

# Grondwaterberging langs de Maas.

Een modellering en beschrijving van de interactie tussen de Maas en het grondwater



Jacco Hoogewoud  
November 2000

RIZA werkdocument 2000.167X  
Afdeling WaterSystemen Grondwater en kleine wateren  
Rijksinstituut voor Integraal Zoetwaterbeheer en Afvalwaterbehandeling

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Erweiterte (engl.) Fachkompetenz

Foto: [www.dreiseitl.de](http://www.dreiseitl.de)



## Inhoudsopgave

<b>0. Samenvatting</b>	<b>7</b>
<b>1. Inleiding</b>	<b>9</b>
1.1 Achtergrond	9
1.2 Doel	9
1.3 Rapport inhoud	9
<b>2. Theorie, grondwaterstroming ten gevolge van veranderingen in een kanaalpeil</b>	<b>11</b>
2.1 Inleiding	11
2.2 De methode van Edelman	11
2.3 Uitbreiding van Edelman door De Lange en Hoogewoud	13
2.4 Omrekenen van een in/uittreeweerstand	15
<b>3. Modelleren van de Grondwaterstand langs de Maas.</b>	<b>21</b>
3.1 Inleiding	21
3.2 Grondwaterstand model	21
3.3 Beschrijving meetreeks.	22
3.4 Schematisatie van het model	23
3.5 Resultaten	23
3.5.1 Zandmaas	23
3.5.1.1 December 1996 (Periode I)	23
3.5.1.2 Januari 1997 (Periode II)	24
3.5.1.3 Januari 1998 (Periode III)	25
3.5.2 Grensmaas	25
3.6 Grondwaterstroming	25
3.7 Conclusies	26
<b>4. Opzet grondwatermodule SOBEK</b>	<b>29</b>
4.1 Inleiding	29
4.2 Berekeningsmethode	29
4.3 Vereenvoudigen van de modelinvoer	29
4.4 Analyse van gebruikte methode	32
4.4.1 Snelheid	32
4.4.2 Fouten	32
4.5 Begin grondwaterstand	33
<b>5. Parameterisering van de grondwatermodule (met een Gis)</b>	<b>35</b>
5.1 Inleiding	35
5.2 De parameters	35
<b>6. Conclusies en aanbevelingen</b>	<b>39</b>
<b>7. Literatuurlijst</b>	<b>41</b>
<b>8. Lijst met symbolen</b>	<b>43</b>

- Bijlage 1 Tabel voor omrekenen van weerstand volledig kanaal naar onvolledig kanaal
- Bijlage 2 Gemodelleerde en gemeten grondwaterstanden
- Bijlage 3 Neerslag gegevens
- Bijlage 4 Variatie in fluxen bij verschillende schematisaties
- Bijlage 5 Mogelijke vereenvoudiging flux berekeningen
- Bijlage 6 Grondwatermodule in Fortran
- Bijlage 7 Kaart met doorlaatvermogen
- Bijlage 8 Kaart met bergingscoëfficiënt
- Bijlage 9 Kaart met in/uittreeweerstand
- Bijlage 10 Berekenen van een gemiddelde  $kD, \mu$  en C/D bij parameterisatie
- Bijlage 11 Ondergrond van grondwatermeetnet langs de Zandmaas





## 0. Samenvatting

Het RIZA houdt zich onder andere bezig met hoogwater voorspellingen voor het Nederlandse deel van de Maas. Voor deze voorspellingen wordt gebruik gemaakt van het oppervlaktewatermodel SOBEK. In dit oppervlaktewatermodel wordt de rivier beschouwd als een bak zonder interactie met het grondwater. Berekeningen met het model lieten zien dat er tijdens hoogwater water uit de Maas verdween. Een van de hypothesen was dat er tijdens hoogwater veel water van de Maas naar het grondwater zou stromen. Uit een eerdere studie (Hoogewoud, 1997) is gebleken dat de interactie tussen grondwater en de Maas van belang kan zijn voor het maken van goede hoogwater voorspellingen. Het oppervlaktewatermodel is daarna uitgebreid met een eenvoudige grondwaterinteractie module. Het gebruik van deze eenvoudige module gaf nog wel de nodige problemen. Zo was de berekeningstijd fors toegenomen, moest een SOBEK berekening worden begonnen met lage afvoeren in de Maas en bevatte de module geen in/uittreeweerstand.

In deze studie is geprobeerd bovenstaande problemen op te lossen. Er is een theoretische afleiding gemaakt over hoe een intree weerstand van de rivier de fluxen tussen rivier en grondwater beïnvloed. Hieruit komt naar voren dat een geringe weerstand de flux behoorlijk kan beïnvloeden. Aan de hand van dezelfde afleiding is een grondwaterstandsmodel opgesteld. Dit model is gebruikt om de gemeten grondwaterstand langs de Maas te berekenen. Hieruit zijn schattingen afgeleid voor de weerstand van de rivierbodem.

Na dit onderzoek is de grondwater interactiemodule herzien. De module werkt met analytische vergelijkingen. Door de modelinvoer zoveel mogelijk te beperken is de berekeningstijd beperkt. Verder vraagt de module om een evenwichtsgrondwaterstand zodat berekeningen ook met hoge afvoeren gestart kunnen worden.

Om invoer parameters voor de module te kunnen genereren is een GIS methodiek bedacht. Met bijgeleverde digitale kaarten van bijvoorbeeld doorlaatvermogen van het watervoerend pakket langs de Maas en een SOBEK schematisatie kunnen invoer parameters berekend worden. Andere parameters volgen uit een SOBEK berekening, zodat er handmatig geen handelingen verricht hoeven worden.

Op het moment van schrijven wordt de module nog in Sobek ingebouwd. Het is de verwachting dat de problemen nu zijn opgelost. Als de module in de toekomst nog verder wordt uitgewerkt zal een numerieke methode gevolgd moeten worden om een gedetailleerdere schematisatie mogelijk te maken.





## 1. Inleiding

### 1.1 Achtergrond

Het RIZA houdt zich onder andere bezig met hoogwater voorspellingen voor het Nederlandse deel van de Maas. Voor deze voorspellingen wordt gebruik gemaakt van het oppervlaktewatermodel SOBEK. In dit oppervlaktewatermodel wordt de rivier beschouwd als een bak zonder interactie met het grondwater. Berekeningen met het model lieten zien dat er tijdens hoogwater water uit de Maas verdween. Een van de hypothesen was dat er tijdens hoogwater veel water van de Maas naar het grondwater zou stromen. Uit een eerdere studie (Hoogewoud, 1997) is gebleken dat de interactie tussen grondwater en de Maas van belang kan zijn voor het maken van goede hoogwater voorspellingen. Het oppervlaktewatermodel is daarna uitgebreid met een eenvoudige grondwaterinteractie module. Het gebruik van deze eenvoudige module gaf nog wel de nodige problemen. Zo was de berekeningstijd fors toegenomen, moest een SOBEK berekening worden begonnen met lage afvoeren in de Maas en bevatte de module geen in/uittreeweerstand. Het onderzoek gaat verder op de studie uit 1997. De opdrachtgever was RIZA-WSR, de afdeling die afvoer berekeningen doet aan de Maas, die dit onderzoek liet uitvoeren in het kader van RIV\* modellen.

### 1.2 Doel

In deze studie wordt verder gegaan met de grondwaterinteractie module. De module zoals gemaakt in 1997 (beschreven in de vorige paragraaf) bracht wat problemen met zich mee en was bovendien nog niet helemaal volledig. In het hier beschreven onderzoek is gezocht naar oplossingen voor deze problemen.

Het doel van dit onderzoek is om voor het oppervlaktewatermodel van de Maas de gemodelleerde interactie met het grondwater te verbeteren.

Deze verbetering is verder uitgesplitst op de volgende punten:

1. Verbeteren van de module
  - Terug brengen van de berekeningstijd.
  - Toevoegen van een in/uittreeweerstand.
2. Parameters bepalen voor de module
3. Ontwikkelen van een methode en leveren van GIS bestanden waarmee de interactiemodule geparameteriseerd kan worden.

### 1.3 Rapport inhoud

Het rapport is opgebouwd uit verschillende onderzoeken. In hoofdstuk 2 is de theorie van de interactie tussen grondwater en oppervlaktewater beschreven en verder ontwikkeld. Hoofdstuk 3 beschrijft een grondwaterstandsmodellering op basis van deze theorie. In het volgende hoofdstuk wordt de opzet van een grondwater module voor Sobek gegeven. En in het 5<sup>de</sup> hoofdstuk is aangegeven hoe deze module geparameteriseerd kan worden. In het laatste hoofdstuk worden conclusies en aanbevelingen gegeven. Verder is er een symbolenlijst toegevoegd en zijn er 11 bijlages.



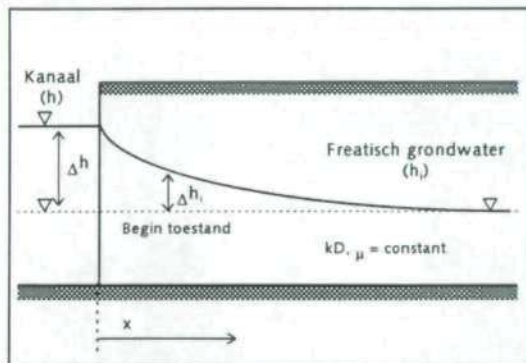
## 2. Theorie, grondwaterstroming ten gevolge van veranderingen in een kanaalpeil

### 2.1 Inleiding

In dit onderzoek is de theorie van grondwaterstroming ten gevolge van veranderingen in een kanaalpeil (rivierpeil) verder ontwikkeld. Als basis is uitgegaan van de methode van Edelman (paragraaf 2.2). Vervolgens is aan methode een extra in/uittreeweerstand toegevoegd in paragraaf 2.3. De hier beschreven theorie is later gebruikt om de interactie tussen grond- en oppervlaktewater mee te modelleren.

### 2.2 De methode van Edelman

Edelman (Edelman, 1947) heeft een analytische oplossing gegeven voor de grondwaterstandsverandering ten gevolge van één kanaalpeilverandering. Het kanaal is hierbij als volledig geschematiseerd (d.w.z. dat het kanaal doorloopt tot op de scheidende laag) en er is aangenomen dat er geen weerstand tussen het kanaal en het watervoerende pakket aanwezig is.



Figuur 1 Schematisering van het effect van een kanaalpeilverhoging op de grondwaterstand zonder in/uittreeweerstand (volgens Edelman)

De oplossing, bij een plotselinge verhoging van het kanaalpeil op  $t=0$ , ziet er als volgt uit.

$$\Delta h_i = \Delta p \cdot f_0(u)$$

Vergelijking 1

$$\begin{aligned} \Delta h_i &= \text{stijghoogte van het grondwater t.o.v. beginwaterstand (m)} \\ \Delta p &= \text{plotselinge verandering in het kanaalpeil in een tijdstap (m)} \\ &\quad (\text{t.o.v. de beginwaterstand}) \end{aligned}$$

$$f_0(u) = -\{1 - E(u)\}$$

Vergelijking 2

$$E = \text{error functie}$$

$$u = \frac{x}{2 \sqrt{\frac{kD}{\mu} \cdot t}} \quad \text{Vergelijking 3}$$

$x$	= afstand tot het kanaal
$\mu$	= effectieve bergingscoëfficiënt
$k$	= doorlaatfactor van het watervoerende pakket (m/d)
$D$	= dikte van het watervoerende pakket (m)
$t$	= tijd sinds peilverandering

$$\Delta Q = \Delta p \cdot \frac{\sqrt{\mu k D}}{\sqrt{t}} \cdot \frac{e^{-u^2}}{\sqrt{\pi}} \quad \text{Vergelijking 4}$$

$Q$	= laterale flux tussen grondwater en kanaal (m <sup>2</sup> /d)
$\Delta Q$	= verschil in laterale flux op t=0 en een bepaald tijdstip
(Q is positief bij een stroming van het kanaal naar het grondwater toe)	

Op x=0 is u ook nul. Vergelijking 1 en 4 zijn nu beide te vereenvoudigen

$$f_0(0) = 1 \quad \text{Vergelijking 5}$$

waaruit volgt:

$$\Delta h_{i,x=0} = \Delta p \quad \text{Vergelijking 6}$$

en

$$\frac{e^{-0^2}}{\sqrt{\pi}} = 0,5642 \quad \text{Vergelijking 7}$$

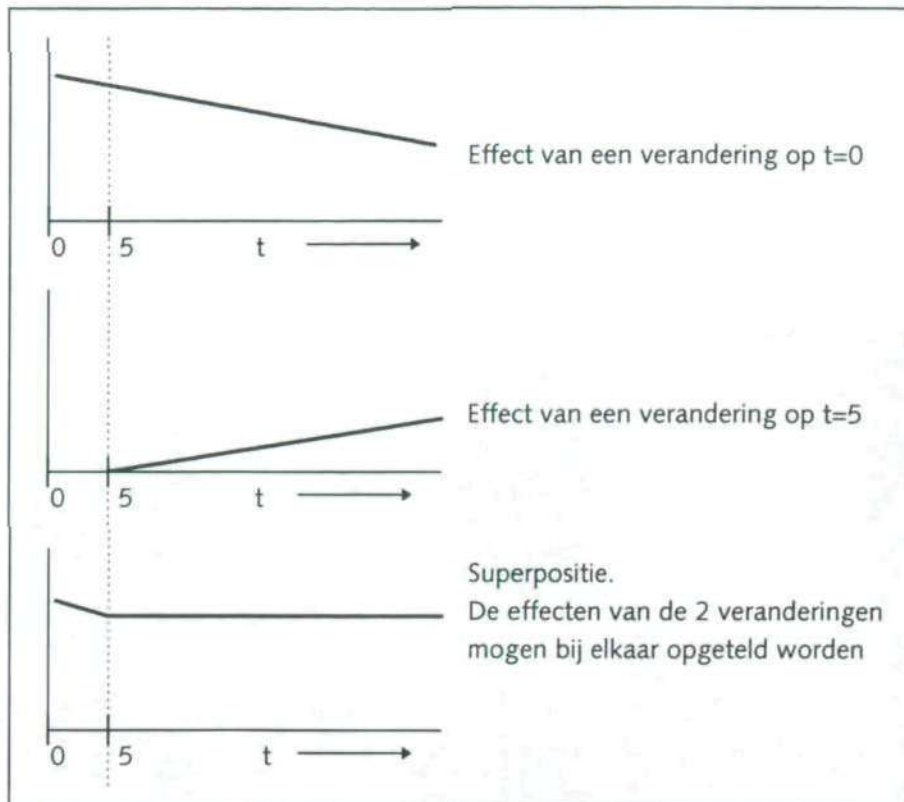
waaruit volgt:

$$\Delta Q = \Delta p \cdot \frac{\sqrt{\mu k D}}{\sqrt{t}} \cdot 0,5642 \quad \text{Vergelijking 8}$$

Samengevat komt de oplossing er op neer dat door invoering van de kanaalpeilverandering de effecten op het grondwater berekend kunnen worden.

Voor de oplossing geldt het superpositie beginsel. Een kanaalpeil verandering op t=0 heeft invloed op het grondwater voor t>0. Als er op t=5 weer een kanaalpeil verandering optreedt heeft deze verandering invloed voor t>5. Omdat het superpositie beginsel geldt kan de invloed op het grondwater van beide kanaalpeilveranderingen berekend worden. Tot t=5 geldt alleen de eerste kanaalpeilverandering en vanaf t=5 wordt ook het effect van de tweede kanaalpeilverandering hierbij opgeteld. In figuur 2 staat schematisch weergegeven hoe het superpositie beginsel werkt.

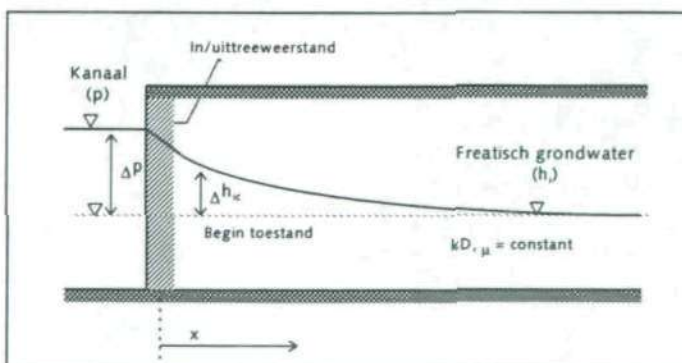




Figuur 2 Schematische weergave van het superpositie beginsel

### 2.3 Uitbreiding van Edelman door De Lange en Hoogewoud

Edelman heeft de interactie geschematiseerd alsof er geen weerstand tussen het kanaal en het grondwater aanwezig is. In werkelijkheid zal er wel een in/uittreeweerstand zijn. De grondwaterstand in het pakket op  $x=0$  is dan niet meer gelijk aan het kanaalpeil. Uit het verschil tussen het kanaalpeil en de grondwaterstand kan een flux worden berekend met vergelijking 10. Vanaf de weerstand aan de binnenzijde van het pakket geldt de oplossing van Edelman. De stijghoogte aan de binnenzijde van het pakket op  $x=0$  moet nu een waarde krijgen zodanig dat de flux over de weerstand even groot is als de flux berekend met Edelman.



Figuur 3 Schematisering van het effect van een kanaalpeilverhoging op het grondwater met een in/uittree weerstand

Stroming over een weerstand kan als volgt beschreven worden:

$$q = \frac{p - h_{ic,x=0}}{C} \quad \text{Vergelijking 9}$$

$C$	= ln/uittreeweerstand (d)
$q$	= flux per meter dikte van het watervoerende pakket (m/d)
$h$	= kanaalpeil (m)
$h_{ic,x=0}$	= grondwaterstand op $x=0$ aan binnenzijde van de weerstand (m)

We zijn niet geïnteresseerd in de stroming tussen een vast kanaalpeil en een vaste grondwaterstand, maar in de stroming tussen een veranderd kanaalpeil en een veranderende grondwaterstand. De vergelijking kan dan geschreven worden als:

$$\Delta q = \frac{\Delta p - \Delta h_{ic,x=0}}{C} \quad \text{Vergelijking 10}$$

In de oplossing van Edelman wordt gebruik gemaakt van een laterale flux  $Q$ . Door vergelijking 10 links en rechts te vermenigvuldigen met de dikte van het watervoerende pakket ontstaat een vergelijking met  $Q$ .

$$Q = q \cdot D \quad \text{Vergelijking 11}$$

ontstaat

$$\Delta Q = \frac{\Delta p - \Delta h_{ic,x=0}}{C/D} \quad \text{Vergelijking 12}$$

Omschrijven levert:

$$\Delta p = \Delta Q \cdot C/D + \Delta h_{ic,x=0} \quad \text{Vergelijking 13}$$

Uit vergelijking 8 voor de stroming aan de binnenzijde van de weerstandslag, waar de oplossing van Edelman geldt, volgt:

$$\Delta Q = \Delta h_{ic,x=0} \cdot g(t) \quad \text{Vergelijking 14}$$

waarbij

$$g(t) = \frac{\sqrt{\mu k D}}{\sqrt{t}} \cdot 0,5642 \quad \text{Vergelijking 15}$$

Vergelijking 14 invullen in vergelijking 13 levert:

$$\Delta p = (\Delta h_{ic,x=0} \cdot g(t)) \cdot C/D + \Delta h_{ic,x=0} \quad \text{Vergelijking 16}$$

De enige onbekende in vergelijking 13 is de verandering in de grondwaterstand op  $x=0$ . Expliciet schrijven naar de onbekende geeft:

$$\Delta h_{ic,x=0} = \frac{\Delta p}{g(t) \cdot C/D + 1} = \frac{\Delta p}{\sqrt{\frac{\mu k D}{t}} \cdot 0,5642 \cdot C/D + 1} \quad \text{Vergelijking 17}$$

$\Delta h$  is per tijdstap bekend, deze waarde invullen in vergelijking 17 geeft  $\Delta h_{i,x=0}$ .

De functie  $g(t)$  gaat in de tijd naar nul toe, dus  $\Delta h_{i,x=0}$  zal uiteindelijk gelijk worden aan  $\Delta h$ .

