S. van der Schaaf
J.Ph.M. Witte

Vakgroep Waterhuishouding

Inleiding Landschapshydrologie

K150-003

Landbouwuniversiteit Wageningen

06140212

S. van der Schaaf
J. Ph. M. Witte

Vakgroep Waterhuishouding

INLEIDING LANDSCHAPSHYDROLOGIE

K150-003

Uitgave november 1997

Landbouwuniversiteit **Wageningen**

INHOUDSOPGAVE

1. INLEIDING 1-1

1.1. WAT IS LANDSCHAPSHYDROLOGIE? 1-1

1.2. EIGENSCHAPPEN VAN WATER 1-2

1.3. VOORKOMEN VAN WATER 1-3

1.4. STROMING VAN WATER 1-5

2. DE WATERBALANS VAN EEN GEBIED 2-1

2.1. INLEIDING 2-1

2.2. VASTSTELLING VAN DE GRENZEN VAN EEN BALANSGEBIED 2-3

2.3. ENKELE WATERBALANSEN 2-7

3. BALANSPOSTEN 3-1

3.1. NEERSLAG 3-1

3.1.1. Verdeling 3-1

3.1.2. Meetmethoden 3-3

3.1.3. Interpolatie van metingen 3-5

3.1.4. Extreme waarden 3-6

3.2. VERDAMPING 3-7

3.2.1. Het verdampingsproces 3-7

3.2.2. Overzicht bepalingsmethoden 3-9

3.2.3. De vergelijkingen van Penman en Makkink 3-12

3.3. AAN- EN AFVOER VAN OPPERVLAKTEWATER 3-14

3.3.1. Waterverdeling in Nederland 3-14

3.3.2. Afvoermetingen 3-16

3.4. KWEL EN WEGZIJGING 3-20

3.5. BERGINGSVERANDERING 3-22

4. GRONDWATER 4-1

4. 1. INLEIDING 4-1

4. 2. BODEMKUNDIGE EN LANDSCHAPPELIJKE INDICATIES 4-1

4. 3. GRONDWATERTRAPPEN 4-2

4. 4. DE BETEKENIS VAN GRONDWATER 4-4

4. 5. ENERGIE EN STROMING VAN GRONDWATER 4-6

4. 6. DE BEGRIPPEN ENERGIE, POTENTIAAL EN STIJGHOOGTE 4-7

4. 6. 1. Energie en vloeistofstroming 4-7

4. 6. 2. Potentiaal 4-12

4. 6. 3. Stijghoogte en richting van de grondwaterstroming 4-13

4. 7. STROMING VAN GRONDWATER: HOEVEELHEID EN STROMINGSBEELD 4-21

4. 7. 1. De wet van Darcy 4-21

4. 7. 2. Bepaling van de doorlaatfactor 4-24
Bepalingsmethoden 4-24
Veldmethoden 4-24
De boorgatmethode volgens Hooghoudt en Ernst 4-25
De piëzometermethode 4-25
Laboratoriummethoden 4-25
Correlatieve methoden 4-26
4. 7. 3. Continuïteit en de wet van Darcy in meerdimensionale stationaire stroming. 4-27
4. 7. 4. Anisotrope grond 4-31
4. 7. 5. Equipotentiaallijnen en stroomlijnen 4-33
4. 7. 6. Schematiseren van stromingsbeelden; veronderstelling van Dupuit 4-36
4. 7. 7. Analytisch beschrijven van grondwaterstromingen: werkwijze 4-37
4. 7. 8. Analytisch beschrijven van grondwaterstromingen: voorbeeld 4-37
Fase 1: Vereenvoudiging 4-38
Fase 2. Opstellen vergelijkingen, gebaseerd op het continuïteitsbeginsel 4-40
Fase 3. Betrekking tussen debiet en filtersnelheid 4-41
Fase 4. Inbrengen wet van Darcy 4-41
Fase 5. Oplossen differentiaalvergelijking 4-42
Fase 6. Bepaal de randvoorwaarden 4-42
Fase 7. Integratieconstante oplossen 4-42
Hoe groot zijn de fouten? 4-43
4. 7. 9. Kinetische energie van grondwater 4-46
4.8. GEOHYDROLOGISCHE SCHEMATISERING IN WATERVOERENDE EN SCHEIDENDE LAGEN; DOORLAATVERMOGEN EN VERTICALE WEERSTAND 4-47
4. 8. 1. Inleiding 4-47
4. 8. 2. Doorlaatvermogen 4-47
4. 8. 3. Verticale weerstand 4-49
4. 8. 4. Bepalingsmethoden voor *kD*- en *c*-waarden 4-51
Pompproeven 4-51
Fase 1. Vereenvoudiging 4-52
Fase 2. Opstellen vergelijkingen, gebaseerd op het continuïteitsbeginsel 4-54
Fase 3. Betrekking tussen debiet en filtersnelheid 4-54
Fase 4. Toepassen wet van Darcy 4-54
Fase 5. Oplossen differentiaalvergelijking 4-54
Fase 6. Bepalen van randvoorwaarden 4-54
Fase 7. Integratieconstante oplossen 4-55

Het gebruik van isohypsenkaarten 4-56
Bepaling van kD- en c-waarden via de waterbalans 4-58
5. BODEMVOCHT 5-1
5.1. INLEIDING 5-1
5.2. DE WATERBALANS VAN DE ONVERZADIGDE ZONE 5-1
5.3. CAPILLAIRE OPSTIJGING 5-2
5.3.1. De volcapillaire zone; ligging van de grondwaterspiegel 5-2
5.3.2. De onverzadigde zone 5-5
Drukhoogte en vochtgehalte 5-5
De beschikbaarheid van vocht voor een gewas 5-7
5.4. VOCHTTRANSPORT BOVEN DE GRONDWATERSPIEGEL 5-9
5.4.1. Inleiding 5-9
5.4.2. De energietoestand van bodemvocht 5-9
5.4.3. Doorlatendheid in de onverzadigde zone 5-11
5.4.4. Percolatietijd van opgeloste stoffen in een dikke onverzadigde zone 5-14
5.5. ENKELE CONSEQUENTIES VAN K-θ EN H-θ RELATIES. 5-17
5.5.1. Ontwateringsdiepten bij akkerbouw en grasland 5-17
5.5.2. Ontwateringsdiepte op verschillende gronden. 5-18
5.5.3. Verdamping van zandverstuivingen 5-20
5.5.4. Grondwaterstand en vegetatie 5-20
5.5.5. Grondwater en stadsontwikkeling 5-21
6. MAATREGELEN TEGEN VERDROGING EN VERVUILING 6-1
6.1. INLEIDING 6-1
6.2. VERDROGING TAST NEDERLANDSE NATUUR AAN 6-1
6.3. KWELWATER VOOR EEN BEEKDAL 6-7
6.4. EEN BUFFERZONE TEGEN VERDROGING 6-9
6.5. EEN BUFFERZONE TEGEN NITRAAT 6-13
6.6. INTERNE MAATREGELEN TEGEN VERDROGING VAN EEN HOOGVEEN 6-16
LITERATUUR Lit-1
LIJST VAN NATUURKUNDIGE EENHEDEN Defsym-1
DEFINITIES VAN HYDROLOGISCHE GROOTHEDEN Defsym-3
LIJST VAN SYMBOLEN Defsym-8
VERGELIJKINGENGIDS VOOR HET EXAMEN "INLEIDING LANDSCHAPSHYDROLOGIE" Exa-1

LEESWIJZER

Om de collegestof goed te kunnen volgen is kennis van wiskunde en natuurkunde op VWO-niveau noodzakelijk. Tevens wordt de student geacht op de hoogte te zijn van veel gebruikte natuurkundige eenheden, zoals Pa(scal) voor druk en N(ewton) voor kracht. Niettemin is achter in dit dictaat een overzicht van eenheden opgenomen (blz. Defsym 1-2).

Wij raden aan de te behandelen stof voor ieder hoorcollege van te voren uit het collegedictaat te bestuderen. Tijdens ieder hoorcollege wordt de stof voor het volgende college bekend gemaakt.

Bij het onderwijselement horen ook opgaven. Deze zijn met hun antwoorden in een aparte bundel opgenomen. In het collegedictaat wordt op verscheidene plaatsen verwezen naar de opgaven uit deze bundel. Maak deze eerst voordat je de stof verder bestudeert. De oplossingen worden uitgebreid behandeld tijdens de contacturen op vrijdag. In de opgavenbundel staat overigens ook een aantal opgaven die tijdens vorige examens zijn gesteld.

Mochten er in dit dictaat onduidelijkheden of fouten zitten, dan horen de docenten dat graag.

1. INLEIDING

1.1. WAT IS LANDSCHAPSHYDROLOGIE?

Hydrologie is de wetenschap die zich bezig houdt met het voorkomen, de beweging en de eigenschappen van het water in en op de aardkorst, uitgezonderd het water in de atmosfeer en in de zee. De studie van het water in de atmosfeer en de zee wordt tot respectievelijk de meteorologie en de oceanografie gerekend. Hydrologie vormt de terrestrische schakel tussen meteorologie en oceanografie.

De hydrologie kan worden onderverdeeld in verschillende vakgebieden. De agrohydrologie bestudeert de betekenis van het water voor de landbouw. Deze studie is vaak geconcentreerd op de bovengrond (tot ± 1.5 m -mv) van een enkele locatie. De geohydrologie richt zich daarentegen op het water op grotere diepten in de grond, en op ruimtelijke relaties via het grondwater. Geohydrologen berekenen bijvoorbeeld hoe het water van de ene plek in het landschap stroomt naar een andere plek, of hoeveel de grondwaterstand daalt bij het oppompen van grondwater. De afvoerhydrologie houdt zich bezig met de afvoer van oppervlaktewater, bijvoorbeeld voor de voorspelling van hoogwatergolven in rivieren. In de ecohydrologie wordt de betekenis van het water voor de natuur bestudeerd.

Er kunnen zo nog meer onderverdelingen worden gemaakt. In de praktijk zijn de vakgebieden niet scherp afgegrensd. Dat is logisch omdat water stroomt en zich niet houdt aan de kunstmatige begrenzing die wetenschappers aanbrengen. Water stroomt in de bodem, het terrein van de agrohydroloog, bereikt het diepe grondwater, het domein van de geohydroloog, en treedt tenslotte uit in een beek of rivier waar de stroming wordt bestudeerd door een afvoerhydroloog.

Eenvoudige observaties leren dat de topografie van invloed is op de stroming van water, waarbij grond- en oppervlaktewater onder invloed van de zwaartekracht van hoger naar lager gelegen delen stromen. Door stroming hangen veel ruimtelijke relaties tussen landschapsonderdelen samen met de waterhuishouding. Zo wordt de Gelderse Vallei gevoed door grondwater dat op de Veluwe als regenwater is geïnfiltreerd. Omdat het grondwater onder de Veluwe een groot reservoir vormt, is de aanvoer naar de Gelderse vallei vrij constant zodat de landbouw hier 's zomers niet gauw last heeft van vochttekorten. Tijdens het transport verandert de chemische samenstelling van het water. Regenwater is van nature voedselarm en basenarm. Tijdens de stroming in de ondergrond wordt het water verrijkt met vooral calcium- en bicarbonaationen, waarbij de *pH* stijgt. Het in de Gelderse vallei uittredende grondwater is hierdoor aantrekkelijk voor orchideeën en andere bijzondere plantesoorten. Toename van de grondwaterwinning op de Veluwe heeft tot gevolg dat de grondwaterstroming naar de Gelderse Vallei in intensiteit afneemt, en vormt aldus een bedreiging voor de natuur op vele kilometers afstand van de winplaats.

Bovenstaand voorbeeld laat zien dat de morfologie van het landschap van invloed is op de waterhuishouding. De waterhuishouding bepaalt echter ook de morfologie van het landschap. Denk maar aan het gebied van onze grote rivieren, waar door sedimentatie grote vlakten zijn ontstaan. Of aan sommige reliëfrijke beekdalen in Pleistoceen Nederland, die door watererosie zijn gevormd. Een wel zeer geprononceerde invloed van het water op het landschap vinden we terug in de vorm van onze stuwwallen, die door gletsjers (bevroren water) zijn gevormd.

Water heeft ook een zeer grote invloed op de vorming van bodems. In zandgronden waar alleen regenwater infiltreert is een ander soort bodems ontstaan (podzolen) dan in natte zandgebieden waar grondwater uittreedt (beekeerdgronden). De bodems bepalen te zamen met de waterhuishouding welk soort landbouw bedreven kan worden. Beekeerdgronden kunnen gebruikt worden als grasland; goed ontwaterde podzolen zijn na bemesting geschikt voor maïsteelt. Bodem- en waterhuishouding bepalen ook het type natuur dat ontwikkeld kan worden. Op natte beekeerdgronden kan men proberen een soortenrijk hooiland te ontwikkelen; een droge podzol is hier volkomen ongeschikt voor. Dit bodemtype leent zich meer voor de ontwikkeling van een droge-heidevegetatie of een Eiken-Berkenbos.

In de toponymie vinden we de betekenis van water voor het landschap weerspiegeld. Namen met 'veld', 'zand', 'berg', 'es', 'geest' en 'donk' duiden op relatief hoog gelegen infiltratiegebieden; 'beek', 'veen', 'goor' en 'made' duiden op (voormalig) natte gebieden.

We hebben nu met enkele voorbeelden laten zien dat veel verschijningsvormen en ruimtelijke relaties in het landschap samenhangen met de waterhuishouding. Het is daarom vanzelfsprekend dat planologen, landschapsecologen, cultuurtechnici en anderen die zich bezig houden met het landschap, hydrologisch geschoold moeten zijn. Met het vak 'Inleiding Landschapshydrologie' wordt een basis gelegd voor deze scholing. De landschapshydrologie onderscheidt zich van andere disciplines binnen de hydrologie doordat alle vraagstukken zijn toegesneden op haar studie-object, het landschap. Methodisch bestaan er echter geen verschillen met andere vakgebieden binnen de hydrologie. In dit dictaat wordt vrijwel alleen ingegaan op vraagstukken betreffende de waterkwantiteit, waarbij vooral de geohydrologie aan de orde zal komen, en in mindere mate de agrohydrologie en de afvoerhydrologie. Studenten die zich tevens willen bekwamen in andere aan de hydrologie gerelateerde disciplines worden verwezen naar de studieprofielen die op de vakgroep Waterhuishouding aanwezig zijn.

1.2. EIGENSCHAPPEN VAN WATER

De dichtheid van water is 1000 kg m^{-3}, dat wil zeggen dat 1 cm^3 water bij 4^0 C, 1 g massa heeft. Lost een zout in water op, dan verandert het volume nauwelijks maar de massa wel, zodat de dichtheid toeneemt.

Water is een goed oplosmiddel voor allerlei stoffen en fungeert daarom veelvuldig als transportmiddel. Door organismen wordt water gebruikt voor het transport van o.a. voedingsstoffen (sapstroom bij planten, bloedsomloop bij mensen en dieren). In het milieu

fungeert water als transportmiddel voor opgeloste stoffen, al dan niet van natuurlijke oorsprong (kalkrijk- of brak grondwater, zure regen, verontreinigd rivier- of grondwater).

Water is een stof met thermostaateigenschappen. Dit is van belang voor het leven op aarde, omdat dit leven aan vrij nauwe temperatuurgrenzen is gebonden. Bovendien hebben grote hoeveelheden open water (zeeën, meren) hierdoor een sterke invloed op het klimaat. Het thermostaatkarakter van water wordt veroorzaakt door:

- een hoge soortelijke warmte (4.18 kJ kg^{-1});
- een zeer hoge verdampingswarmte (2445 kJ kg^{-1} bij 20 °C), waardoor verdamping van water een belangrijke afkoeling geeft, en condensatie afkoeling kan tegengaan;
- een hoge stollingswarmte (334 kJ kg^{-1}), waardoor water niet gemakkelijk bevriest;
- een grootste dichtheid bij 4 °C, waardoor een stilstaande watermassa alleen aan de bovenzijde bevriest.

Deze eigenschappen berusten op het bijzondere karakter van het watermolecuul. Tussen twee moleculen water kan een waterstofbrug ontstaan, waarbij een H-atoom van het ene molecuul een binding vormt met een O-atoom van het andere molecuul. Deze waterstofbrug is zwak vergeleken bij de chemische binding, maar veel sterker dan de krachten die tussen twee normale moleculen van dezelfde grootte werkzaam zijn. De waterstofbrug heeft een sterke voorkeur voor bepaalde richtingen. In ijs leidt dit tot het ontstaan van tetraëders, die een tamelijk open rooster vormen. IJs is daardoor lichter dan water, hydrologisch een zeer belangrijk gegeven. Ook in vloeibaar water leiden deze bindingen nog plaatselijk tot het ontstaan van molecuulaggregaten. Bij hogere temperaturen zijn de aggregaten door de grotere warmtebeweging meer afgebroken. Hiervoor is veel energie nodig (hoge soortelijke warmte). Bij verdamping moeten de moleculen geheel los komen uit de aggregaten (hoge verdampingswarmte). De viscositeit (stroperigheid) neemt sterk af bij toenemende temperatuur. Ook dit verschijnsel berust op een afnemen van het aandeel aan aggregaten, waardoor de beweeglijkheid van de moleculen groter wordt.

De waterstofbruggen verlenen aan water een aanzienlijke treksterkte. Water in nauwe buizen kan daardoor aan grote trekkrachten worden onderworpen zonder dat de waterdraad breekt. Planten maken hiervan gebruik wanneer ze water door hun houtvaten transporteren. Hierdoor kan water de toppen van hoge bomen bereiken. Met een zuigpomp (die een wijde zuigbuis heeft) is in theorie slechts een maximale opvoerhoogte van 10 m mogelijk (in de praktijk niet meer dan 7 à 8 m), omdat in wijde buizen de waterkolom altijd breekt onder vorming van dampbellen (een opvoerhoogte van 10 m komt overeen met een onderdruk van 0.1 MPa of 1 bar).

1.3. VOORKOMEN VAN WATER

De totale hoeveelheid water op aarde is niet precies bekend. Fig. 1.1 geeft een samenvatting van recente schattingen. Het grootste deel (97%) bevindt zich in de oceanen en zeeën en is dus zout. Op de tweede plaats staan de ijskappen en gletsjers, waarin bijna

2% is opgeslagen (in vaste vorm). De zeeën beslaan ongeveer 70% van het aardoppervlak. Als de ijskappen aan de polen zouden smelten, zou het zeeniveau ongeveer 50 m stijgen. Dit verklaart mede de sterke wisselingen in zeestand gedurende het Pleistoceen: in de ijstijden een lage zeestand (regressie), tijdens de interglacialen een hoge zeestand (transgressie).

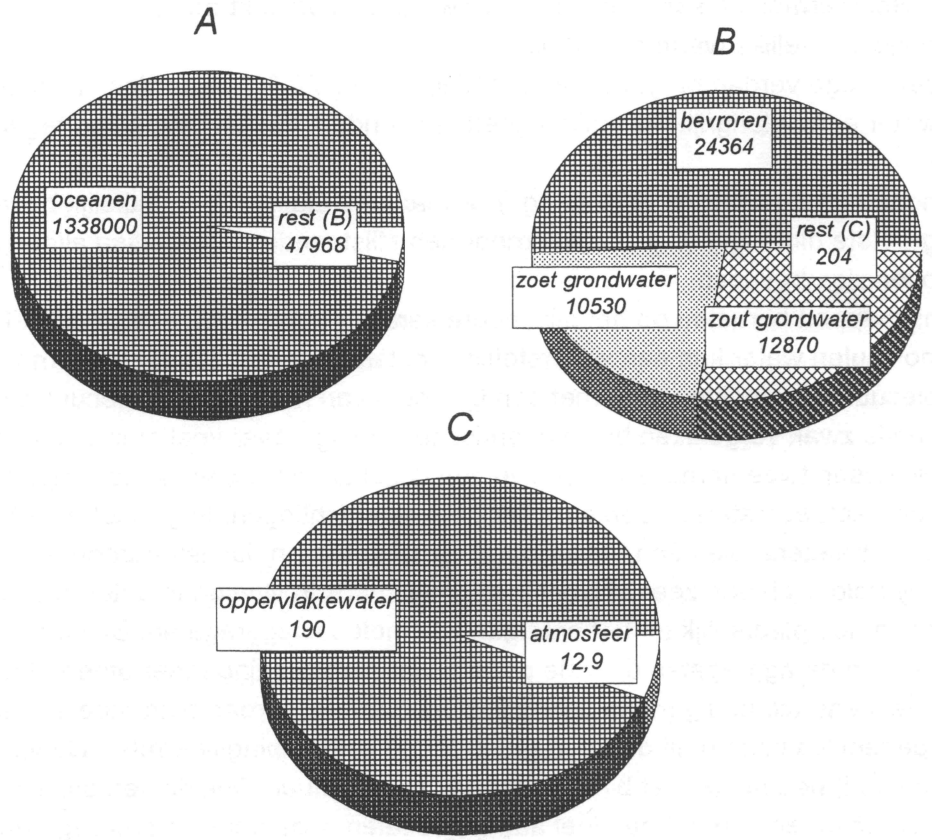


Fig. 1.1. Het voorkomen van water op aarde in 10^3 km^3 (IGG-TNO, 1994).

Ongeveer 1% van al het vloeibare water op aarde is zoet. Daarvan is het grootste gedeelte (circa 97%) grondwater, dat zich onder het aardoppervlak bevindt. In de atmosfeer bevindt zich een zeer gering percentage van het 'aardse' water (0.001%). Over het gehele aardoppervlak komt dit overeen met een waterschijf van ongeveer 30 mm. De neerslag op aarde is gemiddeld ruim dertig maal zo groot. Er is dus een sterke circulatie via de atmosfeer.

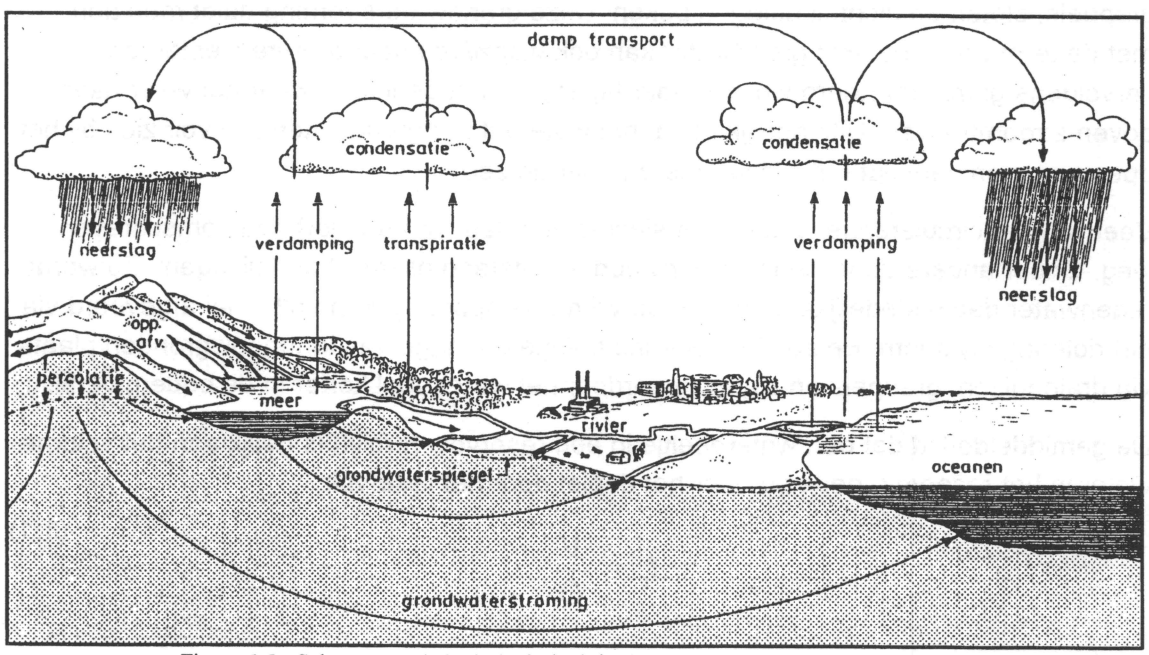
De mens en de terrestrische dieren- en plantenwereld zijn afhankelijk van zoet water, waarvan zich het grootste deel in de bodem bevindt, soms op grote diepte. De meeste levende wezens bestaan voor meer dan 70% uit water. Een ha voederbieten bijvoorbeeld, met een opbrengst van 120 ton vers gewicht, bevat 114 m^3 water (en 6 ton droge

stof). Deze hoeveelheid komt overeen met een waterschijf van 11.4 mm. Tijdens het groeiseizoen heeft een dergelijk gewas tenminste een verbruik van 350 mm (voor opbouw, verdamping en uitscheiding), dus ruim 30 maal zo veel.

1.4. STROMING VAN WATER

Men kan de oceanen, de ijskappen, het grondwater, de atmosfeer e.d. beschouwen als reservoirs. Er vindt een voortdurende uitwisseling plaats tussen de reservoirs door middel van verdamping, neerslag en andere vormen van watertransport. De circulatie via de atmosfeer, de rivieren en de ondergrond staat bekend als de *hydrologische kringloop* (figuur 1.2).

Vanouds heeft men zich verwonderd over de loop van het water: "Alle rivieren stromen naar zee, nochtans raakt de zee niet vol" (Prediker 1:7). Palissy (1580) geeft de eerste beschrijving van de kringloop, doordat hij de afvoer van de rivieren toeschrijft aan de neerslag. Eerst 100 jaar later werd deze theorie bevestigd, toen Perrault (1678) en Mariotte (1686) de afvoer van de Seine bepaalden. De neerslag op het stroomgebied bleek ruim voldoende om de afvoer te verklaren.



Figuur 1.2. Schema van de hydrologische kringloop (naar Maurits Là riviere, 1989).

De energie voor de kringloop wordt geleverd door de zon. Ongeveer de helft van de zonne-energie die het aardoppervlak bereikt wordt gebruikt voor de verdamping van water. Op zee is de jaarlijkse verdamping groter dan de neerslag. De wind voert de waterdamp van de oceanen naar de continenten.

Op het land is in humide streken de jaarlijkse neerslag groter dan de verdamping, waardoor een overschot ontstaat. Veel regen wordt opgevangen door de begroeiing, waar een klein deel achterblijft om vervolgens te verdampen. Dit noemt men *interceptie*. Van het water dat het bodemoppervlak bereikt - de *netto-neerslag* - wordt een deel direct geabsorbeerd. Een ander deel verdampt vanuit de bodem of verzamelt zich in kleine depressies, van waaruit het alsnog de bodem indringt of, bij aanhoudende regen, als *oppervlakte-afvoer* (surface runoff) verder stroomt. Deze oppervlakte-afvoer komt terecht in het open water (beken, rivieren, meren of moerassen) dat vervolgens terugstroomt naar de oceanen.

De stroming omlaag dòòr het bodemoppervlak staat bekend als *infiltratie*. De bodemeigenschappen bepalen hoeveel water in de bovenste lagen, de zogenaamde *onverzadigde zone*, achterblijft. Het is dit reservoir van *bodemvocht*, waaruit de meeste bomen en planten het water betrekken dat zij nodig hebben voor de groei. Het verbruikte water komt via de huidmondjes door *transpiratie* terug in de atmosfeer. Dat gedeelte van de neerslag dat niet verdampt (via interceptie, transpiratie of bodem), noemt men het *neerslag-overschot*. Als het watergehalte van de onverzadigde zone toeneemt tot boven de veldcapaciteit (College Inleiding Bodemkunde) *percoleert* het dieper de grond in en voegt zich bij het *grondwater*. Dit water kan een vrij korte weg volgen naar drains, greppels, sloten en dichtbij gelegen beken. Deze grondwaterstroming duidt men aan met de term *drainage*. Het grondwater kan ook *wegzijgen* naar grotere diepten en vervolgens getransporteerd worden naar lager gelegen gebieden waar het weer naar boven stroomt (*kwel*). Uiteindelijk voegt het water uit het grondwaterreservoir zich bij het open water en vervolgt het zijn weg terug naar de zee.

Veel van het circulerende water volgt slechts een deel van de hierboven omschreven weg. Onder andere door menselijke invloeden ontstaan allerlei 'kortsluitingen'. Zo wordt regenwater dat in stedelijke gebieden op verharde oppervlakken valt, snel afgevoerd via het rioleringssysteem. En zo vindt er kunstmatige drainage van landbouwgronden plaats via drainbuizen, greppels en sloten, waardoor het water veel korter in de bodem verblijft.

De gemiddelde tijd dat een waterdeeltje in een reservoir verblijft is gelijk aan het volume water in het reservoir, gedeeld door het debiet door het reservoir:

$$t_r = \frac{V}{Q} \tag{1.1}$$

waarin:

t_r = verblijftijd in het reservoir [T]; meestal uitgedrukt in d
V = volume van het reservoir [L^3]; meestal uitgedrukt in m^3
Q = flux door het reservoir [L^3T^{-1}]; meestal uitgedrukt in m^3d^{-1}

Deze *verblijftijd* (UK: residence time) in een reservoir is per definitie een gemiddelde. In het algemeen is de verblijftijd in grote reservoirs lang en in kleine kort. De verblijftijd

van het water in de voederbieten uit de vorige paragraaf is 5.7 d bij een verdamping van 2 mm d^{-1} (ga zelf na). In de atmosfeer is de verblijftijd ook kort (gemiddeld ongeveer 10 d), in rivieren eveneens (gemiddeld 10 à 20 d). In het grondwater (zeer groot reservoir) is daarentegen de verblijftijd zeer lang, in zee nog veel langer (gemiddeld ongeveer 3000 jaar). Op grotere diepte komt vaak vrijwel volledig stagnerend grondwater voor van grote ouderdom.

. . . . . *Opgave 1.1, 1.2*

2. DE WATERBALANS VAN EEN GEBIED

2.1. INLEIDING

De waterbalans is een toepassing van de wet van behoud van massa. De waterbalans van een gebied verschaft inzicht in de manier waarop dat gebied via de balanstermen in relatie staat tot z'n omgeving. Bij natuurgebieden bijvoorbeeld, kan dit inzicht nodig zijn om te begrijpen waarom bepaalde planten en vegetaties zich in een gebied vestigen, en andere niet. Wat dit betreft is een natuurgebied op te vatten als een apparaat dat natuur produceert. Bij een radiotoestel willen we alleen weten hoe we het moeten afstemmen om de gewenste muziek te produceren. Naar analogie hiermee kan het bij het waterbeheer van natuurgebieden soms praktisch zijn de interne werking als een black box te beschouwen, en slechts de relaties die het natuurgebied met z'n omgeving onderhoudt, te bestuderen.

In modelstudies worden de posten uit een waterbalans vaak gebruikt om het model te ijken of te toetsen. In combinatie met waterkwaliteitsgegevens vormt de waterbalans de basis voor het berekenen van stofbalansen (bijvoorbeeld voor N en P). Zowel de waterbalans als de stofbalansen zijn uiterst bruikbare middelen bij het bepalen van waterhuishoudkundige maatregelen ten behoeve van verschillende landgebruiksfuncties (landbouw, natuur, sport, stad).

Bij balansstudies bestudeert men voor een *geselecteerd* gebied gedurende een *bepaalde periode*, de posten uit de kringloop van het water. Alle in- en uitgaande posten zijn in een waterbalans opgenomen. Meestal is in de balansperiode de hoeveelheid water die een gebied binnenkomt niet gelijk aan de hoeveelheid die er uit gaat: er wordt water *geborgen*. Zeker wanneer de balans een korte periode (bijv. korter dan één jaar) beslaat, kan de bergingsverandering een aanzienlijke post op de balans vormen.

In z'n meest elementaire vorm ziet de waterbalans er als volgt uit:

$$\textit{aanvoer} - \textit{afvoer} + \textit{bergingsverandering} = 0 \qquad (2.1)$$

Bij de optelling van de drie gemeten grootheden vindt men vrijwel steeds een sluitfout, welke het gevolg is van onnauwkeurigheden in de meetresultaten.

In de waterbalans van een gebied kunnen verschillende posten voorkomen. Voor de meest voorkomende balansposten gebruiken wij in dit dictaat de volgende afkortingen (grotendeels ontleend aan de "verklarende hydrologische woordenlijst" van de Commissie voor Hydrologisch onderzoek TNO, 1986):

P = neerslag
E = verdamping
U_k = kwel/wegzijging
U_l = laterale grondwateraanvoer/-afvoer
Q = aanvoer/afvoer van oppervlaktewater
ΔS = bergingsverandering

Betrekken we al deze termen in een balansstudie dan krijgen we:

$$(P\text{-}E) + U_k + U_l + Q + \Delta S = 0 \qquad (2.2)$$

Een positieve waarde voor een van de termen duidt op de aanvoer van water naar het balansgebied (reservoir, volume), en een negatieve waarde op de afvoer van water. Omkering van deze conventie heeft geen gevolgen, zolang ze maar consequent gebeurt. Er zijn op deze regel echter twee uitzonderingen. Allereerst wordt de verdamping als positieve waarde opgevoerd, omdat het gebruikelijk is deze post niet als negatieve neerslag aan te geven, maar als een afzonderlijke positieve waarde. In (2.2) is de verdamping daarom voorzien van een min-teken en samen met de neerslag tussen haakjes geplaatst. Op de tweede plaats moet de term 'bergingsverandering' anders worden geïnterpreteerd: een negatieve waarde duidt op de opslag van water in het gebied gedurende de balansperiode, en een positieve waarde op verlies van water. Men kan zich dit ook zo voorstellen dat bij een negatieve waarde, 'het gebied water afstaat aan de balans'. Vergelijk deze aanpak met een financiële boekhouding: om de balans sluitend te maken wordt een batig saldo bij de uitgaven geplaatst.

De grootheden in vergelijking (2.2) zijn niet voorzien van dimensies. Dat is nagelaten omdat er verschillende mogelijkheden voor zijn. Ze kunnen worden uitgedrukt als:

- volumestroom (*flux*), d.w.z. het volume water dat per tijdseenheid door een gegeven oppervlak stroomt. Dimensie: $[L^3T^{-1}]$, bijvoorbeeld m^3d^{-1}
- volumestroomdichtheid (fluxdichtheid) $[L\ T^{-1}]$, bijvoorbeeld $m\ d^{-1}$
- idem, gesommeerd over een tijdsperiode resulterend in dikte waterschijf [L], bijvoorbeeld m of mm
- flux, gesommeerd over een tijdsperiode resulterend in volume $[L^3]$, bijvoorbeeld m^3.

Uiteraard moeten binnen een balans voor alle termen gelijke eenheden worden gebruikt.

Uitdrukking van balanstermen in volumestroomdichtheid heeft als voordeel dat een directe vergelijking met andere gebieden mogelijk is. Deze uitdrukking is immers onafhankelijk van de grootte van het gebied. We kennen deze werkwijze vooral van meteorologen: in Nederland is de gemiddelde neerslag ca. 750 mm a^{-1}, in de Noorse vissersplaats Bergen ruim 2000 mm a^{-1}, dus bijna drie keer zo veel. Voor het omzetten van balanstermen in andere eenheden is het handig enkele getallen te kennen:

- 1 mm waterschijf komt overeen met 10 $m^3\ ha^{-1}$
- 1 d = 86400 s, afgerond 10^5 s
- 1 a = 31 536 000 s ≈ $3x10^7$ s
- de gemiddelde neerslag in Nederland bedraagt ongeveer 2 mm d^{-1} of 750 mm a^{-1}
- het neerslagoverschot in Nederland bedraagt gemiddeld ongeveer 250 mm a^{-1}. Dit is 0.7 mm d^{-1} en 7 $m^3ha^{-1}d^{-1}$.

Vaak wordt een van de posten (meestal verdamping of kwel/wegzijging) bepaald als restterm van de balans. Over de nauwkeurigheid van de balansbepaling krijgt men dan geen inlichtingen meer. In onderzoek kunnen balansen van verschillende meetperioden elkaar aanvullen. Men bepaalt bijvoorbeeld in de winterperiode, wanneer de verdamping zeer gering is, de kwel als restterm. Vervolgens kan men de jaarlijkse verdamping

bepalen als restterm van een jaarbalans waarin men de bekende kwelterm heeft ingevoerd.

Voor de gehele aarde geldt uiteraard dat, gemiddeld gesproken, de neerslag gelijk is aan de verdamping (P=E). Op de continenten als geheel genomen is de neerslag groter dan de verdamping, zodat er - vrijwel geheel via de rivieren - water naar de oceanen wordt afgevoerd. Via de atmosfeer wordt er water getransporteerd van de oceanen naar de continenten (tabel 2.1).

Tabel 2.1. Globale waterbalansen voor de oceanen en continenten op aarde (in mm a^{-1}). Bron: De Vries, 1976.

	neerslag	verdamping	aanvoer
oceanen	900	1000	-100
continenten	670	420	250
gehele aarde	830	830	0

Voor een gemiddeld jaar geldt gemiddeld over Nederland, P = 750 mm en E = 500 mm, zodat de gemiddelde afvoer naar de rivieren en de zee ongeveer 250 mm per jaar bedraagt. De rivieren voeren echter ook water aan vanuit het grotere stroomgebied waartoe Nederland behoort (Q = 2000 mm a^{-1} omgerekend over Nederland). Voor de totale waterbalans gelden de waarden van tabel 2.2.

Tabel 2.2. Globale waterbalans voor heel Nederland (in mm a^{-1}).

	aanvoer	afvoer
P	750	-
E	-	500
Q	2000	2250

De oudste waterbalans van een gebied in Nederland is die voor de Haarlemmermeer van Elink Sterk, gepubliceerd in 1897/98 (De Vries, 1978). Daarmee berekende hij op basis van maalcijfers, neerslagmetingen en een inventieve kwelberekening een gemiddelde jaarlijkse verdamping van 481 mm.

2.2. VASTSTELLING VAN DE GRENZEN VAN EEN BALANSGEBIED

De grenzen van een balansgebied kiest men meestal zodanig dat de in- en uitstroming over de gebiedsrand bekend zijn, dan wel makkelijk zijn te bepalen. Uiteraard geldt dat

hoe groter het balansgebied is, des te kleiner de relatieve fout is in de bepaling van stroming over de gebiedsrand.

In peilbeheerste gebieden (doorgaans klei- en veengebieden) wordt de begrenzing vaak gevormd door dijken. In gebieden met een vrije afwatering (zandgebieden) verdient het aanbeveling de *waterscheiding* als gebiedsgrens te kiezen. Op deze waterscheiding zullen we nu ingaan.

Een gedeelte van de neerslag komt via allerlei wegen, boven en ondergronds, uiteindelijk terecht in een waterloop. Dit gedeelte wordt de *afvoerbare neerslag* genoemd. Het *stroomgebied* van een waterloop is het gebied dat die waterloop voedt met de afvoerbare neerslag. Stroomafwaarts wordt water van een steeds groter gebied afgevoerd: het stroomgebied neemt stroomafwaarts in omvang toe. Een bepaald stroomgebied heeft dus altijd betrekking op een specifiek punt in de waterloop, het *lozingspunt* (UK: outlet). Als men het over het stroomgebied van een waterloop heeft, zonder het lozingspunt te noemen, dan gaat men er meestal stilzwijgend vanuit dat dit punt volkomen benedenstrooms ligt. Het stroomgebied van de Renkumse beek is dan het gebied dat die beek voedt op het punt waarop hij uitmondt in de Rijn. De grens van het stroomgebied is de *waterscheiding*. Deze waterscheiding is een handige grens voor een balansgebied omdat er geen watertransport over de waterscheiding heen plaats vindt, zodat de balanspost 'laterale aanvoer/afvoer van grondwater' op nul gesteld kan worden. Men kan onderscheid maken tussen de *oppervlaktewater-* en *grondwaterscheiding*, die niet samen hoeven te vallen (fig. 2.1).

In niet door de mens gereguleerde terreinen volgt de oppervlaktewaterscheiding vaak de hoogste toppen van het terrein (de zogenaamde *topografische scheiding*). Zoals is aangegeven in fig. 2.2, kan de topografische scheiding aanzienlijk afwijken van de grondwaterscheiding. Dit gebeurt vooral bij asymmetrische heuvels, bij verschillende peilen aan weerszijde van de waterscheiding, en bij scheefliggende slecht doorlatende lagen in de ondergrond.

De grondwaterscheiding kan door waarnemingen van de diepte van de grondwaterspiegel worden vastgesteld. Hierbij gaat men uit van waarnemingen aan weerszijden van de topografische - en oppervlaktewaterscheiding. Wanneer de waterscheiding van het oppervlaktewater en het grondwater niet samen vallen, dient bij de berekening van neerslag en afvoerhoeveelheden een correctie op de omvang van het gebied te worden gemaakt.

In het algemeen noemt men een gebied waaruit water wordt afgevoerd een *afwateringsgebied* (UK: drainage basin). Dit kan een stroomgebied zijn - dus een gebied dat afwatert op slechts één waterloop - maar ook een polder waar water op verscheidene punten wordt uitgeslagen. Voor een regionaal of een oriënterend onderzoek in Nederland kan men bij de keuze van een balansgebied dankbaar gebruik maken van de zogenaamde 'waterstaatskaart' van Rijkswaterstaat. Deze kaart - uitgegeven in bladen op een schaal van 1:50 000, en aanwezig in alle op de waterhuishouding georiënteerde bibliotheken - toont niet alleen de grenzen van de afwateringsgebieden, maar geeft ook

andere belangrijke informatie, zoals over het voorkomen van stuwen, duikers en andere kunstwerken en over de door de waterschappen ingestelde polderpeilen. De grootte van de afwateringsgebieden op deze kaarten varieert van ca. ½ ha tot enkele duizenden ha.

Ter illustratie is een gedeelte van kaartblad 39W (Tiel-West) hier weergegeven (fig. 2.3), met van noord naar zuid: de Utrechtse heuvelrug, het Kromme-Rijngebied en de Betuwe. De Neder-Rijn en het Amsterdam-Rijnkanaal kruizen elkaar ten zuiden van Wijk bij Duurstede. Merk op dat de kaart vooral gedetailleerde informatie geeft van de peilbeheerste gebieden.

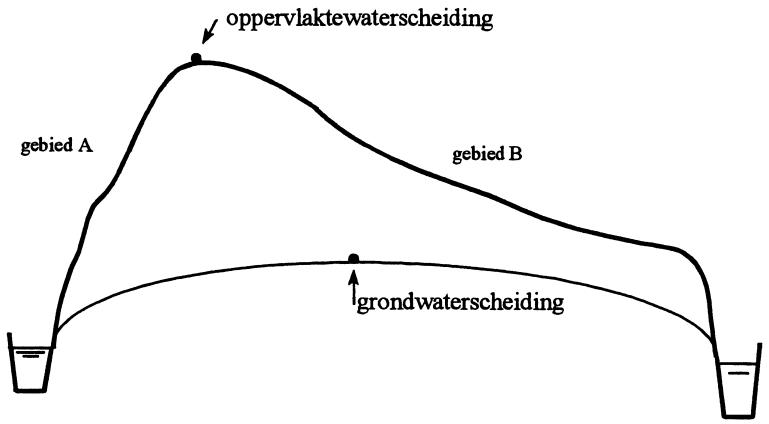


Fig. 2.1. Oppervlakte- en grondwaterscheiding van een stroomgebied hoeven niet samen te vallen.

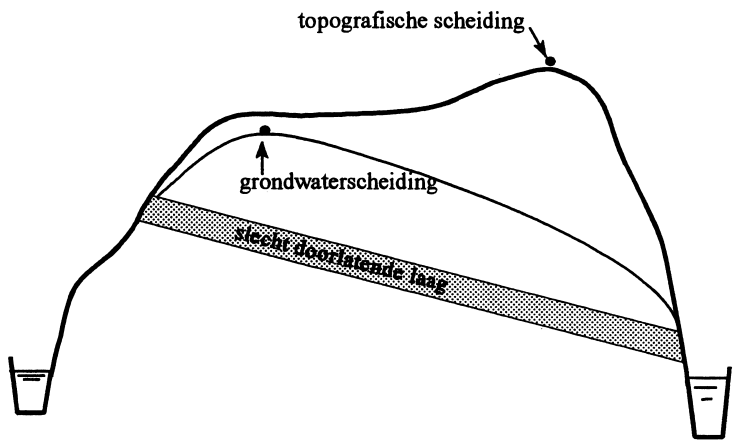


Fig. 2.2. Bij scheefliggende slecht doorlatende lagen kan de topografische scheiding aanzienlijk afwijken van de grondwaterscheiding.

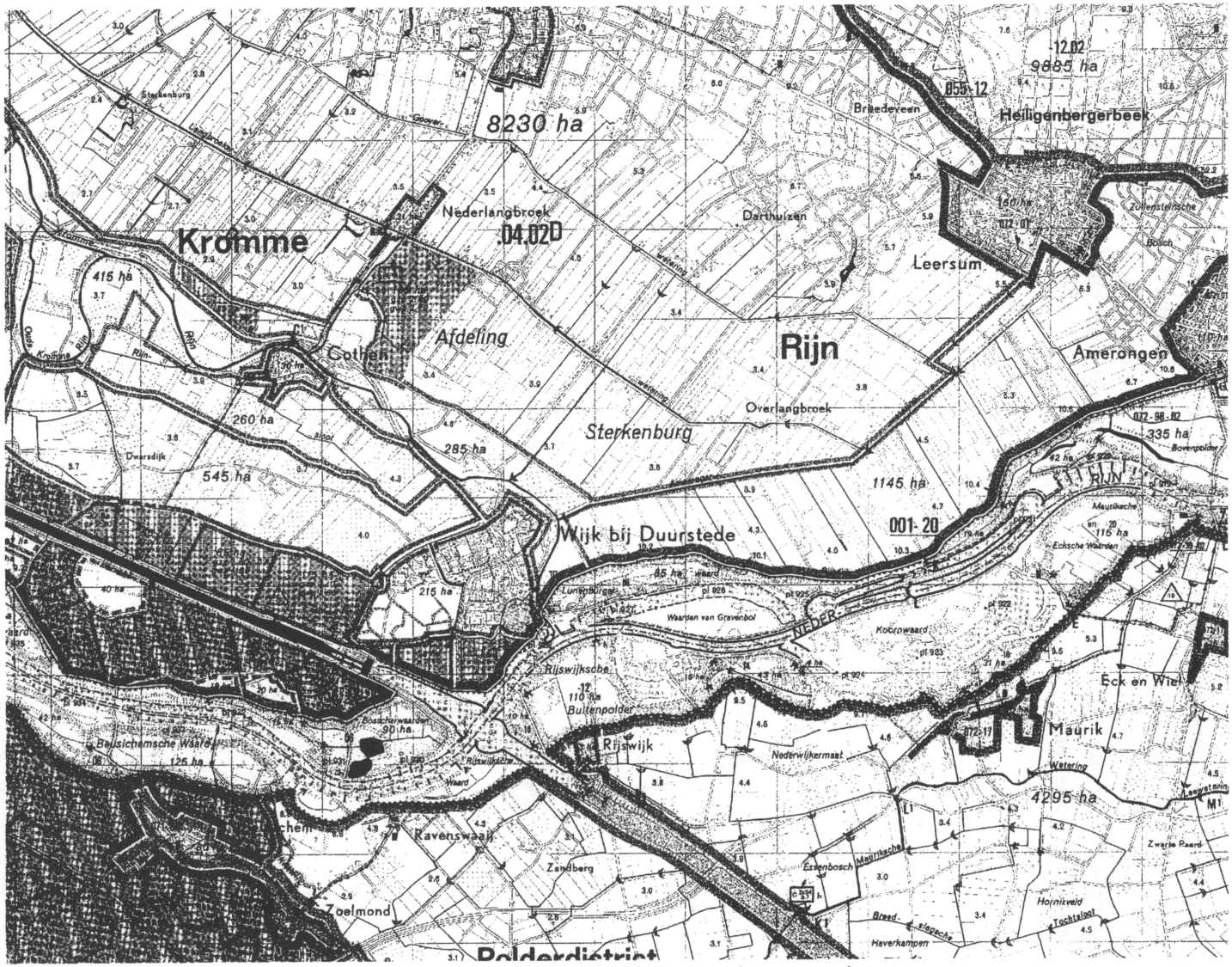


Fig. 2.3. Gedeelte van blad 39W (Tiel-West) van de waterstaatskaart.

2.3. ENKELE WATERBALANSEN

Tabel 2.3 geeft voor een zomerhalfjaar de waterbalans van een maïsakker op een zandgrond met een zeer diepe grondwaterstand. In het betreffende zomerhalfjaar valt vrij weinig neerslag (ca. 350 mm is normaal voor een zomerhalfjaar). De verdamping van de maïsakker bedraagt 450 mm. Dat is dus 200 mm meer dan de neerslag. Voor de verdamping moet het gewas dus niet alleen de neerslag benutten, maar ook de watervoorraad in de bodem aanspreken. Een bergings*verlies* in de bodem van 200 mm is het gevolg. Dit water kan onttrokken worden aan de wortelzone die daardoor gedurende de zomermaanden uitdroogt. De meeste bodems in Nederland zijn echter niet in staat op deze manier 200 mm te leveren aan het gewas. Wanneer de grondwaterstand niet te diep is kan de vochtvoorraad van de wortelzone worden aangevuld door capillaire opstijging vanuit het grondwater (Hfst. 5). Een gevolg van dit watertransport is, dat de grondwaterstand daalt. Wanneer bodems niet in staat zijn op een van deze twee manieren - vanuit de vochtvoorraad of via capillaire nalevering - voldoende water te leveren, dan zal het gewas zijn verdamping moeten reduceren. Gewassen kunnen dat tot op zekere hoogte door middel van hun huidmondjes. Het gevolg is dat de gewasproductie daalt.

Merk overigens op dat in tabel 2.3 de bergingsverandering met een positief teken onder de kolom 'aanvoer' is geplaatst: de bodem 'levert water aan de balans'. Voor de bodem is er echter sprake van een bergingsverlies.

Tabel 2. 3. De waterbalans van een maïsakker op een zandgrond met een zeer diepe grondwaterstand (geen capillaire nalevering) voor een zomerhalfjaar (fictief). Waarden in mm.

	aanvoer	afvoer
P	250	-
E	-	450
ΔS	200	0
totaal	450	450

Tabel 2.4 geeft de gemiddelde waterbalans - op jaarbasis - van een woonwijk in Lelystad. De aanvoer naar Deze wijk bestaat niet alleen uit neerslagwater, maar ook uit water dat vanuit de diepe ondergrond naar boven stroomt, dus door kwelwater. Wanneer een gebied laag ligt in z'n omgeving - zoals de polder Zuid-Flevoland, met een peil van zo'n 6 m -NAP bij een IJsselmeerpeil van ± NAP - dan is kwel een normaal verschijnsel. Opvallend in tabel 2.4 is de lage verdampingspost. Deze lage verdamping is een gevolg van het feit dat een groot deel van het oppervlak in een stad is bebouwd of bestraat (alleen evaporatie, geen transpiratie). Een dergelijk oppervlak noemt men

'verhard oppervlak'. Ook valt op dat de overige manieren van afvoer kunstmatig zijn: via drains en het riool. De balans is niet kloppend; er is een overschot van 11 mm. De oorzaak hiervan is niet duidelijk. Het kan het gevolg zijn van fouten in de bepaling van de balansposten, maar ook kan sprake zijn van een bergings*verlies* over de balansperiode 1970-1980.

Tabel 2.4. De waterbalans (in mm a^{-1}) van een woonwijk in Lelystad, gemiddeld over de periode 1970-1980. Bron: Van der Ven (1989).

	aanvoer	afvoer
P	698	-
U_k	108	0
E	-	316
rioolafvoer	0	159
drainafvoer	0	320
totaal	806	795

Tabellen 2.5, 2.6 en 2.7 hebben betrekking op veennatuurgebieden (zomer), verschillend van voedingsniveau (trofiegraad). Opvallend in alle tabellen is dat het bergingsverlies over de zomermaanden zeer beperkt is. Dit is een algemeen kenmerk van veengebieden omdat voor de groei en instandhouding van het veen permanent-natte omstandigheden nodig zijn.

Een hoogveengebied (tabel 2.5) wordt alleen gevoed door neerslagwater en is zodoende zeer voedselarm. Slechts weinig plantesoorten (vooral heide-achtigen en veenmossen) zijn in staat om in dit arme milieu te leven. Het hoogveen bezit verscheidene mechanismen om de afvoer gedurende de zomermaanden tot een minimum te beperken (college 'Ecohydrologie'). De afvoer over de zomermaanden bestaat volgens tabel 2.5 uit een wegzijgingspost van slechts 7 mm.

Laagvenen (tabel 2.6 en 2.7) worden gevoed door water uit hun omgeving en hebben daardoor een hogere voedselrijkdom dan hoogvenen. Hierdoor komen in een laagveen niet alleen veel meer planten voor, maar ook vogels en vissen die er hun voedsel vinden. De aanvoerbron van het laagveen in tabel 2.6 is kwelwater. Laagvenen die gevoed worden door kwelwater zijn vaak zeer rijk aan plantesoorten (tot wel 70 soorten vaatplanten per m^2). Zulke zeer rijke vegetaties noemt men 'trilvenen'. Het wegvallen van de kwel door ingrepen in de waterhuishouding van de omgeving van het reservaat is de belangrijkste bedreiging van zo'n trilveen.

Van de hier besproken veengebieden is De Botshol (tabel 2.7) het meest voedselrijk doordat het gevoed wordt door oppervlaktewater uit de omgeving. Dit oppervlaktewater moet worden aangevoerd om voor de grote posten verdamping en wegzijging te

compenseren. Veel laagveengebieden in Nederland liggen heden ten dage hoog ten opzichte van hun omgeving. De Botshol grenst bijvoorbeeld aan een polder die maar liefst 4 m dieper ligt. Een enorme wegzijging is het gevolg.

Tabel 2.5. Gemiddelde waterbalans (in mm) voor een zomerhalfjaar van een levend hoogveen. Naar: Streefkerk & Casparie, 1987.

	aanvoer	afvoer
P	357	-
E	-	410
U_k	0	7
ΔS	60	0
totaal	417	417

Tabel 2.6. De waterbalans (in mm) van een trilveen van 1.3 ha in de polder Westbroek over de periode 19 mei 1984 - 20 november 1984. Bron: Meuleman et al., 1989.

	aanvoer	afvoer
P	467	-
U_k	199	0
E	-	445
Q	0	211
totaal	666	656

Tabel 2.7. Gemiddelde waterbalans (in mm) over het zomerhalfjaar van het natuurreservaat De Botshol (280 ha). Bron: Kouwenhoven & Witte, 1982.

	aanvoer	afvoer
P	350	-
Q	400	0
U_k	0	250
E	-	550
ΔS	50	0
totaal	800	800

De chemische samenstelling van het aangevoerde oppervlaktewater bepaalt voor een belangrijk deel welke planten in een laagveen kunnen groeien. Het water dat naar De Botshol wordt aangevoerd is licht-brak en dientengevolge ontbreken er soorten van zeer zoet water (Waterviolier, Grote boterbloem, Slangewortel, etc), maar er groeien weer wel enkele karakteristieke soorten van licht-brak water (o.a. Groot nimfkruid, Zannichellia, Ruwe bies). Aantasting van de kwaliteit van het aangevoerde oppervlaktewater - bijvoorbeeld door overbemesting - is de grootste bedreiging voor gebieden als De Botshol. Men kan eventueel de aanvoer reduceren door een groter bergingsverlies over de zomermaanden toe te staan. Als men bijvoorbeeld een bergingsverlies in De Botshol accepteert van 200 mm, kan men met een aanvoer van 250 mm volstaan (een reductie van bijna 40%). Aan deze maatregel zijn echter negatieve consequenties verbonden. Allereerst zal het peil zakken, waardoor het veen door oxydatie wordt afgebroken en de vegetatie verdroogt. Daarnaast zal de chemische samenstelling van het oppervlaktewater veranderen, waardoor allerlei plantesoorten zich niet meer kunnen handhaven. Bovendien kan een verandering van de chemische samenstelling van het oppervlaktewater tot gevolg hebben dat N en P uit het veen vrijkomen (interne eutrofiëring). Al met al staan de waterbeheerders van veel natuurgebieden voor de keuze tussen vervuilen (inlaat van vies oppervlaktewater) en verdrogen (ongewenste peildalingen tolereren).

. . . . . *Opgave 2.1-2.5*

3. BALANSPOSTEN

3.1. NEERSLAG

3.1.1. Verdeling

In de meeste gebieden vormt neerslag de belangrijkste aanvoerpost. Regen is daarvan veruit de belangrijkste component. In sommige jaren is sneeuw van enig belang. Dauw en mist leveren - althans in Nederland - een te verwaarlozen bijdrage aan de neerslag.

De neerslag in Nederland bedraagt gemiddeld zo'n 750 mm a^{-1}, met een grote variatie tussen de jaren. Voor meteorologisch station Zwanenburg-Hoofddorp bijvoorbeeld, liggen de jaartotalen tussen de 400 en 1100 mm.

Fig. 3.1 geeft een indruk van de verdeling van de neerslag over het jaar. De frequentie-verdeling van dagneerslagen is extreem scheef: lage waarden komen het meest voor en dagen met hoge neerslag weinig. Naarmate men een langere tijdstap beschouwt (bijvoorbeeld geen dagwaarden maar maandwaarden), wordt de verdeling minder scheef en benadert zij - overeenkomstig de centrale limietstelling uit de wiskunde - een normale kansverdeling (fig. 3.2).

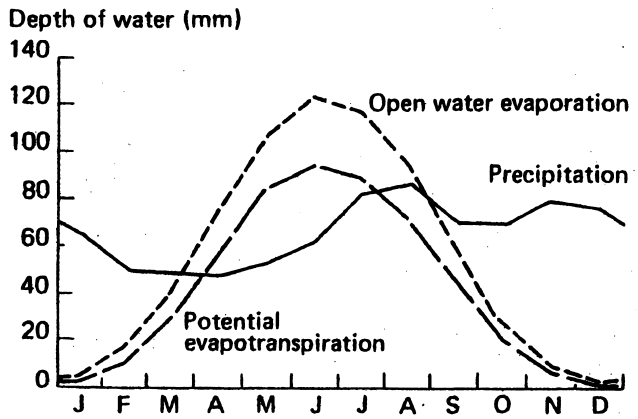


Fig. 3.1. Neerslag en verdamping te De Bilt (Colenbrander et al., 1989).

