

---

# Verdamping van kale grond in de winter

A.J. Dolman  
E.J. Moors  
J.A. Elbers

---

*Traditioneel is door hydrologen en micrometeorologen aan verdamping in de zomer meer aandacht gegeven dan aan verdamping in de winter. Dit is te verklaren uit het grote belang dat de landbouw heeft bij het juist voorspellen van vochttekorten in de zomer in verband met mogelijke opbrengstdalingen. De winter is echter de belangrijkste periode voor aanvulling van grondwater. Bovendien bepaalt de hydrologische balans van de winter in hoge mate de voorjaarsgrondwaterstand, die weer grote invloed heeft op het mogelijke voorkomen van plantensoorten in de natuur. Daarnaast geven berekeningen met regionale hydrologische modellen in de winter vaak een te hoge afvoer te zien. Een van de mogelijke redenen hiervoor is dat de verdamping tijdens de winterperiode onderschat wordt.*

Als maat voor de verdamping wordt meestal de referentieverdamping van Makkink gebruikt. Directe metingen van winterverdamping zijn echter schaars. Al bij de introductie van de Makkink-verdamping werd gewaarschuwd voor het gebruik van deze referentieverdamping in de winter (De Bruin, 1987). Bij een vergelijking met de verdamping berekend volgens Penman bleek de verdamping die berekend was volgens Makkink systematisch lager uit te vallen. Een te lage verdamping in de winter geeft aanzienlijke fouten in modellen waar uitspoeling van nutriënten en bestrijdingsmiddelen mee wordt bepaald, omdat kleine afwijkingen in de termen van de waterbalans vaak sterk doorwerken in de concentraties van de opgeloste stoffen. Doordat uitspoeling van bijvoorbeeld nitraat vooral in de winterperiode plaatsvindt, kunnen zo makkelijk grote fouten in de schatting van de totale uitspoeling gemaakt worden.

Verdamping kent twee belangrijke meteorologische randvoorwaarden (zie bijvoorbeeld Thom en Oliver, 1977): de energie die nodig is om water van de vloeibare naar dampfase over te laten gaan (latente warmte) en een transportmechanisme om de damp af te voeren zodat een niet-verzadigd dampspanningstekort boven het verdampende oppervlak blijft bestaan. Het is mogelijk om op basis van fysische principes een vergelijking af te leiden die beide processen combineert: de Penman-Monteith-vergelijking (Monteith, 1965):

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho c_p \delta q g_a}{\Delta + \gamma(1 + g_a/g_s)}$$

waarin

---

**De auteurs** zijn werkzaam bij DLO Staring Centrum, Postbus 125, 6700 AC Wageningen.

$R_n - G$	=	netto straling minus de bodemwarmtestroom
$r$	=	dichtheid van lucht
$\lambda E$	=	verdamping (latente warmtestroom)
$g$	=	psychrometerconstante
$\Delta$	=	helling van de verzadigde specifieke vochtigheid versus temperatuurcurve
$\delta q$	=	specifieke vochttekort
$c_p$	=	specifieke warmte van lucht
$g_a$	=	aërodynamische geleidbaarheid
$g_s$	=	oppervlaktegeleidbaarheid (de reciproque van de weerstand).

De laatste definieert het damptransport van het verzadigde oppervlak naar de buitenlucht daar vlak boven en de aërodynamische weerstand het transport daar vandaan naar een referentie(meet)hoogte. In het geval van een nat oppervlak wordt  $g_s$  vaak gelijk aan oneindig verondersteld (weerstand = 0).

Vergelijkingen die gebaseerd zijn op straling, zoals die van Makkink en Priestley-Taylor laten zich makkelijk afleiden uit de Penman-Monteith-vergelijking onder relatief eenvoudige aannamen (Moors e.a., 1996). Zij richten zich primair op de beperking van verdamping door tekort aan benodigde energie. Immers, voor grote gebieden moet dit omwille van het behoud van energie de beperkende factor zijn. Deze stralingsvergelijkingen bevatten vrijwel altijd een empirische correctie, die gemiddeld gezien het tweede aspect op juiste wijze beschrijft (de Priestley-Taylor  $\alpha \approx 1,25$  en Makkinks  $\alpha \approx 0,65$ ).

Uit metingen van de verdamping van bossen blijkt dat straling bij bossen een ondergeschikte rol speelt bij verdamping van natte oppervlakten, de interceptieverdamping (Moors e.a., 1996). Als het bos nat is, blijkt de hoge aërodynamische ruwheid van het bos voor een zo efficiënt transport te kunnen zorgen dat er onder lage netto stralingscondities toch verdamping plaatsvindt. Om deze verdamping van de benodigde energie te voorzien, wordt warmte aan de lucht onttrokken. Dit is mogelijk omdat het bosoppervlak zich tijdens neerslag gaat gedragen als een goed geventileerde natte bol en zo een lagere temperatuur krijgt dan de langstreckende lucht. Het is onder meer dit proces dat voor hoge verdamping tijdens de winterperiode van bossen zorgt (Elbers e.a., 1996). Een dergelijk proces zou zich bij hoge windsnelheden ook voor kunnen doen bij oppervlakten met lagere aërodynamische ruwheid zoals gras en kale grond.

