

Bepaling van geohydrologische constanten volgens klassieke onderzoeksmethoden

Voordracht uit de 28ste vakantiecursus in drinkwatervoorziening 'De winning en aanvulling van grondwater en beïnvloeding van de omgeving', die op 8 en 9 januari 1976 werd gehouden aan de TH Delft.

Inleiding

Voor de oplossing van lokale of regionale grondwaterstromingsproblemen volgens analytische en/of numerieke methoden moeten de waarden der in te voeren geohydrologische constanten nauwkeurig bekend zijn.

Ook voor de planning van nieuw te stichten grondwaterwinplaatsen is kennis van bepaalde geohydrologische constanten van groot belang. Immers, de mogelijkheden tot grondwaterwinning zijn beperkt, zodat het probleem zich voordoet waar de nieuwe winplaatsen het beste gesitueerd kunnen worden.



DR. N. A. DE RIDDER
Geohydroloog
International Institute for Land
Reclamation and Improvement
Wageningen

Verder kan men zich afvragen of de toekomstige winning zou moeten worden gerealiseerd door, zoals soms in het verleden het geval was, een relatief groot aantal pompstations van kleine capaciteit of door enkele met grote capaciteit. Meer dan tot heden het geval was is regionale kennis van geohydrologische constanten, zoals het doorlaatvermogen van watervoerende lagen, nodig om tot een verantwoorde beslissing te kunnen komen. Hierbij zal men meer gebaat zijn met een inzicht in de grootteorde der constante op zeer veel plaatsen dan met nauwkeurige gegevens op slechts enkele plaatsen.

Voor de bepaling van geohydrologische constanten staan ons verschillende, klassieke methoden ter beschikking waarvan sommige empirisch, andere exact zijn. Welke methode(n) men zal kiezen hangt af van de aard van het op te lossen probleem, de gewenste nauwkeurigheid, de beschikbare financiële middelen en in sommige gevallen van de geografische ligging van het onderzoeksgebied. De volgende methoden zullen worden besproken:

a. Laboratoriummethoden

1. metingen aan (ongestoorde) monsters
2. schatting met behulp van het U-cijfer
3. schatting uit gegevens van putproeven

b. Veldmethoden

4. berekening uit gegevens van pompproeven
5. berekening uit gegevens van de getijvoortplanting in het grondwater

c. Numerieke methode

6. berekening uit een grondwaterbalans

Geohydrologische constanten, definities

Geohydrologische constanten zijn hydrologische constanten van bepaalde grondlagen, die bepaald dienen te worden wil men een exact geformuleerd grondwaterstromingsprobleem tot oplossing kunnen brengen.

Afhankelijk van het probleem dat opgelost moet worden, verschijnen de constanten in de formules afzonderlijk of in bepaalde combinaties.

De belangrijkste geohydrologische constanten waarmee men te maken kan krijgen, worden als volgt gedefinieerd:

k = doorlaatfactor of doorlatendheidscoëfficiënt: de hoeveelheid water die per eenheid van tijd door een eenheid van doorsnede stroomt bij een hydraulisch verhang van 1 (m/dag, cm/sec).

$T = kD$ = doorlaatvermogen van een watervoerend pakket: $kD = \sum k_n D_n$, de som van de doorlaatvermogens van de verschillende lagen waaruit een watervoerend pakket is opgebouwd (m^2 /dag).

c = hydraulische weerstand van een weinig doorlatende laag: $c = D'/k'$, waarin D' = de dikte van het verzadigde deel van de laag en k' = de doorlaatfactor van de laag bij verticale stroming (dagen).

$\lambda = \sqrt{kDc} = \sqrt{Tc}$ = spreidingslengte van een watervoerend pakket, in de Engelse literatuur ook wel 'leakage factor' genoemd (m).

S = bergingscoëfficiënt: de hoeveelheid water die, per horizontale eenheid van oppervlak, vrijkomt resp. geborgen wordt in het watervoerende pakket indien de grondwaterstijghoogte in dat pakket een eenheid van hoogte wordt verlaagd of verhoogd (dimensieloos).

μ = uitleveringsfactor: een andere benaming voor de bergingsfactor van een pakket met freatisch water. De bergingscoëfficiënt van een pakket met spanningswater wordt wel elastische bergingscoëfficiënt genoemd (dimensieloos).

$B = kD/S$ = hydraulisch diffusievermogen van een watervoerend pakket (m^2 /dag).

Andere combinaties van bepaalde geohydrologische constanten worden eveneens aangetroffen, zoals bijv. S/kD en kDS , maar zij hebben, voorzover bekend, geen afzonderlijke namen gekregen.

U-cijfer (of soortelijk oppervlak) = de verhouding van het gezamenlijke oppervlak van alle korrels in een monster tot het gezamenlijke oppervlak van eenzelfde gewichthoeveelheid korrels van dezelfde stof met een diameter van 1 cm. Indien de korrels bolvormig worden verondersteld,

dan is het gewicht van één korrel gelijk aan

$S \frac{\pi}{6} d^3$, waarin S = volumegewicht en

d = diameter van de korrel. Dus in eenzelfde gewichthoeveelheid gaan $1/d^3$ maal zoveel korrels met een diameter d als met een diameter 1. Ook geldt dat $1/d^3$ korrels met een diameter d een gezamenlijk oppervlak hebben van $(1/d^3) \pi d^2 = \pi/d$. Een korrel met een diameter van 1 heeft een oppervlak van $\pi 1^2 = \pi$. Uit het bovenstaande volgt dat $U = (\pi/d)/\pi = 1/d$. Voor een monster met p_1 % in de fraktie met U_1 , p_2 % in de fraktie met U_2 , en . . . p_n % in de fraktie met U_n geldt, dat

$$U_{\text{monster}} = \sum_{m=1}^n \frac{p_m}{100} U_m.$$

De dimensie van het U-cijfer is cm^{-1} .

1. Meting van doorlaatfactor aan (ongestoorde) grondmonsters

Tijdens de uitvoering van boringen voor grondwaterexploratie kunnen gestoorde of ongestoorde monsters van de aangetroffen aardlagen worden genomen. Met behulp van een speciale apparatuur kan van deze monsters de doorlaatfactor in het laboratorium worden gemeten. Om voor de hand liggende redenen zal men bij voorkeur de metingen aan ongestoorde monsters verrichten.

Het principe van deze metingen berust op het klassieke onderzoek van Darcy (1856) dat tot doel had de fundamentele wetten op te sporen die de stroming van water door de bodem beheersen. De wet, die deze onderzoeker afleidde, luidt:

$$Q = kA \frac{h_1 - h_2}{L} \quad (1)$$

waarin:

Q = de hoeveelheid water die per eenheid van tijd door een grondmonster stroomt met een lengte L en dwarsdoorsnede A , $h_1 - h_2$ = het potentiaalverschil (verschil in stijghoogte van het water) tussen de boven- en onderkant van het monster, en k = evenredigheidsconstante of doorlaatfactor. Twee methoden zijn in gebruik om de doorlaatfactor te meten (afb. 1):
a. Methode waarbij $h_1 - h_2$ constant wordt gehouden.
b. Methode waarbij $h_1 - h_2$ geleidelijk kleiner wordt.

Het monster bevindt zich in een cilindervormige buis met aan de onderzijde een koperen gaasje om het water door te laten. In beide gevallen wordt het monster in een bak met water geplaatst en wel zó dat een verticale stroming van beneden naar boven door het monster plaats vindt.

Bij methode a. wordt door middel van een siphon een constant waterpeil boven het monster gehandhaafd. Op deze wijze kan een constant potentiaalverschil, $h_1 - h_2 = \Delta h$ worden gehandhaafd.

Meet men nu met behulp van bijvoorbeeld een buret de hoeveelheid water die per tijdseenheid door het monster met gegeven lengte L en doorsnede A stroomt, dan kan de doorlaatfactor van het monster worden berekend volgens

$$k = \frac{QL}{\Delta h A} \quad (2)$$

Bij methode b. wordt geen siphon aangebracht, zodat het waterpeil boven het monster bij stroming geleidelijk stijgt en na verloop van tijd gelijk wordt aan dat in de bak.

Met de afname van het potentiaalverschil neemt ook de hoeveelheid water die per eenheid van tijd door het monster stroomt af. Meet men nu de snelheid waarmee het potentiaalverschil $h_1 - h_2$ afneemt, dan kan de doorlaatfactor van het monster berekend worden volgens

$$k = \frac{A_1 L}{A_2 (t_2 - t_1)} \ln \frac{h(t_1)}{h(t_2)} \quad (3)$$

waarin:

A_1 en A_2 de dwarsdoorsneden zijn van resp. de monsterbus en het grondmonster, in de praktijk aan elkaar gelijk te stellen, $t_2 - t_1 =$ het tijdsinterval, $L =$ lengte van het monster, $h(t_1)$ en $h(t_2)$ de gemeten waterpeilen boven het monster zijn op tijdstippen t_1 en t_2 .

Opmerkingen

1. De volgens bovengenoemde methoden gemeten doorlaatfactoren zijn geldig voor verticale stroming. Een dergelijke stroming treedt gewoonlijk op in weinig doorlatende lagen. In principe is het dus mogelijk zulke lagen te bemonsteren (continue kernboringen), de doorlaatfactoren in het laboratorium te meten en vervolgens de hydraulische weerstand, c , te bepalen uit $c = D'/k_v$.

