

A szabadlégi mérés és az aerológiai segédfogalmak felhasználása az időjelző szolgálatban.

Földünk hideg, mérsékelt és meleg égöveinek, szárazföldjeinek és tengereinek, hegyvidékeinek és síkságainak sajátos levegőjét folyton változó irányú és erejű légáramlások keverik össze. Ez a keverő mozgás gyakran akkora sebességgel történik, hogy az áramló levegő megtarthatja eredeti tulajdonságait. Ennek következtében a mérsékelt égöv alatt szubtrópusi és sarkvidéki, a szárazföldek fölött tengeri és az óceánok fölött szárazföldi eredetű levegő jelenhet meg. Különböző sajátosságú légtömegek ezek, gyors áramlásuk első napjaiban élesen elkülönülnek az útkjukban talált levegőtől és határfelületeik, az *időjárás frontok* két, egymástól nagy mértékben különböző időjárás jelleget választanak el.

Az útnak indult légtömeg vándorlása, megállapodása, átalakulása, tehát az időjárást befolyásoló egész működésének vizsgálata a korszerű időjelző szolgálat legfontosabb feladata. Ebben a munkában kétségen felül nagyjelentőségűek a magasban végzett megfigyelések, éppen ezért ezek elterjesztése a nemzetközi meteorológiai szervezet évtizedekre visszanyúló törekvése.

A magaslégi közvetlen mérések önró műszerekkel, meteorográfokkal történnek. Ezek a levegő nyomását, hőmérsékletét és nedvességét jegyzik fel. A műszeres szabad ballonokkal végzett mérések feldolgozására azonban csak hetek, gyakran hónapok múlva kerülhet sor, pedig az időjelző szolgálat a feljegyzések gyors felhasználására törekszik. E miatt egészen a legutóbbi időkig repülőgépek, néhány obszervatóriumban pedig kötött ballonok és sárkányok vitték a műszereket a magasba. A háború kitörése előtt az Északamerikai Egyesült Államokban több, mint 20, Európában és Észak-Afrikában pedig 50-nél is több egyidejű felszállást végeztek (a legtöbb állomáson naponta kétszer). A repülőgépen átlagosan 5—7 km magasságig emelkedtek.

A legutóbbi időben egyre nagyobb számban használják a *rádiószondákat*. Ezek rádióhullámok útján adnak hírt a levegő fizikai állapotáról. A rádiószondákat szabad léggömbök emelik a magasba és a repülőgépeknél jóval nagyobb magasságot (15—20 km) érhetnek el. Az 1937-ben Salzburgban tartott nemzetközi meteorológiai konferencia felvetette 50 rádiószonda-állomásból álló európai hálózat tervét és hasonló tervet ajánlott a többi világrész számára. Az Egyesült Államokban a repülőgéppel végzett felszállásokat már a rádiószonda alkalmazása váltotta fel.

Magyarországon *dr. Hille Alfréd* kezdeményezésére a *m. kir. Légügyi Hivatal* 1927 októberétől 1931 júniusáig Szegeden rendezett összesen 67 repülőgép-felszállást. Ezek a felszállások 1935-ben Budapesten ismét megindultak és jelenleg is folynak. Európa magaslégi hálózatának délkelet felé legszélső állomása Budapest. Ennek nagy jelentőségét a nemzetközi meteorológiai irodalomban gyakran kiemelik.

Ezidőszert nem állanak rendelkezésünkre az európai hálózat megfigyelései, s így különösen hasznosnak látszik összefoglalni azokat a módszereket, amelyekkel egyetlen hazai felszállásunknak eredményeit felhasználhatjuk.

Induljunk ki a leglényegesebb időjárás elemről, a csapadékból. A felhőzet és a csapadék keletkezéséhez általában szükség van arra, hogy a levegő viszonylagos nedvessége elérje a 100 százalékot. Valamely lég-

tömeg ezt a telítettségi állapotot vagy úgy éri el, hogy környezetétől vizgőzt vesz fel, vagy pedig oly mértékben hül le, hogy nedvessége egyenlő lesz ezen az alacsonyabb hőmérsékleten lehetséges legnagyobb vízgőztartalommal. A csapadék képződésénél az utóbbi folyamat: a levegő lehülése játszik nagy szerepet.

A felhőzet létrejöttéhez tehát lehülés szükséges, ez pedig a szabad légkörben csaknem kizárólag a levegő emelkedő mozgása miatt következik be. Az emelkedő levegő kisebb nyomás alá jut, kiterjed, lehül s ezzel már teljesül is a telítettséghez, a vízgőz kicsapódásához, vagyis a felhőképződéshez, végül a csapadék létrejöttéhez szükséges feltétel.

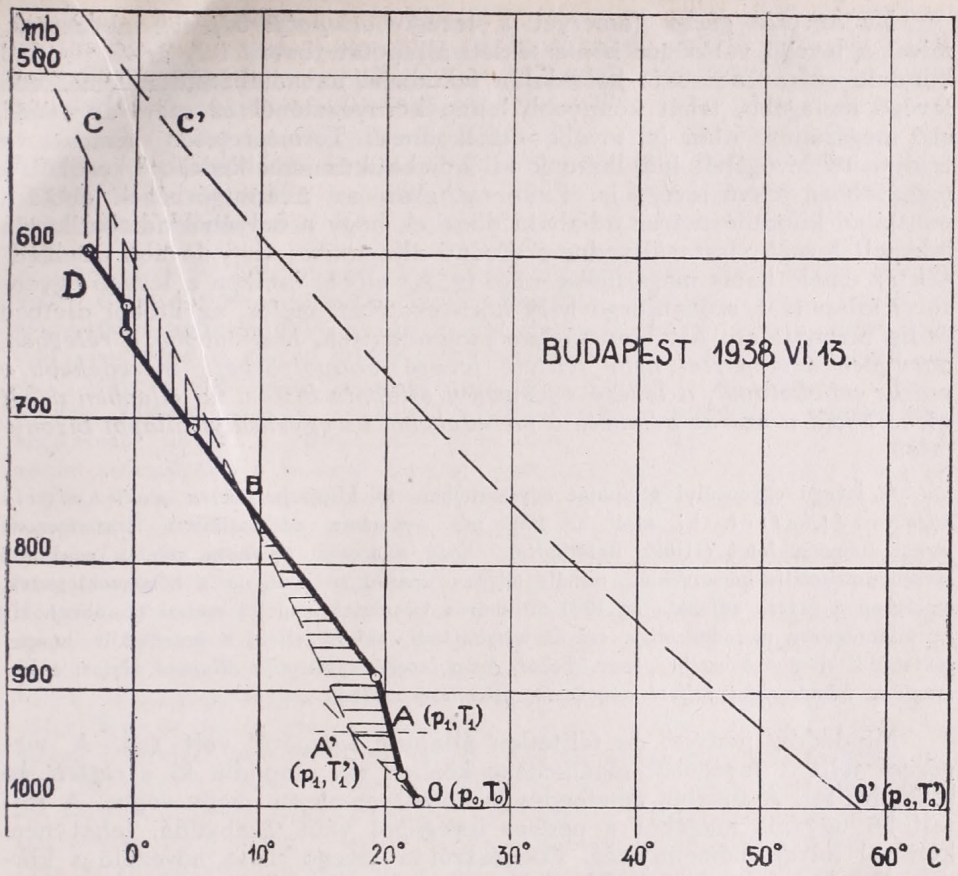
Ezek után az első kérdés, amelyre feleletet várunk felszállásunktól: *mi történnék a fölöttünk levő levegőben, ha azt valaminő ok emelkedésre kényszerítené.*