De jaarlijkse *gemiddelde* neerslag varieert ruimtelijk binnen Nederland van 600 mm tot 800 mm. De ruimtelijke variatie in de neerslag kan echter bijzonder groot zijn. Vooral zomerse onweersbuien zijn vaak zeer lokaal. De grote ruimtelijke variatie die soms in de neerslag kan optreden wordt geïllustreerd in fig. 3.3, waarin de neerslagverdeling in Nederland tussen 1 en 19 september 1994 is weergegeven. In die periode viel er op sommige plaatsen in Noord-Holland meer dan 260 mm regen, terwijl het oosten van Limburg 60 mm ontving.

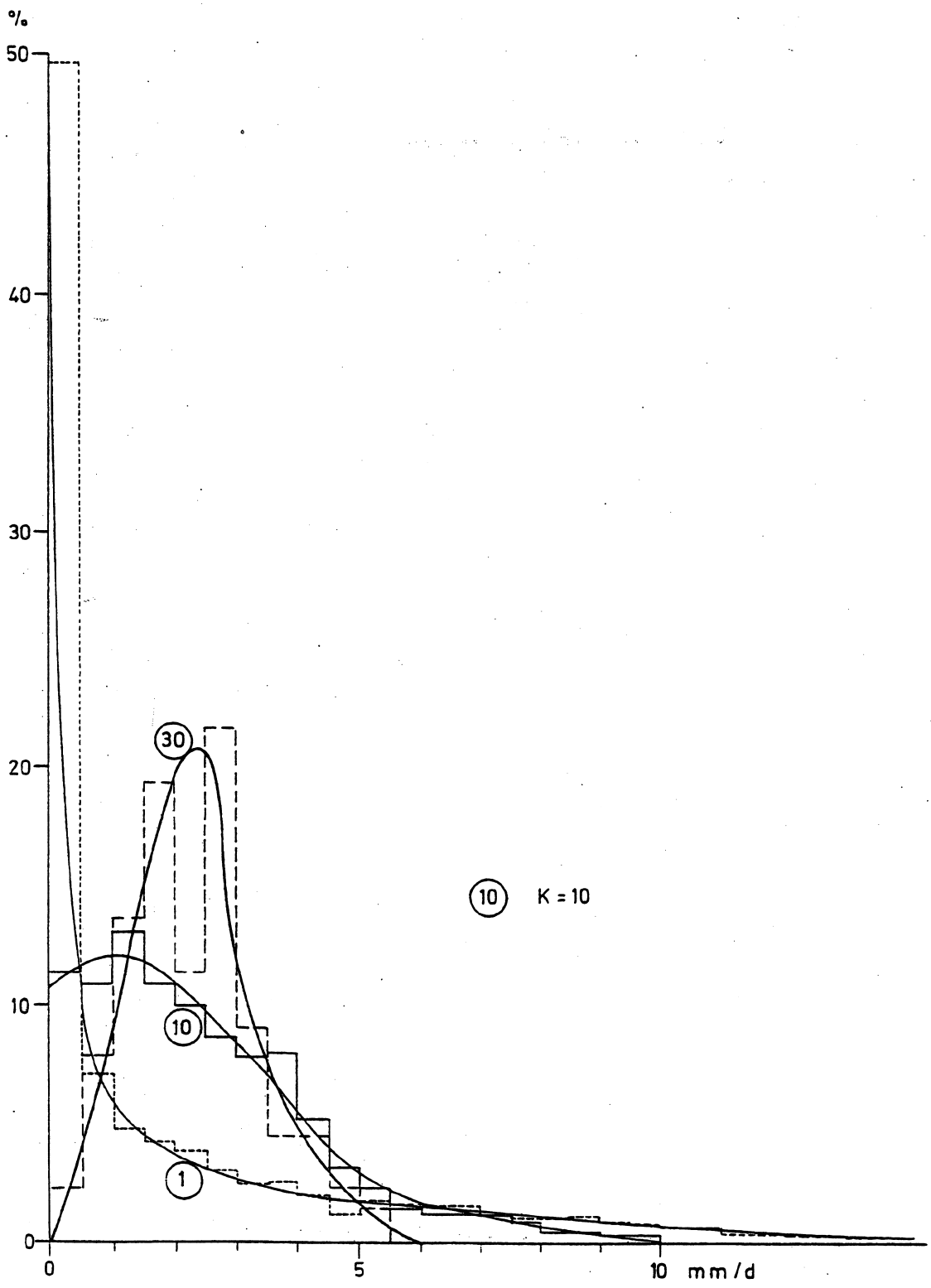


Fig. 3.2. Frequentieverdeling van k-daagse sommen in de maand november (Hoofddorp).

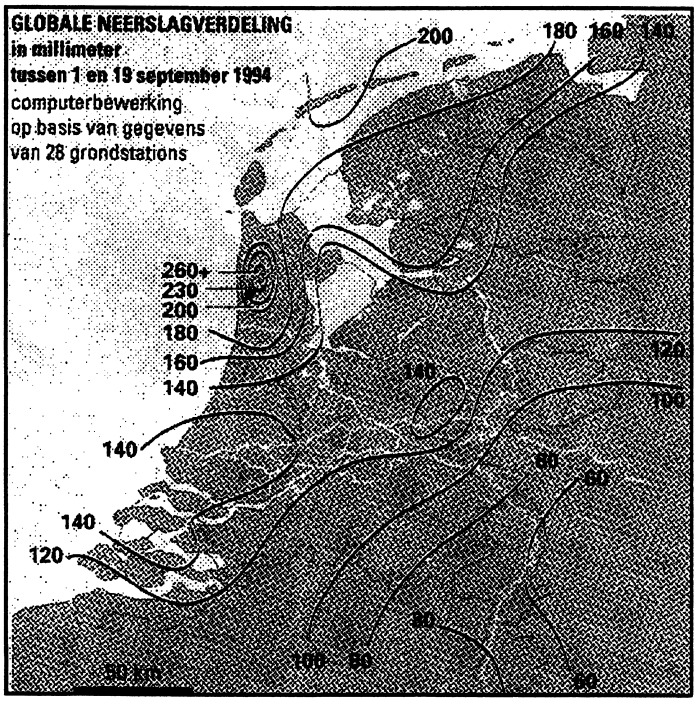


Fig. 3.3. Globale neerslagverdeling tussen 1 en 19 sept. 1994 (mm).

Is er een overheersende regen-brengende windrichting, dan vindt men aan de loefzijde van een heuvel of gebergte hogere regencijfers dan aan de lijzijde (regenschaduw; fig. 3.4). Verder wordt de neerslaghoeveelheid onder meer beïnvloed door de nabijheid van een kust (nabij de kust valt minder regen) of stad (in een stad valt meer regen).

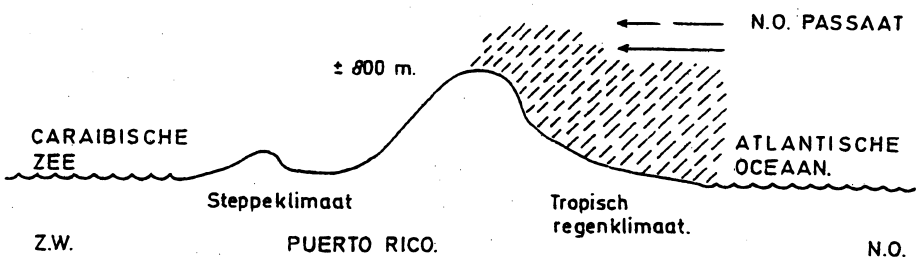


Fig. 3.4. Klimaatsverschillen op Puerto Rico.

3.1.2. Meetmethoden

De neerslag wordt gemeten met behulp van een volumemeting. Fig. 3.5 toont enkele handregenmeters. In tegenstelling tot wat men misschien zou vermoeden, is het meten van neerslag niet eenvoudig omdat de metingen sterk door wind worden beïnvloed. Goede metingen vergen strenge eisen aan onder meer de opstelhoogte en de afwezigheid van obstakels in de omgeving van de meetlokatie. Een vuistregel is dat de afstand van de meter tot een obstakel minstens 4 keer de hoogte van het obstakel moet

bedragen. Veel wind geeft te lage regencijfers en in het algemeen zijn de metingen met de hoogste cijfers het meest betrouwbaar. Omdat de windsnelheid van boven naar beneden afneemt vindt de beste meting plaats op maaiveldshoogte; met een zogenaamde grondregenmeter. Deze meter is omgeven door een rasterwerk tegen opspattende regendruppels.

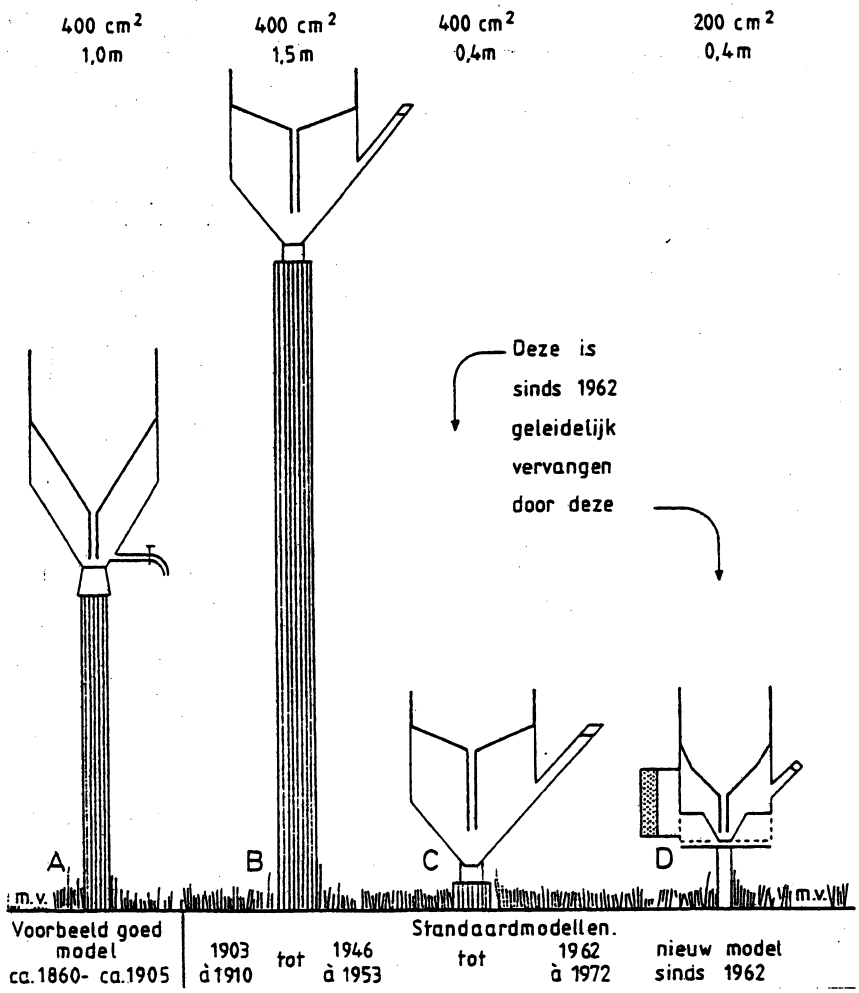


Fig. 3.5. Enkele handregenmeters.

Het KNMI meet dagelijks met een standaardregenmeter op een groot aantal stations in Nederland. De metingen, die representatief moeten zijn voor een groot gebied (1000 tot 10 000 ha), worden door het KNMI gepubliceerd in maandoverzichten. In verband met windinvloeden is de standaardmeter van het KNMI deze eeuw enkele keren veranderd (fig. 3.5). Sinds 1962 heeft de trechtervormige standaardmeter een opening met een oppervlak van 200 cm^2 op een hoogte van 0.40 m boven de grond. De meter wordt één keer per dag om 8 uur 's-ochtends afgelezen. De standaardregenmeter geeft, afhankelijk van de windsnelheid, resultaten die tot ca 10 % lager zijn dan die van de

grondregenmeter. In het algemeen moet men bij standaardregenmeters rekening houden met een afwijking van 5 á 10 % van de werkelijke neerslag. De Bruin (1977) geeft een overzicht van bronnen van meetfouten en hun grootte.

Voor balansstudies over een langere periode (tenminste verscheidene maanden) en voor grote balansgebieden (met daarin meerdere KNMI-stations) zijn deze gegevens bruikbaar. In verband met de grote ruimtelijke en temporele variatie van de neerslag verdient het aanbeveling om bij kleine balansgebieden en korte balansperioden eigen metingen te verrichten.

Voor de meeste doeleinden is één meting per dag voldoende. Bij onderzoek naar snelle transportprocessen (bijvoorbeeld naar de afstroming van regen over het maaiveld tijdens hevige buien) is een hogere meetfrequentie noodzakelijk en is men aangewezen op een registrerende regenmeter (*pluviograaf*). Bij registrerende regenmeters wordt de regen meestal opgevangen in een reservoir. Door de verandering van de waterhoogte in het reservoir te meten, bijvoorbeeld met een vlotter, wordt het volume water bepaald waaruit (door ijking) de neerslaghoeveelheid direct volgt. Als het reservoir vol is, leegt het zichzelf door middel van een sifon. Bij de schrijvende regenmeter wordt het waterniveau met een pen op een strook papier aangetekend. De papierstrook is voorzien van een schaalverdeling, die directe aflezing in mm mogelijk maakt. Bij digitale registratie vindt de omrekening naar mm direct plaats of bij de verwerking van de meetgegevens.

Een ander type pluviograaf is de zogenaamde 'tipping-bucket'. De opgevangen neerslag wordt bij dit type naar een bakje geleid, waarvan de bevestiging zodanig is dat het kan kantelen. Zodra een bepaalde hoeveelheid is opgevangen, kantelt het bakje onder invloed van de zwaartekracht en leegt het zichzelf. De tijdstippen waarop de kantelingen plaatsvinden worden geregistreerd. Omdat iedere kanteling een constant volume water representeert, kunnen de hoeveelheden en intensiteiten worden berekend.

3.1.3. Interpolatie van metingen

Uit de puntwaarnemingen kan de neerslag van een gebied worden bepaald als rekenkundig gemiddelde van de stations of via interpolatietechnieken. Een gebruikelijke methode is die van Thiessen (fig. 3.6). Men verbindt op een kaart de regenstations door rechten. De middelloodlijn op deze verbindingslijnen vormen een net van veelhoeken (de polygonen van Thiessen). Bij onderzoek van een stroomgebied wordt elk station representatief geacht voor dat gedeelte van de omringende veelhoek, dat binnen het stroomgebied gelegen is. Elk station krijgt een gewicht toegekend dat evenredig is met deze oppervlakte.

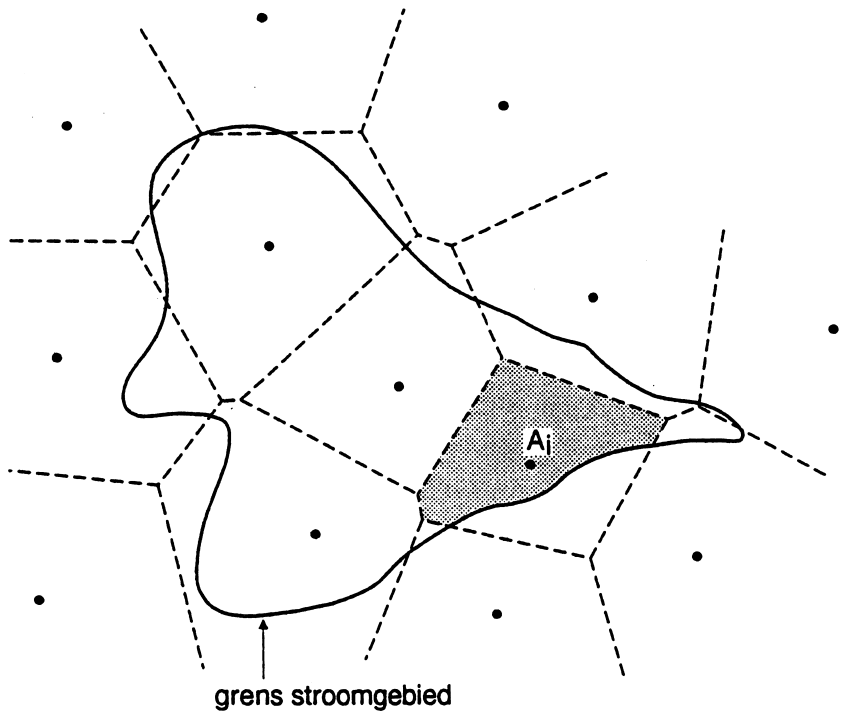


Fig. 3.6. De polygonen van Thiessen.

Tegenwoordig maakt men veel gebruik van meer geavanceerde methoden die met de computer kunnen worden uitgevoerd. Men interpoleert dan bijvoorbeeld aan de hand van lijnen van gelijke regenval (isoheyten). Ook bestaan er technieken waar geografische informatie meeweegt in de informatie, bijvoorbeeld informatie over de maaivelds-hoogte of de expositie ten opzichte van de overheersende, regenbrengende wind.

3.1.4. Extreme waarden

Extreme waarden van een verschijnsel zijn de hoogste of laagste waarnemingen uit een groep. Zij gehoorzamen vaak aan de kansverdeling van Gumbel (college 'Neerslag-afvoermodellen en stochastische hydrologie').

Bij veel natuurverschijnselen is men geïnteresseerd in de extreme waarden van het verschijnsel. Zo is de *gemiddelde* zeehoogte geen geschikte basis voor de berekening van een veilige dijkhoogte. Om veiligheid te bieden moet men weten wat de kans is dat een bepaalde *maximum*hoogte wordt *over*schreden. Bij het berekenen van de afvoercapaciteit van een beek, de overstromingsfrequentie van ooibossen in de uiterwaarden, of bij de dimensionering van stuwen en duikers is men ook geïnteresseerd in extreme waarden. Bij irrigatieprojecten en de aanleg van reservoirs is het van belang te weten met welke frequentie extreme droogten kunnen worden verwacht. In dat geval gaat het om de *onder*schreiding van *minimum*waarden.

Voor het statistisch betrouwbaar bepalen van extreme waarden moet men over een lange reeks waarnemingen beschikken (bijvoorbeeld meer dan 10 jaar dag- of uurwaarnemingen). De herhalingstijd t_c geeft aan om de hoeveel jaar een bepaalde neerslag $P(t_c)$ wordt overschreden. Op een bepaalde locatie komt bijvoorbeeld eens in de 10 jaar (t_c = 10) een dag voor waarop meer dan 30 mm valt (P_{10} = 30 mm d^{-1}). De kans dat die waarde van 30 mm d^{-1} in een bepaald jaar wordt overschreden is 0.1, dus $P(t_c)^{-1}$. Zoals vermeld, hangt de frequentieverdeling van de neerslag samen met de grootte van de beschouwde tijdstap (fig. 3.2). Ook de extreme waarde is aan de tijdstapgrootte gerelateerd (tabel 3.1 en 3.2).

Tabel 3.1. Maximaal gemeten puntregenval (in mm).

tijdstapgrootte	Nederland	Wereld	
1 minuut	3 à 4	38	(Guadeloupe)
1 uur	110	320	(Missouri, USA)
1 dag	208	1 870	(La Reunion)
1 jaar		26 461	(Cherrapunji, India)

Tabel 3.2. Extreme waarden $P(t_c,k)$ (mm) van de neerslag te Hoofddorp, in afhankelijkheid van herhalingstijd t_c en de tijdstapgrootte k.

frequentie	t_c (jaar)	k (dag)		
		1	2	5
1 x per 50 jaar	50	57	73	108
5 x per 50 jaar	10	44	63	96
10 x per 50 jaar	5	40	54	88

. . . . . *Opgave 3.1, 3.2 en 3.3*

3.2. VERDAMPING

3.2.1. Het verdampingsproces

Verdamping is de overgang van water in waterdamp. Voor de omzetting is veel energie nodig. Watermoleculen bevinden zich in de vloeistoffase door interne krachten relatief dicht op elkaar. In de dampfase zijn de interne krachten verbroken en bevinden de moleculen zich relatief ver van elkaar. Om één kg water van 20 °C te verdampen is een energietoevoer nodig van ongeveer 2.45 10^6 J.

De energie voor het verdampingsproces wordt geleverd door de zon in de vorm van kortgolvige straling (0.1-2 µm). Een gedeelte van de kortgolvige straling aan het aardoppervlak wordt direct gereflecteerd naar de atmosfeer. De mate van reflectie hangt af van de aard van het oppervlak en - in mindere mate - van de stand van de zon. De fractie gereflecteerde zonnestraling noemt men de reflectiecoëfficiënt, of *albedo*. Verse sneeuw heeft een albedo van 0.80-0.95, de albedo van akkerbouwgewassen is 0.20-0.30, van loofbossen 0.25-0.20, van naaldbossen 0.10-0.15, en van water 0.06. Een gedeelte van de kortgolvige straling wordt in de atmosfeer aan het aardoppervlak omgezet in langgolvige straling (3-50µm). De aarde zendt haar energie uit in de vorm van langgolvige straling. Langgolvige straling kan moelijk de atmosfeer verlaten en draagt in belangrijke mate bij aan de opwarming van de aarde. Het verschil tussen de inkomende en uitgaande straling (zowel kortgolvige als langgolvige) aan het aardoppervlak is de netto-straling (W m^{-2}):

$$\textit{netto straling} = \textit{inkomende straling} - \textit{uitgaande straling} \qquad (3.1)$$

De netto-straling wordt gebruikt voor verdamping en voor de verwarming van water, bodem en lucht. In de zomer wordt in Nederland ongeveer 75% van de netto-straling gebruikt voor verdamping. Wanneer er echter onvoldoende water beschikbaar is voor verdamping, dan wordt de straling vooral gebruikt voor verwarming. Dit verklaart waarom droog zand zo heet kan worden. 's Nachts is de netto-straling negatief: de aarde zendt dan langgolvige straling uit waardoor de bodemtemperatuur daalt.

Verdamping vormt een belangrijke uitgaande post op de waterbalans. Een grasland bijvoorbeeld, verbruikt gemiddeld per jaar zo'n 500 mm voor verdamping en een groot meer 650 mm. De verdamping van landbouwgewassen is goed onderzocht, die van bossen en natuurterreinen nog maar weinig. Tabel 3.2 bevat enkele indicatieve cijfers. Naar tijd en plaats is verdamping veel minder variabel dan neerslag. Wel vertoont verdamping een sterk seizoensritme (vooral in mei t/m aug, zie fig. 3.1) en dag-nacht-ritme (voornamelijk overdag).

Er worden verschillende vormen van verdamping onderscheiden. Verdamping via de huidmondjes en cuticula van een plant wordt *transpiratie* genoemd (E_t), verdamping van natte oppervlakken *evaporatie*. De evaporatie wordt onderverdeeld in interceptie en bodemevaporatie. *Interceptie* (E_i) is dat gedeelte van de op een gewas gevallen neerslag dat niet in de bodem infiltreert, maar rechtstreeks verdampt vanaf bladeren, stengels, stam en takken. Deze vorm van verdamping is meestal van korte duur en uiteraard alleen van belang op dagen met neerslag. *Bodemevaporatie* (E_s) is verdamping vanuit de bodem. Onder *evapotranspiratie* (E) verstaat men de verdamping van bodem en gewas te zamen. Deze is samengesteld uit de transpiratie van het gewas, de interceptie, en de bodemevaporatie:

$$E = E_t + E_i + E_s \qquad (3.2)$$

Een ander woord voor deze evapotranspiratie is *actuele* verdamping, dat is de verdamping onder heersende omstandigheden. De *potentiële* evapotranspiratie E_p is de

theoretische verdamping die bij de heersende meteorologische omstandigheden zou optreden wanneer de planten van voldoende goed (dus zoet) water worden voorzien.

In natte en vochtige gebieden, zoals laagveenmoerassen, is de verdamping meestal potentieel ($E = E_p$). In veel gebieden echter, kan gedurende droge perioden de bodem zo ver uitdrogen, dat de actuele verdamping achterblijft bij de potentiële ($E < E_p$).

Interceptieverdamping vormt bij bossen een belangrijke post. Vooral sommige naaldbossen (douglas en fijnspar) vertonen een hoge interceptie doordat ze 's winters groen blijven. Gemiddeld wordt bij naaldbossen ca. 33 % van de neerslag omgezet in interceptie; bij loofbossen is deze fractie lager. Doordat de interceptieverdamping afhangt van het neerslagpatroon, is deze vorm van verdamping zeer variabel. De interceptie wordt daarom vaak expliciet bij de berekening van bosverdamping betrokken. Daarbij kent men aan een bos een *interceptiecapaciteit* toe, welke op dagbasis bij naaldbossen ongeveer 1-2 mm is, en bij loofbossen ca. 1 mm. Als de dagneerslag deze capaciteit overschrijdt, komt het surplus op de bodem terecht. Veel kleine regenbuien op verschillende dagen zorgen derhalve voor een hogere interceptie dan één grote bui op een dag.

Tabel 3.3. Enkele indicatieve verdampingscijfers (gemiddeld Nederland).

begroeiing	gemiddelde potentiele verdamping (mm a^{-1})
maïs	400
grasland	490
IJsselmeer	650
kale zandgrond	200
loofbos en licht naaldbos (den, lariks)	480
donker naaldbos (douglas, fijnspar)	670
levend hoogveen	550

3.2.2. Overzicht bepalingsmethoden

Verdamping is veel moeilijker te meten dan neerslag, en men bepaalt hem daarom vaak als de sluitpost van een waterbalans van een gebied. Ook gebruikt men wel *lysimeters*; dit zijn al dan niet begroeide grondlichamen, opgesloten in ingegraven bakken waarvan nauwkeurig een balans kan worden bijgehouden door meting van de hoeveelheid in- en

uitstromend water of door weging (fig. 3.7). Een speciaal soort lysimeter is de verdampingsbak. Dit is een met water gevulde bak waarin de peilverandering een maat voor open-waterverdamping (E_o) moet zijn. Een nadeel van verdampingsbakken is dat ze, meer nog dan lysimeters, gevoelig zijn voor randeffecten. Bij regen fungeren verdampingsbakken als slechte regenmeters.

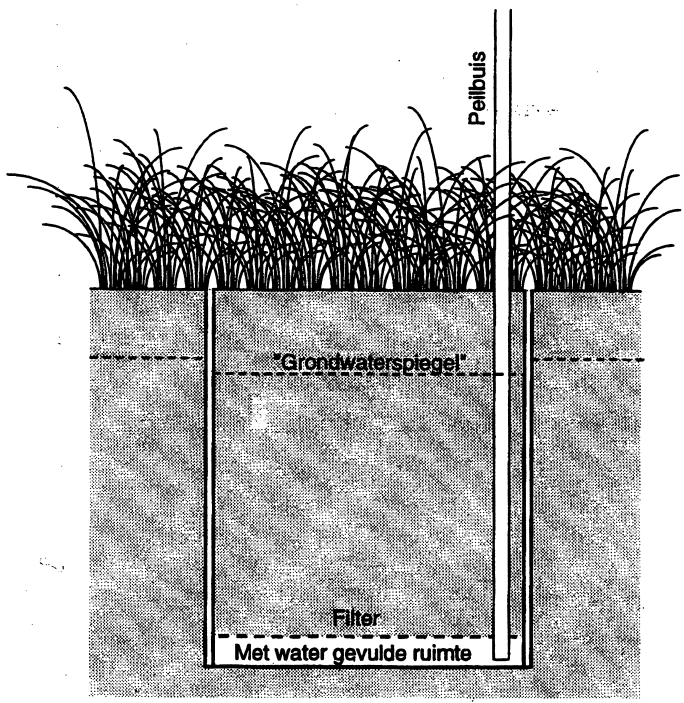


Fig. 3.7. Een weegbare lysimeter, begroeid met *Carex eliptica*.

Meestal wordt verdamping berekend m.b.v. formules. Er worden veel verschillende verdampingsformules gebruikt, elk met eigen voor- en nadelen en toepassingsgebied. Door het KNMI wordt een *referentiewaarde* (E_r) voor de verdamping gegeven die met een formule is bepaald. Jarenlang is door het KNMI is de internationaal gebruikelijke *Penman*-formule gebruikt, die een benadering geeft voor de verdamping van een oneindig uitgestrekt open-wateroppervlak (E_o). De formule berust op fysische grondslagen, namelijk op een combinatie van de energiebalans en het (turbulente) transport van waterdamp in de lucht. In 1987 is het KNMI overgegaan op de formule van *Makkink*, die een benadering geeft voor de verdamping uit een korte grasmat. De verdamping volgens Makkink wordt momenteel op 20 stations in Nederland wordt bepaald (Hooghart & Lablans, 1988). Voor de verhouding tussen de Penman-verdamping en de Makkink-verdamping geldt globaal:

$$E_{r\text{-Penman}} = 1.27\ E_{r\text{-Makkink}} \qquad (3.3)$$

De verhouding is echter sterk seizoensafhankelijk (tabel 3.4).

Tabel 3.4. Verhouding $E_{r\text{-}Penman}/E_{r\text{-}Makkink}$ voor decaden in het groeiseizoen, berekend als gemiddelde van 3 meteorologische stations over 1965-1985 (De Bruin, 1987).

maand\ decade	april	mei	juni	juli	aug	sept
I	1.30	1.30	1.31	1.29	1.21	1.17
II	1.30	1.30	1.31	1.27	1.19	1.17
III	1.30	1.30	1.31	1.24	1.18	1.17

De resultaten worden door het KNMI als *decadewaarden* in maandelijkse overzichten gepubliceerd. De *meteorologische* decade bedraagt 10 dagen voor de eerste 2 decaden van de maand, terwijl de derde decade tot en met het einde van de maand loopt (8 tot 11 dagen). Uit de door het KNMI uitgegeven referentiewaarden kan de potentiële verdamping van een gewas of vegetatie worden bepaald door de referentieverdamping te vermenigvuldigen met een gewasfactor:

$$E = f E_r \tag{3.4}$$

De coëfficiënt f hangt af van het gewastype en varieert door het jaar (tabel 3.5). Voor balansperioden van een jaar neemt men vaak een gemiddelde waarde aan.

Gewasfactoren voor natuurlijke vegetaties moet men zeer kritisch gebruiken. Allereerst omdat de soortensamenstelling in de natuur op geen plaats dezelfde is. Wat in de literatuur bijvoorbeeld wordt aangeduid als 'pijpestrootje-vegetatie' kan van alles inhouden: een gesloten vegetatie volledig gedomineerd door pijpestrootje, een vegetatie met heide, veenmossen en pijpestrootje, maar ook een open vegetatie (bijvoorbeeld 20 % bedekking) waarin pijpestrootje op pollen groeit en waarin het water op het maaiveld staat. De pijpestrootje-vegetatie met dophei zou een andere onderzoeker misschien hebben getypeerd als een 'dopheide-vegetatie'. Veel hangt af van de persoonlijke interpretatie van de onderzoeker (classificatieprobeem).

Op de tweede plaats heeft - althans in natte natuurterreinen - het weer een grote invloed. In natte jaren kan het water langdurig gedeeltelijk op het maaiveld staan en dit water draagt ook bij aan de verdamping. De gewasfactoren van de onderste drie vegetatietypen in tabel 3.5 zijn door Jansen (i.p.) bepaald met lysimeters. Wanneer Jansen zijn lysimeters goed nat hield waren de gewasfactoren (tabel 3.5) gemiddeld ca. 0.2 groter.

Tabel 3.5. Maand- en decadewaarden voor de gewasfactor *f* behorende bij de referentie-verdamping van Makkink. Een streepje (-) betekent dat *f* onbekend is. In de onderste drie rijen zijn maandegemiddelden opgenomen.

begroeiing	maand + decade																	
	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]	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[1]	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	-	-	-	-	-
maïs[1]	-	-	-	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	1.1	1.1
Pijpestrootje[2]	-	-	-	-	-	0 .8	0.8	0.9	1.0	1.2	1.3	1.2	1.2	1.1	1.0	0.9	1.2	1.0
Pijpestrootje[3]		0.8			0.8			0.8			1.1			1.2			1.2	
Dopheide[3]		0.6			0.7			0.8			0.8			0.7			0.7	
Schapegras[3]		0.7			0.8			0.9			1.0			1.1			1.0	

[1]Feddes, 1987; [2]Moors et al., i.p. (nat jaar, hoogveen); [3]Jansen, i.p.

In gebieden met een lage grondwaterstand of met een bodem die weinig vocht vasthoudt, kan in droge perioden de bodem zover uitdrogen dat de actuele verdamping achterblijft bij de potentiële verdamping. De actuele verdamping moet men dan berekenen uit onder meer de potentiële verdamping en de vochttoestand van de wortelzone. Deze vochttoestand leidt men af uit een waterbalans voor de bodem die men voor iedere rekentijdstap (vaak een dag of een decade) bijhoudt. Voor de berekening bestaan handmatige methoden, maar tegenwoordig zal men, indien mogelijk, gebruik maken van computermodellen voor de onverzadigde zone, zoals SWATRE.

3.2.3. De formules van Penman en Makkink

De formule van Penman geeft een benadering voor de verdamping van een oneindig uitgestrekt glad wateroppervlak, E_o. De formule is gebaseerd op de combinatie van de stralingsbalans en de waterbalans. Voor de bepaling zijn metingen nodig van nettostraling, bodemwarmtestroming, en - op 2 m boven maaiveld - luchttemperatuur, windsnelheid en dampspanning. De formule wordt hier gegeven omdat hij inzicht geeft in het verdampingsproces:

$$\lambda E_o = \frac{s(Q^* - G) + \gamma(e_s(T_a) - e_a)\, f(u)}{s + \gamma} \qquad (3.5)$$

waarin:

λ = verdampingswarmte van water (2.45×10^6 J kg^{-1} bij 20 °C)
E_o = open-waterverdamping (kg $m^{-2}s^{-1}$)
s = helling verzadigde-dampdrukcurve (de_s/dT_a; fig. 3.8) bij T_a (Pa K^{-1})
Q^* = netto straling boven wateroppervlak (W m^{-2})
G = warmtestroom naar water (W m^{-2})
γ = psychometerconstante (67 Pa K^{-1})
e_s = verzadigde dampdruk (Pa)
T_a = luchttemperatuur op 2 m boven waterspiegel (K)
e_a = dampdruk van de lucht op 2 m boven waterspiegel (Pa)
f(u) = een empirische windfunctie. Voor de verdampingspan van Penman geldt: f(u)= $0.037 + 0.04u_2$ (W $m^{-2}Pa^{-1}$), met u_2 = gemiddelde windsnelheid over een etmaal op 2 m boven waterspiegel (m s^{-1})

Ga na dat de verdamping E_o door vermenigvuldiging met λ wordt omgezet in energie-fluxdichtheid (W m^{-2}). Om λE_o om te zetten naar mm d^{-1} moet men vermenigvuldigen met 86 400/λ ≈0.0352 bij 20 °C (86 400 is het aantal seconden in een dag; met een dichtheid van water van 1000 kg m^{-3} correspondeert 1 kg m^{-2} met 1 mm waterschijf).

Van de netto-straling wordt een gedeelte gebruikt voor de verwarming van het water. De rest (Q^*-G) wordt omgezet in verwarming van de lucht en in verdamping; beide energievormen worden naar de atmosfeer afgevoerd door een proces van turbulente menging. De formule bevat twee termen aan de rechterkant van het gelijk-teken. De eerste term is de *stralings*bijdrage in de verdamping; de tweede term is de zogenaamde *ventilatie*term die de drogende kracht van de lucht weergeeft. De ventilatieterm is rechtevenredig met het *verzadigingsdeficit*, dat is het verschil tussen de verzadigde dampdruk bij de luchttemperatuur ($T_s(e_a)$) en de werkelijke dampdruk e_a (fig. 3.8). Dit deficit wordt onder meer versterkt door veel wind, waarbij vochtige lucht wordt afgevoerd. De invloed van wind zit echter ook verwerkt in de windfunctie f(u). Veel wind leidt tot hoge verdampingscijfers. De formule van Penman wordt in een andere vorm ook gebruikt voor de verdamping van gewassen. Ruwe oppervlakken veroorzaken veel turbulentie (grote windfunctie) en dus een hoge verdamping.

Omdat de formule van Penman veel micrometeorologische metingen vergt, is het KNMI op 1 april 1987 overgegaan op de vergelijking van Makkink. De Makkink-referentieverdamping geeft een benadering voor kort gras dat optimaal van water wordt voorzien:

$$\lambda E_{mak} = 0.65\frac{s}{s+\gamma}K\downarrow \qquad (3.6)$$

waarin:

λ = verdampingswarmte van water (2.45×10^6 J kg^{-1} bij 20 ^{0}C)
E_{mak} = potentiële verdamping kort grasland (kg $m^{-2}s^{-1}$)
s = helling verzadigingsdampdrukcurve (Pa K^{-1})
γ = psychometerconstante (67 Pa K^{-1})
$K\downarrow$ = inkomende kortgolvige straling (W m^{-2})

Voor de formule zijn alleen metingen nodig van de temperatuur en de inkomende kortgolvige straling. Via de temperatuur kan s worden bepaald.

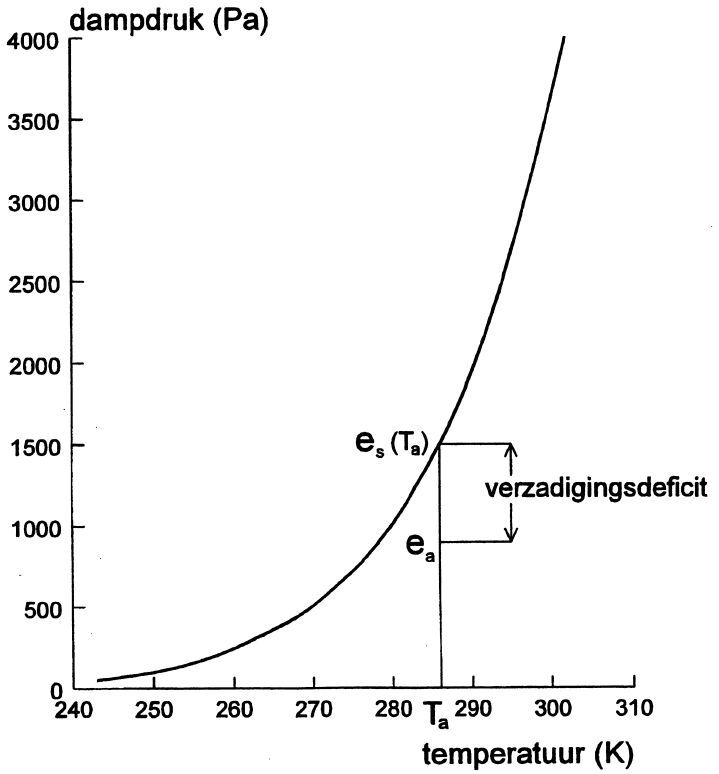


Fig. 3.8. De verzadigingsdampdrukcurve van water.

. . . . . *Opgave 3.4-3.7*

3.3. AAN- EN AFVOER VAN OPPERVLAKTEWATER

3.3.1. Waterverdeling in Nederland

In natte perioden (winter) wordt in de meeste gebieden water via een stelsel van greppels, sloten en kanalen afgevoerd. Fig. 3.9 toont de verdeling van Nederland in een hoog en een laag deel. In het algemeen geschiedt de afvoer in Hoog-Nederland (de hogere gronden in het oosten en zuiden en de duinen) door de zwaartekracht, en in Laag-Nederland (noorden en westen) kunstmatig, met pompen en gemalen. Naar

sommige landbouwgebieden in Hoog-Nederland kan 's zomers water worden aangevoerd. Natuurgebieden in Hoog-Nederland vrijwaart men altijd van wateraanvoer, omdat de kwaliteit van het aanvoerwater te wensen overlaat: meestal is dit afkomstig van de Rijn of Maas. Gebieden in Laag-Nederland, vooral de natuurgebieden, zijn onderworpen aan een zeer strak peilbeheer; wateraanvoer in droge perioden is daarvoor een noodzaak. Door het ontbreken van peilbeheer zijn peilschommelingen in Hoog-Nederland veel groter dan in Laag-Nederland.

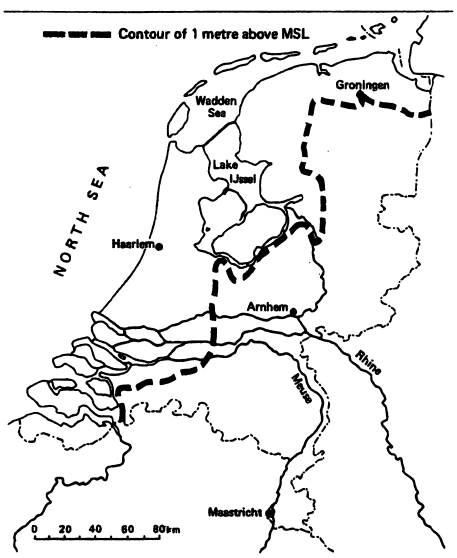


Fig. 3.9. Verdeling van Nederland in een hoog en een laag gedeelte. De grens is getrokken bij een maaiveldshoogte van 1 m boven NAP.

Via de *waterhuishoudkundige hoofdinfrastructuur* wordt het oppervlaktewater van de grote rivieren over ons land verdeeld. Oorspronkelijk stroomde ⅔ van het water dat bij Lobith ons land binnenkwam verder naar de Waal, en ⅓ naar het Pannerdensch Kanaal. Het debiet uit het Pannerdensch Kanaal werd vervolgens bij Arnhem weer verdeeld over Neder-Rijn (⅔) en IJssel (⅓). Door een stuw bij Driel kan deze verdeling echter worden gewijzigd. Bij lage afvoeren wordt de stuw neergelaten, zodat meer water naar de Waal en IJssel stroomt. Het water naar de Waal is nodig om voldoende waterdiepte voor de scheepvaart te houden. Het water naar de IJssel houdt het IJsselmeer op peil. Het IJsselmeer fungeert als een opslagbekken van waaruit water wordt gedistribueerd voor peilhandhaving in Noord-Holland en Friesland, voor doorspoeling, en voor de drinkwaterwinning. Stuwen bij Amerongen en Hagestein zijn geplaatst om de Neder-Rijn benedenstrooms van Driel bevaarbaar te houden.

Veel rivierwater wordt gebruikt voor de verziltingsbestrijding. Polders met brakke kwel moeten regelmatig worden doorgespoeld. Kwantitatief belangrijker is echter de hoeveelheid rivierwater die nodig is om de zouttong op de Nieuwe Waterweg terug te dringen. Bij zeer lage afvoeren bereikt deze zouttong de Hollandse IJssel, een riviertje dat het

kwetsbare tuinbouwgebied in het Westland van water voorziet. De afsluiting van zeegaten als het Haringvliet, draagt er toe bij dat zoveel mogelijk water de Nieuwe Waterweg passeert.

De aanvoer van water uit de grote rivieren leidt er toe dat gedurende droge zomers het oppervlaktewater in grote delen van Nederland afkomstig is van de Rijn of van de Maas. Deze aanvoermogelijkheid van water is voor een hoge gewasproductie in de landbouw uitermate belangrijk. Voor de aanwezige natuur in en langs de waterlopen en in reservaten, kan de aanvoer van rivierwater echter allerlei negatieve gevolgen hebben.

3.3.2. Afvoermetingen

Het verloop van de afvoer in de tijd is vaak zeer grillig, met name in waterlopen met een klein stroomgebied en geringe mogelijkheden voor de opslag van water in natte perioden. Ter illustratie toont figuur 3.10 het afvoerverloop van de Hupselse Beek, een klein beekje dat een stroomgebied heeft van slechts 650 ha met op geringe diepte een slecht doorlatende kleilaag.

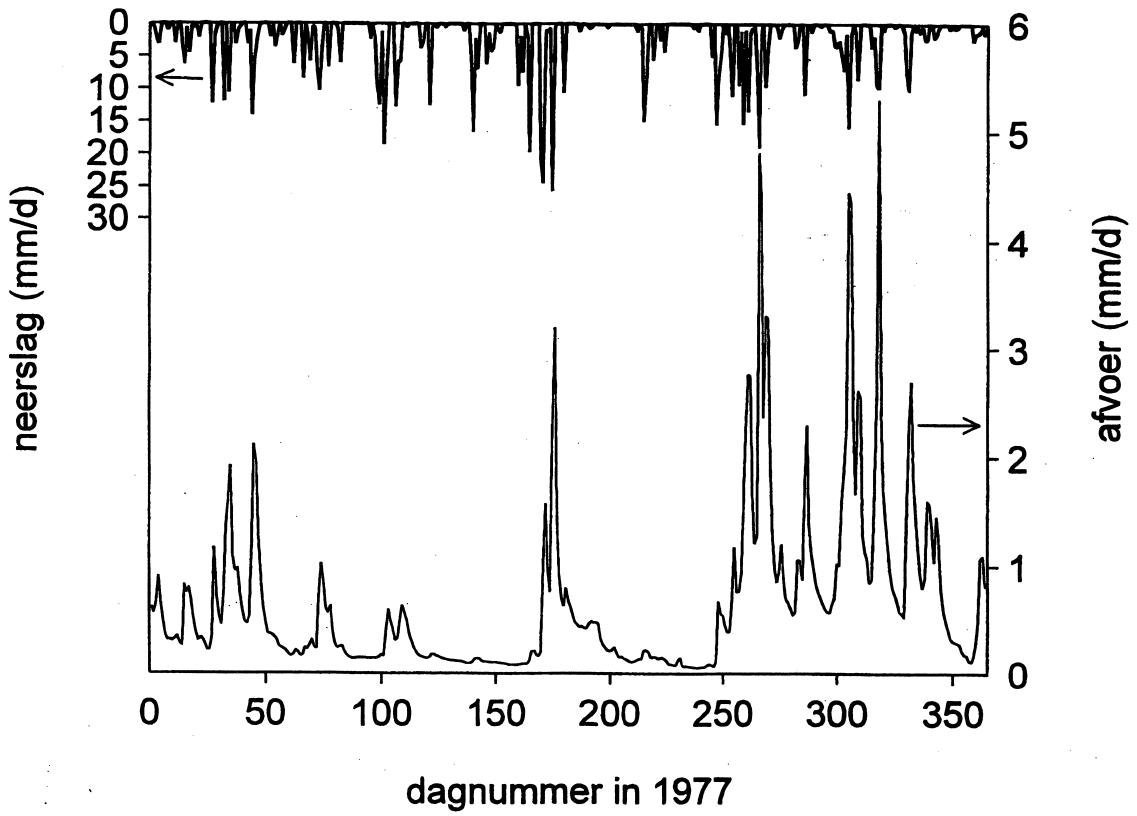


Fig. 3.10. Neerslag en afvoer van de Hupselse Beek in 1977.

Wegens de grote temporele variatie zal een incidentele debietmeting in de meeste gevallen onbruikbaar zijn voor de opstelling van een waterbalans. Doorgaans zal men dus *continu* het debiet moeten registreren. Er bestaan hiervoor verschillende soorten *meetinrichtingen* waarvan de relatie tussen de bovenstroomse waterhoogte (h) en debiet (Q) in een vergelijking is vastgelegd. Voor een schotbalkstuw bijvoorbeeld (fig. 3.11a), geldt de volgende benaderende vergelijking:

$$Q = C_1 B h^{1.5} \tag{3.7}$$

waarin:

Q = debiet (m^3s^{-1})
B = breedte stuw (m)
h = overstorthoogte t.o.v. kruin stuw (m)
C_1 = constante = 1.9 $m^{0.5}s^{-1}$

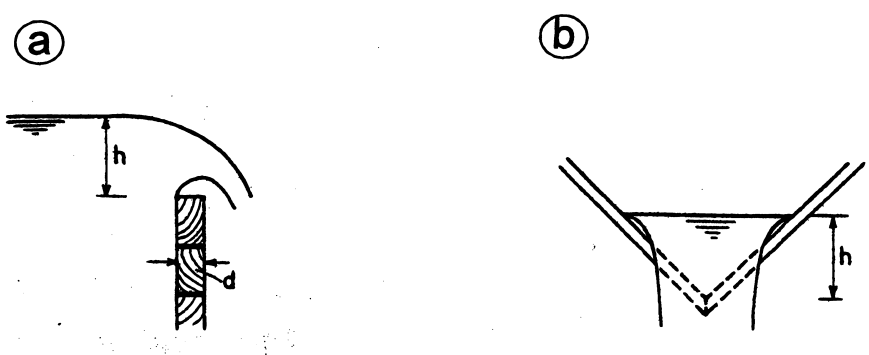


Fig. 3.11. Voorbeeld van twee meetinrichingen: (a) de schotbalkstuw; (b) het Thomson-meetschot.

Terwijl voor het rechthoekige, V-vormige Thomson meetschot (fig. 3.11b) de volgende benaderende *Q-h-relatie* geldt:

$$Q = C_2 h^{2.48} \tag{3.8}$$

Waarin:

h = overstorthoogte t.o.v. kruin stuw (m)
C_2 = constante = 1.38 $m^{0.52}s^{-1}$

De keuze van het type meetinrichting hangt af van wat men verwacht van o.m. het minimale en maximale debiet (meetbereik), en de gevoeligheid voor verstoring door takken, bladeren e.d.. De meetinrichtingen worden zo opgesteld dat het peil bovenstrooms niet wordt beïnvloed door het peil benedenstrooms (meetinrichting mag niet

'verdrinken'). De bovenstroomse waterstand wordt op een nauwkeurig voorgeschreven punt automatisch gemeten met een pijlschrijver.

Vaak zal men bij veldonderzoek niet de mogelijkheid hebben om een geijkte meetstuw te plaatsen (is vrij kostbaar). Men kan dan proberen zelf een *Q-h*-relatie op te stellen. Op de meetlocatie worden eerst een aantal *discrete* debietmetingen uitgevoerd: bij verschillende afvoeren meet men het debiet en het peil. Daarna verbindt men de aldus verkregen puntwaarnemingen tot een *Q-h*-relatie die uniek is voor de betreffende locatie. Via een peilschrijver kan vervolgens weer het peil en dus indirect het debiet *continu* worden geregistreerd.

Voor de locatiekeuze dient men een regelmatig en stabiel stromingsprofiel na te streven, met een stroomsnelheid groter dan 10 cm s^{-1} en een waterdiepte van tenminste enkele dm's. Gezien deze wensen zal men bij voorkeur bestaande landbouwstuwen en duikers gebruiken.

Er zijn verschillende methoden om discrete metingen te verrichten, bijvoorbeeld:

- Met een *rotor*
  De stroomsnelheid op een punt in het dwarsprofiel wordt bepaald uit het aantal omwentelingen in een bepaalde tijdsperiode door een rotor. Een veel gebruikt rotortype is de *Ott-molen*. De snelheidsmetingen worden in een aantal secties en op verschillende dieptes uitgevoerd. Men berekent het debiet door het dwarsprofiel via integratie van de snelheden in het verticale en het horizontale vlak (fig. 3.12).

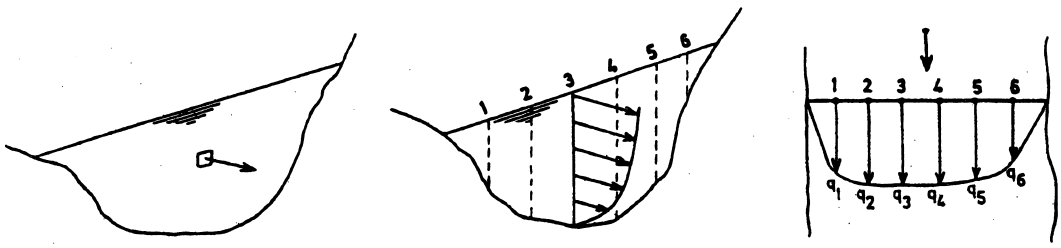


Fig. 3.12. Integratie van stroomsnelheden over een dwarsdoorsnede in een sloot.

- Met een *drijver* (onnauwkeurig)
  De snelheid van de drijver is gelijk aan de afgelegde weg gedeeld door de benodigde stroomtijd. De snelheid is geldig voor een bepaalde sectie in het profiel waarvoor de drijver representatief wordt geacht. Gebruik bij voorkeur drijvers die diep in het water liggen, want deze zijn minder gevoelig voor windinvloeden en bovendien wordt de werkelijke stroomsnelheid van het water in de sectie beter benaderd. Nadeel van diepe drijvers is dat ze makkelijk verstrikt raken in de begroeiing, of de bodem raken. De gemiddelde stroomsnelheid van het water hangt af van de verhouding tussen de drijverdiepte *d* en de waterdiepte *y*. Tabel 3.6 geeft enkele

indicatieve cijfers voor de berekening van de gemiddelde stroomsnelheid v_w van het water uit deze verhouding en de drijversnelheid v_d. Net als bij een rotor geldt dat een enkele meting in het dwarsprofiel niet veel zegt omdat de stroomsnelheid erg kan variëren met de diepte en de afstand tot de oever. In een verticaal profiel ligt de gemiddelde stroomsnelheid bij benadering op een diepte van ca. 0.4 keer de waterdiepte vanaf de bodem. Een vuistregel is voorts, dat de gemiddelde stroomsnelheid over een verticaal, 0.8 maal de snelheid aan het oppervlak bedraagt.

Tabel 3.6. Verhouding tussen drijverdiepte d en waterdiepte y en de daarbij horende verhouding tussen de gemiddelde stroomsnelheid van het water v_w en de drijversnelheid v_d.

d/y	0.10	0.25	0.50	0.75	0.95
v_w/v_d	0.86	0.88	0.90	0.94	0.98

- Met een *tracer.*

  De tracermethode werkt vooral goed in water dat turbulent stroomt, bijvoorbeeld in snelstromende beekjes. Een zeer goedkope en veel gebruikte tracer is een oplossing van keukenzout (NaCl). Het principe van de methode berust op de verdunning van de tracer door het beekwater. Men kan de tracer onder meer als volgt gebruiken.

  In de beek wordt een geschikte plaats A gekozen waar de tracer aan het beekwater kan worden toegevoegd. Benedenstrooms hiervan moet een bemonsteringspunt B worden bepaald. Dit punt dient zodanig te worden gekozen dat de menging van tracer en beekwater volledig is over de hele breedte van de beek, gedurende de hele bemonsteringsperiode. Het monsterpunt kan worden gevonden door in punt A een kleurstof aan de beek toe te voegen. Het dichtsbijzijnde punt van algehele mening over de dwarsdoorsnede wordt als monsterpunt B genomen. Men meet hoeveel tijd er is verstreken tussen het begin van toediening in A en het moment van volledige mening in B. De tracer - een oplossing van keukenzout - wordt vervolgens toegediend met de fles van Mariotte, die zo is geconstrueerd dat de uitstroming met een constant debiet plaatsvindt, ongeacht de hoeveelheid oplossing in de fles. Op punt B neemt men nu een watermonster op het moment dat de tracer volledig met de beek is vermengd. Tevens neemt men monsters van de tracer en van de onbeïnvloede beek.

  Uit de massabalans voor zout kan men nu het debiet van de beek berekenen. De hoeveelheid zout op punt A wordt daartoe gelijk gesteld aan de hoeveelheid zout op punt B:

$$Q_o C_o + Q_{tr} C_{tr} = (Q_o + Q_{tr}) C_B \qquad (3.9)$$

waarin:

Q_o = (oorspronkelijke) debiet beek (m^3s^{-1})

C_o = zoutconcentratie oorspronkelijke beekwater (mg l^{-1})

Q_{tr} = debiet uit de fles van Mariotte (m^3s^{-1})

C_{tr} = zoutconcentratie tracer beekwater (mg l^{-1})

C_B = zoutconcentratie beekwater op monsterpunt B (mg l^{-1})

Vergelijking (3.9) is te herschrijven tot:

$$Q_o = \frac{C_B - C_{tr}}{C_o - C_B} Q_{tr} \qquad (3.10)$$

Om het debiet Q_o te berekenen moeten dus de concentraties C_o, C_{tr} en C_B en het debiet Q_{tr} bekend zijn. Het debiet Q_{tr} kan met een maatglas en een stopwatch worden bepaald. De concentraties bepaalt men bijvoorbeeld in het laboratorium titrimetrisch uit de watermonsters.

. . . . . *Opgave 3.8-3.13*

3.4. KWEL EN WEGZIJGING

Het verschijnsel dat water via de diepere ondergrond een gebied binnenstroomt en vervolgens aan de oppervlakte treedt, staat bekend als *kwel*. Onder *wegzijging* verstaat men het verschijnsel dat water in de bodem infiltreert en naar elders wordt getransporteerd. De begrippen zijn altijd gerelateerd aan het schaalniveau van de beschouwing: de hogere zandgronden in Pleistoceen Nederland bijvoorbeeld, vormen als geheel een wegzijgingsgebied, hoewel er lokaal depressies voorkomen - bijvoorbeeld in de beekdalen - waar water dagzoomt. Bij balansstudies hebben de termen betrekking op het balansgebied in zijn totaliteit.

Kwel en wegzijging worden vaak als sluitpost van de waterbalans bepaald (bij voorkeur in de winterperiode). Tevens kan men deze posten uit modelberekeningen of vergelijkingen proberen af te leiden (meestal minder betrouwbaar). Er bestaan ook meer directe bepalingsmethoden:

- Met een *kwelbak* (onnauwkeurig) (figuur 3.13)
  Een aan één zijde gesloten cilinder wordt met de open zijde in de waterbodem gedrukt. Het kwelwater dat in de onderkant van deze bak terecht komt wordt vervolgens via een buisje naar een ballon geleid (de zogenaamde 'richtkrachtloze' ballon). Uit de hoeveelheid water die de ballon opvangt in een bepaalde tijdsperiode

(vaak een dag) en de oppervlakte van de kwelbak bepaalt men vervolgens de kwelintensiteit.

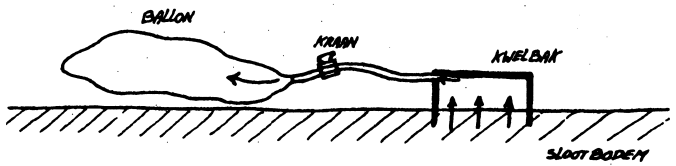


Fig. 3.13. De kwelbak.

