

# Kwantificering van grondwater-oppervlakte water interactie: analyse van temperatuur gradiënten in de rivierbedding van de Aa

<sup>1</sup> Vrije Universiteit Brussel,  
Vakgroep Hydrologie en  
Waterbouwkunde

<sup>2</sup> Katholieke Universiteit Leuven,  
Dept. Geografie-Geologie

<sup>3</sup> Universiteit Antwerpen, Departement Biologie, Onderzoeksgroep Ecosysteembeheer

<sup>4</sup> Universiteit Gent, Laboratorium voor Hydraulica, Vakgroep Civiele Techniek

## 1. Inleiding

Het gebruik van temperatuurmetingen en warmtestroming in de ondergrond om grondwaterbeweging te ontrafelen dateert van de jaren '60 van de vorige eeuw. Er werden ondermeer analytische formules gepresenteerd om de grondwater flux en de hydraulische conductiviteit van het sediment te bepalen.

Sinds het einde van de jaren '90 is het onderzoek naar de kwantificatie van grondwater-oppervlakte water interactie door temperatuur groeiende, zie o.a. Conant Jr. (2004), Schmidt et al. (2006), Hatch et al. (2006), Arriaga and Leap (2006). De populariteit van dit onderzoeksdomein is één-duidig gerelateerd aan het feit dat data loggers en temperatuur sensoren steeds goedkoper, gebruikervriendelijker en nauwkeurigere metingen in peilbuizen kunnen maken.

Het meeste grondwater-oppervlakte water interactie onderzoek richt zich op uitwisselingsprocessen van water, opgeloste stoffen en energie in de zogenaamde hyporheische zone of onderwater bodem. Het begrijpen van de interactie is de sleutel tot het evalueren van ecologische structuren in riviersystemen en hun beheer.

Deze studie maakt deel uit van de ontwikkeling van een geïntegreerd, fysisch rivier ecosysteemmodel. Meer details van dit model worden gepresenteerd in het WSK artikel van Buis et al. (2007).

## 2. Methodologie

Om grondwater-oppervlakte water interactie op een locale schaal te onderzoeken werd geopteerd voor een temperatuurkartering van de onderwaterbodem. Omdat de stroming van water door de bodemmatrix de natuurlijke temperatuurverdeling verstoord, kan warmte als tracer gebruikt worden voor het bepalen van de stroming van water. Temperatuur is dus een surrogaat voor stijghoogtemetingen of kan aanvullend bij stijghoogtemetingen gebruikt worden.

Aangenomen wordt dat de temperatuur gradiënt in de bodem een resultaat is van het gekoppelde warmte en water transport door advectie of convectie en warmte transport door conductie. Voor de analyse van temperatuurmetingen zijn een aantal aannames noodzakelijk met betrekking tot randvoorwaarden, thermale karakteristieken van de onderwaterbodem en samenstelling van de watervoerende laag. Bovendien is het belangrijk te beseffen dat de met deze methode bepaalde flux puntmetingen zijn (Becker et al. 2004; Schmidt et al. 2006). Temperatuur profielen kunnen echter relatief eenvoudig met een ruimtelijk hoge resolutie uitgevoerd worden.

In de zone nabij het landoppervlak wordt de temperatuur seizoenaal beïnvloed door opwarming en afkoeling van het landoppervlak, ondiep grondwater is daarom 1 tot 2 °C warmer dan de gemiddelde jaar temperatuur aan het oppervlak. De temperatuurprofielen in een rivierbodembodem verschuiven seizoenaal en vormen zo een jaarlijkse enveloppe. Terwijl de grondwatertemperatuur op grotere diepte bijna constant is, varieert de rivierwatertemperatuur seizoenaal en dagelijks. Gedurende de zomermaanden is de grondwatertemperatuur in kwelgebieden in het algemeen koeler dan de rivierwatertemperatuur terwijl in de winter het omgekeerde geldt.

Een warmte transportmodel wordt gecalibreerd aan een tijdserie van temperaturen en water advectie parameters, dit resulteert in een bepaling van de verticale component van de advectieve stroming. De methode is gevoelig aan grondwaterstromingssnelheden van 0,01 md<sup>-1</sup> en groter.

