
Ruimtelijke en temporele variaties van ondiepe grondwatertemperatuur als tracer voor grondwaterstroming rondom de Peelrandbreuk nabij Uden

Victor Bense

*Een eerdere publicatie in Stromingen (Bense, 2002) liet het belang van breuken voor grondwaterstroming zien aan de hand van verschillende voorbeelden in Zuidoost-Nederland. In dat artikel werd gesuggereerd dat geothermische methodes goed bruikbaar zijn voor het karakteriseren van grondwaterstroming rondom breuken. Ter plekke van breuken is de verticale grondwaterstroming vaak relatief versterkt omdat veel breuken sterke weerstanden vormen tegen horizontale grondwaterstroming. Het is juist deze verticale component van de stroming die met behulp van geothermische waarnemingen kan worden geschat. Vervolgonderzoek heeft ondertussen plaats gehad rondom de Peelrandbreuk nabij Uden. De resultaten van dat onderzoek worden hier gerapporteerd. Als gevolg van de lage doorlatendheid van de Peelrandbreuk nabij Uden vindt er kwel plaats op de hogere gedeelten in het landschap (op de Peelhorst) en infiltratie in de lagere gedeelten (Roerdalslenk). Analyse van ondiepe temperatuurmetingen in transecten over de breuk gedaan op verschillende tijdstippen laten zien dat het ondiepe grondwater op de horst in de zomer een aantal graden kouder en in de winter een aantal graden warmer is dan in de slenk. Dit effect interpreteren we als zijnde het resultaat van de interactie tussen de seizoensale gang in oppervlaktetemperatuur en variaties in grondwaterstroming nabij het oppervlak. Deze hypothese is getest met behulp van een numeriek model van gekoppeld niet-stationair warmtetransport en grondwaterstroming waarin de ondiepe temperatuurmetingen in verband zijn gebracht met de diepere geothermische waarnemingen die gedaan zijn in twee peilbuizen in het systeem. Het blijkt dat voor een juiste simulatie van de waargenomen temperatuurpatronen er rekening gehouden moet worden met de effecten van recente opwarming aan het oppervlak.*¹

Inleiding

De laatste tientallen jaren zijn geothermische metingen veelvuldig toegepast voor de identificatie van infiltratie- en kwelgebieden op regionale schaal (bijvoorbeeld De Jong en

Victor Bense is werkzaam bij Indiana University, Department of Geological Sciences, 1001 E. 10th Street, Bloomington, IN 47405, USA, e-mail: vbense@indiana.edu.

¹ Dit artikel is grotendeels gebaseerd op: Bense, V.F. en H. Kooi (2004) Temporal and spatial variations of shallow subsurface temperature as a record of lateral variations in groundwater flow; in: *Journal of Geophysical Research – Solid Earth*, jrg 109, nr B5.

Geirnaert, 1979). Geothermische gegevens kunnen daarvoor gebruikt worden omdat de warmte in grondwater niet alleen via geleiding (conductie) wordt getransporteerd maar ook via advectie door grondwaterstroming. Als gevolg van de warmtestroom vanuit de diepere delen van de aardkorst neemt de temperatuur toe met de diepte. In gebieden met een neerwaarts gerichte grondwaterstroming (infiltratie) zal de temperatuur echter minder snel toenemen omdat daar relatief koud water naar beneden wordt getransporteerd. Kwelgebieden zijn juist relatief warm omdat daar warmte juist omhoog wordt getransporteerd. Het is dus in de eerste plaats de verticale component van grondwaterstroming die geschat kan worden uit het temperatuurverloop met diepte. Voor onderzoek naar regionale grondwaterstroming met behulp van deze methode worden veelal temperatuur–dieptemetingen gebruikt, die zijn verricht in peilbuizen tot op dieptes van enkele honderden meters.

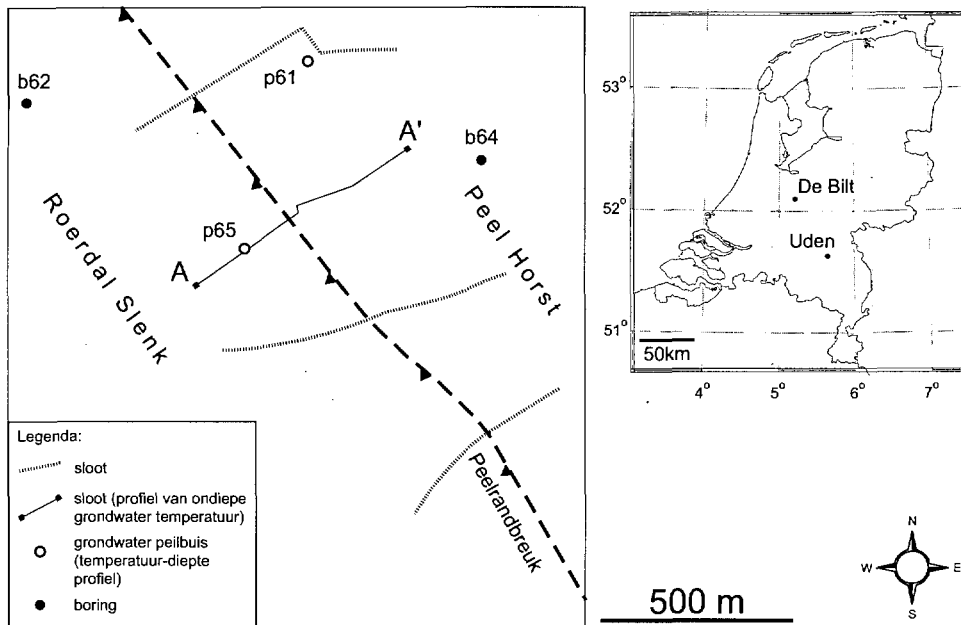
Op lokale schaal kunnen geothermische metingen gebruikt worden voor het nauwkeurig schatten van verticale stroomsnelheden binnen enkele meters nabij het oppervlak met behulp van zogenaamde ‘prikstok’-metingen (bijvoorbeeld Csónka, 1960, Van Wirdum, 1991). Via deze methode wordt een sonde uitgerust met een temperatuursensor tot een bepaalde diepte in de grond gedrukt en een temperatuur gemeten. Op geringe diepte (< 20 meter) is niet de warmtestroom vanuit de diepte dominant maar de seizoenale variatie van de oppervlaktetemperatuur. Via conductie plant de seizoenale warmtegolf zich voort in de ondergrond met een snelheid die naast de warmtegeleidingseigenschappen van de bodem afhankelijk is van de sterkte van de kwel of infiltratie ter plekke. Analyse van de vorm van deze seizoenale warmtegolf op een tijdstip in het seizoen kan daarom gebruikt worden voor het schatten van kwel- of infiltratiesnelheden op puntlocaties.

