

**KONINKLIJK NEDERLANDS
METEOROLOGISCH INSTITUUT**

WETENSCHAPPELIJK RAPPORT
SCIENTIFIC REPORT

81 - 3

J. M. Terpstra

Zeewind langs de Hollandse kust,
enkele synoptische verwachtingsmethoden.



De Bilt 1981

Publikatienummer: K.N.M.I. W.R. 81-3 (CWD/ME)

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut,
Centrale Weerdienst, Methodiekontwikkeling en Evaluatie,
Postbus 201,
3730 AE De Bilt,
Nederland.

U.D.C.: 551.553.11 :
551.509.31 :
551.509.322

INHOUD

SUMMARY

INLEIDING

1. THEORIE OVER HET ONTSTAAN VAN ZEEWIND
 - 1.1. Het mechanisme
 - 1.2. Een belangrijke verhouding
 - 1.3. Zwaartekrachtstromingen

2. THEORIE OVER HET LANDINWAARTS DRINGEN VAN DE ZEEWIND
 - 2.1. De NOC en ZOC
 - 2.2. Theorie van Brittain

3. WAARNEMINGEN
 - 3.1. Opbouw gegevensbestand
 - 3.2. Selecteren zeewinddagen
 - 3.3. Een beperkte klimatologie
 - 3.4. Begin zeewind

4. VERWACHTINGSMETHODIEKEN
 - 4.1. Het optreden van de zeewindcirculatie
 - a. Keuze representatieve stations
 - b. Keuze U, de windsnelheid
 - c. Kans op ZOC en NOC
 - 4.2. Het tijdstip van het inzetten van de zeewindcirculatie aan de kust
 - a. Het droogadiabatisch opstijgen
 - b. Opmerkingen
 - 4.3. De voortschrijding van het zeewindfront tot Schiphol en Zestienhoven
 - a. De remmende werking van de duinen
 - b. De grootte van de thermische geowind
 - c. Het testen van de theorie van Brittain in de ZOC
 - d. Het testen van de theorie van Brittain in de NOC

5. DISCUSSIE

6. SAMENVATTING EN CONCLUSIES

6.1. Treedt er een zeewindcirculatie op ?

6.2. Hoe laat zet de zeewind in ?

6.3. De voortschrijding van het zeewindfront tot Schiphol en Zestienhoven.

DANKBETUIGING

APPENDIX A.

APPENDIX B.

REFERENTIES

SUMMARY

On sunny days in spring or summer the surface temperature over land area rises faster than over sea. Therefore, in calm or light winds, the air over land is heated more quickly than that over sea. The air over land expands and lifts. This results in an air flow from the sea inland. This landwards flow is called the sea breeze.

In this report some forecasting methods are developed with the use of synoptic data only. We have examined the sea breeze along the North Sea coast of Holland, excluding the coast of the Frisian Isles.

The sea breeze was investigated during the months May, June, July and August of the years 1971 - 1976.

We tried to get an answer on the following questions.

- Will there be a sea breeze to day?

Using the ratio $U^2/\Delta T$ we constructed a probability distribution.

U is the surface wind (m/s) of 1200 GMT measured at the Amsterdam Airport Schiphol. The denominator ΔT is the temperature difference between the maximum temperature at Schiphol and the sea water temperature measured by the light vessel Noordhinder, situated in the southern part of the North Sea.

On very sunny days (ΔT large) and light winds (U small), the probability of sea breeze is very high (about 100%).

- When is the onset of the sea breeze?

In 60 per cent of the cases the sea breeze begins when the groundinversion has been eroded and the air can rise dry adiabatically to the subsidence inversion.

Moreover, the sea breeze starts earlier, when the adverse wind of the main field is lightly offshore or when the wind is already lightly onshore.

- Does the sea breeze reach the airports Schiphol and Zestienhoven (both airports are 20 km from the coast)?

Using a simple theory we were able to calculate the progress of the sea breeze over land.

Important for the penetration of the sea breeze is the strength of the possible adverse wind of the main field, which is characterized by the component of the geostrophic wind perpendicular on the coast. Corrections should be made for the retardation effects due to the chain of dunes along the coast.

INLEIDING

Nabij de kustlijn, die de scheiding vormt tussen land en water, kan het zeewind-effect ontstaan. Tijdens zonnig rustig zomerweer treedt het verschijnsel dikwijls op. Door de zonnestraling stijgt de temperatuur van het landoppervlak, in tegenstelling tot die van het wateroppervlak, dat wegens de geleidbaarheid en de grote warmtecapaciteit van het water niet veel in temperatuur verandert. De lucht boven het landoppervlak wordt verwarmd, zet uit en stijgt op, zodat koudere zeelucht landinwaarts kan stromen.

In dit rapport worden enkele methoden opgesteld om met behulp van synoptische gegevens bepaalde eigenschappen van dit verschijnsel, dat zich op mesoschaal afspeelt, te kunnen verwachten. Er wordt geprobeerd een antwoord te geven op de volgende vragen.

- Treedt het verschijnsel vandaag op ?
- Zo ja, hoe laat ?
- Kan de zeewind de vliegvelden Schiphol en Zestienhoven bereiken ?

In het eerste deel (1-2) wordt de theorie van het ontstaan en het landinwaarts dringen van de zeewind besproken. In het tweede deel (3-6) wordt de theorie vergeleken met de waarnemingen. De maanden mei, juni, juli en augustus van de jaren 1971 tot en met 1976, zijn daartoe op het zeewind-effect onderzocht.

1. THEORIE OVER HET ONTSTAAN VAN ZEEWIND.

1.1. Het mechanisme

Het zeewindeffect is een verschijnsel, dat in bijna alle meteorologische leerboeken wordt genoemd. Het wordt gebruikt om aan te tonen, dat temperatuurverschillen op aarde aanleiding geven tot luchtcirculaties. Het locale zeewindeffect dient dan vaak als voorbeeld voor de moessoncirculaties, of wel circulaties op grote schaal.

In beide gevallen is het temperatuurverschil tussen land en zee de drijvende factor. De dagelijkse gang in temperatuur boven land en zee vertoont een groot verschil, vooral wanneer de zon overvloedig schijnt en de wind te gering in kracht is om de ontstane temperatuurverschillen weer op te heffen.

De dagelijkse gang in de watertemperatuur is gering omdat:

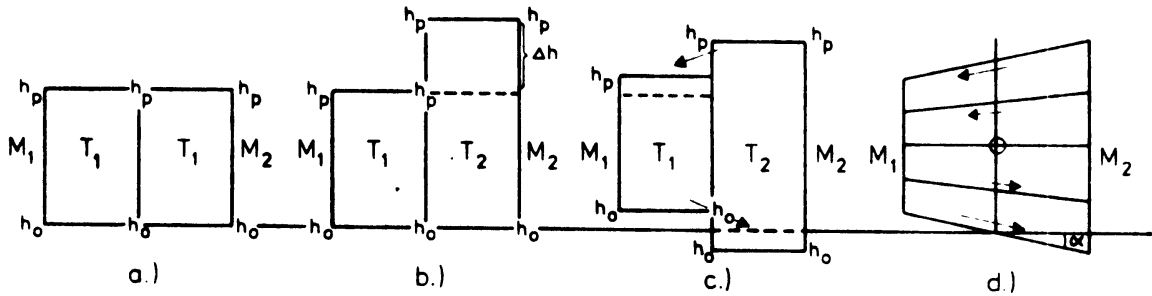
- 1e. De soortelijke warmte van water is groter dan die van de materie, waaruit het landoppervlak bestaat.
- 2e. Geleiding en vooral turbulentie zorgen in water voor een naar beneden gerichte sterke warmteafvoer, die bij land veel geringer is.
- 3e. De zonnestraling dringt diep in water, maar veel minder diep in de grond door, zodat de geabsorbeerde stralingswarmte respectievelijk over een grote watermassa en een kleine landmassa wordt verdeeld.

De temperatuur van de atmosferische grenslaag boven land neemt toe.

In de figuren 1a, b, c en d wordt duidelijk gemaakt, hoe het ontstane temperatuurverschil de luchtcirculatie op gang brengt.

Figuur 1a stelt de begintoestand voor, twee rustende luchtmassa's M1 en M2. Er wordt gesteld, dat deze twee massa's door een denkbeeldige wand van elkaar zijn gescheiden. Aan de grond is de druk gelijk, dat wil zeggen de hoogte van het onderste drukvlak h_0 is voor beide luchtmassa's gelijk.

Wanneer verder de gemiddelde temperatuur T_1 in beide kolommen gelijk is, dan moet ook de hoogte van een drukvlak h_p boven beide massa's gelijk zijn. Het gehele systeem is dus in rust.



Figuur 1. Het ontstaan van een circulatie tussen warme en koude ruimten.

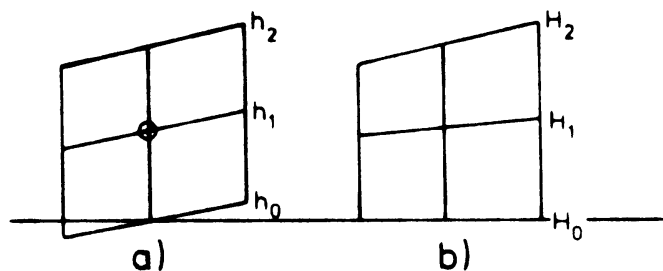
Stel nu, dat de rechter kolom zich boven land bevindt en de linker boven zee. Dan wordt de lucht in de rechter kolom verwarmd b.v. tot een gemiddelde temperatuur T_2 . Zie figuur 1b. In het begin verandert daardoor aan de gronddruk respectievelijk de hoogte van h_0 van het onderste drukvlak niets, maar het bovenste drukvlak gaat omhoog met Δh . Ook alle andere drukvlakken boven h_0 stijgen. Wanneer nu het denkbeeldige tussenschot wordt weggehaald, dan stroomt op elke hoogte boven h_0 de lucht naar links, naar zee, naar het koude gedeelte.

Aan de kolom M_1 wordt luchtmassa toegevoegd en de druk moet aan de grond bij M_1 en evenzo in de lagen daarboven stijgen, dat wil zeggen de drukvlakken gaan omhoog (figuur 1c).

Duidelijk is, dat door het wegstromen uit de warme kolom de drukvlakken daar zullen dalen. Zodra echter in de lagen nabij de grond van kolom M_1 de druk gaat stijgen, begint de lucht beneden naar kolom M_2 te stromen. Zie onderste pijl in figuur 1c.

In het ideale geval zal zich een circulatie ontwikkelen, zoals in figuur 1d getekend is, waarbij precies evenveel lucht van M_1 naar M_2 als van M_2 naar M_1 stroomt. Tijdens deze kringloop blijft de druk in de middelste lagen gelijk. De relatieve drukverhoging beperkt zich boven het koude gebied tot de onderste lagen en in de warme kolom tot de bovenste.

Over wrijving is tot nu toe niet gesproken, of het moest al zijn, dat de denkbeeldige tussenwand naast de traagheid van de luchtmassa's ook nog de afremmende werking van de wrijving vertegenwoordigt. Evenzo is het feit, dat de zeewindcirculatie in het algemeen gesuperponeerd is op een algemene luchtbeweging met windsnelheid \bar{U} , niet ter sprake gekomen.



Figuur 2. Superpositie van hoofdveld 2a. op zeewindcirculatie (figuur 1d.) met als resultaat 2b.

Beide genoemde effecten zullen het ideale beeld van figuur 1d aantasten. Wanneer bijvoorbeeld het drukveld van de algemene luchtbeweging (figuur 2a) bij het drukveld van figuur 1d wordt opgeteld, wordt figuur 2b verkregen. De wind in het hoofdveld is aflagdig, dat wil zeggen de wind heeft een oost-component. Deze aflagdige wind werkt de zeewind tegen, hetgeen duidelijk blijkt uit het afwezig zijn van de drukgradient aan de grond in figuur 2b.

1.2. Een belangrijke verhouding

Uit het verloop van figuur 1 blijkt echter, dat wanneer T_2 de temperatuur boven land toeneemt ofwel het temperatuurverschil ΔT tussen land en zee, dat dan ook de drukgradient horend bij de temperatuurverschillen groter wordt. Immers de Δh neemt dan toe, waardoor het hele circulatiepatroon in de figuren 1c en 1d krachtiger wordt.

Duidelijk is, dat voor het optreden van zeewinden de parameters ΔT en de wind van het hoofdveld \bar{U} een rol moeten spelen. Biggs en Graves (1) hebben door middel van een dimensiebeschouwing dit vermoeden bevestigd. Het blijkt dat de (dimensieloze) verhouding

$$\frac{\bar{U}^2}{C_p \Delta T}$$

bepalend is. Hierin is C_p de soortelijke warmte van lucht bij constante druk ($C_p = 1005 \text{ joules kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

\bar{U} is de gemiddelde windsnelheid horend bij de algemene luchtbeweging. Door het gemiddelde te nemen van de uurlijkse waarnemingen van 10 uur 's morgens tot en met 16 uur 's middags plaatselijke tijd, wordt de \bar{U} door Biggs en Graves bepaald.

Met ΔT wordt het temperatuurverschil tussen de maximumtemperatuur op land en de zeewatertemperatuur of in het geval van Biggs en Graves de temperatuur van Lake Erie (één van de grote Amerikaanse meren) aangegeven.

Van belang is, dat de gemiddelde windsnelheid en de maximumtemperatuur op een plaats worden berekend, die representatief is voor het land nabij de zee, maar die niet direct beïnvloed wordt door zeewindeffecten.

Bovenstaande grootte is de verhouding tussen twee energiegrootheden.

In de teller staat de kinetische energie per eenheid van massa van het heersende veld, die overwonnen moet worden door de thermische energie, die

in de noemer staat. De thermische energie wordt geleverd door de zon. Biggs en Graves vonden dat het zeewindeffect optrad, wanneer aan de volgende ongelijkheid was voldaan,

$$\bar{U}^2 < 3 \Delta T$$

Opvallend is, dat bij zwaartekrachtstromingen dezelfde verhouding te voorschijn komt.

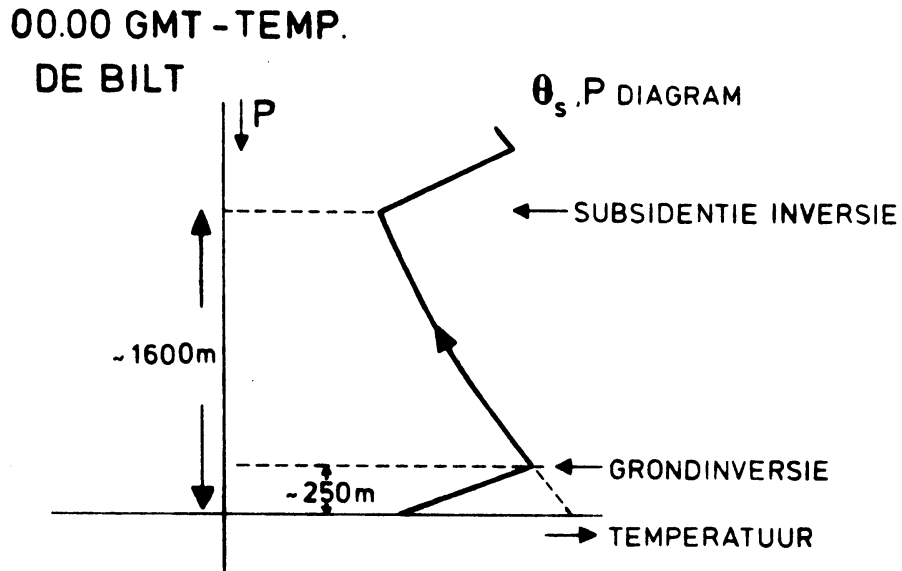
1.3. Zwaartekrachtstromingen

Een zwaartekrachtstroming ontstaat, als een zware vloeistof of gas, uitvloeit in een lichtere omgeving. Het binnendringen van de koude zeelucht onder de warme lucht boven land, is een goed voorbeeld van een dergelijke stroming. Uit een experimenteel artikel van Schmidt (2) blijkt, dat de snelheid W van een zwaartekrachtstroming evenredig is met $\sqrt{h\Delta T}$, waarin h de hoogte van het uitstromende gas is en ΔT het temperatuurverschil tussen het warme en koude gas.

Stroomt het zware gas uit in een lichter gas, dat zich al met een snelheid U voortbeweegt, of anders gezegd vloeit koude zeelucht uit onder de warme lucht boven land, dat met een snelheid U naar de kust stroomt, dan zal het zware gas of de koude zeelucht alleen maar verder kunnen uitstromen, wanneer zijn snelheid W groter is dan U .

Dit resulteert afgezien van een aantal constanten in dezelfde ongelijkheid als die van Biggs en Graves.

Om een zwaartekrachtstroming te bestuderen werd in het experiment van Schmidt een scheidingswand tussen het zware en lichte gas weggetrokken. Wanneer echter het tussenschot te langzaam werd weggehaald, vond er menging van de gassen plaats en van het binnendringen in zijn geheel van het zware gas, was dan geen sprake meer. Wanneer de zeewind ook als



Figuur 3. Het droogadiabatisch snel opstijgen van een luchtpakketje brengt het zeewind-effect op gang.

een zwaartekrachtstroming wordt opgevat, zal het ontstaan van dit verschijnsel ook abrupt moeten geschieden.

Uit de waarnemingen blijkt, dat dit in veel gevallen gebeurt. De zeewind zet namelijk langs de kust vaak in, als de temperatuur boven land zover gestegen is, dat de lucht droog adiabatisch kan opstijgen naar de subsidentie-inversie (figuur 3), nadat de grondinversie is afgebroken.

Deze vrij abrupte overgang maakt het inzetten van de zeewindcirculatie mogelijk. In het tweede deel, waarin de waarnemingen worden verwerkt, zal dit nader worden toegelicht. Van het plotseling inzetten van het zeewind-effect wordt gebruik gemaakt in de theorie van Brittain (3), die het binnendringen van de zeewind landinwaarts berekent.

2. THEORIE OVER HET LANDINWAARTS DRINGEN VAN DE ZEEWIND

2.1. De NOC en ZOC

Als wij aannemen, dat de kustlijn ongeveer noord-zuid loopt, dan zal, indien het hoofdveld een zuidelijke component heeft, de wind bij het optreden van zeewind ruimen (figuur 4).

Dit zullen wij een ZO-circulatie (afgekort ZOC) noemen. Als het hoofdveld daarentegen een noordelijke component heeft, zal de wind bij het invallen van de zeewind gaan krimpen (de NO-circulatie afgekort tot NOC).

In de ZOC ruimt de wind in de loop van de dag, onder invloed van de Corioliskracht, naar het noorden, totdat hij overeenstemt met het isobarenpatroon, dat de resultante is van het drukpatroon horend bij het temperatuurverschil land-zee en van het hoofdveld.

In de NOC waait de wind na naar het noorden gekrompen te zijn, al grotendeels overeenkomstig het resulterende isobarenpatroon en de Corioliskracht zal geen grote draaiende werking meer op de wind uitoefenen.

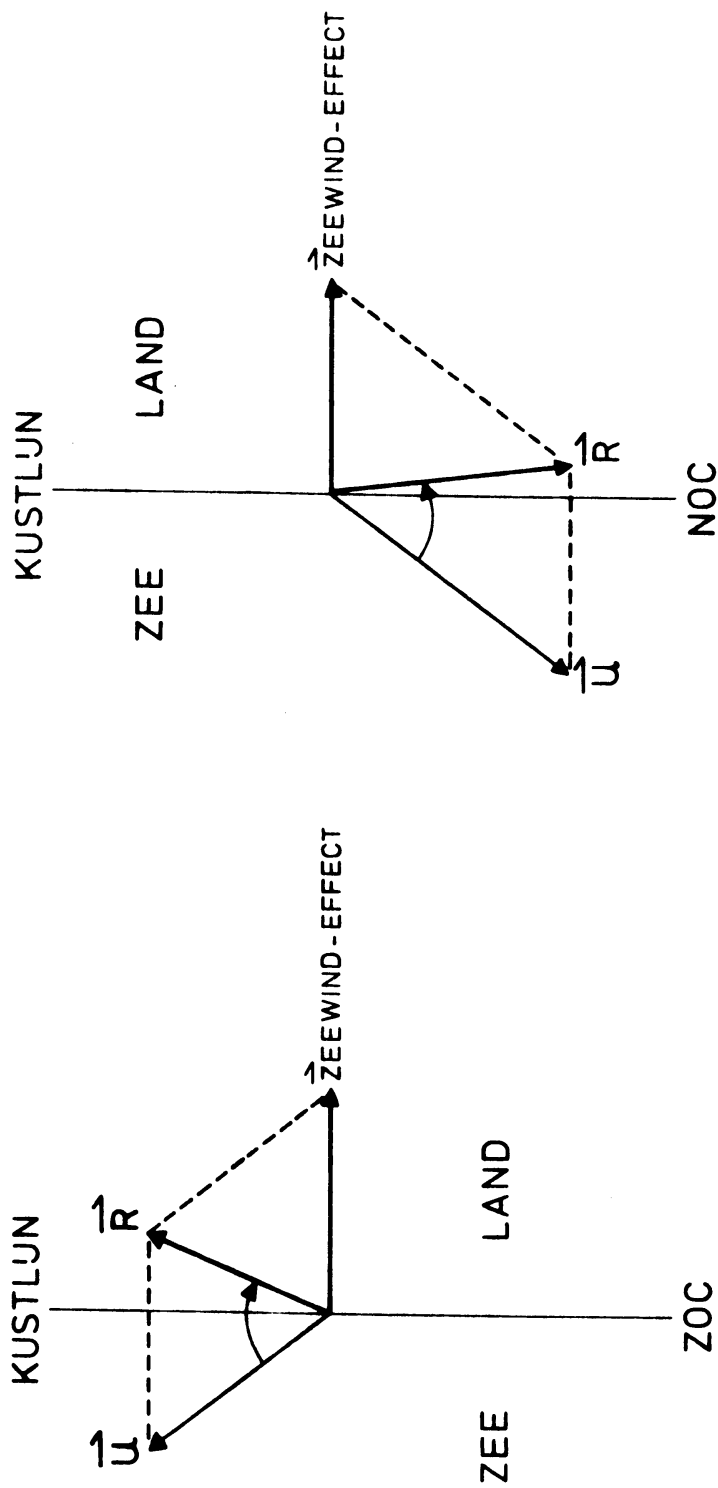
2.2. Theorie van Brittain

In het model van Brittain wordt uitgegaan van de volgende bewegingsvergelijkingen:

$$\frac{du}{dt} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

Hierin zijn u en v de componenten van de windsnelheid; u loodrecht op de kust en positief genomen, als de beweging van zee naar land is gericht, dus west-oost; v evenwijdig langs de kustlijn en positief als de wind van zuid naar noord waait (figuur 5).