- Uit het *stijghoogteverschil* over een slecht doorlatende laag.
  Boven en onder zo'n laag plaatst men peilbuizen. Uit het stijghoogteverschil tussen de buizen en de hydraulische weer stand *c* van de laag bepaalt men vervolgens de kwel- of wegzijgingsintensiteit (zie Hfst. 4).
- Omdat kwelwater een vrijwel constante temperatuur bezit, beïnvloedt kwel het *temperatuurverloop* in de ondergrond. Uit de mate van beïnvloeding kan men rekenkundig de kwelintensiteit afleiden (zie bijvoorbeeld Van Wirdum, 1991).
- Uit de bodembalans van een *natuurlijke tracer* (doorgaans het chloride-ion) die met het kwelwater wordt aangevoerd.

De term geeft aanleiding tot verwarrende discussies tussen hydrologen en biologen. Vaak is de oorzaak van deze verwarring gelegen in het feit dat ieder een ander *schaalniveau* bij het begrip voor ogen heeft. Een bioloog denkt bijvoorbeeld aan het schaalniveau waarop individuele plantesoorten worden beïnvloed. Voor hem is het van belang of de vegetatie onder invloed staat van water met een *lithoclien* karakter, dat is water dat chemisch lijkt op 'gerijpt' grondwater: met relatief hoge concentraties aan calcium en bicarbonaat en qua zuurgraad neutraal tot basisch. Daarbij is het van geen belang of dit water nu een lange weg heeft afgelegd of slechts 50 meter verder in een perceel is geïnfiltreerd. Een hydroloog reserveert de term kwel echter meestal voor regionale grondwaterstroming, dus voor water dat een lange weg heeft moeten afleggen voordat het uittrad. In hydrologische rekenmodellen wordt kwel berekend uit het stijghoogteverschil over een slecht doorlatende laag. Water dat van een perceel naar de sloten toe stroomt wordt door hydrologen aangeduid met de term *drainage*.

Een andere oorzaak voor de verwarring ligt in het feit dat als 'kwelindicator' gekenschetste soorten vaak niet alleen op plekken voorkomen waar water dagzoomt, maar ook daarbuiten, op locaties waar het oppervlaktewater qua chemische samenstel lijkt op typisch kwelwater. Dit kunnen ook plekken zijn waar sprake is van een forse wegzijging. Zo vinden we trilvenen aan de voet van de Utrechtse heuvelrug onder invloed van kwel. Trilvenen komen echter ook voor in het met lithoclien oppervlaktewater gevoede reservaat De Weerribben in de kop van Overijssel, waar water wegzijgt naar de omringende landbouwpolders.

3.5. BERGINGSVERANDERING

Tijdens de balansperiode kan een gebied water opslaan of lozen. Deze bergingsverandering kan een relatief belangrijke post vormen, zeker wanneer de balans betrekking heeft op een korte periode. De bergingingsverandering kan men berekenen als sluitpost van een waterbalans, of uit het verschil in grondwaterstand tussen het begin en het eind van de balansperiode. Bij de laatste berekeningswijze is de *bergingscoëfficiënt* van de bodem van belang.

In een losse zandgrond bijvoorbeeld, zal de grondwaterstand na een regenbui veel minder stijgen dan in een dichte kleigrond; deze zandgrond kan dus meer water bergen. Dat komt doordat een kleigrond meestal meer water bevat, de poriën zijn dus voor een groter gedeelte gevuld met water dan bij de zandgrond.

Onder de bergingscoëfficiënt verstaat men nu de verhouding tussen de verandering in de vochtinhoud van de bodem per eenheid van oppervlak - de *specifieke* berging - en de bijbehorende verandering van de grondwaterstand:

$$\mu = \frac{\Delta S_w}{\Delta h} \qquad (3.11)$$

waarin:

μ = bergingscoëfficiënt [-]
S_w = specifieke berging [L], gangbaar in mm
h = grondwaterstand [L], gangbaar in mm

In bodems kan alleen bergingsverandering optreden in de onverzadigde zone. In natte perioden - wanneer de bodem op veldcapaciteit (zie Hfst.. 5) is - kan men de bergingscoëfficiënt berekenen door de hoeveelheid neerslag te delen door de daarbij optredende grondwaterstandsstijging. Stijgt na een regenbui van 5.5 mm de grondwaterstand 100 mm, dan is de bergingscoëfficiënt 0.055. Hierbij wordt aangenomen dat tijdens de meting geen regenwater wordt afgevoerd via bijvoorbeeld drainage; we moeten neerslag en grondwaterstandstijging dus over een korte periode meten. Fig. 3.14 laat zien dat een verandering van de grondwaterstand een andere vochtverdeling geeft, welke te berekenen is aan de hand van een *pF*-curve. Men kan de bergingscoëfficiënt dus ook bepalen uit de *pF*-curve, hoewel de *pF* een evenwichtsvochtgehalte aangeeft. Vergelijkt men de diverse methoden van μ-bepaling, dan blijkt dat de uitkomsten van de veldgegevens en van de *pF*-curve elkaar niet veel ontlopen.

De bergingscoëfficiënt is geen constante maar hangt o.a. af van de hoogte van de grondwaterstand en de mate van uitdroging of bevochtiging. Tabel 3.8 geeft enkele indicatieve waarden. Oppervlaktewater heeft uiteraard een bergingscoëfficiënt van 1.0.

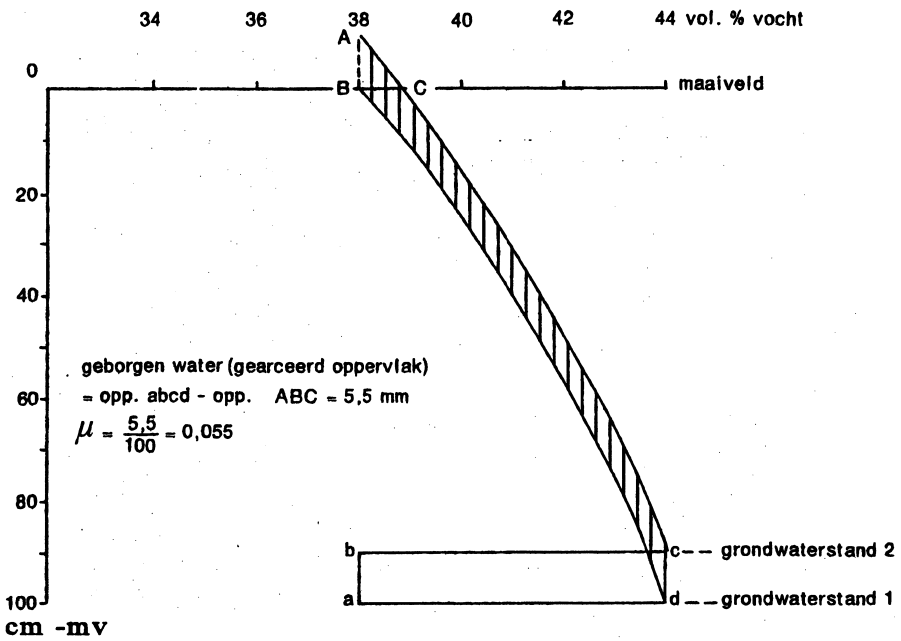


Fig. 3.14. Berekening van de bergingscoëfficiënt uit de *pF*-curve.

Tabel 3.8. Indicatieve waarden voor de bergingscoëfficiënt.

Zeer dichte kleigrond	0.02
Matig doorlatende klei	0.03 - 0.04
Goede zavelgrond	0.05 - 0.07
Goede zandgrond	0.10 - 0.12
Veen	0.1 - 0.5
Levend veenmos	tot 0.8

Veel natuurgebieden lijden door waterhuishoudkundige ingrepen in hun omgeving aan verdroging. Bovendien zijn veel gebieden voor hun peilbeheersing afhankelijk van aanvoer van oppervlaktewater dat in de loop der jaren verontreinigd is geraakt. Men zoekt de oplossing voor deze problemen dikwijls in het bergen van schoon neerslagwater in de winter. 's Zomers wordt dan minder snel een te laag peil bereikt en hoeft er minder verontreinigd water ingelaten te worden.

In het laagveenmoeras Botshol bijvoorbeeld, werd vroeger een winterpeil ingesteld dat 10 cm lager lag dan het zomerpeil. Het lage peil werd ingesteld ten behoeve van de in de polder liggende landbouwgronden. In het voorjaar moest men extra water inlaten om weer het zomerpeil te bereiken. Dit water is in de afgelopen decennia verontreinigd geraakt. Enkele jaren terug hebben de landbouwgronden in het gebied een eigen onderbemaling gekregen zodat de peilbeheersing geheel ten dienste van de natuur kon komen te staan. De hoeveelheid water die men nu 's zomers moet inlaten is afhankelijk van het voor de natuur toelaatbare verschil tussen winter en zomerpeil, dus van de hoeveelheid relatief schoon water die men tussen winter en zomer kan bergen. Bij bijvoorbeeld een winterpeil dat 10 cm hoger ligt dan het zomerpeil hoeft men 40 % minder verontreinigd water in te laten dan voorheen.

. . . . . *Opgave 3.14 en 3.15*

4. GRONDWATER

4. 1. INLEIDING

Onder *grondwater* verstaan we het water dat in de grond beneden de grondwaterspiegel aanwezig is. Het begrip "grondwaterspiegel" wordt in hoofdstuk 5 gedefinieerd. De gangbare notie van het begrip is voorlopig voldoende.

Het boven de grondwaterspiegel aanwezige water wordt bodemwater of bodemvocht genoemd. Beide termen hebben dezelfde betekenis. In hoofdstuk 5 wordt aandacht besteed aan bodemwater; dit hoofdstuk is beperkt tot grondwater.

In de grond worden een verzadigde en een onverzadigde zone onderscheiden. In de verzadigde zone zijn de poriën tussen de gronddeeltjes geheel gevuld met water. In de onverzadigde zone bevatten de poriën zowel water als lucht. De onverzadigde zone ligt geheel boven de grondwaterspiegel. Het gebied beneden de grondwaterspiegel behoort tot de verzadigde zone. De grondwaterspiegel is echter niet de grens tussen beide, omdat de verzadigde zone zich uitstrekt tot iets boven de grondwaterspiegel. We komen daarop later terug.

4. 2. BODEMKUNDIGE EN LANDSCHAPPELIJKE INDICATIES

Grondwater is van invloed op de bodemgesteldheid, de vegetatie, het landgebruik en de inrichting van het land. De bodemgesteldheid wordt beïnvloed door bodemvocht en de diepte van de grondwaterspiegel. Gleygronden ontstaan bv. als de grondwaterstand nooit ver (bv. <0.4 m) onder het maaiveld ligt. Door reductie van ijzerverbindingen in de zone die permanent onder de grondwaterspiegel ligt, ontstaat de typische blauwgrijze kleur van dergelijke gronden. Waar in een bodemprofiel een zone afwisselend boven en onder de grondwaterspiegel ligt, wisselen oxydatie en reductie elkaar in de tijd af. Dat is te zien aan het voorkomen van bruine (ijzer-) en soms zwarte (mangaan-) vlekken. In nog drogere gronden ligt boven de vlekkenzone nog een zone die zich permanent boven de grondwaterspiegel bevindt. Daarin overheersen bruine of gele tinten die wijzen op permanent oxyderende omstandigheden. Zulke profielkenmerken verraden de ligging van de bodem ten opzichte van het grondwater. Omdat die kenmerken het gevolg zijn van langzaam verlopende processen, kan een beoordeling op grond van uitsluitend profielkenmerken echter toch bedrieglijk zijn. Recente veranderingen in het grondwaterstandsregime komen daarin namelijk niet tot uitdrukking. In zeeklei komen bruine tinten niet voor als gevolg van de samenstelling van de grond.

Veen duidt altijd op het voorkomen van natte omstandigheden tijdens de vorming. Veen ontstaat als de produktie van organisch materiaal sneller gaat dan de afbraak. Dat gebeurt als planten of plantendelen na hun afsterven geheel of gedeeltelijk gedurende een belangrijk deel van de tijd onder water terechtkomen. Ze worden dan min of meer van de lucht afgesloten en het afbraakproces wordt belem-

merd. Dit is de enige oorzaak van het ontstaan van veen. Als veen wordt ontwaterd, treedt het afbraakproces alsnog op. Schothorst (1982) vond verliezen tot 7 mm veen per jaar bij verlagingen van de grondwaterstand met 50 cm en meer (de maaiveldsdaling was nog groter doordat het veen ook water -en dus volume- verloor). Bij het afbraakproces, ook wel mineralisatie genoemd, komen voedingsstoffen, in het bijzonder stikstofverbindingen vrij.

Vaak is ook aan landschapskenmerken vast te stellen of de grondwaterspiegel zich dicht onder maaiveld pleegt te bevinden of in het algemeen daar ver (bv. anderhalve m of meer) onder ligt.

Enkele van die kenmerken zijn:

- Afstanden tussen ontwateringsmiddelen (bv. kavelsloten, greppels, drains). In het Nederlandse cultuurlandschap duidt een geringe slootafstand (bv. enkele tientallen m) op een geringe grondwaterstandsdiepte; grote slootafstanden of het ontbreken van sloten duiden doorgaans op diepe grondwaterstanden. Sloten hebben nl. in de eerste plaats een ontwaterings- en afwateringsfunctie. De functie van kavelscheiding is van ondergeschikt belang. Een sloot betekent landverlies. Daarom graaft men in landbouwgebied doorgaans alleen sloten als daarvan een positief effect op de waterhuishouding wordt verwacht.
- Slootwaterstanden. Die zijn een indicatie van de grondwaterstand.
- De samenstelling van de vegetatie. Die heeft in natuurterreinen doorgaans een goede indicatieve waarde voor het grondwaterstandsregime. In 1989 is door Londo een lijst gepubliceerd, waarin voor elke plant de relatie met het grondwater is vermeld. In deze zg. freatofytenlijst kan bv. worden afgelezen dat de plantensoort Parnassia (*Parnassia palustris*) in de duinen groeit in door grondwater beïnvloed terrein. In cultuurgrasland is door bewerking, bemesting, beregening en het inzaaien van een beperkt aantal gewenste soorten die indicatieve waarde aanzienlijk minder.
- Het voorkomen van akkerbouw. Bij akkerbouw is een ondiepe grondwaterstand ongewenst. Grondbewerking en inzaaien vereisen nl. een relatief droge grond. In akkerbouwgebieden ligt de gemiddelde grondwaterstand dus meestal verder beneden maaiveld dan in gebieden met overwegend grasland. De bodemgesteldheid is in het algemeen zodanig, dat voldoende vocht beschikbaar is om het verdampingsoverschot van het groeiseizoen te compenseren.

4. 3. GRONDWATERTRAPPEN

Op Nederlandse bodemkaarten worden grondwatertrappen (vaak afgekort met "Gt") weergegeven. De classificatie van nat naar droog wordt aangegeven met de Romeinse cijfers I-VII.

Grondwatertrappen zijn gebaseerd op de gemiddeld hoogste en de gemiddeld laagste grondwaterstand (meestal, ook in het spraakgebruik, afgekort met *GHG*, resp. *GLG*). De *GHG* en *GLG* worden bepaald op basis van grondwaterstanden.

In Nederland worden grondwaterstanden in het algemeen op de 14e en de 28e van elke maand gemeten. Per jaar vinden dus in beginsel 24 metingen per meetpunt plaats. Hoe die meting wordt gedaan, komt in par. 4.6.3 aan de orde. De *GHG* en *GLG* worden berekend op basis van reeksen van zulke waarnemingen. Die reeksen moeten per meetpunt tenminste 8 zg. hydrologische jaren omvatten, lopend van 1 april t/m 31 maart daaraanvolgend. Per jaar worden de drie hoogste en de drie laagste standen bepaald. Van elk drietal wordt het rekenkundig gemiddelde berekend. Die gemiddelden heten resp. *HG3* en *LG3*. De *GHG* is het rekenkundig gemiddelde van de *HG3*-, de *GLG* dat van de *LG3*-waarden van tenminste 8 hydrologische jaren. De Gt's zijn op basis van *GHG* en *GLG* gedefinieerd volgens Tabel 4.1.

Tabel 4.1. Indeling grondwatertrappen

Grondwatertrap	I	II[1]	III[1]	IV	V[1]	VI	VII[2]
GHG (cm beneden maaiveld)	<20	<40	<40	>40	<40	40-80	>80
GLG (cm beneden maaiveld)	<50	50-80	80-120	80-120	>120	>120	(>160)

Grondwatertrappen worden in beginsel gekarteerd op basis van bovenstaande indeling. Omdat meestal te weinig grondwaterstandsmeetpunten met voldoende lange meetreeksen beschikbaar zijn, wordt in de praktijk gekarteerd op basis van een combinatie van gegevens van meetpunten, landschappelijke indicaties, zoals slootwaterstanden en van kennis van het verband tussen profielkenmerken enerzijds en *GHG* en *GLG* anderzijds.

Doordat *GHG* en *GLG* vaak worden geschat op basis van profielkenmerken, zijn Gt's op bodemkaarten niet altijd even betrouwbaar. De belangrijkste achtergrond daarvan is, dat in de waterhuishouding van een gebied in de loop van de tijd veranderingen kunnen zijn opgetreden. Peilen van open water kunnen bijvoorbeeld zijn verhoogd of verlaagd, er kunnen watergangen zijn bijgemaakt of gedicht, een nabije grondwaterwinning gestopt of uitgebreid, enz. Zoals in 4.2 al is opgemerkt, zijn profielkenmerken meestal het resultaat van trage processen. Profielkenmerken passen zich dus niet snel aan nieuwe omstandigheden aan. Bij gebruik van een bodemkaart voor het inschatten van het grondwaterstandsregime, is het daarom aan te raden, een zo recent mogelijke uitgave te gebruiken.

De indeling in Gt's is ontworpen voor landbouwkundige toepassingen. Hoewel de indeling ook wordt gebruikt bij natuurbeheersvraagstukken, is deze daarvoor eigenlijk te grof. Vooral in de natte Gt's (I, II en II*) is een nadere differentiatie gewenst. Bovendien blijken natuurlijke vegetaties niet zozeer te zijn gecorreleerd met

---

[1] een * achter deze Gt-codes betekent "droger deel", d.w.z. een *GHG* tussen 25 en 40 cm beneden maaiveld.

[2] een * achter deze Gt-code betekent "zeer droog deel", d.w.z. een *GHG* dieper dan 140 cm beneden maaiveld.

de *GHG* en *GLG* als wel met de *GVG*, de Gemiddelde Voorjaars Grondwaterstand. De *GVG* is de gemiddelde grondwaterstand aan het begin van het groeiseizoen. Daarvoor wordt de datum 1 april aangehouden. Een empirische relatie, ontleend aan het Handboek Grondwaterbeheer voor Natuur, Bos en Landschap (Van Beusekom et al., 1990) is:

$$GVG = 0.8GHG + 0.2GLG + 5 \text{ cm} \qquad (4.1)$$

.....*Opgaven 4.1 en 4.2*

4. 4. De betekenis van grondwater

Grondwater is van belang voor

- de drinkwatervoorziening
- de industriewatervoorziening
- de landbouw
- het natuurbeheer.

Grondwater is in Nederland de belangrijkste grondstof voor drinkwater. Ongeveer 2/3 van de drinkwatervoorziening is erop gebaseerd. De rest komt uit oppervlaktewater; voornamelijk -direct of indirect- van Rijn en Maas. De voorkeur voor grondwater bij de drinkwatervoorziening is gebaseerd op de kwaliteit en de betrouwbaarheid. Grondwater bevat van nature vrijwel geen ziekteverwekkende microorganismen. Omdat grondwater langzaam stroomt (20 m per jaar is al snel), kan men aan eventuele kleinschalige verontreinigingen iets doen, vóórdat ze bij de drinkwaterwinning belanden. Daar staat tegenover, dat een verontreiniging op grote schaal tientallen jaren lang problemen kan veroorzaken. Een voorbeeld van dit laatste is de toenemende vervuiling van grondwater met nitraat. Het nitraat is doorgaans grotendeels afkomstig van (over)bemesting.

In de industrie wordt grondwater gebruikt als koel- en proceswater. Met betrekking tot koelwater wint de opvatting veld, dat voor een dergelijke toepassing de kwaliteit van oppervlaktewater goed genoeg is en dat het beter is, het gebruik van het schaars wordende goede grondwater tot meer veeleisende toepassingen te beperken.

Proceswater moet vaak wel aan hoge eisen van kwaliteit voldoen, bv. in de papierindustrie. De papierindustrie langs de rand van de Veluwe (Renkum, Heelsum, Apeldoorn) is ontstaan uit de papiermolens die hun water verkregen uit sprengen. Sprengen zijn kunstmatige beken. Een droog dal (bijna alle dalen van de Veluwe zijn oorspronkelijk droog) werd in horizontale richting verder uitgegraven tot de grondwaterspiegel werd aangesneden. Daar werden zg. sprengenkoppen aangelegd, waarin het grondwater uitstroomde. Het wegstromende water werd in een kunstmatige bedding, de spreng, naar de papiermolen geleid. Het diende behalve als proceswater ook voor de aandrijving van de molen. Daartoe lag de spreng niet

in het laagste deel van het dal, maar werd hij langs de dalwand "opgeleid" door de sprengbodem een kleiner verhang te geven dan de dalbodem (fig. 4.1).

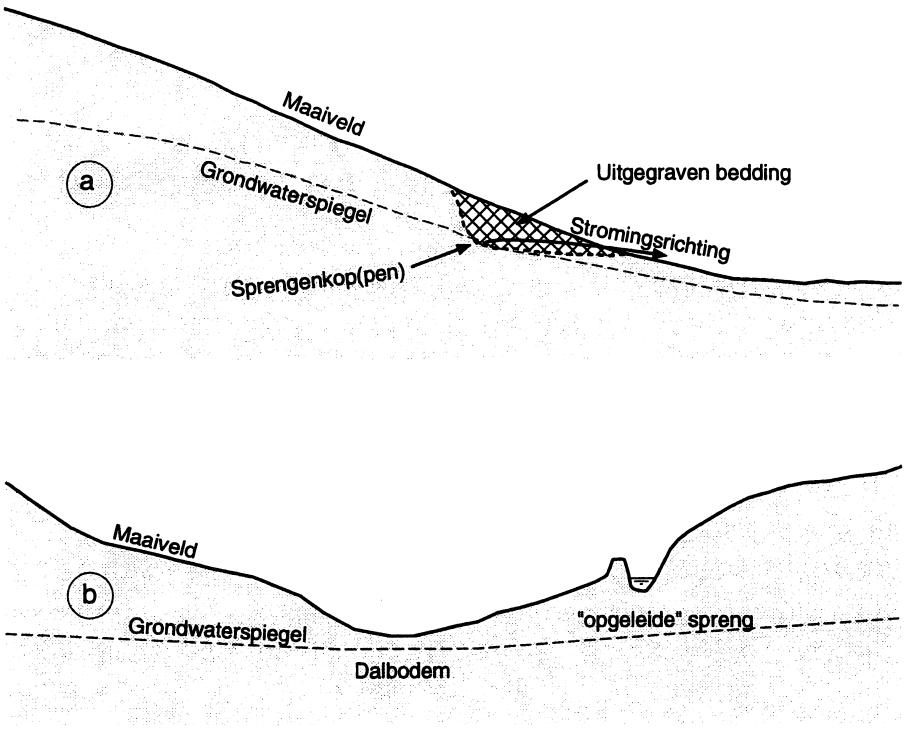


Fig. 4.1. Spreng in langsdoorsnede (a) en dwarsdoorsnede stroomafwaarts (b).

Bij de molen was het hoogteverschil aangegroeid tot 1.5 à 4 m (IJzerman, 1989). Dat was genoeg om een molenrad aan te drijven. Van het bruto vermogen (laat staan het netto vermogen) moet men zich geen al te grote voorstelling maken. Het is uit te rekenen op basis van het verval op het slagrad en het debiet:

$$P = g\Delta h Q \rho_w \qquad (4.2)$$

waar

P = vermogen [ML^2T^{-3}]; meestal uitgedrukt in W (= J s^{-1} = N m s^{-1}).

g = versnelling van de zwaartekracht [LT^{-2}]; gemiddeld 9.81 m s^{-2}.

Δh = hoogteverschil op het slagrad [L], meestal uitgedrukt in m.

Q = debiet over het slagrad [L^3T^{-1}]; in dit geval uitgedrukt in m^3 s^{-1}.

ρ_w = volumieke massa van water [ML^{-3}], in dit geval uitgedrukt in kg m^{-3}.

Bij een debiet van 15 l s^{-1}, volgens IJzerman (1982) een redelijke waarde, en een hoogteverschil op het slagrad van 3 m leidt dit tot een gemiddeld bruto vermogen van een kleine 450 W. Dat is nog niet de helft van het vermogen van een gemiddelde stofzuiger.

De uit de molens voortgekomen papierfabrieken hebben tegenwoordig eigen winputten en verbruiken grote hoeveelheden grondwater. Zo lag het jaarverbruik van de papierfabriek Parenco in Renkum in 1988 op 5.7 miljoen m^3. Ter vergelijking:

de waterwinning van Wageningen (ca. 33000 inwoners) pompte in datzelfde jaar 2.7 miljoen m^3 op (Bier et al., 1992). Bij een gemiddeld neerslagoverschot van 250 mm a^{-1} verbruikt Parenco het neerslagoverschot van bijna 2300 ha; de oppervlakte van een cirkel met een diameter van 5.4 km, d.w.z van het station Ede-Wageningen tot voorbij de studentenflat Hoevestein.

Andere grote verbruikers van schoon proceswater zijn de levens- en genotmiddelenindustrie en sommige chemische industrieën. In het algemeen kan worden gesteld dat economische groei leidt tot een toenemende vraag naar grondwater.

De landbouw is een grote verbruiker van grondwater. Water wordt rechtstreeks verbruikt via gewasverdamping. Daarin ligt geen wezenlijk verschil met natuurlijke vegetaties. Als de grondwaterspiegel niet te diep is (afhankelijk van de grondsoort), kan water capillair opstijgen naar de wortelzone (zie hoofdstuk 5), door het gewas worden opgenomen en verdampen. Grondwater wordt ook voor beregening gebruikt. In droge jaren kan grondwaterverbruik voor beregening oplopen tot een derde van de produktie van de gezamenlijke waterleidingbedrijven. Het beregeningswater dat niet verdampt, komt uiteindelijk deels weer in het grondwater terecht. Hoeveel dat is, is moeilijk vast te stellen. Beregening overdag leidt tot verliezen door interceptie. Met het oog op het terugdringen van verdroging staan sommige provincies daarom beregening uit grondwater alleen gedurende de nacht toe.

Landbouw beïnvloedt de grondwaterstand via ontwatering. Ontwateringsstelsels brengen grondwater tot afstroming via het oppervlaktewater. De bedoeling daarvan is het verlagen van de grondwaterspiegel om betere groeiomstandigheden voor het gewas te scheppen, de bewerkbaarheid en berijdbaarheid te verbeteren, enz. In ruilverkavelingsgebieden (waar de ontwatering vaak tamelijk drastisch werd aangepakt) is de grondwaterstand in de periode 1950-1986 met gemiddeld ca. 35 cm is gezakt bij een gemiddelde daling elders met ca. 20 cm (Rolf, 1989).

4. 5. Energie en stroming van grondwater

Grondwater stroomt in het algemeen van plaatsen met een hoge naar plaatsen met een lage grondwaterstand. Ter illustratie dient fig. 4.2.

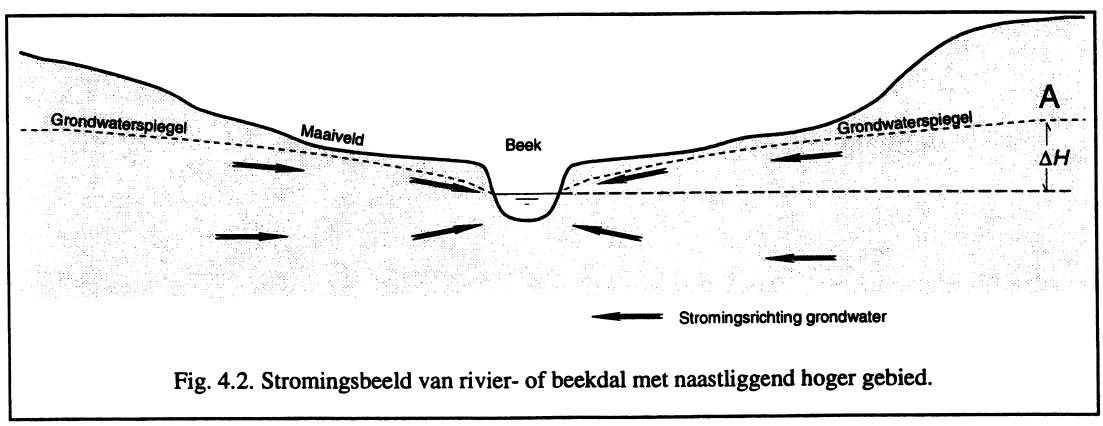


Fig. 4.2. Stromingsbeeld van rivier- of beekdal met naastliggend hoger gebied.

De figuur stelt een dal voor met een beek en het verloop van de grondwaterstand. Aan weerszijden liggen hogere gronden. Van de hogere gronden stroomt grondwater naar de beek.

Dat er een stroming van het hogere gebied naar de beek is, spreekt niet vanzelf. Die stroming treedt alleen op als de grondwaterspiegel in het hogere gebied boven het beekpeil ligt. De grondwaterspiegel in het hogere gebied kan alleen dan boven beekpeil blijven, als het naar de beek wegstromende water wordt aangevuld. Dat gebeurt als er een neerslagoverschot is, dat geheel of gedeeltelijk aan het grondwater ten goede komt.

Met de stroming van grondwater is energie gemoeid. Vergelijk ook de spreng in fig. 4.1, die energie aan een watermolen levert. Bij dat proces wordt van de grondwaterstroom energie afgetapt om de molen te laten draaien. Het grondwater in het hogere gebied in fig. 4.2 heeft een hogere potentiële energie dan het water in de beek. Er is een geleidelijke overgang van de potentiële energie van het grondwater in het hogere gebied naar die van het water in de beek. Het energieverloop wordt bij benadering aangegeven door het hoogteverloop van de grondwaterspiegel.

Het hoge gebied en de beek vertonen in dit opzicht gelijkenis met communicerende vaten. Het verschil is, dat in één van de vaten (het hoge gebied) water wordt toegevoerd en in het andere (de beek) water wordt afgevoerd. Er wordt dus met de neerslag behalve water ook energie toegevoerd. Die energie is de potentiële energie van regendruppels. De kinetische energie van regen wordt bij aankomst van elke druppel aan het aardoppervlak omgezet in -voornamelijk- warmte. De resterende potentiële energie bij aankomst aan het aardoppervlak houdt het stromingsproces in stand. In par. 4.6 wordt dit proces nader uitgewerkt. Daarbij komen via een beschouwing over energie uiteindelijk de begrippen potentiaal en stijghoogte aan de orde. Laatstgenoemd begrip is essentieel voor een kwantitatieve benadering van grondwaterstroming.

4. 6. De begrippen energie, potentiaal en stijghoogte

4. 6. 1. Energie en vloeistofstroming

In de vorige paragraaf is gesteld, dat stroming van (grond)water door energie wordt gestuurd. In deze paragraaf wordt die stelling uitgediept en uitgewerkt tot een algemene conclusie met betrekking tot de hydrologische kringloop.

We beschouwen nogmaals de situatie van fig. 4.2, nu echter met het hoogteverschil Δh tussen het peil in de beek en de grondwaterstand in het hoge gebied ingetekend (fig. 4.3).

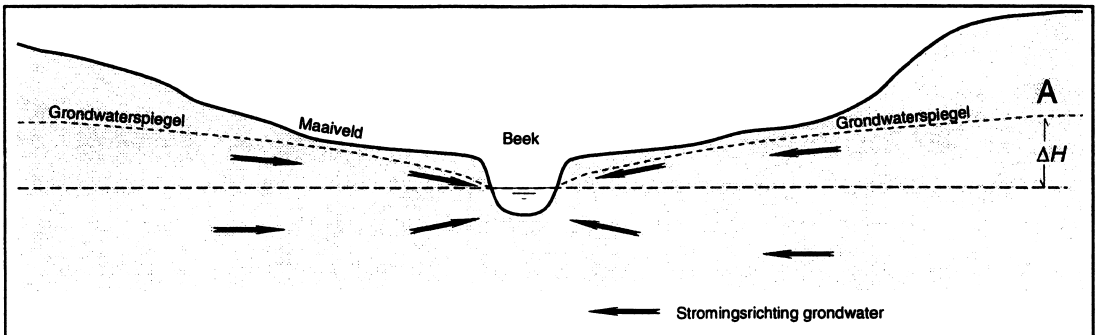


Fig. 4.3. Stromingsbeeld van rivier-of beekdal met hoogteverschil in waterspiegels (Δh).

De potentiële energie van het grondwater aan de waterspiegel op punt A in het hoge gebied is groter dan die van het water aan de waterspiegel in de beek. Het verschil wordt bepaald door Δh. Een eerste vraag daarbij is wanneer Δh positief dan wel negatief is. Anders gezegd: wat bepaalt het teken van Δh? Een voor de hand liggende afspraak (meer is het niet) is, dat Δh positief is, als de grondwaterspiegel bij A hoger ligt dan de waterspiegel in de beek. Als Δh negatief is, ligt de waterspiegel in de beek dus hoger dan die bij A.

Als Δh=0, dan liggen de waterspiegels gelijk. We gaan ervan uit, dat de grondwaterspiegel tussen A en de beek overal dezelfde kant uit helt. Dan kunnen er drie mogelijke situaties optreden:

- Er is stroming naar de beek als Δh>0 (we zeggen ook wel dat het grondwater de beek voedt)
- Er is geen stroming als Δh=0
- Er is stroming uit de beek naar de omgeving als Δh<0 (we zeggen ook wel dat de beek het grondwater voedt)

De grondwaterstroming wordt sterker (=sneller), naarmate de absolute waarde van Δh groter is. We zullen verderop zien, dat het om een evenredigheid gaat.

Δh is evenredig met het verschil in potentiële energie per waterdeeltje ter plaatse van de grondwaterspiegel op punt A en die per waterdeeltje aan de waterspiegel in de beek. We kunnen dus ook zeggen dat de stroming sterker wordt (=sneller gaat), naarmate het verschil in potentiële energie tussen de waterdeeltjes ter plaatse van A en die aan de waterspiegel in de beek groter is. Het maakt daarbij voor de snelheid van de stroming niet uit, hoeveel waterdeeltjes zich ter plaatse van A of in de beek bevinden. De totale hoeveelheid potentiële energie van het water in de beek en bij A doet dus niet ter zake.

Uit het voorgaande volgt, dat niet het verschil in de totale hoeveelheid potentiële energie van het water bij A en in de beek bepalend is voor de grootte van de stroming, maar het energieverschil per waterdeeltje. Dat is hetzelfde als het verschil in energie per hoeveelheid water. Hoeveelheid kan in volume of in massa

worden uitgedrukt. Potentiële energie in een zwaartekrachtsveld wordt uitgedrukt als:

$$W = mgh = Gh \tag{4.3}$$

waar

W = potentiële energie [ML^2T^{-2}]; Si-eenheid is J=Nm

m = massa [M]; Si-eenheid is kg

g = versnelling van de zwaartekracht [LT^{-2}]; ca. 9.81 m s^{-2}

h = hoogte [L]; Si-eenheid is m

G = gewicht [MLT^{-2}]; Si-eenheid is N (niet de kg; dat is de eenheid van massa!)

Omdat hoogte altijd wordt gemeten ten opzichte van een referentie (denk bv. aan hoogte-aanduidingen als m+NAP; NAP is dan referentiehoogte), moet ook h refereren aan een referentiehoogte. Strikt genomen moet men h dus lezen als "verschil met de referentiehoogte", ofwel Δh, gemeten t.o.v. de referentiehoogte. Dat betekent ook dat E geen absolute energiewaarde is, maar het verschil in energie-inhoud tussen de situaties met het betreffende gewicht op beschouwde hoogte, resp. op referentiehoogte. Anders gezegd: W is de arbeid die gemoeid is met het verplaatsen van een gewicht ter waarde van G ($G=mg$) over een afstand h in de richting van de zwaartekracht. Men is vrij in de keuze van de referentiehoogte, mits deze vervolgens maar consequent wordt gebruikt. In het geval van fig. 4.3 kan het niveau van de waterspiegel in de beek als referentieniveau worden gebruikt. Op de waterspiegel van de beek geldt dan (per definitie) h=0.

G kan worden geschreven als het product van volume, volumieke massa van water en versnelling van de zwaartekracht:

$$G = \rho_w V g \tag{4.4}$$

waar

ρ_w = volumieke massa van water [ML^{-3}]; Si-eenheid is kg m^{-3}; waarde ongeveer 1000 kg m^{-3}

V = volume [L^{-3}]; Si-eenheid is m^3; ook gangbare eenheid is de liter

Substitutie van G in (4.3) met behulp van (4.4) geeft:

$$W = \rho_w V g h \tag{4.5}$$

Als in fig. 4.3 het beekpeil als referentiehoogte wordt genomen, is aan de waterspiegel in de beek E=0. Voor de situatie aan de waterspiegel bij punt A kan dan in verg. (4.5) h worden vervangen door Δh.

Omdat het aanwezige volume water V ongedefinieerd is en (zoals hiervoor al vermeld) er v.w.b. de stroming ook niet toe doet, wordt V uit het rechterlid van (4.5) weggedeeld:

$$\frac{W}{V} = \rho_w g \Delta h \qquad (4.5a)$$

waarmee de vergelijking refereert aan fig. 4.3 en in het linkerlid een grootheid "potentiële energie per volume" staat.

Een voor de hand liggende vraag is nu, hoe het zit met de stroming van het grondwater ter plaatse van A op een diepte Δh beneden de grondwaterspiegel, d.w.z. op dezelfde hoogte als de waterspiegel in de beek. Op grond van de hoogtepositie zou men verwachten dat de potentiële energie van het grondwater op die diepte gelijk is aan die aan de waterspiegel in de beek. Het uitgangspunt dat verschil in potentiële energie de drijvende kracht achter de stroming is, zou dan leiden tot de conclusie dat er op die diepte geen stroming richting beek is en op nog grotere diepte zelfs een stroming van de beek af. In het grondwater in fig. 4.3 zou een neerwaartse stroming moeten optreden. Deze redenering leidt in zijn uiterste consequentie tot de conclusie dat alle water (en andere materie) zich voortdurend in de richting van het middelpunt van de aarde moet verplaatsen. Dat gebeurt in werkelijkheid niet. De vraag is nu, waarom niet.

Als het uitgangspunt van verschil in potentiële energie als drijvende kracht achter stroming te handhaven is, moet er behalve plaatshoogte nog tenminste één grootheid zijn, die (mede)bepalend is voor de energie-inhoud van water en die voorkomt dat het hierboven geschetste stromingsbeeld optreedt. Daartoe beschouwen we fig. 4.4, waarin een met water gevuld vat in vertikale doorsnede is afgebeeld.

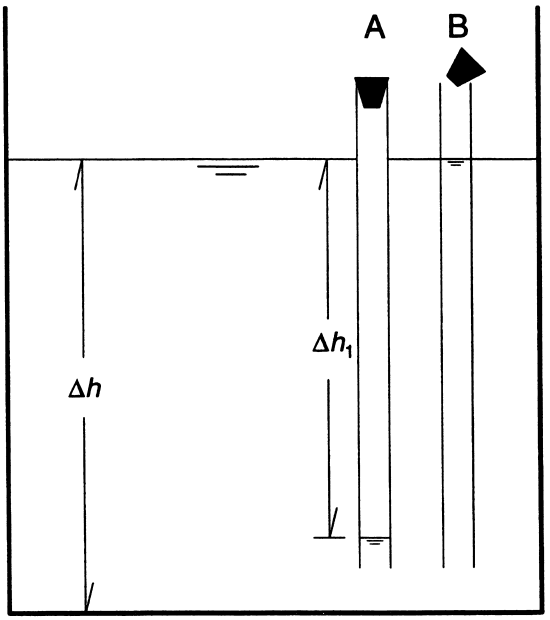


Fig. 4.4. Doorsnede van vat met water

De diepte van het water bedraagt Δh. Het water bij de waterspiegel ligt dus Δh hoger dan dat bij de bodem, m.a.w: er is een verschil in plaatshoogte van Δh tussen bodem en wateroppervlak. Uit ervaring weten we dat water (of een willekeurige andere vloeistof) in een dergelijke situatie in rust is, zolang er er geen verstoring van buitenaf optreedt. De vraag is nu, wat het verschil in plaatshoogte compenseert. Het antwoord is *druk*.

Als we de druk aan het wateroppervlak als 0 beschouwen, dan is die op de bodem van het vat gelijk aan het gewicht van de waterkolom die op de bodem rust, gedeeld door het bodemoppervlak. Strikt genomen moet bij beide drukken de druk

van de atmosfeer nog worden opgeteld, maar voor de druk op de bodem, gemeten ten opzichte van die aan het oppervlak maakt dat niets uit. We spreken in dit geval van waterdruk om aan te geven dat het hier alleen de druk betreft, die door de lengte van de op de bodem van het vat rustende waterkolom wordt veroorzaakt. De waterdruk bij de bodem wordt berekend volgens:

$$p_w = \rho_w g \Delta h \tag{4.6}$$

waarin

p_w = waterdruk op de bodem van het vat [$ML^{-1}T^{-2}$]. Si-eenheid is Pa (=1 Nm^{-2})

Δh = het hoogteverschil tussen waterspiegel en bodem [L]

De rechterleden van verg. (4.6) en (4.5a) zijn gelijkwaardig. Daaruit volgt dat de linkerleden, nl. p_w en $\frac{W}{V}$, dat ook zijn. Conclusie: druk, kracht per oppervlak en energie per volume zijn identieke grootheden. Dat verklaart de rustsituatie in het watervat van fig. 4.4: de van oppervlak naar bodem afnemende plaatshoogte wordt precies gecompenseerd door toenemende druk. Dit is in overeenstemming met de waarneming dat het water op aarde niet voortdurend op weg is naar het middelpunt van de aarde.

De juistheid van bovengenoemde redenering kan ook worden aangetoond door een aan de bovenkant afgesloten buisje in het water te steken (buis A). Zolang de afsluiting in stand blijft, zal er precies zoveel water het buisje inlopen als vereist is om de lucht zoveel te comprimeren dat de luchtdruk in het buisje even groot is als de waterdruk in het vat ter hoogte van de waterspiegel in het buisje. Het drukverschil tussen de lucht in het buisje en die van de lucht aan de waterspiegel is gelijk aan de druk, veroorzaakt door een waterkolom met hoogte Δh_1. Als het buisje aan de bovenkant wordt geopend en daardoor het drukverschil wegvalt, stijgt het water in het buisje tot het niveau van de waterspiegel in het vat (buis B). Energie van plaatshoogte en van druk compenseren elkaar dus.%%%%%%%

Hiermee is aangetoond dat stroming van (grond)water door plaatshoogte èn druk wordt bepaald. De potentiële energie per volume is dan niet alleen voor de (grond)waterspiegel, maar voor iedere willekeurige diepte daaronder te schrijven als

$$\frac{W}{V} = \rho_w g \Delta h + p_w \tag{4.7}$$

of

$$\frac{W}{V} = \rho_w g z + \rho_w g h_p \tag{4.7a}$$

waarin

z = plaatshoogte [L]; Si-eenheid is m. Als het om plaatshoogte gaat, is het symbool z gebruikelijker dan Δh i.v.m. de aanduidingen x, y en z voor de

hoofdrichtingen in driedimensionale coordinatenstelsels. z wordt daarbij standaard gebruikt voor de verticale positie.

h_p = hoogte van een waterkolom die een waterdruk gelijk aan p_w teweegbrengt [L]. h_p wordt meestal drukhoogte genoemd.

In woorden:

Potentiële energie op een willekeurige plaats in een vloeistof in een krachtveld is de som van de druk- en de plaatscomponent ter plaatse.

.....*Opgave 4.3*

4. 6. 2. Potentiaal

Het is de vraag, of het nodig is om, zoals in verg. (4.7), in vergelijkingen m.b.t. stromingsstelsels van grondwater altijd g en ρ_w in te bouwen. Als in een stromingsstelsel alleen maar (zoet) water voorkomt van vrijwel dezelfde temperatuur (bij grondwater is dit laatste meestal het geval), dan is de volumieke massa ρ van het water overal nagenoeg gelijk. Als nu in verg. (4.7) het linker- en rechterlid worden gedeeld door de volumieke massa (= massa per volume) ρ_w, dan geldt:

$$\frac{W}{m} = \psi = gz + gh_p \tag{4.8}$$

De grootheid ψ, energie per massa, heet *potentiaal*. Er geldt:

Potentiaal is energie per massa. De dimensie is $[L^2T^{-2}]$. De SI-eenheid is J kg^{-1}.

Binnen een grondwaterstromingsstelsel heeft g overal praktisch dezelfde waarde. Als g op dezelfde wijze wordt weggedeeld als ρ_w, ontstaat in het linkerlid een grootheid energie per gewicht (gewicht is massa x versnelling van de zwaartekracht!). Dan geldt:

$$\frac{W}{mg} = \frac{W}{G} = H = z + h_p \tag{4.9}$$

waarin

W = gewicht $[MLT^{-2}]$; Si-eenheid is N.

De grootheid H staat bekend onder de naam *stijghoogte*. Ter onderscheid met "gewone" hoogte schrijven we haar met een grote H. Ze wordt soms ook aangeduid met de term "potentiaal". Om verwarring met de "echte" potentiaal ψ te voorkomen, zullen we voor H consequent de term "stijghoogte" gebruiken.

Stijghoogte is potentiële energie per gewicht. De dimensie is [L], de SI-eenheid m.

Stijghoogte H is de som van drukhoogte h_p en plaatshoogte z (verg. 4.9).

Er zijn dus verschillende manieren om de potentiële energietoestand van water te beschrijven. Ze zijn hieronder nog eens samengevat in Tabel 4.2.

Tabel 4.2. Verschillende grootheden voor de energietoestand van water.

Grootheid	Samenstelling	Naam	Dimensie	SI-eenheid
Energie/volume	$\rho_v g H$	Druk en potentiële energie van plaatshoogte; in de onverzadigde zone meest drukequivalent	$ML^{-1}T^{-2}$	Pa (=N m^{-2})
Energie/massa	gH	Potentiaal	L^2T^{-2}	J kg^{-1}
Energie/gewicht	H	Stijghoogte; in de onverzadigde zone meest hoogte-equivalent	L	m

Zoals gezegd, wordt potentiële energie altijd gemeten ten opzichte van een referentietoestand. Potentiële energie, ontleend aan hoogte, wordt gemeten ten opzichte van een referentiehoogte. Potentiële energie, ontleend aan druk, wordt gemeten ten opzichte van een referentiedruk.

Het begrip referentie*hoogte* is al besproken. Een veel toegepaste referentiehoogte is NAP.

Als referentie*druk* (net als de referentiehoogte vrij te kiezen) wordt meestal de druk van de atmosfeer gehanteerd. Die zit bv. besloten in de definitie van waterdruk of relatieve waterdruk (zie lijst van definities achterin deze syllabus). Het voordeel is, dat de druk aan een vrije waterspiegel dan op 0 kan worden gesteld. Bij de absolute waterdruk (relatieve waterdruk plus atmosferische druk) is de referentiedruk het vacuüm. In de grondwaterhydrologie wordt absolute druk nauwelijks gebruikt.

4. 6. 3. Stijghoogte en richting van de grondwaterstroming

In de verzadigde zone van de grond is de stijghoogte bijna altijd vrij gemakkelijk te meten met behulp van een piëzometer. Een piëzometer is een buis die aan het einde over een kleine lengte, bv. 10 cm, geperforeerd is. Een voorbeeld is weergegeven in fig. 4.5. De perforatie kan i.p.v. uit ronde gaten ook bestaan uit spleten. Laatstgenoemde uitvoering komt veel voor bij handelstypen.

Wordt een piëzometer in de grond gezet met de perforatie onder de grondwaterspiegel, dan dringt grondwater via de perforatie de buis binnen. De waterspiegel in de piëzometer zal stijgen tot een zeker niveau. Als de waterspiegel in de buis niet meer verandert, dan is overal in de buis de stijghoogte dezelfde. Ze moet dan gelijk zijn aan de stijghoogte van het grondwater direct om het filter. Aan de grondwaterspiegel is de drukcomponent van de stijghoogte gelijk aan die van de referentiedruk. Die is per definitie 0. De stijghoogte is daar dus gelijk aan de plaatshoogte, net als aan het wateroppervlak van het vat van fig. 4.4 of de beek in fig. 4.2 en 4.3.

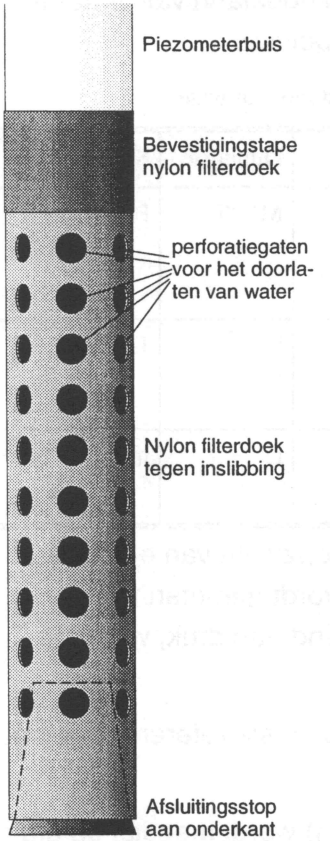


fig. 4.5. Voorbeeld van een piezometer-uiteinde

Uit het voorgaande volgt dat drukhoogte in een vloeistof zoals grondwater kan worden omgezet in plaatshoogte door de vloeistof in een buis o.i.d. met een druk, gelijk aan de referentiedruk, te laten stijgen. Dit is de oorsprong van de term "stijghoogte". Stijghoogte is een gemakkelijk te meten grootheid. Een duimstok is vaak voldoende gereedschap.

Grondwater stroomt van plaatsen met hoge naar plaatsen met lagere stijghoogte, zoals in het voorbeeld van de fig. 4.2 en 4.3. Een ander voorbeeld is de stroming van grondwater van de stuwwal Wageningen-Ede naar het gebied bij de Neder-Rijn en de Gelderse Vallei. Een verschil met fig. 4.2 en 4.3 is, dat er in de Vallei geen sprake is van een duidelijk beekdal. Wel wordt in de Vallei water afgevoerd via een slotenstelsel en de Grift (naar het Eemmeer en niet naar de Rijn!). De oorzaak van de stroming is de combinatie van

- een jaarlijks neerslagoverschot van rond de 250-300 mm, dat ergens naar toe moet afstromen
- de afwezigheid van een afwateringssysteem in het hogere gebied. Het neerslagoverschot zakt daar in de grond en wordt via het grondwater afgevoerd naar Neder-Rijn en Gelderse Vallei
- de aanwezigheid van een afwateringssysteem in het gebied van de Neder-Rijn en de Gelderse Vallei. Het neerslagoverschot wordt daar vrijwel geheel via een stelsel van sloten en grotere watergangen afgevoerd, waardoor de grondwaterspiegel er relatief laag blijft.

Het neerslagoverschot van het hogere gebied stroomt dus als grondwater naar het lagere gebied weg. Het verschil in grondwaterstand stelt zich zo in, dat het in de grond zakkende neerslagoverschot precies wordt afgevoerd (als gevolg van bv. grondwaterwinningen is het proces in werkelijkheid ingewikkelder, maar dat is voor het principe niet van belang). Hoge grondwaterstanden onder de Veluwe en andere hooggelegen gebieden hebben dus niet rechtreeks te maken met de maaiveldsligging, maar met de afwezigheid van ontwaterings- en afwateringssystemen.

Fig. 4.6 geeft een enigszins geschematiseerd stromingsbeeld langs de coördinaatlijn Y=445.000 km die door de Gelderse Vallei loopt vanaf de Utrechtse Heuvelrug tussen Rhenen en Veenendaal naar de stuwwal Wageningen-Ede ter hoogte van het zuiden van Bennekom.

Neerwaartse stroming naar diepere lagen heet *wegzijging*; het omgekeerde proces *kwel*. In de stuwwallen vindt permanent wegzijging plaats. In het laagste deel van de Vallei is de kwel permanent. In de tussenliggende zone wisselen kwel en weg-

zijging elkaar zowel in ruimte als in tijd af. De ruimtelijke afwisseling heeft te maken met kleine hoogteverschillen over korte afstanden en daarmee samenhangende verschillend in afwatering. De afwisseling in de tijd heeft vooral te maken met het afwisselen van nattere en drogere perioden. In tijden, waarin neerslag overheerst, zal vooral wegzijging optreden; wanneer verdamping overheerst, voornamelijk kwel. Daardoor is er een seizoenseffect op het patroon van kwel en wegzijging. De grens tussen zones met kwel en wegzijging ligt dus niet vast. Hij beweegt met de omstandigheden en de seizoenen heen en weer over een aanzienlijke afstand. Dat is een vrij normale situatie in hellende gebieden.

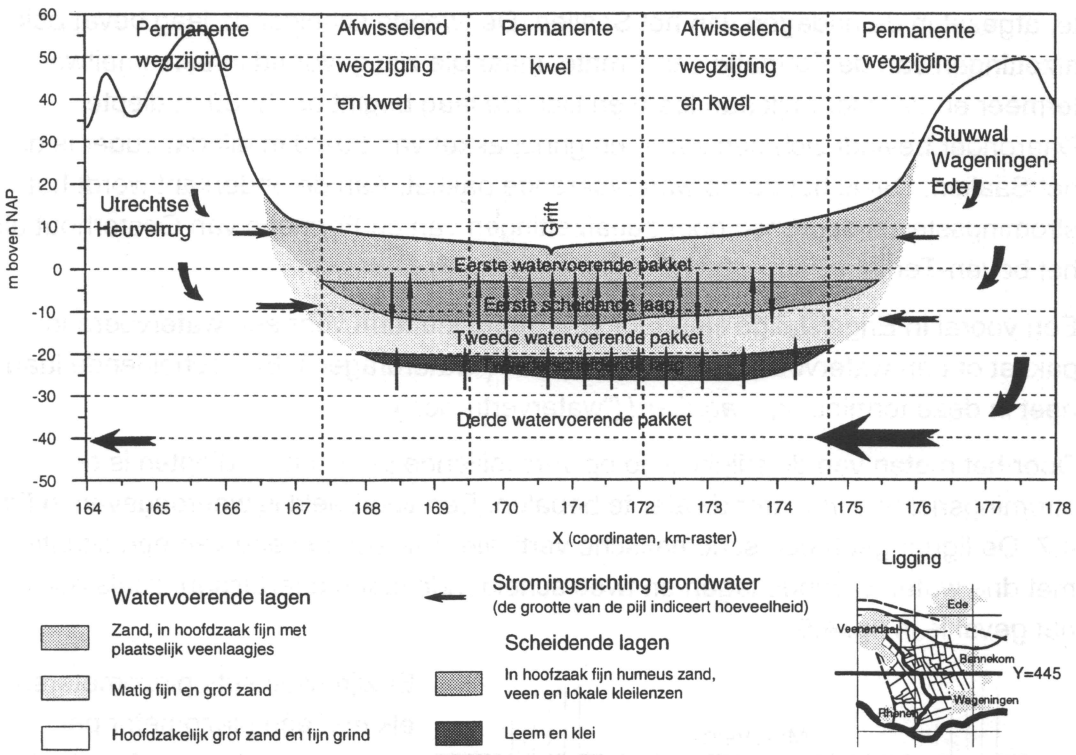


Fig. 4.6. Stromingsbeeld in dwarsdoorsnede door het Binnenveld tussen Wageningen en Veenendaal met watervoerende en scheidende lagen

In fig. 4.6 zijn in de Gelderse Vallei drie *watervoerende* en twee *scheidende lagen* getekend. Een watervoerende laag is een laag die gemakkelijk water doorlaat (bv. zand); een scheidende laag laat moeilijk water door (bv. klei). Een watervoerende laag wordt ook *watervoerend pakket* genoemd. Laatstgenoemde naam weerspiegelt het feit dat een watervoerende laag meestal niet van boven tot onder dezelfde samenstelling heeft. De slecht doorlatende laag die het stromingssysteem aan de onderkant begrenst, wordt wel aangeduid met de term *geohydrologische basis*. Langs het dwarsprofiel van fig. 4.6 ligt de basis op NAP-100 m of nog wat dieper.

De opbouw zoals weergegeven in fig. 4.6 hangt samen met de geologische ontstaansgeschiedenis van het gebied. De Gelderse Vallei is ontstaan als een gletsjertongbekken dat is gevormd in het Saalien, de voorlaatste ijstijd, ongeveer 200 000 jaar geleden. De aan weerskanten gelegen stuwwallen, de Utrechtse

Heuvelrug en de stuwwal Wageningen-Ede bestaan uit materiaal dat zijdelings door de landijstong uit de Vallei is weggedrukt.

Het eerste (bovenste) watervoerende pakket bestaat uit afzettingen van de Formatie van Twente ("dekzand"), afgezet tijdens de laatste ijstijd, het Weichselien. De eerste scheidende laag bestaat uit afzettingen van de Eemformatie. Hij begint op een diepte van ca. 10 m. Hij bestaat in het noorden uit zeeklei en veen, elders in hoofdzaak uit veen. De periode van afzetting is het Eemien, de warme periode tussen de laatste en de voorlaatste ijstijd. Het tweede watervoerende pakket begint op zo'n 15 m diepte. Hij bevat vooral spoelzanden van de Formatie van Drente, afgezet in de nadagen van het Saalien. De tweede scheidende laag bevat ook afzettingen van de Formatie van Drente, maar die zijn gevormd in een smeltwatermeer en daardoor rijk aan leem en klei. De laag begint op 25-30 m diepte. Daaronder bevindt zich een zand- en grindpakket van 50-70 m dik dat ouder is dan het Saalien. Dat is het derde watervoerende pakket. Aan de onderkant wordt het stromingsstelsel begrensd door zeeafzettingen van de Formatie van Oosterhout uit het boven-Tertiair.

