Eenvoudige formules voor langgolvige straling

Henk de Bruin en Huug van den Dool

In een eerder artikel hebben de auteurs gewezen op het belang van directe metingen van de langgolvige straling aan de grond (de Bruin en van den Dool, 2014). In dit artikel richten wij ons op etmaalgemiddelden die onder meer worden gebruikt voor het schatten van de (referentiegewas) verdamping uit standaard meteorologische waarnemingen (de Bruin (2014)). Dan gaat het om goed van water voorzien gras, waartoe wij ons hier beperken. Omdat langgolvige straling slechts op enkele plaatsen wordt gemeten, moeten we inventief zijn. Een veelgebruikte aanpak is dat eerst de *inkomende langgolvige straling* , L↓, wordt bepaald via de schatting van de effectieve emissiecoëfficiënt van de onbewolkte atmosfeer uit luchtvochtigheid en temperatuur en een schatting van de invloed van wolken (Flerchinger et al. 2009). In dit artikel zullen we een nieuwe, eenvoudiger, en toch nauwkeurige, formule presenteren voor L↓ die alleen *globale straling* (K↓), d.w.z. de som van de directe en de diffuse kortgolvige straling op een horizontaal oppervlak aan de grond, en *luchttemperatuur* (T_a) vereist. Via een eenvoudige schatting van de *uitgaande langgolvige straling*, L↑ , uit de etmaalgemiddelde luchttemperatuur, beschouwen we tevens de *netto langgolvige straling* L_{net}=L↑- L↓. Deze blijkt nagenoeg onafhankelijk te zijn van T_a, en daardoor kan L_{net} uit alleen K↓ geschat worden. Als bijproduct leiden we tevens de, in 1987 gepubliceerde, formule voor L_{net} af die in de literatuur bekend staat als de *Slob-de Bruin* formule (de Bruin, 1987). Tenslotte laten we zien dat L_{net} nauwkeurig geschat kan worden uit K↓ bepaald met behulp van satellietbeelden, potentieel een resultaat van groot praktisch belang.

Probleemstelling

Het aardoppervlak ontvangt langgolvige straling van de atmosfeer, L↓, zoals besproken in de Bruin en van den Dool (2014). In goede benadering is het aardoppervlak een zwarte straler en zendt dus zelf langgolvige straling uit volgens de wet van Stefan-Boltzmann. Deze component, L↑, is daardoor evenredig met de absolute oppervlaktemperatuur, T_s, tot de macht vier. Merk op dat gemiddeld over een etmaal T_s kan verschillen van de luchttemperatuur, T_a (de Bruin en van den Dool, 2014). Metingen te Cabauw tonen aan dat netto langgolvige straling L_{net}= L↑- L↓ varieert tussen ca. 0 en –100 W m^{-2}. L_{net} is dus negatief, wat inhoudt dat L_{net} het aardoppervlak tracht af te koelen. We presenteren een methode om L↓ en L_{net} te schatten uit alleen K↓ en T_a. Omdat K↓ niet overal wordt gemeten passen we onze methode ook toe op K↓ geschat uit satellietwaarnemingen.

Gegevens

In hoofdzaak zullen we hier gegevens analyseren verzameld te Cabauw nabij de 200 m mast van het KNMI, ontleend aan de CESAR database voor 2007-2012 (www.cesar-database.nl) . Een tweetal korte perioden met duidelijke waterstress werden buiten beschouwing gelaten. Daarnaast hebben wij steekproefsgewijs gegevens gebruikt van het meetveld Haarweg van Wageningen Universiteit (www.met.wau.nl/veenkampen/data/) en die van Falkenberg nabij de 100 m mast van de Duitse weerdienst (www.dwd.de).

