



Ministerie van Verkeer en Waterstaat

Directoraat-Generaal Rijkswaterstaat

RIZA Rijksinstituut voor Integraal Zoetwaterbeheer en Afvalwaterbehandeling

Peilbeheer en nutriënten

Literatuurstudie naar de effecten van peildynamiek
op de nutriëntenhuishouding van watersystemen

RIZA rapport 2000.012

ISBN 9036953065

Auteurs: Linda D. Wienk, Jos T.A. Verhoeven,
Hugo Coops en Rob Portielje

RIZA

Lelystad, maart 2000

Universiteit Utrecht



Inhoudsopgave

.....

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | Inleiding | 5 |
| 2 | Biogeochemische processen in watersystemen | 7 |
| 2.1 | Inleiding | 7 |
| 2.2 | Input en output | 7 |
| 2.2.1 | Waterbalans | 7 |
| 2.2.2 | Nutriëntenbalans | 8 |
| 2.3 | Interne processen | 9 |
| 2.3.1 | Aërobie en anaërobie | 9 |
| 2.3.2 | Sedimentatie en erosie in watersystemen | 10 |
| 2.3.3 | Nutriëntenkringlopen | 11 |
| 2.3.3.1 | Koolstof | 12 |
| 2.3.3.2 | Stikstof | 17 |
| 2.3.3.3 | Fosfor | 23 |
| 2.3.3.4 | Zwavel | 26 |
| 2.3.3.5 | Ijzer | 29 |
| 2.3.3.6 | Mangaan | 31 |
| 3 | Effecten van overstroming en droogvallen | 33 |
| 3.1 | Een droog gebied wordt overstroomd | 33 |
| 3.1.1 | Gevolgen van overstromen voor biogeochemische processen | 35 |
| 3.1.2 | Gevolgen van overstromen voor de moerasvegetatie | 37 |
| 3.1.3 | Gevolgen van overstromen voor de koolstofaccumulatie | 38 |
| 3.1.4 | Gevolgen van overstromen voor de gasemissie | 38 |
| 3.2 | Een overstroomd gebied valt droog | 39 |
| 3.2.1 | Gevolgen van overstromen voor biogeochemische processen | 40 |
| 3.2.2 | Gevolgen van overstromen voor de moerasvegetatie | 41 |
| 3.2.3 | Gevolgen van overstromen voor de koolstofaccumulatie | 41 |
| 3.2.4 | Gevolgen van overstromen voor de gasemissie | 41 |
| 3.2.5 | Gevolgen van droogvallen voor de fysische bodemstructuur | 42 |
| 3.3 | Wisselend waterpeil | 42 |
| 3.3.1 | Effecten van wisselend peil op de nutriëntenhuishouding | 42 |
| 3.3.2 | Frequentie, duur en amplitudo van waterstandswisselingen | 44 |
| 4 | Waterpeilregimes | 47 |
| 4.1 | Getijdenbeweging | 47 |
| 4.2 | Rivierpeil | 48 |
| 4.3 | Natuurlijk meerpeil | 50 |
| 4.4 | Waterberging | 51 |
| 5 | Peilbeheer en nutriënten: conclusies en kennishiaten | 53 |
| | Literatuur | 57 |

1 Inleiding

Tegenwoordig wordt vaak gesproken over een ander peilbeheer in de Nederlandse watersystemen. De kwantitatieve waterhuishouding is momenteel onderwerp van verschillende verkennende studies, die allemaal aangeven dat veranderingen onontkoombaar zijn met het oog op veiligheid. Maar ook vanuit het oogpunt van ecologisch functioneren van watersystemen ('wetlands') is een ander peilregime gewenst. Of deze wensen met elkaar sporen, en wat de noodzaak tot verandering betekent voor de inrichting van ons land, wordt geleidelijk aan duidelijk. Hoewel van verschillende aspecten van het peilbeheer al veel bekend is, zijn er wat betreft de proceskennis nog wel de nodige witte vlekken. Deze literatuurstudie zet bestaande kennis over processen m.b.t. de nutriëntenhuishouding in relatie tot waterpeildynamiek op een rij.

In de loop van de tijd is een ontwikkeling opgetreden naar een steeds strakkere beheersing van peilen (tegenwoordig worden streefpeilen doorgaans met slechts enkele cm marge gehandhaafd), en het 'omdraaien' van het natuurlijke peilverloop. Ten behoeve van de landbouw is in de winter en het voorjaar het streefpeil in veel watersystemen laag, en in de zomer hoger. Voor een beter ecologisch perspectief wordt het omkeren van zo'n peilregime, danwel het vrijlaten van het peil binnen een bandbreedte, wenselijk geacht.

Daarnaast staat de huidige waterbeheersing onder druk vanwege in de toekomst voorziene toename van piek-wateraanvoer (toegenomen neerslag, grotere Rijn-afvoer), bodemdaling (in laagveengebieden door de ontwatering, in gaswinningsgebieden), zeespiegelstijging, en verdroging. Verkenningen als 'Ruimte voor de Rijntakken', 'Waterhuishouding in het Natte Hart' en 'Levende Berging' onderkennen dat hiervoor onconventionele oplossingen moeten worden gevonden. Het bieden van ruimte aan het water, door beddingverruiming in de rivieren, bergingsgebieden en bufferingsgebieden, lijkt de beste strategie te zijn om de toekomstige waterhuishouding mee vorm te geven.

Het onderzoeksprogramma 'Waterpeildynamiek' van Rijkswaterstaat (RIZA, DWW en RIKZ) verbindt onderzoek naar ecologische effecten van natuurlijke waterpeilen aan de kansen die door veranderingen in de waterhuishouding geboden worden. Een belangrijk aandachtspunt daarbij zijn de effecten van waterstandsschommelingen op biogeochemische processen in watersystemen. De doelstelling van deze studie was daarom om relaties tussen peildynamiek en (kringloop)processen van koolstof, stikstof, fosfor en zwavel te beschrijven en de onzekerheden met betrekking tot effectvoorspelling aan te geven.

In hoofdstuk 2 worden de meest relevante biogeochemische processen gepresenteerd. In hoofdstuk 3 wordt vervolgens aangegeven wat de gevolgen zijn van overstroming en droogvallen op deze processen en welke gevolgen een wisselend waterpeil heeft op de nutriëntenhuishouding. Verschillende peilregimes worden vervolgens in hoofdstuk 4 uitgewerkt. In het laatste hoofdstuk zal worden ingegaan op de betekenis van deze literatuurstudie voor het beheer. Ook zullen de kennishiaten worden besproken.

2 Biogeochemische processen in een watersysteem

2.1 Inleiding

Bij het beschouwen van biogeochemische processen in een ecosysteem is het van belang om onderscheid te maken tussen de input/output-relaties, die het systeem verbinden met het omringende milieu, en de processen binnen het systeem. Een watersysteem is te verdelen in open water en oeverzones. Peilfluctuaties zullen de grootste invloed hebben op de processen in de oeverzones, daarom zullen in dit rapport met name de kringloopprocessen in deze oeverzone uitvoerig behandeld worden. Ook zal enige aandacht besteed worden aan de gevolgen van wisselend waterpeil voor het open water (b.v. sedimentatie).

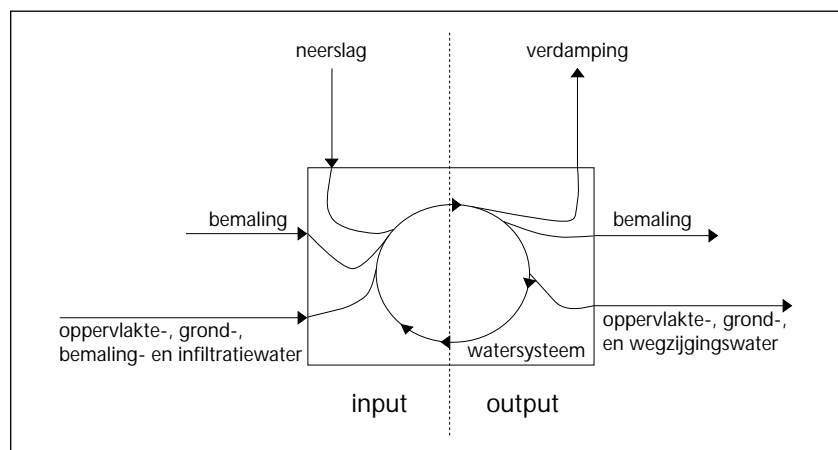
2.2 Input en output

Voor het opstellen van een stoffenbalans voor bijvoorbeeld koolstof of stikstof in een watersysteem, moet allereerst een volledige waterbalans worden samengesteld. Voorts moet nagegaan worden welke processen in de nutriëntenhuishouding van het ecosysteem leiden tot uitwisselingen van stoffen met de atmosfeer.

2.2.1 Waterbalans

De waterbalans is het totaal van input- en outputstromen van water van en naar het ecosysteem (fig. 1). Belangrijke inputs van water zijn neerslag, instromend oppervlakte-water (b.v. via overstroming) en opwellend grondwater (kwel). In Nederland speelt het inpompen van water ook een grote rol. Water gaat het systeem weer uit via verdamping (direct van open water of via de vegetatie, ook wel evapotranspiratie genoemd), uitstromend oppervlaktewater, wegzijgend grondwater en via bemaling (Novitzki, 1978; Casparie, 1984; Koreny *et al.*, 1999).

Figuur 1
Overzicht van input-output processen van de waterbalans binnen een watersysteem.



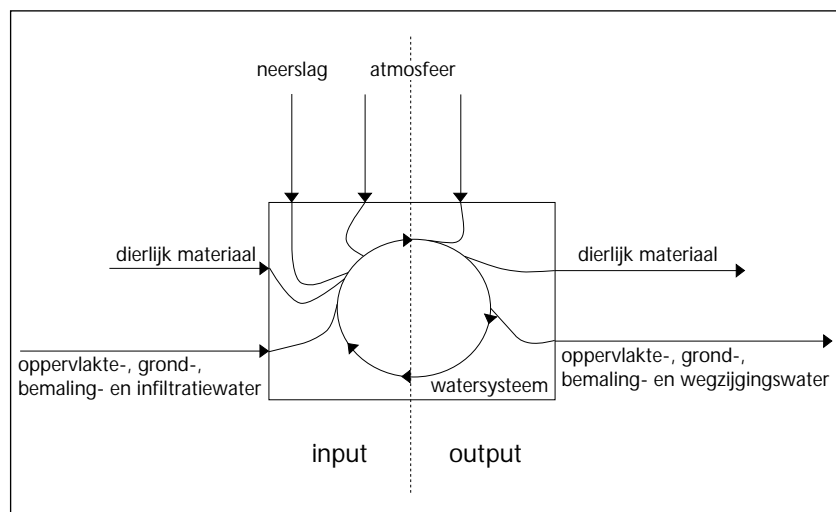
Het nettoverschil bepaalt of het waterpeil stijgt (input > output) dan wel daalt (input < output). De morfologie van een watersysteem bepaalt de grootte van het oppervlak dat beïnvloed wordt door de peilwisseling. Wanneer het water 1 meter stijgt in een watersysteem met flauwe taluds, zal er een veel groter gebied overstromen dan bij een watersysteem met steile oevers (Brocades Zaalberg, 1989). Door wisselingen in waterpeil ontstaat een overgangszone van nat naar droog. In oevers met flauwe taluds is deze overgangszone bij gelijke waterpeilwisselingen groter dan in oevers met steile hellingen. Het ontstaan van een overgangszone heeft ook tot gevolg dat er een ruimtelijke gradiënt in chemische samenstelling van het water kan ontstaan.

Het water dat in een gebied wordt ingelaten mengt niet uniform met het reeds aanwezige water. In gecompartmenteerde watersystemen blijkt ingelaten water het aanwezige water met name te vervangen in het voorste compartiment. Ingelaten water bereikt de verst gelegen gebieden zelden. Effecten van inlaat van gebiedvreemd water hangen daarom af van de afstand tot de inlaat: er is een afnemende invloed met toenemende afstand tot de inlaat vanwege de geringe menging. De kwaliteitsverandering hangt ook af van de verblijftijd van het water in het systeem, en de balans tussen in- en uitlaat. Wanneer de uitlaat van water in een ander deel van het systeem plaatsvindt dan de inlaat, dan zal het water een groter areaal bereiken dan wanneer inlaat en uitlaat vlak bij elkaar liggen (Gilbert *et al.*, 1999).

2.2.2 Nutriëntenbalans

De nutriëntenbalans omvat de totale instroom van nutriënten (input) verminderd met de totale uitstroom van nutriënten (output) (fig. 2). Het nettoverschil geeft aan of in een systeem nutriënten ophopen dan wel verdwijnen. Nutriënten worden aan- en afgevoerd via de waterstromen (neerslag, oppervlakte-, grond- en kwelwater. Uitwisseling met de atmosfeer kan ook een belangrijke rol spelen. Nutriënten kunnen uit de atmosfeer het systeem binnenkomen via b.v. fotosynthese en stikstoffixatie, of in de atmosfeer verdwijnen via b.v. respiratie, denitrificatie en andere gasemissies. Verder kunnen dieren nutriënten binnenbrengen via uitwerpselen en afgestorven organisch materiaal en afvoeren door begrazing.

Figuur 2
Overzicht input-output processen van de nutriëntenbalans binnen een watersysteem.



Het nettoverschil tussen input en output bepaalt of het systeem nutriëntrijker (input>output) wordt of juist nutriëntenarmer (input<output). Het waterpeil heeft grote invloed op processen binnen het systeem, dus fluctuaties in waterpeil beïnvloeden de nutriëntenbalans sterk. Verschuivingen in de nutriëntenbalans veroorzaken op hun beurt weer veranderingen binnen het systeem. Wanneer het systeem geëutrofeerd wordt (input>output), veroorzaakt dit verschuivingen in bijvoorbeeld de soortensamenstelling, de chemische samenstelling van dood organisch materiaal en in de snelheden van de dominerende biogeochemische processen. De retentietijd van het water beïnvloedt de mate waarin de samenstelling van het water verandert. Bij een lange retentie zijn de veranderingen groter dan wanneer het water zeer kort in het systeem verblijft (Van Oorschot, 1996; Scheffer, 1998; Meuleman, 1999).

Het verschil in kwaliteit tussen instromend en uitstromend water wordt in grote mate bepaald door interne processen in het watersysteem. Processen als sedimentatie en erosie, adsorptie en desorptie, en uitwisselingen met de atmosfeer veranderen de concentraties gedurende de passage door het systeem en daarmee uiteindelijk ook de uitstroom van nutriënten. Deze processen worden op hun beurt weer beïnvloed door de waterkwaliteit, de waterdiepte en door peilfluctuaties. Zo kan instromend water met relatief hoge concentraties macro-ionen (zoals sulfaat, chloride en natrium) desorptie van met name fosfor veroorzaken (interne eutrofiëring, Meuleman, 1999). Verder neemt in ondiepe watersystemen de erosie bij verlaging van het waterpeil toe. De mate van deze toename is afhankelijk van het areaal van het watersysteem en de aanwezigheid van waterplanten (Scheffer, 1998). In het volgende deel van dit hoofdstuk wordt hier dieper op ingegaan.

Veranderingen in de waterbalans brengen verschuivingen in de nutriëntenbalans teweeg. De verhouding van inlaat van ionenrijk grondwater, ionenrijk oppervlaktewater en ionenarme neerslag, bepaalt de chemische samenstelling van het instromende water (Koerselman, 1989). Wanneer deze verhouding verandert, kan dit grote gevolgen hebben voor de verschillende stoffenbalansen.

2.3 Interne processen

2.3.1 Aërobie en anaërobie

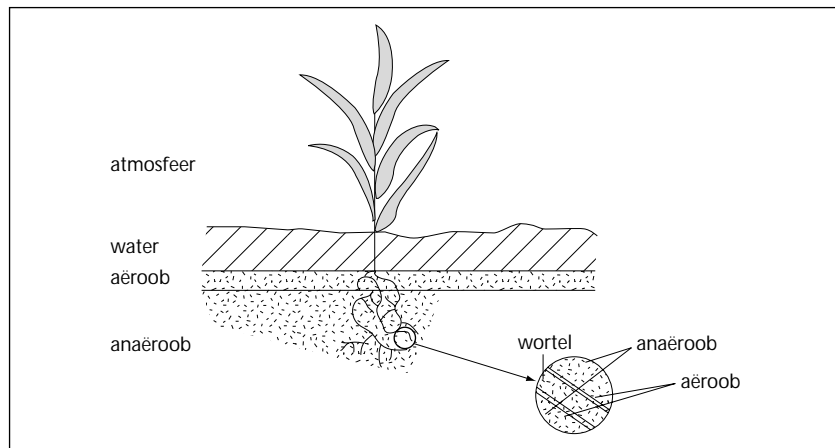
Eén van de belangrijkste effecten van wisselend waterpeil is dat de bodem van de oevers van een watersysteem geheel of gedeeltelijk overstromt en droogvalt. Het belangrijkste effect hiervan op de bodem zelf is het veranderende zuurstofgehalte. De diffusie van zuurstof is in water veel langzamer dan in lucht. De zuurstofconsumptie is in overstroomde bodems veelal dan ook hoger dan de zuurstofaanvoer, waardoor een overstroomde bodem zo goed als zuurstofloos wordt. Een zuurstofloze bodem kan worden aangeduid als zijnde anoxisch dan wel anaëroob. Anoxisch houdt in dat zuurstof zo goed als verdwenen is, maar dat er nog wel nitraat aanwezig is. Anaëroob houdt in dat zowel zuurstof als nitraat uit de bodem verdwenen is. In dit rapport zal een zuurstofloze bodem, ongeacht of er nog nitraat aanwezig is of niet, aangeduid worden met anaëroob. Het sterker anaëroob dan wel aëroob worden van een bodem heeft met name gevolgen voor de *redoxprocessen* in die bodem die een centrale rol spelen binnen alle nutriëntenkringlopen.

Een overstroomde bodem wordt vaak volledig anoxisch met uitzondering van het bovenste laagje van de bodem (enkele mm tot enkele cm in dikte) dat oxisch blijft (fig. 3). De dikte van dit laagje hangt af van de snelheid waarmee zuurstof verdwijnt (b.v. door microbiologische activiteit) en wordt

aangevoerd (b.v. door fotosynthese, diffusie en golfslag). De snelheid waarmee zuurstof vernieuwd wordt, hangt weer nauw samen met de waterstand. Bij grote waterdiepte zal het oxische laagje nauwelijks aanwezig zijn, terwijl bij ondiep water dit laagje enkele centimeters dik kan zijn. De directe omgeving van de rhizosfeer in overstromde bodems is vaak ook oxisch of aëroob. Planten oxideren hun wortelomgeving om de toxische effecten van anaërobe processen te voorkomen. De mate van zuurstofafgifte in de rhizosfeer is afhankelijk van de plantensoort (niet elke plant is in staat om de rhizosfeer te oxideren), de fotosynthesesnelheid (hoe hoger de fotosynthese, des te hoger de zuurstofafgifte) en het seizoen (in de winter wordt de bodem nauwelijks geoxideerd) (Patrick Jr. & Tusneem, 1972; Gambrell & Patrick Jr., 1978; Reddy *et al.*, 1980; Scheffer, 1998). In een drooggevallen bodem kan ook onderscheid gemaakt worden tussen een aërobe en anaërobe laag. Deze aërobe laag is echter veel dikker in een drooggevallen bodem dan in overstromde bodems.

Figuur 3

Een overstromde waterbodem heeft veelal een dunne aërobe toplaag en daaronder een anaërobe bodemlaag. Vlak rond de wortels bevinden zich steile redoxgradiënten doordat zuurstof vanuit de plantenwortels de bodem binnendringt.



De gelaagdheid heeft tot gevolg dat in een systeem zowel aërobe als anaërobe processen plaats kunnen vinden. Kringloopprocessen onder anaërobe omstandigheden verschillen sterk van de kringloopprocessen onder aërobe omstandigheden. Dit wordt onder andere veroorzaakt doordat onder anaërobe omstandigheden de redoxpotentiaal daalt doordat andere elementen dan zuurstof worden gebruikt bij de afbraak (Gambrell & Patrick Jr, 1978; Mitsch & Gosselink, 1993).

2.3.2 Sedimentatie en erosie in watersystemen

sedimentatie

resuspensie

Onder sedimentatie wordt het proces van bezinken van organische en anorganische deeltjes verstaan, waardoor sediment wordt afgezet. Het type sediment is van belang bij de kringlopen in het systeem vanwege de nutriëntenadsorberende eigenschappen (King, 1985). Bij resuspensie (of erosie) komen deze deeltjes weer in de waterkolom terecht. In meren stelt zich een evenwicht in tussen deze beide processen. Waar dit evenwicht zich bevindt, hangt af van de diepte en de grootte van het systeem, de windsnelheid, de morfologie van het systeem, en de aanwezigheid van vegetatie en vissen. Hierbij geldt als vuistregel dat resuspensie plaatsvindt wanneer de golven als het ware het bodemoppervlak raken. Dit is het geval wanneer de golflengte twee keer zolang is als de waterdiepte. Bij afnemende diepte of toenemende lengte of oppervlakte van een meer treedt resuspensie bij een steeds lagere windsnelheid op. In een ondiep, groot meer vindt er netto resuspensie plaats, terwijl in een diep, klein meer er netto sedimentatie plaatsvindt (Scheffer, 1998).

effecten van golfslag

De effecten van golfslag hangen af van de morfologie van het meer. Vaak vindt er in de ondiepe gebieden resuspensie plaats. Het geresuspendeerde materiaal dat in de diepere delen terechtkomt, zakt naar beneden omdat daar vooral sedimentatie en zelden resuspensie plaatsvindt. Het resultaat is dat in de ondiepe gedeelten alleen grof materiaal ligt, en in de diepe delen een laag fijn materiaal. Een meer met een relatief klein ondiep gedeelte en een groot diep gedeelte zal niet sterk onder invloed staan van resuspensie, omdat zich er na verloop van tijd nauwelijks resuspendeerbaar materiaal in de ondiepe delen bevindt. Sedimentatie van deeltjes overheerst in dergelijke watersystemen. In een ondiep meer is er geen sink die al het fijne materiaal invangt waardoor er door golfslag altijd weer materiaal in de waterkolom terechtkomt (Spence, 1967; Scheffer, 1998).

vissen

Niet alleen golven, maar ook vissen kunnen resuspensie veroorzaken. Vissen, met name benthivore vissen als de brasem, woelen bezonken sedimenten op bij het zoeken naar voedsel. De mate van resuspensie ten gevolge van benthivore vissen is recht evenredig met de aanwezige benthivore visbiomassa in het meer. Wegvangen van deze vis resulteert vaak direct in een helder meer (Scheffer, 1998). Veranderingen in peil kunnen veranderingen in vispopulaties veroorzaken. Wanneer oevers in de lente overstroomd worden, kunnen deze als paaigebied voor snoeken fungeren. Snoeken zijn predatoren van brasems, zodat een toename in de snoekpopulatie leidt tot een afname in de brasempopulatie. Dit kan gepaard gaan met een vermindering van de resuspensie ten gevolge van de brasem. Aan de andere kant wordt door het overstromen van de oevers het foerageergebied voor dergelijke benthivore vissen vergroot en kan er meer resuspensie plaatsvinden.

vegetatie

De aanwezigheid van vegetatie vermindert de resuspensie die wordt veroorzaakt door de wind. Zowel ondergedoken waterplanten als emergente moerasplanten hebben dit effect in ondiepe meren. Er is gevonden dat hoe dichter de vegetatie van deze planten is, hoe helderder het water. Scheffer (1998) noemt als illustratief voorbeeld het Veluwemeer. In de ondiepe delen van het meer waar de bodem bedekt wordt met een *Chara*-vegetatie is het water helder. Het diepere deel is relatief troebel. De grens tussen het begroeide, heldere deel en het onbegroeide, troebele deel is zeer duidelijk te zien. Bij storm vermengt het water zich in het hele meer, maar binnen een dag zijn al de sedimenten bezonken en is het water in het ondiepe deel weer helder (Scheffer, 1998; Meijer *et al.* 2000).

