

**KONINKLIJK NEDERLANDS
METEOROLOGISCH INSTITUUT**

VERSLAGEN

V - 347

Antropogene klimaatsveranderingen.
Overzicht van de stand van zaken.

Onder redactie van
J. Reiff en C. J. E. Schuurmans

De Bilt 1980

Publikatienummer: K.N.M.I. V-347(WO)

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut,
Wetenschappelijk Onderzoek,
Postbus 201,
3730 AE De Bilt,
Nederland

U.D.C.: 551.588.7 :

551.583.14

Overzicht van de stand van zaken van antropogene klimaatsveranderingen.

Dit stuk probeert de snel wisselende kennis op het gebied van menselijke beïnvloeding van het klimaat te bundelen.

Gekozen is voor de volgende opzet: Een bundeling van korte samenvattingen, elk betrekking hebbend op een deelonderwerp. In deze samenvattingen wordt bovendien een bijgewerkt literatuurlijstje, datum van afsluiting en verantwoordelijke auteur gegeven. Elke samenvatting kan "regelmatig" ververs worden. De eindredactie berust bij C. Schuurmans (KNMI) en J. Reiff (KNMI).

De volgende onderwerpen worden behandeld:

I. Klimaatsveranderingen op wereldschaal:

- a) t.g.v. CO₂-verandering (Reiff)
- b) t.g.v. aerosolen (Van den Dool)
- c) t.g.v. freon (Baede)
- d) t.g.v. totale warmte productie (Schuurmans)

II. Klimaatsveranderingen op regionale en lokale schaal:

- a) Oerwouden, woestijnen, kunstmatige meren (Schuurmans)
- b) t.g.v. verwarming van lucht of water op regionale schaal (Wessels)
- c) Stadsklimaat (Conrads, IMOU, Univ. Utrecht)
- d) Neerslag aan lijkzijde industriegebied (Velds)

K.N.M.I., De Bilt, februari 1980.

Het CO₂-effect.

a) Korte omschrijving van het effect.

Het CO₂-gehalte in de atmosfeer is de laatste eeuw toegenomen vermoedelijk voornamelijk tengevolge van een toenemende verbranding van fossiele brandstoffen, zoals steenkool, olie en gas door de mens. Het toenemende CO₂-gehalte in de atmosfeer zorgt voor een grotere absorptie van straling in het infrarode gedeelte van het spectrum, hetgeen tot een hogere temperatuur aan de grond leidt.

Vrijwel alle berekeningen tonen aan, dat een verdubbeling van CO₂ in de atmosfeer waarschijnlijk tot een gemiddelde temperatuurstijging op aarde van 2 à 3^o zal leiden.

b) Huidige CO₂-toename.

Metingen, die vanaf 1958 te Mauna Loa (Hawaii) geregistreerd worden, laten een toename van het CO₂-gehalte van de atmosfeer met 0.8 parts per million (ppm) per jaar zien¹⁾. Andere, over de gehele wereld verspreide stations, die na 1958 zijn gaan meten, melden een toename tussen 0.5 en 1.5 ppm/jaar²⁾. Geschat wordt, dat vanaf 1850 tot heden het CO₂-gehalte in de atmosfeer van 290 tot 330 ppm is toegenomen²⁾. Als echter, naast de verbranding van fossiele brandstoffen, ook het kappen van bossen en de verbranding daarvan een belangrijke rol in de CO₂-huishouding van de atmosfeer gespeeld heeft, dan kan de afgelopen eeuwen de "ongestoorde" CO₂-waarde wel eens 260 in plaats van 290 ppm zijn geweest (Ref. 3, blz. 42).

c) De CO₂-cyclus.

Uit de Mauna Loa gegevens volgt, dat er jaarlijks 2.3×10^{15} gram CO₂ in de atmosfeer achterblijft. Waar komt dit vandaan?

- Geschat wordt dat er op dit moment jaarlijks 5×10^{15} gram CO₂ vrijkomt tengevolge van het verbranden van fossiele brandstoffen^{4,2)}.

- Op de Dahlemconferentie (Berlijn) in 1976 verschenen er een aantal artikelen, die suggereerden dat er tengevolge van de verandering van landgebruik (ontbossing e.d.) nog eens netto 4×10^{15} gram extra CO₂ jaarlijks in de atmosfeer terecht komt^{2,5)}. Deze suggestie werd later op de Ratzburgconferentie in 1977 nog eens versterkt^{2,6)}, maar er kwamen ook tegenargumenten: De bosaanplant in deze eeuw op gematigde breedte konden de schattingen van CO₂-toename t.g.v. een ander landgebruik wel eens veel lager laten uitkomen (Bolin, Ref. 3, blz. 41-42).

Op dit ogenblik is de juistheid van bovenstaande schatting dus erg twijfelachtig. Een nieuwe techniek (naast de bestaande C^{12}/C^{14} technieken), die de C^{12}/C^{13} isotopen verhouding in boomringen bepaalt, zal onderscheid kunnen maken over toename van CO_2 in de atmosfeer tengevolge van het verbranden van fossiele brandstoffen en tengevolge van het verbranden van de huidige bestanddelen van de biosfeer (bossen e.d.). Tot op heden zijn de schattingen van deze techniek echter nog niet betrouwbaar genoeg (Ref. 3, blz. 304).

- Een gedeelte van het CO_2 , dat in de atmosfeer terecht komt zal opgenomen worden door de oceanen. Tot voor kort dacht men, dat de oceanen jaarlijks zo'n 2.5×10^{15} gram per jaar opnemen²⁾. Men berekende dit met modellen, waarbij er van werd uitgegaan, dat zeewater bij verschillende temperaturen een verschillende hoeveelheid CO_2 kan bevatten: 400 ppm bij $25^{\circ}C$ en 250 ppm bij $14^{\circ}C$. Dit betekende, dat bij een atmosfeer die gemiddeld 330 ppm bevat, er door tropische oceanen CO_2 aan de atmosfeer wordt afgestaan, en er op gematigde breedten CO_2 door de oceanen wordt opgenomen. In deze modellen wordt rekening gehouden met de verticale opbouw van de oceaan, zodat de diepere lagen van de oceanen slechts zeer langzaam CO_2 opnemen.
- Naast de opnamecapaciteit van zeewater voor CO_2 blijkt er echter nog een andere factor belangrijk te zijn: De opslag van CO_2 in "primaire" leven in de oceaan.

Newell toonde begin 1978 aan⁷⁾, dat er een correlatie van 0.62 bestaat tussen de jaarlijkse zeewateroppervlaktetemperatuur van de Pacific en het jaargemiddelde CO_2 -gehalte in de atmosfeer op Antarctica. Hij kon deze correlatie als volgt verklaren: Een koudere Pacific wordt vooral veroorzaakt door meer opwelling bij de tropische Pacific. Meer "opwelling" gaat gepaard met een zeer grote toename van de productie van "primaire" leven in de oceaan. In dit "primaire" leven wordt een enorme hoeveelheid CO_2 opgeslagen.

Als deze redenering klopt, kan het heel goed mogelijk zijn, dat de veranderingen van CO_2 -inhoud in de atmosfeer gedurende de laatste eeuw niet alleen door menselijke invloed tot stand zijn gekomen, maar mede door de temperatuur van het zeewater veroorzaakt zijn! De discussie over de vraag: Waar komt de jaarlijkse toename van CO_2 in de atmosfeer vandaan is dus weer enigszins open.

d) Invloed van CO_2 -toename op het klimaat.

Er zijn vele berekeningen over de invloed van CO_2 op het klimaat gedaan. De volgende worden het meest geciteerd:

S. Manabe en R.T. Weathersald⁸⁾ berekenen met een omvangrijk Algemeen Circulatie Model van de atmosfeer, dat een verdubbeling van CO₂-gehalte in de atmosfeer leidt tot een globale temperatuurverandering van +2 á 3°C, echter met een temperatuurverandering in de poolstreken van zo'n +10°C. Het zou leiden tot een omvangrijke verandering en verschuiving van neerslaggebieden.

T. Augustsson en A. Ramanathan⁹⁾ berekenen met een één dimensionaal (alleen hoogte afhankelijk) model, waar echter zeer veel stralingsfysica ingaat, dat bij verdubbeling van het CO₂-gehalte de globale temperatuurverandering ook +2 á 3°C zal bedragen (2°C bij de aanname van een vaste wolkenophoogte, 3°C bij de aanname van een vaste wolkenoptemperatuur).

De meeste andere auteurs vinden getallen tussen +1°C en +3°C, zodat men het over de invloed van CO₂-toename op de wereld gemiddelde temperatuur op dit moment vrijwel eens is.

e) Toekomstige invloed van CO₂-toename op het klimaat.

De huidige toename van CO₂ in de atmosfeer zal, gezien het aanzienlijk grotere brandstofgebruik en de toename van het gebruik van kolen die veel CO₂ produceren, in de toekomst vermoedelijk versterkt worden. Gezien de huidige onzekerheden over de vragen (Hoeveel CO₂ nemen de oceanen op en hoeveel extra CO₂ wordt geproduceerd door het netto effect van ontbossing en herbebossing?) is een schatting van de extra CO₂-toename in de atmosfeer niet zo erg best mogelijk en zijn vroegere schattingen zeer twijfelachtig geworden.

De meeste schattingen van de laatste tijd (die alle nog géén rekening hebben gehouden met de resultaten van Newell, Ref. 9) komen uit op een verdubbeling van CO₂-gehalte in de atmosfeer tussen 2025 en 2050¹⁰⁾, behalve als de bevolkingsgroei duidelijk afneemt en/of er een aanzienlijke hoeveelheid energie uit alternatieve bronnen, zoals nucleaire energie, komt¹¹⁾.

f) Conclusie.

De conclusies, die aan het einde van de Laxenburgconferentie getrokken werden (Ref. 3, blz. 315 e.v.) kunnen misschien als volgt worden samengevat:

- Er zijn zeer sterke aanwijzingen, dat het voortdurend toenemend CO₂-gehalte in de atmosfeer, het klimaat zal gaan beïnvloeden.
- De kwantitatieve berekeningen vertonen nog zoveel onzekerheden, dat er geen reden is om op dit moment bij regeringen op actie aan te dringen.
- Politieke beslissingen, om nu of in de nabije toekomst op kolen als brandstof over te gaan, worden ontraden.

Referentias.

- 1) C.D. Keeling et al, Atmospheric carbondioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii, Tellus 28, (1976), 538-551.
- 2) G.M. Woodwell, The Carbon Dioxide Question, Scientific American 28 (January 1978), 34-43.
- 3) Carbon Dioxide, Climate and Society, Proceedings of Laxenburg Conference (February 1978), Pergamon Press.
- 4) Statistical Yearbook 1975, United Nations, New York 1976.
- 5) Global Chemical Cycles and their Alterations by Man, Proceedings of the Dahlem Conference (November 1976), 61 e.v.
- 6) The Global Carbon Cycle, Proceedings of the Ratzeburg Conference (March 1977), J. Wiley and Sons.
- 7) R.E. Newell, A.R. Navato, J. Hsiung, Long term global sea surface temperature fluctuations and their possible influence on atmospheric CO₂ concentrations, Pure and Applied Geophysics (1978), 116, 351-371.
- 8) S. Manabe and R.T. Weatherald, The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. Journal of Atmospheric Sciences (1975), 32, 3-15.
- 9) T. Augustsson and A. Ramanathan, A radiative convective model study of the CO₂ climate problem. Journal of Atmospheric Sciences (1977), 34, 448-451.
- 10) C.D. Keeling and R.B. Bacostow, Impact of Industrial Gases on Climate, Energy and Climate (1977), National Academy of Sciences, Washington C.D.
- 11) F. Niehaus, A non-linear eight level tandem model to calculate the future CO₂ and C-14 burden to the atmosphere (1976). RM-76-35, IIASA, Laxenburg, Austria.

Het stof in de atmosfeer (Aerosol).

Algemeen.

Het aerosol bestaat uit alle vaste deeltjes die in de atmosfeer verblijven. De grootte van deze deeltjes ligt ruwweg tussen 10^{-3} μm tot 10^3 μm) ¹⁾. Het voorkomen van deeltjes van bepaalde afmetingen is zeer sterk aan de plaats gebonden. Boven de continenten hebben de meeste deeltjes afmetingen in de orde van 10^{-2} - 10^{-1} μm . Boven zee komen zeezout deeltjes met afmetingen 1-10 μm veel voor. In het algemeen zal de verblijftijd in de atmosfeer van kleine deeltjes langer zijn dan van grotere deeltjes. De laatste hebben een grotere valsnelheid. De verblijftijd van deeltjes worden verder beïnvloed door de intensiteit van verticale menging. In de troposfeer is de verblijftijd rond 10 dagen, terwijl dit voor deeltjes die de rustige stratosfeer hebben bereikt tot enkele jaren kan oplopen.