Ehhez elsősorban azt kell világosan látnunk, hogy milyen a fölöttünk levő levegő állapota. A felszállás adatai alapján megrajzolhatjuk a fölöttünk levő levegő *állapotgörbáját*. Az állapotgörbe megmutatja, hogy a felszállás idején a levegő hőmérséklete hogyan változott a magassággal. Az állapotgörbe berajzolásához legtöbbször olyan koordinátarendszert választunk, amelyben a függőleges tengelyre a magasság helyett az azzal igen szoros összefüggésben együtt változó légnyomás logaritmusát vesszük fel, a vízszintes tengelyre pedig a hőmérsékletet. Első ábránkon az OABD vonal a levegő állapotgörbéje az 1938 VI. 13-i budapesti felszállás adatai szerint. A talajon a felszállás idején 994 mb (746 mm) volt a légnyomás és 23° volt a hőmérséklet, tehát az ábra O pontja a talajon lévő levegő állapotának felel meg. A hőmérséklet felfelé állandóan csökkent és 2300 m magasságban (az ábrán 770 mb) 10° -os, 3600 m magasságban (652 mb) 0° -os, a 600 mb-os szintben (4300 m) -4° -os levegőt talált a kutató repülőgép.

Térjünk most vissza arra a kérdésre, mi történnék a levegőben, ha azt valaminő ok emelkedésre kényszerítené. Ha az emelkedő levegő környezetétől sem hőt fel nem vesz, sem annak hőt le nem ad, állapotváltozása *adiabatikus* (hőcserementes). Ilyen állapotváltozás közben kisebb nyomás alá kerülvén, hőmérséklete a nyomással meghatározott törvényszerűség szerint (Poisson egyenlet) csökken. Ez a csökkenés száraz levegő emelkedésénél 100 méterenként kerekén 1 fok.

Ez a törvényszerűség azonban szigorúan csak ideális gázra érvényes. Az eltérés az általános gázállandó értékében lép fel, amely ideális gáznál más, mint vízgőzzel kevert levegőnél. Minthogy a légkör termodinamikájában az általános gázállandó minduntalan előfordul, a számítások egyszerűsítése végett *Guldberg* és *Mohn* 1877-ben a *virtuális hőmérséklet* fogalmát vezették be. Tudvalevő, hogy az általános gázegyenlet összefüggést ad a gáz nyomása, hőmérséklete és sűrűsége között. Ez az összefüggés nedves levegőre nem érvényes, mivel ugyanolyan nyomású és hőmérsékletű nedves levegő sűrűsége vízgőztartalma szerint különböző lehet. Számítsuk ki, hogy a nedves levegő nyomásával egyenlő nyomású, de teljesen száraz levegő milyen hőmérséklet mellett lenne ugyanolyan sűrűségű, mint nedves levegőnk. A kapott érték a *virtuális hőmérséklet*. Belátható, hogy ha ezt a hőmérsékletet használnánk számításainkban a nedves levegő hőmérséklete helyett, érvényesek lennének a termodinamika egyenletei nedves levegőre is. Ez volt a virtuális hőmérséklet bevezetésének egyetlen célja s amint látjuk, ez semmi más, mint számítási segédeszköz. A virtuális hőmérsékletet a gyakorlatban könnyen kezelhető táblázatokból keressük ki.

Ha a telítetlen levegő adiabatus hőmérsékletváltozását is a nyomás logaritmusának függvényében ábrázoljuk, az egyeneshez közeleső görbét,



1. ábra. Emagramm. OABD állapotgörbe 1938 VI. 13-án Budapest felett.
 OA' és O'C' száraz adiabaták.
 A'BC nedves adiabatá.

úgynevezett „száraz adiabatát” kapunk. Ilyen száraz adiabaták az 1. ábrán látható OA' és az O'C' görbék. Nézzük meg közelebbről ezek jelentését. Ha például az O' pontnak megfelelő p_0 nyomású és T_0 hőmérsékletű levegőt adiabatikusan felemelnénk, hőmérséklete a csökkenő nyomással az O'C' száraz adiabatá szerint változna. Ugyanígy a p_0 nyomású és T_0 hőmérsékletű levegő adiabatikus változását az O A' száraz adiabatá írja le. Ilyen módon minden ponton át rajzolhatunk egy száraz adiabatát, amely ennek a pontnak megfelelő állapotú levegő adiabatikus változására jellemző.

Ha az O pontból adiabatikusan az A' pontba emelnénk a levegőt, nyomása p_0 -ról p_1 -re, hőmérséklete T_0 -ról T_1 -re csökkenne. Az adiabatikus állapotváltozás során a levegő nyomása és hőmérséklete az O A' száraz adiabatá mentén változna. Az adiabatikusan felemelt levegő a p_1 nyomású magasságban az állapotgörbe tanúság szerint olyan levegővel volna körülvéve, amelynek hőmérséklete: T_1 magasabb a felemelt levegő T_1 hőmérsékleténél. E miatt a felemelt levegő azonnal süllyedni kezdene, mihelyt az emelő hatás megszűnnék, minthogy környezeténél hidegebb és ezért nehezebb lenne.

Ha az OA görbe (amelyet a levegő *állapotgörbéjének* nevezünk, mivel a levegő valóságos hőmérsékleti állapotát tünteti fel) az O pontból kiinduló száraz adiabata baloldalán feküdnék, az adiabatikusan emelkedő levegő melegebb, tehát könnyebb lenne környezeténél és ezért az emelő erő megszűnése után is tovább emelkednék. Természetesen nemcsak a talajmenti levegőből indulhatunk ki, adiabatikus emelkedésbe kezdhet a magasabban fekvő levegő is. Ekkor azonban az állapotgörbének ebből a pontjából kiinduló száraz adiabata dönti el, hogy a helyéből adiabatikusan felemelt levegő visszasüllyedne-e eredeti állapotába, vagy tovább emelkednék az emelő hatás megszűnése után is. Az előbbi esetben a levegő egyensúlyi állapota a szóbanforgó hely környezetében biztos, az utóbbi esetben pedig bizonytalan. Általánosságban kimondhatjuk, hogy *abban a rétegben, amelyben a vízgőzzel nem telített levegő állapotgörbéje meredekebb a száraz adiabatánál, a levegő egyensúlyi állapota biztos, ha ellenben a két görbe közül a száraz adiabata a meredekebb, az egyensúlyi állapot bizonytalan.*

