



Verdamping

Verdamping is een van de belangrijkste termen in de waterbalans in het Nederlandse waterbeheer. Verdamping is in de vorm van latente warmteoverdracht ook een cruciale component in de energiebalans van het aardoppervlak. Via deze (terug)koppeling met de atmosferische grenslaag en bijvoorbeeld wolkenvorming beïnvloedt verdamping het weer en de hydrologische kringloop van de aarde. Tevens is verdamping een van de lastigste waterbalans termen om goed direct (via metingen) en indirect (via modellering) te schatten. De nauwkeurigheid van deze schattingen hebben een directe impact op hoe goed er gestuurd kan worden op de waterverdeling in het operationele waterbeheer als voor beleidsdoeleinden (e.g. klimaatadaptatie, klimaatverandering).

1. INLEIDING
2. GERELATEERDE ONDERWERPEN EN DELTAFACTS
3. VERDAMPING EN VERDAMPINGSBEREKENINGEN VOOR PRAKTISCHE TOEPASSING
4. METEN EN SATELLIETGEBRUIK
5. BESCHIKBARE DATASETS
6. TOEPASSING IN MODELLEN
7. PRAKTIJKERVERARING EN LOPEND ONDERZOEK
8. KOSTEN EN BATEN
9. GOVERNANCE
10. KENNISLEEMTES

1. Inleiding

Deze Deltafact behandelt het onderwerp verdamping waarbij ingezoomd wordt op de beschikbare bereken- en meetmethoden voor referentie en actuele verdamping en

bijbehorende kosten en baten, beschikbare datasets, de toepassing van verdamping in modellen en de koppeling van al deze aspecten met het Nederlandse waterbeheer.

2. Gerelateerde onderwerpen en Deltafacts

Onderwerpen: Actuele verdamping, referentie verdamping, satellietgebruik, in-situ-waarnemingen, klimaatverandering, hydrologische modellen, operationeel waterbeheer.

Deltafacts: Zoetwatervoorziening, Effecten klimaatverandering op landbouw, Effecten klimaatverandering terrestrische natuur, Dynamische peilbeheer, Bodemvocht gestuurd beregenen, Droogte stuurt functies, Hitte en droogte in de stad.

3. Verdamping en verdampingsberekeningen voor praktische toepassing

Verdamping als proces of als grootheid

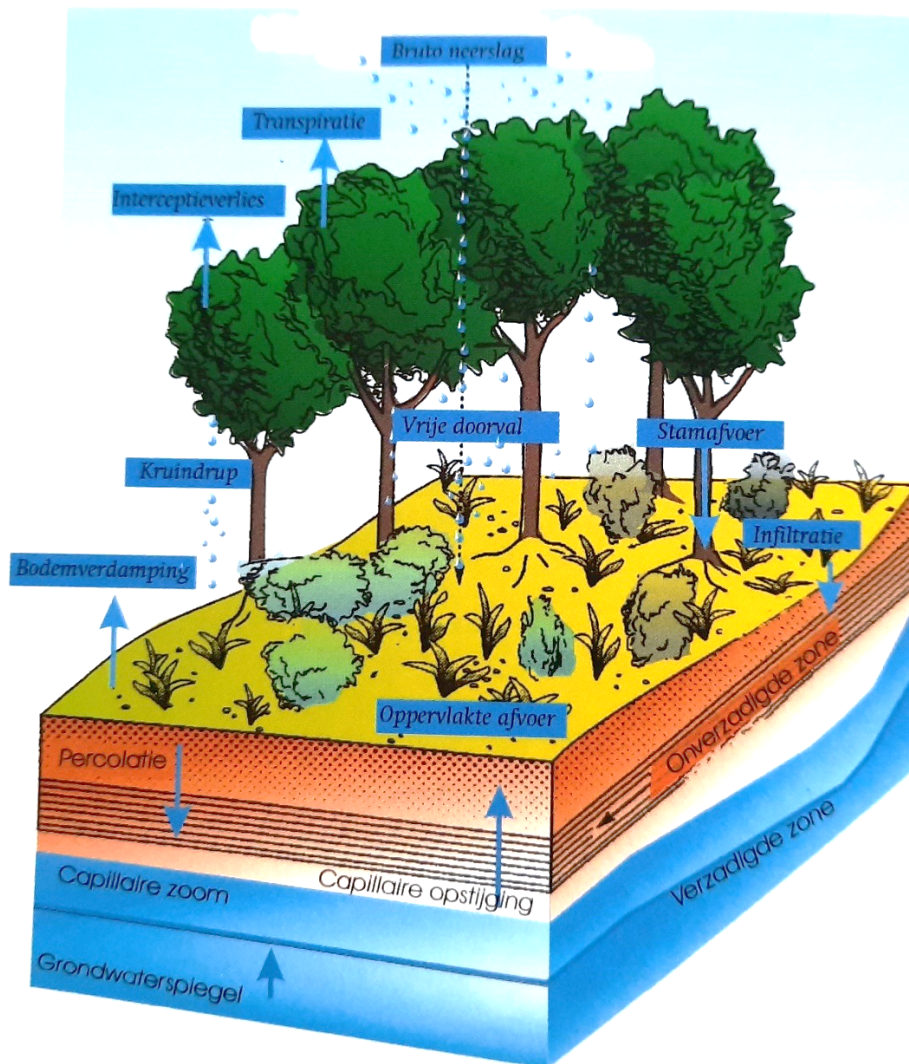
Verdamping, gezien als proces, is de overgang van een stof van de vloeibare fase naar gasfase. In de context van deze Deltafact hebben we het meestal over verdamping als grootheid of flux, namelijk “de (totale) verdamping vanaf een al of niet begroeid oppervlak per tijdseenheid” (Moors et al., 2002). Verdamping staat ook wel bekend als “evaporatie”. Het omgekeerde van verdamping wordt in deze context “dauwval” genoemd.

Totale verdamping en zijn componenten

De verdamping vanaf een stuk *landoppervlak (gedeeltelijk) bedekt door vegetatie*, bestaat uit verschillende componenten. Het onderscheid tussen de componenten is terug te voeren op de bron van het verdampende water en de route die het aflegt naar de atmosfeer. De *totale verdamping* bij het boven genoemde type oppervlak is opgebouwd uit (Moors et al., 2002):

- *Transpiratie* is het deel van de totale verdamping dat vanuit de bodem via de huidmondjes en voor een klein deel ook via de cuticula van planten in de atmosfeer komt.

- *Interceptieverdamping* is het deel van de verdamping dat terug te voeren is op neerslag die door vegetatie onderschept en vervolgens direct van daaruit verdampt is.
- *Bodemverdamping*, de verdamping van vloeibaar water direct vanuit de bodem; dit is de enige bron van verdamping in het geval van een kale bodem.



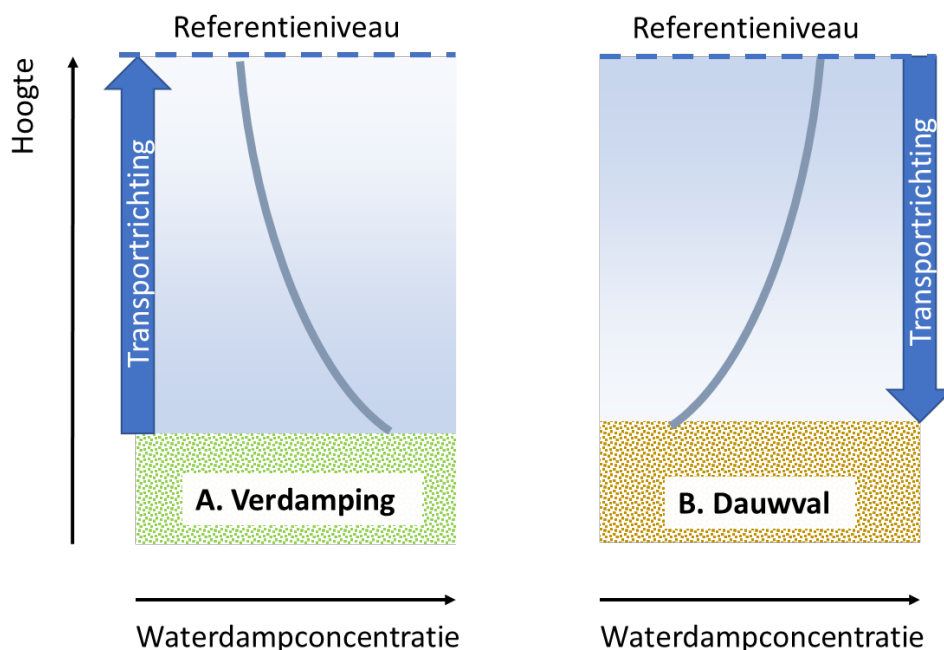
Figuur 1 Waterbalanstermen van een begroeid oppervlak (bron: NHV, 2015). De totale verdamping bestaat uit "bodemverdamping", "interceptieverlies" en "transpiratie".

Dit onderscheid is ook zinvol in *stedelijk gebied*, maar de verhoudingen tussen de componenten zullen uiteraard anders zijn. Verder is in stedelijke gebieden een groot deel van de interceptieverdamping terug te voeren op neerslag die door harde oppervlakken zoals daken en straten is afgevangen en niet meteen wordt afgevoerd. Daarnaast is er een antropogene component: menselijke activiteiten, zoals industriële productie, verkeer, verwarming van gebouwen en zelfs ademhaling, dragen merkbaar bij aan het transport van waterdamp vanuit gebouwd gebied naar de atmosfeer (Oke et al., 2017).

Bij *open water* is er sprake van slechts één duidelijke bron: het water zelf. Daar wordt dan ook simpelweg gesproken over “de verdamping” of de “evaporatie” (van open water). Moors et al. (2002) onderscheiden daarnaast “openwaterverdamping” als een theoretische verdamping van open water (zie hierna). Aan de randen, waar open water over gaat in land, kan sprake zijn van een bijdrage van transpiratie en interceptieverdamping, zoals in rietkragen.

Drijvende kracht achter verdamping

Vlakbij het aardoppervlak zijn verticaal transport van waterdamp en dus verdamping volgens bovenstaande definitie evenredig met de verschillen in waterdampconcentratie (absolute hoeveelheid vocht) tussen twee niveaus, bijvoorbeeld aan het oppervlak en op 2 meter hoogte. Dit concentratieverschil bepaalt ook de transportrichting (zie Figuur 2) en hangt mede af van het temperatuurverschil tussen het oppervlak en de atmosfeer. Door de invloed van het temperatuurverschil op de verschillen in waterdampconcentratie kan verdamping ook doorgaan bij een volledig met waterdamp verzadigde atmosfeer op de referentiehoogte. Dit is het geval als de temperatuur van een verdampend oppervlak hoger blijft dan de luchttemperatuur op het referentieniveau. Omgekeerd kan bij onverzadigde atmosfeer de verdamping stoppen of zelfs omslaan in dauwval als het oppervlak kouder wordt dan de atmosfeer op referentiehoogte.



Figuur 2. Concentratieverschillen zijn de drijvende kracht achter transport en bepalen de richting ervan. Waterdampconcentratie is de absolute hoeveelheid vocht in de lucht. Deze neemt af met de hoogte in A, en toe in B. De gemiddelde transportrichting is dan omhoog in A, i.e. verdamping, en omlaag in B, i.e. dauwval.

De definitie en bepaling van de voor verdamping relevante oppervlaktetemperatuur en de concentratie van waterdamp aan het oppervlak is verre van triviaal. Dit komt onder andere doordat verdampend vloeibaar water vanuit veel verschillende plekken (al dan niet natte bladeren op verschillende hoogten in het gewas, vanaf de bodem, etc.) kan bijdragen aan de totale verdamping. De verschillende bronnen hebben een eigen temperatuur die de waterdampconcentratie in de buurt van het vloeibare water bepaalt. De weging van de verschillende bijdragen is lastig. Ook kunnen zouten de concentratie beïnvloeden, zoals op zee.

Transportmechanisme en weerstanden

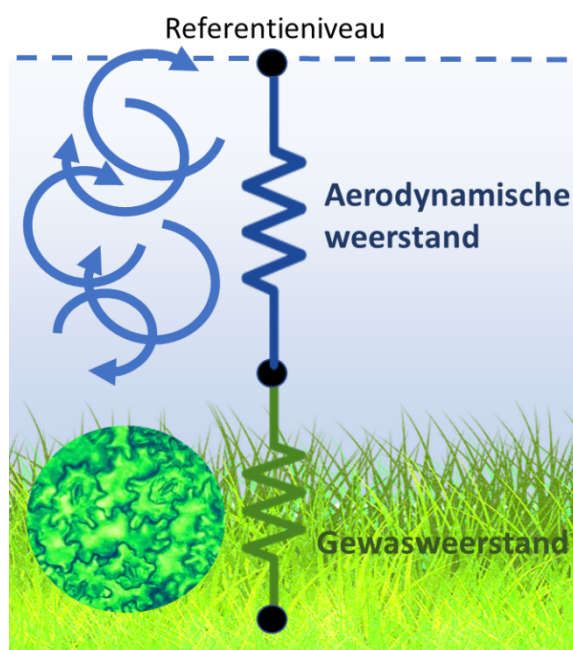
Het verticale transport van waterdamp vanaf het verdampende oppervlak in de poriën of andere holtes in bodem of vegetatie naar de atmosfeer verloopt vaak grotendeels via moleculaire diffusie. In de bodem kan ook sprake zijn van enig versneld transport door temperatuur- en drukverschillen. Eenmaal in de atmosfeer nemen wervels het transport doorgaans over (turbulent transport). In de zogenoemde quasi-laminaire laag, vlak boven een glad water- of landoppervlak of in een dun luchtlaagje rond bladeren, is soms sprake van een bijdrage van moleculaire diffusie en turbulentie die qua orde van grootte vergelijkbaar is.