Methode

Onze methode begint met een empirische formule voor de effectieve emissiecoëfficiënt van de atmosfeer gedefinieerd als

$$\varepsilon_a = \frac{L\downarrow}{\sigma T_a^4} \qquad (1)$$

waarin σ de Stefan-Boltzmannconstante is en T_a de luchttemperatuur op 2 m hoogte (in K). In tegenstelling tot eerder gepubliceerde methoden die een emissiecoëfficiënt voor onbewolkte hemel invoeren, beschrijft 'onze' ε_a dus per definitie ook de bijdrage aan L↓ van wolken. Nogmaals, we beschouwen hier etmaalgemiddelden.

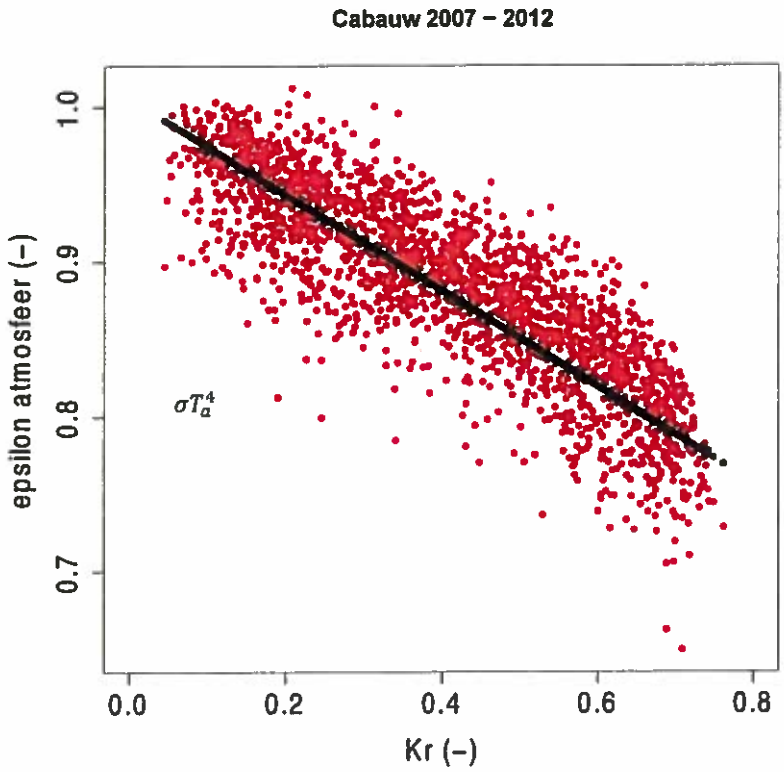
We voeren in de relatieve globale straling, K_r, gedefinieerd als

$$K_r = \frac{K\downarrow}{K_{TA}} \qquad (2)$$

waarin K↓ de globale straling is en K_{TA} de berekende inkomende zonnestraling aan de rand van de atmosfeer (door een horizontaal vlak). Deze laatste volgt uit de zonneconstante en de positie van de aarde ten opzichte van de zon, die op haar beurt bepaald wordt met de formules van Meeuws (zie de Bruin en van den Dool, 2012). In Fig. 1 hebben we de in Cabauw gemeten/berekende etmaalwaarden van ε_a geplot als functie van K_r. Te zien is dat er een redelijke lineair verband is. De zwarte lijn betreft ε_a= 1.005-0.31K_r. De restfout is +/- 0.05. Dit leidt tot een schattingsformule voor L↓ uit alleen K↓ en T_a via formule (1) herschreven. Lineaire regressieberekeningen geven een helling (a) van de regressielijn geforceerd door de oorsprong a = 1.0 en een standaardfout RMSE = 11.7 W m^{-2}. Dit is nauwelijks groter dan de meetnauwkeurigheid (Flerchinger et al., 2009), dus erg nauwkeurig.