Een vooral in Engelstalige literatuur veel gebruikte term voor een watervoerend pakket of een watervoerende laag is *aquifer* ("waterdrager"). Een scheidende laag heet in deze terminologie *aquitard* ("watervertrager").

Door het meten van de stijghoogte op verschillende plaatsen en diepten is de stromingsrichting van grondwater te bepalen. Een voorbeeld is weergegeven in fig. 4.7. De figuur geeft een schematische verticale dwarsdoorsnede van een situatie met drie watervoerende lagen en twee scheidende lagen daartussen, zoals ook het geval is in fig. 4.6.

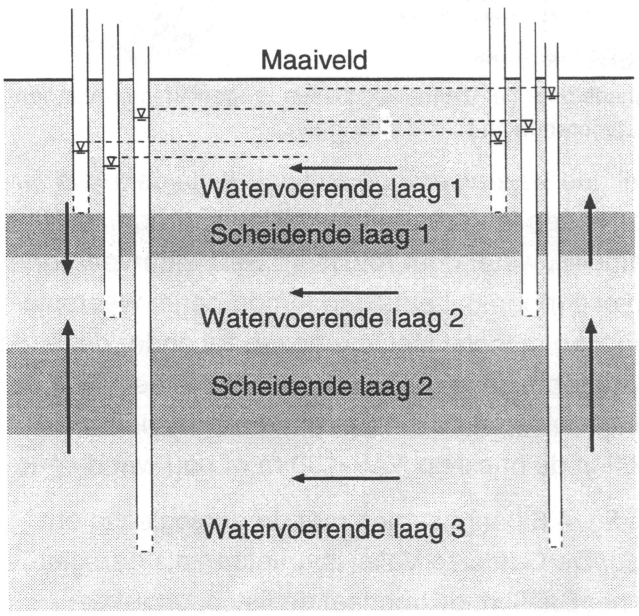


Fig. 4. 7. Verticale dwarsdoorsnede met watervoerende en scheidende lagen en piëzometers in de watervoerende lagen. De pijlen geven de richting van de stroming aan.

Er zijn twee sets piëzometers, elk met één piëzometer per watervoerende laag. De plaatsing is in overeenstemming met de conventie dat de bovenkant van de diepste piëzometer het laagst en die van de minst diepe het hoogst staat. Op die manier is in het veld bij opstellingen met meer dan één piëzometer altijd duidelijk, hoe de verticale volgorde is.

In elke watervoerende laag zijn twee piëzometers geplaatst. De horizontale stippellijnen maken de stijghoogten van de in dezelfde laag geplaatste piëzometers vergelijkbaar. De verschil-

len in stijghoogte geven de richting van de stroming (zie ook de pijlen) aan.

De stijghoogten in de linkerset zijn alle lager dan die in de overeenkomstige piëzometers in de rechterset. Het grondwater stroomt dus in alle watervoerende lagen van rechts naar links.

In de rechterset is de stijghoogte in watervoerende laag 3 het hoogst, in watervoerende laag 1 het laagst. De stijghoogte in watervoerende laag 2 ligt daar tussenin. Er is daar dus een opwaartse stromingscomponent (kwel) van watervoerende laag 3 naar watervoerende laag 2 en van watervoerende laag 2 naar watervoerende laag 1. De opwaartse stroming moet dus beide scheidende lagen passeren.

In de linkerset is er nog steeds een stroming van watervoerende laag 3 naar watervoerende laag 2. Er is nu ook een stroming van watervoerende laag 1 naar watervoerende laag 2 (inzijging). Zo'n situatie kan bv. ontstaan als er op de een of andere wijze water uit laag 2 wordt afgevoerd (bv. door oppompen). Zou de piëzometer in watervoerende laag 2 ontbreken, dan zou ten onrechte kunnen worden geconcludeerd dat er in de linkerhelft van het profiel van fig. 4.7 een stroming van watervoerende laag 3 naar laag 1 is. Immers, de stijghoogte in watervoerende laag 3 is ter plaatse hoger dan die in laag 1. Bij het plaatsen van piëzometers voor geohydrologisch onderzoek moet men dus al beschikken over kennis van de verschillende watervoerende en scheidende lagen in het betreffende gebied.

De stromingsrichting in het horizontale vlak kan ook worden bepaald aan de hand van zg. isohypsenkaarten. Een isohypse (letterlijk: gelijke hoogte) is een lijn van punten met gelijke stijghoogte. Fig. 4.8 geeft een eenvoudig voorbeeld.

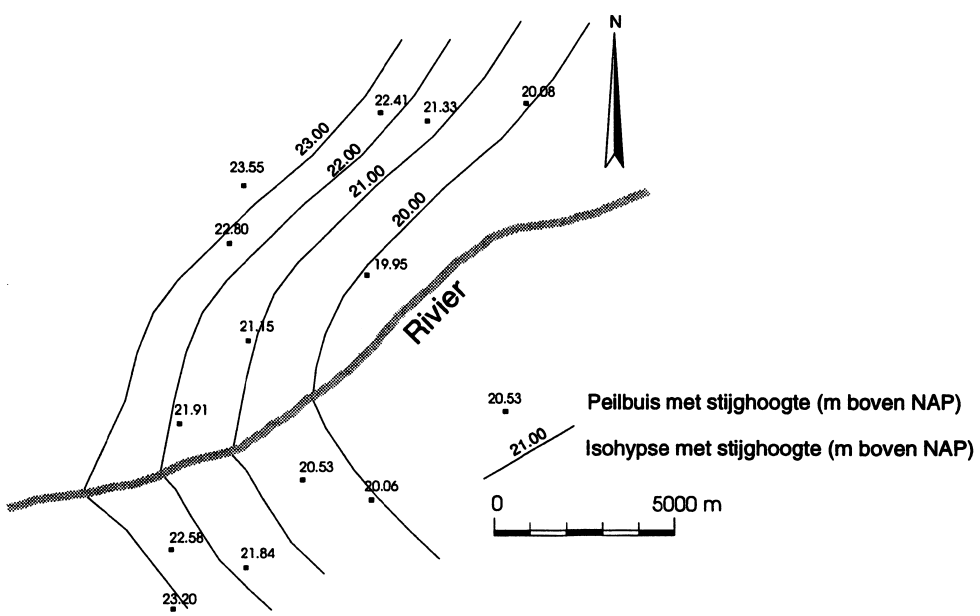


Fig. 4.8. Voorbeeld van een isohypsenkaart

Aan de isohypsen is de stromingsrichting van het grondwater af te lezen. Zie daarbij de isohypsen als hoogtelijnen en bedenk, hoe een bal over de helling zou rollen. Aan Fig. 4.8 is dus af te lezen of het grondwater de rivier voedt of omge-

keerd. Omdat de stijghoogte in de richting van de rivier afneemt, wordt in dit geval de rivier gevoed door het grondwater. Men zegt dan ook wel dat de rivier *draineert*. In het omgekeerde geval zegt men dan dat water uit de rivier in de bodem *infiltreert* (in feite is het een vorm van wegzijging). Fig. 4.9 toont beide situaties.

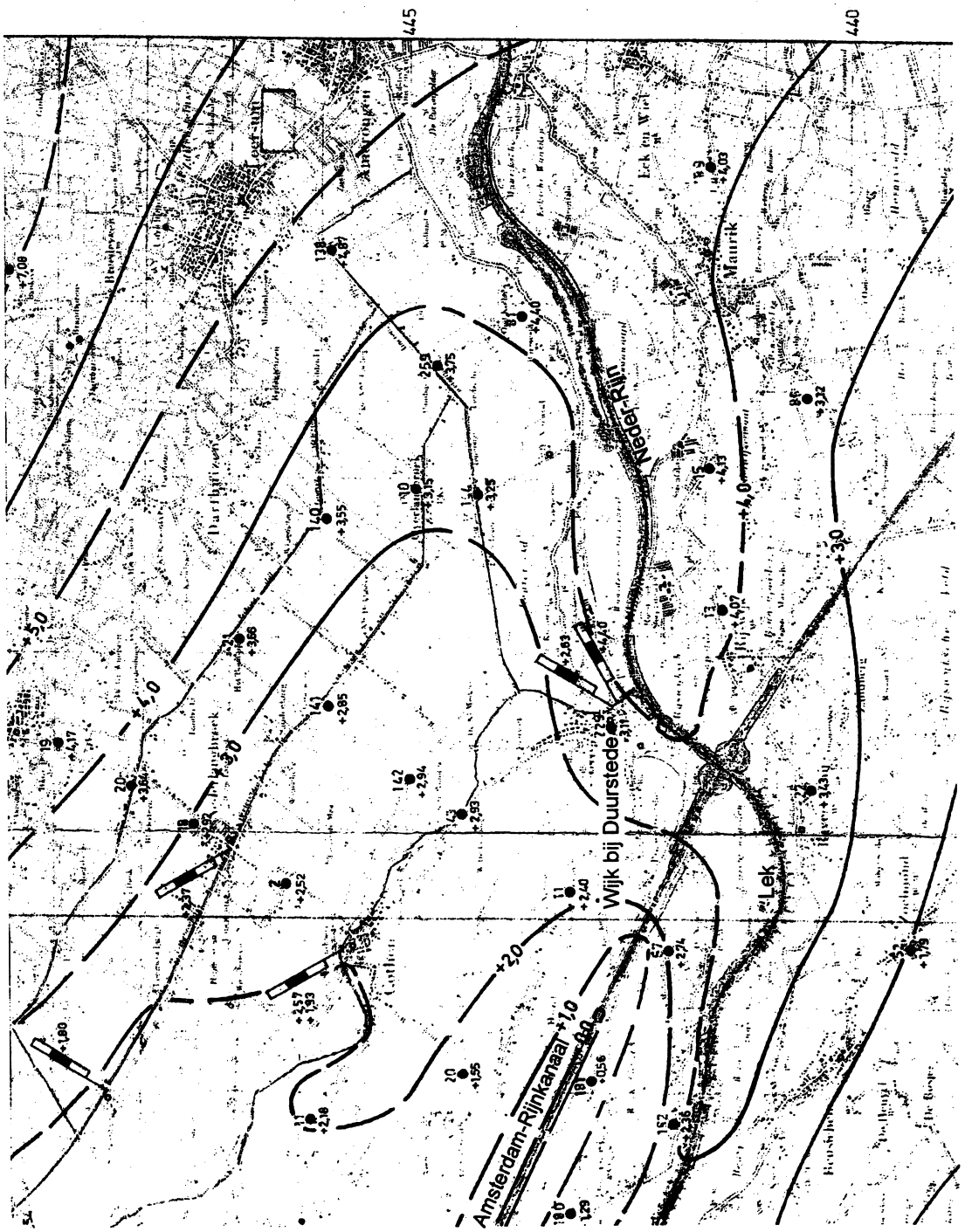


Fig. 4.9. Isohypsenkaart van 28 april 1966 van het gebied van Nederrijn, Lek en Amsterdam-Rijnkanaal bij Wijk bij Duurstede (Grondwaterkaart van Nederland, deel Utrecht)

Fig. 4.9 is een scan van een deel van de Grondwaterkaart van Nederland met de rivier Neder-Rijn/Lek en het Amsterdam-Rijnkanaal. Te zien is, dat het Amster-

dam-Rijnkanaal met een peil van ca. NAP een sterk drainerend effect heeft. Neder-Rijn en Lek daarentegen geven infiltratie te zien. Merk op dat in het oosten de infiltratie eindigt. Het verhang van het grondwater is dus groter dan dat van de rivier (de kaart is van vóór de ingebruikname van de stuwen bij Amerongen en Hagestein!). Let op de peilschalen in de Kromme Rijn bij Wijk bij Duurstede. Het verschil in peil duidt op de aanwezigheid van een stuw of sluis (in dit geval een sluis).

De nauwkeurigheid van een isohypsenkaart hangt nauw samen met de dichtheid van het aantal meetpunten, waarop ze is gebaseerd. In fig. 4.8 en 4.9 zijn die meetpunten aangegeven. Van belang voor het gebruik is ook, of de kaart betrekking heeft op de situatie op een bepaalde datum of op het gemiddelde van de waarnemingen over een zekere periode.

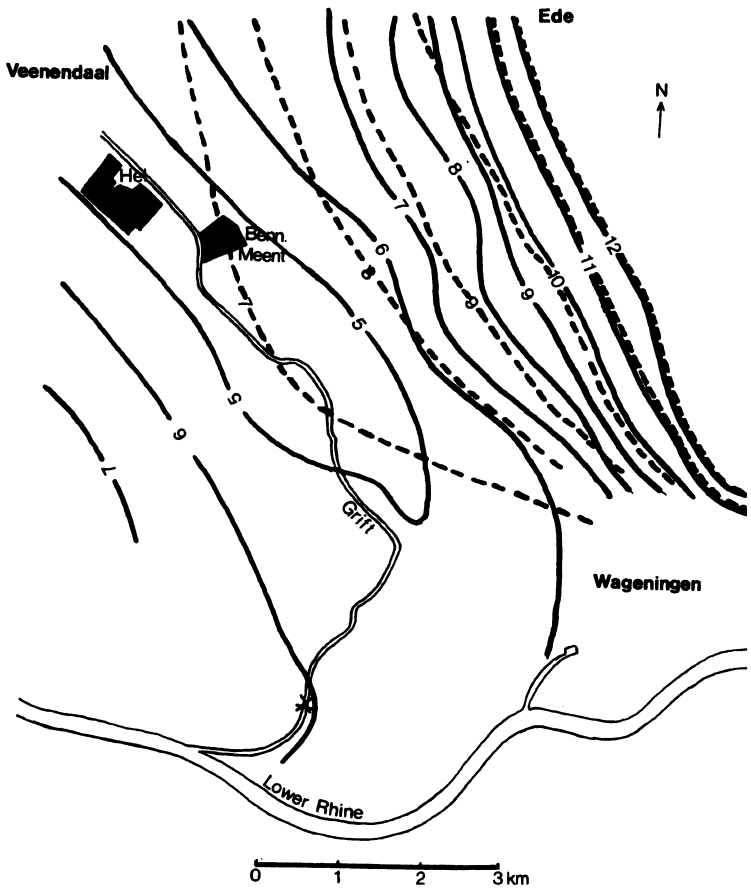


Fig. 4.10. Isohypsenkaart van het Binnenveld, 29 augustus 1983. Getrokken lijnen: eerste watervoerende pakket; onderbroken lijnen: derde watervoerende pakket.

In een situatie met meer dan één watervoerend pakket kan men voor elk pakket een isohypsenkaart maken. Vaak is dat nodig, want verschillen in stijghoogte tussen watervoerende lagen kunnen groot zijn. Fig. 4.10 toont een isohypsenkaart van stijghoogten van 29 augustus 1983 over het derde en het eerste watervoerende pakket van het gebied van de Gelderse Vallei (zie ook fig. 4.6).

De isohypsen van het tweede watervoerende pakket zijn niet afgebeeld. Ze verschillen weinig met die van het eerste. Dat komt doordat de eerste scheidende laag veel minder slecht doorlatend ("scheidend") is dan de tweede.

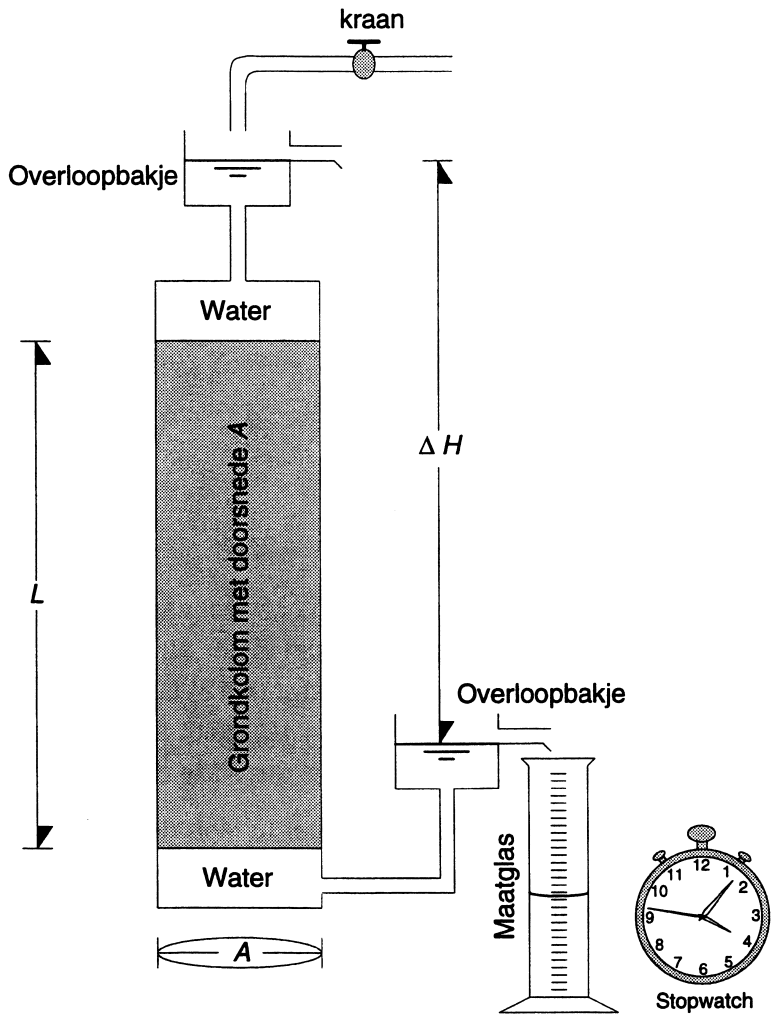
Uit de kaart blijkt, dat er aan de kant van de stuwwal Wageningen-Ede sprake is van wegzijging. Die gaat in de Vallei over in kwel. Ter hoogte van de Grift is er een stijghoogteverschil van ca. 2 m. Daar is de stijghoogte van het derde watervoerende pakket zelfs hoger dan het maaiveld, dat daar gemiddeld op ruim 5 m boven

NAP ligt. Men spreekt in zo'n geval wel van een artesisch watervoerend pakket. De term is ontleend aan de naam van de vroegere provincie Artois in noordwest Frankrijk, waar zulke watervoerende pakketten vrij veel voorkomen en waarvoor het verschijnsel voor het eerst is beschreven. De term wordt ten onrechte soms gebruikt voor alle (gedeeltelijk) afgesloten watervoerende pakketten, d.w.z. pakketten die aan de bovenzijde worden begrensd door een slecht doorlatende laag.

Uit isohypsenkaarten kan dus de horizontale component van de stromingsrichting van water worden afgeleid. De verticale kan men afleiden uit piëzometeropstellingen en verschillen tussen isohypsenkaarten van boven elkaar gelegen watervoerende pakketten. De vraag, hoeveel water er stroomt, is hiermee niet beantwoord. Daartoe ontbreken één gegeven en één betrekking. Dat zijn resp. de doorlatendheid van grond en de relatie tussen stijghoogte, doorlatendheid en stroming. De laatste staat bekend als de wet van Darcy. Ze wordt in de volgende paragraaf behandeld.

4. 7. STROMING VAN GRONDWATER: HOEVEELHEID EN STROMINGSBEELD

4. 7. 1. De wet van Darcy



Op de stroming van grondwater is de wet van Darcy van toepassing. Darcy vond zijn wet langs experimentele weg toen hij belast was met de aanleg van de waterleiding voor de stad Dijon en bij het filtreren van water gebruik maakte van zandkolommen, zoals weergegeven in fig. 4.11. Hij ontdekte dat de hoeveelheid water per tijd (debiet) die door zo'n zandkolom liep, evenredig was met het verschil in stijghoogte over die kolom. Darcy beschreef zijn wet in 1856. De betrekking luidt:

Fig. 4.11. Proef van Darcy (geschematiseerd)

$$Q = \frac{kA\Delta H}{L} \qquad (4.10)$$

waar (zie ook fig. 4.11):

Q = debiet door de kolom [L^3T^{-1}]; SI-eenheid is $m^3 s^{-1}$; in de geohydrologie is $m^3 d^{-1}$ meer gebruikelijk vanwege de lage verplaatsingssnelheid van grondwater

k = doorlatendheid of doorlaatfactor [LT^{-1}]; SI-eenheid is $m\ s^{-1}$; in de hydrologie is $m\ d^{-1}$ meer gebruikelijk

ΔH = stijghoogteverschil tussen de uiteinden van de grondkolom [L] ; SI- en gebruikelijke eenheid is m

L = lengte van de grondkolom [L]; SI- en gebruikelijke eenheid is m.

Verg. (4.10) geldt alleen, als over het hele stromings"pad" de doorsnede A dezelfde is. In natuurlijke grondwaterstromingen is dat hoogst zelden het geval. Daarom gebruikt men in plaats van het debiet Q meestal de filtersnelheid v. De variatie van v kan per punt worden beschreven. De relatie tussen beide in fig. (4.11) is:

$$Q = vA \tag{4.11}$$

waar

v = filtersnelheid [LT^{-1}]; SI-eenheid is m s^{-1}; in de geohydrologie is m d^{-1} meer gebruikelijk.

Ontdaan van de lastige grootheid A kan de vondst van Darcy als differentiaalvergelijking worden geschreven:

$$v = -k\frac{dH}{ds} \tag{4.12}$$

waar

s = afstand [L]; SI- en gebruikelijke eenheid is m

dH/ds wordt gewoonlijk de stijghoogtegradiënt genoemd en ook wel aangeduid met het symbool i. Het minteken in verg. (4.12) geeft aan, dat water stroomt in de richting van afnemende waarde van H. Het voordeel van verg. (4.12) t.o.v. (4.10) is dat (4.12) op elk punt in een stromingsstelsel geldt. Verg. (4.10) geldt alleen voor een blok grond met loodrecht op de stromingsrichting overal dezelfde doorsnede.

De filtersnelheid v is niet de werkelijke snelheid van het water tussen de grond-deeltjes, maar een maat voor de verplaatste hoeveelheid water per tijd. In fig. 4.11 is de filtersnelheid gelijk aan de stroomsnelheid in het *niet* met grond gevulde deel van de kolom. De snelheid van water in de grond is groter dan v, doordat in de grond een groot deel van het volume (meestal zo'n 55-65%) wordt ingenomen door gronddeeltjes. Alleen het niet door gronddeeltjes ingenomen deel van het totale grondvolume -het poriënvolume- is beschikbaar voor het stromingsproces.

Daarom is er in grond onderscheid tussen de filtersnelheid en de stroomsnelheid van water. De filtersnelheid is een maat voor de werkelijke hoeveelheid water die zich per tijd door het grondlichaam verplaatst. De stroomsnelheid geeft de verplaatsingssnelheid aan. We spreken over *effectieve* stroomsnelheid, omdat de snelheid van stromend grondwater van gronddeeltje tot gronddeeltje varieert, doordat poriën in grond sterk in grootte variëren.

De relatie tussen filtersnelheid en effectieve stroomsnelheid is:

$$v_e = \frac{v}{n_e} \tag{4.13}$$

waar

v_e = effectieve verplaatsingssnelheid van water in de poriën [LT^{-1}]; SI-eenheid is m s^{-1}; in de grondwaterhydrologie is m d^{-1} meer gebruikelijk

n_e = effectieve porositeit (meestal gelijk aan de volumefractie poriën n[1]) [-]. n_e is in grond altijd kleiner dan 1, omdat het volume van grond dat van gronddeeltjes plus poriën is.

De effectieve stroomsnelheid v_e is van belang als het gaat om de verplaatsings-*snelheid* van het grondwater en eventueel daarin opgeloste stoffen, de filtersnelheid v als het gaat om de *hoeveelheid* water die zich verplaatst.

De doorlaatfactor k is afhankelijk van de grootte van de poriën, waar het water doorheen stroomt. Hoe kleiner de poriën, des te kleiner is ook de doorlatendheid. In vaste gesteenten zitten meestal nauwelijks poriën. Daardoor zijn de meeste vaste gesteenten slecht doorlatend. Het meeste water stroomt via druksplet en, ook wel diaklazen genoemd. Een uitzondering is kalksteen. Dat komt, doordat kalksteen, dat grotendeels uit $CaCO_3$ bestaat, beter in water oplost dan vrijwel alle andere aan het aardoppervlak voorkomende gesteenten. Smalle spleten worden door het oplossingsproces groter en kunnen zo het gesteente schijnbaar zeer doorlatend maken. De doorlatendheid van kalksteen zonder spleten is uiterst gering.

Tabel 4.3 geeft waarden van de doorlaatfactor k voor enige Nederlandse grondsoorten.

Tabel 4.3. Doorlatendheid van enkele grondsoorten

Grondsoort	k (m d^{-1})
Klei, sterk gescheurd (IJsselmeerpolders)	10 - 100
Klei, enige poriën of scheuren	0.5 - 2
Klei zonder poriën of scheuren	< 0.005
Grof zand	5 - 50
Matig fijn zand (dekzand)	1 - 5
Uiterst fijn zand	0.2 - 0.5
Veen, veraard en matig ontwaterd	0.1 - 5
Mos- of zeggeveen in natuurlijke ligging	0.0001 - 0.5

De gemiddelde filtersnelheid loodrecht op een zeker oppervlak of een zekere doorsnede noemt men ook wel fluxdichtheid (zie ook par. 2.1). Fluxdichtheid is gedefinieerd als flux per oppervlakte loodrecht op de stroomrichting. Flux is het volume dat per tijd door een zeker oppervlak stroomt. Neerslagintensiteit (net als filtersnelheid met dimensie [LT^{-1}]) is bv. een fluxdichtheid, geen filtersnelheid.

[1] In de geohydrologie, maar meer nog in de grondmechanica, wordt ook wel het poriëngetal (Engels: void ratio) gebruikt. Dat wordt meestal aangeduid met het symbool e. Het is het volume van de poriën gedeeld door het volume van de vaste delen, ofwel $e=n/(1-n)$.

.....*Opgave 4.5*

4. 7. 2. Bepaling van de doorlaatfactor

Bepalingsmethoden

De doorlaatfactor van grond kan op verschillende manieren worden bepaald. Eén manier, een laboratoriummethode, hebben we al gezien in fig. 4.11. Dergelijke bepalingswijzen zijn niet ongebruikelijk. Bezwaren zijn, dat het steken van een niet verstoorde kolom grond in het veld niet eenvoudig is (in feite is het per definitie onmogelijk) en dat gemakkelijk ruimte kan ontstaan tussen het monster en de wand van de houder. Dit laatste kan vooral bij kleine doorlaatfactoren een bron van ernstige fouten zijn.

Onder andere wegens de moeilijke toepasbaarheid van laboratoriummethoden zijn er veldmethoden voor de bepaling van de doorlaatfactor ontwikkeld. Het voordeel van een veldmethode is dat de grond op zijn plaats blijft en dat in het algemeen een wat groter volume grond wordt bemeten dan bij een laboratoriumproef. Dit laatste is van belang omdat doorlatendheid over korte afstanden sterk kan variëren. Het is niet ongewoon dat ook goed uitgevoerde metingen in dezelfde grond resultaten te zien geven die een factor twee of meer van elkaar verschillen. Omdat men in het algemeen geïnteresseerd is in stromingen over aanzienlijk grotere afstanden dan enkele dm, is het weinig zinvol, daarbij uit te gaan van de uitkomst van één enkele meting. Zo'n meting kan zijn beïnvloed door toevalligheden als de aanwezigheid van een wortelgang, scheur, e.d. Bij onderzoek naar de doorlaatfactor zal men dus een aantal bepalingen, verspreid over het betreffende gebied doen. Een beter, maar zelden toepasbaar alternatief is, het te bemeten volume grond zodanig te kiezen, dat de schaalgrootte overeenkomt met die van het beschouwde stromingsprobleem.

Tenslotte zijn er zg. correlatieve methoden. Deze gaan uit van een verband tussen korrelgrootte en doorlatendheid.

Veldmethoden

Gebruikelijke bepalingen voor de doorlatendheid in het veld zijn o.a.

- de boorgatmethode
- de piëzometermethode
- de infiltrometermethode

De boorgatmethode volgens Hooghoudt en Ernst

De *boorgatmethode* is gebaseerd op de snelheid, waarmee in een tot onder de grondwaterspiegel reikend boorgat de waterspiegel, aanvankelijk in evenwicht met en dus even hoog als de waterspiegel van het omringende grondwater, zich her-

stelt nadat een deel van het water uit het boorgat is verwijderd. De methode werd in 1937 gepubliceerd door Hooghoudt.

De analytische oplossing van de stroming rondom het boorgat is ingewikkeld en daardoor voor praktische toepassingen eigenlijk niet te gebruiken. Daarom paste Hooghoudt een aantal vereenvoudigingen toe.

Al spoedig bleek dat de door Hooghoudt toegepaste vereenvoudigingen voor veel gevallen wat al te rigoureus waren. Daarom werd een nieuwe berekeningsmethode opgezet door Ernst, die in 1950 werd gepubliceerd. De exacte vergelijking is ingewikkeld en daardoor weinig geschikt voor praktisch gebruik. Hij is vervat in enkele nomogrammen, die met een beschrijving van de werkwijze voor verschillende omstandigheden opnieuw zijn gepubliceerd door Van Beers (1970). Ernst leidde een tweetal vereenvoudigde betrekkingen af die onder gangbare omstandigheden toch een goede uitkomst leveren.

De piëzometermethode

De piëzometermethode verschilt in wezen weinig van de boorgatmethode. De methode is gebaseerd op de stroming naar een kort filter (<20 cm) dat zich in zijn geheel (ruim) beneden de grondwaterspiegel bevindt. Boven het filter is de stroming naar het gat afgesloten door een blinde (= ongeperforeerde) buis (fig. 4.5).

Het filter kan een "echt" filter zijn, maar kan ook een holte onder de buis, die door uitboren of iets optrekken van de buis tot stand komt. In het laatste geval is de buis meestal aan de onderkant voorzien van een losse afdichting die achterblijft bij het optrekken van de buis. De methode is uitgewerkt door Kirkham in 1946. Omdat ruim onder de grondwaterspiegel wordt gemeten, kunnen oplossingsmethoden voor de boorgatmethode niet worden toegepast bij de piezometermethode. De piezometermethode is door de afmetingen van het filter vooral geschikt voor het meten van de doorlatendheid van afzonderlijke, betrekkelijk dunne lagen.

Laboratoriummethoden

Zoals opgemerkt, is één laboratoriummethode al ter sprake geweest bij de behandeling van de wet van Darcy. In feite zijn de meeste laboratoriummethoden varianten daarop. De belangrijkste is de zg. Falling Head method. Het enige wezenlijke verschil met de meting die in fig. 4.11 is afgebeeld, is dat over de grondkolom geen constant verschil in stijghoogte staat, maar dat een reservoir via de grondkolom geleidelijk leegloopt, waarbij het debiet dus in de loop van de proef met het waterniveau in het reservoir afneemt.

Correlatieve methoden

Er zijn verschillende correlatieve methoden in omloop, waarmee uit de korrelgrootteverdeling de doorlatendheid wordt geschat. In feite is er sprake van een verband tussen poriëngrootte en doorlatendheid. Omdat poriën in grond niet alle even groot

zijn en water zowel grote als kleine poriën passeert, is dat verband niet exact te definiëren. Bovendien is er geen vast verband tussen korrelgrootteverdeling en poriëngrootteverdeling. Als gevolg van deze wat vage verbanden geven correlatieve methoden in het algemeen redelijke indicaties, maar geen waarden, waarop harde berekeningen kunnen worden gebaseerd.

Correlatieve methoden worden meestal bij gebrek aan beter of in aanvulling op onderzoek met behulp van betrouwbaarder methoden gehanteerd. Dat gebeurt vooral bij het vaststellen van de doorlatendheid van lagen, dieper dan enkele m. beneden maaiveld. In zulke situaties worden piëzometer- en boorgatmethode er nl. niet bruikbaarder op. We zullen verderop in deze syllabus enkele meer betrouwbare bepalingsmethodieken voor grotere diepten in het kort behandelen

Correlatieve methoden zijn gebaseerd op empirie.

Hierbij is het van belang om te weten dat in beginsel de doorlatendheid evenredig is met het kwadraat van de poriëndiameter.

Geïnteresseerden kunnen een wat verdergaande beschouwing hierover o.m. vinden bij Koorevaar et al. (1994, hoofdstuk 5)

Voor zandgronden met niet meer dan ca. 5% slib wordt in Nederland wel de volgende door Ernst ontwikkelde, maar niet door hem gepubliceerde betrekking gebruikt (Cultuurtechnisch Vademecum, 1992):

$$k \approx \frac{54000 C_{so} C_{sl} C_{gr}}{U^2} \qquad (4.14)$$

waar

k = doorlaatfactor [LT^{-1}]; hier in m d^{-1}

C_{so} = correctiefactor voor sorteringsgraad [-]. Hoe minder het materiaal is gesorteerd, d.w.z. hoe meer gespreid de verdeling van de korrelgrootte is, des te geringer is de gemiddelde poriëngrootte en dus des te lager de doorlatendheid. Dat komt, doordat bij geringe sortering kleinere deeltjes de ruimte tussen grotere innemen. Het is in feite het basisprincipe bij de fabricage van beton!

C_{sl} = correctiefactor voor slibgehalte [-]. Hoe meer slib, des te meer poriën "slibben" dicht, dus des te lager is de doorlatendheid

C_{gr} = correctiefactor voor grindgehalte [-]. Hoe meer grind, des te doorlatender is het materiaal

U = het relatieve soortelijke oppervlak van het materiaal [-], meestal aangeduid met de term "*U*-cijfer". Het *U*-cijfer is het aantal malen dat de gezamenlijke oppervlakte van de deeltjes tussen 16 en 2000µm groter is dan die van eenzelfde massa bolvormige deeltjes met een diameter van 1 cm en gelijke volumieke massa. Het U-cijfer voor een fractie 16-50µm

is bv. 373, dat voor een fractie 105-150µm bedraagt 80 en dat voor 300-420µm 28, enz.

Met betrekking tot het symbool U is verwarring mogelijk. Het wordt nl. ook gebruikt voor fluxdichtheden. De werkelijke betekenis blijkt praktisch altijd uit de context. Voor de liefhebbers: waarden voor de correctiefactoren en U-cijfers voor verschillende korrelgroottefracties zijn te vinden in het Cultuurtechnisch Vademecum.

Een andere empirische formule, waarmee k in m d^{-1} wordt berekend, is afkomstig van het ingenieursbureau Grontmij:

$$k \approx 10^{-0.2G_L}\left(\frac{M_{50}}{60}\right)^2 \qquad (4.15)$$

waar

M_{50} = korrelgroottemediaan in µm, d.w.z. de korrelgrootte, waarbij in de betreffende grond de helft van de massa deeltjes groter en de helft kleiner is [L].

G_L = lutumgehalte (deeltjes <2µm) in gewichtsprocenten van de droge grond [-].

In verg. (4.15) is de kwadratische relatie tussen poriëngrootte (via een lineaire relatie met deeltjesgrootte) en doorlatendheid duidelijk zichtbaar. In (4.14) is die relatie in feite ook aanwezig, omdat het U-cijfer evenredig is met oppervlak per volume en dus evenredig met het kwadraat van de deeltjesdiameter. Merk op, dat de dimensies links en rechts van het "≈"-teken in zowel verg. (4.14) als (4.15) niet met elkaar overeenkomen. Dat is een kenmerk van veel empirische relaties.

.....*Opgave 4.8*

4. 7. 3. Continuïteit en de wet van Darcy in meerdimensionale stationaire stroming.

Stationaire stroming is stroming die in de tijd niet verandert. Stroming in de natuur is zelden of nooit echt stationair. Toch levert het concept van stationaire stroming vaak een bruikbare benadering van stromingsprocessen zoals die zich in werkelijkheid afspelen, bv. als die over een lange periode mogen worden gemiddeld. Het voordeel van een stationaire benadering is, dat veranderingen in de tijd buiten beschouwing blijven. Daardoor zijn de oplossingen relatief (!) eenvoudig.

In dit deel van de syllabus zal een algemeen geldige vergelijking voor stationaire stroming worden afgeleid. Daarbij wordt het beginsel van continuïteit gehanteerd. Dat beginsel houdt in, dat in ieder volume in een grondwaterstromingsstelsel evenveel water binnenkomt als eruit verdwijnt. Dat komt neer op het beginsel van een op ieder punt en in ieder volume sluitende waterbalans. Alvorens daarmee aan de slag te gaan, gaan we terug naar de filtersnelheid.

De filtersnelheid is eigenlijk een *vectorgrootheid*. Dat wil zeggen, dat hij behalve een grootte, ook een richting heeft. Bij driedimensionale stroming van grondwater is de filtersnelheid te ontbinden in componenten in de *x*-, *y*- en *z*-richting van een Cartesisch coordinatenstelsel. Ditzelfde geldt voor de stijghoogte*gradiënt*. De stijghoogtegradiënt en de filtersnelheid kunnen, zoals het vectorgrootheden betaamt, worden ontbonden in componenten in de richtingen van de coördinaatassen (fig. 4.12).

$$v_x = -k_x \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$v_y = -k_y \frac{\partial h}{\partial y}$$

$$v_z = -k_z \frac{\partial h}{\partial z} \qquad (4.16)$$

waarin

k_x = doorlaatfactor in de *x*-richting [LT^{-1}]

k_y, k_z = id., in resp de *y*- en *z*-richting

Als de doorlatendheid *k* in alle richtingen dezelfde is (wat niet noodzakelijkerwijs het geval hoeft te zijn; zie par. 4.7.4), geldt dat $k=k_x=k_y=k_z$.

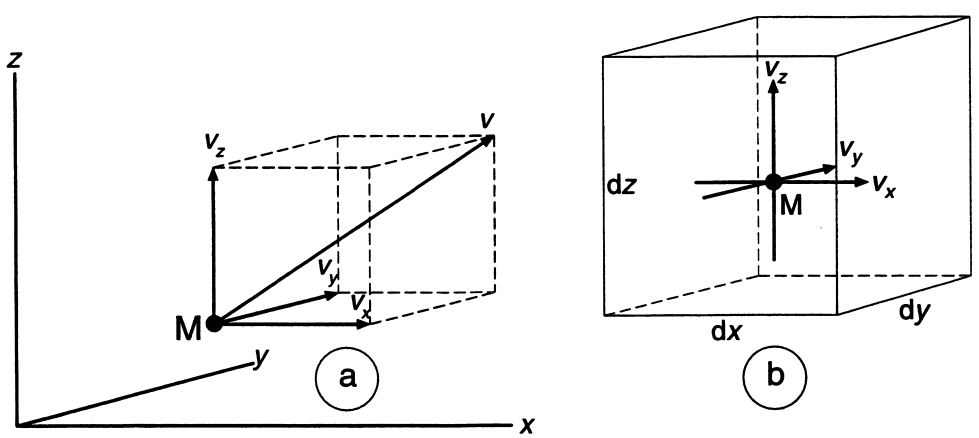


Fig. 4.12. Ontbinding van filtersnelheid in een *x*-, *y*-, en *z*-component en stroming via een elementair volume grond

We beschouwen een elementair klein blokje grond ter plaatse van een punt M in een driedimensionale ruimte met een Cartesisch assenstelsel (fig. 4.12b). Het volume is d*x*d*y*d*z* groot. De filtersnelheid *v* van het door het element stromende grondwater kan worden ontbonden in drie loodrechte componenten in de hoofdrichtingen *x*, *y* en *z* (v_x, v_y en v_z in fig. 4.12a). In fig. 4.12b is *v* weggelaten, zijn alleen de componenten in de drie hoofdrichtingen aangegeven en is het elementje grond getekend. Binnen het element kunnen de componenten van de filtersnelheid t.o.v. de situatie in M in grootte veranderen (bijvoorbeeld doordat de

stromingsrichting binnen het element verandert). De mate van verandering van v met de afstand in de x-, y- en z-richting is resp. $\partial v_x/\partial x$, $\partial v_y/\partial y$ en $\partial v_z/\partial z$.

De filtersnelheid door het linker verticale vlak (gerekend t.o.v. het midden van het volume) bedraagt de snelheid in M, verminderd met de helft van de totale verandering van v_x in het element:

$$+\left(v_x - \frac{\partial v_x}{\partial x}\frac{dx}{2}\right) \tag{4.17a}$$

en door het rechter verticale vlak (halve verandering nu opgeteld bij v_x):

$$-\left(v_x + \frac{\partial v_x}{\partial x}\frac{dx}{2}\right) \tag{4.17b}$$

Het verschil in teken van de totale uitdrukking van (4.17a) en (4.17b) geeft aan, dat de richting van instroming dwars door het linker verticale vlak de richting van uitstroming dwars door het rechter verticale vlak is en omgekeerd (inkomend water wordt als positief aangegeven, uitgaand als negatief).

Optellen van (4.17a) en (4.17b) levert de verandering van v_x in het elementaire volume van fig. 4.12:

$$-\frac{\partial v_x}{\partial x}dx \tag{4.17c}$$

Vermenigvuldigen van het resultaat met het oppervlak $dydz$ van het vlak loodrecht op de x-richting levert in plaats van de verandering van de filtersnelheid de verandering van de flux (het debiet door het elementje) in de x-richting door het elementaire volume:

$$\frac{\partial Q_x}{\partial x} = -\frac{\partial v_x}{\partial x}dxdydz \tag{4.18}$$

Op dezelfde wijze kan een uitdrukking als (4.18) worden gevonden voor de verandering van de flux in de y- en de z-richting. Op grond van het continuiteitsbeginsel moet de som van de veranderingen van Q in de x-, y- en z-richtingen nul zijn, dus:

$$\left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z}\right)dxdydz = 0 \tag{4.19}$$

en dus ook:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \tag{4.20}$$

Substitutie van de waarden v door middel van (4.16) levert:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x\frac{\partial H}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(k_y\frac{\partial H}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z\frac{\partial H}{\partial z}\right) = 0 \tag{4.21}$$

Als $k=k_x=k_y=k_z$, dan wordt (4.21) gereduceerd tot

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 H}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 H}{\partial z^2}=0 \qquad (4.22a)$$

wat ook geschreven wordt als

$$\nabla^2 H=0 \qquad (4.22b)$$

De operator ∇, uitgesproken als "del" of "nabla", geeft een partiële differentiatie van de operand aan. Vergelijking (4.22b) staat bekend als de vergelijking van Laplace. Behalve stationaire grondwaterstroming voldoen ook andere fysische systemen als stationaire stroming van elektriciteit, stationair warmtetransport in materialen (bv. via muren en vloeren van gebouwen) en buiging van voorwerpen (bv. beton in constructies) aan deze vergelijking, echter met dien verstande dat in plaats van H dan een andere grootheid wordt gebruikt.

Het oplossen van dergelijke partiële differentiaalvergelijkingen is zelden eenvoudig. Elke oplossing is afhankelijk van de geometrie van het beschouwde probleem en de randvoorwaarden (de omstandigheden aan de grenzen van het beschouwde stromingsveld). Voor gevallen met eenvoudige geometrie zijn soms analytische oplossingen beschikbaar. Een eenvoudig drainageprobleem leidt echter al tot een tamelijk gecompliceerde oplossing. Tegenwoordig neemt men meestal zijn toevlucht tot numerieke modellen. Die zijn gebaseerd in het opdelen van het stromingsveld in kleine elementjes (bv. vierkanten, rechthoeken, driehoeken of blokken), waarvoor het stromingsproces bij benadering wordt opgelost. Het omvangrijke rekenwerk, waarmee dergelijke stromingsmodellen gepaard gaan, wordt gedaan met behulp van een computer. In het onderwijselement "Numerieke oplossingen van grondwaterstromingen" (K150-307) wordt daaraan uitvoerig aandacht besteed.

In het bovenstaande zijn we stilzwijgend uitgegaan van enkele vereenvoudigingen, die niet zonder meer vanzelf spreken. De belangrijkste zijn

- onsamendrukbaarheid van water (niet helemaal waar; maar als er gasbelletjes in zitten, wat in grondwater meestal enigermate het geval is, is er sprake van een schijnbare samendrukbaarheid)
- onsamendrukbaarheid van grond (bij zand nagenoeg waar, bij klei en zeker bij veen een bedenkelijke aanname)
- homogeniteit van grond. Grond is nooit homogeen, echter: hoe kleiner het beschouwde stukje grond, hoe homogener. Dat is een schrale troost, want er geldt ook: hoe kleiner het beschouwde stukje grond, des te groter is het effect van kleine inhomogeniteiten. Voor heel kleine "elementaire" volumina zoals hierboven, mag worden uitgegaan van homogeniteit.
- doorlaatfactor in alle richtingen dezelfde. Dat is zelden of nooit het geval. In het nu volgende tekstgedeelte wordt daarop ingegaan.

4. 7. 4. Anisotrope grond

Bij de afleiding van de vergelijking van Laplace in de vorige paragraaf is uitgegaan van grond die naar alle richtingen dezelfde doorlatendheid heeft. Een medium (grond is het medium waar grondwater doorheen stroomt) dat in alle richtingen dezelfde eigenschappen heeft, heet een isotroop medium. De eigenschap van het hebben van dezelfde eigenschappen in alle richtingen heet isotropie. Tegenover isotropie staat het begrip anisotropie: ongelijke eigenschappen in verschillende richtingen. Een anisotroop systeem heeft assen van anisotropie. Een as van anisotropie geeft de richting aan, waarin de grootte van de eigenschap een minimum of een maximum vertoont.

Voor wat de doorlaatfactor k betreft, is anisotropie eerder regel dan uitzondering. Dat hangt meestal samen met de horizontale gelaagdheid die de meeste sedimenten kenmerkt of met druksplijting in verharde (geconsolideerde) gesteenten. De lagen in gelaagde grond hebben een verschillende doorlatendheid. Bij stroming die evenwijdig is aan de richting van de gelaagdheid zal meer water door de goed dan door de slecht doorlatende lagen stromen. Bij stroming loodrecht op die richting moet alle water alle lagen, inclusief de slecht doorlatende, passeren. Ook in horizontale richting hoeft de doorlatendheid niet naar alle kanten gelijk te zijn. Horizontale anisotropie is bv. een normaal verschijnsel in gebieden met tectonische plooiing. In Nederland komt het verschijnsel voor in stuwwallen, waarin klei is opgestuwd (fig. 4.13). In de drie vergelijkingen (4.16) mag in geval van anisotropie niet meer een enkele k worden gebruikt, maar moet onderscheid worden gemaakt in de k voor de x-, de y- en de z-richting: k_x, k_y en k_z, zoals dat is gedaan in verg. (4.21).

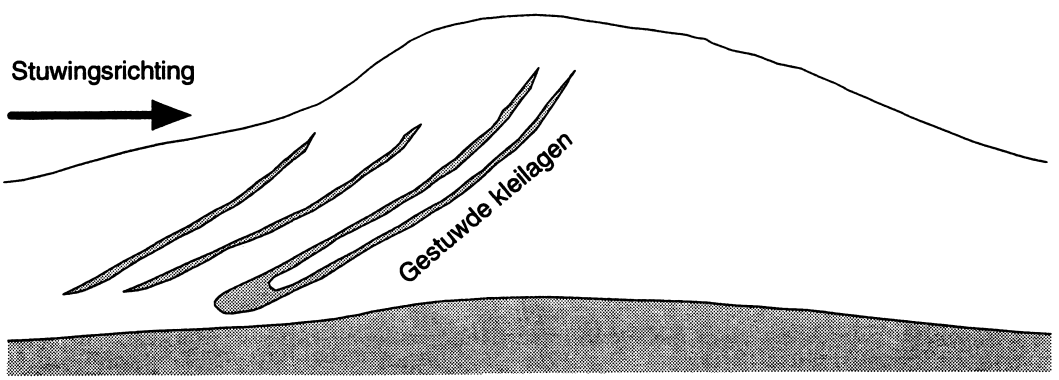


Fig. 4.13. Stuwwal met gestuwde kleilagen (geschematiseerd)

In de stuwwal bij Apeldoorn, die vanuit het IJsseldal is opgestuwd, is bv. de effectieve doorlatendheid in de o-w richting 10-20x zo klein als die in de n-z richting. In werkelijkheid is het natuurlijk niet zo, dat het materiaal van de stuwwal in zijn geheel in o-w richting minder doorlatend is geworden door de opstuwing. Het bevat echter kleilagen die scheef of bijna verticaal zijn gesteld en over grote afstanden doorlopen. Het w-o stromende grondwater moet die lagen passeren, het n-z stromende water niet.

Het concept van anisotropie kan dus dienst doen als een manier om niet de doorlatendheid van alle afzonderlijke lagen in rekening te hoeven brengen. Dergelijke vereenvoudigende concepten zijn in de grondwaterhydrologie zeer gebruikelijk. De reden daarvoor is, dat het in veel gevallen niet doenlijk is om grootheden die soms op een schaal van centimeters of meters variëren, met al hun variatie te verrekenen in stromingsproblemen, die op een schaal van tientallen meters of kilometers worden beschouwd.

Verg. (4.21) kan ook worden geschreven als

$$k_x \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + k_z \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0 \qquad (4.23)$$

mits k in de richtingen x, y en z niet ook nog eens variabel is, want dan is k een functie van x, y en/of z en kan niet als coëfficiënt vóór de differentiaalquotiënten worden gezet. Zulke gecompliceerde gevallen vallen buiten het bestek van deze syllabus.

In isotrope grond is de richting van de stroming altijd in de richting van de stijghoogtegradiënt en dus loodrecht op die van de isohypsen of equipotentiaallijnen. In anisotrope grond is dat bij uitzondering het geval.

(Het hieronder in kleine letter gedrukte stuk is geen examenstof)

Om dit aan te tonen, beschouwen we het volgende geval, dat voor het gemak tweedimensionaal is gehouden (we hebben het dus over een x-y vlak; zie fig. 4.14). De gradiënt van de stijghoogte h is ontbonden in twee componenten in de x- en y-richting. Omdat het hier gaat om vectoren, hanteren we vectornotatie. Voor de vector van de stijghoogtegradiënt schrijven we grad h (ook de notatie ∇h is gebruikelijk). Om het vectorkarakter aan te geven, schrijven we

$$\text{grad } h = \mathbf{i}\frac{\partial H}{\partial x} + \mathbf{j}\frac{\partial H}{\partial y} \qquad (4.24)$$

waar

i, j = eenheidsvectoren in resp. de x- en de y-richting (vectoren worden met **vet**gedrukte symbolen aangegeven; grad is "gewoon" geschreven omdat het een operator is die een vectorkarakter impliceert)

Voor de snelheidsvector $\boldsymbol{v}$ geldt:

$$\mathbf{v} = -\mathbf{i}k_x \frac{\partial H}{\partial x} - \mathbf{j}k_y \frac{\partial H}{\partial y} \qquad (4.25)$$

De vector $\boldsymbol{v}$ heeft dezelfde richting als de vector grad h:

- als $k_x = k_y$, m.a.w. bij isotrope grond;

- als $\frac{\partial H}{\partial x} = 0$, d.w.z. de stijghoogtegradiënt heeft geen component in de *x*-richting;
- als $\frac{\partial H}{\partial y} = 0$, d.w.z. de stijghoogtegradiënt heeft geen component in de *y*-richting.

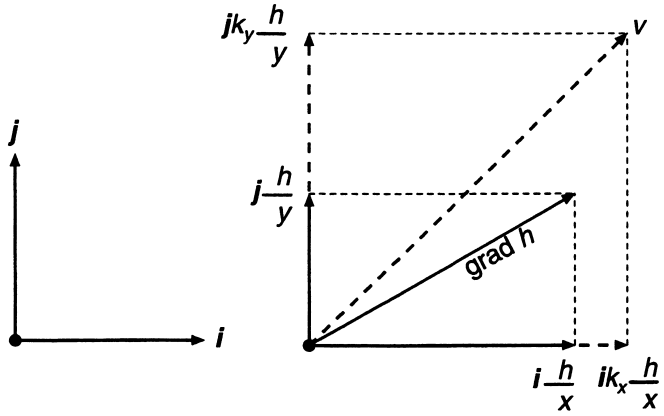


Fig. 4.14. Vectoroptelling van *x*- en *y*- componenten van stijghoogtegradiënt en filtersnelheid

In alle andere gevallen vallen de richtingen van stroming en stijghoogtegradiënt dus niet samen.

Nu is dit alles op landschapsschaal minder dramatisch dan het misschien op het eerste gezicht lijkt. Anisotropie in het horizontale vlak is in gebieden met ongeconsolideerde sedimenten eerder uitzondering dan regel. Eén zo'n uitzondering is het al eerder genoemde stuwwallenlandschap. Vaak is daar echter de stromingsrichting bij benadering loodrecht op de richting van de stuwing (waarom zou dat zo zijn?), zodat het assenstelsel zo kan worden gedraaid dat óf $\frac{\partial H}{\partial x} = 0$ óf $\frac{\partial H}{\partial y} = 0$.

De hierboven gegeven beschouwingen gaan alleen op als de (vrij te kiezen!) Cartesische assen van het beschouwde systeem samenvallen met de assen van anisotropie van het doorstroomde medium. Dat kan alleen als de anisotropie-assen voldoen aan de eis dat ze loodrecht op elkaar staan. Dat is vaak wel of althans ongeveer, maar soms niet het geval. In het laatste geval wordt het probleem aanzienlijk ingewikkelder dan boven omschreven. Dergelijke problemen vallen buiten het bestek van deze syllabus.

Anisotropie in het verticale vlak komt veelvuldig voor als gevolg van horizontale gelaagdheid van sedimenten.

.....*Opgaven 4.6 en 4.7*

4. 7. 5. Equipotentiaallijnen en stroomlijnen

Equipotentiaallijnen zijn strikt genomen de meetkundige plaats van punten met dezelfde potentiaal. In de grondwaterhydrologie worden ze echter meestal niet met de bijbehorende potentiaal maar de bijbehorende stijghoogte aangeduid. Zoals we al hebben gezien, betekent onder de meeste praktische omstandigheden gelijke potentiaal gelijke stijghoogte. Bij stromingen met verschillende vloeistoffen, bv. zoet en zout water, is dat niet zo, omdat de volumieke massa's van zout en zoet water ongelijk zijn. Dergelijke problemen blijven echter in deze syllabus buiten beschouwing.

We hebben al kennis gemaakt met één soort equipotentiaallijn, nl. de isohypse (fig. 4.8, 4.9 en 4.10). Eigenlijk is een isohypse een vereenvoudigde weergave van de werkelijkheid. Bij het tekenen van isohypsen gaan we er nl. stilzwijgend van uit, dat in een watervoerend pakket op elke diepte dezelfde stijghoogte voorkomt. Dat

hoeft in werkelijkheid niet zo te zijn, hoewel dat op landschapsschaal bijna altijd bij benadering het geval is. Dat komt vooral, doordat op landschapsschaal meestal zodanige horizontale afstanden aan de orde zijn, dat daarbij vergeleken de dikte van een watervoerende laag heel klein is. Als stroming in detail wordt beschouwd, (zoals stroming naar een drain), is dat meestal niet zo. Dan kunnen van boven naar beneden wèl aanzienlijke verschillen optreden over een relatief groot deel van het stromingsveld.

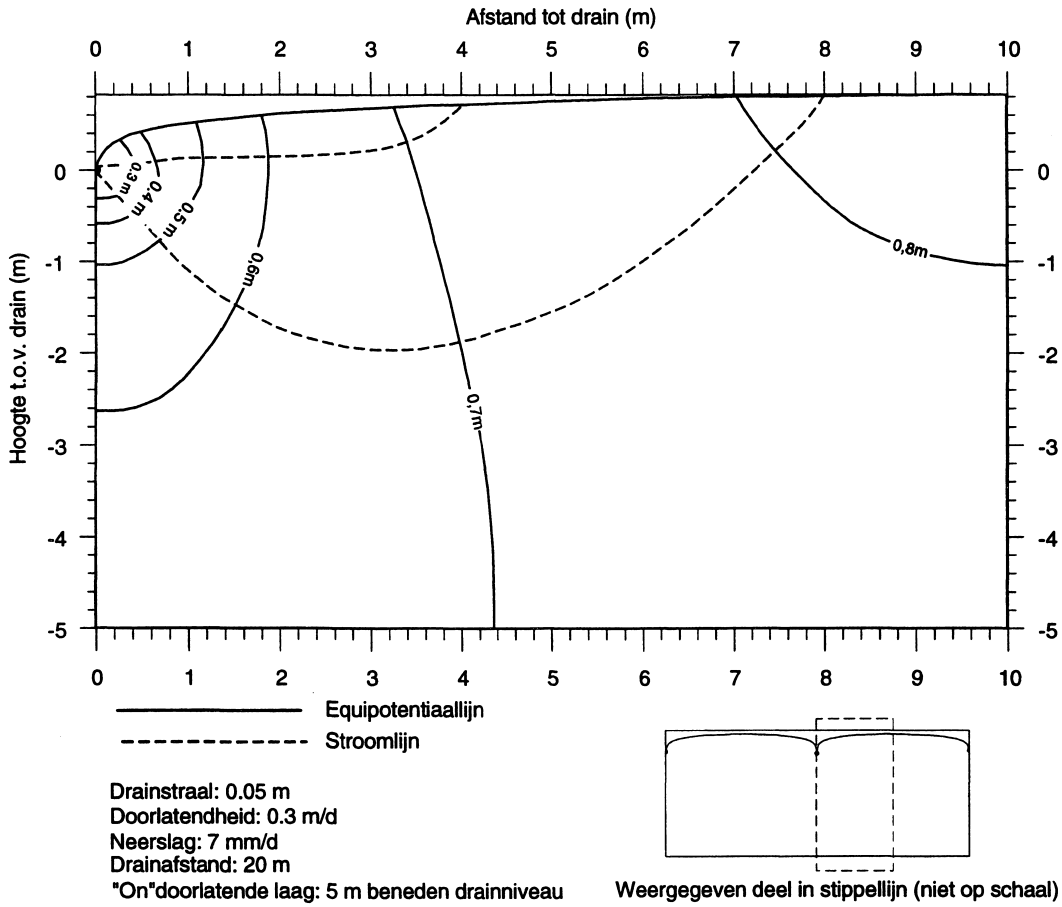


Fig. 4.15 Stroming van grondwater naar een drain bij neerslag

Fig. 4.15 toont een stromingsbeeld in verticale doorsnede van de waterstroming naar een drain. Het is een klassiek stromingsprobleem: stroming van grondwater naar een stelsel van evenwijdige buisdrains bij constante neerslag. Het beeld komt op deze schaal voornamelijk voor in de winter, als er vrijwel geen verdamping is. In de zomer zakt door het overheersen van verdamping de waterspiegel vaak tot onder de drains. In dat geval hebben drains -gesteld dat ze droog staan- geen effect en ligt de waterspiegel in principe vlak. Als de drains dan nog wèl van water zijn voorzien, ontstaat v.w.b. de grondwaterspiegel een spiegelbeeld van fig. 4.15.