Het gemak waarmee het transport verloopt kan worden uitgedrukt als weerstand (of zijn reciproke: geleiding). Eigenschappen van het oppervlak en de toestand van de atmosfeer vlak boven het oppervlak bepalen de grootte van de weerstanden. De bekendste en meest gebruikte weerstanden bij de berekening van de verdamping zijn (zie ook Figuur 3):

- *De aerodynamische weerstand*: een maat voor het gemak waarmee turbulent transport tussen het oppervlak en het referentieniveau in de atmosfeer verloopt, vooral beïnvloed door ruwheid van het oppervlak, windsnelheid en stabiliteit van de atmosfeer. Deze kan berekend worden op basis van micro-meteorologische theorieën.
- *De gewasweerstand of de oppervlakteweerstand*: beide zijn een maat voor het gemak waarmee verdampt water uit een medium (bodem, vegetatie of een combinatie) kan ontsnappen om in contact te komen met de turbulente atmosfeer.
 - De oppervlakteweerstand van de bodem is vooral een functie van de afstand tussen het verdampende oppervlak en het maaiveld, de bodemeigenschappen in die laag zoals porositeit en structuur, en het eventueel optreden van massatransport door temperatuur- en drukverschillen (Ten Berge, 1990). Bij

een schaars begroeid oppervlak is oppervlakteweerstand deels ook het resultaat van vegetatie-eigenschappen.

- Bij een goed gesloten gewas is de term gewasweerstand gebruikelijker. Voor een kort, gesloten, goed van water voorzien maar verder droog gewas zijn de gewasweerstand en de oppervlakteweerstand vrijwel gelijk. De bijdrage van de bodem is in zo'n geval immers verwaarloosbaar.
- Bij dichte vegetatie wordt de gewas- of oppervlakteweerstand met name bepaald door het gedrag van huidmondjes in de plantenbladeren (huidmondjesweerstand, bladweerstand) en om die reden beïnvloed door lichtintensiteit, temperatuur, luchtvochtigheid, CO₂ gehalte van de atmosfeer, bodemwatergehalte en andere plantenfysiologisch relevante factoren (Jarvis, 1976; Jacobs, 1994).
- Vooral bij wat hogere, dichte vegetatie of gewassen wordt ook wel eens de mechanische weerstand van vegetatie tegen turbulent transport in het gewas meegewogen in de gewasweerstand.
- De oppervlakteweerstand van open water is 0 (nul), omdat water daar immers al in direct contact staat met de atmosfeer.
- De bijdrage van natte druppels in het interceptiereservoir of na dauwval kan worden meegewogen onder de aanname dat de oppervlakteweerstand van open water 0 (nul) is.



Figuur 3. Illustratie van het weerstandskoncept bij droog, maar goed van water voorzien gras, op basis van de twee meest gebruikte weerstanden. De aerodynamische weerstand is een functie van de atmosferische turbulentie, de gewasweerstand in dit geval van plantenfysiologische factoren.

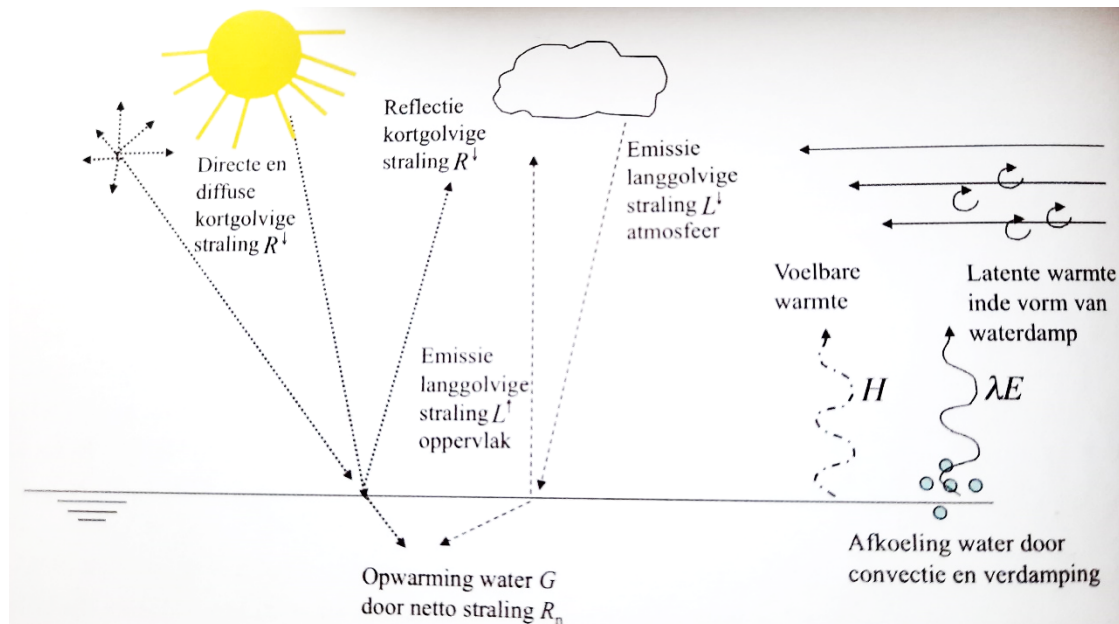
Energiebalans

Bij het berekenen of modelleren van verdamping vervult de temperatuur van het verdampend oppervlak een cruciale rol. Deze temperatuur is onder andere het resultaat van de hoeveelheid energie (in Watt per vierkante meter) die een gegeven controlevolume (bijvoorbeeld een stukje bodem, vegetatie en atmosfeer met daarin vloeibaar water en waterdamp) inkomt en weer uitgaat: de energiebalans. Deze wordt geïllustreerd in Figuur 4. De basis van de energiebalans is de zogenoemde netto straling, Q^* . Deze wordt berekend als de som van de invallende zonnestraling én warmtestraling minus de som van de gereflecteerde zonnestraling én de weer uitgezonden warmtestraling. Een deel van deze energie, bodemwarmtestroom G , wordt door thermische geleiding via de bodem of andere objecten, zoals boomstammen, afgevoerd van, of aangevoerd naar het oppervlak dat ook straling ontvangt en uitzendt. De rest ($Q^* - G$) is de zogenoemde beschikbare energie, die kan worden verdeeld over voelbare warmte (H , de energie die afgevoerd kan worden via verkoeling) en latente warmte (λE , de aan verdamping gerelateerde energie, die als waterdamp getransporteerd wordt):

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

In deze energiebalans zijn doorgaans kleine bijdragen aan de energiestromen zoals gebruik van zonne-energie voor fotosynthese of andere biochemische processen, horizontale aan- of afvoer van warmte via de lucht of verticale aan- of afvoer van warmte via neerslag, of opwarming van in de lucht aanwezige waterdamp verwaarloosd (Jacobs et al., 2008).

Voorop op wat kortere tijdschalen zijn de beschikbare energie, afvoer van voelbare warmte en verdamping soms als het ware ontkoppeld en gelden de principes achter de hiervoor beschreven energiebalans niet meer. Dit is bijvoorbeeld het geval voor open water waar de zonne-energie meteen tot diepere lagen doordringt en niet direct of maar zeer ten dele leidt tot een corresponderende temperatuurverhoging aan het oppervlak (Jansen en Teuling, 2020). Een ander voorbeeld zijn (kale) bodems waar de verdamping niet áán, maar een eindje ónder het oppervlak plaatsvindt (Ten Berge, 1990).



Figuur 4 Energiebalans van een wateroppervlak. Voor verklaring symbolen: zie de tekst (bron: NHV, 2015).

Potentiële verdamping

De potentiële verdamping (E_p) vanaf een oppervlak kan gedefinieerd worden als “de theoretische verdamping die zou optreden wanneer een oppervlak dat voldoende van water is voorzien, blootgesteld wordt aan de heersende meteorologische omstandigheden die onveranderd blijven door het verdampingsproces zelf” (Moors et al., 2002). Deze theoretische beschrijving van de totale verdamping wordt ook wel eens aangeduid als de “atmosferische vraag” voor een gegeven oppervlak. Dit komt overeen met het idee dat verdamping vooral door meteorologische omstandigheden bepaald wordt. Er bestaat een groot aantal empirische formules om verdamping aan de hand van waargenomen weersomstandigheden te beschrijven (Shuttleworth, 2012). Penman (1948) stelde in 1948 als eerste een meer fysische benadering voor, gebaseerd op een combinatie van de hiervoor beschreven energiebalans en de principes van verticaal turbulent transport in de atmosfeer via de aerodynamische weerstand. Door deze combinatie wist hij te vermijden dat oppervlaktetemperatuur en -vochtigheid expliciet gespecificeerd moesten worden. De methode werd afgeleid voor een oneindig uitgestrekt glad wateroppervlak (ondiep water) waarbij de verdamping de meteorologische omstandigheden niet zou beïnvloeden (openwaterverdamping; Moors et al., 2002). De “Penman formule” die hij afleidde is lang gebruikt in combinatie met zogenoemde gewasfactoren (zie hierna) om ook de verdamping van gewassen te schatten (mits goed van water voorzien).

Referentieverdamping

De referentieverdamping (E_r) is de verdamping van "een uitgebreid uniform, van buiten droog, grasoppervlak met een hoogte van 8-15 cm dat voldoende van water is voorzien" (Moors et al., 2002). Uit de beschrijving blijkt dat het hier in feite om een geïdealiseerde, theoretische transpiratie van een grasland gaat, die geen invloed heeft op de condities in de atmosfeer.

In internationale context volgt men veelal de aanbevelingen van de FAO voor de berekening van deze grootheid (Allen et al., 1998). Hierin worden de micro-meteorologische eigenschappen van het gras gespecificeerd (hoogte = 12 centimeter; albedo of reflectiecoëfficiënt = 0.23; gewasweerstand = 70 seconde per meter) op een manier die toepassing van de zogenoemde Penman-Monteith vergelijking (Monteith, 1965) mogelijk maakt. Deze vergelijking bouwt voort op die van Penman, maar neemt de invloed van gewassen expliciet mee via de gewasweerstand, aannemende dat een gewas beschouwd kan worden als één groot blad met dezelfde ruwheid en reflectiecoëfficiënt (albedo) als het te modelleren gewas ("big-leaf" aanpak). Deze gewasweerstand heeft een grote invloed op de verdeling van de beschikbare energie over de latente- en voelbare warmtestroom. In Nederland wordt de referentieverdamping door het KNMI (2020) berekend met behulp van de zogenoemde gemodificeerde Makkink vergelijking volgens De Bruin en Lablans (1998). Zij laten zien dat de dagelijkse verdamping van een goed van water voorzien grasland evenredig is met binnenkomende zonnestraling, met een kleine invloed van temperatuur. De Makkink vergelijking vergt minder informatie dan de Penman-Monteith vergelijking en levert betere resultaten voor gevallen waar de meteorologische waarnemingen niet representatief (kunnen) zijn voor het verdampende oppervlak, met name bij geïrrigeerde vegetatie in overwegend droge gebieden. Een ander voordeel is dat zonnestraling gemakkelijk met behulp van satellieten te meten is. Op die basis kan een goede schatting van de verdamping voor de gedefinieerde graslanden worden verkregen (De Bruin, 2017; De Bruin en Trigo, 2019). De methode gaat uit van een netto bodemwarmtestroom (G) van 0. Dit is een goede benadering op de tijdschaal van een dag of langer. De methode is dan ook in eerste instantie geschikt voor berekening van de dagelijkse verdamping. Droogers (2009) heeft de uitkomsten van E_r volgens Makkink en Penman-Monteith met elkaar vergeleken en komen tot de conclusie dat de Makkink methode naar wat lagere waarden neigt dan Penman-Monteith, met name bij droge condities. Op jaarbasis leidt gebruik van Penman-Monteith tot een gemiddeld 10% hogere referentieverdamping dan de Makkink methode.

