

TRACERTESTEN IN GRONDWATER: CALAMITEITEN OP MAAT

Dr. ir. D. MALLANTS^{1,*}

ir. M. VAN HOORICK¹

lic. S. FERSON^{2***}

Msc. A. ESPINO¹

Prof. J. FEYEN¹

Prof. W. LOY²

Prof. N. VANDENBERGHE²

TRACER TESTS IN GROUNDWATER: TAILOR-MADE CALAMITIES

The success or failure of numerical models to predict the migration of a contaminant plume in groundwater to a large extent depends on the quality of flow and transport parameters used in the simulations. In the present study we investigate the spatial variability in the tracer velocity and dispersivity in a shallow aquifer. By means of a tracer experiment we imitate the accidental leakage of a chemical out of a storage tank into the groundwater and measure

the transport of a chemical (an inert tracer) in a three-dimensional network of multi-level point samplers. By means of concentration profiles the local heterogeneity in tracer velocity and dispersivity is calculated. Furthermore, we demonstrate the existence of a dispersion-scale effect and show that conceptually simple models may be used to approximate the macroscopic dispersivity.

INLEIDING

Studies in verband met grondwater-verontreiniging hebben de laatste jaren sterk aan belangstelling gewonnen. Zo zijn de interpretatie en vooral de voorspelling van transportprocessen in het grondwater, waaronder het berekenen van de migratiesnelheid en -richting van een pollutantenpluim, uitermate belangrijk bij het inschatten van blootstellingsroutes in grondwater. Bij het ontwerpen van een grondwater-sanering is informatie omtrent het migratiepatroon van een verontreiniging eveneens relevante informatie.

Aan de hand van bestaande kennis in verband met grondwaterstroming en stoftransport kunnen wiskundige modellen opgebouwd worden, die het gedrag van pollutanten in een watervoerend pakket simuleren. Het uitvoeren van dergelijke simu-

laties vereist de identificatie van de juiste begin- en randvoorwaarden en van de systeemparemeters.

Het succes van modelsimulaties van grondwaterpollutie hangt in grote mate af van de representativiteit van de systeemparemeters, zoals de doorlatendheid, de bergingscoëfficiënt en de dispersiviteit. Directe of indirecte metingen van deze parameters vormen een belangrijk onderdeel van geohydrologische studies. Door de natuurlijke heterogeniteit van de watervoerende lagen vertonen deze parameters een zekere graad van ruimtelijke variabiliteit, waardoor meestal een groot aantal monsters nodig is om een representatieve waarde voor de geohydrologische parameters te vinden.

In deze studie wordt aandacht besteed aan de ruimtelijke variabiliteit van de stof-snelheid en dispersiviteit in het ondiepe gedeelte van een belangrijke watervoerende laag in Vlaanderen. Met behulp van een tracerexperiment wordt een calamiteit nabootst (een hoeveelheid van een pollutant lekt uit een opslagtank en komt in het grondwater terecht) en de migratie van een onschadelijke tracer wordt in de driedimensionale ruimte geobserveerd. Aan de hand van doorbraakkrommen wordt de lokale heterogeniteit in stofsnelheid en dispersiviteit berekend en wordt het bestaan van een dispersieschaal effect aangetoond. Tenslotte worden eenvoudige analytische modellen voor het schatten van de macroscop-

pische dispersiviteit getest. Bedoeling is na te gaan in hoeverre dispersieparameters voor transportmodellen m.b.v. dergelijke dispersiemodellen geschat kunnen worden op voorwaarde dat ruimtelijke variaties in doorlatendheid gekend zijn.

EXPERIMENTELE SITE

Voor het uitvoeren van een tracertest werd een experimentele site uitgebouwd in het noorden van de provincie Antwerpen, meer bepaald te Dessel Groesgoor (Figuur 1). De site bevindt zich ten oosten van de breuk van Poppel en ten westen van de breuk van Rauw (Kaartblad 17/1-2 van de Topografische Kaart van België met als coördinaten voor het centrum van de site: X = 205875 m en Y = 215725 m volgens de Lambert-projectie). Aan de hand van een stratigrafische en granulometrische interpretatie van een boring werden over een diepte van acht meter vier pakketten geïdentificeerd (Figuur 2). Het bovenste pakket bestaat uit Quartaire geelkleurige dekzanden met een maximale dikte van 0.6 m. Daaronder bevinden zich de grijs-witte Zanden van Brasschaat (tot op een diepte van ongeveer 4.5 m). Deze zijn van Vroeg-Pleistocene ouderdom en werden door de Rijn aangevoerd (Wouters en Vandenberghe, 1994). Ze zijn gekenmerkt door de aanwezigheid van zware mineralen zoals toermalijn en zirkoon en hebben een fijnere korrel in vergelijking met de onderliggende Zanden van Mol. Deze laatste wor-

