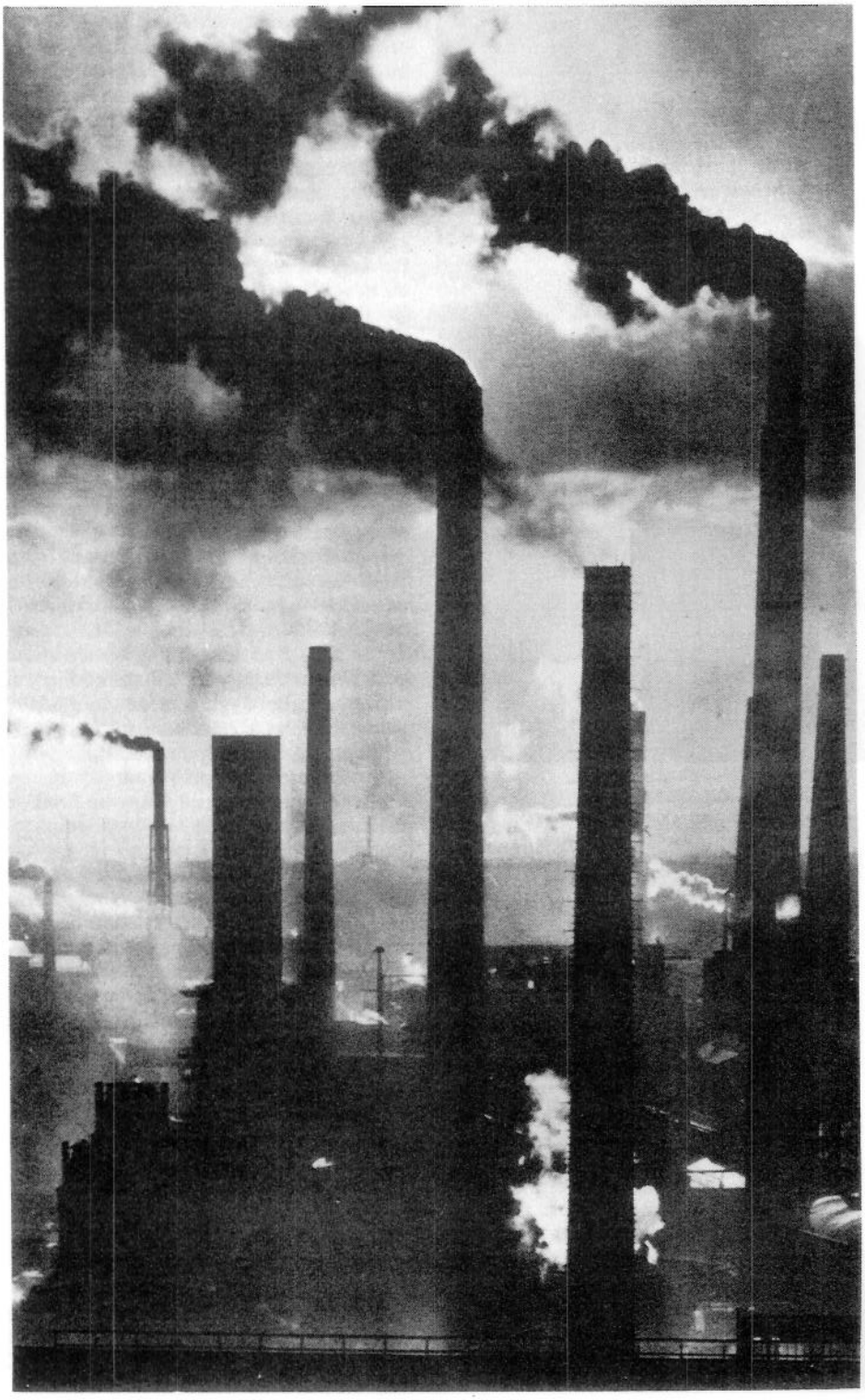
C. J. E. SCHUURMANS, H. M. VAN DEN DOOL EN J. A. WISSE

Luchtverontreiniging en wereldklimaat (1)*



Sommige vormen van luchtverontreiniging veranderen de stralingshuishouding van de atmosfeer. Samen met het warmtetransport is deze stralingshuishouding bepalend voor de temperatuurverdeling. In dit artikel wordt het normale thermische gedrag van het systeem aarde + atmosfeer besproken. Nagegaan wordt welke wijzigingen verwacht mogen worden bij bepaalde veranderingen in de samenstelling van de atmosfeer. De nadruk ligt hierbij op de mogelijke gevolgen van een toenemend CO_2-gehalte. Berekeningen tonen aan dat bij een verdubbeling van het CO_2-gehalte de temperatuur nabij het aardoppervlak, gemiddeld over de aarde, 2 à 3°C hoger zou kunnen worden. Volgens sommigen zou dit in de loop van de volgende eeuw kunnen plaatsvinden. Zo'n temperatuurverhoging is veel groter dan de schommelingen die de wereldtemperatuur over de afgelopen eeuwen te zien heeft gegeven: deze zijn waarschijnlijk kleiner dan 1°C.

Klimaat, klimaatverandering en wereldklimaat

Iedere plaats op aarde heeft zijn klimaat. Klimaat zegt iets over de weersomstandigheden die op die plaats voorkomen. Niet alleen over de meest voorkomende omstandigheden en de gemiddelde toestand, maar ook over de afwijkingen van het gemiddelde en de extremen; die horen er wezenlijk bij. Zo is de gemiddelde wintertemperatuur in Midden-Nederland ca. 2° C. In de lange reeks van wintertemperaturen (1634-1977) komt een waarde van afgerond 2° C echter maar in circa 20% van de gevallen voor. Zoals Fig. 1 laat zien vertoont deze wintertemperatuur een forse spreiding, met een standaarddeviatie van 1,8° C en extremen van –3,1° C (1829-30) en +5,5° C (1974-75). Het is misschien goed om op te merken dat een wintertemperatuur van ca. –3° C normaal is voor bijvoorbeeld Oslo en het

* *Bewerking van drie voordrachten die door de auteurs werden gepresenteerd op een symposium dat onder dezelfde titel werd georganiseerd door het Koninklijk Instituut voor Ingenieurs, op 22 november 1978 te Den Haag.*