In dit artikel worden ondiepe temperatuurmetingen op een vaste diepte in horizontale profielen en diepere temperatuur–diepte-waarnemingen in peilbuizen rondom de Peelrandbreuk nabij Uden gepresenteerd. Het blijkt dat profielen van ondiepe temperatuurmetingen genomen op verschillende tijdstippen in het seizoen goed bruikbare informatie bevatten voor het vaststellen van de variatie in kwel en infiltratie op kleine schaal. De sterke laterale temperatuurvariëaties die waarneembaar zijn in de horizontale temperatuurprofielen zijn geïnterpreteerd als zijnde het gevolg van variaties in ondiepe grondwaterstroming. De ruimtelijke patronen en variaties in de tijd van de verschillende temperatuurwaarnemingen zijn met elkaar in verband gebracht met behulp van een quasi 3-D numerieke simulatie van het grondwatersysteem rondom de breuk waarin niet-stationair warmtetransport is gekoppeld aan grondwaterbewegingen.

De hydrogeologische situatie rondom de Peelrandbreuk nabij Uden

Figuur 1 laat een schematisch kaartje zien van het studiegebied. De Peelrandbreuk vormt op deze locatie een terreintrede in het landschap van ongeveer 3 meter hoogte. De schematische geologische opbouw ter plekke is gebaseerd op de beschrijvingen van boringen b64 en b62.

Aan beide kanten van de breuk is aan maaiveld dekzand aanwezig dat een dikte heeft van ongeveer 20 meter in het lage gedeelte van het gebied (in de Roerdalslenk) terwijl op de Peelhorst dit dekzand maximaal maar enkele meters dik is of helemaal afwezig is. Op sommige plekken in het natte gebied op de Peelhorst heeft zich veen ontwikkeld. De fijnkorrelige zanden bedekken een aquifer bestaande uit een pakket grove rivierafzettingen



Figuur 1: Overzichtskaartje van het gebied rondom de Peelrandbreuk nabij Uden waarop de locaties van de gebruikte peilbuizen en boringen staan aangegeven en de ligging van het transect langs A-A'.

dat ongeveer 25 meter dik is op de Peelhorst maar rond de 50 meter dik is in de Roerdalslenk. Onder dit aquifer komen in de slenk kwartaire kleien en zanden voor terwijl op de horst mariene, fijne zanden van miocene ouderdom worden aangetroffen.

Er komt kwel voor op de hoge gedeelten van het terrein (op de Peelhorst) terwijl er infiltratie in de lager gelegen Roerdalslenk wordt waargenomen (Visser, 1948; Stuurman en Atari, 1997; Bense e.a., 2003a). Waarnemingen in de buizen p61 en p65 laten zien dat de stijghoogtes op de horst toe- en in de slenk afnemen met de diepte. De natte gebieden op de hoger gelegen Peelhorst waar het opkwellende water een typische rode/oranje kleur heeft staan bekend als 'Wijstgronden'. Het bijzondere patroon van kwel- en infiltratiegebieden zones in dit systeem kan verklaard worden uit de veronderstelling dat de Peelrandbreuk hier een sterke weerstand vormt tegen horizontale grondwaterstroming. Zeer waarschijnlijk is via versmering en rotatie van fijne sedimentkorrels door tektonische deformatie de doorlatendheid langs de breuk sterk afgenomen zoals dat ook elders is waargenomen (bijvoorbeeld Ernst en De Ridder, 1960; Bense e.a, 2003b).

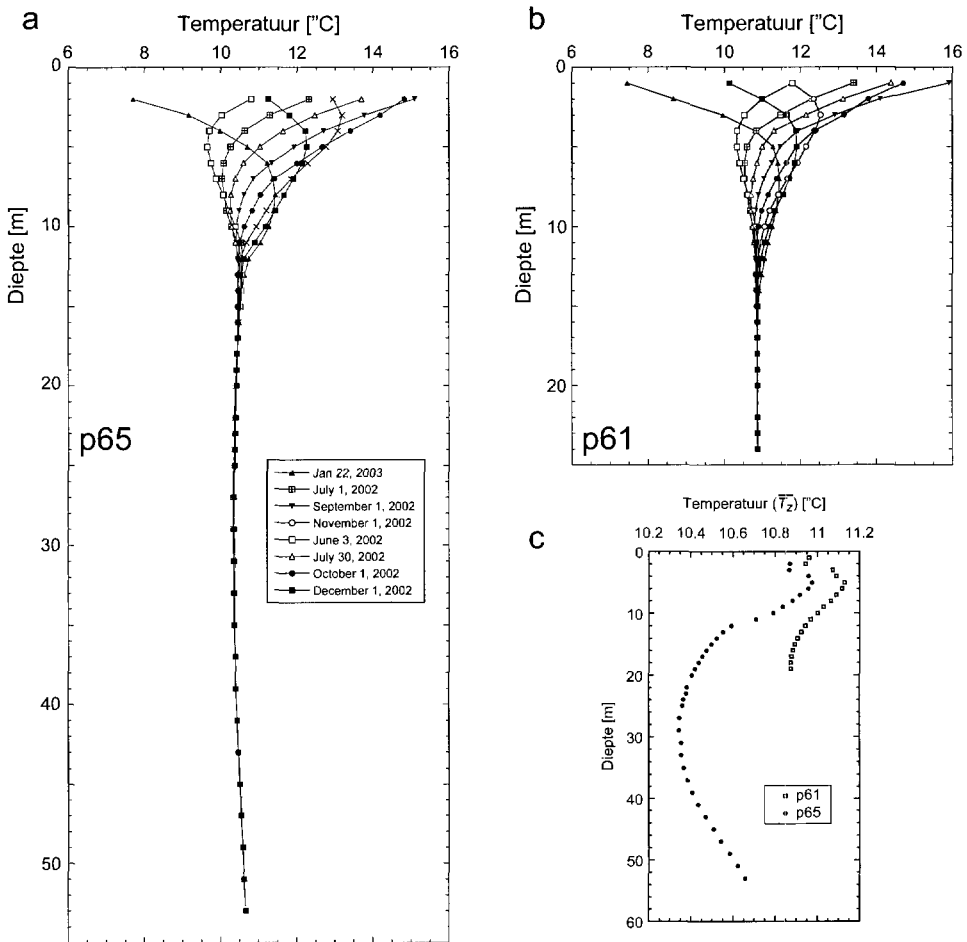
Veldwaarnemingen en interpretatie

Twee typen temperatuurgegevens werden verzameld in de periode van april 2002 tot en met januari 2003. Deze zijn 1) temperatuur-diepte-profielen in put p61 en p65. 2) horizontale temperatuurprofielen (onderlinge afstand ~10 meter) van de grondwatertemperatuur op 50 centimeter onder de bodem van de sloot langs A-A' (voor locaties zie figuur 1). De horizontale temperatuurprofielen zijn genomen in mei en september 2002, en januari 2003. De temperatuur-diepte-profielen in de twee putten zijn maandelijks over de gehele periode