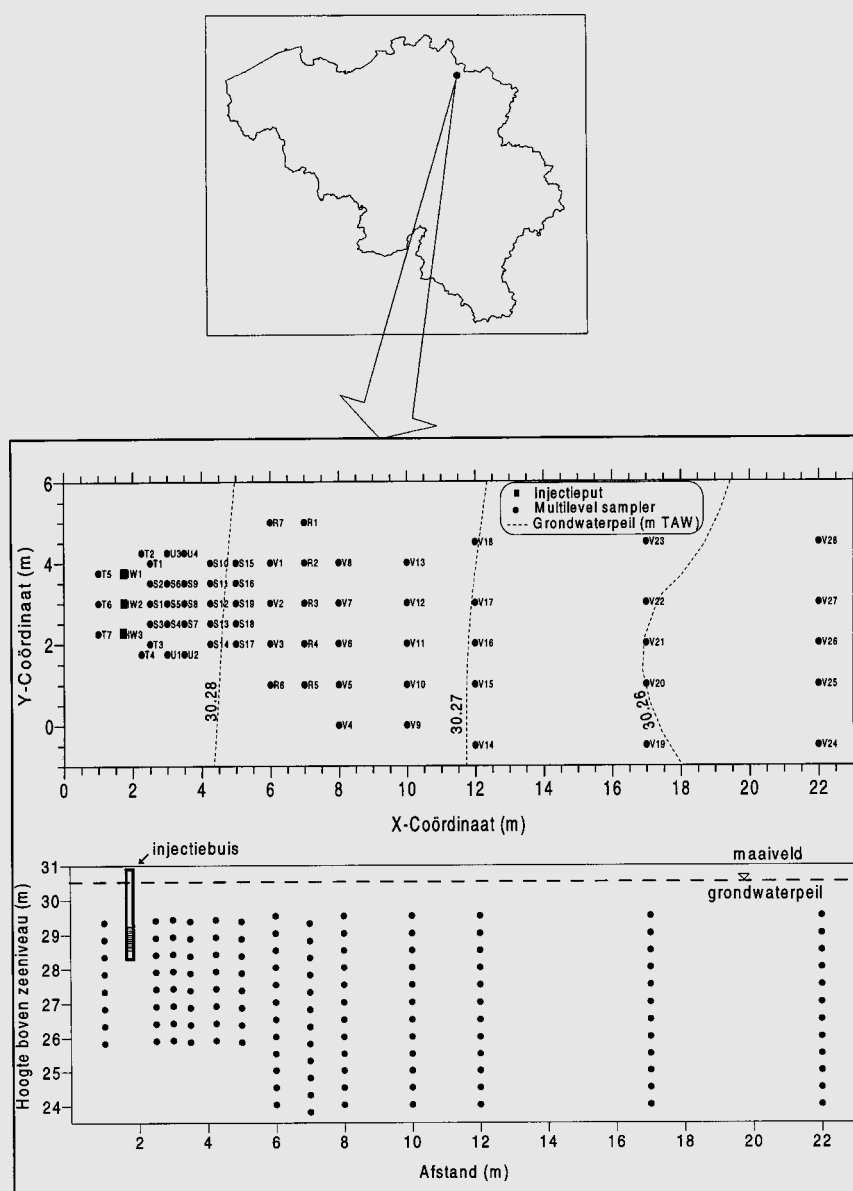
¹ Instituut voor Land- en Waterbeheer, KU-Leuven, Vital Decosterstraat 102, 3000 Leuven

² Instituut voor Aardwetenschappen, KULeuven, Redingenstraat 16, 3000 Leuven

^{*} Huidig adres: Studiecetrum voor Kernenergie, Boeretang 200, B-2400 Mol
Tel: 32-14-333219; Fax: 32-14-323553; Email: dmallant@sckcen.be

^{**} Huidig adres: Envico, Generaal de Wittelaan 9/3, 2800 Mechelen

Figuur 1: Geografische situering van de experimentele site (boven), ligging van het MLS-netwerk (midden) met codering, en dwarsdoorsnede langsheen de langste as van het MLS-netwerk (onder).



den nog eens opgedeeld in de Zanden van Mol Maatheide (derde pakket) en de Zanden van Mol Donk (vanaf een diepte van ongeveer 7.5 m). Beide werden in zeer ondiepe mariene omstandigheden afgezet tijdens het Pliocene (Tertiair). Het zijn vooral de Zanden van Brasschaat en de Zanden van Mol Maatheide die voor het tracerexperiment van belang zijn (zie verder). Op basis van deze geologische eigenschappen worden de vier pakketten vereenvoudigd tot twee lagen, waarbij laag 1 (0 - 4.5 m) de twee bovenste pakketten omvat en laag 2 (> 4.5 m) de twee onderste.

De grovere Zanden van Mol Maatheide hebben een hogere doorlatendheid (K_s) dan de Zanden van Brasschaat zoals blijkt uit de verticale variabiliteit in K_s (Figuur 3). Uit gekerde boringen tot een maximale diepte van 8 m werden een vijftigtal ongestoorde grondmonsters genomen waarop K_s middels een permeameter gemeten werd. Er is een duidelijke toename in K_s waar te nemen vanaf een diepte van 4 m. De porositeit is over de ganse diepte relatief constant. Voor iedere laag i werd de effectieve doorlatendheid berekend met volgende formule:

$$K_i^{eff} = \exp(1/m_i \sum_{j=1}^{m_i} \ln K_{ij}) \quad (1)$$

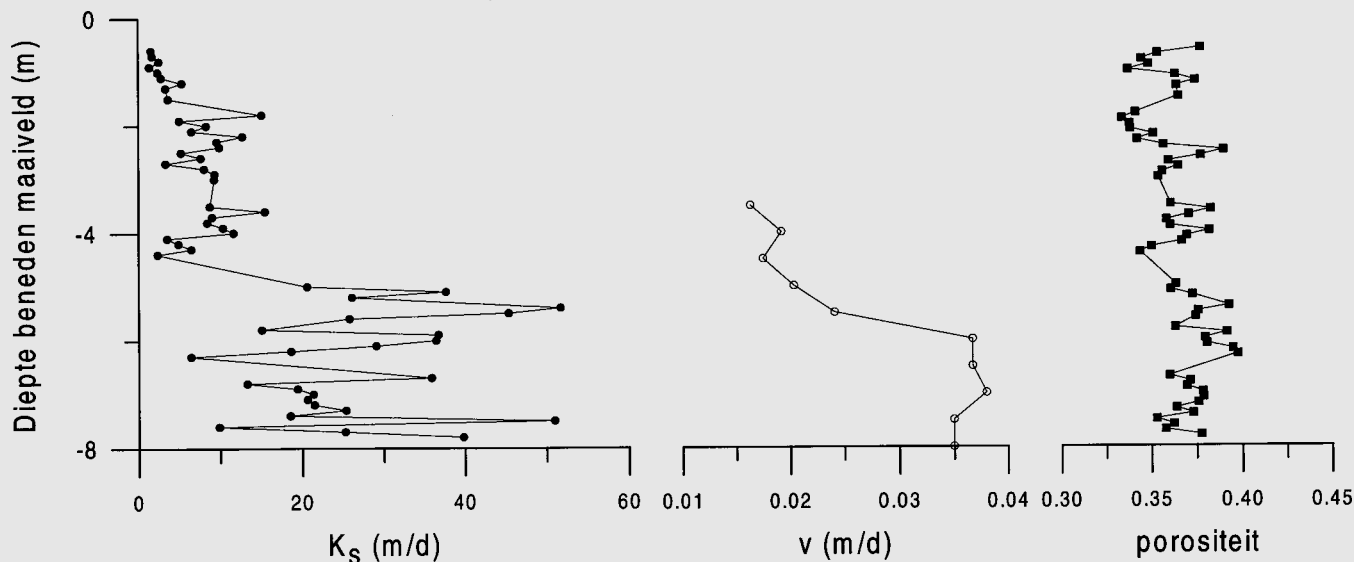
waarbij m_i het aantal K metingen in laag i , en K_{ij} de doorlatendheidsmeting j in laagje i . De effectieve (horizontale) doorlatendheid, K^{eff} , van laag 1 en 2 tesamen bekomt men als volgt:

