

Drivhuseffekten - et samspill mellom atmosfærens faktorer

Ole Henrik Ellestad*

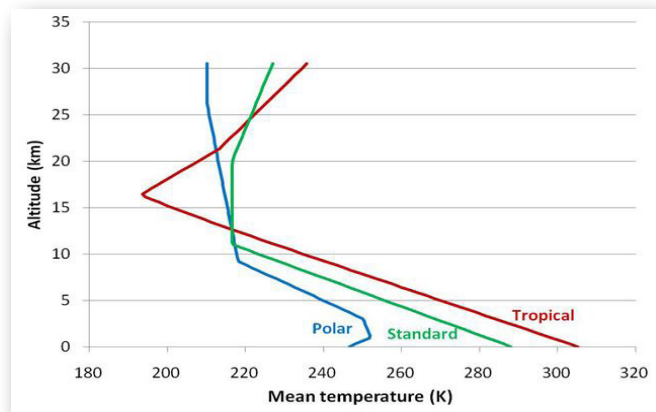
Et meget komplekst samspill mellom atmosfæren og solinnstråling, bio- og litosfæren utformer våre livsbetingelser på kloden. At en gass som CO₂ med en konsentrasjon på 300-400 milliontedeler skal kunne dominere klimavariasjonene er usannsynlig. Da ville kloden ha utviklet seg helt annerledes. Det gjorde den ikke selv med nesten 20 ganger større mengde enn i dag. (Se KN 145, 147 og 150).

Atmosfæren formes av type og mengde av gasser, deres egenskaper, energitilførsel og -tap som gir termiske bevegelser, samt tyngdekraften. Tørr atmosfære består av 78% nitrogen, 21% oksygen og 1% edelgasser. 50% av gassmengden finnes under 5 km, og den halveres for hver 5 km oppover. Tallene endres når man tar med vanddamp som varierer mellom 3–7% i tropene, 1.5-3% i tempererte soner og tiendedels prosent i polare områder og over 5 kilometers høyde. 90% finnes under 5 km. I tillegg finnes sporstoffer som ozon (særlig i stratosfæren), CO₂, metan, natriumioner mm. 99% av stoffmengden finnes lavere enn ca 50 km.

Vanddampen har en ekstraordinær funksjon ved sine termiske og molekylære egenskaper. Det kreves 1 kalori for å varme opp 1 gram vann 1 °C, ca 80 kalorier å smelte ett gram is til vann og vel 500 kalorier for å fordampe ett gram vann. De samme energimengder frigis om man respektivt fryser is eller kondenserer vanddamp. I tillegg absorberer den og emitterer stråling i langt større omfang enn CO₂. Vanddampen blir dermed et dominerende element i troposfæren, reflekteres i vær- og klimavariasjoner og bidrar sammen med O₂ og N₂ til å utjevne dag og nattemperatur.

Med over 71% av jordoverflaten dekket av hav med et omfattende strømningsmønster, samt ytterligere arealer som innsjøer, vannveier, våtmarksområder og isbreer er atmosfærens tilgang på vannmolekyler «ubegrenset». Omløpstiden for vann er ca to uker. Dette gjør vann til en betydelig energi- og dermed temperaturregulator som avstedkommer følgende klimatiske hovedprinsipp: Jordens klima og dets variasjoner bestemmes av solinnstråling, atmosfærisk oksygen og nitrogen, kvasilikevekten mellom vann, is og vanddamp, jordoverflatens beskaffenhet (bio- og litosfære) samt tyngdekraftens påvirkning av gassene. Dette påvirker også

over polene, -55° C mot -80° C ved ekvator. I stratosfæren inntreer også det godt beskrevne periodiske fenomenet Kvasibiennale oscillasjon (QBO). Etter overgangsfasen stratopausen kommer mesosfæren opp til 85 km med avtagende temperatur. I den påfølgende termosfæren stiger igjen temperaturen til over 1 500°C. Dette skyldes nedbremsing av ioner og partikler (meteoritter) som kommer inn i atmosfæren. Fra ca 500 km følger eksosfæren. Meso- og termosfæren kalles ofte ionosfæren. Opp til ca 90 km er forholdet mellom gassene omtrent konstant (unntatt vanddamp).



