

A levegő állapothatározói

A légkör egy igen nagy kiterjedésű és tömegű, gáz halmazállapotú fizikai rendszer, a légköri folyamatok pedig az ebben a rendszerben bekövetkező állapotváltozások sorozatai.

A gázok állapotjelzői: hőmérséklet, nyomás, sűrűség. A levegőnél még figyelembe vesszük a vízgőztartalmat (nedvességet) is.

Hőmérséklet (T)

A levegő hőmérsékletén a levegő felmelegedési fokát értjük.

Mérése 2 m magasban, hőmérőházban történik, egysége °C.

Radiációs minimum

Az éjszaka folyamán a talajfelszín kisugárzása következtében beáll a legalacsonyabb hőmérséklet. A mérésére szolgáló hőmérőt a talajfelszín felett 5 cm-re helyezik el.

Középhőmérséklet

24 óra folyamán mért hőmérsékleti értékek középértéke.

A napi legalacsonyabb, illetve legmagasabb hőmérséklet azonban bizonyos esetekben- frontátvonuláskor, légtömegcsere esetén- napkelte után, illetve napnyugta után is beállhat.

Izoterma

Egy adott szinten az azonos hőmérsékletű pontokat összekötő görbét izotermának nevezzük.

Hőátadás

A légkör hőkészletének jelentős részét a földfelszíntől kapja. A napsugárzás hőenergiáját a légkör csak a földfelszín közvetítésével tudja hasznosítani.

Hővezetés

Az a hőátadási mód, amikor a hő a test egyik részéről a másik részére molekuláról molekulára terjed át. A levegő, rossz hővezető révén, a földfelszíntől vezetés útján csak egy egész vékony, 3-4mm-es rétegben melegszik át, tehát ilyen energiacsere a földfelszín és a vele közvetlenül határos légréteg között figyelhető meg.

Sugárzás

A földfelszín által kisugárzott energia nagy része a levegőben elnyelődik, majd a levegő az elnyelt energiát újra kisugározza. Ennek egy része a felszín felé irányul, ilyen módon csökken a felszín energiavesztesége. A földfelszín minden időben (éjjel-nappal, télen-nyáron) energiaforgalmat bonyolít le: sugárzás révén energiához jut, és sugárzással energiát ad le.

Hőáramlás, átkeverés

Gáz halmazállapotú anyagokban a kis kohéziós erő következtében a részecskék könnyen elmozdulnak, és más közegbe kerülve tulajdonságaikat kicserélik. A keveredés igen hatékony hőátadási mód. A légkörben a hőáramlás iránya szerint két nagy csoportot különböztetünk meg: konvekciót és advekciót.

Konvekció: függőleges légáramlás esetén; ilyenkor függőleges irányú hőcsere zajlik le. A vertikális mozgások fajtái:

- elemi konvekció
- turbulencia
- frontális emelés
- orografikus emelés

Advekció: légáramlással zajló horizontális irányú hőcsere.

A hőmérséklet horizontális és vertikális eloszlása

A hőmérséklet horizontális változékonyságát a különböző légköri képződmények határozzák meg, vertikális változását a légállapotgörbe mutatja. Adott pont felett a levegő hőmérsékletének, nedvességének és a szélnek a magassággal történő változását leggyakrabban rádiószondás mérésekből ismerhetjük meg. A hőmérséklet magassággal történő változásait a legjobban a hőmérséklet - magasság (nyomás) koordinátarendszerben való ábrázolással tudjuk áttekinteni. Az így felrajzolt görbét geometriai állapotgörbének nevezzük.

Cumulus kondenzációs szint

Az a magasság, ahol az emelkedő levegő telítetté válik, és megkezdődik a nedvesség kicsapódása, a gomolyfelhők képződése.

A levegő hőmérséklete a talajtól kiindulva a magassággal változik, a troposzférában rendszerint csökken. Amennyiben nem csökkenés következik be, akkor a következő eseteket figyelhetjük meg:

Izotermia: A légkör olyan rétegében beszélünk izotermiáról, amelyben a hőmérséklet függőlegesen nem változik.
Inverzió: A légkör olyan rétege, amelyben a levegő hőmérséklete a magassággal növekszik.

Az állapotgörbe jellemzői, stabilitási viszonyok

A gázok állapotát három állapotjellemző (hőmérséklet-T, nyomás-p és sűrűség) egyértelműen meghatározza. A gázokban, így a levegőben végbemenő folyamatoknál általában mindhárom állapotjelző változik, egyik sem mutat állandóságot. A folyamatok közül ki kell emelni az adiabatikus folyamatokat.

Adiabatikus folyamat

Akkor beszélhetünk róla, ha a rendszer és környezete között nincs hőcseré, vagyis a rendszer nem vesz fel és nem is ad le hőenergiát környezetének (elsősorban fel- és leáramlások).

Hőmérsékleti gradiens

A hőmérséklet eloszlásának jellemzése. Az egységnyi távolságra eső hőmérséklet-változás.

- **Vízszintes (horizontális) hőmérsékleti gradiens:** A hőmérséklet vízszintes eloszlásának jellemzése. Vektormennyiség, amely megmutatja, hogy a léghőmérséklet mely irányban csökken a legnagyobb mértékben a felület mentén a vizsgált pontban, megadja mekkora a távolságegységre eső hőmérséklet-csökkenés.

- **Függőleges hőmérsékleti gradiens:** A hőmérséklet függőleges eloszlását jellemzi, általában a 100m-re eső hőmérséklet-változást értjük alatta. Megadja a léghőmérséklet vertikális csökkenésének vagy növekedésének mértékét, magasságegységre vonatkoztatva.

- **Átlagos hőmérsékleti gradiens:** A sokévi magaslégköri mérések alapján a troposzférában az átlagos hőmérsékleti gradiens értéke: 0,65°C/100m a mérsékelt övben.

- **Tényleges hőmérsékleti gradiens:** Változékonny jellemzőszám, az időjárás változékonysága határozza meg. A rádiószondás mérésekből meghatározott gradienst: tényleges vagy lokális gradiensnek nevezzük.

- **Száraz-adiabatikus hőmérsékleti gradiens:** Az állapotváltozás adiabatikus. Értéke: 1°C/100m. A telítetlen levegő adiabatikus állapotváltozása során fellépő hőmérséklet-változást írja le.

- **Nedves-adiabatikus hőmérsékleti gradiens:** A telített levegő adiabatikus állapotváltozása során fellépő hőmérséklet-változás. Mivel a kondenzáció látens (rejtett) hője a felfelé emelkedő légrézecskeket melegíti, ezért a nedves-adiabatikus hőmérsékleti gradiens mindig kisebb a száraz- adiabatikus hőmérsékleti gradiensnél.

Egyensúlyi helyzetek

Az adiabatikus hőmérsékleti gradiens és a lokális hőmérsékleti gradiens viszonya határozza meg a légkör egyensúlyi állapotát, attól függően, hogy a légkör valamely rétegének hőmérsékleti gradiense az adiabatikus gradiensnél nagyobb, kisebb vagy egyenlő.

- **Stabilis egyensúlyi állapot:** Ha egy légtömeget nyugalmi helyzetéből elmozdítunk, közte és környezete között olyan hőmérséklet-különbség alakul ki, amely a légrézecskeket eredeti helyére visszavinni igyekszik.

- **Labilis (instabil) egyensúlyi állapot:** Ha egy légtömeget nyugalmi helyzetéből elmozdítunk, magától is tovább emelkedik vagy süllyed.

- **Közömbös (indifferens) egyensúlyi állapot:** Ha egy légtömeget nyugalmi helyzetéből elmozdítunk, új helyén is ugyanúgy nyugalomban marad.

Inverzió

Kisugárzási inverzió

Az éjszakai órákban a talajfelszín általában lehűl, ezzel egyidejűleg lehűl a vele érintkező levegő is; ez a lehűlés a kisugárzási időszak alatt egyre vastagabb rétegre terjedhet ki. Hajnalra az inverziós hőmérsékleti eloszlás több száz méter vastagságot is elérhet. Különösen erős inverzió keletkezik derült, szélcsendes éjszakákon, ha a levegő nedvességtartalma kicsi és tiszta az idő. A kisugárzási inverzió besugárzás, élénkülő szél, illetve vertikális átkeverés hatására gyengül vagy feloszlik. A felhőzetnek és nedvességnek fontos szerepe van az inverzió kialakulásának meggátolásában.

Zsugorodási inverzió

Magasban, általában 1-3km között, rendszerint anticiklonális nyomásmezőben kialakuló inverziós réteg. Ennek létrejöttében az anticiklonban felszálló-leszálló légmozgások játszanak szerepet.

Hidegpárna

Az az inverziós hőmérsékleti eloszlás, amely a téli időszakban napközben sem oszlik fel, és az időjárási körülményektől függően tartósan (akár hetekig is) fennmarad. Jellemző a Kárpát-medencére.