De grond is isotroop en homogeen gedacht. Omdat dit soort stroming twee verticale symmetrievlakken heeft, nl. midden door de drains en het middelloodvlak tussen twee drains is alleen een deel tussen beide symmetrievlakken berekend en weer-

gegeven. Het berekende deel is in de kleine figuur aangegeven met een gestippelde rechthoek. Er is geen wezenlijk verschil met de stroming naar het beekdal in fig. 4.2. In het nu beschouwde geval neemt de drain de positie van de beek in en de grond links en rechts van de drain die van het hogere gebied aan weerskanten van het beekdal. De ligging van het maaiveld is niet van belang, zolang dat zich boven de grondwaterspiegel bevindt. Dit laatste is eigenlijk een vereenvoudiging. Ze is gerechtvaardigd, omdat in de onverzadigde zone (dus tussen grondwaterspiegel en maaiveld) praktisch alleen verticale stroming plaatsvindt.

Fig. 4.15 geeft dus een tamelijk reële situatie weer. De berekening is gedaan met behulp van een numeriek model. De afbeelding is een oplossing van verg. (4.22) voor de gegeven geometrie en overige omstandigheden. We zien dat de grondwaterspiegel naar de drain toe steeds steiler afhelt. Dat heeft drie oorzaken:

- de toename van de flux van het punt halverwege de drains naar de drain als gevolg van de neerslag die zich "onderweg" bij de stroming voegt
- de dikte van de doorstroomde laag grond neemt af, naarmate de grondwaterspiegel daalt in de richting van de drain. Omdat in dit geval de dikte van de totale laag vrij groot is t.o.v. de verandering van het niveau van de grondwaterspiegel en de stroming zich nabij het laagste punt concentreert bij de drain, is het effect hier niet groot.
- de straalsgewijze stroming naar de drain, waardoor de stroming a.h.w. wordt samengeperst in een steeds kleiner wordend stukje grond, zodat de filtersnelheid voortdurend moet toenemen. Dat laatste kan alleen als ook de gradiënt toeneemt. Omdat aan de grondwaterspiegel de drukhoogte 0 is, is de plaatshoogte er gelijk aan de stijghoogte. Het hoogteverloop van de grondwaterspiegel <u>is</u> dus het verloop van de stijghoogte aan die waterspiegel (niet het verloop op grotere diepte).

De in veel hydrologie-leerboeken beschreven rol van stijghoogte als drijvende kracht voor de stroming is dus betrekkelijk: het oorzakelijk verband kan ook worden omgedraaid.

In de figuur zijn de equipotentiaallijnen van 0.3-0.8 m met een interval van 0.1 m getrokken. Die komen in de buurt van de drain steeds dichter bij elkaar. Dat heeft dezelfde oorzaken als de in de richting van de drain toenemende kromming van de grondwaterspiegel.

Bij een stationaire stroming als in fig. 4.17 zal elk waterdeeltje een pad volgen van hoge naar lage stijghoogte. Uiteindelijk komt het daar terecht, waar de stijghoogte het kleinst is, nl. de drain. Het pad, dat een waterdeeltje volgt, heet een stroomlijn. Water kruist een stroomlijn dus per definitie niet. Daarom kan er geen stijghoogtegradient over een stroomlijn staan. In isotrope grond betekent dit, dat stroomlijnen en equipotentiaallijnen loodrecht op elkaar moeten staan.

In fig. 4.15 zijn twee stroomlijnen getekend. Dat zijn de gestippelde lijnen. De stroming heeft langs de hele grondwaterspiegel een neerwaartse component. Er is daar dus wegzijging. Onder de drain is er een opwaartse stroming. Ook in dit geval

kunnen we dus gebieden met wegzijging en kwel onderscheiden, zij het dat het kwelgebied beperkt is tot de drain. Dat is ook zo in fig. 4.2. Zolang in het beekdal alleen de beek grondwater opvangt, is de kwel beperkt tot de beek. Als daarentegen het maaiveld in het dal de grondwaterspiegel "aansnijdt", is er op die plaats ook kwel. Vergelijk in dit verband ook de spreng van fig. 4.1. Bij de sprengkoppen is er kwel; in de bedding van de opgeleide spreng is er wegzijging. Laatstgenoemde wegzijging wordt in de praktijk door natuurlijke oorzaken beperkt. De bodem van de spreng raakt bij voortdurende wegzijging nl. geleidelijk verstopt met deeltjes organisch materiaal e.d.

Omdat in werkelijkheid stationaire stroming praktisch niet optreedt, zullen ook stroomlijnen en equipotentiaallijnen niet altijd dezelfde vorm hebben. Een waterdeeltje verplaatst zich in werkelijkheid langs stroomlijnen die bij verschillende situaties horen. Zulke banen heten trajectoriën. Ze zijn bv. van belang om vast te kunnen stellen, hoe verontreinigingen zich met het grondwater verplaatsen.

.....*Opgaven 4.11 en 4.12*

4. 7. 6. Schematiseren van stromingsbeelden; veronderstelling van Dupuit.

Het stromingsplaatje van fig. 4.15 geeft een beeld, waarin verticale, horizontale en radiale stroming (vlak bij de drain) alle een duidelijke rol spelen. Vaak, en zeker bij stromingsproblemen op landschapsschaal, is voornamelijk horizontale stroming aan de orde. Dat komt doordat horizontale afstanden op die schaal vrijwel altijd veel groter zijn dan verticale. Ter illustratie is in fig. 4.16 de dwarsdoorsnede van de Gelderse Vallei van fig. 4.6 opnieuw weergegeven, maar nu met dezelfde schaal voor horizontale en verticale afstanden.

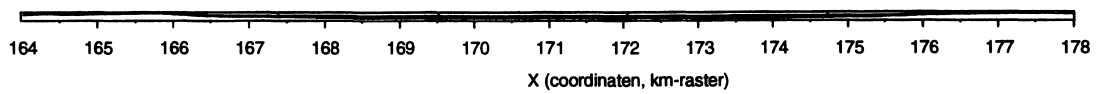


Fig. 4.16. Zelfde doorsnede als in fig. 4.6; nu met de zelfde horizontale en verticale schaal

Fig. 4.16 toont niet alleen het nut van overdrijven van verticale afstanden voor de leesbaarheid van dwarsdoorsneden, maar ook de beperkte rol van verticale componenten in stromingsprocessen op landschapsschaal. Dat wil overigens niet zeggen dat in lokale situaties, bv. bij detailontwatering zoals in fig. 4.15, verticale componenten altijd een verwaarloosbare zouden spelen.

In 1863 kwam Dupuit tot de veronderstelling, dat onder de meeste omstandigheden de fout in de berekening van grondwaterstromingen a.g.v. verwaarlozing van de verticale component gering zou zijn. De gedachte is rond 1914 verder uitgewerkt door Forchheimer. Daarom wordt in hydrologische literatuur zowel van de veronderstelling van Dupuit als die van Dupuit-Forchheimer gesproken. Met beide wordt hetzelfde bedoeld. Het stromingsveld wordt daarbij gereduceerd tot een plat vlak. Daarin is het gemakkelijker rekenen dan in een driedimensionale ruimte. De

Dupuit-veronderstelling is de grondslag van veel analytische oplossingen van stromingsproblemen en van de meeste numerieke stromingsmodellen.

Toepassing van de Dupuit-veronderstelling kan tot fouten leiden als de stroming toch een belangrijke verticale component bevat. We zullen dit verderop aantonen aan de hand van enkele stromingsgevallen. Eerst wordt echter een algemeen "recept" besproken voor het analytisch berekenen van grondwaterstromingen.

.....*Opgave 4.13*

4. 7. 7. Analytisch beschrijven van grondwaterstromingen: werkwijze

De werkwijze pleegt in grote lijnen als volgt te verlopen.

1. Vereenvoudig het stromingsbeeld. Voorbeelden zijn:
   a) het voorstellen van de stroming als tweedimensionaal. Dat is een stroming, waarin het stromingsbeeld in één richting (nagenoeg) niet verandert. Voorbeeld: twee evenwijdige kanalen. Het stromingsbeeld in de langsrichting van de kanalen verandert niet. De dwarsdoorsnede is loodrecht op de kanaalrichting.
   b) uitgaan van een stationaire situatie, d.w.z. de aanvoer (bv. neerslag) is in evenwicht met de afvoer (bv. grondwaterstroming naar een kanaal)
   c) toepassing van de Dupuit-veronderstelling
   d) omvormen van onregelmatige randen tot evenwijdige rechten of cirkels
2. Vind een of meer betrekkingen tussen het debiet of de filtersnelheid met de positie, gebaseerd op het continuiteitsprincipe (waterbalans). Dat is vrijwel steeds een differentiaalvergelijking.
3. Als onder punt 2 een betrekking is gevonden voor het debiet, vind dan een betrekking tussen debiet en filtersnelheid
4. Vind m.b.v. de wet van Darcy een betrekking tussen stijghoogte, filtersnelheid en positie
5. Los de gevonden (set van) vergelijkingen op door integratie
6. Bepaal de randvoorwaarden voor het oplossen van de integratieconstante
7. Los de integratieconstante op en vereenvoudig indien nodig de uitkomst.

4. 7. 8. Analytisch beschrijven van grondwaterstromingen: voorbeeld

We beschouwen een stroming tussen twee evenwijdige sloten die wordt gevoed door neerslag (fig. 4.17).

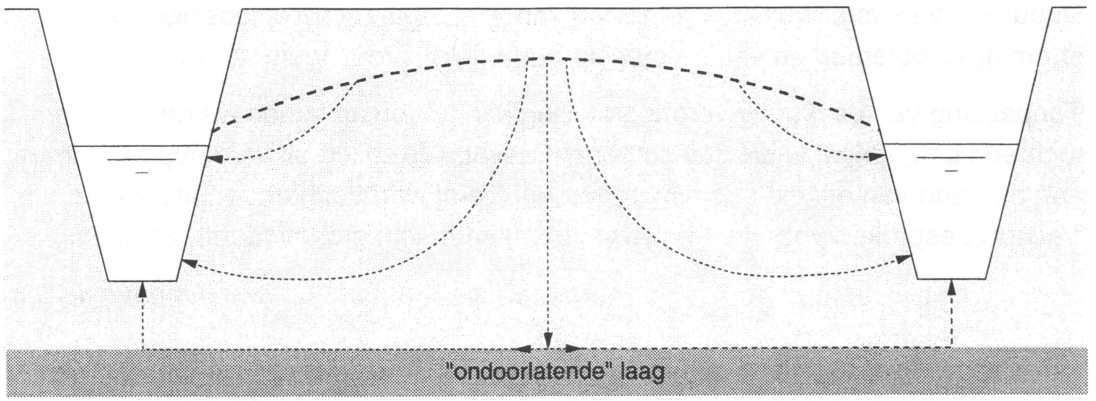


Fig. 4.17. Stroming van grondwater naar twee evenwijdige sloten onder invloed van neerslag

Fase 1: Vereenvoudiging.

- Bij twee evenwijdige sloten kan het stromingsbeeld tweedimensionaal worden voorgesteld (de doorsnede van fig. 4.17).
- We gaan uit van een stationaire situatie, d.w.z. aanvoer=afvoer. Er is dus geen bergingsverandering.
- Of de neerslag echte neerslag is of een neerslagoverschot, is niet van belang, zolang deze wordt voorgesteld door een symbool. Zodra er getallen moeten worden ingevuld, ligt dat natuurlijk anders!
- In fig. 4.17 zijn enkele stroomlijnen ingetekend. Die geven aan, dat sprake is van een verticale stromingscomponent. Toch kan hier de veronderstelling van Dupuit redelijk verantwoord worden toegepast. Men moet bedenken dat in een reële situatie de slootafstand veel groter is ten opzichte van de dikte van de doorstroomde laag dan fig. 4.17 suggereert. Het gezichtsbedrog is een gevolg van verschillende horizontale en verticale afstandsschalen (fig. 4.16).
- De grondwaterspiegel eindigt op de slootwaterspiegels. Dat is feitelijk onjuist; in werkelijkheid eindigt de grondwaterspiegel op de slootwand boven het slootpeil. Tussen dat eindpunt en de waterspiegel in de sloot ligt een kwelzone. In die zone loopt water in een film over de slootwand. Kwelzones passen niet in de veronderstelling van Dupuit omdat ze een verticale stromingscomponent vertegenwoordigen. De kwelzone is meestal maar enkele cm breed en lastig te berekenen. Daarom wordt ze meestal verwaarloosd.
- Het effect van het schuine sloottalud is lastig te berekenen. Daarom wordt meestal uitgegaan van een verticale slootwand. Dit leidt zelden tot ernstige fouten. De oorzaak is, dat de horizontale afstand tussen de punten waar de slootwand de slootwaterspiegel snijdt en overgaat in de slootbodem meestal verwaarloosbaar klein is t.o.v. de afstand tussen de sloten.
- Als sloten niet reiken tot de "ondoorlatende" laag die de stroming aan de onderkant begrenst, zoals in fig. 4.17, is er onder de sloot vertikale stroming. Die past niet in de veronderstelling van Dupuit. We moeten dus uitgaan van sloten die reiken tot op de "ondoorlatende" laag. Sloten of kanalen die reiken tot de on-

derkant van een watervoerend pakket worden vaak aangeduid met de term *volkomen kanaal*. Een *onvolkomen kanaal* reikt minder diep. De sloten in fig. 4.17 kunnen met de term *onvolkomen kanaal* worden aangeduid. De vereenvoudiging van onvolkomen kanaal naar volkomen kanaal is verantwoord als

- de slootafstand veel groter is dan de dikte van het doorstroomde pakket, waarin de sloten liggen, of
- de afstand tussen slootbodem en "on"doorlatende laag klein is t.o.v. de totale dikte van het doorstroomde pakket (dit laatste is in fig. 4.17 in redelijke mate het geval), of
- de breedte van de sloot ongeveer even groot of groter is dan de dikte van het doorstroomde pakket. In zo'n geval is er nl. maar een klein effect van straalsgewijze (=radiale) stroming naar de sloot, doordat veel water een route via de slootbodem zal nemen.

Geconcludeerd kan worden, dat fig. 4.17 redelijk verantwoord kan worden vereenvoudigd tot fig. 4.18.

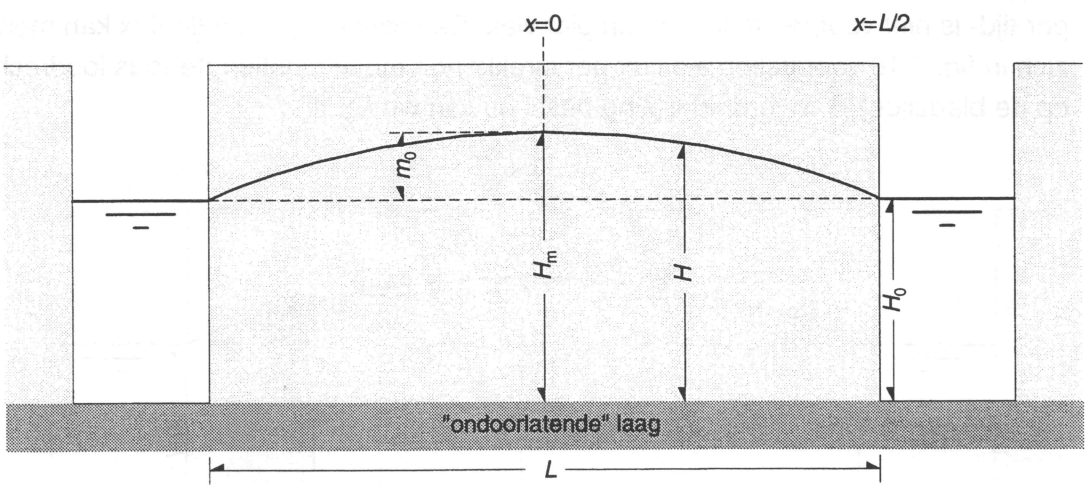


Fig. 4.18. Uitgangssituatie berekening stroming grondwater tussen twee sloten onder invloed van neerslag.

De stroomlijn in het midden van fig. 4.17 is tegelijkertijd een symmetrielijn (in werkelijkheid: symmetrievlak) tussen de linker en rechterhelft van het stromingsprobleem. Van een waterdeeltje dat precies op het boveneind van deze lijn terechtkomt, is niet op voorhand te zeggen, naar welke van beide sloten het zal stromen. Wat links van de lijn terechtkomt, loopt naar de linkersloot, wat rechts terechtkomt, naar de rechtersloot. Die symmetrielijn geldt ook in fig. 4.18. Daarom is daar de lijn x=0 getekend, waarbij x staat voor horizontale afstand.

(Het hieronder in kleine letter afgedrukte stuk tekst is geen examenstof)

De afbeelding van fig. 4.18 is tweedimensionaal. De derde dimensie loodrecht op de tekening is niet van belang als het stromingsveld in die richting niet van vorm verandert. Dat is zo als de sloten evenwijdig lopen (en oneindig, of althans zeer lang zijn). Dit laatste is uitgangspunt. Als een stroming zo in twee dimensies kan worden afgebeeld, wordt hij tweedimensionaal genoemd. De horizontale richting is de x-richting, de verticaal de z-richting. Bij toepassing van verg. (4.23) vervalt dan de term

met y (richting loodrecht op de bladzijde), omdat deze nul is. Immers, er is geen verandering van H in de y-richting. Dat is hetzelfde als beweren dat $\partial H/\partial y=0$. Dan moet ook gelden dat $\partial^2 H/\partial y^2=0$.

Bij toepassing van de Dupuit-veronderstelling vervalt in theorie ook de stroming in de z-richting. Dus worden dan $\partial H/\partial z$ en $\partial^2 H/\partial z^2$ nul en hebben we formeel gesproken te maken met een ééndimensionale stroming in de x-richting. Dit is het geval als de doorstroomde laagdikte niet afhangt van H. In het geval van een vrije waterspiegel is laatstgenoemde aanname onjuist. Dan hangt nl. de doorstroomde laagdikte wèl af van H. Immers, de doorstroomde laagdikte is de verticale afstand tussen waterspiegel en "on"doorlatende laag. H is verticale positie van de waterspiegel en dus is de doorstroomde laagdikte niet onafhankelijk van H. Deze restrictie geldt voor iedere situatie met vrije waterspiegel, met of zonder Dupuit-veronderstelling. Zolang de opbolling niet groter is dan de gemiddelde dikte van de doorstroomde laag, is de vereenvoudiging doorgaans wel te verantwoorden. Zowel de wet van Darcy als het continuiteitsbeginsel blijven bij een vrije waterspiegel van toepassing.

Fase 2. Opstellen vergelijkingen, gebaseerd op het continuïteitsbeginsel

Voordat we vergelijkingen gaan opstellen, moeten we ons bezighouden met een variant op het begrip *debiet* of *flux* (bij grondwaterstroming spreekt men meestal over *flux* i.p.v. *debiet*). Debiet of flux is volume per tijd. Volume -en dus ook volume per tijd- is niet voor te stellen in een plat vlak. Een tweedimensionale flux kan men zich in fig. 4.18 voorstellen als flux per strekkende meter slootlengte (dus loodrecht op de bladzijde). Ter verduidelijking beschouwen we fig. 4.19.

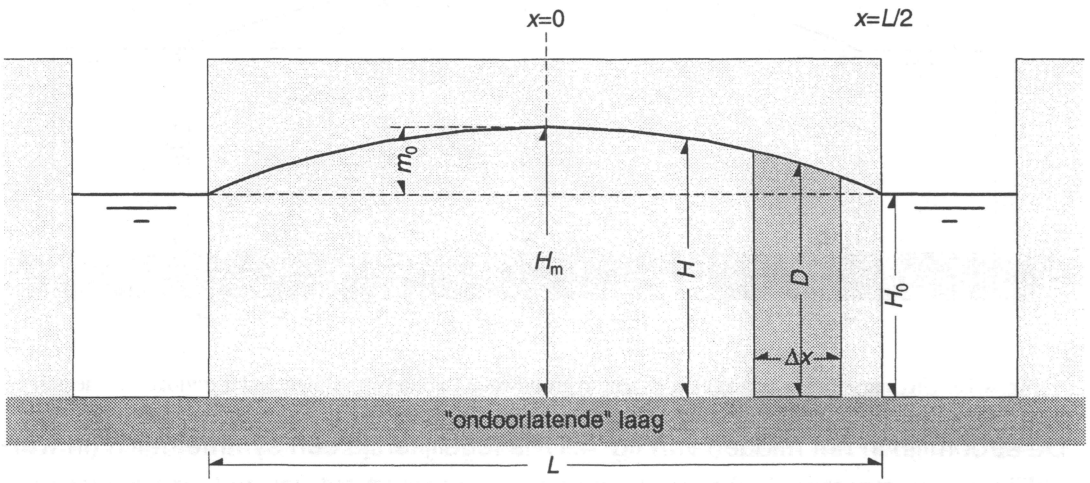


Fig. 4.19. Als fig. 4.18, met toevoeging vertikaal vlak.

Stel dat Δx de afstand is die het grondwater in een zeker tijdsbestek, bv. een dag, aflegt en D de gemiddelde dikte van het doorstroomde pakket in die periode. De stroomsnelheid is dan gemiddeld Δx per dag. De filtersnelheid v is volgens verg. (4.13) $n_e \Delta x$ per dag en de verplaatste hoeveelheid water is ongeveer gelijk aan vD per dag ("ongeveer" omdat D van links naar rechts kleiner wordt).

Er geldt $q=vD$, waar q staat voor "tweedimensionaal" debiet (dimensie $[L^2T^{-1}]$, bv. uitgedrukt in $m^2\,d^{-1}$) en D voor doorstroomde laagdikte. Vergelijk ook verg. (4.11), die de driedimensionale analogie is van $q=vD$.

De flux naar de sloten is 0 op de lijn $x = 0$. We beschouwen de rechterhelft van fig. 4.18, waarvoor $0 \leq x \leq L/2$.

Voor elk punt waarvoor $0 \leq x \leq L/2$, geldt:

$$q = Px \tag{4.26}$$

waar

P = neerslagintensiteit [LT^{-1}]

We nemen stilzwijgend aan, dat er niet nog een andere watertoevoer is, bv. kwel.

Fase 3. Betrekking tussen debiet en filtersnelheid

Het is in veel gevallen (zoals ook dit) handig, de onderkant van de doorstroomde laag als referentieniveau voor de stijghoogte H te nemen. H is dan nl. gelijk aan de doorstroomde laagdikte. De relatie tussen debiet (in grondwaterstromingen meestal *flux* geheten) en filtersnelheid is:

$$q = vH \tag{4.27}$$

waar

q = flux in volume per strekkende meter en per tijdseenheid [L^2T^{-1}]

H = De dikte van de doorstroomde laag op elke afstandspositie x [L]. Op grond van de Dupuit-aanname wordt de stijghoogte geacht, in verticale richting constant te zijn. Dan is de stijghoogte gelijk aan de hoogte van de grondwaterspiegel en hoeft geen onderscheid te worden gemaakt tussen stijghoogte en laagdikte.

v = filtersnelheid [LT^{-1}]

Door gelijkstelling van de linkerleden van (4.26) en (4.27) wordt q geëlimineerd:

$$v = \frac{Px}{H} \tag{4.28}$$

Fase 4. Inbrengen wet van Darcy

De wet van Darcy luidt:

$$v = -k\frac{dH}{dx} \tag{4.29}$$

en gelijkstelling van de rechterleden van (4.28) en (4.29) levert eliminatie van v:

$$\frac{Px}{H} = -k\frac{dH}{dx} \tag{4.30}$$

Fase 5. Oplossen differentiaalvergelijking

Links van het "=" teken plaatsen van alle x en rechts ervan plaatsen van alle h en vervolgens integreren van (4.30) levert:

$$Px^2 = -kH^2 + C \tag{4.31}$$

waar

C = integratieconstante met de dimensie $[L^3\ T^{-1}]$

Fase 6. Bepaal de randvoorwaarden

Randvoorwaarden voor (4.31) zijn
$x = 0 \Rightarrow H = H_m$ (in het midden is de hoogte van de grondwaterspiegel gelijk aan H_m)
$x = \frac{L}{2} \Rightarrow H = H_0$ (aan de slootkant is de hoogte van de grondwaterspiegel gelijk aan $H_{0)}$.

Fase 7. Integratieconstante oplossen

Omdat H_m ook bij bekend slootpeil een onbekende is, gebruiken we de tweede randvoorwaarde. Invullen van de tweede randvoorwaarde $x = \frac{L}{2} \Rightarrow H = H_0$ in (4.31) levert

$$C = kH_0^2 + \frac{PL^2}{4} \tag{4.32}$$

Substitutie van C in (4.31) levert nu een uitdrukking voor het verloop van de hoogte h van de grondwaterspiegel met x:

$$H = \sqrt{\frac{P}{k}\left(\frac{L^2}{4} - x^2\right) + H_0^2} \tag{4.33}$$

Uit het feit dat x alleen als kwadraat voorkomt, blijkt dat voor positieve waarden van x dezelfde uitkomst als voor negatieve waarden met dezelfde absolute grootte wordt gevonden. Op grond van de symmetrie van het stromingsbeeld van fig. 4.18 behoort dit ook het geval te zijn.

Wat is nu de stijghoogte (= niveau van de grondwaterspiegel) voor x=0, d.w.z. het midden tussen de sloten? Daarvoor is de eerste randvoorwaarde bij (4.31), nl. $x = 0 \Rightarrow H = H_m$ te gebruiken. Die invullen in (4.33) levert:

$$H_m = \sqrt{\frac{PL^2}{4k} + H_0^2} \tag{4.34a}$$

Dit kan ook worden geschreven als

$$H_m^2 - H_0^2 = \frac{PL^2}{4k} \qquad (4.34b)$$

Het verschil H_m-H_0 wordt meestal aangeduid als de opbolling met het symbool m of m_0. Dan is $H_m=H_0+m_0$. Verg. (4.34b) is dan te herschrijven als:

$$L^2 = \frac{8kH_0m_0 + 4km_0^2}{P} \qquad (4.35)$$

Verg. (4.35) levert de mogelijkheid, bij een gegeven opbolling, neerslag, doorlatendheid en laagdikte, de bijbehorende afstand van ontwateringssloten te berekenen.

Daarmee is fase 7 afgerond en de klus geklaard. Uit de lengte van de beschrijving van fase 1 mag worden afgeleid, dat vereenvoudiging een belangrijk onderdeel is van het afleiden van geohydrologische betrekkingen. In feite is verantwoord vereenvoudigen de vrijwel altijd de belangrijkste kunde van de hydroloog!

Verg. (4.35) is een vierkantsvergelijking (soms ook "*abc*-vergelijking" genoemd) in m_0. Daaruit kan m_0 worden opgelost. De oplossing luidt:

$$m_0 = \sqrt{H_0^2 + \frac{PL^2}{4k}} - h_0 \qquad (4.36)$$

.....*Opgaven* 4.14, 4.15 en 4.16

Hoe groot zijn de fouten?

Nu het Dupuit-principe voor één type stroming is uitgewerkt, is het van belang, een zekere notie te hebben op welke schaal de fouten verwaarloosbaar klein worden. We kunnen daartoe de uitkomsten van een Dupuit-berekening volgens verg. (4.35), resp. (4.36) vergelijken met die van een numeriek model voor dezelfde situatie. Met een numeriek model kan het gehele stromingspatroon worden nagebootst, waardoor de uitkomst van zo'n model hier als referentie wordt gebruikt.

Omdat mag worden verwacht, dat anisotropie als gevolg van horizontale gelaagdheid een extra groot verschil tussende uitkomsten van vergelijking en model te zien zal geven, beschouwen we naast een isotrope ook een anisotrope situatie. Immers, het aandeel van de te overwinnen weerstand voor het verticale deel van het stromingspad van een willekeurig deeltje in de totale te overwinnen weerstand is in zo'n anisotrope situatie groter dan in een isotrope situatie. We definieren daartoe de volgende basissituatie:

Slootafstand L: 50 m
Laagdikte beneden slootpeil H_0: 4 m
Doorlaatfactor horizontaal: 1 m d^{-1}
Doorlaatfactor verticaal: een variant met 1 m d^{-1} en een met 0.2 m d^{-1}

De neerslag wordt zo berekend, dat bij de Dupuit-berekening een opbolling van 50 cm ontstaat. Daartoe wordt verg. (4.33) gebruikt. De berekende fluxdichtheid is 6.8 mm d^{-1} (ga dit na m.b.v. verg. (4.36)).

Ter vergelijking nemen we vervolgens twee varianten: één met een h_0 van 8 m en één met een L van 100 m. Om vergelijkbare uitkomsten te krijgen, berekenen we ook hier de neerslagintensiteit (=fluxdichtheid van de neerslag) zodanig dat een opbolling van 0.5 m ontstaat. Dat levert resp. 13.2 mm d^{-1} en 1.7 mm d^{-1}. Het overzicht van de uitkomsten staat in Tabel 4.4.

Tabel 4.4. Opbollingen volgens Dupuit en numeriek model bij verschillende verhoudingen van lengte en hoogte (L/h_0) en verschillende isotropie-toestanden

L/h_0	Isotropie	Neerslag (mm d^{-1})	Opbolling m_0 Dupuit (m)	Opbolling m_0 model (m)	Afwijking m_0 model t.o.v. m_0 Dupuit (m)
50/8	$k_x=5k_z=1$ m d^{-1}	13.2	0.500	0.737	0.237
50/8	$k_x=k_z=1$ m d^{-1}	13.2	0.500	0.600	0.100
50/4	$k_x=5k_z=1$ m d^{-1}	6.8	0.500	0.608	0.108
50/4	$k_x=k_z=1$ m d^{-1}	6.8	0.500	0.571	0.071
100/4	$k_x=5k_z=1$ m d^{-1}	1.7	0.500	0.574	0.074
100/4	$k_x=k_z=1$ m d^{-1}	1.7	0.500	0.565	0.065

Fig. 4.20, 4.21 en 4.22 geven de grafische voorstellingen van de met Dupuit en het numerieke model berekende grondwaterstandsverlopen. Bedenk, dat ook de uitkomsten van het numerieke model nog iets (waarschijnlijk niet meer dan enkele cm) te laag zijn, doordat ook daar de kwelzone in de sloot is verwaarloosd.

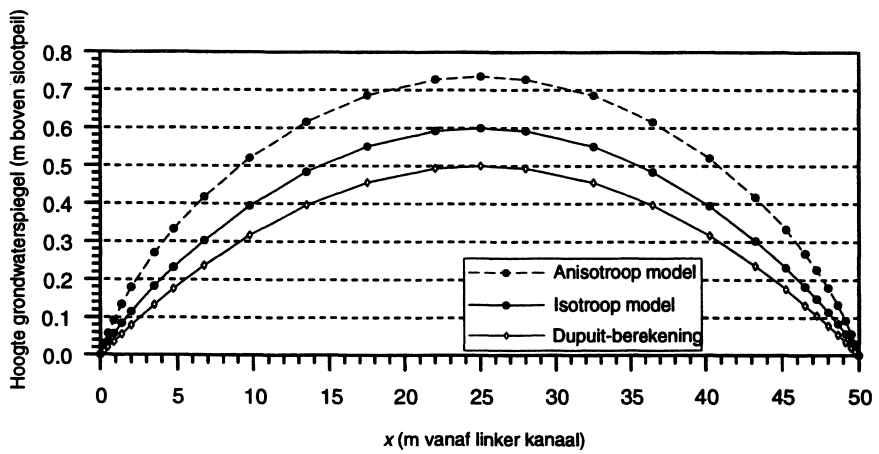


Fig. 4.20. Verlopen van grondwaterspiegels, berekend met een numeriek model en met verg. (4.33), gebaseerd op de Dupuit-veronderstelling. L/h_0=50/8. Overige gegevens: zie Tabel 4.4 en de tekst ervóór.

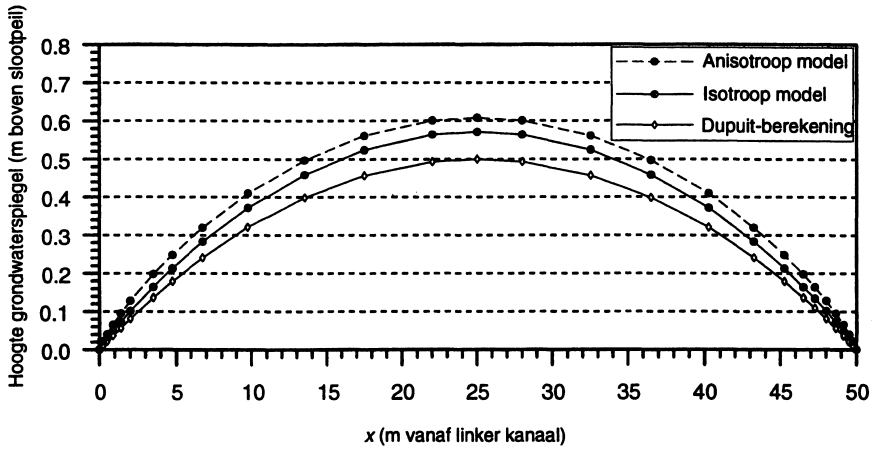


Fig. 4.21. Verlopen van grondwaterspiegels, berekend met een numeriek model en met verg. (4.33), gebaseerd op de Dupuit-veronderstelling. L/h_0=50/4. Overige gegevens: zie Tabel 4.4 en de tekst ervóór.

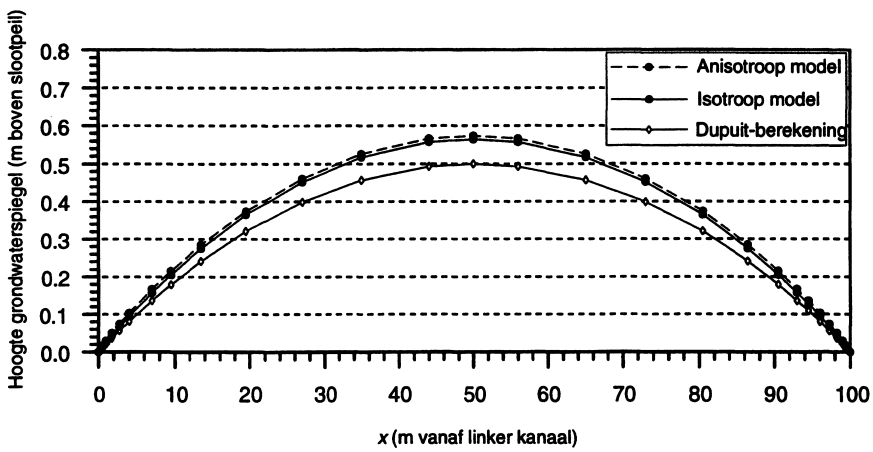


Fig. 4.22. Verlopen van grondwaterspiegels, berekend met een numeriek model en met verg. (4.33), gebaseerd op de Dupuit-veronderstelling. L/h_0=100/4. Overige gegevens: zie Tabel 4.4 en de tekst ervóór.

Uit Tabel 4.4 en de figuren blijkt dat de verschillen tussen de model- en de Dupuit-uitkomsten met toenemende verhouding L/h_0 afnemen. Bij de L/h_0=50/8 is het verschil 20% van de Dupuit opbolling in het isotrope geval en bijna 50% in het anisotrope geval. Dat zijn in het algemeen geen acceptabele afwijkingen. Bij toenemende L/h_0 nemen de afwijkingen af tot voor praktijksituaties acceptabele proporties. Ook het effect van anisotropie wordt kleiner met toenemende L/h_0.

De figuren tonen aan dat het verschil in uitkomst tussen Dupuit-model en numeriek model niet alleen betrekking heeft op de grondwaterspiegel halverwege de twee sloten, maar op de hele grondwaterspiegel.

Dat de Dupuit-uitkomst steeds de laagste van de drie is, is verklaarbaar. De lengte van het pad dat een willekeurig waterdeeltje moet afleggen om vanaf de grondwaterspiegel in de sloot te komen, wordt nl. in de Dupuit-oplossing onderschat, omdat die alleen uitgaat van de horizontale afstand. Als we fig. 4.15 of 4.17 bekijken, zien we dat stroomlijnen krom zijn en dat een waterdeeltje dus een langere weg aflegt

dan de horizontale afstand naar de sloot. In de Dupuit-veronderstelling wordt dus de door de waterdeeltjes af te leggen weglengte onderschat en daarmee de stijghoogte bij een gegeven fluxdichtheid.

.....*Opgaven 4.17 en 4.18*

4. 7. 9. Kinetische energie van grondwater

Tot nog toe zijn we er bij de beschouwingen over energie en potentiaal van grondwater stilzwijgend van uitgegaan, dat bij de stroming van grondwater alleen potentiële energie een rol speelt. Dat is strikt genomen onjuist; potentiaal is wel degelijk de som van kinetische energie en potentiële energie per massa. De kinetische energie van grondwater is echter praktisch altijd verwaarloosbaar klein, zoals blijkt uit de volgende berekening. De stroomsnelheid van grondwater bedraagt nl. zelden meer dan enkele tientallen m per jaar (!). We gaan uit van ongeveer het tienvoudige, nl 1 m d^{-1}. Hoewel de eerste de beste wijngaardslak (*Helix pomatia*) dit verplaatsingstempo met gemak overtreft, is het voor grondwater een zeer hoge snelheid. De vraag is nu, wat het stijghoogte-equivalent is, dat hierbij hoort.

Kinetische energie W_k wordt berekend volgens:

$$W_k = \tfrac{1}{2} m v_e^2 \tag{4.37}$$

waar

m = massa [M]

v_e = effectieve verplaatsingssnelheid van grondwater [LT^{-1}]

De bijbehorende potentiaalcomponent ψ_k, gebaseerd op kinetische energie, wordt gevonden door delen door m, omdat potentiaal energie per massa is:

$$\psi_k = \tfrac{1}{2} v_e^2 \tag{4.38}$$

waar

ψ_k = potentiaalcomponent, toe te schrijven aan kinetische energie [L^2T^{-2}]

Delen door de versnelling van de zwaartekracht g levert de stijghoogte die hiermee gepaard gaat (immers: stijghoogte is potentiaal gedeeld door g, zie Tabel 4.2)

$$H_k = \frac{v_e^2}{2g} \tag{4.39}$$

Als we nu alle betrokken grootheden omzetten in SI-eenheden, moet het resultaat H_k in m zijn. 1m d^{-1} is ongeveer 10^{-5} m s^{-1} (er gaan, zoals eerder vermeld, ruwweg 10^5 seconden in een dag) en g is bijna 10 m s^{-2}. Dat levert een waarde voor H_k op van $\frac{1}{2}.10^{-11}$ m, een praktisch onmeetbaar kleine grootheid. Hieruit blijkt, dat we bij de grondwaterstroming de kinetische energie terecht hebben verwaarloosd.

.....*Opgave 4.19*

4. 8. GEOHYDROLOGISCHE SCHEMATISERING IN WATERVOERENDE EN SCHEIDENDE LAGEN; DOORLAATVERMOGEN EN VERTICALE WEERSTAND

4. 8. 1. Inleiding

Zoals hiervoor al is vermeld, ligt de Dupuit-veronderstelling ten grondslag aan het overgrote deel van de tegenwoordig gebruikelijke numerieke stromingsmodellen. Als het beschouwde profiel echter bestaat uit een aantal duidelijk aanwijsbare lagen of pakketten met sterk uiteenlopende hydrologische eigenschappen, is vereenvoudiging van het stromingsbeeld tot één enkele laag meestal niet verantwoord. Om toch niet zijn toevlucht te hoeven nemen tot een volledige driedimensionale modellering (die niet alleen ingewikkeld is, maar ook tijdrovend), wordt dan per pakket geschematiseerd. Men spreekt dan van watervoerende pakketten (lagen) en van scheidende lagen. Scheidende lagen zijn overigens nooit zo scheidend dat ze de hydraulische verbinding tussen de aangrenzende watervoerende pakketten volledig blokkeren.

De dwarsdoorsnede door de Gelderse Vallei in fig. 4.6 is bv. zo'n geschematiseerde weergave van de werkelijkheid. Ook hier wordt dus weer een vereenvoudigend concept toegepast. In de watervoerende lagen wordt dan uitsluitend horizontale en in de scheidende lagen uitsluitend verticale stroming verondersteld. In elke watervoerende laag wordt uitgegaan van de veronderstelling van Dupuit.

Bij dergelijke vereenvoudigingen wordt meestal niet gerekend met de doorlatendheid, maar met het doorlaatvermogen voor de watervoerende lagen en met de verticale weerstand van de scheidende lagen. Beide begrippen behoeven nadere toelichting.

4. 8. 2. Doorlaatvermogen

De hoeveelheid water die per eenheid van tijd door een watervoerende laag kan stromen, is evenredig met zowel de doorlatendheid als de dikte van de laag. In feite is van dit uitgangspunt al gebruik gemaakt bij de afleiding van de vergelijking voor stroming naar evenwijdige sloten in de vorige sectie. Bij een schematisering in watervoerende lagen of pakketten (het onderscheid daartussen is in de praktijk niet scherp) heeft men echter in werkelijkheid te maken met de doorlatendheid van heel veel (sub)laagjes. Omdat het niet doenlijk is om al die laagjes afzonderlijk te beschouwen, gesteld dat de doorlatendheid ervan al bekend zou zijn, bestaat ook hier behoefte aan een samenvattend concept. Dat concept is het doorlaatvermogen. Voor een homogene laag is dat het product van doorlaatfactor en dikte, dus $k \times D$, kortweg kD. Voor een pakket van verschillende horizontale lagen moeten de kD-waarden per laag worden opgeteld. Voor een pakket van n lagen geldt dus:

$$kD = \sum_{i=1}^{n} k_i D_i \qquad (4.40)$$

waar

kD = doorlaatvermogen van het beschouwde watervoerende pakket [L^2T^{-1}], meestal uitgedrukt in $m^2\ d^{-1}$

k_i = de doorlatendheid van laag(je) i [LT^{-1}], meestal uitgedrukt in $m\ d^{-1}$

D_i = de dikte van laag(je) i [L]; meestal uitgedrukt in m

Hoewel het symbool kD ook in Engelstalige literatuur wel wordt gebruikt, komt men daar vaak het symbool T van "transmissivity" tegen. In Nederlandstalige hydrologische teksten ziet men dan ook af en toe de term "transmissiviteit" opduiken. Meer gangbaar is de term "kD-waarde".

De effectieve horizontale doorlaatfactor $k_{h,eff}$ van een watervoerend pakket wordt gevonden door het doorlaatvermogen te delen door de dikte. Uit (4.40) volgt dan:

$$k_{h,eff} = \frac{1}{D}\sum_{i=1}^{n} k_i D_i \qquad (4.41)$$

Vergelijking (4.41) kan dienen voor het berekenen van de effectieve doorlaatfactor van een laag, als daarvan op verschillende diepten k-waarden zijn bepaald.

In watervoerende pakketten waarin geen vrije waterspiegel voorkomt, doordat ze aan de bovenkant worden begrensd door een scheidende laag, mag de kD-waarde als een constante worden opgevat. In zulke gevallen spreekt men over een "afgesloten" of een "gedeeltelijk afgesloten" watervoerend pakket. In Engelstalige termen: "a confined aquifer", resp. "a semi-confined aquifer". Het verschil tussen "afgesloten" en "gedeeltelijk afgesloten" is gradueel: als de verticale stroming door de scheidende laag t.o.v. de horizontale stroming in de watervoerende laag te verwaarlozen is, spreekt men over een afgesloten watervoerend pakket, anders meestal over een gedeeltelijk afgesloten watervoerend pakket. De vraag, wanneer iets te verwaarlozen is en wanneer niet, blijft daarbij overeind.

Als een watervoerend pakket niet geheel of gedeeltelijk afgesloten is en er een vrije waterspiegel in voorkomt, spreekt men over een freatisch watervoerend pakket. In zulke gevallen varieert de dikte D van de doorstroomde laag met de hoogte van de waterspiegel. Daarmee is de kD-waarde afhankelijk geworden van de grondwaterstand. Als de variatie van de grondwaterstand in ruimte en tijd verwaarloosbaar klein is ten opzichte van de pakketdikte, mag kD ook in zulke gevallen als een constante worden beschouwd.

Als voorbeeld nemen we verg. (4.35), die de Dupuit-stroming naar twee evenwijdige sloten beschrijft. Als $m_0 << H_0$, dan is $D \approx H_0$ en mag de term met $4km_0^2$ worden verwaarloosd. De vergelijking wordt dan:

$$L^2 \approx \frac{8kDm_0}{P} \qquad m_0 << D \qquad (4.42)$$

.....*Opgaven 4.20 en 4.21*

4. 8. 3. Verticale weerstand

De verticale weerstand is net als het doorlaatvermogen een concept, waarmee doorlaateigenschappen van een pakket van lagen worden samengevat. Het gaat echter in dit geval om scheidende lagen. Zoals gezegd, wordt bij geohydrologische schematisering een indeling gemaakt in watervoerende en scheidende lagen, waarbij het water wordt geacht horizontaal te stromen in watervoerende lagen en verticaal in scheidende lagen. In het laatste geval hebben we te maken met de verticale weerstand. De verticale weerstand wordt aangegeven met het symbool *c*. Voor de verticale component van de stroming door een bodemlaag geldt op grond van de wet van Darcy:

$$v_z = -k_z \frac{\partial H}{\partial z} \tag{4.43}$$

Als het bestaan van stromingscomponenten in de *x*- en de *y*- richting kan worden verwaarloosd, kan (4.43) worden geschreven als

$$v_z = -k_z \frac{\mathrm{d}H}{\mathrm{d}z} \tag{4.44}$$

Als we ervan uitgaan, dat de betreffende laag kan worden opgedeeld in *n* homogene laagjes, dan kunnen we voor elk laagje grond schrijven:

$$v_z = -k_i \frac{(\Delta H)_i}{D_i} \tag{4.45a}$$

waar

ΔH = verschil in stijghoogte over het betreffende laagje [L]

k_i = doorlaatfactor van het laagje [LT^{-1}]

D_i = dikte van het laagje

De fluxdichtheid v_z is bij stationaire stroming voor ieder laagje gelijk, omdat instroming van een waterdeeltje aan de bovenkant uitstroming aan de onderkant van elk laagje betekent, en omgekeerd. Het verschil in stijghoogte over de totale laag is de som van alle Δh. Om de relatie voor de totale laag te bepalen, is het dus handig om (4.45a) te herschrijven met Δh expliciet:

$$(\Delta H)_i = \frac{-vD_i}{k_i} \tag{4.45b}$$

De vergelijking voor de totale laag, bestaande uit *n* laagjes wordt dan

$$(\Delta H)_{\text{totaal}} = \sum_{i=1}^{n} (\Delta H)_i = -v_z \sum_{i=1}^{n} \frac{D_i}{k_i} \tag{4.46}$$

Als we de laag als geheel beschouwen, schrijven we voor $(\Delta H)_{\text{totaal}}$ eenvoudig ΔH.

We definiëren:

$$c_i = \frac{D_i}{k_i} \tag{4.47}$$

De dimensie van c_i is tijd (ga dit na!). c wordt meestal uitgedrukt in de eenheid dag (=etmaal). Verg. (4.46) kan nu worden herschreven als

$$\Delta H = -v_z \sum_{i=1}^{n} c_i \tag{4.48}$$

Voor de gehele laag definiëren we:

$$c = \sum_{i=1}^{n} c_i \tag{4.49}$$

c wordt de *verticale weerstand* van de laag genoemd. Hij heeft uiteraard net als c_i de dimensie tijd. Verg. (4.48) krijgt nu een zeer simpele gedaante:

$$v_z = -\frac{\Delta H}{c} \tag{4.50}$$

waarin

c = de verticale weerstand van de gehele laag [T].

Het minteken kan eventueel worden weggelaten, maar geeft strikt genomen aan dat het water stroomt in de richting van een afnemende h.

De verticale weerstand is te vergelijken met de elektrische weerstand in de wet van Ohm (in feite zijn hier de wetten van Darcy en Ohm analoog: de spanning, symbool U of V, komt overeen met H, de stroom I met v en de weerstand R met c). De verticale weerstand wordt analoog aan het doorlaatvermogen, dat vaak met de term "*kD*-waarde" wordt aangegeven, ook aangeduid met de term "*c*-waarde".

Met behulp van (4.41) is het mogelijk, nu ook de effectieve verticale doorlatendheid van een horizontaal lagenpakket te berekenen, doordat men kan stellen

$$k_{v,eff} = \frac{D}{c} \tag{4.51}$$

en dus geldt op grond van (4.47):

$$k_{v,eff} = \frac{D}{\sum_{i=1}^{n} \frac{D_i}{k_i}} \tag{4.52}$$

waarmee we beschikken over een betrekking voor de berekening van de verticale doorlatendheid uit doorlatendheden van afzonderlijke lagen. Vergelijk nu (4.52) met de betrekking voor de berekening van de horizontale doorlatendheid (4.41). Ze verschillen duidelijk. Voor het bepalen van de effectieve horizontale doorlatendheid moeten *kD*-waarden worden opgeteld, voor de effectieve verticale doorlatendheid *c*-waarden.

.....*Opgave 4.22*

4. 8. 4. Bepalingsmethoden voor *kD*- en *c*-waarden

De veld- en laboratoriummethoden voor het bepalen van de doorlatendheid die we tot nog toe hebben behandeld, zijn niet geschikt voor grotere diepten dan enkele m, uitzonderingen daargelaten. Indirecte methoden die zijn gebaseerd op de korrelgrootteverdeling zijn dat in beginsel wel. De uitsluitende toepassing daarvan stuit echter op bezwaren in verband met de al eerder genoemde geringe betrouwbaarheid van die methoden, die vooral samenhangt met het verschil in schaal tussen meting en toepassing. Daarom moeten voor dergelijke situaties andere middelen worden gebruikt. We behandelen in het kort:

- Pompproeven
- Isohypsenkaarten
- Waterbalans

Pompproeven

Een alom toegepaste werkwijze is de pompproef. Deze omvat het boren van een pompput en het plaatsen van piëzometers. De pompput wordt afgepompt met een bekend debiet. Dat leidt tot een verlaging van de stijghoogte in de omgeving van de pompput. Die wordt gemeten met behulp van de piëzometers. Het meetresultaat zegt iets over het doorlaatvermogen en in veel gevallen ook over de verticale weerstand. Het voordeel van een pompproef is, dat geohydrologische constanten (*kD*- en *c*-waarden) over een groot volume grond met een redelijke nauwkeurigheid worden bepaald. Het nadeel van pompproeven is, dat ze duur zijn. Voor de boringen met plaatsen van filters moet al gauw op zo'n f 150.- per strekkende meter boorgat worden gerekend. Voor het plaatsen van een pompfilter tot een diepte van 30 m en 3 waarneemfilters (piëzometers) tot op 20 m diepte komt men dus al op een kleine 15000 gulden. Bovendien duurt een pompproef vaak enkele dagen, omdat de betrouwbaarste uitwerkingsmethoden zijn gebaseerd op stationaire stroming. Als men van die methoden gebruik wil maken, moet zo lang met constant debiet worden doorgepompt tot de stationaire toestand in voldoende mate is benaderd.

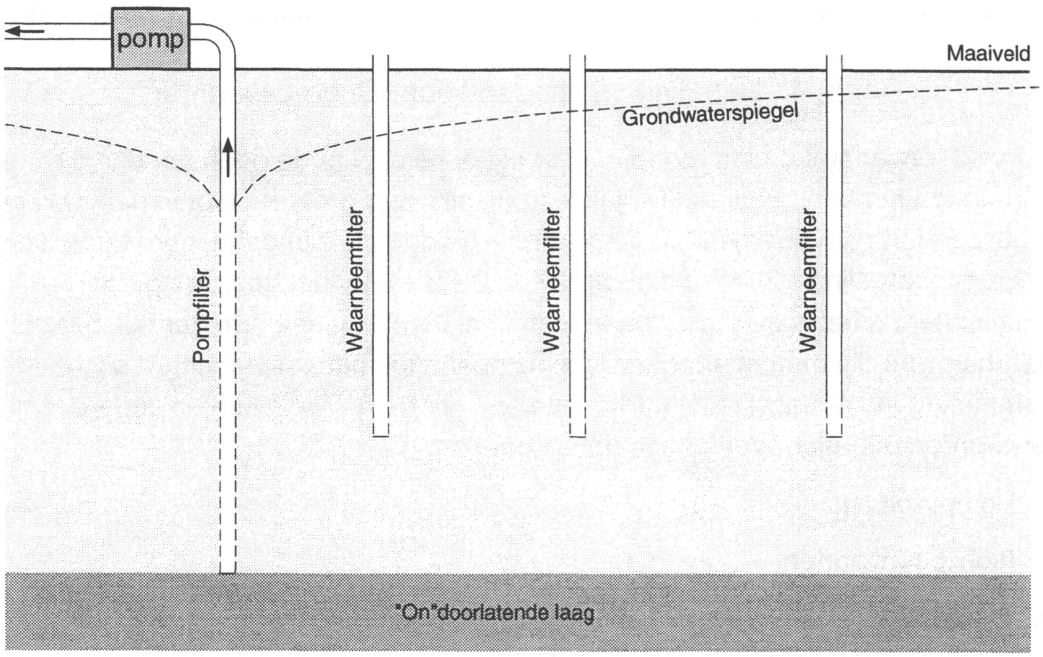


Fig. 4.23. Pompproef in een freatisch watervoerend pakket

Fig. 4.23 geeft een afbeelding van een pompproef in een freatisch watervoerend pakket. Afgebeeld zijn het pompfilter, 3 waarneemfilters (piëzometers) en het verloop van de grondwaterspiegel. De figuur is een dwarsdoorsnede; de waterspiegel heeft in werkelijkheid de vorm van een gebogen kegel (men spreekt in dit verband dan ook meestal van een "onttrekkingskegel").

We behandelen het stromingsgeval weer fasegewijs, als omschreven in par. 4.7.7.

Fase 1. Vereenvoudiging

Er is geen voeding van boven- of onderaf van het watervoerende pakket. Als er lang genoeg is gepompt, is de stroming bij benadering stationair.

Als de teweeggebrachte verlaging van de grondwaterspiegel klein is ten opzichte van de totale dikte van het pakket, dan is bij benadering de Dupuit-veronderstelling van toepassing. De stroming kan dan -ook bij benadering- worden opgevat als stroming in een afgesloten watervoerend pakket, waarin de doorstroomde dikte D overal dezelfde blijft, ongeacht de stijghoogte. Fig. 4.24 geeft een afbeelding. Aan de bovenkant is nu een afsluitende laag getekend en de grondwaterspiegel is het verloop van de stijghoogte geworden.

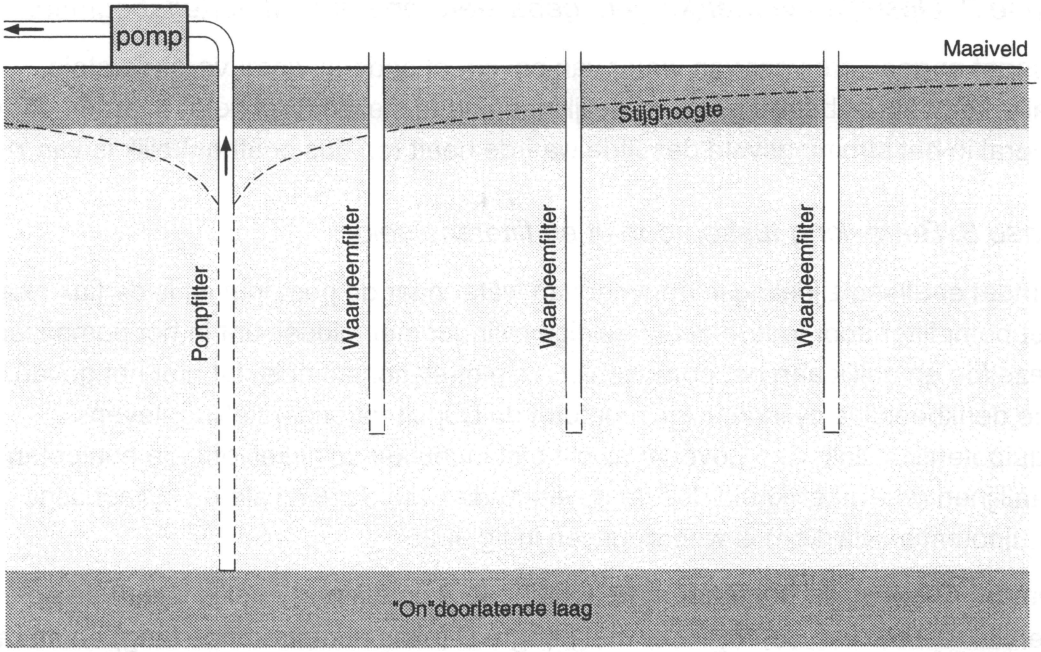


Fig. 4.24. Pompproef in een afgesloten watervoerend pakket.

