

H.C.(S.) 256

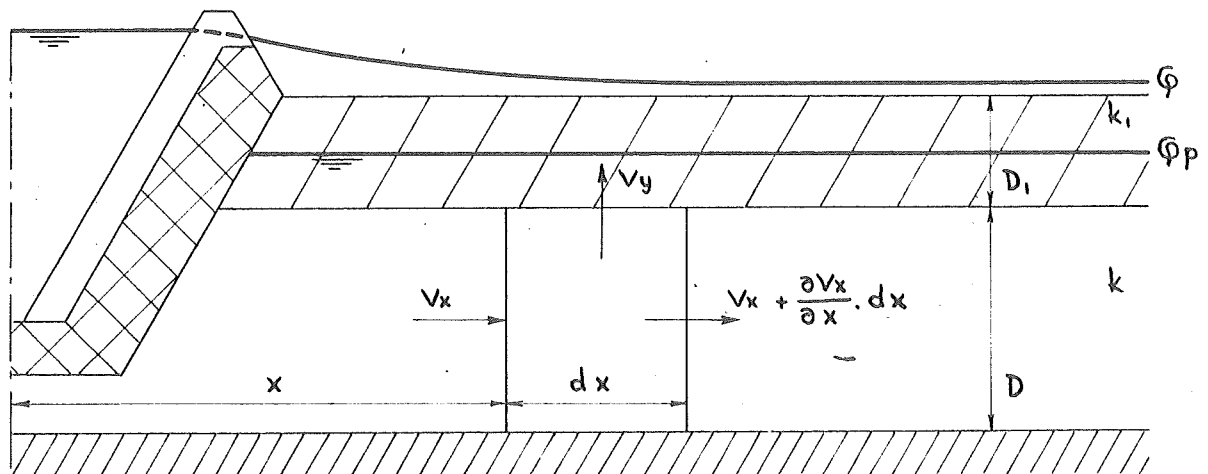
Geo-hydrologisch onderzoek Bergambacht.1. Inleiding.

In 1935 werd door de hydroloog dr. ir. J.H. Steggewontz van het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening ten aanzien van de geo-hydrologische gesteldheid te Bergambacht een rapport uitgebracht onder de titel "Nota inzake de resultaten van de pompproef-1935 en de invloed van de stonden van de Lek op de stijghoogte van het grondwater te Bergambacht".

Uitgaande van dit rapport zal in de onderwerpelijke verhandeling worden betracht de geo-hydrologische constanten, welke de plaatselijke bodemgesteldheid karakteriseren, te bepalen zowel uit de getijdemping en -voortplanting, als uit de resultaten van de pompproef.

2. Voortplanting van de potentiaal in het grondwater ten gevolge van natuurlijke veranderingen in het vrije buitenwater.

Als uitgangspunt voor de theoretische beschouwingen in zake de getijdemping en -voortplanting in het grondwater-massief te Bergambacht ten Noorden van de rivier de Lek zal, met inachtneming van de scheidbaarheid van grond en water, de differentiaalvergelijking worden afgeleid, welke dit probleem beheerst.



Het geo-hydrologisch profiel kan als volgt worden geschematiseerd: een goed doorlatende zandlaag, dik D , met horizontale doorlatendheidscoëfficiënt k wordt aan de bovenzijde tevens door een weinig doorlatende

doorlatende laag, dik D_1 , met doorlatendheidscoëfficiënt k_1 , en aan de onderzijde door een ondoorlatende laag. Boven de moeilijk doorlatende laag wordt kunstmatig een constante potentiaal φ_p (polderpeil) gehandhaafd. In het goed doorlatende watervoerende pakket, hetwelk via een onbekende weerstandszone in verbinding staat met en gevoed wordt door het vrije buitenwater van de rivier de Lek, ontwikkelt zich een grondwaterstroming op zodanige wijze, dat de van de rivier verkregen voeding door een kwelstroming door de moeilijk doorlatende afsluitende bovenlagen over een uitgestrekt gebied aan de polder wordt afgegeven.

De grondwaterbeweging in het watervoerende pakket is oorzaak van het feit, dat de stijghoogte van het grondwater in dit pakket, de "diepwater"-potentiaal φ in een richting loodrecht op de as van de rivier, geleidelijk afneemt en asymptotisch nadert tot de waarde φ_p , de stijghoogte van het polderwater. Denkt men zich de x -as, de plaatsbepalende coördinaat-as, te verlopen in een richting loodrecht op de rivier-aslijn en van de rivier af positief gemeten, dan is dus de diepwater-potentiaal φ een geleidelijk afnemende functie van x .

Aangezien de waterstanden op de rivier onder invloed van getijwerking aan periodieke wisselingen onderworpen zijn, zal de potentiaal φ in het watervoerende pakket, dat met de rivier in verbinding staat, bovendien een functie van de tijd t zijn.