A talajközeli hőmérséklet változása

A hőmérséklet-változásokat két csoportra oszthatjuk: periodikus, illetve aperiodikus változásokra. Periodikus változás, pl. a nappali-éjszakai vagy az évszakos hőmérséklet-változás. Aperiodikus változásokat többek között légáramlás, légtömegcsere okoz; ez a változás elnyomhatja az előzőt. Egy adott helyen a levegő hőmérsékletében beálló változást, azaz lokális hőmérséklet-változást individuális és advektív okokra vezethetjük vissza.

A hőmérséklet individuális változása

Két okra vezethető vissza. Az első adiabatikus, azaz hőcserementes változás. Ez függőleges légmozgásokkal vagy a légnyomás időbeli változásával jöhet létre. A második, nem adiabatikus (transzformációs) változás vagy molekuláris hővezetés, turbulens hőcsere, vagy sugárzás útján történő energia felvétellel, illetve leadással valósulhat meg. A talajfelszín közelében transzformációs, a magasban adiabatikus individuális hőmérséklet-változás az elsődleges.

A hőmérséklet advektív változása

Hőmérsékleti advekción (szállítás) valamely helyen az oda érkező levegő eltérő hőmérséklete által okozott hőmérséklet-változást értjük. A légkörben alig van advekciómentes állapot. Az advekció függ: a hőmérséklet horizontális eloszlásától, a légáramlás irányától és nagyságától, tehát a szélesebségtől. Hideg advekcióról abban az esetben beszélhetünk, ha egy hely fölé az ott lévőnél hidegebb levegő áramlik, ellenkező esetben pedig meleg advekcióról van szó.

A sűrűség magassággal történő változása

A magasban levő légrézecskek súlyuknál fogva nyomást gyakorolnak az alattuk lévőre, ezáltal azokat összenyomják, így a sűrűség a talajfelszínen a legnagyobb. A sűrűség a magasság növekedésével logaritmikusan csökken. A sűrűségcsökkenés az alsó légrétegekben valamivel gyorsabb, mint a nagyobb magasságokban. Kb. 5500m magasan a sűrűség közel fele a talajon észlelhető sűrűségnek, 12km magasságban közel negyede, 30km magasságban pedig már csak kb. százada.

Légnyomás

A nyomás a felületegységre ható nyomóerőt jelenti, vagyis a nyomás a felületre ható erő és a felület hányadosa által értelmezett fizikai mennyiség. A légnyomásnál a nyomóerőt a légkör egy bizonyos helyén az adott hely fölött elhelyezkedő levegőoszlop súlya okozza. A légnyomást a meteorológiában hekto-Pascal-ban (hPa) adjuk meg. A légnyomás a légkörben felfelé haladva közel exponenciálisan csökken; a tiszta exponenciális csökkenés akkor valósulna meg, ha a légkör állandó hőmérsékletű volna.

Horizontális bárikus gradiens

A nyomásgradiens mint térbeli vektor vízszintes síkra vonatkoztatott komponense. Vektormennyiség, megmutatja, hogy a horizontális felület mentén (a vizsgált pontban) mely irányban csökken a légnyomás a legnagyobb mértékben, valamint azt is megadja, hogy mekkora a távolságegységre eső nyomáscsökkenés.

Izobárok

Az azonos légnyomású pontokat egy adott vízszintes felületen összekötő görbék.

Izobár felület

Az azonos légnyomású pontokat térben összekötő felület.

Izobár alakzatok

A szinoptikus vagy más néven, talajtérképeken az izobárokat 5hPa-onként szokták analizálni. Az analizált térképen izobár alakzatok láthatóak.

A légnyomás változása lehet időbeli és térbeli

Az időbeli változás lehet periodikus, illetve aperiodikus.

- **Periodikus:** egyrészt a napi menetet takarja, a napi hullámban két maximum és két minimum jelentkezik: a minimum időpontja 4, illetve 16 óra, a maximumé 10 és 22 óra. A napi menetre jellemző, hogy a nappali amplitúdó nagyobb, mint az éjszakai. A légnyomás menetében másrészt évi ingás is megfigyelhető, az ingás amplitúdója télen csökken, nyáron növekszik. Ez a változás nem hat erősen az időjárás változásra.

- **Aperiodikus:** légtömeg-áthelyeződéssel, időjárás alakító hatással van kapcsolatban, ez a változás elnyomja a periodikus változást.

A térbeli változás mind vertikális, mind horizontális irányban jellemző. A légnyomás és a magasság kapcsolata a repülésben igen fontos. A légnyomás vízszintesbeli változékonyságát a légnyomási képződmények adják. A legfontosabb nyomási képződmények a következők:

- **Ciklon:** egy vagy több zárt izobárral rendelkező légköri örvény, melynek középpontjában legalacsonyabb a légnyomás.
- **Anticiklon:** egy vagy több zárt izobárral rendelkező légköri képződmény, melynek középpontjában a legmagasabb a légnyomás.
- **Peremciklon:** nagykiterjedésű ciklonok peremén keletkező újabb ciklon.
- **Csatorna vagy teknő:** az alacsony nyomású képződmények területén kijelölhető olyan vonal, melyhez közeledve a légnyomás csökken, attól távolodva pedig nő.
- **Gerinc vagy hátság:** magasnyomású területen belül kijelölhető vonal, melyhez közeledve a légnyomás nő, attól távolodva pedig csökken.
- **Nyereg:** két-két szemközti alacsony-, illetve magasnyomású képződmény közti terület.
- **Izobártalan mező:** A légnyomás viszonylag nagy területen közel egyforma.

A légnyomás átszámítása a tengerszintre

Ha különböző földrajzi helyeken, a talajon mérjük a légnyomást, a mért értékek csak akkor hasonlíthatók össze, ha mindenütt ugyanabban a magasságban mértük, különben az állomások magasságkülönbségéből adódó légnyomáskülönbség elfedi a vízszintes eltéréseket. Az összehasonlíthatóság végett azonos magasságra kell az értékeket átszámítani. Ez a magasság legtöbbször a tengerszint magassága. Az így átszámított légnyomás csupán egy képzeltek érték, amellyel lehetővé tesszük az összehasonlítást.

A tengerszinti javítás függ:

- a műszer tengerszint feletti magasságától
- az észlelt léghőmérséklettől
- a műszerszinti légnyomástól

Ezek ismeretében számítható a tengerszinti légnyomás.

Szél

A levegő vízszintes áramlását szélnek nevezzük. A szél vektormennyiség, tehát iránya és nagysága van. A felszíni szelet 10 méter magasságban mérjük.

Szélirány

Azt az irányt adjuk meg, ahonnan a szél fúj. A szélirányt a legközelebbi 10 fokra kerekítve vagy az égtájak, illetve mellékégtájak szerint közöljük. Az északi iránynak a 0° (vagy 360°), a keletinek a 90°, a délinek a 180°, a nyugatinak pedig a 270° felel meg.

Szélesebesség

A szélesebességet m/s-ban vagy csomóban (knot) mérjük. A talajszél esetén megadjuk az átlagszelet, azaz a szélesebesség átlagértékét és az elmúlt óra folyamán bekövetkezett legnagyobb szellőkést. Az átlagszelet 10 percre, a szellőkést a repülésmeteorológiai táviratokban az elmúlt 2 percre vonatkoztatjuk, általános meteorológiai jelentésekben pedig az elmúlt egy óra legnagyobb szellőkése kerül megadására. $1\text{ m/s} = 1,944\text{ csomó} = 3,6\text{ km/h}$. A meteorológiai térképeken a mért vagy előre jelzett szelet szélzászlóval adjuk meg. A szélesebesség mérésére nincs mindig lehetőség, ilyenkor a szél által kiváltott hatásokkal lehet a szél erősségére következtetni. Így készült a Beaufort-skála.

A szél kialakulásának okai

Ahhoz, hogy a levegőben vízszintes irányú légmozgások kialakuljanak, nélkülözhetetlen feltétel a horizontális légnyomáskülönbség. Gázok esetében ugyanis, ha a gázon belül két pont között nyomáskülönbség alakul ki, azonnal megindul a kiegyenlítődés, vagyis a magasabb nyomású pont felől az alacsonyabb nyomású pont felé fog a gáz áramlani. Ez a mozgás, ez a folyamat addig tart, míg a nyomáskülönbség meg nem szűnik. Teljesen hasonlóan: ha a levegőben két hely között horizontálisan nyomáskülönbség alakul ki, akkor azonnal megindul a levegő áramlása a magasabb nyomású hely felől az alacsonyabb nyomású hely felé.

A szelet meghatározó erők

Ahhoz, hogy valamely levegőrész nyugalmi helyzetéből kimozduljon, valamilyen erőhatás szükséges. A levegőben a vízszintes mozgásokat kiváltó erő a nyomáskülönbségből, a nyomáskülönbség pedig hőmérséklet-különbségből származik.

