

24 AUG. 1971

KONINKLIJK NEDERLANDS
METEOROLOGISCH INSTITUUT

De Bilt

WETENSCHAPPELIJK RAPPORT

W.R. 71-2

J.Q. Keijman

Vergelijking van enige methoden ter bepaling
van de verdamping uit een meer (Flevomeer 1967)

De Bilt, 1971

Kon. Ned. Meteor. Inst.
De Bilt

Publikationsnummer: K.N.M.I. W.R. 71-2 (R III 311 - 1971)

U.D.C.: 551.501.773 :
551.521 :
551.526.8 :

I N H O U D S O P G A V E

	blz.
Summary	1
Symbols and dimensions	3
Symbolen en dimensies	5
1. Inleiding	7
2. Meteorologische methoden ter bepaling van de verdamping	7
2.1. De methode van Thornthwaite-Holzman	7
2.2. De methode van Sverdrup	9
2.3. De methode van Sheppard	11
2.4. De verdampingsformules van Lake Hefner en Lake Mead	11
2.5. De methode van de energiebalans	12
2.6. De methode van Penman	15
2.7. De methode van de waterbalans	16
3. Berekeningen	16
3.1. Algemeen	16
3.2. Invloed van de lengte van de middelingsperiode op de uitkomsten van E_M	16
3.3. Berekening der verdamping met behulp van de energiebalans volgens (2.5.8.a) en (2.5.8.b)	17
4. Vergelijking der uitkomsten	17
4.1. Criteria	17
4.2. Vergelijking van drie onafhankelijke methoden	18
4.3. Vergelijking der overige methoden met E_R	19
5. Methoden voor operationeel gebruik	21
Literatuur	23

SUMMARY

In 1967 there was in the central part of the Netherlands a temporary lake with a surface of 110.000 acres available for evaporation research.

The following methods and formulas have been used:

1. The water balance method
2. The energy balance method
3. The formula of Thornthwaite - Holzman
4. The formulas of Lake Hefner and Lake Mead
5. The formula of Sverdrup
6. The formula of Sheppard
7. The formula of Penman

The following results have been obtained^{x)}

- a. The evaporation has been calculated from the energy balance in two different ways. In (2.5.8.a) the Bowen ratio is calculated from measurements of temperature and vapour pressure at the heights of 2 and 4 meter above the water surface and the correlation between the meteorological parameters has been taken into account. In (2.5.8.b) the Bowen ratio is calculated from measurements at the surface and at 2 meters and the correlation is neglected. The differences between these methods of calculation are very small (table 1 and figure 1).
- b. The various methods and formulas for the calculation of evaporation may be dependent on each other in the sense that they have theoretical assumptions in common or that the same measurements are used. An error in these measurements or theoretical assumptions may then not become evident when the methods are compared. Therefore the best way to proceed is to compare in the first place independent methods. Independent of the energy balance method according to (2.5.8.a) is the Lake Mead formula^{x)} (2.4.5.c). The constant in this formula has been corrected for the difference in area of Lake Mead (Boulder Basin) and Lake Flevo (2.4.5.d).

As shown in figure 1 and table 1 there is a very good agreement between these two methods. A third independent method is the method of the water balance. There is a good agreement between this method and the two above mentioned methods as shown in table 3 and figure 2. From these comparisons it is concluded that reliable estimates of the evaporation from a lake can

x)

The symbols used in the formulas, figures and tables are explained on page 3.

- be made from the energy balance and from a formula of the Lake Mead type.
- c. The other formulas are compared with the average value E_R of the results of the energy balance and the Lake Mead formula. The results of the Thornthwaite-Holzman formula are much too low (figure 3 and table 5). No feasible explanation for this discrepancy has yet been found.
 - d. Good results have been obtained with the Sverdrup formula with $\lambda = 7.5$ (figure 6 and table 5).
 - e. Although the formula of Sheppard contains no adjustable constant, good results have been obtained with this formula (table 5 and figure 5).
 - f. With the constant adjusted according to Harbeck [1] good results have been obtained with the Lake Hefner formula (figure 4 and table 5).
 - g. With the Penman formula good results have been obtained (figure 7 and table 5).

Symbols and dimensions

C_p	$l^2 t^{-2} T^{-1}$	specific heat of air at constant pressure
g	$l t^{-2}$	acceleration of gravity
k	-	Von Kármán's constant
u	$l t^{-1}$	wind speed
u_*	$l t^{-1}$	friction velocity
z	l	vertical coordinate
A	mt^{-3}	the increase of energy stored in the body of water
B	-	Bowen ratio, defined by (2.5.3.a)
B'	-	" " " " (2.5.3.b)
C	mt^{-3}	heat flux from the water to the bottom
C_D	-	drag coefficient
D	$l^2 t^{-1}$	molecular water vapour diffusivity
E	$ml^{-2} t^{-1}$	evaporation
E_A	"	evaporation calculated from (2.1.6.c) (Thorntwaite-Holzman)
\bar{E}_B	"	" " " " (2.5.8.a) (energy balance)
E_B^*	"	" " " " (2.5.8.b) (energy balance)
E_D	"	" " " " (2.1.6.b) (Thorntwaite-Holzman)
E_H	"	" " " " (2.4.5.a) (Lake Hefner)
E_H^*	"	" " " " (2.4.5.b) (Lake Hefner)
E_M	"	" " " " (2.4.5.c) (Lake Mead)
E_M^*	"	" " " " (2.4.5.d) (Lake Mead)
E_O	"	" " " " (2.6.2) where $f(u)$, defined by (2.6.1), is taken from [9], 62-63 (Penman)
E_O^*	"	as E_O but $f(u)$ is taken from (2.4.5.d) (Penman)
E_{OP}	"	as E_O but S is calculated from data of sunshine duration, temperature and vapour pressure, see [9], 56-62. $F(u)$ is taken from [9], 62-63 (Penman)
E_R	"	evaporation calculated from (4.3.1)

E_{SH}	$ml^{-2}t^{-1}$	evaporation calculated from (2.3.2) (Sheppard)
$E_{SV}^{7,5}$	"	" " (2.2.5) and $\lambda = 7,5$ (Sverdrup)
E_{SV}^{15}	"	" " (2.2.5) and $\lambda = 15$ (Sverdrup)
E_{SV}^{30}	"	" " (2.2.5) and $\lambda = 30$ (Sverdrup)
E_W	"	evaporation calculated from (2.7.1)
H	mt^{-3}	flux of sensible heat
K	$ml^{-2}t^{-1}$	groundwater inflow
L	l^2t^{-2}	latent heat of evaporation
LE	mt^{-3}	flux of latent heat
N	$ml^{-2}t^{-1}$	precipitation
R	$ml^{-2}t^{-1}$	surface water inflow
Ri	-	Richardson's number
S	mt^{-3}	net radiation
T	T	absolute temperature of the air
T_C	$ml^{-2}t^{-1}$	correction on ΔW owing to different thermal expansion of the water and the gauging installations
ΔW	$ml^{-2}t^{-1}$	change of water mass as a result of a change in stage
γ	$ml^{-3}T^{-1}$	a constant, defined by $\gamma = \frac{\rho C_P}{L}$
δ	l	thickness of the laminar layer on the water
θ	T	potential temperature of the air
ν	l^2t^{-1}	kinematic viscosity of the air
ρ	ml^{-3}	density of the air
ρ_w	ml^{-3}	absolute humidity of the air
τ	$ml^{-1}t^{-2}$	shearing stress
Δ	$ml^{-3}T^{-1}$	$\Delta = \frac{d \rho_w(T)}{dT}$, $\rho_w(T)$ is the maximum absolute humidity at the temperature T

The indices 0, 2, 4 and 8, attached to ν , θ and ρ_w , indicate height in meters.

Symbolen en dimensies

C_P	$l^2 t^{-2} T^{-1}$	soortelijke warmte van lucht bij constante druk
g	lt^{-2}	versnelling van de zwaartekracht
k	-	konstante van Von Kármán
u	lt^{-1}	windsnelheid
u_{*}	lt^{-1}	wrijvingsnelheid, gedefinieerd door $u_{*} = \left(\frac{\tau}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}}$
z	l	verticale coördinaat
A	mt^{-3}	warmte benodigd voor het verwarmen van het water
B	-	Bowen-verhouding, gedefinieerd door (2.5.3.a)
B'	-	" " " (2.5.3.b)
C	mt^{-3}	warmtestroom van het water naar de bodem
C_D	-	wrijvingsconstante
D	$l^2 t^{-1}$	coëfficiënt van moleculaire diffusie van waterdamp in lucht
E	$ml^{-2} t^{-1}$	verdamping
E_A	"	verdamping berekend met (2.1.6.c) (Thorntwaite-Holzman)
\bar{E}_B	"	" " " (2.5.8.a) (energiebalans)
E_B^*	"	" " " (2.5.8.b) (energiebalans)
E_D	"	" " " (2.1.6.b) (Thorntwaite-Holzman)
E_H	"	" " " (2.4.5.a) (Lake Hefner)
E_H^*	"	" " " (2.4.5.b) (Lake Hefner)
E_M	"	" " " (2.4.5.c) (Lake Mead)
E_M^*	"	" " " (2.4.5.d) (Lake Mead)
E_O	"	" " " (2.6.2) waarbij $f(u)$ gedefinieerd door (2.6.1) ontleend wordt aan [9], 62-63 (Penman)
E_O^*	"	verdamping berekend met (2.6.2) waarbij $f(u)$ ontleend wordt aan (2.4.5.d) (Penman)
E_{OP}	"	verdamping berekend met (2.6.2) waarbij S berekend wordt met gegevens van zonneshijnduur, temperatuur en dampdruk, zie [9], 56-62. $F(u)$ is ontleend aan [9], 62-63 (Penman)
E_R	"	verdamping berekend met (4.3.1)
E_{SH}	"	verdamping berekend met (2.3.2) (Sheppard)

$E_{SV}^{7,5}$	$ml^{-2}t^{-1}$	verdamping berekend met (2.2.5) en $\lambda = 7,5$ (Sverdrup)
E_{SV}^{15}	"	" " " " " $\lambda = 15$ (Sverdrup)
E_{SV}^{30}	"	" " " " " $\lambda = 30$ (Sverdrup)
E_W	"	" " " " (2.7.1)
H	mt^{-3}	flux van sensibele warmte
K	$ml^{-2}t^{-1}$	kwel
L	l^2t^{-2}	verdampingswarmte van water
LE	mt^{-3}	flux van latente warmte
N	$ml^{-2}t^{-1}$	neerslag
R	$ml^{-2}t^{-1}$	afvoer van de beken
Ri	-	getal van Richardson, gedefinieerd door (2.1.7.a of b)
S	mt^{-3}	netto-straling
T	T	absolute temperatuur van de lucht
T_C	$ml^{-2}t^{-1}$	temperatuurcorrectie van het peil voor het verschil in uitzetting van het water en de peilschrijver-installatie
γ	$ml^{-3}T^{-1}$	constante, gegeven door $\frac{\rho C_p}{L}$
δ	l	dikte van laminaire luchtlaag op het water
θ	T	potentiële temperatuur van de lucht
ν	l^2t^{-1}	viscositeit van de lucht
ρ	ml^{-3}	dichtheid van de lucht
ρ_w	ml^{-3}	absolute vochtigheid van de lucht
τ	$ml^{-1}t^{-2}$	schuifspanning
Δ	$ml^{-3}T^{-1}$	$\Delta = \frac{d \rho_w(T)}{dT}$ waarin $\rho_w(T)$ de maximale absolute vochtigheid van de lucht bij luchttemperatuur T is.