A levegő egyensúlyi állapotát egyszerűbben is kifejezhetjük a *potenciális hőmérséklettel*. Ez alatt az 1000 mb nyomásra adiabatikusan összenyomott levegő hőmérsékletét értjük. Beláthatjuk, hogy a száraz adiabata mentén emelkedő levegő potenciális hőmérséklete mindig ugyanaz marad és pedig az a hőmérsékletérték, amelyben a száraz adiabata az 1000 millibáros vízszintes tengelyt metszi (1. ábra). Ha az állapotgörbe meredekebb a száraz adiabatánál, akkor felfelé a potenciális hőmérséklet nő, ellenkező esetben fogy. Tehát, *ha a levegő egyensúlyi állapota biztos, a potenciális hőmérséklet felfelé növekszik, ellenkező esetben csökken.*

Mindaddig nedves, de telítetlen állapotú levegőről volt szó. A vízgőzzel telített levegőből emelkedése közben víz csapódik ki s *rejtett hő* szabadul fel. A további emelkedés is hőcserementesen megy végbe. A rejtett hő ugyanis magából a nedves levegőből válik szabaddá, tehát nem kívülről felvett hőmennyiség. Másrésztől a levegő rossz hővezető s környezetének a felszabaduló hőből elenyésző keveset ad át, gyakorlatilag az egész saját hőmérsékletének emelésére fordítja. Ennek következtében az emelkedő levegő lehülése mérséklődik. Ha tehát a telített levegőt adiabatikusan emelnénk, lehülése már nem a száraz adiabatán, hanem ennél meredekebb görbén az ú. n. *nedves adiabatán* menne végbe. Ha például az 1. ábra B pontja által ábrázolt levegő telített lenne, adiabatikus emelkedésnél hőmérséklete a BC nedves adiabata szerint csökkennék. Miután ez a B pont fölött az állapotgörbénél meredekebb, az előzőek alapján beláthatjuk, hogy a B pont felett telített levegő esetén az egyensúlyi állapot bizonytalan.

Ezek alapján kimondhatjuk, hogy *abban a rétegben, amelyben a vízgőzzel telített levegő állapotgörbéje meredekebb a nedves adiabatánál, a levegő egyensúlyi állapota biztos, ellenkező esetben bizonytalan.*

A telítetlen levegő egyensúlyi állapotát e szerint a száraz, a telítettét pedig a nedves adiabata dönti el. Gyakran előfordul, hogy a telítetlen levegő állapotgörbéje meredekebb a száraz adiabatánál, de kevésbé meredek, mint a nedves adiabata. Ez a levegő biztos egyensúlyban van, mert telítetlen, de ha ugyanerre a nyomásra és hőmérsékletre telített levegő kerül, az utóbbinak egyensúlyi állapota bizonytalan lesz.

Átgondolhatjuk ezt a folyamatot az 1. ábrán. A gondolatban az A' pontig emelt levegő a nedvességadatok szerint itt elérné telítettségét. Ha innen tovább emelnők, lehülése az A'BC nedves adiabata szerint menne végbe. Közben természetesen telített maradna. Az állapotgörbe B pontját

is vízgőzzel telítve érné el és ebben a magasságban ugyanolyan nyomású és hőmérsékletű lenne, mint környezete. Telítettsége következtében azonban a B pont felett már bizonytalan egyensúlyi helyzetbe kerülne s külső erő nélkül is tovább emelkednék.

A levegő egyensúlyi állapota tehát VI. 13-án olyan volt, hogy ha a talajmenti levegőt valami külső erő a 770 millibáros, kb. 2300 m magas szintig felemelte volna, innen kezdve az erő igénybevétele nélkül is folytatta volna emelkedését.

Képzeld el, hogy ez a levegő adiabatikusan mindaddig tovább emelkednék, amíg összes vízgőztartalmát kicsapódás következtében elveszítené. Ha most a levegőt újból alacsonyabb szintre hoznánk, ismét felmelegedne ugyan, de már nem a nedves, hanem egy száraz adiabata mentén, miután időközben minden vízgőztartalmát elvesztette. Minden nedves adiabatához tartozik egy száraz adiabata olyanformán, hogy a nedves adiabata szerint hűlő és víztartalmában lecsapódás folytán egyre szegényedő levegő a teljes kiszáradás után e szerint a száraz adiabata szerint melegednék fel, ha ismét nagyobb nyomás alá kerülne. Nyomjuk össze gondolatban szárazzá lett levegőnket adiabatikusan 1000 millibárra. Ez a C'O' száraz adiabata mentén a T_0 hőmérsékletet venné fel. Ez levegő *pszeudopotenciális hőmérséklete*. Ezt tehát úgy nyerjük, hogy képzeletben adiabatikusan addig emeljük a levegőt, amíg telítődik, innen ugyancsak adiabatikusan, de most már a nedves adiabata mentén tovább emeljük, míg összes vízgőztartalmát elveszíti, ezután adiabatikusan összenyomjuk 1000 mb-ra s az itt felvett hőmérséklet a *pszeudopotenciális hőmérséklet*. Beláthatjuk, hogy bármely adiabatikus változásnál, történjék az a levegő telítetlen, vagy telített állapotában, a pszeudopotenciális hőmérséklet változatlan marad. Azonnal belátjuk, hogy ez milyen hasznos tulajdonság. A levegő haladása közben különböző akadályok (hegyoldal, szembe haladó, nyugvó, vagy egyirányú, de lassabban haladó hidegebb légtömeg stb.) miatt emelkedni és süllyedni kényszerül. Ezen adiabatikus változások során a légtömeg pszeudopotenciális hőmérséklete változatlan marad, de nyomban megváltozik, ha a levegő valamely helyen megnyugodva, környezetétől hőt vesz fel, vagy annak hőt ad át, másszóval, ha átalakulása megkezdődik. A pszeudopotenciális hőmérséklet segítségével tehát külön tudjuk választani a levegő emelkedésével és süllyedésével járó adiabatikus állapotváltozásokat a környezet nem adiabatikus hatásaitól.

Hasznos gyakorlati eredményeket kapunk, ha megvizsgáljuk azokat az energia viszonyokat, amelyek az adiabatikus emelkedésnél fellépnek. Az 1. ábrán látható O A' száraz adiabata, továbbá az állapotgörbe OA darabja és az A'A egyenes egy háromszög alakú területet vesznek körül. Egyszerű megfontolás azt mutatja, hogy ez a terület azzal a munkával arányos, amelyet el kell végeznünk, ha a levegőt adiabatikusan az O pontból az A' pontba emeljük. Ha az állapotgörbe a száraz adiabata baloldalán fekédnék, a levegő emelésénél nem kellene munkát végeznünk. Ebben az esetben a megfelelő területtel arányos energia szabadulna fel a levegő adiabatikus emelésekor s ez az energia használnódna fel a levegő emelésére. Az emelkedő levegő az A' pontban telítődik, innen kezdve a száraz adiabata szerepét a meredekebb nedves adiabata veszi át.