Op grond van vorengenoemde overwegingen kan worden verwacht, dat de potentiaal-functie $\varphi(x, t)$ voor het watervoerende pakket, welke als oplossing van de nog af te leiden differentiaal-vergelijking aan de dag zal treden, van de navolgende gedaante zal zijn:

$$\varphi = \varphi_p + \varphi_0 e^{Ax} \sin(\pi t + Bx)$$

Beschouwt men een verticale strook, ter breedte dx , op een afstand x uit de rivier-as, dan treedt daarin binnen een massa water $\rho v_x D$, en gaat er uit in horizontale zin $\rho D \left\{ v_x + \frac{\partial v_x}{\partial x} dx \right\}$ en in verticale zin $\rho v_y dx$.

Voor de stroomsnelheden geldt de wet van Darcy, zodat $v_x = -k \frac{\partial \varphi}{\partial x}$ en $v_y = + \frac{k_1}{D_1} (\varphi - \varphi_p)$.

Het verschil tussen in- en uitstromende massa's water bedraagt derhalve:

$$\begin{aligned} & \rho v_x D - \rho \left\{ v_x + \frac{\partial v_x}{\partial x} dx \right\} D - \rho v_y dx = \\ & = \rho k D dx \cdot \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} - \rho dx \frac{k_1}{D_1} (\varphi - \varphi_p) = \\ & = \rho k D dx \cdot \left\{ \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} - \frac{\varphi - \varphi_p}{k D c} \right\} \end{aligned}$$

waarbij $\frac{D_1}{k_1} = c$ de doorlatendheidsconstante der afsluitende bovenlagen voorstelt.

Indien de samendrukbaarheid van water en grond mede in aanmerking wordt genomen moet voor het positieve verschil tussen in- en uitstromende massa's water ruimte worden gevonden door vergroting van het poriënvolume van het watervoerende pakket in de beschouwde verticale strook ter breedte dx , door verandering van de dichtheid van het water en wijziging van de laagdikte c.q. zetting van het watervoerende pakket.

Indien de bovenlast constant blijft, moet onder alle omstandigheden de som van korrelspanning en waterspanning ongewijzigd blijven, zodat $d\sigma_k = -dp$, indien σ_k de korrelspanning en p de waterspanning voorstelt.

Is ϵ het poriëngehalte van het watervoerende pakket, dan bevat de beschouwde strook per eenheid van breedte aan water een massa $m = \rho \epsilon D dx$.

Indien onder invloed van de getij-werking in het vrije buitenwater de potentiaal in het watervoerende pakket met een bedrag $d\varphi$ toeneemt, is de drukverandering van het water $dp = \rho g d\varphi$. De dichtheidsverandering van het water bedraagt daarbij $\frac{d\rho}{\rho} = \frac{dp}{K}$, indien K de compressie-modulus van water voorstelt.

Ten gevolge van de daarbij optredende wijziging der korrelspanning met een bedrag $d\sigma_k = -dp$ wordt de zetting van het watervoerende pakket gegeven door de relatie

$$\frac{dD}{D} = - \frac{d\sigma_k}{E} = \frac{dp}{E}$$

waarin E de elasticiteitsmodulus van de grond voorstelt.

De hoeveelheid vaste stof per eenheid van breedte der beschouwde strook bedraagt $(1-\epsilon) D dx$. Na de drukverandering in het water en de zetting van het pakket bedraagt deze hoeveelheid vaste

stof:

stof:

$$(1 - \epsilon - \alpha \epsilon) (D + \alpha D) dx = \\ = \left\{ (1 - \epsilon) D + (1 - \epsilon) \alpha D - D \alpha \epsilon \right\} dx.$$

Wordt het korrelmateriaal zelf als volkomen onsamendrukbaar beschouwd, dan treedt geen wijziging in de hoeveelheid vaste stof op, zodat

$$\left\{ (1 - \epsilon) \alpha D - D \alpha \epsilon \right\} dx = 0$$

Hieruit volgt, dat
$$\frac{\alpha \epsilon}{1 - \epsilon} = \frac{\alpha D}{D} = \frac{dp}{E}$$

Bedroeg de aanvankelijke waterberging in de beschouwde strook per eenheid van breedte een massa $m = \rho \epsilon D dx$, na de drukverandering in het diepe water bedraagt deze waterberging een massa

$$m + dm = (\rho + d\rho) (\epsilon + \alpha \epsilon) (D + \alpha D) dx$$

$$m + dm = \rho \epsilon D dx \left\{ 1 + \frac{d\rho}{\rho} \right\} \left\{ 1 + \frac{\alpha \epsilon}{\epsilon} \right\} \left\{ 1 + \frac{\alpha D}{D} \right\}$$

$$m + dm = \rho \epsilon D dx \left\{ 1 + \frac{d\rho}{K} \right\} \left\{ 1 + (1 - \epsilon) \frac{d\rho}{\epsilon E} \right\} \left\{ 1 + \frac{d\rho}{E} \right\}$$

De vermeerdering der waterberging als gevolg van de stijging der diepwater-potentiaal met een bedrag $d\varphi$ bedraagt dus per eenheid van breedte der beschouwde strook:

$$dm = \rho g d\varphi \cdot \rho \epsilon D dx \left\{ \frac{1}{K} + \frac{1}{E} + \frac{1 - \epsilon}{\epsilon E} \right\}$$

$$dm = \rho g d\varphi \cdot \rho \epsilon D dx \left\{ \frac{1}{K} + \frac{1}{\epsilon E} \right\}$$

