

Eðlisfræði gróðurhúsahrifa

Ari Ólafsson

Raunvísindastofnun Háskólans

Vefútgáfa: 30. desember 2006

Ágrip – Dregin er upp einföld einvíð mynd af víxlverkun lofthjúps við varmageislun jarðar. Myndin inniheldur þrýstingsáhrif á ísogsstuðla en ekki hitastigsáhrif. Gróðurhúsahrifin koma fram sem lækkandi flæði varmageislunar frá yfirborði jarðar með hækkandi ísogsstuðlum, kæling neðstu loftlaga vegna aðlögunar varmageislunar að hitastigli og kæling loftlaga þar sem víxlverkuninni linnir vegna þrýstingslækkunar eða þynningar virku ísogsefnanna. Remmuaukning CO₂ hefur mest áhrif til flæðislækkunar við jörð og kælingar neðri loftlaga í gegnum stækkun litrófsbila sem eru virk með ísog í grennd við $\alpha=0.3\text{km}^{-1}$. Við núverandi remmu hafa stærri ísogsstuðlar gert þann usla sem þeir geta með flæði við jörð, svo með vexti í remmu skila þeir bara meiri kælingu efri loftlaga.

1. Inngangur

Hugtakið gróðurhúsahrif er komið inn í orðaforða almennings í gegnum víðtæka notkun í fjölmiðlum. Hugtakið hefur á sér neikvæðan blæ vegna tengsla við umræðu um hnattræna hlýnun. Oft gætir þó misskilnings um hver merking hugtaksins er og hvernig áhrifin verða til.

Hér verður reynt að lýsa fyrirbærinu, sem bæði er flókið og margþætt. Umfjöllunin inniheldur á köflum flóknar heildisjöfnur. Lesendur sem ekki eru hraðlæsir á stærðfræði geta skautað yfir þá hluta og beint sjónum sínum að myndrænni framsetningu á þeirri sögu sem jöfnurnar segja ásamt tilheyrandi skýringum.

Einfaldasta mynd af orkubúskap jarðar segir að orkustraumur til jarðar með sólarljósi sé jafn orkuflæði með varmageislun jarðar út í geiminn. Þessu er gjarna lýst með

$$(1 - a)S\{\pi R^2\} = \sigma T^4\{4\pi R^2\}, \quad (1)$$

þar sem stærðin $S=1367\text{ W/m}^2$ [1], svonefndur sólarfasti, lýsir styrk sólarljóss utan lofthjúpsins, og stærðin a kallast endurskinshlutfall (e. albedo) og lýsir speglun og dreifingu sólarljóss frá lofthjúp og jörðu. Endurskinshlutfallið er metið til $a=0.30$ út frá mælingum úr gervitunglum [2]. Fyrstu tveir þættirnir hægra megin við jafnaðarmerkið lýsa styrk varmageislunar (Lögmál Stefan–Boltzmann), þar sem

$\sigma=5.671 \cdot 10^{-8}\text{ W/(m}^2\text{K}^4)$ og T er meðalhitastig jarðar á Kelvin kvarða. Þættirnir í slaufusvígum eru (vinstra megin) þverskurðarflatarmál og (hægra megin) yfirborðsflatarmál jarðar.

Þessi gildi á endurskinshlutfalli og sólarfasti gefa meðalhitastigið $T=255\text{ K}$, sem er 33 K undir mældu meðalhitastigi jarðar $T=288\text{ K}$. Þennan mismun má skýra með gróðurhúsahrifum, þ.e. áhrif lofthjúps sem er gegnsær fyrir sólarljós en aðeins hálfgegnsær fyrir varmageislun jarðar. Þessum hrifum má bæta inn í jöfnu 1:

$$(1 - a)S\{\pi R^2\} = g_e\sigma T^4\{4\pi R^2\}. \quad (2)$$

Þátturinn g_e lýsir afleiðingum gróðurhúsahrifa á meðalhita jarðar og þarf að fá gildið $g_e=0.61$ til að reiknaður meðalhiti passi við mælingar. Þetta gildi á g_e , sem er að sjálfsögðu nátengt mati á stærðunum a og S , svarar til að flæði varmageislunar frá efstu lögum lofthjúpsins út í geiminn er aðeins 61% af varmageislun jarðar.

Fjöldi erlendra rannsóknarstofnana vinna að þróun reiknilíkana af orkubúskap lofthjúpsins, einkum til að spá fyrir um þróun meðalhitastigs. Umfjöllunarefni þessarar greinar er einfölduð mynd af víxlverkun lofthjúps og varmageislunar, sem sýnir hvað veldur þróun kerfisins við remmubreytingar ísogsefna en segir ekki til um hve hratt eða hversu langt það þróast.

Í kafla 2 er lagður einfaldur litrófsgreiningar-grunnur til að fást við ísog stakra litrófslína og ísogsbreytingar með þrýstingi. Þriðji kafli fjallar um varmageislun svarthluta og hálfgegensærra efna, með og án hitastiguls. Fjórði kafllinn lýsir útreikningum á orkuflæði varmageislunar sem falli af hæð og ísogsstuðli við jörð fyrir virku ísogsefnin koltvísýring og vatnsgufu. Útreikningarnir sýna hvernig ísog loft-hjúpsins takmarkar flæði varmageislunar frá yfirborði jarðar, með geislun lofthjúpsins til jarðar, um leið og sú geislun veldur kælingu í efri loftlögum. Víxlverkun varmageislunar við lofthjúpin færir þannig “kæli-flöt” kerfisins jörð+lofthjúpur frá yfirborði jarðar upp í efri loftlög. Varmageislun lofthjúpsins til jarðar getur einnig kælt neðstu loftlögina.

2. Ísog geislunar

Styrkur geislunar dofna með vegalengd í hálfgegn-sæu efni samkvæmt lögmáli Beer's

$$I(z) = I_0 \exp(-\alpha z), \quad (3)$$

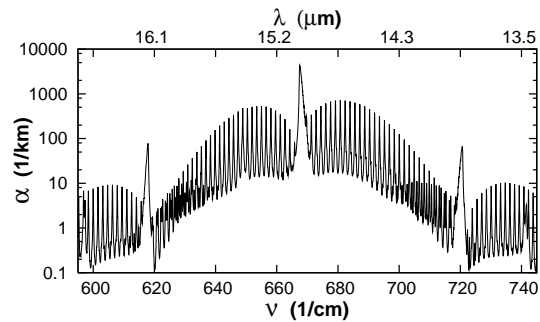
þar sem $I(z)$ er styrkur geislunar við staðsetninguna z , I_0 styrkur við $z=0$ og stærðin α kallast ísogsstuðull. Ísogsstuðullinn er mælikvarði á deyfivirkni efnisins. Styrkur geisla fellur um e á vegalengdinni $\Delta z = 1/\alpha$. Ísogsstuðull er efnisháður og breytist með sveiflutíðni og ytri kennistærðum svo sem þrýstingi og hitastigi. Ef ísogsstuðull α breytist með staðsetningu þarf að endurskoða jöfnu 3 lítilllega og gefa henni almennara form,

$$I(z) = I_0 e^{-\int_0^z \alpha(x) dx}. \quad (4)$$

Mynd 1 sýnir litróf $\alpha(\nu)$ fyrir þann sveifluhátt CO_2 sem skiptir mestu máli við gróðurhúsa-hrif í andrúmsloftinu. Litrófið er reiknað með gögnum úr HITRAN04 litrófsgagnabankanum [3], fyrir CO_2 -remmu $c_s = 360$ ppm (rúmmálshlutar af milljón), hitastig $T = 288$ K og heildarþrýsting $p = 1.0$ bar. Bylgjutölukvarðinn ν tengist sveiflutíðni f í gegnum

$$\nu = f/c = 1/\lambda \quad (5)$$

þar sem c er ljóshraði og λ öldulengd. Rófið er að mestu samsett úr vel uppleystum litrófslínum þar sem hver lína tengist færslu sameindarinnar milli tveggja snúnings-orkustiga. Fyrir kröftugasta sveifluháttinn ($620 - 720 \text{ cm}^{-1}$) er efra stigið sveigju-titrings ástand CO_2 og það neðra titrings-grunnástand. Þrjú breiðari toppar (Q-bönd) skaga upp úr umhverfinu. Þeir



Mynd 1. Ísogsróf fyrir þann titringshátt CO_2 sem skiptir mestu máli í samspili við varmageislun jarðar. Rófið er reiknað fyrir CO_2 -remmu $c_s = 360$ ppm, hitastig $T = 288$ K og þrýsting $p = 1000$ mbar. Þessar kennistærðir samsvara aðstæðum í neðsta lagi andrúmsloftsins.

eru samsettir úr mörgum línnum sem skarast. Næsti sveifluháttur CO_2 , sem þó er mörgum stærðarþrepum daufari, liggur í kringum $\nu = 940 \text{ cm}^{-1}$. Heildarófið er þannig samsett af missterkum ísogsböndum og löngum eyðum á milli þeirra.

Kröftugasti Q-toppurinn á mynd 1, við bylgjutöluna $\nu = 668 \text{ cm}^{-1}$, nær upp í $\alpha = 4000 \text{ km}^{-1}$. Samkvæmt jöfnu 3 hverfur varmageislun frá jörð við þessa bylgjutölu á fyrsta metranum

Þessi almenna lýsing á ísogsrófi á einnig við aðrar gassameindir. Bil milli snúningslína er almennt styttra fyrir þyngri og stærri sameindir en þær léttari. Stærri sameindirnar sýna gjarna róf af samfelldum ísogsböndum, þar sem línurnar skarast og verða ekki greindar í sundur.

