

Het kwantificeren van verticale grondwaterstroming in de Horstermeerpolder met behulp van temperatuurmetingen

DOUWE KAMPER, VICTOR BENSE, VINCENT POST EN FRANK SMITS

In de Horstermeerpolder treedt aanzienlijke brakke kwel op. Het grondwater in de zandlagen tot 150 m diep is brak vanwege voormalige mariene intrusies. Waternet onderzoekt momenteel of het mogelijk is om de brakke kwel in de toekomst te gebruiken voor drinkwaterproductie. Hiermee kan tegemoet worden gekomen aan de toenemende vraag naar drinkwater en hoeft er minder brakke kwel te worden uitgeslagen. Om beter inzicht te krijgen in de grondwaterstroming hebben we temperatuur-dieptemetingen uitgevoerd in drie 230 m diepe peilbuizen binnen en op de rand van de polder. De temperatuur-diepteprofielen in de goed doorlatende zandlagen in de bovenste 150 m zijn zeer verschillend, ondanks dat ze relatief dicht bij elkaar liggen. De verschillen binnen de polder zijn verklaarbaar doordat er een kortsluitstroming bestaat via een winfilter. Met de methode van Bredehoeft & Papadopulos hebben we het temperatuur-diepteprofiel van de bovenste slecht doorlatende laag van de Formatie van Maassluis gebruikt om de verticale stroming te kwantificeren. Na correctie van de stijghoogtes voor dichtheidsverschillen hebben we de berekende flux gebruikt om ook de verticale doorlatendheid van deze laag te bepalen.

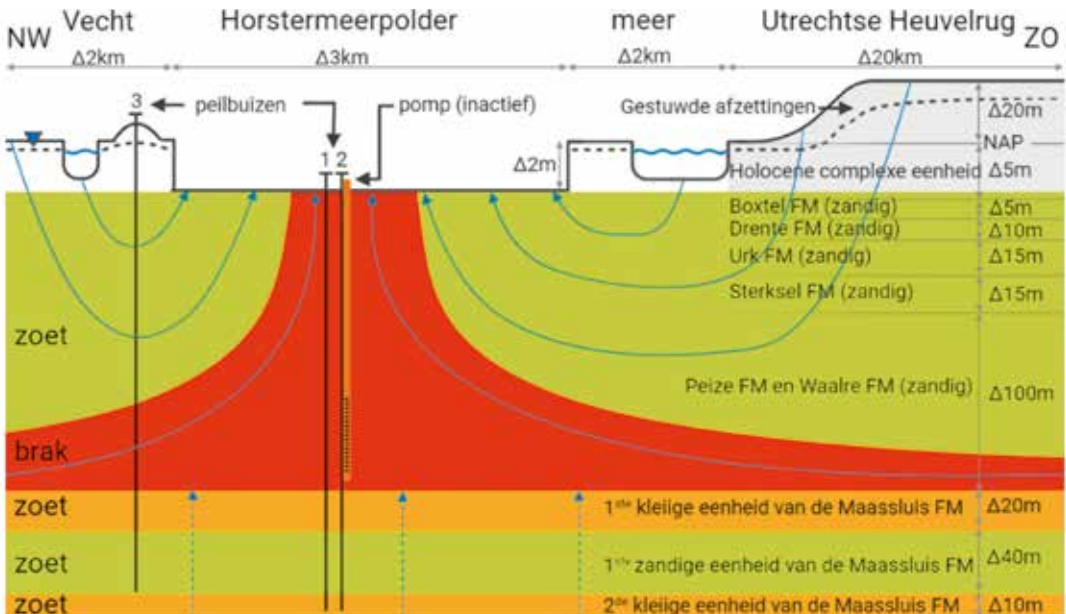
Artikel

Inleiding

De Horstermeerpolder ten zuidoosten van Amsterdam ligt zo'n twee meter lager dan het omliggende landschap (Afbeelding 1). Hierdoor treedt in de polder een aanzienlijke kwel op van gemiddeld 14 mm per dag. Het water dat vanuit de Utrechtse Heuvelrug en de plassen die om de polder heen liggen toestroomt is zoet, maar in het centrum van de polder is er sprake van brakke kwel. Hiervan wordt gedacht dat dit fossiel grondwater is van voormalige Holocene mariene intrusies. Dit brakke grondwater bevindt zich tot 150 m diep en is gediffundeerd in de slecht doorlatende bovenkant van de Formatie van Maassluis.

De kweldruk beperkt de landgebruiksmogelijkheden in de polder en het uitslaan van het brakke water op de Vecht heeft negatieve gevolgen voor de omliggende Natura2000-gebieden. Tot op heden wordt het probleem bestreden door het brakke water in de Vecht bij Nigtevecht naar het Amsterdam-Rijnkanaal te stuwen en om zoet water aan te voeren naar de omringende plassen. Hiervoor is jaarlijks gemiddeld ruim 200 miljoen kubieke meter zoet water uit het Markermeer nodig. Deze hoeveelheid komt overeen met een waterschijf van bijna 30 cm over heel het oppervlak van het Marker-, Gooi- en Eemmeer. Gezien de toe-

nemende vraag naar zoet water uit het Markermeer is een andere oplossing wenselijk. Waternet onderzoekt daarom of het mogelijk is om het brakke grondwater te onttrekken voordat dit het maaiveld bereikt, het te ontzilten en vervolgens te gebruiken als drinkwater.



