

8. Water in de onverzadigde zone

8.1 Inleiding

De onverzadigde zone is het gedeelte van de bodem boven de grondwaterspiegel. Deze zone bevat zowel water als lucht en is daarom belangrijk voor de plantengroei en dus voor de landbouw. In deze zone waarin zowel water als lucht voorkomen, ontwikkelen de planten hun wortelstelsels, waarmee ze het voor de groei benodigde water onttrekken. De processen die zich afspelen in de onverzadigde zone worden daarom ook wel ondergebracht onder de noemer *agrohydrologie*.

De onverzadigde zone fungeert als een reservoir dat wordt aangevuld door infiltratie van neerslag en door opstijging van water uit de verzadigde zone. De infiltratiecapaciteit van de bodem bepaalt hoeveel water er kan infiltreren en hoeveel er over het landoppervlak afstroomt, en is daarom belangrijk voor de hydrologische processen in een gebied.

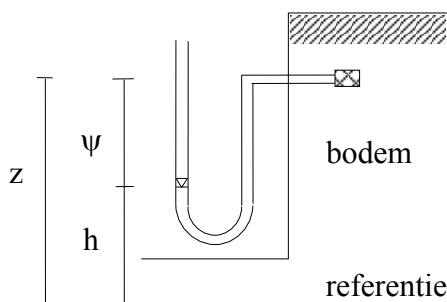
8.2 Algemene vergelijking onverzadigde zone

In principe kan ook in de onverzadigde zone gebruik gemaakt worden van de wet van Darcy als grondwatervergelijking. Het grote verschil is dat de doorlatendheid K nu een functie is van de verzadigingsgraad en dus het bodemvochtgehalte θ . Als er meer water in de poriën zit, zal de doorlatendheid hoger zijn.

Het *bodemvochtgehalte* θ geeft de verhouding tussen het volume water en het totale grondvolume. De doorlatendheid K is afhankelijk van het bodemvochtgehalte, dus:

$$K = K(\theta) \quad [LT^{-1}] \quad [8.1]$$

In de praktijk is dit goed te zien in het geval dat men probeert water te infiltreren op droog zand met een bodemvochtgehalte van nul. Het water zal dan ook niet infiltreren; K is in de beginsituatie dus ook nul! Het bodemvochtgehalte θ kan op meerdere manieren bepaald worden: gravimetrisch (wegen grondmonster voor en na drogen in oven), met een tensiometer (zie fig. 8.1), door middel van een elektrische weerstandsmeting in gipselementen of nylonelementen, met behulp van een neutronsonde of met een gammastraler (lijkt wat op de neutronsonde). Al deze methoden hebben hun eigen voor- en nadelen.



Figuur 8.1 – Tensiometer

De *verzadigingsgraad* S geeft de verhouding aan tussen het volume water en het poriënvolume, ofwel het bodemvochtgehalte gedeeld door de effectieve porositeit:

$$S = \frac{\theta}{n_e} = \frac{V_{water}}{V_{porien}} \quad [L^3] \quad [8.2]$$

In de onverzadigde zone ziet de algemene grondwatervergelijking er nu als volgt uit:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x(\theta) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y(\theta) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} - Q \quad [8.3]$$

met in plaats van de bergingsterm $S = \frac{\partial h}{\partial t}$ nu de verandering van het bodemwatergehalte per tijdseenheid: $\frac{\partial \theta}{\partial t}$. (Vergelijk dit met de algemene grondwaterstromingsvergelijking in paragraaf 7.4.)

Stijghoogte

De grondwaterspiegel of het freatische vlak is het vlak waar de waterdruk gelijk is aan de atmosferische druk; in de onverzadigde zone is de druk dus negatief en wordt daarom ook wel aangeduid met *zuigspanning* (Engels: *tension* of *suction*) in meters waterkolom.

De stijghoogte is evenals in de verzadigde zone gelijk aan de som van plaats- en drukhoogte. De negatieve drukhoogte: de zuigspanning in de onverzadigde zone wordt nu aangegeven met het symbool ψ (in m waterkolom) en kan gemeten worden met een tensiometer. Er volgt:

$$h = z + \frac{p}{\rho g} = z + \psi \quad [L] \quad [8.4]$$

Als er alleen verticale stroming optreedt, geldt:

$$q_z = -K(\theta) \frac{dh}{dz} \quad [L^2T^{-1}] \quad [8.5]$$

Als q_z positief is, is er dus een opwaartse stroming, en geldt $\frac{dh}{dz} < 0$. Daaruit volgt:

$$1 + \frac{d\psi}{dz} < 0 \quad \text{ofwel} \quad \frac{dp}{dz} < -\rho g \quad [8.6]$$