Látjuk, hogy az O és B pontok között az adiabaták balra esnek az állapotgörbétől, tehát a talajmenti levegő adiabatikus emelésénél külső erő munkájára van szükség és ez a munka arányos a vízszintesen vonalkázott területtel. A B pont fölött a nedves adiabata az állapotgörbe jobb oldalára kerül, tehát ha a külső erő a B pontig emelte a levegőt, a további emelkedés folyamán a függőlegesen vonalkázott területtel arányos energia szabadul fel. Ez már maga végzi a levegő emelését és mivel mindeneségyes útdarab megtevése után új és új felszabaduló energia növeli az emelkedő

levegő mozgási energiáját, a levegő egyre gyorsuló mozgással emelkedik felfelé. Ez pedig egyre hevesebb csapadékképződéshez, záporosóhoz és végül zivatarhoz vezet.

A levegő állapota 1938 VI. 13-án alkalmas volt arra, hogy Budapest fölött zivatar fejlődjek ki. Ehhez azonban olyan külső erőre volt szükség, amely a talajmenti levegőt 770 mb nyomású (2300 m) magasságba tudja emelni s ebbe a munkába képes belefektetni a vízszintesen vonalkázott területnek megfelelő energiát. Ez a külső erő ugyanezen a napon éjjel hidegbetörés alakjában meg is érkezett. A magyar medencébe behatoló hideg levegő a magasba emelte az alsó rétegek levegőjét s ezzel elvégezte a zivatar megindításához szükséges munkát.

A levegő állapotának ezt az ábrázolását *Refsdal emagrammnak* nevezi. Jellegetes tulajdonsága, hogy a levegő emelésénél és süllyedésénél fellépő energiák arányosak a fent említett területtel.

Több ilyen, úgynevezett „felülethű” ábrázolás van elterjedve a gyakorlatban. Az emagrammnál szereplő hőmérséklet-logaritmikus nyomásbeosztás helyett használhatjuk a nyomás-fajlagostérfoogatbeosztást, továbbá a hőmérséklet-entrópiabeosztást (*tephigramm*), és az abszolút hőmérséklettel szorzott logaritmikus nyomás-logaritmikus hőmérsékletbeosztást (*aerogramm*). Az ezeket ábrázoló űrlapokat közös néven *adiabata-papíroknak* nevezik. Az adiabata-papírra berajzoljuk a felszállásból nyert állapotgörbét és ennek a papíron lévő száraz és nedves adiabatakhoz, valamint esetleges egyéb segédvonalakhoz képest elfoglalt helyzete szolgál alapul a légköri állapot elemzéséhez. Ide tartoznak azok az ábrázolások is, amelyek nem felülethűek ugyan, ezt a hiányukat azonban más előnnyel pótolják. Ilyen az európai szolgálatban elterjedt *Stüve*-féle adiabata-papír. Ennél a vízszintes tengelyen a hőmérséklet-beosztás, a függőleges tengelyen pedig a nyomásbeosztás van elhelyezve, az utóbbi azonban olyan léptékben, hogy a száraz adiabatakat nem görbék, hanem egyenesek ábrázolják. Ez a tulajdonsága a munkát rendkívüli módon megkönnyíti. A száraz adiabata mellett nedves adiabata és a fajlagos nedvesség görbéi vannak rányomva erre az adiabata-lapra.

*

Az adiabata-lapra a kora reggeli állapotgörbét felrajzolva, következtetni tudunk például a derült nyári napok jellegzetes gomolyfelhőinek keletkezésére, kifejlődésére, élettartamára. A délelőtti órákban egyre erősödő napsugárzás melegíteni kezdi a talajt, s megkezdődik a talajtól felmelegített levegő függőlegesen emelkedő mozgása. A levegő közben adiabatikusan hűl s egy bizonyos, nedvességtartalmától függő magasságban telítetté válik. Ha felszállásunkat adiabata lapon ábrázoljuk, könnyen kiszámíthatjuk a telítettségi magasságot s ez nem más, mint a napközben fejlődő gomolyfelhők alapjának magassága. Kiszámíthatjuk azt a munkát is, amelyet a napsugárzásnak végeznie kell, miközben a talajmenti levegőt ebbe a magasságba emeli. Megítélhetjük reggeli felszállásunk alapján azt is, hogy átadhat-e a napsugárzás ekkora energiát a talajnak, azaz várható-e egyáltalán gomolyfelhők képződése és mily mértékű lehet az.

A telítési magasság fölött már a nedves adiabata szabja meg az emelkedő levegő mozgását. Ha ez azt mutatja, hogy a levegő egyensúlyi állapota a telítési magasság fölött biztos, akkor az emelkedő levegő mozgása felfelé lassulni fog, bizonytalan egyensúlyi állapot esetén ellenben a telítési magasságig emelt levegő újult erővel emelkedik tovább. Az előbbi esetben csak lapos gomolyfelhők képződnek, az utóbbi eset azonban megengedi a gomolyfelhők feltornyosulását. Ha azután nagyobb magasságban

biztos egyensúlyú levegőréteget találunk, vagyis az állapotgörbe újra átmegy az adiabata jobboldalára, bizonyosra vehetjük, hogy ez megakasztja a levegő függőleges mozgását, ha elegendő nagy a réteg vastagsága. Ilyenkor a feltornyosult gomolyfelhő ebben a rétegben szétterül. Ha ez a biztos egyensúlyú réteg nem elegendő vastag ahhoz, hogy az emelkedő levegő mozgását teljesen lefékezze, a feltornyosuló gomolyfelhő áttöri ezt a réteget és fölötte újból gyorsuló mozgással emelkedik tovább. Ha nagy magasságban sem találunk biztos egyensúlyú réteget, zivatarfelhő képződésére és hőzivatarokra lehetünk elkészülve.

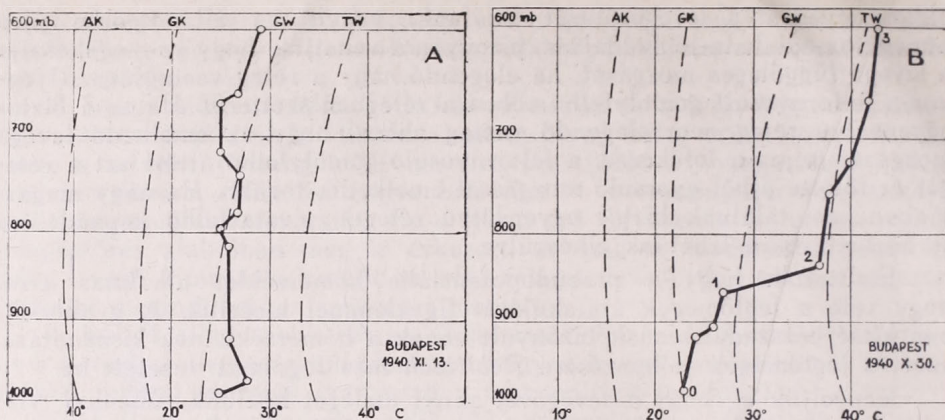
Említettük, hogy a pszeudopotenciális hőmérséklet alkalmas arra, hogy vele a légtömegek átalakulását figyelemmel kísérjük. A gyakorlatban kissé hosszadalmasnak bizonyult ennek a hőmérsékletnek kiszámítása, azért a légtömegek jellemzésére *Robitzsch* más fogalmat vezetett be.