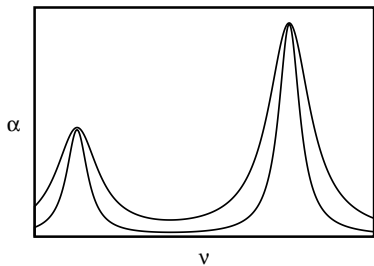
2.1. Áhrif þrýstings og hitastigs

Við þrýstingsaðstæður sem ríkja í öllu veðrahvolfinu stjórna breidd ísogslína af árekstratíðni sameindanna og óvissulögmáli Heisenbergs. Orkustigin og þar með einnig ísogslínurnar breikka með hærri árekstratíðni. Lögun línanna, sem kallast Lorentz lögun, er lýst með

$$\alpha(\nu) = \frac{\sigma n}{\pi \Delta \nu_L} \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{\nu - \nu_0}{\Delta \nu_L}\right)^2\right]}, \quad (6)$$

þar sem σ er kennistærð línunnar, kölluð þversnið, n er fjöldapétteiki sameindanna sem mynda ísogslínuna, ν_0 bylgjutala línumiðjunnar og $\Delta \nu_L$ hálfínubreidd (e. HWHM) Lorentzlínunnar,

$$\alpha(\nu_0 \pm \Delta \nu_L) = \alpha(\nu_0)/2. \quad (7)$$



Mynd 2. Þrýstingsáhrif á Lorentz línur. Neðri ferillinn sýnir ísogsróf við þrýsting sem er helmingur þrýstings fyrir efri ferilinn. Línubreiddir helmingast.

Þar sem bæði fjöldapéttleiki n og hálfínubreidd $\Delta\nu_L$ eru í réttu hlutfalli við heildarþrýsting p , verður ísogsstuðull á línumiðju óháður þrýstingi,

$$\alpha(\nu_0) = \frac{\sigma n}{\pi \Delta\nu_L} \sim \frac{p_n}{p} = c_s. \quad (8)$$

Ísogsstuðull á línumiðju ræðst þannig af remmu virku sameindanna c_s fremur en fjöldapéttleika n eða hlutþrýstingi p_n . Hinsvegar stjórnast heildi yfir alla línuna af fjöldapéttleikanum og skýrir þannig nafngiftina á stuðlinum σ ,

$$\int_{-\infty}^{\infty} \alpha(\nu) d\nu = \sigma n. \quad (9)$$

Á línuvængjunum, vel utan hálfínubreiddar, er ísogsstuðullinn lýst með nálguninni

$$\alpha(\nu) \simeq \frac{\sigma n}{\pi} \frac{\Delta\nu_L}{(\nu - \nu_0)^2} \sim p_n p = c_s p^2, \quad (10)$$

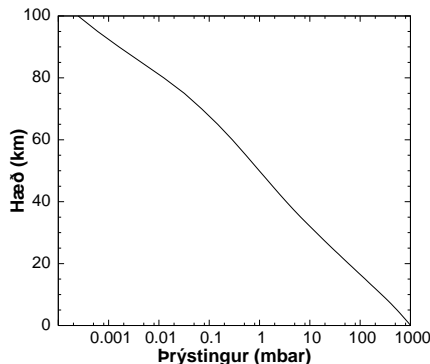
sem sýnir að ísogsstuðullinn er í réttu hlutfalli við p^2 .

Mynd 2 sýnir áhrif þrýstingsbreytinga á Lorentz-línur. Neðri ferillinn er ísogsróf við þrýsting sem er helmingur þrýstings fyrir efri ferilinn. Ísog á línumiðjum breytist aðeins sem nemur skörun línanna en línubreiddir helmingast við þrýstingslækkunina.

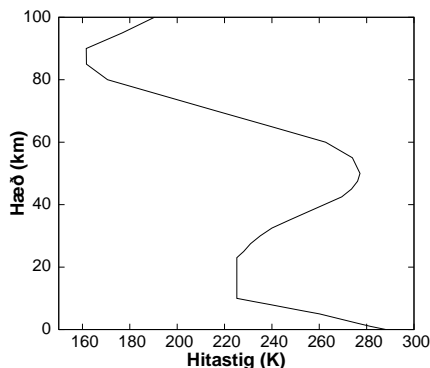
Áhrif hitastigs á þversniðið σ eru fyrst og fremst afleiðing af röðun sameindanna niður á titrings- og snúnings-orkustig. Þessi áhrif eru flókin og verða ekki rakin hér, en þau geta verið kröftug í sumum tilfellum. Ástandsjafrán úr varmafræðinni stjórnar því að n breytist með $1/T$ og $\Delta\nu_L$ með $1/\sqrt{T}$.

Fari þrýstingur niður fyrir ákveðin mörk verður það ekki árekstratíðni sameindanna sem ræður línubreidd heldur hraðadreifing þeirra. Línan fær Gauss-form með Doppler-breidd

$$\Delta\nu_D = \nu_0 \left(\frac{2kT \ln 2}{mc^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (11)$$



Mynd 3. Þrýstings-snið neðstu 100 km lofthjúpsins [4].



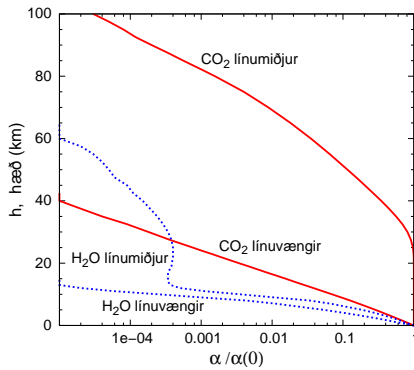
Mynd 4. Hitastig-snið neðstu 100 km lofthjúpsins [4].

þar sem k er Boltzmann fasti og m massi virku sameindarinnar.

Ísogsstuðull í miðju Doppler-línu er í réttu hlutfalli við $\Delta\nu_L/\Delta\nu_D \sim p$. Á því þrýstingsbili sem beggja breikkunarhrifa gæti, árekstra og hraðadreifingar, er línunni lýst með svokölluðu Voigt-formi, sem er földun af Lorentz-línu og Doppler-línu.

Á mið-innrauða tíðnibilinu, þar sem varmageislunar í andrúmslofti gæti mest, liggja skilin milli þessara tveggja línuforma við $p \simeq 10$ mbar [3], þar sem $\Delta\nu_L/\Delta\nu_D \simeq 1$. Þau eru reyndar nokkuð háð hitastigi og massa virku sameindarinnar.

Myndir 3 og 4 sýna þrýstings- og hitastig-snið í neðstu 100 km lofthjúpsins. Þessi gögn eru fengin úr US Subarctic Summer Model gagnasafninu [4] og eiga við norðlægar slóðir að sumri til (60°N, júlí). Hitastigið spannar minna en hálf stærðarþrep svo áhrifum þess á ísogsstuðla verður sleppt til einföldunar í því sem á eftir kemur í þessari grein. Hitastigstoppurinn í 50 km hæð er afleiðing af ísogi óson-lagsins á útfjólublárrí geislun frá sól. Þrýstingurinn spannar 7 stærðarþrep og hefur veruleg



Mynd 5. Hæðarsnið ísogsstuðla samkvæmt jöfnu 12 fyrir línumiðjur og línuvængi CO₂ og H₂O. Vatnsgufu-remman er að mestu bundin neðstu 10 km og takmarkar þannig áhrif vatns á varmageislunina við veðrahvolfið. CO₂ er jafndreyft upp í 90 km hæð svo þar stjórnað þrýstingurinn einn formi sniðsins.

áhrif á hegðun ísogsstuðuls með hæð. Hegðuninni má lýsa með

$$\alpha(z) = \alpha_0 \frac{c_s(z)}{c_{s0}} g(z), \quad (12)$$

þar sem stærðirnar α_0 og c_{s0} eru ísogsstuðull og remma virku sameindarinnar í neðsta lagi andrúmsloftsins, og dreififallið $g(z)$ hefur formið

$$g(z) = \left(\frac{p(z)}{p_0} \right)^2 \quad (13)$$

fyrir línuvængina vel utan hálfínubreiddar, og nálguarformið

$$g(z) = 1 - e^{-p(z)/8 \text{ mbar}} \quad (14)$$

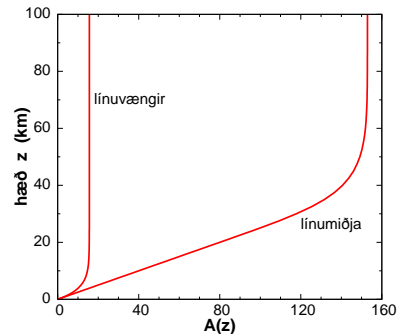
á línumiðjum. Mörkin $p=8$ mbar milli Lorentz- og Doppler-línuförms eru valin sem meðaltal fyrir virkustu sameindirnar í andrúmsloftinu. Samkvæmt mynd 3 er þrýstingurinn 8 mbar í 34 km hæð. Mynd 5 sýnir normuð hæðarsnið fyrir ísogsstuðla koltvísýrings og vatnsgufu, annarsvegar fyrir línumiðjur og hinsvegar fyrir línuvængi. Þar sem α stefnir á 0 í efstu lögum andrúmsloftsins getum við skilgreint virka ísogsþykkt lofthjúpsins sem

$$\Delta z_\alpha = \frac{1}{\alpha_0} \int_0^{100 \text{ km}} \alpha dz \quad (15)$$

Tafla 1 sýnir virka ísogsþykkt lofthjúpsins fyrir þau fjögur tilvik, línumiðjur og línuvængi fyrir ísogs-línur CO₂ og H₂O, sem hér verða til umfjöllunar.