Wordt de weerstand groot, dan zal het rechterdeel van de vergelijking in het begin van de tijd klein worden en daarmee wordt  $\Delta h_{i,x=0}$  en dus de resulterende flux ook klein.

Als de weerstand klein is vereenvoudigd de vergelijking zich tot:

$$\Delta h_{ic,x=0} = \Delta p \quad \text{Vergelijking 18}$$

Dit is dezelfde vergelijking als vergelijking 6. Dus als de weerstand klein wordt gaat het systeem reageren als de oplossing van Edelman.

Om de fluxen te berekenen kan vergelijking 17 worden ingevuld in vergelijking 14.

$$\Delta Q = \frac{\Delta p}{g(t) \cdot C/D + 1} \cdot g(t) = \frac{\Delta p}{C/D + 1/g(t)} = \frac{\Delta p}{C/D + \sqrt{\frac{t}{\mu \cdot k D}} \cdot \frac{1}{0,5642}} \quad \text{Vergelijking 19}$$

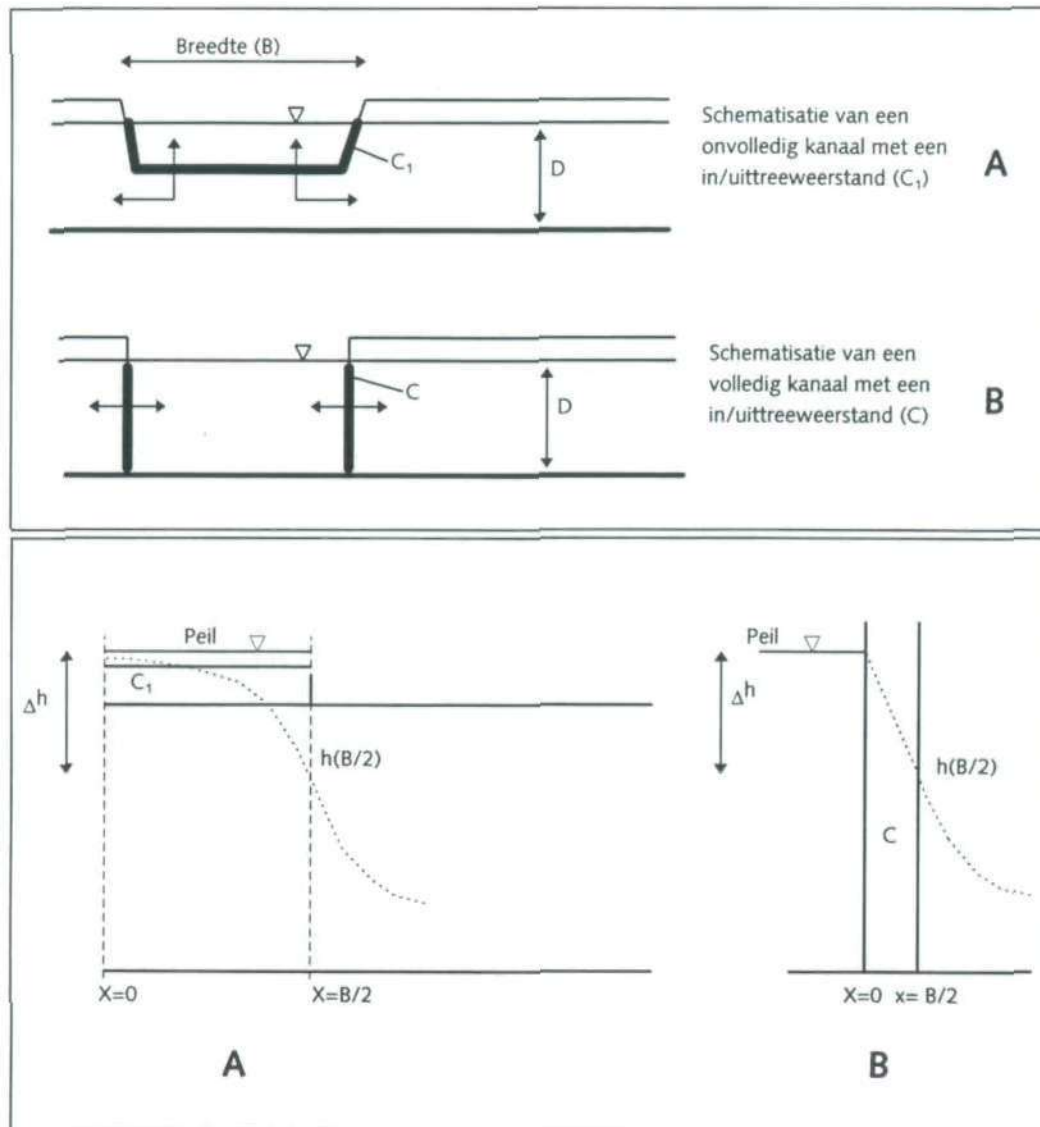
Met bovenstaande vergelijking kan de flux eenvoudig berekend worden in bijvoorbeeld een spreadsheet programma.

Voor de berekening geldt weer het superpositie beginsel. De berekende fluxen uit de verschillende kanaalpeilveranderingen kunnen dus bij elkaar opgeteld worden. Met deze oplossingsmethode kan natuurlijk ook de grondwaterstand berekend worden.

## 2.4 Omrekenen van een in/uittreeweerstand

De in/uittreeweerstand die wordt berekend in de hierboven beschreven theorie geldt voor een volledig kanaal. In de praktijk hebben we echter te maken met een onvolledig kanaal. De weerstand van het volledige kanaal moet worden omgerekend naar een weerstand voor een onvolledig kanaal.





Figuur 4 Verschillende schematisaties van een kanaal

De stroming in beide situaties is gelijk, evenals de grondwaterstand op  $x=B/2$  ( $B$ =rivier breedte)  
In situatie B is de stroming te beschrijven als:

$$q = \frac{\Delta h}{C}$$

Vergelijking 20

$C$  = In/uittreeweerstand bij volledig kanaal (d)  
 $q$  = flux per meter dikte van het watervoerende pakket (m/d)  
 $\Delta h$  = stijghoogte verschil tussen grondwater en het peil (m)

Voor situatie A geldt:

$$h(x) = \alpha_1 e^{-x/\lambda} + \alpha_2 e^{x/\lambda}$$

Vergelijking 21

$\alpha$  = constante  
 $\lambda$  = spreidingslengte (m)  
 $x$  = afstand (m)

Waaruit volgt dat de afgeleide is:

$$\frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{\alpha_1}{\lambda} e^{-x/\lambda} + \frac{\alpha_2}{\lambda} e^{x/\lambda} \quad \text{Vergelijking 22}$$

Met als randvoorwaarden op  $x=0$

$$\frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad \text{Vergelijking 23}$$

Uitwerken van deze randvoorwaarde levert:

$$0 = -\frac{\alpha_1}{\lambda} e^{-0/\lambda} + \frac{\alpha_2}{\lambda} e^{0/\lambda} \quad \text{Vergelijking 24}$$

$$\boxed{\alpha_1 = \alpha_2} \quad \text{Vergelijking 25}$$

op  $x=B/2$  moet de stroming in situatie A gelijk zijn aan die van B:

$$\frac{\partial h}{\partial x} = q/k \quad \text{Vergelijking 26}$$

$k$  = doorlatendheid

$$q/k = -\frac{\alpha_1}{\lambda} e^{-B/2\lambda} + \frac{\alpha_1}{\lambda} e^{B/2\lambda} \quad \text{Vergelijking 27}$$

$$q/k = \frac{\alpha_1}{\lambda} (e^{B/2\lambda} - e^{-B/2\lambda}) \quad \text{Vergelijking 28}$$

$$\boxed{\frac{\Delta h}{Ck} = \frac{\alpha_1}{\lambda} (e^{B/2\lambda} - e^{-B/2\lambda})} \quad \text{Vergelijking 29}$$

De stijghoogte op  $x=B/2$  voor situatie A is:

$$h(B/2) = \alpha_1 e^{-B/2\lambda} + \alpha_1 e^{B/2\lambda} \quad \text{Vergelijking 30}$$

$$\Delta h = \alpha_1 (e^{-B/2\lambda} + e^{B/2\lambda}) \quad \text{Vergelijking 31}$$

$$\boxed{\frac{\Delta h}{(e^{-B/2\lambda} + e^{B/2\lambda})} = \alpha_1} \quad \text{Vergelijking 32}$$

Invullen van vergelijking 32 in 29 geeft:

$$\frac{\Delta h}{Ck} = \frac{\Delta h}{\lambda} \frac{(e^{B/2\lambda} - e^{-B/2\lambda})}{(e^{B/2\lambda} + e^{-B/2\lambda})} \quad \text{Vergelijking 33}$$

ter vereenvoudiging, stel:

$$z = B \sqrt{2\lambda}$$

Vergelijking 34

Vergelijking 33 wordt dan:

$$\frac{B}{2Ck} = z \frac{(e^z - e^{-z})}{(e^z + e^{-z})}$$

Vergelijking 35

$$\frac{B}{2Ck} = z \tanh(z)$$

Vergelijking 36

De linkerhelft van de vergelijking is bekend uit de schematisering en modellering. Uit tabel 1 kan vervolgens  $z$  geschat worden.

$z \tanh(z) = B/(2ck)$	$z$	$C_1$ (bij $kD=4000$ en $B=100$ )	$C_1$ (bij $kD=1000$ en $B=100$ )
0.0004	0.02	1562.500	6250.000
0.0016	0.04	390.625	1562.500
0.0036	0.06	173.611	694.444
0.0064	0.08	97.656	390.625
0.0100	0.10	62.500	250.000
0.0395	0.20	15.625	62.500
0.0874	0.30	6.944	27.778
0.1520	0.40	3.906	15.625
0.2311	0.50	2.500	10.000
0.3222	0.60	1.736	6.944
0.5312	0.80	0.977	3.906
0.7616	1.00	0.625	2.500
1.0604	1.25	0.400	1.600
1.3577	1.50	0.278	1.111
1.6474	1.75	0.204	0.816
1.9281	2.00	0.156	0.625
2.4665	2.50	0.100	0.400
2.9852	3.00	0.069	0.278
3.4936	3.50	0.051	0.204
3.9973	4.00	0.039	0.156
4.9995	5.00	0.025	0.100
5.9999	6.00	0.017	0.069
8.0000	8.00	0.010	0.039
10.0000	10.00	0.006	0.025
12.0000	12.00	0.004	0.017
15.0000	15.00	0.003	0.011
20.0000	20.00	0.002	0.006
25.0000	25.00	0.001	0.004

Tabel 1 te gebruiken bij het omrekenen van weerstand van volledig kanaal naar een weerstand voor een onvolledig kanaal.

Op basis van deze schatting van  $z$  kan de weerstand van een onvolledig kanaal berekend worden met:

$$\frac{4z^2}{kDB^2} = C_1$$

Vergelijking 37

Twee rekenvoorbeelden:

I. Bij  $C=0.4$   $k=200$   $D=20$  en  $B=100$  →  $B/(2ck)=0.63$  →  $z \approx 0,9$  →  $C_1=0,77$

II. Bij  $C=2$   $k=50$   $D=20$  en  $B=100$  →  $B/(2ck)=0.50$  →  $z \approx 0,8$  →  $C_1=3,90$

Bij kleine waarden van  $B/(2ck)$  zal de weerstand van het volledige kanaal omgerekend naar een volledig kanaal kleiner worden. Bij hogere waarden van  $B/(2ck)$  zal de weerstand van het volledige kanaal omgerekend naar een onvolledig kanaal groter worden (zoals in de twee rekenvoorbeelden)

In bijlage 1 is een uitgebreide versie van tabel 1 toegevoegd.

Stel dat in rekenvoorbeeld I. het water zo laag komt te staan dat de breedte afneemt tot 30 meter. De weerstand van het onvolledige kanaal is dan nog steeds 0,77d. Voor het onvolledige kanaal geldt dan (uit vergelijking 36):

$$C = \frac{\lambda}{\tanh\left(\frac{B}{2\lambda}\right) \cdot k} \quad \text{Vergelijking 38}$$

De berekende C voor een onvolledig kanaal is nu 2,1 dag in plaats van 0,4 dag. Bij gelijk blijvende  $C_1$  neemt de weerstand dus snel toe als de breedte van het kanaal afneemt en de mogelijke flux neemt snel af.





### 3. Modellerings van de Grondwaterstand langs de Maas.

#### 3.1 Inleiding

Op een paar plekken langs de Maas zijn continu grondwaterstanden en Maasstanden gemeten. In de buurt van Cuijk (Zandmaas) is een meetreeks van 1996-1998 en rond Roosteren (Grensmaas) is een meetreeks uit 1977 (paragraaf 3). Als er een afvoergolf op de Maas passeert zal de grondwaterstand vlak langs de Maas hier op reageren. Dit blijkt ook uit de metingen. Uit deze reactie kan de relatie tussen de rivier en het grondwater afgeleid worden. De theorie van hoofdstuk 2 is gebruikt om een grondwaterstand model te maken (paragraaf 3.2). Met dit model zijn de gemeten grondwaterstanden gemodelleerd.

Het doel van deze modellering is om tot goede parameter waarden te komen voor de bergingscoëfficiënt en de in/uittreeweerstand. Met deze waarden kan later een inschatting voor andere delen langs de Maas gemaakt worden.

Bij de modellering is niet gevarieerd in de  $kD$  waarde. Deze is, uit de in literatuur vermelde gemeten  $kD$  waarden in de omgeving van Cuijk, afgeleid.

In de laatste paragraaf worden de conclusies getrokken uit de grondwaterstand modellering.

#### 3.2 Grondwaterstand model

Voor de modellering van de grondwaterstand langs de Maas is een spreadsheet model gemaakt, gebaseerd op de theorie uit hoofdstuk 2. Vergelijking 17 is gebruikt om de grondwaterstand aan de binnenzijde van de in/uittreeweerstand ( $h_{ic}$ ) te berekenen.

$$\Delta h_{ic, x=0} = \frac{\Delta p}{\sqrt{\frac{\mu k D}{t} \cdot 0,5642 \cdot C/D + 1}} \quad \text{Vergelijking 17}$$

Deze  $h_{ic}$  is vervolgens in vergelijking 1

$$\Delta h_i = \Delta p \cdot f_0(u) \quad \text{Vergelijking 1}$$

gebruikt als het kanaalpeil ( $\Delta p$ )

$$\Delta h_i = \frac{\Delta p}{\sqrt{\frac{\mu k D}{t} \cdot 0,5642 \cdot C/D + 1}} \cdot f_0(u) \quad \text{Vergelijking 39}$$

Het model, gemaakt met bovenstaande vergelijkingen, gaat uit van 1 dimensionale stroming. Het rivierpeil is één randvoorwaarde en een niet veranderende grondwaterstand op oneindige afstand is de andere randvoorwaarde. Het model is niet stationair, d.w.z. dat de veranderingen van het rivierpeil in het model ingevoerd kunnen worden. Aan de hand van deze veranderingen wordt dan een grondwaterstand berekend. Andere parameters die ook de grondwaterstand kunnen voeden, zoals neerslag, zijn in het model niet opgenomen.

Voordeel hiervan is dat het model vrij eenvoudig en snel is. Nadeel is dat grondwaterstanden op grotere afstand van de rivier moeilijk te benaderen zijn. De invloed van de rivier wordt hier steeds kleiner en de invloed van andere parameters, zoals neerslag, steeds groter. Omdat het doel hier de flux van/naar de rivier is, is dat hier ondergeschikt.

Bij de modellering is daarom vooral gekeken naar de grondwaterstanden vlak langs de Maas.

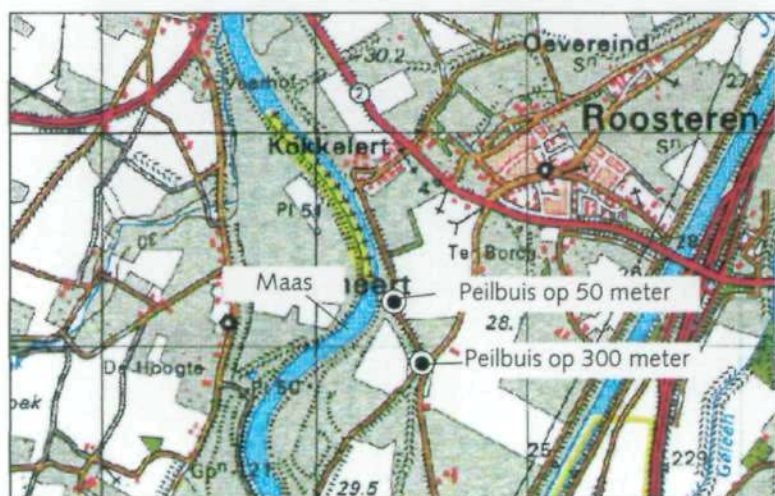
De invoer gegevens van het model bestaan uit het veranderende rivierpeil (gemeten). De in het model in te voeren parameters zijn:

- het doorlaatvermogen ( $kD$ ); deze is constant in de tijd.
- de in/uittreeweerstand ( $C$ ); is constant in de tijd veronderstelt. In de werkelijkheid zal deze variabel zijn. De weerstand voor stroming van het grondwater naar de Maas toe zal kleiner zijn dan van de Maas naar het grondwater.
- de bergingscoëfficiënt ( $\mu$ ); is constant in de tijd veronderstelt, echter door hysteresis zal de bergingscoëfficiënt bij stijgend grondwater groter zijn dan bij dalend grondwater.

### 3.3 Beschrijving meetreeks.

Er zijn 2 verschillende punten langs de Maas waar zowel frequente grondwaterstand metingen langs de Maas hebben plaats gevonden als bijbehorende Maaswaterstanden. Een van deze twee plaatsen is gelegen bij Roosteren langs de Grensmaas (meetreeks uit 1977) door het WML (Waterleidingmaatschappij Limburg) bemeten en de ander in de buurt van Cuijk langs de zandmaas, bemeten sinds 1996 in het kader van baggerbestek 1.

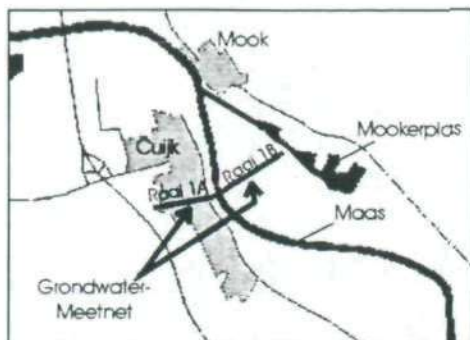
De meetreeks bij Roosteren (1977) bestaat uit een tweetal peilbuizen op 50 en 300 meter van de Maas. De reeks is ongeveer 3 maanden lang, van februari tot mei. In deze periode zijn er een paar afvoergolven door de Maas gestroomd. De Maas is hier ongestuwd en stroomt in een grindlaag. Er is slechts een dunne deklaag aanwezig, tijdens de metingen blijft de grondwaterstand blijft hier echter ruim onder.



Figuur 5 Ligging van peilbuizen nabij Roosteren

De langs de Zandmaas gelegen meetreeks bestaat uit een viertal continu bemeten peilbuizen, waarvan 3 op de west oever van de Maas op 190m, 380m, 803m van de rivier en 1 op de oost oever op 60m van de Maas. De ondergrond van beide oevers is niet geheel hetzelfde. Aan de oostkant ligt een kleilaag tot in de grondwaterstand. Dit zorgt voor een lage bergingscoëfficiënt. Aan de westkant is geen kleilaag aanwezig (bijlage 10).





Figuur 6 ligging van peilbuizen langs de Zandmaas

De meetreeks van 1996 wordt nog altijd voortgezet. Sinds 1996 zijn er een paar afvoergolven gepasseerd. De Maas rond Cuijk is gestuwd en stroomt in een zandlaag. De stuw zorgt er voor dat het Maaspeil grote delen van het jaar vrij constant is. Alleen bij echt hoge afvoeren verandert de waterstand in de Maas pas significant. In de afgelopen periode is dat in december 1996 en januari 1998 het geval geweest. In januari 1997 zijn de stuwen wegens ijsgang getrokken, waardoor de stand van de Maas tijdelijk flink verlaagd is. Deze periode is ook bruikbaar om het model te kalibreren.

