

---

# Hydrogeologische karakterisering van breukzones in Zuidoost-Nederland

Victor Bense

---

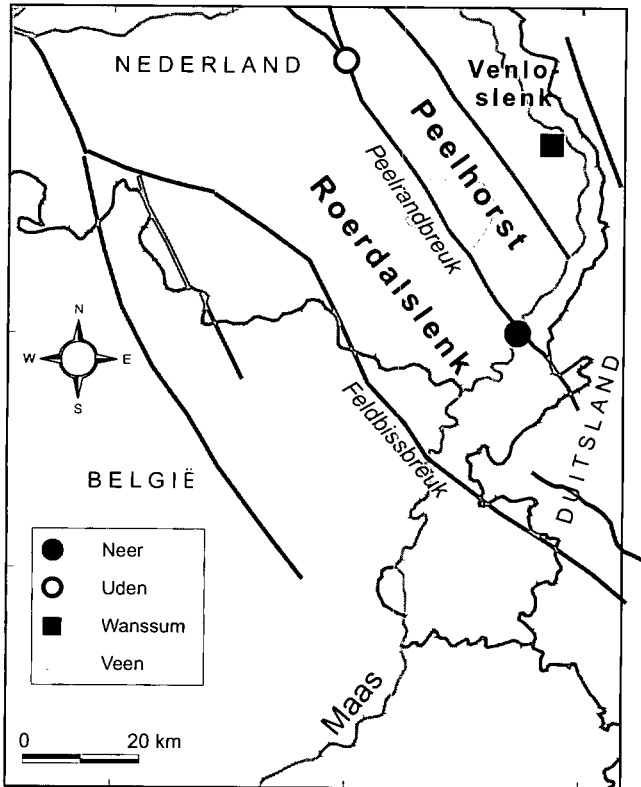
*Breuken in de ongeconsolideerde sedimenten in het zuidoosten van Nederland oefenen een aanzienlijke invloed uit op het grondwaterstromingssysteem. Deze invloed komt tot uiting in hydrologische verschijnselen aan en nabij het oppervlak zoals het ontstaan van kwelgebieden op hoge delen van het landschap. Toch bestaat tot nu toe weinig inzicht in de hydrogeologische opbouw van breukzones in de Nederlandse ondergrond. Dit is waarschijnlijk het gevolg van het feit dat de karakterisering van breuken in het veld problematisch is. Uit veldwaarnemingen en analyse van regionale stijghoogtegegevens blijkt dat verticale stroming een grote rol speelt op verschillende locaties langs de Peelrandbreuk. Nieuwe geothermische en geochemische gegevens bevestigen dat beeld en zijn een waardevolle aanvulling op de meer klassieke stijghoogtemetingen. Voor een beter begrip van de hydrogeologische opbouw van breukzones is een geïntegreerde interpretatie nodig van deze verschillende gegevens in de vorm van modelstudies.*

## 1 Inleiding

In de wereld van de olie-industrie is kennis van de hydraulische eigenschappen van breuken essentieel voor de beschrijving van stroming in olie- en gasreservoirs. Veel over dit onderwerp is te vinden in structureel geologisch onderzoek dat zich richt op de invloed van breuken op stroming binnen olie- en gasreservoirs op regionale schaal. De hydrologische literatuur die de invloed van breuken op grondwaterstroming beschrijft is echter maar schaars. De grondwaterstroming waar hydrogeologen zich doorgaans mee bezighouden speelt op veel geringere dieptes en daarmee in stromingssystemen op kleinere schaal. Op dieptes tot maximaal 500 meter zijn de Tertiaire en Kwartaire sedimenten van zuidoost Nederland veelal ongeconsolideerd. Deze *slappe* sedimenten deformeren op een andere manier dan de rigide gesteentes van grote diepte, waardoor beide situaties maar in beperkte mate vergelijkbaar zijn. Dat maakt dat de kennis verkregen uit studies in de olie-industrie niet direct toepasbaar is in hydrogeologische problemen.

In Zuidoost-Nederland (figuur 1) lopen actieve breuken tot aan het maaiveld door. Hun invloed op grondwaterstroming is onderzocht in verschillende veldstudies en een enkele analytische beschouwing. Eind jaren vijftig en begin jaren zestig zijn gedetailleerde veldonderzoeken gedaan door het toenmalige Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (ICW) te Wageningen (Ernst en De Ridder, 1960; Bon, 1968). De grondwatersituatie langs de Peelrandbreuk nabij het plaatsje Uden (figuur 1) is beschreven in een studie van TNO-NITG (Stuurman en Atari, 1996). In *Stromingen* laten Minnema e.a. (2001) zien hoe de aanwezigheid van een breuk in de omgeving van het pompstation Nuland in de Roerdalslenk nabij 's-Hertogenbosch een grote onzekerheid introduceert bij de interpretatie van het

grondwaterstromingssysteem. Ook in *Stromingen* gaf Maas (2001) enkele analytische oplossingen voor het verlagingsspatroon rond een niet versmeerde breuk met betrekking tot de grondwatersituatie op het terrein van de Tilburgsche Waterleiding Maatschappij dat doorsneden wordt door de Gilze-Rijen-breukzone die de zuidgrens vormt van de Roerdalslenk.



**Figuur 1:** Overzichtskartaal van Zuidoost-Nederland waar de locaties die genoemd worden in de tekst op staan aangegeven.