Tafla 1. Virk ísogsþykkt lofthjúpsins fyrir línumiðjur og línuvængi koltvísýrings og vatnsgufu.

	Línumiðjur	Línuvængir
	Δz_α	Δz_α
CO ₂	38.2 km	3.9 km
H ₂ O	2.9 km	1.8 km

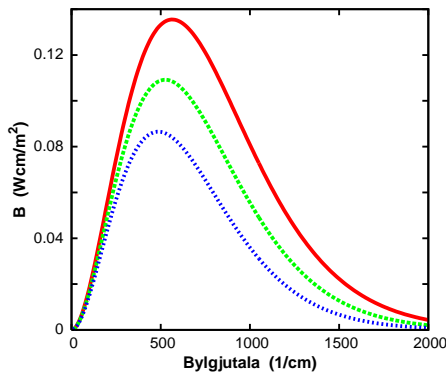


Mynd 6. Hæðarsnið gleypniþykktar $A(z)$ fyrir CO₂ ísog með ísogsstuðul $\alpha = 4 \text{ km}^{-1}$ við jörð. Mismunandi þrýstingsáhrif á línuvængi og línumiðjur valda mun á mettnar-gildi gleypniþykktar sem nemur heilu stærðarþrepi.

Stærðin $A(z) = \int_0^z \alpha(x) dx$ (sjá jöfnu 4) er víddarlaus mælikvarði á heildargleypni efnissúlunnar frá jörð og upp í hæðina z . Hana mætti kalla gleypniþykkt (e. optical depth). Mynd 6 sýnir hæðarsnið af stærðinni $A(z)$ fyrir CO₂ ísog með ísogsstuðul $\alpha = 4 \text{ km}^{-1}$ við jörð. Reginmunur er á gleypniþykkt lofthjúpsins fyrir línuvængi og línumiðjur með sama ísogsstuðul við jörð, vegna mismunandi áhrifa þrýstings á ísogsstuðla.

Innan ísogsbanda CO₂ er hlutfall fullrar breiddar Dopplerlínu og fjarlægðar í næstu línu í stærðarþrepi 10^{-3} utan "Q"-toppanna þar sem hlutfallið er í stærðarþrepi 10^0 . Línumiðjurnar þekja þannig aðeins þúsundasta hluta tíðnikvarðans innan bandanna. Við $p=1$ bar er hlutfall fullrar breiddar Lorentzlínu og fjarlægðar í næstu línu í stærðarþrepi 10^{-1} . Þannig getum við flokkað 90% tíðnikvarðans sem línuvængi og 0.1% sem línumiðjur fyrir CO₂. Það sem eftir er af tíðnikvarðanum sýnir blandaða hegðun, sem línumiðjur framan af í neðri lögum en línuvængir þegar þrýstingur lækkar í efri lögum.

Vatnslínurnar eru strjálí en CO₂ línurnar og raðast ekki eins reglulega á tíðnikvarðann. Þær eru hinsvegar dreifðar yfir allt innrauða tíðnibilið.



Mynd 7. Boltzmann fallið sem lýsir varmageislun svarthlutar fyrir $T = 288\text{K}$, $T = 268\text{K}$ og $T = 248\text{K}$ talið ofan frá.

3. Varmageislun

3.1. Svarthlutargeislun

Svarthlutur er kjörflötur sem gleypir alla geislun, og geislar aftur svokallaðri svarthlutargeislun. Raunfletir fara margir nærri svartfleti í geislun. Planck tók á sínum tíma mikilvægt skref til skammtafræðinnar þegar honum tókst að gera líkan af svarthlutargeislun með því að skammta orku geislunarsviðsins. Geislunarstyrk, J , frá einingarfleti inn í einingarrúmhorn og einingarbylgjutölubil er lýst með Boltzmannfallinu [5]

$$J = B(\nu, T) = 2hc^2\nu^3 \frac{1}{e^{h\nu/kT} - 1}, \quad (16)$$

þar sem h er svokallaður Planck–fasti, k Boltzmann–fasti og T hitastig.

Mynd 7 sýnir Boltzmann-fallið fyrir þrjú gildi á T . Rétt er að vekja sérlega athygli á tveimur eiginleikum þessa falls. Í fyrsta lagi að staðsetning hágildisins færast til lægri bylgjutölu með fallandi hitastigi samkvæmt $\nu_{\text{toppur}}/T = 1.961/\text{Kcm}$. Í öðru lagi sýnir breytingin dB mjög miskröftuga svörum við hitastigsbreytingum dT eftir bylgjutölu.

$$\frac{dB}{B} = \frac{\frac{h\nu}{kT} e^{h\nu/kT}}{e^{h\nu/kT} - 1} \frac{dT}{T} \quad (17)$$

Með nálgunum fyrir mismunandi mörk á stærðinni $h\nu/kT$ sést að

$$\frac{dB}{B} \simeq \frac{dT}{T} \quad \text{fyrir} \quad \frac{h\nu}{kT} \ll 1 \quad (18)$$

$$\frac{dB}{B} \simeq \frac{h\nu}{kT} \frac{dT}{T} \quad \text{fyrir} \quad \frac{h\nu}{kT} \gg 1. \quad (19)$$

Jöfnur (18) og (19) sýna að Boltzmann fallið er aðeins vægt háð hitastigi fyrir lægri gildi á ν en næmnin fyrir hitastigsbreytingum vex með stækkandi bylgjutölu.

Heildargeislun frá fletinum inn í öll rúmhorn innan hálfkúlu yfir fletinum er πB og heildarstyrkur fæst með heildun yfir allt tíðnibilið.

$$I = \int_0^\infty \pi B(\nu, T) d\nu = 390 \frac{W}{m^2} \left(\frac{T}{288 \text{ K}} \right)^4 \quad (20)$$

Jafna 20 sýnir að heildargeislun svarthlutar við $T=288\text{K}$ er $I=390\text{W/m}^2$, og breytist sem T^4 með hitastigi.

3.2. Varmageislun hálfgegnærra efna

Varmageislun hálfgegnærra efna er flóknari í meðförum en svarthlutargeislun, því geislunin verður til í öllu rúminu en ekki bara á ákveðnum fleti. Auk þess dofna geislunin með fjarlægð milli uppruna- og athugunar–staðar vegna ísogs.

Geislunarstyrk með uppruna í bili dy í kringum staðsetningu y , með stefnu eftir dy er lýst með [5]

$$dJ(\nu, T, \alpha) = \alpha B(\nu, T) dy. \quad (21)$$

Þegar þessi geislun nær staðsetningunni z hefur hún dofnað vegna ísogs

$$dJ = \alpha(y) B(\nu, T(y)) e^{-\int_y^z \alpha(x) dx} dy. \quad (22)$$

Heildarstyrkur varmageislunar sem verður til á kaflinum frá z_0 til z og ekki hverfur á leiðinni verður

$$J(z) = \int_{z_0}^z \alpha B e^{-\int_y^z \alpha(x) dx} dy. \quad (23)$$

Til einföldunar takmörkum við umfjöllunina við einvítt líkan þar sem stefna dy er lóðrétt. Áhrifin af einfölduninni eru ekki stórvægileg, en þó þarf að hafa í huga að allar heildunarvegalengdir fyrir hallandi braut lengjast um þáttinn $1/\cos\theta$, þar sem θ er stefnuhorn við lóðréttan ás. Þessa breytingu má taka inn í stærð sem kalla má virkan ísogsstuðul fyrir hallandi braut $\alpha_\theta = \alpha/\cos\theta$ og heilda áfram eftir lóðréttum kvarða.

Fyrir $z > z_0$ lýsir jafna 23 geislun með stefnu upp eftir z -ásnum og við einkennum hana með stærðinni J_+ .

$$J_+(z) = \int_{z_0}^z \alpha B e^{-\int_y^z \alpha(x) dx} dy \quad (24)$$

Fyrir geislun með stefnu niður eftir z -ásnum, $J_-(z)$, þarf að lagfæra formerkjanothkunina, annarsvegar til að halda J_- sem jákvæðri stærð og hinsvegar til að forðast að deyfingarþátturinn snúist upp í mögnun.

$$J_-(z) = \int_z^{z_0} \alpha B e^{-\int_z^y \alpha(x) dx} dy \quad (25)$$

3.2.1. Kerfi án hitastiguls

Heildin í jöfnum 24 og 25 eru almennt óárennileg, en verða einföld fyrir sértílfellið $dB/dz = 0$, þ.e. enginn hitastigull með z . Þá fæst, óháð formi á $\alpha(z)$,

$$J_+(z) = B \left[e^{-\int_y^z \alpha dx} \right]_{y=z_0}^{y=z} = B \left\{ 1 - e^{A(z_0) - A(z)} \right\} \quad (26)$$

$$J_-(z) = B \left[e^{-\int_z^y \alpha dx} \right]_{y=z}^{y=z_0} = B \left\{ 1 - e^{A(z) - A(z_0)} \right\}. \quad (27)$$