Afbeelding 1 Schema van het grondwatersysteem van de Horstermeerpolder en omgeving, gebaseerd op het hydrogeologisch model REGIS II en eerder onderzoek van Waternet

Om te voorspellen hoe het grondwatersysteem zal reageren op de beoogde grondwateronttrekking, is het belangrijk om de huidige situatie in kaart te brengen. Temperatuur kan gebruikt worden als tracer voor grondwaterstroming bij stationaire condities. Temperatuurmetingen zijn met een geschikte thermometer relatief snel en eenvoudig uit te voeren in een peilbuis. Voor dit onderzoek zijn daarom drie temperatuur-dieptemetingen uitgevoerd in diepe peilbuizen in en op de rand van de Horstermeerpolder. Deze zijn kwalitatief geïnterpreteerd om de grondwaterstroming in de polder en aan de rand ervan met elkaar te vergelijken.

De temperatuur-diepteprofielen zijn ook gebruikt om verticale stroming door het bovenste slecht doorlatende deel van de Formatie van Maassluis te berekenen met de methode van Bredehoeft & Papadopulos (1965). De verticale doorlatendheid is vervolgens berekend met behulp van de stijghoogteverschillen. Vanwege het variabele zoutgehalte van het grondwater zijn de stijghoogtes gecorrigeerd voor dichtheid.

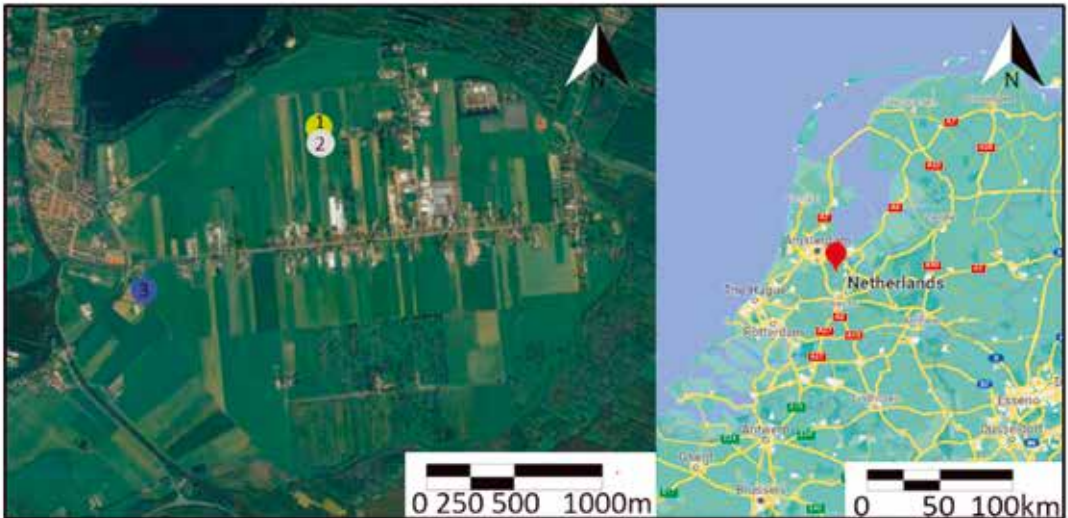
Temperatuur-dieptemetingen

In drie peilbuizen van bijna 230 m diep zijn temperatuur-dieptemetingen verricht. Peilbuis 1 en 2 bevinden zich op slechts 25 m afstand van elkaar, in het centrale deel van de Horstermeerpolder. Peilbuis 3 bevindt zich hoger in het landschap, net buiten de polder (Afbeelding 2). Peilbuis 1 en 2 liggen zo dicht

bij elkaar omdat er een nog niet actieve pomp is op locatie 2 voor de toekomstige grondwateronttrekking en peilbuis 1 bedoeld is als waarnemingsfilter.

De metingen zijn verricht met de *stop and go*-methode, waarbij men de temperatuursensor in stappen van steeds een meter vanaf het maaiveld tot op de bodem van een peilbuis laat zakken. Voor een stabiele meting wordt de temperatuursensor na elke meter 10 seconden stil gehangen. Op de kabel van de sensor zijn labels aangebracht, zodat de diepte tot op enkele centimeters nauwkeurig wordt vastgesteld. De marine temperatuursensor (RBR soloT) heeft een zeer snelle reactietijd en is gekalibreerd tot een nauwkeurigheid van 10^{-3} °C.

De stijghoogtes van peilbuis 1 en 2 reiken tot boven de top van de peilbuis. Als de afsluiter van deze peilbuizen geopend wordt, dan begint de peilbuis te overstromen en komt de hele waterkolom in de peilbuis in beweging. Om hier toch een representatieve temperatuurmeting te verrichten zijn de peilbuizen tijdelijk verlengd met een opzetstuk (Afbeelding 3). Na het openen van de afsluiters is per peilbuis anderhalf uur gewacht om de temperatuur over de gehele diepte van de waterkolom te laten stabiliseren.