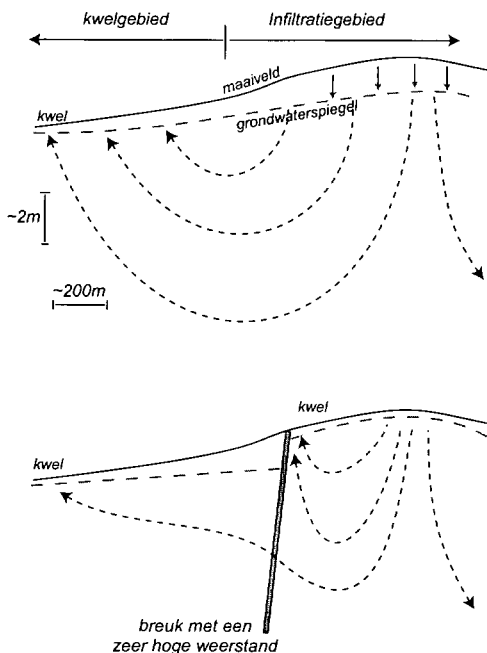
De hydrogeologische karakterisering van breuksystemen in het veld is problematisch omdat daarvoor in principe zeer veel gedetailleerde metingen van zowel doorlatendheid en stijghoogte nodig zijn; dat verklaart waarschijnlijk waarom er slechts zo weinig voorbeelden zijn te vinden in de literatuur van de afgelopen tientallen jaren. In de volgende paragrafen wordt de invloed die breuken kunnen hebben op de hydrogeologische situatie op verschillende schaalniveaus geïllustreerd aan de hand van voorbeelden uit de literatuur. Deze voorbeelden worden aangevuld met recente veldmetingen van de ruimtelijke variatie van temperatuur en elektrische geleidbaarheid van het ondiepe grondwater rondom de Peelandbreuk nabij Uden. Deze voorbeelden passen in een eenvoudig conceptueel model dat beschrijft hoe breuken een grondwatersysteem beïnvloeden. Dit model wordt in de volgende paragraaf toegelicht. Vervolgens wordt dit artikel afgesloten met enkele ideeën over hoe dit conceptueel model kan worden verbeterd en welke observaties gebruikt kunnen worden voor een betere karakterisering van de grondwaterstroming rond breuken.

## 2 Conceptueel model

Ter illustratie is het aardig om hier de woorden van ir. W.C. Visser aan te halen die in 1948 de hydrologische situatie langs de Peelrandbreuk ter hoogte van Uden als volgt beschrijft:

*“Terwijl men dus normaal zou mogen verwachten, dat het lage gedeelte van de helling nat zou zijn, en in regenrijke periodes het water hier zelfs als kwel aan het oppervlak treedt, vinden wij daar verdroging. De hoge zijde van het hellende terrein, dat gewoonlijk diep ontwaterd is en dientengevolge voor de groei van gewassen te droog, is hier nat en moerassig.”* Hij concludeert: *“Hydrologisch gezien is het hier wel enigszins de omgekeerde wereld, hetgeen erop wijst, dat men naar een bijzondere oorzaak voor de wateroverlast zal moeten zoeken.”*

(Visser, 1948).



**Figuur 2:** Conceptueel model dat laat zien hoe een slechtdoorlatende breuk in de ondergrond het grondwatersysteem beïnvloedt. De pijlen geven stroombanen weer.

De invloed die een slechtdoorlatende breuk in de ondergrond heeft op een grondwater stromingsysteem is schematisch afgebeeld in figuur 2. Figuur 2a laat zien hoe de situatie is zoals die normaal verondersteld wordt te zijn. Infiltratie vindt plaats op de topografisch hogere delen waar de grondwaterspiegel relatief diep is. Er zal kwel optreden in de topografische laagtes stroomafwaarts, daar waar de grondwaterspiegel het maaierveld snijdt. In de situatie dat er zich een slechtdoorlatende breuk in de ondergrond bevindt, zal dat tot gevolg hebben dat het water dat van het hoge gedeelte van het systeem niet kan afstromen naar de lager gelegen gebieden, voor de breukrand zal uittreden als kwel (figuur 2b). Deze situatie correspondeert conceptueel met de situatie zoals die te zien is langs de Peelrandbreuk, als beschreven door Visser. Omdat grondwaterspiegels op de Peelhorst zeer ondiep zijn als

gevolg van de slechte doorlatendheid van de Peelrandbreuk die afstroming van grondwater bemoeilijkt, heeft zich daar sinds het begin van het Holoceen een dik veenpakket ontwikkeld.

### 3 Voorbeelden

Het eerste voorbeeld laat één van de meest aansprekende resultaten zien uit het onderzoek van het ICW in het Peelgebied bij Wanssum. Het tweede voorbeeld betreft onderzoek (Stuurman en Atari, 1997) langs de Peelrandbreuk in het gebied dat lokaal de *Wijstgronden* wordt genoemd: gronden bovenstreams van de breuk met een relatief hoge grondwaterstand (figuur 2b). De resultaten van dat laatste onderzoek worden hier aangevuld met eigen metingen van de grondwatertemperatuur op geringe diepte en een analyse van de stijghoogtes in het eerste watervoerend pakket. Waarnemingen van freatische grondwaterstanden over de Peelrandbreuk bij Uden (Visser, 1948) en Neer (deze studie) laten de invloed zien die een breuk heeft op de ondiepe grondwaterstroming.