Deeltjesproduktie.

Al deze deeltjes komen in de lucht door processen in de natuur zelf én door menselijke activiteit. De natuur produceert ongeveer $2000 \cdot 10^6$ ton per jaar terwijl de antropogene produktie voor het jaar 1968 op $400 \cdot 10^6$ ton per jaar geschat werd (1). Bij menselijke activiteit kunnen we denken aan steden, industrie en landbouw terwijl de natuur zich bedient van het opwervelen van stof en zeezout, bosbranden en (zeer onregelmatig) vulkaanuitbarstingen (2).

Gevolgen.

Het aerosol zal in alle gevallen zorgen voor een verzwakking van de direkte zonnestraling door absorptie en verstrooiing. Deze verzwakking drukt men uit in een troebelings- of turbiditeitsfaktor. Deze grootte wordt op vele plaatsen gemeten b.v. in De Bilt (3). Een typische waarde voor de verzwakking is 10%. In de zomer is de turbiditeit door natuurlijke oorzaken het grootst. Stof in de lucht verstrooit zonlicht ten dele terug naar de wereldruimte. Deze in het algemeen albedoverhogende faktor vermindert dus de hoeveelheid kortgolvlige zonnestraling die aan aarde en atmosfeer ten goede komt. Het ligt daarom voor de hand dat klimatologen al decennia lang de natuurlijke variaties in de turbiditeitsfaktor hebben willen koppelen aan de opgetreden veranderingen in de temperatuur van het noordelijk halfrond. Met name Budyko (b.v. (4)) heeft de troebelheid van de atmosfeer geïnterpreteerd als de aerosolinhoud van de stratosfeer die als gevolg van vulkaanuitbarstingen voor langere tijd kan toe

1) $\mu\text{m} = 10^{-6}$ meter.

of afnemen. Het bewijs dat dit de verwarming van 1880-1940 en de daarop volgende afkoeling op het N.H. heeft veroorzaakt is nog niet volmaakt. Ook de school van Lamb (zie o.a. (5)) heeft enig verband gevonden tussen vulkaanuitbarstingen en de temperatuur in Engeland over het tijdvak 1650-heden. Het gesuggereerde verband komt erop neer dat veel stof en lagere temperaturen gekorreleerd zijn.

De invloed van de mens.

De vraag is nu of de extra hoeveelheid stof die de mens in de atmosfeer brengt (circa 25% van de natuurlijke produktie) het klimaat kan beïnvloeden. Uit satellietfoto's is gebleken dat het stof van industriecentra beperkt blijft tot een omgeving van zeg 100 km. De invloed op het lokale klimaat is aanzienlijk. Grotere deeltjes absorberen de van het oppervlak uitgaande IR straling en verwarmen dus de onderste luchtlagen. Kleinere deeltjes verhogen zoals eerder betoogd het albedo, dat is een afkoelend effect (6), (7). In steden overheerst vermoedelijk het verwarmde effect zodat een bijdrage ontstaat tot het "HEAT-ISLAND" effect.

Dezelfde 2 tegenwerkende effecten bepalen of het klimaat op wereldschaal verandert door een toenemende stofinhoud van de atmosfeer. Het antwoord op die vraag luidt dat we het netto effect, verwarming of afkoeling, niet kennen. Waarom niet? Of het netto effect verwarming of afkoeling wordt hangt af van de volgende omstandigheden.

1) Waar bevindt zich antropogeen stof?

2) B.v. Onderste 5 km (landbouw, industrie)
Stratosfeer (vliegtuigen).

2) Wat is de samenstelling van de deeltjes, veel grote of veel kleine deeltjes?

Een redelijk beeld is dat in de stratosfeer wat extra fijn stof is gekomen door menselijke activiteit terwijl tussen de grond en de tropopauze, maar vooral in de onderste honderden meters, zowel grove als fijne deeltjes extra zijn ingebracht. Zuiver op grond van stralingsbalans overwegingen wordt de stratosfeer ietsje warmer door extra absorptie van zonlicht. De extra terugverstrooiing van zonlicht in de stratosfeer leidt op zich tot lagere oppervlaktetemperaturen maar dit effect wordt (over?) gekompenseerd door de verwarmende werking van het stof onderin de troposfeer. Het totale effect kennen we niet.

Zuiver op grond van de stralingsbalans naar één geïsoleerd effectje (b.v. stof) kijken is trouwens niet erg zinvol. Vermoedelijk spelen stofdeeltjes een rol in het condensatieproces en dus in de vorming van bewolking. Welnu, wolken zijn potentieel zeer belangrijk in de stralingsbalans.

Conclusies.

De produktie van stofdeeltjes door menselijke aktiviteit is aanzienlijk.
De gevolgen hiervan op het wereldklimaat zijn nauwelijks te schatten.
Ook de vooruitzichten op een "definitieve" schatting zijn slecht.

K.N.M.I., De Bilt, januari 1979,
H.M. van den Dool.

Referenties.

1. Peterson, J.T., and C.E. Junge, 1971
Sources of particulate matter in the atmosphere, 310-320 in:
Man's Impact on the Climate ed. by W.H. Matthews, W.W. Kellogg
and G.D. Robinson.
2. Wilfrid Bach, 1976
Global air Pollution and Climatic Change,
Rev. of Geoph. and Space Ph., 14, 429-474.
3. A.J. Frantzen, 1977
The turbidity at De Bilt in the Netherlands,
Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie,
Serie B, 24, 307-320.
4. M.I. Budyko 1977
On present-day climatic changes,
Tellus, 29, 193-204.
5. P.M. Kelly 1977
Volcanic dust veils and North Atlantic climatic change.
Nature, 268, 616-617.
6. S.B. Idso and A.J. Brazel 1978
Climatological effects of atmospheric particular pollution,
Nature 274, 781-782.
7. H. Flohn 1978
Die Zukunft unseres Klimas: Fakten und Probleme,
Promet 2/3.

Effect van menselijke activiteiten op de stratosferische ozon laag en de invloed hiervan op het klimaat.

Inleiding.

Gedurende de laatste jaren is er ernstige bezorgdheid ontstaan over de mogelijke aantasting van de zowel klimatologisch als biologisch uiterst belangrijke ozonlaag in de stratosfeer. Waren het aanvankelijk vliegtuigen van het Concorde-type (SST ofwel Supersonic transport) die reden tot bezorgdheid gaven, later kwamen daarbij het effect van chloorfluorkoolwaterstoffen (beter bekend als Freon gebruikt als drijfgas in spuitbussen) en het effect van de toename van lachgas (N_2O) als gevolg van het toenemend gebruik van kunstmest.

Een grote hoeveelheid wetenschappelijk werk gedurende de laatste jaren heeft thans (eind 1979) geleid tot een vrij consistent beeld van de situatie dat uitstekend wordt weergegeven in de hieronder gereproduceerde mededeling van WMO.

Zeer recent (nov. 1979) is een nieuw rapport van de National Academy of Sciences gepubliceerd. De hierin genoemde getallen wijken niet essentieel af van de getallen in onderstaande WMO-mededeling. Aanvullende informatie zal worden verstrekt zo gauw dit en een spoedig te verwachten tweede rapport betreffende de medische en ecologische gevolgen beschikbaar zijn.

K.N.M.I. De Bilt, december 1979,
A.P.M. Baede.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION

SECOND WMO STATEMENT

ON

Modification of the ozone layer due to human activities
and some possible geophysical consequences *

General

1. In recent years there has been increasing concern as to the effects of the pollution of the stratosphere, and in particular the possibility of a reduction in the amount of ozone present at these levels due to photochemical reactions involving certain trace substances, the concentrations of which are being increased due to man's activities. This concern arises from the danger of increased solar ultra-violet radiation penetrating to the Earth's surface and from the possibility of climatological consequences.
2. With WMO acting as co-ordinating agency, station networks to measure both total ozone and its vertical distribution have been considerably expended. During the past two to three decades much work has been done in defining the structure and energetics of the stratosphere, in studying winter warmings and other special phenomena, in developing vertical profiles and global distributions of ozone and in refining photochemical and radiation calculations.
3. Ozone is of major importance in the meteorology of the stratosphere since by virtue of its absorption of solar ultra-violet radiation and the resulting heating effect it largely determines the basic temperature structure and general circulation of this region. Moreover, since it behaves essentially as an inert tracer in the lower stratosphere, observations of this distribution provide considerable information on transport mechanisms in this region and also on transfer between the stratosphere and troposphere. If the ozone formation and destruction processes were determined solely by the photochemical reactions involving only the oxygen species (the Chapman reactions) no effects resulting from human activities would be expected.
4. However, improved observations of the vertical distribution of ozone obtained during and after the International Geophysical Year made it clear that the pure oxygen photochemistry did not completely explain the actual processes found to be taking place, and subsequently the importance of stratospheric trace gases was discovered in controlling the ozone balance. This led to the conclusion that ozone might be less stable against outside man-made influences than had previously been believed.

The role of trace gases in the photochemistry of ozone.

5. Ozone is formed at stratospheric levels as a result of the photodissociation of molecular oxygen, and according to present knowledge the oxides of nitrogen (NO_x) and oxides of chlorine (ClO_x) through their catalytic cycle repre-

* The first statement on this subject issued by WMO was dated 26 November 1975.

sent a considerably greater sink for it than does the classical reaction $O + O_3$ at levels below the stratopause. Oxides of hydrogen (HO_x), which are mainly derived from water vapour and methane have the effect of reducing the amount of ozone above about 45 km; below this level, however, the destruction of ozone is mainly through rather complicated interactions between three trace gas families, HO_x , NO_x , and ClO_x . A change in the concentration of one family (for example ClO_x) is strongly dependent on, and will itself influence the concentrations of the other families. This is one of the main reasons for the still rather large uncertainly limits of the predicted changes in the ozone layer described below.

6. The main natural source of NO_x in the stratosphere is thought to be the oxidation of nitrous oxide (N_2O) (of biological origin at the Earth's surface) by excited oxygen atoms which themselves are a product of the photodissociation of ozone. The strength of the natural N_2O source is not yet well established. Other natural sources of stratospheric NO_x are cosmic rays and solar proton events.

7. In the case of the catalytic cycle of ClO_x , the ozone destruction is accelerated by increasing HO_x , but retarded by the presence of methane and nitric oxide. Although the amount of ClO_x in the stratosphere seems to be small, it has a considerable effect on the ozone balance.

Effects due to human activities

NO_x increase due to aircraft flying in the stratosphere

8. There is considerable continuing research into the direct injection of NO_x into the stratosphere by fleets of supersonic and other aircraft and the consequent effect on the ozone layer. Although there remain considerable uncertainties in details of both measurements and theory, the role of NO_x is sufficiently well established to be able to state with reasonable confidence that:

- currently planned SSTs, due to their lower flight altitudes of 17 km and their limited numbers (30 - 50 projected) will have a negligible effect on the ozone layer;
- a large fleet of aircraft flying at altitudes below 25 km is predicted to have an insignificant effect on the global ozone amount;
- although the emissions of oxides of nitrogen in the lower stratosphere are now considered to be less important, there remain sufficient scientific uncertainties to urge continuation of ongoing research programmes aimed at better understanding these effects.

NO_x increase due to increased production of nitrous oxide at the surface

9. It has been theorized that increased use of agricultural fertilizers and/or nitrogen-fixing vegetation might affect the nitrogen cycle and result in an increase in the amounts of nitrous oxide (N_2O) released from the surface into the atmosphere. This would then lead to an increase of NO_x in the stratosphere and hence a change in the ozone distribution.

10. Because of the extreme complexity of this problem, involving as it does the whole global nitrogen cycle, uncertainties regarding the consequences on the ozone layer are still very great. A particularly important problem in this respect is the extent of the natural N_2O sources of which little is currently known.

- There is no likelihood of a significant change in the ozone layer in the near future as a result of changing agricultural practices, but the matter deserves continued study because of possible long-term effects.

Chlorofluoromethanes

11. The continued release into the atmosphere of chlorofluoromethanes, especially CFCl_3 (Fluorocarbon 11) and CF_2Cl_2 (Fluorocarbon 12) is predicted to result in an increasing amount of ClO_x in the stratosphere. Since the removal rate of ClO_x is slow, it is to be expected that the stratospheric ClO_x concentration will continue to increase for many years even after all emissions of chlorofluoromethanes into the atmosphere ceased. Thereafter the recovery rate would be very slow.
12. Several model estimates have been made of the time-history of the influence of man-made ClO_x on the average amount of ozone. The calculations involve concentrations of the important atmospheric constituents taken or derived from the available observations, and the best current estimates of chemical reaction rates.
13. On an average world-wide basis these calculations indicate that the present depletion of ozone due solely to CFCl_3 and CF_2Cl_2 already added to the stratosphere is of the order of two per cent.
- the long-term steady-state effect of a continued release at the 1977 world rate of release would be about 15 per cent average ozone depletion, with an uncertainty range from about 4 to 30 per cent. This is on the assumption that there are no other major sinks for the chlorofluoromethanes.
14. Thus whilst a fuller understanding of the chemistry involving chlorine in the stratosphere will require further measurements and calculations, the present evidence supports the view that an undiminished rate of release of chlorofluoromethanes into the atmosphere will lead to a significant reduction in stratospheric ozone.

