

De bepaling van de elastische bergingscoëfficiënt aan de hand van de barometrische gevoeligheid

1. Inleiding

De elastische bergingscoëfficiënt speelt bij regionale modelstudies geen belangrijke rol, maar neemt daarentegen bij de interpretatie van putproeven en niet-stationaire pomp-proeven een sleutelpositie in. Bij semi-span-ningswater kan bijvoorbeeld uit putproef-gegevens het produkt $\lambda^2 S$ worden afgeleid, maar zonder aanvullende gegevens over de S -waarde (elastische bergingscoëfficiënt) kan niets worden gezegd over de λ -waarde (spreidingslengte). Voor de bepaling van de eigen weerstand van een pompput



G. J. M. UFFINK
RID Voorburg

(bijvoorbeeld bij verstopte putten) geldt ongeveer hetzelfde. Putproeven zouden hiervoor bruikbaar zijn als de S -waarde bekend is. Een onafhankelijke methode ter bepaling van de elastische bergingscoëfficiënt kan daarom waardevol zijn.

Dietz [1973] heeft op basis van cijfers afkomstig uit de olie-industrie [Van der Knaap, 1959] een empirische formule opgesteld, waarmee dikwijls redelijke schattingen voor S kunnen worden gedaan. Van der Gun [1980] heeft S -waarden, die met deze formule waren bepaald, vergeleken met pompcoëfficiënten en vond een overwegend goede overeenstemming. Er is daarnaast een mogelijkheid om de elastische bergingscoëfficiënt in het veld te bepalen aan de hand van de barometrische gevoeligheid van een watervoerend pakket [Jacob, 1940]. Tot nu toe is deze methode in Nederland, voor zover bekend, nauwelijks toegepast.

Gemeentewaterleidingen Amsterdam heeft begin 1981 het Rijksinstituut voor Drink-watervoorziening de mogelijkheid geboden om deze methode te beproeven op het terrein bij het pompstation Leiduin. In dit artikel wordt verslag gedaan van deze proeven. Daaraan voorafgaand worden enkele definities gegeven en de verschillende interpretaties ervan besproken.

2. Definities

2.1. De elastische bergingscoëfficiënt

Het bergend vermogen van een watervoerend pakket wordt gedefinieerd als de hoeveelheid water die vrijkomt uit een kolom grond met een grondvlak van één m^2 en een hoogte gelijk aan de dikte van het

pakket, wanneer de stijghoogte met één meter wordt verlaagd. Voor een freatisch pakket is het bergend vermogen, of de bergingscoëfficiënt, gelijk aan de porositeit verminderd met de hoeveelheid water die de bodem tegen de werking van de zwaartekracht in vasthoudt. De grootte van de freatische bergingscoëfficiënt ligt tussen 0,1 en 0,25 en is onafhankelijk van de pakketdikte.

In een pakket met volkomen of onvolkomen spanningswater berust het bergend vermogen op een ander mechanisme. De uitlevering van water is nu een gevolg van het elastische gedrag van het pakket. Als bij gelijkblijvende gronddruk de waterdruk afneemt, neemt de korrelsdruk toe. Dit gaat gepaard met een vervorming van het korrelskelet.

Meestal wordt verondersteld dat het volume van de korrels gelijk blijft, zodat de volumeverandering uitsluitend tot uiting komt in een verandering van het porievolumen. In de samengedrukte poriën is minder plaats voor water. Bovendien zet bij drukverlaging het water zelf enigszins uit, zodat dezelfde hoeveelheid water meer ruimte nodig heeft. De vermindering van de berging hangt dus met de compressibiliteit van het korrelskelet en met de compressibiliteit van water samen. Volgens Jacob [1940] geldt:

$$S = \rho g D (\alpha + n\beta) \quad (1)$$

waarbij

S = elastische bergingscoëfficiënt (—)

ρ = dichtheid van water (kg/m^3)

g = gravitatie-constante (m/s^2)

α = compressibiliteit van het korrelskelet (m^2/N)

β = compressibiliteit van water (m^2/N)

n = porositeit

D = pakketdikte (m)

De grootte van S ligt in de orde van 10^{-2}

tot 10^{-1} . De elastische bergingscoëfficiënt is, in tegenstelling tot de freatische bergingscoëfficiënt, wel afhankelijk van de dikte van het pakket. Omdat de elastische bergingscoëfficiënt betrekking heeft op de totale dikte van het pakket is het een minder geschikte parameter voor driedimensionale beschouwingen. Hantush [1960] heeft een meer algemene parameter, de specifieke elastische bergingscoëfficiënt (S_s), geïntroduceerd. Hieronder verstaat men de vermindering van de hoeveelheid water in een eenheidsvolume, wanneer de stijghoogte met één meter wordt verlaagd. Er bestaan twee interpretaties van deze definitie, die van Jacob en die van De Wiest [1966]. In de volgende paragraaf zal op beide zienswijzen worden ingegaan.

