

K O N I N K L I J K N E D E R L A N D S  
M E T E O R O L O G I S C H I N S T I T U U T

D e B i l t

WETENSCHAPPELIJK RAPPORT

W.R. 76-10

H.R.A. Wessels

Verdampingsmist boven de Amer

De Bilt, 1976

Publikationsnummer: K.N.M.I. W.R. 76-10 (MO-B)

U.D.C.: 551.575 :  
551.588.7

Summary:

(Evaporation fog over the river Amer)

In connection with a scheme to increase the cooling water discharge in the river Amer (in the Delta Region of the Netherlands) a theoretical study was made concerning the possibility of a more frequent occurrence of evaporation fog (steam fog, sea smoke).

The conditions for the formation of fog by the mixing of air masses were studied for the case of cold air advection over warmer water. An additional condition prescribed the degree of mixing. The model was completed by using visual observations of this type of fog; in this way information was obtained on the degree of mixing in dependence on the distance travelled over water. Unfortunately, no observations of fog over the Amer could be used.

Sets of meteorological data and water temperature measurements from nearby stations were used with the model to establish the climatological probability of evaporation fog. Another result was a quantitative estimate of the relation between fog frequency and an artificial water temperature rise.

The results of some measuring-campaigns of water surface isotherms were used to predict the relevant temperature rise of the Amer surface water. The mixing of the cooling water proved to be strongly dependent on the tide. At low tide the temperature rise has its maximum value.

With regard to nuisance a restriction can be made to the occurrence of quite moderate evaporation fog reaching to a height of at least a few meters. The present study demonstrates that this degree of steaming would be very uncommon over the Amer in the absence of a thermal discharge. The actual heating must have led to a probability of about 7 % and with the future expansion this will rise to about 12 %. These figures apply to the early morning (6 a.m.). During the afternoon evaporation fog will remain a very rare phenomenon.

## Verdampingsmist boven de Amer

### 1. Inleiding

Naar aanleiding van plannen om de electriciteitscentrale aan de zuid-oever van de Amer uit te breiden en daarmee de warmtelozing op de Amer te vergroten, werd aan het KNMI gevraagd onder meer een schatting te geven van de invloed die dit op de mistvorming zou kunnen hebben.

Deze invloed doet zich vooral gelden in situaties dat de lucht koud is in vergelijking tot het water. In dat geval zijn namelijk de overdrachtsverschijnselen van warmte en damp bij het wateroppervlak het meest intensief. Als koude lucht over warm water strijkt, kan een speciaal soort mist ontstaan. Onder sommige omstandigheden kent men dit natuurverschijnsel als "arctische zeerook". De meer algemene naam "verdampingsmist" is misschien nog het meest geschikt.

In dit rapport wordt een model geschetst dat de voorwaarden voor mistvorming bepaalt. Vervolgens worden deze voorwaarden met enige reserve toegepast op een uitgebreide reeks waarnemingen. Als resultaat kan tenslotte een schatting van de kans op verdampingsmist worden gegeven resp. vóór en ná een eventuele uitbreiding van de Amer-centrale.

### 2. Vorming van mist bij het mengen van luchtmassa's

Het ontstaan van mist boven warm water kan met figuur 1 worden geïllustreerd. Elke hoeveelheid lucht kan op grond van zijn temperatuur en waterdamp-inhoud met een punt in dit diagram worden aangegeven. Zoals bekend, treedt bij overschrijden van een bepaalde kritische dampspanning (over-)verzadiging op en dus condensatie. Een dergelijke hoeveelheid lucht bevat dan vloeibaar water, bijvoorbeeld mist.

Zij W lucht, die vlak boven het wateroppervlak verblijft en door verdamping en warmtegeleiding juist verzadigd is bij de

watertemperatuur  $T_W$ . L is lucht die van de oever wordt aangevoerd. Bij mengen van L en W mengen water en warmte in gelijke mate, d.w.z. de mengingsprodukten zijn te beschrijven door punten op het lijnstuk LW (fig. 1a). De mate waarin de luchteigenschappen van L worden verdund kan door een factor p worden aangegeven, waarvan de waarde tussen 0 en 1 ligt.

Interessant is nu dat de bijzondere vorm van de verzadigingskromme het mogelijk maakt dat het mengsel van twee onverzadigde luchthoeveelheden zelf wél verzadigd kan zijn. Dan kan mist ontstaan. De figuur maakt tevens duidelijk welke factoren de vorming van verdampingsmist bevorderen:

- een groot temperatuurverschil  $T_W - T_L$ ;
- het punt L moet bij gegeven  $T_L$  dicht bij de verzadigingskromme liggen; m.a.w.: de relatieve vochtigheid U in de aangevoerde lucht moet hoog zijn.

In deze beide gevallen komt een groter gedeelte van de lijn LW in het verzadigde gebied.

Steeds is er bij gegeven  $T_W - T_L$  en U een bepaalde minimale waarde van p, waarbij nog mist mogelijk is. De minimale p karakteriseert dan de bovenzijde van de mist. Dichter bij het wateroppervlak wordt p groter en een eventuele mist dichter, mits men niet al te dicht bij het wateroppervlak komt.

Met behulp van een benaderingsformule voor de verzadigingskromme  $e_S$  is voor verschillende waarden van  $T_W$  bepaald bij welke maximale waarde  $T_C$  van de luchttemperatuur nog mist mogelijk is bij  $p = 0,2$ . Dit komt neer op het oplossen van  $T_C$  uit (fig. 1b):

$$p \cdot e_S(T_W) + (1-p) \cdot \frac{U}{100} \cdot e_S(T_C) = e_S \{ p T_W + (1-p) \cdot T_C + 0,031 \} + 0,020$$

waarin

$${}^{10}\log e_S(T)(\text{mb}) = 8,42926609 - \frac{1827,17843}{T(^{\circ}\text{C}) + 273,15} - \frac{71208,271}{(T(^{\circ}\text{C}) + 273,15)^2}$$

Voor verschillende U en  $T_W = 10^{\circ}\text{C}$  volgt bijvoorbeeld:

Tabel 1. Kritisch temperatuurverschil tussen water ( $T_W=10^\circ \text{C}$ ) en lucht voor mistvorming met  $p=0,2$ .

rel.vocht. U (%)	100	99	98	97	96	95	90	85	80
$T_W-T_C$ ( $^\circ\text{C}$ )	3,4	5,6	7,1	8,2	9,1	9,9	12,8	14,8	16,1

Strikt genomen is deze tabel berekend voor een mist met een vloeibaar-water-inhoud van  $10 \text{ mg/m}^3$ , overeenkomend met een zicht in de orde van 1000 meter. Dit is gedaan om te kunnen aansluiten op visuele waarnemingen. Het eindresultaat is overigens weinig gevoelig voor de exacte waarde van deze zichtbaarheidsgrens. Evenmin wijken de waarden voor andere watertemperaturen veel af van die uit tabel 1.

### 3. Complicaties

Men zou het voorafgaande het thermodynamisch gedeelte van het model kunnen noemen. De resultaten daarvan zijn vrijwel exact geldig. In de natuur komen echter de omstandigheden zelden met model-onderstellingen overeen. Wil men het model toepassen op een bepaalde situatie met koude lucht stromend over warm water, dan zijn er hoofdzakelijk drie bezwaren, t.w.