Other causes of modifications to the ozone layer

15. All gaseous compounds which can release chlorine to the stratosphere are potential agents for the destruction of ozone. Among these are naturally-produced methyl chloride (CH_3Cl) and other chlorocarbons significant in chlorine chemistry such as CH_3CCl_3 . Another potential factor is the expected carbon dioxide increase due to human activities, whereby the warming of the troposphere and cooling of the stratosphere would result in a modest increase in the total ozone. It is not at all certain that scientists have identified all potential modifiers of the stratosphere ozone layer.

Possible consequences of zone depletion.

16. Those possible consequences of changes in the ozone layer which have been suggested and estimated on the basis of the limited data available may be divided into the biological influences on man, animals and crops of increased ultra-violet radiation in the wavelength 280-320 nm (UV-B) and climatological consequences.

Biological effects

17. A reduction in the ozone column would result in an increase of UV-B radiation received at the ground, and theoretical calculations using both absorption and scattering by ozone and other atmospheric constituents have indicated an approximate magnification factor of about two between percentage changes in the ozone column and percentage changes in UV-B radiation in clear sky conditions. In other words a reduction of 15 per cent in ozone would be likely to result in an increase of about 30 per cent in UV-B (or "erythemal") radiation.

Climatological consequences

18. Because solar ultra-violet radiation is very strongly absorbed by ozone, the temperature of the stratosphere is largely maintained by a balance between absorption of solar radiation by ozone and emission of atmospheric infra-red radiation by ozone, carbon dioxide and water vapour. One-dimensional models estimate that, corresponding to the cited steady-state reduction of 15 per cent in the total ozone column, there may be local decreases of ozone by as much as 45 per cent at levels of about 40 km. This local ozone depletion would result in a local temperature decrease of about 10°C.

19. Calculations again using one-dimensional models indicate that the associated temperature change at ground level would be a fraction of a degree (and probably not directly detectable). However, it has been suggested that the large stratospheric temperature changes can result in structural changes in the tropospheric planetary-scale waves and hence result in changes in regional climate. Because of the complexity of the stratosphere-troposphere interactions, it is not possible at this time to infer with any reliability what the full consequences of these changes would be on the Earth's climate, and more intensive studies are necessary.

20. The chlorofluoromethanes and some other halogen compounds have strong absorption bands in the part of the infra-red spectrum where the other trace gases are quite transparent, and therefore an increase in the amount of these compounds in the troposphere would cause a warming by their additional "greenhouse" effect. It has been estimated that a continued release of chlorofluoromethanes at the 1977 rate, taken in isolation of other factors, could in this way produce an average temperature rise at the surface of 0.5°C. Such a change in the mean global temperature may well be of significance.

The need for more observations and research

21. On the basis of the current evidence, the threat of a considerable depletion of the ozone layer in the future is now widely recognized. The foregoing review of present knowledge has shown clearly that there is a lack of understanding in a number of important aspects. Whilst this lack of understanding results in a considerable divergence of opinion as regards the details of the problem, the prudent course of action at present seems to be to step up efforts immediately so as to reduce the scientific uncertainties as rapidly as possible.

22. Although knowledge of the distribution of ozone is much greater than that of the other trace constituents involved in stratospheric photochemistry, an intensive observational effort is needed as a matter of urgency to establish the basis for continued long-term monitoring of ozone and for obtaining the necessary detailed knowledge of the vertical distribution which is needed for improving understanding. Also urgently needed are simultaneous in situ measurements of the important trace gases to test and evaluate chemical reaction schemes employed in

theoretical models. Parent substances of the ozone-destroying radicals should be monitored to establish trends. Measurements of the extra-terrestrial solar flux as a function of wavelength between 180 and 350 nm and its variations in time are also of fundamental importance. To complement biological studies on the effects of solar UV-B radiation, monitoring of radiation in this spectral range is needed.

23. In order to guarantee the high standard of the observational programme, and to obtain a maximum return of the efforts invested therein, a research programme should be interwoven to endeavour to improve understanding of the various aspects concerning atmospheric ozone. In addition to the various specific problems which can be tackled by fairly small groups, the research programme should facilitate broad-scale projects of a strongly inter-disciplinary character to study:

- (a) The chemical inter-relationships of the chlorine, hydrogen and nitrogen compounds, the complete carbon and nitrogen cycles and their possible changes due to human activities;
- (b) The coupling between the stratospheric chemical composition, heating rates and circulation in conjunction with the transport of relevant gases and tropospheric-stratospheric exchange processes;
- (c) The influence on climate of changes in stratospheric composition, involving quantitative treatment of the associated feed-back systems;
- (d) Biological consequences of changes in solar UV-B radiation on the global ecosystem.

24. There is therefore a continuing and pressing need for a co-ordinated international programme under the leadership of WMO to monitor and study all aspects of the stratospheric environment relevant to ozone. The continued collaboration of Members and international bodies such as UNEP and UCSU is essential to the success of this programme.

20 October 1978

Literatuur.

- Environmental Effects of Chlorofluoromethane Release,
National Academy of Sciences, Washington D.C., 1976.

- Environmental Effects of Chlorofluoromethane Release, Second Report,
National Academy of Sciences, Washington D.C., 1979.

- Chlorofluorocarbons and their effects on stratospheric ozone
(2nd report). Department of the Environment, U.K. 1979.

Antropogene klimaatsveranderingen a.g.v. thermische pollutie.

1. Inleiding.

- 1.1. Thermische pollutie hangt rechtstreeks samen met het energieverbruik door de mens. Met het toenemen hiervan neemt ook de thermische pollutie toe, ongeacht of de energie ontleend wordt aan fossiele brandstoffen of nucleaire bronnen.
- 1.2. De thermische pollutie vertoont een zeker geografisch patroon, samenhangend met de geografische verdeling van de plaatsen waar energie wordt opgewekt en gebruikt.
- 1.3. De thermische pollutie, of afvalwarmte kan langs directe of indirecte weg (via het oppervlaktewater) in de atmosfeer terecht komen. De warmte wordt aan de lucht toegevoegd als voelbare warmte of als latente warmte van waterdamp. De afvalwarmte die in het water achterblijft verhoogt de temperatuur van het water. De invloed van de afvalwarmte in de atmosfeer is precies wat we onder antropogene klimaatsveranderingen a.g.v. thermische pollutie verstaan.

2. Cijfers over thermische pollutie.

- 2.1. In tabel 1 zijn een aantal getallen over energieverbruik opgenomen, tesamen met gegevens over de hoeveelheid beschikbare en vastgelegde zonne-energie en geothermische energie. Men kan hieruit het volgende concluderen:
 - a. de thermische pollutie is gemiddeld over de aarde nog slechts één honderste procent van de geabsorbeerde flux aan zonne-energie.
 - b. alleen tamelijk lokaal is de thermische pollutie enkele procenten van of zelfs van gelijke grootte als de zonne-energieflux.
 - c. in de meest extreme schatting van het toekomstig energiegebruik bedraagt de mondiale thermische pollutie 0,5 tot 1% van de geabsorbeerde zonne-energie.
- 2.2. Bij de extreme schattingen van het mondiale energieverbruik in de toekomst moet rekening gehouden worden met het feit dat de verdeling over de aarde altijd ongelijk zal blijven, waardoor niet alleen lokaal maar ook regionaal grote waarden van het energieverbruik bereikt kunnen worden.
- 2.3. Het vermogen van de grootste electriciteitscentrales is momenteel van de orde 3000 MW. Voor de toekomst wordt rekening gehouden met, z.g. power parks van 10.000-50.000 MW op een oppervlakte van 5-100 km². Dit vertegenwoordigt een energiedichtheid van 10³-10⁴ W/m². Ter vergelijking: het energietransport in een Cumulonimbus in de tropen is van de orde 10⁵ W/m².

3. Gevolgen voor het klimaat.

- 3.1. De lokale gevolgen van thermische pollutie komen o.a. tot uitdrukking in het stadseffect op het klimaat (ofschoon andere oorzaken hiervan groter zijn). Verder is berekend dat grote power parks de bewolking en neerslag in het desbetreffende gebied kunnen doen toenemen en soms ook gevaarlijke onstabiele verschijnselen kunnen veroorzaken (zware buien met onweer, hagel en windstoten). Op hoge breedten kunnen power plants onder een sterke temperatuurinversie in de winter ernstige ijsmistproblemen opleveren.

- 3.2. De klimatologische gevolgen van thermische pollutie op regionale en mondiale schaal kunnen alleen met een numeriek klimaatmodel worden bepaald. Vanwege de zeer inhomogene verdeling van de thermische pollutie heeft een globale benadering weinig zin. Deze zou opleveren dat bij de meest extreme schatting van het mondiale energieverbruik (0,5-1% van de geabsorbeerde zonne-energie) de wereldgemiddelde temperatuur 1 à 2°C zou toenemen.
- 3.3. Experimenten met numerieke klimaatmodellen hebben tot nu toe het volgende opgeleverd:
- bij een enigszins realistische, ofschoon reeds zeer hoge waarde van de thermische pollutie (faktor 50 hoger dan nu), verdeeld volgens de huidige verdeling van de bevolkingsdichtheid, was het effect in een algemene circulatie model (GCM NCAR) niet groter dan het verschil tussen 2 computerklimaat simulaties uitgevoerd met onderling iets verschillende begintoestanden (het effect verdween dus in de "ruis" van het model).
 - in hetzelfde model werd voor het oostelijke gedeelte van de USA een energieverbruik aangebracht van 90 W/m² (Manhattan Island thans). Het resultaat liet een verwarming zien in het gebied zelf die aan het aardoppervlak rond de 10°C lag maar die wat hoger in de atmosfeer en buiten het gebied snel terugliep tot nul.
 - een ander algemene circulatiemodel (GCM MET Office) werd vooral gebruikt om de invloed intensiteit en plaats te bestuderen. Er werden bronnen van verschillende intensiteit en plaats toegepast. Verder werd er verschil gemaakt tussen directe verwarming van de lucht en via het water (voor bronnen boven zee). De resultaten van deze experimenten laten bepaalde veranderingen zien in de algemene circulatie, doch alleen wanneer voor de intensiteit extreem hoge waarden worden genomen. Van belang is echter wel dat in dat geval de effecten niet beperkt bleven tot de plaats waar de verwarming werd aangebracht.

4. Conclusie.

Resultaten met numerieke klimaatmodellen wijzen uit dat het zeer onwaarschijnlijk is dat door het huidige energieverbruik en dat van de komende tientallen jaren het klimaat op aarde meetbaar verandert. Voor de "foreseeable future" wordt "waste heat" mondiaal gezien dan ook tot een "non problem" verklaard. Alleen het gebruik van grote power parks kan tot lokale klimaatveranderingen en klimaatproblemen leiden.

K.N.M.I. De Bilt, november 1979,
C.J.E. Schuurmans.

Literatuur.

Williams, J., The effects of climate on energy policy, *Electronics and Power*, 24, 261-68, 1978.

Hanna, S.K. and Gifford, F.A., Meteorological effects of energy dissipation at large power parks, *Bull. Am. Met. Soc.*, 56, 1069-76, 1975.

Washington, W.M., Numerical change experiments: The effect of man's production of thermal energy, *J. Appl. Meteo.*, 11, 763-72, 1972.

Williams, J., Kromer, G. and Gilchrist, A., Further Studies of the impact of waste heat release on simulated global climate. RM-76-79 and RM-77-34, International Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria (1977).

Tabel 1: Energiefluxen (in W/m²).

Zonne-energie geabsorbeerd aan het aardoppervlak, gemiddeld over de aarde.	168
Zonne-energie (globale straling) gemeten te De Bilt, gemiddeld over een jaar.	109
Zonne-energie vastgelegd door de plantengroei op aarde, gemiddeld over een jaar.	0.13
Geothermische energie, gemiddeld over de aarde	0.062
Energieverbruik 1970, gemiddeld over de aarde.	0.016
Energieverbruik 1970, gemiddeld over de continenten.	0.054
Energieverbruik 1970, gemiddeld over Nederland.	2.5
Energieverbruik 1970, gemiddeld over Amsterdam.	30
Energieverbruik 1985, gemiddeld over Nederland. (energienota 1974)	4
Energieverbruik 2000, gemiddeld over de aarde.	0.1
Energieverbruik 2000, gemiddeld over de gematigde breedten. (Schatting gebaseerd op jaarlijkse groei van 4 à 5½%.)	0.4
Energieverbruik Maximaal, gemiddeld over de aarde. (Schatting gebaseerd op een energie-consumptie per hoofd van 20KW en een aantal bewoners van de aarde van 20, c.q. 40 miljard.)	0.8 à 1.6

Antropogene klimaatsveranderingen op regionale schaal a.g.v. veranderingen in bodemkenmerken en vegetatie.

