

RIVM rapport 500003004/ 2005

**Stromen van water en stoffen door de bodem en  
naar de sloten in de Vlietpolder**

C.R. Meinardi (kees.meinardi@rivm.nl)

Dit onderzoek werd verricht in opdracht en ten laste van het Directoraat-Generaal Milieubeheer van het Ministerie van Volkshuisvesting, Ruimtelijke ordening en Milieubeheer, Directie Bodem, Water en Landelijk Gebied, project Monitoring en Diagnose grondwater (nummer 714801) en het project Duurzaam Nutriëntenbeheer (nummer 500003)  
Rijksinstituut voor Volksgezondheid en Milieu (RIVM), Postbus 1, 3720 BA Bilthoven,  
telefoon: 030 - 274 91 11, fax: 030 - 274 29 71

## Voorwoord

Het Hoogheemraadschap Rijnland doet onderzoek in de Vlietpolder (nabij Hoogmade) om de uit- en afspoeling van meststoffen naar bodem, sloten en via het gemaal naar de boezem te bepalen. De eerste fase van dat onderzoek droeg bij aan de activiteiten van de projectgroep “Diffuse Belasting van het Oppervlaktewater vanuit de Veehouderij, DOVE” van de STOWA. Het RIVM maakte deel uit van de projectgroep. Het Hoogheemraadschap deed een groot deel van de metingen en de bewerking van de gegevens zelf, maar ook andere instituten leverden bijdragen. Het Staring Centrum heeft een bodemkaart gemaakt en Alterra heeft eveneens diverse metingen uitgevoerd (onder andere met keramische cups in de ondiepe bodem). Het RIVM heeft onderzoek gedaan aan de uitspoeling van meststoffen naar de bodem en het transport met het drainagewater naar de sloten. Daarnaast maakt de Vlietpolder deel uit van de locaties die worden onderzocht voor het Landelijk Meetnet effecten Mestbeleid (LMM). Bij dat onderzoek zijn in een aantal opeenvolgende jaren ondiepe boringen gezet in de Vlietpolder om het bovenste grondwater te bemonsteren. De monsters zijn geanalyseerd op de concentraties van onder andere stikstof- en fosforverbindingen. Het RIVM heeft bijdragen geleverd aan het overige onderzoek in de polder en tevens gebruik kunnen maken van de resultaten in de vorm van samenvattende overzichten. Het onderzoek in de Vlietpolder vond plaats in een plezierige samenwerking met de andere instellingen die deelnamen aan de studie. De voorliggende rapportage betreft slechts een deel van het totale onderzoek dat door het Hoogheemraadschap Rijnland zal worden beschreven.

## Rapport in het kort

### Stromen van water en stoffen door de bodem en naar de sloten in de Vlietpolder

Het RIVM heeft onderzoek gedaan naar de uit- en afspoeling van meststoffen naar bodem en oppervlaktewater in het veenweidegebied Vlietpolder. De hoeveelheid nutriënten die bodem en water mag belasten, wordt beperkt door nationale en internationale regelgeving. De concentraties van N en P in het polderwater zijn hoger dan de richtinggevende waarden voor oppervlaktewater. Afvoer van water en stoffen uit de bodem vindt vooral plaats in een toplaag met een dikte van circa 2m. Het aandeel van de bemesting in de belasting van het slootwater bedraagt ruwweg 10 tot 20% aan N en P en 30% aan  $\text{SO}_4$ ; de rest komt uit de bodem. Belasting door afbraak van de bodem resulteert in circa 16 kg/ha/jaar aan N, 3 kg/ha/jaar aan P en 240 kg/ha/jaar aan  $\text{SO}_4$ , afhankelijk van de seizoenen. Stoffen in slootwater zijn verder afkomstig van opwaartse diffusie en dispersie uit diepere lagen (150 kg/ha/jaar Cl, 7.5 kg/ha/jaar N en 1.5 kg/ha/jaar P).  $\text{SO}_4$  verdwijnt uit de ondiepe bodem door neerwaartse diffusie (50 kg/ha/jaar). Uit slootwater verdwijnt circa 30 tot 40% van de met het grondwater meegevoerde N en P door plantopname en neerslag in de sloot.

Trefwoorden: Veenweidegebied, bemesting, grondwaterkwaliteit, drainage, bodemafbraak

## Abstract

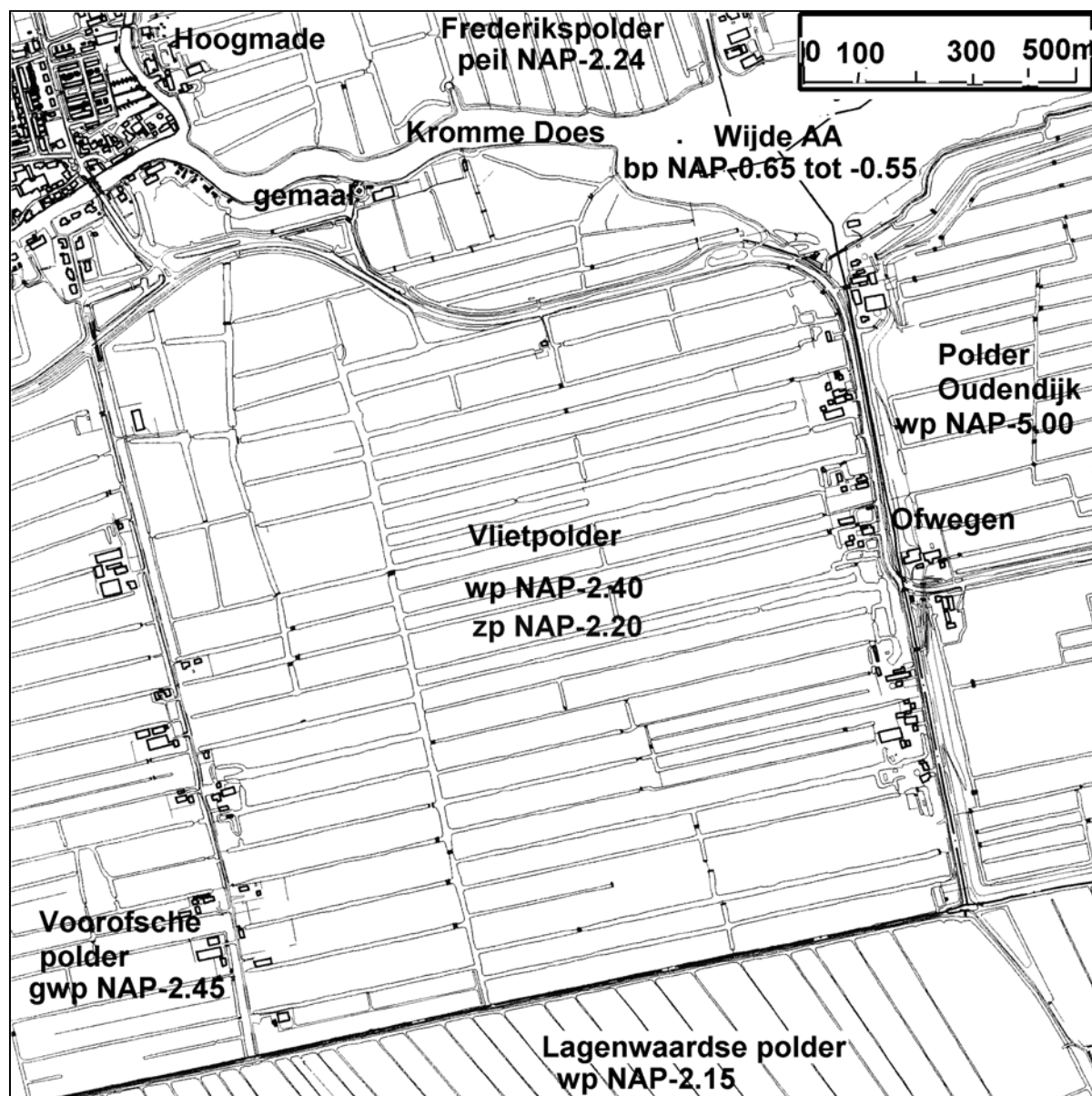
### **Water and solute flows from soil to draining surface water in a peat pasture polder**

RIVM has investigated the effects of soil structure and groundwater flow on nutrient transport to soil and surface water in a peat pasture polder near Leyden for their relevancy to national and European legislation on soil and water. Nitrogen and phosphorus concentrations in polder water were found to exceed the limit values for surface water. The land surface level in this polder is 2 m below mean sea level, representing a drop of roughly 3 m due to peat decomposition over many centuries. Groundwater levels are shallow. The rainfall excess of  $250 \text{ mm.a}^{-1}$  flows mainly into ditches through a top layer of roughly 2 m. Infiltration to deeper layers is relatively low ( $25 \text{ mm.a}^{-1}$ ). Fertiliser contribution to ditch water is at roughly 10 to 20% for N and P and 30% for  $\text{SO}_4$ ; soil processes contribute the remaining parts. Upward diffusion brings  $150 \text{ kg.ha}^{-1}.\text{a}^{-1}$  Cl,  $7.5 \text{ kg.ha}^{-1}.\text{a}^{-1}$  N and  $1.5 \text{ kg.ha}^{-1}.\text{a}^{-1}$  P to shallow layers.  $\text{SO}_4$  diffuses downward ( $50 \text{ kg.ha}^{-1}.\text{a}^{-1}$ ). Soil decomposition yields  $16 \text{ kg.ha}^{-1}.\text{a}^{-1}$  N,  $240 \text{ kg.ha}^{-1}.\text{a}^{-1}$   $\text{SO}_4$  and  $1 \text{ kg.ha}^{-1}.\text{a}^{-1}$  P. Plant growth and sorption cause a further reduction in concentrations in ditch water. Seasonal effects on ditch water quality caused by a time-dependent input were simulated by a model.

Key words: Peat areas, fertilisation, groundwater quality, drainage, soil decomposition

## Inhoudsopgave

<b>1. Inleiding</b>	<b>3</b>
<b>2. Het uitgevoerde onderzoek</b>	<b>3</b>
2.1. Overzicht	3
2.2. Nadere detaillering van instrumenten en methoden	3
<b>3. De bodem van de Vlietpolder</b>	<b>3</b>
3.1. Inleiding	3
3.2. Opbouw van de Holocene afzettingen volgens de boringen	3
3.3. Geo-elektrische metingen	3
3.4. Elektromagnetische metingen	3
3.5. Het ontstaan van de bodem door geologische factoren en door ontginning	3
<b>4. Stroming van het grondwater</b>	<b>3</b>
4.1. Stijghoogten van het grondwater	3
4.2. Stabiele isotopen	3
4.3. Tritiumbepalingen in de waarnemingsfilters	3
<b>5. Samenstelling van het grondwater</b>	<b>3</b>
5.1. Veldmetingen in de Multi-Layer-samplers	3
5.2. Resultaten van de laboratoriummetingen voor de MLS	3
5.3. Het grondwater in de waarnemingsputten	3
5.4. Metingen aan het bovenste grondwater door HHR en RIVM-LMM	3
5.5. Hydrologische conclusies uit de samenstelling van het grondwater	3
<b>6. Stroming van stoffen van de bodem naar de sloten</b>	<b>3</b>
6.1. Bronnen, transport en processen van nutriënten in het slootwater	3
6.2. Grondwaterstroming en de afvoer van het neerslagoverschot	3
6.3. Reistijdverdeling van het grondwater in de gedraineerde laag van de bodem	3
6.4. Effecten van diffusie, afgeleid uit chloride en sulfaat	3
6.5. Invloed van bemesting en afbraak van veen, stikstof en fosforverbindingen	3
6.6. Processen in de sloot, afname van stikstof en fosfor	3
6.7. Toevoer en afvoer van stoffen voor bodem en sloten	3
<b>7. Discussie en conclusies</b>	<b>3</b>
<b>Literatuur</b>	<b>3</b>



*Figuur 1 De Vlietpolder en de diverse peilen in NAP-m (bp=boezempeil, gwp=gemiddeld winterpeil; wp= winterpeil, zp= zomerpeil), situatie 1985*

## 1. INLEIDING

Het Hoogheemraadschap Rijnland (HHR) doet onderzoek in de Vlietpolder (Figuur 1) om de uit- en afspoeling van nutriënten (meststoffen) naar bodem, sloten en via het gemaal, naar de boezem te bepalen. Het onderzoek heeft het vermoeden bevestigd dat de concentraties van stikstof- en fosforverbindingen in het gedraineerde grondwater hoger zijn dan de richting gevende waarden voor oppervlaktewater genoemd in de Vierde Nota Waterhuishouding. Dit aspect is eveneens van belang bij de invoering van de Europese Kaderrichtlijn Water. Het onderzoek is gericht op de factoren die een rol spelen bij de herkomst van de nutriënten in de bodem en het polderwater en de omstandigheden die invloed uitoefenen op de concentraties.

Verschillende instituten hebben bijdragen geleverd aan het onderzoek, zoals Alterra en WUR, NITG-TNO en het RIVM. Het RIVM heeft in 2002/ 2003 onderzoek uitgevoerd naar de stroming van het water in de bodem en het transport van stoffen vanaf maaiveld naar de sloten. Aan de concentraties van stoffen op verschillende diepten zijn metingen gedaan om de invloed van mogelijke processen in de bodem te bepalen. In het voorliggende rapport ligt de nadruk op het onderzoek van het RIVM, maar zullen waar nodig bijdragen van het overige onderzoek in de beschouwing worden betrokken.

De bodem van de Vlietpolder bevat veen dat echter minder geschikt was voor winning. Meer naar het oosten ligt de diepe droogmakerij Oudendijk waar wel veen gewonnen is. Deze polder heeft een maaiveld dat op circa NAP-4m ligt, een winterpeil van NAP-5m en een iets hoger zomerpeil. Het maaiveld van de Vlietpolder ligt op circa NAP-2m. Het vroeger vermoedelijk hogere niveau (boven NAP) is gedaald door oxidatie en inklinking van veen. Het polderpeil ligt daar een aantal decimeters onder. Het overtollige water werd vroeger door een windmolen en wordt tegenwoordig door een gemaal uitgemalen naar de Kromme Does met een peil (boezempeil van Rijnland) op ongeveer NAP-0.60m. Aan de oostzijde van de polder ligt de Ofwegense wetering waarin het boezempeil heerst en waarop de Lagenwaardse polder loost. Het waterschap van de Vlietpolder laat in de zomer water in vanuit de wetering, ook om een verhoging van het polderpeil te realiseren. Het zomerpeil in de Vlietpolder is enkele decimeters hoger dan het winterpeil.

De hydrologische situatie van de Vlietpolder is complex. De veengroei is ontstaan doordat het overtollige water slecht door de bodem kon worden afgevoerd. Dit is nog steeds het geval, maar thans zijn de verticale peilverschillen groter. Het boezemwater uit de Wijde Aa kan infiltreren en plaatselijk in de Vlietpolder weer opkwellen. Water uit een deel van de Vlietpolder kan echter ook infiltreren en in de polder Oudendijk opkwellen. De verticale stromen zullen naar verwachting gering zijn door de lage doorlatendheid van de bodem. De horizontale stroming in de zandige aquifer beneden mv-10m is relatief sterk door de grote peilverschillen in het gebied. Deze stroming is naar de diepe polder Oudendijk gericht. Het neerslagoverschot infiltreert deels naar de bodem, maar stroomt deels ook over de oppervlakte af. Het land bestaat uit relatief smalle kavels die voor een deel begreppeld zijn.

Tussen de brede sloten is het land soms ook bol gelegd. De stroming van het water voert de meststoffen mee naar de sloten en uiteindelijk naar het gemaal. De grondwaterstroming vindt plaats in de toplaag van de bodem en deels ook door diepere lagen.

Ook de samenstelling van het grondwater heeft bijzondere kenmerken. Het door de bodem stromende neerslagoverschot vormt zoet grondwater dat weinig zal verschillen van overig recent grondwater in vergelijkbare gebieden. Het grondwater in diepere klei- en veenlagen kan een andere samenstelling hebben doordat het deels stagnant water betreft dat, samen met de klei- en veenlagen is ontstaan. Het is onderhevig geweest aan verdamping vanuit moerassen en wellicht zijn ook mariene invloeden aanwezig. De kenmerken van dit water kunnen door diffusie in het erboven aanwezige grondwater terecht komen. Het grondwater in de zandige aquifers beneden 10 meter is deels brak en deels zoet (ICW, 1976).

De volgende onderdelen van het onderzoek komen aan de orde:

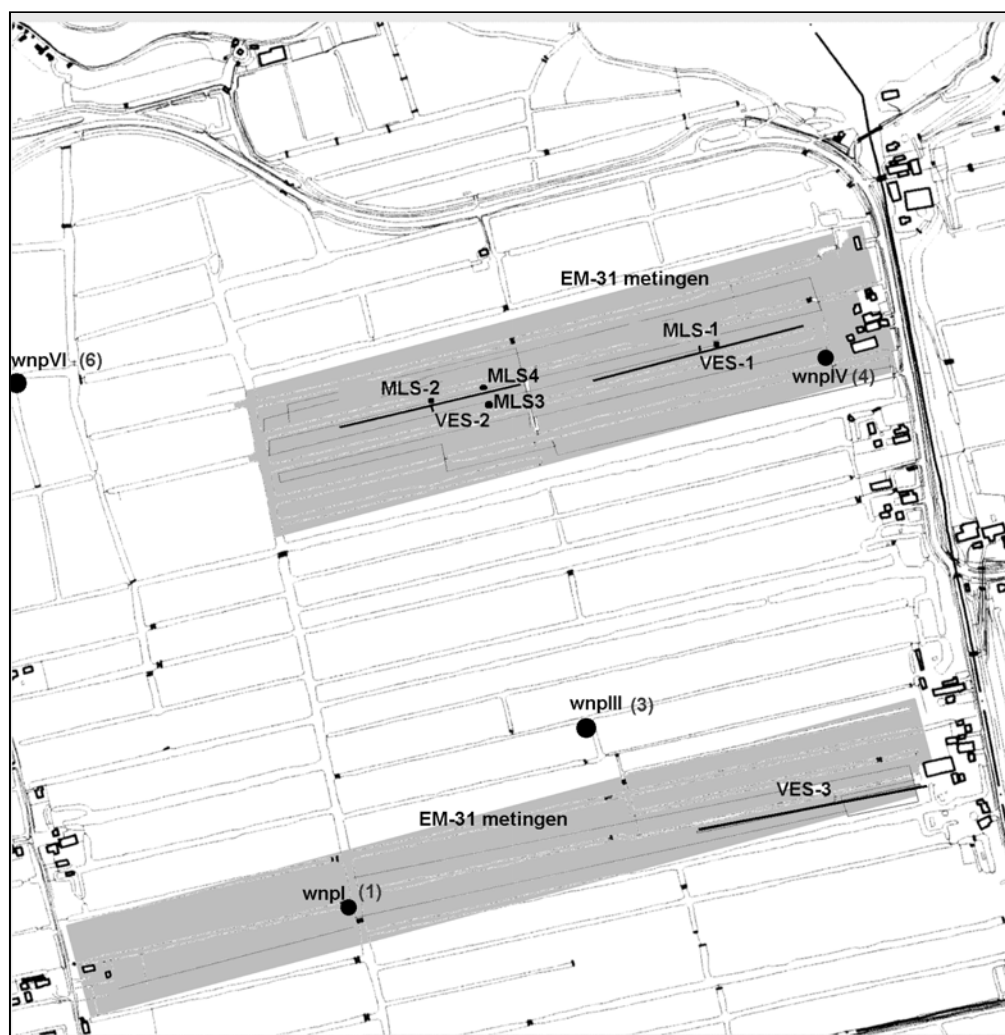
- Een overzicht van de door RIVM uitgevoerde metingen en het overige onderzoek;
- De uit waarnemingen afgeleide opbouw van de bodem en de ondergrond;
- De hydrologische situatie, wat betreft verticale percolatie en horizontale stroming;
- Variaties in de samenstelling van het grondwater op verschillende diepten;
- De effecten van bemesting, de invloed van andere factoren (bodemaafbraak) en de daaruit volgende concentraties in het grondwater en het polderwater.



## 2. HET UITGEVOERDE ONDERZOEK

### 2.1. Overzicht

De lokale bodem is in 2002/ 2003 onderzocht (Figuur 2) met vier boringen tot een diepte van circa 14m met daarin waarnemingsfilters, vier boringen tot circa 3m diep voor het inbrengen van zogenaamde Multi-Layer-Samplers (MLS) en geo-elektrische en elektromagnetische (EM-31) metingen. De kwaliteit van het grondwater is bepaald door concentraties van hoofdc componenten en isotopen in het grondwater te meten in monsters uit boringen en MLS. De resultaten van het overige onderzoek in de polder zijn voorzover nodig gebruikt.



Figuur 2 Schematische opzet van de metingen (VES, EM, MLS, wnp)

In 1999 heeft HHR vier waarnemingsputten gezet tot een diepte van circa 14m met daarin filters (wnp I, III, IV en VI in Figuur 2 en 3). De filters zijn jaarlijks bemonsterd en het water is geanalyseerd. Tevens zijn de concentraties van de natuurlijke isotopen  $^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$  en  $^{18}\text{O}$  bepaald door het Centrum voor Isotopenonderzoek (CIO) te Groningen.