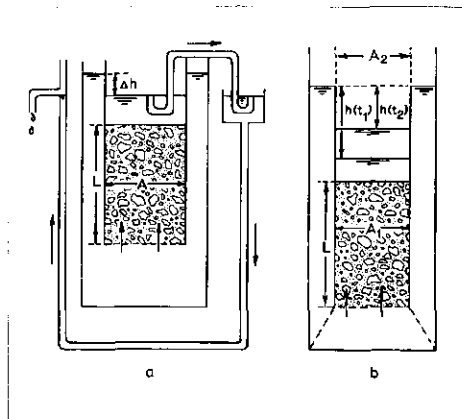
Wanneer de weinig doorlatende laag betrekkelijk homogeen is, zullen de gemeten doorlaatfactoren slechts weinig variëren (normale frequentieverdeling). In dit geval kan de gemiddelde waarde van de doorlaatfactoren worden berekend volgens:

$$n/k_{gem} = 1/k_1 + 1/k_2 + 1/k_3 + \dots + 1/k_n \quad (4)$$

en de waarde van c volgens:

$$c = D'/k_{gem} \quad (5)$$

Wanneer de weinig doorlatende laag heterogeen is, zullen de doorlaatfactoren sterk variëren (willekeurige frequentieverdeling). De individuele laminae met de



Afb. 1 - Principe van doorlatendheidsbepaling van grondmonsters in het laboratorium: a. bij constant potentiaalverschil, b. bij afnemend potentiaalverschil.

kleinste doorlaatfactoren dragen het meeste bij aan de c -waarde. Zulke laminae hebben veelal een geringe laterale uitgestrektheid in het lagenpakket en komen daarin tamelijk willekeurig verspreid voor. In dit geval kan men de mediaanwaarde der gemeten doorlaatfactoren bepalen, k_{med} , en de hydraulische weerstand van het lagenpakket volgens:

$$c = D'/k_{med} \quad (6)$$

2. In een watervoerend pakket vindt de stroming van het grondwater in horizontale richting plaats. Daarom zijn de volgens bovengenoemde methoden gemeten doorlaatfactoren van monsters uit zo'n pakket niet representatief. Wegens de gelaagdheid van de afzettingen, ook van zanden, is de doorlatendheid in horizontale richting, parallel aan de gelaagdheid, belangrijk groter dan die in verticale richting. Indien men het doorlaatvermogen van zo'n pakket (kD) wil berekenen, zullen de doorlaatfactoren van monsters uit het pakket moeten worden gemeten bij horizontale stroming, waarvoor een speciale laboratoriumtechniek vereist is (zie o.a. De Ridder en Wit, 1965).

3. De methode is nogal tijdrovend en kostbaar. De berekende constante is slechts geldig voor een enkel punt. Toepassing van de methode zal daarom veelal beperkt blijven voor de oplossing van een lokaal probleem. Voor de bepaling van de grootte van en variatie in geohydrologische constanten in een groot gebied zouden vele boringen en monsters nodig zijn, hetgeen hoge kosten met zich brengt.

2. Schatting van doorlaatfactoren met behulp van het U-cijfer

Het verband tussen de doorlaatfactor en de korrelgrootte-verdeling van zandige mate-

rialen is lange tijd onderwerp van onderzoek geweest. Kozeny (1927) introduceerde de volgende formule:

$$k = \frac{864 \mu}{\eta} \frac{n_e^2}{(1-n)^2} \frac{1}{U^2} \quad (7)$$

waarin $\eta =$ dynamische viscositeit, $n_e =$ effectief poriëngelalte bij stroming, $n =$ poriëngelalte van het poreuze medium, $U =$ soortelijk oppervlak van de zandfractie, en $\mu =$ een faktor die de invloed in rekening brengt van de vorm en pakking van de deeltjes op de werkelijke lengte van de stroomlijnen.

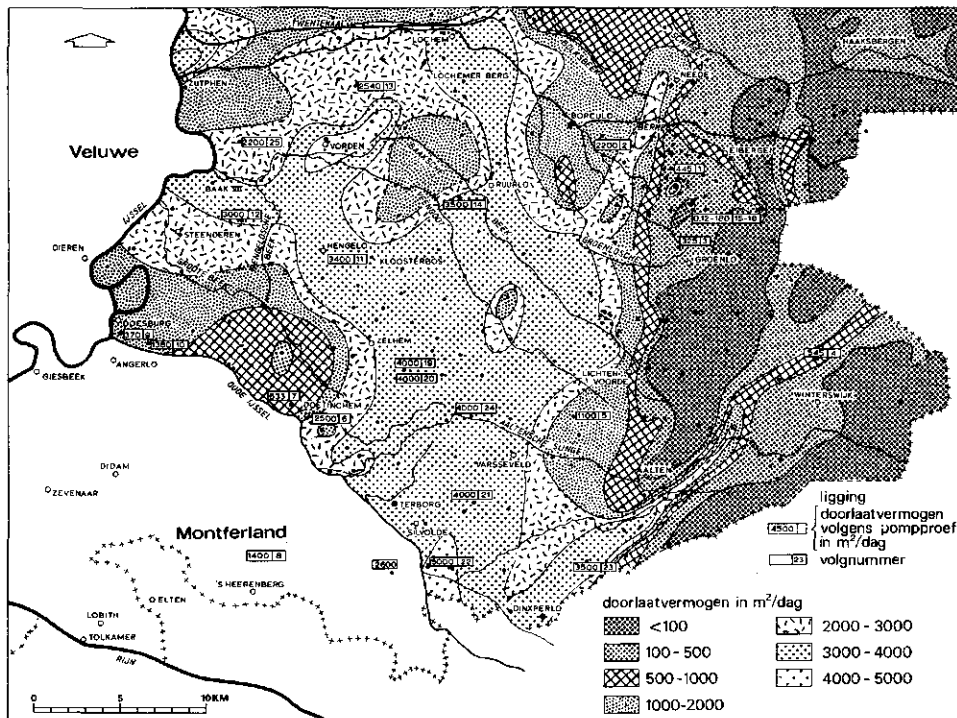
Uit deze formule blijkt dat de doorlaatfactor, k , omgekeerd evenredig is met het kwadraat van het U -cijfer. Talrijke laboratoriumproeven zijn in de loop der tijden verricht om de evenredigheidsfaktor tussen k en $1/U^2$ te bepalen, met andere woorden de waarde van kU^2 (zie tabel I).

TABEL I - Waarden van kU^2 voor zanden met $n = 0,40$ volgens verschillende onderzoekers.

Naam van onderzoeker	kU^2 (in $100 \text{ cm}^{-1} \text{ dag}^{-1}$)
Seelheim (1880)	31×10^3
Slichter (1899)	33×10^3
Krüger (1918)	36×10^3
Terzaghi (1925)	40×10^3 tot 71×10^3
Zunker (1921)	32×10^3 tot 44×10^3
Hooghoudt (1934)	44×10^3
Fahmy (1961)	47×10^3

Uit de tabel blijkt dat de gevonden waarden nogal variëren, maar de orde van grootte is 30×10^3 à 40×10^3 .

In principe is het mogelijk een watervoerend pakket op regelmatige diepten te bemonsteren, van de monsters de korrelgrootteverdeling en het U -cijfer te laten bepalen en met behulp hiervan de doorlaatfactor te berekenen. Het probleem is echter welke evenredigheidsfaktor men bij deze berekening moet gebruiken. Voor verschillende afzettingen zal deze faktor kunnen verschillen. Bij toepassing van deze methode zal men er daarom in het algemeen verstandig aan doen de uitkomsten te vergelijken met die verkregen uit gegevens van pompproeven. Indien het watervoerend pakket in de peilputten van een pompproef is bemonsterd, berekent men voor elk monster de waarde van k voor een aangenomen waarde van de evenredigheidsconstante, waarna men de uitkomst vermenigvuldigt met de dikte van de laag waaruit het monster afkomstig is. Dit geeft het doorlaatvermogen (kD) van de laag. Herhaalt men nu deze berekening voor alle opeenvolgende monsters en sommeert men de uitkomsten dan levert dit het doorlaatvermogen van het gehele watervoerende pakket. Het gemiddelde van de voor de verschillende peilputten berekende kD -waarden moet in grootte-orde gelijk zijn aan het



Afb. 2 - Doorlaatvermogen van het watervoerende pakket in de Achterhoek, berekend uit gegevens van pompproeven en geschatte U -cijfers van de zanden beschreven in boorstaten.

gemiddelde van de kD -waarde berekend uit de gegevens van de pompproef.

In de Pleistocene, niet zeer grove fluviatiele zandpakketten van Zuidwest Nederland vonden De Ridder en Wit (1965) met deze methode redelijk goede resultaten indien zij voor de waarde van kU^2 54×10^3 aannamen.

Opmerkingen

1. De methode is uiteraard niet nauwkeurig. Alvorens de methode toe te passen, doet men er verstandig aan voor het gebied van onderzoek de aangenomen waarde van kU^2 als het ware teijken aan de uitkomsten van eerder uitgevoerde pompproeven.

2. Ondanks het empirische karakter van de methode kan men er toch in bepaalde gevallen een nuttig gebruik van maken, bijv. bij een eerste oriënterend grondwateronderzoek in kleine of grote gebieden. In zulk een stadium zal of kan men niet overgaan tot het uitvoeren van een groot aantal pompproeven en is men reeds zeer gebaat met kennis van de grootte-orde der betreffende constante.

Ook voor het opstellen van grondwatermodellen (numerieke computermodellen) en als basis van de planning van toekomstige grondwaterwinplaatsen kan de methode nuttig worden aangewend. Het wijdmazige net van pompstations waar kD -waarden bekend zijn kan aanmerkelijk worden verdicht met volgens deze methode geschatte kD -waarden uit profielbeschrij-

vingen van oude en nieuwe boringen.

Op deze wijze is het mogelijk een kD -waardenkaart van een groot gebied samen te stellen (zie afb. 2).

Nieuw te stichten grondwaterwinplaatsen zouden primair gekozen dienen te worden in de zones met de hoogste kD -waarden, omdat daar een intensieve winning mogelijk is bij relatief geringe grondwaterstandsverlagingen.

3. Berekening van het doorlaatvermogen uit gegevens van putproeven

Wanneer men zich, bijv. voor planning van toekomstige grondwaterwinplaatsen of voor modelonderzoek, een inzicht wil verwerven in de grootte-orde van en variatie in het doorlaatvermogen van de watervoerende pakketten in een betrekkelijk groot gebied, kan in vele gevallen een nuttig gebruik worden gemaakt van de gegevens van routineproeven op bestaande pompputten of van nieuwe exploratieboringen waarin tijdelijk een pompfilter wordt geplaatst. Wegens het ontbreken van peilputten in de naaste omgeving wordt bij deze methode slechts van de gegevens van de pompput gebruik gemaakt.

