Shucon Peter emk.

Erdőmérnöki Főiskola Sopron, jegyzetei.

# AZ ÁLTALANOS METEOROLÓGIA, IDŐJÁRÁSTAN ÉS ÉGHAJLATTAN ALAPJAI.

Dr. Botvay Károly
egyetemi tanár.

Kézirat.
Sopron, 1953.

Kiadja: Az Erdőmérnöki Főiskola Tanulmányi Osztálya, Sopron.

ERDÉSZETI LAP
1851

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

# Bevezető.

A meteorológia az atmoszférában végbemenő jelenségekkel foglalkozó tudomány s mint ilyen a természettudományok egyik ágát alkotja. Tekintettel arra, hogy az atmpszfera jelenségei a fizika törvényei szerint játszódnak le, a meteorológia nagyrészt fizikai természetü tudomány. Röviden az atmoszféra fizikájának is szokták nevezni. Az atmoszfera jelenségeiben általában több elemi tulajdonság nyilatkozik meg; az ilyen elemi tulajdonságokat meteorológiai elemeknek nevezzük. Ezek: a sugárzás és a hőmérséklet, légnyomás, levegőáramlás, felhőzet, páratartalom, csapadék, stb.

A meteorológia két nagyobb tudományköre ágazik:

1./ időjárástanra
2./ éghajlattanra vagy klimatológiára.

Az atmoszférának azon állapota, melyet a meteorológia elemeknek egy időpontban fennálló értékei határoznak meg és jellemeznek, a meteorológiai értelemben vett "idő". Az atmoszféra azonban állandó változások szinhelye s igy az egyes meteorológiai elemek értékei állandó hullámzásban vannak. A meteorológiai értelemben vett időnek ezen okból való változásait "időjárás"-nak nevezzük. Az időjárás vizsgálatával, leirásával ok és okozati összefüggéseinek felderitésével az időjárástan foglalkozik.

A meteorológia másik ága az éghajlattan. Ez valamely földrajzi helynek a legmegszokottabb, mintegy átlagos keretekben folyó időjárását vizsgálja; a tárgya tehát állandóbb jellegü, mint az időjárástané. De módszreiben is eltér attól, mert amig az időjárástanban a fizikai, addig az éghajlattanban a földrajzi szempontok kimagaslóbbak, munkamódszerét tekintve pedig elsősorban statisztikai, mert a megfigyelési adatokat statisztikai számitásokkal dolgozza fel. Ehhez képest az éghajlattan müvelésének előfeltétele, hogy a statisztikai feldolgozáshoz elég sürün telepitett meteorológiai állomások megfigyelési adatai álljanak rendelkezésre. Ezek birtokában a földkerekség számos pontjára a meteorológiai elemek ott észlelt évtizedes számszerü értékeiből átlagokat s más jellemző értékeket vezet le.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A meteorológiának ez a két ága nem egyszerre fejlődött, amennyiben az időjárástan az éghajlattannal szemben már igen tekintélyes multra tekinthet vissza.

A primitiv emberiség a vadászat, halászat, majd a földmüvelés révén erősen függő viszonyban állott az időjárással s ez arra késztette, hogy az időjárás jelenségeit megfigyelje, az igy gyüjtött ismereteit hasznositsa és utódainak átadja. Ezért feltehetőleg már korán kapcsolatot keresett az égi jelenségek és az időjárás között, sőt az atmoszféra határain tul, a Napon kivül a többi égitesteket is belevonta az elmélkedéseibe, mivel még nem ismerte azok roppant távolságait. Igy fejlődött ki az asztrometeorológia, amelynek már ezelőtt 6ooo évvel az asszirok és babilónok is lelkes müvelői voltak. Jóval később 26oo évvel azelőtt a görögöknél a milétoszi Anaximenész bölcselőnek már sok helyes megfigyelése volt. Ugyancsak görög bölcselő volt a szerzője az első irásos münek, amely az időjárással foglalkozik; Arisztoteles irta a IV. szd.-ban s a Meteorologica cimet adta neki. E mü még a középkorban is egyedüli forrása volt a meteorológiai ismereteknek. Csak a XV. század vége hozott a fejlődés terén változást, amikor az ember uj világrészeket fedezett fel és addig nem tapasztalt éghajlati viszonyokkal ismerkedett meg. Tekintettel azonban arra, hogy ezek az uj meteorológiai ismeretek csak szubjektiv benyomáson alapultak, a tudomány számára még nem szolgáltattak komolyan értékelhető támpontokat. Ezért valójában csak a hőmérőnek és barométernek a XVII. században történt feltalálása vitte lényegesen előbbre a meteorológiát, mert ettől kezdve a müszerek fejlődésével a meteorológiai elemeket objektiven, számértékekkel tudták jellemezni.

Galilei már a XVI-XVII. századforduló táján készit egy termoszkopot, amelyet azután hőmérőskálával láttak el s hőmérővé alakult. Huygens /1665/ a hőmérőskála alappontjának a viz fagyás és forráspontját ajánlja. Ezt a két alappontot Fahrenheit /171o/ 18o részre, Reaumur /1773/ pedig 80 részre osztja. A tudományos méréseinkhez használt Celsius skála, mely a két alappont között loo osztást alkalmas 1736-ban jelent meg. Ez eredetileg a fagyáspontot jelölte loo-al és a forráspontot 0-val. Linné a nagy botanikus javaslatára fordították meg a számozást 1745-ben. Az első barométer elkészi-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

tése Viviani /1643/ nevéhez füződik, aki Torricelli ismeretes kísérletét értékesitette. Az első hajszálas higrométer elkészitése Saussuere /1783/ nevéhez füződik. Közben a fizikai ismeretek is hatalmas fejlődésen mentek át /gáztörvények, hőtan, stb./ Később felismerve a rendszeres megfigyelések jelentőségét, kiépitették nemzetközi viszonylatban az egységes megfigyelési módszerekkel dolgozó meteorológiai megfigyelő hálózatot és ezzel megvetették az időjáráskutatás alapjait. Ettől kezdve a meteorologia tudományának ügye nagy lépésekkel haladt előre a tudósok egész sorában müvelésében /Sprung, Helmholtz, Hesselberg, Sverdrup, Hann, Vojejkov, stb., stb./. Különösen azóta jelentkezett nagy lendület, amióta a technika fejlődésével a magas légköri kutatások is megindultak.

Az időjárás kutatásában külön ki kell emelnünk az utóbbi évtizedekben tapasztalt hatalmas fejlődést, amely Bjerknes apa és fiu, Schaw, Exner, Ficker, Bergeron, Svoboda, Hromov, Pagoszján, Tabarovszkij munkásságában az időjárási frontok felismerésére s ezzel kapcsolatban korszerü elméletek alkotására vezetett.

Az éghajlattan az időjárástamhoz képest fiatal tudomány. De nem is lehet régebbi keletü, mert az adatszolgáltató meteorologiai megfigyelő hálózat is alig több loo évesnél, márpedig az éghajlat kutatáshoz, a különböző éghajlatok összehasonlitásához megfelelő számu és sok évtizedes meteorológiai észlelési anyagra van szükség. Ezért van az, hogy a klimatológia tulajdonképpen jelenleg is az a datgyüjtés periódusában van és még hosszu idő kell ahhoz, hogy általánosabb érvényü éghajlati törvényeket alkothasson. Ennek ellenére a Föld éghajlatára már is rendelkezünk korszerü osztályozásokkal /Köppen/, ezen felül az éghajlattannak ma már sok ága van. Ilyenek: a bioklimatológia, a gazdasági éghajlattan, a kulturnövényeink éghajlati követelményeit kutató agrometeorológia, az ipar, az egészségügy, stb. Egyik legfiatalabb hajtását alkotja a kis térségek éghajlatával foglalkozó mikroklimatológia /Geiger/. A vizsgált terület kiterjedése szerint ugyanis ma már meg kell különböztetnünk makro- és mikroklimát.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A makroklima vagy nagy térségek éghajlata, nagyobb terület-egységek, egész országok, kontinensek éghajlatával foglalkozik. Ennek nagy jelentősége van a helyét változtató emberre és az állat-/madár/ világ szempontjából. E mokroklima hatásai azonban különböző tényezők hatására helyileg igen számottevően módosulhatnak. Igy alakul ki a mikroklima, mely a talajmenti atmoszfera különleges éghajlatát kutatja. Ez már nemcsak a helyváltoztatásra képes emberre, állatvilágra, hanem - és főként - a helyhezkötött növényvilág szempontjából döntő jelentőségü. A vegetáció különösen az alsó néhány méteres légréteg éghajlati viszonyaival áll erősen függő helyzetben. A mikroklimát ugyanazon makroklimán belül rendkivül változatossá teheti a talaj felszinének tagoltsága, a domborzati viszonyok, anyagi minőség, kitettség, s egyéb körülmények. A vegetáció fejlődése különösen zsenge korban igen erősen függ attól, hogy a talajmenti levegőréteg éghajlata hogyan alakul. Ehhez képest a mikroklimatologia vizsgálódását egész kis térségek: egy erdőben vágott lék, egy cserje által védett levegő, egy árok, egy keréknyom, stb. sem kerüli el. A mikroklimatikus vizsgálatok azt is kimutatták, hogy a különböző fajtáju növények állományai különleges éghajlattal rendelkeznek.

Másrészt azonban a növénytenyészet visszahatólag maga is formálja a növényzete éghajlatát. Igy pl. az erdők, erdősávok megvédik a közöttük elterülő területeket a kiszáradástól, mert megtörik a szárító szelek erejét. Ezzel szemben a mezőség fütenvészete hova tovább a talajok kiszáradására vezet, mert nem képes a szárító szelek megfékezésére. Az erdők által a környezetüknek juttatott szélvédelmén alapszik Dokucsajev és Viljamsz nyomán a haladó szovjet tudomány harca a sztyepék aszályossága ellen, amennyiben erdősitésekkel, mezővédőerdősávok telepitésével védi a mezőgazdasági területeket a kiszáradástól. Mindez arra mutat, hogy a növényzet és a környezete éghajlatának a kölcsönhatásai jelentékenyek és gazdaságilag messzemenően kiaknázhatók lehetnek. Ilyen s hasonló más okokból a talajmenti éghajlatnak s általában a mikroklimának a növénytermelők szempontjából igen nagy jelentősége van.

Mindezekből önként következik, hogy az erdőmérnök hallgatóink oktatása szempontjából a sulypontnak e jegyzet azon fejezetein

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

kell nvugodnia, amelyek a növénytermelésnek az időjárással és éghajlattal való összefüggéseit tárgyalják. Ehhez képest a jegyzet első felében - már csak a korlátolt előadási órák számához képest is - sok részletezésbe menő anyagot talál az erdőmérnök-hallgató, amelynek olvasása ugyan rendkivül hasznos a számára, de már nem tartozik a legszükségesebb élőismeretekhez. Ezeknek a terjedelmesebb tárgyalásától azonban nem lehetett eltekinteni, mert a jegyzetünknek az erdőmérnök-hallgatók képzésén tul más karok hallgatóinak oktatását is szolgálnia kell, aminek anyaga viszont nagyobbrészt éppen az első részben tárgyalt általánosabb meteorológiai fogalmakra sulypontozódik.

- - - - -

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

# I. rész.

# METEOROLOGIAI ALAPFOGALMAK.

## AZ ATMOSZFERA ÁLTALÁNOS TULAJDONSÁGAI.

Az atmoszfera összetétele. A légkör permanens és adventiv alkatrészekből áll. A permanens vagy állandó alkatrészek a különböző gázok, amelyekről az 1.sz. táblázatos kimutatás nyujt felvilágositást.

1.táblázat: A permanens atmoszféra vegyi összetétele.

| Elegyrész | Térfogat-százalék | Parciális nyomás /Hg-mm/ | Sürüség /levegő=1/ |
|---|---|---|---|
| Nitrogén | 78,o8 | 593,4 | o,9673 |
| Oxigén | 2o,95 | 159,2 | 1,1o53 |
| Argon | o,93 | 7,o7 | 1,379 |
| Hidrogén | o,ol | o,ol | o,o696 |
| Neon | o,oo18 | o,ol4 | o,694 |
| Kripton | o,oooll | o,ool | 2,818 |
| Hélium | o,ooo5 | o,oo4 | o,1368 |
| Xenon | o,ooooo9 | o,oool | 4,42 |

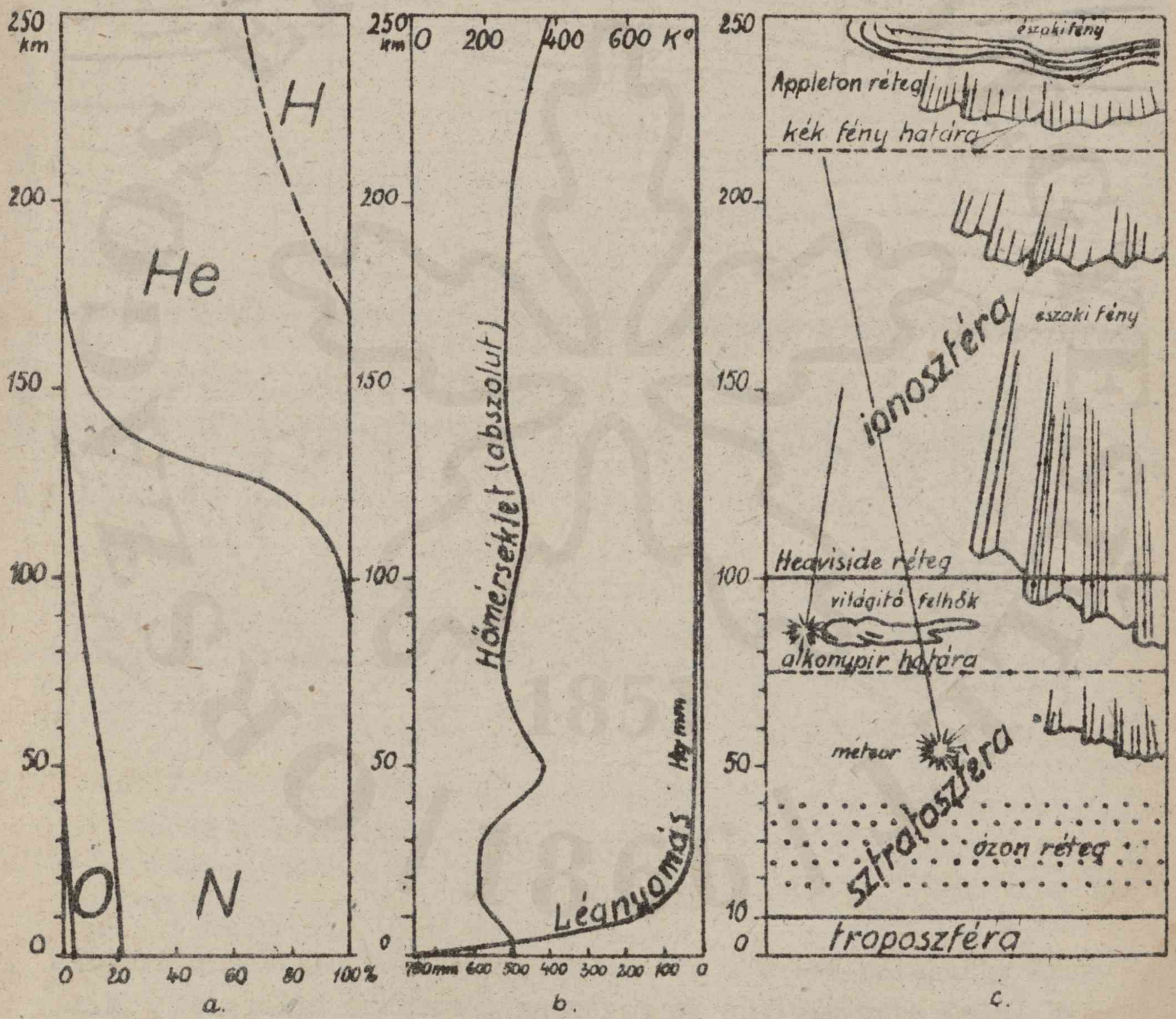
Adventiv elegyrészeket alkotnak a levegőben: 3-4 % $H_2O$-gőz, o,o3 % $CO_2$, továbbá $NH_3$ , J, $H_2O_2$, $SO_2$ $O_3$, Em. nemkülönben a helyenkint számottevő füst, szerves és szervetlen por.

Az atmoszféra permanens és adventiv elegyrészeinek sürüsége a tenger szinében a legnagyobb: felfelé haladva egyre csökken a sürüségük s velük a levegő nyomása is.

Dalton szerint zárt térben levő gázelegyben minden egyes elemi komponens ugy tölti ki a teret, mintha egyedül volna, vagyis a többi elemi komponenstől független parciális nyomása

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

és sürüsége van. A levegőtenger is ilyenformán fogható fel, tehát benne az egyes elemi komponenseknek sürüsége és nyomása a magassággal egymástól függetlenül és eltérően csökken. A specifikusan nehezebb gázoké gyorsabban, mint a könnyüeké. A levegőnek tehát az összetétele is változik a magassággal. Alacsonyabban a nehéz gázok vannak tulsulyban, magasabban pedig egyre inkább a könnyü gázok veszik át az uralmat. Ezen általános törvényszerüség érvénye csupán az alsó rétegben korlátozott. Mindezeket szemléltetően mutatja az 1.ábrabeli diagramm.




1. ábra.

A légkör keresztmetszete 0-250 km-ig. a./ vegyi összetétel, b./ nyomás, hő, c./ rétegeződés.

B.K.M.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Ebben a függőleges tengelyről a magasságot, a vizszintes tengely felső skálájáról a %-os előfordulást olvashatjuk le /az ábra a - képe/

A diagramm görbéi mutatják, hogy csupán a legalsó 1o km-es szintben állandó nagyjából a %-os összetétel. Ennek azonban kézenfekvő oka van. Itt ugyanis a fel- és lesszálló légáramlások még állandó mozgásban tartják a levegőt, miáltal a keveredését s ezzel bizonyos mértékig a homogenizálását biztositják. Még 2o km-es magasságig is közel párhuzamos a görbék futása a függőleges tengellyel, tehát itt sincs az összetételben jelentékenyebb eltérés. Ettől kezdve már csökken mind az argon, mind az oxigén mennyisége. 100 km-es magasságban az oxigén 5 %-ra csökken, viszont a N fokozatosan 93 %-ra növekedik, ezenkivül már igen jelentékeny mennyiségben jelenik meg a hélium. Ezen is tul, 2oo km-es magasságban a hélium már egy nálánál is könnyebb egyre növekvő arányban előforduló elegyrésszel: a hidrogénnel együtt alkotja az atmoszférát.

Ezekkel a %-os, vagyis <u>relativ</u> értékekkel természetesen nem tudjuk érzékeltetni az elegyrészek <u>abszolut</u> mennyiségeit és a sürüségüket, holott a magassággal ezek jelentékenyen csökkennek. Bár - mint emlitettük - a levegő relativ összetétele 10 km magasságban még alig változik s igy az oxigén %-os mennyisége a talajszinti mennyiségéhez képest még alig csökkent, normális emberi élet mégis lehetetlen lenne ebben a magasságban, mert itt az abszolut mennyisége annyira megcsappant, azaz a levegő oly ritkává válik, hogy már nem fedezi az életmüködéshez megkivánt oxigénszükségletet. Ugyan ezen okból kényegesen csökken a magassággal az atmoszféra nyomása. A tenger szinében 76o Hg-mm-t mérünk, de 1o km magasságban ennek már csak 1/3 része, 2o km magasságban 1/12 része a nyomás./b kép/.

Az atmoszféra adventiv alkatrészei közül időjárástani vonatkozásban a viznek van a legnagyobb szerepe, mert előfordulhat mindhárom halmazállapotban. Egyaránt jelen lehet pára, felhőcsepp, hó vagy jég alakban s igy a legnagyobb változatosságot hozhatja bele az időjárásba. Felhők alakjában pl. azáltal befolyásolja az időjárást, hogy a Nap sugárzó energiáját el-



© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

nyeli, illetve a szilárd szennyező anyagokkal együtt szétszórja a sugarakat.

A levegő permanens elegyrészeihez hasonlóan, az adventiv alkotórészek mennyisége is csökken a magassággal.

<u>A z a t m o s z f é r a k i t e r j e d é s e é s b e c s z t á s a.</u> Az atmoszférát a Föld a központi vonzás erejével köti magához. A Föld nem az egyedüli égitest, amely atmoszférával rendelkezik. Naprendszerünk bolygói közül atmoszférával rendelkezik a Jupiter, Neptunus, Uránus, Föld és a Venus. Kis sürüségü és nagyon vékony rétegü az atmoszférája a Marsnak s minden valószerüség szerint nincs egyáltalán atmoszférája a Merkurnak, végül biztosan tudjuk, hogy nincs a Holdnak. A fennebbi sorrend egyuttal nagyságbeli sorrend is. Tehát kitünik, hogy csak a nagy tömegü bolygók tömegvonzása elegendő ahhoz, hogy légnemü anyagot tartson fogva. A Holdnak kisebb a központi vonzása, mint a Földnek, mert a Hold térfogata és sürüsége is kisebb. Térfogata kb. 1/5o-es része a Földének, sürüsége pedig 3/5-e. Ertheto, hogy ilyen körülmények között a tömege sem elég nagy ahhoz, hogy magához tudná kötni a nagy kiterjedésükhöz képest igen kicsiny tömegü gázokat. Ezen felül azonban a bolygók nagysága és tömege az ujabb kutatások szerint még az atmoszférák anyagi minőségével is összefüggésben áll. A felsorolt bolygók közül a legnagyobbak még a könnyü gázokat is képesek kötni s valóban tulnyomórészt könnyü H-vegyületekből /$NH_3$, $CH_4$/ álló atmoszférával rendelkeznek. A közepes nagyságuak - igy a Föld is - már csak a nehezebb gázokat kötheti s igy többek között $O_2$-t, vagy oxigén vegyületeket /$H_2O$, $CO_2$/ tartalmazó atmoszférájuk van.

A bolygók légkörének eredetére kétféle elmélet próbál magyarázatot adni. Az egyik kozmikus, a másik tellurikus eredetünek tartja. Az első elmélet szerint, az atmoszféra annak az ős gázelegynek visszamaradt része, amelyből a Föld cseppfolyós, majd szilárd anyaggá alakult. A másik elmélet szerint a bolygók lehülés és szilárdulás közben bocsátották ki magukból a gázelegyet.

Az atmoszféráknak nincs éles határuk, hanem folyton higulva, végtelen kis sürüségü állapotban valószinüleg kitöltik az -

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

egész naprendszert. Ezért szigoruan véve nem beszélhetünk a Földünkön sem az "atmoszféra magasságáról". Legfeljebb bizonyos sürüség és összetétel mellett észlelhető jelenségek alapján állithatunk fel határokat. De még az ugyanolyan sürüségü szférák magassága sem állandó, mert pl. függ az ár-apály jelenségeitől, a felmelegedésével kapcsolatos kiterjedéstől, amelyet pl. a Nap ultraibolya sugarainak elnyelése vált ki, stb. Ha tehát ilyenformán nem is sikerül az atmoszféra pontos határát megadni, annyit mégis tudunk, hogy a tömegének 99,o %-át már egy a Föld dimenzióihoz képest nagyon vékony réteg /6o km/ magában foglalja. Meg kell azonban állapitanunk, hogy eddig az ember még ezt az eránylag vékony réteget sem tudta a személyesen a tudomány számára teljes egészében meghóditani, mert ezen rétegnek zárt gondoláju ballonja segitségével is még csak az alsó, mintegy 24 km-nyi részében tudott betekinteni.

Ember nélküli müszeres léggömb felküldésével már nagyobb magasságokból is sikerült adatokat szerezni /34,5oo m/. Még nagyobb magasságokba küldtek fel müszereket összetett rakéták fellövése segitségével /4oo km/.

Az ennél nagyobb magasságokat illetőleg sem vagyunk azonban teljesen tájékozatlanok. Az északi fény jelenségéből /looo km-ig/, a rádióhullámok visszaverődéséből /15oo-2ooo km/ stb. tudjuk, hogy e magasságokban még gázok vannak /lásd az 1/c. ábrát/. Elméletileg 4o.ooo km az a határ, melyen tul a Föld vonzási körletéből kiesnek a gázmolekulák.

A légkört függőleges kiterjedésben különböző szférára osztjuk. A legalsó, átlagosan 1o-12 km-es réteg a troposzféra /felhők öve/, ebben képződnek a felhők a feláramló párákból s ebben játszódnak le az időjárás jelenségei. Az atmoszféra tömegének 75 %-a tömörül belé. Jellemző rá, hogy a hőmérséklete a magassággal szabályszerüen csökken. A felső határát, amelyen tul a párák már nem áramlanak fel s a felhőképződés is elmarad, tropopauzának nevezzük. A troposzférán belül még megkülönböztetünk:

1./ talajmenti /1 m-ig/
2./ földközeli /5o m-ig/,
3./ magaslégköri /looo m-en felül/ rétegeket.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Ez utóbbiban a levegő áramlása már függetlennek tekinthető a föld felületétől.

A troposzféra felett van a sztratoszféra /réteges öv/, amely kb. 100 km-ig terjed. Ennek alsó részében a függőleges hőcsökkenés nagyjából már megszünik. 20-40 km közötti részét ozonoszférának nevezzük, mert a troposzférában levő $O_2$-vel szemben, itt az oxigén $O_3$ alakban fordul elő /ozon/. A sztratoszférában a levegőnek körülbelül 25 %-a található.

Végül a sztratoszféra feletti réteg az ionoszféra, melyben az egyes gázrészecskék már ion alakban találhatók. Az atmoszféra tömegének már csak mintegy tizezredrészét foglalja magában

## METEOROLÓGIAI ELEMEK.

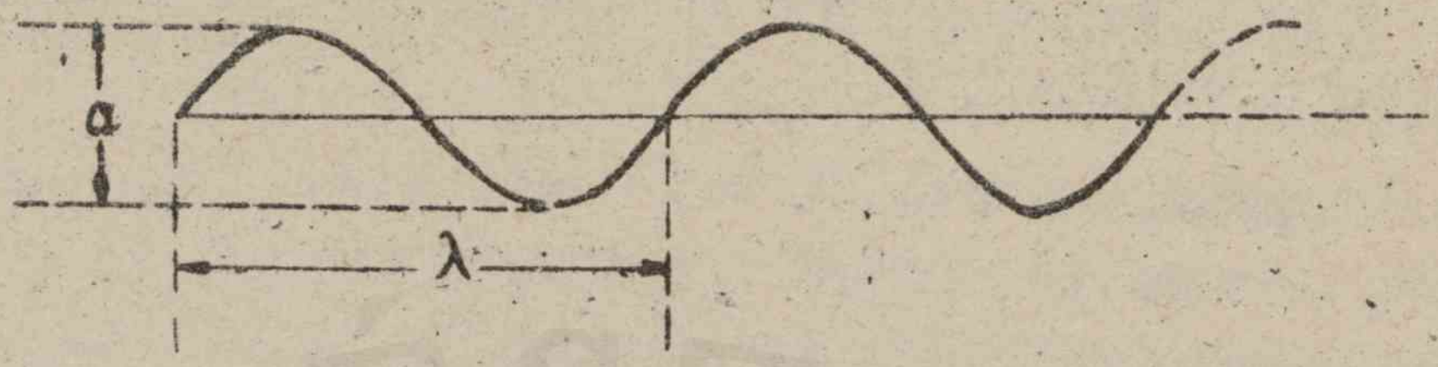
### A SUGÁRZÁS.

Az időjárás változásának, a légtömegek mozgatásának, egyedüli számottevő energiaforrása a Nap. Az állócsillagokról sugárzott, a Holdról reflektált és a Föld belsejéből kivezetődő hőenergia az atmoszféra felmelegedése szempontjából elenyésző.

A Napból jövő energia u.n. sugárzó energia formájában melegíti fel a Föld felszinét, ettől pedig vezetés és áramlás útján melegszik fel az atmoszféra egy bizonyos vastagsága, mikőben mozgásba jön s ez utóbbi következtében a legváltozatosabb időjárás alakulhat ki.

A Nap sugárzó energiájának a szállitója a fénysugár. Ennek mibenlétével, a reá vonatkozó korszerü elméletteI a fizika foglalkozik. Itt csak annyit, hogy a fény jelenségét dialektikus szemléletben hullámtermészetünek s egyben korpuszkuláriának tartjuk. A fény hullámtermészete /rezgése/ tehát még a legujabb elméleteknek is lényeges részét alkotja. A hullám természetü jelenségeket jellemzésük céljából a 2. ábra szerint ábrázolhatjuk:

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




2. ábra.
Hullámjelenségek ábrázolása.

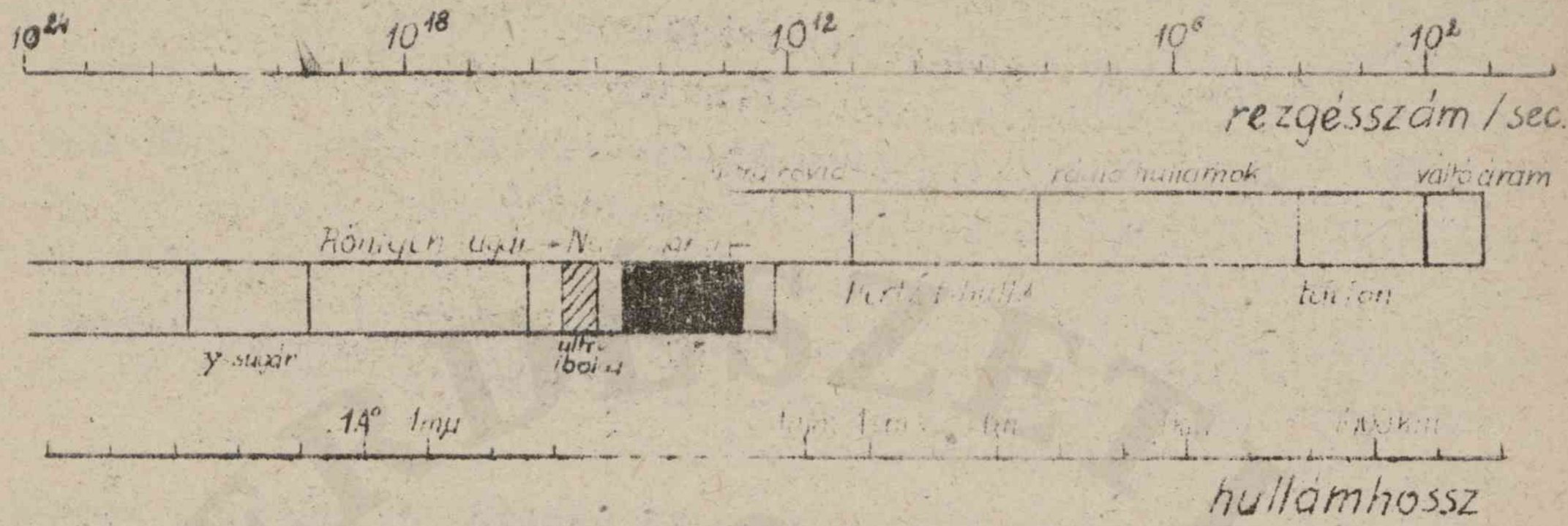
Itt λ-val jelöltük a hullámhosszuságot /periódust/, mely egy teljes sinusgörbének a terjedés irányában mért hosszát jelenti. Mértékegységéül - tekintettel arra, hogy a legkisebbtől a legnagyobbig minden nagyságrend előfordulhat - az Å-, μ mm-, cm-, m-, km szolgálhat. Az amplitudot vagyis a lengés távolságát az ábrán "a" jelenti; ez tehát a legalacsonyabb és legmagasabb ponthoz huzott érintők közötti távolság.

A hullámzás vagy rezgés lehet lassubb és lehet szaporább. A hullámkeltés ütemének: a frekvenciának a kifejezésére ugyancsak egységre van szükségünk s ez a Hertz /Hz/. Egy Hz-nyi frekvenciáju az a rezgés, melyben egy másodperc alatt egy periódus keletkezik. Esetenkint a Hz tul kicsiny egység; ilyenkor ennek ezerszeresét a kiló-Hz-t használjuk egységül. Magától értetődik, hogy ha a hullámtermészetü jelenségeknek eltérő hullámhosszuk és eltérő frekvenciájuk lehet, akkor eltérő kell, hogy legyen a terjedési sebességük is. Ezt a másodperc alatt megtett uttal szoktuk kifejezni. A fénysugár terjedési sebessége 3oo.ooo km $sec^{-1}$.

A 3. ábrán grafikus ábrázolásban számos ismert elektromágneses rezgés között ott találjuk a fénysugarat is. /Az egyes értékek logaritmus skálában vannak feltüntetve, hogy az óriási különbségek az ábra kis méretében is ábrázolhatók legyenek./

Az ábra többféle rezgést tüntet fel. Mindegyiknek leolvashatjuk a jellemző frekvenciáját és a hullámhosszuságát. Innen kitünik, hogy a napsugárzás csak egy parányi kis részét alkotja az eddig ismert elektromágneses rezgések széles mezejének. Azt

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




3. ábra.

A napsugár az elektromágneses rezgések skálájában.

is leolvashatjuk az ábrából, hogy a napsugárzás hullámhosszusága o,2 $\mu$ -től 1oo $\mu$ -ig terjed s ebből is csak a o,36 $\mu$ - o,76 $\mu$ közötti rész az, amire az ember szeme reagál. A o,36 $\mu$ -nál kisebb hullámhosszuságu sugarak az u.n. ultraviola, s o,76 $\mu$ -nál nagyobbak az infravörös sugarak. Az ultraviola sugarak főként a vegyi, az infravörösek inkább a hőhatásukkal tűnnek ki. Legintenzivebb a napsugárzás o,6 $\mu$ hullámhossz körül. A látható spektrumba tartozó sugárzások összességét a szemünk "fehér fény"ként észleli. De tudjuk, hogy a prizma segitségével ez a fehér fény felbontható különböző hullámhosszuságu rezgésekre. Igy elkülönithetjük a vörös /o,76o-o,647 $\mu$ /, narancs /o,647-o,586 $\mu$/, sárga /o,586-o,535 $\mu$ /, zöld /o,535-o,492 $\mu$ /, kék /o,492-o,424 $\mu$ / és ibolya /o,424-o,36o $\mu$ / szineket, illetve az ilyen szin hatást keltő sugarakat.

Az energia sugárzás utján való terjedésének, illetve átvitelének törvényei vannak. Ilyen pl. a Stefan-Boltzmann-féle törvény, amely kimondja, hogy minden test bocsát ki magából sugarakat és ezeknek intenzitása /I/ arányos az illető test abszolut hőmérsékletének negyedik hatványával.

$$I = \tilde{\sigma} \cdot T^4.$$

hol: $\tilde{\sigma}$ = arányossági tényező, értéke $8.26 \times 10^{-11}$, T = absz. hőmérséklet = t + 273 $K^o$, ahol t = a $C^o$-okban mért hőmérséklet. T értéke sokféle lehet, amiből kitünik, hogy az energiának sugárzás utján való átvitelére nemcsak a magas hőmérsékletü és világ-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

gitó, hanem a hideg és sötét testek is képesek. De a törvényből az is kitünik, hogy a magasabb hőmérsékletü testek sugárzása intenzivebb lévén, két kölcsönösen egymásra sugárzó test közül a hidegebb az, amely igy energiát nyer. Tekintve, hogy a Nap hőmérséklete a felületen kb. 6ooo $C^o$, ami abszolut hőmérsékletben 6273 $K^o$, a Földé pedig átlagban 14 $C^o$, ami abszolut hőmérsékletben mindössze 287 $K^o$, érthető, hogy a Nap és Föld kölcsönös sugárzási viszonyában az utóbbi az, amely energiát nyer és felmelegszik.

Egy másik: a Wien-felé eltolódási törvény kimondja, hogy a sugárzó testek abs. hőmérsékletének és a kibocsátott leginkább intenzivebb sugárzás hullámhosszuságának a szorzata állandó érték:

$$\lambda . T = k = 2884$$

Alkalmazzuk ezt a törvényt a Nap és a Föld esetére! A Nap abszolut hőmérséklete 6273 $K^o$:

$$\lambda . 6273 = 2884; \qquad \lambda = \frac{2884}{6273} = 0,46\,\mu$$

E számitás szerint tehát kereken o,5 $\mu$ -s hullámhosszon történik a Nap legintenzivebb sugárzása, ami nagyjában összhangban áll a korábbi o,6 $\mu$ -os megállapitásunkkal. Ezzel kapcsolatban megemlitjük, hogy az emlitett sugárzási törvények szigoruan véve csak sötét testekre vonatkoznak, s igy a Napra vonatkozó fenti számitások csak közelitők lehetnek.

A Föld felületének átlagos abszolut hőmérséklete 287 $K^o$.

$$\lambda . 287 = 2884; \qquad \lambda = \frac{2884}{287} = 10\,\mu$$

A Nap legintenzivebb energiasugárzása tehát a o,6 $\mu$ hullámhosszon, vagyis a látható spektrumban történik, a Földé viszont lo $\mu$ hullámhosszon, amely a spektrum láthatatlan infravörös mezejébe esik. Általánosságban pedig leszögezhetjük, hogy a magas hőmérsékletü és világitó testek rövid, az alacsony hőmérsékletü, sötét testek pedig hosszu hullámu u.n. "sötét sugarakat" bocsátanak ki.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Végül tudnunk kell, hogy üres térben minden sugárzás egyenes vonalban terjed s ilyenkor az intenzitása a sugárzó forrásból távolodva, a távolság négyzetével fordított arányban csökken:

$$I' = \frac{I}{R^2}$$

hol I' a sugárzás intenzitása a sugárzó forrástól egységnyi távolságra, I a sugárzás intenzitása R távolságra.

A Földre érkező sugárzást "<u>besugárzás</u>"-nak /insoláció/, a Földről kiinduló sugárzást pedig "<u>kisugárzás</u>"-nak /radiáció/ nevezzük. Az előbbi csak napfelkeltétől napnyugtáig tart, az utóbbi viszont állandóan folyik.

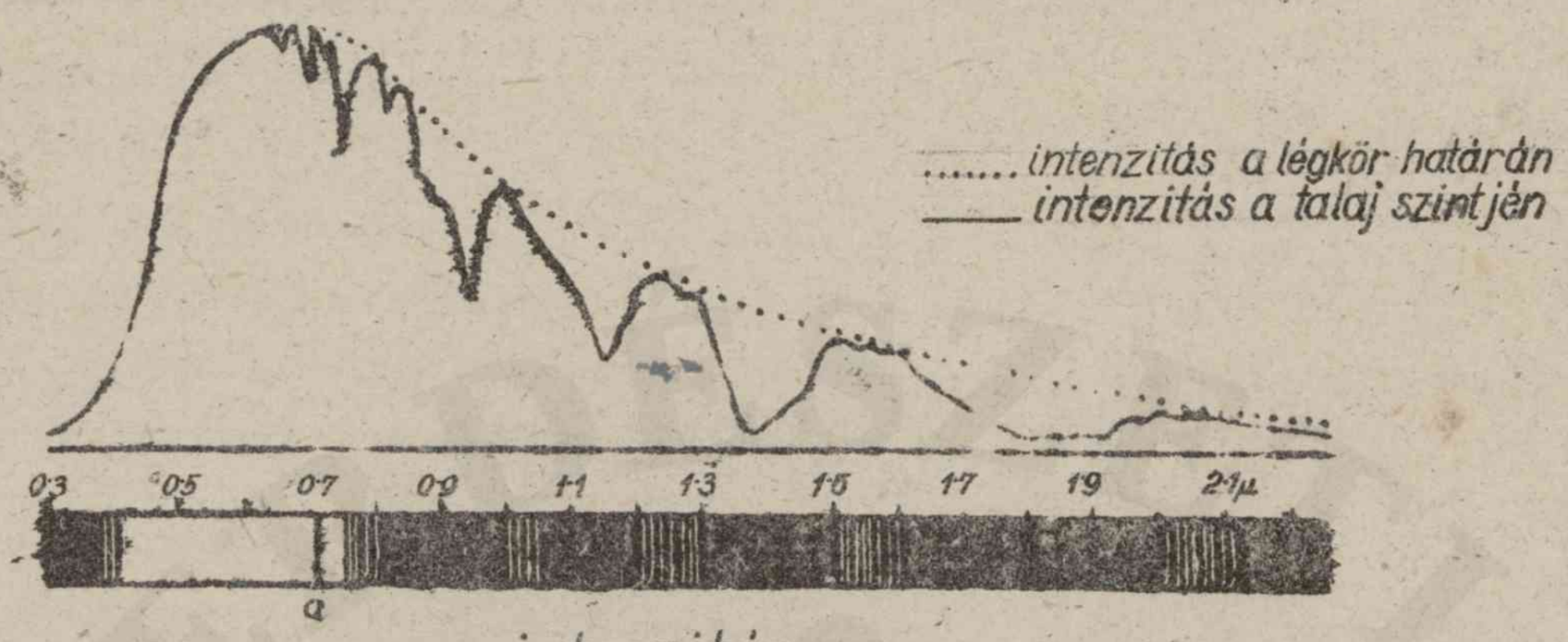
<u>B e s u g á r z á s / i n s o l á c i ó /</u>. A fénysugár 3oo.ooo km/sec terjedési sebességgel haladva, mintegy 8 perc alatt teszi meg a kb. 15o millió km-es utat a Nap és Föld között. Pontos vizsgálatokkal megállapitották, hogy a napból a csaknem üresnek nevezhető bolygóközi téren át az atmoszféra legkülső határára, a napsugarakra merőlegesen elképzelt egy $cm^2$ felületre percenként 1,94 cal. $cm^{-2}$ sugárzó energia érkezik. Ez a mennyiség azonban évi 4-7 %-os ingadozást mutat, ami abból ered, hogy a Nap az elliptikus földpálya fokuszában lévén, télen közelebb van a Földhöz, mint nyáron. Ezen évszakos ingástól eltekintve az 1,94 cal $cm^{-2}$ . $min^{-1}$ érték állandónak vehető s ezért s o l a r c o n s t a n s -nak, /sugárzási állandó/ nevezték el. Gyakran azonban kikerekitve 2 cal $cm^{-2}$. $min^{-1}$ értékekkel vesszük számitásba.

Ennek az energiamennyiségnek a szállitásában a különböző hullámhosszuságu sugarak nem egyformán vesznek részt:

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| az ultraviola sugarak | az összes | energia | 8 | %-át |
| a látható | " | " | " | " | 56 | " |
| az infravörös | " | " | " | " | 36 | " |

szállitják.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




4. ábra.

**A napsugárzás intenzitása az atmoszféra határán és a föld felszinén.**

**Az atmoszféra külső határáról a Föld felületéig megtett u**ton megcsappan ez az energiamennyiség, mert megcsappan a sugárzás intenzitása /lásd a 4. ábrán az atmoszféra határán és a Föld felszinén észlelt intenzitások grafikonjait/. Elsősorban a levegő permanens és adventiv alkotó részei nyelik el a sugárzó energia egyes hullámhosszait /abszorpció/, mig más hullámhosszu sugarakat átengednek. Az abszorpciót igazolják a spektrumban észlelhető u.n. abszorpciós vonalak is, melyek a 4. / ezuttal most már lineáris skáláju/ ábrán szintén fel vannak tüntetve fekete vonalakkal. Az atomok által történt elnyelések egy-egy vonal alakjában, a molekulák abszorpciója pedig egész kötegek alakjában jelentkezik. Az ábrán látható, hogy az ultraviola sugarak nagyobb része is elnyelődik; ezt az ozonnak tulajdonitjuk, tehát már a sztratoszférában nyelődik el. Ezenfelül a legtöbb abszorpciós vonal és köteg a vörös és vörösöntuli, nem látható mezőben található; ezeket az $O_3$, $H_2O$-gőz és $CO_2$ elnyelésének tulajdonitjuk. De előfordulnak elnyelési vonalak a látható sugarak spektrumában is, ahol azonban az ibolyától a sárgáig terjedő mezőben a kismérvü elnyelés folytán ritkábbak. Minél inkább közeledünk a vörös és infravörös felé, annál nagyobb az

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

abszorpció, vagyis annál nagyobb a különbség a földfelület és az atmoszféra határán fennálló sugárzásintenzitás között. Az intenzitás tehát, mellyel egy bizonyos sugár a Föld felületére jut, a hullámhosszuság függvénye. Az atmoszférának ilyen, inkább csak egyes hullámhosszuságokra kiterjedő abszorpcióját szelektiv abszorpsiónak nevezzük.

Másik fontos tényező, ami szintén megvámolja az atmoszférán keresztül a földet érő sugárzó energiát, az atmoszféra diffuz reflexiója. A gázmolekulák, a por, a viz bizonyos mértékig szétszórják a sugarakat s a szétszórt részlegnek is csak egy hányada szóródik u.n. égi sugárzás alakjában a földfelület felé. Ez a szétszóródás a rövidebb hullámu sugarakra, igy pl. a kékre nézve nagyobb. Ezért látjuk kéknek az eget, mert a szétszórt kék sugárzás érkezik a szemünkhöz. A hosszabb hullámu sugarakra, pl. a vörösre kisebb mérvü a szétszórás, ami egyben annyit jelent, hogy ezeknek nagyobb az áthatoló képességük. Innen van az, hogy a föld felett hegyes szög alatt figyelve a lenyugvó Napot, azt sárgás-vörösnek vagy vörösnek látjuk, mert csak a sárgás-vörös szin hosszabb hullámai tudnak áthatolni azon a vastagabb rétegen, amelyet a földfelszinre hegyes szög alatt kell az atmoszférában a sugaraknak megtenniök. A többi sugarak elnyelődnek s szétszóródnak.

Hogy az atmoszférának az egyes hullámhosszakra vonatkozólag milyen a sugárzás áteresztése, arra nézve példaként Potsdamban mért adatokat mutat be az alábbi értéksor:

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Hullámhossz $\mu$ -ban | 0,39 | 0,46 | 0,5o | 0,55 | 0,6o | 0,7o | 1,oo |
| Áteresztési koefficiens, a vizgőz szelektiv abszorpciójának a kizárása esetében | 0,53 | 0,72 | 0,78 | 0,81 | 0,84 | 0,86 | 0,93 |

Innen kitünik, hogy pl. a legintenzivebb sugárzás hullámhosszán /a 0,6 $\mu$-os hullámon/ szállitott sugárzásnak is csak a 0,84-szeres mennyisége jut a talaj szinébe. Az is megfigyelhető a számsorból, hogy a legnagyobb veszteség a rövid hullámhosszaknál áll be; az infravörös mezőben erősen csökken a veszteség.