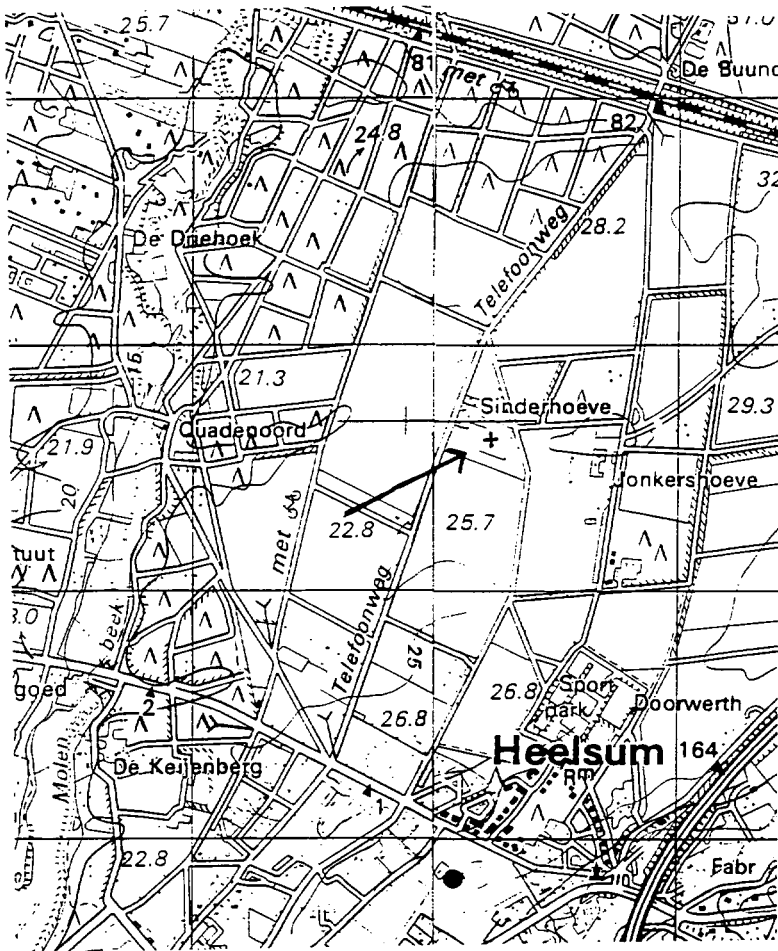
Naast deze meteorologische randvoorwaarden moet er ook voldoende vocht beschikbaar zijn om te verdampen. Vooral bij kale grond is dit een belangrijk gegeven want verdamping uit kale grond vindt in eerste instantie plaats vanuit een relatief dunne laag aan de top van de bodem. Bij uitputting van deze voorraad zal een beperking van de verdamping op gaan treden. Als gevolg hiervan valt het te verwachten dat verdamping van kale grond een sterke relatie met de hoeveelheid en het patroon van de neerslag zal hebben.

Om het inzicht te vergroten in de processen rond winterverdamping en in de mogelijke grootte van de term in de waterbalans zijn in 1998 gedurende januari tot en met maart directe metingen aan de verdamping verricht op een stuk kale grond waarop wintertarwe was geplant op de Sinderhoeve nabij Heelsum in Gelderland. De metingen die werden verricht zijn eddy-correlatie-metingen, waarbij uit het product van de turbulente fluctuaties van vocht en verticale windsnelheid direct de verdamping wordt bepaald (Moncrieff e.a.,

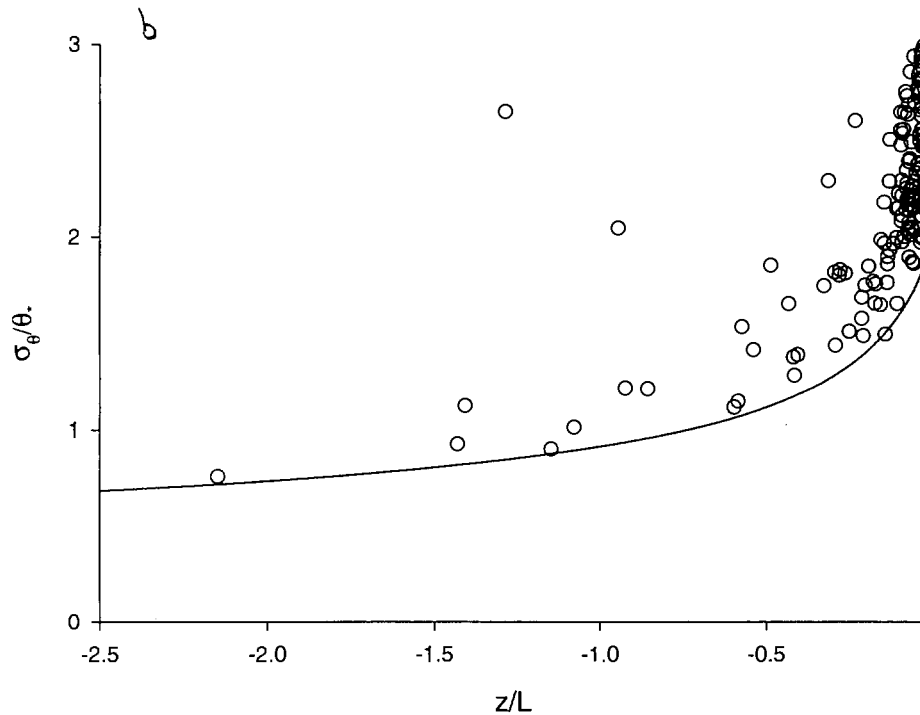
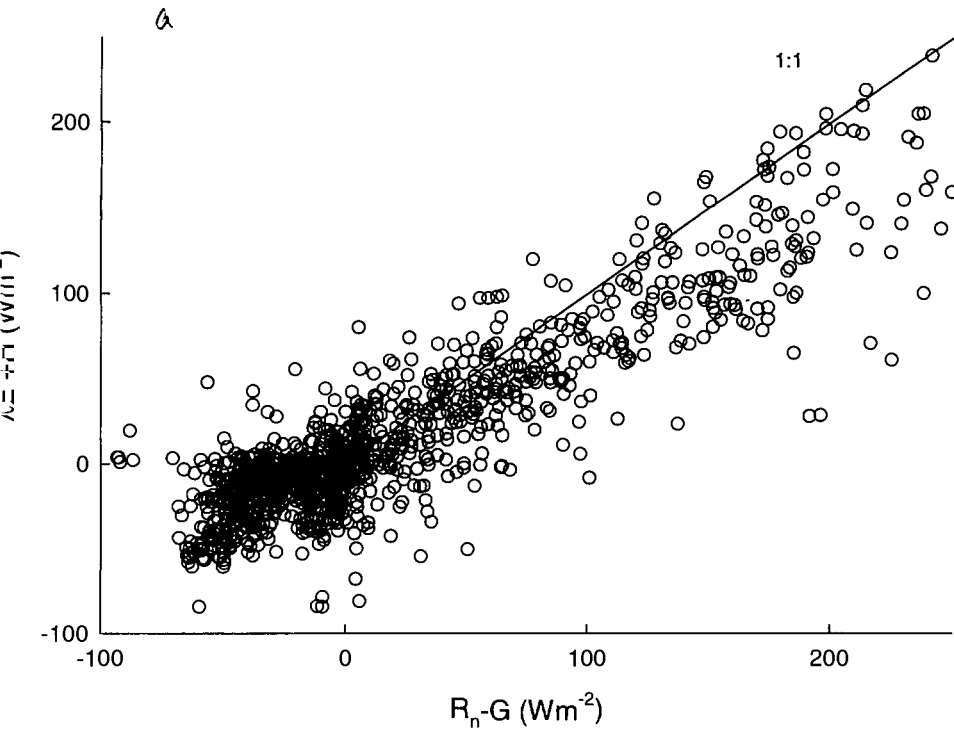
1997). Dit artikel beschrijft het resultaat van deze metingen en poogt een handreiking te geven tot een betere schatting van de verdamping in de winter.