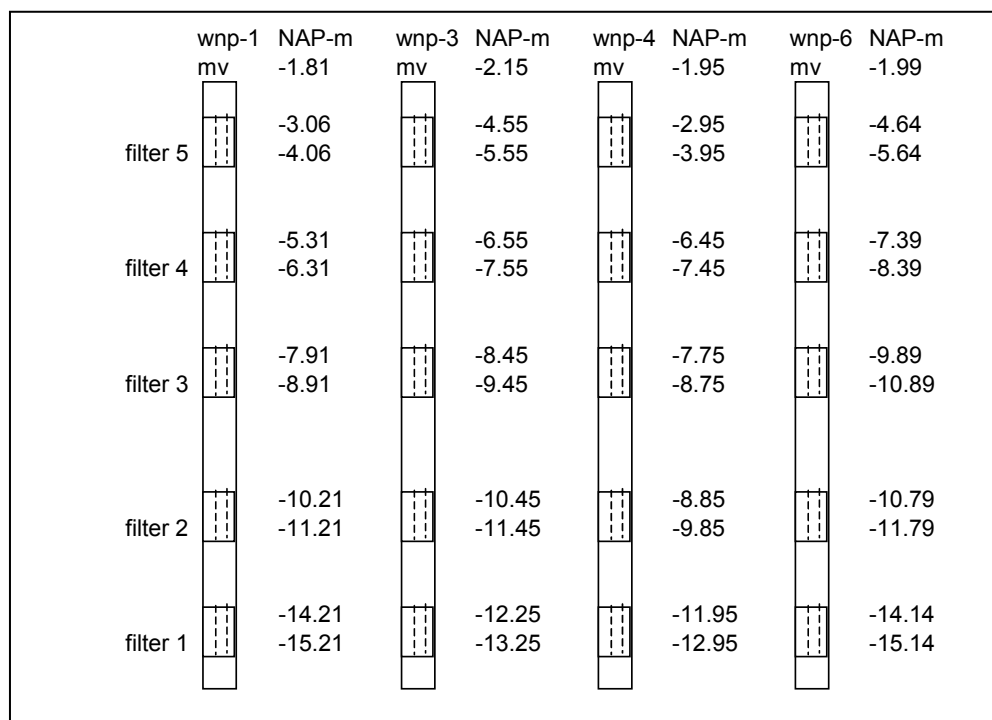
Vier boringen van 3m diep zijn op 20011218 en op 20030305 handmatig gemaakt met daarin MLS (1, 2, 3 en 4) met een lengte van twee meter. De MLS zijn geplaatst in het midden van het perceel en op 2 m afstand van de sloot. Een MLS bevat in totaal 40 meetcellen, dat is één per 5cm. De cellen van de MLS zijn bemonsterd op 20020115 en 20030415.

De geofysische metingen op 19 maart 2002 bestonden uit drie geo-elektrische metingen (VES) en daarnaast uit elektromagnetische metingen op de onderzochte percelen (Figuur 2).

## 2.2. Nadere detaillering van instrumenten en methoden

### 2.2.1. Uitvoering van de boringen

De boorbeschrijvingen van de diepe waarnemingsputten zijn gegeven in een rapport over de opbouw van de bodem (Leenders, 1999). Uit de filters in de doorboorde klei- en veenlagen zijn monsters genomen van het grondwater voor diverse bepalingen. De resultaten komen hierna ter sprake. De diepteligging van de bemonsterde filters is weergegeven in Figuur 3.



*Figuur 3 De hoogteligging van de filters in de waarnemingsputten*

De boorgaten voor de MLS zijn handmatig geboord tot een diepte van circa 3m en daarin zijn de MLS met een lengte van 2m geplaatst. De boringen zijn in het veld ruw beschreven, de resultaten kwamen overeen met die van de diepere boringen. Aan de grondmonsters uit de boringen zijn geen verdere bepalingen uitgevoerd.

### 2.2.2. Geofysische metingen

De geo-elektrische metingen zijn uitgevoerd met een ABEM Terrameter en een Barker kabel met een lengte van twee keer 128m. Met de opstelling wordt stroom door de grond gestuurd en worden de daardoor opgewekte potentiaalverschillen gemeten. Hiermee worden Offset Wenner metingen (VES) verkregen die waarden opleveren voor de schijnbare bodemweerstand op diepten van 0.5, 1, 1.5, 2, 3, 4m, enzovoort tot 128m. Deze weerstanden resulteren na bewerking in de werkelijke weerstanden van specifieke bodemlagen (in ohmmeter) volgens het door Hemker (VU) ontwikkeld programma Schlumb-87.

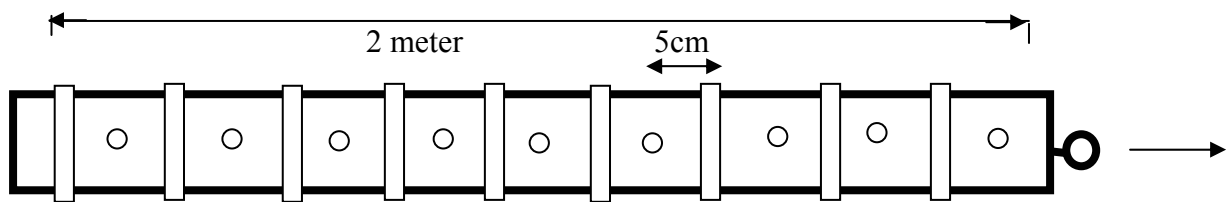
De elektromagnetische metingen zijn uitgevoerd met de “GEONICS-EM31 non-contacting terrain conductivity meter”, kortweg EM-31. Het apparaat bestaat uit een zender en een ontvanger op een onderlinge afstand van 12 voet (3.66m), die tijdens de metingen op 1m boven grondoppervlak worden gehouden. De zender wekt een elektromagnetisch veld op en dat induceert elektrische stroomcircuits in de bodem. Deze veroorzaken een tweede elektromagnetisch veld dat in fase verschilt met het oorspronkelijke. De ontvanger registreert de signalen van het tweede veld en bewerkt ze tot de schijnbare geleidbaarheid (in mS/m) van de bodem. Deze schijnbare waarde representeert de werkelijke geleidbaarheden afhankelijk van de diepte van de lagen. Dit zijn de reciproke waarden van de weerstand. Naar de diepte toe wordt de respons minder. Lagen dieper dan 10m vormen de basislaag. Voor interpretatie is aanvullende informatie nodig uit boringen of geo-elektrische metingen.

### 2.2.3. De gebruikte Multi-Layer-Sampler

Een Multi-Layer Sampler (MLS) bestaat uit een streng van cellen met een semi-permeabele wand die in een boorgat wordt neergelaten en daar een tijd blijft zodat uitwisseling mogelijk is met het grondwater. De cellen zijn cilinders van acryl van 60 mm lang met een inhoud van 20 ml. Ze zijn aan weerszijden afgesloten met filterpapier van acryl-copolymeer op nylonsubstraat (poriën van 0.2 µm). De streng heeft een lengte van 2m. De onderlinge afstand van de cellen is 5 cm. Voor de proef zijn ze gevuld met gedemineraliseerd water. De bovenkant is juist onder de grondwaterspiegel geplaatst. Na het inlaten van de MLS wordt de verbuizing van de boring getrokken zodat de cellen in direct contact met het grondwater staan nadat het boorgat dicht is gelopen. De strengen met cellen zijn na plaatsing vier weken in de bodem gebleven en daarna bemonsterd. De inhoud van de cellen is in drie series verdeeld. Aan een derde van de monsters zijn metingen in het veld gedaan, zoals de bepaling van geleidingsvermogen en pH en de nitraatconcentraties met de Nitrachek-methode. In een derde deel zijn de concentraties bepaald van de stabiele isotopen  $^2\text{H}$  en  $^{18}\text{O}$  door het CIO. Het resterende derde deel is door HHR chemisch geanalyseerd. Het boorgat is na verwijdering van de MLS dichtgemaakt.

De gebruikte MLS (Figuur 4) wijkt af van de installatie in een filterbuis, die in het verleden (Krajenbrink e. a., 1989) is toegepast. De cellenhouder is een gladde pvc-staaf (diameter 64 mm) met gaten waarin de MLS-cellen precies passen. De cellen zitten klemvast in de houder. De cellen staan aldus in direct contact met de bodem. De houder heeft aan de

bovenzijde een oog waaraan een touw is bevestigd om het geheel op te halen. Na het ophalen is de inhoud van de cellen in het veld overgegoten in plastic monsterflesjes die verder als normale monsters zijn behandeld.

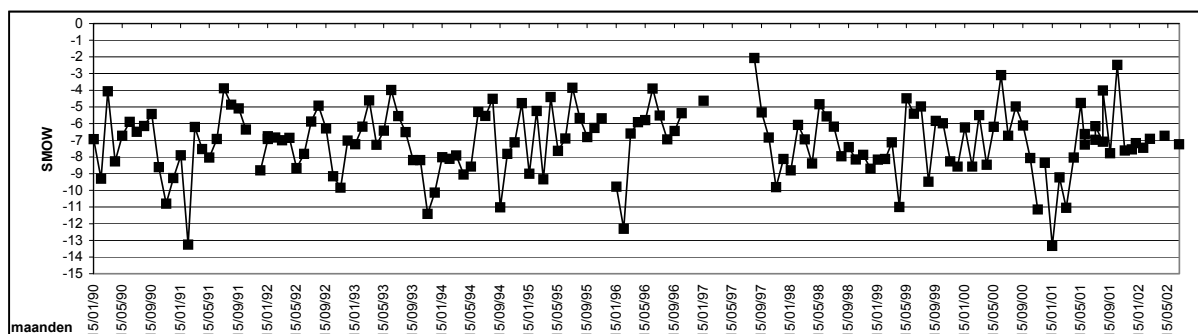


Figuur 4 Het principe van de MLS-houder (horizontaal afgebeeld)

#### 2.2.4. Bepaling van stabiele natuurlijke isotopen in het grond- en oppervlaktewater

In de monsters uit het grond- en oppervlaktewater zijn concentraties van de stabiele isotopen  $^2\text{H}$  en  $^{18}\text{O}$  bepaald. De bepaling (in % ten opzichte van Standard Mean Ocean Water, SMOW) in het grondwater van de MLS had als doel om te onderzoeken hoe diep recente neerslag in het grondwater in de verzadigde zone doordringt. Naar verwachting zal de samenstelling aan isotopen van het grondwater aanwijzingen geven over de geohydrologische situatie. De concentraties in het bovenste grondwater zullen lijken op die van de recente neerslag. De evapotranspiratie verandert de concentraties niet, maar wel een verdamping van open water. Mogelijk is in diepere lagen grondwater aanwezig dat hogere concentraties van de stabiele isotopen (minder negatief) bevat doordat verdamping van open water invloed heeft gehad tijdens het ontstaan van de veenlagen. Daarnaast kunnen mariene invloeden een rol spelen die eveneens effect zullen hebben op de concentraties van de stabiele isotopen. Zeewater heeft per definitie concentraties die gelijk zijn aan 0 % ten opzichte van SMOW.

De concentraties van  $^2\text{H}$  en  $^{18}\text{O}$  in de neerslag in de Vlietpolder zijn niet gemeten, voor  $^{18}\text{O}$  zijn waarden genomen van Groningen (Figuur 5), die verkregen zijn van het CIO. In de neerslag is veelal een uitgesproken seizoensfluctuatie aanwezig.



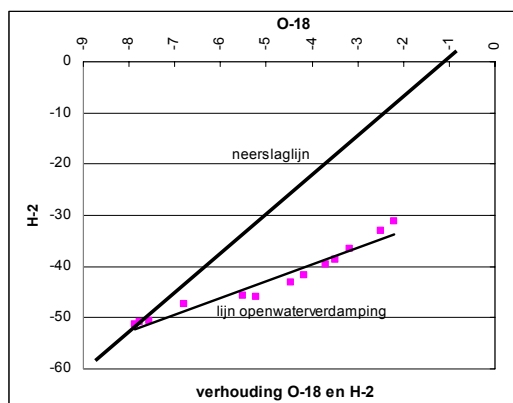
Figuur 5 De isotoop  $^{18}\text{O}$  in de neerslag, waarden voor Groningen

Een mogelijke menging in de onverzadigde zone heeft uiteraard effect op de concentraties in het grondwater. Het gemiddelde van Groningen over de periode 1990-2002 bedraagt -7.1 %

(SMOW). In het geval van de Vlietpolder worden mogelijke seizoenseffecten beïnvloed door andere processen, zoals de verdamping van open water. Voor de neerslag mag met een vaste verhouding tussen de concentraties van  $^2\text{H}$  en  $^{18}\text{O}$  worden gerekend die wordt uitgedrukt volgens de neerslaglijn (Meteoric Water Line, MWL) die geldt voor Nederland (Mook, 1989). De MWL gehoorzaamt bij benadering aan de volgende vergelijking:

$$(^2\text{H}) = 8 * (^{18}\text{O}) + 10 \quad (\text{concentraties in } \text{‰} \text{ ten opzichte van SMOW})$$

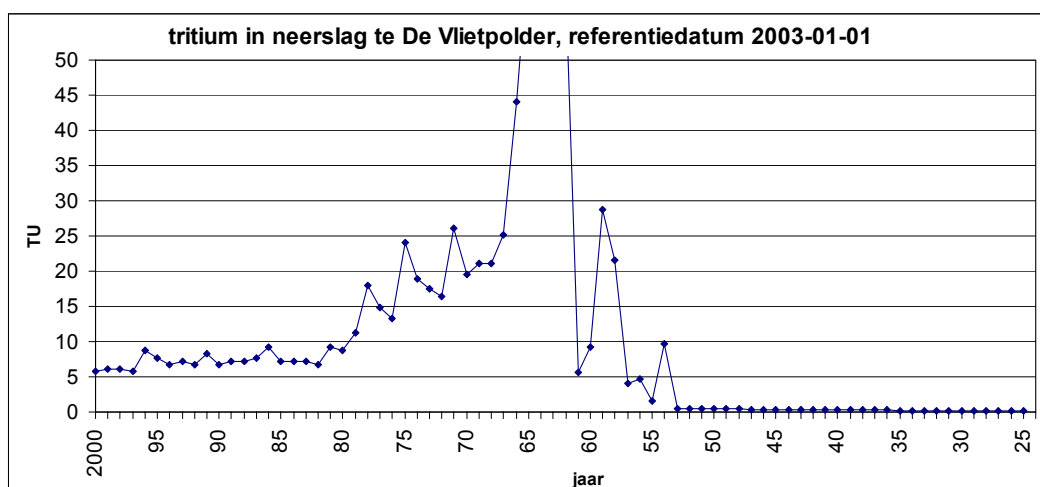
Het grondwater wijkt van de MWL af als openwaterverdamping een rol heeft gespeeld omdat beide concentraties verschillend worden aangerijkt door deze wijze van verdamping. Dit speelt bij de Vlietpolder een rol, zodat de concentraties niet meer op de MWL liggen. De verhouding tussen  $^2\text{H}$  en  $^{18}\text{O}$  gaat afwijken onder een helling van ongeveer 5 (Figuur 6).



Figuur 6 Voorbeelden van  $^2\text{H} / ^{18}\text{O}$  verhoudingen in grondwater

### 2.2.5. Bepaling van tritiumconcentraties in het grondwater

In monsters uit de waarnemingsputten zijn de concentraties van het radioactieve isotoop tritium ( $^3\text{H}$ ) bepaald. De waarden daarvan geven aanwijzingen over de mogelijke aanwezigheid van grondwater met relatief korte verblijftijden in de bodem en daardoor over een mogelijke infiltratie van recent grondwater naar diepere lagen.



Figuur 7 Geschatte tritiumconcentraties in neerslag van de Vlietpolder

Uit de waarnemingsfilters zijn op 2002-12-02 en op 2003-03-14 monsters genomen ter bepaling van de concentraties aan tritium ( $^3\text{H}$ ). De bedoeling was om een vergelijking te maken met de concentraties in de neerslag in het verleden, die het grondwater heeft aangevuld (Figuur 7). De vergelijking maakt het mogelijk om de diepte te bepalen waar de neerslag uit een bepaald jaar dat in de bodem is geïnfiltreerd zich tijdens de monsterneming bevindt bij een gegeven waarde van de grondwateraanvulling. Daaruit volgt een waarde voor de aanvulling. Grondwater afkomstig uit de Wijde Aa of de Kromme Does zou mogelijk ook nog aantoonbare concentraties aan  $^3\text{H}$  kunnen bezitten.

#### 2.2.6. Fysisch-chemische bepalingen

Aan het grondwater uit de filters in de diepere waarnemingsputten zijn bepalingen uitgevoerd aan de stijghoogten in het grondwater. Op diverse tijdstippen zijn de waterstanden gemeten in de waarnemingsputten. De putten zijn gewaterpast met als doel om de waarden te bepalen ten opzichte van NAP. De resultaten van deze metingen vormen een onderdeel van de beschouwingen over de stroming van het grondwater.

De monsterneming uit de filters in de vier waarnemingsputten is verschillend van de afpompingsmethode zoals die plaats vindt bij filters die in zandlagen zijn geplaatst. Bij bemonstering van de filters in de Vlietpolders die veelal in klei- en veenlagen liggen zijn op de eerste dag de stijgbuis en het filter leeggepompt. Na het leegpompen is een dag gewacht om het grondwater weer (langzaam) te laten toestromen en daarna is het monster genomen. Het is mogelijk dat de uitvoering van de bemonstering in dit geval invloed zal hebben op de gemeten waarden. Alternatieve methoden hebben echter ook hun nadelen.

Een derde deel van de monsters uit de MLS is door HHR met de gebruikelijke methoden geanalyseerd voor een bepaling van de concentraties aan  $\text{Cl}$ ,  $\text{NH}_4$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{PO}_4$  en  $\text{SO}_4$ . Meer analyses waren niet mogelijk gezien het volume van de monsters.

#### 2.2.7. Overige metingen in de Vlietpolder

Sinds een aantal jaren doet het RIVM in de Vlietpolder jaarlijkse metingen plaats ter bepaling van de nitraatconcentraties en overige eigenschappen van het ondiepe grondwater, het slootwater en het uitgemalen water. Dit onderzoek gebeurt met behulp van tijdelijke landbouwbuizen waaruit monsters water zijn genomen en geanalyseerd. De resultaten uit die meetprogramma's zullen in het volgende kort worden besproken. Ook vormen ze een referentie voor de metingen die in de monsters uit de MLS zijn gedaan.

### 3. DE BODEM VAN DE VLIETPOLDER

#### 3.1. Inleiding

Het algemene patroon van de opbouw van de bodem van de Vlietpolder is beschreven in (Van de Meene e.a., 1988). De opbouw van de bodem volgt in detail uit de uitgevoerde boringen, de geo-elektrische metingen (tot een diepte van circa mv-100 m) en elektromagnetische metingen (tot een diepte van circa mv-10 m = NAP-12 m).

De diepere bodem van de Vlietpolder is ruwweg als volgt opgebouwd:

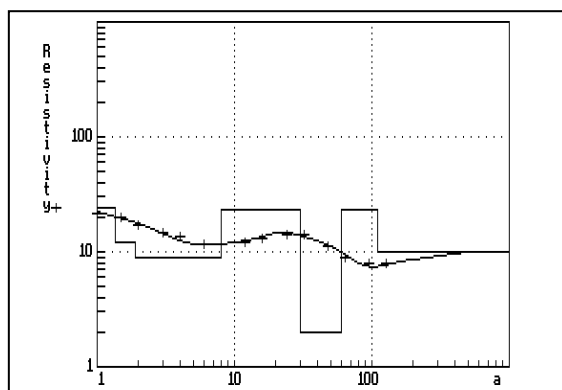
- De Formatie van Maassluis en diepere Tertiaire formaties (klei en fijne zanden) vormen de praktisch ondoorlatende basis beneden circa mv-100m;
- De Formaties van Tegelen, deels Kedichem en mogelijk Harderwijk (grove en matig fijne zanden) vormen een diep aquifer van circa mv-60 tot -100m;
- Kleilagen uit de Formatie van Kedichem zijn scheidende lagen op circa mv-30 tot -60m;
- De Formaties van Sterksel, Kreftenheije en Twente (fijne en grove fluviatiele zanden en dekzanden) vormen een bovenste aquifer tussen mv-10 m en mv-30m;
- Boven de aquifer liggen Holocene klei- en veenlagen tot een diepte van circa mv-10m;

#### 3.2. Opbouw van de Holocene afzettingen volgens de boringen

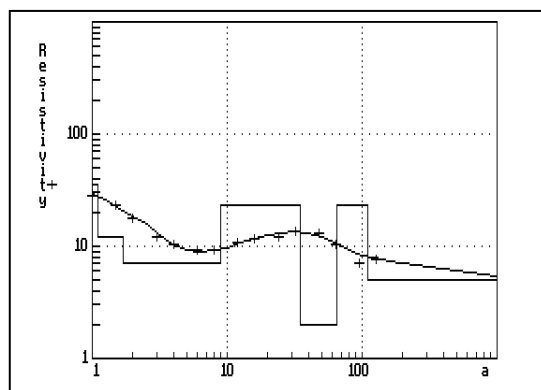
De boorbeschrijvingen van de waarnemingsputten, gemaakt in 1999, zijn samengevat in (Leenders, 1999). De diverse boringen geven een beeld van de Holocene lagen. De toplaag omvat resten van veenlagen en een toemaakdek. Het moedermateriaal is omschreven als een enkele decimeters dikke laag moerige zavel op bos-, riet- en zeggeveen (Hollandveen) tot een diepte van circa mv-3m. Daaronder liggen kalkhoudende mariene afzettingen van lichte en zware klei (Afzettingen van Calais). In de polder Oudendijk, waar het veen is afgegraven, ligt deze kleilaag nabij de oppervlakte. De onderkant van de Holocene lagen bestaat uit een laag basisveen met een dikte van circa 1 m, dat plaatselijk weg is geërodeerd. De top van de Pleistocene zandlagen ligt op op circa mv-9m (=circa NAP-11m).