A besugárzást igen jelentékeny mértékben módositják a felhők.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Ezeknek már az albedója - vagyis a visszavert sugarak viszonya a beesőkhöz - is nagy /o,6-o,9/; azonfelül elnyelés és szétszórás által is csökkentik a besurárzást. Erre mutatnak a 2.táblázatnak Potsdamra vonatkozó adatai is /derült ég és átlagos felhőzet esetére/. Ahol nagymennyiségü szennyező anyag: füst, por, korom lebeg az atmoszférában, mint nagy városok, ipartelepek felett, ott e tényezők sugárzást csökkentő hatása szintén számottevő lehet. Ezt igazolják a mellékelt kimutatásban Budapest /poros, füstös levegő/ és Tihany /tiszta levegő/ julius, augusztus és szeptemberi adatai

*A napsugárzás évi menete cal.cm⁻². min⁻¹-ban, havi 12ʰ-i közepben.*

| Derült ég | Jan | Febr. | Márc | April. | Máj. | Jún. | Júl. | Aug | Szept | Okt. | Nov | Dec |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Potsdam (106m) | | | | | | | |
| A sugárzásra ⊥ felületen | 1'01 | 1'12 | 1'12 | 1'28 | 1'28 | 1'27 | 1'20 | 1'17 | 1'22 | 1'17 | 0'99 | 0'97 |
| Vízszintes felületen | 0'29 | 0'47 | 0'65 | 0'94 | 1'07 | 1'11 | 1'03 | 0'92 | 0'80 | 0'57 | 0'32 | 0'24 |
| ...agos felhőzet | | | | | | | | | | | | |
| A sugárzásra ⊥ felületen | 0'26 | 0'33 | 0'44 | 0'54 | 0'63 | 0'65 | 0'57 | 0'57 | 0'57 | 0'47 | 0'27 | 0'24 |
| Vízszintes felületen | 0'08 | 0'14 | 0'25 | 0'39 | 0'52 | 0'57 | 0'49 | 0'45 | 0'37 | 0'23 | 0'09 | 0'06 |
| Derült ég | | | | Budapest (130m). Szennyezett levegő | | | | | | | | |
| A sugárzásra ⊥ felületen | 0'68 | 1'22 | 1'25 | 1'26 | 1'21 | 1'20 | 1'12 | 1'17 | 1'09 | 0'99 | - | - |
| Derült ég | | | | Tihany (115m) | | | | | | | | |
| A sugárzásra ⊥ felületen | - | - | - | - | - | | 1'31 | 1'27 | 1'23 | - | - | - |
| Derült ég | | | | Mátraháza (680m) | | | | | | | | |
| A sugárzásra ⊥ felületen | - | - | - | - | - | - | 1'33 | 1'34 | 1'36 | - | - | - |

*Változás a tszfm-al (Davos, ⊥ felület) januárban: 100m 0'8; 500m: 1'2; 1500m: 1'4; 4000m: 1'6 cal cm⁻² min⁻¹*

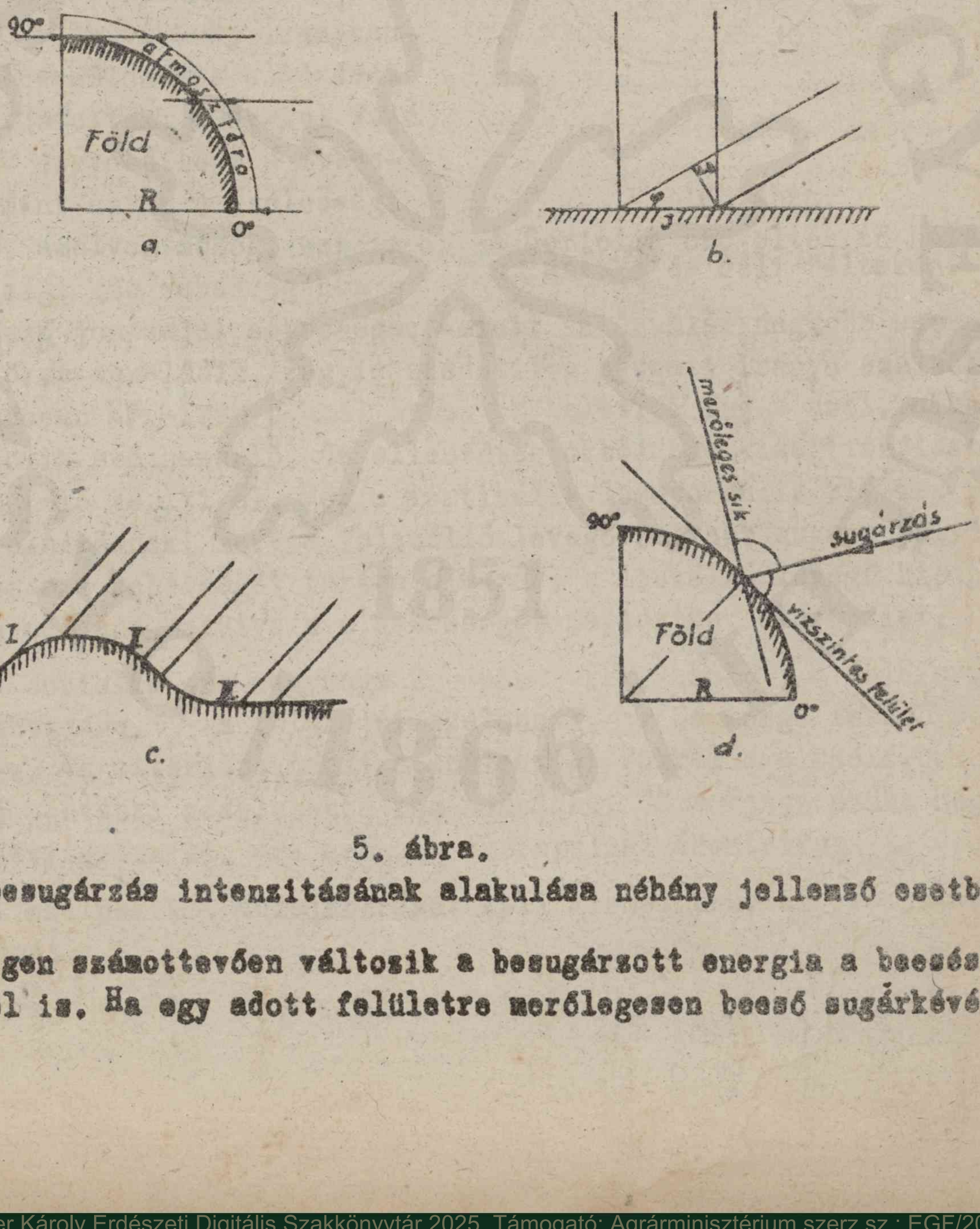
2. táblázat.

A napsugárzás havi eloszlása különböző tényezők hatása alatt /cal/cm$^3$. min./

A besugárzott energiamennyiség a földrajzi szélességgel és a tengerszintfeletti magassággal is változik, mert mindkét tényezővel változik azon utnak hossza, amelyet a sugarak az atmoszférában megtesznek, amelyen tehát az elnyelés és szétszórás érvényesül. A földrajzi szélességet illetően az 5/a. ábra szerint

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

ez az ut a 0 szélességi fokon a legrövidebb; itt a legkisebb a veszteség. Innen a szélességi fokokkal nő az atmoszférában megtett ut hossza s nő a veszteség is. A leghosszabb az ut s legnagyobb a veszteség a pólusokon. Ugyanigy - minthogy minél nagyobb a tengerszint feletti magasság, annál kisebb a felette álló altmoszféra rétegvastagsága, illetve a sugaraknak azon keresztül megtett utja - mondhatjuk, hogy a nagyobb tengerszint-feletti magassággal kisebb a sugárzó energiában beálló veszteség. Ezt igazolják az előbbi kimutatásban szereplő tihanyi és mátraházai, továbbá nagyobb magasságokra a davosi adatok, ha azokat összehasonlitjuk




5. ábra.
A besugárzás intenzitásának alakulása néhány jellemző esetben.

Igen számottevően változik a besugárzott energia a beesési szöggel is. Ha egy adott felületre merőlegesen beeső sugárkévé-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

vel szállitott sugárzás intenzitása I, akkor $\varphi$ -szög alatt ugyanarra a területre beeső I' sugárkéve intenzitása az 5/b. ábra szerint:

$$\frac{I'}{I} = \sin \varphi \; ; \quad I' = I \sin \varphi$$

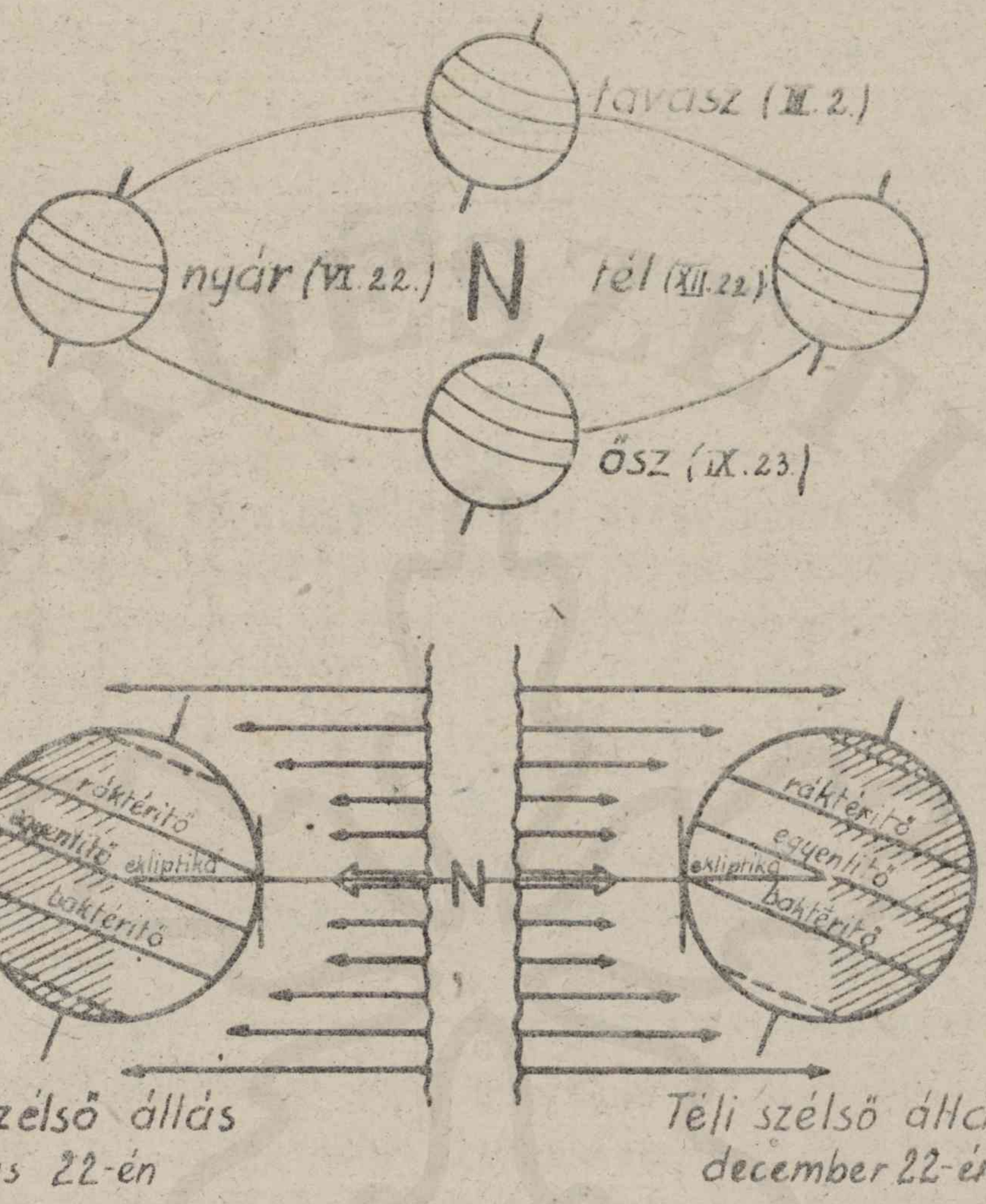
Igy pl. a $30^\circ$ alatt beeső sugárzás a merőlegesen beesőnek csak a fele intenzitását éri el /$\sin 30^\circ = 1/2$/.

Az intenzitásnak a beesési szöggel való csökkenését már az is jól szemlélteti, hogy az ugyanazon területre eső sugárkéve vastagsága annál kisebb, minél jobban eltér a beesés szöge a merőlegestől. Könnyü belátni, hogy vékonyabb sugárkévében ugyanazon területnagyságra kevesebb energia sugárzódik be, mint egy vastagabban. Ezen okból eltérő besugárzást kaphat a talaj a domborzati viszonyok függvényeképpen is. Az 5/c. ábra szerint ugyanaz a sugárkévevastagság II-nél esik legkisebb felületre merőleges beeséssel. Vizszintesen fekvő III-nál már kisebb szög alatt nagyobb felületre, I-nél még kisebb szög alatt még nagyobb felületre oszlik el, ebben a sorrendben csökken tehát az intenzitás is.

Minthogy a Föld megközelitőleg gömbalaku, az 5/d. ábra szerint a felületén mindig az a vizszintes sik, amelyre a Föld sugara merőleges. Megérthető tehát, hogy valamely meghatározott földrajzi szélesség alatt a sugárzásra <u>merőleges</u> egységnyi felületre, nagyobb intenzitással több energia sugárzódik be, mint a <u>vizszintesre</u>. /Feltéve természetesen, hogy a vizszintes és a sugárzásra merőleges sik nem esik egybe./ Ezt igazolják a 2. táblázatbeli potsdami adatok merőleges és vizszintes felületre vonatkozó értéksorai.

Az 5/d. ábrából az is következik, hogy a napsugarak valamely helyen a vizszintes síkra annál kisebb szög alatt esnek be, minél nagyobb a hely földrajzi szélessége. Mondhatjuk tehát, hogy a vizszintes felületre besugárzott energia mennyisége a földrajzi szélesség emelkedésével csökken.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




6. ábra.
A Föld viszonya a napsugárzáshoz az évi pályája során.

A sugárzás csillagászati tényezők hatása alatt is változik. Elsősorban a Földnek a saját tengelye körüli egy napos forgása következtében napkeltétől napnyugtáig pillanatról pillanatra változik a besugárzás szöge, mert változik a látszólagos napmagasság. Ezen felül állandó változás áll fenn éves viszonylatban is, vagyis azalatt, amig a Föld a Nap körüli utját egyszer befutja. Ez az utóbbi azért idéz elő a sugárzásban állandó változást, mert a Föld egyenlitőjének a sikja nem esik egybe a Föld pályájának a sikjával /az ekliptika sikjával/, hanem azzal $23,5^{o}$-os szöget zár be. Emiatt a napsugarak beesési szöge tekintetében az év folyamán két szélső /téli és nyári/ helyzet alakul

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

ki /6.ábra/. Ezuttal csak az É-féltekét tartva szem előtt, itt az egyes szélességi fokokra érkező sugarak beesési szöge legkisebb a téli szélső állásban XII.22.-én, amikor délben a merőleges besugárzás a D-szélesség 23,5°-ára: a Baktéritőre esik. Ekkor az É-féltekén az É-szélesség 23,5°-ától: a Ráktéritőtől egészen az É-sarkkörig még mindenütt van napkelte. Az É-sarkkörön azonban már ezen az egy napon nem kél fel a Nap, magán az É-sarkon pedig már negyed éve tart az éjszaka. A Földnek a tavaszi állás felé való haladásával az egyes szélességi fokokra eső besugárzás szöge egyre nő és a merőleges beesés tavasszal III. 21.-én délben az egyenlitőre esik. E napon ér véget az É-sarkon a féléves éjszaka, a Nap megjelenik a horizon felett, kezdetét veszi a féléves nappal. Amint a Föld tovább halad, egyre nő az egyes szélességi fokokon a sugárzás beesési szöge, míg a nyári szélső állásban VI. 22.-én eléri a maximumát. Ekkor a merőleges besugárzás délben a 23,5°-os északi szélességre, a Ráktéritőre esik. E szélességi körtől az É-sarkkörig mindenütt van napnyugta, az É-sarkkörön azonban már ezen az egy napon nem nyugszik le a Nap, magán az É-sarkon viszont már negyed éve tart a nappal. A Földnek az őszi állás felé való haladásával ujra csökken az egyes szélességi fokokon a besugárzás szöge és IX. 23.-án délben a merőleges beesés ujból az egyenlitőre esik. Az É-sarkon véget ér a féléves nappal, a Nap a horizon alá bukik és kezdetét veszi a féléves éjszaka. A Föld továbbhaladásával azonban a beesési szögek még tovább csökkennek, mignem XII.22.-én ujból elérik a minimális értéküket.

A fentiekből tehát kitünik, hogy a merőleges sugárbeesés, vagyis a maximális intenzitás helye az év folyamán a Baktéritőről az Egyenlitőn át folyamatos haladással eljut a Ráktéritőre majd onnan ugyancsak az Egyenlitőn át vissza a Baktéritőre, vagyis egy év folyamán a két szélső állásban /a két téritőn/ egy izben, ezek között pedig mindenütt két izben fordul elő merőleges beesés.

Itt rá kell mutatnunk arra, hogy a sugárzás időtartama is igen fontos tényező a besugárzott energiamennyiségek szempontjából. Az év folyamán a besugárzott energiamennyiség még egyet-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

len szélességi fokon is változik a nappalok hosszával, amelyek viszont az évszakok függvényei. Az északi féltekén VI. 22.-én leghosszabb a nappal, innen csökkenve az őszi IX. 23-iki napéjegyenlőség /aequinoctium/ után XII. 22.-én eléri a minimális értékét, majd növekedve a tavaszi III. 21-i napéjegyenlőségen át ujból eléri a maximális hosszat. De ugyancsak az egyenlitő síkjának az ekliptika síkjával alkotott 23,5°-os szöge miatt, a nappalok hossza a földrajzi szélességgel is váltakozik. Az északi féltekén nyáron a pólus felé haladva egy bizonyos szélességi fokon felül rohamosan nő a nappalok hossza, az északi sarkkörön tul pedig már egyre több napra terjed a nappal, mig végül a póluson félévig tartó nappal van.

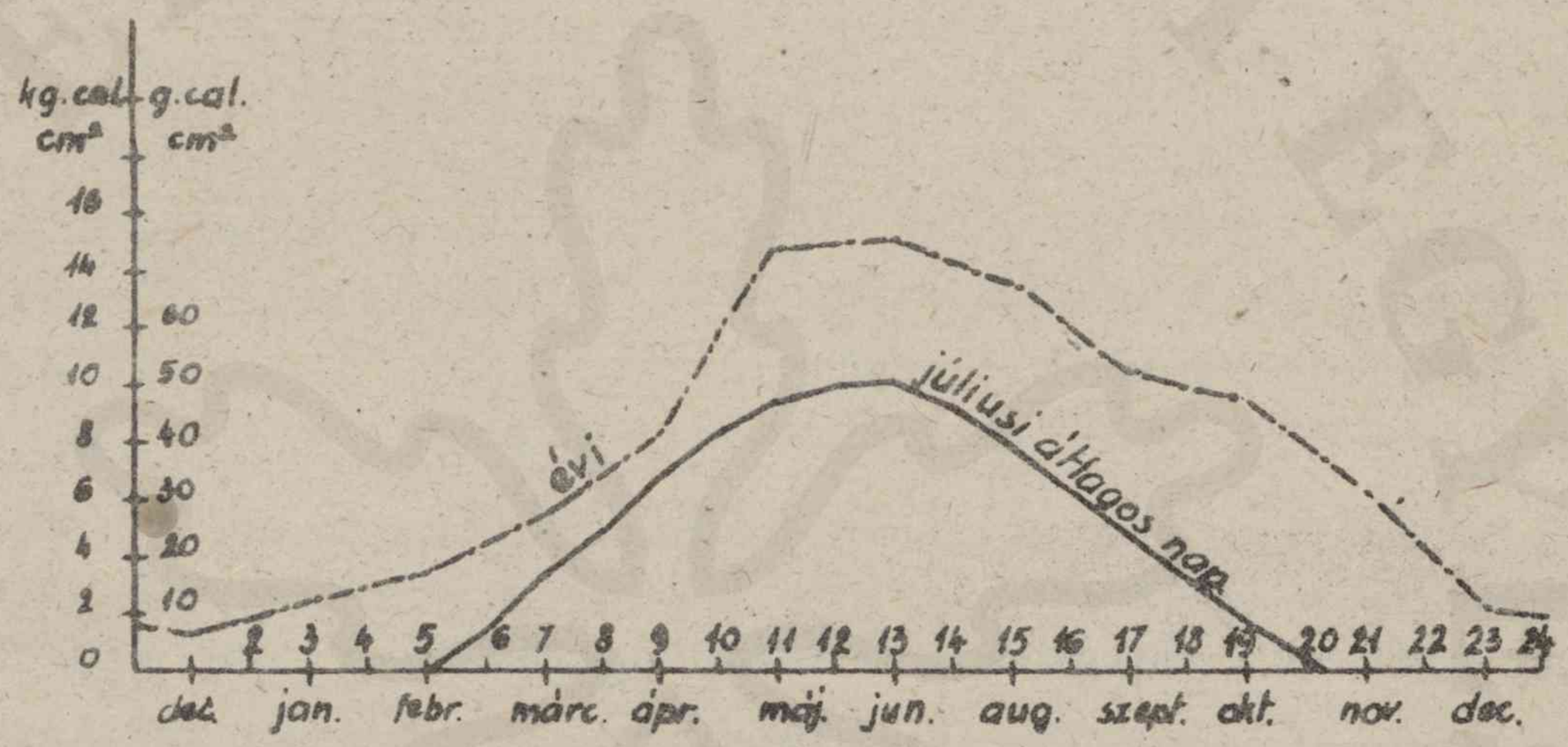
Végül rá kell mutatni még arra, hogy a besugárzott energia sorsa nagy mértékben függ attól, hogy a sugárzást felfogó felület miként gazdálkodik vele. A vizfelületeken át pl. behatol a sugárzás a különböző - a hőgazdálkodással kapcsolatban később ismertetendő - okokból a hőenergia aránylag nagy tömeg vizben oszlik meg, a hőmérsékletet tehát mérsékelten emeli. Ezzel szemben a szárazföldbe a sugárzás nem tud behatolni; itt a sugárzást csaknem egészében a felszin fogja fel s igy csak kis tömegre oszlik meg az energia, aminek folytán a felszini réteg hőmérséklete erősen emelkedik.

A felület szine is lényeges szerepet játszik a sugárzó energiával való gazdálkodásban. A sötét szinü felület többet abszorbeál, mint a világos, az utóbbi viszont többet ver vissza, mint a sötét.

A sugárzás mérésére a meteorologiai állomásokon, többféle müszer használatos. Ezek egyik csoportja a sugárzás intenzitását méri, ill. regisztrálja. /Angström-féle pyrheliométer, Michelson-Martin-féle aktinométer, Robitsch-féle aktinográf, stb./. A megvilágitás erősségének a mérésére pedig a fotométerek szolgálnak. A másik csoport a sugárzás tartalmát regisztrálja /Campbell-Stokes-féle és Fényi-Jordán-féle napfénytartamirók/. Mindezeket s a továbbiakban más meteorologiai elemekkel kapcsolatos müszereket a gyakorlatokon természetben mutatjuk be és tanulmányozzuk.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A besugárzás menete. A sugárzás sokéves anyagából "kiközepelhetjük" valamely hónap egy átlagos napjának egy $cm^2$ területre eső óránkinti besugárzását. Ezeket az adatokat az idő /órák/ függvényeképpen koordináta-rendszerbe hordva s a metszéspontokat összekötve olyan görbét nyerünk, amely a szóbanforgó hónap egy átlagos napjának a sugárzási menetét tünteti fel /napi menet/.




7. ábra.

A besugárzás napi és évi menete Budapesten.

A 7. ábrán találjuk Budapest egy átlagos juliusi napjának sugárzási napi menetét. /Takács Lajos adataiból szerkesztve./ A görbéről óránként leolvasva a $cm^2$-re besugárzott energiát s összeadva 440 cal/$cm^2$ értéket kapunk. Ez Budapesten egy átlagos juliusi nap összes besugárzása napkeltétől /5 óra/ napnyugtáig /20 óra után/. Ugyanilyen elvek szerint kiszámithatjuk az egyes hónapokra az átlagos havi besugárzást s ezekből megszerkeszthetjük a sugérzás évi menetét is. Az ilyen görbe közelit a sinus-görbe alakjához s ha mégsem egészen szabályos, annak egyebek között az az oka, hogy a mi szélességeink alatt s kontinentális fekvésünk folytán, a nyári átlagos zivatarhajlammal kapcsolatos nagyobb mérvü borultság torzitólag jelentkezik. A 7. ábrán Budapestre vonatkozólag látható az 1937-es év sugárzásmenete.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Ha a napi menettel kapcsolatban említett módon itt is összeadjuk az egyes hónapokra leolvasott energiát és összegezzük, évi 94 kg-calóriát kapunk egy $cm^2$-re. Meg kell azonban jegyezni, hogy az 1937-es év különösen borult volt. Átlagos felhőzetű évre átszámítva a Budapesten évente egy $cm^2$-re besugárzott energia 11o-12o kg cal. $cm^{-2}$-re tehető.

Kisugárzás /radiáció/. A besugárzásával egyidőben nappal és esen felül éjjel a Föld is sugároz ki energiát hosszuhullámu sugarak, u.n. sötét vagy hősugarak alakjában. Ezért nem melegedhet fel egyoldalunn a Föld felülete a nappali besugárzás hatására. A Föld sugárzását kisugárzásnak vagy radiációnak nevezzük, amely, mint levezettük a lo -os hullámhosszon folyik a legintensivebben. De a kisugárzott energia sem vész el teljes egészében a Föld számára, mert az atmoszférából, különösen borult ég esetében, ellensugárzás formájában jelentékeny részük visszajuthat a Földre. Borult éjjelek hőmérséklete éppen emiatt nem süllyedhet oly alacsonyra, mint a felhőtlenek, amikor a kisugárzott energia csaknem akadálytalanul távozhat a világür felé. Éjjel a kisugárzás, nappal a besugárzás uralja a hőmérséklet kialakitását. Nyáron a hosszu nappalok miatt tartosabb a besugárzás, mint az éjszakai kisugárzás, télen a hosszu éjszakákkal forditva áll a helyzet; ilyenkor a kisugárzás szabja meg inkább a hőmérsékletet. A nyári napok igy az extrém fel felmelegedés, a téli napok pedig az extrém lehülés napjai.

A kisugárzás intensitása Stefan-Boltzmann törvénye értelmében a sugárzó test hőmérsékletének a függvénye. Az alábbi adatok tájékostatást nyujtanak arra nézve, hogy a talajhőmérséklettel miként változik a kisugárzott energia.

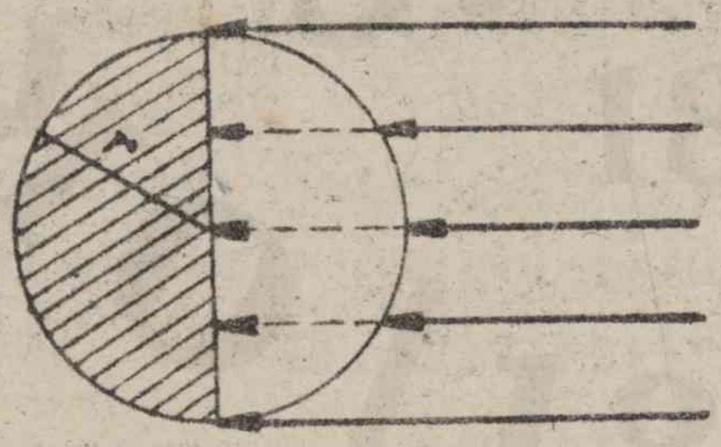
| Talajhőmérséklet C°-ban: | -40 | -20 | 0 | +20 | +40 |
|---|---|---|---|---|---|
| Kisugárzás cal.$min^{-1}$.$cm^{-2}$: | o,244 | o,399 | o,459 | o,6o9 | o,792 |

Tehát télen, amikor a földfelszin nagyon lehül kisebb, nyáron viszont a felmelegedett felszinről nagyobb a kisugárzás intenzitása.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A kisugárzással sok melegmennyiség szállitódik el a talaj felszinéről, különösen ha a kisugárzás tartós. Emiatt napszakos viszonylatban az egész éjjelen át - egyidejü besugárzás nélkül folyó - kisugárzás után a talaj felszinében a hajnali órákban kell a hőmérsékleti minimumnak jelentkeznie. Ez az u.n. radiációs minimum közvetlenül napfelkelte előtt jelentkezik, még pedig annak ellenére, hogy az egyébként - a fennebbi adatok szerint - az éjszakai hüvösebb talajfelszinről kisebb intenzitással folyik a kisugárzás. A kisugárzás hosszu időtartama folytán a hideg talajfelület dacára is maximális lehülés jelentkezik. Hasonló megfontolás alapján évszakos viszonylatban nálunk januárban éri el a talaj felszinében a hőmérséklet a mélypontot.

A s u g á r z á s m é r l e g e. A kutatás megállapitotta, hogy az atmoszféra hőmérséklete évezredek óta állandó. Ez csak ugy lehetséges, ha globális viszonylatban a be- és kisugárzás mérlege egyensulyban van. E kérdés tanulmányozására számitsuk ki a Földet vékony gömbpalást módjára övező atmoszféra külső határának egy átlagos $cm^2$-ére 24 óra alatt beeső sugárzó energiát. Mindenekelőtt azt állapitsuk meg, mennyit kap 24 óra alatt összesen ez a gömbfelület? Könnyen belátható, hogy ez azzal lesz egyenlő, amennyi besane ezen gömb legnagyobb körlapjára, ha azt a sugárzás szabadon érhetné /8.ábra/. Ennek rádiuszát r-el jelölve percenként az összes sugárzott energia mennyisége 1,94 $r^2 . \pi$ = $cm^{-2}$. A valóságban azonban ez az energiamennyiség a Föld gömbfelületére esik, mégpedig az egész gömbfelületen oszlik meg, mert a Föld 24 óra alatt teljes körforgást végez, ezért a Föld egy átlagos $cm^2$-nyi felületére percenként beeső sugárzó energia csak



8. ábra.
A Föld legnagyobb körlapjára eső besugárzás.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

$$\frac{1,94 \cdot r^2 \cdot \pi}{4 \cdot r^2 \cdot \pi} = 0,485 \text{ cal.}$$

Ez 24 órára: $0,485 \times 60 \times 24 = 700$ cal $cm^{-2} \cdot nap^{-1}$.

A Föld átlagos albédója, vagyis a kisugárzott energiamennyiség viszonya a besugárzotthoz 0,42. Ebből folyik, hogy az atmoszférába a kiszámított mennyiségnek csak 58 %-a jut be, a többi már az atmoszféra külső határáról hasznosítatlanul visszajut a világűrbe.

Az 58 % hasznosított energiáról a 3.sz. táblázat tételeiben számolhatunk el /Philips és Bauer nyomán/:

3. táblázat. A sugárzás mérlege.

| Bevétel<br>Rövid sugárzás formájában: | Kiadás<br>Hosszú hullámu sugárzás formájában: |
|---|---|
| Közvetlenül érkezik a Föld felületére . . . . . 27 %<br>az atmoszférában diffuze reflektálódik, s ebből a Föld felületére jut . . . 16 %<br>és atmoszféra elnyel . . . 15 % | A Föld szilárd kérge kisugároz 24 %-ot, ebből az atmoszféra abszorbeál 16 %-ot, tehát a világűrbe jut 24-16 = 8 %<br>Az atmoszféra közvetlen kisugárzásából a világűr felé távozik . . . . . 50 % |
| Összesen: . . . . . 58 % | Összesen: . . . . . 58 % |

A bevételi oldal szerint tehát az atmoszférában hasznosított energiából csak 27+16=43 % melegiti a Föld felszinét. Ez az atmoszférába bekerülő energia százalékában kifejezve:

$$58 : 43 = 100 : x ; \quad x = 74 \%$$

Egyébként a bevett és kiadott energiák összegeit véve láthatjuk, hogy globális viszonylatban valóban egyenleg áll fenn a be- és kisugárzás között. Megjegyezzük, hogy a hosszuhullámu oldalon

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

egyes tételek és pedig a zárt folyamatok /vis-halmazállapot-változás, a passzát és antipasszát, stb. hőszállitása következtében beálló energia leadás, illetve felvétel/ is szerepet játszanak. Ezeket azonban nem tüntettük fel, mivel kiegyenlitik egymást. A talajmenti atmoszférában még külön tételek is szerepelnek a be- és kisugárzás mérlegében, mint pl. a talajmenti légrétegek kicserélődése, továbbá a vezetés, sugárzás és párolgás utján beálló bevétel és a vezetés, sugárzás, kondenzáció által beálló kiadás, stb. Ezekkel azonban a mikroklimára vonatkozó tanulmányainkban foglalkozunk.

<u>A s u g á r z á s j e l e n t ő s é g e a z é l ő v i l á g r a.</u> Az egész szerves életre nagy befolyással van a sugárzó energia. Az ember egészsége megrendül, ha a szervezet hosszabb időre nélkülözni kénytelen a napsugarakat. Igy a bányászok között, vagy az északi sark körül élők között vérszegénység, tuberkolózis és avitaminozisok /pl. D vitamin hiány/ gyakori előfordulása részben a sugárzás tartamos nélkülözésére vezethető vissza. A növényvilág asszimilációjához sem nélkülözhető a fény. Nélküle nem tudná felépiteni a növény a szerves anyagait. Az asszimilációt a spektrum vörös szinü sugarai mozditják elő legjobban. Azonfelül az egyes növényfajok különböző igényt támasztanak a fénnyel való ellátásuk tekintetében is. Ezért az erdésznek az állományok fafajszerinti összeállitásakor tekintetbe kell vennie az egyes fafajok különböző fényigényét. Az erdész már azt is kitapasztalta, hogy a fák fényért való versenyét miként értékesitse müveléstani beavatkozásokkal /záródás biztositása, gyérités, stb./, a hosszanti és vastagsági növekedés, végeredményben tehát a fahozam érdekében.

A sugárzásnak közvetett jelentősége is van a növényvilágra annyiban, hogy könnyen alakul át hőenergiává. A növények pedig a fejlődése egyes periodusaiban megfelelő hőre van szüksége /csirázás, rügyfakadás, virágzás, termés, stb./.

## A HŐMÉRSÉKLET.

A sugárzással szoros kapcsolatban áll a hőmérséklet, mert a sugárzó- és hőenergia egymásba átalakulhat.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A testek hőállapotát a hőmérséklettel fejezzük ki. Egysége a hőfok, melyet a viz forrpontja és olvadáspontja közötti hőmérsékleti különbség osztása utján nyertek. Ezt a különbséget Celsius 100, Reaumur 80, Fahrenheit 180 részre osztotta fel /4.tábl./. Az igy nyert osztásrész a C-, R-, illetőleg a F- fok. A celsius- és reaumur-skáláktól a fahrenheit-skála a fokok eltérő értékén tul még abban is különbözik, hogy ez utóbbiban a viz olvadáspontja a 32-ik osztásra esik.

4. sz. táblázat. Különböző hőmérő-osztások.

| | R° | C° | F° |
|---|---|---|---|
| A viz forráspontja | 80 | 100 | 212 |
| A viz olvadáspontja | 0 | 0 | 32 |
| Az olvadás és forrpont közötti osztások száma | 80 | 100 | 180 |
| Az osztások aránya | 4 : | 5 : | 9 |

Tudományos célokra nálunk a C-skála használatos. Éppen ezért szükségünk lehet arra, hogy a R- vagy F- fokokban kifejezett hőmérsékleteket C fokra számitsuk át. A fenti arányszámok alapulvételével:

$$t_C = \frac{5}{4} \qquad t_R = \frac{5\,/t_F - 32/}{9}$$

A hőmérséklet 1/10 C° pontossággal történő mérésére a meteorológiai állomásokon 2/10 fok osztásu higanyos hőmérőket, esetenkint - pl. minimumhőmérőknél - alkoholos hőmérőket használunk. A hőmérséklet napi ingását igen szembeszökően mutatja az ugyancsak alkohollal töltött, 1 C°-osztásu Six-féle maximum-minimum hőmérő. A talajhőmérséklet mérésére földbeágyazott sekély./5-10-20 cm/ talajhőmérők vagy nagyobb higanytartályu Lamont-székrényes mély /50-100-150-200 cm/ talajhőmérők szolgálnak. A hőmérséklet folyamatos regisztrálására a termográfot használjuk. Mikroklimatikus hőmérséklet mérésére legcélszerübben elektromos szerkesztésü hőmérőket alkalmazunk.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A hő a magasabb hőmérsékletű helyről átterjedhet az alacsonyabb hőmérsékletüre. A hőközlés négyféle módon történhet: vezetés, áramlás, sugárzás és halmazállapotváltozás utján.

Vezetés utján terjed a hő pl. olyan vasrudban, melynek egyik végét tűzbe tartjuk. A terjedést ez esetben a kinetikai hőelmélet alapján magyarázzuk. A hőenergia, amely mint a molekulák mozgási energiája fogható fel, a terjedése során élénkebb hőmozgásra késztet i az utjába eső lanyhább hőmozgásu molekulákat: a hidegebb részek melegebbé válnak.

Áramlással történő hőközlés folyékony vagy gázhalmazállapotu testekben lehetséges. A legalsó rétegben történő melegedéskor az itteni gáz- vagy folyadékrész a hőenergiát elnyelve felmelegszik, kiterjed, könnyebbé válik, felszáll és magával viszi a hőtartalmát. Helyére felülről hidegebb, sulyosabb részek kerülnek s hasonló módon válnak a hőenergia szállitójává. Az áramlásos hőszállitásnak a sebessége többszázszorosa a vezetés utján lehetséges hőterjedésnek.

Az atmoszférának áramlásos felmelegedése ugy történik, hogy a legalsó, néhány mm-es rétege a talaj felszinétől vezetés utján felmelegszik, ezáltal a környezeténél könnyebbé válva elszakad a helyéről és vékony fonalak alakjában feláramlik. Ha a fonalak rendezett, többé-kevésbé parallel pályákon haladnak, akkor ezt a mozgást lamináris áramlásnak nevezzük. Sokkal intensivebb a hőközlés a turbulens áramlás esetében, amikor rendezetlenül örvénylenek a levegőrészecskék /pl. erősebb szél esetén/.

Sugárzás utján ugy vivődik át a hő, hogy a sugárzás elnyelődik s az elnyelő közegben hővé alakul. Ezért a napsugarak az atmoszférát közvetlenül csak jelentéktelen mértékben melegitik, mert az atmoszféra sugárzásáteresztő /diatermán/ közeg. A levegővel szemben a földfelület tulnyomórészt elnyeli a napsugárzást s igy az ott hővé alakul át. A sugárzás utján való hőközlés távolsági lehetőségét a Nap-Föld kb. 15o millió km-es távolságára gondolva, szinte korlátlannak látjuk.

A viz halmazállapotváltozása utján is lehetséges a hőátvitel, mert a viz halmazállapotában beálló változás hőállapotvál-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

tozással kapcsolatos. Hogy a víz elpárologjon, hőre van szüksége. Minden elpárolgó gramm víz kereken 600 cal-t von el a környezetétől. Ezt a hőt az áramló levegő a vízpárákban más helyre viheti, ahol a vízpára kondenzálódhat. A kondenzációkor azonban grammonként ugyancsak 600 cal hő szabadul fel, amivel a víz a környezetét melegíti.

Az atmoszféra felmelegedésében mind a négy felsorolt hőközlési forma szerepel. Sugárzás és vezetés útján melegszik a Föld szilárd felülete. Sugárzás, vezetés, áramlás útján melegszik a vízfelület. Végül ezektől a felületektől vezetés, áramlás útján melegszik az atmoszféra, de az utóbbi folyamatban a víz halmazállapotváltozása is szerephez jut. Az atmoszféra felmelegedése szempontjából nem közömbös az, hogy a Föld felülete, amelyre támaszkodik, szárazföld vagy tenger, mert mindkettő másként gazdálkodik a nyert hőenergiával s így más mértékben melegíti a vele érintkező levegőréteget.

<u>A szárazföldek és tengerek felmelegedése.</u> A szárazföld felmelegedése először is az anyagától, összetételétől függ. A különböző anyagu talajrészecskéknek más-más fajhője /hőkapacitása/. Valamely anyag fajhőjét azzal a cal-mennyiséggel fejezzük ki, amelyre a hőmérsékletének 1 C°-al emeléséhez szüksége van. Az 5.sz. kimutatásból láthatjuk, hogy a víz fajhője a legnagyobb; kereken 1 g cal. Ehhez képest a többi anyagé /kvarc, tőzeg, stb./ csak egy töredéke ennek. Tehát ugyanakkora hőmennyiség a vizet kevésbé melegíti fel, mint a többi talajalkotórészeket.

Ebben a kimutatásban nemcsak súly-, hanem térfogatra vonatkoztatva is feltüntettük a különböző talajalkotórészek fajhőjét. Innen kitünik, hogy a térfogatra vonatkoztatott fajhő tekintetében a szilárd alkatrészek alig különböznek, ami azt jelenti, hogy természetes állapotu talajok között a felmelegedésben, lehülésben - ha csupán az anyagi minőséget tekintjük nincs nagy különbség. A víz fajhője azonban térfogatra vonatkoztatva is egységnyinek vehető, tehát kereken véve, még igy is kétszer olyan nagy, mint bármely más szilárd anyagé.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

## 5. táblázat. Néhány talajalkatrész fajhője és hővezető-képessége.

*Néhány talajalkatrész fajhője és hővezetőképessége.*

| *Fajhő:* | *1 g-ra* | *1 cm²-re* |
|---|---|---|
| *víz* | *1'0 cal* | *1'0 cal* |
| *kvarchomok* | *0'196* | *0'517* |
| *mészhomok* | *0'214* | *0'582* |
| *kaolin (agyag)* | *0'233* | *0'576* |
| *tőzeg* | *0'477* | *0'60* |

*Vezetőképesség:*

| | | |
|---|---|---|
| *kvarchomok* | *0'0013* | *cal* |
| *kvarc (főteng.)* | *0'026* | *"* |
| *" (mell.-")* | *0'016* | *"* |
| *mészpát* | *0'009* | |
| *víz* | *0'0014* | |
| *levegő* | *0'000054* | *"* |
| *homogénnek képzelt humusz* | *0'0003* | *"* |

A hővezetést szintén kalóriákban fejezzük ki. Egysége az a hőmennyiség, amely másodpercenként a különböző anyagokból elképzelt 1 $cm^3$-es kocka két szemben fekvő lapján át halad, ha e lapok hőmérsékleti különbsége 1 $C^o$. A táblázatban láthatjuk, hogy a száraz anyag hővezetőképessége igen csekély. A föld szilárd anyagai nem homogének, az alkotórészek közötti hézagokat /porusokat/ levegő, illetve víz tölti ki, s igy ezek hővezetőképessége is érvényesül. A sok levegőt tartalmazó száraz talajok a levegő rossz hővezetése miatt maguk is gyengén vezetik a hőt. A víz 3o-szor jobban vezeti a hőt a levegőnél. A nedves talaj tehát egyebek között a melegnek a mélybe való jobb vezetése miatt sem melegszik fel annyira, mint a száraz talaj, viszont nem is hülhet le olyan mértékben, mert a felületén kisugárzott hővesztességet vezetés utján jobban tudja pótolni a

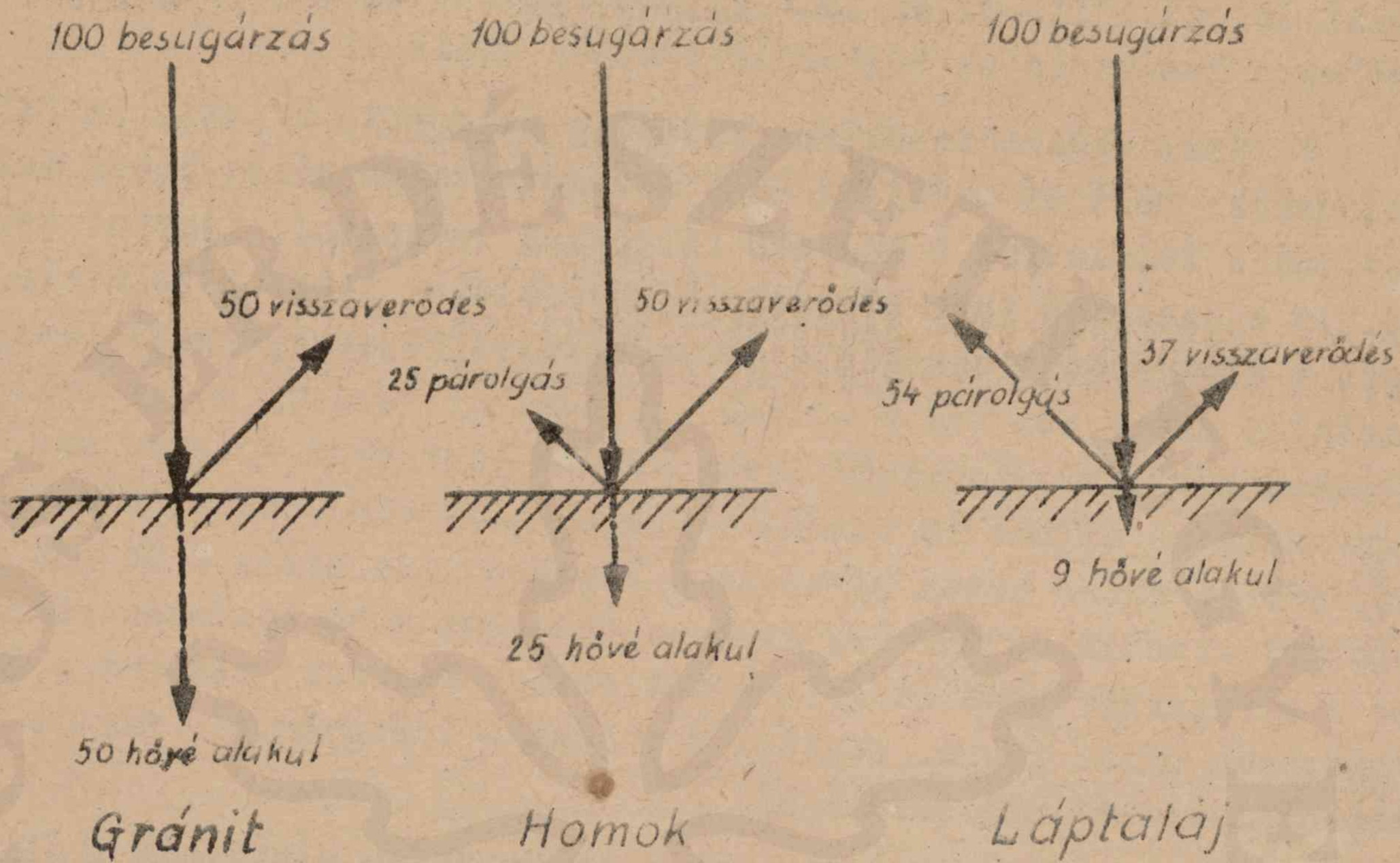
© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

mélyebb rétegekből. Hogy mit jelent, ha a talajpórusokat talnyomórészt levegő tölti ki és igen kevés bennük a viz, az legszembetűnőbben a homoktalajok hőgazdálkodásából tünik ki.

A laza, száraz futóhomok felszine nyáron 6o C° fölé is felmelegszik, mert az aránylag nagy levegőtartalma miatt kevés meleget tud a felületről a mélyebb rétegekbe levezetni. Viszont télen derült éjszakákon igen alacsony hőmérsékletre lehül a felülete, mert a kisugárzott energia a rossz hővezetőképességü nagy levegőtartalom miatt nem tud a mélyebb rétegekből vezetés utján kellő ütemben pótlódni. Voeikoff orosz kutató szerint a frissen hullott laza hőréteg fölött is extrém alacsony hőmérsékletet szoktak mérni, mert a friss hóban bőven levő levegőcellák miatt a hő nem tud alulról vezetés utján elég gyorsan feljutni a hó legfelső rétegébe a kisugárzás veszteségeinek pótlására. Másrészt azonban a hó ugyanezen oknál fogva, megvédi a vetést a kifagyástól, mert a talaj hőkészletét nem vezeti el.