$$K^{eff} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N K_i^{eff} \quad (2)$$

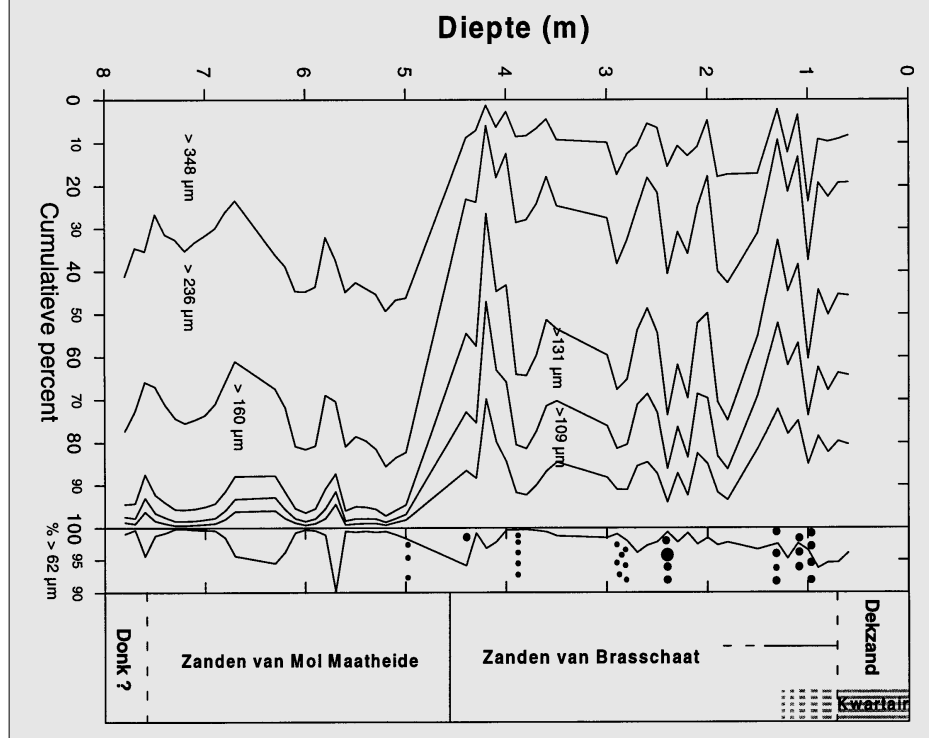
met N het aantal laagjes. De totale variantie van de twee laagjes is:

$$\sigma_{\ln K_s}^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\ln K_i^{eff} - \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \ln K_k^{eff})^2 \quad (3)$$

Figuur 3: Verticale variabiliteit in de doorlatendheid (K_s), transportsnelheid (v), en de porositeit (n).



Figuur 2: Granulometrische en stratigrafische interpretatie van de boorkern. In het meest linkse deel zijn de fracties groter dan 62 µm weergegeven, terwijl in het rechtse deel enkel de totale fractie groter dan 62 µm te zien is. Zwarte bolletjes duiden op aanwezigheid van kleine keien.



Het resultaat van deze berekeningen is als volgt: $K_1^{\text{eff}} = 6.6 \text{ m.d}^{-1}$, $K_2^{\text{eff}} = 25 \text{ m.d}^{-1}$, $K^{\text{eff}} = 15.8 \text{ m.d}^{-1}$, en $\sigma_{\ln K_s}^2 = 0.22$.

De gemiddelde grondwaterstand van de site bedraagt één meter beneden maaiveld en de gemiddelde hydraulische gradiënt is 0.002 m.m^{-1} .

DRIEDIMENSIONAAL MEETNET

Voor de monitoring van een tracerpluim, geïnjecteerd op een diepte van één meter beneden het grondwaterpeil, werden 65 MLS ontworpen en in een netwerk geplaatst (Figuur 1 en 4). Iedere MLS bestaat uit een centrale, holle PVC buis waartegen polyethyleendampjes (binnendiameter = 2 mm) bevestigd zijn. Ieder dampje is verbonden met een bemonsteringspunt, voorzien van een nylon filter. Het maximum aantal bemonsteringspunten per MLS is 12, met elke halve meter één. In totaal zijn er 636 bemonsteringspunten. Door middel van een vacuümpomp werd per bemonsteringspunt 10 ml grondwaterstaal verzameld en de concentratie van de tracer bepaald.