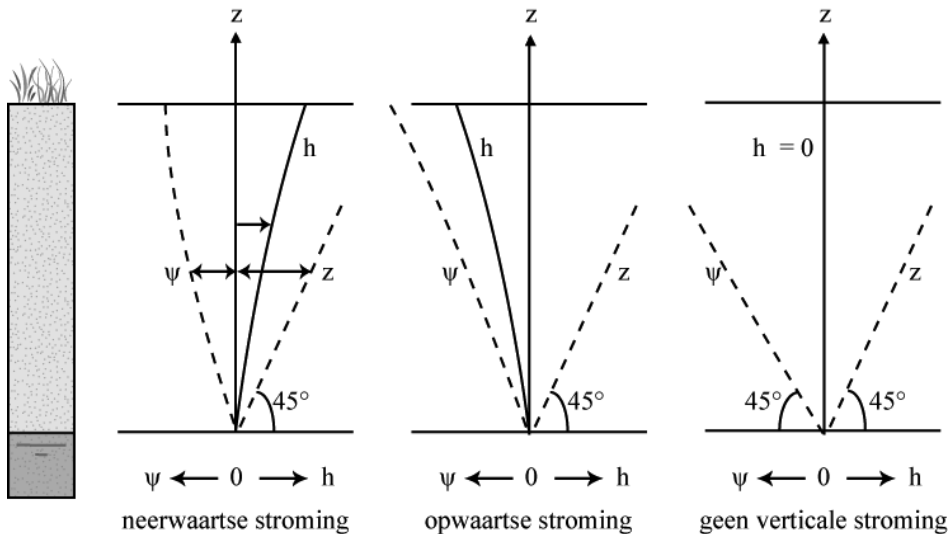
Voor neerwaartse stroming is af te leiden dat:

$$1 + \frac{d\psi}{dz} > 0 \quad \text{ofwel} \quad \frac{dp}{dz} > -\rho g \quad [8.7]$$

Als er geen verticale stroming is geldt:

$$\frac{d\psi}{dz} = -1 \quad \text{of} \quad \frac{dp}{dz} = -\rho g \quad [8.8]$$

In fig. 8.2 worden deze gevallen grafisch weer gegeven.



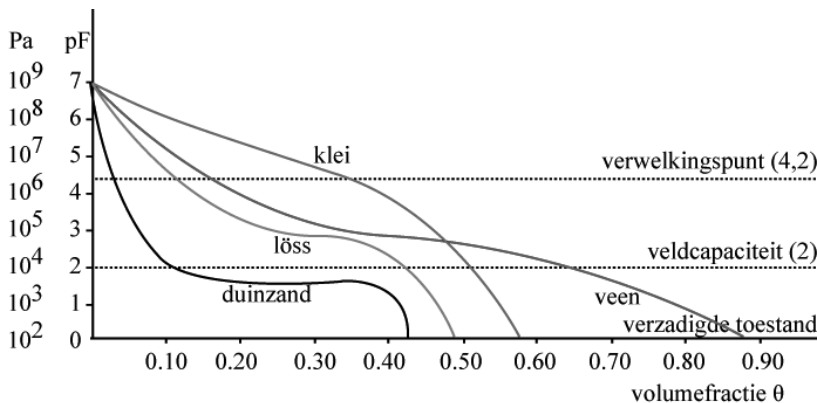
Figuur 8.2 – Stromingsgevallen in de onverzadigde zone

8.3 De bodemvocht karakteristiek

Voor elke grondsoort kan de zogenaamde *bodemvocht karakteristiek* en dus $\psi(\theta)$ worden bepaald. Dit gebeurt door bij aangelegde onderdrukken elke keer het bodemvochtgehalte te bepalen. Deze bepaling gebeurt in stationaire toestand, zonder verticale stroming.

Omdat in de onverzadigde zone deze onderdrukken sterk kunnen variëren ($0 - 10^9$ Pa), wordt, om tot hanteerbare getallen te komen – vooral van belang voor de grafische weergave van de bodemvocht karakteristiek – vaak gebruik gemaakt van de zogenaamde *pF-waarde*: de logaritme van de absolute waarde van de onderdruk in cm. Zo is een zuigspanning van 10^5 cm waterkolom gelijk aan een pF-waarde van 5.

De pF-waarden liggen tussen 0 (of officieel $-\infty$) en 7. Dit kan verklaard worden, omdat bij volledige verzadiging van de bodem, dus in het freatische vlak $\psi = 0$ cm, dus $pF = -\infty$ en bij stof droge grond bij 105°C $\psi = 10^7$ cm, dus $pF = 7$.



