

A felhőzet hatása a Föld sugárzási egyenlegére és az emberi hőérzetre ISCCP adatok alapján

SZAKDOLGOZAT
FÖLDTUDOMÁNYI ALAPSZAK
METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette:

Magos Levente

Témavezető:

Dr. Ács Ferenc

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2017

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	2
2. Irodalmi áttekintés.....	3
2.1 Az International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) rövid története	3
2.2 Felhőzet osztályozása az ISCCP projekt keretén belül	3
2.3 Mérések pontossága	5
2.4 Felhőzet és sugárzás kapcsolata	5
3. Módszertan és adatok.....	6
3.1 ISCCP.....	6
3.2 Az emberi hőérzet becslése.....	8
4. Eredmények.....	10
4.1 A felhőzet területi eloszlása	10
4.2 Sugárzási egyenleg összetevők	12
4.3 A felhőzet hatása a sugárzási egyenleg komponensekre a légkör tetején.....	17
4.4 A felhőzet hatása a sugárzási egyenleg komponensekre a légkör alján.....	24
4.5 A felhőzet hatása a légkörre (vertikális divergencia)	29
4.5 A felhőzet hatása az emberi hőérzetre.....	33
5. Konklúzió és kitekintés	35
6. Köszönetnyilvánítás	36
7. Irodalomjegyzék	37

1. Bevezetés

Szakedolgozatomban vizsgálom a felhőzet hatását a Föld sugárzási egyenlegére, illetve az emberi hőérzetre. Vizsgálatomhoz ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) műholdmérési projekt adatait használom föl. Az ISCCP projekt felépítésével, adatbázisaival és céljával egy külön fejezetben foglalkozom. A felhőzettel kapcsolatos adatokat szintén a projekt mérési eredményeiből vettem.

A dolgozatomban bemutatom a felhőzet hatását az összes sugárzási komponensre, a sugárzási egyenlegre és a vertikális divergenciára a földfelszínen és a légkör tetején. Ezáltal meghatározom, hogy a felhőzet hol fejt ki melegítő és hűtő hatást. A markáns területi eloszlások tulajdonságait fizikailag is próbálom értelmezni. Továbbá bemutatom a felhőzet emberi hőérzetre kifejtett hatását. A számításaimat az 1994-es évre vonatkozóan végeztem el, egyrészt a számítógépes korlátok miatt, másrészt ebben az időszakban nem történt olyan globális időjárási esemény (pl: El Nino vagy erős vulkánkitörés), amely jelentős eltérést okozott volna a sokévi átlaghoz képest.

2. Irodalmi áttekintés

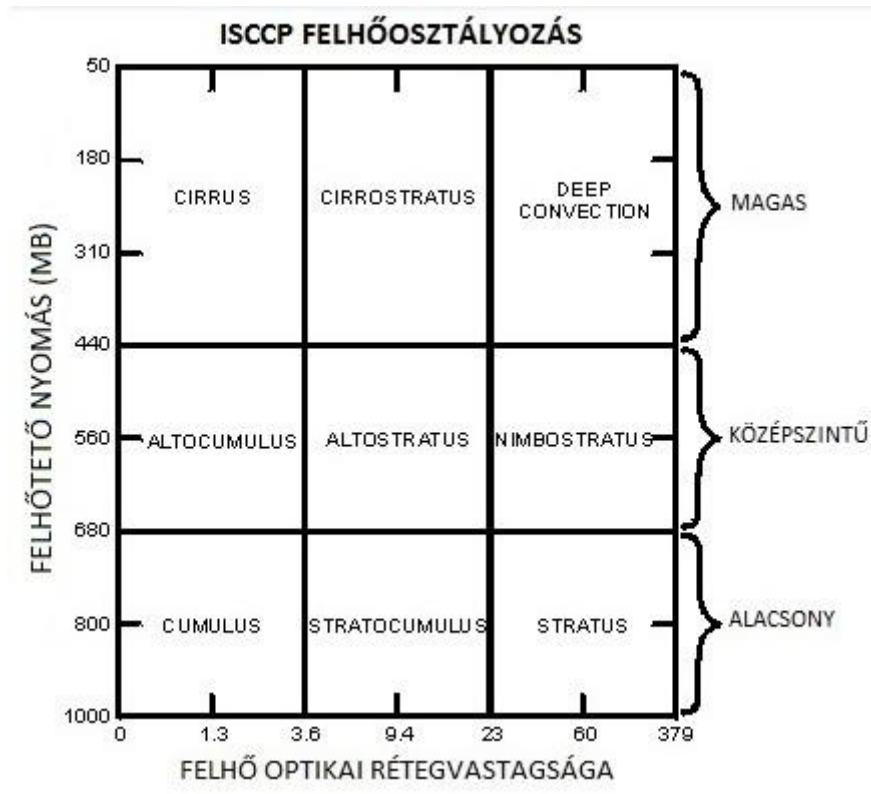
2.1 Az International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) rövid története

Az ISCCP műholdméréseken alapuló tudományos projektet 1982-ben alapították a WCRP program (World Climate Research Programme) keretében (*Schiffer and Rossow, 1983*). A projekt célja a Nap rövidhullámú (0,4-5 mikrométer) és a Föld hosszuhullámú sugárzási (5-200 mikrométer) komponenseinek mérése által a felhőzet térbeli eloszlásának és időbeli változékonyságának meghatározása. A méréseket meteorológiai műholdakra szerelt sugárzásmérőkkel végezték. Az első globális sugárzási adatbázist 1984-ben publikálták (*Schiffer and Rossow, 1985*). Ezeket a kezdeti méréseket arra használták, hogy meghatározzák a sugárzás térbeli és időbeli eloszlását és detektálják a felhőzetet. A felhőzet karakterisztikáival kapcsolatos első adatbázist 1988-ban publikálták (*Rossow and Schiffer 1991*). Ezen adatbázis tartalmazza a felhőzet optikai rétegvastagságát, a felhőtető magasságában a hőmérsékletet és a nyomást, melyek alapján meghatározható a felhőzet fajtája és tér– időbeli eloszlása. Később az ISCCP projekt méréseit elsősorban arra használták, hogy feltérképezzék a felhőzet sugárzásmódosító hatását. (*Zhang et al. 1995, Rossow and Zhang 1995*). A felhőborítottsággal kapcsolatos mérések pontatlanságára és a hibák forrásaira is becslést adtak. Így egy újabb és jóval pontosabb algoritmust használtak a felhőzet detektálására 1992-től. Ezt az új algoritmust visszamenőleg is alkalmazták (1983-ig) a felhőborítottság meghatározására. A „régiből” (1983-1991 időszak, C-széria), és az „új” (1983-tól a mérési időszak végéig, D-széria) felhőborítottsággal kapcsolatos adatbázisok rendelkezésre állnak az ISCCP projekt honlapján (*Rossow et al., 1996c*).

2.2 Felhőzet osztályozása az ISCCP projekt keretén belül

Luke Howard csoportosította elsőként a felhőzetet 1803-ban. A felhők osztályozhatók anyaguk szerint (vízfelhő, jégfelhő, vegyes halmazállapotú felhő), magasságuk szerint (alacsony szintű felhő, középszintű felhő, magas szintű felhő, függőleges kiterjedésű felhő), illetve alakjuk szerint (réteges felhő, gomolyos felhő, vastagsága mindkét irányban jelentős). A Meteorológiai Világszervezet a felhők anyagának, alakjának és magasságának együttes figyelembevételével megalkotta a felhőosztályozás összesített rendszerét (*Rákóczi et al., 1998*). Ezt az osztályozást a felhők földfelszíni megfigyelése alapján alkották meg. A

műholdas megfigyelések alapján történő felhőosztályozást az ISCCP projekt keretében alkották meg. Ez az osztályozás az 1. ábrán látható.



1. ábra: Az ISCCP által alkalmazott felhőosztályozás a felhőtető magasságában levő nyomás és a felhő optikai rétegvastagságának a függvényében. Forrás:

<https://isccp.giss.nasa.gov/newalg.html#fnote2>

A felhő fajtájának megállapítása a felhőtető magasságában levő légnyomás és a felhő optikai rétegvastagságának a függvénye. A felhőzet által emittált sugárzásból származtatják a felhőtető hőmérsékletét (a számításokban a felhőzetet nem áteresztő), melyből becsülik a felhőtető magasságában levő légnyomást a TOVS atmoszféra profilt felhasználva. A felhőzet optikai rétegvastagságát a felhőzetnek a napsugárzásra vonatkozó áteresztőképességének becslése alapján számítják (Raschke et al., 2005). Ezzel a módszerrel kilenc különböző felhőtípus különíthető el, melyek a következők: magas szintű felhők a Ci, Cs és mély konvekció révén kialakult Cb; a középszintű felhők az Ac, As és a Ns, legvégül az alacsony szintű felhők a Cu, Sc és St. (Rossow and Garder, 1993).

2.3 Mérések pontossága

A műholdra szerelt radiométereket folyamatosan kalibrálták. A radiométerekkel kapott mérési eredményeket ellenőrizték a repülőgépes mérések és a földfelszíni állomások mérési eredményeivel. Az adatok minőségi ellenőrzésével kapott hibás adatokat (a hibás adatok olyan adatok, amelyek jóval nagyobbak vagy kisebbek kiválasztott határértékeknél) kiszűrték. Az adatszűrés a részletes leírása megtalálható pl. *Brest and Rossow (1992)*, *Desormeaux et al. (1993)* és *Brest et al. (1997)* munkáiban olvasható. *Rossow (1991)* szerint a teresztriális sugárzás az adatok átlag körüli maximális szórása 2% míg a napsugárzás esetén ez az érték 7%. Az ISCCP (*Raschke et al. 2005*) adatok alapján a napsugárzás elnyelődése alábecsült a trópusi és a szubtrópusi övezetekben 10-20 W/m²-rel kisebb, mint más hasonló, de független adatbázisokban. Hasonló mértékű kb. 30 W/m² eltérés állapítható meg a globális évi sugárzási egyenleg esetén az ISCCP és más adatbázisok között. A sugárzási adatok vizsgálatát a WCRP program keretében végezték az adatok felhasználhatósága végett (*Raschke et al., 2005*).

2.4 Felhőzet és sugárzás kapcsolata

A felhőzet jelentős éghajlat alakító tényező. A felhők kölcsönhatnak a felszínnel, egyéni karakterisztikáik jelentősen befolyásolhatják a légköri folyamatokat. A felhőzet fontos szerepet tölt be a víz körforgásában, valamint a nap- és a teresztriális sugárzás módosításában. (*Peixoto and Oort, 1992*). A felhőzet egyaránt fejt ki melegítő és hűtő hatást. A hűtő hatást a napsugárzás 30-60%-os reflexiójával valósítja meg. Ha egyáltalán nem lenne felhőzet a Föld légkörében, akkor nagyjából 20%-kal több sugárzási energia nyelődne el, ami nagyjából 12°C-kal növelné meg a Föld átlagos évi középhőmérsékletét. A felhőzet a melegítő hatást a légköri visszasugárzás megnövelésével fejt ki. Ez a hatás körülbelül 7°C-kal növeli meg a Föld átlagos évi középhőmérsékletét. (*Rossow et al., 1990* és *Rossow et al., 1995*) szerint a felhőzet nagyjából 5°C-kal csökkenti az átlagos évi középhőmérsékletet. A felhőzet egyes sugárzási egyenleg komponenseire gyakorolt hatásáról már készült tanulmány az ISCCP adatok alapján (pl. *Raschke et al., 2005*). E tanulmányban viszont a felhőzetnek a sugárzási egyenleg minden komponensére gyakorolt hatását fogjuk elemezni csak az 1994-es

évre vonatkozóan. Tudomásunk szerint ilyen részletes, minden komponensre kiterjedő vizsgálat az ISCCP projekt keretében még nem volt.

3. Módszertan és adatok

3.1 ISCCP

Az ISCCP a napsugárzás és a földi sugárzás komponenseit becsülte a „teljesen derült” (clear-sky), a „részlegesen felhős” (angolul: full sky) és a „teljesen felhős” (100% overcast) égboltképek esetén a Föld felszínén és az légkör tetején (a projektben 100 kilométeres magasság). A „részlegesen felhős” égbolt állapotot a felhőtípusok regisztrálása alapján állapították meg. A „teljesen felhős” égbolt állapotot a „részlegesen felhős” és a „teljesen derült” égboltállapotok regisztrálása alapján származtatják a következő képlet alapján: $100\% \text{ overcast} = [(\text{full sky flux}) - (\text{clear sky flux}) * (1-CF)] / CF$, ahol CF = átlagos felhőborítottság. A képlet akkor alkalmazható, ha $CF > 0$, azaz, amikor nem teljesen derült az égbolt. A projekt keretében mindezek mellett mérték még a felszíni légnyomást, a felszíni hőmérsékletet, az albedót, az emisszivitást, az egységnyi alapterületű légoszlop ózonmennyiségét, a felszín közeli léghőmérsékletet, a kihullható víztartalmat, az 500 hPa-os izobárszint magasságban levő hőmérsékletet, a felhőzet áteresztőképességét, valamint a felhőtető és a felhőalap magasságában a légnyomást. A mérések 1983. július 1-én kezdődtek és 2009 decemberéig tartottak. Az adatok alapján elemezhető a felhőzet tér- és időbeli változásait, sugárzásmódosító szerepét és a klímára gyakorolt hatását. Az adatok más tudományágakban is hasznosíthatók pl. a Föld hidrológiai ciklus kutatására és megértésére.

Az ISCCP projekthez számos nemzet egyeteme és laboratóriuma csatlakozott. A megfigyeléseket elsősorban műholdakra szerelt radiométerekkel végezték. A mérések lebonyolításakor ún. „működési központokat” hoztak létre a különböző részfeladatok elvégzése és a végső adatbázis kialakítása végett. Az SPC (Satellite Processing Center) központ feladata a nyers műholdadatokat (raw data) begyűjtése. A CDC (Correlative Data Center) központ végzi a különböző időjárási adatok forgalmát, míg az SCC (Satellite Calibration Center) központban kerül sor a geostacionárius műholdak által megfigyelt adatok kalibrálására. Mindezen adatok a GPC (Global Processing Center) központba kerülnek, majd

onnan az ICA (ISCCP Central Archive) szerverére és a LARC (NASA Langley Research Center) tárhelyére, ahol az adatok külső felhasználók számára is rendelkezésre állnak. (Rossow and Schiffer, 1983)

A projektben résztvevő műholdak és a hozzájuk tartozó működési központok (SPC) a következők: Tiros-N (National Oceanic and Atmospheric Administration), GOES-EAST (Meteorological Service of Canada), GOES-WEST (Colorado State University), METEOSAT (Europe's Meteorological Satellite Organization), Backup for GOES (University of Wisconsin) és GMS (Japan Meteorological Agency). A GPC feladatkörét a NASA Goddard Institute for Space Studies intézmény látja el, ugyanis a működési központok ide továbbítják mérési eredményeiket, és azokat itt dolgozzák fel. A CDC feladatkörét a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) intézménye látja el, felhasználva a TOVS vertikális szondázás és felszíni mérésekből nyert adatait. A műholdadatok kalibrálásáért a Centre de Meteorologia Spatiale francia intézmény a felelős. A felsorolt „szervezetek” együttműködése eredményeként különféle tér- és időbeli felbontású adatsorok jöttek létre. Ilyenek például: a D3 (a kisebb felbontású sugárzási adatok), az ISCCP B1U (kalibrált sugárzási adatok), IS (hó- és jégborítottság adatok), a TV (légtöri és felszíni hőmérsékleti adatok, víztartalom és ózontartalom a TIROS vertikális szondázás mérései alapján), a DX, a D1, a D2 (radiancia és felhőadatok különböző tér- és időbeli felbontással), az FD-SRF (felszínre vonatkozó sugárzási áramsűrűség), az FD-TOA (a légkör tetejére vonatkozó sugárzási áramsűrűségek) és az FD-PRF (sugárzási áramsűrűségek mind a felszínre, mind a légkörre vonatkozóan).