1. Inleiding.

Het aardoppervlak (temperatuur, vochtigheid, ruwheid, albedo) speelt een belangrijke rol in de warmtehuishouding en in de hydrologische cyclus. En daardoor op het klimaat, zowel lokaal, regionaal als mondiaal. Veranderingen in de fysische kenmerken van het aardoppervlak zullen daarom gevolgen hebben voor het klimaat, zeker lokaal, maar afhankelijk van de schaal waarop de veranderingen plaatsvinden ook regionaal. Regionale veranderingen kunnen door teleconnecties (samenhangen in de atmosfeer over grote afstanden) ook mondiale klimaatveranderingen ten gevolge hebben. Althans theoretisch. De antropogene veranderingen op regionale schaal waar vooral aan gedacht wordt zijn: ontbossing, ondoelmatig landgebruik en irrigatie (c.q. kunstmatige meren).

2. Ontbossing (deforestation).

Bij ontbossing denkt men dan op de eerste plaats aan het kappen van de tropische regenwouden. Het landgedeelte van de equatoriale zone tussen 5° NB en 5° ZB bestaat voor ruwweg 1/3 deel uit bos en het is bekend dat in sommige landen (o.a. Brazilië) grote ontbossingsprojecten in uitvoering of gepland zijn.

De gevolgen voor het klimaat ter plekke of elders kunnen alleen m.b.v. modelberekeningen worden bepaald en de modellen zijn op dit moment nog niet goed genoeg om betrouwbare antwoorden te geven. Wel hebben enkele onderzoekers gemeend een keten van oorzaak en gevolg te kunnen aangeven, die er als volgt uit ziet: ontbossing \rightarrow verhoging van de albedo van het aardoppervlak \rightarrow verminderde absorptie van zonne-energie \rightarrow lagere temperatuur aan het aardoppervlak \rightarrow vermindering van de opwaartse flux van voelbare warmte en van waterdamp \rightarrow minder convectieve bewolking en neerslag \rightarrow minder vrijkomende condensatiewarmte \rightarrow zwakkere Hadley-circulatie \rightarrow (en hier wordt dan de invloed verplaatst naar het gebied buiten de equatoriale zone) lagere troposfeertemperaturen in de zones $5 - 25^{\circ}$ NB \rightarrow grotere onstabieliteit en meer neerslag in deze tropische zones, maar door het afnemen van de horizontale equator-pole temperatuurgradiënt \rightarrow minder poolwaarts warmte- en vochttransport \rightarrow afkoeling en minder neerslag op de gematigde en hogere breedten.

In het algemeen kan men zeggen dat de hier beschreven mogelijke gevolgen van ontbossing in de equatoriale gebieden precies tegengesteld zijn aan die van een toenemend CO₂-gehalte van de atmosfeer. Naast de nog onbekende rol van de biosfeer (en dus van ontbossing) op het CO₂-gehalte van de lucht, is dit dus een extra reden om die twee antropogene klimaatproblemen gekoppeld te bekijken.

3. Woestijnvorming (desertification).

Over dit onderwerp is verreweg het meest te doen geweest naar aanleiding van de grote droogte in de Sahellanden, gedurende de jaren 1968-1974. Waar het om gaat is of de gevolgen van de droogte, op plaatsen waar dit een niet-permanent verschijnsel is, in staat zijn de droogte te bestendigen en de mate waarin de mens dit proces gewild of ongewild kan beïnvloeden. Charney heeft laten zien dat de albedo-verhoging die bij droogte ontstaat omdat een deel van de begroeiing afsterft, hiertoe in staat is (althans in de subtropen).

In het kort komt het er op neer dat een verhoogde albedo in het zomerhalfjaar in staat is de stralingsbalans van aarde + atmosfeer in dit gebied negatief te maken. Aangezien de warmte capaciteit van het aardoppervlak er gering is betekent dit dat de lucht permanent afkoelt.

Stralingsevenwicht wordt echter niet bereikt, omdat de horizontale zuid-noord temperatuurgradient dynamische effecten teweegbrengt (hier niet in detail te behandelen), die aanleiding geven tot dalende bewegingen en adiabatische verwarming van de lucht. Door deze (extra) dalende bewegingen neemt de relatieve vochtigheid echter af (eventueel nog aanwezige bewolking lost op) en de hierdoor veroorzaakte droogte aan het aardoppervlak zal de plantengroei belemmeren, waardoor de albedo nog hoger kan worden, enz. Deze positieve terugkoppeling zal pas weer worden doorbroken als de stralingsbalans in het najaar verschuift, maar kan ieder voorjaar opnieuw weer actief worden. Of dit gebeurt hangt o.a. af van de albedo waarmee in het voorjaar wordt gestart en de mate waarin deze een kans krijgt toe te nemen. Overbeweiding moet daarom worden voorkomen, zodat de albedo dicht in de buurt van de 0.15 blijft (voldoende begroeiing). Kale grond in de Sahelgebieden heeft een albedo van 0.35.

4. Irrigatie, kunstmatige meren.

Over de klimatologische invloed hiervan is weinig bekend. Berichten over lokale effecten van b.v. het Nijlbecken bij Assouan worden soms in de pers

verspreid maar zijn in de vakliteratuur niet te vinden. Voor regionale of mondiale effecten op het klimaat zijn bestaande irrigatie-projecten meestal te klein. Men denkt dan eerder aan oppervlakten van 10^5 - 10^6 km² (dus minstens 10 keer de oppervlakte van Nederland). Zulke projecten zijn in het verleden wel voorgesteld, juist met het doel om het klimaat over grote gebieden actief te beïnvloeden. Het voorstel van Bergeron (Zweden) voor een groot beregeningsproject in Afrika, heeft hiervan wel de meeste aandacht gekregen. Bergeron's idee was om met de zuid-west zomer-moesson in Afrika de regens wat verder landinwaarts te brengen. Het probleem is dat de moessonstroming ver genoeg doorloopt maar dat de lucht al spoedig zo droog is dat er geen regen meer uit valt. Bergeron zou daarom de moessonluchtmassa's vochtiger willen maken, waardoor er meer regen uit kan vallen, dus ook weer meer kan verdampen, waardoor het verderop (stroomafwaarts) nog tot wolkenvorming en neerslag kan komen enz. Hij zag twee manieren om zijn doel te bereiken:

- 1) Beperking van de afvoer naar zee van de rivieren de Nijl, Congo en Niger, waardoor meer water in het zuidelijke moessongebied wordt vastgehouden.
- 2) Extra verdamping teweeg brengen in de Golf van Guinea, b.v. door gebruik te maken van atoomenergie.

De laatste 14 jaren is over dit plan en ook over andere grootscheepse plannen echter weinig meer gesproken of gepubliceerd. Een recente samenvatting geeft de situatie als volgt weer:

Weather and climate modification may prove to be a long-term solution for the development and reclamation of potentially arable land in the Sahara and Sahel as well as for other regions in Africa. At this time, however, scientific research in the way of feasibility studies and experimentation schemes, not yielded enough information about the impact or de utility of such scheme's to make them operational.

K.N.M.I. De Bilt, januari 1980,
C.J.E. Schuurmans.

Literatuur.

Potter, G.L. et al, Possible climatic impact of tropical deforestation, Nature, 258, 697-98, 1975.

Charney, J.G., Dynamics of deserts and drought in the Sahel, Q.J., 101, 193-202, 1975.

De Weille, G.A., Afrika: biosfeer in nood, Natuur en Techniek, 44, 310-331, 1976 en De les van het Afrikaanse treurspel, Natuur en Techniek, 44, 382-401, 1976.

Flohn, H., Klimaschwankungen und grossräumige Klimabeeinflussing, Bonner Meteorologische Abhandlungen, Heft 2, 1963.

Glantz, M.H., Desertification, ed. M.H. Glantz, Westview Press, Boulder, Col., 1977.

Meteorologische gevolgen op locale schaal ten gevolge van de afgifte -rechtstreeks of via het oppervlaktewater- van warmte en waterdamp aan de atmosfeer.

1. Algemeen.

Bij veel industriële processen moet warmte worden afgevoerd. Dit gebeurt meestal door middel van overdracht aan de atmosfeer of het oppervlaktewater. Soms is deze warmteafgifte indirect, namelijk door het verdampen van water.

Het effect van een en ander op weer en klimaat van de directe omgeving hangt af van de per tijdseenheid geloosde hoeveelheden warmte en damp. Een belangrijke rol speelt ook de manier van lozing, waarbij onderscheiden kan worden:

- a. warmte- en waterdampafgifte rechtstreeks aan de atmosfeer door middel van schoorstenen of koeltorens. De lozing is zeer lokaal en vindt plaats op tenminste enkele tientallen meters hoogte boven het aardoppervlak.
- b. warmteafgifte en versterkte verdamping boven als koelwater gebruikt oppervlaktewater. Soms worden door sproeien of verstuiven van water de overdrachtsprocessen versneld.

In de volgende paragrafen behandelen we de afzonderlijke effecten zoals die onder de Nederlandse omstandigheden van klimaat en topografie te verwachten zijn.

Veel van de uitspraken dienen met reserve te worden gehanteerd. Het rechtstreeks door meteorologische metingen aantonen van dit soort effecten wordt namelijk bemoeilijkt door de grote natuurlijke variaties in de desbetreffende grootheden. Veel van de effecten moesten daarom door middel van berekeningen aan modellen worden geschat, met alle onzekerheden van dien, omdat verificatie meestal niet haalbaar was.

2. Watertemperatuur.

De temperatuur van het oppervlaktewater hangt af van twee processen: de menging van het koelwater met het ongestoorde water en de overdracht van warmte en damp naar de atmosfeer. Voor beide processen bestaan modellen die worden gebruikt bij de planning van koelwater-

lozingen. Modellen van het laatste proces schatten de watertemperatuur -verandering als functie van lucht-temperatuur en -vochtigheid, windsnelheid en stralingsprocessen. (Keijman, 1974).

De kunstmatige verhoging van de temperatuur van het oppervlaktewater bedraagt in Nederland meestal minder dan enkele °C. Slechts nabij lozingspunten treden soms grotere temperatuurstijgingen op. Verdere toekomstige verhoging van de oppervlaktewater-temperatuur wordt door officiële normen begrensd.

Het spreekt vanzelf dat de temperatuurverhoging van onze binnenwateren heeft geleid tot een verminderde kans op ijsvorming.

3. Mistvorming bij verwarmd oppervlaktewater.

Verdampingsmist -ook "zeerook" of "stoom-mist" genoemd- ontstaat als koude, vochtige lucht over warm water strijkt. Boven het water kunnen mistflarden ontstaan, die i.h.a. niet hoger dan tot enkele meters zullen reiken. Ook boven het land benedenwinds van verwarmd oppervlaktewater is de lucht vochtiger en is de mistkans iets groter.

Met modelberekeningen kan aannemelijk worden gemaakt dat waar, bijvoorbeeld door een koelwaterlozing, de watertemperatuur met enkele °C stijgt, de kans op dit type mist ca 10% kan gaan bedragen. Die mist treedt dan met name op in de nacht en vroege ochtend. (Wessels 1976, b). Overigens is het moeilijk om in een gegeven mistsituatie de mate van hinder voor de scheepvaart of het wegverkeer langs de oever te quantificeren.

4. Optreden van mist nabij koeltorens.

De uit koeltorens stromende warme vochtige lucht mengt met de ongestoorde lucht uit de omgeving en daarbij vormen zich soms "pluimen", bestaande uit kleine waterdruppeltjes. Wat betreft mogelijke hinder van die pluimen aan de grond kan worden onderscheiden tussen zg. natuurlijke-trek-torens (a.h.w. brede schoorstenen van ruim 100 m hoog) en ca 20 m hoge torens waardoor de luchtstroom met zg. mechanische trek (ventilatoren) verzorgd wordt.

Slechts bij de laatstgenoemde categorie torens kan de pluim soms de grond raken ten gevolge van turbulentie in de onderste luchtlagen. Deze turbulentie wordt versterkt door de geforceerde stroming uit de torens en soms door wervels rond fabrieksgebouwen. Op 100 à 200 m af-

stand is hinder door mist aan de grond op enkele dagen per jaar te verwachten. (Hall, 1962).

Ook al reikt bij mechanische-trek-torens de zichtbare pluim niet tot de grond, toch kan de vochtigheid achter de torens stijgen, zodat de kans op sommige misttypen iets toeneemt.