### 3.4 Schematisatie van het model

#### Doorlaatvermogen

De  $kD$  van de te modelleren gebieden is afgeleid uit de grondwaterkaart van Limburg (TNO-DGV 1986). Nabij Cuijk bedraagt de  $kD$   $1250 \text{ m}^2/\text{d}$  en rond Roosteren  $6000 \text{ m}^2/\text{d}$  (Juhász-Holterman 1994). Deze waarden zijn gebruikt bij de modelleringen.

#### In/uittreeweerstand

Van de in/uittreeweerstand van de Maas is weinig bekend. In de literatuur worden schattingen gebruikt van 5 tot 50 dagen (RIZA, 1998). Deze cijfers zijn gebaseerd op ervaring, niet op 'harde' metingen.

#### bergingscoëfficiënt

Het gemodelleerde grondwater is freatisch water uit het eerste watervoerende pakket. De bergingscoëfficiënt zal daarom ongeveer 0,25 (volledig freatisch) tot 0,05 (semi- spanningswater) zijn. In het model is uitgegaan van een vaste bergingscoëfficiënt bij de modellering van een tijdreeks.

### 3.5 Resultaten

#### 3.5.1 Zandmaas

##### 3.5.1.1 December 1996 (Periode I)

In december 1996 is een kleine afvoergolf gepasseerd, waarbij de Maas van  $7,70\text{m}+\text{NAP}$  tot  $8,05\text{m}+\text{NAP}$  is gestegen (40 cm boven stuwpeil). De gemeten grondwaterstand op 800 meter van de Maas stijgt sterk (20 cm.). In deze periode is ook veel neerslag gevallen (Bijlage 3). De stijging op 800 meter is vooral het gevolg van neerslag en in mindere mate van de stijging van de Maas. Bij de modellering is hier rekening mee gehouden. Wat verder opvalt is dat de berekende grondwaterstand op 60 meter van de Maas veel grilliger verloopt dan de gemeten grondwaterstand. Hoe dat komt is onduidelijk, uit navraag bij TNO-NITG blijkt dat er niets

vreemds is gebeurd met de gemeten grondwaterstanden. Bij berekeningen van andere perioden kwamen de vorm van gemeten en berekende grondwaterstanden beter overeen.

Bij de modellering komt naar voren dat verschillende combinaties van in/uittreeweestanden en bergingscoëfficiënten een redelijke berekening van de grondwaterstanden geven. Een lage in/uittreeweestand gaat samen met een hoge bergingscoëfficiënt en omgekeerd.

C/D [d/m]	0.02	0.05	0.08	0.12	0.20	0.25
$\mu$ [-]	0.17	0.13	0.11	0.09	0.06	0.05

Tabel 2. Schematisatie west-oever van de zandmaas voor periode I.

C/D [d/m]	0.02	0.05	0.08
$\mu$ [-]	0.06	0.03	0.01

Tabel 3 Schematisatie oost-oever van de zandmaas voor periode I.

De grijs gearceerde waarden geven de optimale combinatie weer. Berekende grondwaterstanden met combinaties links van deze waarden geven te trage reacties van het grondwater (Bijlage 2).. Pieken in het grondwater komen te laat en waterstanden op groter afstand reageren niet snel genoeg. Bij waarden rechts van de grijze combinatie reageert de berekende grondwaterstand te snel. Het verschil in  $\mu$  waarden is te verklaren uit de ondergrond. De grondwaterstand aan de oostkant reikt tot in de kleilaag.

### 3.5.1.2 Januari 1997 (Periode II)

In deze periode zijn de stuwen wegens ijsgang getrokken. In een paar dagen tijd is de stand van de Maas gezakt van 7,5m+NAP naar 4,5m+NAP. Meetstation Gennep is in deze periode droog gevallen. De precieze waterstanden ter plaatse van de peilbuizen is daarom niet te achterhalen. De grote lijn, tot op 25 cm. nauwkeurig, wel.

Uit de modellering blijkt dat verschillende combinaties van in/uittreeweestanden en bergingscoëfficiënten een redelijke berekening van de grondwaterstanden geven.

C/D [d/m]	0.05	0.08	0.10	0.12	0.15	0.21
$\mu$ [-]	0.27	0.24	0.21	0.19	0.17	0.14

Tabel 4 Schematisatie Oost en West oever van de zandmaas voor periode II (voor beide zijden is een gelijke schematisatie toegepast).

De grijs gearceerde waarden geven de optimale combinatie weer (zie boven). Berekende grondwaterstanden met combinaties links van deze waarden geven te trage reacties van het grondwater (Bijlage 2). Pieken in het grondwater komen te laat en waterstanden op groter afstand reageren niet snel genoeg. Bij waarden rechts van de grijze combinatie reageert de berekende grondwaterstand te snel. Er is hier geen verschil in  $\mu$  tussen de aan de oost- en westkant berekende grondwaterstanden. De grondwaterstand ligt door de grote daling namelijk niet meer in de kleilaag aan de oostkant.



### 3.5.1.3 Januari 1998 (Periode III)

In Januari 1998 is een kleine afvoergolf gepasseerd. De Maas is hierbij van stuwpeil gestegen naar 8,4 m+NAP. De grondwaterstand metingen op 390 meter van de Maas zijn niet bruikbaar. Het model is daarom gekalibreerd op de andere, wel bruikbare metingen. Met de volgende schematisaties zijn de gemeten grondwaterstanden redelijk benaderd.

C/D [d/m]	0.07	0.11	0.13	0.15	0.19	0.23
$\mu$ [-]	0.18	0.16	0.13	0.11	0.10	0.09

tabel 5 Schematisatie west-oever van de zandmaas voor periode III.

C/D [d/m]	0.07	0.11	0.15	0.19
$\mu$ [-]	0.07	0.045	0.03	0.02

Tabel 6 Schematisatie oost-oever van de zandmaas periode III.

De grijs gearceerde waarden geven de optimale combinatie weer. Berekende grondwaterstanden met combinaties links van deze waarden geven te trage reacties van het grondwater (Bijlage 2). Pieken in het grondwater komen te laat en waterstanden op groter afstand reageren niet snel genoeg. Bij waarden rechts van de grijze combinatie reageert de berekende grondwaterstand te snel. Het verschil in  $\mu$  waarden is te verklaren uit de ondergrond. De grondwaterstand aan de oostkant reikt tot in de kleilaag.

### 3.5.2 Grensmaas

In de periode april is de Maas gestegen van 23,7 m+NAP naar 26,1 m+NAP. In de periode hiervoor is de waterstand op de Maas vrij constant geweest. Er zijn verschillende modelleringen uitgevoerd (Bijlage 2). De gemeten grondwaterstand op zowel 50m. als 300m. van de Maas blijken goed te benaderen met de volgende schematisaties.

C/D [d/m]	0.01	0.015	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06
$\mu$ [-]	0.20	0.17	0.14	0.10	0.08	0.06	0.04

Tabel 7 Schematisatie Grensmaas

De grijze waarden geven het optimum aan waarbij weer vooral is gekeken naar de grondwaterstanden vlak langs de Maas.

## 3.6 Grondwaterstroming

De relatie tussen de waarden van  $\mu$  en C/D die gecombineerd een goed berekende waterstand laat zien is blijkt als volgt te zijn (zie 3.5). Hoge C/D waarden gaan gecombineerd met lage  $\mu$  waarden en lage C/D waarden met hoge  $\mu$  waarden. Uit vergelijking 19, die de fluxen beschrijft, is af te leiden welke gevolgen dit heeft voor de fluxen.

$$\Delta Q = \frac{\Delta p}{C/D + \sqrt{\frac{t}{\mu \cdot kD}} \cdot \frac{1}{0.5642}}$$

Vergelijking 19

Een hoge C/D waarde heeft een kleine Q tot gevolg. Een kleine  $\mu$  waarde heeft ook een kleine Q tot gevolg. De gevonden combinaties van  $\mu$  en C/D waarden zorgen er dus voor dat de mogelijke fluxen sterk variëren. In de range van gevonden  $\mu$  en C/D combinaties kan de flux tot een factor 3,5 variëren voor een hoogwater golf. De maximaal optredende flux varieert hierbij sterker dan de totale flux (tabel 9 en bijlage 4). De variatie is niet alleen afhankelijk van de C/D en  $\mu$  waarde, maar ook van de kD ter plekke en de vorm van de hoogwatergolf.

Deel Maas	parameters uit periode	$\mu$	C	absoluut		relatief t.o.v. laagste flux in set	
				Q max (m <sup>2</sup> /d)	Q totaal (m <sup>2</sup> )	Q max	Q totaal
Grensmaas	april '77	0.17	0.01	107	8456	2.61	2.24
Grensmaas	april '77	0.14	0.02	79	6930	1.93	1.84
Grensmaas	april '77	0.05	0.05	41	3773	1.00	1.00
Zandmaas	jan '98	0.18	0.07	30	2859	2.31	1.89
Zandmaas	jan '98	0.11	0.15	18	1894	1.38	1.25
Zandmaas	jan '98	0.09	0.23	13	1510	1.00	1.00

Tabel 9 Fluxen berekend bij verschillende schematisaties met waterstanden van dec. 1993.

### 3.7 Conclusies

In de voorgaande paragraaf staan parameter waarden vermeld voor verschillende gemodelleerde perioden. In onderstaande tabel staan de resultaten samengevat.

Periode	In/uittreeweerstand (C/D)	Bergingscoëfficiënt ( $\mu$ )
<b>Zandmaas</b>		
December 1996	0,02 tot 0,20 <b>0,05</b>	0,17 tot 0,05 <b>0,13</b>
Januari 1997	0,05 tot 0,21 <b>0,10</b>	0,26 tot 0,14 <b>0,21</b>
Januari 1998	0,07 tot 0,23 <b>0,15</b>	0,18 tot 0,09 <b>0,11</b>
<b>Grensmaas</b>		
April 1977	0,01 tot 0,05 <b>0,02</b>	0,17 tot 0,05 <b>0,14</b>

Tabel 8 Resultaten van de grondwaterstand modellering. Schematisatie voor de verschillende perioden, de optimale waarden staan dik gedrukt.

De bergingscoëfficiënt bij de modellering van Januari 1997 is hoger dan die van andere Zandmaas kalibraties. In deze periode is de grondwaterstand aanzienlijk gezakt en staat de grondwaterstand vooral in het grind en niet meer in zandige/ziltige pakketten. De grindpakketten hebben een grotere effectieve bergingscoëfficiënt. Door de dalende waterstand is de grondwaterstand aan de oostoever onder het kleidek gekomen. De gevonden bergingscoëfficiënt is daardoor vergelijkbaar met die van de westoever. Aangezien er meestal sprake zal zijn van waterstanden boven stuwpeil is een  $\mu$  genomen van 0,12. (hierbij is januari 1997 buiten beschouwing gebleven.)

De gevonden intreeweerstanden van de Zandmaas verschillen. In de tijd lijken ze wat op te lopen. In het najaar van 1996 is de Zandmaas verdiept tussen Gennep en Mook. Hierdoor zal de

intreeweerstand tijdelijk wat verlaagd zijn, hetgeen de relatief lage waarden van december 1996 verklaart. In de loop van de tijd zal er weer een nieuw evenwicht ontstaan waarbij de intree weerstand weer hoger wordt. Ook een afvoergolf zelf, door opwoeling van bodemdeeltjes, zal invloed hebben op de intree weerstand. Dit samen kan verklaren waarom er verschillende intree weerstanden zijn gevonden. Er is voor gekozen om de gemiddelde waarde 0,10 te nemen.

Voor de Grensmaas is slechts 1 periode gemodelleerd. De gevonden parameter waarden lijken logisch. Een  $\mu$  van 0,14 voor een grindpakket komt goed overeen met in Duitsland gevonden waarden voor een grindpakket (Giebel, 1994). De grensmaas is ongestuwd en snijdt in een grof grindpakket. Slib zal hier dus minder snel bezinken en poriën verstoppen dan in de gestuwde zandmaas. Een intree weerstand (C/D) van 0,02 is dan ook een goede waarde.

Uit de modellering van de grondwaterstroming blijkt dat de flux gevoelig is voor de verschillende combinaties van C/D en  $\mu$  waarden

Op grond van bovenstaande modelleringen is gekozen voor een C/D waarde van 0,10 en een  $\mu$ -waarde van 0,12 voor de Zandmaas. Voor de Grensmaas is gekozen voor een C/D waarde van 0,02 en een  $\mu$  van 0,14.





## 4. Opzet grondwatermodule SOBEK

### 4.1 Inleiding

In SOBEK is een grondwatermodule ingebouwd. Deze module geeft een paar praktische nadelen. De voornaamste zijn :

1. de grote rekentijd
2. in/uittree weerstand is afwezig
3. de berekening moet bij lage waterstanden starten

Voor deze problemen is een oplossing gezocht. In hoofdstuk 2 staat reeds beschreven hoe gerekend kan worden met een in/uittreeweerstand. In paragraaf 2 wordt nader ingegaan op de gebruikte berekeningsmethode. In paragraaf 3 en 4 wordt besproken hoe de grondwatermodule sneller gemaakt is en wat de consequenties zijn voor de resultaten van de grondwatermodule. In paragraaf 5 wordt beschreven hoe een goede begin grondwaterstand in het model kan worden opgenomen.

### 4.2 Berekeningsmethode

Voor de berekening van de flux wordt gebruik gemaakt van vergelijking 19. In de administratie van de grondwatermodule wordt een waterstand en een bijbehorend tijdstip bijgehouden. Hieruit kan een  $\Delta h$  en een  $\Delta t$  worden berekend. Een groot deel van de vergelijking is tijdsafhankelijk. In de berekening kan hiervan gebruik gemaakt worden door dat er repetitie op zal treden. Voor de periode met recente waterstanden is het tijdsafhankelijke deel elke keer hetzelfde. In de module kan hier gebruik van worden gemaakt door deze berekening maar één keer uit te voeren en vervolgens voor volgende tijdstappen te hergebruiken.

### 4.3 Vereenvoudigen van de modelinvoer

Een probleem van de oude grondwatermodule is de grote rekentijd. De gebruikte analytische methode werkt zo dat alle waterstanden die in het verleden voorkwamen op een bepaald punt invloed hebben op de grondwaterstroming. Elke berekende waterstand uit SOBEK is één berekening van de grondwatermodule. Na elke tijdstap in SOBEK neemt de berekeningstijd van de grondwatermodule dus toe.

Het effect van een van een opgetreden waterstandsverandering op de stroming neemt echter af in de tijd. Ook is het mogelijk om verschillende waterstandsveranderingen bij elkaar op te tellen en (met een beperkte fout) de berekening in één keer uit te voeren. Deze twee principes zijn gebruikt om de grondwatermodule sneller te maken.

Voor de nieuwe grondwatermodule is het aantal berekeningen beperkt. Dit is gedaan door de invoer van de grondwatermodule (de oppervlaktewaterstanden) te vereenvoudigen. De oppervlaktewaterstanden zijn hiervoor in 3 delen opgesplitst. Hierbij is uitgegaan van het principe hoe ouder de oppervlaktewaterstanden, hoe minder invloed ze hebben op de grondwaterstroming. En hoe minder invloed, hoe minder nauwkeurig de berekening hoeft te zijn. Onderverdeling van waterstanden in 3 periodes:

1. Recente waterstanden.
2. Minder recente waterstanden.
3. Oude waterstanden.

De recente waterstanden worden nog exact doorgerekend. De invloed van deze waterstanden (en de mogelijke fluxen die deze waterstanden veroorzaken) is namelijk vrij groot.



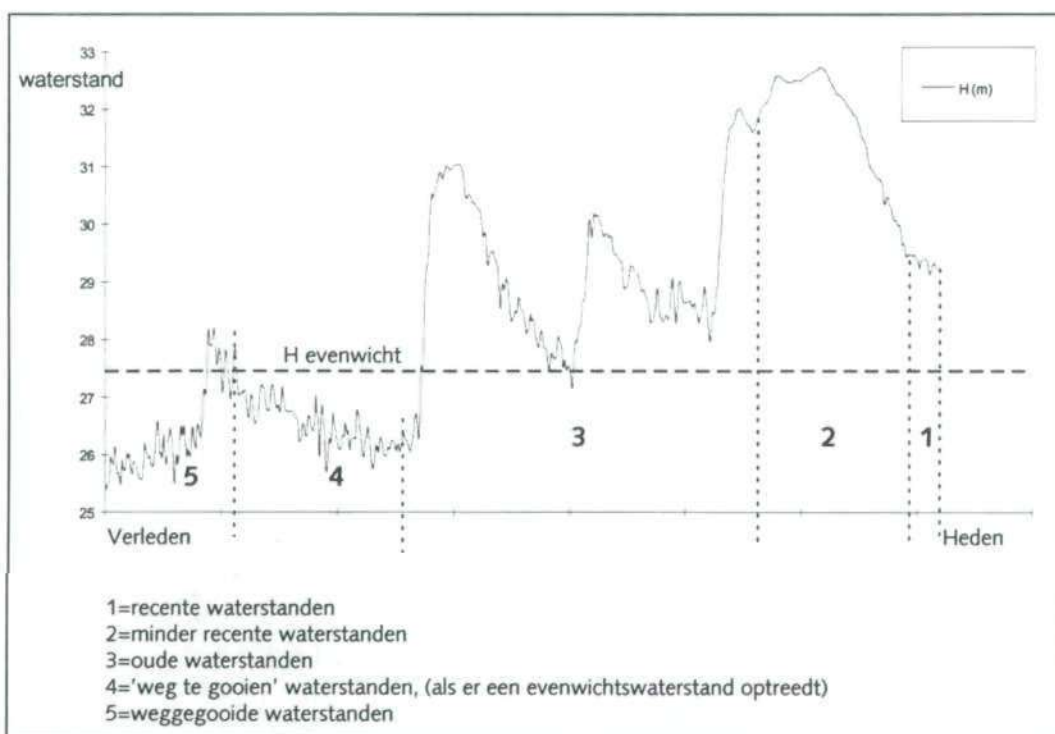
Van de minder recente waterstanden worden gemiddelden berekend over een kleine periode (halve tot hele dag). Met deze gemiddelden worden vervolgens fluxen berekend. Het aantal berekeningen loopt op deze manier behoorlijk terug.

Van de oude waterstanden zijn vooral de veranderingen in de waterstanden van belang voor de laterale stroming. Dit houdt in dat de variatie in waterstand wordt bewaard. Alleen waterstanden die ten opzichte van elkaar meer dan een bepaalde marge verschillen worden gebruikt voor de berekeningen. Het aantal berekeningen wordt op deze manier verder teruggebracht.