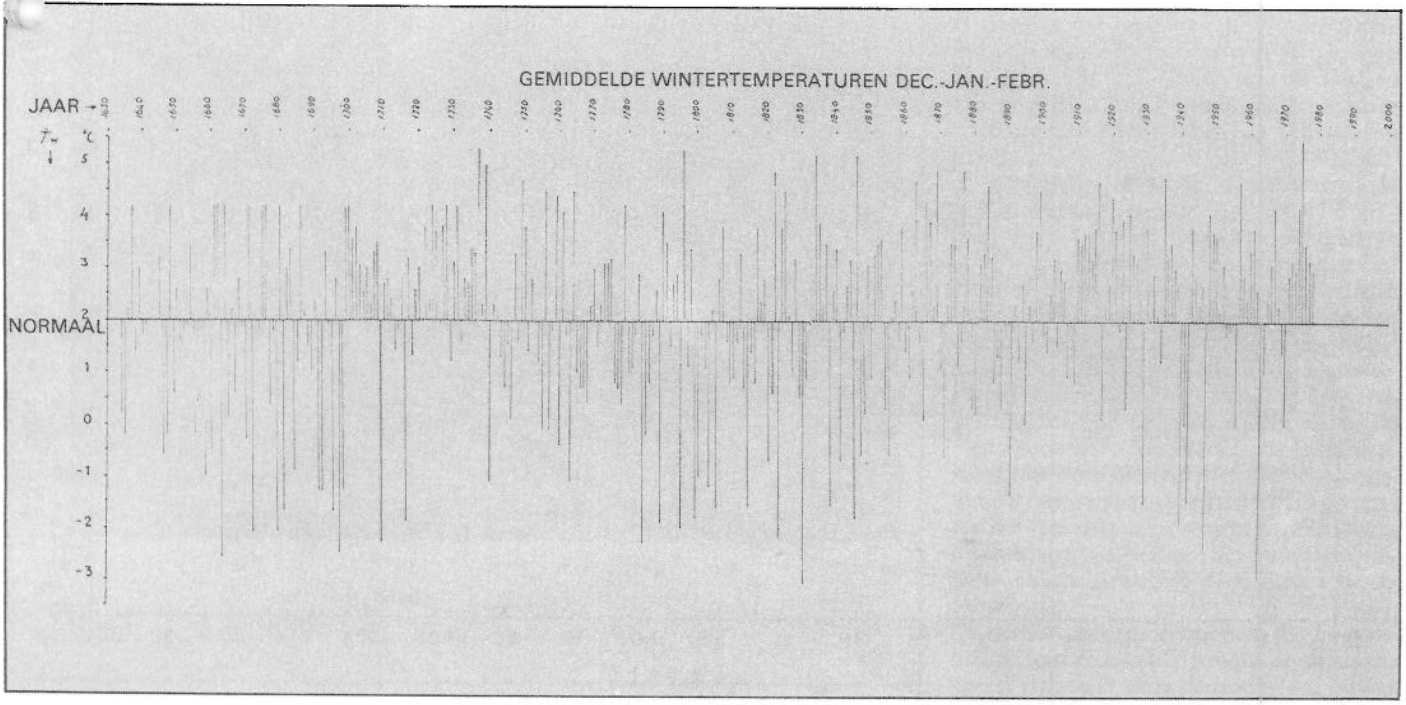
gebied op de grens van Polen en Rusland; +5,5° C is de normale wintertemperatuur van bijvoorbeeld Southampton en Bordeaux.
Al hebben we het hier alleen nog maar over de wintertemperatuur en laten we alle verdere klimaatelementen (zomertemperatuur, jaartemperatuur, jaarsom neerslag, enz.) nog buiten beschouwing, klimaatsverandering wordt vanwege die grote variabiliteit van een klimaatelement een moeilijk begrip. Onze winters zijn eigenlijk ieder jaar verschillend: de jaar-op-jaar verandering is groot, terwijl men toch mag aannemen dat de uitwendige omstandigheden (instraling b.v.) iedere winter praktisch gelijk zijn. Omdat de jaar-op-jaar veranderingen groot zijn mag statistisch worden verwacht dat ook de gemiddelden over bijvoorbeeld 10 jaar sterk zullen schommelen. De standaarddeviatie van de 10-jaar gemiddelden zal $1/\sqrt{10}$, ofwel 0,3 maal de standaarddeviatie van de afzonderlijke wintertemperaturen bedragen.

Als wanneer die 10-jaar gemiddelden veel sterker gaan verschillen dan b.v. twee keer de standaarddeviatie (in dit geval dus $2 \times 0{,}3 \times 1{,}8 = 1{,}2°$ C), kan men over een klimaatsverandering spreken. De oorzaak van de verschillen is dan waarschijnlijk een andere dan die van de jaar-op-jaar wisseling.
Het klimaat en de klimaatveranderingen (zowel van jaar-op-jaar als de gemiddelden over langere tijdvakken) op een bepaalde plaats vertonen een sterke samenhang met het klimaat en zijn veranderingen op andere plaatsen in de omgeving. Dat komt omdat zij medebepaald worden door de luchtstroming die over grote gebieden (delen van een continent b.v.) samenhangend is. Maar de samenhang gaat nog verder: de luchtstroming op de gematigde breedten wordt beïnvloed door de toestand in de tropen, met name door de temperatuur van de tropische oceanen. Kortom, er is zo'n enorme samenhang en wisselwerking tussen verschillende