Het toemaakdek bestaat voor een groot deel uit opgebracht stadsvuil en wellicht duinzand. De organische componenten in de zavel komen deels uit deze toemaak. Deels zijn het echter ook resten van een vroeger veel dikkere veenlaag die op de zavel heeft gelegen en die door oxidatie na de ontginning is verdwenen. Deze veenlaag zal tenminste 2 m dik zijn geweest (De Bakker, 1982), dat is het verschil tussen de ligging van het maaiveld op iets boven NAP rond het jaar 1200 en de huidige ligging op NAP-2m (bij verwaarloosbare inklinking van de diepere veenlagen). Dit houdt ook in dat de laag zavel nabij maaiveld circa 2500 jaar geleden en vermoedelijk als een mariene afzetting is gevormd, tijdens de Duinkerke I transgressie (Zagwijn, 1975). De zavel bevat verslagen veen dat tijdens de afzetting is gevormd. Een interessante vraag is of de Kromme Does en de Wijde Aa restanten zijn van een getijdegeul uit die tijd en of de bodem onder die waterlopen zandig is ontwikkeld tot grotere diepte.

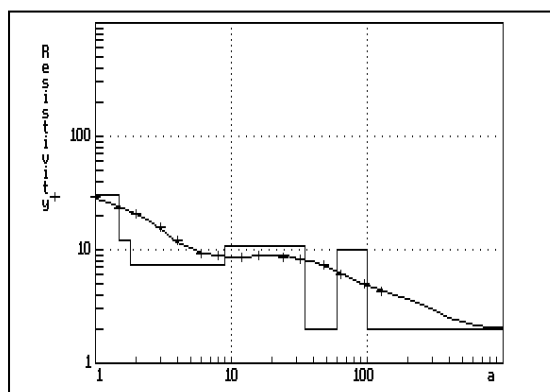
### 3.3. Geo-elektrische metingen



Figuur 8 VES-1, weerstand versus diepte (m)



Figuur 9 VES-2, weerstand versus diepte (m)



Figuur 10 VES-3, weerstand versus diepte (m)

De interpretatie van de geo-elektrische metingen is weergegeven in Figuur 8, 9 en 10. De toplagen hebben een relatief grote weerstand die afneemt naar diepere lagen (Tabel 1), vooral doordat de zoutconcentraties hoger worden. De grondwaterstand lag nabij maaiveld tijdens de metingen. Lagen 1 en 2, met een dikte van bijna 2 m, zijn de door de sloten ontwaterde laag, waarin het grondwater een geringere geleidbaarheid heeft (een grotere weerstand), zie ook Hoofdstuk 5. Een interpretatie zonder laag 2 is mogelijk, maar de weergegeven opbouw is gekozen op basis van de boringen en de samenstelling van het grondwater. De variatie in de weerstanden is relatief klein wat inhoudt dat de samenstelling van het grondwater en de aard van de lagen geen grote verschillen vertonen. De interpretatie van de metingen is goed in overeenstemming met de opbouw van de bodem volgens de boringen. Laag 4, onder mv-9 m, heeft bij VES-1 en VES-2 dezelfde weerstand, maar die is lager bij VES-3. Deze zandlaag bevat grondwater dat bij VES-1 en VES-2 al enigszins brak is en zouter bij VES-3. Op een diepte van 30 tot 60 m ligt een kleilaag en daaronder een zandlaag tot een diepte van circa mv-100 m. Bij VES-3 bevat het grondwater in die zandlagen hogere zoutconcentraties (lagere weerstanden) dan bij de andere metingen. Dat geldt ook voor de basislaag. Wellicht dringt (of drong) nabij de Kromme Does een stroom van relatief zoet grondwater de bodem in.

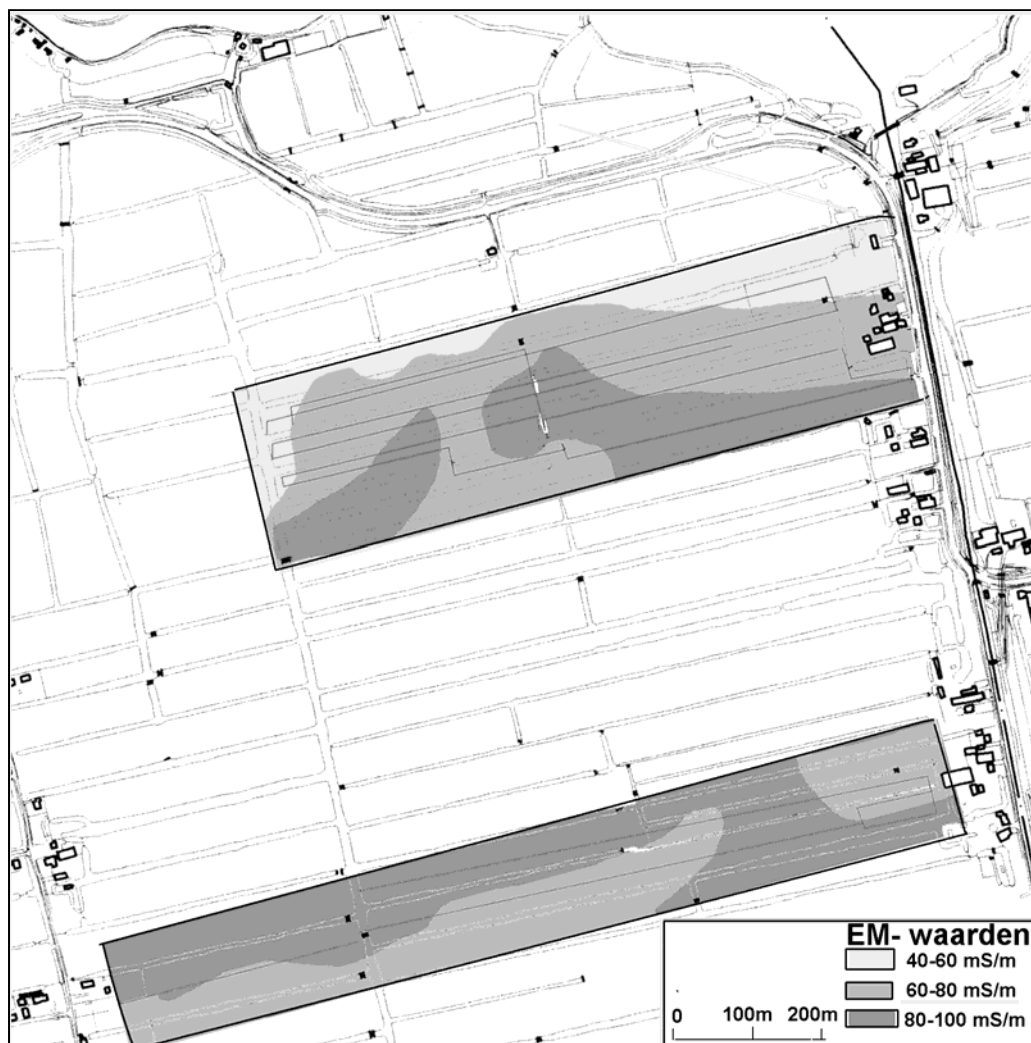


Tabel 1 Laagopbouw in de verschillende VES

	VES-1		VES-2		VES-3	
	diepte (m)	weerstand. (ohmm)	diepte (m)	weerstand (ohmm)	diepte (m)	weerstand (ohmm)
Laag1	mv-1.35	25	mv-1.1	35	mv-1.5	30
Laag2	1.35-1.9	12	1.1-1.7	12	1.5-1.8	12
Laag3	1.9-8	9	1.7-9	7.2	1.8-9	7.4
Laag4	8-30	23	9-35	23	9-35	11
Laag5	30-60	2	35-65	2	35-60	2
Laag6	60-110	23	65-110	23	60-100	10
Laag7	>110	10	>110	5	>100	2

### 3.4. Elektromagnetische metingen

De elektromagnetische metingen geven een gesommeerde geleidbaarheid over ruwweg de bovenste 9 meter van de bodem. De gemeten waarden zijn weergegeven in Figuur 11.



Figuur 11 Geleidbaarheid van de bodem volgens de EM-31

De procedure voor de somming van de bijdragen van de weerstanden van de afzonderlijke bodemlagen is gegeven in de handleiding van de EM-31. Specifieke weerstanden zijn bekend ter plaatse van de drie VES metingen. Uit een toepassing volgen de berekende waarden:

$$\text{VES-1: EM} = 0.28 \cdot 1000 / 25 + 0.12 \cdot 1000 / 12 + 0.40 \cdot 1000 / 9 + (0.20 \cdot 1000 / 23) = 62 \text{ mS/m}$$

$$\text{VES-2: EM} = 0.25 \cdot 1000 / 35 + 0.12 \cdot 1000 / 12 + 0.43 \cdot 1000 / 7.2 + (0.20 \cdot 1000 / 23) = 77 \text{ mS/m}$$

$$\text{VES-3: EM} = 0.32 \cdot 1000 / 30 + 0.06 \cdot 1000 / 12 + 0.42 \cdot 1000 / 7.4 + (0.20 \cdot 1000 / 11) = 72 \text{ mS/m}$$

De berekende waarden komen relatief goed overeen met de ter plaatse van de VES gemeten waarden (Figuur 11) als de bijdragen van de lagen beneden 10 m (tussen haakjes) niet worden meegeteld. De berekening van de EM-waarden berust echter op grove schematiseringen, zodat aan de vergelijking niet al te veel waarde moet worden gehecht.

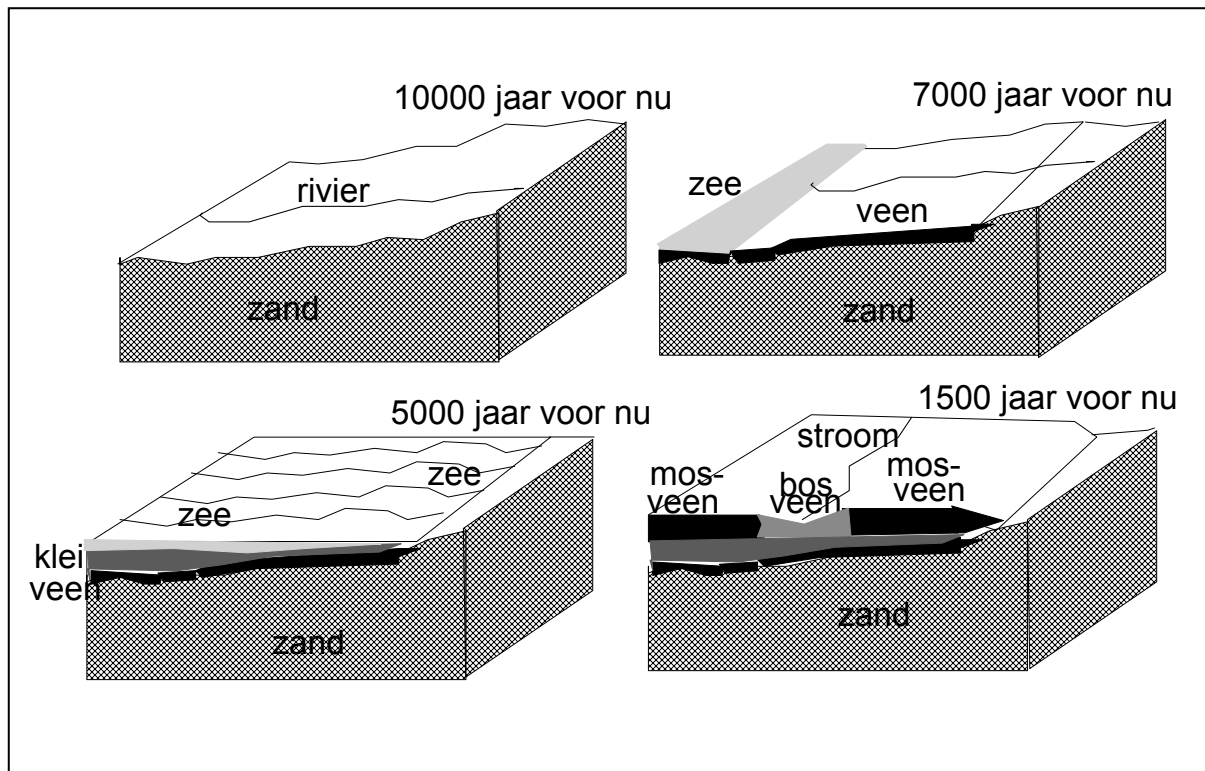
Het zou interessant zijn om de metingen uit te breiden zodanig dat de hele polder kan worden gekarteerd. Het lijkt nu alsof de EM waarden lager zijn in het noordelijk deel van de polder, wat misschien betekent dat de doorlatendheid van de klei- en veenlagen in het noorden iets beter is zodat zoet grondwater beter door kan (en kon) dringen in die laag. Een mogelijke verklaring is dat de Holocene afzettingen relatief iets meer zandig is ontwikkeld in een zone langs en onder de Kromme Does, waardoor zoet grondwater beter kan doordringen naar het watervoerende pakket eronder. Wellicht ontbreekt plaatselijk ook het basisveen.

De waarden voor de dikte van de ontwaterde laag (Lagen 1 en 2 uit Tabel 1) komen overeen met de bepalingen aan de monsters uit de MLS. Deze geven eveneens aan dat de ontwaterde laag ter plaatse van de twee MLS ongeveer twee meter dik is.

### **3.5. Het ontstaan van de bodem door geologische factoren en door ontginning**

Het landschap en de bodem van de Vlietpolder zijn ontstaan als gevolg van geologische processen in het Holoceen en door de ontginning voor bewoning en landbouw. In het Holoceen, dat 10000 jaar heeft geduurd, zijn klei- en veenlagen afgezet van wisselende samenstelling en met een dikte van in totaal ongeveer 9 meter in de Vlietpolder. Het landschap is rond het jaar 1000 in gebruik genomen voor de landbouw en dat heeft gevolgen gehad voor de bodem. Naast landbouw had echter ook de turfwinning invloed op het landschap. De door vervening ontstane plassen zijn later weer drooggemalen, waardoor diepe droogmakerijen ontstonden. De veenlagen in de bodem van de Vlietpolder zijn niet voor de winning van turf gebruikt, maar wel die in de naastgelegen polder Oudendijk. De vorming van bodem en landschap in Zuid-Holland zijn weergegeven in Figuur 12 en Figuur 13.

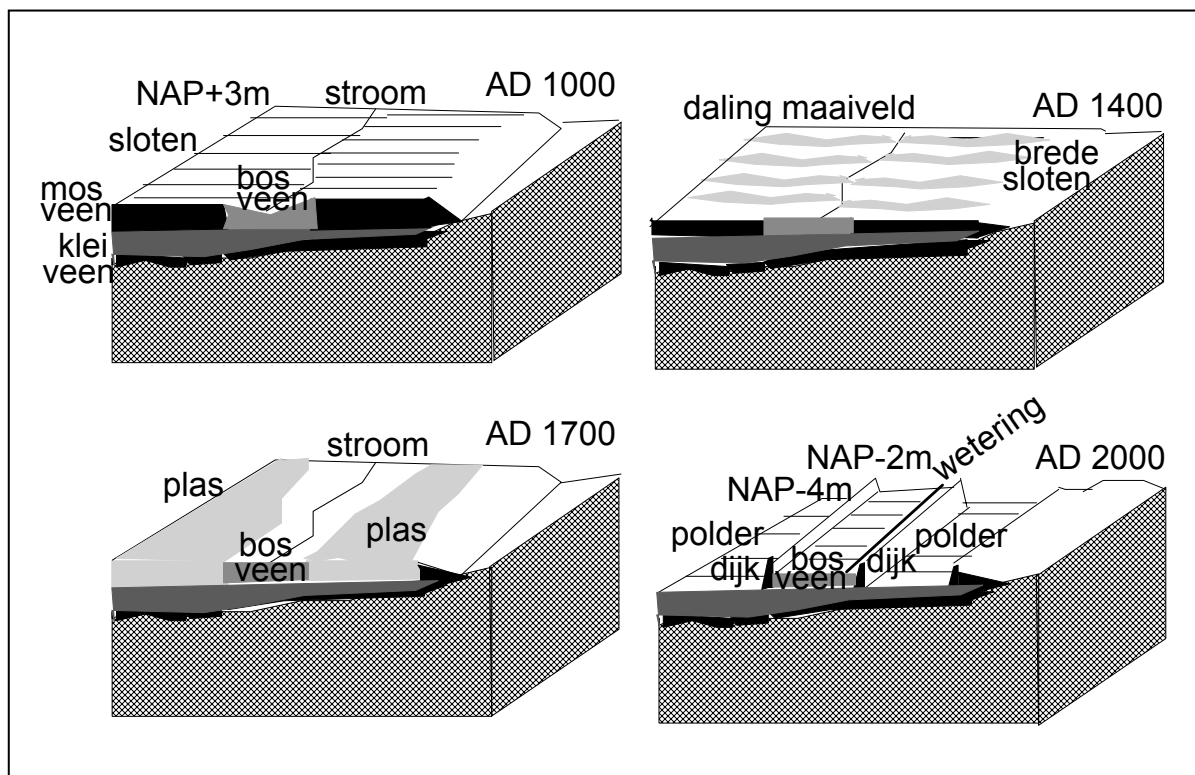
De hiervoor genoemde factoren hebben behalve op de bodem ook grote invloed gehad op de grootte en richting van de stroming van grond- en oppervlaktewater (De Bakker, 1982) en zeker in de huidige situatie.



*Figuur 12 Geologische opbouw tot het jaar 1000, blokken circa 30 m hoog en 10 km breed*

Aan het einde van de Pleistocene periode was het landschap van het huidige Nederland een in noordwestelijke richting glooiende zandvlakte, die door vlechtende rivieren was opgebouwd. De zeespiegel lag tientallen meters onder het huidige peil maar steeg snel in het Holoceen door het afsmelten van ijskappen in het noorden van Europa. Ongeveer 7000 jaar geleden lag de zee weer dicht bij wat nu Nederland is. De grondwaterstand kwam nabij maaiveld waardoor veen ontstond. Dit basisveen werd daarna eeuwenlang bedekt door een ondiepe zee. Op het riet- en zeggenveenveen ontstonden wadafzettingen die varieerden van zware klei tot lichte zavel, met een dikte van ongeveer 5 m.

Ongeveer 5000 jaar geleden trok de zee zich terug uit het gebied. Op een relatief vlakke bodem vond veengroei plaats, doordat de afvoer van water werd belemmerd door kleiige toplagen. Het veen dat ontstond was eerst riet- en zeggeveen, maar daarna trad differentiatie op. Riet- en bosveen ontstonden nabij veenstromen, die regelmatig buiten hun oevers traden en relatief voedselrijk waren. Op enige afstand van die stromen was het regenwater echter de enige bron van nutriënten en daar groeide vooral veenmos. De veengroei van bosveen langs de stromen en in de gebieden met mosveen ernaast ging door totdat het land werd ontgonnen. De veengroei kon echter tijdelijk worden onderbroken als de zee opdroog, vooral langs de veenstromen en hun oeverlanden. De bodem van de Vlietpolder bevat daardoor een enkele decimeters dikke laag moerige zavel, die vermoedelijk circa 2500 jaar geleden is afgezet. Een tweede gevolg is wellicht dat getijgeulen (Kromme Does) tot grote diepte een zandige bodem hebben achtergelaten. Op de zavellaag is opnieuw riet- en bosveen gevormd toen de zee zich terugtrok. Dit veen is grotendeels weer door oxidatie verdwenen na de ontginning.



Figuur 13 Veranderingen na ontginning, blokken circa 30 m hoog en 10 km breed

Omstreeks het jaar 1000 lag het niveau van de oeverlanden van de veenstromen iets boven het peil van hoogwater op circa NAP+1 m. De top van het mosveen lag daarboven, wellicht op circa NAP+3 m (De Bakker, 1982). Rond het jaar 1000 werd het veen ontgonnen (voor akkerbouw) door sloten te graven. Het oorspronkelijke gebied van Oudendijk is vanuit Woubrugge ontgonnen, zoals blijkt uit de verkaveling. Na Oudendijk is het riet- en bosveen in cultuur gebracht in de Vlietpolder volgens een regelmatig patroon (Van der Linden, 1982), met kavels van 30 roeden (110 m) bij zes voorlingen (1250 m), dat er nu in grote lijnen nog ligt. Vermoedelijk diende de Ofwegense wetering als basis voor een vrije afwatering. De meeste boerderijen liggen daarom aan de oostzijde van de Vlietpolder. De afwatering is later overgenomen door de wetering in de polder die naar de molen en thans het gemaal afvoert.