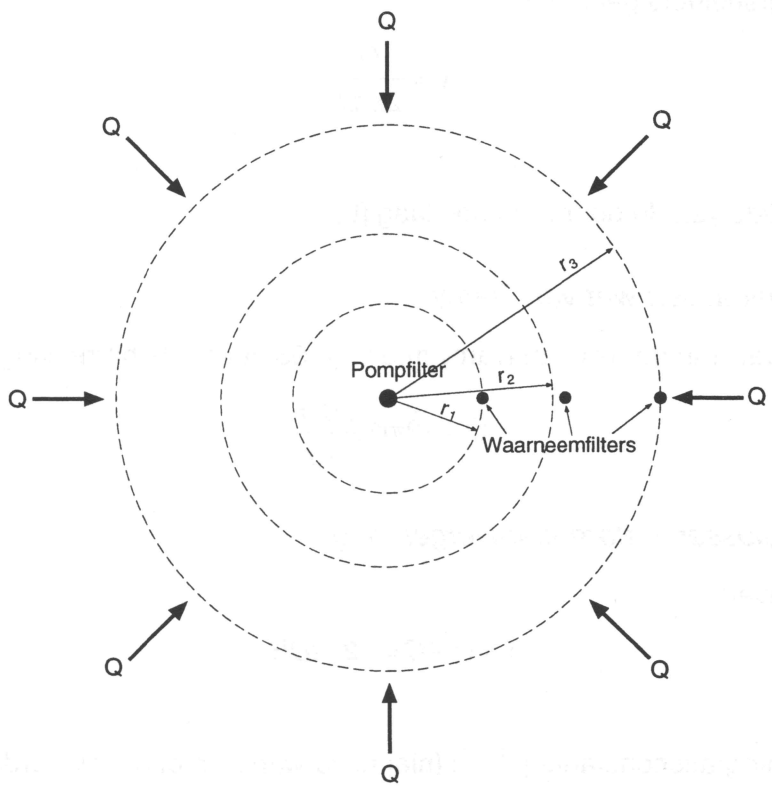


Fig. 4.25. Pompproef met equipotentiaallijnen (-vlakken) en stromingsrichting grondwater in bovenaanzicht

Fase 2. Opstellen vergelijkingen, gebaseerd op het continuïteitsbeginsel

Omdat er geen aanvoer van water van boven- of onderaf wordt verondersteld, vallen er wat dat betreft geen vergelijkingen op te stellen. Wel geldt daarom, dat Q overal in het stromingsveld dezelfde waarde heeft (en dus onafhankelijk is van r).

Fase 3. Betrekking tussen debiet en filtersnelheid

Omdat er alleen zijdelingse aanvoer van water naar de pompput is, is de flux naar het pompfilter door iedere denkbeeldige cylinder met middelpunt in het pompfilter dezelfde en gelijk aan het pompdebiet (bij niet-stationariteit is dat niet het geval). Die denkbeeldige cylinders zijn, conform de Dupuit-veronderstelling, tevens equipotentiaalvlak. Een bovenaanzicht met ingetekende cirkelvormige equipotentiaallijnen (in werkelijkheid dus de bovenranden van de verticale en cylindrische equipotentiaalvlakken) is weergegeven in fig. 4.25.

Omdat $Q=vA$ en de doorstroomde doorsnede A op afstand r gelijk is aan de oppervlakte $2\pi rD$ van een cylinder met hoogte D (dikte doorstroomde laag) en straal r, geldt

$$Q = 2\pi rDv \tag{4.53a}$$

Voor de filtersnelheid geldt dan:

$$v = \frac{Q}{2\pi rD} \tag{4.53b}$$

waar

D = dikte van de doorstroomde laag [L]

Fase 4. Toepassen wet van Darcy

Substitutie van v in de wet van Darcy m.b.v. (4.53) levert de betrekking:

$$Q = -2\pi rkD\frac{dH}{dr} \tag{4.54}$$

Fase 5. Oplossen differentiaalvergelijking

Integratie levert:

$$Q\ln r + C = -2\pi kDH \tag{4.55}$$

waar

C = integratieconstante [L^3T^{-1}] (niet te verwarren met de c-waarde, die we met kleine letter c schrijven)

Fase 6. Bepalen van randvoorwaarden

Er zijn in dit geval geen randvoorwaarden.

Fase 7. Integratieconstante oplossen

Bij gebrek aan randvoorwaarden is de integratieconstante is hier niet via een randvoorwaarde op te lossen. Omdat -zoals eerder opgemerkt- de waarde van Q voor alle r dezelfde is, kan echter verg. (4.55) voor twee verschillende waarden r met twee bijbehorende waarden van h worden geschreven en kunnen beide van elkaar worden afgetrokken, waarbij C uit het resultaat verdwijnt:

$$Q\ln r_1 + C = -2\pi kDH_1$$
$$\underline{Q\ln r_2 + C = -2\pi kDH_2}$$

$$Q\ln\frac{r_1}{r_2} = 2\pi kD(H_2 - H_1) \qquad (4.56)$$

Vergelijking (4.56) levert bij onttrekking via het pompfilter altijd een negatieve waarde van Q. Dat komt, doordat de stroming in de richting van zowel afnemende H als afnemende r loopt en dH/dr dus een positieve waarde heeft. Omdat Q gemeten wordt als debiet van de pomp en dus in het algemeen als positieve waarde zal worden afgelezen of berekend, wordt in de praktijk het minteken weggelaten. Als we consequent zijn, schrijven we bv. Q_p in plaats van Q, waarbij Q_p=-Q. In de praktijk wordt de subscript "$_p$" of een andere aanduiding van het omkeren van het teken echter praktisch nooit geschreven. Uit (4.56) kan na wat algebraïsch omwerken kD expliciet worden geschreven:

$$kD = \frac{Q_p \ln\frac{r_2}{r_1}}{2\pi(H_2 - H_1)} \qquad (4.57)$$

waarmee uit de in fig. 4.25 weergegeven pompproef het doorlaatvermogen kan worden berekend. Vergelijking (4.57) staat bekend onder de naam "Vergelijking van Thiem". Thiem publiceerde haar in 1906.

Voor het uitwerken van een pompproef met de vergelijking van Thiem zijn dus in beginsel waarnemingen van de stijghoogte op twee afstanden van de pompput nodig. Als men slechts één waarneemput ter beschikking heeft, kan desondanks een resultaat worden berekend als de daling van de stijghoogte in de pompput (in vakjargon: de afpomping) is gemeten. In dat geval is één van de r-waarden de straal van de pompput. Omdat de straal van een geboorde put inclusief omstorting nooit helemaal precies bekend is, is een op deze wijze verkregen resultaat minder betrouwbaar dan één, gebaseerd op twee "echte" waarneemfilters.

Vaak is het mogelijk, bij grondwaterwinningen het doorlaatvermogen te berekenen op basis van de teweeggebrachte verlaging van de grondwaterstand of de stijghoogte. Bij praktisch alle waterwinningen worden op verschillende afstanden grondwaterstandsbuizen en piëzometers gepeild, meestal op de 14^e en 28^e van elke maand. Bovendien is er een verplichting voor iedere onttrekker van grondwater, de onttrokken hoeveelheden op te geven bij de provincie. Maandsommen van

onttrekkingen zijn daar opvraagbaar. Bij aanwezigheid van voldoende waarneempunten op zodanige afstand dat ze niet noemenswaard door de winning worden beïnvloed, is het in veel gevallen mogelijk, met behulp van gegevens daarvan de oorspronkelijke stijghoogte en dus ook de verlaging a.g.v. de winning met redelijke nauwkeurigheid te reconstrueren. Op die manier kan een doorlaatvermogen vaak met redelijke nauwkeurigheid worden geschat.

In situaties met meer pakketten, gescheiden door gedeeltelijk afsluitende lagen, kan de Thiem-vergelijking niet worden toegepast. Daarvoor bestaat een veelheid aan andere oplossingen, die echter buiten het bestek van deze syllabus vallen. Geïnteresseerden hebben een goede leidraad aan het boek van Kruseman en De Ridder (1990).

.....*Opgaven 4.23-4.26*

Het gebruik van isohypsenkaarten

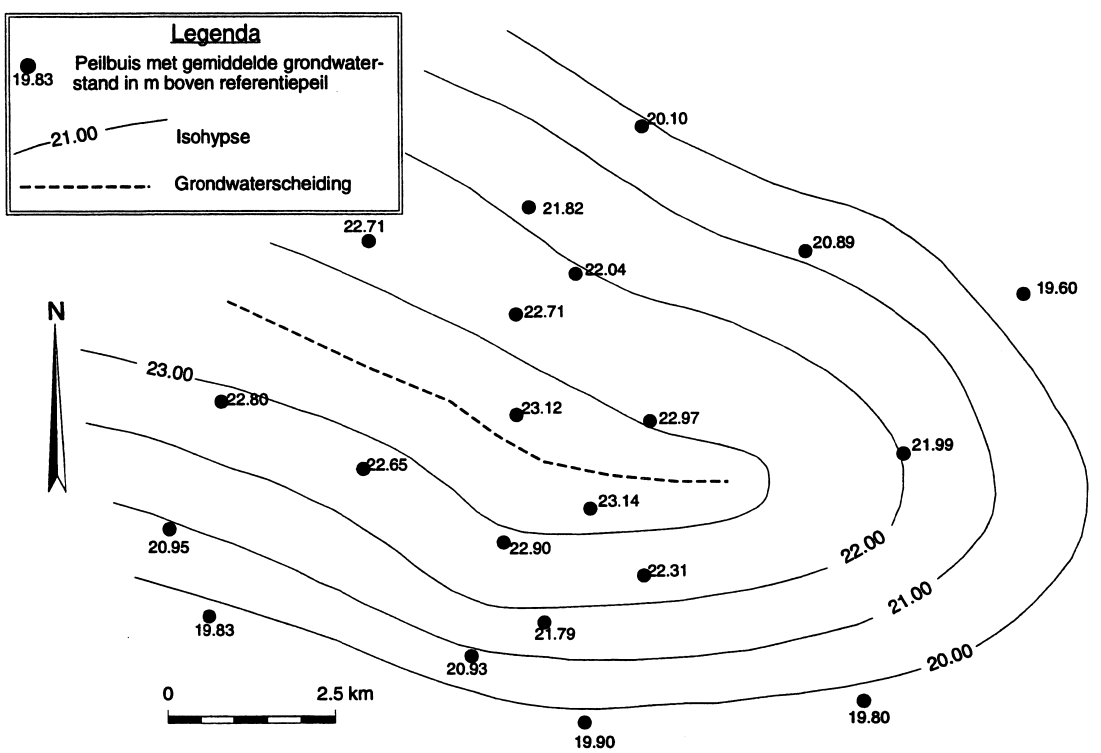


Fig. 4.26. Isohypsenkaartje van een grondwaterheuvel.

In hellende gebieden kunnen isohypsenkaarten soms van nut zijn voor het vaststellen van het doorlaatvermogen. Voor het bepalen van verticale weerstanden zijn ze minder bruikbaar. Door vergelijking van isohypsen van boven elkaar gelegen watervoerende pakketten is echter vaak wel een (zeer) grove schatting van de weerstand van de tussenliggende laag te maken. Isohypsenkaarten zijn bv. te vinden in het (verplichte) grondwaterplan van elke provincie en in de verschillende delen van de Grondwaterkaart van Nederland, uitgegeven door TNO. Een fictief voorbeeld is een isohypsenkaart van een grondwater"heuvel", weergegeven in fig. 4.26.

In situaties als deze is het in het algemeen zinvol om voor de bepaling van een *kD*-waarde seizoenseffecten zoveel mogelijk uit te sluiten. Men kan dan het beste uitgaan van gemiddelde stijghoogten en het gemiddelde jaarlijkse neerslagoverschot.

Allereerst is er dan de vraag, hoeveel grondwater er gemiddeld via de flanken van de grondwater"heuvel" afloopt. Die vraag is te beantwoorden als het gemiddelde jaarlijkse neerslagoverschot bekend is. Dat hangt weer af van de gemiddelde jaarlijkse neerslag en van de gemiddelde jaarlijkse verdamping. Laatstgenoemde waarde hangt samen met het landgebruik, zoals in hoofdstuk 3 al is uiteengezet.

De procedure verloopt nu als volgt:

- Om voor elk deel van het beschouwde gebied te weten, vanwaar het water afkomstig is, moet allereerst de ligging van de grondwaterscheiding worden vastgesteld. In fig. 4.27 is dat voor de noord- en de zuidflank met min of meer evenwijdige isohypsen de lijn over de hoogste punten binnen de hoogste isohypse. In het rechterdeel, waar de isohypsen sterk gekromd zijn is het stromingspatroon min of meer radiaal. Het heeft dan geen beginlijn, maar een beginpunt (in de figuur ongeveer het rechteruiteinde van de getekende grondwaterscheiding). Het is daardoor wat lastiger te berekenen dan een situatie met evenwijdige stroming. We beperken ons dus zo mogelijk tot een of twee zones met bij benadering evenwijdige isohypsen. De grondwaterscheiding valt in dit soort situaties overigens hooguit bij toeval samen met de lijn van hoogste punten van het maaiveld!
- Nu worden een of meer deelgebieden geselecteerd waar de isohypsen redelijk evenwijdig lopen en waarin enkele peilbuizen liggen. In de praktijk is het aantal beschikbare peilbuizen overigens vaak aanzienlijk minder dan fig. 4.27 suggereert.
- Binnen de deelgebieden worden ófwel de loodrechte afstanden tussen twee isohypsen bepaald, ófwel de component in de stromingsrichting van de horizontale afstand tussen twee peilbuizen met verschillende stijghoogten. Daaruit wordt de stijghoogtegradiënt berekend. De afstand, waarover de gradiënt wordt berekend, moet niet te groot zijn t.o.v. de afstand tot de grondwaterscheiding. Dat hangt direkt samen met het feit dat er ook tussen de twee beschouwde punten of lijnen neerslag infiltreert en dus de flux bij beide niet dezelfde is. Deze toevoer moet ten opzichte van de totale flux klein zijn, bij voorkeur minder dan zo'n 25%. De berekende gradiënt wordt geacht op te treden op het midden tussen de punten of lijnen, op basis waarvan deze bepaald is.
- Tussen het gevonden punt en de waterscheiding wordt vervolgens op basis van het landgebruik het gemiddelde neerslagoverschot geschat. De flux in m^2 per tijdseenheid in de zin van verg. (4.26) (= m^3 per m^1 isohypslengte) wordt nu bepaald door het neerslagoverschot te vermenigvuldigen met de gevonden afstand.
- Het doorlaatvermogen is nu te berekenen met behulp van de wet van Darcy volgens:

$$kD = -\frac{q}{\Delta H/\Delta x} \qquad (4.58)$$

waar

x = afstand in de stromingsrichting (loodrecht op de richting van de isohypsen) [L]

Let in (4.58) op het minteken. In de praktijk wordt het bijna altijd weggelaten omdat ook m.b.t. $\Delta H/\Delta x$ doorgaans niet op het teken wordt gelet.

Er is nog een tweede manier om het doorlaatvermogen in de boven omschreven situatie te vinden. Die is gebaseerd op verg. (4.42). Bij toepassing moeten we echter zeker weten, dat de opbolling van de grondwaterspiegel klein is ten opzichte van de pakketdikte. Laatstgenoemde grootheid is bijna altijd wel af te leiden uit beschikbare boorgegevens, bv. uit de Grondwaterkaart van Nederland. In plaats van de neerslag *P* wordt het gemiddelde neerslagoverschot ingevuld (let op: als *P* in m a^{-1}, wordt aangegeven en de afstanden en stijghoogten in m, rolt de *kD* eruit in m^2 a^{-1} i.p.v. de meer gebruikelijke m d^{-1}!). Het voordeel van deze methode is, dat een middeling wordt uitgevoerd over een vrij groot gebied. Een nadeel is, dat verschillen in doorlaatvermogen op tegenoverliggende flanken worden verwaarloosd. Of die verschillen er zijn, is vaak te zien aan eventuele verschillen in afstand tussen de isohypsen en een daarmee samenhangende asymmetrische ligging van de waterscheiding.

.....*Opgaven 4.9 en 4.27-4.31*

Bepaling van kD- en c-waarden via de waterbalans

Soms is het mogelijk, *kD*- en *c*-waarden te bepalen uit een waterbalans. Daarbij wordt op basis van een via de waterbalans te bepalen flux en uit horizontale of verticale stijghoogteverschillen resp. een *kD*- of *c*-waarde berekend. De hiervoor besproken bepaling van *kD* uit de isohypsenkaart is in feite een waterbalansmethode.

Met betrekking tot de bepaling van de *c*-waarde via de waterbalans gebruiken we een voorbeeld dat is ontleend aan het onderzoek met betrekking tot de regeneratie van vochtige soortenrijke schraalgraslanden op de proefaccomodatie Veenkampen in het Binnenveld bij Wageningen. Het proefgebied is 5.1 ha groot. Fig. 4.27 geeft een geohydrologisch profiel.

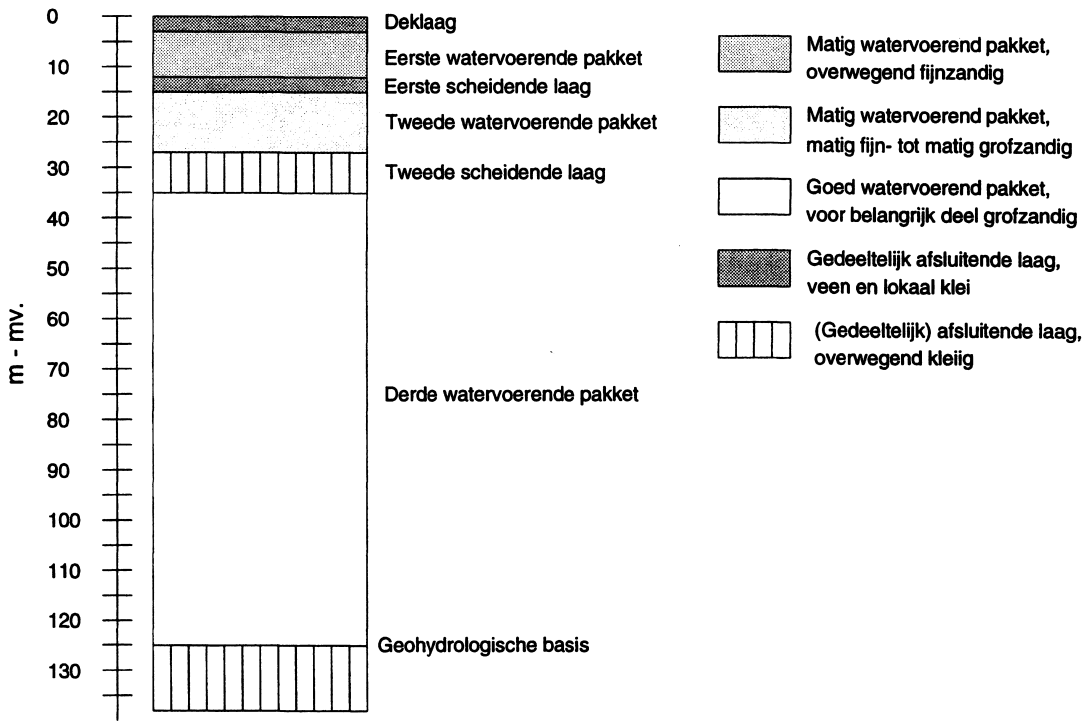


Fig. 4.27. Geohydrologisch profiel Veenkampen

In het gebied wordt via sloten en buisdrains water, afkomstig uit het derde watervoerende pakket in de deklaag ingebracht. Water dat niet infiltreert, wordt afgevoerd over een 90° Thomson-meetschot. Het geïnfiltreerde water verdwijnt deels door evapotranspiratie. Een ander deel zijgt weg uit de deklaag naar het eerste watervoerende pakket. De aanvoer uit de bronnen wordt gemeten, evenals de neerslag. Daarmee is de totale aanvoer bekend. De verdamping wordt met behulp van lysimeters bepaald. Omdat de lysimeters zijn voorzien van een peilbuis, kan door vergelijking van verschillen in stijghoogten en bijbehorende verschillen in geborgen hoeveelheid water een bergingscoefficiënt worden bepaald. De grondwaterstand in de deklaag en de stijghoogten in het eerste, tweede en derde watervoerende pakket worden gemeten met resp. grondwaterstandsbuizen en piëzometers. De vraag is, wat de verticale weerstand van de deklaag is. Daartoe is de volgende waterbalans -uitgedrukt in volumina, onder meer in verband met het vóórkomen van dagen met en zonder neerslag- opgesteld:

$$V_N + V_B + V_K + V_M = \Delta S \qquad (4.59)$$

waar

V_N = volume neerslag [L^3]

V_B = volume water uit de bronnen [L^3]

V_K = volume kwel (wegzijging wordt beschouwd als negatieve kwel) [L^3]

V_M = volume dat over het meetschot is gestroomd (uitstroming is een verlies en dus negatief) [L^3]

ΔS = verschil in geborgen volume water aan het begin en aan het eind van de meetperiode [L^3]

Er is gemeten over een periode van 7 dagen en 4 uren in juni 1994.

De gemeten neerslag bedroeg 18.9 mm, de gemeten verdamping 25.4 mm. Het neerslagoverschot gedurende de meetperiode bedroeg dus -6.5 mm. Omdat 1 mm op 1 ha 10 m^3 is, betekent een verlies van 6.5 mm op 5.1 ha een volume van 5.1x10x6.5 m^3 = 333 m^3. Dus is in dit geval: V_N=-333 m^3.

De bronnen leverden in de periode 3759 m^3, dus V_B=3759 m^3. De netto aanvoer ($V_N + V_B$) bedroeg dus 3426 m^3. Daarvan liep 2699 m^3 over het meetschot weg, dus V_M=-2699 m^3.

De grondwaterstand was aan het eind van de periode gemiddeld (over 3 meetpunten) 9 mm hoger dan aan het begin. De bergingscoëfficiënt was bepaald op 0.08, zodat het verschil in berging 0.7 mm bedroeg. Omgerekend in m^3 komt dit neer op ΔS=39 m^3. De kwelterm V_K kan nu worden berekend uit:

$$V_K = -(V_N + V_B + V_M - \Delta S) \tag{4.60}$$

wat V_K=-688m^3 oplevert.

Deze hoeveelheid water is gedurende een periode van 7 dagen en 4 uur over een oppervlakte van 5.1 ha via de deklaag in het eerste watervoerende pakket geïnfiltreerd. Dat komt neer op een gemiddelde kwelintensiteit van -1.88 mm d^{-1}. Voor de fluxdichtheid van de kwel (in meters per dag) gold dus v_k=-0.00188 m d^{-1}. Over de periode is elke dag het verschil in stijghoogte tussen het gedeelte van de deklaag boven de drains en het eerste watervoerende pakket bepaald op drie meetpunten. De stijghoogte in het eerste watervoerende pakket was, over tijd en meetpunten gemiddeld, 27 mm lager dan de grondwaterstand in de deklaag, dus $\Delta h = -0.027$ m. Op grond van verg. (4.50) kan nu de verticale weerstand c worden bepaald op ongeveer 14 dagen. Uit controlemetingen, gedaan met de piëzometermethode op verschillende diepten en plekken kwam een gemiddelde waarde van 12 dagen, zodat de uitkomst redelijk betrouwbaar lijkt.

.....*Opgaven 4.32-4.34*

5. BODEMVOCHT

5.1. INLEIDING

Met "bodemvocht" wordt bedoeld het water dat zich in de bodem boven de grondwaterspiegel bevindt. Het begrip "grondwaterspiegel" wordt in dit hoofdstuk exact gedefiniëerd.

Men spreekt in plaats van bodemvocht ook wel van bodemwater. Beide termen hebben dezelfde betekenis. Water, bv. afkomstig van neerslag of irrigatie, dat in de bodem infiltreert, komt eerst terecht in de onverzadigde zone. Die is gedefiniëerd als de zone, waarin de poriën zowel water als lucht bevatten. Voor de meeste landbouwgewassen is de onverzadigde zone van groot belang. Het is het deel van de bodem waarin planten zich met hun wortelstelsel kunnen verankeren en waaruit ze water en voedingsstoffen betrekken voor hun groei.

Een plantenwortel heeft zowel zuurstof als water nodig om te kunnen functioneren. De wortels van het overgrote deel van de cultuurgewassen zijn voor hun zuurstofvoorziening aangewezen op bodemlucht. In cultuurgrond is de wortelzone daarom beperkt tot het deel van de bodem dat (vrijwel) permanent tot de onverzadigde zone behoort. De onverzadigde zone is dus van essentiëel belang voor gewasgroei. Het gebied dat afwisselend behoort tot de verzadigde en de onverzadigde zone zal in het algemeen weinig of geen plantewortels bevatten. Voor natuurlijke vegetaties geldt het bovenstaande maar ten dele. Moerasplanten bv. groeien in een milieu, waarin vaak helemaal geen onverzadigde zone voorkomt. Dergelijke planten hebben vaak luchtkanalen, waarlangs ze hun wortels van zuurstof voorzien. Soms hebben ze ook luchtwortels (bv. mangrovebossen) of een zeer oppervlakkig wortelstelsel. Afgezien van transpiratie door planten zal verdamping (rechtstreeks vanaf het bodemoppervlak) optreden.

De onverzadigde zone kan worden beschouwd als de overgangszone tussen atmosfeer en grondwater, waarin van boven naar beneden eerstgenoemde geleidelijk aan invloed verliest en laatstgenoemde aan invloed wint.

5.2. DE WATERBALANS VAN DE ONVERZADIGDE ZONE

De consequentie van het voorgaande is, dat water dat nodig is voor verdamping door landbouwgewassen en sommige natuurlijke vegetaties, alleen onttrokken kan worden aan de onverzadigde zone. Er zijn in de onverzadigde zone drie bronnen van water:

- de beschikbare watervoorraad in de onverzadigde zone zelf
- infiltratie (neerslag of irrigatiewater) tijdens de groeiperiode
- capillaire opstijging

Behalve verdamping is er maar één mogelijkheid van waterverlies: afvoer naar het grondwater. Die kan worden beschouwd als negatieve capillaire opstijging.

Hiermee is de waterbalans van de onverzadigde zone beschreven. In formulevorm:

$$(P - E) + U_c + \Delta S = 0 \qquad (5.1)$$

waar

P = neerslag

E = evapotranspiratie

U_c = capillaire opstijging (negatief bij netto transport naar het grondwater)

ΔS = verandering in berging in de onverzadigde zone

Dimensies zijn niet gegeven: volumina, fluxen, fluxdichtheden of hoogten (waterschijfdikten) kunnen worden gebruikt, mits alle termen worden herleid tot één en dezelfde eenheid.

5.3. CAPILLAIRE OPSTIJGING

5.3.1. De volcapillaire zone; ligging van de grondwaterspiegel.

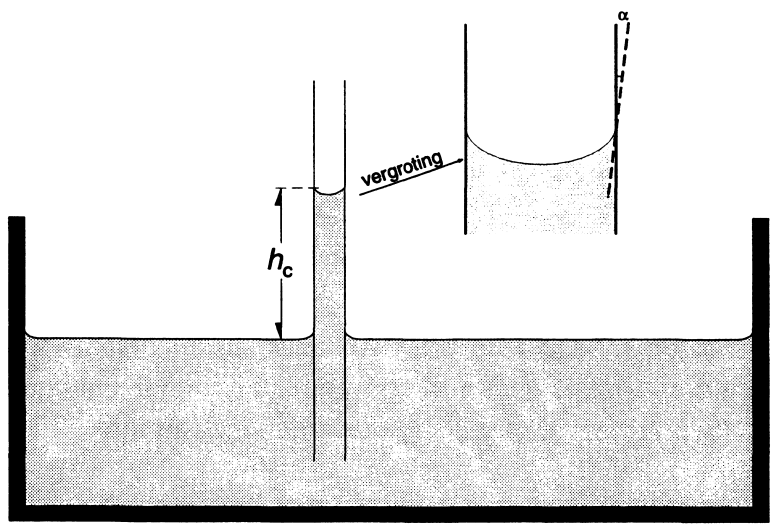


Fig. 5.1. Capillair met vloeistof

In het collegedictaat "Inleiding Bodemnatuurkunde" is een proef beschreven met de opstijging van water in glazen capillaire buisjes van verschillende diameter. Hoe kleiner de diameter van het capillair, des te hoger steeg het water in het buisje. In tegenstelling tot een capillair buisje bevat grond gelijktijdig poriën van verschillende grootte en verschilt de lengte ervan gemiddeld niet van de diameter, als van beide al kan worden gesproken. Grond kan daarom worden gezien als een driedimensionale aaneenschakeling van korte capillairen van (sterk) uiteenlopende grootten. Daarom is er in de bodem niet één hoogte, tot waar het water capillair

opstijgt, maar neemt het watergehalte bij hydrostatisch evenwicht van beneden naar boven geleidelijk af.

De hoogte van de opstijging van water in een capillair (fig. 5.1) wordt bepaald door het evenwicht van twee tegengestelde krachten:

- de neerwaartse kracht die wordt bepaald door de lengte van de waterkolom
- de opwaartse kracht die het gevolg is van adhesie aan de wand van het capillair; de cohesiekracht heeft tot gevolg dat watermoleculen die niet direct tegen de wand van het capillair zitten, worden meegetrokken.

Een uitdrukking voor de opwaartse kracht F_u die het water in het capillair ondervindt, is

$$F_u = 2\pi r_c \sigma \cos\alpha \tag{5.2}$$

waar

F_u = opwaartse kracht, veroorzaakt door adhesie aan de wand van het capillair en cohesiekrachten tussen de watermoleculen [MLT^{-2}]

r_c = straal van het capillair [L]

σ = oppervlaktespanning van water [MT^{-2}] (voor water tegen lucht is $\sigma \approx 0.073$ $kg.s^{-2}$)

α = hoek van de meniscus met de wand van het capillair; bij glas en grond geldt, dat $\cos\alpha \approx 1$.

Een uitvoeriger beschouwing over de onderlinge wisselwerking tussen het materiaal van een capillair en de vloeistof wordt gegeven door Koorevaar et al. (1994).

Voor de neerwaartse kracht F_d geldt:

$$F_d = \pi r_c^2 \rho_w g h_c \tag{5.3}$$

waar

F_d = neerwaartse kracht, gelijk aan het gewicht van de lengte van de waterkolom in het capillair boven de vloeistofspiegel [MLT^{-2}]

ρ = volumieke massa van water [ML^{-3}]; $\rho \approx 1000$ $kg.m^{-3}$

g = versnelling van de zwaartekracht [LT^{-2}]; $g \approx 9.81$ $m.s^{-2}$

h_c = lengte van de waterkolom in het capillair boven de vloeistofspiegel [L]

Bij evenwicht is $F_u = F_d$. Dan geldt:

$$h_c = \frac{2\sigma \cos\alpha}{\rho_w g r_c} \tag{5.4}$$

waaruit bij de gegeven waarden voor de verschillende grootheden volgt:

$$h_c \approx \frac{0.15 \times 10^{-4}\ m^2}{r_c} \tag{5.5}$$

Hieruit blijkt dat de hoogte van de capillaire opstijging omgekeerd evenredig is met de straal (dus ook met de diameter) van het capillair.

Het capillair in fig. 5.1 staat in een bakje water. Op de waterspiegel in het bakje is de stijghoogte gelijk aan plaatshoogte; de drukhoogte is er 0. Aan de waterspiegel in het capillair ligt de plaatshoogte boven die aan de waterspiegel in het bakje. Als er evenwicht is, wat het geval is als er geen waterverplaatsing meer optreedt, moet de stijghoogte aan de waterspiegel in het capillair dus gelijk zijn aan die in het water van het bakje. Dan is er maar één conclusie mogelijk: er moet aan de waterspiegel in het capillair een onderdruk zijn, die overeenkomt met het hoogteverschil tussen de waterspiegel in het capillair en die in het bakje. Als we laatstgenoemde hoogte als referentie nemen, is in het capillair ter hoogte van h_c de drukhoogte dus gelijk aan $-h_c$. Dat volgde eigenlijk ook al uit redenering die bij de afleiding van verg. 5.4. is gevolgd. Diezelfde redenering kan worden toegepast op grond- en bodemwater.

We beschouwen een gemiddelde Nederlandse dekzandgrond. De grootste poriën zullen in een dergelijke grond een diameter van zo'n 200μm hebben. Als we uitgaan van evenwicht, blijkt uit verg. (5.5) dat deze grond tot ca. 15 cm boven het niveau, waarop de stijghoogte gelijk is aan de plaatshoogte, nog verzadigd is met water. Bij alle berekeningen in hoofdstuk 4 zijn we ervan uitgegaan dat alleen beneden dat niveau horizontale stroming optreedt. Als zich daarboven ook met water verzadigde grond bevindt, moet dat een verkeerde veronderstelling zijn. Dat is het ook. De fout, die erdoor gemaakt wordt, is echter zelden of nooit van veel belang. In zandgronden is de dikte van deze zg. volcapillaire zone of capillaire zoom bijna altijd verwaarloosbaar klein ten opzichte van de totale doorstroomde laagdikte. In zware kleigronden, waarin men zeer kleine poriën mag verwachten, is de volcapillaire zone in theorie meters dik. In zulke gronden zijn echter structuurelementen aanwezig, waartussen de ruimten enkele tienden van mm tot cm breed kunnen zijn. Dat beperkt de dikte van de volcapillaire zone. Bovendien wordt de opstijging vaak belemmerd door horizontale scheuren. In de praktijk is daarom in de meeste kleigronden de volcapillaire zone niet of nauwelijks dikker dan die in een dekzandgrond.

Het verschijnsel volcapillaire zone vraagt om een nadere definitie van het begrip grondwaterspiegel. In beginsel hebben we de keuze tussen

- het bovenvlak van de volcapillaire zone als grens van het gebied waarin alle poriën bijdragen aan de doorlatendheid voor water
- het vlak, waar de stijghoogte gelijk is aan de plaatshoogte en dientengevolge de drukhoogte gelijk aan nul.

Wat onder "grondwaterspiegel" wordt verstaan, voldoet aan laatstgenoemde definitie. De belangrijkste reden is, dat dit niveau fysisch ondubbelzinnig kan worden gedefinieerd en met behulp van grondwaterstandsbuizen redelijk gemakkelijk, nauwkeurig en reproduceerbaar te bepalen is.

.....*Opgaven 5.1, 5.2 en 5.3*

5.3.2. De onverzadigde zone

Drukhoogte en vochtgehalte

Naar boven toe, vanaf de volcapillaire zone, is de capillaire opstijging beperkt tot steeds kleinere poriën. Bij hydrostatisch evenwicht neemt het watergehalte van de grond dus van beneden naar boven af. In de niet met water gevulde poriën bevindt zich lucht. De zone, waarin de poriën zowel water als lucht bevatten, heet de onverzadigde zone.

Net als in de capillair van fig. 5.1 en in de volcapillaire zone neemt in de onverzadigde zone van beneden naar boven de drukhoogte af. Die afname wordt gecompenseerd door toenemende plaatshoogte, waardoor de energie-inhoud niet verandert. Let wel: dit alles geldt alleen bij hydrostatisch evenwicht! Wat er gebeurt zonder evenwicht, komt in par. 5.4 aan de orde. Omdat de drukhoogte ter hoogte van de grondwaterspiegel nul is, moet hij daarboven negatief zijn. Er is, afgezien van het minteken voor de waarde van de drukhoogte, geen enkel verschil met de verzadigde zone.

Uit het voorgaande volgt dat er een verband is tussen (negatieve) drukhoogte, ook wel zuigspanning genoemd, en het vochtgehalte van grond. Die betrekking is helaas niet in een formule met goed meetbare grootheden te vatten. Dat heeft twee oorzaken:

- de verdeling van de poriëngrootte is niet rechtstreeks af te leiden uit de verdeling van de korrelgrootte (dit probleem is eerder aan de orde geweest bij de correlatieve methoden voor de bepaling van de doorlaatfactor);
- poriën in grond zijn geen doorlopende capillairen, maar ruimten die van plaats tot plaats in grootte verschillen. Bij bevochtiging is het daardoor mogelijk, dat poriën die klein genoeg zijn om bij de gegeven zuigspanning water vast te houden, toch droog blijven doordat water ze alleen via poriën kan bereiken die onder de gegeven omstandigheden te groot zijn om te kunnen worden gevuld. Omgekeerd is het bij vochtonttrekking mogelijk, dat geïsoleerde volumina water in "te grote" poriën achterblijven, doordat omringende grotere poriën leeg zijn en daardoor de weg is geblokkeerd. Er zijn dus in werkelijkheid voor een en dezelfde grond, afhankelijk van de voorgeschiedenis, vele relaties tussen drukhoogte en vochtgehalte mogelijk. Het verschijnsel dat er in een fysisch systeem geen vaste relatie is tussen toestandsvariabelen (hier pF en vochtgehalte), maar dat deze afhangt van de voorgeschiedenis, staat bekend onder de naam hysteresis. Hysteresis kan een factor 2 uitmaken op de drukhoogte bij eenzelfde vochtgehalte.

Fig. 5.2 geeft een gemiddelde relatie (gemiddeld i.v.m. hysteresis!) tussen de drukhoogte h_p en het vochtgehalte θ voor een gemiddelde fijnzandige grond met

een korrelgroottemediaan (M_{50}) van 150-180 μm. De curve is gebaseerd op gegevens uit de zg. Staringreeks, een verzameling experimenteel bepaalde karakteristieken van verschillende soorten gronden. Gegevens uit de Staringreeks worden veelvuldig gebruikt in computersimulaties van stroming in de onverzadigde zone.

De drukhoogte in de onverzadigde zone wordt vaak aangeduid met de decimale logaritme van zijn absolute waarde in cm, de zg. *pF*. Omdat in onverzadigde grond h_p altijd negatief is, kan men in plaats van het "absoluut" teken ook een minteken schrijven:

$$pF = \log_{10} \frac{-h_p}{\text{cm}} \qquad h_p < 0 \tag{5.6}$$

waar

pF = zg. *PF*-waarde [-]

h_p = drukhoogte [L]

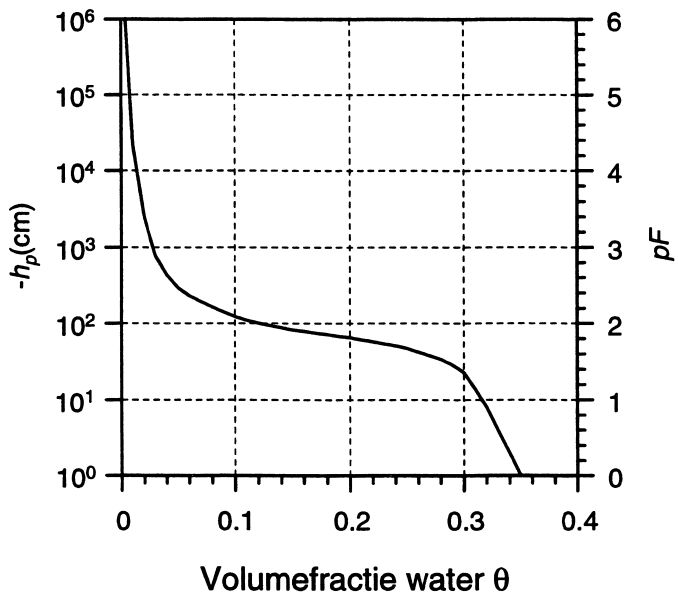


Fig. 5.2. Gemiddelde waterretentiecurve voor fijn zand (M_{50} van 150-180 μm; naar Wösten et al., 1987 en 1994).

Een curve als in fig. 5.2 wordt dan ook vaak aangeduid met de term *pF*-curve. Een andere term is waterretentiecurve, een naam die voor zichzelf spreekt, of vochtkarakteristiek, een wat minder beeldende benaming. Ook de term *h-θ* relatie is gebruikelijk. Het gebruik van de logaritme in de grafiek hangt samen met het feit dat onder natuurlijke omstandigheden h_p over orden van grootte varieert.

De curve van fig. 5.2 geeft aan, dat al bij een drukhoogte van -1 cm enkele poriën water loslaten. Het effect neemt aanzienlijk toe bij een drukhoogte kleiner dan -20 cm. In de praktijk kan men stellen, dat de volcapillaire zone in dit geval ongeveer 20 cm dik is. De porositeit n ligt voor deze grond bij ongeveer 0.35. Dat is een normale waarde voor zandgronden.

De curve van fig. 5.2 heeft over een lang traject ($0.1<\theta<0.3$) een sterke horizontale component. Dat betekent dat er een grote fractie poriën is van ongeveer gelijke grootte. Onder gebruikmaking van verg. (5.5) is uit fig. 5.2 de poriëngrootteverdeling bij benadering af te lezen door de drukhoogteschaal te vervangen door een poriëngrootteschaal. Daartoe wordt h_c in verg. (5.5) vervangen door $-h_p$.. Enig omwerken levert dan:

$$2r_c \approx \frac{0.3\ \text{cm}^2}{-h_p} \qquad (5.7)$$

Uit verg. (5.7) blijkt dat de grond, waaraan fig. 5.2 is ontleend, veel poriën heeft met een diameter tussen ca. 30 en 150 μm (ga dit na) en betrekkelijk weinig daarbuiten. Daaruit volgt een indicatie omtrent de korrelgrootteverdeling. Als we die vergelijken met het bereik van de M_{50}-waarden van de monsters waarvan fig. 5.2 een gemiddelde *pF*-curve geeft, dan is de gemiddelde poriëngrootte kleiner dan de gemiddelde korrelgrootte. Een aanwijzing daarvoor is ook de verhouding vaste fractie/poriën, die ongeveer 65/35 bedraagt. Een exacte relatie is om inmiddels bekende redenen niet aan te geven.

.....*Opgaven 5.4-5.7*

De beschikbaarheid van vocht voor een gewas

De energietoestand van water in de onverzadigde zone is behalve met betrekking tot vochttransport (daarover gaat de volgende paragraaf) van belang voor de opneembaarheid van vocht voor de vegetatie. Tot dit laatste begrip rekenen we zowel landbouwgewassen als min of meer natuurlijke vegetaties.

Net als bij elk ander stromingsproces het geval is, gaat opname van vocht door wortels gepaard met energieverlies. De energietoestand van water in de onverzadigde zone is echter wat gecompliceerder dan in de verzadigde zone. Dat hangt samen met het feit, dat water in de onverzadigde zone blootstaat aan meer krachtvelden dan alleen de zwaartekracht. Dat zijn:

- capillaire krachten als gevolg van adhesie aan het oppervlak van bodemdeeltjes en de voortplanting van die kracht in het water door cohesie (in feite het proces van capillaire binding zoals hiervoor beschreven)
- osmotische krachten als gevolg van verschil in concentratie van opgeloste bestanddelen. Het gaat voornamelijk om ionen in de dubbellagen aan het oppervlak van kleideeltjes en in humus.

In klei- en veengronden spelen beide een rol, in zandgronden gaat het voornamelijk om capillaire krachten. Zoals ook in de Inleiding Bodemnatuurkunde is vermeld, worden capillaire en osmotische krachten samen wel matrixkrachten genoemd, omdat ze samenhangen met de bodemmatrix, dat is de vaste fase van de bodem. De potentiaal (tabel 4.2), resp. de stijghoogte van water in de onverzadigde zone is hier dus afhankelijk van de matrixkrachten èn de zwaartekracht. Beneden de grondwaterspiegel spelen matrixkrachten in dit opzicht geen rol.

Zoals in de verzadigde zone stijghoogte (of potentiaal) de som is van twee componenten, te weten een plaatshoogtecomponent en een drukhoogtecomponent, is dat in de onverzadigde zone ook het geval. In de onverzadigde zone is de drukhoogtecomponent gelijk aan de matrixcomponent. Hij kan desgewenst worden opgedeeld in een osmotische en een capillaire component.

Drukhoogte van water in grond is gedefiniëerd t.o.v. een referentiedruk. In de praktijk is dat atmosferische druk. Drukhoogte is dus niet afhankelijk van plaatshoogte. Dat stijghoogte of potentiaal toch t.o.v. een willekeurige hoogte kunnen worden gedefiniëerd, ligt aan de plaatshoogtecomponent, die ten opzichte van ieder willekeurig niveau kan worden gemeten (vervolgens moet dat niveau dan wèl consequent als referentie worden aangehouden). Daarom geldt:

In de zone boven de grondwaterspiegel, dat is de onverzadigde en volcapillaire zone samen, is de drukhoogte negatief, in de zone daaronder positief.

Het proces van opname van vocht door plantenwortels is een stromingsproces als alle andere. De plaatshoogtecomponent blijft bij dit proces praktisch ongewijzigd, omdat wortels vocht opnemen uit grond die zich op (nagenoeg) dezelfde hoogte bevindt. Daarom kan de plaatshoogte bij het opnameproces van bodemvocht door plantenwortels buiten beschouwing blijven. Om water te kunnen opnemen, hoeft dus alleen de drukhoogte in de wortel lager te zijn dan die in de omringende grond.

Plantenwortels kunnen geen onbeperkte negatieve drukhoogte opbouwen. Ze kunnen daarom niet alle aanwezige water uit grond opnemen. De laagste drukhoogte ligt voor de meeste planten rond de -160 m, d.w.z. een *pF* van 4.2. Als de *pF* deze waarde bereikt of overstijgt (bv. door verdamping aan het aardoppervlak), kunnen planten geen water meer opnemen en verwelken ze. Daarom heet *pF*=4.2 het verwelkingspunt. Dit is geen abrupte grens. Bij een *pF* van 3 tot 3.5 beginnen de meeste plantensoorten al enige moeite te krijgen met het opnemen van voldoende vocht om overdag de verdamping te kunnen bijhouden. Dat is in de zomer vaak goed te zien aan bv. een bietengewas. In de loop van een warme en droge periode kan overdag het blad slap gaan hangen, waarna de plant 's nachts, als er vrijwel geen verdamping optreedt, het opgelopen watertekort aanzuivert en er 's morgens weer fris bij staat.

Bij het bepalen van de hoeveelheid voor een gewas beschikbaar vocht in de onverzadigde zone moet dus de hoeveelheid die nog in de grond zit bij *pF*>4.2 buiten beschouwing blijven. In de Inleiding Bodemnatuurkunde is aangegeven waarom de andere grens voor de bepaling van de beschikbare hoeveelheid water voor de plant ligt bij veldcapaciteit. Die is gedefinieerd als het vochtgehalte bij *pF*=1.7 à 2.3 (in de praktijk wordt meestal *pF*=2 aangehouden).

Fig. 5.3 geeft een verzameling gemiddelde *pF*-curven uit de Staringreeks, t.w.:

- grof zand met een M_{50} van 220-240 μm
- een fijnzandige bovengrond met een M_{50} van 140-170 μm (vergelijkbaar met fig. 5.2, maar met wat meer humus)
- siltige leem (löss; bijna uitsluitend leem)
- matig lichte zavel (lutumgehalte 12-16%)
- matig zware klei (lutumgehalte 37-47%)

- zeer zware klei (lutumgehalte 52-77%)

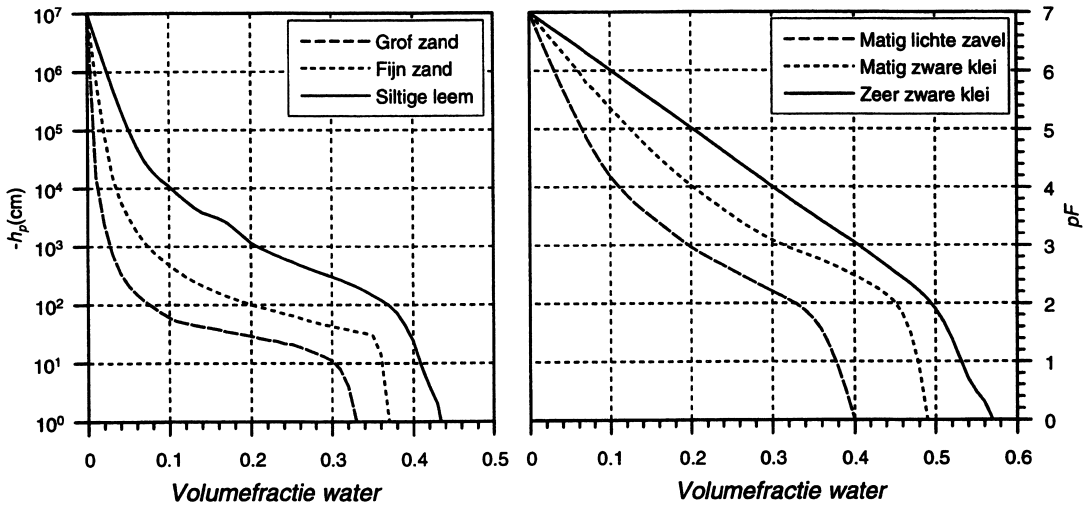


Fig. 5.3. *pF*-curven voor verschillende minerale gronden van grof tot fijn. (naar Wösten et al., 1987 en 1994). Gegevens: zie tekst.

Opgaven 5.8-5.11

5.4. VOCHTTRANSPORT BOVEN DE GRONDWATERSPIEGEL

5.4.1. Inleiding

Bij vochttransport boven de grondwaterspiegel zijn dezelfde grootheden van belang als beneden de grondwaterspiegel, nl. de energietoestand (potentiaal) en doorlatendheid. Ook boven de grondwaterspiegel gelden de wet van Darcy en het continuïteitsbeginsel. Het transport is dus nog steeds een functie van stijghoogtegradiënt en doorlatendheid. Omdat boven de grondwaterspiegel de doorlatendheid afhangt van het vochtgehalte, is het stromingsproces daar aanzienlijk gecompliceerder dan in de verzadigde zone. We beginnen met de energietoestand; vervolgens komt de doorlatendheid aan de orde.

5.4.2. De energietoestand van bodemvocht

In de vorige paragraaf is voornamelijk de drukhoogte van water boven de grondwaterspiegel aan de orde geweest, omdat bij de opname van bodemvocht door plantewortels de plaatshoogte geen rol speelt. Bij stroming boven de grondwaterspiegel speelt plaatshoogte in essentie dezelfde rol als bij stroming eronder, omdat ook boven de grondwaterspiegel de potentiaal de som is van een druk- en een plaatshoogtecomponent. We zullen ons in deze paragraaf consequent blijven bedienen van het begrip stijghoogte. Beneden de grondwaterspiegel is dat een gemakkelijk voor te stellen begrip, omdat daar de stijghoogte boven plaatshoogte ligt. Boven de grondwaterspiegel ligt de stijghoogte beneden plaatshoogte (de drukhoogte is immers negatief). Hoewel de benaming "stijghoogte" anders suggereert,

stijgt er dus na plaatsing geen water op in een grondwaterstandsbuis met een filter boven de grondwaterspiegel!

De relatie *plaatshoogte + drukhoogte = stijghoogte* wordt uitgebeeld in de volgende grafiek (fig. 5.4). Daarbij is het maaiveld als referentievlak gekozen.

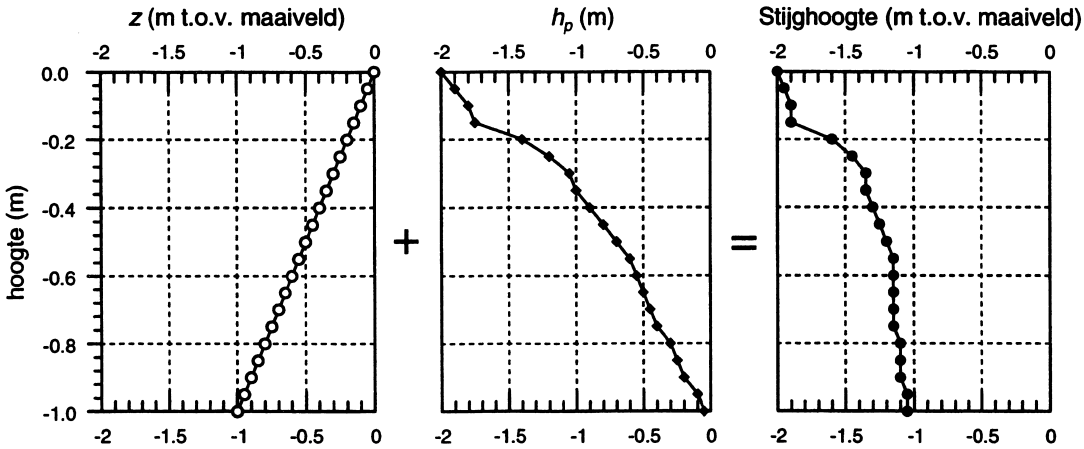


Fig. 5.4. *Plaatshoogte + drukhoogte = stijghoogte*

De werkwijze om de rechtergrafiek uit de twee linker af te leiden bestaat uit het optellen van de horizontale afstanden t.o.v. de lijn z=0 (de rechterrand van de deelgrafieken; alle waarden op de horizontale assen zijn nl. negatief).

Uit de rechtergrafiek is de verticale stijghoogtegradiënt af te lezen. Van beneden naar boven neemt de stijghoogte af of blijft ze gelijk. Er is dus stilstand of opwaartse stroming; neerwaartse stroming komt in dit geval niet voor.

Fig. 5.5 geeft eenzelfde grafiek, maar nu met bevochtiging aan het maaiveld, bv. door regen.

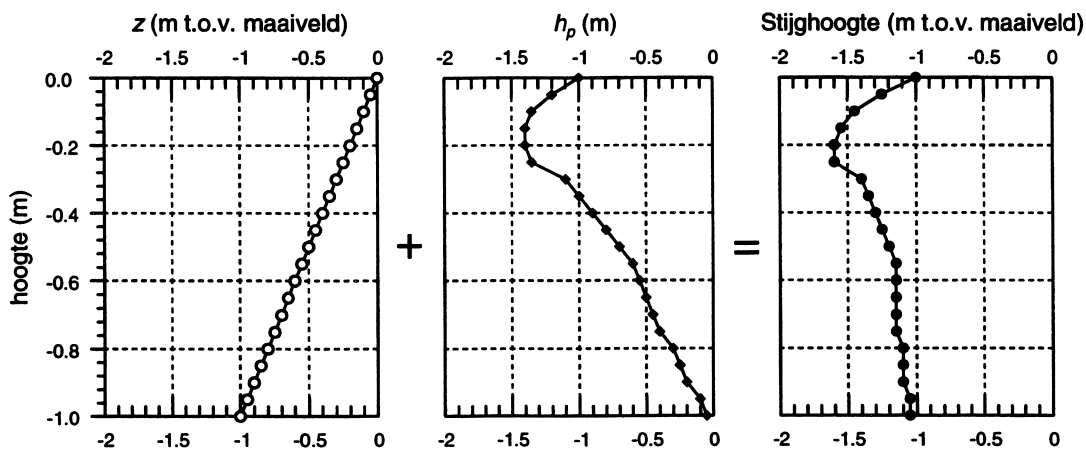


Fig. 5.5. Als fig. 5.4, maar met bevochtiging aan het maaiveld.

.....*Opgave 5.12*

5.4.3. Doorlatendheid in de onverzadigde zone

In het voorgaande is de stromingsrichting van bodemwater aan de orde geweest, niet de hoeveelheid. Zodra het om hoeveelheden gaat, is naast stijghoogte ook de doorlatendheid aan de orde.

De doorlatendheid van onverzadigde grond is (aanzienlijk) kleiner dan die van verzadigde grond. De oorzaak ligt voor de hand: een deel van de poriën staat droog en zal bij een negatieve drukhoogte ook niet bevochtigd worden. Dat deel is dus niet beschikbaar voor het stromingsproces.

Het effect van vochtgehalte op doorlatendheid is veel groter dan wordt gesuggereerd met de mededeling dat sommige poriën geen water bevatten. Het droogvallen van poriën vindt plaats van groot naar klein, het bevochtigen van klein naar groot. In hoofdstuk 4 is bij de bespreking van enkele correlatieve methoden voor de bepaling van de doorlaatfactor van verzadigde grond al opgemerkt, dat de doorlatendheid in principe evenredig is met het kwadraat van de poriëngrootte. De oorzaak is, dat poriën in grond geen lange capillairen zijn maar een aaneenschakeling van holten van allerlei grootte. Water stroomt niet door één, maar door vele poriën, die sterk in grootte verschillen. Het kwadratische verband verandert daar echter niet van.

Omdat bij afnemend vochtgehalte eerst de grootste poriën en vervolgens steeds kleinere hun water verliezen, daalt de doorlatendheid dus veel meer dan evenredig bij afnemend vochtgehalte. Bovendien worden door de onregelmatige schikking van poriën stroombanen afgesneden of langer. Dat verschijnsel versterkt het effect. Het gevolg is, dat in onverzadigde grond de doorlatendheid al gauw orden van grootte lager ligt dan bij verzadiging. In fig. 5.6 is voor dezelfde grond als in fig. 5.2 zowel de *pF*-curve als de doorlatendheid uitgezet tegen het vochtgehalte.

Uit de grafiek blijkt, dat van verzadiging naar veldcapaciteit de doorlatendheid met een factor van maar liefst 10^3 terugloopt, terwijl het vochtgehalte met slechts een factor 3 is verminderd. Dat verklaart, waarom de grond bij veldcapaciteit, ook in hangwaterprofielen met een grondwaterstand van vele meters beneden maaiveld, praktisch geen water naar beneden verliest.

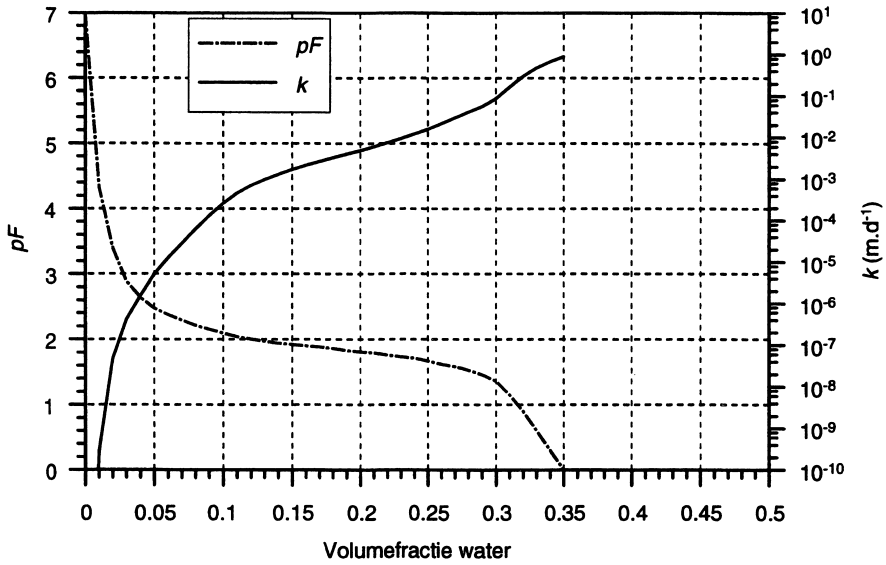


Fig. 5.6. Gemiddelde curven van *pF* en onverzadigde doorlatendheid *k* tegen het volumetrisch vochtgehalte voor een matig fijn zand (M_{50} van 150-180 μ; naar Wösten et al., 1987 en 1994).