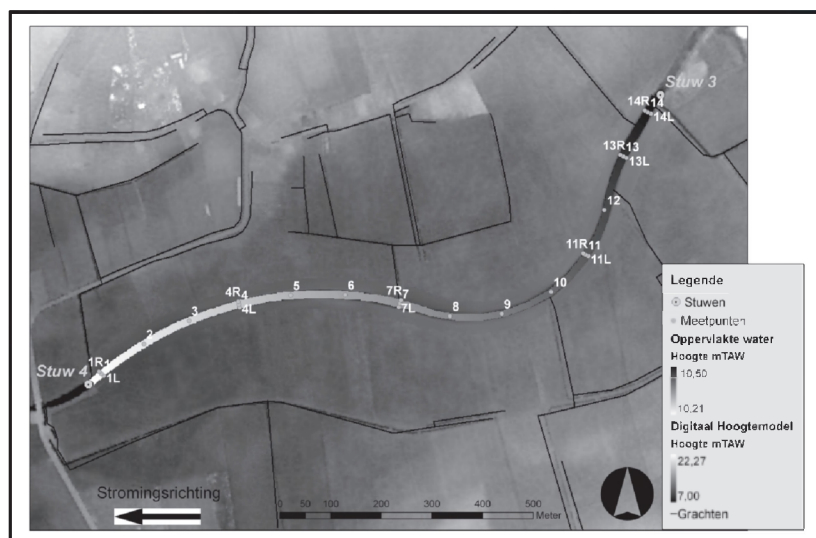
## 3. Studieggebied

De metingen werden uitgevoerd langs een 1425 m lang gekanaliseerd pand van de Aa Rivier, Vlaanderen (Fig. 1). De Aa Rivier, totale lengte 36,7 km, is een bovenloop van de Kleine Nete en heeft een drainagegebied van 237 km<sup>2</sup>. Op de plaats van de metingen is de Aa ongeveer 14 m breed en bedraagt de afvoer ongeveer 1,8 m<sup>3</sup>/s. De Aa is een typische Vlaamse laaglandrivier met een gemiddelde helling van ongeveer 0,48 ‰ en een Manning-coëfficiënt van 0,060. Het onderzochte pand ligt tussen twee stuwen, aangeduid in Fig. 1 met nummer 3 bovenstrooms en 4 benedenstrooms. De oppervlakte van de onderzochte riviersectie bedraagt ongeveer 20400 m<sup>2</sup>, de gemiddelde waterdiepte is 0,96 m met een standaardafwijking van 0,19 m.

De geologie van het gebied bestaat uit de Formatie van Kasterlee, een (fijn) zandige laag met een wisselend gehalte aan leem, en de onderliggende Formatie van Diest, eveneens een (fijn) zandige laag die aanwezig is in de beneden sectie van de rivier.

De doorsnede van de rivier is bijna rechthoekig van vorm met een relatief vlakke rivierbodembodem en dus steile, verticale oevers. Langs een aanzienlijk deel van de sectie tussen stuw 3 en 4, komen echter relatief dikke lagen slib-sediment voor langs de as van de rivier. Deze veranderingen in rivierbedding morfologie kunnen mogelijkwijze een invloed hebben op lokale grondwaterstroming en uitwisselingsprocessen.

