

6. Verdamping

6.1 Verdamping op wereldschaal

Bij elk hydrologisch onderzoek zal men trachten een sluitende waterbalans op te stellen. Verdamping is in het algemeen een grote en daardoor belangrijke term bij het opstellen van de waterbalans. Over langere tijd gemiddeld (waarbij bergingsverandering kan worden verwaarloosd) zal alle neerslag zijn afgestroomd of verdampt:

$$\bar{Q} + \bar{E} = \bar{P} \quad [LT^{-1}] \quad [6.1]$$

Waarin:

Q	Afvoer (Runoff)	$[LT^{-1}]$
E	Verdamping (Evaporation)	$[LT^{-1}]$
P	Neerslag (Precipitation)	$[LT^{-1}]$

Indien de afstroming en verdamping als fracties of procenten van de neerslag worden uitgedrukt geldt:

$$\frac{\bar{Q}}{\bar{P}} + \frac{\bar{E}}{\bar{P}} = C + \frac{\bar{E}}{\bar{P}} = 1 \quad [-] \quad [6.2]$$

Waar C de 'runoff coëfficiënt' is.

Wereldwijd kunnen de fracties van verdamping en afstroming t.o.v. de neerslag aanzienlijk variëren. In bijvoorbeeld semi-aride klimaten kan zelfs 96% van de jaarlijkse neerslag verdampen (4% stroomt af). In Nederland is dat gemiddeld zo'n 60% (40% stroomt af).

De geschetste situatie is gebaseerd op werkelijke verdamping, die altijd een fractie (<1) van de neerslag is. De potentiële verdamping daarentegen kan groter zijn dan de jaarlijkse neerslag. De *potentiële verdamping* E_p is die verdamping die zou optreden indien er geen belemmering in beschikbaarheid van water is. De potentiële verdamping is gerelateerd aan de energie uit zonnestraling die door de aarde geabsorbeerd wordt. In aride gebieden is er geen tekort aan zonne-energie maar juist wel sprake van geringe neerslag hoeveelheden. De potentiële verdamping kan dan de neerslag gemakkelijk overtreffen. Daarom wordt wel de droogte index, D, gebruikt als maatstaf voor een aride klimaat.

Voor een aride klimaat geldt:

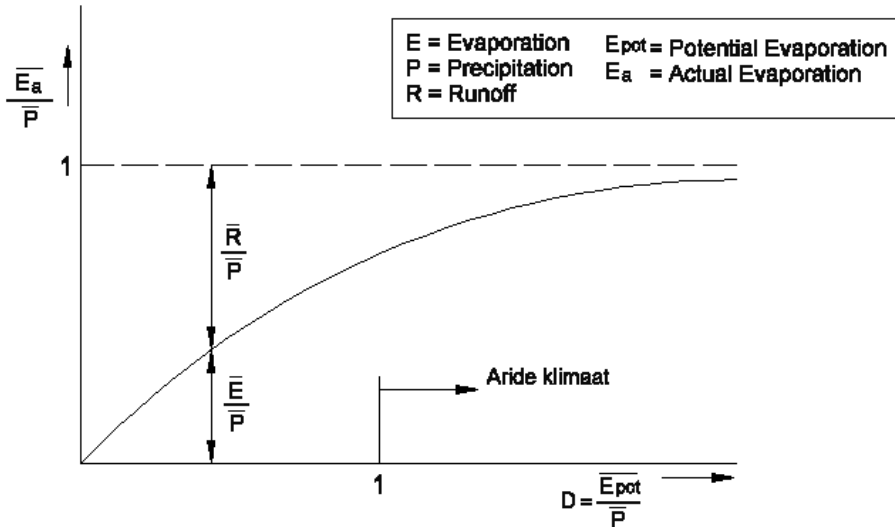
$$D = \frac{\bar{E}_p}{\bar{P}} > 1 \quad [-] \quad [6.3]$$

In een aride gebied is de gemiddelde jaarlijkse potentiële verdamping aanzienlijk groter dan de gemiddelde jaarlijkse neerslag. De werkelijke gemiddelde jaarlijkse verdamping zal echter de gemiddelde jaarlijkse neerslag benaderen en daarmee blijft de jaarlijks gemiddelde afstroming gering.

In een niet aride gebied is de gemiddelde jaarlijkse potentiële verdamping juist geringer dan de gemiddelde jaarlijkse neerslag. De werkelijke gemiddelde jaarlijkse verdamping zal echter de gemiddelde jaarlijkse potentiële verdamping benaderen. Dit zal leiden tot een grotere fractie van de jaarlijkse neerslag die zal afstromen dan in een aride gebied.

De relatie tussen gemiddelde jaarlijks verdamping (potentieel en werkelijk), neerslag en afstroming kan grafisch worden weergegeven aan de hand van Budyko's (1974) empirische relatie.

$$\bar{E} = \bar{P} \left(1 - \exp \left(- \frac{\bar{E}_p}{\bar{P}} \right) \right) \quad [LT^{-1}]$$



Figuur 6.1 - Relatie gemiddelde jaarlijkse verdamping, neerslag en afstroming (Budyko curve)

Bij de bepaling van oppervlakteafvoer of bij een reservoirontwerp wordt verdamping als een verlies van water beschouwd.

Voor landbouw- en irrigatie ingenieurs hangt het sterk van de plaats af waar de verdamping optreedt of dit een verlies oplevert of niet. Water dat door de gewassen wordt verdampt is geen verlies omdat het water voor dit doel wordt aangewend. Verdamping uit irrigatiekanalen is echter wel een verlies waardoor het rendement van een irrigatiesysteem afneemt.

Wanneer op grotere schaal wordt gekeken hoeft verdamping niet altijd een verlies op te leveren. In West-Afrika bijvoorbeeld valt het grootste deel van de moesson-regens op de regenwouden in de buurt van de kust. Verder landinwaarts richting Sahel, gevolgd door woestijn, wordt het droger. De neerslag die in de Sahel valt blijkt voor meer dan de helft te bestaan uit water dat verdampt is uit de regenwouden bij de kust. Het klimaat in de Sahel wordt dus bepaald door de bovenwindse verdamping (Savenije, 1995, 1996).

6.2 Verdampingstypen en definities verdamping

Verdamping of evaporatie houdt in de verandering van water van de vloeibare naar de gasfase. In het ruimtelijk kader van hydrologische processen wordt meestal bedoeld een gebiedsgemiddeld verticaal damptransport. Verdamping kan plaatsvinden door directe verdamping van water en door transpiratie.

- o Directe verdamping vanaf:
 - o een open wateroppervlak. De beschikbaarheid van water is hierbij onbeperkt. Voor *verdamping van open water* wordt het symbool E_0 gebruikt.

- een onbegroeid bodemoppervlak, *soil evaporation* (E_s). Het water moet in dit geval uit het bodemvocht komen. Naarmate het bodemvochtgehalte kleiner is wordt de verdamping sterker afgeremd.
- het natte aardoppervlak na regenval, *interceptieverdamping* (I). Dit is meer dan alleen de interceptie door bladeren, maar betreft de verdamping van alle natte oppervlakken: vegetatie, verharde oppervlakken, afgevallen bladeren, kale bodem, etc.
- Transpiratie (T): Waterdamp dat door huidmondjes van planten (stomata) wordt afgescheiden. Maar een zeer klein deel van het water dat opgenomen wordt door een plant blijft in de plant zelf. Het grootste deel transpireert vanaf de bladeren in de atmosfeer. Transpiratie doet zich voornamelijk overdag voor, onder invloed van de zonnestraling. 's Nachts sluiten de poriën zich en er verlaat weinig water de plant. De cactus bijvoorbeeld vormt hierop een uitzondering (de huidmondjes openen zich alleen 's nachts).