Figuur 8.3 – Bodemvocht karakteristieken voor verschillende grondsoorten

Veldcapaciteit

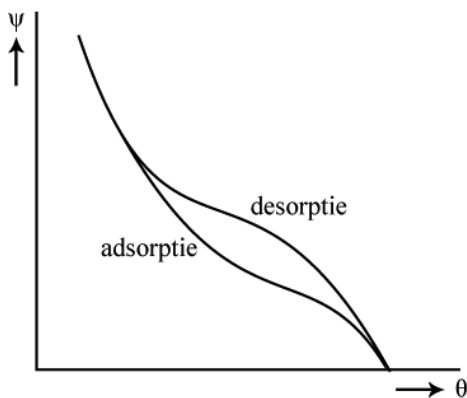
De *veldcapaciteit* (Engels: field capacity) geeft het bodemvochtgehalte aan dat tegen de werking van de zwaartekracht in kan worden vastgehouden door de bovenlaag van de grond. Dit is het geval wanneer na een overvloedige regenbui het water in de grond enige dagen heeft kunnen uitzakken. De bijbehorende pF-waarden liggen dan tussen de 1,8 en 2,2. De pF-waarde waarbij de grond op veldcapaciteit is verschilt per grondsoort. Een pF-waarde van 2,0 komt overeen met de voorjaarstoestand in Nederlandse gronden.

Verwelkingspunt

Het *verwelkingspunt* (Engels: wilting point) is het bodemvochtgehalte waarbij het voor plantenwortels niet meer mogelijk is water op te nemen uit de grond, omdat het water door de zuigspanning van de korrels te sterk gebonden wordt. De bijbehorende pF-waarde is ongeveer 4,2. Als de grond zo droog is geworden, gaat de plant blijvend verwelken. Het verwelkingspunt ($pF \approx 4,2$) is voor alle grondsoorten ongeveer gelijk.

De bodemvocht karakteristiek geeft dus het verband tussen de onderdruk ψ en bodemvochtgehalte θ , en is voor iedere grondsoort verschillend. Fig. 8.3 geeft voor verschillende karakteristieke grondsoorten de bijbehorende pF-curven. Hieruit blijkt ondermeer dat voor de planten bij een zandgrond weinig water beschikbaar is, namelijk rond de 7%. Deze waarde wordt gevonden uit het bodemvochtgehalte bij veldcapaciteit minus het gehalte bij het verwelkingspunt. Bij klei is dat ca. 20%, bij veen zo'n 30%. Bij deze laatste blijkt tevens dat veel water (ongeveer 25%) niet onttrokken kan worden door planten. Verder is te zien dat zandgronden veel sterker droogtegevoeliger zijn dan klei en veen. Bij een kleine afname van de hoeveelheid bodemvocht, bij een bodemvochtgehalte in de buurt van het verwelkingspunt, neemt de pF-waarde voor zand veel meer toe dan voor klei of veen. In gebieden met een ondiepe grondwaterstand is ook het bodemvocht dicht boven de grondwaterspiegel, waar de pF-waarde kleiner dan 2 is, voor de planten beschikbaar. Hier kan door capillaire opstijging vanuit het grondwater het bodemvocht weer aangevuld worden.

Een lastige bijkomstigheid is, dat de bodemvocht karakteristiek of de pF-curve afhankelijk is van de wijze waarop een bepaalde vochttoestand wordt bereikt. Gedurende een toename van het bodemvochtgehalte (adsorptie) heeft de grafiek een ander verloop dan bij afname van het bodemvochtgehalte (desorptie). Dit verschijnsel wordt *hysterese* genoemd (zie fig. 8.4).



Figuur 8.4 – Hysterese in de relatie $\psi - \theta$

De verklaring voor deze hysterese is voor een deel te vinden in capillaire krachten; bij toename van het vochtgehalte raken kleine poriën gevuld met behulp van deze capillaire krachten, terwijl bij uitdroging dezelfde krachten het uitdrogingsproces vertragen. Verder kunnen bij bevochtiging

en wateronttrekking de korrels een andere pakking krijgen, wat invloed heeft op de pF-curve (vooral bij klei- en veengronden). Bij bevochtiging bestaat ook een grote kans op insluiting van lucht. In de praktijk heeft men tijdens het groeiseizoen regelmatig te maken met aanvulling van en uitdroging van het bodemwater, zodat toch goed gebruik kan worden gemaakt van de bodemwaterkarakteristiek.

8.4 Infiltratie

Het binnentreden van oppervlaktewater in de grond noemt men *infiltratie*. Meestal komt het water dan in de onverzadigde zone terecht. Ook aanvulling van water onder het grondoppervlak door middel van een buizen- of slotenstelsel wordt infiltratie genoemd. Het omgekeerde proces noemt men kwel. Het woord kwel wordt echter ook gebruikt als water afkomstig uit diepere lagen – onzichtbaar – uittreedt in drains en sloten.

Infiltratie wordt meestal aangeduid met de *infiltratie-intensiteit* f (m/s of m/d).

Omdat deze snelheid of intensiteit voor een bepaald infiltratieoppervlak geldt wordt eigenlijk een volume water aangegeven. De *infiltratiecapaciteit* f_p geeft de maximaal mogelijke snelheid van de infiltratie aan die onder gegeven omstandigheden mogelijk is.