A választott témakörhöz elsősorban sugárzási komponensek mérésére van szükség, melyek megtalálhatók a NASA szerverén az ISCCP-FD RadFlux gyűjtőnév alatt, ami a <https://isccp.giss.nasa.gov/outgoing/FLUX/> weboldaltól le is tölthető. A felhőzet sugárzásmódosító hatásának becsléséhez az FD-SRF (földfelszínre vonatkozó sugárzási mérések) és az FD-TOA (légtör tetejére vonatkozó sugárzási mérések) adatsorokra van szükség. Az FD-SRF 1983-2009-es időszakra vonatkozó adatok tér- és időbeli felbontása 280km² és 3 óra. Az adatbázis 25-féle földfelszínre vonatkozó paramétert, állapotatórózó és/vagy áramsűrűséget tartalmaz. Az egy hónapra vonatkozó adatmennyiség tárhely igénye kb. 70 MB. Az FD-TOA adatbázis felbontása megegyezik az FD-SRF adatbázis felbontásával, de kevesebb adatot (20 változót 25 helyett) tartalmaz, így az egyhavi

adatállomány tárhely igénye 60 MB. Az ISCCP-FD adatok integer*2, big-endian formátumú bináris fájlokba vannak rendezve. A felszínre és a légkör tetejére vonatkozó fájlnevek a következők: i2_srfii.YYMMDDHH és i2_toaii.YYMMDDHH, ahol „ii” a verziószám, a YYMMDDHH az év, a hónap, a nap és az óra (GMT) jelölése. A fájlok mellett a beolvasási programjuk is rendelkezésre állt.

A térképeket Generic Mapping Tools (bővebb leírás: <http://gmt.soest.hawaii.edu/>) felhasználásával gyártottam le, Ubuntu 16.04 operációs rendszeren. A felhőhatás egyszerű különbségképzéssel van kiszámolva, minden egyes sugárzási komponensre, azaz felhős időben mérhető sugárzásból kivonva a derült időben mérhető sugárzást. Minél nagyobb a különbség a két mező között, annál nagyobb mennyiségben található felhőzet egy adott térség felett. A komponensek együttes vizsgálatával globális felhőlefedettség mellett annak a hatását (fűtő vagy hűtő) is fel lehet térképezni.

3.2 Az emberi hőérzet becslése

Ahhoz, hogy becsülni tudjuk a felhőzet hatását az emberi hőérzetre, induljunk ki az emberre vonatkozó energia-egyenlegről. Az emberi test energiát nyer a külső (sugárzási kényszer) és belső (metabolikus energia) forrásokból egyaránt. Azonban az emberi test felszínéről látens és szenzibilis hőáram-sűrűségek formájában energia távozik. Ezt fejezi ki az (1) egyenlet.

$$R_n + M - \lambda \cdot E - (T_s - T_a) \cdot \frac{\rho \cdot c_p}{r_{ha}} = 0. \quad (1)$$

R_n az emberi test sugárzási egyenlegének áramsűrűsége, M a metabolikus (anyagcseréből származó) hő-áramsűrűség, λE a látens hőáramsűrűségek (száraz bőr, nedves bőr, szájon át történő vízgőzleadás) összege, T_s a bőrfelszín hőmérséklete, T_a a környezet hőmérséklete közvetlenül a bőrfelszín közelében, ρ a levegő sűrűsége, c_p a levegő állandó nyomáson vett fajhője, r_{ha} a konvektív légáramhoz tartozó aerodinamikai ellenállás. A metabolikus hőáramsűrűség kifejezhető a testhőmérséklet és a bőrfelszín hőmérsékletének a függvényében. Ezt a (2) egyenlet mutatja.

$$M - \lambda \cdot E = \rho \cdot c_p \cdot \frac{T_b - T_s}{r_b}, \quad (2)$$

ahol T_b a test belső hőmérséklete (megközelítőleg $36,5^\circ\text{C}$), r_b pedig a test belső ellenállásának és a ruházatnak a hő transzportjával szembeni ellenállása (ami a sejtek ellenállásának és az öltözék ellenállásának a sorba kapcsolt eredő ellenállása). Ha a T_s bőrfelszíni hőmérsékletet kifejezzük a (2) egyenletből és behelyettesítjük az (1) egyenletbe, akkor a következőt kapjuk:

$$R_n + (M - \lambda \cdot E) \cdot \left[1 + \frac{r_b}{r_{ha}} \right] - \frac{\rho \cdot c_p}{r_{ha}} \cdot (T_b - T_a) = 0. \quad (3)$$

Láthatjuk, hogy a (3) egyenlet nem tartalmazza a bőrfelszíni hőmérsékletet (T_s) mint ismeretlen tagot. Továbbá a sugárzási (R_n) és konvektív kényszerek ($T_b - T_a$) hatásának ellensúlyozása végett bevezetünk egy új változót, ún. effektív hőmérsékletet (T_e). Ha a (3) egyenletben az R_n értéke 0, akkor $T_e = T_a$. A (3) egyenlet felírva az effektív hőmérséklet felhasználva:

$$M - \lambda \cdot E = \frac{T_b - T_e}{r_{ha} + r_b} \cdot \rho c_p \quad (4)$$

Ha behelyettesítjük a (4) egyenletet a (3)-ba, összefüggést kapunk az effektív hőmérséklet (T_e) és a környezeti hőmérséklet (T_a) között. Az összefüggésnek az alakja:

$$T_e = T_a + \frac{r_{ha}}{\rho \cdot c_p} \cdot R_n \quad (5)$$

Láthatjuk, hogy az effektív hőmérséklet többnyire a környezeti tényezőktől függ (T_a, R_n), de az emberi test karakterisztikái is befolyásolják r_{ha} értékeken keresztül. Az r_{ha} értékének meghatározása során az emberi testet egy átlagos átmérővel ($d=0,5\text{m}$) rendelkező hengerrel közelítjük. (*Campbell & Norman, 1997*).

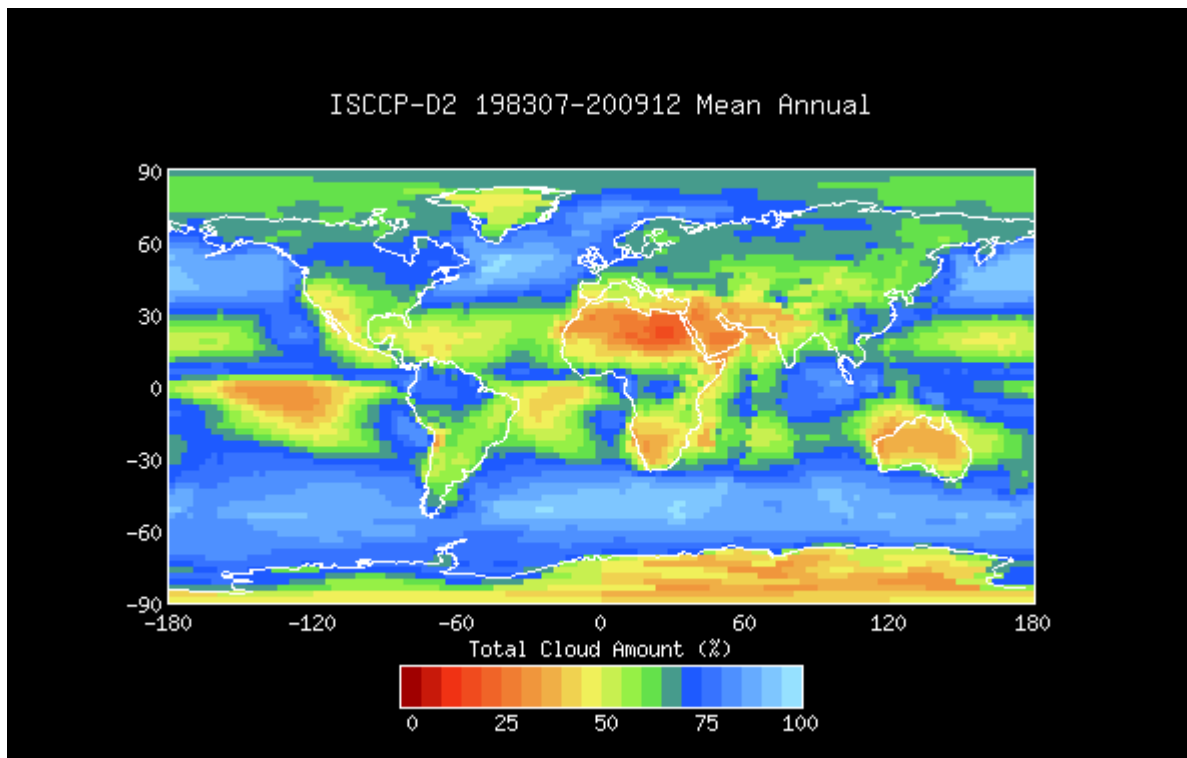
Ahhoz, hogy becsülni tudjuk a felhőzet emberi hőérzetre kifejtett hatását, az (5) egyenletet meghatározzuk teljesen derült (T_{CLEAR}), részlegesen felhős (T_{FULL}) és teljesen borult égboltra ($T_{OVERCAST}$). Az előbb említett mennyiségek különbségéből kapjuk a felhőzet hatását az emberi hőérzetre.

4. Eredmények

A Földet felosztották pixelekre, és minden egyes pixelre meghatározták a rövid és hosszúhullámú sugárzási komponensek értékét derült és felhős ég esetén. Egy pixel 2,5 hosszúsági és szélességi foknak felel meg a valóságban. A méréseket két felszínre végezték el, a Föld felszínére (SRF= surface) és a légkör tetejére (TOA= top of the atmosphere). Konvenciónk alapján a beeső napsugárzás iránya pozitív, az ezzel ellentétes irány negatív. A felhőzet hatását a mért áramsűrűségekből származtatjuk, melyeket a részlegesen vagy a teljesen felhős és derült égbolt esetén határozzák meg. A felhőzet hatását a részlegesen vagy teljesen borús és a derűs égboltok esetén mért áramsűrűség különbségekkel becsüljük. Mivel a derült ég esetén mért áramsűrűségeket a borult ég esetén mért áramsűrűségekből vonjuk ki, ezért e különbség, ha pozitív, akkor fűtő hatást, ha viszont negatív, akkor hűtő hatást fejez ki. Értelemszerűen a 0 körüli értékek a felhőzet elenyésző hatására utalnak. A vertikális divergencia a légkör tetején és a légkör alján mért áramsűrűség értékek különbsége. A pozitív érték konvergenciát (nyereség), a negatív érték divergenciát (veszteség) jelent. A konvergencia esetén a légkör melegszik, ellenkező esetben pedig hűl.

4.1 A felhőzet területi eloszlása

Az alábbi ábra mutatja a teljes mérési időszakban begyűjtött információkból kalkulált átlagos felhőborítottságot a Földre vonatkozó ISCCP-D2 adatbázis alapján.



2. ábra: Az ISCCP teljes mérési időszakában regisztrált átlagos felhőmennyiség a Földön

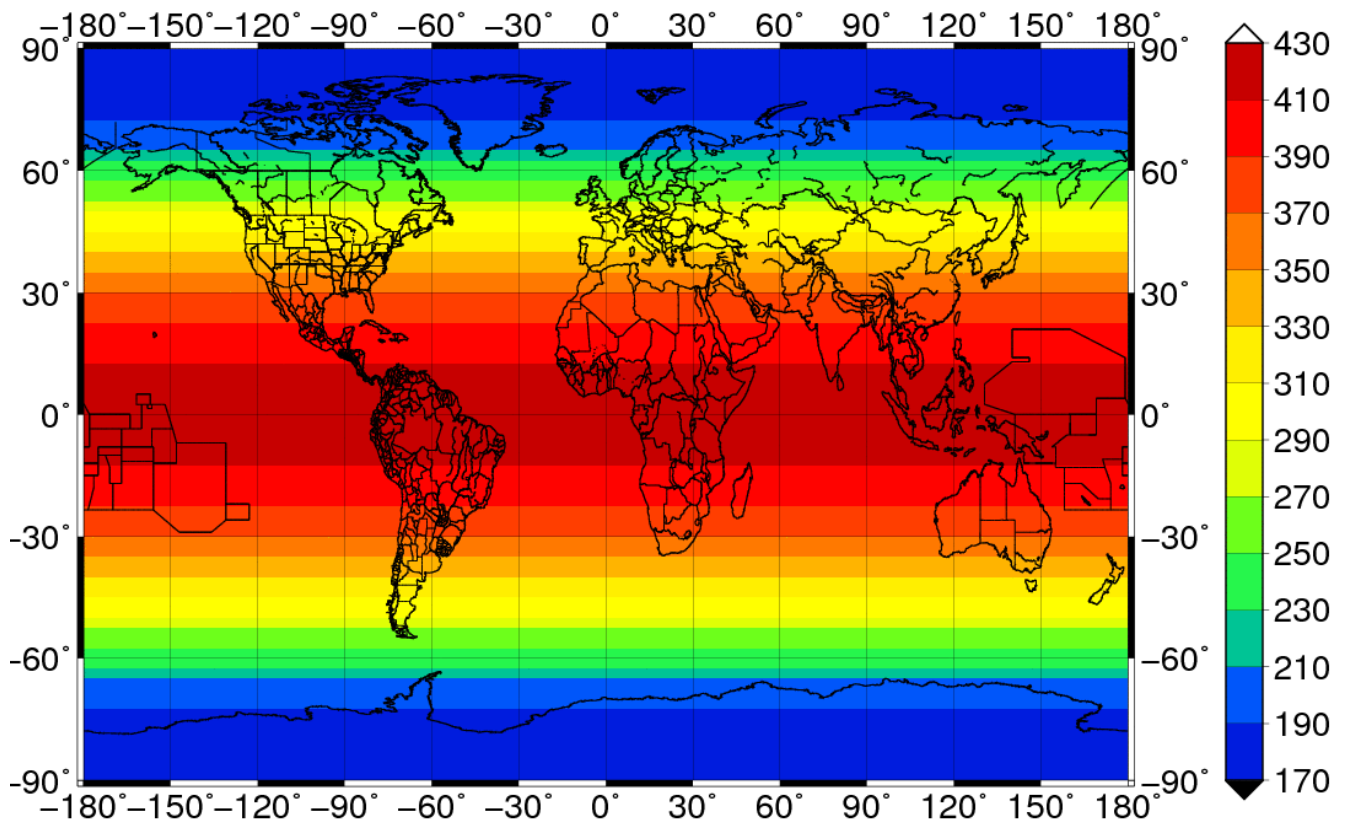
Forrás: <https://isccp.giss.nasa.gov/products/browsed2.html>

A méréseknek a vizuális megjelenítése az elméletből megismert felhőeloszlást reprezentálja. Látható, hogy a Szahara fölött található a legkevesebb felhő a leszálló légáram miatt, míg a 60° és -60° szélességeken található átlagosan a legnagyobb felhőborítottság. Az egyenlítő vonalában a Hadley-cella felszálló ágának köszönhetően konvektív felhőképződés van jelen az év egészében. Szintén kirajzolódik Észak, Dél-Amerikától és Afrikától nyugatra található tengeri stratocumulus zóna átlagosnál magasabb felhőborítottsága. A tengeri stratocumulus egy olyan felhőtípus, ami a kontinensektől nyugatra található stabil levegőben alakul ki. Kialakulásának az oka a Föld forgásából eredő Coriolis-erőnek köszönhető, ami eltéríti az óceáni vízfelszínt a partoktól a középső szélességeknél. Emiatt az óceán alsóbb régióiból hideg víz tör fel a felszínre, így kialakítva egy hidegebb régiót az óceánon belül a partoktól nyugatra. Ez a hideg vízfelszín közvetlenül hűti a felette elhelyezkedő légréteget és ez a hűtő hatás egy légköri inverzióban (hidegebb légtömeg felett melegebb légtömeg található) nyilvánul meg a tengeri régió felett. Amennyiben a levegő annyira lehűlt, hogy elérje a harmatpontját, kikondenzálódik és felhőzet képződik, viszont ezeknek a felhőzeteknek nem nagy a vertikális kiterjedése, ugyanis a stabil réteg meggátolja a továbbfejlődést. Ennek a hatásnak a következtében alakulnak ki a tengeri stratocumulus zónák, amelyek a térképen jól elkülönülnek a környezetüknél magasabb felhőborításuk miatt. Megjegyzendő, hogy a poláris

régiók felett a műholdas műholdmérés rendkívül nehéz, ezért azokat a méréseket óvatossággal kell kezelni, igen magas a téves értékek jelenlétének a kockázata. Szintén az Indiai óceán középső térsége felett a tényleges felhőborításhoz képest az adatbázisban téves adatok szerepelnek, a műholdak dőlésszögének a drasztikus változása miatt. Ezt a térséget azóta lefedték Meteosat-5 műhoddal, úgyhogy a legfrissebb mérésekben már a valóságnak megfelelő adatok szerepelnek.