Samenvattend, directe verdamping is de overgang van vloeistof naar de gasfase via het ontsnappen van moleculen aan het wateroppervlak; transpiratie is een fysiologisch proces waarbij watermoleculen door gasuitwisseling in de huidmondjes van bladeren aan de vegetatie ontsnappen.

Een aantal veel gebruikte termen gerelateerd aan verdamping worden hieronder beschreven.

- Totale verdamping (E): De verdamping van een (begroeid) oppervlak is de som van alle verdampingsprocessen: interceptie (I), transpiratie (T) bodem verdamping (E_s) en open water verdamping (E_0). Vooral bij moerassen en rijstvelden moet deze open waterverdamping aan de opsomming toegevoegd worden. De totale verdamping is dus een combinatie van alle voorgaande vormen, die elkaar wederzijds beïnvloeden. De totale verdamping is in de regel kleiner dan de verdamping van open water, maar niet altijd. De totale verdamping wordt ook wel *werkelijke verdamping* genoemd ter onderscheid met de potentiële verdamping.
- Potentiële Verdamping (E_p): Zoals uit de volgende paragrafen zal blijken is verdamping afhankelijk van vele factoren. De verdamping die optreedt indien er geen beperking is in de beschikbaarheid van water noemt men de potentiële verdamping. Bij begroeide oppervlakten met een optimaal groeiend gewas, dat de bodem geheel bedekt en voldoende water ter beschikking heeft. spreekt men van de potentiële verdamping. Kennis van de potentiële verdamping is in de praktijk van groot belang bij het ontwerpen van irrigatieprojecten.
- Potentiële Transpiratie (T_p): De transpiratie van een plant indien er geen tekort aan water is in de wortelzone. De werkelijke transpiratie (T) ligt lager als de plant weerstand ondervindt door een watertekort (en dus een hogere zuigspanning) in de grond.
- Open water verdamping (E_0): Deze geeft de hoeveelheid water aan die verdampt in een bepaalde tijd van een bepaald oppervlak open water onder bestaande atmosferische omstandigheden. Dit is een conceptuele grootheid die de invloed van meteorologische factoren op verdamping van open water aangeeft.

Omdat onder invloed van waterbeschikbaarheid de werkelijke verdamping kleiner (of gelijk) is aan de potentiële verdamping, kan gesteld worden dat:

$$E \leq E_p = cE_0 \quad [LT^{-1}] \quad [6.4]$$

Als benadering wordt de potentiële verdamping vaak recht evenredig met de open water verdamping verondersteld, met een factor α , die als regel kleiner is dan 1. Bijvoorbeeld voor Nederland geldt 0.6 tot 0.8. In geval van rijstvelden en moerassen kan $\alpha > 1$ zijn.

6.3 Het verdampingsproces

Verdamping, de overgang van water van de vloeibare fase naar waterdamp kost energie; bij het omgekeerde proces komt evenveel energie vrij. Deze energie wordt de verdampingswarmte λ genoemd. De verdampingswarmte bij een bepaalde temperatuur wordt gedefinieerd als het aantal J (joule) die bij die temperatuur nodig is om 1 gram water van de vloeibare in de gasvormige fase te doen overgaan. Het blijkt echter dat λ maar in geringe mate temperatuursafhankelijk is. Daarom wordt λ in de praktijk als een constante gegeven: $\lambda = 2,45 \cdot 10^6 \text{ J/kg} = 2,45 \text{ MJ/kg}$. De verdampingswarmte per kubieke meter $\rho\lambda = 2,45 \text{ GJ/m}^3$.

De energie wordt direct of indirect geleverd door zonnestraling. De hoeveelheid straling die beschikbaar is voor verdamping hangt af van de breedtegraad, de tijd in het jaar, atmosferische condities zoals bewolgingsgraad, reflectie door het aardoppervlak, absorptie door de atmosfeer en de bergingscapaciteit van de grond of het water. Om het verdampingsproces op gang te houden moet de waterdamp van het verdampingsoppervlak worden verwijderd; dit is een proces van diffusie en turbulent transport, beïnvloed door de luchtvochtigheid en -temperatuur, de ruwheid van het oppervlak en de windsnelheid.

Bij transpiratie speelt vooral de weerstand van de plant tegen waterstroming in het gewas zelf en het percentage van de bodem dat door gewassen wordt bedekt een belangrijke rol.

De (potentiële) verdamping wordt dus beïnvloed door factoren die bepaald worden door:

- a. Verdampingsoppervlak
- b. Atmosferische toestand

Voor een *kaal verdampingsoppervlak* of bij open water spelen de volgende factoren een rol:

- a.1. reflectiecoëfficiënt (albedo)
- a.2. ruwheid van het oppervlak
- a.3. warmtebergingscapaciteit

en voor een *begroeid oppervlak* worden daar aan toegevoegd:

- a.4. bedekkingsgraad
- a.5. gewasweerstand (weerstand van de planten tegen stroming in de plant zelf)

De *atmosferische condities* die de verdamping beïnvloeden:

- b.1. windsnelheid
- b.2. luchtvochtigheid
- b.3. temperatuur
- b.4. zonnestraling

Al deze factoren zullen nu een voor een kort beschreven worden.

Verdampingsoppervlak

a.1 Reflectiecoëfficiënt of albedo (r)

In tabel 6.1 staan typische waarden voor de reflectie van zonnestraling die de aarde bereikt.

Oppervlak	albedo (r)
Vrij water oppervlak	0.06
Gras	0.24
Kale grond	0.10 - 0.30
Verse sneeuw	0.90

Tabel 6.1 - Albedo (r) voor verschillende oppervlakten

Zie later onder zonnestraling hoe de reflectie coëfficiënt de verdamping beïnvloedt.

a.2 Ruwheid van het landoppervlak

Turbulent transport van waterdamp naar de atmosfeer wordt grotendeels bepaald door de ruwheid (b.v. hoogte van begroeiing) van het oppervlak. De weerstand tegen dit transport wordt aërodynamische weerstand genoemd en is voor een bepaald oppervlak een functie van de windsnelheid, zie later onder windsnelheid.

a.3 Warmtebergingscapaciteit

In klimaten met een duidelijke zomer- en winterperiode wordt een gedeelte van de energie die in het voorjaar beschikbaar is, gebruikt voor opwarming van het landoppervlak; deze energie komt dan in de herfst en winter weer vrij. Een diep meer of een natte bodem hebben een grote warmtebergingscapaciteit; daarom zal het verdampingsoppervlak in het voorjaar relatief koud blijven wat invloed heeft op de verdamping. De afgifte van warmte gedurende de herfst en winter veroorzaakt een faseverschuiving in de verdampingscyclus van een diep meer ten opzichte van die van een ondiep meer.

a.4 Bedekkingsgraad

Het percentage van de bodem dat begroeid is, heeft directe invloed op de transpiratie van het gebied.

a.5 Gewasweerstand

Transpiratie van een begroeid oppervlak is gewoonlijk kleiner dan open water verdamping als gevolg van de extra weerstand die het water in de planten ondervindt. Hoge vegetatie kan echter voor een grotere turbulentie zorgen waardoor de aërodynamische weerstand vermindert; dit kan er toe leiden dat de transpiratie grotere waarden vertoont dan de open water verdamping.