De infiltratiecapaciteit bepaalt welk deel van de effectieve neerslag (= neerslag minus verliezen (zie ook paragraaf 9.6.1)) in de bodem dringt. Eenmaal in de bodem (onverzadigde zone) kan het water óf verdampen óf percoleren naar het grondwater. Helaas wordt door menselijke activiteiten de infiltratiecapaciteit meestal juist verkleind; verstedelijking resulteert in grote 'verharde' oppervlakten waar water moeilijk kan infiltreren. Ontbossing heeft tot gevolg dat water niet meer vastgehouden wordt maar sneller afstroomt over het oppervlak; daardoor is er minder tijd voor infiltratie. De aanvulling van het grondwater is bepalend voor de *basisafvoer* van rivieren: aan het eind van droge perioden bestaat de afvoer alleen uit toestroming van grondwater, die langzaam afneemt, omdat de grondwaterspiegel daalt.

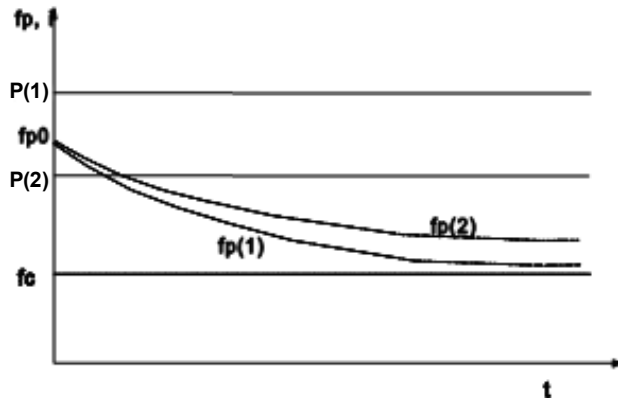
Dus infiltratie is dus vooral van praktische betekenis voor:

- afvoerprocessen
- de aanvulling van het bodemwater (onverzadigde zone)

De volgende factoren bepalen de grootte van de infiltratiecapaciteit:

- grondsoort en structuur van het bodemmateriaal: iedere grondsoort heeft een andere doorlatendheid en porositeit;
- gelaagdheid;
- vegetatie-intensiteit en soort vegetatie: planten verbeteren de structuur van de grond en vergroten de porositeit en biologische activiteit. Ook zorgen planten en bomen ervoor dat water vastgehouden wordt en meer tijd heeft om te infiltreren. Kale grond zal na verwijdering van de vegetatie onder invloed van regendruppels 'dichtslibben' zodat na verloop van tijd de infiltratiecapaciteit drastisch verlaagd is;
- landbouw: op plaatsen waar bijvoorbeeld sprake is van erosiegevaar, is de grond vaak op zo'n manier gecultiveerd dat er minder oppervlakteafvoer plaatsvindt;
- het actuele vochtgehalte en zuigspanning van de bodem: een natte bodem zal minder goed water opnemen dan droge grond. Door het uitzetten en inkrimpen van klei kunnen gedurende droge perioden scheuren worden gevormd die de infiltratiecapaciteit vergroten.

In de praktijk is er vaak toch een grote ruimtelijke variabiliteit in al deze factoren, zelfs als men naar een relatief klein gebied kijkt. Hierdoor wordt de infiltratie vaak een erg complex proces, dat maar gedeeltelijk met vergelijkingen en modellen kan worden beschreven.



Figuur 8.5 – Verloop f_p in de tijd

Bij voortdurende toevoer van water neemt de infiltratiecapaciteit af tot een bepaalde waarde f_c . Bij kleinere neerslagintensiteiten duurt het langer voordat de waarde f_c bereikt wordt, fig. 8.5 geeft dit weer. De f_c – waarde zelf blijkt niet af te hangen van de neerslagintensiteit.

Het verloop van f_p wordt veroorzaakt door:

- toename van het watergehalte en daarmee vermindering van de waterspanning;
- het dichtslaan van de grond door de neerslag door het opzwellen van kleideeltjes;
- het insluiten van lucht in de poriën;
- de grootte van de neerslagintensiteit.

8.5 Bodemvochtprofielen

De veranderingen die in het bodemvochtgehalte optreden ten gevolge van de infiltratie zullen nu voor enkele gevallen worden beschreven.