Sedimentatie en resuspensie hebben grote invloed op de kringloopprocessen. Door resuspensie kunnen aan de bodemdeeltjes gebonden elementen weer vrijkomen en wordt de doordringing van licht in water, en dus de fotosynthese, belemmerd.

2.3.3 Nutriëntenkringlopen

watersystemen

Ecosystemen worden gekenmerkt door kringlopen, waarbij nutriënten opgenomen worden in organismen of opgeslagen worden in bodemvoorraden en vervolgens via chemische en/of biologische processen weer vrijkomen. Watersystemen hebben relatief open nutriëntenkringlopen (fig. 2), dat wil zeggen de input/output processen een grotere rol spelen dan in terrestrische systemen welke meer gesloten kringlopen hebben (weinig nutriëntenuitwisseling met omgeving) (Sánchez-Pérez *et al.*, 1993; Van de Kerk & Lijklema, 1995).

De kringlopen die in dit hoofdstuk behandeld worden zijn die van koolstof, stikstof, fosfor, zwavel, ijzer en mangaan. Deze kringlopen bepalen in grote mate de mate van beschikbaarheid van de nutriënten binnen het systeem. Wisselingen in het waterpeil hebben grote invloed op al deze kringlopen, omdat overstrooming dan wel droogvallen het zuurstofgehalte, de redox-potentiaal, de zuurgraad, de temperatuur en het vochtgehalte van de bovenste bodemlaag bepalen. In dit hoofdstuk zullen de kringlopen van de

genoemde elementen worden behandeld en zal worden aangegeven hoe deze worden beïnvloed door de met het waterpeil samenhangende bodemparameters. In het volgende hoofdstuk zal aandacht besteed worden aan de gevolgen van overstroming en droogvallen van de bodem.

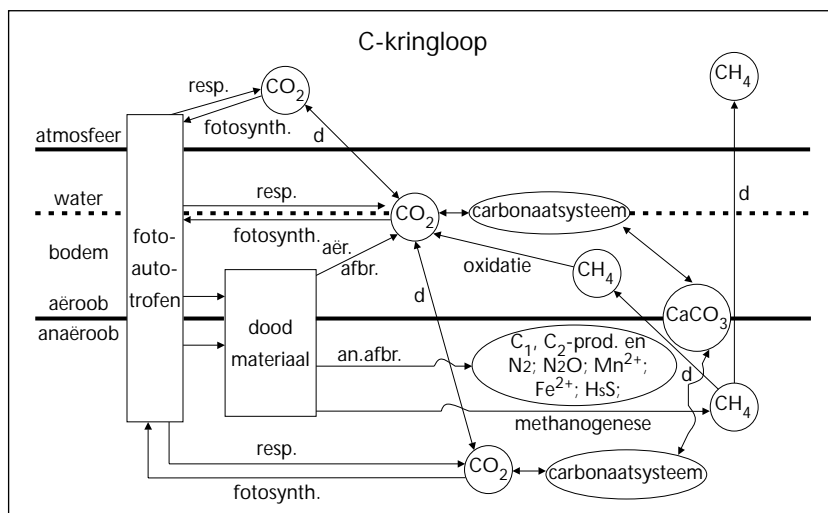
2.3.3.1 Koolstof

De koolstofkringloop speelt een cruciale rol bij de kringlopen van alle hierboven genoemde elementen omdat de afbraak van organische stof de koolstofverbindingen (energie) voor de microbiologische omzettingen levert. Organische stof wordt vaak geassocieerd met koolstof, doordat organische stof zich overeenkomstig koolstof gedraagt. De mate van afbraak van organisch materiaal (en dus van koolstof) bepaalt de recirculatie en daarmee de beschikbaarheid van de nutriënten. Bij de anaërobe afbraak worden kringlopen van andere elementen sterk beïnvloed omdat dan andere elementen dan zuurstof worden gebruikt. Koolstof komt in de bodem en in het water voor in organische vorm (bijvoorbeeld $(\text{CH}_2\text{O})_n$ -b.v. $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$, $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$) en in anorganische vorm (bijvoorbeeld H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} , CO_2). Grote voorraden van anorganische koolstof bevinden zich in de atmosfeer (kooldioxide) en in het water ((bi)carbonaten, kooldioxide). Organische koolstof wordt opgeslagen in levend en dood (planten- en dierlijk) materiaal. De belangrijkste processen binnen de C-kringloop zijn (fig. 4):

- fotosynthese en respiratie;
- aërobe en anaërobe afbraak;
- methanogenese;
- accumulatie van organisch materiaal;
- methylering van elementen;
- chemische evenwichtsprocessen van het carbonaatsysteem;
- calciëtvorming en
- uitwisseling met de atmosfeer.

Figuur 4

De koolstofkringloop (d = diffusie; an. afbr. = anaërobe afbraak; aër. afbr. = aërobe afbraak; resp. = respiratie; fotosynth. = fotosynthese).



fotosynthese

Fotoautotrofe organismen zoals planten en cyanobacteriën, zetten CO_2 met behulp van zonlicht om in organische C-verbindingen, waarbij zuurstof vrijkomt. Dit proces noemt men fotosynthese. Via dit proces komt een groot deel van de koolstofverbindingen het watersysteem binnen. Om te kunnen fotosynthetiseren moet het organisme chlorofyl bevatten. Eén van de belangrijkste bestanddelen van chlorofyl is ijzer. Een tekort aan ijzer veroorzaakt chlorose, waardoor de plant minder of niet kan fotosynthetiseren (Smolders *et al.*, 1997).

respiratie

De fotoautotrofe organismen verbranden een deel van deze koolstofverbindingen tot kooldioxide (CO₂) met zuurstof (afkomstig van de plant zelf of uit de bodem en lucht). De vrijgekomen ingebouwde energie wordt gebruikt bij de groei, het opnemen van nutriënten, etc. Dit proces noemt men respiratie (=ademhaling). CO₂ kan via de bladeren, maar ook via de wortels de plant verlaten. Levende fotoautotrofe organismen, en dan met name planten, leggen koolstof vast. Afgestorven delen zijn juist C-bronnen. De opslag van koolstof is dus slechts voor korte tijd, tenzij het organisch materiaal tot veen omgevormd wordt (Meuleman, 1999).

decompositie

Bij de aërobe afbraak of decompositie van dood organisch materiaal door micro-organismen worden C-verbindingen in aanwezigheid van zuurstof gerespireerd tot water, kooldioxide en energie (Mitsch & Gosselink, 1993). De afbraaksnelheid van organisch materiaal hangt af van de aanwezigheid van zuurstof, de zuurgraad, de bodemtemperatuur, het vochtgehalte, en de verhouding van koolstof tot nutriënten. In een veengrasland vindt bij 20°C de maximale afbraak b.v. plaats bij een pH van 5,8, C:N-ratio van 12 en een vochtgehalte van 50% (Best & Jacobs, 1997). De mate van afbreekbaarheid van organisch materiaal hangt verder af van de chemische samenstelling. Moeilijk afbreekbare verbindingen als lignine, fenolen en wasverbindingen vertragen de decompositie. Ook de verhouding koolstof:nutriënt (b.v. C:N en C:P-ratio) beïnvloedt de afbraaksnelheid. Micro-organismen hebben een bepaalde koolstof:nutriënten ratio nodig om organisch materiaal af te breken. Vaak is deze verhouding te hoog (naar verhouding te weinig nutriënten) in dood plantenmateriaal. Dit komt omdat er meestal retranslocatie heeft plaatsgevonden (verplaatsing van nutriënten van afstervende delen naar vitale delen) voordat de plant is afgestorven. De afbrekende organismen bouwen daarom aanvankelijk alle vrijkomende nutriënten in hun eigen biomassa in. Nutriënten worden ook uit de bodem of uit het water gehaald wanneer deze beschikbaar zijn. Dit proces wordt immobilisatie genoemd. Door het ontwijken van koolstof als CO₂ stijgen de relatieve nutriëntengehaltes tot het punt dat bij verdere afbraak zoveel nutriënten vrijkomen dat aan de behoeften van de micro-organismen voldaan wordt. Wanneer de gehalten boven dat punt komen, komen er netto nutriënten vrij in het milieu (mineralisatie) (Bak *et al.*, 1996; Van Oorschot, 1996). Het blijkt dat bij lage gehalten aan moeilijk afbreekbare verbindingen de afbraaksnelheid met name wordt bepaald door de relatieve koolstof:nutriënt-verhouding. Wanneer de gehalten aan moeilijk afbreekbare verbindingen erg hoog zijn, wordt de afbraaksnelheid met name hierdoor bepaald. Het spreekt voor zich dat tijdens de afbraak de relatieve gehalten aan moeilijk afbreekbare verbindingen toenemen. Uiteindelijk wordt er humus gevormd, dat zeer moeilijk afbreekbaar materiaal is (Bak *et al.*, 1996; Van Oorschot, 1996).

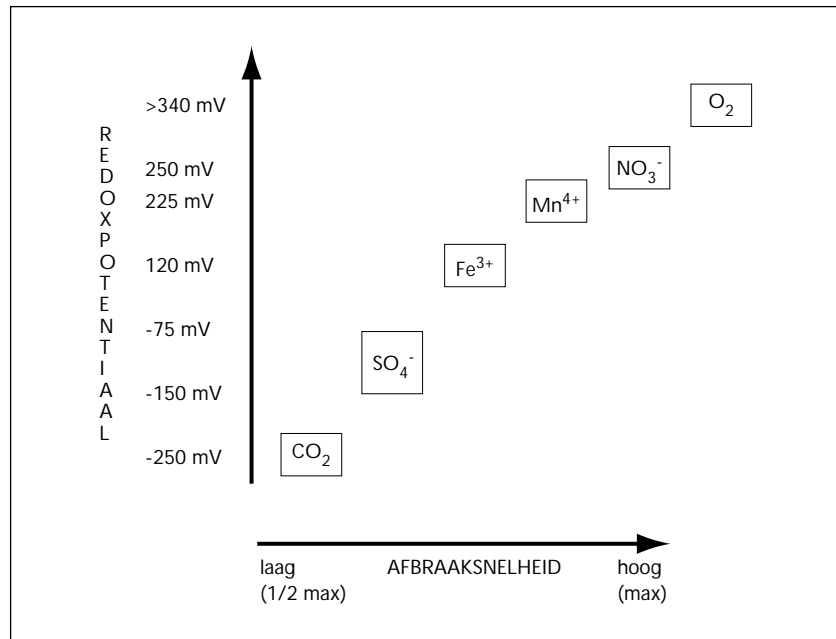
immobilisatie

anaërobe afbraak

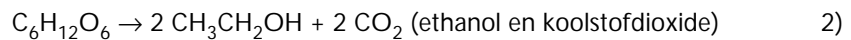
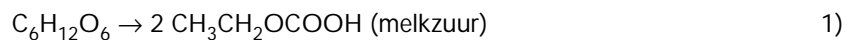
Bij afwezigheid van zuurstof vindt er anaërobe afbraak plaats. Omdat zuurstof niet als eind elektronen-acceptor kan fungeren, worden andere elektronen-acceptoren gebruikt. In volgorde van dalende redoxpotentiaal worden nitraat, mangaan (4+), ijzer (3+), sulfaat, en uiteindelijk koolstof (methanogenese, zie hieronder) gereduceerd tot respectievelijk stikstofgas en stikstofdioxide, Mn²⁺, Fe²⁺, sulfide en methaan (fig. 5). Hoewel theoretisch bij een bepaalde redoxpotentiaal slechts één van deze electronenacceptoren gebruikt wordt, vindt men in de natuur veelal verschillende van deze reacties tegelijkertijd plaatshebben. Dit is echter niet het geval bij methanogenese: deze begint pas als al het sulfaat is gereduceerd (Gambrell & Patrick, 1978). De afbraaksnelheid onder anaërobe omstandigheden ligt veel lager dan onder aërobe omstandigheden. Wanneer organisch materiaal met de minst efficiënte eind elektronen-acceptor (koolstof) wordt afgebro-

ken, dan is de afbreeksnelheid half zo snel als wanneer zuurstof gebruikt zou worden (Updegraff *et al.*, 1995).

Figuur 5
Bij verschillende redoxpotentialen worden verschillende elementen gereduceerd bij de afbraak.

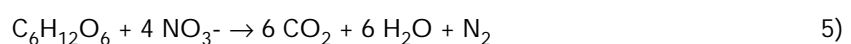
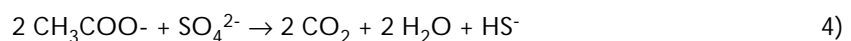
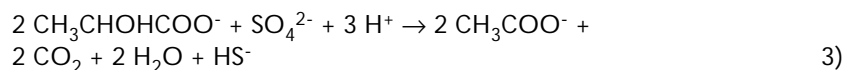


De anaërobe afbraak met anorganische elektronen-acceptoren wordt ook wel anaërobe respiratie genoemd. Zijn de eind elektronen-acceptoren organisch, dan spreekt men van gisting (Gambrell & Patrick Jr., 1978). Bij de anaërobe gisting van organisch materiaal komen verschillende kleine zuren en alcoholen vrij, bijvoorbeeld:



Anaërobe respiratie kan zowel door facultatieve als door obligate anaërobe reductanten uitgevoerd worden. De gevormde kleine organische moleculen kunnen weer als substraat dienen bij de sulfaatreductie (reactievergelijking 3 en 4), waarbij alleen kleine C-verbindingen afgebroken kunnen worden. Andere anaërobe afbraakprocessen zijn denitrificatie (reactievergelijking 5), ijzer- en mangaanreductie. Bij deze afbraak processen worden respectievelijk sulfaat, nitraat, ijzer (3+) en mangaan (4+) als eind elektronen-acceptor gebruikt (zie volgende paragrafen).

Voorbeelden van zulke reacties zijn:



Dit gisting-sulfaatreductie pad kan een grote rol spelen bij de oxidatie van organische koolstof naar CO_2 . Mitsch & Gosselink (1993) tonen een voorbeeld van een afbraakproces in een schor, waarbij 54% van de gevormde

methanogenese

CO₂ geproduceerd is via dit pad, terwijl 45% van de CO₂ gevormd is door aërobe respiratie.

Bij de anaërobe afbraak zijn onder verschillende omstandigheden verschillende micro-organismen actief. Uit een literatuuronderzoek van Van de Kerk & Lijklema (1995) blijkt, dat in neutraal of alkalien milieu met name bacteriën actief zijn bij de anaërobe afbraak, terwijl in een zuur milieu vooral schimmels actief zijn.

Het proces waarbij koolstof-verbindingen dienen als eind elektronen-acceptor wordt ook wel methanogenese genoemd. Dit proces vindt plaats onder zeer gereduceerde omstandigheden (Eh < - 250 mV; Gambrell & Patrick Jr., 1978; Mitsch & Gosselink, 1993), wanneer andere elektronen-acceptoren als nitraat en sulfaat niet meer beschikbaar zijn (fig. 5). CO₂ of andere kleine C-moleculen worden gereduceerd door bacteriën die deze C-verbindingen als een elektronen-acceptor gebruiken, waarbij methaan (CH₄) vrijkomt.

Voorbeelden van deze reacties zijn:

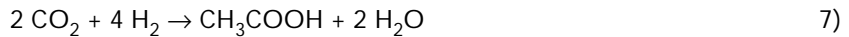


Bij verstoring van sedimenten ontwijkt methaan naar de atmosfeer. In zoetwatersystemen is de methaanproductie meestal hoger dan in schorren, omdat in deze watersystemen weinig sulfaat aanwezig is, zodat C-verbindingen als enige eind elektronen-acceptor overblijven. In zoetwatersystemen speelt de methanogenese dan ook een grote rol in de koolstofkringloop, terwijl in schorren de gisting-sulfaatreductie domineert (Mitsch & Gosselink, 1993; Grünfeld & Brix, 1999). Zoetwatersystemen met aanvoer van sulfaatrijk water nemen hierbij een tussenpositie in.

De mate van methaanproductie hangt onder meer af van de temperatuur, de hoeveelheid substraat, de lengte van de natte periode en de aanwezigheid van vegetatie. Bij een lage temperatuur verlopen de processen langzaam, en bij opwarming treedt een stijging in de methaanproductie op. Organische stof, en met name acetaat, vormt het substraat voor de methanogenese; de beschikbaarheid beïnvloedt de snelheid van het proces. Verder bepaalt de lengte van de natte periode de mate waarin de bodem gereduceerd wordt; aangezien methaanproductie alleen plaatsvindt bij zeer lage redoxpotentiaal, speelt dit een grote rol. Zuurstof remt de methaanemissie sterk, omdat zuurstof een efficiëntere eind elektronen-acceptor is dan koolstof, en methaan bovendien in aanwezigheid van zuurstof wordt geoxideerd. De aanwezigheid van vegetatie kan de methaanemissie zowel verhogen als verlagen. Planten verhogen de methaanemissie omdat ze een bron zijn van organisch materiaal en omdat planten methaan naar de atmosfeer kunnen transporteren via hun interne gastransportsystemen in de rhizomen en de stengels. Echter, methaanemissie kan ook worden verlaagd door planten doordat planten zuurstof in de bodem brengen waardoor methaan geoxideerd wordt en de redoxpotentiaal minder sterk verlaagd wordt (Mitsch & Gosselink, 1993; Grünfeld & Brix, 1999). In een onderzoek van Grünfeld & Brix (1999) wordt aangetoond dat de aanwezigheid van riet (*Phragmites australis*) de methanogenese en methaanemissie afzwakt. Zij vonden dat de methanogenese en de methaanemissie in aanwezigheid van vegetatie respectievelijk 27% en 34% minder zijn dan wanneer er geen vegetatie is. Ook toonden zij aan dat een groot deel van de methaanemissie via het interne gastransport van riet verloopt (64%). Verder geldt dat in drooggevalen bodems, de methanogenese en methaanemissie sterk verminderd zijn (Grünfeld & Brix, 1999).

Naast de micro-organismen die C-verbindingen als eind elektronen-acceptor

tor gebruiken en zo methaan vormen (methanogenen), zijn er ook micro-organismen die C-verbindingen omzetten in acetaat (acetogenen). De reactievergelijking ziet er als volgt uit:



Er is concurrentie tussen de groepen bacteriën om de substraten. De methanogenen en acetogenen zijn echter aan verschillende omstandigheden aangepast. Hoewel de methanogenen efficiënter zijn in het omzetten van substraat in energie, hebben de acetogenen een grotere tolerantie voor lage pH. Ook kunnen acetogenen relatief grotere substraten aan, waarbij acetaat gevormd wordt. Dit gevormde acetaat kan door de methanogenen verder gereduceerd worden tot methaan (Atlas & Bartha, 1998).

accumulatie

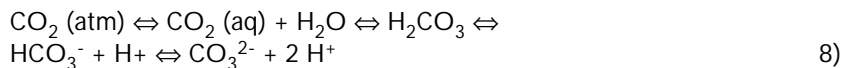
Organisch materiaal dat niet wordt afgebroken kan ophopen (accumulatie of veenvorming), met als gevolg dat de nutriënten niet vrijkomen (Van Oorschot, 1996). Veenvorming is met name daar van belang waar de afbraak stilligt of erg traag is. Dit is onder andere het geval bij lage temperaturen. Ook als het organisch materiaal veel moeilijk afbreekbare verbindingen bevat, zoals lignine, verloopt de decompositie erg traag. De afbreekbaarheid verschilt per organisme. Micro-organismen en ook algen zijn makkelijker afbreekbaar dan hogere planten, en waterplanten zijn meestal makkelijker afbreekbaar dan land- en oeverplanten (Van de Kerk & Lijklema, 1995). De anaërobe decompositie gaat minder efficiënt dan de aërobe decompositie en naarmate de redoxpotentiaal lager wordt, worden steeds minder efficiënte elektronen-acceptoren gebruikt. De afbraaksnelheid bereikt een minimum bij de methanogenese (fig. 5). Onder anaërobe omstandigheden verloopt de afbraak dan ook zeer traag, waardoor organisch materiaal kan accumuleren. Ook bij de aërobe afbraak kan organisch materiaal echter accumuleren wanneer de afbraak langzaam verloopt. Bij een lage pH vindt weinig tot geen afbraak plaats en de vorming van humuszuren bevordert dan ook de veenvorming (Gambrell & Patrick Jr., 1978; Swift *et al.*, 1979; Brock, 1988).

methylering

Microbiële reacties in sedimenten veroorzaken methylering van metalen. Een voorbeeld van zo'n reactie is de methylering van kwik (Hg^{2+}) waarbij methylkwik ($\text{CH}_3 \text{Hg}^+$) gevormd wordt. Sommige methylvormen van metaal zijn gasvormig, waardoor ze vervluchtigen naar de atmosfeer en intensiever gerecycled worden in de mondiale biogeochemische kringlopen (Lindqvist & Rodhe, 1985, uit: Schlesinger, 1991).

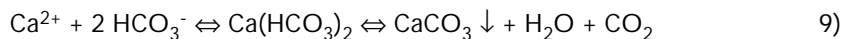
carbonaatsysteem

Het carbonaatsysteem (koolstofbuffering) heeft een bufferende werking op de zuurgraad, en het hangt van de pH af welke vorm domineert. De evenwichtsvergelijking ziet er als volgt uit:



Bij een lage pH (pH 4) is CO_2 de meest voorkomende vorm. CO_3^{2-} is nauwelijks aanwezig. Bij een meer neutrale pH (pH 8) domineert HCO_3^- , terwijl CO_2 en CO_3^{2-} nauwelijks aanwezig zijn. Bij een erg hoge pH (pH 10), domineert HCO_3^- nog steeds, is CO_2 nauwelijks aanwezig maar is het aandeel CO_3^{2-} een stuk hoger (Swift *et al.*, 1979). Bodemmineralen en "run off" zorgen voor de aanvoer van HCO_3^- en CO_3^{2-} (Mitsch & Gosselink, 1993). Kooldioxide kan met kalk neerslaan waardoor calciëet (CaCO_3) gevormd wordt. De vergelijking voor dit proces ziet er als volgt uit:

calciëet



$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ is erg goed oplosbaar in water, CaCO_3 echter zeer slecht. De

calcietvorming vindt vooral plaats in hoog-productieve, alkaliene meren, in periodes van hoge fotosynthetische activiteit waardoor CO_2 weggevangen wordt en het evenwicht rechts ligt (Schlesinger, 1991; Atlas & Bartha, 1998). Grondwater dat door kalkrijke sedimenten stroomt, wordt verrijkt met Ca^{2+} en HCO_3^- doordat calciethoudende bestanddelen in oplossing gaan. Als de Ca^{2+} -concentratie en de pH hoog zijn, dan zal zich weer calciet gaan vormen. Door deze secundaire afzetting wordt een buffercapaciteit in de bovenste lagen opgebouwd ten koste van de diepere lagen in het sediment (Kemmers & Jansen, 1987). Fosfaat kan aan calciet binden, waardoor een groot deel van het fosfaat verwijderd kan worden (zie hoofdstuk 2.2.2.3). Een andere minerale vorm van koolstof is dolomiet ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Men schat dat 99% van de koolstof op aarde is vastgelegd in carbonaatmineralen (Freeze & Cherry, 1979).