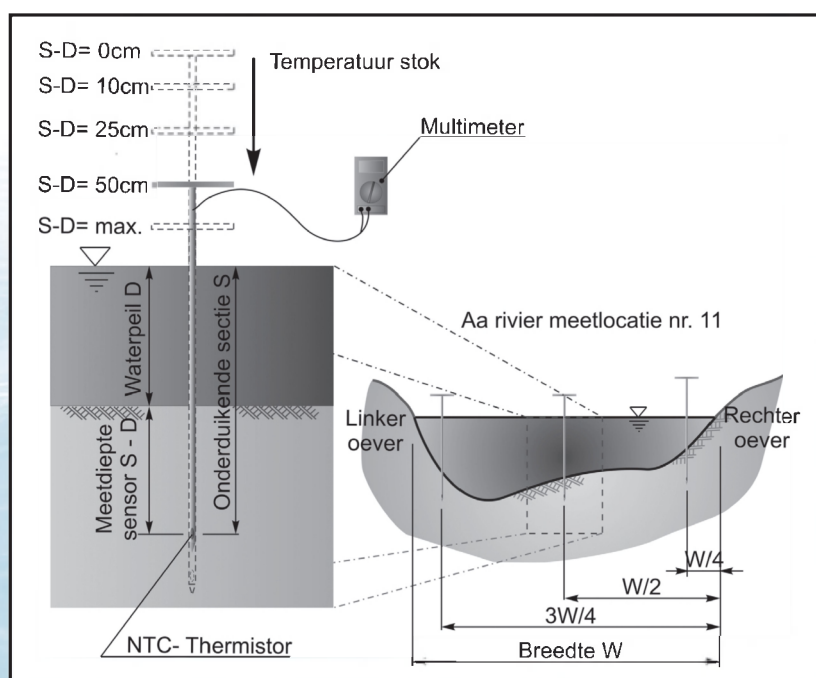
Figuur 1: Digitaal hoogte model met aangegeven Aa sectie nabij Herentals. De meetpunten langs de as van de rivier (1-14) zijn genummerd van stuw 4 in stroomopwaartse richting tot stuw 3. Ter hoogte van de punten 1, 4, 7, 11, 13 en 14 zijn er ook meting dwars op de stroomrichting.



#### 4. Metingen

De temperatuurmetingen werden uitgevoerd met een zelf ontworpen temperatuurstok van 2 m lang. Het bestaat uit een metalen buis met aan de bovenkant een T stuk en aan de onderkant een metalen punt. Vlak boven deze punt is in de buis een temperatuursensor, een thermistor (Davis Instruments Model 7817; Hayward, CA, USA), ingebouwd. De sensor is verbonden met een multimeter die de weerstand meet, deze weerstand kan via een gecalibreerde relatie omgezet worden in een temperatuurwaarde.

Figuur 2: Schema van de temperatuurmetingen op de Aa Rivier uitgevoerd met de temperatuurstok



In dit artikel werden 32 ruimtelijk verdeelde meetpunten tussen stuw 3 en 4 gebruikt. Gezien de tijd die nodig is voor de metingen werden de meetcampagnes telkens uitgevoerd over twee opeenvolgende dagen. Een aanname is dat de condities in de rivier constant zijn gedurende deze twee dagen. Op de eerste meetdag werden 14 punten met een tussen liggende afstand van 100 m langs de as van de rivier opgenomen. De tweede dag werden verschillende metingen uitgevoerd dwars op de stroomrichting van de rivier. In totaal werden telkens 6 dwarsprofielen gemeten ter hoogte van de punten 1, 4, 7, 11, 13 en 14 (Fig. 1). Het dient opgemerkt te worden dat niet alle profielen werden gemeten gedurende iedere campagne. De dwarsprofielmetingen (Fig. 2) worden verder aangeduid met (1)L, (1)C, en (1)R, respectievelijk links, centrum en rechts. Op de meeste punten werden vijf temperatuurmetingen uitgevoerd op 0, 10, 25, 50 cm en een maximum diepte die kon bereikt worden, meestal tussen de 50-120 cm diep. Op deze diepte stootte de stok meestal op een verharde bodemlaag. Op alle locaties werd ook de waterdiepte van de rivier gemeten.

#### 5. Model

De verzamelde temperatuurgegevens werden via een warmtetransportmodel geanalyseerd. Het model van Lapham (1989) werd geïmplementeerd in de modelleringsomgeving FEMME (Soetaert et al. 2002). FEMME wordt ook gebruikt als platform voor het bepalen van de verschillende uitwisselingsprocessen in het 1D/2D ecosysteemmodel. Dit ecosysteemmodel bestaat uit verschillende modules die gelinkt kunnen worden indien de noodzakelijke gegevens aanwezig zijn.

##### 5.1 Hyporheische zone module

De hyporheische zone module wordt gebruikt om de waterflux door de sedimentmatrix te bepalen. De berekende advectieve water flux tussen de verschillende zones in het ecosysteemmodel bepaalt vervolgens de transport-, retentie- en reactieprocessen van nutriënten of andere stoffen en deeltjes. Om de advectieve stroming te berekenen wordt de warmtetransportroutine in het ecosysteemmodel geactiveerd. Door inverse modellering is de hyporheische zone module in staat de hydraulische conductiviteit te bepalen in samenhang met de temperatuurgradient en grondwaterstandgegevens.