Bij een potentiaal-variatie $\frac{\partial \varphi}{\partial t}$ behoort dus een bergingstoename

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \rho g \frac{\partial \varphi}{\partial t} \cdot \rho \epsilon D dx \left\{ \frac{1}{K} + \frac{1}{\epsilon E} \right\}$$

Voert men ter vereenvoudiging in de dimensieloze bergingscoëfficiënt van het watervoerende pakket, dan geldt, indien

$$S = \rho g \epsilon D \left\{ \frac{1}{K} + \frac{1}{\epsilon E} \right\}$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \rho S dx \frac{\partial \varphi}{\partial t}$$

Uit continuïteits-overwegingen moet het gevonden verschil tussen in- en uitstromende watermassa overeenkomen met de door de potentiaal-variatie veroorzaakte bergingstoename. Uit deze continuïteitsvoorwaarde volgt onmiddellijk de differentiaal-vergelijking van het probleem:

$$\rho k D dx \left\{ \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} - \frac{\varphi - \varphi_p}{k D c} \right\} = \rho S dx \frac{\partial \varphi}{\partial t}$$

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} - \frac{\varphi - \varphi_p}{k D c} - \frac{S}{k D} \frac{\partial \varphi}{\partial t} = 0$$

Uitgaande van de reeds genoemde oplossing van deze differentiaal-vergelijking

$$\varphi = \varphi_p + \varphi_0 e^{Ax} \sin(nt + Bx)$$

kan door substitutie in de vergelijking het verband worden gelegd tussen de constanten A en B en de hydrologische grootheden k, D, c en S. Men heeft resp.

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \varphi_0 e^{Ax} n \cos(nt + Bx)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} = \varphi_0 A e^{Ax} \sin(nt + Bx) + \varphi_0 B e^{Ax} \cos(nt + Bx).$$

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} = \varphi_0 A^2 e^{Ax} \sin(nt + Bx) + \varphi_0 AB e^{Ax} \cos(nt + Bx) +$$

$$+ \varphi_0 AB e^{Ax} \cos(nt + Bx) - \varphi_0 B^2 e^{Ax} \sin(nt + Bx).$$

Substitutie in de differentiaal-vergelijking levert:

$$(A^2 - B^2) \sin(nt + Bx) + 2AB \cos(nt + Bx) -$$

$$- \frac{1}{k D c} \sin(nt + Bx) - \frac{S n}{k D} \cos(nt + Bx) = 0.$$

Aan laatst gevonden betrekking moet worden voldaan voor alle waarden van x en t , zodat A en B moeten voldoen aan de navolgende twee voorwaarden:

$$A^2 - B^2 = \frac{1}{k D c}$$

$$AB = \frac{1}{2} \frac{S n}{k D}$$

Met behulp van deze twee voorwaarden kunnen, indien de constanten A en B uit waarnemingen bekend zijn, de hydrologische grootheden kDc en S/kD worden berekend.

7. Getij-waarnemingen te Bergambacht.

In het jaar 1935 werden door de hydroloog Steggewentz in een elftal boringen in een raai ongeveer loodrecht op de rivier de Lek en op een afstand van 250 tot 500 m uit de noordelijke oever waarnemingen verricht in zake de invloed van het getij op de rivier de Lek op de stijghoogte van het grondwater in het aldaar aanwezige diepe watervoerende pakket.

De uit de waarnemingsresultaten verkregen waarden der getijdemping (amplituden) en na-ijling, ter bepaling van de constanten A en B, zijn in onderstaande tabellen samengevat.

Zoals te verwachten was, neemt de na-ijling toe met toenemende afstand tot de rivier de Lek; het blijkt daarbij, dat de na-ijling t.o.v. hoog water (H.W.) groter is en in sterkere mate toeneemt bij toenemende afstand tot de rivier, dan de na-ijling t.o.v. laag water (L.W.).

Wellicht moet het laatstgenoemde verschijnsel worden toegeschreven aan de invloed van nevengetijden, met name het enkeldaags getij, dat weliswaar minder sterk is, doch ook minder sterk wordt gedempt en daardoor meer op de voorgrond kan treden daar, waar het dubbeldaags getij te niet loopt.

