légnyomás) a felszín fölötti légoszlop súlyával adható meg.

A légnyomás kiszámítása:

- G (súly) = F (erő)
- $G = m \cdot g$
- $F = p \cdot A$
- $m \cdot g = p \cdot A$
- $m = \rho \cdot V$
- $V = A \cdot h$
- $\rho \cdot A \cdot h \cdot g = p \cdot A$
- $p = \rho \cdot h \cdot g$

Ha

- $h = 0,76$ m
- $t = 0$ °C
- $g = g_{\text{normál}} = g$ ($\phi = 45^\circ$; $z = 0$ m) – p = fizikai atmoszféra (atm)

1 atm légnyomás értéke:

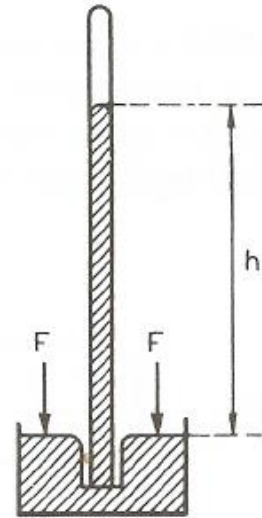
- Mivel
- $h = 0,76$ m
- $\rho = 13\,595,1$ kg*m⁻³
- $g = 9,80665$ m*s⁻²

Ezért

- $p = 101\,325$ N*m⁻² = 101 325 Pa

Mivel

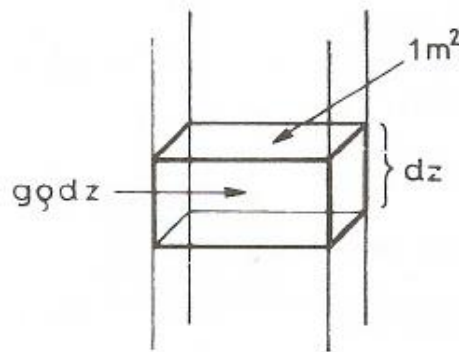
- 1 mb = 10² Pascal
- 1 atm = 101 325 Pa = 1013,25 mb = 760 Hgmm (torr)



Az átlagos tengerszinti légnyomás értéke az ICAO (Nemzetközi Polgári Repülésügyi Szervezet) standard szerint 1013,25 hPa (15 °C-on, 40° északi szélességen). A földfelszíntől távolodva egyre kisebb az egységnyi terület fölötti légoszlop súlya, s ezzel együtt a légnyomás is exponenciálisan csökken.

A légnyomás magasság szerinti változásának törvényét tanulmányozva képzeljük el egy egységnyi keresztmetszetű légoszlopot. Tekintsünk ebben a légoszlopban egy végtelenül kicsiny dz magasságú darabot. Az ebben foglalt levegő súlyával fog csökkenni a légnyomás, ha dz magassággal emelkedünk. Nyilvánvaló, hogy a dz magasság-növekedéshez tartozó dp nyomáscsökkenés értéke egyenlő lesz a dz térfogategységben foglalt levegő tömegének a nehézségi gyorsulással való szorzatával:

$$dp = -g \cdot \rho \cdot dz.$$



Forrás: Péczely, 1978.

Ezt az összefüggést a sztatika alapegyenletének nevezik. Az egyenlet jobb oldalán lévő negatív előjel értelemszerűen azt fejezi ki, hogy pozitív dz azaz magasságnövekedés esetén a nyomás csökken, vagyis dp negatív számértékű.

Homogén légkör esetén tehát ha a levegő sűrűsége bármely magasságban azonos lenne az előbbi formula segítségével igen egyszerűen meghatározhatnánk valamely z_1 és z_2 magassági szintek közötti függőleges menti távolságra jutó nyomásváltozást miután Δz értékét a nehézségi gyorsulással és a szintek közötti állandó levegősűrűséggel kellene szorozni.

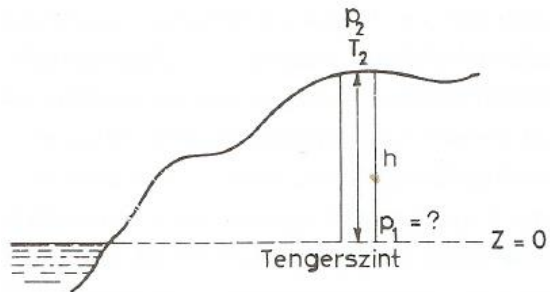
Csak hogy a levegő sűrűsége a magassággal szintén csökken és pedig nem egyenletesen így tehát a számítás végrehajtásához szükséges annak is az ismerete, hogy a sűrűség hogyan változik a magassággal. Ennek meghatározásához az általános gázegyenletet használhatjuk, ha abból a sűrűséget kifejezzük.

$$p_2 = p_1 e^{-\frac{g}{RT_m}(z_2 - z_1)}$$

A fenti egyenletből kitűnik, hogy a légnyomás a magasság növekedésével exponenciális mértékben csökken miután a csökkenés üteme T_m -mel fordítottan arányos, minél melegebb (hidegebb) a levegő annál kisebb (nagyobb) egy adott magasság növekedésre jutó légnyomáscsökkenés értéke.

A tengerszintre átszámított légnyomás (3. ábra) megadja, hogy mekkora lenne a légnyomás az észlelési pont alatt a tenger szintjében ($z = 0$ m) ha a közbeeső teret levegő töltené ki. A tenger szintjére

vonatkoztatott légnyomás voltaképp egy fiktív érték, alkalmazására azért van szükség mert a tényleges légnyomás adataiban elsősorban a megfigyelő helyek eltérő magassága rajzolódik ki.



$$\log p_1 = \log p_2 + 0,01485 \frac{h}{T_m}$$

3. ábra A tengerszintre átszámított légnyomás
Forrás: Péczely, 1978

A levegő nyomásának, hőmérsékletének és sűrűségének magassági eloszlása normállégkörben

A meteorológiai számítások során gyakran figyelembe vesznek olyan idealizált száraz légkört, amelyben az állapotjelzők a magassággal úgy változnak ahogyan az a földi légkörben átlagosan tapasztalható. Az ilyen idealizált, de a valóságos állapotot jól megközelítő légkört normállégkörnek nevezik. Az általánosan alkalmazott normállégkör-modell azokból a tapasztalati tényekből indul ki, hogy a tengerszintben a légnyomás 1 atm (1013,25 mb) a hőmérséklet 15 °C, a hőmérséklet a 11 kilométeres magasságban elhelyezkedő tropopauzáig kilométerenként 6,5 fokkal csökken, s ettől a magasságtól kezdve a sztratoszféra alsó részében -56,5 °C konstans értéken marad. Száraz légkört tekintve e feltételek esetén a levegő nyomásának, hőmérsékletének, sűrűségének és fajlagos térfogatának magasság szerinti változását a 4. táblázat adja meg:

4. táblázat A levegő nyomásának, hőmérsékletének és sűrűségének magassági eloszlása normállégkörben

km	p (mb)	T (K)	t (°C)	ρ (kg · m ⁻³)	V (m ³ · kg ⁻¹)
0	1013	288,0	15,0	1,225	0,816
1	899	281,5	8,5	1,112	0,899
2	795	275,0	2,0	1,007	0,993
3	701	268,5	-4,5	0,909	1,100
4	616	262,0	-11,0	0,819	1,221
5	540	255,5	-17,5	0,736	1,359
6	472	249,0	-24,0	0,660	1,515
7	411	242,5	-30,5	0,590	1,695
8	357	236,0	-37,0	0,526	1,901
9	308	229,5	-43,5	0,467	2,141
10	265	223,0	-50,0	0,414	2,416
11	226	216,5	-56,5	0,364	2,747
12	194	216,5	-56,5	0,312	3,205
14	142	216,5	-56,5	0,228	4,386
16	104	216,5	-56,5	0,166	6,024
18	76	216,5	-56,5	0,122	8,197
20	55	216,5	-56,5	0,089	11,236

Forrás: Péczely, 1978

3.4. Ellenőrző kérdések

1. Mi a sűrűség?
2. Mit jelent a nyomás?
3. Hogyan értelmezzük a hőmérsékletet?
4. Mit jelent a tengerszintre átszámított légnyomás?
5. Mit takar a normállégkör fogalma?

4. A nedves, nyugalomban lévő tiszta légköri levegő fizikai állapotjelzői

4.1. A levegő vízgőztartalmának jellemzői

Eltérően az egyéb összetevőktől, a víz mind a három halmazállapotban előfordul a légkörben. A levegőben lévő víz mennyisége azonban mind időben, mind térben jelentősen változhat. A folyékony és szilárd halmazállapotú részecskék, a vízcseppek, illetve a jégkristályok és a jég szemek csak a felhőkben, illetve a belőlük hulló csapadékban vannak jelen. A vízgőz mindenhol megtalálható a troposzférában, de lényeges – akár egy-két nagyságrendnyi – eltérés is előfordulhat a különböző területek feletti vízgőztartalomban. A levegő vízgőztartalma számos légköri folyamat szempontjából döntő fontosságú, ilyen pl. a felhő- és ködképződés, a sugárzásátvitel, illetve az energiaháztartás. A vízgőztartalom jellemzésére többféle mennyiség használatos.

Abszolút nedvesség

Abszolút nedvességnek a térfogategységnyi nedves levegőben lévő vízgőz tömegét nevezzük:

$$s = \frac{m_v}{V} (\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}),$$

Ahol m_v a vízgőz tömege V a nedves levegő térfogata. Látható, hogy az abszolút nedvesség voltaképpen a vízgőz sűrűsége.

Fajlagos, vagy specifikus nedvesség

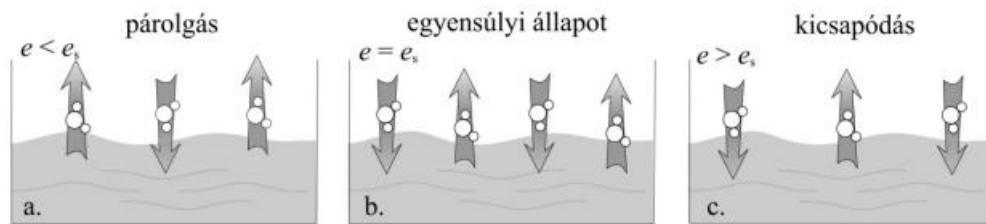
A fajlagos vagy specifikus nedvesség a tömegegységnyi nedves levegőben lévő vízgőz tömegét fejezi ki.

$$q = \frac{s}{s + \rho_1}$$

A vízgőz nyomása (e)

A vízgőz nyomása – csakúgy, mint más gázok esetében – nemcsak a vízmolekulák koncentrációjától, hanem a hőmérséklettől is függ. A nyomás mértékegysége a Pascal [Pa], de a meteorológiai gyakorlatban ennek százszorosa, a hektopascal [hPa] is elfogadott. A vízfelszínről mindig távoznak, illetve oda érkeznek vízmolekulák. Ezek egymáshoz viszonyított aránya határozza meg, hogy párolgásról vagy kicsapódásról (kondenzációról) van-e szó (4. ábra). Amikor a távozó és a lecsapódó

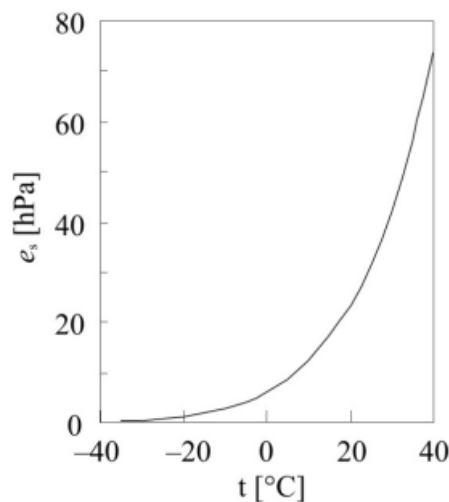
molekulák száma megegyezik, a vízgőz nyomása az ún. telítési gőznyomással egyenlő (e_s) és a levegő telítettsége éppen 100%.



4. ábra A párolgás és a kicsapódás (kondenzáció) dinamikus modellje. Amennyiben a távozó vízmolekulák száma meghaladja a kicsapódók számát (a), a vízfelszín párolog. Ellenkező esetben kondenzációról beszélünk (c). Ha a távozó és a kicsapódó molekulák száma megegyezik, a levegő vízgőztartalma éppen megegyezik a 100%-os telítési értékkel (b).

Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

A telítési gőznyomás erősen függ a hőmérséklettől (5. ábra). Magasabb hőmérsékleten a vízmolekulák könnyebben lépnek ki a vízfelszínről, és a dinamikus egyensúly csak akkor alakul ki, amikor a vízmolekulák nagyobb koncentrációban vannak jelen a felszín felett. A telítési gőznyomás nem csak a hőmérséklettől függ, hanem a párolgó felszín halmazállapotától, a felszín görbületétől és a vízben található szennyező anyagok koncentrációjától is. Ezen összefüggésekre még majd visszatérünk a csapadékképződési folyamatok tárgyalásakor.



5. ábra A telítési gőznyomás (e_s) hőmérsékletfüggése

Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Relatív nedvesség

A levegő vízgőztartalmát oly módon is kifejezhetjük, ha megmondjuk, hogy a jelenlévő gőznyomás hány százaléka az észlelt hőmérséklethez tartozó telítettségi gőznyomásnak. Az így meghatározott számérték a relatív nedvesség:

$$U\% = 100 \frac{e}{E}.$$

A formulában kitűnik, hogy a vízgőzzel telített levegő relatív nedvessége 100%, a vízgőz nélküli levegő relatív nedvessége pedig 0%.

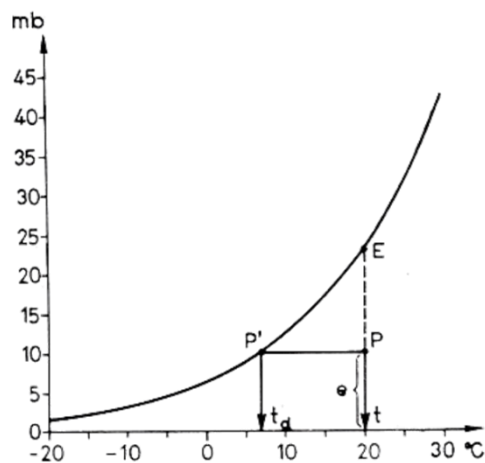
Telítettségi hiány

Ez a nedvességjellemző érték azt fejezi ki, hogy az adott hőmérséklethez tartozó telítettségi gőznyomás és az ennél a hőmérsékletnél ténylegesen észlelt gőznyomás között mekkora a különbség.

$$D = E - e.$$

Harmatpont

Az a hőmérséklet, amelyre a vízgőzt tartalmazó telítetlen levegőt állandó nyomáson le kell hűteni, hogy elérje telítettséget (6. ábra).



6. ábra A harmatpont meghatározása
Forrás: Péczely, 1978.

Harmatpontdepresszió (harmatpont-deficit)

A tényleges hőmérséklet és a harmatpont különbsége.

$$t_{\text{def}} = t - t_d$$

4.2. A nedves levegő sűrűsége

- A nedves levegő sűrűsége

$$\rho = \rho_1 + s,$$

- ! Nedves levegő sűrűsége < száraz levegő sűrűsége
 - 1 atm, 15 °C levegő sűrűsége: 1,225 kg/m³
 - Vízgőz: 0,013 kg/m³

A vízgőz a légkör adott térfogateleméből annyi száraz levegőt szorít ki, mint amennyinek ugyanakkora a parciális nyomása, mint a helyére kerülő vízgőznek. Mivel a vízgőz sűrűsége sokkal kisebb, mint a száraz levegőé, ezért a térfogatelemben lévő nedves levegő sűrűsége is kisebb lesz a száraz levegő sűrűségénél.

Nedves és száraz levegő sűrűsége kémiai megközelítésben

- Száraz levegő
 - tényleges molekulásúly =
 - = 21 % · (O₂ molekulásúlya) + 78 % · (N₂ molekulásúlya)
 - = (21 % · 32 kg·kmol⁻¹) + (78 % · 28 kg·kmol⁻¹)
 - = 7 kg·kmol⁻¹ + 22 kg·kmol⁻¹ = 29 kg·kmol⁻¹
- Tiszta vízgőz
 - molekulásúly = H₂ molekulásúlya + O molekulásúlya =
 - = 2 kg·kmol⁻¹ + 16 kg·kmol⁻¹ = 18 kg·kmol⁻¹
- Nedves levegő
 - tényleges molekulásúly = 96 % száraz levegő molekulásúlya + 4 % vízgőz molekulásúlya = (96 % · 29 kg·kmol⁻¹) + (4 % · 18 kg·kmol⁻¹) = 28,6 kg·kmol⁻¹

- Virtuális hőmérséklet
 - Az a hőmérséklet, amit a száraz levegő felvenne, ha nyomása és sűrűsége megegyezne az adott nedves levegőjével.
 - $\rho = \rho_1$

4.3. Ellenőrző kérdések:

1. Mit értünk a gőznyomás fogalma alatt?
2. Mit jelent a telítettségi gőznyomás?
3. Hogyan határozhatjuk meg a harmatpontot?
4. Hogyan viszonyul a nedves levegő sűrűsége a száraz levegőéhez? Miért?
5. Mi a virtuális hőmérséklet?

5. A légkör mozgásjelenségei

A légkört alkotó levegőrészecskék soha sincsenek nyugalomban, hanem különféle mozgásjelenségek részesei. Ezek alapvetően két csoportba sorolhatók, függőleges és vízszintes irányú légmozgásokat különböztethetünk meg.

5.1. Függőleges légmozgások

A függőleges légmozgások tanulmányozása a meteorológiában alapvetően fontos, miután a levegő a felemelkedés, illetve süllyedés során számos olyan fizikai változáson megy keresztül, amely az időjárás alakulása szempontjából döntő jelentőségű.

Függőleges légmozgások keletkezése

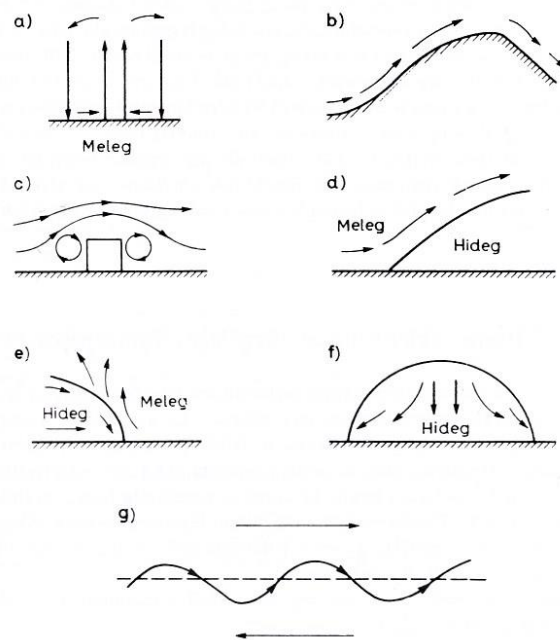
A levegő függőleges irányú elmozdulását igen különböző okok idézik elő (7. ábra). Az egyik gyakori ok, amely általában a lokális méretű függőleges légmozgásokat eredményez a földfelszín eltérő felmelegedése. A felszín anyagának különböző hőtani tulajdonságaitól, a növényzettel borítottság mértékétől függően a napsugárzás hatására egyes területek jobban mások kevésbé melegsznek fel. A melegebb felszínek fölött a felmelegedő levegő kiterjed, sűrűsége környezetéhez képest kisebbé válik és emiatt felszáll. Ezt a jelenséget konvektív feláramlásnak nevezzük. Konvektív feláramlás esetén szükségképpen kompenzációs leszálló mozgások is fellépnek és kialakulnak az úgynevezett konvekciós cellák. Ez a fajta függőleges légmozgás általában verőfényes csendes nyári napokon tapasztalható és gyakran több kilométer magasságig is kiterjed.

Gyakran idéznek elő helyhez kötött függőleges légmozgásokat az áramlás irányára merőleges domb- és hegyvonulatok tehát az orográfiai akadályok. Ezek a vízszintesen áramló levegőt emelkedésre kényszerítik majd az áramlás mögöttes oldalán leszálló légmozgást eredményeznek.

Más eredetű függőleges mozgást idéz elő a vízszintesen áramló levegőnek az az aerodinamikai tulajdonsága, hogy belőle a talajközeli súrlódás és az egyenlőtlen hőmérsékleti eloszlás hatására kisebb-nagyobb levegőrészek örvényes mozgás közben leválnak. Ez a turbulencia jelensége. Turbulens légmozgások gyakran alakulnak ki akadályok környezetében és akkor, ha meleg talaj fölött hideg levegőtömeg nyomul előre.

A függőleges légmozgásoknak végül igen gyakori előidézője a különböző hőmérsékletű és sűrűségű levegőtömegek találkozása. Ezek a folyamatok eléggé változatosak. Előállhat az az eset, hogy egy sűrűbb hidegebb és egy kisebb sűrűségű meleg levegőfajta találkozásakor a meleg levegőtömeg a hideg levegő lejtős határfelületén feláramlik, avagy a gyorsabb mozgású hideg levegő ék alakjában a

meleg alá nyomul és ez a hatás kényszeríti ki a meleg levegő felemelkedését. Nagyobb kiterjedésű hideg légtömegek kupola alakú határfelületén leszálló légmozgások alakulnak ki, s a magas nyomású légköri képződmények belsejében a talaj közeli szétáramlást ellensúlyozandó szintén leszálló áramlás figyelhető meg. Olyan esetben amikor két különböző sűrűségű egymás fölött fekvő légréteg egymással ellentétes irányban mozog a határfelületen hullámmozgás alakul ki, amelyben szabályos távolságban fel- és leáramlási szakaszok figyelhetők meg.



7. ábra Függőleges légmozgások keletkezése
Forrás: Péczely, 1978.

5.2. Hőmérséklet-változás függőleges légmozgásban

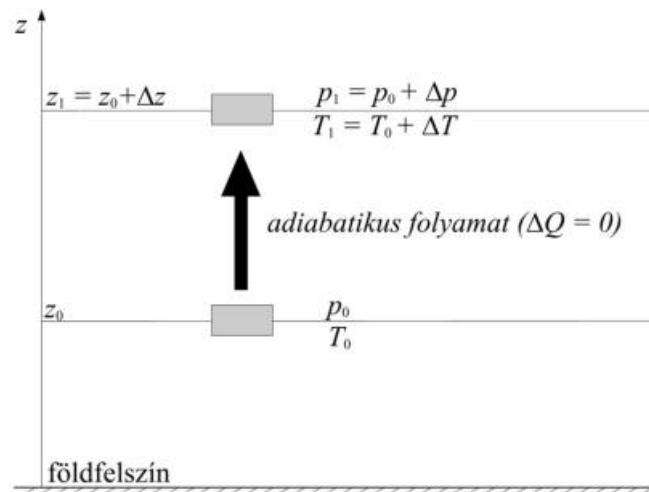
- Viszonylag gyorsan, kis távolság esetén is
- Zárt térfogatban lévő levegővel hőt (energiát) közlünk -> teljes egészében a hőmérséklet emelkedésére fordítódik
- ! Léggörben: térfogat növekedés is bekövetkezik
- Adiabatus hőmérséklet-változások
 - Hőcserementes
 - A levegőtömegben végbemenő termodinamikus folyamatok miatt változik a hőmérséklete.
 - P csökken -> lehűlés
 - P nő -> melegedés

- A légkörben a függőleges légmozgások során tapasztalható hőmérsékletváltozások többsége adiabatikus.

Az adiabatikus folyamatok a komplex légköri folyamatokban játszott kiemelkedő szerepük miatt lényegesek. Az adiabatikus termodinamikai állapotváltozásokban nincs hőátadás. Ennek lehet az oka, hogy a rendszer és a környezete között tökéletes a hőszigetelés, illetve adódhat abból is, ha nagyon gyorsan zajlik le a folyamat. Földünkön a troposzférában ez utóbbi feltétel teljesül – a levegőrészecskék, légtömegek függőleges irányú mozgása olyan gyorsan következik be, hogy nincs idő a hőátadásra. Azokat az adiabatikus folyamatokat, amikor a levegő még nem telített, száraz adiabatikus, a telítettség elérése után pedig nedves adiabatikus folyamatoknak nevezzük.

Vizsgáljuk meg hogy a függőlegesen mozgó száraz levegőben lezajló adiabatikus hőmérséklet-változás milyen függvénye a vertikális elmozdulás mértékének. A vertikális elmozdulás mértékét egyaránt kifejezhetjük nyomás- és magasságskálán.

A megoldandó feladat egyike tehát az, hogy ha ismerjük valamely p_0 nyomású kezdőállapotban a száraz légréteg T_0 hőmérsékletét annak függőleges menti elmozdulása során adiabatikus hőmérséklet-változás fellépte után egy p nyomású végállapotban mekkora T hőmérsékletet fogunk tapasztalni. A másik kérdésfeltevés során pedig arra keresünk választ, hogy egy függőlegesen elmozduló és ugyancsak adiabatikus hőmérséklet-változásnak kitett száraz légréteg z_0 magasságú kezdőállapotban észlelt T_0 hőmérséklete a z magasságú végállapotban milyen T értékű lesz majd.



8. ábra A száraz levegő adiabatikus felemelkedése
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Az első kérdésre a Poisson-egyenlet adja meg a választ, amely a hőmérséklet és a nyomás kapcsolatát rögzíti száraz léghőmérséklet-változások esetén:

$$T = T_0 \left(\frac{p}{p_0} \right)^{0,286}$$

Az adiabatikus változásoknál mindaddig száraz léghőmérsékletet tekinthetünk, amíg a levegő vízgőzzel telítetlen, tehát amíg a kondenzáció nem indult meg.

A második kérdésre a száraz adiabatikus hőmérsékleti gradiens adja meg a választ, amely megmutatja, hogy adiabatikus folyamat esetén a vízgőzzel telítetlen levegő felemelkedése során 100 méterenként mennyivel hűl le:

$$\gamma = -0,976^\circ/100 \text{ m} \approx -1^\circ/100 \text{ m}.$$

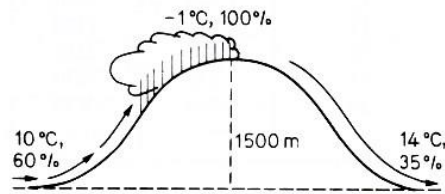
Vízgőzzel telített levegő adiabatikus állapotváltozása során egy további fizikai folyamatot kell figyelembe vennünk, ez a vízgőz kondenzációja. A kondenzáció során hő szabadul fel, ami emeli a levegő hőmérsékletét. E hőfelszabadulás tehát ellene dolgozik a térfogatátváltást tápláló hőenergia leadásának, s így végső soron azt eredményezi, hogy a telített levegő adiabatikus emelkedésekor bekövetkező függőleges menti hőmérséklet-csökkenés kisebb lesz annál, mint amit a telítetlen levegő adiabatikus emelkedésekor tapasztalunk.

Következtetések:

- Amíg nem válik telítetté a levegő – száraz adiabatikus hőmérsékleti gradienssel (állandó) számolunk.
- Nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiens (β) értéke nem állandó.
- $\beta < \gamma \leftarrow$ MINDIG!
- Süllyedő légmozgásnál a hőmérséklet a száraz adiabatikus gradiens szerint változik.

