

# Berekening openwaterverdamping

Opdrachtgever: Wetterskip Fryslân  
Uitvoerder: FutureWater

Begeleider: P. Schaper (Wetterskip Fryslân)

Auteur: A. van Loon (FutureWater)  
P. Droogers (FutureWater)





# Inhoudsopgave

<b>1</b>	<b>INTRODUCTIE</b>	<b>4</b>
<b>2</b>	<b>UITGANGSPUNTEN</b>	<b>5</b>
<b>3</b>	<b>METHODEN</b>	<b>7</b>
3.1	Energiebalansmethode	7
3.2	Penmanmethode	7
3.3	Priestley-Taylormethode	9
3.4	De Bruin-Keijmanmethode	9
3.5	Makkinkmethode	10
3.6	Conclusie	10
<b>4</b>	<b>TOEPASSING</b>	<b>11</b>
<b>5</b>	<b>CONCLUSIES</b>	<b>12</b>
<b>6</b>	<b>REFERENTIES</b>	<b>13</b>
<b>A</b>	<b>APPENDIX FORMULES</b>	<b>14</b>
A.1	Energiebalansmethode	14
A.2	Penmanmethode	14
A.3	Priestley-Taylormethode	18
A.4	De Bruin-Keijmanmethode	18
A.5	Makkinkmethode (KNMI)	21
<b>B</b>	<b>APPENDIX OMREKENING KNMI-GEGEVENS</b>	<b>23</b>
<b>C</b>	<b>APPENDIX BEREKENINGEN EXCEL</b>	<b>24</b>

# 1 Introductie

Het Wetterskip Fryslân gebruikt in het dagelijkse waterbeheer uitgebreide meteorologische informatie t.b.v. de dagelijkse balansberekening van de Friese boezem. Voor wat betreft openwaterverdamping ontbreekt echter een goede onderbouwing en wordt momenteel gebruik gemaakt van de ongevalideerde referentie-gewasverdamping die het WNI berekent met de formule van Makkink. De referentie-gewasverdamping wordt vermenigvuldigd met 1,26 om de openwaterverdamping te verkrijgen. Dit verdampingscijfer wordt momenteel handmatig ingevoerd in het systeem van het Wetterskip. De informatie van het KNMI komt te laat om meegenomen te worden in het BOS en bovendien geeft het niet de verdamping van open water, maar van een referentie-gewas.

Een goede inschatting van de openwaterverdamping is echter wenselijk, om hiermee beslissingen over waterafvoer en -aanvoer nauwkeuriger te nemen. Vanuit het oogpunt van goed peilbeheer is dit gewenst en vanuit economisch oogpunt kan een goede inschatting van de openwaterverdamping geld uitsparen door een meer nauwkeurige inschatting van gemaalinzet.

De oppervlakte open water in het beheersgebied van het Wetterskip is 15.000 ha. Een verschil van geschatte en werkelijke open water verdamping van 1 mm per dag komt dus overeen met 150.000 m<sup>3</sup> per dag en 54.750.000 m<sup>3</sup> per jaar.

Het Wetterskip Fryslân heeft FutureWater gevraagd een overzicht te geven van de methoden van de berekening van openwaterverdamping, zodat deze informatie automatisch in de balansberekening kan worden meegenomen en zodat er een nauwkeuriger verdampingscijfer gebruikt wordt dan wat via de huidige methode uit de referentie-gewasverdamping bepaald wordt.

Dit rapport beschrijft hoe de verdamping van open water het best berekend kan worden en geeft de formules die voor deze berekening nodig zijn, gebaseerd op de meteorologische data van het KNMI.

## 2 Uitgangspunten

Het uitgangspunt bij elke verdampingsbepaling is de energiebalans van het aardoppervlak. Deze standaardvergelijking luidt:

$$Q^* = H + \lambda E + G + \Delta S \quad (1)$$

waarin:

$Q^*$	= nettostraling ( $W m^{-2}$ )
$H$	= voelbare warmtestroom ( $W m^{-2}$ )
$\lambda E$	= latente warmtestroom ( $W m^{-2}$ )
$G$	= bodemwarmtestroom ( $W m^{-2}$ )
$\Delta S$	= energieopslag in gewas ( $W m^{-2}$ )

De voelbare warmtestroom is de hoeveelheid energie die gebruikt wordt voor de opwarming van de lucht. De latente warmtestroom is de hoeveelheid energie die gepaard gaat met de verdamping van water. En de bodemwarmtestroom is de hoeveelheid energie die uitgewisseld wordt met de bodem. De laatste term van de energiebalans ( $\Delta S$ ) is zeer klein in vergelijking met de andere termen en wordt in de praktijk daarom altijd weggelaten. Vergelijking 1 luidt dan dus:

$$Q^* = H + \lambda E + G \quad (2)$$

De latente warmtestroom is dus de hoeveelheid energie die gebruikt wordt voor verdamping. Deze kan direct omgezet worden naar mm door te delen door de verdampingswarmte van water ( $\lambda$ ). Die  $\lambda$  is  $2,45 MJ kg^{-1}$ , dus een latente warmtestroom van  $100 W m^{-2}$  komt overeen met 3,5 mm verdamping per dag. En 1 mm verdamping per dag is ongeveer gelijk aan  $28,4 W m^{-2}$  latente warmtestroom.

De voelbare warmtestroom ( $H$ ) en de latente warmtestroom ( $\lambda E$ ) zijn sterk met elkaar gecorreleerd. De verhouding tussen  $H$  en  $\lambda E$  wordt de Bowenverhouding ( $\beta$ ) genoemd:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \quad (3)$$

De Bowenverhouding kan worden bepaald uit metingen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid op twee niveaus boven het aardoppervlak.

De nettostraling ( $Q^*$ ) kan direct worden gemeten of worden bepaald uit de stralingsbalans van het aardoppervlak:

$$Q^* = K_{in} - K_{uit} + L_{in} - L_{uit} \quad (4)$$

waarin:

$Q^*$	= nettostraling ( $W m^{-2}$ )
$K_{in}$	= inkomende kortgolvlige straling ( $W m^{-2}$ )

- $K_{uit}$  = uitgaande kortgolvlige straling ( $W m^{-2}$ )  
 $L_{in}$  = inkomende langgolvlige straling ( $W m^{-2}$ )  
 $L_{uit}$  = uitgaande langgolvlige straling ( $W m^{-2}$ )

De energiebalans vormt de basis voor tientallen verdampingsberekeningen die in de loop van de afgelopen 100 jaar zijn ontwikkeld. In het volgende hoofdstuk worden de meest relevante methoden besproken en geëvalueerd op grond van hun geschiktheid voor Wetterskip Fryslân.