Referentieverdamping voor andere gewassen en vegetatie

De referentieverdamping geldt voor gras, maar kan omgerekend worden naar de gewasreferentieverdamping of potentiële verdamping van een gewas (E_g) door de referentieverdamping te vermenigvuldigen met een gewasfactor. Het idee achter deze methode is dat effecten van het weer op de verdamping gescheiden kunnen worden van effecten door de eigenschappen van het gewas en zijn groeistadia. Daarbij worden steeds optimale groeiomstandigheden verondersteld. De gewasfactoren moeten via metingen worden vastgesteld en zijn specifiek voor methodes en regio's. In Nederland worden de gewasfactoren van Feddes (1987) gebruikt (Figuur 5) in combinatie met de verdamping volgens Makkink (De Bruin en Lablans, 1998).

	april			mei			juni			juli			augustus			september		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
gras	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	0.9	0.9
granen	0.7	0.8	0.9	1.0	1.0	1.0	1.2	1.2	1.2	1.0	0.9	0.8	0.6					
mais				0.5	0.7	0.8	0.9	1.0	1.2	1.3	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2
aardappelen					0.7	0.9	1.0	1.2	1.1	1.2	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	0.7		
suikerbieten				0.5	0.5	0.5	0.8	1.0	1.0	1.2	1.1	1.1	1.1	1.2	1.2	1.2	1.1	1.1
peulvruchten		0.5	0.7	0.8	0.9	1.0	1.2	1.2	1.2	1.0	0.8							
plantuien	0.5	0.7	0.7	0.8	0.8	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0					
zaaiui		0.4	0.5	0.5	0.7	0.7	0.8	0.8	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.7		
witlof							0.5	0.5	0.5	0.8	1.0	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1
winterpeen							0.5	0.5	0.5	0.8	1.0	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1
knolselderij						0.5	0.7	0.7	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	
prei					0.5	0.5	0.5	0.5	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	1.0	0.9	0.9	0.9	0.9
bol/knolgewassen					0.5	0.7	0.7	0.9	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2
pit/steenvruchten	1.0	1.0	1.0	1.4	1.4	1.4	1.6	1.6	1.6	1.7	1.7	1.7	1.3	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2

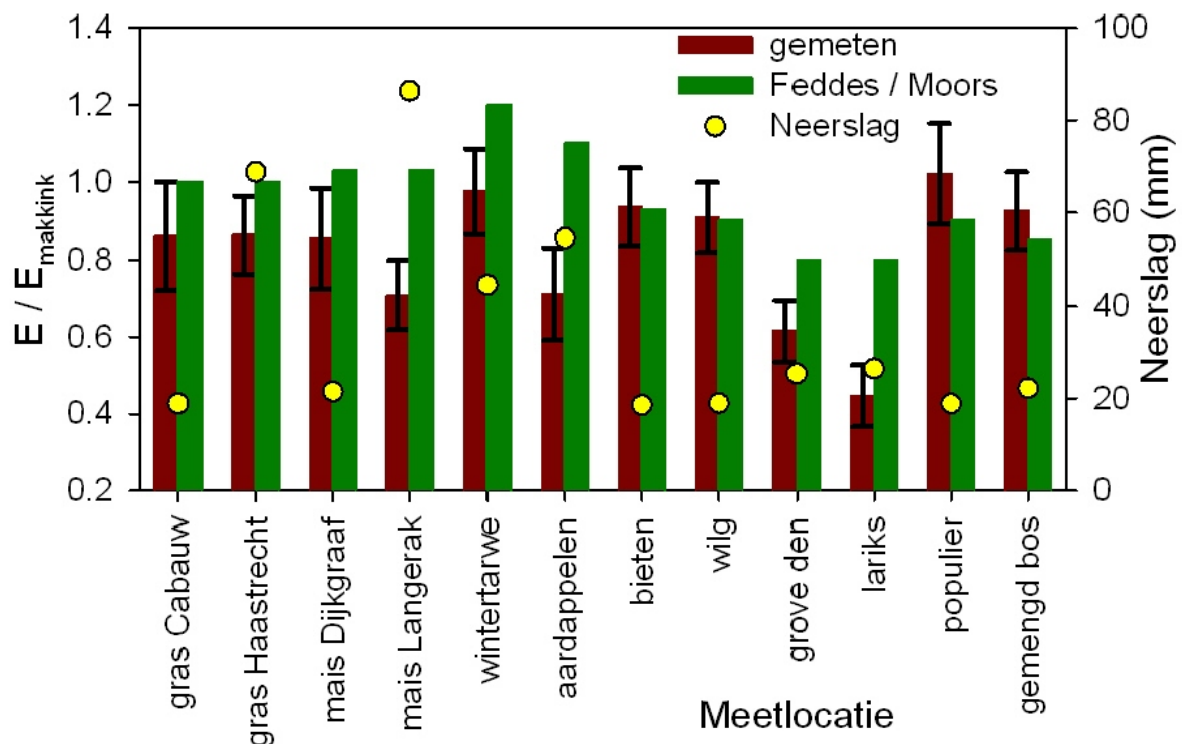
Figuur 5. Gewasfactoren voor gebruik met de referentieverdamping volgens Makkink (Feddes, 1987). De factoren gelden per decade.

Referentieverdamping als maat voor werkelijke verdamping van gewassen

Over het algemeen geeft de referentieverdamping in het Nederlandse klimaat een goede schatting van de werkelijke verdamping wanneer de benodigde metingen plaatsvinden bij een goed onderhouden en goed van water voorzien referentiegewas (De Bruin en Lablans, 1998; De Bruin en Stricker, 2000; De Bruin et al., 2016), zeker gezien het empirische karakter van de methode. Ook bij gebruik voor andere gewassen kan de schatting via de referentieverdamping in Nederland een goede schatting voor de werkelijke verdamping opleveren (bijv. Jacobs en De Bruin, 1998). Onder bepaalde omstandigheden ligt gebruik van de referentieverdamping als maat voor de werkelijke verdamping minder voor de hand.

- Referentieverdamping is grotendeels gebaseerd op atmosferische vraag. Impliciet wordt aangenomen dat het gewas kan "leveren". Maar deze aanname houdt met name geen stand

- o bij uitdroging van de bodem, vooral wanneer het bodemvochtgehalte in de wortelzone van de planten het zogenoemde verwelkingspunt nadert. Directe metingen aan verdamping op verschillende locaties in Nederland laten zien dat de actuele verdamping op jaarbasis kan dalen tot 70% of minder van de referentieverdamping volgens Makkink, waarschijnlijk omdat de verdamping in grote delen van de zomerperiode toch vaak vochtgelimiteerd is en in sommige maanden daalt de verhouding nog verder (Elbers et al., 2009; zie Figuur 6). Wanneer dit gebeurt hangt af van het weer, de bodemeigenschappen en eigenschappen van de vegetatie. Een matige tot geringe uitdroging van de bodem heeft vaak nauwelijks of weinig effect op de transpiratie (Verhoef en Egea, 2014). Bomen houden tijdens hitte en droogte de transpiratie aantoonbaar langer in stand dan gras (Teuling et al., 2010).



Figuur 6. Verhouding tussen werkelijke verdamping uit metingen en de referentieverdamping volgens Makkink, in de maand juni van het meetjaar. Per locatie kan het meetjaar verschillen. De groene balken geven de gewasfactor volgens Feddes (1987) voor landbouwgewassen en Moors et al. (1996) voor bossen. De gele punten laten de maandsom van de neerslag zien. Zie bton (Elbers et al., 2009) voor meer details.

- o onder warme, droge atmosferische omstandigheden waarbij planten de huidmondjes sluiten om waterverlies door transpiratie tegen te gaan. Terwijl de atmosferische vraag en dus de referentieverdamping toenemen neemt de levering door de planten als gevolg van fysiologische reacties en daarmee de werkelijke verdamping juist af. Dit effect kan nog versterkt worden door

interacties met de atmosfeer (Jacobs en de Bruin, 1997). In tegenstelling tot de Makkink vergelijking kan de Penman-Monteith vergelijking in principe gebruikt worden om zulke effecten in rekening te brengen, via de gewasweerstand, maar dit vergt veel extra informatie over het huidmondjesgedrag en de fysische eigenschappen van vegetatie (Jacobs, 1994).

- Onder invloed van extra CO₂ in de atmosfeer zullen huidmondjes verder sluiten. Aan de andere kant kan ook de bladgroei toenemen. Dit betekent dat voor toekomstige berekeningen factoren zoals de gewasweerstand voor gras en de gewasfactoren mogelijk herijkt moeten worden (Kruijt et al., 2008).
- De aanname dat verdamping geen invloed heeft op de atmosfeer is onjuist. Zolang E_r voor diagnostische doeleinden wordt gebruikt is dat geen probleem, maar bij “voorspellingen” van verdamping op de schaal van regio’s vanaf ~10 km kunnen flinke afwijkingen gaan optreden (De Bruin, 1983, McNaughton en Spriggs, 1986; Jacobs en De Bruin, 1992; van Heerwaarden et al., 2009). Denk daarbij bijvoorbeeld aan berekening van effecten van grootschalige irrigatie (Blyth en Jacobs, 2011) of landgebruiksverandering (Jacobs en de Bruin, 1992).
- In het geval van niet-gesloten gewassen moet rekening gehouden worden met een sterke bijdrage van de bodemverdamping (zie bijvoorbeeld Kroes et al., 2008). Ook voor andere suboptimale condities, zoals hoge saliniteit, lage bodemvruchtbaarheid, aanwezigheid van ondoorlatende bodemlagen, moet in principe gecorrigeerd worden (Allen et al., 1998).
- De referentieverdamping houdt geen rekening met interceptieverdamping. Dit blijkt met name bij bossen een afwijking in de schattingen op te leveren (Shuttleworth en Calder, 1979), maar ook bij steden kan de bijdrage van interceptieverdamping tot afwijkingen leiden (Jacobs et al., 2015; zie ook hierna).

Verdamping van stedelijk gebied

Over verdamping in stedelijk gebied in Nederland is relatief weinig bekend. Duidelijk is dat de verdamping van stedelijk gebied sterk gereduceerd is ten opzichte van die in natuurlijke- en agro-ecosystemen. Dit komt doordat natuurlijke oppervlakken zoals vegetatie en open water zijn vervangen door ondoordringbare oppervlakken, waar het regenwater doorgaans snel wordt afgevoerd en niet meer beschikbaar is voor verdamping (Swart et al., 2012). Directe metingen laten zien dat de

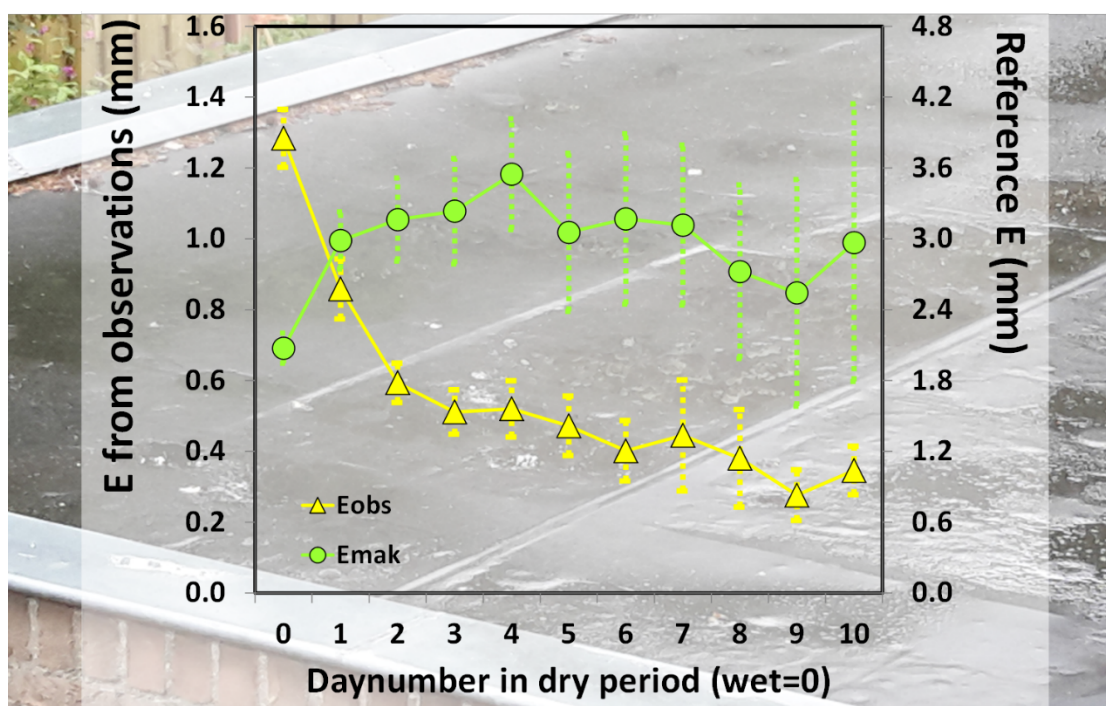
verdamping van het centrumgebied in Arnhem minder dan de helft van een net ten noorden van Arnhem gelegen naaldbos bedraagt (Jacobs et al., 2015) en ongeveer de helft van de Makkink referentieverdamping. De verminderde verdamping in gebouwd gebied is een van de oorzaken van het feit dat stedelijk gebied gemiddeld warmer blijft (Oke et al., 2017; zie ook Deltafact "Hitte en droogte in de stad"). Ondanks de verminderde verdamping schatten de Graaf et al. (2013) de bijdrage van stedelijke verdamping aan de totale stedelijke watervraag in Nederland op ongeveer de helft (46%), met de nodige onzekerheid. De onzekerheid over stedelijke verdamping vertaalt zich ook in onzekerheden in de regionale waterbalans (Witte et al., 2019).

De kleinschalige heterogeniteit van stedelijk gebied maakt zowel het meten als het modelleren van verdamping lastig. Illustratief voor de moeite die modellen hebben om stedelijke verdamping te berekenen zijn de uitkomsten van de studie van Grimmond et al. (2010). In deze studie werd stedelijke verdamping berekend door 33 verschillende modellen, voor dezelfde meteorologische situatie en dezelfde stad. De modellen verschilden sterk van elkaar qua methodiek en complexiteit van de modellering van de verschillende soorten verdampend oppervlak het stedelijk gebied. Omgerekend naar dagelijkse verdamping varieerde de standaardfout van de modeluitkomsten tussen 0.6 en 1.1 mm per dag, met een gemiddelde van ongeveer 0.8 mm per dag. Het gemiddelde is ongeveer evenveel als de gemeten gemiddelde dagelijkse verdamping in het centrum van Arnhem in het jaar 2012-2013, of in Rotterdam in 2012 (Jacobs et al., 2015).