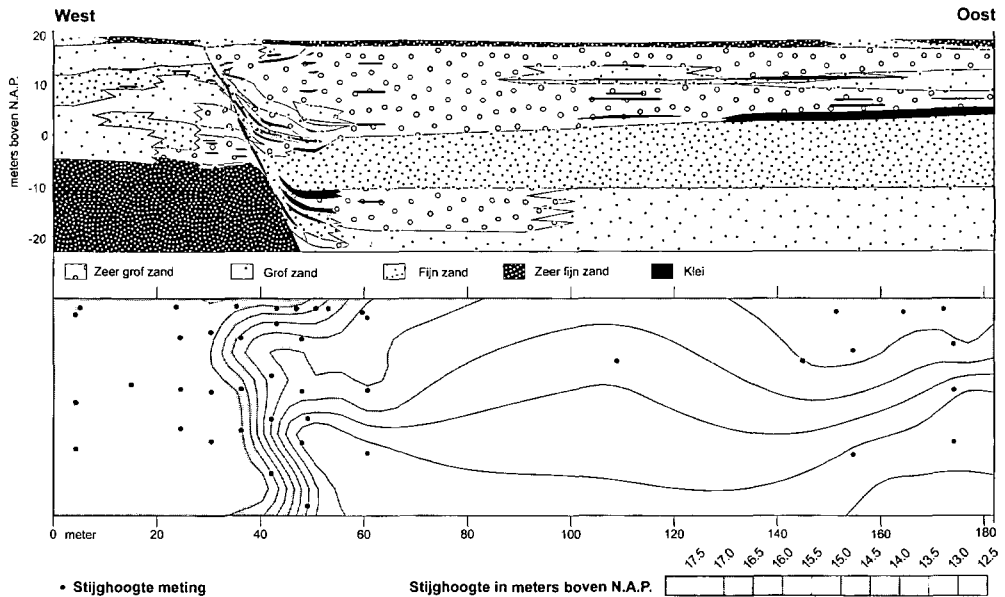
#### 3.1 Wanssum

Ernst en De Ridder (1960) hebben één van de bekendste studies in Nederland uitgevoerd waarbij de hydrogeologie rond een breukzone in de buurt van het plaatsje Wanssum (figuur 1) zeer gedetailleerd in beeld is gebracht. In die studie zijn stijghoogtemetingen van verschillende dieptes gecombineerd met een interpretatie van de geologische structuur tot een zeer gedetailleerd hydrogeologisch profiel (figuur 3).

Uit het stijghoogteverschil ( $\Delta h_{breuk}$ ; [L]) over de breedte van de breukzone ( $w$ ; [L]) en een schatting van de grondwater flux ( $q$ ; [ $L^2T^{-1}$ ]) over de breukzone en bijbehorende doorstroomde hoogte ( $D$ ; [L]) kan de weerstand voor horizontale stroming ( $c$ ; [T]) van de breuk geschat worden met behulp van de relatie:

$$c = D \left| \frac{\Delta h_{breuk}}{q} \right| = \frac{w}{K_{breuk}} \quad [T] \quad (1)$$

waarin  $K_{breuk}$  [ $LT^{-1}$ ] de effectieve doorlatendheid is van het materiaal binnen de breukzone.