5. Waterdruppel-pluimen boven schoorstenen en koeltorens.

Pluimen die op ca 100 m hoogte gevormd worden stijgen doorgaans geleidelijk tot grotere hoogten en veroorzaken aan de grond hoogstens hinder door het onderscheppen van zonlicht. De gemiddelde vermindering van directe resp. indirecte zonnestraling is op enkele honderden meters afstand van een koeltoren al gedaald tot minder dan 1% resp. enkele %.

Soms kan de ijsafzetting (ruige rijp), die bij temperaturen onder 0°C plaats vindt op bovengrondse leidingen binnen het bereik van de pluim, bezwaren opleveren.

De pluimen kunnen soms vele kilometers lang worden en wel vooral 's nachts en in de vroege ochtend. Voor pluimlengteschattingen zijn theoretische modellen beschikbaar. Als voorbeeld kan worden genoemd dat pluimlengten van meer dan 700 m bij een natte koeltoren van 500 MW gedurende ca 10 à 20% van de tijd kunnen voorkomen. Sinds 1977 zijn dergelijke grote koeltorens ook in Nederland in bedrijf. Meestal treden overigens lange pluimen op in situaties met hoge relatieve vochtigheid, gepaard gaande met een min of meer gesloten laag wolkendek, waartegen de gevormde pluimen maar weinig opvallen of waarin de pluimen al spoedig verdwijnen.

In droge koeltorens vindt uitsluitend warmte-overdracht plaats en geen verdamping, zodat de hier besproken pluimen dan geheel afwezig zijn (zie nog wel 7). Er bestaan ook gemengde nat-droog-systemen met gereduceerde pluimlengten in vergelijking tot natte torens.

6. Eventuele neerslag uit pluimen.

Zonder tegenmaatregelen kunnen druppeltjes die door verstuiven onder in de koeltoren zijn gevormd, in de luchtstroom worden meegevoerd en benedenwinds als neerslag de grond bereiken. Soms kan dan gladheid het gevolg zijn. Met zg. druppelvangens is het meevoeren van druppels tamelijk afdoende te bestrijden.

De kleine druppeltjes in de boven de toren gevormde pluim zijn te klein om als neerslag de grond te bereiken. Slechts bij uitzonderlijke

weersomstandigheden (onderkoeling tot beneden -5°C , gepaard gaande met de aanwezigheid van kunstmatige vrieskernen; een niet te sterke wind) kunnen in de pluim sneeuwvlokken groeien. Tijdens strenge vorst valt daarom soms lichte sneeuw uit koeltoren -of schoorsteenpluimen. (Agee, 1971).

7. Wolkenvorming boven industriecomplexen.

Als de atmosfeer voldoende onstabiel is vormt zich niet zelden de eerste cumuluswolk boven (benedenwinds) van een koeltoren. Soms gaat de zichtbare pluim op het convectief condensatieniveau in een cumuluswolk over. (Aski & Yabuki, 1975).

Blijkens modelberekeningen geldt dit zelfs in versterkte mate voor een droge koeltoren en wel vanwege de grotere stijgkracht van de uittrekkende lucht.

Men neemt doorgaans aan dat een dergelijke wolk op zichzelf geen toename van de neerslagkans benedenwinds van koeltorens e.d. betekent. In zeldzame situaties op de drempel van buienvorming lijkt het mogelijk dat de kunstmatige warmte een beslissende bijdrage levert. Dit laatste kan vooral bij concentrering en/of schaalvergroting van dit soort bronnen van betekenis worden (zie nog de bijdrage over stads-effecten).

K.N.M.I. de Bilt, maart 1979,
H.R.A. Wessels.

Literatuur: (incl. conferentieverslagen betreffende koeltorens).

- W.A. Hall, 1962. Elimination of cooling tower fog from a highway.
J. Air Poll. Contr. Ass., 12, 379-383.
- P.J. Wemelsfelder, 1968. Wordt warmtelozing door centrales in de toekomst een probleem?
De Ingenieur 80, B179-197.
- E.M. Agee, 1971. An artificially induced local snowfall.
Bull. Am. Met. Soc., 52, 557.
- J.Q. Keijman, 1974. The estimation of the energy balance of a lake from simple weather data.
Boundary Layer Meteorology, 7, 395-407.
- Div. auteurs, 1974. Environmental effects of cooling towers.
Symposium Leatherhead, March 1973.
Atmospheric Environment 8, 305-439.
- Div. auteurs, 1975. Cooling tower environment.
Maryland, March 1974, ERDA Symposium Series, 638 pp, available from NTIS, Springfield, Va.
- M. Aski, K. Yabuki, 1975. Artificial clouds induced by combustion.
Weather 30, 182-188.
- H.R.A. Wessels, 1976. Vochtigheidsmetingen op 200 m hoogte toegepast op het schatten van de lengte van koeltorenpluimen.
KNMI-WR 76-8.
- H.R.A. Wessels, 1976. Verdampingsmist boven de Amer.
KNMI-WR 76-10.

Div. auteurs, 1978.

Environmental effects of atmospheric heat/
moisture releases. Symp. Palo. Alto, Ca,
May 1978, 117 pp. Am. Soc. of Mech. Eng.,
345 East 47th Street, New York, NY 10017.

H. Sweers, 1979.

De natuurlijke temperatuur...Wat is dat?
H₂O 12,pp. 2-5, p 20.

Stadsklimaat

De belangstelling voor de verandering van het klimaat o.i.v. de verstedelijking neemt nog steeds toe. De verstedelijking immers ook. Men verwacht dat in het jaar 2000, 70% van de wereldbevolking in steden woont en dat er een aantal cosmopoletan area zullen zijn met ieder zo'n 20 miljoen inwoners (bv. Megalopolis Washington-Boston).

Het hierna volgende eerste gedeelte van het artikel van Bornstein en Oke (1979) geeft een overzicht van de stand van zaken m.b.t. de verschillende aspecten van het stadsklimaat. Er is nog steeds behoefte aan meetresultaten, met name wat betreft een aantal elementen uit de stralingshuishouding en de warmtebalans, de verdamping, het neerslagpatroon en de relatie van het mozaïek van microklimaten tussen huizen en in straten enerzijds, met het klimaat boven het gemiddelde dakniveau anderzijds.

De nu aanwezige informatie over stadsklimaten sijpelt maar langzaam door naar de stedenbouwkundige ontwerpers, tengevolge van gebrek aan goede informatie en goede communicatie.

Ook voor het stadsklimaat zijn modellen ontwikkeld om op die manier inzicht te krijgen in de stads-atmosfeer.

Extra moeilijkheden ondervindt men hier omdat in de drie dimensionale structuur van de stad onder en boven grenswaarden lastig te definiëren zijn en er nog onzekerheid bestaat over bovengenoemde deelgebieden van het model.

Voor een overzicht van de stand van zaken m.b.t. het modelleren van het stadsklimaat kan verwezen worden naar het tweede deel van het overzichtsartikel van Bornstein en Oke (1979).

Influence of pollution and urbanization on urban climates.

R.D. Bornstein and T. Oke

Prepared for Advances in Environmental Science and Engineering

Vol. 2, 1979.

1. Introduction

Human activity can alter the atmosphere with advertent weather modification projects or with inadvertent upsets to the surface energy balance. An example of the former is cloud seeding to alter precipitation, while examples of the latter include clearing forests for farming purposes, polluting the atmosphere, or replacing grass and soil by concrete during urbanization. The clearing of forests on a large scale can lead to small alterations of global climate, while some investigators believe that atmospheric pollutants can do the same. The discipline of urban climatology is concerned with how urbanization and pollution produce alterations of climate on scales up to and exceeding those of a city.

Although average annual differences between urban and rural climatic parameters are generally small, these differences result from redistribution of enormous amounts of energy. In addition, given correct meteorological conditions, these differences can be extremely large for many climatic variables for time periods on the scale of hours.

The period since the WMO/WHO Symposium on Urban Climate and Building Climatology held in Brussels in 1968 (WMO, 1970) has been characterized by an exceptionally large outpouring of publications in the field of urban climate. This surge coincides with a period of increasing concern over the state of the atmosphere, especially with regard to the urban air pollution problem.

This paper summarizes how urbanization and pollution (defined as anthropogenic releases of aerosols, gases, heat, and moisture) create differences between the energy and moisture budgets in adjacent urban and non-urban areas. The paper also reviews the resulting urban climate as compared to that in the surrounding non-urban environs, as well as efforts to model urban climate using physico-mathematical techniques.

Finally, various aspects of the climate within cities are very important with respect to both urban air pollution patterns and to human health and comfort. For example, research has shown that the extra warmth of an urban area increases mortality rates during regional heat waves as compared to those at nearby non-urban sites and that weak elevated urban inversions formed due to radiative loss at the top of elevated haze layers act to inhibit the vertical spread of pollutants from surface area sources. This last effect thus completes a cycle in which pollutants act to create an aspect of urban climate and then subsequently have their vertical distribution controlled by that very same urban climatic element.

Urban climatology has been surveyed previously by Peterson (1969), Chandler (1965, 1970), Landsberg (1970, 1972, 1974, 1976), Berlyand and Kondrat' yev (1972), Frisken (1973), Terjung (1974), Oke (1976a, 1977a), Lowry (1975), Braham (1975), Kratzer (1956), Geiger (1959), Munn (1966), Lowry (1967), and Oke (1978). Finally, in two reports to the World Meteorological Organization, Oke (1974, 1977b) in his role as Rapporteur on Urban Climatology has reviewed recent research in this field. The above surveys, and in particular the two reports to the WMO, were essential in compiling the present review.

2. Observational Studies

A. Energy Balance

The radiation balance at air-earth interfaces is given by

$$Q^* = K\downarrow - K\uparrow + L\downarrow - L\uparrow, \quad (1)$$

where each symbol is defined in the Nomenclature. An example of the diurnal variation of each of the terms in the above radiation budget is given in Figure 1. The data were obtained at Matador Saskatchewan at 50°N latitude on July 13, 1971 over a 0.2 m stand of native grass. Clear, cloudfree skies existed in the morning, but the increasing cloud cover of the late afternoon and evening was responsible for increased values of $L\downarrow$ during these periods.

One problem in evaluating Equation (1) in urban areas is determining the "surface", given the complex nature of urban structures. Fluxes in volumes between buildings differ from, but are related to, fluxes above buildings, and this paper follows terminology suggested by Oke (1976b) in which urban canopy layer and urban boundary layer describe regions below and above roof-level, respectively. The energy balance at an extensive, integrated urban surface, as viewed from above roof-level will be described first, followed by descriptions of energy budgets within urban canopy and boundary layers.

Incoming global short-wave (solar) energy received at urban surfaces $K\downarrow$ is about 15-20% less than that received at nearby rural surfaces on an annual basis in large cities (Landsberg, 1970). Differences are greatest for heavily polluted air when path lengths are large at low solar elevations. Incoming solar energy is composed of direct and diffuse components, and atmospheric gases and particles reduce the intensity of direct solar energy by absorption, reflection, and scattering, while increasing the relative proportion of diffuse energy by forward scattering to the surface.

Observations at nearby urban and rural sites at Adelaide by Lyons and Forgan (1975) indicate that pollutants increase scattering more than they increase absorption.

In extreme cases, the direct solar beam can be reduced by greater than 50%, as compared with "background" levels found with nearby "clean" skies for solar zenith angles of 55 to 65 degrees (Wesely and Lipschutz, 1976). However the loss of direct solar energy was partially compensated for by a gain in diffuse energy by an amount that varied from 58% at a solar zenith angle of 65 degrees to 70% at an angle of 37.5 degrees.

Pollutants are most effective in scattering energy at shorter wave lengths, especially ultraviolet. This filtering produces a condition called the urban "ultra-violet night", which has implications for skin cancer (Urbach, 1969), and photo-synthesis (Randerson, 1970).

Upward directed short-wave radiation $K\uparrow$ measured well above roof level is composed of upward directed diffuse solar radiation and that reflected by urban surfaces. Aircraft observations of this composite flux over St. Louis by Dabbert and Davis (1974) yielded a 19% urban decrease. In the surface balance there is a similar decrease of $K\uparrow$ due to lower urban surface albedos. Differences in albedos are a function of solar elevation due to a combination of complex factors acting to decrease (e.g. trapping of energy between building elements and shading) and increase (e.g. removal of vegetation and use of light colored building materials) reflected energy. Typical mid-latitude rural albedos in summer are 0.25 whereas urban values are closer to 0.15.

Aircraft observations over Zaporozhye by Berlyand et al. (1974) found greater upward directed long-wave energy from the city than from its environs during nighttime periods, but less during daytime hours. If the surface emissivity ϵ is identical for both areas, and absorption/re-emission in the atmosphere is neglected, this implies warmer nighttime and cooler daytime urban surface temperatures as compared to rural values, as $L\uparrow$ is given by

$$L\uparrow = \epsilon\sigma T_0^4. \quad (2)$$

As shown in the next section, the first conclusion is very consistent with observations of urban-rural differences in surface temperature, while the second is less so.