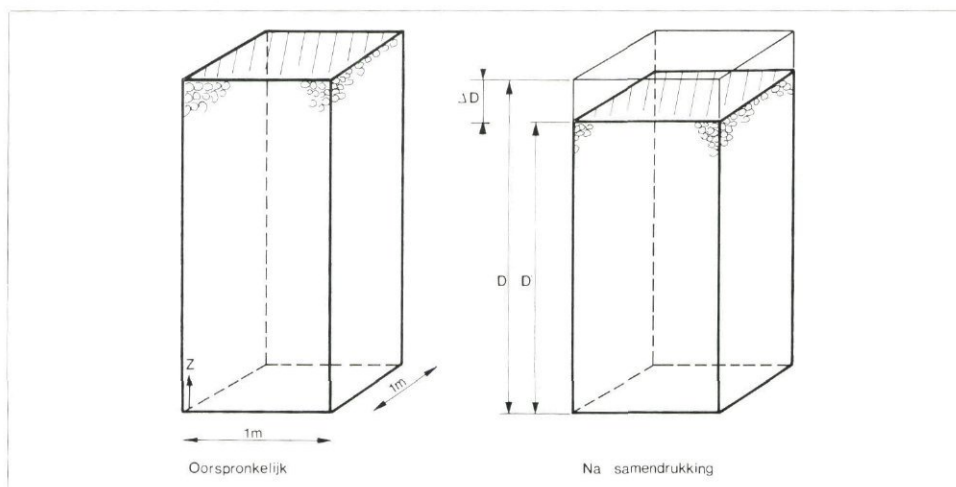
2.2. De specifieke elastische bergingscoëfficiënt

Over de verschillende definities voor de specifieke elastische bergingscoëfficiënt is in de literatuur uitvoerig gediscussieerd [Cooper, 1966; Gambolati, 1974; Bear, 1979; Narasimhan, 1980]. Narasimhan geeft een goed overzicht van de diverse interpretaties. De verschillen hangen samen met de opvatting van het begrip eenheidsvolume. Bij Jacob is het een eenheidsvolume met een bepaalde hoeveelheid aquifer-materiaal. Tijdens samendrukking blijft het aantal korrels constant. Als het korrelskelet inkrimpt, vervormt het eenheidsvolume van Jacob dus mee. Neemt men een eenheidsvolume met een grondvlak van één vierkante meter en een hoogte, die voor de samendrukking precies één meter bedraagt, dan is S_s gelijk aan de elastische bergingscoëfficiënt van een pakket met één meter dikte. Er geldt dan $S_s = S/D$ en

$$S_s = \rho g (\alpha + n\beta) \quad (2)$$

Zowel Jacob [1950] als Hantush [1960] gaan uit van deze formule. De Wiest kiest een eenheidsvolume dat vastligt in een

Afb. 1 - Verandering pakketdikte.



ruimtelijk coördinaten-stelsel en niet vervormt. Als het korrelskelet samentrekt, wordt het aantal korrels binnen het eenheidsvolume groter. Het water tussen de korrels die aan het eenheidsvolume worden toegevoerd, telt in de opvatting van De Wiest wel mee voor de geborgen hoeveelheid water en bij Jacob dus niet. De afname van de berging is bij De Wiest dus kleiner. De Wiest schrijft voor de elastische bergingscoëfficiënt S_s^*

$$S_s^* = \rho g [\alpha(1-n) + n\beta] \quad (3)$$

Er geldt nu niet $S = S_s^* D$.

De bergingsverandering voor de totale dikte van het pakket kan worden berekend uitgaande van (3), maar nu moet de verandering van de pakketdikte in rekening worden gebracht.

In afb. 1 is dit weergegeven. De linkerafb. geeft de oorspronkelijke situatie. Rechts is de situatie getekend, wanneer de stijghoogte van het water met één meter is verlaagd en het pakket is samengedrukt. De nieuwe pakketdikte is D' . Volgens de definitie van de compressibiliteit α is de verandering $\Delta D = D - D'$ gelijk aan αD . In het samengedrukte pakket is de bergingsverandering van 0 tot D' gelijk aan (3); van $z = D'$, tot $z = D$ is in de rechter situatie geen water aanwezig, maar links wel. In dit gedeelte is de bergingsverandering $n\rho g dz$. Voor de totale dikte krijgt men nu:

$$S = \int_0^{D'} \rho g \{ \alpha(1-n) + n\beta \} dz + \int_{D'}^D \rho g n dz \quad (4)$$

$$= \rho g D' \{ \alpha(1-n) + n\beta \} + \rho g \alpha n D$$

Aangezien $\alpha \ll 1$ geldt $D' = D - \alpha D \approx D$, dus:

$$S = \rho g D (\alpha + n\beta) \quad (5)$$

Men krijgt voor S dan dezelfde uitdrukking als Jacob.

Cooper [1966] wijst erop dat in een vast coördinatensysteem, zoals De Wiest gebruikt, de wet van Darcy anders moet worden geformuleerd. De wet van Darcy geeft namelijk de watersnelheid ten opzichte van de (bewegende) korrels en niet de snelheid ten opzichte van vaste coördinaten. Cooper stelt een vervormbaar coördinatenstelsel voor en toont aan dat in dit stelsel de Darcy-vergelijking en de continuïteitsvergelijking de oorspronkelijke gedaante behouden. De specifieke elastische bergingscoëfficiënt voldoet in dit stelsel aan de door Jacob en Hantush voorgestelde vergelijking.