Boring	Afstand α in m	Gemiddelde amplitude	Gemiddelde halftij-stand t.o.v. N.A.P.	Na-ijling in minuten ten opzichte van	
				H.W.	L.W.
Z 110	260	0,145 m	- 0,36 m	85	55
Z 80	290	0,135 m	- 0,365 m	79	60
Z 50	310	0,1275 m	- 0,3775 m	87	57
Z 20	330	0,1175 m	- 0,4075 m	93	58
Z 5	350	0,115 m	- 0,4125 m	95	59
P	365	0,1125 m	- 0,4125 m	105	62
N 10	390	0,1025 m	- 0,4175 m	102	64
N 35	410	0,1025 m	- 0,4375 m	108	68
N 65	430	0,095 m	- 0,4575 m	118	71
N 95	460	0,085 m	- 0,485 m	127	75
N 130	480	0,075 m	- 0,5075 m	133	80
		zie grafiek Bijlage 1		zie grafiek Bijlage 2	zie grafiek Bijlage 2

Uit de gemiddelde getij-demping, als aangegeven op Bijlage 1, kunnen de constanten φ_0 en A worden berekend. Men heeft:

$$0,17 = \varphi_0 e^{200 A} \quad \text{en} \quad 0,10 = \varphi_0 e^{400 A}$$

waaruit volgt $e^{200 A} = \frac{0,10}{0,17} = 0,588$

$$200 A \log e = \log 0,588$$

$$200 A \cdot 0,43429 = (0,76938-1)$$

$$- 200 A \cdot 0,43429 = 0,23062$$

$$- 200 A = 0,531$$

$$A = 0,00266 \text{ m}^{-1}.$$

Uit de gemiddelde na-ijling, als aangegeven op Bijlage 2, kan de constante B worden berekend.

Voor de na-ijling t.o.v. H.W. geldt $- B/n = 0,227 \text{ min/m}$

en voor de na-ijling t.o.v. L.W. $- B/n = 0,100 \text{ min/m}$.

Gemiddeld bedraagt $- B/n = 0,1635 \text{ min/m}$, en aangezien de frequentie van het dubbeldaags getij gelijk is aan

$$n = \frac{2\pi}{T}, \text{ waarbij } T = 745 \text{ min, geldt}$$

$$- B = 0,1635 n = 0,1635 \cdot \frac{2\pi}{745} = 0,1635 \cdot 0,00844.$$

$$- B = 0,00138 \text{ m}^{-1}.$$

$$A^2 - B^2 = 0,0000071 - 0,00000191 = 0,00000519 \text{ m}^{-2}.$$

$$\underline{\underline{kDc = 193000 \text{ m}^2}}$$

$$AB = 0,00266 \cdot 0,00138 = 0,00000367 \text{ m}^{-2}$$

$$\frac{S}{kD} = \frac{2}{n} \cdot 0,00000367 = \frac{0,00000734}{2\pi/745} \text{ m}^{-2} \cdot \text{min.}$$

$$\frac{S}{kD} = \frac{0,00000734}{2\pi/0,517} = 0,000000604 \text{ m}^{-2} \cdot \text{etm.}$$

$$\underline{\underline{\varepsilon_s = \frac{kD}{S} = 1655000 \text{ m}^2/\text{etm.}}}$$

4. Pompproof te Bergambacht.

Met behulp van de in par. 3 genoemde elf boringen te Bergambacht werd in 1935 een proefbemaling gearrangeerd. Aan de middelste van de elf putten werd gedurende 32 uren continu $67 \text{ m}^3/\text{h}$ onttrokken,

terwijl

terwijl de overige boringen als waarnemingsfilters werden gebruikt. Het resultaat van de proefpompingsvertoonde, na eliminatie van de getij-invloed en de invloed van de continue kwelstroming in het watervorende pakket, het navolgende beeld.

Waarnemingsfilter	Afstand tot de pompput in m	Potentiaal-verlaging in meters
Z 110	110	0,235
Z 80	80	0,325
Z 50	50	0,405
Z 20	20	0,610
Z 5	5	0,910
P	0	2,110
N 10	10	0,760
N 35	35	0,535
N 65	65	0,385
N 95	95	0,295
N 130	130	0,240

De waarnemingsresultaten zijn op Bijlage 3 op dubbel-logarithmisch papier in grafiek gebracht, en vervolgens langs grafische weg tot dekking gebracht met de kromme $\varphi = K_0(x)$.

Uit het verschil der coördinaat-assen der functies

$$\varphi \cdot \frac{2\pi \cdot kD}{Q} = K_0\left(\frac{x}{\sqrt{kDc}}\right) \quad \text{en} \quad \varphi = K_0(x)$$

waarbij $Q = 67 \text{ m}^3/\text{h}$ volgt uit de figuur van Bijlage 3

$$\sqrt{kDc} = 300 \text{ m}$$

$$kDc = 90.000 \text{ m}^2$$

$$\frac{2\pi \cdot kD}{Q} = 4,65 \text{ m}^{-1}$$

$$kD = 4,65 \cdot \frac{Q}{2\pi} = 4,65 \cdot \frac{67 \cdot 24}{2\pi} \text{ m}^2/\text{etm.}$$

$$\underline{\underline{kD = 1190 \text{ m}^2/\text{etm.}}}$$

$$c = 90.000/1190 = \underline{\underline{75 \text{ etm.}}}$$

Aangezien de gemiddelde dikte van het grotendeels uit matig grove
tot

tot zeer grove zandlagen bestaande watervoerende pakket volgens Steggewentz op 21 m kan worden gesteld, volgt voor de k-waarde:

$$k = 1190/21 = 57 \text{ m/etm,}$$

alsmede

$$D = 21 \text{ m}$$
$$c = 75 \text{ etm.}$$

De uit de pompproef gevonden kDc-waarde is dus ongeveer de helft van de kDc-waarde, welke uit de getij-voortplanting in het watervoerende pakket werd berekend.