De standaardafwijking

In veel gevallen kan men het rekenkundig gemiddelde (x) beschouwen als de beste schatting van de grootte van een verzameling getallen. Wij weten echter dan nog niets van de grootte van de getallen afzonderlijk. Wanneer men bijvoorbeeld het gemiddelde bepaalt van de getallen 99, 100 en 101 dan vindt men 100. Maar als gemiddelde van de getallen 1, 100 en 199 vindt men ook 100. De getallenreeksen zijn echter zeer verschillend. In het eerste geval liggen de getallen dicht bij het gemiddelde, in het tweede geval er ver vanaf. De *standaardafwijking* of *standaarddeviatie* is een maat voor de *spreiding* van de getallen rond het gemiddelde. Is de standaardafwijking klein, dan liggen de getallen dicht rond het gemiddelde, is de standaardafwijking groot, dan liggen er ook getallen ver van het gemiddelde af.
De standaardafwijking is gedefinieerd als de vierkantswortel uit de *variantie*. De variantie (s) is de som van de kwadraten van de verschillen van de getallen met het gemiddelde ($\bar{x}$). De formule van de standaardafwijking is: σ (sigma) $= \sqrt{\frac{\Sigma (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}$ (n = het aantal getallen)
Bij een 'normale' verdeling van een verzameling getallen, dit is een verdeling die symmetrisch is ten opzichte van het gemiddelde, ligt 68% van de getallen tussen de grenzen $(x - 1\sigma)$ en $(\bar{x} + 1\sigma)$, 95% van de getallen tussen de grenzen $(\bar{x} - 2\sigma)$ en $(\bar{x} + 2\sigma)$ en 99,7% van de getallen tussen de grenzen $(\bar{x} - 3\sigma)$ en $(\bar{x} + 3\sigma)$. Een 'normale' verdeling wordt ook wel een Gaussverdeling genoemd.
Aan een 'normale' verdeling beantwoorden de lengten of gewichten van bonen of erwten uit een grote partij, ook de lengten of gewichten van een zeer grote groep mensen. Ook de gemiddelde temperatuur van een bepaalde maand gerekend over een tijdvak van 100 of 200 jaren beantwoordt aan een 'normale' verdeling.

Fig. 1. Gemiddelde wintertemperaturen te De Bilt (1634-1977). De horizontale lijn geeft de gemiddelde waarde van 2°C weer.



gebieden op aarde, dat het niet doenlijk is om de invloed van externe factoren (zoals luchtverontreiniging op het klimaat van een bepaalde plaats) als een geïsoleerd probleem te bekijken. We moeten noodzakelijkerwijze beginnen met de bestudering van die invloed op het wereldklimaat.
In dit artikel zullen we ons vrijwel geheel beperken tot de temperatuur aan het oppervlak, en is het begrip wereldklimaat teruggebracht tot de temperatuur gemiddeld over de aarde, of gemiddeld over breedtecirkels, waardoor althans het verloop met de geografische breedte in beschouwing kan worden genomen. De vraag waar we ons dus in feite mee bezig houden is, of de verontreiniging van de atmosfeer door menselijk toedoen veranderingen teweeg brengt of kan brengen in de wereldgemiddelde temperatuur en in de temperatuur gemiddeld over een breedtecirkel.

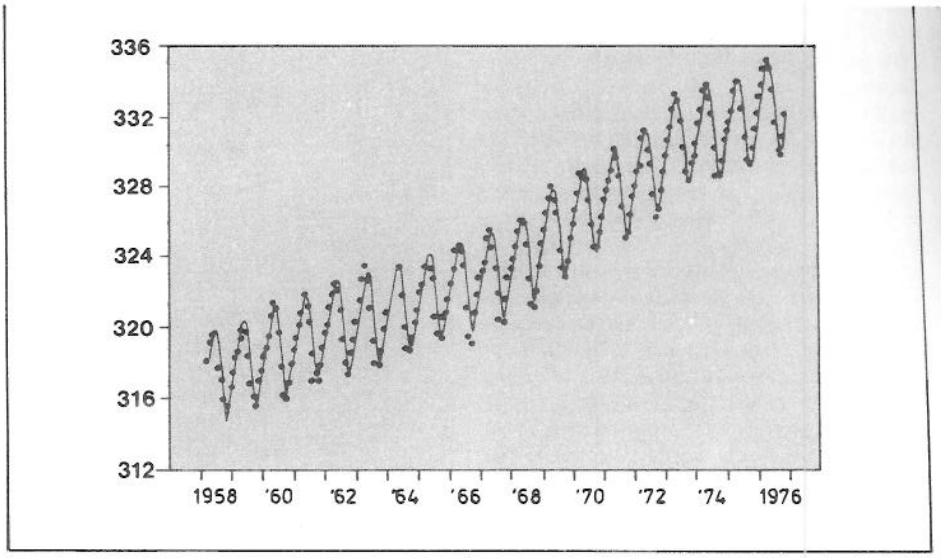
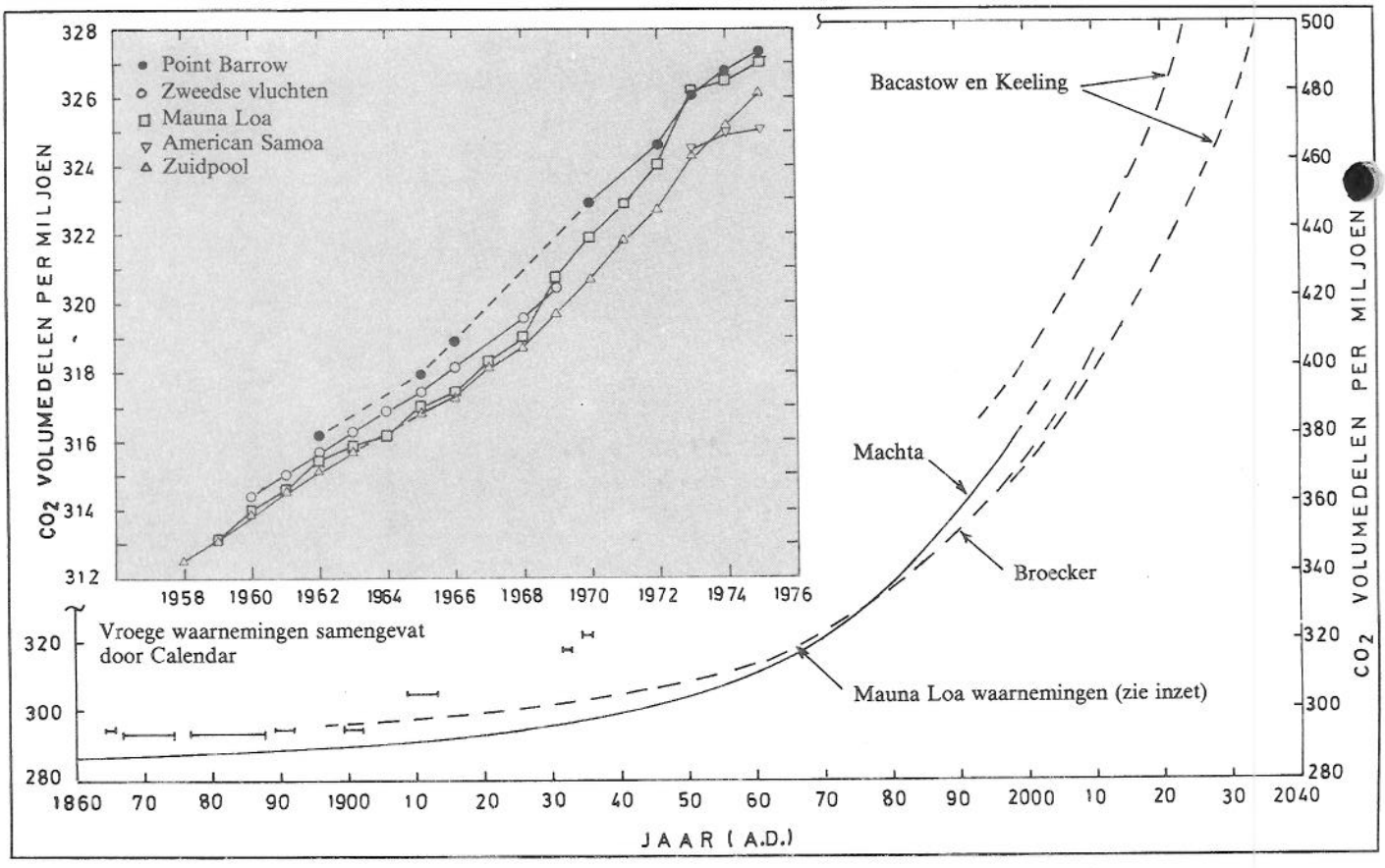


