



Rit Veðurstofu Íslands

*Þór Jakobsson
(ritstjóri)*

Eðlisfræði lofthjúps jarðar 1996

*VÍ-R97004-ÚR03
Reykjavík
Nóvember 1997*

ISSN 1025-0565
ISBN 9979-878-07-X

Þór Jakobsson
(ritstjóri)

Eðlisfræði lofthjúps jarðar 1996

VÍ-R97004-ÚR03
Reykjavík
Nóvember 1997

FORMÁLI

Í hefti þessu eru ritgerðir nemenda í námskeiðinu “Eðlisfræði lofthjúps jarðar” haustmisserið 1996, en það er haldið annaðhvert ár í eðlisfræðiskor Háskóla Íslands. Námskeiðið var fyrst kennt síðla á áttunda áratugnum og annaðhvert ár látið nægja sökum nemendafæðar alljafna í eðlisfræðiskor. Hefur svo haldist síðan, en undirritaður hefur haft námskeiðið með höndum síðan 1980. Námskeiðinu er ætlað að veita almenna kynningu á lofthjúpi jarðar í allri sinni margbreytni. Bent er á fjölbreytni rannsókna á lofthjúpi jarðar og víxláhrifum hans við höf og háloft, jafnvel lærdómsríkan samanburð við lofthjúpi annarra hnatta í sólkerfinu. Heillandi tengsl lofthjúps- og veðurfræða við önnur fræði hafa því verið ofarlega á baugi í námskeiðinu.

Námskeiðið felst að nokkru í gamaldags samlestri kennara og nemenda með hliðsjón af völdum köflum í grundvallarbók um lofthjúp jarðar. En þyngra vegur flutningur erinda sjálfra nemendanna og samning ritgerðar um sérefni er þeir hafa valið sér. Sérefnið velur nemandi snemma á misserinu og eru nemendur hvattir til að velja viðfangsefni sem vakið hefur sérstaka forvitni þeirra. Nemendahóparnir síðan 1980 eru nú átta, en árið 1986 féll námskeiðið niður sökum mannfæðar. Fjöldi eðlis- og jarðeðlisfræðinema er tekið hafa yfirlitsnámskeiðið “Eðlisfræði lofthjúps jarðar” og þar með lagt vinnu og alúð við samningu séraritgerðar er nú 45. Prófdómarar hafa verið prófessorarnir Sigfús J. Johnsen eða Þorsteinn I. Sigfússon.

Þetta er 5. hefti nemendaritgerða sem gefið er út svo að fleiri fái að njóta en kennari og prófdómari. Nemandur hafa sjálfir tekið að sér að sjá um útgáfu ritgerða sinna, eða einhverjir í hópnum hverju sinni. Hún var í fyrstu styrkt sameiginlega af eðlisfræðiskor og Veðurstofu Íslands, en svo mjög hefur versnað hagar eðlisfræðiskorar um sinn að Veðurstofan er nú ein sem síðast um útgáfu ritsins. Ég kann yfirstjórn Veðurstofu bestu þakkir fyrir, en fyrri hefti hafa mælst vel fyrir og verið notuð í framhaldsskólum og víðar, til fróðleiks og við samningu skólaritgerða.

Samvinna var sem fyrr með nemendum við frágang ritgerða til afhendingar, en meginvinnu við undirbúning útgáfu vann einn þeirra, Hrafn Guðmundsson, B.S., af stakri þryði sem þakka ber. Ritstjóra ritraðar, Barða Þorkelssyni, er þakkaður yfirlestur og umsjón með útgáfunni.

Þór Jakobsson, Ph.D., veðurfræðingur
Úrvinnslu- og rannsóknasviði Veðurstofu Íslands
Aðjúnkt, eðlisfræðiskor Háskóla Íslands

EFNISYFIRLIT

Hrafn Guðmundsson	GEISLUN Í LOFTHJÚPI JARÐAR	5
Arnar Hjartarson	ÁHRIF ELDGOSA Á VEDURFAR JARÐAR	31
Hjalti Sigurjónsson	ALMENN HRINGRÁS LOFTHJÚPSINS OG KYRRSTÖÐUHÆÐIR	41
Gunnar Gunnarsson	LÆGÐIR OG LÆGÐABRAUTIR VIÐ ÍSLAND	51
Ólafur Rögnvaldsson	LESÐ Í SNJÓINN - ATHUGANIR Á FORNVEDURFARI	63
Laura Sandri	HOW MUCH CO ₂ WILL REMAIN IN THE ATMOSPHERE?	77

GEISLUN Í LOFTHJÚPI JARÐAR

Hrafn Guðmundsson

1 INNGANGUR

Geislun er helsti drifkraftur loftstrauma og stuðlar að mörgum mikilvægum efnahvörfum í lofthjúpi jarðar. Lagskipting lofthjúpsins ákvarðast af lóðréttri hitadreifingu. Þegar geislun víxlverkar við lofthjúpin verður upphitun vegna ísogs. Umfang ísogs er meðal annars háð efnasamsetningu lofthjúpsins og tíðni geislunarinnar. Hlutfall algengustu sameinda lofthjúpsins er 78% N_2 (köfnunarsameind) og 21% O_2 (súrefnissameind) fyrir neðan um það bil 100 km (homosphere) þar sem blöndun lofts er mikil. Það eru hins vegar sameindirnar H_2O (vatnsgufa), CO_2 (koldíoxíð) og O_3 (óson) sem eru mikilvægastar í geislunarferli lofthjúpsins. O_3 hindrar að skaðlegir útfjólubláir sólgeislar gagnvart lífríki jarðar nái niður til yfirborðs jarðar. H_2O og CO_2 eru helstu sameindirnar sem stuðla að gróðurhúsaáhrifunum vegna víxlverkunar þeirra við jarðgeislun. H_2O og O_3 eru sífellt að myndast og eyðast í lofthjúpinum. Þetta hefur í för með sér ójafna dreifingu sem stuðlar að mismikilli upphitun. Lofthjúpurinn leitast við að jafna þennan hitamismun með varmaflutningi sem stuðlar að mikilvægum hringrásum loftstrauma.

Í þessari ritgerð er gerð grein fyrir víxlverkun geislunar við lofthjúp jarðar. Líkurnar á því að ljóseind víxlverki við sameind eða atóm er í beinu sambandi við umfang ísogs þegar geislun ferðast gegnum efni. Skammtafræðin er því nauðsynleg ef finna á ísogseiginleika efnis. Við gerð geislunarlíkana er nauðsynlegt að þekkja ísogseiginleika efnisins. Geislunarorkan sem lofthjúpurinn gleypir ummyndast í varmaorku. Því er mikilvægt að tengja saman upphitun og ísog geislunar. Efninu er lýst á eftirfarandi hátt: Fyrst skoðum við hvað ræður lögun og gerð ísogslína ásamt umfjöllun um hvernig ljós getur víxlverkað við sameind eða atóm. Fjöllum síðan um geislunarferli sem er grundvöllur fyrir gerð líkana og finnum tengsl milli geislunar- og varmaorku. Vikið er stuttlega að sólinni og hvernig hún geislar. Því næst tökum við fyrir afdrif geislunar í lofthjúpi jarðar með sérstakri áherslu á mikilvægum efnahvörfum sem snúa að ósoni í heiðhvolfinu. Hentugt er að skipta geislun í lofthjúpi jarðar í tvo aðskilda hluta: sólgeislun og jarðgeislun, sem við nýtum okkur í umfjölluninni.

2 VÍXLVERKUN LJÓSS VIÐ EJNI

Til þess að gera sér grein fyrir því hvað veldur ísogi ljóss í efni skulum við skoða hvað gerist á smásæjum kvarða og skoðum hvaða möguleika ljóseind hefur til að víxlverka við tiltekna sameind¹ í lofthjúpinum. Með hvaða hætti ljóseind getur víxlverkað við sameind er bundið gerð og orkuástandi sameindarinnar ásamt orku ljóseindarinnar. Samkvæmt skammtafræðinni eru orkustig sameindar (það er rafeinda-, titrings- og snúningsorkustig) strjál, sem þýðir að

¹ Tölum alltaf um sameind, en einfalt sértílvik væri atóm sem hefur einungis rafeindaorkustig en ekki titrings- og snúningsorkustig eins og sameindir hafa. Sameind er því almennara tilvik.

Ísogsróf hennar einkennist af skörpum ísogslínum. Þær hafa hins vegar endanlega breidd, sem kölluð er náttúruleg breidd og er afleiðing óvissulögmáls Heisenbergs. Náttúruleg breikkun er hins vegar ekki marktæk í samanburði við Lorentz- og Dopplerbreikkun. Rekja má Lorentzbreikkun til árekstra milli sameinda í gasinu og víxlverkun þeirra við hreintóna sveifluhætti rafsegulsviðsins. Með því að nota Poissons lögmál um árekstratíðni í gasi, sem segir að líkurnar á að árekstur verði á tímanum milli t og $t + dt$ séu e^{-t/t_0} , þar sem t_0 er meðaltíminn milli árekstra, fæst að ísogslína vegna Lorentzbreikkunar verður

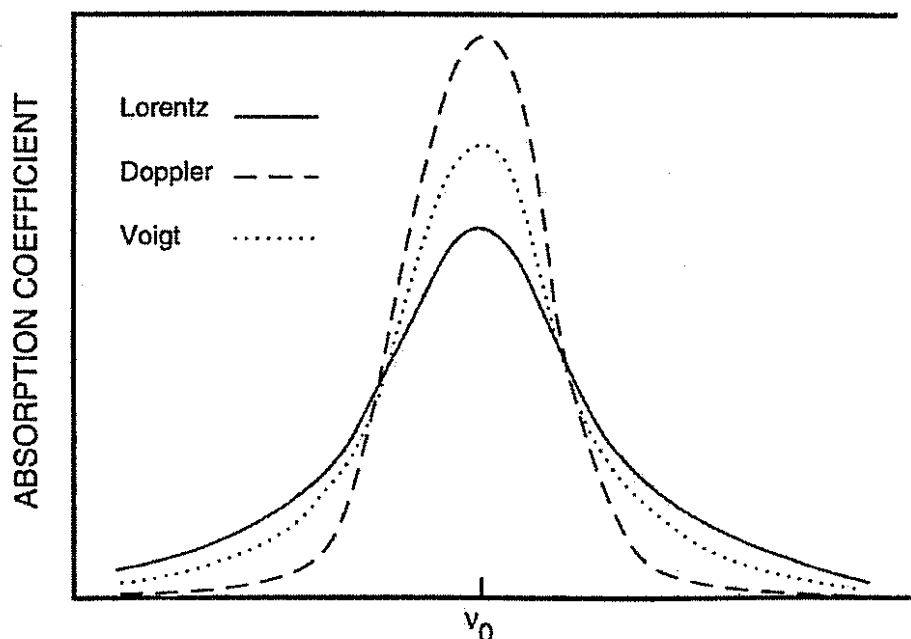
$$k_{vL} = \frac{S}{\pi} \frac{\alpha_L}{(v - v_0)^2 + \alpha_L^2} \quad (1)$$

þar sem hámarksgildi ísogsins er í $v = v_0$, $\alpha_L \propto pT^{-1/2}$ er hálfínubreiddin sem er háð þrýstingi og hitastigi gassins og S er línustyrkleikinn sem er gefinn með

$$S = \int_0^{\infty} \sigma_{vL} dv \quad (2)$$

Í mjög þunnu gasi þar sem tíminn milli árekstra er langur, er Lorentzbreikkun yfirgnæfð af Dopplerbreikkun. Með því að reikna með Dopplerhliðrun rafsegulsviðsins vegna hraða sameindanna í gasinu og nota Maxwell-Boltzmann hraðadreifingu, fæst að Dopplerbreikkun ísogslínu fyrir sameind með massa m verður

$$k_{vD} = \frac{S}{\alpha_D \sqrt{\pi}} \exp\left[-\left(\frac{v - v_0}{\alpha_D}\right)^2\right] \quad (3)$$



Mynd 1. Lorentz, Doppler og Voigt línuform lýsa endanlegri breidd ísogslína (Salby 1996).

þar sem $\alpha_D \propto T^{1/2}m^{-1/2}$. Mynd 1 sýnir samanburð á Lorentz- og Dopplerbreikkun, sem sýnir skýrt hversu vængir Lorentz línunnar eru ráðandi miðað við vængi Dopplerlínunnar. Lorentzbreikkun er ráðandi fyrir neðan 40 km hæð í lofthjúpnum þar sem þrýstingurinn er hár, en fyrir ofan 40 km verður að taka mið af bæði Lorentz- og Dopplerbreikkun. Línuformið sem fæst með því að reikna slíka samanlagða breikkun kallast Voigt línuform, sem er yfirleitt það flókið að notast verður við tölulega reikninga í því tilviki.

Ef ljóseind á að geta víxlverkað við sameind er nauðsynlegt að orka hennar, gefin með $h\nu$ þar sem h er Plancksfastinn og ν er tíðnin, samsvari tilteknu bili milli orkustiga sameindarinnar með þeirri upplausn sem óvissulögmál Heisenberg og línubreikkanir leyfa². Ef orka geislans er nægjanlega mikil þannig að hún jónar eða sundrar sameindinni fæst samfellt ísogsróf fyrir geislunarorku sem er stærri en sú þröskuldsorka sem samsvarar þeirri lágmarksorku sem þarf til jónunar eða sundrunar.

Þau ferli sem eiga sér stað í víxlverkun geislunar við efni og þá sér í lagi efni í lofthjúpnunum eru eftirfarandi:

1. Stökk í rafeindaorkustigi sameindar. Röntgen-, útfjólublá og sýnileg geislun.
2. Stökk milli titringsorkustiga sameindar. Innrauð geislun.
3. Stökk í snúningsorkustigi sameindar. Innrauð og örbylgjugeislun. Orkustigin liggja mjög þétt saman miðað við titrings- og rafeindaorkustigin.
4. Sumar sameindir hafa þá eiginleika að breytingar í titrings- og snúningsorkustigum þeirra geta átt sér stað samtímis. Slík efni einkennast af mjög þéttum ísogslínuþyrpingum (*e. line clusters*). Efnin CO_2 , O_3 og H_2O eru mikilvægustu efnin í lofthjúpnunum sem hafa þennan eiginleika.
5. Jónun er möguleg þegar orka ljóseindar er nægjanleg til að fjarlægja eina eða fleiri rafeindir frá sameind. Röntgen- og útfjólublá geislun.
6. Sundrun getur átt sér stað ef orka ljóseindar er nægjanleg til að slíta í sundur sameindatengi. Röntgen-, útfjólublá og sýnileg geislun.

Ljósefnafræðileg hrif (*e. photochemical reactions*) geta átt sér stað þegar ljóseind sundrar sameind niður í atóm sem sameinast síðan aftur í aðrar stöðugar sameindir með því að losa sig við umframorku í formi geislunar. Í lofthjúpi jarðar eiga ljósefnafræðileg hrif sér stað aðallega vegna útfjólublárra og sýnilegra geisla, yfirleitt fyrir neðan 100 km hæð. Fyrir ofan 100 km

² Það skal tekið fram að valreglur verða að gilda um stökk milli orkustiga. Hins vegar eru endanlegar líkur á að stökk verði milli orkustiga sem ekki eru leyfilegar samkvæmt valreglum.

hæð í hitahvolfinu er rafgas (*e. plasma*) allsráðandi þar sem orkuríkir sólgeislar sjá um að sundra og jóna allar sameindir.

Eins og fram kom að ofan hafa sameindir rafeinda-, titrings- og snúningsorkuróf. Við getum ritað heildarorku sameinda sem³

$$E = E_e + E_v + E_r + E_k \quad (4)$$

þar sem hægra megin við jafnaðarmerkið koma rafeinda-, titrings-, snúnings- og hreyfiorkan fyrir í þeirri röð. Benda skal á að orkustig sameinda geta verið háðar innbyrðis.

Það er flókið að reikna út rafeindaorkustig sameinda og er því oftast notast við einfaldar nálganir við útreikninga þeirra. Ef krafist er mikillar nákvæmni þarf að framkvæma flókna tölfræðilega reikninga á Schrödingerjöfnunni og/eða mæla á tilraunastofu. Einfaldasta tilvikið er vetnisatómið þar sem við erum með eina rafeind umhverfis róteind. Með góðri nálgun eru orkustigin gefin með

$$E_e = -\frac{R_H hc}{n^2} \quad n = 1, 2, 3, \dots \quad (5)$$

þar sem R_H er Rydberg fastinn fyrir vetni og c er ljóshraðinn í tómarúmi. Önnur einnar rafeindar atóm, til dæmis jónað helín og tvíjónað líþín, hafa svipuð orkustig að öðru leyti en því að Rydbergfastinn breytist og margfalda þarf liðinn Z^2 hægra megin við jöfnu (5), þar sem Z er fjöldi róteinda í kjarnanum. Almennt eru rafeindaorkustigin háð skammtatölunum n , $l = 0, 1, \dots, (n - 1)$, $m_l = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm l$ og $m_s = \pm 1/2$ en í einföldu Coulomb mætti eru orkustigin einungis háð skammtatölunni n .

Tvíatóma (*e. diatomic*) sameind er einfaldasta tilvikið þegar titrings- og snúningsorkustig eru reiknuð. Með því að líta á tvíatómið sem einfaldan skammtafræðilegan hreintóna sveifil má sýna að titringsorkustigin eru gefin með

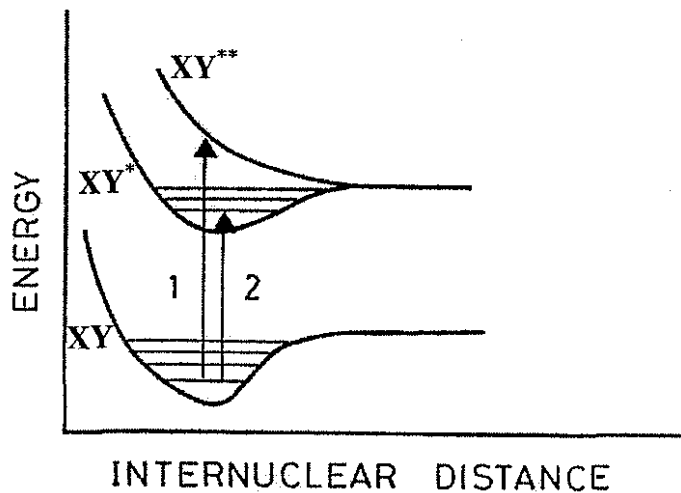
$$E_v = hv\left(i + \frac{1}{2}\right) \quad i = 0, 1, 2, \dots \quad (6)$$

Snúningsorkustigin eru síðan fundin með þeirri einföldun að hugsa sér stífa stöng sem tengir tvíatómið (*e. dumbbell*). Þá fæst fyrir snúningsorkustigin

$$E_r = hcB_i J(J + 1) \quad J = 0, 1, 2, \dots \quad (7)$$

þar sem stuðullinn B_i breytist hægt með titringsskammtatölunni i .

³ Hér er notast við bókstafina e, v, r og k sem vísa í ensku heitin: *electron, vibration, rotation og kinematic*.



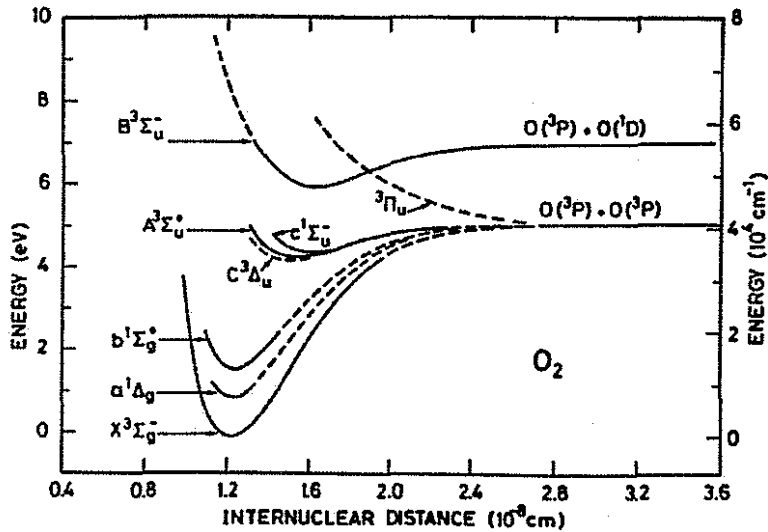
Mynd 2. Mættisorka sem fall af fjarlægð milli átóma fyrir mismunandi orkuástand tvíatóms (Brasseur & Solomon 1986).

Hreyfiorka sameindarinnar er gefin með klassískri eðlisfræði þar sem hraði sameindanna í lofthjúpnunum, v , er miklu minni en ljóshraðinn. Því fæst einfaldlega

$$E_k = \frac{1}{2}mv^2 \quad (8)$$

Mynd 2 sýnir hvernig mættisorka tvíatóms breytist með fjarlægð milli átómanna. Í mikilli fjarlægð verkar nær enginn kraftur milli átómanna en eftir því sem átómin nálgast eykst aðdráttarkrafturinn milli þeirra og vegna fráhrindandi kjarnakrafta er jafnvægisstöðu náð þar sem mættisorkan er í lágmarki. Heildarkrafturinn verður síðan fráhrindandi ef fjarlægðin milli átómanna minnkar enn frekar. Neðsti mættisferillinn, XY , samsvarar grunnástandi sameindarinnar en mættisferlarnir fyrir ofan, XY^* og XY^{**} , tákna örvað ástand. Orkustökk milli mættisferla samsvara rafeindaorkustökkum og láréttu línurnar sýna titringsorkustig. Milli titringsorkustiganna eru þéttskipuð snúningsorkustig. Vegna þess hversu snúningsorkustigin eru þétt er ekki hægt að sýna þau. Mynd 3 sýnir mættisorku súrefnissameindar fyrir mismunandi orkuástand. Án þess að fara nákvæmlega í ritháttinn er vert að nefna það helsta sem notað er á mynd 3 til að tákna ólíkt orkuástand. Fyrir vaxandi brautarhverfiþunga sameindar, ritaður Λ , tekur spunahverfiþunginn gildin Σ , Π , Δ og Φ . Bókstafirnir u og g tákna odd- og jafnstætt ástand, X tákna grunnástand og fyrsta og annað örvaða ástandið eru táknuð með A , B , eða a , b . Síðan er notað + og - til að tákna jónaða sameind eða sameind með aukarafeind.

Það margs konar ástand sem sameindir geta verið í skipta miklu máli þegar efnahvörf í lofthjúpnunum eru skoðuð. Sameindir eru yfirleitt mismunandi virkar í efnahvörfum eftir því í hvaða ástandi þær eru og þar með er líftími þeirra breytilegur í lofthjúpnunum. Einnig eru þessi fræði mikilvæg ef reikna á þversnið, σ (cm^2), efnis og þar með ísogsstuðulinn k með því að nota sambandið



Mynd 3. Mættisorka sem fall af fjarlægð fyrir orkuástand súrefnissameindar (Brasseur & Solomon 1986).

$$k = \frac{n}{\rho} \sigma \quad (9)$$

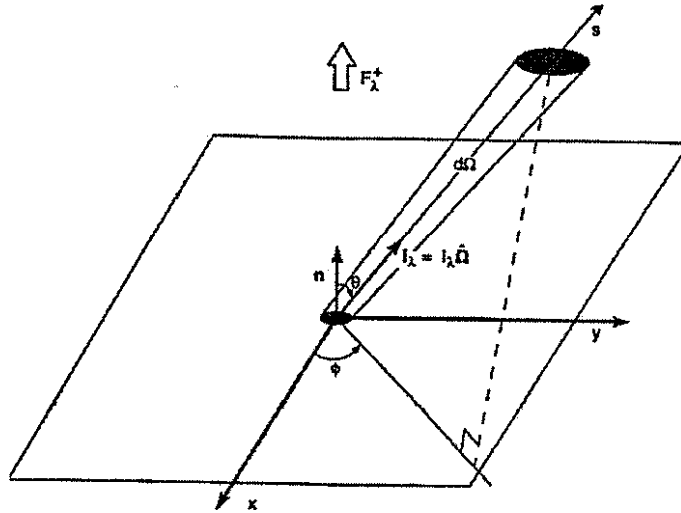
þar sem n er þéttleiki og ρ er eðlismassi sameindanna í efninu⁴. Mikilvægt er að þekkja ísogstuðul efnis svo mögulegt sé að vinna úr geislunarreiknilíkönunum. Í næst kafla er fjallað um grundvallarjöfnur sem notaðar eru í líkanagerð við lausn á flóknum geislunarferlum í lofthjúpunum.

3 GEISLUNARFERLI

Eins og kom fram í kafla 2 er ljóst að þegar víxlverkun geislunar við efni er skoðað á atómkvarða er nauðsynlegt að kanna orkustig sameinda sem endurspeglast í ísogsrófi þeirra. Það er jafnframt nauðsynlegt að líta á vandamálið á stórsæjum kvarða svo mögulegt sé að átta sig á heildaráhrifum geislunar á lofthjúpin. Þar með má leysa vandamál sem varða áhrif geislunar á orkubúskap jarðar.

Hentugt er að lýsa geislun í efni með þeim hætti að geislunarorkan sem ferðast gegnum tiltekin flöt með þvervígur \vec{n} getur haft útbreiðslustefnu í allar áttir. Skilgreinum því styrk (*e. intensity*) $\vec{I}_v = I_v \hat{\Omega}$, sem geislunaraflíð (*e. radiant flux*) á flatareiningu með tíðni á bilinu $(v, v + dv)$ sem flæðir inn í rúmhornið $d\Omega$, með stefnu sem ákvarðast af vigrinum $\hat{\Omega}$ (mynd 4). Almennit er $\vec{I}_v = \vec{I}_v(\vec{r}, \hat{\Omega})$, en það skilgreinir svokallað geislaknippi (*e. pencil of radiation*). Geislunaraflíð eða ágeislunin (*e. irradiance*) gegnum flötinn í jákvæðri stefnu fæst með því að heilda yfir hálfhvelið (*e. hemisphere*) í jákvæða stefnu þvervígursins \vec{n} sem ákvarðar miðbaugsplanið (*e. equatorial plan*)

⁴ Hafa skal í huga að mismunandi er eftir bókum hvaða einingar ísogstuðullinn k hefur. Í þessari ritgerð hefur k eininguna $kg^{-1}cm^2$ en einnig er algengt að stuðullinn hafi eininguna cm^{-1} .



Mynd 4. Geislaknippi sem ferðast í gegnum flöt með þvervigur \vec{n} , afmarkast af rúmhorninu $d\Omega$ í stefnu $\hat{\Omega}$. $\vec{I}_v = I_v \hat{\Omega}$ er styrkur geislunarinnar. F_v^+ er geislunaraflíð gegnum flötinn í jákvæðri stefnu þvervigursins (Salby 1996).

$$F_v^+ = \int \vec{I}_v \cdot \vec{n} d\Omega^+ = \int I_v \cos\theta d\Omega^+ = \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} d\theta \vec{I}_v(\phi, \theta) \cos\theta \sin\theta \quad (10)$$

Heildargeislunaraflíð í jákvæðri stefnu fæst með því að heilda yfir allar tíðnir

$$F^+ = \int_0^{\infty} F_v^+ dv \quad (11)$$

Á hliðstæðan hátt má finna geislunaraflíð í neikvæðri stefnu þvervigursins \vec{n} en það er skrifað sem F_v^- . Bæði F_v^+ og F_v^- eru jákvæðar stærðir og heildargeislunaraflíð í stefnu \vec{n} gegnum flötinn er því fengið með mismuninum

$$F_v^{\text{net}} = F_v^+ - F_v^- \quad (12)$$

Í sértílfellinu þegar geislunin er einsátta (*e. isotropic*), er styrkurinn $\vec{I}_v = \vec{I}_v(\vec{r})$, það er, geislunin er eins í allar stefnur í sérhverjum punkti í rúminu. Heildun yfir hálfhvel gefur nú

$$F_v^+ = F_v^- = \pi I_v \quad (13)$$

en heildargeislunaraflíð í stefnu \vec{n} verður $F_v^{\text{net}} = 0$.

Víxlverkun rafsegulgeislunar við efni getur gerst á þrjá mismunandi vegu: ísog (*e. absorption*), dreifing (*e. scattering*) og útgeislun (*e. emission*). Geislaknippi, sem rúmhornið $d\Omega$ ákvarðar, dofna í réttu hlutfalli við þéttleika efnisins ρ . Hversu mikil dofningin verður fyrir tiltekinn þéttleika ræðst af ísogseiginleikum efnisins. Orka getur dreifst út úr rúmhorninu

sem einnig deyfir geislunaraflíð. Ísog og dreifing valda því samanlagt heildardofnun (*e. net extinction*) orkunnar sem fer í gegnum geislaknippið. Hins vegar getur orka, sem er geisluð inn í rúmhornið eða dreifist inn í $d\Omega$ frá öðrum áttum, aukið geislunaraflíð í geislaknippinu. Þessu er lýst með útgeislun. Til að lýsa þessum víxlverkunum notum við lögmál um geislunarferli í gegnum efni.

3.1 Beers-Lambertslögmál

Í því einfalda tilviki þegar sleppa má áhrifum vegna dreifingar og útgeislunar í efninu fæst að hlutfallsleg dofnun geislaknippisins, við að ferðast gegnum lag efnis af þykkt dz , er gefin með

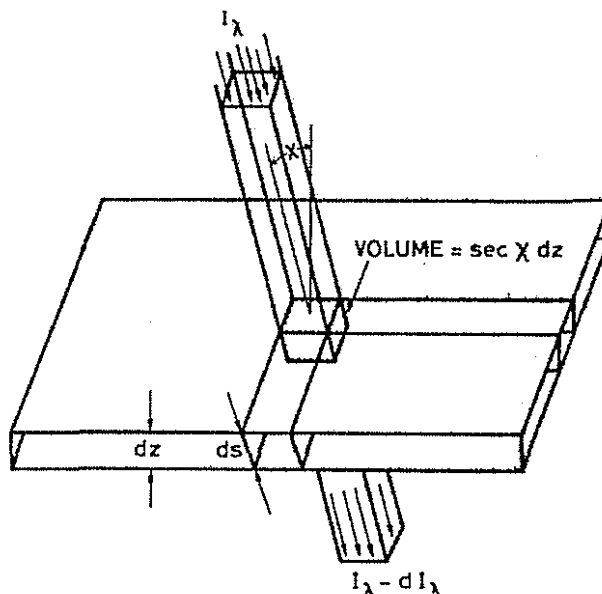
$$\frac{dI_v^a}{I_v} = -\rho k_{av} ds \quad (14)$$

þar sem k_{av} er ísogsstuðullinn (*e. specific absorption cross section* eða *mass absorption coefficient*), ρ eðlismassi efnisins og $ds = \sec \chi dz$ (mynd 5). Við getum nú heildað jöfnu (14) til að finna styrkinn þegar geislunin hefur ferðast gegnum efni, vegalengdina s

$$I_v^a(s) = I_v(0) \exp\left(-\int_0^s \rho k_{av} ds'\right) \quad (15)$$

Samkvæmt jöfnu (15) minnkar styrkurinn í geislaknippinu veldisvísislega með ísogsdýpt (*e. optical path*) sem skilgreind er

$$\tau_v(s) = \int_0^s \rho k_{av} ds' = \sec \chi \int_0^z n \sigma_{av} dz' \quad (16)$$



Mynd 5. Ísog geisla við að fara í gegnum lag af efni (Brasseur & Solomon 1986).

sem er einingarlaus vegalengd. Hér hefur jafna (9) verið notuð. Við getum því einfaldað jöfnu (15) og ritað

$$I_v^a(s) = I_v(0)e^{-\tau_v(s)} \quad (17)$$

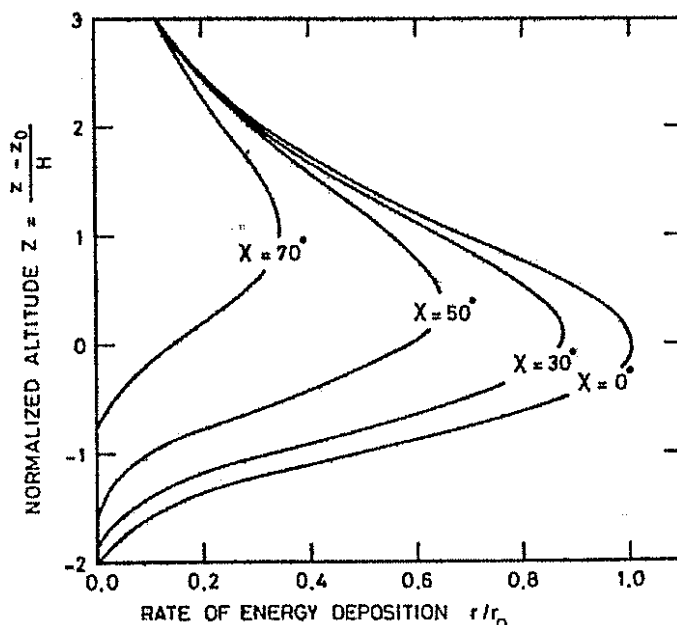
Með því að nota sér þá nálgun að þéttleikinn n breytist veldisvísislega með hæð í lofthjúpnum, það er

$$n_v(z) = n_{0v}e^{-z/H} \quad (18)$$

þar sem H er hæðarkvarðinn (*e. scale height*), og gera ráð fyrir að lofthjúpurinn sé gerður úr einni gastegund og sleppa áhrifum vegna kúlulögunar jarðar, fæst einföld jafna sem lýsir hvernig sólgeislun, sem rekst undir horn χ efst í lofthjúpnum, dofna eftir því sem nær dregur að yfirborði jarðar

$$I_v(z) = I_v(\infty) \exp\left(-\sec \chi \int_z^\infty \sigma_{av} n_{0v} e^{-z'/H} dz'\right) = I_v(\infty) \exp(-\sec \chi \sigma_{av} n_{0v} H e^{-z/H}) \quad (19)$$

þar sem $I_v(\infty)$ er sólgeislunarstyrkurinn fyrir utan lofthjúp jarðar⁵. Vegna ísogs geislunar fær lofthjúpurinn aukna orku. Til þess að lýsa þessum orkuflutningi er þægilegt að skilgreina stærð r_v sem orkuflutningshraða (*e. rate of energy deposition*) geislunar í lofthjúpnum þannig að



Mynd 6. Myndun lags vegna ísogs sólgeislunar í einsleitan lofthjúp úr einni gastegund og hvernig það breytist með innfallshorninu χ (Brosseur & Solomon 1986).