Indien men het verschil wil toeschrijven aan onnauwkeurigheden in de c-waarde, zou ten slotte, bij een kD-waarde van $1190 \text{ m}^2/\text{etm}$ en een \mathcal{E}_5 -waarde van $1.655.000 \text{ m}^2/\text{etm}$, voor de dimensieloze bergingscoëfficiënt worden gevonden:

$$S = 1190/1.655.000 = \underline{\underline{7,2 \cdot 10^{-4}}}$$

5. Discussie van de uitkomsten.

Ten einde te trachten een aannemelijke verklaring te vinden voor het verschil in uitkomst van de kDc-waarde uit getij-berekening (197.000 m^2) en pompproef (90.000 m^2) zal een drietal speciale kenmerken, welke bij bestudering van de waarnemingsresultaten en de berekeningsuitkomsten aan het licht treden, nader worden beschouwd.

De drie bijzondere kenmerken kunnen als volgt worden omschreven.

- 1^e. Bij beschouwing van de op Bijlage 2 geschetste lijnen, welke het verband aangeven tussen de na-ijling ten opzichte van hoog- en laag water en de afstand tot de rivier, blijkt, dat bij groter wordende afstand de hellingen van beide na-ijlingslijnen toenemen. Er is derhalve sprake van een toenemende na-ijlingsgradiënt bij groter worden van de afstand tot de rivier.
- 2^e. Uit de op Bijlage 3 op dubbellogarithmisch papier geteekende gemiddelde verhanglijn blijkt, dat in de regel de invloeden van de proefbemaling voor de zuidelijke putten iets beneden, en die voor de noordelijke putten iets boven de getrokken verhanglijn liggen. De bij de pompproef gevonden potentiaalverlagingen (na eliminatie van de getij-invloed en de invloed van de continue kwelstroming in het watervoerende pakket) zijn voor de zuidelijke putten, welke het dichtst bij de rivier staan, relatief geringer dan voor de verder van de rivier verwijderde noordelijke waarnemingsfilters.
- 3^e. Opvallend is de onwaarschijnlijk lage waarde, welke voor de weerstand

weerstand van de afsluitende bovenlagen werd berekend uit de pompproef ($c = 75 \text{ etm}$).

Neemt men bovengenoemde kenmerken afzonderlijk onder de loupe dan kan het volgende worden opgemerkt.

Ad. 1^e. De toenemende na-ijlingsgradiënt bij groter wordende afstand tot de rivier betekent, dat de waarde van B aangroeit, naarmate men zich noordwaarts van de rivier af beweegt. Aangezien daarbij de waarde van de dempingsfactor A nagenoeg constant blijft, mag men op grond van de relatie

$$A^2 - B^2 = \frac{1}{kDc}$$

besluiten, dat het geconstateerde verschijnsel wijst op een landwaarts van de rivier af toenemen van de kDc -waarde.

Op grond van het verband $A \cdot B = \frac{1}{2} \frac{S \eta}{kD}$

zou men, indien met verandering van de waarde van de bergingscoëfficiënt S geen rekening wordt gehouden, geneigd zijn te concluderen, dat de kD -waarde noordwaarts van de rivier af zou afnemen. Daar evenwel de bergingscoëfficiënt S , gezien de vermeende veranderingen in de hydrologische grootheid kDc , geenszins een constante waarde zal bezitten, kan laatstgenoemde conclusie in zake een afnemen van kD -waarde niet met zekerheid worden getrokken.

In numerieke zin wordt, blijkens de waarnemingen voor de na-ijlingsgradiënt in de twee waarnemingsputten, welke het verst van de rivier verwijderd zijn, gevonden de gemiddelde waarde $B/\eta = 0,250 \text{ min/m}$

of wel $-B = 0,250 \cdot 0,00844 = 0,00211 \text{ m}^{-1}$.

Tezamen met $A = -0,00266 \text{ m}^{-1}$ volgt daaruit voor kDc de waarde 385.000 m^2 , welke tweemaal zo groot is als de gemiddelde waarde van kDc , welke uit de getij-invloed over alle waarnemingsfilters werd berekend (193.000 m^2).

Moge enerzijds hieruit blijken de grove spelingsmarge in de interpretatie van de getij-invloed (uurwaarnemingen!), anderzijds is het duidelijk, dat uit de tendens van een toenemende kDc -waarde bij groter wordende afstand tot de rivier het verschil in uitkomsten tussen getij- en pompproef niet kan worden verklaard.