A főnt száraz és meleg bukószélként jellemezhetjük (9. ábra). Magashegységek környezetében alakul ki, amelynek egyik (lúv) oldalán az érkező levegő felfelé kényszerül, lehűl és nedvességtartamát a hegy ezen oldalán adja ki. A levegő a gerincen átbukva, immáron kiszáradva a másik (szélvédett) oldalon leáramlik, felmelegszik és ezáltal relatív nedvessége jelentősen lecsökken. Jelenlétére a hegységgel párhuzamosan kialakuló lecsiszolt felhőformák (például lencse formájú felhők, latinul lenticularisok) utalhatnak. Európában legismertebb példája az Alpok mentén figyelhető meg, itt a déli főnként nevezett esetben a dél felől érkező levegő a hegygerinceken átbukva a hegység északi oldalán idézi elő

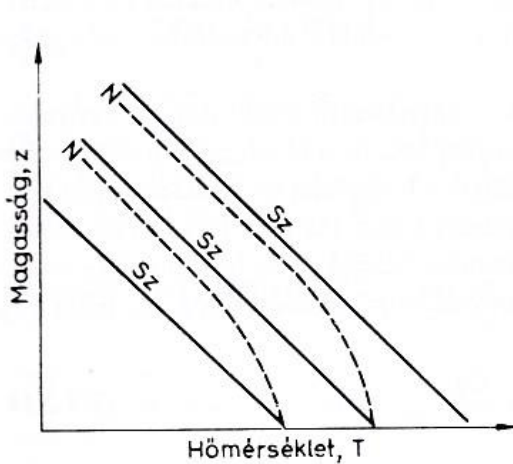
ezt a száraz, meleg szelet. A főnös hatás az Alpoknál is megfigyelhető kisebb mértékben nyugatias, délnyugatias szél esetén.



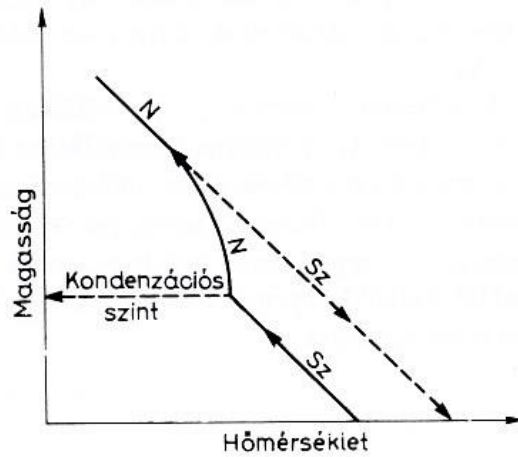
9. ábra Bukószél (főn) modellje
 Forrás: Péczely, 1978.

Száraz és nedves adiabaták

Ha az adiabatikusan fel- és leszálló levegő hőmérséklet-változását a légnyomás vagy a magasság függvényében grafikusán ábrázoljuk az adiabatákat kapjuk (10. ábra 11. ábra).



10. ábra Száraz és nedves adiabaták T, z koordináta-rendszerben.
 Forrás: Péczely, 1978.



11. ábra Adiabatikus hőmérséklet-változások főn esetén
 Forrás: Péczely, 1978.

Adiabatikus változásokhoz kapcsolódó hőmérséklet fogalmak

- Potenciális hőmérséklet (T_p)
 - P_0 és T_0 -> száraz adiabatikusan 1000 mb-ra hozunk
- Ekvivalens hőmérséklet (T_e)
 - Tényleges hőmérséklet + összes vízgőz kondenzációjakor felszabaduló hő
- Ekvipotenciális hőmérséklet (T_{ep})
 - P_0 és T_e -> száraz adiabatikusan 1000 mb-ra hozunk
 - Konzervatív tulajdonság

$$T_p = T_0 \left(\frac{1000}{p_0} \right)^{0,286}$$

$$T_e = T + \frac{Lq}{c_p}$$

$$T_{ep} = T_e \left(\frac{1000}{p_0} \right)^{0,286}$$

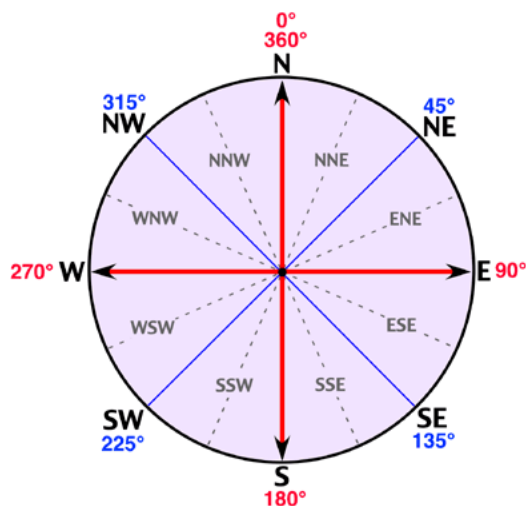
5.3. Ellenőrző kérdések

1. Hogyan keletkezhetnek a légkörben függőleges légmozgások?
2. Mit értünk adiabatikus folyamatok alatt?
3. Mit nevezünk adiabatáknak?
4. Mi a fön?
5. Milyen hőmérséklet fogalmak kapcsolódnak az adiabatikus változásokhoz?

5.4. A levegő vízszintes áramlása

A légkörben fellépő áramlások vízszintes irányú összetevőjét szélnek nevezzük. A szél vektormennyiség, amit tehát irányával és nagyságával (sebességével) határozunk meg. A szélvektor irányát a meteorológiában azzal az égtájjal jelöljük meg, ahonnan a vektor a megfigyelő hely felé irányul, pl. DNy-i az a szél, amely DNy felől szállít levegőt a megfigyelő hely fölé. A szélvektor nagyságát a szél sebességével fejezzük ki, leggyakrabban a mozgó légrézecske egy másodperc alatt méterekben, vagy egy óra alatt kilométerekben megtett útját adjuk meg.

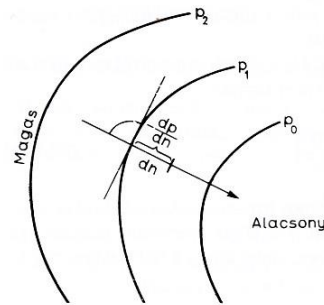
A meteorológiai adatközlésekben a szélirányok megjelölésére azok angol nyelvű rövidítését, illetve szög-fokokban történő kifejezését alkalmazzuk.



A szél jelentős mennyiségű levegőtömegek elmozdulásával, azaz horizontális áthelyeződésével jár, létrejötte tehát erőt követel meg. Ennek az erőnek a létrehozója a légnyomás vízszintes síkban tapasztalható egyenlőtlen eloszlása, miután az egyensúlyi állapotra való törekvés miatt a légkör egy olyan helyzetet kíván felvenni, hogy benne adott magassági szintben mindenütt egyenlő nyomás uralkodjék.

Nyomási gradiens erő

A nyomáskülönbség hatására fellépő erő az ún. nyomási gradiens erő. A nyomási gradiens erő merőleges az izobár felületekre (izobárfelületen az azonos nyomású pontokat összekötő felületeket értjük), és a magasabb nyomású terület felől az alacsonyabb nyomású terület felé mutat (12. ábra).



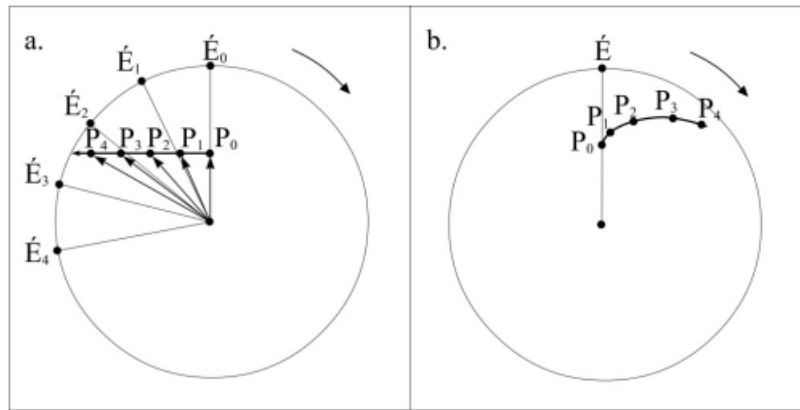
$$G(\text{m} \cdot \text{s}^{-2}) = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn}$$

12. ábra A bárikus gradiens meghatározása
Forrás: Péczely, 1978

Nagyságát az határozza meg, hogy a nyomás egy adott távolságon belül milyen gyorsan változik. Minél nagyobb ez a változás, annál nagyobb lesz az erő.

Noha azt várnánk, hogy a levegő az izobárokra merőlegesen, a magas nyomású terület felől az alacsonyabb nyomású terület felé áramlik, a Buys Ballot (1817–1890) megfigyelésein alapuló bárikus széltörvény szerint a szelek az izobárokkal párhuzamosan fújnak, továbbá a szélnek háttal állva az északi féltekén az alacsonyabb nyomású terület bal kéz felé helyezkedik el. A jelenség megértéséhez végezzük el a következő kísérletet. Egy forgó korongon a középponttól r távolságra gurítsunk egy golyót v sebességgel a korong szélé felé. Írjuk le a golyó mozgását a korongot felülről néző megfigyelő, valamint a korong közepén ülő megfigyelő szemszögéből (13. ábra).

A külső megfigyelő azt látja, hogy mivel a golyóra semmilyen erő nem hat, az állandó sebességgel gurul a korong szélé felé (vastagon húzott nyíl az a. ábrán). A korong közepén ülő megfigyelő ennél bonyolultabb pályát figyelhet meg. Jelöljük a golyó megfigyelőhöz viszonyított kezdeti helyzetének irányát \hat{E} -vel! Nyomon követve a golyónak az \hat{E} irányhoz viszonyított helyzetét, a korong közepén ülő megfigyelő azt tapasztalja, hogy a golyó egyrészt távolodik tőle, másrészt fokozatosan lemarad az \hat{E} irányhoz képest, és egy görbült pályát ír le (b. ábra).



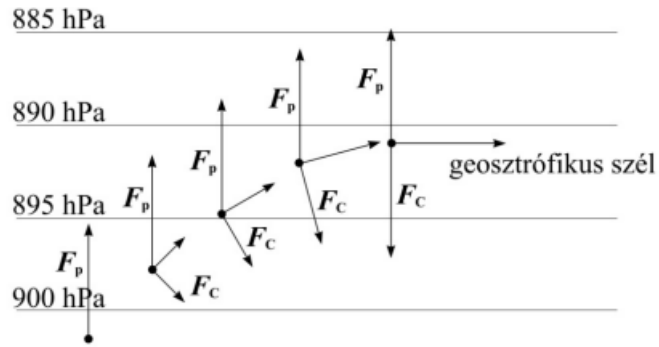
13. ábra Mozgás forgó vonatkoztatási rendszerben. Pontszerű test súrlódásmentes mozgása forgó korongon egy rendszeren kívüli külső megfigyelő (a. ábra), illetve a korong közepén ülő megfigyelő szemszögéből (b. ábra). A vastag fekete vonal a test mozgását mutatja a megfigyelő szemszögéből. A P_0 pont a test, az \acute{E}_0 a képzeletbeli északi irány kezdeti pozícióját mutatja. A P_1, P_2, P_3 és P_4 pontok a test, $\acute{E}_1, \acute{E}_2, \acute{E}_3$ és \acute{E}_4 pontok az északi irány azonos időközönkénti helyzetét jelölik.

Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Az a. ábrán feltüntettük, hogy a külső szemlélő felől nézve hogyan helyezkedik el egymáshoz viszonyítva a korong közepén elhelyezkedő (azzal együtt forgó) megfigyelő látószöge és a mozgó golyó. Mivel a forgó rendszerben a golyó görbült pályán végez gyorsuló mozgást minden látható erőhatás nélkül, a jelenség értelmezésére egy tehetetlenségi erőt kell bevezetni. Ezt az erőt felfedezőjéről Coriolis-féle tehetetlenségi erőnek (röviden Coriolis-erőnek) nevezzük.

A szögsebességvektor irányát a forgástengely irányával definiáljuk, azzal a kitételrel, hogy a vektor iránya felől nézve a rendszer az óramutató járásával ellentétesen forog. A Coriolis-erő mindig merőleges a sebességvektor és a szögsebességvektor által kifeszített síkra, és akkor a legnagyobb, ha ez a két vektor merőleges egymásra, vagyis a sarkokon fújó szelek esetén.

Ezek után térjünk vissza a Buys Ballot-féle széltörvény értelmezéséhez. Tegyük fel, hogy egy levegőrészecske a nyomási gradiens erő hatására az izobárokra merőlegesen kezd el mozogni. Mivel a Coriolis-erő merőleges a sebességvektorra, a légrészecske eltérül az eredeti mozgásiránytól. Ez az eltérítés mindaddig hat, amíg a Coriolis-erő hatását a nyomási gradiens erő nem kompenzálja, azaz amíg az áramlás párhuzamos nem lesz az izobárokkal (14. ábra).



14. ábra A geosztrófikus szél kialakulása a nyomási gradiens erő és a Coriolis-erő egyensúlyának hatására az északi félgömbön
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

A földi légtömegek mozgását kiváltó legfontosabb erőhatást a különböző területek légnyomása közötti eltérések váltják ki. Az emiatt fellépő nyomási gradiens erő az eltérő nyomásviszonyok kiegyenlítését segíti. A felszíntől távolabb, a magasabb légköri rétegekben a sűrűség nem játszik jelentős szerepet, s így az ún. szabad légkörben (a földfelszíntől számítva mintegy 500–1000 m-es magasság fölötti légrétegekben) a nyomási gradiens erő és a Coriolis-erő egyensúlyának hatására alakul ki a geosztrófikus szél.

Az előbbi erőhatás a magasabb nyomású területek felől az alacsonyabb nyomású területek felé irányul, a Coriolis-erő pedig mindig a pillanatnyi mozgás irányára merőlegesen hat. A két erőhatás eredőjeként a geosztrófikus szél az izobárokkal párhuzamosan fúj (15. ábra), mégpedig oly módon, hogy szélirányba fordulva az északi féltekén az alacsonyabb légnyomású terület esik a bal kezünk felé (a déli féltekén viszont a jobb oldalon található). Ez a Buys Ballot-féle széltörvény.

Minél közelebb esnek egymáshoz az izobárok, annál nagyobb sebességgel áramlik a levegő – hasonlóan ahhoz, mint mikor a vízfolyások összeszűkülésekor gyorsabbá válik a vízáramlás is, majd a meder kiszélesedésekor ismét lelassul.

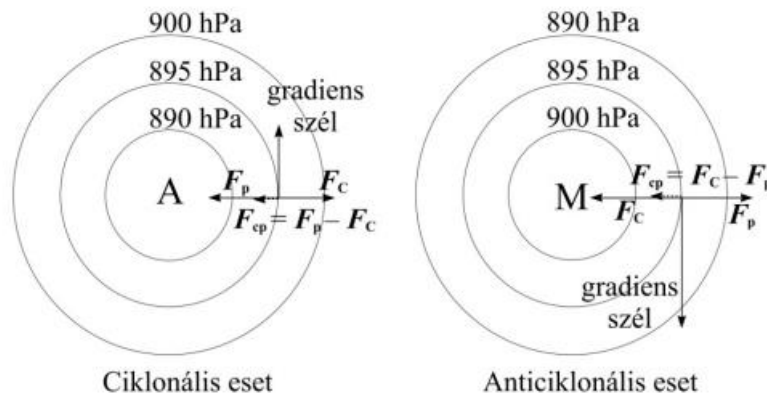


15. ábra A geosztrófikus szél az északi és a déli félgömbön
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Gradiens szél

A valóságban a földi légkörre ritkán jellemzőek az egyenes izobárvonalak, sokkal gyakoribb, hogy az izobárok görbültek. A görbült pályán kialakuló egyensúlyi áramlás az ún. gradiens szél (16. ábra). Ciklonális esetben, vagyis amikor a görbült izobárok központjában alacsony légnyomás uralkodik, az eredő centripetális erő iránya a nyomási gradiens erő irányával megegyezően befelé mutat, s az északi félgömbön az óramutató járásával ellentétes irányú légkörczés alakul ki. A magas központi légnyomással jellemezhető anticiklonális esetben viszont a Coriolis-erő és a nyomási gradiens erő különbségként előálló centripetális erő a Coriolis-erő irányába mutat, s így az északi félgömbön az óramutató járásával megegyező irányban fog a levegő is áramlani. A levegő áramlása a déli félgömbön az északival ellentétesen alakul, tehát a ciklonális esetre az óramutató járásával megegyező, az anticiklonális esetre pedig azzal ellentétes irány érvényes.

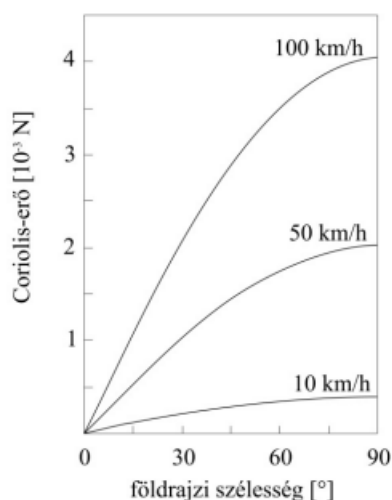
Minthogy a Coriolis-erő nagysága a szélesebbég függvényében változik, így azonos nyomási gradiens esetében az anticiklonokban nagyobb szélesebbégek lennének jellemzőek, mint a ciklonokban. A valóságban azonban éppen az alacsony nyomású légköri ciklonokban tapasztalunk erősebb szeleket. Ennek az a magyarázata, hogy a ciklonokban az izobárok egymáshoz jóval közelebb helyezkednek el, s így a nyomási gradiens erő is nagyobb, mint a magas légnyomású anticiklonális területeken.



16. ábra A gradiens szél kialakulása az északi féltekén alacsonynyomású ciklonális esetben (bal oldalon), illetve magasnyomású anticiklonális esetben (jobb oldali ábra)

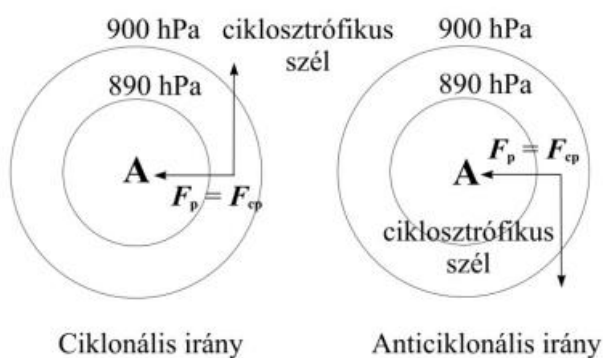
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Az Egyenlítő környékéhez közeledve a Coriolis-erő nagysága gyorsan csökken (17. ábra), s ezért a trópusi ciklonokban a mérsékelt övi ciklonhoz viszonyítva sokkal nagyobb légáramlási sebességek alakulnak ki.



17. ábra A Coriolis-erő nagyságának változása a földrajzi szélesség függvényében különböző szélességek esetén
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Kisebb térskálájú képződményekben előfordulhat, hogy csupán a nyomási gradiens erő hatására alakul ki erős szél, melynek nagysága is csak a nyomási gradiens erő függvénye – ezt az áramlást ciklosztrófikus áramlásnak nevezzük (18. ábra). Ilyen ciklosztrófikus légköri képződmények például a mérsékelt övi tornádók vagy a portölcsérek, melyek karakterisztikus mérete, illetve rövid élettartama miatt a Coriolis-erőnél lényegesen erőteljesebb hatása van a nyomási gradiens erőnek. Ebből következik az is, hogy az említett légköri jelenségek alacsony nyomású középponttal rendelkeznek, s itt nincs különbség a két félgömb között. A tornádókban a levegő többnyire ciklonálisan áramlik, a portölcsérek esetében viszont 50–50% a ciklonális és az anticiklonális irányú örvénylés aránya.



18. ábra A ciklosztrófikus szél kialakulása
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

5.5. A súrlódás hatása a szélre

A talaj fölött áramló levegőrészek a földfelszínhez és annak egyenetlenségeihez ütköznek, ami a légáramlásra fékező erőt fejt ki. Ezt az erőt úgy tekinthetjük, hogy az a mozgásiránnyal ellentétes irányban hat, nagysága pedig arányos a légáramlás sebességével. A súrlódás a levegő legalsó rétegében, közvetlenül a földfelszínnél a legnagyobb, innen fölfelé csökken, s 500 – 1 000 méter fölött a szabad légkörben már teljesen elhanyagolhatóvá válik. A légkör alsó 1 km-es rétegét, ahol a súrlódási erővel számolni kell, ezért súrlódási rétegnek is szokás nevezni.

Az S súrlódási erő:

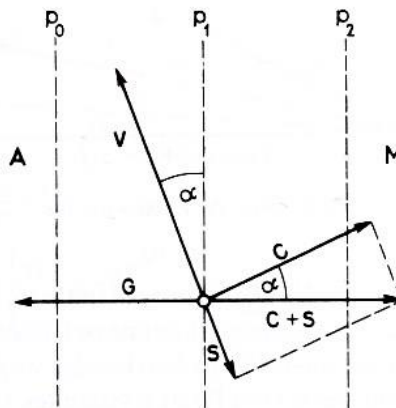
$$S (\text{m} \cdot \text{s}^{-2}) = -kv,$$

Ahol a k arányossági tényezőt súrlódási együtthatónak nevezzük. A súrlódási együttható a felszín érdességétől függ, szárazföldek fölött átlagosan háromszor akkora, mint óceáni felszínek fölött.

A súrlódási erő fellépte csökkenti a szélesebbséget és így a Coriolis-erő vízszintes összetevőjének nagyságát is. Ebből következik, hogy súrlódásos áramlásnál a csökkentett C erő miatt nem alakul ki a geosztrófikus szélmodellt meghatározó $G = -C$ egyensúly, hanem egy másik

$$G = -(C+S)$$

egyensúlyi állapot következik be. Ez azt jelenti, hogy súrlódásos áramlásnál a gradiens erő a Coriolis-erő vízszintes összetevőjének és a súrlódási erőnek az összegével tart egyensúlyt (19. ábra).



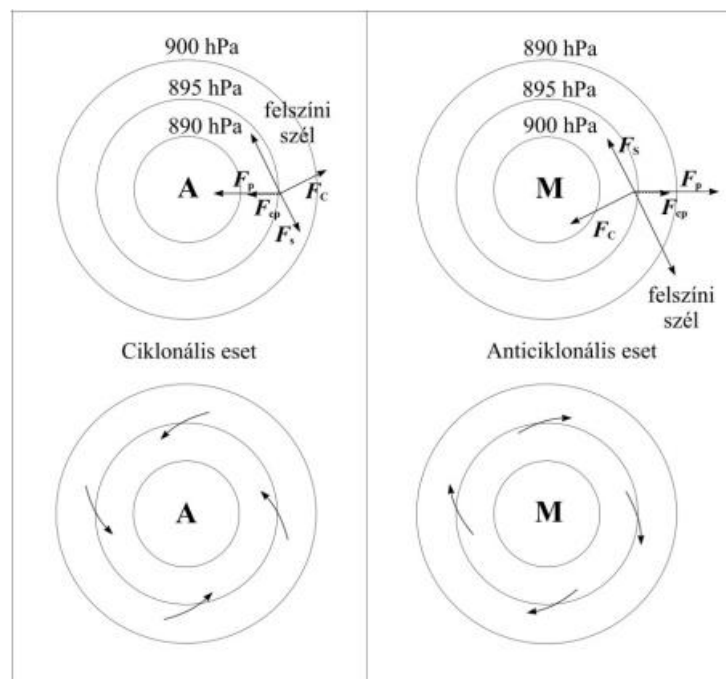
19. ábra Légáramlás súrlódás esetén
Forrás: Péczely, 1978.

A földfelszín közelében a felszíni egyenetlenségek miatt fellépő súrlódás lényegesen befolyásolja a levegő mozgását. A tapasztalatok azt mutatják, hogy a felszínhez közelebbi alsó légrétegekben a szél iránya nem párhuzamos az izobárokkal, illetve nem érintőleges az izobárok görbéire.

Súrlódási erő fellépte esetén a szél a geosztrófikus szélből alfa szöggel eltér az alacsony nyomás irányába. Súrlódásos áramlásnál tehát a magas nyomású területről a súrlódási erő hatására légrézecskek kerülnek át az alacsony nyomású területre, vagyis az áramlásnak kiegyenlítő jellege van.

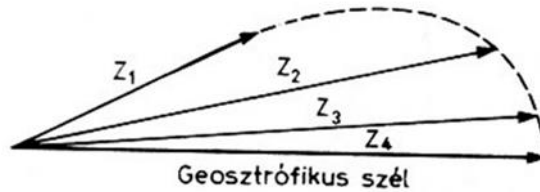
Az izobárok és a szélvektor által bezárt szög nagysága átlagosan 30° , s annál nagyobb, minél érdesebb a felszín. Így a viszonylag sima víztükör felett csupán $10\text{--}15^\circ$, míg dombvidék esetén ez a szög elérheti a $35\text{--}40^\circ$ -ot is. A felszín érdességén kívül a szélesebb és a földfelszíntől mért távolság határozza meg az izobárok és a légáramlás iránya által bezárt szöget. Erős szél esetén ez a szög kisebb, s ugyancsak csökken a nagysága a földfelszíntől felfelé távolodva.

Az északi félgömbön az alacsony nyomásközponttal jellemezhető ciklonokban az óramutató járásával ellentétes irányba a központ felé fúj a szél, míg az anticiklonoknál a magasnyomású központtól kifelé, az óramutató járásával megegyező irányú az áramlás (20. ábra).



20. ábra A nyomási gradiens erő, a Coriolis-erő és a súrlódás hatására keletkező felszíni áramlások ciklonális és anticiklonális esetben
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Az a tény, hogy a súrlódási erő és így az eltérítési szög értéke is változik a magassággal (és pedig adott bárikus gradienshez tartozó szélesebb és a csökkenő súrlódási erő miatt a magassággal növekszik, az alfa eltérítési szög viszont csökken) grafikusán is ábrázolható. A mérési adatokból szerkesztett grafikon jól egyezik a 21. ábraábrán bemutatott elméletileg levezethető spirális vonallal, amelyet Ekman-spirálisnak neveznek.



21. ábra Az Ekman-spirális
 Forrás: Péczely, 1978.

5.6. Nyomásfelületek, abszolút és relatív topográfiák

A légnyomás területi eloszlásának ismerete alapvető a meteorológiában. Mint láthattuk a légnyomás eloszlásából határozhatjuk meg a bárikus gradienst, a szél sebességét és irányát, a levegőtömegek áthelyeződését.

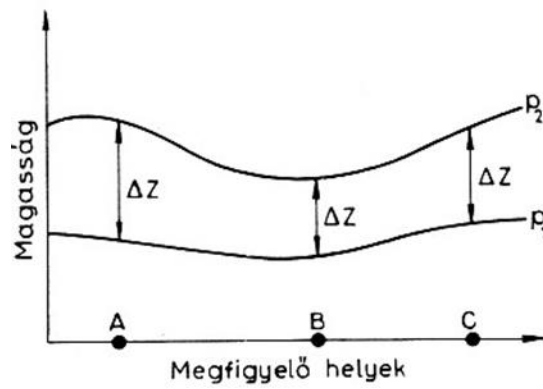
A légnyomás területi eloszlásának rendszerét légnyomási vagy bárikus mezőnek nevezzük. A bárikus mezőt kétféle módon ábrázolhatjuk: 1. az adott magassági szintre vonatkozó légnyomás eloszlását ábrázoló izobártérképpel, 2. adott nyomásfelület magasságát feltüntető nyomástopográfiai térképpel, az úgynevezett abszolút topográfiával.

Az izobártérképek tehát valamely $z = \text{konstans}$ magassági szintben található légnyomásértékek izometrikus (egyenlőségi) vonalait az izobárokat tüntetik fel. Leggyakrabban a $z = 0$ magassági szintre, vagyis a tengerszintre vonatkozó izobártérképeket szokták elkészíteni (23. ábra).

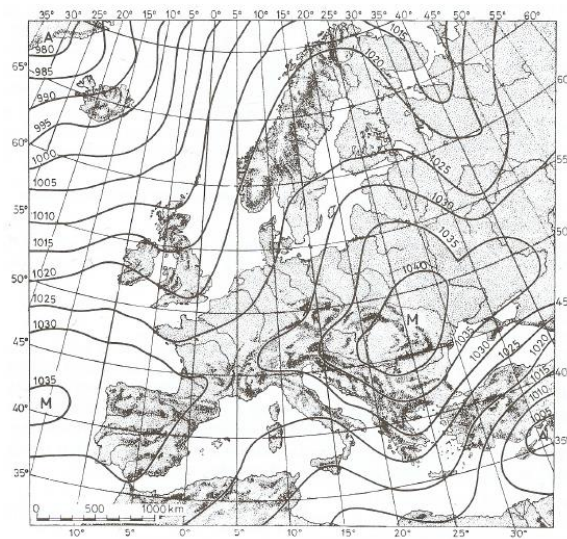
Az abszolút topográfiák (24. ábra) ezzel szemben, valamely $p = \text{konstans}$ nyomásfelület különböző pontjainak magasságértékeiből szerkesztett izometrikus vonalakat az izohipszákat ábrázolják. A magasságot éppúgy, mint a domborzati térképeken a tenger szintjétől számítjuk. Általában a $p = 850, 700, 500, 300, 200, 100, 50$ és 25 mb-os nyomásfelületek tengerszint fölötti magasságát bemutató abszolút topográfiai térképeket szokták előállítani (jelölésük AT 850 stb.).