In Fig. 2 wordt de relatieve fout, het verschil tussen gemeten en geschatte L↓ gedeeld door de gemeten L↓, uitgedrukt in %, geplot als functie van de DOY (1 januari = 1, etc.). Te zien is dat de afwijking binnen 10% ligt en in de zomer tussen 0 en –5%. Ook zien we dat de methode verbeterd kan worden als de jaarlijkse gang beter wordt beschreven.

De volgende stap is dat we de uitgaande langgolvige straling L↑ eenvoudigweg schatten met σT_a^4. (Opgemerkt moet worden dat gras een emissiecoëfficiënt van circa 0.98 heeft en dat derhalve de gemeten L↑ de som is van de langgolvige straling uitgezonden door het grasoppervlak en circa 2% van L↓, gereflecteerd door het gras.) Dit blijkt een goede schatting te zijn (a = 1, RMSE = 4.3 W m^{-2}). Dit hangt mede samen met het feit dat uit de wet van Stefan-Boltzmann volgt dat indien men in σT_s^4 vervangt door σT_a^4 men een fout maakt van circa 5.5 W m^{-2} per graad verschil tussen T_s en T_a. Bij 20 °C is $\sigma T_a^4 \approx 400$ W m^{-2}.



Figuur 1. ε_a versus K_r afgeleid uit metingen te Cabauw 2007 - 2012; beiden zijn dimensieloos.

Op grond van dit resultaat verkrijgen we voor L_{net} de eenvoudige schattingsformule: $L_{net} = (0.005\text{-}0.31K_r)\sigma T_a^4$. Lineaire regressie berekeningen geeft (a = 0.96, RMSE = 10.3 W m^{-2}). De fout ligt wederom dicht bij de meetnauwkeurigheid. Merk op dat L_{net} het verschil is van twee grote getallen, waardoor dit resultaat als bijzonder goed kan worden beschouwd. Omdat deze statistiek sterk bepaald wordt door uitschieters hebben we niet gepoogd voor deze dataset de resultaten verder te optimaliseren.

In de laatste stap merken we op dat zowel L↓ en L↑ temperatuurafhankelijk zijn, en dat dat zou kunnen inhouden dat het verschil, L_{net}, niet tot weinig afhangt van T_a. Deze stap kan men 'heuristisch' noemen. We hebben dit onderzocht door L_{net} te schatten met

$$L_{net} = (0.005 - 0.31K_r)\sigma T_m^4 \quad (3)$$

waarin T_m de langjarige gemiddelde temperatuur is (voor deze dataset blijkt T_m = 283.5 K). Dit leverde het verrassende resultaat op deze aanpak nog iets betere resultaten geeft (a = 0.98, RMSE = 9.5 W m^{-2}) dan het verband met T_a. Het verrassende van onze bevindingen is natuurlijk dat L_{net} geschat kan worden uit slechts de gemeten of geschatte globale straling.
Verwaarlozen we de constante 0.005 in (3) dan krijgen we

$$L_{net} = -0.31\sigma T_m^4 K_r = -113.5K_r \quad (4)$$

Dit is de formule gepubliceerd door de Bruin (1987) die tegenwoordig in de literatuur bekend staat als de formule van Slob-de Bruin. De Bruin vond voor 'goed van water voorzien' gras te Cabauw dat L_{net} = -110K_r. We beseffen dat deze afleiding volgt uit de 'heuristische' vergelijking (3).