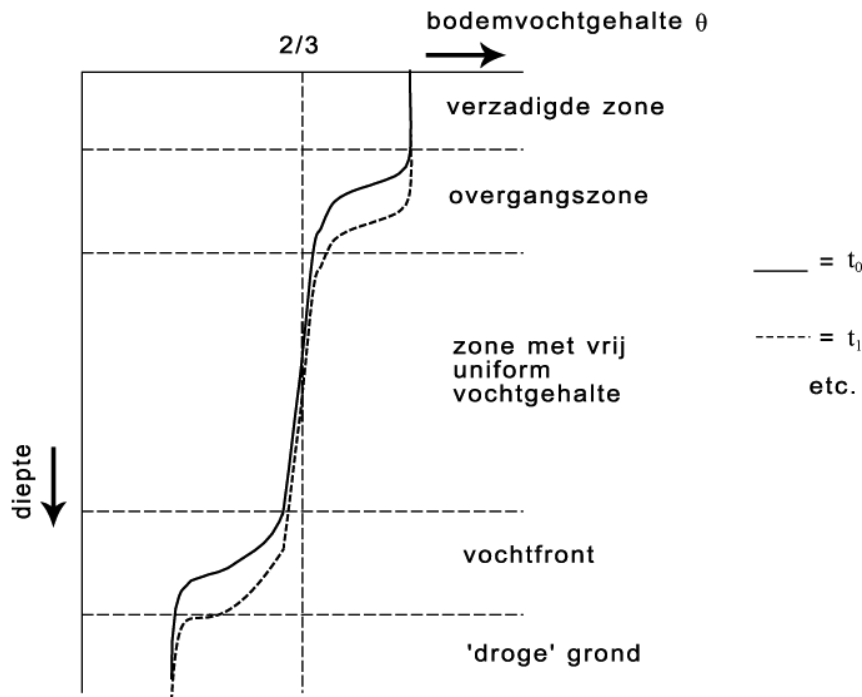
Wanneer op een homogene ondergrond met een diepe grondwaterspiegel (> 4 à 5 m) een laag water met een constante diepte wordt aangebracht, ontstaat na enige tijd een bodemvochtprofiel zoals aangegeven in fig. 8.6 (op $t = t_0$). De bovenste laag van de grond is dan verzadigd; eronder ontstaat een overgangszone waarin het vochtgehalte rond $2/3$ van de porositeit ligt. De overgang naar de 'droge' grond wordt gevormd door het *vochtfront*. Bij een constante watertoevoer beweegt het vochtfront en de overgangszone naar de verzadigde zone zich steeds verder naar beneden (t_1). Onder het vochtfront bevindt zich 'droge' grond dat wil zeggen een pF -waarde rond het verwelkingspunt.

Bij gelaagdheid van de grond (inhomogeen) zal water accumuleren boven een laag met een kleine doorlatendheid. Er ontstaat dan een schijnwaterspiegel die weer verdwijnt nadat de infiltratie is opgehouden.

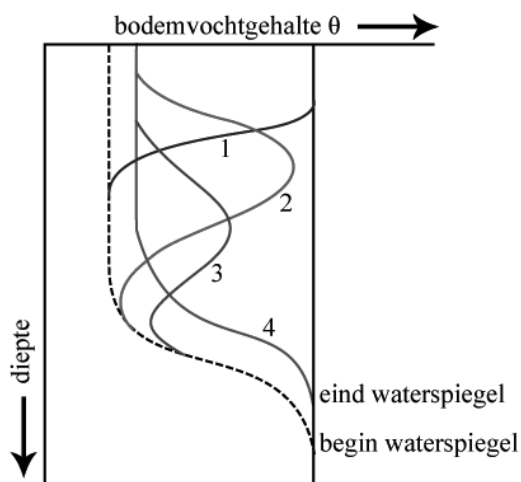
In fig. 8.7 is er sprake van tijdelijke infiltratie van bijvoorbeeld een regenbui, bv. gedurende één uur. De lijnen geven de verdeling van het bodemvocht aan na resp. 1, 2, 3 en 4 uur. De gestippelde lijn in fig. 8.7 geeft het vochtprofiel weer in de begintoestand. Het bodemvochtprofiel beschrijft een soort golfbeweging met een in benedenwaartse richting afnemende piek, totdat zich

een nieuw profiel en een nieuwe grondwaterspiegel hebben ingesteld; het bodemwater kan namelijk niet worden vastgehouden en zakt door naar het grondwater (de verzadigde zone) (tijdstippen 1, 2 en 3 uur). Hierdoor neemt het bodemvochtgehalte in de onverzadigde zone door infiltratie toe tot veldcapaciteit en er ontstaat een stijging in de grondwaterspiegel (4 uur).

Hoelang dit proces van herverdeling van het bodemvocht duurt, hangt af van de grondsoort en de diepte van de grondwaterspiegel; de duur varieert van een aantal uren tot enkele dagen. Na dit proces van herverdeling staat het bodemvochtprofiel vanaf dat moment weer onder invloed van verdamping en opname van water door planten uit de bodem.