De indices 0, 2, 4 en 8 bij ν , θ en ρ_w geven de meethoogte in meters aan.

1. Inleiding

In september 1966 was de bouw van de dijk van de polder Zuidelijk Flevoland zo ver gevorderd dat er een afgesloten meer ontstond met een oppervlakte van 45000 ha: het Flevomeer.

In 1967 is gedurende een aantal maanden de verdamping uit dit meer bepaald volgens de methode van de waterbalans en volgens een aantal meteorologische methoden. Voor het onderzoek van de waterbalans zij verwezen naar [1]. In dit rapport zal een overzicht worden gegeven van de gebruikte meteorologische methoden. Vervolgens zullen de uitkomsten van deze methoden onderling en met de uitkomsten van de waterbalans worden vergeleken ten einde vast te stellen welke methode het meest geschikt is voor operationeel gebruik in het blijvende deel van het IJsselmeer.

Aan het onderzoek is deelgenomen door de Dienst der Zuiderzeewerken, de Mathematisch-Fysische Afdeling van de Directie Waterhuishouding en Waterbeweging van Rijkswaterstaat en het K.N.M.I.

2. Meteorologische methoden ter bepaling van de verdamping

2.1. De methode van Thornthwaite-Holzman

Het beginsel van deze methode is reeds in 1939 door Thornthwaite en Holzman [2] aangegeven. De methode is daarna door Holzman [3] verder uitgewerkt. Men gaat uit van de betrekkingen:

$$E = - K_w \frac{\delta \rho_w}{\delta z} \quad (2.1.1)$$

$$\frac{u^2}{\kappa} = K_m \frac{\delta u}{\delta z} \quad (2.1.2)$$

$$\frac{\kappa z}{u} \frac{\delta u}{\delta z} = \phi_1(Ri) \quad (2.1.3)$$

$$\frac{K_w}{K_m} = \phi_2(Ri) \quad (2.1.4)$$

Hierin is:

E	verdamping
ρ_w	gemiddelde waterdampconcentratie (absolute vochtigheid) ter hoogte z
K_w	turbulente uitwisselingscoëfficiënt voor waterdamp
K_m	turbulente uitwisselingscoëfficiënt voor impuls
$\frac{u^2}{\kappa}$	wrijvingssnelheid
u	gemiddelde horizontale windsnelheid ter hoogte z

- z vertical coördinaat
k constante van Von Kármán
Ri getal van Richardson
 ϕ_1, ϕ_2 nader te bepalen functies van Ri

De wrijvingsnelheid u_* is gedefinieerd door:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad \text{Hierin is:}$$

- τ horizontale schuifspanning
 ρ gemiddelde dichtheid van de lucht

Door eliminatie van u_* uit (2.1.2) en (2.1.3) vindt men:

$$K_m = k^2 z^2 \frac{\delta u}{\delta z} \{\phi_1(Ri)\}^{-2} \quad (2.1.5)$$

Met (2.1.4) en (2.1.5) kan men voor (2.1.1) schrijven:

$$E = -k^2 \phi_2(Ri) \{\phi_1(Ri)\}^{-2} \frac{\delta u}{\delta \ln z} \frac{\delta \rho_w}{\delta \ln z} \quad (2.1.6)$$

Het getal van Richardson, dat een maat voor de stabiliteit is, is gedefinieerd door:

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\delta \theta}{\delta z} \left(\frac{\delta u}{\delta z}\right)^{-2} \quad (2.1.7.a)$$

of:

$$Ri = \frac{gz}{T} \frac{\delta \theta}{\delta \ln z} \left(\frac{\delta u}{\delta \ln z}\right)^{-2} \quad (2.1.7.b)$$

Hierin is:

- g versnelling van de zwaartekracht
T absolute temperatuur van de lucht
 θ potentiële temperatuur van de lucht.

De logarithmische gradiënten in (2.1.6) en (2.1.7.a) worden berekend met de metingen op 2 m en 4 m hoogte boven het wateroppervlak:

$$\frac{\delta u}{\delta \ln z} = \frac{u_4 - u_2}{\ln z_4 / z_2} \quad (2.1.8.a)$$

$$\frac{\delta \rho_w}{\delta \ln z} = \frac{\rho_{w4} - \rho_{w2}}{\ln z_4 / z_2} \quad (2.1.8.b)$$

$$\frac{\delta \theta}{\delta \ln z} = \frac{\theta_4 - \theta_2}{\ln z_4 / z_2} \quad (2.1.8.c)$$

Over de functies $\phi_1(Ri)$ en $\phi_2(Ri)$ bestaat nog veel onzekerheid. Bij de berekeningen zijn gebruikt:

$$\phi_1(Ri) = (1 - \alpha Ri)^{-1} \quad (2.1.9)$$

$$\phi_2(Ri) = 1 \quad (2.1.10)$$

Met (2.1.9), (2.1.10), $\alpha = 5$ en $\phi_3(Ri) = \phi_2(Ri) \phi_1(Ri)^{-2}$ gaat (2.1.6) nu over in:

$$E = -k^2 (1 - 5 Ri)^2 \frac{\delta u}{\delta \ln z} \frac{\delta \rho_w}{\delta \ln z} \quad (2.1.6.a)$$

De functie $\phi_3(Ri) = (1 - 5 Ri)^2$ is alleen van toepassing voor $(Ri) \leq 0,2$. Voor $Ri \leq -0,2$ geldt $\phi_3(Ri) = 4$ en voor $Ri > 0,2$ $\phi_3(Ri) = 0$. Tenslotte is voor k , de constante van Von Kármán, de waarde 0,40 aangenomen. De berekeningen zijn uitgevoerd met

$$E_D = -k^2 (1 - 5 Ri)^2 \frac{u_4 - u_2}{\ln z_4 / z_2} \frac{\rho_{w4} - \rho_{w2}}{\ln z_4 / z_2} \quad (2.1.6.b)$$

en tevens met

$$E_A = -k^2 \frac{u_4 - u_2}{\ln z_4 / z_2} \frac{\rho_{w4} - \rho_{w2}}{\ln z_4 / z_2} \quad (2.1.6.c)$$

Door de berekeningen zowel met (2.1.6.b) als (2.1.6.c) uit te voeren, kan de invloed van de stabiliteitscorrectie op de uitkomsten vastgesteld worden.

2.2. De methode van Sverdrup

Vaak beschikt men voor de berekening van de verdamping uit een meer slechts over gegevens van de vochtigheid op één hoogte boven het water. Er zijn veel pogingen ondernomen om met behulp van dit gegeven en van de watertemperatuur een goede methode ter bepaling van de verdamping te ontwikkelen. Door Sverdrup [4] is reeds in 1937 het volgende twee-lagenmiddel voorgesteld. Op het water is een laminaire luchtlaag aanwezig met een dikte δ die bepaald wordt door

$$\frac{u_* \delta}{\nu} = \lambda \quad (2.2.1)$$

Hierin is:

- ν viscositeit van de lucht
- λ een empirische constante

Voor het waterdamptransport E door deze laag geldt:

$$E = D \frac{\rho_{w0} - \rho_{w\delta}}{\delta} \quad (2.2.2)$$

Hierin is:

- D coëfficiënt van moleculaire diffusie van waterdamp in lucht
 ρ_{w0} absolute vochtigheid aan het wateroppervlak die alleen door de watertemperatuur bepaald wordt,
 $\rho_{w\delta}$ absolute vochtigheid op een hoogte δ boven het wateroppervlak.

Voor hoogten $z > \delta$ is de stroming turbulent en worden (2.1.1), (2.1.2), (2.1.3) en (2.1.4) gebruikt met de vereenvoudiging $\phi_1(Ri) = \phi_2(Ri) = 1$.

Integratie van (2.1.3) geeft dan:

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (2.2.3.a)$$

of:

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z + z_0}{z_0} \quad (2.2.3.b)$$

Sverdrup gebruikt (2.2.3.b). Met (2.1.10) verkrijgt men:

$$K_w = K_m = u_* k (z + z_0)$$

Gesubstitueerd in (2.1.1) en geïntegreerd levert dit:

$$E = ku_* \frac{\rho_{w\delta} - \rho_{wz}}{\ln \frac{z+z_0}{\delta+z_0}} \quad (2.2.4)$$

Eliminatie van $\rho_{w\delta}$ uit (2.2.2) en (2.2.4) geeft:

$$E_{SV} = - \frac{ku_* (\rho_{wz} - \rho_{w0})}{\ln \frac{z+z_0}{\delta+z_0} + \frac{ku_* \delta}{D}} \quad (2.2.5)$$

Hierbij worden u_* en z_0 berekend met respectievelijk:

$$u_* = k \frac{u_4 - u_2}{\ln \frac{z_4}{z_2}} \quad (2.2.6)$$

en

$$\ln z_0 = \frac{u_4 \ln z_2 - u_2 \ln z_4}{u_4 - u_2} \quad (2.2.7)$$

Voor λ uit (2.2.1) worden de waarden 7,5, 15 en 30 gekozen. De verdampingswaarden die met deze waarden van λ worden berekend, worden aangegeven met respectievelijk $E_{SV}^{7,5}$, E_{SV}^{15} en E_{SV}^{30} .