⁵ Hér er búið að velja hnitakerfið þannig að $z = 0$ við yfirborð jarðar og z -ás hefur jákvæða stefnu í gegnum lofthjúpin.

$$r_v = -\frac{dI_v}{ds} = \frac{dI_v}{dz} \cos \chi = \sigma_{av} n_{0v} I_v(\infty) \exp\left(-\left(z/H + \tau_{0v} e^{-z/H}\right)\right) \quad (20)$$

þar sem $\tau_{0v} = \sigma_{av} n_{0v} H \sec \chi$ er ísogsdýpt alls lofthjúpsins við innfallshornið χ . Benda skal á að við erum að skoða hvernig dofnun breytist í stefnu sólgeislanna og þar með í neikvæðri stefnu z ássins. Því verður $ds = -\sec \chi dz$, sem skýrir hvers vegna mínusinn fellur út þegar hnitaskipti eru framkvæmd í afleiðunni í jöfnu (20). Hámarksorkuflutningur verður því, samkvæmt jöfnu (20), í hæð $z_{\max,v} = H \ln \tau_{0v}$. Mynd 6 sýnir hvernig staðlaða hæðin (*e. normalized altitude*) $Z_v = (z - z_{0v})/H$ breytist sem fall af orkuflutninghluftfallinu r_v/r_{0v} þar sem $z_{0v} = z_{\max,v}(\chi = 0)$ og $r_{0v} = r_{\max,v}(\chi = 0)$. Þetta sýnir hvernig myndun laga vegna ísogs sólgeislunar á sér stað í lofthjúpunum. Staðsetning laganna ákvarðast af hæðinni $z_{\max,v}$, sem er óháð þéttleika geislunarinnar, en hins vegar háð eðlisfræðilegum eiginleikum lofthjúpsins, innfallshorninu χ og tíðni geislunarinnar. Marglit geislun (*e. polychromatic radiation*) sem ferðast í gegnum lofthjúpin verður fyrir hámarksísogi sem ákvarðast af tíðni og því verður til fjöldi af ísogslögum í mismunandi hæð. Með þessum fræðum getum við skýrt hegðun jónunar í hitahvolfinu eða sundrunar í miðhvolfinu. Framleiðsla ósons vegna sundrunar súrefnissameinda nær hámarki í um 45 km hæð og hitun vegna ísogs ósons á útfjólublárrí geislun markar hámark nálægt heiðhvörfum (kafli 4.3.1 og mynd 7).

Þægilegt getur verið að skilgreina leiðnistuðul (*e. transmissivity*) og gleypni (*e. absorptivity*) þannig að

$$\begin{aligned} J_v(s) &= \frac{I_v(s)}{I_v(0)} = e^{-\tau_v(s)} \\ a_v(s) &= 1 - e^{-\tau_v(s)} \quad (21) \end{aligned}$$

þar sem $J_v + a_v = 1$.

3.2 Útgeislun

Útgeislun kemur til með tvennum hætti: vegna varmageislunar, sem skýra má með svarthlutageislun, og dreifingar (kafli 3.3). Útgeislun frá efni með stefnu sem ákvarðast af $\hat{\Omega}$ og tíðni ν hefur styrkjandi áhrif á geislunina í geislaknippinu. Til að lýsa þessu er útgeislunarstuðullinn (*e. emission coefficient*) j_ν skilgreindur þannig að breyting á styrknum í geislaknippi við að ferðast gegnum lag efnis af þykkt ds vegna útgeislunar efnisins er gefin með

$$dI_\nu^e = \rho j_\nu ds \quad (22)$$

Til að viðhalda varmajafnvægi er nauðsynlegt fyrir hlut sem gleypir geislaorku að skila henni aftur sem útgeislaðri orku. Útgeislun hluta í varmajafnvægi við fast hitastig má lýsa með svarthlutageislun (*e. black body radiation*). Vel þekkt jafna sem Planck leiddi út fyrstur manna og lýsir geislunarljóma frá svarthlut sem fall af hitastigi og tíðni er gefin með

$$L_{vB} = \frac{2h}{c^2} \frac{v^3}{e^{hv/kT} - 1} \quad (23)$$

þar sem h er Planckfastinn, k er Boltzmannfastinn, c er ljóshraðinn og T er hitastig svarthlutarins. Það eru helst þrjú atriði sem einkenna svarthlutageislun: geislunin ákvarðast eingöngu af hitastigi svarthlutarins, hún gefur frá sér hámarks mögulega geislun fyrir tiltekið hitastig yfir allt tíðnirófið og hún er einsátta. Svarthlutur er því bæði fullkominn gleypir og útgeislari við allar tíðnir. Jafna (23) hefur eitt hámarksgildi sem er gefið með færslulögmáli Wiens

$$\lambda_{\max} = \frac{C}{T} \quad (24)$$

þar sem C er fasti. Heildargeislunaraflið gegnum tiltekinn flöt fæst með því að heilda jöfnu (23) yfir allt tíðnirófið og nota jöfnu (13):

$$F = \pi L_B(T) = \sigma T^4 \quad (25)$$

þar sem σ er Stefan-Boltzmann fastinn. Þessi lögmál nægja til að lýsa áhrifum útgeislunar í efni, sem hegðar sér eins og svarthlutur, á geislaknippi sem ferðast í gegnum það. Raunveruleg efni gleypa og geisla út í minna magni. Til að fá samanburð á geislunareiginleikum raunverulegs hlutar og svarthlutar er hentugt að skilgreina gleypni a_v^* og eðlisgeislun ϵ_v , þar sem a_v^* er hlutfall milli þess styrkleika sem það gleypir og geislunarljómans $L_{vB}(T)$ og ϵ_v er hlutfall milli þess styrkleika sem það geislar og geislunarljómans $L_{vB}(T)$. Þar með gildir

$$\lim_{s \rightarrow \infty} a_v(s) = \lim_{s \rightarrow \infty} \epsilon_v(s) = 1 \quad (26)$$

Hlutir með gleypni og eðlisgeislun óháð tíðni, það er $\epsilon_v = \epsilon$ og $a_v = a$, eru kallaðir gráir hlutir (*e. gray bodies*). Með einfaldri varmafræðilegri röksemdarfærslu má sýna að $\epsilon_v = a_v$ sem kallað er lögmál Kirchhoffs⁶. Með lögmál Kirchhoffs að vopni getum við fundið geislunarljóma tiltekins loftmassa sem við nálgum sem svarthlut. Lögmálið byggist á staðbundnu varmajafnvægi í tilteknu rúmmáli af gasi, þar sem hitastigið er einsleitt og geislunin einsátta. Þessi skilyrði eru uppfyllt þegar orkuskipti eru ráðandi með árekstrum sameinda í gasinu. Helstu sameindirnar í lofthjúpnunum sem skipta mestu máli við víxlverkun geislunar uppfylla þessi skilyrði við þrýsting hærri en 0.01 mb, sem er fyrir neðan 60 km hæð að jafnaði. Fyrir ofan 60 km hæð verður tíminn milli árekstra langur miðað við líftíma örvaðs ástands sameindanna og því gildir lögmál Kirchhoffs ekki þar.

⁶ Gildir ef tiltekin loftmassi er í staðbundnu varmajafnvægi (*e. local thermodynamic equilibrium*).

Hlutfallsleg breyting geislunarstyrks í geislaknippi við að ferðast í svarthlut gegnum þykkt ds vegna útgeislunar (jafna (22)) verður því

$$\frac{dI_v^e}{L_{vB}} = \frac{\rho j_v ds}{L_{vB}} = d\varepsilon_v = da_v = \rho k_{av} ds \quad (27)$$

þar sem við höfum notað lögmál Kirchhoffs. Það skal tekið fram að jafna (27) gildir fyrir geislun í svarthlut þar sem samkvæmt skilgreiningu er engin dreifing. Jafna (27) gefur okkur fyrir svarthlut að

$$j_v = k_{av} L_{vB} \quad (28)$$

sem þýðir að heildarbreyting geislunarstyrks í geislaknippi við að ferðast gegnum lag af þykkt ds í svarthlut verður

$$dI_v = dI_v^a + dI_v^e = \rho k_{av} ds \left(-L_{vB} + \frac{j_v}{k_{av}} \right) = 0 \quad (29)$$

Í raunverulegu efni verður að reikna með dreifingu. Geislun sem dreifist með tíðni ν í stefnu geislaknippis kemur því fram í útgeislunarstuðlinum j_ν sem útgeislun í efninu.

3.3 Dreifing

Ásamt ísogi og útgeislun verður einnig að taka með breytingar í geislunarorku geislaknippis sem ferðast gegnum efni, vegna dreifingar. Með dreifingu er átt við geislun sem efnið gleypir og geislar út aftur í allar áttir. Safn sameinda hefur þann eiginleika að geta flutt orku til sem varmaorku með árekstrum ásamt því að hafa rafeinda-, titrings- og snúningsorkustig. Þegar ljóseind örvar sameind, getur sameindin losað sig við orkuna aftur með því að hrörna niður í grunnástand eða rekast á aðrar sameindir í umhverfinu. Kerfi sem víxlverkar við geislun getur því losað sig við orku með því að geisla út, sem myndi þá kallast dreifð geislun. Geislunarorka getur því dreifst út úr geislaknippi sem ferðast gegnum efni en aftur á móti getur hluti geislunarorkunnar sem dreifist haft sömu stefnu og geislaknippið og þar með hluti hennar birst aftur sem útgeisluð orka. Almenn getur dreifð geislun úr geislaknippi í stefnu $\hat{\Omega}'$ dreifst að hluta til í stefnu $\hat{\Omega}$ sem kæmi fram sem útgeisluð geislunarorka í því geislaknippi. Skilgreinum dreifingarstuðul k_{sv} sem lýsir hlutfallslegu flatarmáli sem fjarlægt er úr geislaknippinu vegna dreifingar. Þar sem áhrif ísogs og dreifingar er línulegt getum við einfaldlega lagt þessa þætti saman og skilgreint dofnunarstuðulinn $k_\nu = k_{av} + k_{sv}$. Fáum því almennari jöfnu með því að setja k_ν í stað k_{av} í jöfnu (14).

Í því tilviki þegar sameindirnar eru miklu minni en bylgjulengd geislunarinnar er dreifingin kölluð Rayleigh dreifing. Líkurnar á því að sameindir dreifi geislun aukast eftir því sem bylgjulengdin minnkar. Rayleigh dreifing skýrir því meðal annars hvers vegna dreifing bláa ljóssins er ríkjandi í lofthjúpnnum. Ennfremur sú staðreynd að lofthjúpurinn skuli hafa ljóshlið

sem spannar sýnilega sviðið gerir það að verkum að við sjáum bláan himinn þegar sólin er hátt á lofti og rauðan himinn þegar sólin er lágt á lofti. Fyrir sameindir sem eru á svipuðum stærðarkvarða eða stærri en bylgjulengd geislunarinnar er talað um Mie dreifingu sem skýrir til dæmis hvernig vatnsdropar í lofthjúpnunum dreifa geislun.

3.4 Færslujafna geislunar

Með því að gera ráð fyrir ísogi, dreifingu og útgeislun í efni fæst almenn jafna fyrir geislunarferli. Leggjum saman alla þessa þrjá þætti og fáum

$$dI_v = dI_v^a + dI_v^s + dI_v^e = -\rho k_v I_v ds + \rho j_v ds = \rho k_v ds (-I_v + \mathfrak{S}_v) \\ \Leftrightarrow \frac{dI_v}{\rho k_v ds} = -I_v + \mathfrak{S}_v \quad (30)$$

þar sem við skilgreinum svokallað uppsprettufall (*e. source function*) $\mathfrak{S}_v = j_v/k_v$. Við sjáum að fyrir svarthlut gildir að $k_v = k_{av}$ og þar með $\mathfrak{S}_v = L_{vB}$ samkvæmt jöfnu (28). Jafna (30) kallast færslujafna geislunar (*e. radiative transfer equation*). Hún er notuð í líkön til lausnar á geislunarferlum. Í almenna tilfellinu þegar um ísog, dreifingu og útgeislun er að ræða er nauðsynlegt að beita tölulegum aðferðum við lausn á jöfnu (30). Hins vegar má beita margvíslegum nálgunum til einföldunar ef ekki er krafist mikillar nákvæmni. Til dæmis getum við gert ráð fyrir lagskiptum lofthjúpi þar sem sveigju vegna kúlulögunar jarðar er sleppt. Einnig væri hægt að gera ráð fyrir einsleitum lofthjúpi og einsátta geislunarstyrk í láréttar stefnur (*e. horizontally homogeneous medium*). Með því að heilda yfir hálfhveli eins og gert er í jöfnu (10) getum við fundið geislunaraflið í stefnu upp og niður lofthjúpin, sem er oft ritað F_v^\uparrow og F_v^\downarrow . Til að tengja saman geislunarorkuna sem gleypist í efni og tilsvareandi upphitun notum við okkur annað lögmál varmafræðinnar á forminu

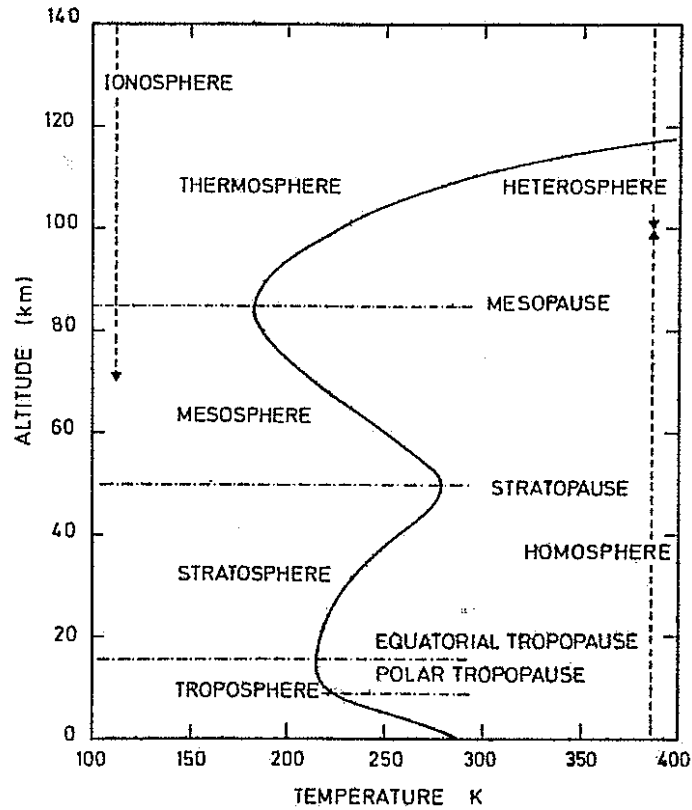
$$c_p dT - \alpha dp = \delta q \quad (31)$$

þar sem c_p er varmarýmd við fastan þrýsting, T er hitastig, $\alpha = 1/\rho$, p er þrýstingur og q er varmi. Í þunnu lagi af þykkt dz fæst því sambandið

$$\rho c_p \frac{dT}{dt} - \frac{dp}{dt} = \rho \frac{dq}{dt} = -\frac{dF}{dz} \quad (32)$$

Í þessum kafla höfum við leitt út almenna jöfnu fyrir geislunarferli (jafna (30)) og með einföldum nálgunum fengið samband milli hitastigs og geislunar. Með þessum fræðum er því mögulegt að skýra út lóðréttu hitadreifingu lofthjúpsins. Með einföldu dæmi sýndum við hvernig reikna mætti lagskiptingu lofthjúpsins. Mynd 7 sýnir hvernig hitadreifing lofthjúpsins

ákvarðar lagskiptinguna.



Mynd 7. Hitastigsbreytingar með hæð í lofthjúpnun (Brasseur & Solomon 1986).

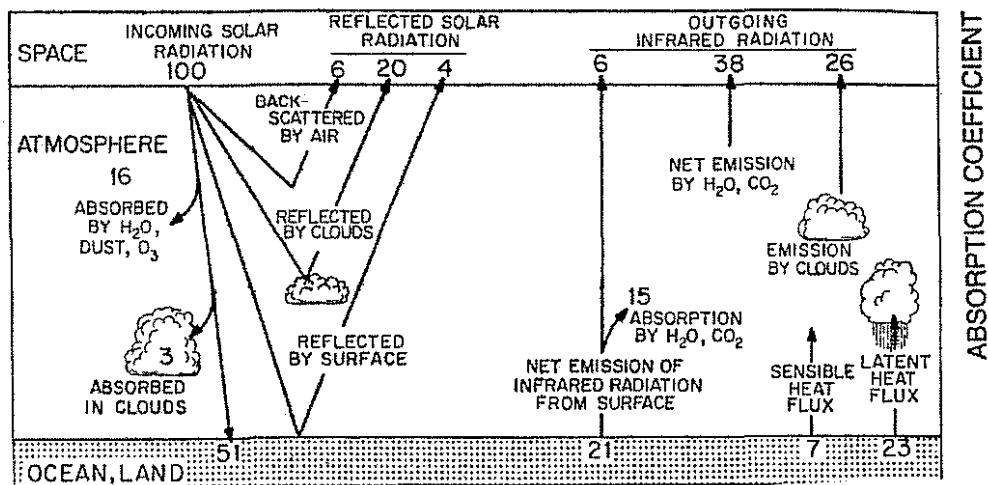
4 GEISLUN Í LOFTHJÚPI JARÐAR

Geislun gegnir veigamiklu hlutverki í orkubúskap jarðar og stuðlar að mörgum efnahvörfum í efri lögum lofthjúps. Hvað verður um geislunina í lofthjúpnun er háð tíðni og uppruna hennar. Mynd 8 sýnir á myndrænan hátt hvernig geislun víxlverkar við lofthjúpinn. Taka skal með fyrirvara hlutföllin sem gefin eru upp í myndinni þar sem víxlverkun stuttbylgna frá sólu og langbylgna frá jörðu við veðrahvolfið getur breyst mikið eftir því hversu þurr eða rakt loftið er. Við sjáum að sólin og jörðin eru meginuppsprettur geislunar sem víxlverka við lofthjúpinn (kafli 4.1 og 4.2).

Hentugt er að greina umfjöllun um geislun í lofthjúpnun í tvennt: sólgeislun og jarðgeislun. Þetta er mögulegt vegna mikils hitamismunar sólarinnar og jarðarinnar, þar sem sólin geislar eins og svarthlutur við hitastig $T_{sól} = 6000 \text{ K}$ og jörðin við hitastig $T_{jörð} = 288 \text{ K}$, sem samsvarar meðalhitastigi ljóshvolfs sólar⁷ og yfirborðs jarðar (mynd 10a). Vegna mikils hitamismunar verður frávik frá hámarksgildum toppanna (jafna (24)) það mikið að skörun orkurófanna við $4 \text{ }\mu\text{m}$ verður ekki marktæk. Þar með getum við einfaldað athugun okkar á

⁷ Geislunarorka frá sólu kemur aðallega frá ljóshvolfinu.

geislun í lofthjúpunum með því að skoða bylgjulengdir styttri en $4 \mu\text{m}$ þar sem sólgeislun er ráðandi og bylgjulengdir lengri en $4 \mu\text{m}$ þar sem jarðgeislun er ráðandi.

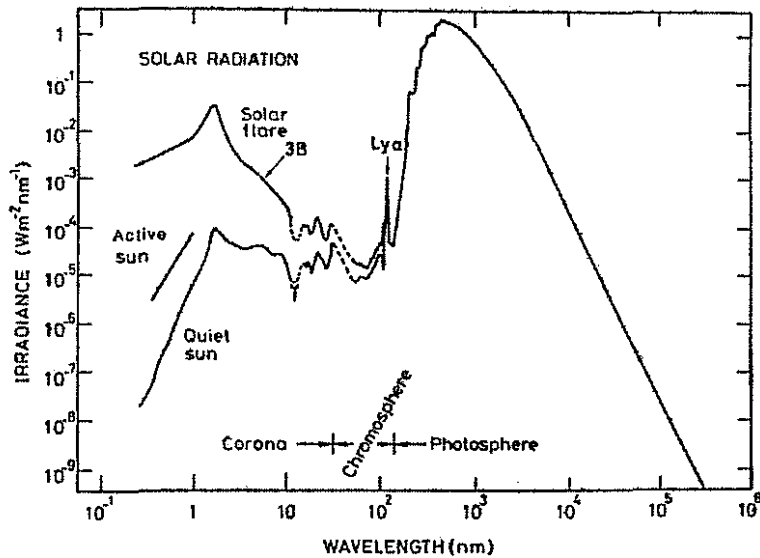


Mynd 8. Árleg meðalgeislun og hitajafnvægi í lofthjúpi jarðar miðað við 100 einingar sólgeislunar inn í lofthjúpin (Wallace & Hobbs 1977).

4.1 Sólgeislun

Myndun geislunar í sólinni er háð efnasamsetningu og eðlisfræðilegu ástandi lofthjúps hennar. Hægt er að mæla nákvæmlega geislunarróf sólarinnar fyrir utan lofthjúpin með gervihnöttum, en til þess að skilja hvernig geislunin verður til og hvað það er sem veldur breytingum í útgeisluninni fyrir viss tíðnibil er nauðsynlegt að skoða eiginleika lofthjúps sólar.

Sólin er aðalega samsett úr vetni og helín ásamt hlutfallslega litlu magni af þyngri frumefnum sem helst eru kalsín, járn, magnesín, ál og nikul svo eitthvað sé nefnt. Í kjarna sólarinnar er hitastigið talið vera allt að $2 \times 10^7 \text{ K}$ sem rekja má til myndunar helín vegna samruna vetniskjarna. Þessi orka er síðan geisluð nær yfirborði sólar með flóknum síendurteknum ísogs- og útgeislunarferlum. Mesta geislunarorkan (bylgjulengdir lengri en $0.3 \mu\text{m}$) sem nær til jarðar er upprunnin frá sýnilegu yfirborði sólar (ljóshvolf). Ljóshvolfið er um það bil $7 \times 10^5 \text{ km}$ frá miðju sólar og 1000 km þykkt. Í fyrstu nálgun geislar ljóshvolfið eins og svarthlutur með hitastig 6000 K . Geislun frá ljóshvolfinu er mjög stöðug, um er að ræða breytingar um örfá prósent í mesta lagi og þá helst á útfjólubláa sviðinu. Lithvolfið sem er næsta lag fyrir ofan ljóshvolfið gefur frá sér geislun sem er ráðandi fyrir bylgjulengdir styttri en $0.2 \mu\text{m}$, það er á útfjólubláa sviðinu og svo loks ysta lagið sem kallast kóróna geislar á útfjólubláa og röntgensviðinu, bylgjulengdir styttri en $0.05 \mu\text{m}$. Ólíkt ljóshvolfinu er útgeislun frá lithvolfi og kórónu að miklu leyti háð virkni sólarinnar. Helstu fyrirbæri sem hafa áhrif á virkni sólar eru sólblettir (*e. sunspots*) og sólkyndlar (*e. facula*). Nefna má 27 daga breytinguna vegna snúnings sólar sem veldur 1-2% flökti í útfjólubláa sviðinu. Einnig skal geta 11 ára sveiflu sólbletta sem hefur áhrif á útgeislun frá lithvolfi og kórónu og veldur um 6% sveiflu í útfjólubláa sviðinu. Breytingar á heildarútgeislun sólar vegna 11 ára sveiflunnar



Mynd 9. Ágeislun sólar sem fall af bylgjulengd fyrir venjulegt og truflað ástand (Brasseur & Solomon 1986).

eru hins vegar ekki nema um 0.1%. Þar sem sólarorka frá lithvolfi og kórónu er það lítið hlutfall af heildarorku sólar (um 2%), sem kemur, eins og getið er að ofan, aðallega frá ljóshvolfinu, hafa breytingar á geislun vegna virkni sólar nær engin áhrif á lofthjúp jarðar nema í efstu lögum. Mynd 9 sýnir styrk ágeislunar sem fall af bylgjulengd frá sólu við truflað og venjulegt ástand vegna virkni hennar.

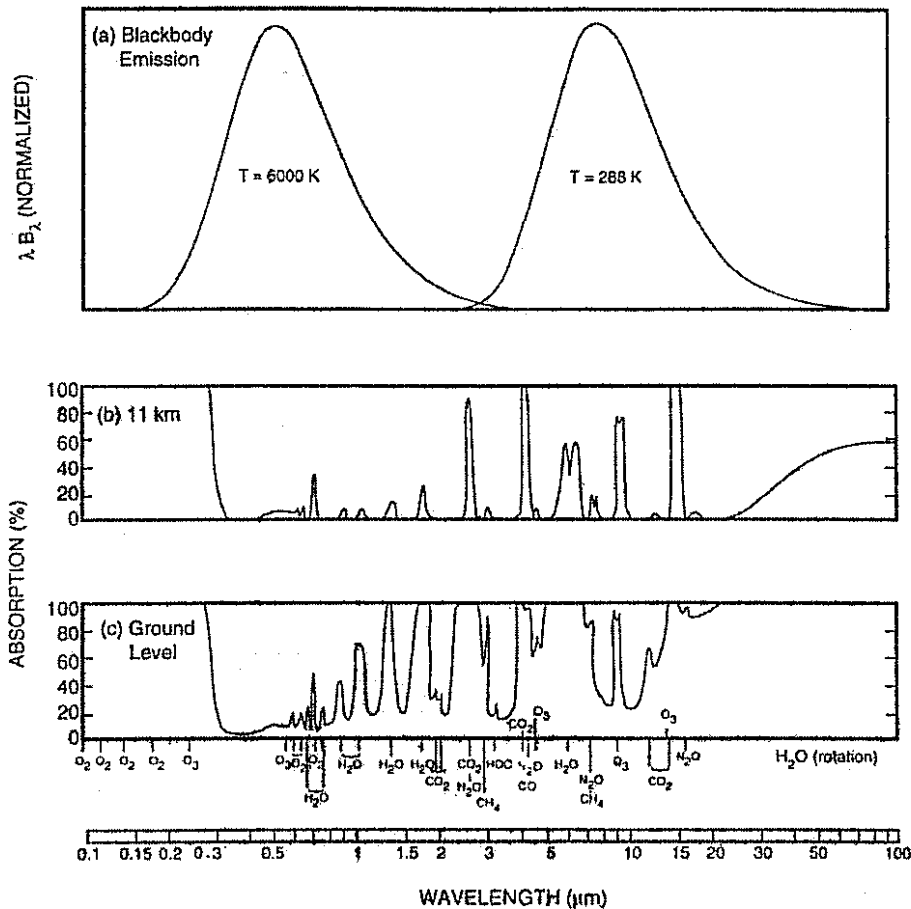
4.2 Jarðgeislun

Meðalhitastig yfirborðs jarðar er um það bil 288 K og er því útgeislun jarðar mest á innrauða sviðinu þar sem hámarksgildi útgeislunarinnar er í kringum 10 μm (mynd 10).

4.3 Afdrif geislunar í lofthjúpunum

Hvar hugsanlegt ísog geislunar verður í lofthjúpunum ræðst af tíðni hennar. Mynd 10 sýnir hlutfallslegt ísog sem fall af tíðni gegnum lofthjúpin efst niður í 11 km hæð og niður að yfirborði jarðar. Sjá má á þessu ísogsrófi marga flókna eiginleika í samspili lofthjúps og geislunar. Fyrst ber að nefna ísogsbreytinguna við 0.3 μm og ljóshliðið (*e. optical window*) sem lofthjúpurinn hefur gagnvart bylgjulengdum sem spanna meðal annars sýnilegt ljós. Síðan kemur í ljós flókið ísogsróf fyrir bylgjulengdir á innrauða sviðinu vegna víxlverkunar einna helst við H_2O , CO_2 og O_3 .

Eins og minnst er á að ofan er hentugt að aðgreina sólgeislun, $\lambda < 0.4 \mu\text{m}$, og jarðgeislun, $\lambda > 0.4 \mu\text{m}$. Í umfjölluninni að neðan munum við skoða hvað verður um geislunina í lofthjúpunum frá sólu og jörðu með þessa aðgreiningu í huga.



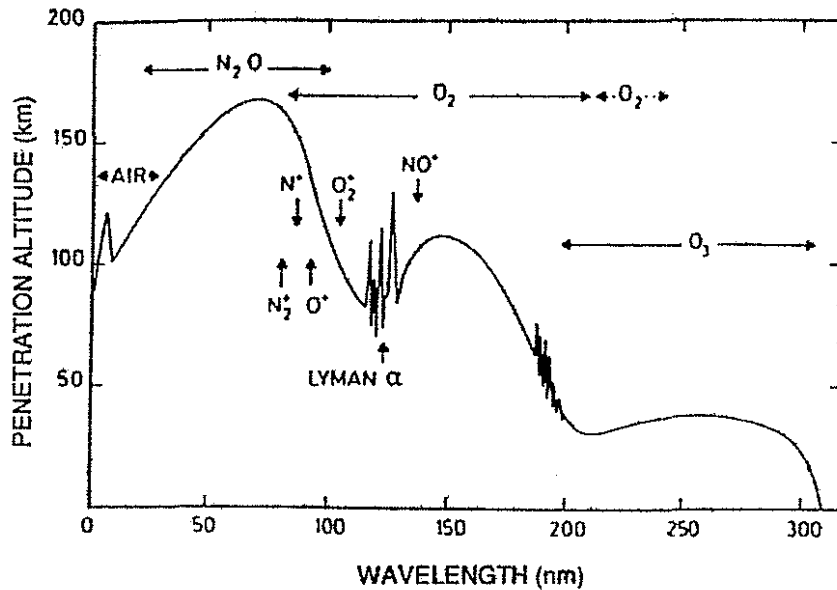
Mynd 10. (a) Svarthlutageislun frá svarthluti með hitastig sem samsvarar meðalhitastigi sólar og yfirborðs jarðar, (b) ísog sem fall af bylgjulengd með lóðréttum ferli efst í lofthjúpunum niður í 11 km hæð, (c) sama og í (b) nema við yfirborð jarðar (Salby 1996).

4.3.1 Sólgeislun með bylgjulengd styttri en $0.3\ \mu\text{m}$

Orkurík sólgeislun, $\lambda < 0.3\ \mu\text{m}$, er ekki nema um 2% af sólgeislun sem fellur á lofthjúp jarðar. Hún er gleypst ofarlega í lofthjúpunum þar sem hún veldur sundrun og jónun algengustu sameinda, svo sem O_2 og O_3 , og að einhverju leyti O og N_2 . Þetta hefur í för með sér að mjög lítill hluti útfjólublárra geisla, sem rekast á yfirborð lofthjúpsins, nær niður að veðrahvörfum.

Geislun með bylgjulengdir $\lambda < 0.1\ \mu\text{m}$ hefur nægjanlega orku til að jóna helstu sameindir efst í lofthjúpunum. Þessi geislun gleypist yfirleitt fyrir ofan 90 km þar sem það jónar einna helst N_2 , O_2 og O . Þetta gerist í svo kölluðum E - og F -lögum jónhvolfsins⁸ (mynd 11). Eftir því sem ofar dregur í lofthjúpunum verður það þynnra, sem hefur í för með sér minnkandi

⁸ Talið er að D-lag jónhvolfsins sé afleiðing þröngs ljóshliðs nálægt $0.12\ \mu\text{m}$ sem hleypir litlu magni af sólgeislun niður í 60 – 90 km lag þar sem það jónar NO .



Mynd 11. Innferðarhæð (e. penetration height) þar sem ísogsdýptin hefur gildið 1 fyrir stuttbylgjur frá sólinni. Helstu ísogssameindir eru sýndar (Salby 1996).

hitaleiðni. Ef varmajafnvægi á að geta haldist í tilteknu kerfi með tilliti til umhverfisins er nauðsynlegt að það skili út í einhverri mynd jafn mikilli orku og það tók við. Jónuð orkurík sameind⁹ í þunnu gasi getur einungis losað sig við orku með árekstri við aðrar sameindir í umhverfinu eða með ljómun. En þar sem gasið er þunnt fyrir ofan 90 km hæð í lofthjúpnunum er tíðni milli árekstra mörgum stærðarþrepum lengri en við yfirborð jarðar¹⁰. Til að varmajafnvægi sé fullnægt verður hitastigið að hækka mjög hratt með hæð svo að varmaflutningur niður á við, vegna hreyfingar sameinda milli laga, sé jafn hraður og sá varmi sem kemur vegna sólgeislunar efst í lofthjúpnunum. Afleiðingin verður hár lóðréttur hitastigull svo orkujafnvægi sé fullnægt. Þetta tiltekna svæði er kallað hitahvolf.

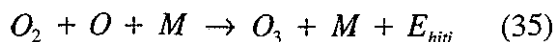
Geislar á bilinu 0.1 - 0.2 μm eru nær allir gleyptir í sundrunarferlinu



í 50–110 km hæð. Þessi framleiðsla súrefnisatóma hefur mikla þýðingu í mörgum efnahvörfum sem eiga sér stað í lofthjúpnunum. Dæmi um mikilvægi súrefnisatóma í lofthjúpnunum er framleiðsla á O_3 í efnaferlinu

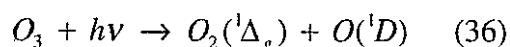
⁹ Ef orka geislunar er meiri en jónunarorka tiltekinnar sameindar fer umframorkan yfirleitt í að gefa rafeindinni og/eða sameindinni aukna hreyfiorku. Orkurík sameind í þessum skilningi hefur því einhverja hreyfiorku.

¹⁰ Meðalspölur (e. mean free path) er um það bil 10^{-7} m við yfirborð jarðar en um 1 m í 100 km hæð.

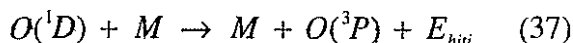


þar sem M er einhver sameind (einna helst O_2 eða N_2) sem tekur þá umframorku sem myndast við hvarfið og E_{hiti} er varmaorkan sem losnar í ferlinu vegna árekstra og orsakar hitastigsaukningu í lofthjúpunum. Meginhluti ósons í lofthjúpunum verður til á þennan hátt.