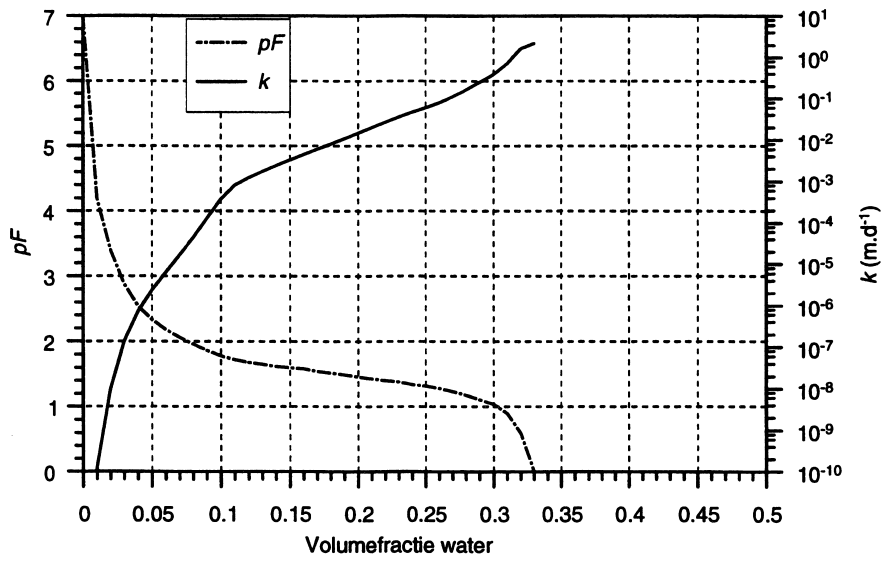


Fig. 5.7. Gemiddelde curven van *pF* en onverzadigde doorlatendheid *k* tegen het volumetrisch vochtgehalte voor een grofzandige grond (M_{50} van 220-400 μ; naar Wösten et al., 1987 en 1994).

Fig. 5.7 geeft eenzelfde grafiek voor grof zand met een korrelgroottemediaan van 220-400 μm. De doorlatendheid is bij verzadiging, zoals te verwachten, hoger dan bij de fijnzandige grond van fig. 5.4. Als gevolg van het feit dat bij afnemende drukhoogte meer poriën hun water verliezen, daalt in de grovere grond de onverzadigde doorlatendheid sneller dan in de fijnere. De doorlatendheid is bij veldcapaciteit al een factor 10^5 lager dan bij verzadiging, waardoor hij dan ongeveer een factor 20 kleiner is dan in de fijnzandige grond op veldcapaciteit.

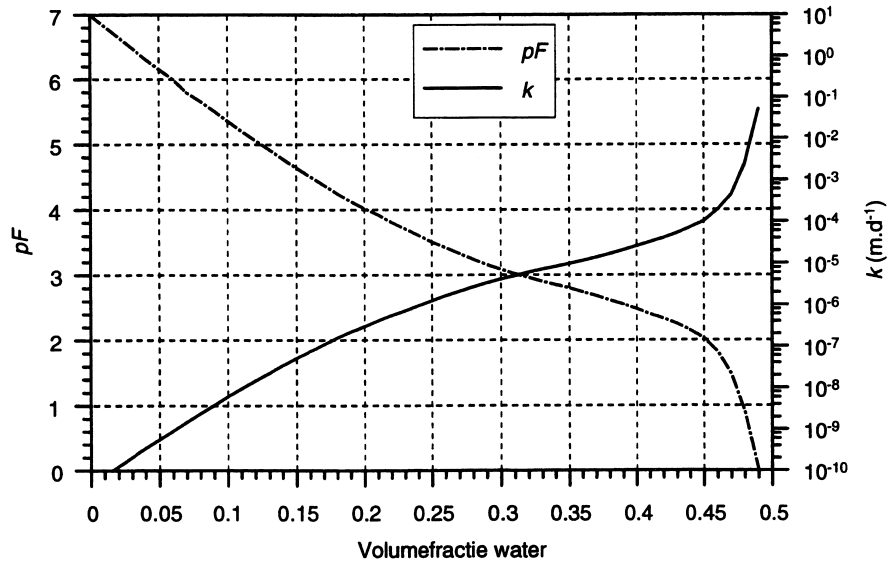


Fig. 5.8. Gemiddelde curven van pF en onverzadigde doorlatendheid k tegen het volumetrisch vochtgehalte voor een matig zware klei (lutumgehalte 37-47%; naar Wösten et al., 1987 en 1994).

Fig. 5.8 tenslotte geeft nogmaals hetzelfde type curve, maar dan voor een matig zware kleigrond. Bij verzadiging is de doorlatendheid lager dan die in de beide zandgronden en loopt tot aan veldcapaciteit terug met ongeveer een factor 10^3. Over de hele linie is de onverzadigde doorlatendheid van de kleigrond bij eenzelfde vochtgehalte orden van grootte kleiner dan bij de zandgronden. Dat is de oorzaak, dat in kleigronden de capillaire flux aanzienlijk geringer is dan in zandgronden. Het effect wordt nog versterkt doordat kleigronden bij uitdroging enigszins krimpen. Daardoor ontstaan krimpscheuren, waarvan een deel min of meer horizontaal loopt. Zulke scheuren vormen een effectieve blokkade voor opstijgend vocht.

Een functie van doorlatendheid tegen vochtgehalte wordt in het algemeen een *k-θ* relatie genoemd. *k-θ* relaties zijn veel minder gevoelig voor hysterese-effecten dan *k-h* relaties (bedenk zelf, waarom).

Zoals eerder opgemerkt, is het berekenen van stromingsprocessen in de onverzadigde zone is met de θ-afhankelijke k en h veel ingewikkelder dan in de verzadigde zone. Er is maar één ding eenvoudiger dan in de verzadigde zone: de stroming is praktisch alleen verticaal en kan dus als eendimensionale stroming worden berekend. Voor het berekenen van stroming in de onverzadigde zone, in het bijzonder van vochttekorten in het groeiseizoen, zijn de afgelopen jaren computermodellen ontwikkeld. In het college Agrohydrologie wordt daarop nader ingegaan. Deze modellen zijn vooral gericht op de vochtvoorziening van landbouwgewassen. Met betrekking tot problematiek van vochtvoorziening van meer natuurlijke vegetaties en de ecologische consequenties staat de modellering nog in de kinderschoenen.

In gebieden met een dikke onverzadigde zone (>5m) is de onverzadigde doorlatendheid te benaderen met behulp van de volgende redenering:

- Het effect van afwisselende natte en droge perioden dempt met de diepte uit
- De neerwaartse fluxdichtheid nadert daardoor met toenemende diepte tot een constante waarde die gelijk is aan het gemiddelde jaarlijkse neerslagoverschot.
- Op grond van de wet van Darcy geldt, dat

$$v = -k\frac{dH}{dz} \tag{5.8}$$

- Ook geldt dat $H = h_p + z$, waarmee H in (5.8) kan worden gesubstitueerd. Dat leidt tot de vergelijking:

$$v = -k\left(1+\frac{dh_p}{dz}\right) \tag{5.9}$$

- Verwacht mag worden, dat bij een min of meer constante aanvoer de waarde van $\frac{dh_p}{dz}$ met de diepte weinig verandert. Gemiddeld zal h_p aan maaiveld ongeveer overeenkomen met die bij veldcapaciteit (dus -1 m); in de winter zal de grond aan maaiveld in het algemeen vochtiger zijn en in de zomer droger. Bij de grondwaterspiegel geldt dat h_p=0. Van maaiveld naar grondwaterspiegel zal de waarde van h_p geleidelijk veranderen van ongeveer -1 m naar 0 m. Bij een grondwaterstandsdiepte van vele meters is dan $\left|\frac{dh_p}{dz}\right| << 1$, waarmee

$$v \approx -k \tag{5.10}$$

Dat leidt tot de conclusie:

Hoe dieper de grondwaterspiegel, des te constanter is de doorlatendheid van de onverzadigde zone erboven. Hij nadert dan tot het gemiddelde jaarlijkse neerslagoverschot, uitgedrukt als fluxdichtheid.

Deze conclusie heeft enkele belangrijke consequenties. Een daarvan is de mogelijkheid de reistijd te berekenen die een opgeloste stof (bv. nitraat) nodig heeft om vanaf het maaiveld het grondwater te bereiken. Die werken we uit; andere consequenties blijven hier buiten beschouwing.

.....*Opgave 5.13*

5.4.4. Percolatietijd van opgeloste stoffen in een dikke onverzadigde zone

Bij het bepalen van de verplaatsingssnelheid van een opgeloste stof, zoals bv. nitraat, is de effectieve stroomsnelheid van belang, niet de filtersnelheid of fluxdichtheid. We gaan ervan uit, dat de opgeloste stof zich ongeveer even snel ver-

plaatst als het water waarin hij is opgelost. Dat is minder vanzelfsprekend dan het op het eerste gezicht misschien mag lijken: veel stoffen reageren op de een of andere wijze met bodembestanddelen. Adsorptie en desorptie van kationen aan kleimineralen zijn daarvan voorbeelden. Als zulke processen plaatsvinden, verplaatst de opgeloste stof zich langzamer dan het water, waarmee deze wordt getransporteerd.

De verplaatsing van veel anionen als chloride en nitraat wordt door dergelijke processen niet of nauwelijks beïnvloed. Voor de bepaling daarvan heeft onderstaande redenering dus zin. Stoffen die niet reageren met de grond, waar ze doorheen worden getransporteerd, worden wel conservatieve stoffen genoemd. Chloride is een conservatieve stof. Nitraat is dat in redelijke mate, zolang geen zg. denitrificatie (omzetting van nitraat in stikstof) kan optreden. Zolang geen oxydeerbaar materiaal (veen of humus) aanwezig is, treedt het proces niet op. Overige omstandigheden die van invloed zijn op denitrificatie vallen buiten het bestek van dit dictaat.

De betrekking tussen fluxdichtheid en effectieve stroomsnelheid geeft verg. (4.11). De filtersnelheid is bekend: dat is het jaarlijks neerslagoverschot. Om die te kunnen omrekenen naar effectieve stroomsnelheid, moet het effectieve poriënvolume n_e bekend zijn. Dat is af te lezen uit de k-θ grafiek, omdat

$$k \approx v \approx (P - E) \tag{5.11}$$

waarbij P en E de dimensie [LT^{-1}] hebben en

$$n_e \approx \theta \tag{5.12}$$

omdat n_e alleen betrekking kan hebben op de poriën die met water zijn gevuld. n_e is ongeveer gelijk aan θ omdat er altijd wel ergens in de onverzadigde zone geïsoleerde met water gevulde holten zijn. Substitutie van n_e en v in verg. (4.11) levert de effectieve stroomsnelheid v_e:

$$v_e \approx \frac{(P - E)}{\theta} \tag{5.13}$$

Omdat de verblijftijd (=percolatietijd) van water in de onverzadigde zone gelijk is aan afstand gedeeld door snelheid, geldt

$$t_r \approx \frac{D_o \theta}{(P - E)} \tag{5.14}$$

waar

t_r = verblijftijd in de onverzadigde zone (= percolatietijd door de onverzadigde zone) [T]

D_o = dikte van de onverzadigde zone [L]

Als voorbeeld nemen we de Wageningse Eng bij een maaiveldshoogte van NAP+24 m (een deel ligt hoger, een deel lager) en een gemiddelde grondwaterstand op NAP+12 m. De onverzadigde zone is dus gemiddeld ongeveer 12 m dik.

De vraag is, hoe lang nitraat, afkomstig van drijfmest, erover doet om het grondwater te bereiken.

De bodem bestaat meest uit grof zand en wat fijner materiaal. Op grond van boorgegevens kan worden gesteld dat een redelijke schatting is, dat over de helft van de dikte van de onverzadigde zone materiaal aanwezig is dat ongeveer overeenkomt met dat van fig. 5.6 en over de andere helft met het grovere van fig. 5.7. We gaan dus uit van 6 m aan materiaal volgens fig. 5.6 en 6 m volgens fig. 5.7.

De gemiddelde jaarneerslag is ca. 800 mm. Omdat de Eng een akkerbouwgebied is, kan voor de jaarlijkse verdamping worden uitgegaan van ca. 450 mm, zodat de verticale fluxdichtheid uitkomt op 350 mm a^{-1}, wat neerkomt op 1 mm d^{-1} = 10^{-3} $m.d^{-1}$.

We beginnen met de berekening voor de 6 m fijn materiaal. Voor de onverzadigde doorlatendheid k geldt, zoals hiervoor is afgeleid, dat $k \approx (P\text{-}E) \approx 1.10^{-3}$ $m.d^{-1}$. Uit fig. 5.6 (getrokken lijn) vinden we de bijbehorende volumefractie water. Die bedraagt ongeveer 0.125. Door toepassing van verg. (5.14) vinden we voor de verblijftijd in het fijne materiaal 750 dagen.

De berekening voor de 6 m grof materiaal verloopt op dezelfde wijze. Voor het grovere materiaal is de volumefractie water bij een onverzadigde doorlatendheid van $k = 10^{-3}$ $m.d^{-1}$ ongeveer gelijk aan 0.11. We vinden voor dit deel dus een wat kortere verblijftijd, nl. 660 dagen.

De totale berekende verblijftijd bedraagt dus ca. 1400 dagen, wat neerkomt op ruwweg 4 jaar. Bij dit resultaat moet worden aangetekend dat geen rekening is gehouden met variaties in bodemgesteldheid op korte afstand. In werkelijkheid mag daarom worden verwacht dat de eerste vervuiling eerder bij het grondwater is, maar dat de hoeveelheid dan nog aanzienlijk kleiner is dan overeenkomt met de berekende percolatie.

Een samenvattend overzicht van de stromingsprocessen in en om de onverzadigde zone wordt gegeven in fig. 5.9.

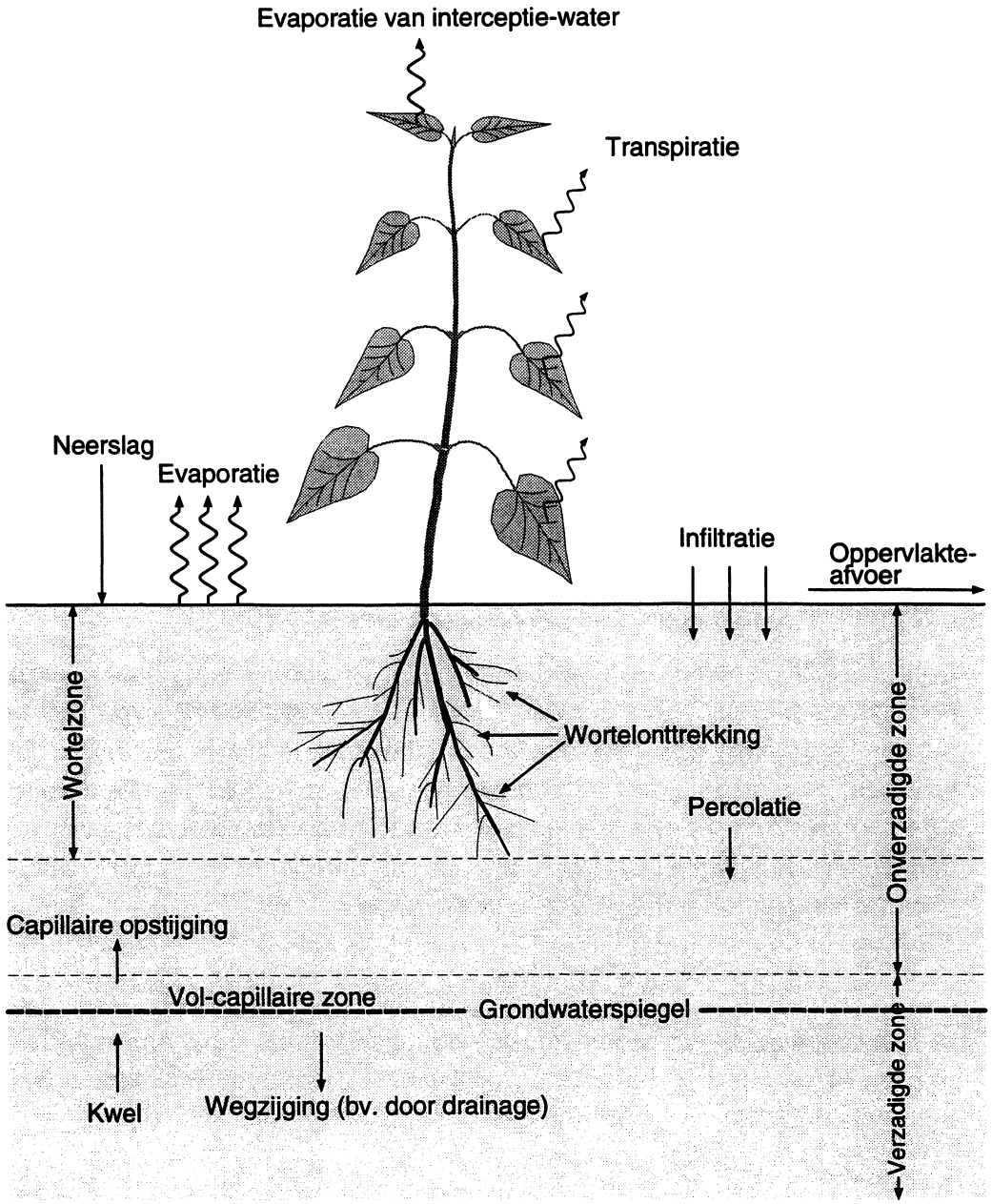


Fig. 5.9. Samenvattend overzicht van stromingsprocessen in, boven en beneden de onverzadigde zone.

.....*Opgaven 5.14, 5.15 en 5.16*

5.5. ENKELE CONSEQUENTIES VAN *k-θ* EN *h-θ* RELATIES.

5.5.1. Ontwateringsdiepten bij akkerbouw en grasland

Bij akkerbouw is het noodzakelijk dat in het voorjaar de grond voldoende bewerkbaar is. De eis daarvoor is dat de zuiggspanning op 5 cm diepte ongeveer 3 m moet bedragen (dus h_p = -3 m, of pF = 2.5). De achtergronden hiervan komen aan de orde bij het vak "Fysische karakterisering van de bodem".

In de winter zal onder Nederlandse omstandigheden door het vrijwel ontbreken van verdamping de *pF* vrijwel nooit boven veldcapaciteit oplopen. Als in het voorjaar de verdamping toeneemt, zal de *pF* wel verder kunnen toenemen. Daardoor kan een voldoende bewerkbaarheid van de grond worden bereikt. Frequente regenval in het voorjaar kan leiden tot uitstel van voorjaarswerkzaamheden. Met behulp van een voldoende ontwateringsdiepte kan ervoor worden gezorgd dat in elk geval zonder verdamping veldcapaciteit snel wordt bereikt. Dat houdt in de praktijk in, dat drains en slootpeilen in een akkerbouwgebied tenminste op 1 m beneden maaiveld liggen.

In grasland zijn de eisen minder stringent. Men hoeft in het voorjaar alleen met machines het land op te kunnen om bv. mest te kunnen uitrijden; grondbewerking is niet aan de orde. Dat stelt eisen aan de draagkracht van de grond, omdat de zode niet kapotgereden moet worden. Daaraan wordt bij een *pF*-waarde van 2 op de meeste gronden ruimschoots voldaan. Bij geringe draagkracht, bv. op veengronden, kan men bovendien op voertuigen en machines banden monteren die niet meer druk op de grond geven dan een mensenvoet.

Daarom is de gewenste ontwateringsdiepte op grasland kleiner dan op akkerbouwgrond. Een geringere ontwateringsdiepte heeft het voordeel, dat aan het begin van het groeiseizoen meer vocht beschikbaar is en dat de nalevering via capillaire opstijging uit het grondwater groter is, waardoor minder snel verdroging optreedt. Bovendien is de bewortelingsdiepte van gras in het algemeen wat kleiner dan die van de meeste akkerbouwgewassen, waardoor de wortelzone wat minder vocht kan naleveren dan bij akkerbouwgewassen.

5.5.2. Ontwateringsdiepte op verschillende gronden.

In situaties, waarin een gewenste ontwateringsdiepte op kunstmatige wijze moet worden gerealiseerd, is deze afhankelijk van de grondsoort. In volgorde van toenemende ontwateringsdiepte zijn dat

- veengronden
- zandgronden
- kleigronden

De ontwateringsdiepte op veengronden heeft in het algemeen weinig te maken met de vochthuishouding, maar veel meer met het probleem van inklinking. De vochtvoorziening van gewassen op veen geeft zelden problemen.

Inklinking van veengronden heeft direct te maken met het hoge watergehalte van veen in natuurlijke ligging. Water in veengronden is dan ook eigenlijk een bodembestanddeel. De volumefractie water in natuurlijk hoogveen kan gemakkelijk boven de 0.95 liggen; in veen onder cultuur ligt deze in het algemeen boven de 0.85 (Schweikle, 1990). Omdat in tegenstelling tot die van minerale gronden de matrix van veengronden flexibel is, treedt bij vermindering van het watergehalte van

veengronden een daling van het maaiveld (inklinking) op. Die daling is maar in beperkte mate omkeerbaar. Daarom wordt in bv. het veenweidegebied van Utrecht en Noord- en Zuid-Holland een waterstand gehandhaafd die maar weinig (enkele dm) beneden maaiveld ligt. Vooral in de periode tussen 1970 en 1985 is er een trend geweest naar diepere ontwatering ter verhoging van de opbrengsten in het veenweidegebied. Die leidde behalve tot inklinking ook tot oxydatie van het veen, zoals ook in paragraaf 4.2 van deze syllabus is vermeld. Dat heeft op termijn ernstige waterstaatkundige consequenties. Inmiddels is o.a. uit duurzaamheidsoverwegingen deze trend in overwegende mate weer verlaten.

In Duitsland en een klein gebied in zo-Drente wordt hoogveen wel dieper ontwaterd t.b.v. akkerbouw. De techniek die daaraan ten grondslag ligt, is de zg. deutsche Hochmoorkultur, een systeem dat in de vorige eeuw is ontwikkeld ter vervanging van de boekweitbrandcultuur die in plaatsen als Bremen veel rookoverlast gaf. Daarbij wordt hoogveen tot ca. 1 m diep ontwaterd en is daarmee geschikt voor akkerbouw (zie 5.5.1). Omdat dit gebied boven de zeespiegel ligt en water in het algemeen onder natuurlijk verval kan worden afgevoerd, heeft dit zelden tot belangrijke waterstaatkundige consequenties geleid.

Op zandgronden is de ontwateringsdiepte vrijwel altijd groter dan op veengronden. Uit de *pF*-curven blijkt, dat op zandgrond de hoeveelheid beschikbaar vocht in de onverzadigde zone (aanzienlijk) geringer is dan op leem- en kleigronden. Tegelijkertijd is de onverzadigde doorlatendheid tot vrij hoge *pF*-waarden aanmerkelijk hoger dan in kleigronden. Daardoor kan de capillaire opstijging op de meeste zandgronden in de orde van grootte van 1-2 mm d^{-1} bedragen, zolang de grondwaterspiegel niet dieper ligt dan ca. 1 m beneden maaiveld. Om vochttekorten te beperken of te voorkomen is het daarom niet raadzaam, zandgronden dieper te ontwateren dan ca. 1 m. Bovendien is bij veldcapaciteit de fractie met lucht gevulde poriën al gauw aanzienlijk (fig. 5.3) en zijn dus tekorten aan bodemlucht onder niet al te extreme omstandigheden onwaarschijnlijk.

Op klei- en lössgronden is de hoeveelheid beschikbaar vocht in de onverzadigde zone meestal aanzienlijk groter dan op zandgronden. De volumefractie lucht daarentegen is in zwaardere kleigronden bij veldcapaciteit gering (fig. 5.3). Als gevolg van de lage onverzadigde doorlatendheid is in kleigronden de hoeveelheid capillaire opstijging veel kleiner dan op zandgronden. Die wordt bovendien door horizontale scheurvorming nog verder beperkt. Deze eigenschappen tezamen leiden tot een diepe ontwatering op kleigronden, zowel bij grasland als akkerbouw. De wortels moeten nl. voldoende lucht kunnen krijgen en een ondiepe ontwatering draagt maar weinig bij tot vermindering van eventuele vochttekorten. Vochttekorten in kleigronden zijn bovendien als gevolg van het relatief hoge vochthoudend vermogen minder gauw aan de orde.

Een uitzondering op dit laatste zijn zeer zware kleigronden, zoals komgronden in het rivierengebied. Die kunnen water zo sterk vasthouden, dat het verschil in vochtgehalte tussen veldcapaciteit en verwelkingspunt vergelijkbaar wordt met dat

van zandgronden (bij een veel hoger vochtgehalte overigens!). Daarom ziet men in de komkleigebieden in het midden van de Betuwe in de zomer veel meer beregening dan op de stroomruggronden dichter bij de rivier.

5.5.3. Verdamping van zandverstuivingen

In humusarm zand zoals dat in zandverstuivingen voorkomt, kan regenwater snel infiltreren, omdat in de buurt van verzadiging de doorlatendheid relatief hoog is. Bij veldcapaciteit is het vochtgehalte al relatief laag (fig. 5.6 en 5.7). Voor het verder uitdrogen van enkele cm bovenlaag hoeft maar weinig water meer te verdampen. Daarbij daalt de doorlatendheid snel enkele orden van grootte. Daardoor zal het dieper geïnfiltreerde water niet meer capillair kunnen opstijgen om de bovengrond te bevochtigen. Dit en het ontbreken van vegetatie die het vocht op grotere diepte kan "achterhalen", verklaart de lage verdampingscijfers van stuifzand.

Het verschijnsel is op een zonnige zomerdag ook voelbaar: terwijl kaal zand onder de voeten heet aanvoelt, is een met gras begroeid stukje aanzienlijk koeler. De koeling wordt tot stand gebracht door verdamping.

5.5.4. Grondwaterstand en vegetatie

In natuurgebieden, waarin de grondwaterstand varieert van iets boven tot weinig onder maaiveld, is het luchtgehalte van de wortelzone gering of nul. De planten die zich daar thuisvoelen, wortelen dan ook heel ondiep of ze hebben een mechanisme waarmee ze hun wortels zelf van lucht kunnen voorzien. O.a. riet (*Phragmites communis*), veel zeggesoorten (*Carex sp.*), russen (*Juncus sp.*), biezen (*Scirpus sp.*), wollegrassoorten (*Eriophorum sp.*) en enkele paardestaartsoorten (*Equisetum sp.*) hebben die eigenschap.

De hoogveenvormers bij uitstek, nl. verschillende veenmossoorten (*Sphagnum sp.*) hebben geen rhizomen (mossen hebben rhizomen i.p.v. wortels). Bij kussenvormende *Sphagnum*-soorten kan water tussen de mosplanten capillair opstijgen, zodat dergelijke bulten een hoogte tot ca. 40 cm kunnen bereiken. Bij *Sphagna* die een losser onderling verband vormen is de capillaire opstijging nog (aanzienlijk) minder.

Ook de bodemtemperatuur speelt in venen mogelijk een rol in combinatie met de grondwaterstand. Hoogvenen in een Atlantisch klimaat zijn boomloos, terwijl hoogvenen in een meer continentaal klimaat (Alpen, noordoost-Europa) wel bomen (voornamelijk bergden, *Pinus mugo* en grove den, *Pinus sylvestris*) dragen. Wellicht heeft dit te maken met het feit dat in een continentaal klimaat de bodem 's winters bevroren is, waardoor de wortels ook geen zuurstof nodig hebben, terwijl in een Atlantisch klimaat de bodem het grootste deel van de winter een aantal graden boven 0 is, waardoor daar een eventueel gevormde wortel de winter niet overleeft. In de zomer daalt in beide klimaten de grondwaterspiegel voldoende

voor enige beluchting in de allerbovenste zone. Het wel voorkomen van dergelijke soorten op een Atlantisch hoogveen wijst op verdroging.

Er zijn ook planten, die zich hebben aangepast aan zeer droge omstandigheden bv. door het kunnen reduceren van verdamping, het aanleggen van watervoorraden binnen de plant (*Opuntia* en andere cactussoorten), door het maken van diepe wortels of het hebben van grote onbegroeide stukken tussen individuele planten. In het laatste geval moeten de condities zo extreem zijn dat eventuele concurrenten de ruimte niet opvullen. Een voorbeeld uit Nederland is helm (*Ammophila arenaria*).

Nederlandse cultuurgewassen stammen in hoofdzaak af van planten die groeien in een milieu, waar zowel vocht als lucht in de wortelzone aanwezig is en gedurende het groeiseizoen ook aanwezig blijft. Een gewas dat aangepast is aan wat drogere omstandigheden is rogge. Het gewas rijpt al in juli af, waardoor het groeiseizoen kort is en het relatief weinig vocht nodig heeft. Dat is de belangrijkste reden, waarom het vroeger veel op hoge, weinig vochthoudende zandgrond werd geteeld.

5.5.5. Grondwater en stadsontwikkeling

Tot 40 à 50 jaar geleden werd in hoog Nederland (dat is de oostelijke, boven de zeespiegel gelegen helft, m.u.v. het rivierengebied) vaak gebouwd op de overgang van natte naar droge gebieden. Een voorbeeld is de rij plaatsen Wageningen, Bennekom, Ede, Lunteren, Wekerom, Otterlo, Harskamp. In het hogere gebied kostte het teveel moeite om aan water te komen, in het lage gebied had men 's winters te vaak wateroverlast.

In de tweede helft van deze eeuw is als gevolg van demografische ontwikkeling en de toegenomen welvaart een grote behoefte ontstaan aan gebieden voor uitbreiding van bebouwd gebied. Omdat het bos op de hogere gronden beschouwd werd als natuur, zijn uitbreidingen van bebouwd gebied vooral tot stand gekomen in lager gelegen gebieden.

Omdat in de lagere gebieden de grondwaterstand van nature vaak zo hoog is, dat bij traditionele bouw zonder ontwatering grondwateroverlast kon optreden, moesten in veel gevallen ontwateringsmaatregelen worden getroffen. Vaak wordt de ontwatering gerealiseerd door middel van waterpartijen die tegelijkertijd de bestemming openbaar groen hebben en/of een bergingsfunctie voor bij hoge neerslag optredende riooloverstortingen. Vaak hebben ze bij de aanleg van de wijk ook een rol gespeeld bij het sluitend houden van de grondbalans. Dat is op grond van zowel financiële als milieuoverwegingen aantrekkelijk.

Bij dit alles zijn officieuze ontwateringsnormen ontstaan. Voor woonwijken is dat bv. een ontwateringsdiepte van 70 cm beneden maaiveld. Die maat komt voort uit de volgende redenering (De Ruijter, 1986):

- de kruipruimte onder een woning moet droog blijven

- het vloerpeil van een woning ligt 65-70 cm boven de bodem van de kruipruimte en ca. 20 cm boven straatpeil.
- om de kruipruimte droog te houden mag de grondwaterstand niet hoger komen dan 15 cm beneden de bodem van de kruipruimte.

Bij het totstandkomen van deze norm is niet gekeken naar onverzadigde stroming. Als een situatie optreedt die nog net aan de norm voldoet, zal de verzadigde zone -in elk geval in fijne zandgronden- tot aan de bodem van de kruipruimte reiken. Omdat die bodem uit kostenoverwegingen zelden of nooit wordt afgedicht, ontstaat zo gemakkelijk vochtoverlast. Die overlast is met drainage maar ten dele te verhelpen, omdat -althans op zandgronden- de capillaire opstijging zelfs bij een grondwaterstand van een meter beneden bodem kruipruimte al gauw in de orde van 1 mm per dag kan liggen (zie ook 5.5.2. m.b.t. ontwateringsdiepte van zandgronden). In een ruimte zonder zoninstraling en verwarming en alleen natuurlijke ventilatie via enkele openingen naar de spouw mag het uitgesloten worden geacht dat een dergelijke hoeveelheid water via verdamping wordt afgevoerd. De relatieve vochtigheid in een kruipruimte zal dus meestal in de buurt van de 100% liggen. Dit kan de oorzaak zijn van schimmelvorming, stank en andere ongemakken. Daarom heeft dieper ontwateren op zandgronden, waar zulke problemen het vaakst voorkomen, maar een beperkt effect. Bovendien leidt iedere ontwatering niet alleen in het ontwaterde gebied tot een daling van de grondwaterspiegel, maar ook daarbuiten. In feite wordt op die manier een hoeveelheid grondwater versneld afgevoerd naar de Noordzee en wordt zo een bijdrage geleverd aan de verdroging van Nederland[1].

Merkwaardig genoeg is in Nederland bij de planning van uitbreidingen van bebouwd gebied met dergelijke problemen tot nu toe nauwelijks rekening gehouden. Er zijn verschillende -manieren om dat wel te doen:

- Bij de planning van bouwlocaties letten op de hoogteligging van gebieden t.o.v. het grondwater. De bodemkaart is in dit opzicht een simpel en doeltreffend middel, omdat er grondwatertrappen op staan. Teveel planologen en stedebouwkundigen zijn geneigd, hoge gebieden te bestemmen voor groenvoorziening ("bos groeit toch op droge gronden, of niet soms??"), zodat de lage overblijven voor woningbouw. Dat kan beter andersom.
- Bouwen zonder kruipruimte. De ruimte heeft oorspronkelijk de functie, rot van houten balklagen te voorkomen. In betonbouw is die functie overbodig. Goede vloerisolatie, zowel thermisch als tegen capillaire opstijging van vocht (dat proces treedt ook op in steen en beton!) is afdoende en technisch mogelijk. Voor

---

[1] Een andere verliespost in stedelijk gebied is de neerslag die op zg. verhard oppervlak (daken, straten) valt. Die wordt via het riool, eventueel de zuiveringsinstallatie en het oppervlaktewater ook versneld afgevoerd. Verhard oppervlak maakt meestal zo'n 30-60% uit van stedelijk gebied.

de leidingen kunnen leidingkokers worden gelegd zoals die ook verticaal in huizen en andere gebouwen worden gemaakt. Daarmee kan de gemiddelde grondwaterstand in een wijk een stuk omhoog, zonder dat iemand daarvan last heeft. Dat heeft wel consequenties voor bv. wegconstructies. Die worden bij een hoge grondwaterstand minder stabiel. Ook voor de wegfundering zijn technische oplossingen mogelijk. Die bestaan vooral uit het toepassen van grover materiaal dan het gebruikelijke zand (grind of grove steenslag bv.), zodat de capillaire opstijging vrijwel wordt uitgeschakeld en "opdooi" weinig of geen effect heeft.

- Het afdekken van de bodem van kruipruimten met een grof materiaal. Daarmee wordt de capillaire opstijging praktisch gestopt, voordat het oppervlak wordt bereikt. Uit fig. 5.7 blijkt, dat matig grof zand daarbij onvoldoende is. Fijn grind is een mogelijkheid, maar duur. Een laag schelpen van 10 cm is een redelijk afdoende maatregel (Geldof en Maljaars, 1992). Deze maatregel kan ook in bestaande wijken worden uitgevoerd om overlast te verminderen. Daarbij moet wel de grondwaterspiegel beneden de bodem van de kruipruimte worden gehouden en blijft dus ontwatering in veel gevallen noodzakelijk; hij kan echter wel minder diep.

6. MAATREGELEN TEGEN VERDROGING EN VERVUILING

6.1. INLEIDING

De laatste jaren is er in de media veel belangstelling voor de waterhuishouding van Nederland, vooral omdat met die waterhuishouding twee belangrijke problemen samenhangen: 'verdroging' en 'vervuiling'. In dit hoofdstuk besteden we aandacht aan deze problemen. In de volgende paragraaf wordt het verdrogingsprobleem beschreven. Daarna volgen paragrafen waarin enkele technische maatregelen tegen verdroging bij wijze van *voorbeeld* worden gegeven.

Beseft moet worden dat hydrologische vuistregels voor deze maatregelen niet kunnen worden gegeven: ieder gebied vraagt om specifieke maatregelen, dus om maatwerk. Bedenk voorts dat voor maatregelen tegen verdroging en vervuiling geen aparte hydrologische principes en rekenmethoden bestaan. Vergelijkingen waarmee vroeger ontwateringssloten werden ontworpen, worden nu gebruikt om de gevolgen van vernattingsmaatregelen te berekenen.

6.2. VERDROGING TAST NEDERLANDSE NATUUR AAN

Volgens Napoleon kan Nederland worden beschouwd als een aanslibsel van de Rijn, Maas en Schelde. Deze typering drukt goed uit dat Nederland vooral een deltagebied is. Deltagebieden liggen laag in hun omgeving en zijn daardoor nat. Dientengevolge heeft de *Nederlander* vanaf de eerste vestiging maatregelen tegen wateroverlast moeten nemen. Aanvankelijk, vooral vanaf de 11^{e} eeuw, richtte men zich op de ontwatering van natte stukken land en op de bestrijding van overstromingen door zee- en rivierwater. Later, vanaf de Middeleeuwen, ging men tevens moerassen en meren droogleggen zodat polders ontstonden. Het gezegde "God schiep de aarde, maar de Nederlanders schiepen Nederland" geeft goed weer hoe landschapsvormend deze maatregelen zijn geweest. Overigens was na het menselijk ingrijpen het land op de meeste plaatsen nog steeds niet echt droog. In nauw samenspel met een duurzame en extensieve landbouw - die tot in deze eeuw normaal was - konden daardoor ook in het cultuurlandschap soortenrijke vegetaties op vochtige en natte bodems ontstaan.

Dat de natuur zich in Nederland aan de natte omstandigheden heeft aangepast, blijkt ondermeer uit het feit dat een groot deel van de voorkomende ecosysteemtypen gebonden is aan de invloedssfeer van het grond- of oppervlaktewater. Denk hierbij aan moerasbossen, blauwgraslanden, rietlanden, trilvenen, natte-heideterreinen, duinvalleien, kwelders, poldersloten, poelen en meren.

Oorzaken verdroging

Hoge grondwaterstanden zijn weliswaar gunstig voor de karakteristieke Nederlandse natuur, de boeren zijn er niet zo gelukkig mee. Een te hoge grondwaterstand leidt namelijk tot een lagere gewasproductie (fig. 6.1). Bovendien willen de boeren vroeg in het voorjaar een laag grondwaterpeil, omdat de grasproductie dan snel op gang kan komen, de grond dan bewerkt kan worden zonder gevaar voor structuurbederf, en omdat de zware landbouwmachines die men tegenwoordig gebruikt, dan niet wegzakken in de zompige bodem. Om deze redenen zijn - vooral in de tweede helft van deze eeuw en met name in ruilverkavelingsverband - op grote schaal sloten gegraven, drains in de grond gestopt en pompen en gemalen geplaatst om het overtollige water af te voeren. Door de lagere grondwaterstand ontstond er 's zomers op veel plaatsen in de landbouw een vochttekort (zie Hfst. 5). Om dit te bestrijden schaften de boeren - vooral na de droge zomer van 1976 - beregeningsinstallaties aan, zodat het gewas voortaan besproeid kon worden met grond- of oppervlaktewater. Gevolg: de grondwaterstand zakte nog dieper weg. De verlaging bleef helaas niet beperkt tot het cultuurlandschap: het peil zakte tevens in aangrenzende natuurgebieden doordat deze vanuit landbouwgebieden extra gedraineerd werden.

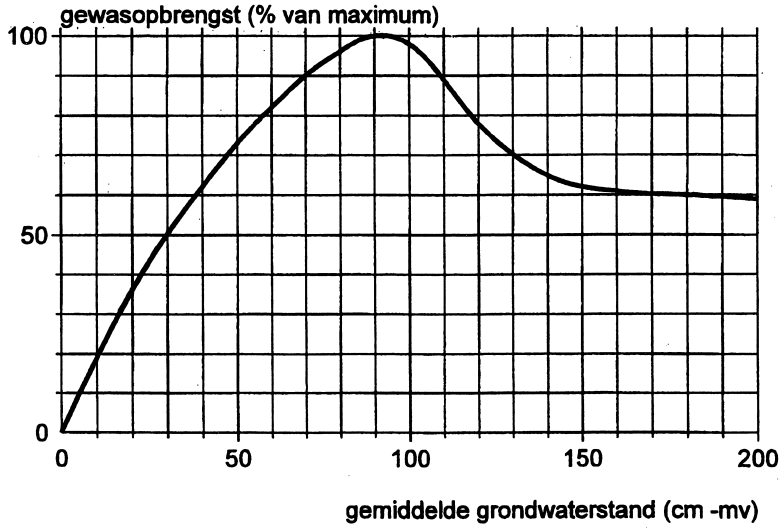


Fig. 6.1. Voorbeeld van een relatie tussen grondwaterstand en gewasopbengst (naar Visser, 1989). Voor verschillende combinaties van gewastype en bodemtype bestaan zulke relaties. Merk op dat het gevaar voor opbrengstderving vooral bestaat bij te hoge grondwaterstanden. Men kan dus beter iets te diep ontwateren dan te ondiep.

Naast de verlaging door de landbouw is op veel plaatsen het grondwater de laatste decennia gezakt doordat steeds meer water onttrokken werd aan de diepere ondergrond door waterleidingbedrijven en industrie (fig. 6.2). Tenslotte heeft bebossing plaatselijk bijge-

dragen aan de verlaging. Vooral de verdamping van naaldbossen is hoog zodat weinig neerslagwater overblijft voor de aanvulling van het grondwater (tabel 3.3).

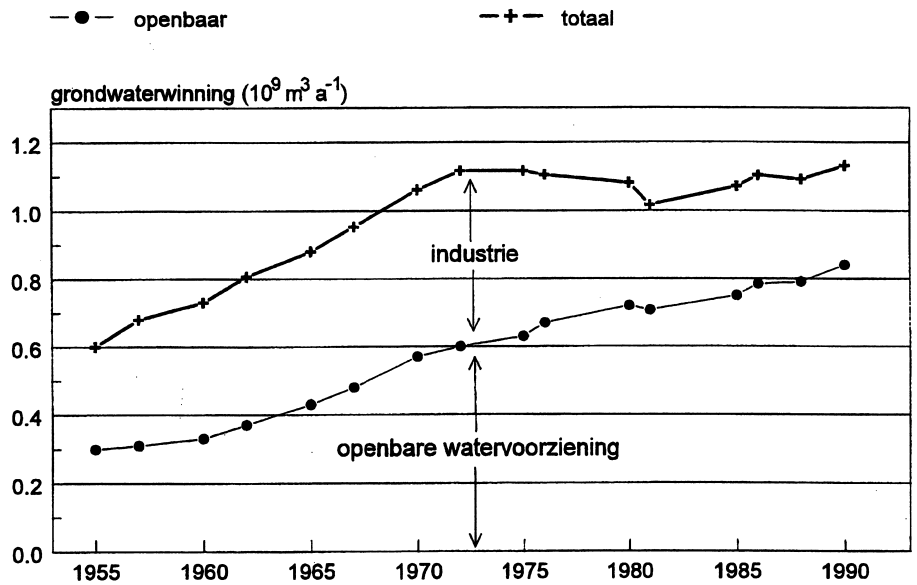


Fig. 6.2. Jaarlijks onttrokken hoeveelheden grondwater ten behoeve van de openbare watervoorziening en de eigen winning door de industrie (naar Beugelink et al., 1992).

Gevolgen

Het gevolg was dat de natuur in Nederland verdroogde. Al vele tientallen jaren wordt verdroging door terreinbeheerders en onderzoekers genoemd als één van de belangrijkste oorzaken voor de achteruitgang van vegetatie en fauna in onze natuurgebieden. In opdracht van de rijksoverheid heeft een aantal instituten onlangs een landelijke studie uitgevoerd naar de omvang en de ernst van de verdroging in Nederland sinds 1950 (Braat et al., 1989).

Hydrologen analyseerden daartoe een groot aantal grondwaterstandsgegevens in Hoog-Nederland (fig. 3.9) en kwamen tot de conclusie dat de grondwaterstand daar structureel is gedaald. De daling is het grootst in ruilverkavelingsgebieden (gemiddeld 35 cm daling) en in gebieden waar permanent grondwater wordt gewonnen; daarbuiten bedraagt de daling gemiddeld 20 cm.

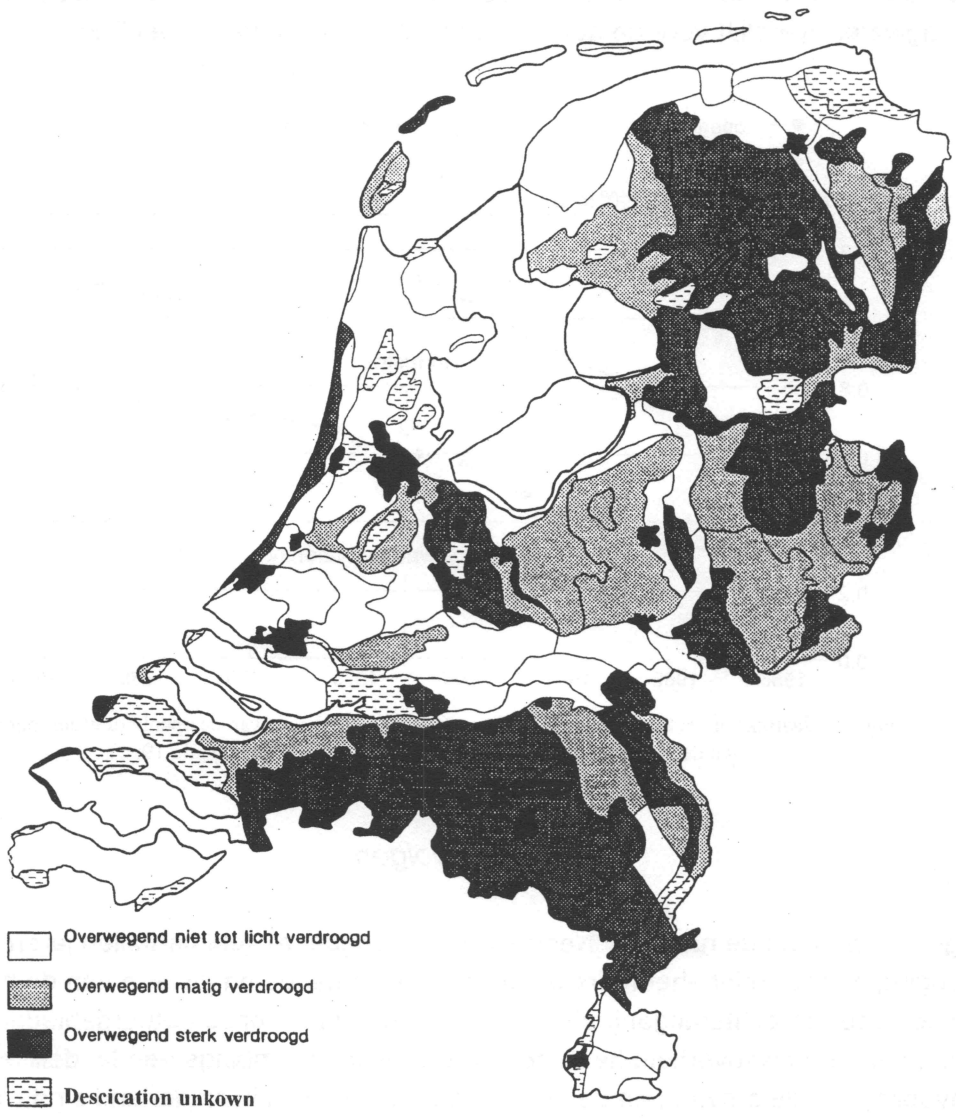


Fig. 6.3. Deze kaart geeft weer in welke mate verdrogingsgevoelige natuur (dus natuur van natte en vochtige bodems) in Nederland is verdroogd. Ook effecten van extra wateraanvoer ter compensatie van verdroging en van kwelafname zijn in de kaart betrokken. Braat et al. (1989).

Biologen onderzochten de effecten van verdroging op de natuur aan de hand van gegevens over hydrologie, vegetatie en fauna van bijna 500 natuurterreinen. De veranderingen die de afgelopen decennia in de natuur zijn opgetreden, werden afgeleid uit een vergelijking van recente gegevens met gegevens van rond 1950. Vochtige en natte ecosystemen zijn gemiddeld voor ongeveer de helft matig tot sterk verdroogd, aldus een van de conclusies uit het onderzoek. Met name ecosystemen van voedselarme milieus blijken te zijn aangetast, zoals duinvalleien, trilvenen, vochtige en natte heiden, hoogvenen en blauwgras-

landen. De aantasting van de natuur is vooral ernstig in Hoog-Nederland, en in de duinen (fig. 6.3).

Processen

Als een kamerplant te weinig water krijgt zal hij er eerst slapjes uit gaan zien, en vervolgens ter ziele gaan met vochttekort als doodsoorzaak. In de landbouw leidt een tekort aan water tot lagere gewasopbrengsten. Zowel in de vensterbank als op een landbouwperceel streeft men naar een optimale toediening van voedingsstoffen en bestrijdt men parasieten en concurrenten (onkruiden). Vochttekort is in deze situaties dus makkelijk aan te wijzen als doodsoorzaak; de andere factoren worden immers optimaal gehouden.

In de natuur is het optreden van vochttekort echter maar één van de met verdroging samenhangende factoren waardoor planten verdwijnen. In de de natuur zijn namelijk voedingsstoffen doorgaans minder overvloedig aanwezig en is er wèl sprake van concurrentie tussen soorten. Zeker in natte uitgangssituaties is de belangrijkste oorzaak van het verdwijnen van wilde plantesoorten daarom niet een tekort aan vocht.

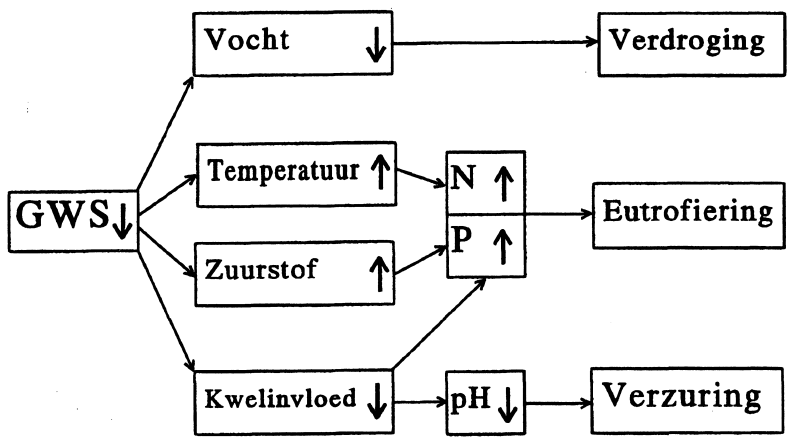


Fig. 6.4. Processen die kunnen optreden bij een verlaging van de grondwaterstand (*GWS*). Door de verlaging is er minder vocht beschikbaar voor de plant (verdroging), wordt organische stof beter gemineraliseerd waarbij N en P vrijkomen (eutrofiëring) en neemt de invloed van kwelwater in het wortelmilieu af, en van regenwater toe (verzuring). Afname van de kwelinvloed kan bovendien tot gevolg hebben dat meer fosfaat beschikbaar komt (eutrofiëring). Dit fosfaat zou anders gebonden worden aan calcium of ijzer.
Alle gevolgen tezamen - (fysiologische) verdroging, eutrofiëring en verzuring - worden door ecologen onder het begrip 'verdroging' geschaard.

Een verlaging van de grondwaterstand zet in de natuur een aantal - ten dele nog niet geheel begrepen - processen in gang die van invloed zijn op de soortensamenstelling (fig. 6.4). Zo heeft een verlaging van de grondwaterstand tot gevolg dat zuurstof beter in de bodem kan doordringen, waardoor organische stof sneller afgebroken wordt. Bij deze

afbraak komen voedingsstoffen vrij, waarvan concurrentiekrachtige soorten (vaak grassen) profiteren. Het resultaat van deze interne 'vermesting' is een verruigde, soortenarme vegetatie.

Een ander gevolg van een lagere grondwaterstand is dat in het wortelmilieu de invloed van regenwater toeneemt, en van grondwater afneemt. Omdat regenwater meestal een andere chemische samenstelling heeft dan grondwater - zo is regenwater meestal zuurder en voedselarmer - verandert de soortensamenstelling van de vegetatie. Vooral voor vegetaties die onder invloed staan van kwel, zoals bepaalde trilvenen en blauwgraslanden, is een toename van de invloed van regenwater nadelig. Vaak is kwelwater tijdens zijn reis van infiltratiegebied naar kwelgebied door het contact met de ondergrond verrijkt met mineralen en heeft het een neutrale zuurgraad en *pH*-bufferende eigenschappen gekregen.

Wateraanvoer

Soms kan men in natuurgebieden een verlaging van het peil voorkomen door meer oppervlaktewater in te laten: 'gebiedsvreemd' water noemt men dat meestal. Dit water is vaak te voedselrijk of het heeft een afwijkende chemische samenstelling waardoor de vegetatie negatief wordt beïnvloed. De terreinbeheerder staat dan voor het dilemma 'verdrogen of vervuilen'. Een bijzondere situatie is de infiltratie van rivierwater in de duinen ten behoeve van de drinkwaterwinning; dit heeft tot een aanzienlijke verruiging van de vegetatie geleid.

Overigens wordt ook buiten natuurreservaten steeds meer oppervlaktewater van elders aangevoerd. De landbouweis van een lage voorjaarsgrondwaterstand, heeft op veel plaatsen tot gevolg dat in de zomer onvoldoende vocht in de bodem beschikbaar is voor een maximale gewasproductie. Het vochttekort probeert men dan aan te vullen met gebiedsvreemd water, wat voor wilde planten en dieren binnen het cultuurlandschap fataal kan zijn.

Maatregelen

Terreinbeheerders hebben van meet af aan geprobeerd de verdroging te bestrijden. In het begin dacht men dat verdroging alleen een kwantiteitsprobleem was: men trachtte het euvel te verhelpen met simpele waterhuishoudkundige maatregelen, bijvoorbeeld het dichten van greppels om water in het gebied te conserveren, of de aanvoer van oppervlaktewater. Deze maatregelen hadden meestal niet het beoogde effect omdat - zoals uitgelegd - planten ook eisen stellen aan de kwaliteit van het water. "Planten hebben niet alleen dorst, ze hebben ook lekkere dorst". Om die lekkere dorst te lessen zijn doorgaans maatregelen buiten het reservaat nodig: landbouwpeilen kunnen hoger worden ingesteld, grondwaterwinningen gereduceerd, en kwelstromen hersteld. Verdroging is daarmee niet alleen een probleem van de terreinbeheerder.

In de in 1989 verschenen Derde Nota Waterhuishouding en het Natuurbeleidsplan zijn doelstellingen geformuleerd om het areaal verdroogde natuur in Nederland terug te dringen. De tweede kamer heeft in 1990 bij de behandeling van deze rijksnota's de doelstellingen aangescherpt: in het jaar 2000 moet het areaal verdroogde natuur met 25% zijn teruggedrongen. Om deze doelstelling te bereiken wil men via wettelijke regels, beperkingen stellen aan het watergebruik. Bijvoorbeeld: grondwaterwinningen en beregening van gewassen alleen toestaan waar geen goede alternatieven voorhanden zijn, en beperkingen opleggen aan de ontwatering van landbouwgronden. De twee nota's geven alleen globale doelstellingen aan en de middelen om die doelstellingen te bereiken; de provincies en waterschappen zijn in concreto belast met de totstandkoming van de wettelijke regels en moeten er ook op toezien dat deze worden nageleefd.

Op korte termijn probeert de overheid al iets aan de verdroging te doen in de vorm van proefprojecten. In verdroogde gebieden kunnen 'vernattingsmaatregelen' een overheidssubsidie krijgen van maximaal 50%. Iedereen kan voor deze subsidie in aanmerking komen, een provincie, een gemeente, Staatsbosbeheer, maar ook een particuliere eigenaar. Sinds 1990 zijn tientallen projecten gesubsidieerd met een totaalbedrag van ca. 25 miljoen gulden (Pellenbarg & De Vrieze, 1992).

6.3. KWELWATER VOOR EEN BEEKDAL

In bijna alle beekdalen van Nederland heeft de natuur te kampen met ernstige waterhuishoudkundige problemen. Door grondwaterwinning en waterbeheersmaatregelen ten behoeve van de landbouw is de kwel naar de beekdalen meestal afgenomen. Vooral vegetaties die kenmerkend zijn voor de midden- en benedenloop zijn daardoor aangetast of zelfs geheel verdwenen. Bovendien zijn de piekafvoeren meestal lager geworden. Juist deze piekafvoeren zijn veroorzaken erosie- en sedimentatieprocessen: zij bepalen bijvoorbeeld hoe de beek haar meanders vormt.

Herstel van het oorspronkelijke waterregime van een beek is in principe mogelijk door het tenietdoen van de oorzaken van de verdroging: grondwaterwinningen kunnen worden beëindigd, peilen opgezet en drains verwijderd. In de praktijk zijn dergelijke maatregelen echter moeilijk te realiseren, zodat men naar andere oplossingen zoekt.