De kleinschalige heterogeniteit heeft ook gevolgen voor metingen. Puntmetingen zoals met lysimeters zullen zelden representatief zijn voor het hele stedelijke gebied (Nouri et al., 2012). Metingen op een wat grotere schaal zijn mogelijk, maar moeten aan kwaliteitscriteria voldoen die in stedelijk gebied soms lastig haalbaar zijn (Feigenwinter et al., 2012; Nouri et al., 2012). Remote sensing technieken zijn zeer indirect en de resolutie van de beelden is vaak nog laag in vergelijking met de heterogeniteit in stedelijk gebied (Nouri et al., 2012).

Over het algemeen neemt verdamping van stedelijk gebied toe met de vegetatiefractie (Oké et al., 2017). Omgekeerd lijkt de verdamping op jaarbasis bij benadering lineair af te nemen met een toenemende fractie ondoordringbaar oppervlak, waarbij de helling van het lineaire verband met name gevoelig is voor de waarde die men aanneemt voor de verdamping vanaf zulke harde oppervlakken (De Graaf et al., 2013).

Verdamping van gebouwd gebied met relatief weinig vegetatie gedraagt zich niet volgens de fysische principes en aannames achter de referentieverdamping (Jacobs et al., 2015; Oke et al., 2017). Oorzaken zijn de soms grote bijdrage van interceptieverdamping van daken, wegen en andere infrastructuur, en bijdragen aan de energiebalans die specifiek zijn voor stedelijk gebied (bijvoorbeeld verwarming van huizen en warmte-uitstoot door verkeer). In het centrum van Arnhem leidt dit tot een hogere verdamping in de winter en op regendagen, ondanks de lagere stralingsintensiteit (Jacobs et al., 2015; zie ook Figuur 7).



Figuur 7. Gemeten dagelijkse verdamping van het centrum van Arnhem (driehoeken, linkeras) en berekende referentieverdamping (cirkels, rechteras) in millimeter per dag, voor verschillende dagen in een droge periode volgend op een dag met neerslag. Dag 0 is een dag met neerslag, dag 1 is de daarop volgende eerste droge dag, dag 2 de tweede droge dag etc.. De gemeten verdamping op natte dagen is duidelijk hoger dan op de daarop volgende droge dagen. De verdamping wordt minder naarmate de droge periode langer duurt. De referentieverdamping is juist kleiner op de natte dagen en blijft ongeveer gelijk in de daarop volgende droge periode. Let op het schaalverschil tussen de linker- en de rechteras: de referentieverdamping is op droge dagen 2 à 3 maal zo groot als de actuele verdamping. De figuur is gebaseerd op metingen in de periode 1 juli 2012 – 31 december 2015. Zie Jacobs et al. (2015) voor een beschrijving van de metingen.

Schattingen van de actuele verdamping op grond van de referentie in combinatie met een “stadsfactor” (Nouri et al., 2013) bieden in zulke gevallen dan ook geen soelaas. De verdamping van relatief groene steden komt mogelijk beter overeen met het gedrag van E_r (Nouri et al., 2016; Sumner en Jacobs, 2016). Ook schatting van de verdamping van specifieke groene plekken in stedelijk gebied, bijvoorbeeld om de waterbehoefte van stedelijk groen te bepalen, kan mogelijk wel gebaseerd worden op referentieverdamping (Jacobs et al., 2015; Nouri et al., 2016; DiGiovanni-White et al., 2018).

Open water

Ook de energiebalans van dieper water komt niet overeen met de veronderstellingen die ten grondslag liggen aan de energiebalans van met vegetatie begroeide oppervlakken. Met name zichtbaar licht dringt diep door in het water en heeft zo een effect op de oppervlaktetemperatuur dat vooral op de korte tijdschalen ontkoppeld is van de energiebalans van het verdampend oppervlak. In combinatie met de grotere warmtecapaciteit kan er meer warmte opgeslagen worden in het waterlichaam, wat zorgt voor een vertraging van de verdamping ten opzichte van de binnenkomende zonnestraling. Dit leidt tot een duidelijk ander gedrag van de verdamping dan op het land, vooral op de wat kortere tijdschaal (Jansen en Teuling, 2020). Verder kan bij grotere en wat diepere waterlichamen zoals de Noordzee en het IJsselmeer golfvorming de verdamping beïnvloeden (zie DeCosmo et al. (1996) en Oost et al., (2000) voor resultaten van verdampingsmetingen op de Noordzee). Omdat de karakteristieken van het golfveld enigszins gecorreleerd zijn met windsnelheid, die tevens een sterke invloed heeft op turbulentie, worden verdampingschattingen van open water tegenwoordig vaak gebaseerd op windsnelheid en het verschil in waterdampconcentratie (zie Jansen en Teuling, 2020, voor een overzicht van dergelijke methodes).

Effect van klimaatverandering op verdamping

Verdamping is een cruciaal onderdeel van het klimaatstelsel. Het vormt de verbinding tussen de energie- en watercyclus en om deze reden wordt veel aandacht besteed aan de modellering van verdamping in weer- en klimaatmodellen (Fisher et al., 2017) en ook in hydrologische modellen (Harding et al., 2011).

Resultaten van klimaatmodellen geven aan dat de verhoogde concentratie broeikasgassen via opwarming zal leiden tot een intensivering van de energie- en water cyclus. Dit is consistent met het gegeven dat de referentieverdamping in

Nederland in een warmer wordend klimaat zal toenemen (Droogers, 2009; KNMI, 2014). Omdat verdamping maar ten dele van temperatuur afhangt leidt opwarming van het klimaat niet overal automatisch tot een toename van de actuele verdamping. De aanname dat klimaatverandering extra verdamping tot gevolg heeft is waarschijnlijk alleen op voorhand een redelijke voor natte gebieden (oceanen, goed van water voorziene graslanden). Trends in temperatuur, neerslag, bodemvocht, inkomende straling en windsnelheid verschillen per regio en afhankelijk van de invloed van deze variabelen op de verdamping zal de trend van verdamping wereldwijd ook per regio verschillen (van Heerwaarden *et al.*, 2010). Zo is er in Midden-Europa een sterke correlatie van verdamping met straling waargenomen (Teuling *et al.*, 2009). De toename in straling sinds 1980 heeft ervoor gezorgd dat de verdamping in vrijwel heel Europa is toegenomen (Teuling *et al.*, 2019). Er zijn ook studies die juist argumenteren dat de inkomende straling zal afnemen als gevolg van een toename in de aërosolconcentratie en bewolking (Roderick and Farquhar, 2002), wat zou betekenen dat de werkelijke verdamping in Europa zal afnemen. Daarnaast zullen ook waterbeschikbaarheid in de bodem en andere, plantenfysiologische factoren veranderen. Meer droogte en een verminderde waterbeschikbaarheid in de bodem zullen bodemverdamping en transpiratie doen afnemen. Daarbij komt het effect dat de hogere CO₂ concentratie zeer waarschijnlijk een hogere gewasweerstand tot gevolg heeft (Kruijt *et al.*, 2008; Droogers, 2009; Harding *et al.*, 2011). Mogelijk worden ook optimumtemperaturen voor fotosynthese vaker overschreden, met als gevolg sluiting van de huidmondjes en een verminderde transpiratie. Dit effect kan versterkt worden door interacties tussen vegetatie en de atmosfeer, via de invloed van te droge lucht op de huidmondjes (Jacobs en de Bruin, 1997).

Bronnen:

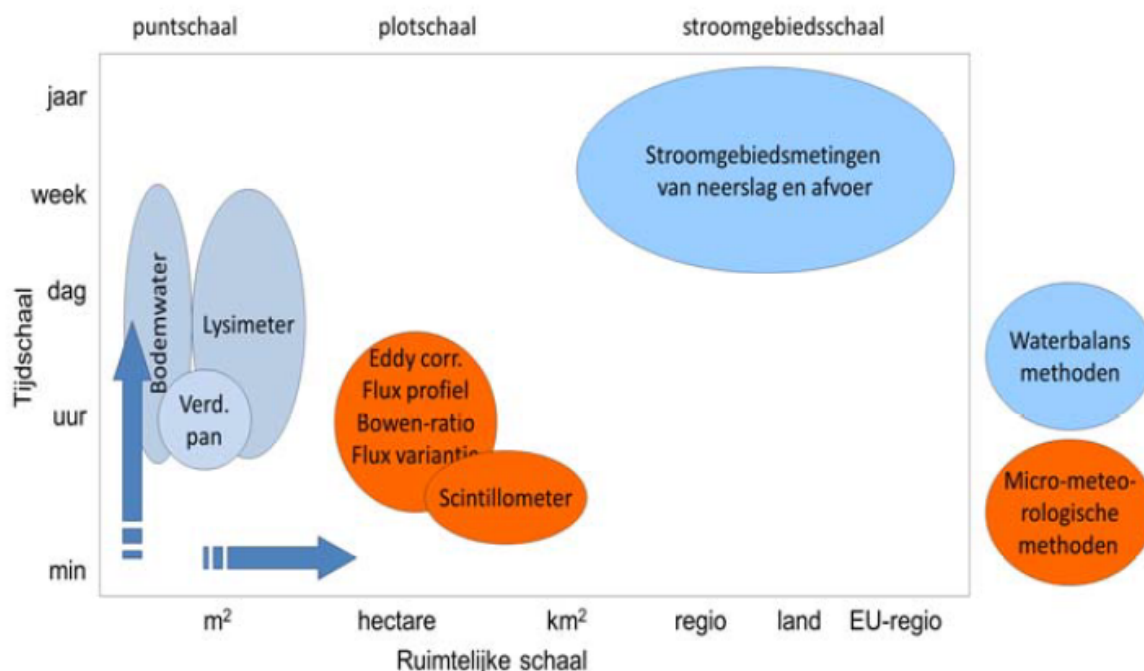
De theoretische delen in deze paragraaf zijn, voor zover niet specifiek genoemd, gebaseerd op leerboeken en andere naslagwerken:

*KNMI (2020b);
Moene en van Dam (2014);
Monteith and Unsworth (2013);
Shuttleworth (2012)
Vila-Guerau *et al.* (2015)*

3. Meten en satellietgebruik

In-situ meettechnieken

Voor het meten van de werkelijke verdamping zijn verschillende meettechnieken beschikbaar. Figuur 8 laat een schematisch overzicht zien van alle beschikbare meettechnieken in relatie tot de tijdschaal waarop gemeten wordt en de ruimtelijke schaal (NHV-Werkgroep Verdamping, 2015).



Figuur 8. Schematisch overzicht van relatie tussen ruimtelijke en temporele resolutie (d.w.z. de oppervlakte en de tijdsperiode die nodig zijn om zinnige metingen te verkrijgen) van de verschillende technieken die gebruikt kunnen worden voor het bepalen van de verdamping. Hierbij zijn de methoden in twee groepen verdeeld: methoden die gebruik maken van de waterbalans en methoden die gebaseerd zijn op micro-meteorologische technieken (bron: NHV-Werkgroep Verdamping, 2015).

Tabel 1 toont de nauwkeurigheid van enkele werkelijke verdampingschattingmethoden. Bij deze meettechnieken wordt onderscheid gemaakt tussen 1) waterbalansmethoden en 2) micro-meteorologische methoden, welke we hier kort zullen behandelen.

Tabel 1: Vergelijking van de nauwkeurigheid van enkele werkelijke verdampingsschattingmethoden (Allen et al., 2011; NHV, 2015).

Methode	Typische fout (%)	Vlak- of puntmeting
Afvoermetingen	Nauwkeurigheid afhankelijk van onzekerheid in gebiedsneerslag	Puntmeting
Lysimeter	5-15	Puntmeting

Bodemwaterverandering	10-30	Puntmeting
Bowen ratio	10-20	Puntmeting
Eddy covariantie*	15-30	Vlakmeting
Remote sensing energie balans	10-20	Punt/Vlakmeting
Remote sensing met vegetatie indices	15-40	Vlakmeting
Sap flow	15-50	Puntmeting
Scintillometer**	10-35	Vlakmeting

**: De meting geldt voor een footprint van omstreeks 250x250m, afhankelijk van de hoogte, wind et cetera. De typische fout is sterk afhankelijk van het middelingsinterval; voor een jaarsom kan de fout gereduceerd worden tot 10% of minder.*

*** : Niet de latent heat flux (de energie equivalent van de werkelijke verdamping), maar de sensible heat flux wordt gemeten met een "klassieke" scintillometer (Large Aperture Scintillometers). Daaruit wordt de verdamping afgeleid, via de energiebalans. De fout hangt dus mede af van de fout in de bepaling van de energiebalans. Tegenwoordig zijn scintillometers op de markt die wel de verdamping meten (Optical Microwave Scintillometers).*

Waterbalansmethoden

De waterbalansmethoden maken gebruik van de aanname dat het mogelijk is om een sluitende waterbalans op te stellen voor een goed afgegrensd gebied. De verdamping is hierbij de restterm die geschat kan worden door de neerslag (P), de horizontale en/of verticale afvoer (Q) en de verandering in de waterberging (ΔS) van elkaar af te trekken:

$$E = P - Q - \Delta S \quad (2)$$

Bij alle methoden gebaseerd op de waterbalans heeft de nauwkeurigheid waarmee drie genoemde parameters gemeten kunnen worden een grote invloed op de nauwkeurigheid waarmee de verdamping kan worden geschat. Dit is afhankelijk van het type meetinstrument, de plaatsing van het instrument in het te bestuderen gebied en hoe representatief de gekozen locatie is voor de rest van het gebied, de tijdsresolutie waarop gemeten wordt, en het beheer en onderhoud van de meetlocaties. Tabel 2 bevat een overzicht van de waterbalansmethoden met een beknopte beschrijving van de meetopstelling, de minimale tijdschaal, de ruimtelijke schaal, en de voor- en nadelen.