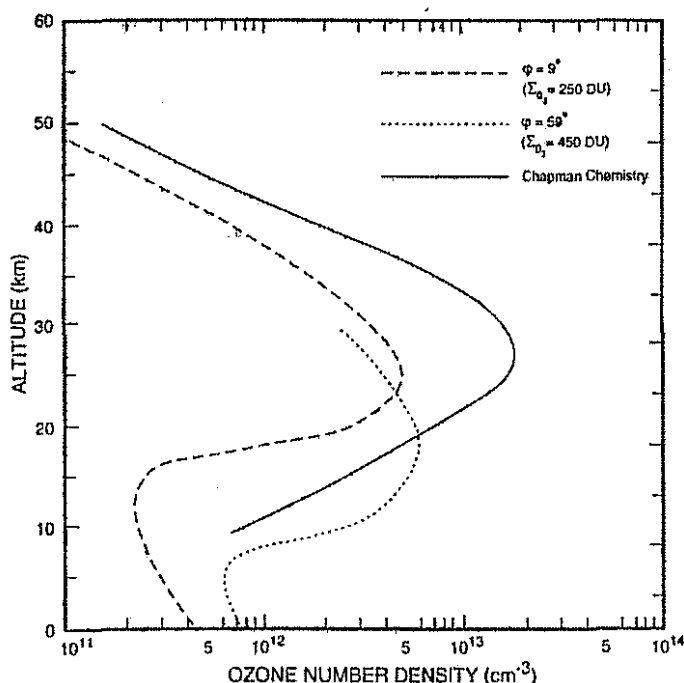
Útfjólubláir geislar á bilinu $0.2 - 0.3 \mu\text{m}$ komast hins vegar neðar í lofthjúpinn þar sem ósonlagið liggur í $20 - 30 \text{ km}$ hæð. Víxlverkun útfjólublárra geisla, með bylgjulengd styttri en $0.3 \mu\text{m}$, við óson má lýsa með



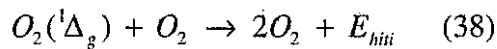
þar sem $O(^1D)$ er örvað súrefnisatóm sem losar sig við orku með ljómun eða með því að rekast á aðrar sameindir í umhverfinu sem annaðhvort örvast eða fá aukna hreyfiorku. Þegar upp er staðið hefur örvaða súrefnisatómið hrörnað niður í grunnástandið $O = O(^3P)$ og losað sig við orku sem fer í að hita umhverfið, það er varmaorka kerfisins eykst. Lýsum þessu ferli með



þar sem E_{hiti} er varmaorkan sem losnar við ferlið. Örvaða súrefnissameindin $O_2(^1\Delta_g)$ getur hrörnað annaðhvort með ljómun eða með ferlinu

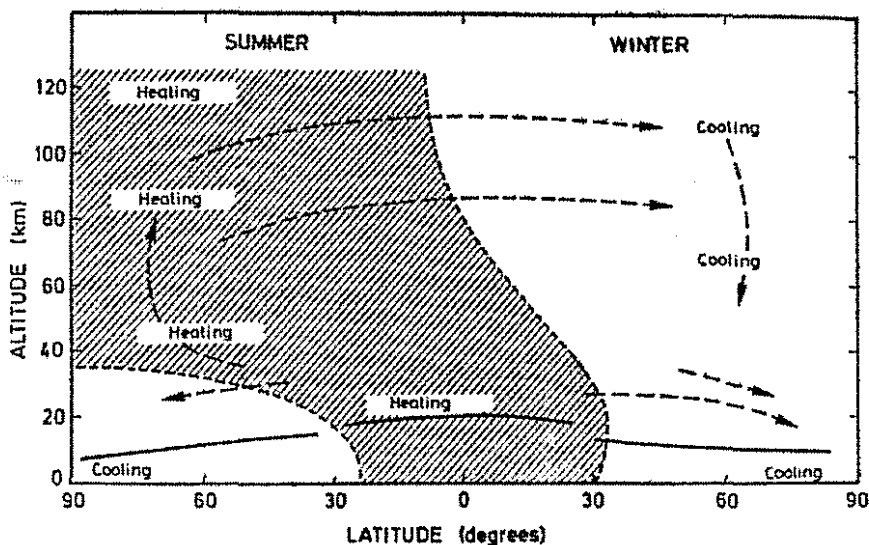


Mynd 12. Lóðrétt dreifing ósons reiknuð út með líkani sem gerir ráð fyrir ljósefnafræðilegu jafnvægi (—), mæld við hvarfbaug (---) og á norðurhveli (···) (Salby 1996).



sem einnig felur í sér losun varmaorku í umhverfið. Því sést að í ferlunum sem jöfnur (35) og (36) lýsa, verður engin heildarefnafræðileg breyting heldur einungis ísög geislunar og varmaflutningur inn í kerfið. Þetta ferli gerir það að verkum að nánast öll útfjólublá geislun á bilinu 0.2 – 0.3 μm gleypist í um 50 km hæð. Eins og sjá má á mynd 11 á hámarksísög á þessu bylgjulengdarbili sér stað í um 50 km hæð, sem endurspeglast í hámarkshitastigi sem skilgreinir heiðhvörfin (mynd 7). Hins vegar er hámarksþéttleiki ósons eitthvað neðar en 25 km. Dreifing ósons með hæð ákvarðast af samspili efnaferla og geislunar ásamt vindum og tilfærslu vegna hitamismunar. Nægir að skoða tvo fyrstu þættina til að skýra út í grófum dráttum hvernig þéttleiki ósons breytist með hæð. Mynd 12 sýnir þrjá ferla sem lýsa dreifingu ósons með hæð. Aukning ósons, frá 50 km niður í 30 km, kemur til vegna fjölgunar súrefnissameinda. Þéttleiki lofts og þar með þéttleiki súrefnissameinda eykst og sundrun súrefnissameinda minnkar eftir því sem neðar dregur vegna dofnunar geislunar gegnum lofthjúpinn (jöfnur (15) og (34)). Þessir þættir verða til þess að stuðla að aukningu ósons í ferlinu sem jafna (35) lýsir. Á móti kemur að sundrun súrefnissameinda minnkar og því er framboð súrefnisatóma minna. Þegar skortur á þeim fer að segja til sín, til að viðhalda framleiðsluferli ósons, verður hröð minnkun á ósoni fyrir neðan 30 km hæð. Hæðarmismunurinn milli hámarksísogs útfjólublárra geislunar og hámarksþéttleika ósons endurspeglar hversu vel ósonið gleypir þessa geislun. Skoða þarf öll helstu efnaferli sem stuðla að framleiðslu og eyðingu ósons ef finna á samband milli þéttleika ósons og súrefnis. Með því að gera ráð fyrir jafnvægi milli svokölluðu oddstæðu súrefnisfjölskyldunnar (e. *odd oxygen family*) $O_x = O + O_3$ má leiða út sambandið

$$[O_3] \propto [O_2] \cdot [M]^{1/2} \quad (39)$$



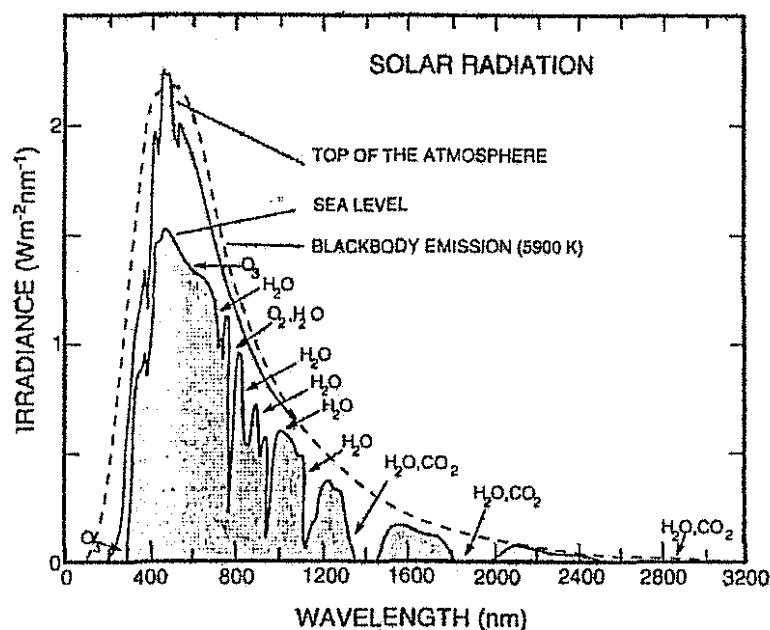
Mynd 13. Lóðréttur þverskurður í lengdarbaugsstefnu (e. meridional circulation) sem sýnir hringrás loftstrauma vegna upphitunar á sumarmhveli jarðar vegna ósons (Brasseur & Solomon 1986).

þar sem [] er látið tákna þéttleika. Vindar og varmastreymi hafa áhrif á dreifingu ósonlagsins umhverfis jörðina. Hins vegar mælist óson að jafnaði mest við miðbaug jarðar. Skýringin felst í því að sólgeislun er að jafnaði mest við miðbaug. Ósonlagið við miðbaug streymir síðan til norðurs og suðurs. Á sumarrhveli jarðar verður upphitun vegna sólgeislunar mest en minnst á vetrarhveli. Við upphitunina streymir loft frá heiðhvolfinu upp og leitar í átt til vetrarhvels þar sem það stígur niður og kólnar (mynd 13). Þetta er dæmi um hringrás loftstrauma sem stjórnast af sólgeislun. Hitamismunur skapast vegna upphitunar ósonlagsins í um 50 km hæð þar sem styrkur sólgeislunar í lofthjúpunum er sífellt að breytast vegna afstöðu sólar og jarðar.

4.3.2 Sólgeislun með bylgjulengd lengri en 0.3 μm

Sólgeislar með $\lambda > 0.3 \mu\text{m}$, sem er um 98% af sólgeislun sem fellur á lofthjúp jarðar, verða fyrir litlu ísogi fyrir ofan veðrahvörf. Athyglisvert er að ísog er hverfandi á sýnilega sviðinu í öllum lofthjúpunum og er þetta ljóshlið staðsett þar sem útgeislun sólarinnar er mest. Sólgeislun með $\lambda > 0.35 \mu\text{m}$ víxlverkar aðallega við vatngufu í veðrahvolfinu. Hversu mikið ísog verður getur breyst úr því að vera nokkur prósent í þurru heiðskíru lofti upp í það að vera stórt hlutfall af innfallandi geislun í röku skýjuðu lofti. Einnig skal bent á að sólarhæð breytir miklu um hversu mikil geislun nær til yfirborðs jarðar.

Mynd 14 sýnir samanburð á ágeislunarrófi sólar efst í lofthjúpi jarðar og við yfirborð jarðar ásamt ágeislunarrófi fyrir svarthlut við hitastigið 6000 K. Helstu sameindir sem valda ísogi eru einnig sýndar. Næstum helmingur sólgeislunar sem nær niður til yfirborðs kemur gegnum ljóshliðið á sýnilega sviðinu.



Mynd 14. Sólgeislun efst í lofthjúpunum (samfellda línan), sólgeislun sem nær niður á yfirborð jarðar (skyggða svæðið) og svarthlutageislun við hitastig $T=6000 \text{ K}$ borið saman. Helstu ísogssameindir eru sýndar (Salby 1996).

4.3.3 Jarðgeislun

Ísog geislunar frá yfirborði jarðar er mikið neðst í veðrahvolfinu þar sem víxlverkun við sameindirnar H_2O , CO_2 og O_3 skiptir mestu máli. Það eru einungis tvö mjó ljóshlið sitt hvoru megin við 10 μm þar sem geislunin kemst nær óhindruð gegnum lofthjúpin (mynd 10). Ísog í skýjum er mikið á innrauða sviðinu og virka þau því eins og einangrarar sem stuðla að gróðurhúsaáhrifum (e. *greenhouse effect*). Geislun frá yfirborði jarðar gengur í gegnum síendurtekið ísog og útgeislun og nær einhver hluti geislunarinnar loks að sleppa út í geiminn. Stærsti hlutinn af geislun yfirborðs jarðar sem nær út í geiminn kemur frá gösum (til dæmis vatnsgufu eða skýjum) ofarlega í veðrahvolfinu þar sem hitastigið er töluvert minna en við yfirborðið. Þetta hefur í för með sér að jörðin virðist geisla við lægra hitastig en 288 K. Til að leiðrétta fyrir þessu yrði virka hitastigið (e. *effective temperature*) um það bil 255 K. Þetta ferli gerir það að verkum að hitastig yfirborðs jarðar er hærra en það væri án lofthjúpsins. Þessi gildra fyrir langar bylgjulengdir er það sem oft er kallað gróðurhúsaáhrif. Með aukinni framleiðslu manna á gróðurhúsaefnum, einna helst CO_2 vegna brennslu eldsneytis, og eyðingu skóglenda, er maðurinn að stuðla að auknum gróðurhúsaáhrifum og þar með hækkandi hitastigi á jörðinni. Hins vegar stuðlar H_2O mest allra sameinda í lofthjúpinum að gróðurhúsaáhrifum (mynd 10), en það er sú gríðarlega aukning á CO_2 í lofthjúpinum á stuttum tíma sem áhyggjur beinast helst að, þar sem vitað er að styrkur CO_2 var nokkuð stöðugur í lofthjúpinum áður en maðurinn fór að láta til sín taka.

5 LOKAORÐ

Í þessari ritgerð hefur víxlverkun geislunar við lofthjúp jarðar verið tekin fyrir. Vandasamt er að fjalla um viðfangsefni sem þetta í stuttri ritgerð þar sem um er að ræða flókið og viðamikilið efni. Það er því ógjörningur að minnast á alla þætti vandamálsins og því nauðsynlegt að draga fram það sem mestu máli skiptir. Mikilvægi þess að fjalla um fræðin finnst mér koma vel fram í þessu viðfangsefni. Skammtafræðin gerir okkur kleift að lýsa víxlverkun ljóss við sameindir og reikna ísogseiginleika efnis. Þessar upplýsingar eru nauðsynlegar við gerð geislalíkana. Lögmál um geislunarferli er leið til að lýsa hvernig víxlverkun geislunar við flókið kerfi, eins og lofthjúp jarðar, fer fram. Þegar geislun gleypist í efni verður upphitun. Þar með er mikilvægt að tengja saman geislunar- og varmaorku ef lýsa á öllu ferlinu. Þar sem jöfnur sem lýsa geislunarferli eru flóknar þarf að beita tölulegum aðferðum við lausn á almennum tilvikum. Hins vegar má beita nálgunum til einföldunar sem gert er í umfjölluninni um geislunarferli og sýnir það einfalt tilvik á hagnýtingu fræðanna þegar fengist er við lofthjúpin. Það kemur vel í ljós hversu vel hentar að nota eiginleika svarthlutageislunar til einföldunar við lýsingu á geislun frá sólinni, jörðinni og frá skýjum í lofthjúpinum. Það er lærdómsríkt að skoða hvernig geislunarjöfnurnar einfaldast þegar geislunarferli í svarthlut eru skoðuð.

Það er athyglisvert hversu stöðug útgeislun frá sólinni er þrátt fyrir mikla virkni vegna sólbletta og sólgosa. Virknin hefur að vísu mikil áhrif á orkuríka geislun frá sólinni en þar sem þeir eru örlítið brot af heildargeisluninni eru áhrifin vegna þessa á lofthjúp jarðar

óveruleg. Það er einnig merkilegt að sýnilegt ljós skuli komast nær óhindrað gegnum lofthjúpin. Kemur þessi eiginleiki vel í ljós í ísogsrófum fyrir hann.

Geislun í lofthjúpunum spilar stórt hlutverk í orkubúskap jarðar. Þetta kemur fram í því hvernig geislunin stjórnar hitadreifingu lofthjúpsins með hæð sem lagskiptingin byggist á. Það er skemmtilegt hvernig þessi hegðun kemur fram þegar við skoðum einfalt tilvik þar sem Beers-Lambertlögmálið gildir. Einnig er hegðun ósonlagsins gott dæmi um hvernig sólgeislun nær að stýra hringrás loftstrauma lofthjúpsins.

Þegar afdrif sólgeislunar eru skoðuð er megináherslan lögð á ferlið sem snýr að ósonlaginu í heiðhvolfinu. Í ferlinu kemur það helsta fram sem geislun hefur áhrif á í lofthjúpunum: efnahvörf, upphitun og loftstreymi. Hins vegar má ekki gleyma að stærsti hluti sólgeislunar sem rekst á lofthjúpin kemst niður í veðrahvolf. Vatnsgufa, óson og koldíoxíð eru mikilvægustu efnin við víxlverkun geislunar þrátt fyrir að þau séu í hlutfallslega litlu magni í lofthjúpunum. Vatn og óson hafa nokkuð sérstaka eiginleika hvað geislun í lofthjúpunum varðar þar sem dreifing þeirra stjórnast af geislun.

Jarðgeislun verður fyrir miklu ísogi strax við yfirborð jarðar og leikur vatnsgufa þar stærsta hlutverkið. Hversu mikil jarðgeislun kemst alla leið gegnum lofthjúpin er mjög háð dreifingu vatnsgufu og skýja sem hefur áhrif á upphitun lofthjúps.

Eins og kemur fram í upptalningunni að ofan er ljóst að geislun hefur mikil áhrif á lofthjúpin. Loftstraumar, efnahvörf og upphitun er það helsta sem geislun stjórnar í lofthjúpunum. Í ljósi þess hvað efni geta verið mikilvæg hvað varðar geislun þrátt fyrir lítið hlutfall, er ljóst að áhrifavaldar líkt og eldgos og umsvif mannsins geta haft afgerandi áhrif. Geislunarferli er því mikilvægur þáttur sem snýr að lofthjúpunum.

6 SUMMARY

In this thesis the radiation interaction with the atmosphere has been qualitatively discussed. The vastness and complexity of the subject makes a complete overview of the problem a very difficult task. In a short thesis like this it is necessary to picture the most important aspects of the subject, inevitably leaving out many gaps. The importance of thoroughly discussing the theory shows to be essential in developing the background needed. Quantum physics makes possible the description of the interaction of light with molecules and the calculation of the absorption properties of the material. This information is necessary to describe radiative processes. Laws governing in the radiative processes can be used to describe the interaction of radiation with a complex system like the atmosphere. Absorption of radiation in a medium will result in its warming. It is therefore important to find a relation between radiation and thermal energy, to accomplish a complete description of the process. The complexity of the governing equations makes the use of numerical methods admissible. However, by using appropriate approximations, there by simplifying the equations, one can qualitatively solve problems by hand. An example of this in the thesis is constructed for the atmosphere. The

properties of blackbody radiation are a useful tool when describing the radiation emission from the sun, earth and clouds in the atmosphere. It is demonstrative to see how the radiative equations are simplified when radiative processes in a blackbody are examined.

Violent transient solar activity associated with solstices and sunspots can have dramatic effects on high energy short wave radiation flux that reaches the earth. But since high energy radiation only consists of about 2% of the total solar radiation, the solar radiation emittance can be regarded very stable. The way visible light can travel nearly unaffected through the atmosphere is also noteworthy. This atmospheric window is easily seen in absorption spectrums for the atmosphere.

Radiation in the atmosphere is an important part of the earth's energy budget. The way radiation controls the atmospheric heat profile, which in turn decides the atmospheric stratification, clearly shows this importance. For a simple model of the atmosphere, where the Beers-Lambert law suffices, this behaviour becomes evident. The way solar radiation controls the ozone distribution in the stratosphere is also a good example of the driving force maintaining the general atmospheric circulation.

Main emphasis is on the process concerning the ozone layer in the stratosphere, when we deal with what happens to radiation in the atmosphere. This process reflects all of the important aspects concerning the effect radiation has on the atmosphere: chemical reactions, global warming and air circulation. It should be kept in mind that the majority of solar radiation that hits the atmosphere reaches the troposphere. Water vapour, ozone and carbon dioxide are the most important compounds in the radiative reaction scheme, even though their rate is a minute fraction in the atmosphere. Water and ozone have unique properties, in that their distribution is controlled by radiation.

Terrestrial radiation is absorbed substantially near the surface, water vapour being the main obstacle. The amount of terrestrial radiation reaching all the way through the atmosphere depends on the distribution of water vapour and clouds, which in turn effects the global warming of the atmosphere.

From what has been said above, it is obvious that radiation has a great effect on the atmosphere. Air circulation, chemical reactions and global warming are the main factors controlled by radiation. When taken into account the important role chemical compounds can play, despite low atmospheric ratios, it becomes clear why catastrophic events like volcanic eruptions and anthropogenic evolution can have a dramatic effect on the climate. Radiative processes are subjects of great importance regarding the atmosphere.

HEIMILDASKRÁ

Brasseur, G. & S. Solomon 1986. *Aeronomy of the middle atmosphere* (second edition). D. Reidel Publishing Company.

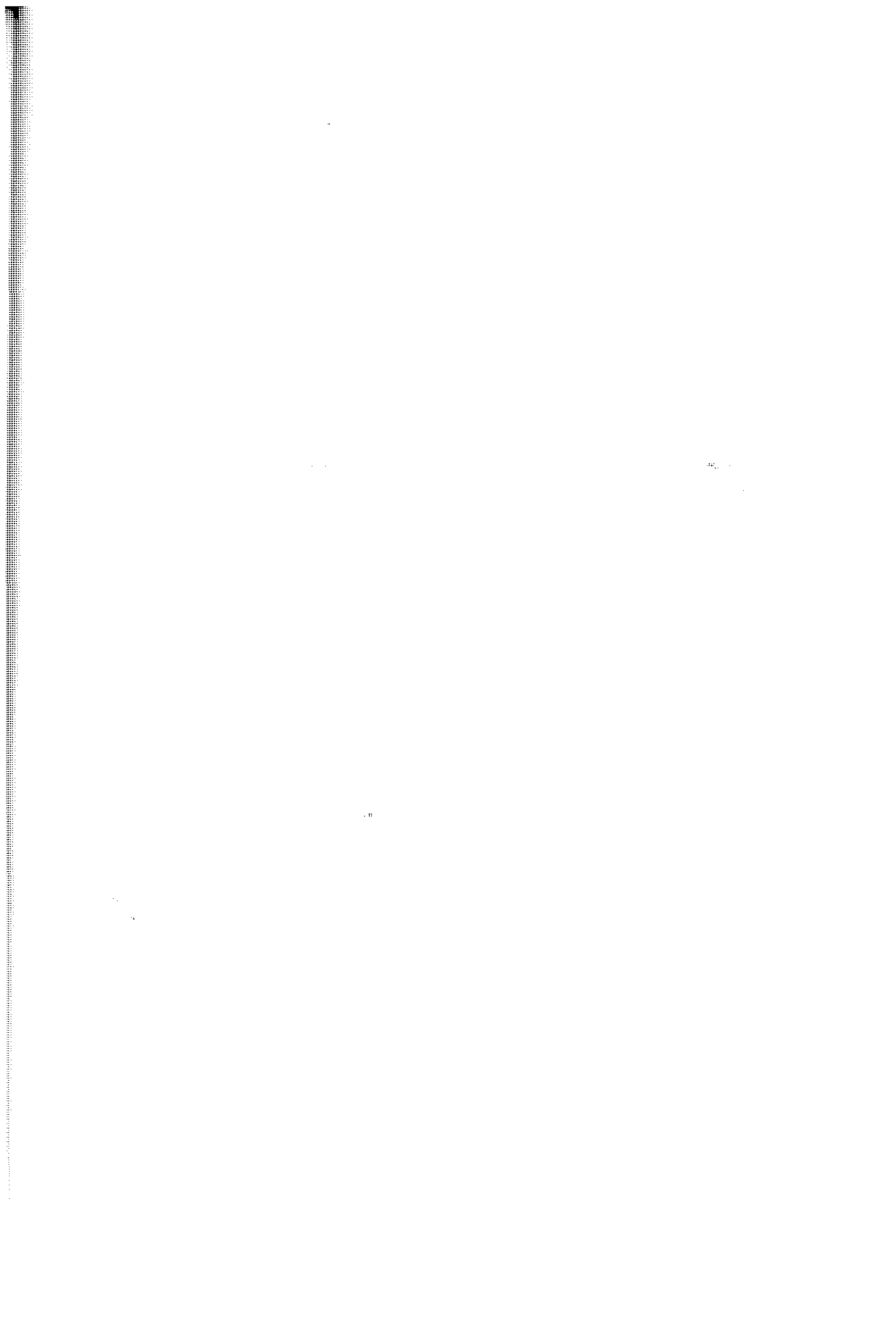
Chandrasekhar 1960. *Radiative transfer*. Dover Publications.

Craig, R.A. 1965. *The upper atmosphere; meteorology and physics*. International Geophysics Series, vol 8. Academic Press.

Liou, K.-N. 1980. *An introduction to atmospheric radiation*. Academic Press.

Salby, M.L. 1996. *Fundamentals of atmospheric physics*. Academic Press.

Wallace, J.M. & P.V. Hobbs 1977. *Atmospheric science: an introductory survey*. Academic Press.



ÁHRIF ELDGOSA Á VEÐURFAR JARÐAR

Arnar Hjartarson

1 INNGANGUR

Eldgos og veður eru hugtök sem hver Íslendingur þekkir. En hafa eldgos einhver áhrif á veðurfar? Svarið er já og í þessari ritgerð mun á einfaldan hátt útskýrt hvernig. Fjallað verður um muninn á súrum og basískum kvikum en þær stjórna virkni eldgosa og ráða efnasamsetningu gosgufanna. Einnig verður fjallað um brennisteinssýrusvifagnir, áhrif þeirra og dreifingu í heiðhvolfi lofthjúpsins. Að lokum verður sagt frá tveimur þekktum eldgosum og veðurfarsbreytingum í kjölfar þeirra.

2 ELDVIRKNI JARÐAR OG LOFTHJÚPURINN

Í þau 4.6 milljarða ára sem jörðin hefur verið til hefur eldvirkni verið að mynda hana og móta. Eldfjöll jarðar eiga mestan þátt í myndun hafsins og lofthjúpsins en þau losa mikið af vatnsgufu og öðrum gastegundum frá sér samfara eldgosum. Vatnsgufa þéttist og verður að úrkomu. Hún hefur með tímanum myndað höfin en í langan tíma var jörðin aðeins hulin koldíoxíðhjúp (CO_2). Með myndun lífsins á jörðinni tóku þörungar að mynda súrefni með ljóstillífun og þar með óson (O_3) og ósonlag sem ver lifverur fyrir skaðlegum útfjólubláum geislum sólar. Eftir því sem súrefnið í lofthjúpunum jókst, þykknaði ósonlagið og gerði þróun lífsins mögulega að því marki sem við þekkjum það í dag. Talið er að fyrir 400 milljónum árum hafi lofthjúpur jarðar verið orðinn líkur því sem nú er.

Eldfjöll jarðar eiga ekki aðeins mikinn þátt í myndun lofthjúpsins heldur hafa gosgufurnar frá þeim mest áhrif allra þátta hér á jörðinni á veðurfar og tímabundnar veðurfarsveiflur. Þar eru hin svokölluðu gróðurhúsaáhrif af völdum mannsins ekki undanskilin.

Árið 1783 lagðist móðan frá Skaftáreldum yfir borgir Evrópu. Benjamín Franklín, sem þá var sendiherra í París, taldi að móðan væri komin frá eldgosu á Íslandi. Hugmynd Franklíns féll í glemsku eins og svo oft vill verða um hugmyndir sem eru á undan sinni samtíð. Árið 1883 bárust fréttir um heim allan af hrikalegu sprengigosi í Krakatá í Indónesíu. Rifjaðist hugmynd Franklíns þá upp fyrir mönnum því gosinu fylgdu stórar rykslæður sem bárust í loftinu víða um heim. Hugsuðu vísindamenn sér þetta sem fínkornótta ösku úr gosinu sem væri völd að ýmsum furðulegum ljósfræðifyribærum og veðurfarsbreytingum sem fylgdu í kjölfarið. Með aukinni þekkingu og rannsóknum á eldgosum jókst skilningur manna á þessu samspili elds og lofts.

Á sjötta áratugi þessarar aldar gerði Christian Junge, ásamt félögum sínum, mikilvæga uppgötvun; brennisteinssambönd safnast fyrir sem örsmáar svifagnir (*e. aerosol*) í lagi í heiðhvolfinu (*e. stratospheric sulfate aerosol layer*). Á undanförunum áratugum hefur vísindamönnum orðið það ljóst að þetta brennisteinsslag heiðhvolfsins er til komið vegna

eldgosa og er samsett aðallega úr brennisteinssýrusvifögnum (H_2SO_4). Það er magnið af brennisteinssamböndum sem losnar í eldgosum og berst upp í heiðhvolfið sem hefur úrslitabýðingu um breytingar á veðurfarinu. Þessar breytingar lýsa sér í kólnun og almennum óstöðugleika sem er ýmist staðbundinn eða hnattrænn og getur staðið yfir í eitt til fimm ár. Ekki verða veðurfarsbreytingar vegna allra gosa heldur skiptir stærð gossins, staður, stund og efnasamsetning kvikunnar veigamiklu máli.

Árin 1982 og 1991 urðu eldgos í eldfjöllunum El Chichón í Mexíkó og Pinatubo á Filippseyjum. Sú þekking sem vísindamenn búa yfir í dag um áhrif eldgosa á veðurfar jarðar er aðallega tilkomin vegna ítarlegra rannsókna á þessum eldgosum. Þó að beitt hafi verið nýjustu tækni nútímans er margt enn óljóst varðandi samspil eldgosa og veðurfars og kemur það til með að verða verðugt rannsóknarefni næstu áratugina.

3 ÁHRIF KVIKUGERÐAR Á HEGÐUN GOSS

Eins og þekkt er, eru eldgos af öllum stærðum og gerðum. Sum eru hljóðlát hraungos með þunnfljótandi kviku og litlum gosmekki meðan önnur gjósa seigari kviku með mikilli sprengivirkni sem getur tætt heilu fjöllin í sundur og sent mikinn gosmökk tugi kílómetra í loft upp. Það fer eftir efnasamsetningu kvikunnar hversu mikil virkni er í gosinu.

Efnasamsetning kviku getur verið mjög breytileg og henni er jafnan skipt í þrjá flokka: basíska, ísúra og súra kviku. Basalt er dæmi um basíska kviku, inniheldur minna en 52% kísilsýru (SiO_2) og er yfirleitt þunnfljótandi. Þegar kvika kemst upp á yfirborðið verður hún fyrir þrýstingslækkun og því losnar úr henni mikið magn lofttegunda. Í töflu 1 má sjá dæmigerða efnasamsetningu gosgufu basískrar kviku.

Tafla 1.

Aðalefni	% af rúmmáli	Snefilefni
H_2O	79.2	H_2S
CO_2	9.18	HF
SO_2	5.40	COS
H_2	4.56	NH_4
HCl	0.80	SiF_4
CO	0.68	S_2
N_2+Ar	0.18	CH_4

Andesít er ísúr kvika og inniheldur því á milli 52 og 65% kísilsýru en ísúr gos eru algeng í eldfjöllum sem staðsett eru á eyjabogum og á meginlöndum þar sem úthafsfleki treðst undir meginlandsfleka. Líparít er kvika sem inniheldur meira en 65% kísilsýru og er því súr. Þar sem súr kvika er mun meira seigfljótandi en sú basíska hefur hún mun meiri sprengivirkni og

Þeytir gosmekkinum miklu hærra í loft upp. Gjóskumyndun súrra gosa er einnig miklu meiri en basískra hraungosa. Basíska kvikan er mun járnríkari en sú súra og þar sem brennisteinn er leysanlegri í járnríkum kvikum inniheldur basalt mun meira af brennisteini en súru kvikurnar. Að jafnaði inniheldur basísk gosgufa meira en tíu sinnum meira af brennisteinsdíoxíði (SO_2) en súr gosgufa. Tafla 2 dregur fram þá þætti sem eru einkennandi fyrir basísk hraungos og súr ösku- og sprengigos.

Tafla 2.

Basísk hraungos	Súr ösku- og sprengigos
Punn kvika	Seig kvika
Lítill sprengivirkni	Mikil sprengivirkni
Lítill gjóskumyndun	Mikil gjóskumyndun
Lágur gosmökkur	Mjög hár gosmökkur
$10 \times \text{SO}_2$	$1 \times \text{SO}_2$

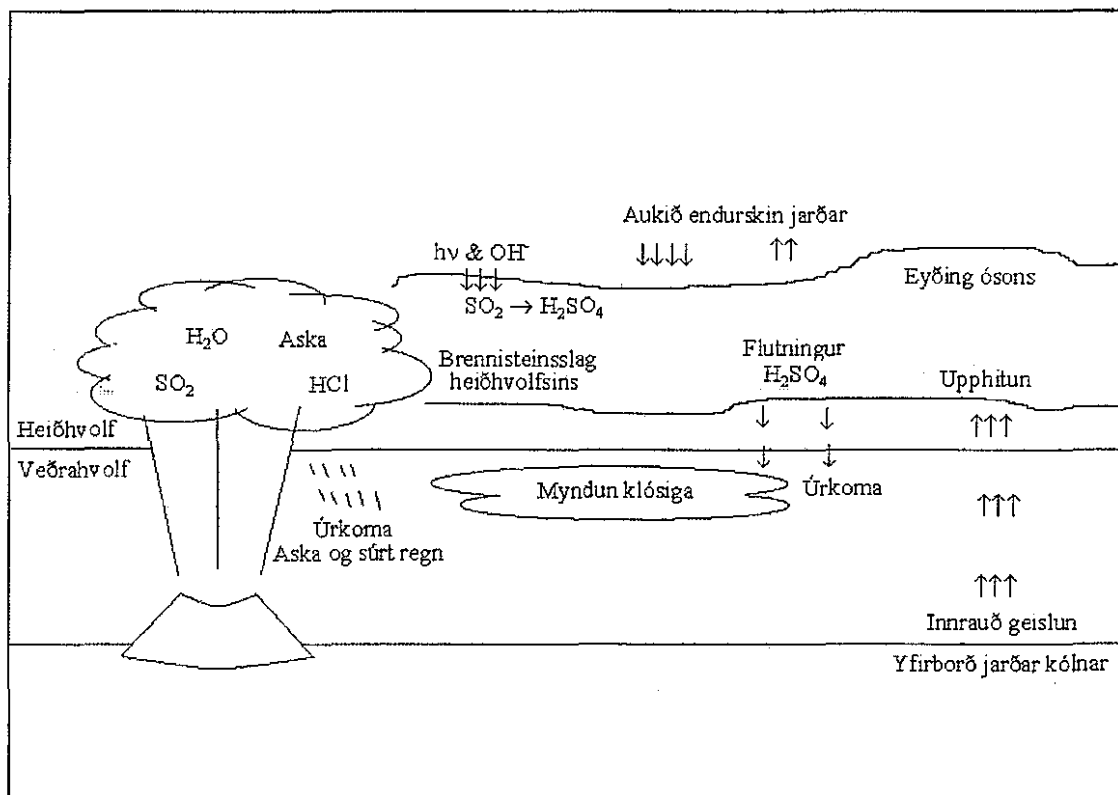
4 BRENNISTEINSSÝRUSVIFÖGNIN

Það eru sprengingarnar og hitauppreymið sem drífa gosmökkin upp í heiðhvolfið. Heiðhvolfið er það lag lofthjúpsins sem er ofan við veðrahvolfið og nær frá 10 til 15 km hæð upp í allt að 45 til 50 km hæð. Allra grófasta efnið fellur fyrst út úr gosmekkinum en það getur tekið fínustu öskuna nokkra mánuði að falla út berist hún upp í heiðhvolfið. Saltsýran (HCl) í gosmekkinum leysist upp í vatnsgufunni sem þéttist og fellur fljótlega sem úrkoma. Brennisteinsdíoxíð gengur í samband með hýdroxíðradíkal (OH) fyrir tilstuðlan geislunar frá sólu og myndar HSO_3 sem að endingu þéttist í brennisteinssýrusvifögn. Efnahvarfið gerist ekki í einni svipan en talið er að það taki um 30 daga að mynda HSO_3 sameind og að magn brennisteinssýrusvifagna í heiðhvolfi nái hámarki þremur mánuðum eftir að gosi lýkur. Brennisteinssýrusvifögnin er í raun agnarlítill dropi með brennisteinssýrusameindum og vatni en hvernig hann myndast er ekki fullkomlega vitað.