2.3. De barometrische gevoeligheid

De barometrische gevoeligheid BE (Barometric Efficiency) wordt gedefinieerd als de verhouding van de stijghoogte-verandering $\Delta\Phi$ in een (semi)-spanningspakket

tot de verandering in de atmosferische druk ΔP_a .

$$BE = -\rho g \frac{\Delta\Phi}{\Delta P_a} \quad (6)$$

De barometrische gevoeligheid kan net als de elastische bergingscoëfficiënt worden uitgedrukt als een functie van de compressibiliteit van water en de compressibiliteit van het korrelskelet. Bij een toename van de atmosferische druk wordt de totale gronddruk groter. Dit komt tot uiting in een verhoging van de korrelspanning σ_k en een verhoging van de waterspanning σ_w , dus:

$$dP_a = d\sigma_k + d\sigma_w \quad (7)$$

De verhouding tussen $d\sigma_k$ en $d\sigma_w$ hangt af van de compressibiliteitsmoduli en van de porositeit. Dit kan als volgt worden aangetoond.

Aangezien:

$$d\sigma_w = -\frac{dV_p}{n\beta v} \quad (8)$$

en

$$d\sigma_k = -\frac{dV_p}{\alpha V} \quad (9)$$

waarbij V_p het porievolume is, geldt:

$$\frac{d\sigma_w}{d\sigma_k} = \frac{\alpha}{n\beta} \quad (10)$$

De verandering van de waterspanning in het pakket moet gelijk zijn (evenwicht) aan de verandering van de waterspanning in de

stijgbuis van een waarnemingsput. Wanneer het niveau in deze put stijgt met $d\Phi$ is de drukverandering in de put:

$$d\sigma_w = dP_a + \rho g d\Phi \quad (11)$$

Combinatie met (7) geeft:

$$-\rho g d\Phi = d\sigma_k \quad (12)$$

Voor de barometrische gevoeligheid vindt men dan

$$BE = \frac{d\sigma_k}{d\sigma_k + d\sigma_w} = \frac{n\beta}{\alpha + n\beta} \quad (13)$$

2.4. De relatie tussen de elastische bergingscoëfficiënt en de barometrische gevoeligheid

De relatie tussen de barometrische gevoeligheid en de specifieke elastische bergingscoëfficiënt hangt af van de keuze tussen de definitie van Jacob of de definitie volgens De Wiest.

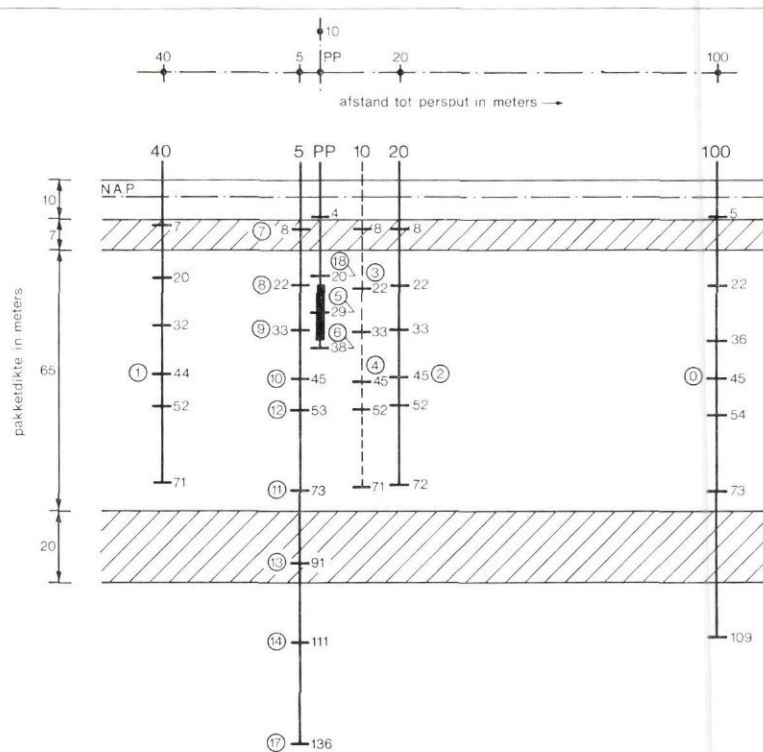
$$\text{Jacob} \quad S_s = \frac{n\beta\rho g}{BE} \quad (14)$$

$$\text{De Wiest} \quad S_s^* = \frac{n\beta\rho g}{BE} - \frac{(1-BE)n^2\beta\rho g}{BE} \quad (15)$$

De compressibiliteit van water β is bekend en bedraagt $0,5 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$.