*Tabel 2: Overzicht van de waterbalansmethoden om de werkelijke verdamping te bepalen
(bronnen: Allen et al., 2011; NHV-Werkgroep Verdamping, 2015)*

Methode	Meetopstelling	Minimale tijdschaal	Ruimtelijke schaal	Voordelen (+)/Nadelen (-)
Verdamping op basis van afvoermetingen	Afvoer/debietmetingen d.m.v. stuw, meetgoot, ADCP, ADM, gemaal De verandering in afvoer tussen twee tijdstappen bepaald de verdamping tussen deze twee tijdstappen.	1 dag	1000-10 ⁹ m	+ Groot gebied waarin alle ruimtelijke elementen integraal worden meegenomen - Afvoer lastig te schatten indien een stroomgebied niet als "volledig gesloten" verondersteld kan worden, waardoor lekverliezen kunnen optreden
Verdamping op basis van bodemwaterverandering	Bodemvochtsensoren	1 dag	0.1-0.5 m	+ Geschikt voor tijdstapgrootte > 1 dag + Mogelijkheid om bodemvocht te meten met satellietbeelden - Ongeschikt voor tijdstapgrootte < dag
Lysimeters (Allen et al., 2011; NHV-Werkgroep Verdamping, 2015)	Ingegraven kolom met weegapparatuur. Het meten van gewichtsveranderingen van een geïsoleerde en vaak geëxtraheerde, ongestoorde grondkolom, gecorrigeerd voor	1 dag	0.1-10 m	+ Kalibratie kan mechanisch gevalideerd worden + Het gebied wat de meting (positief/negatief) kan beïnvloeden is kleiner dan bij micro-meteorologische meetmethoden, omdat het instrument op of onder het

	neerslag, irrigatiegift en drainage.			maaiveld geïnstalleerd is. + lysimeters kunnen volledig geautomatiseerd worden + het systeem is bijna volledig zichtbaar voor inspecties - Erg gevoelig voor omgevingsfactoren - Lastig te onderhouden of het originele bodemprofiel te herstellen - Lastig om de randeffecten in vegetatie tot een minimum te beperken - Lastig om te meten voor percelen met grote bomen en planten waar de bodemverdamping niet representatief is voor de werkelijke verdamping - Lastig om de wortelkarakteristieken van het omliggende veld te reproduceren in de lysimeter - Lastig om de aanwezigheid van
--	---	--	--	--

				beperkte water stress waar te nemen als gevolg van subtiele zichtbare effecten - Verschillen in ontwikkeling vegetatie in de lysimeter en de omgeving. Dit kan leiden tot een onderschatting van de verdamping.
Verdampingspan	Een ronde bak met een diameter van 1.20 m, 25 cm diep meestal gemaakt van gegalvaniseerd ijzer en gevuld met water. Iedere dag wordt de waterdiepte gemeten in de vroege ochtend.	1 dag	1.20 m	+ Duidelijke fysieke afbakening van meetvolume - Niet representatief, waardoor grote onzekerheid in benodigde correctiefactoren om actuele en potentiële gewasverdamping te bepalen

Micro-meteorologische methoden

Het verschil met de waterbalansmethoden is dat de micro-meteorologische methoden gebaseerd zijn op atmosferische metingen. Het verschilt per methode of er op een directe manier verdamping wordt bepaald (bijv. bij de lysimeter en de Eddy Covariantie techniek) of een meer indirecte benadering door middel van empirie of tussenkomst van een andere meetbare variabele. Hierbij wordt op verschillende wijzen de verdamping in de atmosferische oppervlaktelaag (de luchtlaag die direct in contact staat met het aardoppervlak) bepaald waarmee vervolgens een inschatting van de verdamping gemaakt kan worden. Tabel 2 toont een overzicht van de meest gebruikte methoden.

Tabel 3: Overzicht van de micro-meteorologische methoden om de werkelijke verdamping te bepalen (bronnen: NHV-Werkgroep Verdamping, 2015)

Methode	Meetopstelling	Minimale tijdschaal	Ruimtelijke schaal	Voordelen (+)/Nadelen (-)
Eddy-covariantie methode	Uit de covariantie van fluctuaties van de verticale windsnelheid en vochtgehalte van de atmosfeer kan de verticale waterdampflux worden bepaald van een stroomopwaarts gelegen terrein. Hiervoor wordt op enige hoogte boven het oppervlak een sonische anemometer geplaatst voor meting van verticale windsnelheidsfluctuaties, samen met een snelle vochtsensor voor meting van de fluctuaties van vochtgehalte.	30 min	100-1000 m	+ Directe integrale meting van de verdamping van een oppervlak + Quasi-continu + Opschaalbaar in de tijd (tot aan jaren) + Geschikt voor processtudies + Niet-destructief + Toepasbaar op meerdere platforms - Complexe methodiek vergt gedegen kennis meetteam - enigszins gevoelig voor neerslag
Bowen-verhouding-energiebalans methode	Op basis van de verdeling tussen de beschikbare energie over de voelbare- en latente warmteflux wordt de verdamping bepaald. Nodig zijn 4 stralingssensoren, bodemwarmtestroomplaatjes, een psychrometer (droge- en nattebol temperatuur), homogeen landschap.	30 min	100-1000 m	+ Niet-destructief + Relatief goedkoop - Indirect - Aanvullende meting van bodemwarmtestroom en netto straling nodig. - Vocht gradiënt meting is moeilijk meetbaar. - Vergt veel onderhoud
Fluxprofielmethode	De verdampingsflux wordt bepaald op basis van het verticale vochtverschil, verticale temperatuurverschil	30 min	100-1000 m	+ Niet-destructief + Relatief goedkoop - Berust op aannames gedrag atmosferisch transport

	en verticale windsnelheidsverschil.			Vochtgradiënt is moeilijk meetbaar - Gevoelig voor terrein overgangen - Vergt veel onderhoud
Fluxvariantiemethode	Verdampingsflux volgt uit de restterm van de energiebalans waarbij de voelbare warmteflux op een onafhankelijke wijze is bepaald op basis van de temperatuur variantie via de Monin-Obukhov similariteitstheorie. Een andere methode is door de fluctuatie in de specifieke luchtvochtigheid rechtstreeks te bepalen als maat voor de latente warmteflux. Dit is echter wel ingewikkelder dan de voelbare warmteflux bepalen o.b.v. temperatuur fluctuaties.	30 min	100-1000 m	+ Niet-destructief + Relatief goedkoop -Indirect, berust op theorie atmosferisch gedrag en turbulentie - Stralingsbalans nodig (d.w.z. goede metingen van de bodemwarmtestroom en de netto straling) - Additionele meting nodig om richting voelbare warmteflux te bepalen
Scintillometer	Via een horizontale lichtbundel (met een zender en ontvangen die tot enkele kilometers uit elkaar kunnen staan) kunnen afhankelijk van de golflengte waarop gemeten wordt temperatuurvariaties en waterdampfluctuaties gemeten worden. Bij gebruik van alleen een optische scintillometer kan de voelbare warmtestroom worden bepaald. Om de	10 min	100-4000 m	+ Integreert voelbare warmte of een grote afstand + Is relatief eenvoudig in het onderhoud -Instrument voor meting waterdampfluctuaties is duur - Niet direct, berust o.a. op theorie turbulentie - Meestal stralingsbalans nodig (d.w.z. goede metingen van de

	verdampingsflux te schatten zijn dan additioneel metingen van netto straling en bodemwarmtestroom nodig. Wanneer de optische scintillometer wordt gecombineerd met een microgolf scintillometer kan hieruit op een meer directe wijze de latente warmtestroom worden gededuceerd.			bodemwarmtestroom en de netto straling) - Additionele meting nodig om richting voelbare warmteflux te bepalen
DTS – toepassing glasvezeltechniek	DTS (Distributed Temperature Sensing) is een techniek waarbij glasvezelkabels worden ingezet voor het meten van temperatuur, waarbij een laser pulse door de kabel wordt heen gestuurd. Het terugkomende signaal is een indicatie van de temperatuurfluctuaties langs de kabel. Om vervolgens hieruit de verdampingsflux te bepalen wordt de Bowen-verhouding-energiebalans methode ingezet. (https://miriamcoenders.nl/evaporation/dts/)	1-30 seconden	Afhankelijk van de lengte van de kabels en plaatsing. Temperatuur wordt lokaal rondom de kabel gemeten.	+ meet temperatuur langs de hele kabel in de hoogte. Hiermee is het accurater dan Bowen-verhouding-energiebalans methode, omdat er i.p.v. op 2 vastgestelde hoogtes gemeten wordt langs de hele vertikaal. + de sensoren (kabels) zijn relatief goedkoop + over lange horizontale en verticale transecten te installeren - Arbeidsintensief om op te zetten en te onderhouden - Aanvullende meting van bodemwarmtestroom en netto straling nodig. - Gevoelig voor zonnestraling

Satellietgebruik

Naast in-situ te meten kan ook gebruik gemaakt worden van satellietwaarnemingen. Beide methoden kunnen goed naast elkaar en gelijktijdig worden toegepast. Zeker voor het verkrijgen van inzicht in de ruimtelijke variabiliteit van de verdampingsflux kan de inzet van satellietwaarnemingen zeer nuttig zijn. De combinatie van beide technieken zorgt over het algemeen ook voor een hogere nauwkeurigheid van de interpretatie en schatting van de verdampingsflux (NHV-Werkgroep Verdamping, 2015).

Een voorbeeld van een project waarbinnen in-situ- en satellietwaarnemingen worden gecombineerd is het SAT-WATER project "SATDATA-3.0" (gestart eind 2019, een vervolg op SAT Data 2.0 dat gestart is in 2011). VanderSat heeft in nauwe samenwerking met Universiteit Gent een betrouwbare operationele methode ontwikkeld voor het verkrijgen van landsdekkende verdamping en bodemvocht beelden op dagbasis. Hierbij wordt gebruik gemaakt van microgolf-satellietbeelden, die niet gevoelig zijn voor bewolking en dagelijks beschikbaar komen. Via een schalingstechniek worden de satellietbeelden neergeschaald naar een hoge resolutie beeld (100 m x 100 m) voor heel Nederland. Niet alleen verdamping en bodemvocht worden bepaald middels deze methode maar ook andere componenten van de hydrologische cyclus worden in beschouwing genomen, zoals vegetatiestress en neerslaginterceptie. Aan de hand van verschillende in-situ metingen beschikbaar over meerdere jaren zijn de resultaten gevalideerd. Dit is gepubliceerd in het vaktijdschrift "Remote Sensing" (Martens, et al., 2018). Meer informatie over SATDATA-3.0 is te vinden op [deze webpagina](#) en de resultaten van SAT Data 2.0 via de [meteobase](#).

. Deze dataset bevat 2 jaar aan verdampingsdata (1 januari 2016 t/m 31 december 2017) en is ontwikkeld door eLEAF. Hierbij is gebruik gemaakt van het ETLook model dat de bodemverdamping en transpiratie modelleert (Viergever *et al.*, 2017). Dit product is geschikt voor toepassing binnen het Nederlandse waterbeheer en omvat de verdamping van landbouwgewassen, bossen, open water (waaronder het IJsselmeer) en stedelijke gebieden. Een bredere vergelijking met metingen en schattingen zal in de loop van dit jaar worden uitgevoerd (Het Waterschapshuis, 2020; Caljé et al., 2014).

Voor andere verdampingsdatasets op basis van satellietgegevens zie hoofdstuk 5 "Beschikbare datasets".

4. Beschikbare datasets

In de afgelopen jaren zijn steeds meer datasets beschikbaar gekomen met gegevens over verdamping op basis van meting, modellering of hybride. Een uitputtend overzicht van zulke datasets is in de context van deze Deltafact niet haalbaar. Daarom zetten we hier alleen een aantal belangrijke en veelgebruikte datasets op een rijtje, met een korte omschrijving van hun karakteristieken. Dit overzicht is verre van compleet, maar is bedoeld als een begin en kan aangevuld worden.

Eddy-covariantie metingen: Nederland

In Nederland zijn in het verleden (en worden nog steeds) veel eddy-covariantiemetingen van totale verdamping uitgevoerd in een veelheid van natuurlijke – en agro-ecosystemen. Daarbij zijn soms lange reeksen van metingen aan werkelijke verdamping opgebouwd met ondersteunende metingen aan het weer, bijvoorbeeld bij Cabauw (KNMI), in Wageningen (WU) en in het Loobos (WENR/WU). Een aantal jaren geleden is ook een start gemaakt met eddy-covariantiemetingen aan verdamping in stedelijk gebied (Jacobs et al., 2015, climateXchange.nl/sites/Arnhem; AMS instituut, ams-institute.org). Momenteel wordt onder ander ook openwaterverdamping bemeten op basis van eddy-covariantie, in het SWM-EVAP project (zie 7). De meeste van zulke data zijn –soms op termijn- vrij toegankelijk of toegankelijk op basis van fair-use-policy via nationale en internationale netwerken zoals FLUXNET (fluxnet.fluxdata.org) en Urban Flux Network (<https://ibis.geog.ubc.ca/urbanflux/>) via sites van de databeheerders, of op aanvraag. Soms hebben deze data nog een nabewerking nodig voor gebruik. Als een soort benchmark hebben Elbers et al (2009) de verdamping van 12 sites in Nederland voor een aantal jaren toegankelijk gemaakt en beschikbaar gesteld via [deze website](#). In de bijbehorende rapportage wordt de gemeten actuele verdamping voor deze sites vergeleken met de referentieverdamping volgens Makkink, zoals bepaald uit metingen aan het weer ter plaatse.