Afbeelding 2 Locaties van de peilbuizen waar temperatuur-dieptemetingen zijn verricht (Google Maps, 2022)

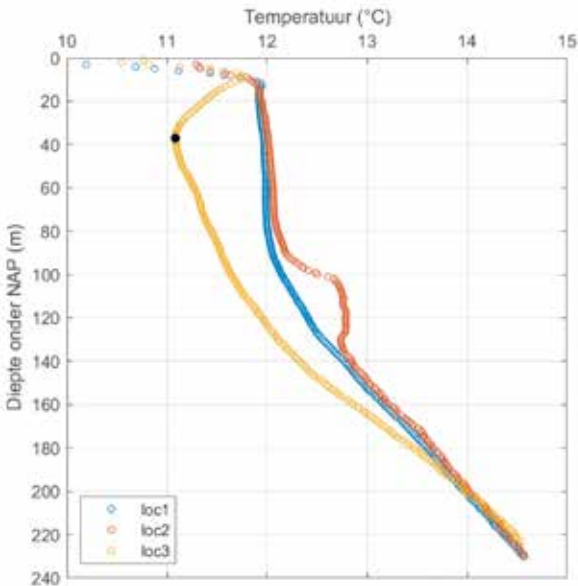


Afbeelding 3 Verlengconstructie artesische peilbuis

Waarnemingen

De temperatuur-dieptemetingen laten verschillende profielen zien (Afbeelding 4).

Locatie 3 is c-vormig direct onder de seizoenale zone (0 tot 10 m). Locaties 1 en 2 zijn juist vrijwel isotherm tot 90 m diepte. Ondanks de geringe afstand tussen peilbuizen 1 en 2, vertonen de temperaturen tussen 90 tot 130 m diepte aanzienlijke verschillen, met een sterke opbolling in profiel 2.

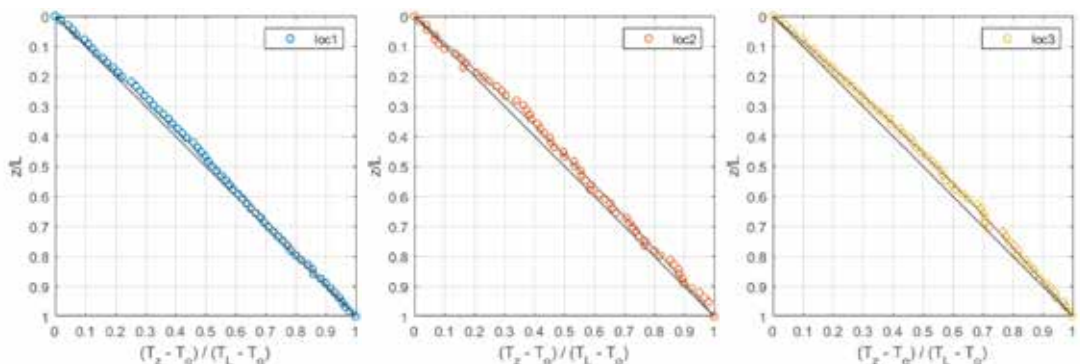


Afbeelding 4 Temperatuur-dieptemetingen verricht in maart 2022, waarbij elke cirkel een temperatuurmeting vertegenwoordigt. De zwarte cirkel op 37 m diepte is het inflectiepunt van locatie 3.

De c-vorm van het profiel op locatie 3 kan worden toegeschreven aan opwarming van het aardoppervlak. In het geval van stationaire condities zonder verticale stroming neemt de temperatuur onder de seizoenaal beïnvloede zone lineair toe met de diepte. De steilheid wordt dan bepaald door de lokale geothermische warmtestroom richting het oppervlak en de warmtecapaciteit van de lithologie. Doordat de luchttemperatuur door klimaatverandering echter een stijgende trend laat zien, stijgen de temperaturen aan het maaiveld, waardoor er een netto-warmteflux naar beneden ontstaat. Deze neerwaartse indringing van warmte resulteert in een inversie van de geothermische gradiënt in het bovenste deel van het profiel. Het punt waar de geothermische gradiënt nul is, noemen we het inflectiepunt. Er bestaat een verband tussen de jaarlijkse infiltratieflux en de diepte van het inflectiepunt (Bense en Kurylyk, 2017). De diepte van 37 m in peilbuis 3 komt, in een zandige aquifer, overeen met een verwaarloosbare infiltratieflux (Bense en Kurylyk, 2017). Dit is een aanwijzing dat de verticale stroming op deze locatie gering is en dat er vooral sprake is van laterale stroming richting de polder. Dit in tegenstelling tot locaties 1 en 2 waar de nagenoeg isotherme condities tot 80 m diepte duiden op verticale stroming richting het maaiveld. De verticale verplaatsing van warmte vanwege de sterke kwel is veel groter dan de tegengestelde warmteflux door klimaatverandering, vandaar dat er in de polder zelf geen inflectiepunt te zien is in de profielen.