2.3. De methode van Sheppard

Door Sheppard [5] wordt een continue overgang aangenomen van moleculaire diffusie dicht bij het wateroppervlak naar turbulente diffusie op grotere hoogte. Dit wordt tot uitdrukking gebracht door de volgende relatie voor de uitwisselingscoëfficiënt voor waterdamp:

$$K_w = u_{\#} k z + D \quad (2.3.1)$$

Substitutie van (2.3.1) in (2.1.1) en integratie levert:

$$E_{SH} = - \frac{u_{\#} k (\rho_{wz} - \rho_{wo})}{\ln \frac{u_{\#} k z + D}{D}} \quad (2.3.2)$$

waarbij $u_{\#}$ wordt bepaald met (2.2.6). Sheppard neemt in de uitdrukking voor K_w de ruwheidslengte z_0 niet op, omdat volgens hem z_0 het resultaat is van drukkrachten tegen het ruwe oppervlak. Deze drukkrachten dragen impuls over maar niet waterdamp.

2.4. De verdampingsformules voor Lake Hefner en Lake Mead

Deelt men (2.1.1) en (2.1.2) op elkaar dan komt er:

$$\frac{E}{u_{\#}^2} = - \frac{K_w}{K_m} \frac{\delta \rho_w}{\delta u} \quad (2.4.1)$$

Onderstelt men nu $K_w = K_m$ vanaf het oppervlak tot meethoogte z dan komt er omdat het linker lid van (2.4.1) onafhankelijk van z is:

$$\frac{E}{u_{\#}^2} = - \frac{\rho_{wz} - \rho_{wo}}{u_z} \quad (2.4.2)$$

Een eenvoudige empirische relatie om de schuifspanning op een land- of wateroppervlak te berekenen, is:

$$\tau = \rho C_D u_z^2 \quad (2.4.3)$$

waarin C_D de wrijvingsconstante is. Bij een wateroppervlak hangt C_D eigenlijk weer van de windsnelheid en de stabiliteit af, zodat een relatie van de vorm (2.4.3) slechts bij benadering geldt. Combinatie van (2.4.2) en (2.4.3) geeft, gegeven de definitie $u_{\#}^2 = \frac{\tau}{\rho}$,

$$E = - \rho C_D u_z (\rho_{wz} - \rho_{wo}) \quad (2.4.4)$$

Bij het onderzoek van Lake Hefner [6] gebruikte men een meethoogte van 8 m zodat (2.4.4) de vorm krijgt:

$$E_H = - C_H u_8 (\rho_{w8} - \rho_{wo}) \quad (2.4.5.a)$$

Daar de verdamping tevens met behulp van de waterbalans bepaald wordt, kon de constante C_H bepaald worden. Bij het Flevo-onderzoek werd op 8 m hoogte de vochtigheid van de lucht niet gemeten. Daarom wordt gebruik gemaakt van de benadering:

$$\rho_{w8} - \rho_{wo} = 2(\rho_{w4} - \rho_{w2}) + \rho_{w2} - \rho_{wo} \quad (2.4.6)$$

Door Harbeck [6] is langs empirische weg een relatie bepaald tussen de constante uit (2.4.5.a) en de oppervlakte van het meer. Men kan op deze manier aanpassen aan het feit dat het Flevomeer een grotere oppervlakte heeft dan Lake Hefner. Geeft men de verdampingswaarden, die met de gewijzigde constante berekend worden, aan met E_H^* dan geldt:

$$E_H^* = 0,81 E_H \quad (2.4.5.b)$$

Bij het onderzoek van Lake Mead [7] gebruikte men een meethoogte van 2 m. Analoog aan (2.4.5.a) geldt

$$E_M = - C_M u_2 (\rho_{w2} - \rho_{wo}) \quad (2.4.5.c)$$

Corrigeert men weer voor de ongelijkheid in oppervlakte van het deel van Lake Mead waar het onderzoek plaats vond (Boulder Basin) en van het Flevomeer, dan vindt men:

$$E_M^* = 0,81 E_M \quad (2.4.5.d)$$

2.5. De methode van de energiebalans

De energiebalans van de watermassa van een meer per eenheid van oppervlak in een gegeven periode luidt:

$$S = LE + H + A + C \quad (2.5.1)$$

Hierin is:

- S de nettostraling (ook stralingsbalans genoemd)
- LE flux van latente warmte
- L verdampingswarmte van water
- H flux van sensibele warmte van het meer naar de atmosfeer

- A warmte benodigd voor verwarming van het water
 C warmtestroom van het water naar de bodem

De grootheden S en C kunnen direct gemeten worden met respectievelijk nettostralingsmeters en warmtestroommeters. Verder volgt A bij een gegeven waterdiepte uit de temperatuurverandering van het water in de beschouwde periode. Wat de grootheid H betreft, kan men overeenkomstig (2.1.1) en (2.1.2) schrijven

$$H = - \rho C_P K_h \frac{\delta \theta}{\delta z} \quad (2.5.2)$$

Hierin is:

- C_P soortelijke warmte van lucht bij constante druk
 K_h turbulente uitwisselingscoëfficiënt van sensibele warmte.

Uit (2.1.1) en (2.5.2) volgt voor de verhouding van de fluxen van sensibele en latente warmte, de Bowen-verhouding

$$B = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{\theta_2 - \theta_4}{\rho_{w2} - \rho_{w4}} \quad (2.5.3.a)$$

waarin $\gamma = \frac{\rho C_P}{L}$ is bij de aanname $K_h = K_w$.

De meethoogten z_1 en z_2 moeten zich, strikt genomen, beide in de turbulente laag bevinden. Men gebruikt echter (2.5.3) dikwijls in het geval dat de laagste meethoogte met het wateroppervlak samenvalt. Noemt men de Bowen-verhouding in dit geval B^1 dan krijgt men

$$B^1 = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{\theta_2 - \theta_0}{\rho_{w2} - \rho_{w0}} \quad (2.5.3.b)$$

Uit (2.5.1) en (2.5.3.a) volgt voor de flux van latente warmte

$$E_B = \frac{1}{L} \frac{S-A-C}{1+B} \quad (2.5.4)$$

Nu geldt (2.5.4) alleen voor stationaire toestanden. Het tijdvak waarover de variabelen S, A, C en de variabelen in B gemiddeld worden, moet in het algemeen klein zijn ten opzichte van een etmaal. Een geschikte tijdvaklengte is een uur. De variabele A is echter voor een dergelijke tijdvaklengte moeilijk te bepalen. Zeer geringe verschillen in de temperatuurverandering van het water op het meetpunt t.o.v. de temperatuurverandering gemiddeld over een groter gebied, geven voor korte tijdvaklengten van b.v. 1 uur grote fouten in de energiebalans. De fout neemt af met toenemende tijdvaklengte.

Het is derhalve noodzakelijk (2.5.4) zo te wijzigen dat b.v. etmaalgemiddelden van de variabelen gebruikt kunnen worden. De volgende methode is ontleend aan Webb [7].

Uit (2.5.1) volgt

$$L\bar{E} \left(1 + \frac{\bar{H}}{L\bar{E}} \right) = \bar{S} - \bar{A} - \bar{C}$$

waarbij de strepen de middeling over een willekeurig tijdvak aangeven. De vraag is nu hoe $\frac{\bar{H}}{L\bar{E}}$ te bepalen.

In het geval van een adiabatisch bestand van de luchtlaag ($Ri = 0$) volgt uit (2.1.6.c) en (2.2.3.a):

$$E = c u_2 (\rho_{w2} - \rho_{w1}) \quad (2.5.5)$$

met

$$c = -k^2 \frac{l}{\ln \frac{z_2}{z_0} \ln \frac{z_2}{z_1}}$$

De grootheid c is bij gegeven meethoogten en ruweidslengte een constante. Uit (2.5.5) en (2.5.3.a) volgt:

$$H = \gamma L c u_2 (\theta_2 - \theta_1) \quad (2.5.6)$$

Met (2.5.5) en (2.5.6) komt er

$$\frac{\bar{H}}{L\bar{E}} = \gamma \frac{\overline{u_2 (\theta_2 - \theta_1)}}{\overline{u_2 (\rho_{w2} - \rho_{w1})}}$$

$$\frac{\bar{H}}{L\bar{E}} = \gamma \frac{\overline{\theta_2 - \theta_1}}{\overline{\rho_{w2} - \rho_{w1}}} \frac{l + r_\theta}{l + r_{\rho w}} = B \frac{l + r_\theta}{l + r_{\rho w}} \quad (2.5.7)$$

Hierin is:

$$r_\theta = \frac{\overline{u_2 (\theta_2 - \theta_1)}}{\overline{u_2 (\theta_2 - \theta_1)}}$$

$$r_{\rho w} = \frac{\overline{u_2 (\rho_{w2} - \rho_{w1})}}{\overline{u_2 (\rho_{w2} - \rho_{w1})}}$$

Met het accentteken wordt de afwijking van de momentane waarde van de gemiddelde waarde aangegeven.

In plaats van (2.5.4) geldt derhalve bij middeling over een willekeurige periode

$$\bar{E}_B = \frac{1}{L} \frac{\bar{S} - \bar{A} - \bar{C}}{1 + B \frac{1 + r_\theta}{1 + r_{\rho w}}} \quad (2.5.8.a)$$

De verdamping zal ook uit de energiebalans berekend worden met (2.5.3.b) en met verwaarlozing van eventuele correlaties tussen de meetgegevens.

Voor deze verdamping die met E_B^* wordt aangeduid, geldt derhalve:

$$E_B^* = \frac{1}{L} \frac{\bar{S} - \bar{A} - \bar{C}}{1 + B'} \quad (2.5.8.b)$$

2.6. De methode van Penman

Bij de bepaling van de verdamping uit een meer met de tot nu toe behandelde methoden, heeft men gegevens nodig van de dampdruk en eventueel de temperatuur op tenminste twee meethoogten waarbij de onderste meethoogte met het wateroppervlak kan samenvallen. Door Penman [8] is aangetoond dat men met gegevens van temperatuur, vochtigheid en windsnelheid op één meethoogte kan volstaan mits dan tevens de netto-straling gemeten of berekend wordt. Schrijft men de formules van het type dat in 2.4. behandeld is, in de vorm

$$E = f(u) (\rho_{wo} - \rho_{wz}) \quad (2.6.1)$$

dan kan men met (2.5.1), (2.5.3.b) en (2.6.1) door eliminatie van ρ_{wo} die alleen afhangt van θ_o en van θ_o de volgende relatie afleiden:

$$E_o = \frac{\Delta \frac{S-A-C}{L} + \gamma f(u) \{ \rho_w(T_2) - \rho_{wz} \}}{\Delta + \gamma} \quad (2.6.2)$$

Hierin is:

$\rho_w(T_2)$ de verzadigingswaarde van de waterdampconcentratie bij een luchttemperatuur T_2 .

$$\Delta = \frac{\delta \rho_w(T_2)}{\delta T_2}$$

2.7. De methode van de waterbalans

De waterbalansvergelijking is gebruikt in de volgende vorm

$$E_W = N + R + K + T_c - \Delta W \quad (2.7.1)$$

Hierin is

N	neerslag
R	afvoer van de beken
K	kwel
T_c	temperatuurcorrectie op ΔW voor verschil in uitzetting van het water en de peilschrijverinstallaties
ΔW	verandering van de watermassa ten gevolge van een peilverandering
E_W	verdamping

Voor de berekening van de termen in het rechter lid van (2.7.1) zij verwezen naar [1].