4.2 Sugárzási egyenleg összetevők

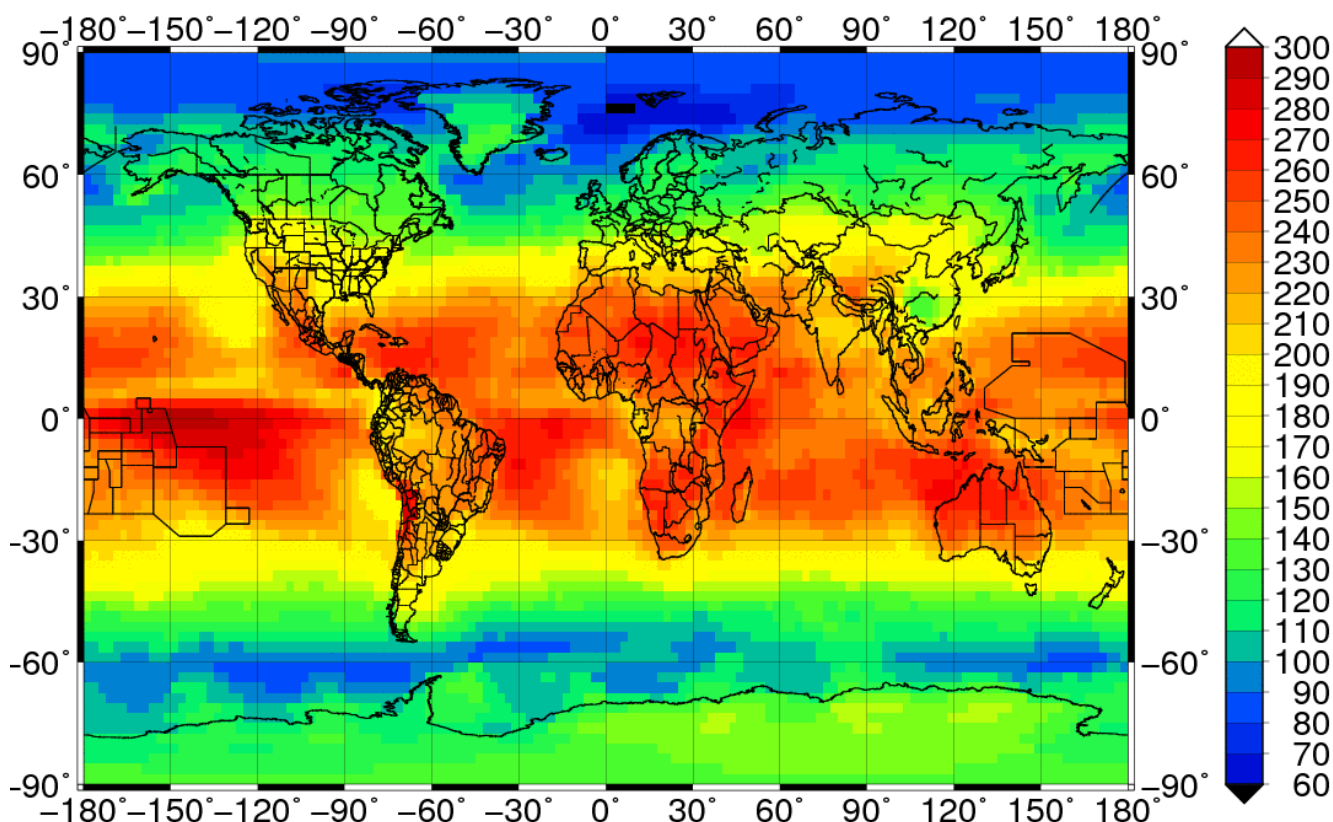
A beeső napsugárzás területi eloszlása 1994-ben a légkör tetején látható a 3. ábrán.



3.ábra: A napsugárzás 1994-es évi átlagainak [W/m²] területi eloszlása a légkör tetején

Forrás: ISCCP-FD

A szigorúan zonális eloszlás a Föld forgástengelyének dőlésszöge és a Nap körüli keringés következménye. Az Egyenlítő térségében a legnagyobbak az áramsűrűség értékek (370-430 W/m²) az igen nagy napmagasságok miatt az év egész időszakában. A pólusokra, ahol a napmagasság egész évben rendkívül alacsony, csak fele akkora áramsűrűség érkezik (170-210 W/m²) mint az egyenlítő térségére.



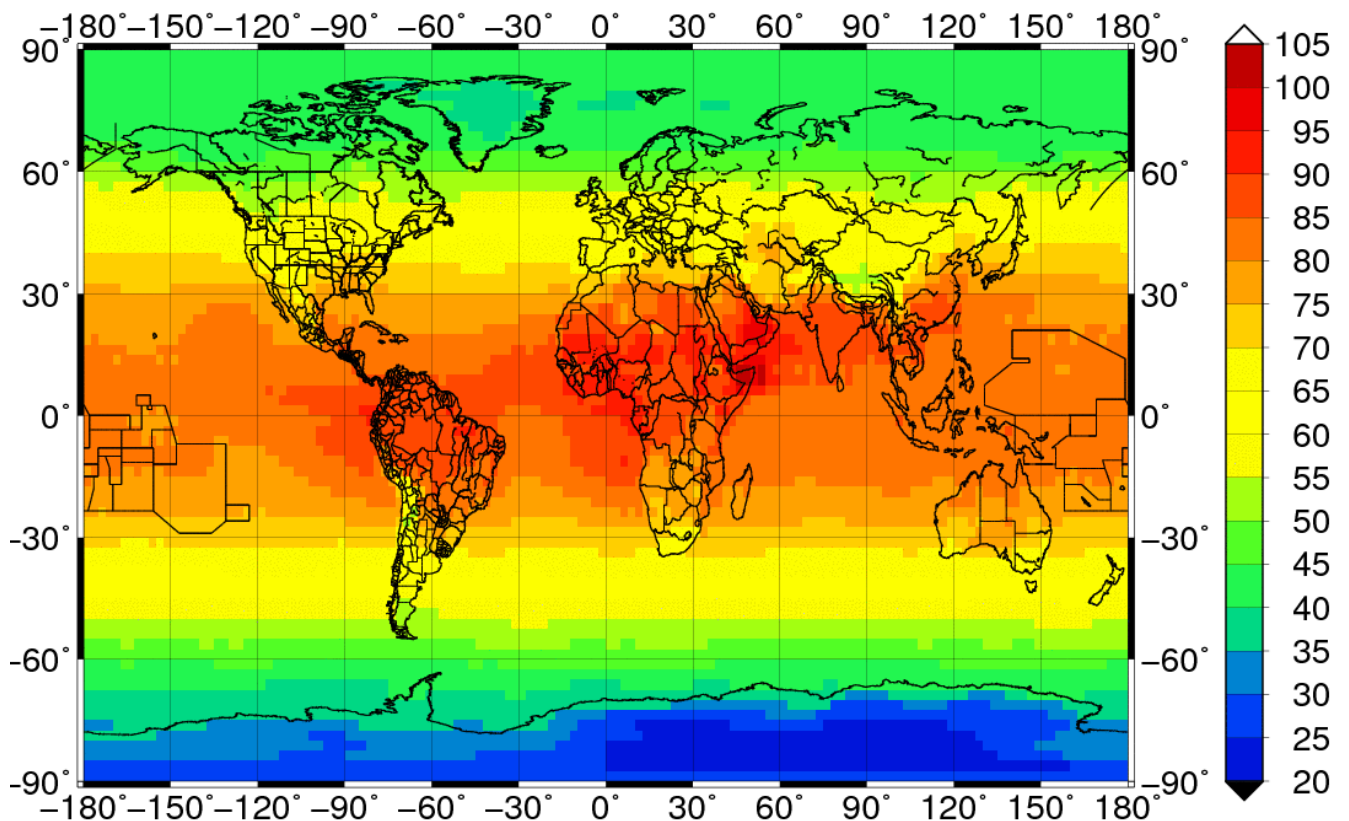
4. ábra: A beeső napsugárzás 1994-es évi átlagainak [W/m²] területi eloszlása a légkör alján

Forrás: ISCCP-FD

A 4. ábra a napsugárzás légkör alján lévő területi eloszlását szemlélteti. Jól látható, hogy a földfelszíni áramsűrűség értékek kisebbek, mint a légkör tetején (3. ábra). Ez a felhőzet jelenlétének következménye. Hasonlóan kisebb értékű terület Kína szubtrópusi övezete. Szintúgy a nyugati szelek övében nagy az eltérés a 3. és a 4. ábra között főleg a déli féltekén,

ahová az atmoszféra tetejére 250 W/m² fluxus érkezik, míg a felszínre mindössze 80 W/m² ér el.

Az 5. ábra a globálsugárzás vertikális divergenciája átlagos évi áramsűrűségének területi eloszlását 1994-ben szemlélteti.

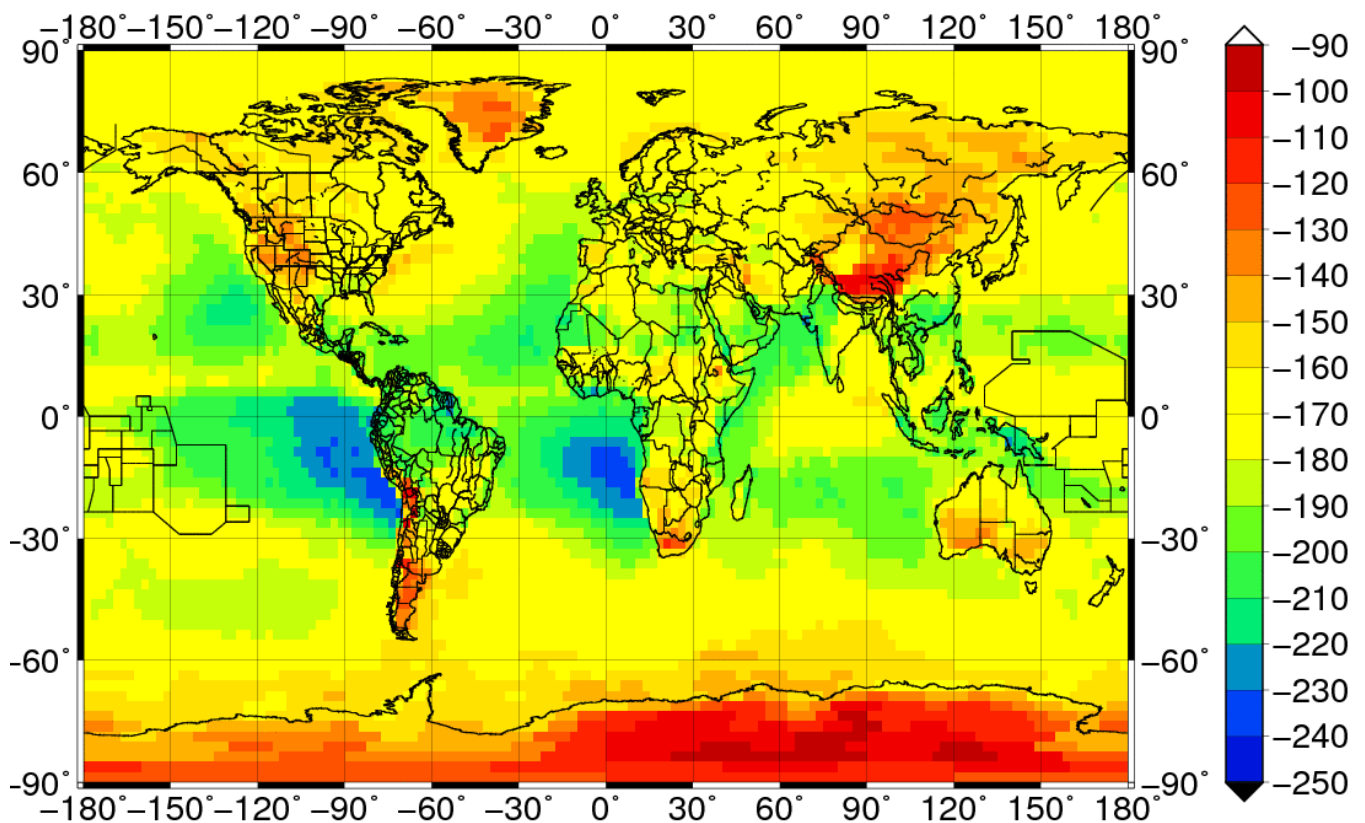


5.ábra: A beeső napsugárzás vertikális divergenciája (a légkör tetején és a légkör alján mért sugárzási áramsűrűség [W m⁻²] értékek közti különbség) 1994-es évi átlagának területi eloszlása. Forrás: ISCCP-FD

A zonális jellegű eloszlás az egyenlítő és a pólusok közötti markáns eltérések következményeképpen alakult ki. Az egyenlítő térségében a legnagyobbak az értékek (85-105 W/m²) a magas páratartalom miatt. Az ISCCP alábecsüli 10-15 W/m²-el a légkör melegítését, mivel az ISCCP felülbecsüli a légkör áteresztő képességét. A felhőkkel és a hegységekkel okozott területi eloszlás anomáliák a trópusi és szubtrópusi területeken

viszonylag kicsik. Az antarktiszi térségben, ahol extrém alacsony a vízgőztartalom az év minden szakában, az értékek a legkisebbek (20-35 W/m²).

A 6. ábra a teresztriális sugárzás vertikális divergenciája átlagos évi áramsűrűségének területi eloszlását 1994-ben szemlélteti.

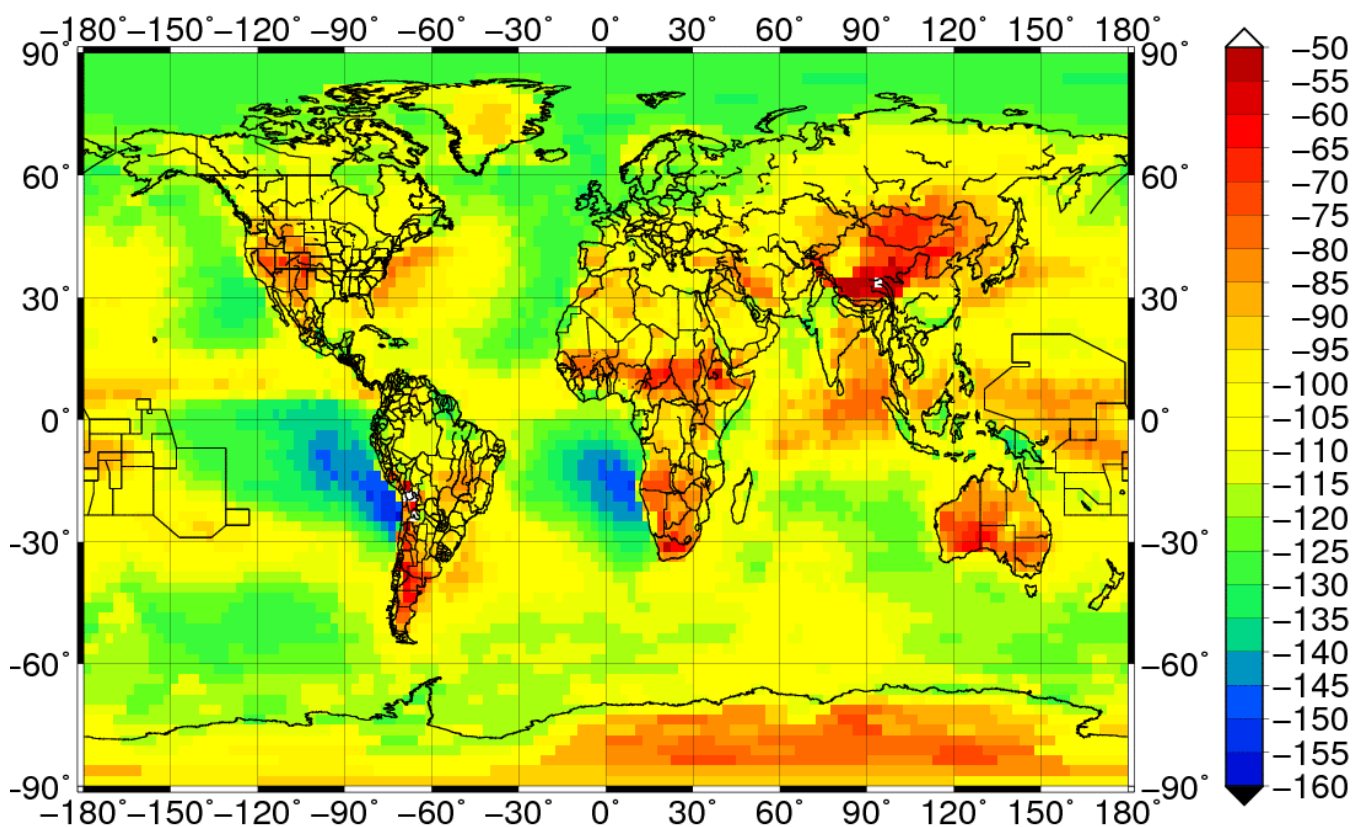


6. ábra: A teresztriális sugárzás vertikális divergenciája (légkör tetején és légkör alján mért sugárzási áramsűrűség értékek közti különbség, W/m²) 1994-es évi átlagainak területi eloszlása. Forrás: ISCCP-FD

Láthatjuk, hogy a 6. ábrán az áramsűrűség-különbségek mindenhol negatív értékűek. Ez a teresztriális sugárzás légkörből való távozására (az űrbe) utal. A hegységeken, a pólusokon és a sivatagi területeken a legalacsonyabbak az áramsűrűség-különbség értékek (-90 W/m²). A legnagyobb értékek Afrikától és Dél-Amerikától nyugatra figyelhetők meg (-240 W/m²). E

térségekben a tengeri stratocumulus felhőzethez kapcsolódnak a magas különbségek. A 25-30 szélességi körök térségében nagy az eltérés a szárazföldi és óceáni területek között (50 W/m²). A legnagyobb vertikális divergencia-gradiens az Atacama sivatag és a tőle nyugatra lévő csendes-óceáni térség között található (150 W/m²).