Az abszolút topográfiák izohipszái a légáramlás irányát, a légrések áramlási pályáit épp olyan módon jelölik ki, mint az izobárok. Az abszolút topográfiai térképek segítségével tehát a különböző magasságú szintek szélviszonyait elemezhetjük, ezért a gyakorlati meteorológiai munkában jelentőségük igen nagy.

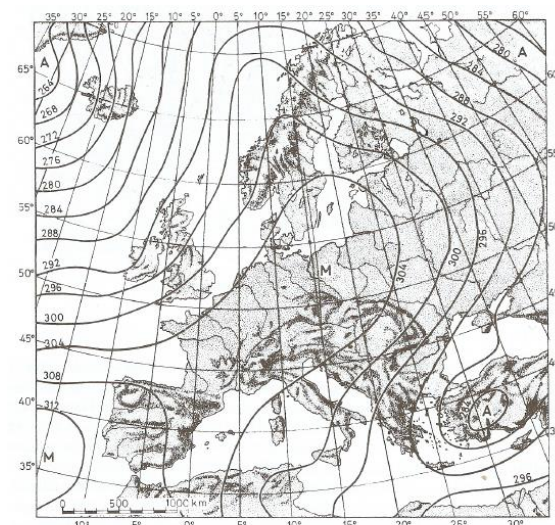
Készíthetünk olyan nyomástopográfiai térképeket is, ahol az izohipszák két megadott nyomásfelület függőleges menti távolságának értékeit tüntetik föl. Ezek az úgynevezett relatív topográfiák (22. ábra). Jelölésük két tetszőleges p_1 és p_2 nyomásfelület esetén: $RT\ p_2/p_1$. A relatív topográfiák voltaképp hőmérsékleti térképek.



22. ábra A relatív topográfia értelmezése
 Forrás: Péczely, 1978.

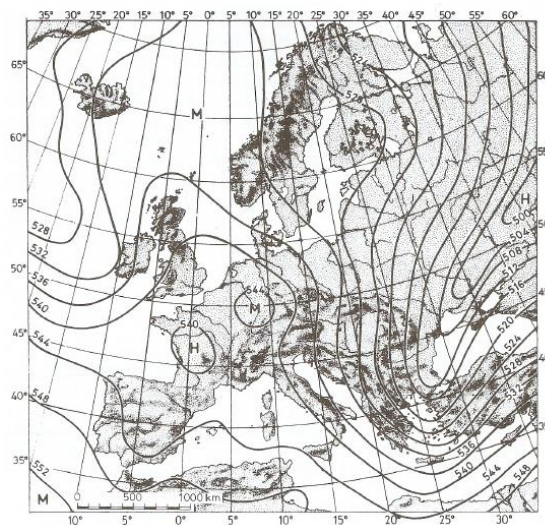


23. ábra Tengerszinti légnyomás térképe (1976. február 8. 0 óra)
 Forrás: Péczely, 1978.

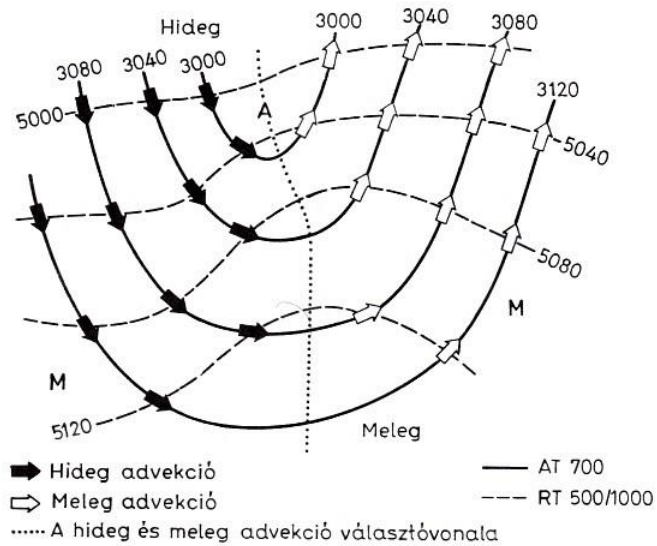


A gyakorlati meteorológiai munka során a legtöbbször használt RT térképek az 500/1000-es (25. ábra) és a 300/500-as, amelyek közelítőleg a troposzféra alsó és felső felének hőmérsékleti viszonyairól tájékoztatnak. Esetenként még a troposzféra alsó harmadának hőmérsékletét bemutató RT 700/1000 térképeket is elkészítik.

Miután az AT térképek a különböző magasságú szintekben fújó szél sebességét és irányát, az RT térképek pedig adott légrétegek hőmérsékletét adják meg, egyesítésükkel elemezhetjük a várható hőmérséklet-változások előjelét és nagyságát (26. ábra). Ha egy adott légréteg hőmérséklet-eloszlását reprezentáló RT izohipszáira ráhelyezzük a felső és alsó nyomásfelület közé eső AT izohipszáit, ezeken mint áramlási vonalakon haladva megállapíthatjuk, hogy az áramló levegő alacsonyabb vagy magasabb hőmérsékletű területekről érkezik-e az adott pont fölé. Az első esetben nyilván lehűlés, azt utóbbiban pedig felmelegedés várható az adott pont környezetében. Ezek az egyesített térképek nemcsak minőségi megítélést (lehűlés vagy felmelegedés következik be), hanem mennyiségi elemzést is lehetővé tesznek. Az egymásra helyezett izohipszák vonalainak metszése által képezett négyszögek területe ugyanis fordítottan arányos az időegység alatt várható hőmérséklet-változás nagyságával.



25. ábra RT 500/1000 térképe (1976. február 8. 0 óra)
Forrás: Péczely, 1978.



26. ábra Hőmérsékleti advekcio meghatározása AT és RT térképek egyesítésével
 Forrás: Péczely, 1978.

5.7. Ellenőrző kérdések

1. Milyen erők hozzák létre, illetve módosítják a szelet?
2. Mi a Buys Ballot-féle széltörvény?
3. Mit nevezünk geosztrófikus szélnek?
4. Milyen hatása van a súrlódásnak a szélre?
5. Mi a különbség az abszolút és a relatív topográfiai térképek között?

6. A légkör egyensúlyi állapotai

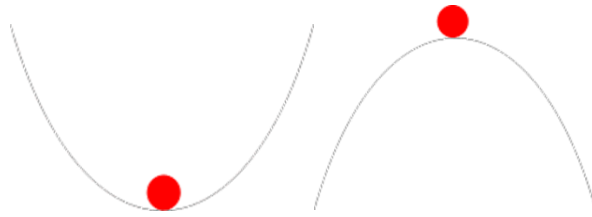
Az időjárási folyamatok várható fejlődésének elemzésekor alapvető annak ismerete, hogy létrejöhetnek-e, illetve felerősödhetnek-e a légkörben függőleges mozgások, vagy pedig ilyenek kialakulására nincsen lehetőség. Az intenzív feláramlások felhő- és csapadékképződést eredményeznek, míg a leszálló légmozgások a felhőzet feloszlását és a levegő kiszáradását idézik elő. A függőleges áramlások biztosítják a levegő átkeveredését, ami például nagyon jelentős az alsóbb légrétegekben felgyülemelő szennyező anyagok felhígulása szempontjából, azok elmaradása a nagyvárosok és ipartelepek levegőjének esetenként az emberi egészségre s a növénytakaróra káros mértékű elszennyeződését vonhatja maga után. Nézzük meg, hogy milyen módon következtethetünk a függőleges légmozgás kialakulására, illetve azok elmaradására. Ehhez a légkör egyensúlyi állapotát kell diagnosztizálnunk.

Tekintsünk egy légoszlopot, s abban tetszőleges magasságban egy levegőrészecskét, amelynek állapotjelzői megegyeznek a környezet levegőjének állapotjelzőivel.

Vegyük azt a valóságban igen gyakran realizálódó esetet, hogy az adott levegőrészecske adiabatikus körülmények között függőleges menti helyzetváltozást végez, miközben a rá ható nyomás állandóan azonos marad a légkör környezetének azonos magasságban ható nyomásával. A függőleges mentén elmozduló légrészecske úgynevezett individuális hőmérséklete általában nem lesz egyenlő környezetének úgynevezett lokális hőmérsékletével, s miután kikötöttük, hogy az individuális és lokális nyomások megegyeznek, az általános gázegyenletből következik, hogy az individuális és a lokális sűrűség az alábbi relációban áll az individuális és a lokális hőmérséklettel:

- Ha $T_{ind} < T_{lok}$ \Rightarrow $Q_{ind} > Q_{lok}$
- Ha $T_{ind} > T_{lok}$ \Rightarrow $Q_{ind} < Q_{lok}$
- Ha $T_{ind} = T_{lok}$ \Rightarrow $Q_{ind} = Q_{lok}$

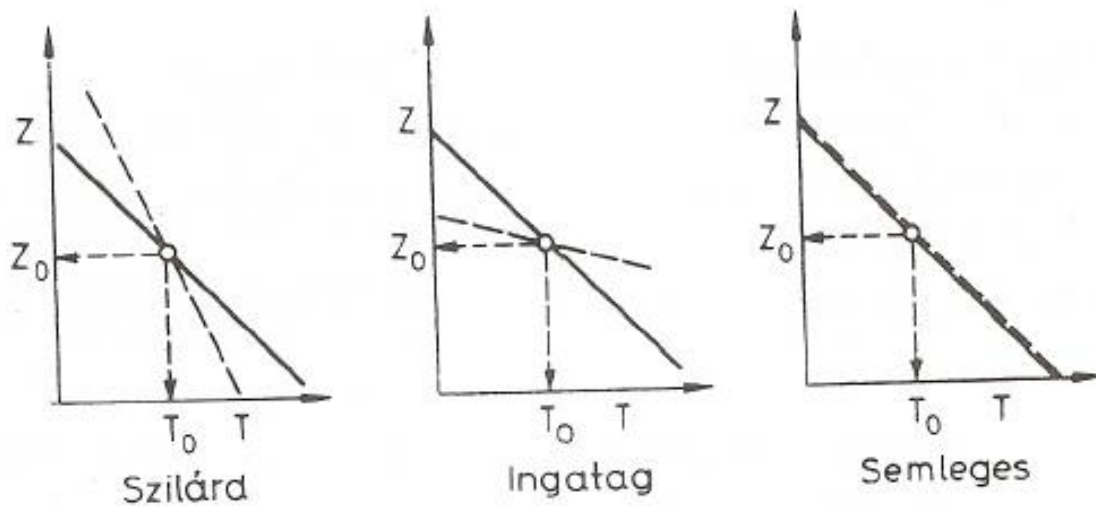
Ha az elemi légrészecske hőmérséklete magasabb, mint a környező levegő hőmérséklete, akkor a légrészecske felfelé fog mozogni, s a levegőt instablnak mondjuk. Általános értelemben instabil (labilis) az adott légtér, ha egy kiválasztott részecskéjét eredeti magasságából kitérítünk, s az folytatja mozgását a kitérítés irányába. Stabil légtérben viszont a kimozdított légrészecske visszatér az eredeti magasságába (27. ábra).



27. ábra Stabil és instabil egyensúlyi helyzet
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

A telítetlen levegőre vonatkozó egyensúlyi állapotokat jól szemléltethetjük a hőmérséklet magasság szerinti változását feltüntető grafikonokon (28. ábra). A száraz adiabatikus gradiens szerinti hőmérséklet-változást a folyamatos, a lokális gradiens szerinti hőmérséklet-változást a szaggatott egyenes jelzi. A lokális hőmérsékleti gradiens szerinti, a légkörben ténylegesen tapasztalható magassági hőmérséklet-változás grafikonját hőmérsékleti állapotgörbének nevezzük. A valóságban ez a grafikon általában görbe vonalat ad, miután a lokális gradiens a különböző magasságú légrétegekben más és más lehet.

Szilárd egyensúlyi állapotnál a hőmérsékleti állapotgörbe a légréz emelkedő szakaszánál a száraz adiabatától jobbra süllyedő szakaszban balra hajlik el. Ingotag egyensúlyi állapotnál a hőmérsékleti állapotgörbe az emelkedő szakaszon balra a süllyedő szakaszon jobbra tér el a száraz adiabatától, míg semleges egyensúlyi állapotban a hőmérsékleti állapotgörbe és a száraz adiabata egymáson fekszik.



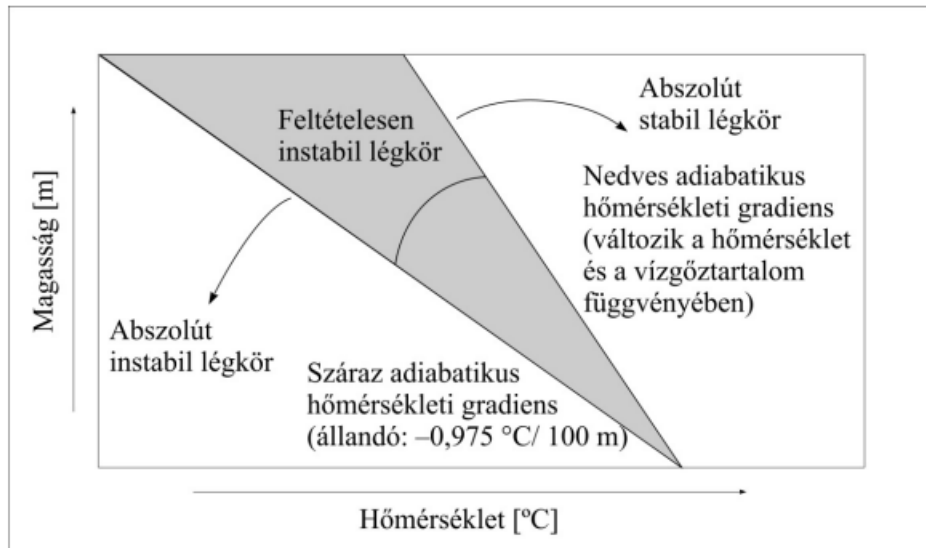
28. ábra Telítetlen levegő egyensúlyi állapotai
 Forrás: Péczely, 1978.

Egy adiabatikusan felfelé emelkedő levegőrészecske hőmérséklete 100 méterenként csaknem 1 °C-kal csökken egészen addig, amíg a vízgőztartalom nem éri el a telítési értéket. A száraz levegőre jellemző adiabatikus hőmérsékleti gradiens állandó, pontos értéke $-0,975 \text{ °C}/100 \text{ m}$. Amennyiben az emelkedés

során a levegő vízgőztartalma meghaladja a 100%-os telítettséget, a vízgőz kondenzálódni fog. A kondenzáció során felszabaduló hő melegíti a légrészecskét, s ezért hőmérséklete lassabban fog csökkenni. Ezt a hőmérsékletváltozást nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiensnek nevezzük, amely nem adható meg egyetlen számértékkel, mivel nagyságát a hőmérséklet és a légnyomás egyaránt befolyásolja.

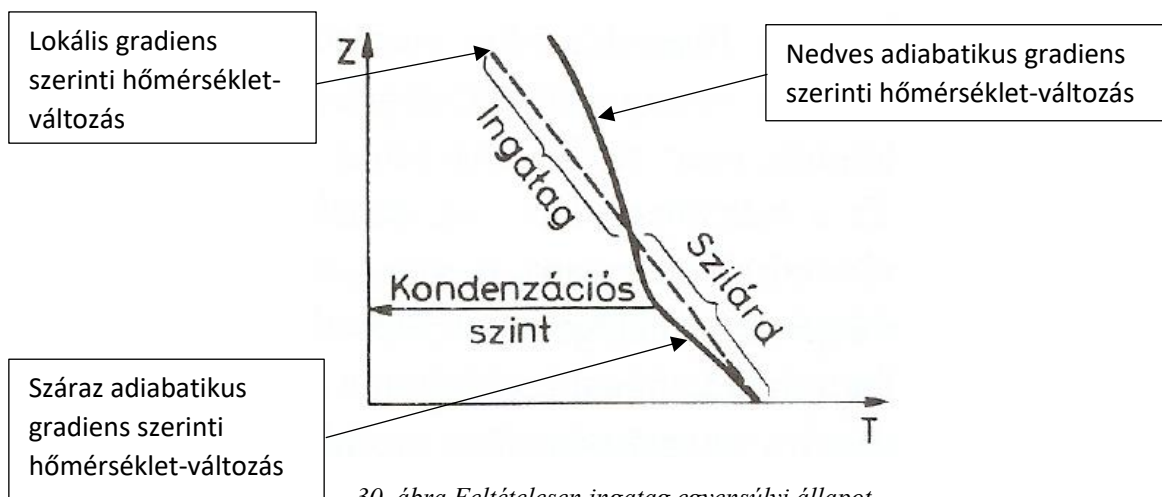
Ha a száraz adiabatikus hőmérsékleti gradienst és a nedves adiabatikus gradienseket hasonlítjuk össze megállapíthatjuk, hogy alacsony hőmérsékleteken nincs jelentős különbség köztük, míg a meleg és nedves levegő vertikális hőmérsékleti gradiense abszolút értékben sokkal kisebb, mint a száraz levegőé. A felszín közelében a nedves adiabatikus gradiens közel $-0,45\text{ °C}/100\text{ m}$, s csak nagyobb magasságokban – ahol a telítési vízgőztartalom már nagyon alacsony – közelíti meg a $-0,9\text{ °C}/100\text{ m-t}$.

Adott légoszlop stabilitását úgy határozzuk meg, ha összevetjük az aktuális függőleges menti hőmérsékleti gradienst a száraz adiabatikus hőmérsékleti gradienssel, valamint a nedves adiabatikus gradienssel (29. ábra). Amennyiben a földfelszíntől felfelé haladva a hőmérséklet erősebben csökken, mint száraz adiabatikus esetben, akkor a vizsgált légoszlop abszolút instabil. Ha viszont a nedves adiabatikusnál is kisebb mértékben csökken, vagy esetleg növekszik a léghőmérséklet a troposzférában (pl. inverziós időjárási helyzetben), akkor a légkör abszolút stabil. Végül abban az esetben, ha ezen két feltétel egyike sem teljesül, feltételes instabilitásról beszélhetünk (30. ábra). Ekkor a stabilitás vagy instabilitás attól függ, hogy az adott légtömeg telítetlen vagy telített-e. Vagyis ha egy telítetlen légrész valamilyen okból olyan magasságba kerül, ahol telítetté válik, akkor instabil lesz. Tekintettel a troposzféra átlagos vertikális hőmérsékleti gradiensére – mely $-0,65\text{ °C}/100\text{ m}$ nagyságú, vagyis ha függőlegesen felfelé tartunk, akkor 100 méterenként átlagosan $0,65\text{ °C}$ -kal csökken a levegő hőmérséklete – a földi légkör legtöbbször feltételesen instabil állapotú.



29. ábra Adott légoszlop stabilitásának meghatározása a száraz és a nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiensek segítségével

Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013



30. ábra Feltételesen ingatag egyensúlyi állapot

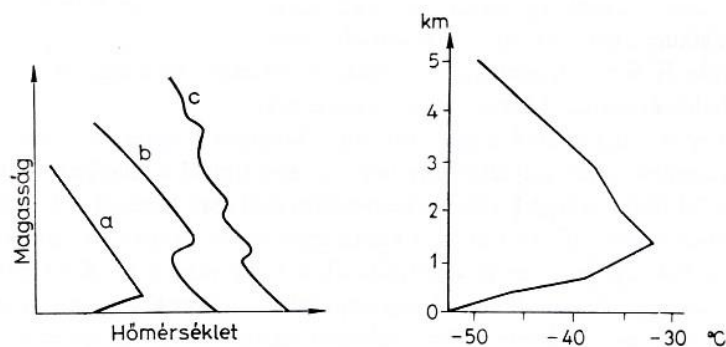
Forrás: Péczely, 1978.

Ingatag egyensúlyi állapot leggyakrabban a talajfelszín egyes részeinek erős nappali felmelegedése során jön létre. Miután a levegő alulról a talajfelszín felől melegszik fel s a felsőbb légrétegek ebből a felmelegedéstől csak késéssel és kisebb mértékben részesülnek, azért az alsó néhány kilométeres légrétegben ilyenkor megnövekszik a lokális hőmérsékleti gradiens és bekövetkezik az ingatag egyensúly. Tavasztól őszeleig napsütéses napokon gyakran tapasztalható éghajlatunkon a helyi felmelegedések hatására létrejövő ingatag egyensúlyi állapot, amelyet a délelőtti órákban meginduló gomolyfelhő-képződés jelez. Ha azután az ingatag egyensúlyi állapot több órán keresztül eltart és nagyobb vastagságú légrétegekre kiterjed, helyi záporok, zivatarok keletkezhetnek. Ez a jelenség szinte

mindennapos földünk trópusi övezetében az ottani intenzív besugárzás hatására. A talajfelszín délutáni lehülése során az ingatag egyensúlyi állapot alkonyatig megszűnik a gomolyos felhőzet fokozatosan feloszlik.

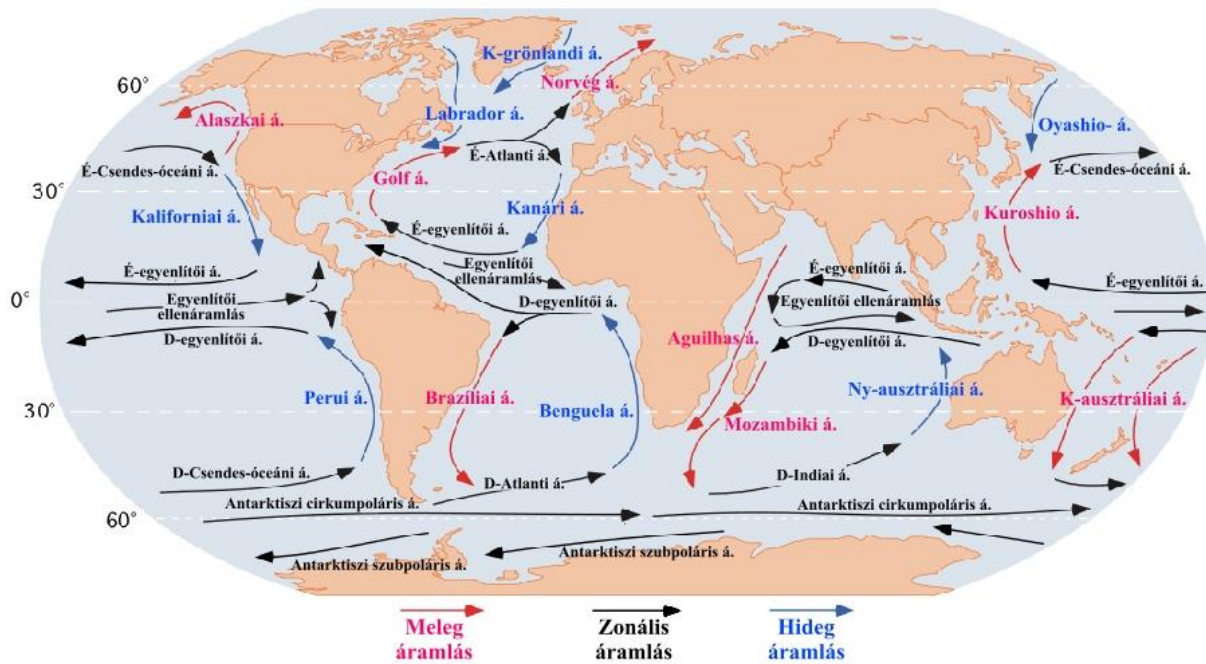
Egy másik gyakori előidézője az ingatag egyensúlyi állapotnak az a jelenség, amikor a magasabb légrétegekben hideg légtömeg beáramlása miatt lehülés következik be, s az így kiélesedő hőmérséklet-különbség növeli meg a lokális gradiens értékét. Ez a jellegzetes időjárási helyzetekhez kötődő jelenség, nagyon hatékony az erős gomolyfelhő képződés és heves záporok kialakulására, mert a légkör egyensúlyi állapotát nagy magasságokig labilizálhatja.

A szilárd egyensúlyi állapotnak szélsőséges esete az, amikor a hőmérséklet a magassággal nem változik (izotermia áll fenn), illetve amikor a hőmérséklet a magassággal emelkedik, tehát a hőmérsékleti gradiens előjele megfordul. Ez utóbbi az inverzió jelensége (31. ábra). Inverziós hőmérsékleti rétegződést leggyakrabban a talaj közeli néhány 100 méteres vastagságú légrétegben tapasztalunk. Kialakulásának oka az erős talajmenti lehülés, ezért elsősorban hóval borított területek fölött derült téli éjszakákon jön létre. Ez a talajközeli inverzió. Bekövetkezhet inverziós hőmérsékleti rétegződés a talajtól távolabbi magasabb légrétegekben is. Ez úgy keletkezik, hogy egy alsó hideg légtömegben egy melegebb helyezkedik el. A két levegőfajtát, amelyeken belül a hőmérséklet a magassággal csökken, az inverzió választja el egymástól. Gyakran találunk a magasabb rétegekben több kisebb-nagyobb inverziót is. Ezek azáltal jönnek létre, hogy egyes szintekben leszálló légmozgások alakulnak ki, ami ott felmelegedést okoz.



31. ábra Hőmérsékleti inverziók típusai
Forrás: Péczely, 1978.

Korántsem ilyen erős, de szinte állandósult talajközeli inverziók alakulnak ki olyan tengerparti területeken, ahol hideg tengeráramlások haladnak a part mentén és alulról állandóan hűtik a levegőt (32. ábra). Legjellemzőbb példáit Dél-Amerikában Észak-Chile és Peru partvidékén, Észak-Amerikában a közép-kaliforniai partokon és Délnyugat-Afrika partjain tapasztalhatjuk.



32. ábra Tengeráramlások
 Forrás: <https://m.blog.hu/pa/pangea/image/m1dcf8b84.jpg>








6.1. Ellenőrző kérdések

1. Mi a különbség a stabil és instabil egyensúlyi helyzet között?
2. Mit jelent a száraz levegőre vonatkozó adiabatikus hőmérsékleti gradiens?
3. Hogyan határozzuk meg az adott légoszlop egyensúlyi állapotát?
4. Mikor beszélhetünk arról, hogy a légoszlop feltételesen instabil egyensúlyi állapotban van?
5. Melyek a hőmérsékleti inverziók típusai?