Ad. 2^e. Het verschijnsel der relatief kleinere afpompingen in de dichter bij de rivier gelegen zuidelijke putten zou volgens Steggewentz overeenstemmen met de grovere ontwikkeling van het lagencomplex ten zuiden en de fijnere ontwikkeling daarvan ten noorden van de pompput. Steggewentz, die bij de berekening van de pompproef uitging van de klassieke formule

$$\varphi = \frac{\varphi}{2\pi} \frac{1}{kD} \quad \lg \frac{R}{\alpha} \quad (\text{Dupuit}),$$

geldende voor zuiver spanningswater, zou de geconstateerde verschillen in afpomping derhalve willen terugvoeren tot een geleidelijke verandering van de k-waarde over het beschouwde pakket. Met deze verklaring voor het verschil in uitkomsten van pomp- en getij-proef kan men, bij een berekening van de proefbemaling op basis van onvolkomen spanningswater, zonder meer niet accoord gaan. Zouden namelijk bij de interpretatie van de pompproef uitsluitend de waarnemingen in de zuidelijke putten, welke het dichtst bij de rivier staan, en die kleinere afpompingen te zien geven, worden benut, dan wordt langs grafische weg gevonden

$$\sqrt{kDc} = 245 \quad \text{en} \quad \frac{2\pi}{\varphi} kD = 4,75$$

zodat $kDc = 60.000 \text{ m}^2$ (in plaats van 90.000 m^2 uit de gehele pompproef)

en $kD = 4,75 \cdot \frac{67.24}{2\pi} = 1110 \text{ m}^2/\text{etm}$ (in plaats van $1190 \text{ m}^2/\text{etm}$ uit de gehele pompproef),

waaruit zou volgen $c = 60.000/1110 = 54 \text{ etm}$.

In tegenstelling tot de door Steggewentz op grond van de formule van Dupuit gehuldigde opvatting omtrent een landwaarts afnemen van de k-waarde, blijkt uit vorenstaande calculaties, dat de kDc-waarde de neiging vertoont van de rivier af toe te nemen, evenals zulks uit het verloop van de na-ijlingsgradiënt (Ad. 1^e) aan het licht trad. Van een noordwaarts afnemen van de k-waarde, zoals volgens Steggewentz uit de in die richting fijnere ontwikkeling van het lagencomplex zou volgen, blijkt geen sprake te zijn. Integendeel, indien de laagdikte van $D = 21 \text{ m}$ als constante mag worden aangehouden, zou de zuidelijke k-waarde $1110/21 = 53 \text{ m}/\text{etm}$ bedragen tegenover $57 \text{ m}/\text{etm}$ als

gemiddelde

geriddelde over alle putten. De relatief geringere afpompingen nabij de rivier moeten derhalve in hoofdzaak worden toegeschreven aan verschillen in de c-waarde, en wel aan een kleiner worden van de c-waarde nabij de rivier.

Ad. 7^e. De onwaarschijnlijk lage c-waarde, welke uit de pompproef wordt berekend (75 etm) doet vermoeden, dat het beschouwde watervoerende pakket bij geconcentreerde wateronttrekking, zoals bij een pompproef optreedt, voeding ontvangt uit dieper gelegen watervoerende lagen. Bij bestudering van het geologische profiel aan de hand van diepboringen blijkt, dat een dergelijke voeding zeer zeker voor mogelijk moet worden gehouden. Het beschouwde pakket wordt namelijk aan de onderzijde afgesloten door een 3 tot 7 meter dikke kleilaag, omtrent welker doorlaatvermogen generlei gegevens ter beschikking staan, en waaronder zich een 25 tot 30 m dik doorlatend zandpakket bevindt, aan de onderzijde wederom afgesloten door klei- en leemlagen.

Indien men aanneemt, dat het beschouwde watervoerende pakket tijdens de proefbemaling inderdaad in betekenende mate uit de daaronder gelegen lagen is gevoed, dan kan daarmee het verschil in uitkomsten van pompproef en getij-voortplanting qua kDc-waarde worden verklaard. Immers, bij het over het hoofd zien van deze omstandigheid, worden uit de bij de proefbemaling gemeten afpompingen veel te kleine kDc-waarden afgeleid, terwijl voor de kD-waarde een te groot bedrag wordt berekend. Een en ander heeft tot gevolg, dat ten slotte voor de c-waarde een veel te laag bedrag wordt gevonden. De uit de pompproef berekende c-waarde van slechts 75 etm wettigt het vermoeden, dat inderdaad, althans voor zover de proefbemaling betreft, in het onderhavige geval sprake moet zijn van voeding van het watervoerende pakket uit dieper gelegen formaties.

Het is daarbij aannemelijk, dat deze omstandigheid op de getij-werking in veel geringere mate van invloed is geweest, temeer daar de door het getij teweeggebrachte stijghoogte-fluctuaties in het beschouwde waarnemingsgebied slechts gering zijn. Uit dien hoofde mag men vermoeden, dat de uit de getij-voortplanting gevonden kDc-waarde (193.000 m^2) voor het beschouwde pakket een reële waarde vertegenwoordigt. Bij een kD-waarde van rond $1000 \text{ m}^2/\text{etm}$ zou dan voor de grootheid c een meer aannemelijke waarde van rond 200 etm worden geboekt.