- **Gradiens erő:** a nagyobb nyomású terület felől az alacsonyabb nyomású hely felé légrézecsckét szállító erő.

- **Légnyomási gradiens:** A nyomásmező eloszlását határozza meg. A gradiens nagysága a nyomáskülönbség nagyságával arányos: minél nagyobb két hely között a nyomáskülönbség, annál nagyobb a gradiens értéke és a légmozgást létrehozó erő is. A légnyomási gradiens nagysága a távolságegységre eső nyomáscsökkenés mértéke, iránya pedig a legerősebb nyomáscsökkenés irányába esik. Egyenes vonalú izobárok esetén a légnyomási gradiens erő iránya merőleges az izobárokra; nagyságára jellemző, hogy fordítottan arányos az izobárok közötti távolsággal, azaz minél nagyobb a

nyomáskülönbség, annál nagyobb a szél (sűrűbbek az izobárok).

- **Coriolis-erő:** a Föld forgásából adódó eltérítő erő. Hatása abban nyilvánul meg, hogy a már mozgó testeket a mozgás irányára merőlegesen akarja kitéríteni - az északi féltekén jobbra, a délin balra. A Coriolis-erő nagysága arányos a földrajzi szélességgel és a mozgó test sebességével. Az Egyenlítőn az eltérítő erő horizontális komponense 0, a sarkokon pedig maximális. A Coriolis-erő a mozgó levegőt tehát fokozatosan eltéríti mindaddig, amíg a szél az izobárokkal párhuzamosan nem fúj.

- **Geosztrofikus szél:** a gradiens erő és a Coriolis-erő egyensúlya esetén kialakuló, az izobárokkal párhuzamosan fújó szél. Ez a magasléggörben fordul elő, mivel ott eltekinthetünk a sűrűlódástól, az alsó légrétegekben geosztrofikus szél nem alakul ki. Geosztrofikus szél tehát akkor jön létre, ha az izobárok párhuzamosak, a légnyomás időben nem változik és a talajjal való sűrűlódás hatása nem érvényesül. A levegőrészecskék vízszintes mozgását a geosztrofikus áramlás esetén két fő erő irányítja: a vízszintesben jelentkező nyomáskülönbségből származó gradiens erő és a Föld forgásából származó egyik tehetetlenségi erő, a Coriolis-erő vízszintes komponense. Amikor a geosztrofikus szél létrejön, akkor a fenti két erő egyensúlyt tart egymással és így a szél az izobárokkal párhuzamosan fúj.

- **Ageosztrofikus szél:** Ha a mozgás nem felel meg az előbb leírtaknak, vagyis többnyire gyorsuló mozgás jön létre.

- **Geociklosztrofikus vagy gradiens szél:** az izobárok görbültek, a légnyomás időben nem változik, és a talajjal való sűrűlódás hatása nem érvényesül. Görbevonalú izobárok esetén a gradiens erő és az eltérítő erő mellett a centrifugális erő is részt vesz a mozgásforma létrehozásában. A kialakult geociklosztrofikus szél az izobárokhoz húzott érintő mentén fúj, mégpedig oly módon, hogy az Északi féltekén ciklonális esetben a cirkuláció az óramutató járásával ellentétes, anticiklonális esetben pedig az óramutató járásával megegyező.

- **Sűrűlódás:** az áramló levegő és a földfelszín között lép fel.

- **Sűrűlódási erő:** talajközeli rétegben kialakuló, a mozgásiránnyal ellentétes, nagysága arányos a sebességgel.

- **Sűrűlódási réteg:** a légkörnek az a rétege, amelyben a talajfelszínnel való sűrűlódást figyelembe kell venni. Ebben a rétegben közelítőleg igaz, hogy a sűrűlódási erő lineárisan arányos a szélesebséggel, és a sűrűlódási erő egyállású, de ellentétes irányú a sebességvektorhoz viszonyítva.

Konvergencia

A légkör valamely rétegében létrejövő vízszintes irányú tömeg-összeáramlás. Felléphet talajközeli levegőrétegben ciklon esetén (a konvergencia egy pontra történik, ez a pont a ciklon centruma), és ennek a talajközeli konvergenciának eredményeként a ciklon területén egészen a középső troposzféráig feláramlás tapasztalható. A talajközeli konvergencia a vízszintes légáramlásnak a talajjal való sűrűlódása révén jön létre. A feláramlás, mivel adiabatikus hűlést eredményez, kellő nedvességtartalom esetén felhőzet-, illetve csapadékképződéshez vezet. Konvergencia lép fel a talajközeli levegőrétegekben konvergencia-vonalak, valamint nyomási csatornában húzódó időjárási frontok esetében is; a konvergencia itt vonalra történik. Ez esetben is feláramlás, és ennek folytán felhő- és csapadékképződés figyelhető meg.

Divergencia

A légkör valamely rétegében létrejövő vízszintes irányú tömegszétáramlás. Felléphet talajközeli levegőrétegekben anticiklon esetén (a divergencia egy pontról történik, ez a pont az anticiklon centruma), és ennek a divergenciának eredményeként az anticiklon területén egészen a középső troposzféráig leáramlás tapasztalható. A nagy térségű leáramlás, mivel adiabatikus melegedéssel jár, felhőszelítő hatású. Divergencia lép fel a talajközeli rétegekben akkor is, ha a talajtérképen nyomási gerincet analizálunk; a divergencia itt vonalba rendezett. A térségre leáramlás, és ennek kapcsán általában kevés felhő vagy a felhőzet teljes hiánya a jellemző.

Légnedvesség

A légkörben a vízgőznek mindhárom halmazállapota megtalálható: 95%-a légnemű, 5%-a szilárd és cseppfolyós halmazállapotban. A légköri vízmennyiség mindössze százazred része a Föld felszíni vízkészletének. A légköri víz mintegy 10 naponként kicserélődik. A légkörből kihullott víz a felszínről pótlódik, vagyis a légkör és a felszín között állandó körforgás megy végbe (párologás - kicsapódás - csapadék), és eközben a víz halmazállapot-változásokon megy keresztül. A nedvesség befolyásolja a sugárhátartást, a frontok, nyomásrendszerek fejlődését.

Abszolút nedvesség

A térfogategységben lévő vízgőz mennyisége g-ban. Az abszolút nedvesség a magassággal rohamosan csökken, 8km-en már csak negyede a talajon mérhetőnek.

Fajlagos (vagy specifikus) nedvesség

A nedves levegő tömegegységében lévő vízgőz mennyiségét kifejező mérőszám.

Gőznyomás vagy párányomás

A levegőben lévő vízgőz feszítő ereje (hPa), a levegőben található vízgőz súlyából származó nyomás.

Telítési gőznyomás

Egy adott hőmérsékleten lehetséges legnagyobb gőznyomás.

Telítési hiány

Adott hőmérsékleten a telítési és a tényleges gőznyomás különbsége. A párolgás arányos a telítési hiánnyal.

Relatív nedvesség

A tényleges és az adott hőmérséklethez tartozó telítési párányomás aránya.

Harmatpont

Az a hőmérséklet, amelyre a levegőt lehűtve az telítetté válik, miközben a nyomás és a rendelkezésre álló vízgőz mennyisége változatlan marad.

Harmatpontdeficit

A levegő pillanatnyi hőmérséklete és harmatpontja közötti különbség.

A légnedvesség mérése

A jó nedvszívó anyagot használva a rajta átvezetett nedves levegőből magába szívja a nedvességet, a súlynövekedésből pedig következtetni lehet a nedvességtartalomra.

A hajszálas higrométerek azon az elven alapulnak, hogy a relatív nedvesség növekedésével a hajszál hossza megnövekszik. A nedvességtartalom ún. száraz-nedves hőmérőpárral is mérhető. Az egyik hőmérővel a szokásos módon a levegő hőmérsékletét mérik, a másik hőmérő higanygömbjét viszont nedves muszlinnal veszik körül. Ha a levegő nem telített, akkor a nedvesen tartott hőmérőről víz párolog el, így hőenergiát veszít, ennek következtében ez a hőmérő alacsonyabb hőmérsékletet mutat, mint a másik. A közöttük levő különbség nagyságából következtetni lehet a levegő nedvességtartalmára.

A víz halmazállapotai

Szilárd halmazállapot

A részecskék hőmozgása az összetartó erőhöz képest kicsi, így tulajdonképpen helyhez kötöttek; a hőmozgás e hely körüli rezgőmozgásban nyilvánul meg.

Cseppfolyós halmazállapot

A molekulák hőmozgásának (mozgási energiájának) növekedtével eljutunk egy olyan állapothoz, amikor a molekulák egymáshoz képest is elmozdulnak, nincsenek helyhez kötve, de ugyanakkor még érvényesül a molekulák között a vonzóerő is.