TRACERTEST

De tracertest had tot doel de dispersiviteit van het sediment te bepalen en de effecten na te gaan van heterogeniteit in geohydrologische parameters op transport van chemische stoffen. De verzamelde dataset wordt ook gebruikt voor het testen van nu-

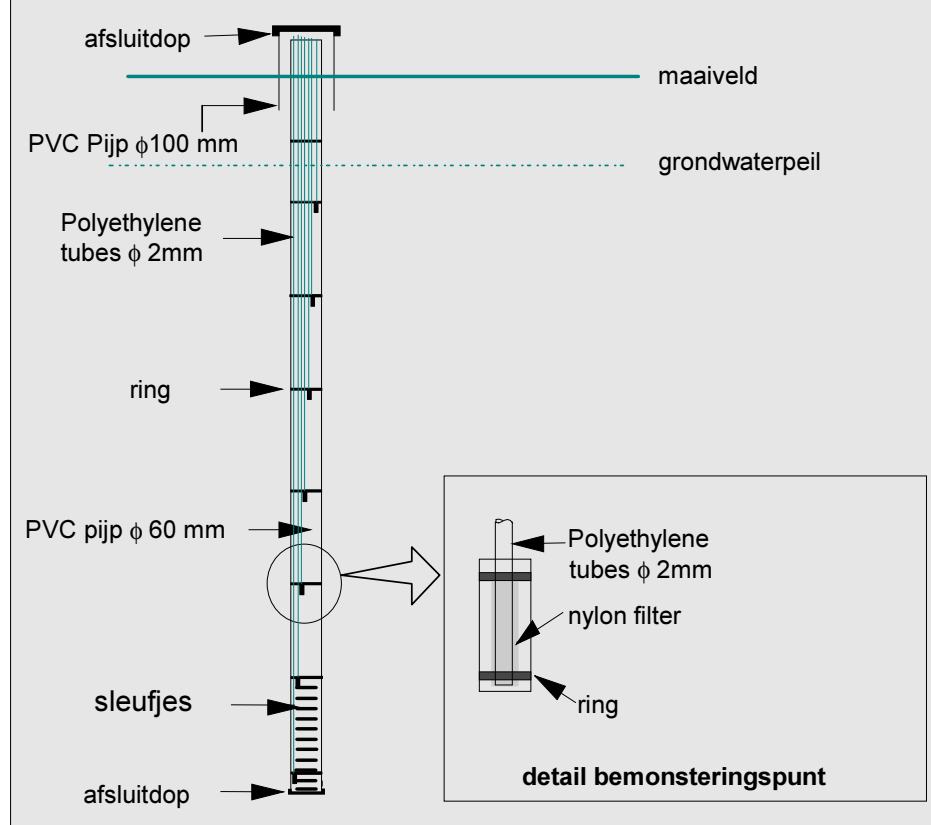
merieke transportmodellen. Op dit laatste wordt hier niet verder ingegaan. Met deze tracertest werd gepoogd een realistisch

ongevallenscenario na te bootsen. Een grote hoeveelheid traceroplossing (onschadelijk chloride) werd gedurende 17 uur geïnjecteerd via drie injectiebuizen die onderaan gesleufd waren over een lengte van anderhalve meter, met de bovenzijde van het gesleufde deel één meter beneden maaiveld. Onmiddellijk na injectie werd begonnen met de bemonstering van de meest nabijgelegen MLS. Door op regelmatige tijdstippen te bemonsteren werd voor een groot aantal bemonsteringspunten het concentratieverloop opgetekend. Figuur 5 toont voor een diepte van 4 m beneden het maaiveld enkele doorbraakkrommen met een typische klokvorm als gevolg van dispersie.