A fajhő és a hővezetőképesség különbözően alakitják a föld felszinét alkotó szilárd anyagok hőforgalmát is. Erre vonatkozólag Homén finn kutató igen tanulságos adatokat közöl. Vizsgálatai szerint egy augusztusi napon Helsingforsban gránitszikla esetében 128 cal, homok esetében 67 cal, láptalaj esetében 31 cal hőmennyiség lépett be, illetve ki, a besugárzás, illetve a kisugárzás során 1 $cm^2$ felületen. A láp tehát a homoknál is gyengébb hőforgalomra képes. Az 5. sz. táblázat adataiból kitünik, hogy a szervesanyagnak /homogénnek képzelt humusz/ a kvarchomoknál is rosszabb a hővezetőképessége. A homok a jobb hővezetése révén nagyobb hőmennyiséget is tud a mélyeg rétegeibe vezetni, mint a láp. A legnagyobb hőforgalomra a felemlitett három anyag közül természetesen a tömör gránitszikla képes. Azt kutatva, hogy a sugárzó energiából ezen anyagok mily mennyiségeket tudnak melegitésre forditani, meg kell állapitanunk, hogy ebbe a kérdésbe a viz a párolgása révén is belejátszik. Ide vonatkozólag Homén vizsgálatainak az eredményeit grafikus ábrázolásban adjuk /9.ábra/.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




9. ábra.

Gránit, homoktalaj és láptalaj hőgazdálkodása.

A három példából láthatjuk, hogy a legtöbb meleg a sötétszínü és ezért a sugarakat jól abszorbeáló láptalaj felületén lép be; az ebből tárolt meleg azonban ugyanennél a talajnál a legkisebb, mindössze 9 %. Ennek az a magyarázata, hogy a lápnál igen jelentős tényezőként lép fel a viz párolgása. A lápnak igen nagy a nedvességtartalma és sok hő megy a párologtatásra /54 cal/. A homok pórusai a kapilláris vizkötéshez jórészt tul nagyok, a vizet tehát a homok nem tartja oly jól, mint a láp, s igy párologtatásra sem szükséges annyi meleg. Ezért itt több tárolódik, több jut talajmelegitésre. A granit vizmentes, nem visz el hőt a párolgás, ez tárol tehát legtöbb hőt. Ezen az alapon mondhatjuk, hogy minél nedvesebb valamely talaj, annál kisebb mérvü és lassubb ütemü a felmelegedése. Az ilyen nedves talajokat, mint amilyen a láptalaj is, hideg talajoknak nevezik. Ezek tavasszal nehezen melegszenek fel s ez arra vezet,

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

hogy a rajtuk tenyészö növényzet késön ébred és a késöi fagyok idején még érzékeny zsenge állapotban lévén, az elfagyásnak nagymértékben ki van téve.

A besugárzott hémennyiség időbeli változásának megfelelően változik a talajhőmérséklet is. A talajhőmérsékletének a jelentőségére elsősorban orosz kutatók mutattak reá még a mult század 7o-es éveiben. A Karazin és Kupfer orosz tudósok kezdeményezésére alapitott pétervári főobszervatoriumban végzett idevonatkozó vizsgálatokat Vild. Ma már minden nagyobb állomáson folynak a talaj hőmérsékletre vonatkozó észlelések.

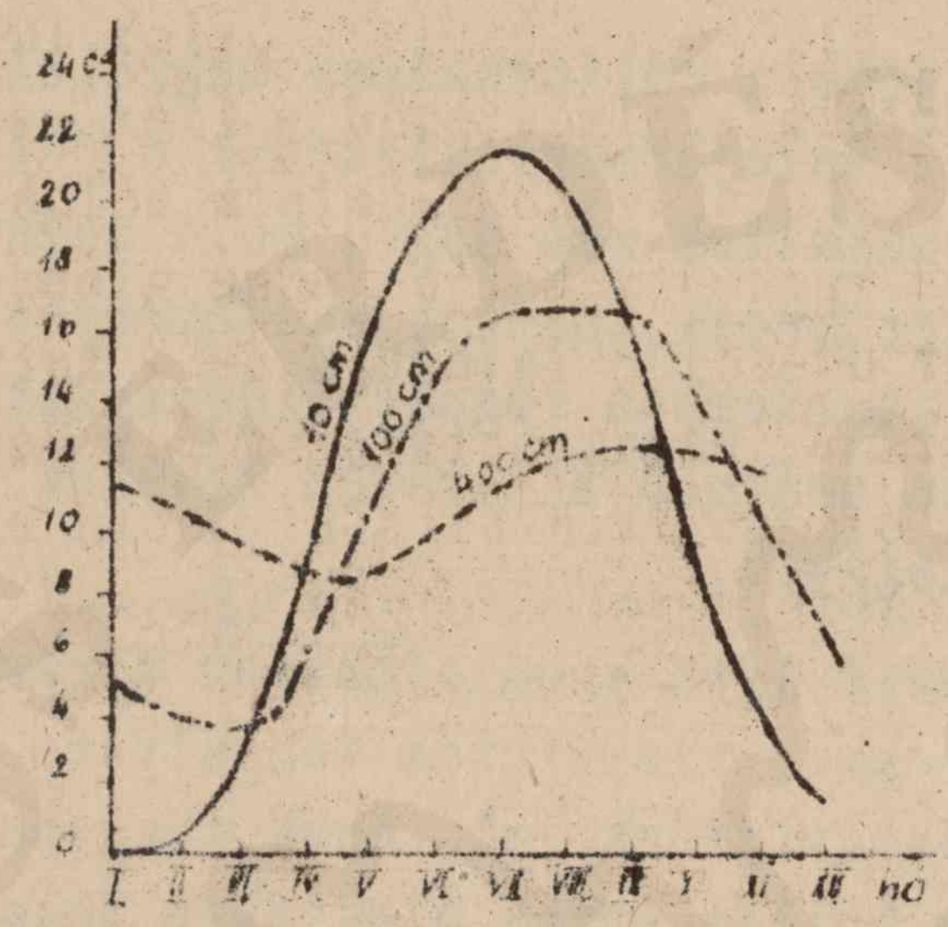
A talajhőmérséklet változásait igen szemléltetően ábrázolhatjuk grafikusan, ha koordinátarendszer vizszintes tengelyére idő-, a függőleges tengelyére $C^o$-osztást viszünk fel. Ezek függvényében a hőmérséklet napi és évi menete hullám görbe alakjában jelentkezik. A napi menetben a nappali maximum és az éjjeli minimum közötti érték adja a napi amplitudót. Ez igen jellemző a talajhőmérséklet változásaira. Értéke a talaj szinében a legnagyobb. Itt a 3o $C^o$ körüli napi amplitudó megszokott érték; homokon már ennél nagyobbat is mértek. Magyar P. az ásotthalomi szakiskola környékén csupasz homok felszinén 74 $C^o$-os hőmérsékletet is mért s a napi amplitudo meghaladta az 5o $C^o$-ot! Általában pedig minél mélyebb rétegbe megyünk, annál kisebb lesz az ingadozás. Eltekintve a szélsőséges esetektől közönségesen mintegy fél méter mélyen már 1 $C^o$ alatt van, egy méteren alul pedig egészen elenyészik.
A talajhőmérséklet másik jellegzetessége abban áll, hogy a menetében az extrémek /szélső értékek/ belépése késik, mégpedig a mélységgel egyenes arányban. Ehhez képest pl. a napi menetben 1 m körüli mélységben a levegő hőmérsékletének koradélutáni maximuma csak az esti órákban, a hajnali minimuma pedig csak délben jelentkezik.

Hasonlóan megszerkeszthetjük a havi középekből a talajhőmérséklet évi menetét is. Az amplitudo itt is csökken a mélységgel. /1o.ábra./

Budapesten az évi amplitudo 4 m mélyen 4 $C^o$ körül van, ami csak egy töredéke a talajszinében fennálló 7o $C^o$ körüli évi

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

amplitudónak. Az extrémek itt nagyon közel esnek a mélységgel. Az említett 4 m-es mélységben a maximum novemberben a minimum pedig május körül lép fel. A mi szélességünk tájén 2o m mélyen az évi amplitudó már nullává enyészik. Általában pedig az évi amplitudó elenyészésének a mélysége a szélességi fokok szerint változik. E mélység alatt azonban már mindenütt a geotermikus gradiensnek megfelelően emelkedik a talaj hőmérséklete, ami loo m-ként közepesen 3 C°-ot tesz ki.




1o. ábra.
A talajhőmérséklet évi menete Budapesten /2o évi átlag/.

Az évi amplitudónak a mélységgel való csökkenését, melynek folytán a talaj mélyebb rétegei mentesek a szélsőséges hőmérsékleti kilengésektől, a gyakorlati élet már korán felismerte és hasznositotta /vermelés, pince/.

A talaj nálunk 1/2, ritkán 1 m mélységig szokott megfagyni, de a szibériai Vjerhojánszk vidékén 16o-18o m mélységben is fagyott állapotban van a talajnedvesség. Az itteni talajok u.n. "örök fagytalajok", mert nyáron sem engednek fel, csak a felső 1,5-2 m-es rétegükben. Ilyen állapotban azonban rövid tenyészidejü kulturnövények termesztésére is alkalmasak.

Más törvényszerüségek érvényesek a hőgazdálkodás szempontjából az összefüggő vizfelületekre. Tudjuk, hogy a viz fajhője nagyobb, mint a szilárd felület anyagának fajhője, másrészt a vizben a napsugarak mélyebb rétegekbe hatolnak be és igy hőhatásuk nagyobb viztömegben oszlik meg. A nagyobb viztömegre való hőelosztást még fokozza a viz áramlásos mozgása. Mindezek a szárazföldhöz képest csökkentik a felmelegedést. Könnyü elgondolni, hogy a folyamat forditottja, a lehülés is lassubb ütemben megy

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

végbe. A lehült felszini rétegek nehezebbé válva lesüllyednek és helyükbe a mélyebb rétegekből melegebb vistömegek áramlanak. Es a folyamat a termikus konvekció. Köppen szerint azonban nem is annyira a termikus konvekció osztja el a meleget a mélyebb rétegekre, hanem az u.n. mechanikai konvekció: a viznek a szelek hatására előálló mozgása.

Mindezen folyamatok következménye végeredményben az, hogy a tengerek sohasem tudnak annyira felmelegedni, illetve lehülni, mint a szárazföldek. A Genfi tó hőmérsékletének a mélységgel való változását tüntetik fel a következő adatok:

| | januárban | julinsban |
|---|---|---|
| Felszinen . . . . . | 5,4 C° | 2o,6 C° |
| lo m mélyen . . . . . | 5,3 C° | 17,3 C° |

Itt a felszini adatokhoz viszonyitva a mélyebb rétegek hőmérsékletében már nem találunk oly nagy csökkenést, mint a szárazföldön. Ennek az az oka, hogy az intenziv keverés eltünteti a szárazföldnél fennálló rohamos hőcsökkenést és ezen felül mérsékli az amplitudót is. A Genfi tó felszinén pl. mindössze 1,5 C° a napi amplitudó, tergeren még ennél is kisebb: o,5 - 1,o C°. Ami pedig az évi amplitudót illeti, ez a talaj felszinén 7o-8o C° is lehet, amivel szemben a fentebbi adatok szerint a Genfi tó a felszinén csak 15,2 C°.

A szárazföldek és óceánok eltérő hőgazdálkodása a felettük álló levegőre is különbözőképpen hat. Schmidt szerint a levegőnek átadott és a vizben maradó hő ugy viszonylik egymáshoz, mint 1 : 27o, vagyis a viz aránytalanul több meleget nyel el, mint amennyit a levegőnek juttat. Ezzel szemben a szárazföld a sugárzott melegnek csak mintegy felét raktározza, a másik felét a levegőnek adja. Ilyenformán - minthogy a levegő az alatta levő felülettől nyerik a hőmérsékletét - mondhatjuk, hogy a vizfelületek a levegő hőmérsékletét is szük határok között tartják /temperáljak/. Nyáron a szárazföld feletti levegő ugyanolyan magasságban melegebb a vizfelettinél, télen hüvösebb.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

## Az atmoszféra és a hő.

Az atmoszféra felmelegedésében a legnagyobb szerepet a konvekcio játsza. A konvekcio lehetőségét az atmoszférában már Lomonoszov /1711-1765/ is felismerte.

A légóceán melegedésekor legelőször a talajjal érintkező legalsó néhány milliméteres vékony levegőréteg melegszik fel és pedig vezetés utján. Ha itt a méterenkénti hőmérsékleti differencia eléri a o,o3 $C^o$-ot, akkor megindul a konvekció felfelé. A keverést nagymértékben elősegiti a szélokozta turbulencia s igy a léghőmérséklet követi a szárazföld gyors, illetve a tenger lassubb hőingadozását. A magasság, ameddig a konvekció naponta feljut, mintegy 1 km. Éves viszonylatban átkeverődik 9-lo km magasságig is a levegő, de ebben már a Föld nagy szélrendszere is hatékony szerepet játszik.

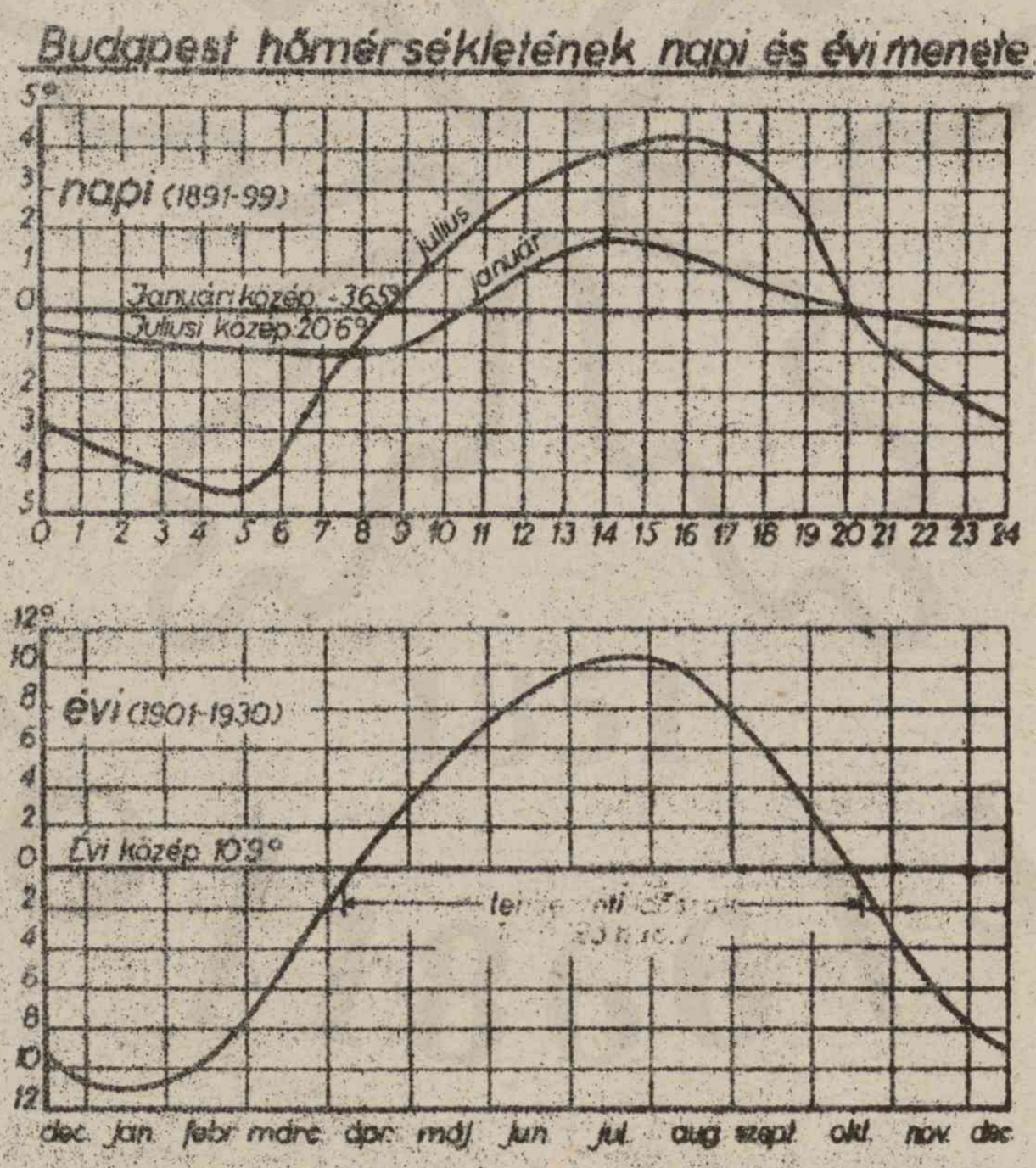
A hőmérsékletnek, mint meteorologiai elemnek a tanulmányozása csak ugy lehetséges, ha rendszresen és egyöntetüen müszeres megfigyeléseket végzünk. A meteorologiai állomásokon a hőmérséklet 1,5 - 2,o m magasságban naponta 7, 14 és 21 órakor olvassák le. Ebben a magasságban már elenyészik a földfelület tulzott, közvetlen befolyása a hőmérsékletre. Ha ezen terminusok adatait összeadjuk és 3-al osztjuk, az u.n. terminusközepet kapjuk. Ha a nap mind a 24 órájában végzünk leolvasást a hőmérőn és ezeknek számtani közepét képezzük, a valódi közepet nyerjük, mely pontosabb ugyan az elöbbinél, de csak néhány tized fokkal szokott tőle eltérni. A napi közepeket egy hónapon át meghatározva, összeadva s az összeget a hó napjainak számával osztva, a havi közepet, a 12 hónap közepének az összegét 12-vel osztva pedig az évi közepet nyerjük.

**A levegő hőmérsékletének napi és évi menete.** A hőmérséklet periódikus jelenség. Valamely napon a hőmérsékletet óránként észlelve s az adatokat az órák függvényében koordináta-rendszerbe hordva, nyugtalan lefolyásu, nagyjából szinuszgörbéhez hasonló vonalat kapunk. Az ilyen görbe még magán viseli a napi nem periódusos változások hatását is. Egy hónap adataiból a hó átlagos napjára már kiegyenlitetebb, szabályosabb görbét nyerünk. Még nyugodtabb lefolyásu lesz a görbénk, ha több évtizedes megfigyelés alapján szerkesztjük meg valamely hónap átla-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

gos napjának a hőmérsékletét. Épp így a sok évtized anyagából közepelt havi középhőmérsékletekből szerkesztett évi menet is már teljesen szabályos , kisimított görbét ad, mely jellemző az illető hely éghajlatára. Ennek a jelenségnek igen egyszerü a magyarázata. Azok a nem periódusos apró ingások, amelyek az egyetlen nap adataiból szerkesztett hőmérsékleti menetben, átmeneti borultság, szél stb. következtében apróbb hullámzást viszrak a görtébe, a sok évtizedes észlelési anyagból számitott átlagértékekben lerontják egymást. Ilyen adatok felhordása tehát már nyugodt lefolyásu görbéhez. ~~görbéhez~~ vezet.

A 11. ábrán Budapest napi és évi hőmérsékletmenete látható.




11. ábra.

Budapest hőmérsékletének napi és évi menete.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Az év leghidegebb és legmelegebb hónapjának több évtizedes észlelési anyagból szerkesztett átlagos napi menetét szemügyre véve láthatjuk, hogy a januárban 7-8 óra között, juliusban 5 óra körül éri el a görbe a minimumot. Ezután azonban a besugárzás megindulásával és erősödésével fokozatosan emelkedő lesz a görbék futása addig, míg a kisugárzás tul nem szárnyalja a besugárzást. Ezért miután a görbék d.u. 2-4 óra körül elértók a maximumot, hanyatlani kezdenek s ez a minimum eléréséig tart. A napi amplitudó januárban kisebb, mint juliusban. Jellemző a napi menetre, hogy aránylag rövid szakaszon emelkedik és hosszabb szakaszon esik. Feltünő az is, hogy napnyugta után nem esik olyan meredeken, mint ahogyan napfelkeltétől kezdve emelkedik a görbe.

A napi menet alkalmas arra, hogy valamely hely hőmérsékletének sajátságait jól áttekinthetően jellemezzük, mert leolvashatjuk róla az amplitudót, az extrémek közepes belépési idejét és következtethetünk azokra az állandó időjárási tényezőkre, melyek a görbe sajátságos jellegét alakitják.

A napi amplitudó a pólusokon legkisebb, ahol féléves nappal és féléves éjszaka van és a Nap hosszu ideig közel állandó magasan áll a horizon felett.

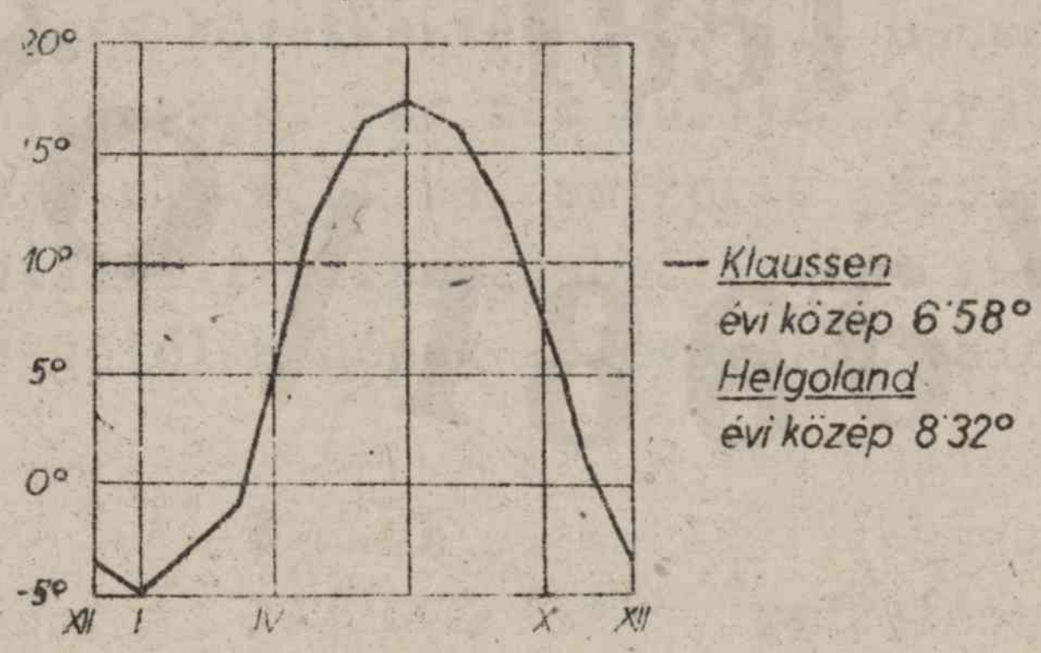
A földfelszin anyaga is befolyással van a napi hőmérsékleti amplitudóra. Már rámutattunk arra, hogy a tenger és a szárazföld, milyen eltérő módon befolyásolja a levegő hőmérsékletét. Tenger felett 1-1,5 $C^o$, sivatagok felett 15 $C^o$, de 3o $C^o$ is lehet a napi amplitudó. Erdei vegetáció csökkenti az amplitudót, viszont a hó födte területek igen megnövelik az erős kisugárzás miatt. Voeikoff orosz kutató szerint a domborzati viszonyok is befolyásolják az amplitudót és pedig olyképpen, hogy a konvex felületek csökkentik, a konkáv felületek növelik. Az elöbbit a kiálló hegycsucsokon a szabad légkörrel fennálló élénk levegőcserével magyarázzuk. Ilyen esetben a levegő a talajtól tartósan nem melegedhet vagy hülhet. Az utóbbit viszont azzal magyarázzuk, hogy a völgyek széltől védettebbek. Széltől védett helyen a levegő nem cserélődik ki oly élénken s igy a talaj hőmérsékleti változásait jobban követheti.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Végül a tengerszintfeletti magasság emelkedésével csökken az amplitudó. 1ooo m magasan már csak o,1-e észlelhető az állomáshőmérő magasságában kimutatható amplitudónak, 2ooo m magasságban pedig csak tized fokokban kifejezhető amplitudó van.

Foglalkoznunk kell még az extrémek közepes belépési idejével, mint a hőmérséklet napi menetének másik jellemzőjével. Szárazföldön, derült időben a minimum napkeltekor, a maximum 1-2 órával a legmagasabb napállás után lép be. Hegycsucsokon, ahol kevés a hőmérsékletet erősen befolyásoló szilárd felület a minimum fél-másfél órával napkelte előtt, a maximum kevéssel dél után lép be.

Az évi menet hasonlit a napi menethez, mert voltaképpen egy év a telével és nyarával egy hosszan elnyujtott napnak tekinthető. Egyébként ugyanzon tényezők hatása alatt változik, mint a napi menet. A szárazföld emeli, az óceán csökkenti az évi amplitudot, ezenfelül maritim fekvésü helyen késik az extrémek belépése. Ez kitünik a 12. ábrából is.




12. ábra.

A hőmérséklet évi menetének maritim és kontinentális alakja.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A tengerszintfeletti magassággal hasonlóan változik az évi menet, mint a maritim fekvéssel. Fölfelé haladva egyre csökken az amplitudo és késnek az extrémek. A földrajzi szélesség hatása olykép érvényesül, hogy amilyen mértékben befolyásolja a besugárzást, oly mértékben befolyásolja a hőmérséklet évi menetét. A legkisebb amplitudóju az egyenlitővidéki, a legnagyobb a sarkvidéki évi menet. Az északi féltekén a hőmérséklet évi amplitudoja a földrajzi szélességgel a 6.sz. táblázat adatai szerint változik.

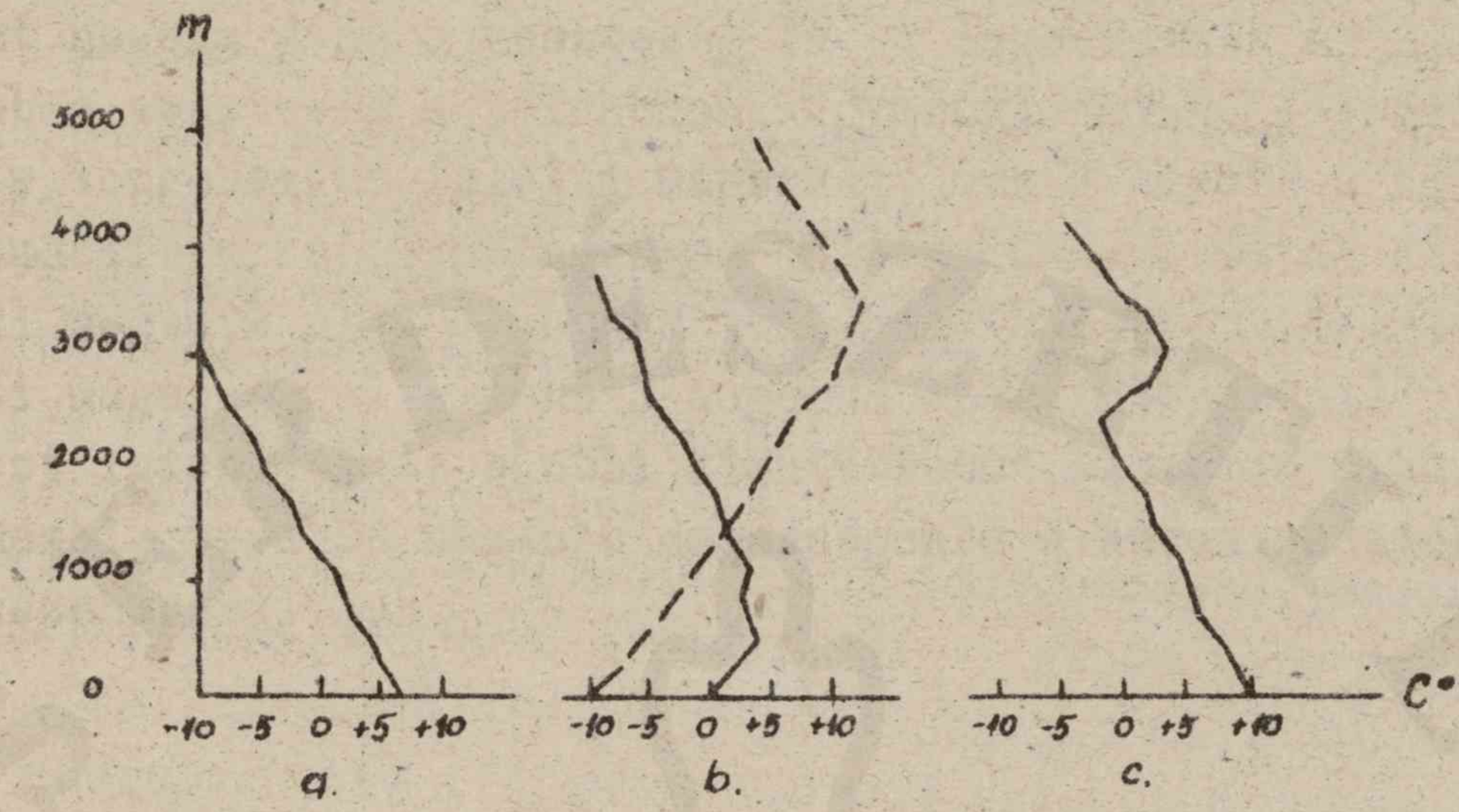
6.táblázat. Hőmérsékleti amplitudo változása a szélességi körökkel.

| Északi szélesség | 90° | 80° | 70° | 60° | 50° | 40° | 30° | 20° | 10° | 0° |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Hőmérséklet évi amplitudója /C°/ | 4o,o | 35,2 | 33,3 | 29,9 | 25,1 | 18,5 | 12,6 | 6,1 | 1,1 | o,9 |

A levegő hőmérsékletének magassági eloszlása. A hőmérséklet vertikális elosztását leginkább az u.n. állapot görbével jellemezhetjük, amely a hőmérsékletet a magasság függvényeképpen ábrázolja. Ez az összefüggés normálisan egy dölt, nagyjából irányt tartó volna alakjában jelentkezik, vagyis a nyugalmi állapotban levő levegőfelfelé egyre alacsonyabb hőmérsékletü /13.ábra "a"/. A nyugalmi állapotban felfelé való hőmérsékletcsökkenést azzal magyarázhatjuk, hogy a konvekció által a magasba szállitott levegő adiabatikusan hül. Ezen az alapon a felszálló száraz levegő loo m-ként kereken 1 C° kal hül le, a leszálló száraz levegő viszont 1 C°-kal melegszik. Ténylegesen azonban nem ennyi a változás, mert a levegő több-kevesebb nedvességet tartalmaz, felszálláskor a párák a hülés folytán kondenzálódnak, s az ilyenkor felszabaduló hő módositólag lép fel.

Ezen és más oknál fogva a hőmérsékletnek a magassággal való csökkenése különböző fokozatu lehet. Ez a fokozat az u.n.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




13. ábra. Állapotgörbék.

termikus gradienssel fejezhető ki /$\Delta_t$/, amely alatt a loo m magassági különbségre eső átlagos hőmérsékleti különbséget értjük.

Ha t a hőmérsékletet, h a magasság méterekben, akkor a termikus gradiens a

$$\Delta_t = loo \cdot \frac{t_{alsó} - t_{felső}}{h_{felső} - h_{alsó}}$$

képlettel fejezhető ki. Értéke nálunk átlagosan o,65 C°, de változik az évszakkal, pl. télen kisebb /o,3/, nyáron nagyobb /1,o/, és a magassággal is, az alsóbb légrétegekben 5 km alatt o,3-o,5-ig, felett o,6-1,o-ig. Egyébként is csak egy-két km-es rétegen belül találunk megállapodottabb értéket.

A hőmérsékletnek a gradienssel való nyugodt változását több körülmény zavarhatja. Ilyen pl. a radiáció, amelynek következtében a talaj igen erősen lehülhet. A talaj felett a levegő ezt az erős lehülést annál kevésbé követi, minél magasabbra esik a talajtól, vagyis a talajtól távolodva egyre melegebb a hőmérséklete. Egy bizonyos magasságon tul azonban a talaj hatása megszünik s már normális hőmérsékletesés következik be a magasság

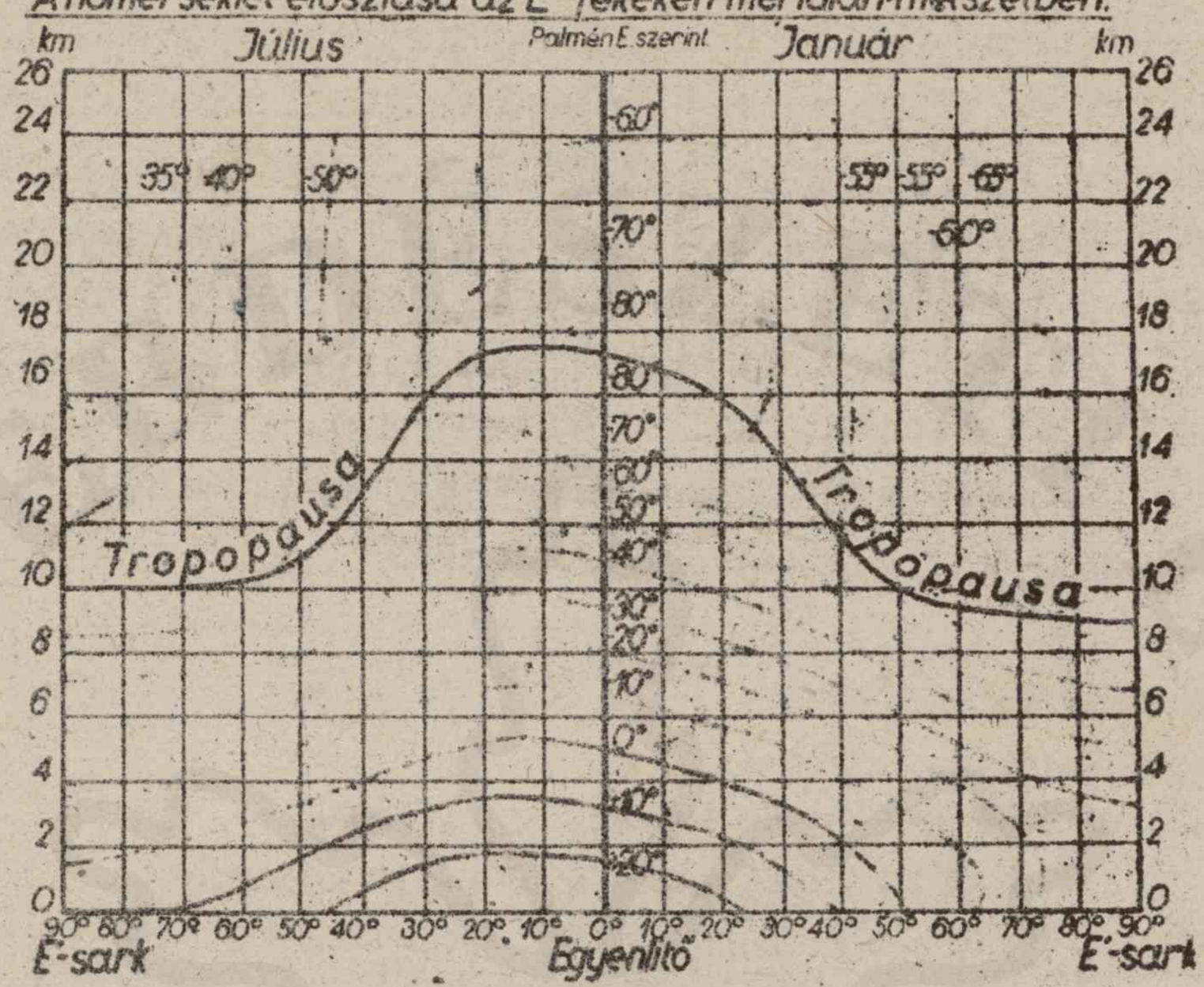
© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

növekedtével /13.ábra "b"/. A levegő alsó rétegében a hőmérséklet-nek ezt a felfelé melegedő irányzatát, illetve i'yen forditott irányu eloszlását hőforduiatnak vagy inv rziónak nevezzük, s ez az állapotgörbén egy törés alakjában jelentkezik. Az inversiónak most megemlitett esete az u.n. talajmenti inverzió, amely az atmoszféra néhány százméteres alsó rétegére derült éjszakák idején mindennapos jelenség, a talajnak az éjszakai kisugárzásos lehülése miatt. De a köd is előidézhet ilyen inversiót; a ködön nem tudnak áttörni a napsugarak s igy a talajközeli légréteg hüvösebb marad. Éves viszonylatban, hosszantartó télen a hófödte talaj már nagyobb magasságig, egy-két km-ig is lehütheti a levegőt, vagyis felemelheti az állapotgörbe törőspontját. Az is előfordulhat, hügy különleges időjárási helyzetek következtében áll elő inverzió; ha pl. az atmoszféra alsó részeiben rostokoló hidegebb levegőtömegek fölé az atmoszféra magasabb rétegébe idegenből melegebb levegő áramlik. Az ilyen okokból nagyobb magasságokban bekövetkező inverziót magas inverziónak nevezzük /13.ábra "c"/.

A hőmérsékletnek a magassággal való csökkenése a troposzférán tul megszünik. A tropopauza mintegy zárórétegeget alkot s ezen át a konvekció nem jut el a sztratoszférába. Az egyenlitő vidékén, ahol a levegő felszállása különösen nagy energiák működése következtében folyik s a hőmérséklet szabályos esése nagyobb magasságig tart, a konvekció is magasabbra tör s igy a troposzféra is magasabb.

A hőmérséklet vertikális eloszlását jól ábrázolhatjuk izotermasikokkal. Képzeljük el, hogy az atmoszferában az egyenlő hőmérsékletü pontokat valamely tetszésszerinti fokozatban - mondjuk öt fokonként - görbe felületekkel kötjük össze. Ha már most ezt a réteges rendszert egy függőleges sikkal metszük, akkor ezen az elmetszett izoterma-felületek a talajfelszinnel többé-kevésbé egyenközü görbe vonalak alakjában jelentkeznek. Ilyen izoterma vonalakkal ábrázolva áll előttünk a Föld É-i féltekéjének az atmoszférája az egyenlitőtől a pólusig, átlagos januári és julíusi állapotban Palmén nyomán /14.ábra/.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




14. ábra.
A hőmérséklet vertikális eloszlása az északi féltekén.

A tropopauza magassága a sarkok körül csak mintegy 8 km, nálunk már 1o-12 km, az egyenlitő körül pedig 16-17 km. Az ábrán hatalmas inverziót figyelhetünk meg az egyenlitővidéki tropo-sztratoszféra határon. Innen a magasabb szélességek felé haladva az izotermafelületek helyzete függőleges, ami annyit jelent, hogy itt már nincs függőleges gradiens sem. Az is kitünik ebből az ábrából, hogy azon magasságokban sem nyáron, sem télen nem azonosak a különböző szélességeken mért hőmérsékletek.

Arra nézve, hogy sztratoszférán tul hogyan alakul a hőmérséklet, az 1.ábrán találunk utalást. Ezen ábra szerint a sztratoszférában, majd az ionoszférában az állapotgörbe hullámzóan fut, végül mintegy 2oo-3oo km magasságban emelkedő tendenciával /4oo K°/ kilép az ábra keretéből. Ujabban összetett rakétával fellőtt müszerekkel megállapitották, hogy 3oo-4oo km között a

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

hőmérséklet elér az 1000 $C^o$-ot. A további alakulást nem ismerjük. Feltehetőleg valahol előbb-utóbb le kell hogy szálljon az abs. 0-fokra vagy annak közelébe, ott ahol a gáz tömege elenyészik.

A levegő hőmérsékletének horizontális eltérjedése. Ha egy térképen az azonos hőmérsékletű pontokat összekötjük, sárt u.n. izotermvonalakat kapunk. Ese a vonala a hőmérséklet horizontális elterjedését mutatják. Hű képet azonban csak akkor kapunk, ha az egyes helyek adatait a térképre való felhordás előtt a tenger színére redukáljuk. Ez a művelet a termikus gradiens ismeretében könnyen végrehajtható az alábbi képlet segitségével:

$$t_{red.} = \frac{h}{100} \cdot \triangle_t + t_h$$

ahol "h" a tengerszint feletti magasság, "$\triangle_t$" a termikus gradiens, - amelyet kereken 0,5 $C^o$-nak vehetünk - "$t_h$" a levegő hőmérséklete, "m" magasságban. A redukcióra álljon itt egy példa: Sopron évi középhőmérséklete 9,7 $C^o$, a tengerszintfeletti magassága 231,5 m. A tenger színére redukált évi középhőmérséklete tehát:

$$2,315 \times 0,5 = 1,16 \; ; \qquad 1,16 + 9,7 = 10,86 \; C^o$$

Ilyen izoterma térképet szerkeszthetünk évi közepekből, sőt egy-egy hónap közepeiből is. Az évi középen kivül a legtanulságosabb a télre jellemző januári és a nyárra jellemző juliusi hőmérsékleti középértékek globális ábrázolása. Ha ilyen u.n. izoterma térképeken az izotermák futását figyeljük, azt találjuk, hogy azok nem haladnak párhuzamosan a szélességi körökkel, hanem hullámvonalat írnak le, vagyis ebből az következik, hogy egyes azonos szélességi körökön fekvő helyek hőmérséklete is nagyon eltérő lehet. Az izotermék jellemzően görbülnek meg a tenger - kontinens érintkezésénél, ami arra mutat, hogy azonos szélességi fokon is nagy a differencia a szárazföldek és a tengerek hőmérséklete között. Az északi féltekén a januári hőmérséklet eloszlására jellemző, hogy a tengereken futó izotermák a szárazföldekre érve délre görbülnek. Ez azt mutatja, hogy a januári közepek a tenger felett melegebbek, a szárazföld felett hidegebbek.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A <u>juliusi</u> izoterma vonalak futása éppen ellenkezője az előbbinek. Itt a tengerekről a szárazföldekre belépő izoterma vonalak az északi féltekén északra görbülnek, azaz nyáron az óceánok hidegebb a szárazföldek pedig melegebbek.

Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a <u>tengeráramlatok</u> is nagymértékben befolyásolják az izotermák alakulását. A Föld nagy szélrendszere áramlásba hozza a tenger víztömegeit és más szélességek alá szállítva, azok hőmérsékletét nagymértékben befolyásolja. Egyik ilyen tengeráram pl. a Mexikói öbölből a meleget Anglia és Skandinávia partjaihoz szállítja /Golf áramlat/. Ennek tulajdonítható az, hogy januárban ugyanaz a 0 C°-os izoterma vonal fut a 7o szél.fok magasságában a Skandináv félsziget nyugati partjánál, mint az Áldunna tájékán. Ezek szerint tehát a két helynek a szélességi fokai között fennálló nagy különbség ellenére, a januári átlagos hőmérséklete azonos. Viszont ugyanezen szélességi fokokon fekvő vidékek hőmérsékleti különbsége a kontinens belsejében Keletszibériában eléri a 28 C°-ot!

Másrészt az É-féltekén az északról délre áramló tengervíz hideget szállít /pl. Labradori áramlat/. Hasonló meleg és hideg tengeráramlatok más tengereken is ismeretesek.

Az <u>évi közepekből</u> szerkesztett izotermatérképen az É-féltekén kb. a 4o-es szélességi fok határvonalat jelent. Itt az izotermák a tengerek és szárazföldek határain alig görbülnek meg. Ennél alacsonyabb szélességi fokok alatt a nyári /juliusi/ izoterma alak, magasabb szélességeken a téli /januári/ izoterma alak jut érvényre. A 4o. szélességi foktól délre tehát éves viszonylatban a kontinens melegebb, északra viszont hidegebb, mint a tenger.

A földkerekségen az eddig észlelt abszolut szélsőség 13o C° hőmérsékleti különbséget mutat. Algirban a Wergla oázisban u.i. nyáron +53 C°, az északkeletszibériai Vjerhojánszkban viszont télen -70 C°-ot is mértek, sőt Byrd admirális az Antarktiszon az ottani téli évszakban -8o C°-ot mért.

Ha az izotermatérképről kiírjuk magunknak, hogy egy szélességi kört milyen hőmérsékletű izotermák metszenek és az így nyert hőmérsékleteket összeadjuk, majd osztjuk a metszések számával,

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

akkor az illető szélességi fok <u>átlagos vagy normál hőmérsékletét</u> nyerjük.

Ha pedig a Föld felületének azon pontjait kötjük össze, amelyek tényleges hőmérséklete egyenlő értékkel tér el a szélességi körök átlagos /normál/ hőmérsékletétől, akkor az így nyert görbék a <u>termikus izanomáliákat</u> tüntetik fel. Az ezekkel szerkesztett térképen kiolvasható, hogy a Föld egyes felületei több, mások kevesebb meleggel rendelkeznek, mint ami nekik szélességi fok szerinti fekvésüknek megfelelne.

<u>A h ő m é r s é k l e t j e l e n t ő s é g e a z é l ő v i l á g r a</u>. A természeti tényezőktől függő termelési ágakban, így a mező és erdőgazdaságban nem lehet eléggé hangsulyozni a hőmérséklet jelentőségét. Már a talaj kialakulásában is döntően fontos szerepet visz. Igy pl. a kőzetek fizikai elmállásában a hőmérsékletingadozás igen lényeges tényező. A kőzetek különösen ott repedeznek meg, ahol nagy napi hőingadozás éri őket, mert ez, a kőzetek ásványainak fajok szerint különböző, de számottevő hőkiterjedésére és összehuzódására vezet, aminek következtében a kőzetben repedések támadnak, amelyek a mállasztáshoz más tényezőknek is támadási felületeket nyujtanak. A kőzeteknek a viz által való kémiai mállasztására /hidrolizis/ is hatással van a hőmérséklet; az ilyen kémiai folyamatoknak lo $C^{o}$ fokonként megkétszereződik az intenzitása. De ugyanosak függ a hőmérséklettől a talaj humuszállományának a kialakulásának iránya is.

A hőmérsékletnek rendkivül nagy az élettani jelentősége, mert az egész szerves világ fejlődése függ tőle. A parányszervezetek pl. a legnagyobb mértékben függnek a hőmérséklettől. A talajbakteriumok, melyek a növényi anyagok lebontási folyamataiban s a humuszképzésben fontos szerepet játszanak 25 $C^{o}$ körül érzik legjobban magukat. E hőmérsékleten legélénkebb a munkájuk, 0 $C^{o}$-nál viszont beszüntetik a bontást. Bár egyéb életszükségletük is van /viz, bázisok, szellőzés/, mindenesetre a hőmérséklet minimumba jutása már egymagában is korlátozza a termékenységüket. Az észak hideg talajaiban pl. emiatt alig vesznek részt a növényi anyagok lebontásában; itt a helyüket inkább a gombák foglalják el, s a lebontás tökéletlensége miatt kedvezőtlen tulajdonságu, u.n. savanyu

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

humusz halmozódik fel a talajban /podzol talajok/. A trópusokon viszont, ahol hőoptimumukban vannak, a másik szélső helyzet alakul ki: maradéktalanul lebontják a növényi anyagokat $CO_2$-vé, $H_2O$-vá, stb., vagyis humusz egyáltalán nem képződik a talajban /laterit talajok/. A két véglet közötti helyzet is kialakulhat. Igy pl. a mérsékelt éghajlat talajaiban kedvező, neutrális tulajdonságu u.n. szelid humusz halmozódhat fel /barnaföld, feketeföld/.

A növényvilágban is minden fajra adottak bizonyos szélső hőmérsékletek, amelyeken kivül a fejlődés megáll és optimumok, amelyekben legjobb a fejlődés. Sőt a fajokon belül egyes életfolyamatokra, mint amino a csirázás, rügyezés, virágzás, stb. fennállnak szélső és optimális hőmérsékletek. Sok alpesi növény pl. már 2 $C^o$-on is képes csirázni, másrészt a tropusi növények legalább 10 $C^o$-ot követelnek meg a csirázáshoz. Maga az asszimiláció, s ezzel a szervesanyag felépités is függvénye a hőmérsékletnek; általában o,5-3 $C^o$ körül indul, 28 $C^o$-nál optimális, 45 $C^o$-on tul megszünik.