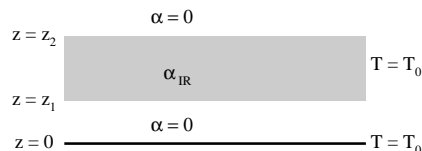
Til að setja þessar aðstæður í samhengi skoðum við einfalt kerfi eins og sýnt er á mynd 8. Þar er plötu sem er gegnsæ fyrir sýnilegt ljós en gleypir innrauða varmageislun komið fyrir ofan við svartflut. Í rýminu ofan og neðan við plötuna er engin gleypni. Svartflöturinn og platan eru bæði við hitastigið $T = T_0$, sem stjórnast af flæði sólarljóss. Mynd 9 sýnir hvernig varmageislun frá svartfletinum, J_0 , dofnar upp í gegnum plötuna. Ferillinn J_+ sýnir hvernig varmageislun plötunnar, með stefnu upp, vex með hæð í plötunni og tilsvareandi sýnir ferillinn J_- geislun með stefnu niður. Fyrir þessar aðstæður, þar sem hitastigið er það sama í öllu kerfinu, gildir samkvæmt jöfnum (4, 16 og 26) að heildargeislun upp á við er óháð z

$$J_0(z) + J_+(z) = B_0 \quad (28)$$

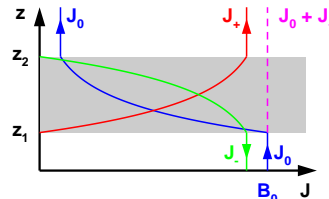
Tilkoma plötunnar breytir þannig ekki geisluninni frá kerfinu meðan hitastigið breytist ekki. En þetta er ekki jafnvægisástand fyrir kerfið, eins og bókhald um orkuflæði varmageislunarinnar, F_ν , ber með sér.

$$F_\nu = J_0 + J_+ - J_- \quad (29)$$

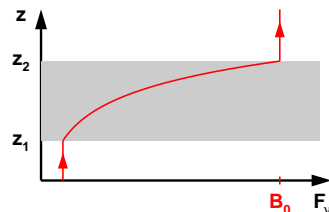
Lágvísirinn ν á flæðistákninu er til að minna á að flæðið er háð bylgjutölunni ν í gegnum B og α . Ferillinn $F_\nu(z)$ fyrir þetta sértílfelli er sýndur á mynd 10. Afleiðan $\dot{q} = -dF_\nu/dz$ lýsir varmastreymi vegna geislunar inn í hverja rúmmálseiningu. Mynd 10 ber



Mynd 8. Afstöðumynd plötu sem er gegnsæ á sýnilega sviðinu en hálfgegnsæ á innrauða bilinu, t.d. gler. Undir plötunni er svartflötur. Allir fletir eru á hitastigi $T = T_0$. Rúmið undir og yfir plötunni er gegnsætt á báðum tíðnisviðum.



Mynd 9. Blái ferillinn sýnir hvernig svarthlutargeislun J_0 dofnar við að fara í gegnum plötuna frá mynd 8. Rauði ferillinn sýnir hvernig varmageislun plötunnar, með stefnu upp, J_+ vex þegar ofar dregur í plötunni. Summan er jöfn svarthlutarstyrknum. $J_0 + J_+ = B_0$. Græni ferillinn sýnir styrk varmageislunar plötunnar með stefnu niður.



Mynd 10. Hæðarsnið orkuflæðis með varmageislun, F_ν .

með sér að platan minnkar orkuflæði með varmageislun frá svartfletinum og hann hitnar, því ekki urðu breytingar á innflæði sólarljóss á sýnilega tíðnisviðinu. Í plötunni er stærðin $-dF_\nu/dz$ neikvæð svo platan kólnar með tíma því hún geislar meiri orku en hún tekur við. Kerfið leitar jafnvægis þannig að svartflöturinn hitnar og platan byggir upp neikvæðan hitastigul með hæð. Þetta eru *gróðurhúsahrif* í sinni einföldustu mynd. Hitastiglar sem gróðurhúsahrifin mynda virkja síðan aðrar orkuflutningsleiðir upp í gegnum kerfið; orkuflutning með varmaleiðni, iðustraumum og uppgufun í rökum kerfum.

3.2.2. Kerfi með hitastigul

Tilvist hitastiguls flækir heildin í jöfnum (24) og (25) mikið, auk þess að virkja aðrar varmaflutningsleiðir

eins og varmaleiðni og iðustrauma. Með hlutheildun á jöfnunum getum við þó lesið í ýmsa eiginleika kerfisins.

$$J_+(z) = B(z) - B(z_0)e^{A(z_0)-A(z)} - \int_{z_0}^z \frac{dB}{dy} e^{-\int_y^z \alpha dx} dy \quad (30)$$

$$J_-(z) = B(z) - B(z_0)e^{A(z)-A(z_0)} + \int_z^{z_0} \frac{dB}{dy} e^{-\int_z^y \alpha dx} dy \quad (31)$$

Fyrstu tveir liðirnir í jöfnum 30 og 31 lýsa hvernig geislunin vex frá 0 gildi við upphafspunktinn að mettnargildi $B(z)$ á seilingarlengdinni $\zeta = 1/\alpha$, þar sem $|A(z \pm \zeta) - A(z)| = 1$. Þriðju liðirnir í báðum jöfnum lýsa aðlögun geislunarinnar að breyttu hitastigi með hæð og þar með breyttu mettnargildi. Ef hitastigið er fallandi í stefnu geislunarinnar liggur hún ofan við mettnargildið, en neðan við það ef hitastigið fer vaxandi í stefnu geislunarinnar. Deyfingarliðurinn $e^{-\int \alpha dx}$ sér til þess að minni um fyrra ástand hverfur á nokkrum seilingarlengdum.

4. Ísog og varmageislun í gufuhvolfinu

Til að heimfæra jöfnur 30 og 31 á aðstæður í gufuhvolfinu þarf að stilla jaðargildi á $z_0=0$ fyrri jöfnunni og $z_0=100$ km í þeirri seinni.

$$J_+(z) = B(z) - B(0)e^{-A(z)} - \int_0^z \frac{dB}{dy} e^{-\int_y^z \alpha dx} dy \quad (32)$$

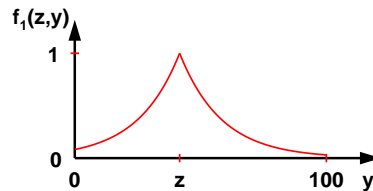
$$J_-(z) = B(z) - B(100\text{km})e^{A(z)-A(100\text{km})} + \int_z^{100\text{km}} \frac{dB}{dy} e^{-\int_z^y \alpha dx} dy \quad (33)$$

Orkuflæði varmageislunarinnar fær nú formið

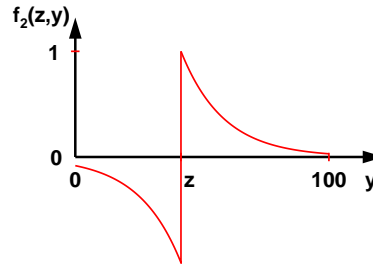
$$F_\nu(z) = J_0(z) + J_+(z) - J_-(z) = B(100\text{km})e^{A(z)-A(100\text{km})} - \int_0^{100\text{km}} \frac{dB}{dy} e^{-|A(z)-A(y)|} dy, \quad (34)$$

sem sýnir hve stórt hlutverk hitastigullinn spilar í bókhaldinu. Líta má á veldisfallið undir heildunarmerkinu sem vægisfall, f_1 , fyrir stigullinn af B.

$$f_1(z, y) = e^{-|A(z)-A(y)|} \quad (35)$$



Mynd 11. Almennt form vægisfallsins $f_1(z, y)$. Fallið lýsir deyfingu geislunar frá upprunastað y að athugunarstað z .



Mynd 12. Almennt form vægisfallsins $f_2(z, y)$. Fallið virkar sem diffurvirki á nágranna sína undir heildunartákninu.

Almennt form vægisfallsins er sýnt á mynd 11. Breidd toppsins er tvöföld seiling, $2/\alpha$.

Þar sem seilingin $1/\alpha$ er miklu minni en virk ísogsþykkt lofthjúpsins (sbr. tafla 1), endurspeglar flæðið fyrst og fremst stærðina $\frac{-1}{\alpha} \frac{dB}{dz}$.

Neikvæður stigull F_ν með hæð lýsir orkuskiptum milli gashjúps og varmageislunar.

$$-\frac{dF_\nu(z)}{dz} = -\alpha B(100\text{km})e^{A(z)-A(100\text{km})} + \int_0^{100\text{km}} \alpha \frac{dB}{dy} \frac{y-z}{|y-z|} e^{-|A(z)-A(y)|} dy \quad (36)$$

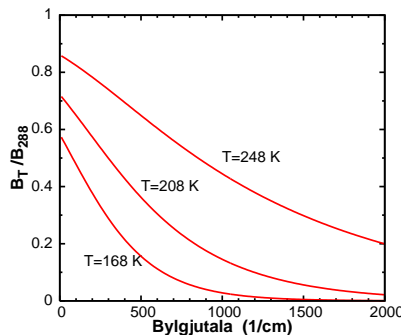
Til að draga fram eiginleika heildisins í jöfnu 36 skilgreinum við vægisfall, f_2 , svipað og áður

$$f_2(z, y) = \frac{y-z}{|y-z|} e^{-|A(z)-A(y)|}. \quad (37)$$

Mynd 12 sýnir almennt form vægisfallsins sem mótar framlag $\alpha dB/dy$ til heildisins í jöfnu 36. Með heilduninni virkar form f_2 sem diffurvirki á aðra þætti undir heildunarmerkinu. Heildið endurspeglar því stærðina

$$-\frac{dF_\nu}{dz} \sim \frac{1}{\alpha} \frac{d}{dz} \left(\alpha \frac{dB}{dz} \right) = \frac{d^2 B}{dz^2} + \frac{1}{\alpha} \frac{d\alpha}{dz} \frac{dB}{dz}, \quad (38)$$

fyrir seilingu miklu minni en ísogsþykkt lofthjúpsins. Heildið skynjar þannig mest hlutfallsstigul í α með hæð og aðra afleiðu af B með hæð.