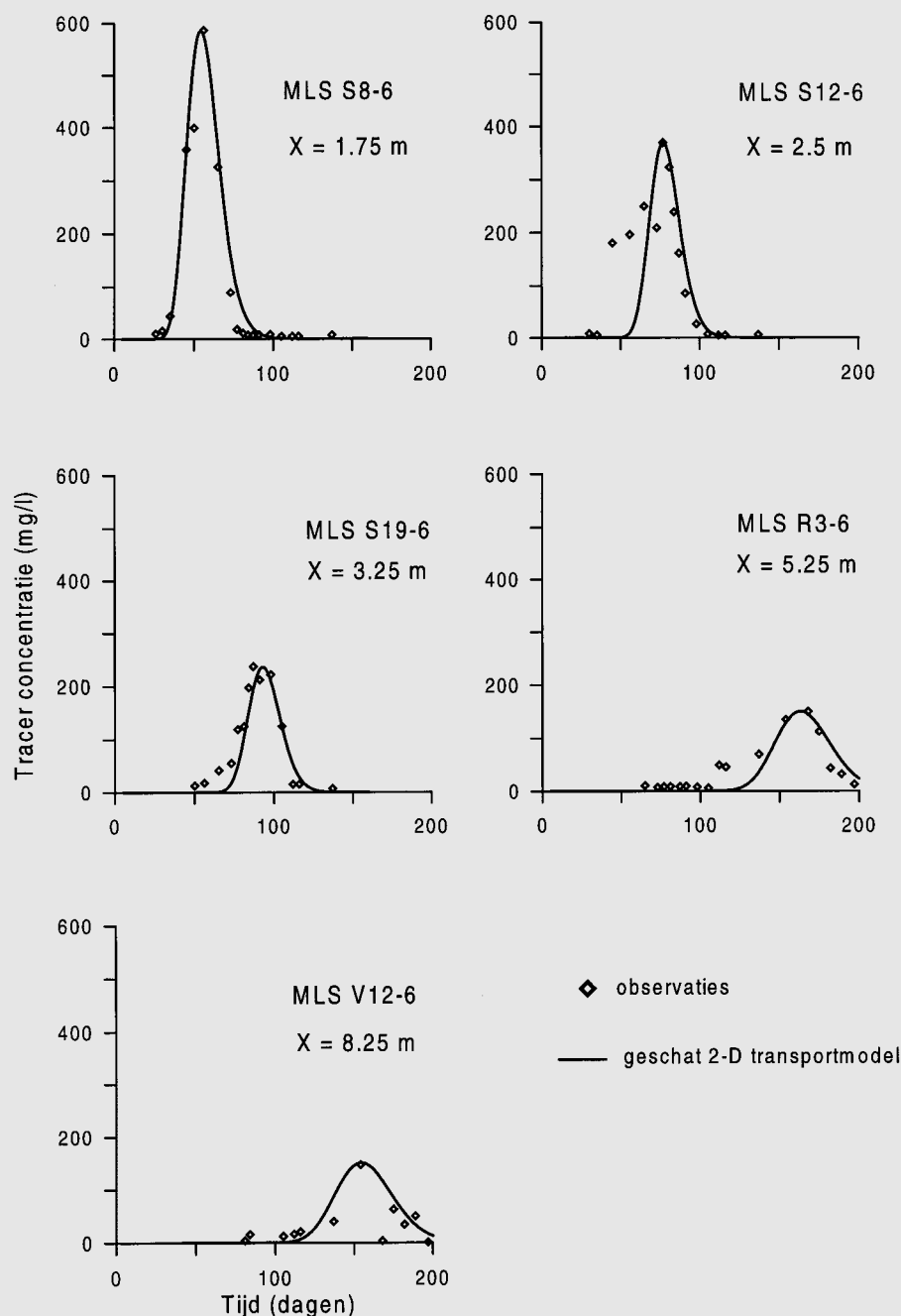
SCHATTEN VAN TRANSPORTPARAMETERS

Met behulp van de gemeten doorbraakkrommen werden vervolgens locatie-specifieke transportparameters bepaald. Aan iedere doorbraakkromme werden met behulp van het programma CATTI (Sauty and Kinzelbach, 1988) de parameters van de tweedimensionale transportvergelijking geschat (volle lijn in Figuur 5). Hierbij wordt gebruik gemaakt van een optimalisatie-algorithme dat de kleinste afwijking of fout zoekt tussen de gemeten en de berekende concentraties. Deze laatste zijn gebaseerd op een analytische oplossing van de tweedimensionale transportvergelijking. Naast de lokale transportsnelheid, v (m.d^{-1}), bekommt men zo eveneens de lokale

Figuur 4: Schematische voorstelling van een multilevel-point sampler (MLS).



Figuur 5: Geobserveerde en geschatte concentraties in vijf MLS gelegen op een rechte lijn parallel aan de grondwaterstromingsrichting (4 m beneden maaiveld). MLS S8-6, MLS12-6, etc. duidt de code van de MLS aan (voor de ligging ervan zie Figuur 1), waarbij het tweede cijfer verwijst naar het nummer van het monsternamepunt, in dit geval het zesde. $X = 1.72$ m, $X = 2.5$ m, etc. is de afstand in m van het injectiepunt.



transversale, D_t ($\text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$), en longitudinale, D_l ($\text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$), dispersiecoëfficiënt. De transversale dispersiecoëfficiënt verklaart dispersie loodrecht op de stromingsrichting, terwijl de longitudinale dispersiecoëfficiënt de dispersie in de stromingsrichting bepaalt. Op basis van D_l , D_t , en v kan men de longitudinale en transversale dispersiviteit berekenen, volgens, respectievelijk, $\alpha_l = D_l/v$ en $\alpha_t = D_t/v$ (m). De dispersiviteit is een transportparameter van het poreuze medium.

Op basis van een groot aantal doorbraakkrommen, zoals die uit Figuur 5, werd het verloop van de gemiddelde geschatte

transportsnelheid v met de diepte berekend. Dit is weergegeven in Figuur 3. Als gevolg van de hogere doorlatendheid in het tweede sediment (Zanden van Mol Maahtede) neemt v eveneens toe met de diepte. Eenmaal de tracer zich op een diepte van ongeveer 6 m bevindt, beweegt hij zich voort aan een snelheid die gemiddeld tweemaal zo hoog is als op een diepte van ongeveer 4 m (Zanden van Brasschaat). Naast horizontale variabiliteit is dus ook verticale variabiliteit een belangrijke factor die in rekening gebracht moet worden tijdens het modelleren van stoftransport. Het precies aflijnen van de geologische formaties kan

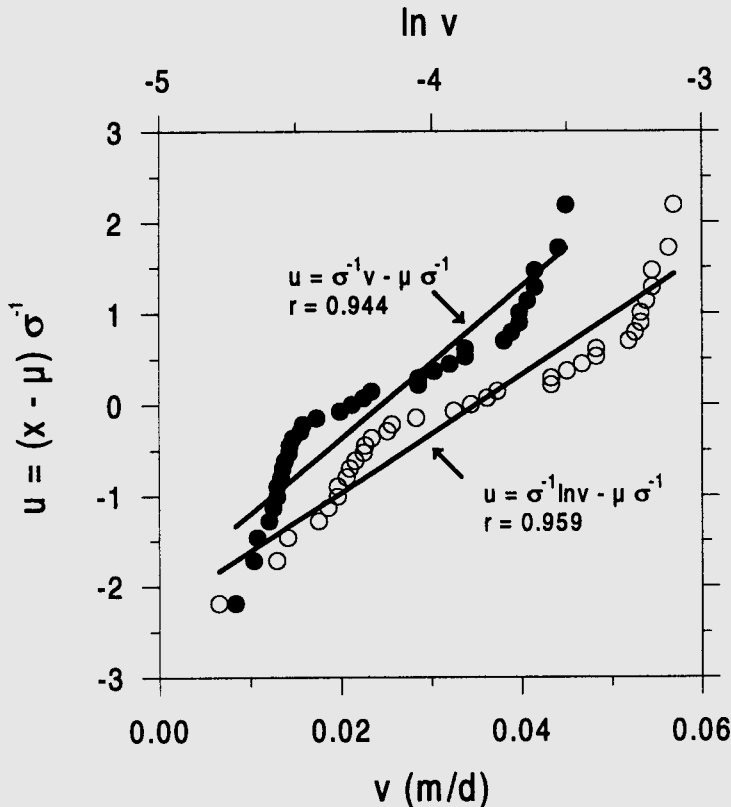
bv. gebeuren a.h.v. granulometrische samenstelling en geofysische boorgatmetingen (o.a. meting van gammastraling en resistiviteit).