Légnemű halmazállapot

A molekulák hőmozgása már olyan nagy, hogy az összetartó erő elhanyagolható. A molekulák egymástól függetlenül, szabadon mozognak.

A részecskék hőmozgásától függően az anyag egyik halmazállapotból átmehet egy másikba.

Látens hő

Az átalakulási hő közlése nem okoz hőmérséklet-változást, csupán a halmazállapotot változtatja meg, ezért rejtett vagy látens hőnek nevezzük.

Párolgás

A levegőbe a földfelszínről jut a víz, párolgás és szublimáció útján. A két folyamat közül a párolgás lényegesen nagyobb mennyiségű vizet mozgat meg. A párolgás során molekulák lépnek ki a víz felszínéről, a vízfelszín fölé kerülő molekulák egy része azonban a felszínnek ütközve visszakerül, ismét elnyelődik.

Tényleges párolgás

A vízfelszínről kilépő és visszakerülő molekulák különbsége adja meg. Annál nagyobb a párolgás mértéke, minél nagyobb a kilépő, de a folyékony vízbe vissza nem kerülő molekulák száma.

Telítési állapot

A kilépő molekulák száma megegyezik a visszakérülő molekulák számával. A vízfelszín fölötti légtérben a molekulák száma nem változik.

A természetes felszín párolgása függ:

- a párolgó felszín sajátossága
- a rendelkezésre álló víz mennyisége
- a párolgásra fordítandó energia nagysága
- a levegő átkeveredésének mértéke
- a párolgó víz hőmérséklete
- a levegő párabefogató képessége (telítési hiány)

Kondenzációs folyamatok

Amikor egy adott térrészben a levegő túltelítetté válik, a telítésen felüli páramennyiség kicsapódik. Ha a kondenzáció a magasban következik be, felhő, ha a talaj mentén, akkor köd keletkezik. A felhőképződéshez - elegendő vízgőztartalom esetén - kétféle alapvető folyamat vezethet: légköri feláramlás és ennek kapcsán adiabatikus hűlés, vagy a levegőréteg sugárzásos hűlése.

A kicsapódáshoz szükséges:

- **Kondenzációs magvak:** Nedvszívó részecskék, mindig jelen vannak a légkörben, szennyeződés mindig van.
- **A vízgőztartalom megközelítse a telítettséget:** A relatív nedvesség közel 100%-os legyen.

A relatív nedvesség növekedésének okai:

- Bepárlás
- Lehűlés - ez a legfontosabb tényező (a levegő a harmatpont közelébe hűl)
- Dinamikus keveredés - a telítettséghoz közel álló légtömegek keveredése.

A látástávolság

A levegő átlátszósága akkor lenne tökéletes, ha a fénysugár gyengítetlenül hatolna át a légkörön. Ez az eset azonban soha nem áll fenn, mert teljesen tiszta és száraz légkörben is a - levegő molekuláin, atomjain történő - szóródás miatt a fénysugár gyengülése bekövetkezik. Ehhez járul még a levegőben levő pára, vízrészecskék és a szennyeződés által előidézett fénygyengítés.

Homályossági tényező

A vendéganyagok jelenléte által keltett, a tiszta levegőhöz viszonyított fénygyengítést mutató jellemző szám. Megmutatja, hány tiszta légkör kellene ahhoz, hogy ugyanolyan fénygyengítés álljon elő, mint amilyen az adott légállapot mellett fennáll. A homályossági tényező értéke különböző levegőfajtáknál, mint jellemző és bizonyos mértékig maradandó tulajdonság szerepel. Amint a kicsapódott vízrészecskék a levegőben szaporodnak, a homályossági tényező magas értéket vesz fel és maradandó jellegét elveszti.

Vízszintes látástávolság

Az a legnagyobb távolság, amelyről egy megfelelő nagyságú, fekete tárgyat egy átlagos észlelő felismer. Az észlelést talajon szemmagasságban végezzük.

A látástávolságot befolyásoló tényezők

- Objektív tényezők

- a Föld görbülete, amely határt szab a rajta lévő tárgyak láthatóságának
- a földfelszín tagoltsága, a rajta lévő tereptárgyak
- a levegő átlátszósága
- a megfigyelt tárgyak mögötti fényviszonyok, az ún. háttérvilágítás
- a megfigyelt tárgy alakja, színe, fényessége és megvilágítása

- Szubjektív tényezők

- a szem érzékenysége (ez egyénenként változik), ez mutatja, hogy a látástávolság meghatározása mennyire szubjektív
- a szem alkalmazkodó képessége, illetve, hogy a szem előzőleg milyen fényhatásnak volt kitéve

Meteorológiai látástávolság

Nappal a látástávolságot az észlelő ismert távolságban lévő tereptárgyak segítségével állapítja meg, sötétedés után pedig a különböző fényforrások alapján. Az éjszakai távolságot úgy kell megbecsülni, mintha a megvilágítás a nappalinak felelne meg. A fénylátásnál meghatározott látástávolság nagyobb, mint a fények nélküli. A szürkületi időszak tetemes bizonytalanságot hoz a látástávolság észlelésébe: mind a tárgyak, mind a fényforrások érzékelése csak hiányosan történik.

Gyakran előfordul, hogy a különböző irányokban megfigyelt látástávolságok különböznek egymástól, ilyen esetekben mindig a legkisebb látástávolság-értéket kell jelenteni.

Függőleges látástávolság

Az a legnagyobb távolság, amelyről egy függőleges irányban elhelyezkedő tárgy még látható.

A látástávolságot csökkentő tényezők

- a légkörben lebegő vízcseppek felhalmozódása (páráság, köd)
- csapadék (eső, hó stb.)
- por- és homokvihár
- egyéb szennyező anyagok (füst, korom, pernye stb.)

Köd, páráság, száraz légköri homály

Köd

A vízgőz kicsapódása a talaj közelében megy végbe és a látástávolság nem éri el az 1 km-t

A levegő a talajközeli légrétegekben különböző módon válhat telítetté:

- párolgás útján történő vízgőztartalom-növekedéssel
- a levegő harmatpontra való lehűlésével
- különböző hőmérsékletű, de a telítéshez közel álló levegőfajták keveredésével

A légkörben lebegő szilárd és cseppfolyós részecskék felhalmozódása nagymértékben csökkentheti a látástávolságot.

Páráság

A relatív nedvesség meghaladja a 80%-ot, és a látásromlást elsősorban a vízcseppek túlsúlyba kerülése okozza.

A ködöt a páráságtól az különbözteti meg, hogy ködben a látástávolság 1 km-nél kisebb.

Száraz légköri homály

A relatív nedvesség nem haladja meg a 80%-ot és a látásromlást elsősorban a szilárd szennyezőanyagok: por, korom, füst szuszpenziója okozza.

A ködök fajtái

Radiációs vagy kisugárzási köd

Tipikus légtömegen belüli köd. Akkor keletkezik, ha a talaj és a talajközeli levegő hőmérséklete a hosszuhullámú kisugárzás következtében oly mértékben lecsökken, hogy a kondenzáció a levegőben bekövetkezik. Vastagsága néhány méter és néhányszor 100 méter között van. Derült időben és gyenge szél esetén éjszaka és kora reggel képződik, napközben általában feloszlik. Kora tavasszal, késő ősszel és télen gyakori, legkedvezőbb időjárási helyzet, amelyben létre jöhet, az anticiklon.

Kisugárzási köd keletkezésének feltételei

- **Nagy relatív nedvesség a felszín közelében** - ekkor már kis lehűlés is elegendő a harmatpont eléréséhez
- **Derült ég** - ez biztosítja az erős kisugárzást, s ennek révén a talajfelszín és a talajközeli levegő megfelelő mértékű lehűlését
- **Gyenge talajszél és stabilis rétegződés** - ha szélcsend van, akkor harmat vagy sekély talaj menti köd keletkezik. Élénk vagy erős szél átkeveri a levegőt, s a talaj közelében feloszlatja a ködöt, az átkeverés alacsonyszintű felhők (St és Sc) kialakulásához vezet. Az 1-4m/s szelek a legkedvezőbbek a kisugárzási köd keletkezéséhez. A stabilis légrétegződés szintén fontos, mert a labilitás esetén fellépő átkeveredés megakadályozza a ködképződést

Emelt köd

A köd megemelkedik és St felhővé alakul át.

Inverziós köd

Anticiklonális helyzetben alakul ki, a téli időszakban. A magasban elhelyezkedő inverziós réteg alatt zárt St felhőzet (Stratus nebulosus) képződik. Amennyiben ez a talaj közelébe leszivárog, kialakul a köd.