Samenvattend

Samenvattend komt men op grond van vorenstaande overwegingen tot de conclusie, dat in het onder 3 genoemde kenmerk een verklaring kan worden gevonden voor het geconstateerde verschil in uitkomsten van getij- en pompproef. Het verschil in kDc-waarde, bepaald uit getij-waarneming enerzijds en pompproef anderzijds, zou dan in het onderhavige geval moeten worden toegeschreven aan de omstandigheid, dat bij de proefbemaling in beduidende mate voeding heeft plaats gevonden uit onder het beschouwde pakket aanwezige watervoerende lagen, welke omstandigheid bij de getijwerking van ondergeschikt belang is, doch bij plaatselijk sterke onttrekking meer uitgesproken op de voorgrond treedt.

's-Gravenhage,
17 December 1951.

Het lid van het Hydrologisch
Colloquium,

J. Bosch.

6. Geraadpleegde literatuur.

J.H. Stegrewentz. De invloed van de getij-beweging van zeeën en getij-rivieren op de stijghoogte van het grondwater. Dissertatie Delft 1933.

C.E. Jacob. On the flow of water in an elastic artesian aquifer.

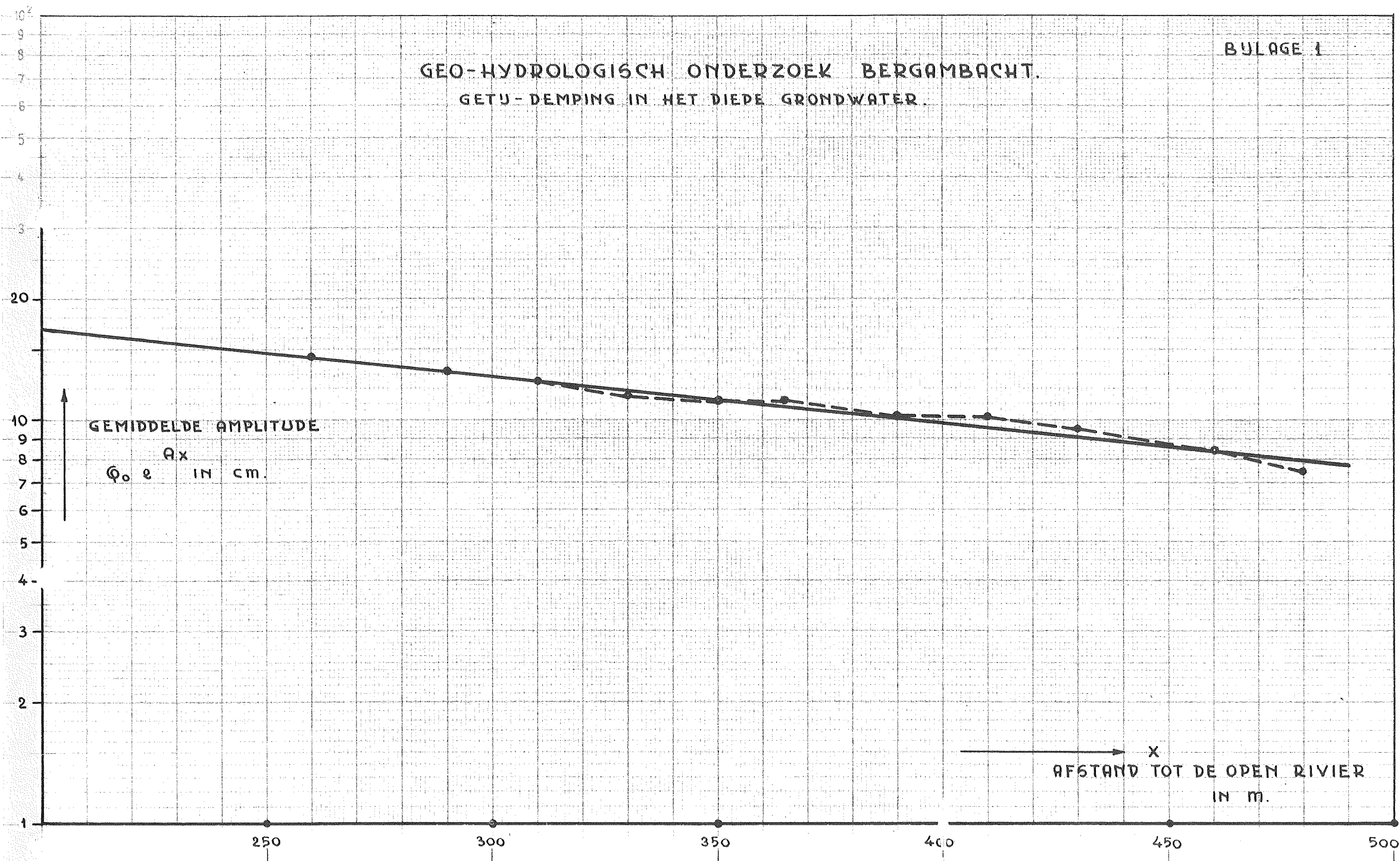
Transactions American Geophysical Union July 1940.