Fig. 2. Waarnemingen van het CO_2-gehalte van de atmosfeer, verricht op het Mauna Loa Observatorium op Hawaii.

Luchtverontreiniging

De vormen van luchtverontreiniging waar het in dit artikel om gaat zijn vooral die welke van invloed zijn op de inkomende zonnestraling en/of op de uitgaande warmtestraling van de aarde en atmosfeer. Primair zijn dit de vormen van luchtverontreiniging die direct of indirect het gehalte aan koolzuurgas, waterdamp en ozon wijzigen. Daarnaast zijn in dit verband ook sporegassen als methaan, ammoniak, stikstofoxyduul (N_20) en freon van belang. Van de niet gasvormige componenten moet het stofgehalte worden genoemd, terwijl tevens het terugkaatsend vermogen van het aardoppervlak (albedo) ook een rol speelt. Tenslotte moet de directe warmteafgifte die met allerlei vormen van energieverbruik samenhangt als (thermische) verontreiniging van de atmosfeer worden beschouwd.
Het voert te ver om van ieder van deze 'verontreinigingen' de precieze omvang en oorzaak aan te geven. De studie van de kringlopen van de verschillende bestanddelen in de atmosfeer is een vak op zich. Vele van deze kringlopen zijn nog erg slecht bekend en het is mede dankzij de vermoede of waargenomen beïnvloeding van deze kringlopen door menselijke activiteiten dat de laatste jaren door extra researchinspanning de kennis snel toeneemt. In dit overzicht zullen we ons hoofdzakelijk beperken tot veranderingen koolzuurgas, waterdamp en ozon in de atmosfeer.

Fig. 3. Waarnemingen van het CO_2-gehalte van de atmosfeer op diverse plaatsen (inzet) en verloop over de afgelopen eeuw met schattingen voor de toekomst.



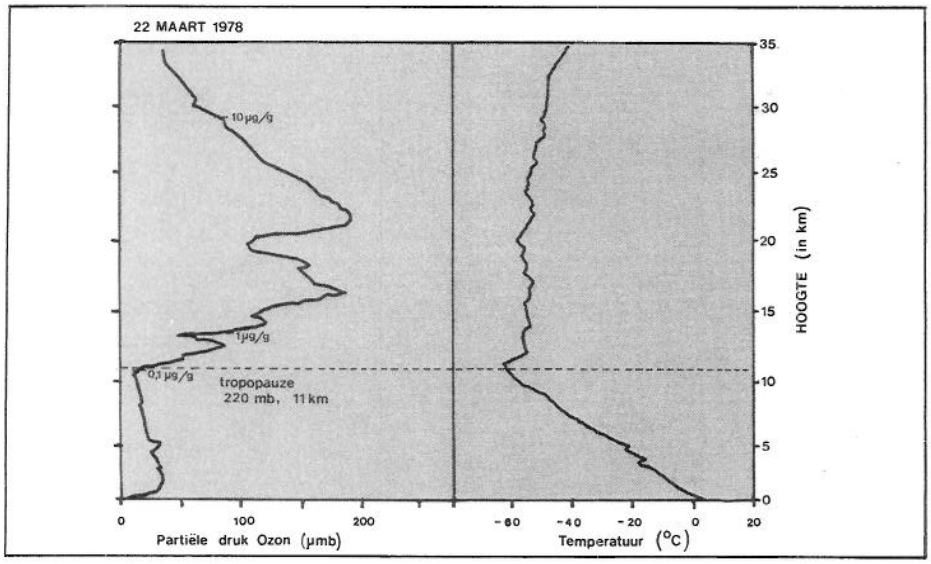
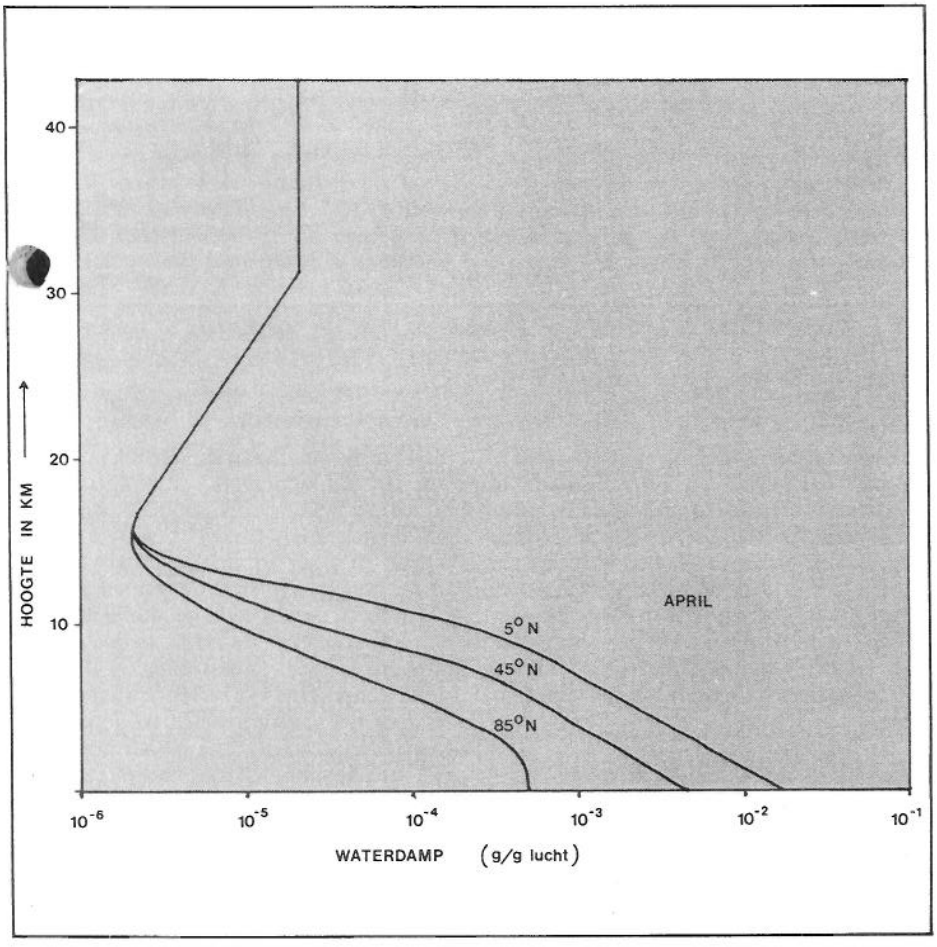