CO₂-uitwisseling

Kooldioxide uit de atmosfeer kan oplossen in water en opgelost kooldioxide kan weer vanuit het water de atmosfeer in gaan. Er stelt zich een evenwicht in binnen deze uitwisseling dat afhangt van de partiële druk in de atmosfeer (hoe hoger de druk hoe meer CO_2 in oplossing zal gaan) en van de concentratie in het water. De CO_2 -concentratie hangt af van de mate van respiratie en van het evenwicht in het carbonaatsysteem (Freeze & Cherry, 1979).

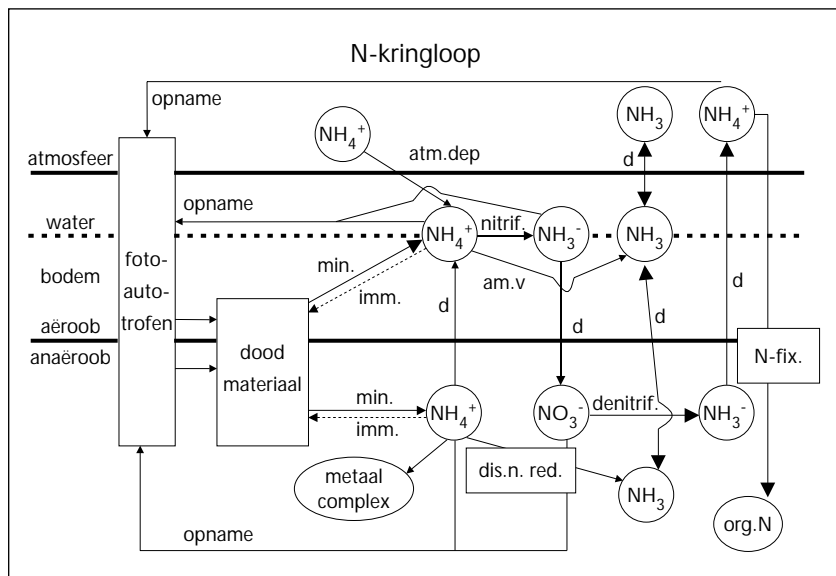
2.3.3.2 Stikstof

Stikstof is één van de belangrijkste nutriënten voor planten (fig. 6). Stikstof komt zowel in organische vorm voor, zoals aminozuren, eiwit, humus, als in anorganische vorm, zoals ammonium, nitraat, nitriet. Stikstofbronnen zijn onder meer neerslag, grond- en oppervlaktewater, instroom van (riool)water, bemesting, sedimenten, organisch materiaal en de atmosferische depositie en fixatie (Reddy & Patrick, 1984; Bowden, 1987). Stikstof ondergaat meerdere transformaties binnen een systeem. Als eerste worden mineralisatie en immobilisatie behandeld, gevolgd door NH_3 -vervluchtiging, nitrificatie, dissimilatieve nitraatreductie en denitrificatie, de stikstofbinding, effect van vegetatie, en adsorptie.

mineralisatie

Onder ammonificatie (ook wel mineralisatie) wordt de biologische omzetting van organische stikstof naar ammonium (NH_4^+) verstaan (Bowden, 1987). De snelheid waarmee mineralisatie plaatsvindt hangt af van de afbraaksnelheid. De afbraaksnelheid van organisch materiaal is hoger onder aërobe dan onder anaërobe omstandigheden. De netto mineralisatie van

Figuur 6
De stikstofkringloop (d = diffusie; min. = mineralisatie; imm. = immobilisatie; am.v. = ammoniakvervluchtiging; denitrif. = denitrificatie; nitrif. = nitrificatie; d.nit.r. = dissimilatieve nitraatreductie; opname = opname door planten; atm.dep. = atmosferische depositie).



stikstof is daarentegen relatief lager in aërobe omstandigheden. Dit komt doordat anaërobe micro-organismen een lagere stikstofbehoefte hebben dan aërobe micro-organismen, waardoor meer ammonium vrijkomt (Gambrell & Patrick, 1978). Het minimale stikstofgehalte van rijst om netto-mineralisatie te verkrijgen bij de anaërobe afbraak is 0,5% N (kritieke C:N-verhouding ± 80) vergeleken met 1,7% N (kritieke C:N-verhouding 23) bij de aërobe afbraak. Als de C:N-verhouding onder de kritieke waarde ligt, dan vindt er netto mineralisatie plaats. Ligt de verhouding boven deze waarde, dan wordt stikstof netto geïmmobiliseerd (Reddy & Patrick Jr., 1984; Van de Kerk & Lijklema, 1995). De snelheid van decompositie, en dus mineralisatie, hangt onder andere af van de chemische samenstelling van strooisel, temperatuur en de pH. In aërobe bodems is gevonden dat bij een toename van 10°C de mineralisatie verdubbelt (Reddy *et al.* 1979; uit Reddy & Patrick, 1984; Koerselman *et al.*, 1993). De optimum pH ligt tussen de 6,5 en 8,5 (Reddy & Patrick, 1984; Van de Kerk & Lijklema, 1995).

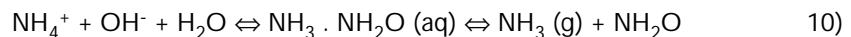
immobilisatie

Onder immobilisatie wordt de opname van anorganische stikstof door reductanten bij de afbraak van organisch materiaal verstaan. Zoals al vermeld bij de koolstofkringloop, wordt stikstof vaak eerst ingebouwd in organisch materiaal omdat er voor micro-organismen naar verhouding te weinig stikstof in zit t.o.v. koolstof. Later, als de verhoudingen gunstiger liggen, komt de stikstof weer vrij (mineralisatie). De mate van immobilisatie hangt af van de afbraaksnelheid. Bij langzame afbraak wordt veel organisch materiaal omgevormd tot veen, waardoor de stikstof geïmmobiliseerd blijft in plantenresten en reductanten (Reddy & Patrick, 1984).

Hoewel er redelijk wat kwantitatieve gegevens zijn over netto mineralisatie en immobilisatie, is de grootte van bruto mineralisatie en immobilisatie nog weinig onderzocht. De bruto mineralisatie kan volgens Bowden (1987) de netto mineralisatie vele malen overschrijden. Om te weten hoeveel stikstof er in omloop is en hoe hoog de activiteit van de decomposers is, is het van belang om naast de netto-waarden ook de bruto-waarden te weten.

ammoniakvervluchtiging

Bij de ammoniakvervluchtiging speelt evenwicht tussen ammonium en opgelost ammoniak een rol:

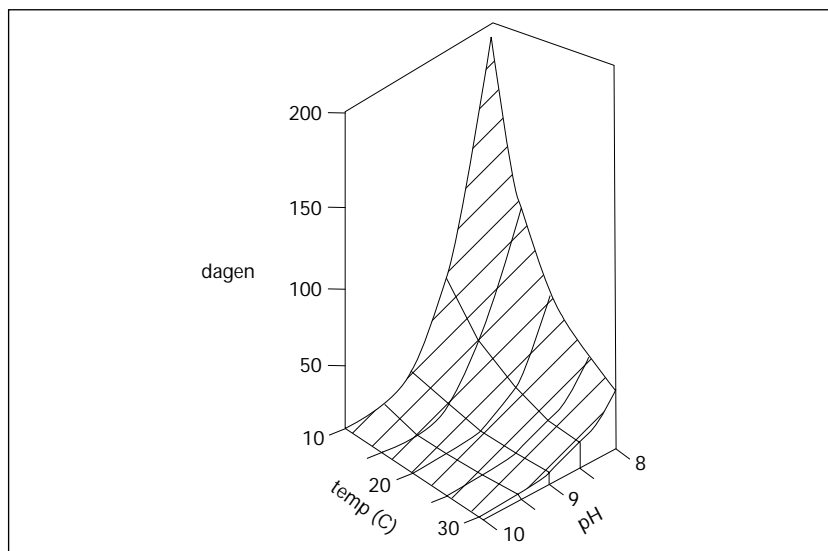


Dit evenwicht is afhankelijk van de pH. Onder basische omstandigheden zal het evenwicht rechts liggen, onder neutrale / zure omstandigheden meer naar links. Bij pH onder de 7,5 - 8,0 is het verlies van stikstof via dit proces verwaarloosbaar. De opgeloste vorm van ammoniak zal vervluchten naar de atmosfeer afhankelijk van de partiële druk in de atmosfeer. Voorts is de mate van ammoniakvervluchtiging ook afhankelijk van de temperatuur. Bij een verhoging met 10°C, neemt de ammoniakvervluchtiging toe met een factor 1,3 tot 3,5 (fig. 7). Verder neemt de ammoniakvervluchtiging toe bij toenemende luchtbeweging / circulatie (Reddy & Patrick, 1984; Van de Kerk & Lijklema, 1995). Vervluchtiging treedt met name op bij een vrij wateroppervlak, bij hoge ammoniumconcentraties en bij pH-verhoging door b.v. fotosynthetiserende algen. Onder deze omstandigheden kan de hoeveelheid stikstof die ontwijkt via ammoniumvervluchtiging aanzienlijk zijn (Reddy & Patrick, 1984). Wanneer waterstroming optreedt is de vervluchtiging verwaarloosbaar (Vymazal, 1999).

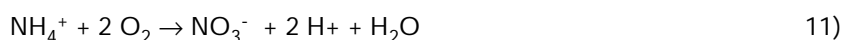
nitrificatie

Een ander proces is de nitrificatie, waarmee de oxidatie van ammonium-N tot nitraat-N wordt bedoeld. Nitrificatie kan door heterotrofe organismen worden uitgevoerd waarbij gereduceerd organisch stikstof omgezet wordt in geoxideerde stikstofcomponenten. Over dit proces is echter erg weinig bekend. Bekender is het proces autotrofe nitrificatie waarbij ammonium

.....
Figuur 7
 De relatie tussen ammoniakvervluchting en temperatuur en pH (naar King, 19??).



omgezet wordt in nitraat (Bowden, 1987). Met nitrificatie wordt meestal de autotrofe nitrificatie bedoeld. Dit gebeurt in twee fasen: eerst wordt NH_4^+ (ammonium) omgezet in NO_2^- (nitriet) door *Nitrosomonas*, daarna wordt NO_2^- omgezet in NO_3^- (nitraat) door *Nitrobacter*. Deze nitrificerders verkrijgen energie door oxidatie van ammonium en/of nitriet. Zuurstof wordt hierbij gebruikt als elektronen-acceptor. De oxidatie van NO_2^- verloopt sneller dan de oxidatie van NH_4^+ , dus accumulatie van nitriet vindt meestal niet plaats. Door de twee reacties samen te voegen volgt de vergelijking:



Dit proces heeft grote hoeveelheden zuurstof nodig en is sterk afhankelijk van de mate van aëratie. In een watersysteem vindt dan ook alleen nitrificatie plaats in de waterkolom boven de bodem, in het geoxideerde oppervlak en de rhizosfeer van de bodem / sedimenten (bij overstromde bodem), of in de onverzadigde zone boven het waterniveau (bij drooggevallen bodem). Onder anaërobe omstandigheden vindt er accumulatie van ammonium plaats. De mate van nitrificatie hangt af van het aantal nitrificerders. Daarnaast neemt de snelheid van nitrificatie sterk af als de temperatuur onder de 15°C komt. Bij erg hoge en erg lage pH-waarden of zeer lage temperaturen wordt de activiteit van *Nitrobacter* geremd waardoor nitriet zich kan ophopen. De optimale pH voor nitrificatie is 8,5. Bij zeer hoge ammoniumconcentraties wordt de nitrificatie ook geremd, waarschijnlijk door de productie van ammoniak. Nitrificerders kunnen concurrentie om ammonium ondervinden van planten. Ook wordt de nitrificatie geremd door gebrek aan beschikbaar fosfor. Verder worden nitrificerders geremd door hoge zoutgehalten (Reddy *et al.*, 1980; Buresh *et al.*, 1981; Reddy & Patrick, 1984; Bowden, 1987; Van de Kerk & Lijklema, 1995). De mate van nitrificatie in aërobe bodems is nauw gecorreleerd aan de N-mineralisatie (Van Oorschot, 1996).

denitrificatie

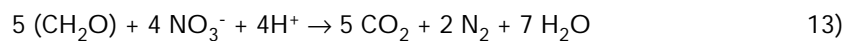
dissimilatieve nitraatreductie

Bij de nitraatreductie worden twee processen onderscheiden (Van de Kerk & Lijklema, 1995). Het meest bekende proces is de denitrificatie. Daarnaast vindt ook reductie van nitraat tot ammonium plaats; meestal wordt dit proces dissimilatieve nitraatreductie genoemd. Denitrificatie wordt gedefinieerd als de biologische reductie van nitraat tot gasvormige eindproducten als N_2 of N_2O . Denitrificatie wordt wel het belangrijkste proces genoemd waarbij elementair stikstof kan terugkeren naar de atmosfeer (Patrick Jr. &

Reddy, 1976). Bij de omzetting van nitraat naar de gasvormige eindproducten, is nitriet (NO_2^-) een tussenproduct. Dit proces vindt plaats onder anaërobe omstandigheden, waarbij anaërobe micro-organismen (b.v. *Pseudomonas denitrificans*) nitraat in plaats van zuurstof als elektronen-acceptator gebruiken (340 - 220 mV; Gambrell & Patrick Jr., 1978; Mitsch & Gosse-link, 1993). Deze micro-organismen zijn heterotroof en facultatief anaëroob. De omzetting van nitriet (NO_2^-), afkomstig van de nitrificatie of denitrificatie, tot NO en N_2O kan ook zonder enzymen plaatsvinden (chemodenitrificatie) (Reddy & Patrick, 1984). Het proces heeft de volgende vergelijking:



met als eindvergelijking:

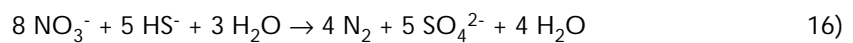
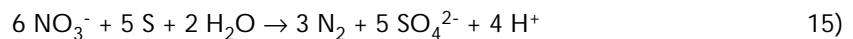


De snelheid van denitrificatie hangt af van het beschikbare organisch materiaal, de temperatuur, het zuurstofgehalte (en dus de redoxpotentiaal) en ook van de zuurgraad. Bij geringe beschikbaarheid van organische koolstof vindt er nauwelijks tot geen denitrificatie plaats. Een verhoging van het koolstofgehalte in de bodem leidt tot verhoogde denitrificatie. Ook de C:N-ratio van het organisch sediment is van belang, wat bepaald wordt door de vegetatie: door verschil in C:N-ratio is in sediment van *Typha orientalis* de denitrificatie b.v. 20 - 50 keer hoger dan in sediment van Grote kroosvaren (*Azolla filiculoides*). De denitrificatiesnelheid stijgt met een factor 1,5 tot 2,0 bij een toename van de bodemtemperatuur met 10°C. Bij lage (0 - 5°C) en zeer hoge (60 - 70°C) temperaturen kunnen micro-organismen nog denitrificeren. Het effect van vochtigheid ligt met name in de mate van aëratie van de bodem. Bij te hoge zuurstofgehalten (> 4 mg/l of redox > 340 mV) vindt er geen denitrificatie plaats. De optimum pH voor denitrificatie ligt bij 6,0 tot 8,5. Bij zeer hoge pH (pH = 11) kan denitrificatie echter nog steeds plaatsvinden (Reddy & Patrick, 1984; Van de Kerk & Lijklema, 1995).

De N_2O -emissie door denitrificatie in de mondiale stikstofbalans wordt geschat op zo'n 7% van de totale gedenitrificeerde hoeveelheid N. In locale experimenten kan het percentage lachgas in de totale stikstofemissie zowel hoger als lager uitvallen. Zo werden in een experiment van Denmead *et al.* (1979) veel lagere percentages gevonden: slechts 0,8 - 1,4% van het verdwenen nitraat werd omgevormd tot N_2O . Bij deze studie was de pH 5,8. Bij een lagere pH (pH = 4,5) ligt de N_2O -emissie echter hoger. Bij hoge pH (pH = 8) is de N_2O -emissie verwaarloosbaar (Van Cleemput *et al.*, 1976). Bij de *dissimilatieve nitraatreductie* s.s., ook wel reammonificatie genoemd, wordt nitraat gereduceerd tot ammonium (Knowles, 1982; uit Van de Kerk & Lijklema, 1995). Dit is geconstateerd in koolstofrijke bodems en in mariene sedimenten. Micro-organismen zoals de *Enterobacteria*, *Bacilli* en *Clostridia* zijn hiervoor verantwoordelijk. Er is zeer weinig bekend van dit proces. Bowden (1987) geeft een overzicht, waarbij slechts 4 referenties worden vermeld. Hij meldt dat de dissimilatieve nitraatreductie alleen bij redoxpotentialen voorkomt waar sulfaatreductie plaatsvindt (Buresh & Patrick, 1978), en dat het proces ook onder realistische omstandigheden erg belangrijk kan zijn (De Laune & Patrick, 1982). Verder wordt vermeld dat in een ombrotroof hoogveen (USA), de dissimilatieve nitraatreductie 0,55 g N m^{-2} jaar⁻¹ bedraagt (vergeleken met 0,25 g N m^{-2} jaar⁻¹ neerslaginput en 2,5 g N m^{-2} jaar⁻¹ netto mineralisatie), en in een zoetwatergetijdensysteem

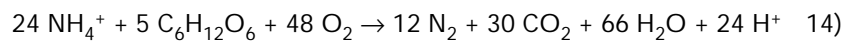
0,5 g N m⁻² jaar⁻¹ (wat overeenkomt met 2% van de netto mineralisatie). Voor de meeste watersystemen is de rol van dit reammonificatie-proces in de stikstofkringloop onbekend (Bowden, 1987). Meuleman (1999) vond bij zijn onderzoek in het zuiveringsmoeras Lauwersoog, dat 90% van de verdwijning van nitraat het gevolg was van de dissimilatieve nitraatreductie. Denitrificatie zou slechts 10% van het nitraat laten verdwijnen. Meuleman (1999) meldt dat de dissimilatieve nitraatreductie bij zeer lage redoxpotentialen plaatsvindt, wanneer grote hoeveelheden eenvoudig afbreekbaar materiaal beschikbaar zijn. Vele vragen met betrekking tot dit proces blijven onbeantwoord. Bij welke redoxpotentiaal vindt de dissimilatieve nitraatreductie plaats? Is nitraat niet al verdwenen wanneer dit proces gaat optreden? En bovenal: wat is het ecologisch belang van het proces?

Van de Kerk & Lijklema (1995) melden, dat er bacteriën zijn, zoals *Thiobacillus*, die met H₂S of FeS nitraat kunnen omvormen tot N₂. Voorbeelden van dergelijke reacties zijn:



nitrificatie- denitrificatie

De gekoppelde nitrificatie- denitrificatie leidt in veel bodems tot verlies van stikstof in de vorm van N₂ (of andere gasvormige producten). De vergelijkingen 11 en 13 leiden dan tot:



Dit proces speelt met name een rol in (afwisselend) overstroomde bodems. Op deze bodems kan een klein aëroob laagje gevormd worden, waardoor nitrificatie en denitrificatie elkaar snel opvolgen. In het aërobe laagje vindt de nitrificatie plaats en het gevormde nitraat wordt vervolgens gedenitrificeerd in de anaërobe laag. Dit nitrificatie / denitrificatie proces is met name afhankelijk van de snelheid waarmee ammonium diffundeert van de anaërobe laag naar de aërobe laag, maar ook van de snelheid waarmee nitraat van de aërobe laag naar de anaërobe laag diffundeert (Patrick & Tusneem, 1972; Buresh *et al.*, 1981; Reddy & Patrick, 1984). De snelheid van de diffusie hangt onder meer af van de concentratiegradiënt en de snelheid waarmee ammonium vrijkomt uit de anaërobe laag. Verschillende typen bodems hebben verschillende diffusieconstanten voor ammonium. Hoe hoger de kation-uitwisseling capaciteit, hoe lager de diffusie snelheid. Verder neemt de diffusieconstante af bij afnemend vochtgehalte (Reddy *et al.*, 1980; Reddy & Patrick, 1984). Effecten van deze ammoniumdiffusie zijn te vinden tot diep in de bodem. Gambrell & Patrick Jr. (1979) geven voorbeelden dat de door nitrificatie gecreëerde ammoniumgradiënten tot 150 cm diep in de grond merkbaar zijn. De nitraatdiffusie verloopt redelijk snel. Nitraat is een anion dat niet aan een adsorptiecomplex hecht, waardoor het vrij kan bewegen met waterstroming (Gambrell & Patrick Jr., 1978; Reddy *et al.*, 1980). De denitrificatie hangt af van de neerwaartse concentratiegradiënt van nitraat, de hoeveelheid vrijgekomen nitraat en de dikte van de aërobe laag. Bij een toenemende dikte van de aërobe laag wordt de weg van nitraat om in het anaërobe gedeelte te komen verlengd. In aërobe bodems vindt ook denitrificatie plaats, zij het in veel mindere mate. In een aërobe bodem zijn niches met anaërobe omstandigheden te vinden, waar denitrificatie plaats kan vinden. Nitraatdiffusie en denitrificatie verlopen in het algemeen sneller dan ammoniumdiffusie en nitrificatie. Verlies van stikstof uit het systeem via het nitrificatie / denitrificatie proces wordt dan ook bepaald door de twee laatstgenoemde processen (Patrick Jr. & Reddy, 1976; Reddy *et al.*, 1980; Reddy & Patrick, 1984).