# 3 Methoden

In de loop der tijd zijn verschillende methoden ontwikkeld om de verdamping te berekenen. Veel van deze methoden zijn of verouderd of alleen voor lokaal gebruik of minder geschikt voor openwaterverdamping. Voor bepaling van de openwaterverdamping van Wetterskip Fryslân zijn de volgende vijf methoden potentieel geschikt:

- energiebalansmethode
- Penmanmethode
- Priestley-Taylormethode
- De Bruin-Keijmanmethode
- Makkinkmethode

De laatste methode wordt momenteel door het KNMI gebruikt voor de berekening van de referentie-gewasverdamping.

In dit hoofdstuk worden deze meest relevante methoden kort besproken en uitgelegd. De complete formules voor de berekening van de verdamping staan in Appendix A.

## 3.1 Energiebalansmethode

De energiebalansmethode gaat uit van vergelijking 2. Als alle andere termen van de vergelijking bekend zijn, kan de latente warmtestroom ( $\lambda E$ ) als restterm bepaald worden. Combineren van de energiebalansvergelijking (vergelijking 2) met de Bowenverhouding (vergelijking 3) leidt tot een uitdrukking voor de latente warmtestroom:

$$\lambda E = \frac{Q^* - G}{1 + \beta} \quad (5)$$

waarin:

- $Q^*$  = nettostraling ( $W m^{-2}$ )
  - $G$  = voelbare warmtestroom ( $W m^{-2}$ )
  - $\lambda E$  = latente warmtestroom ( $W m^{-2}$ )
  - $\beta$  = Bowenverhouding (-)
- (Cultuurtechnische vereniging, 1988)

De energiebalans methode is de meest nauwkeurige methode, maar ook duurste en meest tijdrovende (Mosner en Aulenbach, 2003). De termen van de energiebalans moeten ter plekke en eens per half uur gemeten worden. Verder zijn er meteorologische gegevens van twee niveaus boven het aardoppervlak nodig voor het berekenen van de Bowenverhouding. Voor waterschap Fryslân is deze methode dus niet geschikt.

## 3.2 Penmanmethode

De standaardtheorie voor de berekening van openwaterverdamping is in 1948 door Penman gepresenteerd (Penman, 1948). Penman stelde een semi-empirische vergelijking op betreffende de verdamping van open water. Deze vergelijking schat de verdamping uit standaard meteorologische waarnemingen, namelijk de windsnelheid, temperatuur en luchtvochtigheid op standaard

waarnemingshoogte (dus op een niveau) en relatieve zonneshijnduur. De Penmanformule is een tegenwoordig veel gebruikte formule (De Bruin, 1996).

De Penmanformule is gebaseerd op de energiebalansvergelijking (vergelijking 2) en aparte vergelijkingen voor de voelbare warmtestroom (H) en de latente warmtestroom ( $\lambda E$ ). Verder gebruikte Penman een linearisatie van de dampdruk (e) om de vergelijkingen te kunnen oplossen. De totale formule luidt:

$$\lambda E = \frac{s(Q^* - G) + \frac{\rho c_p}{r_a} [e_w(T) - e]}{s + \gamma} \quad (6)$$

waarin:

$Q^*$  = nettostraling ( $W m^{-2}$ )

$G$  = bodemwarmtestroom ( $W m^{-2}$ )

$\rho$  = dichtheid van lucht ( $kg m^{-3}$ )

$c_p$  = soortelijke warmte van lucht bij constante druk ( $J kg^{-1} K^{-1}$ )

$r_a$  = aërodynamische weerstand van de luchtlaag tussen de grond en 2 m voor warmte ( $s m^{-1}$ )

$e_w$  = verzadigingsdampdruk t.o.v. (onderkoeld) water bij temperatuur T (Pa)

T = temperatuur in Kelvin (K)

e = partiele dampdruk van water (Pa)

s = afgeleide van  $e_w$  bij luchttemperatuur T ( $Pa K^{-1}$ ), dus  $s = \frac{de_w}{dT}$

$\gamma$  = psychrometerconstante ( $Pa K^{-1}$ )

(De Bruin, 1996)

Het eerste deel van de formule is de stralingsterm en het tweede deel de aërodynamische term (Feddes et al., 2003).

De voorwaarden voor het gebruik van de Penmanformule zijn dat het wateroppervlak zeer uitgestrekt en horizontaal homogeen is (bijvoorbeeld geen horizontale temperatuurverschillen en een constante diepte). Randeffecten zijn buiten beschouwing gelaten, waardoor de Penmanformule alleen geldt voor gebieden met een afmeting groter dan ca. 200 keer de meethoogte van de meteorologische parameters. Het KNMI gebruikt een standaard meethoogte van 1,5 m boven maaiveld, dus de Penmanformule geldt voor gebieden groter dan 300 m. Over de invloed van inhomogeniteiten op de verdamping is nog erg weinig bekend. Het is daarom niet mogelijk een schatting te geven van de fout die men maakt als advection wordt verwaarloosd (De Bruin en Kohsiek, 1979).

G is in de Penmanformule een onafhankelijke grootheid. In werkelijkheid is G echter afhankelijk van de watertemperatuur. Penman liet G buiten beschouwing. Dat is alleen toegestaan als het water zeer ondiep is (waterdiepte kleiner dan 1 m). Voor een dieper meer moet G berekend worden. Voor een goed gemengd meer, d.w.z. een meer waarin de watertemperatuur constant is met de diepte, wordt de term G in de energiebalansvergelijking gegeven door:

$$G = \rho_w c_w h \frac{\partial T_{water}}{\partial t} \quad (7)$$

waarin:

$\rho_w$  = dichtheid van water (=  $1000 kg m^{-3}$ )

$c_w$  = soortelijke warmte van water (=  $4200 J kg^{-1} K^{-1}$ )



$h$  = waterdiepte

$T_{\text{water}}/t$  = verandering van de watertemperatuur (K) met de tijd (s)

$G$  hangt dus enerzijds af van de waterdiepte en anderzijds van de verandering van de watertemperatuur met de tijd. Een wateroppervlak kan veel meer energie opnemen dan een landoppervlak. Dat komt doordat zonlicht veel dieper in water kan doordringen en doordat de opgenomen warmte door turbulentie over een dikke waterlaag verspreid kan worden. Hierdoor is de totale warmtecapaciteit per  $\text{m}^2$  van een wateroppervlak veel groter dan die van een landmassa. In het voorjaar warmt het water op en is  $G$  positief. Het grootste deel van de zonne-energie ( $Q^*$ ) wordt dan gebruikt voor opwarming ( $H$ ) en er is weinig energie over voor verdamping ( $\lambda E$ ). In het najaar vindt het tegenovergestelde proces plaats. Het water koelt af en staat zijn warmte af aan de lucht.  $G$  is op dat moment negatief en er is een warmtebron voor verdamping. Voor (relatief) diepe meren is de verdamping dus maximaal aan het begin van de herfst (De Bruin, 1996).