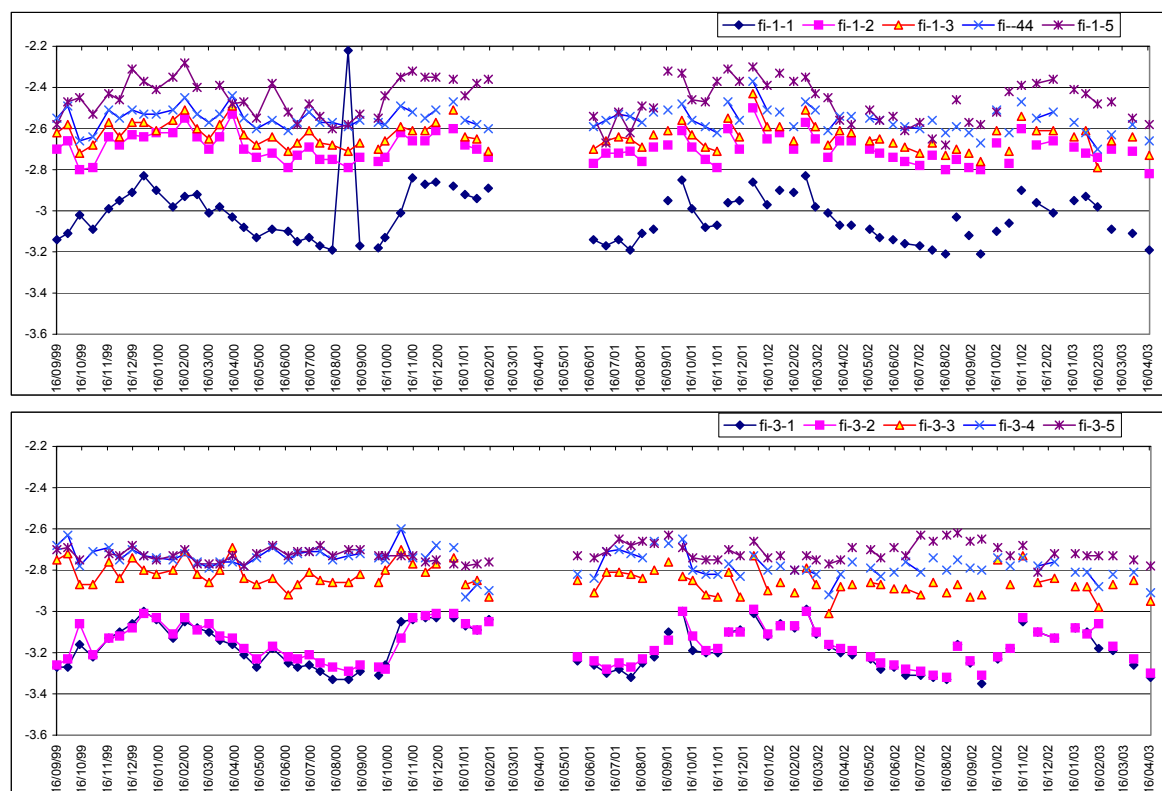
Het veen oxideerde en werd afgebroken door de ontwatering waardoor het maaiveld daalde en vrije afwatering moeilijker ging. Vanaf de vijftiende eeuw pompten molens het water op en loosden het waarschijnlijk toen al op Kromme Does en Wijde Aa. In dezelfde tijd werd steeds meer turf gewonnen. Eerst ging dat op relatief kleine schaal door afgraven en uitbaggeren. Tussen brede sloten lagen akkers waarop het veen te drogen werd gelegd. In de zestiende en zeventiende eeuw nam de turfwinning een grote vlucht. Tenslotte ontstonden plassen doordat de smalle legakkers verdwenen door golfslag. Vooral het sphagnumveen werd gewonnen, het bosveen in de Vlietpolder was minder geschikt als brandstof. Het droogmalen van de plassen (polder Oudendijk in 1766) heeft het huidige landschap bepaald. In droogmakerijen ligt het maaiveld op kleilagen met een niveau op circa NAP-4 m. De veenpolders ernaast hebben een niveau dat thans op circa NAP-2 m ligt (Figuur 13).

## 4. STROMING VAN HET GRONDWATER

### 4.1. Stijghoogten van het grondwater

HHR heeft elke 14 dagen stijghoogten gemeten in de waarnemingsputten (Figuur 3). Deze geven een indicatie van de horizontale en verticale stroming van het grondwater na correctie voor verschillen in dichtheid in het grondwater. Vanwege de relatief lage zoutgehalten is die invloed verwaarloosd. De stijghoogten in wnp1 en wnp3 zijn weergegeven in Figuur 14 en die in wnp4 en wnp6 in Figuur 15. De patronen zijn regelmatig met uitzondering van enkele uitschieters die waarschijnlijk mismetingen betreffen. De seizoensfluctuaties bedragen enkele decimeters als gevolg van de vaste polderpeilen (Figuur 1). Het peil is in de zomer circa 20 cm hoger dan 's winters door de inlaat van boezemwater vanuit de Ofwegense wetering.

Uit de beelden blijkt dat de stijghoogten afnemen naar de diepte zodat het diepste filter steeds de laagste waarden heeft. De stroming is naar beneden gericht, maar zal waarschijnlijk gering zijn gezien de relatief geringe verschillen in stijghoogten (enkele dm, afgezien van wnp4) en de vermoedelijk grote hydraulische weerstand van de Holocene lagen (ICW, 1976).

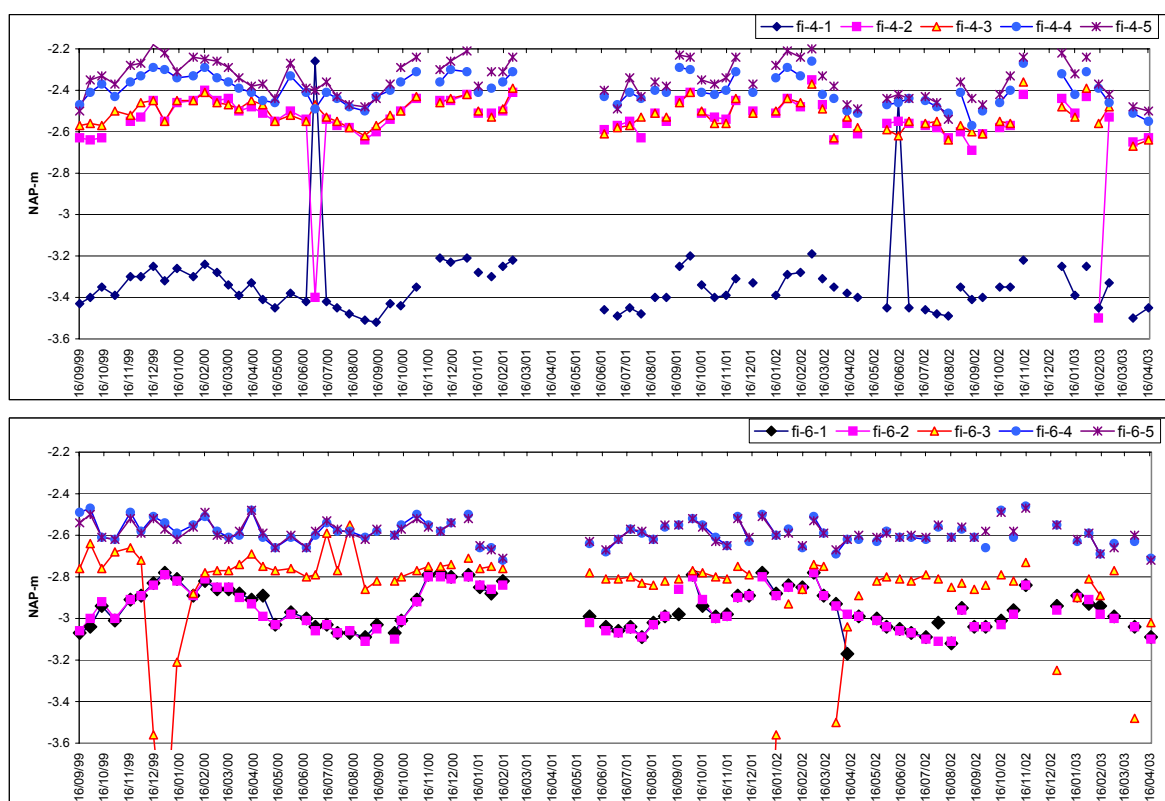


Figuur 14 Het stijghoogteverloop in de tijd voor de waarnemingsfilters in wnp1 en wnp3

Verschillen tussen wnp1 en wnp3 (Figuur 14) en ook tussen wnp4 en wnp6 (Figuur 15) zijn dat de stijghoogten in de diepste filters van wnp1 en wp4 veel lager zijn dan die in de daarboven liggende filters. Bij wnp3 en wnp6 tonen de diepste twee filters vrijwel steeds

gelijke stijghoogten. Dit verschijnsel hangt blijkbaar samen met de diepte van de overgang van het basisveen naar de zandige aquifer, die ongeveer bij het op één na diepste filter 2 ligt. Het basisveen heeft blijkbaar een relatief grote weerstand tegen verticale stroming.

Kenmerkend voor alle wnp is dat de onderlinge verschillen in stijghoogte voor de ondiepe filters kleiner zijn dan de verschillen met het diepste of de twee diepste filters. Dit moet betekenen dat de hydraulische weerstand van de kleiige Afzettingen van Calais geringer is dan van de laag basisveen aan de onderzijde van het Holocene pakket. De grootste verschillen zijn gemeten in wnp4, maar die ligt dicht bij de diepe polder Oudendijk. De hydraulische weerstand van het Hollandveen zal vermoedelijk relatief gering zijn want de stijghoogten in de ondiepste filters zijn vrijwel gelijk aan polderpeil. Wnp3 vormt een uitzondering, maar die ligt in een perceel dat wordt onderbemalen.



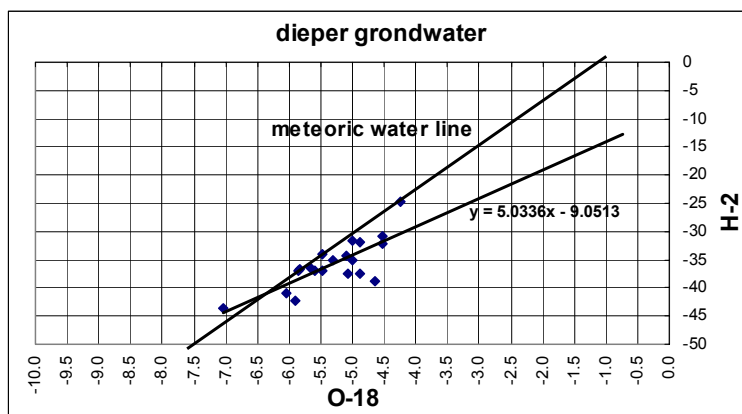
Figuur 15 Het stijghoogteverloop in de tijd voor de waarnemingsfilters in wnp4 en wnp6

Uit het feit dat de stijghoogten in de waarnemingsfilters toenemen met de diepte mag niet worden geconcludeerd dat overall infiltratie optreedt. Naast de Wijde Aa en de Kromme Does zou kwel kunnen optreden, maar ter plaatse zijn geen stijghoogten gemeten. De verschillen in stijghoogte tussen het freatisch grondwater en dat in de diepe zandlagen bedraagt ongeveer 0.5 m, behalve nabij de polder Oudendijk waar het groter is (wnp-4). Bij een hydraulische weerstand van de klei- en veenlagen van 7500 dagen (ICW, 1976) is de gemiddelde inzijging gelijk aan 0.000067 m/dag, dat is 24 mm/jaar. Het aantal metingen is te gering om een isohypsenpatroon voor het diepe grondwater te construeren, maar wel kan worden opgemerkt dat de stijghoogten overeenstemmen met het beeld in (ICW, 1976).

## 4.2. Stabiele isotopen

### 4.2.1. De stabiele isotoopgehalten in monsters uit de diepe waarnemingsputten

In het diepere grondwater uit de waarnemingsputten zijn ook de stabiele isotopen  $^{18}\text{O}$  en  $^2\text{H}$  geanalyseerd. De concentraties van  $^{18}\text{O}$  (Figuur 16) zijn hoger dan  $-7.10\text{‰}$  en die van  $^2\text{H}$  hoger dan  $-46\text{‰}$  (langjarig gemiddelden in regenwater). Vooral bij de hoge waarden blijkt de verhouding af te wijken van de regenwaterlijn (paragraaf 2.2.3). Lineaire correlatie levert een lijn met helling 5 op, die de regenwaterlijn snijdt bij een  $^{18}\text{O}$ -concentratie van bijna  $-7.0\text{‰}$ . De waarden in het diepere grondwater wijzen op het optreden van openwaterverdamping.

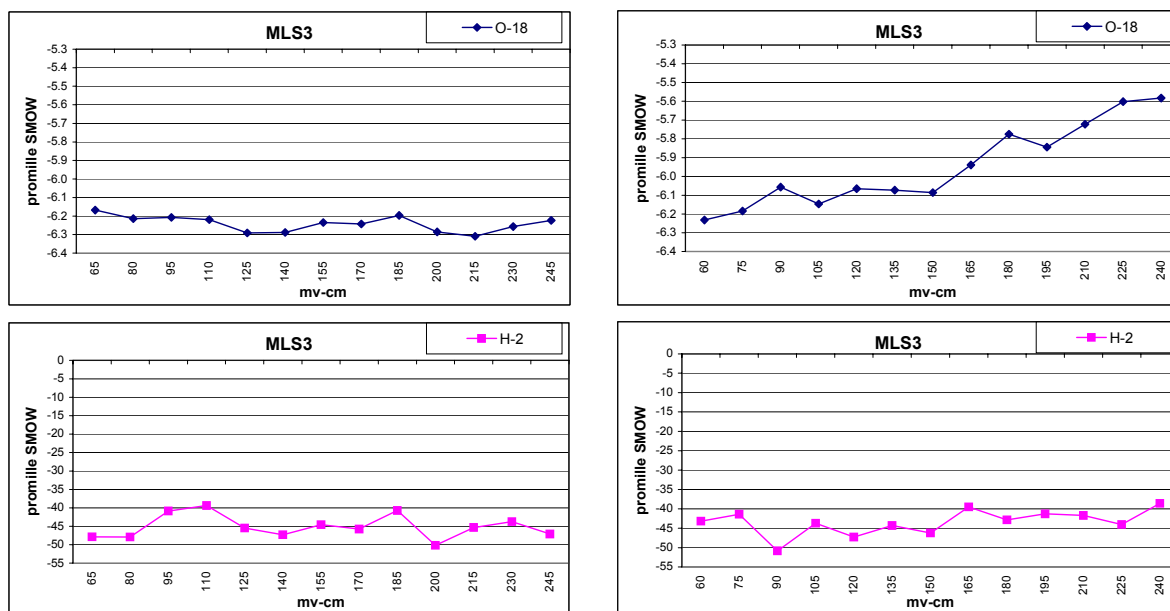


Figuur 16 De verhoudingen van de stabiele isotopen  $^{18}\text{O}$  en  $^2\text{H}$  in de waarnemingsputten

In de huidige situatie zal de aanvulling van het grondwater nauwelijks onderhevig zijn aan openwaterverdamping. Dat was wel het geval in de tijd toen het veen ontstond. De conclusie moet zijn dat het bemonsterde water meer dan circa 1000 jaar in de bodem heeft verbleven en vrijwel niet is verdrongen door recent water. De veronderstelde verdamping van open water moet hebben plaatsgevonden tijdens de veengroei. Ook het water in levend organisch materiaal kan door aanrijking (Brenninkmeijer, 1983) hogere concentraties van natuurlijke isotopen verkrijgen. Blijkbaar is dergelijk water naar de onder het veen liggende kleilagen gestroomd. Een geringe naar beneden gerichte stroming is waarschijnlijk aanwezig geweest in de duizenden jaren dat het gebied met veen was bedekt. Het ondiepe monster van wnp1-5 met waarden van respectievelijk  $-7.05\text{‰}$  en  $-43.5\text{‰}$  voor  $^{18}\text{O}$  en  $^2\text{H}$  betreft waarschijnlijk een recente aanvulling van het grondwater.

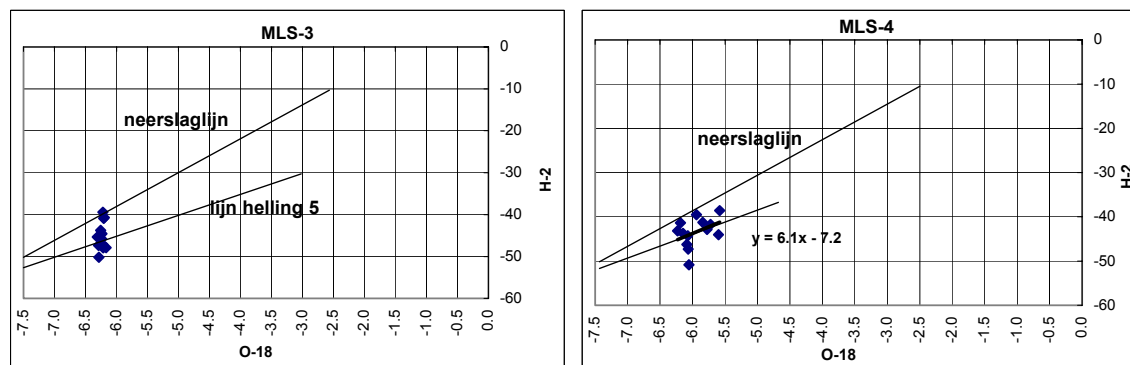
### 4.2.2. De stabiele isotoop concentraties in MLS3 en MLS4

De bepaling van de concentraties van de stabiele isotopen is in vier MLS uitgevoerd. De isotoopmetingen in MLS1 en MLS2 hebben problemen opgeleverd doordat de cellen waren gevuld met water dat kunstmatig vrij van  $^{18}\text{O}$  en  $^2\text{H}$  was gemaakt met concentraties van circa  $-1000\text{‰}$  ten opzichte van SMOW. De verblijftijd in de bodem was te kort voor een volledige uitwisseling tot de natuurlijke waarden nabij  $0\text{‰}$ . De cellen in MLS3 en MLS4 waren bij aanvang gevuld met gedemineraliseerd water met normale concentraties van de stabiele isotopen. De resultaten voor MLS3 en MLS4 zijn weergegeven in Figuur 17.



Figuur 17 De stabiele isotopen <sup>18</sup>O en <sup>2</sup>H in MLS3 en MLS4

De concentraties van <sup>18</sup>O bij MLS3 zijn vrijwel constant rond een gemiddelde van -6.24‰ en die van <sup>2</sup>H variëren rond een gemiddelde van -45.11‰ (Figuur 17). De gemiddelde waarden voor MLS4 zijn respectievelijk -5.95‰ en -43.46‰. Ze zijn lager dan gemiddelde waarden in de neerslag. De gemeten waarden liggen ook deels onder de regenwaterlijn (Figuur 18). Voor MLS3 liggen de concentraties van <sup>18</sup>O op vrijwel eenzelfde niveau. De regressielijn voor <sup>18</sup>O en <sup>2</sup>H bij MLS4 heeft wel ongeveer de helling van de lijn voor openwaterverdamping. Het optreden van openwaterverdamping is voor het ondiepe grondwater in de huidige situatie echter minder waarschijnlijk. De afwijkende samenstelling door de aanrijking met natuurlijke isotopen van het in het veen aanwezige water speelt waarschijnlijk de belangrijkste rol. Diffusie van isotopen vanuit diepere lagen met hoge concentraties heeft eveneens afwijkende waarden veroorzaakt. Bij MLS4 lijkt dat zelfs de meest waarschijnlijke factor want bij MLS4 treedt een verloop in de concentraties van <sup>18</sup>O naar de diepte op van lage naar hoge waarden. De gemeten concentraties zijn wellicht deels ook veroorzaakt door diffusie van stabiele isotopen vanuit diepere lagen (naast de afbraak van veen).

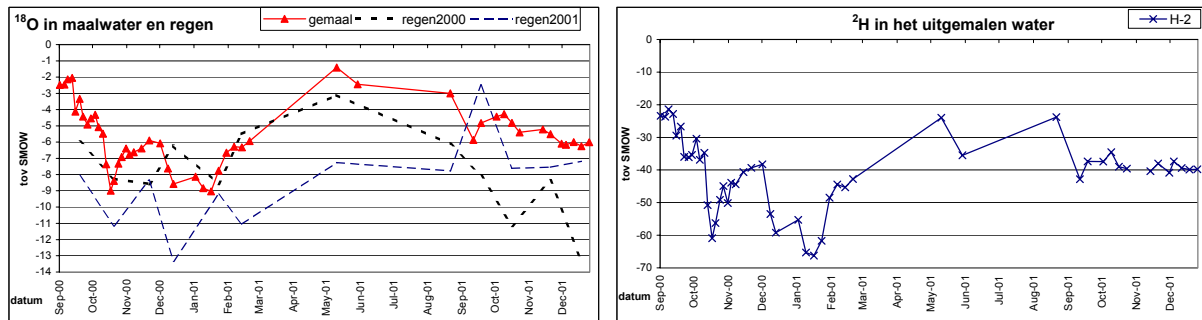


Figuur 18 De verhoudingen van de stabiele isotopen <sup>18</sup>O en <sup>2</sup>H in MLS3 en MLS4



#### 4.2.3. Stabiele isotopen in het uitgemalen water

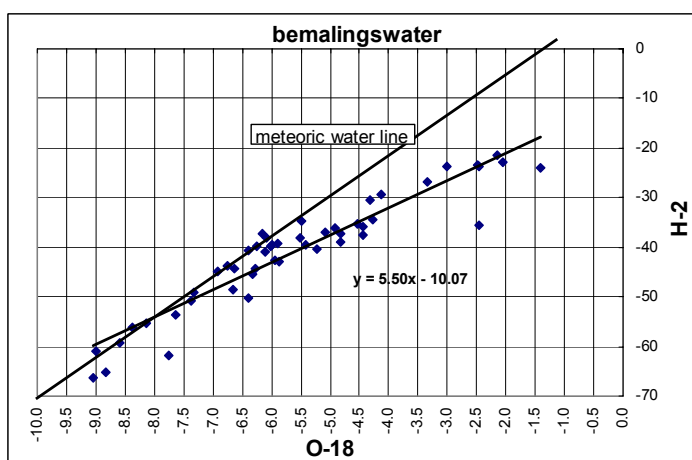
Vanaf najaar 2000 tot januari 2002 zijn de concentraties van  $^{18}\text{O}$  en  $^2\text{H}$  in het uitgemalen water bepaald. Relatief lage waarden in de winter komen overeen met lage waarden in de neerslag (Figuur 5) van overeenkomstige winterperioden, maar die in de zomer zijn daarvoor te hoog. Een mogelijke verklaring is dat het uitgemalen water in de zomer deels onderhevig is geweest aan openwaterverdamping in de brede en ondiepe sloten van de polder.