A sokféle és különböző hőigényü életfolyamat miatt a növényi életnek a hőmérséklettől való függését egyszerü és felölelő formulával nem is fejezhetjük ki. Általában a hőmérsékleti közepet, az ingást és egyes hőmérsékletek időtartamát szoktuk növénytenyészettel kapcsolatban figyelembe venni. Ilyen időtartam pl. a <u>tenyészeti idő</u>, amely alatt a régebbi gyakorlat alapján a 10 $C^o$-os hőmérsékletet meghaladó időtartamot értjük. Ennek belépése a tavaszi ébredést, kilépése a nyári félév végét jelenti; e két pont között mennek végbe növényeink legfontosabb életfolyamatai. Ezzel hozható kapcsolatba a vegetáció északi és magassági elterjedése is. Észak felé haladva 111 km-ként /egy szélességi fok ivhossza/ átlagban o,5 $C^o$-al csökken a hőmérséklet. Ugyanennyi hőmérsékletcsökkenés a hegyvidéken felfelé haladva, már 100 m-ként észlelhető, azért a vegetáció fajaiban észak felé haladva lassu, felfelé haladva pedig igen gyors fokozatu változásokat találunk. <u>W.Eckhardt</u> szerint a fáink közül a nyir és a vörösfenyő messzebbre hatolnak északra, mint a tölgy és a bükk, mert az előbbiek 3, az utóbbiak 5 hónapos tenyészeti időtartamot követelnek meg. <u>W.Köppen</u> szerint a magastörzsü fák északi elterjedésének a határát általában a juliusi 10 $C^o$-os izoterma zárja le, amely helyenként átlépi az északi sarkkört.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

/Szibériában Usztjanszk vidékén pl. a 71. szélességi fokon van a határ/. Különösen szembeötlő a vegetációnak a hőmérséklettől való függése a függőleges elterjedésben, ahol kis szintkülönbségek szerint gyorsan változnak a fajok. A lombfák a változó körülmények /kitettség/ szerint kisebb-nagyobb magasságokban felhuzódnak a hegységekbe. A mi szélességeink alatt azonban 5oo-looo m magasságban már a tülevelüek váltják fel őket, a nagyobb magasságokban pedig ezek is eltörpülnek és a havasi legelő regiója következik, amelynek felfelé az örök hó elterjedése szabja meg a határt. E régiók magassága azonban függ a szélességi körtől is, igy pl. a fenyők magassági elterjedése az egyenlitő vidékén hozzávetőlegesen 25oo m, de innen a szélességgel süllyed és Norvégiában már csak pár loo m.

A növénytenyészet szempontjából a talaj hőmérséklete is igen fontos. A gyökerek vizfelvétele a talajvis hőmérsékletével változó intenzitással folyik. Minél hidegebb a talajviz, annál lassubb a felvétele s ezzel együtt annál kevesebb oldott tápanyag is jut fel a növény földfeletti szerveibe, mert a gyökerek permeabilitása is csökken a hőmérséklettel. A fagyott talajban megszünik a viz és tápanyag-szolgáltatás; a talaj ebben az állapotában a "fiziológiai szárazság" ismérveit mutatja.

Az állatvilág jóval függetlenebb a hőmérséklettől. Mindamellett bizonyos hőmérsékleti igények itt is fennállnak, de nem annyira a hőmérséklet abszolut és középértéke a fontos, mint inkább egy minden állatfajra fennálló optimum körüli ingás. Egyes állatok nagymérvü ilyen ingást is elviselnek, mások érzékenyebbek. A helyhez kötött növényekkel szemben azonban az állatvilág kitérhet a neki nem megfelelő hőmérséklet elöl. A magas hegységből a tél zordsága elöl alacsonyabb régiókat keres fel, a költöző madarak melegebb vidékre vándorolnak. Az olyan állatok, amelyek valamely oknál fogva nem vándorolnak, földbe ássák magukat, vagy más menedéket keresnek és téli álomba merülnek. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy az állatok ilyen viselkedésében más indító okok is szerepelhetnek. Igy pl. a téli táplálékhiány is lehet oka vándorlásának. Afrika állatvilága pl. azért vándorol, mert a szárazság miatt hol délebbre, hol északabbra nincs tápláléka.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Az ember aránylag jól elviseli a hőmérséklet ingását, mert a szervezetének hőszabályozó képessége folytán a 37 C°-körüli hőmérsékletét a külső temperatura ingásával szemben egy bizonyos mértékig fenn tudja tartani. Sajátságosképpen különösen jól elviseli a nagy hőséget, ha a levegő egyidejüleg száraz. Igy 4o-5o C°-et az európai is jól elvisel, mert ilyenkor a felületén vizet párologtathat, amely folyamat a testből hőt von el. Ha azonban a levegő párás, akkor még kisebb hőmérsékletet is nehezen visel el és az ilyen klimában való állandó tartózkodás veszélyes reá. Az európai ember pl. a tropusokban csak ugy tartózkodhat hosszabb ideig, ha időnként magas hegységben, alacsonyabb hőmérséklet és szárazabb levegő mellett felüditi magát. Különösen képtelen párás, igen meleg levegőben fizikai munka végzésére. A négerek jól elviselik az ottani éghajlatot, viszont nem tudják tartósan elszenvedni a mi éghajlatunk hüvösségét; itt könnyen áldozatul esnek a tüdővésznek. A munkavégzés azonban a tropusok alatt minden emberfajra nézve nehezebb, mint a mi mérsékelt éghajlatunk alatt. A nagy hőség és a magas páratartalom még a néger munkaképességét is csökkenti és ezért nem lehet tőle olyan mértékü fizikai munkát követelni, mint amire mérsékelt éghajlat alatt képes az ember.

A mi évszakos éghajlatunknak az évi hőingása serkentőleg hat az emberre, a tropusi éghajlat egyhangu forrósága még a bennszülötteket is elkényesztja. Nem véletlen tehát, ha a mai kultura legmagasabb szinvonalát a mérsékelt éghajlati ember épitette ki.

## A LÉGNYOMÁS.

Mint Torricelli óta tudjuk a Föld központi vonzása folytán az aztmoszféra számottevő légnyomást gyakorol a földfelszinre. A tenger szinében és 0 C°-on 1 $cm^2$ keresztmetszetü levegőoszloppal 76 cm magas ugyanilyen keresztszelvényü higanyoszlop tart egyensulyt. Minthogy a higany fajsulya 13,596, ez a 76 cm magas 1 $cm^2$ keresztszelvényü oszlop 76 x 13,596 = 1o33,3 g sulyu. Ennyi tehát az 1 $cm^2$ keresztszelvényü levegőoszlop nyomása is. A légnyomás ezen nagysága a "fizikai atmoszféra", amelyet célszerüen a higanyoszlopnak mm-ben mért magasságával fejezhetünk ki / A fizikai atmoszférától a gyakorlati életben megkülönböztetjük a technikai

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

atmoszférát, mely looo g/cm$^2$ nyomásnak felel meg', Tehát 1 fiz. at= = 76o Hg-mm. Minthogy a légnyomás arányos a vele egyensulyt tartó higanyoszlop magasságával, azért a légnyomás bármilyen mértéke kifejezhető Hg-mm-ben. Normálisen o,1 mm pontossággal szoktuk mérni.

Légnyomási mérésre a meteorologiai állomásokon leginkább a Fuess-féle higanyos légsulymérőt, folyamatos regisztrálásra a félszelencés barográfot. használjuk.

A nemzetközi meteorológiai szolgálat ezonban mindenben egységesitésre törekszik s ezért ujabban Bjerknes norvég kutató nyomán a légnyomást már a hazai szolgálatban is más mértékrendszerrel, éspedig millibárokban fejeszük ki.

A Föld központi vonzása minden gramm tömeget 98o,6 dyn erővel vonz. Az előbb tárgyalt higanyoszlop sulya, a lo33,3 g tehát dynekben kifejezve: lo33,3 x 98o,6 = lol3,25o dyn cm$^{-2}$. Ha a dyn nagyon kis mértékére való tekintettel looo dynt 1 millibárral veszünk egyenlőnek, akkor 1.ol3,25o dyn = lol3 millibár. Ezek szerint:

lol3 mbár = 76o Hg-mm, vagy

looo mbár = 75o,1 Hg-mm

és igy közelitőleg a mbarokban kifejezett nyomás ugy aránylik a Hg-mm-ben kifejezett nyomáshoz, mint 4 a 3-hoz. Igy az átszámitás gyorsan elvégezhető egyik rendszerből a másikba, amennyiben

mbar = 4/3 . Hg-mm és Hg mm = 3/4 mbar

A nyers leolvasásból még nem kapunk pontos légnyomási értékeket; ez csak bizonyos korrekciók elvégzése utján lehetséges. A Hg-oszlop hossza ugyanis a légnyomáson kivül más tényezőktől is függ. Ezek között elsőnek emlithetjük a hőmérsékletet. A higany hőtágulási együtthatója 1 cm Hg-oszlop magasságra $\alpha$ = o,oool818 cm, ugyanakkor azonban a higanyoszlop melletti leolvasó skála fémanyaga is változtatja hosszát a hőmérséklettel és pedig sárga rézből készült skála esetében $\alpha'$ = o,oooo184 cm. A korrekció /$\lambda$/ a kettő differenciája lesz, ha beszorzunk a hőmérséklettel

$$\lambda = / \alpha - \alpha' / t = o,oool634 \cdot t$$

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Ezzel a $\lambda$ -értékkel kell tehát szoroznunk a Hg-oszlop magasságot.

A szélességi fokok szerint is változik a légnyomás, mert a nehézségi erő a Föld geoid alakja miatt a különböző szélességeken nem azonos érték, hanem az egyenlitőtől a sarkok felé növekszik. Emiatt ugyanakkora légnyomásnak a sarkokon mérnek 4 mm-rel rövidebb higanyoszlop felel meg, mint az egyenlitőn s igy a Hg-oszlop mm-ekben kifejezett magassága alapján a sarkokon mért nyomást kisebbnek vélnénk. Hogy tehát a Hg-mm-ek számának mindenütt azonos legyen a jelentése, ezért nemzetközi megállapodás szerint a 45. szélességi fokra korrigálják az egész világon a légnyomást /normálnyomás/. Ettől a sarkok felé hozzá kell adni, az egyenlitő felé le kell vonni egy korrekciós értéket. Ez az érték a 45. szélességi foktól a sarkok felé nő, a sarkokon már eléri a + 2 mm-t, az egyenlitő felé pedig csökken s az egyenlitőn már - 2 mm. Általában pedig egy meghatározott szélesség alatti korrekció értéke, ha p az észlelt nyomás, $\varphi$ a szélességi fok,

$$p_{norm} = 0{,}00259 \cdot \cos 2\varphi \cdot p$$

melyet tehát a 45. szélességi fokon felül hozzá kell adni, 45°-alatt le kell vonni p értékéből.

<u>A légnyomás napi és évi menete.</u> A légnyomás összefüggésben áll a látszólagos napmagasság napi változásával és ezen keresztül a hőmérséklet napi járásával. A felmelegedéssel kapcsolatban magas légköri légtömeg áthelyezések következnek be, amelynek folytán a légnyomás napi menete különlegesen alakul; 2 minimumot és 2 maximumot mutat. /Min. 4 és 16 óra, max. lo és 22 óra körül./ A lengések amplitudója azonban a mi szélességeink alatt igen kicsiny, mindössze néhány tized mm, amely eltörpül az aperiodusos változásokhoz képest s épp ezért csak sok évtized megfigyelési anyagából mutatható ki, egyébként meg sem figyelhető. <u>Az évi menetben</u> csak egy maximum és egy minimum van /október, ill. áprilisban/. Példaként Sopron évi légnyomásmenetét a 7. táblázat mutatja.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

.táblázat. Budapest és Sopron évi légnyomásmenete a fekvésük magasságában /1901-1930/. /Az első 7-es számjegy elhagyásával/

| | Tszf. magasság | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Budapest | 129,6 m | 53,4 | 51.8 | 49,6 | 47,9 | 49,3 | 49,1 | 49,1 | 49,8 | 51,7 |
| Sopron | 231,5 m | 49,3 | 42,3 | 4o,2 | 38,9 | 4o,8 | 4o,9 | 41,o | 41,6 | 43,o |

| | X. | XI. | XII. | Évi közép |
|---|---|---|---|---|
| Budapest | 51,8 | 51,5 | 51,3 | 5o,5 |
| Sopron | 42,5 | 42,o | 41,6 | 41,6 |

A légnyomás vertikális elterjedése. Az atmoszférában a légnyomást arnál kisebbnek találjuk, minél magasabban mérjük, mert felfelé haladva egyre rövidebb és ritkább le egő oszlop nyomása érvényesül. Ez a felfelé észlelhető nyomáscsökkenés geometriai haladvány szerint következik be s oly szabályszerüen jelentkezik, hogy felhasználható magasság számitásához is.

Ha valamely magasságban a légnyomás $p_1$, akkor ennél igen kevéssel magasabb dh helyen a $p_2$ nyomás:

$$p_2 = p_1 - g \varrho \, dh$$

hol $\varrho$ a két pont közé eső levegő sürüsége, g a nehézségi gyorsulás. Innen a két magassági pont közötti nyomáskülönbség:

$$\frac{dp}{dh} = - g \varrho$$

Minthogy a gáztörvények értelmében $\varrho = \frac{p}{RT}$, hol R a gázállandó, T az abszolut hőmérséklet, igy

$$\frac{dp}{p} = - \frac{g}{RT}$$

avagy

$$n\, p_2 = n\, p_1 - \frac{gh}{RT}$$

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

$$p_2 = p \cdot e^{-\frac{gh}{RT}}$$

Amennyiben a levegő a vízhez hasonlóan egész magassági kiterjedésében azonos sürüségü volna, akkor felfelé haladva benne, a felső élesen megszabott határán zéróra esne a nyomása. Az ilyen "homogén atmoszféra" magasságát 0 C° /vagyis T = 273/ esetére a $p_2$ fenti egyenletéből kiszámithatjuk. Innen - $p_2$ értékét zéróval téve egyenlővé - h-ra 7991 métert nyerünk.

Fenti levezetések segitségével kiszámitható két eltérő magasságban /$h_2$ és $h_1$/ fekvő állomás magassági különbsége. Ehhez a két állomás azonos időpontban mért légnyomására /$p_1$ és $p_2$/ és a két állomás közé eső levegőréteg hőmérsékletére van szükségünk, mely utóbbi célra megfelel a két állomáson mért hőmérséklet középértéke is /$\frac{t_1 + t_2}{2}$/.

Ha a fenti utólsó egyenletbe behelyettesitjük g és R szám-értékeit, T helyébe pedig $273 + \frac{t_1 + t_2}{2}$ értéket és egyben áttérünk a természetes logaritmusról a Brigg-féle logaritmusra, akkor

$$h_2 - h_1 = 18400 \left/1 + 0{,}00367 \frac{t_1 + t_2}{2}\right/ \left/\log p_1 - \log p_2\right/$$

Ez a <u>barometrikus magassági képlet</u>.

Gyakran előfordul, hogy különböző tengerszintfeletti állomások légnyomásadatait össze kell hasonlitanunk. Erre a célra az illető állomásokon mért légnyomási adatok nem alkalmasak, mert pl. ezek az eltérő magasság folytán az egyébként azonos sürüségü s igy azonos nyomásu levegőt különböző nyomásunak mutatnák. Ezért, ha összehasonlitható adatokat akarunk nyerni, az állomások légnyomási adatait egy közös szintre, célszerüen a tenger szinére kell rendukálnunk. Erre a célra némi átalakitás után a barometrikus magassági képlet használható fel.

Amennyiben $h_1$-nek a tengerszintjét választjuk - miáltal az értéke zérová válik - akkor $h_2$ értékének a jelölésére h használható s ha ugyanilyen alapon a $p_0$ és $p_1$, illetve a $t_0$ és $t_1$ jelöléseket vezetjük be, ugy

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

$$h = 18400\ /1 + 0{,}00367\ \frac{t_o + t}{2}/\ /\log p_o - \log p/$$

kifejezéshez jutunk, amivel bármely magasságban mért légnyomást a tenger szinére redukálhatunk.

Ugyanerre a célra azonban a fent tárgyalt összefüggésekből egy egyszerűbb és a gyakorlatot kielégitő kifejezést is levezettek, az u.n. barometrikus magassági grádienst /$\Delta_p$/:

$$\Delta_p = \frac{8000}{p}\ /1 + \alpha\ t/$$

hol $\alpha_p$ azt a méterekben kifejezett szintkülönbséget jelenti, amely a p légnyomásu, t hőmérsékletü magasságban 1 Hg-mm légnyomáskülönbségnek felel meg.

Redukáljuk pl. a soproni meteorológiai állomás évi közepes légnyomását a tenger szinére! Ehhez tudnunk kell, hogy mennyi az éves átlagban 1 Hg-mm-nek megfelelő szintkülönbség. Minthogy a soproni állomás tengerszintfeletti magassága /az állomási barométer higanytartályában a higany tükre/ 231,5 m, a légnyomás évi közepe 741,8 Hg-mm, az évi középhőmérséklet 9,7 C°

$$\Delta_p = \frac{8000}{741{,}8}\ /1 + \frac{9{,}7}{273}/ = 11{,}19\ \text{m}$$

azaz 11,9 m szintkülönbség felel meg 1 Hg-mm-nek. Ezek szerint 231,5 m-nek:

$$11{,}19 : 1 = 231{,}5 : x$$

$$x = \frac{231{,}5}{11{,}19} = 20{,}69\ \text{Hg-mm}$$

amit a 231,5 m magasban mért 741,8 Hg-mm-hez hozzá kell adni. A tenger szinére redukált nyomás tehát: 741,8 + 20,7 = 762,5 Hg-mm.

A légnyomás horizontális elterjedése. A Föld felszini tagoltságának és ebből folyóan a levegő felemelegedésének egyenlőtlen volta miatt a légnyomás a föld felületén nem egyenletesen oszlik el. Ha egy térképre az egy időben

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

mért és megfelelő korrekciókkal /hőmérséklet, 45 szél. fok/ módosított s azon felül a tenger szinére redukált légnyomásokat felhordjuk, majd 5 mm-es fokozatban az egyenlő nyomású helyeket összekötjük <u>izobár térképet</u> kapunk. Ezen az alacsony és magasnyomású helyek izobárvonalai a minimális, illetve maximális légnyomású helyek körül többé-kevésbé egyenközüen futó zárt görbék alakjában jelentkeznek.

A légnyomásnak a Föld felületén való elterjedését a januári izobártérképen az jellemzi, hogy a kontinensek fölött találjuk a maximumot. Igy pl. Északkeletázsiában 776 mm-es izobár jelzi a magas légnyomást: itt ugyanis télen alacsonyabb a levegő hőmérséklete, mint az óceánok fölött és igy sürübb s nehezebb a levegő. Az óceánokon az É-féltekén ugyanekkor forditott okból minimumok alakulnak ki, pl. Északamerikától nyugatra 752 mm izobár jelentkezik. A juliusi izobár térképen ellentétes a helyzet: Közép-Ázsia; de főként Dél-Ázsia felett a 748-as izobár vonal jelzi, hogy nyáron a felmelegedett, ritka, könnyebb levegőjü kontinensen van a minimum, a maximum viszont a viszonylag hüvösebb óceánokon alakul ki. Ilyenkor pl. Északamerikától nyugatra a 768 mm-es izobár tünik fel.

Vannak a Föld felületén kiterjedt vidékek, ahol állandó jellegü magas vagy alacsony légnyomás uralkodik. Igy pl. az egyenlitő környékén 76o mm körüli, a téritők környékén pedig magas, 764-768 mm légnyomás az általános. Jellemző továbbá, hogy a sarkkörök tájékán mindkét hemiszférán találunk kiterjedt minimumokat. Igy pl. Izland környékén télen-nyáron egyaránt minimum uralkodik. Viszont az azori szigetek tájékán, mind télen, mind nyáron magas légnyomást mutatnak az izobárok. Ezen állandó jellegü minimumnak és maximumnak igen nagy jelentősége van Europa időjárása szempontjából.

<u>A légnyomás jelentősége az élővilágra.</u> A légnyomásnak magának csak igen alárendelt éghajlati jelentősége van. A Föld felületén eddig mért legmagasabb nyomás 8o9 m/m /Nyugatszibéria/, a legalacsonyabb 686 m/m /Bengáliai viharciklonban/ volt a tenger szinére redukálva. Még ez a legszélsőbb két érték sem érinti közelebbről az élő világot. Még kevésbé

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

hagynak nyomot az aránylag kicsiny mindennapi légnyomásváltozások az élő világ szervezeteiben. Az embernél is már csak olyan erősebb légnyomásváltozás okozhat zavarokat, ami nem általános és mindennapi /pl. igen magas hegycsucsok megmászása, repülés vagy léghajózás a magas légkörben/. Egyébként pl. Boliviában 4000 m-t meghaladó magas fennsikokon fekvő helységekben is zavartalanul él a lakosság.

Mégkevésbé reagál ezekre az alacsony légnyomásokra a növényvilág.

## A LEVEGŐ ÁRAMLÁSA.

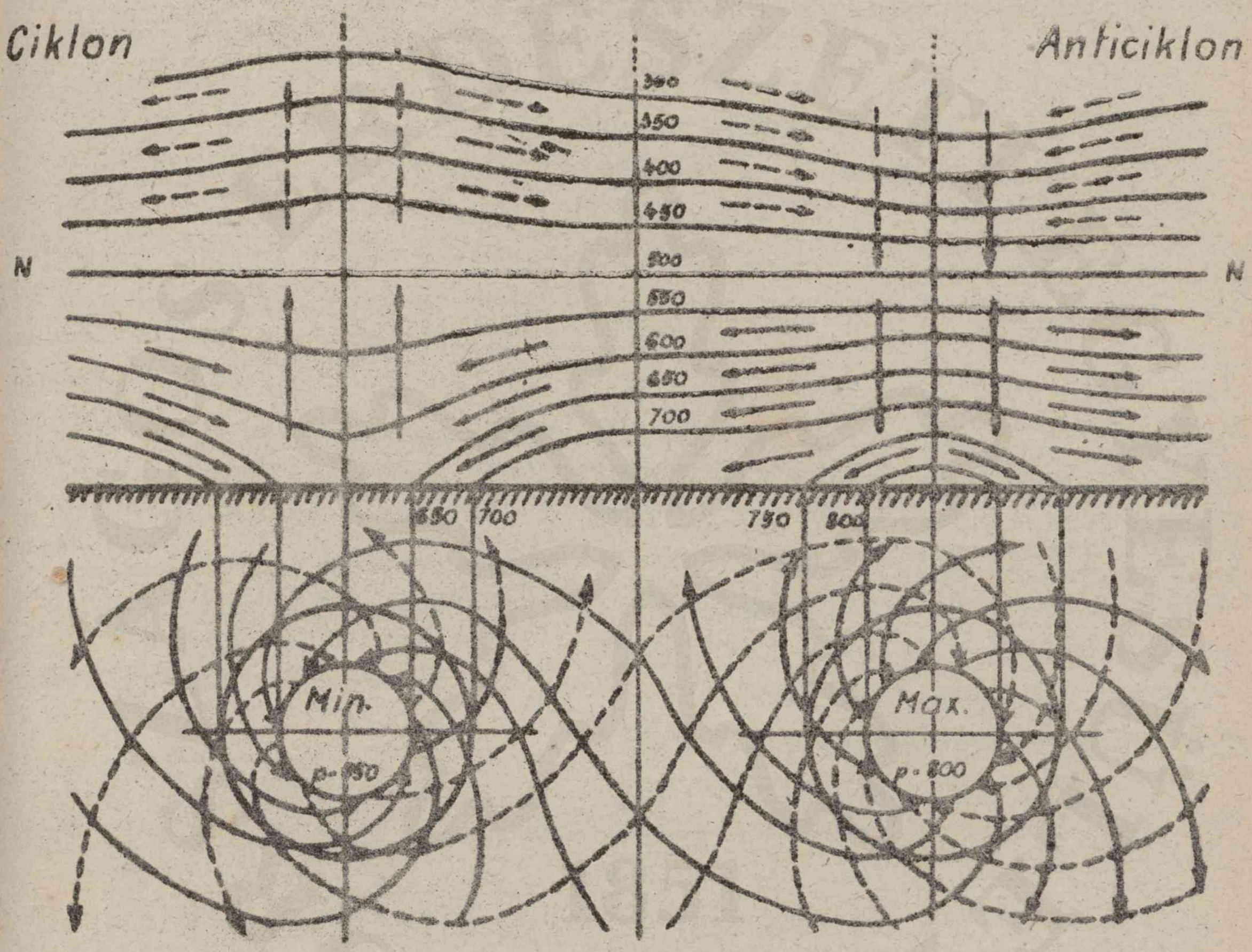
Minthogy a levegő mozgékony anyag, nyilvánvaló, hogy a különböző nyomású szomszédos léghalmazok a nyomáskülönbségüket kiegyenliteni törekszenek, ami olyképpen megy végbe, hogy a levegő a magas nyomású helyről az alacsony nyomású helyre áramlik. A levegő horizoltális áramlását szélnek nevezzük. A szél irányát a meteorologiában azzal az égtájjal fejezzük ki, amelyből áramlik. A vertikális irányu légmozgást az iránya szerint felszálló, leszálló, felsikló, lesikló áramlásnak mondjuk.

A fennebbiekben leirt maximumok /anticiklonok/ és minimumok /ciklonok/, amennyiben egymással határosak, a közöttük kialakuló légmozgás által egy nagyobb áramlási rendszerbe kapcsolódnak. Ennek tanulmányozására a 15. ábránkon egy ciklont és egy anticiklont tüntettünk fel felülnézetben és metszetben. Az ábránk a légnyomás eloszlását a felülnézeten izobár vonalakkal, a metszeten az izobár felületeknek /egyenlő légnyomásu pontokat összekötő görbe felületek/ függőleges sikkal alkotott metszési vonalaival tünteti fel és pedig szabadon választott légnyomás-viszonyokra vonatkozólag.

A metszeten az izobár felületekre felirt légnyomásadatok mutatják, hogy egy neutrális N rétegtől lefelé eső tér egyenlő magasságaiban az anticiklonban nagyobb légnyomás, mint a ciklonban. Ezért ebben a rétegben az izobár felületek lejtőjének az irányában az anticiklonból a ciklonba áramlik a levegő /kihuzott nyilak/. Az N réteg feletti atmoszférában viszont azonos magasságokban a ciklonban nagyobb a nyomás, mint az anticiklonban, ezért itt a

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

ciklomból az anticiklonba áramlik a levegő /szaggatott nyilak/, ugyancsak az izobár felületek mentén. Ez a két rendszer között az alsó és a felső rétegekben folyó ellentétes áramlás zért folyamattá egészül ki azzal, hogy a ciklonba alul beszállitott




15. ábra.
Ciklon és anticiklon szerkezete.

levegő a felfelé mutató nyilak mentén a felső rétegekbe áramlik, /felszálló áramlás/, másrészt az anticiklonba felül beáramló levegő a lefelé mutató nyilak mentén az alsó rétegbe továbbitódik /leszálló légáramlás/.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

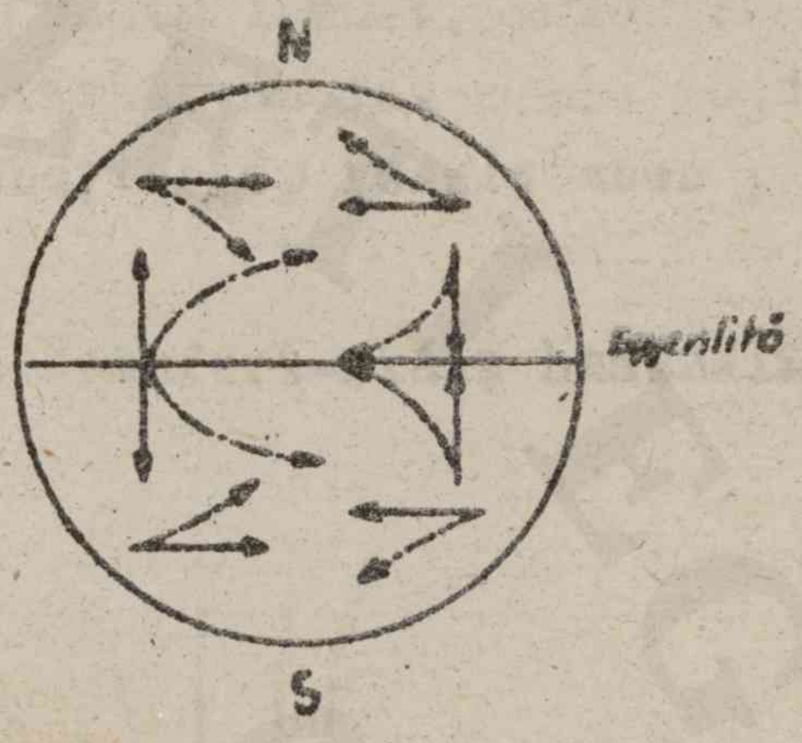
Az ábra alsó részében ugyanez a körfolyam felülnézetben van ábrázolva. Az itt látható izobár vonalak nem egyebek, mint a metszeten feltüntetett egyenlő légnyomásu felületeknek a talajjal képezett metszésvonalai, amelyek ennek megfelelően zárt görbék /a rajzon körök/ alakjában jelentkeznek. Látható, hogy a ciklonban belül van a kisebb nyomást, kivül a nagyobb nyomást feltüntető kör, az anticiklonban pedig forditott az irányzat. Belül van a magasabb, kivül az alacsonyabb légnyomást feltüntető kör. A levegő horizontális áramlása az N-réteg alatti térben az anticiklonból a ciklonba halad /a felülnézetben a kihuzott görbe nyilak mentén/, az N réteg feletti térben pedig a ciklonból az anticiklonba áramlik /a felülnézetben a szaggatott nyilak mentén/. Ennek az áramlásnak a pályái - miként a felülnézeten látható - nem egyenes, hanem görbe vonalak alakjában jelentkeznek, s ez az egész rendszer áramlásának örvénylésszerü jelleget ad. Ez az örvénylés az anticiklonban az óramutató járásával megegyező, a ciklonban az óramutató járásával ellentétes irányu légmozgást tüntet fel. Hogy az anticiklonból a kiáramlás, a ciklonba a beáramlás nem a központból meghuzható sugarak, tehát nem egyenesek mentén történik, annak főoka az, hogy a Föld felületén egy a Föld forgásából levezethető eltéritő erő hatására a légmozgás eltér az eredeti irányától. Ezt az eltéritő erőt Coriolis francia fizikus neve után coriolis-erőnek is nevezik.

A coriolis-erő tulajdonképpen egy erőkomponens, amely abból vezethető le, hogy a Föld geoid lévén, forgásakor a felülete különböző szélességeken fekvő pontjainak csak a szögsebessége egyenlő, a kerületi sebessége azonban a sarkok felé haladva egyre csökken. A Földdel együtt forog az atmoszféra is, igy az a levegőrészecske, amely pl. az északi féltekén délről északi irányba halad, tehetetlenségénél fogva a nagyobb szélességi körökről hozott nagyobb kerületi sebességét fenntartani igyekszik és eközben azon kisebb szélességi körök kisebb kerületi sebességéhez képest, amelyek fölé érkezik, a Föld forgási irányában mintegy előre siet. Tehát ezen erő következtében az eredetileg D-i irányu szél fokozatosan jobbra tér el /DNy-i irányuvá válik/. Ugyanilyen oknál fogva, ha egy légáramlás rövidebb szélességi körről hosszabb szélességi körök felé tart, pl. az északi féltekén É-ról

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

D-re, akkor tehetetlensége folytán a kisebb kerületi sebességét meg akarván tartani, elmarad, a Föld elfordul alatta és a légmozgás iránya ÉK-ivé válik.

A 16.ábrán szemléltetően láthatjuk, hogy ezen okok következtében az emlitett szélirányok az É-i hemiszférán a szél haladási irányába nézve attól jobbra, a D-i hemiszférán pedig balra térnek el. Ez a coriolis vagy eltérő erő azonban nemcsak meridiálisan hat, hanem minden irányban érvényesül. A rajzon a Ny-K, illetve K-Ny irányban mozgó levegőtömegek eltérését is feltüntettük. A Ny-ról fujó szélnek nagyobb lesz a sebessége, mint annak a szélességi körnek, amelyen mozog, mert a szélességi kör sebességéhez még hozzá jön saját sebessége. Emiatt az áramlás nagyobb sebességü körre terelődik, vagyis eredetileg nyugati irányu szélből fokozatosan ÉNy-irányu szél lesz. Ha keletről fuj a szél, akkor a coriolis-erő hasonló, de ellentétes okból egy kisebb szélességi kör felé téríti el. Még a vertikális légnyomás is alá van vetve az eltérésnek, mert a felszálló levegő nagyobb sugaru pályára kerülve s a sebességét tartva elmarad, a leszálló levegő kisebb sugaru pályára kerülve s a sebességét megtartva, előre siet.



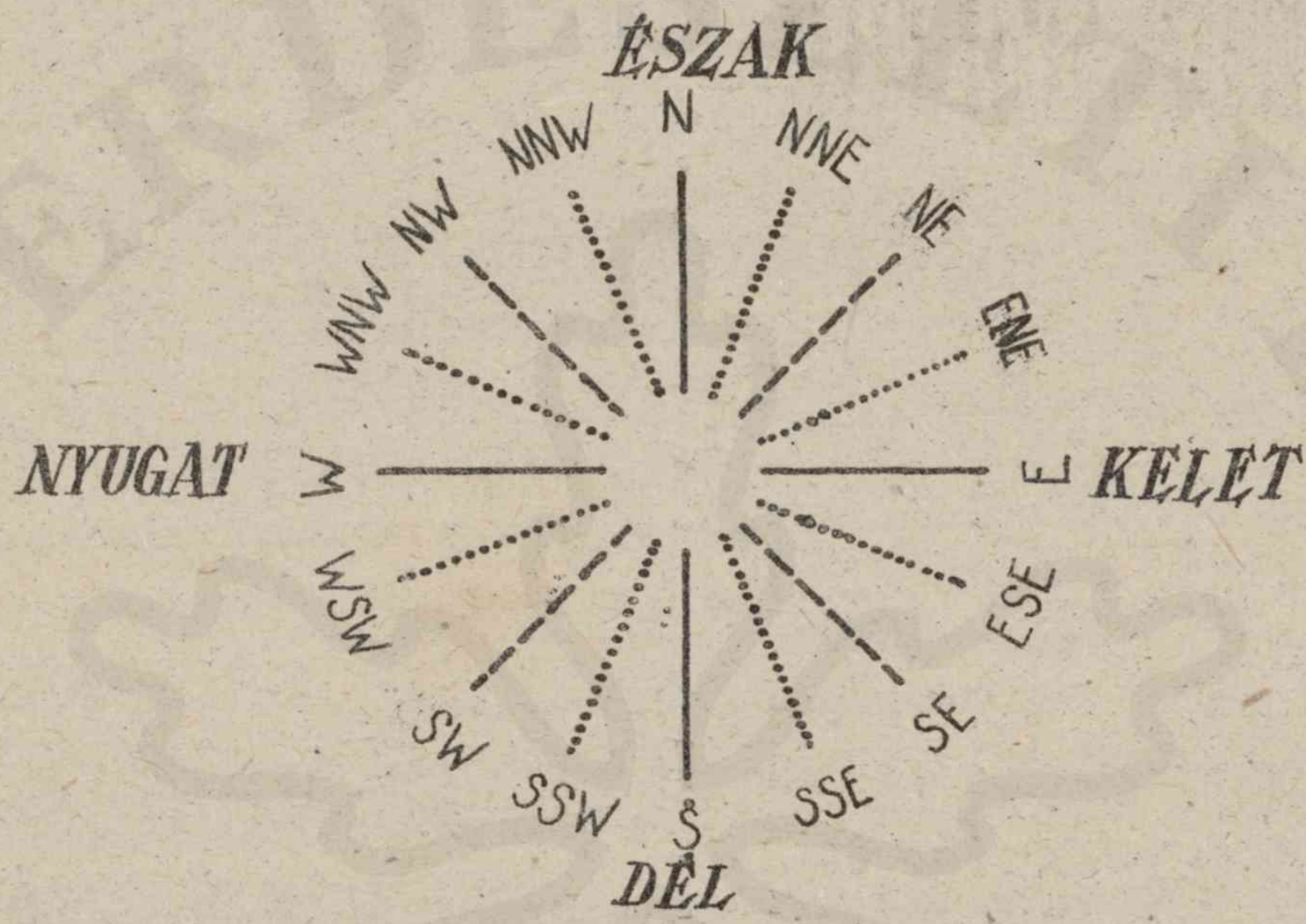

16. ábra.
A Coriolis-erő eltérítő hatása az északi és déli féltekén.

A coriolis-erő nagysága 2 sin . v, ahol a földforgás szögsebessége, a földrajzi szélesség, v a mozgó levegő sebessége. Az eltérités tehát a szélességi fokkal s a szélsebességgel nő. További részletekbe nem mehetünk, de megjegyezzük, hogy az eltéritésben még más erők is szerepelnek /centrifugális erő/.

A szélnek két tulajdonságát kell kiemelnünk, az irányát és erősségét.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A szél iránya alatt - mint említettük - azt az égtájat értjül, ahonnan a levegő áramlását észleljük. Megjelölésére a szélrózsa szolgál /17.ábra/. A szélrózsán nemzetközi megállapodás értelmében az egyes irányokat az égtájak angol nevének kezdőbetüivel jelöljük, vagyis az észak N, a kelet E, a dél S, a nyugat W.




17. ábra. Teljes szélrózsa.

A szomszédos főirányok felezése utján nyert mellékirányok jelölésére azon két főirány szimboluma szolgál, amelyekkel a mellékirány szomszédos; ezek NE, SE, SW, NW. Az u.n. teljes szélrózsa további felezésekkel még ujabb nyolc irányt is feltüntet, amelyek ugy jelölhetők, hogy az uj iránnyal szomszédos főirány jelét kétszer irjuk le; pl. északészaknyugat: NNW /lásd az ábrát/. A szélrózsa betájolása egyszerüen mágnestüvel történhet, de figyelembe kell vennünk a mágneses deklinációt is, amely Magyarországon most kb. $6^{o}$-ot tesz ki nyugatra. A pontosabb N tehát az iránytünk által mutatott N-tól $6^{o}$-kal keletre esik.

Természetes, hogy minél nagyobb a légnyomáskülönbség valamely magas és alacsony nyomásu léghalmaz között, annál nagyobb a keletkező szél ereje /sebessége/. A szelkeltő erő nagyságának kifejezésére a horizontális barometrikus gradiens szolgál, amely egy szélességi fok ivhosszának /111 km/ megfelelő távolság két

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

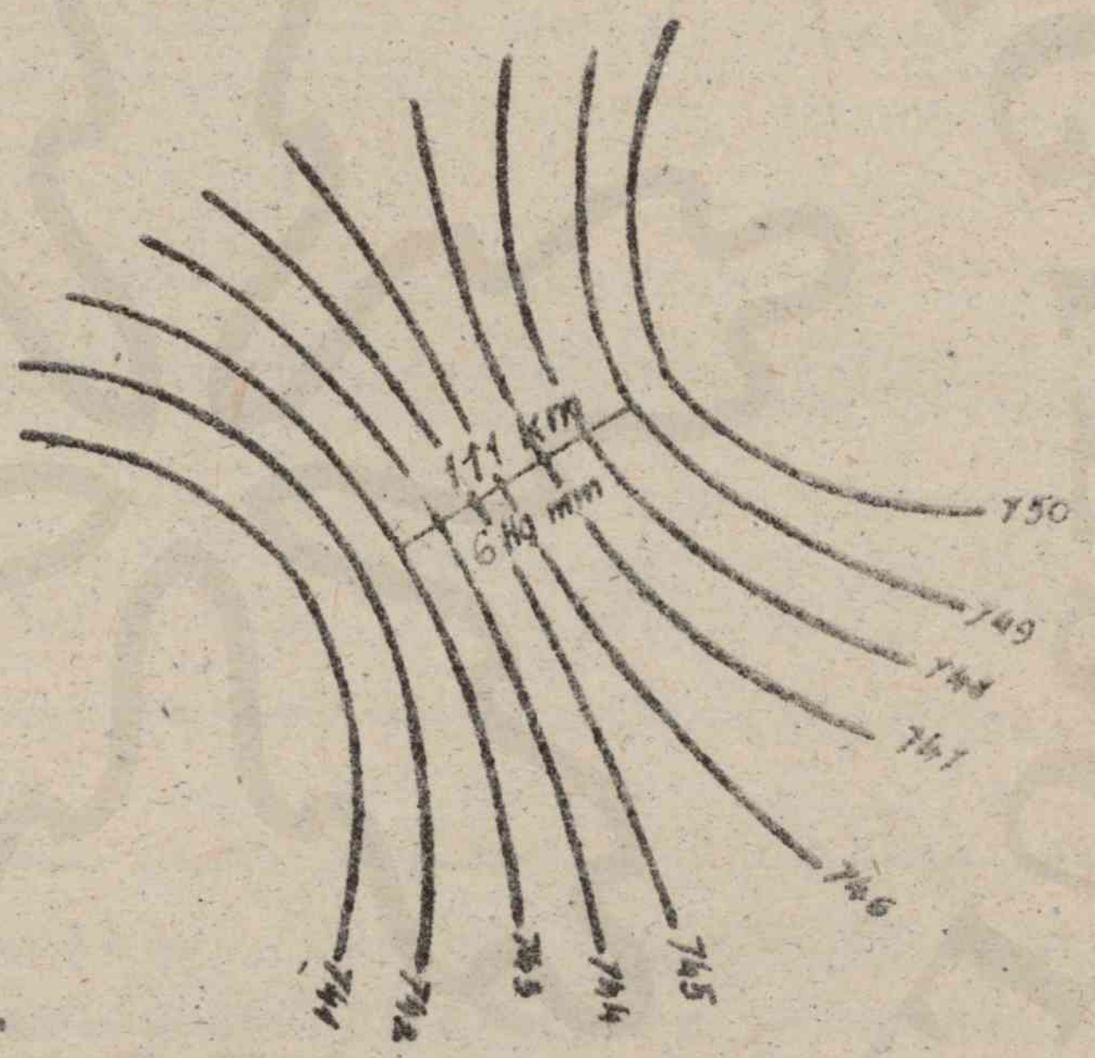
végpontja közötti légnyomáskülönbséget jelent. Megállapitása izobárvonalas térképen ugy történik, hogy a fenti távolságot megfelelő méretarányban az <u>izobár vonalakra merőlegesen</u> meghuzás és ennek két végpontja között megállapitjuk a légnyomás különbséget. Ha az izobár térképünkön egy-egy izobárvonal nem a megszokott 5 mm-es nyomásváltozást jelenti, hanem 1 mm-t, akkor a szélkeltő erőt éppen a 111 km-re eső izobárvonalak száma adja. A 18.ábrán ilyen 1 mm-es fokozatu izobártérkép részletében pl. a barometrikus gradiens 6 Hg-mm.

A szél erejének a kifejezésére a Beaufort-skála használatos /7.táblázat/. Ennek a skálának 12 foka /beaufort-fok/ van, amelyek mindegyike m/sec-ban is kifejezhető sebességet jelent.

A szél sebességét m/sec helyett km/órában is kifejezhetjük. A két kifejezés között az átszámitás

km/óra = 3,6 m/sec.

Meteorologiai állomásokon müszerekkel határozzák meg a szélirányt és mérik a szélerőt. A gyakorlati élet részére azonban gyakran arra vagyunk utalva, hogy a szélnek a környezetre gyakorolt hatásából következtessünk a szél erejére. Ezt a célt szolgálják a Beaufort-skálában /7.táblázat/ a természetből vett képekkel való körülirások.




18. ábra.
Horizontális barometrikus gradiens.

Meteorologiai állomásokon a legegyszerübb berendezés a szélirányjelzésre és a szélerősség mérésére a Wild-féle nyomólapos szélzsákszló. Kézi szélsebesség mérésre lapátkereken vagy

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

kanalas szélmérők szolgálnak. Legjobb ilyen célra a Fuess-féle kézi kanalas szélmérő. Mikroklima mérésekre a rendkívül érzékeny hődrótos kézi szélmérő berendezés vált be különösen /Élbert-féle elektromos elvü hődrótos szélmérő/. A szélirány és erő regisztrálására nagyobb meteorológiai állomásokon mechanikus vagy elektromos elvü regisztráló berendezések használatosak. /Robinson, Richardt, stb. rendszerek./

8.táblázat. Beaufort-skála. /A középső számok átlagértékek./

| $B^0$ | m/mp | km/óra | $kg/m^2$ | Jellemzés |
|---|---|---|---|---|
| 0 | 0,0-0,2 | 0-1 | 0 | Szélcsend, füst egyenesen száll fel. |
| 1 | 0,3-1,5<br>1 | 1-5<br>3 | 0,01-0,15<br>0,06 | Alig érezhető szellő, füst elhajlik. |
| 2 | 1,6-3,3<br>2 | 6-11<br>8 | 0,17-0,7<br>0,3 | Könnyü szellő, a könnyebb leveleket rázza. |
| 3 | 3,4-5,4<br>4 | 12-19<br>16 | 0,8-1,9<br>1 | Gyenge szél, a leveleket jól rázza, állóvizek tükrét felborzolja. |
| 4 | 5,5-7,9<br>6 | 20-28<br>24 | 1,9-4,0<br>2 | Mérsékelt szél, gyenge gally mozog. |
| 5 | 8,0-10,7<br>9 | 29-38<br>34 | 4,1-7,4<br>5 | Élénk szél, erős gally mozog, álló viz hullámzásba jön. |
| 6 | 10,8-13,8<br>12 | 39-49<br>44 | 7,5-12,3<br>9 | Erős szél, falevelét tépi, ágat mozgat, járásunkban gátol. |
| 7 | 13,9-17,1<br>15 | 50-61<br>55 | 12,4-18,9<br>15 | Szélvihar, gyengébb fatörzset hajlit, kisebb gallyakat tör. |
| 8 | 17,2-20,7<br>19 | 62-74<br>68 | 19,0-27,7<br>23 | Erős vihar, nagyobb fát hajlit, nagyobb gallyakat tör. |
| 9 | 20,8-24,4<br>23 | 75-88<br>82 | 27,8-38,5<br>34 | Nagyon erős vihar, tetőcserepet lehord, ágat tör. |
| 10 | 24,5-28,4<br>27 | 89-102<br>96 | 38,6-52,2<br>47 | Szélvész, nagy fákat kicsavar, derékba tör, házakat rongál. |
| 11-12 | 28,5 - | 103 - | 52,3 - | Orkán, kéményt, házakat rombol, erdőket dönt, embereket felkap s földre sujt, általános pusztulás. |

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A szél intenzitását a fennebbieken kivül megadhatjuk a szélnek az 1 $m^2$ felületre gyakorolt nyomásával is. A szélsebesség és a nyomóerő közötti átszámitásra az alábbi képlet használható:

$$kg/m^2 = 0,08\ v^2$$

ahol v = sebesség m/sec-ban. A szél kártételében a támadási oldali /luv/ nyomóhatást is felülmulja a szélárnyékos oldalon /leo/ keletkező szivóhatás.