De porositeit is meestal niet precies bekend. Volgens Olsthoorn [1977] ligt de porositeit van de meeste watervoerende pakketten in de buurt van 0,35. Wanneer aan de hand van veldwaarnemingen de barometrische gevoeligheid wordt bepaald en de porositeit wordt geschat kan de specifieke bergings-

Afb. 2 - Overzicht filterdieptes en opstelling drukopnemers.



coëfficiënt worden berekend hetzij volgens Jacob of volgens De Wiest. Hier wordt in navolging van Cooper de voorkeur gegeven aan de door Jacob gegeven definitie.

Voor de elastische bergingscoëfficiënt S geldt, zowel volgens Jacob als volgens De Wiest:

$$S = \frac{\rho g D n \beta}{BE} \quad (16)$$

3. Veldproeven

3.1. Beschrijving van het proefterrein en de meetopstelling

Gemeentewaterleidingen Amsterdam heeft het RID de mogelijkheid geboden een proef ter bepaling van de barometrische gevoeligheid uit te voeren op het terrein van het pompstation te Leiduin. Op dit terrein bevindt zich een persput (PP) die op het moment van de proeven niet meer in gebruik was. Dichtbij deze put bevinden zich een aantal waarnemingsputten met filters op verschillende diepten. Een overzicht van de filterdieptes geeft afb. 2. De aanduiding van de filters heeft de volgende betekenis: het eerste cijfer geeft de afstand in meters tot de persput, het tweede cijfer geeft de diepte in meters beneden NAP. Voor een uitvoerige beschrijving van de lokatie wordt verwezen naar Steinmetz [1978], Pastoors [1977] en Stuyfzand [1977].

Voor de meting en de registratie van de stijghoogte-verandering en de atmosferische druk stonden ter beschikking:

- 17 drukopnemers;
- 1 digitale barometer;
- 1 datalogger met 20 ingangskanalen.

De kanalen 15 en 16 van de datalogger zijn niet gebruikt, terwijl kanaal 19 is gereserveerd voor de barometer. De datalogger en de barometer zijn opgesteld in een verwarmde keet die zich naast de persput bevindt. De filters waarin drukopnemers zijn geïnstalleerd kunnen, op grond van de laag waarin zij zijn gesteld, worden onderverdeeld in vier categorieën.

I De holocene kleilaag (5 m tot 12 m –NAP) filter 5-8: kanaal 7

II Het tweede watervoerende pakket (12 m tot 77 m –NAP) filter

pp – 38: kanaal 6	5 – 73: kanaal 11
pp – 29: kanaal 5	10 – 22: kanaal 3
pp – 20: kanaal 18	10 – 45: kanaal 4
5 – 22: kanaal 8	20 – 45: kanaal 2
5 – 33: kanaal 9	40 – 44: kanaal 1
5 – 45: kanaal 10	100 – 45: kanaal 0
5 – 53: kanaal 12	

III Kedichem kleilaag (77 m tot 97 m –NAP) filter 9 – 91: kanaal 13

IV Derde watervoerende pakket (97 m tot ca. 160 m –NAP)
filter 5 – 111 kanaal 14
filter 5 – 136 kanaal 17

Het grootste deel van de filters bevindt zich in het tweede watervoerende pakket. Uit dit pakket wordt door GW water onttrokken gedurende de zomer en het najaar. In het voorjaar (ongeveer tot eind april) wordt uit dit pakket geen water gewonnen. Er is besloten de apparatuur in de tweede helft van februari op te stellen, zodat geen invloed van de winning optreedt. Over het type drukopnemer is het volgende van belang. Met het hier toegepaste type (merk Druck) wordt geen absolute druk gemeten maar een drukverschil ten opzichte van de atmosferische druk. De in de waarnemingsputten gemeten drukverandering is dus uitsluitend een gevolg van de waterstandsstijging of -daling $\Delta\Phi$. Past men een type toe dat de absolute druk aangeeft, dan komt de gemeten grootte overeen met $d\Phi + dP_a/\rho g = d\sigma_w/\rho g$. Het is dan handiger om eerst de verhouding $d\sigma_w/dP_a$ te bepalen, waarna de barometrische gevoeligheid volgt uit:

$$BE = 1 - d\sigma_w/dP_a \quad (17)$$

De verhouding $d\sigma_w/dP_a$ wordt in de literatuur de getij-gevoeligheid genoemd, aangeduid met TE (Tidal Efficiency).

3.2. Het meten en de verwerking van de meetgegevens

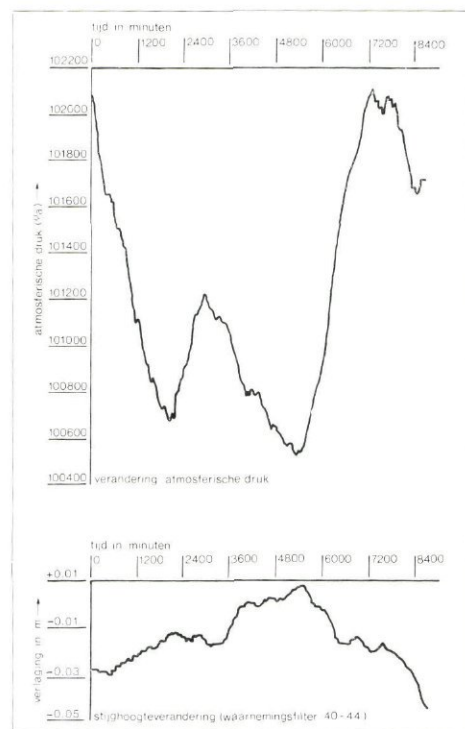
De metingen zijn gestart op 18 februari 1981 om 14.00 uur en beëindigd op 5 maart 1981 om 12.20 uur. Helaas viel de registratie uit van 24/2 tot 27/2, zodat de metingen in twee series moeten worden onderverdeeld.