Képzeljük el, hogy a levegővel annyi meleget közlünk, amennyi vízgőztartalmának kicsapódásakor felszabadulna. Ez az állandó nyomáson tartott levegőt felmelegítené. Ilyenformán annál magasabb hőmérséklethez jutunk, minél nagyobb légtömegünk nedvességtartalma. Az így megnagyobbított hőmérsékletet nevezzük *ekvivalens hőmérsékletnek*. Ha ezt a levegőt azután adiabatikusan összenyomjuk 1000 mb-ra, azaz az ekvivalens hőmérsékletnek potenciális értékét képezzük, eljutunk a légtömeg *potenciális ekvivalens hőmérsékletéhez*. Vegyük észre a különbséget a potenciális ekvivalens és a pszeudopotenciális hőmérséklet között. Az előbbinél a nedvességeközta hőmérsékletöbblethez úgy jutottunk, hogy állandó nyomáson közöltük a levegővel a nedvességtartalmának megfelelő hőt. Az utóbbit pedig nyomáscsökkenéssel addig hűtöttük adiabatikusan, míg minden nedvességét elvesztette. A potenciális ekvivalens hőmérséklet szigorúan véve nem marad állandó az adiabatikus változásoknál, de a gyakorlat számára állandósága kielégítő.

A teljesség kedvéért megjegyezzük, hogy gyakran fordított sorrendben végzik el az előbbi műveleteket: előbb a légtömeg hőmérsékletének potenciális értékét állítják elő, tehát kiszámítják azt a hőmérsékletet, melyet adiabatikus összenyomás után 1000 mb-on felvenne, azután növelik meg az így kapott értéket nedvességtartalmának megfelelő mértékben. Ez nem más, mint a légtömeg potenciális hőmérsékletének ekvivalens értéke, röviden az *ekvivalens potenciális hőmérséklet*. Ez a potenciális ekvivalens hőmérséklettől egész fokokban is különbözhet.

A három hőmérséklet közül a potenciális ekvivalenst használják leginkább a gyakorlatban, mivel ennek kiszámítása a legegyszerűbb. Hosszú neve mellett a görög *theta* elnevezést kapta és az a görbe, amely a magasság, vagy a nyomás függvényében ábrázolja a potenciális ekvivalens hőmérséklet függélyesmenti változását: *a thetogramm*.

Schinze német meteorológus hatalmas munkával több, mint 10,000 német felszállás thetogrammját szerkesztette meg. Csoportokba foglalta azokat, melyek különböző eredetű légtömegekhez tartoztak s ezt elvégezte mindenegyes hónapra. Munkájában Közép-Európát figyelembe véve négyféle légtömeget különböztetett meg: *szubtrópusi* (TW), *mérsékelt égövi meleg* (GW), *mérsékelt égövi hideg* (GK) és *arktikus* (AK) légtömegeket. Ilyenformán mindenegyes hónapra négy átlagos thetogrammot kapott, melyeket *Typ-Homológoknak* nevezett. Ilyen homológokat látunk a 2. ábrán. A 2/A ábra szaggatott görbéi a novemberi, a 2/B ábra hasonló négy görbéje az októberi homológokat tünteti fel. Az így előkészített *theta*



2. ábra. *Theta*grammok. A szággatott görbék Schinze-féle homologók, a vastagon kihúzott vonalak az 1940 XI. 13. és 1940 X. 30.-i felszállás alapján szerkesztett *theta*grammok.

gramm-papírra rajzoljuk fel két, Budapesten végzett felszállás *theta*grammját.

A 2/A ábrán azt látjuk, hogy az egyes *theta*-értékeket ábrázoló bekarikázott pontok megközelítőleg a GW homologóra esnek. A *theta*gramm tehát arra enged következtetni, hogy ezen a napon Budapest fölött nagy magasságokig mérsékelt égövi meleg levegő foglalt helyet.

A 2/B ábra már nem ilyen egyszerű képet ad a szabad légkörről. A 0-tól az 1 pontig az egyes *theta*-értékek a GK és GW homologók közé esnek, a 2 és a 3 pontok között pedig a TW homologó körül csoportosulnak. Az 1 és 2 pontok között éles átmenettel ugrik a *theta*gramm egyik homologórról a másikra. Azt mondhatjuk tehát, hogy az 1 pont (1300 m) alatt az októberi átlagos mérsékelt égövi meleg levegőnél valamivel hidegebb, a 2 pont (1600 m) fölött pedig az októberi átlagos szubtrópusi levegő helyezkedett el Budapest fölött. A két levegő potenciális ekvivalens hőmérséklete körülbelül 10 fokkal különbözik egymástól, s ez a nagy hőmérsékletkülönbség alig 300 m vastag *átmeneti rétegen* (az 1 és 2 pontok között) oszlik el. A képet teljessé teszi a magassági szélmerés. E szerint az átmeneti réteg alatt északkeleti szél fúj, a réteg alsó határán azonban délire fordult a szél. A felszállás tanúsága szerint itt kezdődik a felhőzet is, amely a jelzett napon az ország egész területén kiadós csapadékot adott. (Felhőzet jelenléte a *theta*grammból nem olvasható ki, ezt a műszer nedvességfeljegyzése adja.) Mindezeket figyelembe véve tiszta képet alkotunk magunknak az 1940 október 30-án kialakult időjárási helyzetről. A talajon mérsékelt meleg levegő helyezkedett el. A magasban déli szél jutott uralomra és szubtrópusi meleg levegőt hozott magával. Ez az itt talált hidegebb levegő fölé siklott és emelkedő mozgása következtében felhőzet és csapadék keletkezett. A *theta*gramm számadatokkal is megvilágítja az időjárási helyzetet. A talaj fölött 1300 m-ig a hidegebb levegő helyezkedett el, 1600 m fölött pedig melegebb levegőt találunk. A közbeeső réteg, a légtömegeket szétválasztó frontfelület a valóságban 300 m széles.