Figuur 19 Het verloop in de tijd van van  $^{18}\text{O}$  en  $^2\text{H}$  in het uitgemalen water en in regenwater

In Figuur 19 zijn de concentraties van  $^{18}\text{O}$  in het maalwater vergeleken met de waarden in de neerslag (paragraaf 2.2.3) over dezelfde periode (regen 2001), maar ook met die van een jaar ervoor (regen 2000). De concentraties in regenwater van 2000 en in het maalwater komen relatief goed overeen tot zomer 2001. In het najaar van 2001 verschillen de waarden van regen en maalwater. Een groot deel van het uitgemalen water zal een verblijftijd in de bodem van ongeveer een jaar hebben gehad. Voor stroming door de bodem is dit een korte reistijd.

De invloed van openwaterverdamping blijkt uit Figuur 20 waarin de verhoudingen van de concentraties van  $^{18}\text{O}$  en  $^2\text{H}$  tegen elkaar zijn uitgezet. De lage waarden ( $< -6\text{‰}$  voor  $^{18}\text{O}$ ) liggen nabij de MWL, maar de hogere waarden in de zomermaanden (zie Figuur 19) wijken daar deels vanaf onder een helling die duidt op de verdamping van open water. In het jaar 2001 is deze invloed merkbaar van maart tot november.



Figuur 20 Verhoudingen van de stabiele isotopen in het uitgemalen water

Hoewel het uitgemalen water evenals het diepe grondwater de kenmerken vertoont van openwaterverdamping, behoren ze waarschijnlijk niet tot hetzelfde type. Daarvoor zijn de verschillen te groot. De hoge waarden in de sloot worden in het grondwater niet bereikt, ook niet in de MLS. De meest waarschijnlijke verklaring is dat het water in de ondiepe sloten van de Vlietpolder onderhevig is aan openwaterverdamping in de zomer, terwijl het diepe grondwater beïnvloed is door veenlagen die nog steeds aangerijkte concentraties bevatten. Het slootwater stagneert vrijwel in de zomer.

### 4.3. Tritiumbepalingen in de waarnemingsfilters

De op 2002-12-02 en op 2003-03-14 in de waarnemingsfilters gemeten tritiumconcentraties zijn gegeven in Tabel 2. Ook de lage waarden zijn nog relatief betrouwbaar op grond van de standaardafwijkingen die CIO geeft. In veel gevallen komen de op beide datums gemeten waarden goed overeen. De toch aanwezige onderlinge verschillen voor de twee datums hangen vermoedelijk samen met relatief geringe variaties in de stroming in de tijd.

Tabel 2 Gemeten tritiumconcentraties in zestien waarnemingsfilters

	datum	wnp-1	3H	wnp-3	3H	wnp-4	3H	wnp-6	3H
		bovenk.-fi mv-m	TU	bovenk.-fi mv-m	TU	bovenk.-fi mv-m	TU	bovenk.-fi mv-m	TU
fi-4	2003-03	-3.5	1.88	-4.4	3.78	-4.5	0.55	-5.4	9.99
	2002-12	-3.5	2.06	-4.4	3.13	-4.5	9.25	-5.4	0.57
fi-3	2003-03	-6.1	0.33	-6.3	0.98	-5.8	0.18	-7.9	2.17
	2002-12	-6.1	0.52	-6.3	0.4	-5.8	1.11	-7.9	0.66
fi-2	2003-03	-8.4	0.45	-8.3	0.23	-6.9	0.04	-8.8	0.98
	2002-12	-8.4	0.38	-8.3	0.22	-6.9	0.45	-8.8	0.06
fi-1	2003-03	-12.4	0.21	-10.1	0.38	-10	1.14	-12.15	5.15
	2002-12	-12.4	0.05	-10.1	0.03	-10	0.15	-12.15	0

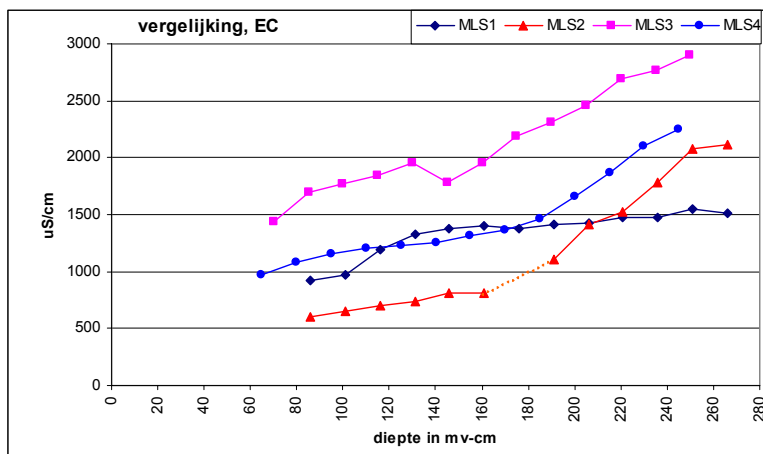
De hoogste waarden zijn gemeten in het bovenste filter 4. Vergelijking met de concentraties in het vroegere regenwater levert op dat het grondwater op die diepte rond 1955 is ontstaan, zodat de reistijd circa 50 jaar bedraagt. De reistijden in de toplaag met een dikte van circa 2m zullen hooguit enkele jaren zijn zoals hiervoor is beredeneerd. Aangehouden is dat dieper dan 2m een constante snelheid van inzijging geldt, die volgt uit de reistijd en de afstand tussen onderkant van de ontwaterde toplaag en het midden van het filter. De berekende stroomsnelheden zijn respectievelijk 0.04, 0.06, 0.06 en 0.08 m/jaar voor wnp-1, wnp-3, wnp-4 en wnp-6. Voor de grootte van de inzijging moeten deze waarden worden vermenigvuldigd met de effectieve porositeit  $p$  van deels veen en deels klei. De gemiddelde inzijging bedraagt circa 25 mm/jaar als aangehouden wordt dat  $p=0.4$ .

Opmerkelijk is dat in de diepste filters van wnp-4 en wnp-6 relatief hoge tritiumwaarden zijn bepaald. Mogelijk is dit een gevolg van een horizontale toestroming van water dat vanuit de bodem van de Kromme Does of vanuit de oeverzone (met een relatief zandige bodem) is ingezegen. Het is ook mogelijk dat het basisveen ontbreekt of veel dunner is nabij die putten. Nadere uitspraken zijn niet mogelijk bij gebrek aan gegevens.

## 5. SAMENSTELLING VAN HET GRONDWATER

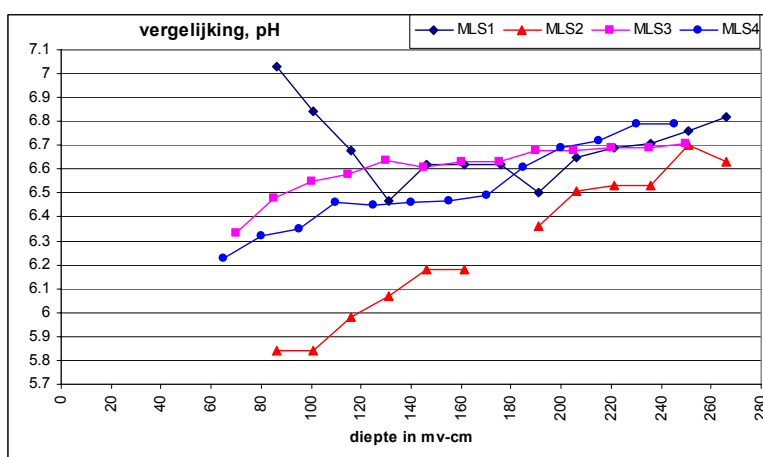
### 5.1. Veldmetingen in de Multi-Layer-samplers

De resultaten van de veldmetingen op 20020115 aan de MLS 1 en MLS2 tonen opmerkelijke verschillen. De geleidbaarheid van het grondwater in MLS1 (Figuur 21) is bovenin circa 1000 uS/m en loopt dan op tot een niveau van 1500 uS/m. In MLS2 stijgt de geleidbaarheid in de bovenste vijf cellen van 600 tot 800 uS/m. Daaronder geven de diepere cellen een stijging te zien tot 2100 uS/m.



Figuur 21 Vergelijking van de geleidbaarheid gemeten in de Multi-Layer-Samplers

De pH waarden in MLS1 (Figuur 22) wijken af van de metingen in de andere MLS, doordat ze relatief hoog zijn bovenin (pH=7.0). Dit is opvallend (mismetingen?) aangezien juist lagere waarden werden verwacht. In de diepere cellen ligt de waarde veelal tussen circa pH=6.6 en pH=6.8. Bij MLS2 stijgt de pH continu vanaf pH=5.8 in de bovenste twee cellen tot pH=6.6 in de monsters van de grootste diepte.

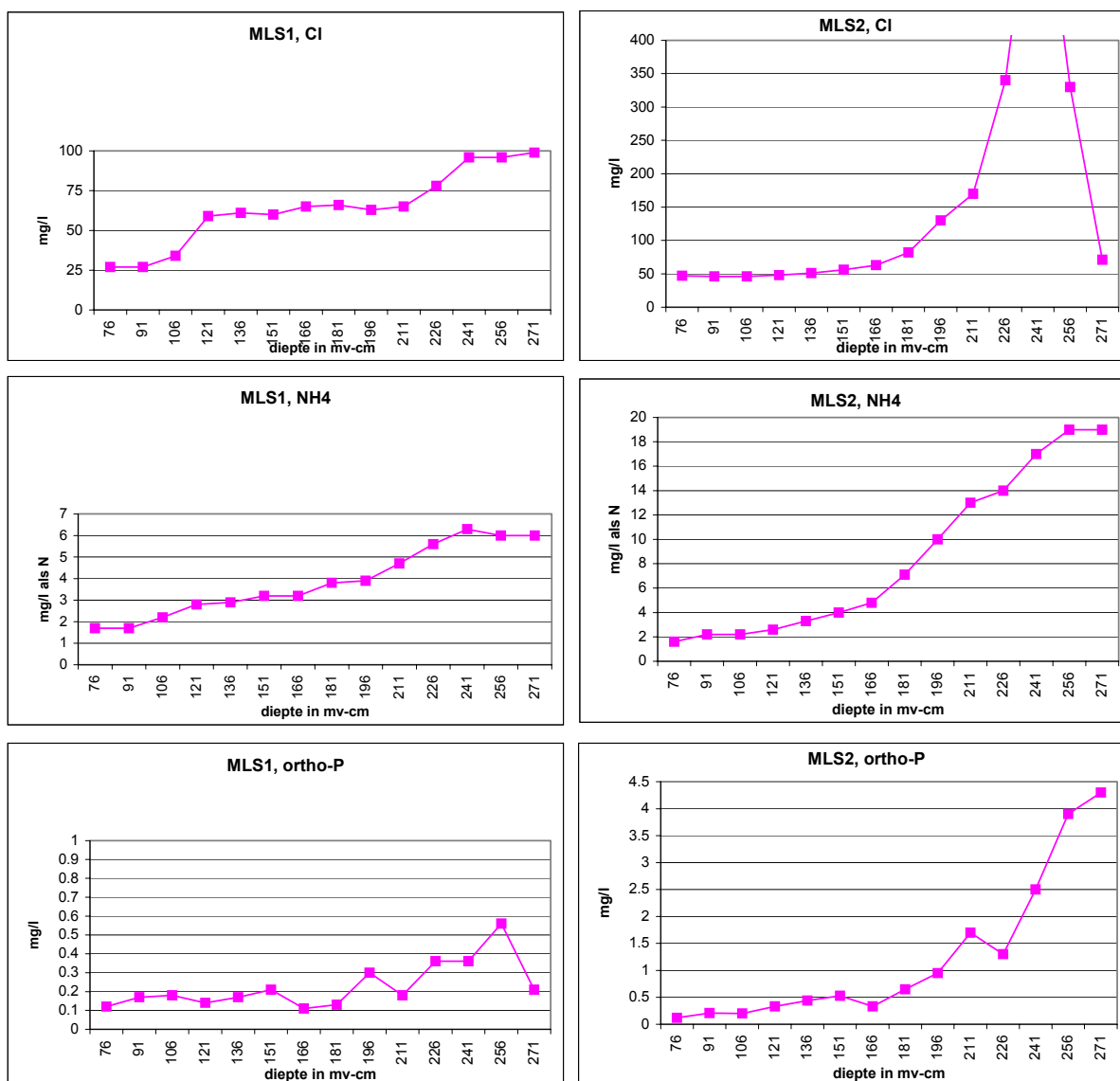


Figuur 22 Vergelijking van de zuurgraad gemeten in de Multi-Layer-Samplers

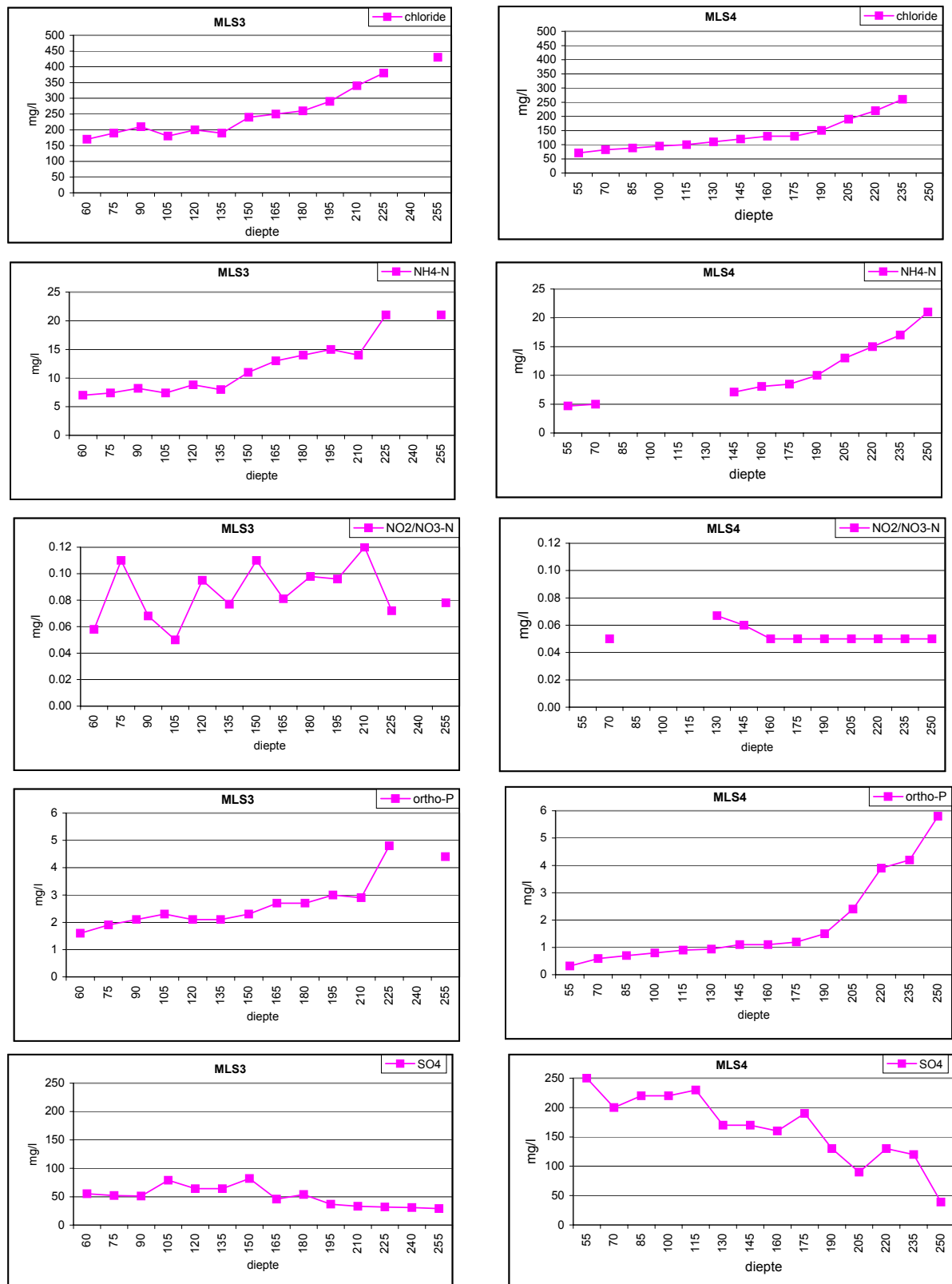
De veldmetingen bij MLS3 en 4 tonen dezelfde trends als de metingen bij MLS1 en MLS2, met uitzondering van de drie bovenste cellen. EC en pH nemen regelmatig toe naar de diepte en ze hebben dezelfde orde van grootte. De waarden voor de EC liggen bij MLS3 en MLS4 boven het niveau van EC in MLS1 en MLS2. Beneden mv-1.20m liggen de pH waarden veelal tussen pH=6.5 en pH=6.8. De waarden van EC wijken af voor MLS1. De relatieve toename is minder sterk. Bij de pH wijkt MLS2 af met relatief lagere waarden.

### 5.2. Resultaten van de laboratoriummetingen voor de MLS

De analyses van de hoofdcomponenten in de monsters uit MLS1 en MLS2 zijn gegeven in Figuur 23 en die voor MLS3 en MLS4 in Figuur 24. De concentraties van nitraat zijn bij MLS1 en 2 wel gemeten, maar niet afgebeeld omdat ze lager waren dan de detectiegrens (0.05mg/l als N). De sulfaatconcentraties zijn alleen gemeten bij MLS3 en MLS4.



Figuur 23 Laboratoriumbepalingen aan monsters uit MLS1 en MLS2



Figuur 24 Laboratoriumbepalingen aan monsters uit MLS3 en MLS4

De MLS zijn zo geplaatst dat een verschil zou moeten blijken tussen waarden in het midden van het perceel (MLS1 en MLS3) en nabij de sloot (MLS2 en MLS4). De afstroming van

recent water is relatief gering bij ligging in het midden van het perceel, zodat de kenmerken van het grondwater kunnen verschillen. Dat blijkt bijvoorbeeld doordat de ondiepe waarden bij MLS 3 hoger zijn dan bij MLS4, behalve voor SO<sub>4</sub> (lage waarden in diepere lagen). Anderzijds is de ondiepe stroming nabij de sloot omhoog gericht zodat het diepe grondwater meegevoerd kan worden. Alle concentraties voor de diepe cellen zijn hoger voor MLS2 dan voor MLS1. De relatief grote en scherpe overgangen tussen de ondiepe en de diepe waarden voor de MLS2 en MLS4, die nabij de sloot liggen, passen in dit patroon.