### Beschrijving locatie en meetinstrumentarium

De Sinderhoeve is de proefboerderij van DLO Staring Centrum, gelegen nabij Heelsum in Gelderland (figuur 1). De omgeving laat zich het best karakteriseren als een agrarisch gebied omgeven door bos. Op een stuk kale grond, gepland met wintertarwe, werd een meetmast geplaatst waarop op 2,6 m hoogte een 3-D sonische anemometer (Solent-Gill 1012-R2) en een krypton 'fast response' hygrometer (Campbell, KH20) werden gemonteerd en verbonden met een palmtop-computer. De verdamping, uitgedrukt als flux van de latente warmte, laat zich schrijven als



**Figuur 1:** Topografische kaart van de omgeving van de meetlocatie de Sinderhoeve. De velden met een omgekeerde V zijn beplant met bossen. Het kruis (+) geeft de positie van de meetopstelling weer.



**Figuur 2:** Sluiting energiebalansmetingen (a) en ratio van de standaarddeviatie van de temperatuur en temperatuurschaal versus de stabiliteit. De getrokken curve geeft de theoretische Monin-Obukhov-lijn weer.

$$\lambda E = \frac{\rho c_p \overline{w'q'}}{\gamma}$$

waarin

$\lambda$	=	latente warmte van lucht
$E$	=	verdamping
$c_p$	=	specifieke warmte van lucht
$\rho$	=	dichtheid van lucht
$\gamma$	=	psychrometerconstante.

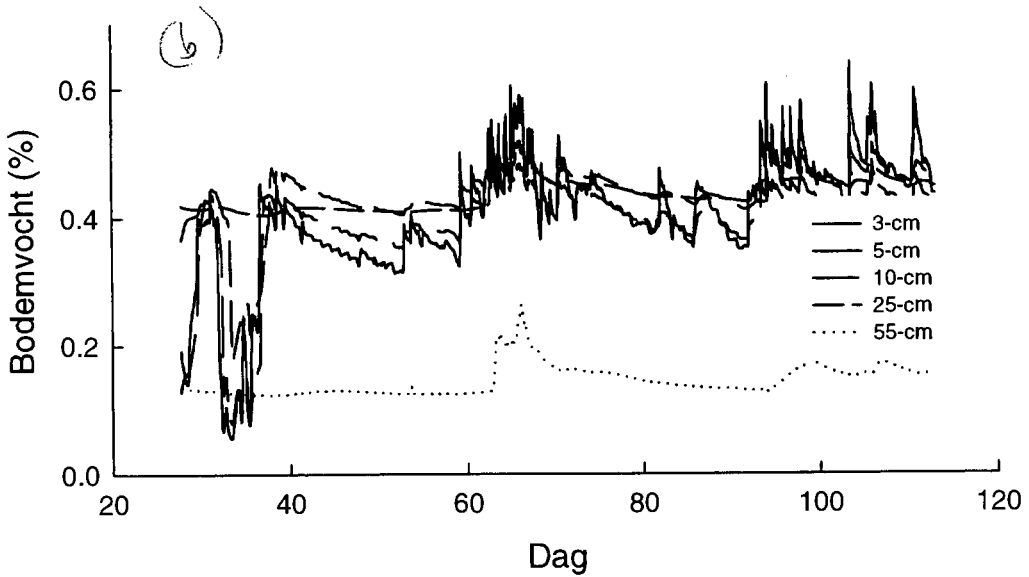
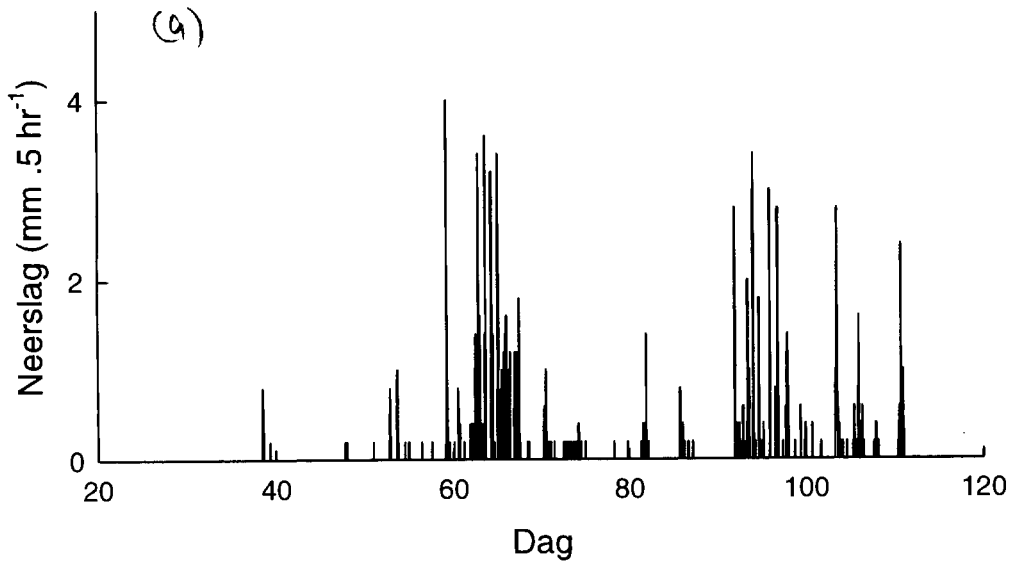
Bij eddy-correlatie wordt gemeten met een frequentie van 10 Hz, waarbij de turbulente fluctuaties worden verkregen door de gemeten waarde af te trekken van een voortschrijdend gemiddelde. Op deze ruwe data worden vervolgens een aantal correcties toegepast, omdat de sensors niet exact dezelfde hoeveelheid lucht meten, niet perfect horizontaal zijn opgesteld en te lijden hebben van een zeker frequentieverlies (zie Moore, 1986 en Moncrieff e.a., 1997).