7. A sugárzás

7.1. A sugárzás fogalma

A földi légkörnek szinte egyedüli energia bevétele a Napból érkező elektromágneses sugárzás. Megfigyelhetjük, hogy a napra kitett tárgy felforrósodik. A napsugár a levegőn áthaladva eljut a tárgyig, s felmelegíti azt, úgy hogy közben a levegőre alig van hatással. A Napból a tárgyhoz eljutott energia az ún. sugárzási energia vagy sugárzás. Ez az energia elektromágneses hullám formájában terjed, s csak akkor alakul hőenergiává, amikor elnyeli egy tárgy. Mivel e hullámoknak egyaránt vannak elektromos és mágneses tulajdonságaik, ezért elektromágneses hullámoknak nevezzük őket. A 33. ábraán bemutatjuk néhány ismert elektromágneses sugárzás jellemző hullámhosszát (a hullámhossz definíció szerint két hullámhegy távolsága). Az ábráról leolvasható, hogy a hullámhosszak jelentős mértékben eltérnek egymástól, a legnagyobb és a legkisebb jellemző hullámhossz között 11 nagyságrend eltérés van. A sugárzási energia és a hullámhossz egymással fordítottan arányos, azaz minél kisebb a sugárzás hullámhossza, annál nagyobb az általa hordozott energia mennyisége. E hullámoknak nincs szükségük közegre tovaterjedésükhöz. Vákuumban (légüres térben) állandó (300 000 km/s) sebességgel haladnak, értelemszerűen ez a látható fény terjedési sebessége is.

sugárzás típusa	relatív hullámhossz	jellemző hullámhossz [m]	a fotonáram által szállított energia
rádióhullám		100	a hullámhossz csökkenésével növekszik ↓
televízióhullám		1	
mikrohullám		10^{-3}	
infravörös hullám		10^{-5}	
látható fény		$5 \cdot 10^{-7}$	
ultraibolya hullám		10^{-7}	
röntgen-sugárzás		10^{-9}	

33. ábra Az elektromágneses sugárzás típusai, s azok jellemző hullámhosszai
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

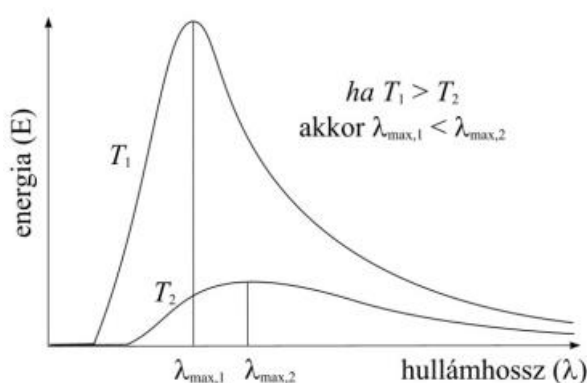
A Napból érkező sugárzást egymástól nagyon eltérő formákban érzékeljük: pl. látható fény, hőszugárzás vagy rádióhullámok. Mégis a sugárzás hullámhosszától függetlenül a légkörben lezajló folyamatok lényege közös: a légköri atomok és molekulák részére a sugárzási energia elnyelése, illetve kisugárzása biztosítja az átmenetet egy-egy magasabb, illetve alacsonyabb energiaállapot között. Mikor egy-egy részecske sugárzás révén energiát nyel el (abszorbeál), vagy energiát ad le (emittál), akkor az elektronok egy magasabb, illetve alacsonyabb energiaszintre ugranak.

7.2. A sugárzás főbb törvényei

Annak érdekében, hogy jobban megérthessük a Napból jövő sugárzás kölcsönhatását a légköri részecskékkel és a földfelszínnel, tekintsük át a sugárzás általános törvényszerűségeit, melyeket a fizikusok már az 1800-as évek végén, 1900-as évek elején felismertek. A vizsgált tárgy lehet bármi, egy szék, egy könyv, egy virág, egy csillag vagy a Föld, amennyiben hőmérséklete az abszolút nulla fok (-273 °C) felett van, energiát sugároz ki. Ezt a nagyon fontos állítást akár a nulladik sugárzási törvénynek is nevezhetjük. Azon nem csodálkozunk, hogy egy forró radiátor vagy a Nap energiát sugároz, de a fenti törvény értelmében azt is el kell fogadnunk, hogy a relatíve hűvös Föld bolygó vagy a sarki jégsapkák dermesztően hideg jégmezői is hőenergiát sugároznak. A sugárzástanban leggyakrabban az ún. abszolút hőmérsékleti skálát használjuk, melynek mértékegysége a kelvin ($0\text{ K} = -273\text{ °C}$, továbbá 1 K hőmérsékletváltozás megfelel 1 °C hőmérsékletváltozásnak).

További négy fontos törvényszerűség szabályozza a vákuumban zajló sugárzási viszonyokat, melyek egyben jól közelítik a Nap-légkör-Föld rendszer folyamatait is.

- I. Egy adott hőmérsékletű test által kisugárzott energia spektrumát (hullámhossz szerinti eloszlásfüggvényét) írja le a Planck törvény, azaz, hogy mely hullámhosszon mennyi energiát sugároz ki a test. Minden testre kiszámítható és megrajzolható egy ún. Planck függvény (34. ábra). Ha egy test T_1 hőmérséklete nagyobb egy másik test T_2 hőmérsékleténél, akkor a Planck függvények tulajdonságait az alábbiakban foglalhatjuk össze: (1) a teljes spektrumon (hullámhossz tartományon) kisugárzott energia mennyisége (melyet a görbe alatti terület reprezentál) annál nagyobb, minél nagyobb a sugárzó test hőmérséklete; (2) a maximális energia-kisugárzáshoz tartozó hullámhossz (λ_{\max}) annál nagyobb, minél kisebb a test hőmérséklete, azaz λ_{\max} fordítottan arányos a test hőmérsékletével.



34. ábra Planck függvények tulajdonságai
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

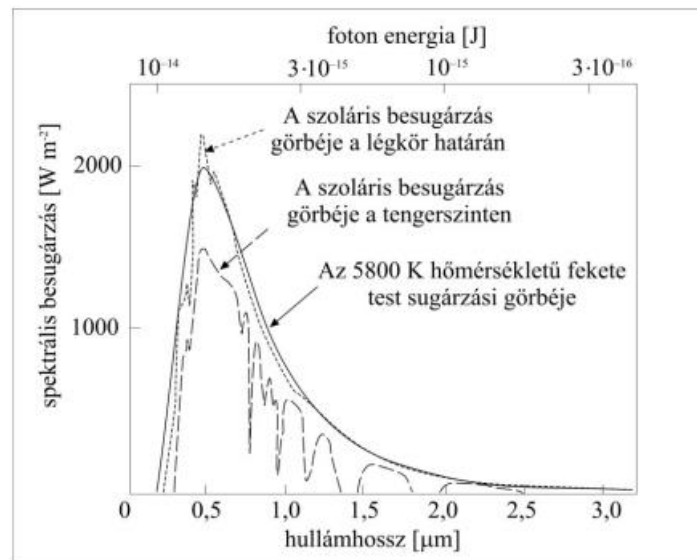
- II. A Kirchoff-törvény megállapítja, hogy a test által kibocsátott (emittált) és elnyelt (abszorbeált) energiák hányadosa nem függ az anyag minőségétől, viszont a jól elnyelő test egyben jó kisugárzó is, illetve a gyengén elnyelő test egyben gyengén kisugárzó.
- III. Az egyik legnagyobb jelentőségű sugárzási összefüggés a Stefan-Boltzmann törvény, mely alapján a teljes spektrumon kisugárzott összes energia mennyisége (E) az alábbiak szerint írható fel:
- $$E = \sigma_{SB} T^4 \text{ [W/m}^2\text{]},$$
- ahol σ_{SB} a Stefan-Boltzmann állandó, melynek értéke $\sigma_{SB} = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ [W/m}^2\text{K}^4\text{]}$ és T a sugárzó test hőmérséklete kelvin egységben. E törvény kimondja, hogy a test által kisugárzott teljes energia mennyisége csak a sugárzó test hőmérsékletétől függ, s annak negyedik (!) hatványával arányos.
- IV. Az utolsó a sugárzási összefüggések sorában a Wien-féle eltolódási törvény, mely szerint $\lambda_{max} = 2884/T \text{ [}\mu\text{m]}$.
- Ezen állítás azt jelenti, hogy a sugárzó test azon hullámhossza, melyen maximális energiával sugároz nagyon egyszerűen számítható, s e hullámhossz fordítottan arányos a test abszolút hőmérsékletével.

7.3. A Nap és a Föld sugárzási spektruma

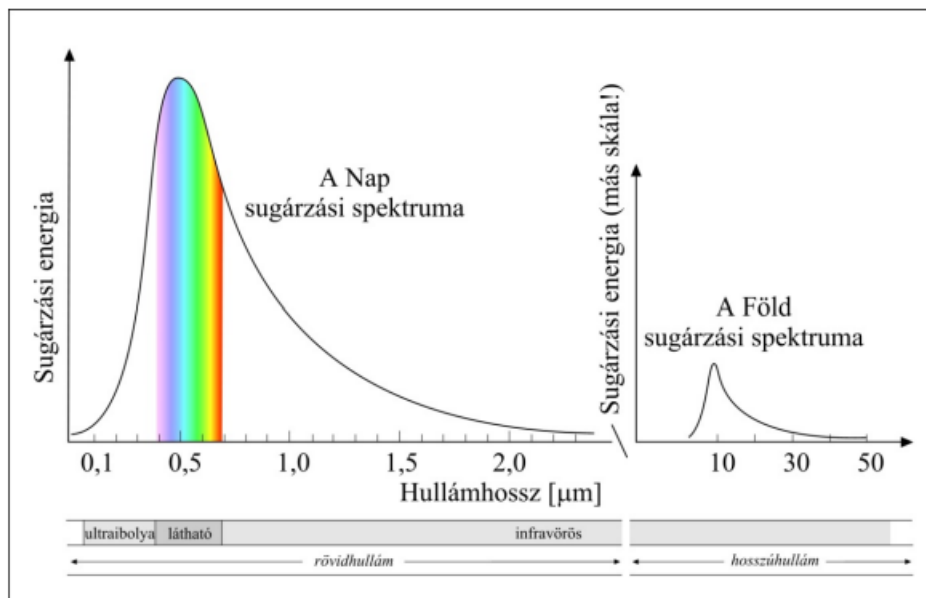
A földi légkör és felszín levegőfizikai, levegőkémiai és biológiai folyamatait tápláló energia 99,99%-a a Naptól érkezik elektromágneses sugárzás formájában. A többi, viszonylag kis mennyiségű (mindössze 0,01%) energia a Föld forrón izzó belsejéből származik. Ezért mondjuk, hogy a Naptól jövő energia vezérli a földi légkör és az óceánok mozgásrendszereit.

A 35. ábra folyamatos görbéje a Nappal közel azonos 5800 K hőmérsékletű fekete test Planck függvényét mutatja be, mellyel a Naptól kilépő sugárzás spektrumát kívántuk közelíteni. Az ábra pontozott és szaggatott görbéi a légkör felső határára, illetve a földfelszínre leérkező napsugárzás méréseken alapuló spektrális eloszlását mutatják. Az ábra alsó vízszintes tengelyén a hullámhosszat, felső vízszintes tengelyén az adott hullámhosszhoz tartozó foton energiát (J egységekben) tüntettük fel. Jól látható egyrészt, hogy a Nap számított és mért sugárzási spektruma jól megegyezik, másrészt, hogy a napsugárzás, áthaladva a földi légkörön komoly veszteségeket szenved. A veszteség mértékének a hullámhossztól való függését a két görbe közötti terület nagysága reprezentálja. A légköri részecskéknél más és más az ún. elnyelési sávja, amely hullámhosszon az áthaladó napsugárzás jelentős hányadát abszorbeálni tudják. A földfelszínre érkező sugárzás energiaspektrumában található

nagyobb abszorpciós sávokat főleg az oxigén (O₂), az ózon (O₃), a vízgőz (H₂O) és a szén-dioxid (CO₂) gázok okozzák.



35. ábra A Napból jövő sugárzás hullámhossz függése, s a részecskék ütközés révén történő energia leadása
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013



36. ábra A bejövő napsugárzás és a kimenő földsugárzás Planck függvényei, azaz a Nap és a Föld által kibocsátott sugárzási energia spektrális eloszlásának összehasonlítása
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Bármely test sugárzásának hullámhossz spektruma csak az energiát kibocsátó objektum hőmérsékletétől függ (Planck-törvény). A 36. ábra a bejövő napsugárzás, valamint a kimenő földsugárzás hullámhossz szerinti eloszlásgörbéjét, azaz spektrumát mutatja. Leolvasható, hogy

nagyon eltér egymástól a két sugárzási spektrum: a Nap nagyon magas hőmérséklete miatt a rövidhullámú (látható fény) tartományban sugároz 0,5 μm -es maximummal, míg a lényegesen alacsonyabb hőmérsékletű Föld a hosszúhullámú (infravörös) tartományban sugároz 10 μm -es maximummal.

A fentiek igazolására az előző szakaszban tárgyalt Wien-féle eltolódási törvény alkalmazásával is meghatározhatjuk a Nap és a Föld maximális energiával sugárzó hullámhosszait:

$$\lambda_{\text{max-NAP}} = 2884/5800 [\mu\text{m}] \approx 0,497 [\mu\text{m}] \approx 0,5 [\mu\text{m}].$$

$$\lambda_{\text{max-FÖLD}} = 2884/288 [\mu\text{m}] \approx 10,013 [\mu\text{m}] \approx 10 [\mu\text{m}]$$

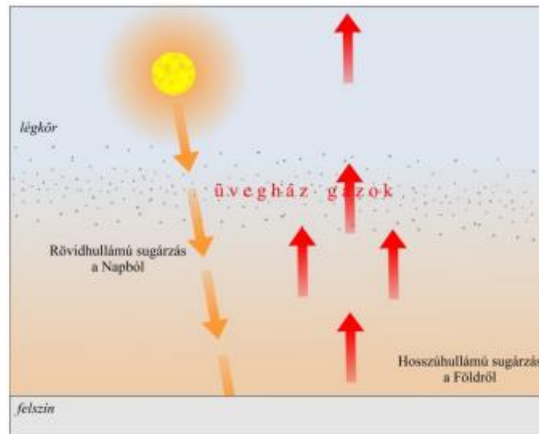
Mivel a Föld és a Nap energiaspektruma között alig van átfedés, s a légkört alkotó gázok elnyelési sávjai nem egyenletesen fedik le a sugárzási hullámhosszak tartományát, ezért a légkörben bárhol elfogott, bármilyen irányból jövő energianyáláb eredete (a hullámhossz ismeretében) elég nagy biztonsággal behatárolható.

7.4. A földfelszín kisugárzása, üvegházhatás

A légkörben lévő üvegházgázok az infravörös tartományba eső földfelszíni kisugárzást részben elnyelik, illetve visszasugározzák. Így mindössze a hosszúhullámú tartományba eső sugárzási energia 5%-a tud akadálymentesen a világűr felé távozni. A légköri gázoknak ezt a szelektív abszorpciós képességét, s a következményként jelentkező melegebb légkört nevezzük a légkör üvegházhatásának (37. ábra).

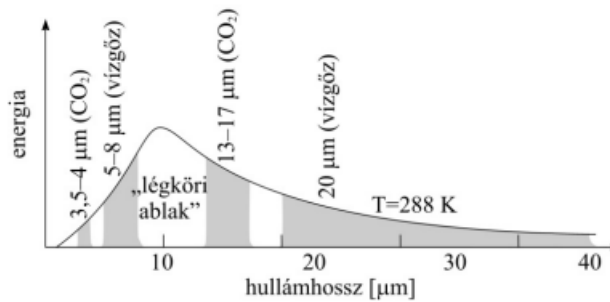
A légkör természetes üvegházhatása teszi lehetővé, hogy nem -18°C a Föld átlaghőmérséklete, hanem 15°C . Ebből a 33°C -os hőmérsékleti többletből rendre 21°C , 7°C , 2°C és 1°C -ért felelősek a légkör fontosabb üvegházhatású gázai: a vízgőz, a szén-dioxid, az ózon és a dinitrogén-oxid. A vízgőz és a szén-dioxid gáz fontosabb elnyelési sávjait a (38. ábra) mutatja be. A 10 μm -es hullámhossz környezetében található az ún. légköri ablak, ahol szinte akadálymentesen történhet a földi kisugárzás.

Az üvegházgázok légköri koncentrációja szignifikánsan megváltozott az elmúlt évszázadban, illetve néhány gáz esetében csupán az utolsó évtizedekben. Ez maga után vonja a légköri energiamérleg komponenseinek változását, az üvegházhatás fokozódását, mely a sokrétű visszacsatolási mechanizmusok egyidejű működése miatt nehezen modellezhető, s nehezen prognosztizálható folyamatláncolatokat eredményez.



37. ábra A légköri üvegházhatás. A Földfelszín hosszuhullámú kisugárzásának egy részét a légkör alkotóelemei (légköri gázok, aeroszol részecskék, felhők) elnyelik, majd egy részüket a felszín felé újra kisugározzva mintegy „visszatartják” a hőt

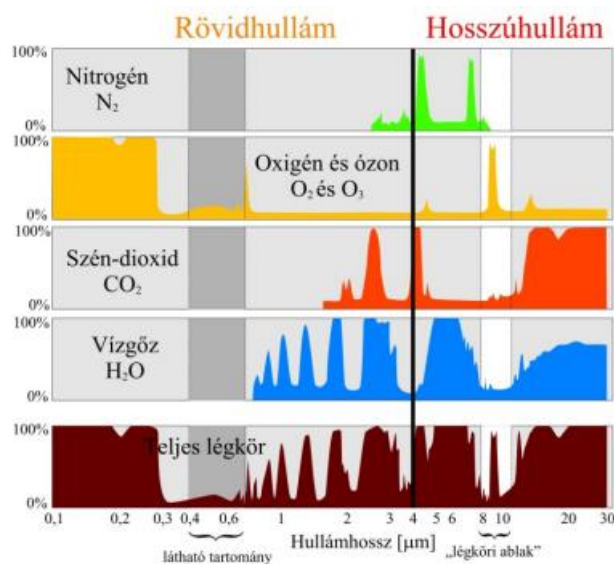
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013



38. ábra A Föld hosszuhullámú kisugárzásának Planck-függvénye. Jól láthatók a légköri üvegházhatás két legfontosabb elemének, a vízgőznek és a szén-dioxidnak a fontosabb elnyelési sávjai, melyeket a grafikonon szürkével jelöltünk.

Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Légkörünk jelentős szerepet játszik a sugárzási viszonyok, s ezáltal az energiamérleg kialakításában. A légkört alkotó gázok mind rövid-, mind hosszuhullámú tartományban jelentős elnyelési sávokkal rendelkeznek. A fontosabb légköri összetevők, valamint a teljes légkör elnyelési tartományait a 39. ábra foglalja össze.



39. ábra Fontosabb légköri alkotóelemek, valamint a teljes légkör sugárzás elnyelési tartományai rövid-, illetve hosszúhullámon
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

7.5. Ellenőrző kérdések

1. Mit értünk a sugárzás fogalma alatt?
2. Melyek a sugárzás főbb törvényei?
3. Milyen különbségek detektálhatók a Nap és a Föld sugárzási spektrumában?
4. Mi okozza a földfelszínre érkező sugárzás energiaspektrumában található abszorpciós sávokat?
5. Mi az üvegházhatás?

8. Kondenzációs folyamatok a légkörben

A Földön a víz különböző halmazállapotban, négy közegben (tározóban) fordul elő. Legnagyobb mennyiségben a Föld óceánjaiban és tengereiben található (5. táblázat). Ennél két nagyságrenddel kevesebb, de közel azonos a sarki és a magashegységi jégtakarók, valamint a folyók és tavak vízkészlete. Legkisebb mennyiségben víz a légkörben található. A táblázat utolsó oszlopában megadtuk az ún. tartózkodási időt is, amely az adott tározóban lévő víz tömegétől, valamint a tározóba történő be- és kijutás sebességétől függ. A tartózkodási idő az az átlagos időtartam, amelyet egy vízmolekula egy adott tározóban eltölt.

5. táblázat A földi vízkészlet legfontosabb tározói
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

tározó	víztömeg [kg]	a teljes víztömeghez viszonyított arány [%]	tartózkodási idő
óceánok, tengerek	$1338,1 \cdot 10^6$	96,56	3050 év
szárazföldi vizek	$23,6 \cdot 10^6$	1,70	220 év
jégtakaró	$24,6 \cdot 10^6$	1,73	12000 év
légkör	$1,3 \cdot 10^4$	<0,01	10 nap

A teljes légköri vízkészlet 99%-a a légkör alsó részében a troposzférában foglal helyet. A víz légkörünkben állandó fázisátalakulásban van, e halmazállapot-változások leglátványosabb és gyakorlati szempontból is egyik leglényegesebb mozzanata az, amikor gázfázisból cseppfolyós – vagy közvetlenül szilárd halmazállapotba való átmenet következik be. Ezt a jelenséget kondenzációnak vagy kicsapódásnak nevezzük. A levegőben lévő vízgőz kondenzációja kétféle módon megy végbe:

- felületen,
- térfogaton belül.

A felületi kondenzáció során a kicsapódás a levegővel közvetlenül érintkező testek (pl. talajfelszín, növények, épületek, elektromos vezetékek) felszínén történik. Így keletkezik a cseppfolyós halmazállapotú harmat, a szilárd halmazállapotú dér és zúzmara.

A térfogaton belüli kicsapódás alkalmával nagyobb kiterjedésű levegőtömegben egyszerre igen sok apró vízcsepp vagy jégkristály válik ki. A tömegükben láthatóvá váló vízcseppecskék vagy jégkristályok az addig átlátszó levegőt elhomályosítják, köd, illetve felhő keletkezik. A két jelenség között fizikai értelemben vett különbség nincsen, ködről akkor beszélünk, ha térfogaton belüli kicsapódás a talaj közeli légrétegben következik be. Felhőnek (ködnek) nevezzük a légkörnek olyan összefüggő részét, amelyben igen kis vízcseppek vagy jégkristályok annyira nagy számban lebegnek, hogy a fény útjában akadályt jelentenek.

8.1. A légköri vízgőz kondenzációjával kapcsolatos fizikai alapismeretek

Ahhoz, hogy a levegőben a vízgőz kondenzációja megkezdődjék, mindenekelőtt túltelítettség bekövetkezésére van szükség. Túltelítettség akkor áll elő, ha a levegő hőmérséklete a harmatpont alá süllyed, tehát ha alacsonyabbá válik, mint az a hőmérséklet, amelynek telítettségi gőznyomása megegyezik a tényleges gőznyomással.

A telítettségi gőznyomás hőmérsékletfüggő. A gőznyomás hőmérséklet-emelkedéssel történő exponenciális növekedésének fizikai oka az, hogy magasabb hőmérsékleten a molekulák hőmozgása intenzívebb, a folyadéktér és gőztér közötti anyagforgalom nagyobb.

A felhők vízcseppecskéi különböző ásványi anyagokat tartalmaznak feloldva. Raoult-törvénye szerint vizes oldatok fölött kisebb a telítettségi gőznyomás, mint tiszta víz fölött. A telítettségi gőznyomás csökkenése arányos az oldat töménységével.

A másik fontos tény az, hogy a telítettségi gőznyomás a víz- vagy jégfelszín alakjától is függ. A felhőkben a kicsapódott víz nem sík felszínt képez, hanem apró vízgömböcskék vagy gömbfelszínnel közelíthető jégzemecskék formájában van jelen. Az erősen görbült folyadékfelszínekre vonatkozó telítettségi gőznyomás számottevően eltér a sík vízfelszínre vonatkozó értéktől. Elméleti számításokkal kimutatták, hogy gömb alakú vízcseppekre a görbült felülettel kapcsolatos felületi feszültség miatt a telítettségi gőznyomás nagyobb, mint ugyanolyan hőmérsékletnél a sík vízfelszínre, és pedig minél kisebb a csepp sugara, a reá vonatkozó telítettségi gőznyomás annál nagyobb.

Laboratóriumi kísérletekkel bebizonyították, hogy tökéletesen tiszta levegőben a kondenzációs vízcseppek csak nagyon nagy, mintegy hatszoros túltelítettség esetén jelennek meg. Ilyen mértékű túltelítettség a légkörben sohasem fordulhat elő. Az első cseppek vagy első jégkristályok megjelenése tehát magyarázatot kíván.

Létrejöttükhöz a légkörben lebegő aeroszol részecskékre, az úgynevezett kondenzációs magvakra van szükség. A kondenzációs magvak anyagukat tekintve leggyakrabban ammónium-szulfátot ((NH₄)₂SO₄) vagy sót (NaCl) tartalmazó, vízben oldódó részecskék. Az előbbiek mind a kontinensek mind az óceánok feletti, míg az utóbbiak inkább csak az óceánok feletti légtömegekben találhatóak. Az ammónium-szulfát a szárazföldek felett a légkörben található kén-dioxidból (SO₂) és ammóniából (NH₃), az óceánok és a tengerek felett pedig a vízfelszínen lebegő növények által termelt dimetil-szulfidból képződik. A sórészecskék a hullámzás során a légkörbe jutó apró vízcseppecskék elpárolgását követően kerülnek a légkörbe. A szárazföldek fölött a kondenzációs magvak koncentrációja 500 és 1000 db/cm³ között változik, az óceánok felett a koncentráció értéke alacsonyabb, legfeljebb néhányszor 100 db/cm³. Ennek az a következménye, hogy a szárazföld felett

nagyobb koncentrációban, kisebb vízcseppecskék alakulnak ki, míg az óceánok felett a vízcseppecskék koncentrációja kisebb, de méretük nagyobb.

A kondenzációs magvak fizikai és kémiai hatása tehát egyaránt oda irányul, hogy csökkentik a cseppekre vonatkozó telítettségi gőznyomást és ezáltal lehetővé teszik a kicsapódási folyamat megindulását már egészen kicsiny mértékű (általában 1%-nál kisebb), a légkörben előforduló túltelítettség esetén is.

8.2. A felhőképződés fizikai folyamata

A felhők vagy vízcseppekből vagy jégkristályokból állnak, de igen sok felhő egyaránt tartalmaz vízcseppeket és jégkristályokat is. Az utóbbiak a vegyes halmazállapotú felhők. A felhők alkotórészeit felhőelemeknek nevezzük, s mint láttuk, ezek a felhőelemek a kondenzációs magvakra települnek. Ezeket a felhőelemeket képező aktív magvakat ezért kondenzációs csíráknak is nevezik.

Tekintsünk egy hűlésben lévő légtér fogatot. Miután a kondenzációs magvak különböző méretűek és oldódóképességűek, a kicsapódás először csak azokon a magvakon indul meg, amelyek már igen alacsony túltelítettségen aktivizálódnak (nagyobb méretűek, jó oldódóképességűek). További hűlés esetén a túltelítettség mértéke növekszik, és egyre újabb magvak válnak kondenzációs csírává (fokozatosan a kisebbek vagy kevésbé jó oldódóképességűek is). A vizsgált légtér fogatban lévő vízgőz azonban a kondenzáció során lassan elhasználódik és emiatt a túltelítettség bizonyos idő múlva csökkenni kezd. A keletkezett felhőelemek nagysága és térfogategységben lévő száma (koncentrációja) nyilván attól függ majd, hogy a hűlési folyamat során bekövetkezett maximális túltelítettséig hány kondenzációs mag tud aktivizálódni. Ha az adott maximális túltelítettségi határon belül sok ilyen kondenzációs csíra képzésére megfelelő mag található, akkor sok, de viszonylag kicsiny felhőcsepp keletkezik, ha viszont a megfelelő kondenzációs magvak száma kisebb, kevesebb számú, de nagyobb felhőcsepp jön létre.

A felhők egy jelentős részét jégkristályok alkotják. A légkörben szilárd fázisú víz két alapvető módon keletkezhet. Az egyik mód megfelelő szilárd részecskéken, úgynevezett jégmagvakon történő közvetlen gőzdepozíció (fordított szublimáció) végbemenetele.

A légköri jég részecskék keletkezésének másik útja a felhőkben lebegő túlhűlt vízcseppek kifagyása. A kifagyás történhet oly módon, hogy a kifagyást előidéző részecske már a kondenzációs folyamatnál a vízcseppbe kerül, de úgy is, hogy jégmag vagy jégkristály ütközik utólag a túlhűlt csepphez. A túlhűlt vízcseppek fagyási hőmérséklete a csepp nagyságának függvénye: minél kisebbek a cseppek, annál alacsonyabb hőmérsékleten fagynak meg. Ennek oka az, hogy a nagyobb cseppben nagyobb valószínűséggel található aktív jégmagvak, és nagyobb felületük miatt nagyobb valószínűséggel ütköznek ilyen magvakkal vagy jégkristállyal.

A légköri szennyeződések között viszonylag kevés olyan anyag van, amely jégmagként működik, ezért a túlhűlt felhőcseppek kifagyása eléggé lassan végbemenő folyamat.