Tussen 90 en 130 m diepte laat profiel 2 een sterke opbolling zien, terwijl deze opbolling in profiel 1 niet aanwezig is. Gezien de korte laterale afstand tussen de buizen veronderstellen we dat beide locaties vrijwel dezelfde lithologie hebben (grof zand in dit dieptebereik). De sterke opbolling in het temperatuurdiepteprofiel overlapt grotendeels met de diepte van één van de winfilters op locatie 2. De opbolling in het temperatuurprofiel is het resultaat van relatief warm water dat het winfilter als kortsluitroute gebruikt om sneller naar ondiepere lagen te stromen. Het langste filter (van de diepe winput) bevindt zich op een diepte van 98 t/m 127 m-mv. Op dit interval is de temperatuur ook isotherm zoals men zou verwachten bij sterke verticale stroming. Vergelijkbare situaties waar kortsluitstroming ontstaat over een winfilter zijn vaker waargenomen, bijvoorbeeld door Bertermann en Rammler (2022).

Vanaf ongeveer 156 m diepte begint de Formatie van Maassluis, waarvan het bovenste deel in REGIS II bekendstaat als de eerste slecht doorlatende laag. Om de temperatuurvariatie binnen de Formatie van Maassluis beter te kunnen onderscheiden, zijn de temperatuurdiepteprofielen genormaliseerd in het dieptebereik van 156 tot 220 m onder NAP, waarbij zowel diepte als temperatuur zijn geschaald tussen nul en één (Afbeelding 5). Bij alle drie de locaties is een lichte opbolling te zien in de eerste helft van het profiel (tot ongeveer 190 m diepte onder NAP). In slecht doorlatende lagen duidt dit op verticale opwaartse stroming (Bredehoeft en Papadopoulos, 1965). Gezien de diepte en het feit dat de winput nog inactief was ten tijde van de temperatuurmetingen, zijn stationaire stromingscondities hier een redelijke aanname. Onder deze aanname kunnen we, gebaseerd op de opbolling in het temperatuurdiepteprofiel, de verticale stroming over de eerste slecht doorlatende laag van de Formatie van Maassluis berekenen (Bredehoeft en Papadopoulos, 1965). Hoewel het slecht doorlatende deel van de Formatie van Maassluis aan de bovenkant scherp begrensd is, is het lastiger om de ondergrens van de slecht doorlatende lagen, waarover de verticale stroming berekend wordt, vast te stellen. De gevolgde methode wordt in de volgende paragrafen uitgelegd.



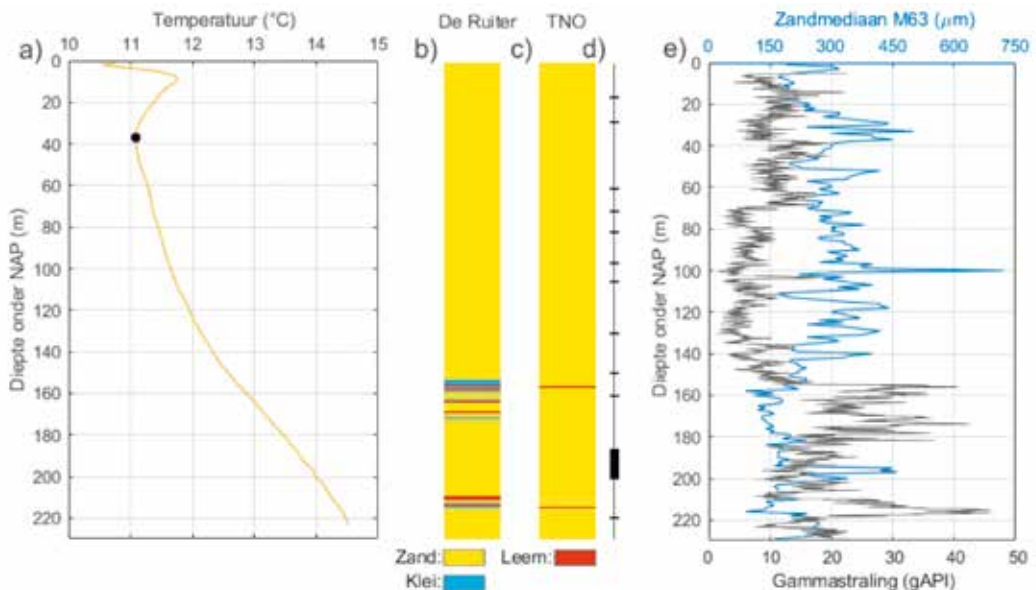
Afbeelding 5 Genormaliseerde temperatuur-diepte profielen van locaties 1, 2 en 3 voor 153 tot 217 m onder NAP voor locatie 1 & 2 en 156 tot 220 m onder NAP voor locatie 3. Profielen zijn genormaliseerd voor zowel temperatuur als diepte, waarbij nul het minimum vertegenwoordigd en 1 het maximum

Vaststellen diepte-interval

Eerst is een indicatie gemaakt voor het diepte-interval van de bovenste slecht doorlatende laag van de Formatie van Maassluis, met boorstaten in combinatie met geofysische boorgatmetingen van de gammastraling (Afbeelding 6). De gemeten natuurlijke gammastraling geeft informatie over het kleigehalte. Vervolgens is het diepte-interval nauwkeuriger bepaald met onze temperatuur-dieptedata.