Fig. 4. Vertikale verdeling van het ozon en de temperatuur op 22 maart 1978 te Ukkel.

Het kooldioxyde CO_2 behoort tot de natuurlijke bestanddelen van de atmosfeer. De oceanen vormen een enorm reservoir van CO_2, dat zich daar behalve in opgeloste vorm voornamelijk in carbonaten en bicarbonaten bevindt. In de tropen staan de oceanen CO_2 af; op hogere breedte wordt een vrijwel gelijke hoeveelheid weer opgenomen. Boven land wordt overdag CO_2 opgenomen, door assimilatie in de biosfeer. Bij rottingsprocessen en bij ademhaling van mens en dier wordt CO_2 geproduceerd. De gemiddelde verblijftijd in de atmosfeer bedraagt vijf tot 10 jaar. Het CO_2 is vrij goed gemengd in de atmosfeer en in vertikale richting is de concentratie constant tot een hoogte van ca. 80 km, waar dissociatie optreedt.

Fig. 5. Vertikale verdeling van de mengverhouding waterdamp/lucht gemiddeld over de aangegeven breedtecirkels, voor de maand april.



Ook in de tijd is de concentratie tamelijk constant, afgezien van een jaarlijkse gang van 1 à 2%, die waarschijnlijk samenhangt met de jaarlijkse gang van de plantengroei. De laatste twintig jaren is echter een duidelijk opwaartse trend waarneembaar, zoals Fig. 2 laat zien. Deze opwaartse trend is door metingen op diverse plaatsen op aarde bevestigd en hangt naar vrij algemeen wordt aangenomen samen met het toegenomen gebruik van fossiele brandstoffen, het kappen van wouden en de omzetting van natuurlijke grond in bouwgrond. Meerdere onderzoekers hebben de koolstofkringloop in model gebracht en de invloed van menselijke activiteiten daarin verwerkt (2). Met behulp van deze modellen en beschikbare cijfers over toekomstig verbruik van fossiele brandstoffen is het mogelijk schattingen te maken van toekomstige CO_2-concentraties. (zie Fig. 3). Deze berekeningen tonen aan dat in de loop van de volgende eeuw rekening moet worden gehouden met een verdubbeling van het CO_2-gehalte van de atmosfeer.

Fig. 4 toont een verticale verdeling van het ozon in de stratosfeer met de daarbij behorende temperatuurverdeling, zoals te Ukkel in het kader van een internationaal waarnemingsnetwerk is gemeten. Het ozon wordt gevormd op een hoogte van 30 tot 50 km bij dissociatie van zuurstof door ultraviolet licht met een golflengte korter dan 0,24 μm. Door transport op hemisferische schaal wordt het in de stratosfeer verspreid. In de troposfeer is door de goede menging de mengverhouding ozon/lucht (afgezien van bijzondere omstandigheden) vrijwel constant. De gelaagde structuur in de stratosfeer en de scherpe overgang bij de tropopauze illustreren het verschil in vertikale menging tussen stratosfeer en troposfeer. Door antropogene invloeden kan het stratosferisch ozon afnemen. Enkele jaren geleden werd geschat dat de ozonconcentratie tot ongeveer 20 km hoogte door intensief supersonisch vliegverkeer met ongeveer 4% zou kunnen afnemen. Door gewijzigd inzicht in de stratosferische chemie en in de gassen die vliegtuigen uitstoten wordt een dergelijke reductie thans op minder dan 1% geschat. Het stratosferisch ozon zou ook kunnen afnemen door het gebruik van freonen in spuitbussen. Thans lopen de schattingen van deze reductie uiteen van 1% tot 30% van de totale hoeveelheid ozon in een vertikale kolom van de atmosfeer (litt. 14).

Fig. 5 geeft een indruk van het vochtgehalte in de atmosfeer als functie van de hoogte en breedte. De afname van het vochtgehalte in de troposfeer met de hoogte hangt samen met de afnemende temperatuur; het vochtgehalte in de stratosfeer is nog niet verklaard. Het is ook niet bekend in hoeverre het waterdampgehalte door toedoen van de mens verandert. Veranderingen in direkte zin zijn in de troposfeer met zijn hoge vochtigheid nauwelijks te verwachten; in de stratosfeer zou volgens sommige berekeningen bij intensief vliegverkeer het waterdampgehalte enkele tientallen procenten kunnen toenemen.