A felhőkben annak ellenére, hogy többségük olyan magasságú szintekben foglal helyet, ahol a hőmérséklet $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál alacsonyabb, a felhőelemek nagy része cseppfolyós halmazállapotú túlhűlt vízből áll. A vizsgálatok azt bizonyították, hogy a felhőkben $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál magasabb hőmérsékleten szinte kizárólag cseppfolyós halmazállapotú felhőelemek vannak, $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ között már megjelennek a szilárd halmazállapotú felhőelemek is, de a felhő nagy része még mindig túlhűlt vízcseppekből áll, s csak $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ alatti hőmérsékleten válnak a jégkristályok a felhők kizárólagos alkotó elemévé. Azokat a felhőket, amelyekben a hőmérséklet $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál magasabb, tehát bennük sem jég, sem túlhűlt víz nem fordulhat elő meleg felhőknek, azokat pedig, amelyekben a víz és szilárd fázisa és a jég egyaránt jelen vannak, vegyes halmazállapotú felhőknek nevezzük.

8.3. A felhőképződés meteorológiai feltételei

Túltelítettség két úton, párolgással és a levegő lehűlésével következhet be. Párolgással túltelítettség csak akkor keletkezhet, ha a párolgó vízfelszín hőmérséklete magasabb, mint a vele érintkező levegőé. Ez a folyamat a környező levegőnél melegebb tengerek, tavak, folyók, mocsarak fölötti ködképződés előidézője. A hőmérsékleti feltételek elsősorban az őszi-téli hónapokban kedveznek e ködképződéseknek. A levegő lehűlése a következő módokon mehet végbe:

- a) érintkezés,
- b) kisugárzás,
- c) keveredés,
- d) adiabatikus folyamatok.

Érintkezés által hűl le a levegő akkor, ha nálánál hidegebb felszín fölé jut. Ezt a jelenséget tapasztaljuk olyankor, amikor fagyos talaj vagy hótakaró fölé enyhébb levegőtömegek áramlanak. A lehűlésnek ez a módja áramlási ködöt eredményez.

A felszíni kisugárzás következtében a lehűlt talaj fölötti levegő is lehűl a talajjal való érintkezés következtében, de a levegőt saját kisugárzása is lehűtheti harmatpontja alá. A lehűlt, általában vékony légrétegben létrejövő kondenzáció során keletkezik a kisugárzási köd. E ködök fellépése legvalószínűbb éjszaka és reggel, a délelőtti órákban általában feloszlanak.

Keveredés folytán akkor következik be kondenzáció, ha két különböző hőmérsékletű, de a telítettségi állapothoz közeli vízgőztartalmú levegőtömeg keveredik össze. A keverék hőmérséklete magasabb lesz, mint a hidegebb levegő tömeggé, s így benne a túltelítettség biztosított. A túltelítettség ez esetben keveredési ködöt hoz létre. Keveredési köd leggyakrabban tengerparti területeken keletkezik.

A levegő lehűlésének leghatékonyabb módja az adiabatikus kiterjedés, és a tulajdonképpeni felhők e folyamat révén jönnek létre, mivel nagy tömegű levegőtestek jelentékeny lehűlése a levegő felemelkedéséhez kapcsolódik. A legnagyobb kiterjedésű és vastagságú felhőtömegek leginkább a frontális emelkedések során alakulnak ki.

8.4. Felhőfajták

A felhőket alakjuk és szerkezetük szerint két csoportba sorolhatjuk:

1. réteges felhők,
2. gomolyos felhők.

A felhők magasságát a felhő alsó felületének, azaz a felhőalapnak a magassága szerint osztályozzuk. Ily módon 3 csoportot különítünk el:

1. alacsony szintű felhők: a talajfelszín és 2 km között,
2. közép magas szintű felhők: 2-6 km között,
3. magas szintű felhők: 6 km fölött.

Az alacsony szintű felhők túlnyomórészt vízcseppekből állnak, a közép magas szintűek nagy része vegyes halmazállapotú, míg a magas szintű felhők kizárólag csak jégkristályokat tartalmaznak.

Megkülönböztetünk még egy felhőcsoportot, ebbe azok a felhők tartoznak, amelyeket alapjuk magassága szerint az alacsony szintű felhők közé lehetne sorolni, de vastagságuk olyan nagy, hogy a felhő teteje már belenyúlik a közép magas, sőt gyakran a magas szintű felhők tartományába. Ezek a függőleges felépítésű felhők, megjelenésük arra utal, hogy különösen erős és nagy magasságig terjedő feláramlás van a légkörben. Csapadékképződés szempontjából ezek a leghatékonyabbak.

A felsorolt osztályozási elvek alapján a következő fő felhőfajtákat különböztetjük meg:

1. Stratus (St)

- Szürkés, jellegtelen
- Egyenletes alap, homogén
- Télen gyakoribb
- Kis vízcseppek
- Szitálás, szemcsés hó
- Főleg ősszel, télen



2. Stratocumulus (Sc)

- Szürke vagy fehéres
- párnákból vagy hengerekből épül fel
- Vízcseppekből
- Eső, hó, dara
- átalakulhat: St vagy Cu



3. Altostratus (As)

- Szürkés, vagy kékes
- Függőleges kiterjedése is jelentős lehet
- Rostos, vagy egyenletes szerkezetű
- Vegyes halmazállapotú
- eső, hó, dara



4. Altocumulus (Ac)

- Fehér, szürke
- apró vízcseppek
- Csapadékot nem ad



5. Cirrosatratatus (Cs)

- Áttetsző, fehéres
- Rostos, fonalas vagy sima
- Jégkristályok
- Csapadékot nem ad



6. Cirrocumulus (Cc)

- Fehér
- Jégkristályokból
- Csapadékot nem ad



7. Cirrus (Ci)

- Fehér, áttetsző
- Szálas, rostos, szalagos
- Jégkristályokból
- Csapadékot nem ad



8. Cumulus (Cu)

- Fehér felső, sötét alsó rész
- Főleg vízcseppekből
- Konvektív felhő
- zápor, hózápor



9. Cumulonimbus (Cb)

- Vastag, sűrű
- Igen sötét alap
- Vízcseppek és jégkristályok
- Heves vertikális áramlások
- Zápor + villámlás, dörgés és jégeső



10. Nimbostratus (Ns)

- Sötétszürke, vastag
- Éles alap nélkül
- Vegyes halmazállapotú
- Egyenletes eső, hó, vagy dara



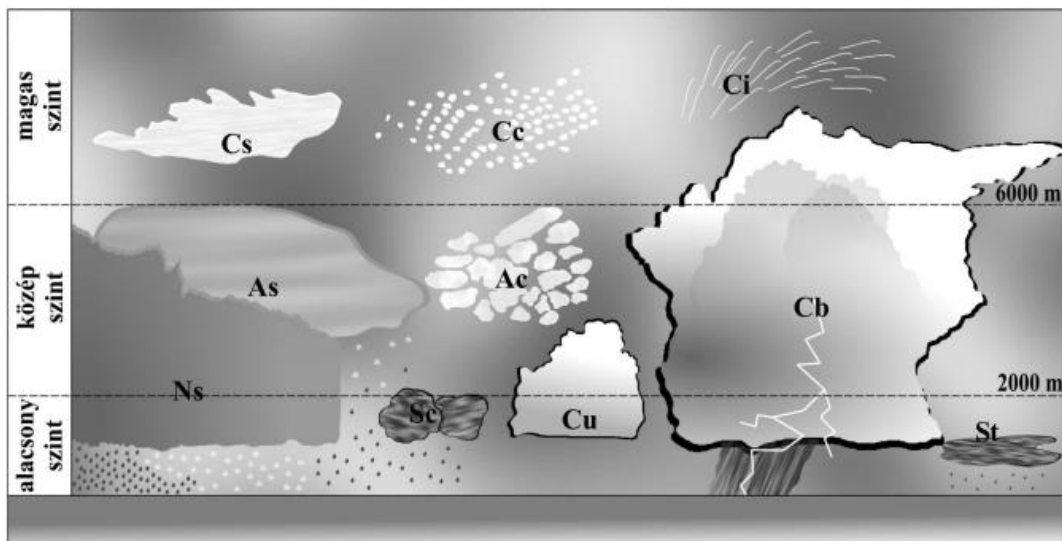
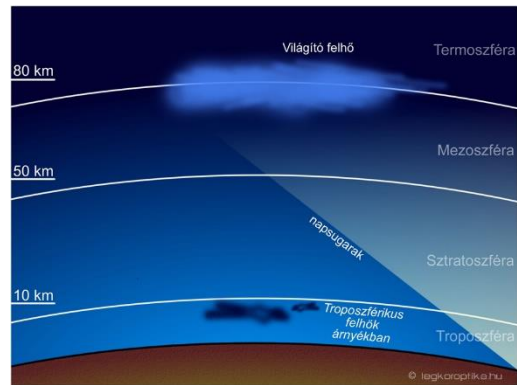
Kondenzcsík

- Mesterséges – égéstermékéből származó kondenzációs magvakon jön létre
- Magas szintű, pehelyfelhő



Éjszakai világító felhők

- 80-100 km-es magasságban
- Kékes árnyalat
- Napfelkelte előtt, vagy után 1 órával
- Főleg nyáron
- 50. és a 65. szélességi kör között



40. ábra A felhők osztályozása, a felhőtípusok
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

8.5. Csapadékképződés

A csapadék a légkör vízgőztartalmából származó folyékony vagy szilárd halmazállapotú víz, amely a földfelszínre kerül. A csapadék fogalma kétféle jelenséget foglal magában. Az egyik fajta csapadékképződés abban áll, hogy viszonylag kis mennyiségű cseppfolyós vagy szilárd fázisú víz közvetlenül a földfelszínen válik ki a levegőből (harmat, dér, zúzmara). A másik fajta csapadékképződés során a légkör magasabb rétegeiben a troposzféra belsejében kondenzálódott gyakran igen jelentékeny mennyiségű víz hull le a földfelszínre. A kétféle módon létrejött csapadékot elnevezéssel is megkülönböztetjük: az előbbi a felszíni vagy mikrocsapadék, az utóbbi pedig a hulló vagy makrocsapadék.

A mikrocsapadékok aránylag egyszerű keletkezési módjával szemben a hulló csapadékok létrejötte igen bonyolult fizikai folyamatok eredménye. A felhőelemek méretük kicsinsége miatt nem

képesek arra, hogy kihulljanak a felhőből. Szükséges tehát, hogy a kicsiny felhőelemek kellő nagyságúra növekedjenek, hogy esési sebességük elegendő nagy legyen a felhő alatti térben lévő felszálló légmozgások hatásának legyőzésére. A csapadékképződés alapvető problémája tehát annak megmagyarázása, hogy milyen fizikai folyamatok idézik elő a kicsiny méretű felhőelemek egy részének igen nagyfokú növekedését.

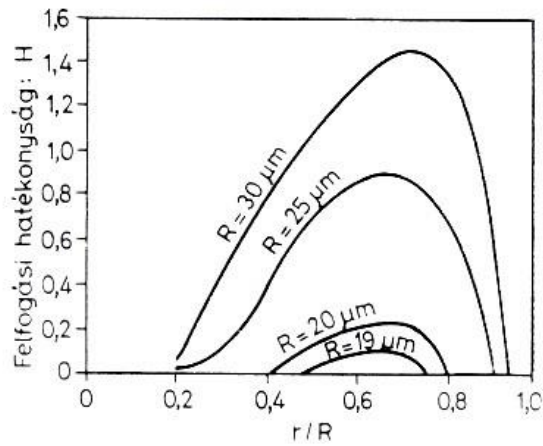
Vizsgáljuk meg először a kizárólag vízcseppecskékből álló meleg felhőket. Aktivizálódott kondenzációs magvakon keletkezett cseppek először kondenzációval növekednek tovább, ez a folyamat azonban elméleti számítások szerint nem eredményezhet olyan nagyságú vízcseppet, amely képes lenne a felhőteret elhagyni. Az intenzív növekedés a kondenzációval keletkezett cseppek összefolyása révén megy végbe. Ezt a folyamatot koagulációnak nevezik. A koaguláció alapvető oka, hogy a különböző nagyságú cseppecskék különböző esési sebességgel rendelkeznek. Így a gyorsabban hulló nagyobb cseppek a felhőtéren belüli esésük folyamán utoléri a kisebbeket (illetve emelkedő légmozgás esetén megfordítva), és azok egy részét elfogják. Az elfogott cseppek számának és a felhőtér fogatban lévő cseppek koncentrációjának az arányát felfogási hatékonyságnak (H) nevezzük.

Adott felfogási hatékonyság és víztartalom esetén a nagy csepp növekedési sebességét a cseppek esési sebességének (méretének) különbsége szabja meg (41. ábra). Ha a két csepp mérete (esési sebessége) hasonló ($r \approx R$) $\Rightarrow dR/dt = 0$.

A felfogási hatékonyság függvénye a cseppek méretbeli különbségének: a kis cseppek kicsiny tehetetlenségük miatt megkerülik a náluk jóval nagyobb cseppet, ezért koaguláció nem jön létre. A felfogási hatékonyság függ továbbá a gyűjtőcsepp méretétől is (kis cseppek elfogásának valószínűsége nagy gyűjtőcsepp esetén nagyobb).

A fenti kapcsolatrendszer következményei:

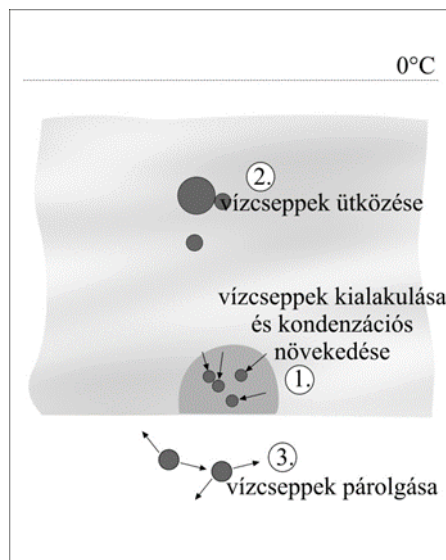
- $R_{\min} = 18 \mu\text{m}$; ennél kisebb sugarú csepp koagulációs növekedésének valószínűsége = 0;
- Minden R gyűjtőcsepp sugárhoz megadható a r/R arány olyan alsó és felső határa, amelyen belül a kisebb cseppek elfogása megtörténhet. Az alsó határ fizikai oka: a kicsiny cseppek eltérülése (ha $r \ll R \Rightarrow$ nincs koaguláció). A felső határ fizikai oka: a közel azonos r és R sugárméret (ha $r \approx R \Rightarrow$ nincs koaguláció). Olyan felhőkben, amelyekben a felhőcseppek mérete szélesebb spektrumon oszlik meg, nagyobb valószínűséggel keletkeznek csapadékelemek.
- A koagulációs folyamat maximális intenzitása $0,65 < r/R < 0,75$ arányszámnál tapasztalható.
- Nagy cseppek esetén a felfogási hatékonyság maximális értéke 1-nél nagyobb is lehet, melynek oka, hogy a gyorsabban hulló nagy cseppek környezetében keletkező örvénylések oldalról, nagyobb távolságból is kis cseppet sodorhatnak a nagy csepphez.



41. ábra A felfogási hatékonyság r/R függvényében
 Forrás: Péczely, 1978.

Csapadékképződés meleg felhőkben

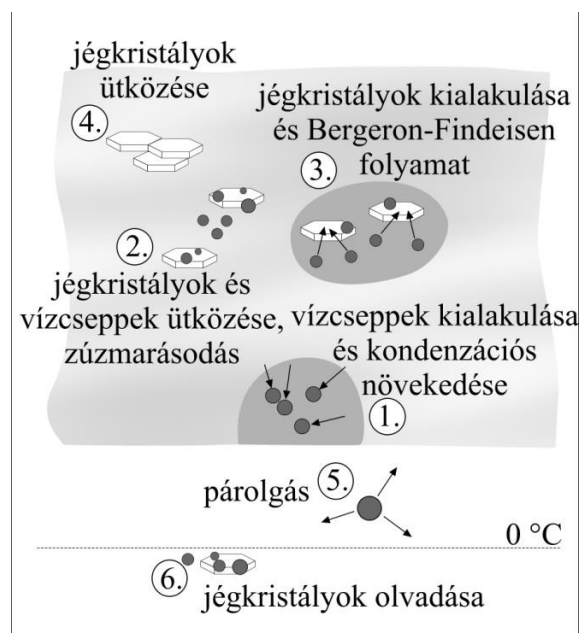
Ha a felhő teljes egészében a 0 °C-os hőmérsékleti szint alatt van (42. ábra), akkor a fent említett folyamatok közül többnyire csak a vízgőz kondenzációja játszódik le (1-gyel jelölt folyamat). Amennyiben a felhő elég hosszú élettartamú, és a levegő feláramlási sebessége meghaladja az 1–2 m/s-ot, akkor az ütközések következtében néhány nagyobb, 100 μm-es vízcsepp is kialakulhat (2). A felhőből kieső vízcseppek mérete a párolgás (3) miatt csökken, sokszor még a talajraérés előtt teljesen el is párolognak.



42. ábra Csapadékképződés meleg felhőben
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Csapadékképződés vegyes halmazállapotú felhőkben

Ha a felhő teljes egészében a negatív hőmérsékleti tartományban van (43. ábra), akkor a víz mind a három halmazállapotban megtalálható lesz benne. A vízcseppek mellett a depozíciós magvakon kialakult jégkristályok is megjelennek. A Bergeron–Findeisen folyamat (3-mal jelölt folyamat) és a jégkristályok zúzmarásodása (2) hatékonyabb csapadékképződést tesz lehetővé. Ha a hőmérséklet a felhőben a fagyponthoz közeli, akkor az egymással ütköző jégkristályok összetapadhatnak (4), azaz jégkristály-aggregátok jönnek létre. A nagyobb csapadékelemek kialakulásának határt szab, hogy a rétegfelhőben a vízcseppek csak kis mennyiségben vannak jelen (1 kg levegőben mindössze 1–2 g víz van), és a levegő feláramlási sebessége is kisebb, mint 1 m/s. Így a 100 µm-nél nagyobb csapadékelemeket (esőcsepp, hókristály, jég szem) a levegő nem tudja fenntartani, és kiesnek a felhőből. Ha a talajon a hőmérséklet 0 °C-nál nagyobb, a lefelé eső jégkristályok részben vagy teljesen megolvadnak, mielőtt elérnék a felszínt (6). A felhőalap alatt a vízcseppek és a jégkristályok mérete párolgás, illetve szublimáció következtében csökken (5).



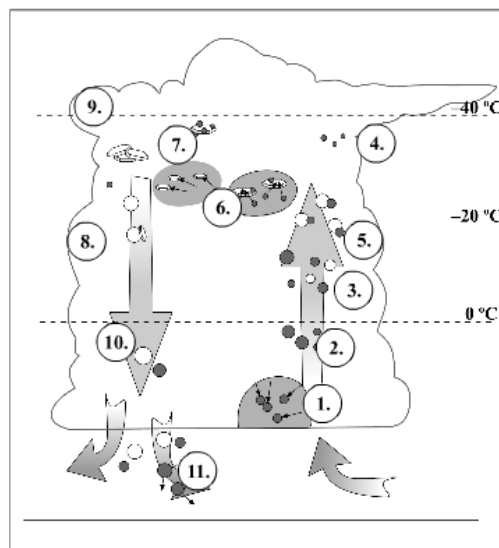
43. ábra Csapadékképződés vegyes halmazállapotú felhőben
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Csapadékképződés zivatarfelhőkben

A felhőképződés (44. ábra) az apró vízcseppek kialakulásával kezdődik (1). Ezek a vízcseppek csak kondenzációval növekednek, amíg el nem érik a kb. 20 µm-es méretet. Az ennél nagyobb vízcseppekből – az ütközéses növekedés következtében (2) – még nagyobb vízcseppek, esőcseppek alakulnak ki. A

fölfelé áramló levegővel együtt emelkedő vízcseppek a 0 °C-os hőmérsékleti szint fölé érve kezdenek megfagyni (3). A vízcseppek fagyása nem egyszerre megy végbe, a nagyobb vízcseppek előbb, a kisebbek később fagynak meg. A legkisebb vízcseppek csak a (–35) – (–40) °C-os hőmérsékleti tartományban fagynak meg (4). A megfagyott – 100 µm-nél nagyobb – vízcseppeket jég szemkezdeményeknek nevezzük. Ezek a jég szemkezdemények a vízcseppekkel ütközve igen gyorsan növekednek (5), negyedóra alatt akár néhány centiméteresre is megnőhetnek.

A jég szemek kialakulásának van egy másik lehetséges útja is. Amint a felhő teteje a (–15) – (–20) °C-os hőmérsékleti szint fölé emelkedik, jégkristályok alakulnak ki a vízgőznek a depozíciós magvakra történő kicsapódása révén. Mivel ebben a hőmérsékleti tartományban még viszonylag nagy koncentrációban található apró vízcseppek, ezért a Bergeron–Findeisen folyamat következtében a jégkristályok gyors növekedésnek indulnak (6). A 100 µm-nél nagyobb jégkristályok már hatékonyan gyűjtik össze az apró vízcseppeket (7). Az is előfordul, hogy ezek a jégkristályok túlhűlt esőcseppekkel ütköznek, és azok azonnali megfagyását váltják ki (8). A zúsmarásodott jégkristályok egymással való ütközése is jég szemkezdemények kialakulásához vezet (9). A pozitív hőmérsékleti zónába kerülő jég szemek olvadni kezdenek, a felületükről lesodródó vízből esőcseppek alakulnak ki (10). A felhőből kieső esőcseppek mérete is csökken a párolgás következtében (11). Mivel mind az oladás, mind a párolgás hőelvonással jár, ezek a folyamatok erősítik a leáramlást. A felszín elérve a levegő szétáramlik, amit erős szél formájában észlelhetünk. Ezt a szelet a zivatarfelhő kifutó szelének nevezzük. Heves zivatarok esetén a kifutó szél sebessége elérheti a 100 km/h-t is.



44. ábra Csapadékképződés zivatarfelhőben. 1.: Kis cseppek képződése kondenzáció révén, 2.: Cseppek növekedése ütközések által, 3.: Nagyobb cseppek fagyása, jég szemkezdemények kialakulása, 4.: Kis vízcseppek fagyása, 5.: Jég szemkezdemények és cseppek ütközése, 6.: Jégkristály képződés és Bergeron–Findeisen folyamat, 7.: Vízcseppek fagyása jégkristályokra, 8.: Jégkristályok és túlhűlt vízcseppek ütközése, 9.: Jégkristályok egymással ütköznek, 10.: Jég szemek oladásából esőcsepp képződik, 11.: Esőcseppek mérete csökken a párolgás miatt.

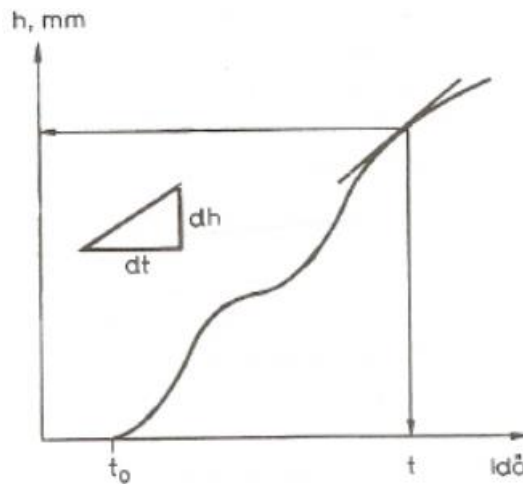
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

8.6. A csapadék mennyiségi jellemzői, csapadékfajták

A csapadékmennyiség az a szám, amely megmutatja, hogy valamely t időtartam során a vízszintes sík 1 m^2 -ére mikrocsepdek kiválásából, vagy csapadékhullásból hány liter vízmennyiség jutott. A csapadékmennyiség egysége:

$$\frac{10^{-3} \text{ m}^3}{\text{m}^2} = 10^{-3} \text{ m} = \text{mm}$$

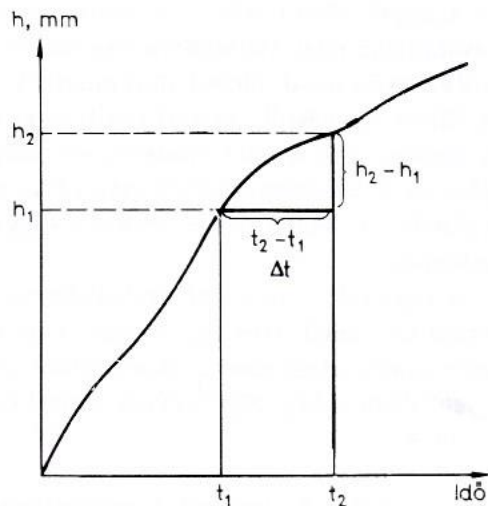
Csapadék intenzitás: Jelölje a $h = f(t)$ monoton növekvő függvény a csapadékhullás t_0 kezdetétől lehullott csapadék h mennyiségét. Ekkor az i pillanatnyi intenzitás a $(h; t)$ pontban a függvénygörbéhez húzott érintő iránytangense (45. ábra).



45. ábra A csapadékintenzitás értelmezése
Forrás: Péczely, 1978.

A valóságban általában nem tudjuk megadni a csapadékfüggvény képletét, ezért a differenciáhányadosok helyett a csapadék adatokból közvetlenül kiszámítható differenciahányadosokat (átlagos intenzitásokat) veszünk figyelembe (46. ábra):

$$i = \frac{h_2 - h_1}{t_2 - t_1}$$



46. ábra A csapadékintenzitás meghatározása
 Forrás: Péczely, 1978.

A következőkben a hulló csapadékok fajtáit tekintjük át.

Szitálás

A szitálás egyenletesen hulló, apró, 0,5 mm-nél kisebb vízcseppekből álló csapadék. Zárt rétegfelhőzetből (Stratus, Altostratus) esik, jelentéktelen mennyiségű csapadékot ad. Gyakran előfordul, hogy a felhőből kieső vízcseppek elpárolognak még mielőtt a talajt elérnék. Ezt a jelenséget virgának hívják.

Eső

Az eső 0,5 mm-nél nagyobb vízcseppekből áll. Általában réteges esőfelhőből (Nimbostratus-ból) hullik. A csapadékintenzitás hosszú időn keresztül egyenletes, értéke 1–4 mm/h között változik.

Havazás

E szilárd halmazállapotú csapadék rendszerint Nimbostratus felhőzetből hullik. A kialakulás mechanizmusától függően a csapadékrészecskék formája igen változatos lehet. Alacsony hőmérsékleten, amikor a vízcseppekkel való ütközés valószínűsége kicsi, a kristályok megőrzik a kialakulásukkor felvett szabályos hatszögletű formát. Magasabb hőmérsékleten az erős zúzmárosodás miatt a szabályos hatszögletű kristálystruktúra már nehezebben ismerhető fel. A talajon kialakuló hótakaró laza szerkezetű, a hókristályok között több-kevesebb levegő található. Ez az oka a hótakaró

jó hőszigetelő képességének. Mivel a frissen hullott, nem olvadó hóréteg átlagos sűrűsége 100 kg/m^3 körül van, ezért 1 cm-es vastagságú hótakaró kb. 1 mm-nyi csapadéknak felel meg.

Záporos csapadék

Záporos csapadék gomolyos szerkezetű, erősen fejlett Cumulus felhőkből vagy zivatarfelhőkből (Cumulonimbus) hullik. A csapadék halmazállapota alapján megkülönböztetünk vízcseppekből vagy hókristályokból álló záport. Mivel ezekben a felhőkben a levegő feláramlási sebessége nagy, a belőlük kihulló esőcseppek mérete elérheti az elméletileg lehetséges legnagyobb, 6–8 mm-t. A záporos csapadék intenzitása időben és térben igen erősen változhat (1–100 mm/h). Zivatarfelhőből rövid idő alatt akár 20–30 mm eső is hullhat, de mértek már ennél jóval nagyobb értéket is.

Havas eső

Havas eső akkor keletkezik, amikor a talaj felett lévő pozitív hőmérsékletű levegőben a felhőből kihulló hókristályok, hópelyhek részben elolvadnak. A csapadék intenzitása lehet egyenletes, de lehet zápor jellegű is.