Het effect van het verwaarlozen van  $G$  komt dus neer op een overschatting van de verdamping in het voorjaar en een onderschatting in het najaar. Aangezien  $G$  evenredig is met de waterdiepte, neemt de fout die gemaakt wordt toe met de waterdiepte. Voor een meer van 5 m diep kan  $G$  in voor- en najaar oplopen tot 25-50% van  $Q^*$ . Dat is aanzienlijk en  $G$  is dus niet te verwaarlozen (De Bruin en Kohsiek, 1979).

Hoewel de Penmanmethode in theorie de meest nauwkeurige methode is om de verdamping te bepalen, kunnen meetfouten in de meteorologische gegevens veel effect hebben op de uitkomst. Vooral de meting van nettostraling, windsnelheid en luchtvochtigheid kan erg onnauwkeurig zijn. Dit geldt voornamelijk als de metingen van één meteorologisch station, namelijk Leeuwarden, gebruikt worden voor een zeer groot gebied, in dit geval heel Fryslân.

### 3.3 Priestley-Taylormethode

Na het analyseren van een aantal micrometeorologische gegevens vonden Priestley en Taylor (1972) een empirische relatie die de verdamping van open water redelijk beschrijft. Deze relatie heeft dezelfde basis als de Penmanformule (vergelijking 6) maar is beter toepasbaar op grote schaal. Volgens Priestley en Taylor is de aërodynamische term uit vergelijking 6 recht evenredig met de stralingsterm en kan dus vervangen worden door een constante maal de stralingsterm.

$$\lambda E = \alpha \frac{s}{s + \gamma} (Q^* - G) \quad (8)$$

$\alpha$  = Priestley-Taylorconstante = 1,26  
(Feddes et al., 2003)

In de literatuur wordt deze waarde voor de Priestley-Taylorconstante door verschillende onderzoekers bevestigd. De Priestley-Taylormethode is ontwikkeld voor situaties zonder advectie en hoewel de advectie niet verwaarloosd kan worden voor een ondiep meer, zijn er toch onderzoeken die aantonen dat ook in een dergelijke situatie de waarde 1,26 voor de Priestley-Taylorconstante juist is (De Bruin, 1982).

### 3.4 De Bruin-Keijmanmethode

De Bruin en Keijman (1979) pasten de Priestley-Taylormethode toe op het voormalige Flevomeer. Voor de zomer leverde deze methode goede resultaten op, maar over het gehele jaar gezien bleken er grote

afwijkingen op te treden. De Bruin en Keijman ontwikkelden een nieuwe empirische relatie die beter voldeed, namelijk:

$$\lambda E = \alpha' \frac{s}{s + \gamma} (Q^* - G) + \beta \quad (9)$$

waarin:

$$\alpha' \approx 1,1$$

$$\beta = 10 \text{ W m}^{-2}$$

(Cultuurtechnische vereniging, 1988)

De parameters ( $\alpha'$  en  $\beta$ ) voor deze formule lieten in de data van De Bruin en Keijman enige variatie gedurende het jaar zien. De onderzoekers beschikten echter niet over voldoende data om deze variatie te kwantificeren. De Bruin en Keijman stelden waarden vast voor  $\alpha'$  en  $\beta$  die het best de jaarlijkse verdamping benaderden (De Bruin, 1982).

Deze methode is zeer geschikt voor Wetterskip Fryslân, omdat de meteorologische gegevens van een meetstation worden gebruikt voor het berekenen van de verdamping over een groot gebied. De De Bruin-Keijmanmethode is net als de Priestley-Taylormethode toepasbaar op grote schaal. Verder zijn de condities van het open water in Fryslân redelijk vergelijkbaar met de condities van het voormalige Flevomeer (waterdiepte maximaal  $\approx 3\text{m}$ ).

### 3.5 Makkinkmethode

Een vergelijkbare methode werd in 1957 door Makkink gepubliceerd (Makkink, 1957). De Makkinkmethode vereist alleen een meting van de temperatuur en de globale straling en is dus een versimpeling van de Priestley-Taylormethode:

$$\lambda E = 0.65 \frac{s}{s + \gamma} K_{in} \quad (10)$$

De aannames voor deze methode zijn dat de bodemwarmtestroom ( $G$ ) kan worden verwaarloosd ten opzichte van de nettostraling ( $Q^*$ ) en dat de nettostraling ongeveer de helft van de globale straling ( $K_{in}$ ) bedraagt. De eerste aanname is alleen geldig voor een landoppervlak en de tweede aanname gaat uit van gemiddelde zomercondities in Nederland (Feddes et al., 2003).

Aangezien in dit geval de verdamping van open water berekend dient te worden voor het hele jaar is de methode van Makkink niet geschikt voor Wetterskip Fryslân.

### 3.6 Conclusie

Ten behoeve van de berekening van de openwaterverdamping in Fryslân moet een methode worden gekozen die nauwkeurig is en berekend kan worden uit de standaard meteorologische data die het KNMI aan het Wetterskip aanlevert. Zoals eerder aangegeven is de methode van Penman het meest nauwkeurig, maar voor de berekening zijn veel variabelen nodig die niet allemaal even nauwkeurig te meten zijn en ook niet geëxtrapolereerd kunnen worden van één punt naar heel Fryslân. Daarom is de methode van De Bruin en Keijman de beste methode voor Fryslân. De empirische formule van De Bruin en Keijman is ontwikkeld op basis van de formule van Penman en geldt voor vergelijkbare condities als die in Fryslân. In het volgende hoofdstuk zullen we resultaten van de De Bruin-Keijmanmethode vergelijken met die van de andere methoden.

## 4 Toepassing

In het Excel-bestand Fryslân\_ET\_bijlage.xls zijn vier methoden om de openwaterverdamping te berekenen uitgewerkt.<sup>1</sup> De methode van Penman vormt de basis voor de drie andere methoden (Priestley-Taylor, De Bruin-Keijman en Makkink). In het Excel-bestand worden daarom alle benodigde variabelen uitgerekend in het tabblad "Penman". Deze variabelen worden vervolgens aangeroepen vanuit de andere tabbladen en in de berekening bij alle methoden gebruikt.