opgenomen. Figuren 2a en b, en 3 tonen respectievelijk de temperatuur–diepte-profielen in put p61 en p65 en de ondiepe horizontale temperatuurprofielen zoals geprojecteerd op een rechte lijn langs A–A'.

Temperatuur–diepte-profielen

De invloed van de seizoenale gang in oppervlaktetemperatuur is het meest in het oog springende aspect van de temperatuur–diepte-profielen in put p61 (horst) en p65 (slenk). Op het eerste gezicht is te zien dat de profielen genomen in put p61 enigszins samengedrukt zijn wat betreft indringingsdiepte van de seizoenale temperatuurgolf. Bovendien lijkt het signaal op de horst sneller gedempt te worden dan in de slenk (p65). Dit is het



Figuur 2: a en b: Waargenomen temperatuur–diepte profielen in peilbuis p61 en p65. **c:** Het ‘gemiddelde’ temperatuur–diepte-profiel (over de periode mei 2002 tot januari 2003) in put p61 en p65. De typische C-vorm die deze profielen laten zien wordt op de meeste plaatsen wereldwijd aan getroffen en wordt toegeschreven aan de effecten van recente opwarming aan het oppervlak.

soort verschillen dat te verwachten is als gevolg van de contrasten in verticale grondwaterstroming tussen de horst (kwel) en slenk (infiltratie). Soortgelijke patronen worden ook getoond door bijvoorbeeld Stallman (1965), Lapham (1989) en Taniguchi (1993).

In de bovenste ~15 meter van de profielen is op beide locaties een trend zichtbaar naar hogere temperaturen met afnemende diepte. Deze trend kan het gevolg zijn van een recente toename van de gemiddelde jaartemperatuur. Er is geprobeerd het seizoenale signaal uit de waarnemingen te filteren door aan te nemen dat de temperatuur op diepte z [meter], T_z [°C], beschreven kan worden als een harmonische functie:

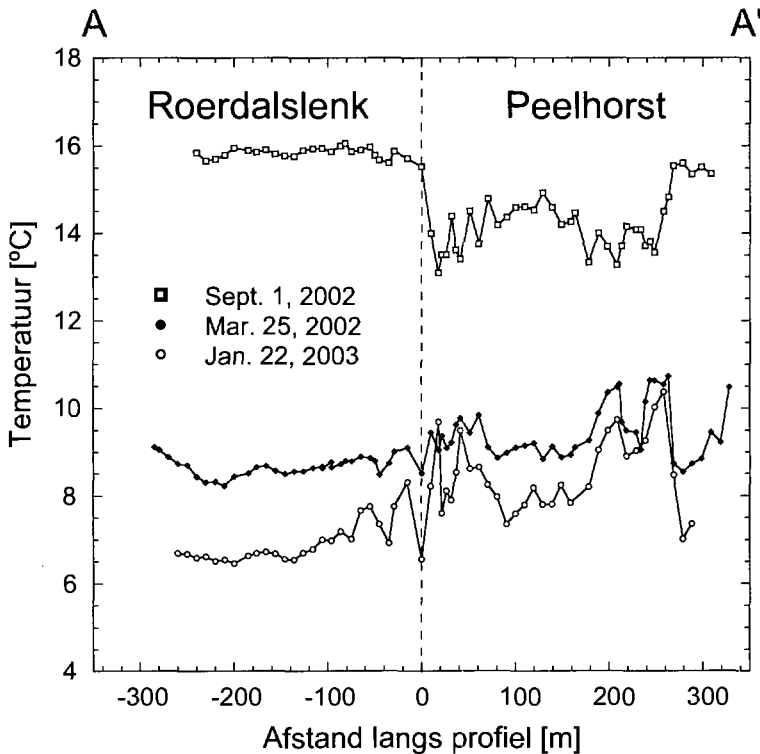
$$T_z = \bar{T}_z + \Delta T_z \sin\left(\frac{2\pi t}{\tau} + b\right)$$

waarin \bar{T}_z de gemiddelde temperatuur op diepte z is, ΔT_z is de amplitude van het seizoenale signaal op diepte z , t is tijd in seconden, τ is de duur van een jaar in seconden en b is de faseverschuiving van de sinus-functie. Voor elke diepte is een tijdreeks aan temperatuurwaarnemingen beschikbaar en zo is voor elke serie waarnemingen op elke diepte zijn waardes voor \bar{T}_z , ΔT_z en b gevonden met behulp van een optimalisatieroutine. Figuur 2c toont de zo verkregen temperaturen voor elke diepte gemiddeld over de waarnemingsperiode. De karakteristieke C-vorm van het ondiepe temperatuur–diepte-profiel is waarneembaar op de meeste locaties wereldwijd en wordt algemeen geïnterpreteerd als zijn de het gevolg van de toename van de jaarlijks gemiddelde oppervlaktetemperatuur over de laatste eeuwen en met de name de laatste decennia (bijvoorbeeld Beltrami, 2001).

Horizontale temperatuurprofielen

Laterale verschillen in temperatuur van meer dan 2 °C zijn gemeten in de horizontale temperatuur profielen langs A–A' (figuur 3). Deze contrasten zijn het grootst gedurende september en januari. Het blijkt dat de gebieden waar kwel optreedt in de zomer relatief kouder zijn dan de lager gelegen gedeeltes in de slenk waar infiltratie optreedt. In de winter is dit patroon juist precies andersom: dan zijn de gebieden waar kwel optreedt juist warmer dan de infiltratiegebieden. Metingen van de Elektrische Geleidbaarheid (EG) in de sloot suggereren dat de plaatsen waar de kleinste seizoenale temperatuurvariatie wordt waargenomen inderdaad die plaatsen zijn waar de kwel het sterkst is. Op deze plekken komen pieken voor in EG voor die waarschijnlijk het gevolg zijn van instromen van sterker gemineraliseerd water vanuit het onderliggende aquifer (zie Bense, 2002).