3. Berekeningen

3.1. Algemeen

Als regel is bij de berekening van de verdamping volgens de methoden die in par. 2 beschreven zijn, gebruik gemaakt van uurgemiddelden der variabelen. Men verkrijgt dan de gemiddelde waarde van de verdamping per uurvak. Uit deze uurgemiddelden is de gemiddelde waarde van de verdamping per waterbalansperiode (zie tabellen 2 en 3) en per pentade (zie tabellen 1 en 4) berekend.

3.2. Invloed van de lengte van de middelingsperiode op de uitkomsten van E_M

De formules waarmee de verdamping berekend wordt, hebben geen van allen de vorm van een lineaire functie van de variabelen maar van een product, een quotient of een samenstelling daarvan. Dit heeft tot gevolg dat men in het algemeen de gemiddelde verdamping over b.v. een etmaal niet kan bepalen door in de betreffende formule etmaalgemiddelden van de variabelen te substitueren. Boven een groot wateroppervlak als het Flevomeer is de dagelijkse gang der variabelen echter veel kleiner dan boven een landoppervlak zodat men kan verwachten dat onder die omstandigheden het gebruik van etmaalgemiddelden niet tot grote fouten in de berekende verdamping zal leiden. Voor E_M , berekend volgens (2.4.5.c) is de invloed van de lengte van

de middelingsperiode op de uitkomst in tabel 6 weergegeven. Als middelingsperioden zijn gekozen 1 uur, 3 uren, 6 uren, 12 uren en 24 uren. De corresponderende verdampingswaarden zijn aangegeven met respectievelijk E_M^1 , E_M^3 , E_M^6 , E_M^{12} en E_M^{24} . Zoals uit tabel 6 blijkt, nemen de verschillen t.o.v. E_M^1 toe met toenemende lengte van de middelingsperiode maar zij blijven kleiner dan $0,1 \text{ mm (etm)}^{-1}$.

3.3. Berekening der verdamping met behulp van de energiebalans volgens (2.5.8.a) en (2.5.8.b)

In par. 2.5. is uiteengezet hoe men de verdamping uit de energiebalans kan berekenen onafhankelijk van de lengte van de middelingsperiode.

Bij de toetsing van (2.5.8.a) wat deze onafhankelijkheid betreft, doet zich de moeilijkheid voor dat de bepaling van B volgens (2.5.3.a) zeer onnauwkeurig kan zijn bij kleine waarden van $\theta_2 - \theta_4$ en $\rho_{w2} - \rho_{w4}$. Selecteert men de dagen met betrouwbaar te achten waarden van B dan blijken de verschillen tussen E_B^1 , E_B^3 , E_B^6 , E_B^{12} en E_B^{24} (middelingsperioden resp. 1 uur, 3, 6, 12 en 24 uren) meestal slechts enkele procenten te bedragen en ten hoogste 10%. De gemiddelde waarde van de vijf genoemde grootheden kan beschouwd worden als de beste bepaling van de verdamping per etmaal, die met de beschikbare gegevens mogelijk is. De verdamping kon op deze wijze voor 45 etmalen bepaald worden. De pentadegemiddelden van \bar{E}_B die in tabel 1 vermeld zijn, werden uit deze etmaalgemiddelden bepaald.

Ten einde de verdamping uit de energiebalans voor zo veel mogelijk dagen te berekenen, is het noodzakelijk (2.5.3.b) i.p.v. (2.5.3.a) te gebruiken. De verschillen $\theta_2 - \theta_0$ en $\rho_{w2} - \rho_{w0}$ zijn veel groter dan $\theta_4 - \theta_2$ en $\rho_{w4} - \rho_{w2}$ zodat B^v in vele gevallen veel nauwkeuriger is te bepalen dan B. Met verwaarlozing van eventuele correlaties tussen de variabelen, komt men tot E_B^* , te berekenen met (2.5.8.b). Uit tabel 1 kan men concluderen dat de verschillen tussen \bar{E}_B en E_B^* zeer klein zijn zodat de vervanging van (2.5.3.a) door (2.5.3.b) verantwoord is.

4. Vergelijking der uitkomsten

4.1. Criteria

Bij de vergelijking der uitkomsten wordt de gemiddelde verhouding, α als maat van overeenstemming tussen de uitkomsten van twee methoden gebruikt. De volgende, geheel subjectieve, waardering zal hierbij gebruikt worden

zeer goed	$0,95 \leq x \leq 1,05$	
goed	$1,05 < x \leq 1,10$	of $0,90 \leq x < 0,95$
redelijk	$1,10 < x \leq 1,20$	of $0,80 \leq x < 0,90$
slecht	$1,20 < x$	of $x < 0,80$

4.2. Vergelijking van drie onafhankelijke methoden

In tabel 1 en fig. 1 is naast \bar{E}_B en E_B^* ook E_M^* opgenomen. Voor de gemiddelde verhouding van E_M^* en \bar{E}_B vindt men

$$\frac{E_M^*}{\bar{E}_B} = 1,05 \pm 0,05$$

Aan de zeer goede overeenstemming van deze twee grootheden moet grote waarde worden toegekend. De twee methoden zijn nl. geheel onafhankelijk van elkaar zowel wat de theoretische onderstellingen betreft als de gebruikte meetgegevens. Een onjuiste onderstelling of een systematische fout in een meetgegeven zal dus slechts de uitkomsten van één der twee methoden beïnvloeden. Het is nooit geheel uitgesloten dat in beide methoden en hun toepassing fouten schuilen en dat er toch een goede overeenstemming in een serie uitkomsten is, maar de kans hierop moet zeer klein geacht worden. Het is derhalve zeer waarschijnlijk dat \bar{E}_B en E_M^* een goede benadering van de werkelijke verdamping geven. Voor de gemiddelde verhouding van E_B^* en \bar{E}_B vindt men

$$\frac{E_B^*}{\bar{E}_B} = 1,04 \pm 0,02$$

Uit dit resultaat concludeert men dat ook E_B^* een zeer goede schatting van de werkelijke verdamping geeft. Een derde methode die onafhankelijk is van de twee bovengenoemde methoden wat theorie en meetgegevens betreft, is de methode van de waterbalans die volgens (2.7.1) en verdamping E_W geeft. De uitkomsten van E_W konden voor 8 waterbalansperioden vergeleken worden met E_M^* en E_B^* (zie tabel 3 en fig. 2). Er is weer een goede overeenstemming behalve voor balansperiode no. 3. In die periode viel op twee dagen veel neerslag in de vorm van zware buien, waardoor de neerslagsommen van de 10 stations varieerden van 12,4 mm tot 53,7 mm (zie hiervoor [1], bijlage 3). Het is dus zeer waarschijnlijk dat het gebiedsgemiddelde van de neerslag in deze balansperioden een grote fout heeft. In de overige balansperioden deed zich dit verschijnsel niet voor. Laat men balansperiode no. 3 buiten beschouwing, dan vindt men voor de gemiddelde verhoudingen

$$\frac{E_W}{E_B^*} = 0,97 \pm 0,04$$

$$\frac{E_W}{E_M^*} = 0,80 \pm 0,03$$

De overeenstemming van E_W en E_B^* is zeer goed, die van E_W en E_M^* is minder fraai maar nog redelijk. De vergelijking van de bovengenoemde 3 onafhankelijke methoden leidt tot de conclusie dat \bar{E}_B en E_B^* en in iets mindere mate E_M^* betrouwbare schattingen van de werkelijke verdamping zijn.

4.3. Vergelijking der overige methoden met E_R

Om de overige in paragraaf 2 beschreven methoden te beoordelen, zullen de uitkomsten vergeleken worden met de gemiddelde waarde van E_B^* en E_M^* die met E_R wordt aangegeven:

$$E_R = \frac{E_B^* + E_M^*}{2} \quad (4.3.1)$$

In fig. 3 zijn de waarden van E_A , E_D en E_R in fig. 4 E_H , E_H^* en E_R , in fig. 5 E_M , E_{SH} en E_R , in fig. 6 $E_{SV}^{7,5}$, E_{SV}^{15} en E_R en in fig. 7 E_O , E_O^* en E_R . In tabel 5 zijn de verhoudingen E_A/E_R , enz. opgenomen. De uitkomsten kunnen als volgt worden samengevat:

1. De gemiddelde verhoudingen voor E_A en E_D zijn respectievelijk

$$\frac{E_A}{E_R} = 0,53 \pm 0,03$$

$$\frac{E_D}{E_R} = 0,59 \pm 0,02$$

De methode van Thornthwaite-Holzman geeft derhalve veel te lage uitkomsten. De oorzaak hiervan is vermoedelijk gelegen in de keuze van $\phi_1(Ri)$ en $\phi_2(Ri)$ in resp. (2.1.9.) en (2.1.10). Het is echter niet uitgesloten dat aan de constante van Von Kármán een andere waarde moet worden toegekend. Alleen door middel van de turbulentiemetingen die steekproefsgewijs tijdens het onderzoek zijn verricht, is het misschien mogelijk de oorzaak van de lage uitkomsten vast te stellen.

2. Voor de verhouding van de uitkomsten van de methode van Sverdrup vindt men

$$\frac{E_{SV}^{7,5}}{E_R} = 1,04 \pm 0,04$$

$$\frac{E_{SV}^{15}}{E_R} = 0,92 \pm 0,04$$

$$\frac{E_{SV}^{30}}{E_R} = 0,72 \pm 0,03$$

Naar mate men de constante λ , gedefinieerd door (2.2.1), groter kiest, wordt de laminaire laag aan het wateroppervlak dikker. Hierdoor worden de berekende verdampingswaarden lager. Met $\lambda = 7,5$ is er een zeer goede overeenstemming van E_{SV} met E_R .

3. Voor de verhouding van de uitkomsten van de methode van Sheppard vindt men

$$\frac{E_{SH}}{E_R} = 1,11 \pm 0,04$$

In tegenstelling tot de voorgaande methode bevat deze methode geen constante waarmee de uitkomsten aangepast kunnen worden. De overeenstemming met de referentiemethode is redelijk.

4. Voor de formule van Lake Hefner vindt met de volgende resultaten

$$\frac{E_H}{E_R} = 1,17 \pm 0,02$$

$$\frac{E_H^*}{E_R} = 0,95 \pm 0,02$$

Indien men de constante aanpast aan de grootte van het meeroppervlak volgens de methode van Harbeck [6], verkrijgt men met deze formule een zeer goede overeenstemming met E_R .

5. Wat de formule van Lake Mead betreft, zij verwezen naar 4.1.

6. Wat de methode van Penman betreft, vindt men de volgende resultaten

$$\frac{E_O}{E_R} = 1,05 \pm 0,02$$

$$\frac{E_O^*}{E_R} = 0,92 \pm 0,02$$

$$\frac{E_{OP}}{E_W} = 1,12 \pm 0,04$$

Bij de berekening van E_O volgens (2.6.2) wordt voor $f(u)$ een functie gebruikt die reeds lang bij het K.N.M.I. voor de berekening van de verdamping in gebruik is. De overeenstemming van E_O met E_R is zeer goed. Ontleent men $f(u)$ aan E_M^* dan verkrijgt men lagere uitkomsten. De overeenstemming met E_R is dan goed. Bij de berekening van E_{OP} is de nettostraling berekend met gegevens van zonneshijnduur, temperatuur en vochtigheid volgens een methode die in [9] beschreven is. De uitkomsten vindt men in tabel 7 van [1]. Bij de vergelijking met E_W moet men bedenken dat de uitkomsten van E_W waarschijnlijk enkele procenten te laag zijn wegens een systematische fout in de neerslagmeting. Waarschijnlijk wijkt E_{OP} minder dan 10% van de werkelijke verdamping af. Er is dus een goede overeenstemming van E_{OP} met de werkelijke verdamping. Bij de berekening van E_{OP} zijn overdag-gemiddelden van temperatuur en vochtigheid gebruikt. Bij gebruik van etmaalgemiddelden van deze grootheden zullen de waarden van E_{OP} circa 6% kleiner worden zoals voor een maritiem station als Den Helder berekend is. Derhalve zal E_{OP} de werkelijke verdamping nog beter benaderen indien men etmaalgemiddelden i.p.v. overdag-gemiddelden van temperatuur en vochtigheid gebruikt.

5. Methoden voor operationeel gebruik

Uit dit onderzoek en tevens uit andere onderzoekingen blijkt dat de methoden van de energiebalans als zeer betrouwbaar beschouwd moet worden. Het is echter mogelijk dat de methode moeilijk toepasbaar is nl. indien er regelmatig aan het waterbekken grote hoeveelheden water toegevoerd en onttrokken worden. Deze hoeveelheden water zullen in het algemeen in temperatuur verschillen hetgeen in de energiebalans een extra term geeft nl. de advectiewarmte. Indien de advectiewarmte zo groot is dat deze op routinebasis gemeten zou moeten worden, wordt de methode van de energiebalans vrij bewerkelijk. Indien de advectiewarmte te verwaarlozen is en het waterbekken in horizontale richting voldoende homogeen is, kan de methode van de energiebalans op een vrij eenvoudige wijze toegepast worden door op een bij voorkeur centraal in het bekken gelegen plaats de netto-straling, de Bowen-verhouding en de watertemperatuur te meten.

Het is mogelijk gebleken met zeer eenvoudige formules van het type E_M goede resultaten te verkrijgen indien men eenmaal een empirische constan-

te voor het beschouwde waterbekken heeft bepaald. Door de metingen ten behoeve van de energiebalans uit te breiden met de meting van de windsnelheid op één niveau, is de genoemde constante te bepalen. Nadat men de beide methoden gedurende een zekere periode heeft toegepast, kan men eventueel het meetprogramma beperken.

Voor de toepassing van de methoden van Sverdrup en Sheppard is het noodzakelijk de verticale gradiënt van de windsnelheid te bepalen. Hiertoe zijn metingen op tenminste 2 hoogten maar bij voorkeur op 3 of 4 hoogten nodig. Aan de nauwkeurigheid van deze metingen worden hoge eisen gesteld. Bij de methode van Sverdrup heeft men weer het probleem van de bepaling van een empirische constante. Een operationeel gebruik van de methoden van Sverdrup en Sheppard is derhalve niet aan te bevelen. De methode van Thornthwaite-Holzman komt voor operationeel gebruik vooralsnog niet in aanmerking. De uitkomsten zijn veel te laag terwijl ook bij deze methode de windgradiënt bepaald moet worden.

LITERATUUR

- [1] Koopmans, R.W.R., "De verdamping van open water. Resultaten van een waterbalansstudie in Zuidelijk Flevoland", Dienst der Zuiderzeewerken, Afd. Waterloopkunde, Nota B 68-1, maart 1968.
- [2] Thornthwaite, C.W. and Holzman, B., "The determination of evaporation from land and water surfaces", Monthly Weather Review, 67 (1939), pp 4 - 11.
- [3] Holzman, B., "The influence of stability on evaporation", New York Academy of Sciences, Annals, 44 (1943), pp 13 - 18.
- [4] Sverdrup, H.U., "On the evaporation from the ocean", Journal Marine Research, 1 (1937-1938), pp 3 - 14.
- [5] Deacon, E.L. and Webb, E.K., "Small-scale interactions". The Sea, New York, Interscience, Ch 3, pp 43 - 87.
- [6] Harbeck, G.E., "A practical field technique for measuring reservoir evaporation utilizing mass-transfer theory", U.S. Geological Survey, Professional Paper 272-E.
- [7] Webb, E.K., "On estimating evaporation with fluctuating Bowen ratio", J. Geophys. Res., 65 (1960), pp 3415 - 3417.
- [8] Penman, H.L., "Natural evaporation from open water, bare soil and grass". Proc. Roy. Soc., A, 193, pp 120 - 145.
- [9] Kramer, C., "Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping voor verschillende delen van Nederland volgens de methode van Penman", Med. en Verh., Kon. Ned. Met. Inst., 70 (1957).

Tabel 1. Pentadegemiddelden van E_M^* , E_B^* , \bar{E}_B en hun verhoudingen

Table 1. Pentade means of E_M^* , E_B^* , \bar{E}_B and their ratios

No.	Pentaden Data	\bar{E}_B mm(etm) ⁻¹	E_B^* mm(etm) ⁻¹	E_M^* mm(etm) ⁻¹	$\frac{E_B^*}{\bar{E}_B}$	$\frac{E_M^*}{\bar{E}_B}$
1	2, 3, 4, 5, 14/7	3,48	3,66	3,48	1,05	1,00
2	15, 16, 19, 20 22/7	4,34	4,38	4,06	1,01	0,94
3	25, 26, 27, 28 29/7	3,30	3,39	3,17	1,03	0,96
4	30/7, 1, 3, 4, 5/8	4,92	5,01	4,30	1,02	0,87
5	6, 7, 8, 9, 21/8	2,61	2,58	2, 38	0,99	0,91
6	21, 24, 25, 27, 29/8	1,78	1,82	2,08	1,02	1,17
7	30, 31/8, 2, 3, 4/9	3,73	3,86	4,48	1,03	1,20
8	6, 7, 12, 18, 19/9	1,69	1,86	2,10	1,10	1,24
9	20, 22/9, 3, 5, 29/10	2,51	2,82	2,89	1,12	1,15
	Gemiddelde	3,15	3,27	3,22	1,04 ± 0,02	1,05 ± 0,05

Tabel 2. De gemiddelde verdamping per waterbalansperiode berekend volgens een aantal methoden (mm etm⁻¹)

Table 2. The mean evaporation in water balance periods calculated with various methods (mm etm⁻¹)

No.	waterbalansperiode		E _A	E _D	E _H	E _H [*]	E _M	E _M [*]	E _{SV} ^{7,5}	E _{SV} ¹⁵	E _{SV} ³⁰	E _{SH}	E _B [*]	E _O	E _O [*]	E _W	E _R
	datum	duur in dagen															
1	1/7, 3.00 - 6/7, 3.00	5,0	1,35	2,04	4,11	3,33	4,70	3,85	3,42	3,05	2,61	3,80	3,62	4,01	3,53	3,30	3,73
2	24/7, 21.00 - 31/7, 21.00	7,0	1,42	1,74	3,40	2,76	3,80	3,12	2,75	2,47	1,94	3,10	3,06	3,57	3,17	2,83	3,09
3	31/7, 21.00 - 9/8, 19.00	8,9	2,43	2,53	4,42	3,58	4,89	4,01	3,88	3,55	2,66	4,16	4,22	4,34	3,89	2,67	4,11
4	21/8, 6.00 - 25/8, 6.00	4,0	0,94	0,99	2,26	1,83	2,52	2,07	2,45	2,13	1,66	2,57	1,66	1,80	1,58	1,85	1,86
5	25/8, 6.00 - 27/8, 6.00	2,0	0,52	0,79	2,08	1,69	2,42	1,98	1,51	1,36	1,07	1,74	1,52	1,63	1,47	1,25	1,75
6	27/8, 6.00 - 1/9, 15.00	5,4	1,16	1,78	3,56	2,88	4,25	3,48	3,03	2,72	2,15	3,43	2,87	3,08	2,76	2,61	3,17
7	1/9, 15.00 - 8/9, 6.00	6,6	2,02	2,14	4,29	3,48	4,68	3,84	4,09	3,58	2,80	4,27	3,14	3,37	3,02	3,08	3,49
8	8/9, 6.00 - 10/9, 6.00	2,0	0,90	0,90	2,11	1,71	2,31	1,89	2,55	2,14	1,58	2,19	1,27	1,53	1,23	1,40	1,58

Tabel 3. Vergelijking van E_W met E_B^* en E_M^*

Table 3. Comparison of E_W with E_B^* and E_M^*

Waterbalansperiode			
No.	Aantal dagen	E_W/E_B^*	E_W/E_M^*
1	5,0	0,91	0,86
2	7,0	0,92	0,91
3	8,9	(0,62)	(0,66)
4	4,0	1,11	0,89
5	2,0	0,83	0,63
6	5,4	0,91	0,75
7	6,6	0,98	0,80
8	2,0	1,10	0,74
gemiddeld		$0,97 \pm 0,04$	$0,80 \pm 0,03$

Tabel 4. De gemiddelde verdamping per pentade berekend volgens een aantal methoden (mm etm⁻¹)

Table 4. The mean evaporation per pentade calculated with various methods (mm etm⁻¹)

No.	Pentade		E _A	E _D	E _H	E _H [*]	E _M	E _M [*]	E _{SV} ^{7,5}	E _{SV} ¹⁵	E _{SV} ³⁰	E _{SH}	E _B [*]	E _O	E _O [*]	E _R
	Data															
1	1, 2, 3, 4, 5/7		1,34	1,85	4,12	3,34	4,72	3,86	3,43	3,06	2,40	3,80	3,62	4,02	3,54	3,75
2	6, 13, 14, 15, 16/7		1,49	1,81	3,18	2,58	3,62	2,96	2,83	2,46	1,92	2,99	3,09	3,38	3,01	3,02
3	18, 19, 20, 22, 24/7		2,12	2,00	4,48	3,64	5,04	4,12	3,77	3,32	2,60	4,07	4,20	4,61	4,11	4,16
4	25, 26, 27, 28, 29/7		1,55	1,95	3,79	3,07	4,26	3,48	2,99	2,68	2,12	3,40	3,39	4,04	3,59	3,43
5	30/7, 1, 3, 4, 5/8		2,46	3,07	5,17	4,18	5,77	4,72	4,26	3,78	2,98	4,65	5,00	4,92	4,48	4,86
6	6, 7, 8, 9, 21/8		1,72	1,83	2,91	2,36	3,19	2,61	2,86	2,48	1,91	2,97	2,58	2,96	2,53	2,59
7	22, 23, 24, 25, 27/8		0,85	0,95	2,17	1,76	2,44	2,00	2,18	1,90	1,48	2,32	1,55	1,68	1,48	1,77
8	28, 29, 30, 31/8, 1/9		1,46	1,86	3,85	3,12	4,36	3,57	3,14	2,82	2,23	3,54	2,96	3,16	2,84	3,26
9	2, 3, 4, 5, 6/9		2,48	2,57	5,07	4,10	5,50	4,50	4,97	4,32	3,37	5,10	3,69	3,94	3,54	4,10
10	7, 8, 9, 10, 12/9		0,61	0,67	1,79	1,45	2,02	1,65	1,74	1,52	1,16	1,82	1,06	1,34	1,10	1,36
11	13, 14, 15, 16, 18/9		0,78	0,87	1,33	1,08	1,47	1,20	1,37	1,20	0,92	1,40	0,84	1,09	0,92	1,02
12	19, 20, 22, 24/9, 3/10		1,49	1,82	2,98	2,41	3,40	2,78	2,67	2,34	1,85	2,83	2,29	2,60	2,30	2,53
13	4, 5, 11, 12, 25/10		0,90	1,00	2,07	1,68	2,26	1,85	1,78	1,55	1,22	1,85	1,63	1,82	1,55	1,74
14	27, 28, 29, 30/10, 1/11		0,83	0,74	1,84	1,49	2,01	1,64	1,40	1,24	0,99	1,50	1,41	1,66	1,40	1,52

Tabel 5. Verhouding van de uitkomsten van de verschillende methoden tot E_R

Table 5. Ratios of the results of various methods to E_R

Pentade nr.	E_A/E_R	E_D/E_R	E_H/E_R	E_H^*/E_R	E_M/E_R	$E_{SV}^{7,5}/E_R$	E_{SV}^{15}/E_R	E_{SV}^{30}/E_R	E_O/E_R	E_O^*/E_R	E_{SH}/E_R
1	0,36	0,49	1,10	0,89	1,26	0,91	0,81	0,64	1,07	0,94	1,01
2	0,49	0,60	1,05	0,85	1,20	0,93	0,81	0,64	1,12	1,00	0,99
3	0,51	0,48	1,12	0,87	1,21	0,90	0,80	0,62	1,10	0,99	0,98
4	0,45	0,57	1,10	0,89	1,24	0,87	0,78	0,62	1,18	1,05	0,99
5	0,50	0,63	1,07	0,86	1,19	0,88	0,78	0,61	1,01	0,92	0,96
6	0,66	0,70	1,12	0,91	1,23	1,10	0,96	0,74	1,14	0,97	1,14
7	0,48	0,54	1,22	0,99	1,38	1,23	1,07	0,83	0,95	0,83	1,31
8	0,45	0,57	1,18	0,96	1,34	0,96	0,87	0,68	0,97	0,87	1,09
9	0,60	0,63	1,24	1,00	1,34	1,21	1,05	0,82	0,96	0,86	1,24
10	0,45	0,49	1,32	1,07	1,49	1,28	1,12	0,85	0,98	0,81	1,34
11	0,76	0,85	1,30	1,06	1,44	1,34	1,17	0,90	1,07	0,90	1,37
12	0,59	0,72	1,18	0,95	1,34	1,05	0,92	0,73	1,03	0,91	1,12
13	0,52	0,57	1,19	0,96	1,30	1,02	0,89	0,70	1,05	0,89	1,06
14	0,54	0,49	1,21	0,98	1,32	0,92	0,81	0,65	1,09	0,92	0,99
gemiddeld	0,53±0,03	0,59±0,02	1,17±0,02	0,95±0,02	1,31±0,02	1,04±0,04	0,92±0,04	0,72±0,03	1,05±0,02	0,92±0,02	1,11±0,04

Tabel 6. Invloed van de lengte van de middelingsperiode op de uitkomsten van E_M (zie subpar. 3.2)

Table 6. Influence of the averaging time on the results of E_M

Pentade	E_M^1	$E_M^3 - E_M^1$	$E_M^6 - E_M^1$	$E_M^{12} - E_M^1$	$E_M^{24} - E_M^1$
	mm(etm)^{-1}	$10^{-2} \text{ mm(etm)}^{-1}$			
1	4,72	+1	+2	+4	-4
2	3,62	+2	0	+6	+5
3	5,04	+1	0	+6	+9
4	4,26	0	0	+1	+1
5	5,77	0	0	+3	-2
6	3,19	0	+2	+5	+5
7	2,44	0	0	+4	+2
8	4,36	0	0	+5	+4
9	5,50	0	0	-2	+1
10	2,02	+1	+1	+1	+5
11	1,47	0	0	-3	-2
12	3,40	0	0	0	-1
13	2,26	0	0	+1	+2
14	2,01	0	0	-2	-2

Fig.1

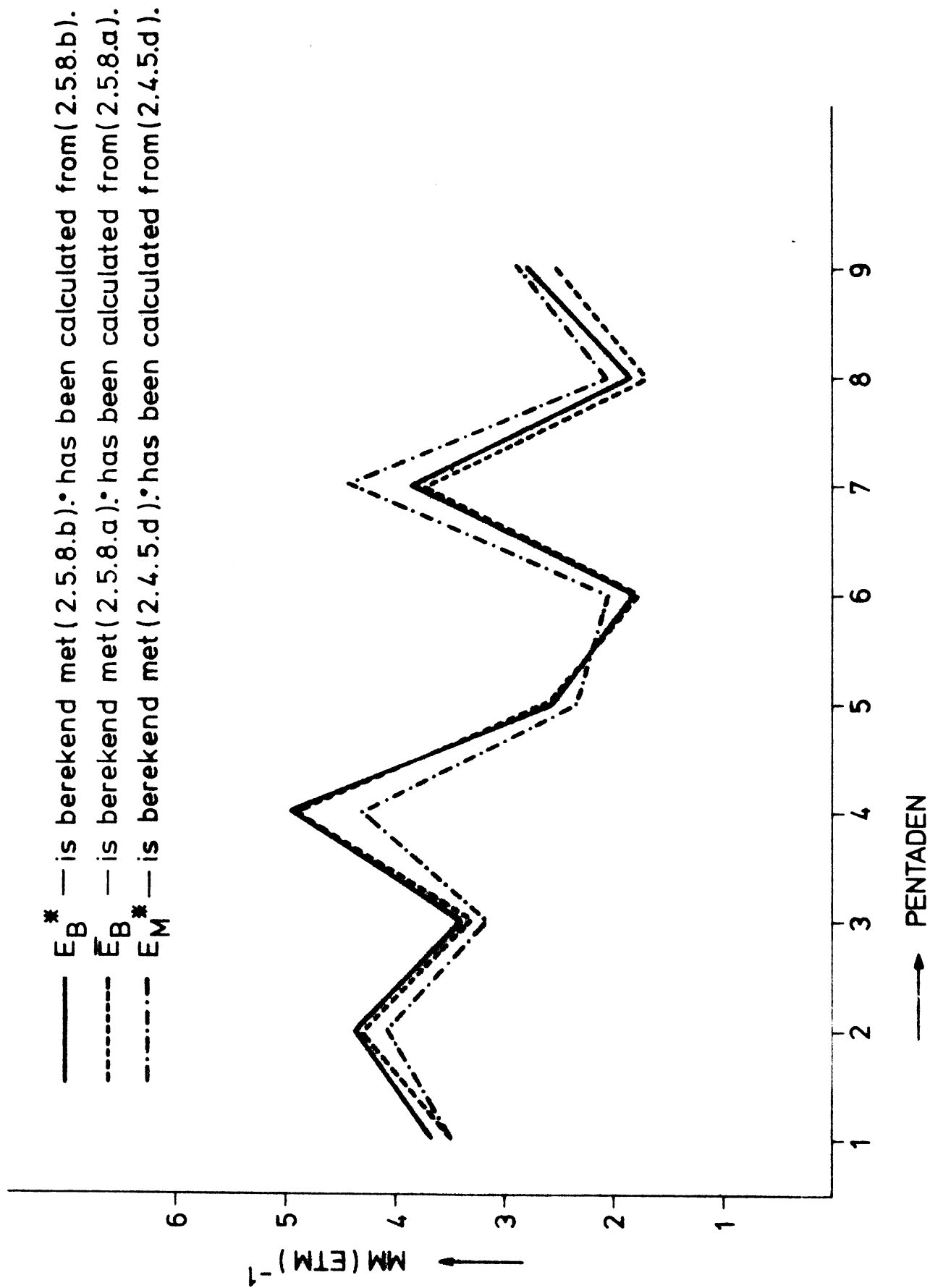
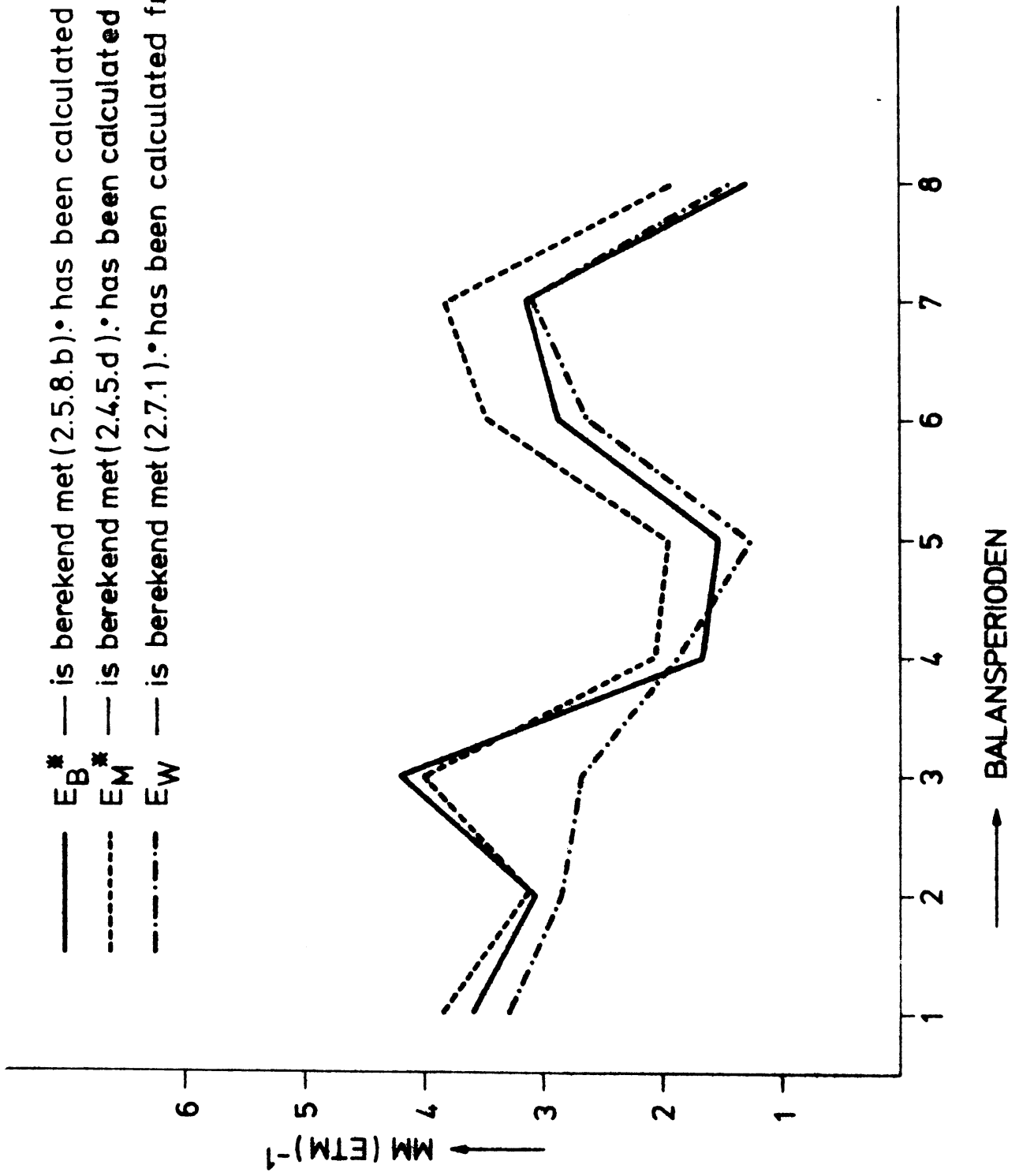


Fig. 2



— EB* — is berekend met (2.5.8.b).
- - - EM* - - is berekend met (2.4.5.d).
- · - · EW - · is berekend met (2.7.1).

Fig. 3

- ER — is berekend met (4.3.1): has been calculated from (4.3.1).
- - - EA - - is berekend met (2.1.6.c): has been calculated from (2.1.6.c).
- · - · - ED - · is berekend met (2.1.6.b): has been calculated from (2.1.6.b).

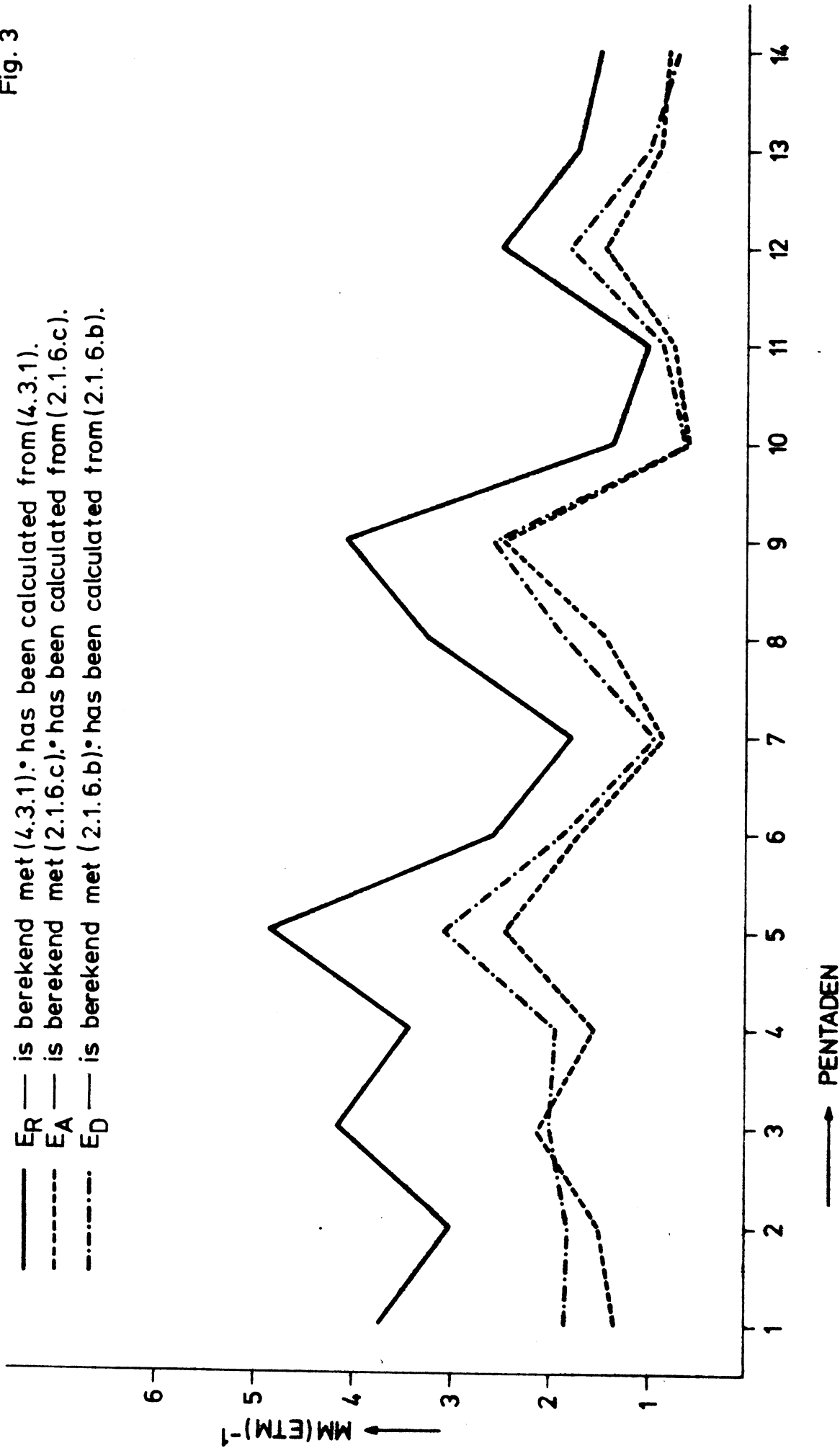


Fig. 4

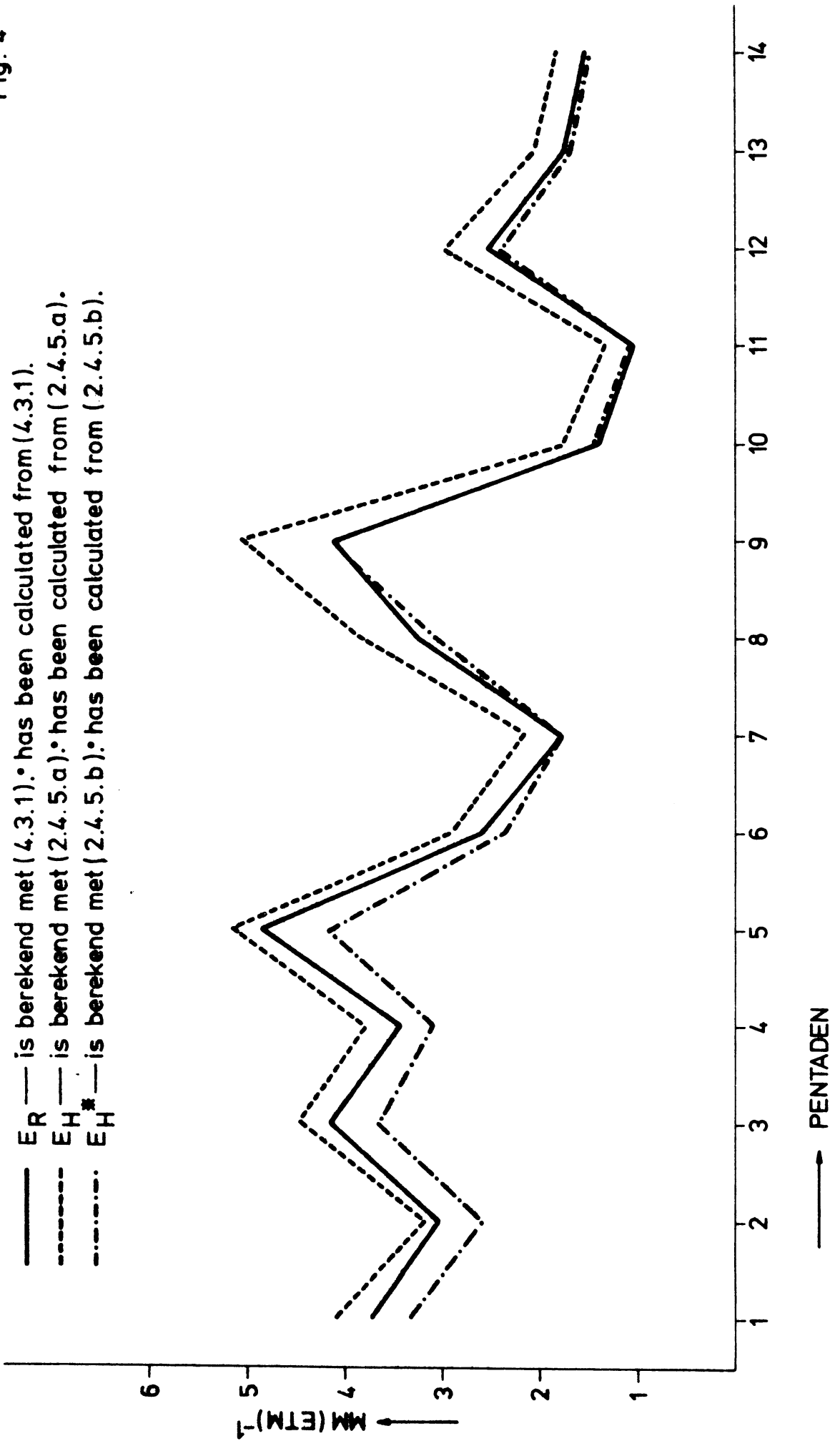


Fig. 5

- ER — is berekend met (4.3.1).• has been calculated from (4.3.1).
- - - EM - - is berekend met (2.4.5.C.).• has been calculated from (2.4.5.C.).
- · - · - ESH - · - is berekend met (2.3.2).• has been calculated from (2.3.2).

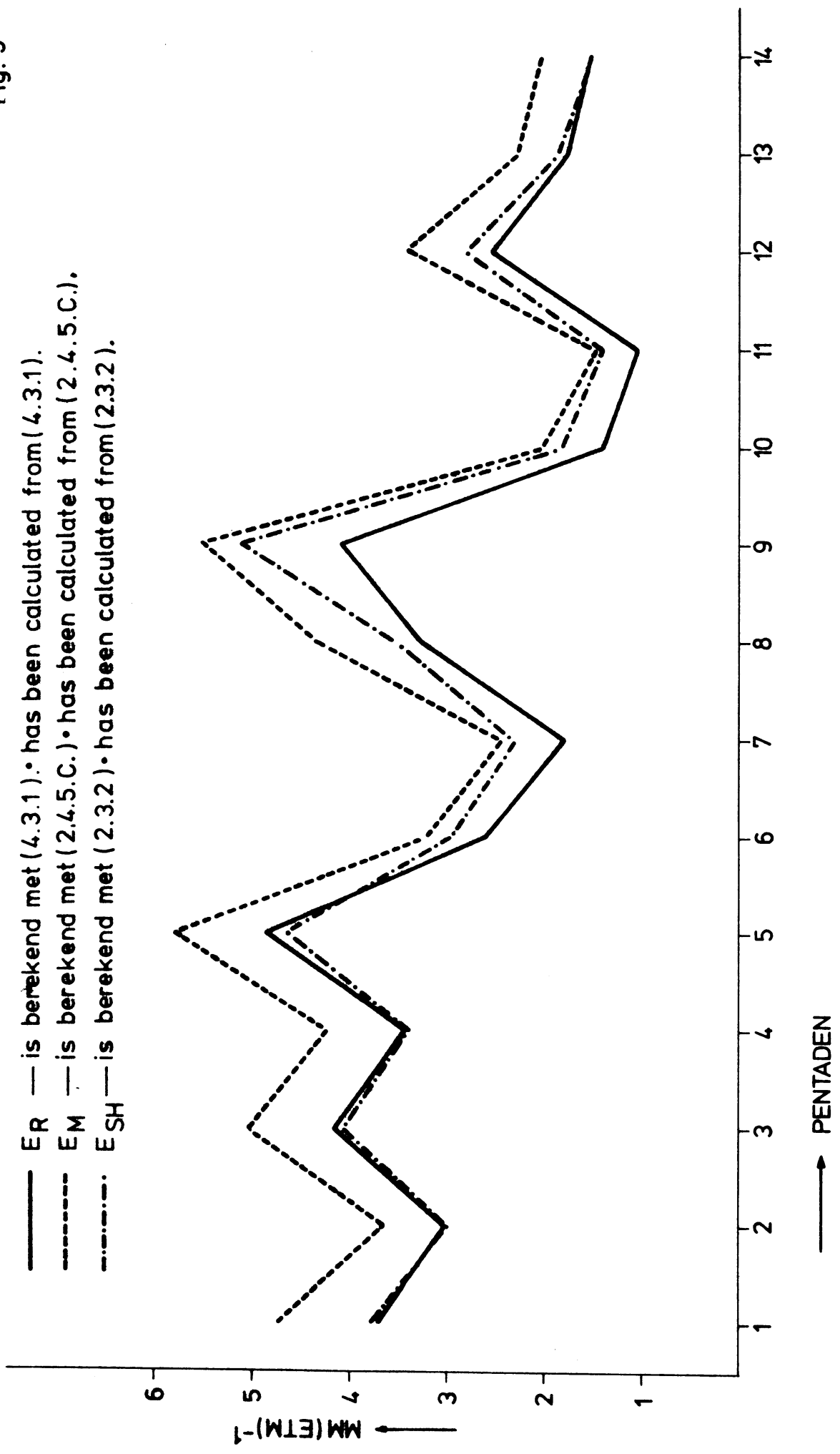


Fig.6

E_R — is berekend met (4.3.1).
 $E_{SV}^{7.5}$ } zijn beide berekend met (2.2.5) met λ resp. 7.5 en 15
 E_{SV}^{15} } have been calculated from (2.2.5) with λ resp 7.5 and 15

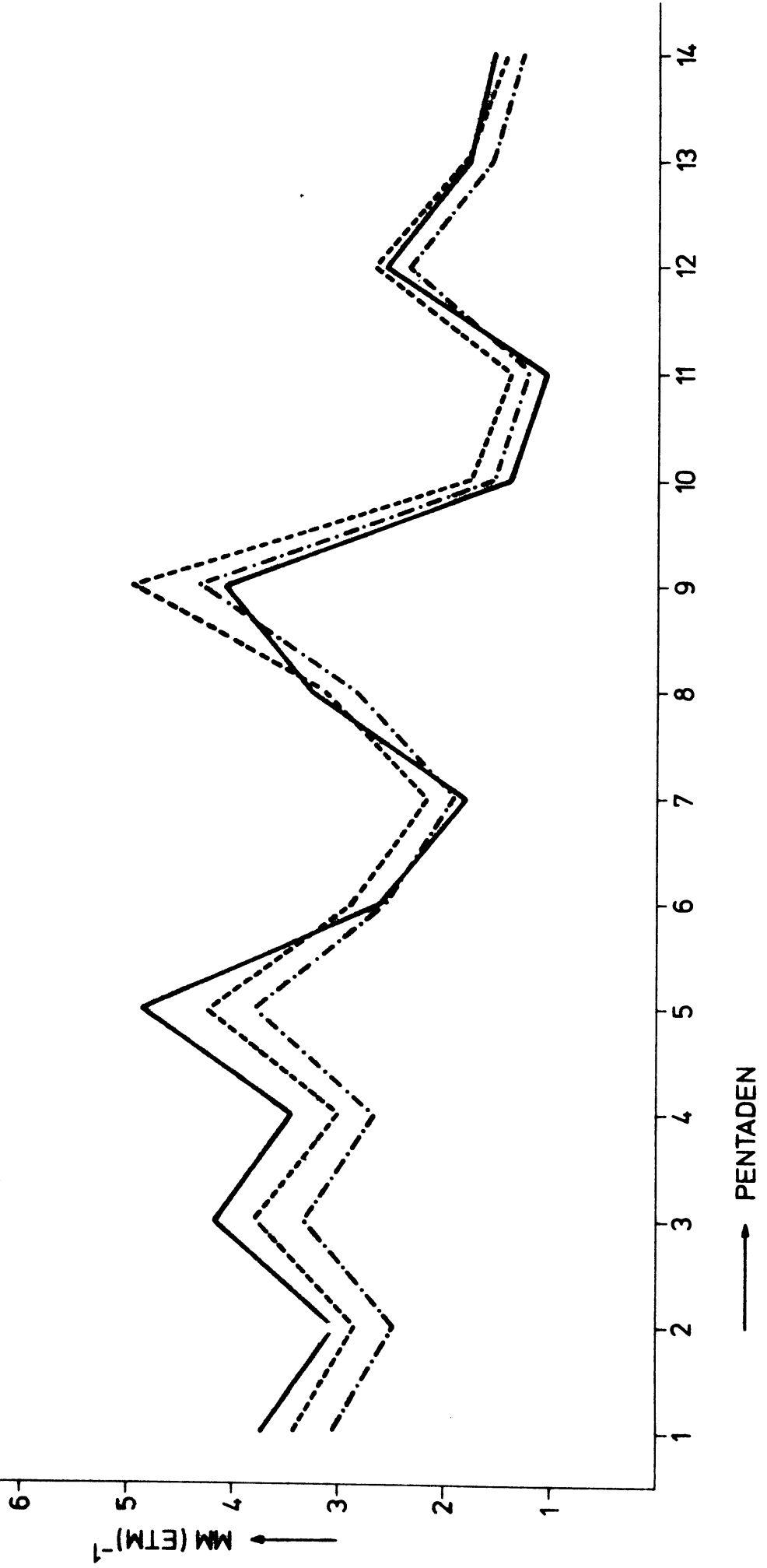


Fig. 7

— E_R — is berekend met (4.3.1). • has been calculated from (4.3.1).

- - - E_0 } zijn beide berekend met (2.6.2) maar met verschillende functies van de windsnelheid.

- · - · E_0^* } have been calculated both from (2.6.2) but with different functions of wind speed.