A sugárzási egyenleg vertikális divergenciája átlagos évi áramsűrűségének területi eloszlását 1994-ben láthatjuk a 7. ábrán.



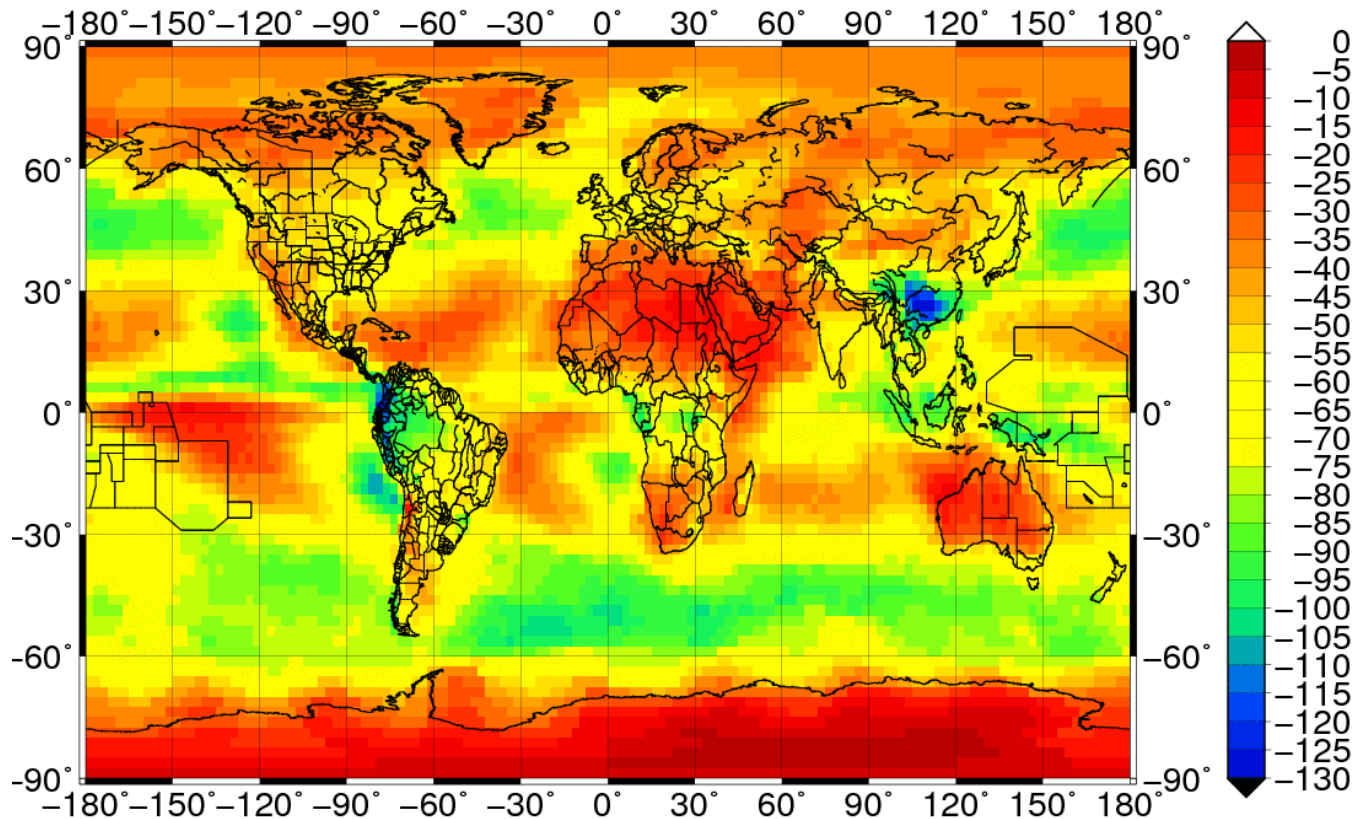
7. ábra: A sugárzási egyenleg vertikális divergenciája (légkör tetején és légkör alján mért sugárzási áramsűrűség értékek közti különbség, W/m²) 1994-es évi átlagainak területi eloszlása. Forrás: ISCCP-FD

Láthatjuk, hogy az áramsűrűség-különbségek mindenütt negatív értékűek, azaz, a légkör a sugárzásátvitel révén veszít az energiájából. Ezt a veszteséget a felszíni turbulens fluxusok

(látens és szenzibilis hőáramsűrűségek) hőátvitele kompenzálja. A légkör sugárzási energiavesztése az Afrikától és Dél-Amerikától nyugatra fekvő területeken a legnagyobb, ezek az értékek $-150 - -160 \text{ W/m}^2$ körüliek. E veszteségekhez nagy mértékben hozzájárulnak az óceáni térségek felett képződő stratocumulusok. A legkisebb veszteségek ($-50 - -65 \text{ W/m}^2$) Kína és a sivatagi térségekben (Szahara, Ausztrál-sivatag, Atacama-sivatag) találhatóak. Vegyük azt is észre, hogy a légköri veszteség értékek különböznek a szárazföldi és óceáni területekre vonatkozóan. Az eltérés jelentős ($50 - 60 \text{ W/m}^2$) az Antarktisz és az északi sarki térségek között is. A legnagyobb vertikális divergencia-gradiens (100 W/m^2) az Atacama sivatag és a tőle nyugatra lévő csendes óceáni térség között van.

4.3 A felhőzet hatása a sugárzási egyenleg komponensekre a légkör tetején

A 8. ábra a felhőzet globálsugárzásra gyakorolt hatását szemlélteti, azaz, a felhős és derült időben mért rövidhullámú sugárzási komponens különbséget a földfelszínre vonatkozóan.

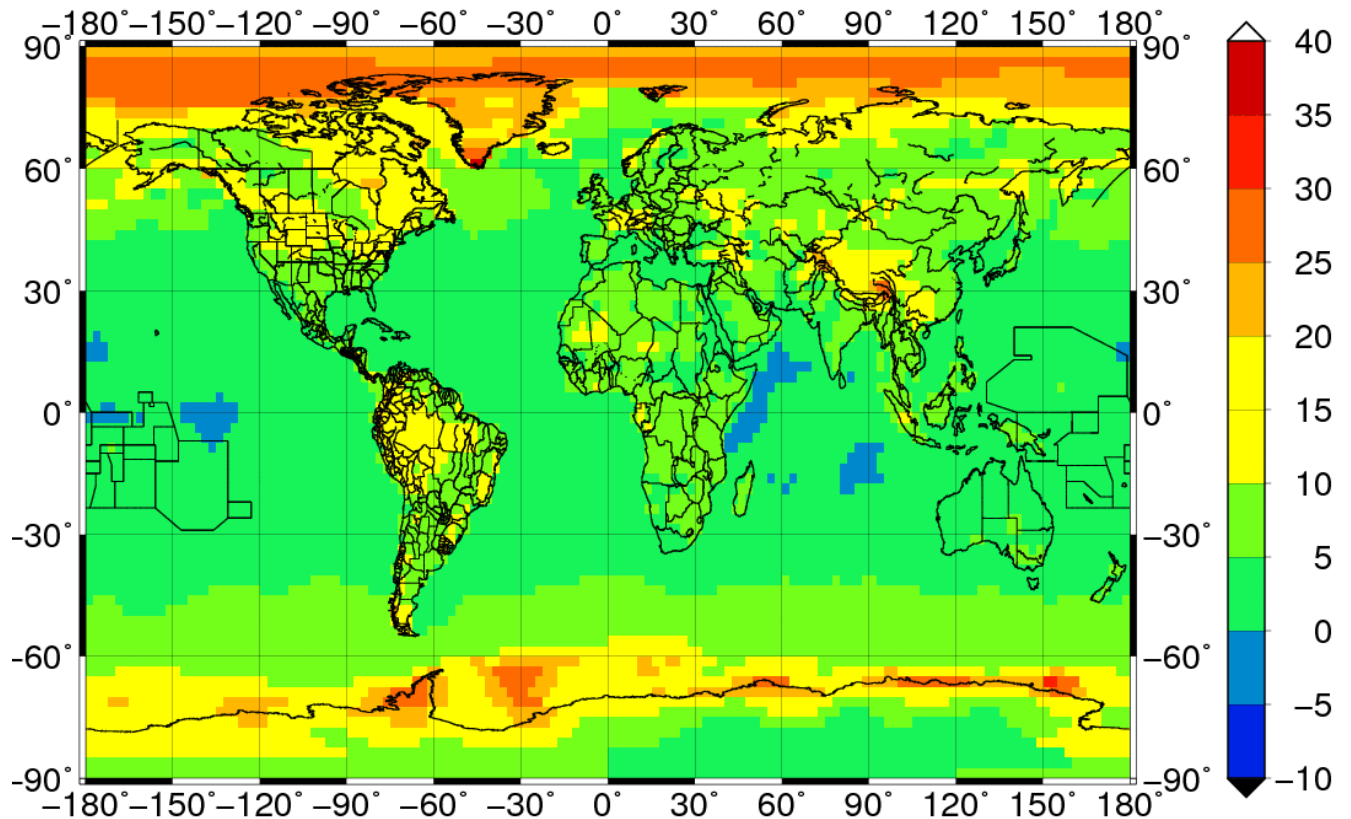


8.ábra: A felhőzet globálsugárzásra gyakorolt átlagos évi hatásának (felhős és derült égbolt esetén mért sugárzási áramsűrűség értékek közötti különbség, W/m^2) területi eloszlása 1994-ben. Forrás: ISCCP-FD

Láthatjuk, hogy a 8. ábrán az áramsűrűség-különbségek negatív értékűek. Ez a felhőzet hűtő hatására utal. Látható, hogy a felhőhatás az egyenlítő közvetlen közelében a szárazföld felett $-70 W/m^2$ körüli. Ez a Hadley-cella felszálló ágában a konvektív felhőképződésnek a következménye. A 30 szélességi körök tájékán, a Hadley-cella leszálló ágában a felhőzet hatása elenyésző (ebben a térségben alakultak ki a sivatagok pl.: Szahara, Kalahári-sivatag, Ausztrál-sivatag.). A mérsékelt övben (30-60 körökig terjedő térség) is jelentős a felhőhatás a ciklonok jelenléte miatt, akár $-100 W/m^2$ értéket is eléri a nyugati szelek övében. Jól látható az ábrán a kontinentális hatás, Nagy Britannia partjaitól nyugatra az Atlanti-óceán felett még $-85 W/m^2$ értéket vesz fel a felhőhatás, a kontinens belseje felé egyre keletebbre haladva folyamatosan nő ez az érték egészen $-25 W/m^2$ -ig. Ennek oka, hogy a mérsékelt övben a nyugati szél a domináns, ahogy a nedves légtömegek szállítódnak a szárazföld belseje felé egyre kevesebb a víztartalom bennük, ezáltal egyre csökken a felhőzet kiterjedése és így a napsugárzásra gyakorolt hatása. Az előbb leírt jelenség a térképen kirajzolódik, ha 0-tól 60

hosszúsági fokig haladunk nagyjából az északi szélesség 50° mentén. A poláris régióknál a felhőhatás szintén nem erős, hiszen egyrészt rövidhullámú sugárzást vizsgálunk, ami fél évig éjjel egyáltalán nem érkezik a Napból, másrészt, ha nyár van ezeken a helyeken, akkor anticiklon határozza meg az időjárást javarészt. Feltűnő, hogy nincs különbség a szaharai övezet és a pólusok körüli övezet között. A kínai monszuntérségben vannak a legnagyobb felhőhatás értékek. Feltűnő, hogy a kínai monszuntérségben (-120 W/m^2) a felhőzet hatása akár kétszer olyan nagy, mint az indai monszuntérségben (-65 W/m^2). Másik extrém pont Ecuador térsége, ahol a Hadley-cella felszálló ágára rásegít az Andok domborzati viszonya ezáltal ott számottevő felhő keletkezik. Ázsia belsejében a Tien-San közelében az átlagtól eltérő a felhők befolyása, ez a domborzati hatásnak a következménye. Hasonlóan nagy felhőhatás figyelhető meg Afrikától, Észak és Dél-Amerikától nyugatra -85 W/m^2 és -115 W/m^2 értékekkel. E térségben a felhőképződés mechanizmusa azonban eltér a monszuntérségektől, itt a stratocumulus felhőkhöz kapcsolódik a sugárzásmódosító hatás, amely a hideg óceáni vízfelszínnek köszönhető. A legnagyobb felhőhatás-gradiens (a két pont közötti felhőhatás-különbség és távolság aránya) Dél-Amerikában található az Atacama sivatag (ahol alacsony a felhőzet) és a tőle nyugatra lévő csendes-óceáni térség (ahol nagy a felhőzet) között.

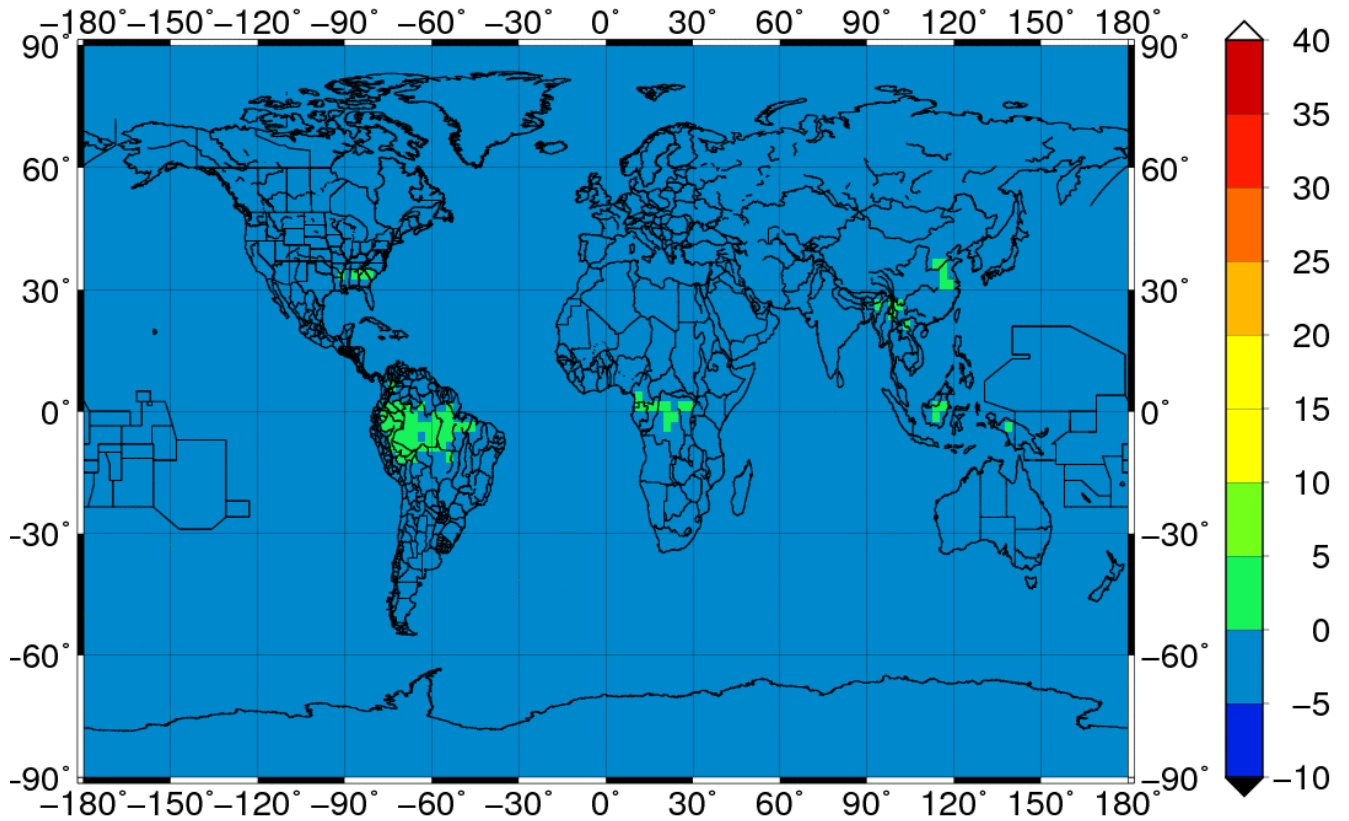
A 9. ábrán a felhőzetnek a Föld felszínéről reflektált napsugárzásra gyakorolt hatása látható, azaz, a felhős és derült égbolt esetén mért földfelszínen reflektált sugárzási áramsűrűségek különbsége.



9.ábra: A felhőzet földfelszínen reflektált napsugárzásra gyakorolt átlagos évi hatásának (felhős és derült égbolt esetén mért sugárzási áramsűrűség értékek közötti különbség, W/m^2) területi eloszlása 1994-ben. Forrás: ISCCP-FD.

A pozitív áramsűrűség-különbséggel rendelkező területeken a felhők segítik a visszaverődést, a negatív területeken gyengítik. A felhőalap szürke a negatív értékű területek felett. A szárazföldek és óceáni területek között különbség van. Ez a szárazföldek és óceánok eltérő albedójának (egységnyi felületre érkező elektromágneses sugarak visszaverődési képesség mérőszáma) a következménye. A 40 és -40 szélességi körök között az óceáni területeken a felhőhatás elenyésző, míg a szárazföldi térségekben az áramsűrűség-különbség értékek magasabbak (5-20 W/m^2). A -40 és -80 szélességi körök markáns eltérése a Nap zenitszögének a következménye. Az arktikus területeken, Antarktisz szélén és kínai monszunterületeken a legnagyobbak az értékek (35 W/m^2). Afrikától keletre és a Csendes-óceán központi térségében vannak a legkisebb áramsűrűség-különbségek (-5 W/m^2).

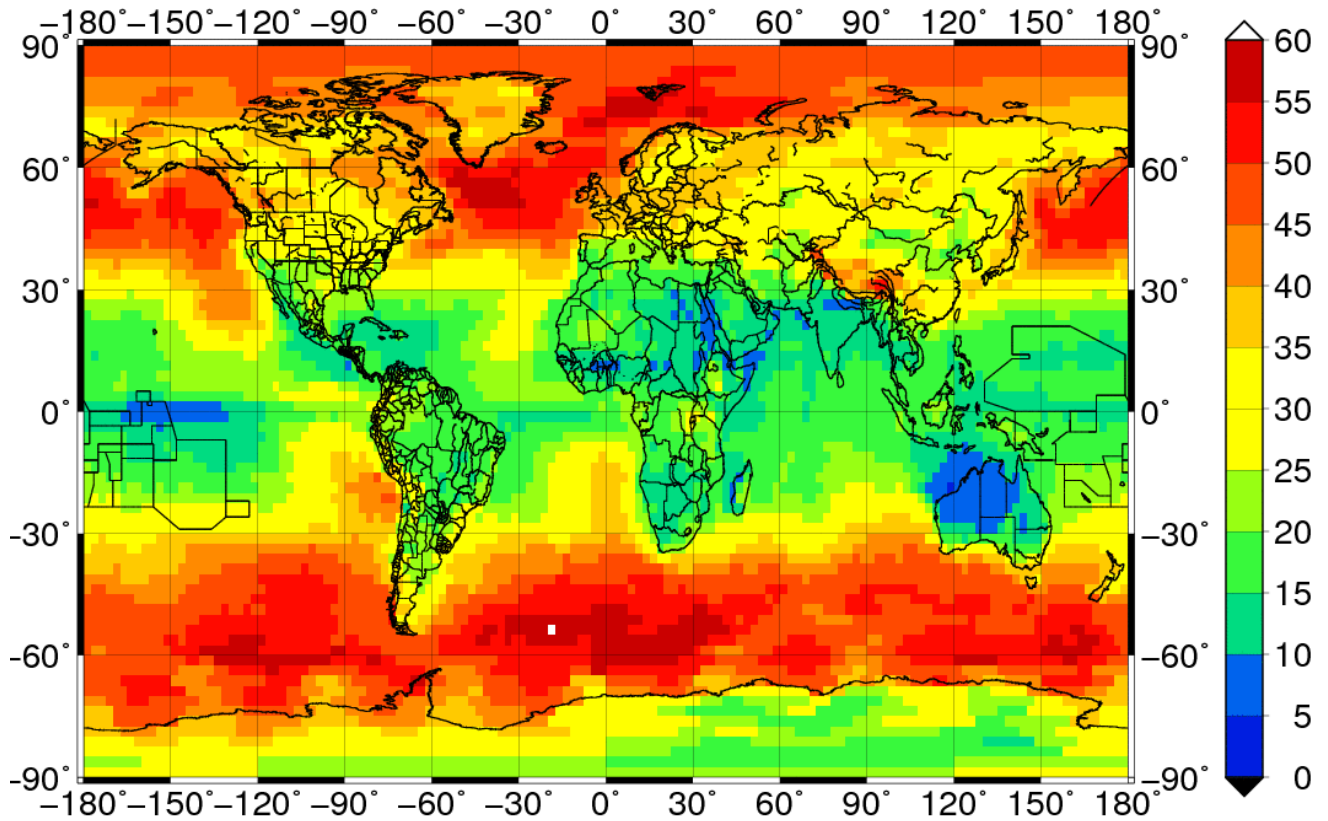
A 10. ábra a felhőzet földfelszíni kisugárzásra gyakorolt hatását mutatja, azaz a felhős és derült égbolt esetén mért sugárzási komponensek különbségét.



10. ábra: A felhőzet földfelszíni kisugárzásra gyakorolt átlagos évi hatásának (felhős és derült égbolt esetén mért sugárzási áramsűrűség értékek közötti különbség, W/m²) területi eloszlása 1994-ben. Forrás: ISCCP-FD.

A skála a 9. ábrán szereplő értékekhez van igazítva. Ennek célja hangsúlyozni, hogy földfelszíni kisugárzásra gyakorolt felhőhatás homogén és jelentéktelen mindenhol. Néhány helyen 0 W/m²-től eltérő áramsűrűség-különbség érték szerepel. Ezek az értékek nagy valószínűséggel hibás mérések következményei.

A felhőzet földfelszíni légköri visszasugárzásra gyakorolt átlagos évi hatásának területi eloszlását 1994-ben a 11. ábra szemlélteti.

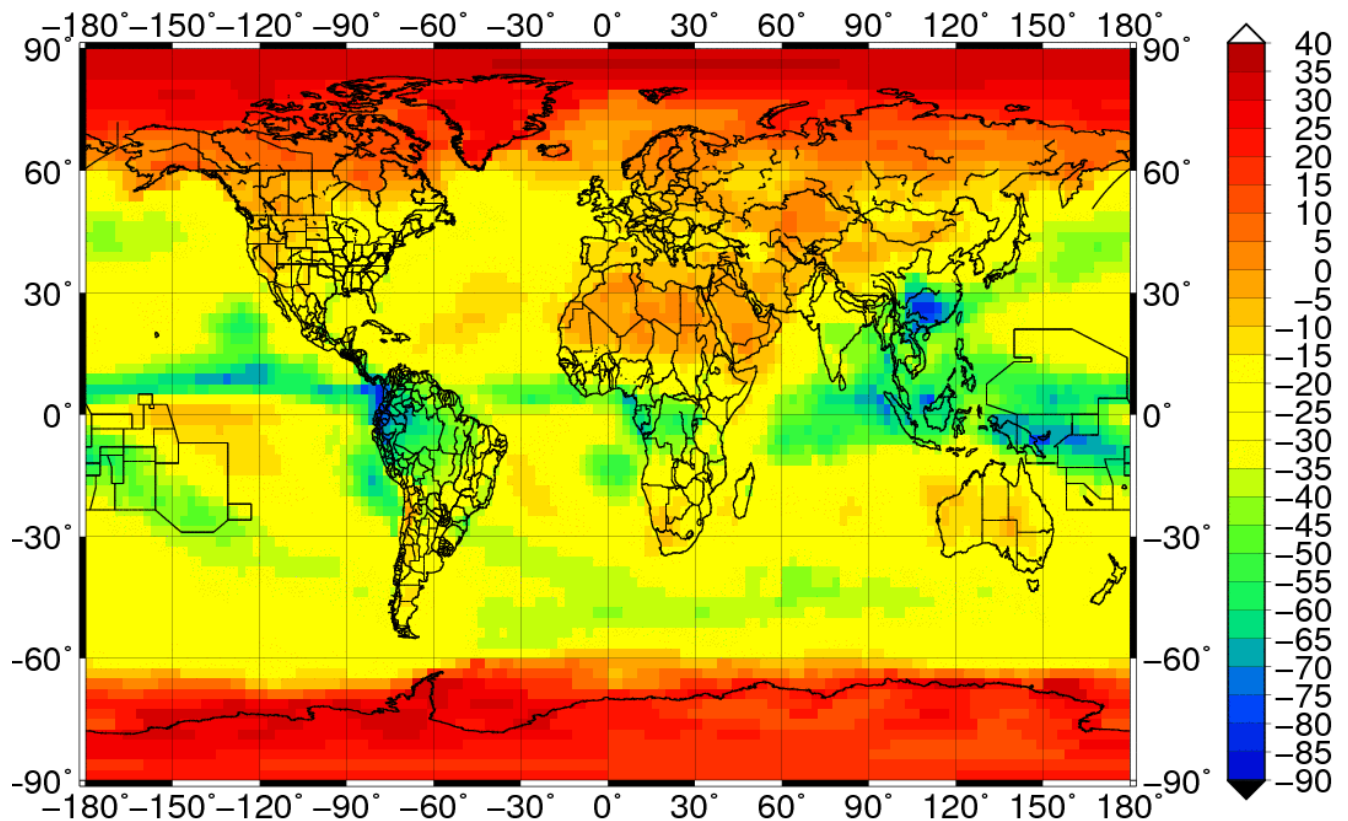


11. ábra: A felhőzet földfelszíni légköri visszasugárzásra gyakorolt átlagos évi hatásának (felhős és derült égbolt esetén mért sugárzási áramsűrűség értékek közötti különbség, W/m^2) területi eloszlása 1994-ben. Forrás: ISCCP-FD

Megfigyelhetjük, hogy az áramsűrűség-különbségek mindenütt pozitív értékűek. Ez a felhőzet melegítő hatására utal. A melegítő hatás Ausztrália és a Vörös-tenger térségében a legkisebb ($5 W/m^2$), amihez a Hadley-cella leszálló ága nagymértékben hozzájárul. A legmarkánsabb melegítő hatás ($60 W/m^2$) a nyugati szelek övezetében az óceánok fölött figyelhető meg, ami az intenzív ciklonképződés és vonulás tartománya is. Ugyanebben az övezetben jelentős a különbség a szárazföldi és az óceáni területek között ($25 W/m^2$). Ezen felül jelentős az eltérés Grönland és közvetlen környezete, valamint Kanada szárazföldi területei és a Hudson-öböl között. Vegyük észre azt is, hogy jelentős az eltérés ($30 W/m^2$) az antarktiszi és az arktikus térségek között. $40-45 W/m^2$ -es melegítő hatás észrevehető a Dél-Amerika és Afrika nyugati

partjainak szubtrópusi övezetében. Ezt az óceáni térségek felett képződő Sc-ok fejtik ki javarészt. A legnagyobb felhőhatás-gradiens¹ (55 W/m²) a Hinduszáni-alföld és a Tibeti-fennsík közötti térségben figyelhető meg. Ennek kialakulásában a Himalája hegyrendszer szerepe vitathatatlan.

A felhőzet sugárzási egyenlegre gyakorolt átlagos évi hatásának területi eloszlását a felszínen (légkör alja) 1994-ben a 12. ábra szemlélteti.



12. ábra: A felhőzet sugárzási egyenlegre gyakorolt átlagos évi hatásának (felhős és derült égbolt esetén mért sugárzási áramsűrűség értékek közötti különbség, W/m²) területi eloszlása a légkör alján 1994-ben. Forrás: ISCCP-FD

A legnagyobb melegítő hatás² (30 W/m²) a poláris területek felett figyelhető meg. Ezeken a területeken a felhőzet, a sugárzás és a hőmérséklet közötti kapcsolat igen szoros, a felhőzet

¹ Felhőhatás-gradiensnek értelmezem a felhőzet hatást kifejező térbeli különbségeknek és a közöttük levő távolságnak hányadosát.

² Azt már említettük, hogy a melegítő hatást a pozitív értékek, míg a hűtő hatást a negatív értékek fejezik ki.

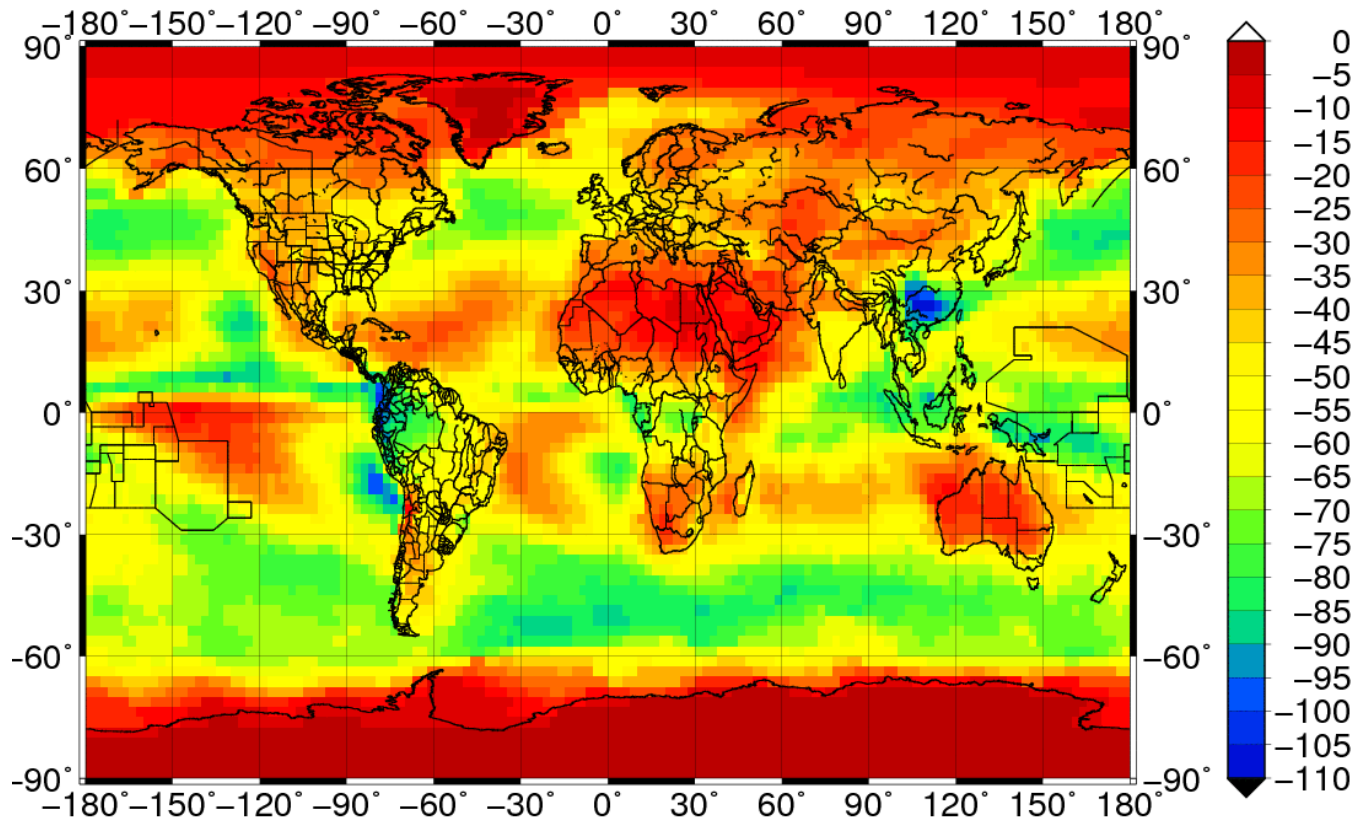
melegítő hatása pedig egyértelmű (*Walsh and Chapman, 1998*). A legnagyobb hűtő hatás (-80 W/m^2) az egyenlítői térségben vándorló ITCZ³ sávja körül figyelhető meg. Ezt a Hadley-cella felszálló ágában történő konvektív felhőképződés eredményezi. Erős hűtő hatás (-75 W/m^2) látható Dél-Kína térsége felett is, ami a monszunfelhőzet következménye. A hűtő hatás erős (-60 W/m^2) az Afrikától, és az Észak- és Dél-Amerikától nyugatra eső óceáni térségek felett is. Ez többnyire a kiterjedt vízfelszínnek fölött képződő Sc felhőzetnek tulajdonítható. Az Sc felhők jelentős mértékben visszaverik a napsugárzást (8. ábra), ugyanakkor a légköri visszasugárzáson keresztül kifejtett hatásuk kisebb (11. ábra). A felhőzet melegítő hatása kisebb (5 W/m^2) a szubtrópusi szárazföldi térségek felett. Ez a Ci-ok vagy stratocumuliformisok kisebb optikai rétegvastagságának tulajdonítható. A kisebb optikai rétegvastagságú felhők inkább áteresztik a napsugárzást és növelik a légköri visszasugárzást.

4.4 A felhőzet hatása a sugárzási egyenleg komponensekre a légkör alján

Eddig a felhők sugárzásmódosító hatását a légkör alján vizsgáltuk (8-12. ábra). A következőkben felhőzetnek a légkör tetején kifejtett sugárzásmódosító hatását fogjuk szemlélni.

A felhőzet légkör tetején reflektált napsugárzásra gyakorolt átlagos évi hatásának területi eloszlását 1994-ben a 13. ábra szemlélteti.

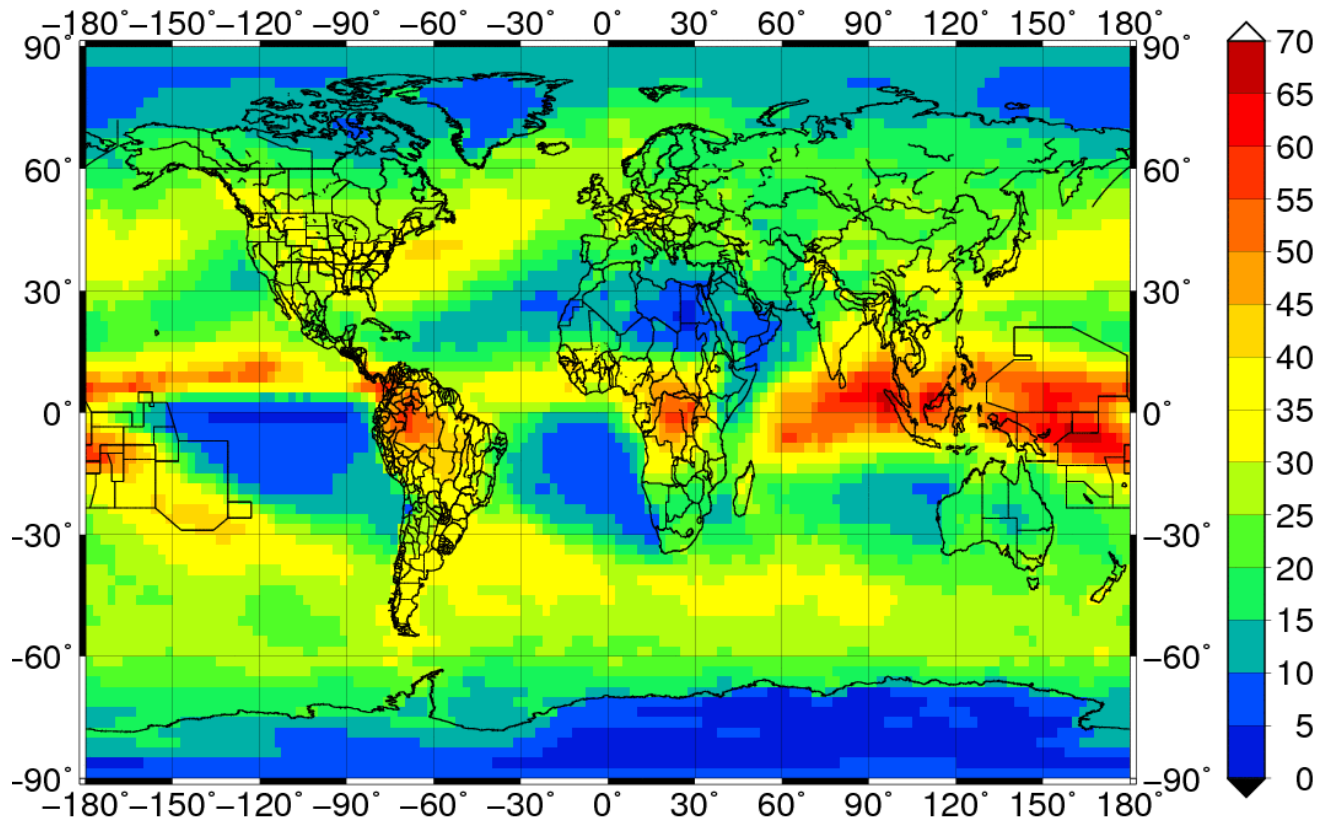
³ ITCZ = Intertropical Convergence Zone szavak mozaikszava, az összeáramlási sáv vándorol követve a Nap járását az egyenlítői térségben.



13. ábra: A felhőzet légkör tetején reflektált napsugárzásra gyakorolt átlagos évi hatásának (felhős és derült égbolt esetén mért sugárzási áramsűrűség értékek közötti különbség, W/m^2) területi eloszlása 1994-ben. Forrás: ISCCP-FD

A 8. és 13. ábrán látható területi eloszlások között monumentális a hasonlóság. Eltérés a két ábra között a legnagyobb áramsűrűség-különbség értékekkel rendelkező területeknél van ($20 W/m^2$ -el alacsonyabb a légkör tetején, mint a légkör alján). A 13. ábrán jóval csekélyebb a felhőhatás ($0-(-10) W/m^2$) a poláris területek felett, mint a 8. ábrán ($-10-(-30) W/m^2$). A többi térség felett azonos értékek szerepelnek a két ábrán. A 8. ábra magyarázatában részletezve van a területi eloszlás és a kialakító tényezők.

A felhőzet légköri kisugárzásra gyakorolt átlagos évi hatásának területi eloszlását 1994-ben a 14. ábra mutatja.

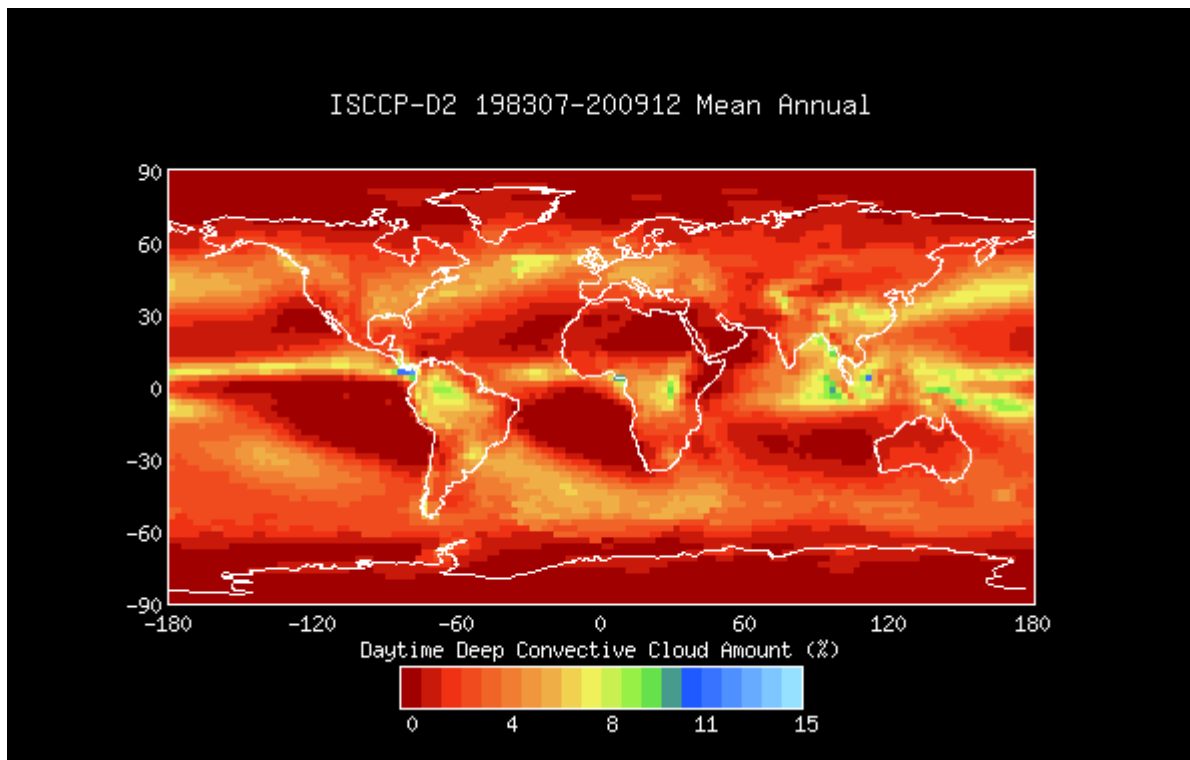


14. ábra: A felhőzet légköri kisugárzásra gyakorolt átlagos évi hatásának (felhős és derült égbolt esetén mért sugárzási áramsűrűség értékek közötti különbség, W/m^2) területi eloszlása a légkör tetején 1994-ben. Forrás: ISCCP-FD

A legnagyobb melegítő hatás ($70 W/m^2$) az egyenlítői térségben található ITCZ sávjában figyelhető meg. Ez a Hadley-cella felszálló ágában történő konvektív felhőképződés következménye. A legkisebb melegítő hatás ($0-5 W/m^2$) a trópusi övezetben a kontinensektől nyugatra az óceáni területek felett található. Ennek oka a hideg vízfelszín felett található stabil légrétegződés. Szintén elhanyagolható melegítő hatás ($5-10 W/m^2$) figyelhető meg a Szahara térségében, melyet a felhőzet hiánya eredményez. Átlagosan $20-40 W/m^2$ a felhőzet melegítő hatása a mérsékelt övezetben. Magasabb áramsűrűség-különbség értékek ($45 W/m^2$) figyelhetők meg Észak-Amerikától keletre fekvő óceáni térségekben. Ez a hurrikánok és a konvektív felhők jelenlétének a következménye. A felhőzet melegítő hatása a poláris térségek felett kicsi ($5-15 W/m^2$). E térségekben szinte kifejezetten csak rétegfelhők vannak, mivel a térségben uralkodó anticiklon meggátolja a konvektív felhőképződést. Szoros kapcsolat

figyelhető meg a felhőzet légköri kisugárzásra gyakorolt átlagos évi hatásának területi eloszlása és a mélykonvekcióval kialakult felhőzet átlagos területi eloszlása között.

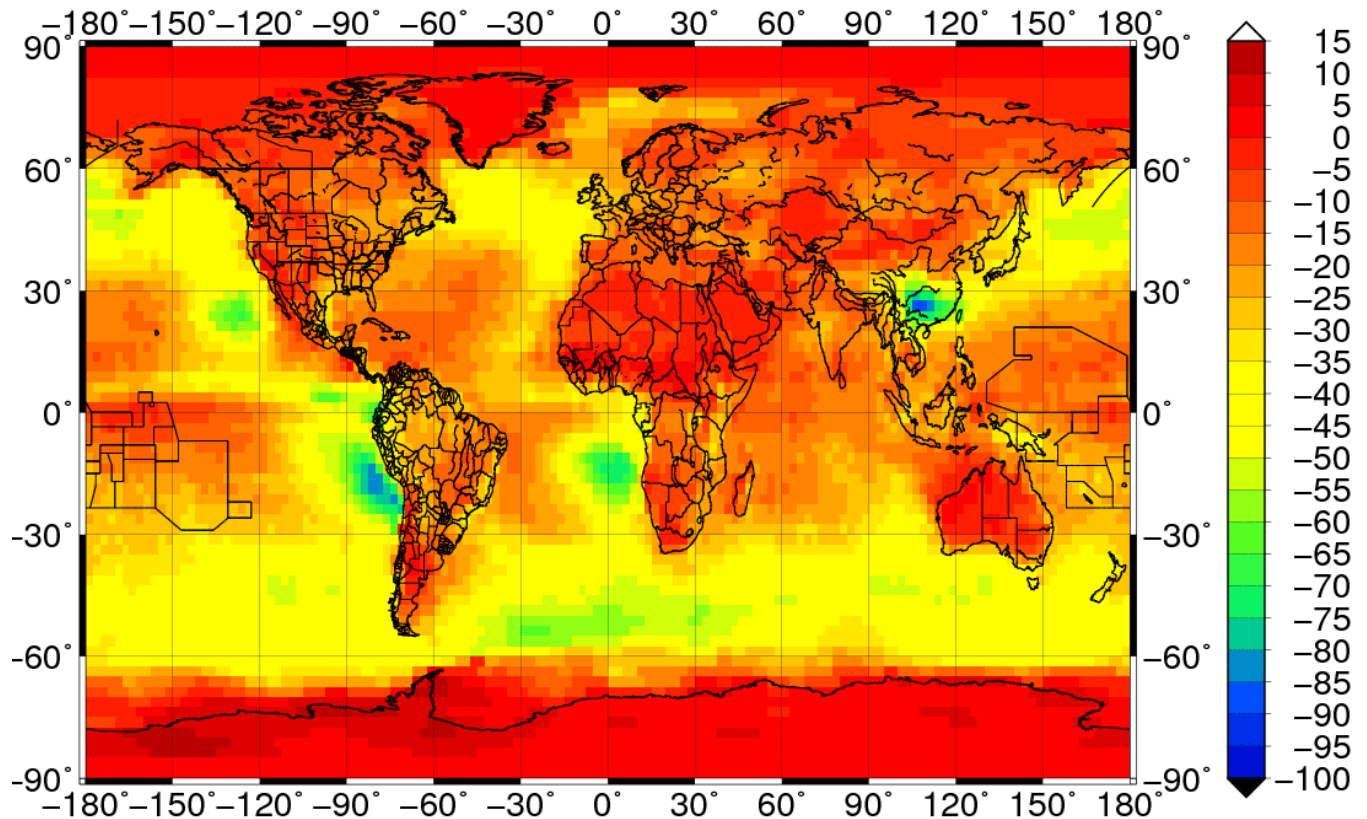
A mélykonvekcióval kialakult felhőzet átlagos területi eloszlását az ISCCP mérés időszakában (1983. július – 2009. december) a 13. ábra szemlélteti



15. ábra: A nap nappali szakaszában mélykonvekcióval kialakult felhőzet [%] az ISCCP projekt mérési időszakára (1983. július – 2009. december) vonatkozó átlagának területi eloszlása. Forrás: <https://isccp.giss.nasa.gov/products/browsed2.html>

Megfigyelhetjük, hogy a 14. és 15. ábrán látható területi eloszlások közötti hasonlóság nagy. Ennek az az oka, hogy a melegítő hatást leginkább a zivatarfelhők fejtik ki. A legnagyobb eltérés a két ábra között az atlanti-óceáni térség 60. szélességi köre tájékán tapasztalható. Az eltérés egyik lehetséges ok az, hogy a 14. ábra csak egy évre vonatkozó felhőhatást mutat be, míg a 15. ábra az ISCCP projekt egész mérési időszakára (1983-2009). Az Antarktisz nyugati térségei felett is vannak eltérések. Ez nagy valószínűséggel a poláris területek hibával terhelt méréseinek a következménye.

A 16. ábra a felhőzet sugárzási egyenlegre gyakorolt átlagos évi hatásának területi eloszlását a légkör tetején szemlélteti 1994-ben.



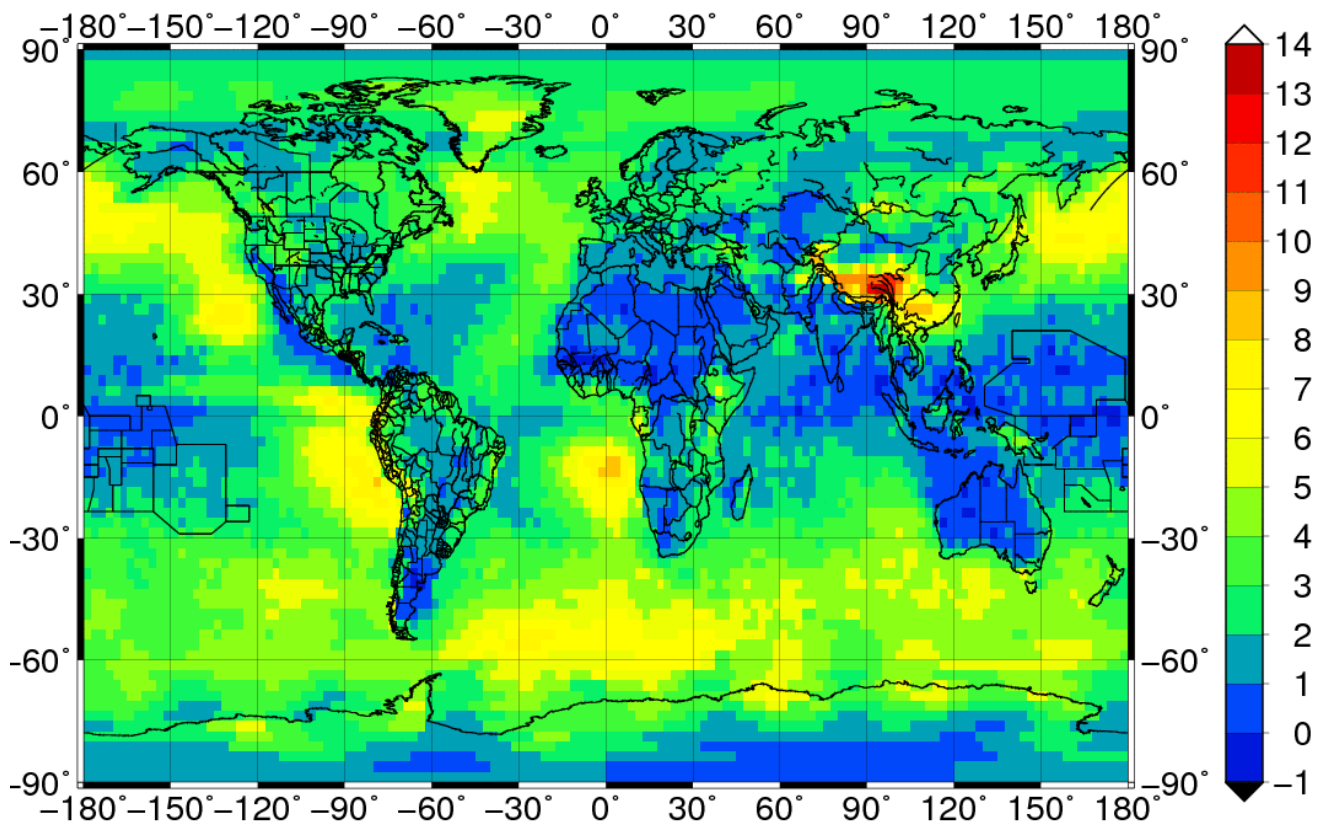
16. ábra: A felhőzet sugárzási egyenlegre gyakorolt átlagos évi hatásának (felhős és derült égbolt esetén mért sugárzási áramsűrűség értékek közötti különbség, W/m^2 -ben) területi eloszlása a légkör tetején 1994-ben. Forrás: ISCCP-FD

Láthatjuk, hogy a 16. ábrán az áramsűrűség-különbség értékek egyaránt pozitívak és negatívak. A felhők gyenge melegítő hatást ($5-15 W/m^2$) fejtenek ki a poláris területek, Ausztrália északnyugati része, Ázsia bizonyos területei, Észak-Amerika délnyugati területei és Afrika középső és nyugati térsége felett. Megfigyelhetjük, hogy poláris térségek feletti melegítő hatás a legnagyobb ($15 W/m^2$). Ennek oka az év nagy részében tapasztalható napfény-hiány és a magas albedó (0.80). Ausztráliában és Ázsiában pozitív értékek (melegítő hatás) is feltűnnek, ezeket a C_i felhőzettel hozták kapcsolatba (Raschke, 2005). Ugyanis, a C_i -ok optikai rétegvastagsága kicsi, így a napsugárzás nagy részét átteresztik. A Földünk legnagyobb része felett hűtő hatás figyelhető meg. A legnagyobb hűtő hatás értékek ($-95 W/m^2$) Kína felett találhatóak. Ezt a hatást a monszunfelhőzet okozza a sugárzás nagymértékű visszaverésével ($-110 W/m^2$). További nagyon magas hűtő hatással rendelkező ($-60 - -90 W/m^2$) térségek az Észak- és Dél-Amerikától, valamint Afrikától nyugatra helyezkednek el.

Ezen területeket többnyire Sc-ok borítják, amelyekről a reflektált sugárzás igen magas, évi átlaga eléri a $-70 - (-100) \text{ W/m}^2$ -es értékeket.

4.5 A felhőzet hatása a légkörre (vertikális divergencia)

A 17. ábra a felhőzet napsugárzás vertikális divergenciájára (D_{sw}) gyakorolt átlagos évi hatásának területi eloszlását szemlélteti 1994-ben.



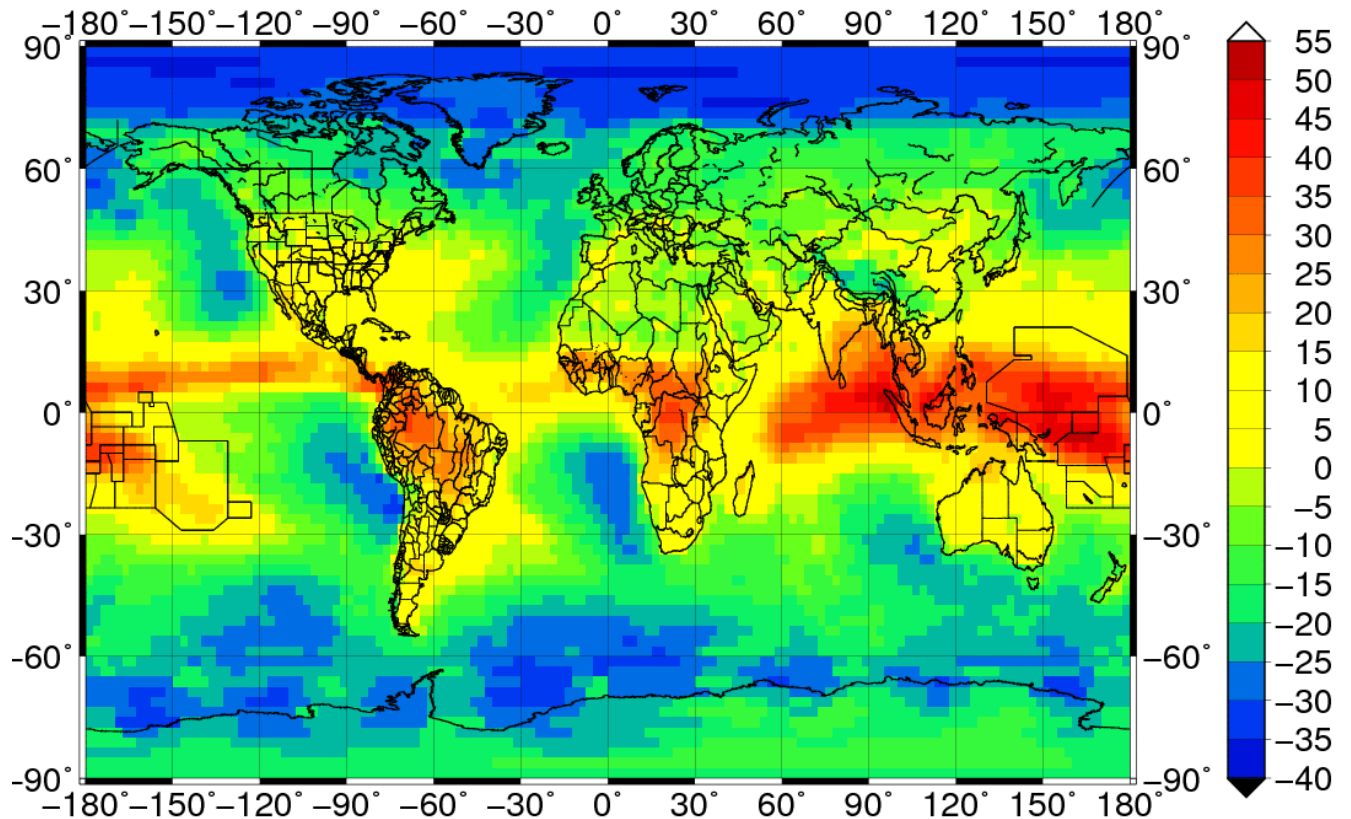
17. ábra: A felhőzetnek a napsugárzás vertikális divergenciájára (a légkör tetején és a légkör alján mért sugárzási áramsűrűség [W m^{-2}] értékek közötti különbség) gyakorolt átlagos évi hatásának (felhős és derült égbolt esetén mért sugárzási áramsűrűség értékek közötti különbség) területi eloszlása 1994-ben. Forrás: ISCCP-FD

A Dsw lehet pozitív és negatív értékű is. Mindenhol melegítő hatás látható leszámítva néhány helyet Afrika trópusi részei és Ausztrália felett. Ezek a nagyon kicsi hűtő hatású (-1 W/m^2) területek az alábbi mechanizmusok (Raschke, 2005) következményei:

- 1) A felhők a napsugárzás jelentős részét visszaverik, és csak kis hányadát transzmittálják a földfelszínre. Ráadásul a felhőzet kialakulásával csökken az alacsonyabb rétegekben található vízgőzmennyiség, így a vízgőzmolekulákról történő fényszóródást is.
- 2) A felhők és a bennük található vízgőz több napfényt abszorbeál, mint a légkörben található vízgőz önmagában.
- 3) A felhőkről visszavert napsugárzás abszorbeálódik vagy a felhők feletti vízgőztérben vagy az ózonrétegben.

A hűtő hatású területek felett a felhőzet alatt található vízgőz sugárzás-elnyelése a meghatározó. A vízgőz sugárzás-abszorpciója jelentősebb a felhőzet sugárzás-abszorpciójától, amikor a nedves légréteg felett vékony Ci-ok képződnek. A legnagyobb melegítő hatás (13 W/m^2) Kína térsége felett található. A sivatagi térségekben az áramsűrűség különbségek 0 W/m^2 , ami a többnyire felhőtlen égbolt következménye.

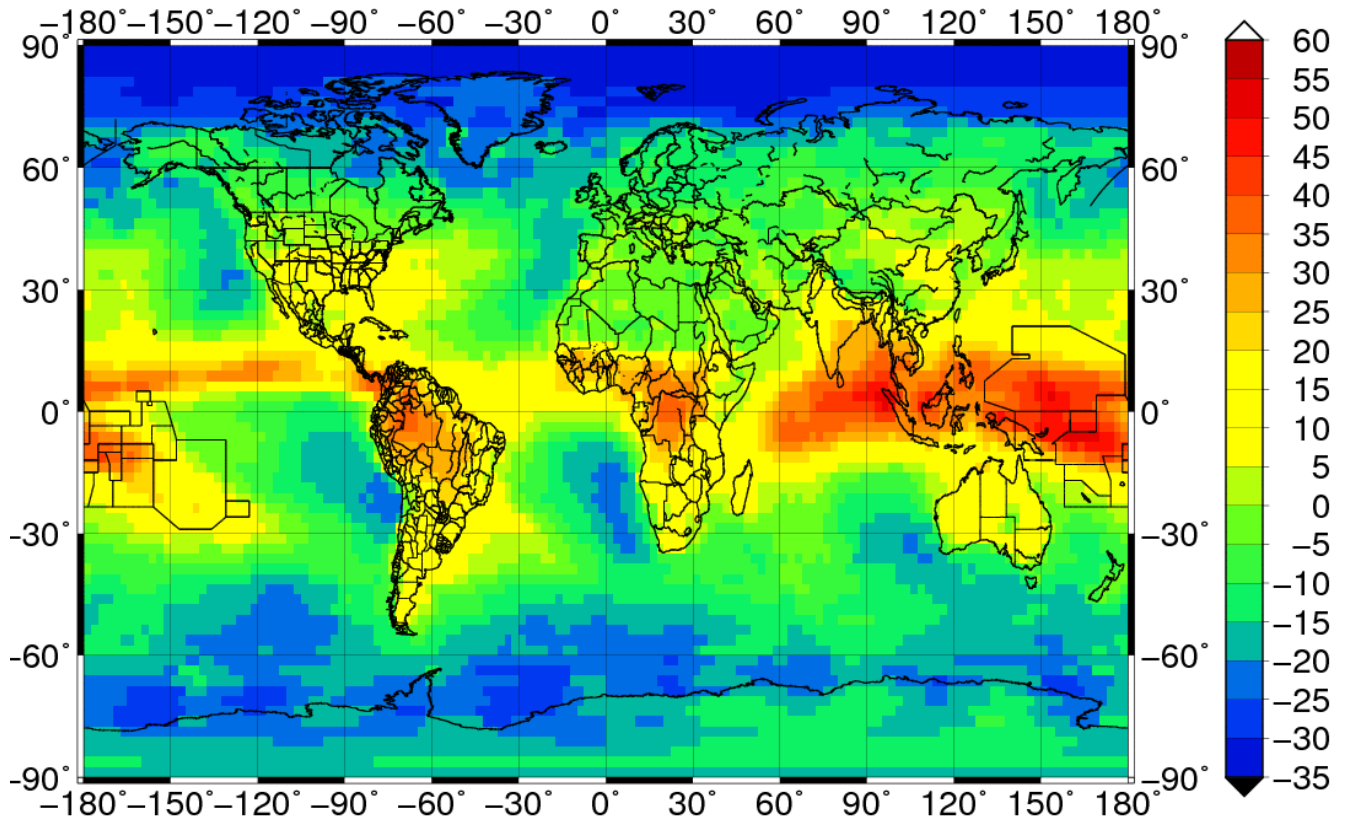
A 18. ábra a felhőzet teresztrialis sugárzás vertikális divergenciájára (D_{lw}) gyakorolt átlagos évi hatásának területi eloszlását szemlélteti 1994-ben.



18.ábra: A felhőzetnek a teresztriális sugárzás vertikális divergenciájára (a légkör tetején és a légkör alján mért sugárzási áramsűrűség [$W\ m^{-2}$] értékek közti különbség) gyakorolt átlagos évi hatásának (felhős és derült égbolt esetén mért sugárzási áramsűrűség értékek közötti különbség) területi eloszlása 1994-ben. Forrás: ISCCP-FD

A D_{lw} lehet pozitív és negatív értékű. A pozitív érték a felhőzet hűtő, míg a negatív érték a felhőzet fűtő hatására utal. Jól látható, hogy a D_{lw} értékek mindenütt nagyobbak, mint a D_{sw} értékek. A legnagyobb D_{lw} értékek az egyenlítő térségében találhatók ($40-50\ W/m^2$), ami a magas légköri vízgőzkoncentráció következménye. Az északi sarki térségben a felhőzet fűtő hatása a legnagyobb ($-35 - -40\ W/m^2$). Ugyanis e térségekben a felhőképződést az alacsony hőmérsékletek is serkentik, a sokkal alacsonyabb telítési vízgőznyomás értékek miatt. Vegyük azt is észre, hogy e fűtőhatás jelentősen különbözik az antarktisi és az északi sarki területek között ($30\ W/m^2$). A felhőzet nagy fűtőhatása a kontinensektől nyugatra fekvő óceáni területek felett is megfigyelhető ($-25 - -35\ W/m^2$). Az $55-60$ szélességi körök térségében eltérés van a szárazföldi és óceáni területek között ($20-25\ W/m^2$).

A 19. ábra a felhőzet sugárzási egyenleg vertikális divergenciájára gyakorolt átlagos évi hatásának területi eloszlását mutatja 1994-ben.



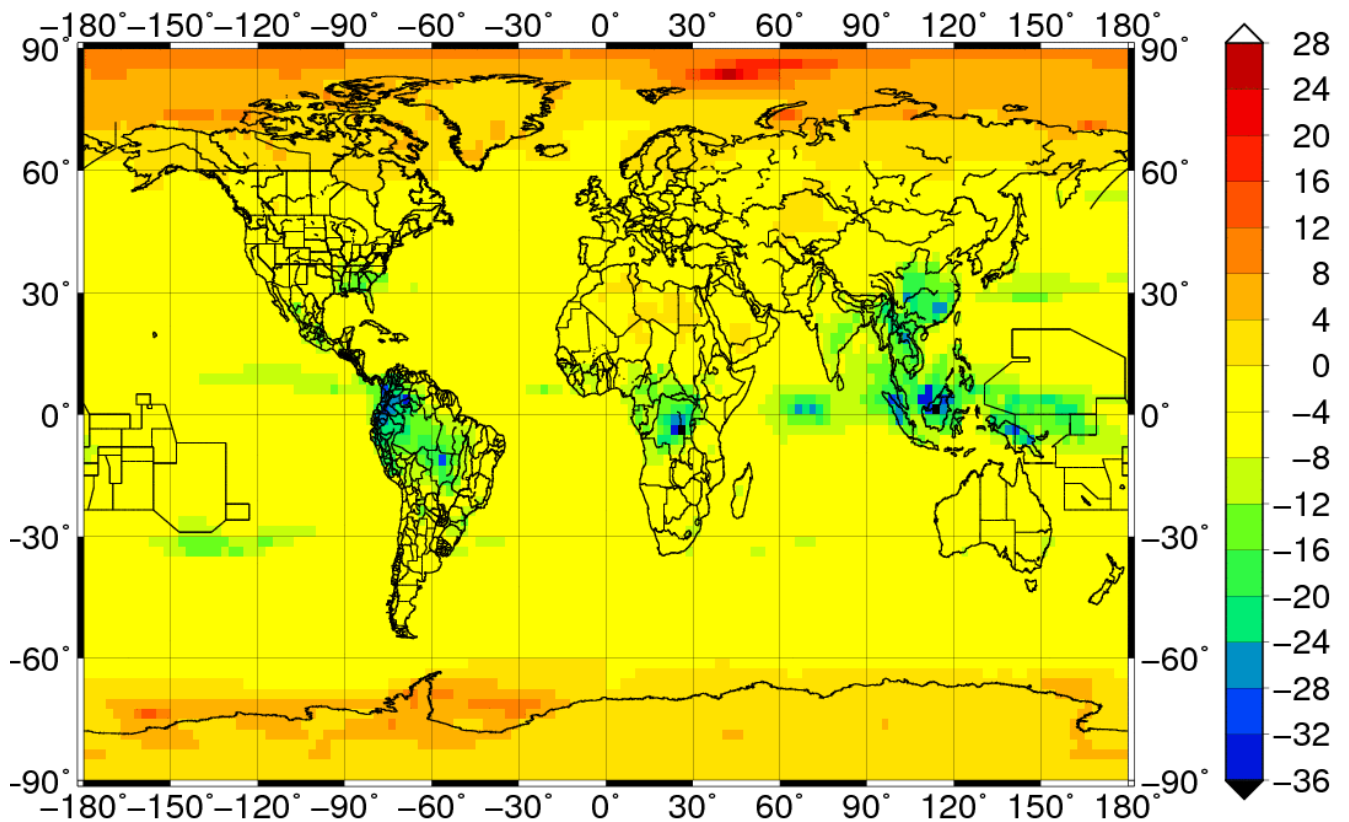
19. ábra: A felhőzetnek a sugárzási egyenleg vertikális divergenciájára (a légkör tetején és a légkör alján mért sugárzási áramsűrűség [W m^{-2}] értékek közti különbség) gyakorolt átlagos évi hatásának (felhős és derült égbolt esetén mért sugárzási áramsűrűség értékek közötti különbség) területi eloszlása 1994-ben. Forrás: ISCCP-FD

Láthatjuk, hogy az áramsűrűség-különbségek mind pozitív, mind negatív értékűek. A pozitív érték a felhőzet hűtő hatását [sugárzási energiaveszteség (a légkör teteje és alja közötti sugárzási energiakülönbség) növelése], míg a negatív érték a felhőzet melegítő hatását [sugárzási energiaveszteség (a légkör teteje és alja közötti sugárzási energiakülönbség) csökkentése] fejezi ki. A legnagyobb hűtő hatás az egyenlítő és az ITCZ térségében figyelhető meg ($50\text{-}55 \text{ W/m}^2$). Ez a Hadley-cella felszálló ágában történő konvektív felhőképződésnek és a magas vízgőzkoncentrációnak a következménye. A melegítő hatás az északi sarki térségben a legnagyobb, -30 W/m^2 körüli. Ezt a stabilis légrétegződési állapotok és a levegő vízgőzzel való telítettsége eredményezi. Megfigyelhetjük, hogy nagy különbségek vannak az

antarktiszi és az északi sarki területek között ($25\text{-}35\text{ W/m}^2$). Vegyük észre, hogy a kontinensektől nyugatra fekvő óceáni térségekben szintén nagy a veszteség ($-20\text{ - }-25\text{ W/m}^2$).

4.5 A felhőzet hatása az emberi hőérzetre

A felhős égbolt [FULL SKY] emberi hőérzetre gyakorolt átlagos évi hatásának területi eloszlását 1994-ben a 20. ábrán láthatjuk.

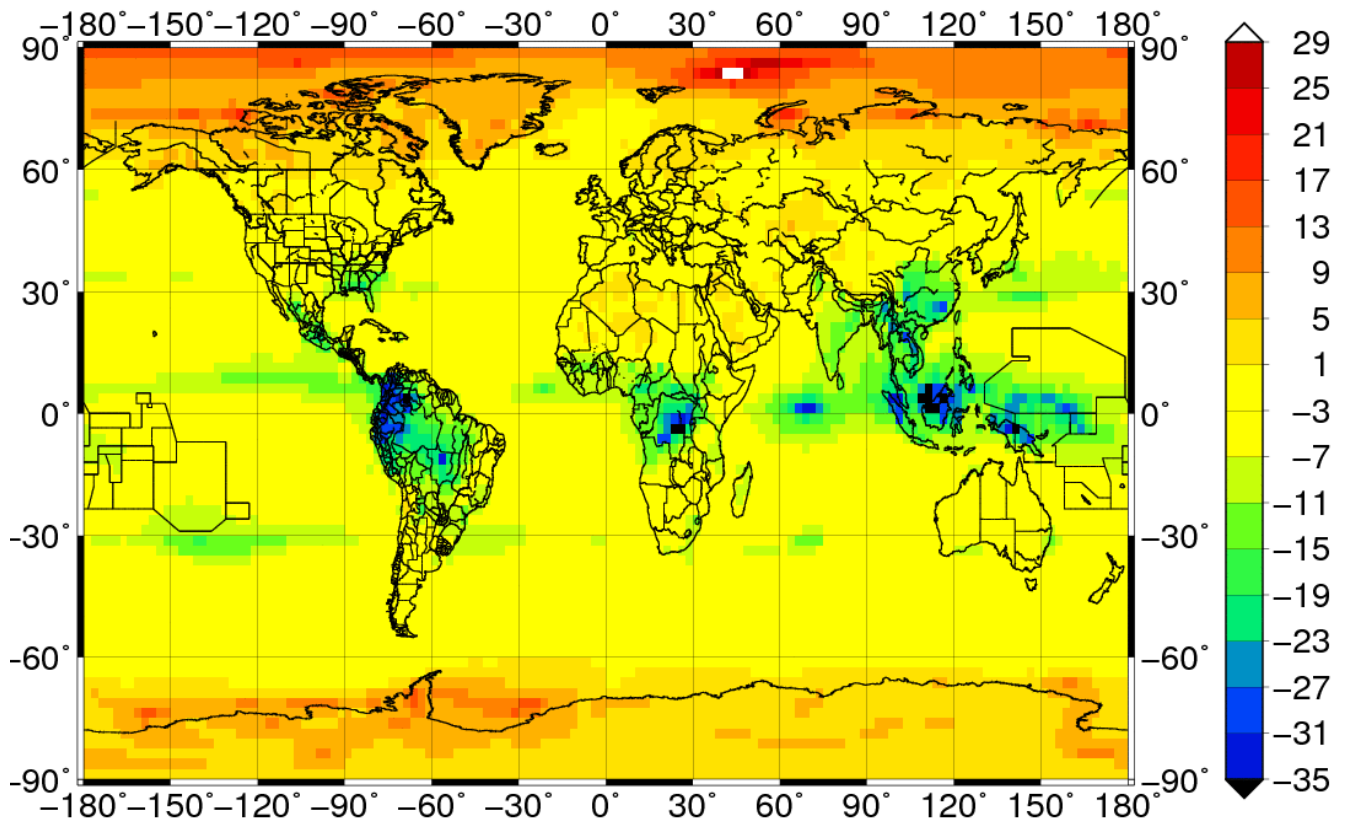


20. ábra: A felhős égbolt emberi hőérzetre gyakorolt átlagos évi hatásának területi eloszlása 1994-ben. [FULL SKY] Forrás: ISCCP-FD, ERA-40

Az emberi hőérzetre $^{\circ}\text{C}$ -ban kifejtett felhőhatás lehet pozitív és negatív értékű. A pozitív érték a felhőzet melegítő hatását, míg a negatív érték a felhőzet hűtő hatását fejezi ki. A legnagyobb hűtő hatás (-35°C) az Egyenlítő és az ITCZ térségében figyelhető meg. Ez a Hadley-cella felszálló ágában képződő konvektív felhőzetnek tulajdonítható. Vegyük észre, hogy Kína és India keleti térségében is nagy a hűtőhatás (-20°C). A melegítő hatás az északi sarki térségben a legnagyobb, 28°C körüli. E térségekben szinte kifejezetten csak rétegfelhők vannak.

Megfigyelhetjük, hogy nagy különbségek vannak az északi sarki (22-28°C) és az antarktiszi térségek (8-10°C) között. Ezek az eltérések 0°C körüliek a mérsékelt övezetekben.

A 21. ábra a borult égbolt [OVERCAST] emberi hőérzetre °C-ban kifejezett átlagos évi hatásának területi eloszlását mutatja 1994-ben.



21. ábra: A borult égbolt emberi hőérzetre gyakorolt, °C-ban kifejezett átlagos évi hatásának területi eloszlása 1994-ben. [OVERCAST]. Forrás: ISCCP-FD, ERA-40

Megfigyelhetjük, hogy a 19. és a 20. ábrán látható területi eloszlások között nagy a hasonlóság. A borult égbolt esetén (20. ábra) azonban az egyenlítő térségében tapasztalható hűtőhatás észrevehetően nagyobb, mint a felhős égbolt esetén (19. ábra). Ezek az eltérések szintén 0°C körüliek a mérsékelt övezetekben a felhős égbolt esetén kapott eredményekhez hasonlóan.

5. Konklúzió és kitekintés

Tanulmányomban röviden ismertettem az ISCCP projekt történetét, felépítését és céljait. A méréseit felhasználva részletesen megvizsgáltam a felhőzet hatását az összes sugárzási komponensre, a sugárzási egyenlegekre, vertikális divergenciákra és az emberi hőérzetre az 1994-es évre vonatkozóan. A mennyiségek területi eloszlását részletesen jellemeztem.

Eredményeim alapján elmondható, hogy a felhőzet egyaránt melegítő és hűtő hatást fejt ki. A legnagyobb hűtő hatás az egyenlítői övezetben figyelhető meg a Hadley-cella felszálló ágában kialakuló konvektív felhőzetnek köszönhetően. A melegítő hatás a pólusok térségében a legnagyobb. A kínai monszunfelhőzet és a tengeri Sc-ok is erős befolyással bírnak a sugárzásra.

Későbbi terveim között szerepel a felhőzet sugárzásmódosító és az emberi hőérzetre kifejtett hatásának vizsgálata évszakos bontásban.

6. Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek dr. Ács Ferencnek a szakmai segítségért, az észrevételeiért és tanácsaiért, amivel hozzájárult a szakdolgozatom elkészítéséhez. Külön köszönet illeti dr. Breuer Hajnalkát, aki segítséget nyújtott az adatok feldolgozását és vizualizációját illetően.

7. Irodalomjegyzék

Ács F.: A rekreációs futás humánmeteorológiai szempontból: 1.rész: elmélet

Brest, C.L., and W.B. Rossow, 1992: Radiometric calibration and monitoring of NOAA AVHRR data for ISCCP. *Int. J. Remote Sens.*, **13**, 235-273

Brest, C.L., W.B. Rossow, and M.D. Roiter, 1997: Update of radiance calibrations for ISCCP. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **14**, 1091-1109

Campbell, G.S., Norman, J.M., 1997: An Introduction to Environmental Biophysics. Second edition, Springer, 286p. ISBN 0-387-94937-2.

Coakley, J.A. (2003). Reflectance and albedo, surface. Encyclopedia of the Atmosphere, JR Holton and JA Curry (eds.). Academic Press. pp. 1914–1923.

Desormeaux, Y., W.B. Rossow, C.L. Brest, and G.G. Campbell, 1993: Normalization and calibration of geostationary satellite radiances for the International Satellite Cloud Climatology Project. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **10**, 304-325.

Landolt-Börstein V/6: Radiation budget of the climate system. Springer Press. pp. 4-46

Liou, K.: Radiation and cloud processes in the atmosphere. New York: Oxford Univ. Press. 1992, 487 pp.

J. P. Peixoto and A. H. Oort. New York, USA: American Institute of Physics, 1992. 520 pp

Rákóczi F.: Életterünk a légkör, Mundus kiadó, Budapest, 1998, ISBN 9638033487, p. 56., 58.

Raschke, E., Ohmura, A., Rossow, W.B., Carlson, B.E., Zhang, Y.-C., Stubenrauch, C., Kottek, M., Wild, M.: Cloud effects on the radiation budget based on ISCCP data (1991-1995). *Int. J. Climatology* – in print (2005)

Rossow, W. B., and R. A. Schiffer, 1983: The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The First Project of the World Climate Research Programme. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 64, No.7

Rossow, W.B., and A.A. Lacis, 1990: Global, seasonal cloud variations from satellite radiance measurements. Part II: Cloud properties and radiative effects. *J. Climate*, **3**, 1204-1253.

Rossow, W.B., and R.A. Schiffer, 1991: ISCCP cloud data products. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **71**, 2-20.

Rossow, W.B., and L.C. Garder, 1993: Validation of ISCCP cloud detections. *J. Climate*, **6**, 2370-2393.

Rossow, W.B., and Y.-C. Zhang, 1995: Calculation of surface and top of atmosphere radiative fluxes from physical quantities based on ISCCP datasets, 2. Validation and first results. *J. Geophys. Res.*, **100**, 1167-1197.

Rossow W.B., and R.A. Schiffer, and A. Walker, and M. Roiter, 1996c: International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) description of reduced resolution radiance data. World Climate Research Programme (ICSU and WMO), WMO/TD-58 Geneva, Switzerland, 163 pp.

Rossow, W. B., and R. A. Schiffer, 1999: Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2261–2287

Schiffer, R.A., and W.B. Rossow, 1985: ISCCP global radiance data set: A new resource for climate research. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 66, 1498-1505.

Uppala, S.M., Kållberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, L., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J. 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961-3012.doi:10.1256/qj.04.176

Walsh J. E., and W. L. Chapman, 1998: Arctic cloud-radiation-temperature associations in observational data and atmospheric reanalyses. *Journal of Climate.*, 11, 3030-3045.

Zhang, Y.-C., W.B. Rossow, and A.A. Lacis, 1995: Calculation of surface and top-of-atmosphere radiative fluxes from physical quantities based on ISCCP datasets: 1. Method and sensitivity to input data uncertainties. *J. Geophys. Res.*, 100, 1149-1165, doi:10.1029/94JD02747.

Zhang, Y., W. B. Rossow, A. A. Lacis, V. Oinas, and M. I. Mishchenko (2004), Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data, *J. Geophys. Res.*, 109, D19105

Internetes források

[1-ISCCP CloudData]: <https://isccp.giss.nasa.gov/products/onlineData.html>

[2-ISCCP FD Data]: <https://isccp.giss.nasa.gov/outgoing/FLUX/>

[3-ISCCP Overview]: <https://isccp.giss.nasa.gov/describe/>