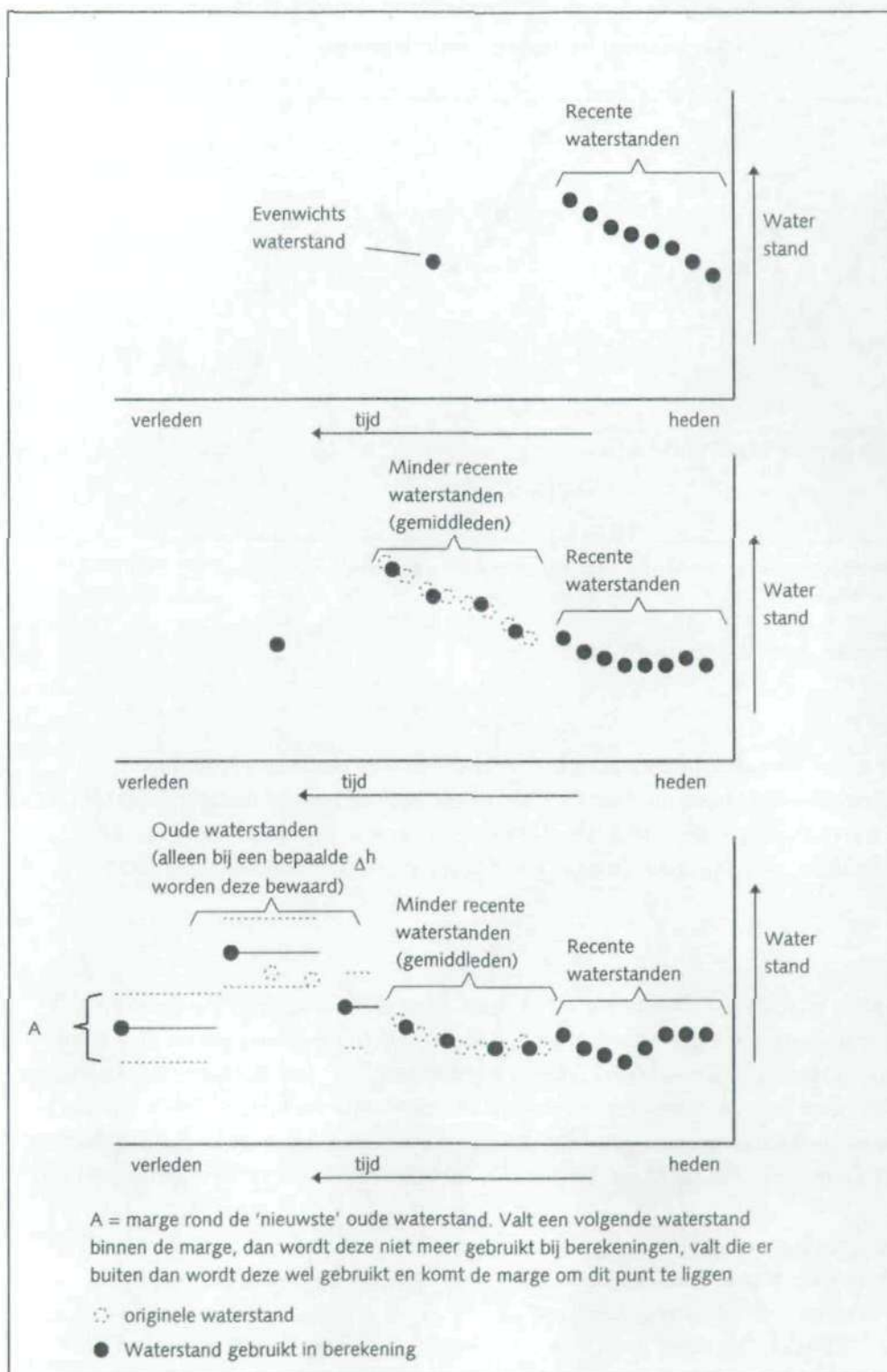
Na een bepaalde periode is de invloed van een (lang gepasseerde) oude afvoergolf zo klein geworden dat deze niet meer van invloed is op de laterale stroming. Deze waterstanden worden dan vervangen door de evenichtswaterstand.

Dit principe zorgt er voor dat de hoeveelheid oude waterstanden (en dus ook het aantal berekeningen) altijd beperkt blijft.

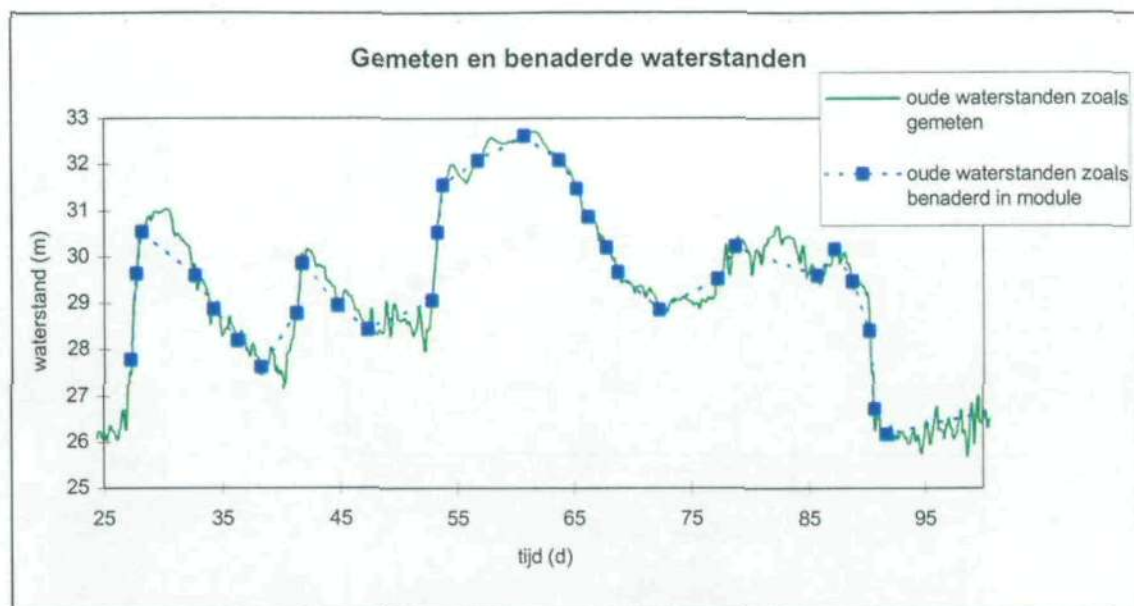
In bijlage 6 staat de fortran code waarmee deze modellering uitgevoerd kan worden.



Figuur 7 Schematische indeling van waterstanden voor de grondwatermodule



Figuur 8 bijhouden van lijst van waterstanden in de grondwatermodule



Figuur 9 Gemeten waterstanden en benaderd waterstandverloop zoals gebruikt in 3<sup>de</sup> periode (oude waterstanden)

## 4.4 Analyse van gebruikte methode

### 4.4.1 Snelheid

Zowel de oude als de nieuwe module zijn getest op snelheid. Een periode van 92 dagen doorrekenen duurde met de oude module 11.3 seconden. Met de nieuwe module duurt dit nog 1.8 seconden. De snelheid van de modules hangt natuurlijk ook af van de snelheid van de computer. Maar uit de berekeningstijden blijkt dat de nieuwe module ongeveer een factor 5 tot 6 sneller zal zijn.

### 4.4.2 Fouten

De nieuwe module is in feite een benadering van de oude module. De fouten hangen van vele factoren af. Hoe fluctueren de waterstanden en hoe is de module geschematiseerd. D.w.z. hoe groot is de periode met oude en minder recente waterstanden. Een sterk fluctuerende waterstand heeft in het algemeen grotere fouten tot gevolg dan een constante waterstand. In de analyse zoals hier gemaakt is daarom gebruik gemaakt van een sterk fluctuerende waterstand, gebaseerd op een bestaande afvoergolf in de Maas. Verder is er met de volgende schematisering gerekend.

Tijdstap	1 uur
Periode lengte recente waterstanden	5 d.
Periode lengte minder recente waterstanden	10 d.
Gemiddelden in recente waterstanden berekend uit	12 tijdstappen
Periode lengte oude waterstanden	min 115 d.
Verschillen in oude waterstanden	min 0,5 m.
Tijd tussen evenichtswaterstand en eerste sobek waterstand	1 uur
kD	4000 m <sup>2</sup> /d
$\mu$	0,15
C/D	0,02

Bij elke vereenvoudiging van de lijst met waterstanden wordt er een fout gemaakt in de berekening.



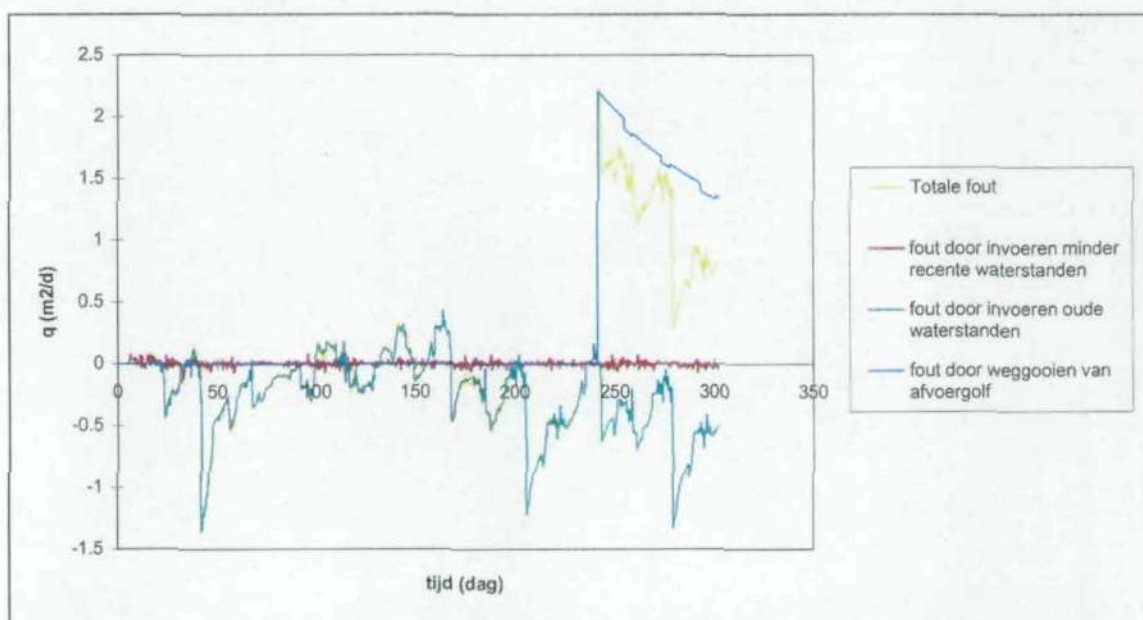
De fout die gemaakt wordt in de stap van recente naar minder recente waterstanden is zeer klein.

Door te vereenvoudigen van minder recente waterstanden naar oude waterstanden wordt een grotere fout geïntroduceert (tot  $1,5 \text{ m}^2/\text{d} = 0,017 \text{ m}^3/\text{km/s}$ ). Deze fout is het grootst wanneer perioden van met lage waterstanden gevolgd worden door een hoge afvoer.

Het "weggooien" van een afvoergolf geeft ook een relatief grote fout te zien (tot  $2,0$   $2,5 \text{ m}^2/\text{d}$ ).

De grootte van de fout hangt af van de hoogte en duur van de afvoergolf die wordt "weggegooid". Een kleine korte afvoergolf heeft een kleine fout tot gevolg, een grote lange afvoergolf heeft een grotere fout tot gevolg. Mits de beginwaterstand (evenwicht) goed is genomen is de fout soms positief en soms negatief en zal de som van de fouten rond de nul liggen. (In onderstaande grafiek is gerekend met een grote afvoergolf, en geen afvoerdalen, waardoor het lijkt alsof de fout alleen een overschatting van de flux zou geven.)

De maximale totale fout zal hiermee zo rond de  $4 \text{ m}^2/\text{d}$  liggen (c.a.  $0,05 \text{ m}^3/\text{km/s}$ ). In de praktijk zal deze kleiner zijn.

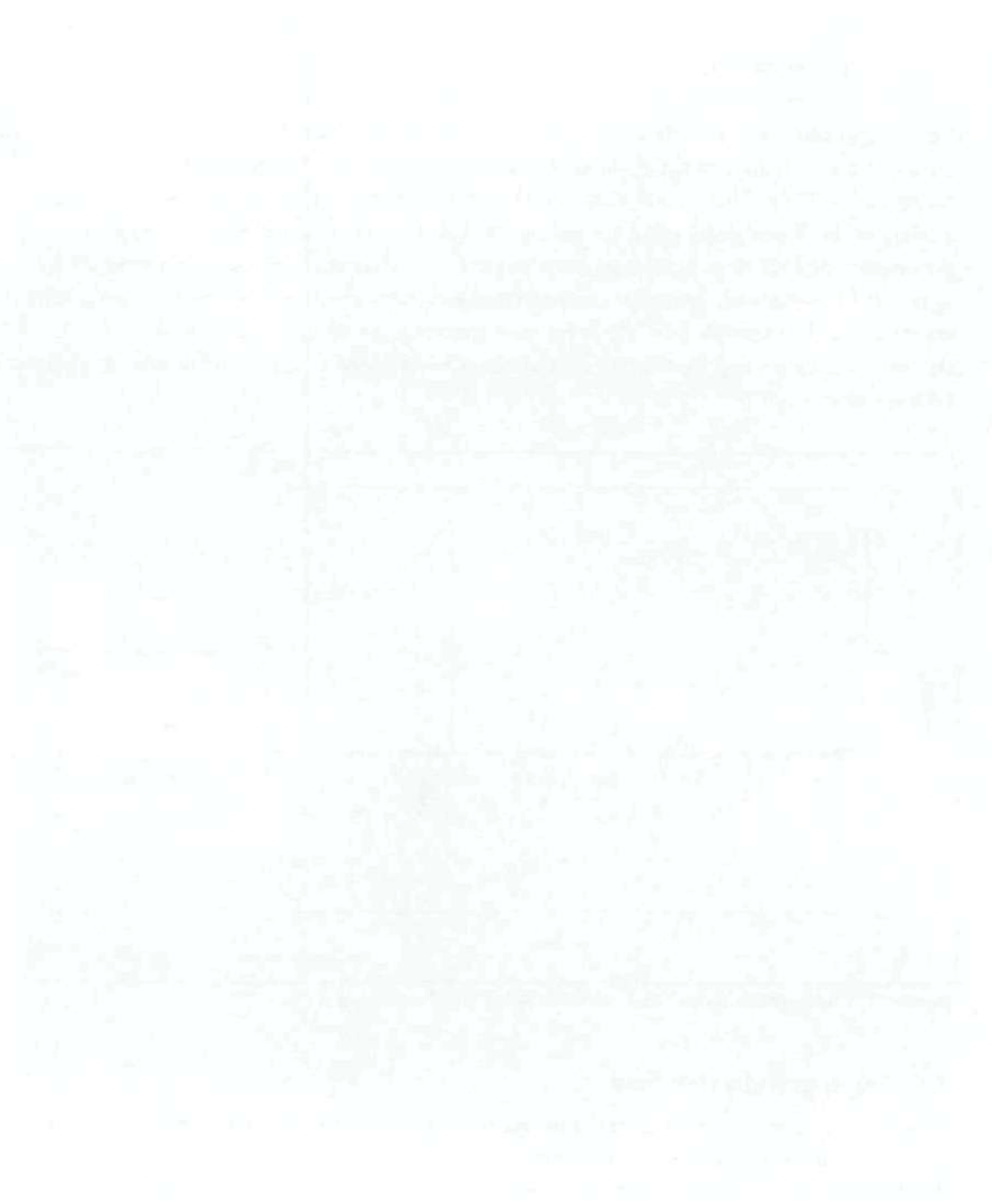


Figuur 10 Fouten geïntroduceerd door vereenvoudiging grondwatermodule.

#### 4.5 Begin grondwaterstand

De grondwatermodule moet gestart worden met een evenwichts grondwaterstand. Dit om te voorkomen dat er structureel te veel water van of naar het oppervlakte water stroomt.

Bij berekeningen in SOBEK wordt bijna nooit met een afvoer begonnen die resulteert in een gemiddelde waterstand. Dit betekent dat als er begonnen wordt met rekenen er geen evenwicht is tussen het grondwater en het oppervlaktewater. Als het verschil tussen de evenwichtsgrondwaterstand en de eerst berekende oppervlaktewaterstand groot is resulteert dit in een te groot berekende flux tussen grond- en oppervlaktewater. Door in de grondwatermodule te simuleren dat de evenwichtswaterstand langzaam veranderd naar de eerste (door SOBEK berekende) waterstand, wordt een betere benadering gegeven van de beginflux.



## 5. Parameterisering van de grondwatermodule (met een Gis)

### 5.1 Inleiding

In het vorige hoofdstuk staat beschreven hoe de grondwatermodule rekent en welke parameters hierbij gebruikt worden. In dit hoofdstuk zal beschreven worden hoe deze parameters bepaald moeten worden. Extra uitleg bij deze bepalingen wordt gegeven in bijlagen 10.

### 5.2 De parameters

Voor de parameterisatie van de SOBEK grondwatermodule is de volgende informatie nodig.

- a) Grootte van een rekentijdstap
- b) Minimale verschillen in oude oppervlakte waterstanden
- c) Gemiddelde (evenwichts) waterstand per SOBEK-cel
- d) Doorlaatvermogen (kD) per SOBEK-cel
- e) In/uittreeweerstand ( $C_{in/uit}$ ) per SOBEK-cel
- f) Bergingscoëfficiënt ( $\mu$ ) per SOBEK-cel

Parameter a) kan worden afgeleid uit SOBEK, de andere parameters moeten worden ingevoerd al dan niet met behulp van GIS.

parameter b) Deze waarde kan als standaard in de grondwatermodule ingebouwd worden. Of er kan bijvoorbeeld verschil worden aangebracht voor gestuwde en ongestuwde panden. Voorlopig is deze overal hetzelfde gesteld.

parameter c) volgt uit een SOBEK berekening met gemiddelde afvoer. Per cel wordt de waterstand bij gemiddelde afvoer berekend.

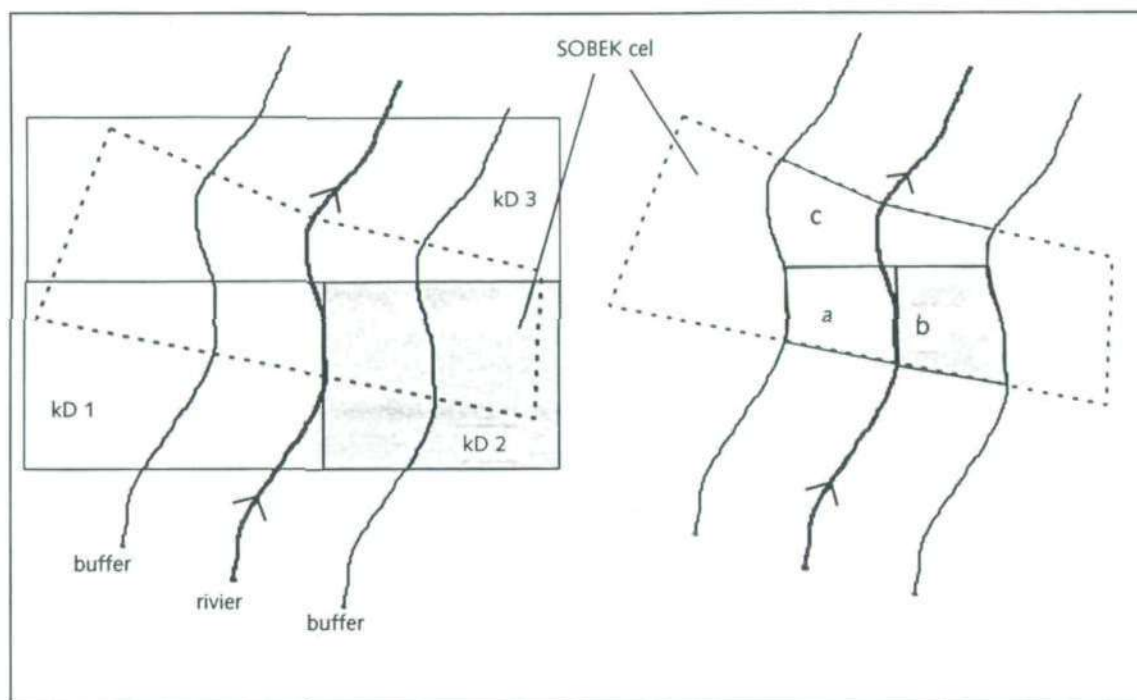
Parameter d) volgt uit een digitaal kD bestand.