Atmosferische toestand

b.1 Windsnelheid

De aërodynamische weerstand tegen transport van waterdamp is een functie van de windsnelheid. De windsnelheid wordt gemeten met anemometers en is een functie van de hoogte. Meestal past men de windsnelheid op 2 meter hoogte toe om een schatting van de verdamping te maken. De windsnelheid op andere hoogtes kan bij benadering worden omgerekend naar de windsnelheid op 2 meter hoogte. De aërodynamische weerstand tegen transport van waterdamp r_a [d/m] wordt met de volgende formule berekend:

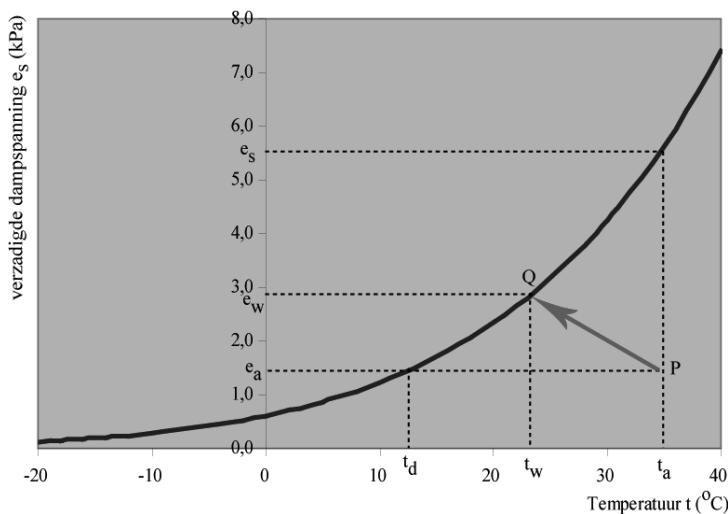
$$r_a = \frac{245}{(0.54u_2 + 0.5)} * \frac{1}{86400} \quad [TL^{-1}] \quad [6.5]$$

waar u_2 de windsnelheid [LT⁻¹] op twee meter hoogte is.



Figuur 6.2 - Anemometer

Stilstaande lucht in contact met een wateroppervlak zal uiteindelijk de (verzadigings)-dampspanning aan het oppervlak naderen en er zal geen verdamping meer plaatsvinden.



Figuur 6.3 - Verzadigingsdampspanning als functie van de luchttemperatuur

b.2 Luchtvochtigheid

Verdamping is sterk gerelateerd aan luchtvochtigheid bij gelijkblijvende temperatuur. Daarom is de actuele vochtigheid van belang ten opzichte van de verzadigingstoestand. De actuele vochtigheid wordt uitgedrukt in de actuele dampspanning e_a en is veelal de gewenste parameter voor verdampingsberekeningen.

Dampspanning is een druk als gevolg van waterdeeltjes in de atmosfeer. Deze kan op meerdere manieren bepaald worden, bijvoorbeeld met behulp van een psychrometer of door meting van de relatieve vochtigheid. Voordat hierop wordt ingegaan is het van belang het begrip verzadigingsdampspanning toe te lichten. De verzadigingsdampspanning $e_s(T)$ is de maximaal mogelijke dampspanning van waterdeeltjes waarbij nog net geen condensatie optreedt. Verzadigingsdampspanning in (kPa) is een functie van de temperatuur en kan als volgt in formule vorm worden uitgedrukt.

$$e_s(T) = 0,61 \exp\left(\frac{19,9T}{273 + T}\right) \quad [\text{kPa}] \quad [6.6]$$

Waarin T de luchttemperatuur in °C is.

In fig. 6.3 zien we deze vergelijking in grafiekvorm. Voor een bepaald punt P in de temperatuur-dampspanningsruimte geldt dat het een actuele temperatuur t_a en een actuele dampspanning e_a heeft. Als de omgevingstemperatuur afkoelt tot het dauwpunt (t_d) wordt de verzadigingsdampspanning bereikt en ontstaat er mist (of dauw, of condens). Over de overgang van punt P naar punt Q spreken we later.

Voor sommige berekeningen is de helling van de verzadigingsdampspanning-kromme van belang. Deze volgt eenvoudig uit de afgeleide van [6.6] naar de temperatuur:

$$s = \frac{de_s}{dT} = \frac{5430e_s}{(273 + T)^2} \quad [\text{kPa}/^\circ\text{C}] \quad [6.7]$$

Er zijn twee manieren om de actuele dampspanning te berekenen

Bepalen van de actuele dampspanning uit de Relatieve Vochtigheid

Indien de relatieve vochtigheid (h) direct gemeten wordt volgt de actuele vochtigheid uit de relatie:

$$h = \frac{e_a(T)}{e_s(T)} \quad [-] \quad [6.8]$$

met $e_s(T)$ = de verzadigingsdampspanning bij de heersende temperatuur volgens [6.6].

Bepalen van de actuele dampspanning met een psychrometer.

Een psychrometer bestaat uit twee thermometers waarvan er één droog is en één zich in een natte toestand bevindt. Door middel van bijvoorbeeld een ventilator wordt een luchtstroom langs de thermometers geleid; wegens de verdamping (=energieonttrekking middels warmte) van water bij de natte thermometer zal de temperatuur daarvan lager zijn dan van de 'droge' thermometer. De actuele dampspanning wordt als volgt berekend:

$$e_a(T_a) = e_s(T_w) - \gamma(T_a - T_w) \quad [\text{kPa}] \quad [6.9]$$

Waarin

- e_w $e_s(T_w)$, berekend met [6.6]
- T_a temperatuur 'droge' thermometer
- T_w temperatuur 'natte' thermometer
- γ psychrometer constante (0.066 kPa/°C)

In fig. 6.3 geeft de lijn PQ de situatie aan waar een vochtig medium (bijvoorbeeld een natte lap) onder invloed van ventilatie afkoelt van de actuele temperatuur tot T_w . De verdamping die hiermee gepaard gaat, leidt tot een temperatuursdaling totdat er een nieuw evenwicht is bereikt in het punt Q. Hierbij is de dampspanning gestegen tot de verzadigingsdampspanning van een nat medium e_w .

b.3 Temperatuur

De verzadigingsdampspanning van de lucht is een functie van de temperatuur. Ook de lange-golfstraling is temperatuursafhankelijk. Beide factoren beïnvloeden verdamping. Bij een temperatuurmeting moet alleen de luchttemperatuur worden gemeten, dus de energie moet geleverd worden door convection en niet door straling, condensatie of geleiding. De thermometer zal daartoe natuurlijk geventileerd moeten worden en beschermt zijn tegen zon en regen, bijvoorbeeld volgens WMO standaard in een 'Stevenson shelter'.