Hódara

Erősen zúzmarásodott jégkristályok ütközése következtében hódara alakul ki, ami a jégkristályok közötti levegőbuborékok miatt átlátszatlan. A részecskék mérete 2 és 5 mm között változik, alakjuk lehet gömb vagy kúpos. A hódara általában téli csapadék, mivel kialakulásának feltétele, hogy a felhő nagy részében a hőmérséklet jóval fagypontra alacsony legyen.

Jégdara

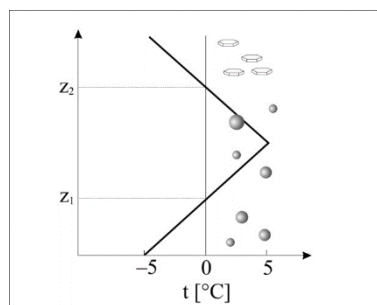
A jégdara szilárd halmazállapotú csapadék. Méretét tekintve hasonló a hódarához, de attól eltérő módon, fagyott vízcseppekből jön létre, ezért általában átlátszó és gömb alakú. A jégdara többnyire kora ősszel vagy késő tavasszal hullik, amikor a 0°C -os izoterma nincs olyan magasan, hogy a felhőből kieső, néhány milliméteres jég részecske teljesen elolvadjon mielőtt elérné a talajt.

Jégeső

Jégesőről akkor beszélünk, amikor a talajra eső jégrézecskek mérete meghaladja az 5 mm-t. Zivatarfelhőből hullik, rendszerint a nyári évszakban. A jégszemek méretének nincs elvi felső korlátja, azt döntően a zivatarfelhőben felfelé áramló levegő sebességének nagysága és a levegő víztartalma határozza meg. A jégszemek alakja igen változatos lehet, belső struktúrájuk réteges szerkezetet mutat.

Ónos eső

Ha a hőmérséklet a 47. ábrán megadott módon változik, a lefelé eső szilárd halmazállapotú csapadék a z_2 magassági szinten megolvad. A z_1 szinten hiába csökken újra 0 °C alá a hőmérséklet, a vízcseppek nem fagynak meg azonnal (túlhűlnek). A túlhűlt vízcseppek a talajhoz vagy a felszíni tereptárgyakhoz csapódva azonnal megfagynak, vékony jégréteget képezve azokon.



47. ábra Ónos eső kialakulása. A folytonos, vastag fekete vonal a hőmérséklet változását mutatja a talaj felett. A lefelé eső jégkristály a z_2 szint alá esve elolvadni kezd. Ha a z_2 és a z_1 szintek között lévő olvadási réteg elég vastag, a kristályok teljesen elolvadnak, és vízcseppekként esnek tovább. A z_1 szint alá eső vízcseppek túlhűlt állapotba kerülnek, és a talajnak vagy más tárgyának csapódva hirtelen megfagynak.

Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Mikrocsapadékok

A fent leírt, felhőkből hulló csapadéktípusokon kívül léteznek még olyan típusok, amelyek a légkörben lévő vízgőznek, vagy a ködöt alkotó apró vízcseppeknek a felszíni tereptárgyakra való közvetlen kicsapódása révén jönnek létre. Az ily módon a felszínre jutó csapadék rendszerint elhanyagolható a felhőből hulló csapadék mennyiségéhez képest, ezért mikrocsapadéknak nevezik. Meg kell azonban jegyezni, hogy bizonyos földrajzi területeken, pl. a sivatagokban a légkörből kicsapódó vízgőz adja az éves csapadék nagyobb hányadát. A legjellegzetesebb mikrocsapadék fajták a következők:

- Harmat: A levegő harmatpontjánál alacsonyabb hőmérsékletű tereptárgyakra kicsapódó vízgőzből apró vízcseppek jönnek létre.

- Dér: Ha a levegő harmatpontja 0 °C alatt van, akkor a vízgőzből közvetlenül jégkristályok alakulnak ki a talajon és a felszíni tereptárgyakon.
- Ködlecsapódás: A ködöt alkotó vízcseppecskék az áramló levegőt követve felszíni tereptárgyakra csapódnak.
- Zúzmara: a ködöt alkotó vízcseppek túlhűltek, a tereptárgyakkal ütközve ráfagynak azokra.

8.7. Emberi beavatkozás a csapadékképződés folyamatába

Csapadékkeltés

A csapadékkeltés célja, hogy a felhőben található víz minél nagyobb hányada kihulljon, s elérje a talajt. Ezt a vízcseppek, jégkristályok méretének növelésével lehet elérni. Gyakran előfordul, hogy a felhőzet kialakult, de csapadék nem hullik belőle. Ilyenkor, ha megfelelő számú jégképző magvat juttatunk a felhőbe, akkor a jégkristályok zúzmarásodásával megkezdődik a csapadékképződés. A csapadéknövelés másik – napjainkban egyre jobban elterjedő – módja a nagyméretű (> 10 µm) higroszkópos részecskék koncentrációjának növekedése. Ezen részecskékre lecsapódó vízgőzből rövid idő alatt nagy vízcseppek alakulnak ki. Mivel a vízcseppek méretének növekedésével rohamosan nő a cseppek közötti ütközés valószínűsége, így még nagyobb vízcseppek jöhetnek létre. Ezek az esőcseppek a felhőből kiesve már nem párolognak el, így elérhetik a felszínt.

Jégeső-elhárítás

A jégeső-elhárítás célja a zivatarfelhőkből kihulló jég szemek méretének csökkentése. A jég szemek növekedését döntően az határozza meg, hogy egy jég szem mennyi vízcseppet képes összegyűjteni. Természetes körülmények között csak néhány vízcsepp fagy meg, amelyek a környezetükben lévő kisebb vízcseppek összegyűjtése révén gyorsan növekednek. A zivatarfelhőbe juttatott jégképző magvak növelik annak valószínűségét, hogy több vízcsepp megfagyjon. Így több jég szem „versenyez” a rendelkezésre álló vízárt, és csak kisebb jég szemek jönnek létre. A kevés nagy helyett kialakuló több kisebb jég szem a 0 °C-os izoterma alá esve gyorsabban olvad (a térfogathoz viszonyítva megnőtt összfelület miatt).

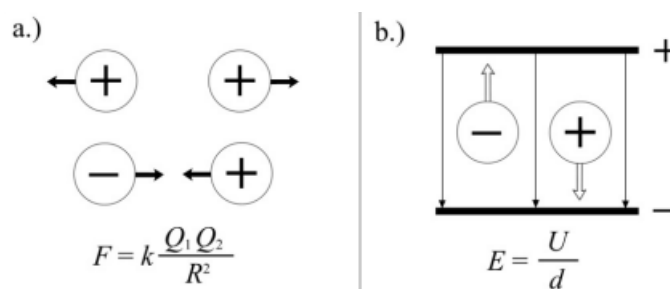
8.8. Ellenőrző kérdések

1. Mi a kondenzációs magok szerepe a csapadékképződésben?
2. Milyen szempontok alapján csoportosíthatjuk a felhőket?
3. Milyen fő felhőfajtákat ismerünk?
4. Milyen csapadékfajtákat különböztetünk meg?
5. Milyen elveken alapul a mesterséges csapadékkeltés és a jégeső-elhárítás?

9. Zivatarelektromosság

9.1. Elektromosságtani alapfogalmak

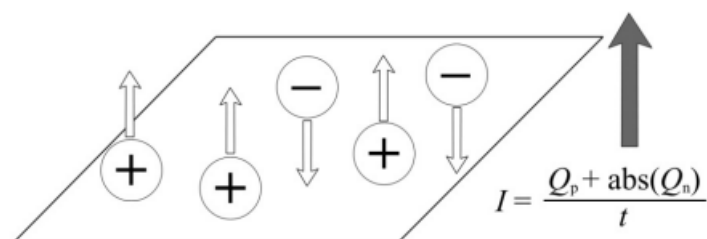
A testek többsége elektromosan semleges, ami azt jelenti, hogy bennük a negatív és a pozitív töltések száma megegyezik. Ha ez az egyensúly felborul, és a töltések térbeli eloszlása egyenlőtlen lesz, elektromos erőtér keletkezik. A töltés legkisebb egysége az elemi töltés: $1,602 \cdot 10^{-19}$ Coulomb (C). Megegyezés alapján a protonok töltése pozitív, az elektronok töltése negatív, abszolút értékben mindkettő megegyezik az elemi töltéssel. Ha az eredetileg semleges atomok és molekulák befognak, illetve leadnak egy vagy több elektront, ionok jönnek létre. A töltések közötti erőhatást a Coulomb-féle erő írja le, az azonos töltésű részecskék taszítják, az ellenkező előjelűek vonzzák egymást (48. ábra). Ismét csak megegyezés alapján, az erőhatást közvetítő elektromos erővonalak a pozitív töltésekből indulnak és a negatív töltésekben végződnek.



48. ábra Elektromosan töltött részecskék közötti kölcsönhatás: a) A töltésekre ható erők irányát a fekete nyilak jelölik. A töltött testek között fellépő erőt a Coulomb-féle törvény írja le. (Q_1 és Q_2 a töltések előjeles nagysága, R a testek közötti távolság, k pedig konstans.) b) Az elektromosan töltött testek között elektromos erőtér alakul ki. Az erőtér befolyásolja a töltéssel rendelkező részecskék mozgását. Az erőtér irányát vékony fekete nyilak, a töltésekre ható erőket pedig fehér nyilak jelölik. Az E erőtér nagysága arányos a testek közötti U feszültségkülönbséggel, és fordítottan arányos a testek közötti d távolsággal.

Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

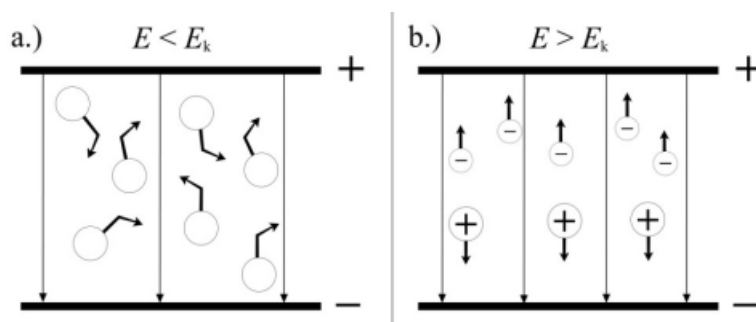
Elektromos erőtérben a töltéssel rendelkező részecskék mozgását az erőtér iránya határozza meg. A pozitív töltések az erőtér irányába, a negatív töltések azzal ellentétes irányba gyorsulnak. Minél erősebb az erőtér, annál nagyobb a gyorsulás. Az elektromos erőtér mértékegysége a V/m, az erőtér potenciálja a feszültség, melynek mértékegysége a volt (V). A töltéssel rendelkező részecskék – amelyek lehetnek elektronok vagy ionok – mozgását elektromos áramnak nevezzük. Az áram nagysága a felületen időegység alatt áthaladó össztöltés, iránya definíció alapján a pozitív töltések mozgásának irányával egyezik meg (49. ábra).



49. ábra Az elektromos áramot az időegység alatt a felületen áthaladó töltések összegével definiáljuk. Az áram irányán a pozitív töltések mozgásának irányát értjük. Q_p a pozitív részecskék, Q_n pedig a negatív részecskék töltését jelöli.

Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Az áram mértékegysége az amper (A). Míg a legjobban vezető anyagokban, a fémekben az elektromos áramot az elektronok mozgása jelenti, addig a légkörben az áram lényegében az ionok mozgásának a következménye. Ha az ionok koncentrációja nulla vagy nagyon kicsi, akkor a levegő szigetelőként viselkedik. Az ionkoncentráció növekedésével a levegő vezetőképessége növekszik. Az elektromos térerősség növelésével a semleges molekulákról és atomokról elektronok szakadnak le, és a levegő hirtelen vezetővé válik (50. ábra). A levegőt alkotó molekulák ionizációját előidézhetheti még a világűrbeli érkező erős elektromágneses és részecske sugárzás, illetve a talajban és a légkörben található radioaktív anyagok bomlása. Az, hogy a levegő milyen elektromos térerősségnél válik vezetővé, függ a levegő hőmérsékletétől, nedvességtartalmától és a légszennyező anyagok koncentrációjától.



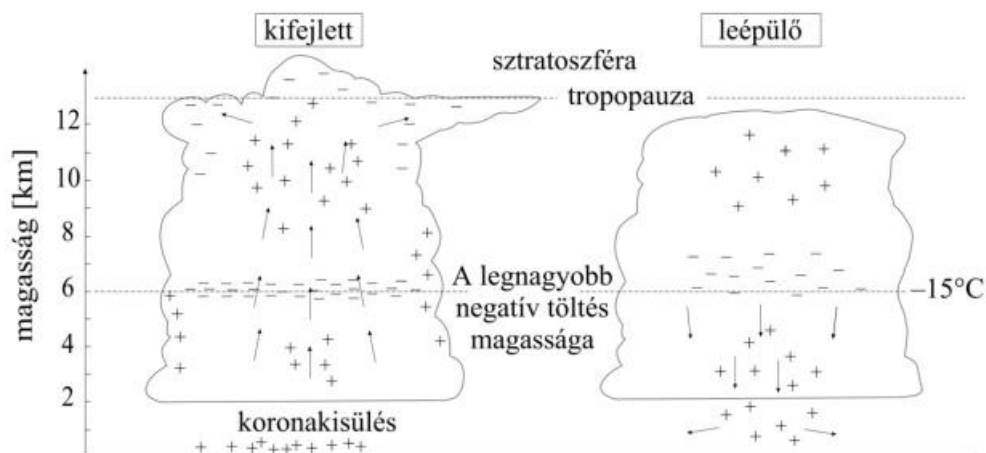
50. ábra Atomok és molekulák ionizálása elektromos erőterben. Ha az elektromos térerősség kisebb, mint a közeg anyagi minőségére jellemző E_k térerősség, akkor a közeget alkotó részecskék rendezetlen mozgást végeznek (a). Nagyobb térerősség esetén az atomok és molekulák elveszíthetik egy vagy több elektronjukat. Az ionok és az elektronok mozgása rendezetté válik; a pozitív töltésű ionok az erővonalak irányába, a negatív töltésű elektronok azzal ellentétes irányba mozdulnak el (b).

Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

9.2. Villámok kialakulása

A XVIII. sz. közepén Benjamin Franklin (1706–1790), akinek a nevéhez a villámhárító feltalálása is fűződik, kimutatta, hogy a villámlás egy hatalmas elektromos kisülés. Az elmúlt több, mint két évszázadban igen sok, a megfigyelések által többé-kevésbé alátámasztott elmélet született a jelenség

megmagyarázására, de számos részlet még ma sem tisztázott. A nehézségeket döntően két dolog okozza. Az egyik probléma, hogy a villámok kialakulásához szükséges töltésszétválasztásban a felhőfizikai folyamatok igen széles – közel tíz nagyságrendet átfogó – skálája játszik szerepet. Ennek egyik végén a mikronos méretű jégkristályok ütközése és növekedése, a másik végén a kilométeres nagyságrendű levegőáramlás található. A másik probléma abból származik, hogy a rendszerint igen szélsőséges környezeti feltételek (nagy feláramlási sebesség, intenzív csapadék hullás stb.) megnehezítik a közvetlen megfigyelést.

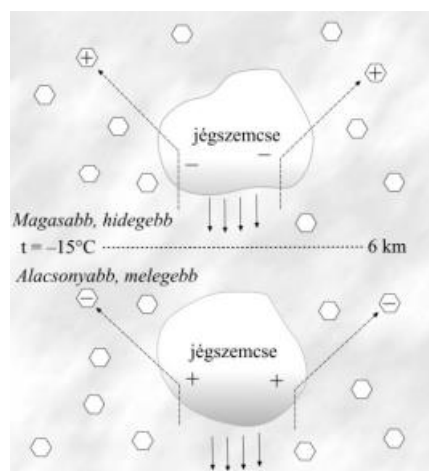


51. ábra Töltéseloszlás zivatarfelhők kifejlett és leépülő állapotában. Kifejlett állapotban, a felhő tetején a világűrből érkező sugárzás hatására negatív töltésű réteg alakul ki; ez a réteg azonban nem mindig figyelhető meg. A felhőalpnál, illetve a felhő felsőbb régióiban lévő pozitív töltésű tartományok, valamint a kb. 6 km-es magasságban megfigyelhető vékony, negatív töltésű réteg a felhőkben lejátszódó töltésszétválasztódási folyamatok eredményeként jönnek létre. Villámok leggyakrabban a felhő kifejlett állapotában alakulnak ki. Mivel az elkülönülő töltések koncentrációja csökken, az elektromos kisülések gyakorisága is csökken a felhő leépülő állapotában

Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

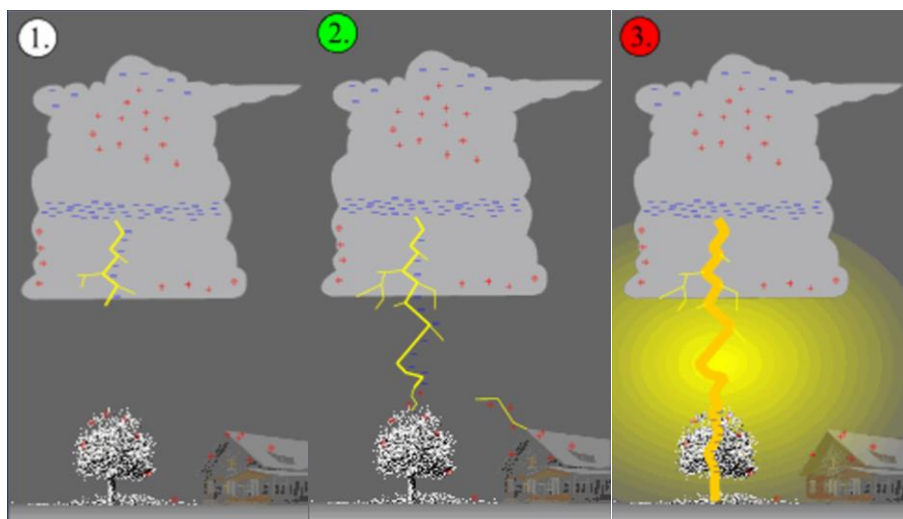
Azt már Franklin is megfigyelte, hogy a villámok kialakulását megelőzően a felhők többnyire negatív, de néha pozitív töltésűek. Ennek a kettősségnek az okát csak napjainkban sikerült tisztázni. Ma már tudjuk, hogy a zivatarfelhő nem elektromos dipólusként viselkedik, mint azt sokáig hitték, hanem elektromos tripólusként írható le (51. ábra). Hozzávetőlegesen a felhő közepén, a $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os izoterma magasságában (kb. 6 km) egy viszonylag vékony, néhány száz méter vastag negatív töltésű réteg található. A felhő teteje pozitív töltésű, ezt felülről csak egy vékony, nem mindig létező, a kozmikus sugárzás által ionizált negatív töltésű tartomány határolja; a felhőalpnál pedig egy pozitív töltésű zóna figyelhető meg. Mivel ez utóbbi zóna nem túl erős, távolról megfigyelve a felhő elektromos dipólusnak tűnik. A felhő alatt viszont a közelebb lévő pozitív töltés leárnnyékolja az erősebb, de távolabb lévő negatív töltésű tartományt. A fentiek alapján értelmezhetjük Franklin megfigyeléseit is.

A töltések szétválasztódására számtalan hipotézis született. A legújabb kutatások szerint a töltésszétválasztódásban jelentős szerepet játszik a jég szemek és a jégkristályok ütközése. Laboratóriumi mérések segítségével kimutatták, hogy a jég szemek és a jégkristályok ütközésekor a részecskék kialakuló töltésének előjele függ a hőmérséklettől (52. ábra). A $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál alacsonyabb hőmérsékleten a lefelé eső jég szemek negatív, a felfelé emelkedő jégkristályok pozitív töltésűek lesznek. A fenténél magasabb hőmérsékleti tartományban a töltéscsere ellentétes előjelű, azaz a jég szemek pozitív, a jégkristályok negatív töltésre tesznek szert. A töltéseknek így történő szétválasztódása a zivatarfelhők tripólus jellege mellett azt is megmagyarázza, hogy miért a zivatarfelhők közepes magasságában, kb. 6 km-en alakul ki a vékony, negatív töltésű tartomány.



52. ábra A töltésszétválasztódás napjainkban legelfogadottabb magyarázata. A $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os hőmérsékleti szint alatt a jégkristályok és jég szemek ütközését követően a jég szemek pozitív, a jégkristályok negatív töltésűek lesznek. A $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os hőmérsékleti szint felett az ütközést követően a jégkristályok lesznek pozitív, míg a jég szemek negatív töltésűek. Figyelembe véve a jég szemek és a jégkristályok eltérő mozgási irányát, meg tudjuk magyarázni a tripólus szerkezet kialakulását
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Ha a töltésszétválasztódás következtében az elektromos térerősség eléri a 100.000 V/m -t, megkezdődik a töltéskisülés. Ez leggyakrabban felhők közötti villámok kialakulását jelenti. A lecsapó villámok többnyire a felhők negatív töltésű tartománya és a hozzá képest pozitív töltésű talaj közötti töltéscserét eredményezik. Ritkábban, de kialakulhat villám a felhő pozitív töltésű tartománya és a talaj között is. A lecsapó villám ún. lépcsős előkísüléssel kezdődik (53. ábra).



53. ábra A lecsapó villám kialakulásának három fázisa. Lecsapó villám leggyakrabban a zivatarfelhő negatív töltésű tartománya és a hozzá képest pozitív potenciálú talaj között alakul ki. A negatív töltésű tartományból lépcsős előkisülés indul a talaj felé (1). A talajfelszín több pontjából ellenkisülés indul (2). Az előkisülés valamelyik ága véletlenszerűen egyesül valamelyik ellenkisüléssel, és a felhőtől a talajig húzódó ionizált csatorna alakul ki. Ebben az ionizált csatornában jön létre a főkisülés (3).

Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Ennek során a negatív töltésű elektronok szakaszosan haladnak a talaj felé egy-egy ugrással 10–200 m-t téve meg, és minden ugrás után 30–100 μs időre megtorpanva. A lépcsős előkisülés átlagos haladási sebessége kb. 10–50 $\text{cm}/\mu\text{s}$, az áramerősség pedig 10–100 A közötti érték. A talaj felé közeledő és a talajt már majdnem elérő előkisüléssel szemben, a talajról megindul az ellenkisülés, amely hossza általában néhány méter. Az ellenkisülés és az előkisülés által ionizált levegőben jön létre a főkisülés. A főkisülés során pozitív töltések áramlanak kb. 100 $\text{m}/\mu\text{s}$ -os sebességgel a talajról a légkörbe, az áramerősség pedig 10^3 – 10^5 A között változik. Szabad szemmel általában csak a főkisülést látjuk, fényképfelvételeken esetenként az előkisülés többi ága és a talajról induló ellenkisülések is megfigyelhetők.

A villámlást kísérő mennydörgést a hatalmas áramerősség által több ezer fokra felmelegített levegő hirtelen kitéágulása során kialakuló hanghullámok okozzák. Egy-egy villámcsatornában egymás után többször is létrejöhet főkisülés. Ebben az esetben is a főkisülést előkisülés előzi meg, ami újra ionizálja a villámcsatornát. Néha előfordul, hogy akár 10-nél több kisülési ciklus is végbemegy ugyanabban a villámcsatornában. Mivel a kisülési folyamatok nagyon gyorsan játszódnak le (az első előkisülés kb. 0,01 sec., későbbiek ennél százszor rövidebb ideig, a főkisülés pedig mindössze 10^{-4} – 10^{-5} sec-ig tart), az egymást követő kisülések is csak 1–2 másodpercig tartanak.

9.3. Ellenőrző kérdések

1. Mit nevezünk elektromos áramnak?
2. Milyen a jellemző töltéseloszlás a zivatarfelhőkben?
3. Hogyan megy végbe a töltésszétválasztódás folyamata zivatarfelhőkben?
4. Melyek a lecsapó villám kialakulásának fázisai?
5. Mi okozza a mennydörgést?

10. Légtömegek és időjárási frontok

10.1. A légtömeg fogalma

A föld légkörében mozgó levegőrészecskék esetenként hosszabb-rövidebb ideig nyugalomba kerülnek. Ha ez a nyugalmi vagy csekély mozgással járó állapot fizikai-földrajzi szempontból egynemű terület fölött következik be és legalább 4-5 napig eltart, a levegő felveszi a környezetére jellemző fizikai állapotot. Ilyen módon kialakulnak a légkörben olyan több százezer km² kiterjedésű és néhány ezer m vastagságú légtestek, amelyeken belül nincsen lényeges eltérés a legjellemzőbb fizikai tulajdonságokban (hőmérséklet, vízgőztartalom, szennyező anyagok mennyisége, a levegő átlátszósága). Ezeket a nagy kiterjedésű, fizikai jellemzőiket tekintve közel egynemű légtesteket légtömegek nevezzük.

A légtömegek fizikai tulajdonságait a felszín alakítja ki. A felszín hőháztartása szabja meg ugyanis a földrajzi helynek és az évszaknak megfelelő egyensúlyi hőmérsékletet, amelyet a légtömeg felvesz. A hőmérséklettől és a felszín tulajdonságaitól függ a légtömeg vízgőztartalma, a felszín sajátosságai határozzák meg a levegőbe jutó szennyezőanyagok (por, ásványi részecskék, mállás- és égéstermékek) mennyiségét. A vízgőztartalom és a szennyezettség együttesen alakítják ki a légtömeg átlátszóságát.

10.2. A légtömegek konzervatív tulajdonságai

A légtömegek vándorlásuk során más és más földrajzi tájjal jutnak kölcsönhatásba. Eközben fizikai jellemzőik fokozatosan megváltoznak. Vannak azonban fizikai sajátosságaik, amelyeket hosszabb időn át megőriznek, illetve amelyek a légtömeg áthelyeződése során csak lassan változnak meg. Ezeket a légtömegek konzervatív tulajdonságainak nevezzük. A légtömegek konzervatív tulajdonságai alapján következtethetünk arra, hogy a fölénk jutott légtömeg melyik földrajzi körzetből származik. A légtömegek legjellegzetesebb konzervatív tulajdonságai a következők:

- potenciális hőmérséklet: Ha egy légtömeget kiindulási nyomásáról (p_0) és hőmérsékletétől (T_0) száraz adiabatikusan 1000 mb nyomásra hozzuk megkapjuk a potenciális hőmérséklet (T_p). A potenciális hőmérséklet száraz adiabatikus folyamatokkal szemben invariáns.
- ekvipotenciális hőmérséklet: Ha a p_0 nyomású és T_e ekvivalens hőmérsékletű levegőt száraz adiabatikusan 1000 mb nyomásra hozzuk megkapjuk az ekvipotenciális hőmérsékletet (T_{ep}). Az ekvipotenciális hőmérséklet a száraz és nedves adiabatikus folyamatokkal szemben is invariáns.

- a levegő vízgőztartalma: a légtömegelemzésben leginkább a specifikus nedvességet használják, de ez csak addig tekinthető konzervatív tulajdonságnak, amíg a levegőbe bepárolgás nem történt, illetve kondenzáció nem lépett fel.
- homályossági tényező: a levegő átlátszóságát, a napsugarakkal szembeni átbocsátó képességét jellemzi. A légkörön áthaladó napsugárzás a levegőben lévő vízgőz, szén-dioxid és különböző aeroszol részecskék molekuláin történő szóródás és elnyelődés miatt több-kevesebb gyengülést szenved. A homályossági tényező e gyengülés mértékét fejezi ki, értéke tehát komplex módon jellemzi a légtömeg vízgőztartalmát és a benne lévő szennyeződés koncentrációját. A homályossági tényező fizikai értelmezését az alábbiakban ismertetjük.