Van locatie 3 is een gedetailleerde boorbeschrijving van TNO beschikbaar, die we vergelijken met die van het boorbedrijf, de gemeten gammastraling en het temperatuur-diepteprofiel (Afbeelding 6). De mediane korrelgrootte van de zandfractie lijkt omgekeerd gecorreleerd met de gemeten gammastraling op locatie 3. In de eerste 156 m onder NAP is de zandfractie vrij grof. Op 157 m diepte onder NAP is door TNO een leemlaag geïdentificeerd, wat aardig overlapt met de klei- en leemlagen die op deze diepte zijn beschreven door de boormeester. Op deze diepte neemt de gammastraling, die veel gebruikt wordt als indicatie voor kleigehalte, abrupt toe. TNO heeft hier echter geen klei gedetermineerd, in tegenstelling tot de boormeester.

Tussen 158 en 193 m diepte blijft de mediane zandfractie relatief laag, terwijl de gammastraling relatief hoog blijft. Tussen 194 en 196 m diepte is het zand veel grover, bevat het zelfs een beetje grind en neemt de gammastraling af, wat een hogere doorlatendheid impliceert. Op deze diepte toont het temperatuur-diepteprofiel een kort interval met een veel kleinere gradiënt, duidend op geringere verticale stroming. Hieruit leiden we af dat op locatie 3 de bovenste slecht doorlatende laag van de Formatie van Maassluis zich bevindt tussen ongeveer 157 en 193 m onder NAP.



Afbeelding 6 Overzicht van de informatie voor locatie 3: a) temperatuur-diepteprofiel met inflectiepunt op 37 m diepte, b) boorstaat volgens de beschrijving van de boormeester, c) boorstaat van TNO, d) diepte van peilbuizen aangegeven met horizontale lijnen en een blok voor het langere filter, e) grafiek met de mediaan van de zandfractie in blauw (uit de boorstaat van TNO) en de gemeten gammastraling (in grijs)

Voor locatie 1 en 2 is geen boorbeschrijving van TNO beschikbaar en daarom zijn de boorbeschrijvingen uit het veld van de boorbedrijven gebruikt. De top van de bovenste slecht doorlatende laag van de Formatie van Maassluis is op locatie 1 en 2 duidelijk gedefinieerd met de aanwezigheid van klei op respectievelijk 156 en 155 m onder NAP. De onderkant van de bovenste slecht doorlatende laag van de Maassluis Formatie is echter onduidelijk in deze boorbeschrijvingen. Voor locatie 1 lijkt deze zich op 196 m diepte te bevinden, boven een tien meter dikke laag zand. Op locatie 2 lijkt de onderkant van de slecht doorlatende laag zich echter al op 186 m onder NAP te bevinden, boven een 5 m dikke laag zeer grof zand.

De nauwkeurige temperatuur-dieptedata bieden hier uitkomst. Zoals eerder beschreven is er een opbolling van het genormaliseerde temperatuur-diepteprofiel zichtbaar bij verticale stroming door een slecht doorlatende laag. We nemen aan dat het dieptebereik waar deze opbolling maximaal is overlapt met de eerste slecht doorlatende laag van de Formatie van Maassluis. De opbolling kan beschreven worden met vergelijking 1 (Bredehoeft en Papadopulos, 1965), waar een grotere β overeenkomt met een grotere opbolling. De waarde van β is afhankelijk van de thermische eigenschappen van de ondergrond en de verticale stroomsnelheid (zie vergelijking 2). In het geval van opwaartse stroming is β negatief.

$$f\left(\beta, \frac{z}{L}\right) = \frac{e^{\frac{\beta z}{L}} - 1}{e^{\beta} - 1} \quad (1)$$

Waarbij:

- β : dimensieloze parameter [-]
- L : totale lengte van de verticale sectie [m]
- z : afstand tot de start van de verticale sectie [m]

Type curves van $f(\beta, z/L)$ voor verschillende waarden van β (-10 tot 10 in stappen van 0,01) zijn vergeleken met het genormaliseerde gemeten temperatuur-diepteprofiel. Voor elke type curve is de kwadratisch gemiddelde afwijking berekend waar de kleinste fout overeenkomt met de beste fit. Voor locatie 1 en 2 is het dieptebereik dat overeenkomt met de grootste opbolling gelijk aan 153 tot 190 m diepte. Voor locatie 3 is dit 156 tot 191 m diepte. De data van locatie 2 waren niet duidelijk genoeg voor kwantitatieve analyse.