Voor de bepaling van de kD van de grondwatermodule moet een gewogen gemiddelde bepaald worden. Om te zorgen dat met het gemiddelde de juiste flux berekend is van de stromingsvergelijking 19 onderstaande vergelijking afgeleidt (bijlage 10).

$$kD_{\text{gemiddeld}} = \left( a \sqrt{kD_{\text{gebied 1}}} + b \sqrt{kD_{\text{gebied 2}}} + c \sqrt{kD_{\text{gebied 3}}} \right)^2$$

Waarbij      a tot c    Gewichtsfactor, behorend bij bepaalde kD-waarde op basis van oppervlakte verhoudingen binnen een SOBEK cel (getal tussen 0 en 1, waarbij a+b+c=1)



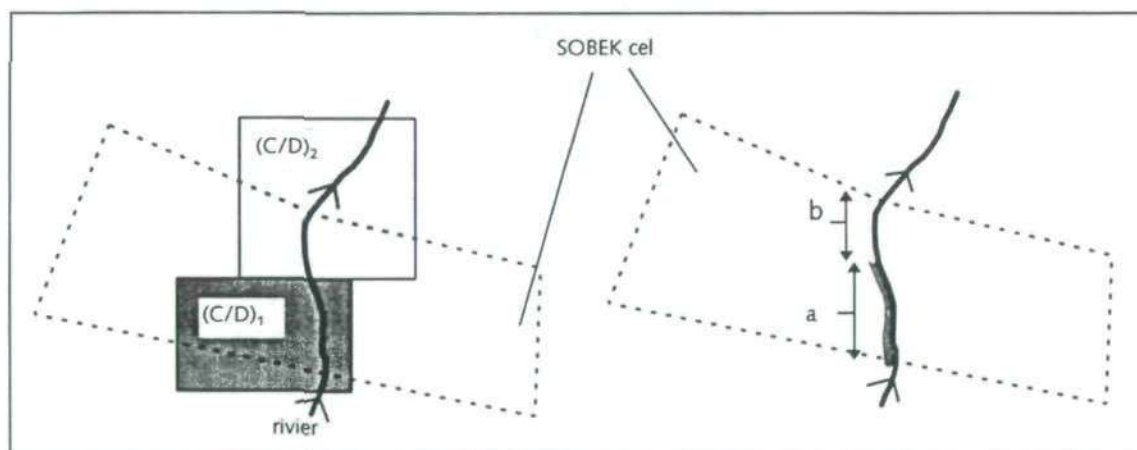


Figuur 11 Parameterisatie van kD

Parameter e) De te gebruiken waarden volgt uit een digitaal C-waarde bestand. Per traject word de gemiddelde C waarde bepaald en toegekend aan de bijbehorende cellen. Ook hierbij moet de gemiddelde C-waarde zo bepaald worden dat de juiste flux berekend wordt. Het gemiddelde moet als volgt bepaald worden (voor afleiding zie bijlage 10).

$$\hat{C} = \frac{1}{a/C_1 + b/C_2}$$

Waarbij  $C_1$  tot  $C_2$  Verschillende voorkomende C waarden  
 $a$  tot  $b$  Gewichtsfactor, behorend bij bepaalde C-waarde op basis van lengte verhoudingen (getal tussen 0 en 1,  $a+b=1$ )



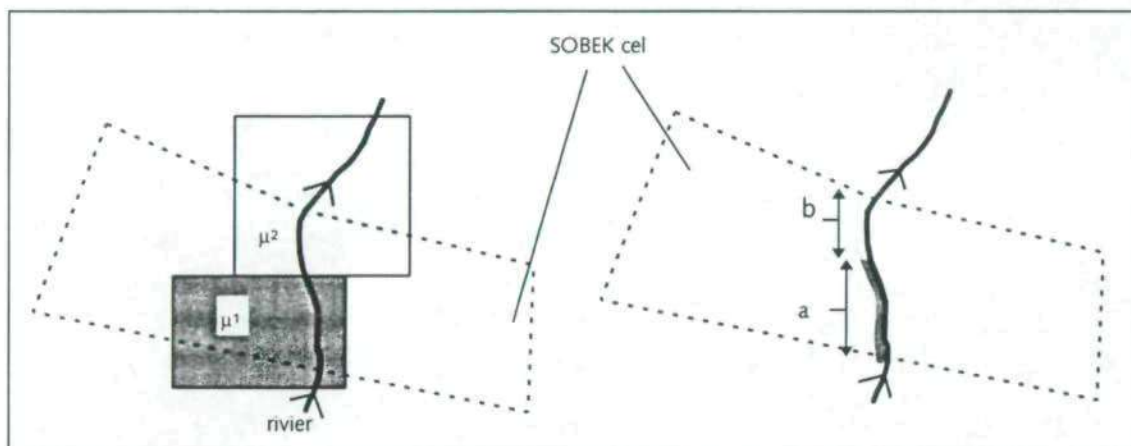
Figuur 12 Parameterisatie van C/D waarden



parameter f) De bergingscoëfficiënt kan verschillen per grondsoort. Hij is af te leiden uit een GIS kaart. Per traject wordt, in een buffer, het gewogen gemiddelde bepaald. Hiervoor wordt eenzelfde vergelijking gebruikt als voor de kD (voor afleiding zie bijlage 10).

$$\mu_{\text{gemiddeld}} = \left( a \sqrt{\mu_{\text{gebied 1}}} + b \sqrt{\mu_{\text{gebied 2}}} \right)^2$$

Waarbij	$\mu_1$ tot $\mu_2$	Verschillende voorkomende $\mu$ waarden
	$a$ en $b$	Gewichtsfactor, behorend bij bepaalde $\mu$ -waarde op basis van lengte verhoudingen (getal tussen 0 en 1)



Figuur 12 Parameterisatie van C/D waarden



## 6. Conclusies en aanbevelingen

Met het onderzoek beschreven in dit rapport is een beter inzicht verkregen in de interactie tussen grondwater en oppervlaktewater. Er is gebleken dat bij het omrekenen van de weerstand van een volledig kanaal naar een niet volledig kanaal rekening gehouden moet worden met de breedte van het kanaal en de doorlatendheid ( $k$ ) van het watervoerende pakket. Uit de modellering van de gemeten grondwaterstanden komt naar voren dat met verschillende waarden voor de parameters doorlaatvermogen, bergingscoëfficiënt en bodemweerstand bijna dezelfde grondwaterstanden gemodelleerd kunnen worden. Door voor het doorlaatvermogen uit te gaan van literatuurwaarden is voor de overige parameters een range gevonden van gekalibreerde waarden. Hieruit is de beste fit gekozen om later de grondwatermodule mee te parameteriseren. Uit de flux berekeningen blijkt dat de flux gevoelig is voor verschillen in de range van gekalibreerde parameter waarden.

De grondwatermodule voor SOBEK is op verschillende punten aangepast. Door theoretische afleidingen is het mogelijk geworden een bodemweerstand toe te voegen aan het analytische model. De model invoer is vereenvoudigd door alleen grote waterstandsfluctuaties mee te nemen. De nauwkeurigheid van de module blijft op deze manier gewaarborgd, maar de snelheid neemt sterk toe. Waterstanden die niet meer van invloed zijn op de stroming worden niet meegenomen, zodat de modelinvoer in de tijd beperkt blijft.

Uit onderzoek naar de parameterisatie van de grondwatermodule in gebieden met bijvoorbeeld verschillende  $kD$  waarden blijkt dat niet een gemiddelde moet worden genomen om de juiste fluxen te berekenen. Op basis van de theorie zijn vergelijkingen afgeleid waarmee de module geparameteriseerd kan worden.

De limieten van op deze manier modelleren met analytische vergelijkingen lijken bereikt. Als in de toekomst blijkt dat de module toch niet voldoet kan met de opgebouwde theoretische kennis beter een numeriek model gemaakt worden. In een numeriek model is namelijk een complexere schematisatie mogelijk. De effecten van een overstroming kunnen bijvoorbeeld beter gemodelleerd worden. Het analytische model moet dan wel gebruikt worden om het numerieke model te testen en kan goed gebruikt worden om het numerieke model zo eenvoudig mogelijk te houden.





## 7. Literatuurlijst

Edelman; Over de berekening van grondwaterstromingen, Proefschrift, Delft 1947.

RIZA, Een overzicht van de toepassing van intreeweestanden in modelstudies, 1998

RIZA, J.C. Hoogewoud, Invloed van de baggerwerken tussen Gennep en Grave op de grondwaterstand in de omgeving van de Maas, RIZA rapport 98.046, 1998.

TNO-DGV, Grondwaterplan Limburg: Toelichting op de geohydrologische inventarisatie deel 2, rapportnr.:OS 86-12, Delft, 1986.

TNO Grondwater en Geo-energie, Drs J.M.J. van Kuijk, Inrichting meetnet voor monitoring grondwater tijdens eerste baggerproef Zandmaas, 1996.

Juhász-Holterman, M.H.A. en J.F. Kragt; Geohydrologisch onderzoek t.b.v. de te verwachten waterkwaliteit op de winplaats Roosteren, N.V. Waterleiding Maatschappij Limburg, Maastricht 1994.

Giebel, H und A. Hommes; Zum Austauschvorgang zwischen Fluß und Grundwässer - Fortführung der Auswertungen im Neuwieder Becken-, Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 38. Heft ½, Seite 2-10, Jahrgang 1994.



## 8. Lijst met symbolen

$B$	= rivier breedte (m)
$C$	= In/uittreeweerstand bij volledig kanaal (d)
$C_1$	= Weerstand bij schematisatie onvolledig kanaal (d)
$D$	= dikte van het watervoerende pakket (m)
$p$	= kanaalpeil (m)
$\Delta p$	= plotselinge verandering in het kanaalpeil in een tijdstap (m)
$h_{ic,x=0}$	= Grondwaterstand op $x=0$ aan binnenzijde van de weerstand (m)
$\Delta h$	= stijghoogte verschil tussen grondwater en het peil (m)
$\Delta h_i$	= stijghoogte van het grondwater t.o.v. beginwaterstand (m)
$k$	= doorlaatfactor van het watervoerende pakket (m/d)
$P$	= Natte omtrek van het kanaal (m)
$Q$	= laterale flux tussen grondwater en kanaal (m <sup>2</sup> /d) ( $Q$ is positief bij een stroming van het kanaal naar het grondwater toe)
$\Delta Q$	= verschil in laterale flux op $t=0$ en een bepaald tijdstip (m <sup>2</sup> /d)
$q$	= flux per meter dikte van het watervoerende pakket (m/d)
$t$	= tijd sinds peilverandering (d)
$x$	= afstand tot het kanaal (m)
$\mu$	= effectieve bergingscoëfficiënt (-)
$\alpha$	= constante
$\lambda$	= spreidingslengte (m)

## Bijlage 1 Omrekeningstabel voor weerstand van een Kanaal

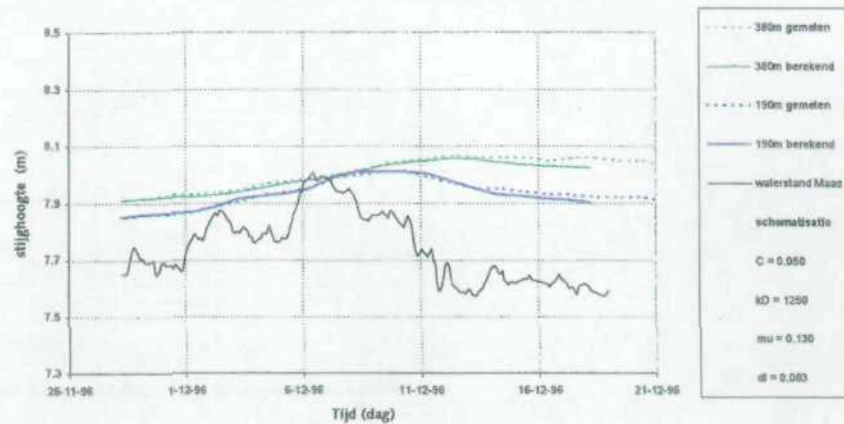
$z \tanh(z)$ = $B/(2ck)$	$z$	$C_{\text{onvolledig kanaal}}$ (bij $kD=4000$ en $B=100$ )	$C_{\text{onvolledig kanaal}}$ (bij $kD=1000$ en $B=100$ )
0.0001	0.01	6250.000	25000.000
0.0004	0.02	1562.500	6250.000
0.0009	0.03	694.444	2777.778
0.0016	0.04	390.625	1562.500
0.0025	0.05	250.000	1000.000
0.0036	0.06	173.611	694.444
0.0049	0.07	127.551	510.204
0.0064	0.08	97.656	390.625
0.0081	0.09	77.160	308.642
0.0100	0.10	62.500	250.000
0.0143	0.12	43.403	173.611
0.0195	0.14	31.888	127.551
0.0254	0.16	24.414	97.656
0.0321	0.18	19.290	77.160
0.0395	0.20	15.625	62.500
0.0612	0.25	10.000	40.000
0.0874	0.30	6.944	27.778
0.1177	0.35	5.102	20.408
0.1520	0.40	3.906	15.625
0.1899	0.45	3.086	12.346
0.2311	0.50	2.500	10.000
0.3222	0.60	1.736	6.944
0.4231	0.70	1.276	5.102
0.5312	0.80	0.977	3.906
0.6447	0.90	0.772	3.086
0.7616	1.00	0.625	2.500
1.0604	1.25	0.400	1.600
1.3577	1.50	0.278	1.111
1.6474	1.75	0.204	0.816
1.9281	2.00	0.156	0.625
2.4665	2.50	0.100	0.400
2.9852	3.00	0.069	0.278
3.4936	3.50	0.051	0.204
3.9973	4.00	0.039	0.156
4.4989	4.50	0.031	0.123
4.9995	5.00	0.025	0.100
5.9999	6.00	0.017	0.069
7.0000	7.00	0.013	0.051
8.0000	8.00	0.010	0.039
9.0000	9.00	0.008	0.031
10.0000	10.00	0.006	0.025
11.0000	11.00	0.005	0.021
12.0000	12.00	0.004	0.017
13.0000	13.00	0.004	0.015
14.0000	14.00	0.003	0.013
15.0000	15.00	0.003	0.011
16.0000	16.00	0.002	0.010
17.0000	17.00	0.002	0.009
18.0000	18.00	0.002	0.008
19.0000	19.00	0.002	0.007
20.0000	20.00	0.002	0.006
21.0000	21.00	0.001	0.006
22.0000	22.00	0.001	0.005
23.0000	23.00	0.001	0.005
24.0000	24.00	0.001	0.004
25.0000	25.00	0.001	0.004

Voor verklaring van de symbolen, zie symbolen lijst.

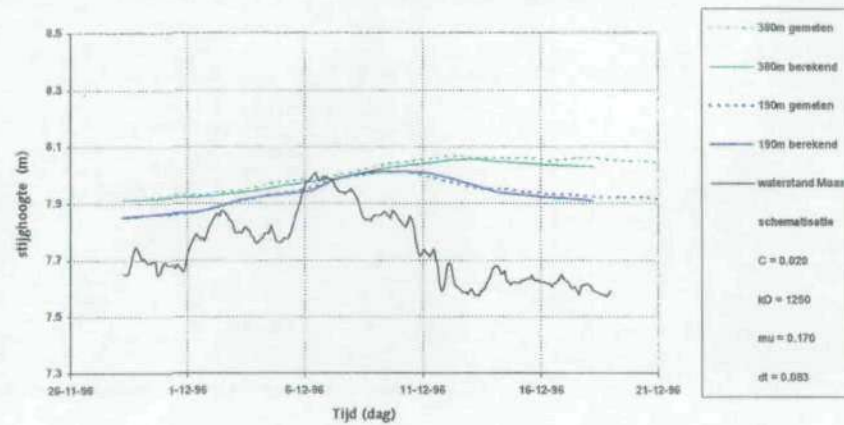


## Bijlage 2 Gemodelleerde en gemeten grondwaterstanden

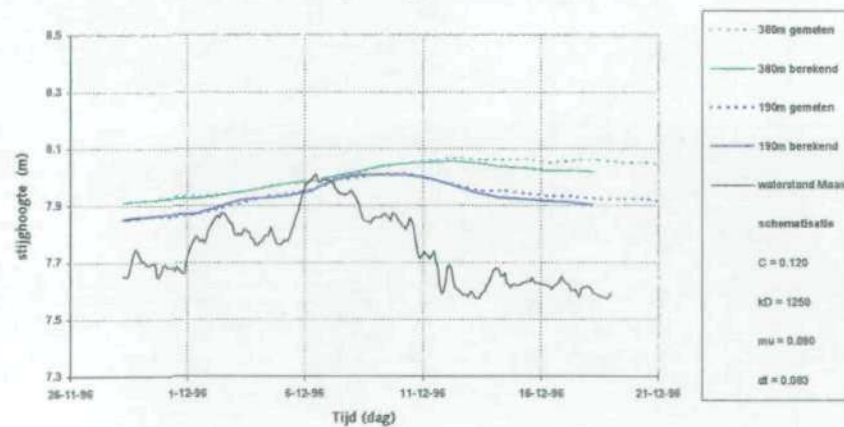
Berekende en gemeten grondwaterstand langs de Maas



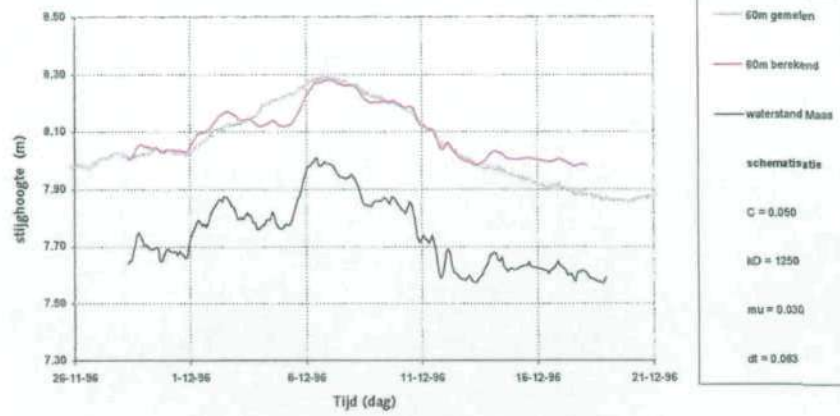
Berekende en gemeten grondwaterstand langs de Maas



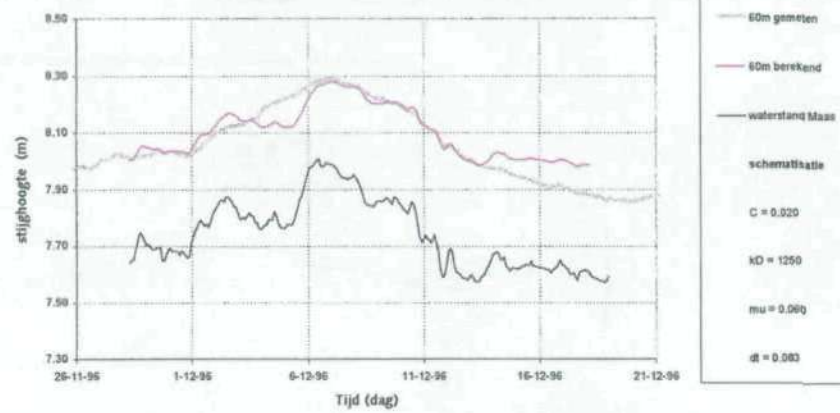
Berekende en gemeten grondwaterstand langs de Maas



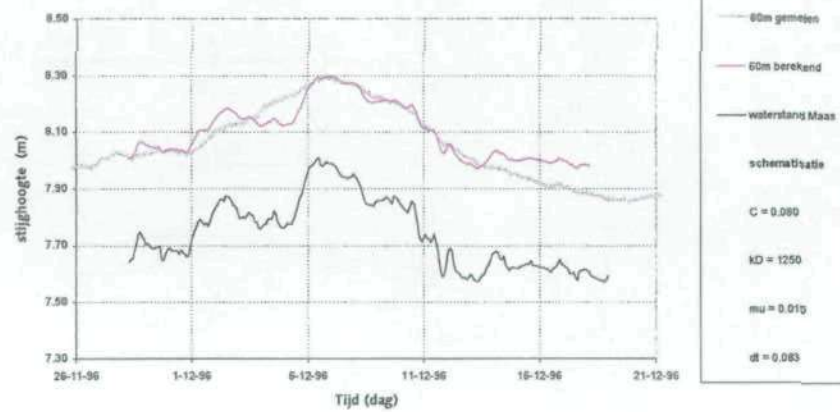
Berekende en gemeten grondwaterstand langs de Maas