Discussie en vooruitzicht

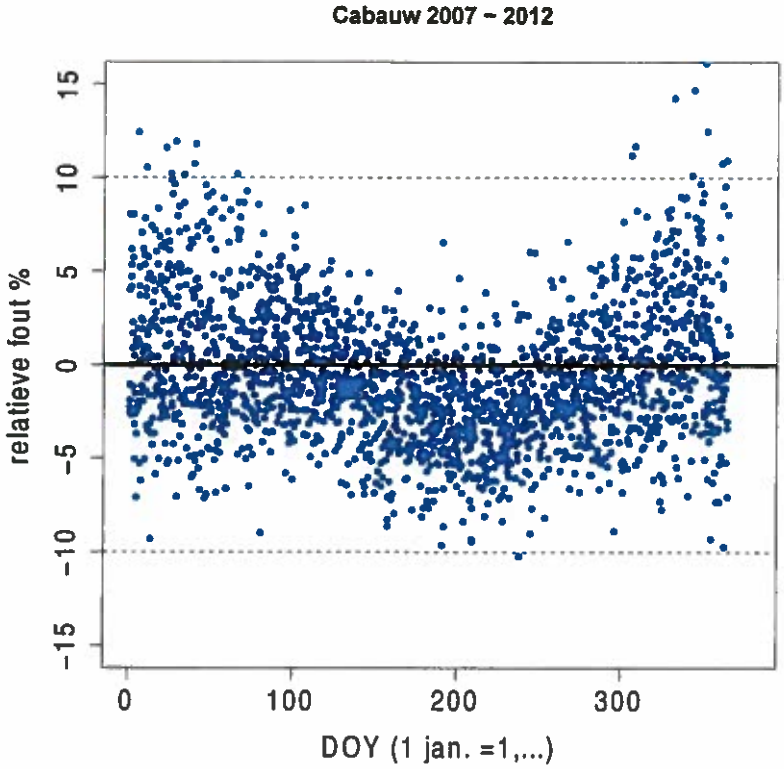
In dit korte artikel presenteren we een nieuwe, praktisch bruikbare, formule voor de etmaalgemiddelde inkomende en de netto langgolvige straling.

Voor L↓ is de fout kleiner dan 10% van de gemeten waarde. Deze resultaten zijn beter dan die gevonden door Trigo at al. (2011) op basis van metingen te Cabauw met een veel complexere methode met als invoer de hoeveelheid water in een verticale luchtkolom, de luchttemperatuur aan de grond en de bewolking, en die tevens een groot aantal modelparameters bevat.

We hebben onze aanpak steekproefsgewijs getest voor andere locaties, onder meer voor Wageningen en voor Falkenberg (Duitsland) in de periode 2003-2012. Het blijkt dat onze formule voor L↓ ook daar goed voldoet. Dit wijst er op dat onze formule voor L↓ toepasbaar is in de gematigde klimaatzones en wellicht zelfs daarbuiten. In een toekomstig publicatie zal dit nader worden onderbouwd. Onze aanpak is wellicht zelfs geschikt om L↓ gesimuleerd door klimaatmodellen te valideren.

Met nadruk moet worden opgemerkt dat we onze schatting van L↑ hebben bepaald voor een grasveld te Cabauw dat door het lokale waterbeheer in het algemeen redelijk van water is voorzien. De weerstations te Wageningen en Falkenberg blijken gevoeliger te zijn voor uitdroging. In dat geval geldt onze eenvoudige schattingsformule L↑ = σT_a^4 niet meer zo goed. Afwijkingen van onze formule met metingen zouden een maat kunnen zijn voor droogte van de ondergrond. Dit idee vereist nader onderzoek. Onze methode is zeer geschikt voor het schatten van L_{net} in formules voor de referentiegewasverdamping (de Bruin, 2014), want die hebben betrekking op een hypothetisch goed van water voorzien grasveld.

In de literatuur zijn vele alternatieve methoden te vinden voor het schatten van L_{net}. Flerchinger et al. (2009) hebben voor 21 stations in de VS en China dertien van zulke algo-



Figuur 2. Relatieve fout in inkomende langgolvige straling (%) als functie van de dag van het jaar (DOY).

ritmen getest en verbeterd. Op een enkele uitzondering na vereisen deze andere methodes waterdampdruk, temperatuur en informatie over bewolking. Onze methode vereist alleen de gemeten etmaalgemiddelde globale straling K↓ en bevat een klein aantal "model"constanten. Flerchinger et al. (2009) optimaliseerden de beschouwde algoritmen en vonden dat de geoptimaliseerde aanpak een fout had van 14 W m^{-2}. Zij beschouwden ook de methode van Swinbank voor onbewolkte hemel, maar deze presteerde matig. Merk op dat Van Ulden en Holtslag (1985) de Swinbank formule succesvol toepasten voor Cabauw, maar zij gebruikten de temperatuur op 50 m, die slechts zelden routinematig beschikbaar is.

Uit fysisch oogpunt is het niet direct te begrijpen waarom onze schatting van ε_a geen informatie omtrent luchtvochtigheid vereist, terwijl waterdamp toch een belangrijk broeikasgas is. Een verklaring is dat de grootheid

$$1 - \frac{K\downarrow}{K_0}$$

een schatting is voor de gemiddelde bewolkingsgraad, waarbij K_0 de globale straling is bij onbewolkte hemel. Deze is in Cabauw ongeveer $0.75K_{TA}$. Dus K_t bevat informatie omtrent de bewolking. In het algemeen hangt bewolking ook samen met luchtvochtigheid. Het blijkt inderdaad dat $(1-K_t)$ redelijk correleert met de relatieve vochtigheid. Dit aspect moet nader worden onderzocht.

In het laatste decennium zijn er methoden ontwikkeld om uit beelden van geostationaire weersatellieten, zoals MSG en GOES, K↓ te schatten op km-schaal (Greuell et al., 2013; Pinker and Laszlo, 1992). Wij hebben onze methode toegepast met de geschatte MSG globale straling voor Cabauw volgens het KNMI SICCS – algoritme (Greuell et al., 2013) en verkregen nagenoeg dezelfde resultaten als die met lokaal gemeten K↓. Dit zou kunnen betekenen dat onze methode geschikt is om netto langgolvige straling uit MSG-beelden te schatten op km-schaal voor grote voor delen van Europa, het Midden-Oosten, heel Afrika en een groot deel van Brazilië, iets wat tot op heden onmogelijk leek te zijn. Ook dit vereist nader onderzoek.

Dankwoord

Fred Bosveld (KNMI) adviseerde ons omtrent de CESAR database, Jan Fokke Meirink (KNMI) stelde ons de SICCS globale stralingschattingen ter beschikking en de Falkenberg data verkregen we via Frank Beyrich (DWD). Medewerkers van de Wageningen Universiteit stelden via internet de Haarweg-data ter beschikking. We danken de reviewers voor hun commentaar.

Literatuur

de Bruin, H. en H. van den Dool, 2012: De kalender, het jaar, de klimatologie en langetermijn-verwachtingen (deel 2). *Meteorologica*, 2012-04.

de Bruin, H. en H. van den Dool, 2014: Het belang van directe waarnemingen van langgolvige straling. *Meteorologica*, 2014-02.

de Bruin, H., 2014: Over referentiegewasverdamping. *Meteorologica*, 2014-01.

Flerchinger, G. N., W. Xaio, D. Marks, T. J. Sauer, and Q. Yu, 2009: Comparison of algorithms for incoming atmospheric long-wave radiation. *Water Resour. Res.*, 45, W03423, doi:10.1029/2008WR007394.

Greuell, W., J. F. Meirink and P. Wang, 2013: Retrieval and validation of global, direct, and diffuse irradiance derived from SEVIRI satellite observations. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 2340–2361, doi:10.1002/jgrd.50194.

Pinker, R.T. en I. Laszlo, 1992: Modeling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale. *J. Appl. Meteor.*, 31, 194–211.

Trigo, I. et al., 2011: Validation Report Down-welling Longwave Flux (DSLF), EUMETSAT rapport SAF/LAND/IM/VR_DSLF/1_10v1 (zie http://landsaf.meteo.pt/).

Van Ulden, A. P. en A. A. M. Holtslag, 1985: Estimation of atmospheric boundary layer parameters for diffusion applications. *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 1196–1207.