Enkele groepen organismen, zoals de cyanobacteriën, kunnen vrije stikstof uit de atmosfeer en in de bodem fixeren in organisch materiaal. De vergelijking ziet er als volgt uit:



Het enzym nitrogenase katalyseert deze reactie. De ontstane stikstofbinding (amoniak; ammonium) kan in eiwitten (aminozuren) worden ingebouwd (Atlas & Bartha, 1998). Er zijn drie groepen N-bindende bacteriën: de vrijlevende bodembacteriën (o.a. *Azotobacter*, *Klebsiella*, *Clostridium*), de symbiontische stikstofbinders (*Rhizobium*, *Bradyrhizobium*, *Frankia*) en de bacteriën die in associatie leven met hun gastheer (o.a. *Azospirillum*, *Azotobacter*). De vrijlevende bacteriën komen in de hele bodem voor, en halen energie uit dood organisch materiaal. De symbiontische bacteriën leven in symbiose met hogere planten en vormen wortelknolletjes (b.v. bij de Vlinderbloemigen). De bacteriën die in associatie leven met een hogere planten komen voor in de rhizosfeer van de plant en zijn afhankelijk van de wortellexudaten (Verhoeven, 1995; Verhoeven, 1996). Er is nog een groep bacteriën te noemen: de fotosynthetiserende bacteriën (o.a. de cyanobacteriën, *Rhodospseudomonas capsulatus*). Deze zijn voor hun energie afhankelijk van licht, en leggen stikstof vast uit de atmosfeer. Niet alleen bacteriën kunnen vrije stikstof vastleggen, ook blauwalgen. De groei van blauwalgen wordt gelimiteerd door de hoeveelheid licht (wat een dagelijkse en seizoensvariatie veroorzaakt) en de hoeveelheid fosfaat. In stikstofgelimiteerde systemen met hoge beschikbaarheid van fosfaat vindt veelal een bloei van blauwalgen plaats.

In een overstromde bodem, wordt de stikstoffixatie in de waterkolom gedomineerd door de blauwalgen, en is de bijdrage van bacteriën relatief van geringe betekenis. Bacteriën kunnen veelal onder anaërobe omstandigheden N_2 fixeren, blauwalgen echter niet. In en op de bodem spelen de bacteriën dan ook een grote rol. In overstromde systemen is de stikstofbinding groter dan in de meer aërobe systemen. Nitrogenase is in aanwezigheid van zuurstof geremd. De stikstofbinding is maximaal bij lage redoxpotentiaal en neutrale zuurgraad. Andere omgevingsfactoren die de stikstoffixatie beïnvloeden zijn aanwezigheid van licht (met name bij de blauwalgen en de fotosynthetiserende en symbiontische stikstoffixeerders), substraat (levering van energie voor de geassocieerde en vrijlevende bacteriën) en het zoutgehalte (beïnvloedt de activiteit van enkele organismen) (Buresh *et al.*, 1980). De stikstoffixatie is een erg belangrijk proces, omdat via deze weg relatief grote hoeveelheden stikstof vastgelegd kunnen worden in het systeem. Samen met denitrificatie koppelt de stikstoffixatie de biosfeer met de atmosfeer (Verhoeven, 1996).

De vegetatie speelt zowel een directe als een indirecte rol binnen de stikstofkringloop (Reddy & Patrick, 1984). Een direct effect is de opname van stikstof uit de bodem en/of water (Vymazal, 1999). De vorm waarin stikstof opgenomen wordt hangt af van de plantensoort en de beschikbare stikstofvorm (Gambrell & Patrick Jr., 1978). Naast ammonium en nitraat kan in bepaalde gevallen ook organisch stikstof opgenomen worden. Bij toenemende pH neemt de hoeveelheid opgenomen ammonium door planten ook toe (Jugsujinda & Patrick Jr., 1977). Een ander direct effect van planten is de productie van organisch materiaal. Bij de afbraak van organisch materiaal wordt ammonium gemineraliseerd en voor de denitrificatie is organisch materiaal nodig. Ook door leaching komt stikstof weer in het systeem (Van der Valk *et al.*, 1978).

Een indirect effect van planten in anaërobe bodems is de zuurstofconsumptie door de wortels van planten. Hierdoor kan, ook in aërobe bodems, de zuurstofconcentratie in de bodem sterk dalen waardoor er anaërobe plek-

ken kunnen ontstaan. Dit heeft tot gevolg dat denitrificatie (eerder) plaats kan vinden. Aan de andere kant kan een plant ook de zuurstofconcentratie verhogen. Planten aangepast aan anaërobe omstandigheden oxideren de rhizosfeer. Hierdoor kan in de rhizosfeer nitrificatie plaatsvinden, waardoor meer nitraat aanwezig is wat de denitrificatie weer verhoogd. In een overstromde bodem met vegetatie verdwijnt hierdoor meer stikstof dan in een overstromde bodem zonder vegetatie (Buresh *et al.*, 1981; Van de Kerk & Lijklema, 1995).

In een overstromde bodem kan ammonium in zeer hoge concentraties voorkomen. Als de plant daarbij P gelimiteerd is, kan de eiwitsynthese van de plant ernstig verstoord worden. Vrij ammonium kan de respiratie en foto-fosforylatie remmen en zo toxische effecten hebben op plantencellen. Om deze ammoniumtoxiciteit te voorkomen, maken veel (land)planten extra aminozuren en aminen aan, met name asparagine. Deze detoxificatie kost energie en koolhydraten. P speelt een grote rol binnen de energiehuishouding, waardoor een overschot aan NH_4^+ het tekort aan P vergroot. Ook zijn er door dit proces minder koolhydraten beschikbaar voor de plant. Een ander negatief effect van hoge NH_4^+ -concentraties is, dat daardoor de opname van andere kationen als Mg en Na verminderd wordt. Door de ammoniumtoxiciteit kan de vitaliteit van planten sterk afnemen, hetgeen zelfs kan leiden tot afsterven van planten (Smolders *et al.*, 1996).

matrixadsorptie

Ammonium kan worden geadsorbeerd aan een kationen-uitwisselingscomplex van colloïdale, minerale en organische componenten (matrixadsorptie). Ammonium is redelijk immobiel in bodem en sedimenten, waardoor het in gereduceerde bodems kan accumuleren en de capaciteit van het adsorptiecomplex overschrijdt (Gambrell & Patrick Jr., 1978; Bak *et al.*, 1996). Volgens Vymazal (1999) is voor een effectieve adsorptie enige stroming van water tussen het substraat nodig. Adsorptie van nitraat vindt nauwelijks of niet plaats (Gambrell & Patrick Jr., 1978).

2.3.3.3 Fosfor

Fosfor is een ander belangrijk nutriënt voor planten. In figuur 8 staat de fosfor-kringloop beschreven. Fosfor (P) komt in verschillende organische en anorganische vormen voor, die in heel verschillende mate in water oplosbaar zijn. In tegenstelling tot koolstof, stikstof en zwavel, kent fosfor geen vluchtige componenten. De meest voorkomende anorganische vormen van P zijn orthofosfaten, waartoe PO_4^{-3} , HPO_4^- en H_2PO_4^- behoren. Welke van deze het meest voorkomt, hangt af van de pH (Freeze & Cherry, 1979). Fosforbronnen zijn neerslag, grond- en oppervlakte water, decompositie en desorptie. Binnen een watersysteem ondergaat fosfor verscheidene omzettingen welke achtereenvolgens behandeld zullen worden:

- mineralisatie en immobilisatie;
- adsorptie aan en neerslag met ijzer, calcium en aluminium;
- P fixatie in metaalcomplexen;
- de vorming van fosfine;
- de opname door planten.

mineralisatie

Bij de afbraak van organische stof komt P vrij. Dit wordt ook wel mineralisatie genoemd. De snelheid van mineralisatie hangt af van de afbraaksnelheid van de organische stof. De factoren die die snelheid bepalen staan beschreven bij de afbraakprocessen in de koolstofkringloop. Het is nog onbekend hoe de netto mineralisatie van P zich bij de anaërobe afbraak van organisch materiaal gedraagt. Waarschijnlijk volgt P dezelfde weg als N, en vindt er bij anaërobe afbraak een hogere netto mineralisatie plaats dan bij aërobe afbraak.

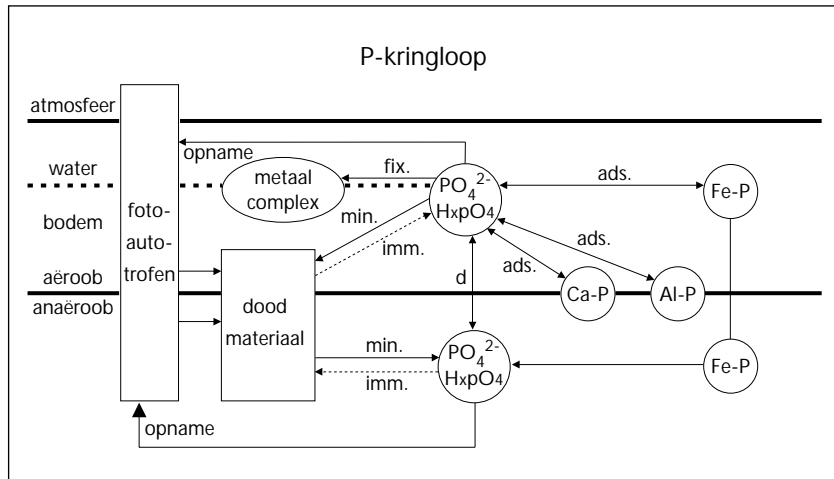
immobilisatie

Wanneer de P-gehalten in dood organisch materiaal niet gunstig zijn voor microbiële afbraak, bouwt een micro-organisme P in (immobilisatie). De

hoeveelheid P in oud plantenstrooisel kan na een jaar wel meer dan twee keer zo hoog zijn als in vers strooisel. Langzaam afgebroken strooisel kan daarom een belangrijke P-sink zijn in een watersysteem (Van der Valk *et al.*, 1978) en kan naast plantenopname het belangrijkste P-verwijderend proces worden (Bak *et al.*, 1996).

Figuur 8

De P-kringloop (d = diffusie; min. = mineralisatie; imm. = immobilisatie; opname = opname door planten; ads. = adsorptie; fix. = fixatie).



adsorptie

Fosfor kan worden gebonden aan bodemdeeltjes (adsorptie). Dit proces speelt een grote rol in systemen waar voldoende contact is tussen het water en het substraat, b.v. als er een (grond)waterstroom is. Het adsorptieproces is een relatief snel verlopend proces (max. turnovertijd 1 dag) en is omkeerbaar. De capaciteit is echter beperkt (de adsorptieplaatsen kunnen verzadigd worden). De mate waarin P (en dan met name fosfaat) kan binden aan bodemdeeltjes hangt af van de aanwezigheid van Fe, Al, Ca en Mg componenten in de bodem. Hierop zijn de pH en de redoxpotentiaal weer van invloed. De aanwezigheid van humus verhoogt het aantal adsorptieplekken (Lijklema, 1990). Fosfaat kan ook in de waterkolom neerslaan met deze deeltjes, dit wordt precipitatie genoemd. De mate van precipitatie hangt van dezelfde factoren af als het adsorptieproces en neemt toe bij toenemende resuspensie. Vers geadsorbeerd fosfaat desorbeert veel beter dan fosfaat wat al langer gebonden is, zeker bij lage pH-waarden (Hieltjes & Lijklema, 1979; Mitsch en Gosselink, 1993).

precipitatie

Naast chemische adsorptie kan fosfaat ook gebonden worden via fysische adsorptie. Dit vindt met name plaats wanneer de chemische adsorptieplaatsen verzadigd zijn. Deze fysische binding wordt snel verstoord door b.v. verplaatsing van water (Hieltjes & Lijklema, 1979; Nichols, 1983; Lijklema, 1990).

binding aan Fe³⁺

Zoals gezegd, spelen de redoxpotentiaal en de pH een grote rol bij de adsorptie van fosfaat. Het effect van de redoxpotentiaal speelt met name bij ijzer. In een aëroob, neutraal- zuur milieu bindt fosfaat aan Fe³⁺. Wordt het milieu echter anaëroob, dan wordt Fe³⁺ gereduceerd tot Fe²⁺, waarbij de relatieve oplosbaarheid van ijzerfosfaat toeneemt. Hierdoor wordt de binding van fosfaat aan ijzer instabiel, waardoor fosfaat in principe weer vrijkomt (Savant & Ellis Jr., 1964; Bak *et al.*, 1996; Van Oorschot, 1996; Vymazal, 1999). Gereduceerd ijzer is zeer amorf. Door zijn relatief grote oppervlak is de bindingscapaciteit voor fosfaat wel groot, maar deze FeP-binding is erg instabiel, waardoor er netto minder fosfaat gebonden wordt aan Fe(II) dan aan Fe(III). Wanneer de bodem langere tijd anaëroob blijft, kan de adsorptie aan ijzer enigszins toenemen, wanneer ijzer een positief polymeer vormt (Williams & Patrick Jr., 1973; Khalid *et al.*, 1977; Holford & Patrick Jr.,

sulfide

1979a & b; Lijklema, 1980). De hoeveelheid fosfaat gebonden aan ijzer (2+) wordt miniem wanneer er grote hoeveelheden sulfide bij anaërobe processen vrijkomen. Sulfide verdringt fosfaat namelijk van ijzer (II), waardoor er meer fosfaat vrijkomt dan wanneer er geen sulfide gevormd zou worden. De hoeveelheden ijzer en sulfaat bepalen de hoeveelheid fosfaat die vrijkomt dan wel gebonden blijft na overstromen van de bodem. Dit blijkt ook uit verschillende onderzoeken. In bodems met hoge ijzer- en lage sulfidegehaltes blijft meer ijzer gebonden dan in bodems met lage ijzer- en sulfidegehaltes (Hieltjes & Lijklema, 1979; Smolders *et al.*, 1995). De pH beïnvloedt indirect de mate van fosfaatadsorptie aan ijzer. De oplosbaarheid van Fe(II) is hoger bij lage pH dan bij hoge pH, waardoor er dan minder adsorptie plaatsvindt (Gotoh & Patrick Jr., 1974; Holford & Patrick Jr., 1979a). Onder anaërobe omstandigheden bindt altijd minder fosfaat aan ijzer dan onder aërobe omstandigheden (Williams & Patrick Jr., 1973; Khalid *et al.*, 1977; Holford & Patrick Jr., 1979a & b; Lijklema, 1980). De hoeveelheid fosfaat die aan Fe³⁺ kan binden kan sterk verschillen. Veroudering van ijzer(hydr)oxide verlaagt de adsorptiecapaciteit. Wanneer dit ijzer achter-eenvolgens gereduceerd en geoxideerd wordt, kan de adsorptiecapaciteit als het ware opladen. Na de reductie en oxidatie kan de adsorptie capaciteit sterk veranderd zijn (Hieltjes & Lijklema, 1979).

binding aan Al en Cd

De *binding* van fosfaat aan aluminium en calcium is niet direct afhankelijk van de redoxpotentiaal, maar van de pH. In neutraal-zure omstandigheden (pH < 7) bindt fosfaat aan aluminium, terwijl bij neutraal-basische omstandigheden (pH > 6) fosfaat met name aan calcium zal binden (Savant & Ellis Jr., 1964; Gambrell & Patrick Jr., 1978; Hieltjes & Lijklema, 1979; Holford & Patrick Jr., 1979; Nichols, 1983). Calcium bindt met fosfaat volgens de volgende vergelijking:



adsorptie aan calciet

Fosfaat wordt ook geadsorbeerd aan calciet (CaCO₃). Hierbij vervangen de fosfaationen de geadsorbeerde watermoleculen, bicarbonaationen en hydroxylionen. Dit proces vindt met name met vers gevormd calciet plaats (co-precipitatie) tijdens de kristallisering. Hoge temperaturen en hoge pH bevorderen de calcietvorming en dus ook de co-precipitatie. De pH tijdens het kristalliseren bepaalt de hoeveelheid P die wordt ingevangen, waarbij geldt dat bij een hoge pH meer fosfaat wordt gebonden dan bij een meer neutrale pH. De efficiëntie waarmee P wordt vastgelegd neemt toe bij toenemende fosfaatconcentraties. Maar bij te hoge fosfaatconcentraties wordt de co-precipitatie geremd doordat de pH dan gebufferd wordt door fosfaat (Hieltjes & Lijklema, 1979; Nichols, 1983; Lijklema, 1990; Danen-Louwerse *et al.*, 1995).

fixatie

Een ander proces is de fixatie van P in een matrix van kleimaterialen of precipitatie van P-metaalcomplexen. Dit proces verloopt langzaam, maar creëert weer vrije adsorptieplaatsen. In aanwezigheid van zuurstof vormt fosfaat onoplosbare complexen met verschillende ionen, met name ijzer. Zo'n complex slaat neer en op deze wijze wordt fosfor uit het water verwijderd (Van der Valk *et al.*, 1978; Bak *et al.*, 1996; Van Oorschot, 1996). Voorbeelden van dergelijke complexen zijn apatiet (3Ca₃(PO₄)₂·Ca(FeCl)₂ of Ca₅(PO₄)₃OH), anapatiet (Ca₂Fe(PO₄)₂·4 H₂O), hydroxyapatiet (Ca₅(PO₄)₃OH), vivianiet (Fe₃(PO₄)₂·8 H₂O), strengiet (FePO₄·2 H₂O), reddingiet (Mn₃(PO₄)₂·3 H₂O), CaFe₂H₄(PO₄)₄·8 H₂O en KFe₃H₁₄(PO₄)₈·4 H₂O, (Williams & Patrick Jr., 1973; Hieltjes & Lijklema, 1979; Atlas & Bartha, 1998). Precipitatie treedt op wanneer de oplosbaarheidsproducten een kritische grens overschrijden. Complexe fosfaat-zouten lossen in gereduceerde systemen op. Bodemmicro-organismen kunnen dit proces versnellen (Williams & Patrick Jr., 1973). De relatieve fosfaat- en ijzerconcentraties

traties alsmede de pH en redoxpotentiaal zijn overwegend van belang bij de uitwisseling van fosfaat tussen sediment en water (Hieltjes & Lijklema, 1979).

Bodems kunnen vaak meer fosfaat binden dan wordt geschat op grond van korte termijn-laboratorium studies. Bodems die hun adsorptiecapaciteit verloren lijken te hebben, kunnen hun adsorptiecapaciteit hervinden na twee, drie maanden, waarschijnlijk door diffusie van fosfaat van de adsorptieplaatsen naar de vaste fase en de neerslag van geadsorbeerd fosfaat (Nichols, 1983).

fosfine

Devai & DeLaune (1995) vermelden, dat fosfaat uit het systeem kan verdwijnen door fosfinevorming (PH₃). Deze vluchtige binding wordt waarschijnlijk gevormd onder zeer zure omstandigheden. Er is echter nog veel onduidelijkheid over dit proces en het is de vraag of het überhaupt een rol speelt onder natuurlijke omstandigheden.

plantenopname

Ook bij de fosforkringloop spelen planten een belangrijke rol, bij zowel het wegvangen (opname) als het beschikbaar komen (afbraak, leaching) van P. Planten nemen het hele groeiseizoen door fosfaat op (plantenopname) (Van der Valk *et al.*, 1978). Opgelost organisch fosfor en onopgeloste organische en anorganische vormen van P zijn in het algemeen niet beschikbaar voor planten. Pas als ze in de opgeloste anorganische vorm zijn, kunnen ze door planten worden opgenomen (Mitsch & Gosselink, 1993; Atlas & Bartha, 1998). Fosfaat is erg mobiel en beweegt zich snel door het water naar de bodem waar het wordt opgenomen door de planten. Bij lage pH (pH 5) is de opname in aërobe omstandigheden hoger dan in anaërobe omstandigheden. Vanaf pH 6 is er geen verschil meer tussen opname door planten in aërobe of anaërobe omstandigheden; bij verdere toename in pH daalt de opname (Jugsujinda & Patrick Jr., 1977). Deze fosfaatbeschikbaarheid kan worden verhoogd door bacteriën maar ook door de bioturbatie in de toplaag van de sedimenten door evertrebraten, waardoor fosfaat vrijkomt. In het groeiseizoen wordt fosfaat opgenomen door de vegetatie en het grootste gedeelte komt in de herfst weer vrij. Slechts een klein deel van het fosfaat wordt naar ondergrondse delen getransporteerd gedurende de herfst. Het grootste gedeelte valt als strooisel in het water waardoor het fosfaat weer terugkeert in het systeem door leaching en mineralisatie (Van der Valk *et al.*, 1978).

2.3.3.4 Zwavel

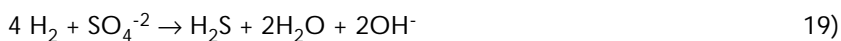
Zwavel is een belangrijk nutriënt voor planten, dat veelal in ruime mate beschikbaar is. Zwavel kent verschillende vormen. De meest algemene oxidatie toestanden van zwavel zijn: sulfide (S²⁻), elementair zwavel (S), thiosulfaat (S₂O₃), en sulfaat (SO₄²⁻). De vorm waarin zwavel voorkomt wordt sterk beïnvloed door de redoxpotentiaal van de bodem. Sulfaat, de meest geoxideerde vorm, kan fungeren als elektronen-acceptor bij de anaërobe afbraak van organisch materiaal. Sulfide bindt aan ijzer waardoor de fosfaatbeschikbaarheid beïnvloed wordt. Zwavel in de vorm van sulfide is erg toxisch voor organismen. In figuur 9 staat de zwavelkringloop schematisch weergegeven. Zwavelbronnen zijn (marine) sedimenten, atmosferische depositie, grond- en oppervlaktewater (Lamers *et al.*, 1998; Brouwer *et al.*, 1999). Zwavel ondervindt verschillende microbiële omzettingen, waarbij ook gasvormige componenten betrokken zijn. Veel voorkomende processen zijn mineralisatie, immobilisatie, reductie, gasvorming, oxidatie, neerslaan met ijzer tot FeS of tot FeS₂ en opname door planten.

mineralisatie
immobilisatie

Over de mineralisatie en immobilisatie is niet veel bekend; aangenomen wordt, dat bij de afbraak sulfaat vrijkomt en er nauwelijks sulfaat wordt geïmmobiliseerd. Waarschijnlijk zijn de andere bronnen van sulfaat zo groot, dat deze kringloopprocessen voor organismen nauwelijks van belang zijn.

reductie

Zwavel is de elektronen-acceptor onder zeer gereduceerde omstandigheden, na nitraat, ijzer en mangaan (fig. 5). De reductie van zwavel vindt plaats bij -75 tot -150mV op de redoxschaal (Gambrell & Patrick Jr., 1978; Mitsch & Gosselink, 1993). Bij de anaërobe afbraak wordt sulfaat gereduceerd tot H₂S, dat kan ontwijken naar de atmosfeer (zwavelemissie). Hierbij spelen bepaalde zwavelreducerende obligate anaërobe bacteriën zoals *Desulfovibrio* een belangrijke rol. De chemische vergelijkingen zien er als volgt uit:

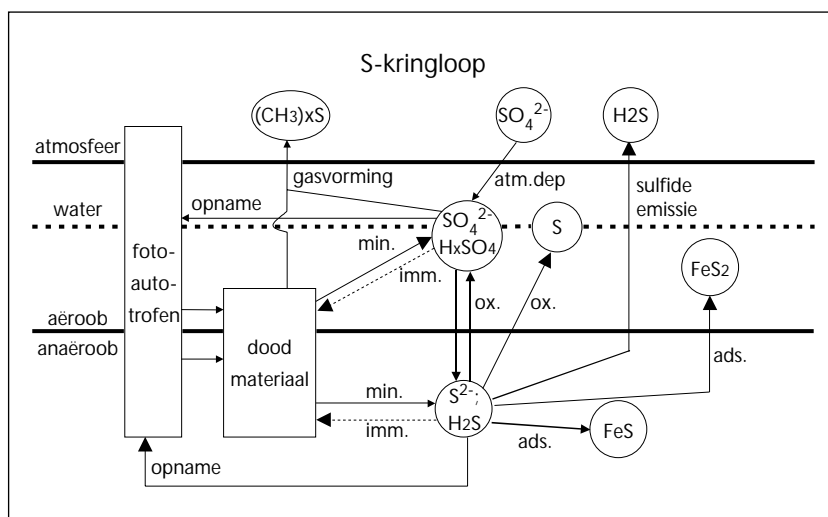


De snelheid van de sulfaatreductie is afhankelijk van het aantal actieve sulfaat-reduceerders en de pH (Connel & Patrick Jr., 1969). De sulfaatreductie kan bij een groot bereik van de pH plaatsvinden, waarbij het optimum ligt bij neutrale waarden (pH 6,8-7,0). Schorren hebben over het algemeen hoge sulfaatconcentraties in het interstitiële bodemwater, waardoor de emissie van H₂S hoger is dan in zoetwatermoerassen. Gemiddelde waarden voor zwavelemissies liggen in schorren in de range van 0,008 tot 2,16 gS m⁻² jr⁻¹, met maxima tot 601,6 gS m⁻² jr⁻¹, en in zoetwatermoerassen in de range van 0,004 tot 0.60 gS m⁻² jr⁻¹, met maxima van 2,63 gS m⁻² jr⁻¹ (Gambrell & Partick Jr, 1978; Mitsch & Gosselink, 1993; Lamers *et al.*, 1998). Tussen sulfaat- en methaanbacteriën vindt er concurrentie om organische substraten plaats. Sulfaatbacteriën zijn meestal sterker binnen deze concurrentie, waardoor er nauwelijks of geen overlap tussen methaanproducerende en sulfaatproducerende lagen is (Schlesinger, 1991).