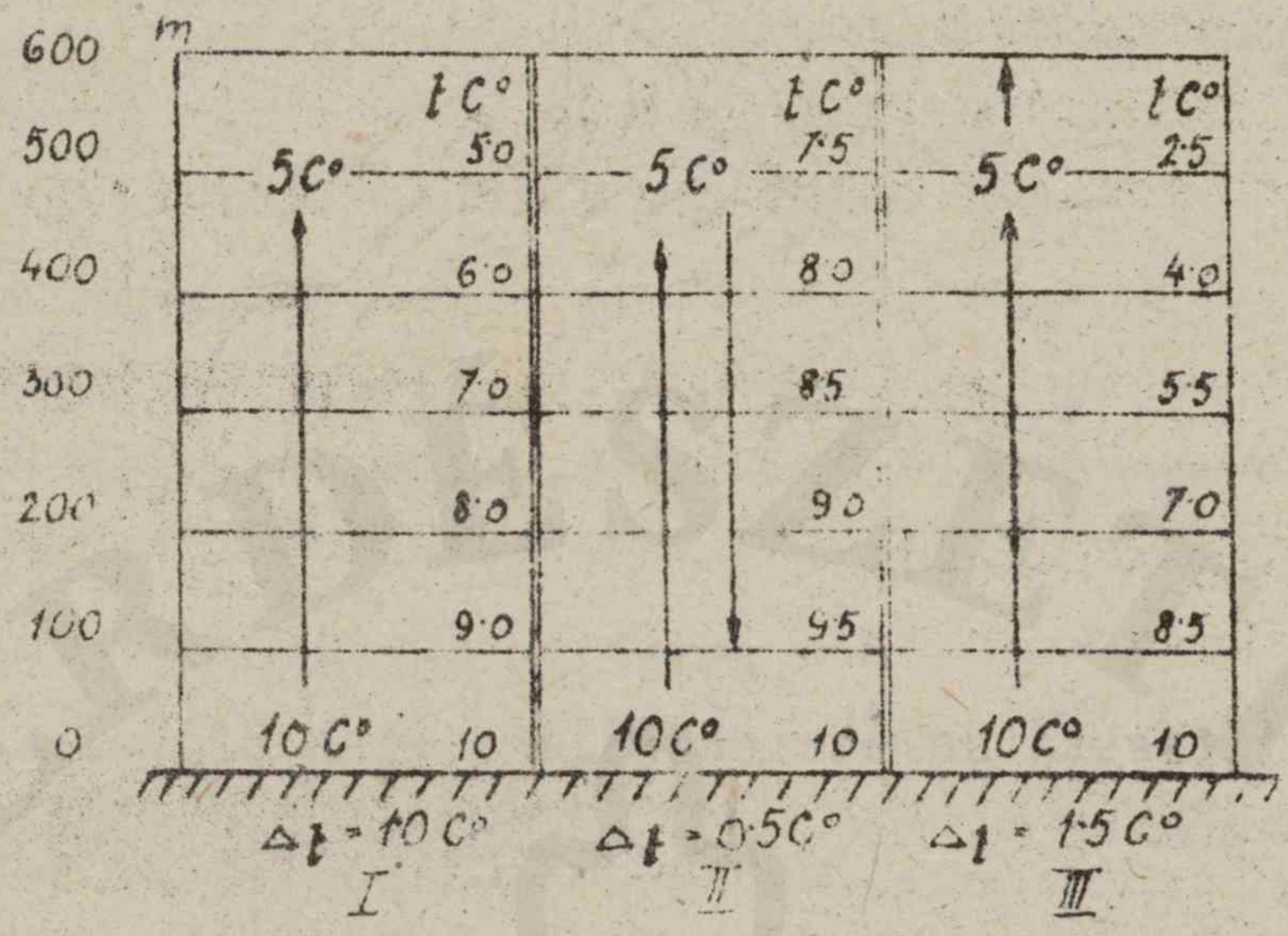
A szélnek különleges szerkezete van, amely a sebességtől függően változik. Reynolds szerint a levegő áramlása hasonlit a viz áramlásához. Miként a viz áramlása csak kis sebesség esetén lamináris, vagyis benne csak a lassu áramlás esetében párhuzamosak az áramlási pályák, a gyorsabb folyásu vizben már összekuszálódnak örvénylővé, turbulenssé válnak, ugy a levegő is csak kis mozgási sebesség esetében lamináris; a nagyobb sebességü szél mindég turbulens. Barkov szerint a határsebesség, amelyen felül a szél turbulenssé válik 4 m/sec.

A többé-kevésbé egyenletes sebességü u.n. sima széllel szemben meg kell különböztetnünk a lökéses szelet, melynek intenzitása változó. Ha az intenzitás változásának ritmusai fázisban megegyeznek, a kimagasló tárgyak /pl. fák/ lengéseivel, akkor a szél hatása megsokszorozódik. Ha még hozzá irányát is változtatja ritmusosan, mint ahogyan az u.n. bőe szelek esetében gyakori, akkor különösen nagy pusztitást okozhat.

A horizontális légáramlások mellett jelentősek a vertikális fel- és leszálló áramlások is, amelyeknek intenzitása a hőmérsékleti gradienstől függ.

Függőleges áramlás szempontjából a levegőnek különböző termikus egyensulyi állapotát különböztetjük meg. Ha a termikus gradiens 1 $C^o$, akkor a talaj felszinéről valamely ok folytán felszálló levegő bármely magasságban megállhat, mert az adiabatikus /hőcserementes/ lehülés 100 m-kint kereken ugyancsak 1 $C^o$ lévén, pontosan arra a hőmérsékletre áll be mindenütt, mint amilyen környezete hőmérséklete. Ilyenkor azt mondjuk, hogy a levegő egyensulyi <u>állapota neutrális</u>. Ilyen esetet tüntet fel

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




19. ábra.

A levegő termikus egyensulyi állapotának három esete.

a 19. ábra grafikus ábrázolása I-es jelzésü részlete. Itt egy szabadon választott példánkban 10 $C^o$-os száraz levegőtömeg bizonyos magasságba - tegyük fel - 5oo m-re felemelkedve, hőcsere-mentesen 5 $C^o$-ra hül le, de a nyugalomban levő környező levegő hőmérséklete ebben a magasságban - az 1 $C^o$-os termikus gradiensnek megfelelően - ugyanekkora /lásd a t$C^o$ számoszlopát 5oo m-en/.

Ha az atmoszféra termikus gradiense $< 1$, pl. o,5 $C^o$, akkor a nyugalmi állapotban levő atmoszféra, amely a talaj szinében lo $C^o$-os, 5oo m magasságban már csak 7,5 $C^o$-os hőmérsékletü. Ha ebben az atmoszférában egy száraz levegőtömeg a talaj szinéről valamely ok folytán pl. 5oo m magasra emelkedne, akkor adiabatikusan 5 $C^o$-ra hülvén, a környezeti levegőnél hidegebb, illetve nehezebb lesz s igy visszajut a talaj szinére. Az ilyen levegőnek az egyensulyi állapota stabilis. /Lásd a 19.ábrán II.nél./

Ha az atmoszféra termikus gradiense $> 1$. pl. 1,5 $C^o$, akkor a példaként választott 5oo m magasságban a nyugalmi állapotban levő levegő hőmérséklete 2,5 $C^o$, amivel szemben a talaj felszinéről ide felszálló lo $C^o$-os száraz levegő adiabatikusan csak 5 $C^o$-ra hül. A környezeténél tehát melegebb, illetve könnyebb lévén, tovább emelkedhet. Az ilyen atmoszférának a termikus egyensulyi állapota labilis /19.ábra III./.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A felhozott példákon kivül még egy esetet kell megemlitenünk. A levegő állapota lehet feltételesen labilis is. Ilyen állapota van a párás levegőnek, ha egyidejüleg a $\Delta_t$ I, vagyis a II. ábrázolás értelmében nem emelkedhetne, de más okból mégis felszállásra kényszerül /pl. a hegy lejtőjén/, a párák az adiabatikus lehülés következtében kicsapódnak belőle és az egyidejüleg felszabaduló kondenzációs hő ujból annyira felmelegiti, hogy a környezeténél melegebbé válhat, s igy már magától is fel tud emelkedni.

A levegő egyensulyi helyzeteinek befolyása van az időjárás alakulására, a felhőzet, csapadék, zivatarok kifejlődésére. Eltekintve a hideg fronttal kapcsolatos zivataroktól, ahhoz, hogy nyáron zivatar keletkezzék, feltétlen szükséges, hogy a levegő termikus egyensuly labilis legyen. Minél nagyobb a labilitás, annál gyorsabb a felszállás és ilyenkor csekély mozgást kiváltó ok is igen nagyméretü felszálló áramlást indithat meg, viszont neutrális és stabil egyensúlyi helyzet esetén a megindított áramlások elcsendesednek.

A szélsebesség a magassággal változik. A talajfelszin természetes és mesterséges kiemelkedései /barázdák, hegyek, erdők, épületek/, lecsökkentik az alsó légréteg áramlási sebességét, a nagyobb magasságokban haladó légtömegek ezzel szemben fokozatosan kisebb mértékben állanak a surlódás hatása alatt. Ezért általában nagyobb magasságokban nagyobb, alul viszont kisebb a levegő mozgási sebessége. Legkisebb közvetlenül a talaj szine felett. Hellmann és Köppen szerint az átlagos szélsebességek az egyes magassági fokozatokban a következők

| Magasság /m/ | o,o5 | o,5 | 1 | 2 | 16 | 123 | 4oo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Sebesség /m/sec/ | 1,3 | 2,44 | 2,84 | 3,33 | 4,69 | 7,o2 | 9,25 |

4oo m fölött tovább emelkedik a szélsebesség, de nem ilyen ütemben. A troposzféra határán 11 km magasságban 18,o m/sec az évi középsebesség /Közép-Európában/.

Hellmann alábbi közelitő képlete szerint kiszámithatjuk a szabad atmoszféra egy bizonyos "h" magasságában a szélsebességet /v/, ha 2-16 m között egy választott magasságban /$h_o$/ közvetlenül mérjük a légáramlás sebességét /$v_o$/:

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

$$\frac{v}{v_0} = \left(\frac{h}{h_0}\right)^{\frac{1}{5}}$$

A szélirány és szélerősség napi és évi menete. Sprung szerint szélirányban délelőtt egy jobbra-, délután egy balra fordulási hajlam jelentkezik. Ezt ő abból vezeti le, hogy nappal a konvekció a lasubb áramlásu talajközeli levegő helyébe a magasabb légrétegek levegőjét hozza le, amelynek nagyobb a sebessége, de ennek megfelelően nagyobb a coriolis-erőtől való jobbra téritettsége is /az északi féltekén/. Ennek a levegőnek a leszállása, illetve a talaj felett való megjelenése tehát az eredeti levegő áramlásához képest jobbra fordulást jelent. Délután a konvekció csendesedése során lassan kimarad ez a magasból származó levegő, miért is a szél iránya az eredeti szél irány felé tér vissza, vagyis balra fordul.

A szélirány gyakoriságában /valamely választott időegységben az egyes irányok előfordulása az összesek %-ában/ felismerhető esetenként az évszakos változás is.

Sopronra a szélirányok egy-egy évszakon belüli gyakoriságának a menetét a 9.táblázatban tüntettük fel.

9.táblázat. Szélirányok gyakorisági menete Sopronban évszakonkint.

| hónap | N | NE | E | SE | S | SW | W | NW | Calm.*) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I-III | 16,oo | 1,33 | 2,67 | 9,33 | 2o,33 | 3,67 | 5,33 | 3o,67 | 1o,66 |
| IV-VI | 18,oo | 1,67 | 2,33 | 5,33 | 21,67 | 3,oo | 7,oo | 3o,oo | 11,oo |
| VI-X | 13,33 | 2,67 | 2,oo | 5,67 | 16,67 | 4,33 | 7,67 | 33,oo | 14,67 |
| X-XII | 14,oo | 1,33 | 2,33 | 8,67 | 23,33 | 3,67 | 5,67 | 25,67 | 15,33 |

*)Calm = szélcsend.

A szélerősség napi menetében a földközelben közepesen közvetlenül a legmagasabb napállás után áll be a maximum. Ennek az oka az a már fennebb emlitett tény, hogy a konvekció a magasabb légrétegek nagyobb sebességü levegőtömegét hozza le az alsó rétegek lasubb áramlásu levegője helyébe s ez a csere a legmagasabb nap-

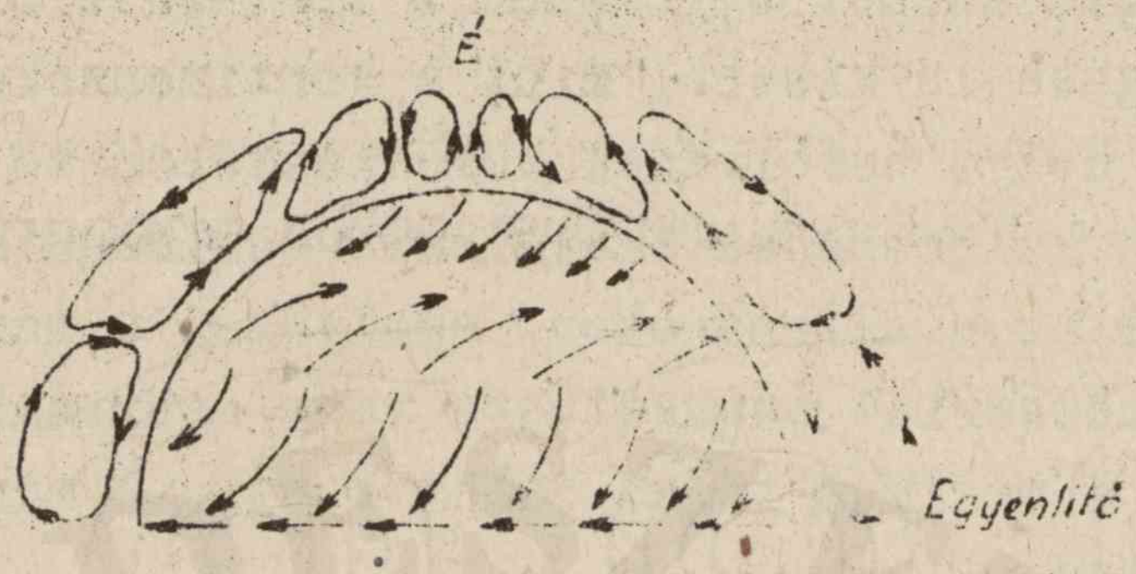
© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

állás után a legélénkebb. Éjjel, amikor a konvekció elcsillapodik, minimum alakul ki. Tengerekpelágahol a konvekció gyengébb, a szélsebesség ingása is kisebb, mint a kontinenseken. A szélerősség évi menete erős helyi befolyások következtében az egyes földrajzi térségekben igen különbözően alakulhat. Hellmann szerint szárazföldön a maximum azon állomásokon, amelyeken a maximum tavasszal jelentkezik, rendszerint augusztusra vagy szeptemberre esik. Parti térségekben, ha a maximum télen jelentkezik, a minimum ideje a junius vagy a julius.

A F ö l d s z é l r e n d s z e r e. /Passzát és antipasszát szelek./ Az a már emlitett körülmény, hogy a Föld különböző szélességei eltérő besugárzást kapnak, illetve eltérően melegednek fel, az atmoszférát a hideg sarkok és a meleg ekvátor között, - tehát meridionális irányban - egyetlen hatalmas arányu konvekciós áramlásra készteti. Az ilyen áramlásoknál általános, hogy a magasságban a meleg levegő folyik a hideg hely felé, alul pedig a hideg levegő a meleg hely felé.

Az egyenlitő környékén egy viszonylag keskeny zónában a nagy besugárzás a talajmentén erős felmelegedést idéz elő, miáltal itt viszonylag alacsony légnyomás és abban felszálló légáramlás lép fel. Ebben az övben a talaj feletti levegőrétegekben horizontálisan csak gyenge, szabálytalan irányu szelek jelentkeznek s gyakori a szélcsend. Innen nevezik ezt az övet kalmok /szélcsendek/ övének, bár a nagyobb magasságokban állandó a keleti irányu légáramlás. Ez a kalmok öve azonban nincs meghatározott szélességhez kötve; az év folyamán a napmagassággal vándorol. Mindazonáltal ez a mozgása tulnyomóan 3- és a 1o É-szélességi fok közé korlátozódik, vagyis a déli féltekére nem jut át. A kalmok övében nagy magasságba szállitott levegőtömegek mintegy 4ooo-5ooo méteren felül a sarkok felé fordulva szétáramlanak, s ebben a nagy magasságban nagyjában a 3o északi és déli szélességekig jutnak előre. /Lásd: a 18. ábrát, amelyben a szilárd földgolyó konturján belül felülnézetben, ezenkivül pedig aránytalanul nagy léptékü metszetben láthatjuk az áramlások irányát. A felülnézeti képen csak az atmoszféra alsó rétegének áramlási irányai vannak berajzolva./

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




2o. ábra.
A Föld nagy szélrendszere az északi féltekén.

Az északi féltekén ezek a déli irányu u.n. antipasszát-szelek a földforgás eltéritő erejének a hatása alatt egyre inkább DNy-i irányuvá válnak s ugyanilyen okról fogva a D-i féltekén az eredeti É-i irányuk egyre inkább ENy-ivá változik. Ezen irányváltozásuk és azon körülmény miatt, hogy a nagy kerületü egynlitő övéről az egyre kisebb kerületü szélességek alá szállitott levegőben torlódás áll elő, az antipasszátok nem juthatnak a sarkok irányában a 2o-3o.-szélességi fokokon tul. Itt a nagy torlódás következtében magasnyomásu öv alakul ki a reá jellemző leszálló légáramlással. A magasból leszálló levegőtömegek az atmoszférának az alsóbb rétegeiben az egyenlitővidéki alacsony légnyomásu öv felé fordulnak, s mint passzát-szelek szállitódnak vissza az egyenlitő övébe. Természetesen az eltérito erők hatására ezek sem tartják az irányukat; az északi féltekén az északi irányuk ÉK-vé, a déli féltekén a déli irányuk DK-vé változik. Ezek a földfeletti rétegekben fujó passzát-szelek általában nagy állandóságot mutatnak mind irányban, mind intenzitásban. Közepes sebességük 6-8 m/sec. Nagyobb kontinensek partvidékén azonban beleolvadhatnak ezeknek az esetleges monszun-szélrendszerébe. /Lásd később!/

Mindezekből kitünik, hogy az a tendencia, hogy a hideg sarkvidéki és a meleg ekvátori levegő egyetlen hatalmas konvekciós áramlásba jusson - eltekintve ezen levegőtömegek ilyen irányu irónkénti előretörésétől - inkább csak egy, a téritők és az ekvátor közötti zárt áramlássá korlátozódott formában valósul meg.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A térítők és a sarkok levegői között szintén fennáll a nagy hőmérsékleti különbség és igy egyben a konvekcióra való törekvés is. Ámde a torlódás és az eltérítő erő itt már oly mértékben jelentkeznek, hogy a meridionális konvekció itt még kevésbé tud kialakulni és helyette a térítő és a sarkkörök közötti zónában tulnyomóan egy Ny-K irányu Földkörüli körözés jelentkezik. Ebbe az általános légkörzésbe azonban - a mérsékelt éghajlatban - igen nagy változatosságot hoznak be a ciklonok körül egymást követő frontok. Ezekről majd az időjárástanban emlékszünk meg részletesebben. Itt egyenlőre csak annyit, hogy a magas és alacsony légnyomások - kiegyenlitődésre törekedvén - a légtömegeket az anticiklonokból a ciklonok felé állandó mozgásban tartják s ilyenkor különböző hőmérsékletü légtömegek találkozhatnak. A tartós áramlás folytán a különböző légtömegek előbb-utóbb már nem férnek el egymás mellett, torlódás áll elő, aminek az lesz a következménye, hogy a melegebb, könnyebb levegő a hidegebb levegőre annak lankáján felsiklik. Az ilyen különböző léghalmazok érintkezési felületét nevezzük frontoknak. Amennyiben a hideg levegő rendkivül kis szögü lankáján siklik fel a meleg levegő, meleg frontról, amennyiben meredekebb falu, hideg levegő ékszerüen nyomul a meleg levegő alá s ezáltal azt a nagy magasságba dobja fel, hideg frontról beszélünk. Az ilyen frontok a környezetünkben rendkivül változatossá tehetik a meteorologiai elemek - köztük a szél - alakulását mind irány, mind intenzitás tekintetében s ez a mérsékelt éghajlat alatt annál is inkább feltünő jellege az itteni szélviszonyoknak, mert itt a frontok igen gyakori jelenségek. Ezért minél inkább távolodunk a térítőktől a sarkkörök felé, annál zavartabbá válik a Föld körül körözö nyugati áramlás.

A sarkkörök tájékán mind az északi, mind a déli féltekén igen alacsony légnyomásu területek vannak, amelyeknek a légnyomás viszonyai rendkivül változékonyak. Itt már igen gyakoriak a szélviharok, amelyek a legkülönbözőbb irányokból fujhatnak.

Végül a sarkkörökön tul a sarkok-felé haladva már a sarki és keleti irányu szelek vannak tulsulyban.

Vannak azonban a Földnek részei, ahol előfordul, hogy a nagy szélrendszer megszokott áramlásai helyett különleges szelek is fel-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

léphetnek. Ezek az esetenként a pusztító orkán sebességével örvénylenek, másutt homok vagy hóviharok alakjában száguldanak. Helyenkén a kontinensek, hegyek befolyására alakulnak ki különleges szélrendszerek és ismeretesek olyan helyi szelek is, amelyek az irányukat napszakosan változtatják. Ilyen különleges szélrendszerekről emlékezünk meg az alábbiakban.

<u>M é r s é k e l t é g ö v i c i k l o n o k.</u> A Föld szélrendszerének az a képe, amelyet a 2o. ábrából s a fentebbi fejtegetésekből alkothatunk magunknak, természetesen csak nagy általánosságban értendő. Az az alaptendencia ugyanis, hogy a sarki hideg s a tropusi meleg levegő egyetlen konvekcióba juthasson, mindig fennáll, annak ellenére is, hogy állandó folyamat alakjában nem tud megvalósulni. De gyakran vezet arra, hogy - pl. az északi féltekén a poláris hideg levegő délre előretör. Ilyen jelenségek következtében a szélességeink megszokott nyugat-kelet irányu légáramlása igen gyakran zavart szenved. A hideg levegő igen messzire előre törhet dél felé; esetenkint a tulajdonságaiban bizonyos mértékig megváltozott formájában a téritőkig is eljuthat. Épp igy a meleg levegő igen messzire eljuthat észak felé. A találkozásuk helyén alakul ki az u.n. poláris front. A meteorológiában az idegen, különböző tulajdonságu levegőtömegek megütközésekor kialakuló érintkezési felületet frontnak nevezzük. Itt a meleg levegő a láthatatlan hegy módján elterülő hideg nyelv lankáján felsiklik s örvénylő szélrendszerek: ciklonok jönnek létre. Az elmult évtizedekben Exner és Ficker, továbbá Bjerknes és iskolája az ilyen ciklonok keletkezésére, fejlődésére és szerkesztésére nézve igen érdekes elméleteket állitottak fel..

Exner szerint a hideg poláris levegő nyelv alakjában tör előre északról dél felé. Haladásának sebességét ázsiai hideg betörések esetében átlagosan 4o km/órának találták. A Föld északi vidékét boritó hideg levegőtömegekből dél felé kitüremlő hideg levegőnyelv, mint valami haránt álló 4ooo-5ooo m magas láthatatlan hegylánc akadályozza a rendszeres nyugat-kelet irányu légáramlást s a folyóvizben álló hidpillérhez hasonlóan örvénylést hoz benne létre. Az ilyen hideg nyelv keleti oldalán kialakuló szélárnyékban viszonylagos légnyomáscsökkenés jelentkezik s a környező tér-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

ségekből ide áramlik a levegő, mégpedig az eltérítő erő hatására ciklomárisan örvényló mozgással.

Bjerknes a poláris fronton kialakult helyzetet hullámjelenségként fogta fel. Abból indult ki, hogy a különböző sürüségü és eltérő sebességgel mozgó folyékony vagy gáznemü anyagok határfelületén mindég hullámzás jelentkezik /pl. vizfelület szélben/. Szerinte épp igy jelentkeik hullámzás a sürü, hideg poláris levegő és a ritka, meleg szubtropusi levegő érintkezési felületén az u.n. poláris fronton. Természetesen ó ebben az esetben - minthogy a kétféle levegő a találkozáskor nem egymás felett mozdul el, miként az a viz és szél esetében van, hanem egymás mellett - nem vertikális, hanem horizoltálisan fekvő hullámokra gondolt.

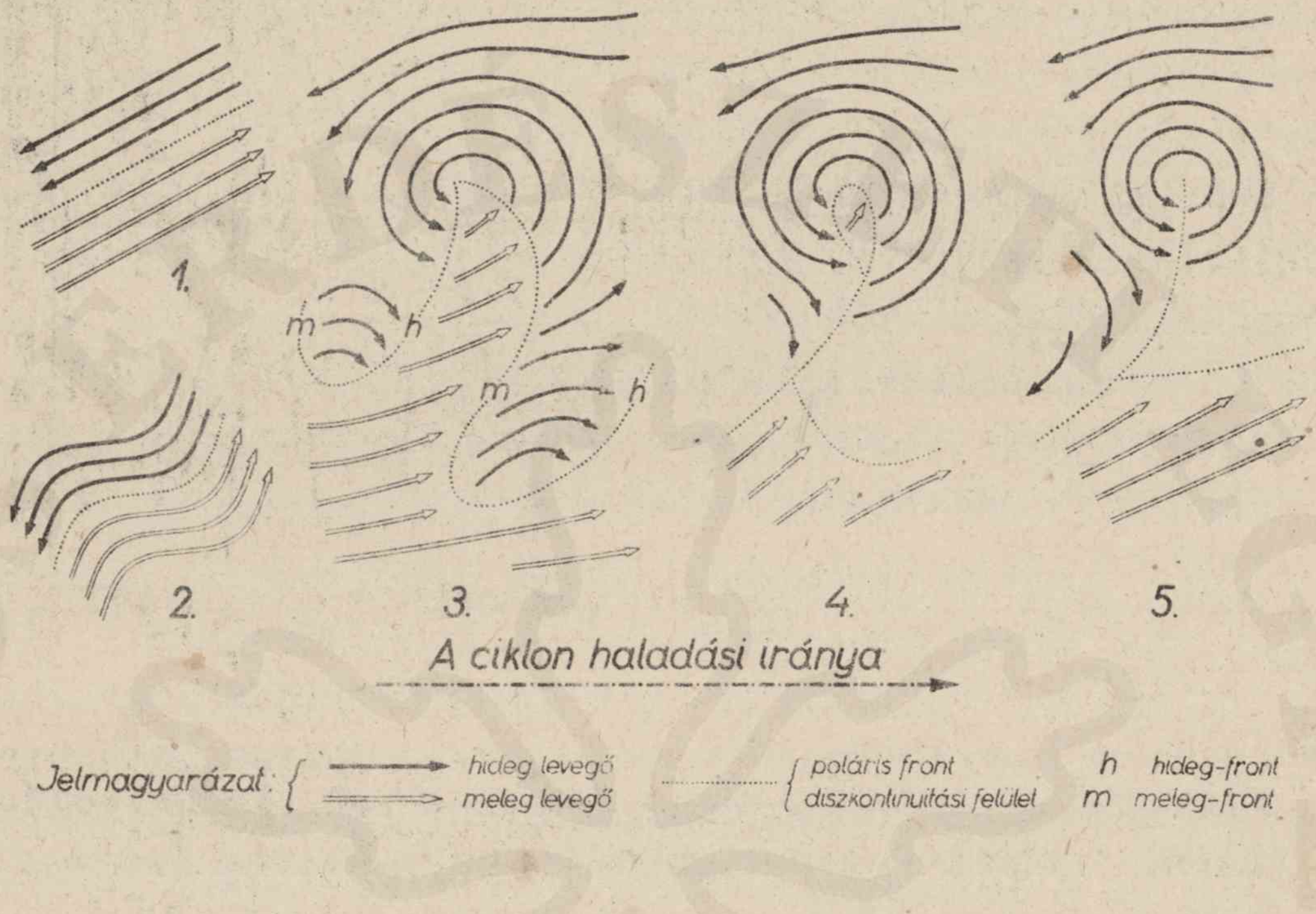
Ismeretes, hogy hullámzáskor csak a hullámformák terjednek s nem a hullámzó anyag részecskéi; ezek csak körmozgást végeznek helyben a hullámban. Bjerknes ezt a törvényszerüséget a poláris front hullámzó levegőjére is alkalmazta, de abban a változatban, hogy a hullámba foglalt levegő körmozgásan ugyancsak horizontális, illetve, hogy ez a körmozgás a földforgás eltérito erejének a hatása alatt horizontális örvényló mozgássá alakul. Természetesen óriási /nagyobb földrajzi társégekre kiterjedő/ méretekben kell a jelenséget elképzelnünk, amelynek méreteihez arányos időt is igénnyel a kialakulása.

Bjerknes elméletében az ilyen ciklonok nem voltak egyebek, mint a poláris frontnak tovaterjedő hullámai a hozzá tartozó örvényló mozgással. A 21.ábra egy ilyen módon elgondolt ciklon különböző fejlődési fokozatait mutatja be, a földfelszin sikjában ábrázolva.

A 1. kép a hideg poláris /fekete nyilak/ és a meleg szubtropusi /fehér nyilak/ egymás melletti áramlását, mint kiindulási állapotot mutatja.

A 2. képen már ennek a kétféle eredetü és különböző sürüségü levegőnek a határfelületén, az u.n. diszkontinuitási felületen kialakulófélben levő hullámzás látható.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




21. ábra.
Ciklon keletkezése és fejlődési fokozatai.

A 3. kép a teljesen kifejlődött ciklont mutatja, amelyben a levegő áramlási pályái már örvénylésszerüen futnak. A rendszer közepén láthatók az áramlásnak egy pontban összefutó u.n. konvergencia vonalai /h és m/. Ezek közül a keletit melegfrontnak /m/, a nyugatit hidegfrontnak vagy förgetegvonalnak /h/ nevezik. E két fronttól határoltan, két hideg nyelvtől ollóba fogva a rendszer közepén látható a szubtropusi meleg levegőből álló u.n. meleg szektor. Ennek könnyü levegője a fehér nyilak irányában kelet felé áramlik s sebesebb mozgása folytán az elötte haladó lomha mozgásu hideg levegőnyelv lejtőjére, mint valami hegyoldalra, a melegfront egész hosszában felcsuszik. Ugyanakkor a hidegfronttól nyugatra fekvő hideg nyelv légtömegei még a meleg szektorlégtömegeinél is gyorsabb mozgással haladnak kelet felé s meredek homlokfalukkal a meleg levegő alá ékelődve, azt ezen a

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

helyen hirtelen a nagy magasságokba emelik, aminek a hideg front egész hosszában viharos, lökéses szelek /böe/, esetleg viszszintes tengely körül forgó áramlások /görgő viharok/ a következményei. Minthogy a meleg szektort ollószerüen befogó hideg nyelvek közül a nyugati gyorsabban halad kelet felé, mint a keleti nyelv, az olló egyre inkább zárul s a közben levő meleg szektor meleg levegőjét egyre inkább a magasba szoritja.

A 4. kép a fejlődésnek azt a szakaszát mutatja, amikor a hideg front már hosszu kiterjedésben utolérte a meleg frontot. Ezen a helyen a két nehéz, hideg levegőjü nyelv a talaj felett egyesült s a könnyü meleg levegőt a magasba emelte, csupán a ciklon magjában van még egy kis területen a talaj felett is meleg levegő.

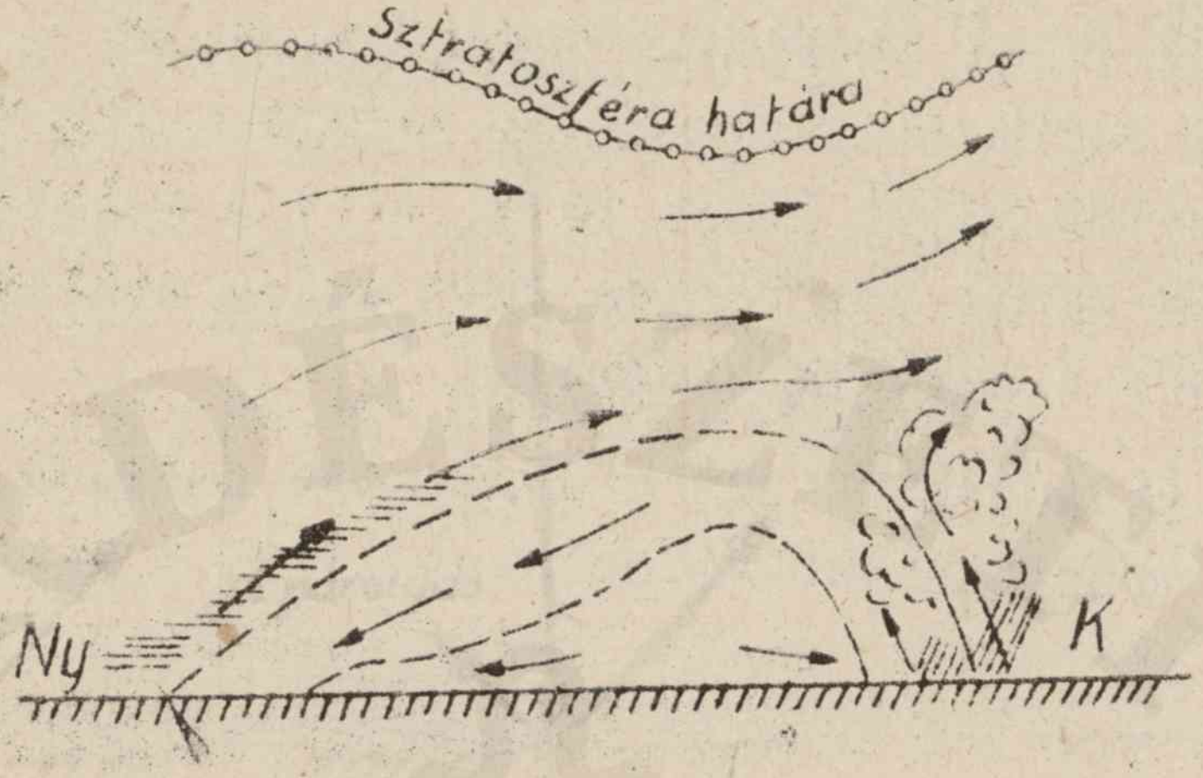
Az 5, képen az olló már teljesen zárult, a meleg levegő maradéktalanul a hideg levegő fölé szorult a magasba. Ezt a fejlődési szakaszt, mely a ciklon teljes "elöregedését", illetve a végét jelenti "okkluziónak" /bezáródás/ nevezzük.

Bjerknes elméletében az okkluzió helyén már csak a két hideg levegő nyelv légtömegeinek termikusan szimmetrikus örvényléséből áll a ciklon. Ebben az állapotban azonban már el is veszti az energiáját és elenyészik. De szerinte a meleg szektor eredeti helye, ahol az okkluzió bekövetkezik, gyakran uj ciklonképződés kiindulási helyéül szolgál.

Stüve magas légköri kutatások alapján a Bjerknes-féle hullámelméletben szereplő hideg nyelvek szerkezetére vonatkozólag egy sémát is közölt, melyet a hideg nyelven nyugat-keleti irányban alkalmazott függőleges metszet alakjában a 22. ábra mutatja.

Eszerint a 4000-5000 m magas hideg levegőnyelveknek a keleti része - amint azt az előbbi ábra 3. képével kapcsolatban emlitettük - aránylag meredek, a nyugati lejtő viszont enyhe lejtőt alkot. A Bjerknes-féle elmélet szerint a meredek keleti lejtővel emeli hirtelen magasba a meleg szektor levegőjét. Viszont a hideg nyelvek enyhe nyugati legtői azok, amelyekre a meleg szektor levegője felsiklik. Stüve séjája szerint a hideg levegő kétrétegü, esetenként még ennél is tagoltabb. Az ábrán "Ny"-nél kezdődő felsiklási

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




22. ábra.
Hideg légtest lesikló felülettel és szétáramlási pályákkal.
/Stüwe nyomán./

felülettel közel egyenközüen egy belső felsikló felület van, a legbelső rétegben pedig szétaramlási /divergencia/ pályák láthatók.

Az ilyen mérsékelt égövi ciklonok az itteni időjárást rendkivül változatosan befolyásolják; erről azonban majd az Időjárás c. részben számolunk be részletesebben.

Bjerknes szerint az ilyen ciklonok hatalmas rendszerei hullámként terjednek a fejlődésük során nyúgatról kelet felé hatalmas kiterjedésü térségeken át. Rendszerint több ciklon követi egymást, átlagban 4-5 halad egymás nyomában; ezeket "ciklon családnak" nevezik. Norvégiai vizsgálatok szerint hideg betörések alkalmával egy-egy család elvonulása átlagosan öt és fél napig tart. Egyes ciklonok élettartamát egy hétre becsülték.

Bjerknesnek a fentiekben ismertetett ciklon-elmélete az első alapvetés óta igen sokat fejlődött. A továbbfejlesztésben Bjerknes fia és az egész iskolája, továbbá Bergeron, Svoboda, Hromov igen jelentős munkát végeztek. A hullámelméletnek vannak tagadhatatlan fogyatékosságai. Mindenekelőtt egyoldaluan csak a ciklonokra fektet sulyt, holott az anticiklonok sem maradhatnak ki egy egységes felölelő szemléletből. Igy a frontok kérdése mellett kevés figyelmet szenteltek az anticiklonok szétáramlási

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

vonalainak. Azonfelül a hullámelmélet szerint a frontok mindig frontpárok alakjában jelentkeznek, holott a tapasztalat azt mutatja, hogy a frontok egyesével is előfordulhatnak.

A ciklonok és anticiklonok keletkezésének és fejlődésének a kérdésében a Szovjetunióban Pagosszján és Tabarovszkij munkásságában most van kialakulóban egy uj advektiv, dinamikus elmélet.

T r o p u s i c i k l o n o k /orkánok, forgóviharok/. Mint láttuk, különböző légtömegek találkozása a földforgás eltérítő hatásának a közreműködésével örvényló szélrendszereket, forgó viharokat hozhat létre. Ilyenekkel a tropusi tengereken is találkozunk, többnyire a lo. szélesség táján, ahol lassan nyugat felé s egyben a sarkok irányába mozognak. Ha a térítőket átlépik, akkor az itteni általános légáramlásnak megfelelően már keletre fordulnak s az intenzitásuk csökken. A tropusi ciklonok kiterjedése nagy általánosságban mintegy 25o km. Jellemző reájuk az is, hogy a magjukban mintegy 2o km átmérőjü központi részen feltünő szélcsendes és viszonylag felhőben szegény mező van; ez a "vihar szeme". Amikor tehát ez a rész halad el valamely vidék felett, a vihar átmenetileg megszünik. Amint azonban a "szem" elvonult, annál elemibb erővel tör ki ujból a szem mögötti irányból. Tevékenységük az év folyamán a földrajzi helyek szerint különböző időre esik. Az Atlanti óceánon a nyugatindiai hurrikán /orkán/ augusztus-október között, a Kinai tengeren a tájfun szeptember és október között, a Bengáli öböl viharciklonjai májusban és októberben tevékenykednek. Esetenként az éghajlat karakterében is megnyilvánul az ilyen orkánok fellépése; Köppen szerint pl. egy-egy mauritiusi orkán /Madagaszkártól keletre a Mauritiusi szigeten/ a pusztitásaival évekre terjedően kihat a lakosság megélhetésére. Általában a tropusi ciklonoknak szinte felmérhetetlen pusztulás jár nyomukban, ami jól megérthető, ha meggondoljuk, hogy az ilyen orkánokban egészen szélsőséges légnyomási, szélsebességbeli és csapadékviszonyok lépnek fel. Igy a Kuba sziget fővárosa Havanna felett 1926.X.2o.-án elvonult ilyen orkánban a légnyomás 56 mm-t suhant, az anemográf pedig elpusztulása előtt utóljára 56 m/sec szélsebességet regisztrált. A 2o órán át tomboló orkán napján 5lo mm csapadékot mértek. A mult században 1876.XI.1-én Indiában a backergungai partokat egy

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

viharciklon hatására hatalmas szökőár lepte el, amely állítólag 100.000 embert sodort a tengerbe.

Ezeken kívül ismeretesek kisebb átmérőjű forgóviharok is, mint amilyenek a <u>trombák</u> /felhőtölcsér, víztölcsér/. Megjelenési formájuk egy, a felhőből kiinduló, s gyakran nagy ívben a földig ereszkedő cső, amelynek a felső és alsó vége tölcsérszerűen kiszélesedik. Átmérőjük mintegy 100 m-ig, magasságuk mintegy 1000 m-ig terjed. Jól látható képződmények, mert az örvénylő cső köpenyében a levegő rendkívül sebes forgásban van, így a centrifugális erő légritkulást, ez adiabatikus lehülést, ez viszont a vízpárák kondenzációját idézi elő, ami láthatóvá teszi a tölcsért. Amennyiben pedig a talajig érnek le, a felszívott por is hozzájárul a láthatóvá tételükhöz. Ha vízfelület felett vonulnak el, vizet is szívnak fel. A forgásban levő levegőmolekulák sebessége esetenként elérheti a puskagolyó sebességét /500 m/sec/. A forgás legtöbbször ciklonális, tehát az óramutató járásával ellenkező irányu, egyben felszálló is. A köpenyen belüli részben, a magasban azonban már leszálló áramlás figyelhető meg. Itt példátlanul alacsony légnyomás alakulhat ki! Pályájukon hol leereszkednek a talajig, hol felhuzódnak a magasba. Ahol a talaj színéig leereszkednek, általános pusztulást idéznek elő. Házak tetőzetét felkapják, fákat derékba törnek, vonatokat döntenek, stb. Észak-Amerikában a Missisipi völgyében, ahol igen gyakoriak, <u>tornádóknak</u> nevezik őket. Itt mintegy 300 m-ig terjedhet az átmérőjük, s a közepes haladási sebességük mintegy 40 km/óra. A mérsékelt égöv hideg frontjaival kapcsolatban lépnek fel, többnyire kora nyáron és délután, leginkább többedmagukkal járnak. Európában ritkábbak. Hazai viszonylatban emlékezetes az 1924. évi juniusi biai tornádó. Ennek átmérője szokatlanul nagy volt /mintegy 1000 m/; a levegőmolekulák sebességét 80/100 m/sec-ra becsülték. Haladási sebessége 7 m/sec volt. Hatmillió pengő kárt okozott!

<u>H o m o k v i h a r o k, h ó v i h a r o k.</u> Homoksivatagokban gyakoriak a <u>homokviharok</u>, amelyek a nehéz viharok erejét is elérhetik. Levegőjük rendkívül száraz és forró lehet. A Szahara belsejében duló homokviharban: a <u>harmattánban</u> a levegő páratartalma 20 % alá esik. Transzkaszpiában helyenként tavasszal és nyáron oly hevesek a homokviharok, hogy még a kavicsot is a magasba ragadják,

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

a tehervonó állatokat elragadják. Egyes partvidéki sivatagokban /Namib/ különösen nyáron oly homokviharok tombolnak, amelyekben a szélsebesség eléri a 4o $C^{o}$-ot. Ilyen helyen a növényzet nem él meg, s ember és állat is menedékre szorul. Hasonlóan igen forró, száraz levegőjü a Djedda-, Baschir- s általában az Ádeni-öböl környékén elterülő sivatagok vihara: a <u>számum.</u>

Ugyancsak sulyos veszélyt jelentenek emberre-állatra az erdőtlen sik területeken /tundrákon/ jelentkező <u>hóviharok</u>. Ezeket Szibériában, ahol a klimatikus erdőhatáron tul lépnek fel, <u>purgá-nak, buránnak</u>, Észak-Amerikában <u>bliaszzardnak</u> nevezik. Az ilyen hóviharokban éles, kemény porhavat hord a szél s ezáltal minden tájékozódást lehetetlenné tesz. Ember és állat számára a biztos pusztulást jelenti, hacsak menedéket nem talál előle vagy behavazva ki nem várja a végét.

<u>A kontinensek befolyása a Föld szélrendszerére. Monszun szelek.</u> Ahol kiterjedt szárazföldek óceánokkal határosak, az általános szélrendszert mélyrehatóan befolyásolhatják. Ilyen okokból állanak elő az irányukat évszakosan változtató <u>monszun-szelek</u>. Télen az atmoszféra alsó részeiben a szárazföldön nagyobb a légnyomás, mint a tengeren, ezért a szárazföld hüvösebb levegője az atmoszféra alsó rétegeiben a tenger felé áramlik. Nyáron a légnyomás viszonyok fordítottak s ezért az atmoszféra földközeli rétegében a tengerről áramlik a levegő a szárazföldre. Természetesen mindkét áramlás alá van vetve a földforgás eltérítő hatásának. Az ilyen monszun szélrendszerekben az atmoszféra felsőbb rétegeinek az áramlása nem közvetlenül ellentétese az alsó áramlásnak, hanem már 1ooo m-en felül az illető földrajzi szélesség általános légkörzetébe olvad bele. A monszunok igazi hazája Elő-India, Hátsó-India, Dél-Kina, Ausztrália, Afrika partvidéke. Indiában nyáron SW, télen NE a szélirány. Az előbbi bőséges csapadékot jelent India részére. Kisebb mértékben Észak-Amerika keleti partvidékén is kimutatható a szelek évszakos változása. Itt a 3o-47 északi szélesség között télen tulnyomóan erős WNW-, nyáron mérsékeltebb SW szelek uralkodnak. Az idősebb Cholnoki szerint az europai juniusi Medárdus-környéki esőzés és a téli szigoru hidegeink Európában is mon-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

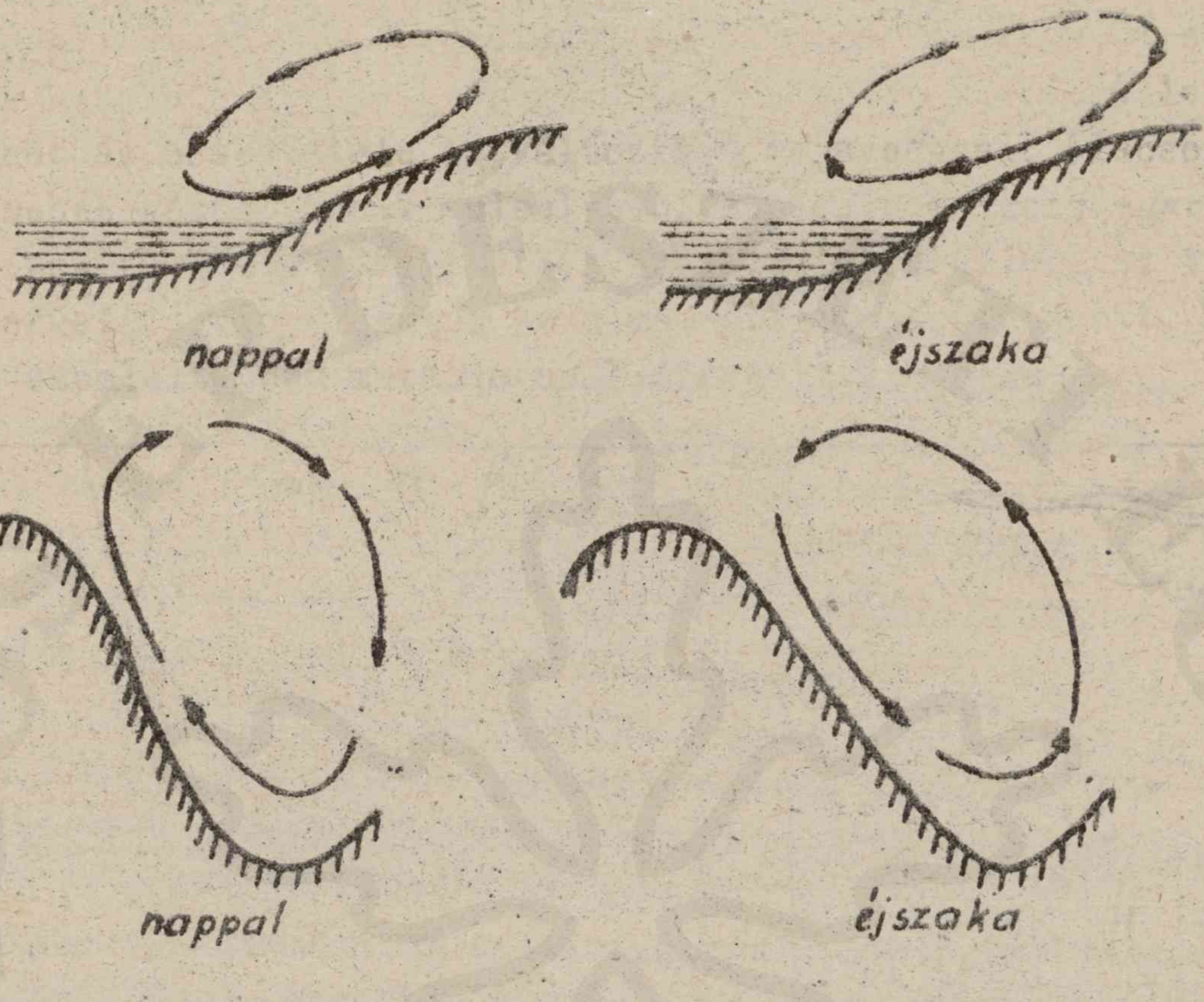
szun jellegü áramlások következményei. Juniusban az Atlanti-óceán felöl áramlik a hüvösebb, párás levegő az európai kontinensre, január-február táján a szovjetunióbeli erősen lehült levegő áramlik Európán át a tenger felé.