Indien men over de technische gegevens van zo'n bestaande put beschikt, kan deze gedurende enige tijd met een constant debiet worden afgepompt tot een permanente stromingstoestand is bereikt. Deze toestand is ingetreden wanneer geen meetbare verlaging van het waterpeil in de put wordt geconstateerd. Indien men voor deze

toestand de maximale peilverlaging in de put heeft gemeten, evenals het debiet tijdens de proef, kan het doorlaatvermogen worden berekend volgens:

$$kD = \frac{2,30 \log(r_e/r_w) Q}{2 \pi s} \quad (8)$$

waarin Q = debiet van de put (m^3/dag), r_e = invloedssfeer van de put (m), r_w = straal van de put (m), en s = verlaging van het waterpeil in de put (m).

De betrouwbaarheid van de uitkomst hangt uiteraard sterk af van de nauwkeurigheid waarmee de peilverlaging s is gemeten waarop zogeheten putverliezen een grote invloed hebben en van de nauwkeurigheid van de verhouding r_e/r_w waarvan men r_w kan meten, maar r_e bij gebrek aan peilputten moet schatten. Ofschoon voor verschillende putten zowel r_e als r_w sterk kunnen verschillen, is de variatie in de logaritme van hun verhouding veel geringer.

Voor verschillende verhoudingen vindt men voor deze term veelal 3, ... en voor veel voorkomende waarden als $r_e = 1000 \text{ ft} = 333 \text{ m}$ en $r_w = 6'' = 0,1524 \text{ m}$ is log $(333/0,1524) = 3,33$. Substitutie van deze waarde in verg. (8) geeft de volgende eenvoudige formule:

$$kD = \frac{1,22 Q}{s} \quad (9)$$

die stelt, dat het doorlaatvermogen ruwweg gelijk is aan de specifieke capaciteit van een put (= de opbrengst van een put per meter peilverlaging).

Vergelijking (9) is geldig voor putten in volkomen spanningswater. Voor putten in een laag met freatisch water geldt dezelfde formule, met dien verstande dat men de gemeten peilverlaging, s , vervangt door $s' = s - s^2/2D$, waarin D = is dikte van de watervoerende laag.

Vergeleken met de uitkomsten van pompproeven, vond Logan (1964) met deze methode redelijk goede waarden voor kD , al kwamen soms afwijkingen van 50 procent en meer voor.

4. Berekening uit gegevens van pompproeven

Indien aan een aantal voorwaarden is voldaan, kunnen uit de gegevens van pompproeven vrij nauwkeurig geohydrologische constanten worden bepaald. Een voordeel van deze methode is dat niet alleen verschillende constanten gelijktijdig kunnen worden bepaald, maar ook dat deze constanten representatief zijn voor een groter gebied, ca. 30 tot 60 ha.

De methode vindt dan ook gereede toepassing bij het onderzoek ten behoeve van nieuw te stichten grondwaterwinplaatsen en andere grondwaterproblemen waarvoor de

constanten nauwkeurig bekend moeten zijn. Toch dient men er op bedacht te zijn dat onder bepaalde omstandigheden ook met deze methode resultaten kunnen worden verkregen die weinig nauwkeuriger zijn dan die van eerder besproken methoden. De toepassing van formules op een stromingspatroon waarvoor zij niet zijn afgeleid, heeft in het verleden, maar ook nu nog vaak, tot aanzienlijke fouten in de berekende constanten geleid. Pompproeven dienen daarom met de grootste zorgvuldigheid te worden gepland en uitgevoerd. Enkele exploratieboringen zijn nodig om vast te stellen:

- de geologische gelaagdheid van het bodemprofiel: voorkomen, uitgestrektheid en dikte van watervoerende laag en (afdekkende) weinig doorlatende lagen en ondoorlatende basislaag;
- het type grondwater: freatisch water, volkomen spanningswater, of onvolkomen spanningswater;
- de diepte waarop het putfilter moet worden geplaatst (bij voorkeur een volkomen put: lengte putfilter tenminste 90 % van de dikte der watervoerende laag), het aantal, de diepte, en de afstand van de peilputten, en de capaciteit van de te installeren pomp.

In een laag met freatisch water plaatst men peilputten op afstanden van ca. 5, 10, 25, 50 en 100 m van de pompput en in een laag met spanningswater op ca. 50, 100, 200, 400 en 600 m.

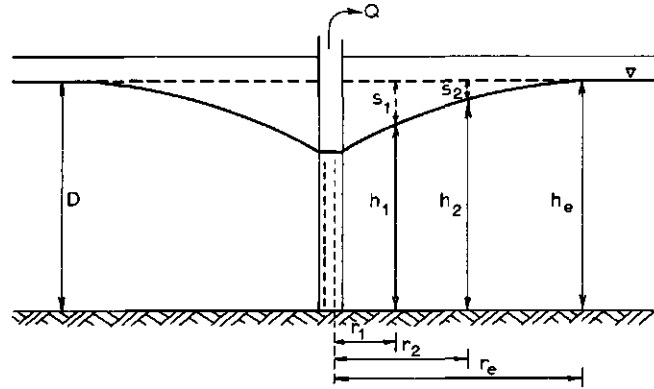
Bij dikke watervoerende lagen zal de pompput onvolkomen zijn, met als gevolg een radiale stroming in de naaste omgeving van de pompput. Peilputten binnen deze zone van radiale stroming zullen een extra peilverlaging te zien geven, die moet worden berekend. Om deze correctieberekeningen te vermijden, doet men er goed aan de eerste peilput te plaatsen op een afstand van de pompput gelijk aan tenminste 1,5 à 2 maal de dikte van het watervoerende pakket, D.

Bij lagen met onvolkomen spanningswater plaatst men niet alleen peilfilters in deze lagen maar ook in de afdekkende, minder goed doorlatende deklagen.

Om vast te stellen of de als ondoorlatend aangenomen basislaag inderdaad geen water doorlaat, plaatst men ook enkele peilfilters in eventueel aanwezige zandige lagen onder deze 'ondoorlatende' basislaag.

Het is mogelijk om geohydrologische constanten te bepalen met behulp van de gegevens uit slechts één peilput. Het zal duidelijk zijn dat in een dergelijk geval de uitkomsten van de berekening weinig-zeggend zijn.

Men beknipt daarom niet op het aantal



Afb. 3 - Pompput in een watervoerende laag met freatisch water.

peilputten en bij voorkeur worden peilputten geplaatst in verschillende richtingen en op verschillende afstanden van de pompput.

Om de natuurlijke bewegingen van de grondwaterstand na te gaan verdient het ook aanbeveling over één of meer peilputten te beschikken die buiten de invloedssfeer van de pompproef gelegen zijn. Slechts wanneer aan al deze voorwaarden is voldaan, kan een verantwoord beeld van het stromingspatroon worden verkregen en de juiste formule worden gekozen voor de berekening der constanten.

4.1. *Permanente stroming naar een put in een laag met freatisch water of volkomen spanningswater*

Dupuit (1863) was de eerste die een formule afleidde voor permanente stroming naar een volkomen put in een homogene, horizontale laag van grote uitgestrektheid waarin zich freatisch water bevindt (zie afb. 3).

Deze formule luidt:

$$(h_1^2 - h_2^2) \frac{\pi k}{Q} = \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (10)$$

waarin h_1 en h_2 de stijghoogten van het grondwater bij permanente stroming zijn in de peilputten op afstanden van resp. r_1 en r_2 van de pompput, k = de doorlaatfactor en Q = het pompdebiet.

Het was Thiem (1906) die deze formule geschikt maakte om er in de praktijk het doorlaatvermogen kD van een watervoerende laag mee te bepalen.

Voor de eerste term van de vergelijking kan worden geschreven: $(h_2^2 - h_1^2) = (h_2 + h_1)(h_2 - h_1)$. Voor een dik watervoerend pakket en de in vergelijking daarmee geringe peilverlagingen geldt bij benadering $h_2 + h_1 = 2D$.

Vergelijking (10) kan daarom worden geschreven als:

$$(h_2 - h_1) \frac{2 \pi k D}{Q} = \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (11)$$

In de praktijk meet men echter niet de stijghoogten h , maar de peilverlagingen s , zodat verg. 11 ook kan worden geschreven als:

$$(s_1 - s_2) \frac{2 \pi k D}{Q} = \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (12)$$

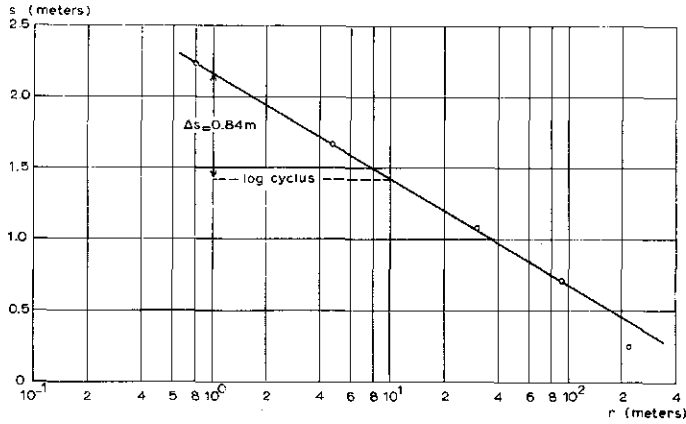
Wanneer het peilverschil tussen twee peilbuizen constant is geworden, kan met deze formule gemakkelijk het doorlaatvermogen, kD , worden berekend. Met slechts twee peilbuizen kan men één waarde van kD berekenen. Met meer buizen kunnen verschillende combinaties van twee peilbuizen worden gekozen en de berekening van kD worden herhaald, hetgeen uiteraard een betrouwbaarder beeld van het doorlaatvermogen van de laag geeft.

Om na te gaan of het peilverschil ($s_1 - s_2$) tussen twee buizen constant is geworden, zet men de gemeten peilverlagingen op half log papier uit tegen de corresponderende tijden (tijd op de abscis met log verdeling). Met de toename van de tijd gaan de curven van beide buizen geleidelijk parallel verlopen, m.a.w. het peilverschil wordt constant.

Uit verg. 12 volgt, dat het verschil in peilverlaging logaritmisch met de afstand tot de pompput verloopt. Voor de berekening van kD kan daarom ook een grafische methode worden gebruikt. Daartoe zet men op half log papier de peilverlagingen aan het einde van de proef in de peilputten gemeten uit tegen de afstand van deze peilputten (afstand op abscis die log verdeeld is, s op de ordinaat die lineair verdeeld is) (zie afb. 4).