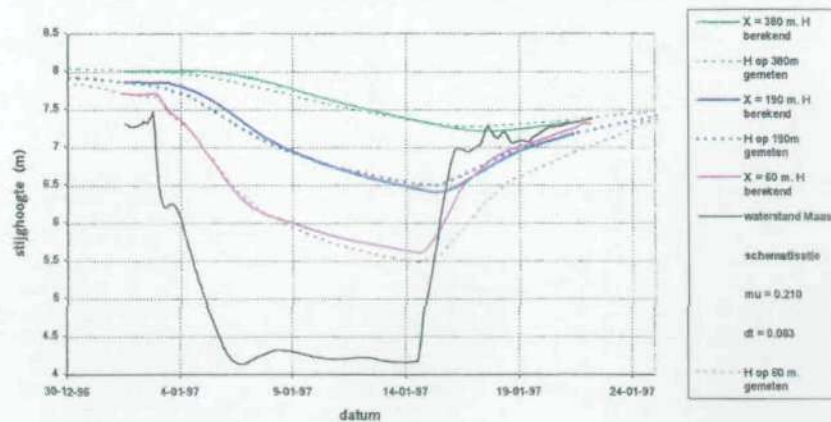
Berekende en gemeten grondwaterstand langs de Maas



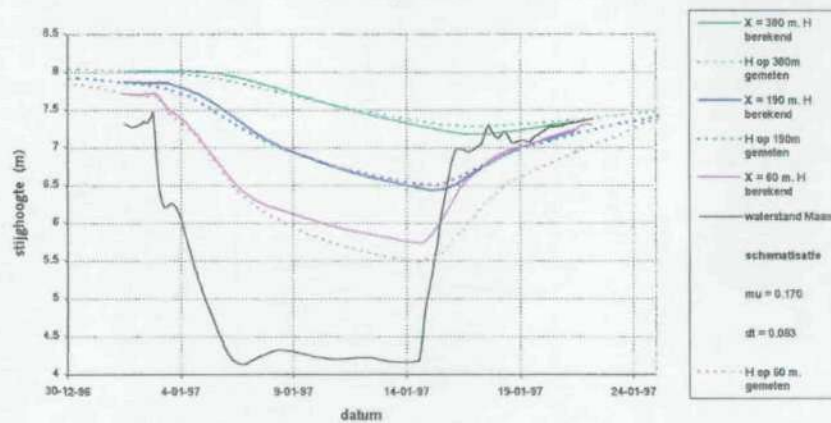
Berekende en gemeten grondwaterstand langs de Maas



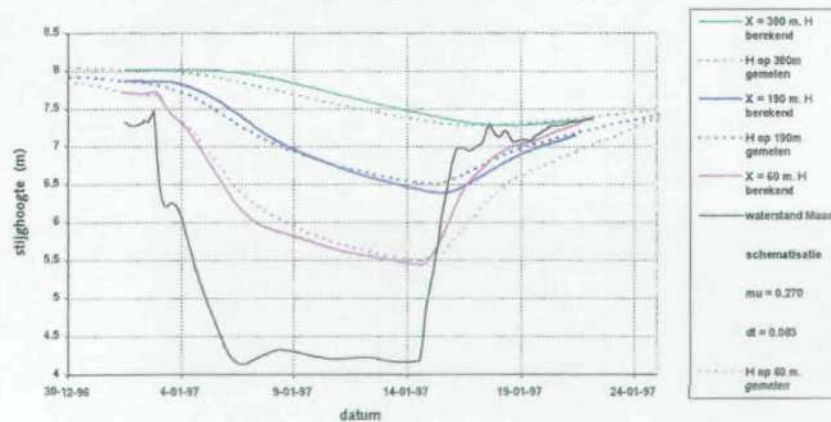
Berekende en gemeten grondwaterstanden langs de Maas



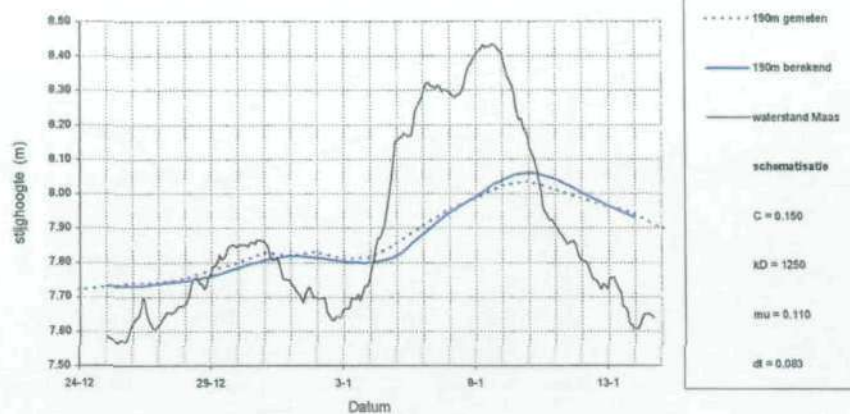
Berekende en gemeten grondwaterstanden langs de Maas



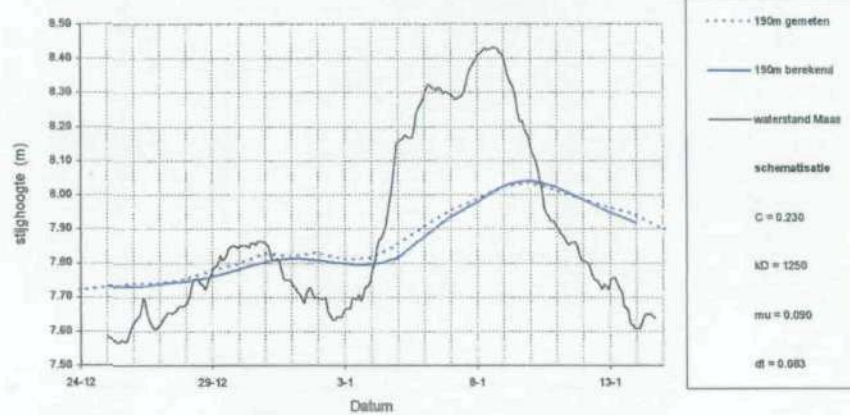
Berekende en gemeten grondwaterstanden langs de Maas



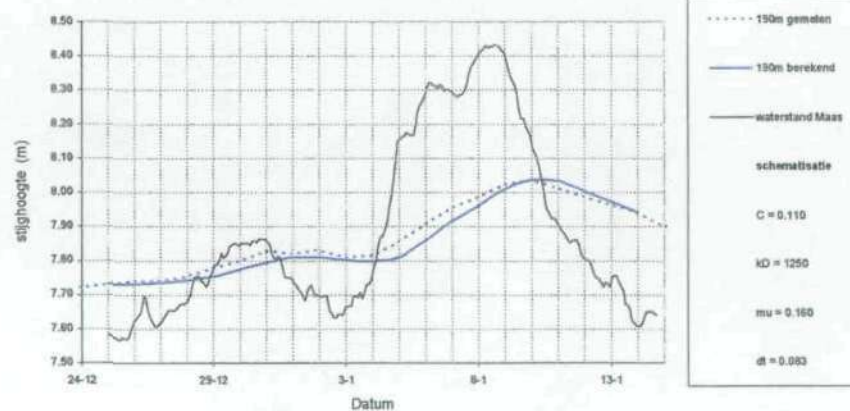
Berekende en gemeten grondwaterstanden langs de Maas



Berekende en gemeten grondwaterstanden langs de Maas

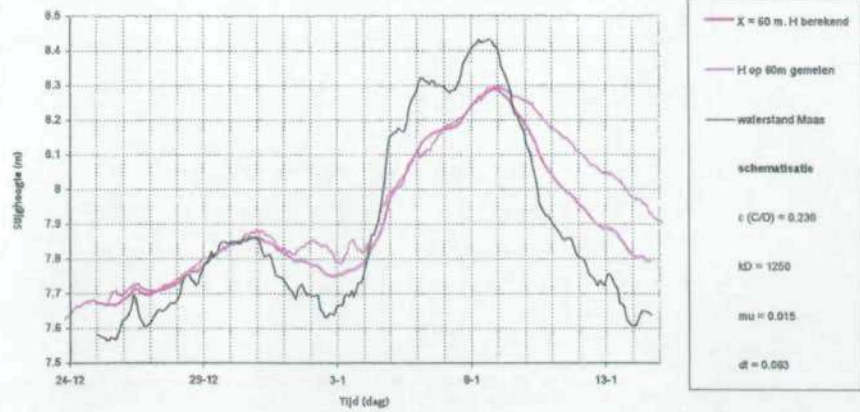


Berekende en gemeten grondwaterstanden langs de Maas

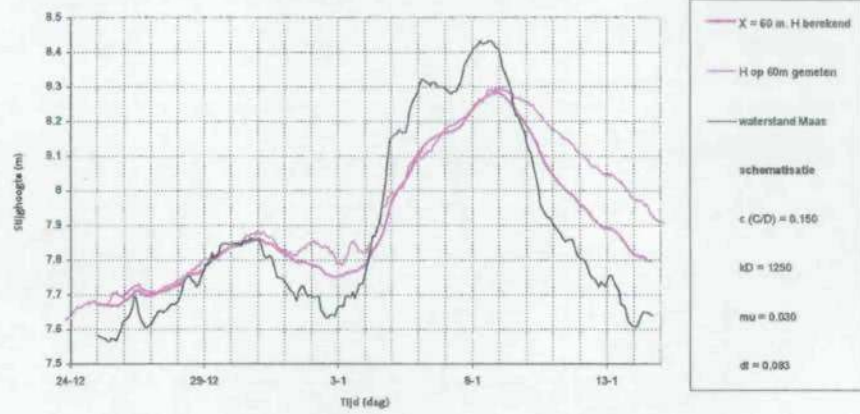




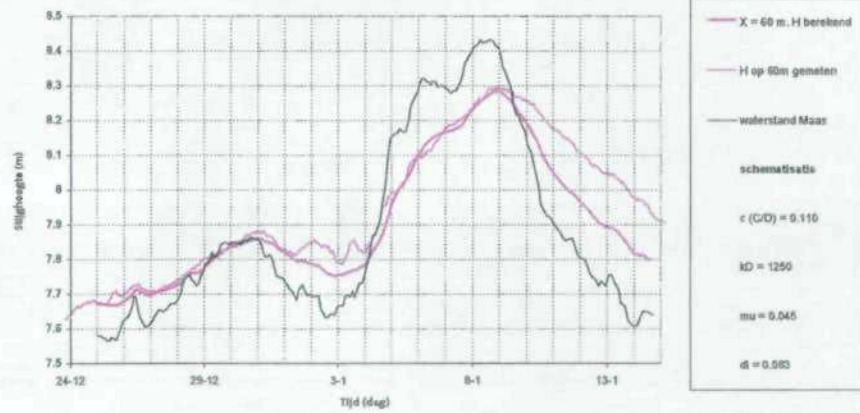
Interactie berekening Maas-grondwater



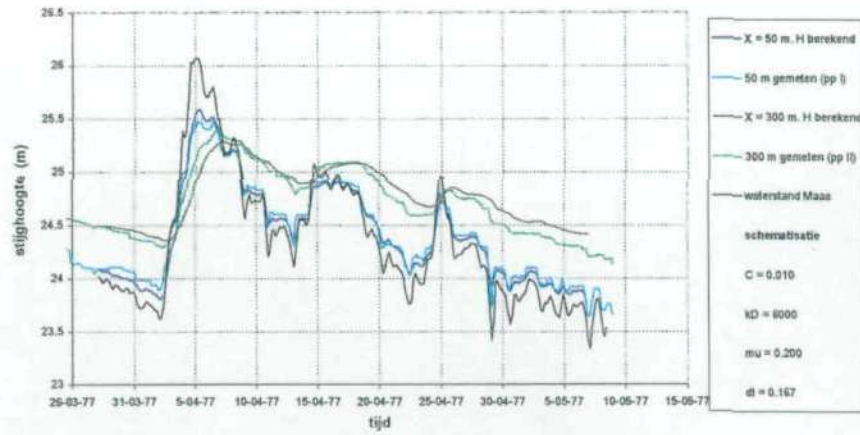
Interactie berekening Maas-grondwater



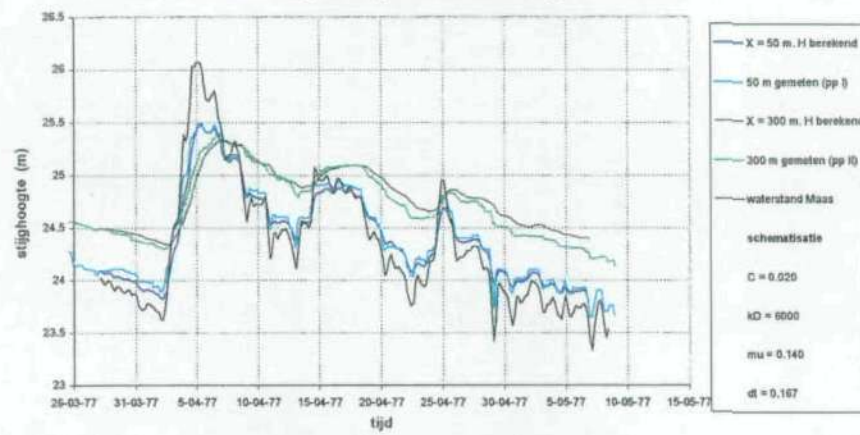
Interactie berekening Maas-grondwater



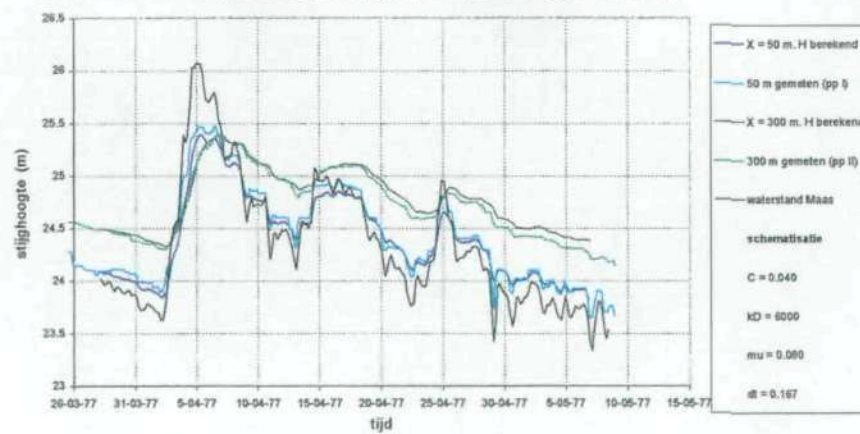
Berekende en gemeten grondwaterstanden langs de Grensmaas



Berekende en gemeten grondwaterstanden langs de Grensmaas



Berekende en gemeten grondwaterstanden langs de Grensmaas



## BIJLAGE 3      Neerslag gegevens Zandmaas

KNMI Meetstation Heumen

Neerslag gegevens per maand, opgesplitst in perioden van tien dagen:

MAAND	DECADE	GEMETEN NEERSLAG [mm]	NORMALE NEERSLAG [mm]
november '96	I	49.9	± 20
	II	31.8	± 25
	III	37.3	± 25
	<b>totaal</b>	<b>119.0</b>	<b>± 70</b>
december '96	I	28.5	± 25
	II	20.8	± 30
	III	3.0	± 25
	<b>totaal</b>	<b>52.3</b>	<b>± 80</b>
januari '97	I	0.0	± 25
	II	6.0	± 15
	III	1.0	± 25
	<b>totaal</b>	<b>7.0</b>	<b>± 65</b>
december '97	I	14.0	± 25
	II	13.2	± 30
	III	26.1	± 25
	<b>totaal</b>	<b>53.3</b>	<b>± 75</b>
januari '98	I	46.9	± 25
	II	14.8	± 15
	III	4.5	± 25
	<b>totaal</b>	<b>66.2</b>	<b>± 65</b>

\* KNMI neerslag gegevens van Nederland, perioden november 1996 t/m januari 1997 en december 1997/januari 1998





## Bijlage 4 Gevoeligheid van fluxen voor gebruikte parameterisatie.

In hoofdstuk 3.5 worden verschillende parameter combinaties (voor  $\mu$  en  $kD$ ) aangegeven die tot een goede modellering van de grondwaterstand langs de Maas leiden. Voor de hoogwatergolf van december 1993 is bekeken welk effect de verschillende (in 3.5 aangegeven) parameter combinaties van  $\mu$  en  $C$  hebben op de berekende fluxen. Zowel voor de zandmaas als de grensmaas is dit effect bepaald. In de tabel staan de verschillende berekende waarden weergegeven. Uit de tabel komt naar voren dat bij de verschillende parameter combinaties de optredende fluxen behoorlijk kunnen verschillen. Bij de maximaal optredende fluxen kan het verschil een factor 3,5 bedragen. Bij de totaal fluxen zijn de verschillen relatief wat kleiner en kan het verschil een factor 2,7 bedragen.

Tabel 1 Berekende fluxen bij verschillende parameter combinaties.  $Q_{max}$  geeft de maximale flux weer in de gemodelleerde periode.  $Q_{totaal}$  geeft aan hoeveel water er totaal het pakket instroomt tijdens de gemodelleerde periode. Fluxen berekend aan de hand van waterstandgegevens van dec. '93 voor Borgharen

Deel Maas	parameters uit periode	$\mu$	$C$	absoluut		relatief t.o.v. laagste flux in set	
				$Q_{max}$ ( $m^2/d$ )	$Q_{totaal}$ ( $m^2$ )	$Q_{max}$	$Q_{totaal}$
Grensmaas	april '77	0.17	0.01	107	8456	2.61	2.24
Grensmaas	april '77	0.14	0.02	79	6930	1.93	1.84
Grensmaas	april '77	0.05	0.05	41	3773	1.00	1.00
Zandmaas	jan '98	0.18	0.07	30	2859	2.31	1.89
Zandmaas	jan '98	0.11	0.15	18	1894	1.38	1.25
Zandmaas	jan '98	0.09	0.23	13	1510	1.00	1.00
Zandmaas	dec '96	0.17	0.02	45	3545	3.46	2.67
Zandmaas	dec '96	0.13	0.05	31	2735	2.38	2.06
Zandmaas	dec '96	0.06	0.20	13	1326	1.00	1.00

## Bijlage 5 Berekenen van de Flux.

### Rekenen met de juiste tijd.

Van een golf in de oppervlaktewaterstand is de waterstand op  $t=0$  en  $t=1$  bekend. Als hieruit een impuls berekend wordt dan doet deze zich eigenlijk niet voor op  $t=0$  maar ook niet op  $t=1$ . Gemiddeld zal de impuls gelden op  $t=\frac{1}{2}$ . Voor de flux berekening wordt dan ook  $t=\frac{1}{2}$  (of  $1\frac{1}{2}$ ....etc) gebruikt.

### Efficiënt rekenen

Voor het berekenen van de flux wordt dus de volgende vergelijking gebruikt:

$$Q = \frac{g(t) \cdot \Delta h}{g(t) \cdot C + 1} = \frac{\Delta h}{C + 1/g(t)} \quad \text{Vergelijking 1}$$

Dit geeft de flux voor 1 zijde van de rivier. De rivier heeft twee zijdes, dus de flux over beide zijdes is 2 keer zo groot.

$$Q = 2 \cdot \frac{\Delta h}{C + 1/g(t)} \quad \text{Vergelijking 2}$$

Voor de flux over meerdere tijdstappen moet er met het superpositie beginsel worden gerekend. Dat houdt in dat er gesommeerd moet worden:

$$Q_{\text{totaal}} = \sum_{\text{per tijdstap}} Q = \sum_{\text{per tijdstap}} 2 \cdot \frac{\Delta h}{C + 1/g(t)} \quad \text{Vergelijking 3}$$

Voor elke tijdstap geldt dus dat:

$$\frac{1}{C + 1/g(t)} \quad \text{Vergelijking 4}$$

aangeeft hoe snel de effecten van een flux wegebben.  $\Delta h$  geeft aan hoe groot de flux (amplitude) zal zijn. Bij een gelijkblijvende schematisatie blijft vergelijking 27 hetzelfde. Als deze dus 1 keer is uitgerekend is die weer bruikbaar voor de volgende tijdstap en hoeft dus niet opnieuw uitgerekend te worden. Door hier rekening mee te houden met het modelleren kan een (qua rekentijd) snel model gemaakt worden.