It was demonstrated by Yap (1975) that if urban emissivities were slightly less than rural values, say 0.92 versus 0.98, then it is possible for urban values of $L\uparrow$ to be smaller than rural values even though urban surface temperatures are greater. Emissivity values must be determined with greater accuracy before surface temperatures can be obtained using Equation (2).

Observations of downward directed long-wave energy $L\downarrow$ show increased values in urban areas due to pollutants which absorb radiant energy (short- and long-wave) and then re-radiate heat with a larger downward directed component which is included in $L\downarrow$. Nighttime urban-rural differences in $L\downarrow$ appear to be small (Oke and Fuggle, 1972), but Rouse et al. (1973) found large differences during daytime periods with low solar zenith angles.

The all-wave surface radiant flux Q^* can be determined from simultaneous observations of each term on the right hand side of Equation (1), but there have been few such experimental studies at adjacent urban and rural sites. Although each term is modified by urbanization, the net effect is small as the various changes offset each other. For example, $K\downarrow$ is attenuated, but surface short-wave reflectivity α is also decreased and thus net urban-rural short-wave differences are likely to be small.

Likewise, although $L\downarrow$ is greater over urban areas, the greater warmth of cities yields a larger $L\uparrow$ (at least at night), and thus net long-wave losses are only slightly greater in cities. Combining the net long and short-wave fluxes yields a tendency for cities to have slight radiative deficits throughout the day and night in comparison with nearby non-urban areas.

Energy balances for the urban "surfaces" described for Equation (1) may be written as

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + Q_G. \quad (3)$$

An example of the diurnal variation of each of the terms in the above energy balance is given in Figure 2. The observations were obtained at Pitt Meadows, British Columbia, at latitude 49° N on July 25, 1976 over a 0.25 m stand of irrigated grass with clear sky conditions. The latent heat flux Q_E for the entire period represented an evaporation of 4.81 mm of water, while the Bowen Ratio value (Q_H/Q_E) for the day was only 0.16. This ratio was relatively small due to the irrigation and values of 0.3 and unity are more normal for rural and urban areas, respectively.

The anthropogenic heat flux due to combustion Q_F represents a net energy source for the system. It is usually evaluated using fuel consumption data and, on an annual basis, can be greater than Q^* in high latitude, densely populated, or industrialized cities such as Manhattan, New York (Bornstein, 1968). In winter Q_F can be the dominant energy source, while in summer it is usually insignificant in comparison to solar energy.

Over idealized rural surfaces, Q_F is zero, and the net daytime radiant surplus Q^* is divided between energy conducted into the ground Q_G , sensible energy convected into the atmosphere Q_H , and energy used for evapotranspiration Q_E . At night, the net radiant deficit is compensated for by the conduction of energy to the surface through the soil, convection to the surface from the atmosphere, and condensation (dewfall).

There are few observations of the partitioning of energy into the terms on the right hand side of Equation (3) in urban areas. One problem involves the "sub-surface" conduction term Q_G , which becomes the net rate of energy storage within the urban canopy boundary layer. This layer is very complex and consists of a soil-concrete-building-air volume (Ellefsen et al., 1975).

Direct measurement of Q^* and Q_H above Vancouver by Yap and Oke (1974), coupled with the use of roof heat flux plates to approximate Q_G , left Q_E as a residual

in the energy balance. Under ideal summer conditions Q_E was found to be greater than Q_H , suggesting that urban areas are not as "dry" as generally believed because of urban irrigation and the significant amount of natural surfaces left in some cities.

Recent studies have also studied fluxes *within* a north-south oriented urban canopy (canyon) in Vancouver (Nunez and Oke, 1977). Short-wave absorptivities within the canyon were found to be from 20 to 50% less than those of similar horizontal surfaces, due to increased short-wave trapping.

Although the urban geometry caused phase shifts in the diurnal pattern of Q^* for various canyon components (walls and floor), the budget for the complete canyon system exhibited reasonably smooth and symmetric temporal variations.

Partition of $Q^* + Q_F$ in the canyon was determined by direct measurement of the radiant, conductive, and evaporative heat fluxes for the walls and floor, with the convective sensible heat flux solved by residual. Temporal variations and magnitudes of the fluxes for the various surfaces differed greatly and were controlled by the influence of canyon geometry on radiative exchanges.

Diurnal patterns for the entire system were, on the other hand, relatively smooth and symmetric. By day, approximately 60% of the radiant surplus was dissipated as Q_H , 25 to 30% as Q_G , and 10 to 15% as Q_E . At night, canyon winds were near calm, and the radiant deficit was almost totally balanced by heat released from sub-surface storage.

The discussion thus far has centered on energy balances at roof-level and within canyon boundary layers, but research is also being carried out on the effects of radiative flux divergences due to pollutants on the thermal structure of urban boundary layers. The Complete Atmospheric Energetics Experiment (CAENEX) has studied radiative transport in the lowest kilometer of Zaporozhye (Kondrat'yev and Orlenko, 1972; Kondrat'yev, 1973; Kondrat'yev et al. 1973; and Berlyand et al. 1974).

Results indicated that the all-wave radiative flux convergence in the urban planetary boundary layer due to gases and aerosols is greatest at midday when it produces a warming of about $0.4^{\circ}\text{C h}^{-1}$, of which the long-wave component contributed only about $0.03^{\circ}\text{C h}^{-1}$. The corresponding rural all-wave value was $0.3^{\circ}\text{C h}^{-1}$. Spectral measurements showed greater convergence in the urban area at all wavelengths, and aerosols were found to preferentially absorb shorter wavelengths.

B. Moisture Balance

The surface water balance of an urban area may be represented by

$$P + I + C = E + R + S, \quad (4)$$

with hydrologists and engineers interested more in imported water I , runoff R , and net storage S , and atmospheric scientists interested more in precipitation P , anthropogenic moisture due to combustion C , and evaporation E . Urbanization and pollution act to change the relative roles of each component in Equation (4) vis à vis rural sites. Unfortunately, the two disciplines have not yet meshed to carry out an integrated study relating all components.

The engineering terms I , R , and S are well covered in the engineering and hydrological literature, including useful summaries by Leopold (1968), Lull and Sopper (1969), Moore and Morgan (1969) and Schaake (1972). Results show imported water supply I increased in urban areas due to piped-in water, with runoff R also increased due to lower permeability of urban surfaces and to channelling. The city storage S is decreased, however, due to poor interception and infiltration.

This review is more concerned with the effects of cities upon precipitation (type and amount), interception and storage of precipitation, and release of water vapor through combustion. Precipitation is generally increased due to the physical, thermal, and mechanical uplift of air flowing over the city and to increased numbers

of nuclei of condensation. These processes will be discussed in the section on urban climate, and the subject of urban evapo-transpiration was reviewed in connection with latent heat fluxes in the previous section.

Anthropogenic vapor release rates have been calculated from fuel inventories, with Tam and Bornstein (1975) demonstrating that C in New York can contribute to an observed nighttime urban atmospheric moisture excess. In Edmonton, C was shown to explain about 30% of the observed winter excess in humidity at night at temperatures of about 0°C (Hage, 1975). During summer days in St. Louis, Sisterson (1975) found vapor releases to be negligible by comparison with estimates of daytime potential evapotranspiration.

Alterations in urban energy and moisture budgets discussed above act to create an atmosphere within cities which differs from that at nearby rural sites. The climatic expression of these modifications will now be outlined.

C. Climatic Elements

Traditionally, studies of the effects of cities upon weather elements form the largest portion of the urban climatological literature. These studies provide considerable practical information for the fields of urban weather forecasting, urban and architectural design, heating and air-conditioning engineering, construction, air pollution modelling, urban planning, land-use management, human comfort, and health care.

i. *Temperature*

The heat island effect of a city (its relative warmth as compared with pre-urban conditions, or as it is approximated by present urban-rural temperature differences) is a central research focus in urban climatology.

Thermal modification of the urban canopy layer is usually measured by conventional station networks or by automobile traverses. Its detailed morphology

consists of two basic scales: First, an overall outline related to the shape of the urban region and its unique geographic features (topography, water bodies, etc.); second, an internal pattern strongly controlled by microscale factors related to urban land uses and building density, such as: 1) Q_F from building sides, 2) greater absorption of short-wave radiation due to canyon geometry, 3) decreased $L\uparrow$ due to reduction of the sky view factor by canyon geometry, 4) greater daytime Q_G (and its nocturnal release) due to thermal properties of building materials, 5) greater Q_H due to reduced Q_E from removal of vegetation, and 6) convergence of Q_H due to a reduction of wind speed within the canopy.

On a daily basis, the above factors retard the nocturnal cooling of urban surfaces between sunset and midnight, when rural surfaces are cooling most rapidly. After midnight Q_F is reduced (Halpern et al., 1971) and both surfaces have reduced values of Q_G as most of their stored solar energy has been exhausted. Thus, from about midnight until morning, both surfaces cool at about the same rate (about one-half the early evening rural rate). In the morning solar heating causes more rapid warming of rural surfaces as compared to urban surfaces due to the thermal properties of urban building materials. Other factors retarding early morning warming of urban surfaces include shading by the tall buildings and increased solar attenuation associated with elevated pollutant layers.

From the above it follows that surface heat islands achieve maximum values near midnight and remain fairly constant through the remainder of the night (at least in the mid-latitudes). Heat islands then decrease after sunrise and can become weak urban "cold islands" during midday (Ludwig and Kealoha, 1968). In either case, most studies of daytime heat islands generally show small urban-rural surface temperature differences.

The magnitude of the surface heat island at a particular time and place depends on local meteorological conditions such as cloud cover and wind speed. Clear skies

favor rapid nocturnal cooling of rural surfaces and hence lead to strong urban heat islands. Low wind speeds allow excess urban heat to accumulate, and thus the normally high daytime wind speeds (and their associated high turbulence levels) are also important reasons why daytime heat islands are generally weak.

The value of the maximum surface urban heat island intensity (found a few hours after sunset on clear nights) ΔT_o has been related to population by Oke (1973) using

$$\Delta T_o = 0.25 \frac{p^{1/4}}{u^{1/4}} . \quad (4)$$

In another relationship he shows that the absolute maximum value of ΔT_o for any given city is related to the log of p and has a value of about 2.5°C for cities with populations of 1,000 and about 10.2°C for cities with one million persons in North America. However, heat islands have been found around refinery complexes, shopping centers (Norwine, 1972) and even single buildings.

Thermal modification of the urban boundary layer has been studied using tall towers, helicopters, and fixed-wing aircraft. Results generally show that during nighttime periods with rural surface-based radiation inversions, the urban boundary layer from roof top to several 100 meters has a stability close to neutral and is capped by a much more stable layer. The upper layer frequently represents the remnants of the upwind rural stable layer and/or results from urban processes such as radiative flux divergence at the top of the urban haze layer (Bornstein, 1968).

The vertical variation of heat island intensity at night generally shows decreasing magnitudes with height over the layer extending to the top of the urban elevated inversion. Above this layer a weak "cross-over layer" is frequently found in which urban temperatures are lower than rural values at the same level. This layer is several hundred meters in depth and arises from radiative cooling of the haze layer and/or urban convection cells with compensating subsidence over peripheral open lands (Duckworth and Sandberg, 1954).

The shape of the nocturnal urban boundary layer tends to be dome-like during near calm conditions (Bornstein, 1968) and plume-like during higher speed periods (Clarke, 1969). During the latter times the warm urban layer downwind of the city is found above the normal rural stable boundary layer.

During the day, when the rural surface boundary layer (lowest few tens of meters of the planetary boundary layer PBL) is unstable and the remaining rural PBL is close to neutral, the entire urban PBL is close to neutral due to increased mechanical turbulence associated with rougher urban surfaces. However, the increased mechanical turbulence, as well as any thermal turbulence associated with the normally weak day-time island, leads to increased convective activity which can "dome" regional inversions located one or two kilometers above the surface (Dirks, 1974).

ii. *Wind*

Winds in the atmospheric boundary layer are governed by a balance of the pressure gradient force, the frictional stress, and the rotation of the Earth (via the Coriolis force). Air traversing an urban area encounters changes in surface and atmospheric characteristics which alter the existing balance. In particular, the urban heat island imposes three-dimensional deformations on the pressure field and the rougher surface increases the frictional drag exerted on the airflow. These changes (and others) combine to modify the horizontal and vertical wind velocity (speed and direction) for the mean and turbulent components of the flow.