Advekción vagy áramlási köd

Meleg, nagy nedvességtartalmú levegő áramlik hidegebb felszín fölé. A meleg levegő alsó rétege a hideg felszíntől lehűlve telítetté válik és bekövetkezik a kicsapódás. Keletkezéséhez: mérsékelt, 3-7m/s-os szél a legkedvezőbb, mely megfelelő átkeveredést biztosít ahhoz, hogy több száz méter vastag ködréteg keletkezzék.

Párolgási köd

Hideg levegő áramlik meleg vízfelszín fölé. A vízfelszínről történő bepárolgás hamar telítetté teszi a hideg levegőt. Az így kialakuló köd általában gyenge, vastagságuk nemigen haladja meg a néhány métert.

Orografikus köd

A levegő a hegyek, dombok lejtőén emelkedésre kényszerül, kisebb nyomású környezetbe kerülve kitágul, és adiabatikusan lehűl. Ha elegendő nagy a levegő nedvességtartalma, a lehűlt levegőben megindul a kondenzáció, és ún. hegyi vagy lejtőköd keletkezik.

Keveredési köd

Két különböző hőmérsékletű és nedvességtartalmú (de telítettséghez közelálló) levegőhalmaz keveredésekor a meleg levegő lehűl és vízgőztartalmának egy része kicsapódik.

Frontális köd

Melegfront felhőzetéből a hideg levegőbe hulló viszonylag meleg esőcseppek párolgása okozza a telítettséget.

- **Prefrontális köd:** a front előtti mintegy 50-100km-es térségben alacsony St felhőzet vagy köd keletkezik
- **Posztfrontális köd:** a meleg levegő hideg felszín fölé áramlik, alacsony St vagy köd keletkezik (tulajdonképpen áramlási köd)

Frontális köd keletkezhet úgy is, ha a felhőrendszer leereszkedik a földfelszínre, a képződött köd a front átvonulása után megszűnik, de némely hegyes-dombos területen meg is maradhat.

Köd advekción

Máshol kialakult köd áthelyeződik. Késő ősztől kora tavaszig többször előfordulhat.

Felhőképződés

A felhő a magasban kondenzálódott vízcseppek, jégkristályok halmaza. A felhőzet kialakulása akkor kezdődik, amikor a levegő annyira lehűl, hogy telítetté válik. A levegő felhőzetképződést eredményező lehűlését a levegő felemelkedése során végbemenő adiabatikus hőmérséklet-csökkenés váltja ki, ezért a felhők létrejöttét, alakját és kiterjedését döntően a levegőben kialakuló feláramlási viszonyok határozzák meg. A felemelkedő levegő adiabatikusan lehűl, elegendő nedvességtartalom esetén a kondenzációs szintet elérve kicsapódik és megkezdődik a felhőképződés. A kondenzációs szint magassága - egyebek mellett - függ a levegő nedvességtartalmától: nedvesebb levegőben a felhőképződés alacsonyabb szinten megy végbe.

[Felhőatlasz](#)

A levegőt emelkedésre kényszerítő tényezők

- a levegő felmelegedése a talaj közelében (termikus konvekció)
- akadályok (hegyek)
- különböző hőmérsékletű légtömegek találkozása (frontális emelés)
- összeáramlás
- kéményhatás

Termikus konvekció

A talajfelszín felmelegedése következtében a levegő feláramlása megindul. A feláramlás kompenzációjaként a környező levegőben leáramlás indul meg, így cirkuláció jön létre. A termikus konvekció fő energiaforrása a napsugárzás. A talajfelszín a napsugárzás hatására felmelegszik, majd hőenergiájának egy részét a vele érintkező levegőnek hővezetés útján átadja. A felmelegedő levegő kitágul, sűrűsége csökken, és megfelelő hőmérsékleti rétegződés esetén felszálló légmozgás jön létre.

A termikus konvekció labilis légrétegződéshez kötött. Amennyiben a labilitás megfelelő nagyságú és a levegőrészecske elegendő magasságig emelkedik, vagyis addig, míg az adiabatikus hűlés miatt harmatpontjáig hűl, kialakulnak a gomolyfelhők (Cu). A felszálló levegőrészecskék fontos szerepet játszanak a légköri hőenergia szállításban.

A felhő további fejlődése a kondenzációs szint fölötti hőmérsékleti rétegződéstől függ. Abban az esetben, ha a kondenzációs szint fölött inverzió alakul ki, akkor a felhő csak addig emelkedhet fel. Ha a labilitás nagyobb magasságokig nyúlik, ekkor a felhő sokkal magasabb lesz, mint az előbbi esetben. Akár a tropopauzáig is feltornyosulhatnak a gomolyfelhők.

Cumulus-kondenzációs szint

A kondenzációs szint magassága, az a magasság tehát, amelyet a termikus konvekció során felemelkedő részecske elér. A napsugárzás hatására a talajfelszín nem egyenletesen melegszik fel, mert a különböző talajfelszínek más-más hőkapacitással bírnak, ezért a termikus konvekció sem lesz mindenütt azonos erősségű: helyenként feláramlások, más helyen pedig leáramlások alakulnak ki. Feláramlások főként homokfelszín, száraz rét vagy gyárterület fölött alakulnak ki, míg az erdők vagy vízfelület fölött leáramlások jellemzőek.

Akadályok (hegyek) által kényszerített feláramlások

Hegyek körzetében a levegő fel-, illetve leáramlásra kényszerül, miközben benne adiabatikus hőmérséklet-változások lépnek fel. A hegyek előoldalán a levegő felemelkedik és lehűl, míg a hátoldalon a leszálló légtömegekben melegezés lép fel. A feláramlás - megfelelő nedvességi viszonyok mellett felhőképződéssel jár.

Emelési kondenzációs szint

Az a kondenzációs szint, amelyet a levegő kényszeremelkedése során ér el.

A légtömeg, amely az akadály miatt emelkedésre kényszerül. Száraz adiabatikusan hűl mindaddig, míg a kondenzációs szintet el nem éri. Az emelési kondenzációs szint eleinte alacsonyabban van, mint a Cumulus- kondenzációs szint, ugyanis a kényszeremelés hatására már akkor is képződhet felhő, amikor a termikus konvekció még nem indult be.

Frontális emelés

A különböző hőmérsékletű légtömegek között keskeny határfelület alakul ki. A hideg és meleg levegő között kialakuló határfelület nem merőleges a talajra, hanem kis szögben metszi azt: a hidegebb levegő ék alakban fekszik a melegebb alatt. A sűrűbb és ezzel nehezebb hideg levegő a meleg levegő szempontjából hasonlóan viselkedik, mint egy domborzati akadály, így a szabad légkörben a légtömeghatárokon felhőképződési folyamatok mennek végbe, hasonlóan, mint ahogy azt a hegyeknél megfigyelhetjük.

A meleg levegő aktív felsiklásáról akkor beszélhetünk, ha a meleg levegő gyorsabban mozog, mint az előtte levő hideg. A hideg levegő akadályt képez, így a meleg levegő kis szögben történő felsiklásra van kényszerítve. Ennek következtében nagytérségű emelési folyamatok zajlanak le, nagy kiterjedésű rétegfelhők alakulnak ki, melyekből hosszú ideig tartó csapadékhullásra is számítani kell.

Ha egy hideg, ék alakban fekvő légtömeg előtti meleg levegő gyorsabban mozog, mint a hideg, akkor aktív lesiklásról beszélünk. Az adiabatikus melegezés miatt a felhők feloszlanak. A meleg levegő passzív lesiklásáról akkor beszélünk, ha az elől lévő hideg levegő gyorsabban mozog, mint a meleg. Ekkor is felhőoszlató hatás érvényesül.

Ha a hideg levegő áramlási sebessége nagyobb, mint az előtte fekvő melegé, a nehéz, hideg levegő a könnyebb meleg alá csúszik, és azt passzívan megemeli. Labilis légrétegződés esetén az emelés erőteljes gomolyfelhő-képződéssel, záporokkal, zivatarokkal társulhat. Ezt az esetet passzív felsiklásnak nevezik.

Konvergencia

A konvergencia- vonalak mentén torlódás lép fel, így a levegő ebben a tartományban feláramlásra kényszerül. Ezáltal adiabatikus lehűlés következik be, felhő- és csapadékképződéssel együtt. Konvergencia alakul ki frontok mentén, de gyakran egy-egy légtömegben belül is.

Divergencia

A konvergenciával ellentétes folyamat a divergencia, amikor a széttartó áramlásból adódó levegővesztéséget kell pótolni. Következésképpen leáramlás jön létre, adiabatikus melegezéssel és felhő feloszlással.

Kéményhatás

Ha a légkör magasabb rétegeiben erős áramlási zóna, általában jet-stream található, akkor a talajközeli rétegekben feláramlás figyelhető meg. A jelenség ugyanazon az egyszerű fizikai hatáson alapul, mint a kémények füstelszívó hatása. A sebesség megnövekedésével lecsökken az adott légréteg légnyomása, a nyomáscsökkenés kompenzációjára törekedve vertikális áramlások jönnek létre a légoszlopban.