##### 5.2 Simulatie principe

De resultaten in dit artikel zijn gebaseerd op onafhankelijke (niet-gekoppelde) runs van de hyporheische module. De module berekent de warmteflux op basis van vergelijking (1) (Suzuki, 1960; Stallmann 1965). Het beschrijft 1-dimensionale verticale warmtetransport bekomen door de anisothermale stroming van onsamen drukbare vloeistof door een homogeen poreus medium.

$$k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - v_z c_w \rho_w \frac{\partial T}{\partial z} = c \rho \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

$k$  is de thermale conductiviteit van de bodem-watermatrix in  $\text{Js}^{-1}\text{m}^{-1}\text{K}^{-1}$ ,  $T$  de temperatuur op ieder punt met diepte  $z$  op tijdstip  $t$  in de bodem,  $c_w$  de volumetrische warmtecapaciteit van de vloeistof in  $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ,  $\rho_w$  de dichtheid van de vloeistof in  $\text{kgm}^{-3}$ ,  $v_z$  de verticale component van de Darcy stroomsnelheid in de bodem in  $\text{ms}^{-1}$ ,  $c$  de volumetrische warmtecapaciteit van het sediment-vloeistof in  $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ , en  $\rho$  de natte-bulk dichtheid (dichtheid van het sediment-vloeistof) in  $\text{kgm}^{-3}$ . Groot voordeel van de formulering van de warmtestroming (verg. 1) in vergelijking tot de Darcy vergelijking met de hydraulische conductiviteit is dat het interval van de thermale conductiviteit klein is.

Voor de tijdsafhankelijke oplossing is een temperatuurprofiel nodig. Door in de rechterzijde van vergelijking (1),  $dT/dt$ , op nul te zetten, zal de module één enkele scalaire waarde voor ieder gemeten profiel bepalen, welk de water flux op dat punt en tijdstip weergeeft. Het teken duidt de richting van de grondwaterstroming aan. Een positief teken betekent grondwatervoeding, een negatief teken kwel.

Voor een tijdsafhankelijke oplossing zal de module een gemiddelde grondwaterflux, geïntegreerd over een tijdsperiode  $T$ , bepalen. Als invoer zijn temperatuurprofielen van één locatie op ten minste twee verschillende momenten noodzakelijk om de initiële en eind status van de simulatie vast te leggen. Continue informatie van de temperatuurveranderingen in de tijd wordt gebruikt om de boven- en ondergrenzen van het model te definiëren. De grenzen zijn een lineaire interpolatie tussen de temperaturen aan het begin en het einde van de model simulatie.

Het model past vervolgens het warmte transport in de tijd aan door de verticale stroming van een waargenomen temperatuurprofiel op tijdstip A te veranderen tot een goede overeenkomst met het waargenomen temperatuurprofiel op tijdstip B wordt bekomen. Het eindresultaat is de gemiddelde grondwater flux op de meetlocatie tijdens de gesimuleerde periode.

## 6. Resultaten en Discussie

De gegevens van 12 verschillende meetcampagnes tussen augustus 2005 en september 2006 zijn gebruikt voor een tijdsafhankelijke analyse terwijl 9 meetcampagnes tussen augustus 2004 en februari 2007 bijdragen aan een tijdsafhankelijke analyse. De maximum gemeten temperatuur op de rivierbodem (0 cm) werd tijdens de meetcampagne van 03-07-2006 gemeten en bedroeg  $23,6^\circ\text{C}$ , de minimum temperatuur werd gemeten op 26-01-2005 en was  $3,2^\circ\text{C}$ . Op de maximale diepte bedroeg de maximum gemeten temperatuur  $17,2^\circ\text{C}$  op 25-08-2005. De minimum temperatuur werd gemeten op 09-02-2006 en was  $7,6^\circ\text{C}$  (Fig. 5).

Een belangrijke modelparameter is de thermale

conductiviteit  $k$  van de vloeistof-bodem matrix. De thermale conductiviteit voor de zandige rivierbedding met wisselende organische gehalten werd geschat op  $1,8 \text{ J s}^{-1}\text{m}^{-1}\text{K}^{-1}$  (Stonestrom en Constantz, 2003). Voor het hyporheische zone model werd een homogeen domein gedefinieerd met een dikte van 3,5 m en een constante grondwater-temperatuur van  $12,8^\circ\text{C}$  als onderrandvoorwaarde.