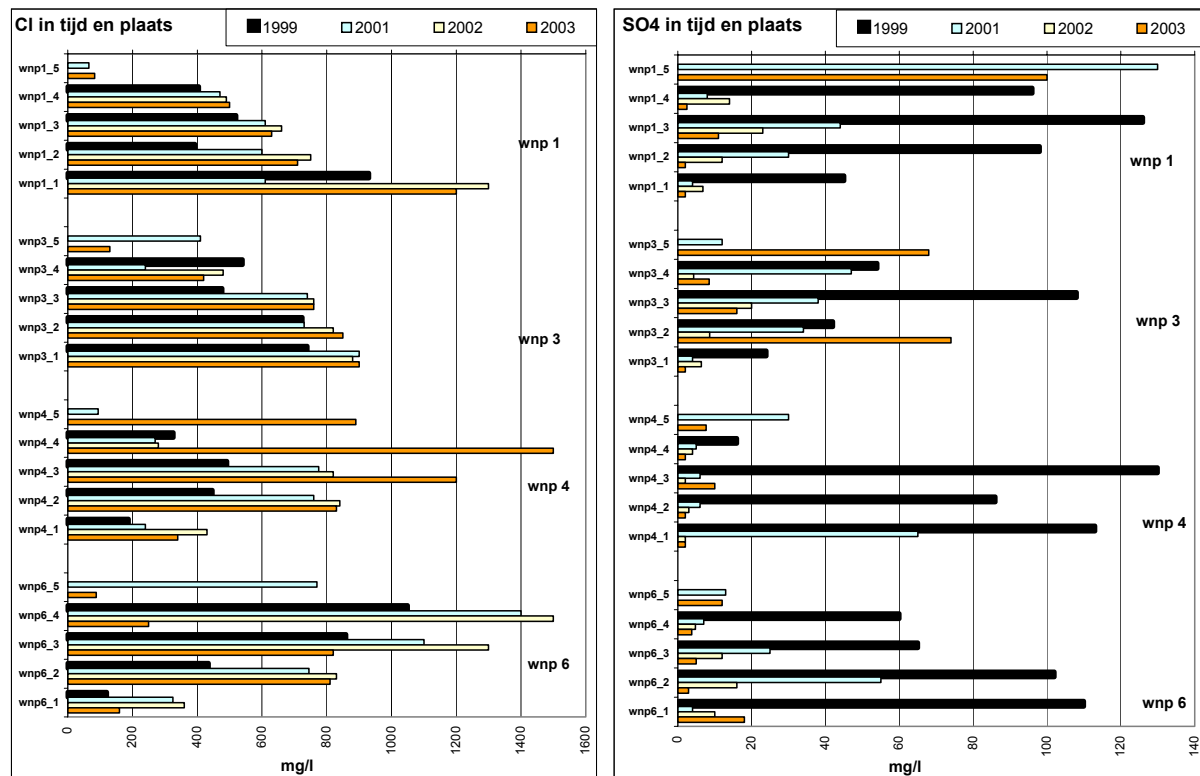
In detail kunnen de volgende opmerkingen worden gemaakt:

- De chlorideconcentraties in MLS2 zijn tot een diepte van mv-1.50m ongeveer 50mg/l. Ze nemen op grotere diepte toe tot een maximum van circa 700mg/l. Mogelijk zijn de twee diepste waarden mismetingen, want de gemeten lagere concentraties komen niet overeen met de hoge waarden voor EC bij de twee diepste cellen.
- De concentraties van NH<sub>4</sub> en ortho-P tonen een toename met de diepte, maar de waarden in MLS1 en MLS3 slechts in relatief geringe mate. De concentraties in MLS2 en MLS4 hebben relatief lage waarden tot mv-1.50m en tonen daaronder een relatief sterke stijging met de diepte (voor de diepste cellen).
- MLS3 heeft relatief lage concentraties van sulfaat, die nog afnemen met de diepte. De concentraties in MLS4 zijn relatief hoog in de bovenste meetcellen, maar nemen eveneens naar de diepte af tot relatief lage waarden. Relatief hoge sulfaatconcentraties zijn een kenmerk van het bovenste grondwater en lage van het grondwater in diepere lagen. De concentraties zijn hoger dan overeenkomt met de mestgift aan maaiveld. Blijkbaar vindt in het bovenste grondwater een toevoeging van sulfaat plaats, vermoedelijk door oxidatie van verbindingen van sulfide uit de vaste bodem in tijden dat het grondwater laag staat.
- Hoewel de trends in de concentraties als functie van de diepte dezelfde zijn voor de metingen in de twee series, zijn er ook verschillen. De waarden die gemeten zijn bij de meest oostelijke MLS1 wijken stelselmatig af van die uit de andere MLS. Misschien ligt de oorzaak bij de nabijheid van de diepe droogmakerij Oudendijk, waardoor de stromingssituatie verschilt. De gegevens ontbreken om een volledig sluitende verklaring te kunnen geven.
- Het algemene beeld is dat in de MLS op circa mv-2m een overgang merkbaar is van ondiep recent grondwater naar diep grondwater dat de kenmerken heeft van het stagnerende oude grondwater. Kenmerken van het ondiepe grondwater zijn relatief lage concentraties van Cl, NH<sub>4</sub>, ortho-P en relatief hoge van SO<sub>4</sub>. De concentraties van NH<sub>4</sub> en ortho-P zijn relatief hoog op de einddiepte van de MLS, maar de waarden zijn vrijwel constant op die diepte.

### 5.3. Het grondwater in de waarnemingsputten

Uit de waarnemingsfilters van de waarnemingsputten tot een diepte van circa mv-15m zijn regelmatig monsters genomen voor de analyse van de hoofdcomponenten. De bemonstering

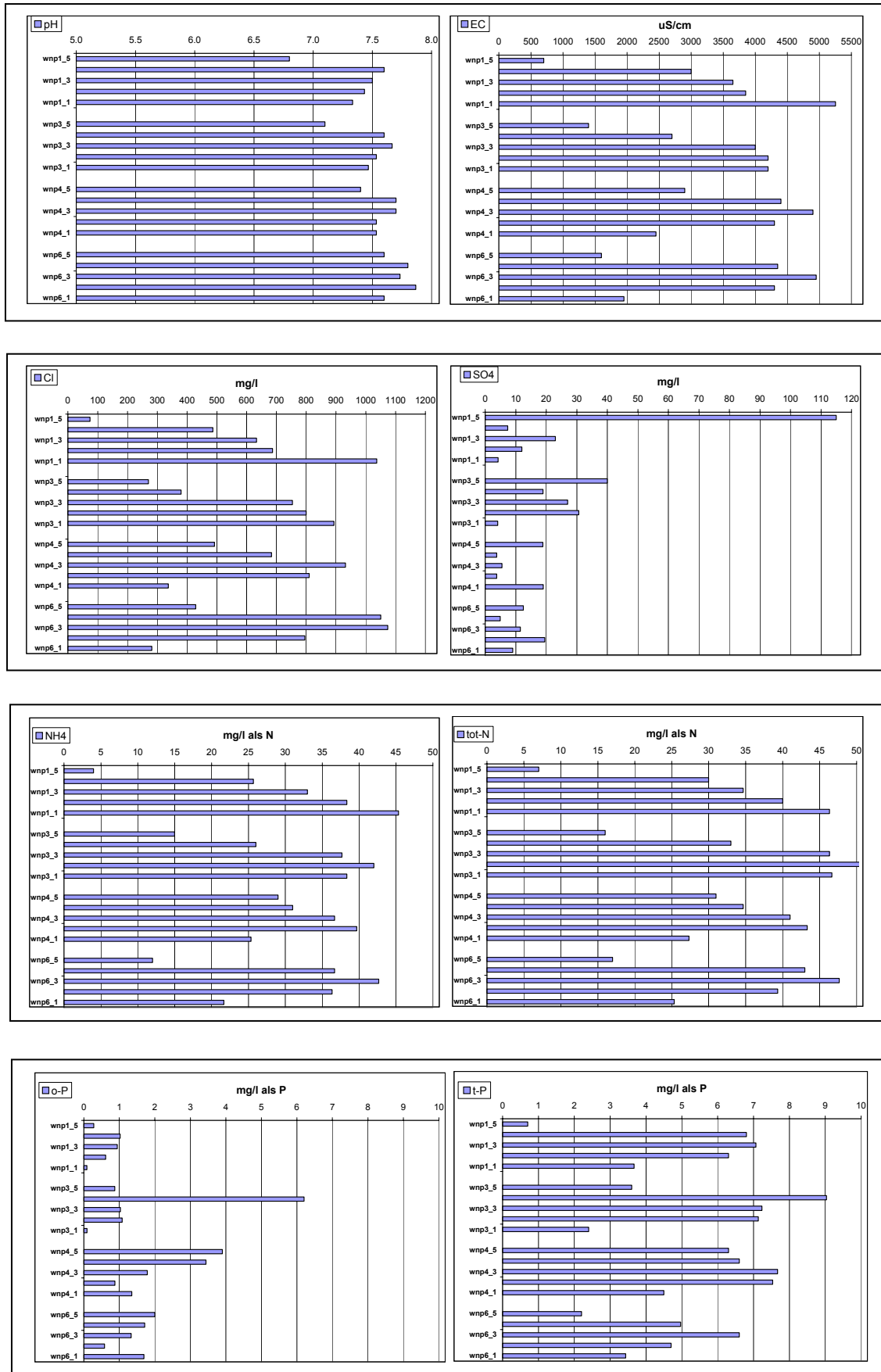
is aangevangen in 1999 en vanaf 2001 tot 2003 jaarlijks gedaan, zodat meerdere waarden beschikbaar zijn. De resultaten van de metingen aan het grondwater in de waarnemingsputten zijn voor Cl en SO<sub>4</sub> uitgezet in Figuur 25 als functie van het jaar van bemonstering.



Figuur 25 Variatie in de tijd voor de diverse filters van Cl en SO<sub>4</sub>

Uit Figuur 25 blijkt dat de metingen in 1999 (zwart gemarkeerd) afwijken van die in latere jaren, doordat de concentraties van Cl in het algemeen lager en die van SO<sub>4</sub> juist (veel) hoger zijn dan in de volgende jaren. Een mogelijke verstoring tijdens het boren zou een verklaring kunnen geven. Het inbrengen van zoet en zuurstofrijk water kan daarbij tijdelijk hebben geleid tot lagere concentraties van Cl en hogere van SO<sub>4</sub> (door de oxidatie van sulfiden). Gezien de geringe stroming in de kleilagen waarin de filters zijn geplaatst, mag worden verwacht dat herstel van een verstoring lange tijd kan vergen. Dit blijkt uit de omstandigheid dat ook de waarden uit 2001 de geconstateerde afwijking nog enigszins tonen. Deze opmerking leidt ertoe om de waarnemingen uit 1999 niet in beschouwing te nemen bij de verdere bewerking van de concentraties die gemeten zijn in de verschillende filters.

De verschillen in waarden, die in 2000-2003 zijn bepaald voor de diverse fysisch-chemische eigenschappen, zijn relatief klein, maar niet verwaarloosbaar (Figuur 25). Dat was ook niet te verwachten bij de toegepaste manier van bemonsteren, waarbij monsters grondwater uit klei- en veenlagen zijn genomen (par.2.2.6). Het lijkt echter aanvaardbaar om uit te gaan van de gemiddelde waarden van de gemeten parameters (Figuur 26).



Figuur 26 Gemiddelde waarden over 2000-2003 in de 20 waarnemingsfilters



De waarden voor de zuurgraad (pH) zijn voor alle filters hoger dan de hoogste waarden in de diepste cellen van de MLS, behalve bij het ondiepe filter wnp1-5. De reden is waarschijnlijk dat de desbetreffende filters in kalkhoudende kleilagen (Hoofdstuk 3) zijn geplaatst.

De waarden voor het geleidingsvermogen zijn een functie van de concentraties van opgeloste ionen (zouten). De waarden in het bovenste filter komen relatief goed overeen met die in de diepste cellen van de MLS, weer met uitzondering van wnp1-5. In filter wnp1-5 is relatief recent grondwater aanwezig dat weinig invloed van bodemprocessen heeft ondervonden (zie ook de  $^{18}\text{O}$  waarden). Voor wnp1 en wnp3 nemen EC en Cl toe met de diepte. Bij wnp4 en wnp6 vindt een omslag plaats, want in de Pleistocene zandlagen zijn lagere concentraties van Cl aangetroffen. De veranderingen geven aan dat moleculaire diffusie en laterale dispersie een rol spelen bij het transport van Cl. Door moleculaire diffusie verplaatsen ionen zich in een omgeving, waarin weinig stroming heerst van plaatsen met hoge naar plaatsen met lagere concentraties. Stromend grondwater voert de ionen mee en door laterale dispersie worden ze nog verder naar plaatsen met lagere concentraties gebracht. De effecten van moleculaire diffusie en laterale dispersie zijn slecht van elkaar te onderscheiden (de combinatie wordt hierna kortweg diffusie genoemd). Het optreden van opwaartse dispersie en neerwaartse stroming lijkt met elkaar in tegenspraak maar hoeft dat niet te zijn. De neerwaartse stroming is gering en zal zich concentreren op plaatsen met een relatief grote doorlatendheid terwijl het grondwater daarnaast vrijwel stagneert.

De waarden voor  $\text{SO}_4$  zijn in alle filters relatief laag, behalve in wnp1-5. Dat filter bevatte recent grondwater met korte verblijftijden in de bodem. Blijkbaar heersen er in de bodem rond de overige filters omstandigheden, waardoor sulfaat in het grondwater in lagere concentraties aanwezig is. Relatief hoge concentraties van  $\text{SO}_4$  komen voor in de ondiepe cellen van de MLS en in wnp1-5. Op de overgang van de mariene zavelaag en de veenlagen zijn waarschijnlijk eertijds ijzersulfiden gevormd die door oxidatie in de huidige situatie relatief hoge concentraties van  $\text{SO}_4$  opleveren in het bovenste grondwater.

De relatief hoge concentraties van  $\text{NH}_4$  en totaal-N (tot circa 40 mg/l) zijn vergelijkbaar. Totaal-N bestaat blijkbaar voor een groot deel uit  $\text{NH}_4$ . De concentraties variëren naar de diepte. In de Pleistocene lagen zijn soms licht lagere concentraties gemeten. De concentraties van N zijn waarschijnlijk afkomstig van de afbraak van organisch materiaal in de Holocene lagen. Ook voor de concentraties van  $\text{NH}_4$  en totaal-N is het waarschijnlijk dat de waarden onder invloed staan van de diffusie van N naar de ondiepe lagen en voor wnp4 en wnp6 ook naar diepere lagen. De waarnemingen in de MLS, waar een overgang zichtbaar is van lage concentraties bovenin tot steeds hogere naar de diepte, bevestigen deze veronderstelling.

Bij de vergelijking van de concentraties van ortho-P en totaal-P blijkt dat fosfaat vooral in de vorm van organisch P in het grondwater aanwezig is. De concentraties van ortho-P in de waarnemingsputten zijn nog relatief hoog, meestal van 1 tot 2 mg/l, maar vaak minder hoog dan in de diepste cellen van de MLS met bijna 5 mg/l. De waarden in de MLS komen eerder

overeen met de overheersende concentraties van totaal-P in de wnp. De concentraties van ortho-P zijn relatief laag in de diepste filters van wnp1 en wnp3. Vermoedelijk vindt ook in het geval van P transport plaats via diffusie vanuit de klei- en veenlagen naar de top laag.

De concentraties van diverse stoffen veranderen door diffusie en dispersie, gezien de trends in waargenomen waarden. Daarnaast kan een naar beneden gerichte stroming invloed hebben. In de vroegere situatie trad en in de huidige treedt een naar beneden gerichte stroming op, zodat de concentraties in de klei- en veenlaag relatief laag zouden moeten zijn ten opzichte van de diepere zandlagen. De stroming levert echter geen verlaging op van de concentraties in het grondwater tot mv-10m. Juist het tegendeel is gemeten. In de klei- en veenlagen wordt grondwater met relatief hoge concentraties gevonden. Blijkbaar is de horizontale stroming in de huidige situatie zodanig dat een omhoog gerichte laterale dispersie op kan treden die een verhoging van de concentraties van stoffen in het naar de sloot stromende water veroorzaakt.

In de oorspronkelijke situatie voor de ontginningen zal nauwelijks een horizontale stroming aanwezig zijn geweest (afwezigheid van drainerende waterlopen). Toch zullen de waterstanden in het veen zelf hoger zijn geweest dan in de veenstromen. De stroming van het grondwater was naar beneden gericht, maar geringer dan de huidige van circa 25 mm/jaar. Een aanzienlijke afvoer van stoffen door die stroming is minder waarschijnlijk omdat de gemeten concentraties dan lager en constanter zouden moeten zijn in de diepere lagen. Daaruit volgt een maximale waarde voor de verticale stroming door de Holocene lagen. Stel dat die stroming gemiddeld  $q$  mm/dag heeft bedragen vanaf het moment dat de mariene kleilagen zijn afgezet tot het moment van de ontginning; dat is over circa 6000 jaar. De oorspronkelijke chlorideconcentratie was vermoedelijk 20000 mg/l (zeewater). Stel verder dat  $q$  daar ieder jaar een constant deel van heeft weggevoerd en dat het volume van het doorstroomde grondwater evenredig was aan de dikte  $D$  ( $=7$ m) maal de werkelijke porositeit (zeg  $p=0.50$ ). Het per jaar weggevoerde deel is dan gelijk aan  $q/(1000*7*0.5)$ . De afvoer door stroming moet opleveren dat de huidige concentraties van gemiddeld 800 mg/l worden bereikt na 6000 jaar. Bij benadering geldt het exponentiële verband:

$$A_t = A_0 * (1 - q/3500)^t$$

met:  $A_t = 800$  mg/l

$A_0 = 20000$  mg/l

$t = 6000$  jaar

Uitwerking levert op dat maximaal  $q = 2$  mm/jaar, de verticale stroming moet inderdaad vrijwel verwaarloosbaar zijn geweest in de natuurlijke situatie. De peilverschillen zijn vermoedelijk groter in de huidige situatie. De inzijging bedraagt circa 25 mm/jaar na de droogmaking van Oudendijk in het jaar 1766, zoals volgt uit hydraulische berekeningen en uit de interpretatie van de tritiummetingen. De huidige inzijging zal (plaatselijk) een hogere uitspoeling van stoffen veroorzaken dan in de natuurlijke situatie het geval was, maar die heeft blijkbaar nog niet tot een volledige verzoeting geleid.

#### 5.4. Metingen aan het bovenste grondwater door HHR en RIVM-LMM

Door HHR zijn jaarlijks monsters genomen van het bovenste grondwater in de proefpercelen (Van der Grift, 2003) en door RIVM voor het Landelijk Meetnet effecten Mestbeleid, LMM, van de hele Vlietpolder in de periode van 1999 tot 2003. Per jaar zijn ongeveer 60 monsters genomen door HHR en 50 monsters door RIVM. De monsters zijn genomen met de reservoirbuismethode (Fraters, 2003), waarmee grondwater wordt verkregen uit een laag van circa 1m onder de grondwaterstand ten tijde van de bemonstering. De resultaten van de methode zijn daardoor niet goed vergelijkbaar met metingen uit de MLS. Het grondwater is bemonsterd uit een vrij lang traject in de bodem met een wisselende diepte. Bovendien hebben bepaalde delen van het bemonsterde traject mogelijk geen evenredige bijdrage met de lengte geleverd. De precieze herkomst van het bemonsterde water is echter juist in het bemonsterde traject belangrijk omdat dat de overgang vormt tussen recent gevormd grondwater en stagnerend grondwater dat door diffusie stoffen afgeeft. Om deze reden is in Tabel 3 uitsluitend een gemiddeld beeld van de resultaten van HHR en RIVM weergegeven (Van der Grift, 2003).

Gezien het verschil tussen de mediane en de gemiddelde waarden van nitraat, wordt het gemiddelde blijkbaar door hoge uitschieters bepaald. Het is daarom beter om de mediaan te beschouwen. Uit de mediane waarden blijkt dat de concentratie van totaal-stikstof in het bovenste grondwater voor ongeveer de helft uit  $\text{NH}_4$  bestaat en voor slechts een klein deel uit  $\text{NO}_3$ . In het diepere grondwater is het aandeel van  $\text{NH}_4$  nog groter (paragraaf 5.3).

*Tabel 3 Gemiddelde waarden (in mg/l) voor het bovenste grondwater*

<b>parameter</b>	<b>aantal (n)</b>	<b>gemiddeld</b>	<b>mediaan</b>	<b>minimum</b>	<b>maximum</b>
<b>Cl</b>	508	91	79	0.1	460
<b><math>\text{NH}_4\text{-N}</math></b>	509	7.0	6.0	0.26	99
<b><math>\text{NO}_3\text{-N}</math></b>	509	1.76	0.22	0.12	114
<b>N-totaal</b>	303	12.0	12.0	0.1	26
<b>Ortho-P</b>	508	0.56	0.30	0.01	10.8
<b>TotaalP</b>	503	1.0	0.56	0.01	101
<b><math>\text{SO}_4</math></b>	509	240	210	3.1	1218

De beschouwingen in Hoofdstuk 6 zijn vooral gebaseerd op de metingen in de MLS en de boringen tot in de diepere klei- en veenlagen, omdat die een gedetailleerd beeld opleveren van de variaties in de kwaliteit van het grondwater naar de diepte. Een conclusie is echter wel dat de waarnemingen die met de reservoirbuismethode zijn verkregen uit het bovenste grondwater van de gehele Vlietpolder in het algemeen goed overeen komen met de metingen uit de MLS, zoals die zijn besproken in paragraaf 5.1 en 5.2. De gemiddelde waarden liggen inderdaad in het traject van waarden die gemeten zijn in de monsters uit de MLS.

## 5.5. Hydrologische conclusies uit de samenstelling van het grondwater

Op basis van de samenstelling van het grondwater in de MLS en de reservoirbuizen, de waarnemingen van Van Beek e. a. (2004) en de waarnemingsputten in de klei- en veenlagen zijn twee typen grondwater aanwezig en een overgangszone. Het bovenste systeem eindigt ongeveer waar de MLS beginnen, op circa mv-60 cm. Het bovenste water heeft concentraties van 25-50 mg/l Cl, van 2-5 mg/l NH<sub>4</sub>, van circa 0.1 mg/l ortho-P en van 100-300 mg/l SO<sub>4</sub>. De waarde van de pH is circa pH=6 en het geleidingsvermogen is circa EC=1000 uS/cm. De lagen dieper dan ruwweg mv-2 m bevatten grondwater dat vrijwel niet stroomt, met concentraties van 600 tot 1000 mg/l Cl, 25-50 mg/l NH<sub>4</sub>, 2-5 mg/l ortho-P en 5-30 mg/l SO<sub>4</sub>. De pH is hoger dan pH=7 en EC ligt tussen 2000 en 5000 uS/cm. Het grondwater in de diepere zandlagen lijkt in veel opzichten op het grondwater in de diepere delen van het pakket van klei- en veenlagen, maar in beide pakketten zijn toch ook onderlinge verschillen aanwezig die hier niet verder worden besproken. De overgang tussen de toplaag en de diepere lagen met vrijwel stagnerend grondwater ligt op een diepte tussen 0.50 en 2m onder maaiveld gezien de samenstelling van het grondwater. De afvoer van het lokale neerslagoverschot vindt plaats in een laag tot een diepte van circa 2m onder maaiveld.