Kwantificeren van de verticale stroming

De verticale stroming (q) kan worden gekwantificeerd door de gevonden waarde van β in te vullen in vergelijking 2 (Bredehoeft en Papadopulos, 1965).

$$q = \frac{\kappa \cdot \beta}{c_0 \cdot \rho_0 \cdot L} \quad (2)$$

Waarbij:

- q : verticale snelheid van het grondwater [m/s]
- κ : thermische geleidbaarheid van het materiaal [W/m/K]
- c_0 : soortelijke warmte van het grondwater [J/kg/K]
- ρ_0 : dichtheid van het grondwater [kg/m³]
- L : verticale afstand waarover β bepaald is [m]

De soortelijke warmte van water neemt af met een toenemend zoutgehalte. Echter zijn de gemeten zoutgehalten in de Formatie van Maassluis onder de Horstermeer te laag om significant de soortelijke warmte van het grondwater te beïnvloeden (Sun e.a., 2008). De Formatie van Maassluis is namelijk zoet in vergelijking met de bovenliggende pakketten (het oorspronkelijke zoute water uit deze mariene formatie is vermoedelijk verdrongen door toestroming van zoet grondwater uit het Gooi). Daarom is hier de soortelijke warmte van zoet water gebruikt. De dichtheid van het grondwater is berekend met de thermodynamische vergelijking van zeewater – 2010 (TEOS-10) op basis van de gemeten elektrische geleidbaarheid in de peilbuizen (Post, 2012).

De thermische geleidbaarheid (κ) van de met water verzadigde formatie is berekend met vergelijking 3 (wet van Fourier):

$$\vec{q} = -\kappa \cdot \nabla T \quad (3)$$

Waarbij:

\vec{q} : warmtefluxdichtheid [W/m²]
 ∇T : temperatuurgradiënt [K/m]

Voor de warmtefluxdichtheid (\vec{q}) is de gemiddeld geschatte lokale geothermische flux van 65 mW/m² gebruikt (Hamza e.a., 2008). De temperatuurgradiënt (∇T) is bepaald door simpele lineaire regressie toe te passen op de eigen temperatuurdieptedata over het diepte-interval van de Formatie van Maassluis.

Het oplossen van vergelijking 3 voor de thermische geleidbaarheid geeft een van 2,4 W/m/K, voor een geothermische gradiënt van 2,7 °C / 100 m. Het temperatuur-diepte-profiel van locatie 3 wordt verondersteld het meest representatief te zijn voor het bepalen van de geothermische gradiënt, aangezien de grondwaterstroming in het bovenste watervoerende pakket op locatie 3 voornamelijk horizontaal is, in tegenstelling tot locatie 1 en 2 (Afbeelding 1).

Normaal gesproken zou met behulp van de gevonden waarden van de formule van Darcy toegepast kunnen worden om de verticale doorlatendheid te berekenen. We hebben hier echter te maken met een systeem met een variabele grondwaterdichtheid en dus is het noodzakelijk de gemeten stijghoogtes om te rekenen naar zoetwaterstijghoogtes (vergelijking 4). Een zoetwaterstijghoogte is de denkbeeldige stijghoogte als men het water in de peilbuis zou vervangen door zoet water totdat dezelfde drukhoogte bereikt wordt als voor het brakke water. Voor de zoetwaterdichtheid is de gekozen waarde niet relevant, wel is van belang dat men consequent is in het toepassen ervan (Van der Eem, 1992). Vervolgens kan men de verticale doorlatendheid berekenen met vergelijking 5 (Post e.a., 2007). Hiervoor is eerst de gemiddelde grondwaterdichtheid (ρ_a) over het betreffende diepte-interval bepaald. Alleen de grondwaterdichtheid ter plaatse van de peilfilters is bekend. Als indicatie voor de verandering van de dichtheid tussen de peilbuisfilters is de elektrische geleidbaarheid gebruikt die is afgeleid uit boorgatmetingen met een elektromagnetische-inductiesonde.

$$h_{f,i} = \frac{\rho_i}{\rho_f} \cdot h_i - \frac{\rho_i - \rho_f}{\rho_f} \cdot z_i \quad (4)$$

$$K_f = \frac{-q}{\frac{\Delta h_f}{\Delta z} + \frac{\rho_a - \rho_f}{\rho_f}} \quad (5)$$

Waarbij:

h	:	stijghoogte [m NAP]
ρ	:	grondwaterdichtheid [kg/m ³]
z	:	plaatshoogte [m NAP]
K	:	doorlatendheid [m/d]
i (onderschrift)	:	meetpunt locatie i [-]
f (onderschrift)	:	zoet water [-]
a (onderschrift)	:	gemiddelde van betreffende interval [-]

De verschillen in zoetwaterstijghoogte voor locatie 1 en 3 bedragen respectievelijk 0,7 en 0,8 m over de bovenste slecht doorlatende laag van de Formatie van Maassluis (Tabel 1). De bijbehorende β -waardes voor de opbolling van het temperatuur-diepte-profiel zijn -0,3 en -0,34, wat overeenkomt met een verticale opwaartse stroming van 0,0004 m/d. De daaruit berekende verticale doorlatendheid van 0,02 m/d is ongeveer een factor 7 hoger dan de waarde uit REGIS II (Tabel 1).