H e l y i s z é l r e n d s z e r e k. Hasonlóan az évszakos monszunhoz, a tengerpartok környezetében napszakonként változó szelek léphetnek fel. Nappal a partvidék szárazföldje erősebben melegszik fel, mint a tenger vize, ezért a szárazföld felett felszálló áramlás alakul ki, ugyanakkor a tenger feletti hüvösebb levegőben leszálló áramlás jelentkezik s a kiegyenlitésre alul a szárazföld felé fuj a szél. Éjjel ugyanilyen okokból forditott a helyzet. A hülő szárazföld felett leszálló, a viszonylag melegebb tenger felett felszálló az áramlás és ezért a kiegyenlitésre a tenger felé áramlik a levegő /21.ábra/. A tengerről a partok felé fujó szél a déli órákban jelentkezik s mintegy 3o km-re esetenként mélyebbre is érezhető a szárazföldön. Ezek a tengerparti szelek alacsonyabb szélességek alatt egész évben fennállnak, magasabb szélességek alatt azonban csaknem teljesen a nyárra korlátozódnak. A nappali, tengerfelöl fujó szélnek igen nagy jelentősége van a tropusi vidékeken, mert elviselhetőbbé teszi a tengerpartok környékének az éghajlatát.

A helyi szelek közé tartoznak a napszakosan változó hegyi- és völgyiszelek is. Nappal a besugárzástól a hegy felszine s ettől a környezet levegője erősebben felmelegszik, mint a fölgy feletti szabad atmoszféra ugyanolyan magas rétegei, ezért a hegy felett felszálló áramlás alakul ki /21.ábra/. A felmelegedett és felszálló levegő helyébe a völgy felöl a hegy felé áramlik a levegő. Ez a nappali völgyszél. Éjjel a hegyen a talajmenti levegő a talaj kisugárzása miatt jobban lehül, mint ugyanolyan magasságban a szabad atmoszféra. A lehült nehéz levegő a hegyoldalon lehömpölyög s a hegyről a völgy felé fuj a szél. Ez az éjszakai hegyiszél.

A helyi szelek között meg kell emlékezni a föhnről is, amelynek Európában az Alpok északi része az igazi hazája /genfi tótól keletre Salzkammergutig/. A föhn magas hegyekről lebukó meleg, igen száraz, heves, lökéses szél, melyről sokáig azt tartották,

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

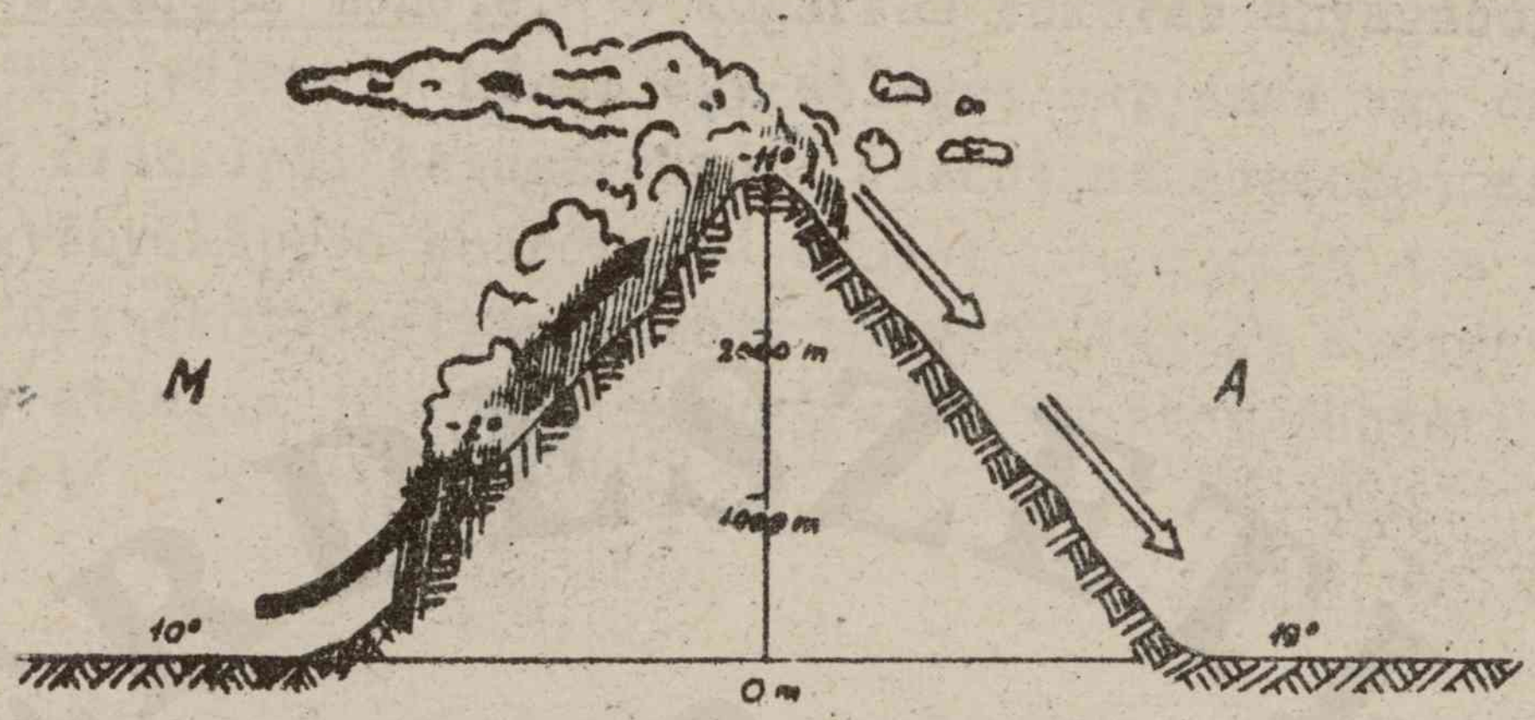



23. ábra.
Napszakos szelek /felül: tengerparti, alul: hegy-völgyi szél.

hogy szaharai eredetü . Ma már tudjuk, hogy a föhn meleg volta részben kondenzációs folyamatokból, részben a magasból való lebukással járó dinamikus felmelegedésből ered. Az is érthető, hogy az ilyen felmelegedett levegő relative szárazabb, hiszen a felmelegedése folytán csökken a relativ páratartalma. Ezeknek a tulajdonságoknak a jobb megérthetése céljából tanulmányozzuk a 24. ábrát.

Tegyük fel, hogy a felrajzolt hegylánctól jobbra alacsony, balra magas légnyomási képződmény van és ezért a levegő balról jobbra áramlik. Magától értetődőleg az áramló levegőnek fel kell siklania a haránt álló hegylánchra, a túloldalon pedig le kell buknia. Ha feltesszük, hogy a hegy 3ooo m magas, úgy a lábához lo $C^o$-os hőmérséklettel érkező levegő loo m-ként dinamikusan 1 $C^o$-kal hülve és 12oo m magasra jutva már csak -2 $C^o$-os lesz.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




24. ábra. Főhn sémája.

Körülbelül ebben a magasságban, a felhőképződés övében már kondenzálódnak a párái, amely körülmény hőfelszabadulással jár. Ha emiatt a további emelkedése során már csak 1/2 $C^o$-ot hül, akkor a hegytetőre érve - 11 $C^o$-os lesz a hőmérséklet. Az emelkedéskor bekövetkező eső után szárazabbá vált levegő a tuloldalon lebukik, a felhők a leszálló áramlásban feloszlanak, a száraz levegő dinamikusan 100 m-ként 1 $C^o$-kal melegszik s mire a 3000 m mélyen fekvő völgybe ér, 19 $C^o$-os lesz a hőmérséklete. A levegő tehát 9 fokkal melegebben érkezett ebbe a völgybe, mint ahogyan indult a tuloldalon. De egyben szárazabb is lett, mert sok csapadékot vesztett. A völgyben a föhn gyakran már csak mintegy 10-20 % relativ páratartalommal rendelkezik.

A föhn jellegü szél azonban nincs az említett vidékhez kötve, hanem másutt is előfordul szerte a világon.

A hegyvidék föhnjétől meg kell különböztetnünk azt a föhnszerü légáramlást, amikor az áramló levegő láthatatlan hegy módjára elterülő hideg levegőtömeg lejtőjén siklik fel s a tuloldalon le. Az ilyen föhn a <u>szabad föhn.</u> Gyakori jelenség!

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A szél jelentősége az élő világra.

Amennyire alhanyagolhatók az atmoszférában egy meghatározott tengerszintfeletti magasságban előforduló légnyomásváltozásoknak az élő világra gyakorolt kihatásai, annál nagyobb jelentősége van a légnyomásváltozások következményeinek, a szélnek, főként a növénytermelő gazdaságokban /erdő-mező-kertgazdaságok/. Ebben a tekintetben a szél kedvező és kedvezőtlen hatásait különböztethetjük meg.

Kedvezői a szél hatása annyiban, hogy lehetővé teszi az intenziv asszimilációt, mert a levegőt, amelyből a növény a $CO_2$-t elhasználta ujjal cseréli ki, egyben előmozditja a talajlevegő kicserélődését és a talaj szellőzését. A növény földfeletti szárának a mozgatásával közvetve a gyökérzetet is mozgatja /főként fák esetében/ s ezzel lazitja a talajt. Tavasszal a böjti szelek a fölös mennyiségü felületi vizek elpárologtatásával előmozditják a tavaszi munkák jó időbeni megindulásának a lehetőségét. A szél előmozditja a növények levélfelületein végbemenő párolgást, /transpirációt/, miáltal a növény megszabadul attól a viztől, amelyből már elhasználta a talajból felszállitott táoanyagokat, ami lehetővé teszi, hogy a növény ujabb vizzel ujabb tápanyagot szállitson a levélzetbe. A levegő áramlása elősegiti a növények szaporodását azzal, hogy az anemofil növények /pl. erdei fák, rozs/ beporzásában segit, a magvakat széthordja. További előnyös hatása, hogy gyakran a levegő mozgása háritja el a fagyveszélyt. Közvetve hasznára van a szél a növénynek azzal is, hogy reá ártalmas rovarok életfeltételeit rontja, stb.

Ártalmasan hat a szél azáltal, hogy a rügyeket leveri. Egyik legnagyobb kártétele abban áll, hogy esetenként oly nagymérvü párolgásra készteti a növényt, amellyel a gyökérzet vizfelvétele nem tud lépést tartani. Ez olyankor fordul elő, ha a talaj már vizszegény, vagy ha tul hideg. Különösen azonban forró, széraz szelek esetében tékozlódik el a talaj vizállománya. A mi alföldi éghajlatunkban ilyen okokból igen gyakoriak az aszálykárok; átlagosan minden 4-5 évben előfordulnak. Ezért igen fontos, hogy a fátlan Alföldünkön, minél előbb fasorokat s mezővédő erdősávokat,

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

s egyéb élő vagy holt szélvédő berendezéseket létesitsünk s igy a szeleket megtörjük, illetve ezáltal az aszályos években lehullott kevesebb csapadék haszontalan elpárolgását fékezzük. Hasonlóan nagy kárt okozhat a szél a gazdaságnak eróziós uton azáltal, hogy a talajt elhordja; esetenként az elvetett szemmel együtt! Különösen a láptalajok könnyü humuszállományát s a futóhomokot fujhatja ki. Futóhomok vidéken ezen felül a zsenge csemetéket a hozzájuk vágott homokszemekkel felsérti. A szél erodáló hatása ellen szintén s szélvédő berendezések védhetik meg a gazdaságot.

Erdőgazdaságunkban igen nagy károkat okozhat a szél a fák kidöntésével, törésével, a gyökerek elszakitásával, ha a szél viharos erővel jelentkezik. Ezek ellen az erdész többnyire sikeresen védekezik, földig ágas szegélyfákkal, viharálló fafajokból telepitett erdőszegélyekkel. Megfelelő erdőmüvelési, használati irányelvek is hasznos eszközei lehetnek a védekezésnek s csak igen ritkán fordul elő, hogy mindezek a rendszabályok is elégtelennek bizonyulnak. Erre a kérdésre egyébként még visszatérünk.

## HIDROMETEOROK.

A viz nedves felületek párolgása /jég, hó esetében szublimációja/ utján kerül az amtmoszférába, ahol mindhárom halmazállapotában megtalálhatjuk. A vizpára légnemü, az eső, a köd, a felhő cseppfolyós és a hó, a dara a jég szilárd halmazállapotu.

### A levegő nedvessége.

A b s z o l u t é s r e l a t i v p á r a t a r t a l o m. A vizpára, vagy amint mondani szoktuk, vizgőz a levegőnek láthatatlan alkatrésze, ezért a jelenlétét, illetve a levegőben foglalt mennyiségét csak müszereinkkel tudjuk meghatározni. A levegőben levő vizgőztartalom /e/ megadható a Hg-mm-ekben kifejezett nyomásával /páranyomás/, de kifejezhető ugy is, ha a térfogategységnyi pl. $m^3$ levegőben foglalt párát cseppfolyósitva képzeljük el és ennek g-okban kifejezett sulyát adjuk meg. Sajátságos véletlen, hogy a páratartalomnak Hg-mm-ekben kifejezett nyomása és a $g/m^3$-ben kifejezett sulya abszolut számérték-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

re nézve csaknem megegyezik, mert 25 C° alatt csak néhány tized eltérés van. Ezzel a kétféle kifejezéssel tehát körül tudjuk irni a levegőnek egy adott időpontban tartalmazott nedvességét, az u.n. <u>abszolut nedvességet, illetve abszolut páratartalmat</u> /e/.

Hogy a levegő maximálisan mennyi párát képes befogadni, az a levegő hőmérsékletétől függ. A párabefogadóképesség arányos a hőmérséklettel, tehát minél nagyobb a levegő hőmérséklete, annál nagyobb a párabefogadóképessége. Meghatározott hőmérsékleten azonban ez a párabefogadóképesség véges, mert minden hőmérsékleten adott az a maximális páratartalom, amelynél többet a levegő nem tartalmazhat anélkül, hogy tultelitetté ne váljon. E maximális páramennyiség a <u>telitési nedvesség</u> /E/, melyet ugyanolyan egységekben fejezünk ki, mint az abszolut páratartalmat. Ennek az egyes hőmérsékleti fokokhoz tartozó értékeit Hg-mm-ekben a lo. táblázatból olvashatjuk ki.

<u>lo.táblázat. A levegő telitési nedvessége /Hg-mm/.</u>

## A levegő telitési nedvessége

$E_v$ = Viz felett (Hg mm)

| C° | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| +50° | 92'51 | 97'20 | 102'09 | 107'20 | 112'51 | 118'04 | 123'80 | 129'82 | 136'08 | 142'60 |
| +40 | 55'32 | 58'34 | 61'50 | 64'80 | 68'26 | 71'88 | 75'65 | 79'60 | 83'71 | 88'02 |
| +30 | 31'82 | 33'70 | 35'66 | 37'23 | 39'90 | 42'18 | 44'56 | 47'07 | 49'70 | 52'44 |
| +20 | 17'54 | 18'65 | 19'83 | 21'07 | 22'38 | 23'76 | 25'21 | 26'74 | 28'35 | 30'04 |
| +10 | 9'209 | 9'844 | 10'518 | 11'231 | 11'987 | 12'788 | 13'634 | 14'530 | 15'477 | 16'477 |
| + 0 | 4'579 | 4'926 | 5'294 | 5'685 | 6'101 | 6'543 | 7'013 | 7'513 | 8'045 | 8'609 |
| - 0 | 4'579 | 4'256 | 3'952 | 3'669 | 3'404 | 3'158 | 2'928 | 2'712 | 2'509 | 2'320 |
| -10 | 2'143 | 1'979 | 1'826 | 1'684 | 1'551 | 1'429 | 1'135 | | | |

$E_j$ = jég felett (Hg mm)

| | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| - 0° | 4'579 | 4'216 | 3'879 | 3'566 | 3'277 | 3'010 | 2'763 | 2'535 | 2'323 | 2'128 |
| -10 | 1'947 | 1'781 | 1'628 | 1'487 | 1'357 | 1'238 | 1'128 | 1'027 | 0'934 | 0'849 |
| -20 | 0'771 | 0'700 | 0'635 | 0'575 | 0'520 | 0'470 | 0'424 | 0'382 | 0'344 | 0'310 |
| -30 | 0'279 | 0'251 | 0'226 | 0'203 | 0'183 | 0'164 | 0'148 | 0'132 | 0'118 | 0'106 |
| -40 | 0'095 | 0'085 | 0'076 | 0'068 | 0'060 | 0'054 | 0'048 | 0'043 | 0'038 | 0'034 |
| -50 | 0'030 | 0'027 | 0'024 | 0'021 | 0'018 | 0'016 | 0'014 | 0'012 | 0'011 | 0'009 |

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

De ugyanilyen pontossággal megadhatjuk a levegő telitési nedvességét a víznek 1 $m^3$ levegőre vonatkozó =g - súlyegységében is. Esetenként kis hibával használhatjuk a következő $g/m^3$-ben 5 C°-onként megadott értéksort is olykép, hogy az 5 fokok közé eső értékeket lineárisan interpoláljuk.

| $g/m^3$ | o,7 | 1,1 | 1,6 | 2,4 | 3,4 | 4,9 | 6,8 | 9,o | I2,9 | 17,3 | 23,1 | 3o,4 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| C° | -25 | -2o | -15 | -1o | -5 | o,o | 5 | 1o | 15 | 2o | 25 | 3o |

Abból, hogy a levegő párabefogadó képessége a hőmérséklettel arányos, az következik, hogy lehülés esetén egy bizonyos "e" páratartalom "E" telitési nedvességként fog jelentkezni. Ha ilyenkor még tovább csökken a hőmérséklet, akkor már ezt a páramennyiséget sem lesz képes a levegő magában tartani, s a felesleges páratartalma harmattá kondenzálódik. Azt a hőmérsékletet, melyen a fokozatos hütésekor ez bekövetkezik, <u>harmatpontnak</u> nevezzük.

A levegő nedvességi állapotára még jellemző érték a <u>telitési hiány</u> /telitési deficit/ is, amelyet ugy nyerünk, ha valamely hőmérsékleten a telitési nedvesség és az abszolut nedvesség közötti különbséget képezzük /E-e/. Minél nagyobb ez az ér ék, vagyis minél távolabb van a levegő a hőmérsékletének megfelelő telitettség állapotától, annál nagyobb a <u>levegő párabefogadó képessége</u>, vagy "páraéhsége".

A levegő abszolut páratartalma a kétféle kifejezésmódhoz képest, kétféle módon is meghatározható. Az egyik abban áll, hogy ismert térfogatu levegőt egy előzőleg lemért, száraz $CaC_2$-el töltött U-csövön szivatunk át. A $CaCl_2$ a párát a rajta átáramló levegőből elnyeli s ha a csövet ujból lemérjük, akkor a ké mérés különbsége megadja átszivott levegőmennyiségben levő pára sulyát, melyet végül 1 $m^3$ levegőre számitunk át.

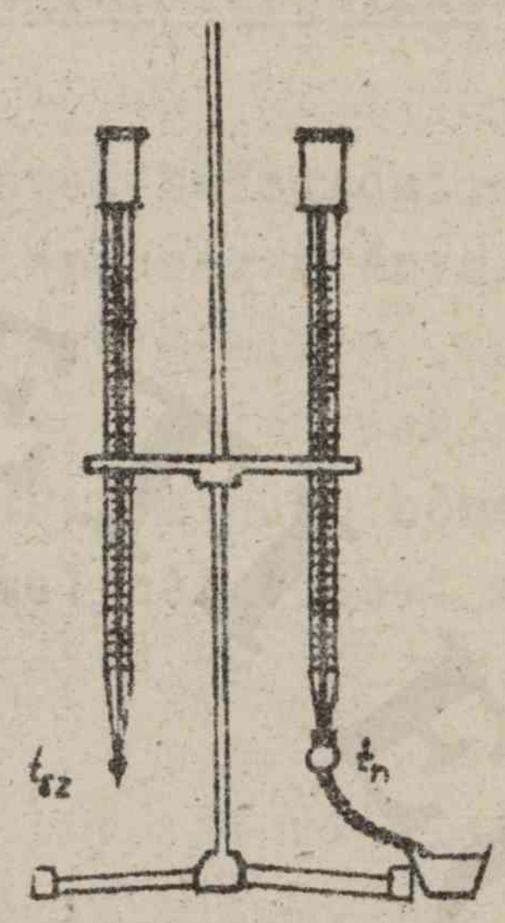
De meghatározhatjuk a levegő páratartalmát az Auguss -féle pszichromáter segitségével is. E müszer egy $t_{sz}$ száraz és egy $t_n$ nedves hőmérőből álló hőmérőpár /23.ábra/. A $t_n$-nek a higanygömbje muszlinnal van boritva, melybe egy kis edényből kanóc se-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

segítségével víz szivárog fel. A nedves hőmérő higanygömbje természetesen átveszi a nedves muszlin hőmérsékletét. Ha a levegő nem telitett, a higany nedves burkolatának a felületéről párologni kezd a víz. Ez a folyamet a higanygömbből való hőelvonással jár s az elvont hőmennyiség egyenesen arányos az elpárolgott vízzel, ez pedig a telitési hiánnyal, de egyben forditva arányos a légnyomással:

$$\text{Hg-gömbből elvont hő} = c\,\frac{E_n - e}{p}$$

hol $/E_n - e/$ a telitési deficit, $p$ = légnyomás, $c$ = arányossági tényező.




25. ábra.
Pszichrométer séméja.

Másrészt a $t_n$-nek a párolgás folytán lehülő higanygömbje hidegebbé válván a környező levegő hőmérsékleténél, utóbbitól hőt kap és pedig annál többet, minél nagyobb a higanygömb hőmérséklete $/t_n/$ és a környező levegő hőmérséklete $/t_{sz}/$ között a különbség. $/t_{sz}-t_n/$ vagyis:

$$\text{Levegőből átvett hő} = c'/t_{sz} - t_n$$

hol $c'$ = arányossági tényező.

Ha a párolgás következtében beálló hőcsökkenés a $t_n$-hőmérőn megszünik /a higanyszál már nem süllyed tovább/, ez annyit jelent, hogy egyensuly állt be, amikor a párolgás miatt pontosan annyi hő vonódik el a higanygömbből, mint amennyi hőt a higanygömb kap a levegőtől a hőnek a levegőből való odaáramlása folytán.

$$c\,\frac{E_n - e}{p} = c'\,/t_{sz}-t_n/$$

ahonnan

$$e = E_n - p\,\frac{c'}{c}\,/t_{sz}-t_n/$$

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Itt a $\frac{c'}{c}$ mint két állandó hányadosa szintén állandó; értékét kisérletileg zárt helyen /ahol nincs szellőzés/ o,oo13-nak, árnyékos helyen, szabadban /ahol szellőzés van/ o,oo68-nak találták. /Ez utóbbi megfelel az angol hőmérő-házikó árnyék és szellőzési viszonyainak/. Másrészt p értékét átlagban 76o mm-nek vehetjük és igy:

$$\frac{c'}{c} \; p = o,6$$

kereken véve o,5 és igy köszelitőleg

$$e = E_n - \frac{1}{2} /t_{sz} - t_n/$$

Ez a legegyszerübb pszichrométer formula, melynek segitségével a száraz és nedves hőmérő adataival s a telitési nedvesség táblázatából vett E - értékkel kiszámithatjuk az abszolut páratartalmat /e/.

Az Auguszt-féle pszichrométer nedves hőmérőjét rugós motorral hajtott lapátkerekes szellőztetővel szokták ellátni. Ez mintegy 2 m/sec sebességgel áramoltatja a levegőt a nedves higanytartály körül. Hasonlóan ilyen szellőztetett hőmérőpárból áll a kisméretü hordozható Assmann-féle aspirációs pszichrométer, amely helyszini vizsgálatoknál tesz igen jó szolgálatot.

A levegő páratartalmát nemcsak abszolut mennyiségével fejezhetjük ki, hanem ugy is, hogy az éppen fennálló hőmérsékletnek megfelelő telitési nedvesség %-ában fejezzük ki. Az igy kifejezett páratartalom a <u>relativ páratartalom</u> /R/

$$R = loo \; . \; \frac{e}{E}$$

Megjegyezzük, hogy ma már mind az abszolut-, mind a relativ páratartalmat megbizható jó grafikonokról is leolvashatjuk. 2 m-nél nagyobb szélsebesség esetében történt mérés kiértékelésére ilyen a: H.Bongards-féle grafikon. Nálunk legujabban a Metorológiai Intézet könyvalakba kötött táblázatokkal látta el az állomásokat a

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

pszichrométer-leolvasások gyors és pontos kiértékelésére.

A relativ páratartalmat hajszálas higrométerrel mérjük. A kellően zsirtalanitott és elegendő hosszu hajszál /női/ ugyanis a hosszát a levegő relativ páratartalmával változtatja. A hajszál a hosszuságváltozásokat megfelelő áttétellel a higrométer mutatójára viszi át, amely egy loo osztást tartalmazó skála előtt mozdul el s igy %-ban mutatja a relativ páratartalmat.

A hajszálas higrométernek kettős skáláju hőmérővel kiegészitett változata a poliméter. /Lambrecht-féle piliméter/. A hőmérő baloldali skálája $C^o$-osztásu; innen a hőmérsékletet, a jobboldali skálájáról pedig a levegő telitési nedvességét olvashatjuk le a fennálló hőmérsékletnek megfelelően. A mutató a poliméter esetében ugyancsak két skála felett mozdul el; az alsó a relativ páratartalom skálája /mint a higrométeren/, a felső $C^o$ osztások mutatják, hogy hány fokkal van a hőmérőn leolvasható érték alatt a harmatpont. Az ilyen poliméterről tehát sok fontos adat olvasható le /relativ páratartalom, hőmérséklet, harmatpont, de ezeken felül a vele nyerhető adatokkal kiszámitható az abszolut páratartalom és a telitési deficit is.

A levegő relativ páratartalmának a regisztrálására ugyancsak hajszállal ellátott öniró müszer használatos, az u.n. higrográf.

A relativ páratartalom ismeretének igen nagy jelentősége van, mert egyszerü számadat alakjában is már kielégitő felvilágositással szolgál arra nézve, hogy a levegő páratartalma mily távol van a telitési nedvességtől, milyen párologtatási lehetőség van az atmoszférába vagy , hogy milyen lehetőség van csapadékképződésre. Minderre felvilágositást kapunk anélkül, hogy ehhez a hőmérséklet és telitési nedvesség táblázatainak /9.táblázat/ adataira is szükségünk lenne. Ha a relativ páratartalom loo %-os, ez annyit jelent, hogy a levegő páratartalma elérte a telitési nedvességet. Ez két uton lehetséges: vagy azáltal, hogy a nedves felületekről addig jut a levegőbe vizpára, mig csak az adott hőmérsékleten el nem éri az "E" telitési nedvességet, vagy azáltal, hogy az adott "e" páratartalom mellett a levegő hőmérséklete a harmatpontig

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

csökken. Az elöbbi esetben a levegő tényleges páratartalma több, mint az utóbbiban, a relativ páratartalom azonban mindkét esetben loo %. Ebből tehát kitünik, hogy a relativ páratartalom csak a telitési nedvességtől, illetve a harmatponttól való távolságot érzékelteti a 0-tól loo %-ig terjedő számsorral, mégpedig függetlenül a hőmérséklettől.

Mindezeken tul a levegő páratartalmát kifejezhetjük még olyképpen is, ha a sulyegységnyi levegőben foglalt vizgőz sulyát adjuk meg. A levegőnek igy kifejezett nedvessége a fajlagos nedvesség, amelyet célszerüen az 1 kg levegőben foglalt vizgőz g-okban vett sulyával adhatunk meg.

Meg kivánjuk még jegyezni, hogy a vizgőznek a levegőre vonatkoztatott fajsulya o,623, aminek következtében, ugyanolyan nyomást feltételezve, a hőmérséklettől függően több-kevesebb vizgőzt tartalmazó nedves levegő mindig könnyebb, mint a száraz levegő. Mindamellett a különbség a hőmérsékletváltozás okozta különbséghez képest nem jelentős. Igy pl. 1 $m^3$ száraz levegő sulya 0 $C^o$-on 1293 g, amivel szemben a telitési nedvességnek megfelelő vizgőzt tartalmazó nedves levegő 129o g. A különbség a hőmérséklet esésével csökken /-1o $C^o$-on 1342 és 1341 g, -2o $C^o$-on 1395 g/, emelkedésével nő / /+1o $C^o$-on 1247 és 1241 g, +2o $C^o$-on 12o5 és 1194 g/, de még aránylag igen magas hőmérsékleten sem jelentékeny /+3o $C^o$-on 1165 és 1147 g/.

## A páratartalom napi és évi menete.

A levegő páratartalmának kifejezett napi és évi menete van. Ebben a tekintetben is különbséget kell tennünk a tényleges páratartalom vagyis a páranyomás és a relativ páratartalom között. Azon szoros kapcsolatból, amely a levegő tényleges páratartalma és hőmérséklete között fennáll, várható, hogy a páranyomás napi menete követi a hőmérséklet napi menetének az irányzatát. Jól mutatják ezt a tengerparti állomások megfigyelései, ahol a páranyomás napi menete korareggeli minimumot és koradélutáni maximumot mutat. A kontinensek belsejében azonban az alsó és felső légrétegek között a napsugárzás melegitő hatására megindulo konvekció megzavarja a hőmérséklettel azonos irányzatu menetét, minthogy az alsó rétegek nedvesebb levegőjét a felsőbb rétegek szárazabb levegőjével ki-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

cseréli. Ezért itt a páranyomás napi menete nyáron reggeltől a délelőtti órákig emelkedő, onnan délutánig süllyedő, estéig kissé ujra emelkedő irányzatot mutat, végül ujból csökken. Vagyis a kontinensek belsejében a napi menet kettős periódusu: két minimuma és két maximuma van. Kivételt alkotnak a hegyi állomások, ahol a hőmérséklettel azonos irányzatu páranyomási menetet észlelnek, aminek az a magyarázata, hogy a mélyebb helyekről ide irányuló felszálló áramlás a nap folyamán az erős melegedés idejében a párás levegőt óllandóan felszállitja.

A relativ párataltalom napi menete sikságokon és völgyekben a hőmérséklet menetével ellentétes irányzatu, ami a hőmérséklet és relativ páratartalom közötti szoros kapcsolatból egyenesen következik. Tengerszinben és a szabad atmoszféra megfelelő magasságaiban azonban a relativ páratartalom napi menete már a hőmérséklettel hasonló lefolyásu, aminek az oka az, hogy a hőmérséklet napi emelkedése idejében a konvekcióval ide felszálló levegő párákban is gazdagabb.

Budapesten 1937 juliusában a páranyomás és relativ páratartalom napi menetét a 11. táblázat mutatja.

11.táblázat. A páranyomás és relativ páratartalom juliusi napi menete Budapesten.

| óra | 2 | 4 | 6 | 8 | 1o | 12 | 14 | 16 | 18 | 2o | 22 | 24 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Páranyomás m/m | 11,4 | 11,3 | 11,8 | 12,5 | 12,4 | 11,8 | 11,5 | 11,4 | 11,4 | 12,1 | 11,9 | 12,o |
| Relativ páratartalom /%/ | 75 | 77 | 77 | 7o | 58 | 5o | 46 | 46 | 5o | 64 | 7o | 74 |

Az évi menetben a páranyomás általában a hőmérséklet menetét követi. A legnagyobb és legkisebb páranyomás nagyjában a legmelegebb, illetve a leghidegebb hónapokban jelentkezik s az amplitudó tágassága kontinensek belsejében nagyobb, mint partvidékeken vagy szigeteken. A relativ páratartalom évi menete nagy általánosságban a hőmérséklet évi menetével ellentétes irányzatu. A legmelegebb hónapokban minimum, a leghidegebbekben maximum jelentkezik. Ez alól azonban

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

kivételt képeznek a közepes szélességek alatt a hegycsucsok és hegyoldalak, amelyeken a mélyebb fekvésekhez képest forditott az évi menet; a tél viszonylag száraz, a tavasz és a nyár viszonylag nedves. Ennek okát a tavasszal-nyáron jelentkező erősebb felszálló légáramlással, illetve ezzel felszállitott párásabb levegővel magyarázhatjuk.

Hazánkban a relativ nedvesség évi menete ellentétes a hőmérséklet évi menetével. A maximumot /82-91 %/ általában decemberben, ritkábban januárban, a minimumot /62-75 %/ juliusban, egész ritkán augusztusban éri el.

12.táblázat. A relativ páratartalom évi menete Budapesten és Sopronban.

| Hónap: | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. | XI. | XII. | Év. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Bpest | 81 | 77 | 71 | 66 | 65 | 65 | 63 | 65 | 71 | 77 | 81 | 83 | 72 |
| Sopron | 87 | 84 | 79 | 74 | 73 | 78 | 72 | 74 | 79 | 83 | 87 | 9o | 8o |

A levegő páratartalmának vertikális elterjedése. A páratartalom a magassággal csökkenő tendenciát mutat. Hann a hegyvidéken a páranyomásnak a magassággal való közepes csökkenésére az

$$e_h = e_o \cdot 10^{-\frac{h}{6300}}$$

Süring a szabad atmoszférában ugyanezen összefüggésre az

$$e_h = e_o \cdot 10^{-\frac{h}{76}\left(1+\frac{h}{20}\right)}$$

empirikus formulát állitotta fel. Ezekben $e_o$ az alsó, $e_h$ a felső, vagyis "h" magasságban mért páranyomást jelenti.

Humphreis különböző magasságokra Európára vonatkozólag 74 ballon-felszállás anyagából felhőtlen napokra évi átlagban a 13. táblázatbeli abszolut páratartalmakat közli /gr/$m^3$ nedvesség/.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

13.táblázat. Az abszolut páratartalom magassági eloszlása Europa felett.

| Magasság /h/ = | 0 | 5oo | 1ooo | 15oo | 2ooo | 25oo | 3ooo | 4ooo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| absz.páratartalom g/m³ = | 6,6 | 6,o9 | 4,77 | 3,63 | 2,62 | 2,o9 | 1,67 | o,94 |

A relativ nedvességnek a magssággal való változása a mindenkori időjárástól függ és ezért nem szabályos. Süring szerint Németországban évi középértékekben a relativ páratartalom /R %/ a 14. táblázatban foglalt adatokkal adható meg.

14.táblázat. A relativ párataltalom magassági elterjedése Németország felett.

| Magasság /h/ = | 0 | 5oo | 1ooo | 15oo | 2ooo | 25oo | 3ooo | 35oo | 4ooo | 45oo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| R % = | 77 | 71 | 7o | 62 | 57 | 58 | 55 | 49 | 53 | 54 |

A harmatpontra vonatkorólag Schubert kiszámitotta, hogy az a felszálló levegőben loo m-ként o,17 C°-kal süllyed. Minthogy másrészt a levegő hőmérséklete ugyancsak loo m-ként 1 C°-kal /pontosabban o,99 C°-kal/ hül dinamikusan, ezért a léghőmérséklet és a harmatpont különbsége loo m-kénti emelkedésre o,82 C°-kal süllyed. Ezekből az adatokból a talajmenti levegő hőmérsékletének /t/ és harmatpontjának /τ/ ismeretében kiszámitható azon magasság /h/, ameddig a levegőnek a talaj szinéről emelkednie kell, hogy a harmatpontját elérje és felhő képződjön benne:

$$h = 100 \frac{t - \tau}{o,82} = 122 \, /t-\tau/$$

A l e v e g ő p á r a t a r t a l m á n a k h o r i z o n t á l i s e l t e r j e d é s e. Ez ugyancsak szoros kapcsolatban áll a hőmérséklet elterjedésével. Ehhez képest globális viszonylatban az abszolut páratartalom az egyenlitő körül a legnagyobb, a sarkok felé csökken. A téli hónapokban a csökkenés fokozata nagyobb, mint a nyári hónapokban. A relativ páratartalom a 2o-4o szélességi fokok között a legkisebb, onnan az egyenlitő és a sarkok felé nő. Arrhenius adataiból ezeket az irányzatokat

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

az északi féltekére a 15. táblázatban szemlélhetjük.

15.táblázat. Az abszolut és relativ páratartalom elterjedése szélességi fokok szerint.

| Szélességi fok: | 0-1o | 1o-2o | 2o-3o | 3o-4o | 4o-5o | 5o-6o | 6o-7o |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Évi középhőmérséklet: | 25,5 | 25,4 | 21,9 | 15,3 | 8,7 | 1,2 | -7,o |
| Abszolut páratartalom: | 18,9 | 17,2 | 13,8 | 9,7 | 7,o | 4,9 | 3,1 |
| Relativ páratartalom: | 79 | 75 | 71 | 7o | 74 | 78 | 82 |

Ehhez még meg kell jegyeznünk, hogy a páranyomás /abszolut nedvesség/ a nagy kontinensek belsejében valamivel kisebb, mint a partvidékeken, A relativ nedvesség viszont télen az igen hideg kontinenseken magasabb, mint a kevésbé lehülő partvidéken. Nyárán azonban a jobban melegedő kontinenseken szárazabb a levegő, mint a partvidéken. Relativ száraz a levegő az alacsonyabb szélességek aránylag melegebb telében is. Az óceánokon a különböző szélességek alatt nincsenek eltérések a levegő páratartalmában.

A legmagasabb relativ páratartalom az esőben, ködben gazdag vidékeken igen gyakori. A másik véglet, hogy t.i. a levegő relativ páratartalma nulla, igen ritka jelenség. Réthly A. figyelt meg ilyen esetet az anatóliai fennsikon, hirtelen betörő föhn alkalmával 1926. V.9.-én délután 2-6-ig. Igen alacsony értékek jelentkeznek Európa egyes alpesi völgyeiben föhn idejében, amikor 6 %-ra is lemehet a relativ páratartalom. Hazánkban és a Szovjetunió déli részében kivételesen 12 %-ig is lemehet a levegő viszonylagos nedvessége a normális megfigyelési magasságban. Már a szabad atmoszférában, mintegy 5oo m-en felül az ilyen alacsony értékek a hideg évszakokban nem ritkák.

## A PÁROLGÁS.

A p á r o l g á s r ó l á l t a l á n o s s á g b a n. A víz vagy nedves felületek, a növényzettel borított területek állandóan párologtatnak, hacsak nem páratelt felettük a levegő. Ez a folyamat energiát igényel, melyet a párolgó víz hő alakban a

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

környezetből von el. Kereken 6oo cal az a hőmennyiség, amely 1 g víz elpárologtatásához szükséges, de ez a hőmérséklettől függően 57o és 6oo körül változhat. Ha a jég párolog /szublimál/, akkor még hozzá jön a jég olvadáshője: 8o cal, vagyis ilyenkor az elvont hő 68o cal g-ként. Ez a hőmennyiség a vízpárákkal azután a konvekció során a magasabb rétegekbe jut s ott a kondenzáció alkalmával szabadul ujra fel. Ennek megértéséhez tudnunk kell, hogy az atmoszférának állandó - célszerüen thetával /Θ/ jelölt - hőkészlete van, mely a tényleges hőmérsékletből és a rejtett hőkészletből áll. Képlet alakban kifejezve víz és jég esetében:

$$Θ_1 = t + \frac{1555}{p} \cdot e \quad \ldots\ldots\ldots \text{ vízre}$$

$$Θ_2 = t + \frac{176o}{p} \cdot e \quad \ldots\ldots\ldots \text{ jégre}$$

ahol t = a tényleges hőmérséklet $C^o$-ban,
p = a légnyomás mm-ben,
e = absz. páratartalom mm-ben.

A $Θ_1$ és $Θ_2$ hőmennyiségek állandó értékek, ezért adiabatikus állapot- és halmazállapotváltozáskor csak ugy változhatnak az egyenlet jobboldalán álló tagok, illetve tényezők, hogy a Θ érték állandó maradjon. Ha pl. a felszálló levegőben csökken a "p" értéke, akkor ezzel egyben növekedne a rejtett hőt kifejező szorzat. Minthogy azonban a hőkészlet állandó, ezért a hőmérsékletnek egyidejüleg csökkenie kell. Vagy ha pl. "t" a harmatpontig csökken s a párák kicsapódnak, vagyis az "e" s ezzel az egész rejtett hőkészlet csökken, akkor "t"-nek kell emelkednie, hogy a konstans maradhasson. Kondenzációkor valóban emelkedik a levegő hőmérséklete. A párolgásnak és a kondenzációnak tehát nagy jelentősége van a hőenergiának az atmoszférában való változása és szállitása tekintetében.

A párolgást az elpárologtatott vízréteg mm-ekben kifejezett magasságával szoktuk kifejezni.

A párolgás több tényezőtől függ. Ezek között igen számottevő a hőmérséklet. Azonos egyéb körülmények esetében minél ma-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

gasabb a párolgó felület hőmérséklete, annál nagyobb a párolgás és közelitően minden 3 $C^{o}$-os hőemelkedéssel 1 %-ot emelkedik. Összefügg a párolgás mértéke a levegő mozgásával is, a szél ugyanis az állandó keverés által megakadályozza, hogy a párolgó felület felett telitetté váljék a levegő, ami a további párologtatást megakadályozná. Viszont az uj páraéhes levegő, melyet a párolgó felület fölé magával hoz, már képes arra, hogy ujabb párákat vegyen fel és igy a szél állandóan fenntartja apárolgást. Közelitőleg a szélsebesség négyzetgyökével változik a párolgás. Ha pl. a szél sebessége 1-ről 4 m/sec-ra változik, akkor ennek a párolgásban $\sqrt{4}$ = 2-szeres növekedés felel meg. Függ még a párolgás a telitettségi defiicittől /D/ is; minél nagyobb ez, annál erősebb a párolgás. Végül megemlithetjük még a légnyomást, mely kis mértékben szintén kihat a párolgás mértékére.

A párolgás mérésére szolgáló müszerek a meteorológiai állomás berendezésének leggyengébb pontjai. Az állomásokon legjobban bevált Wild-féle párolgásmérő, hasonló konstrukcióju, mint egy érzékeny levélmérleg. Ennek a levéltartó helyén felszerelt tányérjába vizet töltünk s az innen elpárolgó vizréteget mérjük, mint párolgást, o,1 mm pontossággal. Azonban még ez sem nyujt kiterjedten értékelhető észlelési anyagot, főként szárazföldön nem. Ennek egyrészt az az oka, hogy a párolgásmérő helyén, az angol házikóban a levegő könnyen megszorulhat és páratelitté válhat, másrészt a szabadba sem tehetjük ki a párolgásmérőt, mert a sugárzástól a fémedényben lévő viz jobban melegedne a környezeténél s igy nagyobb párolgást mutatna, mint pl. a talaj. Már pedig minket inkább az érdekelne, hogy mekkora vizmennyiség párolog el a talajból, a természetes vizfelületről, a növényzetből, stb. Erre természetesen már csak ezért sem kaphatunk értékelhető adatokat, mert a párolgásmérő viztartó tányérjában állandóan megujitjuk a vizet, ha a párolgás folytán leapadt. Az ilyenformán állandóan vizet tartalmazó párolgásmérőből akkor is párologhat a viz, amikor a talaj száraz. Mindebből kitünik, hogy a talaj és a nedves felületek tényleges párolgására a párolgásmérők nem nyujtanak adatot. Ha ennek ellenére is mérjük a párolgást, ezzel nem az a célunk, hogy valamely helyen a talajból történő párolgásra kapjunk adatot, hanem az, hogy a mérések helyén adatokat kapjunk

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

a párologtatási készségre. Sivatagban pl. igen nagy a párolgási készség, jóllehet a talajból valójában elenyésző vizmennyiség párolog, mert csapadékhiány miatt nincs nedvessége.

Mindenesetre a párologtatási készség is jellemző valamely vidékre és tanulságos volna összehasonlitani egyes vidékek párolgási készségét, de még ez is csak abban az esetben volna lehetséges, ha azonos körülmények között történhetne a mérés. Ez azonban kontinenseken szinte elérhetetlen, mert a környezet befolyása mindenütt más. Ezért a párolgásmérés ezidőszerint inkább csak egy ugyanazon hely különböző időszakaiban vagy éveiben jelentkező párolgásmennyiségnek összehasonlitására nyujt lehetőséget. Ez esetben a párolgásmérő állandó helye folytán a környezet és a különböző körümények azonosak, s igy ez a hibaforrás kiesik.

Ökologiai vizsgálatokhoz gyakran használják a Piche-féle párolgásmérőt. Ez egy felül zárt, alul nyitott, $cm^3$ osztással ellátott üvegcsövecske, mely a felső végén elhelyezett karika segitségével felfüggeszthető /pl.faágra/. A csövecskét vizzel töltik meg, alsó nyilására párologtató felületként szürőpapirt illesztenek s az elpárolgott viz mennyiségét a $cm^3$ osztáson olvassák le, amelyet azután a párologtató szürőpapir felületének a mérete alapján mm-re lehet átszámitani. A felül zárt, alul nyitott csövecskéből a viz nem folyik ki, mert a levegő nem tud a helyére bejutni. A szürőpapirt a felerősités után tüheggyel kell átszurnunk, hogy az elpárolgott viz helyébe levegő juthasson a csövecskébe. Az egész berendezés kb. 1 $cm^2$ keresztszelvényü kémcső méreteiben készül. Az igy nyert adatok elbirálása azonos a Wild-féle párolgásmérővel kapcsolatban előadottakkal.

A párolgás napi menete követi a hőmérséklet napi menetét.

Az évi menet is a hőmérséklet évi menetéhez igazodik, a kapcsolat azonban más éghajlati elemek befolyása miatt nem szoros.