Mynd 13. Hlutfall metnargeislunar í gasi og svarthlutargeislunar við yfirborð jarðar, sem fall af hitastigi og bylgjutölu.

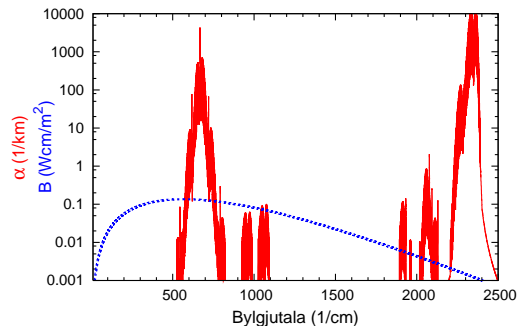
Sameindir andrúmsloftsins eru mjög misvirkar í víxlverkun við varmageislun. Mesta virkni sýna koltvíoxíð og vatnsgufa, en dreifing þeirra í andrúmsloftinu er gjörólík. Vatnsgufan er að mestu bundin neðstu 10 km í andrúmsloftinu meðan remma CO₂ er jöfn upp í 90 km hæð en fellur síðan [4]. Þessar tvær sameindir eru þannig fulltrúar öfganna í víxlverkun við varmageislunina, önnur virk í neðstu lögum en hin upp í efstu lög.

Stærðin $B_T(\nu)/B_{288}(\nu)$, sem sýnd er á mynd 13, lýsir hvernig metnargildi geislunar í gasi hegðar sér sem fall af hitastigi og bylgjutölu, miðað við svart-hlutargeislun við yfirborð jarðar. Þetta hlutfall fellur hratt með fallandi hitastigi og vaxandi bylgjutölu. Boltzmann-fallið $B_{288}(\nu)$ (sýnt á myndum 7 og 14) toppar í kringum $\nu = 600 \text{ cm}^{-1}$. Mynd 13 sýnir þannig að vægi efri hluta rófsins ($\nu > 600 \text{ cm}^{-1}$) í varmageisluninni fellur hratt með fallandi hitastigi þegar ofar dregur í lofthjúpnunum. Hitasnið með hæð í lofthjúpnunum fyrir norðlægur slóðir (60°N) að sumarlagi er sýnt á mynd 4.

4.1. Víxlverkun CO₂ við varmageislun í lofthjúpnunum

Áður hefur komið fram að CO₂ er jafndreift upp í 90 km hæð en úr því fer remman að falla. Hegðun ísogsstuðla með hæð ræðst því af þrýstingnum einum í þeirri nálgun sem hér er notuð að sleppa áhrifum hitastigs.

Mynd 14 sýnir hvernig ísogslínur koltvísýrings raðast í ísogsbönd og sameindin er ljósóvirk á milli þeirra. Ísogsböndin í kringum $\nu = 680 \text{ cm}^{-1}$ eru þau



Mynd 14. Ísogsróf CO₂ og Boltzmann-fallið við $T = 288 \text{ K}$.

einu sem spila umtalsvert hlutverk í víxlverkun við varmageislun fyrir $T \leq 288 \text{ K}$.

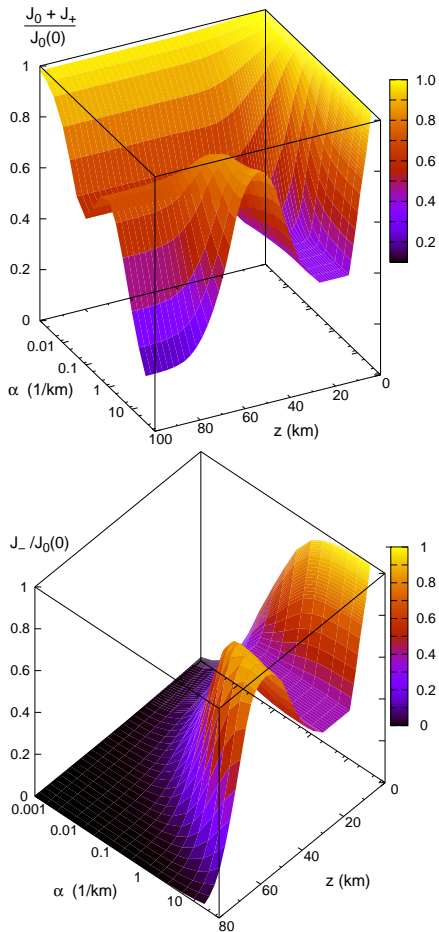
Umfjöllun um víxlverkun CO₂ við varmageislun verður hér skipt upp í tvennt. Fyrst verður fjallað um ísog á línumiðjum þar sem virkni fellur ekki fyrir en komið er upp yfir 30 km hæð sbr. mynd 5, og síðan ísog á línuvængjum, vel utan hálfínubreiddar, þar sem ísogsvirkni fellur strax frá jörð.

4.1.1. CO₂ línumiðjur

Efri hluti myndar 15 sýnir niðurstöðu úr tölulegum reikningum á geislunarstyrk með stefnu upp, summu varmageislunar frá jörðu og geislunar frá lofthjúpnunum, fyrir línumiðjur með bylgjutölur í grennd við $\nu = 680 \text{ cm}^{-1}$. Geislunarstyrkurinn er sýndur sem fall af hæð og gildi ísogsstuðuls við hæðina $z=0$. Fyrir hæstu ísogsstuðlana sem hér eru sýndir er geislunin í jafnvægi við hitastig nánasta umhverfis. Ferlarnir endurspeglar hvernig $B_\nu(T(z))$ breytist með hæð. Hitastigshækkunin í óson-laginu kemur greinilega fram.

Fyrir $\alpha < 0.1 \text{ km}^{-1}$ nær víxlverkun geislunar og lofthjúps aðeins til neðstu 30 km þar sem stuðullinn fer að falla með aukinni hæð. Í grennd við $\alpha = 1 \text{ km}^{-1}$ ber geislunin í 100 km hæð enn merki herra hitastigs í ósonlaginu.

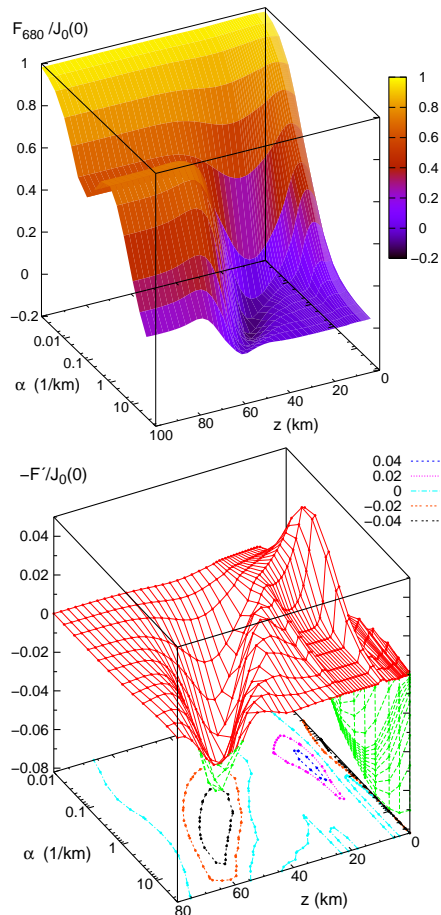
Neðri hluti myndar 15 sýnir tilsvareandi styrk varmageislunar með stefnu til jarðar. Fyrir hæstu ísogsstuðlana endurspeglar þessi geislun líka hitastigssniðið, meðan lægstu stuðlarnir ná ekki að framkalla umtalsverða geislun. Hér kemur einnig fram að geislunin byrjar ekki að ráði fyrir komið er niður í 80 km hæð fyrir stærstu stuðlana sem hér eru sýndir og enn neðar fyrir lægri stuðla.



Mynd 15. Varmageislunarstyrkur með stefnu upp (efri hluti) og styrkur með stefnu til jarðar (neðri hluti), sem föll af hæð í lofthjúpnunum og ísogsstuðli við jörð fyrir línumiðjur í grennd við $\nu = 680 \text{ cm}^{-1}$.

Orkuflæðið sem geislunin myndar er sýnt á efri hluta myndar 16. Það ber sterk einkenni af hitastigli í ósonlaginu. Í neðri hluta lagsins nær flæðið neikvæðum gildum fyrir ísogsstuðla í grennd við $\alpha = 1 \text{ km}^{-1}$, sem þýðir að orkuflæðið er í átt til jarðar. Flæðið við yfirborð jarðar fellur einhalla með stækkandi ísogsstuðli og sýnir þannig hvernig stærri ísogsstuðlar loka fyrir varmaflutning með geislun frá yfirborði jarðar. Flæði í efstu lögum lofthjúpsins sýnir sömu meginhegðun með stærð ísogsstuðla en þjagast þó af hitastigli í ósonlaginu fyrir ísogsstuðla $\alpha > 0.1 \text{ km}^{-1}$ og jaðarhrifum sem vert er að skoða nánar.