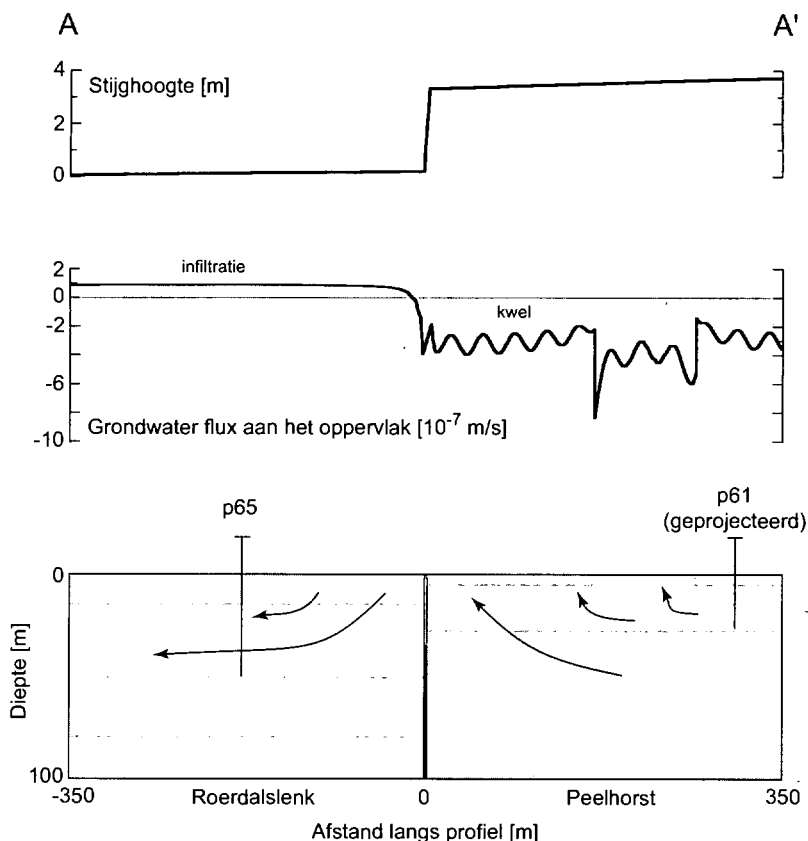
De waargenomen variaties van temperatuur in tijd en ruimte conceptueel begrepen kunnen worden uit de interactie tussen de seizoenale temperatuurpuls aan het oppervlak en de grondwaterstroming situatie net onder de sloot. In de bovenste ~5 meter onder het oppervlak zijn de temperatuurgradiënten zeer groot, vooral tijdens de zomer en winter. Infiltrerend of opkwellend grondwater zal het temperatuur–diepte-profiel respectievelijk naar boven of beneden afbuigen als gevolg van advectief warmtetransport. Door de hoge temperatuurgradiënten nabij het oppervlak kunnen relatief kleine verschillen in infiltratie- of kwelsnelheden leiden tot aanzienlijke laterale contrasten in temperatuur.



Figuur 3: Waargenomen horizontale temperatuurprofielen langs A-A'.

Modellering

De bovenstaande interpretaties van de veldwaarnemingen zijn verder uitgewerkt met behulp van een quasi-3D numerieke modellering van het systeem. Het model beschrijft enerzijds de kleinschalige fenomenen geassocieerd met ondiepe grondwaterstroming zoals geregistreerd in de horizontale temperatuurprofielen maar anderzijds ook de patronen die zijn waargenomen in de temperatuur–diepte-profielen die samenhangen met de grootschaligere stroming rondom de Peelrandbreuk. De temperatuurverdeling is gesimuleerd met de generieke eindige-elementencode FlexPDE (PDE Solutions, 2003). Er is hier volstaan met een quasi-3D beschrijving van het grondwaterstromingsveld in een sectie onder de sloot langs A–A'. Het model is quasi-3-D omdat er rekening wordt gehouden met de effecten van de toestroom van water naar de sloot, loodrecht op de sectie A–A'. In deze sectie is de temperatuurverdeling voor verschillende tijdstippen in het seizoen berekend met behulp van vereenvoudigde randvoorwaarden voor de seizoenale en langere-termijnvariatie in oppervlaktetemperatuur. Deze zijn gebaseerd op meteorologische waarnemingen in De Bilt.



Figuur 4: Hydrogeologische sectie over de Peelrandbreuk langs A–A'. De bovenste figuur laat de hydraulische bovenrandvoorwaarde in het model zien. De middelste figuur toont de resulterende kwel- en infiltratiesnelheden aan het oppervlak.

Het onderste gedeelte van figuur 4 toont de hydrogeologische schematisatie van het 2D-model in sectie langs A–A' en de verschillende hydrogeologische eenheden die in het model zijn onderscheiden. Deze figuur toont slechts een gedeelte van het volledige model dat in zijn geheel een hoogte 400 meter en een lengte van 1250 meter heeft. Het effect van de toestroming van water naar de sloot is in het model gesimuleerd door een bronterm (q_{in}) aan te nemen voor modelementen in het bovenste gedeelte van het model (in de deklaag en eerste aquifer). De gesimuleerde temperaturen op een diepte van 50 cm onder de bovenrand van het model rand worden vergeleken met de waargenomen horizontale temperatuurprofielen. De gesimuleerde temperatuur–diepte-profielen worden vergeleken met die waargenomen in peilbuizen p61 en p65. Peilbuis p61 staat niet precies langs profiel A–A', maar er is vanuitgegaan dat op die locatie, ook langs een ondiepe sloot, vergelijkbare hydrologische condities heersen als op dezelfde afstand van de breukrand in de sloot langs A–A'.

Warmtetransport gekoppeld aan grondwaterstroming

Warmtetransport is gekoppeld aan grondwaterstroming via de volgende vergelijking:

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} + c_w \rho_w \bar{q} \nabla T + c_w \rho_w T_{lat} q_{lat} - \kappa \nabla^2 T = 0$$

waarin \bar{q} de Darcy-snelheid is, c en c_w ($= 4190 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$) zijn respectievelijk de specifieke warmte van de verzadigde aquifer en die van water, ρ en ρ_w ($= 1000 \text{ kg/m}^3$) zijn respectievelijk de dichtheden van de verzadigde aquifer en die van water. κ is de warmtegeleidingscoëfficiënt van de aquifer. \bar{q} wordt berekend uit de gegeven stijghoogterandvoorwaarden en de verdeling van hydraulische doorlatendheid in het model (figuur 4). De bronterm $c_w \rho_w T_{lat} q_{lat}$ in bovenstaande vergelijking is een toevoeging op de klassieke warmtetransport vergelijking (Stallman, 1965), om het warmte-effect van de toestroom van water met temperatuur T_{lat} , en met snelheid q_{lat} , naar de sloot toe te simuleren.