Figuur 8.6 – Constante infiltratie in 'droge' grond



Figuur 8.7 – Infiltratie en aanpassing van het vochtprofiel

8.6 Infiltratiemodellen

Green-Ampt model (1911)

Dit model dat werd afgeleid door Green en Ampt is gebaseerd op de wet van Darcy en gaat uit van een scherp vochtfront tussen het deel van de bodem, dat goeddeels verzadigd is met het geïnfiltreerde water en met verzadigingsgraad S , en het nog onverzadigde (droge) gedeelte, met verzadigingsgraad S_0 . Het gedeelte boven het vochtfront heeft de *verzadigde doorlatendheid* $K(S)$. De infiltratie-intensiteit volgens Darcy is nu:

$$\text{Darcy: } f = -K(S) \frac{\varphi_f - \varphi_0}{z_f} \quad [\text{LT}^{-1}] \quad [8.9]$$

Waarin:

φ_f	de stijghoogte vlak voor het vochtfront	[L]
φ_0	is de stijghoogte ter plaatse van het infiltrerende oppervlak (maaiveld)	[L]
z_f	de infiltratiediepte (zie ook fig. 8.8).	[L]

De infiltratie-intensiteit neemt af met toenemende z_f . Ook geldt de continuïteitsvergelijking:

$$f = (S - S_0) n_e \frac{dz_f}{dt} = (\theta - \theta_0) \frac{dz_f}{dt} = \Delta\theta \frac{dz_f}{dt} \quad [\text{LT}^{-1}] \quad [8.10]$$

Met $\Delta\theta = \theta - \theta_0 =$ verschil in bodemvochtgehalte voor en achter het vochtfront.

Gelijkstellen van [8.9] en [8.10] geeft:

$$\frac{dz_f}{dt} = K(S) \frac{\Delta\varphi}{\Delta\theta} \frac{1}{z_f} \quad [\text{LT}^{-1}] \quad [8.11]$$

met als integratieconstante $C = 0$, want op $t = 0$ geldt $z_f = 0$.

Verder geldt $\Delta\varphi = \varphi_0 - \varphi_f$.

Hieruit volgt voor z_f :

$$z_f = \left(2K(S) \frac{\Delta\varphi}{\Delta\theta} t \right)^{\frac{1}{2}} \quad [\text{L}] \quad [8.12]$$

De infiltratie-intensiteit f is dan:

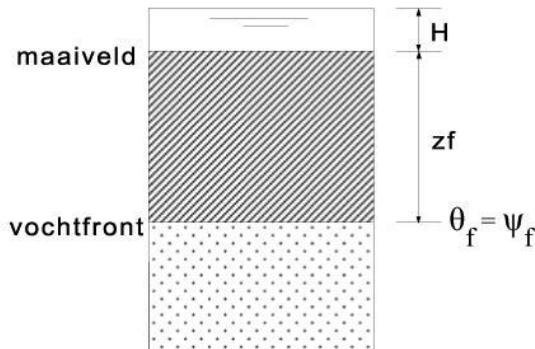
$$f = \left(\frac{K(S) \Delta\varphi \Delta\theta}{2t} \right)^{\frac{1}{2}} \quad [\text{LT}^{-1}] \quad [8.13]$$

f is dus evenredig met $\frac{1}{\sqrt{t}}$.

Indien zich op het maaiveld een laagje water met constante diepte H bevindt kan [8.9] als volgt geschreven worden:

$$f = -K(S) \frac{\psi_f - (z_f + H)}{z_f} \quad [LT^{-1}] \quad [8.14]$$

De stijghoogte ter plaatse van het vochtfront is gelijk aan de zuigspanning ψ_f wanneer het front als referentie dient. z_f is de toenemende lengte waarover al water is geïnfiltreerd.



Figuur 8.8 - Scherp vochtfront volgens Green-Ampt model

Als H relatief klein is kan [8.14] worden omgewerkt tot:

$$f = K(S) - \frac{K(S)\psi_f S}{F} \quad [LT^{-1}] \quad [8.15]$$

Waarin:

F het totaal aan water dat geïnfiltreerd is, gegeven door $z_f (\theta - \theta_0) = z_f S$ [L]

S het initiële vochtdeficit van de grondkolom als volumefractie. [-]

Wanneer de totale hoeveelheid geïnfiltreerd water F toeneemt, nadert f tot de doorlatendheid K(S). Deze waarde wordt meestal wat lager verondersteld dan de doorlatendheid bij volledig verzadigde grond.

Bovenstaande benaderingswijze blijkt goed te voldoen bij grofkorrelig materiaal (zanden), omdat daarbij een scherp vochtfront optreedt.