- (a)  $T_W$  hoeft niet over het hele wateroppervlak gelijk te zijn. Bij een koelwaterlozing op een meer is het gebruikelijk dat een warmwaterzone zich vooral aan één zijde van het meer bevindt. Het is in dergelijke gevallen voor de mistvorming van belang of de wind óp- dan wel áflandig is.
- (b)  $T_L$  en U zijn niet eenvoudig te definiëren indien ze met de hoogte veranderen. Juist een lage  $T_L$  gaat vaak met een stabiele temperatuuropbouw gepaard, d.w.z. dat de bovenlucht warmer is dan de lucht bij het aardoppervlak. De temperatuuropbouw hangt ook nog samen met de grootte van de windsnelheid (KNMI, 1974). Naarmate de lucht verder over het water stroomt, komen steeds hogere luchtlagen bij de menging aan bod. In zo'n geval is de effectieve  $T_W-T_L$  minder groot dan die, welke

werd berekend met de luchttemperatuur op de gewone waarnemingshoogte van ca. 2 meter. Het al dan niet beperkt zijn van de menging tot bijv. de onderste 100 meter, door de aanwezigheid van een inversie op die hoogte, kan dan een rol gaan spelen; een dergelijke inversie treedt 's nachts vaak op. Na een tiental kilometers is zelfs verdwijnen van de zeerook denkbaar ten gevolge van het mengen met drogere lucht, die op enige hoogte aanwezig kan zijn.

Bij het onderhavige probleem is het daarom wel een voordeel dat de aanstrijk lengte tot ca. 500 m beperkt blijft. Binnen deze afstand is het meest opvallende verschijnsel het opbouwen van de onstabiele aanpassingsluchtlaag, die zich vlak boven het water vormt.

- (c) Er werd nog niet ingegaan op de vraag hoe de mate van menging  $p$  afhangt van de hoogte  $z$  en de boven water afgelegde afstand  $x$ . Het is voorts denkbaar dat  $p$  nog van de windsnelheid of de golfhoogte afhangt.

#### 4. Experimentele aanpak

Het oplossen van de onder 3. genoemde problemen met theoretische modellen blijkt thans nog vrijwel ondoenlijk. Een groot aantal te maken veronderstellingen zou dan de resultaten zeer onbetrouwbaar doen worden.

Praktischer is het waarnemingen van de hoogte van verdampingsmist te vergelijken met gecombineerde waarnemingen van  $T_W$ ,  $T_L$  en  $U$ . Uit de laatste drie volgt de  $p$ , die bij de mistbovenzijde hoort, en uit de visuele waarneming volgt de bijbehorende hoogte  $z$ . Uiteindelijk wordt zo  $p(x,z)$  bekend en daarmee wordt het model toepasbaar op andere gevallen.

Bij dit laatste moet wel de restrictie worden gemaakt, dat dit alleen mag indien de gemiddelde invloed van de bij 3a en 3b genoemde foutenbronnen niet te veel verschilt van die bij de experimenten. Deze foutenbronnen geven uiteraard aanleiding tot een zekere spreiding in de gevonden  $p(x,z)$ .

Op grond van een publikatie van Currier c.s. (1974), alsmede van twee ongepubliceerde waarnemingsreeksen, is gekozen voor  $p = 0,2$  als grens voor het duidelijk merkbaar worden van mist en voor  $p = 0,1$  als grens voor opvallende en misschien zelfs hinderlijke verdampingsmist. Blijkens de waarnemingen komt bij een aanstrijk lengte van ca. 500 m de waarde  $p = 0,2$  overeen met wat dunne flarden, tot maximaal 1,5 m hoog. Bij  $p = 0,1$  daarentegen kan de mist wel tot 6 m hoogte reiken en vrij dicht zijn.

De meeste van de gebruikte waarnemingen zijn verricht in de ochtend. Dit is dan ook voor verdampingsmist de meest interessante tijd. Verwacht mag daarom worden dat eventuele fouten ten gevolge van de bij 3b genoemde factor geen systematische vertekening van de resultaten zullen veroorzaken.

#### 5. Uitgangspunten wat betreft de watertemperatuur op de Amer

Ten behoeve van dit onderzoek naar mistvorming werd een schatting van de temperatuurverdeling op de Amer gebruikt, die op verzoek van het KNMI was verstrekt door het District Zuidwest van de Directie Waterhuishouding en Waterbeweging van Rijkswaterstaat. Deze gegevens zijn vastgelegd in Notitie 45.001.08 van genoemde Dienst.

Op grond van metingen op drie dagen bij uiteenlopende waarden van de Maasafvoer werd een schatting gegeven van de gebieden waarbinnen de temperatuurverhoging aan het oppervlak een bepaalde waarde had. Deze schatting werd gereduceerd tot de waarde behorende bij een gemiddelde centrale-belasting van 1000 MW gedurende de twee uren voorafgaande aan het tijdstip van de temperatuurmeting. Blijkens de conclusies uit genoemde notitie wordt de afmeting van de warmwaterplek in sterke mate beïnvloed door de getijfase en slechts weinig door de Maasafvoer.

De vorming van verdampingsmist hangt niet alleen af van de waarde van  $T_W$ , maar ook van de afmetingen van het gebied met die  $T_W$ -waarde. Op grond van de verstrekte voorbeelden van gemeten



isothermen-patronen leek het daarom verstandig een maatgevende isotherm te kiezen, die ongeveer een tussen de oevers gelegen vierkant van  $0,25 \text{ km}^2$  omvat (bij km 252 in fig. 2). Binnen die isotherm kan de temperatuur plaatselijk wel ca.  $1^\circ \text{ C}$  hoger zijn, maar dan over een dermate gering oppervlak dat de mistvorming weinig wordt beïnvloed. Binnen de gekozen isotherm is bij alle windrichtingen een aanstrijk lengte van ca. 500 m beschikbaar.

In het volgende worden de mistkansen per seizoen besproken, omdat zowel de mistkansen als het belastingsverloop een duidelijke jaarlijkse gang vertonen.

Uit de genoemde notitie van Rijkswaterstaat citeren we het volgende overzicht:

Tabel 2. Gemiddelde dag-belasting van de Amer-centrale.

(MW)	thans	na uitbreiding
winter	1366	1846
lente	1110	1500
zomer	854	1154
herfst	1110	1500

Op grond van de oppervlakteschattingen vindt men dan de navolgende temperatuurverhogingen binnen een oppervlak van  $0,25 \text{ km}^2$ :

Tabel 3. Isothermen van verhoging van de oppervlaktetemperatuur, waarbinnen het oppervlak tenminste  $0,25 \text{ km}^2$  bedraagt.

$^\circ \text{C}$		vloed	vloed → eb	eb
thans - straks	eb → vloed			
winter	4,6 - 6,2	5,5 - 7,4		7,1 - 9,6
lente	3,8 - 5,1	4,4 - 6,0		5,8 - 7,8
zomer	2,9 - 3,9	3,4 - 4,6		4,4 - 6,0
herfst	3,8 - 5,1	4,4 - 6,0		5,8 - 7,8

## 6. Meteorologische invoergegevens

De gevonden temperatuurverhogingen moeten nu worden vertaald in een wijziging van de mistkans. Daartoe zijn invoergegevens voor het beschreven model nodig.

Hiervoor is gebruik gemaakt van de weergegevens van de twee waarnemingsstations, die het dichtst bij de Amer liggen: Luchthaven Rotterdam (Zestienhoven) en Gilze-Rijen. Bovendien is bij elke meteorologische waarneming een opgave van de watertemperatuur bij de Amer nodig. Het meest in aanmerking komt het aan de Dordtsche Kil gelegen station Willemsdorp, waar elke ochtend de watertemperatuur wordt gemeten. Van belang is daarbij dat deze meting niet rechtstreeks door een koelwaterlozing in de directe omgeving wordt beïnvloed. Het ware overigens nog beter geweest, indien een lange reeks metingen ter hoogte van de brug over de Bergsche Maas bij Keizersveer ter beschikking had gestaan, omdat dit meetpunt als referentie bij de in paragraaf 5 genoemde metingen heeft gediend.

Voor de jaren die bij dit onderzoek konden worden betrokken was een beperking noodzakelijk: slechts de jaren na de afsluiting van het Haringvliet in 1970 kunnen maatgevend worden geacht voor de huidige toestand wat betreft de watertemperaturen in het beschouwde gebied.

De watertemperaturen van Willemsdorp zijn voor deze gelegenheid toegevoegd aan een reeks weergegevens over de jaren 1971 t/m 1974 van Zestienhoven en Gilze-Rijen. Voor drie-uurlijkse waarnemingen is de kritische waarde  $T_C$  berekend (vgl. paragraaf 2).

In figuur 3 is per seizoen voor beide stations de dagelijkse gang van de kans op bepaalde  $T_C - T_L$ -waarden uitgezet, te weten  $-3^\circ \text{C}$  (gestreept) en  $0^\circ \text{C}$  (getrokken). Gezien het voorgaande geeft de laatstgenoemde kromme een maat voor het optreden van lichte verdampingsmist op een water van ca. 500 m breed in de beschouwde omgeving (bij afwezigheid van de centrale). De krommen voor  $-3^\circ \text{C}$  geven de mistkans na verwarming van het water met  $3^\circ \text{C}$ . De bovenste gestreepte resp. getrokken lijnen hebben betrekking op de mistkans met inbegrip van de gevallen dat op het desbetreffende meteorologische station al mist werd gerapporteerd.

Het maximum en minimum van de dagelijkse gang valt ongeveer bij 06 resp. 15 uur gmt. In figuur 4 is daarom voor deze tijdstippen de cumulatieve overschrijdingskans van diverse  $T_C - T_L$  uitgezet. De figuren 5 en 6 geven tenslotte de jaargemiddelden van figuur 3 resp. 4, terwijl in figuur 7 voor 06 uur gmt de windrichtingsafhankelijkheid van de mistkans is gepresenteerd.

## 7. Discussie van de invoergegevens

De dagelijkse gang van de mistkans blijkt zeer opvallend. Deze soort mist treedt hoofdzakelijk in de nacht en vroege ochtend op. Blijkbaar is het vooral de gewone dagelijkse gang van de temperatuur op 2 m hoogte, die de mistkans bepaalt. Dit impliceert dat de temperatuuropbouw in de aangevoerde lucht bij deze mistsituaties in het algemeen die van de stabiele nachtelijke grenslaag zal zijn (KNMI, 1974).

De beide stations vertonen vrij grote onderlinge verschillen. Gedeeltelijk zijn deze verschillen waarschijnlijk reëel: men vergelijk het laaggelegen polderland bij Zestienhoven met de hogere zandgrond rond Gilze-Rijen. De relatieve vochtigheid in Zestienhoven was in de beschouwde vier jaren gemiddeld ook aanmerkelijk hoger dan in Gilze-Rijen: 85% vergeleken met 80%. Systematische fouten van enkele procenten in de relatieve vochtigheidsmeting zijn overigens niet uit te sluiten, vooral niet bij de hoge vochtigheid die bij mistsituaties optreedt.

Gezien het landschap rond de Amer leek het verstandig met de gegevens van Zestienhoven verder te werken. De verschillen met Gilze-Rijen geven in elk geval wel een indruk van de onzekerheden, die bij een dergelijk onderzoek kunnen optreden.

De windrichtingsstatistiek figuur 7 voldoet aan de verwachting, dat de mistkansen bij noordoostelijke winden groot zijn. Dan vindt immers vaak een inval van koude lucht plaats, waarbij het water nog enige tijd warm blijft. De statistiek van Zestienhoven kan overigens enigszins verstoord zijn door de aanwezigheid van een grote stedelijke agglomeratie in de zuidelijke sector.

Van belang is nog de vraag in hoeverre de vier gebruikte jaren representatief zijn voor het Nederlandse klimaat. De vier betrokken winters waren alle aan de zachte kant, daarentegen was de herfst telkens te koud. De gepresenteerde jaarlijkse gang is dus wat minder betrouwbaar. De jaargemiddelden zullen ongeveer correct zijn of misschien iets aan de lage kant.

8. De kans op verdampingsmist boven de Amer

De temperatuurverhogingen, die in tabel 3 zijn opgesomd, zijn toegepast op de verdelingen van figuur 4. Gehandeld is alsof een verhoging van de watertemperatuur eenzelfde effect heeft als een even grote verlaging van de luchttemperatuur. Bij geringe temperatuurveranderingen is dit verantwoord. Verder is verondersteld dat de zg. natuurlijke temperatuur van de Amer overeenkomt met de temperatuur, die te Willemsdorp is gemeten.

In de navolgende tabellen is de kans op lichte en opvallende (tussen haken) verdampingsmist gegeven, d.w.z. voor  $p = 0,2$  resp.  $0,1$ . Daarbij is een vergelijking gemaakt tussen de toestanden zonder en met de centrale-uitbreiding.

Tabel 4. Kans op lichte, resp. matige (tussen haken) verdampingsmist op de Amer vóór en ná de uitbreiding van de centrale, berekend met gegevens van Zestienhoven te 06 uur gmt.

% thans - straks	eb → vloed	vloed	vloed → eb	eb
		}		
winter	13 (3) - 19 (6)	17 (5) - 25 (9)		23 (8) - 35 (17)
lente	17 (8) - 25 (13)	20 (5) - 29 (10)		28 (8) - 42 (16)
zomer	13 (3) - 19 (4)	16 (3) - 24 (6)		23 (5) - 35 (11)
herfst	25 (9) - 32 (12)	27 (11) - 34 (17)		33 (15) - 45 (25)

Tabel 5. Als tabel 4, voor 15 uur gmt.

% thans - straks	eb → vloed	vloed	vloed → eb	eb
		}		
winter	4 (1) - 8 (2)	6 (2) - 9 (3)		9 (2) - 13 (7)
lente	1 - 2	1 - 2		2 - 3 (1)
zomer	1 (1) - 2 (1)	2 (1) - 3 (1)		3 (1) - 3 (1)
herfst	2 - 3	3 - 6		5 - 8 (2)

Middelen over de vier getijfasen en over de vier seizoenen levert te 06 uur een verhoging van de kans op lichte verdampingsmist van 21 tot 30 % en voor mogelijk hinderlijke mist van 7 naar 12 %. Een kwalitatief idee van de nauwkeurigheid van deze percentages zal nog in paragraaf 9 worden gegeven.

Te 15 uur zijn deze percentages van 3 tot 5 % resp. van 0.7 naar 1.4 %. Het overdag optreden van dit type mist komt echter vrijwel alleen in de wintermaanden voor, zodat jaargemiddelden voor 15 uur niet geheel relevant zijn.

## 9. Bespreking van de resultaten

- (a) Het is interessant de gevonden percentages te vergelijken met de mistkans in de denkbeeldige situatie, dat op de Amer steeds dezelfde temperatuur heerste als bij Willemsdorp. Deze kans blijkt 6 % voor lichte mist en ca. 1 % voor hinderlijke zeerook.

Hoewel goede waarnemingen ontbreken, bestaat toch wel de indruk dat verdampingsmist boven onverwarmd oppervlaktewater zelden een opvallend verschijnsel is en dat het optreden van hinderlijke verdampingsmist in het algemeen samenhangt met de zg. thermische waterverontreiniging. De bovengenoemde lage percentages geven in elk geval een aanwijzing dat de gevolgde methode wat dit betreft realistisch is.

- (b) Indien Gilze-Rijen als maatstaf was gebruikt, dan waren de percentages uit tabel 4 wel 10 à 5 % (voor lichte resp. matige mist) lager uitgevallen. Men kan dit bijvoorbeeld uit figuur 4 schatten. De percentages uit tabel 5 zouden tot ca. 1 % resp. 0 % worden gereduceerd.

Uit deze grote verschillen met Zestienhoven blijkt wel dat de opgegeven mistkansen slechts benaderingen zijn. Zoals vermeld is het onbekend of de verschillen tussen beide stations reëel zijn dan wel gedeeltelijk op meetfouten berusten.

- (c) De waarnemingsuren dat op Zestienhoven reeds mist voorkwam ontbreken in de gegeven statistiek. Een dergelijke mist kan overigens geacht worden door een ander mechanisme te zijn

gevormd. Uit de figuren 2 en 3 blijkt dat het hier om een aanzienlijk aantal gevallen gaat. Het is zeer wel denkbaar dat in een aantal van deze situaties de reeds aanwezige mist dichter wordt boven het warme water. Quantitatief valt echter over deze belangrijke vraag weinig te zeggen. Uit figuur 6 blijkt nog dat dit soort gevallen bij het materiaal van Gilze-Rijen vaker voorkomt. Het totale percentage gevallen waarbij mist wordt bevorderd (bovenste krommen in figuur 6) is op beide stations niet zo erg verschillend. Dit compenseert enigszins de bij (b) gesignaleerde grote onderlinge verschillen.

- (d) De temperatuurverhogingen in tabel 3 zijn gebaseerd op een gemiddelde dagbelasting van de centrale. Zowel de belasting als de mistkans vertoont een duidelijke dagelijkse gang en zelfs een onderlinge correlatie (lage temperatuur: hoge belasting). Zou men dit alles in rekening willen brengen, dan kwam dit neer op het werken met afzonderlijke waarnemingen in plaats van met een klimatologie. Voor dit rapport zou dit wat ver voeren. Wel kan worden opgemerkt dat de belasting in de uren voorafgaande aan 06 uur gmt meestal wat lager is dan het daggemiddelde, zodat de getallen uit tabel 5 wat dit betreft een iets te somber beeld geven. Daarentegen zouden (hier niet berekende) schattingen voor 09 uur hierdoor iets te gunstig uitvallen. De mistkans is dan evenwel over het hoogtepunt heen.
- (e) Ook in de situatie boven de Amer speelt het onder 3(a) genoemde effect een rol. Bovendien is niet bij alle windrichtingen de lucht, die over het verwarmde water strijkt, van boven land afkomstig (zie figuur 2).

Bij noordwestelijke wind wordt lucht aangevoerd, die eerst over het (binnenkort te voltooien) Spaarbekken "De Gijster" gestroomd is. In situaties met relatief koude lucht, waarin de mistkans op de Amer hoog is, mag men vanwege de grote warmtecapaciteit van het bekken verwachten dat het water daarin relatief warm is. Vervolgens stroomt de lucht nog over een smalle strook land, die in de situaties waarom het hier gaat (tweede helft van de nacht), koud zal zijn.

Bij noordoostelijke wind stroomt de lucht eerst over de "Spijkerboor". Blijkens de watertemperatuur-meetcampagnes van de afgelopen jaren dringt in deze rivierarm nauwelijks warm water van de centrale binnen.

In al deze gevallen is de aangevoerde lucht anders geworden dan op grond van de waarnemingen van bijvoorbeeld Zestienhoven had mogen worden verwacht. Deze modificatie heeft betrekking op de temperatuur, de vochtigheid en op het verticale verloop van deze grootheden. In welke mate de lucht veranderd is, hangt o.a. af van het aangevoerde profiel en van de windsnelheid.

Bij noordwestelijke wind is de situatie dermate ingewikkeld, dat het moeilijk is vast te stellen in welke zin de mistkans zal kunnen veranderen. Noordwestelijke wind komt echter weinig voor in situaties dat mistvorming waarschijnlijk is (figuur 7).

Aanvoer uit het noordoosten is in de beschouwde situaties echter heel gebruikelijk. Indien we aannemen dat het aangevoerde profiel een nachtelijke inversie is, dan warmt de lucht boven de Spijkerboor in de orde van  $1^{\circ}$  C op. Dit getal betreft een zeer ruwe schatting, omdat de omstandigheden van geval tot geval nogal kunnen verschillen. Met bijvoorbeeld figuur 6 kan dan weer geschat worden hoeveel de mistkans kleiner wordt, als het temperatuurverschil water-lucht met  $1^{\circ}$  C vermindert. De reductie blijkt dan enkele procenten te bedragen en treedt uiteraard slechts op bij het beperkte aantal gevallen met noordoostenwind. Dit effect speelt blijkbaar een geringere rol dan het bij (b) genoemde. Een correctie van de mistkans overdag (tabel 5) is hierdoor overigens niet te verwachten, omdat dan meestal geen stabiel profiel wordt aangevoerd.

De hier gesignaleerde foutenbron speelt in vrijwel gelijke mate in de situaties met en zonder uitbreiding van de centrale. De schatting van de toename van de mistkans wordt dus hierdoor niet minder nauwkeurig.

## 10. Conclusies

Met behulp van een semi-empirische aanpak is het vóórkomen van verdampingsmist boven de Amer onderzocht. De mistkansen zijn geschat met behulp van waarnemingen van de luchttemperatuur en -vochtigheid te Zestienhoven en van de watertemperatuur te Willemsdorp. Het is onzeker in hoeverre de situatie op beide meetplaatsen vergelijkbaar is met die bij de Amer; alternatieven waren echter niet beschikbaar.

Verdampingsmist kan in allerlei gradaties optreden: van haast onzichtbare flarden tot dichte wolken. Het blijkt moeilijk een grens aan te geven wat betreft het al dan niet hinderlijk zijn van dit type mist. In dit rapport is onderscheid gemaakt tussen het al dan niet merkbaar zijn van de mist, gekoppeld aan het bereiken van een hoogte van ca.  $1\frac{1}{2}$  m over 500 m water. Dit zou men lichte verdampingsmist kunnen noemen. Voorts is nog een zwaarder stadium onderscheiden, waarbij de mist tot ca. 6 m hoogte reikt.

Was er geen centrale aan de Amer, dan zou gemiddeld over een jaar de kans op lichte verdampingsmist te 06 uur gmt ca. 6 % bedragen en op het zwaardere stadium ca. 1 %. Bij de huidige warmte-lozing zijn deze kansen resp. 21 % en 7 %, terwijl de centrale-uitbreiding tot resp. 30 % en 12 % zou leiden. De sterkste ontwikkeling van dit soort mist zal tijdens eb verwacht mogen worden, omdat dan de watertemperatuurverhoging maximaal is. Overdag is overigens de kans op dit soort mist tamelijk klein.

De gekozen vier jaren bieden een goede indruk van ons klimaat, zij het dat strenge winters (met hoge mistkansen) niet optraden. Dergelijke winters zijn ook zeldzaam. In een strenge winter zouden de mistkansen (tabel 4) wat groter zijn en vooral de percentages voor de overdag-waarnemingen (tabel 5).

Van diverse foutenbronnen kan aannemelijk gemaakt worden, dat ze het eindresultaat weinig zouden beïnvloeden. Sommige factoren (slot paragraaf 7, 9(c)) vergroten de berekende mistkans, andere factoren (9(b), (d) en (e)) verkleinen deze. Vooral de onzekerheid in invoergegevens, met name de verschillen tussen de twee beschouwde stations, kunnen sterk in het eindresultaat doorwerken.



Dit onderzoek bevestigt de conclusie van eerdere studies, dat door een betrekkelijk geringe watertemperatuurverhoging een zelden optredende soort mist tot een min of meer normaal verschijnsel kan worden.

11. Dankbetuiging

Gegevens betreffende isothermenpatronen op de Amer en watertemperaturen te Willemsdorp werden verstrekt door het District Zuidwest van de Directie Waterhuishouding en Waterbeweging van Rijkswaterstaat.

Literatuur

- Currier, E.L., Knox, J.B. 1974 Cooling pond steam fog.  
Journal of the Air Pollution  
Control Association 24, p. 860-864.
- K.N.M.I. 1974 Luchtverontreiniging en weer.  
Staatsuitgeverij 's-Gravenhage.
- Saunders, P.M. 1964 Sea smoke and steam fog.  
Quarterly Journal of the Royal  
Meteorological Society 90,  
p. 156-165.
- Wessels, H.R.A. 1971 Energie-opwekking en milieu;  
meteorologische aspecten.  
Water, Bodem, Lucht 61, p. 59-62.

Bijschriften bij de figuren

- Fig. 1a. Illustratie van mengingscondensatie in het dampspannings-temperatuurdiagram van waterdamp en lucht.
- Fig. 1b. De kritische luchttemperatuur  $T_C$  voor mistvorming bij gegeven relatieve vochtigheid  $U$  en  $p = \frac{T_S - T_C}{T_W - T_C} = 0,2$ .
- Fig. 2. Verdeling van water en land bij de Amer.
- Fig. 3. Overschrijdingskans van  $T_C - T_L = -3^\circ \text{C}$  (gestreept) resp.  $0^\circ \text{C}$  (getrokken). Bij positieve  $T_C - T_L$  is de luchttemperatuur  $T_L$  laag genoeg om bij de heersende vochtigheid lichte verdampingsmist boven "natuurlijk" oppervlaktewater mogelijk te maken.  
De bovenste kromme is telkens met inbegrip van situaties met mist boven land.
- Fig. 4. Cumulatieve overschrijding van  $T_C - T_L$ -waarden per seizoen op twee tijdstippen en voor twee stations: Zestienhoven (getrokken) en Gilze-Rijen (gestreept).
- Fig. 5. Als figuur 3, voor het gehele jaar.
- Fig. 6. Cumulatieve overschrijdingskans van  $T_C - T_L$ -waarden voor het gehele jaar voor 06 uur gmt (getrokken) en 15 uur gmt. De bovenste kromme is met inbegrip van situaties met mist boven land.
- Fig. 7. Overschrijdingskans van  $T_C - T_L = -3^\circ \text{C}$  (getrokken lijn) resp.  $0^\circ \text{C}$  (met arcering) per  $30^\circ$  windrichtingsector te 06 uur gmt. VAR. is de klasse met zwakke of veranderlijke wind.

Fig. 1a.

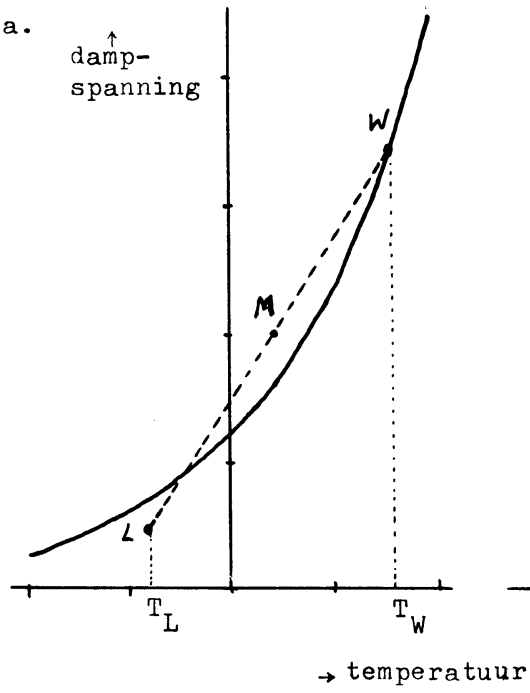


Fig. 1b.

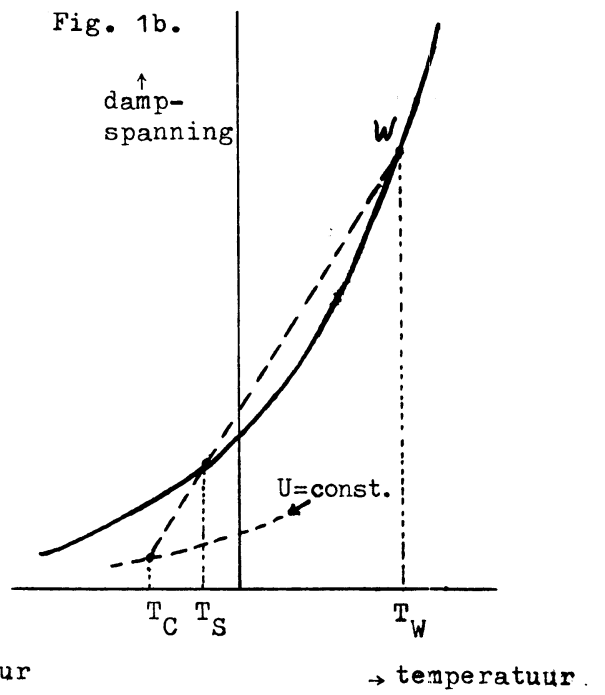


Fig. 2.

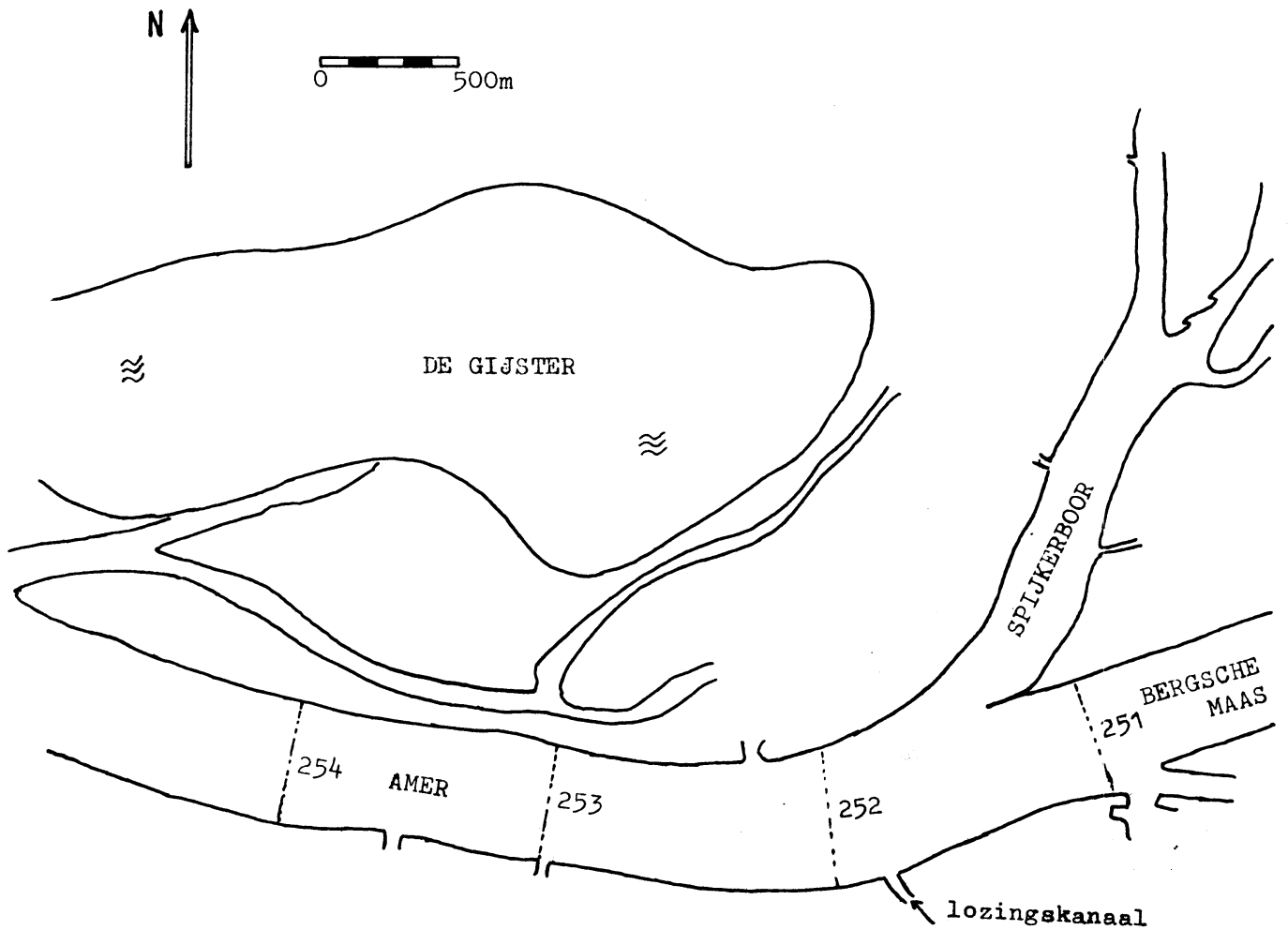


Fig. 3.

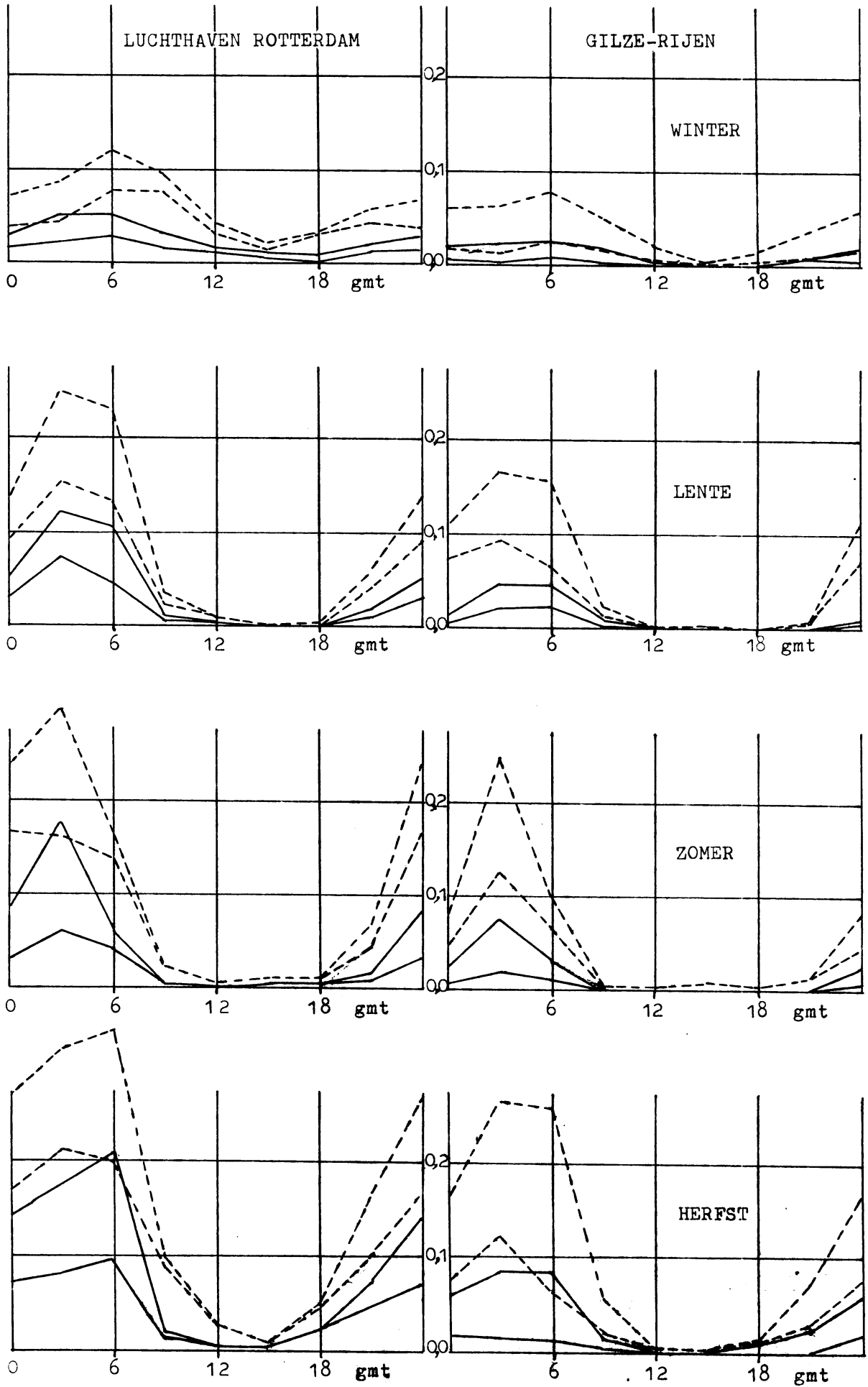
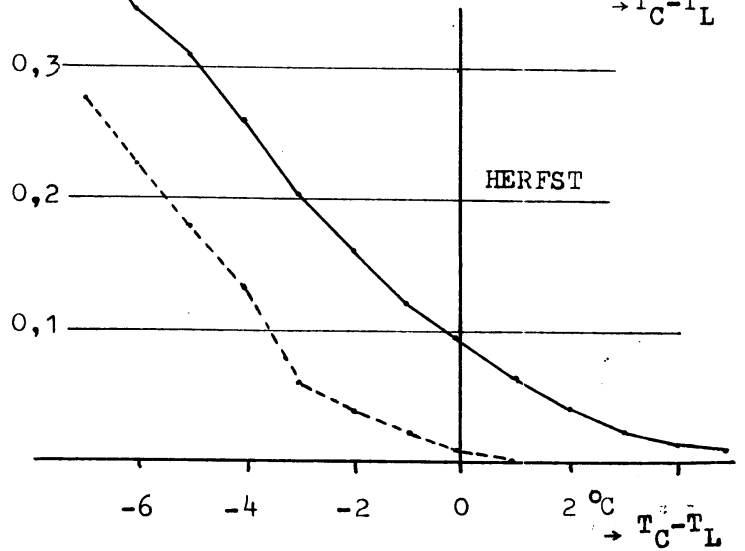
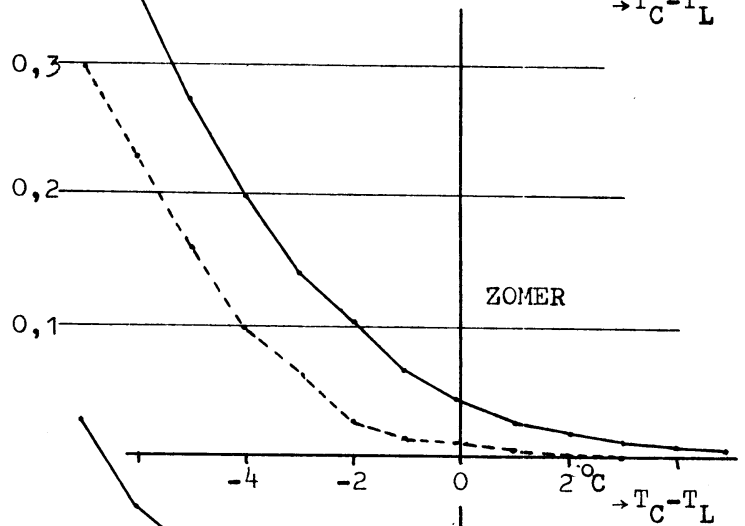
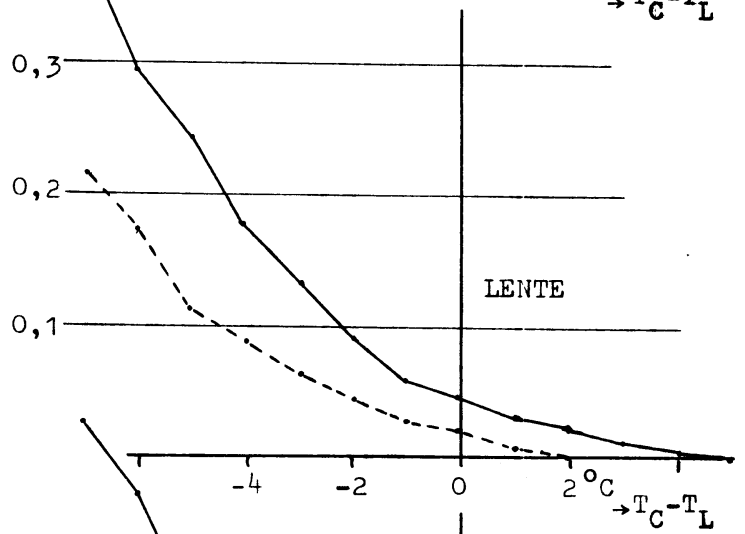
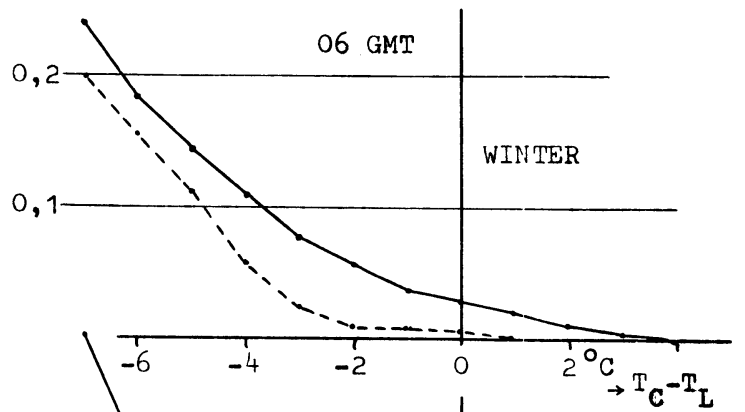
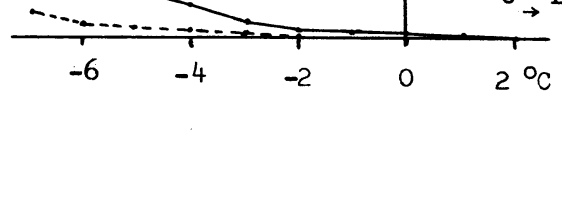
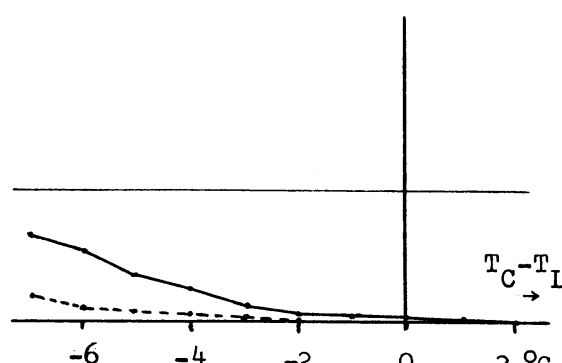
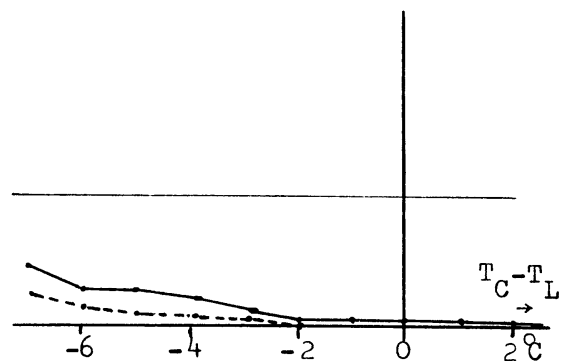
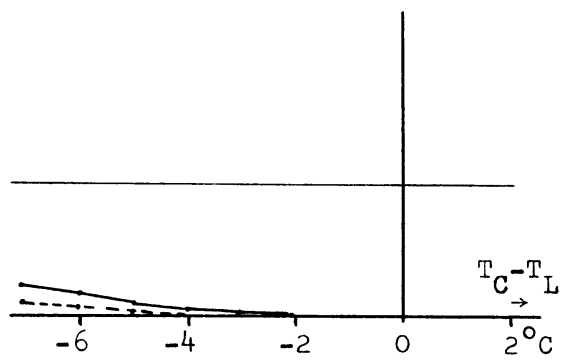
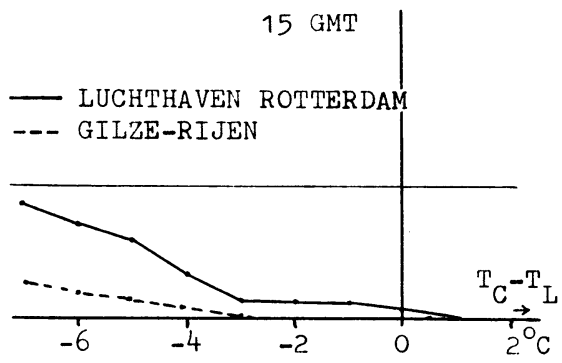
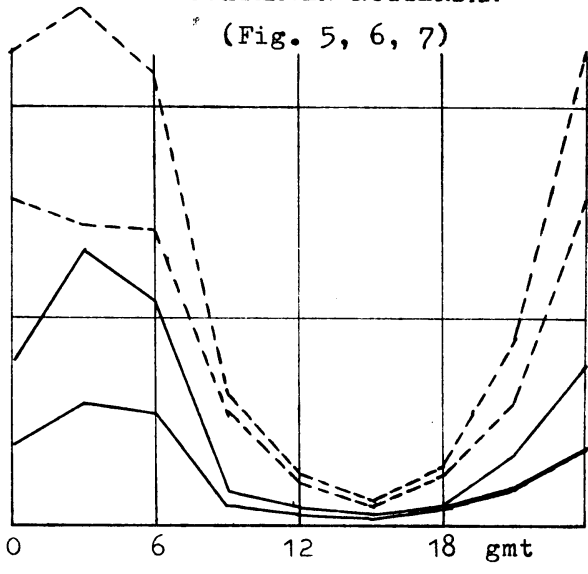


Fig. 4.



LUCHTHAVEN ROTTERDAM

(Fig. 5, 6, 7)



GILZE-RIJEN

(Fig. 5, 6, 7)

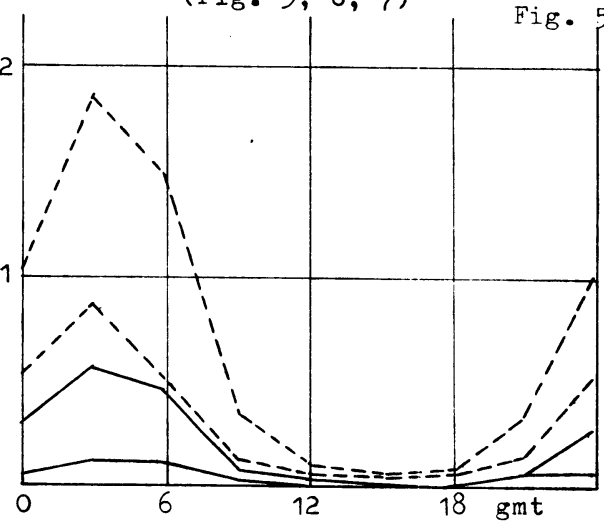


Fig. 5.

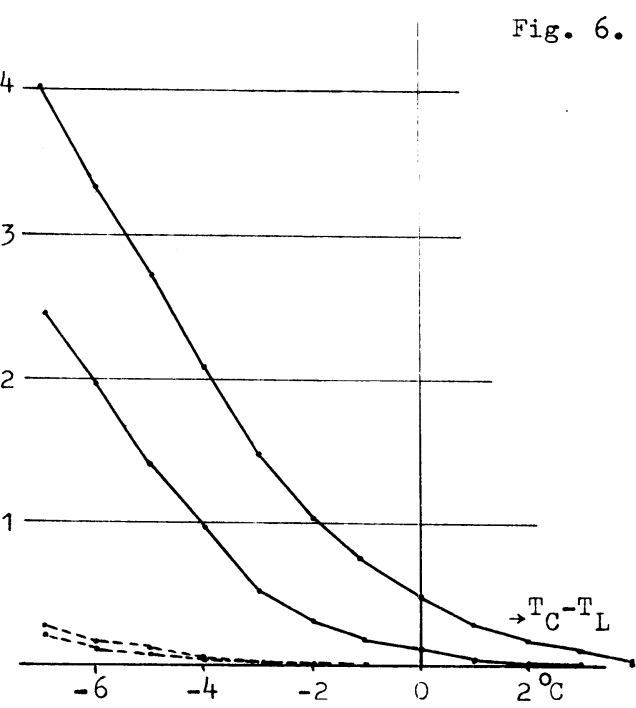
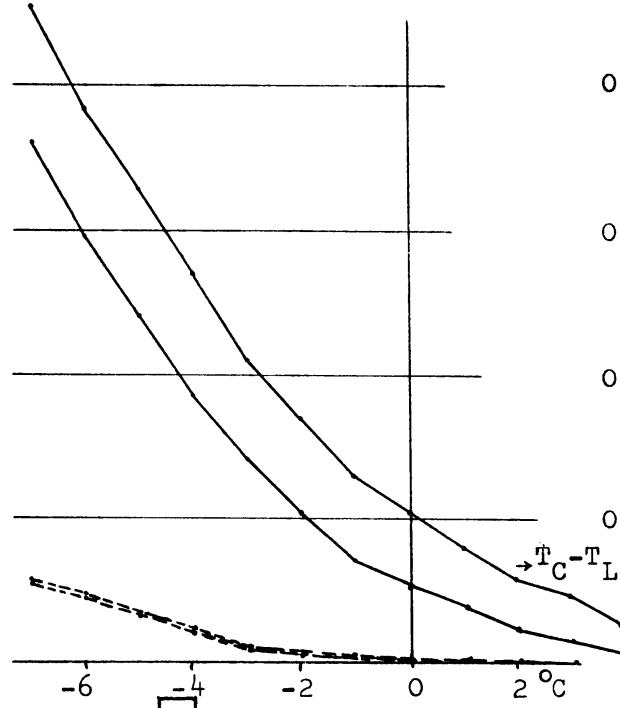


Fig. 6.

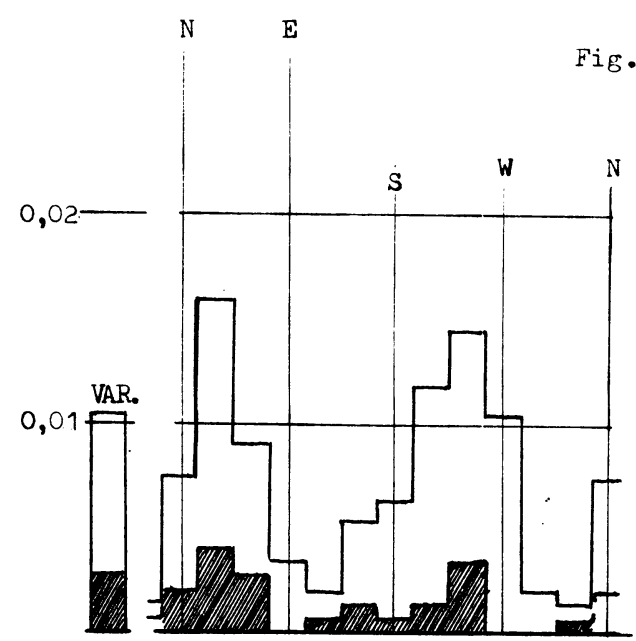
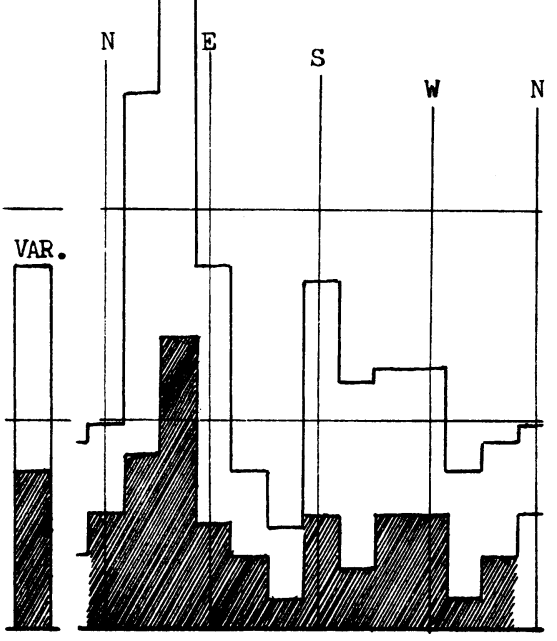


Fig. 7.