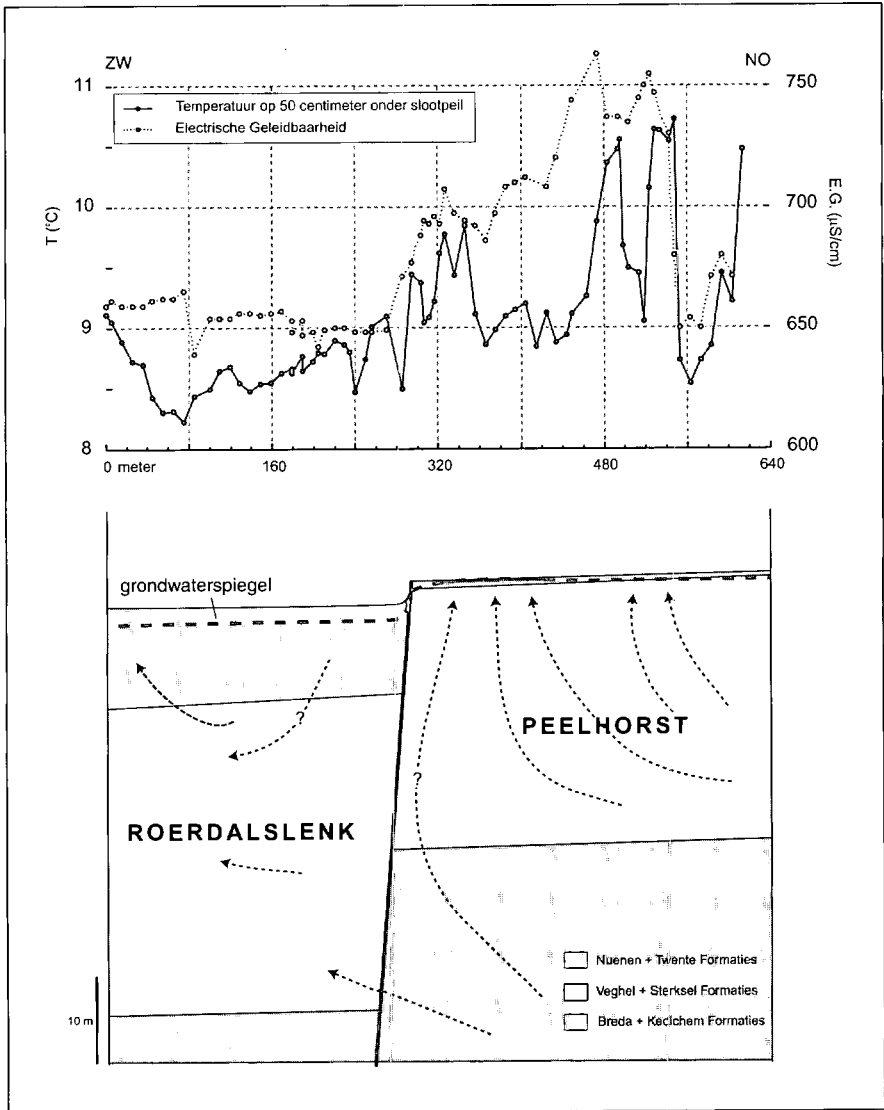


**Figuur 3:** Hydrogeologisch profiel over een breukzone in de Venlo-slenk (naar Ernst en De Ridder, 1960)

Zoals zichtbaar in figuur 3, vindt de stijghoogtesprong ( $\Delta h_{\text{breuk}}$ ) plaats over de afstand van slechts ongeveer 5 meter. Door schatting van de andere benodigde parameters vonden Ernst en De Ridder in dit geval een weerstand voor de breukzone van ongeveer 350 dagen. De doorlatendheid van het onverstoorde aquifer materiaal aan beide zijden van de breuk is rond de 20–50 m/dag. Het onverstoorte materiaal heeft dus ongeveer een weerstand voor horizontale stroming van slechts 0,5–0,1 dagen. Toepassing van vergelijking 1 geeft dat de effectieve doorlatendheid van het materiaal in de breukzone ongeveer 0,014 m/dag bedraagt. Op grond van waarnemingen in boorkernen geven Ernst en De Ridder de versmearing van kleilagen langs het breukvlak aan als verklaring voor de hoge weerstand van de breuk voor horizontale grondwaterstroming.

### 3.2 De Wijstgronden langs de Peelrandbreuk bij Uden

Bijna vijftig jaar na het onderzoek van Visser (1948) gebruiken Stuurman en Atari (1997) geo-elektrische methodes aangevuld met metingen van de freatische grondwaterstanden, diepere stijghoogte waarnemingen en de ondiepe hydrochemie om de grondwatersituatie rond de *Wijstgronden* in kaart te brengen. De Peelrandbreuk, die de scheiding vormt tussen de Peelhorst ten oosten van de breuk en de Roerdalslenk in het westen (figuur 1), vormt hier een ongeveer twee meter hoge rand in het landschap. In het hoge deel voor de breukrand treedt water uit aan het oppervlak, waaruit bruinrode ijzeroxides neerslaan. Dat het omhoogkomende grondwater sterk gemineraliseerd is, wijst op relatief lange verblijftijden. Dit pleit voor een diepe herkomst. Aanvullend heb ik in het voorjaar van 2002 temperatuurmetingen aan het zeer ondiepe grondwater verricht op basis van een techniek die beschreven is door Csónka (1968). Recente metingen van de temperatuur op 50 cm diepte

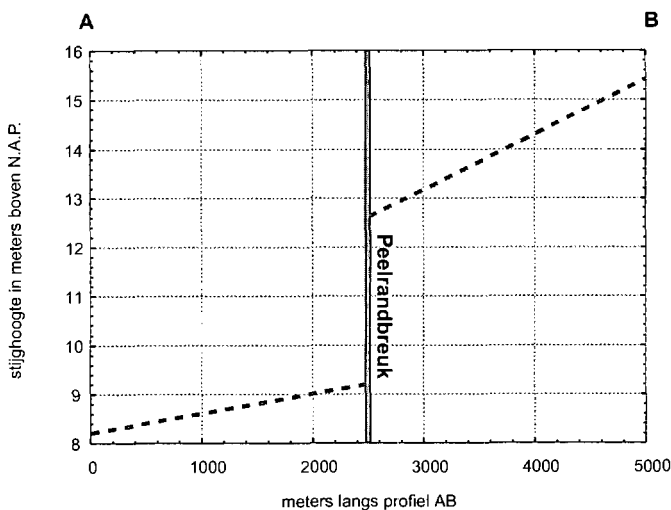
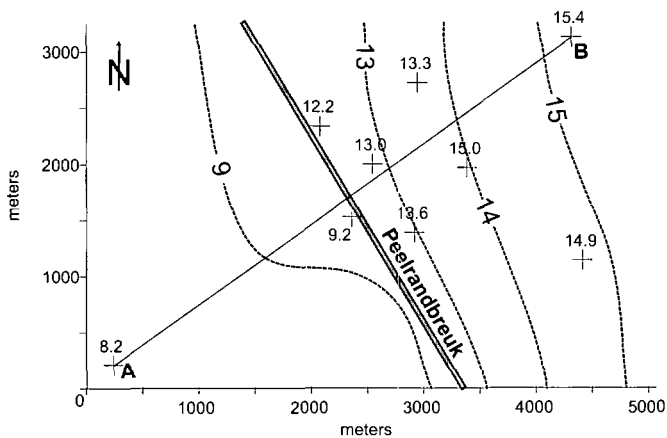


**Figuur 4:** Hydrogeologisch profiel loodrecht over de Peelrandbreuk bij Uden (naar Stuurman en Atari, 1997). Dit profiel is aangevuld eigen metingen van de ondiepe grondwatertemperatuur en de EG genomen in een sloot langs hetzelfde profiel. De pijlen geven geïnterpreteerde stroombanen weer.