Það sem er einkennandi fyrir heiðhvolfið er að hiti breytist mjög lítið með hæð og er því mjög lítil lóðrétt hreyfing á loftinu. Berist svifagnir upp í heiðhvolfið, safnast þær þar saman í láréttum lögum. Jafnvel hinir öflugustu stormar ná ekki að hræra nema rétt í neðsta hluta heiðhvolfsins þar sem þeir deyja út. Sum svifagnalög geta því verið mjög langlíf. Með tímanum falla svifagnirnar niður í veðrahvolfið vegna myndunar skýja, úrkomu, þyngdarafis jarðar og niðurstreymis loftmassa. Til viðmiðunar má benda á að tveimur og hálfu ári eftir að gosinu í Pinatubo lauk hafði heildarmagn brennisteinssýrusvifagna minnkað um 75%. Í veðrahvolfinu falla gosefnin fyrr úr lofthjúpunum en í heiðhvolfinu vegna meiri úrkomu og hinum miklu lóðréttu hreyfingum sem einkenna veðrahvolfið. Nái gosmökkurinn ekki upp í heiðhvolfið eyðist hann mun fyrr úr lofthjúpunum.

Brennisteinssýrusvifagnir endurkasta auðveldlega sólarljósi en eru jafnframt gleypnar á innrauða geislun. Þetta leiðir til þess að þegar brennisteinsslagið þykknar verður endurskin jarðar meira og færri geislar ná til jarðar. Þetta hefur áhrif á orkubúskap jarðar á þann hátt að yfirborð hennar fær minni varma í formi sólarljóss en brennisteinsslagið drekkur í sig varma á formi innrauðrar geislunar sem berst upp frá jörðinni og frá sólu. Yfirborð jarðar kólnar en brennisteinsslagið hitnar. Það er þessi hitamunur og ójafnvægi sem valda köldu og óstöðugu veðurfari í kjölfar eldgosa sem losa mikinn brennistein í heiðhvolfið. Ekki er almennt vitað hver kólnunin er við yfirborð jarðar en brennisteinsslagið hitnaði um 3.5 K eftir gosið í Pinatubo.

Eftir gos getur magn brennisteinssýrusvifagna í heiðhvolfinu verið það mikið að það trufli ýmis efnafræðileg ferli sem eiga sér stað í lofthjúpunum. Klóríðsameindir í heiðhvolfinu eru mikilvirkar í eyðingu á ósoni og brennisteinssýrusvifagnir virka sem nokkurskonar hvatar á þessa eyðingu; svifögnin eykur nýtni niðurbrots klóríðsameindarinnar sem á sér stað á yfirborði svifagnarinnar. Eftir því sem brennisteinsslagið er þykkara er virkt flatarmál allra svifagna meira sem leiðir til aukinnar eyðingar á ósoni. Þetta ferli er svipað því sem á sér stað yfir Suðurskautslandinu og myndar ósongatið þar. Munurinn er hinsvegar sá að í síðara tilvikinu eru það agnir í heimskautaskýjunum í heiðhvolfinu sem gefa klóríðsameindunum niðurbrotsfleti. Til að gefa mælikvarða á þessari auknu eyðingu ósons má nefna að þykkt ósonlagsins yfir hitabeltinu minnkaði um 6 til 8% í kjölfar eldgossins í Pinatubo.



Mynd 1. Yfirlit um myndun og eyðingu brennisteinssýrusvifagnar og þau áhrif sem hún hefur í lofthjúpunum (McCormic & Thomason 1995).

Þó að áhrif brennisteins í heiðhvolfinu séu ekki mjög jákvæð, litið með augum mannskepnunnar, má benda á ein jákvæð áhrif. Komið hefur í ljós að meðan gosefnin voru í loftinu eftir gosið í Pinatubo, mældist tímabundið heldur minna af mikilvirkum gróðurhúsalofttegundum svo sem koldíoxíði, metani (mýrargasi CH_4), dínituroxíði (N_2O) og kolmónoxíði (CO). Ástæðan fyrir þessum breytingum er enn í rannsókn og ljóst er að enn er margt á huldu varðandi efnafræði lofthjúpsins.

Á mynd 1 má sjá yfirlit yfir myndun og eyðingu brennisteinssýrusvifagnar og þau áhrif sem hún hefur í lofthjúpnunum.

5 DREIFING GOSEFNA Í LOFTHJÚPI JARÐAR

Það eru vindar heiðhvolfsins sem bera svifagnirnar um allan heim en þeir eru eins og önnur fyrirbæri lofthjúpsins breytilegir í tíma og rúmi. Því skiptir árstími sem og staðsetning máli varðandi dreifingu svifagnanna í heiðhvolfinu. Eldgosin í El Chichón og Pinatubo kenndu vísindamönnum margt um dreifingu gosefna í lofthjúpnunum því fylgst var nákvæmlega með því hvernig gosmekkirnir dreifðust. Það var gert með sólgeislunarmælum, fjarkönnun gervihnatta og ýmsum svifagnateljurum sem komið var upp í heiðhvolfið með loftbelgjum eða flugvélum. Svokölluð *lidar* tækni var einnig mikið notuð en þá er mælt hversu mikill hluti af þúlsí leysigeisla endurvarpast af lofthjúpnunum. Með því að bera það saman við „venjulegt ómengið“ endurvarp fæst mælikvarði á aukningu svifagna í lofthjúpnunum.

Að meðaltali eru austur-vestur vindar um tífalt meiri en vindar í norður-suður stefnu. Þetta kemur skýrt í ljós þegar fylgst er með dreifingu gosefna í lofthjúpnunum eftir eldgos. Verði gos í hitabeltinu tekur það þau um það bil þrjár til fjórar vikur að berast í kringum hnöttinn um miðbaug. Efnin eru hins vegar mun lengur að berast út úr hitabeltinu en það er háð árstíma og vindum heiðhvolfsins yfir miðbaug hvort þau leita meira í norður eða suður. Þegar austanvindar eru ráðandi við miðbaug eru sterkir láréttir sviptivindar í heittempraða beltinu sem aðskilja austanvinda hitabeltisins og vestanvinda á vetrarhveli jarðar. Þessir sviptivindar (*e. wind shear*) hindra lárétta blöndun lofts og koma í veg fyrir að efnin berist til þess heimshluta þar sem vetur ríkir. Gosefnin berast því til norðurhvels ef að vetur er á suðurhveli og austanvindar ríkjandi við miðbaug. Ef vestanvindar eru hins vegar ráðandi við miðbaug eru lárétta sviptivindarnir ekki eins sterkir og gosefnin eiga því auðveldara með að berast til vetrarhvels. Þessar sveiflur milli austan- og vestanvinda í hitabeltinu eru kallaðar tveggja ára sveiflur (*e. quasi-biennial oscillations*). Þær ráða hringrásum í neðsta hluta heiðhvolfsins í hitabeltinu og hafa lotu í kringum 28 mánuði.

6 ÁHRIF ELDGOSA Á VEÐURFAR JARÐAR

Skaftáreldar hófust á hvítasunnudag þann 8. júní 1783, eitt mesta hraungos sem mannkynið hefur augum litið. Það stóð fram í febrúar 1784 en þá höfðu Lakagígur myndað 12 km^3 af hrauni sem þekur um 580 km^2 . Gosið í Lakagígum var basískt blandgos og gaus á 25 km langri sprungu. Yfir gosstöðvunum stigu háir gufubólstrar, hvítir að ofan og gráir í rót en frá

rennandi hraunám steig blágrá móðan sem Móðuharðindin eru kennd við og flestir Íslendingar hafa heyrt um eða lesið. Móðan lagðist yfir landið og skildi eftir sig sviðna jörð og gulnað gras. Hún barst yfir mestalla Evrópu og varð einnig vart í Asíu og Afríku. Gífurlegt magn af gosgufum barst út í andrúmsloftið sem leiddi til myndunar á 90 milljón tonnnum af brennisteinssýrusvifögnum, að því talið er. Þó að meginhluti þessa magns hafi verið bundinn við veðrahvolfið, er ljóst að nokkur hluti þess barst upp í heiðhvolfið. Afleiðingin var 1 K hitastigslækkun á norðurhveli. Ágúst mánuður ársins 1783 varð sá kaldasti frá upphafi vestrænnar byggðar í Nýja Englandi og í norðvestanverðum Bandaríkjunum og gerðust veður ýmist mjög heit eða mjög köld í Evrópu. Á Íslandi kom veturinn 1783-1784 snemma og varð bæði kaldur og úrkomusamur um allt land. Stanslaus kuldatíð ríkti frá desember og fram á vor. Um miðjan vetur barst hafís að landinu og lagðist að Norðurlandi og fór suður með Austurlandi. Ekkert lát varð á þeirri ótíð sem á undan hafði gengið því sumarið 1784 var kalt og úrkomusamt.

Tafla 3.

Eldgos [ártal og breiddar- gráða °N]	Rúmmál gosefna [km ³] og gerð goss	Hæð gosmakkar [km]	Heildarmagn H ₂ SO ₄ í heiðhvolfi [g]	Hitastigslækkun á norðurhveli ΔT [K]
Lakagígar 1783 64°N	12.3 basískt blandgos	?	9·10 ¹³ (einnig í veðrahvolfi)	≈ 1.0
Tambora 1815 8°S	≥ 150 súrt öskugos	> 40	5·10 ¹³	0.4 – 0.7
Krakatá 1883 6°S	≥ 10 súrt sprengigos	> 40	3·10 ¹²	0.3
El Chichón 1982 17°N	0.3 til 0.35 ísúrt ösku- og sprengigos	> 26	3·10 ¹²	0.4 – 0.6
Pinatubo 1991 15°N	-----	>30	3·10 ¹³	0.7

(ΔT er mismunur meðalhita ársins á undan og minnsta hita 1 til 3 árum eftir gos).

Þann 10. apríl 1815 hófst eitt mesta öskugos frá því að ísöld lauk fyrir um 10 þúsund árum. Það varð í eldfjallinu Tambora í Indónesíu og hófst með sprengingu og gífurlegu öskuregni, svo miklu og dimmu að dagur var sem nótt í um 600 km fjarlægð frá fjallinu. Talið er að

fyrsta sólarhringinn hafi fjallið spúð upp 150 km^3 af ösku og 25 km^3 af flikrubergi auk töluverðs magns af vikri. Þetta jafngilti því að 8 milljón m^3 af bergi hafi komið upp á sekúndu. Gosmökkurinn fór í að minnsta kosti 40 km hæð og það mikla magn af gosefnum sem upp fór í heiðhvolfið myndaði stórar slæður sem hringsóluðu um jörðina í nokkur ár á eftir. Talið er að heildarmagn brennisteinssýrusvifagna í heiðhvolfinu hafi verið um 50 milljón tonn , en það er þó ekki nema rétt rúmur helmingur þess magns sem var í andrúmsloftinu skömmu eftir gosið í Lakagígum. Áhrifin voru þau að meðaltalslækkun á hitastigi á norðurhveli er talin hafa verið um 0.4 til 0.7 K . Árið eftir kom vorið víðast hvar seint á norðurhveli og um sumarið gengu þrjár kuldabylgjur að norðan yfir Kanada og Nýja England, sem báru með sér snjó og frost. Á sama tíma dundu miklar rigningar á Evrópubúum, uppskera brást sem víða leiddi til matarskorts og ekki bætti úr skák að farsóttir breiddust út, en almenn neyð ríkti þá í Evrópu.

Áranna eftir gosið í Tambora er minnst í gömlum heimildum sem ára mikilla veðrafyrirbæra og einkennilegra birtuskilyrða og árið 1816 var oft kallað „árið þegar sumarið aldrei kom“.

Hér hafa verið gefin tvö dæmi um áhrif eldgosa á veðurfar en í báðum tilvikum var miklu magni af brennisteini dælt út í andrúmsloftið. Í töflu 3 má sjá samanburð á nokkrum gosum sem hér hefur verið minnst á.

Ef borin eru saman gosin í Krakatá og El Chichón sést að heildarmagn brennisteinssýrusvifagna er það sama, sem og hitastigslækkunin þó að rúmmál gosefna í Krakatá sé þrisvar sinnum meira. Þetta má útskýra með því að kvikurnar í El Chichón voru mun brennisteinsríkari en í Krakatá. Það er því ekki magn kviku sem skiptir höfuðmáli heldur efnasamsetning. Lítil brennisteinsrík sprengigos geta því haft jafn mikil áhrif á veðurfar eins og stór brennisteinssnauð sprengigos. Á hverri öld verða mörg lítil ísúr sprengigos eins og t.d. gosið í El Chichón 1982 og eru slík gos algengasta orsökina á þykknun brennisteinlagsins í heiðhvolfi jarðar. Því hefur einnig verið haldið fram að stór basísk flæðigos hafi mest áhrif allra gosa á veðurfar jarðar en engar rannsóknir eru til á áhrifum slíkra gosa því blessunarlega eru þau sjaldgæf.

Í töflu 3 kemur einnig fram að hitastigslækkun á norðurhveli eykst með auknu magni brennisteinssýrusvifagna í heiðhvolfinu. Rannsóknir á borkjörnum úr Grænlandsjökli og frá Suðurskautslandinu staðfesta þetta einnig. Þær sýna að í kjölfar mikillar aukningar á sýrustigi í úrkomu, sem rekja má til eldgosa, fylgir kólnun á loftslagi jarðar.

7 ÍSÖLD Í KJÖLFAR RISAGOSA?

Fyrir um 75 þúsund árum varð hrikalegt sprengigos í Indónesíu sem nefnt hefur verið Toba atburðurinn. Þá gaus Toba eldfjallið um 1.000 km^3 af ísúrri kviku á tveimur vikum. Ekki er vitað hve mikið af gosefnunum barst út í loftið en hins vegar má áætla það magn með því að bera það saman við þau gos sem við þekkjum. Ef að magn brennisteins í kvikunni hefur verið

svipað og í sprengigosinu í Krakatá er áætlað að magn brennisteinssýrusvifagna í heiðholfinu hafi verið um $5 \cdot 10^{15}$ g, þ.e. hundrað sinnum meira magn en myndaðist í gosinu í Tambora. Sem annað dæmi um hliðstæðan atburð mætti nefna Roza flæðigosið, sem átti sér stað fyrir um 14 milljón árum. Það myndar einn af mörgum hraunskjöldum í hinum frægu Columbia River-basaltstöflum. Talið er að í því gosi hafi um 700 km^3 af hrauni myndast á aðeins sjö dögum, en það þekur um 40.000 km^2 . Ef að kvika Roza gossins hefur haft svipað hlutfall af brennisteini og var í kvikunni frá Lakagígum má áætla að magn brennisteinssýrusvifagna hafi verið um $6 \cdot 10^{15}$ g, eða um sexþúsund milljón tonn.

Erfitt er að gera sér í hugarlund hversu miklar hamfarir svona gos eru en þó hafa vísindamenn verið að áætla hvaða áhrif þau hafa á loftþjúp jarðar. Líklegt er að þykkur hjúpur gosefna myndi umlykja jörðina og valda hnattrænni kólnun um nokkrar gráður. Jörðin yrði því köld og myrk og mannkynið þyrfti að horfast í augu við vanda sem það hefur aldrei kynnst áður. Hugmyndir hafa einnig verið á lofti um það að svona stór eldgos geti komið af stað keðjuverkun sem leiddi til annarrar ísaldar.

8 LOKAORÐ

Það er nú væntanlega ljóst að þykkun brennisteinsslagsins í heiðholfinu leiðir til hnattrænna breytinga á veðurfari í formi almennrar kólnunar og óstöðugleika. Þó að gos eins og gosið í Pinatubo 1991 geti valdið töluverðri kólnun á norðurhveli jarðar, þá verða áhrifin á samfélag nútímans ekki mikil miðað við þau áhrif sem slíkt gos hefði haft á samfélög fyrri alda. Maðurinn hefur með tímanum fjarlægst náttúruna og orðið óháðari dutlungum hennar þrátt fyrir að skilningur hans og þekking á þessum fyrirbærum fari ört vaxandi.

9 ENGLISH SUMMARY

Potential climatic impact of an eruption is not only determined of its size or intensity but mostly of the composition of the magmas. The type of magma controls the amount of sulfur rich volatiles in the eruptive plume and the type of eruption. The amount of sulfur volatiles injected into the stratosphere is a critical determinant of its atmospheric impact. Volcanological and atmospheric studies show that relatively small, but sulfur rich eruptions can have atmospheric effects equal to or even greater than much larger sulfur poor eruptions. Stratospheric dispersion of sulfur aerosol layers around the globe is discussed and climatic impacts of two well known eruptions are also viewed.

10 HEIMILDASKRÁ

Árni Daníel Júlíusson, Jón Ólafur Ísberg & Helgi Skúli Kjartansson 1989. *Íslenskur söguatlas frá öndverðu til 18. aldar I*. Reykjavík, Almenna bókafélagið.

Guðmundur Hálfðánarsson 1984. Mannfall í Móðuharðindum. Í: *Skaftáreldar 1783-1784*. Reykjavík, Mál og menning, 138-162.

- Kelly, P.M. & C.B. Sear 1984. Climatic impact of explosive eruptions. *Nature* 311, 740-743.
- McCormic, M.P. & L.W. Thomason 1995. The atmospheric effect of the Mt. Pinatubo eruption. *Nature* 372, 399-404.
- Níels Óskarsson, Karl Grönvold & Guðrún Larsen 1984. Móðan frá Skaftáreldum. Uppruni, magn og gerð. Mannfall í Móðuharðindum. Í: *Skaftáreldar 1783-1784*. Reykjavík, Mál og menning, 67-79.
- Rampio, M.R. & S. Self 1984. The atmospheric effect of El Chichón. *Scientific American* 250, 48-57.
- Rampio, M.R. & S. Self 1984. Sulphur-rich volcanic eruptions and stratospheric aerosols. *Nature* 310, 677-679.
- Rampio, M.R. & R.B. Stoters 1985. Climatic effect of volcanic eruptions. *Nature* 313, 272.
- Stoters, R.B. 1984. The great eruption of Tambora and its aftermath. *Science* 224, 1191-1198.
- Wallace, I.M. & P.V. Hobbs 1977. *Atmospheric science: an introductory survey*. Academic Press.



ALMENN HRINGRÁS LOFTHJÚPSINS OG KYRRSTÖÐUHÆÐIR

Hjalti Sigurjónsson

1 INNGANGUR

Frá aldaöðli hefur mannkynið átt líf sitt og afkomu undir veðrinu. Mennt hafa því alla tíð fylgst með veðri og þeir gleggstu lært að lesa komandi veðrabrigði úr því sem fyrir augu ber, svo sem skýjum. Þær spár ná hins vegar skammt fram í tímann, ef til vill klukkustundir eða í besta falli sólarhring. Þörf mannkynsins og forvitni hafa orðið til þess að til hefur orðið vísindagrein sem um þetta snýst, veðurfræðin. Talað er um tvær megingreinar veðurfræðinnar, synoptíska og aflfræðilega.

Aðalmarkmið aflfræðilegrar veðurfræði er að heimfæra lögmál eðlisfræðinnar upp á hreyfingar lofthjúpsins. Almennar hreyfilýsingar straumefna eru hins vegar afar flóknar og hegðun þeirra alls ekki útskýrð til fulls í öllum atriðum. Hins vegar má sýna fram á að lögmál, sem lýsa varðveislu massa, skriðþunga og orku, ákvarða fullkomlega tengsl milli þrýstings, hita og hraðasviða. Eins og gefur að skilja verða þau afar flókin þegar þeim er beitt á lofthjúp jarðarinnar í allri sinni dýrð og nauðsynlegt að gera ýmsar einfaldanir og nálganir til að hægt sé að leiða út líkingar fyrir hegðun hans. Ennþá er því margt óútskýrt og ekki útlit fyrir að veðurfræðinga þrjóti viðfangsefni í nánustu framtíð.

Nú er ætlunin að fara inn á svið aflfræðilegu veðurfræðinnar og skoða hina almennu hringrás lofthjúpsins og gefa nokkra yfirsýn yfir helstu þætti hennar og hugtök. Síðan verður fjallað um áhugaverð frávík frá hinni almennu hringrás, það er stöðugar hæðir eða blokkir, og greint frá helstu kenningum um orsakir og eðli þeirra.

2 ALMENNA HRINGRÁSIN

Hreyfingu lofthjúpsins má skipta í tvo víðfeðma flokka, sem báðir eiga rætur að rekja til utanaðkomandi varma sem hitar upp lofthjúpin, en mismikið frá einum stað til annars:

1. 98% af allri hreyfiorku lofthjúpsins liggur í hreyfingum sem beint eða óbeint eru drifnar af láréttum hitastigli (*e. heat gradient*). Nærri öll þessi orka er í vindasviði á synoptískum og hnattrænum stærðarkvarða.

2. Hreyfingar drifnar af lóðréttum óstöðugleika sjá fyrir afgangnum af hreyfiorku lofthjúpsins. Hræring (*e. convection*) er afleiðing lóðrétt hitastiguls. Hræring á sér stöðugt stað vítt og breitt um jörðina. Þessar hreyfingar eru á stærðarkvarðanum frá 30 km í mestu þrumuveðrum niður í nokkra mm næst yfirborði jarðar.

2.1 Hadley-hringrásin

Byrjum á að skoða jörð sem ekki snýst. Sólargeislun á flatareiningu er mest við miðbaug en minnst við heimskautin. Útgeislun jarðar er hins vegar aðeins lítilliga háð breiddargráðu. Þetta veldur því að loft hitnar meira við miðbaug, lyftist og leitar svo norður og suður í átt til heimskautanna. Þar kólnar það, leitar niður aftur og fer svo til baka í átt að miðbaug. Þessi hringrás er nefnd Hadley-hringrásin. Hins vegar kemur í ljós að þessi hringrás er ekki stöðug nema í grennd við miðbaug.

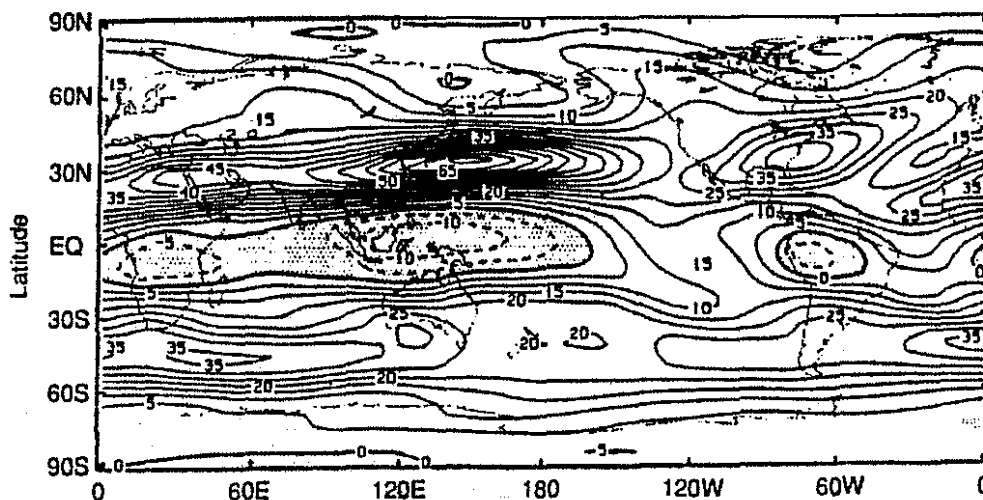
Athugum nú áhrif þess að jörðin snýst um möndul sinn. Þegar loftmassi ferðast nærri yfirborði jarðar frá norðurpól til miðbaugs stækkar radíus hringins sem hann snýst eftir um möndul jarðar. Til að hverfipunginn sé varðveittur verður loftmassinn að minnka hornhraða sinn miðað við jörð og fær því hraðapátt til vesturs. Af sömu ástæðu fær vindur í efri lögum lofthjúps hraðapátt til austurs. Ef við lítum á jörðina sem viðmiðunarkerfi okkar verður því að gera ráð fyrir ytri krafti sem verkar hornrétt á N-S hraðapátt loftsins, Corioliskraftinum. Hann veldur því austanátt á yfirborði jarðar. Raunin er hins vegar sú að þetta gerist aðeins nærri miðbaug. Á miðlægum breiddargráðum eru vestanvindar ríkjandi (mynd 1). Það er því greinilegt að Hadley-hringrásin er of einfalt líkan af lofthjúpi jarðarinnar.

2.2 Óstöðugleiki í lofthjúpunum - Ferrel hringrásin

Áður en lengra er haldið er rétt að gera stuttlega grein fyrir svo kölluðum óstöðugleika í lofthjúpunum. Hann er tvenns konar, barótrópískur og baróklínískur. Barótrópískur óstöðugleiki er bylgjuóstöðugleiki sem tengist láréttum skerkröftum í loftstraumum. Barótrópískur óstöðugleiki fær orku sína úr meðalstreymi lofts. Hann er að jafnaði ekki mikilvægur í veðurfræðinni. Baróklínískur óstöðugleiki tengist lóðréttum skerkröftum í meðalflæðinu. Baróklínískur óstöðugleiki fær orku sína með því að breyta í hreyfiorku stöðuorku þeirri, sem fylgir láréttum meðalhitastigli og nauðsynlegur er til að viðhalda stöðugum hitavindi.

Fjöldi rannsókna bendir til þess að aðstæður þær sem lýst er að ofan, þ.e. Hadley-hringrás sem tekur yfir alla jörðina, væru baróklínískt óstöðugar. Líkanreikningar sýna að ef slíkri hringrás væri einhvern veginn komið á, þá gerðist það skyndilega eftir nokkrar vikur, að samhverfan um miðbaug brotnaði upp og bylgjuhreyfingar á stórum kvarða kæmu fram, fyrst á miðlægum breiddarbaugum. Eftir nokkra daga hefðu þessar truflanir magnast svo að í þeim lægi meira en helmingur allrar hreyfiorku lofthjúpsins. Hadley-hringrásin heldur sér samt nærri miðbaug. Á meðan myndast veik andhverf hringrás á miðlægum breiddargráðum. Smátt og smátt nær lofthjúpurinn einhvers konar stöðugu en kaótísku jafnvægisástandi, sem samsvarar lofthjúpunum á jörðinni okkar. Bylgjurnar sem myndast eru kallaðar baróklínískar þrýstihallabylgjur þar sem láréttur varmaflutningur leikur aðalhlutverkið í þróun þeirra. Ferlið þegar þær eru að magnast er kallað baróklínískur óstöðugleiki.

Sú hringrás sem hér er lýst er kölluð Ferrel-hringrásin. Í grennd við 60. breiddargráðu er svo pólfrenturinn. Þar leggst hlýtt loft að sunnan yfir kalt loft að norðan þar sem geislun sólar er minnst. Þessar aðstæður eru mjög ákjósanlegar fyrir lægðamyndun og hafa lægðir þar sem þar myndast fengið nafn við hæfi, heimskaualægðir. Mynd 1 sýnir vel það sem að ofan hefur verið sagt um vindafar á jörðinni.



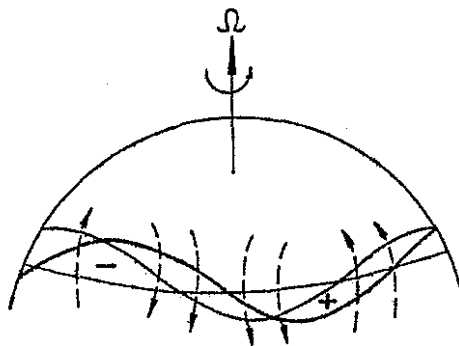
Mynd 1. Breiddar-lengdar snið af meðaltali A-V þátta vinds í 200 mb jafnþrýstifleti (Holton 1992).

2.3 Rossby-bylgjur (hnattrænar bylgjur)

Þær bylgjur sem mikilvægastar eru varðandi ferli á hnattræna stærðarkvarðanum eru Rossby-bylgjur. Í einföldu lofthjúpslíkani má lýsa Rossby-bylgju sem hreyfingu lofts sem á rætur að rekja til breytilegs Corioliskrafts með breiddargráðu (betahrif) og varðveislu algildu hverfingar (*e. absolute vorticity*) loftsins. Hverfing er skilgreind sem

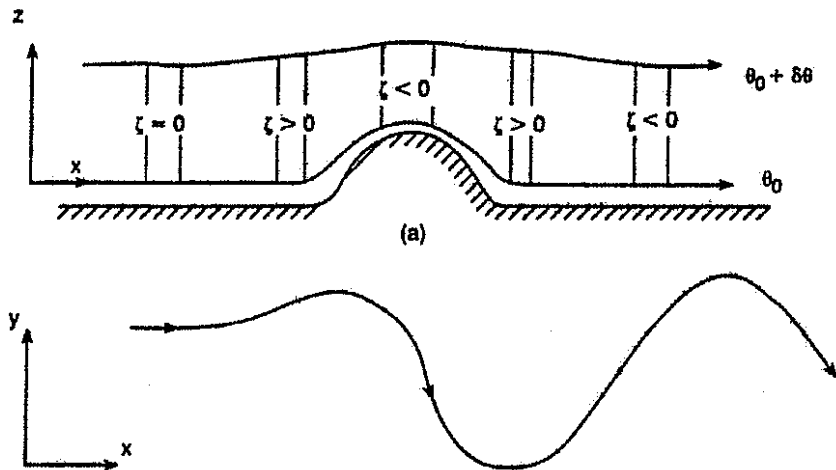
$$\omega = \text{Rot}(\mathbf{u})$$

þar sem \mathbf{u} er hraðasviðið. Sú stærð kemur víða fyrir í aflfræði vökva og setur svipaðar skorður og til dæmis varðveisla skriðþungans í sígildri eðlisfræði. Afleiðingin er að loftmassi sveiflast um breiddarbaug eins og mynd 2 sýnir.



Mynd 2. Einfölduð mynd af frjálsri Rossby-bylgju (Holton 1992).

Frjálsar Rossby-bylgjur verða aldrei sterkar í lofthjúpunum, þvingaðar Rossby-bylgjur (mynd 3) verða öflugri og eru áhugaverðar fyrir margra hluta sakir, til dæmis hlutverk þeirra við myndun frávíka frá meðal beltastreymi á miðlægum breiddum.



Mynd 3. Vestanstreymi yfir fjall. a) ζ er afstæða hverfingin, háð hraðasviðinu en algilda hverfingin er $\zeta + f$ þar sem f er Coriolisstuðullinn, b) straumlína hraðasviðs í x, y -plani (Holton 1992).

2.4 Lág tíðnibreytingar

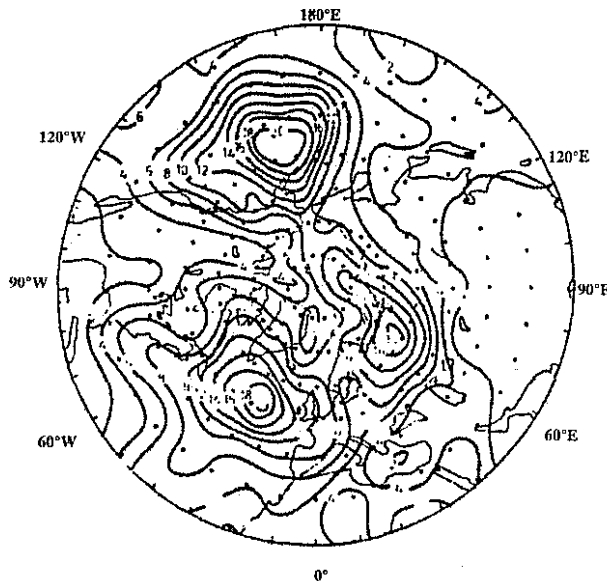
Til að skilja hina almennu hringrás nægir ekki aðeins að líta á meðaltals- og stöðuga bylgjupætti á hverri breiddargráðu og árstíðabundna breytingu þeirra. Einnig verður að athuga óreglulegar breytingar sem standa lengur en einstakir skammæir hvirflar (2-3 dagar). Ef til vill má nota orðið lág tíðnibreytingar (*e. low-frequency variability*) um atburði á þeim tímakvarða, þ.e. frávik sem standa umfram 7-10 daga. Ein skýringanna á lág tíðnibreytingum er verkun krafta vegna frávíka í sjávarhita (SST, *e. sea surface temperature anomalies*), sem aftur koma til vegna víxlverkana milli hafs og lofts. Vegna mikillar varmarýmdar hafsins hafa slík frávik þó tilhneigingu til að standa allengi og hafa mesta þýðingu á tímakvarða árstíða og ára. Hins vegar er talið að þó nokkur skammtímabreytileiki verði á miðlægum breiddargráðum án þess að SST-frávik komi þar við sögu. Ástæðurnar eru flóknar og ekki ljósar í öllum atriðum, en það sem strandar á er að hegðun lofthjúpsins er í eðli sínu ólínuleg og því oft á tíðum torræð. Ferli þessu tengd eru talin mikilvæg við viðhald stöðugra frávíka í meðalstreymi, svo kallaðra kyrrstöðuhæða eða fyrirstöðuhæða.

3 KYRRSTÖÐUHÆÐIR

3.1 Einkenni og dreifing um jörðina

Veðurfræðingar hafa lengi vitað af frávikum frá hinn venjulegri hringrás. Kyrrstöðuhæðir eru dæmi um það. Þær má skilgreina á mismunandi vegu. Synoptískir veðurfræðingar skilgreina þær sem frávik í loftstreymi sem hafa líftíma umfram synoptískar truflanir, oft lengri en tvær vikur, og mynstrið sem flæðið fylgir hafi tilhneigingu til að endurtaka sig. Einnig séu þær

stærri um sig en venjuleg frávik og hreyfist lítt eða ekki úr stað. Erfitt getur verið að henda reiður á hvenær þessi skilyrði eru uppfyllt, en samkvæmt rannsóknum sem stóðu í einn og hálfan áratug á norðurhveli jarðar (Wallace & Hobbs 1977) eru þar þrjú svæði sem langlíf frávik eru líklegri en annars staðar: Norður-Kyrrahaf til suðurhluta Aleutaeýja, Norður-Atlantshaf til suðausturhluta Grænlands og norðurhluti Rússlands norðaustur til Norðurheimskautshafsins (mynd 4). Einnig má líta á kyrrstöðuhæðir sem bylgjufyrirbrigði, sem er á hnattræna stærðarkvarðanum.