### 6.1 Tijdsafhankelijke simulatie

De meetresultaten van de 9 meetcampagnes voor de tijdsafhankelijke simulatie bestaan uit 14 profielen langs het rivierpand, telkens gemeten op de eerste meetdag, en 5 of 6 dwarsprofielen gemeten op de tweede meetdag.

De maximum berekende infiltratiewaarde langs de as van de rivier is  $170,3 \text{ mm/d}$ , de maximum berekende kwel is  $-251,0 \text{ mm/d}$ . De gemiddelde gesimuleerde waterflux is  $-39,2 \text{ mm/d}$  met een standaard afwijking van  $65,6 \text{ mm/d}$ .

De metingen van de dwarsprofielen bestaan uit 3 metingen, de grootste kwelfluxen worden gevonden op de rechteroever van punt 4 en de linkeroever van punt 14 en bedragen respectievelijk  $-442,5 \text{ mm/d}$  en  $-389,8 \text{ mm/d}$ . Deze waarden liggen volgens Lapham (1989) boven de limiet van de toepasbaarheid van de methode. Schmidt et al. (2006) geeft echter een hogere maximum limietflux van  $-455 \text{ mm/d}$  voor dezelfde methode en concludeert dat met ondiepe metingen nog hogere fluxen nauwkeurig gekwantificeerd kunnen worden.

De laagst gemeten fluxen in de dwarsprofielen werden gemeten op dezelfde locaties als de maximum waarden maar op de tegenover liggende oever; een infiltratie van  $36,5 \text{ mm/d}$  op de rechteroever van punt 14 en een kwel van  $-24,9 \text{ mm/d}$  op de linkeroever van punt 4. Deze waarden kunnen mogelijk verklaard worden door de rivier te beschouwen als een soort 'doorstromings-systeem', dwz dat de grondwaterstroming loodrecht op de rivier staat en als het ware door de rivier heen stroomt. Interessant is het feit dat de berekende fluxen in het midden van de rivier meestal significant lager zijn dan deze op 1,5 tot 2 m van de oever. Het bovenstroomse deel toont hogere kwelwaarden dan het benedenstroomse deel.

Bovenstrooms worden de meeste kwelcondities gevonden op de linkeroever, benedenstrooms is het omgekeerd met voornamelijk op de rechteroever de grotere kwel. Dit fenomeen kan verklaard worden uit het feit dat de rivier van richting veranderd waardoor de buitenoever van de bocht meer kwel ontvangt van de regionale grondwaterstroming die west-zuidwest gericht is.

De grootte van de kwel verandert met de seizoenen, hogere waarden worden verkregen in de winter en lagere in de zomer. Gedurende de zomer lijkt de rivier soms te veranderen van een kwellende naar een voedende functie met name in de benedenstroomse helft.

Indien men het warmtetransport tijdsafhankelijk oplost moet men beseffen dat er in werkelijkheid geen tijdsafhankelijk situatie bestaat. Sommige

gemeten profielen zijn vervormd door variatie van de stroming in de tijd en konden daarom niet gebruikt worden.

Door interpolatie van de overlans- en dwarsmetingen werden over het gehele rivieroppervlak ruimtelijk verdeelde fluxen verkregen. De interpolatie werd uitgevoerd met de Surfer software en anisotrope kriging.

Op basis van deze ruimtelijk verdeelde informatie kon een integratie van de fluxen in de tijd verkregen worden. De netto kwel in de winter is  $-21,1 \text{ L s}^{-1}$  ( $-89,3 \text{ mmd}^{-1}$ ) en  $-19,0 \text{ L s}^{-1}$  ( $-80,5 \text{ mmd}^{-1}$ ) in de zomer, dit is respectievelijk 1,2 % en 1,1 % van het totale rivierdebiet in deze sectie.