Ísogsstuðullinn α verður hverfandi og gleypniþykktin $A(z)$ leitar í metnun áður en efstu lögum loft-

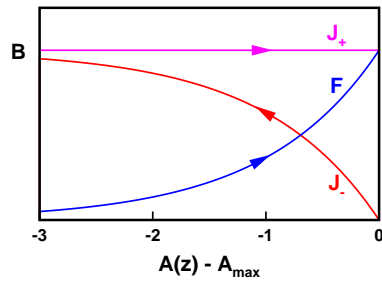


Mynd 16. Flæði varmageislunar upp á við (efri hluti) og stærðin $-dF/dz$ (neðri hluti), sem föll af hæð í lofthjúpnunum og ísogsstuðli við jörð fyrir línumiðjur í grennd við $\nu = 680 \text{ cm}^{-1}$. Ofanvarp hæðarlína er fært inn á grunnflötinn á neðri hlutanum.

hjúpsins er náð, sbr. mynd 6. Geislun niður á við, J_- , er að byggjast upp og nálgast $B(z)$ á svæði þar sem $A(z)$ er að fylla síðustu eininguna, ef stigull í B er ekki mjög kröftugur. Gasið er að sleppa tókum á J_+ á þessum síðasta kafla víxlverkunar, þannig að við eigum von á vexti í F_ν með hæð, þar sem J_- fellur með hæð. Vextinum í F_ν fylgir að kæling á þessum efstu ísogsvirku loftlögum því vöxturinn tekur varma frá gasinu. Kælingin verður í hæð z , þar sem

$$A(z) \simeq A(100 \text{ km}) - 1. \quad (39)$$

Mynd 17 lýsir hvernig stærðirnar J_+ , J_- og F hegða sér á þessum efsta kafla þar sem $A(z)$ er að mettast, fyrir sértílfellið $dB/dz = 0$ og $A_{max} \gg 3$. Aflið sem



Mynd 17. Þróun stærðanna J_+ , J_- og F með $A(z)$ þar sem gleypniþykktin er að metlast, fyrir sértilfellið $dB/dz = 0$. Á þessum kafla er varmageislun með stefnu til jarðar, J_- , að byggjast upp og veldur kælingu á loftþjúpnun.

fer í að byggja upp stærðina J_- er tekið frá gasinu og kælir það. Í þessu sambandi er rétt að minna á að það er stærðin J_- sem takmarkar flæði varmageislunar frá yfirborði jarðar og veldur gróðurhúsahrifum. Stærri ísogsstuðlarnir flytja þannig kæliföt kerfisins frá yfirborði jarðar upp í efri loftlög.

Neðri hluti myndar 16 sýnir orkuskipti milli gass og varmageislunar. Flöturinn sem grafið myndar er rauðlitaður að ofan og grænllitaður að neðan. Þessi stærð er nátengd krappa stærðarinnar $B(z)$ og stigli í α ef seilingin er miklu minni en ísogsþykkt loftþjúpsins. Grafið sýnir þrönga og djúpa holu þar sem fara saman áhrif af efstu virku ísogslögum og ósonlagið, sem uppfyllir skilyrðin um krappa og stigul. Neikvæð gildi svara til að geislunin kælir gasið. Kælingin er mest í kringum $\alpha = 1 \text{ km}^{-1}$. Með hærri ísogsstuðlum færast kælisvæðið ofar í samræmi við jöfnu 39 og virknin minnkar. Þessi kæling jafnar út upphitun sól-arljóss á ósonlaginu.

Grafið sýnir líka tvo skarpa jákvæða hryggi við $z = 10 \text{ km}$ og $z = 20 \text{ km}$. Þeir eru afleiðing af ýktum krappa við brot í hitasniðinu, sem ber að líta á sem galla í mæligögnum. Hryggirnir endurspeglar viðleitni kerfisins til að mýkja krappann í hitadreifingunni.

Á fyrstu seilingarlengdinni ($1/\alpha$) frá jörðu nær varmageislunin frá yfirborði jafnvægi við stigulinn í $B(z)$. Merki um þetta sjást á báðum hlutum myndar 16. Áhrifin eru til kælingar á neðstu lögum þjúpsins. Í jöfnu 36 svarar þetta til að neðri vængur dreififallsins f_2 er enn stíflur fyrir $z < 1/\alpha$. Varmaleiðni og iðustraumar vinna síðan á móti þessari kælingu. Fyrir útreikningana var notað jaðarskiyrðið að neðstu loftlögin væru á sama hitastigi og yfirborð jarðar. Þetta skilyrði er ekki alltaf raunhæft og ljóst að miklar dæg-

ursveiflum eru á aðstæðum. Nægir þar að vísa til sjálfvirkra mælinga Vegagerðarinnar víða um land á loft-hita (mælt í 2 m hæð) og veghita [6].

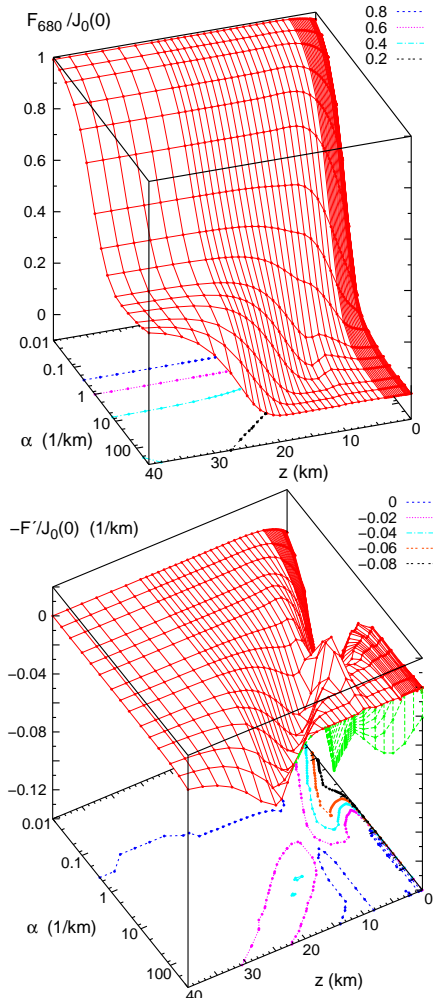
Skoðum nú áhrif af remmuaukningu CO_2 í andrúmsloftinu, sem hækkar alla ísogsstuðla sem sýndir eru á litrófinu á mynd 1. Sterkustu stöku línurnar, með ísogsstuðla í stærðarþrepunum 3 til 1000 km^{-1} , hafa þegar skrúfað fyrir allt flæði geislunar frá jörð og aukning breytir þar engu. Kælimáttur þeirra í efri loftlögum er þverrandi því ísogsjaðarlag þeirra er í efri brún ósonlagsins þar sem hitastigið fer lækkandi með hæð og þar með einnig jafnvægisstyrkurinn B . Á neðri hluta myndar 16 kemur þetta fram með því að kæliholan grynnist ört með hækkingu ísogsstuðli fyrir $\alpha > 10 \text{ km}^{-1}$. En remmuaukning virkjar veikari línur á jöðrum ísogsbandsins og breikkar þannig litrófsbilið sem takmarkar flæði varmageislunar frá jörð.

4.1.2. CO_2 línuvængir

Virki ísogsþykkt loftþjúpsins fyrir CO_2 línuvængi er aðeins 3.9 km eins og kemur fram í töflu 1, svo víxlverkun sameindanna og varmageislunar sleppir miklu neðar en fyrir línumiðjur.

Efri hluti myndar 18 sýnir orkuflæði geislunar sem fall af hæð og ísogstuðli við yfirborð. Í neðstu lögum hegðar flæðið sér eins og fyrir línumiðjur, fellur einhalla með vaxandi ísogsstuðli, og er orðið smámunir við $\alpha \simeq 5 \text{ km}^{-1}$. Flæðið er hinsvegar umtalsvert í efstu lögum yfir allan ísogskvarðann. Við hæsta ísogstuðulinn $\alpha = 400 \text{ km}^{-1}$ er flæðið 40% upphaflegs flæðis frá yfirborði jarðar, og fer lítið eitt hækkandi með vaxandi ísogi meðan jaðar víxlverkunarsvæðisins færast upp í ósonlagið, svipað og sást fyrir línumiðjur við $\alpha \simeq 1 \text{ km}^{-1}$.

Orkuskipti milli gass og varmageislunar eru sýnd á neðri hluta myndar 18. Þar sjást sömu megineinkennum og fyrir línumiðjur, kæling á neðstu lögum meðan geislunin er að laga sig að stigli í B , og kæligil við jaðar víxlverkunarsvæðisins sem nær hér alveg niður til jarðar og er dýpst þar. Haftið í gilinu er afleiðing af ýktum krappa í hitasniðinu við brotið í 10 km hæð sem verður að teljast galli í mæligögnum. En kælingin sem kemur fram á hæðarbilinu 10–25 km og ísogsbilinu 3–400 km^{-1} skýrir þær einstöku aðstæður að kalda svæðið milli veðrahvolfs og ósonlags er stöðugt, þrátt fyrir heitari belti á báða vegu.



Mynd 18. Flæði varmageislunar upp á við (efri hluti) og stærðin $-dF/dz$ (neðri hluti), sem föll af hæð í lofthjúpnunum og ísogsstuðli við jörð fyrir CO_2 línuvængi í grennd við $\nu = 680 \text{ cm}^{-1}$. Fletirnir eru rauðlitaðir að ofan en grænir neðan. Ofanvarp hæðarlína er fært inn á grunnfletina.

Remmuaukning CO_2 hefur viðlíka áhrif á flæði við jörð fyrir vængi og fyrir miðjur. En kæliáhrif neðan ósónlagsins verða kröftugri fyrir vængina. Hæstu ísogsstuðlar línuvængja við núverandi remmu mynda jaðarlag í neðri hluta ósónlagsins þar sem hiti fer vaxandi með hæð. Remmuvöxtur mun því kæla neðri hluta ósónlagsins og öll loftlög fyrir neðan.