A p á r o l g á s f ö l d r a j z i e l t e r j e d é s e. A párolgás a sarkoktól az egyenlitő felé növekszik. A növekedésnek azonban más az üteme a tengeren, mint a szárazföldön. Az északi féltekén cm/év-ben kifejezett párolgás középértékét Wüst szerint a 16. táblázatban találjuk.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

16.táblázat. A párolgás középértékei az északi félteke különböző szélességein.

| Szélességi fok: | 9o-8o | 8o-7o | 7o-6o | 6o-5o | 5o-4o | 4o-3o | 3o-2o | 2o-1o | 1o-0 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tengeren | 5 | 9 | 12 | 4o | 7o | 96 | 195 | 12o | 1oo |
| Szárazföldön | 5 | 9 | 12 | 36 | 33 | 38 | 55 | 79 | 115 |
| Együttesen | 5 | 9 | 12 | 38 | 51 | 71 | 91 | 1o9 | 1o3 |

A tropusokban és a magas szélességek alatt a közepes évi párolgás a tengeren és a kontinenseken közel azonos, a szubtropusokban és a közepes szélességek alatti sávokban, a tengeren nagyobb, mint a szárazföldön.

Budapest évi párolgása 5oo,2 - 9oo,1 mm között változik /Róna/, Sopronban 513,3 mm az évi párolgás /1927-1939/. Az Alföldön lényegesen nagyobb a párolgás. Tájékoztató adatként: Kecskemét évi párolgása 779,o mm /1881-192o/.

## Felhők /felhőzet/ és köd.

K o n d e n z á c i ó. Ha maximális páranyomásu /páratelt/ levegő a barometrikus nyomás változása nélkül, avagy hőmérséklete fenntartása mellett még nagyobb páranyomás alá kerül, akkor a változások következtében tultelitetté válik. A tultelitettséget a relativ páratartalommal fejezhetjük ki; pl. 2oo %-os relativ páratartalom annyit jelent, hogy a levegő páratartalma a telitettségi nedvességet loo %-kal meghaladja. Az ilyen tultelitett levegőben a telitési nedvességet meghaladó páratartalom folyékony vagy szilárd halmazállapotba sürüsödhet, vagyis kondenzálódhat. Ilyen uton jönnek létre az atmoszférában a köd, a felhők, a különböző bevonatok és a csapadék.

Az atmoszférában bekövetkező kondenzáció legfőbb oka a levegő lehülése. Ez több okból következhet be:

1./ Hideg testekkel való érintkezés vagy kisugárzás utján beálló hőveszteség következtében.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

2./ Felszálló áramlásban, a légnyomás gyors esése közben beálló kiterjedés folytán, ha egyidejüleg kivülről nem kap hőt. Ez a levegő lehülésének a felhő- és csapadékképződés szempontjából a legáltalánosabb és legfontosabb módja.

3./ Hideg és meleg levegőtömegek keveredése utján.

Egymagában véve azonban az, hogy a levegő a fennebbi okok valamelyikéből telitetté válik, még nem elegendő a kondenzációhoz. Ehhez még az is szükséges, hogy a levegőben folyékony vagy szilárd <u>kondenzációs magok</u> legyenek jelen /por, füstrészecskék, stb./. Ezek nélkül - pl. gondosan szürt levegőben - esetenként 2oo-3oo %-os tultelitettség is szükséges ahhoz, hogy a kordenzáció bekövetkezhessen, viszont jelenlétükben kicsiny tultelitettség is könnyen kondenzálódásra vezethet. Ennek a jelenségnek egészen különleges oka van, amit a következőkből érthetünk meg:

Ismeretes, hogy a párolgó felület és a vele határos levegő vizmolekulái a hőmozgásuk révén állandó cserében állanak. Eleinte a párolgó felületrő több vizmolekula jut a levegőbe, mint onnan a párolgó felületre, de - ha a kisérlet zárt térben játszódik le - a csere egyensuly felé vezet. Egyensuly esetében az egységnyi időben már annyi vizmolekula jut a párolgó felületről a levegőbe, mint onnan a párolgó felületre. Ebben az /egyensulyi/ állapotban a levegő páratelt, vagyis az adott hőmérsékleten lehetséges maximális páranyomással rendelkezik. A páranyomást olykép foghatjuk fel, mint a levegőből a felületre repülő vizmolekulák ütközéseinek összegeződését. Ebből az következik, hogy a nagyobb páranyomás egyben nagyobb számu vizmolekulának a levegőből a vizfelületre való repülését jelenti. Nyilvánvaló továbbá, hogy minél könnyebben léphetnek ki a vizmolekulák a viz felületéről a levegőbe, annál nagyobb páranyomás szükséges a levegő részéről ahhoz, hogy az egyensuly fennállhasson.

Thomson szerint a vizmolekuláknak a felületről a levegőbe való átlépése annál könnyebb, minél inkább <u>konvex</u> a párolgó felület. Erősebben konvex felületü vizben ugyanis felületen levő vizmolekulák kevésbé szorosan helyezkednek el egymás mellett, mint a kevésbé konvex avagy sik felületen. De ezen felül erősebben konvex felület esetében a viz belsejében levő szomszédos mo-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

lekulák is kevésbé vonzák a felületen levőket, mint kevésbé konvex vagy sik felületen. Mondhatjuk tehát, hogy erősebben konvex felületről környezetben is szakadnak el s jutnak a levegőbe a vízmolekulák, a hőmozgás segítségével. Ebből azonban az is következik, hogy amennyiben a levegőből, valamely erősen konvex felületre történik a kondenzáció, akkor ahhoz, hogy a kondenzálódott víz ezen állapotában megmaradhasson s menten el ne párologjon a levegő nagyobb páranyomása /nagyobb telítettsége/ szükséges, mint abban az esetben, ha a kondenzáció kevésbé konvex, avagy sik felületen megy végbe. Ilyen konvex, párolgó felületeket alkotnak a kondenzáció első fázisában a levegőben képződött parányi vízcseppecskék is. Teljesen tiszta levegőben bekövetkező kondenzáció esetében az eleinte képződött vízcseppecskék még roppant kicsinyek, vagyis igen erősen konvexek, ezért csak abban az esetben tudnának fennmaradni, ha a telítési nedvességet messze meghaladó páranyomással állnának egyensulyban. Ha azonban a levegőben kondenzációs magok lebegnek, akkor a levegő vízmolekulái ezekre csapódnak le s ebben az esetben a képződött vízcseppecskék már a kondenzáció pillanatában is nagyobbak és kevésbé konvexek. Ez pedig azt jelenti, hogy kondenzációs magok jelenlétében kisebb és pedig annál kisebb túltelítettség szükséges a kondenzációhoz, minél nagyobb átmérőjüek a kondenzációs magok, vagyis minél kevésbé konvexek a képződött cseppecskék.

Az említett por és füstrészecskéken kívül kondenzációs magok lehetnek a vulkáni hamu rendkívül kicsi szemecskéi, égési termékek részecskéi, a tenger heves hullámzásakor a tarajon elporlasztott vízzel a levegőbe került sók molekulái, ionjai, stb. Esetenként az uv-sugarak hatására a levegő molekuláiból képződött ionok is ilyenekként szerepelhetnek - bár ezek roppant kicsinyek s ennek megfelelően nagyobb túltelítettséget igényelnek a kondenzációhoz. A kondenzációs magoknak a felhőképződés szempontjából való jelentőségét jól megfigyelhetjük télen, amikor a nagy iparvárosok gyakran ködbe burkolóznak /városi köd/, míg ugyanakkor a környező vidék ködmentes. A különbség oka az, hogy a város felett a központi fütések, ipartelepek révén sok a kondenzációs mag, a környző vidéken pedig nincs.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

K ö d é s f e l h ő k é p z ő d é s. Ha a kondenzációhoz minden feltétel adott, akkor a levegő párái kicsinyke kis cseppecskékké vagy jégtükristályokká kondenzálódnak. Ezek a felhőelemek, amelyk tömeges előfordulás esetében láthatóvá válnak s a ködöt, illetve a felhőt alkotják. Assmann, Kähler és mások méréseiből tudjuk, hogy ezek a felhőelemek - amennyiben cseppfolyósak - mintegy o,oo5 - o,1 mm átmérőjü tömör cseppecskék, amelyek a levegőben lebegő állapotban vannak' az esésük ugyanis a surlódás következtében egészen jelentéktelen /pl. a levegő 2 cm/sec sebességü emelkedése elegendő ahhoz, hogy o,o2 mm átmérőjü cseppecskék esését feltartóztassa/. Ilyen cseppecskék alkotják egyaránt a ködöt is, felhőt is; a kettő között csupán az a különbség, hogy a köd a talajhoz támaszkodik, a felhő pedig magyobb magasságban jelenik meg.

Köd esetében a kondenzációhoz szükséges lehülés vagy a talaj erősebb kisugárzásának a következménye /kisugárzási köd/ vagy azáltal jön létre, hogy releg párás levegő áramlik hideg felszin fölé /áramlási köd/. Előbbi mélyebb fekvésü nedves felületek vagy viz felett főként szélcsendben jelentkezik, utóbbi viszonylag meleg viz- vagy nedves felület felől a hideg szárazföld fölé áramló levegőben jön létre. Ha a ködből feltekintve az eget látjuk, akkor általában sekély ködről beszélünk; ha ellenben a köd magassága mindössze 1-2 m, akkor talajmenti köd a neve. Mindazonáltal mindkét esetben csak az olyan előfordulást minősithetjük ködnek, amely az 1 km-ig terjedő látást kizárja. Ha a látás lehetősége messzebbre terjed, párás levegőről beszélünk.

Felhők képződésekor a lehülés oka a levegő felemelkedése a magasba. Az ilyenkor adiabatikus uton bekövetkező lehülés - mint már ismeretes - loo m-ként o,99 C°, kereken 1,o C°. A felhőképződés övén tul azonban már csak o,5 C° hüléssel számolhatunk, mert itt a kondenzációs hő kb. felerészben kiegyenliti a hülést. Amint a levegő hőmérséklete a harmatpont alá süllyed, kondenzációs magok jelenléte esetében megindulhat a felhőképződés.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A levegő emelkedése többféleképpen is bekövetkezhet s a képződő felhő alakja már az emelkedés módja szerint is különböző lehet.

A talaj felmelegedése következtében vertikálisan felszálló levegőben gomolyfelhő /Cumulus/ képződik, amely felismerhető a gömbölyded idomairól, melyek különösen a magasba törő részén alakulnak ki s gyakran napsütötte, karfiolvirág-szerü alakzatot kölcsönöznek a felhőnek. A gomolyfelhőknek az alsó része gyakran csaknem szintesen határolódik el az égen; ilyenkor a gomolyfelhők ezen alsó határa mutatja, hogy hol érték el a felszálló levegőtömegek a harmatpontjukat. Ez a magasság igen gyakran két különböző tulajdonságu levegőréteg határán van /átlagban másfél km magasan/ s ilyenkor a gomolyképződés ezen réteg határának a felszálló levegő által való átdöfésével indul meg. A kondenzációkor felszabaduló hő azután ujabb és ujabb levegőtömegeket hajt fel a levegőben; innen van a gomolyfelhőnek a sok gömbölyded ivelt felbuggyanása. A gomolyfelhőképződés általában erőteljes felszállást tételez fel. Ez nemcsak a talaj nagymérvü felmelegedése, illetve nagyobb mérvü termikus labilitása esetében következik be. Hasonlóan hirtelen emelkedést idézhet elő az, ha egy ciklon hideg frontján a hideg levegő meredek homlokfallal, ékszerüen hatol a meleg levegő alá; ilyenkor is gomolyfelhő alakul ki. Ha a levegő felemelkedése különösen heves, akkor akár a szélsőséges talajfelmelegedés, akár a hidegfront különösen meredek homokfalának sebes haladó mozgása az oka a hevesebb felszállásnak, az eredmény minden esetben nagyobb függőleges és kisebb vizszintes terjedésü gomolyfelhő lesz, szélsőséges esetben pedig zivatarfelhő /cumulonimbus/ alakulhat ki belőle. Ennek felső része cumulus, alsó része sötét, gyakran cafatosan végződő, fenyegető kinézésü nimbus felhő.

Ott, ahol számottevő felszálló áramlás sem az egyik, sem a másik okból rincs, a gomolyfelhő ismeretlen /pl. sarkok vidékém/.

Egy másik alapforma a réteges felhő /stratus/ különböző hőmérsékletü légrétegeknek a határfelülete mentén, szintesen elterülve szokott előfordulni. A melegebb levegőt ilyenkor a

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

hideg levegő az érintkezési felületen a harmatpontja alá hüti s igy következik be a kondenzáció. De réteges felhő alakul ki akkor is, ha pl. szintesen áramló levegő egy utjában álló, láthatatlan hegy módjára elterülő hideg levegőtömeg igen kis szögű (lejtőjén) /pl meleg front esetében/ felsiklik. Az emelkedéssel járó lehülés kondenzációt idéz elő a meleg s párás levegőrétegben s <u>ha a felsiklási lejtő elég lapos</u>, akkor nagy vizszintes és ekély függőleges kiterjedésü réteges felhőkialakulás lesz az eredmény.

A nagyobb magasságok relative párasszegény zónájában lazább, finomabb szerkezetü s jégtükristályokból álló felhőkkel találkozunk; ezek a <u>jégtüfelhők /cirrus-ok/</u>. Többnyire a szubsztratoszféra levegőjének a nedvesebb és kondenzációs magban gazdagabb troposzférába való betöréseivel kapcsolatos képződmények, vagy egy depresszió peremén jönnek létre, mint a melegfronton végbemenő felsiklás legmesszebbre és egyben a legmagasabbra jutott hirnökei. Esetenként zivatarfelhők felett is megfigyelhetők, ha azok ormán a felhőcseppek elpárolognak s a pára még magasabbra jutva jégtükké kondenzálódnak.

Mint ahogyan a levegő felszállása, az ezzel kapcsolatos harmatpont alá való hülés miatt felhőképződést von maga után, épp ugy a levegő leszállása, az ezzel kapcsolatos felmelegedés, illetve a növekvő párabefogadó-képesség miatt, a felhők elpárolgását vonja maga után. Leszálló légáramlásban tehát felhő sem képződhet, mert a levegő hőmérséklete ilyenkor egyre jobban eltávolodik a felhőképződés feltételét jelentő harmatpontjától. Ezekből kifolyólag a felszálló áramlások öveit általában felhős ég, a leszálló áramlások öveit derült ég jellemzi.

Bár a felhőknek az emberiség életében mindig fontos szerep jutott a prognosztika területén, a kutatásuk tudományos megalapozottsággal csal a 19. század elején indulhatott meg, amikor Lamarck és Howard az első felhőosztályozást felállitották. A három alapforma a cirrus, stratus és cumulus ekkor már szerepel az osztályozásban. Az idők során az alapformák száma e háromnak a különböző kombinációjával tizre emelkedett s már ugyanezen század végén Köppen, Hildebrandsson s Naumayer, majd később Teisserenc de Bort és még mások atlaszba foglalták a felhőképe-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

ket /felhőatlasz/. Ma már a felhőosztályozás nemzetközileg rendezett része a meteorológiának s az egyes felhőalakoknak nemzetközileg elfogadott nevük és szimbolumuk van.

A legujabb felhőosztályozást, mely 4 felhőcsaládot s ezen belül lo csoportot állitott fel, részben az ide mellékelt összeállitás ismerteti. Az osztályozás egyes csoportokon belül fajokat, ezeken belül pedig változatokat különböztet meg. Az osztályozás itt közölt része csak a családokat és csoportokat öleli fel. A fajokból, változatokból már csak néhány példát ragadunk ki, egyebekben az irodalomra utalunk /R.Süring: Die Wolken, Leipzig, 19 1941, Felhőkönyv 1943. kiadja a Honvéd Térképészeti Intézet/.

## A FELHŐK OSZTÁLYOZÁSA.

/A 4 család és lo csoport./

Alapformák: a = egyesével vagy csoportosan, tulnyomóan függőleges kiterjedésben.

b = szétterült, de fonalas-rostos, réteges vagy göröngyösen tagolt.

c = többé-kevésbé folyamatos, teljes fátyol.

### I.család. Magas felhők. /6ooo m felett./

1./ csoport: Cirrus /Ci/, pehelyfelhő, b-alak. Finoman rostos, magányos felhők, többnyire önárnyék nélkül. Fehér szinük a jégtüktől selymes fényü. Napkeltekor, naplementekor sárga-vörös szinüek, később szürkék.

2./ csoport: Cirrocumulus /Cc/, bárányfelhő, b-alak. Kis pelyhek, labdák sorokba /padok/ vagy csoportokba rendezve. Más Ci-fajok kiséretében lép fel. Önárnyékuk nincs /különbség Ac-tól/.

3./ csoport: Cirrostratus /Cs/, fátyolfelhő, c-alak. Finom fehér fátyol. A Nap körvonalait nem mossa el. Néha finoman rostos szerkezetü, de a fonalak szabálytalanul összekuszáltak. Megjelenése után többnyire ha-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

marosan ellepi az egész eget. A Hold és Nap körül gyakran halojelenséget /Napgyürü, Holdgyürü/ idéz elő.

II. család. Középmagas felhők. /6ooo-2ooo m./

4./ csoport: Altocumulus /Ac/, középmagas gomolyos rétegfelhő, párnafelhő, a- és b-alak. Egy vagy két irányban rendezett padok, csoportok vagy réteg alakjában jelenik meg, fehér lapos labdákból vagy hengerded idomokból áll, amelyek a finom konturjukon gyakran gyöngyházszerüen fénylők /irizálnak/. Árnyékoltak, különösen a nagyobb csoportok középtáján levő labdák magja vastag és sötétebb /különbség Cc-től/. Gyakran együtt fordul elő az alább következő As-al, esetleg azzal átmenetet alkotva. A szabályosan elrendezett legkisebb részecskék átmérője a tizszeres látszólagos napátmérőt /5°/ nem haladja meg /különbség a később ismertetett Sc-től/.

5./ csoport: Altostratus /As/, középmagas rétegfelhő, c-alak. Rostos vagy sávos fályol, többé-kevésbé szürkés vagy kékes szinnel. Lazább szerkezet esetében hasonlit a sürübb Cs-hoz, de soha sem ad halo-jelenséget, hanem a Nap és Hold képe elmosódott konturral világit át rajta, mint ahogyan a fotografáló gép matt üvegen jelenik meg, ha nincs a képe élesre állitva.

III. család. Alacsony felhők /2ooo-0 m/.

6./ csoport: Stratocumulus /Sc/, rétegesgomolyfelhő, a- és b-alak. Lapos labdákból, rögökből álló padok vagy rétegek, melyek gyakran, - főként télen - az egész eget beboritják. Néha a padok határai annyira összefutnak, hogy hullámos képet ad, máskor a sötétebb hengeres padok illeszkedésénél világos áttetsző. Esőt nem szokott adni /különbség Ns-től/.

7./ csoport: Stratus /St/, rétegesfelhő, c-alak. Mint valami magasabban fekvő köd, egyenletes, mély felhőréteg. A belőle hulló csapadék inkább csak finom

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

köd-eső /különbség Ns-től/. Széltől, hegytől szétterpett alakja a Fractostratus.

## IV.család. Függőleges felépitésü felhők /5oo m-től a Ci-régióig/.

8./ csoport: Nimbostratus /Ns/, eső-felhő. a- és b-alak. Egyenletes, többnyire mély, sötétszürke szinü, esetenként tépett szegélyü esőfelhő; alsó fele nem éles, sőt inkább homályos. Többnyire mélyen leszállott Asból alakult ki. Nagyobb cseppekből álló eső vagy hó hullik belőle /különbség St-től/.

9./ csoport: Cumulus /Cu/, gomolyfelhő. a-alak. Az igazi cumulus felső része gömbölyded elemekből /karfiol-szerü/, alsó része csaknem szintes. Az alul-felül élesen határolt Cu-ok az u.n. szépidő felhők. Esetenként hatalmasan feltornyosuló felhőforma, teteje gyakran a Ci-régióban cirrus-sapkát /pileus/ kap. Ez a Ci-régió határán finom jégtü-kristályokból álló réteg, amelyet a Cu-feje áttör és a kép olyan, mintha a Cu-on sapka volna.

1o./ csoport: Cumulonimbus /Cb/, zivatarfelhő. a-alak. Hatalmas felléptésü felhő; felső része Cu-hoz, alsó része Ns-hoz hasonlit. Legfelső része eljegesedik és Ci-szerü rostos szerkezetü tömeggé alakul. Záporeső, jégeső felhője. Ez az eljegesedő tömeg gyakran üllőszerüen szétterül /üllőfelhő/, ha inverziós rétegbe jut s azt áttörni nem tudja /magas inverzió okozta réteg/. Valószinü ezek a cirrus-régió magasságának a közelébe feljutó és eljegesedő részek alkotják a frontokkal kapcsolatos cirrusok kiindulási fázisát.

- - - - - - -

A felhők osztályozását - mint emlitettük - a csoportokba tartozó fajokra már nem terjesztettük ki felölelőleg. Mindössze néhány igen jellemző fajt és változatot ragadunk még ki a sok közül az alábbiakban:

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Altocumulus castellatus /bástyafelhő/. Többé-kevésbé szintes bázisból felbuggyanó, egymás mellett sorakozó cumulusai miatt kapta a nevét. A felhők laposak, szintesen és hosszan elnyultak. Ha korán reggel megjelennek, a levegő magasabb térségeiben erős felszállásra mutatnak s ezért még a nap folyamán 12 órán tul, de legalább 36-órán belül zivatarra indikálnak.

Hullámfelhők, selló-felhők /...undulatus/. A legkülönbözőbb magasságokban előfordulhatnak két különböző sürüségü és mozgási sebességü levegőréteg határán. Ismeretes, hogy az egymás mellett elmozduló, különböző sürüségü közeg közös határán hullámzás jelentkezik. Ezért hillámzik pl. a viztükör, ha a levegő mozgásban van felette. Hasonló hullámzás jöhet azonban létre két különböző sürüségü levegőréteg határán, ha ezek egymás mellett elmozdulnak. Az alsó, párásabb levegő azokon a helyeken, ahol a felső, hidegebb levegőbe felemelkedő hullámhegybe kerül, lehülve kondenzálódik s felhőt ad, a melegebb hullámvölgyben viszont nem keletkezik felhő. Igy parallel egymás mellett futó felhő-alakzatok jelennek meg. Ha a két különböző levegőréteg mozgása keresztezi egymást, akkor sakktáblaszerü felhőformák jelentkeznek. A legtöbb hullám Cc és Ac hullámformában jelenik meg. Értékes tájékoztatást nyujtanak a magasabb légrétegek áramlási irányaira.

Sugárszerü felhők /....radiatus/ akkor jelentkeznek, ha hullámfelhők /parallel hullámok/ vonulnak fel felénk, de ezeket a perspektiva folytán egy pontba futóknak látjuk. Magas felhők esetében /pl.Ci-ok/ igen fontos tájékoztatást adnak a ciklon /frontok/ fészkéről, mert az a sugarak összefutásának az irányában van. Ismeretes már a ciklonokról eddig előadottakból, hogy a meleg fronton meleg levegő siklik fel a hideg légtömegek lankáján, illetve, hogy a hideg fronton a meleg levegő alá ékelődő hideg levegő a meleg légtömegeket nagy magasságokba dobja fel. Ily módon a párás meleg levegő igen nagy magasságokba juthat fel s minden magasságnak megfelelő felhőforma kialakulhat. Igy Ci képződésre is fennáll a lehetőség. Ezeket a Ci-felhőket a felső légáramlás messzire előre sodorhatja s igy gyakran előre elárulják valamely vidéken az utánuk haladó frontot. Az ilyan előre siető Ci-ok gyakran még a légnyomás süllyedését is megelőzik s ezért a helyi prognozis felállitásában jelentőségük van.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Lencsefelhők /...lenticularis/. Olyan felhőalakzatok, melyek konturja hasonlit a lencsemag keresztmetszetéhez, vagyis lapos, két végén hegybe futó felhőalakok. Többnyire Cs, Ac, As, néha egész alacsony S esetében fordulnak elő. Többnyire felhő feloldódás maradványai, leszálló légáramlásban /pl. főhn esetében/. Peremeik igen vékonyak s gyakran irizálnak.

Mammato-cumulus /emlő-felhő/. A felhő lefelé irányuló, függni látszó kerekded idomokból áll. Elég ritka jelenség Ci esetében többször fordul elő Sc-al és zivatarfelhők peremén, esetleg a Cb bázisa alatt. Ilyenformán tehát nyáron a leggyakoribb. Wegener szerint két levegőréteg inverziós határán keletkezik, mikor az alsó levegőréteg a relativ szárazabb és hüvösebb, a felső pedig a relativ nedvesebb és melegebb. Hullámzáskor a felső levegő anyaga a hullámvölgybe kerülve felhővé kondenzálódik; innen jön a lefelé öblös felhőrajzolat. Nyomukban gyakran zivatar jár.

A f e l h ő k m a g a s s á g a, m o z g á s i i r á n y a é s s e b e s s é g e. A felhők magasságát ma már exakt eljárásokkal /két helyről egyidőben theodolittal való megirányozással, fotogrammetriai eljárással, stb./ pontosan meg tudjuk határozni. A legtöbb meteorológiai állomáson azonban ilyen berendezések nem állanak rendelkezésre s igy a felhőmagasság megállapitása becslés utján történik. Ebben a becslésben fontos szerepet játszik az egyes felhőalakok magassági előfordulásának az ismerete.

Általában, mint maga a troposzféra, ugy az egyes felhőfajok is nagyobb magasságban vannak a kis szélességi fokokon elterülő vidékek felett, mint a nagyobb szélességek vidékein. A északi féltekén a cirrus és cirrostratus a 1o szél° alatt eléri a 11-12 km-t, ugyanitt azonban az altocumulus már csak az 5-6 km magasságig terjed. Ezzel szemben a mi szélességeink alatt a cirrusok 8-9 km, az altocumulusok mintegy 4 km magasságban jelentkeznek, végül a 8o szél° alatt ugyanezen felhőalakok csupán csak mintegy 7-7,5 és 3-3,5 km magasságot érnek el. Ezen felül az egyes magassági zónákba tartozó felhőfajok a nap és az év folyamán változtatják is a magasságukat. Pl. a cumulusok reggeltől késő délutánig egyre magasabban találhatók. Ennek feltehetőleg az az

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

oka, hogy az alsóbb levegőrétegeknek a nap folyamán végbemenő felmelegedése miatt a harmatpont egyre magasabbra tolódik fel. Mindamellett a felhők egyes magasságokat előnyben részesitenek. Vettin, Clayton és Süring 1896/97-évben kimutatták, hogy a felhők leginkább az 5oo-, 17oo-, 43oo-, 65oo-, 83oo- és 99oo m magasságban fordulnak elő s e magasságok között viszonylag felhőszegények a zónák. A felhőképződés tehát nagyjából mintegy 2ooo m-ként ritmikusan ismétlődő jelenség. Sajátságos, hogy a kondenzációs magoknak a levegőben való vertikális eloszlása hasonlóan ritmikus jelenség s gyanithatólag a felhőknek a fokozatos magassági megoszlása is erre vezethető vissza.

Igen különböző lehet az egyes felhőfajoknak a függőleges kiterjedése is. A Cb. elérheti a lo km-es függőleges kiterjedést /közepesen mintegy 2 km/, amivel szemben pl. a Ac csak a 37o m-es vastagságot érheti el /közepesen 194 m/.

A felhők vonulási iránya és sebessége becses tájékoztatást nyujt a magas légkör áramlási viszonyaira olyan állomásokon, ahol a ballon-szondázs és a repülőszolgálat nem áll rendelkezésre. Megfigyelésükre a felhőtükör, felhőgereblye, nephométer, stb. szolgálnak. A felhők vonulási sebessége - miként magának a levegőnek az áramlási sebessége is - a magassággal növekszik. A nimbus átlagos sebessége lo m/sec, az altocumulusé lo-2o m/sec, a cirrusoké 2o-3o m/sec /utóbbiakra mértek már lo3 m/sec extrémet is/. Általában télen nagyobbak, nyáron kisebbek ezek a sebességek s ezen felül még a szélességi fokokkal is változnak. A magasabb szélességektől mintegy a 4o-ik szélességi fokig növekvő a sebességük.

A f e l h ő z e t m e n n y i s é g e: a b o r u l t s á g. A felhőzet mennyiségét a borultság fokával szoktuk kifejezni, a 0-tól 9-ig terjedő számsor segitségével. E számsor egyes tagjai mutatják, hogy az égbolt hány nyolcad /okta/ részét boritja felhőzet. A felhők hiánya 0-fokos, a teljes borultság 8 fokos; e két szélső érték között becsülnünk kell a borultság fokát. Teljes borultságnak számit a köd is, ha abból feltekintve az eget nem látjuk. Használatos a %-os jelölés is, amikor az égnek felhőzettel boritott részét az egész égbolt %-ában adjuk meg.

103:60
6180:60
370800

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A felhőzet /borultság/ napi és évi menete. A napi menet a hőmérséklet napi változásával áll összefüggésben. Szárazföldön és nyáron a kora délutáni erőteljes felszállás gomolyfelhőképződésre vezet. A minimum ideje az este, amikor leszálló légáramlás áll be. Nálunk az Alföldön télen reggel 6 óra körül van a maximum, este 7-9 körül a minimum. Nyáron a maximum a kora délutáni órákban jelentkezik.

Az évi menet a Föld különböző vidékein eltérő jellegü. Közép-Európa sik vidékein általában téli maximum és nyári minimum jelentkezik. A hegycsucsokon ellenben a maximum a nyárelőre, a minimum a télre esik /ilyenkor a magas hegyek az alacsony réteges felhők fölött kiemelkednek/. Hazánkban az évi menetben - a hőmérséklet /és relativ páratartalom/ menetével szoros kapcsolatban - decemberi maximum és augusztusi minimum jelentkezik. Budapesten és Sopronban a borultság évi menetét 3o éves átlagban /19o1-193o/ és %-ban kifejezve a 17. táblázat adatai mutatják.

17. táblázat. A borultság menete Budapesten és Sopronban.

| Hónap | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. | XI. | XII. | Év. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Budapest | 7o | 65 | 59 | 58 | 51 | 51 | 46 | $42^{+}$ | 47 | 56 | 68 | 78 | 58 |
| Sopron | 75 | 72 | 69 | 7o | 66 | 63 | 62 | $55^{+}$ | 6o | 67 | 77 | 82 | 68 |

Napfénytartam. A borultsággal kapcsolatban még meg kell emlékeznünk a napfénytartamról, minthogy e két meteorológiai elem szoros összefüggésben áll egymással. Napfénytartam alatt a talajt elérő sugárzás órákban kifejezett tartamát vagy ennek a naphosszak %-ában kifejezett értékét értjük. A meteorológiai állomásokon a napfénytartamot regisztráló müszerek feljegyzéseiből tudják meg /Campbell-Stokes-, Fényi- Jordán féle napfénytartammérők/. Európában a napfénytartam évi értéke az Északskóciai 115o óra /26 %/ és madridi 29oo óra /66 %/ közé esik. Évi menete a borultságéval ellentétes: juliusi maximumot és decemberi minimumot mutat. Budapesten és Sopronban 3o éves átlagban /19o1-193o/ a napfénytartam évi menetét órákban a 18. táblázat adatai mutatják.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

18.táblázat. A napfénytartam évi menete Budapesten és Sopronban.

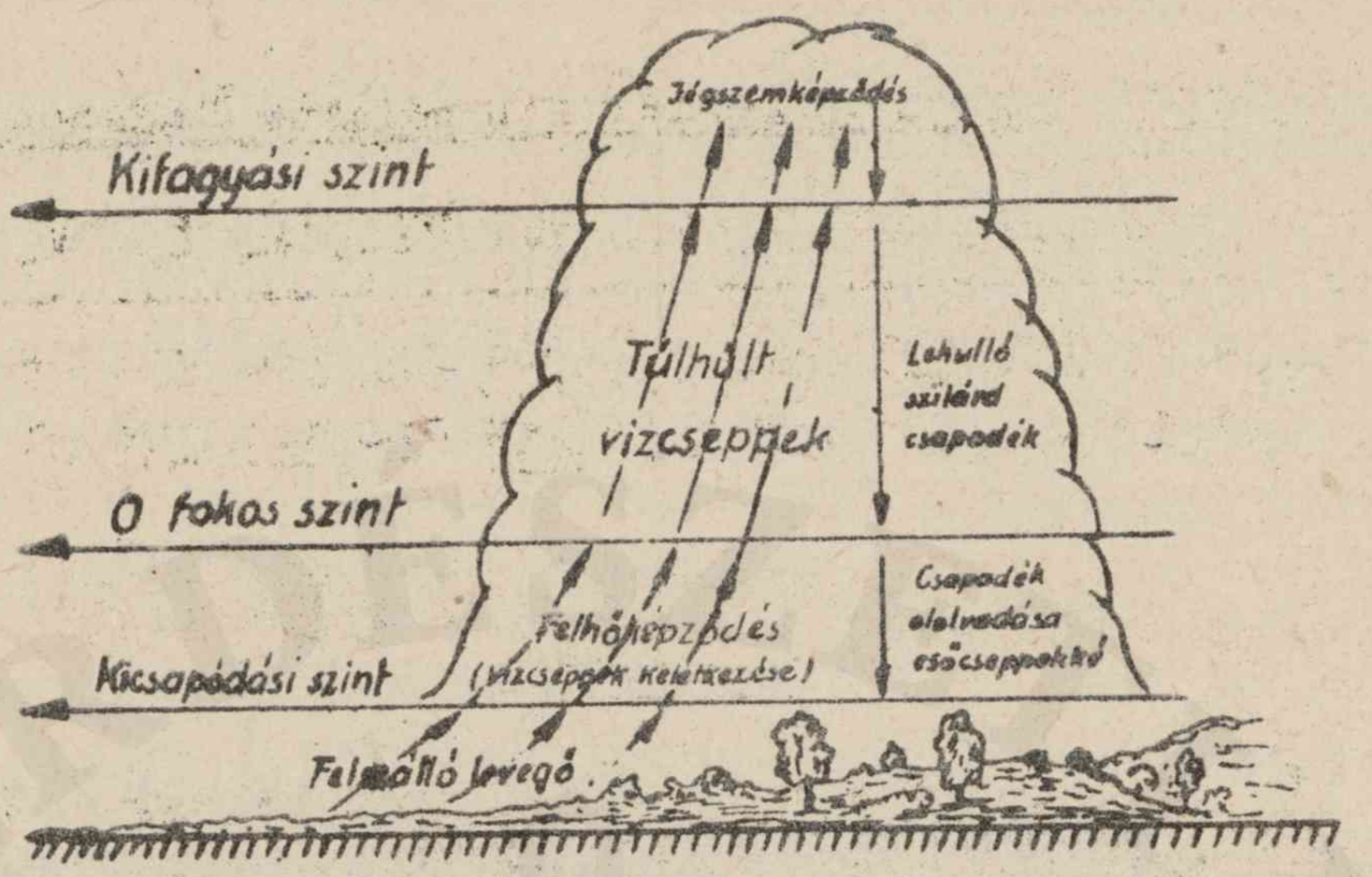
| Hónap: | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. | VII. | IX. | X. | XI. | XII. | Év. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Budapest | 58 | 77 | 132 | 181 | 264 | 274 | 295 | 272 | 19o | 139 | 71 | 41 | 1994 |
| Sopron | 57 | 83 | 135 | 175 | 227 | 227 | 243 | 229 | 161 | 113 | 61 | 41 | 1734 |

## A csapadék.

E s ő k é p z ő d é s. A felhő cseppecskéi /felhőelemek/ oly parányi dimenziójuak, hogy a relativ nagy közegellenállás miatt nem juthatnak le a földre. Ahhoz, hogy ez bekövetkezhessen, el kell érniök az esőcseppek hasonlithatatlanul nagyobb méretét. Az a feltevés, hogy ez a felhőcseppek összefolyása utján következik be, csak kivételes módja a felhőcseppek megnövekedésének /tropusokban/. Nélunk az eső keletkezéséhez elengedhetetlenül szükséges, hogy a levegő oly nagy magasságokba jusson fel, ahol a felhőcseppek mélyen a fagypont alá hülnek le s jéggé dermednek. A 24. ábra szerint az esőképződésnek több szakasza van s ezek mindegyike bizonyos emelkedési magassághoz kötött. A felszálló levegőben a kondenzációs szint elérése után megindul a felhőképződés, apró felhőcseppecskék képződnek tömegesen. További emelkedéskor a levegő, illetve a felhő eléri a 0 C°-os szintet, amelyen tulhaladva felhőcseppecskék tulhütött állapotba jutnak, tehát a megkivánt jéggé dermedés még nem következik be.

Ahhoz, hogy a jég képződése megindiuljon, legalább a -1o C°-os szintig kell a felhőnek feljutnia. Itt már lassan megindul a parányi felhőcseppek kifagyása és egyben növekvése. A tulhütött párák ezután már nem annyira a felhőcseppeken, hanem tulnyomóan a már kifagyott részecskéken, a jégszemeken csapódnak ki, ami ezek gyors növekedését okozza. A kellően megnőtt jégszemecskék már legyőzik a közegellenállást s lehullanak. A 0 C°-os szintet elérve azonban nyáron elolvadnak, esőcseppé alakulnak s igy hullanak le; csak télen jutnak le szilárd állapotban, hó alakjában.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




26. ábra.
Csapadékképződés felszálló levegőben.

A mi esőink tehát mindig hatalmas energiák hatására igen nagy magasságokba történő felszállás következtében jönnek létre. Kiterjedt levegőtömegeknek ily nagy magasságba mesterséges eszközökkel való emelése az atomenergia békés felhasználásának a világába tartozik; ehhez olyan hatalmas energiamennyiségek szükségesek, amelyek felett ma még nem rendelkezünk. Az a kézen fekvő gondolat, hogy mesterségesen csapadékhullást idézzünk elő, ezen az uton ma még nem valósitható meg. A Szovjetunióban és másutt folyó esőkeltési kisérletek ezt a fontos kérdést más irányból közelitik meg. Gyakran előfordul, hogy felhősödés ugyan van, de a felhők csak a 0 fokos szint fölé emelkednek, a -10 fokos szintet még nem érik el. Ez annyit jelent, hogy tulhütött cseppek ugyan vannak benne, de hiányzanak a kifagyás feltételei s ennek következtében az eső kiváltásához nélkülözhetetlem jégszemecskék. A jelenlegi kisérletek arra irányulnak, hogy ezt a hiányzó feltételt mesterségesen valósitsák meg. Ezt nem a felhő nagyobb magasságba való emelésével érik el, hanem ugy, hogy repülőgéppel fölé szállva szénsavhavat hintenek belé. Ennek a hirtelen elpárolgásakor nagy hőmennyiségek tünnek el a levegőből, erős lehülés következik be s igy a tulhült cseppek kifagyhatnak, amire megindulhat az esőképződés. Ez az eljárás sikerrel kecsegtet, ha egyébként elég magas felhők állnak hozzá rendelkezésre.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Még meg kell jegyezzünk, hogy miután a csapadék igen magasan képződik, általában mindig felhőkhöz kötött jelenség. Igen ritkán fordul csel elő, hogy felhőtlen égből esik az eső vagy hó. Ilyen esetben feltehetőleg a vizgőz azonnal igen nagy cseppekben kondenzálódik s azok azonnal leesnek. Hasonlóan lehet a hó esetében.

A csapadékviz /eső, hó és a bevonatok, harmat, dér, zuzmara/ az összetételét tekintve közel áll ugyan a desztillált viz fogalmához, de nem teljesen az. Változó, de igen kevés mennyiségben mindig tartalmaz szervetlen anyagokat: Na-ot, Cl-t, kénsavat és viszonylag sok N-vegyületet. A N a mérsékelt éghajlat csapadékában inkább ammoniák alakban van jelen. s a salétrom-alak alárendeltebb. Az ammoniák a szerves élet bomlási termékeiből kerül a levegőbe és onnan a csapadékba. Salétromsav formában az N inkább tőlünk délre fordul elő kifejezettebben, vagyis a mennyisége a meleg éghajlatokban nő. Ismeretes, hogy villámláskor nitrogénoxidok, majd ebből salétrom képződik. A zivatarokkal kapcsolatos villámlások viszont a forró égöv alatt érnek el extrém mértékeket, igy tehát a salétrom alaku N-re is inkább itt lehet számitani. Az atmószférából lehulló csapadék N-mennyiségét s annak a növénytermelésben való jelentőségét valamikor tulbecsülték. Az idevonatkozó vizsgálatokból kitünt, hogy az ily uton évente egy hektárra jutó N-mennyiség mintegy 4 kg, ami elenyésző a növénytermelésben. Ma már tudjuk, hogy az N legjelentősebb része a levegő elemi N-tartalmából parányszervezetek /azotobacterek, gumóbakteriumok/ által való megkötés utján jut a talajba s onnan a növényhez.

A c s a p a d é k o s z t á l y o z á s a. A csapadékot halmazállapotuk és keletkezési közülményeik szerint osztályozzuk. Mindenekelött megkülönböztetünk folyékony és szilárd csapadékot.

Folyékony halmazállapotuak a különböző e s ő k. Ha az eső o,5 mm-nél nagyobb átmérőjü cseppekből áll, k ö z ö n s é g e s e s ő -ről beszélünk. Gyenge szél /2 B°-os/ ezt a függőleges esési irányából nem téritі el. Többnyire Stratus felhőből hull. A szitáló esőt sürü, egyenletes hullásu, o,5 mm-nél kisebb átmérőjü cseppek alkotják, amelyeket gyenge szél eltérit az utjukból. Stratus-felhőből vagy ködből hullik; az utóbbiból hullottat ködszitálásnak nevezzük. Az ólmos /ónos/ eső ősszel vagy télen kép-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

ződik, ha tulhütött cseppek hullanak a talajra vagy más felületre. Az ütközés pillanatában jéggé dermedve osuszós bevonatot alkotnak. Végül ide tartozik még a záporeső, melynek cseppjei o.5—5 mm átmérőjüek, gyors vonulásu gomolyos felhőzetből hullanak és jellemző rájuk a heves, szakaszos, pásztás esési forma.

A szilárd halmazállapotu csapadékokat kristályos és szemcsés szerkezetüekre csoportosithatjuk.

A kristályos szerkezetüek közül legközönségesebb a hó. A hó hatszögü rendszerbe tartozó szép kristályokból áll. Ezek a kristályok levegőszárványos, laza hópelyhekké állnak össze, melyek a jégkristályokon és a levegőn kivül még tulhütött vizcseppecskéket is tartalmaznak. Ha a hó esés közben az alacsonyabb, melegebb légrétegekben részben elolvad, akkor mint havaseső ér földet. Záporszerü is lehet a havazás, ha hevesen, tér- és időbeli megszakitásokkal hullik. Hóesés általában a talajközelben mért -4o és +10 C° között következhet be. A mérsékelt éghajlatban a legtöbb hóesést +2 és -2 C° között észleljük.

Az esőcseppek kifagyása utján jönnek létre a szemcsés szerkezetü csapadékféleségek. Ezek közé soroljuk az 1 mm-nél kisebb, megnyult, puha szemecskékből álló szemcsés havat /kását/. Az 1-4 mm nagyságu kemény, gömbölyü, áttetsző jégdarabokból álló csapadékot jégszemcsének nevezik. Ide tartozik a dara is, amely kétféle változatban ismeretes; ezek a hódara és jégdara. A kettő megegyezik abban, hogy 2-5 mm átmérőjü szemcsékből áll. A különbség közöttük az, hogy amig a hódara szemcséi nem átlátszóak, puhák, rugalmasak és a fagyos talajra hullva felpattannak, addig a jégdara kemény, merev szemekből áll, melyeknek külső átlátszó rétegén keresztül jól megfigyelhető egy belső, át nem látszó mag, ezek a fagyott földről nem pattannak fel. Végül itt kell megemlitenünk az 5 mm-t meghaladó jégszemekből álló, elemi-csapásszámban menő csapadékfajtát: a jégesőt. Keletkezésének leggyakoribb időpontja a nyári hónapokra esik, amikor a levegő a magas hőmérsékletéhél fogva igen nagymennyiségü párát tud magába fogadni és konvekció utján nagy magasságokba szállitani. Télen a kis párabefogadóképességü hideg levegőben csak a jégeső szemnagyságánál kisebb jégszemekből álló jégdara képződése lehetséges. Tehát az

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

előbb tárgyalt jégdara és a jégeső csak szemnagyságban különbözik egymástól. A jégeső képződése a nyári erős felszálló légáramlással kapcsolatos, amikor a levegő termikus gradiense jóval nagyobb as egységnél, a termikus egyensulyi állapota tehát erősen labilis. A bőséges párából vizcseppek keletkeznek, de az állandó felszállás miatt nem hullhatnak le, hanem tulhütött állapotban a reájuk kondenzálódó vizpáráktól nagyobb esőcseppekké növekedve igen nagy magasságokba jutnak, tulhütöttekké válnak, mignem egy-egy jégtükristállyal ütközve hirtelen jégszemekké dermednek. Sulyuk azonban még csekély ahhoz, hogy az erős felszálló légáramlás ellenében a földre lehulljanak s igy tovább dobálódnak az itt gyakori örvénylő légtömegekkel fel-le, aszerint, hogy erősödik vagy gyengül a légtömegek áramlása. Kavargás közben tulhült esőcseppekbe ütköznek, melyek reájuk fagyva ujabb és ujabb jégréteggel növelik a jégszemek átmérőjét. Ezen kivül ujabb párák is csapódnak reájuk és ezek is azonnal ráfagyva hozzájárulnak a jégszemek[x] vréteges szerkezete, amelyet mindenki tapasztalhat, ha jégeső alkalmával egy jégszemet széttör. Ha a felszálló jégáramlás hosszantartó és a jégszemek sokáig lebeghetnek a magasban, végül olyan tekintélyes nagyságura növekedhetnek, hogy sulyuknál fogva lehullanak és mint pusztitó jégeső zudulnak a vidékre. A jégesőre a a záporszerü, pásztás esési mód jellemző. Nagyobb összefüggő területekre ritkán terjed ki a pusztitó hatása, rendszerint csak keskeny területsávokat érint. Emiatt a pásztás hullás miatt a jégesőre vonatkozó észlelések hiányosak, mert a cspadék,egfigyelő állomásokat elkerülheti. E körülmény megnehezíti a jégeső-kérdés tudományos feldolgozását s igy az előrejelzése is nagyon nehéz.

A tudomány részéről való elitélés dacára valamikor viharágyukkal védekeztek a jégeső ellen, de terépzetesen az atmoszféra mérhetetlen energiáival szemben a viharágyuk hatása csak kudarcot eredményezhetett.

A csapadék mennyiségét azzal a mm-ekben kifejezett magassággal adjuk meg, amelyet veszteségmentesen, vizszintes sik felületre hullva elérhetne. A csapadékot a meteorologiai állomáson általában a reggeli terminuskor olvassák le s igy az észlelés a megelőző 24 óra csapadékát adja. Mérésére az o m b r o m é t e r e k e t, regisztrálására folyékony csapadékok évszakában a Hellmann-

[x] növekedéséhez. Ezzel magyarázható meg a jégszemek

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

hó alaku csapadék évszakában az Anderkü-Bogdánffy-féle ombrográfot használjuk. Hegycsucsokon s általában ritkán megközelithető helyeken a Mougin-féle totalizátor vált be. Ebben a csapadékmérőben paraffin olaj uszik az összegyült vizen s igy a párolgástól mentes lévén ritkán /évenkint/ észlelhetünk. A hóalaku csapadék megolvasztására $CaCl_2$-oldat van benne.

A mérés megkivánt pontossága o,1 mm. A szilárd csapadék mennyiségét szintén folyadékként mérjük, tehát a méréshez enyhe melegitéssel vagy szobahőmérsékleten megolvasztjuk. Durva közelitéssel egyébként 1-1,2 cm vastag friss, laza hótakaró 1 mm folyékony csapadéknak felel meg. A hó u.n. vizértékét tehát kereken o,1-nek vehetjük.

Egy $m^3$ frissen hullott hó sulya 72-9o kg, de az összeroskadt vagy részben megolvadt hó lényegesen nehezebb lehet. Ezért az idősebb hócsapadékot már nem becsülhetjük meg a fenti vizérték alapján.