Aan de hand van een eenvoudige grafische test werd nagegaan of de frequentieverdeling van v door een normale of een logaritmisch normale theoretische distributie beschreven kon worden. Deze test bestaat erin van de geobserveerde cumulatieve frequentie te vergelijken met het theoretisch kansmodel (een rechte). De keuze van de meest geschikte kansverdeling wordt bepaald door de kleinste afwijking tussen theoretische en geobserveerde frequentie. De cumulatieve frequentieverdeling van de volledige set van transportsnelheden, v , en zijn logaritmische transformatie $\ln v$ is in Figuur 6 te zien. Hieruit blijkt dat $\ln v$ beter (met een hogere correlatiecoëfficiënt r) door een rechte wordt benaderd dan v . De transportsnelheid is dus logaritmisch normaal verdeeld. Voor de logaritmisch normaal verdeelde transportsnelheid bedraagt het gemiddelde $0.025 \text{ m} \cdot \text{dag}^{-1}$ met een standaardafwijking van $0.014 \text{ m} \cdot \text{dag}^{-1}$. Eenzelfde statistische analyse werd uitgevoerd voor de longitudinale (α_l) en transversale (α_t) dispersiviteit. Beide zijn eveneens logaritmisch normaal verdeeld. Hun gemiddelde en standaardafwijking (tussen haakjes) bedragen, respectievelijk, 0.09 (0.093) m en 0.0085 (0.047) m. De verhouding α_l/α_t bedraagt 10.6 . Volgens de Marsily (1986) ligt de verhouding α_l/α_t tussen 5 en 100, afhankelijk van de heterogeniteit van het sediment. Merk echter op dat de maximale afstand, die de tracer hier afgelegd heeft, 10.15 m bedraagt. Naarmate de weg afgelegd door de pluim groter wordt, zal ook de dispersiviteit toenemen tot een asymptotische waarde bereikt is na een lange verplaatsingstijd (zie verder). Dit fenomeen wordt het dispersie-schaafeffect genoemd. Tijdens transportberekeningen met homogene modellen (dit is een model waarin niet expliciet rekening gehouden is met de heterogeniteit) moet de gebruiker dus een grotere dispersiviteit opgeven voor langere stroombanen dan voor kortere.

DISPERSIE-SCHAAFEFFECT

Uit talrijke tracerexperimenten in bodems en grondwater blijkt dat de dispersiviteit toeneemt als de afstand tussen de bron en de pluim toeneemt (Gelhar et al., 1992). Aangezien dispersie een proces is van menging, deels ten gevolge van diffusie (volgens een concentratiegradiënt) maar hoofdzakelijk door afwijkingen van de lokale transportsnelheid t.o.v. de gemiddelde transportsnelheid, zal na voldoende menging de dispersiecoëfficiënt en dus ook de dispersiviteit nagenoeg constant worden (men spreekt op de ruimtelijke schaal van een wervoerend pakket van een macroscopische longitudinale en transversale dispersiviteit, respectievelijk A_l en A_t). Wanneer dit precies is (m.a.w. hoe ver van de

Figuur 6: Cumulatieve frequentieverdeling van de geschatte transportsnelheid v (•) en $\ln v$ (°) voor de volledige dataset. Theoretische kansfunctie is door een rechte weergegeven (μ en σ zijn, respectievelijk, gemiddelde en standaardafwijking van v of $\ln v$). Overeenkomst tussen theoretische en geobserveerde kansverdeling is weergegeven met de correlatiecoëfficiënt r .



bron moet de pluim zich verplaatst hebben) en hoe groot de macroscopische dispersiviteit dan wel is, hangt af van de graad van heterogeniteit van het sediment (in concreto de variantie van de logdoorlatendheid, $\sigma_{\ln K_s}^2$), en de maximale afstand waarover de doorlatendheid ruimtelijk gecorreleerd is (correlatielengte L - voor tweedimensionale grondwaterstroming L_x en L_y). Het verband tussen $\sigma_{\ln K_s}^2$, L en A_l kan gebruikt worden om de macroscopische dispersiviteit te schatten indien geen directe metingen uit tracerexperimenten ter beschikking zijn.

Voor tweedimensionale grondwaterstroming worden volgende eenvoudige theoretische modellen voor de longitudinale dispersiviteit A_l courant gebruikt (Gelhar, 1993):

(i) isotrope aquifer ($L_x = L_y$) en lange verplaatsingstijd

$$A_l = \sigma_{\ln K_s}^2 L \quad (4)$$

(ii) isotrope aquifer ($L_x = L_y$) en korte verplaatsingstijd

$$A_l = \frac{3 \sigma_{\ln K_s}^2}{8 \gamma^2} \quad (5)$$

met $\gamma = \exp(\sigma_{\ln K_s}^2/6)$ en x de afgelegde weg. De parameter γ is een stromingsfactor die afhangt van de richting van de gemiddelde stroming en de oriëntatie van de heterogeniteit.