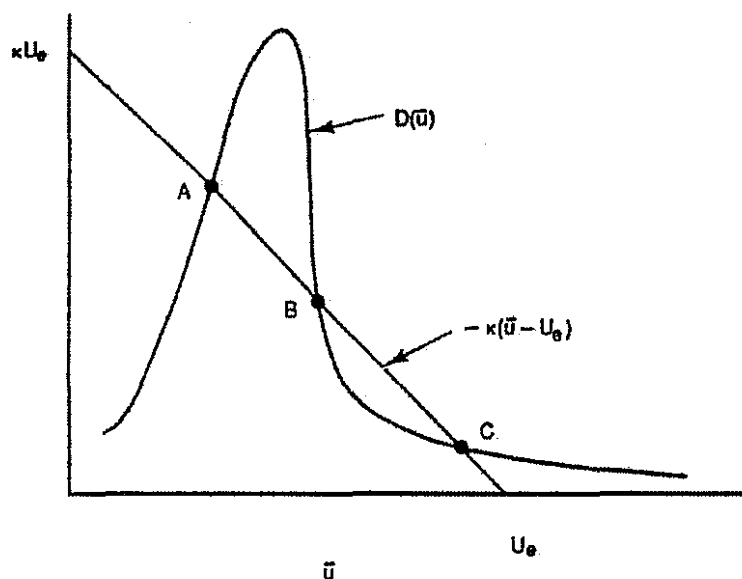


Mynd 4. Landfræðileg dreifing kyrrstöðuhæða á norðurhveli jarðar (Dole 1983).

3.2 Veðurhættir

Mikið hefur verið rannsakað á síðustu árum hvort þau lögmál sem lofthjúpurinn lýtur ásamt tilteknum ytri kröftum gefi kost á fleiri en einum hætti veðurfars. Lengi hefur mönnum virst hringrás lofts utan miðbaugssvæða flakka milli tvenns konar ástands, hástuðulsástands og lágstuðulsástands. Með hinu fyrra er átt við hringrás með miklu loftstreymi eftir breiddarbaugum (*e. zonal flow*) og tiltölulega litlum bylgjuhreyfingum, en hinu síðara er átt við hringrás með léttstreymi eftir breiddargráðum en miklar bylgjuhreyfingar. Þessi hegðun bendir til þess að fyrir gefna ytri kraftverkun kunni að skapast tvenns konar ástand veðurfars sem lofthjúpurinn flakkar tilviljanakennt á milli.

Í grein eftir Charney og DeVore frá 1979 er líkanreikningum lýst fyrir loftstreymi í einföldu lofthjúpslíkani. Gert er ráð fyrir barótrópískum lofthjúpi á einsleitu β -plani, milli tveggja samsíða veggja. Þar kemur í ljós að þegar barótrópískt flæði sem knúið er af ytri drifkrafti er truflað af landslagi og utanaðkomandi kraftverkun frá bylgjum, fæst tvenns konar ólínulegt jafnvægisástand (mynd 5). Þar svarar annað til ástands þar sem kyrrstöðuhæð ræður ríkjum en hitt til eðlilegs ástands. Líkan þeirra Charney og DeVore er hins vegar allt of einfalt til að gefa raunsanna mynd af lofthjúpunum og má ekki túlka niðurstöðu þeirra mjög bókstaflega, heldur frekar sem vísbendingu um að slíkir veðurhættir (*e. climate regimes*) kunni að finnast í



Mynd 5. Punktar A og C svara til stöðugs jafnvægisástands, þar sem u er hraði, U_e er meðalflæði ákvarðað af ytri aðstæðum og $D(u)$ segir til um kraftverkun milli bylgju og meðalflæðis (Holton 1992).

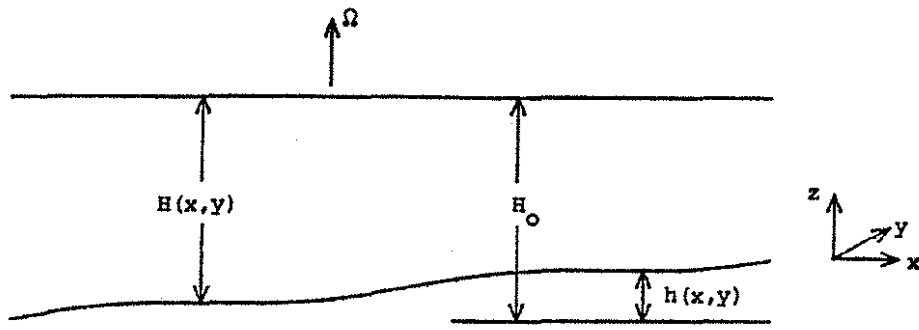
lofthjúpnun. Líkanið segir heldur ekkert til um hvort fyrirbærið er í eðli sínu staðbundið eða hnattrænt og hvert sé sambandið milli orsaka og afleiðinga við myndun þess.

Til að leita svara við þessum spurningum hafa verið gerðir tölulegir útreikningar á líkönun sem hönnuð voru í þeim tilgangi með ýmsum mismunandi randskilyrðum. Þeir sýndu að kyrrstöðuhæðir geta myndast við mögnun (*e. resonance*) Rossby-bylgna, sem verður þegar þær fá hverfingu sem fóður frá tveimur stöðugum uppsprettum. Í náttúrunni merkir þetta að ef stöðugur kraftur sem verkar upp eftir fjalli magnar norðlægt streymi yfir fjallið, þá myndast kyrrstöðuhæð hlémegin fjallsins. Uppspretta kraftsins getur verið t.d. landslag eða SST frávik. Raunar sýnir ein útgáfa líkansins að kyrrstöðuhæðir myndist sem röð bylgna hlémegin fjallsins. Þetta kemur heim og saman við raunverulegar mælingar sem benda til að myndun kyrrstöðuhæða á Norður-Atlantshafi tengist óvenjulega sterku norðlægu loftstreymi yfir Klettafjöllin í Norður-Ameríku. Niðurstöður reikninganna benda einnig til þess að kyrrstöðuhæðir tengjast því að meðalstreymi lofts frá meginlandi Ameríku sé í fasa við Íslandslægðina. Þá er um að ræða víxlverkanir milli bylgna af ólíkum stærðargráðum.

Nýrri líkön með fleiri frelsisgráðum gefa ekki lausnir af þessari gerð. Frekar er tilhneiging til þess að óstöðugar lausnir hrannist kringum ákveðna veðurhætti og flakki milli þeirra á óútreiknanlegan hátt, sem kenndur er við kaós.

3.3 Rossby-tónur

Víkjum nú aftur að Rossby-bylgjum. Skoðum fyrst einfalt líkan af lofthjúpnun. Lofthjúpurinn er hugsaður sem þunnt lag af ósamþjappanlegum vökva sem snýst og er afmarkaður af slétttri



Mynd 6. Einfalt lofthjúpslíkan (Dodd o.fl. 1984).

plötu að ofan en ósléttu undirlagi að neðan. Vökvinn er barótrópískur því eðlismassinn er fastur.

Navier-Stokes jafnan, sem er útgáfa af 2. lögmáli Newtons fyrir straumefni hljóðar svo:

$$\rho \frac{D\vec{q}}{Dt} = -\nabla P + \rho \nabla \phi - \rho 2\vec{\Omega} \times \vec{q} \quad (1)$$

þar sem ρ og P eru eðlismassi og þrýstingur loftsins, q er hraðavigur í viðmiðunarkerfi jarðarinnar og ϕ er virkt mætti, þar sem inn kemur stöðuorka vegna þyngdarkrafts, miðflóttakraftur o.fl. Með því að beita henni á kerfið sem lýst var hér að ofan og einnig samfellujöfnunni sem kveður á um varðveislu massans og gera ýmsar nálganir og einfaldanir fæst jafnan

$$\frac{\partial}{\partial t} (\nabla^2 \psi) + \frac{\partial \left(\psi, \nabla^2 \psi \left(\frac{fh}{H_0} \right) \right)}{\partial(x, y)} = 0 \quad (2)$$

sem er kölluð quasi-geostrophic potential vorticity jafnan. H_0 er þykkt vökvagsins, h er hæð ójafna á undirlagi þess (mynd 6) og f er Coriolisstuðullinn. ψ lýsir streymi og er kallað geóstrófíska streymisfallið. Jöfnu (2) má umrita í staðbundin kartesísk hnit og tekur hún þá formið

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} - \frac{\partial \psi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \right) (\nabla^2 \psi) + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0 \quad (3)$$

þar sem $\beta = (\alpha f / H_0)$ og α er fasti. Í ljós kemur að þessi jafna lýsir planbylgju, enda þótt hún sé ólínuleg

$$\begin{aligned} \psi &= A \cos(kx + ly - \omega t) \\ \omega &= -(\beta k / (k^2 + l^2)) \quad (4) \end{aligned}$$

Út frá jöfnu (3) má ekki aðeins leiða hreintóna bylgjulíkingu. Með breyttum forsendum um gerð lausnarinnar má einnig leiða út langbylgjulíkingu. Með heilmiklum tilfæringum fæst jafnan

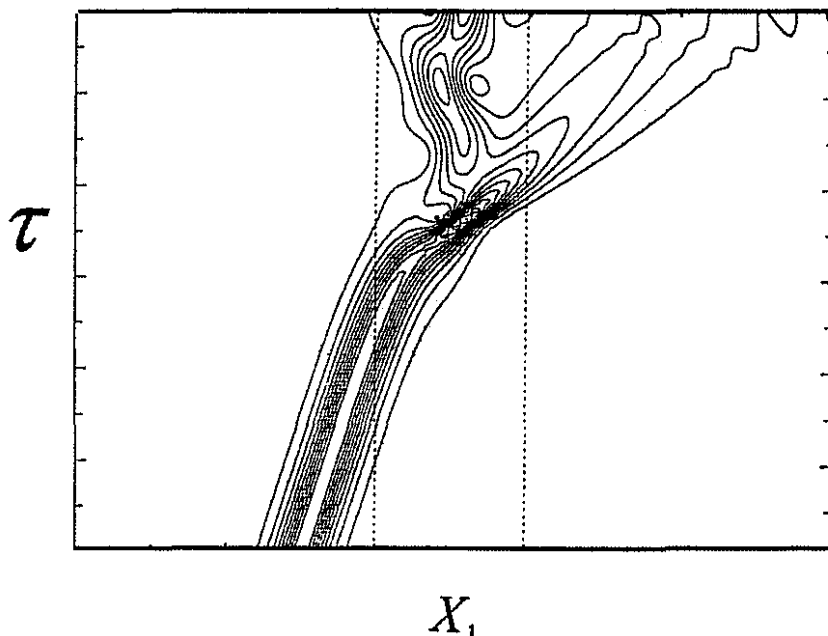
$$A_{\tau} + \mu A A_{\xi} + \gamma A_{\xi\xi\xi} = 0 \quad (5)$$

þar sem A er eitthvert ótiltekið fall, og μ og γ eru stuðlar sem háðir eru vindhraða og fleiru (Dodd o.fl. 1984). Þetta er Kortvegde Vries jafnan. Lausn hennar er tóna, en það er bylgjuform sem breytist lítið eða ekki með stað eða tíma, þrátt fyrir utanaðkomandi truflanir. Tónur koma fyrir í fleiri greinum eðlisfræðinnar, t.d. rafgasfræðum (*e. plasma theory*). Þekktasta dæmið um tónu er þó líklega rauði bletturinn á Júpíter, sem valdið hefur mörgum stjörnuáhugamanninum heilabrotum gegnum tíðina.

Yfirleitt eru lausnir ólínulegra diffurjafna mjög óstöðugar. Stöðugleikatóna er að leita í andhverfri tvísturgreiningu (*e. inverse scattering analysis*) en slík greining leiðir í ljós að flókið en mjög náíð samband er á milli jöfnu (5) og línulegrar diffurjöfnu, nefnilega Schrödingerjöfnunnar

$$-\psi_{xx} - u\psi = \lambda\psi \quad (6)$$

sem í þessu sambandi má kalla tengdu Schrödingerjöfnuna (*e. associated Schrödinger equation*). Rannsóknir allra síðustu ára hafa mikið beinst að því hvort útskýra megi kyrrstöðuhæðir í lofthjúpi jarðarinnar með þessum hætti. Meðal annars er fengist við að reikna út hver sé möguleg hegðun tóna í lofthjúpunum, s.s. viðbrögð við ytri kraftverkun og kemur tengda Schrödingerjafnan þá iðulega mjög við sögu. Slík kraftverkun gæti til að mynda verið af völdum landslags. Mynd 7 sýnir dæmi um niðurstöður úr líkanreikningum.



Mynd 7. Tóna fer yfir fjall og klofnar (Tan 1995).

3.4 Kyrrstöðuhæðir og veðurspár

Eins og áður var komið að, geta kyrrstöðuhæðir ráðið veðurfari á stórum svæðum um tiltölulega langan tíma. Sem dæmi um það má nefna sumarið 1984. Þá voru vestlægir vindar ríkjandi um lengri tíma og mikinn hafís rak að ströndum landsins. Þetta leiðir hugann að gagnsemi rannsókna og þekkingar á kyrrstöðuhæðum. Aðalmarkmið veðurfræðinnar er þrátt fyrir allt að spá fyrir um veðrið. Þar sem lofthjúpurinn í heild er mjög ólínulegt og flókið kerfi er erfitt að spá fyrir um veðrið nema nokkra daga fram í tímann. Lengstu veðurspár sem Veðurstofan sendir frá sér eru 6 dagar. Eina haldreipið sem veðurfræðin hefur til að spá lengra en viku fram í tímann (meðallangtímaveðurspár) má segja að séu langlíf frávik eins og kyrrstöðuhæðir. Þá er nauðsynlegt að þekkja eðli þeirra og gera sér grein fyrir hversu víðtæk áhrif þeirra eru.

En látum þetta gott heita um sinn. Reynt hefur verið að tæpa á helstu atriðum varðandi almenna hringrás lofthjúpsins og kyrrstöðuhæðir. Tíminn setur þröngar skorður þeim sem um svo margþætt og viðamikilt efni skrifar og fer ekki hjá því að aðeins hefur verið farið tiltölulega yfirborðslega í marga hluti sem hver um sig gæti verið efni í aðra eins ritgerð og hér er.

4 SAMANTEKT

Í ritgerðinni hefur verið reynt að gera grein fyrir helstu ferlum sem eru að verki í lofthjúpi jarðarinnar og móta veðurfar á hnattræna stærðarkvarðanum. Útskýrð er Hadley-hringrásin, Ferrel-hringrásin og í sambandi við hana sagt frá óstöðugleikum í lofthjúpnnum. Loks er sagt frá pólfrontinum og hringrásinni norðan 60. breiddarbaugs. Þá er sýnt hvernig þetta kemur heim við meðaltalsstreymi lofts (í 200 mb jafnþrýstifleti). Mikilvæg frávik frá meðalstreyminu koma hins vegar fram. Oft er talað um lágtíðnibreytingar í því sambengi. Þær eru mismunandi að uppruna, geta til dæmis verið afleiðing af hitamun milli sjávar og lofts. Þá er getið svokallaðra kyrrstöðuhæða. Tölulegir útreikningar benda til að lofthjúpurinn flakki milli tvönnu konar ástands eða veðurháttu. Nýrri rannsóknir benda til að kyrrstöðuhæðir megi líta á sem ólínulegar bylgjur af gerð sem kölluð er sólitóna eða tóna, nánar til tekið Rossby-tóna. Að lokum er litið á dæmi um mögulega hegðun tónu sem fer yfir landslag.

5 SUMMARY

In this essay it has been tried to explain the most important processes present in the Earth's atmosphere, controlling weather on the global scale. The Hadley-circulation, Ferrel-circulation and consequent instabilities in the atmosphere have been explained. In addition, the polar front and the circulation north of the 60th latitude are viewed. The results are then compared with the observed mean flow of air (on the 200 mb isobaric surface). However, important anomalies from the mean flow occur. Such anomalies are often referred to as low frequency variabilities. They are of various types, among them being sea surface temperature anomalies. Other anomalies are so-called blocks, exceptionally persistent high-pressure zones. Results from numerical models indicate that the atmosphere may oscillate between two different

states. Concepts of climate regimes are also introduced. More recent researches indicate that blocks may be regarded as non-linear waves of a special type, solitons, or more specifically Rossby-solitons. Finally, we examine possible effects orography has on solitons.

HEIMILDIR

Austin, J.F. 1980. The blocking of middle latitude westerly winds by planetary waves. *Quart. J. R. Met. Soc.* 106, 327-350.

Charney, J.G. & J.G. DeVore 1979. Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. *J. Atmos. Sci.* 36, 1205-1216.

Dodd, R.K., J.C. Eilbeck, J.D. Gibbon & H.C. Morris 1984. *Solitons and nonlinear wave equations*. Academic Press.

Dole, R.M. 1983. *Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation. Large-scale dynamical processes in the atmosphere*. Academic Press.

Holton, J.R. 1992. *An introduction to dynamical meteorology*. Academic Press.

Kalnay-Rivas, E. & L. Merkin 1981. A simple mechanism for blocking. *J. Atmos. Sci.* 38, 2077-2091.

Pedlosky, J. 1979. *Geophysical fluid dynamics*. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.

Strauss, W.A. 1992. *Partial differential equations*. John Wiley & Sons.

Tan, B. 1995. Propagation of an envelope Rossby soliton over topography. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 22, 199-211.

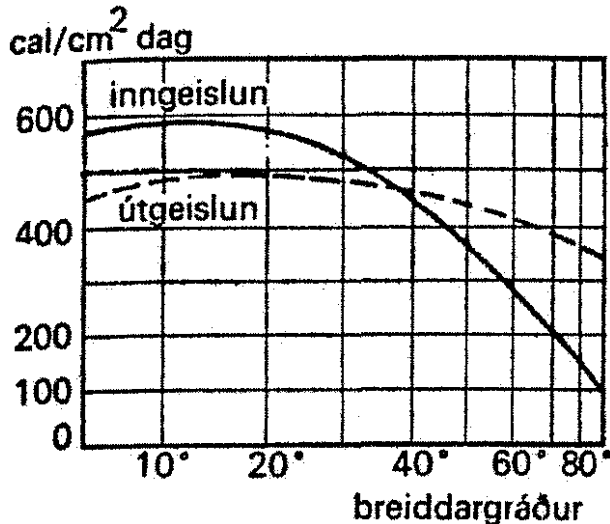
Wallace, J.M. & P.V. Hobbs 1977. *Atmospheric science: an introductory survey*. Academic Press.

Þór Jakobsson 1985. Kyrrstöðuhæðir og hafís. Í: Leó Kristjánsson (ritstjóri), *Rannsóknir í eðlisfræði á Íslandi*. Sérhefti af 4. árgangi Fréttabréfs Eðlisfræðifélags Íslands.

LÆGÐIR OG LÆGÐABRAUTIR VIÐ ÍSLAND

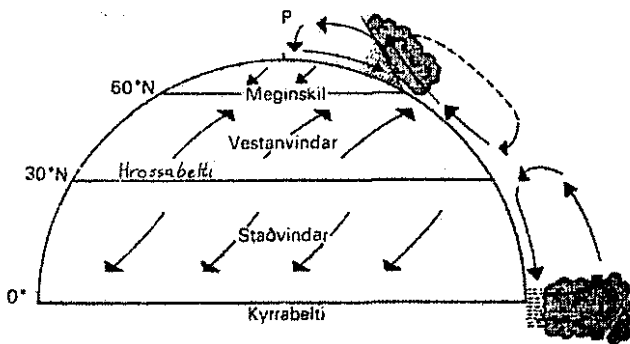
Gunnar Gunnarsson

1 INNGANGUR



Mynd 1. Skipting inngeslunar og útgeslunar eftir breiddargráðum (Markús Á. Einarsson 1971).

Veðrakerfi jarðarinnar má í grófum dráttum skipta upp í sex einingar eða vindakerfi; þrjú á norðurhveli jarðar og þrjú á suðurhveli. Lofthjúpur jarðar gleypir mun meiri geislun en hann sendir frá sér við miðbaug, en við pólana er þessu öfugt farið (mynd 1). Vindakerfin (mynd 2) sjá um að flytja varmaorkuna frá miðbaug til norðlægarí (eða suðlægarí) breiddargráða þaðan sem henni er geislað út í geiminn aftur. Heitt loft rís upp við miðbaug og myndast þar því lágþrýstisvæði. Loftið stígur upp en við það þéttist rakinn í því og veldur úrkomu. Loftið berst síðan með háloftavindum norður á bóginn (hér verður lýst vindakerfum á norðurhveli jarðar, en öll veðrakerfi suðurhvelsins eru eins og spegilmynd af norðurhvelinu). Á 30. breiddargráðu sekkur loftið til yfirborðs. Mikið háþrýstisvæði er á þessu beltí og eru miklar stillur tíðar. Belti þetta hefur stundum verið kallað Hrossabeltið. Sæfarendur fyrri tíma sátu oft fastir í blankalogni Hrossabeltisins og fengu engan vind í seglin svo dögum og vikum skipti. Var þá oft gripið til þess ráðs að fleygja hestum fyrir borð til að spara drykkjarvatn. Er þetta skýringin á þessari undarlegu nafngift. Þegar loftið þjappast saman við að sökkva til yfirborðs í Hrossabeltinu hitnar það. Loftið inniheldur mun minni raka en þegar það hóf ferð sína við miðbaug. Það veldur því að þegar það hitnar aftur verður það mjög þurr. Mikil uppgufun er á þessum slóðum og víða eyðimörk á landi.



Mynd 2. Helstu vindkerfi jarðar á norðurhveli (Markús Á. Einarsson 1971).

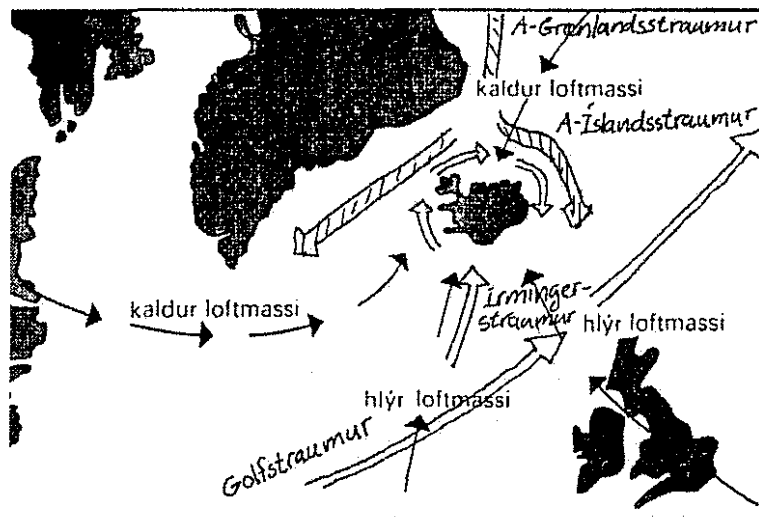
Frá Hrossabeltinu berst loftið aftur til miðbaugs. Svikraftur (e. Coriolis force) jarðar sveigir braut loftsins til hægri svo staðvindar milli 30. breiddargráðu og miðbaugs eru austlægir. Austanvindarnir eru þurrir og draga í sig raka sem síðan þéttist þegar loftið stígur aftur upp við miðbaug. Frá Hrossabeltinu berst loftið líka í norður. Svikraftur jarðar sveigir

vindana til hægri og veldur því að staðvindar á milli 30. og 60. breiddargráðu eru vestlægir. Á 60. breiddargráðu mætir þessi loftstraumur heimskautalofti. eru mörk þessi nefnd meginakil. Hljá loftið lyftist upp á kaldara loftið og rís upp í háloftin. Við það þéttist rakinn í því og verður að úrkomu sem fylgir meginakilum.

Frá meginakilum berst loft suður á bóginn með háloftavindum í átt að Hrossabeltinu og norður á bóginn í átt að Norðurheimskautinu. Þar sekkur loftið aftur og myndast við það háþrýstisvæði. Loftið berst síðan aftur með austægum staðvindum frá Norðurheimskautinu til meginakila.

2 STAÐA ÍSLANDS MEÐ TILLITI TIL VEÐRAKERFA

Sú einfalda mynd sem dregin er upp í inngangi af vindakerfum jarðar er aðeins gróf nálgun. Það er víst alltaf þannig að raunheimurinn er ávallt miklu flóknari en kjörheimur eðlisfræðinga. Margt flækir þessa einföldu mynd. Í fyrsta lagi er yfirborð jarðar ekki einsleitt. Lega þurrlandis og eðli þess hafa mikil áhrif á veðrakerfin svo og hafstraumar. Víxlverkanir þessara þátta er mjög flókið og slémbikennt kerfi. Skilin milli heimskautalofts og tempraðs lofts verða því ekki eins skörp og vel skilgreinanleg og ætla mætti. Auk þess er lega þeirra mjög breytileg og ganga þau í bylgjum allt í kring um pólninn. Hafið jafnar mjög út hitamun milli loftmassanna við yfirborð.



Mynd 3. Leiðir loftmassa við Ísland og hafstraumar (Markús Á. Einarsson 1976).

Ísland er á mörkum hlýrra og kaldra loft- og hafstrauma (mynd 3). Kaldir loftmassar við landið koma norðan úr íshafi og frá Norður-Ameríku. Hlýir loftmassar koma hins vegar sunnan úr hafi og frá meginlandi Evrópu. Kaldir loftmassar eru kaldari en yfirborðið og hlýna næst því. Það veldur því að loftið verður óstöðugt og þá sérstaklega þegar það fer yfir haf. Kaldir loftmassar drekka mikinn raka til sín úr hafinu. Mikil skúra- eða éljaský myndast við uppstreymi þess lofts sem hlýnar og tekur í sig raka við hafflötinn. Hlýir loftmassar eru hins

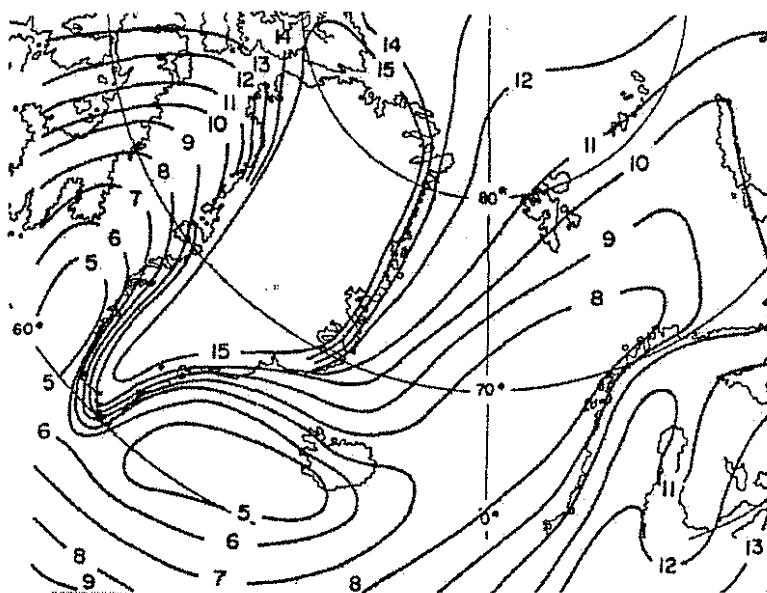
vegar hlýrri en yfirborðið og þ.a.l. stöðugir. Þegar þeir fara yfir kaldara haf kólna neðstu lögin, rakinn í þeim þéttist og þokuloft myndast.

Ein kvísl úr Golfstrauminum, svokallaður Irmingerstraumur, gengur upp að landinu við suðurströndina, vestur og norður fyrir það og síðan suður með austurströndinni. Norðan úr Atlantshafi liggur síðan Austur-Grænlandsstraumurinn. Hann klofnar í tvo hluta norðan við landið. Annar hlutinn fer vestan við það og áfram suður með Grænlandi. Hinn hlutinn, Austur-Íslandsstraumurinn, liggur austur með landinu.

Ásamt hafinu eru aðallega tveir þættir sem helst stjórna veðurlagi við Ísland. Annar þeirra er Grænlandsjökull en yfir honum er að jafnaði mikið háþrýstisvæði. Hinn þátturinn er meginland Norður-Ameríku. Á veturna getur orðið mjög kalt í Norður-Kanada. Þegar kalda loftið þaðan mætir hlýja loftinu sunnan úr hafi hafa lægðir heilmikinn hitamun að moða úr.

Kort með meðalloftþrýstingi af Norður-Atlantshafi (mynd 4) sýnir að við landið er mikil lægð í meðalloftþrýstingi ársins. Fyrirbæri þetta er kallað Íslandslægðin og er miðja hennar suðvestan landsins. Frá miðju Íslandslægðarinnar liggur víðáttumikið lægðardrag austur yfir landið og inn á Noregshaf. Yfir Grænlandi er hinsvegar hæð í meðalloftþrýstingi.

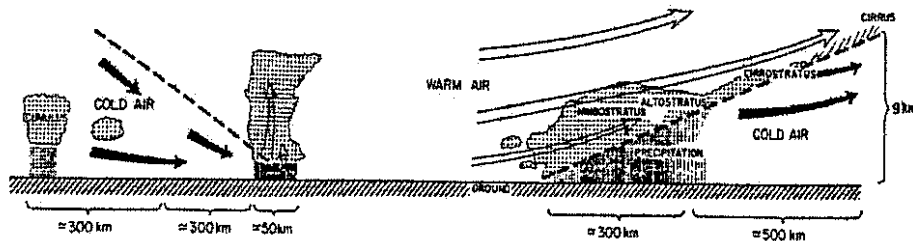
Áður en lengra er haldið í að lýsa veðurlagi á og við Ísland skal nú fjallað lítillega um meginkilin, eðli og ævi meginkilalægða og svokallaðar heimskaualægðir.



Mynd 4. Meðalloftþrýstingur ársins á Norður-Atlantshafi. Greinilega sést hæð yfir Grænlandi og lægð suðvestur af Íslandi (Markús Á. Einarsson 1976).

3 MEGINSKILIN

Meginskilin liggja milli heimskaualofts, sem er kalt, og tempraðs lofts, sem er þurr og hlýtt. Ýmist er talað um kuldaskil eða hitaskil. Meginkilin kallast kuldaskil þegar kalda loftið ryður



Mynd 5. Þversíð í gegnum kuldaskil (vinstra megin) og hitaskil (hægra megin). Myndin sýnir skýjafar samfara skilunum. Í hlýja loftmassanum milli skilanna myndast gjarnan þokuloft yfir hafi (Wallace & Hobbs 1977).

hlýja loftinu á undan sér en hitaskil þegar hlýja loftið ryður kalda loftinu á undan sér. Þriðja gerð skila er til og kallast hún samskil. Samskil myndast þegar kuldaskil ná hitaskilum við yfirborð en við það lyftist hlýtt loft upp á kalda loftið. Myndun samskila er hluti af þróunarferli lægða (kaflí 4). Munurinn á kulda- og hitaskilum er fólgin í lögun þeirra. Eðli þeirra er í grófum dráttum það sama.

Hallinn á hitaskilum, þ.e. þegar hlýtt loft ryður köldu lofti á undan sér, er mjög líttill. Hlýja loftið sem er eðlisléttara klifrar upp á kalda loftið og þenst út. Við það þéttist í því rakinn og ský myndast fremst og efst eru klósigar sem oft beyjast í krók og mynda svokallaðar vatnasklær. Síðan kemur blika og gráblika sem verður æ þéttari sem nær dregur skilunum á yfirborði og verður á endanum að skúraskýjum. Núningur kalda loftsins við yfirborð eykur enn á halla skilanna.

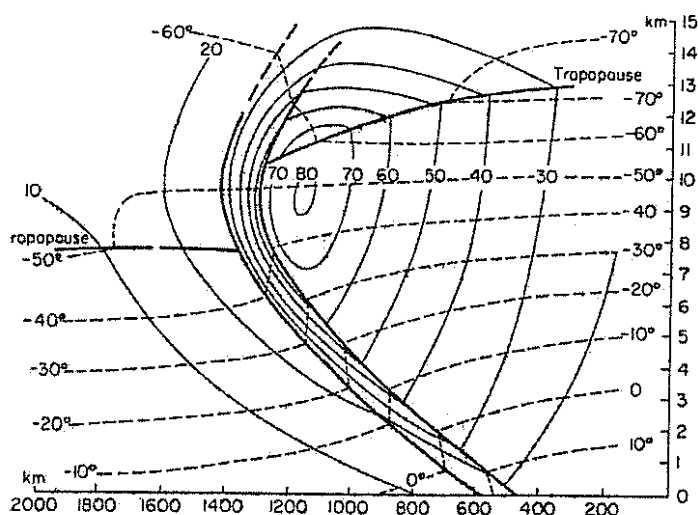
Kuldaskil, þ.e. þegar kalt loft ryður hlýju á undan sér, eru nokkuð brattari. Er það að hluta til vegna núnings hlýja loftsins við yfirborð. Kalda loftið sem er eðlisþyngra þröngvar sér undir hlýja loftið svo það lyftist nokkuð hraðar en gerist á hitaskilum. Við það þéttist rakinn í hlýja loftinu og ský myndast. Þegar rakinn þéttist í skýjadropa losnar gufunarvarmi hans út í loftið og hitar það upp svo það léttist. Við það lyftist það enn frekar og myndar há steðjalaga úrkomuský (mynd 5).

Í þversniði megin-skila (mynd 6) má sjá að veðrahvörf eru í mun meiri hæð sunnan skilanna en norðan þeirra, m.ö.o. veðrahvolfið er talsvert þykkara sunnan skilanna en norðan. Það er í samræmi við það að hlýja loftið er eðlisléttara og því þarf hærri loftsúlu til að framkalla jafnmikinn þrýsting og þarf fyrir kalda loftið. Láréttur hitastigull yfir skilin er mestur á tiltölulega afmörkuðu svæði; skilasvæði (*e. frontal zone*). Hitinn fellur aðeins minna með hæð norðan skilanna en sunnan. Þó ekki meira en svo að hitinn í hæð veðrahvarfa norðan skilanna er talvert lægri norðan við skilin en sunnan þeirra. Hitinn við veðrahvörf sunnan skilanna er aftur á móti mun lægri en hitinn við veðrahvörf norðan þeirra.

Vindur við skilin blæs samsíða þeim (miðað við skilin) og samsíða jafnþrýstilinum miðað við jörð. Almenn gildir um tengis vinds og jafnþrýstilína að vindur blæs samsíða jafnþrýstilinum og vindhraðinn er í öfugu hlutfalli við fjarlægðina milli þeirra. Núningur við yfirborð hefur þó

Þau áhrif að vindur þar blæs aðeins í átt að minni þrýstingi. Vindur samsíða þrýstilinum er kallaður geóstrófískur vindur.