De punten liggen op een rechte lijn waarvan men de helling kan bepalen. Daartoe kiest men één log cyclus, waarvoor geldt $r_2/r_1 = 10$ en $\log 10 = 1$. De helling van de lijn is dan gelijk aan het verschil in peilverlaging, Δs . Substitutie in verg. 12 geeft na herrangschikking:

$$kD = \frac{Q}{2 \pi \Delta s} \quad (13)$$



Afb. 4 - Voorbeeld van een afstand-dalingscurve.

waaruit bij bekend debiet van de pomp de waarde van kD kan worden berekend.

4.2. Niet-permanente stroming naar een put in een laag met freatisch water of volkomen spanningswater

Vergelijking (12) vindt veelvuldig toepassing, maar een nadeel is dat in sommige gevallen de afpomping van de put langdurig moet worden voortgezet om een toestand van permanente stroming te bereiken. Bovendien kan met deze formule slechts één geohydrologische constante (kD) worden bepaald. Belangrijke vooruitgang werd geboekt toen Theis (1935) als eerste een formule introduceerde voor niet-permanente stroming naar een put. In deze formule komen behalve de tijd, twee geohydrologische constanten (kD en S) voor:

$$s = \frac{Q}{4\pi kD} \int_0^{\infty} \frac{e^{-y}}{y} dy = \frac{Q}{4\pi kD} W(u) \quad (14)$$

waarin $u = r^2S/4kDt$, s = peilverlaging in een peilput of afstand r en tijdstip t gerekend vanaf het begin van de afpomping. De exponentiële integraal wordt symbolisch voorgesteld door $W(u)$, de 'putfunctie van Theis'. Waarden van $W(u)$ voor verschillende waarden van u zijn weergegeven in tabel II, en uitgebreider in Huisman (1972) en vele handboeken. Vergelijking (14), later ook afgeleid door Jacob (1940) en Edelman (1947), maakt het mogelijk kD en S te berekenen, indien het pompdebiet Q , de peilverlaging s op tijdstip t , in een peilput op afstand r van de pompput uit metingen bekend zijn.

Omgekeerd kan men bij bekende waarden van Q , kD en S , de peilverlaging s , berekenen voor elke afstand r tot de pompput en voor elk gewenst tijdstip t .

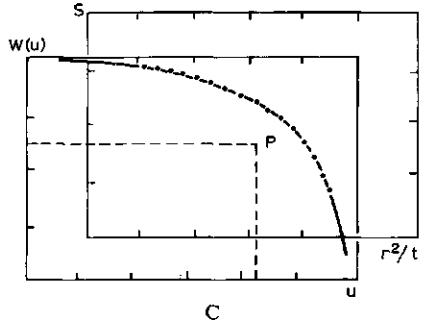
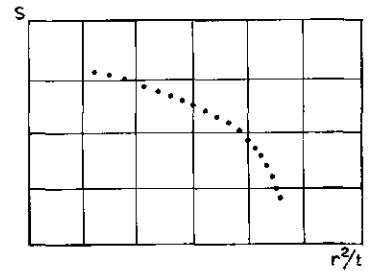
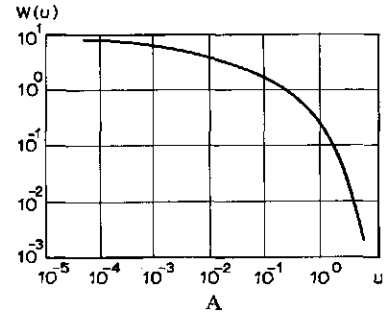
De berekening van kD en S vindt volgens een grafische methode plaats (afb. 5).

TABEL II - Waarden van de functies $W(x)$ en $K_0(x)$ voor verschillende waarden van x .

x	$W(x)$	$K_0(x)$
0,04	2,6813	
0,06	2,2953	
0,08	2,0269	
0,1	1,8229	2,4271
0,2	1,2227	1,7527
0,3	0,9057	1,3725
0,4	0,7024	1,1145
0,5	0,5598	0,9244
0,6	0,4544	0,7775
0,7	0,3738	0,6605
0,8	0,3106	0,5653
0,9	0,2602	0,4867
1,0	0,2194	0,4210
1,1	0,1860	0,3656
1,2	0,1584	0,3185
1,3	0,1355	0,2782
1,4	0,1162	0,2437
1,5	0,1000	0,2138
1,6	0,08631	0,1880
1,7	0,07465	0,1655
1,8	0,06471	0,1459
1,9	0,05620	0,1288
2,0	0,04890	0,1139
2,1	0,04261	0,1008
2,2	0,03719	0,08927
2,3	0,03250	0,07914
2,4	0,02844	0,07022
2,5	0,02491	0,06235
2,6	0,02185	0,05540
2,7	0,01918	0,04926
2,8	0,01686	0,04382
2,9	0,01482	0,03901
3,0	0,01305	0,03474
3,1	0,01149	0,03095
3,2	0,01013	0,02759
3,3	0,008939	0,02461
3,4	0,007891	0,02196
3,5	0,006970	0,01960
3,6	0,006160	0,01750
3,7	0,005448	0,01563
3,8	0,004820	0,01397
3,9	0,004267	0,01248
4,0	0,003779	0,01116

— Teken de kromme van $W(u)$ op dubbel logaritmisches papier.

— Zet op een ander dubbel log papier met dezelfde schaal de peilverlagingen s uit, gemeten in een peilput of afstand r , tegen



Afb. 5 - Grafische methode volgens Theis: A. Curve van de $W(u)$ functie; B. Dalingscurve voor een peilput op afstand r van de pompput; C. Curve van afb. B gesuperponeerd op die van afb. A.

de waarden van r^2/t (s en r in meters, t in dagen).

— Leg dit papier op dat met de kromme van $W(u)$ en wel zó dat de punten op een segment van de kromme van $W(u)$ komen te liggen (coördinaatassen evenwijdig houden).

— Kies een willekeurig punt P en lees hiervan de coördinaten op beide log papieren af (u , $W(u)$, s en r^2/t). Minder rekenwerk is vereist als men punt P zodanig kiest dat de coördinaten u en $W(u)$ gelijk één zijn.

— Substitueer de gevonden waarden van s en $W(u)$ in verg. (14) en bereken hieruit kD .

— Substitueer de waarden van u en r^2/t en de berekende waarde van kD in $u = (S/4kD) (r^2/t)$ en bereken hieruit S .

De uitdrukking onder het integraal teken van verg. (14) kan niet direct worden geïntegreerd, maar zijn waarde kan door de volgende reeks worden voorgesteld:

$$\frac{e^{-y}}{y} = \frac{1}{y} - 1 + \frac{y}{2!} - \frac{y^2}{3!} + \frac{y^3}{4!} - \dots$$

zodat

$$W(u) = \int_u^\infty \frac{e^{-y}}{y} dy = \left[\ln y - y + \frac{y^2}{2.2!} - \frac{y^3}{3.3!} + \frac{y^4}{4.4!} - \dots \right]_u^\infty$$

en

$$W(u) = -0,5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} \dots (15)$$

Voor waarden van $u \leq 0,01$ kunnen de derde en volgende termen in verg. (15) worden verwaarloosd (u neemt af als t toeneemt, $u = (r^2S/4kDt)$). Voor kleine waarden van u kan verg. (14) worden geschreven als:

$$s = \frac{Q}{4\pi kD} \left(-0,5772 - \ln \frac{r^2S}{4kDt} \right)$$

of

$$s = \frac{Q}{4\pi kD} \left(\ln 0,562 + \ln \frac{4kDt}{r^2S} \right)$$

en voor de log met het grondtal 10

$$s = \frac{2,30 Q}{4\pi kD} \log \frac{2,25 kDt}{r^2S} \quad (16)$$

Deze formule van Jacob heeft dezelfde vorm als de formule van Thiem. Past men dan ook de formule toe op twee peilputten op afstand r_1 en r_2 , dan krijgt men de formule van Thiem terug.

Uit verg. (16) volgt dat de peilverlaging logaritmisch met de tijd verloopt. Zet men dus de op verschillende tijdstippen gemeten verlagingen in een peilput uit tegen de logaritme van de tijd, dan zullen de punten op een rechte lijn liggen, waarvan men de helling Δs kan bepalen (zie afb. 6).

Verlengt men de rechte lijn tot hij de abscis snijdt, dan is voor dit snijpunt $s = 0$, terwijl men de tijd t_0 kan aflezen.

Voor $s = 0$, gaat verg. (16) over in:

$$\frac{2,25 kDt_0}{r^2S} = 1 \text{ of } S = \frac{2,25 kDt_0}{r^2} \quad (17)$$

Voor één log cyclus is $t/t_0 = 10$ en dus $\log(t/t_0) = 1$, zodat de helling van de rechte lijn kan worden voorgesteld door:

$$\Delta s = \frac{2,30 Q}{4\pi kD}$$

en het doorlaatvermogen kan worden berekend met:

$$kD = \frac{2,30 Q}{4\pi \Delta s} \quad (18)$$

Voor een situatie als in afb. 7 is aangegeven, verlopen de opgewekte peilverlagingen in de zandlaag meestal niet logaritmisch. Tijdens de afpomping ontstaat een voeding van de zandlaag vanuit de afdekkende, weinig doorlatende laag. De voeding neemt met de tijd toe en bereikt tenslotte een waarde gelijk aan het debiet van de pomp. In deze situatie heerst een permanente stroming. Voorwaarde is dat de grondwaterstand in de afdekkende laag constant blijft (bijv. door voeding uit sloten). Voor de permanente stromingstoestand geldt volgens De Glee (1930):

$$s = \frac{Q}{2\pi kD} K_0(r/\lambda) \quad (19)$$

waarin $K_0(x)$ = Besselfunctie van de tweede soort en orde nul (tabel II).

Vergelijking (19) stelt ons in staat kD , λ en c te berekenen, indien het pompdebiet Q , de peilverlagingen s , aan het einde van de proef in enige peilputten op afstand r bekend zijn.

De berekeningen van de constanten vinden plaats volgens een grafische methode die veel overeenkomst vertoont met die volgens Theis (afb. 8).

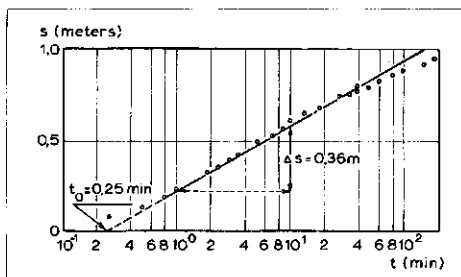
— Teken de kromme van de functie $K_0(x)$ met behulp van tabel II.