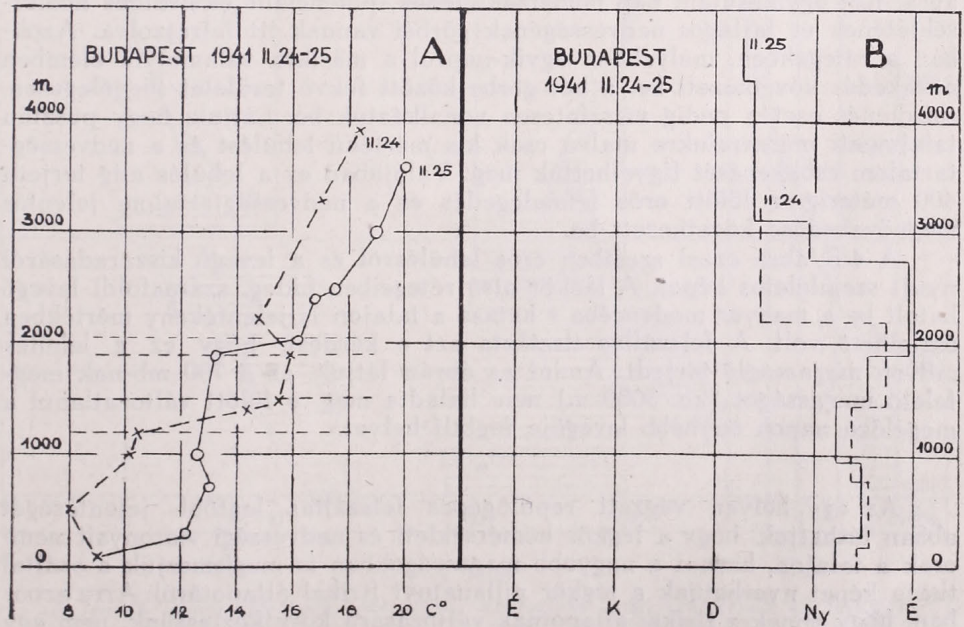
A *theta*grammnak ez a jellegzetes formája a téli hónapokban a meteorológust a legnagyobb óvatosságra inti, mert a légi közlekedés egyik veszedelemére, a *repülőgép jegesedésére* hívja fel a figyelmet. Általában csak azt mutatja ez a *theta*gramm, hogy hidegebb levegő fölött melegebb

helyezkedik el. A repülőgép számára akkor válik ez a helyzet veszedelemmé, ha az átmeneti réteg fagypont alatti és néhány fokkal az olvadáspont fölötti hőmérsékletű légtömegeket választ el egymástól. Ilyenkor a csapadék nulla foknál kissé melegebb eső alakjában jön létre, de az alsó hidegebb levegőbe jutva, hőmérséklete a fagypont alá süllyed és túlhűlt vízcsepp alakjában folytatja útját. Ezek a legkisebb rázkódásnál, ütődésnél megfagynak. A repülőgépre hulló túlhűlt vízcseppek súlyos jégréteggel vonják be a gép testét és könnyen szerencsétlenség okozóivá válhatnak. A jegesedés egyéb lehetőségeire és formáira itt nem térhetünk ki, elég ha utalunk *dr. Hille Alfréd* nemrégiben megjelent „Légkörten” című könyvére.

Nagyobb észlelési anyag birtokában megkereshetjük a frontfelület magasságát más állomások fölött is. Európára kiterjedő hálózat már módot ad arra, hogy a légtömegek térbeli elhelyezkedését különböző fekvésű függőleges metszetekben ábrázoljuk.

A *Bjerknes*-féle dinamikus meteorológia, amely a frontfelület bevezetésével a világháború utáni időjelző szolgálatot új alapokra helyezte, a repülőgépes felszállásokkal közvetlen méréseken alapuló segítséget és, ha egyáltalában szükség van rá, bizonyítékot is nyert. A fenti thetagramm láttán, aminőnek a mindennapos felszállásokban se szeri, se száma, nem kételkedhetünk olyan, aránylag vékony rétegek jelenlétében, amelyek két egymástól merőben különböző légtömegeket választanak el. De nemcsak a hőmérséklet és a nedvesség ugrásszerű változásában jelentkezik a légtömegeket elválasztó felület, igen gyakran következtetni tudunk arra a magassági szélmerésből is. Lássunk erre egy szemléletes példát.

A szél irányának 1941 II. 24. és 25-én észlelt függélyesmenti változását tünteti fel a 3/B ábra. Ugyanezen napokról a felszállás thetagrammjai



3. ábra.
 A. Thetagrammok 1941 II. 24. és 25-én Budapest fölött
 B. Szélirányok " " "

a 3/A ábrán láthatók. Az első napon északnyugat felől hideg levegő hatolt be a magyar medencébe. Minthogy az itt talált meleg levegőnél nehezebb volt, először az alsó légrétegeket kerítette hatalmába. Független méretei azonban a folytonos északnyugati szél következtében egyre nőttek. A 3/B ábra azt mutatja, hogy II. 24-én az északnyugati szél 2200 méterig nyúlt fel, e fölött délnyugati áramlás volt uralmon. A következő napon már nagyobb magasságig: 2800 méterig fújt északi szél, és csak 3000 méternél kezdődött a délnyugati légáramlás. A szél irányváltozását kissé késve követi a hőmérséklet változása. Az első nap theta grammja 1500 m fölött még enyhe levegőt mutat s a hideg levegő csak 1200 méterig nyúlik fel. Ugyancsak alacsonyabban van II. 25-én a két vízszintes szaggatott vonal között fekvő átmeneti réteg, mint ugyanezen a napon a szélirányban bekövetkezett ugrás. Így van ez gyakran a talajmentén is, a szélfordulást csak hosszabb-rövidebb idő múlva követi a hőmérséklet megváltozása.

Látható, hogy repülőgép-felszállás hiányában a pilótmérés egyedül is sokat elárul a levegő rétegeztségéről.