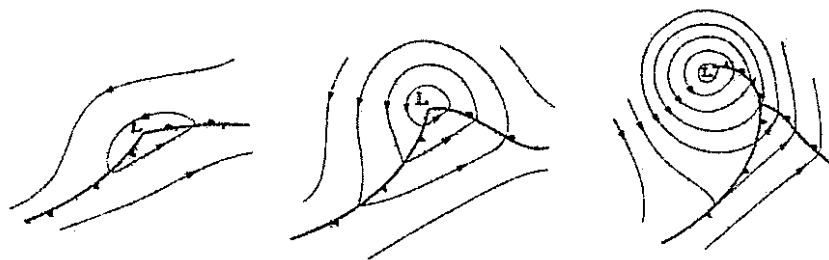
Yfirborðsvindhraði er mestur rétt við skilin. Skammt norðan við þau minnkar hann gjarnan niður í ekki neitt og skiptir um stefnu. Sunnan megin vex vindhraði þegar farið er upp með skilunum. Mesti vindhraðinn myndar eins kona kjarna skammt frá skilasvæðinu rétt undir veðrahvörfum. Vindkjarnar af þessu tagi eru kallaðir skotvindskjarnar (*e. jet streams cores*). Bróðurpartur þessara skotvinda eru sunnan skilanna og er stigullinn í hraðasviði þeirra langmestur á skilasvæðinu.



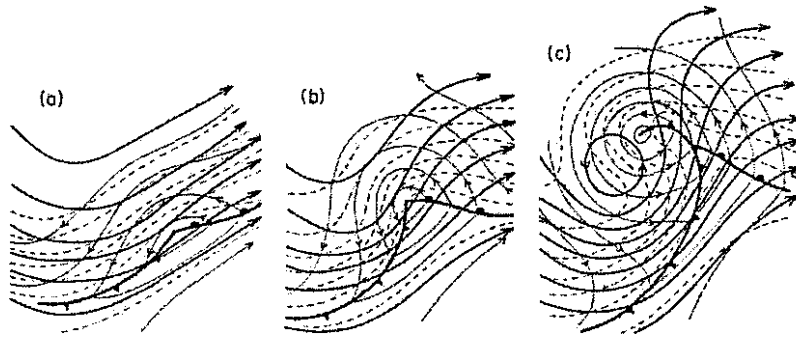
Mynd 6. Þversnið í gegnum meginakil. Strikalínurnar eru jafnhitalínur, þunnu línurnar eru jafnhraðalínur vinds og þykku línurnar tákna veðrahvörf og mörk skilasvæðis (Palmen & Newton 1969).

4 ÆVI OG EÐLI MEGINSKILALÆGÐAR

Lægð er varmavél sem gengur fyrir hitamismuni. Hún breytir varmaorku í hreyfiorku með því að nota stöðuorkumun loftmassanna sem mætast í henni. Stöðuorkumunurinn er tilkominn vegna þess að hlýrri loftmassinn er eðlisléttari en sá kaldi. Þegar lægðin hefur klárað þá orku sem hún getur unnið úr, eyðist hún upp.



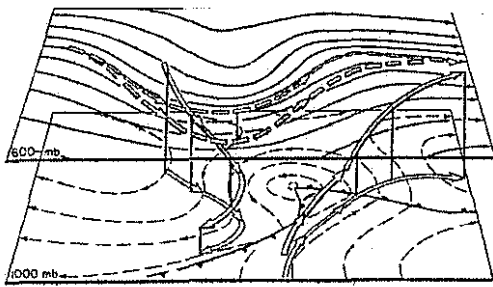
Mynd 7. Þróun lægðar eins og hún kemur fyrir við yfirborð. Þykku línurnar eru skil. Kuldaskil eru auðkennd með oddum og hitaskil með bungum. Mjóu línurnar eru jafnþrýstilínur við yfirborð (Palmen & Newton 1969).



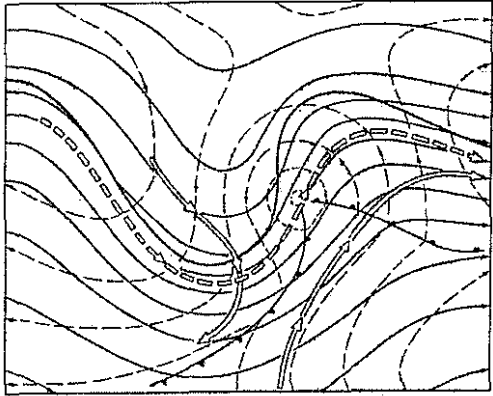
Mynd 8. Þrjú stig í þróun meginskilalægðar. Þykkustu línurnar tákna skil og eru hitaskil auðkennd með bungum en kuldaskil með oddum. Þykku línurnar eru jafnhæðarlínur 500 mb jafnþrýstiflatar, mjóu línurnar eru jafnþrýstilínur við yfirborð og punktalínurnar eru jafnþykktarlínur 1000-500 mb lagsins (Palmén & Newton 1969).

Flestar þær lægðir sem myndast á Norður-Atlantshafi eru svokallaðar megiskilalægðir og myndast fyrst sem örlítil bylgja á meginskilunum (mynd 7). Norðan skilanna er vindur austlægur en sunnan þeirra er hann vestlægur. Þykkarmunur er á 500-1000 mb laginu yfir skilin. Bylgja þessi verður til þegar kalda loftið þröngvar sér undir hlýja loftið við þykktarbreytinguna (mynd 8). Við það lyftist hlýja loftið, sem er einnig mjög rakt, upp og rakinn í því þéttist og myndar skúraský. Þegar rakinn í loftinu þéttist losnar gufunarvarmi hans út í loftið og eykur enn á orkuna sem lægðin hefur úr að móða. 500 mb jafnþrýstiflötur hallar frá norðri til suðurs yfir skilin. Þegar kalda loftið þröngvar sér undir hlýja loftið myndast lægðardrag í fletinum. Lægðardrag þetta er aðeins vestar en lægðardragið við yfirborð. Austan við bylgjubroddinn klifrar tunga hlýs lofts upp yfir kalda loftið og myndar hæðarhrygg í 500 mb jafnþrýstifleti. Kalt loft teygir sig síðan vel suður fyrir bylgjubroddinn og lægðardragið í 500 mb jafnþrýstifleti teygir sig lengra til suðurs og mikil sveigja kemur á vindinn þar (mynd 9).

Svigkraftur jarðar verkar til hægri á hreyfistefnu vinda. Svigkrafturinn er í u.þ.b. réttu hlutfalli við hraða þeirra. Lárétt Coriolishröðun á yfirborði jarðar er $a = 2\omega v \sin\lambda$ þar sem ω er hornhraði jarðar, λ er breiddargráða og v er hraði hlutar. Svigkrafturinn leitast við að sveigja alla vinda til hægri. Það þýðir að hann leitast við að sveigja alla vinda sem eru við bylgjubroddinn nærri yfirborði frá honum. Það veldur því að lágþrýstisvæði myndast á bylgjubroddinum. Þrýstikrafturinn vinnur upp svigkraftinn og leitast við að sveigja braut vindanna að honum. Lágþrýstisvæðið er nú farið að snúast rangsælis um miðju sína. Lægðin fylgir staðvindum og fer hratt yfir í fyrstu. Það gildir almennt um hraða lægða að nýmyndaðar lægðir fara hratt en eldri og þroskaðri lægðir hægt. Áframhald lægðarþróunarinnar við yfirborð er að kuldaskilin, sem hreyfast mun hraðar þar en hitaskilin, bylgjast smám saman suður og austur fyrir lægðarmiðjuna og ná hitaskilunum. Á meðan heldur lægðin áfram að dýpka. Þegar kuldaskilin ná hitaskilunum myndast samskil. Samskilin lengjast enn meir þegar meira af köldu lofti nær suður- og austurfyrir lægðarmiðjuna. Samfara því teygist lægðardragið í 500 mb jafnþrýstifleti enn lengra til suðurs og hæðarhryggurinn enn lengra til



Mynd 9. Þríviddarmynd og ofanvarp hennar af lægð sem er að myndast. Strikalínurnar eru jafnþrýstilínur við yfirborð og heilu línurnar eru hæðarlínur 600 mb jafnþrýstiflata. Örvalínurnar eru loftstraumar í lægðinni og brotnu örvalínurnar sýna vinda í 600 mb jafnþrýstifleti (Palmén & Newton 1969).

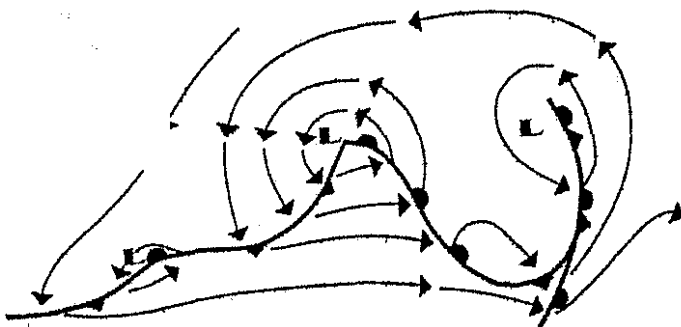


norðurs og norðvesturs. Lægð myndast við þetta í 500 mb jafnþrýstifleti vestan við lægðarmiðjuna á yfirborði.

Þegar samskilin eru farin að lengjast er kalda loftið orðið ráðandi í neðstu lögum lægðarinnar. Lægðarmiðjan við yfirborð er komin inn í kalda loftmassann en hann hreyfist mun hægar en hlýi loftmassinn og hægist því á ferð lægðarinnar. Lægðin hefur þegar svo er komið jafnað út þann stöðuorkumun sem var á milli hlýja loftsins og þess kalda og fullnýtt þannig þá orku sem hún hafði yfir að ráða. Við það grynnist hún og hverfur.

Svokallaðar lægðafjölskyldur (mynd 10) myndast oft á lægðabrautinni á norðanverðu Atlantshafi. Lægðafjölskylda samanstendur af nokkrum lægðum sem myndast á svipuðum slóðum með skömmu millibili. Fjölskyldan myndar halarófu lægða á meginskilunum sem eru á mismunandi þroskastigi. Halarófan þokast síðan með staðvindum eftir skilunum. Elsta lægðin fer fremst og ber öll einkenni gamallar lægðar; þ.e. hún fer hægt yfir og samskilin í

henni eru orðin nokkuð löng. Yngsta lægðin í fjölskyldunni er aftast í röðinni og fer hratt yfir.



Mynd 10. Lægðafjölskylda. Elsta lægðin er lengst til hægri og sú yngsta er lengst til vinstri (Markús Á. Einarsson 1989).

Á veturna er hitamunur milli heimskautasvæðanna og miðbaugs mun meiri en á sumrin. Meiri hitamunur er þá yfir meginskil. Það veldur því að lægðir á veturna eru mun dýpri og vindhraði í þeim meiri en í sumarlægðunum.

5 HEIMSKAUTALÆGÐIR

Svokallaðar heimskausalægðir eða pólarlægðir eru litlar lægðir sem myndast norðan megin skila. Heimskausalægðir myndast yfir hafi og eru mjög smáar um sig á sýnptískum kvarða eða um 200-800 km í þvermál. Þess vegna verður þeirra sjaldan vart á byggðu bóli. Heimskausalægðir geta myndast mjög snögg og að því er virðist, án nokkurs fyrirvara. Vindur í þeim getur orðið hvass, þ.e. 8 vindstig og þaðan af meiri og þeim fylgja oft mikil haglé og/eða snjócoma. Talsvert hafrót getur orðið með litlum fyrirvara samfara myndun slíkrar lægðar. Í stuttu máli sagt; mannskaðaveður getur skolið á á skömmum tíma. Noregshaf er fæðingarstaður margra heimskausalægða og upp úr 1980 fóru menn að veita þessum fyrirbærum athygli í tenglum við olúboranir við Noregstrendur. Fjarkönnun gerir það í rauninni kleift að rannsaka heimskausalægðir. Mælingar á hafi úti eru það strjálur og heimskausalægðirnar það smáar að þær geta myndast og eyðst upp án þess að nokkur heildarmynd fái af þeim. Vafist hefur fyrir mönnum að skilgreina heimskausalægðir. Á fundi vísindamanna um rannsóknir á heimskausalægðum með gervitunglum, sem haldinn var á Hvanneyri sumarið 1992, lagði danskur veðurfræðingur Erik A. Rasmussen til eftirfarandi skilgreiningu:

„Heimskausalægð er meðaldjúp hafræn lægð sem myndast heimskausmegin við megin skil. Lárétt stærð hennar er eitthvað á bilinu 200-800 km og vindur í kring um lægðarmiðjuna er hvass (8 vindstig eða meiri).“

Skilgreining þessi nær ekki yfir smærri hvirfiltruflanir sem oft eiga sér stað á heimskautasvæðunum. Rasmussen stakk einnig á sama fundi upp á að skipta heimskausalægðum í eiginlegar og óeiginlegar heimskausalægðir (*e. primary/secondary polar lows*). Eiginlegar heimskausalægðir eru skilgreindar samkvæmt tillögu hans á þennan veg:

„Heimskausalægðir sem myndast í kjölfar þess að kaldkjarnaður háloftahvirfill berst í suður með staðvindum flokkast sem eiginlegar heimskausalægðir (sambærileg skilgreining er notuð um heimskausalægðir á suðurhveli). Aðrar heimskausalægðir flokkast sem óeiginlegar heimskausalægðir.“

Kaldkjarna háloftahvirfill (*e. upper-level cold cored vortex*) sést sem smáhvirfill eða lægðardrag á 500 mb jafnþrýstifleti. Rannsóknir hafa sýnt að heimskausalægð getur myndast þegar hitinn í kaldkjarnaða háloftahvirflinum er undir -42°C . Heimskausalægð myndast venjulega þegar kaldkjarna háloftahvirfill fer yfir Ísroind. Nokkur hitamunur er yfir Ísroind þar eð sjávarmegin við hana hitar hafið loftið upp en ísmegin ekki. Við það myndast eins konar hitaskil. Mikill kuldi ofarlega í veðrahvolfinu gerir aðstæður fyrir hræringu ákjósanlegar en þó þarf að þvinga þetta ferli í gang. Háloftahvirfillinn gegnir einmitt því hlutverki og þegar hann fer yfir Ísroindina myndast lítil lægð sem nærast á hitamuni loftsins þar yfir.

Sumar heimskautalægðir virka eins og fellibyljir, þ.e. nota hitamun milli hafs og lofts sem orkugjafa. Til að fellibylur geti myndast þarf hiti hafsins að vera a.m.k. 26°C sem er talsvert meira en á heimskautasvæðunum. Kaldkjarna háloftahvirfill kemur hræringu að stað milli loftsins við hafflötinn, sem er hlýrra, og loftsins ofarlega í veðrahvolfinu, þar sem oft er mjög kalt. Kjarninn í þessum lægðum verður hlýr öfugt við það sem gerist með aðrar heimskautalægðir. Það sama gildir um þessar heimskautalægðir og þær sem myndast við ísröndina, að kuldinn í háloftunum nægir ekki til að hræring hefjist og heimskautalægð myndist, heldur þarf kaldkjarna háloftahvirfill að þvinga kerfið í gang. Oft gerist það að heimskautalægðir sem myndast við ísrönd eða við strendur berast út á hlýrra haf og breytast í hlýkjarna heimskautalægð.

Þekktustu fæðingarstaðir heimskautalægða eru á Grænlandshafi, við Ísland, á Noregshafi og Barentshafi, þar sem hlýtt haf er nálægt landi eða ísröndinni. Annars er þær að finna alls staðar kringum Grænland, á Labradorhafi og þar á milli. Þær hafa einnig fundist á norðanverðu Kyrrahafi. Lítið er vitað um útbreiðslu og hegðun heimskautalægða við Suðurskautslandið þar sem ekkert byggt búi er þar nærri. Fáar heimskautalægðir virðast myndast við strendur og ísröndina á þessum slóðum. Hinsvegar hafa þær fundist á Tasmanhafi við strönd Nýja Sjálands.

6 LÆGÐIR VIÐ ÍSLAND

Meginkil á Norður-Atlantshafi liggja milli kalds lofts, ættaðs frá norðursvæðum Kanada og Grænlandi og hlýs lofts sunnan úr hafi. Lægðir sem hafa áhrif á veðrið hér á Íslandi myndast flestar skammt austan eða suðaustan Nýfundnaland. Eins og áður segir eru það fyrst og fremst hafið, meginland Norður-Ameríku, og Grænlandsjökull sem hafa áhrif á veðrakerfin hér við land. Kalt loft frá norðursvæðum Kanada mætir þar hlýju lofti sunnan úr Atlantshafi. Braut lægðanna liggur í norðaustur eða austnorðaustur. Lægðirnar geta borist yfir Atlandshafið til Bretlandseyja, norður í átt að Íslandi, yfir Grænlandssund og norður í haf og um allar leiðir þar á milli (mynd 11). Þó hafið við Nýfundnaland sé algengasti fæðingarstaður lægða á Norður-Atlantshafi geta þær myndast nánast hvar sem er á lægðabrautinni.

Íslandslægðin svokallaða og lægðardragið sem liggur frá henni suður með landinu inn á Noregshaf endurspeglar tíðni og dýpt lægða við landið. Yfir hafinu suðvestur af Íslandi mætir kaldur loftmassi frá Grænlandsjökli hlýju suðrænu lofti. Hitamunurinn milli þessara ólíku loftmassa er hið besta „lægðafóður“. Lægðirnar ná að jafnaði mestri dýpt suðurvestan landsins. Mjög algengt er að braut lægðanna liggji síðan suður fyrir landið og inn á Noregshaf.

Segja má, án þess að miklu sé logið, að veðrið á Íslandi sé alfarið háð duttlungum lægðanna. Það ræður öllu um veðrið samfara lægðinni hvort hún fer fyrir vestan landið eða austan við það. Fari lægðin vestan við landið má búast við suðaustanátt og síðan suðvestanátt með rigningu um mestallt land. Fari lægðin hins vegar austan við landið má búast við norðan- og norðaustanátt með kulda um allt land og snjókomu eða rigningu nyrðra. Það getur því valdið veðurfræðingum talsverðum höfuðverk þegar lægðir taka upp á því að stefna beint á landið.



Mynd 11. Brautir lægða við Ísland (Markús Á. Einarsson 1989).

Ekki þarf farbraut lægðarinnar að skeika mikið frá spánni svo veðrið verði gjörólíkt því sem spáð var. Veðurlagi á Íslandi má skipta í átta flokka sem stjórnast af því hvernig staða lægða er í kringum landið (Markús Á. Einarsson 1971).

1. SA-átt: Veður þegar lægð nálgast landið úr suðvestri. SA-áttin hefur tilhneigingu að breytast í S- eða SV-átt á Norður- og Austurlandi líklega vegna áhrifa landsins. SA-átt fylgir rigning um allt land.
2. SV- og V-átt: Veður þegar kulda- eða samskil frá lægð á Grænlandshafi hafa farið yfir landið. Oft fylgja þessu veðurlagi skúrir eða él að vetrarlagi á Suður- og Vesturlandi sem koma úr háreistum skýjum sem myndast þegar kalt loft frá N-Ameríku fer yfir hlýrra haf. Á Norðaustur- og Austurlandi er oft bjartviðri í SV-átt.
3. S-átt með hlýindum: Ef lægðir eru kyrrstæðar við Hvarf á Grænlandi dæla þær hlýju lofti sunnan úr hafi til landsins. Loft þetta kólnar af hafinu í neðstu lögum þess og fylgir því þokuloft og súld og jafnvel rigning á Suðurlandi. Þokuloftið er það þunnt að það leysist upp við að fara yfir hálendið og er því bjartviðri á Norðurlandi.
4. Meginlandsloft frá Evrópu: Þegar lægð er langt suður í hafi berst stundum hlýtt meginlandsloft frá Evrópu með SA-átt til landsins. Loft þetta er oft mettað mistri frá evrópskum iðnaði. Þessu veðri fylgir oft þokuloft við austur og norðurströndina en óvenju hlýtt veður á Vesturlandi.
5. A-átt: Þegar lægð er skammt suður af landinu. Oft liggja skil við suðurströndina og getur verið rigning alla leið frá Reykjanesi og austur á Firði. Á Vesturlandi er hinsvegar léttskýjað og hlýtt.

6. NA-átt: Verður þegar lægðir fara sunnan við landið og sveigja síðan til norðausturs. Þetta gerist þegar hæðin yfir Grænlandi er sterk. Á Norður- og Austurlandi fylgir þessu veðurlagi hríð á veturna en súld á sumrin. Bjartviðri fylgir NA-áttinni á Suðurlandi.

7. N-átt: Djúpar lægðir sem eru skammt austan eða norðaustan við landið að vetrarlagi geta valdið norðanátt um allt land og stórhrið á Norðurlandi. N-áttinni svipar að öllum einkennum mjög til NA-áttar.

8. Hæð yfir Íslandi: Fyrir kemur að kuldahæð myndast yfir landinu að vetrarlagi. Þetta gerist þegar áhrif lægða ná ekki til landsins og vindar eru hægir. Þá nær loft að kólna niður yfir landinu. Oft er hæð yfir Íslandi í tengslum við hæðina yfir Grænlandi. Hæð yfir landinu fylgir hægviðri og bjartviðri en stundum er þoka við ströndina.

Á hverjum vetri valda nokkrar lægðir þó nokkru hvassviðri hér við land og á nokkra ára fresti valda mjög krappar lægðir óveðrum með talsverðu tjóni. Á veturna getur orðið mjög kalt á norðursvæðum Kanada. Geta þá myndast þar miklar kyrrstöðuhæðir. Þegar þetta ískalda loft nær að streyma út á Atlantshaf til móts við hið hlýja raka suðræna loftið geta myndast oft mjög djúpar og krappar lægðir.

7 LOKAORÐ

Ísland liggur á mörkum heitra og kaldra loft- og hafstrauma. Meginskil sem eru mörkin milli kalds og þurrs heimskautalofts og hlýs og raks tempraðs lofts ganga í bylgum um norðanvert Atlantshaf frá austurströnd Norður-Ameríku að vesturströnd Norður-Evrópu. Staða meginskilanna er mjög breytileg frá degi til dags, en ræðst einkum af legu og eðli landsvæða og hafsins. Að norðan, úr kalda loftinu, koma stöku sinnum svokallaðar heimskautalægðir. Meginskilum fylgja lægðir; varmavélar sem nærast á hitamuni þessara ólíku loftmassa. Lægðirnar sem flestar myndast suðvestan Nýfundnaland fylgja suðvestlægum staðvindum yfir hafið. Mestri dýpt ná þær að jafnaði suðvestan landsins, þar sem þær mæta köldu lofti frá Grænlandi. Ísland er staðsett í farbraut lægða og má segja að þær séu nær einráðar um veðrið á Íslandi.

8 SUMMARY

Iceland is placed in a route of lows. The lows around Iceland are called extratropical cyclones, also known as baroclinical lows. They are formed on the polar front where cold and dry air meets warm and humid subtropical air. The position of the polar front is very irregular and changes significantly from day to day. The lows use the temperature difference over the polar front as an energy source. Most of the lows are formed over the ocean southwest of Newfoundland. They tend to move northeastward towards the British Isles or further north even as far as Denmark Strait. Southwest of Iceland is a low in the annual mean air pressure. This phenomenon is called "the Icelandic low". In this area most of the cyclones reach their maximum depth. Southwest of Iceland very cold and dry air from Greenland meets warmer

subtropical air. The high temperature difference between these air masses is a very good energy source for the lows.

Another type of cyclones, polar lows are also found around Iceland. Polar lows are formed north of the polar front. They are small in synoptical scale, approximately 200-800 km in diameter and use the temperature difference over the ice edge or between warm sea and cold air as an energy source. Polar lows move southward in the Northern Hemisphere.

HEIMILDASKRÁ

Holton, J.R. 1972. *An introduction to dynamic meteorology*. Academic Press.

Markús Á. Einarsson 1971. *Veðurfræði*. Reykjavík, Iðunn.

Markús Á. Einarsson 1976. *Veðurfar á Íslandi*. Reykjavík, Iðunn.

Markús Á. Einarsson 1989. *Hvernig viðrar?* Reykjavík, Iðunn.

Palmén, E. & C.W. Newton 1969. *Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation*. Academic Press.

Rasmussen, E.A. 1996. Polar lows. Í: S.H. Schneider (ritstjóri), *Encyclopedia of climate and weather, vol. II*. Oxford University Press.

Rasmussen, E.A., J. Turner & P.F. Twitchell 1993. Report of a workshop on applications of new forms of satellite data in polar lows research. *Bull. Am. Met. Soc.* 74, 1057-1073.

Wallace, J.M. & P.W. Hobbs 1977. *Atmospheric science: an introductory survey*. Academic Press.

LESID Í SNJÓINN ATHUGANIR Á FORNVEÐURFARI

Ólafur Rögnvaldsson

1 INNGANGUR

Hér á eftir verður fjallað um δ -mælingar í ískjörnum, einkum frá Grænlandsjökli og túlkun þeirra með fornveðurfar í huga. Ennfremur verða hugleiddar hugsanlegar ástæður fyrir snöggum veðurfarssveiflum.

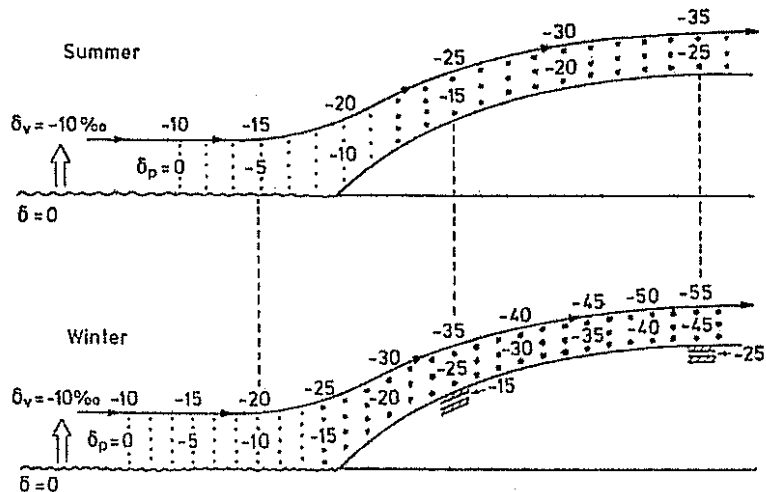
2 EÐLISFRÆÐIN Á BAK VID δ -GILDIN

Hvarfeiginleikar (*e. reaction properties*) samsæta eru því sem næst eins. Þeir ráðast nær eingöngu af fjölda rafeinda á ysta hveli atóms. Heildarfjöldi rafeinda fer eftir hleðslu kjarnans, þ.e. fjölda róteinda. Munur milli samsæta orsakast hins vegar af mismunandi fjölda óhlaðinna nifteinda í kjarna og þar með mismunar á massa. Þessi massamunur samsæta veldur ögn mismunandi hvarfeiginleikum. Samsætusamsetning efnis hefur ennfremur áhrif á kjarnaklofnun, aðsog, uppgufun og þéttingu.

Til eru tvær stöðugar vetnissamsætur, H^1 og H^2 í hlutföllunum 999.840:160 ppm og þrjár súrefnissamsætur $O^{16}:O^{17}:O^{18} = 997.600:400:2000$ ppm. Af þessu leiðir að til eru 9 mismunandi vatnssamsætur með massa á bilinu 18 (fyrir $H^1_2O^{16}$) til 22 (fyrir $H^2_2O^{18}$). Tíðni sameinda með tveimur þungum samsætum er hins vegar hverfandi, ennfremur er O^{17} fágætt, því eru 3 algengustu vatnssamsæturnar $H^1_2O^{16}$, $H^1H^2O^{16}$ og $H^1_2O^{18}$. Helsta ástæðan fyrir sundurgreiningu vatnssamsæta í náttúrunni er sú að gufunarþrýstingur H_2O^{16} (pH_2O^{16}) er hærri en HDO ($H^1H^2O^{16}$ -pHDO) og H_2O^{18} (pH_2O^{18}). Þar af leiðir er minna af D og O^{18} í vatnsgufu en í veitinum sem það gufaði upphaflega upp úr, hann verður hins vegar auðgaður. Á hinn bóginn verður þétting, úr takmörkuðu magni vatnsgufu, auðguð og vatnsgufan sem eftir er, er snauð af þungu samsætunum miðað við það sem áður var (þ.e. fyrir uppgufun).

Gufunarþrýstingur H_2O^{18} er um 1% lægri en pH_2O^{16} og pHDO er um 10% lægri. Þar af leiðir að við jafnvægisástand inniheldur vatnsgufa 10% minna af O^{18} og 100% minna af HD en SMOW (Standard Mean Ocean Water). Þetta er táknað með $\delta_v(O^{18}) = -10\%$ og $\delta_v(D) = -100\%$. Ef þessi gufa skilst frá sjónum og þéttist, þá verður fyrsta úrkoman með sömu samsætusamsetningu og sjórinn, þ.e. $\delta_p(O^{18}) = \delta_p(D) = 0\%$, en vegna þess að þungu samsæturnar þéttast 10% og 100% meira en þær léttu, þá fer δ_p lækkandi sem og δ_v . Mynd 1 skýrir þetta ferli í grófum dráttum.

Áhrifavaldar á meðal δ í árlegri úrkomu eru margir. Á köldum svæðum er $T_c - T_c^\circ$ ráðandi þáttur, þ.e. mismunurinn á milli hitastigs við þéttingu (*e. condensation temperature*) á ákveðnum stað og hitans T_c° á fyrstu stikum úrkomuferlisins. Þar sem þessi gildi eru yfirleitt ekki þekkt þá er skipt á $T_c - T_c^\circ$ og $T_m - T_m^\circ$, þ.e. meðalhitastigsmunar á yfirborði.



Mynd 1. Efri hluti (svarar til sumars eða hlýs loftslags). Einfaldað líkan er sýnir sundurgreiningu súrefnissamsæta frá uppgufun úr sjó (til vinstri) til úrkomu er fylgir í kjölfarið. Loftið kólnar smám saman er það færir til norðlægari breiddargráða, eða yfir hærra land (til hægri). Neðri hluti (svarar til vetrar eða kalds loftslags). Sama og að ofan nema hvað kólnunin hefur hraðað þéttingu þungu samsætanna og skýrir það lægri δ -gildi á sömu breiddargráðum og/eda í hæð. Snjór með $\delta_p = -25$ hefur fallið ofan á snjó með $\delta_p = -15$, er féll á síðasta hlýskeyði. Í grófum dráttum þá skýrir þetta af hverju ískjarnar fela í sér upplýsingar um (i) árstíðabundnar δ -sveiflur og (ii) langtíma δ -sveiflur (Dansgaard 1961).

Vetrarúrkoma er léttari, þ.e. minna af þungu samsætunum, en sumarúrkoma þegar á heildina er litið. Samsætusamsetning mismunandi úrkomu er mjög breytileg, eftir uppruna vatnsgufunnar o.fl. Árstíðabundin breyting á magni O^{18} er mismikil eftir loftslagi. Hún er lítil á stöðum með úthafsloftslag (5-10 ppm), heldur meiri við hálf-meginlandsloftslag (10-20 ppm) og mikil á stöðum með meginlands- og heimskautaloftslag (20-30 ppm).

3 ÍSFLÆÐILÍKÖN

Við aldursákvörðun ískjarna hefur ýmsum aðferðum verið beitt, m.a. talningu árlaga. Þetta er mjög nákvæm aðferð en gagnast því miður ekki langt aftur í tímann, ca. 14500 ár í GRIP Summit kjarnanum frá 1992. Einnig hafa geislavirkar samsætur, með þekktan helmingunartíma, verið mældar, einkum C^{14} . Líkt og með árlagatalninguna þá gagnast þessi aðferð skammt aftur í tímann, eða um 30 þúsund ár. Þriðja aðferðin felst í því að athuga fylgni við þekkta atburði, t.d. með því að nota viðmiðunarlagamót. Loks má beita líkanareikningum. Árið 1988 var boraður 324 m djúpur ískjarni á hátindi Renlandskagans við Scoresbysund á Austur-Grænlandi. Kjarninn náði frá yfirborði og niður á berggrunn. Búið er að aldursgreina ísinn í honum með ísflæðilíkani þar sem gert var ráð fyrir að ís nálægt botni sé frá síðasta hlýskeyði (Eem tímabilinu sem stóð frá 114 til 133 þúsund árum síðan). Líkanið tekur tillit til hins sérstæða ísflæðis á toppnum, sem einkennist af lítilli skúfspennu (e. shear stress). Ennfremur tekur líkanið með í reikninginn smurningsáhrif frá neðsta hluta jökulíssins. Hann er silt- og leirríkur og nokkuð mjúkur miðað við efri ís. Sökum þessa veður hann örlitlu, en

mjög mikilvægu skriði eftir berggrunnum. Með því að beita sömu aldursákvörðunartækni á Camp Century og DYE 3 kjarnana fæst góð fylgni milli δ -sniðanna í kjörnunum þremur.

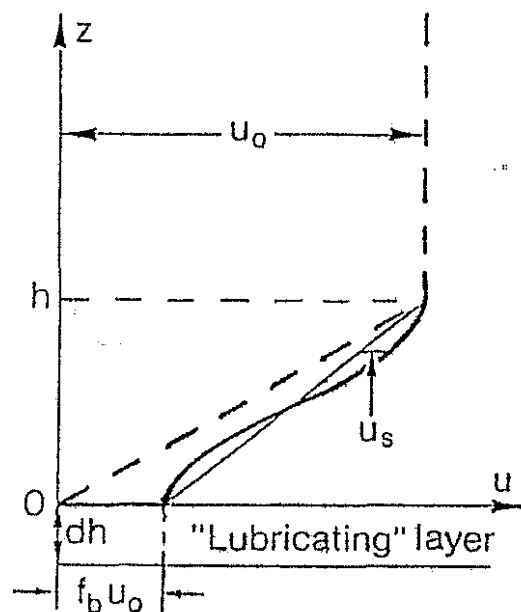
Erfitt hefur reynst að beita ísflæðilíkönunum við aldursgreiningu íss sem liggur næst berggrunni, þ.e. neðst í jöklinum. Helstu ástæður eru þær að lóðrétt aflögunarhlutfall (*e. vertical strain rate*) á miklu dýpi í jöklinum er lítt þekkt sem og tímabundnar breytingar á aflögunarhlutfalli í kjörnunum. Ennfremur er skortur á vitneskju um úrkomu fyrir á tímum. Loks getur lagskipting nálægt berggrunni, fjarri ísskilum, verið brengluð.

Eins og áður sagði þá tekur nýja líkanið (Johnsen & Dansgaard 1992) tillit til aukins flæðis í neðstu lögum íssins, það eykur aftur lóðrétta aflögunarhlutfallið í sömu lögum. Afleiðingin af þessu er sú að ís er liggur næst fyrir ofan siltríka ísinn er mun yngri en hann.