De eerder genoemde freonen, die voornamelijk door industriële produktie ontstaan, hopen zich sterk op in de troposfeer, omdat

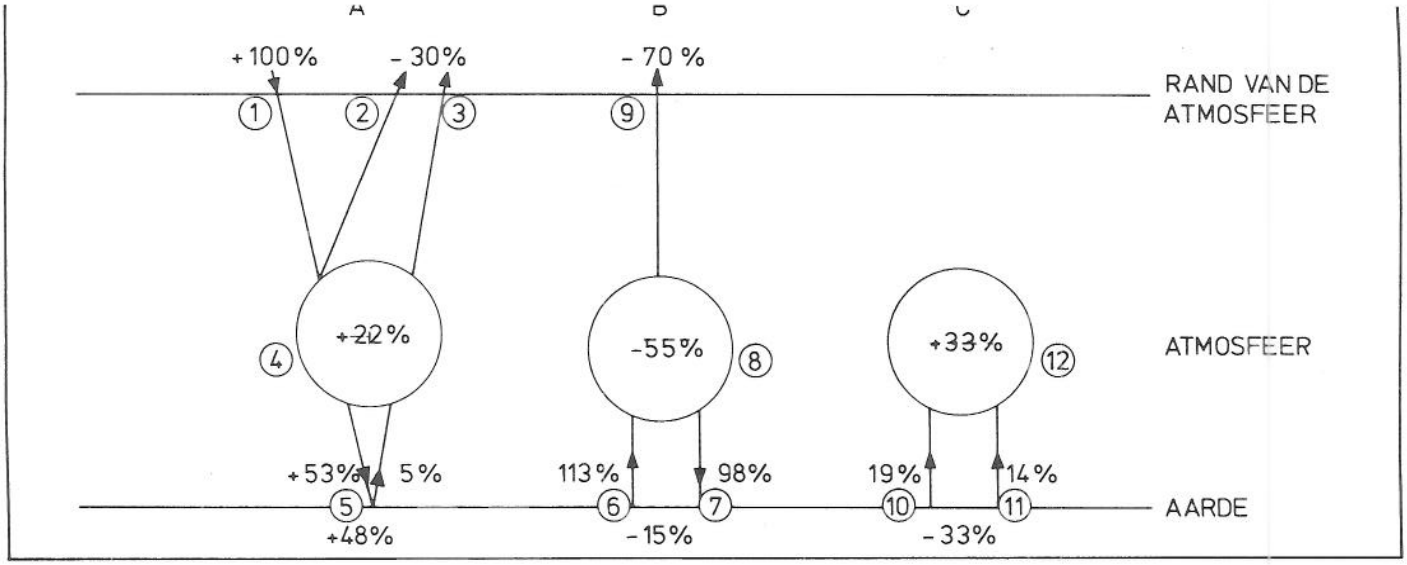


Fig. 6. Jaarlijks gemiddelde warmtehuishouding van de aarde en de atmosfeer.
A. Zonnestraling, golflengte kleiner dan 4 μ.
B. Infrarode straling van aarde en atmosfeer, golflengte groter dan 4 μ.
C. Latente en voelbare warmtestroom.
1. Binnenkomende zonnestraling is 100% gesteld.
2. Reflectie door wolken en terugwaartse verstrooiing.
3. Door aardoppervlak gereflecteerde straling.
4. Absorptie in atmosfeer van directe, verstrooide en gereflecteerde straling.
5. Door aardoppervlak ontvangen globale straling (53%) verminderd met de gereflecteerde straling.
6. Door aardoppervlak uitgestraalde warmte.
7. Door atmosfeer teruggestraalde warmte.
8. Uitstraling door de atmosfeer.
9. Door aardoppervlak en atmosfeer naar wereldruimte uitgestraalde warmte.
10. Door verdamping afgegeven latente warmte.
11. Door het aardoppervlak afgestane voelbare warmte aan de atmosfeer door warmteoverdracht.
12. Door de atmosfeer opgenomen voelbare en latente warmte.

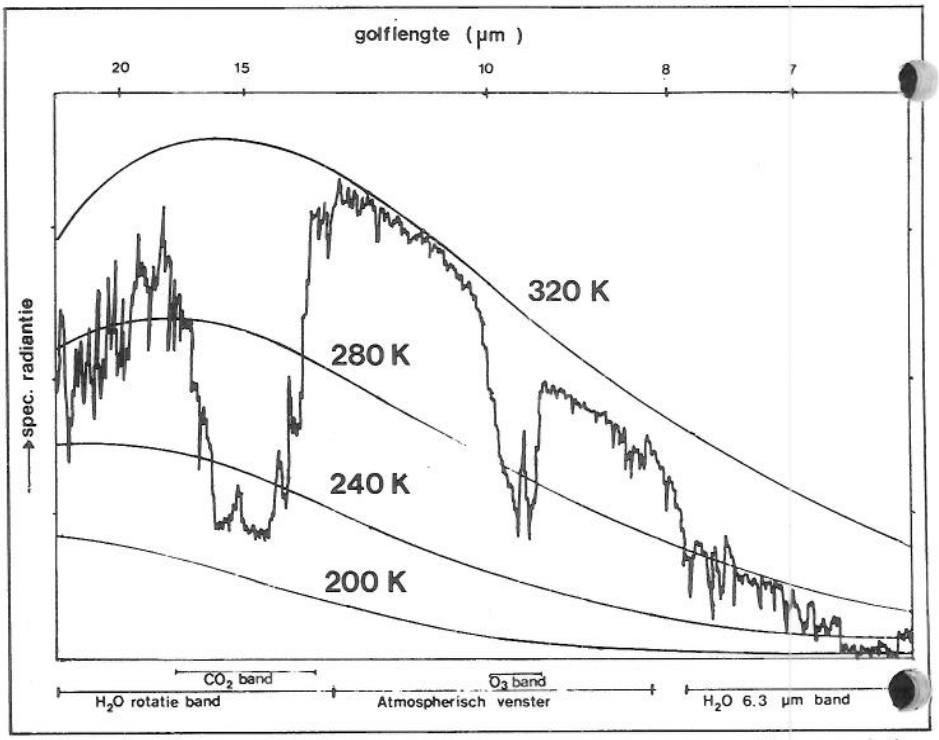


Fig. 7. Spectrum van de emissie van infrarode straling van aardoppervlak en atmosfeer, gemeten door een satelliet boven de Sahara. Krommen geven het emissie spectrum van zwarte stralers met de aangegeven temperatuur weer.