A csapadék

A felhőben keletkezett vízcseppek és jégkristályok kis súlyuk és nagy felületük miatt eleinte nem hullanak lefelé, hanem keletkezésük helyén lebegnek. Ha egy bizonyos nagyságot elérnek, elkezdnek hullani, de még nem biztos, hogy csapadék lesz, mert felítetlen helyre érve elpárologhatnak. Azok a részecskék, amelyek tényleg földet érnek - a csapadékelemek. Kis cseppek csak nagyon alacsony felhőkből hullanak.

Csapadéknak tehát a földfelszínen megjelenő szilárd vagy cseppfolyós halmazállapotú vizet nevezzük. A csapadék túlnyomó többsége felhőkből származik eső vagy hó formájában, de a vízgőz kicsapódása, kikristályosodása végbemehet közvetlenül a felszínen is, így megkülönböztethetünk hulló és nem hulló csapadékfajtákat.

Nem hulló csapadékok

Akkor képződik, amikor a levegő harmatpontjánál hidegebb felülettel érintkezik. Ebben az esetben az érintkező levegőrétegben található vízgőz egy része a felszínre folyékony vagy szilárd formában kicsapódik, attól függően, hogy a felszín hőmérséklete pozitív vagy negatív.

- **Harmat:** A felszínre apró cseppek formájában kicsapódó vizet nevezzük. A harmat nyugalomban levő vagy nagyon gyenge légmozgású levegőben keletkezik. Kialakulásának oka a felszín kisugárzás útján történő lehűlése. Ha a lehűlés során a hőmérséklet a levegő harmatpontját eléri, akkor a vízgőz a felületen kicsapódik. Ez pozitív hőmérsékleten következik be. A harmatképződés főleg ősszel jelentős.

- **Dér:** A felszínen apró jégkristályok formájában megjelenő vizet nevezzük. A dér a fent leírt feltételek mellett a harmathoz

hasonló körülmények között képződik, azzal a különbséggel, hogy a folyamat negatív hőmérsékleten zajlik le, vagyis a harmatpont 0°C alatt van. A kicsapódás ilyenkor szilárd vízrészecskék alakjában jelentkezik.

- **Zúzmara:** Az áramló levegőből rakódik le. Megkülönböztetünk kristályos, "folyékony" és durva zúzmarát.
- **Kristályos zúzmara:** Enyhe légmozgású, nedves levegőben alakul ki. Ekkor a kisugárzás révén lehűlt tárgyakon (fák, kerítések, huzalok) a légáramlásnak kitett oldalon a lassan mozgó és a felületnek ütköző levegő vízgőztartalmának egy része jégkristályok, jégtűk formájában a lehűlt felszínre csapódik, de csak akkor, ha az áramlásnak kitett felület hőmérséklete 0°C alatt van.
- **Folyékony zúzmara:** A leírtakhoz hasonlóan képződik, de ebben az esetben a kitett felület hőmérséklete 0°C fölött van.
- **Durva zúzmara:** Szintén gyengén áramló levegőben képződik a talajfelszínből kiemelkedő tárgyak szélnek kitett oldalán. Ebben az esetben azonban nem a vízgőz kristályosodik ki, hanem az áramló levegő által szállított túlhűlt vízcseppek fagynak ki a tárgyakra ütközve.

Hulló csapadékok

A hulló csapadékok különféle csapadékképződési mechanizmusok révén jönnek létre. A felhő, illetve ködelemek olyan méretűvé növekszenek, melynél az esési sebesség már jelentős, a létrejött csapadékelemek így kihullanak a felhőből, illetve ködből. Amennyiben a felhő alatti légrétegen áthaladva nem párolognak el és eléri a talajfelszín, akkor csapadékról, ha viszont még a felszín elérése előtt elpárolognak, akkor csapadéksávról (virgáról) beszélünk.

Az intenzív csapadék erősen lerontja a látást és csökken a felhőalap.

A hulló csapadékok formái:

Cseppfolyós csapadékok

- **Szitálás:** apró vízcseppekből álló egyenletes, cseppfolyós csapadék, legtöbbször St felhőből vagy köd esetén hullhat.
- **Eső:** csendes, vízcseppekből álló csapadék, erőssége lassan változik, hullhat Ns, Sc, As felhőkből.
- **Záporosó:** konvektív csapadékforma, adott helyen – a csapadékszóna mozgása miatt – rövid ideig tartó, helyi jellegű, heves eső. Konvektív felhőkből: tornyos gomolyfelhőből, zivatarfelhőből, vagy frontális esőrétegfelhőbe ágyazott konvektív felhőkből eshet. A zivatartól az különbözteti meg, hogy nincsen benne villámlás. Leginkább a nyári félév délutáni óráiban fordul elő. Élesen nem határozható meg, Riggenbach szerint tartama legalább 5 perc és mennyisége 1 órára átszámítva legalább 20 mm.
- **Ónos eső:** túlhűlt vízcseppekből álló eső, a cseppek a talajra érve az ütdéstől megfagynak. Jellegzetes hőmérsékleti rétegződés kell kialakulásához: a magasabb légrétegek hőmérséklete pozitív, a talajmenti rétegeké negatív. A fagyponnalatti hőmérsékletű rétegeknek olyan vastagnak kell lennie, hogy a rajta áthaladó vízcsepp 0°C alá tudjon hűlni.

Szilárd csapadékok

- **Hó, hózápor:** szilárd, változatos formájú kristályokból, csillagokból áll, intenzitása lassan változik. Főként Ns, As, Sc, St és Cu felhőzetből hullik.
- **Hódara:** szilárd, fehér vagy matt színű, átlátszatlan, kerek vagy kúpos gömb alakú jégzemcsékből áll. A szemcsék kemény talajra érve visszapattannak és gyakran eltörnek. Ez a csapadékfajta nagy túltelítésnél és erős feláramlásnál jön létre negatív talajközeli hőmérsékletnél. Főként Sc, Cu és Cb felhőkből hullik.
- **Jégdara:** szilárd, félig átlátszó, sima jéggömb, erős feláramlás esetén túlhűlt vízcseppek megfagyásával keletkezik, amelyre újabb vízrészecskék fagyhatnak. Jégdara kizárólag Cb felhőből hullik.
- **Fagyott eső:** átlátszó, rendszerint gömb alakú jég részecskékből álló csapadék. A csapadéknak ez a formája erős hőmérsékleti inverzió esetén alakul ki. Ebben az esetben a talajközeli negatív hőmérsékletű légrétegeken áthaladó esőcseppek még a felszínre érkezés előtt megfagynak. Általában As és Ns felhőkből hullik.
- **Szemcsés hó:** igen kicsi, átlátszatlan fehér jégzemcsékből álló csapadék. A csapadéknak ez a fajtája az eső, szitálás szilárd halmazállapotú formájának felel meg, leggyakrabban St felhőből hullik.
- **Jégtű:** igen kicsi, lemez alakú jégkristályokból álló csapadék. Ez a csapadék -10°C-nál alacsonyabb hőmérsékleten, gyorsan hűlő légtömegben keletkezik.
- **Jégeső:** szilárd, változatos formájú és méretű jégdarabokból álló csapadék, csak heves záporok alkalmával Cb felhőből hullik, akár pulykatozás nagyságú is lehet. Kialakulásában a felhőn belüli heves feláramlásnak van szerepe.

Vegyes halmazállapotú csapadék

- **Havas eső:** esőcseppek és hókristályok együttes hullása, a hó egy része alacsonyabb, melegebb rétegekben megolvad.

A csapadék látástávolság-csökkentő hatása

A csapadékhullás, akár cseppfolyós, akár szilárd halmazállapotú, általában csökkenti a látástávolságot, emellett gyakran alacsony szintű felhőzet vagy köd kialakulásához vezethet. A csapadék telítetlen légrétegeken keresztül hullva párolog, ami növeli a levegő nedvességét és csökkenti hőmérsékletét. Újrakondenzálás esetén alacsony szintű felhő vagy köd keletkezik, ami fokozza látásrontó hatását.

Eső

A látástávolság függ a cseppek nagyságától és az adott térfogatban lévő koncentrációjától, amit az eső intenzitásával jellemezünk. Gyenge eső hatása általában nem nagy, de az intenzitás növekedésével a látás egyre romlik: mérsékelt esőben általában 3-10km, erős záporban akár 100 - 500 m közé is csökkenhet.

Szitálás

A látástávolság a csapadék intenzitásától függ - ha nagyon sűrű, akkor erősen leronthatja. Szitálás esetén a látástávolság általában 0,5 - 3 km között van, de ennél kisebb értékek is előfordulhatnak.