Meetserie A: 18/2 (14.00 uur) tot 24/2 (10.20 uur)

Meetserie B: 27/2 (12.00 uur) tot 5/3 (12.20 uur)

De gegevens van de drukopnemers en de barometer zijn op ponsband geregistreerd. Na afloop van de proef zijn deze ponsbanden op de PDP-computer van het RID verder verwerkt. In de eerste plaats zijn met het programma DATLOG plots gemaakt van de gemeten stijghoogteverandering en de verandering van de atmosferische druk.

Als voorbeeld is in afb. 3 het verloop van de barometerstand en het stijghoogteverloop van filter 40-44 (kanaal 1) afgebeeld behorende bij meetserie B. Het is goed te zien dat daling van de atmosferische druk een verhoging van de stijghoogte geeft. In de



Afb. 3 - Verandering atmosferische druk en stijghoogteverandering in waarnemingsfilter 40-44.

afbeelding is de verticale schaal voor de barometer en de stijghoogte zo gekozen dat één meter stijghoogteverschil in het waarnemingsfilter overeenkomt met een drukverandering in de atmosfeer van 10^4 Pascal (1 Pascal is 1 N/m^2). In dit schaalverschil zit dus nagenoeg de term ρg ($9.8 \times 10^3 \text{ kg/ms}^2$) verwerkt, zodat een schatting van de barometrische gevoeligheid kan worden gemaakt uit de verhouding van de helling in de bovenste en onderste grafiek. Hieruit blijkt dat de barometrische gevoeligheid in de buurt van 0,25 ligt.

Een fraaiere methode om het onderlinge verband tussen twee meetreeksen te onderzoeken is de tijdreeksanalyse. De atmosferische druk wordt dan alsingangssignaal opgevat dat door een systeem of proces (hier: het elastische gedrag van de aquifer) wordt omgezet in een stijghoogteverandering. Het stijghoogteverloop is hier het uitgangssignaal.

Het basisprincipe van tijdreeksanalyse is dat ieder willekeurig signaal kan worden ontbonden in een reeks van sinusvormige componenten (Fourier-reeks). Iedere component heeft een bepaalde frequentie f , een amplitude $A(f)$ en faseverschuiving $\varepsilon(f)$. Met een subscript i of r wordt aangegeven of de grootte geldt voor de invoer of uitvoer (respons). Wanneer voor de reeks de amplitude wordt uitgezet tegen de frequentie spreekt men van het amplitude-dichtheidspectrum. De faseverschuiving $\varepsilon(f)$ versus f noemt men het fasespectrum. Als er sprake is van een ingangssignaal dat



Afb. 4 - Bode-diagram voor waarnemingsfilter 40-44 [meetserie B].

wordt omgevormd tot een uitgangssignaal, kan het verband tussen beide reeksen worden gegeven in een Bode-diagram. In een Bode-diagram is de amplitude verhouding A_r/A_i uitgezet tegen de frequentie.

3.3. Resultaten

Met het rekenprogramma TRARID [Koster, 1977] zijn voor alle waarnemingsfilters Bode-diagrammen berekend. Voor het filter 40-44 (kanaal 1) en meetserie B is het Bode-diagram afgebeeld in afb. 4. Op de verticale as is de amplitudeverhouding tussen in- en uitgangssignaal uitgezet (logaritmisch). Op de horizontale as is de relatieve frequentie uitgezet van de betreffende Fourier-component. Als eenheid voor de relatieve frequentieschaal is de frequentie gekozen van een signaal met een tijdsperiode van 20 min. Een Fourier-component met relatieve frequentie 0,2 heeft dus een periode van $20/0,2 = 100$ minuten. Hetingangssignaal (de atmosferische druk) is vóór de verwerking met het rekenprogramma vermenigvuldigd met $(\rho g)^{-1}$. Dit komt neer op een conversie van de druk van Pascal naar meters waterkolom. De amplitudeverhouding in het Bode-diagram komt dan direct overeen met de barometrische gevoeligheid nl.

$$BE = - \frac{dP_a (\rho g)^{-1}}{d\Phi} = \frac{A_i}{A_r} \tag{18}$$

In afb. 4 is duidelijk te zien dat de amplitudeverhouding voor de verschillende frequenties nagenoeg dezelfde waarde heeft. Voor filter 40-44 bedraagt de gemiddelde waarde 0,227.