hier vermoedelijk geen verwijderingsmechnismen voor deze gassen bestaan. In de stratosfeer worden ze ontleed en gaan deze chloor-fluorverbindingen reacties aan met ozon. Van meer belang is echter dat deze gassen infrarode straling absorberen en uitstralen. Een vergelijkbaar gedrag heeft stikstofoxyduul (N_2O). Dit gas ontstaat bij chemische omzettingen in de bodem, voornamelijk door gebruik van kunstmeststoffen. Vanwege de bijzonder lange verblijftijden van deze gassen in de atmosfeer (geschat op tientallen jaren), kan hun invloed nog merkbaar zijn lang na het stopzetten van hun productie.
Door de menselijke activiteit worden deeltjes toegevoegd aan het aerosol dat van nature aanwezig is. Op lokale en regionale schaal is dit te merken in het zicht en de stralingshuishouding. Op wereldschaal is dit niet het geval: het aerosolgehalte op plaatsen ver verwijderd van steden en industriegebieden is (nog) niet meetbaar toegenomen, mede ook omdat de verblijftijden van stofdeeltjes in de troposfeer slechts enkele weken bedragen, althans in de troposfeer. Albedoveranderingen van het aardoppervlak en het vrijkomen van (afval)warmte zijn eveneens lokale tot regionale verschijnselen.

De stralingshuishouding in de dampkring

De zonnestraling, die voor de warmtehuishouding van belang is, ligt in het golflengtegebied van 0,2 tot ongeveer 4 μm. Hoewel deze straling zich dus tot in het infrarood uitstrekt, spreekt men van 'kortgolvige' straling. De thermische straling in het infrarood van het aardoppervlak, de wolken en de atmosfeer ligt namelijk hoofdzakelijk in het golflengtegebied tussen ongeveer 4 en 80 μm. Straling in dit golflengte-interval wordt langgolvige straling genoemd.
Fig. 6 toont de jaarlijkse gemiddelde warmtehuishouding van de aarde. In deel A is de binnenkomende zonnestraling op 100% gesteld. Tengevolge van reflektie door wolken en door het aardoppervlak, en door terugwaartse verstrooiing door het aerosol, wordt 30% van de zonnewarmte weer de ruimte in geworpen (het *albedo* is het percentage van de inkomende zonnestraling dat door een lichaam wordt teruggeworpen). Het albedo van het systeem atmosfeer en aarde bedraagt dus 30%. Van de zonnewarmte wordt 22% in de atmosfeer geabsorbeerd, voorna-

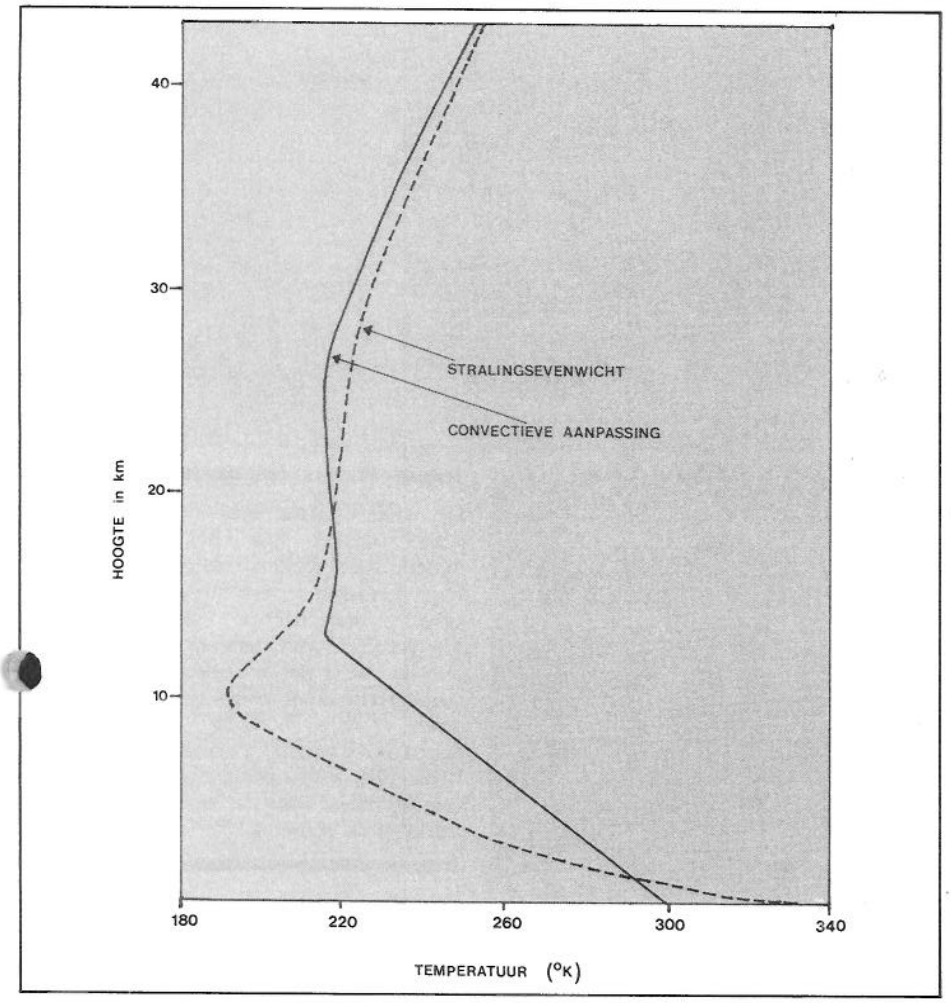


Fig. 8. Vertikale temperatuurverdeling met en zonder convectieve aanpassing.

melijk door het ozon en de waterdamp; 48% van de zonnewarmte komt ten goede aan het aardoppervlak.