Havazás

A legnagyobb látásromlást okozhatja - már a mérsékelt intenzitás is 1 km alá csökkentheti a látástávolságot, de erős havazásban, hózáporban 50 - 200 m is előfordulhat. Ha a talaj közelében erős szél van, hófúvás is kialakulhat, különösen száraz, apró szemű hó esetén, ami tovább rontja a látást.

A csapadék mérése

A csapadék összegét egész és tized milliméterben mérjük, a hó vastagságát pedig egész centiméterekben határozzuk meg. A csapadékmérés pontossága 1 tized mm-es. A mm-ekben kifejezett csapadék 1 m² területen milliméterenként 1 liter vizet jelent. A csapadékmérés eredményéből tehát megállapítható, hogy bizonyos terület a csapadékhullásakor mennyi vizet kapott. Ügyelni kell arra, hogy a szenzor elhelyezésénél 45°-os szögben ne legyen semmilyen zavaró tényező, mert ebben az esetben az érték eltérhet a valóságtól. Reggel 06 UTC és másnap reggel 06 UTC időszak között leesett mennyiséggel határozhatjuk meg a 24 órás csapadékösszeget. Ez a szám 06 UTC-ig növekedhet, később már új mérés indul.

Téli méréskor a mérőedénybe esett havat megolvasztjuk, utána megkapjuk az értéket mm-ben is. Tapasztalatok szerint, 1 cm frissen leesett hó kb. 1 mm csapadékmennyiségnek felel meg, de ez erősen függ a hó összetételétől, víztartalmától. A hóvastagságot egy egyszerű, cm-es beosztású vonalzó segítségével állapíthatjuk meg. A mérés szélvédett, 45°-os szögben nyitott helyen történik.

Észlelési segédlet

A felhőzet mennyisége

A felhőzet mennyiségén azt a mérőszámot értjük, amely az adott pontról észlelhető, a teljes égbolt felhők általi fedettségét jelzi. Mértékegysége az egyezményesen is elfogadott nyolcad (ismertebb nevén okta). Felhőtlen égboltról akkor beszélünk, amikor egyetlen felhő sem látszik az égbolton. Derült égboltnál ez a jelzőszám 0 okta, teljesen borultnál 8 okta. A magasszintű felhőzetet, beleértve a megmaradó kondenzcsíkok által keletkezetteket is, a középszintűeket, és az alacsonyszintűeket is számításba kell venni a felhőfedettség meghatározásakor. A felhőfedettség ikonokat akkor használjuk (alaphelyzetben), amikor nincs szignifikáns időjárási jelenség.

Derült égbolt (0 okta, SKC) - Az égbolton az összfelhőzet mennyisége nem éri el az 1 oktát. Ez nem azt jelenti, hogy nincs egyetlen felhő sem az égbolton, hanem azt, hogy a mennyisége csekély.

Gyengén felhős (1-2 okta, FEW) - Az égbolt 1-2 nyolcad részét fedi a felhőzet.

Közepesen felhős (3-4 okta, SCT) - Az égbolt 3-4 nyolcad részét fedi felhőzet.

Erősen felhős (5-7 okta, BKN) - Az égbolt 5-7 nyolcad részét fedi felhőzet.

Borult (8 okta, OVC) - Teljes a felhőfedettség, az ég kékje sehol sem látszik.

Szignifikáns időjárási jelenségek

Szitálás - Apró, 0,5 mm-nél kisebb átmérőjű (aerosol-szerű) vízcseppek lassú, többnyire egyenletes hullása /áramlása, melyeket a gyenge szellő is eltérít a függőleges iránytól. A látástávolság általában 0,5-3 km között van. Fontos kritérium, hogy csak és kizárólag Stratus, vagy stratus-szerű felhőzetből hullhat, míg a gyenge eső nem feltétlenül. Ez egy fontos kritérium, mivel ez a felhőzet tudja biztosítani az egyenletes hullást.

Gyenge eső - Fagypont feletti hőmérsékleten a 0,5 mm-t meghaladó nagyságú esőcseppek lassú/ritka hullása, melyeket a gyenge szél is eltéríthet a függőleges iránytól. A szitálástól leginkább a cseppméret különbözteti meg, az intenzitás gyengesége miatt a látástávolságot döntően nem befolyásolja. Köznyelvben szemtelő, szemerkélő esőnek nevezik.

Eső - 0,5 mm-t meghaladó átmérőjű vízcseppek mérsékleten gyors hullása. Gyenge szellő nem téríti el őket függőleges iránytól. A hullás intenzitása mérsékelt ütemben, vagy egyáltalán nem változik, de az intenzitás növekedésével a látástávolság 3-10 km közé csökkenhet.

Ónos eső - A talajon, illetve a tereptárgyakon, azok fagypont alatti hőmérséklete miatt megfagyó és jellegzetesen jégbevonatot képező eső, vagy enyhe légrétegekből fagyos levegőrétegeken áthulló, túlhűlt esőcseppek, melyek a felszínre érkezve azonnal megfagynak, és azon jégbevonatot képeznek.

Záporosó - Nagyobb vízcseppek heves hullása (átmérőjük lényegesen nagyobb, mint 0,5 mm), többnyire gyakori megszokásokkal és erősségbeli változásokkal, élesebb térbeli elhatárolódásokkal, gyakran különálló felhőkből. Többnyire

rövid ideig tart, de a látástávolság a záporosó ideje alatt akár 100-500 méter közé is csökkenhet.

Havaseső - Esőcseppek, és hókristályok együttes hullása, miközben a hó egy része az alacsonyabb, melegebb rétegekben megolvad.

Hószállingózás - A hópelyhek lassú, többnyire egyenletes hullása, amelyeket a gyenge szellő is könnyedén eltérít a függőleges iránytól. Ha eközben esőcseppeket is észlelünk, a havaseső ikont kell használni!

Havazás - Szilárd, változatos formájú jégkristályokból, csillagokból álló hópelyhek állandó, mérsékelt intenzitású hullása.

Intenzív havazás - Intenzitása folyamatosan kb. 5 cm/h mértékű, miközben a látástávolság 50-200 méter közé korlátozódik.

Hófúvás - A hulló hópelyheket élénk, vagy ettől erősebb légmozgás jelentősen eltéríti a függőleges iránytól, úgyszintén amikor a lehullott hóréteg tetejéről a hópelyheket megemeli, felkavarja, máshová áthelyezi. A légmozgás hó nyelveket, hóbuckákat, hó falakat építhet, huzamosabb idő után közlekedési fennakadásokat is okozhat, a látástávolságot jelentősen csökkenti.

Hózápor - Szilárd, változatos formájú kristályok heves hullása, időnként erősségbeli változásokkal, és rövid megszakításokkal. Egészében többnyire rövid ideig tart.

Párásság - Amikor a relatív légnedvesség mértéke a 80%-ot eléri vagy meghaladja, a látásromlást elsősorban a vízcspek túlsúlyba kerülése okozza, miközben más szignifikáns időjárási jelenség nem tapasztalható.

Köd - A talajközeli légréteg harmatpont alá csökkenésére bekövetkező felhőképződés (St), ami miatt a látástávolság jellemzően 1000 méter alá csökken.

Légelektromosjelenségek és kísérőik

Száraz zivatar - Ezt az ikont akkor kell alkalmazni, ha egy kialakulófélben lévő, vagy közeledő zivatargóc esetén csapadéktevékenység még nincs, de az elmúlt 10 percben hangjelenséget észleltünk. Ha csak a villámlást láttuk hangjelenség nélkül, akkor nem szabad zivatartevékenységet jelenteni, mivel pl. egy éjszakai észlelésnél a villámlás fénye több száz (!) km-ről is látszik.

Zivatar - Hangjelenség (dörgés) észlelése mellett váltakozó intenzitású, (folyékony halmazállapotú) csapadékhullást tapasztalunk.

Hózivatar - Hangjelenség kíséretében észleltünk az elmúlt 10 percben váltakozó intenzitású, szilárd halmazállapotú csapadékhullást (havazást).

Jégeső - Szilárd, változatos formájú és méretű, akár nagyobb jégdarabok hullása. Jellemzően Cb felhőből, a heves feláramlás miatt keletkezik.

Hőmérséklet

A léghőmérsékletet °C (Celsius-fokban) határozzuk meg.

A meteorológiai állomásokon, mérő helyeken, egységesen a talajfelszín felett 2 m-es magasságban, mérjük. Ügyelnünk kell arra, hogy hőmérőinket ne érje közvetlen napsugárzás, de a légáramlás szabadon mozogjon körülötte. Kerülnünk kell a nagyobb tereptárgyak közelségét (mint például épületek). Az alatta lévő talaj lehetőleg füves legyen. A hőmérőház lehet állandó (standard) védőházikó, amely puha fából készül és mindegyik oldalán nagy szellőzések biztosítják a levegő áramlását, vagy úgynevezett tányéros árnyékoló, melynek anyaga műanyag, fehérre festve. A hőmérőház ajtaja északra néz, fedőlapja déli lejtésű.