Infiltratievergelijking van Horton (1939)

Deze bekende empirische formule heeft de vorm:

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c) e^{-\alpha t} \quad [LT^{-1}] \quad [8.16]$$

voor $P > f_p$ en $P > f_c$

Waarin

f_0 de initiële infiltratiecapaciteit [LT⁻¹]

f_c de eindwaarde die door infiltratie bereikt wordt [LT⁻¹]

α een constante is. [T⁻¹]

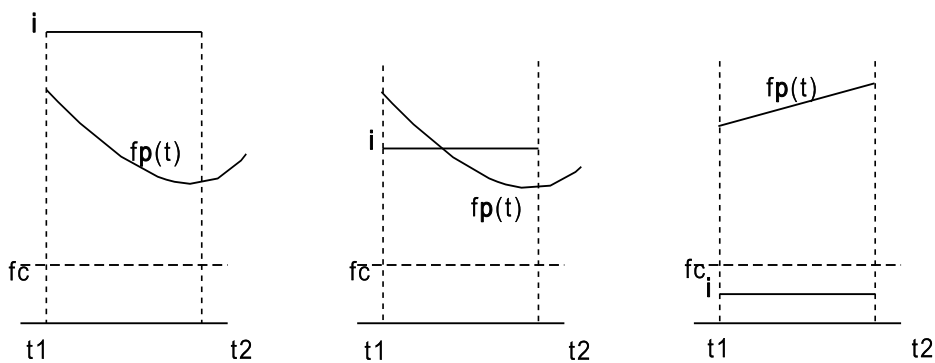
Deze waarden hangen zoals vermeld af van bodemeigenschappen en de aanvankelijke vochttoestand van de grond. Verder geldt:

$$f_p(t_2) = f_p(t_1) - \alpha (P - f_p)(t_2 - t_1) \quad [LT^{-1}] \quad [8.17]$$

Voor $P < f_p$ en $[P < f_c \text{ of } i > f_c]$

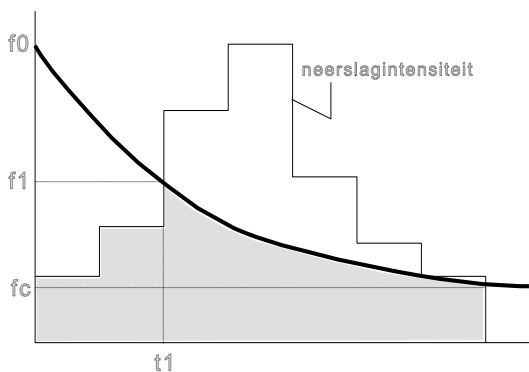
Hierin is α dezelfde constante als in [8.16] en er geldt $P = \text{constant}$. Uit deze formule blijkt dat voor $P = f_c$ de infiltratiecapaciteit constant blijft, terwijl voor $P < f_c$ er een herstel optreedt.

In fig. 8.9 is een en ander weergegeven.



Figuur 8.9 - Verband tussen i en f_p in verhouding tot f_c volgens Horton

Fig. 8.10 geeft het verloop van de infiltratie volgens Horton bij een bepaald neerslagverloop. Op tijdstip t_1 is de neerslagintensiteit voor het eerst groter dan de infiltratiecapaciteit. Nu is het zo dat de waarde f_1 bereikt is door afname van f_0 naar f_1 onder invloed van het toegenomen bodemvocht; dit bodemvocht wordt gegeven door de oppervlakte onder de f -curve tussen t_0 en t_1 . Deze hoeveelheid is echter groter dan de in die tijd gevallen neerslag waaruit volgt dat de werkelijke infiltratiecapaciteit op tijdstip t_1 groter zal zijn dan f_1 .



Figuur 8.10 - Hortonse infiltratiecurve

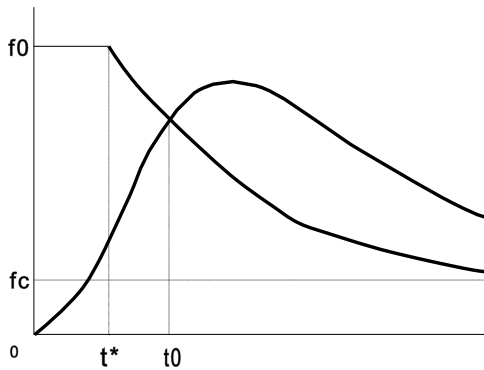
Deze inconsistentie volgt uit de aanname van Horton dat er aan het oppervlak onbeperkte watertoevoer plaatsvindt zodat steeds de infiltratie maximaal is.

De volgende werkwijze wordt in dit geval vaak gevolgd (zie fig. 8.11): de f-curve wordt zodanig in de tijd verschoven dat de oppervlakten onder de neerslag- en infiltratiecurve tot tijdstip t_0 waar de grafieken elkaar kruisen gelijk zijn. Dan geldt:

$$\int_{t^*}^{t_0} f(t-t^*) dt = \int_0^{t_0} P(t) dt \quad [L] \quad [8.18]$$

$$f(t_0-t^*) = P(t_0) \quad [LT^{-1}]$$

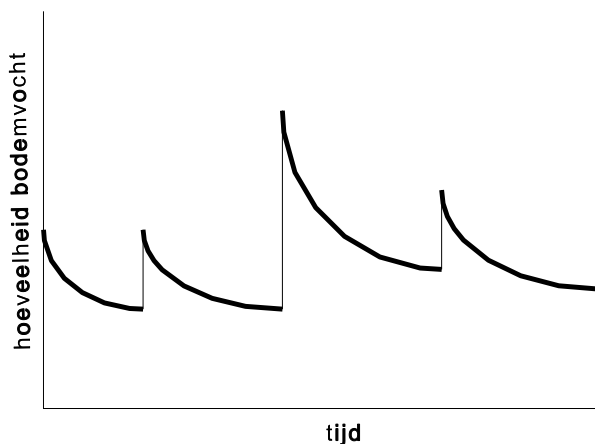
De verschuiving t^* wordt *ponding time* genoemd.