<u>L e r a k ó d á s o k, b e v o n a t o k.</u> A csapadékokon kivül az atmoszféra nedvessége harmat, dér és zuzmara alakjában is megjelenhet a földfelület vagy az onnan kiemelkedő tárgyak felületén; ezek a l e r a k ó d á s o k vagy b e v o n a t o k. Ha a kondenzáció kisugárzás folytán lehült felületeken /pl. füszálak felületén/ 0 $C^o$-fölött megy végbe, akkor <u>harmat</u> keletkezik. Ha viszont a párák kicsapódása 0 $C^o$ alá hült felületeken apró jégkristályok alakjában megy végbe, akkor a bevonatnak <u>dér</u> a neve. Végül, ha horizántális áramlásban levő ködös levegő, melyben a ködcseppek tulhütött állapotban vannak, kiálló tárgyakba ütköznek, akkor azon a tulhütött ködcseppek jéggé dermednek és többnyire a függőleges felületeken jellegzetes kristályos vagy alaktalan jégbevonat, u.n. <u>zuzmara</u> képződik.

A bevonatok közül a dérnek növényélettani jelentősége nincs, tekintve, hogy ilyenkor a hőmérséklet 0 $C^o$ alatt mozog. A mérése azért nem olyan fontos, mint a harmaté. A harmat kül nösen aszályos időben az egyetlen lehetőség a növény számára, hogy a leveleken keresztül felszivódva, némileg higitsa a növénynedvek koncentrációját, a növény párolgását néhány órára megszüntesse és ezáltal a növényt egy időre felfrissitse. Mérése tehát nagy gya-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

korlati jelentőségü. A harmat mennyiségét $g/cm^2$-ben szokták kifejezni és a mérése legelterjedtebben a Hiltner-féle harmatmérleggel történik. A levélmérleghez hasonló mérőberendezésben a harmat felfogására vizszintes állásu loo $cm^2$ felületü celluloid lapot alkalmaznak. A zuzmara megfigyelése és mérése is igen becses lehet a gyakorlati élet számára, mert nagy mennyiségben való lerakódása esetén pl. az erdőben az ágak tulterhelése következtében tömeges ágtöréseket idézhet elé és ezzel érzékeny károkat okozhat. Ha a zuzmara megolvadás után ujból megfagy, a hidegtől amugy is törékeny növényeket még törékennyebbé teszi, ezért ilyenkor különösen veszélyes a vegetációra nézve. De megrongálhat technikai berendezéseket is, igy rárakódhat a távvezetékekre, minek következtében azok megnyulhatnak vagy elszakadhatnak.

A zuzmara mérésére sima, függőlegesen felállitott fahenger szolgál, melynek felülete 5 $dm^2$. A henger sulyát a rárakódás előtt és után megmérjük. A két mérés különbsége adja a lerakódott zuzmara sulyát.

A vegetáció számára nélkülözhetetlen viz az atmoszférából hulló csapadék alakjában kerül a talajba és mint szivárgó viz hatol egyre mélyebbre, miközben egy részét megköti maga a talaj, a többi pedig a vizátnemeresztő réteg fölött, mint talajviz, továbbá, mint zárt és nyilt kapilláris viz gyülik össze. A talajviz egyéblént lassu oldalirányu folyásban van s forrás - patak - folyó alakjában végül a tengerbe jut. Ha a talajviz nagyon mélyen van, akkor a növény csak a téli csapadékból beivódó s az időről-időre hulló, majd szivárgó viz alakjában jelentkező csapadékra van utalva.

<u>Z i v a t a r.</u> Ha a meleg páradus levegőtömegek igen nagy magasságba emelkednek, akkor a kondenzáció optikai és akusztikai jelenségektől: villámlástól és mennydörgéstől kisérve következhet be; ez a jelenség a z i v a t a r. A zivatar felhőalakja a Cb. A csapadék a zivatarban heves hullásu, de gyakran nem jut le a földre. Amennyiben tehát a felhős égen villámlást észlelünk és mennydörgést hallunk, már zivatarról beszélhetünk, jóllehet csapadékhullást esetleg nem is észlelünk. Ha viszont éjszaka vil-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

lámlást észlelünk, amely azonban igen távoli, néha loo km-t is meghaladó távolságban kitört zivatarból ered s ilyenformán a dörgést nem is halljuk, akkor a jelenséget nem zivatarnak, hanem "villogás"-nak nevezzük. A zivatar gyakran jégesővel párosul, sőt jégeső alig fordul elő zivatar nélkül; viszont a jégeső nélküli zivatar megszokott jelenség. A jégeső tehát nem tartozik a zivatar meghatározó tényezői közé.

A zivatarokat a felszállást előidéző okok alapján vagy hőzivataroknak vagy frontzivataroknak nevezzük. A hőzivatarokat termikus okok idézik elő: a földfelszin nagyfoku felmelegedése s az atmoszféra erősen labilis állapota. Ilyenek a tropusi mindennapos zivatarok. Nálunk ilyen okból nyáron keletkezhet zivatar. Ezzel szemben a frontzivatarok levegőjének a magasba emelésekor dinamikus okok játszanak közre; a hidegfront maradek homlokfalu levegője dobja a meleg szektor levegőjét a magasba. A nálunk jelentkező zivatarok egy része ilyen okból következnek be. Az ilyen zivatart esetenként görgő vihar kiséri, amelynek során a levegő vizszintes tengelyü légörvény alakjában lökésesen, szélrohamok alakjában halad előre. A görgővihar jellemző felhőalakja a sötét égen világos, világos égen sötét szinü, vizszintesen elnyuló felhőkérpit.

A zivatart légnyomáscsökkenés előzi meg, a zivatar kitörésekor azonban a légnyomás hirtelen emelkedik, majd süllyed, de az eredeti nyomásra nem tér vissza. A barográf által leirt görbe ezt a különleges légnyomásmenetet az u.n. zivatarorr alakjában irja le. A hőmérsékletmenet is jellemzően alakul a zivatarban. Termikus zivatarokban, amennyiben a hőmérséklet lesüllyedt, a zivatar elmultával ismét az eredeti magasságába emelkedhet vissza. Ezzel szemben frontzivatarok esetében nyáron a hőmérséklet zuhanásszerüen esik s az eredeti hőmérsékleti szintre nem tér vissza, a levegő viszonylag igen hüvös maradhat.

A villám az egyes felhők- vagy a felhők és a föld között kialakult óriási potenciálnak /több millió volt/ szikra alakjában való kiegyenlitődése. A potenciál kialakulását ugy képzeljük el, hogy különböző, eddig még biztosan nem ismert okokból a pozitiv és negativ elektromosság a felhők között, vagy a felhők

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

és a föld között elkülönül. A villám hossza több km lehet, a benne maradó áram erőssége 1o-2o ezer ampért is elér. Útjában a levegő izzásba jön, hirtelen expandál, utána épp oly hirtelen hül le s összecsapódik; ennek hangja a sokszor tartósan visszhangzó dörgés. A hang terjedési sebessége 333 m/sec lévén, a kisülés távolsága a fény és hangjelenség között eltelt időből könnyen kiszámitható. A villámok többféle megjelenési formáját figyelték meg. A legközönségesebb a vonalas villám. Ritkán fordul elő a gyöngysor, gömb és felületi villám; ezeket még nem tudjuk kielégitően magyarázni. A villám levezetődésére a villámhárító szolgál. A régi aranyozott végü rudból s fémes, földelt vezetékből álló Franklin-féle villámhárító helyett ma már a kalitka rendszert alkalmasabbnak tartjuk. Ez a védendő tárgyat sürü hálóalakban övező fémes vezetékből áll, amelybe fémes vezetéssel bekapcsolják a megvédendő tárgyba /épületbe/ beépitett összes nagyobb fémtárgyakat, az ereszeket, stb. s az égész rendszert a nedves altalajig vezetve gondosan földelik.

Amerikában, ahol a villám évi átlagban mintegy 3 és félezer erdei tüzet okoz, széles körü kutatást folytattak arra, hogy milyen fafajokba csap leginkább a villám. Kitünt, hogy a villámsulytotta fák 72 %-a erdei és szurkos fenyő. Európában folytatott vizsgálatok szerint erdei fenyőbe, lucfenyőbe, tölgybe gyakoribb a villámcsapás, mint bükkbe. Állitólag különösen elszigetelten álló magas fákba, továbbá a vastag, barázdás kérgü fákba nagyobb a villámcsapás esélye, mint az alacsony, állományban álló, továbbá a simakérgü fába. Hazánkban hasonló vizsgálatokat végzett Ijjász.

A c s a p a d é k n a p i, é v i m e n e t e. A napi menet bonyolult és még eléggé nem ismert jelenség, amelyben külön vesszük figyelembe a csapadék mennyiségének és az intenzitásának a menetét. A csapdék-mennyiség napi menetével kapcsolatban H a n n két tipust különböztet meg. Az egyik, az óceáni - partvidéki - tipus, amely éjfélutáni, kora reggeli maximummal s délutáni minimummal jár, a másik, a kontinentális tipus, amely egy kora délutáni főmaximummal és a koradélelőtti másodmaximummal, egy éjfélutáni főminimummal és egy délelőtti másodminimummal tünik ki. E két tipus között átmenetek is vannak.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A kontinentális tipusban a délutáni maximumot az erőteljes felszálló légáramlásra, az óceáni - partvidéki tipusban az éjféli maximumot a párás levegő kisugárzása folytán bekövetkező lehülésre vezethetjük vissza.

A csapadékintenzitás /az egy óra alatt lehulló csapadékmennyiség általában délelött kisebb, délután nagyobb.

Az évi menetre is több tipus állitható fel. Másként alakul a menet a tropusokban, a szubtropus vidéken s a mérsékelt éghajlatban.

A trópusok vidékén a merőleges besugárzással esik egybe a heves felszálló légáramlások s gyakori zivatarok /tropusi esők/ előidézte maximum. A két lo-ik szélességi fok között a Nap az év folyamán, egymástól távol eső időpontokban mindenütt kétszer halad át merőleges besugárzással, ami az évben két jól elkülönült csapadék-maximumot s két minimumot, vagyis két nedves és két száraz, illetve kevésbé nedves évszakot jelent. A két lo. szélességi kör közé eső egész equátori zónát tekintve, a csapadékos időszakok juliusra és januárra esnek. A lo. szélességi fokoktól a téritőkig ugyan szintén kétszer halad át a Nap merőleges beesésével, a két delelés azonban időben már közel esik egymáshoz, még pedig annál közelebb, minél inkább közeledünk a téritőkhöz. A merőleges beesések ezen időbeli közelsége a lo. szélességi fokok és a téritők közötti két zónában azt eredményezi, hogy a csapadékban nem jelentkezik külön két maximum, hanem csak egy s ennek megfelelően csak egy minimum, illetve egy nedves és egy száraz évszak. A nedves évszak 4 hónapig, a száraz évszak 8 hónapig tart. Mindamellett azon partvidékeken, ahol a tenger felöl érkező paszát szelek emelkedni készülnek, az itt vázolt eloszlásban zavarok jelentkeznek. Hasonlóan megváltozik az eloszlás a monszunvidékeken is, ahol a szárazföld nyári felmelegedése folytán fellépő tengeri légáramlásnak megfelelően nyári csapadékmaximum, a téli kontinentális légáramlásnak megfelelően pedig téli csapadék minimum alakul ki.

A szubtropusi zónában az északi féltekén, mintegy 28-4o szélességi fokok között - igy tehát a mediterán vidékén is - téli maximum jelentkezik, mert télen a ráktérito körüli magas

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

légnyomású öv az Egyenlítő felé haladó napot követve délebbre helyeződik s így a mérsékelt égöv depressziói is délebbre juthatnak, vagyis elérhetik a szubtropusos mediterán vidéket. Ilyenkor tehát a mediterán-vidék a hatásuk alá kerülve csapadékossá válik. Nyáron a visszatérő, ráktérítőmenti magas légnyomású öv északi szegélyének a hatására a mediterrán vidékén is száraz periódus köszönt be.

A <u>mérsékelt éghajlat</u> alatt a csapadék évi eloszlása a frontok járásával kapcsolátban másként alakul az óceánokon és másként a kontinenseken. A ciklonok, - amelyek gyakran kapcsolatosak frontokkal s ezek helyén erősen csapadékosak /ciklon esők/ - inkább haladnak a tengeri, mint a kontinentális pályákon, mert az utóbbiakon akadályokba ütköznek /hegyek, avagy pl. télen gyakran fékezi őket a kontinentális maximum/. Minthogy pedig télen a frontok esőintenzitása egyébként is nagy, igy az óceánokon téli csapadékmaximum jelentkezik. A kontinenseken viszont a nyári zivatarok eredményeznek nyári csapadék-maximumot.

Ennek a nyári kontinentális csapadék-maximumnak tudható be az is, hogy Európának a laposabb tengerparti vidéke a csapdéktérképen viszonylag csapadékszegénynek tünik fel; ugyanis a kontinens nyári esői kiadósabbak, mint a partvidék téli csapadéka.

A kontinensen csak a középhegységekben mutatható ki téli csapadék-maximum. A légtömegeknek hegységek oldalán való felsiklásából eredő csapadékok /torlódási, orográfiai esők/ ugyanis télen a középhegységek magasságában érik el a maximumukat; e magasságon tul az emelkedés már egyre kevesebb csapadékot eredményez, minthogy a levegő a bő csapadékleadás után páraszegénnyé válik. Nyáron a csapadék-maximum zónája a középhegységeket meghaladó magasságban van.

Hazánkban az Alföldön ugyancsak zivatarokból adódik ki az esőmaximum junius-juliusban. Viszont a Dunántulon az Adria közelsége itt-ott egy második kisebb őszi maximumot idéz elő /az Adrián - a délszláv partokon - ugyanis októberben van a főmaximum/. A minimum ideje nálunk a tél /február/.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A 19. táblázatban Budapest és Sopron évi csapadékmenetét mutatjuk be 3o éves átlagokban: *(1901-1930)*:

19.táblázat. Budapest és Sopron évi csapadékmenete.

| Hónap: | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. | XI. | XII. | Év. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Budapest | 3[illegible] | 34 | 44 | 56 | 64 | 68 | 51 | 47 | 54 | 51 | 52 | 5[illegible] | 671 |
| Sopron | 35 | 34 | 41 | 6o | 64 | 8o | 99 | 72 | 77 | 52 | 5o | 47 | 711 |

A hegységek csapadékkiváltó hatása. A hegyek csapdékkiváltó hatása a szélnek forduló oldalon /luv/ igen számottevő. Itt a hegyoldalon torlódó s felsiklásra kényszerülő levegőben dinamikus lehülés miatt bőséges a felhőképződés s abból a csapadékhullás /torlódási csapadék/. A hegynek a széltől elforduló oldalán /lee/ viszont a leszálló légáramlással kapcsolatos dinamikus felmelegedés miatt a felhők feloszlanak, a csapadékhullás lehetősége egyre inkább csökken /csapadék-árnyék/. E két oldal csapadékossága közötti eltérés annál szembeszökőbb, minél inkább merőleges a hegyvonulat az uralkodó szélirányra. A csapadékszegénység nem korlátozódik a hegy szélárnyékos oldalára, hanem ahhoz csatlakozó sik vidék szárazabb jellegében is jelentkezik /pl. Alföldünk relativ szárazsága, az Adria partján a délnyugati légáramlásra haránt álló hegységek mögött/.

A hegylejtőn felsikló levegőből származó eső mennyisége a magassággal egy bizonyos maximális zónáig nő, onnan tovább felfelé csökken. A maximális zóna magassága számos körülménytől függ. A Bajor Alpokban télen 6oo és looo m magasságban fekszik, nyáron magasabban. A csapadékmennyiségnek az emelkedéssel való növekedése különösen gyors fokozatu a tengerről áramló esetében. Pl. a dalmát tengerparton Castelnuovóban az évi átlagos csapadéktömeg 1727 mm, de innen 15 km-el beljebb Crkvicén, lo4o m magasságban már 4642 mm-t mérnek.

A csapadék földrajzi elterjedése. A legnagyobb átlagos csapadékot az Egyenlitő forró, páradus levegőjü vidéke körül találjuk, ahol viszonylag alacsony lég-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

nyomásu övben a felszálló légáramlás az uralkodó légmozgás. A térítők körüli magas légnyomásu zónáivab, ahol az uralkodó légmozgás a leszálló áramlás, - főként a kontinenseken - minimális a csapadék. Innen a sarkok felé a frontok birodalmában megint nő a csapadékmennyiség, különösen az óceánok felett. Végül még tovább, a sarkok vidékén, ahol a hideg levegő páraszegény, a csapadék ujból csökken. Ezen egész általános meridionális eloszláson belül még a szélességi fokok irányában is változnak a csapadékmennyiségek, főként a partvidékeken. A passzát zónákban - ezek NE, illetőleg SE irányának megfelelően - a kontinensek keleti partjai tengeri eredetü áramlást kapnak s csapadékosabbak, mint a nyugati partok. Viszont a magasabb szélességek alatt - pl. a mérsékelt éghajlaturkban - ahol már az általános légáramlás nyugati, a nyugati partok általában csapadékosabbak, mint a keletiek. Természetesen különleges helyi viszonyok itt is módosithatólag léphetnek fel /pl. monszun, avagy a hegyvidékek csapadékkiváltó hatása, stb./.

A Föld legcsapadékosabb helye az Ausztrália és Délkeletázsia közé eső szigetvilág térsége, továbbá Elő- és Hátsóindia monszunvidéke, de ugyancsak hatalmas csapadékmennyiségeket mérnek a Himalája déli előhegységében az 1250 m magasan fekvő Cherrapunjiban, ahol SW irányu monszun-széllel az Indiai óceánról hozott párás levegő emelkedése 10,820 mm évi csapadékot eredményez. Ennél többet is mértek azonban már a Hawai szigeteken /12,500 mm/ és igen magas évi csapadékot mérnek Kamerun egyes helyein is /10.500 mm/. Európában a legmagasabb értékek egyike a fennebb emlitett crkvicei 4642 mm. Hasonló nagy értékek Skóciában s az Alpok magasabb fekvéseiben is előfordulnak.

A földkerekségen mért maximális egy napi csapadék a Filippi-szigeteken fordul elő 1168 mm-el; Középeurópában az eddig mért egy napi maximum 350 mm.

Minél rövidebb időtartamra vonatkoztatjuk a csapadékot, annál nagyobbnak találjuk a sürüséget, vagyis az időegységben lehullott mennyiséget, mert a nagyobb sürüségü esők rövidebb tartalmuak. Az irodalom feljegyzése szerint Kaliforniában Campó-ban 1891.VIII.12.-én egy óra alatt 216 mm csapadék esett. A Bajor Al-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

pokban Füssenben 192o.V.25.-én 8 perc alatt 126 mm esett. Budapesten az 1929.VIII.13-iki felhőszakadás alkalmával 1 perc alatt 5 mm volt a maximális sürüség.

A másik végletet képviselik a 25o mm-nél kisebb évi csapadékkal rendelkező vidékek: a sarki tájak, a sivatagok, Szahara, Egyiptom, Arábia, az Iráni fennsik, a Viktória sivatag, Kalifornia, Kolorádó-fennsik, Argentina pampái, Bolivia, Délamerika nyugati partjai a 25 déli szélességig /pl. Chile északi részén a partvidéken fekvő Iquique évi csapadéka 5 mm/.

A Föld felületére hulló csapadék egy része hó, amely a sarkvidéken tulnyomó csapadékforma, a közepes szélességek alatt azonban csak télen jelentékeny. Általában minél magasabb fekvésü valamelyik vidék, annál nagyobb az év folyamán hóalakban leeső csapadékrészlege. A sarkok felöl az egyenlitő felé haladva a hóhatár egyre magasabbra huzódik a hegyekben. Az örök hó határa, amelyen felül az év folyamán több hó esik, mint amennyi megolvad, a Ferenc József földön 1oo-3oo m, Norvégiában 7oo-8oo m, az Alpokban 24oo-28oo m, az Egyenlitő vidékén 4ooo-5ooo m magasságban van. Efeletti magasságokban a hegyek hóállományából nagy nyomás alatt gleccserek képződnek. Ebben az alakban tehát az eredeti hócsapadék az alsóbb völgyekbe kerül, s ott megolvadva a folyókba jut.

Végül néhány adatot közlünk a csapadéknak az északi féltekén és Magyarországon való elterjedésére. Az északi félteke egyes szélességi zónáinak csapadékviszonyait Wüst nyomán a 2o. táblázat adatai mutatják.

2o.táblázat. Az évi csapadékmennyiségek megoszlása a szélességi fokok szerint az É-féltekén /cm/év/.

| Szélességi fok | 9o-8o | 8o-7o | 7o-6o | 6o-5o | 5o-4o | 4o-3o | 3o-2o | 2o-1o | 1o-0 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tengeren | 15* | 29 | 48 | 96 | 117 | 41 | 22* | 62 | 14o |
| Szárazföldön | 34 | 26* | 35 | 5o | 51 | 52 | 79 | 95 | 172 |
| Együttesen | 17* | 29 | 39 | 69 | 83 | 51 | 43* | 71 | 147 |

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Hajósi F. feldolgozása szerint hazánkban az évi csapadékmennyiségek 4o éves középben /19o1-194o/ változatos elterjedést mutatnak. A minimum 5oo mm alatt a Körös mentén és Kiskunhalas térségében alkot kisebb szigeteket. A Tiszától nyugatra és keletre nagy térségben 5oo-55o mm csapadék van. Innen kifelé különösen északkeleti és délnyugati irányba nő a csapadék. Nyugati határunkban /Kőszegtől nyugatra/ eléri a 9oo-1ooo mm-t. Soprontól a nyugati határig is 7oo-9oo mm-ig nő a csapadék évi mennyisége.

## A hidrometeorok jelentősége az élő világra.

A hőmérséklet mellett a viz az, amely a leginkább megszabja a földi élet lehetőségeit s amelynek mennyiségi és évszaki eloszlása a növény és állatvilágon keresztül a legváltozatosabbá teheti a természet képét. Aszerint ugyanis, hogy milyen az eloszlása, más és más fajok részére nyujt életlehetőségeket.

A viz a növényi életben mint oldószer, mint transzportáló anyag s mint a sejtek normális duzzadtságát /turgor/ fenntartó anyag nélkülözhetetlen. A viz hozza oldatba a talajban levő növényi tápanyagokat, amelyeket egyben fel is szállit a növénybe a vegetativ szervekhez.

A növényvilág életfeltételeihez tartozik, hogy a talajból felszállitott vizen, amelyből a tápsókat már felhasználta, a levél felületén való elpárologtatás /transpiráció/ utján állandóan tuladhasson. Ebben a vonatkozásban nagy jelentősége van a levegő páratartalmának, mert ez a növény párologtatásának az egyik szabályzója. Erre a fontos folyamatra azonban nem annyira az abszolut, mint inkább a relativ páratartalom van kihatással. Relativ páraszegény levegő fokozza, relativ páragazdag levegő korlátozza a növény vizpárologtatását. Ha a levegő relativ páratartalma rendellenesen alacsony, akkor a növény tulzott párologtatásra kényszerül, a rendelkezésre álló vizkészletet gyorsan kimeriti, ennek következtében a kezdődő hervadás jeleit mutatja, sőt a levegőnek tartós szárazsága esetén elpusztul. A levegőnek ilyen nagyfoku szárazsága az emberre és a haszonállatra is ártalmas, mert kedvezőtlen hatással van a légzőszervekre.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

Magas hőmérsékletü levegőben, a nagyobb párabefogadóképességnek megfelelően a levegő páratartalma is nagyobb lehet. Ha ilyenkor a relativ páratartalom is magas értékü, akkor a levegőben a <u>fülledtség</u> állapota áll be. Ez a magasabb rendü élőlényekre: emberre, állatra egyaránt igen kellemetlenül hat, mert csökkenti a párologtatás s az ezzel járó hőleadás lehetőségét, amire pedig a nagy hőségben szükség volna. Ezzel szemben a növényvilág jelentékeny része az ilyen fülledt, meleg levegőben jól tenyészik /pl. tropusi őserdő/. Hasonlóan jó tenyészeti feltételeket nyujt a nedves, meleg levegő sok alsóbb rendü élőlénynek és gombaféléknek is. Az emberi szervezetre a hideg levegő is kellemetlenül hat, ha nedves, mert a viz a nagy fajhője folytán sok meleget von el a szervezetből, ami a hideg érzetét fokozza. A nagyobb nedvességü meleg és hideg levegőnek ezen kellemetlen hatásai szolgálnak magyarázatul arra az általánosan tapasztalt jelenségre is, hogy a száraz levegő hőingadozásait könnyebben viseljük el, mint a nedvesét.

A nyári erős párolgás azáltal is kihat a növénytenyészetre, hogy miatta a csapadék korlátoltan, többnyire csak néhány dm-re szivároghat a talajba. Igy nagyobb mennyiségü viz tárolása inkább csak ősztől tavaszig következhet be. A tulságos párolgás ellen szélvédő fásitással, megfelelő talajmüvelési rendszabályokkal /aprómorzsás szerkezet, felszini réteg lazitás, kapálás/ esetenkint árnyékolással védekezhetünk.

A felhőzet /borultság/ éghajlati hatása jobbadán csak következményeiben, a sugárzási, hőmérsékleti és csapadék viszonyokban érvényesül. Maguknak az egyes felhőalakoknak viszont nincs jelentőségük, mert kevés kivétellel a Föld egész felületén egyaránt előfordulnak. A köd a növény és állatvilágban részben kedvező, részben kedvezőtlen hatást vált ki. Gazdasági vonatkozásban - különösen a nyári ködök - ártalmassá válhatnak azáltal, hogy sok kártékony gomba terjedését előmozditják; a melegben a fertőzés a gombák, mikroorganizmusok terjedése különösen könnyen megy végbe.

A viznek a körfolyamatában a csapadék az, amely valamely vidék éghajlatára a leginkább ráüti a bélyegét. Ez a legszembetőlőbben akkor jelentkezik, ha egymással szemben két végletet jelentő u.n. arid és humid éghajlatu vidékeket hasonlitunk össze.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A h u m i d, vagy csapadékos /nedves/ éghajlatban a csapadék mm-ekben kifejezett mennyisége felülmulja a párolgásmérőből elpárolgott viz mm-ekben kifejezett mennyiségét. A r i d vagy száraz /aszályos/ éghajlatban viszont forditott a helyzet; itt a párolgás mennyisége mulja felül a csapadékmennyiséget. Ebből következik, hogy humid éghajlatban a felesleg̃ben levő csapadék átnedvesiti a talajt, párákkal tölti meg a levegőt, amivel szemben arid éghajlat alatt a talajok viszonylag szárazak s a levegő is nagymértékben páraéhes. Ilyen humid és arid éghajlati körülmények között a természet képe is egészen elütő. Hogy itt csak egy igen kirivó példát emlitsünk, az erősen humid tropusok felszálló légáramlásu, csapadékban gazdag, fülledt zónájában örökzöld erdők diszlenek. Ezzel szemben a téritők környékének magas légnyomásu és leszálló légáramlásu, felhőkben, csapadékban szegény, arid zónáiban vegetáció nélküli sivatagokat találunk /Szahara, Árábia-Kalahári-, Viktória-, stb. sivatagok/. A humid tropusokban a mállástól érintetlen anyakőzetet mélyen, lo-2o m s ennél nagyobb mélységben találjuk csak meg a Föld felszine alatt; efelett már a nagy meleggel párosult bőséges csapadék hatására kémiailag elmállott. Az arid sivatagokban a kémiai elmállás legfontosabb ágensének, a viznek a hiánya miatt a kémiai elmállás egészen viszszaszorul, a szilárd földkérget alkotó kőzetek inkább csak fizikailag aprózódnak fel.

A tropusok és sivatagok példájában két végletet állitottunk szembe. De ezek között átmeneti fokozatokat is megkülönböztetnek, mint aminők a félnedves /szémi-humid/, félszáraz /szémi-arid/, stb. éghajlatok s az ezeknek megfelelő növénytenyészet. Általában a humidabb éghajlat alatt a talaj és a levegő nedvességtartalmával szemben igényes, u.n. higrofil növényzet tenyészik, amelynek legjellemzőbb képviselői a dus növényzetü erdők. Szárazabb jellegü /félarid/ éghajlat alatt viszont szárazságtürő u.n. xerofil növényzet otthonos, amelynek a legjellemzőbb megjelenési formája a mezőségi növényzettel fedett puszta /sztyep, prairie/. Egyébként pedig a hőmérséklet-, fény-, stb. viszonyok alakulása szerint humid és arid éghajlat közötti fokozatokban a növényzet is széles skálában változik.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A csapadék éghajlattani jelentőségére mutat a gazdaságnak a tőle való szoros függése is. Igy pl. a tropusokban s a subtropusoknak a tropusok felé eső szegélyvidékein nem annyira a hőmérséklet, mint inkább a csapadék döntő a gazdaságra. Itt általában a miénket lényegesen meghaladó csapadékmennyiséget igényel a gazdaság, mert a nagy hőségben a csapadék tekintélyes része elpárolog. Ahol a csapadék évi összege 25-2oo cm, ott a növénytenyészet csak öntözéses gazdálkodással lehetséges. Az ottani mezőgazdaságra legkedvezőbb a 2oo-5oo cm évi átlagos csapadék; ilyen mennyiségek esetében öntözésre nincs szükség.

A mi viszonyaink között egyes kutatók szerint a mezőgazdasági termeléshez a tenyészeti időben /ápr.-szept./ minimálisan 325 mm csapadék szükséges. Sőt hazánkban Orosházán, ahol tudvalevőleg a legjobb minőségü, u.n. paraszthuzát termelik, a megadott időszakaszban 3o éves átlagban lehulló csapadékmennyiség csak 298 mm, az évi csapadék pedig mindössze 522 mm; igaz viszont, hogy az évi középhőmérséklet is csak lo,8 C°.

A csapadék mennyisége és évszakos megoszlása az állattenyésztésnek is irányt szab. A mi csapadék- és hőmérsékletviszonyaink lehetővé teszik a ló és szarvasmarhatenyésztést, mert megfelelő legelők, kaszálók, rétek biztositják az élelmezésüket. De már pl. a szubtropusi zónában, ahol forró, száraz nyárra és viszonylag enyhe, csapadékos télre tagolódik az év /pl. a Földközi tenger környékén/, ahol már a gabona is csak öntözéses gazdálkodással termelhető, a legelők, kaszálók hijján a mi igényesebb gazdasági állataink nem volnának nevelhetők. Ehelyett kecske-, szamár-, őszvértartás divik, amelyek tápanyagait még e zóna is fedezni tudja.

A hóalakban lehullott csapadék jelentőségét az adja meg, hogy a télen át felhalmozódó hó megvédi az őszi vetéseket a szigoru fagyoktól, továbbá tavasszal elolvadva s lassan a talajba ivódva az ébredő vegetáció részére biztositja a szükséges nedvességet.

Az ónos eső gyakran okoz kárt erdeinkben, ha a lehulló, tulhütött cseppek az ágakra fagyva, jégpáncél alakban burkolják be azokat, mert ilyenkor különösen törékennyé válnak az ágak s a szél nagy kárt tehet bennük.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

A jégeső alakban lehulló csapadék, ha termőterületeket érint, elemi csapásnak számit s védtelenek vagyunk vele szemben; az egyetlen amit megtehetünk a jégkárbiztositás.

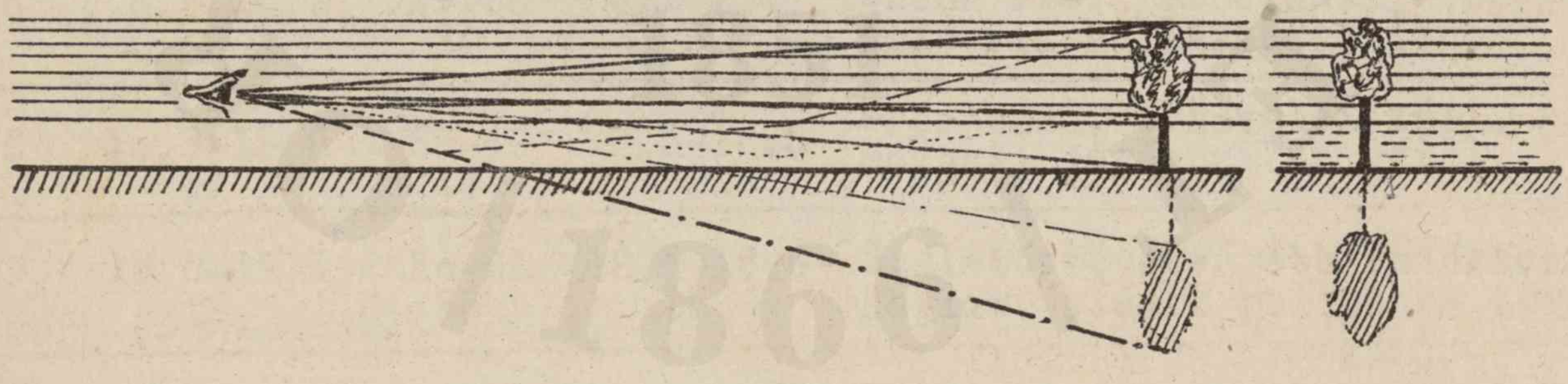
A csapadékok azon megjelenési formái közül, amelyeket a szakemberek nálunk lerakódásoknak, bevonatoknak neveznek, a harmatnak van nagyobb jelentőrége, amennyiben a tenyészeti időben előforduló száraz szakaszokban, a nappalok hevétől eltikkadt vegetációt néhány órára felüdíti. A fiziológiai hatása azonban más, mint a talajból gyökerek utján felvett és tápanyagokat oldva tartalmazó vizé. A harmatot a növény a földfeletti részeivel is felszivhatja, de azzal tápanyagot nem kap, viszont a sejtnedveinek a szárazságtól bekövetkező koncentrációját enyhitheti vele. Jó kiadós harmat nálunk o,2-o,3 mm csapadéknak megfelelő nedvességet is szolgáltathat. Évi mennyisége alig több 15 mm-nél. A harmatnak a késői fagyok idejében is jelentőségük van. Ha ugyanis a levegő harmatpontja 0 C° felett van, akkor a lehüléskor képződő harmat elhárítja a fagyot, mert a harmatképződéskor felszabaduló kondenzációs hő a további hülésnek határt szab. Ha a harmatpont 0 C° alá esik, akkor fagykár lehetséges. A dér, mint csapadék nem jelentős, viszont a kisérőjelensége: a fagy, akár korai, akár kései alakjában kárt tehet. A zuzmara sok kárt tehet az erdőben, mert ha nagy tömegben rakódik le, letörheti a fák ágait. Távvezetékekre rakódva, azokat sulyával elszakithatja s a forgalomban zavarokat okozhat. Börnstein emlit egy esetet, amikor oly bőségos zuzmaralerakódás jelentkezett, hogy egy láb hosszu telefondrótra 4 kg zuzmara jutott s a telegráfoszlopok 2,9o m átmérőjü jogpalásttal vonódtak be.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

# AZ ATMOSZFÉRA OPTIKAI JELENSÉGEI.

A teljesen tiszta, por, füst s egyéb szennyeződésektől mentes atmoszférába feltekintve mély, kék szint látunk, ami a kék sugár könnyü szétszóródásának a következménye. Amint a levegőbe por kerül s lebegő állapotban finoman eloszlik benne, az égbolt kék szine opálossá válik.

Minthogy a levegő gáznemü test, könnyen előfordulhat, hogy egyes rétegei különböző sürüségüekké válnak. Ebben az esetben azonban a különböző sürüségü rétegeknek eltérő lesz a fénytörése is. Ilyen körülmények idézik elő a <u>délibáb</u> /Fata morgana/ jelenségét is. Puszták, sivatagok erősen áthevült talajától az atmoszféra alsó rétege is felmelegszik, ritkává válik. Felfelé azonban a hőmérséklet csökkenésével egyre sürübb a levegő is. A távoli tájról részben egyenes fénysugarak érkeznek a szemünkbe, ezek révén szerzünk tudomást a valóságos tájról; részben azonban a különböző sürüségü levegőrétegekben többszörös törést, majd teljes visszaverődést szenvedő sugarak is jutnak a szemünkbe. Ez utóbbiak végső szakaszának a meghosszabbitásában, a valóságos tájalak alatt, annak forditott helyzetü képe is látható. /27.ábra./



27. ábra. A délibáb jelensége.

A melegebb és ritkább levegő, amely közvetlenül a talaj felett van gyakran a világos eget tükrözi, ami azt a benyomást kelti, mintha a láthatáron vizfelület is volna. E legalsó és a felette levő rürübb levegőréteg között gyakran lo $C^{o}$-ot meghaladó

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

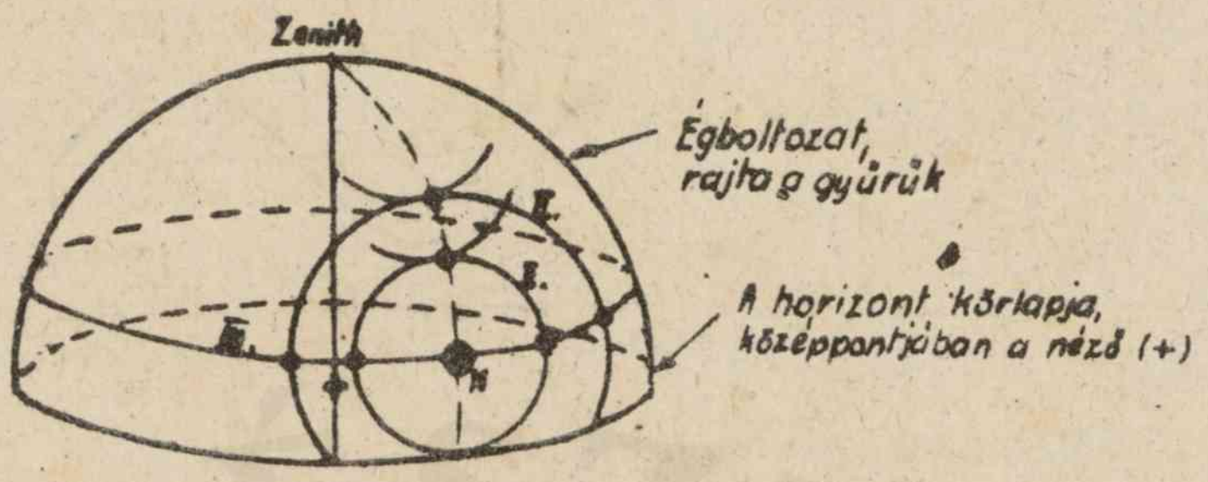
hőmérséklet különbség van. Az ezzel járó nagy sürüségbeli különbség teszi lehetővé a fénytörést s ezáltal az egész optikai jelenséget. Ezért a délibáb jelentkezésének feltételei közé tartozik, hogy a talaj száraz legyen s igy könnyen melegedjen, továbbá, hogy a felette felmelegedő levegőréteg helyben maradjon, vagyis szélcsend legyen.

Északi hideg tengereken megszokott jelenség, hogy az atmoszféra legelső rétege a hideg víztől igen lehül, sürüvé válik, felfelé azonban egyre melegebb s ritkább lesz. Ilyenkor a fata morgana a fentitől eltérő módon jelentkezik. A távoli hajót a horizon fölé emelve látja a szemlélő, sőt az is lehetséges, hogy a megemelés folytán olyan hajók is láthatókká válnak, amelyek egyébként még láthatatlanok volnának, mert a horizon alatt vannak. Cholnoky szerint a fata morgana tengeri változata a Balatonon is előfordul.

A felhők, mint apró vizcseppekből, jégtükristályokból álló képződmények gyakran szintén szép fénytörési, fényelhajlási jelenségek forrásai. Ezek a jelenségek esetenként egy-egy határozott felhőalakra mutatnak s igy a felhők osztályozásában s meghatározásában is jelentős szerephez jutnak. Főként a gyürü és udvarjelenségeknek van ebből a szempontból fontosságuk.

A napgyürü, az u.n. halo a cirrusz-felhők hatszöges jégtükristályainak fénytörése és fényvisszaverődése következtében előálló gyürüs fényjelenség /27.ábra/. A teljes halo összetett jelenség, mely a Nap képét koncentrikusan körülvevő gyürüket, a Napon áthaladó horizontális és vertikális helyzetü gyürüt s egyéb gyürürészleteket is tartalmaz. A gyürük metszéspontjain intenzivebb világosságu foltok jelentkeznek: a melléknapok. A koncentrikus körök közül a kisebbik /kis halo/ 23°, a nagyobbik /nagy halo/ 46° rádiuszu. Többnyire csak az ilyen koncentrikus gyürü fejlődik ki teljesen; a többi leginkább csak ivrészletek alakjában jelentkezik. A koncentrikus körök a fénytörés következményei s azért szivárványszinüek; belül a Nap felöl van a vörös, kivül az ibolya. A horizontális gyürü fényvisszaverődés következménye s azért fehér fényü. Amennyiben a jelenség a Hold képe körül alakul ki, holdgyürürül beszélünk. Az udvar jelensége

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




I. Kis halo; II. nagy halo (szinesek);
III. horizontalis gyürü (szintelen);
o melléknapok; N a Nap

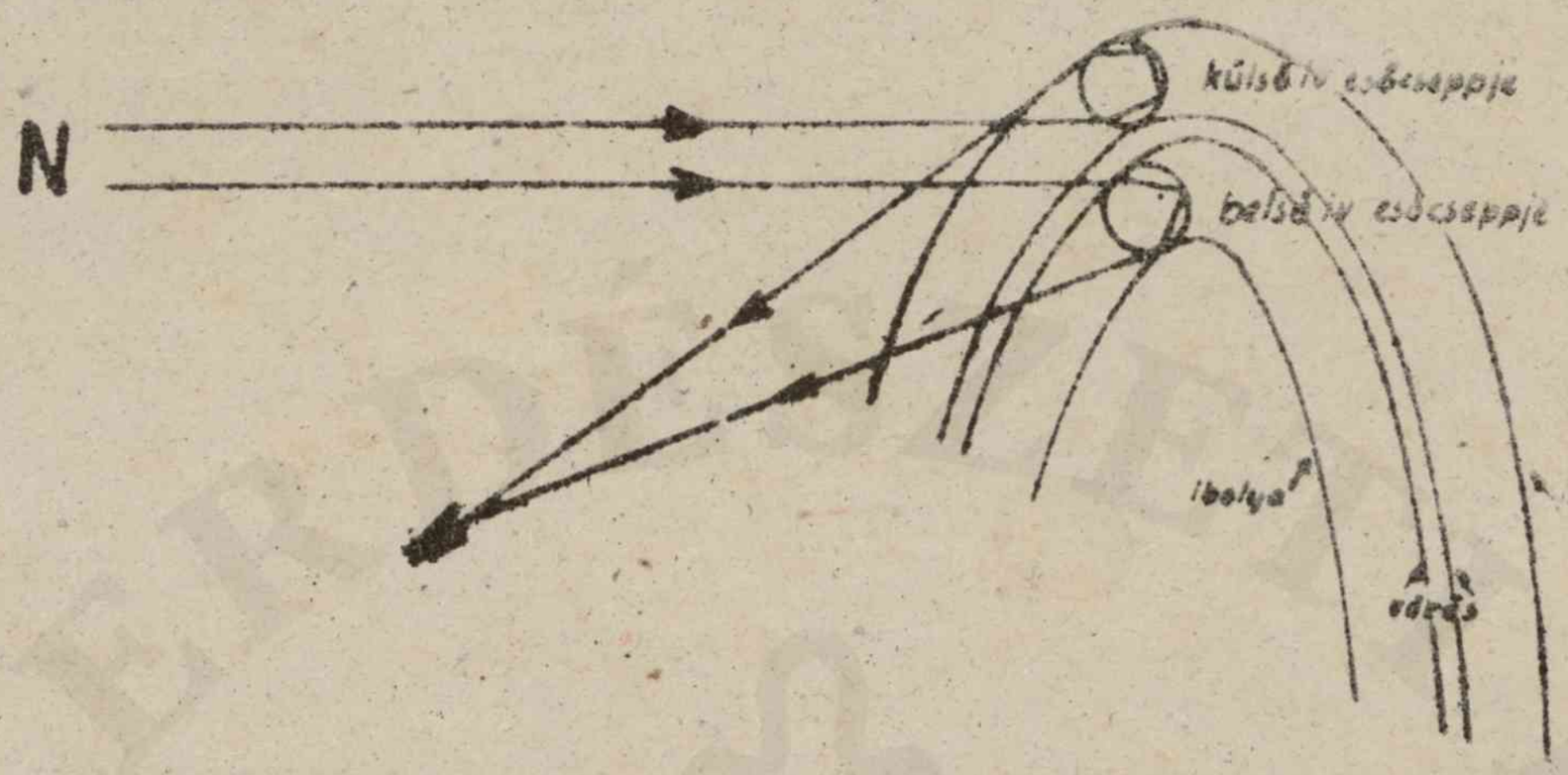
28. ábra. Halo-jelenség.

ezzel szemben a Napból vagy Holdból érkező sugaraknak a párányi vizcseppecskéken vagy jégtükristályokon való elhajlása jön létre. Ilyenkor az égitestet fényes mező veszi körül, amely kivül vörösesbarna, befelé következnek a spektrum többi szinei; legbelül van az ibolya. Az udvar nagysága attól függ, hogy a fényelhajlás milyen méretü cseppeken vagy jégtükristályokon következik be. Minél kisebbek ezek, annál nagyobb az udvar sugara; átlagban $2^{o}$-os. A halojelenségtől tehát az udvar mind a kisebb mérete, mind a spektrum forditott szinsora alapján is megkülönböztethető.

Gyakran megfigyelhető, hogy igen magas felhők pereme is irizál; ezt a jelenséget is a felhők parányi cseppecskéinek vagy jégtüinek a fényelhajlitása idézi elő.

Végül meg kell jegyeznünk, hogy a fennebbiekben tárgyalt optikai jelenségek mind az égitest és a szemlélő közé eső parányi vizcseppeken vagy jégtükristályokon következnek be s épen ezáltal lényegesen különböznek a szivárvány fényjelenségétől, amely tudvalevőleg azáltal jön létre, hogy a szemlélő a Nap és egy esőfüggöny között áll, /hátában a Nappal/ s hogy ezen függöny viszonylag nagyobb esőcseppjeibe lépnek be a napsugarak, ott megtörnek, szinkomponenseikre bontódnak, ezek a cseppekben reflektálódnak s a cseppből való kilépéskor ujból megtörnek; innen jutnak azután a szemlélő szemébe /29.ábra/. A szivárvány kivül vörös, belül ibolya. Gyakran előfordul azonban, hogy az első szivárvány körül még egy második szivárvány is jelentke-

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.




29.ábra. A szivárvány.

zik. Ezen második ív esetében a fény az esőcseppben kétszer reflektálódik s ezért a szemlélő szemébe forditott sorrendben érkezik a spektrum: belül a vörös, kivül az ibolya.

A mi szélességeink alatt igen ritkán van részünk a sarkokon megszokott szép fényjelenségben, az <u>északi fényben</u>. Néha szines kárpitok formájában, gyakran biborvörösre festett ég alakjában jelenik meg s alakját és helyét változtatja. Mágneses zavarokkal hozzák kapcsolatba, amelyek viszont a napfoltokkal állnak összefüggésben.

A villámokról, villogásról, melyek nálunk a gyakrabban előforduló optikai jelenségekhez tartoznak, a zivatarokkal kapcsolatban emlékeztünk meg.

- - - o o - - -

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.

© OEE Wagner Károly Erdészeti Digitális Szakkönyvtár 2025. Támogató: Agrárminisztérium szerz.sz.: EGF/201/2025.