— Zet op een ander dubbel log papier de peilverlagingen uit, die aan het eind van de proef in enige peilputten zijn gemeten, tegen de afstand van deze putten (s en r in meters).

— Leg dit papier op dat met de kromme van $K_0(x)$ en wel zó, dat de punten op een segment van de kromme van $K_0(x)$ vallen.

— Kies een punt P en lees de coördinaten op beide papieren af (s , r , $x = r/\lambda$ en $K_0(r/\lambda)$).

— Substitueer de waarden van s en $K_0(r/\lambda)$ in verg. (19) en bereken kD .



Afb. 6 - Voorbeeld van een tijd-dalingscurve.

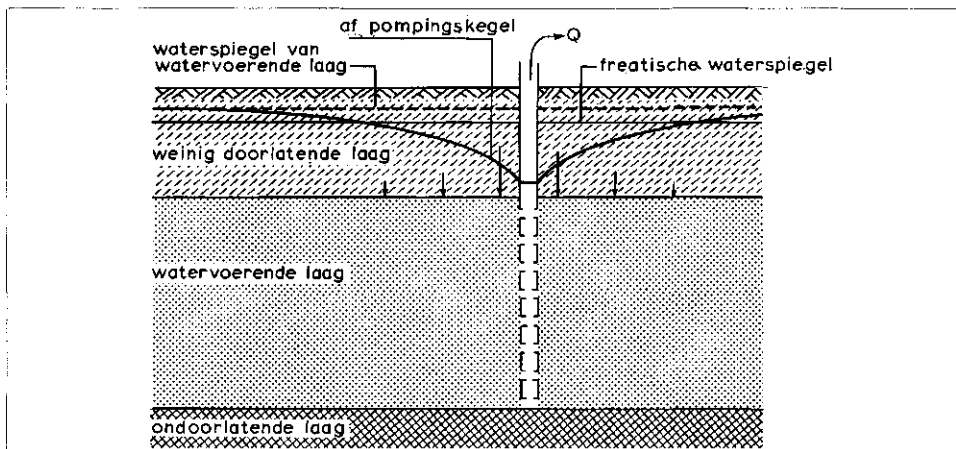
4.3. Permanente stroming naar een put in een laag met onvolkomen spanningswater

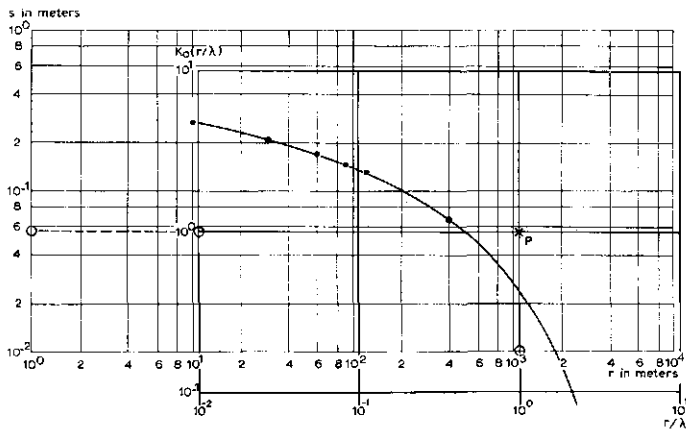
De voorgaande formules zijn toepasbaar voor gevallen met volkomen spanningswater en volkomen freatisch water, twee extremen die in de natuur maar weinig voorkomen.

In grote delen van ons land heeft men te maken met een soort tussenvorm van deze twee extremen: onvolkomen spanningswater. Dit type water komt voor in een watervoerende laag die aan de bovenzijde is afgedekt door een weinig doorlatende laag klei, leem, lemig fijn zand, veen, e.d.

De laag aan de basis van het watervoerende pakket kan eveneens weinig doorlatend zijn, maar in het volgende nemen wij aan dat hij ondoorlatend is.

Afb. 7 - Pompput in een watervoerende laag met onvolkomen spanningswater.





Afb. 8 - Grafische methode volgens De Glee, afstands-dalingscurve gesuperponeerd op de curve van de functie $K_0(x)$, met $x = r/\lambda$.

— Substitueer de waarden van r/λ , r en kD in

$$c = \frac{\lambda^2}{kD} = \frac{1}{(r/\lambda)^2} \cdot \frac{r^2}{kD}$$

en bereken c .

Ook hier geldt weer dat men het punt P zodanig kan kiezen dat zijn coördinaten op het papier met de kromme $K_0(x)$ gelijk één zijn ($r/\lambda = 1$, $K_0(r/\lambda) = 1$). In dit geval is $r = \lambda$ en $kD = Q/2\pi s$.

Wanneer $r/\lambda \leq 0,05$, kan verg. (19) worden vervangen door:

$$s = \frac{2,30 Q}{2\pi kD} \log 1,12 \frac{\lambda}{r} \quad (20)$$

Deze formule vertoont gelijkenis met de formule van Thiem. Zet men dus de peilverlagingen bij permanente stroming gemeen in enige peilputten uit tegen de logaritme van hun afstanden, dan liggen de punten op een rechte lijn met helling

$$\Delta s = \frac{2,30 Q}{2\pi kD} \quad (21)$$

waaruit kD kan worden berekend. De waarde van c van de afdekkende laag vindt men uit:

$$c = \frac{(r_0/1,12)^2}{kD} \quad (22)$$

waarin r_0 de afstand is van het punt waar de rechte lijn na verlenging de abscis snijdt. Volgens De Glee (1930) kunnen met deze formules redelijk betrouwbare uitkomsten worden verkregen, indien $\lambda \geq 3D$.

Voorbeeld van toepassing der formules op een praktijkgeval

Het voorbeeld heeft betrekking op een pompproef die in ZW Nederland werd gehouden. Het aangetroffen geologische profiel is weergegeven in afb. 9.

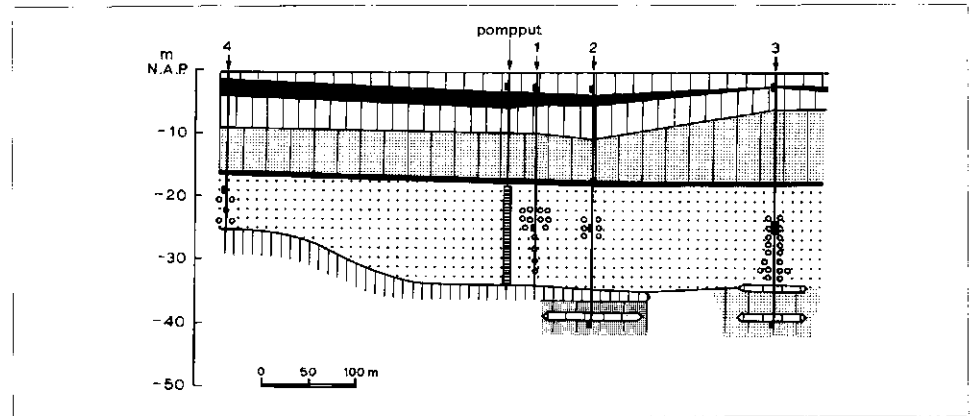
Het putfilter werd in de zandlaag geplaatst van 17,5 tot 33,5 m beneden maaiveld, zodat van een volkomen put sprake is. Peilputten werden geplaatst op afstanden $r_1 = 30$ m, $r_2 = 90$ m, $r_3 = 282$ m en aan de tegenovergestelde kant op $r_4 = 300$ m. De afpomping geschiedde aanvankelijk met een constant debiet van 22 m^3 per uur gedurende het eerste uur van de proef. Nadat een lekkage was verholpen bedroeg het debiet gedurende de resterende 11 uren van de proef 26 m^3 per uur. In afb. 10 zijn voor de vier peilputten de gemeten peilverlagingen tegen de tijd uitgezet. Het blijkt dat aan het einde van de proef het verschil in peilverlaging tussen de peilputten constant is geworden, zodat er een permanente stromingtoestand bestond. De peilverlagingen waren toen: $s_{30} = 0,615$ m, $s_{90} = 0,445$ m, $s_{282} = 0,240$ m en $s_{300} = 0,180$ m.

1. Methode van De Glee

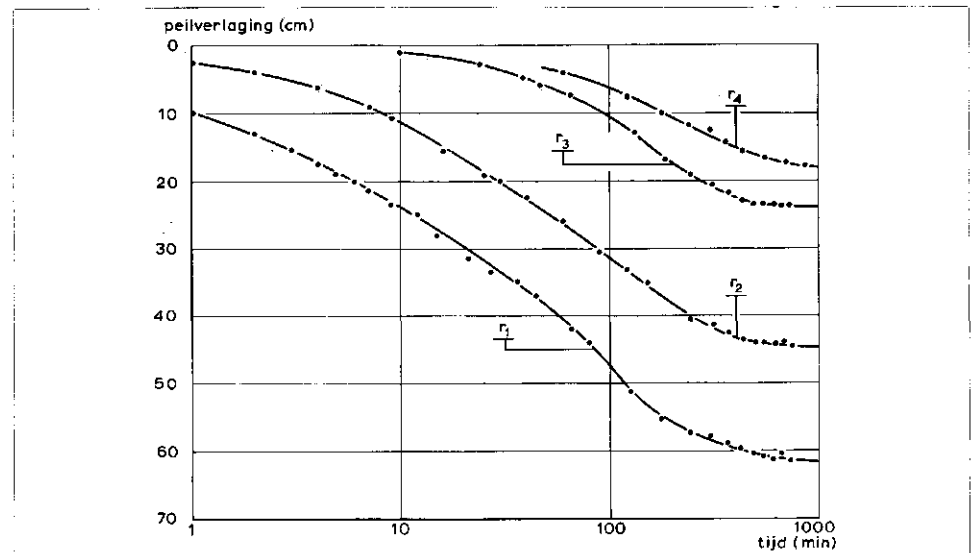
In de ondiepe peilbuizen van de deklaag bleken de peilverlagingen aan het eind van

Vanaf maaiveld tot 17 m diepte werd een deklaag van klei, veen en lemig fijn zand aangetroffen. Van 17 tot 34 m kwam grindhoudend grof zand voor en beneden 34 m klei en lemige fijne zanden (basislaag).