Figuur 6.4 - Stevenson Shelter

b.4 Zonnestraling

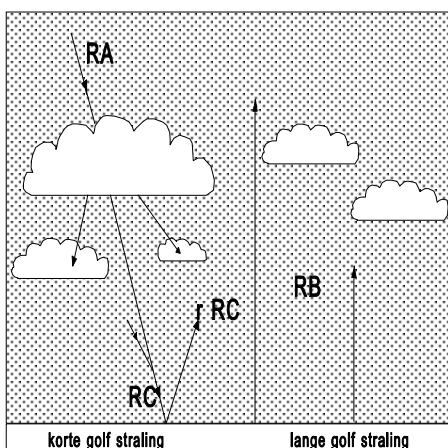
De verdampingswarmte wordt direct of indirect geleverd door zonne-energie; de verdampingswarmte λ bedraagt voor water 2,45 MJ/kg (constant vanwege geringe temperatuurs-afhankelijkheid). Zonnestraling is de belangrijkste factor bij de bepaling van de verdamping.

Voor een schatting van de verdamping is de netto straling van belang; dit is het verschil tussen de inkomende korte-golf straling R_C en de hoeveelheid die gereflecteerd wordt rR_C , inclusief de lange-golf straling vanaf het aardoppervlak R_B . r is de reflectie coëfficiënt van albedo.

Er geldt dus voor de netto stralingsenergie:

$$R_N = R_C - rR_C - R_B = (1-r)R_C - R_B \quad [\text{Jd}^{-1}\text{m}^{-2}] \quad [6.10]$$

Voor bijvoorbeeld een meer kan naast een waterbalans ook een energiebalans worden opgesteld. De belangrijkste term van de energiebalans is de netto straling R_N die in het voorgaande beschreven is. Fig. 6.5 laat de inkomende en de uitgaande termen zien.



Figuur 6.5 - R_A , R_B and R_C

De netto straling kan met een radiometer (zie fig. 6.6) worden gemeten. Waarden voor R_N verkregen boven een stuk grond bedekt met gras, verschillen met die verkregen boven bijvoorbeeld een open wateroppervlak; dit wordt veroorzaakt door verschillende reflectiecoëfficiënten en verschillen in lange golf straling.



Figuur 6.6 - Radiometer

Als R_N niet gemeten is met een radiometer kan een schatting worden gemaakt met behulp van meteorologische standaardgegevens en empirische formules. Dit gaat als volgt. De korte-golf stralingsenergie (golflengte $0.3 - 3 \mu\text{m}$) R_A , die de buitenste lagen van de atmosfeer bereikt, kan voor een bepaalde breedtegraad en tijd van het jaar worden afgelezen uit een tabel. R_A [$\text{J d}^{-1} \text{m}^{-2}$] gedeeld door de verdampingswarmte λ [$\text{ML}^2\text{T}^{-2}\text{M}^{-1}$] van water geeft een equivalent in verdampingswaarden R_A/λ in $\text{kg d}^{-1} \text{m}^{-2}$, wat met een dichtheid van 1000 kg/m^3 overeenkomt met mm/dag (tabel 6.3).

R_C is de korte-golf straling die het aardoppervlak bereikt. De waarde hangt af van lokale atmosferische condities (bv. smog) en de bewolgingsgraad n/N , gedefinieerd als de verhouding van het werkelijk aantal uren zon (n) gedeeld door het mogelijk aantal uren zon (N). Het werkelijk aantal uren zon kan worden gemeten met een Cambell-Stokes zonnenschrijver (zie fig. 6.7). Het mogelijke aantal uren zon (N) is getabelleerd in tabel 6.4.



Figuur 6.7 - Cambell-Stokes zonnenschrijver

Tabel 6.2 geeft voorbeelden van empirische uitdrukkingen voor R_C als functie van R_A en de verhouding n/N .

Nederland	$R_C = (0.20 + 0.48 n/N)R_A$
Average climate	$R_C = (0.25 + 0.50 n/N)R_A$
New Delhi	$R_C = (0.31 + 0.60 n/N)R_A$
Singapore	$R_C = (0.21 + 0.48 n/N)R_A$

Tabel 6.2 – Empirische uitdrukkingen voor R_C

De netto korte-golf straling wordt gegeven door $(1-r)R_C$. Ter bepaling van de netto straling, R_N , dient men nog de uitgaande lange-golfstraling te kennen. De netto uitgaande lange golf straling kan met behulp van de volgende empirische formule geschat worden:

$$R_B = \sigma (273 + T_a)^4 \left(0.47 - 0.21 \sqrt{e_a} \right) \left(0.2 + 0.8 \frac{n}{N} \right) \text{ [Jd}^{-1}\text{m}^{-2}\text{]}$$

[6.11]

Waarin:

- σ Stefan-Boltzmann constante ($\sigma = 4.9 \cdot 10^{-3} \text{ J d}^{-1}\text{m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)
- T_a luchttemperatuur in °C
- e_a actuele dampspanning van de lucht in kPa.

De netto stralingsenergie $R_N = (1-r)R_C - R_B$ wordt gebruikt voor verdamping en opwarming van de atmosfeer en het aardoppervlak. De energiebalans van het aardoppervlak is:

$$\frac{dS_E}{dt} = R_N - \rho\lambda E - H - A \quad \text{[Jd}^{-1}\text{m}^{-2}\text{]}$$

[6.12]

Ofwel, de toename van de warmte van het aardoppervlak is gelijk aan het verschil tussen de netto straling, de energie benodigd voor verdamping (de zogenaamde 'latent heat flux' $\rho\lambda E$), het convectieve warmtetransport naar de atmosfeer (H) en de laterale warmteuitwisseling (de advection A). Als de advection en de opwarming van het aardoppervlak worden verwaarloosd, vereenvoudigt [6.12] tot:

$$E = \frac{R_N - H}{\rho\lambda} \quad \text{[LT}^{-1}\text{]}$$

[6.13]

Tabel 6.3 - Korte golf straling uitgedrukt in verdampingsintensiteit R_A/λ in $[\text{Jd}^{-1}\text{m}^{-2}]$

	Lat	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec
NORTHERN HEMISPHERE													
Equator	60	1.4	3.6	7.0	11.1	14.6	16.4	15.6	12.6	8.5	4.7	2.0	0.9
	52	3.2	5.5	8.8	12.5	15.4	16.6	16.0	13.6	10.2	6.7	3.9	2.6
	50	3.7	6.0	9.2	12.7	15.5	16.6	16.1	13.7	10.4	7.1	4.4	3.1
	40	6.2	8.4	11.1	13.8	15.9	16.7	16.3	14.7	12.1	9.3	6.8	5.6
	30	8.1	10.5	12.8	14.7	16.1	16.5	16.2	15.2	13.5	11.2	9.1	7.9
	20	10.8	12.4	14.0	15.2	15.7	15.8	15.8	15.4	14.4	12.9	11.3	10.4
	10	12.8	13.9	14.8	15.2	15.0	14.8	14.9	15.0	14.8	14.2	13.1	12.5
	0	14.6	15.0	15.2	14.7	13.9	13.4	13.6	14.3	14.9	15.0	14.6	14.3
	10	15.9	15.7	15.1	13.9	12.5	11.7	12.0	13.1	14.4	15.4	15.7	15.8
	20	16.8	16.0	14.5	12.5	10.7	9.7	10.1	11.6	13.6	15.3	16.4	16.9
	30	17.2	15.8	13.5	10.9	8.6	7.5	7.9	9.7	12.3	14.8	16.7	17.5
40	17.3	15.1	12.2	8.9	6.4	5.2	5.6	7.6	10.7	13.8	16.5	17.8	
50	16.9	14.1	10.4	6.7	4.1	2.9	3.4	5.4	8.7	12.5	16.0	17.6	
60	16.5	12.6	8.3	4.3	1.8	0.9	1.3	3.1	6.5	10.8	15.1	17.5	
SOUTHERN HEMISPHERE													