In sterk gereduceerde milieus met hoge sulfaatgehaltenes, kan de stikstof- en fosformineralisatie groter zijn dan in milieus met lage sulfaatgehaltenes. Sulfaat is namelijk een betere elektronen-acceptor dan koolstof, waardoor organisch materiaal efficiënter en sneller afgebroken kan worden (fig. 5) (Brouwer *et al.*, 1999).

Figuur 9

De zwavelkringloop (d =diffusie; min. = mineralisatie; imm. = immobilisatie; opname = opname door planten; ox. = oxidatie; red. = reductie; ads.= adsorptie).



gasvormige componenten

Naast H₂S kent zwavel ook nog andere componenten, zoals de organische gassen methylsulfide en dimethylsulfide. Er wordt gesteld dat de emissie van deze gassen even belangrijk of zelfs belangrijker kan zijn dan H₂S emissies (Mitsch & Gosselink, 1993). Deze gassen worden waarschijnlijk bij de zwavelreductie geproduceerd (Schlesinger, 1991).

zwaveloxidatie

In een aërobe bodem vindt zowel chemische als bacteriële oxidatie plaats. Chemische vergelijkingen van de oxidatie van zwavel zien er zo uit:



Bij deze processen kan naast zuurstof ook nitraat gebruikt worden als elektronen-acceptor (Atlas & Bartha, 1998). Volgens Connel & Patrick Jr. (1969) vond er tijdens een experiment waarbij een overstromde bodem werd drooggelegd vooral chemische oxidatie plaats, omdat binnen 15 minuten de helft van het gereduceerde sulfide geoxideerd werd tot elementair zwavel. Zou de reductie door micro-organismen gebeuren, zo redeneren ze, dan zou dat niet kunnen gebeuren met deze snelheid.

Zowel chemoautotrofe als fotosynthetiserende micro-organismen zijn verantwoordelijk voor de bacteriële oxidatie van sulfiden tot elementair zwavel en sulfaten in de aërobe bodemlaag. Enkele Thiobacillus soorten verkrijgen zo energie uit de oxidatie van H_2S tot S. De reacties zien er als volgt uit:

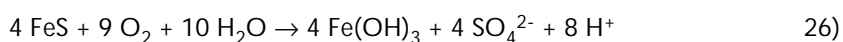


Fotosynthetiserende bacteriën, zoals de purperen zwavelbacterie, die voorkomt in schorren en slikken, zijn in staat om in de aanwezigheid van licht, H_2S en CO_2 organisch materiaal te vormen:



Hierbij wordt dus H_2S als elektronen-donor gebruikt in plaats van H_2O . Deze reactie vindt meestal plaats onder anaërobe omstandigheden waar H_2S overvloedig aanwezig is, maar dan wel aan de oppervlakte waar ook licht beschikbaar is (Mitsch & Gosselink, 1993).

De oxidatie van ijzersulfide ziet er als volgt uit (Lamers *et al.*, 1998):



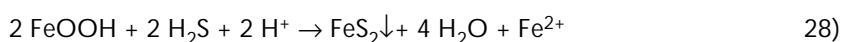
Ook pyriet (FeS_2) wordt geoxideerd, maar dit is een zeer langzaam verloopend proces (Connel & Patrick Jr., 1969).

Sulfiden kunnen bij hoge concentraties van Fe^{2+} , het onoplosbare ijzersulfide (FeS) vormen. Zo worden de giftige vrije sulfiden weggenomen (Van Wijck *et al.*, 1992; Mitsch & Gosselink, 1993). De reactievergelijking luidt:



FeS_2

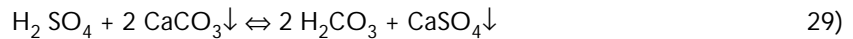
De mate van neerslaan van FeS verschilt tussen bodems: in een kleiige leembodem slaat meer FeS neer dan in een fijn-zandige leembodem en in een zandige bodem meer dan in een organische bodem (Connel & Patrick Jr., 1969). Een minerale vorm van FeS is pyriet (FeS_2) (Van Wijck *et al.*, 1992; Mitsch & Gosselink, 1993). Pyriet wordt gevormd als sulfide neerslaat met de geoxideerde vorm van ijzer (Fe^{3+}) (Schlesinger, 1991):



Sulfiden kunnen ook neerslaan met Cu^{2+} (Gambrell & Patrick Jr, 1978). Verder kan sulfaat neerslaan met metaalcomplexen, waardoor bijvoorbeeld jarosiet ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) ontstaat (Van Breemen, 1976, in Lamers *et al.*, 1998).

waterstofcarbonaationen

Sulfaationen kunnen in slecht gebufferde systemen de plaats van waterstofcarbonaationen innemen, waardoor er een verschuiving van calciumcarbonaat naar calciumsulfaat plaatsvindt:



Het evenwicht ligt in zulke systemen rechts, sulfaat slaat neer met calcium (calciumsulfaat). In systemen met een goed bufferend vermogen, zoals milieus met aanvoer van gerijpt grondwater, zal niet gauw een verschuiving van calciumcarbonaat naar calciumsulfaat optreden. Het bufferend vermogen van water van het calciumsulfaattype is laag (Kemmers & Jansen, 1982).

plantenopname

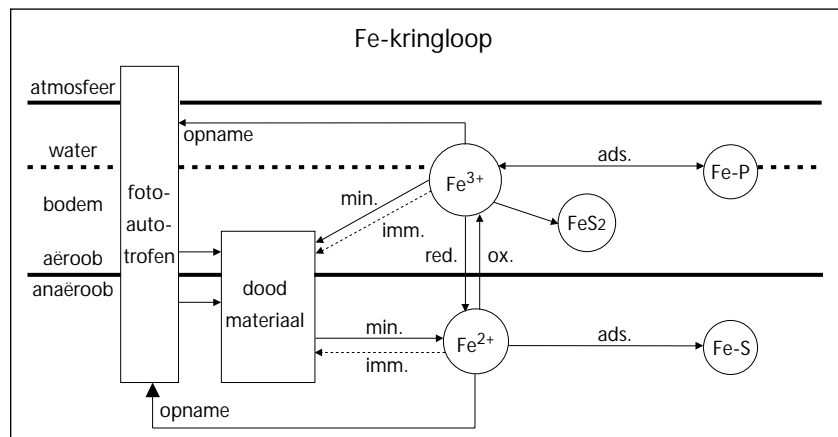
Planten hebben zwavel nodig, maar in beperkte mate. Meestal is er geen gebrek aan dit element. In anaërobe omstandigheden komt, zoals gezegd, zwavel meestal voor in de vorm van waterstofsulfide (H_2S). Sulfiden zijn erg giftig voor microben en planten, waarvoor de volgende oorzaken zijn aan te wijzen: directe giftigheid door direct contact van vrije sulfide met plantenwortels; lagere zwavelbeschikbaarheid voor planten doordat sulfide neerslaat met spore-metalen, waardoor b.v. zink en koper geïmmobiliseerd worden (Mitsch & Gosselink, 1993). Wanneer de plant onder anaërobe omstandigheden geen geoxideerde rhizosfeer creëert, kan sulfide de plant binnendringen zonder dat de plant dat kan verhinderen (Blom & Voeselek, 1996).

2.3.3.5 IJzer

IJzer is met name een belangrijk element bij de fotosynthese, omdat het een onmisbaar bestanddeel van chlorofyl vormt. Ook speelt ijzer een belangrijke rol in de fosfor- en zwavelkringlopen omdat het bindt met fosfaat en sulfaat. Veranderingen in de redoxpotentiaal bepalen de vorm van ijzer, en ook het effect van ijzer op de andere kringlopen (fig. 10). De belangrijkste vormen van ijzer zijn geoxideerd ijzer (Fe^{3+}) en gereduceerd ijzer (Fe^{2+}). De belangrijkste processen voor ijzer binnen een systeem zijn de reductie / oxidatie, de binding die ijzer aan kan gaan met fosfor en zwavel, en de opname door planten.

Figuur 10

De ijzerkringloop (min. = mineralisatie; imm. = immobilisatie; opname = opname door planten; ox. = oxidatie; red. = reductie; ads. = adsorptie).



reductie

Bij de afbraak vindt bij dalende redoxpotentiaal na de reductie van zuurstof, nitraat en mangaan, de reductie van ijzer plaats (bij $E_h = 120 \text{ mV}$, Gambrell & Patrick Jr., 1978; Mitsch & Gosselink, 1993) (fig. 5). De vergelijking van de reductie van ijzer ziet er als volgt uit:

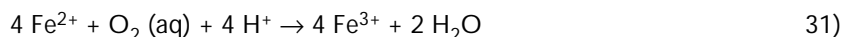


oxidatie

IJzer is in zijn gereduceerde vorm (Fe^{2+}) erg makkelijk oplosbaar, en beter beschikbaar voor organismen. Hoge concentraties gereduceerd ijzer zijn echter erg schadelijk voor planten (Patrick & Fontenot, 1976; Mitsch & Gosselink, 1993; Blom & Voeselek, 1996).

IJzer kan lange ketens vormen, bestaande uit ijzer en hydroxylgroepen, waarbij de lading positief of neutraal is. Het positieve polymeer kan anionen zoals fosfaat en sulfide redelijk goed binden. Deze vorm domineert bij de neutrale zuurgraad (Lijklema, 1980).

Gereduceerd ijzer kan chemische (bij neutrale of alkalische pH) oxidatie ondergaan, maar biologische activiteit kan de oxidatie met een factor 106 versnellen. Chemosynthetiserende bacteriën oxideren ijzer van de ferro- tot de onoplosbare ferri- vorm in aanwezigheid van zuurstof:



De oxidatie van ijzer kan de bodem verzuren door de productie van H^+ (Van de Kerk & Lijklema, 1995). De bodemkleur geeft de mate aan waarin de bodem geoxideerd dan wel gereduceerd is: gereduceerd ijzer ($\text{Fe}(\text{OH})_2$) geeft een grijsgroene kleur aan minerale bodems, terwijl geoxideerd ijzer ($\text{Fe}(\text{OH})_3$) een rode of bruine kleur aan de bodem geeft (Mitsch & Gosselink, 1993).

binding met fosfor

Geoxideerd ijzer kan een onoplosbare binding aangaan met fosfor, waardoor fosfor geadsorbeerd wordt, zoals al eerder beschreven in de fosfor-kringloop. Wordt het milieu echter gereduceerd, dan wordt deze binding instabiel en kan fosfor weer vrij komen (Mitsch & Gosselink, 1993).

IJzer kan zich ook binden aan zwavel, en FeS vormen, zoals beschreven bij de zwavelkringloop. Dit is een goed verwijderingsmechanisme voor het giftige sulfide, maar hierdoor komt fosfor wel weer vrij (Mitsch & Gosselink, 1993).

plantenopname

Een plant heeft ijzer nodig bij het maken van chlorofyl. De beschikbaarheid van ijzer hangt onder meer af van de oplosbaarheid van ijzer, die afhankelijk is van de redoxpotential. Fe^{3+} is erg slecht oplosbaar, en is alleen in de oplossing aanwezig bij pH onder de 3. Fe^{2+} is daarentegen erg goed oplosbaar tot een pH van 6 en kan daardoor soms voor de plant toxische gehalten bereiken (Sparling, 1966). IJzeropname door planten is maximaal bij gereduceerde, zure omstandigheden. De opname is laag in aërobe omstandigheden, over het gehele pH-traject. In het algemeen geldt dat bij toenemende pH, de ijzeropname daalt (Jugsjinda & Patrick Jr., 1977; Gambrell & Patrick Jr, 1978; Smolders *et al.*, 1997).

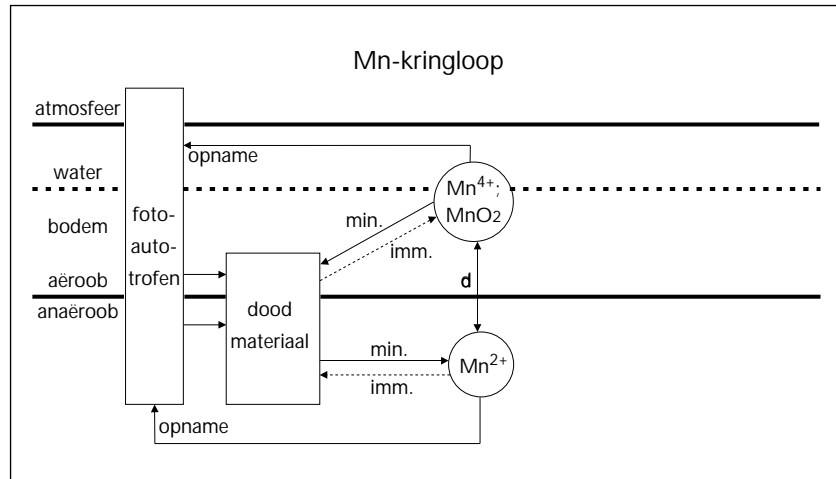
Een tekort aan ijzer veroorzaakt chlorose (te zien aan de lichte bladkleur). Chlorose wordt vaak geassocieerd met hoge bicarbonaatgehalten in de bodem. Chlorose is ook in verband gebracht met de opname van nitraat. Bij deze opname stijgt de apoplastische pH, waardoor ijzer wordt geïmmobiliseerd of geoxideerd. Verder kan chlorose veroorzaakt worden door hoge sulfidegehalten (Smolders *et al.*, 1997).

(Water)planten die in sterk gereduceerde milieus leven, hebben een strategie gevonden om de schadelijke effecten van gereduceerde bodems tegen te gaan: het oxideren van de rhizosfeer. Door uittreden van zuurstof uit de wortels wordt gereduceerd ijzer geoxideerd, waardoor het neerslaat en niet meer de plant kan binnendringen. Bij een overvloed aan ijzer in de bodem worden de wortels ge'coat' met een ijzeroxide barrière wat de opname van nutriënten bemoeilijkt, waardoor de plant tekorten aan P, K, Ca of Mg kan krijgen (Patrick & Fontenot, 1976; Gambrell & Patrick Jr, 1978; Mitsch & Gosselink, 1993; Blom & Voeselek, 1996).

2.3.3.6 Mangaan

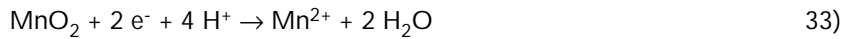
Mangaan is een belangrijk element voor de plant, maar ook voor micro-organismen. Mangaan kan als eind elektronen-acceptor dienen bij de anaërobe afbraak (fig. 11). Mangaan komt in het systeem met name voor als Mn^{4+} en Mn^{2+} , waarbij de meest voorkomende vorm afhangt van de redoxpotentiaal. De belangrijkste processen zijn de redoxprocessen, maar ook de binding aan P en de opname door planten (Mitsch & Gosselink, 1993).

Figuur 11
De mangaankringloop (min. = mineralisatie; imm. = immobilisatie; opname = opname door planten; ox. = oxidatie; red. = reductie; ads. = adsorptie).



Mangaan volgt ongeveer hetzelfde pad als ijzer, maar het wordt bij een iets hogere redoxpotentiaal ($E_h = 200$ mV, Gambrell & Patrick Jr., 1978; of bij 225mV; Mitsch & Gosselink, 1993) gereduceerd (reductie). Dit is waarschijnlijk een bacterieel proces, en volgt de vergelijking:

reductie



Gereduceerd mangaan is beter oplosbaar en meer beschikbaar voor organismen vergeleken met de meer geoxideerde vorm. Hoge concentraties van gereduceerd mangaan zijn giftig voor planten. Deze concentraties kunnen bereikt worden in moerassen, maar dankzij de aërobe zone om het wortelstelsel van een plant wordt mangaan vaak geoxideerd voordat het de plant binnengaat (Mitsch & Gosselink, 1993).

fosfaatbinding

Onder aërobe omstandigheden wordt het oplosbare Mn^{2+} geoxideerd tot het onoplosbare MnO_2 (Sparling, 1966; Mitsch & Gosselink, 1993). Fosfaat kan binden aan mangaan. De effecten van de redoxpotentiaal op deze binding zijn niet bekend. Waarschijnlijk is, net als bij ijzer, de binding redelijk instabiel onder gereduceerde omstandigheden, waardoor fosfaat vrij zal komen wanneer mangaan gereduceerd wordt.

plantenopname

Mangaanopname door planten is onder gereduceerde omstandigheden hoger dan onder geoxideerde omstandigheden. De optimum pH van mangaanopname door planten is onder anaërobe omstandigheden 7, maar onder aërobe omstandigheden 5 (Jugsujinda & Patrick Jr., 1977; Gambrell & Patrick Jr, 1978).

3 Effect van overstroming en droogvallen

Wisselende waterpeilen leiden tot een afwisseling van overstromen (water-niveau stijgt tot boven het grondoppervlak) en droogvallen (water-niveau zakt tot onder het grondoppervlak) van een bodem. De effecten van overstroming en droogvallen zijn zeer verschillend zowel wat betreft veranderingen in het vochtgehalte van de bodem als wat betreft de effecten op de redoxpotentiaal, de zuurgraad, de temperatuur en de structuur van de bodem. Deze veranderingen hebben direct of indirect gevolgen voor de verschillende kringlopen. Eerst zullen de effecten van overstroming en daarna die van droogvallen worden. Er zal in de komende twee paragrafen geen aandacht besteed worden aan verschillen in duur en regelmaat van overstromingen; de effecten van puur het overstromen dan wel droogvallen zullen worden behandeld. Aan het eind van dit hoofdstuk en in het volgende hoofdstuk zal worden ingegaan op verandering in duur en frequentie.

3.1 Overstroming van een droog gebied

vochtgehalte

Als een gebied wordt overstroomd, dan neemt het vochtgehalte van de bodem toe (b.v. Van Oorschot, 1996). Doordat de diffusie van zuurstof slechter gaat in water dan in lucht (Armstrong, 1978; Gambrell & Patrick Jr., 1978; Blom & Voeselek, 1996), neemt de zuurstofconcentratie af en daalt de redoxpotentiaal (b.v. Savant & Ellis Jr., 1964; Van Oorschot, 1996; Meuleman, 1999). De snelheid waarmee de redoxpotentiaal daalt, hangt af van de snelheid waarmee depletie van zuurstof plaatsvindt, van de hoeveelheid organisch materiaal in de bodem en de hoeveelheid reduceerbare componenten in de bodem.

redoxpotentiaal

De depletie van zuurstof hangt af van de zuurstofconsumptie door wortels van planten en micro-organismen en neemt toe bij stijgende temperatuur (Gries *et al.*, 1990; Blom & Voeselek, 1996). Chemische oxidatie consumeert daarnaast eveneens zuurstof (Reddy & Patrick, 1984). De zuurstofaanvoer bepaalt in belangrijke mate in hoeverre de bodem anaëroob wordt. Als een droge bodem wordt overstroomd, zullen de zuurstofgehalten dalen tot er een evenwicht komt tussen zuurstofaanvoer en zuurstofconsumptie. Als de zuurstofconsumptie hoger is dan de aanvoer, dan wordt de bodem, buiten de rhizosfeer, uiteindelijk volledig anaëroob. Dit is met name het geval als de bodem bedekt is met stilstaand water, omdat de zuurstofaanvoer dan volledig afhankelijk is van diffusie. Zoals al gezegd is de diffusie van zuurstof in water erg laag vergeleken met lucht. Als het water stroomt, stijgt de zuurstoftoevoer naar de bodem. In een laboratorium-experiment werd b.v. gevonden dat een stroomsnelheid van minimaal 0,3-0,4 cm sec⁻¹ nodig is om de zuurstofaanvoer hoger te krijgen dan door diffusie alleen. Bij stroomsnelheden van 1,0 cm sec⁻¹ treedt er zuurstofverzadiging van het water op. Het bovenste laagje van een bodem in contact met stromend water zal aëroob worden (Sparling, 1966). 's Zomers, bij hoge sedimenttemperaturen, kan de zuurstofconcentratie erg laag zijn en de kooldioxideconcentratie erg hoog vanwege de dan optredende hoge afbraaksnelheid. De fotosynthese kan de zuurstofvraag dan niet aan (Kadlec, 1962).

Bij een redoxpotentiaal onder de + 300 mV, wordt de bodem anaëroob genoemd (Reddy & Patrick, 1977; 1984). Vanaf dit punt wordt nitraat insta-

biel. Dit wordt bereikt bij een pF-waarde (een maat voor vochtgehalte) beneden de 2 (Van Oorschot, 1996).

Een bodem met hoge organische gehalten wordt sneller anaëroob, maar minder gereduceerd (Savant & Ellis, 1964). Een "Cherokee silt loam" bodem bevat een relatief hoog organisch gehalte en is na 15 dagen anaëroob. Na 60 dagen wordt een redoxpotentiaal van +150mV bereikt. Een "Colby silt loam" bodem bevat een veel lager gehalte organisch materiaal en is pas na 22 dagen anaëroob, met een redoxpotentiaal van +60mV na 60 dagen. Wordt aan de bodems organisch materiaal toegevoegd, dan wordt de bodem 5 (Cherokee) tot 9 (Colby) dagen eerder anaëroob. Dit zijn resultaten van een laboratoriumexperiment, die maar gedeeltelijk naar de veldsituatie mogen worden geëxtrapoleerd. Daar is de bodem heterogeen waardoor redoxgradiënten gaan optreden (Swift *et al.*, 1979).