Ha minden szennyező anyagtól mentes, teljesen tiszta és száraz légköri levegőt tekintünk, a keresztülmenő napsugárzást ez esetben is gyengíti az, hogy a levegőrészecskék a sugárzást szétszórják és bizonyos részét elnyelik. Ha a sugárnyaláb merőlegesen érkezik a földfelszínre, a légkör külső határára a felületegységre jutó I és tiszta száraz levegő esetén a földfelszín felületegységére beérkező I_f sugárzásmennyiség között a különböző hullámhosszúságú sugárzásból álló látható napfényre az alábbi arány áll fenn:

$$I_f/I = q = 0,93$$

Ezt az értéket, amely azt fejezi ki, hogy merőleges beeséskor az eredetinek hányad részére csökken a légkör alján a sugárerősség, az ideálisan tiszta és száraz légkör komplex átbocsátási együtthatójának nevezzük.

A sugárzásgyengülés mértéke függ a napsugarak légkörön át megtett z relatív úthosszától. Ha a nap horizont fölötti m magassági szöge 90° , a sugárnyaláb által befutott úthossz éppen egy légkörnyi vastagságú, s a q komplex átbocsátási együttható erre az úthosszra vonatkozik, ekkor tehát $z = 1$.

A földfelszínre z relatív úthossz esetén érkező sugárzáserősség az

$$I_f = I \cdot q^z$$

összefüggés által adott (Bouguer-Lambert törvény). A z relatív úthossz és a nap m magassági szöge között a következő elemi trigonometriai kapcsolat áll fenn:

$$z = \frac{1}{\sin m}$$

amely azonban a Föld gömb alakja miatt 5° -nál alacsonyabb napmagasságokra már nem érvényes. A földfelszín görbületét figyelembe véve, a relatív úthosszak az alábbi táblázatban megadott módon függenek a Nap magassági szögétől (6. táblázat).

6. táblázat A napsugár relatív úthossza (z) a napmagasság (m) függvényében. Forrás: Péczely, 1978

m	0°	5°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
z	39,7	10,4	5,6	2,9	2,0	1,55	1,30	1,15	1,06	1,02	1,00

Ha a levegőben vízgőz és különböző szennyező anyagok is vannak, ezek további sugárzásgyengítést okoznak. Emiatt a földfelszínen valójában mért I_{fv} sugárzáserősség kisebb lesz az ideálisan tiszta és száraz légkör esetére vonatkozó I_f -nél, vagyis az

$$I_{fv} = I_f A^z$$

összefüggés áll fenn, ahol az $A > 1$ számot, amely megmutatja, hogy hány tökéletesen tiszta és száraz légkört kellene egymás fölé helyezni, hogy ez a megvastagodott légkör ugyanazt a sugárzásgyengítést adja, mint a valóságos, homályossági tényezőnek nevezzük. A homályossági tényező a Közép-Európa fölötti légtömegeknél 1,8-4 között váltakozik. Kiseb értékei vízgőzben szegény tiszta légtömegekre, a nagyobb értékek pedig a bőséges vízgőztartalmú vagy portól, aeroszol részecskéktől erősebben szennyezett légtömegekre vonatkoznak.

10.3. A légtömegek osztályozása

Ha egy adott hely fölél az évszaknak megfelelő ottani egyensúlyi hőmérsékletnél hidegebb levegő kerül, termodinamikai szempontból hideg, az egyensúlyi hőmérsékletnél melegebb levegő esetén pedig meleg légtömegekről beszélünk.

A légtömegeket az alapvető termodinamikai osztályozás mellett kialakulásuk helye, földrajzi származása szerint csoportosítjuk. A származási hely szerinti osztályozás földünk különböző tájain természetesen más és más, hiszen azok a légtömegek például amelyek az észak-amerikai kontinensen vagy Kelet-Ázsiában találhatóak, más földrajzi körzetből erednek, mint az Európa térségében előfordulók.

A Kárpát-medencében előforduló légtömegek származási helye:

1. Sarkvidéki légtömeg (AM = arktikus massa)
2. Mérsékelt övi tengeri légtömeg (mPM = maritim poláris massa)
3. Mérsékelt övi szárazföldi légtömeg (cPM = kontinentális poláris massa)
4. Szubtrópusi légtömeg (TM = tropikus massa)
5. Egyenlítői légtömeg (EM = ekvatoriális massa)

7. táblázat A Kárpát-medencében előforduló légtömegek tulajdonságai

Vízgőztartalom	Szennyezettség	Származási hely	egyéb
Sarkvidéki			
Alacsony	Csekély	Északi-Jeges- t.	mindig hideg (instabil)
Mérsékelt övi tengeri			
Magas	Csekély	Atlanti-ó. (É. sz. 50-60°)	nyáron hűvös (instabil), télen enyhe (stabil)
Mérsékelt övi szárazföldi			
Alacsony	Jelentős	Szibéria	nyáron meleg, télen a leghidegebb
Szubtrópusi			
Magas	a származási helytől függ	Atlanti-ó. (É. sz. 25-40°), É-Afrika, Arábia	csak a nyári félévben fordul elő; nyáron a legmelegebb
Egyenlítői			
Magas	Csekély	afrikai, atlanti- óceáni trópusok	ritka, csak a magasabb légrétegben

10.4. Az időjárás frontok

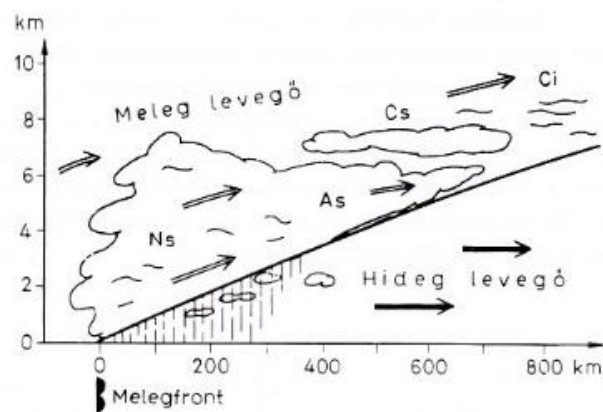
Általánosságban elmondhatjuk az időjárás frontokról, hogy két légtömeg között helyezkednek el, mintegy azok elválasztó felületeként. A front mentén általában nagyon jelentős a hőmérsékletkülönbség, s ugyancsak szignifikáns eltérés mutatkozik a légnedvesség, a szélesebb értékben, illetve a szélirányban. Mivel a frontfelület eltérő oldalain elhelyezkedő légtömegeknek a hőmérséklete és a légnedvesség tartalma eltér egymástól, így a sűrűségük is különbözik. A könnyebb légtömeg felsiklik a sűrűbb légtömegre, mely a frontálzóna környezetében felszálló mozgást eredményez. Ez magyarázza, hogy a frontok összekapcsolódnak a felhő- és csapadékképződési folyamatokkal. A frontfelületeknek természetesen van vertikális kiterjedése, és sohasem merőlegesek a felszínre. A felszíni meteorológiai térképeken a frontfelületeket értelemszerűen a felszínnel való metszéspontjukkal ábrázoljuk. Ne feledjük azonban, hogy a frontok mindenkor szorosan összefüggnek a mérsékeltövi ciklonokkal, melyek a polárfontról leszakadt, önálló, alacsonynyomású, örvénylő mozgást végző képződmények, s jelentős energiát szállítanak.

A hullámozó polárfontról megkülönböztetésük révén alakul ki a meleg- és hidegfront, melyek szétválasztják a mérsékeltövi ciklonban a hűvösebb és a melegebb légtömegeket. A szinoptikus térképeken a melegfrontot a piros frontvonalra helyezett piros félkörökkel, míg a hidegfrontot a kék frontvonalra helyezett kék háromszöggel jelöljük, mindkét esetben a jelek (félkörök, háromszögek) a frontok haladásának irányába mutatnak. A frontfelületek földfelszínnel bezárt szöge nagyon kicsi, ezért a szemléltető ábrákon mindig eltorzítva, a valóságoshoz képest sokkal nagyobbak ábrázolva jelenítik meg. Ezen túlmenően a melegfront, s a hidegfront felszínnel bezárt szöge sem egyenlő: a melegfront hajlásszöge sokkal kisebb, mint a hidegfronté, befogóik aránya rendre 1:200, illetve 1:100.

Általánosságban elmondhatjuk a frontokról, hogy minél gyorsabban mozog a front, annál hevesebb lesz a front átvonulásával járó időjárás-változás, illetve szélsőséges esetben az áthaladó vihar által okozott kár. Ez magyarázza azt is, hogy a gyorsabban haladó hidegfront gyakrabban okoz vihart, mint a lassabban haladó melegfront. Ugyancsak megállapíthatjuk, hogy minél nagyobb a kontraszt a front két oldalán elhelyezkedő légtömegek hőmérséklete között, annál hevesebb lesz az időjárás megváltozása a front áthaladásakor. Ritkán ún. „száraz frontokkal” is találkozhatunk, azaz előfordulhat, hogy a front környezetében nagyon száraz a levegő, s így a megszokott felhőképletek nem alakulnak ki. Ilyenkor a frontfelület mentén megtörténik a légtömegek egymásra siklásra, azaz a felemelkedés, de annyira száraz a levegő, hogy a kondenzáció, a felhőképződés, a csapadék hullás nem jön létre.

Melegfront

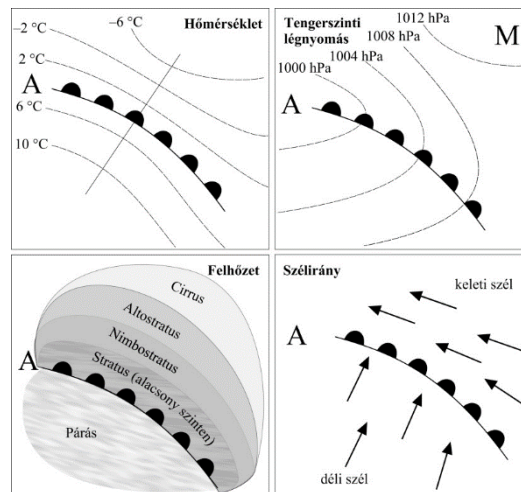
A melegfront területén a csapadéksáv 300–400 km szélességben, néhány ezer kilométer hosszúságban is elhúzódhat végig a frontvonal mentén. A melegfront felhőzete összetett, egyaránt megtalálható benne a cirrus, a cirrostratus, a cirrocumulus, az altostratus, a nimbostratus, illetve esetenként a cumulonimbus felhő is. A felhőzet jelentős hányadát több ezer méter vastag rétegfelhő (nimbostratus) alkotja, melyből váltakozó intenzitással, de általában folyamatosan hullik az eső vagy a hó a hőmérséklet függvényében.



54. ábra Melegfront szerkezete
Forrás: Péczely, 1978.

A téli félévben, az ónos eső kialakulásának kedvező feltételek általában a melegfronthoz kapcsolódnak, s ez a veszélyes és nagyon sok kárt okozó jelenség általában a melegfront átvonulása előtt jelentkezik. Ilyenkor a melegfront felhőzetéből hulló esőcsepp a front alatti hideg levegőben túlhűl, s a talajra érkeve azonnal megfagy. A melegfront leggyakrabban keleti, északkeleti irányba halad, mozgása lassú, s nagyobb térséget lefedő enyhe, tartósabb csapadék kíséri. A melegfront áthaladását kísérő

változásokat időjárási elemenként (hőmérséklet, tengerszinti légnyomás, felhőzet, szélirány) az 55. ábra mutatja be.



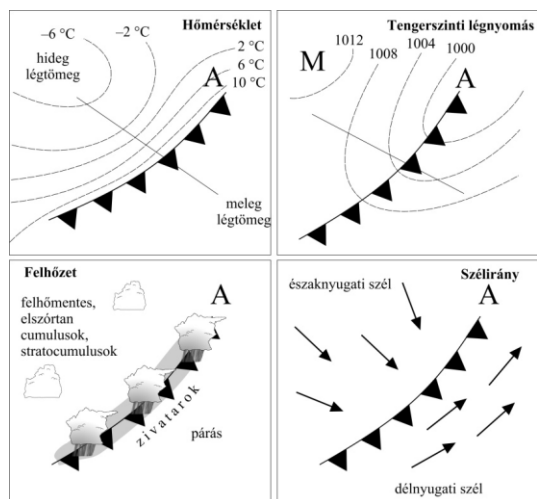
55. ábra Melegfront áthaladásakor fellépő változások: a hőmérsékletben, a tengerszinti légnyomásban, a felhőzetben és a szélirányban

Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

A melegfront haladási sebessége kisebb, mint a hidegfronté, mely azzal magyarázható, hogy a kisebb sűrűségű (melegebb) levegőnek nehezebb mozgásra kényszeríteni a nagyobb sűrűségű (hidegebb) levegőt. A frontfelület kisebb hajlásszöge kisebb sebességű felemelkedésre kényszeríti a légtömeget, s ennek hatására stabilabb környezet alakul ki, mely nem a gomolyos, hanem inkább a réteges szerkezetű felhők kialakulásának kedvez. A frontokat kísérő jellegzetes felhőképződési folyamatok, s a már kialakult felhőképletek miatt gyakran csupán az eget kémelve is előrejelezhetjük a melegfront közeledését.

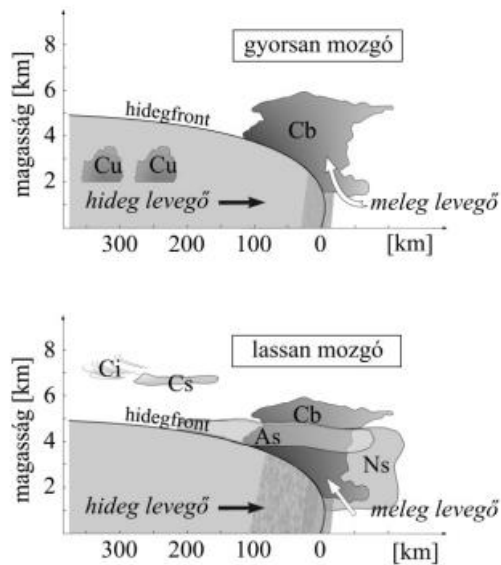
Hidegfront

A hidegfront esetén, mint láttuk, a meleg levegő felsiklik a hideg levegőre. A hideg levegő egy olyan térséget áraszt el, ahol korábban meleg levegő volt. A front haladási sebessége lényegesen gyorsabb, mint a melegfronté, átlagosan 35–55 km/óra. Csapadék általában intenzívebb a melegfronténál, de jóval keskenyebb sávra korlátozódik. A felhőrendszer azonban ez esetben is elhúzódik akár több ezer kilométer hosszan a front mentén. Tipikus hidegfronti helyzet az erős széllel érkező zivatarfelhőkből hulló závorszerű csapadék. Az erős szél egyben az idő tisztulását, s ezzel a látási viszonyok javulását is okozza. A szakaszosan kifejlődő felhőrendszer itt is jellemzi a frontot: cirrus, cirrostratus felhők, altocumulusok (néha), s a jellegzetes cumulonimbusok. A hidegfront áthaladását kísérő változásokat időjárási elemenként (hőmérséklet, tengerszinti légnyomás, felhőzet, szélirány) az 56. ábra mutatja be.



56. ábra Hidegfront áthaladásakor fellépő változások: a hőmérsékletben, a tengerszinti légnyomásban, a felhőzetben és a szélirányban
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

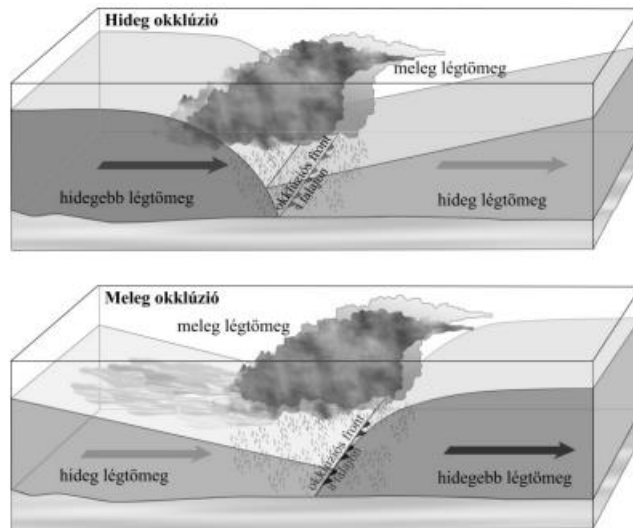
A hidegfrontoknak két típusa különböztethető meg, ezek a lassú mozgású (elsőfajú) hidegfront és a gyorsabb mozgású (másodfajú) hidegfront. A csapadéköna – a hidegfront típusától függően – mind a front áthaladása előtt, mind a front áthaladása után is megjelenhet, mely típusok felhőrendszerei közötti különbséget az 57. ábra mutatja be. A hidegfrontok általában a mérsékeltövi ciklonok középpontjától délre, délnyugatra helyezkednek el, illetve ebbe az irányba terjeszkednek. Ezeknek a frontoknak a hajlásszöge meredekebb, a légtömeg felemelkedési sebessége nagyobb a frontfelület mentén, s a frontvonalra merőleges felszíni sebességük is nagyobb a melegfrontokénál. Mindezek gyakran heves csapadékhullást eredményeznek, sőt amennyiben elég nagy az instabilitás, úgy hevesebb viharok, záporok is kialakulhatnak. A hidegfronthoz kapcsolódó csapadékhullás időtartama lényegesen rövidebb, mint a melegfront esetén.



57. ábra Hidegfront típusok jellemző felhőrendszereikkel.
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Okklúziós front

Okklúziós front akkor keletkezik, amikor a hidegfront utoléri a melegfrontot. E front tulajdonságait az határozza meg, hogy milyen a melegfront előtti, illetve a hidegfront mögötti – egyébként mindkét esetben hideg – légtömegek egymáshoz viszonyított hőmérséklete. Ha a hidegfront mögött érkező levegő a hidegebb, akkor beékelődve a melegfront előtti kevésbé hideg légtömeg alá, elsősorban hidegfronti, fordított esetben pedig melegfronti hatások érvényesülnek. Ezen jellegek alapján nevezzük hideg, illetve meleg okklúziós frontnak, melyek jellegzetességeit az 58. ábra foglalja össze. Az okklúziós frontban a hideg- és a melegfront felhőrendszere egyesül, s egy nagyobb kiterjedésű csapadékszót alkot. A szinoptikus térképeken e fronttípust a frontvonalra helyezett lila háromszögek és félkörök sora jelöli, melyek a hideg- és a melegfronthoz hasonlóan a front haladási irányába mutatnak.



58. ábra Az okklúziósfront típusai. A hideg okklúzió és a meleg okklúzió. Hideg okklúziós front esetén elsősorban hidegfronti, meleg okklúziós front esetén pedig elsősorban melegfronti hatások érvényesülnek.
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Vesztglő front

Többször előfordul – rendszerint helyi orografikus tényezők hatására – hogy a légáramlás iránya a frontokkal párhuzamossá válik. Ilyenkor a front előrenyomulása megakad, illetve egyes szakaszain a hideg, másutt a meleg légtömegek csekély ide-oda ingázó mozgása figyelhető meg. Ezek az eltolódások mintegy hullámzásszerűen haladnak a front mentén. A Kárpát-medence földrajzi adottságai különösen kedveznek a vesztglő frontok kialakulásának, úgyhogy Magyarországon ez a fronttípus nem ritka. A vesztglő frontok olykor több napon át is egy adott körzet fölött tartózkodnak és ott kiadós, tartós csapadékhullást eredményeznek.

A földfelszín hatása az időjárási frontokra

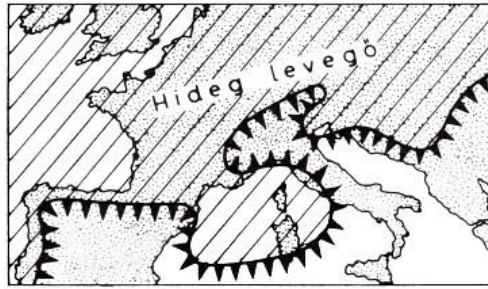
Az időjárási frontok eddig vázolt alapvető sajátosságai tisztán akkor érvényesülnek, ha nagy kiterjedésű, homogén anyagi összetételű sík felszínt veszünk figyelembe. A felszín egyes nagyobb összefüggő részeinek anyagi sajátosságaiból eredő eltérő felmelegedés és elsősorban a változatos domborzat esetenként oly nagy mértékben módosíthatják az időjárási frontok szabályszerű viselkedését, hogy ezek rövid áttekintése földrajzi szempontból nem nélkülözhető.

Azokban az esetekben, amikor a felszínközeli légrétegben egyes meteorológiai elemek értékeiben kis területen belül nagy változást tapasztalunk, de valójában nincsen front, álfrontról beszélünk. Ez a jelenség tengerpartokon a két szélsőséges évszakban (télen és nyáron) gyakran tapasztalható, mivel a közepes földrajzi szélességeken a tenger nagyobb fajhője miatt télen a víz jóval

melegebb, nyáron pedig hűvösebb, mint a szomszédos szárazföld. Az Adria és a Fekete-tenger északi partvidékén például tél derekán a víz fölött és a parti sávban 5-10 °C átlagos hőmérsékletet tapasztalunk, míg ugyanakkor néhány kilométeres távolságban a parttól esetleg -5, -10 °C-ot mérnek. Ha csak ezt a hőmérséklet-különbséget vennénk figyelembe, a partok mentén időjárási frontot kellene kianalizálnunk. Hasonló eset fordul elő ellentétes irányban nyáron azokon a tengerparti területeken, ahol hideg tengeráramlások haladnak. Az álfrontok további jellemző példáit találjuk tengereken a jég és víz határán, a szárazföldeken a hótakaró határa mentén. Jellemző ezekre az álfrontokra, hogy a szakadásszerű változást csak egy-egy elemnél (példánkban a hőmérsékletnél, esetenként még a légnedvességnél) és csak a talajközeli légrétegekben tapasztaljuk.

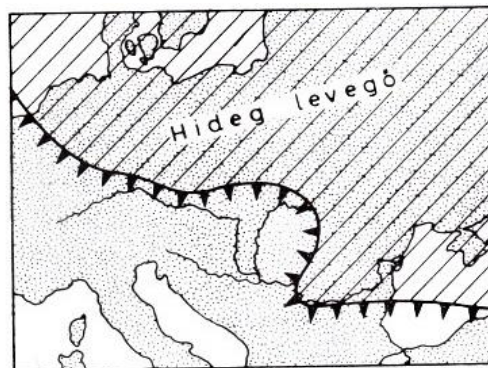
Télen a Kárpát-medencében elég gyakoriak az olyan hidegfrontok, amelyek a talaj közelében gyors felmelegedést okoznak. Ez az érdekes „rendhagyó” eset olyankor áll elő, amikor a medencét sekély hideg légréteg tölti ki, míg a medence környezetében és a magasabb szintekben már enyhébb az idő. A hidegfront mögött haladó mérsékelt övi tengeri levegő felszaggatja a talajközeli hideg légpárnát, és az alsó néhány 100 méteres légrétegben jelentős felmelegedést okoz, ám ugyanakkor a magasabb szintekben a hidegfront áthaladása a szokásos hőmérséklet-csökkenéssel jár, s az egyéb kísérő jelenségek (gomolyos felhőzet, záporos csapadék, szélélénkülés, légnyomás-emelkedés) is a hidegfront jellegének felelnek meg. Az ilyen frontokat, amelyeknél a felszín közelében a hőmérséklet-változás ellentétes azzal, mint amit a front típusa alapján várhatnánk, álcázott frontoknak nevezzük.

Nagyon jellemző az a módosító hatás, amelyet a nagyobb hegyláncok gyakorolnak az időjárási frontokra. Ez elsősorban hidegfrontoknál fordul elő. Ha például a hidegfront egy hegylánc felé közeledik, s a hegylánc magasabb, mint a frontfelület, akkor a hegy a front további mozgása számára akadályt jelent, és ezért a frontot követő sekély hideg levegő azt kénytelen megkerülni. Ilyen esetet ősszel és télen elég gyakran tapasztalunk az Alpok térségében. Az északnyugat felől származó hidegebb levegő mintegy körülöleli a hegytömeget, és az egyik ága az Alpok nyugati peremét megkerülve Dél-Franciaországon keresztül jut ki a Földközi-tenger fölé (ez ott az úgynevezett misztrál helyi szél jelensége), míg a hideg levegő másik ága az Alpok keleti szegélye mentén az Alpok és Kárpátok között hatol dél-délnyugati irányba (59. ábra).



59. ábra Hidegfront módosulása az Alpok térségében
Forrás: Péczely, 1978.

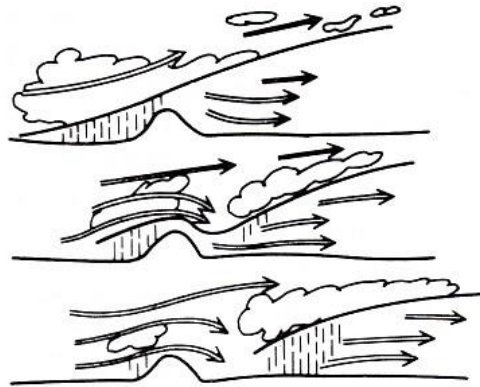
Hasonló jelenséget idéz elő a Kárpátok hegykoszorúja is. Olyan esetekben, amikor télen Európa északkeleti tájai felől viszonylag csekély vastagságú hideg légtömegek érkeznek Közép-Európa fölé, azok kénytelenek kitérni a hegyvonulat előtt. A hideg levegő egy ága viszonylag akadálytalanul halad nyugat felé a Lengyel-Német-síkságon keresztül, a másik ága viszont körülhúzza a Kárpátokat és részben a Kárpátok és Alpok közötti Morva-horpadáson keresztül haladva az úgynevezett Dévényi-kapun északnyugat felől jut be a Kárpát-medencébe, részben pedig a Keleti-Kárpátokat megkerülve a Havasalföldön át az Al-Duna mentén délkeletről hatol a medence belsejébe (60. ábra). A két hideg légtömeg hazánk területén találkozik és kialakít egy különleges helyi frontfajtát az úgynevezett orografikus okklúziót.



60. ábra Hidegfront módosulása a Kárpátok térségében
Forrás: Péczely, 1978.

Ha a hideg levegő kellő vastagságú és át tud áramlani a hegyvonulaton, akkor a hegység szélnek kitett oldalán tartós és folytonos csapadékhullás észlelhető az orografikus feláramlás miatt. A szélvédett oldalon viszont a levegő főnszerűen leereszkedik, felmelegszik, a felhőzet feloszlik. A hegygerincen átkelő hidegfront ezért álcázottá válik, ugyanakkor viszont a hegység mentén mozdulatlanul fekvő front benyomását kelti (álfront).

A melegfrontokat a hegyvonulatok szintén jellegzetesen módosítják. Addig, amíg a melegfront felülete érintkezésbe nem kerül a hegycsúcs felső részével, a front, annak felhőrendszere és csapadékszónája változatlan marad. Ha a melegfront elérte a hegység tetejét, a hegyvonulat mögött fűnhatás érvényesül, itt a felhőzet felszakadozik és eláll a csapadék hullás. A továbbiakban, amikor a front már a hegység mögé kerül, a frontfelület a szokásos alakját veszi fel, és ezzel együtt ismét kialakul a felszálló mozgás csapadékszónája (61. ábra).



61. ábra Melegfront orografikus módosulása
Forrás: Péczely, 1978.

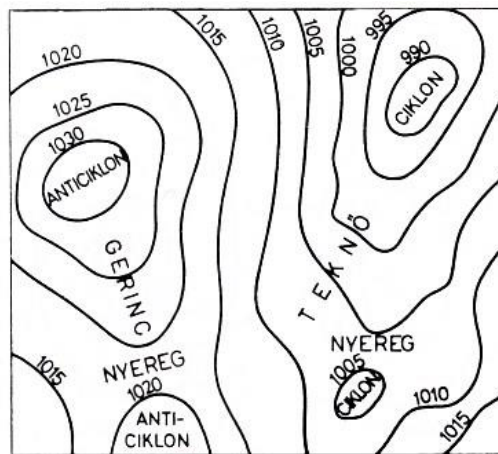
10.5. Ellenőrző kérdések

1. Mit nevezünk légtömegnek?
2. Melyek a légtömegek konzervatív tulajdonságai?
3. Milyen szempontok szerint osztályozhatjuk a légtömegeket?
4. Milyen időjárási változások figyelhetők meg melegfront átvonulása során?
5. Milyen időjárási változások figyelhetők meg hidegfront átvonulása során?