onder slootpeil, in een sloot loodrecht over de Peelrandbreuk, laten een grillig verloop zien (figuur 4). De metingen zijn gedaan met behulp van een zogenaamde 'prikstok' met in de punt een temperatuursensor die in de grond kan worden gestoken om zo op de gewenste diepte de temperatuur te meten. De simultaan gemeten elektrische geleidbaarheid (EG) van het water in de sloot volgt in grote lijnen het temperatuurverloop onder de slootbodem met een lichte verschuiving van de pieken stroomafwaarts. De EG van het kwelwater is hoger dan die van het water in de sloot, wat in elk geval voor een deel aan de hogere chlorideconcentraties van het kwelwater is te wijten (Stuurman en Atari, 1997). De hypothese is dat als het ijzer in het kwelwater oxideert en neerslaat, de EG weer daalt. Bij een stromende sloot gebeurt dat echter iets stroomafwaarts waarmee de waargenomen verschuiving tussen EG- en temperatuur-anomalie verklaard kan worden. Verdere analyse van de chemie van de Wijstgronden is nodig in combinatie met een herhaling van de temperatuurmetingen in komend najaar. Deze herhaling is nodig omdat zo kan worden geschat van welke diepte de kwel afkomstig is. Zo kan namelijk de seizoenale variatie van de ondiepe grondwatertemperatuur worden uitgefilterd. Daarmee resteert de temperatuur-anomalie die onafhankelijk is van seizoenale variaties van de oppervlaktetemperatuur. De grootte van deze anomalie is gerelateerd aan de diepte waarvan de kwel afkomstig is.

### Stijghoogteanalyse

Figuur 5a geeft een contourplot weer van de stijghoogtes (gemiddeld over 1994 (Stuurman en Atari, 1997)) in het eerste watervoerend pakket. Het stijghoogteprofiel langs het profiel zoals aangegeven in figuur 5a is weergegeven in figuur 5b. Over een afstand van 5 kilometer loodrecht op de Peelrandbreuk is het stijghoogteverschil ruim 7 meter. Van dat stijghoogteverlies vindt er ruim drie meter plaats over de Peelrandbreuk, één meter in de Roerdalslenk en drie meter op de Peelhorst (figuur 5b). Als we voor de breedte ( $w$ ) van de Peelrandbreuk een lengte nemen van 5 meter (gebaseerd op waarnemingen in een sleuf (Visser, 1948)) dan zijn de gradiënten op de Peelhorst ( $i_{PH}$ )  $1,2 \times 10^{-3}$  m/m,  $0,4 \times 10^{-3}$  m/m in de Roerdalslenk ( $i_{RDS}$ ) en 0,6 m/m over de Peelrandbreuk ( $i_{breuk}$ ). Vooral op de Peelhorst is te zien dat er nogal wat stijghoogtevariatie is parallel aan de strekking van de breuk, waardoor de in 5b getekende gradiënt op de Peelhorst waarschijnlijk niet geheel representatief is voor het hele gebied van de Wijstgronden. Hier wordt slechts een eenvoudige ééndimensionale analyse uitgevoerd met als doel het schatten van de weerstand van de breukzone en de hoeveelheid kwel in de breukzone. Als uitgegaan wordt van de isohypsen die getekend zijn op basis van de modelresultaten van Stuurman en Atari (1996) wordt duidelijk dat de hydraulische gradiënt ( $i$ ; [ $LL^{-1}$ ]) op de Peelhorst waarschijnlijk hoger is dan die in de Roerdalslenk en dat stroming min of meer loodrecht op de breuk plaatsvindt.



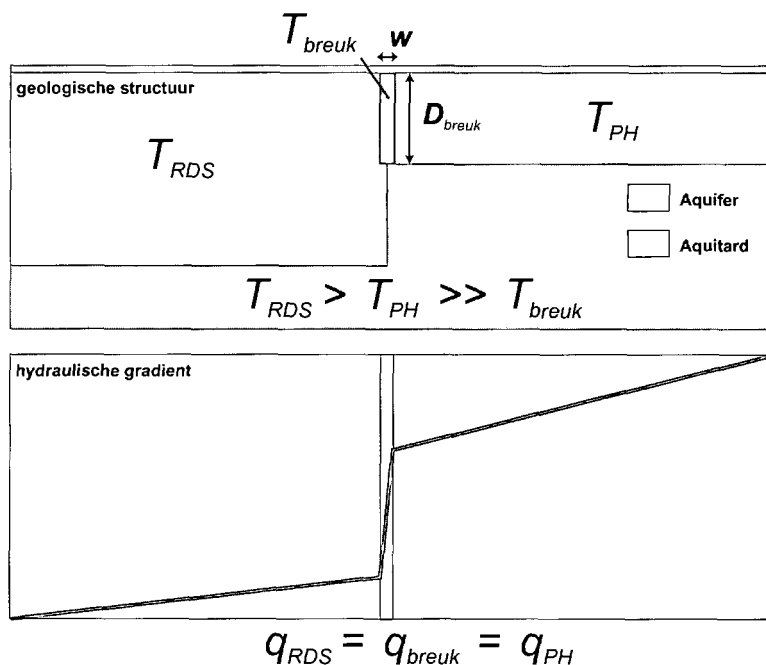
**Figuur 5a & b:** De stijghoogtes (gemiddeld over 1994) van het eerste watervoerend pakket (in meters boven N.A.P.) in de omgeving van de Wijstgronden nabij Uden. De isohypsen zijn gebaseerd op modelresultaten van Stuurman en Atari (1997)

Een breukzone met breedte  $w$  kan worden voorgesteld als een apart aquifer ingeklemd tussen twee andere aquifers (figuur 6). Voor het stijghoogteverloop over dit systeem bij een bepaalde flux en configuratie van transmissiviteiten kunnen vrij eenvoudig analytische oplossingen gevonden worden waarin ook verlies- of voedingstermen voor één of meer van de blokken kunnen worden ingebouwd (Haneberg, (1994) of Bense e.a. (ingediend ter publicatie)). Het beschouwen van ééndimensionale stroming door aquifers van verschillende transmissiviteit ( $T$ ; [ $L^2T^{-1}$ ]) met dezelfde grondwaterflux ( $q$ ) impliceert dat de hydraulische gradiënt ( $i$ ) omgekeerd evenredig is met de transmissiviteit van het aquifer (figuur 6).