De mate waarin een bodem wordt gereduceerd hangt af van de hoeveelheid reduceerbare componenten in de bodem. Als de redoxpotentiaal daalt, dan zal eerst nitraat worden gereduceerd. Als alle nitraat geconsumeerd is, dan wordt het volgende element (mangaan) gereduceerd. Hoe minder elementen die gereduceerd worden bij relatief hoge redoxpotentiaal aanwezig zijn, hoe sneller de redoxpotentiaal zal dalen (Connel & Patrick Jr., 1969). De processen zullen niet overal in de bodem gelijk lopen door de heterogeniteit.

Het is moeilijk aan te geven hoe snel de redoxpotentiaal zal dalen. In sommige gevallen is de bodem pas na 22 dagen anaëroob (Savant & Ellis, 1964), in andere gevallen al na 100 uur (Meuleman, 1999) of zelfs binnen enkele uren (Gambrell & Patrick, 1978). Uit de experimenten van Meuleman (1999) blijkt dat de redoxdynamiek ook sterk seizoensafhankelijk is. In november was de redoxpotentiaal in een helofytenfilter lager (+250 mV), en daalde sterker (tot 0 mV) na overstroming dan in september (resp. + 450 mV, + 250 mV).

zuurgraad

Een ander gevolg van overstroming is dat de zuurgraad verandert. In welke richting deze verandert hangt af van de waarde vóór de overstroming. In het algemeen kan er gesteld worden dat de pH meer neutraal zal worden (Reddy & Patrick, 1984; Mitsch & Gosselink, 1993; Oorschot, 1996). Anaërobe processen, zoals gisting, kunnen een daling in de pH veroorzaken, waardoor stoffen als aluminium in oplossing kunnen komen. Het bufferend carbonaatsysteem kan een deel van de veranderingen opvangen. Ook stromend water werkt de daling van de pH tegen. Stromend water voert H⁺ af en metingen hebben aangetoond dat hogere stroomsnelheden leiden tot hogere pH (Sparling, 1966; King, 1985).

De kwaliteit van instromend water heeft ook een duidelijk invloed op de pH in de bodem. De pH in bodems overstroomd met regenwater is lager dan in bodems overstroomd met grondwater, waarbij met rivierwater overstroomde bodems een tussenpositie innemen (Koerselman *et al.*, 1993). Dit verschil wordt veroorzaakt door een verschil in waterkwaliteit. Het aangevoerde water bevat bufferende stoffen (bicarbonaten) en het bufferend vermogen van het water bepaalt in welke mate de pH van de overstroomde bodem verandert.

De zuurgraad en de redoxpotentiaal hebben invloed op elkaar (Gambrell & Patrick Jr., 1978). Jugsujinda & Patrick (1977) vonden een correlatie tussen de pH en de redoxpotentiaal: hoe hoger de pH, hoe lager de redoxpotentiaal. Deze relatie geldt volgens hen zowel in de anaërobe als in de aërobe laag. Een toename van één eenheid in de zuurgraad (b.v. van pH 5 naar pH 6) verlaagt de redoxpotentiaal met ± 66 mV.

temperatuur

Een overstroomde bodem zal een andere *temperatuur* hebben dan een niet-overstroomde bodem. De snelheid waarmee een bodem opwarmt in het voorjaar is langzamer naarmate het vochtgehalte en het organisch stofgehalte hoger is (Kemmers & Jansen, 1985). Het waterpeil speelt hier ook

bodemstructuur

mee: een ondiep moeras (< 1 m) heeft een hogere bodemtemperatuur dan een diep moeras (Van Wijck *et al*, 1992). Verder zal de temperatuur minder schommelen in een overstromde bodem dan in een niet-overstromde bodem. Stroming zal temperatuurwisselingen en -amplitude nog verder afzwakken (King, 1985). In het algemeen heeft een stijging in de bodemtemperatuur een versnelling van de (bio)geochemische processen tot gevolg (Kemmers & Jansen, 1985; Koerselman *et al*, 1993).

sedimentatie

Als een bodem overstromt, dan zal de bodemstructuur veranderen. De mate waarin deze verandert hangt af van de duur van de overstroming en van de regelmaat waarmee de bodem overstromd wordt. Korte onregelmatige overstromingen zullen de bodem minder sterk veranderen dan langdurige of frequente overstromingen. Grote aggregaten zullen bij overstroming in kleinere deeltjes worden uiteenvallen. Hierdoor zal de bodem compacter worden als deze daarna weer droogvalt (Blom & Voeselek, 1996). Kleinere deeltjes raken sneller in suspensie en bezinken langzamer. Ionen die aan deze sedimenten gebonden zijn, zoals bijvoorbeeld P, kunnen weer in oplossing komen (Scheffer, 1998). Als een bodem overstromt, dan kan bodemmateriaal worden geërodeerd en er nieuw materiaal, tezamen met gebonden nutriënten, afgezet worden (Van Oorschoot, 1996).

ecologische processen

Als een bodem wordt overstromd, vindt er meestal sedimentatie plaats (Van Oorschoot, 1996). Carter (1986) vermeldt dat waar rivierwater de uiterwaarden overstromt, 10-20% van het gesuspendeerde sediment wordt afgezet. Gevolg hiervan is, dat deze bodems daardoor een hoger klei- en organisch gehalte hebben, met een hoger watervasthoudend vermogen, dan bodems die hoger liggen.

Ook andere ecologische processen kunnen sterk veranderen wanneer een bodem overstromd wordt. De terrestrische levensgemeenschappen worden vervangen door aquatische levensgemeenschappen waardoor de rol van hele dierpopulaties ingrijpend kan veranderen. Vissen, zoals snoek en brasem, kunnen het overstromde gebied gaan benutten als paai- of foerageergebied (afhankelijk van de tijd in het jaar). Door de activiteit van de bodemwoelende vis kan sediment uit de oeverbodem in suspensie gaan en kunnen vastgelegde nutriënten vrijkomen. Ook verandert de situatie voor vogels: een gebied verandert bijvoorbeeld van rust- naar foerageerplek of juist andersom. Verder zal de situatie voor macro-evertebraten eveneens veranderen. Deze veranderingen hebben grote gevolgen voor de nutriëntenkringlopen: naast het genoemde omwoelgedrag van vissen, wordt ook de input en output van organisch materiaal veranderd door verandering van foerageergedrag en foeragerende soorten.

3.1.1 Gevolgen van overstromen voor biogeochemische processen

De bovengenoemde effecten van overstromingen hebben grote effecten op de kringlopen. Sommige processen zullen sneller verlopen, andere juist langzamer of helemaal niet meer plaatsvinden. In tabel 1 staan de belangrijkste veranderingen in de biogeochemische processen als gevolg van overstromen en droogvallen aangegeven. Deze veranderingen geven een globaal beeld en gelden niet in alle situaties: plantensoorten die de rhizosfeer oxideren, bijvoorbeeld, zullen geen verhoogde opname van sulfide hebben. De mate waarin de processen worden beïnvloed hangt af van de toestand van de bodem vóór de overstroming en ook van waterkwaliteit van het overstromende water (Koerselman *et al.*, 1993). Hieronder zullen de belangrijkste veranderingen in de bodemprocessen worden beschreven.

In hoofdstuk 2 hebben we al gezien dat onder anaërobe omstandigheden de afbraak met andere eind elektronen-acceptoren plaatsvindt dan zuurstof. Hierdoor vindt er in organische bodems reductie plaats van nitraat, mangaan, ijzer, sulfaat en koolstof. Ook kan nitrificatie niet plaatsvinden

.....
Tabel 1

De effecten van redoxpotentiaal en pH op de verschillende biogeochemische processen in de bodem. Ook de effecten van overstromen en droogvallen zijn opgenomen. '+' betekent dat het proces intensiever is dan in de andere situaties, '-' dat het minder intensief is. '?' of '' wil zeggen dat er geen informatie in de literatuur over gevonden is. De pijlen geven aan in welke richting de redoxpotentiaal en de pH verandert wanneer een bodem wordt overstroomd.

onder anaërobe omstandigheden. Dit heeft grote gevolgen voor de nutriëntenbeschikbaarheid.

Wanneer een voorheen droge bodem overstroomd wordt, neemt op korte termijn de ammoniumbeschikbaarheid toe en de nitraatbeschikbaarheid sterk af. Dit wordt veroorzaakt door verlaagde nitrificatie en sterk toegenomen denitrificatie. Verder zal de ammoniakvervluchtiging stoppen, terwijl de mineralisatie toeneemt en ook de dissimilatieve nitraatreductie onder de ontstane gereduceerde omstandigheden op gang komt. De hoeveelheid ammonium zal de ammonium-adsorptiecapaciteit van de bodem kunnen gaan overschrijden. Op den duur zal de totale stikstofbeschikbaarheid lager zijn dan in aërobe situaties, door het stikstofverlies via de denitrificatie. Deze denitrificatie zal geleidelijk afnemen bij langdurige overstroming, doordat het proces dan gelimiteerd wordt door de beschikbaarheid van nitraat. In een bodem die overstroomd wordt, zal de beschikbare stikstof verschuiven van de nitraat- naar ammoniumvorm (Williams, 1974; Patrick Jr. & Reddy, 1976; Reddy & Patrick Jr., 1984; Meuleman, 1999; Vymazal, 1999). De fosfaatbeschikbaarheid kan sterk toenemen wanneer de bodem wordt overstroomd (Kadlec, 1962; Savant & Ellis, 1964; maar: Van Oorschot,

1996). Dit komt doordat een groot deel van het fosfaat in de aërobe fase gebonden is aan ijzer. Als dit ijzer gereduceerd wordt, dan wordt de binding instabiel en komt fosfaat vrij. Bovendien ontstaat in gereduceerde omstandigheden sulfide dat met ijzer bindt, waardoor dit niet meer beschikbaar is voor de fosfaatbinding. Fosfaat gebonden aan metaalcomplexen zal ook vrijkomen in gereduceerde omstandigheden. Overstromingen hebben naast effecten op de redoxpotential ook effecten op de zuurgraad. Hierdoor wordt de oplosbaarheid van fosfaat beïnvloed (Van Oorschot, 1996), maar ook de binding van fosfaat met aluminium en calcium. In welke richting en welke mate deze binding verandert, hangt af van de richting van de verschuiving van de zuurgraad (wanneer de bodem zuurder wordt, dan neemt de fosfaat-calciumbinding af, maar de fosfaat-aluminiumbinding toe, en vice versa) maar ook van de beschikbaarheid van de aluminium en calcium. De bovengenoemde factoren bepalen of fosfaat meer of juist minder beschikbaar wordt.

In een bodem die wordt overstroomd, wordt sulfide (H_2S) gevormd bij de sulfaatreductie. De hoeveelheid geproduceerde sulfide hangt af van de sulfaatconcentraties: in een schor zal de hoeveelheid geproduceerd sulfide veel hoger zijn dan in een zoetwatermoeras, omdat in daar veel hogere sulfaatgehalten te vinden zijn. Een klein deel van het gevormde sulfide verdwijnt naar de atmosfeer, terwijl de rest neerslaat met ijzer (FeS), dat zich in overstroomde bodems zal ophopen (Van Wijck *et al.*, 1992; Connel & Patrick Jr., 1969).

Voor de vorming van pyriet is zowel sulfide (anaëroob proces) als geoxideerd ijzer (aëroob proces) nodig. Waarschijnlijk zal de vorming van pyriet optimaal zijn bij een overstroomde bodem waar zich een aëroob laagje heeft gevormd. Er zijn geen resultaten gevonden van experimenten die dit hebben onderzocht.

Veranderingen in de pH leiden tot verschuivingen binnen het carbonaatsysteem. Dit zal met name leiden tot dominantie van bicarbonaat (HCO_3^-), omdat een overstroomde bodem vaak een meer neutrale pH krijgt. Deze verandering van pH heeft invloed op de vorming van calciet. Als ten gevolge van de overstroming de pH wordt verlaagd, dan zal de vorming van calciet afnemen. Wordt de pH verhoogd, dan zal het omgekeerde effect optreden.

3.1.2 Effecten van overstromen op moerasvegetatie

In een overstroomde bodem is de fosfaatbeschikbaarheid hoger maar de stikstofbeschikbaarheid lager. Bovendien ontstaan in een overstroomde bodem toxische stoffen als sulfide, gereduceerd ijzer en gereduceerd mangaan. In een overstroomde bodem is nauwelijks nitraat aanwezig maar met name ammonium, dat toxische gehalten aan kan nemen. Daarnaast verandert de pH van de bodem als deze wordt overstroomd. Er zijn vele planten die in verschillende mate aan deze omstandigheden zijn aangepast. Bij verschillende typen natte omstandigheden worden verschillende planten-associaties gevonden (Schaminée *et al.*, 1995). Wanneer door een verandering in het peilregime een gebied overstroomd, vaker of minder vaak overstroomd raakt, dan zal de soortensamenstelling veranderen.

Het effect van een tijdelijke overstroming op de vegetatie hangt af van de voorkomende plantensoorten, groeistadium, temperatuur en de duur van de overstroming. Grassen tolereren vaak lagere zuurstofconcentraties dan andere plantensoorten. Volwassen planten ondervinden vaak minder schade van overstroming dan jonge plantjes (Meek & Stolzy, 1978).

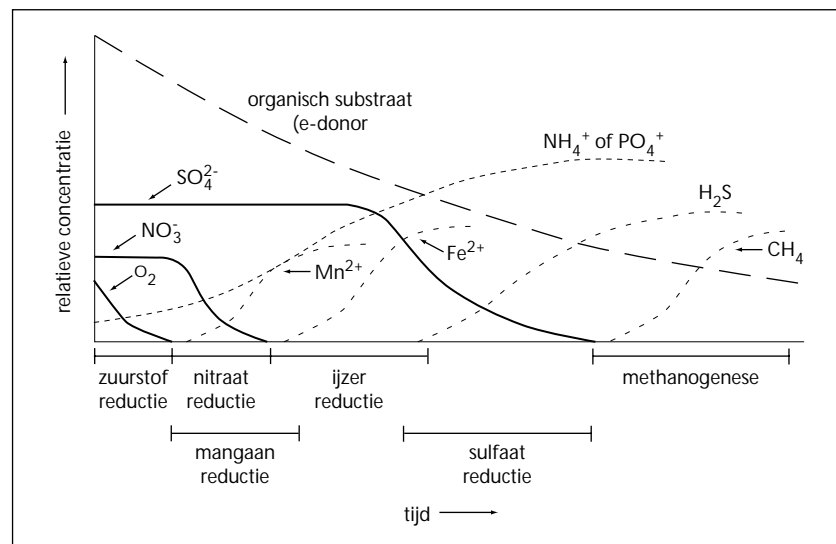
Typische eigenschappen van moerasplanten zijn het oxideren van de rhizosfeer, het transporteren van zuurstof naar de wortels en het vermogen om ammonium op te nemen. Het oxideren van de rhizosfeer is een mechanisme

om de toxische effecten van anaërobe processen tegen te gaan: in aanwezigheid van zuurstof worden toxische gereduceerde elementen geoxideerd. Een nadeel hiervan is dat zich een ijzer(hydr)oxide laagje om het wortelstelsel kan vormen. Hierdoor kunnen er tekorten aan fosfaat en ijzer (chlorose) ontstaan. Zouden planten in sterk gereduceerde omstandigheden de rhizosfeer niet oxideren, dan zouden ze sterven (Gries *et al.*, 1990; Van Wijck *et al.*, 1992). Plantenwortels hebben een grote zuurstofbehoefte. In aërobe omstandigheden nemen wortels deze zuurstof uit hun directe omgeving op. In een anaërobe omgeving is dit echter niet mogelijk en moet de zuurstof van bovengrondse delen naar de wortels getransporteerd worden. De aanwezigheid van aerenchym in de stengels van moerasplanten maakt dit mogelijk (Sjölberg & Danell, 1983). Tenslotte zijn planten in overstromde bodems aangewezen op ammonium als belangrijkste stikstofbron. Nitraat is eenvoudig op te nemen. Ammonium moet echter actief worden opgenomen, waarbij een H^+ wordt uitgescheiden (Sánchez-Pérez, 1993; Schaminée *et al.*, 1995).

3.1.3 Effecten van overstromen op de C-accumulatie

Door de overstroming zal er een verschuiving optreden van aërobe afbraak naar anaërobe afbraak. De anaërobe afbraak is minder efficiënt, waardoor organisch materiaal zal accumuleren (Novitzki, 1978; Mitsch & Gosselink, 1993; Van Oorscot, 1996). De accumulatie neemt ook toe wanneer ten gevolge van de overstroming planten afsterven. De daling van de gemiddelde bodemtemperatuur ten gevolge van de overstroming verlaagt de afbraak, waardoor de accumulatie van organisch materiaal toeneemt (Kemmers & Jansen, 1985; Koerselman *et al.*, 1993). De kwaliteit van plantenstrooisel verandert wanneer de soortensamenstelling verandert (Brock, 1988; Van de Kerk & Lijklema, 1995). De waterkwaliteit bij langdurige overstroming bepaalt mede de strooiselkwaliteit (Van Oorscot, 1996). Het is onduidelijk hoe dit de accumulatie beïnvloedt. Over het algemeen geldt, dat de accumulatie van organisch materiaal toeneemt wanneer een bodem wordt overstromd.

Figuur 12
Veranderingen in de bodemprocessen na overstromen van de bodem (naar Mitsch & Gosselink, 1993).



3.1.4 Effecten van overstromen op de gasemissie

Als een bodem overstromt, neemt de emissie van bepaalde gassen toe. Door de reductie van elementen bij de anaërobe afbraak worden gassen als stikstofgas, (di)stikstofoxide, diwaterstofsulfide, (di)methylsulfide en methaan geproduceerd. De kooldioxideproductie neemt af alsmede de ammoniakvervluchtiging.

Bak *et al.* (1996) noemen een drietal maatregelen om de emissie van het broeikasgas N₂O te voorkomen: voldoende aërobe plekken in de bodem (goede aanvoer zuurstof naar de bodem), genoeg organisch materiaal en een neutrale pH (6-8).

3.2 Droogvallen van een overstroomd gebied

In dit rapport wordt ervan uitgegaan dat “droog” overeenkomt met “waterpeil onder het bodemoppervlak”. Dit zegt echter weinig over hoe droog het in werkelijkheid is. Daarom zijn de effecten van droogvallen dan ook veelal kwalitatief beschreven.

vochtgehalte

Als een gebied droogvalt, dan neemt in het algemeen het vochtgehalte van de bodem af en de aëratie toe. De dikte van de aërobe laag zal toenemen, waardoor de anaërobe laag steeds dieper komt te liggen. De redoxpotentiaal stijgt naarmate de bodem meer aëroob wordt (Meuleman, 1999; Brouwer *et al.*, 1999). De snelheid en mate van het ontstaan van aërobie hangen waarschijnlijk samen met de snelheid van ontwatering, maar ook met de mate van ontwatering (blijft het water tot vlak onder het maaiveld, of daalt het nog verder). Dit hangt ook af van het bodemtype, omdat het ene bodemtype beter water kan vast houden dan het andere. Als het waterniveau erg laag komt te liggen, kan er verdroging optreden, d.w.z. dat de watergehalten zo laag zijn, er vochttekorten gaan optreden bij vele bodemprocessen. Verdroging zal niet als een apart proces in dit rapport behandeld worden. De effecten en oorzaken van verdroging staan goed beschreven in Patrick Jr. & Fontenot (1976); Garritsen *et al.* (1990); Van Oorschot (1996); Lamers *et al.* (1998).

redoxpotentiaal

Als een bodem goed ontwaterd is, dan zullen de holtes met lucht gevuld worden, aanvankelijk met 20% zuurstof. Door het wegtrekken van het water wordt deze zuurstofrijke lucht naar beneden gezogen, waardoor de hele bodem met redelijk zuurstofrijke lucht gevuld raakt. Door het hoge zuurstofgebruik door planten en micro-organismen, kan het zuurstofgehalte in de luchtruimtes weer dalen. Frequente afwisseling van overstromen en droogvallen kan op deze wijze veel zuurstof in de bodem brengen (frequente “verversing” van de gasfase) (pers. med. J. Verhoeven).

Naast de snelheid en mate van ontwatering, hangt de snelheid van de stijging van de redoxpotentiaal en het weer aëroob worden van de bodem waarschijnlijk samen met de mate waarin de bodem gereduceerd was en het bodemtype. De aanwezigheid van fotosynthetiserende micro-organismen en planten zullen de snelheid van het aëroob worden versnellen. In de literatuur is gevonden dat de redoxpotentiaal bij droogvallen in 100 uur met zo'n 200 mV kan stijgen (Meuleman, 1997). In 20 - 40 dagen kan de bodem volledig aëroob zijn (Brouwer *et al.*, 1999). Als zuurstof eenmaal in de bodem zit, stijgt de redoxpotentiaal direct (Meek & Stolzy, 1978).

zuurgraad

Een ander effect van het droogvallen van een bodem is, dat de zuurgraad verandert. De bodem krijgt dezelfde pH als vóór de overstroming (Mitch & Gosselink, 1993), al wordt dit ook bepaald door de waterkwaliteit van het water waarmee de bodem overstroomd was (b.v. Lamers *et al.*, 1998).

Kadlec (1962) vond dat de pH in een hoogveen stijgt na droogvallen. De pH van een droogvallend grasland daalt echter (Van Oorschot, 1996).

Koerselman *et al.* (1993) vonden dat de pH van laagveen daalde na drooglegging. De pH-veranderingen verschillen per bodemtype.

temperatuur

De temperatuur van een drooggevallen bodem zal anders zijn dan van een overstroomde bodem. Zoals al in paragraaf 3.1 werd gesteld, zal de temperatuur in een droge bodem sterker fluctueren dan in een overstroomde bodem en hogere waardes bereiken.

Afhankelijk van de regelmaat van overstromen en droogvallen verandert de

bodemstructuur sterker of minder sterk. Is het voor het systeem normaal dat de bodem droogvalt, dan zal de bodemstructuur minder veranderen dan wanneer de bodem voor het eerst droogvalt. Een bodem bestaande uit fijne deeltjes zal na droogvallen een zeer compact geheel vormen met kleine dunne bodemcapillairen, wat het binnendringen van wortels evenals van zuurstof bemoeilijkt (Blom & Voesenek, 1996). Ook Kadlec (1962) vermeldt dat de bodem van het Backus meer (Michigan, Verenigde Staten) voordat deze droogviel, los was en daardoor eenvoudig in suspensie gebracht kon worden. Na droogvallen werd het organisch materiaal in zo'n mate verstevigd, dat in veel gebieden de bodem het gewicht van een mens kon dragen. Als zo'n bodem weer overstromd werd, dan had dit weinig directe fysische gevolgen. Verlaging van het waterniveau heeft niet altijd een effect op de fysische structuur van de bodem (Williams, 1974). Het steviger worden hangt af van de duur van de overstroming en het droogvallen. De structuur van de bodem verandert sterker bij een langdurige overstroming dan wanneer de bodem slechts kort overstromt.

De gevolgen van permanente drainage op een veenbodem zijn groot en onomkeerbaar. Door de ontwatering verliest het systeem het watervasthoudend vermogen. Wanneer de structuur eenmaal verdwenen is uit de bodem, dan blijft deze weg. Eventuele terugkeer van de capillaire capaciteiten kan pas optreden na verhoging van het waterpeil en weer opnieuw op gang komen van de veenvorming.