Figuur 4. Het ruimen van de wind bij ZOC en het krimpen van de wind bij NOC. \vec{U} karakteriseert de wind van het hoofdveld. \vec{R} is de vectoriële som van \vec{U} en Zeewind.

Met f wordt de Coriolisparameter aangegeven, $f = 2\Omega \sin\phi$ en $(\frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y})$, is de drukgradient ten gevolge van het temperatuurverschil land-zee. De dichtheid van de lucht is ρ .

Nu worden de volgende vereenvoudigingen aangebracht:

- 1) De drukgradient $(\frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y})$ wordt constant genomen, anders gezegd de geostrofische wind, die evenwijdig langs de kust waait, wordt constant verondersteld, ongeacht het temperatuurverschil land-zee. Zowel bij Brittain als ook in dit onderzoek leidt dit tot de goede resultaten.

Doordat de isobaren van het thermische drukpatroon evenwijdig aan de kustlijn lopen is $\frac{\partial p}{\partial y} = 0$ (figuur 5).

- 2) Wrijvingseffecten worden verwaarloosd. Het zal blijken, dat dit kan leiden tot grote afwijkingen met de waarnemingen. Hiervoor kan op een eenvoudige wijze een correctie worden aangebracht.
- 3) De afhankelijkheid van f van de geografische breedte wordt verwaarloosd ($f = 0.42/\text{uur}$).
- 4) Er wordt verondersteld, dat het zeewindfront -dat is de scheiding tussen de relatief koude zeelucht en de warme lucht boven land- langs de kust ontstaat. In werkelijkheid zal bij afluende wind dit front enige kilometers uit de kustlijn boven zee liggen.

Het ontstaan van het zeewindfront wordt door Brittain als volgt beschreven. Er wordt uitgegaan van een situatie, waarin op een veld in rust ($u=v=0$) een drukkracht gaat werken.

Voor de drukgradient kan

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = G.H(t)$$

worden geschreven. Hierin is $H(t)$ de stapfunctie, waarvoor geldt

$$H(t) = 0 \text{ als } t < 0$$

$$H(t) = 1 \text{ als } t \geq 0$$

G is de grootte van de drukgradientkracht.

De bewegingsvergelijkingen worden dan

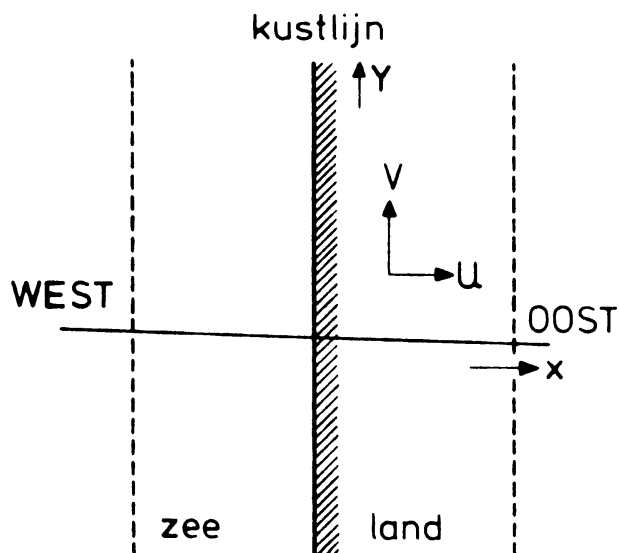
$$\frac{du}{dt} = +fv + GH(t) \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu \quad (2)$$

Differentiatie van (1) en substitutie van (2) leidt tot

$$\frac{d^2 u}{dt^2} = -f^2 u + G\delta(t),$$

waarin $\delta(t)$ de Dirac delta functie is.



Figuur 5. Het coördinaten-stelsel. Gestreept getekend zijn enige isobaren, horend bij het thermische drukpatroon.

Voor een oplossing van deze differentiaalvergelijking, zie Appendix A.
Wanneer $t > 0$ wordt als oplossing gevonden:

$$u(t) = \frac{G}{f} \sin ft$$
$$v(t) = \frac{G}{f} (\cos ft - 1).$$

De factor $G/f = S_w$ is de grootte van de geostrofische wind corresponderend met het drukveld. De kromme, waarop de eindpunten van de windvectoren liggen, de zogenaamde hodograaf, is een cirkel. Immers:

$$u^2 = S_w^2 \sin^2 ft \text{ en}$$
$$v + S_w \cos ft \text{ ofwel}$$
$$(v + S_w)^2 = S_w^2 \cos^2 ft.$$

Opgeteld geeft:

$$u^2 + (v + S_w)^2 = S_w^2,$$

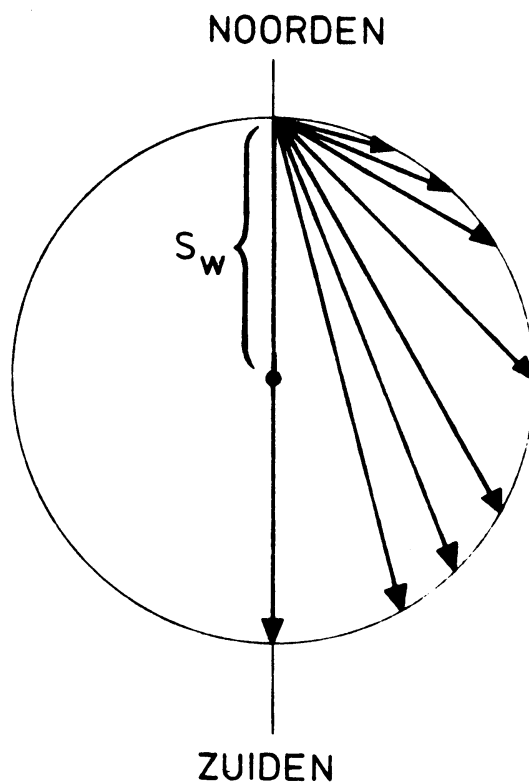
een cirkel met straal S_w en middelpunt in $(0, -S_w)$. Zie figuur 6.

Haurwitz (4) nam in zijn berekeningen wel de wrijving mee. De door hem berekende hodograaf is een ellips, waarvan de excentriciteit afhangt van de wrijving. Hoe kleiner de wrijving des te minder excentrisch de ellips en in het geval van geen wrijving gaat de hodograaf bij Haurwitz over in een cirkel.

Er is tot nu toe van uitgegaan, dat de luchtmassa langs de kust in rust is, maar dan plotseling aan het thermische drukveld wordt onderworpen. Wanneer er al een windveld (U_g, V_g) bestaat, is de resulterende beweging u_r loodrecht op de kust,

$$u_r = u + U_g \text{ ofwel}$$
$$u_r = S_w \sin ft + U_g,$$

waarin U_g de component is van het hoofdveld loodrecht op de kust en V_g de component evenwijdig aan de kustlijn.

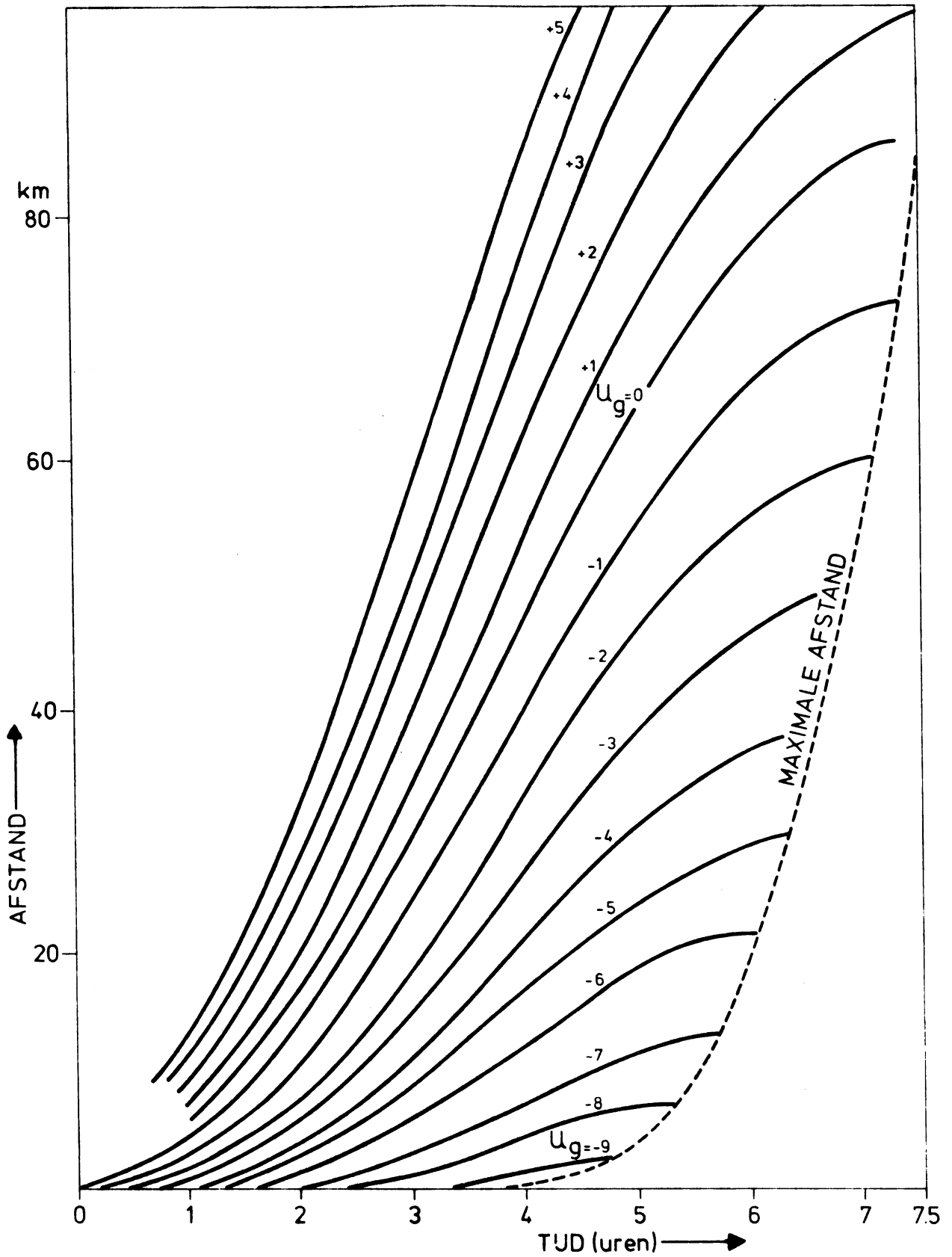


Figuur 6. De Hodograaf van de zeewind die onder de invloed van de corioliskracht in ongeveer 15 uur ronddraait.

Wanneer $U_g \geq 0$ is, dringt de zeewind het land binnen, zodra de noodzakelijke thermische drukgradient tot stand is gebracht. Als $U_g < 0$ (aflandige wind), dan gebeurt dit pas als $u + U_g > 0$.

Het hiermee corresponderende tijdstip (t_B) van binnendringen wordt gegeven door:

$$t_B = \frac{1}{f} \sin^{-1} (-U_g / S_w).$$



Figuur 7. Het landinwaarts dringen van het zeewindfront, als functie van de tegenwerkende wind U_g van het hoofdveld volgens vergelijking $3 \cdot U_g$ (kts), is de component loodrecht op de kust van de geowind horend bij het hoofdveld. Voorbeeld, wanneer de $U_g = 0$ kts bedraagt, doet de zeewind er ongeveer $2\frac{1}{2}$ uur over om 20 km landinwaarts te trekken.

Zolang $-U_g$ kleiner is dan S_w , neemt $u_r = u + U_g$ nog toe na het tijdstip t_B en bereikt zijn maximum op het tijdstip $\Pi/2f$, om weer nul te worden op het tijdstip $t = \Pi/f - t_B$. Op dat moment dringt de zeewind niet verder het land binnen.

Hoe ver het zeewindfront op elk tijdstip het land is binnengetrokken wordt gegeven door de volgende integraal:

$$\begin{aligned}
 x(t) &= \int_{t_B}^t (u + U_g) ds \quad \text{ofwel,} \\
 x(t) &= \int_{t_B}^t (S_w \sin fs + U_g) ds. \quad \text{De uitkomst is} \\
 x(t) &= \frac{S_w}{f} (\cos ft_B - \cos ft) + U_g(t - t_B) \quad (3)
 \end{aligned}$$

In figuur 7, is voor verschillende waarden van U_g (kts) en de tijd, t , de afstand x is uitgezet. De maximumafstand, die het zeewindfront boven land kan afleggen, is ook in de figuur aangegeven (gestreepte kromme).

Deze afstand wordt verkregen door de waarde van x op het tijdstip $t = \Pi/f - t_B$ te bepalen. Deze tijd substituerende in de voorgaande vergelijking geeft

$$x_{\max} = \frac{2S_w}{f} \cos ft_B + U_g(\Pi/f - 2t_B).$$

Voor S_w is 10 kts respectievelijk 17 kts genomen, daar uit de waarneming is gebleken, dat dit in het geval van de ZOC respectievelijk de NOC de gemiddelde grootte van de geostrofische wind is horend bij het thermische drukveld boven Nederland. In het tweede deel Waarnemingen wordt dit nader toegelicht.

3. WAARNEMINGEN

3.1. Opbouw gegevensbestand

Het materiaal van het onderzoek omvat de maanden mei, juni, juli en augustus van de jaren 1971 tot en met 1976. Alleen deze maanden zijn onderzocht, daar uit andere onderzoeken is gebleken, dat in de lente- en zomermaanden het verschijnsel het meest frequent optreedt (5,6). Er is uitsluitend gebruik gemaakt van synoptisch waarnemingsmateriaal, omdat bij het verwachten van het zeewindeffect in een operationele dienst ook alleen maar deze gegevens ter beschikking staan. Het onderzoek heeft zich beperkt tot de Zuid- en Noordhollandse Noordzeekust met uitzondering van de eilanden.

Het zeewindverschijnsel op de eilanden speelt zich op nog kleinere schaal af dan aan de lange regelmatig verlopende Noordzeekust met zijn uitgestrekte achterland, zodat verwachtingsmethodieken opstellen met behulp van uurlijkse gegevens in dit soort gevallen vrijwel ondoenlijk is.

Voor het onderzoek van het zeewindeffect is gebruik gemaakt van de waarnemingen op de kuststations IJmuiden en Hoek van Holland en van de vliegvelden Valkenburg, Zestienhoven en Schiphol.

3.2. Selecteren zeewinddagen

Om het selecteren van de zeewinddagen uit de afgelopen jaren te vergemakkelijken, zijn een aantal selectiecriteria opgesteld, opdat een voorselectie van deze dagen met de computer kon worden gemaakt. Bij het opstellen van de selectiecriteria werd gebruik gemaakt van het feit, dat, terwijl de algemene luchtbeweging naar zee gericht is, op een kuststation de wind toch vanuit zee gaat waaien.

Van het zonnige zomerse jaar 1976 zijn de zeewinden van de maanden mei, juni, juli en augustus met de hand geselecteerd door J.F. den Tonkelaar.

Op deze dagen was op een bepaald uur aan de volgende voorwaarden voldaan:

1). De zeewatertemperatuur T_z op het Lichtschip Noordhinder is lager dan de luchttemperatuur T_1 op het vliegveld Valkenburg.
(Het Lichtschip ligt op 60 kilometer van de Nederlandse kust ter hoogte van Walcheren).

2). De richting van de geostrofische wind, die de richting van het hoofdveld karakteriseert, bevindt zich tussen de volgende grenzen:

In de ZOC $095 \leq dd_{\text{geowind}} \leq 200$

In de NOC $020 \leq dd_{\text{geowind}} \leq 120$

Deze geostrofische wind uitgerekend voor het westelijk deel van Nederland (geowind-west) werd op dezelfde manier berekend als tot voor kort nog in de operationele dienst gebeurde en wel als volgt. Eerst is de resultante van de drukgradiënten langs de lijnen De Bilt-Vlissingen en De Bilt-Den Helder bepaald. Vervolgens is met de bekende vergelijking $V_g = \frac{1}{\rho f} \bar{k} \wedge \bar{\nabla} P$ de geowind V_g berekend. In de NOC is de richting van de geowind ook berekend met behulp van een hoofdcomponentenanalyse (Cats, Referentie 7.). Met behulp van deze analyse kan de geowind in elk apart waarnemingsstation worden uitgerekend. Wij hebben dat gedaan voor station Valkenburg. Het blijkt, dat deze geowind zich in de NOC tussen engere grenzen beweegt dan de operationeel bepaalde geowind, waardoor de selectie nauwkeuriger wordt.

In de NOC $040 \leq dd_{\text{hoofdcomponenten}} \leq 090$.

3). De gemeten windrichting op station IJmuiden ligt tussen de volgende grenzen:

In de ZOC $295 \leq dd_{\text{synop}} \leq 360, 010$.

In de NOC $330 \leq dd_{\text{synop}} \leq 360$.

De hierboven vermelde selectiecriteria voldoen zeer goed.

Toegepast op het jaar 1975, waarin ook veel dagen voorkwamen met zonnig en warm zomerweer, bleek, dat met de computer uitgaande van deze criteria alle zeewinddagen uit de 123 onderzochte dagen werden geselecteerd. Weliswaar leverde deze selectie nog een aantal dagen extra, waarop geen sprake was van zeewind. Het leek er echter op, omdat een front overtrok of omdat er buien ontstonden, die het windveld beïnvloedden.

Subjectief, met de hand, werden 28 dagen met zeewind geselecteerd in 1975. De computerselectie bevatte al deze dagen met nog 16 andere nietzeewinddagen. Bij de subjectieve selectie werd vooral gekeken naar de verandering van de windrichting. Het bleek, dat daarmee het effect in de synoptische waarnemingen het duidelijkst werd gekenmerkt, duidelijker dan bijvoorbeeld temperatuur- en dauwpuntsveranderingen, zeker voor die gevallen, dat stations meer landinwaarts liggen.

De objectieve selectie over de jaren 1971 t/m 1976 geeft:

Totaal aantal dagen, waarop de selectie werd toegepast:		738
Aantal dagen uitgekozen door computer	:	247
Aantal zeewinddagen	:	119

Dat de computer nu meer dagen fout selecteert, komt omdat de jaren 1971-1974 meer zonale circulaties opleverden in de zomermaanden dan 1975 en 1976, dat wil zeggen veel voorbij trekkende systemen, zoals fronten, ruggen van hogeluchtdruk, buienlijnen, met als gevolg veel variaties in de windrichting langs de kust zonder dat er sprake was van zeewinddagen.

Wat in de jaren 1971-1974 nog al eens voorkwam, was het volgende:

De algemene luchtbeweging is eerst westelijk, maar draait in de loop van de dag naar het zuidoosten. Toch blijft de wind bij IJmuiden uit zee waaien door het temperatuurcontrast land-zee.

Dergelijke dagen zijn bij de subjectieve selectie niet als zeewinddagen meegenomen, hoewel zij in zekere zin daar wel toe behoren.

3.3. Een beperkte klimatologie

Uit tabel 1 blijkt hoe de verschillende zeewinddagen, onderscheiden naar de NOC en ZOC, over de maanden en jaren zijn verdeeld.

In de laatste kolom staat IJnsen's zomergetal, dat in thermisch opzicht een graadmeter is. Hoe groter het getal, des te warmer is de zomer. Belangrijke factoren als neerslag en zonneschijn worden niet in de beschouwing van IJnsen betrokken. Zie referentie (8).

Er is een tamelijk goede correlatie tussen de zeewinddagen in een jaar en het zomergetal (figuur 8).

In figuur 9 is de verdeling van de zeewinddagen over de maanden, gesplitst naar ZOC en NOC weergegeven.

Het maximum ligt in de maand juni. In tabel 2 wordt het aantal zeewinddagen vergeleken met een tweetal grootheden, die een zomer kunnen karakteriseren. Te weten een ADS-dag en een stranddag.

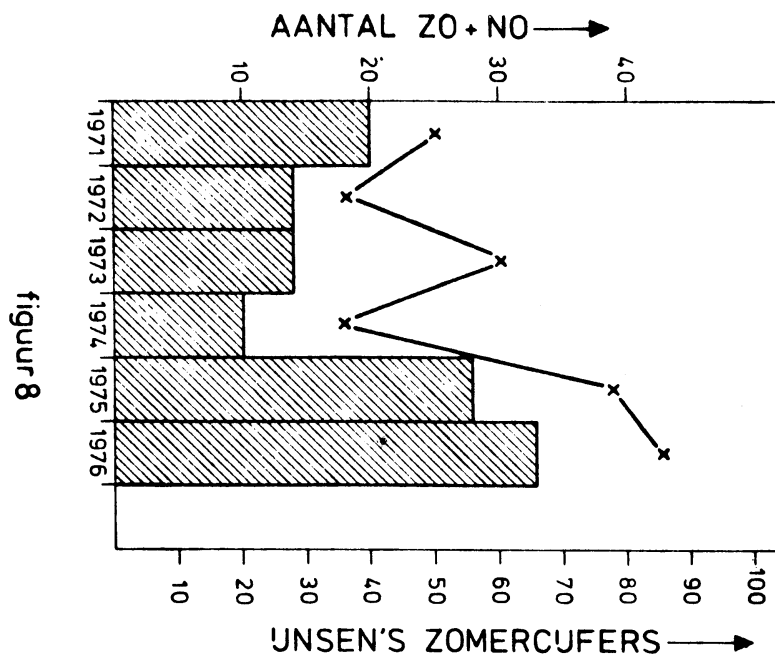
Schuurmans en Krijnen (9) kenmerken het weer van elke dag door de waarden, die drie weerselementen aannemen. Te weten temperatuur, neerslag en zonneschijn. Elk element wordt in drie klassen verdeeld. Bijvoorbeeld de temperatuur in B (below normal), N (normal) en A (above normal). Een ADS-dag is een dag met bovennormale temperaturen, minder dan 0.3 mm neerslag D (dry) en 50% zon of meer aangeduid met S (sunny).

TABEL 1

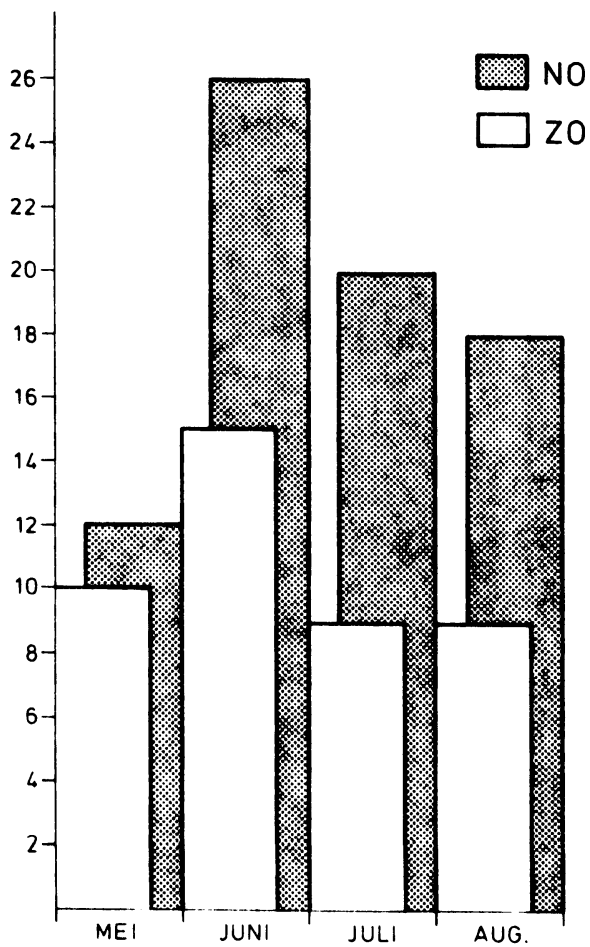
De verdeling van de ZOC en NOC over de jaren 1971-1976, vergeleken met Ynsen's zomercijfers												
Jaar	mei		juni		juli		augustus		ZOC	NOC	TOT	Zomer- cijfers Ynsen
	ZOC	NOC	ZOC	NOC	ZOC	NOC	ZOC	NOC				
1971	2	5	1	4	1	4	3		7	13	20	50
1972	1	1	1	4	2	5			4	10	14	37
1973			2	4	2		1	5	5	9	14	61
1974			1	5			2	2	3	7	10	36
1975	1	4	2	7	3	4	2	5	8	20	28	78
1976	6	2	8	2	1	7	1	6	16	17	33	86
	10	12	15	26	9	20	9	18	43	76	119	
	22		41		29		27					

TABEL 2

Het aantal ZOC en NOC-dagen vergeleken met een aantal grootheden, die een zomer karakteriseren				
Jaar	NOC + ZOC	Zomercijfers van Ynsen	Aantal stranddagen juni, juli en aug.	ADS-dagen
1971	20	50	34	19
1972	14	37	31	7
1973	14	61	42	26
1974	10	36	36	13
1975	28	78	50	36
1976	33	86	61	47



Figuur 8. Ynsen's zomercijfers (X) vergeleken met het aantal zeewindcirculaties (gearceerd).

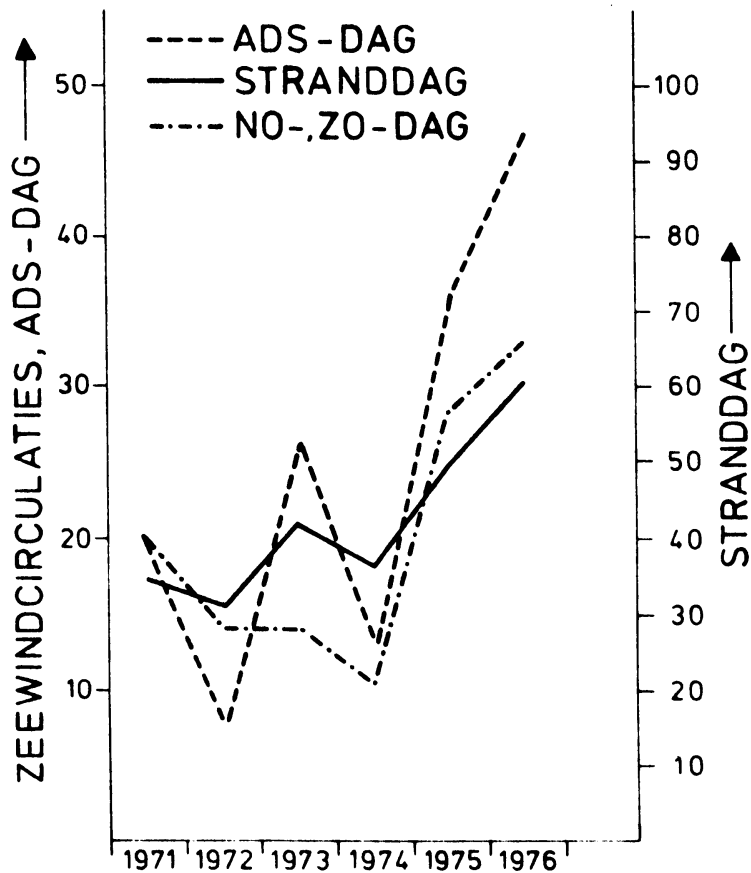


figuur 9

Figuur 9. Het totale aantal dagen met zeewindcirculaties per maand (periode 1971 - 1976).

Ten behoeve van het publiek wordt in de zomermaanden in het telefonisch weerbericht een verwachting gegeven voor het weer langs het strand van de Nederlandse kust. Als "stranddag" wordt dan beschouwd een dag, waarop de waardering voor de aangenaamheid van het weer -in een schaal van 1 t/m 10- voor de voormiddag en voor de namiddag samen groter of gelijk is aan 14, met dien verstande, dat voldaan moet zijn aan de voorwaarde, dat de ochtendwaardering minstens gelijk aan 6 en de namiddagwaardering minstens gelijk moet zijn aan 7. Zie Den Tonkelaar (10).

Er is een duidelijke relatie tussen het aantal zeewinddagen ADS- en stranddagen (figuur 10).



Figuur 10. Zeewindcirculaties vergeleken met het aantal ADS- en stranddagen.

3.4. Begin zeewind

Gesteld wordt, dat de zeewind inzet op het uur, dat de wind een component van zee naar land heeft.

Het tijdstip, waarop het zeewindeffect begint, wordt voor IJmuiden dan als volgt gedefinieerd. Wanneer op een bepaald uur van de zeewinddag geldt:

$$\begin{aligned} \text{ZOC} \quad dd_{\text{synop}} &\geq 190 \\ \text{NOC} \quad dd_{\text{synop}} &\leq 360, 010 \end{aligned}$$

dan is op dat uur het zeewindeffect op IJmuiden begonnen.

Voor Hoek van Holland en station Valkenburg wordt de begintijd gedefinieerd als het uur waarop,

$$\begin{aligned} \text{ZOC} \quad dd_{\text{synop}} &\geq 210 \\ \text{NOC} \quad dd_{\text{synop}} &\leq 360, 010 \end{aligned}$$

In de ZOC zijn de richtingen, waarover de wind minstens geruimd moet zijn, verschillend, omdat de kustlijn bij IJmuiden een hoek van ongeveer 10 graden met de noord-zuidlijn maakt en in Zuid-Holland een hoek van 30 graden.

Bij wind van zee kan de begrenzing van de koelere zeelucht, het zeewindfront, soms ver het land binnendringen. In dit rapport hebben wij echter alleen onderzocht of het zeewindfront de vliegvelden Valkenburg, Schiphol en Zestienhoven kan bereiken.

De aankomsttijden van het zeewindfront op deze vliegvelden worden in de ZOC bepaald door een flinke en snelle ruiming van de wind.

Bij een NOC en dit geldt alleen voor de vliegvelden Valkenburg en Zestienhoven, daar in de NOC Schiphol bijna nooit wordt bereikt, krimpt de wind van het noordoosten naar het noorden.

Opgemerkt dient te worden, dat een preciese bepaling van het tijdstip van inzetten van de zeewind niet goed mogelijk is met uurlijkse metingen.

In tabel 3 worden de tijden, waarop de zeewind op de verschillende stations inzet, vermeld. Alle tijden zijn in GMT.

TABEL 3

Het aantal keer en de tijden (GMT), waarop de zeewind wordt waargenomen (1971 - 1976), afgerond op halve uren. Het tweede getal is telkens de standaarddeviatie						
	Aantal NOC + ZOC	Gemiddelde tijd NOC + ZOC	Aantal ZOC	Gemiddelde tijd ZOC	Aantal NOC	Gemiddelde tijd NOC
IJmuiden	119	10.00 ± 2.30	43	09.30 ± 2.30	76	10.30 ± 2.30
Schiphol	24	15.00 ± 2.30	24	15.00 ± 2.30	-	-
Hoek van Holland	100	10.30 ± 2.30	36	10.30 ± 2.30	64	10.30 ± 2.30
Valkenburg	100	11.30 ± 2.30	37	11.30 ± 2.30	63	11.30 ± 2.30
Zestienhoven	64	14.30 ± 2.00	22	14.30 ± 2.30	42	14.30 ± 2.00
De tijden GMT, waarop de zeewind op IJmuiden en Hoek van Holland wordt waargenomen afhankelijk van de maand, dus afhankelijk van de gemiddelde opkomsttijd van de zon per maand. De gemiddelde begintijd van NOC en ZOC is genomen.						
Maand	IJmuiden		Hoek van Holland		Opkomst zon	
Mei	10.30 ± 3.00		11.00 ± 3.00		3.30	
Juni	09.30 ± 2.00		10.00 ± 2.00		3.15	
Juli	10.00 ± 2.30		10.00 ± 2.00		3.30	
Augustus	11.00 ± 3.00		11.00 ± 2.30		4.20	

In tabel 3 staan ook de begintijden van de zeewind aan de kust afhankelijk van de tijden van opkomst van de zon. Per maand is het gemiddelde van deze tijden bepaald. Uit tabel 3 volgt, dat de zeewind op IJmuiden respectievelijk Hoek van Holland ongeveer 6 uur respectievelijk 7 uur na zonsopkomst inzet.

In tabel 4 zijn de verschillen in aankomsttijd op de diverse synoptische stations van het zeewindfront met elkaar vergeleken.

Opgemerkt dient te worden, dat deze verschillen afwijken van het verschil, dat zou zijn verkregen, wanneer de absolute aankomsttijden van de voorgaande tabel van elkaar waren afgetrokken. De oorzaak is, dat in het tweede geval over minder zeewinddagen is gemiddeld (namelijk alleen over die dagen, waarop het zeewindfront Schiphol bereikt). Van de 43 dagen met ZOC op IJmuiden bereikt in 24 gevallen het zeewindfront Schiphol.

Wat de ZOC betreft, de gemiddelde snelheid van het zeewindfront op het traject van de kust naar Schiphol (20 km) bedraagt 1 m/s.

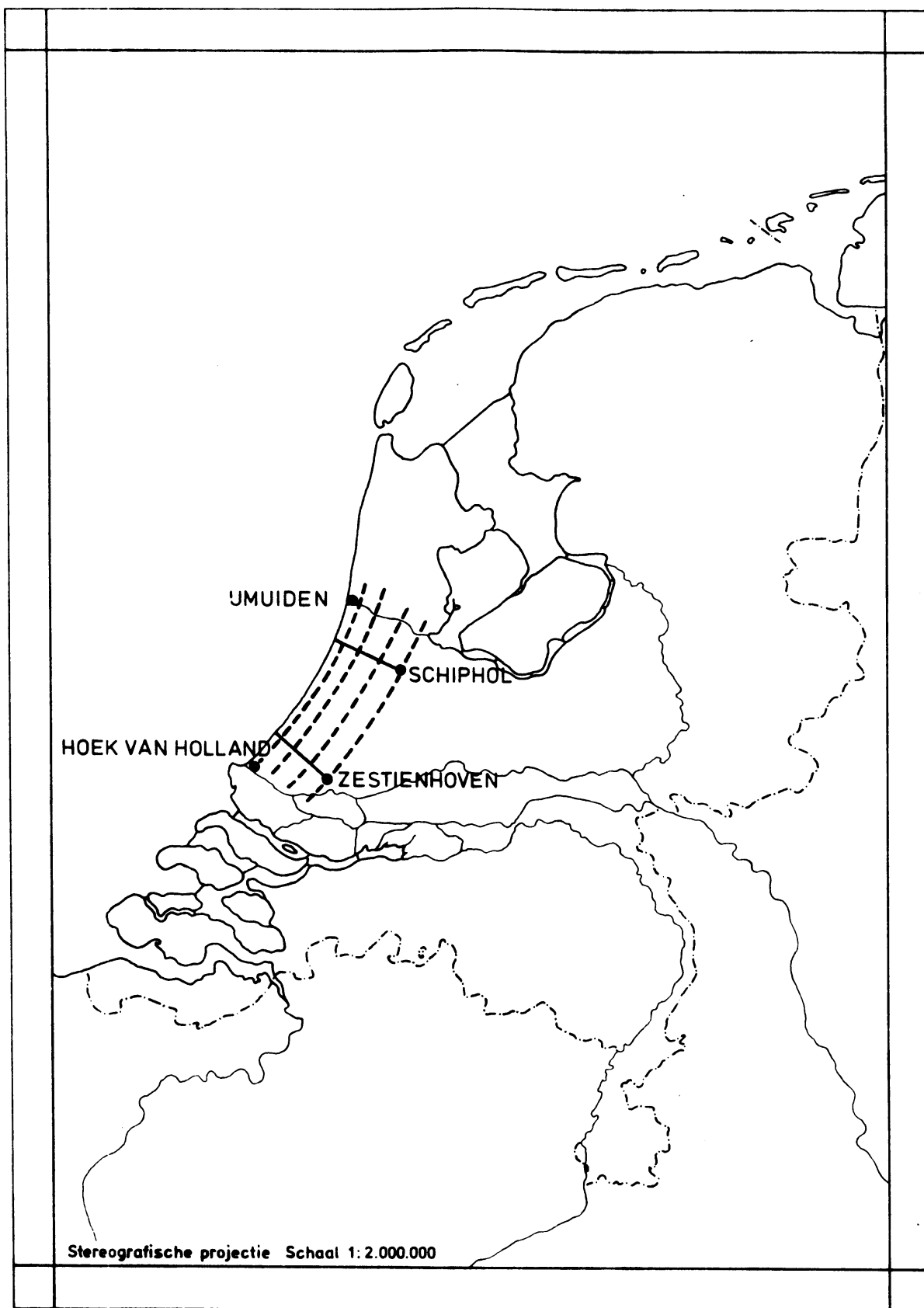
TABEL 4

Het verschil in aankomsttijd (afgerond op halve uren) tussen de verschillende waarnemingsstations. Het laatste getal is telkens de standaarddeviatie.			
Δt (Station 1 - Station 2)	Verschiltijd NOC + ZOC	Verschiltijd bij ZOC	Verschiltijd bij NOC
Schiphol - IJmuiden	05.30 \pm 2.00	05.30 \pm 2.00	-
Schiphol - Valkenburg	04.00 \pm 2.00	04.00 \pm 2.00	-
Valkenburg - Hoek v.Holl.	01.00 \pm 2.00	01.00 \pm 1.30	01.30 \pm 2.30
Zestienhoven - Hoek v.Holl.	04.30 \pm 1.30	04.00 \pm 1.30	05.00 \pm 2.00
Zestienhoven - Valkenburg	03.00 \pm 1.30	03.00 \pm 1.30	03.00 \pm 1.00
Hoek v.Holl. - IJmuiden	00.30 \pm 2.00	01.00 \pm 2.00	00.00 \pm 2.30

Voor het traject kust-Zestienhoven 20 km, is de gemiddelde snelheid 1.4 m/s (figuur 11).

Het langzamer lopen op het traject Schiphol wordt veroorzaakt door de remmende invloed van de duinenrij. Dit zal later bij het testen van de theorie van O.W. Brittain worden onderzocht.

Voor de NOC is de gemiddelde snelheid van het zeewindfront op het traject Zestienhoven 1.1 m/s. In de NOC wordt Schiphol bijna nooit door het zeewindfront bereikt.



Figuur 11. Het traject "IJmuiden-Schiphol" en het traject "Hoek van Holland-Zestienhoven" (de getrokken lijnen). Gestreept getekend zijn enkele opeenvolgende liggingen van het zeewindfront.

4. VERWACHTINGSMETHODIEKEN

In dit hoofdstuk worden een aantal methoden ontwikkeld, die een antwoord moeten geven op de volgende vragen:

- 1) Treedt er een zeewindcirculatie op ?
- 2) Wanneer zet de circulatie in ?
- 3) Dringt het zeewindfront door tot de vliegvelden Schiphol en Zestienhoven?

4.1. Het optreden van de zeewindcirculatie

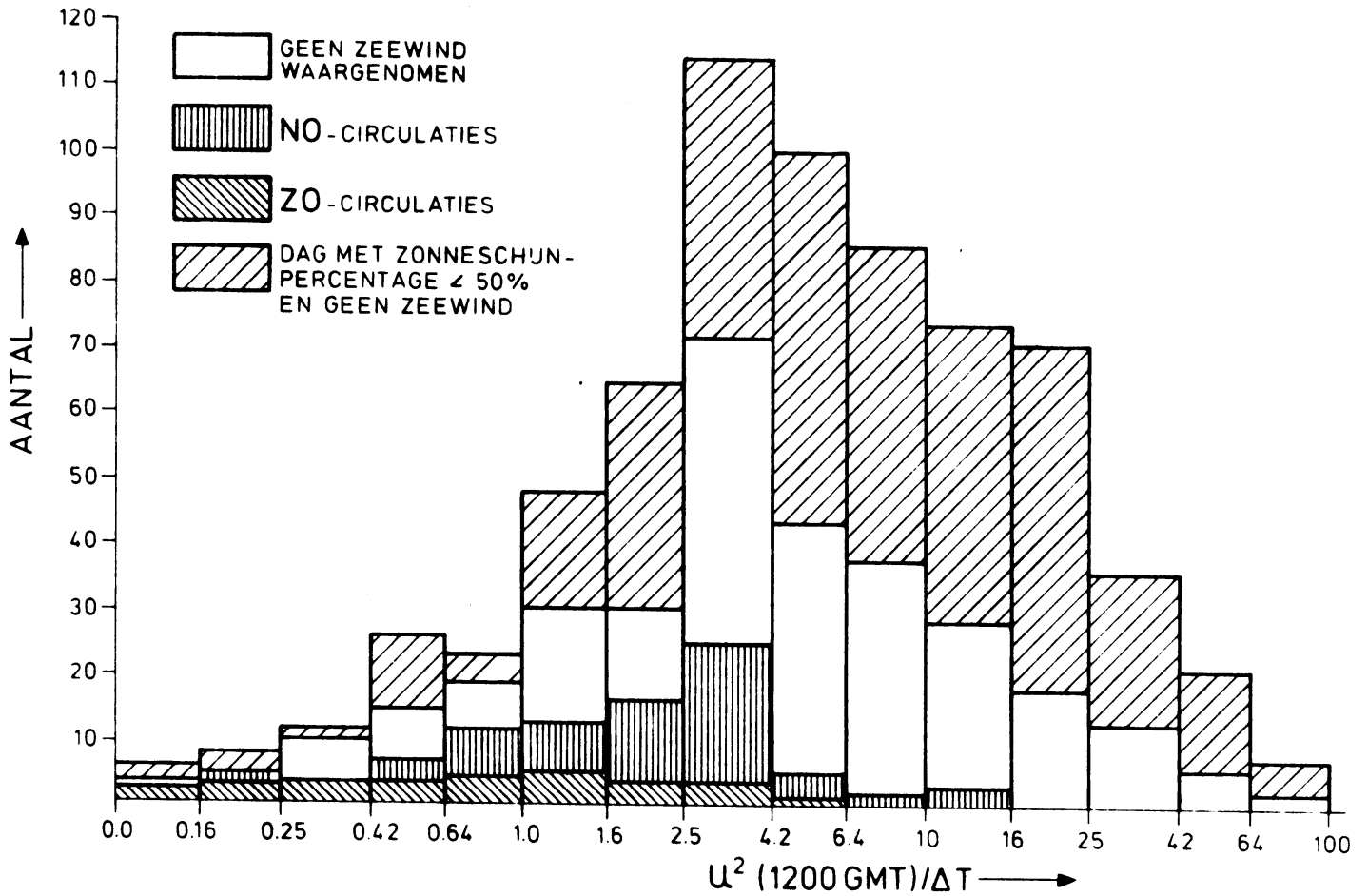
Uit paragraaf 1.2 bleek, dat $U^2/\Delta T$ een belangrijke verhouding is in het zee-windgebeuren. U geeft de grootte van het hoofdveld aan. Het hoofdveld moet niet al te sterk zijn, omdat anders de (zwakke) zeewindcirculatie niet tot stand komt.

Met ΔT wordt het temperatuurverschil land-zee aangegeven.

Op zeewinddagen is het dikwijls rustig, warm en zonnig zomerweer en is het temperatuurverschil land-zee groot. Vandaar hoe kleiner $U^2/\Delta T$ des te groter de kans op zeewind. Immers dan is U klein en ΔT groot.

a. Keuze representatieve stations

In het temperatuurverschil ΔT wordt voor de zeevatertemperatuur die van het lichtschip Noordhinder genomen. De keuze viel op dit lichtschip, omdat het nog steeds waarnemingen verricht en blijft verrichten en het dus mogelijk is de verwachtingsmethoden, zoals nu ontwikkeld, ook in de toekomst toe te passen. Het kiezen van een landstation, representatief voor de landtemperatuur nabij de kust en de wind van het hoofdveld, is moeilijker. Het station mag niet direct door de zee-wind worden beïnvloed, maar moet toch ook weer niet te ver van de kust liggen. Voor de landtemperatuur wordt de maximumtemperatuur genomen en voor de wind de 1200 gmt wind.



figuur 12

Figuur 12. Histogram van het optreden van de verhouding $U^2(1200 \text{ GMT})/\Delta T$ over de jaren 1971-1976 (semi-log coördinaten). $U(1200 \text{ GMT})$ is de om 1200 GMT gemeten grondwind op het vliegveld Schiphol en ΔT is het verschil tussen de maximumtemperatuur op Schiphol en de zeewatertemperatuur gemeten op het lichtschip Noordhinder.

Biggs en Graves namen het gemiddelde van de uurlijkse waarnemingen van 10 uur tot 16 uur plaatselijke tijd. Een klein onderzoek leerde echter, dat voor Nederland de 1200 gmt wind weinig van dit gemiddelde verschilde. Als landstations zijn De Bilt en Schiphol op het representatief-zijn voor de landsituatie onderzocht. Daartoe werd de verhouding $U^2/\Delta T$ bepaald voor alle dagen van de al eerder genoemde maanden in de jaren 1975 en 1976. In figuur 12 staat langs de x-as in logaritmische schaal de verhouding $U^2/\Delta T$ in een aantal klassen uitgezet. Langs de y-as staat het aantal zeewinddagen binnen de betreffende klasse. Duidelijk is in deze figuur, dat alle gevallen optreden bij lage waarden van $U^2/\Delta T$. Een gelijksoortige figuur is ook gemaakt voor het station De Bilt. Om uit te maken welk station representatief is als landstation, is voor elke klasse, waarin zich ZOC-dagen bevinden de volgende verhouding berekend:

$$\frac{\text{het aantal ZOC-dagen}}{\text{het totaal aantal dagen min de NOC-dagen}}$$

Immers wanneer deze verhouding groot is, betekent dat veel zeewinddagen en maar weinig niet-zeewinddagen of anders gezegd, de zeewinddagen zijn met behulp van de verhouding $U^2/\Delta T$ scherp te scheiden van de niet-zeewinddagen. In het geval van Schiphol waren de verhoudingen voor alle klassen, waarin zich ZOC-dagen bevonden, groter dan die van De Bilt. In het vervolg is derhalve Schiphol als station, dat representatief is voor de landsituatie, genomen.

b. Keuze U, de windsnelheid

De verhouding $U^2/\Delta T$ is niet alleen met de grondwind U(1200 GMT, Schiphol) uitgerekend, maar ook door voor U de geowind-west om 0300 GMT en 0600 GMT te nemen. Voor elke U is weer de verhouding van de ZOC

op het totale aantal gevallen per klasse berekend op dezelfde wijze als bij de keuze tussen de landstations De Bilt en Schiphol is gebeurd. Alleen de resultaten van de geowind U(0600 GMT) waren enigszins vergelijkbaar met die van grondwind U(1200 GMT, Schiphol). In het andere geval, geowind U(0300 GMT), was de verhouding per klasse telkens kleiner.

Het is zinvol om 's morgens in de vroege radio-uitzendingen een uitspraak te doen over het optreden van zeewind. Wanneer zou worden gewacht tot de berekening van de geowind (0600 GMT), betekent dat pas na 0800 uur plaatselijke zomertijd een zeewindverwachting kan worden opgesteld. Daarom viel de keuze op de te verwachten grondwind (1200 GMT, Schiphol) mede ook omdat de verwachte grootte van deze wind om 0300 GMT in de TAF van Schiphol wordt gegeven, vroeg genoeg voor de radio-uitzendingen.

Uit figuur 12 volgt, dat de kans dat de wind van het zuidoosten naar het westen ruikt, erg klein is, wanneer de verhouding $U^2/\Delta T$ groter is dan 6.4.

Voor waarden kleiner dan 6.4. neemt deze kans toe. Voor erg kleine waarden, $U^2/\Delta T$ bijvoorbeeld kleiner dan 0.25, wordt de kans op een ZOC 60 procent.

Dit was de grootste zekerheid, waarmee het zeewindeffect verwacht kon worden.

c. Kans op ZOC en NOC

Vaak treedt de ZOC op bij veel zon en daarom is de zonnenschijnduur ook in de beschouwing betrokken. Bij veel zon zal de kans op zeewind toenemen (tabel 5). Het zonnenschijnpercentage in het westen van het land, is bepaald uit het gemiddelde van de waarden op de stations Den Helder, De Bilt en Vlissingen. Het gearceerde gedeelte in figuur

TABEL 5

De kans, dat een ZOC optreedt, uitgaande van de verhouding $U^2/\Delta T$ en de zonnenschijnpercentage in het westen van Nederland. U (m/sec.) is de grootte van de snelheid van het tegenwerkende hoofdveld en ΔT het temperatuurverschil tussen land en zee. Een voorbeeld hoe deze kans wordt bepaald. Er wordt verwacht, dat $U^2/\Delta T < 1.1$ en dat het percentage zonnenschijn meer dan 80% bedraagt, dan is de kans, dat de zeewind optreedt 60%.

kans op ZOC Zonne- schijn- percentage	0 %	20%	30%	40%	60%	80%	100%	Aantal ZOC dagen met zonnenschijn percentage ≥0%, ≥50%, ≥60% of ≥80%
≥ 0%	>6.0	≤2.7	≤1.5	≤0.7	≤0.25	-	-	43
> 50%	>4.3	-	≤2.6	≤1.5	≤0.5	≤0.3	≤0.3	34
> 60%	>4.3	-	≤3.0	≤1.9	≤0.8	≤0.4	≤0.3	30
> 80%	>4.3	-	≤4.3	≤2.5	≤1.1	≤0.6	≤0.4	14

TABEL 6

De kans dat een NOC optreedt. Zie voor verder commentaar TABEL 5.

Kans op NOC Zonne- schijn- percentage	0 %	20%	25%	30%	50%	100%	Aantal NOC- dagen met zon- neschijnpercen- tage >0%, >50%, >60% of >80%.
≥ 0 %	>13.7	< 4	< 1	-	-	-	76
> 50%	>13.7	-	≤13.7	≤ 5.5	-	-	62
> 60%	>13.7	-	≤13.7	≤ 6	-	-	54
> 80%	> 7.2	-	-	≤ 7.2	≤ 1.0	≤ 0.6	16

12, geeft aan welke dagen van een bepaalde klasse minder dan 50 procent zon hadden.

Voor de NOC wordt een soortelijke kansverdeling verkregen (tabel 6). Duidelijk is, dat het wel of niet optreden van de NOC moeilijker is te bepalen met behulp van de index $U^2/\Delta T$ en de zonnenschijnduur dan de ZOC. Alleen wanneer het erg zonnig is en $U^2/\Delta T$ klein, dan neemt de kans op zeewind bij de NOC toe.

Uit de tabellen 5 en 6 volgt, dat de kans op het optreden van de ZOC groot is bij kleine $U^2/\Delta T$ -waarden en veel zon, terwijl dit in mindere mate geldt voor de NOC. Overigens zal in vrij veel gevallen bij kleine waarden van $U^2/\Delta T$ geen zeewindcirculatie verwacht worden, omdat een front in de buurt is, of omdat de zwakke wind al uit het westen waait.

Balkema (11) bespreekt ook een methode om een uitspraak te doen over het al of niet optreden van de zeewind. Daarvoor moeten de geowinden van 0600 en 0730 GMT worden bepaald. De ligging van het vectoriële verschil van deze geowinden bepaalt in diagrammen, waarin een lijn de zeewinddagen van de andere dagen scheidt, het al of niet optreden van het zeewindeffect.

Het verwachten van twee geowinden en daarvan nog eens het vectoriële verschil tijdens situaties met een overwegend vlakke drukverdeling is erg onnauwkeurig. Daarom zal deze methode niet verder worden onderzocht.

Er dient nog te worden opgemerkt, dat de kansverdelingen van NOC en ZOC uitgaande van geowind U (0300 GMT) en geowind U (0600 GMT) in appendix B worden gegeven.

4.2. Het tijdstip van het inzetten van de zeewindcirculatie aan de kust

Brittain (12) stelt, dat de zeewind doorgaans opsteekt op het moment, dat de toppen van de cumulusbewolking het 1500 m niveau hebben bereikt. Langs de Nederlandse kust, op het vliegveld Valkenburg werd in 1976 op het moment dat de zeewind dit station bereikte, in ongeveer 60 procent van de ZOC cumulusbewolking waargenomen met een gemiddelde bedekkingsgraad van $2/8$ en een hoogte van de wolkenbasis van 1300 ± 300 m.

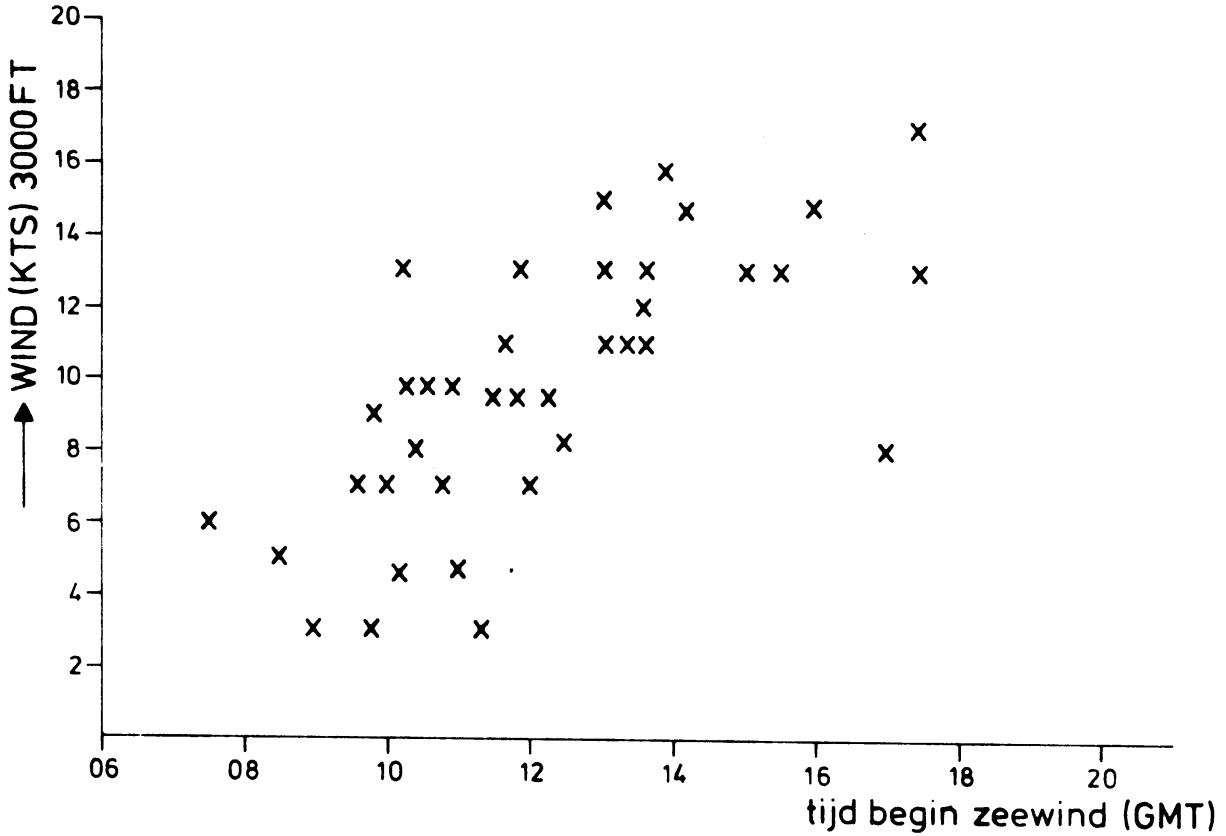
In 40 procent van de gevallen ontstond er in het geheel geen convectieve bewolking. Wat de NOC betreft, in de zomer van 1976 was er in 40 procent van de zeewinddagen $1/8$ cumulusbewolking op het tijdstip dat het zeewindfront Valkenburg bereikte.

De gemiddelde hoogte van de basis van deze convectieve bewolking bedroeg 1200 m.

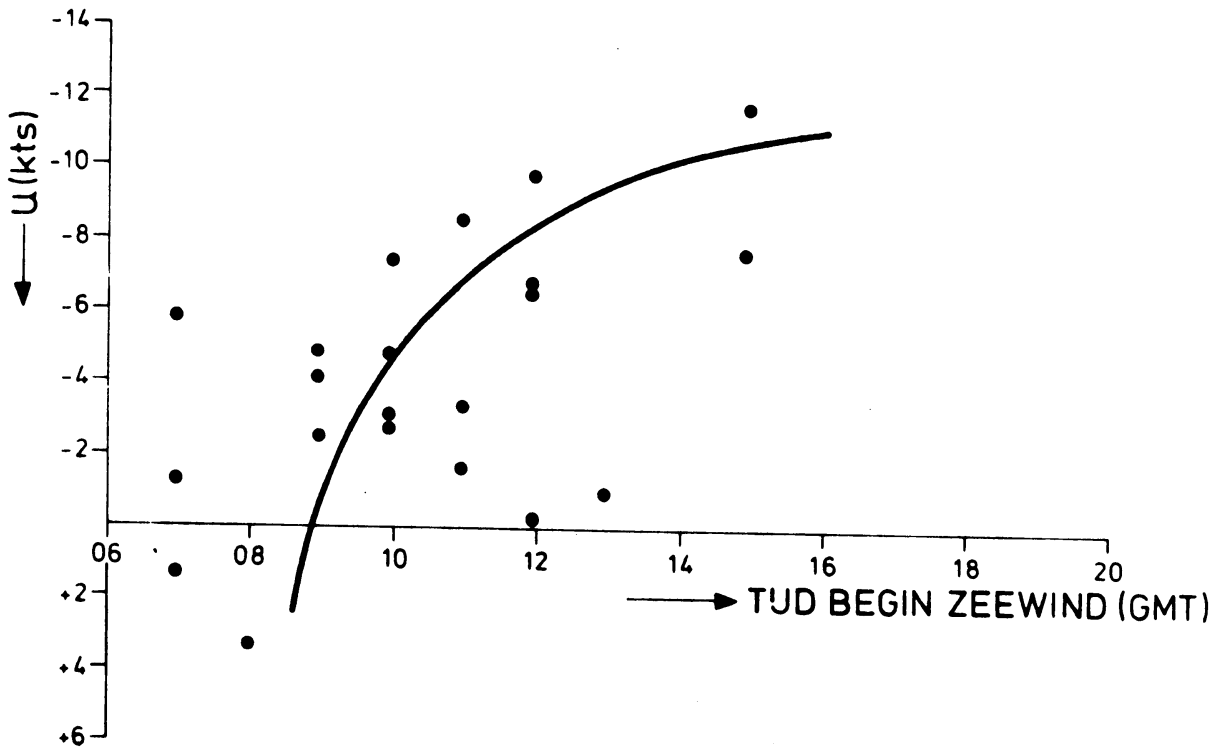
Uit bovengenoemde cijfers kan worden geconcludeerd dat het stijgen van cumulusbewolking tot een bepaalde hoogte geen goede indicatie is voor het tijdstip, waarop de zeewind begint te waaien. Vooral ook omdat uit de opbouw van het verticale profiel van temperatuur en vochtigheidsgraad in De Bilt vaak blijkt, dat er geen vorming van convectieve bewolking wordt verwacht.

Watts (13) zocht naar een verband tussen de wind op 1000 m en het tijdstip, waarop de zeewind op Thorney Island aan de zuidkust van Engeland opsteekt. De wind op 1000 m werd gehaald uit hoogtewindmetingen op het vliegveld Crawley, dat op ongeveer 70 km ten oosten van Thorney Island ligt. Uit het artikel is niet duidelijk of de metingen van 0000 GMT of van 1200 GMT werden gebruikt. Figuur 13 van Watts bevindingen samen. Er bestaat een grote spreiding rond de getrokken lijn.

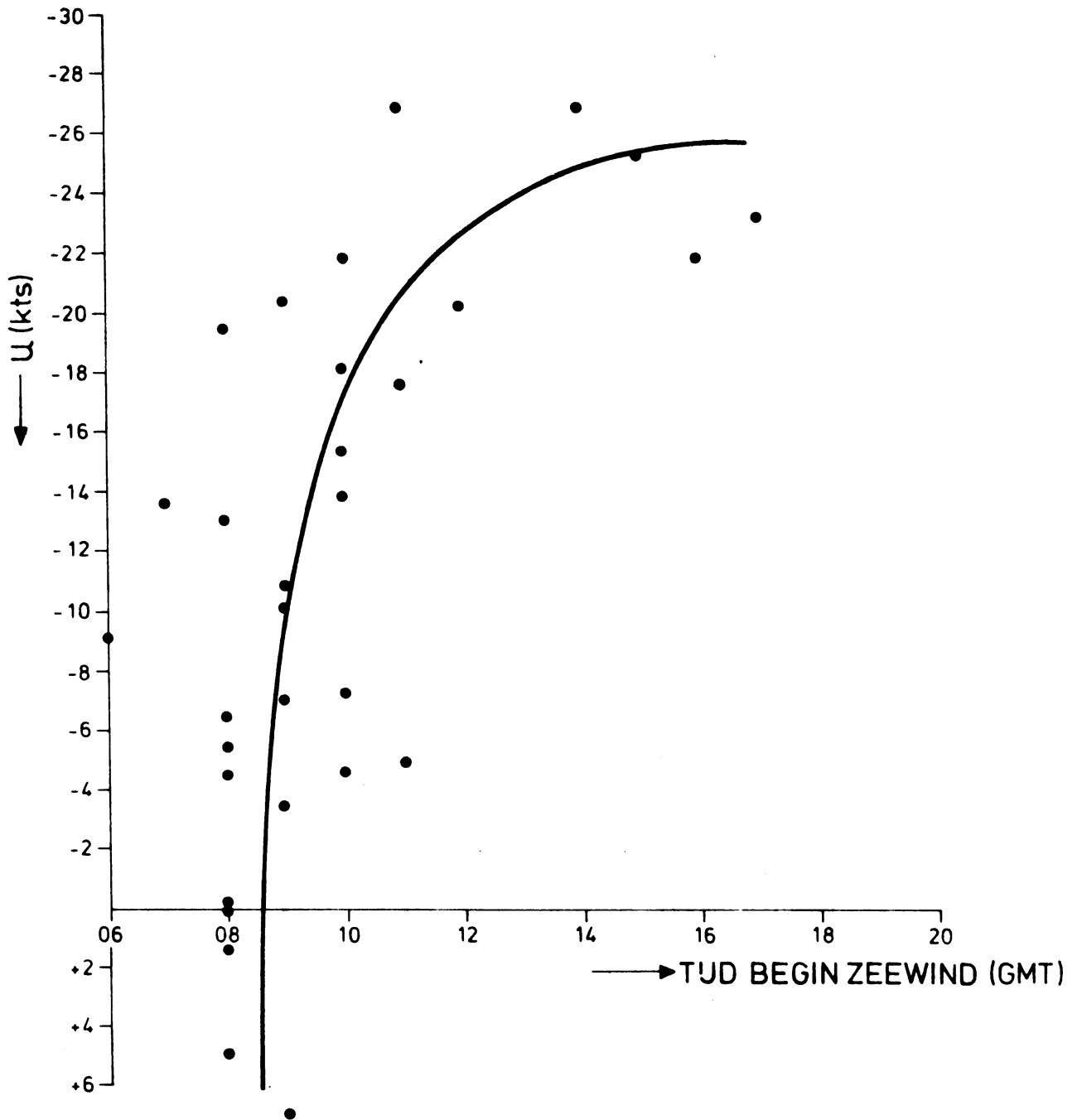
In de dagelijkse praktijk zal de wind op 1000 m geschat moeten worden uit de gegevens, die met behulp van een radiosonde metingen van 0000 GMT zijn verkregen. De gegevens van wind, temperatuur en vochtigheid worden



Figuur 13. Tijdstip van begin van zeewind (GMT) uitgezet tegen windsnelheid (KTS) op 3000 FT volgens Watt (11).



Figuur 14. Tijdstip begin zeewind te Hoek van Holland, uitgezet tegen component van de geowind loodrecht op de kust. De geowind wordt berekend op het moment, dat de zeewind inzet. (ZOC over de jaren 1971-1976).



Figuur 15. Tijd dat zeewind op IJmuiden inzet in afhankelijkheid van de component van de geowind loodrecht op de kust, gemeten op diezelfde tijd (NOC over de jaren 1975-1976).

uitgezet in het zogenaamde θ_s, p -diagram.

Uit een eigen onderzoek over het jaar 1976 bleek, dat inderdaad de wind op 1000 m, dat is ongeveer het 900 mbar-niveau, vrij nauwkeurig de richting van het hoofdveld karakteriseerde maar vaak niet de juiste sterkte, waarbij als de correcte richting en snelheid van het hoofdveld werd genomen de geowind, zoals die operationeel wordt berekend. (De 900 mbar-wind was dikwijls zo zwak, dat hij niet in het θ_s, p -diagram werd opgegeven).

Daarom is voor de Nederlandse situatie een grafiek gemaakt met langs de abscis de tijd, waarop het zeewind aan de kust begint, en langs de ordinaat de component van de geowind loodrecht op de kust op dat tijdstip. Figuur 14 is voor Hoek van Holland samengesteld. In figuur 15 is hetzelfde gedaan voor de NOC te IJmuiden. Ook nu weer een grote spreiding in de meetpunten.

a. Het droogadiabatisch opstijgen

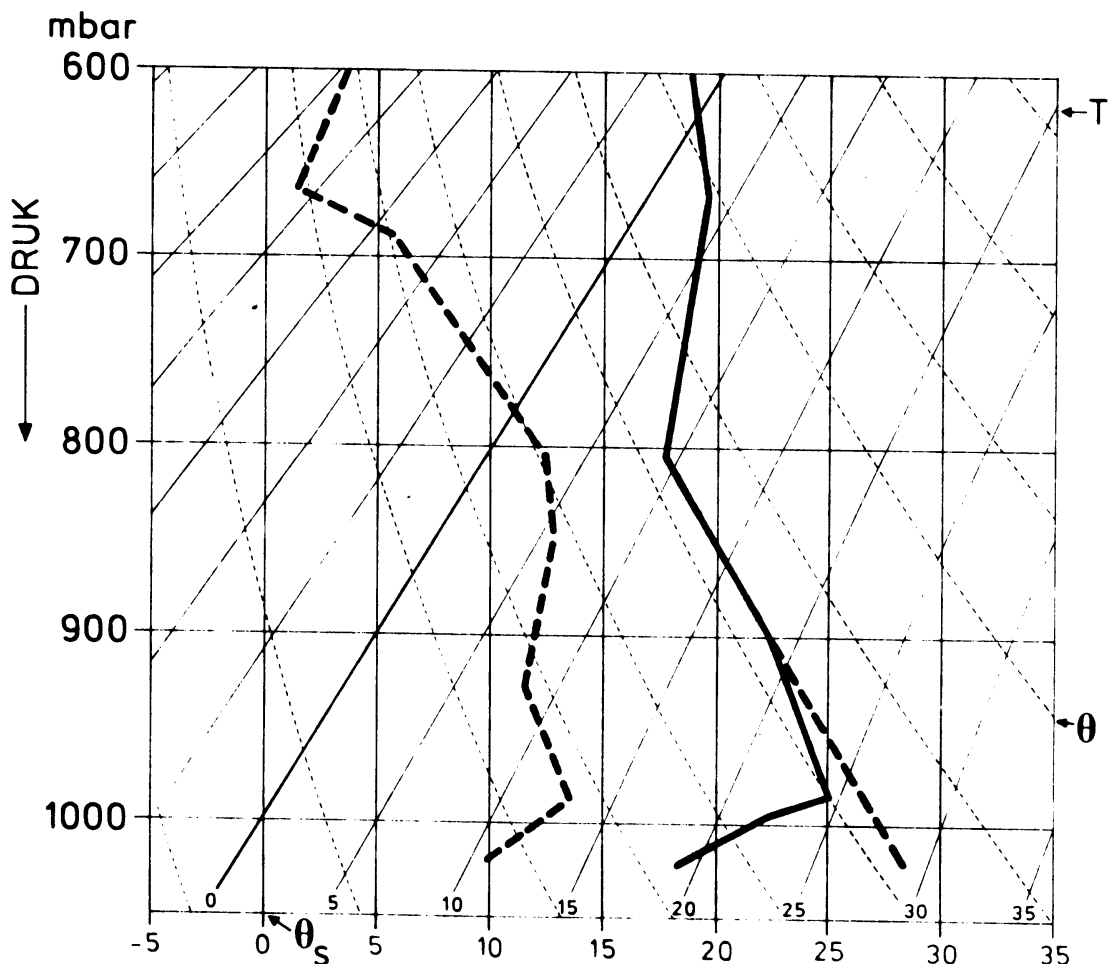
Zowel de methode van Brittain als die van Watts werken niet bevredigend. Toch is in de richting van Brittain verder gezocht. Er is gekeken naar de gevolgen in het θ_s, p -diagram van De Bilt wanneer de temperatuur aan het aardoppervlak stijgt.

Als grondtemperatuur wordt de waarde van Schiphol gebruikt op het moment, dat de zeewind in IJmuiden opsteekt. Het station Schiphol is gekozen, daar dit station representatief is voor het land nabij de kust. In 60 procent van de ZOC bleek het tijdstip van het opsteken van de zeewind op station IJmuiden samen te vallen met het tijdstip, dat een luchtdeeltje droogadiabatisch opsteeg naar de subsidentie-inverzie, nadat de grondinversie was opgeruimd. Zie figuur 3.

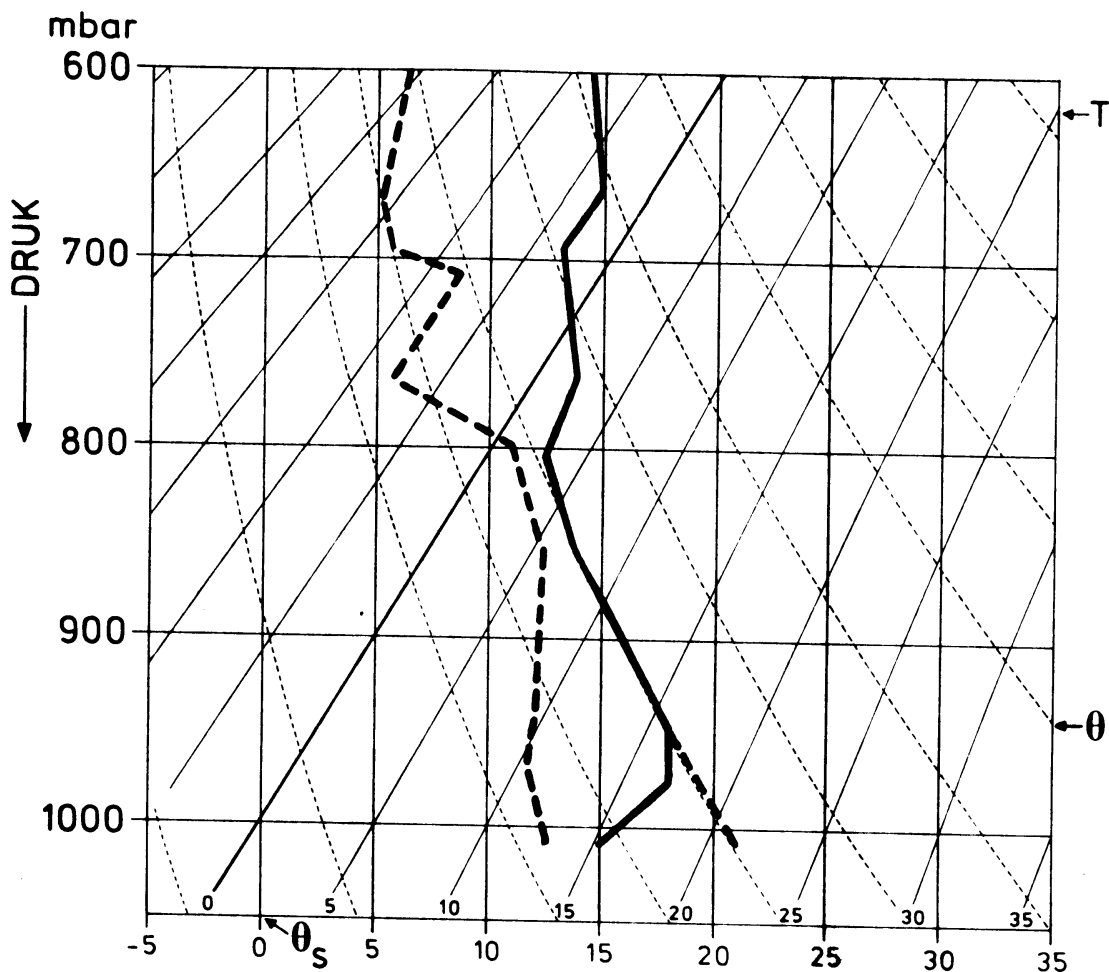
In figuur 16a is een radiosondemeting in een θ_s, p -diagram uitgezet voor een ZOC. Het is net alsof dit plotselinge opstijgen van de lucht, het zee-

windeffect "triggert".

Bovenstaande verwachtingsmethode kan worden uitgebreid met een tweede: wanneer de component van de geowind loodrecht op de kust ≥ -1 m/sec is, dan wordt de kans groot, dat de zeewind opsteekt, terwijl de grondinversie nog nauwelijks is aangetast en van het droogadiabatisch doorschieten naar de subsidentie-inversie in het geheel nog geen sprake is. In figuur 17 is de radiosondemeting van 0000 GMT 13 juni 1972 getekend. Het zeewindeffect begon op die dag bij een temperatuur van 12 graden op station Schiphol, dat wil zeggen de grondinversie was nog maar nauwelijks aangetast. De geowind had een grootte van 2.5 m/sec; de component loodrecht op de kust was -0.5



Figuur 16a. Zuidoost-circulatie 16 augustus 1973. Radiosonde-opstijging van 0000 GMT te De Bilt uitgezet in een θ, p -diagram. T zijn de isothermen, θ de droogadiabaten en θ_s de verzadigde adiabaten. Alle isolijnen zijn om de 5 graden getekend. De temperatuur op Schiphol was 29° toen de zeewind om 1400 GMT op IJmuiden inzette. Component geowind loodrecht kust-10 kts.

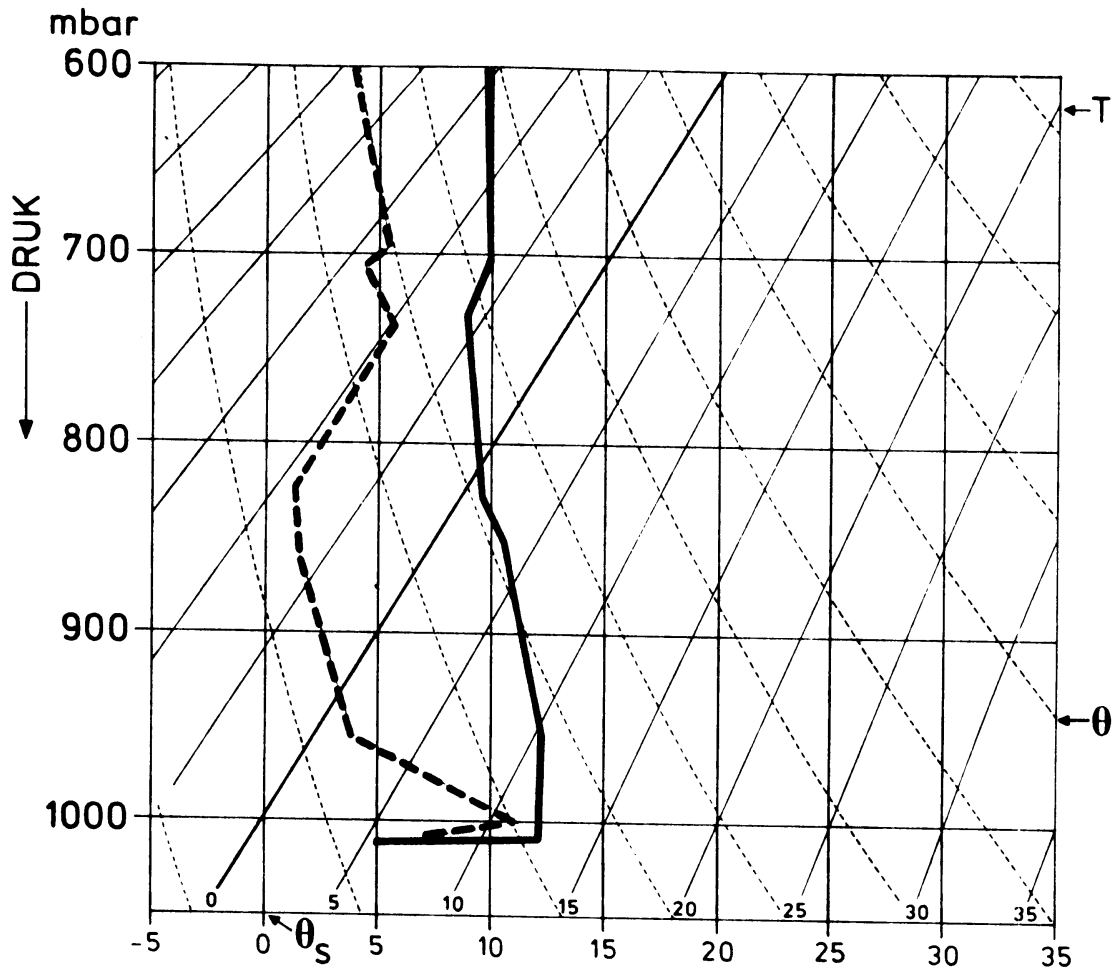


Figuur 16b. Noordoost-circulatie 25 juni 1974. Zie voor verdere uitleg van θ_s ,p-diagram figuur 16a.

Temperatuur Schiphol 21° toen zeewind 1000 GMT op IJmuiden inzette. Component gewind loodrecht kust-16 kts.

m/sec.

Wanneer de afluandige gewind erg zwak is of al uit het westen waait, zal onder invloed van een geringe verwarming van het aardoppervlak het dan ontstane, aanvankelijk nog zwakke thermische drukveld, de wind doen ruimen en vanuit de zee doen waaien. Dit heeft gemiddeld al om 0700 GMT op het waarnemingsstation IJmuiden plaats. Deze twee verwachtingsmethoden bij elkaar gevoegd gaf in 80 procent van de ZOC achteraf het juiste uur, waarop de zeewind inzet.



Figuur 17. Zuidoost-circulatie 13 juni 1972. Zie voor verdere uitleg van θ_s , p-diagram figuur 16a.
Temperatuur Schiphol 12° toen zeewind 0700 GMT op IJmuiden inzet. Component gewind loodrecht kust-1 kts.

Voor de NOC geldt ongeveer hetzelfde als voor de ZOC. Wanneer alleen gelet wordt op het tijdstip, dat de temperatuur op station Schiphol zo ver gestegen is, dat de lucht opeens droogadiabatisch tot aan de subsidentie-inversie kan opstijgen, dan blijkt weer in 60 procent van de onderzochte situaties het juiste tijdstip van het inzetten van de zee-wind op IJmuiden te kunnen worden bepaald. Zie figuur 16b.

Ook bij de NOC komt het nogal eens voor, dat bij een gewind met een kleine component loodrecht op de kust, de wind al gaat krimpen, voordat de grondinversie ook maar enigszins is opgeruimd.

Dit gebeurt, wanneer deze component ≥ -7.5 m/s is.

In tegenstelling tot de ZOC vullen de twee verwachtingsmethodieken elkaar echter niet aan, maar overdekken elkaar. Anders gezegd, wanneer in de NOC de grootte van de component van de geowind loodrecht op de kust bijvoorbeeld -2 m/s bedraagt, dan zijn er twee mogelijkheden; of de zeewind zet in, nadat de grondinversie is opgeruimd en de lucht snel droogadiabatisch kan opstijgen tot aan de subsidentie-inversie of de zeewind zet al in, voordat de grondinversie is opgeruimd.

b. Opmerkingen

- 1). Tot nu toe is alleen gesproken over het droogadiabatisch opstijgen van de lucht tot aan de subsidentie-inversie.

In een paar situaties was er ook een natadiabatische opstijging, dat wil zeggen natte convectie van lucht, die het zeewindeffect op gang bracht.

- 2). De gemiddelde hoogte van de subsidentie-inversie was:

ZOC 1500 \pm 500 meter

NOC 1700 \pm 700 meter

Wat de hoogte van de grondinversie betreft:

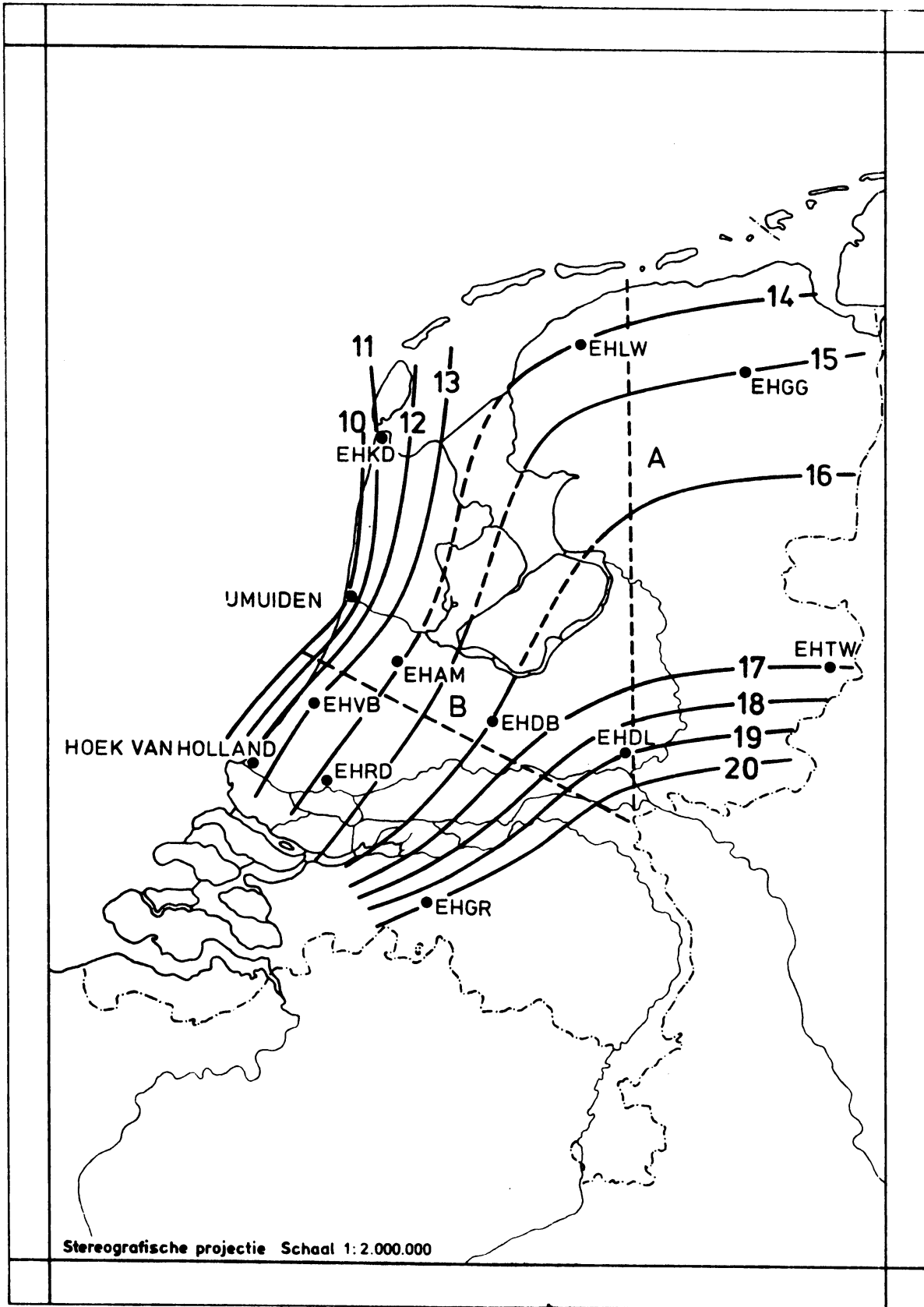
ZOC 200 \pm 100 meter

NOC 300 \pm 100 meter

Het getal achter het gemiddelde is de standaardafwijking van het gemiddelde.

4.3. De voortschrijding van het zeewindfront tot Schiphol en Zestienhoven

De zeewind blijft vaak niet tot de kuststreek beperkt, maar kan verder het land binnendringen, vooral wanneer de tegenwerkende wind van het hoofdveld niet te sterk is. In landen met zeer warme klimaten dringen



Figuur 18. Het landinwaarts dringen van het zeewindfront op 25 augustus 1976. De tijden zijn in GMT. A en B zijn trajecten waarlangs het zeewindfront loodrecht op de kust landinwaarts trekt.

zeewindfronten soms wel 400 km het land binnen. In het uiterste zuidwesten van Australië, waar de zeewinden "Doctors" worden genoemd vanwege hun afkoelende werking tijdens hete dagen, wordt de plaats Kalgoorlie op ongeveer 380 km van de kust regelmatig bereikt. Men spreekt dan van de "Esperance Doctor".

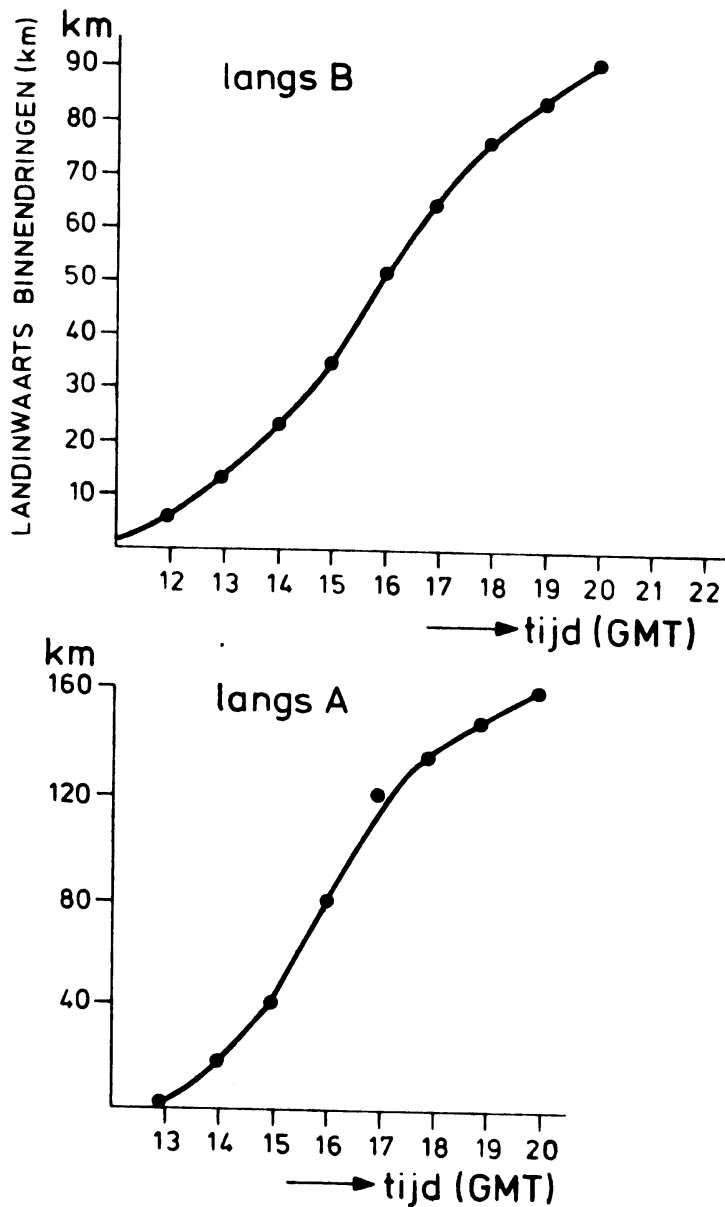
Op gematigde breedten kan een zeewindfront soms 100 km ver het land binnentrekken. Zie Simpson (6).

Zo nu en dan is de zeewind ook vrij ver in Nederland waarneembaar. Zo drong het zeewindfront op 25 augustus 1976 zowel vanuit het noorden als vanuit het westen ver landinwaarts. Dat blijkt onder andere uit de waarnemingen van De Bilt van 1600 GMT. Daarin werd afzonderlijk vermeld, dat de zeewind was ingevallen, dat de temperatuur een graad was gedaald en dat de maximale windsnelheid 10 kts was geweest, terwijl de gemiddelde windsnelheid 4 kts bedroeg.

Door in de waarnemingen op het ruimen van de wind te letten was het zeewindfront tot 2000 GMT te volgen, toen het het vliegveld Gilze-Rijen bereikte.

Hoe het front over het IJsselmeer trok is niet duidelijk, daar het waarnemingsstation Ramspol slechts om de drie uur een synoptische waarneming verstrekke. Verder zullen door temperatuurtegenstellingen tussen IJsselmeer en land langs de oevers, lokale winden ontstaan. Vandaar dat het zeewindfront boven het IJsselmeer gestippeld is getekend. (Figuur 18). Wanneer langs traject A of B (figuur 18) de aankomsttijden en de afstand door het zeewindfront vanaf de kust afgelegd in een grafiek tegen elkaar worden uitgezet (figuur 19), dan blijkt, dat deze figuren ongeveer dezelfde vorm hebben als de met het simpele model van Brittain theoretisch berekende. (Vergelijk figuur 7).

In het begin dringt het front langzaam op. Allengs echter sneller, om



Figuur 19. Het landinwaarts trekken van het zeewindfront op 25 augustus 1976 langs de trajecten A en B, zoals aangegeven in figuur 18.

daarna weer langzamer verder het land binnen te trekken.

De overeenstemming tussen deze figuren was een reden te meer om de simpele theorie van Brittain te testen en wel op de aankomsttijden van de zeewind op de twee genoemde vliegvelden.

In de theorie van Brittain komt de factor G/f voor, de geowind behorend bij het thermische drukveld. Brittain neemt voor alle gevallen aan dat de grootte 7.5 m/s bedraagt, omdat deze grootte de juiste resultaten

geeft voor het binnendringen van de zeewind in Zuid-Engeland.

Het is niet duidelijk of de Engelse situatie direct toepasbaar is op de Nederlandse.

a. De remmende werking van de duinen

In de paragraaf Begin zeewind is er al op gewezen, dat terwijl de twee vliegvelden Schiphol en Zestienhoven allebei op 20 km van de kust liggen, de looptijd van het zeewindfront toch verschilt.

Dit verschil wordt toegeschreven aan de remmende werking van de duinenrij op het zeewindfront op weg naar het vliegveld Schiphol. Het lijkt daarom beter om de theorie op het traject Schiphol te testen pas vanaf het moment, dat de zeewind het station Valkenburg bereikt. Hoewel de duinenrij daar 2.5 km breed is en op het traject naar Schiphol 5 km, wordt toch verondersteld, dat op het moment, dat de zeewind op het station Valkenburg wordt waargenomen ook de duinenrij bij Schiphol is gepasseerd.

Deze veronderstelling is als volgt aannemelijk te maken.

Uitgaande van de gemiddelde tijden van tabel 3, start in de ZOC het verschijnsel om 09.30 GMT op IJmuiden. Om 10.30 GMT gaat de wind op Hoek van Holland uit zee waaien en op 11.30 GMT komt het front in Valkenburg aan, dat wil zeggen het zeewindfront passeerde een duinenrij van 2.5 km breedte in ongeveer 1 uur.

Hieruit volgt dat over een duinenrij met een breedte van 5 km het front ongeveer 2 uur zal doen. Waaruit dan weer volgt, dat wanneer de wind op Valkenburg gaat ruimen, dat dan het front gemiddeld genomen de duinen bij IJmuiden is gepasseerd.

b. De grootte van de thermische geowind

De gemiddelde snelheid op traject einde-duinenrij-waarnemingspost Schiphol is, daar de afstand 15 km bedraagt, 1.1 m/sec.

Uit laboratoriumexperimenten met zwaartekrachtstromingen van Simpson (14) en uit metingen in het veld aan zeewindfronten (15) als ook uit theoretische beschouwingen van Pearce (16) blijkt, dat de gemiddelde voorwaartse verplaatsing van het zeewindfront over het land ongeveer de helft is van de maximale snelheid van de wind aan het aardoppervlak achter het zeewindfront.

Dus de gemiddelde maximale zeewind is 2.2 m/s. De gemiddelde tegenwind, dat is de component loodrecht op de kust van de geowind van het hoofdveld, bedroeg in de ZOC 3 m/s. Bij elkaar opgeteld geeft dit voor de geowind van het thermische drukveld ongeveer 5 m/s.

Op het traject Hoek van Holland werd op dezelfde manier ook 5 m/s voor de thermische geowind gevonden. Dit is 2.5 m/s minder dan Brittain voor Zuid-Engeland gebruikte. Opvallend is, dat Balkema (11) eenzelfde waarde van ongeveer 5 m/s vindt.

In dat proefschrift wordt, zoals al eerder is opgemerkt, een aantal diagrammen afgedrukt, waarin een lijn aangeeft bij welke geowind van het hoofdveld geen zeewind inzet. In feite zijn deze diagrammen samengesteld voor de drukgradiënt, maar zij zijn vrij gemakkelijk om te zetten in de diagrammen, die betrekking hebben op de geowind.

Het blijkt, dat wanneer deze lijn wordt overschreden en het zeewindeffect dus niet optreedt, dat dan de grootte van de component van de geowind van het tegenwerkende hoofdveld loodrecht op de kust meer dan 4.5 à 5 m/s bedraagt, hetgeen in overeenstemming is met wat in dit rapport is gevonden.

c. Het testen van de theorie van Brittain in de ZOC

Nu werkt Brittain niet met geowinden maar met grondwinden van zowel het thermische veld als ook van het hoofdveld.

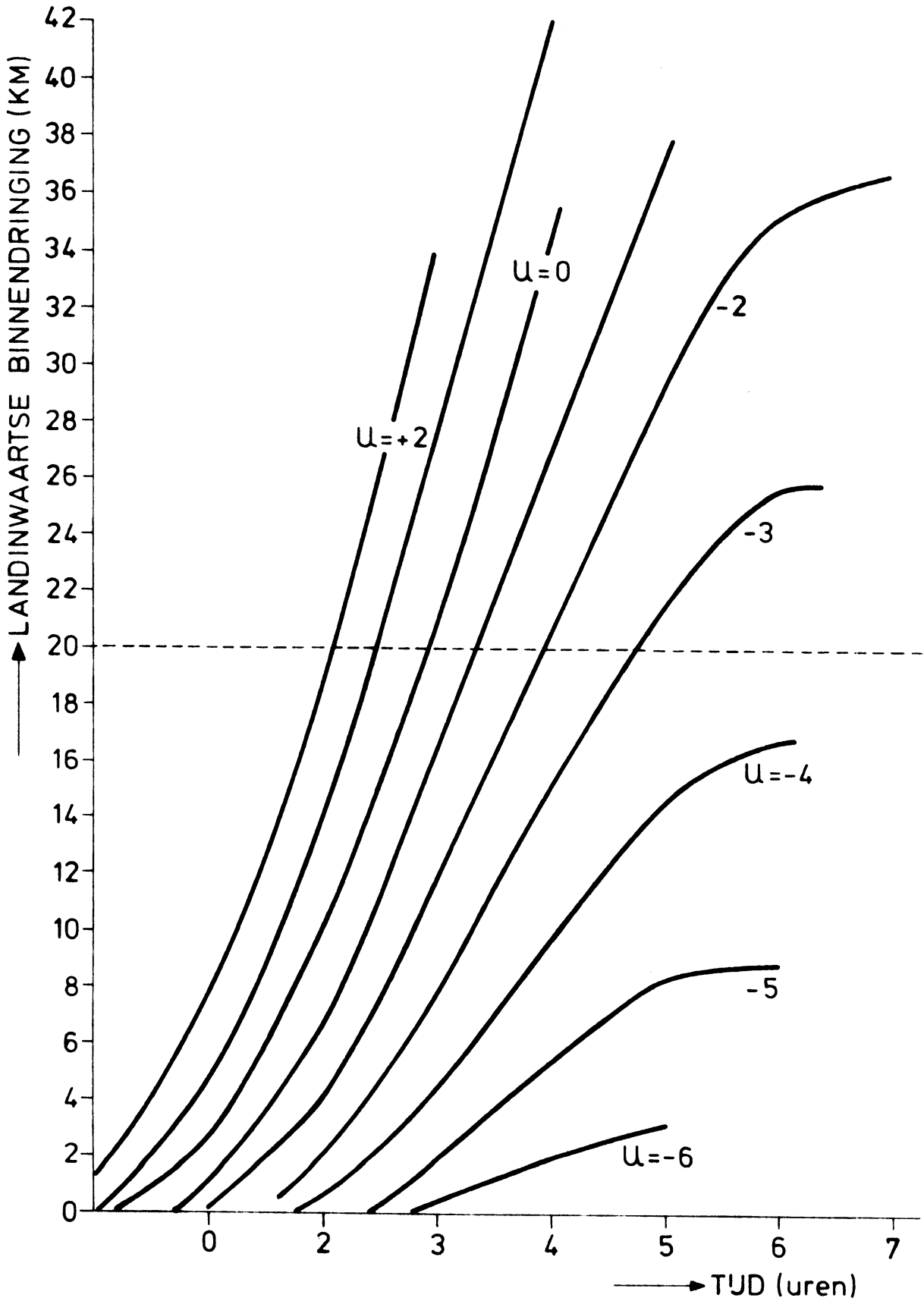
Figuur 20 is getekend uitgaande van de veronderstelling van Brittain, dat de gemiddelde grondwind horend bij thermische drukpatroon ongeveer 2/3 is van de geowind. Hierbij is gebruik gemaakt van vergelijking (3). Als tegenwind wordt de grondwind van het hoofdveld gebruikt. De theorie vergeleken met de waarnemingen leverde grote verschillen. In tabel 7 is de frequentieverdeling van de ZOC over de jaren 1975-1976 opgesteld. De bovenste rij getallen -1, 0, +1, enzovoort geeft het aantal uren aan, dat de theorie de zeewind te laat (-1, -2, enzovoort) of te vroeg (+1, +2, enzovoort) op Schiphol verwacht.

TABEL 7

Frequentieverdeling ZOC (1975-1976) van verschil waarneming-theorie in aankomst-tijd van zeewindfront op Schiphol, uitgaande van tegenwerkende grondwind.											
Vershil (uren) = waarneming-theorie	-1	0	+1	+2	+3	+4	+5	+6	+7	+8	Totaal
Aantal keren bepaald verschil	1	-	2	5	2	-	-	1	1	1	13
Gemiddelde \pm standaardafwijking: 3.00 \pm 2.30 uur											

TABEL 8

Contingentie tabel ZOC (1975-1976) voor traject IJmuiden-Schiphol, uitgaande van tegenwerkende grondwind.			
V \ J	J	N	PI = 0.24
0	13	3	
N	5	3	



Figuur 20. Het landinwaarts dringen van het zeewindfront met de grondwind U van het hoofdveld als tegenwerkende wind.

De tweede rij het aantal keren, dat dit verschil in berekende en waargenomen aankomsttijden optrad.

Gemiddeld is de berekende aankomsttijd van het zeewindfront 3 uur te vroeg vergeleken met de waargenomen aankomsttijd.

Vervolgens kan de vraag worden gesteld of bovenstaande methode er in voorziet, dat bij te sterke tegenwind Schiphol niet bereikt kan worden, zoals uit de waarnemingen blijkt.

Van de 24 ZOC wordt Schiphol 16 keer bereikt. In tabel 8 komt tot uitdrukking hoe het verband is tussen het aantal keren, dat het verschijnsel wel (aangegeven met J) of niet (N) wordt verwacht (V) en het aantal keren dat het wel (J) of niet (N) wordt geobserveerd (O).

De berekende PI is 0.24. PI is de afkorting van Prestatie Index. Dit is een maat voor de betrouwbaarheid van een bepaalde verwachtingsmethodiek.

Gegeven een 2x2 contingentie tabel van de vorm

Ver- wacht Opge- treden	JA	NEE
	a	b
JA	a	b
NEE	c	d

Dan wordt de PI gedefinieerd als:

$$PI = \frac{ad - bc}{(a+b)(c+d)}$$

Als alle verwachtingen overeenstemmen met de waarnemingen wordt de PI gelijk aan 1. Wanneer het verwachte helemaal niet overeenstemt met hetgeen opgetreden is, dan wordt de PI gelijk aan -1. Zie referentie 17.

Opgemerkt dient te worden, dat de 3 gevallen in vakje (NN) (de theorie verwacht de zeewind niet op Schiphol en de waarnemingen bevestigen deze uitspraak), de theorie eigenlijk het verschijnsel wel door liet trekken tot Schiphol. In werkelijkheid werd dit oprukken verstoord, doordat zich buien gingen vormen. Er wordt echter van uitgegaan, dat in dergelijke gevallen de theorie niet toegepast mag worden.

In het nu volgende zal worden aangetoond, dat het beter is om in plaats van de grondwind de geowind te gebruiken. Op de dagen 29 respectievelijk 30 juli 1975 was de grootte van de grondwind horend bij het hoofdveld gemiddeld +1 m/s respectievelijk -0.5 m/s.

Het tijdsverloop tussen de start op IJmuiden en de aankomst op Schiphol bedroeg toen echter 10 respectievelijk 9 uur. De theorie gaf aankomsttijden, die 8 respectievelijk 5.5 uur te vroeg waren.

Duidelijk is, dat de gemeten grondwind veel te zwak was om het zeewindfront op zijn weg naar Schiphol te vertragen. Het gemiddelde van de componenten van de geowind loodrecht op de kust (de geowind horend bij het hoofdveld) bedroeg -3.5 m/s respectievelijk -5.5 m/s.

Het tegenwerkende hoofdveld was dus vrij sterk en vandaar de grote vertragingen. In het verdere onderzoek is daarom alleen nog maar de geowind gebruikt. Dat dit van het begin af aan meer correct zou zijn geweest, wordt duidelijk als men bedenkt, dat in de theorie van Brittain de wrijving wordt verwaarloosd; het gebruiken van grondwinden, dat wil zeggen winden, waarin het wrijvingseffect meespeelt, is daarom niet aan te bevelen.

Figuur 7 is getekend met behulp van formule (3), ervan uitgaande, dat de waarde van S_w , de geowind horend bij het thermische drukveld, 5 m/s bedraagt.

Toepassend op traject IJmuiden-Schiphol wordt de volgende frequentieverdeling verkregen, zie tabel 9. Gemiddeld wordt de zeewind uitgaande van de theorie toch nog altijd 2 uur te vroeg op Schiphol verwacht.

In tabel 10 wordt de juistheid van het al of niet bereiken van Schiphol getest met behulp van het PI-criterium. Deze PI van 0.44 is hoger dan die van de grondwind.

Hethaaldelijk is al opgemerkt, dat de duinenrij een sterk vertragende werking uitoefent.

Wordt de theorie toegepast op het traject Hoek van Holland-Zestienhoven (een traject, dat vrij van duinen is), dan is het gemiddelde verschil in verwachte en waargenomen aankomsttijd op Zestienhoven 00.00 ± 01.30 uur. Het laatste getal is weer de standaardafwijking. Zie tabel 11.

Op dit traject kan het zeewindfront vrijwel ongehinderd naar het vliegveld Zestienhoven trekken en de theorie sluit dan ook goed aan bij de waarnemingen. (Wat Schiphol betreft: het is noodzakelijk om pas vanaf het moment, dat de zeewind het vliegveld Valkenburg heeft bereikt, de theorie op het traject Schiphol toe te passen).

Voor het geval Schiphol is voor de afstand, waarover het zeewindfront moet trekken om Schiphol te bereiken, 15 km genomen en er is verder van uitgegaan, dat het tijdstip, waarop de zeewind Valkenburg bereikt, het begintijdstip is; dus de veronderstelling is, dat het zeewindfront na de duinenrij gepasseerd te zijn, zich weer helemaal opnieuw in beweging moet zetten. Uit frequentie tabel 12 volgt, dat het gemiddelde verschil in de verwachte en waargenomen aankomsttijd 00.00 ± 01.00 uur bedraagt, waarin het laatste geval de standaardafwijking is.

In tabel 13 staan de contingentietabellen, waarin weer het wel of niet verwachten en optreden van het effect op de beide vliegvelden tot uitdrukking wordt gebracht.

TABEL 9

Frequentieverdeling ZOC (1975-1976) van verschil waarneming-theorie, over traject IJmuiden - Schiphol. Component geowind loodrecht kust werkt tegen.											
Vershil (uren) = waarneming-theorie	-1	0	+1	+2	+3	+4	+5	+6	+7	+8	Totaal
Aantal keren bepaald verschil	0	3	2	3	1	0	1	0	1	-	11
Gemiddelde \pm standaardafwijking: 2.00 \pm 2.00 uur											

TABEL 10

Contingentie tabel ZOC (1975-1976) traject IJmuiden - Schiphol, uitgaande van component geowind loodrecht kust als tegenwerkende wind.			
V \ J	J	N	PI = 0.44
0			
J	11	5	
N	2	6	

TABEL 11

Frequentieverdeling ZOC (1971-1976) van verschil waarneming-theorie over traject Hoek van Holland-Zestienhoven, component geowind loodrecht kust werkt tegen.								
Vershil (uren) = waarneming-theorie	-2	-1	0	+1	+2	+3	+4	Totaal
Aantal keren bepaald verschil	1	4	7	-	1	1	-	14
Gemiddelde \pm standaardafwijking: 0.00 \pm 1.30 uur								

TABEL 12

Frequentieverdeling ZOC (1971-1976) van verschil waarneming-theorie over traject Valkenburg-Schiphol. Component geowind loodrecht kust werkt tegen.								
Verskil (uren) = waarneming-theorie	-2	-1	0	+1	+2	+3	+4	Totaal
Aantal keren bepaald verschil	0	3	8	3	1	0	0	15
Gemiddelde + standaardafwijking: 0.00 + 1.00 uur								

TABEL 13

Contingentie tabellen ZOC (1971-1976) van het traject Valkenburg-Schiphol en het traject Hoek van Holland-Zestienhoven					
Traject Valkenburg-Schiphol			Traject Hoek van Holland-Zestienhoven		
V \ O	J	N	V \ O	J	N
O			O		
J	15	9	J	14	8
N	1	18	N	2	18
PI = 0.57			PI = 0.54		

In het geval Valkenburg-Schiphol is de PI gelijk aan 0.57, alweer een verbetering ten opzichte van de 0.44 van het geval IJmuiden-Schiphol. Voor het traject Zestienhoven werd een PI van 0.54 gevonden.

d. Het testen van de theorie van Brittain in de NOC.

De noordoosten wind, die door thermische verschillen land-zee aan de kust naar het noorden krimpt, drong bijna nooit door tot Schiphol. Daarentegen werd Zestienhoven van de 76 maal, dat het verschijnsel aan de kust optrad, 42 maal bereikt.

Waarom dit laatstgenoemde vliegveld wel en Schiphol niet, is niet duidelijk. Misschien is de reden, dat de noordenwind langs het kustgedeelte ter hoogte van Schiphol ongeveer evenwijdig langs de kustlijn waait, maar meer zuidwaarts schuin over de kustlijn. De kust maakt daar een grotere hoek met de noord-zuidrichting. Kortom: de noordenwind dringt langs het meer zuidelijk gelegen kustgedeelte van de Noordzee makkelijker het land binnen.

Om de grootte van de thermische geowind te bepalen is weer dezelfde methode als bij de ZOC toegepast. De theorie is vanaf Valkenburg toegepast, ervan uitgaande, dat wanneer een zeewindfront dat station heeft bereikt, het pas een kans heeft om op het vliegveld Zestienhoven te arriveren. In tegenstelling tot de ZOC blijkt in het geval van de NOC de duinenrij wel van invloed te zijn op het verloop van het zeewindfront op het traject Zestienhoven. De reden is misschien ook nu weer de ligging van het zuidelijk gedeelte van de Noordzeekust ten opzichte van de noordenwind.

De gemiddelde snelheid van het front op het traject Zestienhoven gerekend vanaf het moment, dat de zeewind Valkenburg bereikt, is 1.5 m/s. De gemiddelde tegenwind, dat is de component van de geowind van het hoofdveld loodrecht op de kust ter hoogte van Zestienhoven, was 5.4 m/s.

Nu wordt verondersteld, dat evenals in de ZOC de maximale wind, die bij het zeewindfront in de NOC hoort, twee keer de treksnelheid is, dus 3 m/s. De twee snelheden van het tegenwerkende hoofdveld en van de maximale zeewind bij elkaar opgeteld geeft 8.5 m/s. Dit is de sterkte van de geowind horend bij het thermische veld.

Voor de NOC wordt door in formule (3) voor S_w 17 kts in te vullen een zelfde soort figuur berekend als figuur 7. Door in deze figuur na te gaan hoe laat de aankomsttijden zijn van het zeewindfront op het vliegveld Zestienhoven, afhankelijk van de tegenwerkende wind van het hoofdveld, wordt figuur 21 verkregen. Langs de x-as staat de tegenwerkende wind in 0.5 m/s (kts) en langs de y-as de aankomsttijden in uren op het vliegveld Zestienhoven uitgezet.

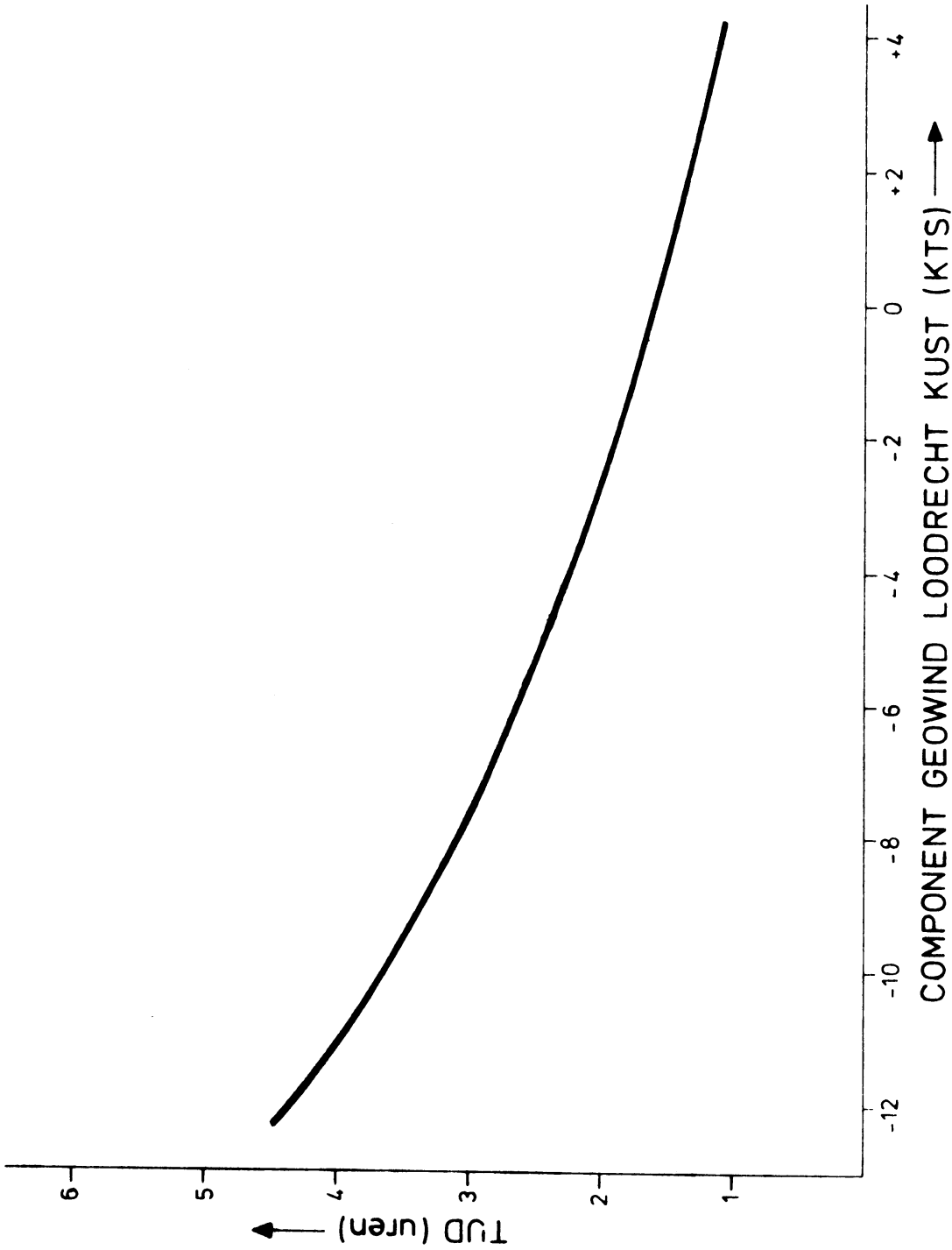
De tegenwind is de gemiddelde component loodrecht op de kust van de geowind horend bij het hoofdveld, gemiddeld over de uren die het zeewindfront nodig heeft om, nadat het waarnemingsstation Valkenburg is gepasseerd, het vliegveld Zestienhoven te bereiken. Om misverstanden te voorkomen, dient te worden opgemerkt, dat het zeewindfront na Valkenburg gepasseerd te zijn, niet vandaar zuidwaarts naar Zestienhoven trekt, maar dat het zeewindfront in zijn geheel evenwijdig aan de kust landinwaarts trekt (figuur 11).

Wanneer het noordelijk deel van het front waarnemingsstation Valkenburg passeert, is het 2.5 km het land binnengedrongen evenals het zuidelijk deel, dat naar het vliegveld Zestienhoven optrekt.

Voor de afstand, die het zeewindfront moet afleggen om Zestienhoven te bereiken, is derhalve voor het maken van figuur 21, $20 - 2.5 = 17.5$ km genomen -de afstand van de kust tot Zestienhoven min het traject- dat het front al heeft afgelegd om in het noordelijker gelegen Valkenburg te arriveren.

TABEL 14

Frequentieverdeling NOC (1971-1976) van verschil waarneming-theorie over traject Zestienhoven. Component geowind hoofdveld loodrecht kust werkt tegen.							
Vershil (uren) = Waarneming-theorie	-2	-1	0	+1	+2	+3	Totaal
	2	7	15	2	1	-	27
Gemiddelde \pm standaardafwijking: 0.00 \pm 1.00 uur.							



Figuur 21. Het landinwaarts dringen van het zeewindfront in de NOC tot het vliegveld Zestienhoven wordt bereikt. De aankomsttijd afhankelijk van de tegenwerkende wind van het hoofdveld.

TABEL 15

Contingentietabel NOC (1971-1976) van het traject Zestienhoven			
O \ V	J	N	PI = 0.47
J	27	15	
N	6	28	

Frequentietabel 14 geeft als gemiddelde en standaarddeviatie 00.00 ± 01.00 uur, dat wil zeggen de afwijking tussen theorie en het waargenomene is niet groot. Als controle-matrix wordt tabel 15 verkregen. In het NN-gedeelte van deze contingentie-tabel zitten ook die gevallen waarin het verschijnsel niet op Valkenburg wordt waargenomen en dus zeker niet op Zestienhoven. De waarde van de bijbehorende PI is 0.47, kleiner dan die van het ZOC, dat wil zeggen dat de theorie van Brittain in de ZOC tot betere resultaten leidt dan in de NOC.

5. DISCUSSIE

Uit de waarnemingen blijkt, dat de component van de geowind loodrecht op de kust bij de NOC groter is dan bij de ZOC. De gemiddelde tegenwind was bij de ZOC ongeveer 3 m/s en in de NOC 5.5 m/s.

Vaak is de wind op 10 m hoogte, de geowind bij de NOC ook sterker. Zie figuur 12, waaruit blijkt, dat bij de NOC de index $U^2/\Delta T$ nog vrij grote waarden aanneemt. Het temperatuurverschil land-zee ΔT zal bij de NOC over het algemeen weinig met die van de ZOC verschillen en dus is de U bij de NOC dikwijls

groter. Hiermee wordt aangetoond, dat bij de NOC de drukgradiënt (en daardoor de geowinden) groter zijn dan bij de ZOC. Ook echter door de manier waarop de geowind wordt berekend, komt dit verschil enigszins tot stand. Bij de ZOC is de druk relatief hoog in het noordoosten van het land en laag in het zuidwesten, zie figuur 22a.

Door de verwarming ontstaat een thermisch laag boven land, de isobaren dringen naar het noordoosten op, zodat de gradiënt daar toeneemt.

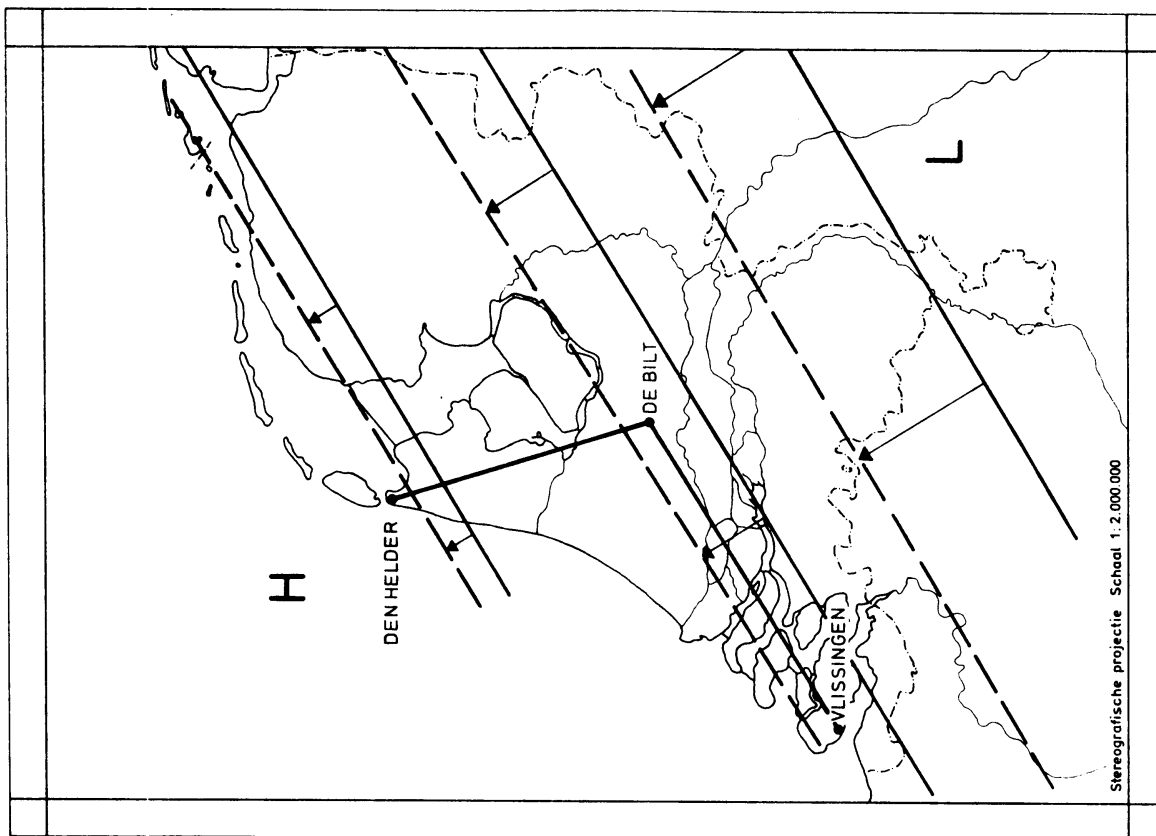
Het drukverval langs de lijn De Bilt-Den Helder zal niet groot zijn, daar deze lijn ongeveer evenwijdig met de isobaren loopt en langs de lijn De Bilt-Vlissingen neemt de drukgradiënt ook niet toe, omdat de isobaren naar het noorden zijn opgedrongen.

Bij de NOC lopen de isobaren zoals getekend in figuur 22b. De druk is hoog boven het noordwesten van het land en relatief laag in het zuidoosten. Het ontstane thermische laag dringt de isobaren naar het noordwesten op, dat wil zeggen de drukgradiënt langs de lijn De Bilt-Den Helder neemt toe, terwijl er langs de lijn De Bilt-Vlissingen weinig verandert, daar deze lijn nu ongeveer evenwijdig langs de isobaren loopt.

Kortom, door de wijze waarop de geowind wordt gemeten moet deze bij de ZOC gelijk blijven, maar bij de NOC in de loop van de dag toenemen.

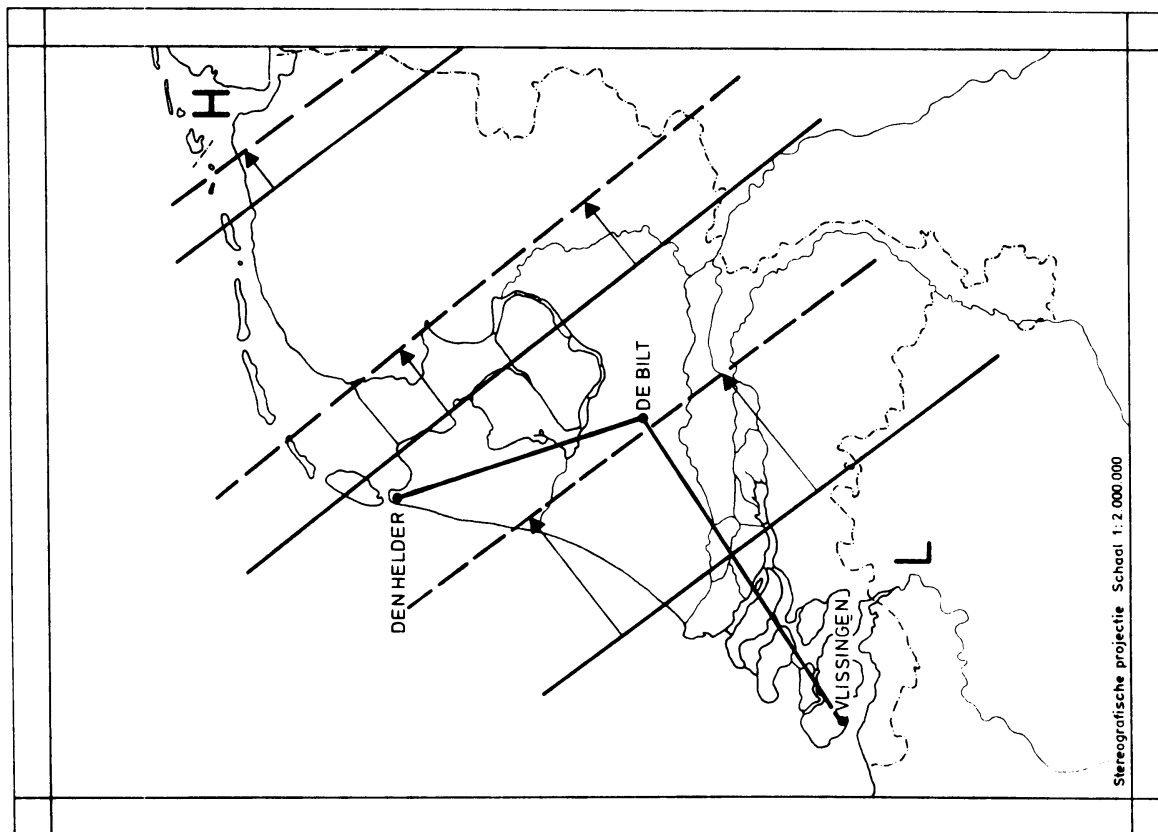
Een tweede opmerking. De gemiddelde looptijd van het zeewindfront door de duinen bij IJmuiden bedraagt ongeveer 2 uur, dit is het verschil in waarneming op het station IJmuiden en Valkenburg. Zie bladzijde 44 voor nadere uitleg.

Voor het traject rand van de duinen -Schiphol (dat is Valkenburg-Schiphol) wordt dit ongeveer 4 uur. Wanneer deze gemiddelde tijden tegen de afstanden, die het zeewindfront moet doorlopen, worden uitgezet in een grafiek, en deze figuur wordt net zolang in de theoretisch berekende heen en weer geschoven tot zijn vorm het beste in figuur 7 past -de eerste vijf km niet, immers hier



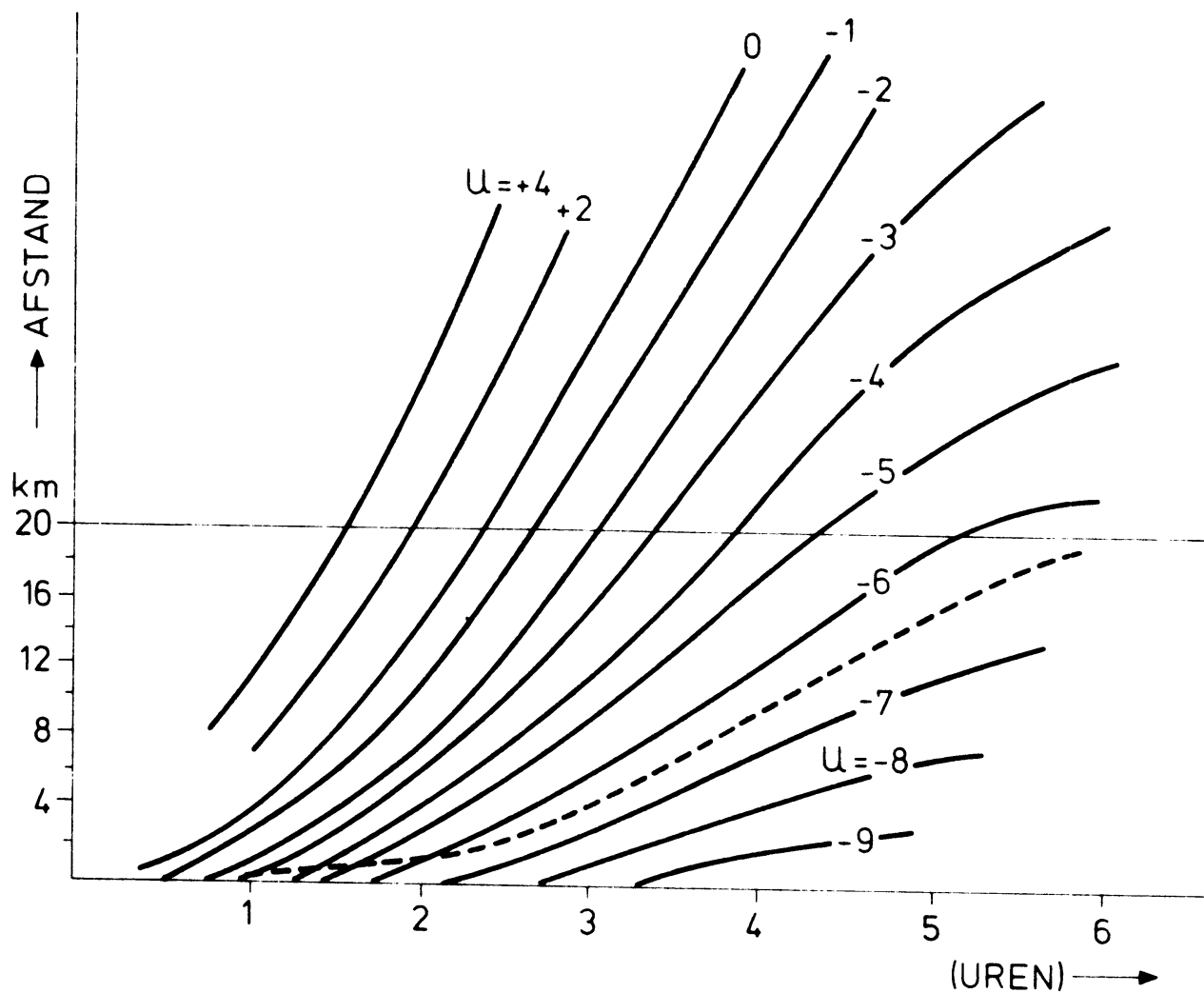
figuur 22b

Figuur 22b. Het opdringen (zie pijlen) van de isobaren naar het noord-
westen in de NOC door verwarming van het vasteland.



figuur 22a

Figuur 22a. Het opdringen (zie pijlen) van de isobaren naar het noord-
oosten in de ZOC door verwarming van het vasteland.



Figuur 23. Het landinwaarts trekken van het zeewindfront (gestreept) op het traject Schiphol vergeleken met de theoretisch berekende (volgens vergelijking 3) krommen.

heerst de afremmende invloed van de duinen- dan wordt de gestreepte lijn in figuur 23 verkregen.

Uit deze figuur volgt, dat de gemiddelde afstand waarover het zeewindfront het land kan binnentrekken, ongeveer 20 kilometer is.

Een derde opmerking betreft de veronderstelling, waarin ervan wordt uitgegaan, dat in de theoriën, die het binnendringen van het zeewindfront behandelen, de geowind horend bij het thermische drukveld, constant mag worden genomen.

Deze veronderstelling kan een van de redenen zijn, dat de verwachte aankomsttijden op de vliegvelden een fout van ongeveer een uur hebben en dat de theorie wel verwacht, dat het front het vliegveld bereikt, maar dat dit niet wordt waargenomen.

Een vierde en laatste opmerking. In het al eerder genoemde artikel van Wilhelm Schmidt (2) over zwaartekrachtstromingen wordt een tabel gegeven, waarin de voortplantingssnelheid van een dergelijke stroming berekend kan worden, gegeven de hoogte van het uitstromende gas en het temperatuurverschil tussen dit zware gas en het lichte gas. Het kleinste temperatuurverschil in deze tabel is 2 graden. Er wordt aangenomen, dat dit ook ongeveer het temperatuurverschil is langs het zeewindfront; bij de kust zal dit verschil groter zijn, maar meer landinwaarts kleiner.

Ervan uitgaande, dat het hele zeewindgebeuren zich tot aan de hoogte van de subsidentie-inversie afspeelt en dat de hoogte van de binnendringende zeelucht ongeveer een derde van deze hoogte bedraagt -in experimentele artikelen wordt deze waarde voor de hoogte van de binnendringende zeelucht genoemd, terwijl over de resterende hoogte, dus over tweederde van de hoogte van de subsidentie-inversie in de zeewindcirculatie, de lucht weer naar zee vloeit-, dan geeft de tabel van Schmidt bij een hoogte van $\frac{1}{3} \times 1500 = 500$ meter, een voortplantingssnelheid van ongeveer 4.5 m/s. Dit stemt weer goed overeen met de eerder gevonden 5 m/s van de geowind horend bij het thermische drukveld.

6. SAMENVATTING EN CONCLUSIES

Tijdens zonnig en rustig zomerweer gebeurt het dikwijls, dat de wind eerst aflagdig is, maar in de loop van de dag vanuit zee gaat waaien. Er wordt dan gesproken van zeewind. Het verschijnsel hangt samen met de verwarming van het land onder invloed van de zonnestraling. (Het temperatuurverschil tussen land en zee neemt toe, met als gevolg een luchtcirculatie).

Er is onderscheid gemaakt tussen de ZOC en NOC.

Gedurende de ZOC ruimt de wind, die eerst uit het zuidoosten komt, naar het westen en nog verder naar het noorden onder invloed van de corioliskracht, zodat de wind later op de dag ongeveer evenwijdig aan de isobaren van het thermische drukpatroon en dus parallel aan de kustlijn waait.

Bij de NOC krimpt de moordoosten wind onder invloed van het thermische drukveld naar het noord-noordwesten.

In het kort wordt nog eens een samenvatting gegeven van de verwachtingsmethodieken, zoals die in de voorgaande hoofdstukken zijn ontwikkeld, herhaald.

6.1. Treedt er een zeewindcirculatie op ?

Bij de beantwoording van de vraag of de zeewind optreedt, is gebruik gemaakt van de verhouding $U^2/\Delta T$. Met U wordt de snelheid van het hoofdveld gekarakteriseerd en met ΔT wordt het temperatuurverschil tussen land en zee aangegeven. Hoe kleiner deze verhouding, des te groter is de kans op het zeewindeffect. Zie voor de kansverdeling tabel 5 en 6. Om $U^2/\Delta T$ te berekenen, moet de wind U van 12.00 GMT of de wind, gemiddeld over de uurlijkse waarnemingen van 10.00 tot 16.00 uur plaatselijke tijd (MET) op het station Schiphol worden verwacht in m/sec.

De windsnelheid op 12.00 GMT kan uit de TAF van Schiphol die om ongeveer 03.00 GMT wordt verzonden en waarvan de verwachtingsperiode van 04.00 t/m 13.00 GMT loopt, worden herhaald.

Bij het bepalen van $\Delta T = T_{\text{land}} - T_{\text{zee}}$, wordt voor T_{zee} de zeewater-temperatuur van het lichtschip Noordhinder (codenummer 06300) genomen en voor T_{land} de maximumtemperatuur van Schiphol. Deze maximumtemperatuur moet weer worden verwacht.

Door ook nog een schatting te maken van de zonneshijnduur voor het westelijk deel van Nederland, kan de kans dat de zeewind optreedt wat nauwkeuriger worden bepaald.

Een ZOC kan dikwijls met een grotere nauwkeurigheid worden verwacht dan een NOC. Wanneer meer dan 60% zonneshijn wordt verwacht, wordt de kans dat een ZOC optreedt bij erg kleine $U^2/\Delta T$, erg groot (ongeveer 100%), terwijl de NOC maar met een zekerheid van 30% kan worden verwacht. In Appendix B worden de kansverdelingen met U gelijk aan de geowind van 03.00 GMT en 06.00 GMT gegeven.

6.2. Hoe laat zet de zeewind in ?

Op het moment waarop wordt verwacht, dat de temperatuur op station Schiphol zover is gestegen, dat een luchtpakketje snel droogadiabatisch kan opstijgen naar de subsidentie-inversie, op dat moment gaat in 60 procent van zowel de ZOC als ook van de NOC de wind op station IJmuiden uit zee waaien. Zie figuur 3. Uit de radiosonde-gegevens, die om 00.00 GMT te De Bilt zijn verzameld, kan de temperatuur worden bepaald, waarbij dit snelle, droogadiabatisch opstijgen van die lucht plaatsvindt. Bij de ZOC begint echter in 20 procent van de gevallen de zeewind al vroeg te waaien. Wanneer de component van de geowind loodrecht op de kust ≥ -0.5 m/s, begint het zeewindeffect al om ongeveer 07.00 GMT op station IJmuiden. Bij de NOC zet de zeewind ook wel eens vroeg 's ochtends in, wanneer de component van de geowind loodrecht op de kust ≥ -7.5 m/s is. Maar het is ook mogelijk dat de zeewind ondanks de geringe tegenwind pas later inzet en wel op het moment, dat de lucht droogadiabatisch kan opstijgen. Bij de NOC overlappen de twee methoden elkaar, dit in tegenstelling bij de ZOC, waar beide methoden elkaar aanvullen en met een zekerheid van ongeveer 80 procent de juiste tijd, dat de zeewind inzet, geven. Om een antwoord te geven op de vraag of de zeewind vandaag inzet, kan naast het uitrekenen van de verhouding $U^2/\Delta T$ ook de opbouw van de 00.00 GMT temp (met temp wordt aangeduid het θ_s ,p-diagram, waarin de radiosonde-gegevens zijn verwerkt) van De Bilt in de beschouwing worden betrokken.

Immers een opbouw zoals getekend in figuur 3 is gunstig voor het ontstaan van zeewind, zowel wat de ZOC betreft als ook de NOC.

6.3. De voortschrijding van het zeewindfront tot Schiphol en Zestienhoven

Bij de ZOC wordt gebruik gemaakt van figuur 7. Om uit te rekenen hoe laat het zeewindfront op Zestienhoven aankomt, nadat het station Hoek van Holland is gepasseerd, worden de componenten van de geowinden loodrecht op de kust voor een aantal uren na de passage op Hoek van Holland bepaald.

Het gemiddelde wordt berekend over zoveel uren als men denkt, dat nodig is om station Zestienhoven te bereiken. Deze gemiddelde wind karakteriseert de tegenwerking van het hoofdveld.

Op het traject Schiphol dient dit gemiddelde pas berekend te worden, nadat het zeewindfront het vliegveld Valkenburg heeft bereikt.

Bij de NOC wordt alleen het vliegveld Zestienhoven door zeewindfronten bereikt, terwijl deze bijna nooit tot het vliegveld Schiphol doordringen. Zie figuur 21.

Ook bij de NOC moet het gemiddelde van de componenten van de geowind loodrecht op de kust worden bepaald, het gemiddelde uitgerekend over de uren na de frontpassage op het vliegveld Valkenburg.

Er moet weer over zoveel uren het gemiddelde worden berekend, als men denkt dat er nodig zijn om Zestienhoven te bereiken.

Het is echter moeilijk om van de geowind zowel de richting als de grootte gedurende een aantal opeenvolgende uren met behulp van synoptische gegevens uit te rekenen.

Het wachten is op een numeriek model, dat de geowinden per uur voor het westelijk deel van Nederland berekent.

Daartoe zijn de drukken op drie roosterpunten nodig, die ongeveer ten opzichte van elkaar liggen zoals Den Helder, De Bilt en Vlissingen. Misschien is het echter mogelijk met behulp van de druktendensen en de drukken van de voorgaande uren, zoals gegeven in de synops op de drie hierboven genoemde stations, een schatting te maken hoe het verloop van de geowind zal zijn in de komende uren. Wanneer de component loodrecht op de kust al groot is en nog groter wordt, is het duidelijk dat het zeewindfront maar langzaam het land binnendringt of helemaal niet. Tenslotte dient nog voor operationeel gebruik te worden opgemerkt, dat de grootste windsnelheid, die bij het zeewindfront hoort twee keer zo groot is als de treksnelheid van dit front.

Dankbetuiging

Veel dank ben ik verschuldigd aan H. van Dop voor het nauwkeurig doorlezen van het manuscript en voor de daaruit voortvloeiende discussies. Evenzo ben ik J.F. den Tonkelaar erkentelijk voor het kritisch doorlezen van het manuscript.

Veel dank ben ik verder verschuldigd aan A. Baan voor het schrijven van de computerprogramma's.

Ook moeten vele medewerkers van bureau ME in deze dankbetuiging worden betrokken voor de door hen verrichtte hand- en spandiensten, zoals daar zijn het uitzoeken van zeewinddagen, het maken van frequentie-tabellen, het typen van het manuscript enz.

Tenslotte ben ik dank verschuldigd aan mej. E.M.J. Donselaar voor het typen van dit rapport en aan C. van Stralen voor het tekenen van de figuren.

APPENDIX A

De oplossing van de differentiaal vergelijking

$$\frac{d^2u}{dt^2} = -f^2u + G\delta(t) \quad (1 A)$$

Zie Van der Blij en Van Tiel (18).

Wanneer bovenstaande differentiaal vergelijking wordt gedeeld door f^2 en ft wordt gelijkgesteld aan α , dan wordt de vergelijking

$$\frac{d^2u}{d\alpha^2} + u = \frac{G}{f} \delta(\alpha) \quad (2 A)$$

met $u(\alpha) = 0$ als $\alpha < 0$.

Er wordt een oplossing van de volgende vorm geprobeerd.

$$u(\alpha) = \frac{G}{f} \beta(\alpha) H(\alpha),$$

waarin $H(\alpha)$ de stapfunctie is.

Nu wordt $\frac{d^2u}{d\alpha^2}$ gelijk aan:

$$\frac{d^2u}{d\alpha^2} = \frac{G}{f} \{ \beta''H + (\beta\delta)' + \beta'\delta \}$$

Ingevuld in vergelijking (2 A) geeft

$$(\beta'' + \beta)H + (\beta\delta)' + \beta'\delta = \delta \quad (3 A)$$

Er wordt geprobeerd β zo te bepalen dat $(\beta\beta'' + \beta) = 0$ dus

$$\beta(\alpha) = A\sin\alpha + B\cos\alpha .$$

Alvorens verder te gaan wordt eerst bewezen, dat

$$(\beta(\alpha)\delta(\alpha))' \phi(\alpha) = -(\beta(\alpha)\delta(\alpha)) \phi'(\alpha) .$$

Bewijs

$$\int_a^b (\beta(x) \delta(x))' \phi(x) dx = \left[\beta(x) \delta(x) \phi(x) \right]_a^b - \int_a^b (\beta(x) \delta(x)) \phi'(x) dx =$$
$$- \int_a^b (\beta(x) \delta(x)) \phi'(x) dx,$$

daar $\delta(a) = \delta(b) = 0$ met $a, b \neq 0$.

Omdat deze gelijkheid van de integralen voor alle functies $\beta(x)$ en $\phi(x)$ moet gelden, volgt hetgeen te bewijzen was. Dus

$$(\beta(\alpha) \delta(\alpha))' \phi(\alpha) = -(\beta(\alpha) \delta(\alpha)) \phi'(\alpha) = -\beta(0) \phi'(0).$$

Verder geldt

$$(\beta'(\alpha) \delta(\alpha)) \phi(\alpha) = \beta'(0) \phi(0)$$

als ook

$$\delta(\alpha) \phi(\alpha) = \phi(0).$$

Wanneer $\beta(0) = 0$ en $\beta'(0) = 1$ dan is er een oplossing gevonden voor de differentiaalvergelijking (2 A). Dit lukt door de keuze $A = 1, B = 0$, zodat

$$\beta(\alpha) = \sin \alpha$$

en een oplossing van vergelijking (1 A) is voor $t \geq 0$

$$u = \frac{G}{f} \sin ft$$

Nu is $\frac{dv}{dt} = -G \sin ft$,

dat wil zeggen

$$v(t) = \int_0^t dv = \frac{G}{f} (\cos ft - 1).$$

APPENDIX B

Tabel B1 V^2 geowind (03.00 GMT)/ ΔT - ZOC (1971-1976).

De kans, dat een ZOC optreedt, uitgaande van de verhouding $V^2/\Delta T$ en het zonnenschijnpercentage in het westen van Nederland. V (m/sec) is de grootte van geowind om 03.00 GMT gemeten in het westen van Nederland (V geowind (03.00 GMT)) en geeft de sterkte van het tegenwerkende hoofdveld. Met ΔT wordt het temperatuurverschil tussen land en zee aangegeven; $\Delta T = T_{\max}$ (Schiphol) - T_{zee} (Lichtschip Noord-Hinder).

zonne- schijn- percentage	Kans op ZOC							Aantal ZOC dagen met zonnenschijn perc. $\geq 0\%$ > 50% enz.
	0 %	20 %	30 %	40 %	60 %	80 %	100 %	
$\geq 0 \%$	> 44	≤ 1.6	-	-	-	-	-	43
> 50 %	> 44	≤ 10	≤ 1.6	-	-	-	-	34
> 60 %	> 14.3	-	≤ 5	-	-	-	-	30
> 80 %	> 14.3	-	-	≤ 9	≤ 4.7	≤ 3.2	-	14

Tabel B2 V^2 geowind (03.00 GMT)/ ΔT - NOC (1971-1976).

De kans, dat een NOC optreedt. Zie voor verder commentaar tabel B1.

zonne- schijn- percentage	Kans op NOC						Aantal NOC-dagen met zonnenschijnpercent. $\geq 0\%$, > 50% enz.
	0 %	20 %	25 %	30 %	50 %	80 %	
$\geq 0 \%$	> 63	< 2.5	-	-	-	-	76
> 50 %	> 63	-	≤ 18	≤ 2.5	-	-	62
> 60 %	> 63	-	≤ 63	≤ 16	-	-	54
> 80 %	> 63	-	≤ 42	≤ 20	≤ 4.2	≤ 2.5	16

Tabel B3 V^2 geowind (06.00 GMT)/ ΔT - ZOC (1971-1976).

V geowind (06.00 GMT) is de geowind-west gemeten om 06.00 GMT.

Zie voor verder commentaar tabel B1.

Kans op ZOC zonne- schijn- percentage	0 %	20 %	30 %	40 %	60 %	80 %	100 %	Aantal ZOC- dagen met zonnescijn perc. $\geq 0\%$, > 50% enz.
$\geq 0 \%$	> 12	≤ 5	≤ 2	-	-	-	-	43
> 50 %	> 9	-	≤ 6	≤ 2	≤ 0.3	-	-	34
> 60 %	> 8	-	≤ 8	≤ 3.5	-	-	-	30
> 80 %	> 8	-	-	≤ 8	≤ 2.5	≤ 0.7	-	14

Tabel B4 V^2 geowind (06.00 GMT)/ ΔT - NOC (1971-1976).

De kans, dat een NOC optreedt.

Zie voor verder commentaar tabel B1 en B3.

Kans op NOC zonne- schijn- percentage	0 %	20 %	25 %	30 %	50 %	Aantal NOC-dagen met zonnescijn- percentage $\geq 0\%$, > 50% enz.
$\geq 0 \%$	> 32	≤ 6.4	-	-	-	76
> 50 %	> 32	-	≤ 20	≤ 7.6	-	62
> 60 %	> 32	-	-	≤ 16	-	54
> 80 %	> 32	-	≤ 32	≤ 16.4	≤ 5	16

REFERENTIES

1. Biggs, W.G. en Graves, M.E. 1962 "A lake breeze Index", J. Appl. Meteor., 1, 474-480.
2. Schmidt, W. 1911 "Zur mechanik der Boën", Meteor. Zts., 28, 355-362.
3. Brittain, O.W. 1970 "Forecasting the Inland penetration of a sea breeze over Lincoln shire", Forecasting Techniques Memorandum no. 20, Meteorological Office, Bracknell.
4. Haurwitz, B. 1947 "Comments on the sea breeze circulation, J. Meteor., 4, 1-8.
5. Sumner, G.N. 1977 "Sea breeze occurrence in hilly terrain", Weather, 32, 200-208.
6. Simpson, J.E., Mansfield, D.A. 1977 "Inland penetration of sea breeze fronts", Quart. J.R. Met. Soc., 103, 47-76.
en Milford, J.R.
7. Cats, G.J. 1977 "Berekening van de geowind", K.N.M.I. W.R., 77-2.
8. IJnsen, F. 1976 "De zomers in Nederland vanaf 1706 thermisch bekeken", K.N.M.I. W.R. 76-15.
9. Schuurmans, C.J.E. en 1971 "Weertype klimatologie voor De Bilt",
Krijnen, H.J. K.N.M.I. W.R. 71-6.
10. Den Tonkelaar, J.F. 1972 "Het strandweer", K.N.M.I. W.R. 72-10.
11. Balkema, F. 19.. "An investigation on some aspects of the effect of land and sea breezes", Proefschrift, Universiteit van Amsterdam.

12. Brittain, O.W. 1966 "A method of forecasting sea breezes at Manby", Forecasting Techniques Branch Memorandum No. 12, Meteorological Office, Bracknell, 9-16.
13. Watts, A.J. 1955 "Sea breeze at Thorney Island", Met. Mag., 84, 42-48.
14. Simpson, J.E. 1969 "A comparison between laboratory and atmospheric density currents", Quart. J.R. Met. Soc., 95, 758-765.
15. McCaffery, W.D.S. 1966 "Comments on techniques for forecasting the sea breeze", Forecasting Techniques Branch Memorandum No. 12, Meteorological Office, Bracknell, 23-43.
16. Pearce, R.P. 1962 "A simplified theory of the generation of sea breezes", Quart. J.R. Met. Soc. 88, 20-29.
17. Hanssen, A.W. en Kuipers, W.J.A. 1965 "On the relationship between frequency of rain and various meteorological parameters", K.N.M.I. Mededelingen en Verhandelingen, no. 81.
18. Van der Blj, F. en Van Tiel, J. 1969 "Infinitesimaal rekening", Uitgeverij Het Spectrum N.V., Utrecht/Antwerpen.