Het grondwater in de bodem van de Vlietpolder stroomt in twee systemen die weinig contact met elkaar hebben. Het grondwater in de zandlaag onder de klei- en veenlagen staat wel in verband met het bovenste grondwater, maar de hydraulische weerstand van die lagen is relatief groot (ICW, 1976). De infiltratie naar de diepe zandlagen bedraagt circa 25 mm/jaar en is daarmee relatief klein, zoals ook door Meinardi en Schotten (1998) was aangegeven. De toplaag van de bodem, die bestaat uit de zavelaag aan maaiveld en de veenlaag eronder, voert het grootste deel van het neerslagoverschot af. De sloten draineren de lagen tot een diepte van ongeveer 2m onder maaiveld. Hoofdzakelijk met de drainage worden ook opgeloste stoffen afgevoerd die een gevolg zijn van de belasting aan maaiveld. Slechts een klein deel van het water en de stoffen stroomt naar diepere zandlagen.

De reistijden in de dunne laag bovenin zijn in de orde van grootte van een jaar (zie de metingen van <sup>18</sup>O). Deze laag kent een relatief grote afvoer van het neerslagoverschot. Het grondwater in de overgangszone (mv-0.5 tot -2 m) zal reistijden van een aantal jaren hebben en een relatief kleine afvoer naar de sloten verzorgen.

In de situatie van de Vlietpolder is het waarschijnlijk dat een deel van het neerslagoverschot als oppervlakkige afvoer nabij het landoppervlak naar de sloten zal stromen. HHR heeft metingen gedaan aan deze stroming (Rijnland, 2003). Het is echter vrijwel onmogelijk om een onderscheid te maken tussen de afvoer over het maaiveld en die door de zeer ondiepe lagen van de bodem, zoals van belang zou zijn in verband met verschillen in de kwaliteit van het afgevoerde water.

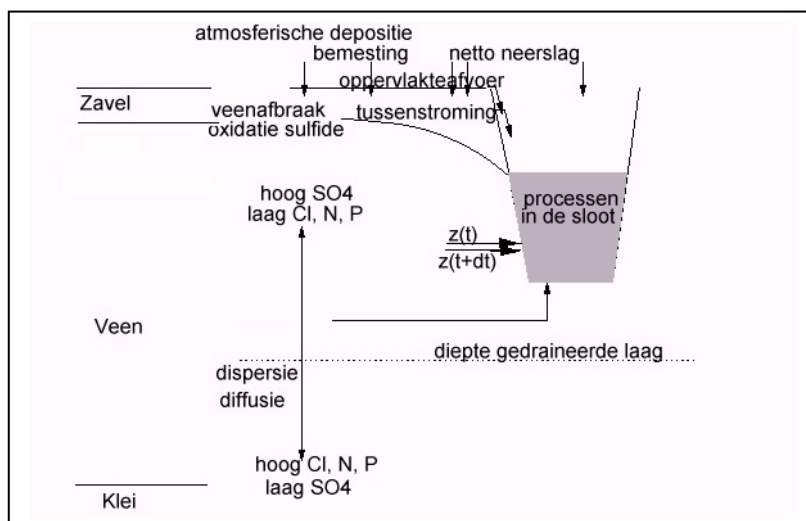
## 6. STROMING VAN STOFFEN VAN DE BODEM NAAR DE SLOTEN

### 6.1. Bronnen, transport en processen van nutriënten in het slootwater

RIVM heeft een model opgesteld waarin de concentraties van diverse stoffen in het slootwater als gevolg van verschillende bronnen aan maaiveld en in de bodem (Figuur 27) en van diverse processen in bodem en sloot worden bepaald.

De verschillende factoren van belang voor de kwaliteit van het slootwater zijn:

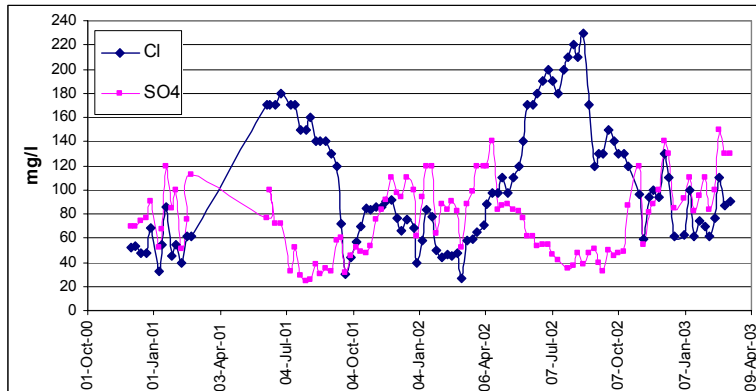
- atmosferische depositie door natte en droge neerslag;
- bemesting met kunstmest en dierlijke mest, met inbegrip van weidemest;
- afbraak van organisch materiaal (veen) in de bodem, vooral door oxidatie;
- oxidatie van sulfiden in de bodem boven de grondwaterstand;
- diffusie en dispersie van stoffen uit of naar diepere lagen;
- afvoercomponenten van water en stoffen vanuit de bodem naar de sloot;
- processen in het slootwater (plantopname en neerslag en adsorptie).



Figuur 27 Schema van de bronnen en de stroming van water en stoffen

Fluctuaties in de waterkwaliteit van de proefsloot (Figuur 27) zijn een gevolg van variaties over de seizoenen van de belasting van het grondwater en het transport van stoffen naar de sloten. Concentraties in het slootwater ondervinden tevens invloed van processen in het slootwater, zoals opname door waterplanten en de vorming van vaste neerslagen. De effecten van verschillende bronnen variëren met de seizoenen. Bemesting vindt plaats vanaf maart tot in de zomer. Afbraak van veen en sulfiden gebeurt in de zomer als er lucht in de bodem dringt. Sulfiden zijn ooit gevormd toen het gebied door zeewater werd bedekt. Het grondwater voert de vrijkomende stoffen uit bemesting, afbraak van veen en oxidatie van sulfiden pas in het najaar af als de grondwaterstanden weer stijgen en het grondwater de gevormde stoffen bereikt. De belasting door diffusie en dispersie (kortweg diffusie) is relatief

constant, maar de concentraties in het grondwater verschillen in de seizoenen door variaties in de volumestroom van grondwater die in de zomer ook relatief diepere lagen passeert. De verwijdering van nutriënten uit het slootwater kent eveneens een verloop. De concentraties van Cl en SO<sub>4</sub> (Figuur 28) vormen een voorbeeld van de optredende seizoensfluctuaties.



*Figuur 28 Gemeten concentraties van Cl en SO<sub>4</sub> in de afvoer van de proefsloot*

De atmosferische depositie van stoffen is bekend uit landelijke meetnetten. De invloed van bemesting houdt verband met de opgebrachte hoeveelheden. De kenmerken van de uit afbraak van veen vrijkomende stoffen zijn afgeleid uit onderzoek van Hendriks (1993) in andere veengebieden. De onbekende omvang van de vorming van SO<sub>4</sub> door de oxidatie van (ijzer-)sulfiden kan worden afgeleid uit de meetwaarden. De invloed van diffusie is voor concentraties van Cl en SO<sub>4</sub> bepaald en daaruit zijn de waarden voor andere stoffen afgeleid. Het transport met het water is afhankelijk van de toevoer per maand uit de bodem naar het slootwater. De hierna verder te bespreken invoer is samengevat in Tabel 4.

## 6.2. Grondwaterstroming en de afvoer van het neerslagoverschot

De grondwaterstroming in het centrale deel van Zuid-Holland is gericht naar de polders met polderpeilen van circa NAP-5 m. Voor de Vlietpolder geeft ICW (1976) aan dat de stroming naar de diepe polder Oudendijk is gericht en dat de stijghoogten in het Pleistocene pakket lager zijn dan NAP-3 m bij een polderpeil van circa NAP- 2.40 m. De Vlietpolder is een infiltratiegebied met de sterkste infiltratie aan de oostkant. De infiltratie naar diepere lagen zal relatief beperkt zijn door de grote weerstand van het Holocene pakket en vooral van het basisveen (ICW, 1976), zoals ook volgt uit het onderhavige onderzoek. De kwaliteit van het polderwater en van het uitgemaal water wordt hoofdzakelijk bepaald door de stroming van water en stoffen over en door de bovenste lagen van de bodem.

Het langjarig gemiddelde neerslagoverschot, zijnde het verschil van circa 840 mm/jaar neerslag en 590 mm/jaar verdamping, bedraagt 250 mm/jaar (Meinardi, 1994). De afvoer stroomt over en door de bodem. Afvoer over maaiveld kan plaatsvinden doordat percelen bol zijn gelegd. Er is een langjarig gemiddelde afstroming over maaiveld van 50 mm/jaar aangehouden. De rest van het neerslagoverschot (200 mm/jaar) stroomt door de bodem. Een

groot deel (175 mm/jaar) gaat door ondiepe lagen naar de sloot. Een klein deel (25 mm/jaar) infiltreert naar diepe lagen. De oppervlakkige afspoeling is de som van stroming over de oppervlakte en tussenstroming, die bijna niet van grondwaterstroming in de verzadigde zone (Figuur 27), is te onderscheiden.

De afvoer van water en stoffen vindt vooral plaats door een gedraineerde laag met een dikte van circa 2m. De variatie in de afvoer is afhankelijk gesteld van de variatie in de stand van het grondwater. De jaarlijkse gang van de stijghoogten van het grondwater volgt GtIIa (Leenders, 1999). Voor de Vlietpolder is de hoogste stand nabij maaiveld aangenomen in februari en een stand die circa 60 cm lager is in augustus met een vrijwel sinusvormig verloop in het jaar. De stroming over het land zal voor het overgrote deel plaats vinden in de winter en dat geldt ook voor afvoer door de bodem. In de winter ligt de grondwaterstand dicht onder maaiveld zodat vrijwel de gehele gedraineerde laag (tot circa mv-2m) bijdraagt aan de afvoer. De Vlietpolder heeft een hoog slootpeil, dat in de zomer zelfs nog enkele decimeters wordt opgezet door inlaat van water. In de zomer is het verhang in het grondwater naar de sloten zeer gering of negatief, zodat afvoer door de bodem vrijwel ontbreekt of zelfs aanvoer optreedt. De stijghoogten onderin de ontwaterde laag kunnen echter hoger zijn dan nabij het freatisch vlak, doordat de stroming omhoog gericht is. In diepere lagen kan nog steeds een naar de sloot gerichte stroming aanwezig zijn als de stroming bovenin stagneert.

### 6.3. Reistijdverdeling van het grondwater in de gedraineerde laag van de bodem

Tussen onverzadigde en verzadigde zone in de bodem bestaat weinig verschil, omdat de onverzadigde zone een groot deel van het jaar dun is en veel water bevat. Aangehouden is dat de onverzadigde zone een gemiddelde dikte van 30 cm heeft. Van de afvoer (200 mm/jaar) gaat 175 mm/jaar naar de sloten en 25 mm/jaar naar diepere Pleistocene zandlagen. De afvoer naar de sloot doorstroomt een dikte van circa 1.75 m en de gemiddelde dikte van de verzadigde zone voor de afvoer naar de sloot is 1.45 m. De verdeling van de reistijden in de bodem (Meinardi, 1994) van het naar de sloot afgevoerde water kan worden benaderd met:

$$z/D = (1 - \exp(-I*t/(p*D))) \quad \text{en} \quad t = (p*D/I) * \ln(D/(D-z)),$$

met  $z$  = diepte onder maaiveld (m);

$D$  = doorstroomde dikte ( $D = 1.45$  m);

$t$  = verblijftijd in de bodem ( $a =$  jaren);

$p$  = porositeit ( $p = 0.35$ );

$I$  = basisafvoer ( $I = 0.175$  m/jaar).

De doorlatendheid speelt geen rol in de vergelijking. De benadering maakt het mogelijk de bijdragen te bepalen van grondwater met gegeven reistijden in de bodem aan de afvoer naar de sloot. Een uitwerking op jaarbasis is minder zinvol gezien de fluctuaties in de tijd, maar het is ook mogelijk om de gemiddelde toevoer van water vanuit de bodem naar de sloten per maand te berekenen ( $t$  in maanden). Voor het water en de opgeloste stoffen uit elke maand in

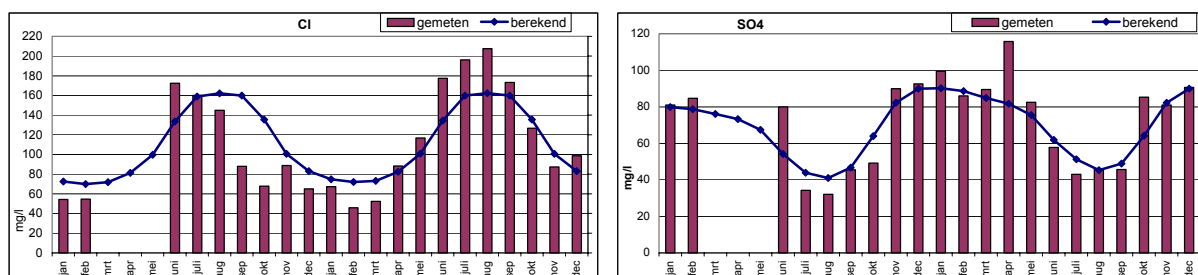
het verleden is de dikte  $[z(t_2)-z(t_1)]$  bepaald van de laag (Figuur 27) waarin ze aanwezig zijn en daarmee de relatieve bijdrage aan het naar de sloot afgevoerde water en de meegevoerde stoffen. Het mengsel van alle bijdragen levert de kwaliteit van het slootwater op.

#### 6.4. Effecten van diffusie, afgeleid uit chloride en sulfaat

De atmosferische depositie van Cl bedraagt circa 24 kg/ha/jaar. De bijbehorende concentratie in het grondwater is 12 mg/l. De belasting met Cl uit mest is niet precies bekend. De gemiddelde concentratie in het bovenste grondwater is 30 mg/l als de belasting na aftrek van de gewasopname 60 kg/ha/jaar (Tabel 4) is. Een concentratie van circa 40 mg/l komt relatief veel voor in het bovenste grondwater onder bemest grasland. Een belasting komt pas enige tijd later tot afvoer doordat processen in de bodem tijd vergen. Aangehouden is dat de belasting van het grondwater door bemesting in de maanden april en september tot afvoer komt. De toevoer van Cl als gevolg van de afbraak van veen is vermoedelijk gering ten opzichte van die uit bemesting en is daarmee samengenomen.

De grondwaterstand ligt een deel van de zomer onder de zavel en de (geringe) afvoer naar de sloten vindt plaats in een laag, die relatief diep in de bodem ligt. De top van de veenlaag is in de zomer belucht, zodat het veen kan oxideren. Daarbij zal ook sulfaat ontstaan doordat (ijzer)sulfiden oxideren, die aanwezig zijn bij de overgang van zavel en veen.

Diffusie en dispersie vanuit diepere lagen zijn niet te verwaarlozen, gezien de verschillen in concentraties in diepere lagen en de toplaag. De belasting door diffusie is constant in de tijd, maar de concentraties in het grondwater verschillen per maand in verhouding tot de afvoer en zijn daarom omgekeerd evenredig met de grondwaterstanden gesteld. De gemiddelde belasting door diffusie is onbekend, maar een schatting is mogelijk door de gemeten waarden van Figuur 29 te vergelijken met de berekende bij verschillende waarden van de diffusie. Onder de redelijke aanname dat diffusie de overheersende factor is, volgt 150 kg/ha/jaar als gemiddelde waarde voor de opwaartse diffusie van Cl (zie Tabel 4).



Figuur 29 In 2001 en 2002 in de proefsloot gemeten en berekende waarden voor Cl en SO<sub>4</sub>

Een atmosferische depositie van 48 kg/ha/jaar sulfaat levert concentraties op van circa 24 mg/l. Bemesting van de bodem met 60 kg/ha/jaar levert een gemiddelde concentratie in het bovenste grondwater op van 30 mg/l. Het totaal is 54 mg/l. Vergelijkbare waarden zijn waargenomen als gevolg van bemesting en depositie zonder extra vorming van sulfaat in de



bodem. In de Vlietpolder zijn de concentraties echter deels afkomstig zijn van sulfaatvorming (Tabel 4), met name in de zomer als lagen met ijzersulfiden aan bodemlucht worden blootgesteld. Het gevormde  $\text{SO}_4$  komt tot afvoer in het najaar als het grondwater weer stijgt. Daarnaast treedt transport op in de vorm van (neerwaartse) diffusie naar diepere lagen als functie van de grondwaterstand. Het verschil in fase voor de concentraties van Cl en  $\text{SO}_4$  (Figuur 28) ontstaat door tegengestelde richtingen van de specifieke diffusie.

Diffusie en dispersie in de bodem zijn evenredig met de gradiënt in de concentraties en daarmee afhankelijk van verschillen in concentraties in diepere lagen en in de toplaag. Het is mogelijk de mate van diffuus transport voor andere stoffen te schatten onder de voorwaarde dat de diffusie van andere stoffen bij benadering vergelijkbaar is met die van Cl. Sulfaat stroomt naar diepere lagen met lagere concentraties (negatieve aanvoer). Het verschil in concentraties tussen ondiepe en diepe lagen is circa 240 mg/l (paragraaf 5.3), dat is circa 35% van het verschil voor Cl. De hieruit af te leiden diffusie van sulfaat bedraagt  $-0.35 \cdot 150 = -50$  kg/ha/jaar. Op dezelfde manier volgt uit de verhoudingen van de in diepere lagen gemeten concentraties van Cl en de andere stoffen dat de diffusie van N-totaal ongeveer  $0.05 \cdot 150 = 7.5$  kg/ha/jaar is, van  $\text{NH}_4$  circa 6 kg/ha/jaar en van totaal-P circa 1.4 kg/ha/jaar. De diffusie van ortho-P is te verwaarlozen op basis van de verschillen in concentraties.

#### **6.5. Invloed van bemesting en afbraak van veen, stikstof en fosforverbindingen**

Aangenomen is een bemesting (Van Beek e.a., 2004) met stikstof van 480 kg/ha/jaar (met inbegrip van weidemest). Voor de atmosferische depositie is 36 kg/ha/jaar aangehouden. Van stikstof wordt een deel van de belasting afgevoerd met de oogst en dat spoelt niet uit naar het grondwater. Kolenbrander (1981) geeft aan dat ongeveer 30 kg/ha/jaar stikstof uitspoelt bij een gift van 480 kg/ha/jaar aan grasland op klei. Voor grondwatertrap GtIIa, zoals in de polder aanwezig is (Leenders, 1999), vinden Boumans e. a. (1986) dat een reductie van de uitspoeling tot  $0.05 \cdot 30 = 1.5$  kg/ha/jaar zal optreden. Aangenomen is dat de uitspoeling van stikstof (N) bij de moerige zavel- en veengronden van de Vlietpolder niet hoger zal zijn dan uit deze benadering volgt. De uitspoeling als gevolg van giften in maart en gespreide giften in de zomer komt pas in april tot afvoer en in september als het grondwater weer stijgt.

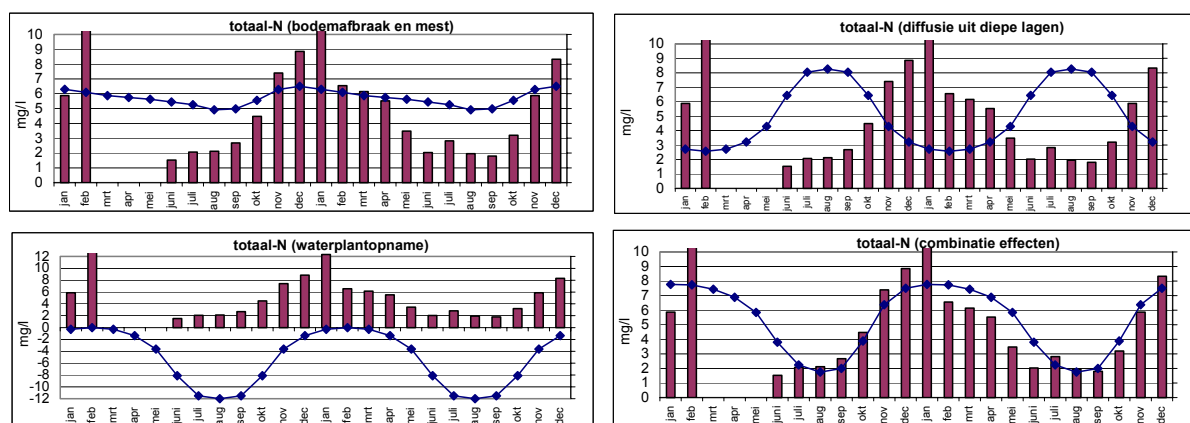
De uitspoeling van fosfaat uit bemesting is gering door vastlegging in de bodem. Een waarde van 0.1 mg/l is vaak aangetroffen in gevallen dat de bodem geen extra fosfaat levert. Dat komt overeen met waarden gemeten in de bovenste cellen van de MLS. De bijbehorende belasting is circa 0.2 kg/ha/jaar (in Tabel 4 opgevoerd als atmosferische depositie).