Upprunalega íslíkanið (Dansgaard & Johnsen 1969) gerði ráð fyrir jöfnum láréttum hraða u_0 frá yfirborði og niður á dýpi h frá berggrunni. Á meira dýpi væri u í hlutfalli við hæð z frá botni, sbr. feitletraða brotalínán á mynd 2. Endurbætta líkanið er öðruvísi fyrir $z < h$ vegna þess að það tekur tillit til smuráhrifa botnlagsins dh . Ennfremur þá tekur "S" lagið á lóðrétta aflögunarhlutfallinu til greina sérstæð flæðisskilyrði nálægt ísskilum, en þar er skúfspenna hverfandi. Eftirfarandi skilgreining er því notuð fyrir u þegar $z < h$:

$$u(z) = f_b * u_0 + (1 - f_b) * u_0 * z/h - u_s * \sin(2\pi z/h)$$

þar sem f_b er hlutfallið milli "skrið"-hraðans og yfirborðshraðans u_0 og u_s er sveifluvídd hreintóna fráviks frá línulegri hneigð u , fyrir $z < h$ (*e. the amplitude of a harmonically varying deviation from the linear trend of u*).



Mynd 2. Láréttur skriðhraði jökuls sem fall af dýpi (Johnsen & Dansgaard 1992).

Ef gert er ráð fyrir "samloku" flæði, þ.e. ísþykkt H og ákomuhlutfall λ_H eru óháð tíma og staðsetningu, þá má nota samfelldnifögnuna til að fá líkingu fyrir lóðréttum hraða sem fall af z , óháð u_0 og tölulega jafngilt árlegri lagþykkt, $\lambda(z)$, á staðnum. Aldursmunur Δt á tveimur lögum, z_1 og z_2 metrum fyrir ofan berggrunn er þá:

$$\Delta t = \int_{z_1}^{z_2} dz / \lambda(z)$$

Þar sem H , h , f_b og f_s eru öll óháð λ_H , þá mun r sinnum lægra ákomuhlutfall, meðan á myndun lagsins á milli z_1 og z_2 stendur yfir, leiða af sér r sinnum stærra Δt .

Langt frá ísskilum (t.d. Camp Century og DYE 3) er $u_s = 0$ og upphaflega u -sniðið fæst. Ef hitastig og þrýstingur við berggrunn eru þannig að ísinn er við bræðslumark þá er lárétti hraðinn u sá sami í öllum kjarnanum, þetta svarar til þess að $h = 0$.

4 ALDURSÁKVÖRÐUN KJARNANNA

Tafla 1.

Mældar stærðir	Camp Century	DYE 3	Renland
H metrar ís	1369.4	2013	306.6
λ metrar ís/ár	0.38	0.49	0.50
dh metrar	17	25	(1)
$f_b = u_b/u_0$	0.135	0.16	-

Afleiddar stærðir	Camp Century	DYE 3	Renland
h metrar	500 ± 60	300 ± 40	250 ± 40
$f_b = u_b/u_0$	-	-	0.0100 ± 0.0015
$f_s = u_s/u_0$	-	-	0.056 ± 0.090

Ákomuhlutfall (% af núverandi gildi) á tímabilinu (ár B.P.)	Camp Century	DYE 3	Renland
0 - 10.720	100	100	100
10.720 - 14.000	20	30	40
14.000 - 70.000	20	28	22
70.000 - 120.000	30	(42)	30
120.000 - 130.000	120	-	120

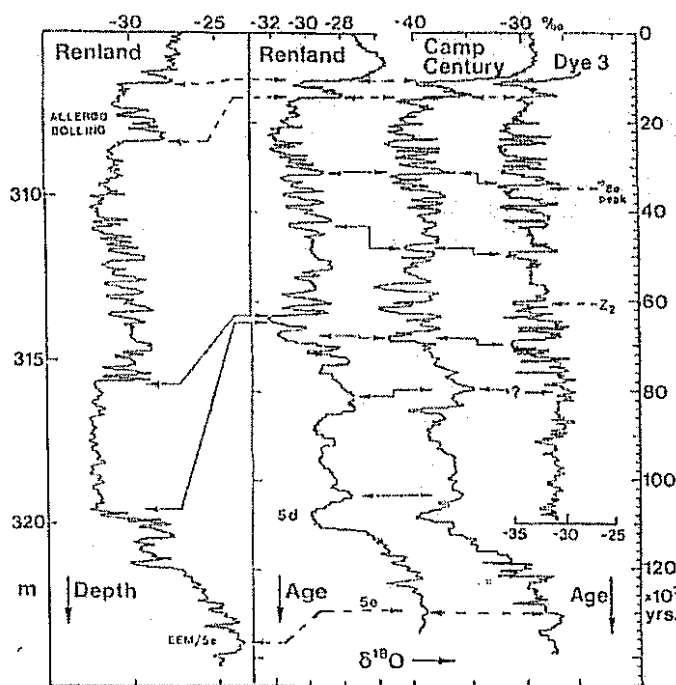
Kenniatburðir (ár B.P.)	Camp Century	DYE 3	Renland
Lok Yngra Dryas kuldaskiðsins	10.720	10.720	10.720
Byrjun Bölling	14.000	14.000	14.000
Be ¹⁰ toppur	-	35.000	-
Hápunktur Eem	130.000	-	130.000

Kennistærðirnar sem notaðar voru sem inntök í líkanareikningana fyrir tímakvarðann eru sýndar í efri hluta töflu 1. Sumar eru mælistærðir (efsta röð) en aðrar afleiddar (miðröð). Með því að stilla líkanið þannig að það gefi þrjá af fjórum kenniatburðum, sem auðþekktir eru af δ -gögnum, þá er vali inntaks kennistærða settar nokkuð þröngar skorður. Ef þeim er breytt sem

nemur \pm gildunum þá lýsti það sér í 5% aldursfráviki frá kenniatburðum. Kenniatburðir eru eftirafarandi:

1. Lok Yngra-Dryas kuldaskiðsins, 10.720 ± 150 ár B.P.
2. Byrjun Bölling/Alleröd hopunarskiðsins, ca. 14.000 ár B.P.
3. Óvenju hár Be^{10} toppur er fyrst sást í Vostok kjarnanum á Suðurskautslandinu, 35.000 ár B.P.
4. Hápunktur Eem hlýskskiðsins eða samsætustigs 5e, aldur um 130.000 ár B.P.

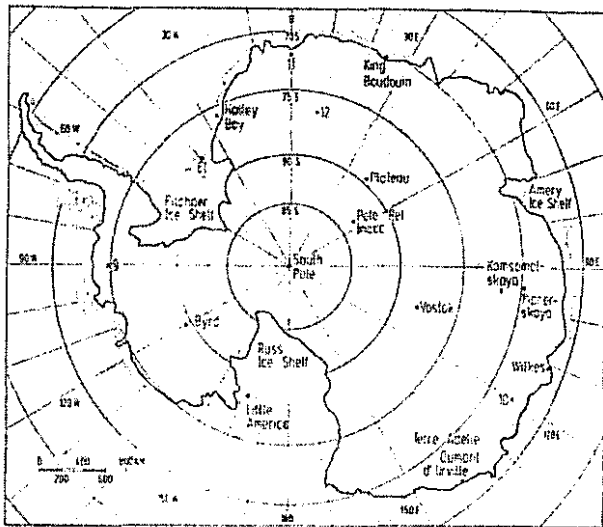
Á hægri hlið myndar 3 er búið að teikna δ -gildi Renland, Camp Century og DYE 3 kjarnanna á línulegan tímakvarða. Talið er að DYE 3 kjarninn nái ekki lengra en 80 þúsund ár aftur í tímann, a.m.k. ekki í samfelldri tímaröð.



Mynd 3. δ -snið (teiknað á reiknaðan, línulegan tímakvarða) kjarnanna þriggja. Hugsanleg samsvörun er gefin til kynna með heilum örvum. Brotnar örvar sýna kenniatburði. DYE 3 gögnin eru tæplega samfelld eftir 80.000 ár B.P. (Johnsen & Dansgaard 1992).

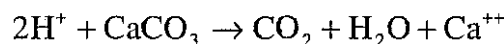
5 NIÐURSTÖÐUR BORANA Á GRÆNLANDSJÖKLI

Ískjarnar úr gaddjöklum, þ.e. jöklum þar sem bráðnun yfir sumartímann er hverfandi, geyma upplýsingar um veðurfarssveiflur og ástæður þeirra. Samsætumælingar á jökulís hafa leitt í ljós örar hitasveiflur fyrr á tímum. Ekki hefur eingöngu verið horft til δ -gilda íssins. Þegar snjórinn í jöklinum breytist úr hjarni í ís þá verða örlitlar loftagnir innlyksa og mynda loftbólur í nýmyndaða ísnum. Í DYE 3 gerist þetta á 65 til 80 m dýpi, jökullinn safnar því stöðugt loftsynum. Þar sem hlutfallslegt magn algengustu lofttegundanna, N_2 , O_2 og Ar í

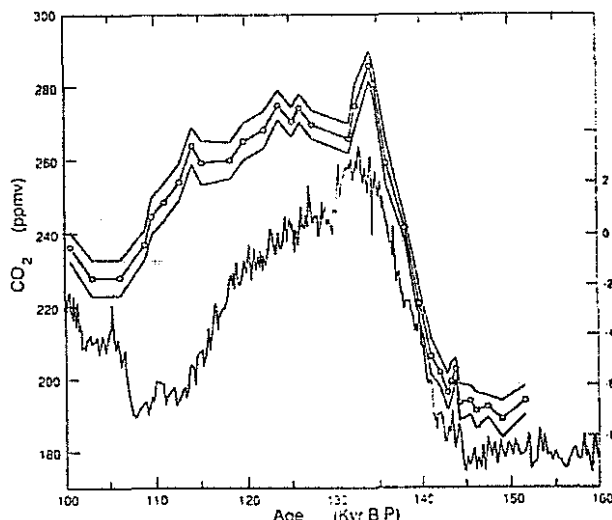


Mynd 4. Kort af suðurskautinu er sýnir staðsetningu Byrd og Vostok borstaðanna (Barnola o.fl. 1991).

rykmengaður. Meginuppistaðan í rykinu eru kolefnissambönd ýmiss konar sem ganga í samband við vetnisjónir í ísnum og mynda CO₂ samkvæmt eftirfarandi jöfnu



Magn CO₂ í grænenskum ís er því mjög háð rykgerð og sýrustigi íssins, en ekki bara gerð andrúmsloftsins. Af þessu leiðir að ekki er gott að nota CO₂ gögn þaðan þar sem áhrifaþættir



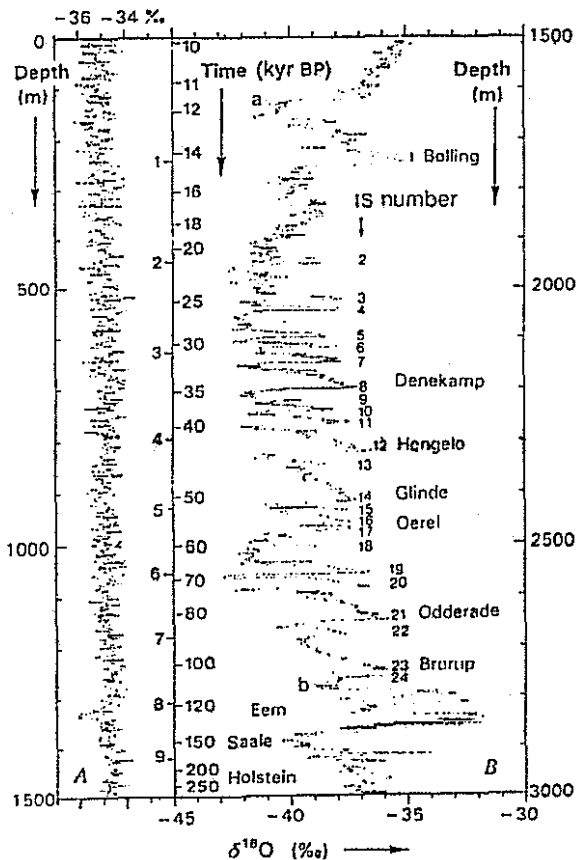
Mynd 5. Breytingar á CO₂ magni og yfirborðshita í Vostok kjarnanum frá 100 til 160 þúsund árum síðan. Línurnar ofan og neðan við CO₂ línuna gefa mælióvissu til kynna (Barnola o.fl. 1991).

loftbólunum er svipað því sem er í andrúmsloftinu er óhætt að gera ráð fyrir að hlutfallslegt magn CO₂ í ísnum endurspegli aðstæður í andrúmsloftinu, þegar sumarbráðnun er engin.

Ef bráðnun verður, þá eykst magn CO₂ þar sem það er auðleyst í fljótandi vatni. Þegar vatnið frýs aftur þá er það orðið CO₂ auðgað m.v. fyrir bráðnun. Þar sem loftið í bólunum er lýsandi fyrir gerð andrúmsloftsins þegar það varð innlyksa þá er það yngra en ísinn í kring. Í Vostok kjarnanum frá Suðurskautslandinu er þessi munur um 6000 ár (mynd 4). CO₂ gögn frá Grænlandsjökli eru ekki góð vegna þess að ísinn er mjög

erfiða. Öðru máli gegnir um CO₂ gögn frá Suðurskautslandinu (t.d. Vostok og Byrd). Ís þaðan er mun hreinni en sá grænlenki og því er magn CO₂ lýsandi fyrir andrúmsloftið hverju sinni. Gallinn við suðurskautsgögnin er hins vegar sá að úrkoma er og hefur verið mun minni en á Grænlandi. Þetta veldur því að ískjarnarnir eru ekki samfelldir í tíma, snjór getur til dæmis fokið burt og myndað þannig tímagloppur. Af þessu leiðir augljóslega að erfitt hefur reynst að aldursákvarða suðurskautskjarnana með jafn góðum hætti og þá grænlenku.

Mynd 5 sýnir reiknaðan hitaferil á Eem skeiðinu út frá Vostok kjarnanum og



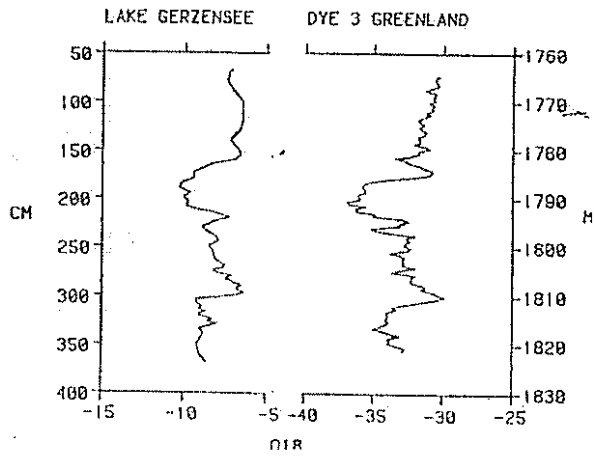
Mynd 6. Samfelld δ -gildi frá GRIP Summit kjarnanum. Gildi eru tekin með 2.2 m millibili. Tímakvarðinn í miðju er fenginn með talningu árlaga aftur um 14.500 ár og síðan með líkanareikningum (Dansgaard o.fl. 1993).

Gögn frá GRIP kjarnanum sýna að óstöðugleiki í veðurfari einskorðast ekki eingöngu við síðasta jökulskeið heldur eru Eem hlýskeiðið og Saal-Holstein jökulskeiðið þar á eftir líka sveiflukennd. Þetta er í mótsögn við mjög stöðugt veðurfar á nútíma og bendir til þess að núverandi aðstæður séu undantekning fremur en regla. Nýju kjörnunum, GISP II og GRIP Summit, ber mjög vel saman allt aftur að Eem hlýskeiðinu. Er það mat manna (evrópskra) að gögn frá GRIP Summit séu áreiðanlegri, vegna þess að ísflæðið þar sé betur þekkt en á GISP II. Í deiglunni er hins vegar að bora þriðja kjarnann, nokkru norðar, til að fá úr þessu misræmi skorið (Árný E. Sveinbjörnsdóttir, munnleg heimild).

Ekki hafa vísbendingar um fornveðurfar eingöngu komið frá δ -gildum ískjarna. Mæld hafa verið δ -gildi í kolefnum úr evrópsku vatnaseti. Samanburður δ -gilda úr Gerzensee í Sviss og DYE 3 er sýndur á mynd 7. Í grófum dráttum sýna bútarnir svipaðar sveiflur, sem bendir til að

CO₂ magn, búið er að leiðrétta fyrir aldursmun vegna innlyksunar. Athyglisvert er að sjá að CO₂ aukningin byrjar um 1000 árum fyrr en hitastigshækkunin, en magn CO₂ fer ekki að minnka að ráði fyrr en hitinn hefur lækkað um 6°C frá því sem hlýjast var.

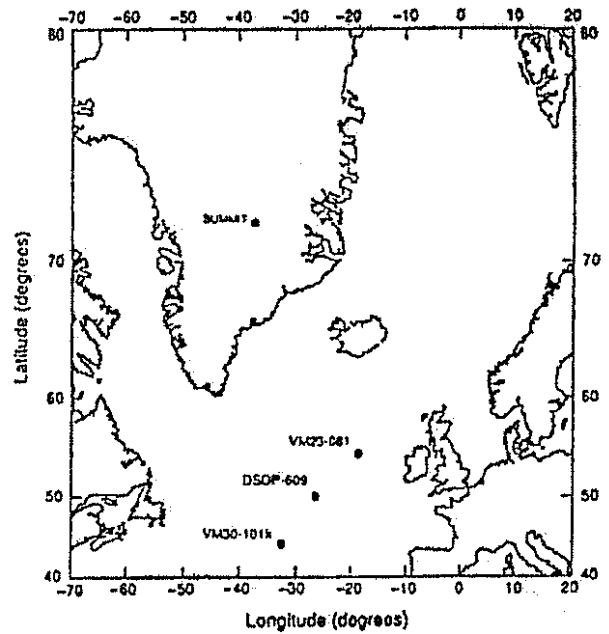
Nýlega voru boraðir tveir kjarnar á Mið-Grænlandi með um 30 km millibili. Það voru bandaríski GISP II kjarninn og evrópski GRIP Summit kjarninn (myndir 6 og 8). Niðurstöður samsætumælinga á ís, úr þessum og fleiri kjörnum (t.d. DYE 3, Renland og Vostok) sýna að örar hitasveiflur, svokallaðir Dansgaard-Oeschger atburðir, voru einkennandi fyrir síðustu ísöld. Einnig sést að fyrir 20 til 80 þúsund árum síðan voru snögg hitnun og hæg kólnun í kjölfarið, einkennandi fyrir hita sjávar og loft. Þessi hringrás tók á milli 10 til 15 þúsund ár og endaði með gífurlegri kelfingu ísjaka í N-Atlantshafið, svokölluðum Heinrich atburðum. Ennfremur sést að hitastig á núverandi hlýskeiði, þ.e. undanfarin 10.000 ár, hefur verið mjög stöðugt. Þetta bendir til þess að loftslag við norðanvert Atlantshaf geti gjörbreyst, jafnvel á örfáum áratugum.



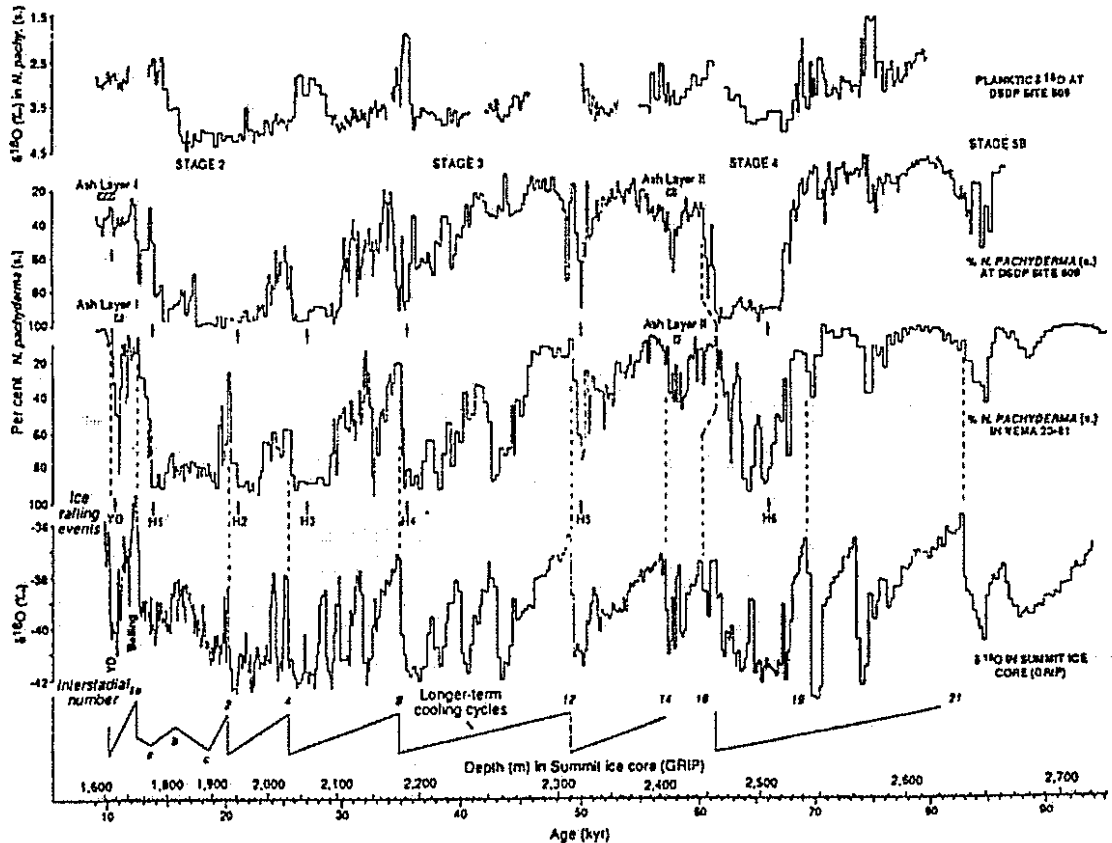
Mynd 7. Samanburður á δ -gildum frá DYE 3 (til hægri) og Gerzensee (til vinstri) (Oeschger o.fl. 1984).

gögnin lýsi sömu hitabreytingum og séu því samtímabreytingar. Í Atlantshafi hafa einnig verið boraðir djúpsjávarkjarnar á milli 40. og 60. breiddargráðu (mynd 8).

Búið er að bera GRIP kjarnann saman við DSDP-609 og VM23-081 90 þúsund ár aftur í



Mynd 8. Staðsetning GRIP Summit borstaðarins og djúpsjávarkjarnanna er bornir voru saman við GRIP kjarnann (Bond o.fl. 1993).



Mynd 9. Sýnd er fylgni milli hlutfallslegs magns pachyderma götungs úr kjörnum DSDP-609 og V23-81 og δ -gagnanna frá GRIP kjarnanum (Bond o.fl. 1993).

tímann (mynd 9). Gögn frá sjávarkjörnunum sýna yfirborðshita sjávar. Matið fæst með því að kanna hlutfallslegt magn Neogloboquadrina pachyderma, sem ku vera götungur er lifir í vatni kaldara en 10°C. Hann myndar um 95% af lífríki sjávar þar sem sumarhitinn er lægri en 5°C. Það sem gerir samanburðinn sannfærandi er að langtímasveiflurnar eru nær eins.

6 HITASTIG FYRR Á TÍMUM Á GRÆNLANDI REIKNAD ÚT FRÁ BORHOLUHITASTIGI OG SAMSETUSNIÐI GRIPKJARNANS

Fyrsta skrefið er að finna út hvernig yfirborðshiti T_s er háður δ með því að líkja eftir hitasniði GRIP borholunnar. Því næst þarf að umreikna δ -gildin yfir í forsögulegt hitastig. Ísflæðis- og varmaflutningslíkan er byggt á eftirfarandi forsendum:

1. Eldra líkan (Johnsen & Dansgaard 1992) er lýsir sambandinu á milli ákomu á yfirborð λ og δ -gildis:

$$\lambda(\delta) = 0.23 * e^{(-10.09 - 0.653 * \delta - 0.01042 * \delta^2)} \frac{\text{metrar af ís}}{\text{ár}}$$

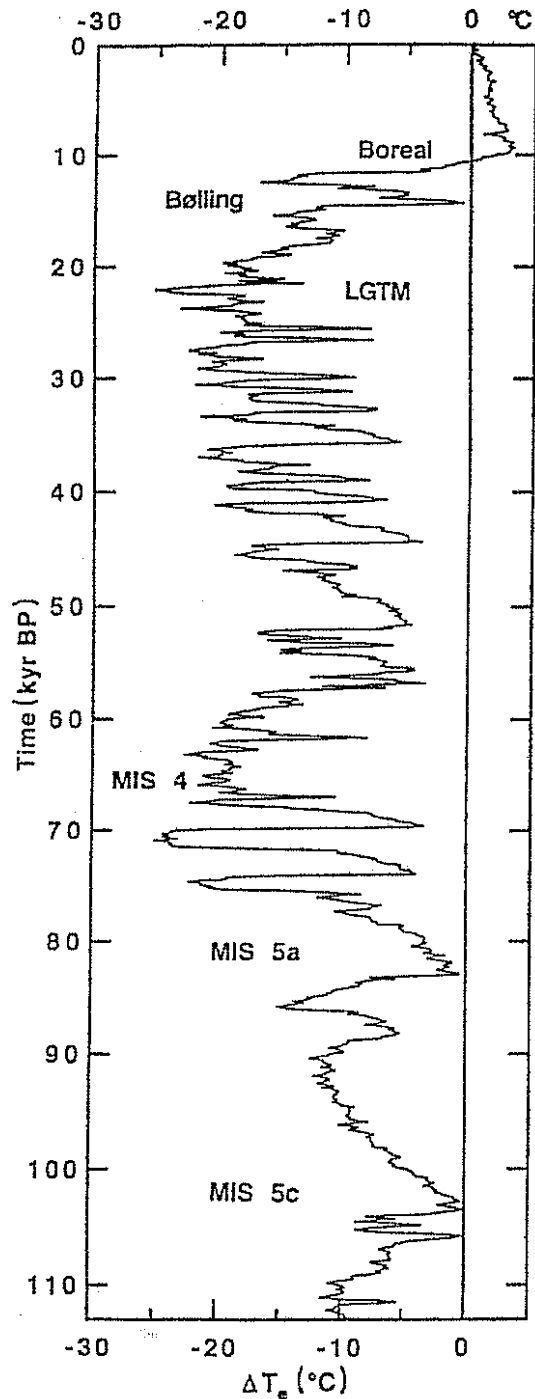
2. Jafna er lýsir varmaflæði með tíma:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa * \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - v_z * \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{c} * \frac{dk}{dT} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^2$$

þar sem T er hitastig íssins, t er tími, κ er varmasveimisstuðull (*e. thermal diffusivity*) íss, z er dýpi, v_z er lóðréttur hraði íssins, c er varmarýmd íss og k er varmaleiðnistuðull. Láréttur íshraði og innri varmamyndun (*e. internal heat production*) hafa verið sett jafnt og núll, en svo ætti að gilda við aðstæður á Summit. Gert er ráð fyrir að yfirborðshitastig á Summit sé tengt δ -gildi hvers tíma á eftirfarandi hátt:

$$T_s = \alpha + \beta * \delta + \gamma * \delta^2$$

þar sem búið er að leiðrétta δ -gildin, t.d. fyrir hæð, breiddargráðu og fjarlægð frá sjó. α , β og γ eru óþekktir fastar sem þarf að ákvarða ásamt q , sem er jarðvarmaflæði (*e. geothermal flux*), með því að finna bestu nálgun við hitasniðið í GRIP borholunni. Sú lausn á tímaháðu varmaflæðijöfnunni er gaf besta raun fólst í því að gera ráð fyrir áhrifum breytilegrar íshellu. Hún hefur helmingunarbreydd w , sem látið er aukast línulega með strandhita $T_c(t)$ (*e. coastal temperature*) upp að hámarksgildi 700 km fyrir $T_c(t) = -15^\circ\text{C}$. Þetta samsvarar því að íshellan þekji allt grænlandska landgrunnið. Reiknað hlutfall ísþykktar á móti hæð yfir sjó er 3100/3300 m á meðan á LGTM (*e. late glacial temperature minimum*) (hitalágmark síðjökulsskeiðs, $\delta \equiv -42\%$) stóð og 3240/3420 m fyrir 8000-10.000 árum á Boreal skeiðinu. Það var ekki fyrr en eftir Boreal að íshellan tók að þynnast til muna og náði núverandi þykkt 3029 m. Mátunargæði



Mynd 10. Reiknað hitastig á Summit, Grænlandi. Reikningarnir spanna seinustu 113.000 ár. MIS stendur fyrir Marine Isotope Stage og LGTM fyrir hitalágmark síðjökulsskeiðs (Johnsen o.fl. 1995).

Þessa líkans við mælt hitasnið eru mikil (staðalskekkja er $\pm 0.036^\circ\text{C}$) þegar fastarnir α , β , γ og q eru ákvarðaðir sem:

$$\alpha = -24.4^\circ\text{C}$$

$$\beta = -11.88^\circ\text{C}/\%$$

$$\gamma = -0.1925^\circ\text{C}/(\%)^2$$

$$q = 49.2 \text{ mW/m}^2$$

$\partial T_s / \partial t$ næmnin verður $1.67 \pm 0.05^\circ\text{C}/\%$ fyrir nútíma og $4.33 \pm 0.04^\circ\text{C}/\%$ fyrir LGTM. Heildarreikningar á δ -gildum frá GRIP Summit kjarnanum eru sýndir á mynd 10.

1. Núverandi hlýskeyð var í hámarki fyrir 8000 - 10.000 árum (Boreal), þá var allt að 3 til 4°C hlýrra á Grænlandi en nú.

2. Hitastig náði núverandi marki á stuttum tímabilum meðan á Bölling, MIS 5a og MIS 5c stóð.

3. Hitastig varð oft 20°C lægra en nú á síðasta kuldaskiði og var 25°C lægra en nú fyrir 21.500 og 71.000 árum síðan.

4. Seinna lágmarkið endaði með 20°C hlýnun á innan við öld.

5. Hlýnun hófst fyrir um 19.000 árum, þ.e. örlítið fyrr en á suðurskautinu skv. samanburði Sowers og Bender (1995) á gögnum frá GISP II og Byrd kjörnuum.

7 HUGSANLEGAR ÁSTÆÐUR FYRIR ÖRUM HITASVEIFLUM

Milt veðurfar í norðanverðri Evrópu er að miklu leyti straumhringrás Atlantshafsins að þakka. Meðalhiti sjávar er berst norður er um 10°C en djúpsjór er flyst suður eingöngu um

3°C. Við djúpsjávarmyndunina losna því um 7 kaloríur af varma á hvern rúmsentimetra vatns, eða um 29.3 MJ/m^3 , út í andrúmsloftið. Þar sem flæði djúpsjávarmyndunarinnar er um 20

Sverdrup (1 Sverdrup = 10^6 m³/s) þá svarar þetta til um $1.85 * 10^{22}$ J orkulosunar á ári. Þetta er um fjórðungur þess varma er inngeslun sólar veitir yfir Norður-Atlantshafssvæðinu. Það hefur því ekki verið að ósekju að hringrásin hafi verið kölluð varmadæla norðursins. Á nútíma hefur hiti á Grænlandi verið mjög stöðugur og bendir það til þess að straumhringrásin hafi haldist stöðug seinustu 9 þúsund árin. Líkleg orsök örra hitasveiflna fyrr á tímum er sú að straumhringrásin hafi rofnað æ ofan í æ. Seltumagn sjávar hefur væntanlega hvað mest að segja í hringrásarsveiflum. Hátt seltumagn tryggir kröftuga hringrás og öfugt. Ástæðan er sú að djúpsjármyndun fyrir norðan Ísland fellst í því að eðlisþungur (saltur) yfirborðssjór kólnar og sekkur (Arkimedesarlögmál) og leitar suður. Þegar hringrásin hrekkur í gang þá skilar hún hámarksvarma til andrúmsloftsins og veldur þannig örri hitaaukningu. Sökum hennar eykst bráðnun jökla og hafíss, þetta veldur lakkandi seltumagni sjávar. Ennfremur flyst salt á brott með djúpsjárstraumum suður á bóginn. Þetta tvennt getur valdið því að hringrásin verður viðkvæm fyrir utanaðkomandi áhrifum er geta rofið hana. Ef svo fer þá hefst saltuppsöfnun að nýju í Norður-Atlantshafinu, er veldur því að straumhringrásin verður möguleg að nýju. Möguleg utanaðkomandi áhrif geta meðal annars verið rennslisbreytingar í stórflyótum N-Ameríku. Hugsanlegur áhrifavaldur getur einnig verið breyting á rennslí Mississippí árinna yfir til St. Lawrence fljótsins í Kanada, sem rennur í St. Lawrence flóa milli Nýfundnaland og Quebec. Þessi rennslisbreyting yki ferskvatnsrennslí í N-Atlantshafið og gæti því, ef seltumagn væri orðið lágt, verið þúfan er ylti því hlassi sem rofnun straumhringrásarinnar væri.

8 SAMANTEKT

Lýst hefur verið hvernig δ -kvarðinn er hugsaður, en δ -gildi er hlutfallslegt frávik O^{18} í sýni, frá O^{18}/O^{16} hlutfalli í sjó (SMOW). Ennfremur er útskýrt hvernig δ -gildið er háð ýmsum landfræðilegum þáttum og hvernig nota má δ -gögn frá ískjörnum til að reikna út hitastig fyrr á tímum. Í því sambandi er fjallað stuttlega um ísflæðilíkön, en þau má nota til aldursákvörðunar íssins og til að fá hugmynd um ákomu fyrr á tímum. Rætt er um gögn frá ýmsum ís-, djúpsjár- og vatnasetskjörnum, en þau sýna í grófum dráttum sömu veðurfarssveiflur. Gögn frá ískjörnum á Grænlandsjökli eru þó mun betri, því upplausn þeirra er mjög mikil. Loks er fjallað um straumhringrás Norður-Atlantshafsins og hversu viðkvæm hún er fyrir breytilegu seltumagni sjávar.

9 SUMMARY

The physics behind the δ -value is discussed and explained. The mass difference between H_2O^{18} and H_2O^{16} leads to a difference in vapour pressure. At equilibrium state, water vapour contains 10% less O^{18} than SMOW, which is written as $\delta = -10\%$. The difference between condensation temperature and T_c (the temperature on the first stage of the perturbation process) is the main cause for different δ -values in cold regions. Ice flow models are used to estimate the age of the ice. Ice cores reveal huge fluctuations in δ -values the last 250.000, although the last 10.000 years have been very stable. When δ -values from the Summit ice core

are used to calculate the temperature difference during the last 250.000 years, they indicate that temperature can change 20°C within one century.

The idea of conveyor-belt and its effect on the climate is discussed.