(iii) isotrope aquifer ($L_x = L_y$) en intermediaire verplaatsingstijd

$$A_l = L \sigma_{\ln K_s}^2 [1 - 3(2x/L)^{-1} - 3(x/L)^{-2} \exp(-x/L) + 3(x/L)^{-3} (1 - \exp(-x/L))] \quad (6)$$

Voor driedimensionale grondwaterstroming bestaan volgende modellen (Dagan, 1989):

(iv) isotrope aquifer en intermediaire verplaatsingstijd

$$A_l = \frac{L \sigma_{\ln K_s}^2}{\gamma^2} [1 - 4(x/L)^{-2} + 24(x/L)^{-4} - 8[(x/L)^{-2} + 3(x/L)^{-3} + 3(x/L)^{-4}] \exp(-x/L)] \quad (7)$$

(v) gelaagde aquifer en intermediaire verplaatsingstijd

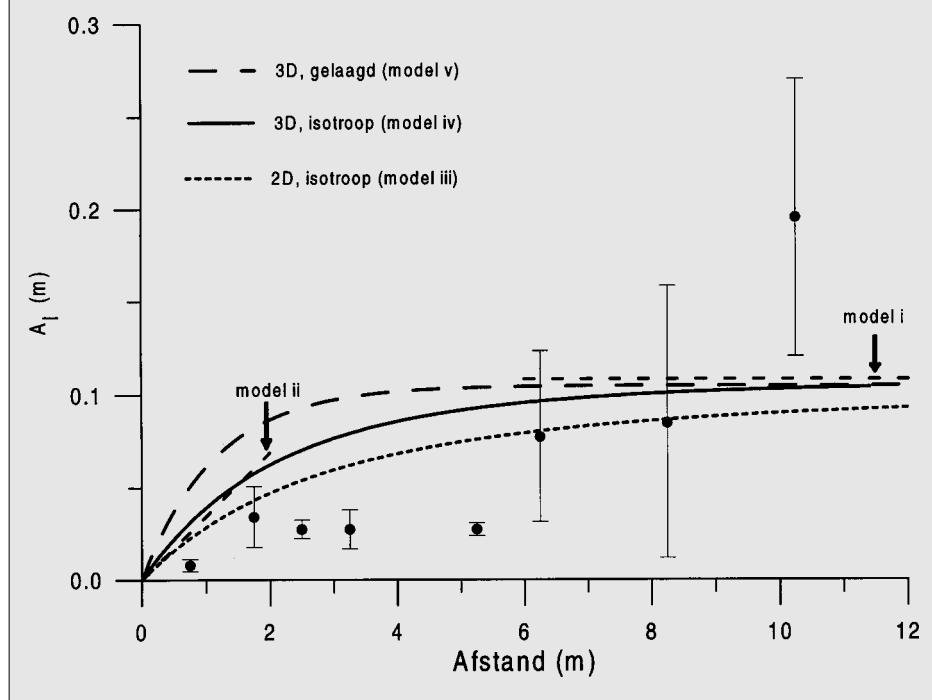
$$A_l = \frac{L \sigma_{\ln K_s}^2}{\gamma^2} (1 - \exp(-x/L)) \quad (8)$$

Model (i) levert een constante macroscopische dispersiviteit die representatief is voor een zeer grote verplaatsingstijd ($t \rightarrow \infty$), waarbij A_l in hoofdzaak bepaald wordt door de heterogeniteit in permeabiliteit. Voor een korte verplaatsingstijd ($t \rightarrow 0$) voorspelt model (ii) een lineaire toename van de macroscopische dispersiviteit met toenemende afstand. Model (iii) berekent de macroscopische dispersiviteit voor een isotrope watervoerende laag voor een intermediaire verplaatsingstijd.

Een correctere voorstelling van het transportproces gebeurt door een 3D model te gebruiken, zoals (iv) en (v). In tegenstelling tot model (iv) veronderstelt model (v) een anisotrope watervoerende laag die te vergelijken is met een sterk gelaagd medium ($L_x = L_y \gg L_z$).

De macroscopische longitudinale dispersiviteit A_l werd m.b.v. bovenstaande vergelijkingen (1) t.e.m. (5) berekend voor de hierboven beschreven watervoerende lagen, rekening houdend met locatie-specifieke waarden voor de totale variantie van de twee lagen, $\sigma_{\ln K_s}^2 = 0.22$, en de horizontale correlatielengte, $L = 1.0$ m. Voor het berekenen van model (1) t.e.m. (5) werd eenvoudigheidshalve aangenomen dat alle data tot eenzelfde pakket behoren. De resultaten werden vergeleken met het verloop van de geobserveerde gemiddelde longitudinale dispersiviteit i.f.v. de afstand (Figuur 7). Hieruit blijkt dat het 2D model voor de "isotrope aquifer en korte verplaatsingstijd" de geobserveerde dispersiviteit overschat, terwijl het 2D model voor de "isotrope aquifer en lange verplaatsingstijd" met een constante waarde van 0.22 m de gemeten dispersiviteit op 10 m zeer goed benadert. Het 2D model voor de "isotrope aquifer en intermediaire verplaatsingstijd" overschat de dispersiviteit tussen 0 en 8 m en geeft een goede schatting van de dispersiviteit rond 10 m. De 3D modellen (iv) en (v) voorspellen een hogere dispersiviteit dan model (iii) over het volledige traject, waarbij het gelaagd model de hoogste waarde schat. Beide modellen bereiken na ongeveer 10 correlatielengten ($x = 10 L$) een constante waarde voor A_l . Model (iii) bereikt de asymptotische waarde veel later (theoretisch gezien na 60 correlatielengten). Uit deze vergelijking blijkt dat een conceptueel eenvoudig model zoals vergelijking (6, 7, of 8) met slechts twee parameters een redelijke beschrijving geeft van het verloop van de macrodispersiviteit. Merk tenslotte op dat de geobserveerde dispersiviteit duidelijk een dispersie-schaafeffect vertoont, maar de gegevens laten niet toe uit te maken of de dispersiviteit zijn maximale waarde reeds bereikt heeft. Hiervoor is monitoring van de pluim over een nog grotere afstand vereist.