Hiermee vindt men voor de specifieke elastische bergingscoëfficiënt (volgens Jacob):

$$S_s = 0,76 \times 10^{-5}$$

De numerieke waarden die hierbij zijn gebruikt:

- porositeit

dichtheid water

gravitatie constante
- $n = 0,35;$

$\rho = 1000 \text{ kg/m}^3;$

$g = 9,81 \text{ m/s}^2;$

compressibiliteit water

$\beta = 0,5 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$
(Pa^{-1})

De resultaten van deze bewerking voor de overige waarnemingsfilters zijn samengevat in tabel I. De categorieën I, II, III en IV corresponderen met de in par. 3.1. beschreven indeling.

4. Discussie en conclusies

Zoals blijkt uit tabel I komen de resultaten voor de filters in categorie II (middel-

diepe pakket) onderling goed overeen. De overeenkomst is vooral goed voor meetserie B.

Dit hangt waarschijnlijk samen met het feit dat tijdens de meetperiode A slechts zwakke schommelingen in de atmosferische druk optraden, terwijl de drukvariaties in periode B veel geprononceerder waren. Het verschil komt tot uiting in de berekende Bode-diagrammen. In afb. 5 is ter vergelijking met afb. 4 het Bode-diagram gegeven voor het waarnemingsfilter 40-44 behorend bij de meetgegevens uit periode A. Het blijkt dat de onderlinge correlatie tussen de verschillende Fourier-componenten slechter is.

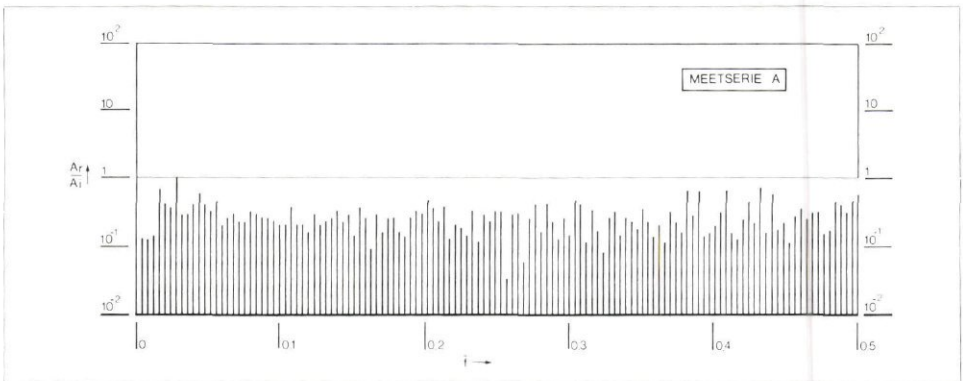
Om deze redenen moet aan de resultaten uit meetserie B meer waarde worden toegekend dan aan de resultaten uit meetserie A.

Bij deze meetopstelling is een groot aantal waarnemingsfilters gebruikt om na te gaan of binnen een watervoerend pakket verschillen bestaan, bijvoorbeeld een variatie met de diepte. In waarnemingsput 5 werden in alle filters op verschillende diepten (totaal 9) drukopnemers geïnstalleerd. De filters in het middeldiepe pakket geven nauwelijks een significant verschil. De

TABEL I - Berekende waarden van de barometrische gevoeligheid en de specifieke elastische bergingscoëfficiënt.

Waarnemingsfilter	/	kanaal no.	Meetserie A		Meetserie B	
			BE	S_s (Jacob)	BE	S_s (Jacob)
I	5 - 8	(7)	0,433	$0,40 \times 10^{-5}$	0,167	$1,03 \times 10^{-5}$
	II					
II	pp - 38	(6)	0,239	$0,72 \times 10^{-5}$	0,229	$0,75 \times 10^{-5}$
	pp - 29	(5)	0,357	$0,48 \times 10^{-5}$	0,222	$0,77 \times 10^{-5}$
	pp - 20	(18)	0,330	$0,52 \times 10^{-5}$	0,241	$0,71 \times 10^{-5}$
	5 - 22	(8)	0,237	$0,72 \times 10^{-5}$	0,242	$0,71 \times 10^{-5}$
	5 - 33	(9)	0,248	$0,69 \times 10^{-5}$	0,229	$0,75 \times 10^{-5}$
	5 - 45	(10)	0,297	$0,58 \times 10^{-5}$	0,222	$0,77 \times 10^{-5}$
	5 - 53	(12)	0,325	$0,53 \times 10^{-5}$	0,223	$0,77 \times 10^{-5}$
	5 - 73	(11)	0,136	$1,26 \times 10^{-5}$	0,196	$0,88 \times 10^{-5}$
	10 - 22	(3)	0,311	$0,55 \times 10^{-5}$	0,221	$0,78 \times 10^{-5}$
	10 - 45	(4)	0,216	$0,80 \times 10^{-5}$	0,220	$0,78 \times 10^{-5}$
	20 - 45	(2)	0,200	$0,86 \times 10^{-5}$	0,216	$0,80 \times 10^{-5}$
	40 - 44	(1)	0,277	$0,62 \times 10^{-5}$	0,227	$0,76 \times 10^{-5}$
	100 - 45	(0)	0,239	$0,72 \times 10^{-5}$	0,224	$0,77 \times 10^{-5}$
III	5 - 91	(13)	—	—	(1,45)	—
IV	5 - 111	(14)	0,175	$0,98 \times 10^{-5}$	0,092	$1,87 \times 10^{-5}$
	5 - 136	(17)	0,207	$0,83 \times 10^{-5}$	0,088	$1,94 \times 10^{-5}$

Afb. 5 - Bode-diagram voor waarnemingsfilter 40-44 [meetserie A].