## Bijlage 6 Fortran programma om fluxen te berekenen

```
program Golfflux

use Variables
use InOut
use Calc_methods

implicit none

! Berekenen flux tussen rivier/kanaal en grondwater
! 22-09-1998 Dirk Vlag
! aangepast voor lezen uit file
! 27-10-1998 oude module erbij in gebracht

integer :: i

aantalmetingen=0

call leesparameter (12)
Write (*,*) 'Starten met inlezen van stuurbestand'
call leesstuurbestand (12, stuurbestand)
Write (*,*) 'Openen van ',maasbestand
open (11,file=maasbestand)
Write (*,*) 'Openen van ', fluxenbestand
open (13,file=fluxenbestand)
write (*,*) 'Starten met inlezen van', maasbestand
call leesmaasbestand(waterstanden,11)
call delete(13,fluxenbestand)
Write (*, '(a12,a60)') fluxenbestand, " wordt verwijderd!!"
open (13,file=fluxenbestand,status='new')
call date_and_time (values=begin tyd)

!initialiseren

evenwichtswaterstandspunt = 0.0
snijpunt = 0
huidigemeting = 0
```



```

!open (15,file='test.tst',status='unknown')
write (*,*) 'Berekening gestart...'
write (*,*) 'aantalmetingen = ',aantalmetingen
call Initialiseer (tussenresultaat)
write (*,*) 'Geïnitieerd'
tussentotaal = 0
lstnsy = 0
write (*,*) naijling_m3
tussenresultaat(0)%waterstand = evenwichtswaterstand
tussenresultaat(0)%tijd = starttijd
tussenresultaat(0)%methodieknr = 4
do while (huidigemeting < aantalmetingen)
  call Inlezen_waterstand(waterstanden,tussenresultaat,huidigemeting)
  tussentotaal=tussentotaal-lstnsy
  call Herstructureerdomijn (tussenresultaat,huidigemeting,lstwaarde)
  call Snijden(tussenresultaat,lstwaarde,lstnsy,naijling_m3)
  lstwaarde=lstwaarde-lstnsy
  call BerekenDeltah(tussenresultaat,lstwaarde)
  call BerekenFlux(tussenresultaat,lstwaarde)
  call Sommeerdeelfluxen
  (tussenresultaat,maasmeting,huidigemeting,lstwaarde)
  huidigemeting = huidigemeting+1
enddo
write (*,*) 'Berekening voltooid!!'
write (*,*) 'Berekende waarden worden weggeschreven in ',fluxenbestand

!=====
!Hiermee wordt de laatste berekeningsstap eruit gelicht zodat
!zichtbaar wordt of de bovenstaande methodiek werkt
!
! write (15,*)'tussenresultaat voor stap', huidigemeting
! do t= 0,lstwaarde
!   write (15,'(4f9.3,1x,i4,a4,2f10.4)')
tussenresultaat(t)%tijd,tussenresultaat(t)%waterstand,tussenresultaat(t)%de
ltah,tussenresultaat(t)%flux,tussenresultaat(t)%methodieknr,tussenresultaat
(t)%typering,standG(t),flux_array(t)
! enddo
!close (15)
!=====

call schrijfwegfluxen (13,maasmeting,aantalmetingen)
close(11)
close(13)
call date_and_time(values=eindtyd)          ! tijd na berekening
do i=1,8
  runtyd(i)=eindtyd(i)-begintyd(i)
enddo
write (*,'(a25,i2,":",i2,":",i2)') 'Rekentijd van de run is:
',runtyd(5),runtyd(6),runtyd(7)
write (*,*) 'Berekening beëindigd!!'

end

```



```
module Calc_methods
```

```
use Variables
```

```
implicit none
```

```
Contains
```

```
subroutine Initialiseer(maasreeks)  
  type(meting)::maasreeks  
  dimension maasreeks(0:10000)  
  integer :: veld
```

```
  do veld = 0,10000  
    maasreeks(veld)%tijd = 0.0  
    maasreeks(veld)%waterstand = 0.0  
    maasreeks(veld)%methodieknr = 0  
  enddo  
end subroutine Initialiseer
```

```
subroutine BerekenFlux(maasreeks,lstwaarde)
```

```
  type(meting)::maasreeks  
  dimension maasreeks(0:10000)  
  real gt,gemtijd  
  integer tijdstnr,regel,tempmeting,lstwaarde
```

```
  regel = 0  
  gemtijd = 0.0  
  tijdstnr = 0
```

```
  do tempmeting= 0,(lstwaarde-1)
```

```
    gt=sqrt(Epsilon*kD_Dag)/sqrt((maasreeks(tempmeting)%tijd+maasreeks(tempmeti  
ng+1)%tijd)/2)*0.5642 ! .5642 = 1/wortel(pi)  
    StandG(tempmeting)=(gt/(gt*C_dag+1.0))  
  enddo  
end subroutine BerekenFlux
```

```
Subroutine Sommeerdeelfluxen(metingreeks,defreeks,actievemeting,laatste)
```

```
type(meting) :: metingreeks,defreeks
```

```
dimension metingreeks(0:10000),defreeks(0:10000)
```

```
integer :: actievemeting
```

```
integer :: gteller,laatste
```

```
real :: flux
```

```
flux = 0.0
```

```
do gteller=0,(laatste)
```

```
    flux = (metingreeks(gteller)%deltah * standG(gteller))+flux
```

```
    flux_array(gteller) = (metingreeks(gteller)%deltah * standG(gteller))
```

```
enddo
```

```
defreeks(actievemeting)%tijd =
```

```
((actievemeting*tijdst)+((actievemeting+1)*tijdst))/2+starttijd
```

```
defreeks(actievemeting)%waterstand = metingreeks(0)%waterstand
```

```
defreeks(actievemeting)%flux = 2*flux
```

```
defreeks(actievemeting)%totaalflux = 2*flux + defreeks(actievemeting-1)%totaalflux
```

```
end subroutine Sommeerdeelfluxen
```

```
subroutine BerekenDeltah(reeks,lstwaarde)
```

```
type(meting) :: reeks
```

```
dimension reeks(0:10000)
```

```
integer :: r,lstwaarde
```

```
do r=0,(lstwaarde-1)
```

```
    reeks(r)%deltah=(reeks(r)%waterstand - reeks(r+1)%waterstand)
```

```
enddo
```

```
do r=lstwaarde,9999
```

```
    reeks(r)%deltah=0.0
```

```
enddo
```

```
end subroutine BerekenDeltah
```

Subroutine Snijden(reeks,laatstewaarde,lstnsy,naijling\_m3)

type (meting)::reeks

dimension reeks(0:10000)

integer :: laatstewaarde,t,lstnsy,i

integer :: naijling\_m3,snijpnt1

snijpnt1 = 0

do i =0,laatstewaarde

if (reeks(i)%tijd >= naijling\_m3) then

snijpnt1 = i

exit

else

snijpnt1 = 0

endif

enddo

if ((snijpnt1+1 < laatstewaarde).and.(snijpnt1 /= 0)) then

if (((reeks(snijpnt1+1)%waterstand < evenwichtswaterstand)

.AND.(reeks(snijpnt1)%waterstand > evenwichtswaterstand))

.OR.((reeks(snijpnt1+1)%waterstand > evenwichtswaterstand)

.AND.(reeks(snijpnt1)%waterstand < evenwichtswaterstand))) then

reeks(snijpnt1+1)%waterstand = evenwichtswaterstand

reeks(snijpnt1+1)%methodieknr = 4

do t=(snijpnt1+2),10000

reeks(t)%tijd = 0.0

reeks(t)%waterstand = 0.0

reeks(t)%methodieknr = 0

reeks(t)%flux = 0.0

reeks(t)%totaalflux = 0.0

enddo

lstnsy = laatstewaarde - snijpnt1 - 1

else

lstnsy = 0

endif

else

lstnsy = 0

endif

end subroutine Snijden

```

subroutine Herstructureerdomain (maasreeks,actievemeting,laatste)

type (meting) :: maasreeks
dimension maasreeks(0:10000)
integer :: t
integer :: tmpmeting,actievemeting,laatste
real :: tijd_gem,waterstand_gem
logical :: verschoven

verschoven = .false.
do tmpmeting=0,actievemeting
  tijd_gem = 0.0
  waterstand_gem = 0.0
  if (tmpmeting ==
(periodelengte_m1+naijling_m1).and.(maasreeks(tmpmeting)%methodieknr == 1))
then
  write (*,*) 'methodiek2'
  do t=(periodelengte_m1+1),(periodelengte_m1+naijling_m1)
    tijd_gem = maasreeks(t)%tijd+tijd_gem
    waterstand_gem = maasreeks(t)%waterstand+waterstand_gem
  enddo
  tijd_gem = tijd_gem/naijling_m1
  waterstand_gem = waterstand_gem/naijling_m1
  maasreeks(periodelengte_m1+1)%tijd = tijd_gem
  maasreeks(periodelengte_m1+1)%waterstand = waterstand_gem
  maasreeks(periodelengte_m1+1)%methodieknr = 2
  do t=(periodelengte_m1+2),(10000)
    maasreeks(t)%tijd = maasreeks(t+(naijling_m1-1))%tijd
    maasreeks(t)%waterstand = maasreeks(t+(naijling_m1-1))%waterstand
    maasreeks(t)%methodieknr = maasreeks(t+(naijling_m1-1))%methodieknr
  enddo
  verschoven = .true.
  tussentotaal = tussentotaal-naijling_m1+1
endif
  if ((tmpmeting >= (periodelengte_m1+periodelengte_m2)+1).and.
(maasreeks(tmpmeting)%methodieknr == 2).and.(verschoven)) then
    if ((maasreeks(tmpmeting+1)%waterstand <
(maasreeks(tmpmeting)%waterstand-
marge)).OR.(maasreeks(tmpmeting+1)%waterstand >
(maasreeks(tmpmeting)%waterstand+marge))) then
      maasreeks(tmpmeting)%methodieknr = 3
    ELSE
      do t=tmpmeting,(actievemeting+1)
        maasreeks(t)%tijd = maasreeks(t+1)%tijd
        maasreeks(t)%waterstand = maasreeks(t+1)%waterstand
        maasreeks(t)%methodieknr = maasreeks(t+1)%methodieknr
      enddo
      tussentotaal = tussentotaal-1
    endif
    verschoven = .false.
  endif
enddo
laatste = tussentotaal
end subroutine Herstructureerdomain

end

```



## Module InOut

```
use msflib
use Variables
```

```
!Constanten
```

```
implicit none
```

```
Contains
```

```
subroutine leesmaasbestand(reeks,unitnr)
real :: reeks
dimension reeks(0:10000)
integer :: unitnr,ios
integer :: regels
```

```
!Initialiseren
ios=1
regels=0
do while (ios >= 0)
  read (unitnr,*,iostat=ios) reeks(regels)
  regels=regels+1
enddo
regels = regels -1
aantalmetingen = regels
end subroutine leesmaasbestand
```

```
Subroutine Delete(label,bestand)
```

```
!-----
! Deze subroutine verwijderd het opgegeven bestand indien
! deze aanwezig is.
!
! Auteur: Jasper Stam
! Datum: 16-3-1998
!
! RIVM/RIZA (1991,1998). Alle rechten voorbehouden.
!-----
```

```
character*60 bestand
integer label
logical exists

inquire (file=bestand, exist=exists)
if (exists) then
  open (label, file=bestand,form='formatted')
  close(label, status='delete')
endif
end subroutine delete
```

```
subroutine schrijfwegfluxen (unitnr,maasreeks,laatste)
```

```
type (meting)::maasreeks
```

```
dimension maasreeks(0:10000)
```

```
integer :: unitnr
```

```
integer :: w,laatste
```

```
write(unitnr,'(a67)') ' tijd Meth   Waterstand   DeltaH   StG/Qtot   Flux  
Tot.Flux '
```

```
write(unitnr,'(a68)') '=====
```

```
=====
```

```
write(unitnr,'(a27)') '(f7.2,2x,i2,1x,5(f9.4,1x))'
```

```
write(unitnr,'(f7.2,2x,i2,1x,4(f9.4,3x),f9.0)') &
```

```
maasreeks(0)%tijd,maasreeks(0)%methodieknr,maasreeks(0)%waterstand,&
```

```
maasreeks(0)%deltah,standG(0),maasreeks(0)%flux,&
```

```
maasreeks(0)%totaalflux
```

```
do w=1,laatste
```

```
    write(unitnr,'(f7.2,2x,i2,1x,4(f9.4,3x),f9.0)') &
```

```
    ((maasreeks(w)%tijd-maasreeks(w-1)%tijd)/2)+maasreeks(w-  
1)%tijd),maasreeks(w)%methodieknr,maasreeks(w)%waterstand,&
```

```
    maasreeks(w)%deltah,standG(w),maasreeks(w)%flux,&
```

```
    maasreeks(w)%totaalflux
```

```
enddo
```

```
end subroutine schrijfwegfluxen
```

```
subroutine leesparameter(unitnr)
```

```
integer(2) :: n1
```

```
integer :: stat,unitnr
```

```
integer :: iargc
```

```
stat = iargc()
```

```
if ((stat .LT. 1).OR.(stat .GT. 1)) then
```

```
    write(*,*) 'Geen of foutieve argumenten meegegeven!!'
```

```
    write(*,*) 'Het juiste formaat is:'
```

```
    write(*,*) 'Golfflux <stuurbestand>'
```

```
    stop '!!!!!!Programma afgebroken!!!!!!'
```

```
else
```

```
    n1=1
```

```
    call getarg(n1,stuurbestand)
```

```
    open (unitnr,file=stuurbestand)
```

```
endif
```

```
end subroutine leesparameter
```

```

subroutine leesstuurbestand(unitnr, stuurbestand)
integer :: unitnr
character*(60) :: stuurbestand

```

```

! Openen file met gegevens

```

```

open(unitnr, file=stuurbestand)

```

```

call readcomment (unitnr)
read(unitnr, '(a60)') maasbestand
call readcomment (unitnr)
read(unitnr, '(a60)') fluxenbestand
call readcomment (unitnr)
read(unitnr, *) Starttijd
call readcomment (unitnr)
read(unitnr, *) kD_Dag
call readcomment (unitnr)
read(unitnr, *) C_dag
call readcomment (unitnr)
read(unitnr, *) Evenwichtswaterstand
call readcomment (unitnr)
read(unitnr, *) Epsilon
call readcomment (unitnr)
read(unitnr, *) tijdst
call readcomment (unitnr)
read(unitnr, *) marge
call readcomment (unitnr)
read (unitnr, *) periodelengte_m1
call readcomment (unitnr)
read (unitnr, *) periodelengte_m2
call readcomment (unitnr)
read (unitnr, *) periodelengte_m3
call readcomment (unitnr)
read (unitnr, *) naijling_m1
call readcomment (unitnr)
read (unitnr, *) naijling_m2
call readcomment (unitnr)
read (unitnr, *) naijling_m3
periodelengte_m1 = periodelengte_m1-1

```

```

end subroutine leesstuurbestand

```

```

subroutine readcomment(unitnr)
integer :: unitnr, ios
character*4 :: temp

ios = 1
read(unitnr, '(A4)', iostat=ios) temp
if ((temp /= '----').AND.(ios >= 0)) then
    backspace (unitnr)
elseif (ios < 0) then
    write (*,*) 'DATA FOUT!, STUURBESTAND ONVOLLEDIG.'
    write (*,*) 'PROGRAMMA AFGEBOKEN!!!'
    stop
endif

```

```

end subroutine readcomment

```

```

subroutine Inlezen_waterstand(waterstanden,tussenresultaat,huidigemeting)

type (meting) :: tussenresultaat
dimension tussenresultaat (0:10000)
real :: waterstanden
dimension waterstanden(0:10000)
integer :: huidigemeting,tmpmeting

do tmpmeting=9999,0,-1
  tussenresultaat(tmpmeting+1)%waterstand =
tussenresultaat(tmpmeting)%waterstand
  tussenresultaat(tmpmeting+1)%tijd = tussenresultaat(tmpmeting)%tijd+tijdst
  tussenresultaat(tmpmeting+1)%methodieknr =
tussenresultaat(tmpmeting)%methodieknr
enddo
  tussenresultaat(0)%waterstand = waterstanden(huidigemeting)
  tussenresultaat(0)%tijd = 0
  tussenresultaat(0)%methodieknr = 1
  tussentotaal = tussentotaal + 1
end subroutine Inlezen_waterstand

end module

```



## module Variables

! Module voor algemene variabelen

! 23-09-1998 Dirk Vlag

! aangepast voor lezen uit file 28-09-1998

type meting

REAL :: tijd

REAL :: waterstand

REAL :: deltah

REAL :: flux

REAL :: totaalflux

character\*10 :: typering

integer :: methodieknr

end type meting

type (meting) :: maasmeting, tussenresultaat

dimension maasmeting(0:10000)

dimension tussenresultaat(0:10000)

real:: StandG

dimension StandG(0:10000)

real:: kD\_Dag ! (m2/dag)

real:: C\_dag ! (dag)

real:: evenwichtswaterstand ! (m)

real:: epsilon ! max. afwijk. zomerst.(m)

real:: marge

real:: tijdst ! tijdstap in uren

integer:: aantalmetingen, huidigemeting, snijpunt, lstwaarde

integer:: naijling\_m1, naijling\_m2, naijling\_m3

integer:: periodelengte\_m1, periodelengte\_m2, periodelengte\_m3

integer:: tijdperiode

real :: somflux, somwaterstand, somtijd, gemwaterstand, gemtijd, starttijd

integer :: evenwichtswaterstandspunt

integer :: runtyd(8), begintyd(8), eindtyd(8)

integer :: tussentotaal, lstnsy

character\*60 :: maasbestand, fluxenbestand, stuurbestand

integer(4) Telex

! teller gevulde exacte

periode

integer(4) Telg

! teler voor gemiddelden

integer(4) Telp

! teler voor pieken

real teller\_gt

! vast deel functie g(t)

real tijdreeks

dimension tijdreeks(0:10000)

real tijdtmpreeks

dimension tijdtmpreeks(0:10000)

type waterstandmeting

real :: waterstand

real :: tijd

end type waterstandmeting

real waterstanden

dimension waterstanden (0:10000)