Tabel 1 Waardes van de variabelen voor de berekening van de verticale stroming (q) en de verticale doorlatendheid (K_f) van de bovenste slecht doorlatende laag van de Formatie van Maassluis

		locatie 1		3	
positie peilbuisfilter ten opzichte van de bovenste slecht doorlatende laag van de Formatie van Maassluis		erboven	eronder	erboven	eronder
plaatshoogte (z , m NAP)		150 - 151	198 - 199	149 - 150	186 - 200
zoetwaterstijghoogte (h_f , m NAP)		-1,92	-1,26	-2,02	-1,24
gemiddelde dichtheid van het grondwater over het diepte-interval (ρ_a , kg/m ³)		1000,4		999,2	
dimensieloze parameter β (-)		-0,34		-0,30	
berekende verticale opwaartse stroming (q , 10 ⁻⁴ m/d)		4,6		4,3	
doorlatendheid	volgens dit onderzoek (K_f , 10 ⁻³ m/d)	22		19	
	volgens REGIS (K , 10 ⁻³ m/d)	1,0 - 5,0			

Discussie

Omdat de gevonden β -waardes zich aan de onderkant van het toepassingsbereik van de methode bevinden (Bredehoeft en Papadopoulos, 1965) is de nauwkeurigheid van de temperatuurmetingen een cruciale factor. Hoewel de nauwkeurigheid van de sensor het mogelijk maakt om kleine afwijkingen van een lineair temperatuurprofiel te detecteren, kunnen andere factoren tijdens de veldmeting

voor verstoring zorgen. Het waterverlies tijdens het plaatsen van het opzetstuk is hiervan een voorbeeld. Voor locatie 2 is dit in het veld geschat op 30 l, wat gelijk staat aan een waterkolom in de peilbuis van 15 m. Het lijkt erop dat het wachten van 1,5 uur om de temperatuur in de peilbuis te laten stabiliseren met deze van de omliggende lithologie niet voldoende was voor locatie 2, aangezien de metingen van lagere kwaliteit zijn (Afbeelding 5). De temperatuur-dieptedata van locatie 2 zijn daarom niet meegenomen in de kwantitatieve analyse. Hoewel bij locatie 1 de peilbuis ook overstroomde bij het plaatsen van het verlengstuk, was het waterverlies hier veel minder (~5 l) en daardoor waren de metingen nauwkeuriger.

De door ons berekende verticale doorlatendheid is een factor 7 groter dan in REGIS II. Een mogelijke verklaring is ruimtelijke variatie in afzettingen maar ook de methodologie verschilt wezenlijk. De doorlatendheid in REGIS II is een voor regionale doeleinden opgeschaalde waarde, terwijl onze schatting van K_f een lokale waarde vertegenwoordigt. Ook spelen onnauwkeurigheden in onze berekeningsmethoden een rol. Het corrigeren van de stijghoogtes voor dichtheidsverschillen vergroot de onzekerheid maar ook de thermische geleidbaarheid (κ) van het sediment is niet precies bekend en kan met een tiental procenten variëren (Anderson, 2005).

De grootste moeilijkheid bij het toepassen van deze methode was het vaststellen van de ondergrens van de bovenste slecht doorlatende laag van de Formatie van Maassluis. De tijdens de boring aangetroffen kleilagen vallen samen met de pieken in de gammalogs. Hierbij moet worden opgemerkt dat een piek in de gammalog niet betekent dat er ook daadwerkelijk klei aanwezig is. Het mineraal glauconiet komt vaak voor in de zandfractie (Bosch, 2000) en is ook een belangrijke bron van gammastraling (De Smet en Martens, 1998). Hoewel het grotendeels afwezig is in het profiel, komen de dieptes waar het in grotere hoeveelheden is aangetroffen (151, 166, 167, 169 t/m 172, 175 176, 217, 218 m onder NAP) redelijk overeen met de pieken in de gammalog. Het kleigehalte is als gevolg hiervan mogelijk overschat.

Conclusie

De temperatuur-dieptemetingen in de Horstermeerpolder laten verschillende profielen zien. Aan de rand van de polder lijkt sprake te zijn van minimale verticale stroming in het bovenste watervoerende pakket, wat is afgeleid uit de aanwezigheid van een inflectiepunt op 37 m, veroorzaakt door klimaatverandering. In het centrum van de polder vertoont het bovenste watervoerende pakket hogere temperaturen dan aan de rand. Dit wordt veroorzaakt door de sterke kwel die een warmtestroom vanuit de diepte in stand houdt. De grote verschillen tussen de temperatuur-diepteprofielen van locaties 1 en 2 kunnen verklaard worden door kortsluitstroming door het winfilter bij locatie 2, wat resulteert in een sterke convexiteit in het profiel.

De verticale stroming over de bovenste slecht doorlatende laag van de Formatie van Maassluis is gekwantificeerd met de methode van Bredehoeft en Papadopoulos (1965). Hieruit volgden een waarde van ongeveer 0,4 mm/d. In tegenstelling

tot de zandlagen erboven is in de eerste slecht doorlatende laag van de Formatie van Maassluis nauwelijks verschil in grondwaterstroming tussen het centrum van de polder en de rand. Vervolgens is de verticale doorlatendheid berekend van de bovenste slecht doorlatende laag van de Formatie van Maassluis. De gevonden waardes waren ongeveer een factor 7 hoger dan REGIS II en zijn toe te schrijven aan onnauwkeurigheden in de gevolgde methode, maar ook aan het feit dat de waardes in REGIS II voor een andere (regionale) schaal berekend worden dan de lokale schatting op basis van een temperatuur-dieptemeting.