Het beekdalreservaat de 'Reitma' (2.5 ha) ligt bij het plaatsje Elp in Drenthe. Oorspronkelijk werd dit reservaat gevoed door calciumrijk kwelwater, dat door een onderbreking in een keileemlaag naar boven stroomde (fig. 3.5a). Door de aanvoer van kwelwater daalde de grondwaterstand 's zomers niet verder dan 30 à 40 cm beneden maaiveld. Ten behoeve van de afwatering van de omgeving werd in 1970 vlak naast het reservaat een diepe watergang gegraven. Het kwelwater stroomde nu niet meer naar het reservaat, maar naar deze watergang. Bovendien daalde de grondwaterstand. Om de verdroging te bestrijden werden door de eigenaar - Staatsbosbeheer - greppeltjes in het reservaat gedicht door aan

de uiteinden aarden dammetjes op te werpen. Bovendien werd, ter vermindering van de wegzijging, een lemen damwand tussen het beekje en de waterloop geplaatst (fig. 3.5b). Deze maatregelen leidden er toe dat het 's winters en in het voorjaar natter werd, maar in de zomer zakte het water nog steeds te diep weg. Bovendien werd met deze maatregelen regenwater opgespaard in het reservaat. Planten die kenmerkend zijn voor zure omstandigheden, zoals Veenpluis, verschenen, terwijl de oorspronkelijke kwelafhankelijk vegetatie verder teloorging. In 1981 werd daarom overgegaan op andere maatregelen. Aangrenzende landbouwpercelen werden opgekocht zodat men onbezwaard middels een extra stuw het peil in de watergang kon verhogen (fig. 3.5c). De greppels werden weer geopend om het regenwater af te voeren. Na deze ingrepen zijn veel 'kwelplanten', zoals Spaanse ruiter en Vlozegge, teruggekeerd.

Omdat kennis over de eisen die de natuur stelt aan de waterhuishouding vroeger beperkt was, heeft men voor de Reitma met vallen en opstaan de juiste maatregelen moeten vinden. Hopelijk komt men tegewoordig sneller tot de juiste ingrepen.

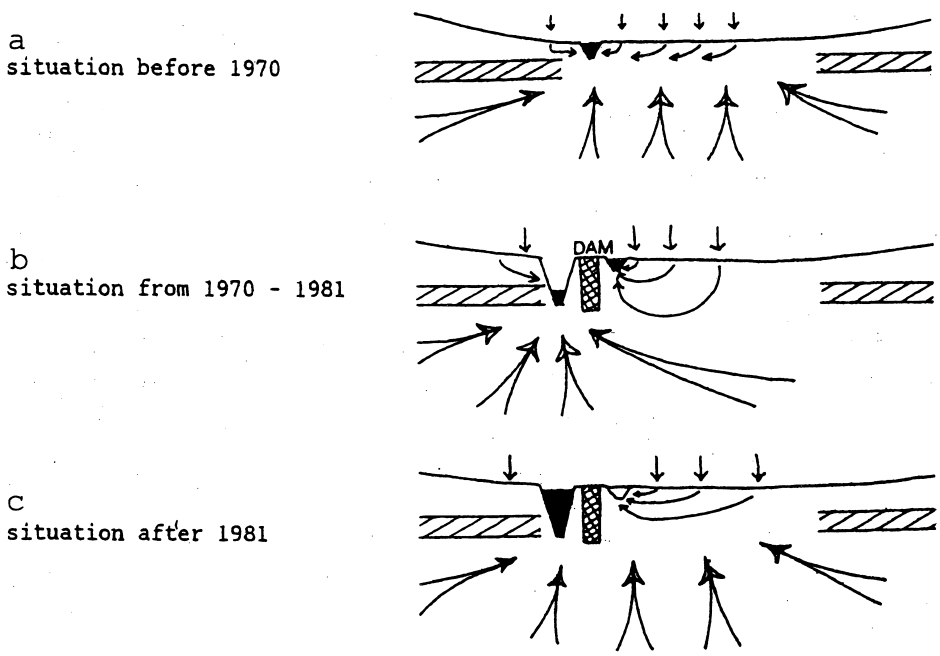


Fig. 3.5. Veranderingen in de hydrolgische gesteldheid van het reservaat de Reitma (Zeeman, 1986).

Een andere maatregel die tot meer grondwater naar een beekdal leidt, is het reduceren van de verdamping in het stroomgebied. Stel dat we in een gebied zitten waar de beken min of meer evenwijdig aan elkaar stromen op een afstand *L*. Uit het isohypsenpatroon blijkt dat het grondwater nagenoeg volledig naar de beken stroomt. Iedere beek wordt dan aan weerzij gevoed met het neerslagoverschot (*P-E*) dat afkomstig is van een strook ½*L*. Per

strekkende lengte-eenheid beek is de voeding dan (zie ook § 4.7.6):

$$q = L(P-E) \qquad (6.1)$$

met:

q = tweedimensionale debiet naar de beek [L^2T^{-1}]

L = afstand tussen de beken [L]

In de Achterhoek vinden we bijvoorbeeld beken die op een afstand van ongeveer 4 km van elkaar liggen. De stromingscomponent naar het IJsseldal is verwaarloosbaar klein ten opzichte van de stroming naar de beken. Stel dat het stroomgebied van een Achterhoekse beek wordt bedekt met voornamelijk afwisselend loofbos, naaldbos en grasland, en voorts dat hierbij een gemiddelde actuele verdamping hoort van 500 mm a^{-1}. Bij een jaarlijkse neerslag van 750 mm wordt dan volgens (6.1) de toevoer naar de beken 1000 m^2a^{-1}. Over een beeklengte van bijvoorbeeld 25 km is dit 25 10^6 m^3a^{-1} ($\approx$ 68 000 m^3d^{-1} $\approx$ 0.8 m^3s^{-1}).

In alle scheepvaartlanden van West-Europa is sinds de 16^e eeuw op grote schaal (eiken)bos gekapt. Vooral daardoor kwam zo'n anderhalve eeuw geleden in Nederland bijna geen bos meer voor. In feite hebben we de afgelopen eeuw nog nooit zoveel bos gehad als tegenwoordig. Ook in de Achterhoek kwam minder bos voor, maar wel lagen er uitgestrekte heideterreinen. Als we nu het grondgebruik in het stroomgebied van onze beek veranderen naar de situatie van vroeger (onder het credo 'vroeger was alles beter'), wat zou dat dan voor gevolgen hebben voor de grondwateraanvoer naar de beek? Dus bossen, en zeker de naaldbossen, worden grotendeels gekapt en gronden worden zoveel mogelijk bestemd als heide. Wanneer de jaarlijkse verdamping hiermee wordt gereduceerd tot 400 mm, dan neemt de voeding naar de beek toe met 40 % ((350-250)/250), ofwel - bij de beeklengte van 25 km - met ca. 27 000 m^3d^{-1}. Dit zou bijvoorbeeld genoeg kunnen zijn om de beek weer aan het meanderen te brengen.

Men kan natuurlijk ook beslissen om het extra neerslagoverschot niet ten goede te laten komen aan de beek, maar te gebruiken voor de drinkwatervoorziening van de regio. Een overschot van 27 000 m^3d^{-1} is voldoende voor het dagelijks verbruik van ruim 200 000 mensen (één persoon verbruikt in Nederland gemiddeld ca. 130 liter per dag).

6.4. EEN BUFFERZONE TEGEN VERDROGING

Aan een reservaat wordt de eis gesteld dat de grondwaterstand 's winters, ter instandhouding van de vegetatie, om en nabij het maaiveld staat. In de zomer mag de grondwaterstand enigermate wegzakken. Fig. 6.6 toont het reservaat in de winter met de beoogde aangrenzende bufferzone. De onderkant bestaat uit een homogeen pakket met een dikte D dat rust op een weerstandbiedende laag. Het reservaat en de bufferzone

worden beide gevoed door kwel U_k en door het neerslagoverschot (*P-E*). Een afvoersloot met het peil van de omgeving ligt evenwijdig aan het reservaat. Het peilverschil tussen het reservaat en de sloot is *m*. Het reservaat watert gedeeltelijk, over een afstand *s*, af op de bufferzone. Wij zullen ons in deze paragraaf verdiepen in de vraag hoe groot de breedte *B* van de bufferzone moet zijn.

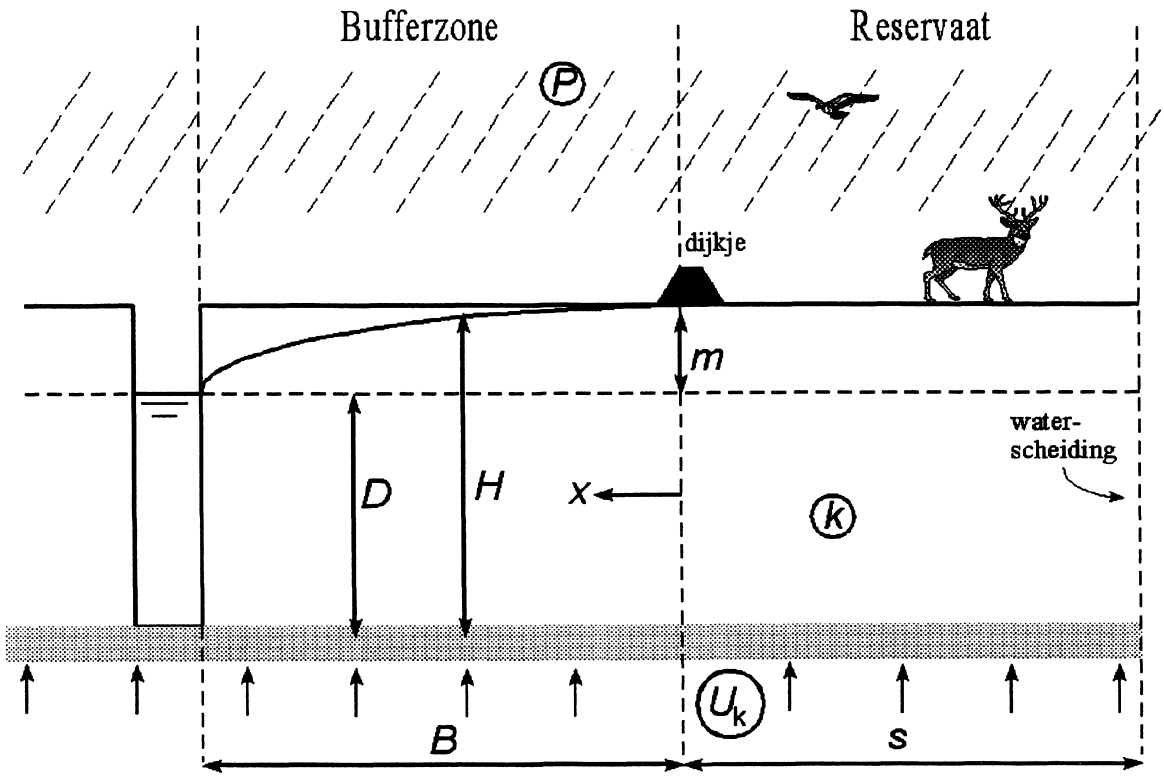


Fig. 6.5. Bufferzone voor een reservaat (stationaire stroming, 'wintertoestand').

Dit probleem zullen we *stationair* oplossen. Dit wil zeggen dat we variaties in weersgesteldheid buiten beschouwing laten, en een soort gemiddelde stromingstoestand gedurende de winter beschrijven, waarin aanvoer en afvoer van water met elkaar in evenwicht zijn.

Van boven en van onder worden het reservaat en de bufferzone gevoed door respectievelijk het neerslagoverschot (*P-E*) en de kwel U_k. De verticale fluxdichtheid naar reservaat en bufferzone is dus:

$$U_v = (P-E) + U_k \tag{6.2}$$

met:
U_v = verticale toestroming naar reservaat en bufferzone [L T^{-1}]

In de bufferzone, op een afstand x uit het reservaat, wordt grondwater aangevoerd dat afkomstig is van de verticale toestroming over een afstand $s+x$. Het tweedimensionale debiet in x is derhalve:

$$q = (s+x)U_v \tag{6.3}$$

met:
q = tweedimensionaal debiet op plaats x [L^2T^{-1}]
s = afstand tussen de grens van het reservaat en de waterscheiding [L]
x = afstand tot de grens van het reservaat [L]

In de bufferzone geldt voorts, volgens Darcy-Dupuit, voor het tweedimensionale debiet:

$$q = -kH\frac{dH}{dx} \tag{6.4}$$

met:
k = doorlatendheid [L T^{-1}]
H = stijghoogte t.o.v. bovenkant weerstandbiedende laag [L]

Gelijkstelling van (6.3) en (6.4) levert (eliminatie van q):

$$-kHdH = (s+x)U_v dx \tag{6.5}$$

Integreren van deze differentiaalvergelijking en vermenigvuldigen met $2U_v^{-1}$ resulteert in:

$$-\frac{k}{U_v}H^2 = x^2 + 2sx + C \tag{6.6}$$

De randvoorwaarde (x=0, H=D+m) leidt voor de integratieconstante C tot:

$$C = -\frac{k}{U_v}(D + m)^2 \qquad (6.7)$$

Substitutie in (6.6):

$$x^2 + 2sx - \frac{k}{U_v}[(D+m)^2 - H^2] = 0 \qquad (6.8)$$

$H = D + m$

Op een afstand $x = B$ geldt $h = D$. Ingevuld in (6.8) geeft:

$$B^2 + 2sB - \frac{k}{U_v}m(2D+m) = 0 \qquad (6.9)$$

Oplossing van deze vierkantsvergelijking in B geeft de volgende vergelijking voor de bufferzonebreedte (alleen het positieve teken voor de wortel voldoet, omdat B niet negatief kan zijn):

$$B = \sqrt{s^2 + \frac{k}{U_v}m(2D+m)} - s \qquad (6.10)$$

met:
B = breedte bufferzone [L]

Voorbeeld

Een reservaat met een goed doorlatende zandondergrond (k = 5 m d^{-1}) ligt in een omgeving met een peil dat 's winters 8 dm lager is (m = 0.80 m). Dit reservaat moet 's winters (P-E = 0.001 m d^{-1}) dras staan. Met behulp van vergelijking 6.10 is tabel 6.1 opgesteld, die de benodigde breedte van de bufferzone weergeeft. De lengte s, die de bufferzone voedt is variabel gesteld; ook voor de dikte D van de zandlaag en voor de kwelintensiteit U_k zijn verschillende waarden ingevoerd.

Uit de tabel blijkt dat de dikte van de zandlaag D zeer belangrijk is: bij een grote dikte kan het water makkelijker wegstromen en dan is een brede bufferzone noodzakelijk. Naarmate

een groter deel van het reservaat naar de bufferzone afwatert (toenemende *s*) kan de breedte kleiner worden genomen. Ook bij voeding door kwel (kolom U_k = 1) kan met een kleinere breedte worden volstaan. Blauwgraslanden bijvoorbeeld, komen in zandgebieden voor onder invloed van kwel. Voor dit vegetatietype is het niet allleen van belang dat het 's-winters zeer nat is, maar ook dat het kwelwater het wortelmilieu bereikt. Vergelijking 6.10 geeft ons daar echter geen inzicht in. Situaties met wegzijging (U_k = -½), vereisen een bredere bufferzone. Natte-heideterreinen op veldpodzolen verkeren bijvoorbeeld in zo'n situatie. Deze worden geheel gevoed door neerslag, zodat aanleg van een bufferzone niet bezwaarlijk kan wezen. Door de wegzijging kan de grondwaterstand 's zomers ver wegzakken (Gt III of V).

Tabel 6.1. Waarden voor de breedte van de bufferzone *B* (m) uit fig. 6.5.

	s = 0 m U_k (mm d^{-1})			s = 100 m U_k (mm d^{-1})			s = 500 m U_k (mm d^{-1})		
D (m)	-½	0	1	-½	0	1	-½	0	1
1	150	106	75	80	46	25	22	11	6
5	294	208	147	210	131	78	80	41	21
10	408	288	204	320	205	127	145	77	40
20	571	404	286	480	316	203	259	143	76

k = 5 m d^{-1}, $(P\text{-}E)$ = 0.001 m d^{-1}, m = 0.8 m

6.5. EEN BUFFERZONE TEGEN NITRAAT

Het volgende voorbeeld illustreert dat een beschouwing over de waterkwaliteit van een gebied niet los kan staan van een grondige kennis van de waterkwantiteit.

Door bemesting worden in het grondwater op veel plaatsen in Nederland hoge concentraties nitraat (NO_3^{-1}) gevonden. In veel gevallen vormt dit een bedreiging voor de drinkwatervoorziening en voor de planten en dieren in het oppervlaktewater. In het grondwater kan nitraat door pyriet (FeS_2) echter worden gereduceerd (Van Beek, 1988) (ook veen of iedere andere reducens kan denitrificerend werken). Pyriet komt vooral voor in mariene sedimenten, waar het is ontstaan in aanwezigheid van organische stof. Ook treft men pyriet veel aan in veen dat door zeewater overspoeld is geweest.

Bij de reductie ontstaat het onschadelijk stikstofgas (N_2), dat naar de atmosfeer verdwijnt (de atmosfeer bestaat voor 80 % uit N_2):

$$2FeS_2(s) + 6NO_3^- + 4H_2O \rightarrow 2Fe(OH)_3(s) + 3N_2\uparrow + 4SO_4^{2-} + 2H^+$$

Deze reactievergelijking is een van de verklaringen waarom op bemeste pyriethoudende gronden vaak hoge sulfaatconcentraties en een lage *pH* worden aangetroffen. Indien kalk aanwezig is kan het geproduceerde zuur worden geneutraliseerd:

$$CaCO_3(s) + 2H^+ \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$

De snelheid waarmee de *chemische denitrificatie* verloopt kan beschreven worden volgens een lineair afbraakproces:

$$C = C_o e^{-\alpha t} \qquad (6.11)$$

met:

C = nitraatconcentratie op tijdstip t [M L^{-3}]
C_o = nitraatconcentratie op tijdstip $t = 0$ [M L^{-3}]
α = afbraakconstante [T^{-1}]
t = tijd [T]

De afbraakconstante α is ondermeer afhankelijk van de hoeveelheid pyriet in het doorstroomde substraat.

Stel nu dat we een landbouwgebied hebben met evenwijdige sloten op een afstand L van elkaar. Al het neerslagoverschot komt in deze sloten terecht. Ter bescherming van het aquatisch leven wil men aan weerszijden van de sloten een strook reserveren met een breedte B, waar voortaan niet meer bemest mag worden. Het is de bedoeling dat het nitraat tijdens het transport door deze strook tot een fractie C/C_o wordt afgebroken, zodat betrekkelijk schoon grondwater de sloot instroomt. De hiervoor benodigde stroomtijd in de bufferzone volgt uit (6.11):

$$t_B = \frac{1}{\alpha} \ln\left[\frac{C_o}{C}\right] \qquad (6.12)$$

Indien we nu breedte B kunnen uitdrukken als functie van t_B, dan kunnen we m.b.v. (6.12) de benodigde breedte van de bufferzone bepalen.

De afstand van het midden van de bufferzone tot de waterscheiding bedraagt ½(*L*-*B*) (ga dit zelf na). Wanneer we deze afstand vermenigvuldigen met het neerslagoverschot ([LT^{-1}], bijvoorbeeld in m d^{-1}), dan krijgen we een uitdrukking voor het gemiddelde tweedimensionale debiet $\bar{q}$ in de bufferzone:

$$\bar{q} = ½\ (P-E)(L-B) \tag{6.13}$$

Wanneer het water stroomt in een pakket met een dikte *D* en effectieve porositeit n_e, dan geldt voor de gemiddelde effectieve stroomsnelheid $\bar{v}_e$ in de bufferzone:

$$\bar{v}_e = \frac{\bar{q}}{Dn_e} = \frac{(P-E)(L-B)}{2Dn_e} \tag{6.14}$$

Zodat de stroomtijd bedraagt:

$$t_B = \frac{B}{\bar{v}_e} = \frac{2BDn_e}{(P-E)(L-B)} \tag{6.15a}$$

Deze vergelijking kan vereenvoudigd worden voor de gevallen dat *B* klein is t.o.v. *L*. Dan geldt namelijk:

$$t_B \approx \frac{2BDn_e}{(P-E)L} \tag{6.15b}$$

Gelijkstelling aan (6.12) levert de volgende benaderende vergelijking voor *B*:

$$B \approx L\frac{(P-E)}{2\alpha Dn_e}\ln\left[\frac{C_o}{C}\right] \tag{6.16}$$

6.6. INTERNE MAATREGELEN TEGEN VERDROGING VAN EEN HOOGVEEN

Hoogvenen worden volledig gevoed door de neerslag en daardoor hebben ze een zeer voedselarm milieu met een daarop aangepaste karakteristieke plantengroei. In een onaangetast hoogveen bestaat de vegetatie voor het grootste deel uit veenmossen (*Sphagnum sp.*). Deze planten vormen een laagdikte van één tot enkele dm dikke met een heel hoge bergingscoëffiënt voor water, de zogenaamde *acrotelm*. Door de acrotelm zakt de grondwaterstand in een 'levend' hoogveen 's zomers nooit diep weg.

In Nederland is de vegetatie in bijna alle hoogvenen sterk aangetast. De vegetatie bestaat vooral uit Pijpestrootje. In zo'n 'gedegenereerd' hoogveen ontbreekt een goed ontwikkelde acrotelm. Daardoor is de bergingscoëfficiënt laag. De grondwaterstand zakt 's zomers te diep weg voor de oorspronkelijke hoogveenplanten.

Om deze verdroging tegen te gaan kan men niet water van elders aanvoeren. De planten in een hoogveen 'lusten' immers alleen regenwater. Daarom probeert men een aangetast hoogveen meestal te herstellen door de aanleg van plassen (bergingscoëfficiënt = 1) die de bergingscapaciteit van het gebied aanzienlijk verhogen. De plassen mogen in verband met erosie door golfslag niet te groot zijn. Voorts moet de afstand tussen de plassen klein zijn (ca. 5 m) zodat de drainageweerstand klein is en de grondwaterstand gelijke tred kan houden met het peil in het oppervlaktewater. In de plassen kan groei van veenmos optreden. Wanneer deze groei voorspoedig verloopt, zullen de veenmoslagen van verschillende plassen uiteindelijk over het oorspronkelijke veen groeien en een aaneengesloten laag vormen. Deze laag fungeert als een 'huid', het is de nieuwe acrotelm die de bergingsfunctie van het oppervlaktewater heeft overgenomen. Om verdroging van het nieuw gevormde veenmos in de plassen te voorkomen, mogen deze 's zomers niet droogvallen.

Het aanleggen van plassen heeft echter ook negatieve consequenties voor de hydrologische eigenschappen van het hoogveen. Allereerst kan door het graven de verticale weerstand c van het veen afnemen en daarmee de wegzijging toenemen. In fig. 6.6 is weergegeven hoe de wegzijging kan veranderen, afhankelijk van de dikte van het veenpakket en de hoogte van de grondwaterspiegel. Voor de berekening van de cijfers in deze figuur is aangenomen dat de stijghoogte in het onderliggende zandpakket gelijk is aan de onderkant van het veenpakket, en voorts dat de hydraulische weerstand over het hele pakket 4500 d m^{-1} bedraagt[1] (controleer zelf de uitkomsten). Merk op dat het opzetten van het peil, en dus het extra bergen van water, ten koste gaat van een toename in de wegzijging. Een ander nadelig gevolg, niet getoond in fig. 6.6, is dat de verdamping van open water groter is dan

---

[1]Algemeen wordt echter aangenomen dat de weerstand met de diepte toeneemt. Vooral op de overgang veen-zand bevindt zich doorgaans een schoensmeerachtig laagje met een zeer hoge hydraulische weerstand, de zogenaamde 'gliedelaag'.

van een aangetast hoogveen.

Of de maatregel - althans in hydrologisch opzicht - succesvol zal zijn, hangt af van de vraag of de positieve gevolgen zullen domineren over de negatieve. Deze vraag is niet zo eenvoudig te beantwoorden omdat de gevolgen onder meer afhangen van het plaatselijke neerslagoverschot, de bergingseigenschappen en de hydraulische weerstand van de bodem, het peilverschil met de omgeving, en de mate waarin de verdamping van de vegetatie bij droogte wordt gereduceerd. Voor een dergelijk gecompliceerde vraag is de hulp van een computermodel dat het stromingsproces in de bodem niet-stationair kan simuleren, veelal een noodzaak.

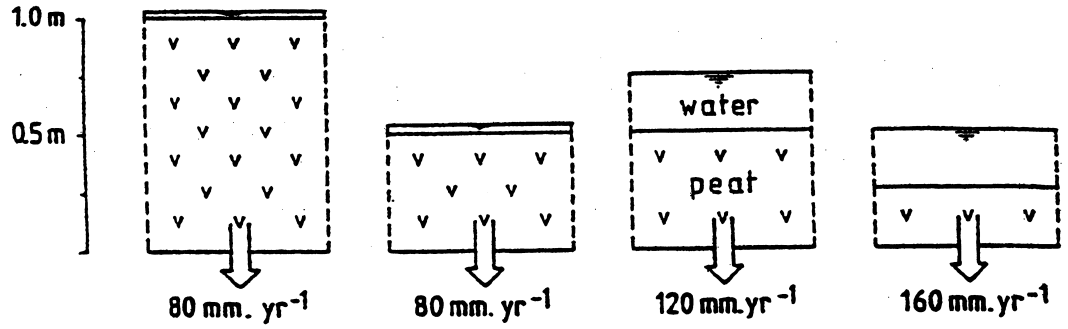


Fig. 6.6. Wegzijging op verschillende locaties in de Engbertsdijksvenen (Schouwenaars, 1992).

. . . . . *Opgave 6.1-6.3*

LITERATUUR

Beek, C.G.E.M. van, 1988. Chemische informatie nodig voor de voorspelling van de te onttrekken grondwaterkwaliteit in langbouwgebieden. *H_2O* 18(5):119-122.

Beers, W.F.J. van, 1970. The auger-hole method. A field measurement of the hydraulic conductivity of soil below the water table. *Int. Inst. Land Recl. and Improvement,* Bulletin. 1, Wageningen.

Beugelink, G.P., F.A.M. Claessen en J.H.C. Mülschlegel, 1992. Effecten op natuur van grondwaterwinning. Beleidsplan Drink- en Industriewatervoorziening en MER. Bilthoven.

Beusekom, C.F. van, J.M.J. Farjon, F. Foekema, B. Lammers, J.G. de Molenaar en W.P.C. Zeeman, 1990. Handboek Grondwaterbeheer voor Natuur, Bos en Landschap. *Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap, SDU,* Den Haag.

Bier, G., D. van der Hoek, S. van der Schaaf (Red.) en T.J. Spek, 1992. Kwel en natuurontwikkeling in het Binnenveld tussen de Neder-Rijn en Veenendaal. *Landbouwuniversiteit, Vakgroep Hydrologie, Bodemnatuurkunde en Hydraulica,* Rapport 19.

Bouwer, H., 1986. Intake Rate: Cylinder infiltrometer. In: Klute, (Ed), 1986. Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods. 2nd. Ed. Series Agronomy 9:825-844. *Am. Soc. Agronomy. Soil Sci. Soc. Am.* Madison, Wis.

Braat, L.C. (red.), A.R. van Amstel, A.C. Garritsen, C.R. van Gool, N. Gremmen, C.L.G. Groen, H.L.M. Rolf, J. Runhaar en J. Wiertz, 1989. Verdroging van natuur en landschap in Nederland - Het technisch rapport. *Ministerie van Verkeer en Waterstaat.*

Bruin, H.A.R. de, 1977. The accuracy of measuring areal pecipitation with a rain gauge network. Precipitation and Measurements of Precipitation. *Commissie voor Hydrologisch Onderzoek TNO, Verslagen en Mededelingen* 23: 17-46.

Bruin, H.A.R. de, 1987. From Penman to Makkink. In: Hooghart (1987): 5-31.

Colenbrander, H.J., et al., 1989. Water in the Netherlands. *CHO-TNO, Proceedings and information no. 37,* The Hague.

Commissie Hydrologisch Onderzoek TNO, 1986. Verklarende Hydrologische Woordenlijst. *Rapporten en nota's* 16, Den Haag.

Demoed, E.J., 1953, herdrukt 1987. Van een groene zoom aan een vaal kleed. De geschiedenis van de dorpen Oosterbeek, Wolfheze, Doorwerth, Heelsum en Renkum. *Gysbers & van Loon,* Arnhem.

Ernst, L.F, 1950. Een nieuwe formule voor de berekening van de doorlatendheid met de boorgatenmethode. *Meded. Landb. Proefst. en Bodemkundig Inst.,* Groningen (gestencild rapport).

Feddes, R.A., 1987. Crop factors in relation to Makkink's reference crop evaporation. In: Hooghart (1987).

Feddes, R.A., 1994. Inleiding Bodemnatuurkunde ten behoeve van Inleiding bodemkunde A en Inleiding Bodemkunde B. *Landbouwuniversiteit Wageningen, Vakgroep Waterhuishouding.*

Geldof, G. en S. Maljaars, 1992. Maatregelen tegen grondwateroverlast. *TAUW Infra Consult*, Deventer.

Gun, J.A.M. van der, 1978. Grondwaterkaart van Nederland. Utrecht. 31 Oost, 32 West, 38 Oost, 39 West (ten noorden van Lek en neder-Rijn). Voortgangsverslag. *Dienst Grondwaterverkenning TNO*, Delft.

Hooghart, J.C. (ed.), 1986. Water management in relation to nature, forestry and landscape management. *CHO-TNO, Proc. and Inform.* 37, The Hague.

Hooghart, J.C. (red.), 1987. Evaporation and Weather. *CHO-TNO, Proceedings and Information* No. 39, The Hague.

Hooghart, J.C., & W.N. Lablans (red.), 1988. Van Penman naar Makkink - Een nieuwe berekeningswijze voor de klimatologische verdampingsgetallen. *Commissie voor Hydrologisch Onderzoek TNO, Rapporten en nota's* no. 19.

Hooghoudt, S.B., 1937. Bijdrage tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van den grond, No. 6. *Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen* 43 (13) B.

IGG-TNO, 1994. Op de hoogte. *Informatiefolder*, Delft.

Kirkham, D., 1946. Proposed method for field measurement of permeability of soil below the water table. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 10:58-68

Koorevaar, P., G. Menelik en C. Dirksen., 1994. Elements of Soil Physics. 4th Impr. *Developments in Soil Science* 13, *Elsevier.*

Kouwenhoven, P.A. en J.P.M. Witte, 1982. *De waterhuishouding van het natuurgebied 'Botshol'.* Mededeling vakgroep Cultuurtechniek no. 46, Landbouwhogeschool, Wageningen.

Kruseman, G.P. and N.A. de Ridder, 1990. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. 2nd Ed. *ILRI Publication* 47. *Int. Inst. for Land Reclamation and Improvement*, Wageningen.

Ministerie van Verkeer en waterstaat, 1989. Derde nota waterhuishouding - Water voor nu en later. SDU-uitgeverij, 's-Gravenhage.

Pellenbarg, N.P. en A.G.M. de Vrieze, 1992. Proefprojecten verdroging in 1992. *RIZA-werkdocument* 92.130x. Lelystad.

Rolf, H.L.M., 1989. Verlaging van de grondwaterstanden in Nederland. Analyse periode 1950-1986. *Dienst Grondwaterverkenning TNO*, Delft.

Ruyter, D.C. de, 1986. Te hoog grondwater in de bebouwde omgeving. *Stichting Bouwresearch*, Rotterdam.

Schothorst, C.J., 1982. Drainage and behaviour of peat soils. In: H. de Bakker and M.W. van den Berg (Eds). Proceedings of the symposium on peat lands below sea level. *ILRI Publication* 30:130-163. *Int. Inst. for Land Reclamation and Improvement*, Wageningen.

Schouwenaars, J.M., 1990. Problem-oriented studies on plant-soil-water relations. Proefschr. Landbouwuniversiteit, Wageningen.

Schweikle, V., 1990. Physik des Torfes und der Moorböden. In: Göttlich, Kh., 1990. Moor- und Torfkunde, pp. 272-283. *Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, Stuttgart.

Streefkerk, J.G. en W.A. Casparie, 1987. De hydrologie van hoogveen systemen. *Staatsbosbeheer*, Utrecht.

Werkgroep Herziening Cultuurtechnisch Vademecum, 1992. CultuurtechnischVademecum. *Vereniging voor Landinrichting*. Utrecht

Wösten, J.H.M., M.H. Bannink en J. Beuving, 1987. Waterretentie- en doorlatendheidskarakteristieken van boven- en ondergronden in Nederland: De Staringreeks. *ICW-rapport* 18, *Stiboka rapport* 1932. *Inst. Cultuurtechniek en Waterhuish.*, Wageningen.

Wösten, J.H.M., G.J.Veerman, en J. Stolte, 1994. Waterretentie- en doorlatendheidskarakteristieken van boven- en ondergronden in Nederland: De Staringreeks. Vernieuwde uitgave 1994. *SC-DLO, Technisch Document* 18, Wageningen.

IJzerman, A.J., 1982. De sprengen en sprengenbeken op de Veluwe. Ontstaan, beheer en watervoorziening. *Wetensch. Meded. K.N.N.V.* 151, 75 pp.

IJzerman, A.J., 1989. Beken en waterradmolens op de Veluwe. *De Wijerd* 10(3). *Stichting tot Behoud van de Veluwse Sprengen en Beken.*

Ven, F.H.M. van der, 1989. Van neerslag tot rioolinloop in vlak gebied. *Proefschrift*, TU-Delft.

Ven Te Chow ed., 1964. Handbook of applied Hydrology. *McGraw Hill,* New York, N-J.

Vries, J.J., de, 1976. *Inleiding tot de hydrologie van Nederland.* 2e sterk uitgebreide uitgave. *Rodopi N.V.*, Amsterdam.

Vries, J.J., 1982. Anderhalve eeuw hydrologisch onderzoek in Nederland. Overzicht van de ontwikkeling van de wetenschappelijke kennis van het water in Nederland tussen 1830 en 1990, beschouwd vanuit een geohydrologisch gezichtshoek. *Rodopi*, Amsterdam.

Wilson, E.M., 1983. Engineering Hydrology, 3rd ed. *McMillan*, London.

Wirdum, G. van, 1991. Vegetation and hydrology of floating rich-fens. *Ph. D thesis, University of Amsterdam.* 310 pp.

Zandstra, E., z.j. Het natuurreservaat "De Bennekomse Meent". In: Een veluws dorp. Een herinneringswerk voor Ir. M.M. van Hoffen, pp. 90-94. *Stichting "Oud Bennekom"*, Bennekom.

Zandstra, J.G. en G.H.J. Ruegg, 1984. Neogeen en Pleistoceen: tot midden-Saalien. In: Verbraeck, A., 1984. Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1:50.000. Blad Tiel West (39W) en Blad Tiel Oost (39O). *Rijks Geologische Dienst*, Haarlem.

Zeeman, W.P.C., 1986. Application in land nature and water management: the Reitma case study. In: Hooghart, J.C. (ed.), 1986. Water management in relation to nature, forestry and landscape management. *CHO-TNO, Proc. and Inform.* 37, The Hague.

LIJST VAN NATUURKUNDIGE EENHEDEN

Voor natuurkundige *grootheden* gebruiken we symbolen die cursief worden geschreven. Voor breedte kunnen we bijvoorbeeld het symbool *b* gebruiken, maar ieder ander symbool mag ook, zolang uit de tekst maar ondubbelzinnig blijkt wat wordt bedoeld. Grootheden kunnen in verschillende *eenheden* worden uitgedrukt. Breedte *b* bijvoorbeeld in m, km, feet, inches of iedere andere eenheid van de *dimensie* afstand [L]. Eenheden schrijven we rechtop; dimensies schrijven we in hoofdletters en tussen vierkante haken.

Volgens internationale afspraak worden de dimensies afstand, tijd, massa en temperatuur bij voorkeur uitgedrukt in respectievelijk de eenheden meter, seconde, kilogram en Kelvin. In principe kunnen alle grootheden uit dit dictaat in deze vier basiseenheden worden uitgedrukt, maar voor specifieke combinaties van basiseenheden zijn vaak andere eenheden beschikbaar, zoals de Newton voor kracht (waarbij 1 N = 1 kg m s^{-2}). Hieronder worden stapgewijs met behulp van natuurkundige betrekkingen de veelgebruikte eenheden Newton, Pascal, Joule en Watt afgeleid.

Voorbeeld grootheid	Dimensie		Eenheid	
s = afstandsmaat	lengte	[L]	m	meter
t = tijdsmaat	tijd	[T]	s	seconde
m = massamaat	massa	[M]	kg	kilogram
T = temperatuurmaat	temperatuur	[Θ]	K	kelvin

snelheid = afstand : tijd

$v = s\ t^{-1}$ [L T^{-1}] m s

versnelling = snelheid : tijd

$a = v\ t^{-1}$ [L T^{-2}] m s^{-2}

kracht = massa × versnelling

$F = m\ a$ [M L T^{-2}] kg m s^{-2}

N Newton

druk = kracht : oppervlak

$p = F\ A^{-1}$ [M $L^{-1}T^{-2}$] kg $m^{-1}s^{-2}$

Pa Pascal

energie (arbeid, warmte) = kracht × weg

$W = F\ s$ [M L^2 T^{-2}] kg m^2s^{-2}

J Joule

vermogen = energie : tijd

$P = W\ t^{-1}$ $[M\ L^2\ T^{-3}]$ $kg\ m^2 s^{-3}$

W Watt

Van belang zijn verder de volgende eenheden en symbolen:

- 1 cal = 4.19 J
- *g* = versnelling zwaartekracht ≈ 9.81 m s^{-2}
- gewicht is een kracht en geen massa; strikt genomen zouden aardappelen dus aangeboden moeten worden in N
- giga = G = 10^9
  mega = M = 10^6
  kilo = k = 10^3
  milli = m = 10^{-3}
  micro = μ = 10^{-6}
  nano = n = 10^{-9}

DEFINITIES VAN HYDROLOGISCHE GROOTHEDEN

De hier weergegeven definities zijn grotendeels deel ontleend aan de Verklarende Hydrologische Woordenlijst, uitgegeven door de Commissie voor Hydrologisch onderzoek TNO in 1986 (Rapporten en nota's No. 16). In definities gebruikte termen die zelf in de lijst zijn gedefinieerd, worden aangegeven met een *. Eventueel commentaar bij een definitie is *cursief* gedrukt.

Absolute waterdruk. De druk van het water, overeenkomend met de som van de relatieve waterdruk* en de atmosferische druk ter plaatse.

Actuele evapotranspiratie. Werkelijke verdamping; de verdampingsflux van een begroeid oppervlak [LT^{-1}].

Afgesloten watervoerende laag of pakket. Watervoerende laag of lagenpakket, dat aan de boven- en onderzijde wordt begrensd door (vrijwel) ondoorlatende lagen.

Afvoerbare neerslag. Deel van de netto neerslag* dat tot afvoer komt in het oppervlaktewater [LT^{-1}].

Albedo. De fractie kortgolvige straling die door het aardoppervlak wordt teruggekaatst [1].

Artesische watervoerende laag. Een afgesloten watervoerende laag, waarin de stijghoogte* van het grondwater boven het maaiveld uitkomt.

Berging. Het volume water dat aanwezig is in het beschouwde deel van de grond [L^3].

Bergingscoëfficiënt (bergingsfactor). Het quotiënt van de verandering in specifieke berging* en de bijbehorende verandering in grondwaterstand* c.q. stijghoogte* [1].

Bodemevaporatie. Bodemverdamping; de verdampingsflux vanuit de bodem [LT^{-1}].

Bodemwater. Water dat zich in de grond boven de grondwaterspiegel* bevindt.

Bodemvocht. Dezelfde definitie als bodemwater*.

Bruto neerslag. De gemiddelde specifieke neerslagintensiteit* boven het aardoppervlak [LT^{-1}].

c-waarde. Verticale weerstand*.

Capillaire zoom. Volcapillaire zone*.

Dampdruk. De partiële druk van de watermoleculen bij een zekere temperatuur [$L^{-1}MT^{-2}$].

Debiet. Het vloeistofvolume dat per tijdseenheid door een doorsnede stroomt [L^3T^{-1}].

Doorlaatvermogen. De flux* die per breedte-eenheid van een watervoerend pakket bij eenheidsgradient door die watervoerende laag stroomt [L^2T^{-1}]. *In plaats van de term "doorlaatvermogen" wordt vaak de term "kD-waarde" gebruikt.*

Drainage. Ontwatering*.

Drukhoogte. De hoogte van een waterkolom die een druk levert, gelijk aan de relatieve waterdruk* [L].

Freatische watervoerende laag. Watervoerende laag, waarin een grondwaterspiegel voorkomt.

Fluxdichtheid. Het differentiaalquotiënt van de volumestroom* naar het oppervlak [LT^{-1}]; soms aangeduid als volumestroom per eenheid van oppervlakte. Als het oppervlak in kwestie loodrecht staat op de stroomrichting is de fluxdichtheid gelijk aan de absolute waarde van de filtersnelheid*.

Flux. Het volume water dat per tijdseenheid door een gegeven oppervlak stroomt [L^3T^{-1}].

Gedeeltelijk afgesloten watervoerende laag of pakket. Een watervoerende laag of lagenpakket dat aan de boven- en onderzijde wordt begrensd door slecht doorlatende lagen of door één slecht doorlatende en één vrijwel ondoorlatende laag.

GHG. Gemiddelde hoogste grondwaterstand. Rekenkundig gemiddelde van de HG3* over tenminste 8 jaren [L].

GLG. Gemiddelde laagste grondwaterstand. Rekenkundig gemiddelde van de LG3* over tenminste 8 jaren [L].

Grondwater. Water aan en beneden de grondwaterspiegel*.

Grondwaterscheiding. Grens van het grondwater* tussen twee stroomgebieden*. Het grondwater stroomt aan de ene kant van de grens naar een andere waterloop toe dan aan de andere kant.

Grondwaterspiegel. Het vlak door de punten waar het grondwater* een drukhoogte* gelijk aan nul heeft

Grondwaterstand. De hoogte ten opzichte van een referentieniveau van een punt waar het grondwater* een drukhoogte* gelijk aan nul heeft. [L]

Grondwaterstandsbuis. Peilbuis met filter, waarvan de onderkant op een zodanig geringe diepte onder de grondwaterspiegel* ligt, dat de erin gemeten stijghoogte gelijk of nagenoeg gelijk is aan de hoogte van de grondwaterstand*.

Grondwaterstandsdiepte. De afstand tussen maaiveld en de grondwaterstand*. [L]. *In plaats van deze term wordt ook wel de term "grondwaterdiepte" gebruikt. Gezien de definitie van het begrip "grondwater" heeft laatstgenoemde term betrekking op alle diepten waarop grondwater voorkomt. Het gebruik wordt dan ook afgeraden.*

Herhalingstijd. Gemiddelde tijd dat het duurt voordat een bepaald verschijnsel (bijvoorbeeld een extreme neerslag gedurende 3 dagen) zich herhaalt [T].

HG3. Rekenkundig gemiddelde van de hoogste drie grondwaterstanden*, gemeten ten opzichte van maaiveld, in een jaar dat loopt van 1 april t.e.m. 31 maart daaraanvolgend, waarin is waargenomen op of omstreeks de 14^e en de 28^e van iedere maand.

Hydrologische kringloop. Het doorlopen van een reeks processen en toestanden van het water (zoals neerslag, berging, afvoer, verdamping), waarbij telkens weer een andere toestand wordt bereikt.

Infiltratie. (1) Het aan het grondoppervlak binnentreden van water in de grond. (2) de aanvulling van water onder het aardoppervlak door middel van sloten of geperforeerde buizen. (3) de voeding van de verzadigde zone* door middel van verticale filters (zg. infiltratieputten).

Inklinking. Daling van het grondoppervlak (maaiveld) als gevolg van een daling van de grondwaterstand [L].

Interceptie. Deel van de bruto neerslag* dat door vegetatie of andere structuren wordt onderschept en vervolgens verdampt [LT^{-1}].

Interceptiecapaciteit. Maximale interceptie* van een begoeiing gedurende een in beschouwing genomen tijdsperiode (bijvoorbeeld één dag) [LT^{-1}].

Inzijging. Wegzijging*.

k-daagse som. De waarde van een of andere grootheid (bijv. verdamping, neerslag), te verkrijgen door sommatie over *k* opeenvolgende dagen.

kD-waarde. Doorlaatvermogen*.

Kwel. Het uittreden van grondwater onder invloed van grotere stijghoogten buiten het beschouwde gebied.

LG3. Rekenkundig gemiddelde van de laagste drie grondwaterstanden*, gemeten ten opzichte van maaiveld, in een jaar dat loopt van 1 april t.e.m. 31 maart daaraanvolgend, waarin is waargenomen op of omstreeks de 14^e en de 28^e van iedere maand [L].

Lozingspunt. Punt in een waterloop dat correspondeert met het beschouwde stroomgebied*, en waar de afvoerbare neerslag* wordt geloosd.

Matrixkrachten. Verzamelnaam voor adhesie-, cohesie- en osmotische krachten in de onverzadigde zone.

Neerslag. Het volume waterdeeltjes dat vanuit de atmosfeer het aardoppervlak bereikt [L^3].

Neerslaghoogte. Specifieke neerslag* [L].

Neerslagintensiteit. De afgeleide van de neerslaghoogte* naar de tijd [LT^{-1}].

Neerslagoverschot. Het verschil tussen netto neerslag* en de werkelijke evapotranspiratie*: P_n- E [LT^{-1}]

Netto neerslag. Het verschil tussen bruto neerslag* en interceptie*: P_n=P-E_i [LT^{-1}].

Netto-straling. Verschil tussen inkomende en uitgaande straling (langgolvige en kortgolvige) [$M\ T^{-3}$].

Ontwatering. De afvoer van water over en door de grond en eventueel door drainbuizen en greppels naar een stelsel van grotere waterlopen.

Ontwateringsdiepte. De afstand tussen het grondoppervlak en de hoogste grondwaterstand tussen de ontwateringsmiddelen.

Onverzadigde zone. Het deel van de grond boven de grondwaterspiegel*, waarin de poriën zowel water als lucht bevatten.

Opbolling. Het verschil tussen het hoogste punt van de grondwaterspiegel en de waterstand in de ontwateringsmiddelen (leidingen) [L].

Open-waterverdamping. De theoretische verdampingsflux van een oneindig uitgestrekt ondiep glad wateroppervlak onder heersende meteorologische omstandigheden [$L.T^{-1}$].

Oppervlakte-afvoer. Afstroming van neerslag die optreedt over het grondoppervlak (met inbegrip van verharde oppervlakken, zoals wegen, daken en vliegvelden).

Oppervlaktewaterscheiding. Grens van het oppervlaktewaterstelsel tussen twee stroomgebieden*. Het oppervlaktewater stroomt aan de ene kant van de grens naar een andere waterloop toe dan aan de andere kant.

Peilbuis. Buis, waarmee een grondwaterstand of stijghoogte kan worden gemeten.

Percolatie. Neerwaartse beweging van water in de onverzadigde zone*.

Piezometer. Peilbuis* met een kort filter van enkele cm lang of uitsluitend een opening aan de onderzijde.

Pluviograaf. Automatisch registrerende regenmeter.

Potentiële evapotranspiratie. Potentiële verdamping: de theoretische evapotranspiratie* van een gewas dat van voldoende water wordt voorzien en dat wordt bloot gesteld aan de heersende meteorologische omstandigheden [LT^{-1}].

Poriëngetal. Het volume van de poriën gedeeld door het volume van de vaste delen. [-].

Porositeit. Het volume van de poriën, gedeeld door het totale volume van de grond (bodemdeeltjes plus poriën). [-]

Potentiaal. Energie per eenheid van massa [L^2T^{-2}].

Relatieve waterdruk. De druk van het water ten opzichte van de atmosferische druk ter plaatse. *(zie ook "Absolute waterdruk")* [$ML^{-1}T^{-2}$].

Soortelijke oppervlakte. *U*-cijfer*

Specifieke berging. Berging* boven een nader aan te geven referentievlak per eenheid van oppervlak [L].

Specifieke neerslag. De neerslag die per eenheid van horizontaal oppervlak valt gedurende een zekere periode (*Ook neerslaghoogte* genoemd*) [L].

Stroomgebied. Een gebied waaruit de afvoerbare neerslag* door één bepaalde waterloop wordt afgevoerd.

Stijghoogte. De som van drukhoogte* en plaatshoogte, beide gemeten ten opzichte van eenzelfde referentiehoogte.

Topografische scheiding. Denkbeeldige lijn tussen twee waterlopen, die loopt door de hoogste punten van het grondoppervlak.

Transpiratie. De verdampingsflux* via de huidmondjes en cuticula van een droog bladoppervlak van planten [LT^{-1}].

U-cijfer. Soortelijke oppervlakte, d.w.z. het aantal malen dat de gezamenlijke oppervlakte van de gronddeeltjes tussen 16 en 2000 μ groter is dan die van eenzelfde massa bolvormige deeltjes met een diameter van 1 cm en gelijke dichtheid.

Verblijftijd. De gemiddelde tijd die een waterdeeltje in een reservoir doorbrengt [T].

Verdamping. De overgang van water in vloeibare (of vaste vorm) in waterdamp.

Verdampingswarmte van water (beter: specifieke verdampingswarmte van water). De hoeveelheid energie die nodig is om een massa-eenheid water zonder temperatuurverhoging (isoterm) van de vloeibare fase in de dampfase te doen overgaan [L^2T^{-2}]. $\lambda = 2.4518.10^6$ J kg^{-1} (20 ^{0}C).

Verticale weerstand. Weerstand die een laag biedt tegen verticale stroming. Bij een homogene laag het quotiënt van laagdikte/doorlatendheid, anders gelijk te stellen aan het verschil in stijghoogte boven en onder de laag, gedeeld door de fluxdichtheid door de laag.

Verwelkingspunt. Het watergehalte van de grond, waarbij het voor een plant niet meer mogelijk is, het bodemwater via de wortels op te nemen. De bijbehorende onderdruk is ongeveer 160 m waterkolom, overeenkomend met ongeveer 1570 kPa.

Verzadigde zone. Deel van de grond, waarin de poriën geheel met water zijn gevuld.

Verzadigingsdampdruk. De dampdruk* waarbij waterdamp in evenwicht is met een vlak oppervlak van zuiver water (ijs) van dezelfde temperatuur en druk [$L^{-1}MT^{-2}$].

Verzadigingsdeficit. Verschil tussen de verzadiginsdampdruk* en de actuele dampdruk* bij de heersende temperatuur [$L^{-1}MT^{-2}$].

Void ratio. Poriëngetal*.

Volcapillaire zone. Het direct boven de grondwaterspiegel gelegen deel van de verzadigde zone*.

Volumestroom. Flux*.

Volumestroomdichtheid. Fluxdichtheid*.

Waterbalans. De vergelijking van de hoeveelheden water betrokken bij toevoer, afvoer, onttrekking en verandering in berging* over een bepaalde periode en in een gegeven gebied.

Waterscheiding. Grens tussen twee stroomgebieden*.

Waterdruk. Relatieve waterdruk*.

Wegzijging. Neerwaartse stroming van grondwater*.

Zetting. Bodemdaling als gevolg van inklinking*, krimp, de bouw van kunstwerken, het ophogen van grond of het aanbrengen van enig ander materiaal (bv. een bestrating).

Zuigspanning. De absolute waarde van de relatieve waterdruk of de drukhoogte als deze een negatieve waarde heeft (de grootheid is dus alleen van toepassing in de volcapillaire zone* en de onverzadigde zone*). Als wordt uitgegaan van relatieve waterdruk wordt de zuigspanning uitgedrukt in een eenheid van druk (meestal Pa); als wordt uitgegaan van drukhoogte, in een lengte-eenheid (meestal m).

LIJST VAN SYMBOLEN

Onderstaande tabel geeft van een aantal in deze syllabus gebruikte hydrologische grootheden symbool, naam, dimensie en meest gebruikelijke eenheid of eenheden. In andere teksten kunnen andere symbolen zijn gebruikt! In de kolom voor de dimensie staat M voor massa, L voor lengte (=afstand), T voor tijd en θ voor temperatuur.

Symbool	Benaming	Dimensie	gebruikelijke eenheid (eenheden)
A	doorsnede	$[L^2]$	m^2
B	breedte	[L]	m
C	algemeen symbool voor een constante	afhankelijk van context	
C	concentratie	$[M\,L^{-3}]$	$mg\,l^{-1}$
c	verticale weerstand	[T]	d
D	dikte van doorstroomde laag	[L]	m
E	evapo(trans)piratie	$[LT^{-1}]$ of [L]	$mm\,d^{-1}$, mm of m
E_i	interceptie	$[LT^{-1}]$ of [L]	$mm\,d^{-1}$, mm of m
E_o	open-waterverdamping (evaporatie)	$[LT^{-1}]$ of [L]	$mm\,d^{-1}$, mm of m
E_p	potentiële evapotranspiratie	$[LT^{-1}]$ of [L]	$mm\,d^{-1}$, mm of m
E_r	referentie-evapotranspiratie	$[LT^{-1}]$ of [L]	$mm\,d^{-1}$, mm of m
E_s	bodemevaporatie	$[LT^{-1}]$ of [L]	$mm\,d^{-1}$, mm of m
E_t	transpiratie	$[LT^{-1}]$ of [L]	$mm\,d^{-1}$, mm of m
e	poriëngetal $n/(1-n)$	[1]	
e_a	dampdruk lucht 2 m boven mv	$[L^{-1}MT^{-2}]$	mbar=hPa
e_s	verzadigingsdampdruk	$[ML^{-1}T^{-2}]$	mbar=hPa
f	gewasfactor	[1]	
G	gewicht	$[MLT^{-2}]$	N
g	versnelling van de zwaartekracht	$[LT^{-2}]$	$m\,s^{-2}$
h	stijghoogte	[L]	m
h_0	waterstand in de ontwateringsmiddelen t.o.v. de geohydrologische basis	[L]	m
i	stijghoogtegradiënt	[1]	
$K\downarrow$	inkomende kortgolvige straling	$[MT^{-3}]$	$W\,m^{-2}$
k	doorlatendheid	$[LT^{-1}]$	$m.d^{-1}$
kD	doorlaatvermogen	$[L^2T^{-1}]$	$m^2\,d^{-1}$
m, m_0	opbolling	[L]	m
n	porositeit	[1]	
p	druk	$[ML^{-1}T^{-2}]$	Pa
P	neerslagintensiteit (fluxdichtheid)	$[LT^{-1}]$ of [L]	$mm\,d^{-1}$ of mm
Q^*	netto-straling	$[MT^{-3}]$	$W\,m^{-2}$
Q	debiet	$[L^3T^{-1}]$	$m^3\,d^{-1}$
μ	bergingscoëfficiënt	[1]	
S	afstand tot "ondoorlatende" laag	[L]	m

S_w	specifieke berging	[L]	mm of m
s	afstand	[L]	m
s	helling verzadigingsdampdrukcurve	$[L^{-1}MT^{-2}\theta^{-1}]$	mbar K^{-1}
T	doorlaatvermogen (in Engelstalige literatuur); zie ook *kD*	$[L^2T^{-1}]$	m^2d^{-1}
T_a	luchttemperatuur 2 m boven mv	$[\theta]$	K
t	tijd	[T]	s, d of a
t_c	herhalingstijd	[T]	s of d
t_r	verblijftijd	[T]	s of d
U	fluxdichtheid	$[LT^{-1}]$	m d^{-1} of mm d^{-1}
U_k	kwel (wegzijging)	$[LT^{-1}]$ of [L]	mm d^{-1}, mm of m
U_l	laterale grondwateraanvoer(-afvoer)	$[LT^{-1}]$ of [L]	mm d^{-1}, mm of m
V	volume	$[L^3]$	m^3
v	filtersnelheid	$[LT^{-1}]$	m d^{-1}
v_e	effectieve stroomsnelheid van grondwater	$[LT^{-1}]$	m d^{-1}
W	energie, arbeid	$[ML^2T^{-2}]$	J=Nm
z	plaatshoogte	[L]	m
γ	psychrometerconstante	$[L^{-1}MT^{-2}\theta^{-1}]$	mbar K^{-1}
θ	vochtgehalte	[1]	
λ	verdampingswarmte van water	$[L^2T^{-2}]$	J kg^{-1}
μ	bergingscoëfficiënt	[1]	
ρ	volumieke massa	$[ML^{-3}]$	kg m^{-3} of kg dm^{-3}
ψ	potentiaal	$[L^2T^{-2}]$	J kg^{-1}

Vergelijkingengids voor het examen "Inleiding Landschapshydrologie"

Het is niet de bedoeling, dat alle vergelijkingen in de syllabus uit het hoofd moeten worden gekend. Sommige, die alleen dienen ter illustratie van relaties, kan men rustig vergeten, zolang de zaken, waar ze op betrekking hebben, maar duidelijk zijn. Die vergelijkingen zijn hieronder dan ook niet vermeld. Sommige vergelijkingen zijn zo eenvoudig, dat ze met enig logisch nadenken kunnen worden gereproduceerd (kolom "kunnen opstellen"). In deze kolom zijn ook de vergelijkingen vermeld, die men zelf behoort te kunnen afleiden. Andere vergelijkingen komen zo vaak voor bij hydrologische berekeningen, dat men ze te allen tijde moet kunnen reproduceren (kolom "uit het hoofd kennen"). Van een aantal ingewikkelder vergelijkingen dient men te weten, welke grootheden daarin welke rol spelen. Die zijn vermeld in de kolom "Begrijpen". Als op het examen moet worden gerekend met niet vermelde of in de kolom "begrijpen" aangegeven vergelijkingen, zullen die vergelijkingen worden gegeven.

De nummers in de tabel verwijzen naar de overeenkomstige nummers in de syllabus.

Uit het hoofd kennen	Kunnen opstellen/afleiden	Begrijpen
1.1	2.1, 2.2	
3.4, 3.11	3.1, 3.2, 3.9, 3.10	3.5, 3.6, 3.7, 3.8
4.9, 4.10, 4.11, 4.12, 4.13, 4.22, 4.40, 4.47, 4.48, 4.50, 4.51, 4.58	4.5, 4.5a, 4.6, 4.7, 4.7a, 4.26, 4.27, 4.28, 4.33, 4.34, 4.35, 4.41, 4.42, 4.52, 4.57	4.14, 4.15, 4.39
5.6	5.1, 5.10, 5.11, 5.12, 5.13, 5.14	5.4, 5.5
	6.1	6.10, 6.16b

Naam : _____

Reg.nr. : _____

Adres : _____

Plaats : _____

Tel.nr. : _____