Flæðisstigull við jörð $\frac{dF(z=0)}{d \ln \alpha}$ er mest neikvæður í kringum $\alpha=0.3 \text{ km}^{-1}$. Með vaxandi CO_2 remmu stækkar litrófsbilið, sem sýnir ísogsstuðla á þessum kafla. Hlutfallsleg remmuaukning um $(1 + \Delta)$ stækk-

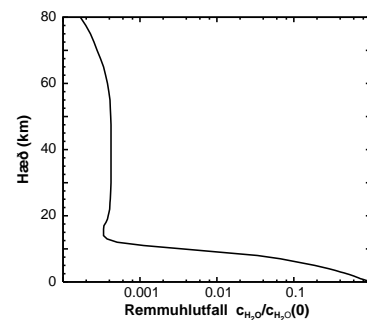
ar litrófsbil sem gefur ísog á bilinu $d\alpha$ um þáttinn $\sqrt{1 + \Delta}$ meðan ísogslínan skarast ekki áberandi við nágranna sína.

Þar sem flæðisstigull með hæð er líka kröftugastur á í kringum $\alpha=0.3 \text{ km}^{-1}$ (sbr. kæligilið á neðri hluta myndar 18), veldur ísogsviðbót á þessu bili mestum breytingum á flæði við jörð og kælingu á neðstu lögum veðrahvolfsins, með vaxandi remmu. Varmaflutningur frá jörð með geislun minnkar en kæling á neðri loftlögum með geislun vex. Afleiðingin er kröftugri hitastigull með hæð svo varmaflutningur gegnum neðstu lögin færast meira til iðustrauma.

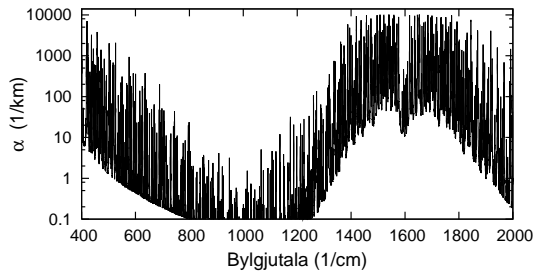
Útreikningarnir sem hér hafa verið kynntir eru þó ekki góður útgangspunktur til að fylgja hitabreytingunum, þó þeir sýni í hvaða átt kerfið leitar og hvaða litrófssvæði koma þar mest við sögu. Þær ísogslínur sem gefa ísog í grennd við $\alpha=0.3 \text{ km}^{-1}$ tilheyra orkustigum í örvuðu titringsástandi en ekki grunnástandi koltvísýringssameindarinnar [3] og verður ísogsstuðull þeirra meira háður hitastigi en stuðlar kröftugri línanna. Þessi eiginleiki fellur ekki vel að einfölduninni sem hér er notuð, að sleppa áhrifum hitastigs á ísogsstuðla. Hitaáhrif á ísogsstuðla breyta ekki megindrátum í myndinni sem hér er dregin upp en geta breytt fínni dráttum.

4.2. Víxlverkun H_2O við varmageislun í lofthjúpnunum

Vatnsgufa er að mestu bundin við veðrahvolfið eins og mynd 19 ber með sér. Vegna neikvæðs remmustiguls með hæð falla ísogsstuðlar strax frá yfirborði jarðar með vaxandi hæð, bæði fyrir línumiðjur og -vængi. Samkvæmt töflu 1 er virk ísogsþykkt lofthjúpsins aðeins 2.9 km fyrir línumiðjur og 1.8 km fyrir vængi ísogslína vatnsgufu.



Mynd 19. Remmusnið vatnsgufu í andrúmsloftinu. [4]



Mynd 20. Ísogsróf vatnsgufu fyrir remmu $c_{\text{H}_2\text{O}} = 12000$ ppm (rakastig 70% við $T=288$ K). [3]

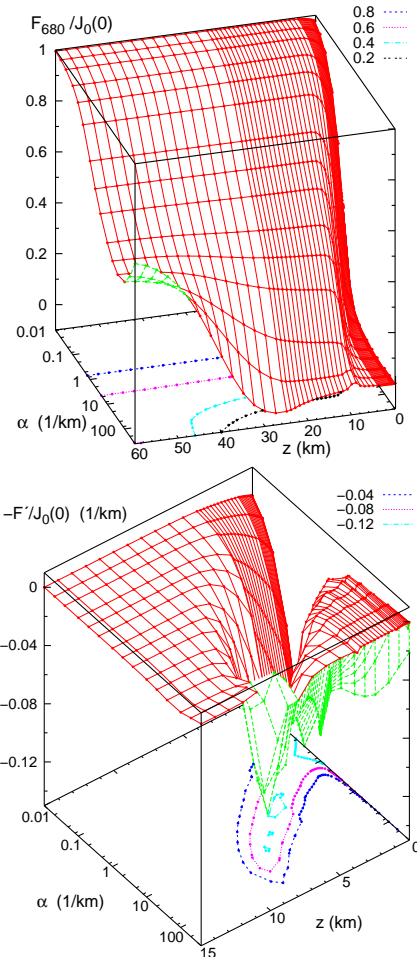
Mynd 20 sýnir ísogsróf vatnsgufu fyrir 12000 ppm remmu. Ísogslínur vatnsgufu eru strjálí en CO_2 línur en dreifast á móti yfir allt innrauða tíðnibilið. Á bylgjutölubílinu $800 < \nu < 1200 \text{ cm}^{-1}$ er ísogsstuðull vatnsgufu minni en 0.1 km^{-1} fyrir utan mjög strjálur línur. Varmageislun jarðar sleppur að mestu ótrufluð upp í gegnum lofthjúpin á þessu bíli og því er litrófssvæðið mikilvægt. Á ensku hefur þessi litrófsgluggi fengið nafnið *the atmospheric window*. Af öðrum sameindum sem eru lítillega virkar á þessu bíli ber mest á CO_2 og O_3 .

4.2.1. H_2O línumiðjur

Efri hluti myndar 21 sýnir reiknað orkuflæði varmageislunar á miðjum vatnslínunum í grennd við $\nu = 680 \text{ cm}^{-1}$, sem fall af hæð í lofthjúpinum og ísogsstuðli við yfirborð jarðar. Flæði við yfirborð jarðar fellur hratt með vaxandi ísogsstuðli og er komið undir 5% af varmageislun jarðar fyrir $\alpha > 2 \text{ km}^{-1}$ við þessa tíðni. Þetta svarar til að geislun lofthjúpsins niður til jarðar er stærri en 95% af geislun jarðar.

Flæði í efstu lögum lofthjúpsins fellur hinsvegar ekki nema í 47% við $\alpha = 40 \text{ km}^{-1}$ en hækkar svo aftur með vaxandi ísogi sem heldur virkni upp í ósonlagið þar sem hitastig er hærra. Fyrir enn hærri stuðla sem halda virkni upp fyrir ósonlagið mun flæðið þó falla aftur líkt og gerðist með CO_2 línumiðjur. Mismunurinn $F(100 \text{ km}) - F(0)$ endurspeglar afl sem geislunin tekur frá lofthjúpinum og kæli tilsvandi.

Neðri hluti myndar 21 sýnir stærðina $-dF/dz$, sem lýsir aflþéttleika í víxlverkun lofthjúps og varmageislunar. Aflþéttleikinn sýnir sömu megineinkenni og fyrir CO_2 , kæligil þar sem $A(z)$ er að mettast og kælingu á neðstu lögum þar sem varmageislun frá jörð er að aðlagast hitastiglinum. Fyrir stærstu ísogsstuð-

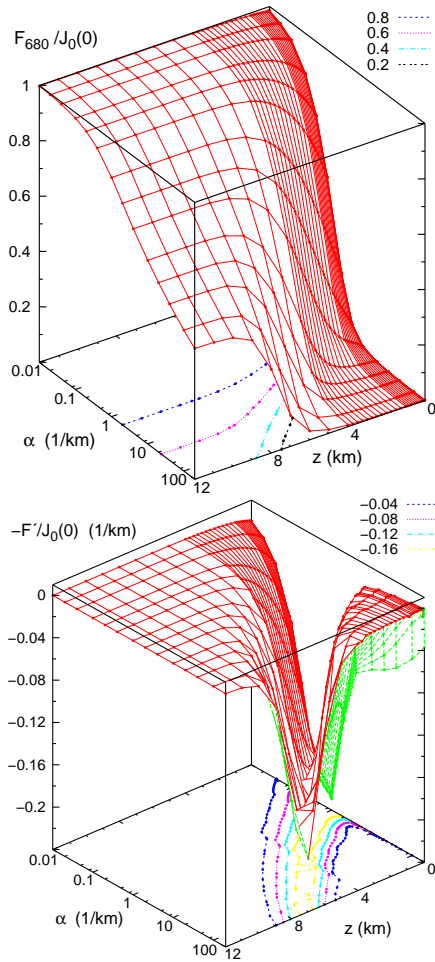


Mynd 21. Flæði varmageislunar (efri hluti) og stærðin $-dF/dz$ (neðri hluti), sem föll af hæð í lofthjúpinum og ísogsstuðli H_2O við jörð fyrir línumiðjur í grennd við $\nu = 680 \text{ cm}^{-1}$. Fletirnir eru rauðlitaðir að ofan en grænir neðan. Ofanvarp hæðarlína er fært inn á grunnfletina.

ana sem hér eru sýndir eru bæði kæligil og kæling á neðstu lögum að hverfa því bæði J_+ og J_- aðlaga sig strax að $B_\nu(z)$. Stigull F í ósonlaginu er ekki sýndur á myndinni. Hann er ekki eins kröftugur og kemur fram í gílinu en nær hins vegar yfir tugi kílómetra svo varmaskiptin milli lofthjúps og geislunar eru stærri.