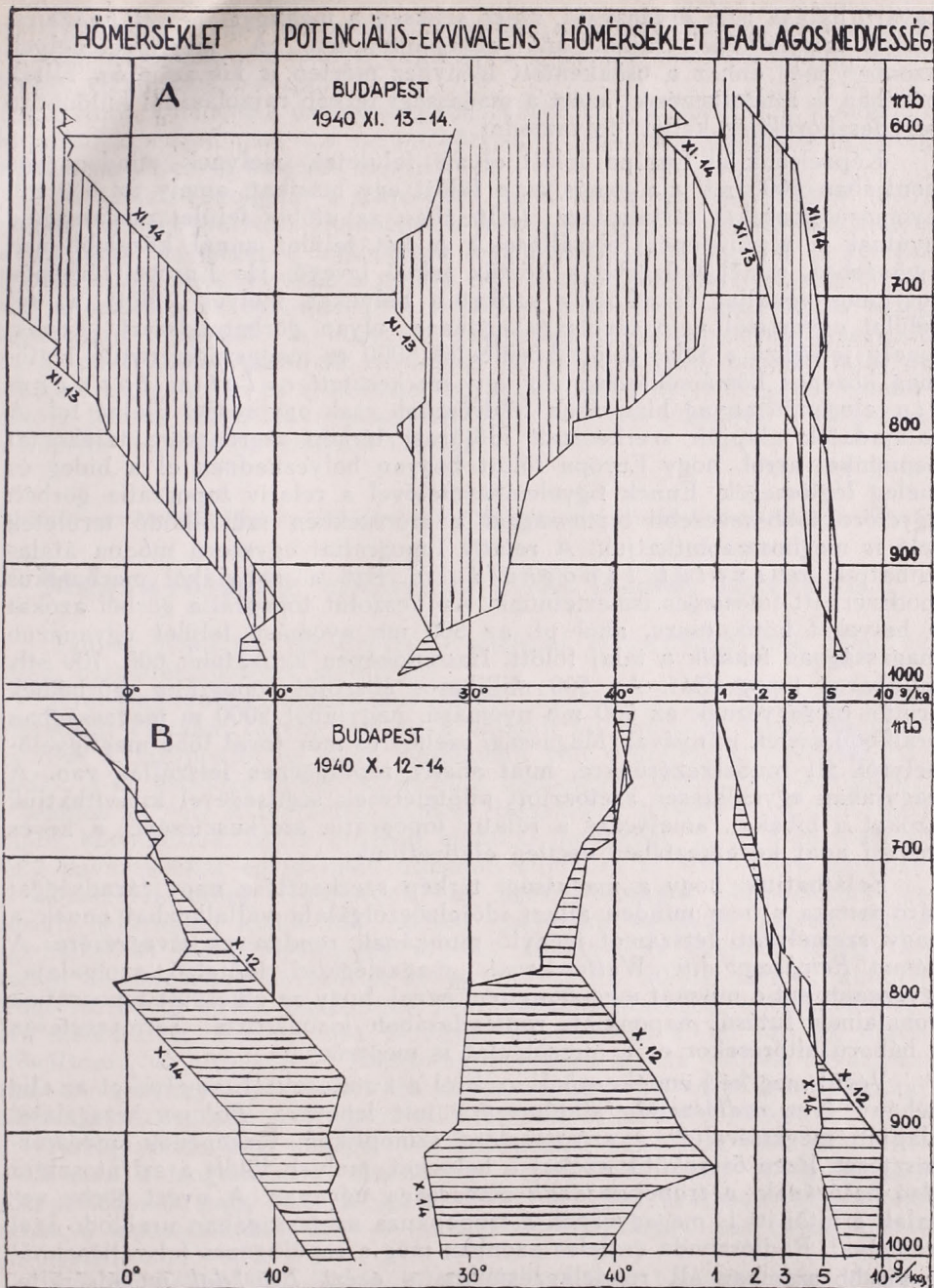
A theta gramm a légtömegek felismerésében nagy segítséget nyújt, arra azonban, hogy a levegő lehülését és felmelegedését jelezze, nem mindig alkalmas. Az ekvivalens hőmérséklet számításánál két tényezőt vettünk figyelembe: a levegő hőmérsékletét és nedvességtartalmát. A légkörben bekövetkezhet olyan változás is, amikor a levegő hőmérsékletének csökkenését a nedvességtartalom megnövekedése ellensúlyozza s ezért végeredményben a potenciális ekvivalens hőmérséklet változatlan marad. Azért, ha a troposzférában egyik napról a másikra bekövetkezett változást akarjuk megvizsgálni, a thatán kívül a hőmérsékletet és a fajlagos nedvességet is figyelembe kell vennünk.

A magasban bekövetkezett nagyarányú felmelegedést mutat a 4/A ábra. Két egymásutáni nap hőmérsékletének, potenciális ekvivalens hőmérsékletének és fajlagos nedvességének görbéi vannak itt felrajzolva. Azokban a rétegekben, melyekben egyik-napról a másikra valamelyik elemben növekedés következett be, a két görbe között fekvő területet függőlegesen, csökkenés esetén pedig vízszintesen vonalkáztuk be. Látjuk, hogy pusztán talajmenti műszereinkre utalva csak kis mértékű lehülést és a nedvességtartalom csökkenését figyelhettük meg. Valójában ez a lehülés alig terjedt 400 méterig, e fölött erős felmelegedés és a nedvességtartalom jelentős megnövekedése következett be.

A 4/B ábra ezzel szemben erős lehülésről és a levegő kiszáradásáról nyújt szemléletes képet. A légkör alsó rétegeiben hideg, szárazföldi levegő hatolt be a magyar medencébe s hatása a talajon is jelentékeny mértékben észlelhető volt. A felszállás tisztázta azt a kérdést, hogy ez a lehülés milyen magasságig terjedt. Amint az ábrán látjuk, ez a 700 mb-nak megfelelő magasságot (kb. 3000 m) nem haladta meg, e fölött változatlanul a megelőző napok enyhébb levegője foglalt helyet.

*

Az egy helyen végzett repülőgépes felszállás legfőbb jelentőségét abban láthatjuk, hogy a légkör hőmérsékleti és nedvességi viszonyait nemcsak a talajon, hanem a nagyobb magasságokban is megismerjük s ezáltal tisztá képet nyerhetünk a légkör pillanatnyi fizikai állapotáról. Arra azonban, hogy ennek a fizikai állapotnak változására következtessünk, nem egy felszállásra, hanem nagy területek fölött egyidőben végzett mérésekre van szükség. Ezeknek a mérési eredményeknek birtokában a magasabb rétegekről is rajzolhatunk időjárási térképet s mivel itt a talaj közvetlen



4. ábra.

A levegő hőmérsékletének, potenciális ekvivalens hőmérsékletének és fajlagos nedvességének megváltozása Budapest fölött. ||| emelkedés, ≡ csökkenés.

A. 1940. XI. 13.-áról X. 14.-ére,

B. 1940. X. 12.-éről X. 14.-ére.

zavaró hatása nem érvényesül, nincs szükség a megfigyelőhelyek százáira, ami a talajterképek rajzolásánál elengedhetetlen. A megfigyelőhelyek azonban még ehhez a csökkentett igényhez mérten is kis számban álltak békében is rendelkezésre, azért a magassági térkép rajzolásánál különböző segédeszközökhöz kellett folyamodni.