Toepassing van het concept zoals hierboven beschreven, leidt tot de volgende inzichten. Volgens de Grondwaterkaart van Nederland (DGV-TNO, 1974) is de transmissiviteit van het watervoerende pakket op de Peelhorst dichtbij de Wijstgronden ongeveer  $1100 \text{ m}^2/\text{dag}$  en is de dikte van het watervoerende pakket ongeveer 25 meter. Omdat in de Roerdalslenk



de dikte van het watervoerend pakket niet heel veel groter is ( $\pm 30$  meter), is het niet waarschijnlijk dat de transmissiviteit van het eerste watervoerend pakket in de Roerdalslenk veel hoger is dan op de Peelhorst. Als er continuïteit van horizontale grondwaterflux bestaat in dit systeem, dan impliceren de waargenomen gradiënten echter dat de transmissiviteit van het aquifer in de Roerdalslenk driemaal groter is dan die op de Peelhorst. Met andere woorden, het is niet waarschijnlijk dat die continuïteit in dit systeem bestaat, zoals de veldwaarnemingen al deden vermoeden.



**Figuur 6:** Stijghoogteprofiel over een geïdealiseerde breukzone. De parametrisatie wordt nader verklaard in de tekst.

Het verschil in hydraulische gradiënt tussen de Peelhorst en Roerdalslenk kan beter verklaard worden als aangenomen wordt dat de grootte van de grondwaterflux verandert ter hoogte van de Peelrandbreuk. Het verschil in gradiënt is evenredig met de hoeveelheid water die het systeem verticaal in de vorm van kwel verlaat ter hoogte van de breuk. Er wordt hier vanuit gegaan dat het verlies uit het systeem volledig plaatsvindt in de breukzone en niet vlak daarvoor zoals de veldwaarnemingen laten zien. Dit om het model zo eenvoudig mogelijk te houden, waarmee vermeden wordt dat er nog een vierde aquifer aan het systeem zou moeten worden toegevoegd waarin het verlies vlak voor de breuk wordt gesimuleerd.

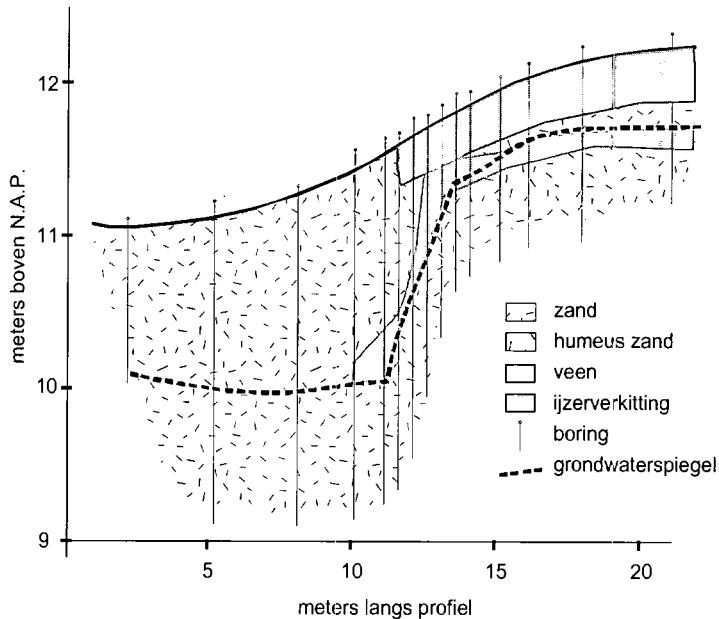
In het geval dat  $T_{RDS} = T_{PB} = 1100 \text{ m}^2/\text{dag}$  en het verschil in hydraulische gradiënt volledig wordt verklaard uit het feit dat er water uit het systeem verdwijnt ter hoogte van de Peelrandbreuk, dan wordt gevonden:  $T_{breuk} = 1,4 \text{ m}^2/\text{dag}$ . Als de breuk een breedte heeft van 5 meter verdwijnt er  $0,88 \text{ m}^3/\text{dag}/\text{m}$  uit het systeem.

De weerstand van de breuk ( $c_{breuk}; [T]$ ) wordt berekend met relatie 1. Daarin is voor  $D$ , de overstroomde hoogte, een waarde gekozen van 25 meter en een breukbreedte ( $w$ ) van 5

meter. Uit bovenstaande analyse volgt een horizontale weerstand van de Peelrandbreuk van maximaal 89 dagen. Deze waarde is aanzienlijk lager dan de weerstand van circa 1500 dagen die Stuurman en Atari (1996) vinden op basis van numerieke simulatie. Het numerieke model van de laatste auteurs bevat meer termen zoals drainage en neerslag die het stijghoogtepatroon beïnvloeden, waar in de eenvoudigere analyse hierboven alleen de transmissiviteit van de aquifers en de kwel in de breukzone is meegenomen. Toch lijkt op grond van voorgaande analyse de weerstand die Stuurman en Atari vinden te hoog.