Uit de waargenomen concentraties volgt dat de afbraak van organisch materiaal in de bodem leidt tot verhoogde concentraties van totaal-N, van  $\text{NH}_4$  en van P in het grondwater. De opgeloste stikstof is afkomstig van eerder vastgelegde stikstof en tevens van de afbraak van veen. Deze stoffen komen tot afvoer in het najaar als de standen van het grondwater stijgen. Afbraak van eutroof veen, zoals in de Vlietpolder, levert een belasting van het grondwater op

van circa 16 kg/ha/jaar (Hendriks, 1993). Eenzelfde waarde is voor de Vlietpolder aangehouden (Tabel 4). De uit veen vrijkomende stikstof kan meer zijn als een deel door het gewas wordt opgenomen. Verder is in eerste benadering rekening gehouden met bemesting en met uit de bodem vrijkomende stikstof, maar nog niet met diffusie vanuit diepere lagen en met processen in de sloot. De overeenkomst is in dat geval (Figuur 30, linksboven) relatief slecht in de zomer en beter in de wintermaanden. Ook bij P moet worden gerekend met productie van P door afbraak van veen, die volgens Hendriks (1993) tenminste 0.8 tot 1 kg/ha/jaar bedraagt voor eutroof veen. Voor de Vlietpolder is 0.9 kg/ha/jaar aangehouden.

## 6.6. Processen in de sloot, afname van stikstof en fosfor

Mogelijke oorzaken voor afwijkingen van de berekende concentraties van N in de zomer zijn diffusie en dispersie vanuit diepere lagen en processen in de sloot. Bij de opname van stikstof door waterplanten zal een deel verdwijnen met een ongeveer sinusvormig verloop in de tijd (Figuur 30, linksonder). Slootwater krijgt daardoor lage concentraties in de zomer en hoge in de winter. Diffusie van stikstof uit diepere lagen met hogere concentraties heeft een tegengesteld effect. De gemeten concentraties in de zomer zijn lager dan de toevoer vanuit mest en bodem, zodat het effect van plantopname in de sloot overheerst. Effecten van de genoemde processen zijn gegeven in Figuur 30. De ingevoerde waarde voor de plantopname bedraagt 9.5 kg/ha/jaar. Het effect van het totaal toont een relatief goede overeenkomst met de metingen, behalve dat de gemeten waarden in sommige (niet in alle) wintermaanden hoger zijn. Een mogelijke verklaring is dat het om mestresten gaat die over maaiveld afspoelen.

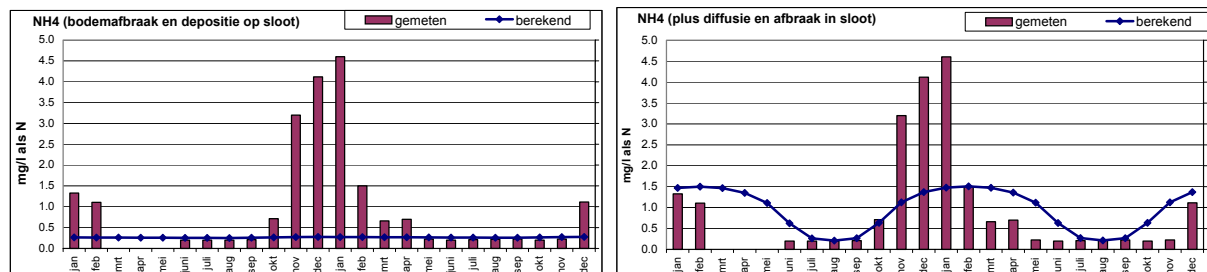


Figuur 30 Effecten op concentraties van totaal-N in de sloot, metingen 2001/ 2002 (staven)

Bij  $\text{NH}_4$  zullen eveneens verschijnselen optreden van opname door waterplant in de zomer en oppervlakteafspoeling in de winter, want de gemeten concentraties zijn relatief hoog in de wintermaanden en laag in de zomer. Verder moet rekening worden gehouden met diffusie en dispersie uit diepere lagen (Figuur 31, rechter helft). De aangehouden waarden zijn vermeld in Tabel 4. Aangehouden is dat bemesting geen  $\text{NH}_4$  oplevert (maar wel  $\text{NO}_3$  en totaal-N).

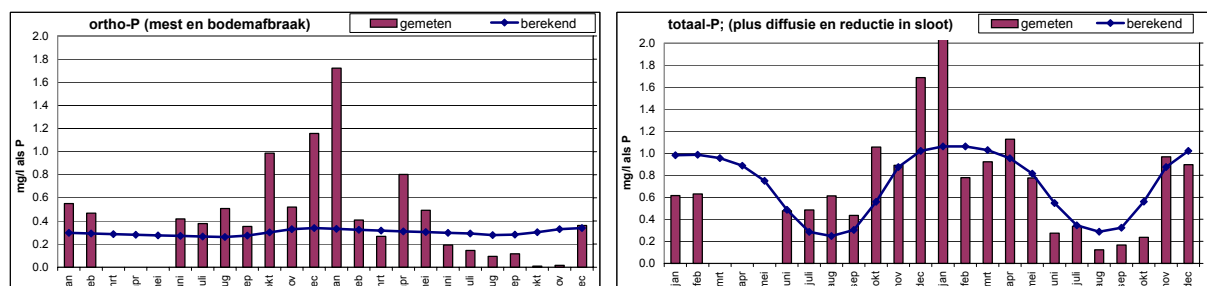
Een mogelijke afname van sulfaat in het slootwater, bijvoorbeeld als gevolg van de opname door waterplanten, is in eerste instantie verwaarloosd.

Ook het in de sloot vallende en het over het maaiveld toestromende regenwater (naar schatting circa 50 mm/jaar) leveren bijdragen aan de belasting van het slootwater. De concentraties van stoffen in de neerslag zijn bepaald op basis van de landelijke metingen uit het meetnet regenwater (RIVM, KNMI, diverse jaren).



Figuur 31 Gemeten en berekende concentraties van  $NH_4$  in de proefsloot

De oppervlakkige afspoeling van fosfaat is relatief gering gezien de lage concentraties in slootwater in de winter. Verschillen in berekende en gemeten waarden van ortho en totaal-fosfaat in het water van de sloot treden in de winter op (Figuur 32). Voor P-totaal is een variant berekend waarbij P verdwijnt door adsorptie en plantopname in de sloot (Tabel 4) en waarbij diffusie vanuit diepere lagen zorgt voor extra toevoer naar het bovenste grondwater. Een goede overeenkomst tussen gemeten en berekende waarden vereist in dat geval een reductie in de sloot van 0.75 kg/ha/jaar aan P.



Figuur 32 Gemeten en berekende concentraties van P in de proefsloot

## 6.7. Toevoer en afvoer van stoffen voor bodem en sloten

Tabel 4 geeft aan dat de belasting met stikstof van het grondwater en daaruit van de sloot, voor circa 1.65 kg/ha/jaar uit bemesting en atmosferische depositie komt en voor 16 kg/ha/jaar uit de afbraak van veen. Het aandeel van de bemesting aan de belasting met stikstof van het slootwater is volgens Tabel 4 gelijk aan  $1.65 \text{ gedeeld door } 17.6 = 9\%$  en dat van de afbraak van de vaste bodem aan 91%. De bijdrage van bemesting in de toevoer van N naar de sloten is nog kleiner als rekening wordt gehouden met de toevoer door diffusie vanuit diepere lagen (7.5 kg/ha/jaar). De invloed van bemesting op het totaal zou echter toe kunnen nemen bij een groter aandeel van de bemesting in de uitspoeling, als de toplaag meer zandig dan kleilig van aard is. Het aandeel van de bemesting in de naar de sloot afgevoerde hoeveelheid stikstof zal waarschijnlijk niet meer dan 20% zijn.

Voor sulfaat komt 240 kg/ha/jaar uit de afbraak van vast bodemmateriaal en 108 kg/ha/jaar uit bemesting en atmosferische depositie. Dit houdt in dat 31% van het SO<sub>4</sub> afkomstig is van bemesting plus atmosferische depositie en 69% uit de bodem. De verhouding voor fosfaat van de bijdragen uit bemesting plus depositie en mineralisatie is geschat door aan te nemen dat bemesting en depositie concentraties van gemiddeld 0.1 mg/l (als P, bij een belasting van 0.2 kg/ha/jaar) opleveren in het grondwater. Voor totaal-P volgt in dat geval dat 0.2 gedeeld door 0.9 = 22% afkomstig is uit de belasting aan maaiveld en 78% uit de afbraak van veen in de bodem. Hierbij is de toevoer door diffusie verwaarloosd, als die wel wordt meegeteld, bedraagt de bijdrage door bemesting slechts circa 10%. Een bijdrage van de bemesting van 10 tot 20% aan de totaal afgevoerde fosfor lijkt een redelijke schatting voor de Vlietpolder

Uit Tabel 4 volgt dat van de  $(0.125+1.5+16+7.5)= 25.1$  kg/ha/jaar aangevoerde N-totaal er 9.5 kg/jaar per ha landoppervlak verdwijnt door processen in de sloot, zijnde 38% van de aanvoer. De afname bedraagt circa 10 g per m<sup>2</sup> slootoppervlak (perceel 50m en sloot 5m breed). Verder is aangehouden dat de hoeveelheid P die volgens Tabel 4 uit het slootwater verdwijnt niet snel opnieuw beschikbaar komt. Bij benadering zal  $0.75/(0.2+0.9+1.4) = 30\%$  van de uit de bodem toegevoerde P verdwijnen uit het slootwater als gevolg van processen in de sloot. De afname van opgelost P bedraagt circa 1 g per m<sup>2</sup> slootoppervlak.

Tabel 4 Aangehouden belastingen van slootwater, alle waarden in kg/ha/jaar (op het land)

	<b>Atm.dep. Depositie constant</b>	<b>Bemesting april + oct.</b>	<b>afbr. veen sulfideoxidatie sept/oct/nov</b>	<b>diffusie (~h)</b>	<b>processen in sloot ~sinus(t)</b>
Cl	24	30 + 30	--	150	
NH <sub>4</sub> (als N)	--	-- --	3*0.1	--	--
NH <sub>4</sub> variant	--	-- --	3*0.1	4.5	-4
N-tot:	0.125	0.75 + 0.75	3*5.3	--	--
N-tot: variant	0.125	0.75 + 0.75	3*5.3	7.5	-9.5
Ortho-P	0.2	-- --	3*0.3	--	--
P-tot variant	0.2	-- --	3*0.3	1.4	-0.75
SO <sub>4</sub>	48	30 + 30	3*80	-50	--

Bij de vergelijking van gemeten en berekende concentraties in het slootwater in Figuur 28 tot en met Figuur 32 is geen rekening gehouden met de mogelijke inlaat van boezemwater in in mei, juni, juli en augustus. De inlaat vormt een relatief kleine post op de waterbalans van de polder met concentraties vergelijkbaar met die in het polderwater en die daarvan moeilijk zijn te onderscheiden. Eveneens is geen rekening gehouden met verdamping van open water vanuit de brede sloten, waardoor de concentraties (relatief licht) kunnen toenemen. Daarnaast zijn echter ook een aantal andere schattingen onzeker. De getallen in Tabel 4 vormen eerder indicaties dan absolute waarden van de belasting van het slootwater in de Vlietpolder en datzelfde geldt uiteraard voor de daarvan afgeleide verhoudingsgetallen.

## 7. DISCUSSIE EN CONCLUSIES

De toplaag van de bodem in de Vlietpolder, met een dikte van enkele decimeters, bevat enig veen en bestaat verder vooral uit moerige zavel. Daaronder ligt een twee tot drie meter dikke laag riet-, bos- en zeggeveen (Hollandveen) op kleilagen (mariene Afzettingen van Calais), die hun basis op circa NAP-10 m hebben. Daaronder ligt een laag basisveen, die ongeveer een meter dik is en slecht doorlatend. Daar weer onder begint het Pleistocene zand.

De vorming van het Hollandveen is waarschijnlijk onderbroken door een periode waarin fluviaatiele en mariene sedimenten werden afgezet (de huidige toplaag). Daarop is weer veen gevormd dat grotendeels is verdwenen na en door de ontginning. Het stagnerende grondwater in de diepere lagen heeft nog steeds verhoogde concentraties van opgeloste stoffen, die door diffusie en dispersie worden afgegeven naar aangrenzende lagen. Hiermee hangt samen dat:

- De concentraties van vooral Cl in het bovenste grondwater en in de sloten zijn verhoogd door diffusie uit diepere lagen.
- Tijdens de afzetting van de mariene zavel op eerder gevormde veenlagen zijn sulfiden gevormd op de overgang. Deze oxideren door beluchting bij de huidige ontwatering, waardoor sulfaat in oplossing gaat. Afbraak van veen levert daarnaast N en P op.

*Conclusie: De geologische opbouw van de bodem heeft grote invloed op de afvoer en de samenstelling van het drainagewater.*

De stijghoogten in de Pleistocene zandpakketten onder de Vlietpolder zijn lager dan het polderpeil. De verticale stroming is gering (circa 25 mm/jaar) door de hydraulische weerstand van de Holocene lagen (vooral het basisveen). De verticale stroming was vrijwel nihil (circa 2 mm/jaar) voor de ontginning vanaf circa AD 1200. Uit het onderzoek volgt dat de afvoer van het neerslagoverschot naar de sloten stroomt door een laag met een dikte van circa 2m.

*Conclusie: De afvoer van het neerslagoverschot vindt vrijwel volledig plaats door een laag die een dikte heeft van ongeveer 2 m. Met dit gegeven kan de verdeling van de reistijden in de bodem van het naar de sloten stromende water worden bepaald.*

Het verloop in concentraties van het grondwater en het slootwater volgen uit de belasting indien de maand als tijdstap voor berekening wordt aangehouden. Concentraties in sloten variëren als functie van de bronnen. Er is bijvoorbeeld verschil tussen Cl en SO<sub>4</sub>, doordat Cl vooral afkomstig is van opwaartse diffusie en SO<sub>4</sub> van de oxidatie van sulfiden uit de toplaag van het veen. SO<sub>4</sub> diffundeert vervolgens naar diepere lagen met lage concentraties.

*Conclusie: Seizoenseffecten in de kwaliteit van het slootwater hangen samen met de relatief korte reistijden van het water in de bodem en de tijdstippen waarop de bronnen van de belasting van het grondwater met diverse stoffen aangrijpen.*

Een belangrijke vraag is welke delen van de concentraties in het afgevoerde water van de Vlietpolder afkomstig zijn van bemesting en welke delen van bronnen in de bodem. Het is waarschijnlijk dat veen afbreekt in de toplaag of eronder, zodat stikstof en fosfaat in oplossing gaan, met name in de zomer als het veen aan bodemlucht wordt blootgesteld. De

belasting door diffusie vanuit diepere lagen kan worden geschat op basis van verschillen in concentraties. Een vergelijking tussen gemeten en berekende waarden voor totaal-N in het slootwater levert op dat de verhouding tussen de effecten van bemesting en van afbraak van veen, zodanig is dat circa 10 tot 20% uit bemesting komt en dus 80 tot 90% uit de afbraak van veen. Een redelijke benadering voor fosfaat is om een concentratie van 0.1 mg/l aan te houden als de uitsluitend door externe belasting veroorzaakte (natuurlijke) waarde. De verhouding tussen bemesting en bodembijdrage wordt daarmee circa 10 (met een bijdrage van diffusie uit diepe lagen) tot 20% (zonder diffusie) uit bemesting en 80 tot 90% uit de bodem. Voor sulfaat volgt uit Tabel 4 dat circa 30% afkomstig is van bemesting plus depositie en 70% uit de bodem vooral als gevolg van een oxidatie van sulfiden.

*Conclusie: De kwaliteit van het slootwater heeft invloed ondervonden van bemesting en van mineralisatie van de bodem. Het aandeel van bemesting in de slootafvoer is ruwweg 10 tot 20% voor N en P en ongeveer 30% voor  $SO_4$ .*

Afbraak, neerslag en plantopname in de sloot nemen een deel van de in het water opgeloste N en P uit de proefsloot weg. Een schatting is dat het circa 40% van de toegevoerde N en 30% van de toegevoerde P betreft. In deze schattingen zit echter een grote onzekerheid.

*Conclusie: Afbraak, neerslag en plantopname reduceren de vanuit de bodem toegevoerde concentraties van N en P in de proefsloot met ruwweg 30 tot 40%.*

De concentraties van veel stoffen in het bovenste grondwater zijn betrekkelijk laag, maar ze nemen relatief snel toe naar de diepte door afbraak van veen en diffusie van stoffen uit diepere lagen. Het gedifferentieerde beeld uit de MLS blijkt niet uit de enkelvoudige waarden die met behulp van relatief lange filters in tijdelijke buizen zijn bepaald.

*Conclusie: De bemonstering met relatief lange filters geeft een vertekend beeld van de samenstelling van het grondwater in de toplaag van de bodem.*

Uit het onderzoek in de Vlietpolder volgen conclusies die van algemene betekenis zijn voor het natuurlijke milieu van vergelijkbare gebieden (het veenweidegebied). De invloed van de afbraak van veen blijkt van grote betekenis te zijn voor de concentraties van nutriënten in het slootwater evenals de diffusie vanuit diepere lagen in de bodem. Beide processen hebben een vele malen grotere invloed dan bemesting en atmosferische depositie. Tevens is gebleken dat slootplanten een groot deel van deze nutriënten wegnemen. Voor veenweidegebieden geldt:

*Conclusie: Om de eutrofiëring van slootwater te beperken is het belangrijk om de afbraak van veen tegen te gaan door waterhuishoudkundige maatregelen.*

Bovenstaande conclusies over de processen in bodem en sloot zijn behept met onzekerheden. Omdat meetgegevens deels ontbreken, bijvoorbeeld over diffusie en plantopname in de sloot, zijn de hier gegeven inschattingen gebaseerd op relatief schaarse literatuur en de vergelijking van de wel beschikbare meetgegevens en daarbij passende modelinterpretaties.

**LITERATUUR**

- Bakker H. de (1982), Soils and their geography, *in: Proceedings symposium on peat lands below sea level, ed. by De Bakker and Van den Berg*, ILRI publ.30, Wageningen
- Beek C.L. van (2004), G.A.P.H. van den Eertwegh, F.H. van Schaik, G.L. Velthof, O.Oenenma, The contribution of dairy farming on peat soil on N and P loading of surface water
- Boumans L.J.M., C.R. Meinardi and G.J.W. Krajenbrink (1989), Nitraatgehalte en kwaliteit van het grondwater onder grasland in de zandgebieden, RIVM report 728472013, in Dutch
- Brenninkmeijer C.A.M. (1983), Deuterium, Oxygen-18 and Carbo-13 in tree rings and peat deposits in relation to climate, Thesis, Rijksuniversiteit Groningen
- Fraters B (2003), Kwaliteit van het bovenste grondwater in de Vlietpolder vergeleken met die bij landbouwbedrijven in de veengebieden, concept RIVM rapport
- Grift B. van der (2003), Samenstelling grondwater Vlietpolder, concept NITG-TNO rapport
- Hendriks R.F.A. (1993), Nutriëntenbelasting van oppervlaktewater in veenweidegebieden, Rapport 251, DLO-Staring Centrum, Wageningen
- ICW (1976), Hydrologie en waterkwaliteit van Midden West-Nederland, Regionale Studies no.9, Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen
- Kolenbrander G.J. (1981), The leaching of nitrate in agriculture, *in: J.C. Brogan (ed.), Nitrogen losses and surface runoff*, Nijhof/Junk, The Hague
- Krajenbrink G.J.W, L.J.M Boumans en C.R. Meinardi (1989), Hydrochemical processes in the top layer of groundwater under pasture land, Academic Press, London, p317-333
- Leenders W.H. (1999), Een bodemkundige-hydrologische inventarisatie van de Vlietpolder, Rapport 693, Staring Centrum Wageningen
- Linden H. van der (1982), History of the reclamation of the western fenlands and of the organisation to keep them drained, *in: Proceedings symposium on peat lands below sea level, ed. by De Bakker and Van den Berg*, ILRI publ.30, Wageningen
- Meene E.A. van de, M. van Meerkerk en J. van der Staay (1988), Toelichtingen bij de Geologische Kaart van Nederland, Utrecht-Oost (310), Rijks Geologische Dienst
- Meinardi C.R. (1994), Groundwater recharge and travel times in the sandy regions of the Netherlands, RIVM-rapport no.715501004
- Meinardi C.R. en C.G.J. Schotten (1998), Grondwateraanvulling en oppervlakkige afvoer in Nederland; De afwatering van veengebieden, *Stromingen*, jrg.4 nr3, p27-41
- Mook W.G. (1989), Principles of isotope hydrology, Introductory course on Isotope Hydrology, Dep. of Hydrogeology and Geographical Hydrology, VU Amsterdam.
- Rijnland (2003), Veenweideproject: Stofstromen van en naar het oppervlaktewater in de Vlietpolder, Hoogheemraadschap Rijnland, Leiden
- RIVM, KNMI (diverse jaren), Netherlands Precipitation Chemistry Network, Monitoring Results, onder andere RIVM rapport 228703012
- Zagwijn W.H. (1975), Indeling van het Kwartair op grond van veranderingen in vegetatie en klimaat, *in: Toelichtingen bij geologische overzichtskaarten van Nederland, Rijks Geologische Dienst, Haarlem*