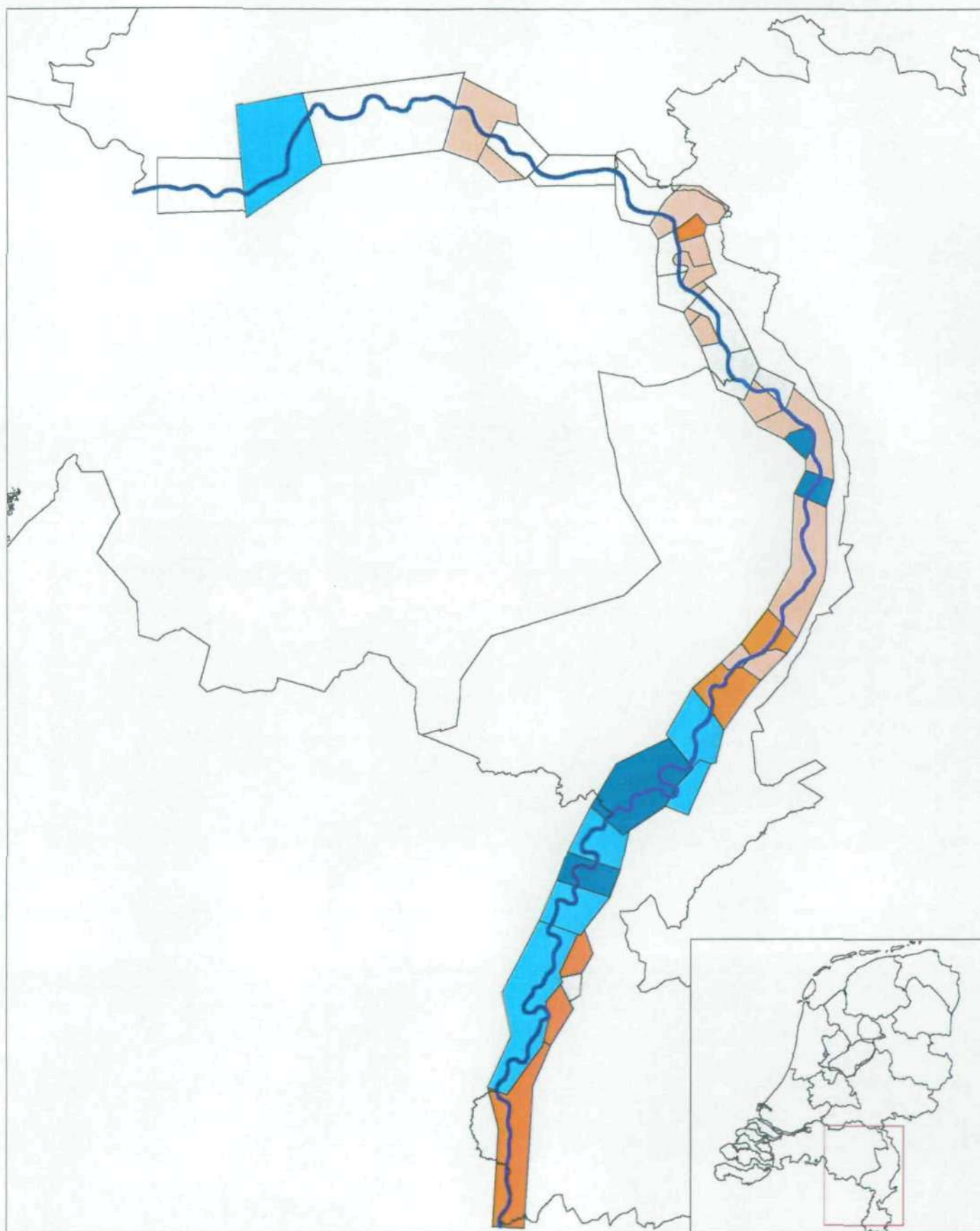
real flux\_array

dimension flux\_array(0:10000)

end module

# subroutine head\_i(iunit,cform,ios)

```
c-----
c  SUBROUTINE HEAD_I
c-----
c  Subroutine voor inlezen van de kop van de in te lezen bestanden
c
c  De kop wordt ingelezen middels door telkens twee karakters in te
c  lezen. als deze karakters gelijk zijn aan '==' dan wordt het
c  format voor de file ingelezen
c
c  Auteur   : J.P.M. Witte (LUW)
c  Aangepast: Herbert Bos
c  Datum    : 7 maart 1995
c
c  (c) RIVM/RIZA 1991,1995
c-----
c  Gebruikte locale variabelen:
c
c  j          : aantal ingelezen regels uit bodem-bestand per gridcel
c  ios        : variabele voor het bepalen van de status van het bestand
c-----
c  type declaratie globale variabelen
c
c      integer iunit
c      character cform*60
c
c  declaratie locale variabelen
c
c      character cinl*2
c      integer ios
c
c  lees invoerbestand net zolang totdat '==' gevonden wordt
c
10  read (iunit,'(a)',iostat=ios) cinl
    if (ios .lt.0) then
!      stop 'Fout in invoerbestand: kop ontbreekt'
    else
        if (cinl .ne. '==') then
            goto 10
        else
            read(iunit,'(a)')cform
            return
        end if
    endif
end
```



## Bijlage 7

### kD waarden lands de Maas

— Maas

- kD 100 - 520 (m<sup>2</sup>/d)
- kD 521 - 1200
- kD 1201 - 2000
- kD 2001 - 3000
- kD 3001 - 4500

Bewerking van kD gegevens uit grondwaterplan van Limburg

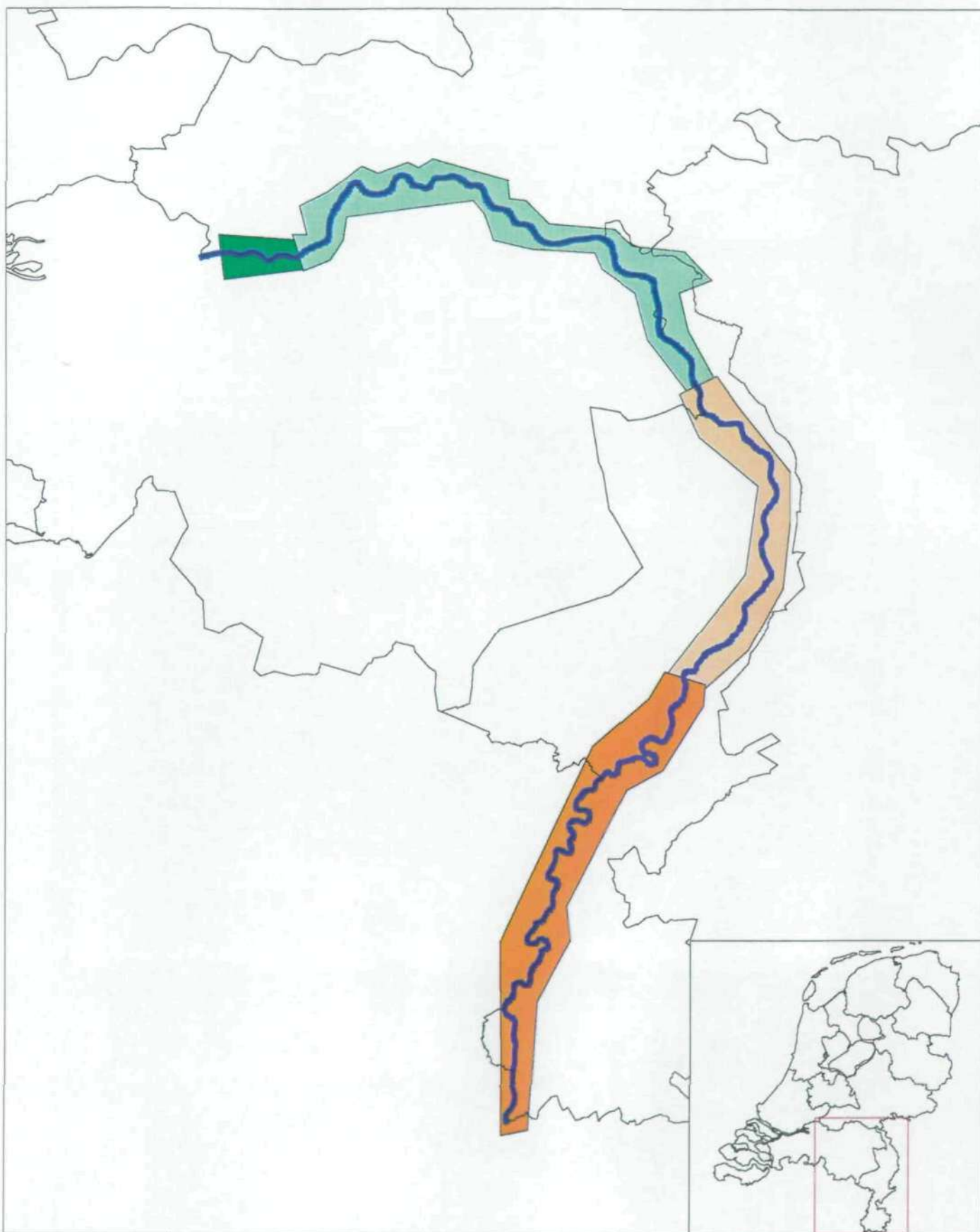
0 5 10 15 20 Kilometers



Ministerie van Verkeer en Waterstaat  
 Directoraat-Generaal Rijkswaterstaat  
 Rijksinstituut voor Integraal Zoetwaterbeheer en  
 Afvalwaterbehandeling RIZA







## Bijlage 8 Bergingscoefficienten langs de Maas

— Maas

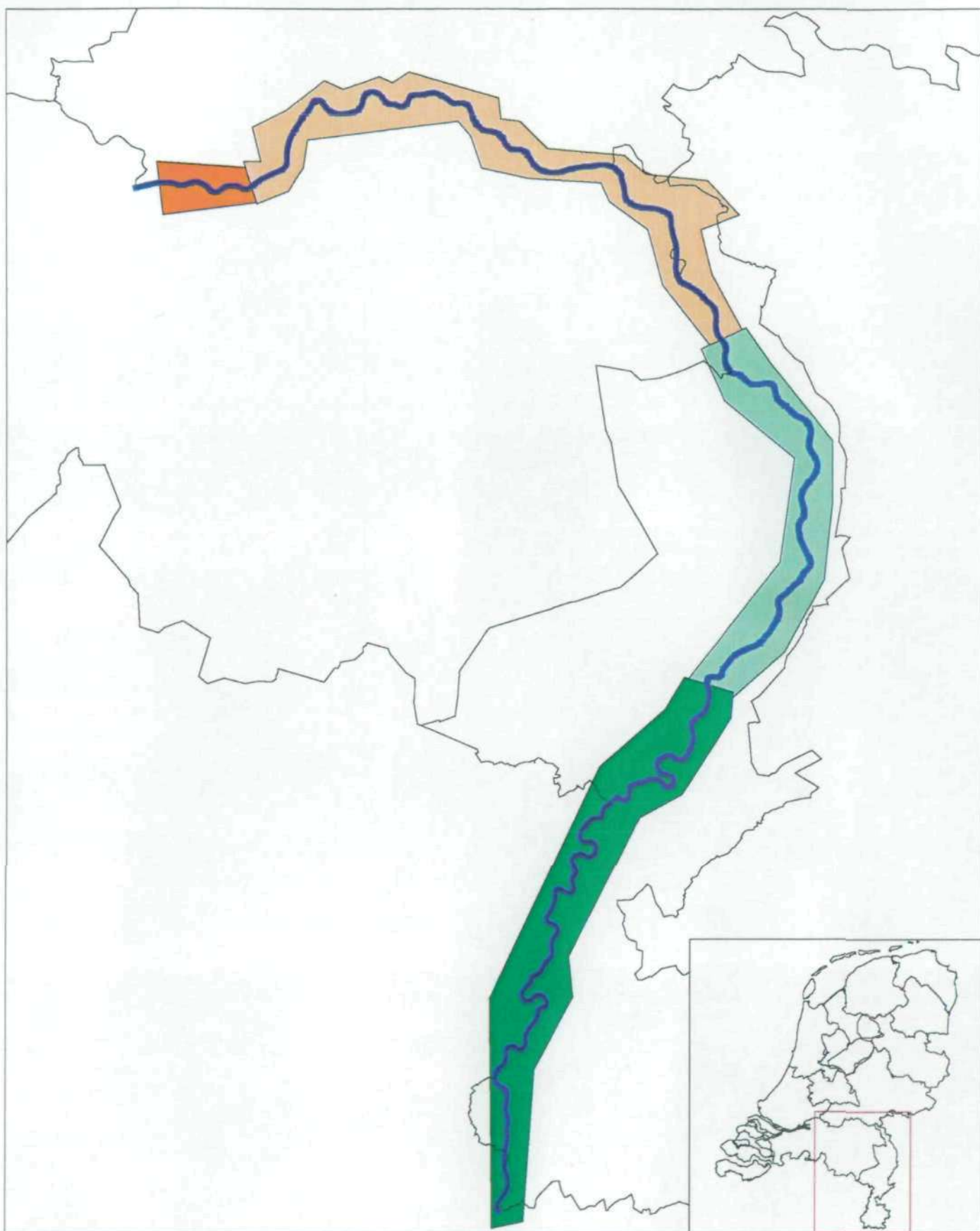
- bergingscoefficient 0.11
- bergingscoefficient 0.12
- bergingscoefficient 0.13
- bergingscoefficient 0.14

0 10 20 30 Kilometers  
N

Ministerie van Verkeer en Waterstaat  
Directoraat-Generaal Rijkswaterstaat  
Rijksinstituut voor Integraal Zoetwaterbeheer en  
Afvalwaterbehandeling RIZA







## Bijlage 9 C/D waarden van de Maas

- Maas
- waarde C/D 0.02
- waarde C/D 0.07
- waarde C/D 0.1
- waarde C/D 0.15

0 6 12 18 Kilometers

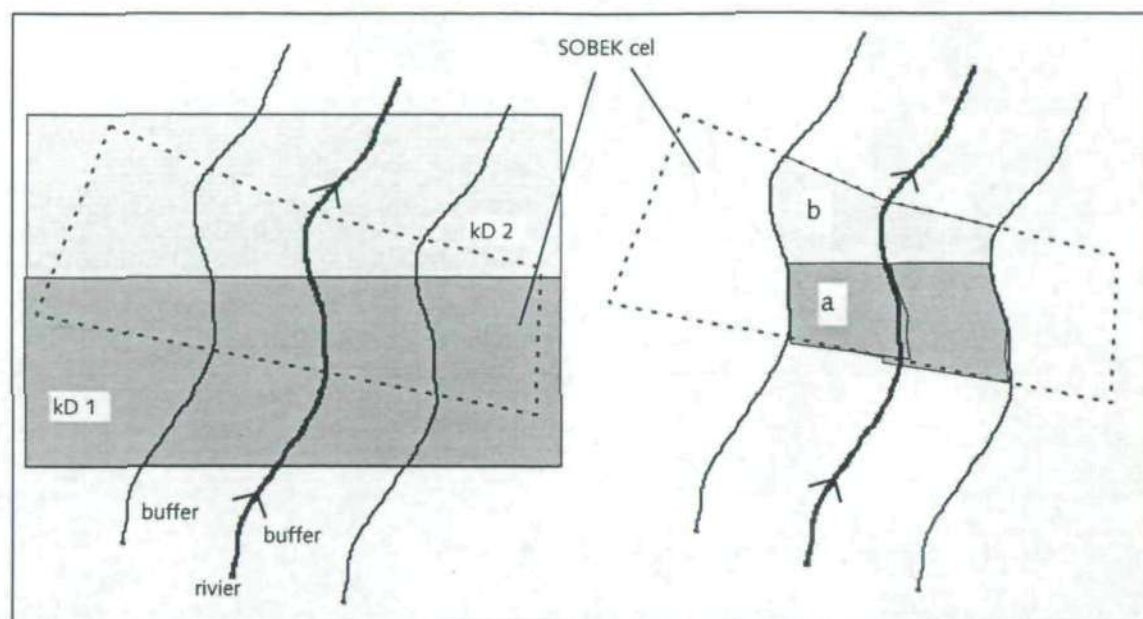


Ministerie van Verkeer en Waterstaat  
Directoraat-Generaal Rijkswaterstaat  
Rijksinstituut voor Integraal Zoetwaterbeheer en  
Afwalwaterbehandeling RIZA



## Bijlage 10 Berekenen van een gemiddelde $kD/C/\mu$ over 2 rivierzijdes.

Stel je hebt een rivier met aan beide zijden een verschillende  $kD$ . Om de flux die optreed bij deze rivier te berekenen moet voor de diverse deelgebieden apart een berekening uitgevoerd worden met de verschillende  $kD$  waarden. De zo berekende fluxen geven opgeteld de totaal flux van en naar de rivier. De grondwater module is zo gemaakt dat er maar 1  $kD$  waarde ingevoerd kan worden. Als er meerdere  $kD$  waarden voorkomen moet de  $kD$  dus zo genomen worden dat die op een vergelijkbare totaal flux uitkomt.



Voor de fluxen tussen de rivier en het grondwater wordt uitgegaan van de volgende vergelijking.

$$\Delta Q = \frac{\Delta p}{C/D + \sqrt{\frac{t}{\mu \cdot kD} \cdot \frac{1}{0.5642}}} \quad (1)$$

Als er verschillende deelgebieden binnen een sobekcel zijn ziet de berekening er als volgt uit.

$$\Delta Q = a \frac{\Delta p}{C/D + \sqrt{\frac{t}{\mu \cdot kD_1} \cdot \frac{1}{0.5642}}} + b \frac{\Delta p}{C/D + \sqrt{\frac{t}{\mu \cdot kD_2} \cdot \frac{1}{0.5642}}} \quad (2)$$

Wanneer alle termen, behalve de  $kD$ , een standaard waarde krijgen houd je de volgende vergelijking over.

$$\Delta Q = a \sqrt{kD_1} + b \sqrt{kD_2} \quad (3)$$

Voor deze verschillende  $kD$  waarden kan ook één waarde worden ingevoerd. Deze gemiddelde  $kD$  waarde die er voor zorgt dat de flux zo nauwkeurig mogelijk berekend wordt kan met onderstaande vergelijking bepaald worden.

$$kD_{gem} = \left( a \sqrt{kD_1} + b \sqrt{kD_2} \right)^2 \quad (4)$$

Uit de vergelijking blijkt dat  $(a\sqrt{kD_1} + b\sqrt{kD_2})^2$  een goede  $kD$  waarde geeft voor de berekening van de totaal flux. Deze waarde zou dus in de grondwatermodule gebruikt kunnen worden als de verschillen met de 'werkelijke' flux niet te groot zijn.

Voor een paar afvoergolven is bekeken of bovenstaande methode ook echt goede resultaten oplevert. Er zijn daarvoor op 3 verschillende manieren fluxen berekend, waarbij  $kD_1=100$  en  $kD_2=3000$ , waarbij beide deelgebieden even groot zijn genomen:

- Methode1. flux voor beide deelgebieden apart berekenen en optellen
- Methode2. flux berekend met als gebruikte  $kD=1050 \rightarrow (\sqrt{kD_1} + \sqrt{kD_2})^2$
- Methode3. flux berekend met als gebruikte  $kD=1550 \rightarrow (kD_1 + kD_2)/2$

Bij de analyse is gekeken naar de verschillen tussen de gebruikte methoden. Uit tabel 1 blijkt dat methode 1 het minst verschilt met methode 2 en het meest met methode 3. Bovendien blijkt dat de verschillen tussen methode 1 en 2 klein zijn, terwijl de verschillen tussen  $kD_1$  en  $kD_2$  overdreven groot zijn. De conclusie is dat methode 2 bruikbaar is voor het berekenen van fluxen.

	golf 1 C=0,02	C=0,02	golf 2 C=0,1
st. dev. van de flux volgens methode 1	21,3	18,0	10,2
st. dev. van de flux volgens methode 2	23,0	19,4	11,7
st. dev. van de flux volgens methode 3	26,8	22,7	12,9
st. dev. van verschil tussen methode 1 & 2	1,9	1,5	1,5
st. dev. van verschil tussen methode 1 & 3	5,5	4,7	2,7

Tabel 1 Verschillende methode om de flux te bereken bij een inhomogene gebiedsschematisatie.

Op een vergelijkbare wijze kan voor de  $\mu$  en de  $C$  ook een 'gemiddelde' waarde bepaald worden. Voor  $\mu$  die op dezelfde plek in vergelijking 1 staat als de  $kD$  is de afleiding hetzelfde als voor de  $kD$ . De gemiddelde  $\mu$  wordt dus met onderstaande vergelijking bepaald.

$$\mu_{gem} = (a\sqrt{\mu_1} + b\sqrt{\mu_2})^2 \quad (5)$$

Voor een gebied met verschillende  $C$  waarden wordt de flux berekend met

$$\Delta Q = a \frac{\Delta p}{C_1/D + \sqrt{\frac{t}{\mu \cdot kD} \cdot \frac{1}{0.5642}}} + b \frac{\Delta p}{C_2/D + \sqrt{\frac{t}{\mu \cdot kD} \cdot \frac{1}{0.5642}}} \quad (6)$$

Standaardiseren van alle variabelen geeft:

$$\Delta Q = \frac{a}{C_1} + \frac{b}{C_2}$$

Van  $C_1$  en  $C_2$  kan dan een "gemiddelde" berekend worden met:

$$C_{gem} = \frac{1}{\frac{a}{C_1} + \frac{b}{C_2}}$$

Zodat de fluxen goed berekend worden.



## Bijlage 11 Ondergrond van grondwatermeetnet langs de Zandmaas