De hydraulische doorlatendheid van de eenheden in het model is gekozen aan de hand van eerdere studies (Stuurman en Atari, 1997; Bense e.a., 2003a). De aquifers hebben een doorlatendheid van ~ 30 meter/dag. Het dekzand heeft een gemiddelde doorlatendheid van 10 meter/dag. De klei onder de aquifer in de Roerdalslenk en de miocene zanden op de Peelhorst hebben een geringe doorlatendheid (zie voor details Bense en Kooi (2004)). De doorlatendheid van de dekzanden op de Peelhorst varieert regelmatig (tussen 5 en 15 meter/dag) waardoor variaties in stroomsnelheden nabij het oppervlak worden gegeneerd (tussen 2 en 4 cm/dag) die vergelijkbaar kunnen zijn met variaties in kwel als gevolg van een lithologisch heterogene deklaag. De doorlatendheid in elke eenheid is isotroop. In het model heeft de breuk een breedte van 5 meter. De weerstand (breedte/doorlatendheid) van het bovenste gedeelte van de breuk is gekozen als 100 dagen (zie Bense (2002)). Het diepere gedeelte van breuk heeft een veel hogere weerstand omdat het waarschijnlijk is dat daar klei langs het breukvlak is versmeerd. De verdeling van thermische eigenschappen in het model is homogeen en heeft 'standaard'-waardes voor zandige sedimenten (zie bijvoorbeeld Stolk (2000)), $\kappa = 2,5 \text{ W}^\circ\text{Cm}$, $c = 2013 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$ en $\rho = 2105 \text{ kg/m}^3$.

Randvoorwaarden

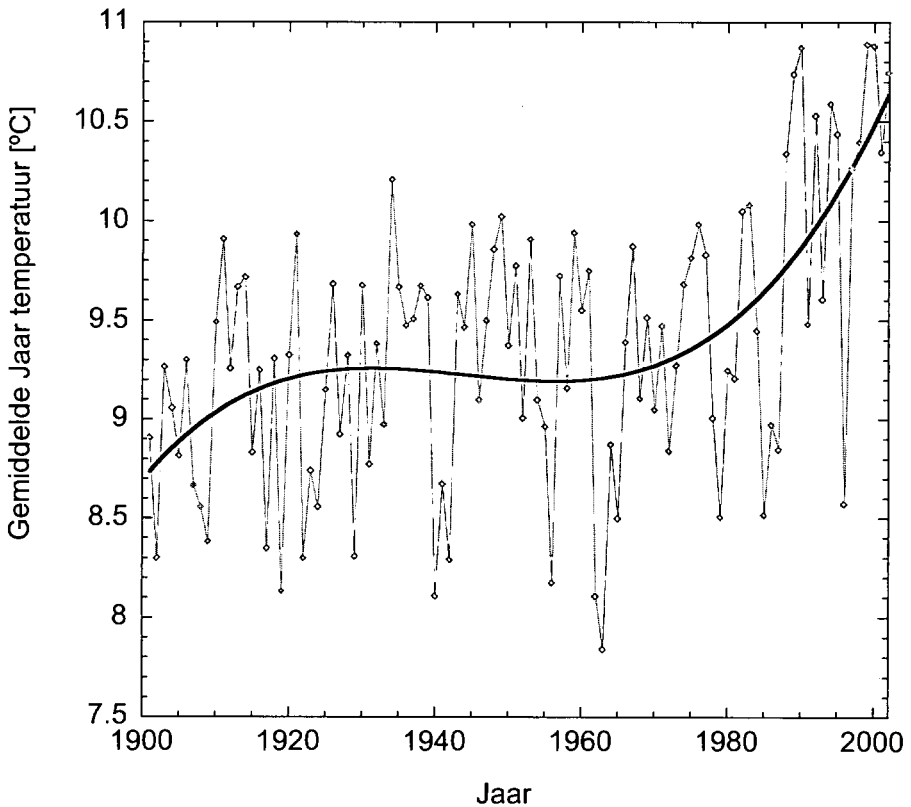
De randvoorwaarden voor de simulatie van grondwaterstroming in het model zijn weergegeven in figuur 4. De stijghoogtes aan de bovenkant van het model zijn opgelegd overeenkomstig met een schatting voor het gemiddelde stijghoogteverloop over het jaar van het ondiepste grondwater zoals gepresenteerd door Bense (2002). De rechter- en linkerrand van het model hebben een vaste stijghoogte in overeenstemming met de bovenrand zodat over deze randen dus alleen horizontale stroming kan plaats vinden. De onderrand is gesloten voor grondwaterstroming. De hoeveelheid toestroom van grondwater naar de sectie toe is geschat met een eenvoudig secundair grondwaterstromingsmodel waarin alleen de deklaag en de bovenste aquifer zijn betrokken. Deze flux is vervolgens als bronterm (q_{lat}) gebruikt voor dezelfde eenheden in het sectiemodel. De aanname is dat de temperatuur van het instromende water loodrecht op de sectie gelijk is aan de temperatuur in de sectie zodat hier geen uitwisseling van warmte via conductie plaatsvindt. Figuur 4 toont ook de resulterende flux van grondwater aan het oppervlak en schematisch enkele stroom-

lijnen in het model. De gemodelleerde grondwaterstroming is in principe stationair en varieert alleen als gevolg van de temperatuursafhankelijkheid van de hydraulische doorlatendheid via de viscositeit van water (zie Bense en Kooi (2004) of Constantz e.a. (1994)). Als gevolg van dit effect kunnen fluxen nabij het oppervlak ongeveer een factor 2 variëren over het seizoen. De getoonde fluxen zijn die bij een temperatuur van 10 °C aan het oppervlak.