HEIMILDASKRÁ

Barnola, J.M., P. Pimienta, D. Raynaud & Y.S. Korotkevich 1991. CO₂-climate relationship as deduced from the Vostok ice core: a re-examination based on new measurements and on a re-evaluation of the air dating. *Tellus* 43B, 83-90.

Bond, G., W. Broecker, S.J. Johnsen, J. McManus, L. Labeyrie, J. Jouzel & G. Bonani 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143-147.

Broecker, W.S. 1992. The strength of the nordic heat pump. *NATO ASI series, vol. I 2: the last deglaciation: absolute and radiocarbon chronologies*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Dansgaard, W. 1961. *The isotopic composition of natural waters*. C.A. Reitzels forlag, København.

Dansgaard, W. & S.J. Johnsen 1969. A flow model and a time scale for the ice core from Camp Century, Greenland. *J. Glaciol.* 8, 215-223.

Dansgaard, W., S.J. Johnsen, H.B. Clausen & N. Gundestrup 1973. *Stable isotope glaciology*. C.A. Reitzels forlag, København.

Dansgaard, W., S.J. Johnsen, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N.S. Gundestrup & C.U. Hammer 1984. North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. Í: J.E. Hansen & T. Takahashi (ritstjórar), *Geophysical monograph 29: climate processes and climate sensitivity*. American Geophysical Union, Washington.

Dansgaard, W., S.J. Johnsen, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N.S. Gundestrup, C.U. Hammer, C.S. Hvidberg, J.P. Steffensen, Á.E. Sveinbjörnsdóttir, J. Jouzel & G. Bond 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.

Delmas, R.J. 1993. A natural artefact in Greenland ice-core CO₂ measurements. *Tellus* 45B, 391-396.

Johnsen, S.J. & W. Dansgaard 1992. On flow model dating of stable isotope records from Greenland ice cores. *NATO ASI series, vol. I 2, The last deglaciation: absolute and radiocarbon chronologies*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Johnsen, S.J., D. Dahl-Jensen, W. Dansgaard & N. Gundestrup 1995. Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles. *Tellus* 47B, 624-629.

Oeschger, H., J. Beer, U. Siegenthaler & B. Stauffer 1984. Late glacial climate history from ice cores. Í: J.E. Hansen & T. Takahashi (ritstjórar), *Geophysical monograph 29: climate processes and climate sensitivity*. American Geophysical Union, Washington.

Sowers, T. & M. Bender 1995. Climate records covering the last deglaciation. *Science* 269, 210-214.



HOW MUCH CO₂ WILL REMAIN IN THE ATMOSPHERE?

Laura Sandri

1 INTRODUCTION TO THE GREENHOUSE EFFECT

The Earth absorbs radiation from the Sun, mainly at the surface. The transformed energy moves around on the planet with the oceanic and atmospheric circulation and the planet re-radiates it to space at longer (infrared) wavelengths. Since the temperature on Earth is approximately steady, balancing between incoming and outgoing energy should prevail: the total amount of energy received from the Sun is equal to the energy that Earth radiates to space. Any factor that changes this balancing can affect climate. Any change in the energy available to the Earth/atmosphere system is called *radiative forcing*.

We can describe the Sun as a black body that emits at the temperature of about 5785 K; the total amount of energy, in unit time and unit surface area at all wavelengths, that reach the top of the atmosphere is known as the *solar constant*. With satellites we can estimate its value which is the first important step to find any climate change. The solar flux through a normal surface is approximately 1368 W/m^2 near the Earth. Part of the radiation is reflected by the atmosphere and by the surface (Figure 1): this reflectivity is called *albedo* (A). The fraction the Earth absorbs is thus $1-A$. If we assume, in order to simplify our calculation, that the atmosphere itself does not absorb radiation, we can estimate the *effective temperature* T_e of the planet in this way: we can imagine the Earth like a black body that follows the Stefan-

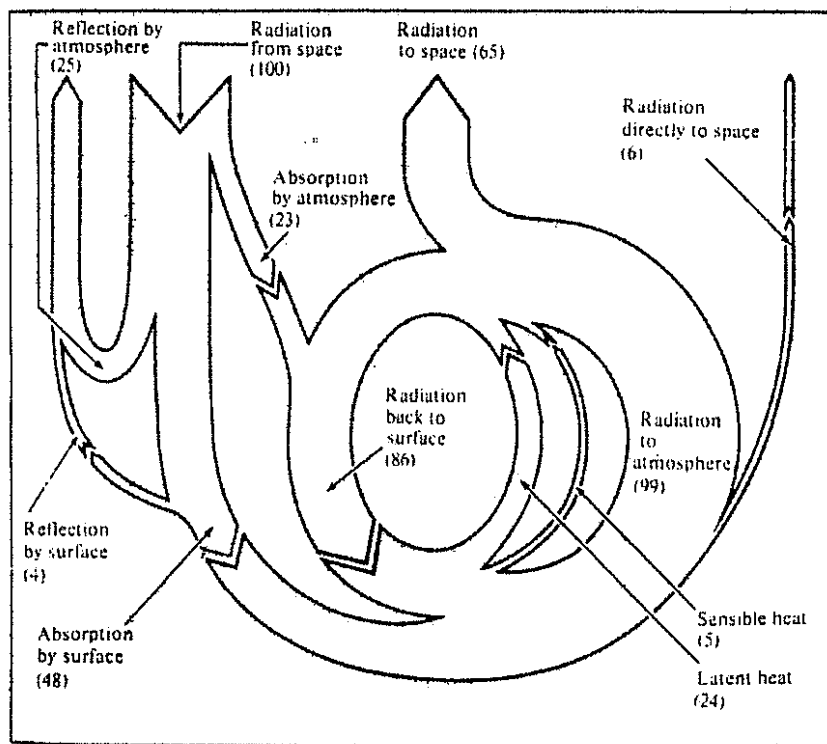


Figure 1. Earth's heat balance. Globally averaged incoming and outgoing radiation (Wayne 1991).

Boltzmann's law

$$E = s T_e^4$$

where s is the Stefan-Boltzmann's constant, E is the radiated flux per unit area. For a planet of radius R , the total area is $4\pi R^2$ but the absorbing disc normal to the solar flux is πR^2 , so the balancing can be written

$$4s\pi R^2 T_e^4 = (1-A)\pi R^2 F_s$$

where F_s is the solar flux. The albedo of the Earth is about 0.29, so we get an effective temperature of 256 K. This is quite reasonable if we consider that the surface temperature is 288 K and the approximation we made.

Actually some atmospheric interactions occur in this system due to gases called the *greenhouse gases*. They trap part of the outgoing radiation from the Earth, with the result that the surface temperature is greater than the effective one, calculated without allowing for the atmosphere action. Increases in concentrations of greenhouse gases will reduce the efficiency with which the Earth cools to space, resulting in positive radiating forcing which tends to warm the lower atmosphere surface; this is called *enhanced* greenhouse effect. The warming depends on the properties and concentration of the gases. On the other hand, changes in aerosol concentrations can alter cloud amount and cloud reflectivity, so generally tropospheric aerosols tend to cool the climate, forming negative forcing. It is important to consider the lifetime of gases: tropospheric aerosols have shorter lifetime (from days up to a week) than other greenhouse gases (from decades up to centuries). Volcanic eruptions can emit large amounts of sulphur-compounds, which can be transformed into aerosols and produce a large but transitory negative forcing of few years. Also the Sun's output of energy varies over a cycle of 11 years. To distinguish climate changes caused by man through natural changes it is necessary to identify the anthropogenic signals against the natural 'noise'.

2 MAIN GREENHOUSE GASES

2.1 CO₂

CO₂ concentration has increased from 280 ppmv (parts per million/volume) to 358 ppmv from the pre-industrial time until now. We are sure that this is largely due to fossil fuel combustion and anthropogenic use of land (cement). The corresponding radiative forcing is +1.6 W/m². Before the industrial time we know that its concentration fluctuated +/- 10% around 280 ppmv.

Carbon dioxide is removed from the atmosphere by a number of processes that operate on different time scales. The fastest one is the photosynthesis from vegetation and the removal by the surface layers of the oceans. Other processes, less important, operate on a century time

scale. In 30 years, 40-60% of the currently emitted CO₂ is removed. But if emission is reduced, the process will become slower because concentration in vegetation would soon equilibrate the atmospheric one.

2.2 CH₄

Concentration of CH₄ increased from 700 ppmv (pre-industrial age) to 1720 ppmv in 1994. It originates from agriculture, waste disposal and fossil fuel consumption. Over the last 20 years there has been a decreasing in methane growth rate: from 20 ppmv/year in the 1970s to 9-13 ppbv/year (ppbv = parts per billion/volume) in the 1980s. Now it is about 8 ppbv/year. Man is responsible for the 60-80% of methane emissions. But the growing induced by man lead to a greater natural growing due to a greater microbial activity. The radiative forcing due to methane is +0.47 W/m². The main removal process is reaction with hydroxyl radical OH.

2.3 N₂O

It is difficult to quantify the many small sources of nitrous oxide: agriculture and some industrial processes. We can find its increasing concentration from atmospheric measurements and ice cores. In the pre-industrial age its concentration was about 275 ppbv, now it is 312 ppbv. The radiative forcing due to nitrous oxide is +0.14 W/m².

2.4 Tropospheric and stratospheric aerosols

Aerosol particles or very small droplets of natural and human origin, that live in the atmosphere, are produced in many processes (for example volcanic activity and fossil fuel burning) and can cause a diminution of the intensity of sunlight at the ground. They act in 2 ways:

1. *Direct* effect: scattering and absorbing radiation.
2. *Indirect* effect: modifying the amount, optical properties and lifetime of clouds.

Generally they give a negative radiative forcing. Most aerosols live in the troposphere, where they undergo chemical and physical transformations, as in clouds, and are largely removed by precipitation in a few days. Since their lifetime in the troposphere is so small, their distribution is not homogeneous. By volcanic activity aerosols are moved up into the stratosphere where they can stay and be transported by air currents for months or years. The radiative forcing due to aerosols depends on their size, shape, chemical composition and distribution. Radiative forcing due to stratospherical aerosols from eruptions has been monitored, indicating a few years effect. The effect of the recent Mt. Pinatubo eruption was estimated to be about -3 or -4 W/m². Many uncertainties concerning tropospheric aerosols prevail.

2.5 O₃

Ozone is present both in the troposphere and in the stratosphere. Changes in its concentration can influence terrestrial and solar radiation. The radiative forcing is strictly dependent on the vertical shape of ozone, especially around tropopause level, where it is difficult to get reliable information, due to large natural variability. Moreover, the distribution changes also spatially.

2.5.1 Tropospheric ozone

Tropospheric ozone originates from oxidation of methane and other gases like CO, NO_x, etc. Sometimes it is transported from the stratosphere. Model simulation and observations suggest that ozone concentration may have increased by 25 ppbv from the pre-industrial age in the northern hemisphere but now the trend has slowed significantly or stopped; in the southern hemisphere we have reliable information only from the South Pole, where it has showed a decrease since the mid-1980s. The calculated radiative forcing is +0.4 W/m².

2.5.2 Stratospheric ozone

Decreases in the stratospheric ozone have been observed since the 1970s, especially in the lower layer: the annual Antarctic hole in September and October shows a concentration 50-70% lower than the one observed in the 1960s. We also observe losses at the middle latitudes in both the hemispheres. It is believed that these losses are due to human activity (Cl and Br compounds). Ozone destruction is expected to prevail for a long time in the future, since Cl and Br concentrations will continue to increase for few more years in the stratosphere. Then we expect a gradual recovery in the first half of the 21th century. The radiative forcing due to stratospheric ozone is -0.1W/m².

3 HOW MUCH CO₂ WILL REMAIN IN THE ATMOSPHERE?

3.1 Past record of atmospheric CO₂

3.1.1 After 1958

Precise measurements of atmospheric CO₂ started in 1957 at the South Pole and in 1958 at Mauna Loa-Hawaii (Figure 2). At that time the atmospheric concentration of CO₂ was 315 ppmv and the rate of increase was 10.6 ppmv/yr. The growth rate at Mauna Loa has generally been increasing since 1958. The average growth rate was 0.83 ppmv/yr in the 1960s, 1.28 ppmv/yr in the 1970s and 1.53 ppmv/yr in the 1980s. In 1992 the atmospheric concentration of CO₂ at Mauna Loa was 355 ppmv and the growth rate was 0.55 ppmv/yr (Figure 3). Reliability and high precision of post 1957 data is guaranteed by comparing the measured concentration of CO₂ with the concentration of a reference gas mixture calibrated by a nanometer. The increase shown by post 1957 records can be largely attributed to anthropogenic emissions of CO₂ but considerable uncertainty exists about involved mechanisms. If one neglects the seasonal and short-term variations, the growth in atmospheric concentration of CO₂ shows differences between the northern and southern hemispheres

(Figure 4). It seems likely that this is due to the fact that about 90% of the present emission from fossil fuel combustion takes place in the northern hemisphere.

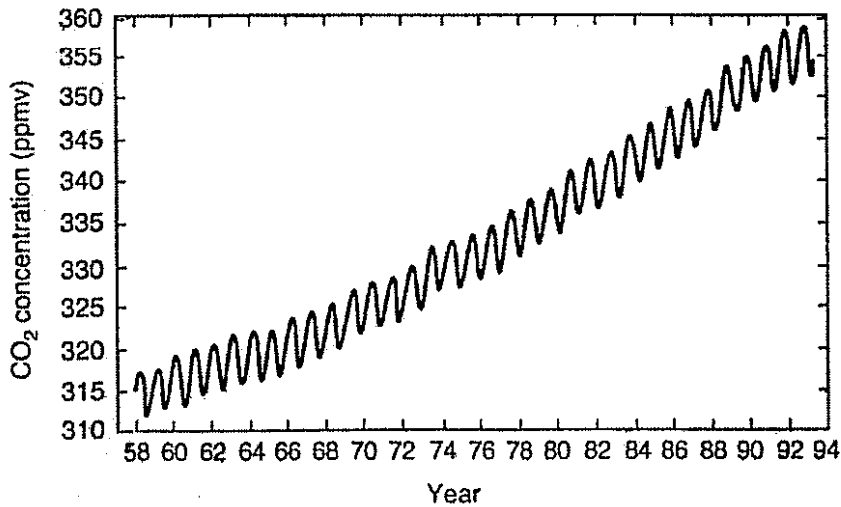


Figure 2. *CO₂ concentrations at Mauna Loa since 1958 showing trend and seasonal cycle (Climate change 1994).*

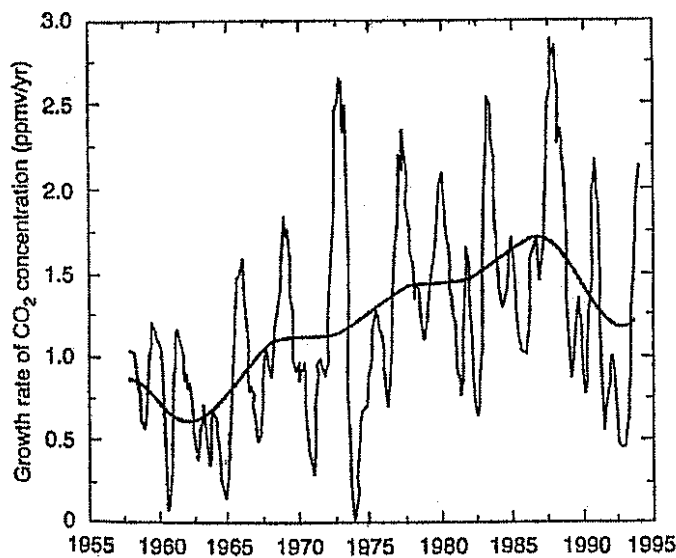


Figure 3. *Growth rate of CO₂ concentration since 1958 (Mauna Loa). Note the highest rate of the late 80s and the low of 90s (Climate change 1994).*

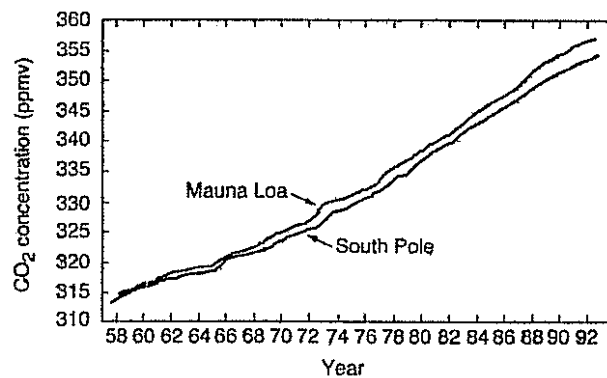


Figure 4. *Growing difference between the hemispheres (Climate change 1994).*

3.1.2 Before 1958

First measurements were carried on in the 1870s, but they did not allow assessment of concentration trend, as they were not calibrated and temporally continuous.

From extraction of air from ice cores (when the snow transforms into ice it traps ice bubbles) we can determine CO₂ atmospheric concentration, providing certain conditions are met, like no fracturing of the ice samples, absence of seasonal melting at the surface, no chemical alteration of the original concentration and appropriate gas extraction methods. For example, Greenland ice cores may be contaminated by organic matter deposition onto the ice sheet. On the other hand Antarctic ice is reliable when determining CO₂ atmospheric concentration data. The best precision you can get is $\pm 3 - 5$ ppmv. Main results from ice cores are (Figure 5):

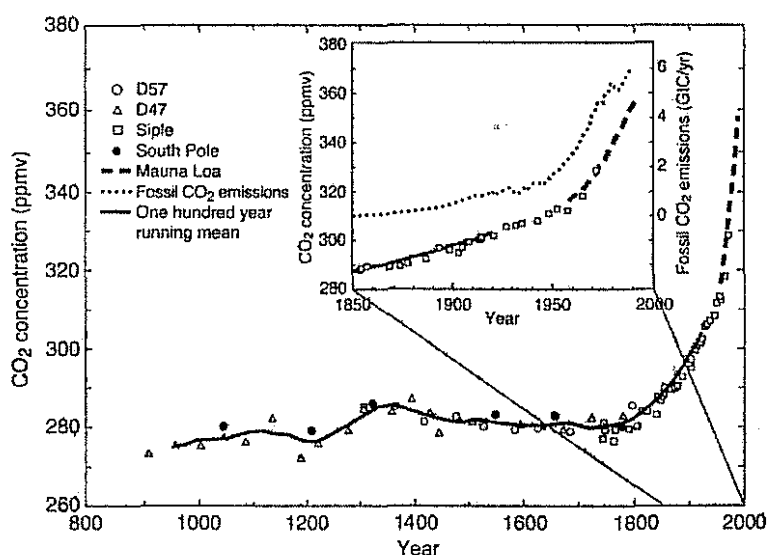


Figure 5. CO₂ concentrations over the past 1000 years from ice cores and (since 1958) from Mauna Loa measurements. The inset shows the period from 1850 in more detail including emissions from fossil fuels. All ice cores measurements were taken in Antarctica (*Climate change 1994*).

1. Ice core record can be used in combination with direct atmospheric record and oceanic models to estimate the net change in CO₂ flux between the terrestrial ecosystem and atmosphere.
2. The pre-industrial level over the last 1000 years shows fluctuations up to 10 ppmv around 280 ppmv. The largest fluctuation, which occurred between 1200 and 1400, is small if compared with the 75 ppmv increasing of the industrial era. Short-term climatic variability is the most probable cause of the pre-industrial fluctuations.

Finally, an important indicator of anthropogenically induced atmospheric change is provided by ¹⁴C levels preserved in tree rings and corals (Figure 6). The ¹⁴C concentration decreased by

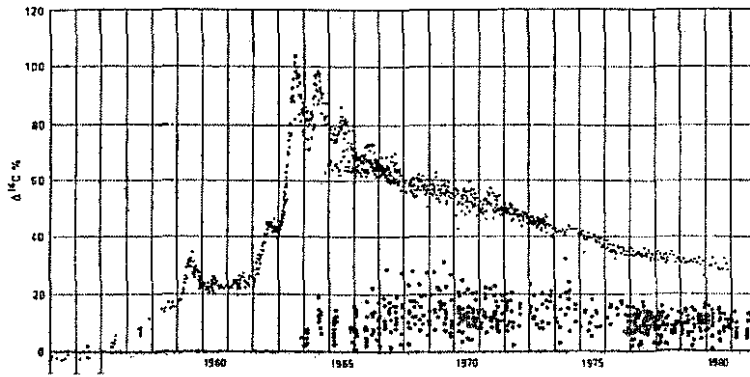


Figure 6. *Trend in C_{14} concentration after atomic tests. Direct measurements of atmospheric C_{14} (upper set) and data from the oceanic surface water (lower set). Oceanic data are not representative of the ocean as a whole because they are from few sites (Bolin 1989).*

about 25% during the period 1800-1950. This decline, known as Suess effect, must be due to the emission of ^{14}C -free fossil CO_2 , which has diluted the pre-industrial ^{14}C content in atmospheric CO_2 . After 1952, since nuclear tests took place, very marked changes in ^{14}C concentration have been observed. The observation of the trend in ^{14}C concentration after the atomic tests in the 1960s represents important data for testing models of the carbon cycle. In fact the declining is due to a transfer from the atmosphere into the terrestrial pool by photosynthesis and into the oceans by air-sea exchange.

3.2 The anthropogenic carbon budget

The phrase “carbon budget” refers to the balance between sources and sinks of CO_2 in the atmosphere, expressed in terms of anthropogenic emissions and fluxes between the main reservoirs (ocean, atmosphere and terrestrial carbon pool) and the build up of CO_2 in the atmosphere. As we have seen, until about 1800 there had been relative stability in the CO_2 atmospheric concentration over the past several thousands years, so we can assume that the net fluxes among carbon reservoirs were close to zero before the industrial age. Using background data previously seen, we can quantify the different components of the carbon budget by using several approaches often in combination:

1. Direct measurements of rates of change of the carbon content in ocean, atmosphere and terrestrial carbon pools.
2. Indirect assessment of the atmosphere-ocean and atmosphere-terrestrial biosphere fluxes by using carbon cycle model simulations.
3. Interpretation of tracers or other substances that are related to the carbon cycle ($^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ or O_2/N_2 concentration ratios).

The heterogeneity of oceanic and terrestrial carbon systems makes extrapolation of flux measurements dependent on high resolution of geographic information and accurate modelling of the processes. Because of this, the first method is used for atmospheric carbon, while other carbon reservoirs are treated with the second and the third ones.

3.3 Air sea exchange

During the pre-industrial age more than 90% of ^{14}C on Earth was present in sea water and bottom sediments (the latter containing a few percent).

1. By measuring the difference of ^{14}C between atmospheric CO_2 and CO_2 dissolved in the surface layer of the sea, the global average of the gross exchange of CO_2 between the atmosphere and the sea can be determined.
2. The decrease in atmospheric ^{14}C concentration and the increase in the surface oceanic water since the nuclear test age offer another possibility to determine the rate of gaseous exchange.
3. Finally the rate of gaseous exchange can be estimated by measuring the non-equilibrium between ^{226}Ra and ^{222}Rn due to the evasion of ^{222}Rn into the atmosphere.

On the basis of these three isotopic methods, the mean rate of gross exchange of CO_2 between the atmosphere and the sea has been determined to be $18 \pm 5 \text{ moles m}^{-2}\text{yr}^{-1}$. This implies a mean residence time in the atmosphere before transfer into the sea of $8.5 \pm 2 \text{ yr}$.

Gas exchange across the air-sea interface varies depending on waves and winds. Since we do not know adequately the role of the physical processes for the exchange, it has not been possible to estimate the magnitude of these variations. However, the global air-sea exchange can be deduced with global carbon cycle models.

3.3.1 A new approach: the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio

Several approaches have recently been proposed to assess the current global carbon budget with less dependence on the model used. O_2/N_2 and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios are strongly influenced by anthropogenic perturbation. The $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ method is based on the fact that this ratio is less in fossil fuels and terrestrial biomass than in the atmosphere. There has been a decrease in $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio in the atmosphere over the last century. Changes in this ratio propagate through the global carbon cycle, causing isotopic ratio changes in the ocean and in the terrestrial carbon pool. This oceanic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio, together with observed changes in atmospheric ratio, permits discrimination between oceanic and terrestrial sinks, because terrestrial process (photosynthesis) discriminates against the heavy isotope ^{13}C much more than oceanic process do. An analysis based on this method yielded a mean oceanic sink of $(2.1 \pm 0.8)10^{15} \text{ gC/yr}$. Additional information for oceanic carbon budget may be provided by the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotopic

non-equilibrium between the air and the sea. This non-equilibrium reflects the isotopic adjustment of the ocean to the atmosphere perturbation and can be used to assess the atmospheric balance of ^{13}C and CO_2 , discriminating between oceanic and terrestrial components. The required analytical quality of isotopic measurements is still high, although the anthropogenic perturbation has a greater effect on isotopic composition of dissolved organic carbon than on its concentration.

Despite high uncertainty, this new approach provides a model-independent assessment of the global carbon budget. However, it provides only estimates of oceanic uptake rate. This can help to reduce the uncertainty in the net air-terrestrial flux by subtracting the air-sea flux.

3.4 Terrestrial pool-air exchange

3.4.1 Carbon in terrestrial biota

During the last two decades many attempts have been made to determine the amount of carbon in terrestrial vegetation and the annual turnover in the form of gross primary production and respiration. It is difficult to compare all these estimates because different classification systems have been used. In summary we can conclude that the amount of carbon in biota in tropical forests is $(170 \pm 70) \cdot 10^{15}$ gC. The total amount of plant carbon is commonly estimated $450 \cdot 10^{15}$ gC; the average residence time for carbon in the forest systems is 16-20 years, while in plant material outside the forests it is only 3 years.

3.4.2 Carbon in the soil

An attempt to analyze in some detail the amount of soil carbon yields a total inventory of $1515 \cdot 10^{15}$ gC. The main uncertainty is due to poor assessment of the peatlands of the world. The given total amount indicates slower rate of soil decay in cold climates, reflected in larger accumulation of soil carbon (per unit area) in boreal forest and temperate grassland than in tropical ecosystem. Only a small amount (a few percent) of the detritus received annually by the soil reservoir remains there for any appreciable period of time.

3.4.3 Terrestrial CO_2 flux into the atmosphere

Considerable changes of the terrestrial ecosystem have occurred during the last 200 years due to man's expanding activities. When forests or grassland were converted into farmland, organic matter (living matter in plants and dead organic matter in humus and soils) was oxidized and emitted as CO_2 into the atmosphere.

The industrial sector is responsible for the release of a number of process-related greenhouse gases - although estimates of these gases vary in reliability. They include halocarbons, CO_2 , N_2O and CH_4 . Whereas CO_2 emissions from fossil fuel combustion represent the largest part of industrial greenhouse gases, the contribution of process-related emissions is less recognized. Changes in the production processes have the potential to eliminate all

greenhouse gases associated with a particular industrial or manufacturing operation. Industrial process-related CO₂ comes, for example, from the production of lime and cement (calcination process), steel (coke production), aluminium (oxidation of electrodes), hydrogen (refineries and the chemical industry) and ammonia (fertilizers and chemicals). The calcination process, for example, consists in high temperature heating of solids, for the purpose of removing volatile substances and oxidizing a portion of mass, or in order to render them friable. A typical example is the manufacture of lime from limestone. In this process the limestone, usually mixed with coke or other fuel to maintain the high temperature, is brought to a temperature high enough to expel the CO₂.

By using historical records on changing land use, a dynamic model has been formulated. We conclude, on the basis of these studies, that the net flux of CO₂ into the atmosphere from the terrestrial pool during the period 1860-1980 was $(150 \pm 50) \cdot 10^{15}$ gC and that the release in 1980 was $(1.6 \pm 0.8) \cdot 10^{15}$ gC/yr. It should be emphasized that the possible responses of photosynthesis and decay in terrestrial ecosystems to increasing pollutant concentrations such as SO₂ and NO_x have not been considered.

4 CONCLUSIONS

1. During the period 1860-1984, $(183 \pm 15) \cdot 10^{15}$ gC has been emitted into the atmosphere by fossil fuel combustion. $(150 \pm 50) \cdot 10^{15}$ gC has been released due to deforestation and changing land use.
2. Atmospheric CO₂ concentration has increased from (275 ± 10) ppmv in the pre-industrial age to (358 ± 1) ppmv in 1992.
3. We understand the basic features of the global carbon cycle quite well. It has been possible to construct quantitative models, which can be used as a general guide for the projection of future CO₂ concentrations.
4. The main uncertainties of these projections are due to inadequate knowledge about some important processes (rate of water exchange among different depth layers in the oceans, fertilization and increase in biomass and organic matter).

Finally some projections are given. On the basis of some models (IS92a,b,c,d,e,f), which will not be discussed here, the projections of anthropogenic CO₂ emissions, atmospheric CO₂ concentration, global temperature and sea level¹ changes² are calculated (Figure 7).

¹ Sea level change is due to melting of ice caps and volume expansion of water, both due to increased temperature.

² Changes projections are given for two different initial concentrations of aerosols, which give a NEGATIVE radiative forcing; because of that, to initial higher aerosols concentration corresponds to a lower temperature (and so sea level) change.

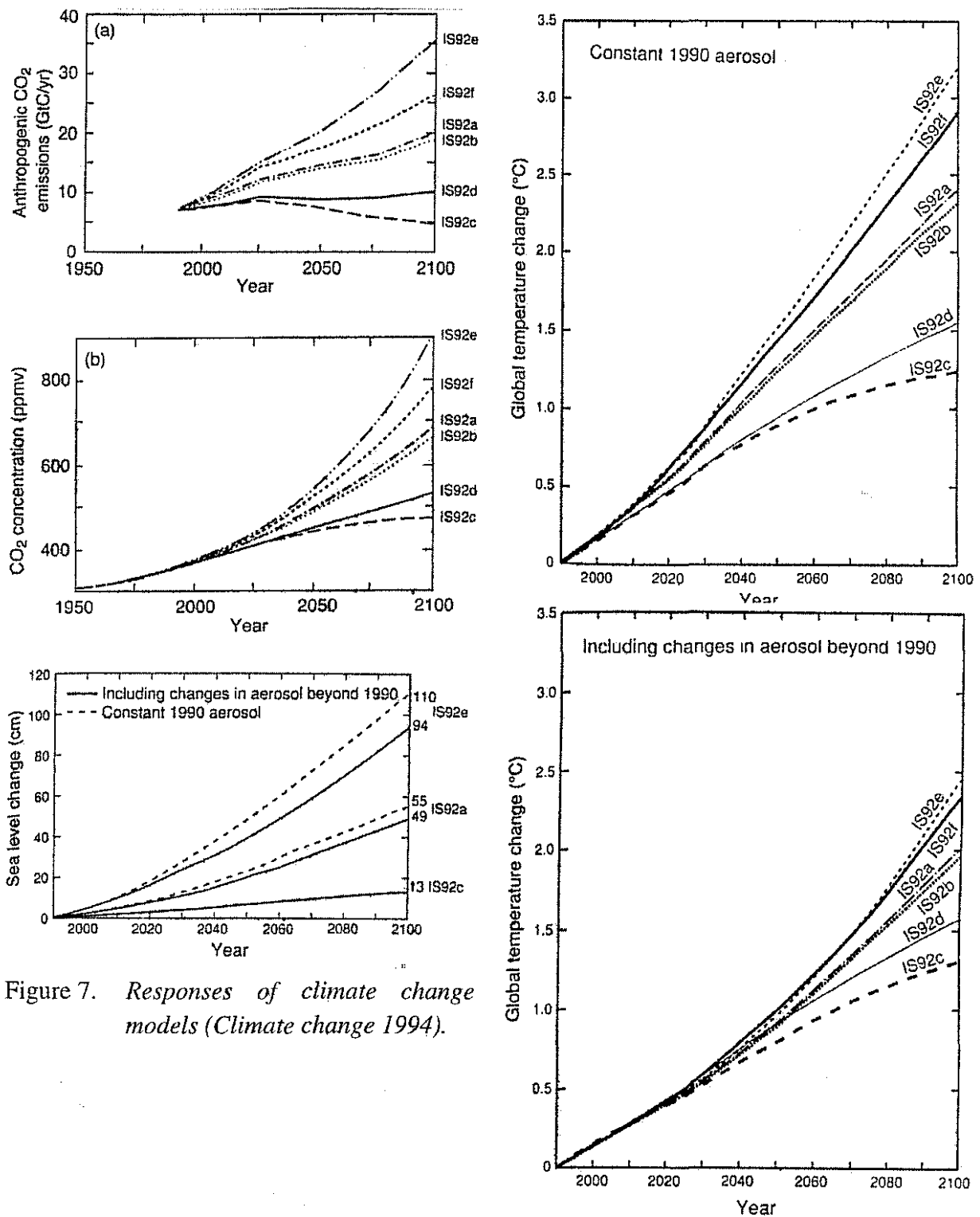


Figure 7. Responses of climate change models (*Climate change 1994*).

5 ÚTDRÁTTUR

Breytingar á jafnvægi eða búskap geislunar í lofthjúpi verða við aukningu á svonefndum gróðurhúsalofttegundum (CO₂, CH₄, N₂O, O₃) í andrúmslofti. Í ritgerðinni er greint frá samfelldum, nákvæmum mælingum á koltvíldi síðan 1958. Koltvíldi hefur aukist og er það talið vera af mannavöldum.

Lesu má í borkjarna úr jöklum Grænlands breytingar á koltvöldi síðasta árþúsund. Samkvæmt kjörnunum virðist koltvöldi hafa verið stöðugt fram að iðnbyltingu.

Unnt er með ýmsum aðferðum að ákvarða jafnvægi eða búskap koltvöldis, þ.e.a.s. uppsprettu og hvarf koltvöldis í lofthjúpi. Þær eru notaðar til að meta flæði koltvöldis milli andrúmslofts og sjávar, einkum í yfirborðslagi heimshafanna, og milli þurrlands af ýmsu tagi og andrúmslofts.

Óvíst er enn um mátt og megin efnaferla þessara, en sagt er frá nokkrum spám um breytingar samkvæmt reiknilíkönunum af hringrás koltvöldis um lofthjúp jarðar.

BIBLIOGRAPHY

Bolin, B. 1989. How much CO₂ will remain in the atmosphere. In: Bolin, B., B.R. Döös, J. Jäger & R.A. Warrick (editors), *The greenhouse effect, climatic change and ecosystems*. John Wiley & Sons.

Houghton, J.T., L.G.M. Filho, J. Bruce, H. Lee, B.A. Callander, E. Haites, N. Harris & K. Maskell (editors) 1994. *Climate change 1994: radiative forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS92 emission scenarios*. Cambridge University Press.

Wayne, R.P. 1991. *Chemistry of atmospheres* (second edition). Oxford Science Publications.

VEÐURSTOFA ÍSLANDS

Mótt. _____

Nr. 97-12/112-0085

Afrit _____

Svarað _____ Nr. _____

ISSN 1025-0565
ISBN 9979-878-07-X