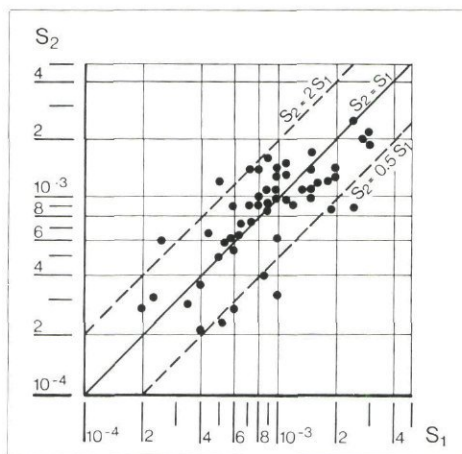


variëties die optreden vallen vermoedelijk binnen de meetnauwkeurigheid. Er mag op grond van dit gegeven worden geconcludeerd dat in een watervoerend pakket kan worden volstaan met één waarnemingsfilter. De hoogte van het filter in het pakket is niet van belang. Tevens blijkt dat de filters in de omstorting van de persput op dezelfde wijze reageren als de overige filters.

Opvallend is het grillige stijghoogteverloop in filter 5-91 (categorie III). Dit filter bevindt zich in de kleilaag van de Kedichem-formatie. Het is vooralsnog niet duidelijk of dit bewijst dat een kleilaag zich in elastisch opzicht anders gedraagt dan een zandpakket (bijvoorbeeld door irreversibele deformatie) of dat het filter zelf minder goed functioneerde. Een betrouwbare uitspraak over de elasticiteit van de kleilaag lijkt in ieder geval onmogelijk. De waargenomen stijghoogtevariëties in het diepe pakket (categorie IV) geven aan dat ook daar geen verticale verschillen van S_s optreden. Bovendien blijkt dat in dit pakket de specifieke elastische bergingscoëfficiënt ruim tweemaal groter is dan in het middel-diepe pakket. Dit is in tegenspraak met de door Dietz gegeven schattingsformule, die luidt:

$$S_s = n\rho g (4,7 \times 10^{-10} + 6,6 \times 10^{-8} \times z^{-0,7}) \quad (19)$$

Hierin is z de diepte vanaf het maaiveld in meters. Volgens Dietz neemt de waarde van S_s af met de diepte. Deze formule is gebaseerd op gegevens over de porie-compressibiliteit van olie-reservoirs, die in het algemeen bestaan uit geconsolideerd materiaal. In hoeverre deze betrekking geldt voor ongeconsolideerde watervoerende pakketten is niet bekend. Van der Gun vergeleek een groot aantal S -waarden uit pompproeven met geschatte waarden op grond van deze formule (zie afb. 6). Hieruit blijkt een goede overeenkomst, maar verschillen met een factor 2 komen veelvuldig voor. Wanneer formule (19) wordt toegepast voor de lokatie te Leiduin, vindt men voor het middeldiepe pakket $S_s = 1,6 \times 10^{-5}$ en voor het diepe pakket $S_s = 0,87 \times 10^{-5}$. Op de persput is in juni 1976 een pompproef gehouden die is uitgewerkt door Pastoors. De gevonden waarden voor de specifieke elastische bergingscoëfficiënt variëren van 1×10^{-5} tot 3×10^{-5} , terwijl de waarden in tabel I systematisch lager liggen. Een reden voor dit verschil kan liggen in de waarde die is aangenomen voor de porositeit (0,35). Uit vergelijking (14) blijkt dat S_s recht evenredig is met de waarde van n . Het verschil kan hiermee echter slechts ten dele worden verklaard. Het is onwaarschijnlijk dat voor de porositeit waarden zouden gelden van 0,45 of hoger. In het oorspronkelijke artikel van Jacob [1940] worden S -waarden uit pompproeven



Afb. 6 - Bergingscoëfficiënt uit pompproef (S_1) versus uit vergelijking (19) geschatte waarde (S_2). Ontleend aan Van der Gun [1980].

vergeleken met waarden die Jacob berekent uit de getij-gevoeligheid TE. Zoals eerder is opgemerkt is de getij-gevoeligheid gelijk aan 1-BE. Jacob vond eveneens dat de bergingscoëfficiënt uit de getij-gevoeligheid steeds kleiner was dan de pompproef-waarde. Volgens Jacob is dit verschil een gevolg van lek naar of vanuit de aangrenzende pakketten. Aangezien het eerste pakket freatisch water bevat hebben barometrische fluctuaties geen invloed op de stijghoogte Φ_1 . De stijghoogte in het tweede watervoerende pakket (Φ_2) varieert daarentegen wel. Tengevolge van dit verschil in stijghoogte kan inderdaad lek optreden.