De linker- en rechterrاند van het model hebben een vaste lineaire temperatuurgradiënt, de gemiddelde temperatuur langs de bovenrand is ongeveer 10 °C en de temperatuur langs de onderrand van het model is 20 °C (2,5 °C/100 meter; Van Balen e.a., 2002). Meteorologische gegevens van De Bilt werden gebruikt om de temperaturen aan de bovenrand van het model te simuleren (figuur 5). De seizoenale variatie in oppervlaktetemperatuur (T_s) voor de jaren 2001 en 2002 is in het model gesimuleerd als een harmonische functie:

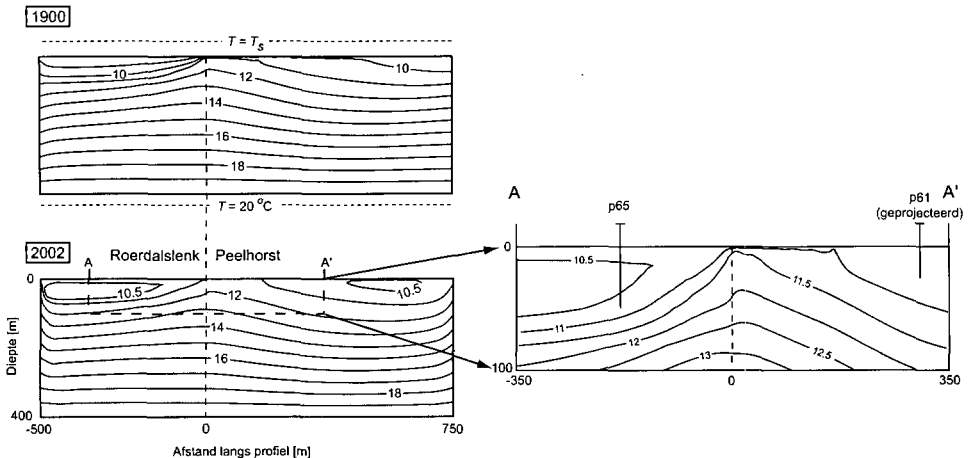
$$T_s = \bar{T} + \Delta T_s \sin 2\pi t / \tau$$

waarin \bar{T} de jaarlijks gemiddelde temperatuur aan het oppervlak is en ΔT_s de amplitude van seizoenale variatie. De amplitude van de seizoenaal variërende oppervlaktetemperatuur bedroeg in 2002 in De Bilt ongeveer 7 °C.

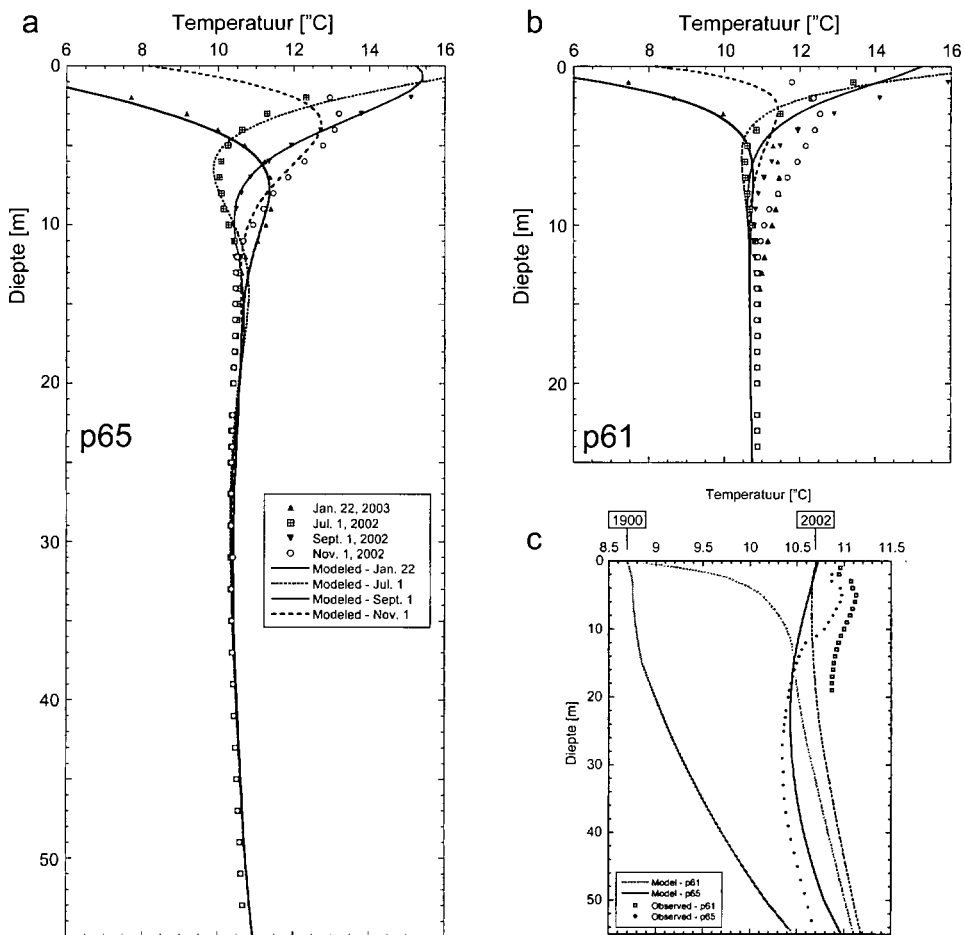


Figuur 5: Waargenomen gemiddelde jaartemperaturen in De Bilt over de laatste 100 jaar. De lijn is een polynoomfit van de waargenomen temperaturen.

Figuur 6 laat de gemodelleerde temperatuurverdelingen zien zonder dat het seizoenale temperatuursignaal als randvoorwaarde is toegevoegd. Het bovenste gedeelte van figuur 6 laat de stationaire temperatuurverdeling zien voor het jaar 1900. Als gevolg van opwaartse grondwaterstroming op de Peelhorst zijn de grondwatertemperaturen daar hoger dan op dezelfde diepte in de Roerdalslenk. De gesimuleerde niet-stationaire temperatuurverdeling voor het jaar 2002 laat zien dat als gevolg van de netto opwarming aan het oppervlak het contrast in grondwatertemperatuur tussen de kwel- en infiltratiegebieden sterk is verminderd. Dit wordt vooral duidelijk als op de locaties van put p61 en p65 de temperatuurdiepte-profielen voor beide tijdstippen worden vergeleken (figuur 7c). Het blijkt dat de kromming van het wat diepere gedeelte van het temperatuurprofiel redelijk verklaard kan worden uit de opwarming van de laatste decennia. Het ondiepere gedeelte (< 15 meter) is enkele tienden van graden warmer dan het model voorspelt. Ook de waargenomen sterkere variatie op deze dieptes zijn niet in het model terug te vinden. Verschillende redenen kunnen worden aangevoerd voor de verschillen tussen gemodelleerde en waargenomen temperaturen op deze diepte. In de eerste plaats zal de luchttemperatuur zoals die in De Bilt wordt geregistreerd niet dezelfde zijn als de bodemtemperatuur nabij Uden. Echter, inspectie van andere meteorologische gegevens leert dat dit verschil niet groot genoeg is om de waargenomen discrepantie tussen gesimuleerde en waargenomen temperaturen te verklaren. Een waarschijnlijk belangrijker effect is dat in het algemeen de gemiddelde jaarlijkse bodemtemperatuur hoger is dan de temperatuur van de lucht erboven (zie Putnam en Chapman, 1996). Bovendien kunnen sterk niet-stationaire grondwaterstroming, sneeuwbedekking of een variërende dikte van de onverzadigde zone niet-stationaire temperatuursignalen genereren. Met geen van deze effecten is in de hier gepresenteerde simulatie rekening gehouden.