Ondanks dit verschil kunnen schattingen van de hydrogeologische eigenschappen op basis van temperatuur-diepte profielen een waardevolle aanvulling vormen op bestaande methodes, zoals pompproeven en steekmonsters. Verwacht mag worden dat de methode nog beter toepasbaar is in gebieden waar de opbolling van het temperatuurprofiel in de slecht doorlatende laag groter is dan in de Horstermeerpolder, en waar dichtheidsverschillen van het grondwater afwezig zijn zodat geen extra onzekerheid wordt geïntroduceerd door de benodigde stijghoogtecorrecties.

Software en data beschikbaarheid

Gebruikte data en scripts zijn op aanvraag beschikbaar.

Literatuur

- Anderson, M.P.** (2005) Heat as a Ground Water Tracer, *Ground Water* vol 43, no 6, pag 951-968.
- Bense, V.F. en B.L. Kurylyk** (2017) Tracking the Subsurface Signal of Decadal Climate Warming to Quantify Vertical Groundwater Flow Rates; *Geophysical Research Letters*, vol 44, no 24, pag 12,244-12, 253.
- Bertermann, D. en M. Rammler** (2022) Suitability of Screened Monitoring Wells for Temperature Measurements Regarding Large-Scale Geothermal Collector Systems; *Geosciences*, vol 12, no 4, pag 162.
- Bosch, J.** (2000) Standaard Boorbeschrijvingsmethode: versie 5.1; Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO.
- Bredenhoef, J.D. en I.S. Papadopoulos** (1965) Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile; *Water Resources Research*, vol 1, no 2, pag 325-328.
- De Smet, D. en K. Martens** (1998) Grondwaterwinningsmogelijkheden in de ondiepe watervoerende lagen ter hoogte van Jabell te Bavikhove (fase 2).
- Eem, J. van der** (1992) Rekenen aan de stroming van zoet, brak en zout grondwater. KIWA, Nieuwegein, The Netherlands.
- Hamza, V.M., R.R. Cardoso en C.F. Ponte Neto** (2008) Spherical harmonic analysis of earth's conductive heat flow; *International Journal of Earth Sciences*, vol 97, no 2, pag 205-226.
- Post, V.** (2012) Electrical conductivity as a proxy for groundwater density in coastal aquifers; *Groundwater*, vol 50, no 5, pag 785-792.
- Post, V., H. Kooi en C. Simmons** (2007) Using hydraulic head measurements in variable-density ground water flow analyses; *Groundwater*, vol 45, no 6, pag 664-671.

Ren, X. en J. Santamarina (2018) The hydraulic conductivity of sediments: A pore size perspective; *Engineering Geology*, vol 233, pag 48-54.

Sun, H., R. Feistel, M. Koch en A. Markoe (2008) New equations for density, entropy, heat capacity, and potential temperature of a saline thermal fluid; *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, vol 55, no 10, pag 1304-1310.

Summary Quantifying Vertical Groundwater Flow in the Horstermeerpolder Using Temperature Measurements

Temperature measurements were collected in three deep (230 m) piezometers in the brackish Horstermeerpolder using the stop-and-go method. With future groundwater extraction planned, the aim was to increase our understanding of the local groundwater system. The artesian properties of the piezometers resulted in water spillage and thereby lower quality temperature measurements for one of the three piezometers. At the same location, a convex in the temperature-depth profile was present, caused by intra-well flow of groundwater towards the surface. The temperature-depth profiles inside the polder showed higher temperatures than those at the edge due to vertical flow towards the surface. At the edge of the polder an inversion in the temperature-depth profile was identified (inflection point) at a depth of 37 m, suggesting warming of the land surface and dominant lateral flow. The upper aquifer was identified to range until a depth of approximately 150 m below the surface. Below this is the Maassluis Formation, which contains the first aquitard. The vertical flow and hydraulic conductivity of the first aquitard unit of the Maassluis Formation were calculated with the Bredehoeft and Papadopulos method using density corrected hydraulic head measurements. The upward flow rate across this unit was determined to be rather small: 0.0004 m/d. The hydraulic conductivity was calculated to be approximately 0.02 m/d, which is a factor of seven larger than the value given by the national hydrogeological model REGIS II TNO. This difference is attributed to methodological differences and parameter uncertainty. In addition to spatial variation, as the values in REGIS II are calculated for a regional scale, opposed to the local estimates based on our temperature measurements.

Auteurs

DOUWE KAMPER
Wageningen University & Research
douwe.kamper@wur.nl

VICTOR BENSE
Wageningen University & Research
victor.bense@wur.nl

VINCENT POST
Edinsi Groundwater
vincent@edinsi.nl

FRANK SMITS
Waternet & TU Delft
frank.smits@waternet.nl