Voor de winter situatie van de 13<sup>e</sup> en 14<sup>e</sup> januari 2006 (Fig. 3) is de kweloppervlakte  $18533 \text{ m}^2$  en flux  $-99,0 \text{ mm/d}$ , terwijl er infiltratie plaats vindt op  $1870 \text{ m}^2$  met een gemiddelde van  $6,8 \text{ mm/d}$ . De zomer situatie van de 3<sup>e</sup> en 4<sup>e</sup> juli 2006 (Fig. 4) geeft een kweloppervlak van  $18818 \text{ m}^2$  met een flux van  $-88,2 \text{ mmd}^{-1}$ , terwijl het infiltratieoppervlak  $1585 \text{ m}^2$  groot is met een voedingsflux van  $10,9 \text{ mm/d}$ .

Het is niet duidelijk of de relatief kleine delen van de rivier die voeding aanduiden lokale stromingsfenomenen zijn op de schaal van de hyporheische zone. De voedingszones worden vooral gevonden in ondiepe, slibachtige sedimenten op de as van de rivier. Infiltratie kan voorkomen in de zogenaamde 'pool of riffle' structuren (Thibodeaux

en Boyle, 1987) of door andere obstructies (Hutchinson en Webster, 1998).

## 6.2 Tijdsafhankelijke simulatie

Het is bekend dat het temperatuursignaal gemeten op een zeker punt en tijdstip altijd beïnvloed wordt door tijdsafhankelijke processen, dwz de 'geschiedenis' van het temperatuurverloop. Dagelijkse of seizoenale temperatuurfluctuaties worden veroorzaakt door fasen van relatief warm of koud weer, als ook door sterke neerslagen.

Het model neemt de tijdsveranderlijke invloeden mee in de simulatie, samen met de rand- en initiële voorwaarden. Met deze informatie is het mogelijk om de fluxen per tijdstap te bepalen.

Het model (Fig. 5) werd toegepast op meetpunt 7, gelegen halverwege stuw 3 en 4. Als bovenste randvoorwaarde werd gekozen voor de temperatuur aan de interface tussen de rivier en de bodem (0 cm diepte). De gegevens komen van 12 meetcampagnes uitgevoerd tussen august 2005 en september 2006.

De resultaten tonen dat de grootte van de flux aanzienlijk varieert in de tijd, gaande van een kwel van  $-170 \text{ mm/d}$  tot een infiltratie van  $180 \text{ mm/d}$ . De richting van de stroming verandert blijkbaar verschillende keren per jaar, dit kan van groot belang zijn voor het gedrag van opgeloste en vaste stoffen in het grondwater-rivier ecosysteem.

Tegen de verwachting in werden de hoogste kwelwaarden berekend voor de zomermaanden. Ook in de winter domineert de kwelconditie maar met relatief lagere waarden. De resultaten voor de lente en de herfst zijn minder duidelijk en vragen verder onderzoek, waarin randvoorwaarden met hogere resolutie, zoals verkregen kan worden uit dataloggers, worden gebruikt.

De resultaten van de tijdsafhankelijke en tijdsafhankelijke simulatie zijn niet direct vergelijkbaar. Ze tonen alleen een goede overeenkomst in de winter en zomer maanden, aangeduid met de licht grijze balken in Fig. 5.

## 7. Conclusies

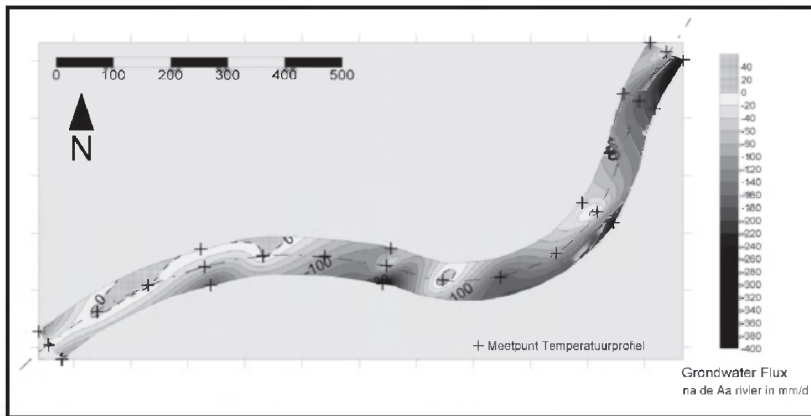
Metingen van bodemtemperatuur profielen werden uitgevoerd op een 1425 m lang pand van de gekanaliseerde Aa Rivier. Verticale advectieve fluxen werden bepaald door toepassing van een één-dimensionale analytische oplossing van de warmtetransportvergelijking geprogrammeerd in het FEMME modelplatform.