Afb. 9 - Geologisch profiel van het terrein van een pompproef gehouden in de polder 'De Oude Korendijk' (Hoeksewaard), met de plaats van de vier peilputten.



Afb. 10 - Tijd-dalingscurven van de vier peilputten.



de proef slechts 1 à 2 cm te bedragen, zodat de grondwaterstand in de deklaag nagenoeg constant was gebleven tijdens de proef.

Toepassing van de methode van De Glee gaf als coördinaten van punt P (zie afb. 11)

$$r/\lambda = 1,0, K_o(r/\lambda) = 1,0, r = 1000 \text{ m en } s = 0,17 \text{ m}$$

zodat

$$kD = \frac{24 \times 26}{6,28 \times 0,17} \times 1,0 = 585 \text{ m}^2/\text{dag}$$

en

$$\lambda = r = 1000 \text{ m}$$

en

$$c = \frac{\lambda^2}{kD} = \frac{1000^2}{585} = 1710 \text{ dagen.}$$

Het punt van peilbuis $r = 300 \text{ m}$ wijkt af en werd daarom verwaarloosd.

Aan de voorwaarde $\lambda \geq 3D$ is voldaan ($1000 \text{ m} \gg 3 \times 17 \text{ m}$).

2. Methode van Jacob

Voor toepassing van deze methode moet $r/\lambda \leq 0,05$. In afb. 12 zijn de gemeten peilverlagingen aan het eind van de proef uitgezet tegen de afstand van de peilputten. Uit de helling van de rechte lijn volgt:

$$0,375 = \frac{2,30 \times 24 \times 26}{6,28 \times kD}$$

zodat $kD = 609 \text{ m}^2/\text{dag}$.

De waarde van c

$$c = \frac{(1300/1,12)^2}{609} = 2212 \text{ dagen.}$$

De waarde van λ

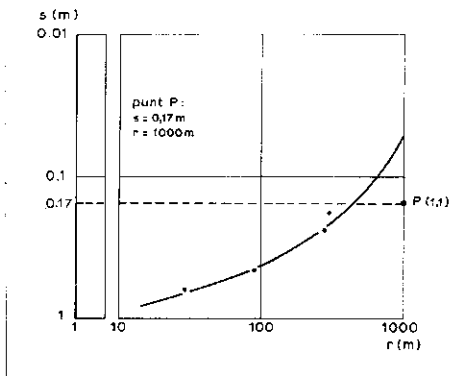
$$\lambda = \sqrt{609 \times 2212} = 1160 \text{ m.}$$

De waarden van r/λ zijn voor de vier peilputten 0,03, 0,08, 0,24 en 0,26, zodat eigenlijk alleen de eerste peilput op 30 m aan de eis $r/\lambda \leq 0,05$ voldoet en alle volgende putten er steeds minder aan voldoen. Voor $r/\lambda \leq 0,05$ is de fout die men maakt 0,1 procent, zodat ook bij gebruik van de overige peilputten geen grote fouten in de uitkomsten worden gemaakt.

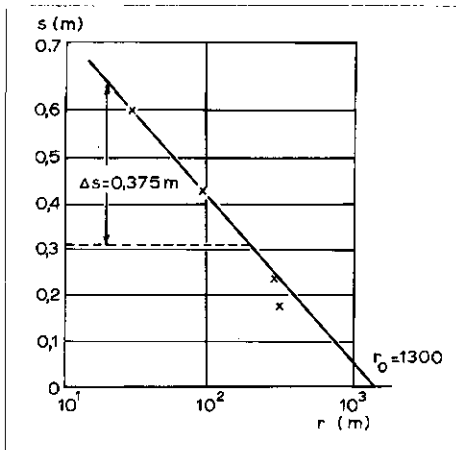
3. Methode van Theis

Voor toepassing van deze methode moet $c = 0$ of $c = \infty$ zijn en een niet permanente stromingstoestand bestaan. Dit laatste is alleen het geval gedurende het eerste uur van de proef en dan nog alleen voor de peilbuizen $r = 90 \text{ m}$ en $r = 282 \text{ m}$ (zie afb. 10). Voor de peilbuizen $r = 90 \text{ m}$ en $r = 30 \text{ m}$ lopen curven reeds na 8 minuten pompen parallel.

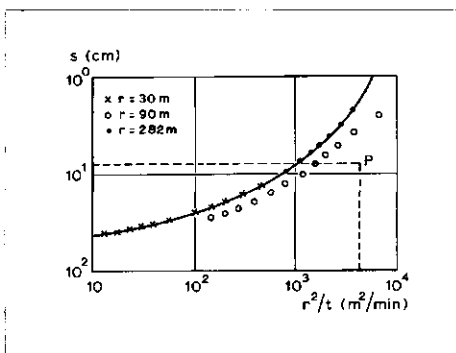
Voor de oplossing laten we daarom peilbuis $r = 90 \text{ m}$ buiten beschouwing (zie afb. 13).



Afb. 11 - Grafische oplossing volgens de methode van De Glee.



Afb. 12 - Grafische oplossing volgens de methode van Jacob.



Afb. 13 - Grafische oplossing volgens de methode van Theis.

Voor de coördinaten van punt P werden de volgende waarden afgelezen:

$$u = 1,0, W(u) = 1,0, s = 0,075 \text{ m en } r^2/t = 4500 \text{ m}^2/\text{minuut,}$$

zodat

$$kD = \frac{24 \times 22 \times 1,0}{12,56 \times 0,075 \times 1440} = 561 \text{ m}^2/\text{dag}$$

en

$$S = \frac{4 \times 561}{4500 \times 1440} = 3,5 \times 10^{-4}$$

4. Methode van Thiem

Aan het einde van de proef bestond een permanente stromingstoestand. Ter vergelijking met de reeds gevonden uitkomsten, passen we de formule van Thiem toe op de buizenparen $r = 30$ en $r = 90 \text{ m}$; $r = 30$ en $r = 282 \text{ m}$; $r = 90$ en $r = 282 \text{ m}$ en vinden respectievelijk $kD = 643, 594$ en $553 \text{ m}^2/\text{dag}$, of gemiddeld $kD = 596 \text{ m}^2/\text{dag}$, een uitkomst die niet veel verschilt van die van de voorgaande methoden.

Past men de formule ook nog eens toe op de buizenparen $r = 30$ en $r = 300 \text{ m}$ en $r = 90$ en $r = 300 \text{ m}$, dan vindt men resp. $kD = 525$ en $450 \text{ m}^2/\text{dag}$ of gemiddeld $kD = 488 \text{ m}^2/\text{dag}$. Deze lagere waarde is niet irreëel indien men bedenkt dat ter plaatse van $r = 300 \text{ m}$ de watervoerende laag dunner is dan op andere plaatsen (afb. 9).

Dat de uitkomsten volgens de verschillende methoden niet geheel aan elkaar gelijk zijn, kan (tendele) worden toegeschreven aan de gebruikte grafische methoden. Een iets andere dekkingspositie is soms evengoed mogelijk, wat natuurlijk tot iets andere uitkomsten leidt. Vooral de c -waarde wordt hierdoor gevoelig beïnvloed en in veel mindere mate de kD -waarde.

5. Berekening uit gegevens van de getijvoortplanting in het grondwater

5. Berekening uit gegevens van de getijvoortplanting in het grondwater

Bij diep ingesneden getijrivieren, die in direct contact staan met een watervoerend pakket, plant de getijbeweging van het open water zich voort in het grondwater van dit pakket. Echter

- de amplitude van de golf neemt af met de afstand tot de rivier;
- er vindt een fasevertraging plaats in de hoogste en laagste waterstanden (zie afb. 14 en 15).

De getijbeweging in het open water wordt beschreven met:

$$y_o(t) = M + A \sin nt \quad (23)$$

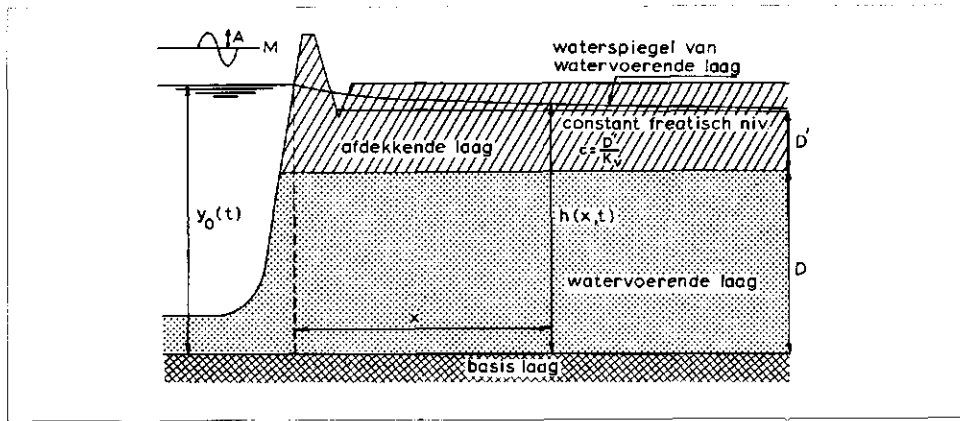
en de stijghoogte van het grondwater in de zandlaag op afstand x van het open water en tijdstip t volgens Steggewentz (1933) met:

$$h(x, t) = M + A e^{-ax} \sin(nt - bx) \quad (24)$$

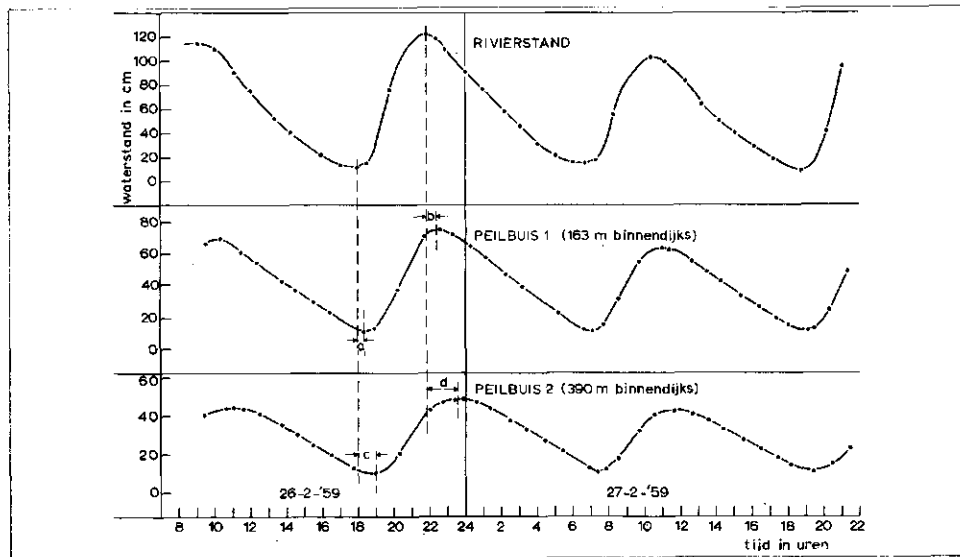
waarin:

- M = gemiddelde peil van het open water (halftij-stand) (m)
- A = amplitude van de golfbeweging van het open water (m)
- $n = 2\pi/T$ = frequentie van de golfbeweging, (rad.) met T = trillingstijd
- t = tijd, x = afstand tot open water, (m) en a en b zijn constanten.