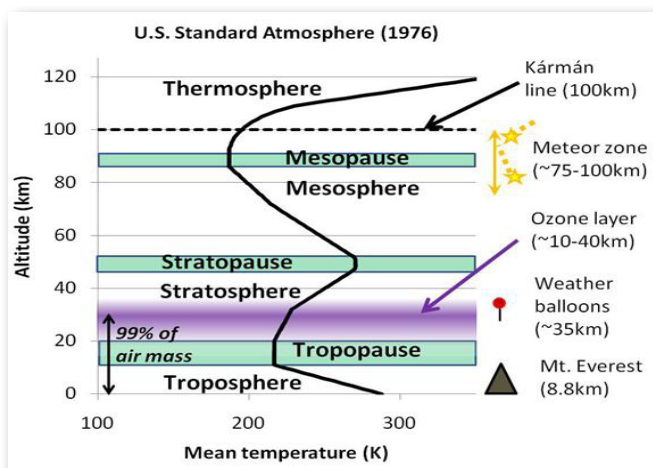
Figuren viser standardatmosfæren (definisjon) i grønt, typisk atmosfære ved polene i blått og en tropisk med mye høyere vanddamp i rødt. Et hovedtrekk ved den polare atmosfære er inversjon med temperaturstigning den første kilometer før den får omtrent samme forløp som standardatmosfæren.

Overflaten avkjøles ved å fordampe vann som følger oppadgående luftstrømmer (konveksjon). Etterhvert kondenseres/krystalliserer vanddampen til ørsmå dråper/partikler som danner skyer. Vi kan ofte se at skyenes nederkant danner en markant grense, men fra fly er øvre grense svært så variabel. Karakteristiske typer dannes i ulike høyder. De har ulike egenskaper mhp. refleksjon og absorpsjon av innkommende sollys og utgående stråling. Når partiklene/dråpene vokser seg større vil de falle ned som snø eller regn.

Skyene reflekterer og absorberer deler av sollyset tilbake til verdensrommet. De absorberer/sprer også utgående stråling fra bakken i deres område. Der det er skyer (63–68% av jordoverflaten) er det temperaturen i deres øvre lag som i hovedsak bestemmer utstrålingen (Stefan-Boltzmanns lov) ikke variasjonen i CO₂ eller bakketemperatur. IPCC har konkludert med at de viktige skyegenskapene som påvirker mange ganger mer enn dobling av CO₂, er dårlig forstått.

Fra og med stratosfæren og oppover vil økt CO₂ bidra til mer utstråling, mens i troposfæren vil det være frekvensområder der utstrålingen avtar. Den totale effekt av CO₂-endring blir litt som en termostat i litt ubalanse, beskjedent og uten mulighet for noe alarmerende «tipping point». Og IPCC-spådommene blir enda mindre realistiske når vanddampmengden i viktige områder er redusert, hvilket gir økt utstråling. Den komplekse atmosfæren er mer sinnrikt innrettet enn det IPCCs beregningsmodeller har inkorporert. Bare dette lille «glimt» av atmosfærens kompleksitet tilsier at IPCC-modellene umulig kan beregne effekt av dobling av CO₂ på et prosentpoeng med særlig pålitelighet og nøyaktighet.

Neste gang skal vi se på IPCCs påståtte tilbakestråling fra CO₂ og hvordan den i store trekk er i strid med teorien med unntak for polområdene. Men der viser det seg at Antarktis avkjøles og oppvarmingen i Arktis er påviselig mest influert av variasjoner i havstrømmer.



strømningsmønstre vertikalt og horisontalt i både atmosfære og hav.

Figuren viser en såkalt standardatmosfære (per definisjon) med høyde i km langs vertikal akse og temperatur (Kelvin, 1° C = 1K, 0° C = 273 K) langs horisontal akse. Forskjellige lag med høyst ulike egenskaper er dannet. Fra jordoverflaten og ca 16 km opp i tropene kalles den troposfæren (avtar mot polene til ca 8 km). Endringen skyldes at oppvarmingen fra solen og bakken er størst i tropene (KN). Den varme luften stiger opp og avkjøles gradvis med ca 0,65° C per 100 m.

Et tynt lag, tropopausen, leder til stratosfæren som fortsetter opp til ca 50 km. Der er det vesentlig mindre gasser og dermed lavt trykk. Dannelse av ozon og absorpsjon av innkommende UV-stråling (17-30 km) gir en stigende temperatur med høyden. Motsatt troposfæren er temperaturen i tropopausen høyest

*Medlem av Klimarealistenes Vitenskapelige Råd.