Figuur 8.11 - Verschuiving infiltratiecurve

'Antecedent Precipitation' methoden

De infiltratiecapaciteit wordt in sterke mate bepaald door de voorgeschiedenis met betrekking tot de neerslag. Als het een tijd lang droog is geweest zal er meer water infiltreren dan wanneer de bodem door langdurige neerslag veel vocht bevat. Daarom zijn er methoden ontwikkeld die infiltratie bepalen met de gevallen neerslaghoeveelheden als uitgangspunt. Wanneer er een bui plaatsvindt, wordt de totale neerslaghoeveelheid opgeteld bij de bestaande vochttoestand van de bodem. Er ontstaat dan een beeld als in fig. 8.12. Vervolgens wordt de vochttoestand op een bepaald moment verwerkt in coëfficiënt α van [8.16]. Meestal wordt bij berekening van de vochttoestand een periode van een maand beschouwd.



Figuur 8.12 - Verloop vochttoestand van de bodem

Verschillende empirische methoden relateren infiltratie niet slechts aan de bestaande vochttoestand, maar ook aan de tijd van het jaar, de buiduur, de bui-intensiteit en berging op het landoppervlak. Hier zal verder niet op in worden gegaan.

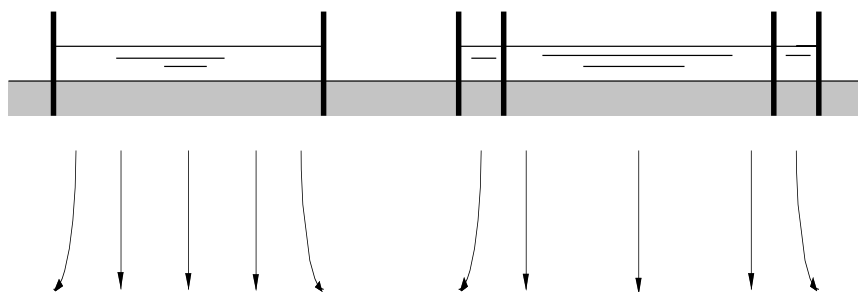
8.7 Infiltratiemeting

Infiltratiemetingen moeten uitgevoerd worden in het veld, omdat het proces beïnvloed wordt door natuurlijke factoren als bodemstructuur, vochtgehalte en plantendek. In deze paragraaf zullen twee methoden worden beschreven: het gebruik van infiltrometers en het toepassen van regen-simulators op proefvelden: sprinklermetingen. Verder zou men gebruik kunnen maken van lysimeterwaarnemingen of van analyses van de neerslag-afvoerrelaties van stroomgebieden.

Infiltrometers

Deze meetapparaten bestaan gewoonlijk uit een enkele of dubbele ring die enkele centimeters in de grond wordt gebracht. Het gedeelte boven de grond wordt gevuld met water dat op constant niveau boven maaiveld wordt gehouden. De hoeveelheid water die daarvoor moet worden toegevoegd wordt met bepaalde tussenpozen afgelezen van een reservoir met maatverdeling.

Infiltrometers met een dubbele ring hebben in beide ringen hetzelfde waterniveau, maar alleen in de binnenste ring wordt gemeten; op deze manier kan worden vermeden dat een verstoring aan de rand door zijdelingse wegstroming de meting beïnvloedt.



Figuur 8.13 - Infiltrometer met enkele en dubbele ring

Sprinkler-metingen

Dit soort metingen worden uitgevoerd op speciale proefgebiedjes van enkele tientallen vierkante meters grootte. Met behulp van sprinklers wordt een bepaalde neerslag met bekende intensiteit gesimuleerd; deze intensiteit is groter dan de infiltratiecapaciteit ($P > f_p$). Het proefgebiedje heeft een kleine helling en het water dat over het oppervlak afstroomt ($P - f_p$) wordt in een goot opgevangen en doorlopend gemeten. Na lange tijd bereikt de afstroming een bij benadering constante waarde waaruit geconcludeerd kan worden dat de infiltratieondergrens f_c is bereikt.

Sprinkler metingen leveren infiltratiewaarden op die gemiddeld de helft bedragen van meetwaarden verkregen met infiltrometers. Dit wordt veroorzaakt doordat vallende waterdruppels een ander effect hebben op infiltratie dan een stilstaande waterschijf. De resultaten kunnen daarom alleen worden toegepast bij gelijkwaardige veldomstandigheden.