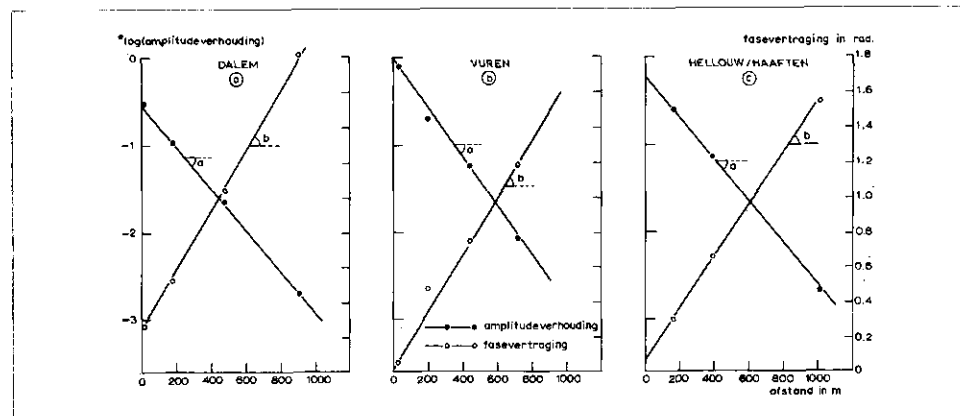
Op een afstand x van het open water wordt de amplitude van de golf gedempt met een faktor e^{-ax} , terwijl de golfbeweging daar ter



Afb. 14 - Watervoerende laag met onvolkomen spanningswater die in direct contact staat met een getijderivier.



Afb. 15 - Fluctuaties van de waterstand op de Waal en van de grondwaterstand in twee peilputten op afstanden van 163 en 390 m van de dijk, volgens Wesseling en Colenbrander, in: De Waterbehoefte van de Tielervwaard-West.



Afb. 16 - Verband tussen de amplitudeverhouding respectievelijk fasevertraging en de afstand tot de rivier, volgens Wesseling en Colenbrander, in: De Waterbehoefte van de Tielervwaard-West.

plaats wordt vertraagd met bx . Steggewentz (1933) hield geen rekening met de elasticiteit van zand en water en leidde het volgende verband af tussen de constanten a en b enerzijds en de geohydrologische constanten anderzijds:

$$\frac{(a^2 + b^2)^2}{2ab} = \frac{n \mu}{kD} \quad \text{en} \quad \frac{a^2 - b^2}{2ab} = \mu c n$$

waarin μ = bergingsfaktor van de afdekkende laag en de overige symbolen als eerder gedefinieerd.

Toepassing van deze verbanden leidde tot onjuiste waarden van de geohydrologische constanten (Bosch, 1951; Van Hoorn, 1955; Wesseling, 1959).

Bosch (1951) hield wel rekening met de elasticiteit van zand en water en leidde het volgende verband af:

$$a^2 - b^2 = 1/kDc \quad \text{en} \quad 2ab = nS/kD \quad (25)$$

waarin:

$S = \rho gD \left(\frac{p}{E_w} + \frac{1}{E_z} \right)$ = bergingscoëfficiënt van de zandlaag, met ρ = dichtheid van het water, g = versnelling der zwaartekracht, D = dikte van de zandlaag, p = porositeit van het zand, en E_w en E_z zijn de elasticiteitsmoduli van respectievelijk water en zand.

Indien wij de constanten van a en b kunnen bepalen, kunnen wij $kDc = \lambda^2$ en S/kD berekenen. Hiervoor beschouwen wij de verhouding van de amplitude van het grondwater op afstand x en de amplitude van het open water:

$$\frac{A_x}{A} = \frac{A e^{-ax}}{A} = e^{-ax}$$

waaruit volgt $\ln \frac{A_x}{A} = \ln e^{-ax} = -ax$.

Zet men dus de natuurlijke logaritme van de amplitudeverhouding uit tegen de afstand x van de peilputten tot het open water, dan moeten de punten op een rechte lijn liggen met een helling $-a$. Ook de fasevertraging van de peilputten in radialen uitgezet tegen de afstand van de putten tot het open water in m geeft een rechtlijnig verband met hellingshoek b (afb. 16).

De lijnen moeten uiteraard door de oorsprong lopen, maar in de praktijk zal dit niet altijd het geval zijn. Tussen het open water en de eerste peilbuis kan zich namelijk een 'voorland' van onbekende weerstand bevinden (uiterwaard) of de diepe stroomgeul kan aan de tegenoverliggende oever gelegen zijn in plaats van langs de oever waar men de metingen verrichtte.

In plaats van op het open water zou men daarom alle berekeningen op de eerste van de serie peilbuizen, die men loodrecht op de rivier heeft geplaatst, kunnen betrekken. Meetkundig betekent dit echter dat de lijnen in afb. 16 evenwijdig aan elkaar worden verschoven. Voor de bepaling van de hellingshoeken a en b kan men dus evengoed de oorspronkelijke lijnen gebruiken.

De waterstandsmetingen in de rivier en in de peilbuizen moeten minstens een etmaal worden voortgezet en als men geen automatische meetapparatuur gebruikt, dient men vooral bij hoog- en laagwater frequent te meten om de toppen en dalen van de

golven zo nauwkeurig mogelijk te bepalen.

De constanten vindt men als produkt (kDc) en quotiënt (S/kD). Is men geïnteresseerd in de waarden van de afzonderlijke constanten, dan zal men toch zijn toevlucht moeten nemen tot bijvoorbeeld een pomp-proef.

Tenslotte moet worden opgemerkt dat ook de relaties door Bosch (1951) afgeleid bij toepassing tot onjuiste uitkomsten kunnen leiden. Er zijn aanwijzingen dat behalve de elasticiteit van de watervoerende laag, ook de elasticiteit van de deklaag in rekening gebracht dient te worden (mondelijke mededeling van Ernst).

6. Berekening uit een grondwaterbalans

Voor elk grondwatersysteem geldt, dat de som van alle invoer- en uitvoercomponenten gelijk is aan de verandering in de grondwaterberging:

$$R - E + K - A + I = \Delta B \quad (26)$$

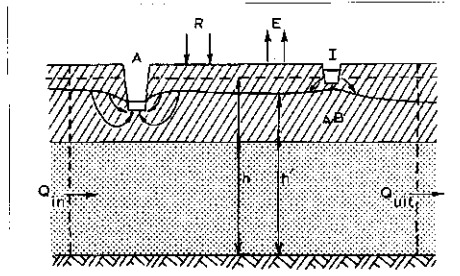
waarin R = neerslag, E = verdamping, K = kwel, A = afvoer, I = invoer en ΔB = verschil tussen de aan het eind en aan het begin van het gekozen tijdvak geborgen waterhoeveelheid (afb. 17). Uit deze vergelijking kan een onbekende term worden berekend, indien alle overige termen nauwkeurig bekend zijn. Dit laatste is echter zelden het geval.

Dit laatste probleem kan soms (ten dele) worden ondervangen, indien men de begrenzing van het gebied en het te beschouwen tijdvak zodanig kiest dat één of meer termen kunnen worden verwaarloosd, bijv. een tijdvak zonder regen, of een tijdvak aan het begin en eind waarvan de grondwaterstand dezelfde is, waardoor ΔB uit de vergelijking verdwijnt.

Voorbeeld 1

Stel men wenst, als eerste oriëntering, een indruk van de c-waarde van een afdekkende laag als in afb. 17 weergegeven, verkrijgen. In dit eerste stadium van het onderzoek staan nog geen pompproeven of anderszins op het programma. Wel zijn in het gebied een aantal dubbele peilbuizen geplaatst en waargenomen en zijn klimatologische gegevens beschikbaar.

Voor een bepaalde maand vond in het beschouwde gebied geen afvoer of invoer van oppervlaktewater plaats (A = 0, I = 0), er viel geen regen (R = 0) en de verdamping werd geschat op E = 27 mm. In die maand steeg de grondwaterstand in de deklaag Δh' = 0,40 m. Het gemiddelde peilverschil tussen het diepe en ondiepe grondwater was h - h' = 0,50 m. Het effectieve poriëngehalte van de deklaag is onbekend, maar wordt geschat op μ = 5 %.



Afb. 17 - Watervoerende laag met onvolkomen spanningswater en de verschillende componenten van in- en uitstroming van het systeem.

De balansvergelijking kan worden geschreven als:

$$R - E + \frac{h - h'}{c} = \Delta B = \mu \frac{\Delta h'}{\Delta t}$$

Substitutie van de bovengenoemde waarden geeft:

$$0 - \frac{27}{30} + \frac{500}{c} = 0,05 \frac{400}{30} \text{ of } c = 320 \text{ dagen}$$

We hadden μ slechts geschat en we gaan na wat het effect op de uitkomst is als μ maximaal tweemaal groter en maximaal tweemaal kleiner zou zijn. We vinden dan voor μ = 2,5 % en 10,0 % resp. c = 406 en 224 dagen. Ook van de verdamping zijn we niet zeker en deze kan hoogstens tweemaal kleiner of driemaal groter zijn dan werd aangenomen. In dit geval vinden we voor E = 0,45 en 2,7 mm/dag c-waarden van respectievelijk 446 en 150 dagen. Indien beide fouten gelijktijdig voorkomen vinden we c = 640 en 120 dagen. Kiezen we als waarde voor c = 275 dagen, dan is de variatie in c als gevolg van beide mogelijke fouten in μ en E een faktor 2,3 in beide richtingen.