De module kan gebruikt worden in combinatie met andere modules, zodat gemeten gegevens geanalyseerd worden en de resultaten als input kunnen dienen voor processimulaties.

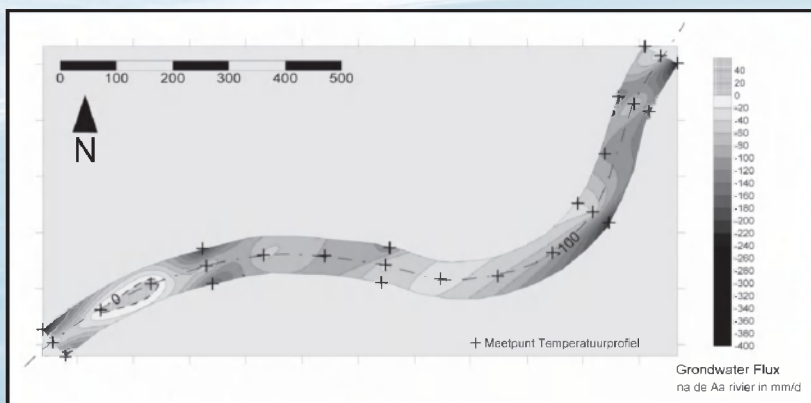
De methode geeft de mogelijkheid om ruimtelijke en temporele heterogeniteiten van grondwater-oppervlakte water interactie te bepalen op een zeer lokale schaal en met een nauwkeurigheid groter dan traditionele methoden toelaten.

De kartering toonde dat aanzienlijke verschillen in fluxen verwacht kunnen worden zelfs in een riviersectie die relatief uniform lijkt. Het bovenstroomse deel van de rivier toont hogere kwelwaarden dan het benedenstroomse deel.

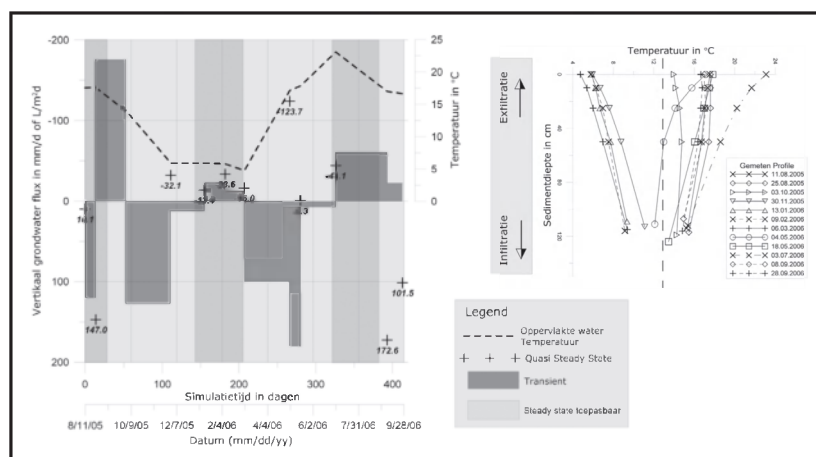
Figuur 3: Ruimtelijke interpolatie van de fluxmetingen langs de rivier op 13 en 14-01-2006. De blauwe kleuren duiden op kwel, de roze op infiltratie (mm/d).



Figuur 4: Ruimtelijke interpolatie van de fluxmetingen langs de rivier op 3 en 04-07-2006. De blauwe kleuren duiden op kwel, de roze op infiltratie (mm/d).



Figuur 5: Tijdsafhankelijke simulatie de flux van punt 7 in de periode 11-08-2005 tot 28-09-2006. Aan de linkerkant van de grafiek worden de berekende grondwater fluxen tussen 11.08.2005 en 28.09.2006 getoond. De kruisjes staan voor Quasi-steady state resultaten, de donkergrijze rechthoeken duiden de gemiddelde flux tussen twee metingen aan. Het diagram aan de rechterkant toont de gemeten temperatuurprofielen die voor de analyse gebruikt worden.