Als water actief uit het systeem wordt gelaten (b.v. door het openzetten van een sluis), dan kan met het water dood organisch materiaal afgevoerd worden, evenals in het water levende organismen. Ook kunnen sedimenten in resuspensie komen. Al met al wordt de output (sterk) vergroot, waardoor de nutriëntenhuishouding kan worden verstoord. Bij lage wegstroomsnelheden zullen de gevolgen minder groot zijn.

3.2.1 Gevolgen van droogvallen voor biogeochemische processen

Droogvallen heeft een groot effect op de biogeochemische processen. Met name de stijging van de redoxpotentiaal en het weer aëroob worden van de bodem, alsmede de veranderingen in de pH hebben grote gevolgen voor de verschillende processen in de bodem. De afbraak van organisch materiaal in drooggevallen bodems wordt gedomineerd door aërobe processen. Hierbij wordt zuurstof gereduceerd tot kooldioxide, terwijl andere elementen als nitraat en sulfaat nauwelijks zullen worden gereduceerd bij de afbraak in het aërobe deel, omdat zuurstof meer energie levert.

Als een anaërobe bodem aëroob wordt, zullen alle gereduceerde elementen geoxideerd worden. Dit kan zowel chemisch (d.w.z. er zijn geen micro-organismen bij betrokken) als biologisch plaatsvinden. Hierdoor worden de toxische componenten als gereduceerd mangaan, gereduceerd ijzer en sulfide, omgezet in niet toxische componenten, respectievelijk geoxideerd mangaan, geoxideerd ijzer en sulfaat. Ook ijzersulfide en, alhoewel erg langzaam, pyriet worden geoxideerd, waarbij sulfaat en geoxideerd ijzer ontstaan. Verder vindt er geen methaanemissie meer plaats omdat de methanogenese in aërobe delen stopt en methaan in aanwezigheid van zuurstof geoxideerd zal worden tot CO₂ en water. Wanneer gereduceerde elementen uit de anaërobe delen van de bodem in het aërobe deel terechtkomen, worden deze ook geoxideerd.

De stikstofbeschikbaarheid zal sterk veranderen wanneer een overstromde bodem droogvalt. De ammoniumgehalten zullen dalen door de verhoogde nitrificatie en, bij hoge pH, ook door ammoniakvervluchtiging. Het bij mineralisatie en desorptie vrijgekomen ammonium zal door deze processen weg worden gevangen, waardoor dit ion in een droge bodem in lage gehalten aanwezig zal zijn. De nitraatgehalten zullen daarentegen sterk toenemen door de toenemende nitrificatie en afnemende en dissimilatieve nitraatre-

ductie. Op den duur zal de totale stikstofbeschikbaarheid toenemen, omdat weinig stikstof zal verdwijnen naar de atmosfeer. De nitrificatie zal na een tijdje afnemen, doordat het proces beperkt wordt door de hoeveelheid aanwezig ammonium. Nitrificatiesnelheden hangen in aërobe bodems dan ook vaak samen met de mineralisatiesnelheden. In een drooggevallen bodem verschuift de beschikbare stikstofvorm van ammonium naar nitraat (Kadlec, 1962; Williams, 1974; Meuleman, 1999).

De fosfaatbeschikbaarheid neemt af naarmate de bodem meer aëroob wordt en er meer geoxideerd ijzer beschikbaar is voor de fosfaatbinding. Ook zal fosfaat weer neerslaan met metaalcomplexen. Verder spelen de adsorptie aan calcium (bij hoge pH) en aluminium (in neutraal-zure milieus) een rol, omdat de pH zal veranderen na droogvallen.

De sulfidegehalten nemen snel af als een bodem droogvalt. In een experiment van Connel & Patrick Jr. (1969) werd de helft van het aanwezige sulfide in 15 minuten geoxideerd, en binnen 8 uur was al het sulfide omgezet in sulfaat. De fotosynthese van bacteriën die sulfide in plaats van water als elektronen-donor kunnen gebruiken zal stoppen.

Veranderingen van de pH leiden tot verschuivingen binnen het carbonaat-systeem. Dit heeft gevolgen voor de calcietvorming. Bij dalende pH zal calcietvorming nauwelijks optreden, terwijl deze bij stijgende pH zal toeneemen.

In een oligotroof hoogveen vonden Williams & Wheatley (1988) dat bij verlaging van het waterniveau van 0 tot -50 cm, het aantal ammonificerende bacteriën significant toeneemt. Deze toename werd met name in de bovenste 20cm van de bodem gevonden, waar 80 - 90% van de ammonificerende bacteriën voorkomen.

3.2.2 Effecten van droogvallen op moerasvegetatie

Droogvallen van de bodem heeft veelal een gunstig effect op de bodem: er zijn geen zuurstoftekorten meer, waardoor de wortels van de plant zuurstof uit de bodem kunnen opnemen. Ook zijn de gehalten aan toxische, gereduceerde elementen sterk afgenomen. Verder is de stikstof met name beschikbaar in een eenvoudig op te nemen vorm: nitraat. In deze situaties groeien bijna alle plantensoorten beter, waardoor soorten die aangepast zijn aan anaërobe omstandigheden weggeconcurrereerd kunnen worden. Wanneer door verandering in het peilregime de bodem voor langere of kortere tijd droogvalt, zal hierdoor de soortensamenstelling geleidelijk veranderen.

3.2.3 Effecten van droogvallen op de C-accumulatie

In een drooggevallen bodem vindt er een verschuiving van anaërobe naar aërobe afbraak plaats. De aërobe afbraak is veel efficiënter dan de anaërobe afbraak, waardoor er minder organisch materiaal zal accumuleren. De gemiddelde bodemtemperatuur van een drooggevallen bodem is hoger dan van een overstroomde bodem, waardoor de afbraak hoger ligt en er minder organisch materiaal accumuleert. Factoren die de accumulatie kunnen verhogen, zijn een lage zuurgraad en een hoge verhouding koolstof:nutriënt. Ook kan de productie van dood organisch materiaal tijdelijk verhoogd worden door sterfte van planten ten gevolge van droogvallen. In het algemeen geldt, dat in drooggevallen bodems de accumulatie lager is dan in overstroomde bodems.

3.2.4 Effecten van droogvallen op de gasemissie

In een droogvallende bodem zullen veranderingen optreden in de emissies van gassen. Door de toegenomen aërobe afbraak, neemt de kooldioxideproductie toe. Reducerende processen waarbij methaan en sulfide ontstaan nemen sterk af. Wanneer deze gassen toch worden geproduceerd in bij-

voorbeeld de diepere anaërobe laag, zullen deze gassen worden geoxideerd in de aërobe laag. De reductie van nitraat neemt ook af, maar door de diffusie van nitraat naar de diepere anaërobe delen, zal er wel stikstofgas- en lachgasontwikkeling optreden. Deze gassen worden niet geoxideerd in de aërobe laag.

3.2.5 Gevolgen van droogvallen voor de fysische bodemstructuur

Zoals al is aangegeven zal een droogvallende bodem steviger worden. Het steviger worden van de bodem heeft onder andere tot gevolg, dat de poriën kleiner worden en de diffusie van bijvoorbeeld zuurstof lager is. Dit heeft op zijn beurt weer gevolgen voor de nutriëntenhuishouding: de processen zullen waarschijnlijk minder snel verlopen. De grootste gevolgen worden in veengebieden gevonden, waar (langdurige) ontwatering onomkeerbare effecten heeft. Daar worden de poriën juist groter, waardoor het typerende watervasthoudende vermogen verdwijnt. De oxidatie van veen zal daarbij gepaard gaan met een stijging van de stikstof- en fosformineralisatie.

3.3 Wisselend waterpeil

Bij wisselende waterpeilen wisselen de aërobe en anaërobe processen elkaar af. De frequentie, duur en amplitudo van afwisseling (zie ook hoofdstuk 4) bepalen de mate van aëroob dan wel anaëroob worden van de bodem.

De zuurstofconcentratie en redoxpotentiaal in een periodiek overstroomd gebied zijn hoger dan in een continu overstroomd gebied (511 mV versus -18 mV) (Magonigal & Day; 1992). Waarschijnlijk is de zuurstofconcentratie het hoogst bij hoge overstromingsfrequentie en goede ontwatering. Met het zakkende water wordt zuurstofrijke lucht naar beneden gezogen, waardoor de bodem ververst wordt. De zuurstofvoorziening kan dan zelfs beter zijn dan in een continu droge bodem, omdat door hoge zuurstofconsumptie de zuurstofgehalten kunnen dalen.

Een gebied dat af en toe wordt overstroomd heeft een soortensamenstelling met veel overstromingstolerante soorten. Uit een studie van Deller & Baldassarre (1998) bleek dat zo'n vegetatietype zich in drie jaar kan ontwikkelen, wanneer een eerder droog gebied wordt vernat. Ook bleek dat 18 jaar na het stoppen van wisselend waterpeil dat 12 jaar lang had geheerst, de effecten van wisselend waterpeil op zowel de vegetatiesamenstelling als de -structuur nog merkbaar waren.

De afbraaksnelheid wordt ook beïnvloedt door afwisselend overstromen of continu overstromen. Mitsch & Gosselink (1993) melden dat bladeren van moerasplanten sneller worden afgebroken wanneer ze constant overstroomd zijn dan wanneer ze onregelmatig tijdelijk overstroomd zijn. Aan de andere kant is er de verwachting, dat de afbraak bij wisselend peil hoger is dan bij continue overstroming, omdat dan snellere afbraak plaatsvindt in de aërobe plekken in de bodem. Daarnaast is de verwachting dat de afbraak in bodems die niet overstroomd worden hoger is dan wanneer de bodem af en toe wordt overstroomd -mits er geen vochttekorten zijn, omdat daar voornamelijk aërobe afbraak plaatsvindt.

3.3.1 Effecten van wisselend waterpeil op de nutriëntenhuishouding

Watersystemen worden al sinds 1950 gebruikt voor de verbetering van de waterkwaliteit (Meuleman, 1999). De waterkwaliteit wordt door dergelijke 'wetlands' beïnvloed via de nutriëntenkringlopen, sedimentafzetting, ion- en molekuul-adsorptie en verandering van de temperatuur. De kwaliteit van het uitstromende water kan sterk verschillen van de kwaliteit van het instromende water (Carter, 1986).

Als een oevervegetatie wordt overstromd, dan verdwijnt nitraat uit de bodem (denitrificatie) en accumuleert het minder mobiele ammonium. Het stikstofgehalte van het water zal met name daar verlaagd worden, waar nitrificatie-denitrificatie processen zich kunnen afwisselen. Wordt de bodem droog, dan zal al het ammonium omgezet worden in nitraat, dat in natte omstandigheden weer gedenitrificeerd kan worden. Afwisselingen van droge en natte omstandigheden leiden tot hoge denitrificatiesnelheden, waardoor een belangrijk verlaging van de N-concentratie van het water kan worden bereikt (Reddy & Patrick, 1984; Meuleman, 1999).

Sedimentatie van fosfaat is het belangrijkste P-verwijderingsmechanisme in watersystemen (Sundblad Tonderski, 1999). De beschikbaarheid van anorganisch fosfaat zal stijgen wanneer de bodem wordt overstromd vanwege de reductie van ijzer (paragraaf 2.2.2.3). Bovendien zal, wanneer het overstromend water hoge concentraties macro-ionen bevat, fosfaat verdrongen worden van adsorptiecomplexen. Bij een droogvallende bodem zal het fosfaat weer binden aan beschikbaar geoxideerd ijzer en metaalcomplexen. Afwisselend droogvallen en overstromen kan een verbetering van de waterkwaliteit leveren via het adsorptieproces, doordat steeds vers ijzer (3+) wordt gevormd. De adsorptiecapaciteit van ijzer kan sterk worden verhoogd wanneer het gereduceerd en vervolgens geoxideerd wordt. Door wisselingen in het waterpeil kan de adsorptiecapaciteit van een systeem zodoende hoger zijn dan wanneer de bodem continu droog is (Hieltjes & Lijklema, 1979).

Het effect van de vegetatie op de waterkwaliteit is tweemaal: direct en indirect. Door het effect van planten op de biogeochemische processen in de bodem, beïnvloeden planten de waterkwaliteit op een indirecte manier. Door de opname, opslag en afvoer van nutriënten en de accumulatie van nutriënten in organisch plantenmateriaal beïnvloeden planten de waterkwaliteit direct (Van de Kerk & Lijklema, 1995). Planten kunnen tenminste tijdens het groeiseizoen een belangrijke sink vormen voor stikstof en fosfaat (b.v. Meuleman, 1999; helofytenfilter). Het organische materiaal kan als bron van nutriënten fungeren aan het einde van het groeiseizoen, zowel in natte als in droge omstandigheden. Om een hoge nutriëntenverwijdering te verkrijgen, zou de vegetatie aan het einde van het groeiseizoen gemaaid moeten worden, waarbij het maaisel afgevoerd moet worden (Toet, 1995; Meuleman, 1999). De hoeveelheid fosfaat die op deze wijze kan worden verwijderd hangt mede af van de fosfaatbelasting, zoals blijkt uit het 'biomachine model' van Kadlec (1997). Naar aanleiding van dit model blijkt dat wanneer een P-beperkt ecosysteem wordt blootgesteld aan een nieuwe en hogere fosfaatconcentratie, dit tot een nieuwe en hogere biomassa limiet leidt.

De tijdelijke verwijdering van nutriënten kan een grote rol spelen. Wanneer in een bovenstrooms gelegen deel van een stroomgebied nutriënten worden vastgehouden tijdens het groeiseizoen, dan betekent dat, dat de benedenstroomse gebieden deze nutriënten niet ontvangen in het groeiseizoen. De nutriënten komen wel weer vrij na het groeiseizoen, maar de effecten (eutrofiëring) zullen minder groot zijn dan wanneer de gebieden in het groeiseizoen verhoogde nutriëntgehalten krijgen (Lijklema, 1990).

Periodieke overstroming van een begroeide bodem leidt tot verlaging van sulfaatgehalten en productie van waterstofsulfide. Dit kan resulteren in hogere fosfaatafgifte en toxische effecten op planten.

Bij de reductie van sulfaat worden bicarbonaationen gevormd (interne alkalinitas; vergelijking 20). Door de inlaat van alkalien water en interne alkalinitas kunnen van nature zure sedimenten alkalien worden. Er is grote kans dat er interne eutrofiëring optreedt wanneer sulfaatrijk alkalien water in contact komt met organische bodems. Door de sulfaatreductie komt sulfide vrij, dat bindt met ijzer, waardoor fosfaat in oplossing gaat; voorts is in

een alkalien milieu de afbraak hoger waardoor meer ammonium vrij komt (Smolders *et al.*, 1995; Smolders & Roelofs, 1995).

Een bijkomend, wellicht gunstig effect van het overstromen van een oevervegetatie is dat *E.coli* en andere pathogene micro-organismen worden verwijderd. Dit is met name van belang voor watersystemen nabij RWZI-lozingspunten. Verwijdering van pathogene bacteriën vindt plaats onder andere door sedimentatie, filtratie, adsorptie, aggregatievorming en predatie. Een verblijftijd van 3 tot 6 dagen in een watersysteem geeft dezelfde vermindering in pathogene micro-organismen als chemische reiniging; de aanwezigheid van hogere planten versterkt dit proces (Gersberg *et al.*, 1987; Kadlec & Knight, 1996; Meuleman, 1999).

Volgens Van der Valk *et al.* (1978) vangen alle natuurlijke watersystemen N en P in, waardoor de waterkwaliteit van het water verbeterd wordt. De jaarlijkse efficiëntie van N- en P-verwijdering door een watersysteem hangt met name af van het hydrologische regime van het watersysteem, de mate van strooiselproductie en de afbraaksnelheid van strooisel in het watersysteem. Er is echter een grote range aan efficiëntie van nutriëntenverwijdering. De verwijdering van stikstof varieert van 90% verwijdering tot netto vrijkomen. De fosfaatverwijdering vertoont een duidelijk seizoenseffect: in de herfst, winter en lente verwijderen watersystemen minimale hoeveelheden fosfaat (15% van de aanvoer in de herfst, 1% in de winter) en functioneren ze vaak als fosfaatbron. In de zomer worden echter grote hoeveelheden fosfaat verwijderd, soms tot 80% van de aanvoer (Van der Valk, 1978). De mogelijkheid van watersystemen om nutriënten in te vangen verschilt niet alleen van seizoen tot seizoen, maar ook van jaar tot jaar. Bovendien is de classificatie bron (input>output) of sink (input<output) niet altijd toepasbaar: watersystemen functioneren vaak ook als transformers (input=output), waarmee bedoeld wordt dat ze nutriënten omzetten van de ene (organische) vorm in de andere (anorganische) vorm.

Uit de uitvoerige literatuurstudie van Mitsch & Gosselink (1993) blijkt, dat het zelfs niet mogelijk is per watersysteemtype aan te geven of ze een nutriëntenbron dan wel -sink zijn. Het enige dat met zekerheid gezegd kan worden, is dat veel watersystemen als sink voor particuliere, anorganische nutriënten fungeren, en een bron van organisch materiaal voor benedenstroomse gebieden of aangrenzende ecosystemen zijn (Mitsch & Gosselink, 1993). De zuiveringsefficiëntie hangt verder af van het vegetatietype en de bodemkarakteristieken (Sánchez-Pérez *et al.*, 1991). In Bak *et al.* (1996) worden de zuiveringsprocessen door verschillende helofytenfilters beschreven. Hierbij wordt benadrukt dat de opslag in vegetatie slechts tijdelijk is. De retentietijd van water bepaalt de mate waarin dat water gezuiverd wordt: hoe langer het water in het systeem verblijft, hoe hoger de sedimentatie, en hoe hoger het stikstofverlies door het ontstaan van een gereduceerd milieu (denitrificatie), en door ammoniakvervluchtiging (King, 1985).

Wanneer resultaten per watersysteem worden bekeken, dan blijkt dat zoetwatermoerassen in het algemeen de waterkwaliteit verbeteren, d.w.z. de positieve effecten (het watersysteem is een sink) zijn vaak sterker dan de negatieve effecten (het watersysteem is een bron). Veenmoerassen zijn een grote N-sink, maar kunnen daarentegen na een aantal jaren een grote P-bron worden door de nalevering van eerder opgeslagen P (zie ook: Hieltjes & Lijklema, 1979, 1981). Moerasbossen kunnen een netto-sink, netto-bron of transformer zijn. De resultaten zijn niet eenduidig en hangen waarschijnlijk van veel factoren af. Ook schorren zijn niet permanent aan te duiden als sink, bron of transformer (Mitsch & Goselink, 1993).

3.3.2 Frequentie, duur en amplitudo waterstandswisselingen

Zoals al is aangegeven, zijn de frequentie, duur en amplitudo van waterstandswisselingen erg belangrijk voor de nutriëntenhuishouding in een

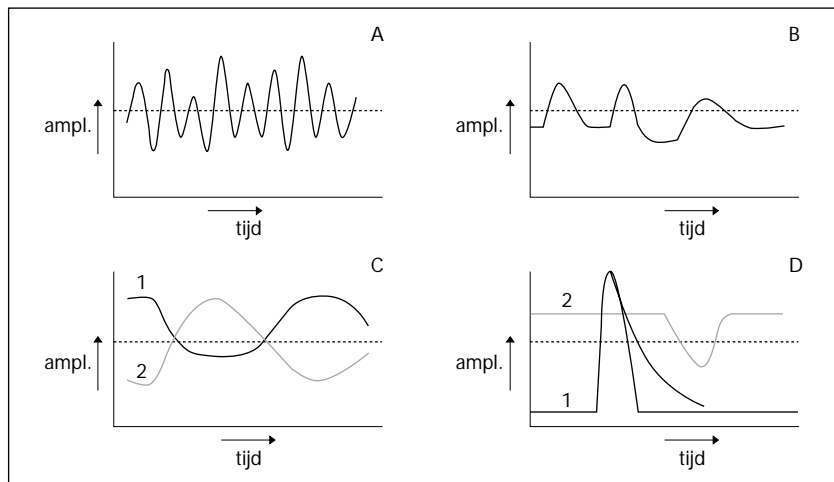
bodem. Met frequentie wordt het aantal waterstandswisselingen per jaar bedoeld, terwijl duur de tijdsperiode aanduidt gedurende welke een gebied overstromd dan wel drooggevallen is. De amplitude geeft aan hoe sterk de waterstanden van elkaar verschillen. Volgens Megonigal & Day (1992) zijn de amplitude, duur en timing van een overstroming de belangrijkste factoren die de primaire productie van een watersysteem reguleren. Het waterniveau en timing van verandering van dat waterniveau bepalen onder anderen de groei van afzonderlijke plantensoorten (Hultgren, 1989). De duur van een overstroming bepaalt de mate waarin de bodem gereduceerd wordt. De snelheid waarmee dit gebeurt hangt af van vele factoren, en zal per systeem verschillen. De mate van daling van de redoxpotentiaal bepaalt de mate van vrijkomen van gassen en nutriënten. De duur van de overstroming bepaalt ook of de planten de overstroming overleven of niet. Wanneer een bodem erg kort droogvalt (de frequentie van overstroming is erg hoog), dan kan de bodem niet volledig aëroob worden, waardoor bijvoorbeeld de fosfaatbinding en de nitrificatie niet maximaal zijn. Verder is de waterstand vóór de overstroming van belang. Ligt deze onder het maaiveld, dan heeft overstroming grote gevolgen voor de redoxpotentiaal van het systeem. Wanneer de grond al drassig is, dan heeft overstroming vooral effect op sedimentatie, lichtbeschikbaarheid en de dikte van het aërobe laagje. Als de waterstand plotseling erg verhoogd wordt (enkele meters), dan heeft dit ook grote gevolgen voor de aanwezige vegetatie. Zeker als deze overstroming lang duurt, zal er grote sterfte optreden. Een vergelijkbare redenering kan worden gevolgd voor het droogvallen. Als een overstromde bodem volledig droogvalt (d.w.z. het waterpeil onder de grondoppervlak), dan wordt een groot deel van de bodem aëroob (mits de bodem lang genoeg droog blijft), wat tot oxidatie van alle gereduceerde componenten leidt. Wanneer de bodem voor langere tijd droogvalt zullen waterplanten en -organismen afsterven. Blijft er echter een laagje water staan, dan zullen deze effecten minder groot zijn. Door verlaging van het peil van bijvoorbeeld het IJsselmeer, kan de erosieve werking van golven toenemen (Iedema & Breukers, 1997). Verder bepaalt de hoogte van de waterstand of er zich een aëroob laagje kan vormen op de bodem: bij hoge waterstanden wordt de bodem volledig anaëroob (op de rhizosfeer na), bij lage waterstand kan zich een aëroob laagje vormen (Meuleman, 1999). Een ander aspect van de amplitude is het areaal dat overstromt dan wel droogvalt. Als het waterpeil sterk wordt verhoogd of verlaagd, dan valt er een veel groter deel van het systeem nat respectievelijk droog, dan wanneer er een kleinere verandering zal zijn. Het profiel van de oeverzone is hierbij erg belangrijk: bij een gelijke peilverandering zal de grootte van het oppervlak dat wordt beïnvloed veel kleiner zijn wanneer de oever steil is, dan wanneer de oever een flauwe helling heeft. De diepteverdeling in de oeverzone wordt door het waterpeil vastgelegd. De diepteverdeling heeft directe gevolgen voor de mate van sedimentatie (zie 2.3.2), maar ook voor de overleving van planten. Alle waterplanten hebben een bepaalde waterdiepte waar ze de grootste primaire productie hebben. Deze optimale waterdiepte kan in een erg nauwe range liggen (b.v. Sphagnum), maar kan ook in een brede range liggen (b.v. riet) (Spence, 1967; Novitzki, 1978; Liefers & Shay, 1981). Verder bepaalt de grootte van het oppervlak dat afwisselend overstromt en droogvalt de intensiteit van nitrificatie en denitrificatie (Patrick Jr. & Tusneem, 1972; Brocades Zaalberg, 1989). De diepte van de oeverzone bepaalt het foerageerareaal voor eenden, zwanen en steltlopers en ook de geschiktheid van de oeverzone als slaapplek voor steltlopers, aalscholvers en ganzen (Meeks, 1969; Brocades Zaalberg, 1989). Het effect hiervan op de nutriëntenkringlopen kan groot zijn, wanneer de nutriënten door vraat uit het gebied worden gehaald

(wanneer het als foerageergebied gaat functioneren) of er juist naar toe worden gebracht (wanneer het gebied een rustplaats wordt).