Voorbeeld 2

We hebben te maken met eenzelfde situatie als in het voorafgaande voorbeeld, maar we kiezen een maand waarin R = 36 mm en E is verwaarloosbaar. De regen veroorzaakte in die maand een stijging van de grondwaterstand in de afdekkende kleilaag van Δh' = 0,40 m. De grondwaterstand in deze laag stond gemiddeld 0,80 m hoger dan die in de onderliggende zandlaag, dus h' - h = 0,80 m. Voor μ van de deklaag nemen we aan 5 %. In het beschouwde gebied was geen invoer of afvoer. De vergelijking wordt nu:

$$\frac{h' - h}{c} = R - \mu \frac{\Delta h'}{\Delta t}$$

Substitutie van bovengenoemde waarden geeft:

$$\frac{800}{c} = \frac{36}{30} - 0,05 \frac{400}{30} \text{ of } c = 1500 \text{ dagen}$$

Nemen we aan dat de geschatte μ maximaal tweemaal groter of kleiner kan zijn, dan vinden we voor μ = 2,5 % dat c = 920 dagen en voor μ = 10 % wordt c negatief, hetgeen niet mogelijk is. De waarde van μ kan niet groter zijn dan 9 %, een waarde die c oneindig maakt.

Opmerking

Uit deze voorbeelden blijkt dat men zich in een eerste oriënterend onderzoek met behulp van grondwaterstandsgegevens en klimatologische gegevens globaal een indruk kan vormen van de mogelijke waarden van bepaalde geohydrologische constanten. Men kan nagaan welke waarden mogelijk en welke niet mogelijk zijn. In een eerste fase van het onderzoek is het voldoende de grootte-orde van constanten te kennen en de grenzen waartussen zij kunnen variëren. De methode geeft uiteraard de constante als een gemiddelde voor het gehele beschouwde gebied.

Literatuur

Bosch, H. (1951). *Geohydrologisch onderzoek Bergambacht*. Hydrologisch Colloquium. HC (S) no. 255 A, 's-Gravenhage.
 Chilingar, G. V. (1964). *Relationship between porosity, permeability, and grain size distribution of sands and sandstones*. Proc. Vith Int. Sedim. Congress The Netherlands and Belgium, 71-75.
 Cooper, H. H. and Jacob, C. E. (1946). *A generalized graphical method for evaluating formations constants and summarizing well field history*. Amer. Geoph. Union Trans. 27: 526-534.
 Darcy, H. (1856). *Les fontaines publiques de la ville de Dyon*. V. Dalmont, Paris, 647 p.
 Glee, G. J. de (1953). *Over grondwaterstromingen bij wateronttrekking door middel van putten*. Waltman, Delft, 175 p.
 Dupuit, J. (1963). *Etudes théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrain perméables*. Dunot, Paris 2ème edit. 304 p.
 Edelman, J. H. (1947). *Over de berekening van grondwaterstromingen*. Proefschrift, Amsterdam.
 Ernst, L. F., Ridder, N. A. de, and Vries, J. J. de (1970). *A geohydrologic study of East Gelderland*. Geol. en Mijnb. 49, 6, 457-488.
 Fahmy, M. I. (1961). *The influence of clay particles on the hydraulic conductivity of sandy soils*. Proefschrift Wageningen, 89 p.
 Hantush, M. S. (1956) *Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers*. Amer. Geoph. Union Trans. 37, 702-714.
 Hoorn, J. W. van (1957). *Interrimrapporten stuw-bouw Hagestein no. 1, 2, 3*. ICW Wageningen.
 Huisman, L. (1972). *Groundwater recovery*. Macmillan, Londen, 336 p.
 Jacob, C. E. (1940). *On the flow of water in an elastic artesian aquifer*. Amer. Geoph. Union Trans. 72, II, 574-586.
 Jahnke, E. and Embde, F. (1945). *Tables of functions with formulas and curves*. Dover Publ. New York, 306 p.
 Kozeny, J. (1927). *Ueber die kapillaire Leitung des Wassers im Boden*. Sitz. b. Akad. Wiss. Wien, 136-271.
 Kruseman, G. P. and Ridder, N. A. de (1970).

- Analysis and evaluation of pumping test data.* Int. Inst. for Land Recl. and Impr. Wageningen, Bull. 11, 200 p.
- Logan, J. (1964). *Estimating transmissibility from routine production tests of water wells.* Groundwater 2, 1, 35-37.
- Ridder, N. A. de, and Wit, K. E. (1965). *A comparative study on the hydraulic conductivity of unconsolidated sediments.* J. of Hydrology, 3, 180-206.
- Seelheim, F. (1880). *Methoden zur Bestimmung der Durchlässigkeit des Bodens.* Z. für Analytische Chemie, 19, 387-418.
- Steggewentz, J. H. (1933). *De invloed van de getijbeweging van zeeën en getijrivieren op de stijghoogte van het grondwater.* Proefschrift Delft, Meinema.
- Theis, C. V. (1935). *The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage.* Amer. Geoph. Union Trans. 16, 519-524.
- Thiem, A. (1906). *Hydrologische Methoden.* Gebhardt, Leipzig, 56 p.
- Wesseling, J. (1959). *The transmission of tidal waves in elastic artesian aquifers.* Neth. J. of Agric. Science 7, 1, 22-32.
- Wesseling, J. en Colenbrander, H. J. *De bepaling van hydrologische bodemconstanten uit de voortplanting van de getijbeweging.* Deelrapport 5, van De Waterbehoefte van de Tielerwaard-West. Verwey, Wageningen.



Nota milieuhygiënische normen aan Tweede Kamer aangeboden

Op 30 december heeft minister Vorrink de Nota milieuhygiënische normen 1976 aan de Tweede Kamer aangeboden. Het gaat hier om een nota die aansluit op de normennota die de minister in 1975 uitbracht. Het accent is gelegd op de zgn. getalsnormen.

De nota geeft de huidige stand van zaken weer t.a.v. de discussie over milieuhygiënische normen. In de nota worden tevens enkele beleidslijnen voor de komende jaren geschetst. De nota besteedt apart aandacht aan milieuhygiënische normen voor lucht, oppervlaktewater, geluid en straling. De nota trekt de algemene conclusie dat een verdere uitbouw gewenst is van de beleidslijn van de afgelopen jaren, met name dat milieuhygiënische normen worden gesteld in daarvoor in aanmerking komende gevallen.

Uit de nota blijkt, dat het aantal milieuhygiënische normen de laatste jaren belangrijk is toegenomen.

Kwaliteits- en inworpnormen bepalen welke grenzen niet mogen worden overschreden. Zij vormen daarom een verwijzingskader voor het bereiken of handhaven van de milieukwaliteit in een bepaald gebied. Zeker in saneringssituaties en ter bescherming van wezenlijke kenmerken van het milieu kunnen deze normen een belangrijke functie vervullen.

Extra voorzichtigheid is geboden bij het hanteren van deze normen voor weinig of niet verontreinigde gebieden. Als na afweging van verschillende in het geding zijnde belangen een zekere toeneming van verontreiniging onvermijdelijk wordt geacht, kunnen kwaliteits- en inworpnormen dienen als instrument om deze normen aan vooraf bepaalde grenzen te binden.

Wat het bestuurlijk niveau van de normstelling betreft, dient het zwaartepunt bij de centrale overheid te liggen. Dat geldt in ieder geval voor produkt- en procédé-normen, maar in het algemeen ook wel voor kwaliteitsnormen.

Het is noodzakelijk, dat steeds een goede afstemming op het nationale beleid wordt bereikt. Een onnodige verscheidenheid van normen moet daarbij worden voorkomen. Het moet niet mogelijk worden geacht, dat op een lager bestuurlijk niveau een minder scherpe norm wordt gehanteerd dan op een hoger niveau is vastgesteld.

Als juridisch kader bij uitstek geldt de wetgeving op het gebied van de milieuhygiëne. De milieuhygiënische wetgeving zal op het punt van de normstelling moeten worden aangepast. Hierbij wordt gedacht aan zowel aanpassing van de bijzondere wetten op de

milieuhygiëne als aan het opnemen van een regeling t.a.v. normstelling in de Wet Algemene Bepalingen Milieuhygiëne.

Zolang een dergelijke aanpassing nog niet tot stand is gekomen, zal de normstelling op centraal niveau met name door middel van indicatieve meerjarenprogramma's haar beslag moeten krijgen; ook zullen hiervoor in een aantal gevallen ministeriële circulaire dienst kunnen doen.

Op provinciaal niveau zou het normenbeleid bij voorkeur in de vorm van milieuhygiënische beleidsnota's of -plannen moeten worden verwezenlijkt. Hierbij dient rekening te worden gehouden met het beleid van de Centrale Overheid. Tevens is een goede koppeling tussen beleidsnota of -plan en het streekplan van belang. Met het oog op de technisch-wetenschappelijke onderbouwing van het toekomstige normenbeleid zal de aandacht zich moeten richten op:

- het verzamelen en analyseren van meetgegevens;
- vergroting van de wetenschappelijke kennis, mede ten aanzien van sociaal-culturele en sociaal-economische effecten;
- bevordering van technologisch en literatuuronderzoek;
- bundeling van onderzoek;
- terugkoppeling van verkregen gegevens naar het beleid.

Vanuit bestuurlijk-juridisch oogpunt kan worden gesteld, dat de milieuhygiënische wetgeving op het punt van de normstelling leemten vertoont. In veel gevallen moet in een wettelijke grondslag voor normstelling worden voorzien, terwijl verder de mogelijkheid tot normstelling bij gedelegeerde wetgeving zou moeten worden geschapen. De verhouding tussen centrale en lagere overheid m.b.t. normstelling moet wettelijk worden geregeld. De centrale overheid heeft in dit verband betere stuurmechanismen nodig. Verder moet de organisatie van de ontwikkeling en vaststelling van normen worden verbeterd.