Aanzienlijke hoeveelheden infiltratie in grote delen van de rivier kon niet aangetoond worden. Hoewel sommige punten wel infiltratie aanduiden. Tijdsafhankelijke simulaties toonde infiltratie aan in de zomer maar deze kan door temporele fenomenen of locale stroming beïnvloed zijn. De tijdsafhankelijke analyse dient verder onderzocht te worden voor de lente en herfst, de periode wanneer sterke temporele processen spelen. Een simpele lineaire bovensterandvoorwaarde levert voor deze periodes geen bevredigend resultaat. De tijdsafhankelijke benadering kan gecombineerd worden met gemeten tijdseries uit data loggers voor betere conditionering van de randvoorwaarden. Het beste tijdstip om in gematigde klimaten op het noordelijk halfrond temperatuurprofielen te maken bleken de maanden januari en februari voor de winter periode en juli en augustus in de zomer. De interpolatie van puntresultaten naar een ruimtelijk verdeelde kaart geeft een idee van de totale flux tussen het grondwater en de rivier. De betrouwbaarheid van de fluxkartering met temperatuuroptnamen kan verbeterd worden door het te combineren met andere meet- en simulatiemethoden.

## 8. Referenties

ARRIAGA, M., LEAP, D. (2006), Using solver to determine vertical groundwater velocities by temperature variations, Purdue University, Indiana, USA. *Hydrogeology Journal*, 14(1-2), 253-263.

BECKER, M. W., GEORGIAN, T., AMBROSE, H., SINISCALCHI, J., FREDRICK, K. (2004), Estimating flow and flux of ground water discharge using water temperature and velocity. *Journal of Hydrology*, 296(1-4), 221-233.

CONANT Jr., B. (2004), Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. *Ground Water*, 42(2), 243-257.

BUIS, K., ANIBAS, C., BAL, K., BANASIAK, R., DEDONCKER, L., DESMET, N., GERARD, M., VAN BELLEGHEM, S., BATELAAN, O., TROCH, P., VERHOEVEN, R., MEIRE, P. (2007), Fundamentele studie van uitwisselingsprocessen in rivierecosystemen - Geïntegreerde modelontwikkeling. Water nummer van studiedag WSK8 'Modellen voor integraal waterbeheer'.

HATCH, C. E., FISHER, A. T., REVENAUGH, J. S., CONSTANTZ, J., RUEHL, C. (2006), Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development. *Water Resour. Res.*, 42(10), W10410, doi:10.1029/2005WR004787.

HUTCHINSON, P. A., WEBSTER, I. T. (1998). Solute uptake in aquatic sediments due to current-obstacle interactions. *Journal of Environmental Engineering-Asce*, 124(5), 419-426.

LAPHAM, W. M. (1989), Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2337.

SCHMIDT, M., BAYER-RAICH, M., SCHIRMER, M. (2006), Characterization of spatial heterogeneity of groundwater-stream water interactions using multiple depth streambed temperature measurements at the reach scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 849-859.

SOETAERT, K., DE CLIPPELE, V., HERMAN, P. (2002), FEMME, a flexible environment for mathematically modelling the environment. *Ecological Modelling*, 151(2-3), 177-193.

STONESTROM, D. A., CONSTANTZ, J. (2003), Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. USGS, Reston, Virginia, 96.

THIBODEAUX, L. J., BOYLE, J. D. (1987), Bedform-generated convective transport in bottom sediment. *Nature*, 325(6102), 341-343.

C. Anibas<sup>1</sup>, O. Batelaan<sup>1,2</sup>, K. Buis<sup>3</sup>, R. Verhoeven<sup>4</sup> en P. Meire<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Vakgroep Hydrologie en Waterbouwkunde  
Vrije Universiteit Brussel  
Pleinlaan 2, 1050 Brussel  
Tel 02-6293035, Fax 02-6293022  
Email: canibas@vub.ac.be

<sup>2</sup> Dept. Geografie-Geologie, K.U.Leuven  
Celestijnenlaan 200e - bus 2410,  
3001 Heverlee

<sup>3</sup> Onderzoeksgroep Ecosysteembeheer  
Departement Biologie  
Universiteit Antwerpen  
Universiteitsplein 1,  
B-2610 Wilrijk (Antwerpen)

<sup>4</sup> Vakgroep Civiele Techniek  
Laboratorium voor Hydraulica  
Universiteit Gent