The roughness of a surface is parameterized by the surface roughness length z_0 , the value of which can be determined from wind observations at several levels within the urban planetary boundary layer. Typical values include 0.01-0.2 m for open countryside, 1.0-1.5 m for woodlands, suburbs, and small towns, and 2-4 m for the centers of large cities.

The roughness of urban surfaces and decreased stability of nighttime urban atmospheres increase (by about 30-50%) the intensity of mechanical and thermal

turbulence over a city (Bowne and Ball, 1970). In addition, the peak in the energy spectra curves shifts towards higher frequencies for a city.

Urban areas tend to decelerate regional flow during high speed periods and accelerate them during low speed periods. Deceleration is due to increased surface frictional drag, while acceleration is due to pressure gradients associated with urban heat islands, which are strongest during low speed conditions. The "critical wind speed" for the change from deceleration to acceleration is 4.5 m s^{-1} in London (Chandler, 1965) and 3.6 m s^{-1} in New York (Bornstein and Johnson, 1977).

Changes in speed extend to several hundred meters in the urban boundary layer and are capped by "return flow" layers of equal depth in which the reverse effect is found (Baxter, 1977). Return flow layers are similar to those found above sea breeze flows and are most noticeable during otherwise calm conditions when warm urban areas generate their own sea breeze like circulation systems. Such circulations in St. Louis were found by Dannevik et al. (1974) to extend to a depth of 1 km, have a surface inflow velocity of 2 m s^{-1} , an updraft vertical velocity of 0.3 m s^{-1} , and a lifetime of from 1 to 4 hours.

Changes in the flow speeds of air over urban areas lead to adjustments in the balance of forces and thus to changes in wind direction. When wind speeds decrease, the Coriolis force decreases, and since the pressure gradient force may be assumed constant, the flow must turn towards lower pressure (e.g., cyclonically).

Heat island induced circulations cause a streamline convergence of air near the surface into the center of the city from all directions. Above this layer is an outflow region of divergence. During periods when the prevailing flow is accelerated by heat islands, the convergence region is superimposed on the existing flow field and is advected downwind from the center of the city (Bornstein and Johnson, 1977).

The magnitude of convergence over St. Louis was estimated by Ackerman (1974) to be about $5 \text{ to } 10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, which leads to a mean uplift of about 0.1 m s^{-1} .

Other factors causing upward motion over cities include the barrier effect of the physical presence of the city and deceleration of the flow due to frictional retardation. Factors causing downward motion over a city include acceleration of existing flows by the heat island.

Slow moving synoptic cold fronts in New York City were found by Loose and Bornstein (1977) to be retarded during non-heat island periods by at least 50% over the central urban area, as compared with upstream speeds, due to increased surface drag. Conversely, during periods with well developed heat islands, fronts were retarded over the upwind half of the city as before, but were accelerated by at least 25% over the downwind half of the city due to heat island pressure fields. In a related study Bornstein et al. (1978) found sea breeze fronts to also be retarded over the center of New York.

iii. *Humidity*

Analysis of urban-rural surface dew-point data for Chicago by Ackerman (1971) showed seasonal and diurnal variability in urban-rural moisture differences. In winter the city was moister during daytime hours due to anthropogenic moisture production, C , while at night it was moister due to both C and reduced urban dewfall (condensation or a negative E). In summer (when C is small) the urban area was moister only at night, while during daytime periods it was drier due to reduced urban evapotranspiration rates E . Data from Edmonton showed winter urban moisture excess which increased as the city grew, and thus as C increased (Hage, 1975).

Results from helicopter soundings in the urban boundary layer are, for the most part, consistent with the above results, e.g., Bornstein et al. (1972) found an urban "vapor dome" in the lowest 500 m of the atmosphere over New York in which absolute humidities were greater than rural values. Early morning moisture excesses were 0.9 g m^{-3} , while afternoon excesses were only 0.2 g m^{-3} . Similarly Sisterson

and Dirks (1975) found specific humidity deficits of about 1 gm kg^{-1} over St. Louis during summer midday periods.

Although absolute humidities in urban areas are higher than in rural areas during periods when C is a significant source of moisture, the higher temperatures of the urban heat island create lower urban relative humidities during these periods in both the canopy layer (Chandler, 1967) and boundary layer (Bornstein et al. 1972). In cloud physics and physiological studies it is often relative humidity, i.e., degree of saturation, which is the important factor and not the actual moisture concentration.

iv. *Clouds and Precipitation*

As an overall average, large cities have 5-10% more cloudy days than their rural environs (Landsberg, 1956). One factor increasing cloud and fog amounts in urban areas is the large number of giant ($1 < r < 10 \mu$) hygroscopic nuclei which both attract water, allowing condensation at subsaturation relative humidities, and enhance cloud droplet coalescence processes. A second factor is increased upward motion over urban areas which also leads to higher cloud bases and greater cloud instability. This motion is due to the barrier effect of urban structures, mechanical and thermal turbulence, and convergence in the flow field.

Much new information about urban effects on clouds and precipitation has come from the Metropolitan Meteorological Experiment (METROMEX) being carried out in and around St. Louis. While the city was found to be a major source of both Aitken condensation nuclei ($4 \times 10^{-3} < r < 0.1 \mu$) by Auer and Dirks (1974) and total cloud condensation nuclei by Auer (1975), urban pollutants may actually poison ice forming nuclei (Braham and Spyers-Duran, 1974). Gas-to-particle transformations involving existing nuclei may also play an important role in the growth of particulate mass in urban plumes (Alkezweeny, 1975).

St. Louis, as well as certain industrial areas, appear to be preferential sites for the initiation of small cumulus clouds (Auer, 1976), and convective cloud bases are generally higher by 300 to 600 m over the city (Cateneo, 1973). Urban effluents ingested by clouds, as well as enhanced cloud condensation nuclei levels, result in clouds over St. Louis with more uniform droplet sizes than those over rural areas (Fitzgerald and Spyers-Duran, 1973). Urban aerosols and urban-induced changes in cloud structure have been found up to 80 km downwind of the city (Dytch, 1974).

Radar echoes and precipitation cells in summer cumulus clouds over St. Louis often show rapid initiation and urban enhancement of warm rain processes, probably as a result of giant nuclei from urban sources (Schickedanz, 1974). The urban heat island of the city also initiates local convection, clouds, and rainfall (Ochs, 1975), while storms downwind of St. Louis produce more large rain drops, and larger and more numerous hailstones (Semonin and Changnon, 1974).

A 10-30% increase in summer rainfall downwind of St. Louis produces an average increase of 15% in river runoff (Changnon, 1973), as well as a greater infiltration of ground water. Tracer materials released at the surface are taken into the clouds and appear in subsequent rain areas 5 to 35 km downwind of the city (Gatz, 1974), while groundwater contamination has increased rapidly due in part to deposition of pollutants scavenged from the St. Louis urban plume (Changnon, 1973). Annual average crop yields, as well as crop losses due to hail, have both increased downwind of the city (Changnon, 1973).

Cloud studies over other cities by Harnack and Landsberg (1975) and Atkinson (1975) have obtained results consistent with those from METROMEX. Satellite images from ERTS have shown cumulus bands being spawned downwind of Chicago (Detwiler, 1974) and downwind of industrial sources in association with large point source plumes (Lyons, 1974).

v. *Visibility and Fog*

Prevailing visibility is defined as the greatest visibility attained or surpassed throughout half the horizon circle, not necessarily continuous. Visibility is decreased by contrast reduction resulting when fog and/or haze particles affect that portion of the solar beam reflected off large objects. As haze particles (0.1μ) are smaller than fog droplets (10μ), they differentially scatter the shorter wave lengths of solar energy into the reflected beam. This produces a bluish color when the haze is viewed against a dark background, as only the slightly bluish scattered light reaches the eye. Fog droplets equally reflect all wavelengths in the reflected beam from an object and hence create a gray sky.

Technically fog exists when visibilities drop below 1 km, and in urban areas such occasions may often show greater frequencies because of the combination of particles and water droplets. This is especially true of light fog conditions. On the other hand, heavy fogs (such as those typical of rural areas on summer nights) may actually be decreased in the city because of the reduction of relative humidities already noted in combination with the urban heat island effect.

Correlation of visibility with the number of days with fog and/or haze in New York City from 1950 to 1960 by McNulty (1968) showed that an increase of days with high levels of atmospheric pollution caused an increase in the number of days with low visibilities of from 4 to 6 miles. Similar results were obtained in Sydney by Paterson (1973).

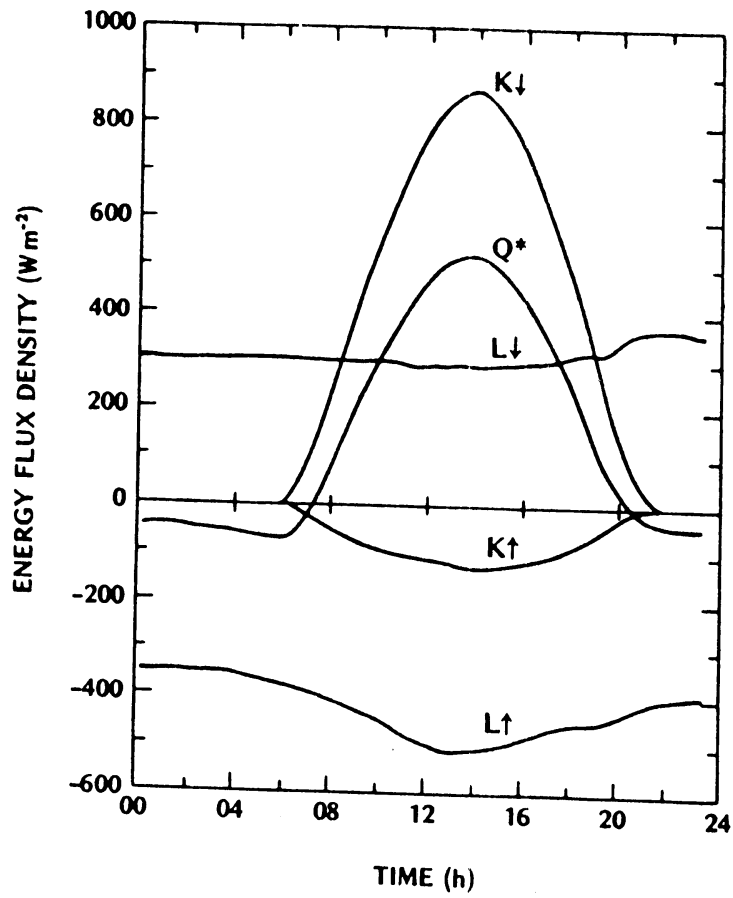


Figure 1. Diurnal variation of fluxes in radiation budget. See Nomenclature for definition of each term.

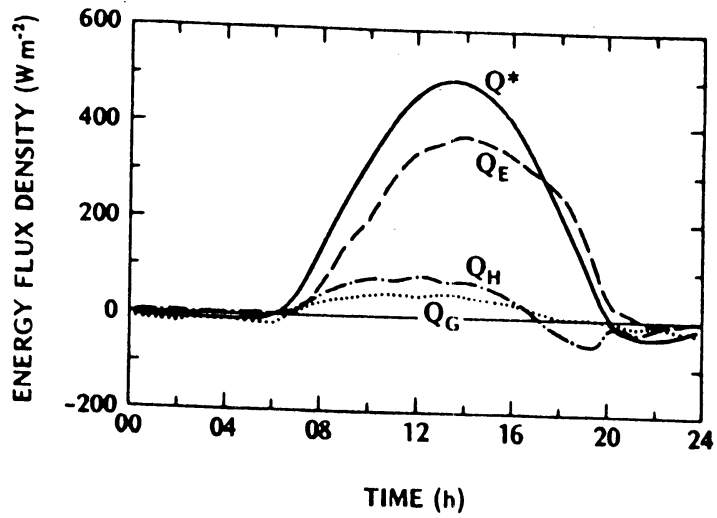


Figure 2. Diurnal variation of fluxes in energy balance. See Nomenclature for definition of each term.

NOMENCLATURE

C	Anthropogenic moisture flux (mm)
E	Rate of evaporation (mm)
I	Imported water (mm)
K_{\downarrow}	Incoming short-wave radiation (W m^{-2})
K_{\uparrow}	Outgoing short-wave radiation (W m^{-2})
L_{\uparrow}	Long-wave radiation emitted by the surface (W m^{-2})
L_{\downarrow}	Long-wave radiation from the atmosphere (W m^{-2})
Q_E	Latent heat flux (W m^{-2})
Q_F	Anthropogenic heat flux (W m^{-2})
Q_G	Sub-surface heat flux (W m^{-2})
Q_H	Sensible heat flux (W m^{-2})
Q^*	Net all-wave radiation (W m^{-2})
P	Precipitation (mm)
R	Runoff (mm)
S	Net storage of water (mm)
T_o	Surface temperature (K)
p	Population (no units)
r	Particle radius (μm)
u	Wind speed (m s^{-1})
z_o	Surface roughness parameter (m)
ΔT_o	Surface heat island intensity (K)
α	Surface albedo (no units)
σ	Stefan-Boltzman constant ($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$)
ϵ	Surface emissivity (no units)

Literatuur

Bornstein, R.D. en T. Oke, Influence of pollution and urbanization
on urban climates.

Oke, T., Selected bibliography on urban climate, WMO No. 276.

Nederland:

Conrads, L.A., De stad: Object van meteorologisch onderzoek, Milieu-
balans van Nederland, 35 - 47, 1972.

Conrads, L.A., Observations of meteorological effects. The heat island
of Utrecht, 1975.

L.A. Conrads,
I.M.O.U., RU Utrecht,
februari 1980.

Neerslag aan de lijzijde van steden en industriegebieden

Algemeen

De neerslag aan de lijzijde van steden en industriegebieden kan worden beïnvloed door 4 factoren:

- 1) versterkte convectie (onstabieliteit) door de aanwezigheid van een warmte-eiland in de stad;
- 2) toeneming van de mechanische turbulentie door de grote ruwheid van een stad;
- 3) verandering in het waterdampgehalte van de stadslucht door industriële processen, riolering, wijziging in de mate van verdamping;
- 4) produktie van condensatie- en vrieskernen door industrie, verkeer en verwarming.

Het is niet eenvoudig een duidelijk beeld te krijgen van een stads- of industrie-effect op de neerslag. Sinds de eerste publikaties hierover in de twintiger jaren (Schmauss, 1927; Ashworth, 1929) zijn er meer dan 140 artikelen verschenen. In de meeste publikaties heeft men zich van klimatologisch-statistische technieken bediend om een effect aan te tonen. In enkele gevallen (met name Atkinson in Londen) werden studies gemaakt van aparte buien.

Het is onmogelijk een algemene uitspraak te doen over de grootte van het stadseffect op de neerslag. Ten eerste omdat het neerslagproces als zodanig complex is, ten tweede omdat men de invloed heeft bestudeerd op jaar-, maand- en seizoengemiddelden van de neerslag, op het aantal dagen met neerslag boven een bepaalde grens, op de dagelijkse en wekelijkse gang, op de trend in de neerslag over een groot aantal jaren, op extremen, op aparte neerslagcellen, op het aantal onweers-, hagel- en sneeuwdagen, alles eventueel nog ingedeeld naar seizoen, windrichting of synoptische situatie en vergeleken met landelijke "niet-effectgebieden". Bovendien is er een grote variatie in het aantal jaren waarop de diverse onderzoeken betrekking hebben.

Foutenbronnen

Bij het onderzoek naar het stadseffect op de neerslag kan gemakkelijk een aantal fouten worden gemaakt, zoals windfout (de neerslagvanger staat in de stad meestal meer beschut opgesteld dan in een landelijke omgeving), te weinig waarnemingspunten, waarnemingsfouten, verandering in de opstelling van de regenmeter, de moeilijkheid om van te voren vast te stellen waar het effect- en het geen-effectgebied ligt, simultane invloed

van orografie en land-zeeëffecten, veranderingen in het algemene stromingspatroon.

Resultaten regen

In steden waar een stadseffect op de neerslag is gevonden, lag de jaargemiddelde neerslag in het effectgebied 5% (Wenen, Chicago) tot 16% (Berlijn, New York) hoger dan in de omgeving. De gemiddelde neerslag in de zomer was in de effectgebieden 4% (Chicago) tot 30% (St. Louis) hoger, in de winter 6% (Chicago) tot 30 à 40% (Cleveland).

Daarnaast zijn er steden waar geen stadseffect is gevonden, zoals Detroit, Indianapolis, Turijn en Toronto. Kansas City en Tulsa hebben resp. een negatief- en geen stadseffect in de zomer.

La Porte (een stadje 50 km ZO van Chicago) vormt een geval op zichzelf. De daar door Changnon (1968) gevonden anomalie van een 30% grotere gemiddelde jaarneerslag, 63% meer onweersdagen in de zomer en 246% meer hageldagen is door andere auteurs geweten aan waarnemingsfouten (Holzman c.s., 1970), opstellingsfouten (Ogden, 1969) of klimaatschommelingen in het effect van Lake Michigan (Pitcock, 1977). Jaarringonderzoek van bomen in La Porte (Ashly c.s., 1972) en afvoerberekeningen voor het Kankakee stroomgebied hebben de La Porte anomalie bevestigd noch ontkend (Hidore, 1971; Holzman, 1971). De anomalie trad op in 1929, maar is in 1963 à 1965 verdwenen (Machta, 1977). De discussie hierover was in 1979 nog niet afgesloten (Clark, 1979).

In het algemeen is een stadseffect op de neerslag groter bij hevige neerslag: bij neerslaghoeveelheden < 5 mm/dag geeft het stadseffect een verhoging van minder dan 10%, bij hoeveelheden > 25 mm/dag ligt het effect bij 30 à 90%.

Sommige auteurs hebben getracht een industrie-effect op de neerslag aan te tonen door de afgetapte hoeveelheden op werkdagen en weekeinden met elkaar te vergelijken. Dit gaf aanleiding tot tegenstrijdige uitspraken: meer neerslag op werkdagen werd gevonden in Rochdale, Brighton, Londen en New Orleans, meer neerslag in de weekeinden in Kansas City, Cleveland, La Porte en Norwich. In St. Louis werd door Huff en Changnon (1970) een significante verhoging van 13% in de werkdagen t.o.v. de weekeinden gevonden, maar in de recente Metromex-studie van die stad werd dat ontkend (Changnon c.s., 1977).

Bij synoptische analyses van het stadseffect op de neerslag is in het algemeen gevonden dat het effect het grootst is in onstabiele situaties (bij buienlijnen, koufronten en warmte-onweers). De extra convectie

door de warmte-emissie van een stad of industriegebied veroorzaakt dan een grotere hoeveelheid neerslag aan de lijszijde. Dit is bevestigd door de onderzoeken van Atkinson (1968) betreffende onweersbuien boven Londen en het onderzoek naar het gedrag van neerslagcellen boven St. Louis in het kader van Metromex (Schickedanz, 1974).

Resultaten onweer

In enkele steden is ook een effect op het aantal onweersdagen per jaar gevonden met een vermeerdering van 6% (Chicago) tot ongeveer 40% (Cleveland, Londen). Het effect treedt hier in de stad zelf op, het is het grootst in de nacht wanneer het warmte-eiland het best ontwikkeld is. Er schijnt een correlatie te zijn tussen de grootte van het effect en het aantal inwoners van de stad, waarschijnlijk i.v.m. de warmte-emissie (Changnon, 1972).

Resultaten hagel

Een effect op het aantal hageldagen per jaar is gevonden in St. Louis (+30%), Cleveland (+90%), New Orleans (+100-350%) en Houston (+430!). Dat deze getallen zo spreiden heeft waarschijnlijk als oorzaak, dat het hierbij gaat om kleine aantallen (in Houston 1½ hageldag in de omgeving, tegen 8 in de stad).

Voor een significant effect op het aantal hageldagen moet de stad een minimum afmeting (warmte-emissie?) hebben. Het effect is het grootst op 24-40 km aan de lijszijde van de stad, omdat de hagel na de extra convectie boven de stad tijd moet hebben om te groeien.

Resultaten sneeuw

Er is weinig onderzoek verricht naar het stadeffect op de sneeuwval. In Champaign-Urbana zou er een positief effect van 12% zijn op de hoeveelheid sneeuw en een effect van +8% op het aantal dagen met 2,5 mm sneeuw (Changnon, 1969). Woollum (1970) gaf voor Washington een effect van +7% op de hoeveelheid sneeuw en Böhm (1979) vond in het oosten van Wenen in het tijdvak 1901-1970 een gemiddelde sneeuwhoogte van 50 cm t.o.v. 30 cm in het centrum. Dat wijst erop dat sneeuw in de stad eerder smelt door het warmte-eilandeffect, dan in de buitenwijken, hetgeen ook in Londen is gevonden (5-6 dagen sneeuw in het centrum tegen 8 in de buitenwijken) (Chandler c.s. 1976). Chandler concludeerde dat de invloed van steden op de frequentie en hoeveelheid sneeuw niet bewezen is.

Agee (1971) vermeldde lokale sneeuwval in West-Lafayette door uitsneeuwen van onderkoelde mist t.g.v. vrieskernen uit een industriecomplex.

Resultaten Nederland

Stadseffecten op de neerslag in Nederland zijn onderzocht door Yperlaan (1977), Buishand (1979) en Krayenhoff van de Leur en Prak (1979). Tegen het onderzoek van de laatsten zijn enige statistische en meteorologische bezwaren gerezen (Asman c.s., 1979). Uit de publicaties van de eerste twee kan voorzichtig geconcludeerd worden dat steden als Rotterdam en Amsterdam enige invloed hebben op de maandsom van de neerslag.

Conclusie

Het onderzoek naar de stadseffecten op de neerslag geeft nog veel tegenstrijdige resultaten. Er bestaat nog twijfel over de grootte die voor deze effecten wordt gevonden, ondanks de uitgebreide pogingen de effecten te bepalen m.b.v. een verscheidenheid aan redelijke en dikwijls fantastische technieken. Sommigen hebben het idee, dat de verklaring van de effecten kan wachten, maar dat een grondiger kennis van het bestaan van de effecten dringend nodig is (Lowry, 1977).

Atkinson (1975) pleitte echter voor meer case-studies, waarbij aandacht zou moeten worden geschonken aan de mechanismen, die bij het verschijnsel aan het werk zijn. Hij heeft gevonden dat in Londen de ene keer de grotere ruwheid van het aardoppervlak de grootste rol speelde (1975) en een andere keer het warmte-eiland (1977).

Het Metromex-project (Changnon c.s., 1977) in St. Louis heeft verder bijgedragen aan de kennis over het stadseffect op de neerslag. Het bevestigde de resultaten van voorgaande onderzoeken. De wetenschappelijke waarde van Metromex is echter recent door Braham (1979) in twijfel getrokken. Het project heeft maar 5 jaar geduurd, waarbij juist een afwijkende circulatie van het klimatologisch gemiddelde is opgetreden.

Niettemin kan men veilig stellen dat er een stadseffect op de neerslag is dat in het jaargemiddelde van de orde van grootte van 10% is en dat toeneemt met toenemende intensiteit. Het effect treedt vooral op in de zomer bij convectieve omstandigheden, hetgeen ook tot uiting komt in het positieve effect op het aantal onweers- en hageldagen dat in een aantal steden is gevonden.

C.A. Velds.

KNMI, De Bilt; dec. 1979.

Literatuur

- W.A.H. Asman, L.A. Conrads
en P.J. Jonker (1979) Ingezonden reactie op Verstedelijking,
industrie en zware zomerregens, een ver-
kennende studie.
H20 12, 153-154.
- B.W. Atkinson (1977) Urban effects on precipitation: an
investigation of London's influence on
the severe storm in August 1975.
Occasional Papers 8, Dept. Geogr. Queen
Mary College.
- R.R. Braham (1979) Comments on urban, topographic and
diurnal effects on rainfall in the
St. Louis region.
J. Applied Meteor. 18, 371-378.
- T.A. Buishand (1979) Urbanization and changes in precipitation,
a statistical approach.
J. Hydrology 40, 365-375.
- S.A. Changnon (1968) The La Porte weather anomaly - fact or
fiction?
Bull. Amer. Meteor. Soc. 49, 4-11.
- S.A. Changnon (1969) Recent studies of urban effects on preci-
pitation.
Bull. Amer. Meteor. Soc. 50, 411-421.
- S.A. Changnon (1972) Urban effects on thunderstorm and hailstorm
frequencies.
Conf. on Urban Environm. and 2nd Conf.
Biomet, 177-184.
- S.A. Changnon, F.A. Huff,
P.T. Schickedanz en J.L. Vogel
(1977) Summary of Metromex, Volume 1: Weather
anomalies and impacts.
Bulletin 62, Illin. State Water Survey,
Urbana.
- R.R. Clark (1979) A hydrologic reanalysis of the La Porte
anomaly.
Bull. Amer. Meteor. Soc. 60, 415-421.
- D.A. Krayenhoff van de Leur
en H. Prak (1979) Verstedelijking, industrie en zware zomer-
regens: een verkennende studie.
H20 12, 75-81.
- W.P. Lowry (1977) Empirical estimation of urban effects on
climate: a problem analysis.
J. Applied Meteor. 16, 129-135.
- G.J. Yperlaan (1977) Statistical evidence of the influence of
urbanization on precipitation in the
Rijnmond area.
In: Effects of urbanization and industrialia-
zation on the hydrological regime and on
water quality. Symp.proc.A'dam, Oct. 1977.
(IAHS publ. 123).