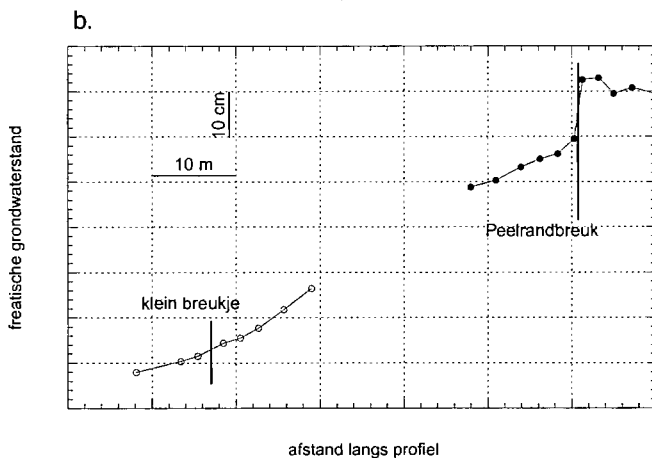
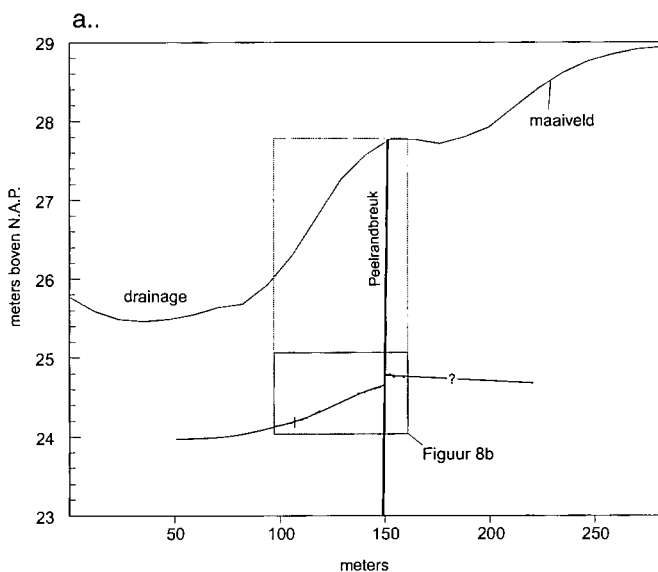
### Ondiepe grondwaterstanden

Hoewel de stijghoogtes in het hydrogeologisch profiel van figuur 3 suggereren dat nabij Wanssum de invloed van de breuk op de ondiepe grondwaterstanden gering is, laten twee zeer gedetailleerde profielen over de Peelrandbreuk bij Uden en Neer echter zien dat ook de ondiepe freatische grondwaterstanden beïnvloed worden.



**Figuur 7:** Freatische stijghoogtes over de Peelrandbreuk bij Uden (naar Visser, 1948).

De freatische grondwaterstanden over de Peelrandbreuk bij Uden zijn gemeten door ir. W.C. Visser in 1948 (figuur 7; Visser, 1948). De grondwaterspiegel verspringt ongeveer anderhalve meter ter hoogte van de steilrand. De grondwaterstandsgegevens zijn aangevuld met observaties door Visser gedaan in een ondiepe sleuf.



**Figuur 8a en b:** Freatische stijghoogtes over de Peelrandbreuk bij Neer opgenomen in een sleuf.

In een in 1999 door NITG-TNO gegraven sleuf, haaks op Peelrandbreuk bij het plaatsje Neer, is een profiel gemeten van de freatische stijghoogte (figuur 8a). Op deze locatie daalt ter plaatse van breuk het freatisch vlak ongeveer 18 cm over een afstand van minder dan een halve meter (figuur 8b). De waarnemingen bij Neer komen uit een gebied waarin de grondwaterstanden relatief laag zijn als gevolg van de nabijheid van de Maas. De waarnemingen suggereren dat op deze locatie de hydraulische gradiënt op het hoge blok lager is dan die in het lage blok. De transmissiviteit op het lagere blok wordt echter juist verwacht hoger te zijn als gevolg van de grotere dikte van het watervoerend pakket daar, als gevolg van van de daling van de slenk. Volgens dezelfde redenering als waarmee voor de diepere stijghoogtes in Uden geanalyseerd wordt dat er water verlies uit het systeem plaatsvindt ter hoogte van de breuk, zou deze waarneming impliceren dat ter plekke van de breuk het ondiepe grondwatersysteem gevoed wordt. Een mogelijkheid zou bijvoorbeeld kunnen zijn

dat water van diepere watervoerende pakketten via de breuk de ondiepste aquifers voedt. Interpretatie en kwantificering is hier echter moeilijker omdat topografische effecten wellicht een verstoord beeld geven op deze geringe diepte.

## 4 Discussie en conclusie

### *Heterogeen anisotroop*

Figuur 3 en 4 laten op een verschillende manier zien dat een breukzone lithologisch en daarmee dus ook hydrologisch, zeer heterogeen van opbouw kan zijn.

Het hydrogeologische profiel nabij Wanssum (figuur 3) maakt duidelijk dat verschillende lithologieën als klei, zand en grind naast elkaar in een breukzone gesleurd kunnen zijn. Uit structureel geologische literatuur blijkt dat breukzones tegelijkertijd een grote weerstand kunnen zijn voor horizontale stroming als juist preferente stroombanen voor verticale stroming kunnen vormen (bijvoorbeeld Rawling e.a., 2001). Tussen de klei die in de breuk gesmeerd is kunnen zich grof korrelige lagen of zelfs grind bevinden die kunnen zorgen voor preferent verticaal transport. Tegelijkertijd zal de horizontale doorlatendheid van de breuk laag zijn als gevolg van de kleiversmering. Breukzones zijn dus behalve heterogeen ook zeer sterk anisotroop.