Tabel 6.4: Maximum aantal zon-uren per dag (N)

North Lats. South Lats.	Jan July	Feb. Aug.	Mar. Sept	Apr. Oct.	May Nov.	June Dec.	July Jan.	Aug. Feb.	Sept Mar.	Oct. Apr.	Nov. May	Dec. June
60	6.7	9.0	11.7	14.5	17.1	18.6	17.9	15.5	12.9	10.1	7.5	5.9
58	7.2	9.3	11.7	14.3	16.6	17.9	17.3	15.3	12.8	10.3	7.9	6.5
56	7.6	9.5	11.7	14.1	16.2	17.4	16.9	15.0	12.7	10.4	8.3	7.0
54	7.9	9.7	11.7	13.9	15.9	16.9	16.5	14.8	12.7	10.5	8.5	7.4
52	8.3	9.9	11.8	13.8	15.6	16.5	16.1	14.6	12.7	10.6	8.8	7.8
50	8.5	10.0	11.8	13.7	15.3	16.3	15.9	14.4	12.6	10.7	9.0	8.1
48	8.8	10.2	11.8	13.6	15.2	16.0	15.6	14.3	12.6	10.9	9.3	8.3
46	9.1	10.4	11.9	13.5	14.9	15.7	15.4	14.2	12.6	10.9	9.5	8.7
44	9.3	10.5	11.9	13.4	14.7	15.4	15.2	14.0	12.6	11.0	9.7	8.9
42	9.4	10.6	11.9	13.4	14.6	15.2	14.9	13.9	12.6	11.1	9.8	9.1
40	9.6	10.7	11.9	13.3	14.4	15.0	14.7	13.7	12.4	11.2	10.0	9.3
35	10.1	11.0	11.9	13.1	14.0	14.5	14.3	13.5	12.4	11.9	10.3	9.8
30	10.4	11.1	12.0	12.9	13.6	14.0	13.9	13.2	12.4	12.0	10.6	10.8
25	10.7	11.3	12.0	12.7	13.3	13.7	13.5	13.0	12.3	12.0	10.9	10.6
20	11.0	11.5	12.0	12.6	13.1	13.3	13.2	12.8	12.3	12.0	11.2	10.9
15	11.3	11.6	12.0	12.5	12.8	13.0	12.9	12.6	12.2	12.0	11.4	11.2
10	11.6	11.8	12.0	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.1	12.0	11.6	11.5
5	11.8	11.9	12.0	12.2	12.3	12.4	12.3	12.3	12.1	12.0	11.9	11.8
Equator 0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0

6.4 Berekening van de openwater verdamping

Er zijn meerdere methoden om de verdamping van open water (E_0) te berekenen. De methode van Penman zal in deze paragraaf besproken worden.

Penman

De meest bekende methode om open water verdamping (E_0) te berekenen, is de methode van Penman, die met een sterke fysische basis wereldwijd toegepast wordt (vergelijk de formule met [6.13]). Deze formule waarmee een schatting kan worden gemaakt van de verdamping van open water, luidt:

$$E_0 = \frac{\left\{ \frac{sR_N}{\rho\lambda} + \frac{c_p \rho_a}{\rho\lambda} (e_s - e_a) \right\}}{s + \gamma} \quad [\text{LT}^{-1}] \quad [6.14]$$

Waarin:

R_N	netto straling op het aardoppervlak	$[\text{J d}^{-1} \text{m}^{-2}]$
λ	verdampingswarmte ($\lambda = 2.45 \text{ MJ/kg}$)	$[\text{J kg}^{-1}]$
s	helling van de dampspanningskromme (zie [6.7])	$[\text{kPa K}^{-1}]$
c_p	soortelijke warmte van lucht bij constante druk ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)	$[\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}]$
ρ_a	dichtheid van lucht (1.205 kg/m^3)	$[\text{kg m}^{-3}]$
ρ	dichtheid van water (1000 kg/m^3)	$[\text{kg m}^{-3}]$
e_a	actuele dampspanning van de lucht op 2 m hoogte	$[\text{kPa}]$
e_s	verzadigingsdampspanning voor de luchttemperatuur op 2 m hoogte	$[\text{kPa}]$
γ	psychrometerconstante ($\gamma = 0.066 \text{ kPa/}^\circ\text{C}$)	$[\text{kPa K}^{-1}]$
r_a	aërodynamische weerstand	$[\text{d m}^{-1}]$

Merk op dat alle drukken in kPa worden weergegeven en dat de resulterende verdamping in m/dag wordt berekend. Als de netto stralingsenergie R_N wordt gedeeld door $\rho\lambda$ heeft de term $R_N/(\rho\lambda)$ ook de eenheid m/dag. Als deze term in mm/dag wordt uitgedrukt en de aërodynamische weerstand wordt uitgedrukt in d/mm, dan heeft de berekende verdamping ook de eenheid mm/dag. Dit is een meer gangbare eenheid voor verdamping. In voorbeeld 6.1 wordt dit uitgewerkt.

De methode maakt gebruik van slechts vier standaard meteorologische parameters:

- Zonneschijn uren als een maat voor straling
- Windsnelheid
- Relatieve vochtigheid
- Temperatuur van de lucht

De benodigde waarden van de meteorologische waarnemingen zijn 24-uurs gemiddelden op 2 meter hoogte vanaf maaiveld. In voorbeeld 6.1 zal de methode van Penman verder uitgelegd worden.

6.5 Berekening van de Transpiratie mbv de Penman-Monteith vergelijking

De formule van Penman voor verdamping van open water wordt ook wel als uitgangspunt gebruikt om de transpiratie van een gewas te schatten; daartoe wordt de gewasweerstand geïntroduceerd. De formule voor transpiratie wordt dan:

$$T = \frac{\left\{ \frac{sR_N}{\rho\lambda} + \frac{c_p \rho_a}{\rho\lambda} \frac{(e_s - e_a)}{r_a} \right\}}{s + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \quad [\text{LT}^{-1}]$$

[6.15]

waarin r_c [TL^{-1}] de gewasweerstand is. De gewasweerstand hangt af van de beschikbaarheid van bodemvocht. Wanneer een gewas een ruime hoeveelheid water toegevoerd krijgt, bereikt de gewasweerstand een minimum; de transpiratie is dan gelijk aan de potentiële transpiratie T_p .

De relatie tussen gewasweerstand en beschikbaar bodemvocht is per gewas verschillend en moeilijk te bepalen. Om tot de *totale verdamping* te komen moet de verdamping van interceptie-water en verdamping direct vanaf de bodem nog worden meegenomen.