Tmin: 18 és 6 UTC között mért legalacsonyabb léghőmérséklet.

Tmax: 6 és 18 UTC között mért legmagasabb léghőmérséklet.

Páratartalom (relatív légnedvesség)

Az amatőr meteorológiai mérésekhez a tömegszázalékot, más néven relatív légnedvességet használjuk. Legpontosabb mérőeszköze a manuális vagy a digitális pszichrométer. **90% fölött műszereink már pontatlanul mérnek, így az efeletti értékek használhatatlanok.** Meg kell említeni, hogy a páratartalom térképen látható értékek közül, piros színnel az OMSZ páratartalom adatai, zöld színnel az észlelői automata állomások által szolgáltatott, míg fekete színnel maguk, az észlelők által észlelt adatot jelennek meg.

Légnymérés

Amatőr meteorológiai mérések céljára általában már digitális légnymásmérőt használunk. Léteznek még különböző légnymásmérők is, mint például a Torricelli kísérlet alapján működő higanyos barométer vagy az anaeorid barométer. A térképeken szereplő értékek a relatív, tengerszintre átszámított légnymást ábrázolják, így rendkívül fontos légnymásmérőnket **használat előtt bekalibrálni**.

Mértékegysége a Pa százszorosa, a **hPa (hektopascal)**.

1 atm = 101325 Pa = 1013,25 hPa = 1013,25 mbar = 760 Hgmm = 760 Torr

Csapadékösszeg

A lehullott csapadék összegét **egész és fized milliméterben** mérjük, a hó vastagságát pedig egész centiméterekben határozzuk meg. A mm-ekben kifejezett csapadék 1m² területen milliméterenként 1 liter vizet jelent. A csapadékmérés eredményéből tehát megállapítható, hogy bizonyos terület a csapadékhullásakor mennyi vizet kapott. A csapadék mérés minimum 1 méter magasságban történik.

Ügyelni kell arra, hogy a szenzor, vagy a mérőedény elhelyezésénél, hogy **a függőlegestől 45°-os szögben ne legyen semmilyen zavaró tényező**, mert ebben az esetben az érték eltérhet a valóságtól. Reggel 06 UTC és másnap reggel 06 UTC időszak között leesett mennyiséggel határozhatjuk meg a 24 órás csapadékösszeget. Ez a szám 06 UTC-ig növekedhet, később már új mérés indul.

Csapadékkintenzitás: Meghatározott hosszúságú (általában néhány 10 perc, vagy néhány óra) időszakon belül lehullott csapadékmennyiség.

Hóvastagság

A hóvastagságot egy egyszerű, **cm-es beosztású vonalzó** segítségével állapíthatjuk meg. A mérést cm-es pontossággal, olyan sík helyen kell elvégezni, ahol a hó magassága, az észlelő becslése szerint, a környezet általános hóviszonyainak megfelelő. A mérés nem ad megfelelő eredményt, ha azt egyenetlen talajon (pl. konyhakert), vagy olyan helyen mérjük, ahol a szél a havat buckákba összehordta, vagy ahonnan elhordta a hótakaró egy részét.

A legpontosabb mérési eljárás az átlagolás. Ilyenkor a hóvastagságot különböző helyeken megmérjük, és azok középértékét vesszük. (a mérési értékeket összeadjuk, majd elosztjuk a mérések számával). Ha a talaj legalább(!) felét hó borítja, akkor annak vastagságát minden nap meg kell mérni, függetlenül attól, hogy mikor esett. Ha kevesebb, mint a felét borítja, akkor **hófoltról** beszélünk. Ugyancsak hófoltról beszélünk, ha a talaj több, mint felét hó borítja, de az átlagos hóvastagság már nem éri el az 1 cm-t. Ha a talajt összefüggő(!), 0,5 cm-nél vékonyabb hóréteg borítja, akkor beszélünk **lepelről**. Az ónos jégbevonatot (0,5 cm-nél vékonyabb esetben) nem tekintjük hótakarónak.

UV sugárzás

Az Nap által kibocsátott, az emberi bőrre érzékeny ultraibolya sugárzás értékét nevezzük UV indexnek. Mérése nappal, a műszer érzékelőjét a Nap felé (de nem a Napba!) irányítva, **tökéletesen vízszintesen** elhelyezve történik, erre a célra alkalmas mérőműszerrel. **Borult égboltnál is mérhető!** Szakadozott felhőzetnél akkor mérjük, amikor a Napot felhő nem takarja.

Látástávolság

A látótávolság észlelése szabad szemmel történik. A látótávolságot **vízszintesen, szemmagasságban, körkörös** észleljük, és a különböző irányokban megfigyelt értékek minimumát jegyezzük fel méterben (m) vagy kilométerben (km). A látótávolság méréséhez vonatkoztatási pontokat használunk. Ehhez az észlelő, jó látási viszonyok esetén, az észlelési pontból kiindulva, a fő-, és esetleg a mellék égtájak irányában, a lehető legpontosabban meghatározza a jellemző tereptárgyak távolságát. Ajánlott erről a vonatkoztatási pontokról közeli, és távoli vázlatot készíteni, amely nagy segítséget jelent a látástávolság megadásakor. Követelmény, hogy a kiválasztott tereptárgy elegendően nagy, és (nappal) sötét tónusú, illetve (éjjel) kivilágított tónusú legyen. E feltételek hiányában ugyanis a tereptárgy észlelhetősége nemcsak a levegő átlátszóságától függ. A feltérképezett tereptárgyak távolságának változatosnak kell lennie az égtájak és a távolság értéke szerint.

Szél

A földfelszínnel párhuzamosan történő légmozgás, ennek **sebességét és irányát** jegyezzük fel. Az észleléskor szélirányként azt az égtájat adjuk meg, **ahonnan a szél fúj**.

Szélsebesség: a szélsebességet **m/s-ban, km/h-ban vagy csomóban (knot)** mérjük, értéke a 10 perc időegység alatt mért **átlagos** szélerősség.

A szélsebesség mérésére nincs mindig mód (műszerezettség hiányában), ilyenkor a szél által kiváltott hatásokkal lehet a szél erősségére következtetni a **Beaufort-skála** szerint:

lkon	Megnevezés	m/s	km/h	beaufort	Hatás
	Teljes szélcsend	< 1	< 3,6	0	A füst felfelé száll.
	Gyenge	1,1 - 3	3 - 11	1 - 2	A fák levelei gyengén rezegnek, a füst ingadozik.
	Mérsékelt	3,1 - 7	12 - 25	3 - 4	A fák vékony gallyai mozognak.
	Élénk	7,1 - 11	26 - 40	5	A fák kisebb ágait mozgatja, zúg. A zászló majdnem vízszintesen lobog.
	Erős	11,1 - 16	41 - 59	6 - 7	A nagyobb ágak mozognak, egyes levelek elszakadnak. A zászló vízszintesen lobog.
	Viharos	16,1 - 20	60 - 72	8 - 9	Az erősebb fák törzse is hajladozik, erősebb ágak is letörnek.
	Szélvihar	20,1 - 24	73 - 87	10 - 11	Nagyobb fákat tör. A tetőszerkezeteket felbontja.
	Erősen viharos	24,1 - 32	88 - 119	12	A szél erős pusztítást végez.

Szélőkés: A szélesebbesség (főleg nagy sebességeknél) hajlamos a gyors és jelentős időbeni változásokra (fluktuál). A szélőkés a szélesebbesség fluktuációja során előforduló pillanatnyi sebesség-maximum.

FONTOS! A szélesebbesség észlelésekor mindig az elmúlt 10 percre vonatkoztatjuk az ezen idő alatt mért átlagszelet, és a megfelelő szélirányt ehhez mérten választjuk. Téves észlelésnek minősül, ha a szélőkés nagyságához viszonyított szélirányt alkalmazunk a szélirány megadásához az észlelési adatlapon. Ajánlott, és helyes a legnagyobb szélirányt az észleléskor, hozzászólásként megemlíteni.

Szélirány: 10 perc időegység alatt mért átlagos szélirány, mértékegysége: ° (**fok**).

lkon	° (fok)	Angol rövidítés	Magyar rövidítés	Teljes név
	337,5° - 22,5°	N	É	északi
	22,5° - 67,5°	NE	ÉK	észak-keleti
	67,5° - 112,5°	E	K	keleti
	112,5° - 157,5°	SE	DK	dél-keleti
	157,5° - 202,5°	S	D	déli
	202,5° - 247,5°	SW	DNy	dél-nyugati
	247,5° - 292,5°	W	Ny	nyugati
	292,5° - 337,5°	NW	ÉNy	észak-nyugati