T. Edelman. Voortplanting van de potentiaal in grondwater ten gevolge van natuurlijke veranderingen in het vrije buitenwater. Hydrologisch Colloquium, Mededeling H.C.(S.) no. 225.

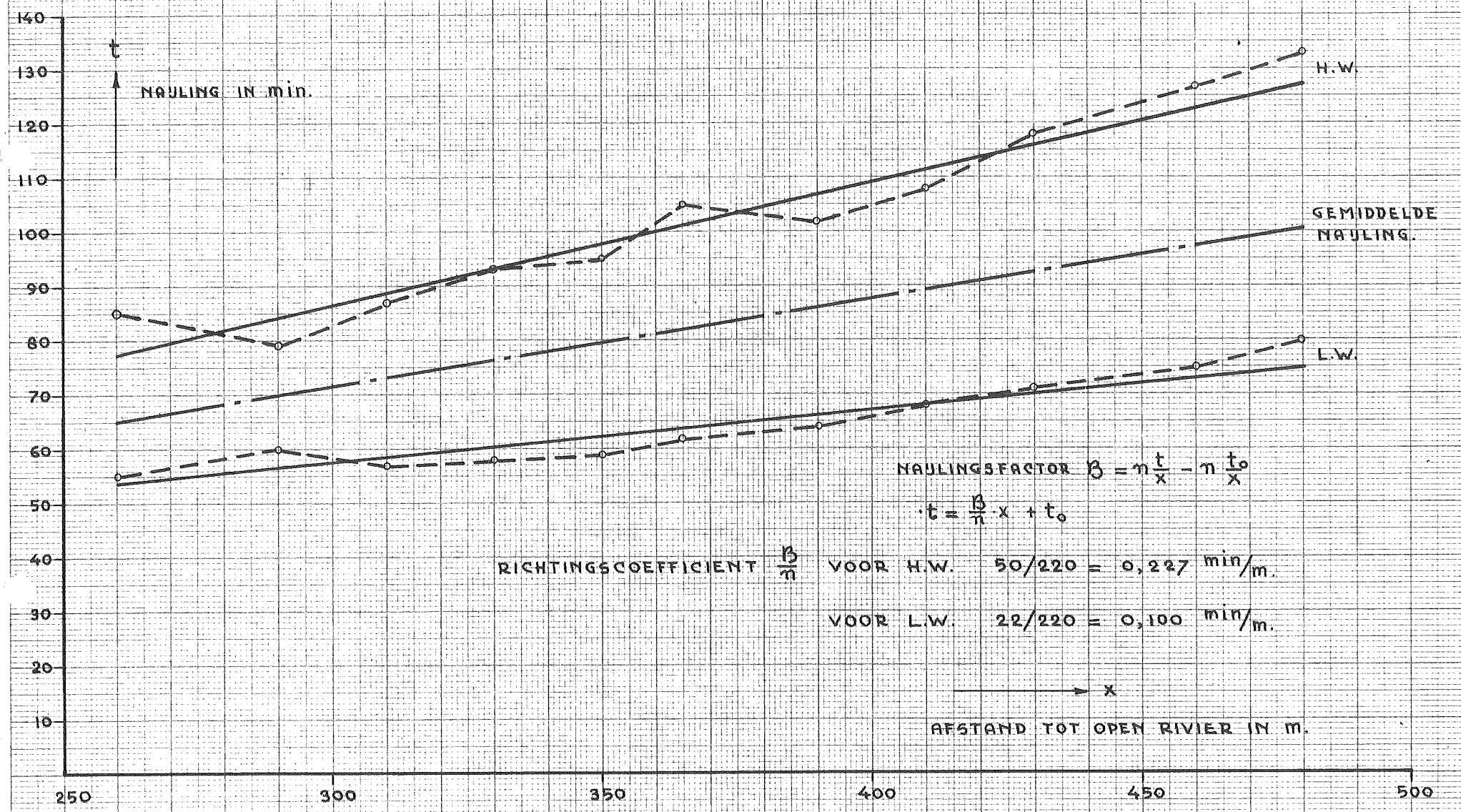
L. Huisman, J. Kemperman. Bezaling van Spanningsgrondwater, Ingenieur, Jg. 67, no. 17, 70 Maart 1951.

GEO-HYDROLOGISCH ONDERZOEK BERGAMBACHT.

GETU-DEMPING IN HET DIEPE GRONDWATER.



GEO-HYDROLOGISCH ONDERZOEK BERGAMBACHT.
GETU-VOORTPLANTING IN HET DIEPE GRONDWATER.



GEO-HYDROLOGISCH ONDERZOEK BERGAMBACHT.
 POTENTIAAL-VERLAGINGEN BIJ ONTTREKING
 VAN $Q = 67 \text{ m}^3/\text{h}$ AAN EEN PROEFPUT.

OP GETROKKEN ASSENKRUIS : $\phi \cdot \frac{2\pi kD}{Q} = K_0 \left(\frac{x}{\sqrt{kDc}} \right)$
 OP GESTIPPELD ASSENKRUIS : $\phi = K_0(x)$