Voor berekeningen van waterbehoefte voor irrigatiedoeleinden is de maximale (potentiële) transpiratie vanaf een gewas T_p maatgevend. [6.15] kan niet altijd worden gebruikt omdat bijvoorbeeld bepaalde meteorologische gegevens missen of r_c niet kan worden geschat. In dat geval is een veel toegepaste methode om uit te gaan van een referentie verdamping:

$$E_p = k_c E_{ref} \quad [\text{LT}^{-1}]$$

[6.16]

Waarin k_c een gewasfactor is en E_{ref} de referentieverdamping. De gewasfactor drukt de factoren uit die met het verdampingsoppervlak samenhangen, namelijk het type gewas en het groeistadium waarin het gewas zich bevindt, k_c is dus eigenlijk tijdsafhankelijk. De E_{ref} bevat de invloed van atmosferische condities. Vaak wordt voor E_{ref} de open water verdamping E_0 genomen, waarbij warmteberging buiten beschouwing wordt gelaten. In Nederland kan de E_p van grasland in de zomer worden geschat als $0.8 \cdot E_0$ en in de winter als $0.7 \cdot E_0$. Met name ten behoeve van irrigatie heeft FAO methodes voor de berekening van verdamping van gewassen gepubliceerd.

De vereenvoudigde methode van Makkink

Onderzoek heeft stapsgewijs geleid tot het inzicht dat voor Nederlandse omstandigheden een eenvoudiger formule even goede, zo niet betere resultaten geeft. Het KNMI gebruikt sinds 1987 de formule van Makkink en geeft via publicaties en de media de zogenaamde E_{ref} .

Makkink (1957) ging uit van het gegeven dat de stralingsterm R_C het zwaarst weegt in de Penman vergelijking (de methode van Makkink wordt dan ook wel eens 'stralingsmethode' genoemd). Hij stelde daarom een vereenvoudiging voor waarbij alleen nog gegevens betreffende stralingsintensiteit en luchttemperatuur nodig zijn. Het grote voordeel van het gebruik van de Makkink methode ten opzichte van de methode Penman is dan ook de kleinere hoeveelheid te meten meteorologische grootheden. De formule van Makkink luidt als volgt:

$$E_{Makking} = C \frac{s}{s + \gamma} \frac{R_C}{\rho\lambda} \quad [\text{LT}^{-1}]$$

[6.17]

Waarin:

C	een empirische constante, 0,65 voor Nederland	
s	de helling van de dampspanningskromme	[kPa/°C]
γ	psychrometerconstante, 0,066 kPa/°C	[kPa/°C]
R _c	globale straling	[Jd ⁻¹ m ⁻²]

Als dagelijkse referentieverdamping geldt de maximum mogelijke verdamping gedurende de zomerperiode van kort gras (5-15 cm) met een goede watervoorziening. De referentieverdamping volgens Makkink wordt vaak gebruikt om de potentiële verdamping van gras te bepalen zoals in [6.16].

Voorbeeld 6.1 – openwater verdamping met Penman

In de volgende berekening wordt een schatting gemaakt van de open water verdamping in Nederland in de maand juni. De volgende gemiddelde 24 uurs gegevens zijn beschikbaar:

- Luchttemperatuur: (T) 15,5 °C
- Relatieve vochtigheid (h): 78 %
- Windsnelheid (u₂): 3,2 m/s
- Breedtegraad: 52°
- Aantal zonne-uren (n): 7,4

Verzadigingsdampspanning:

Met de formule voor de dampspanningskromme [6.6] wordt de verzadigingsdampspanning berekend voor T_a = 15,5 °C:

$$e_s = 1.76 \text{ kPa}$$

De helling ($s = de_s/dT$) van de dampspanningskromme wordt berekend met [6.7]. Voor de berekende e_s en gegeven T wordt dit:

$$s = 110 \text{ Pa/°C} = 0,11 \text{ kPa/°C}$$

Actuele dampspanning:

De actuele dampspanning e_a volgt uit [6.8] en luidt:

$$e_a = h * e_s = 0,78 * 1,76 = 1,37 \text{ kPa}$$

Aërodynamische weerstand:

De aërodynamische weerstand r_a is een functie van de windsnelheid op twee meter hoogte (u₂). Met de eenheden zoals die in de Penman vergelijking [6.14] worden gebruikt kan r_a met [6.5] berekend worden:

$$r_a = \frac{1}{86400} * \frac{245}{(0,54 * 3,2 + 0,5)} = 0,00127 \text{ dag/m} = 1,27 * 10^{-6} \text{ dag/mm}$$

Zonnestraling:

Uit tabel 6.4 kan de lengte van de dag worden afgelezen:

$$N = 16.5 \text{ uur} \rightarrow \frac{n}{N} = \frac{7,4}{16,5} = 0,45$$

Tabel 6.3 geeft R_A/λ :

$$\frac{R_A}{\lambda} = 16,6 \text{ kgm}^{-2}\text{d}^{-1}$$

en dus:

$$\frac{R_A}{\lambda\rho} = 0,0166 \text{ m/dag} = 16,6 \text{ mm/dag}$$

Een schatting van de korte-golf straling aan het oppervlak kan gemaakt worden met de eerste vergelijking uit tabel 6.2:

$$\frac{R_C}{\lambda\rho} = (0,20 + 0,48 * 0,45) * 16,6 = 6,91 \text{ mm/dag}$$

De lange golf straling wordt geschat met [6.11]:

$$R_B = 0,0049 * (273 + 15,5)^4 * (0,47 - 0,21 * \sqrt{1,37}) * (0,2 + 0,8 * 0,45) = 4,26 \text{ MJd}^{-1}\text{m}^{-2}$$

Voor de equivalente verdampingsintensiteit wordt door $\lambda\rho=2.45 \text{ GJ/m}^3$ gedeeld:

$$\frac{R_b}{\lambda\rho} = 1,74 \text{ mm/dag}$$

Netto stralingsintensiteit voor open water ($r=0.06$):

$$\frac{R_N}{\lambda\rho} = (1 - 0,06) * 6,91 - 1,74 = 4,75 \text{ mm/dag}$$

Met Penman [6.14] kan nu E_0 worden berekend:

$$E_0 = \frac{0,11 * 4,75 + \left(\frac{1004}{1000} \frac{1,205}{2450000} \right) \left(\frac{1,76 - 1,37}{1,27 * 10^{-6}} \right)}{0,11 + 0,066} = 3,83 \text{ mm/dag}$$

6.6 Verdampingsmeting

Natuurlijke evaporatie kan op twee manieren worden gemeten: als de mate waarin de hoeveelheid vloeibaar water afneemt of de mate waarin de hoeveelheid waterdamp toeneemt. Bij metingen in de vloeibare fase wordt een gesloten systeem verondersteld; de verdamping wordt dan bepaald als het netto verlies aan water van het systeem in een vastgestelde tijd.

Bij metingen in de dampfase wordt meestal aangenomen dat de atmosfeer een open systeem is; de evaporatie wordt dan bepaald door integratie van de snelheid waarmee waterdamp de atmosfeer binnenkomt.

Atmometers

Atmometers zijn instrumenten waarmee de verdamping wordt gemeten van een gestandaardiseerd poreus oppervlak, zoals bijvoorbeeld vloeipapier of poreuze steen. Daartoe leest men dagelijks het waterniveau af op een gekalibreerd buisje of vat. Het verschil tussen twee opeenvolgende standen geeft het waterverlies door verdamping. Bekende atmometers zijn die van Piche, Livingstone en Black-Bellani. De verdamping gemeten met een atmometer is zeker geen werkelijke verdamping. De cijfers hebben slechts vergelijkende waarde voor het 'verdampend vermogen' van de atmosfeer.