Figuur 7: Verloop van de longitudinale dispersiviteit i.f.v. de afstand: theoretische modellen voor een 3D gelaagde (iv) en isotrope aquifer (v) en een 2D isotrope aquifer (iii). De asymptotische modellen (vergelijking (4) en (5)) zijn eveneens afgebeeld, samen met de verticaal gemiddelde observaties (verticale foutenlijn is één standaardafwijking).



BESLUIT

Tracerexperimenten geven een inzicht in de verspreidingsmechanismen van een pollutant, en dit onafgezien van de noodgedwongen beperkingen opgelegd aan dergelijke kleinschalige "calamiteiten". Voor de zanden van Brasschaat en de zanden van Mol werd een gemiddelde longitudinale en transversale dispersiviteit van respectievelijk 0.09 en 0.0085 m gevonden. De vuistregel dat α_L ongeveer 10 maal groter is dan α_T wordt hier bevestigd. De maximale longitudinale dispersiviteit voor een maximaal afgelegde weg van ongeveer 10 m bedraagt 0.2 m. Deze waarde komt relatief goed overeen met de theoretische asymptotische macrodispersiviteit van 0.22 m, die berekend werd a.h.v. een eenvoudig theoretisch model met een klein aantal statistische parameters die de heterogeniteit van het sediment karakteriseren. Met deze studie is nogmaals het belang van goede doorlatendheidsmetingen aangetoond.

DANKWOORD

Deze studie werd gefinancierd door het Onderzoeksfonds van de KULeuven (OT/18/92) en een onderzoekskrediet van het NFWO (2.0085.93)

LITERATUUR

- Dagan, G., 1989. Flow and transport in porous formations. Springer Verlag, New York.
 Gelhar, L.W., 1993. Stochastic subsurface hydrology. Englewood Cliffs, New Jersey.
 Gelhar, L.W., Welty, C., en Rehfeldt, K.R., 1992. A critical overview of data on field-scale dispersion in aquifers. Water Resources Research, 28: 1955-1974.
 Mallants, D., 1997. Numerieke simulatie van chemisch transport in een heterogene bodem. Water, 94:75-81.
 Marsily, G., de, 1986. Quantitative hydrogeology. Academic Press, New York.
 Sauty, J.P., and W. Kinzelbach, 1988. Computer aided tracer test interpretation code "CATTI", Users Manual, IFN Inst. für Wasserbau, Stuttgart, Germany.
 Wouters, L., en Vandenbergh, N., 1994. Geologie van de Kempen-Een synthese. NIRAS, Brussel.

LIJST MET SYMBOLEN

(eenheden zijn tussen haakjes weergegeven)

- K_s : hydraulische conductiviteit of doorlatendheid (meter per dag: m.d⁻¹)
 K^{eff} : effectieve horizontale doorlatendheid van het ganse pakket (m.d⁻¹)
 $\sigma_{\ln K_s}^2$: variantie van $\ln K_s$, de logaritmisches getransformeerde doorlatendheid
 L_x, L_y : horizontale correlatielengte van $\ln K_s$ in x-, respectievelijk y-richting (m)
 n : porositeit (dimensieloos)
 v : transport- of tracersnelheid (m.d⁻¹)
 D_L : longitudinale dispersiecoëfficiënt (vierkante meter per dag: m².d⁻¹)

- D_T : transversale dispersiecoëfficiënt (m².d⁻¹)
 α_L : longitudinale dispersiviteit = D_L/v (m)
 α_T : transversale dispersiviteit = D_T/v (m)
 A_L : longitudinale macroscopische dispersiviteit (m)
 A_T : transversale macroscopische dispersiviteit (m)

MACRODISPERSIE EN MACRODISPERSIVITEIT

De term macrodispersie verwijst naar het mengen van chemische stoffen ten gevolge van ruimtelijk variabele macroscopische grondwatersnelheden. Deze variaties in snelheid, zowel in grootte als in richting, zijn grotendeels te wijten aan de ruimtelijke variabiliteit van de doorlatendheid in een watervoerend pakket. De menging als gevolg van variaties in microscopische grondwatersnelheden wordt (poriënschaal) dispersie genoemd. Ditmaal zijn microscopisch kleine variaties in grootte en oriëntatie van poriën verantwoordelijk voor een ruimtelijk veranderlijke grondwatersnelheid. Het effect van de macroscopische variabiliteit op het proces van menging is meestal veel groter dan de microscopische variaties. Het verschil tussen macrodispersie en dispersie zit hem in de ruimtelijke schaal waarop het proces zich afspeelt: de poriënschaal voor dispersie en de macroscopische schaal voor macrodispersie. De macroscopische schaal kan variëren van enkele tientallen tot enkele honderden meters.

Macrodispersiviteit is een eigenschap van het poreuze medium dat de macroscopische menging of spreiding van chemische stoffen karakteriseert. De macrodispersiviteit kan bepaald worden door het uitvoeren van tracer- of migratie-experimenten in een watervoerende laag en door een welbepaald transportproces te veronderstellen, met name het convectie-dispersie of CDE-model (voor een bespreking van het CDE-model wordt verwezen naar Mallants, 1997, pag. 79).

Dr. ir. D. MALLANTS^{1,*}

ir. M. VAN HOORICK¹

lic. S. FERSON^{2,**}

Msc. A. ESPINO¹

Prof. J. FEYEN¹

Prof. W. LOY²

Prof. N. VANDENBERGHE²

¹ Instituut voor Land- en Waterbeheer, KULeuven, Vital Decosterstraat 102, 3000 Leuven

² Instituut voor Aardwetenschappen, KULeuven, Redingenstraat 16, 3000 Leuven

* Huidig adres: Studiecentrum voor Kernenergie, Boeretang 200, B-2400 Mol

** Huidig adres: Envico, Generaal de Wittelaan 9/3, 2800 Mechelen