Eddy-covariantie metingen: internationaal

Voor enkele honderden locaties (waaronder Nederlandse) zijn verdampingsgegevens beschikbaar via FLUXNET (fluxnet.fluxdata.org). Soms betreft het reeksen van vele jaren. De metingen zijn uitgevoerd in het kader van uiteenlopende internationale projecten. Net als de Nederlandse eddy-covariantiedata is ook bij deze data een

veelheid aan ondersteunende data beschikbaar. Op basis van combinaties van FLUXNET eddy-covariantiedata, MODIS remote sensing beelden en weergegevens hebben Jung et al. (2019) mondiale databases op een vast rooster gegenereerd, onder andere voor totale verdamping. Het betreft gegevens van 8-daagse verdamping met een horizontale ruimtelijke resolutie van 0.0833° (rond 9km in NL), voor de jaren 2001-2015, of van dagelijkse verdamping met een horizontale ruimtelijke resolutie van 0.5° (in NL rond 55 km) voor de periode 1980 – heden. De data zijn beschikbaar via het [Jena Instituut](#).

Lysimeterdata Castricum

In 1941 zijn bij Castricum verdampingsmetingen gestart in een verlaten duinakker, met behulp van vier lysimeters ($l \times b \times d = 25 \times 25 \times 2.5 \text{ m}^3$) die verschillende systemen representeren (kaal zand, duinzoden, eik met enige “toegift” van Els en Berk, Zwarte Den). Een KNMI hoofdstation werd in de buurt geplaatst. De metingen werden gestopt in 1999. Onlangs zijn veel van de resultaten beschikbaar gesteld via [deze website](#). Daar is ook een aantal bijbehorende rapportages te vinden.

Distributed Temperature Sensing (DTS)

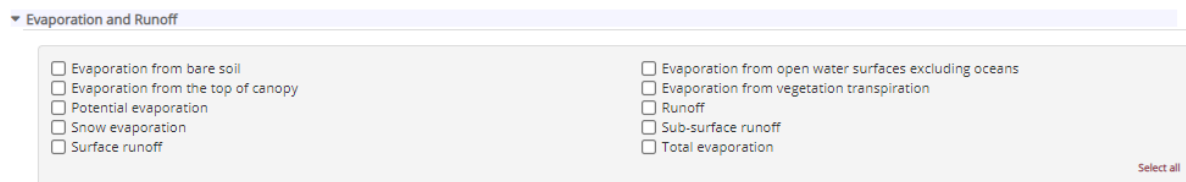
Op verschillende locaties in Nederland wordt onderzoek gedaan naar het gebruik van de Distributed Temperature Sensing (DTS) methode om verdamping te bepalen. Zo hebben Schilperoort *et al.* (2018) in het Speulderbos laten zien dat met gebruik van DTS de Bowen ratio kan worden bepaald, om van daaruit de voelbare- en latente warmtestromen te berekenen. Solcerova *et al.* (2019) hebben laten zien dat het met DTS ook goed mogelijk is om verdamping van water uit een vijver in de stad te bepalen.

Referentieverdamping Nederland

Het KNMI berekent de referentieverdamping volgens Makkink op dagbasis. Voor Deze data zijn toegankelijk via knmi.nl/nederland-nu/klimatologie/daggegevens. Van 13 weerstations worden de gegevens ook gebruikt bij de berekening van het zogenoemde potentiële neerslagtekort (cumulatieve verdamping minus neerslag), dat als maat voor droogte wordt gebruikt. Van deze stations zijn de gegevens beschikbaar over de periode 2001-heden, en soms van daarvoor. Van andere stations zijn data over andere, deels of helemaal overlappende periodes beschikbaar. Vanaf 2001 wordt gemeten inkomende zonnestraling gebruikt in deze berekeningen; daarvóór werd zonneschijnduur gebruikt (KNMI, 2020a).

Verdamping uit weer- en klimaatmodellen: Copernicus Climate Change Service

Veel weerdiensten en klimaatinstituten stellen verdampingsberekeningen uit hun weer- en klimaatmodellen beschikbaar, met resoluties in tijd en ruimte die ook voor toepassingen in Nederland interessant kunnen zijn. Een belangrijk internationaal initiatief is het Europese Copernicus project, dat als doel heeft aardobservatiedata van verschillende aard voor breed gebruik toegankelijk te maken. Via de steeds groter wordende Climate Data Store (cds.climate.copernicus.eu) worden momenteel verdampingsgegevens uit het zogenoemde Reanalysis-Land project van het ECMWF beschikbaar gemaakt, als uurlijkse gegevens of als maandgegevens, over de periode 1981 – heden en met een mondiale dekking. In een reanalysis worden weersverwachtingen als het ware opnieuw doorgerekend op basis van verbeterde modelversies en waarnemingen. Zoals in afbeelding 1 te zien is gaat het niet alleen om totale verdamping, maar ook om de componenten daarvan en uitgesplitst naar type oppervlak. Ook potentiële verdamping wordt gegeven. Daarnaast zijn behalve de relevante weersgegevens ook data van andere gerelateerde grootheden beschikbaar, zoals van bodemvocht en berekende oppervlakkige afstroming. De ruimtelijke resolutie is ongeveer 9 km.



Afbeelding 1 Screenshot van downloadsectie van de Climate Data Store op cds.climate.copernicus.eu

Soortgelijke gegevens zijn beschikbaar uit diverse klimaatmodellen en voor verschillende klimaatscenario's en voor seizoensverwachtingen. De ruimtelijke resolutie is dan vaak wat lager en er zijn minder details over de samenstelling van de verdamping.

GLEAM

Het Global Land Evaporation Amsterdam Model (GLEAM) bestaat uit een set algoritmes dat de verschillende componenten van oppervlakteverdamping bepalen gebruik makend van diverse satellietobservaties. De Priestley-Taylor methode staat in dit model aan de basis van de berekening van potentiële verdamping. Ook hier is de dataset beschikbaar gemaakt op uurlijkse- en op maandelijkse tijdschaal, welke

wordt gegenereerd op een grid van 0.25° x 0.25° ruimtelijke resolutie met mondiale dekking. De dataset is toegankelijk via <https://www.gleam.eu/>.

Verdamping in hydrologische context: Earth2Observe

Earth2Observe "Global Earth Observation for Integrated Water Resource Assessment" is een samenwerkingsproject gefinancierd onder het DG Research FP7 programma. Het project is gestart in januari 2014 en afgerond eind 2017. Het doel van het project was om bij te dragen aan een verbeterd inzicht in waterbronnen wereldwijd door gebruik te maken van nieuwe aardobservatie datasets en technieken. Alle datasets zijn beschikbaar gesteld via een online dataportaal. Verdamping is een van de processen die opgenomen is in dit portaal: 2 sets zijn beschikbaar op dag basis en 7 gebaseerd op maandelijks beschikbaar of maandelijks gegenereerde data. De resolutie is afhankelijk van de onderliggende data. De datasets zijn toegankelijk via <https://wci.earth2observe.eu/portal/>.

5. Toepassing in modellen

Er zijn veel hydrologische computermodellen waarin verdamping wordt meegenomen als onderdeel van de waterbalans. Deze modellen kennen verschillende toepassingen, van het gebruik bij operationeel waterbeheer tot het ontwikkelen van klimaatrobuuste maatregelen.

Alleen al in Nederland wordt gebruik gemaakt van veel verschillende hydrologische modellen, die onder andere variëren in de berekeningswijze van verdamping, welk deel van het watersysteem wordt gesimuleerd (grondwater en/of oppervlaktewater), in de ruimtelijke schaal en de gebruikte resolutie. Over het algemeen wordt actuele verdamping berekend met de gewasfactormethode in eenvoudigere modellen of in modellen waar gewasverdamping minder van belang is, bijvoorbeeld in oppervlaktewatermodellen. In meer gedetailleerde modellen wordt de actuele verdamping vaak berekend met Penman-Monteith. In onderstaande tabel is een overzicht te vinden van de meest gebruikte hydrologische modellen in Nederland.

Tabel 4: Overzicht van de meest gebruikte hydrologische modellen in Nederland. (Bronnen: NHI.nu, NHV-Werkgroep Verdamping, 2015)

Model	Beschrijving + modelcomponenten	Ruimtelijk e schaal + resolutie	Methode verdampings-berekening	Toepassing	Beheerd door
LHM (NHI landelijk)	Het LHM is de landelijke toepassing van de NHI-gereedschapskist.	Nationaal; gemiddeld e resolutie	Tot ten met versie 3.6: Gewasfactorenmethode.	Het LHM wordt onder andere gebruikt binnen het Deltaprogramma Zoetwater (DPZW), om knelpunten in het	Deltares

	Het LHM simuleert zowel grondwater als oppervlaktewater en is vooral gericht op de waterbeweging in gemiddelde en droge omstandigheden. Het model bestaat uit de volgende modelcomponenten: MODFLOW (grondwater), MetaSWAP (onverzadigde zone), WOFOST (gewasgroei), MOZART (regionaal oppervlaktewater) en DM (landelijk oppervlaktewater).	(250x250 m cellen)	Vanaf versie 4.0 wordt gewasverdamping berekend met Penman Monteith. Open waterverdamping wordt nog steeds berekend met de gewasfactorenmethode.	watersysteem en mogelijke maatregelen in 2050 te verkennen. In de landelijke toepassing (RWSos) wordt het model operationeel ingezet. Daarnaast worden modelresultaten gebruikt in waterkwaliteitsberekeningen. Zie ook: www.nhi.nu	
NHI regionaal	Het NHI richt zich ook op regionale toepassingen die zijn gericht op regionale analyse van het grond- en oppervlaktewatersysteem en zijn veelal tot stand gekomen door samenwerking van waterschappen, drinkwaterbedrijven en provincies. Bij een aantal regionale toepassingen, MIPWA, IBRAHYM, MORIA, AMIGO, HYDROMEDAH en AZURE, wordt onder meer gebruik gemaakt van MODFLOW, al dan niet in combinatie met MetaSWAP.	Regionaal; hoge resolutie (25x25 cellen)	Verschildt per regionaal model. Sommige modellen gebruiken de gewasfactorenmethode, sommige modellen gebruiken Penman Monteith.	Zie ook: www.nhi.nu	Verschillen
SWAP	SWAP (Soil-Water-Atmosphere-Plant) simuleert transport van water, opgeloste stoffen en warmte in de onverzadigde zone en het ondiepe grondwater. SWAP kan gekoppeld worden aan het gewasgroeimodel WOFOST.	Veldschaal; puntsimulatie	Keuze: Penman Monteith of gewasfactorenmethode	SWAP wordt gebruikt bij het doorrekenen van scenario's, zowel bij huidig klimaat als in de toekomst. Daarnaast wordt SWAP onder andere gebruikt in de waterwijzer landbouw. Zie ook: https://www.swap.alterra.nl/	WUR
Waterwijzer landbouw	De Waterwijzer Landbouw berekent het effect van	Veldschaal	Penman Monteith	De waterwijzer wordt gebruikt om het effect van veranderend waterbeheer,	WENR

	hydrologische veranderingen op gewasopbrengsten.			herinrichtingsprojecten, (drink)waterwinningen, en klimaatverandering op gewasopbrengsten te berekenen. Zie ook: https://waterwijzerlandbouw.wur.nl/	
--	--	--	--	--	--

6. Praktijkervaring en lopend onderzoek

Al geruime tijd wordt er gemeten aan verdamping, zie ook hoofdstukken 4 en 5.

SWM-EVAP

Binnen het programma Slim Watermanagement is momenteel een onderzoek naar verdamping gaande: SWM-EVAP (Slim WaterManagement-Evaporatie). SWM-EVAP bestudeert de verdamping op zowel open water als landoppervlakken, en richt zich op de ontwikkeling van een verbeterd monitorings- en verwachtingssysteem voor oppervlakteverdamping. Dit heeft als doel om meer inzicht te krijgen in het effect van verdamping op de waterbeschikbaarheid van het IJsselmeergebied, en om de besluitvorming beter te kunnen ondersteunen als het gaat om het peilbeheer van het IJsselmeergebied in bijvoorbeeld situaties van droogte. Binnen het onderzoek wordt de openwaterverdamping op het IJsselmeergebied gemeten met onder andere eddy-covariantiemeetinstrumenten in Stavoren en de Trintelhaven. Met behulp van deze metingen wordt er onderzocht hoe de dynamiek van openwaterverdamping eruit ziet, wat daarin de belangrijke drijvende factoren zijn, en hoe deze verschillen van verdamping boven land (KNMI, 2017).

AAMS

Stadsklimaat en de stedelijke waterbalans krijgen steeds meer aandacht.

Atmosferische metingen in Amsterdam, de Amsterdam Atmospheric Monitoring Supersite (AAMS) meet momenteel onder andere verdamping met behulp van een Scintillometer (AMS, 2016).