In deel B van fig. 6 is het gemiddelde transport van warmte door straling in het langgolvige gebied weergegeven. Het aardoppervlakte straalt 113% uit. De waterdamp, de kooldioxyde en het ozon in de atmosfeer absorberen en emitteren in het langgolvige gebied. Voornamelijk de eerste twee veroorzaken een atmosferische tegenstraling van 98%, zodat netto het aardoppervlak gemiddeld in het langgolvige gebied slechts 15% van de inkomende zonnewarmte verliest. Aan het aardoppervlak is dan ook geen sprake van een stralingsevenwicht. Het aardoppervlak ontvangt gemiddeld meer zonnewarmte dan het door uitstraling verliest; er zou dus verwarming plaatsvinden. Deze extra warmte wordt aan de atmosfeer afgestaan in de vorm van voelbare warmte, door direkte warmteoverdracht tussen lucht en aardoppervlak en door de overdracht van latente warmte door verdamping. In deel C van fig. 6 is dit weergegeven. Door de grote tegenstraling spreekt men wel van het *broeikaseffect* van de atmosfeer. Dit is echter een onjuist beeld. In een broeikas worden in de eerste plaats door het glas de wind en de opwaartse luchtstroom tegengehouden. Het glas heeft een te verwaarlozen effect op de stralingshuishouding. In de atmosfeer veroorzaakt voornamelijk de emissie van kooldioxyde en waterdamp een tegenstraling, terwijl opwaartse bewegingen essentieel zijn. Het is dan ook beter van een 'atmosfeer-effect' te spreken. In deel B is aangegeven dat de thermische straling van het aardoppervlak en van de gassen in de atmosfeer voor een uitstraling aan de rand van de dampkring van 70% zorgen, zodat het systeem atmosfeer/aarde niet warmer wordt of afkoelt. In de atmosfeer zelf is, evenals aan het aardoppervlak, geen stralingsevenwicht. Slechts 22% wordt geabsorbeerd en 55% wordt uitgestraald. In de atmosfeer is de warmtehuishouding wel in evenwicht. Het verlies van warmte door straling wordt hier gecompenseerd door winst aan voelbare en latente warmte.

Straling en vertikale temperatuurverdeling

Fig. 7 toont de emissie van infrarode straling door het systeem aardoppervlak/atmosfeer, gemeten door een satelliet boven de Sahara. De vloeiende krommen geven de emissie van een zwarte straler bij verschillende temperaturen weer. In het golflengtegebied van ongeveer 8 tot 12 μm meet de satelliet straling die overeenkomt met stralingstemperaturen van 30 tot 45° C. Deze temperatuur komt overeen met de temperatuur van het Saharazand. Dit golflengtegebied wordt het *atmosferische venster* genoemd. Juist in dit venster bevindt zich tussen 9 en 10 μm een absorptieband van het ozon. De satelliet meet daar dan ook temperaturen die overeenkomen met een hoogte van 30 à 50 km.

Ozon beschermt dus niet alleen het leven op aarde voor ultraviolette straling, maar speelt tevens een belangrijke rol in de warmtehuishouding van de stratosfeer, waarin het zich voornamelijk bevindt. Het atmosferische venster is ook van belang voor het meten van temperaturen aan het aardoppervlak en van wolken door middel van satellieten. Bij ongeveer 15 μm meet de satelliet sterke absorptie door een CO_2-band, bij temperaturen die overeenkomen met de hoogte van de tropopauze. Voorts is ook de absorptie van waterdamp duidelijk waarneembaar.

Uit fig. 7 blijkt dat de atmosfeer niet kan worden opgevat als een zwarte straler. Ook is het duidelijk dat de totale emissie in het infrarood naar het wereldruim samenhangt met de temperatuur van het aardoppervlak, de vertikale temperatuurverdeling en de samenstelling van de atmosfeer. Omgekeerd zal het dan ook mogelijk zijn om uit de bekende stralingseigenschappen van waterdamp, ozon en kooldioxyde, de vertikale temperatuurverdeling en de temperatuur aan het aardoppervlak te berekenen, m.b.v. de gegeven vertikale verdelingen van de genoemde gassen.

Zulke berekeningen zijn uitgevoerd door de Amerikaanse onderzoekers Manabe en Wetherald. Hun berekeningen zijn gericht op de vertikale temperatuurverdeling, gemiddeld over de gehele aarde. Het horizontale transport van warmte kan dan buiten beschouwing worden gelaten. Uitgaande van stralingsevenwicht aan de rand van de atmosfeer en aan het aardoppervlak berekenden zij de in fig. 8 gestippelde temperatuurverdeling. Het aardoppervlak wordt dan te warm, de tropopauze te koud en de temperatuur neemt meer dan 1° C per 100 meter af. D.w.z. dat de vertikale temperatuurverdeling onstabiel is, waardoor spontane convectie zal ontstaan. Deze berekening illustreert (wat reeds uit fig. 6 bleek), dat de atmosfeer niet in stralingsevenwicht kan zijn. Een meer realistische berekening houdt rekening met de uitwisseling van voelbare en latente warmte, zoals in deel C van fig. 6 is aangegeven. Om dit effect in rekening te brengen zou eigenlijk de stroming in de atmosfeer, met inbegrip van de gehele hydrologische cyclus, gemodelleerd moeten worden. Om dit te vermijden is aangenomen dat de temperatuurafname met de hoogte niet meer mag zijn dan 6,5° C per km, zoals dat gemiddeld in de troposfeer wordt waargenomen. Dit wordt een *convectieve aanpassing* genoemd, omdat op deze wijze enigermate rekening wordt gehouden met convectie. Uitgaande van stralingsevenwicht aan de rand van de atmosfeer, een convectieve aanpassing en een energiebalans aan het aardoppervlak (waarbij dus verondersteld wordt dat de warmtewinst door straling aan het aardoppervlak gecompenseerd wordt door warmteverlies tengevolge van overdracht van latente en voelbare warmte), werd de in fig. 8 met een getrokken lijn aangegeven temperatuurverdeling berekend. Deze temperatuurverdeling kan als goede simulatie van de werkelijkheid worden opgevat.

(wordt vervolgd)