Het temperatuurprofiel over de Peelrandbreuk bij Uden (figuur 4) suggereert dat de kwel ruimtelijk grillig verdeeld is en plaatsvindt in discrete zones voor de breukrand. Het is aannemelijk dat de locatie van deze zones bepaald wordt door een onderliggende geologisch heterogene structuur. Het kwelpatroon zou het resultaat kunnen zijn van gaten in de deklaag die gevormd worden door de fijnzandige Nuenen-groep (figuur 4). Een andere mogelijkheid is dat er secundaire storingen bestaan geassocieerd met de hoofdbreuk, waarlangs transport van relatief warm water van grotere diepte verticaal plaatsvindt. Geen van deze twee geologisch gezien sterk verschillende hypothesen kan op dit moment uitgesloten worden, numerieke modellering van verticaal warmtetransport moet duidelijk maken welke van de twee de meest waarschijnlijke is.

### **Conclusie**

Een breukzone kan op verschillende manieren gekarakteriseerd worden. De stijghoogtemetingen zoals die door Ernst en De Ridder zijn gedaan, zijn uniek in de zin dat er sindsdien niet meer zo gedetailleerd is gemeten rond een breukzone. De installatie van een soortgelijke dichte spatiëring van peilbuizen tot op vergelijkbare dieptes (circa 30–40 meter beneden maaiveld) en bemonstering van de boorgaten, zouden nu buitenproportionele kosten met zich meebrengen. Moderne geo-elektrische of seismische methodes kunnen gebruikt worden om de lithologische opbouw van de ondergrond in kaart te brengen. Aanvullend kunnen de chemie van het grondwater en metingen van de ruimtelijke verdeling van de ondiepe grondwatertemperatuur patronen in de verdeling van kwelzones laten zien. Die patronen zijn dan waarschijnlijk het resultaat van onderliggende geologische structuren. Geochemische en geothermische gegevens zijn dan dus aanvullingen op de meer klassieke stijghoogtemetingen in peilbuizen waarmee slechts iets wezenlijks over grondwater-

stroming gezegd kan worden als ook de doorlatendheidsverdeling van de ondergrond voldoende bekend is.

Geconcludeerd kan worden dat breuken in het zuidoosten van Nederland belangrijke hydrogeologische eenheden zijn die op verschillende schalen invloed hebben op grondwaterbewegingen. Deze invloed strekt zich in veel gevallen uit tot aan het maaiveld. Om te kunnen rekenen aan de stromingspatronen binnen een sterk anisotrope en heterogene breukzone is een beter begrip nodig van de doorlatendheidsverdeling van breukzones. Veldwaarnemingen suggereren dat breukzones over het algemeen smal zijn (bijvoorbeeld 5 meter) en dat verticale stroming in het systeem belangrijk is. Hierdoor kan het grondwatersysteem ter plekke van een breuk ofwel water verliezen dan wel gevoed worden afhankelijk van de regionale situatie. Begrip van de magnitude en ruimtelijke verspreiding van de verticale component van het grondwaterstromingssysteem rond een breukzone kan vergroot worden met behulp van horizontale temperatuur metingen als waardevolle aanvulling op stijghoogtemetingen. Implementatie van hydrochemische en geothermische data in grondwatermodellen van breukzones is daarmee de volgende stap in het onderzoek dat zich richt op de hydrogeologie van breukzones.

## Dankwoord

Drs. Vincent Post, drs. Elmer van den Berg en drs. Boris van Breukelen worden bedankt voor de onmisbare hulp tijdens het veldwerk en discussie over dit onderwerp. Mijn promotor prof. dr. J.J. de Vries, mijn co-promotor Dr. Ronald van Balen en Dr. Henk Kooi worden bedankt voor waardevolle aanvullingen op de tekst van dit artikel.

## Literatuur

- Bense, V.F., R.T. van Balen en J.J. de Vries (ingediend ter publicatie)** The impact of faults on the hydrogeological conditions in the Roer Valley Rift System: an overview; ingediend bij: *Geologie en Mijnbouw / Netherlands Journal of Geosciences*.
- Csónka, J., (1968)** Rapport inzake de toepassingsmogelijkheden van de geothermische methode in Nederland; TNO Dienst Grondwaterverkenning Delft, 59 pag.
- DGV-TNO (1974)** Grondwaterkaart van Nederland – 's-Hertogenbosch; 45 West – 45 Oost, 1:50.000; NITG-TNO, Delft.
- 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.
- Minnema, B., G. Klaver en J. Verstraelen (2001)** Pompstation Nuland; Gefaseerd onderzoek naar de oorzaken van de chloride-bedreigingen; in: *Stromingen*, jrg 7, nr 3, pag 33–46.
- Peukert, D. en F. Helmbold, (2000)** Untersuchungen zur Schonung des Grundwasserhaushaltes im Norden des Rheinischen Braunkohlenreviers mit einem Grundwassermodell; in: *Braunkohle*, 52, pag 9–26.
- Rawling, G.C., L.B. Goodwin en J.L. Wilson (2001)** Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault zone types; in: *Geology*, 27, pag 43–46.

- Stuurman, R.J. (2000)** Transboundary hydrogeological processes in the southern Netherlands; in: *Evaluation and protection of groundwater resources*, IAH Conference Wageningen 2000, IAH (Delft), pag 59–77.
- 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.
- Van den Berg, M., K. Vanneste, B. Dost, A. Lokhorst, M. van Eijk, en K. Verbeeck (in druk)** Paleoseismic investigations along the Peel Boundary Fault: geological setting, site selection and trenching results; in: *Geologie en Mijnbouw / Netherlands Journal of Geosciences*.
- Visser, W.C. (1948)** Het probleem van de Wijstgronden; in: *Tijdschrift van het Koninklijk Aardrijkskundig Genootschap*, jrg 65, pag 798–823.