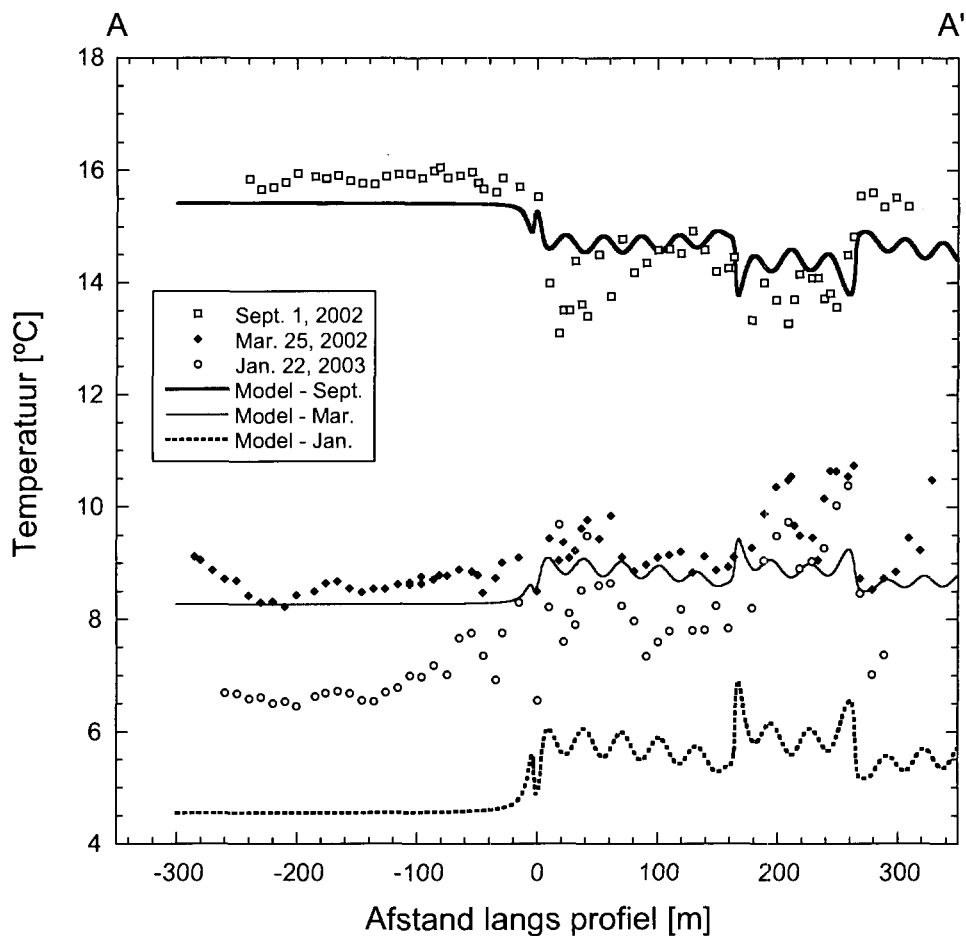
Figuur 6: Temperatuurverdeling (isothermen zijn gelabeld in °C) voor het hele model domein voor de jaren 1900 en 2002 zonder dat rekening is gehouden met seizoenale temperatuurvariatie aan het oppervlak. De Peelrandbreuk bevindt zich langs de stippellijn.



Figuur 7: a en b: Vergelijking tussen geobserveerde en gesimuleerde temperatuur–diepte-profielen voor put p61 en p65. De seizoenaal variërende oppervlaktetemperatuur is nagebootst met een simpele harmonische functie. **c:** Vergelijking van de waargenomen temperatuur–diepte-profielen met de gesimuleerde laat zien dat in de bovenste helft de gesimuleerde profielen te koud zijn ten opzichte van de waargenomen temperaturen.

Figuur 7a en b laten de gemeten en gesimuleerde temperatuur–diepte-profielen zien als ook de seizoenale temperatuurvariatie aan het oppervlak in het model wordt ingevoerd voor het jaar 2002. De variatie in amplitude en demping van het oppervlaktetemperatuur-sigitaal komen redelijk overeen met de waarnemingen. In het model bedraagt de verticaal gemiddelde stroomsnelheid ter plekke van p65 ongeveer 6 mm/dag (infiltratie) en bij p61 – 20 cm/dag (kwel).

Figuur 8 laat de gemeten en gemodelleerde horizontale profielen zien. De gemodelleerde en gemeten profielen vertonen grofweg dezelfde eigenschappen. Het temperatuurcontrast tussen infiltratie- en kwelgebied varieert in het model op dezelfde manier als geobserveerd in het veld. Ook in absolute zin komen de gesimuleerde temperaturen redelijk overeen met de geobserveerde, alleen de gemodelleerde temperaturen voor januari zijn aanzienlijk te



Figuur 8: Vergelijking tussen geobserveerde en gesimuleerde horizontale temperatuurprofielen onder de sloot langs A-A'. De heterogeniteit van het grondwaterstromingsveld kan de waargenomen laterale en temporele temperatuurvariaties goed verklaren.

hoog. De afwijking voor januari komt waarschijnlijk voort uit het feit dat de jaarlijkse temperatuurvariatie is benaderd met een simpele sinusfunctie. In de weken voor de meting in januari 2003 was het 'abnormaal' warm voor de tijd van het jaar en week het temperatuurverloop in die periode te sterk af van een ideale sinusfunctie.