Meting van waterverlies

Bij dit type metingen wordt een massa- of volumebalans opgesteld voor water in een bepaald grondvolume of waterlichaam, bijvoorbeeld de lysimeter (zie verder), een stroomgebied of een polder. De waterbalans over een bepaalde periode luidt:

$$E = P - \frac{Q + dS/dt + \varepsilon}{A} \quad [LT^{-1}]$$

[6.18]

waarin:

E	netto verdamping per eenheidsoppervlak	$[LT^{-1}]$
P	netto watertoevoer per eenheidsoppervlak	$[LT^{-1}]$
Q	netto watervolume dat het systeem in- of uitstroomt	$[L^3T^{-1}]$
dS/dt	verandering van berging in het systeem	$[L^3T^{-1}]$
ε	waterverlies dat niet wordt gemeten en dus een fout introduceert	$[L^3T^{-1}]$
A	oppervlakte van het systeem	$[L^2]$

De verandering in de berging kan omvatten:

- Oppervlaktewater: veranderde waterstanden, afleesbaar op peilschalen.
- Grondwater: veranderde grondwaterstanden, afleesbaar in waarnemingsbuizen. De toename van de geborgen hoeveelheid grondwater is gelijk aan de verhoging van de grondwaterstand vermenigvuldigd met de bergingscoëfficiënt.
- Bodemvocht: toename van het bodemvochtgehalte, bepaald door bemonstering of met een neutronsonde.

De fout die ontstaat met deze berekeningsmethode is een sommatie van fouten in de overige gemeten variabelen.

Verdampingsbakken of -pannen

Deze eenvoudige instrumenten worden veel gebruikt ter bepaling van de potentiële verdamping. Het zijn open bakken met water waarin dagelijks het waterniveau wordt afgelezen. Na correctie voor de gemeten neerslag verkrijgt men het waterverlies door verdamping.

De verdampingspan kan zich op het landoppervlak bevinden, ingegraven zijn of drijven. Een bekend voorbeeld van de eerste soort is de Class A-pan van het U.S. Weather Bureau, die ook elders veel ingang heeft gevonden. Het is een ronde stalen bak geplaatst op een houten roosterwerk. Ingegraven pannen worden soms gebruikt bij bepaling van de waterbehoefte van gewassen; het waterniveau bevindt zich dan op bodemhoogte zodat een betere schatting van de referentie gewas evaporatie mogelijk is. Een bezwaar van een ingegraven bak is echter dat geen directe controle op lekkage mogelijk is. Een drijvende bak is een verdampingsbak gemonteerd in een framework dat drijft in een meer. Het framework dient tevens om de golven te dempen, teneinde inspatten te voorkomen. Drijvende bakken zijn ondermeer toegepast in het IJsselmeer bij Urk.



Figuur 6.8 - Class A Evaporation pan

De verdamping uit een verdampingspan kan nogal wat verschillen van de verdamping die in de omgeving van de pan plaatsvindt. Zelfs in open water geeft een verdampingspan nog geen juiste waarde ten gevolge van zijdelingse warmte uitwisseling en schaalverschillen. De ondiepe bak reageert veel sneller op temperatuursveranderingen dan een diep water.

Om dit te corrigeren heeft men empirische *pan-coëfficiënten* ingevoerd:

$$E_0 = k_{pan} E_{pan} \quad [LT^{-1}]$$

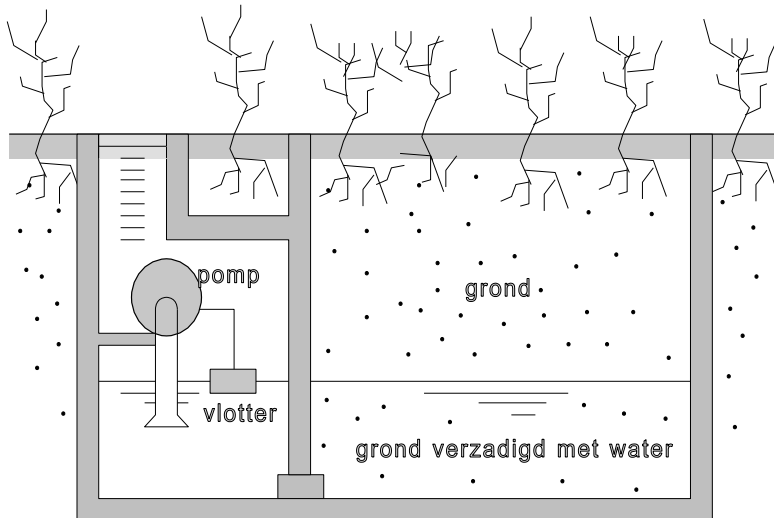
[6.19]

Omdat de gegevens verkregen met een verdampingspan veel gebruikt worden voor irrigatie doeleinden zijn vooral coëfficiënten afgeleid voor de Amerikaanse class-A pan. De waarden van de pan-coëfficiënten kunnen voor verschillende omstandigheden sterk uiteen lopen. Echter de gemiddelde maandelijkse verdampingswaarden, bepaald met de verdampingspan, geven in de meeste klimaten een maximale fout van ongeveer 10%. Zo zijn cijfers over de verdamping uit verdampingsbakken altijd waardevol ter vergelijking van de verdamping op verschillende plaatsen en tijden.

Lysimeters

Een lysimeter is een bak van staal, beton of kunststof die tot aan de rand is ingegraven in het terrein. De bak is gevuld met liefst ongeroerde grond die ter plaatse voorkomt en begroeid met hetzelfde gewas als het aangrenzende terrein. Een lysimeter is hydrologisch geïsoleerd zodat het lekverlies $\varepsilon = 0$. Onder in de bak is een drainage aangebracht die het grondwater in de lysimeter verbindt met een waterreservoir met pomp. De grondwaterstand in de lysimeter kan zo constant gehouden worden. De in- en uitgepompte hoeveelheden worden geregistreerd. In geval van een weegbare lysimeter is er geen pomp en kan de bergingsverandering dS/dt bepaald worden door het verschil in gewicht.

Het moge duidelijk zijn dat ter plaatse van de lysimeter tevens een regenmeter wordt opgesteld. Voor de lysimeter kan een waterbalans worden opgesteld waaruit de werkelijke verdamping volgt.



Figuur 6.9 - Lysimeter

Lysimeters worden toegepast:

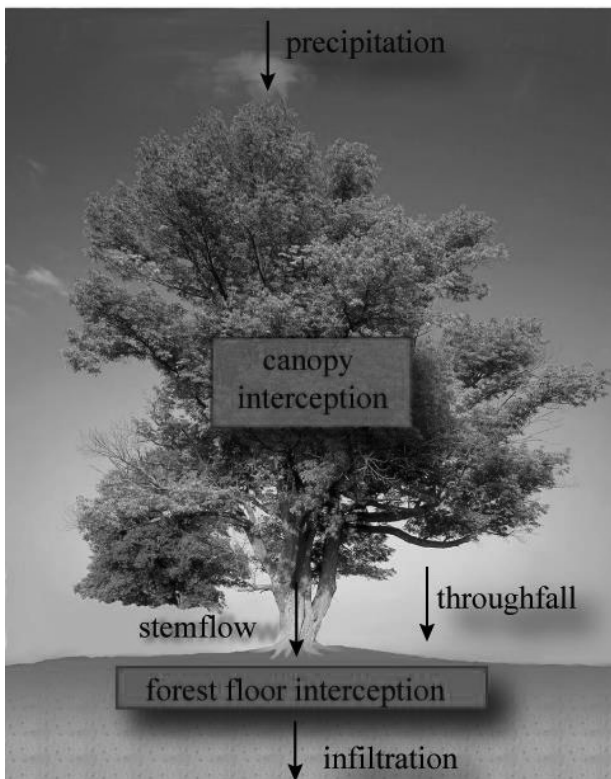
1. Ter bepaling van de verdampingsterm E in de waterbalans voor een bepaald gebied.
2. Om de invloed op de verdamping te onderzoeken van: de diepte van de grondwaterstand, de bodemgesteldheid, of het gewas
3. Ter bepaling van de drainage, de aanvulling van het grondwater of nuttige neerslag
4. Ter bepaling van condensatie en dauw (alleen door weging mogelijk)
5. Ter bestudering van de chemische samenstelling van het gedraineerde water, in verband met opname en afzetting van stoffen in de bodem.