Naast deze metingen werden ook de hoeveelheid kort- en langgolvlige straling bepaald (Kipp en Zonen, CM), de relatieve luchtvochtigheid en temperatuur (Vaisala HMP35A), de bodemwarmteflux (TNO-WS 31) en. Op 3, 5, 10, 25 en 55 cm diepte werden 'frequency response' bodemvochtsensoren (IMAG-DLO, MCM101) geplaatst die continu de hoeveelheid bodemvocht registreerden.

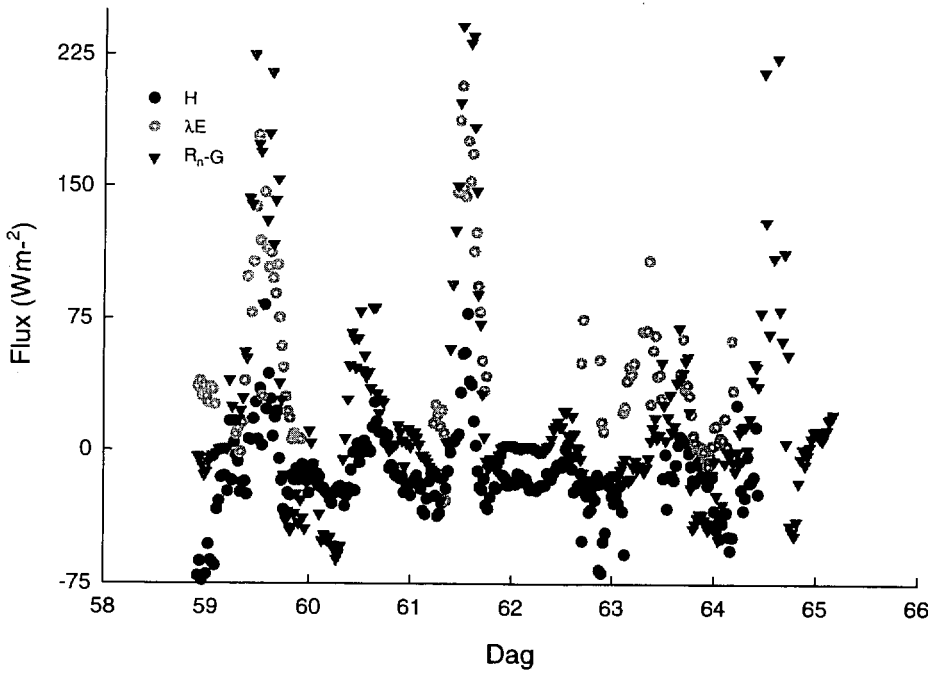
Gemeten werd van 27 januari tot en met 12 april. Door uitval van instrumenten is geen volledige reeks beschikbaar, maar er zijn voldoende resultaten die inzicht verschaffen in de belangrijkste processen die bij winterverdamping een rol spelen. In het totaal zijn 1235 halfuurwaarnemingen van goede kwaliteit.

Een belangrijke test voor de kwaliteit van eddy-correlatie metingen is sluiting van de energiebalans. In figuur 2a wordt de som van de gemeten fluxen van voelbare en latente warmte ( $H + \lambda E$ ) vergeleken met de netto beschikbare hoeveelheid energie ( $R_n - G$ ), waarin  $R_n$  de netto straling voorstelt,  $G$  de bodemwarmteflux en  $H$  de voelbare warmte. Te zien is dat bij lage energiedichtheden de energiebalans goed sluit, bij hogere energiedichtheden is een onderschatting van de fluxen mogelijk tot zo'n 20%. Gezien de onmogelijkheid om advectie uit nabijgelegen percelen uit te sluiten (figuur 1) is dit een acceptabele fout. In een goed ontwikkelde oppervlaktelaag volgen de genormaliseerde fluxprofielen zogenaamde Monin-Obhukov-'similarity'-profielen (Kaimal en Finnigan, 1994). Zo kan met een vergelijking van universeel geldende curven worden vastgesteld of de metingen kloppen. Een check op de turbulentiearakteristiek  $\sigma_\theta/\theta^*$ , waarin  $\sigma_\theta$  de standaarddeviatie van de temperatuur en  $\theta^*$  de temperatuurschaal ( $w'q'/u^*$ , waarin  $w'q'$  de covariantie van de verticale windsnelheid en temperatuur en  $u^*$  de wrijvingsnelheid) versus de stabiliteitfactor  $z/L$ , laat zien dat er gemeten is in een goed ontwikkelde oppervlaktelaag (figuur 2b).

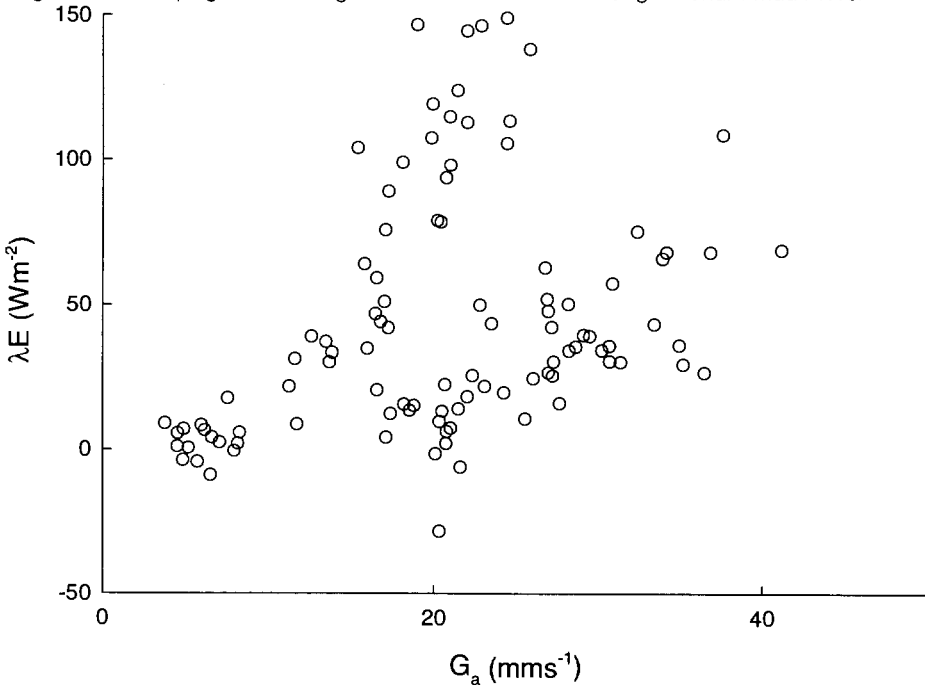
Een plot van de windsnelheid versus de wrijvingsnelheid onder neutrale omstandigheden ( $-0,05 < z/L < 0,05$ ) geeft de mogelijkheid om uit de helling ( $\ln(z/z_0)/k$ , waarin  $k$  Von Karman's constante en  $z$  de meethoogte) de aërodynamische ruweheidslengte  $z_0$  te halen. Dit is mogelijk omdat voor kale grond de nulvlakverplaatsing verwaarloosd kan worden. Hieruit blijkt dat  $z_0 = 1,07$  cm. Voor kale grond is dit een normale waarde.



Figuur 3: Neerslag en bodemvocht gemeten in de eerste drie maanden op de Sinderhoeve.



Figuur 4: Verdamping, netto straling en voelbare warmte voor 6 dagen vanaf 1 maart 1998.



Figuur 5: Gemeten verdamping als functie van de aërodynamische geleidbaarheid voor 6 dagen vanaf 1 maart 1998.

## Analyse metingen en discussie

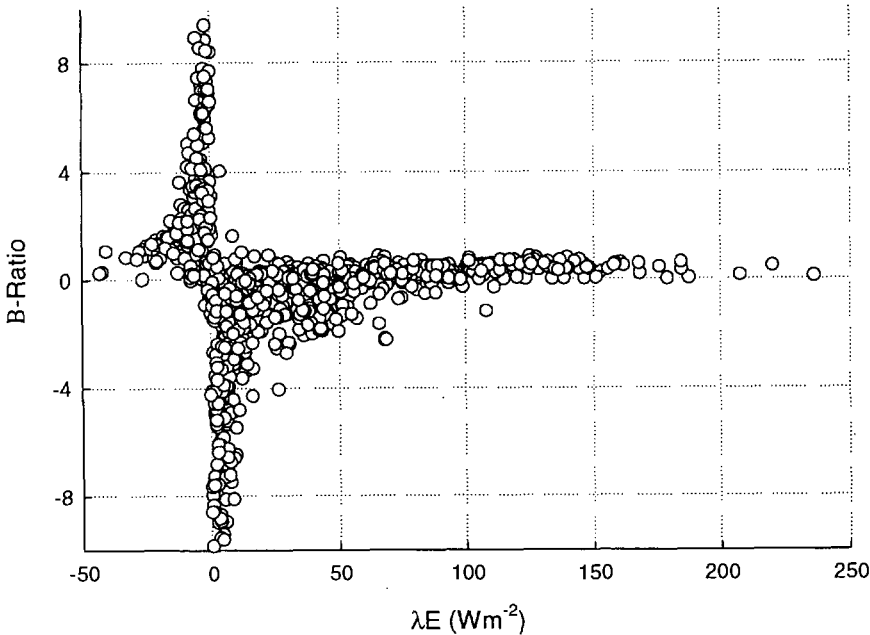
Figuur 3 laat de hoeveelheid neerslag en het volumepercentage bodemvocht zien voor de gehele meetperiode. Duidelijk is te zien dat het een zeer natte periode betrof. Slechts in begin februari, rond dag 35, treedt er een verlaging in bodemvocht op in de eerste 25 cm van het profiel. Dit tekort wordt echter snel aangevuld door neerslag die later valt. Voor de rest van de periode schommelt het bodemvochtgehalte van de bovenste 25 cm rond de 40%. Voor de analyse in dit artikel wordt verondersteld dat de toplaag vrijwel de gehele periode als verzadigd kan worden beschouwd. De laag op 55 cm diepte is een laag van grof zand met relatief veel grind, die een duidelijk lager vochtgehalte heeft.

Figuur 4 laat de verdamping zien van een deel van de meetreeks vanaf dag 59 (1 maart 1998). Deze dag is interessant, omdat het relatief veel geregend heeft waardoor de toplaag verzadigd met vocht is. Het merendeel van deze neerslag is gevallen uit een front dat overtrok en een periode van wat koude temperatuur afbrak. Na de neerslag liep de temperatuur in deze dagen met zo'n 8 graden omhoog. Opvallend is dat er dagen zijn met hoge en lage netto straling. In de dagen met hoge stralingsdichtheid loopt de verdampingsflux op tot 200  $\text{Wm}^{-2}$ . Op de dagen met aanzienlijk minder straling is er echter ook verdamping, tot 100  $\text{Wm}^{-2}$ . Op basis van vergelijkingen zoals die van Makkink is er op dagen met lage stralingsdichtheid geen verdamping mogelijk. Uit de hier gepresenteerde metingen blijkt dat er wel degelijk verdamping kan optreden. De benodigde hoeveelheid energie wordt verkregen uit de aangevoerde warme lucht en de verdamping wordt gevoed met een negatieve voelbare warmtestroom van ongeveer gelijke grootte, maar met aan de verdamping tegengesteld teken. Deze 'omdraaiing' van voelbare warmte is mogelijk doordat de sterke wind een hoge wrijvingssnelheid tot gevolg heeft. Voor kale grond liggen de normale waarden rond 0,2 m/s, in omstandigheden zoals hier aanwezig loopt de wrijvingssnelheid op tot 0,75 m/s. De hogere temperatuur heeft een relatief lage luchtvochtigheid tot gevolg in vergelijking met de andere dagen, zodat aan het tweede meteorologische criterium (transport mogelijk) voldaan wordt.

Meer inzicht in dit fenomeen kan worden verkregen als de verdamping geplot wordt tegen de aërodynamische geleidbaarheid (de reciproque van de weerstand). Dit is gedaan in figuur 5. Duidelijk is te zien hoe de verdamping in twee groepen uiteenvalt: een groep rond 25 mm/s waar de verdamping onafhankelijk is van de aërodynamische geleidbaarheid en een groep waar een bijna lineaire relatie tussen geleidbaarheid en verdamping bestaat. De eerste groep bestaat uit stralingsafhankelijke verdamping, en zou in principe volgens Makkink kunnen worden berekend. De tweede groep wordt veroorzaakt doordat de negatieve warmteflux de verdamping van energie voorziet. In dit geval is de geleidbaarheid  $g_a \approx (u^*)^2/u$  de bepalende factor.

Voor de totale reeks metingen laat zich dit verschijnsel het best illustreren als de Bowen-ratio ( $H/\lambda E$ ) wordt uitgezet tegen de verdamping (figuur 6). Negatieve Bowen-ratio's ontstaan als een van beide termen negatief is, terwijl de andere positief blijft. In het kwadrant van positieve verdamping en negatieve Bowen-ratio's liggen in figuur 6 relatief veel punten waarbij een negatieve Bowen-ratio gepaard gaat met een positieve verdamping van 50 tot 100  $\text{Wm}^{-2}$ . Dit zijn allemaal situaties waarbij de verdamping van de kale grond gevoed wordt met een negatieve warmteflux uit de langsstromende warmere lucht. Ruwweg de helft van alle punten in de huidige set van metingen vertoont dit verschijnsel.



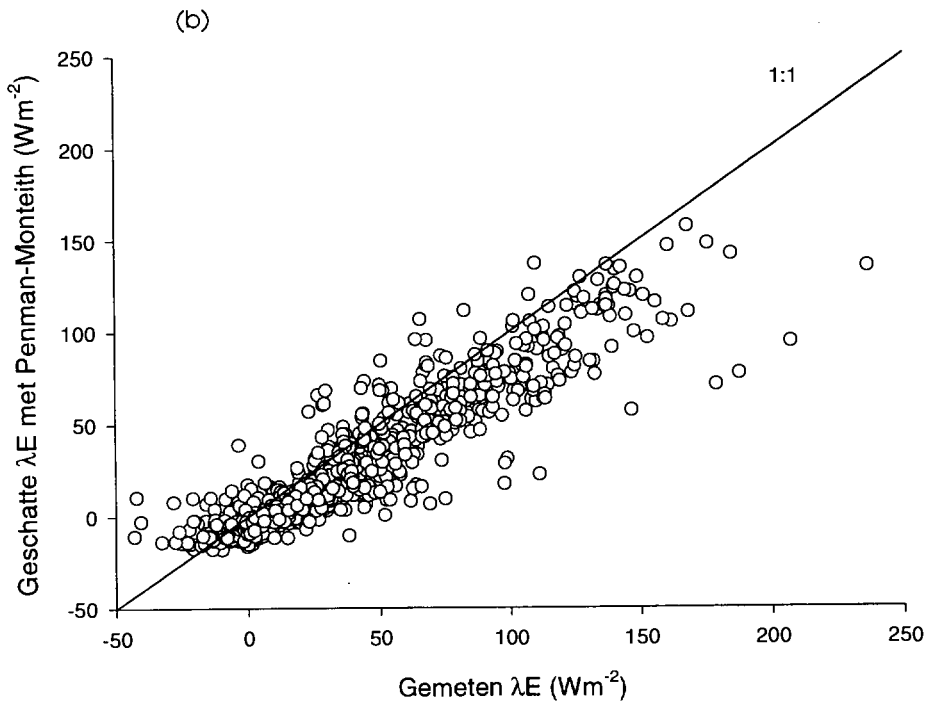
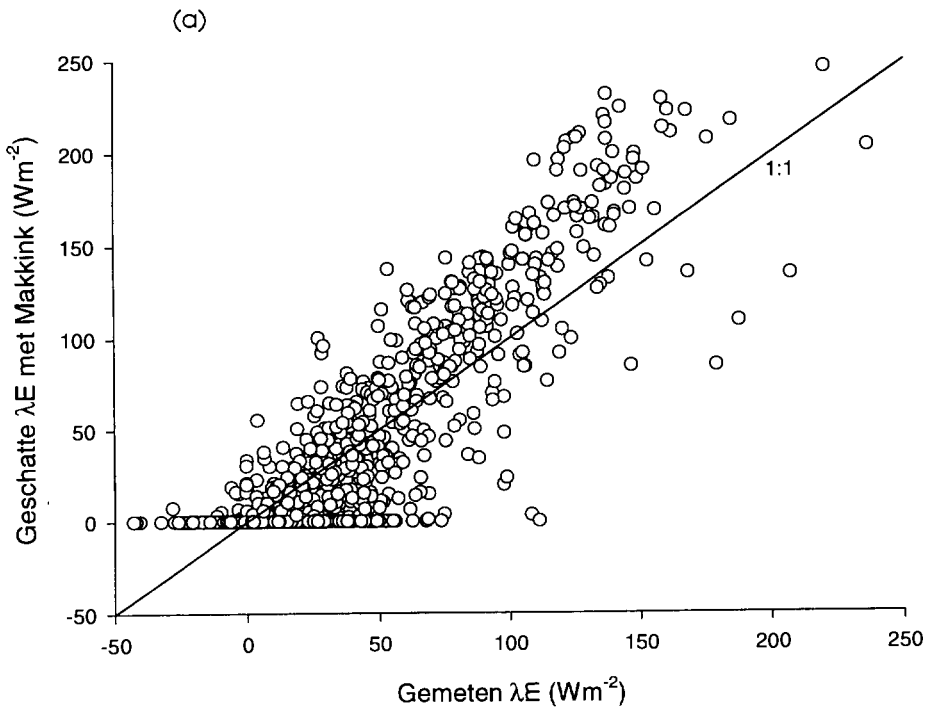


**Figuur 6:** Bowen-ratio als functie van de gemeten verdamping voor alle waarnemingen.

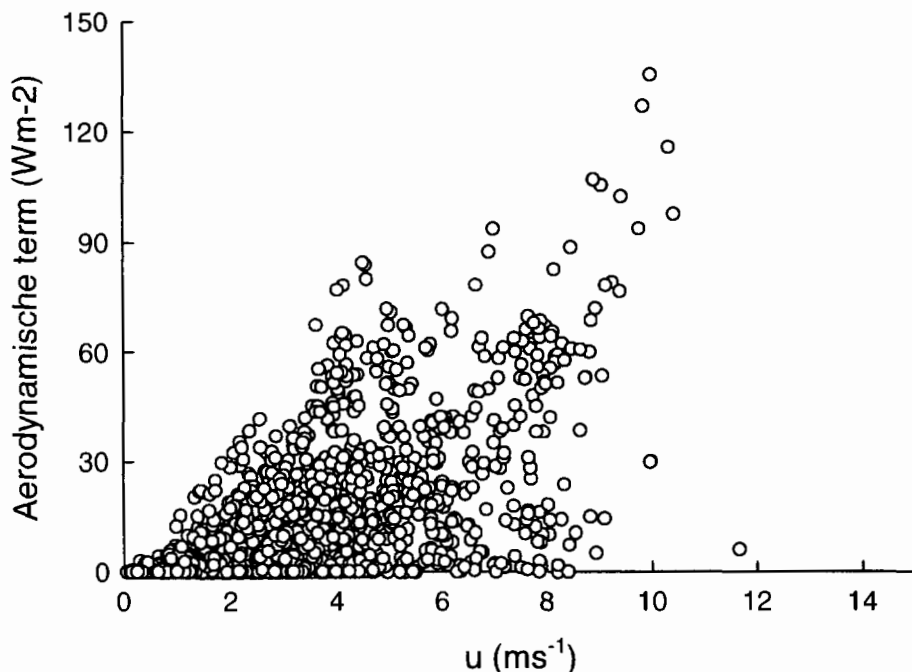
Het blijkt dat er in de gemeten periode in de winter van 1998 een relatief grote verdamping optrad. Dit bevestigt eerdere vermoedens dat winterverdamping een belangrijke, maar wellicht onderschatte rol speelt in het hydrologische winterhalfjaar. In deze tijd wordt vooral het grondwater aangevuld en vindt uitspoeling van bijvoorbeeld nitraten plaats. Het is dus van belang te zien hoe goed de bestaande verdampingsformules de winterverdamping beschrijven. In figuur 7 worden daarom de geschatte waarden van de verdamping vergeleken met de metingen. Figuur 7a laat de relatie zien met schattingen volgens Makkink ( $\lambda E = 0,65Q_s \Delta / (\Delta + \gamma)$ ) en met de Penman-Monteith-vergelijking met  $g_s \approx \infty$  (figuur 7b). Deze

aanname is redelijk omdat de bodemvochtmetingen laten zien dat ook de bovenste toplaag vrijwel de gehele periode verzadigd met water blijft (figuur 3). Duidelijk te zien is dat Makkink in sommige perioden een verdamping van nul geeft terwijl de metingen een positieve verdamping laten zien. Dit verschijnsel doet zich vooral 's nachts voor als de inkomende zonnestraling nul is en er verdamping plaatsvindt doordat de warme lucht als energiebron voor de verdamping functioneert. De met behulp van de Penman-Monteith-vergelijking uitgerekenende verdamping beschrijft dit verschijnsel beter omdat de tweede term van de teller van de vergelijking dit proces beschrijft. De Makkink-vergelijking lijkt bij een lage verdamping een onderschatting te geven en bij hoge een overschatting. Afhankelijk van het weertype in een bepaalde periode kan een juiste voorspelling worden verkregen als beide fouten elkaar uitschakelen. Voor kortere periodes van enkele weken met eenzelfde weertype zal dit waarschijnlijk niet het geval zijn.

Een grootteorde-schatting van dit effect kan worden verkregen als de bijdrage van de aërodynamische term in de Penman-Monteith-vergelijking wordt geplot tegen de wind-



**Figuur 7:** Geschatte verdamping als functie van de gemeten verdamping voor de Makink-vergelijking (a) en de Penman-Monteith-vergelijking (b).



**Figuur 8:** Grootte van de aërodynamische term in de Penman-Monteith-vergelijking als functie van de windsnelheid.

snelheid. Dit is gebeurd in figuur 8. Bij een hoge windsnelheid loopt de grootte van de aërodynamische term op tot zo'n 75 à 100  $\text{Wm}^{-2}$  (0,1 tot 0,15 mm/hr). Het lijkt voor de hand te liggen in de nabije toekomst en aanvullende parameterisatie op de Makkink-verdamping te ontwikkelen die van deze relatie gebruikt maakt.

Het is waarschijnlijk dat de aanname dat de oppervlaktegeleidbaarheid naar oneindig loopt te simpel is. Zelfs bij natte bodems zou een grote maar eindige waarde verwacht mogen worden. In dat geval zou de verdamping volgens Penman-Monteith echter nog kleiner worden. Bij de berekeningen is gebruik gemaakt van gemeten aërodynamische geleidbaarheden. Indien berekende waarden gebruikt worden, wordt de voorspelling nog iets beter. Dit is verbazingwekkend. Verwacht mag worden dat een gemeten geleidbaarheid een betere schatting geeft. Bij hoge luchtvochtigheden zoals hier gemeten kan er echter sprake zijn van een aanzienlijke meetfout in de berekende dampspanningstekorten. Gebruik van deze te lage waarden in de vergelijking levert dan onder erg natte condities een onderschatting van de verdamping op. Het lijkt erop dat de fout in het gemeten dampspanningstekort dit laatste effect tot gevolg heeft en in de uiteindelijke berekening gecompenseerd wordt door een wellicht te hoge geleidbaarheid van het oppervlak.

## Conclusies

De metingen in de winter op de Sinderhoeve laten zien dat nog lang niet alles bekend is over verdamping in de winter. Met name de meetnauwkeurigheid van relatief eenvoudige instrumenten zoals relatieve luchtvochtigheid laat te wensen over. Niettemin kunnen een aantal belangrijke conclusies getrokken worden.

- Tijdens de winter treedt er substantiële verdamping op van kale bodem.
- Verdamping in de winter onder stralingsarme condities kan optreden doordat het natte oppervlak energie aan de warme lucht onttrekt.
- De Makkink-verdampingsformule in de winter beschrijft dit proces niet en het gebruik van de Makkink-verdampingsformule tijdens de winter is daarom af te raden.
- De Penman–Monteith-vergelijking met  $g_s \approx \infty$  geeft een betere schatting voor verdamping van een kaal nat oppervlak in de winter.

Betere metingen en vergelijking met andere oppervlakten zoals bossen zullen in de nabije toekomst tot een betere beschrijving van verdamping in de winter moeten leiden. In afwachting daarvan wordt afgeraden in hydrologische modellen in de winter de Makkink-referentieverdamping te gebruiken, aangezien deze voor kale grond gemakkelijk tot een onderschatting leidt, die – als hij gebaseerd is op de huidige set van metingen – kan oplopen tot 50 mm in het winterhalfjaar.

## Geraadpleegde literatuur

- Bruin, H.A.R. de (1987)** From Penman to Makkink; in: J.C. Hooghart (red) *Evaporation and Weather*; TNO Proceedings and Information, nr 39, pag 5–31.
- Elbers, J.A., A.J. Dolman, E.J. Moor en W. Snijders (1996)** Hydrologie en waterhuishouding van bosgebieden in Nederland. Fase 2: meetopzet en eerste resultaten; rapport 334, DLO Staring Centrum, Wageningen.
- Kaimal, J.C. en J.J. Finnigan (1994)** Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement; Oxford University Press, Oxford.
- Moncrieff, J.B., J.M. Massheder, H.A.R. de Bruin, J.A. Elbers, T. Friborg, B. Heusinkveld, P. Kabat, S. Scott, H. Soegaard en A. Verhoef (1997)** A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide; in: *Journal of Hydrology*, nr 188–189, pag 589–611.
- Monteith, J.L. (1965)** Evaporation and environment; in: *Sym. Soc. Exp. Biol.*, nr 19, pag 205–234.
- Moore, C.J. (1986)** Frequency response corrections for eddy correlation systems; in: *Boundary Layer Meteorology*, jrg 37, pag 17–35.
- Moors, E.J., A.J. Dolman, W. Bouten en A.W.L. Veen (1996)** Verdamping van bossen; in: *H<sub>2</sub>O*, nr 29, pag 462–466.
- Thom, A.S. en H.R. Oliver (1977)** On Penman's equation for estimating regional evaporation; in: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, nr 103, pag 345–357.