Ruisdael Observatorium

Het Ruisdael Observatorium is een programma dat uiteindelijk moet leiden tot betrouwbare, zeer gedetailleerde verwachtingen van het weer en de luchtkwaliteit op lokale schaal. Metingen vervullen hierin een belangrijke rol. In het kader van dit programma worden onder andere eddy-covariantie metingen uitgevoerd aan verdamping, bij Cabauw en in het Loobos. Verder worden zulke metingen uitgevoerd

op een vliegtuigje, met als doel ook ruimtelijke patronen te kunnen bestuderen op basis van eddy-covariantiemetingen (Ruisdael Observatory, 2020).

ICOS

De hiervoor genoemde metingen in het kader van Ruisdael zijn ook gekoppeld aan het internationale ICOS programma (ICOS-NL voor Nederland). Dit programma komt voort uit de vroegere meetnetwerken, zoals opgenomen in FLUXNET, die in eerste instantie veelal gericht waren op het begrijpen van de koolstofbalans.

Metingen aan verdamping zijn daarvoor essentieel. Verdampingsgegevens zijn niet alleen een bijvangst van metingen aan koolstofuitwisseling op basis van eddy-covariantie, maar zijn ook nodig voor de interpretatie van de resultaten via de link tussen verdamping en plantenfysiologische processen (ICOS, 2020).

Metingen Natte Natuur

In het kader van de ontwikkeling van mitigatiestrategieën op basis van het beheer van natte natuur vinden naast waarnemingen aan broeikasgasuitwisseling in zulke gebieden ook eddy-covariantie verdampingsmetingen plaats. Omdat peilbeheer een belangrijke factor is bij het ontwikkelen van de gewenste mitigatiestrategieën is verdamping –naast bijvangst van de metingen aan de broeikasgassen – een belangrijke factor in het geheel (Natuurmonumenten, 2020).

7. Kosten en baten

Methode	Meetopstelling/Benodigdheden	Geschatte kosten	Baten
Verdamping op basis van afvoermetingen	Afvoer/debietmetingen d.m.v. stuw	€25.000- €70.000 (Hartong en Termes, 2009)	
Verdamping op basis van bodemwaterverandering	Bodemvochtsensoren	€200- €2300 (Boerderij, 2019)	
Lysimeters	Ingegraven kolom met weegapparatuur. • Micro-lysimeter	€3.500 (+€1000)	

	• Middelgrote lysimeter • Grote lysimeter	per jaar onderhoud) (Voogt <i>et al.</i> , 2012)	
Verdampingspan	Een ronde bak met een diameter van 1.20 m, 25 cm diep meestal gemaakt van gegalvaniseerd ijzer en gevuld met water.	€1000 (+€1000 per jaar onderhoud)	
Eddy-covariantie methode	• Sonische anemometer • Snelle vochtsensor • Accessoires • Software • Eventueel mast en weerstation	€20.000- €60.000, afhankelijk van setup en extra's	
Bowen-verhouding-energiebalans methode	• 4 Stralingssensoren (voor langgolvlige en kortgolvlige straling in en uit) • Bodemwarmtestroomplaatjes • Psychrometer	€5.000- €10.000	
Fluxprofielmethode	• Psychrometers • Sonische anemometer • Accessoires	€15.000- €30.000	
Fluxvariantiemethode	• 4 Stralingssensoren (voor langgolvlige en kortgolvlige straling in en uit) • Bodemwarmtestroomplaatjes • Sonische anemometer • Thermokoppel	€5.000- €10.000	
Scintillometer	• Scintillometer: ◦ Micro scintillometer ◦ Large aperture scintillometer (LAS) • 4 Stralingssensoren (voor langgolvlige en kortgolvlige straling in en uit) • Bodemwarmtestroomplaatjes	€100.000- 200.000	

DTS – toepassing glasvezeltechniek	• Distributed Temperature Sensing system • Heating device • Wit gecoate 900 µm glasvezelkabel	€50.000- 150.000	
---------------------------------------	---	---------------------	--

8. Governance

Zoals al eerder aangegeven in deze Deltafact is verdamping een van de belangrijkste termen in de waterbalans in het Nederlandse waterbeheer. Voor het bepalen van (werkelijke) verdamping zijn veel verschillende methoden beschikbaar zowel voor het meten als het berekenen van verdamping. Onder andere resolutie, locatie, grootte meet/interessegebied, gekozen meettechniek(en), type model, hebben een grote invloed op de nauwkeurigheid van de uiteindelijke dataset. Als het gaat om in-situ metingen, worden veel meetgegevens verzameld in meetcampagnes als onderdeel van wetenschappelijk onderzoek (bijvoorbeeld een PhD en/of postdoc gefinancierd via NWO) en wordt er voor een vooraf vastgestelde periode betaald voor de gehele meetopstelling, inclusief dataopslag. Na afloop van een dergelijk onderzoek wordt er vaak niet meer verder gemeten. Naast de meetcampagnes wordt er in toenemende mate gebruik gemaakt van satellietgegevens voor het inschatten van de referentie en/of actuele verdamping, waarmee gemiddeld gezien op dagbasis voor een bepaald gebied gegevens binnengehaald kunnen worden. Dergelijke satellietproducten zijn voornamelijk beschikbaar op Europees niveau via bijvoorbeeld EUMETSAT en ESA of voor Nederland via het Waterschapshuis in de vorm van Satdata3.0 (en haar voorlopers, ontwikkeld door o.a. VanderSat). Als laatste zijn er de (hydrologische) modellen waarin vaak verschillende referentie verdamping methoden worden toegepast en die op basis van de modelvergelijken en andere forcering de verdamping schatten. Niet elke methode is geschikt onder alle omstandigheden. Het uitwisselen van ervaring ten aanzien van de toepasbaarheid van een methode voor een specifiek gebied is hierbij zeer belangrijk en samenwerking tussen de meteorologische en hydrologische wereld is onmisbaar.

Voor de waterbeheerder zou de meest ideale situatie zijn dat alle datasets (in-situ, satelliet, modellen) via eenzelfde ingang te benaderen zijn of dat er op een vaste (online) locatie een overzicht wordt bijgehouden van de beschikbare verdampingsproducten. Ruisdael (genoemd eerder in deze Deltafact) zou hier een rol in kunnen spelen. Daarnaast is het van belang dat in projecten, maar ook zeker

op de lange termijn meer wordt samengewerkt tussen waterbeheerders en (hydro)meteorologen om de beschikbare verdampingsgegevens goed op waarde te kunnen schatten en te zorgen voor kennisuitwisseling.

9. Kennisleemtes

Partionering van verdamping

De verdeling van de totale verdamping over de verschillende bronnen (bodemverdamping, interceptieverdamping, open water verdamping en transpiratie) is bijzonder lastig experimenteel te bepalen en te modelleren (Miralles et al., 2016). Kennis over deze verdeling is van belang voor een beter begrip van de rol van verdamping in het klimaatsysteem, en voor sommige – mede op klimaatadaptatie gerichte - toepassingen zoals een beter op gewas afgestemde watergift en grondwaterbeheer in beboste regio's. Vooral ook bij agrarische toepassingen hangt dit ook samen met de vraag hoeveel water planten eigenlijk gebruiken ten opzichte van wat ze werkelijk nodig hebben (Droogers, 2009), bijvoorbeeld om een goede oogst te bereiken en hoe informatie over verdamping het beste ingezet kan worden ter ondersteuning van de praktijk (Fisher et al., 2017).

Verdamping open water

De dynamiek van openwaterverdamping ziet er op de dagelijkse tijdschaal anders uit en wordt gedreven door andere factoren dan verdamping boven land. Dit verschil in dynamiek ontstaat doordat bij water de stralingsbalans aan het wateroppervlak niet behouden blijft, in tegenstelling tot een landoppervlak. In combinatie met de grotere warmtecapaciteit kan er meer warmte opgeslagen worden in het waterlichaam, wat zorgt voor een vertragingseffect. Hierdoor is er geen directe relatie met de globale straling. Het wordt dan ook aanbevolen om dit onderscheid van verdamping boven verschillende oppervlakten op te nemen in de operationele en beleidsmodellen van Rijkswaterstaat (zoals het LHM, NWM, FEWS waterbeheer) en de waterschappen.

Verdamping gebouwd gebied

Door het voorkomen van veel verhard oppervlak (Swart et al., 2012), de grote heterogeniteit van stedelijke elementen (Grimmond et al., 2010; Oke et al., 2017) en door standplaatsfactoren die transpiratie kunnen beperken (Damm et al., 2012), gedraagt verdamping van gebouwd gebied zich vaak anders dan van natuurlijke en

agro-ecosystemen. Toch wordt de verdamping vaak op eenzelfde manier beschreven, bijvoorbeeld in het LHM. Wegens de link met stedelijk waterbeheer - inclusief peilbeheer - en met het oog op te nemen maatregelen tegen hitte die gebaseerd zijn op hittedeductie via verdamping is het nodig kennis over verdamping in bebouwd gebied te vergroten om een kwantitatieve link te kunnen leggen tussen de stedelijke watervraag en regionaal waterbeheer en de rol van stedelijke verdamping daarin (Witte et al., 2019). Dit omvat onderzoek naar manieren om stedelijke verdamping op verschillende schalen betrouwbaar te modelleren en te meten en een uitbreiding van de verdampingsgegevens van Nederlandse steden.

Grootte en rol van verdamping tijdens beregening

Bij beregening treedt verdamping op. In welke mate dat gebeurt en welke consequentie de verdamping heeft voor de watervoorziening in de wortelzone is slecht begrepen. Zo wordt vaak gesteld dat 's nachts beregenen de voorkeur heeft, maar hoe groot het verschil is tussen overdag of 's nachts beregenen is slecht gekwantificeerd. Bovendien vergen sommige gewassen beregening overdag, in verband met benodigde koeling en niet zozeer wegens tekort aan water. Zeer recent is een notitie verschenen over dit probleem (vd Eertwegh et al., 2020). Op grond van een literatuurstudie en schattingen met een aantal eenvoudige formules wordt geconstateerd, dat de verdampingsverliezen klein zijn. De studie is echter beperkt en concludeert onder andere dat de benodigde kwantitatieve praktijkkennis voor beregening in de Nederlandse situatie ontbreekt. Dat geldt in principe ook voor het aan verdamping gerelateerd onderdeel. Verzamelen van meetgegevens is derhalve nodig om meer definitieve uitspraken te kunnen doen over dit onderwerp, ter ondersteuning van beleidsvorming en het uitbrengen van beregeningsadviezen. Zie ook Deltafact "Bodemvocht gestuurd beregenen".

10. Bronnen en Links

Allan, Richard & Pereira, L. & Smith, Martin. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56.

Allen, R. G., Pereira, L. S., Howell, T. A., & Jensen, M. E. (2011). Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural Water Management*, 98, (6), 899-920.

AMS (2016). AAMS – Amsterdam Atmospheric Monitoring Supersite. <https://www.ams-institute.org/urban-challenges/resilient-cities/amsterdam-atmospheric-monitoring-supersite/> (bezocht op: 17-09-2020)

Berge, H.F.M. ten (1990). Heat and water transfer in bare topsoil and the lower atmosphere. Simulation monographs, 33. Pudoc, Wageningen.

Blyth, E.M. and C.M.J. Jacobs (2011). Developing a feedbacks toolkit for Regional water resource assessments. IAHS Publ. 344, 27-31.

Boerderij, (2019). Overzicht van bodemvochtsensoren, Akkerbouw, Achtergrond, 7 feb 2019, <https://www.boerderij.nl/Akkerbouw/Achtergrond/2019/2/Overzicht-van-bodemvochtsensoren-389671E/> (bezoekt op: 10-06-2020)

Bruin, H.A.R. de (1983). A model for the Priestley-Taylor parameter α . Journal of climate and applied meteorology, 22, 572-578.

Bruin, H.A.R. de (2017). Dagelijkse referentiegewasverdamping geschat uit satellietbeelden: van Makkink naar een nieuw EUMESAT LSA SAF product. Stromingen 29, nummer 3.

Bruin, H. A. R. de, & Lablans, W. N. (1998). Reference Crop Evapotranspiration Determined with a Modified Makkink Equation, Hydrol. Process., 12, 1053–1062, [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19980615\)12:7<1053::AID-HYP639>3.0.CO;2-E](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19980615)12:7<1053::AID-HYP639>3.0.CO;2-E).

Bruin, H. A. R. de, & Stricker, J. N. M. (2000). Evaporation of grass under non-restricted soil moisture conditions. Hydrological sciences journal, 45(3), 391-406.

Bruin, H.A.R. de, & Trigo, I. (2019). A New Method to Estimate Reference Crop Evapotranspiration from Geostationary Satellite Imagery: Practical Considerations. Water, 11, 382.

Bruin, H.A.R. de, I.F. Trigo, F. C. Bosveld en J.F. Meirink (2016). A thermodynamically based model for actual evapotranspiration of an extensive grass field close to FAO reference, suitable for remote sensing application, J. of Hydromet., doi: 10.1175/ JHM-D-15-0006.1.

Caljé, R., F. Schaars, J. Heijkers, (2014). Vergelijking van enkele schattingsmethoden voor de actuele verdamping. STOWA rapport 2014-18.

Damm, E., Höke, S. & Doetsch, P. (2012). Erfassung und Optimierungspotential der Kühlleistung von Böden, dargestellt an ausgewählten Flächen der Stadt Bottrop. Bodenschutz : Erhaltung, Nutzung und Wiederherstellung von Böden, 3, 94-98.

DeCosmo, J., Katsaros, K. B., Smith, S. D., Anderson, R. J., Oost, W. A., Bumke, K., & Chadwick, H. (1996). Air-sea exchange of water vapor and sensible heat: The Humidity Exchange Over the Sea (HEXOS) results. Journal of Geophysical Research, 101, 12001–12016.