Vier voorbeelddagen zijn doorgerekend en de resultaten vergeleken. In dit hoofdstuk volgt een korte beschrijving van die vergelijking.

Tabel 1: Openwaterverdamping in Fryslân berekend met vier verschillende methoden: Penman, Priestley-Taylor, De Bruin-Keijman en Makkink, voor drie voorbeelddagen (uit Fryslân\_ET\_bijlage.xls).

		Penman	Priestley-Taylor	De Bruin-Keijman	Makkink	1.26*Makkink	
lente	5/5/2006	2.14	2.69	2.70	1.68	2.12	mm/d
herfst	1/10/2005	1.14	1.44	1.60	0.70	0.88	mm/d
zomer	23/6/2005	3.90	4.92	4.65	2.83	3.57	mm/d
winter	28/1/2006	0.29	0.37	0.67	0.18	0.23	mm/d

In tabel 1 zijn de resultaten van de berekeningen weergegeven. Hieruit blijkt dat met de methode van De Bruin-Keijman veel hogere verdampingswaarden worden gevonden dan met de Makkinkmethode van het KNMI. Vooral in het najaar is het verschil erg groot. Verder zijn de uitkomsten met de Priestley-Taylormethode en de De Bruin-Keijmanmethode vergelijkbaar. Opvallend hierbij is dat de verhouding tussen de methoden verschilt door het jaar heen: in de zomer is de Priestley-Taylorverdamping groter dan de De Bruin-Keijmanverdamping en in de herfst en de winter is het andersom.

<sup>1</sup> In de berekeningen is de energiebalansmethode buiten beschouwing gelaten omdat er niet genoeg gegevens beschikbaar zijn om alle berekeningen te kunnen doen.

# 5 Conclusies

Volgens de geraadpleegde literatuur (zie Referenties) is de De Bruin-Keijmanmethode het best geschikt om de openwaterverdamping van Wetterskip Fryslân te berekenen. Bij gebruik van deze methode wordt een openwaterverdamping berekend van ongeveer 1 mm per dag meer dan de thans gebruikte openwaterverdamping volgens de Makkinkmethode ( $1.26 \cdot \text{Makkink}$ ).

De formules voor de berekening van de openwaterverdamping met de De Bruin-Keijmanmethode staan in Appendix A.4. De benodigde gegevens zijn:

- constanten:

$\alpha'$	$\approx 1,1$
$\beta$	$= 10 \text{ W m}^{-2}$
$\rho_w$	= dichtheid van water (= $1000 \text{ kg m}^{-3}$ )
$c_w$	= soortelijke warmte van water (= $4200 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )
$\alpha$	= albedo (voor water = 0,06)

- meteorologische gegevens:

$K_{in}$	= dagsom globale straling ( $\text{W m}^{-2}$ )
$T$	= gemiddelde dagtemperatuur ( $^{\circ}\text{C}$ en K)
$T_{min}$	= minimum dagtemperatuur ( $^{\circ}\text{C}$ en K)
$T_{max}$	= maximum dagtemperatuur ( $^{\circ}\text{C}$ en K)
$p$	= luchtdruk (kPa) op hoogte $z_0$
$C$	= bedekkingsgraad van de bewolking (-)
RH	= relatieve vochtigheid (-)

De meteorologische gegevens kunnen (eventueel met een kleine omrekening) overgenomen worden van het KNMI (zie Appendix B).

- hydrologische gegevens:

$h$	= waterdiepte (m) (Fryslân: gemiddelde waterdiepte over het gebied)
$T_{water} / t$	= verandering van de watertemperatuur (K) met de tijd (s) (Fryslân: meetwaarden of schatting m.b.v. sprongfunctie met een waarde per maand gebaseerd op de watertemperatuur aan de rand van het IJsselmeer, zie Appendix A.2)

## 6 Referenties

Cultuurtechnische vereniging. 1988. Cultuurtechnisch vademecum.

De Bruin, H.A.R. en J.Q. Keijman. 1979. The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large shallow lake in the Netherlands. *Journal of Applied Meteorology*, 18, 898-903.

De Bruin, H.A.R. en W. Kohsiek. 1979. Toepassingen van de Penman formule. Wetenschappelijk rapport WR 79-3. KNMI, De Bilt.

De Bruin, H.A.R. 1982. The energy balance of the earth's surface: a practical approach. Wetenschappelijk rapport WR 82-1. KNMI, De Bilt.

De Bruin, H.A.R. 1996. Micrometeorologie. Dictaat 06252207, Vakgroep Meteorologie. Wageningen Universiteit.

Feddes, R.A., J.C. van Dam en J.P.M. Witte. 2003. Soil Physics and Agrohydrology. Dictaat SAG-20804. Wageningen Universiteit.

Makkink, G.F. 1957. Testing the Penman-formula by means of lysimeters. *Journal Int. Wat. Eng. London*, 11, 277-288.

Mosner, M.S. en B.T. Aulenbach. 2003. Comparison of methods used to estimate lake evaporation for a water budget of Lake Seminole, Southwestern Georgia and Northwestern Florida. Proceedings of the 2003 Georgia Water Resources Conference, held April 23-24, 2003. Institute of Ecology, the University of Georgia, Athens, Georgia, USA.

Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings. Royal Society, London* 193: 120-146.

Priestley, C.H.B. en R.J. Taylor. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Mon. Weath. Rev.*, 100, 81-92.

# A Appendix Formules

## A.1 Energiebalansmethode

$$\lambda E = \frac{Q^* - G}{1 + \beta} \quad (\text{A1})$$

waarin:

- $Q^*$  = nettostraling ( $\text{W m}^{-2}$ )
- $G$  = voelbare warmtestroom ( $\text{W m}^{-2}$ )
- $\lambda E$  = latente warmtestroom ( $\text{W m}^{-2}$ )
- $\beta$  = Bowenverhouding (-)

$$\beta = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (\text{A2})$$

waarin:

- $\gamma$  = psychrometerconstante ( $0,66 \text{ mbar K}^{-1}$  bij  $20 \text{ }^\circ\text{C}$ )
- $\Delta T$  =  $T(z_2) - T(z_1)$  = temperatuurverschil tussen hoogte  $z_1$  en  $z_2$  (K)
- $\Delta e$  =  $e(z_2) - e(z_1)$  = verschil in waterdampspanning tussen hoogte  $z_1$  en  $z_2$  (Pa)

## A.2 Penmanmethode

$$\lambda E = \frac{s(Q^* - G) + \frac{\rho c_p}{r_a} [e_{\text{sat}}(T) - e]}{s + \gamma} \quad (\text{A3})$$

waarin:

- $\lambda E$  = latente warmtestroom ( $\text{W m}^{-2}$ )
- $Q^*$  = nettostraling ( $\text{W m}^{-2}$ )
- $G$  = bodenwarmtestroom ( $\text{W m}^{-2}$ )
- $\rho$  = dichtheid van lucht ( $\text{kg m}^{-3}$ )
- $c_p$  = soortelijke warmte van lucht bij constante druk ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )
- $r_a$  = aërodynamische weerstand van de luchtlaag tussen de grond en 1,5 m voor warmte ( $\text{s m}^{-1}$ )
- $e_{\text{sat}}$  = verzadigingsdampdruk t.o.v. (onderkoeld) water bij temperatuur  $T$  (kPa)
- $T$  = temperatuur in Kelvin (K)
- $e$  = partiele dampdruk van water (kPa)
- $s$  = afgeleide van  $e_{\text{sat}}$  bij luchttemperatuur  $T$  ( $\text{kPa K}^{-1}$ ), dus  $s = \frac{de_{\text{sat}}}{dT}$
- $\gamma$  = psychrometerconstante ( $\text{kPa K}^{-1}$ )

**Bereken**

- 1)  $Q^*$

- 2) G
- 3)  $r_a$
- 4) s
- 5) overige parameters

**ad 1: Berekening  $Q^*$** 

$$Q^* = (1 - \alpha)K_{in} - L_{netto} \quad (A4)$$

waarin:

- $Q^*$  = nettostraling ( $W\ m^{-2}$ )  
 $K_{in}$  = dagsom globale straling ( $W\ m^{-2}$ )  
 $\alpha$  = albedo (voor water = 0,06)  
 $L_{netto}$  = netto langgolvlige straling ( $W\ m^{-2}$ )

$$L_{netto} = \sigma \left[ \frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e(z)}) (0.1 + 0.9 N_{rel}) \quad (A5)$$

waarin:

- $L_{netto}$  = netto langgolvlige straling ( $MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) :  $1\ MJ\ m^{-2}\ d^{-1} = 11,574\ W\ m^{-2}$   
 $\sigma$  = Stefan-Boltzmann constante =  $4.903 \times 10^{-9}\ MJ\ K^{-4}\ m^{-2}\ d^{-1}$   
 $T_{max}$  = maximum dagtemperatuur (K)  
 $T_{min}$  = minimum dagtemperatuur (K)  
 $e(z)$  = dampdruk op hoogte z (kPa)  
 $N_{rel}$  = relatieve zonneshijnduur (-)

$$e(z) = RH\ e_{sat} \quad (A6)$$

waarin:

- $e(z)$  = partiele dampdruk van water op hoogte z (kPa) (Leeuwarden: z = 1,5 m)  
RH = relatieve vochtigheid (-)  
 $e_{sat}$  = verzadigde dampdruk (kPa)

$$e_{sat} = 0,305 \left[ \exp\left(\frac{17,27\ T_{min}}{T_{min} + 237,3}\right) + \exp\left(\frac{17,27\ T_{max}}{T_{max} + 237,3}\right) \right] \quad (A7)$$

waarin:

- $e_{sat}$  = verzadigde dampdruk (kPa)  
 $T_{min}$  = minimum dagtemperatuur ( $^{\circ}C$ )  
 $T_{max}$  = maximum dagtemperatuur ( $^{\circ}C$ )

$$N_{rel} = \frac{n}{N} = 1 - C \quad (A8)$$

waarin:

- $N_{rel}$  = relatieve zonneshijnduur (-)  
n = actuele zonneshijnduur (uur  $d^{-1}$ )  
N = maximaal mogelijke zonneshijnduur (uur  $d^{-1}$ )  
C = bedekkingsgraad van de bewolking (-)

**ad 2: Schatting G**

$$G = \rho_w c_w h \frac{\partial T_{\text{water}}}{\partial t} \quad (\text{A9})$$

waarin:

G = bodemwarmtestroom (W m<sup>-2</sup>)

$\rho_w$  = dichtheid van water (= 1000 kg m<sup>-3</sup>)

$c_w$  = soortelijke warmte van water (= 4200 J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>)

h = waterdiepte (m) (Fryslân: gemiddelde waterdiepte over het gebied)

$T_{\text{water}}/t$  = verandering van de watertemperatuur (K) met de tijd (s)

Tabel A1: Schatting van de watertemperatuur en de verandering van watertemperatuur met de tijd in Fryslân door het jaar heen (J = dagnummer in het jaar, gerekend vanaf 1 januari).<sup>1</sup>

Maand	J	T <sub>water</sub> (°C)	T <sub>water</sub> (K)	dT/dt (K d <sup>-1</sup> )	dT/dt (K s <sup>-1</sup> )
Januari	1-31	3	276.15	-0.06	-7.46714E-07
Februari	32-59	4	277.15	0.03	3.73357E-07
Maart	60-90	7	280.15	0.10	1.19732E-06
April	91-120	10	283.15	0.10	1.12007E-06
Mei	121-151	15	288.15	0.17	1.92901E-06
Juni	152-181	18	291.15	0.10	1.12007E-06
Juli	182-212	19	292.15	0.03	3.85802E-07
Augustus	213-243	20	293.15	0.03	3.73357E-07
September	244-273	17	290.15	-0.10	-1.12007E-06
Oktober	274-304	14	287.15	-0.10	-1.15741E-06
November	305-334	8	281.15	-0.19	-2.24014E-06
December	335-365	5	278.15	-0.10	-1.15741E-06

**ad 3: Berekening r<sub>a</sub>**

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right)}{\kappa_{vk}^2 u} \quad (\text{A10})$$

waarin:

r<sub>a</sub> = aërodynamische weerstand van de luchtlag tussen de grond en 1,5 m voor warmte (s m<sup>-1</sup>)

z<sub>m</sub> = hoogte windsnelheidsmetingen (m) (Leeuwarden: z<sub>m</sub> = 10 m)

z<sub>h</sub> = hoogte temperatuur- en vochtigheidsmetingen (m) (Leeuwarden: z<sub>h</sub> = 1,5 m)

κ<sub>vk</sub> = Van Karman constante = 0,41 (-)

u = gemiddelde windsnelheid overdag op hoogte z<sub>m</sub> (m s<sup>-1</sup>)

d = nulvlaksverplaatsing van het windprofiel (m) (water: d = 0 m)

z<sub>om</sub> = ruwheidslengte voor momentum (m) (water: z<sub>om</sub> = 0,03 m)

<sup>1</sup> Voor toepassing in het BOS van het Wetterskip kunnen ook metingen van de watertemperatuur gebruikt worden.



$z_{oh}$  = ruwheidslengte voor temperatuur en waterdamp (m) (water:  $z_{oh} = 0,1$   $z_{om} = 0,003m$ )

$$u = 1.33 u_0 \quad (A11)$$

waarin:

$u$  = gemiddelde windsnelheid overdag op hoogte  $z_m$  ( $m s^{-1}$ )

$u_0$  = gemiddelde windsnelheid over 24 uur ( $m s^{-1}$ )

#### ad 4: Berekening s

$$s = \frac{4098 e_{sat}}{(T + 237,3)^2} \quad (A12)$$

waarin:

$s$  = afgeleide van  $e_{sat}$  bij luchttemperatuur  $T$  ( $kPa K^{-1}$ )

$e_{sat}$  = verzadigde dampdruk (kPa)

$T$  = gemiddelde dagtemperatuur (K)

#### ad 5: Overige parameters

$$\lambda = 2.501 - 2.361 \times 10^{-3} T \quad (A13)$$

waarin:

$\lambda$  = verdampingswarmte van water ( $MJ kg^{-1}$ )

$T$  = gemiddelde dagtemperatuur ( $^{\circ}C$ )

$$\gamma = 0.00163 \frac{p}{\lambda} \quad (A14)$$

waarin:

$\gamma$  = psychrometerconstante ( $kPa K^{-1}$ )

$p$  = luchtdruk (kPa) op hoogte  $z_0$

$\lambda$  = verdampingswarmte van water ( $MJ kg^{-1}$ )

$$\rho = 3.486 \frac{p}{T_{vir}} \quad (A15)$$

waarin:

$\rho$  = dichtheid van lucht ( $kg m^{-3}$ )

$p$  = luchtdruk (kPa) op hoogte  $z_0$

$T_{vir}$  = virtuele temperatuur

$$T_{vir} = \frac{T}{1 - 0.378 \frac{e}{p}} \quad (A16)$$

waarin:

$T_{vir}$  = virtuele temperatuur

$T$  = gemiddelde dagtemperatuur (K)

e = dampdruk (kPa)  
 p = luchtdruk (kPa) op hoogte  $z_0$

$$c_p = 0.622 \frac{\gamma \lambda}{p} \quad (\text{A17})$$

waarin:

$c_p$  = soortelijke warmte van lucht bij constante druk ( $\text{MJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )  
 $\gamma$  = psychrometerconstante ( $\text{kPa K}^{-1}$ )  
 $\lambda$  = verdampingswarmte van water ( $\text{MJ kg}^{-1}$ )  
 p = luchtdruk (kPa) op hoogte  $z_0$

### A.3 Priestley-Taylormethode

$$\lambda E = \alpha \frac{s}{s + \gamma} (Q^* - G) \quad (\text{A18})$$

waarin:

$\lambda E$  = latente warmtestroom ( $\text{W m}^{-2}$ )  
 $Q^*$  = nettostraling ( $\text{W m}^{-2}$ )  
 $G$  = bodemwarmtestroom ( $\text{W m}^{-2}$ )  
 $s$  = afgeleide van  $e_{\text{sat}}$  bij luchttemperatuur T ( $\text{kPa K}^{-1}$ )  
 $\gamma$  = psychrometerconstante ( $\text{kPa K}^{-1}$ )  
 $\alpha$  = Priestley-Taylorconstante (-) = 1,26

(berekening  $Q^*$ ,  $G$ ,  $s$  en  $\gamma$ : zie A.2 Penmanmethode)

### A.4 De Bruin-Keijmanmethode

$$\lambda E = \alpha' \frac{s}{s + \gamma} (Q^* - G) + \beta \quad (\text{A19})$$

waarin:

$\lambda E$  = latente warmtestroom ( $\text{W m}^{-2}$ )  
 $Q^*$  = nettostraling ( $\text{W m}^{-2}$ )  
 $G$  = bodemwarmtestroom ( $\text{W m}^{-2}$ )  
 $s$  = afgeleide van  $e_{\text{sat}}$  bij luchttemperatuur T ( $\text{kPa K}^{-1}$ )  
 $\gamma$  = psychrometerconstante ( $\text{kPa K}^{-1}$ )  
 $\alpha'$  = 1,1  
 $\beta$  =  $10 \text{ W m}^{-2}$

(berekening  $Q^*$ ,  $G$ ,  $s$  en  $\gamma$ : overgenomen van A.2 Penmanmethode)

#### Berekening $Q^*$

$$Q^* = (1 - \alpha) K_{\text{in}} - L_{\text{netto}} \quad (\text{A4})$$

waarin:

- $Q^*$  = nettostraling ( $W m^{-2}$ )  
 $K_{in}$  = dagsom globale straling ( $W m^{-2}$ )  
 $\alpha$  = albedo (voor water = 0,06)  
 $L_{netto}$  = netto langgolvlige straling ( $W m^{-2}$ )

$$L_{netto} = \sigma \left[ \frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e(z)}) (0.1 + 0.9 N_{rel}) \quad (A5)$$

waarin:

- $L_{netto}$  = netto langgolvlige straling ( $MJ m^{-2} d^{-1}$ ) :  $1 MJ m^{-2} d^{-1} = 11,574 W m^{-2}$   
 $\sigma$  = Stefan-Boltzmann constante =  $4.903 \times 10^{-9} MJ K^{-4} m^{-2} d^{-1}$   
 $T_{max}$  = maximum dagtemperatuur (K)  
 $T_{min}$  = minimum dagtemperatuur (K)  
 $e(z)$  = dampdruk op hoogte z (kPa)  
 $N_{rel}$  = relatieve zonnenschijnduur (-)

$$e(z) = RH e_{sat} \quad (A6)$$

waarin:

- $e(z)$  = partiele dampdruk van water op hoogte z (kPa) (Leeuwarden: z = 1,5 m)  
 RH = relatieve vochtigheid (-)  
 $e_{sat}$  = verzadigde dampdruk (kPa)

$$e_{sat} = 0,305 \left[ \exp\left(\frac{17,27 T_{min}}{T_{min} + 237,3}\right) + \exp\left(\frac{17,27 T_{max}}{T_{max} + 237,3}\right) \right] \quad (A7)$$

waarin:

- $e_{sat}$  = verzadigde dampdruk (kPa)  
 $T_{min}$  = minimum dagtemperatuur ( $^{\circ}C$ )  
 $T_{max}$  = maximum dagtemperatuur ( $^{\circ}C$ )

$$N_{rel} = \frac{n}{N} = 1 - C \quad (A8)$$

waarin:

- $N_{rel}$  = relatieve zonnenschijnduur (-)  
 n = actuele zonnenschijnduur (uur  $d^{-1}$ )  
 N = maximaal mogelijke zonnenschijnduur (uur  $d^{-1}$ )  
 C = bedekkingsgraad van de bewolking (-)

### Schatting G

$$G = \rho_w c_w h \frac{\partial T_{water}}{\partial t} \quad (A9)$$

waarin:

- G = bodemwarmtestroom ( $W m^{-2}$ )  
 $\rho_w$  = dichtheid van water (=  $1000 kg m^{-3}$ )  
 $c_w$  = soortelijke warmte van water (=  $4200 J kg^{-1} K^{-1}$ )

$h$  = waterdiepte (m) (Leeuwarden: gemiddelde waterdiepte over het gebied)

$T_{\text{water}}/t$  = verandering van de watertemperatuur (K) met de tijd (s)

Tabel A1: Schatting van de watertemperatuur en de verandering van watertemperatuur met de tijd in Fryslân door het jaar heen (J = dagnummer in het jaar, gerekend vanaf 1 januari).<sup>1</sup>

Maand	J	$T_{\text{water}}$ (°C)	$T_{\text{water}}$ (K)	$dT/dt$ (K d <sup>-1</sup> )	$dT/dt$ (K s <sup>-1</sup> )
Januari	1-31	3	276.15	-0.06	-7.46714E-07
Februari	32-59	4	277.15	0.03	3.73357E-07
Maart	60-90	7	280.15	0.10	1.19732E-06
April	91-120	10	283.15	0.10	1.12007E-06
Mei	121-151	15	288.15	0.17	1.92901E-06
Juni	152-181	18	291.15	0.10	1.12007E-06
Juli	182-212	19	292.15	0.03	3.85802E-07
Augustus	213-243	20	293.15	0.03	3.73357E-07
September	244-273	17	290.15	-0.10	-1.12007E-06
Oktober	274-304	14	287.15	-0.10	-1.15741E-06
November	305-334	8	281.15	-0.19	-2.24014E-06
December	335-365	5	278.15	-0.10	-1.15741E-06

### Berekening s

$$s = \frac{4098 e_{\text{sat}}}{(T + 237,3)^2} \quad (\text{A12})$$

waarin:

$s$  = afgeleide van  $e_{\text{sat}}$  bij luchttemperatuur  $T$  (kPa K<sup>-1</sup>)

$e_{\text{sat}}$  = verzadigde dampdruk (kPa)

$T$  = gemiddelde dagtemperatuur (K)

### Berekening $\gamma$

$$\gamma = 0.00163 \frac{p}{\lambda} \quad (\text{A14})$$

waarin:

$\gamma$  = psychrometerconstante (kPa K<sup>-1</sup>)

$p$  = luchtdruk (kPa) op hoogte  $z_0$

$\lambda$  = verdampingswarmte van water (MJ kg<sup>-1</sup>)

$$\lambda = 2.501 - 2.361 \times 10^{-3} T \quad (\text{A13})$$

waarin:

$\lambda$  = verdampingswarmte van water (MJ kg<sup>-1</sup>)

$T$  = gemiddelde dagtemperatuur (°C)

<sup>1</sup> Voor toepassing in het BOS van het Wetterskip kunnen ook metingen van de watertemperatuur gebruikt worden.

## A.5 Makkinkmethode (KNMI)

Hieronder volgt eerst de formule van Makkink die gebaseerd is op dezelfde variabelen als hierboven. De voorbeeldberekeningen in de Excel-sheet zijn met deze formule gedaan.

$$\lambda E = 0.65 \frac{s}{s + \gamma} K_{in} \quad (\text{A20})$$

waarin:

- $\lambda E$  = latente warmtestroom ( $\text{W m}^{-2}$ )
- $s$  = afgeleide van  $e_{\text{sat}}$  bij luchttemperatuur  $T$  ( $\text{kPa K}^{-1}$ )
- $\gamma$  = psychrometerconstante ( $\text{kPa K}^{-1}$ )
- $K_{in}$  = dagsom globale straling ( $\text{W m}^{-2}$ )

(berekening  $K_{in}$ ,  $s$  en  $\gamma$ : zie A.2 Penmanmethode)

Vervolgens zijn de Makkinkformules opgenomen die door het KNMI gebruikt worden en zijn overgenomen uit het document Makkink.doc van Rudmer Jilderda (KNMI). De variabelen in deze formules hebben andere eenheden dan we tot nu toe gebruikt hebben.

$$E_r = 1000 \times 0.65 \frac{s}{s + \gamma} \frac{K_{in}}{\rho \lambda} \quad (\text{A21})$$

waarin:

- $E_r$  = referentie gewasverdamping ( $\text{mm d}^{-1}$ )
- $K_{in}$  = dagsom globale straling ( $\text{J m}^{-2}$ )
- $s$  = afgeleide van  $e_{\text{sat}}$  bij luchttemperatuur  $T$  ( $\text{hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )
- $\gamma$  = psychrometerconstante ( $\text{hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )
- $\rho$  = soortelijke massa van water ( $\text{kg m}^{-3}$ ) =  $1000 \text{ kg m}^{-3}$
- $\lambda$  = verdampingswarmte van water ( $\text{J kg}^{-1}$ )

$$s = \ln 10 \times \frac{7.5 \times 237.3}{(237.3 + T^2)} e_{\text{sat}} \quad (\text{A22})$$

waarin:

- $s$  = afgeleide van  $e_{\text{sat}}$  bij luchttemperatuur  $T$  ( $\text{hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )
- $T$  = gemiddelde dagtemperatuur ( $^\circ\text{C}$ )
- $e_{\text{sat}}$  = verzadigde dampdruk ( $\text{hPa}$ )

$$e_{\text{sat}} = 6.107 \times 10^{7.5T/(237.3+T)} \quad (\text{A23})$$

waarin:

- $e_{\text{sat}}$  = verzadigde dampdruk ( $\text{hPa}$ )
- $T$  = gemiddelde dagtemperatuur ( $^\circ\text{C}$ )

$$\gamma = 0.646 + 0.0006 T \quad (\text{A24})$$

waarin:

- $\gamma$  = psychrometerconstante ( $\text{hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )
- $T$  = gemiddelde dagtemperatuur ( $^\circ\text{C}$ )

$$\lambda = 1000(2501 - 2.38T) \quad (\text{A25})$$

waarin:

$\lambda$  = verdampingswarmte van water ( $\text{J kg}^{-1}$ )

$T$  = gemiddelde dagtemperatuur ( $^{\circ}\text{C}$ )

## B Appendix Omrekening KNMI-gegevens

De meteorologische gegevens kunnen (eventueel met een kleine omrekening) overgenomen worden van het KNMI. Hieronder volgt een overzicht van de benodigde omrekeningen:

$$K_{in} = 8.64 \sum K_{in,uur} \quad (A27)$$

waarin:

$K_{in}$  = dagsom globale straling ( $W m^{-2}$ )

$K_{in,uur}$  = uursom globale straling ( $J cm^{-2}$ )

$$T = \Sigma(0.1 T_{uur}) / 24 \quad (A28)$$

waarin:

$T$  = gemiddelde dagtemperatuur ( $^{\circ}C$ )

$T_{uur}$  = actuele temperatuur op 1,50 m in tiende graden Celsius

$$T_{max} = 0.1 T_{max,KNMI} \quad (A29)$$

waarin:

$T_{max}$  = maximum dagtemperatuur ( $^{\circ}C$ )

$T_{max,KNMI}$  = maximumtemperatuur op 1,50 m om 18.00 ut in tiende graden Celsius

$$T_{min} = 0.1 T_{min,KNMI} \quad (A30)$$

waarin:

$T_{min}$  = minimum dagtemperatuur ( $^{\circ}C$ )

$T_{min,KNMI}$  = minimum temperatuur op 1,50 m om 06.00 ut in tiende graden Celsius

omrekening van graden Celsius naar graden Kelvin:  $T(K) = T(^{\circ}C) + 273,15$

$$p = 0.1 p_{KNMI} \quad (A31)$$

waarin:

$p$  = luchtdruk (kPa) op hoogte  $z_0$

$p_{KNMI}$  = luchtdruk herleid tot gemiddeld zeeniveau in tiende hPa

$$C = C_{KNMI} / 8 \quad (A32)$$

waarin:

$C$  = bedekkingsgraad van de bewolking (-)

$C_{KNMI}$  = bedekkingsgraad van de bewolking in 1/8 delen

$$RH = RH_{KNMI} / 100 \quad (A33)$$

waarin:

$RH$  = relatieve vochtigheid (-)

$RH_{KNMI}$  = relatieve vochtigheid in procenten

# C Appendix Berekeningen Excel

constanten		inputvariabelen (geel = van KNMI)		voorbeelddagen				
albedo	0.06	Kin	335.2346114 W/m2	5/5/2005	1/10/2005	23/6/2005	26/1/2006	23/6/2005
Stefan-Boltzmann constante	4.90E-09 MJ/K4/m2/d	T	21.6 °C	21.6 °C	19.9 °C	21.8 °C	-3.8 °C	21.8 °C
dichtheid van water	1000 kg/m3	Tmax	26.6 °C	26.6 °C	23.9 °C	26.6 °C	26.6 °C	26.6 °C
soortelijke warmte van water	4200 J/kg/K	Tmin	13.6 °C	286.75 K	14.4 °C	8.1 °C	13.6 °C	13.6 °C
Van Karman constante	0.41	RH	0.69	0.69	0.52	0.82	0.69	0.69
hoogte windsnelheidsmetingen	10 m	C	0	0	0	0	0	0
hoogte temperatuur- en vochtigheidsmetingen	1.5 m	u0	2.0 m/s	5.0 m/s	4.4 m/s	2.0 m/s	4.0 m/s	2.0 m/s
ruwheidscoëfficiënt van het windprofiel	0.03	p	101.94 kPa	102.08 kPa	101.07 kPa	101.94 kPa	103.04 kPa	101.94 kPa
ruwheidscoëfficiënt voor temperatuur en waterdamp	0.003	h	3 m	3 m	3 m	3 m	3 m	3 m
Priestley-Taylorconstante	1.26	dT/dt	1.12007E-06 K/s	1.93E-06 K/s	-1.16E-06 K/s	1.12E-06 K/s	-7.47E-07 K/s	1.12E-06 K/s
De Bruin-Kraijmanconstante	1.1							
factor	10 W/m2							

1	$Q^* = (1 - \alpha)K_{in} - \lambda_{netto}$	$Q^*$	3.15E+02 W/m2
2	$K_{in} = \sum K_{in,exp}$	$K_{in}$	335.2346114 W/m2
3	$\lambda_{netto} = c \left[ \frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e(T_{min})}) (0.1 + 0.9 N_{rel})$	$\lambda_{netto}$	3.25E+00 MJ/m2/d
4	$e(T) = RH e_{sat}$	$e$	2.81E-01 W/m2
5	$e_{sat} = 0.305 \left[ \exp \left( \frac{17.27 T_{max}}{T_{max} + 237.3} \right) + \exp \left( \frac{17.27 T_{min}}{T_{min} + 237.3} \right) \right]$	$e_{sat}$	2.7322106 kPa
6	$N_{rel} = \frac{h}{u} = 1 - C$	$N_{rel}$	1
7	$G = \rho \cdot e \cdot h \frac{\partial T}{\partial t}$	$G$	14.112882 W/m2
8	$r_a = \frac{\ln \left( \frac{z - d}{z_0} \right) \ln \left( \frac{z - d}{z_0} \right)}{k z_0^2 u}$	$r_a$	57.669790 s/m
9	$u = 1.33 u_0$	$u$	3.724 m/s
10	$s = \frac{4098 e_{sat}}{T^2 + 237.3 T}$	$s$	0.0454384 kPa/K
11	$\lambda = 2.501 - 2.361 \times 10^{-3} T$	$\lambda$	2.4495302 MJ/kg
12	$\gamma = 0.00163 \frac{e}{\lambda}$	$\gamma$	0.0078343 kPa/K
13	$\rho = 3.486 \frac{p}{T}$	$\rho$	16.187095 kg/m3
14	$T_{wp} = \frac{T}{1 - 0.378 \frac{e}{p}}$	$T_{wp}$	21.953466 K
15	$c_p = 0.622 \frac{\lambda}{p}$	$c_p$	0.0010139 MJ/kgK
16	$\lambda E = \frac{s(Q^* - G) + \frac{\rho c_p}{s} [e_{sat}(T) - e]}{s + \gamma}$	$\lambda E$	120.64 W/m2

Figuur A1a en b: Voorbeeld van Excel-berekening in Fryslân\_ET\_bijlage.xls. a = constanten en inputvariabelen, b = berekening met Penmanmethode.