11. Ciklonok és anticiklonok

11.1. A bárikus mező alapvető formái

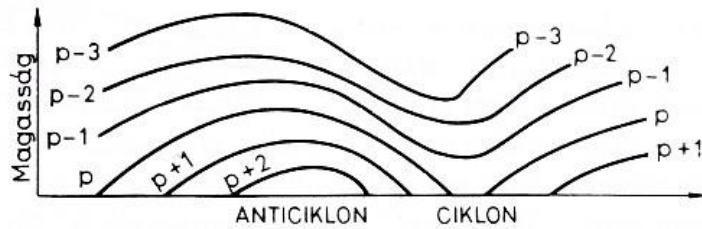
A bárikus mezőt ábrázoló izobár térképeken a légnyomás egyenlőségi görbéinek legjellegzetesebb alakzatai a zárt koncentrikus izobárokkal körülhatárolt alacsony, illetve magas nyomású területek. Az ilyen alacsony nyomású területek elnevezése ciklon, a magasnyomású területekké anticiklon (62. ábra).



62. ábra Bárikus képződmények
Forrás: Péczely, 1978.

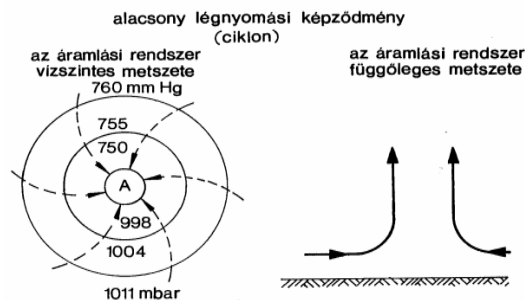
A ciklonokban a légnyomás legkisebb a képződmény középpontjában és innen a kerület felé növekszik. A bárikus gradiens tehát a ciklonban a kerület felől a középpont felé irányul. A ciklonoknak két fajtáját különböztetjük meg: a mérsékelt övi és a trópusi ciklonokat. A kétfajta ciklon között keletkezésükben, méretükben és a bennük kialakuló bárikus gradiens nagyságában lényeges különbségek vannak.

A tengerszintre vonatkoztatott légnyomás a mérsékelt övi ciklonok középpontjában szélső esetekben 930-950 mb is lehet, jelentős részüknél azonban nem süllyed 995 mb alá. A trópusi ciklonok középpontjában a légnyomás alacsonyabb, esetenként 900 mb alá süllyedhet. Az eddig nyilvántartott legkisebb tengerszinti légnyomás trópusi ciklonban 887 mb. Minthogy a ciklonban a légnyomás a kerülettől a középpont felé, valamint természetesen a magassággal is csökken, az izobárfelületeknek a ciklonban lefelé öblösödő tölcser alakjuk van (63. ábra).



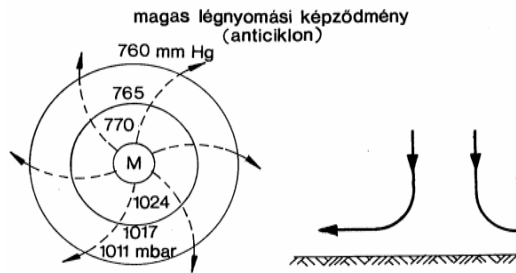
63. ábra Izobárfelületek ciklonban és anticiklonban
Forrás: Péczely, 1978.

A szél (az északi félgömbön) a ciklon középpontja körül az óramutató járásával ellentétesen fúj az izobárok mentén, az alsóbb szintekben azonban a talajközeli súrlódás miatt a légáramlás spirálisan a ciklon belseje felé tart. Ennek következtében a ciklon centrumában összeáramlás (konvergencia) és emelkedő légmozgások alakulnak ki, ezek kedveznek a felhő- és csapadékképződésének (64. ábra).



64. ábra Áramlási rendszer ciklonban

Az anticiklon nyomáeloszlása a ciklonéval ellentétes, a légnyomás maximuma a középpontban van és az anticiklon szegélye felé csökken, úgyhogy a bárikus gradiens a centrumtól a szélek felé irányul. Az anticiklon középpontjában a tengerszinti légnyomás meghaladja az 1050 mb-t, sőt a Belső-Ázsia fölötti téli anticiklonokban olykor 1080-1090 mb közötti értékek is előfordulhatnak. Az anticiklonban az izobárfelületeknek kupola alakjuk van, a képződmény középpontja fölött kidomborodnak és a szélek felé lesüllyednek (63. ábra). A szél (az északi félgömbön) az anticiklon középpontja körül az óramutató járásával megegyezően fúj az izobárok mentén. Az alsóbb szintekben a talajközeli súrlódás miatt a légáramlás az anticiklon centrumától spirálisan kifelé tart (65. ábra), tehát ott szétáramlás (divergencia) lép fel, s ezért az anticiklon belsejében leszálló légmozgás keletkezik, amelyek a felhőzet feloszlását eredményezik.



65. ábra Áramlási rendszer anticiklonban

A bárikus mező két legkarakterisztikusabb alkotóeleme után még néhány jellegzetesebb légnyomási képződménnyel ismerkedünk meg.

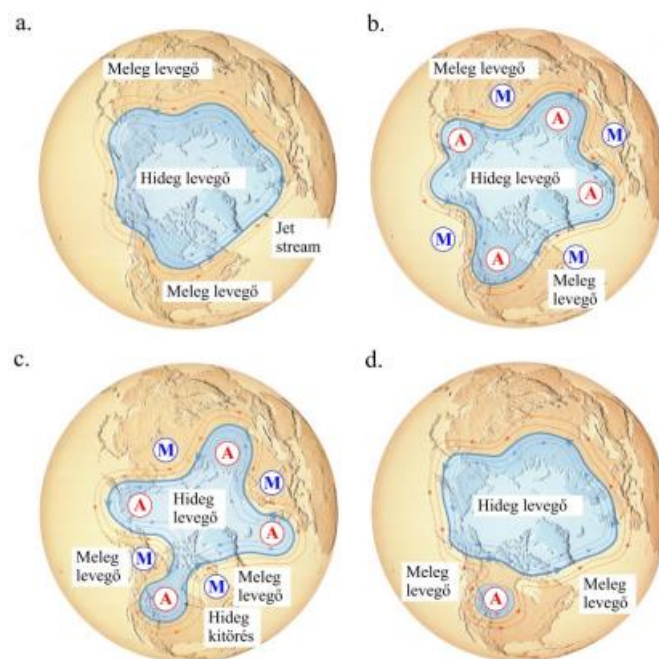
Légnyomás gerincnek vagy léghátságának nevezzük a nem zárt izobárokkal határolt magas nyomású sávot (62. ábra). Rendszerint két alacsony nyomású területet elválasztó v alakú izobárkonfiguráció jellemzi. Ennek középvonala, ahol a légnyomás tetőzik a gerincvonal.

A légnyomási teknő vagy csatorna ugyanolyan jellegű izobárkonfiguráció, mint a gerinc, de itt két magas nyomású területet elválasztó képződmény középvonalában a minimális légnyomásértékeket találjuk (62. ábra). Ez a vonal az úgynevezett teknővonal. A teknővonalban szoktak elhelyezkedni az időjárási frontok.

A nyereg két alacsony és két magas nyomású hely között fekszik (62. ábra). Két ciklon közötti útvonalon a nyeregpont a legmagasabb, két anticiklon közötti úton pedig a legalacsonyabb nyomású hely. Egyszerre található a területén összeáramlás is, szétáramlás is.

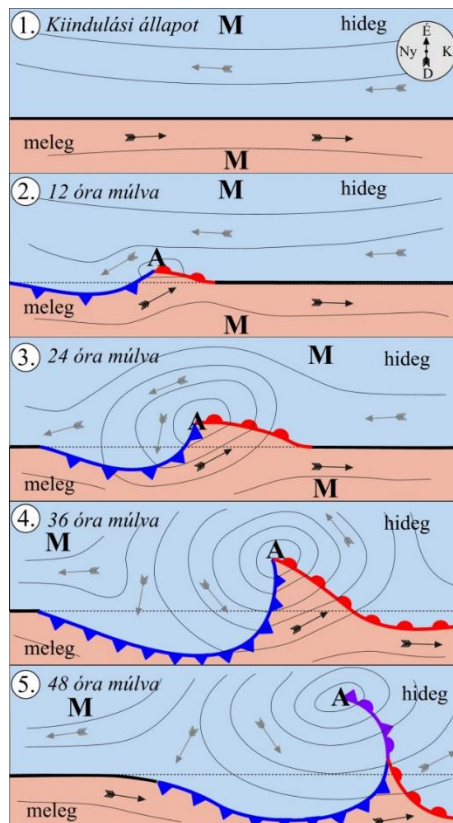
11.2. A mérséklet övi és a trópusi ciklonok keletkezése

A nagy kiterjedésű mérsékeltövi ciklonok létét, szerkezetét a norvég bergeni iskola kutatói már a XX. század elején ismerték, s a század közepén az ún. polárfiónt elmélettel kialakulásának mechanizmusát is kidolgozták. A front elnevezés is ebből az időből ered, mely az egymástól nagyon eltérő tulajdonságokkal rendelkező légtömegek „összecsapására” utal a frontfelület mentén.



66. ábra A polárfront elmélet magyarázza a mérsékeltövi ciklonok keletkezését. E folyamat fázisai: (a) Kismértékben hullámzó magaslégtörési áramlás, (b) A polárfront nagymértékű meanderezésének megjelenése, (c) Erősebb hullámok megjelenése, a ciklon-leválás kezdete, (d) A mérsékeltövi ciklon leválása után visszatérés a kisebb mértékű hullámzásra
 Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

A polárfront a légkör globális cirkulációjának részeként körbefutja a Földet (66. ábra), s megközelítőleg ott helyezkedik el, ahol a magasban a poláris futóáramlás mozog. A polárfront a mérsékelt övben található, s elválasztja egymástól egyrészt az alacsony szélességek meleg trópusi és a magasabb szélességi övek sarkvidéki eredetű hideg légtömegeit, másrészt a poláris keleties áramlásokat, illetve a mérsékeltövi nyugatias szelek által uralt térségeket. Ennek következtében a kelet-nyugati irányban húzódó, cirkumpoláris jellegű polárfront környezetében a fronttól északra alacsonyabb nyomású, hidegebb, míg délre magasabb nyomású, melegebb légtömegeket találhatunk. A meleg és hideg légtömegeket elválasztó frontfelület mentén a meteorológiai elemeket gyors, szinte ugrásszerű változás jellemzi. A polárfront két oldalán párhuzamosan, ellentétes irányban, zonálisan áramlik a levegő. A délebbre elhelyezkedő meleg levegő áramlása nyugatias, míg az északabbra található hideg légtömegé keleties. Mivel az észak-déli irányú légmozgás gyenge, ezért a polárfronttól délre fekvő területeken egyre melegebb, míg a tőle északra fekvőkön egyre hidegebb levegő halmozódik fel. A hőmérsékleti különbség hatására meridionális (észak-déli) irányú áramlás jön létre, mely a polárfront fodrozódásához vezet. Az így létrejövő hullámok elmélyülése eredményezi az örvények kialakulását, melyek leszakadnak a polárfrontról, és önálló mérsékeltövi ciklonként kezdik meg tevékenységüket.



67. ábra A mérsékletövi ciklonkeletkezést leíró polárfront elmélet. A kék háromszögek a hidegfrontot, a piros félkörök a melegfrontot, a lila háromszögek és félkörök együtt az okklúziós frontot jelölik. A: alacsony nyomású terület, M: magas nyomású terület. Az ábrán az egyes időpontok a következő eseményeket jelölik: 1.) A polárfront északi oldalán hideg, déli oldalán meleg levegő halmozódik fel. 2.) A meridionális hőmérsékletkülönbség hatására egy hullám alakul ki a polárfronton. 3.) A hullám egyre erősödik. Közepén csökken a légnyomás. Közben az egész légörvény kelet felé helyeződik át. 4.) A gyorsabban mozgó hidegfront utoléri a lassabban haladó melegfrontot. Megkezdődik a frontok összezáródása. 5.) A hideg- és melegfront összezáródása során a ciklon a talajon fokozatosan egy hideg légörvénnyé válik, majd lassan leépül.
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

A hullámzó polárfront megtörik, s meleg- és hidegfrontra bomlik ketté (67. ábra). Ezek a frontok választják el a kifejlődő ciklon belsejében a hideg és a meleg légtömegeket. A melegfront mögött délről északi irányba áramlik a meleg, a hidegfront mögött pedig délre halad a sarkvidéki, hideg levegő. A hideg- és melegfront találkozási pontja lesz a ciklon középpontja, ahol a légnyomás a legalacsonyabb. Kedvező feltételek mellett a hullám egyre erősödik, s a középpont nyomása egyre jobban csökken. Az alacsony nyomás kedvez a feláramlásnak, így a frontok mentén ennek hatására megindul a felhőképződés.

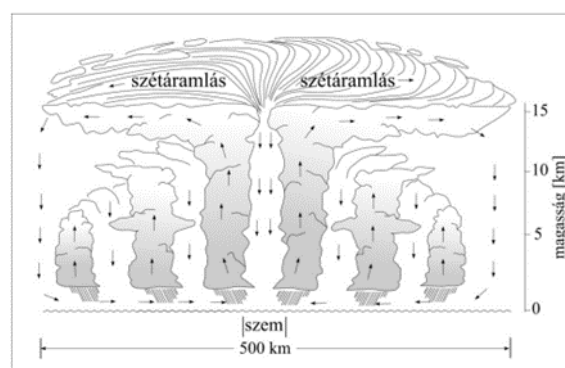
Trópusi ciklonok

A trópusi ciklonok viszonylag kisebb, néhány 100 km átmérőjű trópusi eredetű ciklonok, amelyek igen alacsony légnyomással rendelkeznek, s nagyon heves szelekkel járnak (a maximális szélsébség

nagyobb, mint 33 m/s), heves esőket hoznak. Központi magjukban, a vihar szemében a szelek lanyhák és a felhőzet csekély. A szem átmérője néhányszor tíz kilométeres nagyságrendű.

A trópusi ciklonok kizárólag az óceánok felett alakulnak ki, ahol a felszíni hőmérséklet különösen magas (nagyobb, mint 26 °C). Ezért az északi félgömbön jellemzően május és november között fordulnak elő, maximális gyakoriságuk szeptemberben jelentkezik, míg a déli félgömbön kialakulásuk jellemző hónapja a március. A trópusi ciklonok keletkezése lényegében az ITCZ januári és júliusi szélső helyzetei által körülfogott sávban történik, az Egyenlítő körüli 5–8°-os sávon kívül. Ennek oka, hogy a Coriolis-erő horizontális komponense az Egyenlítő közvetlen közelében csekély (az Egyenlítőn zérus), ezért csak az Egyenlítőtől bizonyos távolságra tud az áramlás ciklonális pályára kényszerülni. Az objektumok mozgásuk során sohasem lépik át az Egyenlítőt, s vonulásuk során kezdetben nyugat felé tartanak, majd gyakorta északi irányt vesznek, és ha átlépik a kb. 20°-os szélességet, ismét keleties irányba mozognak.

A trópusi ciklon létrejöttében fontos szerepet játszik a meleg tenger fölötti nagy nedvességtartalom. A feláramló levegő ugyanis már kis magasság elérésekor nedves adiabatikusan kezd hűlni, ami a feláramlást egyre intenzívebbé teszi. A heves feláramlással felfelé távozó levegő nyomán a felszínen alacsony nyomás alakul ki. Ahogy a feláramlás erősödik, úgy válik a légnyomás egyre alacsonyabbá a rendszer középpontjában, és úgy áramlik a levegő a felszínen egyre távolabbról a felfelé mozgó levegő pótlására. A feláramló levegő a troposzféra felső részén szétáramlik (hiszen a feláramlás csak a tropopauzáig történhet, mivel a sztratoszférában fennálló stabil légrétegződés gátolja a további emelkedést). Mivel a nedves adiabatikusan hűlő, felfelé tartó levegő a környezeténél melegebb, a hidegebb levegő az áramlási rendszer közepén lesüllyed. A leáramlás azonban felhőoszlató hatású, így a már trópusi ciklonnak nevezhető objektum középpontjában felhőmentes terület alakul ki. Ez a ciklon szeme.



68. ábra Trópusi ciklon szerkezete
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

A ciklon felülnézeti képe (69. ábra) azt mutatja, hogy felhőzete spirális karokon helyezkedik el, melyek távolsága a ciklon szélén 50–80 km. Ahol a karok találkoznak, a szem körül, ott a legsűrűbb a felhőzet. A nedvesség szerepét az is mutatja, hogy gyakran egy nap alatt akár 500 mm csapadék is hullhat egy trópusi ciklonból. A középpontjában uralkodó alacsony légnyomás szemléltetésére álljon itt két számadat: a ciklon középpontjának környezetében a nyomási gradiens olykor elérheti a 3 hPa/km értéket, valamint trópusi ciklon belsejében észleltek már 870 hPa tengerszinti légnyomást.



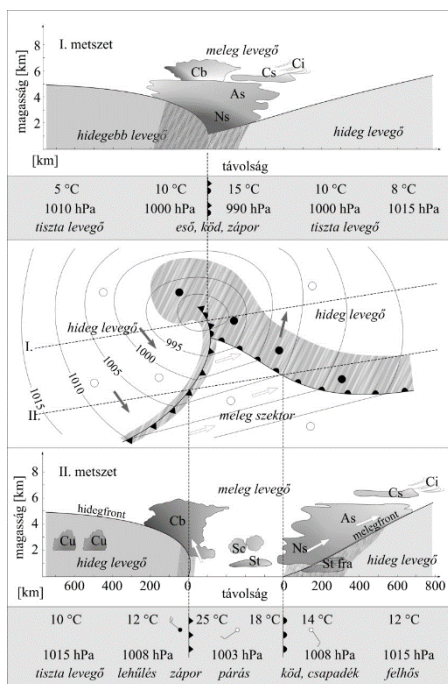
69. ábra Trópusi ciklon műholdképen
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

Jóllehet a trópusi ciklonban nagyon heves a szél, maga az objektum mozgása viszonylag lassú. Élettartamát alapvetően az határozza meg, hogy meddig tartózkodik a meleg óceán felett. Ha ugyanis hideg tengeráram (pl. Kaliforniai-áram) fölé érkezik, a hideg vízfelszín blokkolja a feláramlást. Kontinens fölé érve a nedvesség utánpótlása drasztikusan csökken, ráadásul a felszíni sűrűlódás is megnő, ami szintén a rendszer leépüléséhez vezet. Ha a trópusi ciklon eljut a magasabb szélességeig, akkor ott a felső-troposzféra erős szélnyírása (vertikális sebességkülönbsége) miatt felbomlik. Ha azonban e szélességeken nem fokozatosan, hanem hirtelen találkozik hideg légtömeeggel, akkor erős hőmérsékleti aszimmetria jön létre, ami új energiaforrást jelent, mely egy erőteljes mérsékelt övi ciklon keletkezéséhez vezethet. Ilyen jelenség gyakran fordul elő Észak-Amerika keleti partjainál. Az így létrejövő ciklon esetenként Európa partjait is elérheti.

A trópusi ciklon a középponti alacsony nyomásával és a benne uralkodó ciklonális áramlásával ugyanúgy viselkedik, mint a mérsékelt övi ciklon. Fontos különbség azonban, hogy frontok egyáltalán nincsenek benne, továbbá mérete csaknem egy nagyságrenddel kisebb, s élettartama is általában számottevően rövidebb.

11.3. A mérsékelt övi ciklonok és az időjárási frontok kapcsolata

A frontok három szektorra osztják a ciklont: (1) a melegfront előtti tartományra, (2) a két front közötti meleg szektorra, (3) a hidegfront mögötti hideg tartományra (70. ábra).



70. ábra Mérsékeltövi ciklon szerkezete, jellemző vertikális metszetei és a frontok felhőrendszere.
Forrás: Bartholy – Mészáros, 2013

A ciklon melegfronti részén hosszan elnyúló, széles felhőzóna található, kiterjedt csapadéksávval, míg a hidegfront mentén csak egy keskenyebb sávban hullik a csapadék. A meleg szektorban csak részben felhős az ég, és csak néha fordul elő egy-egy zápor. A fejlődő mérsékeltövi ciklon végül leválik a polárfontról, s zárt izobárokkal rendelkező, meleg- és hidegfrontból álló hatalmas örvénnyé alakul. Az alacsony nyomású centrummal rendelkező mérsékeltövi ciklon nyugati oldalán a hideg levegő délre, míg a mozgásrendszer keleti oldalán a meleg levegő észak felé nyomódik a hideg-, illetve a melegfront révén. Egy fejlett ciklon átmérője akár 3 000 km is lehet. A ciklon határának kijelöléséhez általában a földi átlagnak megfelelő felszíni légnyomást, azaz az 1013 hPa-os nyomási görbét használják, mely elnyújtott, kerekded alakú területet zár közre. Ezen belül a légnyomás mindenhol 1013 hPa alatti.

A forgás közben az egész örvénylő ciklon kelet felé mozog, követve a magasabb légrétegekben uralkodó nyugatias irányú általános áramlási képet. A mérsékeltövi ciklonok a keletkezésükhöz, s mozgásukhoz szükséges energiát elsődlegesen a frontfelület mentén kialakult nagyon jelentős hőmérséklet-különbségből, pontosabban e különbségek által indukált helyzeti (potenciális) energiának

mozgási energiává való átalakítása révén nyerik. Amint a ciklonok mozgásuk révén kiegyenlítik a frontfelület mentén a hőmérsékleti különbségeket, úgy a továbbiakban már nem áll rendelkezésre az a potenciális energia, mely a további mozgásban tartáshoz szükséges lenne. Így a ciklon disszipálódik, feloszlik, elhal.

Az eltérő tulajdonságokkal rendelkező légtömegek egyensúlyra törekszenek, vagyis arra, hogy a meteorológiai állapotváltozók értékei közötti különbség kiegyenlítődjön. Miközben a ritkább, meleg levegő feláramlik, a sűrűbb, hideg levegőtömeg lesüllyed, s potenciális (helyzeti) energiája kinetikus (mozgási) energiává alakul át. A felemelkedő levegőben lévő nedvesség a kicsapódás (kondenzáció) révén szintén növeli a forgó rendszer energiáját ún. látens (rejtett) hő formájában. Ilyenkor a víz párolgásánál a környezet – pontosabban a napsugárzás – által szolgáltatott, s a vízgőzbe „rejtett” energia szabadul fel. A ciklon közepe felé tartó levegő sebessége felgyorsul, ami szintén a kinetikus energia növekedésével jár együtt.

A fejlett mérsékeltövi ciklonok élettartamuk közepén egy kelet felé mozgó, forgó hatalmas légörvénnyé válnak. Az egyes ciklonok átlagosan 30 km/óra sebességgel haladnak keleti irányba, míg a ciklonon belüli forgó mozgás során ennél nagyobb sebességek is felléphetnek. A légörvény keleti oldalán az észak, északnyugat felé haladó melegfrontot a nyugati oldalon egy dél, délkelet felé tartó hidegfront követ. A hidegfront mozgása azonban gyorsabb, mint a melegfronté, így az fokozatosan közeledik, s a két front közti meleg szektor egyre kisebb területre szorul. Végül a hidegfront utoléri a melegfrontot, s a meleg szektor felemelkedik. A két front összezáródása, s egyben a meleg szektor okkludálódása (a felszínről való kiszorulása) a ciklon középpontjától kezdődik.

Az okklúziós folyamat azt eredményezi, hogy a hideg és a meleg levegő kicserélődésével egyre stabilabb állapot alakul ki, s az elöregedett rendszer lassan felbomlik. A mérsékelt övi ciklonok élettartama néhány nap és egy hét között mozog.

A ciklonok általában nem egyedül fordulnak elő. Gyakran több hatalmas légörvény kapcsolódik egymáshoz, és egymást követik a polárfrontról leváló mérsékelt övi ciklonok. Az ilyen ciklonrendszert cikloncsaládnak hívjuk. Egy-egy cikloncsaládban 1–2 napos késéssel követik egymást a ciklonok, átlagosan négy-öt. Évente általában 60 cikloncsalád vonul el Európa felett, ezek egy része Magyarország területét is érinti. A ciklonok mentén száraz és csapadékos időszakok váltogatják egymást. Átvonulásuk után egy rövid idő szükséges, amíg a polárfront mentén megfelelő mennyiségű energia halmozódik fel az újabb örvények létrejöttéhez.

A ciklonok kialakulását, életét és felbomlását leíró polárfront elmélet egy leegyszerűsített képe a valóságnak. A közepes földrajzi szélességek alacsony nyomású légörvényei a légkör bonyolult, összetett folyamatainak hatására változatos képet mutatnak. Élete során minden egyes ciklon egyedi utat jár be, mégis azt mondhatjuk, hogy az általános jellemvonások mindegyikre igazak. Ezen túlmenően azonban egy sor egyéb tényezőt is figyelembe kell venni. Egyes ciklonok ugyanis gyorsan

növekedve hatalmas légörvénné alakulnak, s csak lassan bomlanak fel, mások viszont rövid életűek, kevésbé intenzívek és időjárás-alakító hatásuk is csekély. Előfordulhat az is, hogy egy felbomlóban lévő ciklon újból felerősödik, vagy éppen egy helyben veszteglő légörvénné alakul át. Az eltérés több okból adódik. Egyrészt a ciklonok keletkezési helye különböző, s más-más útvonalon haladnak. Európában Izland és a Genovai-öböl térségében keletkezik a legtöbb mérsékeltövi ciklon. A ciklonpálya mentén a domborzat vagy a tengerek és a szárazföld közötti hőmérsékleti kontraszt egyaránt befolyásolja a ciklonok útvonalát, élettartamát. Az Alpokba ütköző légörvények például gyakran legyengülnek, módosítják pályájukat vagy akár fel is oszlanak. A hegyeken átkelve esetenként újból erőre kapnak.

A ciklonok kialakulását, pályájukat alakító legfontosabb tényező a magasabb légrétegekben uralkodó áramlási mező. A légkör magasabb részein, a középső és felső troposzférában a közepes földrajzi szélességeken egy nyugatról kelet felé áramló hullámozó mozgás futja körül a Földet, ezek a futóáramlások (jetek). Nagy általánosságban a talajközeli alacsony nyomású területek ennek a középtroposzférában (kb. az 5 000 m magasságban) uralkodó áramlásnak az irányát követik, sebességük pedig nagyjából az alapáramlás sebességének a fele. A földfelszínen a ciklon középpontja felé áramló, s így ott felhalmozódó levegőtömeg felemelkedésre kényszerül. A feláramló levegőt a magasabb légrétegekben a nyugatias áramlás szállítja el. Az alacsony nyomású centrummal rendelkező mérsékelt övi ciklont a talaj környezetében összeáramlás (konvergencia), míg a magasabb légrétegekben, a középtroposzférában szétáramlás (divergencia) jellemzi. A feláramló, s a magasban elszállított levegő más területeken leáramlik, létrehozva a talajon egy magas nyomású légköri képződményt, az anticiklont.

11.4. Ellenőrző kérdések

1. Melyek a bárikus mező alapvető formái?
2. Milyen az áramlási rendszer egy ciklonban?
3. Milyen az áramlási rendszer egy anticiklonban?
4. Hogyan keletkeznek a mérsékelt övi és a trópusi ciklonok?
5. Milyen kapcsolatban állnak egymással a mérsékelt övi ciklonok és az időjárás frontok?

Irodalom

Bartholy J. – Mészáros R. szerk. (2013): Meteorológiai alapismeretek. Eötvös Loránd

Tudományegyetem, Budapest. <https://ttk.elte.hu/dstore/document/885/book.pdf>

Péczely Gy. (1978): Éghajlattan. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest.

Tar K. (2006): Általános meteorológia. Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen.