

**KONINKLIJK NEDERLANDS  
METEOROLOGISCH INSTITUUT**

**WETENSCHAPPELIJK RAPPORT  
SCIENTIFIC REPORT**

**W. R. 79-3**

**H. A. R. de Bruin en W. Kohsiek**

**Toepassingen van de Penman formule.**

(2e gewijzigde herdruk)



---

De Bilt, 1981

Publikationsnummer: K.N.M.I. W.R. 79-3 (MO).

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

U.D.C.: 551.573

## Summary

This report is written in the framework of the activities of the Commission Watermanagement Gelderland. Its aim is to give insight in the physical and meteorological aspects of the method used by the Commission for the determination of evapotranspiration. Since this method is based on Penman's formula, in fact, this well-known expression is discussed. Because the equation of Penman applies to a wet vegetation and an open water surface as well, both types of surfaces are considered. Therefore, this report has got a more general character.

In Chapter 2 a brief derivation of Penman's equation is given and the differences between a wet cropped surface and open water are pointed out. Chapter 3 deals with evaporation of open water.

Attention is paid to heat storage in the water body, estimation of net radiation and the function describing the turbulent exchange in the atmosphere of water vapour and sensible heat. A brief error analysis is given.

The second part of this report (chapter 4) deals with the evaporation from a completely wet, cropped surface. The calculation of the net radiation from standard meteorological parameters is discussed, and an estimation for the ground heat flux is given. Special attention is paid to the wind function in the second term in Penman's formula. As for a cropped surface this term is of comparable magnitude with the first term (which involves the net radiation), uncertainties in the wind function have a severe influence on the calculated evaporation. First, it is shown that uncertainties in the wind velocity at 2 m above a cropped surface, derived from observations at neighbouring meteorological stations, may lead to errors up to 10% in magnitude of the wind function. Second, the wind function used by the "Gelderland model" is compared with a wind function derived from recent theories on the transport of heat in the turbulent atmosphere and between the plant elements. It follows that, within the limits of accuracy of both wind functions, there are no differences of practical importance, except at low wind velocities (less than  $2 \text{ m.s}^{-1}$ ) where the "Gelderland" wind function tends to an underestimation. At last, attention is paid to the effect of different averaging procedures on the water vapour pressure deficit. A rough error

analysis of the evaporation calculated with Penman's formula concludes this part of the report.

Finally, the estimation of potential crop evaporation with the aid of Penman's open water evaporation and the well-known f-factors is briefly discussed.

## Inhoud

1.	Inleiding	1
2.	Korte afleiding van de Penman-formule	2
3.	Verdamping van een vrij wateroppervlak	4
3.1	Warmteopslag in water	4
3.2	Schatting van de nettostraling ( $Q^*$ )	6
3.2.1	Kortgolvlige straling	6
3.2.2	Langgolvlige straling	7
3.2.3	De uiteindelijke schattingsformule	8
3.3	De windfunctie $f(u)$	9
3.4	Schatting fout in berekening verdamping van een wateroppervlak	10
4.	Verdamping van een nat gewasoppervlak	11
4.1	Inleiding	11
4.2	Bepaling van de nettostraling ( $Q^*$ )	12
4.3	Verwaarlozing van de bodemwarmtestroom	13
4.4	De windterm	14
4.4.1	Inleiding	14
4.4.2	De windfunctie $f(u)$	15
4.4.3	Het vochtdeficit	22
4.5	Schatting van de fout in de berekening van $E_{\text{nat}}$	23
5.	Schatting van de potentiële gewasverdamping met behulp van de "openwaterverdamping"	24
	Literatuur	28
	Symbolenlijst	31
	Figuurbijzchriften	34

1. Inleiding

Dit rapport is in eerste instantie geschreven in het kader van de werkzaamheden van de Werkgroep van de Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland. Het poogt een inzicht te verschaffen in de fysische en meteorologische achtergronden van de verdampingsformule, zoals die door de Werkgroep wordt toegepast.

Het rapport heeft een wat algemener karakter gekregen, omdat tevens de verdamping van vrije wateroppervlakken wordt behandeld en de schatting van de potentiële verdamping uit gewassen volgens een empirische methode van Penman, welke veel in de praktijk wordt toegepast (maar niet door de Werkgroep).

De berekeningswijze van de verdamping, zoals die door de Werkgroep wordt toegepast, is voor zover het de meteorologische kant betreft, gebaseerd op een bekende formule van Penman. Dit geldt ook voor de in dit rapport beschreven methode voor het berekenen van de verdamping uit een vrij wateroppervlak.

De Penman formule neemt daarom in dit rapport een centrale plaats in. De nauwkeurigheid en betrouwbaarheid van deze formule en zijn onderdelen worden beschouwd. Zo worden de nettostraling, de bodemwarmtestroom en de windfunctie, die de turbulente uitwisseling van waterdamp in de atmosfeer beschrijft, onder de loep genomen.

2. Korte afleiding van de Penman-formule.

We beschouwen een horizontaal homogeen gebied en gaan uit van de volgende basisvergelijkingen:

$$LE = f(u) \{e_s(T_0) - e_2\}, \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (1)$$

$$H = \gamma f(u) (T_0 - T_2) \text{ en} \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (2)$$

$$Q^* - G = LE + H. \quad (3)$$

Hierin is  $E$  de verdamping ( $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ),  $L$  de verdampingswarmte van water ( $\text{J.kg}^{-1}$ ),  $f(u)$  een functie van de windsnelheid  $u$  op twee meter hoogte, ( $f(u)$  wordt uitgedrukt in  $\text{W.m}^{-2}.\text{mbar}^{-1}$  en  $u$  in  $\text{m.s}^{-1}$ ),  $e_s(T_0)$  de verzadigingsdampspanning van waterdamp bij de oppervlakte temperatuur  $T_0$ ,  $e_2$  de dampspanning op 2 m,  $T_2$  de luchttemperatuur op 2 m ( $e_2$  en  $e_s$  worden in mbar uitgedrukt,  $T_0$  en  $T_2$  in K),  $H$  de verticale voelbare warmtestroomdichtheid ( $\text{W.m}^{-2}$ ),  $G$  de warmte-opslag per eenheid van tijd en oppervlak in het water, c.q. in de bodem ( $\text{W.m}^{-2}$ ),  $Q$  de nettostraling ( $\text{W.m}^{-2}$ ), en  $\gamma \approx 0.66 \text{ mbar.K}^{-1}$ .

De belangrijkste aanname die is gedaan, is dat in (1) en (2) éénzelfde windfunctie  $f(u)$  is gebruikt. De ervaring leert dat dit onder de meeste omstandigheden is toegestaan.

Gaan we ervan uit dat  $Q$  en  $G$  kunnen worden bepaald, en dat  $u$ ,  $e_2$  en  $T_2$  direct worden gemeten, dan vormen (1), (2) en (3) een stelsel van drie vergelijkingen in  $E$ ,  $H$  en  $T_0$ , dat dus in principe oplosbaar is. Door in (1) de term  $e_s(T_0)$  te benaderen door:

$$e_s(T_0) \approx e_s(T_2) + s(T_0 - T_2), \quad (4)$$

met  $s = de_s(T)/dT$  bij  $T = T_2$ , is dit lineair stelsel analytisch oplosbaar en verkrijgen we de bekende Penman-formule:

$$LE = \frac{s}{s+\gamma} (Q^* - G) + \frac{\gamma}{s+\gamma} LE_a, \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (5)$$

waarin  $E_a$  gedefinieerd is door:

$$E_a = \frac{f(u)}{L} \{e_s(T_2) - e_2\} \quad (\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}) \quad (6)$$

Deze vergelijking geldt voor een zeker tijdstip  $t_0$ . In het algemeen zijn we echter geïnteresseerd in de gemiddelde waarde van de verdamping, bijvoorbeeld over een dag of een decade. Noteren we het tijdsgemiddelde van ( ) met  $\overline{(\quad)}$ , dan geeft middelen van (5):

$$\overline{LE} = \frac{s}{s+\gamma} (\overline{Q^*} - \overline{G}) + \frac{\gamma}{s+\gamma} \overline{LE}_a \quad (7)$$

Aangezien  $L$ ,  $s/(s+\gamma)$  en  $\gamma/(s+\gamma)$  langzaam variërende functies van de temperatuur zijn kunnen we deze termen in goede benadering bij  $\overline{T}_2$  nemen, zodat (7) overgaat in:

$$\overline{LE} = \frac{s}{s+\gamma} (\overline{Q^*} - \overline{G}) + \frac{\gamma}{s+\gamma} \overline{LE}_a \quad (8)$$

Bij de meeste praktische toepassingen wordt  $\overline{G}$  verwaarloosd, dus wordt uitgegaan van:

$$\overline{LE} = \frac{s}{s+\gamma} \overline{Q^*} + \frac{\gamma}{s+\gamma} \overline{LE}_a \quad (9)$$

In hoeverre dit correct is zal uit het volgende blijken.

De afleiding van vergelijking (8) geldt voor zowel een vrij wateroppervlak, als voor een, van buiten nat gewasoppervlak. Tussen beide oppervlaktypen bestaan echter enkele belangrijke verschillen, te weten:

- a. Beide oppervlakken hebben een verschillende reflectiefactor voor kortgolvlige straling, hetgeen tot uiting komt in verschillen in de nettostraling  $Q^*$ .
- b. Er zijn verschillen in de warmtecapaciteit, het (effectief) warmtegeleidingsvermogen, e.d., waardoor de warmteopslagterm  $G$  zich voor beide typen van oppervlak duidelijk anders gedraagt.
- c. De ruwheid van beide oppervlakken is verschillend. Dit heeft gevolgen voor de vorm van de windfunctie  $f(u)$  en dus voor de term  $E_a$ .

Het is belangrijk om op te merken, dat bij de afleiding van de Penman-formule randeffecten buiten beschouwing zijn gelaten. De Penman-formule geldt daarom alleen voor gebieden met afmeting groter dan ca. 200 h, waarbij  $h$  de meethoogte van de invoergegevens is.

In Nederland zijn deze gebieden vrij zeldzaam. Over de invloed van horizon-



tale inhomogeniteiten op de verdamping is op het ogenblik nog betrekkelijk weinig bekend. Het is daarom niet mogelijk een schatting te geven van de fout die men maakt, als advection wordt verwaarloosd.

### 3. Verdamping van een vrij wateroppervlak.

#### 3.1. Warmteopslag in water.

Zoals reeds hierboven is vermeld, wordt bij de meeste praktische toepassingen in vergelijking (8) de term  $\bar{G}$  verwaarloosd. Met een eenvoudig rekenvoorbeeld is aan te tonen dat dit niet zondermeer is toegestaan. We beschouwen daartoe een meer met een diepte  $d$ , en veronderstellen dat het water door de wind steeds goed gemengd is, zodat temperatuurverschillen in het water verwaarloosbaar zijn. Verwaarlozen we bovendien het warmte-transport van het water naar de onderliggende bodem (experimenten tonen aan dat dit is toegestaan, dan geldt:

$$\bar{G} = \rho c d \frac{\Delta T_w}{\Delta t}, \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (10)$$

waarin  $\rho$  de dichtheid en  $c$  de soortelijke warmte van water is,  $d$  de waterdiepte (m),  $\Delta T_w$  de watertemperatuurverandering en  $\Delta t$  de tijdsstap waarover wordt gemiddeld. Voor  $d=5$  m,  $\Delta T_w = 1$  K en  $\Delta t = 10$  dagen, is  $\bar{G}$   $25 \text{ W.m}^{-2}$ . Onder Nederlandse omstandigheden is in het voorjaar een waarde van  $\Delta T_w = 1$  K in 10 dagen zeer reëel. In dat jaargetijde is  $\bar{Q}^*$  in de orde van grootte van  $80-100 \text{ W.m}^{-2}$ . Dus dit voorbeeld toont aan dat voor een meer van 5 m diep  $\bar{G}$  niet verwaarloosbaar is ten opzichte van  $\bar{Q}^*$  en dus in verg. (8) niet weggelaten mag worden.

In het najaar is een verlaging van de watertemperatuur van 1 K per 10 dagen een heel normale waarde, dus dan is  $\bar{G} \approx -25 \text{ W.m}^{-2}$ , terwijl  $\bar{Q}^*$  evenals in het voorjaar ongeveer  $80-100 \text{ W.m}^{-2}$  is.

Dit rekenvoorbeeld geeft ons een globale indruk van wat er gebeurt. In het voorjaar wordt een gedeelte van de totaal beschikbare hoeveelheid energie gebruikt voor het opwarmen van het meer. Deze hoeveelheid is dan niet beschikbaar voor verdamping.

In het najaar daarentegen koelt het water af, waarbij warmte vrijkomt. Deze warmte zal gedeeltemij voor de verdamping worden gebruikt. Het effect

van het verwaarlozen van  $\bar{G}$  komt dus neer op een overschatting van de verdamping in het voorjaar en een onderschatting in het najaar. Aangezien volgens (10)  $\bar{G}$  evenredig is met de waterdiepte  $d$  zal voor zeer ondiepe meren deze over- en onderschatting van  $E$  zeer klein zijn, zodat dan vergelijking (9) in goede benadering zal gelden.

Keijman (1974) slaagde erin het Penman-model uit te breiden voor isotherme meren met in achtname van de term  $\bar{G}$ . Het zou hier te voeren in detail op deze uitbreiding in te gaan, maar het is goed om te vermelden dat voor beide modellen dezelfde invoergegevens nodig zijn.

Om een meer kwantitatief beeld te verkrijgen van de jaarlijkse gang van de diverse energiebalanstermen, werd dit model toegepast op een hypothetisch meer, dat werd blootgesteld aan de weersomstandigheden te De Bilt gedurende 1971-1976. Voor deze zes jaren werden per decade de verschillende termen van de energiebalansvergelijking met het model van Keijman berekend. Vervolgens werd per decade over de beschouwde zes jaren gemiddeld, zodat de gemiddelde jaarlijkse gang van o.a. de nettostraling  $Q^*$ , de verdamping en de warmteopslagterm  $G$  werd verkregen. In figuur 1 is het resultaat van deze modelstudie weergegeven voor een waterdiepte van 5 m. We zien dat  $G$  een sinusvormig verloop heeft rond  $G = 0$ , met een amplitude van ca.  $40 \text{ W.m}^{-2}$ . Gemiddeld over het jaar is  $G$  dus ongeveer 0. Wat opvalt is dat  $G$  in mei zijn maximum en in oktober zijn minimum bereikt. Voor de nettostraling gebeurt dit respectievelijk eind juni en eind december. De term  $Q^*$  is dus praktisch in fase met inkomende zonnestraling, maar uit fase met  $G$ . Uit figuur 1 blijkt duidelijk dat  $G$  niet verwaarloosbaar is ten opzichte van  $Q^*$ ; in de periode maart t/m april is  $G$  ongeveer de helft van  $Q^*$  of groter, terwijl medio oktober  $G$  in absolute waarde groter is dan  $Q^*$ .

In figuur 2 is het uiteindelijke effect te zien, dat het verwaarlozen van  $G$  heeft op de verdamping. In deze figuur zijn twee krommen getekend, de eerste geeft de gemiddelde jaarlijkse gang van de werkelijke waarde van  $LE$  weer, terwijl de tweede kurve de gemiddelde jaarlijkse gang van  $LE$  voorstelt, berekend voor  $G = 0$ . (In feite is kurve 2 verkregen door toepassing van het Keijman-model op een meer met  $d = 0.5 \text{ m}$ , dan is namelijk  $G$  erg klein)

Het belangrijkste effect is, dat er een faseverschuiving optreedt, zodat LE in het voorjaar wordt overschat en in het najaar wordt onderschat. Verder is de amplitude van kurve 2 iets groter dan die van kurve 1. We zien dat medio mei de werkelijke waarde van LE ongeveer  $55 \text{ W.m}^{-2}$  is, terwijl als  $G = 0$  wordt genomen LE op ca.  $70 \text{ W.m}^{-2}$  wordt geschat. Eind september is het net andersom; bij  $G = 0$  is LE ongeveer  $35 \text{ W.m}^{-2}$ , terwijl de werkelijke waarde  $55 \text{ W.m}^{-2}$  bedraagt.

Deze berekeningen gelden voor een waterdiepte van 5 m. Voor diepere meren zullen de afwijkingen groter, voor ondiepere meren kleiner worden.

Met nadruk moet hier gesteld worden, dat bovenstaande modelstudies gelden voor isotherme meren.

### 3.2. Schatting van de nettostraling ( $Q^*$ ).

De nauwkeurigheid waarmee LE met de Penman-formule wordt bepaald, hangt in hoge mate af van de nauwkeurigheid waarmee de nettostraling  $Q^*$  kan worden bepaald. Helaas wordt  $Q^*$  bijna nooit direkt gemeten, zeker niet routinematig.

Daarom moet  $Q^*$  worden geschat. In feite schuilt hierin één van de belangrijkste praktische problemen bij het gebruik van de Penman-formule.

Om de diverse schattingsformules te kunnen begrijpen, schrijven we:

$$Q^* = K + L = K^\downarrow - K^\uparrow + L^\downarrow - L^\uparrow \quad (11)$$

K staat voor kortgolvlige en L voor langgolvlige straling; een pijltje naar beneden gericht betekent "inkomend" en een pijltje omhoog "uitgaand".

#### 3.2.1 Kortgolvlige straling

Noemen we de reflectiecoëfficiënt voor kortgolvlige straling van het wateroppervlak  $r$ , dan geldt:

$$K = K^\downarrow - rK^\downarrow = (1-r) K^\downarrow \quad (12)$$

Penman neemt  $r$  konstant, en wel gelijk aan 0.06. Deze waarde wordt door Kramer overgenomen. In feite is  $r$  nogal sterk afhankelijk van de hoek van inval van het licht en dus van de zonshoogte (Anderson, 1954). Voor  $K^\downarrow$  bestaan verschillende empirische formules. Het meest worden toegepast:

$$K^\dagger = R_a (a + b n/N) \quad (13)$$

en

$$K^\dagger = R_c (a' + b' n/N) \quad (14)$$

$R_a$  is de inkomende zonnestraling op een horizontaal oppervlak aan de rand van de atmosfeer,  $R_c$  is de inkomende zonnestraling bij onbewolkte hemel,  $n/N$  is de relatieve zonneshijnduur;  $a$ ,  $b$ ,  $a'$  en  $b'$  zijn konstanten, waarbij geldt dat  $a' + b' = 1$ .

De Vries (1955) en De Boer (1961) hebben voor Nederlandse stations de waarden van  $R_c$  en  $a'$  ( $= 1-b'$ ) bepaald. Voor hun modelstudies ten behoeve van de Werkgroep Waterhuishouding Gelderland passen De Laat et al. (1975) formule (14) toe met  $a' = 0.29$ . Deze waarde vond De Vries (1955) voor Wageningen. De bijbehorende daggemiddelde waarden van  $R_c$  heeft De Vries (1955) getabelleerd. De Laat benadert deze waarden met:

$$R_c = 196 + 153 \cos \left( \pi \frac{(i-173)}{178} \right) \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (15)$$

waarbij  $i$  het dagnummer is.

Kramer (1957) past voor het schatten van  $K^\dagger$  formule (13) toe met  $a = 0.20$  en  $b = 0.48$ . Deze waarden ontleent hij aan Penman.

Uit diverse toetsen van (13) en (14) blijkt, dat voor dagsommen onder Nederlandse omstandigheden deze formules ongeveer een nauwkeurigheid hebben van 15% in het zomerhalfjaar en 25% in het winterhalfjaar.

### 3.2.2 Langgolvlige straling

Voor praktische toepassingen mogen de meeste oppervlakken voor langgolvlige straling als nagenoeg zwart worden beschouwd. Dus

$$L^\uparrow = \sigma T_0^4 \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (16)$$

Hierin is  $\sigma$  de konstante van Stefan-Boltzmann ( $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ ). Bij goede benadering geldt dat:

$$L^\uparrow \approx \sigma T_2^4 + 4\sigma T_2^3 (T_0 - T_2) \quad (17)$$

De laatste term van (17) wordt door Penman verwaarloosd. Aangezien

$4 \sigma T_2^3 \approx 5 \text{ W.m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  en  $\bar{T}_0 - \bar{T}_2$  in de zomer ongeveer 2 K is voor een meer van ca. 3 meter diep, leidt dit tot een onderschatting van  $L^\uparrow$  (en dus tot een overschatting van  $Q$ ) van zo'n  $10 \text{ W.m}^{-2}$  in dit jaargetijde.

Het schatten van  $L^\downarrow$  levert nog de grootste moeilijkheden op. Deze inkomende langgolvlige straling hangt namelijk van moeilijk te bepalen factoren af, zoals het profiel van het  $\text{H}_2\text{O}$  en  $\text{CO}_2$  gehalte en de temperatuur van de atmosfeer, de temperatuur van de wolken, de bedekkingsgraad, e.d.. Bij onbewolkt weer wordt vaak de empirische formule van Brunt toegepast:

$$L_o^\downarrow = \sigma T_2^4 (c + d \sqrt{e_2}) \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (18)$$

Hierin is  $L_o^\downarrow$  de waarde van  $L^\downarrow$  bij onbewolkte hemel en zijn  $c$  en  $d$  konstanten.

De invloed van de bewolking brengt Penman (1948) in rekening door te schrijven:

$$L = (L_o^\downarrow - L^\uparrow) \{p + (1-p) n/N\} \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (19)$$

met  $p$  is konstant. Formule (19) is afkomstig van Angström (Brunt, 1939). In feite is (19) onjuist, omdat naast  $L_o^\downarrow$  ook de term  $L^\uparrow$  met  $n/N$  wordt gewogen, terwijl in werkelijkheid  $L^\uparrow$  niet van  $n/N$  afhankelijk is (Keijman, 1974). Desondanks blijkt (19) in de praktijk redelijke resultaten op te leveren. Eén en ander houdt wel in, dat de schattingsformule (19) een overwegend empirisch karakter heeft en dus ook als zodanig moet worden gezien.

Oorspronkelijk neemt Penman voor de verschillende konstanten de waarden:  $c = 0.44$ ,  $d = 0.080 \text{ mbar}^{-\frac{1}{2}}$  en  $p = 0.1$ . Op grond van een latere mondelinge mededeling van Penman gebruikt Kramer (1957):  $c = 0.53$ ,  $d = 0.067 \text{ mbar}^{-\frac{1}{2}}$  en  $p = 0.2$ .

### 3.2.3 De uiteindelijke schattingsformule

Combinatie (11), (12), (13), (16), (18) en (19) leidt tot:

$$Q^* = 0.94 R_A (0.2 + 0.48 n/N) - \sigma T_2^4 (0.47 - 0.67 \sqrt{e_2}) \cdot \quad (20)$$

$$(0.2 + 0.8 n/N) \quad (\text{W.m}^{-2})$$

Deze uitdrukking wordt door Rijkoort (1954), Kramer (1957) en het KNMI (1978) toegepast.

De Laat gebruikt voor zijn berekeningen een iets andere formule (zie paragraaf 4).

Aangezien er in Nederland haast geen directe metingen van  $Q^*$  boven water worden of zijn verricht, bestaan er ook weinig toetsingen van (20). Gedurende juli tot oktober 1967 werd  $Q^*$  echter boven het toenmalige Flevomeer gemeten, terwijl op een aantal randstations tevens de invoergegevens van (20) werden bepaald (Keijman, 1974). Met dit materiaal, dat uit totaal 65 dagen bestond, hebben we (20) getest. Het resultaat is weergegeven in fig. 3. Te zien is dat (20) een overschatting van  $Q^*$  geeft voor  $Q^* < 100 \text{ W.m}^{-2}$  en een onderschatting van  $Q^* \geq 140 \text{ W.m}^{-2}$ .

### 3.3 De windfunctie f(u).

Op grond van een vergelijking tussen de gemeten verdamping uit Lake Hefner en die berekend met zijn formule komt Penman (1956) op de volgende windfunctie:

$$f(u) = 3.7 + 4.0 u_2 \quad (\text{W.m}^{-2}, \text{mbar}^{-1}) \quad (21)$$

Deze windfunctie is overgenomen door Rijkoort (1954), Kramer (1957) en het KNMI (1978).

In de afgelopen 30 jaar is er betrekkelijk veel onderzoek naar  $f(u)$  verricht. Sweers (1976) heeft hierover een overzichtsartikel geschreven. Hij concludeert dat het best:

$$f(u) = \left( \frac{5 \cdot 10^6}{A} \right)^{0.05} (3.6 + 2.7 u_2) \quad (\text{W.m}^{-2}, \text{mbar}^{-2}) \quad (22)$$

kan worden gebruikt.

Hierin is A het "effectief oppervlak" van het meer, terwijl  $u_2$  de windsnelheid is op 2 m hoogte boven het meer gemeten. Voor een regelmatig gevormd meer is A het werkelijke oppervlak. Voor rivieren, kanalen e.d. kan A het best gelijk aan het kwadraat van de gemiddelde breedte worden genomen. Formule (22) is gebaseerd op het werk van McMillan (1971, 1973) en Harbeck (1962, 1964).

In figuur 4 zijn de Penman- en de Sweers-windfuncties met elkaar vergeleken. Het is duidelijk dat de verschillen nogal groot zijn. Keijman

(zie Sweers, 1976) heeft  $f(u)$  voor het Flevomeer bepaald door toepassing van verg. (1). Hij zette de gemeten waarden van  $LE/\{e_s(T_0) - e_s\}$  uit tegen  $u_2$  en verkreeg zo:

$$f(u) = 2.6 u_2 \quad (23)$$

Deze windfunctie is ook in fig. 4 gegeven.

Sweers berekende het effectieve oppervlak van het Flevomeer op ca.  $800 \text{ km}^2$ . Aangezien de meest voorkomende windsnelheden (etmaalgemiddelden) in het interval 3-8 m/s lagen, kunnen we concluderen dat de windfuncties van Sweers en Keijman weinig van elkaar verschillen. Dit wijst erop dat de Penman-windfunctie voor een wateroppervlak te hoog is. Voor de berekening van de verdamping zal dit tot gevolg hebben, dat LE ongeveer 5% te hoog wordt geschat. In paragraaf 4.4.2 wordt nader op de theoretische achtergronden van de windfunctie ingegaan.

#### 3.4 Schatting fout in berekening verdamping van een wateroppervlak.

Uit het voorgaande blijkt dat bij de toepassing van de Penman-formule op een wateroppervlak verschillende foutenbronnen aanwezig zijn:

- a. verwaarlozing van G;
- b. fout in schatting van  $Q^*$ ;
- c. fout in bepaling van  $f(u)$ ;

Daarnaast zijn er nog:

- d. meetfouten in invoergegevens;
- e. afleesfouten van nomogram van Rijkoort.

Gaan we ervan uit dat de Penman-formule in de vorm zoals die gebruikt is door Kramer (1957) en Rijkoort (1954) juist is, dan is het mogelijk een schatting te geven van de toevallige fouten genoemd onder d en e. Dit is gedaan door Rijkoort (1960a). Hij komt tot de konklusie dat deze fouten voor maandsommen een orde van grootte van 10% in de zomer en 20% in de winter hebben.

De uiteindelijke fout die gemaakt wordt is afhankelijk van zoveel factoren, dat het ondoenlijk is ze kort samen te vatten. Om nu toch een indruk te krijgen van de fout in de berekende verdamping tengevolge van de verschillende foutenbronnen, zijn deze in tabel 1 gegeven.

Tabel 1 Foutenanalyse verdamping van een wateroppervlak.

<u>Foutenbron</u>	<u>Systematische fout</u>	<u>Toevallige fout</u>
Verwaarlozing G	Voorjaar : + 20% Najaar : - 20% Jaar : 0%	- - - } 10%
Foute schatting Q*	Zomer : + 10%*) Voor- en najaar : 20%	
Foute windfunctie	Jaar : 5%	
Toevallige fouten invoergegevens + afleesfouten		Zomer : 10% Winter : 20%

Deze getallen gelden ongeveer gemiddeld voor maand- en decadesommen.  
Voor etmaaltotalen zullen de toevallige fouten groter zijn.

Met nadruk wordt gesteld dat de in tabel 1 gegeven foutenschattingen zeer globaal zijn.

4. Verdamping van een nat gewasoppervlak.

4.1 Inleiding

De verdamping van een nat gewasoppervlak wordt in het model Gelderland (De Laat, 1975) gegeven door:

$$E_{\text{nat}} = \frac{\frac{\Delta H_n}{L} + \gamma E'_a}{\Delta + \gamma} \quad (\text{mm.dag}^{-1}) \quad (24)$$

Hierin is  $H_n$  de nettostraling (in  $\text{cal.cm}^{-2}.\text{dag}^{-1}$ ),  $L$  de verdampingswarmte ( $10^{+1} \text{ cal.g}^{-1}$ ),  $E'_a$  de aerodynamische verdamping ( $\text{mm.dag}^{-1}$ ),  $\Delta$  de helling van de dampspanningscurve ( $\text{mmHg}.\text{°C}^{-1}$ ) en  $\gamma$  de psychrometerconstante (ook in  $\text{mmHg}.\text{°C}^{-1}$ ).

Omwille van de eenheid in notatie en eenheden in dit stuk beschouwen we de volgende equivalente uitdrukking:

$$E_{\text{nat}} = \frac{\frac{sQ^*}{L} + \gamma E_a}{s + \gamma} \quad (\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}) \quad (25)$$

\*) Afhankelijk van de grootte van  $Q$  : als  $Q < 100 \text{ W.m}^{-2}$  wordt  $Q$  overschat, als  $Q > 140 \text{ W.m}^{-2}$  wordt  $Q$  onderschat.



waarin de betekenis van de symbolen overeenkomstig is met verg. (24).

$Q^*$  is uitgedrukt in  $W.m^{-2}$ ,  $L$  in  $J.kg^{-1}$ ,  $E_a$  in  $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ,  $s$  en  $\gamma$  in  $mbar.K^{-1}$  en  $E_{nat}$  in  $kg.m^{-2}.s^{-1}$ .

In het volgende zal worden besproken in hoeverre met de gegeven formule en met de in het model Gelderland gevolgde procedure ter bepaling van de componenten van de formule de werkelijke verdamping van een nat gewasoppervlak wordt benaderd.

#### 4.2 Bepaling van de nettostraling ( $Q^*$ )

De diverse schattingsformules  $Q^*$ , welke in paragraaf 3.2 werden besproken, zijn ook toepasbaar voor een gewasoppervlak. Er moet echter rekening mee worden gehouden dat een gewasoppervlak een andere reflectiecoëfficiënt heeft dan water. De nettostraling wordt door De Laat (1975) in het model Gelderland als volgt bepaald:

$$Q^* = (1 - r)(0.29 + 0.71 \frac{n}{N})R_c - \sigma T_2^4 (0.56 - 0.080 \sqrt{e_2}) \cdot \quad (26)$$

$(0.1 + 0.9 \frac{n}{N}) \qquad (W.m^{-2})$

waarin  $r = 0.24$  de reflectiecoëfficiënt (albedo) van (nat) gras is.

We hebben verg. (26) vergeleken met:

1e een overeenkomstige, door het KNMI veel gehanteerde uitdrukking (Kramer, 1957):

$$Q^* = (1 - r)(0.2 + 0.48 \frac{n}{N})R_a - \sigma T_2^4 (0.47 - 0.067 \sqrt{e_2}) \quad (27)$$

$(0.2 + 0.8 \frac{n}{N}) \qquad (W.m^{-2})$

waarin  $r = 0.20$ , en 2e met de gemeten nettostraling te De Bilt. De invoerparameters zijn die voor De Bilt. De vergelijking is uitgevoerd voor decade-gemiddelden van de maanden april t/m september 1971 t/m 1974. De resultaten zijn weergegeven in de figuren 5, 6 en 7. Hieruit blijkt dat de schatting met verg. (26) ("Gelderland") enkele  $W.m^{-2}$  kleinere waarden geeft dan de "Kramer" formule (fig. 7). De laatste waarden zijn groter dan de gemeten waarden (ca.  $10 W.m^{-2}$ ), met een spreiding van ook ca.  $10 W.m^{-2}$ , fig. 6, dus de met de "Gelderland" procedure berekende waarden passen beter bij de waarnemingen dan de met de "Kramer" procedure berekende (vergelijk de figuren 5 en 6). Echter, het verschil is waarschijnlijk niet significant wegens

mogelijke fouten in de meting. De spreiding van de berekende waarden van ca.  $10 \text{ W.m}^{-2}$  is wèl echter een reële tekortkoming van de schattingsformules. Tengevolge van de spreiding leiden de schattingsformules 's winters tot grote relatieve fouten; de gemiddelde nettostraling is dan in het algemeen tussen de  $-20$  en  $+20 \text{ W.m}^{-2}$  (zie fig. 9). De spreiding van de berekende waarden t.o.v. de gemeten neemt toe als over een kortere periode gemiddeld wordt. De spreiding voor etmaalgemiddelden is circa tweemaal die voor decademiddelden.

Het hier toegepaste albedo is dat voor gras. Aangezien verg. (25) voor  $E_{\text{nat}}$  ook voor andere gewassen wordt toegepast, dient het effect van een andere albedo op  $Q^*$  ook in aanmerking te worden genomen. Voor gewassen ligt het albedo tussen de 0.15 en 0.25 (Sellers, 1972). Met verg. (26) kan dus een fout van maximaal 0.09 in het albedo gemaakt worden, en dus een fout van ca. 10% in de eerste term. Aangezien de eerste term ongeveer tweemaal het totaal is (de tweede term is negatief) - zie figuur 8 - kan een fout van 0.09 in het albedo dus een fout van 20% in  $Q^*$  geven. Dit kan een rol spelen indien de verdamping van een perceel met een specifiek gewas (wat een "afwijkende" albedo heeft) wordt berekend. Voor een groot gebied zal de afwijking van het albedo t.o.v. de veronderstelde waarde, 0.24, niet zo groot zijn als hierboven verondersteld, en de fout in  $Q^*$  zal overeenkomstig kleiner zijn.

#### 4.3. Verwaarlozing van de bodemwarmtestroom

De nettostraling ( $Q^*$ ) in verg. (25) dient eigenlijk te worden verminderd met de bodemwarmtestroom ( $G$ ). Om een indruk te krijgen van de jaarlijkse amplitude van  $G$  t.o.v. die van  $Q^*$  hebben we het volgende gedaan: Gebruik makend van metingen van de jaarlijkse amplitude van de bodemtemperatuur in De Bilt (Rijkoort, 1960b) hebben we de bodemwarmtestroom aan het oppervlak berekend, uitgaande van een homogene bodem met een warmtegeleidingscoëfficiënt van  $2 \text{ W.m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ . In De Bilt (waarnemingsterrein KNMI) is tot  $1-1\frac{1}{2}$  meter een zandlaag, bedekt met gras. De grootte van de warmtegeleidingscoëfficiënt hangt af van het vochtgehalte van de bodem (De Vries, 1952); verondersteld is een natte zandlaag, zodat de schatting van de bodemwarmtestroom eerder aan de hoge kant is dan aan de lage. De jaarlijkse amplitude van de bodemwarmtestroom hebben we vergeleken met die van de berekende nettostraling te De Bilt, gemiddeld over de jaren 1971-1976. Het resultaat is te

zien in fig. 9. Het blijkt dat in het zomerhalfjaar (maart - september) de bodemwarmtestroom hooguit 5% van de nettostraling is. In het winterhalfjaar is de eerste grootheid niet meer veel kleiner dan de tweede; midden in de winter is  $G$  ca. de helft van  $Q^*$ .

Aangaande de etmaalsommen van  $G$  en  $Q^*$  kan worden opgemerkt dat uit metingen verricht door het KNMI te Cabauw (gras op kleigrond) blijkt, dat in het zomerhalfjaar de bodemwarmtestroom ca. 5-10% van de nettostraling is. De verhouding is echter verschillend voor dag en nacht: overdag is  $G \approx 0.1 Q$ , terwijl 's nachts de bodemwarmtestroom de helft van de nettostraling kan bedragen, of meer.

#### 4.4. De windterm.

##### 4.4.1. Inleiding

De windterm heeft de volgende gedaante (zie verg. (25)):

$$\frac{\gamma}{s+\gamma} LE_a = \frac{\gamma}{s+\gamma} f(u_2) [e_s(T_2) - e_2] \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (28)$$

waarin  $u_2$  de windsnelheid op 2 m hoogte is,  $e_2$  de spanning van waterdamp en  $e_s(T_2)$  de verzadigde dampspanning bij temperatuur  $T_2$  (alles op 2 m hoogte). De windfunctie  $f(u)$  zal in het algemeen afhangen van de aard van het oppervlak (wel of niet begroeid, hoog of laag gewas e.d.). Voor de gedaante van  $f(u)$  zijn vele empirische vormen beschikbaar. In het model Gelderland wordt de volgende windfunctie gebruikt, gebaseerd op het werk van Rijtema (1965):

$$f(u_2) = 21.4 (0.2 + 0.06l) u_2^{0.75} \quad 1 \leq 10 \text{ cm} \quad (\text{W.m}^{-2} \cdot \text{mbar}^{-1}) \\ 21.4 (0.8^{10} \log l) u_2^{0.75} \quad 1 > 10 \text{ cm} \quad (29)$$

$l$  is de gewashoogte in cm. Voor gras wordt genomen:

$l = 5$  cm, voor dagnummer  $< 120$  of  $> 275$

$l = 10$  cm, anders

In de uitdrukking (29) voor  $f(u)$  wordt geen rekening gehouden met stabiliteitseffecten. (De atmosfeer is onstabiel, indien de verticale temperatuurgradiënt zodanig is dat een pakketje lucht in onstabiel vertikaal evenwicht verkeert, stabiel indien het verticale evenwicht stabiel is. Is het evenwicht indifferent, dan heet de atmosfeer neutraal. In dat geval neemt de

luchttemperatuur met ca.  $0.01 \text{ }^\circ\text{C}$  per 100 m af - het zgn. droog-adiabatische temperatuurprofiel).

De bijdrage van de windterm tot de totale verdamping  $E_{\text{nat}}$  is aanzienlijk. In fig. 10 zijn de stralingsterm  $\frac{s}{s+\gamma} Q^*$ , en de windterm met  $f(u)$  gegeven door (29) voor gras weergegeven, gemiddeld voor 1971-1976. Hieruit blijkt dat de windterm 's zomers van vergelijkbare grootte is als de stralingsterm, en dat hij 's winters overheerst. Hier treedt een opvallend verschil op met de twee termen waaruit de uitdrukking voor de verdamping van een wateroppervlak is samengesteld. De stralingstermen zijn in grootte vergelijkbaar, maar de windtermen verschillen aanzienlijk (vergelijk bijv. verg. (23) met verg. (2); voor  $u_2 = 4 \text{ m.s}^{-1}$  is de éne windterm ca. 5 maal groter dan de andere). Uit een en ander blijkt, dat een zo goed mogelijke bepaling van de windterm van groot belang is.

#### 4.4.2 De windfunctie $f(u)$

Het is interessant de empirische windfunctie  $f(u)$  (verg. (29)) te vergelijken met een windfunctie, die is gebaseerd op de semi-empirische resultaten van het atmosferisch turbulentie-onderzoek van de laatste jaren.

In de beschrijving van turbulente transporten wordt de aard van het oppervlak beschreven door de ruwheidslengte ( $z_0$ ) en de verplaatsingshoogte ( $D$ ), en de stabiliteit van de atmosfeer door de Monin-Obukhov lengte  $L_M$ .

Als vuistregels worden wel gehanteerd:

$z_0 \approx 0.14 \times$  gewashoogte, en  $D \approx 0.7 \times$  gewashoogte (Brutsaert, 1975). De Monin-Obukhov lengte is negatief voor een onstabiele atmosfeer (in het algemeen overdag), en neemt in absolute waarde af bij toenemende onstabiliiteit. In eerste benadering kan  $|L_M| \propto u^3 |H|^{-1}$  gesteld worden ( $u$ : windsnelheid,  $H$ : sensibele warmtestroom).

Het turbulente transport van een grootheid (impuls, warmte, waterdamp, etc.) van het gewas naar de "vrije" atmosfeer kan worden geschematiseerd door twee stappen. De eerste stap is het transport tussen de gewaselementen, waar het transport noch volledig door moleculaire diffusie, noch volledig turbulent geschiedt. De tweede stap is het transport vanaf de bovenkant van het gewas tot een referentieniveau in de atmosfeer. Dit laatste transport kan worden beschreven met behulp van de atmosferische turbulentieleer.

Het is gebruikelijk het transporterend vermogen van de lucht uit te drukken in een transportweerstand. De weerstand voor het transport van impuls (d.w.z. de overdracht van impuls van beweging tussen luchtlagen met verschillende snelheid) vanaf het gewasoppervlak naar het referentieniveau met hoogte  $z$  wordt gegeven door:

$$r_i(z) = \frac{1}{k^2 u(z)} \left\{ \ln \left( \frac{z-D}{z_0} \right) - \psi_1 \left( \frac{z-D}{L_M} \right) \right\}^2 \quad (\text{s.m}^{-1}) \quad (30)$$

waarin  $k$  de von Kármán constante is en  $\psi_1$  een stabiliteitscorrectie (Businger et al., 1971). Het transport van waterdamp verschilt in twee opzichten met dat van impuls: in de turbulente atmosfeer (dus boven het gewas) wordt waterdamp een factor  $\alpha$  "gemakkelijker" getransporteerd dan impuls, waarbij  $\alpha$  een functie van de stabiliteitsparameter  $\frac{z}{L_M}$  is, terwijl in het gewas waterdamp juist minder gemakkelijk wordt getransporteerd dan impuls. Het laatste verschijnsel wordt veroorzaakt doordat impuls-overdracht aan het gewas behalve door het diffuse transport in de grenslagen blad-atmosfeer ook door drukkrachten geschiedt, terwijl overdracht van waterdamp het alleen van het diffuse transport moet hebben. Het verschil in transportweerstand van impuls en waterdamp in het gewas is door Thom (1972) gegeven door

$$r_w(\text{gewas}) - r_i(\text{gewas}) = u_*^{-1} B^{-1} \quad (\text{s.m}^{-1}) \quad (31)$$

waarin  $u_*$  de wrijvingssnelheid is, gegeven door

$$u_* = u(z) \cdot k \left\{ \ln \left( \frac{z-D}{z_0} \right) - \psi_1 \left( \frac{z-D}{L_M} \right) \right\}^{-1} \quad (\text{m.s}^{-1}) \quad (32)$$

er  $B^{-1}$  een empirisch te bepalen grootheid. Thom heeft gevonden dat voor een aantal uiteenlopende gewassen (waaronder gras)  $B^{-1}$  kan worden beschreven met:

$$B^{-1} = 6.27 u_*^{1/3} \quad (33)$$

De totale transportweerstand van waterdamp vanaf het gewas naar het referentieniveau wordt nu bepaald door  $r_i(z)$  (verg. 30) te vermenigvuldigen met  $\alpha^{-1}$  en de correctie, gegeven door verg. (31) erbij op te tellen:\*

\* Hierbij moeten we aantekenen dat Thom bij zijn bepaling van  $B^{-1}$  veronderstelde dat de factor  $\alpha$  gelijk aan 1 is.

$$r_w(z) = \alpha^{-1} \frac{1}{k^2 u(z)} \left\{ \ln\left(\frac{z-D}{z_0}\right) - \psi_1\left(\frac{z-D}{L_M}\right) \right\}^2 + u_*^{-1} B^{-1} \quad (\text{s.m}^{-1}) \quad (34)$$

Om dit te kunnen vergelijken met de windfunctie  $f(u)$  moet deze functie eerst in termen van  $r_w$  vertaald worden; het verband is:

$$r_w^{\text{Rij}} = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{1}{f(u)} \quad (35)$$

waarin  $r_w^{\text{Rij}}$  de transportweerstand is, overeenkomend met de windfunctie naar Rijtema.  $\rho$  is de dichtheid van lucht,  $c_p$  de soortelijke warmte bij constante druk. De grootte  $\rho c_p / \gamma$  heeft bij  $15^\circ\text{C}$  de waarde  $1854 \text{ J.m}^{-3} \text{ mbar}^{-1}$ . We kunnen nu de transportweerstand  $r_w$  (verg. (34)) vergelijken met die volgens Rijtema,  $r_w^{\text{Rij}}$  (verg. (35)). Daartoe dienen eerst  $\alpha$ ,  $k$  en  $\psi_1$  te worden vastgelegd. Als nog vrij te variëren parameters houden we dan over  $z_0$ ,  $D$ , en, zoals zal blijken, de voelbare warmtestroom  $H$ . We nemen (Businger, 1973; Van Ulden, interne mededeling):

$$k = 0.35 \quad (36)$$

$$\alpha = 1.35 \frac{\ln\left(\frac{z_1-D}{1-D}\right) - \psi_1\left(\frac{z_1-D}{L_M}\right) + \psi_1\left(\frac{1-D}{L_M}\right)}{\ln\left(\frac{z_1-D}{1-D}\right) - \psi_2\left(\frac{z_1-D}{L_M}\right) + \psi_2\left(\frac{1-D}{L_M}\right)} \quad (37)$$

$$L_M = - \frac{u_*^3 T}{gk \frac{H}{\rho c_p}} \quad (38)$$

$$\psi_1\left(\frac{z}{L_M}\right) = 1.08 \sqrt{\left|\frac{z}{L_M}\right|} \quad ; \quad \psi_2\left(\frac{z}{L_M}\right) = 1.42 \sqrt{\left|\frac{z}{L_M}\right|} \quad (39)$$

De voelbare warmtestroom is nodig om  $L_M$  te kunnen bepalen (verg. (38));  $g$  is de versnelling van de zwaartekracht en  $T$  de luchttemperatuur op hoogte  $z$  in K. De bovenstaande betrekkingen slaan op het geval van een onstabiele ( $L_M < 0$ ) of neutrale ( $L_M = \infty$ ) atmosfeer.

Voordat we tot een vergelijking van  $r_w^{\text{Rij}}$  (verg. (35)) en  $r_w$  (verg. (34)) kunnen overgaan, moeten we eerst ingaan op de wijze waarop in het model Gelderland  $u_2$ , de windsnelheid op 2 m hoogte, wordt bepaald. De windsnelheid wordt, in het KNMI-meetnet, op 10 m hoogte gemeten. Om tot een wind-

snelheid op 2 m te komen, wordt in het model Gelderland een reductiefactor 0.75 toegepast. Dit is bepaald niet voor alle omstandigheden correct. De reductiefactor hangt namelijk af van de directe omgeving van het waarnemingsstation en van het gewas waarvoor  $f(u_2)$  wordt bepaald. De gemeten windsnelheid (op 10 m hoogte) hangt af van de structuur, of zo men wil de ruwheid, van de omgeving van de plaats van waarneming; bijv. nabijgelegen bomenrijen hebben een afremmende invloed op de wind en leiden dus tot een lagere windsnelheid dan gemeten zou zijn als de omgeving van het station vlak was. Dijken kunnen daarentegen een verhogend effect op de windsnelheid hebben t.g.v. versnellende stuweffecten. Om (naburige) windstations te kunnen vergelijken, is door het KNMI een procedure ontwikkeld om de gemeten windsnelheden te herleiden tot denkbeeldige windsnelheden, welke zouden optreden indien het terrein vlak en open was (Wieringa en Van der Veer, 1976). Deze reductiefactoren, beschuttingsfactoren geheten, kunnen aanzienlijk zijn: zo is voor De Bilt een beschuttingsfactor 1.1 tot 1.4 gevonden (afhankelijk van de windrichting en het seizoen), en voor de stations Twente en Diepenveen (welke bij berekeningen met het model Gelderland zijn gebruikt) waarden tussen de 1.07 en 1.25, resp. 1.14 en 1.27 (zomer). Beschuttingsfactoren zijn nog niet in de door het KNMI verstrekte gegevens verwerkt.

De tweede relevante grootte voor de bepaling van  $u_2$  uit 10 m wind ( $u_{10}$ ) is het gewas zelf. Stel dat  $u_{10}$  ter plaatse bekend is. De verhouding  $u_2/u_{10}$  kan nu worden bepaald met verg. (32), indien de ruwheidslengte  $z_0$  bekend is (we gaan ervan uit dat het onderhavige terrein over grote afstand homogeen is; verder nemen we eenvoudigheidshalve aan dat de atmosfeer neutraal is, dus  $\psi_1 = 0$ ). In tabel 2 worden de waarden van  $u_2/u_{10}$  voor verschillende grootten van  $z_0$  gegeven. De waarden van  $z_0$  corresponderen met een indeling in terreincategorieën volgens Wieringa en Van der Veer. We zien dat de in het model Gelderland toegepaste waarde van 0.75 alleen correct is voor een vlak en open terrein (categorie B). De reductiefactor  $u_2/u_{10}$  voor een bouwland is kleiner, namelijk 0.65. Voor een parkland is geen reductiefactor met de hierboven beschreven methode vast te leggen, aangezien dan niet meer het logaritmisch windprofiel (verg. (32)) van toepassing is. De in de tabel gegeven reductiefactoren gelden voor het geval dat de verplaatsingshoogte nihil is. Indien dat niet het geval is, hebben de getabelleerde waarden betrekking op de situatie dat de hoogten gemeten worden t.o.v. de hoogte van het verplaatsingsvlak (D). De windsnelheid op 2 m boven het

maaiveld is geringer dan die op 2 m boven het verplaatsingsvlak; de verhouding is  $\ln\{(2-D)/z_0\}/\ln(2/z_0)$ . Bijv., stellen we de grashoogte 1 m, dan zou hieruit, volgens de eerder gegeven vuistregels, volgen:  $z_0 = 0.14$  m en  $D = 0.7$  m; de verhouding  $u_2/u_{2+D}$  is dan 0.87.

Verder moeten we nog benadrukken dat bij de bepaling van de gegeven reductiefactoren  $u_2/u_{10}$  ervan uit is gegaan dat het terrein homogeen is, waarbij dan gedacht wordt aan een ongewijzigde terreinstructuur over afstanden van vele honderden meters. In de praktijk komt hier vaak weinig van terecht; de windsnelheid op 2 m boven een stuk bouwland zal i.h.a. afhangen van de uitgestrektheid van dat land en de aard van de omgeving (vlakker?, bomen?). Dergelijke micro-meteorologische omstandigheden zijn niet te vangen in vuistregels zoals " $z_0 = 0.14 \times$  gewashoogte" en " $z_0$  (bouwland) = 0.1 m".

In tabel 2 is ook de reciproke van de beschuttingsfaktor opgenomen, aangeduid met  $u_{10}/u_0$ .  $u_0$  is de windsnelheid op 10 m hoogte, indien het terrein vlak en open zou zijn (categorie B). Het produkt van  $u_{10}/u_0$  en  $u_2/u_{10}$ ,  $u_2/u_0$ , is dus een reductiefactor, indien de windsnelheid op 2 m hoogte bepaald wordt uit de windsnelheid op 10 m hoogte, indien de laatste gemeten is boven een vlak en open terrein, of gereduceerd is tot die situatie.

Samenvattend kunnen we het volgende zeggen:

- 1) De door het KNMI opgegeven windsnelheid op 10 m hoogte is behept met invloeden van de directe omgeving van het waarnemingsterrein. Het verdient aanbeveling de windsnelheden te normaliseren tot equivalente windsnelheden, welke zouden optreden boven een open en vlak terrein, alvorens er berekeningen mee uit te voeren.
- 2) De reductiefactor voor de windsnelheid op 10 m hoogte boven een vlak en open terrein naar 2 m hoogte boven een ander terrein hangt af van de aard van het laatste terrein; zie tabel 2.
- 3) De feitelijke windsnelheid op 2 m hoogte boven een perceel bouwland zal in het algemeen mede afhangen van de structuur van dat terrein en die van zijn directe omgeving.

Uit het bovenstaande zal het duidelijk zijn, dat de simplificatie " $u_2/u_{10} = 0.75$ " gemakkelijk tot een fout van 10% of meer in  $u_2$  kan leiden;



aangezien  $f(u) \propto u^{0.75}$ , kan de fout in  $f(u_2)$  dientengevolge 10% of minder bedragen. De fout is windrichtingsafhankelijk, in eerste plaats omdat de beschuttingsfactor van het windstation afhangt van de windrichting, en in de tweede plaats omdat de situatie ter plekke van een perceel in het algemeen aanleiding zal geven tot windrichtingsafhankelijke factoren (bomenrijen, bebouwing, enz.).

Tabel 2. Reduktiefactoren voor verschillende terreincategorieën.

Terrein- categorie	A zee	B open vlakke	C bouw- land	D park- land
$z_0$ (m)	0.0002	0.03	0.1	0.3
$u_{10}/u_0$	1.12	1.00	0.94	0.87
$u_2/u_{10}$	0.85	0.72	0.65	?
$u_2/u_0$	0.95	0.72	0.61	?

Bron: Wieringa en Van der Veer (1976)

In fig. 11 is nu de vergelijking te vinden tussen  $r_w$  volgens verg. (34) en  $r_w^{Rij}$  (verg. (35)). De sensibele warmtestroom is  $50 \text{ W.m}^{-2}$  gekozen, een waarde voor een "gemiddelde" dag in het zomerhalfjaar. Er zijn vijf waarden van  $\frac{z}{z_0}$  gekozen, nl. 20, 50, 200, 500, 2000; daar  $z = 2 \text{ m}$ , betekent dit  $z_0 = 0.1, 0.04, 0.01, 0.004$  en  $0.001 \text{ m}$ . Verder is  $D = 5 z_0$  en  $l = z_0/0.14$  genomen. De curven van Rijtema zijn die voor gras ( $l = 5$  en  $10 \text{ cm}$ ), en voor een gewas van  $50 \text{ cm}$  hoogte. Ze lopen ongeveer parallel met de semi-empirische voor windsnelheid  $u > 3 \text{ m.s}^{-1}$ , maar bij lage windsnelheden ( $u < 2 \text{ m.s}^{-1}$ ) treden er afwijkingen op. Dit is het gevolg van de toenemende onstabieliteit bij geringere windsnelheid, waardoor de toename van  $r_w$  bij afnemende windsnelheid wordt afgezwakt. Een dergelijke discrepantie bij geringe windsnelheden is eerder door Soer (1977) vermeld. De zomercurve voor gras komt, voor hoge windsnelheid, overeen met de semi-empirische voor  $z/z_0 \approx 80$ ; met  $z = 2 \text{ m}$  geeft dit  $z_0 = 0.025 \text{ m}$ . Volgens de eerder gegeven vuistregel hoort hierbij een gewashoogte van  $0.18 \text{ m}$ . Experimenteel bepaalde terreinruwheden voor grasland geven waarden met een grote spreiding, binnen welk kader een ruheidslengte van  $0.025 \text{ m}$  niet irreëel is. De conclusie is dan dat de zomerweerstand  $r_w^{Rij}$  overeenkomt met de semi-empirische weerstand, mits de

gewashoogte in de laatste berekening 0.18 m wordt genomen. Voor het winter geval is er overeenkomst tussen de Rijtema-weerstand en de semi-empirische bij  $z/z_0 \approx 400$ , hetgeen een ruwheidslengte van 0.005 m, en een gewashoogte van 0.036 zou inhouden. Deze getallen lijken aan de lage kant. Veronderstellen we de gewashoogte in de semi-empirische uitdrukking 0.09 m, dus de helft van 's zomers, dan is de transportweerstand  $r_w$  ongeveer  $0.8 \times r_w^{Rij}$ .

Zoals opgemerkt, treden er bij lage windsnelheden afwijkingen op tussen het verloop van de semi-empirische en empirische curven. Om het effect van de afwijkingen op de dagsom van de verdamping te kunnen beoordelen, moeten we de dagelijkse gang van de grootheden in de discussie betrekken. Fig. 12 geeft een indruk van het verloop van de latente en de sensibele warmtestroom, en van de windsnelheid op een mooie dag; de weergegeven waarden zijn gemeten op het KNMI proefterrein te Cabauw (grasland). Overdag zijn de warmtestromen aanzienlijk groter dan 's nachts. Dan is in het algemeen ook de windsnelheid (op 2 m) groter. Overdag komen windsnelheden van kleiner dan  $2 \text{ m.s}^{-1}$  wel voor, maar zijn toch betrekkelijk uitzonderlijk. Dit zou inhouden dat de invloed van onstabiliteit nogal meevalt. Echter, overdag is de voelbare warmtestroom vaak groter dan  $50 \text{ W.m}^{-2}$ . hetgeen het naar beneden buigen van de curven volgens verg. (34) bij afnemende windsnelheid bevordert (zie fig. 13). Het effect is echter, voor  $u > 3 \text{ m.s}^{-1}$ , niet groot. 's Nachts kan het, bij weinig wind, zeer stabiel zijn; dan is het effect van de stabiliteit op de transportweerstand groot. De verdamping is echter 's nachts gering. Samenvattend kan worden gesteld, dat de stabiliteit van de atmosfeer alleen een rol speelt op zonnige dagen met windsnelheden  $< 2 \text{ m.s}^{-1}$ . Zulke dagen komen vrij zelden voor. Beschouwt men decadesommen van de verdamping, dan lijkt het niet nodig de windfunctie van Rijtema voor stabiliteit te corrigeren. (Een decade met een persistent weerbeeld, met weinig wind en veel zon, is echter niet uitgesloten!). Opgemerkt moet nog worden dat de weerstand  $r_w^{Rij}$  voor  $u$  naderend tot nul oneindig wordt; dit is de toestand van zgn. vrije convectie, waar ook de semi-empirische formule voor  $r_w$  (verg. (34)) niet meer geldig is. Aangenomen wordt dat verg. (25) dan toch een goede benadering geeft voor de verdamping.

Voor hogere gewassen dan gras (zoals mais en granen) is van belang de vraag hoe  $r_w^{Rij}$  van  $l$  afhangt, vergeleken met het gedrag van  $r_w$  met  $l$ . Dit is te vinden in fig. 14. De curven volgens verg. (34) zijn gegeven voor het geval dat de windsnelheid op 2 m boven het verplaatsingsvlak ( $D = 0.7 l$ )  $4 \text{ m.s}^{-1}$  is, en voor het geval dat de windsnelheid op 2 m boven het maaiveld deze waarde heeft. Bovendien is de afhankelijkheid van  $r_w$  van de grootte van

de voelbare warmtestroom in beeld gebracht middels drie waarden van H. De volgende kenmerken vallen op:

Voor  $l > 5$  cm is er een redelijke overeenkomst tussen het verloop van de Rijtema-curve en dat van de curvenschaar volgens verg. (34). De sensibele warmtestroom heeft maar weinig invloed op de weerstanden volgens verg. (34), zeker voor hogere gewassen. Al eerder is opgemerkt dat de stabiliteitscorrectie in verg. (34) geen belangrijke rol speelt bij niet-kleine windsnelheden. De keuze van het niveau waarvoor de veronderstelde windsnelheid geldt -  $2$  m of  $2 + D$  m - is alleen voor gewassen hoger dan ca.  $0.5$  m van praktisch belang.

De besproken kenmerken zijn in wezen niet anders bij hogere of lagere windsnelheden, tenzij  $u < 2 \text{ m.s}^{-1}$ . Of in de praktijk verg. (34) of de Rijtema-formule (verg. (35)) kan worden gebruikt, valt moeilijk te zeggen, gezien de grootte van de verschillen (ca. 20%), en de onzekerheden in beide vergelijkingen. Zeker is dat de eerste formule het voordeel biedt dat factoren als ruwheidslengte, verplaatsingshoogte en stabiliteit in te bouwen zijn; de tweede houdt alleen rekening met de gewashoogte. In de eerste formule zitten echter nog wel onzekerheden. Met name de grootte van de ruwheidslengte  $z_0$  is onzeker. Ook wat betreft de correctie  $B^{-1} u_*^{-1}$  (verg. (33)), welke het verschil in transportweerstand tussen impuls en waterdamp in het gewas representeert, bestaat twijfel. De correctie is aanzienlijk (zie fig. 15), waarin de totale transportweerstand en alleen het turbulente gedeelte boven het gewas zijn uitgezet; het verschil is dus de bijdrage  $B^{-1} u_*^{-1}$ . Een eventuele herziening van deze correctie zal dus de totale transportweerstand zeker beïnvloeden.

#### 4.4.3 Het vochtdeficit

Het vochtdeficit  $e_s(T) - e$ , gemiddeld over een bepaalde periode, wordt in de praktijk bepaald volgens:

$$\overline{[e_s(T) - e]} = e_s(\bar{T})(1 - \bar{h}) \quad (40)$$

waarin  $\bar{T}$  de gemiddelde temperatuur is, en  $\bar{h}$  de gemiddelde relatieve vochtigheid. Deze procedure kan fouten introduceren; immers, eigenlijk

zou men op vele tijdstippen (bijv. elk uur) het vochtdeficit moeten bepalen, en dan middelen. Dit zou zeer bewerkelijk zijn. Beschikt men over etmaalgemiddelde waarden van de temperatuur en de vochtigheid, dan is een betere benadering dan (40) van het gemiddelde vochtdeficit over een periode van bijv. 10 dagen:

$$\overline{[e_s(T)-e]}_{\text{decade}} = \overline{[e_s(\bar{T}_{24h}) - e_{24h}]}_{\text{decade}} \quad (41)$$

We hebben het verschil tussen de uitdrukkingen (40) en (41) nagegaan voor de 36 decaden van het jaar 1977, voor het station Winterswijk. In fig. 16 zijn de decadegemiddelden tegen elkaar uitgezet. De regressierechte heeft een helling van 0.902, en gaat niet door de oorsprong. De afwijking van de waarden bepaald met (40) ten opzichte van (41) is zelden groter dan 0.25 mbar; d.i. circa 10% van het jaargemiddelde vochtdeficit. (Het hiermee corresponderende effect op de verdamping is ca. 5%).

Het etmaalgemiddelde vochtdeficit wordt gewoonlijk bepaald met:

$$\overline{[e_s(T)-e]}_{24h} = e_s(\bar{T}_{24h})(1-\bar{h}_{24h}) \quad (42)$$

Een betere benadering zou zijn  $e_s(\bar{T}_{24h}) - \bar{e}_{24h}$ . De laatste bepaling geeft in het algemeen iets grotere waarden dan de eerste. De verschillen zijn enkele tienden mbar. De regressierechte  $e_s(\bar{T}_{24h})(1-\bar{h}_{24h}) = a+b\{e_s(\bar{T}_{24h}) - \bar{e}_{24h}\}$  heeft een helling  $b = 0.93$  en een intercept  $a = 0.094$  mbar.

#### 4.5 Schatting van de fout in de berekening van $E_{\text{nat}}$

De berekening van  $E_{\text{nat}}$  bestaat uit twee delen: het bepalen van de stralingsterm en het bepalen van de windterm. Beide termen zijn belangrijk. In het bovenstaande hebben we elke term ontleed in zijn delen en de mogelijke fouten, gemaakt in de berekening van elk der delen, besproken. Het is gebleken dat de mogelijke fouten verschillend kunnen zijn al naar gelang men een jaar-, decade- of daggemiddelde van een grootheid beschouwt. Het is ook van belang of een decade of dag in de zomer of de winter valt. Verder kunnen nog specifieke terreinomstandigheden een rol spelen. Dit complex van factoren maakt het onmogelijk de fout van  $E_{\text{nat}}$  te bepalen, geldig voor alle seizoenen, omstandigheden, enz. Om toch een indruk van de mogelijke fout in  $E_{\text{nat}}$  te kunnen geven, hebben we in tabel 3 een schatting gegeven van de fout in de verdamping ten gevolge van fouten in de componenten van de gehanteerde formule (25).

Tabel 3 Schatting fout in  $E_{nat}$ .

<u>Foutenbron</u>	<u>Systematische fout</u>	<u>Toevallige fout</u>
Schatting $Q^*$	zomer: p.m. voor- en najaar: p.m.	5% 10%
Verwaarlozing G	zomer: 3% jaar : 0%	- -
Windfunctie $f(u)$	?	10%
Vochtdeficit $e_s - e$	-	5%
Totaal $E_{nat}$	? + p.m.	20-25%

p.m.: Het is niet uitgesloten dat de schatting  $Q^*$  een systematische fout vertoont in de orde van + 10%.

Het effect van toevallige fouten in de invoergegevens is wat betreft  $Q^*$  hierbij inbegrepen. Analooq aan tabel 1, gelden de getallen ongeveer voor maand- en decadesommen; voor etmaaltotalen zullen de toevallige fouten groter zijn, en voor seizoenstotalen kleiner. Ook deze foutenschatting geeft slechts een orde van grootte. Met name de grootte van de fout in de windfunctie is onzeker. Stabiliteitseffecten spelen een rol bij zonnig weer met weinig wind ( $< 2 \text{ m.s}^{-1}$ ).

5. Schatting van de potentiële gewassenverdamping met behulp van de "openwaterverdamping".

In de voorafgaande hoofdstukken hebben we gezien hoe de Penman-formule in de vorm van verg. (7) toegepast kan worden voor de berekening van zowel de verdamping van een meer als die uit een nat gewas. Daarnaast is door Penman (1948) een empirische methode ontwikkeld voor het schatten van de potentiële verdamping. Hieronder verstaat Penman de verdamping uit een korte, gesloten vegetatie, die optimaal van water wordt voorzien. Strikt genomen moet aan deze definitie de bepaling "van buiten droog" worden toegevoegd. De bijvoegelijke naamwoorden "kort" en "gesloten" maken dat Penman's definitie van potentiële verdamping géén betrekking heeft op hoge vegetaties of gewassen die de bodem maar gedeeltelijk bedekken. Om dit te vermijden wordt vaak onder de potentiële verdamping uit een bepaald gewas verstaan de verdamping bij optimale watervoorziening. Dus met weglating van de termen "kort" en "gesloten". Deze laatste definitie houdt in dat de potentiële

verdamping afhankelijk is van gewasfactoren zoals bedekkingsgraad.

Het empirisch model van Penman luidt:

$$E_{\text{pot}} = f E_0 \quad (43)$$

Hierbij is  $E_{\text{pot}}$  de potentiële verdamping,  $f$  een empirische factor en  $E_0$  een rekengrootheid, die wel de "openwaterverdamping" wordt genoemd. Deze laatste is de verdamping van een hypothetisch, ondiep wateroppervlak onder de gegeven meteorologische omstandigheden. De term "openwaterverdamping" is verwarrend, omdat het gaat om de verdamping van een niet aanwezig meer. De berekeningswijze van  $E_0$  is als volgt. Uit de, boven het gewas, gemeten etmaal (decade- of maand-)gemiddelden van de zonneshijnduur, windsnelheid, luchttemperatuur en luchtvochtigheid wordt  $E_0$  berekend met de Penman-formule. Omdat het gaat om een (hypothetisch) ondiep wateroppervlak, wordt de bodemwarmtestroom  $G$  verwaarloosd, en worden de nettostraling  $Q$  en de windfunctie  $f(u)$  geschat met resp. de formules (21) en (22), die op water betrekking hebben.

Het is goed te beseffen dat  $E_0$  een rekengrootheid is, waaraan géén fysische betekenis is toegekend. Op grond van waarnemingen met lysimeters in Zuid-Oost Engeland vond Penman de in tabel 4a gegeven waarden voor  $f$ .

---

Tabel 4a Waarden voor  $f$  (volgens Penman)

<u>Periode</u>	<u>f</u>
mei - augustus	0.8
sept. - okt., maart - april	0.7
november - februari	0.6
jaar	0.75

---

Deze  $f$ -waarden worden in de praktijk veel toegepast. Om de betrekkelijkheid ervan te illustreren, is het goed Penman (1956) zelf te citeren:

"Experimental measurements of  $E_0$  and of the transpiration from sub-irrigated short grass showed a very great scatter in short-period values of  $f$ , considerable scatter in montly values, but, over a period of two years, revealed a marked seasonal cycle. As a recognition of the scatter the values of  $f$  are given without any attempt at precision. For SE-England they are: ..... Tabel 4a ....".

De nauwkeurigheid van de in tabel 4a gegeven f-waarden is dus niet groot. Ze gelden bovendien alleen voor kort gras. Zo vinden Keijman en Schipper (1978) voor bomen f-waarden van 6 à 7 in de winter, als we aannemen dat dan de verdamping ongeveer potentieel is.

Het zou hier te ver voeren in detail te gaan op de achtergronden van (43); het is echter goed te beseffen dat de methode erg ruw is.

Dat neemt niet weg dat het in de praktijk een erg nuttige methode kan zijn. Daarom geven we ter aanvulling de tabellen 4b en 4c, waarin f-waarden zijn te vinden voor verschillende gewassen onder verschillende omstandigheden. Deze tabellen zijn resp. ontleend aan v.d. Molen (ongedateerd) en Hellings (ongedateerd).

Tabel 4b Waarden voor f (volgens v.d. Molen).

Soort gewas	HUMIED			ARIED/SEMI-ARIED		
	gematigd winter	tropisch zomer	-	groot oppervlak winter	klein opp. zomer	klein opp.* zomer
nat geregend gewas	0.9	1.0	1.0	1.0	1.2	1.5
kort gewas (kort gras)	0.7	0.8	0.8	0.8	1.0	1.2
lang " (tarwe, suikerriet)	0.8	1.0	1.0	1.0	1.2	1.5
rijst, moerasvegetatie	1.0	1.0	1.2	1.0	1.3	1.6

\* ) Kleine percelen (< 1 ha) temidden van grote stukken onbevloed of braak land (oase-effect).

Ten aanzien van de tabellen 4b en 4c is het belangrijk om op te merken dat de twee definities van potentiële verdamping, zoals die aan het begin van deze paragraaf zijn gegeven door elkaar worden gebruikt, terwijl bovendien soms niet aan de restrictie "van buiten droog" wordt voldaan.

Tabel 4c heeft betrekking op Nederlandse omstandigheden. De waarden van f zijn gevonden door de verdamping van periodiek beregende gewassen te vergelijken met de overeenkomstige waarde van  $E_0$ , berekend door het KNMI. Er is impliciet aangenomen dat de berekening voldoende geweest is voor het bereiken van potentiële verdamping.

Tevens is het van belang om te vermelden dat het KNMI een speciale

Tabel 4c Waarden voor f (volgens Hellings)

	april			mei			juni			juli			aug.			sept.		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Zomertarwe								0.88										
				0.7				0.8/0.9				0.7						
Haver								0.86										
				0.7				0.9										
Zomergerst								0.90										
				0.7				0.9			0.7							
Erwten								0.88										
				0.5	0.7			0.9		0.7								
Aardappelen												0.86						
				0.5		0.7				0.9			0.7					
Bieten												0.91						
						0.4	0.6					0.9						
Grasland											0.82							
								0.8										

berekeningswijze hanteert voor het bepalen van  $E_0$ . In plaats van te werken met de etmaal (24 uurs-)gemiddelden van de temperatuur en luchtvochtigheid, wordt door het KNMI  $E_0$  berekend uit de overdag-gemiddelden (= gemiddelde van 8<sup>h</sup>, 14<sup>h</sup> en 19<sup>h</sup> M.P.T.) van deze grootheden. Volgens Rijtema en Rijnher (1968) wordt hierdoor  $E_0$  in het groeiseizoen ongeveer 10% overschat (zie ook van Boheemen, 1977).

Het is goed te beseffen dat de waarden van f uit tabel 4c behoren bij de KNMI-berekeningswijze van  $E_0$ . Dus zouden we de waarden van f willen weten betrokken op  $E_0$  berekend uit de etmaalgemiddelden van alle invoergegevens, dan zouden de f-waarden uit tabel 4c met ongeveer 10% moeten worden verhoogd.

Tenslotte zij opgemerkt dat door de Werkgroep van de Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland een meer geavanceerde methode wordt gehanteerd voor het bepalen van de potentiële verdamping. Bij deze methode wordt niet gebruik gemaakt van de rekengrootheid  $E_0$ .



De schrijvers danken Ir. P.J.T. van Bakel en Dr. R.A. Feddes van het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding voor hun waardevolle opmerkingen.

LITERATUUR

- Anderson, E.R., 1954: Energy-Budget Studies, Water loss investigations. Lake Hefner studies, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 269, 71-119.
- Boer, H.J. de, 1961: A calculation of global radiation in the Netherlands with the aid of the relative duration of sunshine. Archiv für Meteor., Geoph. und Biokl., Band 10, 537-546.
- Boheemen, P.J.M. van, 1977: Verschillen tussen drie berekeningswijzen van de openwaterverdamping. I.C.W. nota nr. 956.
- Brunt, D., 1939: Physical and Dynamical Meteorology. Cambridge Univ. Press, pp 428.
- Brutsaert, W., 1975: Comments on surface roughness parameters and the height of dense vegetation. J. Meteor. Soc. Japan, 53, 96-97.
- Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Izumi and E.F. Bradley, 1971: Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. J. Atmos. Sci., 28, 181-189.
- Harbeck, G.E., 1962: A practical field technique for measuring reservoir evaporation utilizing mass-transfer theory. USGPO, Washington, D.C. Geol. Surv. Prof. Paper, 272-E, 101-105.
- Harbeck, G.E., 1964: Estimating forced evaporation from cooling ponds. J. Power Div. Proc. ASCE, PO 3 (4061), 1-9.
- Hellings, A.J.: Het verband tussen waterverbruik en opbrengst bij gewassen zonder duidelijke gevoelige stadia. Rijkslandbouwconsulentschap voor bodem- en bemestingsvraagstukken, Wageningen.
- Keijman, J.Q., 1974: The estimation of the energy balance of a lake from simple weather data. Boundary-Layer Meteorol., 7, 399-407.
- Keijman, J.Q. en W. Schipper, 1978: Waterhuishouding lysimeters Castricum 1967. Een vergelijking van de verdamping berekend uit de waterbalans met de verdamping volgens Penman. KNMI W.R. 78-5.
- KNMI, 1978: Maandelijks Overzicht der Weersgesteldheid.
- Kramer, C., 1957: Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping voor verschillende delen van Nederland volgens de methode van Penman. KNMI Med. en Verh. 70.

- Laat, P.J.M. de, C. van den Akker and Th.J. van de Nes, 1975:  
Consequences of ground water extraction on evapotranspiration and saturated-unsaturated flow. Symposium on Application of Mathematical Models in Hydrology and Water Resources Systems, Bratislava, September 1975.
- McMillan, W., 1971: Heat dispersal - Lake Trawsfynydd cooling studies. In: Symp. on Freshwater Biology and Electrical Power Generation, 22 April 1971. Part 1, Sess. 1, 41-80.
- McMillan, W., 1973: Cooling from open water surfaces. Final report. Part 1: Lake Trawsfynydd cooling investigation. Scientific Services Department, CEGB Manchester, No. NW/SSD/RR/1204/73.
- Molen, W.H. van der: Agrohydrologie. Landbouwhogeschool. (collegedicataat).
- Penman, H.L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. A., 193, 120-146.
- Penman, H.L., 1956: Evaporation: an introductory survey. Proceedings of the informal meeting on physics in agriculture. Neth. J. Agr. Sc., 4, No. 1, 9-29.
- Rijkoort, P.J., 1954: Een nomogram voor de bepaling van de potentiële evapotranspiratie volgens de formule van Penman. KNMI R III-143.
- Rijkoort, P.J., 1960a: De onzekerheid in de verdamping van een vrij wateroppervlak berekend volgens de methode van Penman als gevolg van onnauwkeurigheden in de basisgegevens. Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onder. TNO No. 4, 46-59.
- Rijkoort, P.J., 1960b: De indringdiepte van de vorst in de bodem. KNMI W.R. 60-5.
- Rijtema, P.E. 1965: An analysis of actual evapotranspiration. Agric. Res. Rep. 659: pp 107. Pudoc, Wageningen.
- Rijtema, P.E. en A.H. Rijnier, 1968: De lysimeters in Nederland (III). Aspecten van verdamping en resultaten van verdampingsonderzoek. I.C.W. Meded. 108.
- Sellers, W.D., 1972: Physical Climatology. The University of Chicago Press.
- Soer, G.J.R., 1977: Estimation of regional evaporation and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperatures. NIWARS publ. 45, Delft, The Netherlands, 30 pp.

- Sweers, H.E., 1976: A nomogram to estimate the heat-exchange coefficient at the air-water interface as a function of windspeed and air temperature; a critical survey of some literature, J. Hydrol., 30, 357-401.
- Thom, A.S., 1972: Momentum, mass and heat exchange of vegetation. Quart. J. R. Met. Soc., 98, 124-134.
- Vries, D.A. de, 1952: Het warmtegeleidingsvermogen van de grond. Meded. Landb. Hogesch. Wageningen 52: pp. 72.
- Vries, D.A. de, 1955: Solar radiation at Wageningen. Meded. Landb. Hogesch. Wageningen 55, 277-304.
- Wieringa, J. en P.J.M. van der Veer, 1976: Nederlandse windstations 1971-1974. KNMI Verslag V-278.

Symbolenlijst.

<u>Symbool</u>	<u>Betekenis</u>	<u>Eenheid</u>
A	"Effectief oppervlak" van een meer	$m^2$
$B^{-1}$	Empirische konstante (zie formule 31)	-
D	Verplaatsingshoogte	m
E	Verdampingsstroomdichtheid	$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$
$E_a$	Aerodynamische verdamping	$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$
$E_{nat}$	Verdamping van een nat gewasoppervlak	$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$
$E_o$	Verdamping uit een hypothetisch wateroppervlak ("open water verdamping")	$W \cdot m^{-2}$
$E_{pot}$	Potentiële verdamping van een gewas	$W \cdot m^{-2}$
G	Warmteopslag per eenheid van tijd en oppervlak in water, of in de bodem	$W \cdot m^{-2}$
H	Voelbare (sensibele) warmtestroomdichtheid	$W \cdot m^{-2}$
K	Kortgolvlige straling	$W \cdot m^{-2}$
$K^\downarrow$	Inkomende kortgolvlige straling	$W \cdot m^{-2}$
$K^\uparrow$	Uitgaande kortgolvlige straling	$W \cdot m^{-2}$
L	Verdampingswarmte van water	$J \cdot kg^{-1}$
	Langgolvlige straling	$W \cdot m^{-2}$
$L^\downarrow$	Inkomende langgolvlige straling	$W \cdot m^{-2}$
$L^\uparrow$	Uitgaande langgolvlige straling	$W \cdot m^{-2}$
$L_M$	Monin-Obukhov lengte	m
$Q^*$	Nettostraling	$W \cdot m^{-2}$
$R_a$	Inkomende zonnestraling op een horizontaal oppervlak aan de rand van de atmosfeer	$W \cdot m^{-2}$
$R_c$	Inkomende zonnestraling op een horizontaal oppervlak op waarnemerhoogte, bij onbewolkte hemel	$W \cdot m^{-2}$
T	Luchttemperatuur	$^{\circ}C(K)$
$T_o$	Oppervlakte temperatuur	$^{\circ}C$
$T_w$	Watertemperatuur	K

<u>Symbool</u>	<u>Betekenis</u>	<u>Eenheid</u>
$T_2$	Luchttemperatuur op 2 m hoogte	$^{\circ}\text{C}$
a	Empirische konstante (zie verg. 13)	-
a'	Empirische konstante (zie verg. 14)	-
b	Empirische konstante (zie verg. 13)	-
b'	Empirische konstante (zie verg. 14)	-
c	Soortelijke warmte van water Empirische konstante (zie verg. 18)	$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$
$c_p$	Warmtecapaciteit van lucht bij constante druk	$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$
d	Empirische konstante (zie verg. 18) Waterdiepte	$\text{mbar}^{-\frac{1}{2}}$ m
e	Dampspanning van waterdamp	mbar
$e_s$	Verzadigingsdampspanning van waterdamp	mbar
$e_2$	Dampspanning van waterdamp op 2 m hoogte	mbar
f	Windfunctie Omrekeningsfactor (zie verg. 43)	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mbar}^{-1}$
g	Versnelling van de zwaartekracht	$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$
h	Relatieve vochtigheid	-
i	Dagnummer	-
k	Von Kármán konstante	-
l	Gewashoogte (zie verg. 29)	cm
n/N	Relatieve zonneshijnduur	-
p	Empirische konstante (zie verg. 19)	-
r	Reflecitiecoëfficiënt	-
$r_a$	Turbulente transport voor waterdamp	$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$
$r_i$	Totale weerstand voor impulstransport	$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$
$r_w$	Totale weerstand voor het waterdamptransport	$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$
$r_w^{\text{Rij}}$	Totale transporteerstand voor waterdamp volgens uit de formule van Rijtema	$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$

<u>Symbool</u>	<u>Betekenis</u>	<u>Eenheid</u>
s	Helling van de dampspanningscurve van waterdamp	mbar.K <sup>-1</sup>
t	Tijd	s
u	Windsnelheid	m.s <sup>-1</sup>
u <sub>2</sub>	Windsnelheid op 2 m hoogte	m.s <sup>-1</sup>
u <sub>*</sub>	Wrijvingsnelheid	m.s <sup>-1</sup>
z	Hoogte	m
z <sub>0</sub>	Ruwheidslengte	m
$\alpha$	Empirische konstante (zie verg. 34)	-
$\gamma$	Psychrometerkonstante	mbar.K <sup>-1</sup>
$\psi_1$	Stabiliteitscorrectie	-
$\rho$	Dichtheid van water of lucht	kg.m <sup>-3</sup>
$\sigma$	Konstante van Stefan-Boltzmann	W.m <sup>-2</sup> .K <sup>-4</sup>

FIGUREN

- Fig. 1           Uitkomst van een simulatie van  $\bar{Q}^*$  en  $\bar{G}$  en  $\bar{LE}$  voor een hypothetisch meer van 5 m diep, blootgesteld aan het weer van De Bilt, 1971 t/m 1976.
- Fig. 2           Gemiddelde jaarlijkse gang van LE voor een meer met een diepte van 0,5 m (x-x), en voor een 5 m diep meer (□-□). Invoergegevens De Bilt, 1971 t/m 1976.
- Fig. 3           Etmaalgemiddelde waarden van de nettostraling berekend volgens methode Kramer (invoergegevens van Oostvaardersdiep, rand Flevomeer), vergeleken met de gemeten waarden (midden Flevomeer).
- Fig. 4           Vergelijking van verschillende windfuncties.
- Fig. 5           Decadegemiddelde waarden van de nettostraling berekend volgens vergelijking (26), vergeleken met de gemeten waarden; De Bilt, april t/m september, 1971 t/m 1974.
- Fig. 6           Decadegemiddelde waarden van de nettostraling berekend volgens methode Kramer (reflectiecoëfficiënt 0.20, verg. 27), vergeleken met de gemeten waarden; De Bilt, april t/m september, 1971 t/m 1974.
- Fig. 7           Vergelijking tussen schattingsformules(26) en (27) van de nettostraling; invoergegevens De Bilt, decadegemiddelden van april t/m september, 1971 t/m 1974.
- Fig. 8           Vergelijking tussen de gemeten etmaalsommen van de nettostraling en de globale straling te De Bilt, juni, 1971 t/m 1975.
- Fig. 9           Vergelijking gemiddelde jaarlijkse gang van de nettostraling ( $Q^*$ ) (1971 t/m 1976) en die van de bodemwarmtestroom (G) (1957); De Bilt.
- Fig. 10          Jaarlijkse gang van de stralingsterm en de windterm van  $E_{nat}$  volgens formule (25); invoergegevens De Bilt, 1971 t/m 1976.
- Fig. 11          De totale weerstand van het transport van warmte en waterdamp als functie van de windsnelheid voor verschillende waarden van  $z/z_0$ ;  $H = 50 \text{ W.m}^{-2}$ . Tevens de transportweerstand volgend uit vergelijking (35).
- Fig. 12          Voorbeeld van de dagelijkse gang van  $Q^*$ , G, LE, H en u; Cabauw, 5 augustus 1977. De waarden van LE en H 's nachts zijn in dit geval te onbetrouwbaar gemeten om weer te geven.



- Fig. 13 De totale weerstand voor het transport van warmte en waterdamp versus de windsnelheid voor verschillende waarden van  $H$ ;  $z/z_0 = 200$ .
- Fig. 14 De weerstand voor het transport van warmte en waterdamp versus de gewashoogte volgens Rijtema (verg.(35)) en volgens verg. (34).
- Fig. 15 De totale weerstand ( $r_w$ ) en het turbulente gedeelte daarvan ( $r_a$ ) voor het transport van warmte en waterdamp versus de windsnelheid bij drie waarden van  $z/z_0$ ;  $H = 50 \text{ W.m}^{-2}$ .
- Fig. 16 Vochtdeficit berekend uit de decadegemiddelde waarden van de temperatuur en de relatieve vochtigheid ( $e_s(\bar{T}_{\text{dec}}) [1 - \bar{h}_{\text{dec}}]$ ) versus het decadegemiddelde vochtdeficit, bepaald uit etmaalgemiddelde etmaalgemiddelde invoergegevens; Winterswijk, 1977.

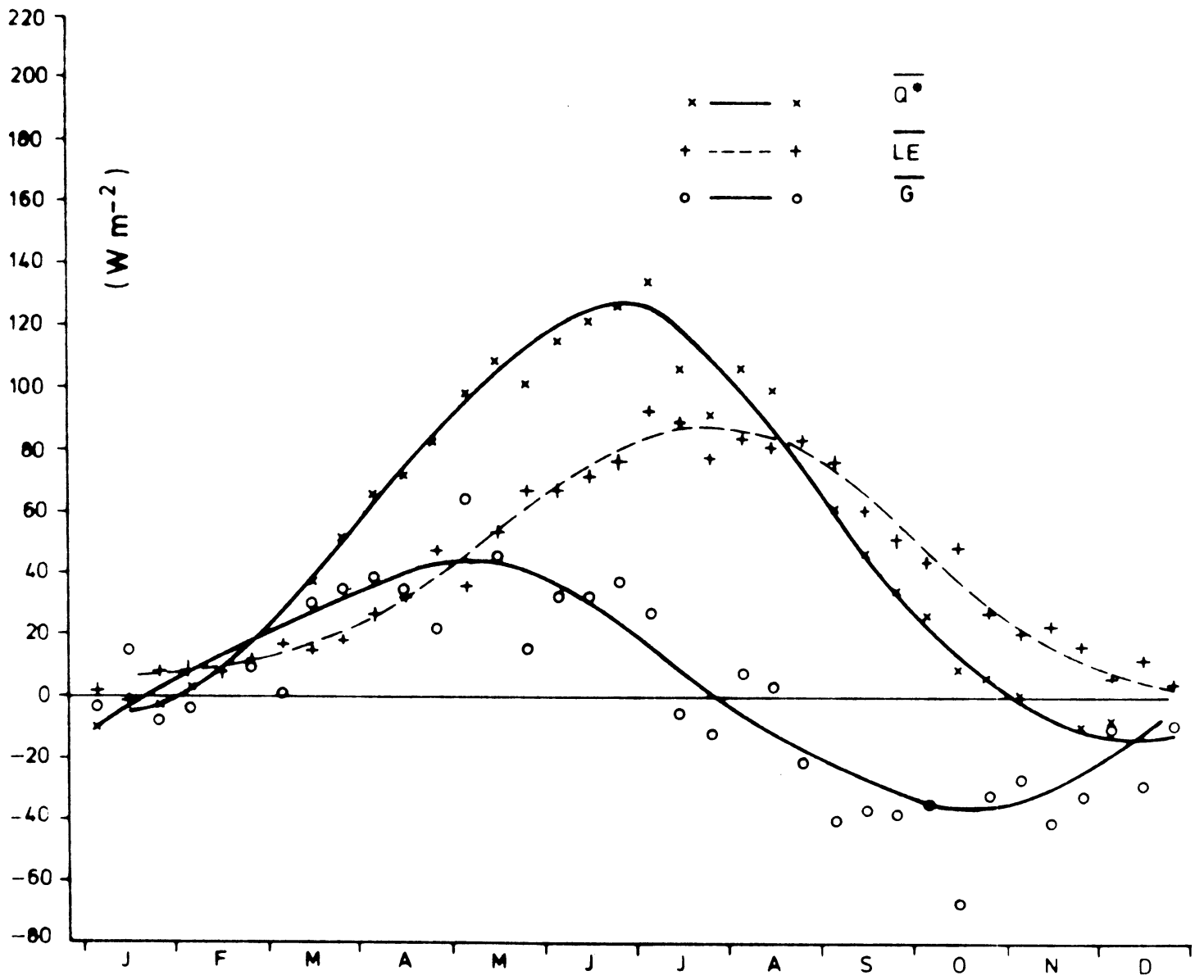


Fig. 1

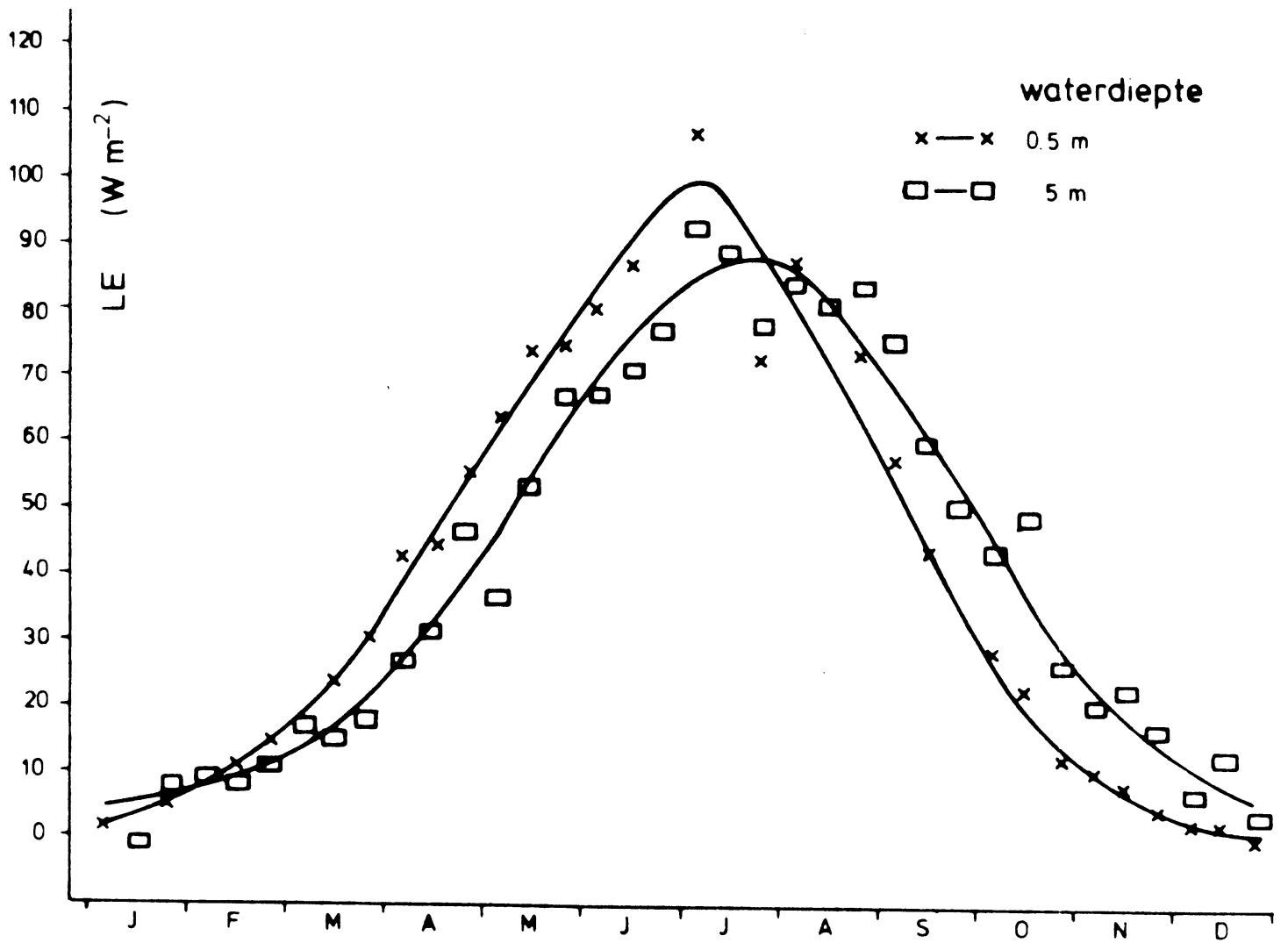


Fig. 2

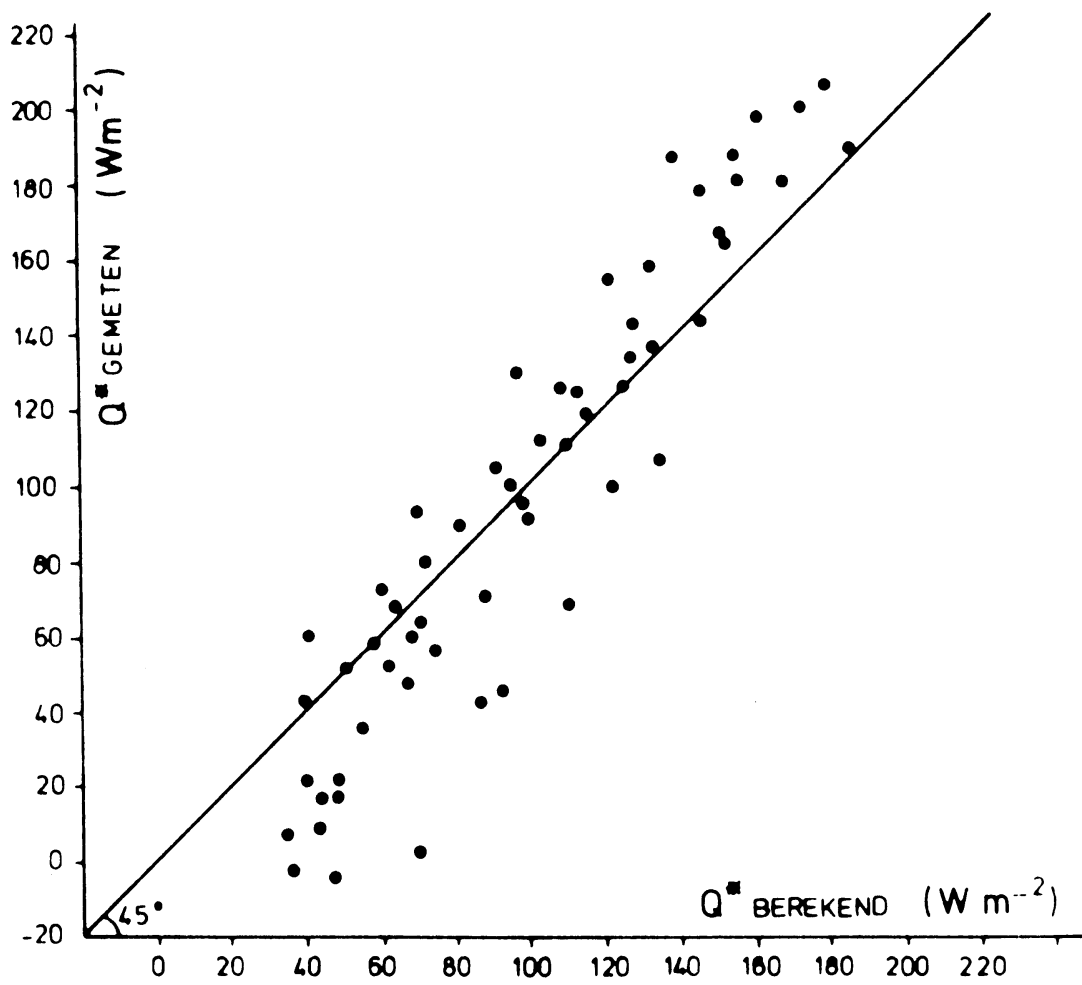


Fig 3

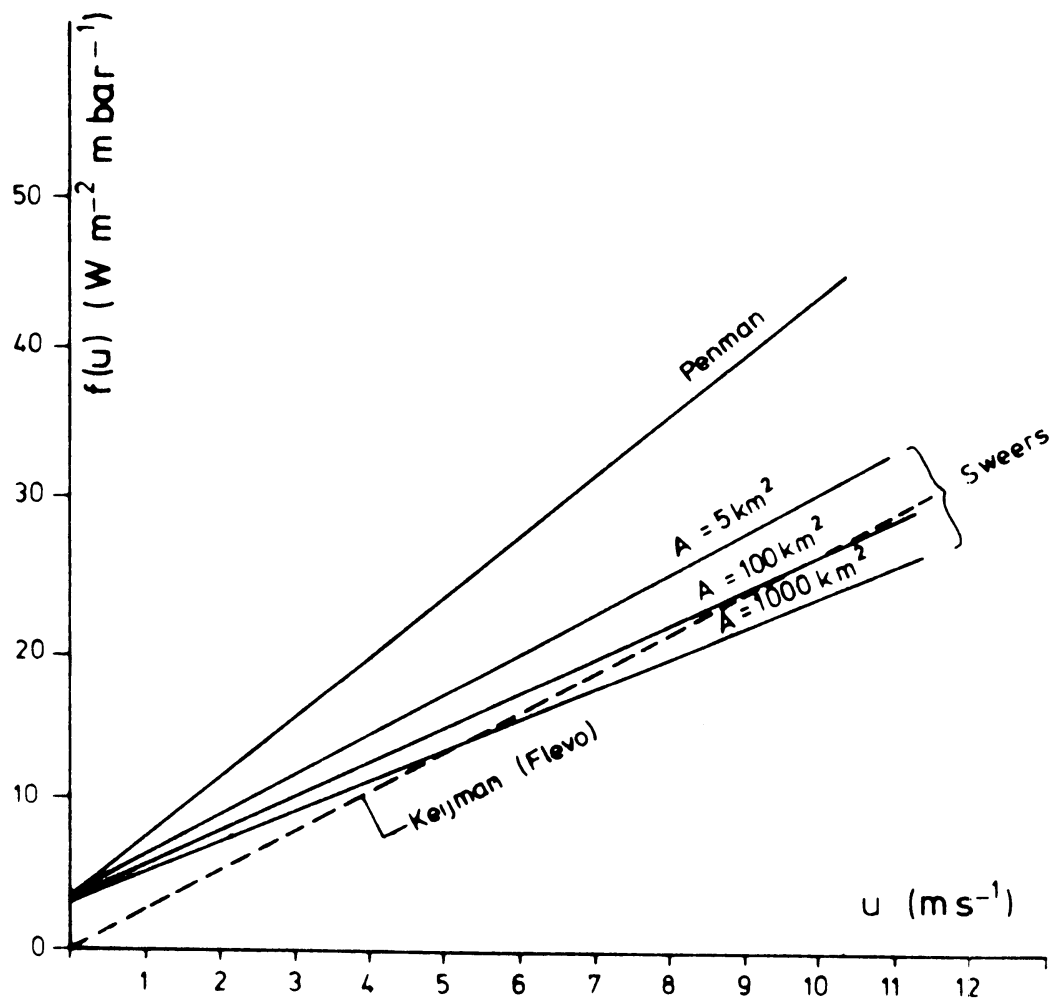


Fig. 4

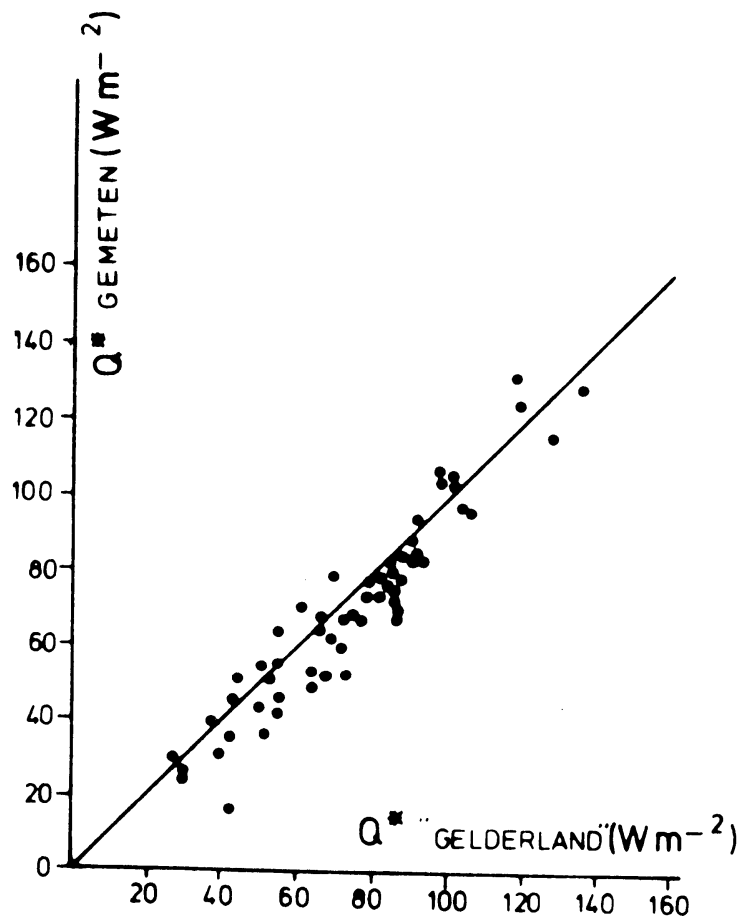


Fig 5

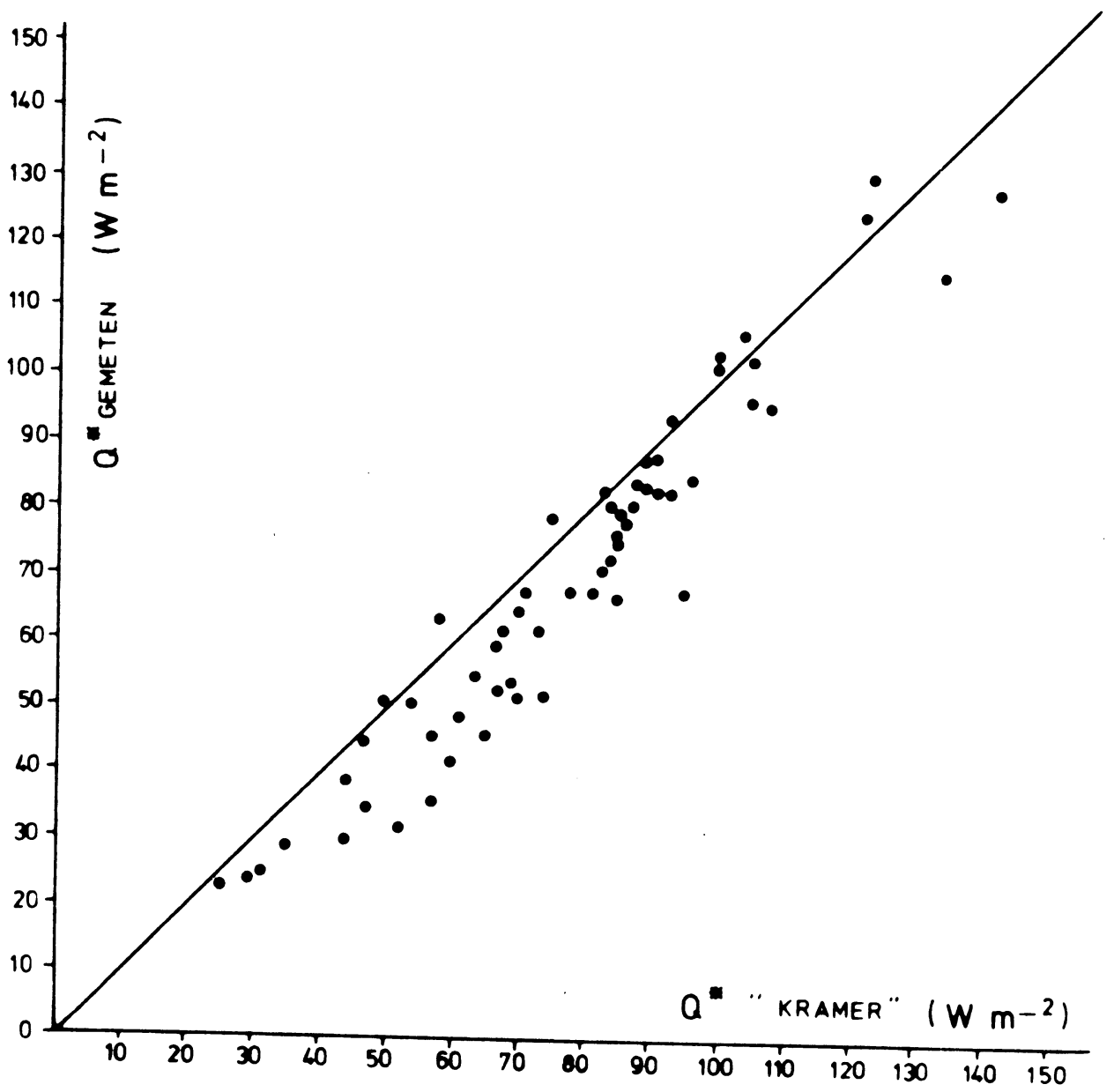


Fig. 6

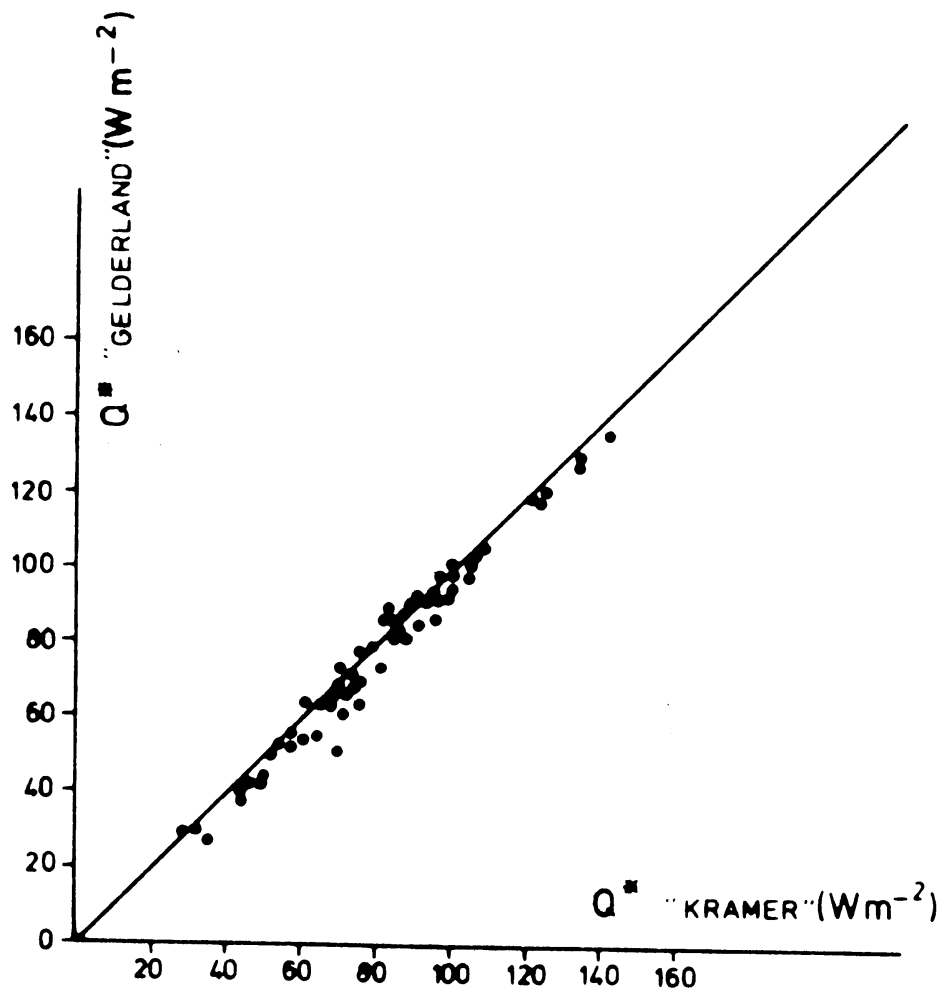


Fig 7



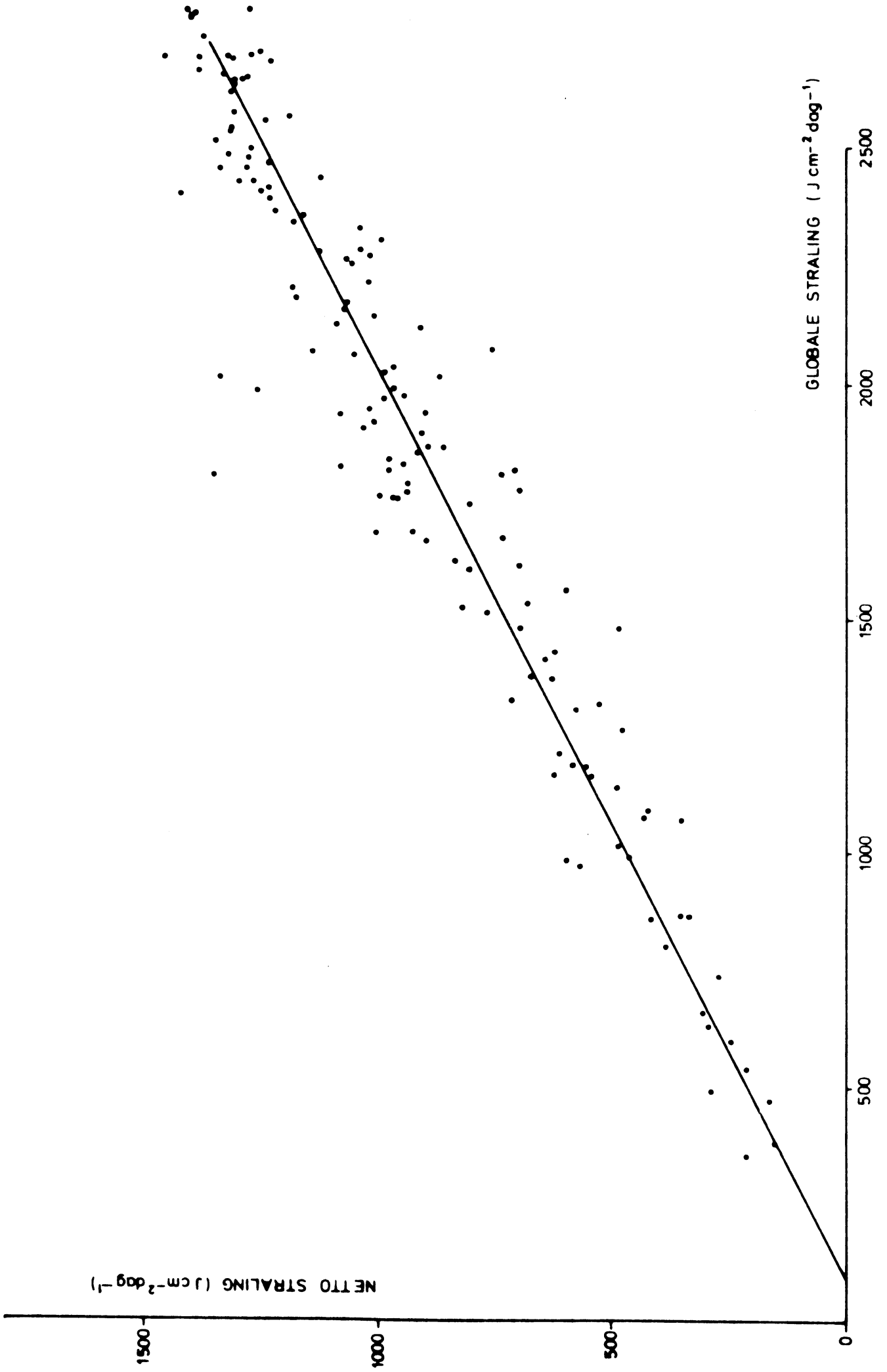


Fig 8

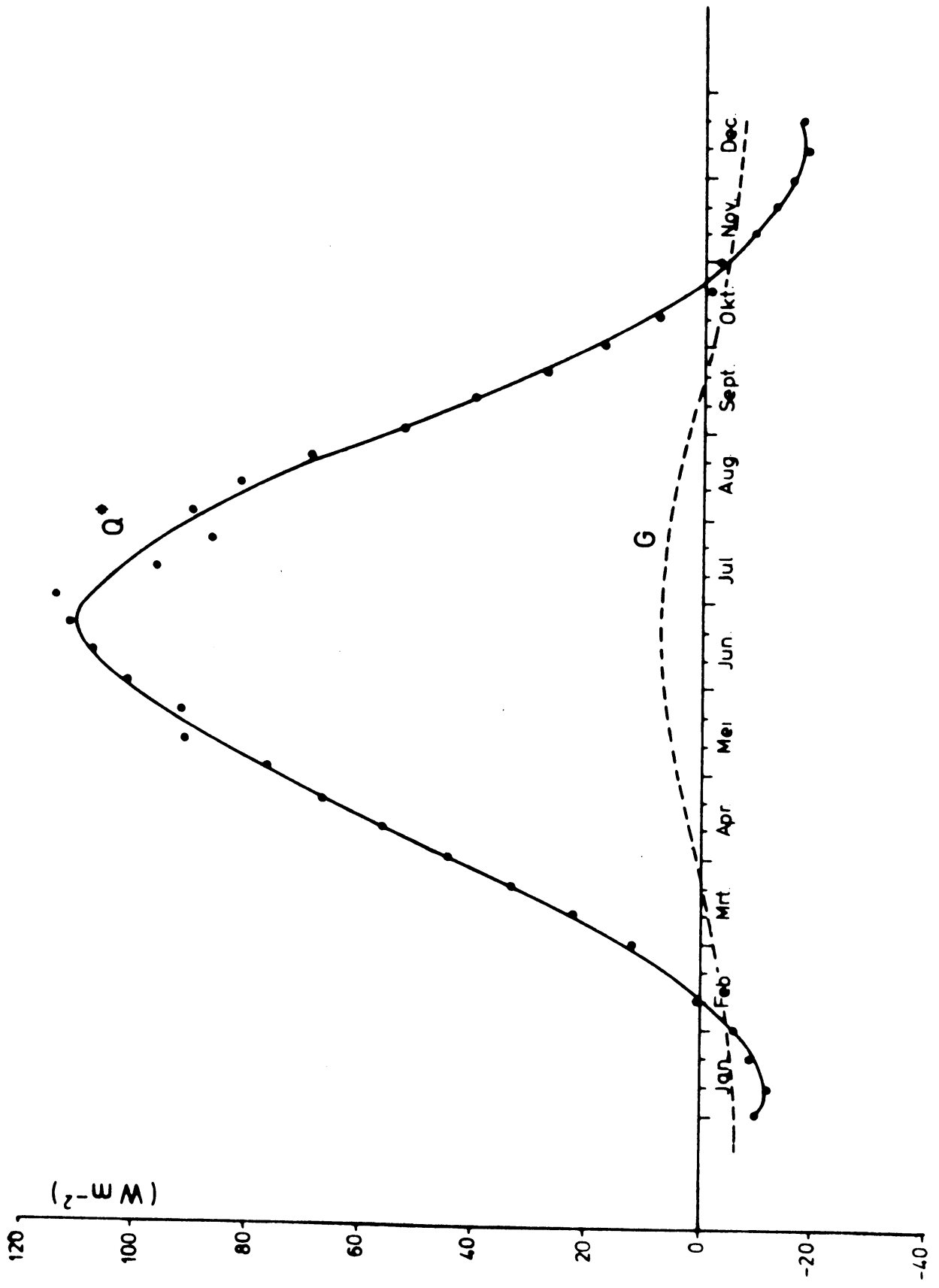


Fig 9

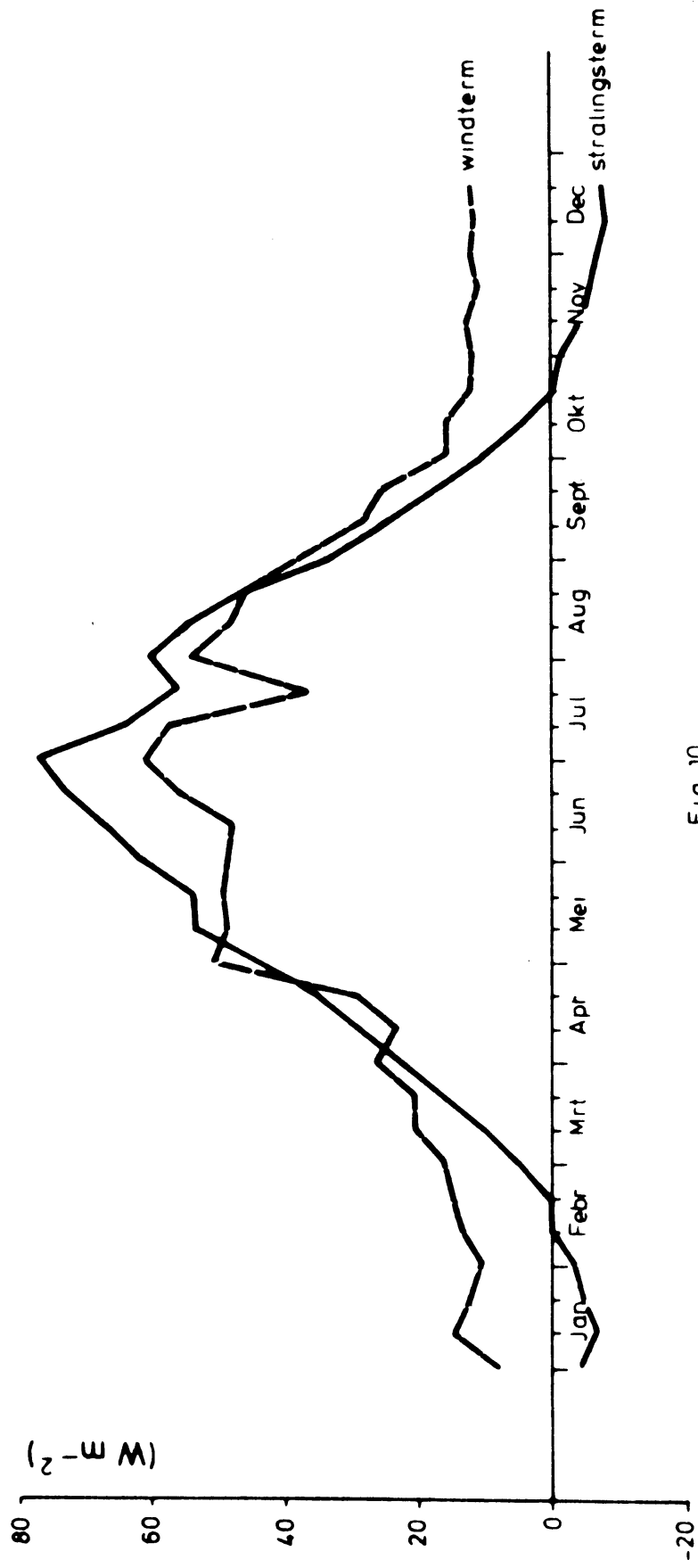


Fig 10

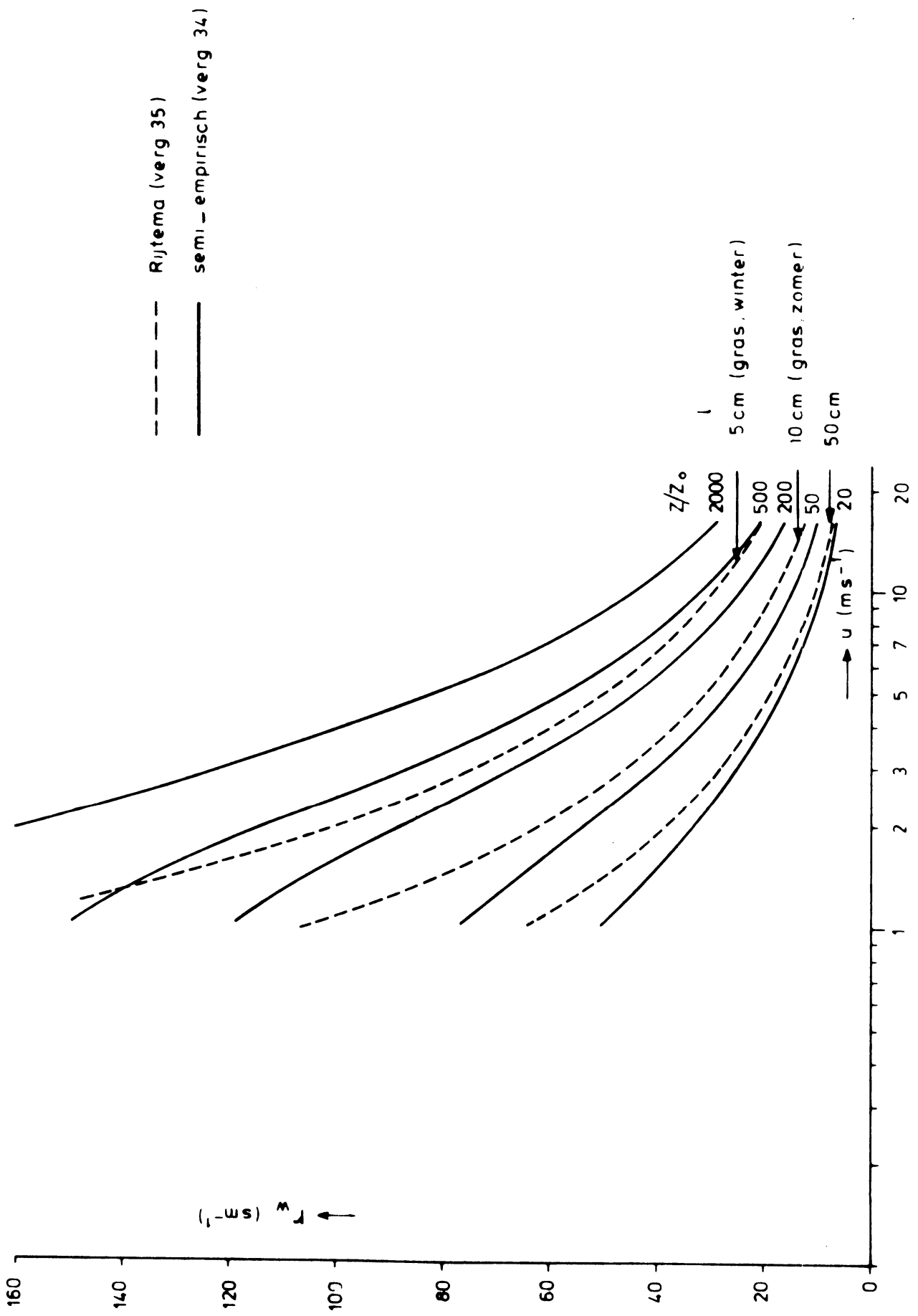


Fig 11

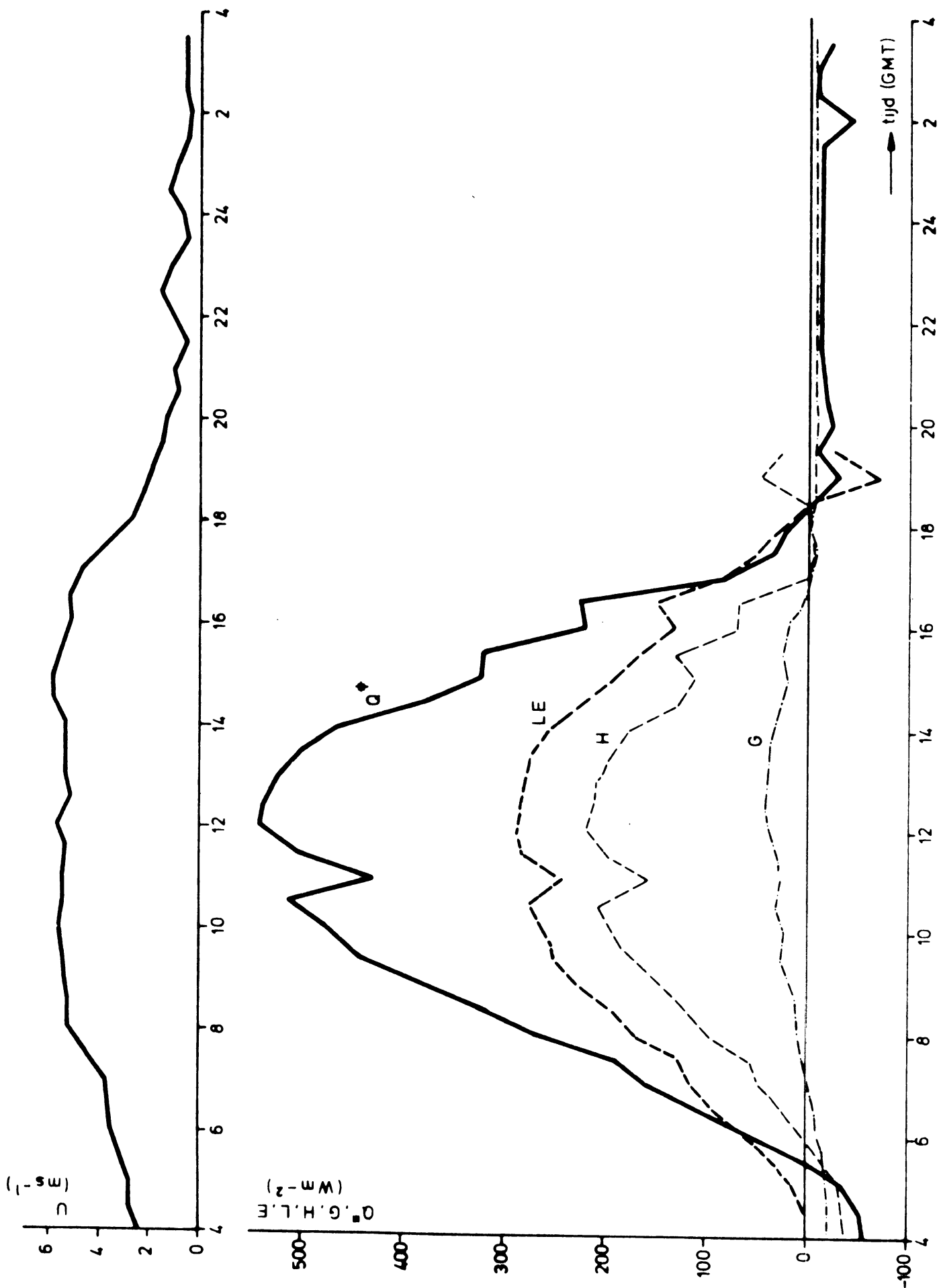


Fig 12

$Z/Z_0 = 200$

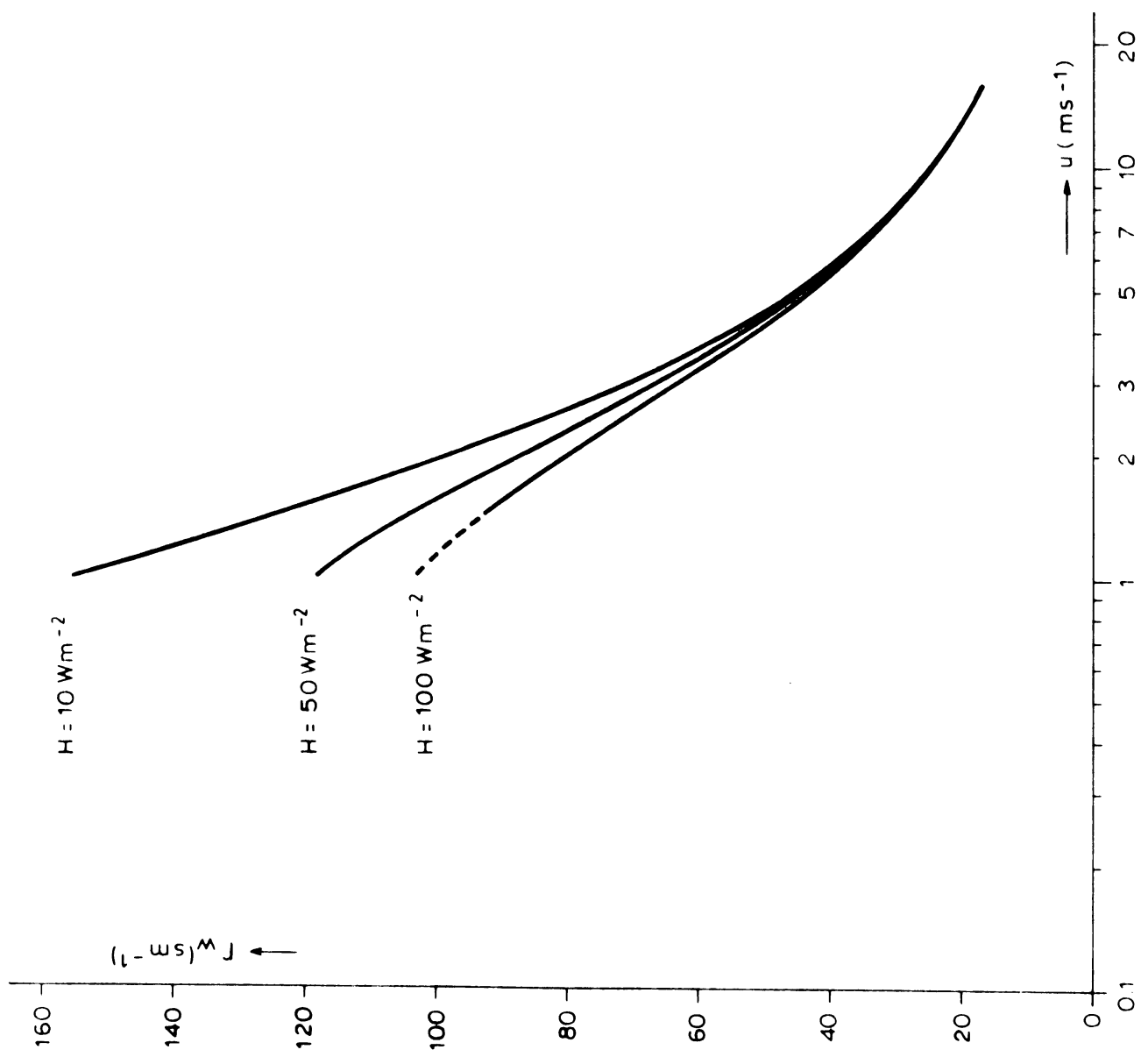


Fig. 13

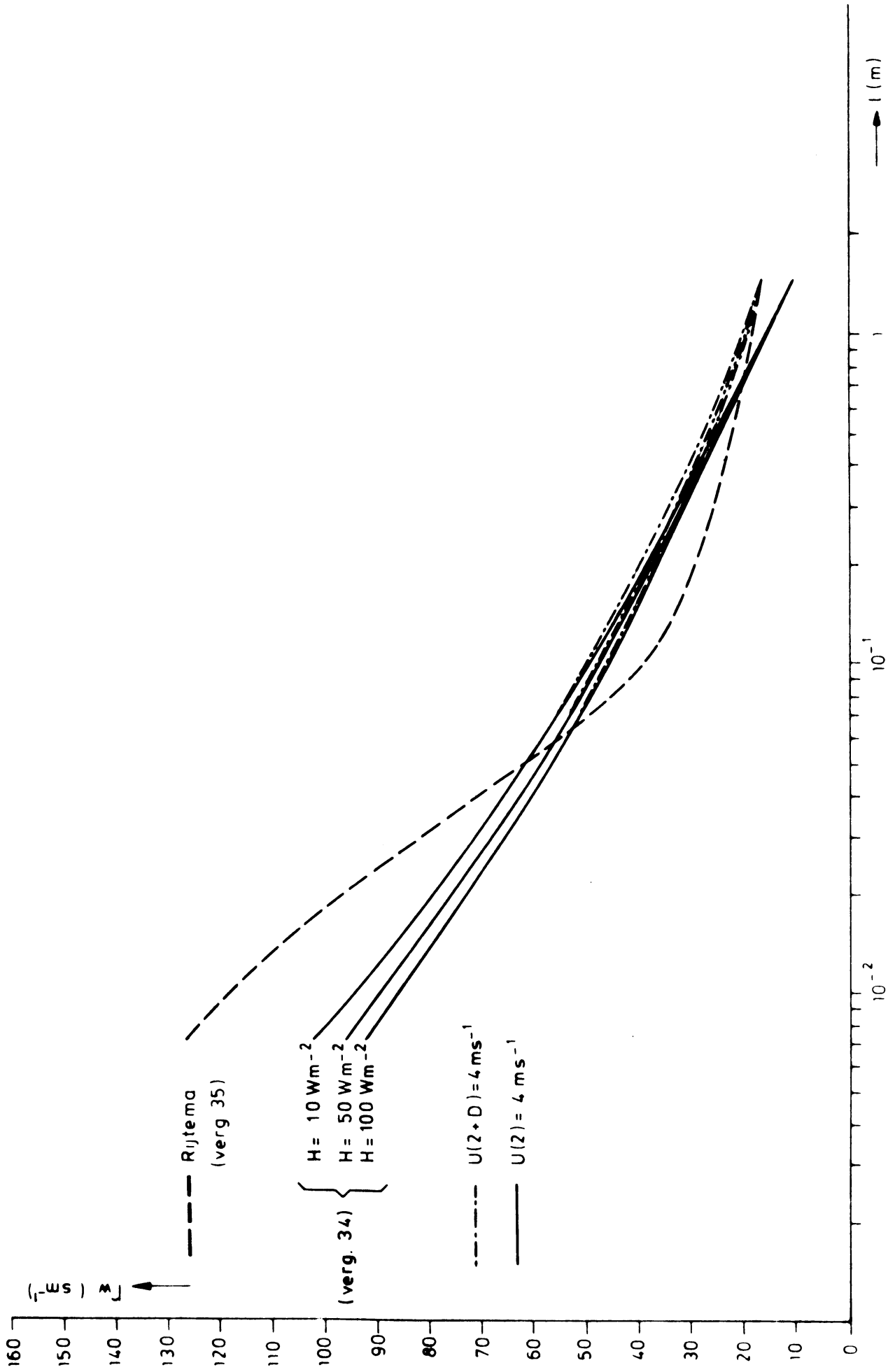


Fig 14

$H = 50 \text{ W m}^{-2}$

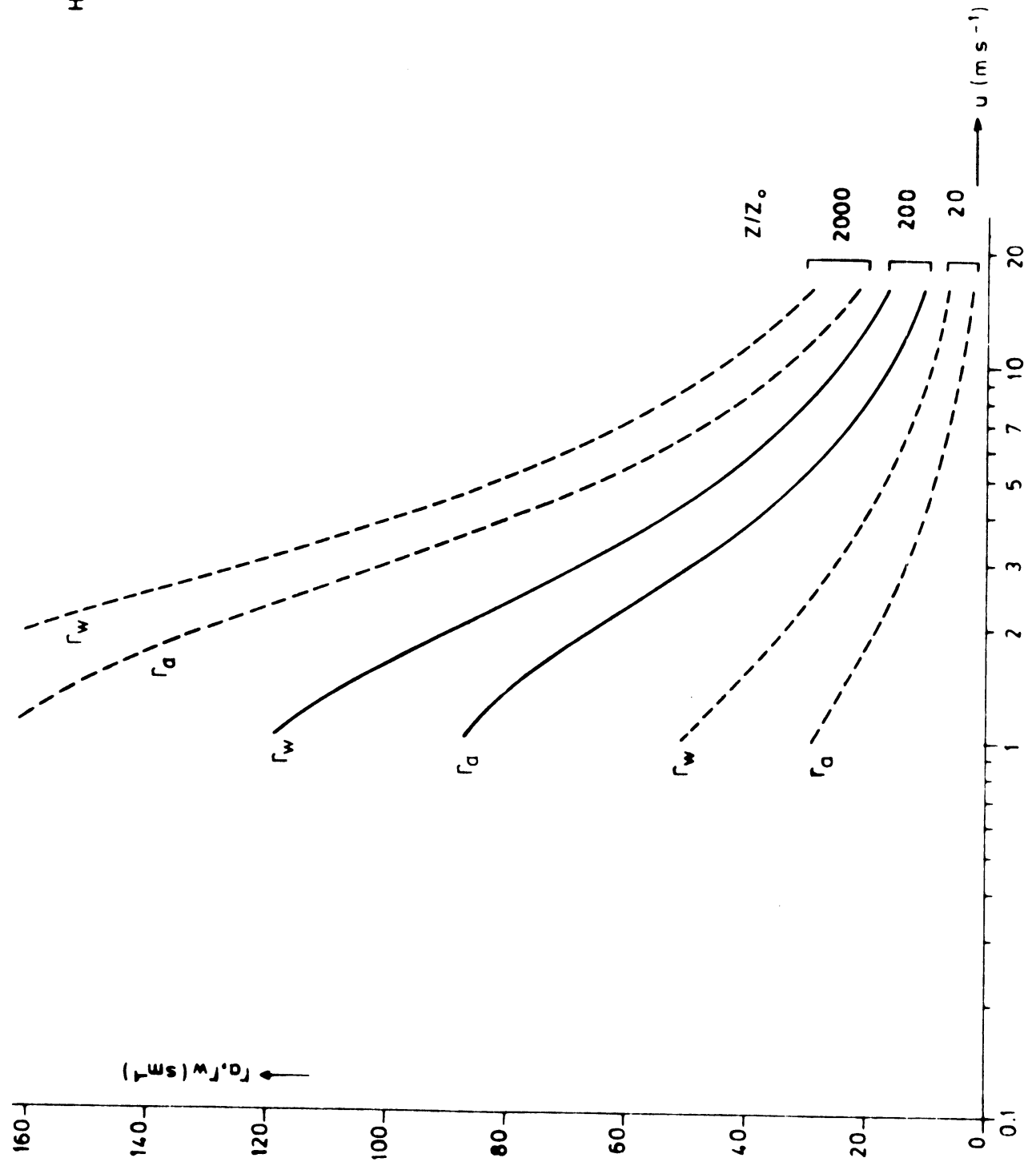


Fig 15



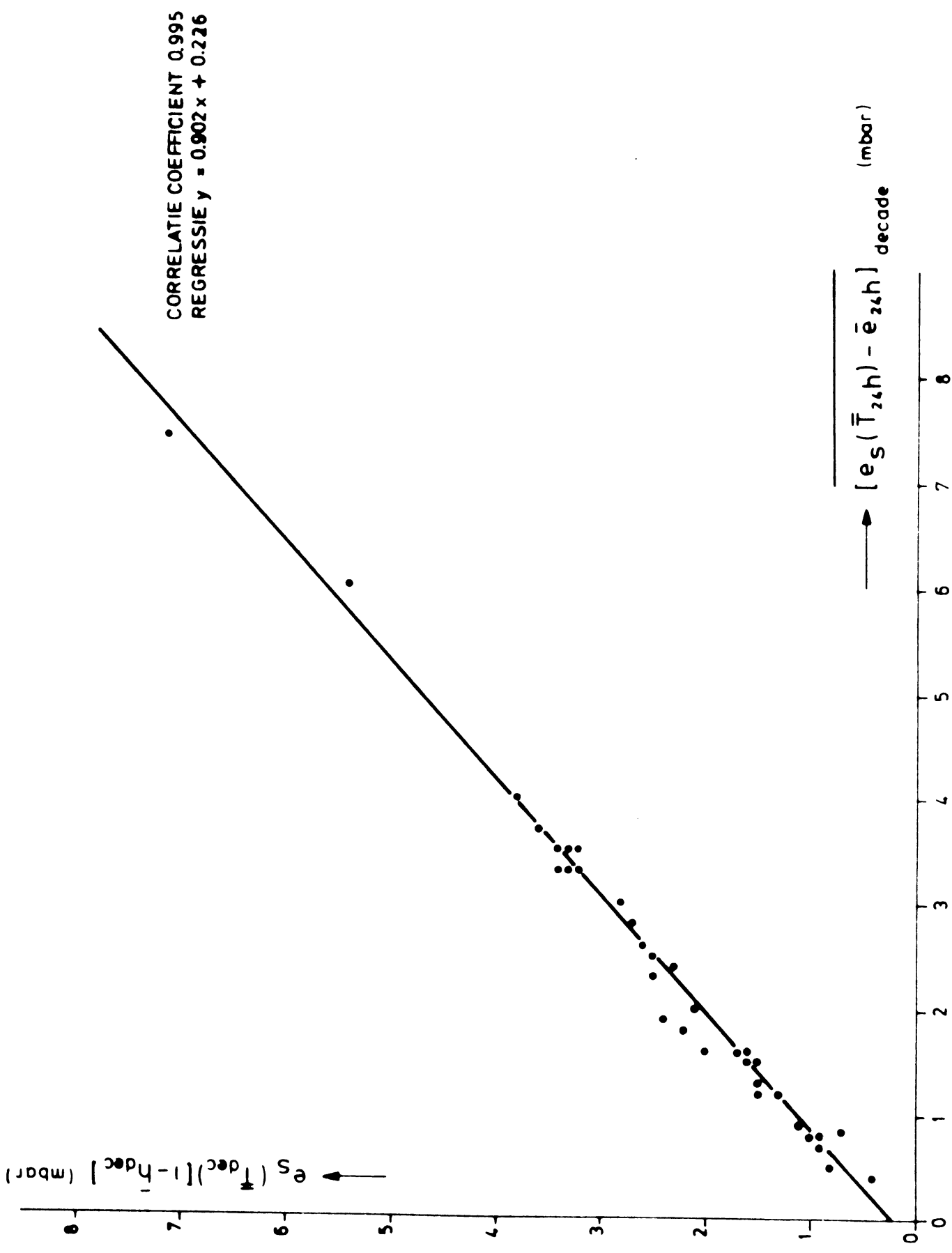


Fig. 16