4.2.2. H_2O línuvængir

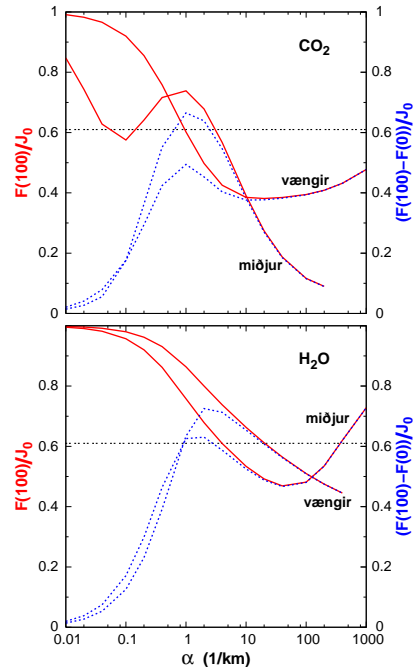
Áhrif línuvængja eru takmörkuð við minni hæð og hærri þrýsting en áhrif línumiðjanna. Efri hluti myndar 22 sýnir reiknað flæði varmageislunar frá vængi-



Mynd 22. Flæði varmageislunar upp á við (efri hluti) og stærðin $-dF/dz$ (neðri hluti), sem föll af hæð í lofthjúpnunum og ísogsstuðli H_2O við jörð fyrir línuvængi í grennd við $\nu = 680 \text{ cm}^{-1}$. Fletirnir eru rauðlitaðir að ofan en grænlitaðir að neðan. Ofanvarp hæðarlína er fært inn á grunnfletina.

um H_2O lína sem fall af hæð og ísogsstuðli við jörð. Reikningarnir eru, eins og áður, fyrir tíðnibil í kringum $\nu = 680 \text{ cm}^{-1}$. Flæðið fellur mun hraðar við yfirborð jarðar með stækkandi ísogsstuðli en í efri loftlögum. Ísogsstuðull $\alpha = 200 \text{ km}^{-1}$ skilar enn tæpum 50% af varmageislun jarðar út í geiminn, meðan flæðið fer undir 5% í grennd við $\alpha = 2 \text{ km}^{-1}$ við jörð.

Neðri hluti myndar 22 sýnir aflþéttleika í víxlverkun lofthjúps og geislunar. Kæligilið er ekki enn farið að sýna mettnarmerki við $\alpha = 200 \text{ km}^{-1}$, þar sem botn gilsins er enn stöðugur í $-19\%/km$ í 7 km



Mynd 23. Flæði varmageislunar frá lofthjúp út í geiminn (rauðir óslitnir ferlar) og flæðisaukning í lofthjúpnunum (bláir slitnir ferlar) sem föll af ísogsstuðli.

hæð. Kæling á neðstu lögum er með svipuðu sniði og fyrir línumiðjur.

5. Samantekt

Víxlverkun varmageislunar við lofthjúpinn veldur lækkun á varmaflæði með geislun frá yfirborði jarðar með því að lofthjúpurinn geislar varma til jarðar. Geislun lofthjúpsins veldur varmatapi í jaðarlögum. Neðstu loftlögum missa varma með geislun meðan geislunarsviðið er að aðlagast neikvæðum hitastigli með hæð. Þetta gerist á lengdarkvarða $1/\alpha$. Efra jaðarlagið tengist breytingum ísogs með hæð, vegna breytinga á þrýstingi og e.t.v. remmu ísogsvirkra efna. Við efri hæðarmörk ísogsvirkni, þar sem stærðin $A(z) = \int_0^z \alpha dx$ nálgast mettnargildi veldur geislunin varmatapi. Á þessum kafla er varmageislun með stefnu til jarðar að myndast og aðlagast $B(z)$. Ísog lofthjúpsins flytur þannig kæliflöt kerfisins jörð+lofthjúpur frá jörð upp í efri loftlög. Hæð efri marka ísogsvirkni vex með stækkandi ísogsstuðli og er líka háð tengslum ísogsstuðuls við þrýsting. Á gröfum sem lýsa \dot{q} sem falli af hæð og ísogsstuðli kemur varmatapið fram sem gjá í annars flata sléttu.

Mynd 23 sýnir flæði varmageislunar við efri mörk lofthjúpsins (rauðir óslitnir ferlar) og lýsir þannig varmatapi kerfisins jörð+lofthjúpur. Eins og áður er þetta reiknað fyrir bylgjutölubil í grennd við $\nu=680\text{ cm}^{-1}$. Þar sem lofthjúpurinn er ógegnsær, $A(100\text{ km}) \gg 1$, endurspeglar þessir ferlar hitastig í efra jaðarlagi. CO_2 línumiðjur mynda jaðarlag í miðju ósonlaginu fyrir $\alpha = 1\text{ km}^{-1}$ og ofar fyrir hærri ísogsstuðla. CO_2 línuvængir og H_2O línumiðjur eru að færa jaðarlagið upp í ósonlagið fyrir $\alpha > 100\text{ km}^{-1}$ svo varmatapið eykst með hækkandi ísogsstuðli.

Í kafla 1 kom fram að meðalflæði geislunar frá efstu lögum lofthjúpsins þarf að ná 61% af varmageislun jarðar til að skila af sér öllum varma sem streymir frá sól. Þessi mörk eru sett inn á mynd 23 og sýna að CO_2 línumiðjur lægri en 3 km^{-1} og vængjastuðlar lægri en 1 km^{-1} ná þessu marki. Fyrir vatnsgufu eru tilsvareandi mörk í $\alpha < 4\text{ km}^{-1}$ og $\alpha > 400\text{ km}^{-1}$ fyrir línumiðjur og $\alpha < 25\text{ km}^{-1}$ fyrir línuvængi.

Bláu slitnu ferlarnir á mynd 23 lýsa varmatapi í lofthjúpnun vegna geislunar. Mismunur rauðu ferlanna og þeirra bláu lýsir varmatapi jarðar með geislun. Fyrir $\alpha < 1\text{ km}^{-1}$ er varmatap jarðar áberandi hluti flæðis út í geiminn meðan varmatap lofthjúpsins verður ráðandi hluti fyrir $\alpha > 1\text{ km}^{-1}$.

Til að viðhalda stöðugu hitasniði í lofthjúpnun þarf aðrar varmauppsprettur og flutningsleiðir. Í veðrahvolfinu gerist þetta með loftstraumum sem bera varma frá yfirborði jarðar og í ósonlaginu með ísogi á útfjólubláum geislum sólar.

Remmuaukning koltvísýrings í andrúmsloftinu hefur mest áhrif á orkuflæði við jörð þar sem stigullinn $\frac{dF(z=0)}{d\ln\alpha}$ er mest neikvæður; í grennd við $\alpha=0.3\text{ km}^{-1}$. Remmuvöxtur virkjar stærra litrófsbil til flæðisminnkunar um leið og kæling á neðstu lögum lofthjúpsins eflist. Varmaflutningur frá jörð með geislun minnkar og færast meira til iðustrauma.

Kröftugri ísogsstuðlar hafa gert þann usla sem þeir geta valdið á flæði við yfirborð jarðar en kæla þess í stað í efri lögum.

Heimildir

- [1] D.A. Crommelynck, R.B. Fichot, Lee III, and J. Romero, First realisation of the space absolute radiometric reference (SARR) during the ATLAS 2 flight period. *Adv. Space Res.*, **16**, (1995), 17–23.

- [2] E. Boeker and R. van Grondelle, *Environmental Science, Physical Principles and Applications*, John Wiley & Sons, 2001.
- [3] L.S. Rothman et al., The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* **96**, (2005) 139–204.
- [4] US Subarctic Summer Model (60°N July) frá ICRCM verkefninu. Hæðarsnið aðgengileg á: http://www.atm.ox.ac.uk/RFM/rfm_downloads.htm
- [5] S. Chandrasekhar, *Radiative Transfer*, Dover 1960.
- [6] <http://www3.vegag.is/faerd/vedurst1.html>

Summary: The physics of the greenhouse effect in the atmosphere is outlined, with CO_2 and H_2O as absorber samples. Temperature-, pressure- and concentration-profiles are taken from [4], and absorption linestrengths and widths from the HITRAN04 database [3]. One dimensional numerical calculations of the upwards radiative flux, based on the radiative transport equation, show the three basic radiative features; flux reduction with increased absorption coefficients at ground level, temperature gradient induced cooling of the lowest ($z < 1/\alpha$) atmospheric layers and cooling of a boundary layer where the absorption ceases due to pressure effects on the absorption coefficients. Linecenter and –wing absorptions are treated separately due to different pressure dependence. Temperature dependence of the absorption coefficients is omitted for simplicity.

Linewing absorption in a range around $\alpha=0.3\text{ km}^{-1}$ is shown to play a leading role in flux reduction at ground level and cooling of the lower atmospheric layers in response to an increase in CO_2 concentration, whereas the stronger absorption coefficients cool the upper layers.

Um höfundinn: Ari Ólafsson er dósent í tilraunaæðlisfræði við Eðlisfræðiskor Háskóla Íslands með rannsóknaraðstöðu á Raunvísindastofnun Háskólans. Hann hlaut PhD-gráðu frá Kaupmannahafnarháskóla 1990 með sérhæfingu í eðlisfræði leisa og litrófsgreiningu.

Raunvísindastofnun Háskólans
Dunhaga 3, IS-107 Reykjavík
ario@hi.is

Móttekin: 15.12.06