DiGiovanni-White, K., Montalto, F. & Gaffin, S. (2018). A comparative analysis of micrometeorological determinants of evapotranspiration rates within a heterogeneous urban environment. Journal of Hydrology 562, 223-243.

Droogers P., 2009: Definitiestudie: Verbetering bepaling actuele verdamping voor het strategisch waterbeheer. STOWA rapport 2009-11, www.stowa.nl.

Elbers, J.A., E.J. Moors & C.M.J. Jacobs (2010). Gemeten actuele verdamping voor twaalf locaties in Nederland. Alterra rapport 1920, <https://edepot.wur.nl/136999>.

Eertwegh, G. van den, J. van Bakel, H. Massop, J. van Dam, F. Bosveld en A. Veldhuizen, 2020. Efficiëntie van berekening. Een deskstudy naar kennis en inzicht ten aanzien van waterverliezen bij midden op de dag beregenen vergeleken met beregen in de nachtelijke uren. Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, Eindnotitie.

Feddes, R.A., 1987. Crop factors in relation to Makkink's reference crop evapotranspiration. In Hooghart J.C, 1987. Evaporation and weather. Proceedings and information no. 39. CHO-TNO, Den Haag.

Feigenwinter, C., Vogt, R., & Christen, A. (2012). Eddy Covariance Measurements Over Urban Areas. In M. Aubinet, T. Vesala, & D. Papale (Eds.), Eddy Covariance. A Practical Guide to Measurement and Data Analysis (pp. 377-397). Dordrecht: Springer Netherlands.

Fisher, J. B., et al. (2017), The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources, *Water Resour.Res.*, 53, 2618–2626.

Graaf, R.E. de, Roeffen, B., Den Ouden, T. & Souwer, B. (2013). Studie naar de huidige en toekomstige waterbehoefte van stedelijke gebieden. Deltasync BV, Delft.

Grimmond, C. S. B., Blackett, M., Best, M. J., Barlow, J., Baik, J.-J., Belcher, S. E., . . . Zhang, N. (2010). The International Urban Energy Balance Models Comparison Project: First Results from Phase 1. *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 49, 1268-1292.

Harding, R., Best, M., Blyth, E., Hagemann, S., Kabat, P., Tallaksen, L. M., . . . Haddeland, I. (2011). WATCH: Current Knowledge of the Terrestrial Global Water Cycle. *Journal of Hydrometeorology*, 12(6), 1149-1156.

Hartong, H. en P. Termes, (2009). Handboek Debietmeten in open waterlopen. STOWA rapport 2009-41.

Heerwaarden, C. C. van, J. Vilà-Guerau de Arellano, A. F. Moene & A. A. M. Holtslag, (2009). Interactions between dry-air entrainment, surface evaporation and convective boundary-layer development. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135, 1277–1291.

Het Waterschapshuis (2020). <https://www.hetwaterschapshuis.nl/satdata-30/> (bezocht op: 08-06-2020)

ICOS (2020). Integrated Carbon Observation System. <https://www.icos-cp.eu/> (bezocht op: 17-09-2020)

Jacobs, A. F. G., & De Bruin, H. A. R. (1998). Makkink's equation for evapotranspiration applied to unstressed maize. *Hydrological processes*, 12(7), 1063-1066.

Jacobs, A., Heusinkveld, B., & Holtslag, A. (2008). Towards Closing the Surface Energy Budget of a Mid-latitude Grassland. *Boundary-Layer Meteorology*, 126, 125-136.

Jacobs, C. M. J. (1994). Direct impact of atmospheric CO₂ enrichment on regional transpiration. Ph.D. thesis, Wageningen Agricultural University, 179 pp.

Jacobs, C. M. J., & De Bruin, H. A. R. (1992). The sensitivity of regional transpiration to land-surface characteristics: Significance of feedback. *Journal of Climate*, 5(7), 683-698.

Jacobs, C.M.J., & H.A.R. de Bruin (1997). Predicting regional transpiration at elevated atmospheric CO₂: influence of the PBL-vegetation interaction. *Journal of applied meteorology*, 36(12), 1663-1675.

Jacobs, C., Elbers, J., Broksma, R., Hartogensis, O., Moors, E., Márquez, M. T. R. C., & van Hove, B. (2015). Assessment of evaporative water loss from Dutch cities. *Building and Environment*, 83, 27-38.

Jansen, F. A. and Teuling, A. J. (2020). Evaporation from a large lowland reservoir – (dis)agreement between evaporation models from hourly to decadal timescales, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 24, 1055–1072, <https://doi.org/10.5194/hess-24-1055-2020>

Jarvis P. G. (1976). The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 273, 593–610. (doi:10.1098/rstb.1976.0035)

Jung, M., Koirala, S., Weber, U., Ichii, K., Gans, F., Camps-Valls, G., . . . Reichstein, M. (2019). The FLUXCOM ensemble of global land-atmosphere energy fluxes. *Scientific Data*, 6(1), 74. doi:10.1038/s41597-019-0076-8

KNMI (2014). KNMI'14: Climate Change scenarios for the 21st Century – A Netherlands perspective. Scientific Report WR2014-01, KNMI, De Bilt. www.climate-scenarios.nl

KNMI (2017). Onderzoek naar verdamping voor beter waterbeheer. <https://www.knmi.nl/over-het-knmi/nieuws/onderzoek-naar-verdamping-voor-beter-waterbeheer> (bezoekt op: 30-06-2020)

KNMI (2020a). Achtergrondinformatie neerslagtekort. <https://knmi.nl/kennis-en-datacentrum/achtergrond/achtergrondinformatie-neerslagtekort> (bezoekt op: 17-09-2020).

KNMI (2020b). Verdamping in Nederland. <https://www.knmi.nl/kennis-en-datacentrum/achtergrond/verdamping-in-nederland> (bezoekt op 17-09-2020).

Kroes, J.G., J.C. van Dam, J.C., P. Groenendijk, R.F.A. Hendriks & C.M.J. Jacobs. (2008). Swap version 3.2 : theory description and user manual. Alterra report 1649. Alterra, Wageningen.

Kruijt, B., J.P.M. Witte, C.M.J. Jacobs & T. Kroon (2008). Effects of rising atmospheric CO₂ on evapotranspiration and soil moisture: A practical approach for the Netherlands. *Journal of Hydrology*, 349(3-4), 257-267.

Martens, B., R.A.M. De Jeu, N.E.C. Verhoest, H. Schuurmans, J. Kleijer, and D.G. Miralles. (2018). Towards estimating land evaporation at field scales using GLEAM.

Remote Sensing, 10(11):1720, URL: <https://www.mdpi.com/2072-4292/10/11/1720>, doi:10.3390/rs10111720.

McNaughton, K. G., & Spriggs, T. W. (1986). A mixed-layer model for regional evaporation. *Boundary-Layer Meteorology*, 34(3), 243-262.

Miralles, D. G., C. Jimenez, M. Jung, D. Michel, A. Ershadi, M. McCabe, M. Hirschi, B. Martens, A. Dolman, and J. Fisher (2016), The WACMOS-ET project, part 2: Evaluation of global terrestrial evaporation data sets, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20(2), 823–842.

Moene, A.F. & J.C. van Dam (2014). *Transport in the atmosphere-vegetation-soil continuum*. Cambridge University Press, New York.

Monteith, J.L. (1965). *Evaporation and the Environment*. 19th Symposia of the Society for Experimental Biology, 19, 205-234.

Monteith, J.L. & M.H. Unsworth (2013). *Principles of Environmental Physics* (4th Ed.). *Plants, Animals, and the Atmosphere*. Academic Press, Amsterdam.

Moors, E.J., A.J. Dolman, W. Bouten en A.W.L. Veen (1996). De verdamping van bossen. *H2O* 29, 462-466.

Moors, E., W. van Ellen, J. Mol & B. Swart (2002). *Hydrologische woordenlijst*. NHV-special 5, Nederlandse Hydrologische Vereniging (NHV).

Natuurmonumenten (2020). Meer inzicht in broeikasgassen uit natte natuur. <https://www.natuurmonumenten.nl/nieuws/meer-inzicht-broeikasgassen-uit-natte-natuur> (bezoekt op: 17-09-2020)

NHI (2020). <http://www.nhi.nu/nl/> (bezoekt op: 15-6-2020)

NHV-Werkgroep Verdamping, (2015). *Verdamping in de hydrologie*. NHV-Special 8, Nederlandse Hydrologische Vereniging (NHV).

Nouri, H., Beecham, S., Hassanli, A. M., & Kazemi, F. (2013). Water requirements of urban landscape plants: A comparison of three factor-based approaches. *Ecological Engineering*, 57, 276-284.

Nouri, H., Beecham, S., Kazemi, F., & Hassanli, A. M. (2012). A review of ET measurement techniques for estimating the water requirements of urban landscape vegetation. *Urban Water J.*, 10, 247-259.

Oke, T. R., Mills, G., Christen, A., and Voogt, J. A. (2017). *Urban Climates*, Cambridge University Press, Cambridge.

Oost, W.A., Jacobs, C.M.J., & Van Oort, C. (2000). Stability effects on heat and moisture fluxes at sea. *Boundary-Layer Meteorology*, 95, 271-302.

Penman, H. L. (1948). Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass, *P. Roy. Soc. Lond. A*, 193, 120–145.

Roderick, M. L., and G. D. Farquhar (2002). The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years, *Science*, 298, 1410–1411

Ruisdael Observatory (2020). Ruisdael Observatory: top research facility for weather and climate. <https://ruisdael-observatory.nl/about/> (bezocht op: 17-09-2020)

Schilperoort, B., Coenders-Gerrits, M., Luxemburg, W., Rodríguez, C. J., Vaca, C. C., & Savenije, H. (2018). Using distributed temperature sensing for Bowen ratio evaporation measurements. *Hydrology and earth system sciences*, 22(1), 819.

Shuttleworth, W. J., & Calder, I. R. (1979). Has the Priestley-Taylor equation any relevance to forest evaporation?. *Journal of Applied Meteorology*, 18(5), 639-646.

Shuttleworth, W.J. (2012). *Terrestrial Hydrometeorology*. Wiley & Sons, West Sussex.

Solcerova, A., van de Ven, F., & Van De Giesen, N. (2019). Nighttime cooling of an urban pond. *Frontiers in earth science*, 7, 156.

Sumner, D. M., & Jacobs, C. M. (2016). Urban evapotranspiration in a humid environment-Orlando, Florida, USA. In *Fifth Interagency Conference on Research in the Watersheds*, March 2-5, 2015, North Charleston (p. 246). US Department of Agriculture Forest Service, Southern Research Station.

Swart, R., J. Fons, W. Geertsema, B. van Hove, M. Gregor, M. Havranek, C. Jacobs, A. Kazmierczak, K., C. Kuhlicke, & L. Peltonen (2012). *Urban Vulnerability Indicators. A joint report of ETC-CCA and ETC-SIA. ETC-CCA and ETC-SIA Technical Report 01/2012*

Teuling, A. J., et al. (2009). A regional perspective on trends in continental evaporation, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L02404, doi:10.1029 / 2008GL036584

Teuling, A. J., Seneviratne, S. I., Stöckli, R., Reichstein, M., Moors, E., Ciais, P., ... & Dellwik, E. (2010). Contrasting response of European forest and grassland energy exchange to heatwaves. *Nature Geoscience*, 3(10), 722-727.

Teuling, A. J., de Badts, E. A. G., Jansen, F. A., Fuchs, R., Buitink, J., Hoek van Dijke, A. J., and Sterling, S. M. (2019). Climate change, reforestation/afforestation, and urbanization impacts on evapotranspiration and streamflow in Europe, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 23, 3631–3652, <https://doi.org/10.5194/hess-23-3631-2019>

Van Heerwaarden, C. C., J. Vila-Guerau de Arellano, and A. J. Teuling (2010). Land-atmosphere coupling explains the link between pan evaporation and actual evapotranspiration trends in a changing climate, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L21401, doi:10.1029/2010GL045374

Verhoef, A., & Egea, G. (2014). Modeling plant transpiration under limited soil water: Comparison of different plant and soil hydraulic parameterizations and preliminary implications for their use in land surface models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 191, 22-32.

Viergever, K., H. Pelgrum, M. Voogt, (2017). *Methodiek SAT-DATA 2.0; Satelliet gebaseerde verdampingsdata voor Nederland*. Eleaf BV, Wageningen. http://85.214.197.176/meteobase/downloads/fixed/literatuur/20171101_Methodiek%20SAT-DATA_eLEAF_v4.pdf

Vilà-Guerau de Arellano, J., C.C. van Heerwaarden, B.J.H. van Stratum & K. van den Dries (2015). *Atmospheric Boundary Layer. Integrating Air Chemistry and Land Interactions*. Cambridge University Press, New York.

Voogt, W., F. Zwinkels, J. Balendonck, H. van Dorland, A. van Winkel, M. Heinen, (2012). *Ontwikkeling emissiemanagementsysteem grondgebonden teelt; de lysimeter en drainmeter*. Wageningen, Stichting Dienst Landbouwkundig Onderzoek (DLO) onderzoeksinstituut Wageningen UR Glastuinbouw.

Witte, J.-P. M., Zaadnoordijk, W. J., & Buyse, J. J. (2019). Forensic Hydrology Reveals Why Groundwater Tables in The Province of Noord Brabant (The Netherlands) Dropped More Than Expected. *Water*, 11, 478.