De gesimuleerde temperatuurvariaties in het model zijn volledig het resultaat van verschillen in grondwaterstromingsnelheid nabij het oppervlak omdat de thermische eigenschappen in het model homogeen zijn gehouden. Het is echter waarschijnlijk dat ook de thermische eigenschappen van de sedimenten variëren, waarmee wellicht ook een gedeelte van de laterale variatie in temperatuur verklaard zou kunnen worden. Eerste modelresultaten laten echter zien dat grondwaterstroming het dominante effect moet zijn omdat een onredelijk grote variatie in thermische eigenschappen van de sedimenten moet worden aangenomen voordat laterale temperatuurvariaties van de grootte zoals geobserveerd in het veld worden verkregen.

Conclusies

Met behulp van ondiepe horizontale temperatuurmetingen konden de heterogeniteit van de grondwaterstroming rondom de Peelrandbreuk nabij Uden fraai in beeld gebracht worden. De sterke temperatuurvariëaties in deze horizontale profielen zijn geïnterpreteerd als zijnde het gevolg van laterale variëaties in grondwaterstroming nabij het oppervlak. Een numerieke modelstudie waarin niet-stationair warmtetransport gekoppeld is aan grondwaterstroming bevestigt deze interpretatie omdat de geobserveerde temperaturen en gesimuleerde patronen en variëatie in tijd en ruimte goed overeen komen. In dezelfde simulatie zijn de ondiepe waarnemingen en de wat diepere waarnemingen gedaan in peilbuizen met elkaar in verband gebracht. Horizontale temperatuurprofielen zouden goed gebruikt kunnen worden voor het vaststellen van variëatie in kwel en infiltratie in een gebied. Een soortgelijke methode is recent gepresenteerd door Conant Jr., (2004). De diepte waarop de waarnemingen worden gedaan is van belang. Idealiter zouden de diepte van de metingen zo gekozen moeten worden dat de gemeten temperaturen alleen de interactie tussen seizoensale gang van de oppervlaktetemperatuur reflecteren zonder dat er signalen met een kortere golflengte (dagelijkse gang, week variëatie) aanwezig zijn.

Recente stijging van de oppervlaktetemperatuur zorgt ervoor dat de contrasten in temperatuur tussen kwel- en infiltratiegebieden kleiner zijn geworden. Bovendien compliceert deze langere-termijnvariëatie de interpretatie van geothermische gegevens voor grondwaterstroming. Ondanks deze complicaties is het duidelijk dat geothermische gegevens een belangrijke aanvulling kunnen betekenen op stijghoogtegegevens vooral daar waar het gaat om het koppelen van fenomenen op kleine schaal (locale variabiliteit in kwel) en het gedrag van het systeem op grotere schaal.

Dankwoord

Elmer van den Berg, Vincent Post en Boris van Breukelen worden zeer bedankt voor hun hulp tijdens het verzamelen van de veldgegevens. Daarnaast wordt het KNMI bedankt voor het ter beschikking stellen van de meteorologische gegevens van De Bilt (<http://www.knmi.nl>). Het onderzoek gepresenteerd in dit artikel is uitgevoerd tijdens mijn promotieonderzoek bij de vakgroep Hydrologie, Vrije Universiteit Amsterdam.

Literatuur

- Beltrami, H. (2002)** Earth's long-term memory; in: *Science*, nr 297, pag 206–207.
- Bense, V.F. (2002)** Hydrologische karakterisering van breukzones in Zuidoost-Nederland; in: *Stromingen*, jrg 8, nr 3, pag 17–30.
- Bense, V.F. en H. Kooi, (2004)** Temporal and spatial variations of shallow subsurface temperature as a record of lateral variations in groundwater flow; in: *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, jrg 109, nr B5.
- Bense, V.F., B.T. van Balen en J.J. de Vries (2003a)** The impact of faults on the hydrogeological conditions in the Roer Valley Rift System: an overview; in: *Geologie en Mijnbouw / Netherlands Journal of Geosciences*, jrg 82, pag 41–53.
- Bense, V.F., E.H. van den Berg en R.T. van Balen (2003b)** Deformation mechanisms

- and hydraulic properties of fault zones in unconsolidated sediments; the Roer Valley Rift System, the Netherlands, in: *Hydrogeology Journal*, jrg 11, pag 319–332.
- Conant Jr., B. (2004)** Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures; in: *Ground Water*, jrg 42, nr 2, pag 243–257.
- Constantz, J., C.L. Thomas en G. Zellweger (1994)** Influence of diurnal variations in stream temperature on streamflow loss and groundwater recharge; in: *Water Resources Research*, jrg 30, nr 12, pag 3253–3264.
- Csónka, J. (1968)** Rapport inzake de toepassingsmogelijkheden van de geothermische methode in Nederland; TNO Dienst Grondwaterverkenning Delft, 59 pag.
- Ernst, L.F. en N.A. de Ridder (1960)** High resistance to horizontal groundwater flow in coarse sediments due to faulting; in: *Geologie en Mijnbouw*, jrg 39, pag 66–85.
- Jong, S.J. de en W. Geirnaert (1979)** The groundwater thermal regime in the Flevo polders and the Gelderse Vallei (southern IJsselmeer area), The Netherlands; in *Geologie en Mijnbouw*, jrg 58, nr 3, pag 295–304.
- Lapham, W.W. (1989)** Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity; USGS Water Supply paper, nr 2337.
- PDE Solutions (2003)** FLEXPDE v. 3.10 (software), zie: <http://www.pdesolutions.com>.
- Putnam, S.N. en D.S. Chapman (1996)** A geothermal climate change observatory: first year results from Emigrant Pass in northwest Utah; in: *Journal of Geophysical Research*, jrg 101, pag 21877–21890.
- Stallman, R. (1965)** Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature; in: *Journal of Geophysical Research*, jrg 70, nr 12, pag 2821–2827.
- Stuurman, R.J. en R.H. Atari (1997)** De grondwatersituatie rond de Wijstgronden bij Uden; Rapport nr. 97-212(a), NITG-TNO Delft, 67 pag.
- Taniguchi, M. (1993)** Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature-depth profiles; in: *Water Resources Research*, jrg 29, pag 2021–2026.
- Visser, W.C. (1948)** Het probleem van de Wijstgronden; in: *Tijdschrift van het Koninklijk Aardrijkskundig Genootschap*, jrg 65, pag 798–823.
- Wirdum, G. van (1991)** Vegetation and hydrology of floating rich-fens, Proefschrift Universiteit van Amsterdam, 305 pag.