Képzelnünk el Európa fölött olyan felületet, melynek mindenegyes pontjában 1000 mb a nyomás és e fölött egy másikat, amely az 500 mb nyomású pontokat tartalmazza. (Általában az utóbbi felület magasságáig nyúlnak a repülőgépes felszállások.) A két felület annál közelebb van egymáshoz, minél hidegebb a köztük fekvő levegő. Ha Európa térképén folytonos vonallal összekötjük azokat a helyeket, melyek fölött a két felület egymástól való távolsága ugyanaz, olyan görberendszert kapunk, amely jellemző a talaj fölött körülbelül 5000 m magasságig nyúló légtömeg közepes hőmérsékletére. Az így szerkesztett *relatív topográfia* elegendő anyag hiányában földrészünk csak egy részét ölelné fel. A talajadatok alapján szerkesztett időjárási térkép szerencsére tájékoztat bennünket arról, hogy Európa fölött hogyan helyezkednek el a hideg és meleg légtömegek. Ennek figyelembevételével a relatív topográfia görbéit egyelőre több-kevesebb biztonsággal a mérésekben szűkölködő területek felé is meghosszabbíthatjuk. A relatív topográfiát egyszerű módon átalakíthatjuk *abszolút topográfiává*. Ezt a nagyjából mechanikus módszert itt fölösleges ismertetnünk. Az abszolút topográfia görbéi azokat a helyeket kötik össze, ahol pl. az 500 mb nyomású felület ugyanazon magasságban fekszik a talaj fölött. Hasonlóképpen kaphatunk 600, 700 stb. millibáros topográfiát. Az 500 millibáros abszolút topográfia görbéinek érintői megegyeznek az 500 mb nyomású, nagyjából 5000 m magasságban uralkodó szelek irányával. Magassági szélmérséklet már jóval több megfigyelőhelyről áll rendelkezésünkre, mint ahány repülőgépes felszállás van. A nagyjában egyenletesen szétosztott pilótmérések segítségével kijavíthatjuk azokat a hibákat, amelyeket a relatív topográfia szerkesztésénél a kevés mérési adat következtében esetleg elkövettünk.

Beláthatjuk, hogy a magassági térkép szerkesztése nagy fáradsággal járó munka s nem minden állam időjelzőszolgálatja vállalkozhat ennek a nagy személyzeti létszámot igénylő munkának rendszeres elvégzésére. A német *Reichsamt für Wetterdienst* „magasléggöri időjelző szolgálata” igekezett ezt a munkát megkönnyíteni azzal, hogy az elkészült topográfiák vonalainak futását naponkénti rádióadásában kisugározta. Természetesen a háború kitörésekor ez a hírszolgálat is megszűnt.

Végül meg kell emlékeznünk azokról a kutatásokról, amelyeket az alig néhány éves *rádiószonda* alkalmazása tett lehetővé. *Palmén* vizsgálatai alapján megkísérelték a *sztratoszféra* szinoptikus térképének megszerkesztését. Ezen összekötik azokat a helyeket, melyek fölött a sztratoszféra alsó határának, a *tropopauzának* magassága ugyanaz. A nyert görbe vonalak érintői itt is megegyeznek a tropopauza magasságában uralkodó szél irányával. Rádiószonda észlelés azonban még a repülőgépes felszállásoknál is kisebb számban áll rendelkezésünkre s ezért *Björkdal* megkísérelte, hogy összefüggést találjon az 5000 m magasságban uralkodó hőmérséklet és a tropopauza magassága között. Az összefüggés megbízhatónak mutatkozott. *Björkdal* azt az érdekes eredményt kapta, hogy az 5 km-ben bekövetkező egy fokos hőmérsékletcsökkenés a tropopauzának körülbelül 180 méterrel való süllyedését vonja maga után. Ez a szám a magasabb szélességi fokokon nagyobb, mint a közepes szélességű helyeken.

A magassági térképek bevezetése már a háborút megelőző években

ígen gyümölcsözőnek bizonyult. Elsősorban a német *Scherhag* nevét kell itt megemlítenünk, aki ezen a területen a gyakorlat számára is nagyjelentőségű vizsgálatokat végzett.

Sajnos, a háború a meteorológiának ebben az ágában is csak elszigetelt kutatásokat enged meg s a nemzetközi együttműködés gondolata jelenleg ezen a területen is háttérbe szorult.

Az időjelző-szolgálat a méréseken kívül közvetett magaslégtörési módszereket is igénybe vesz. Különösen a felhők formája és a csapadék alakja nyújt nagy segítséget a légtömegek meghatározásánál. A kód, a réteges felhők, a folytonos, továbbá a szitáló esők a meleg légtömeg ismertetőjelei, míg a cumulus és cumulonimbus felhők, a závorszerű csapadék a hideg légtömegekre jellemzők. A közvetett magaslégtörési módszernek, amelynek *Bergeron* 1928-ban „*indirekt aerológia*” nevet adta, nagy hasznát látta az időjelző szolgálat és ez előreláthatólag még jóideig nélkülözhetetlen támogatója lesz a közvetlen méréseknek, a „*direkt aerológiának*”, különösen a hiányos háborús hírszolgálat idején.

Dr. Béll Béla.

Magyarország időjárása 1941. január havában.

Január hőmérséklete Erdély kivételével alacsonyabb volt, mint az átlag, csapadékeloszlása szeszélyes.

Aránylag enyhe, csapadékos idővel köszöntött be az újesztendő. Mérsékelt éjszakai fagyok mellett a nappali felmelegedés többnyire meghaladta a fagypontot és 4-éig mindennap volt országos kiterjedésű csapadék. 4-én északról hideg, szárazföldi légtömegek beáramlása kezdődött, a lehülés és vele a csapadék szűnése lassanként terjedt kelet felé. Téli napok következtek, egyre erősödő éjszakai fagyokkal. 7. és 8-án kismértékű havazásokkal egyidejűleg átmeneti enyhülés is volt, 9-ére azonban a szárazföldi hideg légtömegek az egész országot elárasztották és derült, helyenként ködös idő mellett majdnem egyhetes száraz hideg kezdődött. A hideg légtömegek uralma, amellyel az enyhébb levegő ismételt felsiklásakor havazások is jártak együtt, 20-áig tartott, amidőn tengeri eredetű enyhe légtömegek beáramlására országos, erős hőemelkedés következett. Ködös, esős és enyhe napok után 25-én jött az újabb időváltás, a hőmérséklet napról-napra csökkent, az esőzés havazásba ment át, a hónap végéig ismét téli napok voltak —10°-ot is elérő éjszakai lehülésekkel és csak —5°-ig terjedő nappali felmelegedésekkel.

A légnyomás havi középértéke Budapesten 747.5 mm volt, az eltérés —5.9 mm, a tengerszintre átszámított érték 760.0 mm. A légnyomás középértékének nagy hiánya a 30 éves átlaggal szemben ellentmond annak a tapasztalatnak, hogy a januári alacsony légnyomás enyhe idővel jár együtt.

A hőmérséklet ugyanis az erdélyi és az ahhoz közeleső területek kivételével 2—3°-kal alacsonyabb volt, mint az átlag, Erdélyben viszont 1—2°-kal meghaladta a sokévi átlagot. Az ideai télnek tehát második hónapja is hidegebb volt az ország legnagyobb részén a szokottnál.

A legnagyobb nappali felmelegedés 21. és 25-e között állott be, a 10°-ot csak a Dunántúlon és az ország déli határszélén érte el. (Siófok 13°). A legerősebb éjszakai lehülést 13, 14, 19 vagy 30-án észlelték, ezeken a napokon többnyire —15° és —20° között volt a minimum, a Felvidéken