In Nederland zijn al veel lysimeters geconstrueerd. Zeer bekend zijn de lysimeters van het Provinciaal Waterleidingbedrijf Noord-Holland in de duinen te Castricum. Deze vier lysimeters zijn aangelegd in het begin van de jaren '40 en bevatten nu respectievelijk een bos van loofhout, een bos van naaldhout, duinvegetatie en onbegroeid duinterrein. Elke lysimeter heeft een oppervlakte van $35 \times 25 \text{ m}^2$. De verschillende begroeiingen geven duidelijk verschillende verdampingscijfers.

Interceptiemetingen

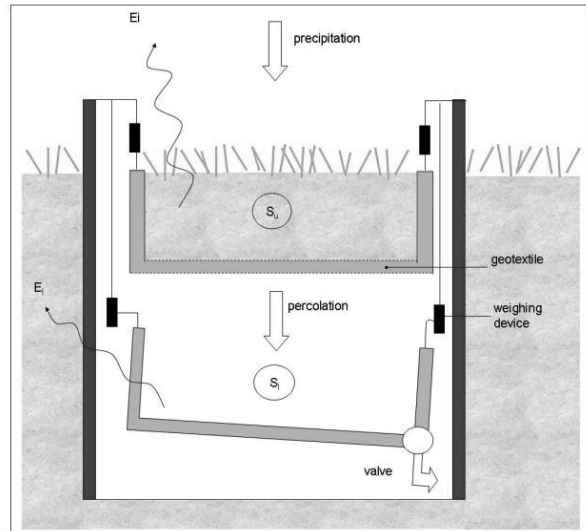
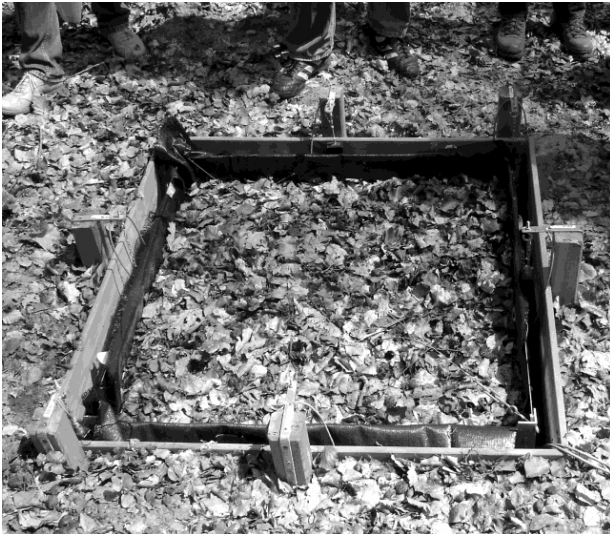
Na een regenbui is het aardoppervlak nat. Er ligt water geborgen op de bladeren (van bomen, struiken en bodembegroeiing), op het verharde oppervlak (wegen, daken, etc.), in de bovenste laag van de bodem, op afgevalen bladeren, etc. Een groot deel van deze hoeveelheid geborgen water (interceptie) zal niet tot afvoer komen, maar verdampen binnen enkele uren/dagen na de regenbui. Dit is de interceptieverdamping (I).

Om de hoeveelheid water te bepalen die door bomen wordt vastgehouden (*canopy interception*) en vervolgens verdampt, wordt veelal gebruik gemaakt van de waterbalans (zie fig. 6.10). Er wordt gemeten hoeveel neerslag er gevallen is, hoeveel water er onder de bomen door valt (*throughfall*) en hoeveel water er via de stam afvloeit (*stemflow*). Het verschil tussen de neerslag en de som van de stemflow en de throughfall, is de interceptie van boomvegetatie.



Figuur 6.10 - Schematisatie van de processen m.b.t. interceptie

De hoeveelheid water die geborgen wordt in de bovenste laag van de bodem (*forest floor interception*) kan worden gemeten met een top layer interceptiemeter (zie fig. 6.11). Deze interceptiemeter, die ontwikkeld is door de TU Delft, bestaat uit twee aluminium bakken, welke boven elkaar in de grond zijn geïnstalleerd. De bovenste bak is gevuld met de toplaag van de bodem en is waterdoorlatend d.m.v. een geotextiel. De onderste bak is waterondoorlatend en bevat een klep om het overtollige water af te voeren. Het gewicht van de twee bakken (S_u en S_l) wordt nauwkeurig gemeten met rekstrookjes. Door het verwaarlozen van de verdamping uit de onderste bak, het meten van de neerslag, het wegen van S_u en S_l en het registreren van de hoeveelheid water dat door de klep wordt afgevoerd kan de verdamping uit de toplaag van de bodem (E_i) worden bepaald.



Figuur 6.11 - Top layer interceptiemeter

Waterbalansen van stroomgebieden en meren

Rivierafvoeren zijn tegenwoordig nauwkeurig te meten en geven daardoor een goed beeld van de oppervlakteafvoer van een stroomgebied. Het is echter lastig om aan de hand van afvoermetingen een indirecte schatting te maken van de verdamping. Dit is vooral omdat de bergingsverandering van het stroomgebied in [6.18] lastig te bepalen is. In geval van een meer is dit nog moeilijker omdat zowel de in- als de uitstroming gemeten moeten worden en lekverliezen moeilijk te schatten zijn. Wel kan op deze wijze vaak bruikbare informatie worden verkregen over de invloed van veranderingen in landgebruik op de verdamping. Voor een preciezer bepaling van verdamping in een stroomgebied zullen altijd aanvullende onafhankelijke metingen noodzakelijk zijn.

Meting van verticaal damptransport

Methoden waarbij verdamping gemeten wordt als verticale dampflux door de lucht worden ook wel micrometeorologische methoden genoemd. De verdamping kan hierbij eveneens plaatsvinden vanaf een wateroppervlak, bodem of vegetatie. De metingen worden gedaan in de turbulente lucht dicht bij de grond, zodat de gemeten dampflux een goede benadering is van de verdamping aan de oppervlakte.

Micrometeorologische metingen vallen in twee soorten uiteen:

- de methode waarbij gemiddelde gradiënten worden gemeten gaat ervan uit dat het transport van waterdamp en verdampingswarmte beschreven kan worden door verticale ééndimensionale diffusievergelijkingen. Hierbij wordt aangenomen dat karakteristieken van de turbulente luchtlag van invloed zijn, i.t.t. die van het verdampingsoppervlak.
- Aërodynamische methoden relateren de aërodynamische weerstand (= verband tussen verdamping en het verschil in dampdruk op verschillende hoogten) aan het windsnelheidsprofiel.