Een andere mogelijke verklaring geeft Verruijt [1969]. Verruijt heeft aangetoond dat bij radiale stroming naar een pompput de horizontale verplaatsing van de zandkorrels niet mag worden verwaarloosd. De waarde van de korrel-compressibiliteit α (vergl. 1 en verder) is bij radiale stroming daarom anders dan bij een zuiver verticale vervorming, zoals optreedt bij barometrische drukverandering. Als α' de compressibiliteit is voor radiale stroming dan is volgens Verruijt de verhouding α'/α gelijk aan $2(1-\nu)$. Hierbij is ν de zgn. Poisson ratio [Terzaghi, 1943]. De relatie tussen S_s en BE, zie (14), ondergaat dan een kleine wijziging en wordt:

$$S_s = \frac{\rho g n \beta}{BE} [2(1-\nu) - BE(1-2\nu)] \quad (20)$$

Als voor ν een waarde van 0,25 wordt aangenomen [zie ook Gambolati, 1974] dan verandert de gemiddelde waarde S_s van $0,76 \times 10^{-5}$ in $1,05 \times 10^{-5}$. Deze waarde blijft weliswaar nog onder het niveau van de pompproef gegevens maar gezien de grote variatie van de pompproef waarden onderling (1×10^{-5} tot ca. 3×10^{-5}), mag dit resultaat bevredigend worden genoemd.

Op grond van de ervaring die bij deze proeven is opgedaan kan worden geconcludeerd dat de hier beschreven methode ter bepaling van de elastische bergingscoëfficiënt zeer goed bruikbaar is. De methode kan zowel in waarnemingsputten als in pompputten worden toegepast.

Literatuur

- Bear, J. (1979). *Hydraulics of Groundwater*. McGraw-Hill, New York, 567 pp.
- Cooper, H. H. (1966). *The equation of groundwater flow in fixed and deforming media*. J. Geophys. Res., 71 (20): 4785-4790.
- De Wiest, R. J. M. (1966). *On the storage coefficient and the equations of groundwater flow*. J. Geophys. Res., 71 (4): 1117-1122.
- Dietz, D. N. (1972). *Bergend vermogen van diepe lagen*. In: Cursus Ondergrondse Lozing van Afvalstoffen, SPVG, Delft.
- Gambolati, G. (1974). *Second-order theory of flow in three-dimensional deforming media*. Water Resour. Res., 10 (6): 1217-1228.
- Hantush, M. S. (1964). *Hydraulics of Wells*. In: V. T. Chow (editor), *Advances in Hydrosience I*. Academic Press, New York, pp. 281-432.
- Jacob, C. E. (1940). *On the flow of water in an elastic artesian aquifer*. Trans. Am. Geophys. Union, II: 574-586.
- Jacob, C. E. (1950). Chapter 5 in: H. Rouse (editor), *Engineering Hydraulics*. J. Wiley & Sons, New York, pp. 321-386.
- Koster, J. (1977). *Toepassing van tijdreeksen-analyse bij chemisch biologisch onderzoek*. Interne nota RID, 24 pp.
- Narasimhan, T. N. and Kanehiro, B. Y. (1980). *A note of the meaning of the storage coefficient*. Water Resour. Res., 16 (4): 423-429.
- Olsthoorn, Th. N. (1977). *In Nederlandse zandformaties zijn het doorstroomde en het totale porievolumen aan elkaar gelijk*. H₂O (10) 1977, nr. 5, blz. 118-122.
- Pastoor, M. J. H. (1977). *Rapport inzake een bewerking van gegevens van een pompproef te Leiden*. Deelontwerp vakgroep Waterbeheersing en Hydrologie. Technische Hogeschool Delft, Afdeling Civiele Techniek, 28 pp.
- Steinmetz, J. J. (1978). *Technische opbouw van de persput te Leiduin*. KIWA-mededeling 56, 34 pp.
- Stuyfzand, P. J. (1977). *Hydrochemical aspects of drinking water injection by a deep well in a semiconfined aquifer at Leiduin pumpingstation near Zandvoort, North-Holland*. Gemeentewaterleidingen Amsterdam, 130 pp.
- Terzaghi, K. (1943). *Theoretical Soil Mechanics*. Chapman and Hall, London.
- Van der Gun, J. A. M. (1980). *Schatting van de elastische bergingscoëfficiënt van zandige watervoerende pakketten*. In: Jaarverslag 1979 Dienst Grondwaterverkenning TNO: 51-62.
- Van der Knaap, W. (1959). *Non linear behavior of elastic porous media*. Trans. AIME 216: 179-187.
- Verruijt, A. (1969). In: R. J. M. de Wiest (editor), *Flow Through Porous Media*. Academic Press, New York, pp. 331-376.