4 Waterpeilregimes

Er zijn verschillende peilregimes te onderscheiden met variërende frequentie, duur en amplitudo (fig. 13). De volgende waterregimes worden in dit hoofdstuk behandeld:
getijdenbeweging (4.1);
rivierpeil (4.2);
natuurlijk meerpeil (4.3), en
bergingsbassins (4.4).

Figuur 13
Verschillende waterregimes: getijdenwisselingen (A), rivierpeil (B), natuurlijk (1) en tegennatuurlijk (2) peil (C), en bergingsbassin (D).



4.1 Getijdenbeweging

Bij een getijdenbeweging moet men denken aan dagelijkse schommelingen in het waterpeil (fig. 13A) in de orde van grootte van enkele decimeters tot meters. De frequentie van overstroming en droogvallen is daardoor erg hoog, terwijl de duur relatief kort is. Getijdengebieden kunnen in twee klassen verdeeld worden: zoutwatergetijdengebieden (ofwel schorren) en zoetwatergetijdengebieden. De karakteristieke vegetatie moet tegen frequente overstroming en droogvallen kunnen en sterk in de grond veranderd zijn om de veelal sterke getijdenstromen te kunnen weerstaan. Gaande van het mariene naar het zoete riviermilieu is er een gradueel en veranderlijk verloop van het zoutgehalte van zout naar zoet. In de mariene delen van delta's en estuaria, waar het zoutgehalte erg hoog is en de getijdenbeweging erg sterk, groeien Groot en Klein zeegras. In de gebieden die sterk variëren in zoutgehalte (estuaria, meertjes achter dijken) vindt men planten uit de *Ruppia*-klasse. In brakke tot zoete riviermilieus met getijden is de stroming langzamer en vindt men *Scirpus*-moerassen, Rietlanden en grienden (Schaminée *et al.*, 1995).

In getijdengebieden vinden zowel aërobe als anaërobe processen plaats. De bovenlaag valt frequent droog, waardoor er een dunne aërobe laag wordt gevormd. Ook ontstaan er in de bodem van helofytenbegroeiingen veel poriën door wortelgroei en -sterfte, waardoor bij laag water lucht in de bodem kan doordringen. Aërobe en anaërobe condities zullen daardoor in ruimtelijke en temporele afwisseling naast elkaar bestaan. Bij de anaërobe

schorren
zoetwatergetijdengebieden

anaërobe

afbraak

afbraak valt er een duidelijk verschil op tussen zoute tot brakke gebieden en zoete gebieden. In zoute tot brakke gebieden zijn de sulfaatgehalten redelijk hoog, zodat bij de anaërobe afbraak sulfide vrijkomt. Dit sulfide wordt veelal in aërobe micromilieus weer geoxideerd. In zoete gebieden komt bij de anaërobe afbraak met name methaan vrij. De sulfaatreductie verloopt efficiënter dan de methanogenese, waardoor de afbraak relatief sneller is in zoute tot brakke dan in zoete gebieden. Omdat in getijdensystemen de anaërobe processen overheersen, is anorganisch stikstof met name aanwezig in de vorm van ammonium. Alleen in de dunne, aërobe bovenlaag vindt periodiek nitrificatie plaats. Het gevormde nitraat wordt in de anaërobe laag meteen gedenitrificeerd.

In de periodiek aërobe micromilieus wordt ijzer afwisselend gereduceerd (bij overstromen) en geoxideerd (bij droogvallen). Hierdoor behoudt ijzer zijn maximale adsorptiecapaciteit voor fosfaat. Met name in schorren wordt ijzer echter gebonden aan sulfide, dat gevormd is bij de anaërobe afbraak, waardoor fosfaat er niet aan kan adsorberen. De effecten van de getijdenbeweging op fosfaatadsorptie en -desorptie zijn moeilijk aan te geven. De gehalten aan ijzer en sulfaat spelen hierbij een belangrijke rol. (Mitsch & Gosselink, 1993).

waterkwaliteit

Getijdenwisselingen kunnen verschillende effecten hebben op de waterkwaliteit. In de Nederlandse estuaria zijn grote hoeveelheden fosfaatrijk slib gesedimenteerd in de periode 1950-1990. De Rijn bevatte toen nog hoge concentraties fosfaat. Het valt te verwachten dat wanneer het water als gevolg van herstel van de getijdenbeweging in dergelijke gebieden zouter wordt, er nalevering van fosfaat uit deze bodems zal optreden vanwege binding van ijzer aan sulfide. De verwijdering van stikstof uit het water zal in getijdengebieden relatief hoog zijn doordat nitrificatie en denitrificatie elkaar kunnen afwisselen.

De accumulatie van organisch materiaal in de bodem is potentieel hoog, vooral in de zoetere delen van het getijdengebied, doordat de afbraak gedomineerd wordt door anaërobe processen als de methanogenese. Een en ander zal hierbij ook afhangen van de balans tussen erosie en sedimentatie. In dit verband moet bij het herstellen van een peilregime met getijden ook rekening gehouden worden met de resuspensie van eerder afgezet slib. Wanneer dit slib hoge gehalten aan fosfaat of gifstoffen bevat, dan zullen deze vrijkomen.

4.2 Rivierpeil

In Nederland beperkt de directe invloed van rivierpeil zich tot de gebieden tussen de winterdijken, zoals de uiterwaarden en het rivierbed zelf. De waterstand in de uiterwaarden die in direct contact staan met de rivier volgt het rivierpeil. Naarmate de verbinding met het zomerbed van de rivier (connectiviteit) afneemt - bijvoorbeeld door de aanwezigheid van zomerkaas - zullen er minder fluctuaties in de waterstand optreden. De frequentie van overstromen ligt lager dan bij getijdenwisselingen, maar hoger dan bij een natuurlijk meerpeil. De duur is eveneens intermediair: langer dan bij getijdenwisselingen, korter dan bij natuurlijk meerpeil. De amplitudo zal met name afhangen van het seizoen: bij veel regen stijgt het waterpeil in de rivier, waardoor het gebied overstromt, b.v. in de herfst en de lente. Hoe hoger de amplitudo, hoe langer het gebied overstromt blijft en hoe groter het gebied dat overstromd wordt (fig. 13B).

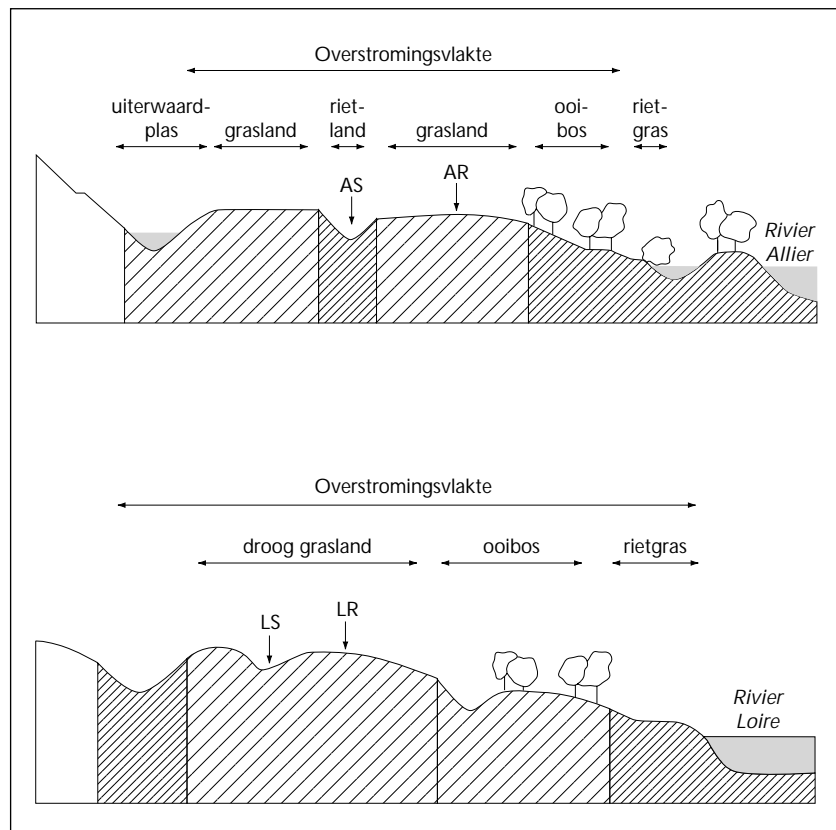
De vegetatie in deze rivierbegeleidende watersystemen omvat een groot aantal plantengemeenschappen door de vele gradiënten in overstromingsfrequentie en -duur. Plekken vlak naast de rivier worden vaker overstromd dan verder van de rivier af, al zal de duur van de overstroming daar langer

zijn. De morfologie van zo'n systeem is zeer complex. Men moet onderscheid maken tussen komgronden, oeverwallen, geulen, etc. (fig. 14). Elk deel heeft een bepaalde hydrologie, met de daarbij behorende bodemprocessen en vegetatie. Rivierbegeleidende vegetaties zijn b.v. stroomdalgraslanden, ruigtezomen en alluviale oobossen op de oeverwallen, wilgenbossen op de komgronden en rietlanden en waterplantenvegetaties in de oude rivierarmen (Westhoff *et al.*, 1971; Mitsch & Gosselink, 1993; Schaminée *et al.*, 1995).

De frequent overstromde gebieden ondervinden een frequente afwisseling van aërobe en anaërobe processen. Nitrificatie en denitrificatie wisselen elkaar hierdoor af. Wanneer de anaërobe processen overheersen, zal er organisch materiaal accumuleren, en methaan geproduceerd worden. De gebieden die minder frequent overstromen, zullen in het algemeen gedomineerd worden door aërobe processen. Wanneer dit gebied overstromd wordt, dan zal aanwezige nitraat snel denitrificeren, en fosfaat vrijkomen. Valt dit gebied weer droog, dan kan de fosfaat weer binden aan het vers geoxideerde ijzer (Mitsch & Gosselink, 1993).

Veel uiterwaarden kennen een recente historie van intensief agrarisch grondgebruik, waarbij de invloed van de rivier sterk is verminderd door de aanwezigheid van zomerdijken. Ook zijn op veel plaatsen grote hoeveelheden stikstof, fosfaat en kalium via kunstmest en organische mest in de bodem terechtgekomen. Met name de oplading van de uiterwaarden met fosfaat en de sedimentatie van slib rijk aan fosfaten en toxische stoffen hebben geleid tot een ongunstige uitgangssituatie voor vernatting. Bij meer frequente en langdurigere overstromingen zal de redoxpotentiaal van de bodem immers gemiddeld dalen, waardoor ijzergebonden fosfaten worden gemobiliseerd. Verwijdering van deze bodemlagen, b.v. in het kader van kleiwinning, is aan te bevelen wanneer men de uiterwaarden weer in verbinding wil brengen met de rivier.

Figuur 14
Dwarsdoorsnede door een rivierdal (Allier/Loire).



Rivierbegeleidende watersystemen ondervinden grote inputs van gesuspendeerd materiaal vanuit de rivier, die direct na het begin van de overstroming beginnen te sedimenteren. De grove deeltjes sedimenteren het eerst, de kleinere deeltjes steeds later, waardoor de bekende geomorfologische patronen van oeverwallen en kommen ontstaan. Verder kunnen overstromingen ook een eroderende werking hebben op de oevers. Hierdoor resuspendeert het sediment, hetgeen nadelig kan zijn voor de waterkwaliteit. Gebonden nutriënten kunnen hier namelijk uit vrijkomen. Volgens Mitsch & Gosselink (1993) vangen rivierbegeleidende moerassen in het algemeen nutriënten in vanuit aangrenzende gebieden. Met de gesedimenteerde deeltjes kunnen echter ook fosfaten en toxische stoffen worden afgezet. Dit heeft uiteraard een zuiverende werking op het rivierwater, maar een vervuilende invloed op de uiterwaardbodem. De accumulatie van autochtoon organisch materiaal zal in de drassige gebieden groot zijn, vanwege de lage anaërobe afbraak. Bij overstromingen kan een deel van dit materiaal uit het systeem verwijderd worden en weer afgezet worden in andere systemen.

4.3 Natuurlijk meerpeil

Een natuurlijk meer- of boezempeil volgt de neerslag- en verdampingsfluctuaties binnen een jaar, met een hoog waterpeil in de winter en een laag peil in de zomer (fig. 13C). Hierbij valt te denken aan ondiepe meren met een brede litorale zone, waar in de zomer door de verdamping en evapotranspiratie het waterpeil langzaam zakt en in de herfst en winter weer stijgt door toevoer van neerslag. De frequentie van overstromen is erg laag (één keer per jaar, kleine fluctuaties daargelaten), en de duur erg lang. De amplitudo kan erg groot zijn, en variëren tussen de jaren (droog versus nat jaar). Dit type watersysteem omvat een grote verscheidenheid aan typen, zoals natte graslanden, meeroevers, laagvenen en binnendijkse oude rivierarmen. (Mitsch & Gosselink, 1993). Een groot aantal plantenassociaties komen in deze typisch Nederlandse natte gebieden voor, zoals vegetaties van ondergedoken waterplanten, drijfbladplanten, helofyten en soortenrijke laagvenen en natte graslanden (Schaminée *et al.*, 1995).

Een natuurlijk binnenwaterpeil is 's zomers laag en 's winters hoog. Dit heeft tot gevolg dat in de koude periode, wanneer de biologische en chemische activiteiten en dus de zuurstofconsumptie laag zijn, de bodem overstroomd is (Meek & Stolzny, 1978). De bodem zal niet al te sterk anaëroob worden. De denitrificatie zal gering zijn, voornamelijk vanwege een tekort aan nitraat. De afbraak is bij de heersende lage temperaturen langzaam, waardoor er een accumulatie plaatsvindt van organisch materiaal. Ook zal ijzer niet in grote hoeveelheden gereduceerd worden, waardoor de fosfaatdesortpie niet erg hoog zal zijn. Ook vindt er nauwelijks gasvorming plaats door de lage (anaërobe)afbraak. Wanneer dit gebied in de warme periode ('s zomers) droogvalt, zal met het wegzakkende water zuurstof naar binnen getrokken worden, waardoor de redoxpotentiaal sterk zal stijgen. De biologische activiteit is in de warme perioden groot. De afbraak zal daarom ook sterk toenemen. Aërobe processen zullen een belangrijke rol spelen: door de nitrificatie zal alle ammonium omgezet worden in nitraat, dat na diffusie naar anaërobe micromilieus gedenitrificeerd zal worden. Ook zal gereduceerd ijzer oxideren en neerslaan met fosfaat.

Een tegennatuurlijk binnenwaterpeil is in de winter laag en in de zomer hoog. Hierdoor zal de bodem in de warme periode anaëroob worden. De redoxpotentiaal in de bodem zal dan relatief sterk dalen door de hoge zuurstofconsumptie. De nitrificatie zal zeer laag zijn en alle gevormde nitraat zal onmiddellijk gedenitrificeerd worden. Hierdoor zal ammonium zich ophopen.

Door de reductie van ijzer zal de fosfaatdesorptie groot zijn. De accumulatie van organisch materiaal is hoog, doordat de afbraak anaëroob plaatsvindt, en voornamelijk via de methanogenese zal plaatsvinden. Wanneer een dergelijk gebied in de koude periode droogvalt, dan zal zuurstof met het wegtrekkende water de bodem in getrokken worden. Hierdoor zal de redoxpotentiaal stijgen. Er zullen echter geen aërobe processen op grote schaal plaatsvinden omdat zowel biologische als chemische activiteiten laag zijn bij lage temperaturen. De nitrificatie zal nog steeds niet erg snel verlopen. Ook de oxidatie van gereduceerde componenten zal minder snel verlopen dan bij hogere temperaturen. Verder is de afbraaksnelheid erg laag, waardoor organisch materiaal zich zal ophopen.

Wanneer de effecten van een natuurlijk meerpeil op de waterkwaliteit vergeleken worden met de effecten van een tegennatuurlijk meerpeil, blijkt het volgende. De verwijdering van stikstof is hoger bij een natuurlijk meerpeil. De fosfaatconcentratie is tijdens het groeiseizoen lager bij een natuurlijk meerpeil dan bij een tegennatuurlijk meerpeil. Verder is de ophoping van organisch materiaal lager bij een natuurlijk meerpeil dan bij een tegennatuurlijk meerpeil.

4.4 Waterberging

Bergingsbassins zijn grote reservoirbekkens die worden gebruikt voor het opvangen van water in situaties van dreigende overstromingen. In dergelijke bassins zal het waterpeil normaliter zo laag mogelijk gehouden worden, om een zo groot mogelijke hoeveelheid water te kunnen bergen. De overstromingsfrequentie zal laag zijn en de overstromingsduur kort. De amplitudo is daarentegen erg groot (fig. 13D). Men kan hierbij denken aan onbewoonde agrarische gebieden die alleen in tijden van uiterste nood overstromd zullen worden (eens in de 10, 20 jaar). Waterberging zou echter ook in geselecteerde gebieden met een natuurdoelstelling kunnen plaatsvinden, waarin een peilbeheer mede gericht op natuurwaarden gevoerd zou kunnen worden.

Wanneer een goed gedraineerde bodem snel onder water gezet wordt, zullen de gevolgen groot zijn. De bodem zal snel anaëroob worden, en de denitrificatie zal tijdelijk sterk toenemen. Als de bodem een paar dagen overstromd blijft, zal de productie van sulfide en methaan ook op gang komen. Gebrek aan zuurstof voor de wortels in combinatie met het onder water raken van de bovengrondse delen van de planten kan tot gevolg hebben dat (een deel van) de oorspronkelijke vegetatie afsterft. Wanneer dit gebeurt, dan zal, nadat de bodem weer drooggevallen is, de bodem kale plekken met afgestorven plantenmateriaal vertonen. Hierop zal zich geleidelijk een pioniervegetatie gaan vestigen, die wellicht een heel andere soortensamenstelling heeft dan de oorspronkelijke vegetatie. Als een gebied eenmalig overstromd raakt, dan zullen de gevolgen groot zijn, maar niet volledig onomkeerbaar. Wanneer de bodem niet te lang overstromd wordt, b.v. enkele weken in het winterseizoen, dan zal na droogvallen het systeem waarschijnlijk naar zijn oorspronkelijke staat terugkeren.

Wanneer een drassige bodem overstromt, zullen de veranderingen minder groot zijn omdat de bodem en de vegetatie tot op zekere hoogte waren aangepast aan anaërobe omstandigheden. Gevolgen voor de nutriëntenuishouding zullen met name zijn dat het nog aanwezige nitraat zal verdwijnen, en dat ijzer gereduceerd zal worden waardoor fosfaat vrijkomt. Valt de bodem hierna droog, dan zal meer fosfaat dan vóór de overstromingen aan het verse, geoxideerde ijzer kunnen binden.

De effecten van het vol laten lopen van een bergingsbassin op de waterkwaliteit hangen af van de duur van de overstroming en de karakteristie-

ken van het gebied dat overstroomd wordt. Om een goede inschatting te kunnen maken, is het van belang om de snelheid van optredende veranderingen te kennen. Zo is het essentieel om te weten wat er gebeurt met de redoxpotentiaal en met de alkaliniteit van de bodem. Hierover is te weinig bekend om te kunnen generaliseren.

5 Peilbeheer en nutriënten: conclusies en kennishiaten

In deze literatuurstudie is bestaande kennis over de nutriëntenhuishouding in relatie tot wisselende waterpeilen op een rij gezet. Tussen waterpeilfluctuaties en nutriënten bestaat over het algemeen een zeer complex geheel van relaties. Directe en indirecte effecten van peilwisselingen op nutriëntenstromen zijn niet eenduidig aan te geven. Een eerste aanzet is de kwalitatieve indicatie van de invloed van overstromen en droogvallen op biogeochemische processen in de oeverzone (tabel 1). Daarmee kan - zeer globaal - een beeld worden geschetst van de gunstige en ongunstige effecten van een natuurlijker peilbeheer. Van een kwantitatieve inschatting kan echter geen sprake zijn.

peilfluctuaties

Nitrificatie-denitrificatie en fosfaatadsorptie zijn wellicht de belangrijkste biogeochemische processen in watersystemen. Daar deze processen door peilwisselingen versterkt lijken te kunnen worden kan een wisselend waterpeil wellicht bijdragen aan reductie van de belasting van het ecosysteem met stikstof en fosfaat.

peilbeheer

De vastlegging van koolstof kan ook in belangrijke mate worden beïnvloed met behulp van het waterpeilbeheer. Vastlegging van koolstof wordt bevorderd als de afbraak wordt verlaagd, bijvoorbeeld onder invloed van een hoge grondwaterstand. Dit wordt weer bevorderd door regelmatige, c.q. langdurige overstroming. Uiteindelijk kan door de accumulatie van organisch materiaal verlandingsgang optreden.

Wisselende waterpeilen leiden tot een verminderde erosie van oevers en ondiepe waterbodem. Resuspensie en vrijkomen van nutriënten in de waterfase worden hierdoor verlaagd. Ook leiden fluctuerende waterstanden tot interacties tussen open water en overstromingsgebied (moeras), dat bijvoorbeeld door vissen als voortplantingshabitat wordt benut.

In het onderstaande zal van vier soorten gebieden kort worden aangegeven wat de veranderingen zijn richting "natuurlijker peilbeheer" en welke aandachtspunten hier liggen met betrekking tot nutriëntenstromen.

Natuurlijker peilfluctuaties in watersystemen

Het zoetwatergetijdengebied

getijbeweging

Het zoete deel van het estuarium is na de uitvoering van de Deltawerken een groot deel van de getijbeweging kwijtgeraakt. In de toekomst zal door het vergroten van de opening in de Haringvlietsluizen geleidelijk een deel van de vroegere dynamiek terugkeren. Dit betekent een grotere getijslag en een landinwaartse verplaatsing van de zoet-zout overgangen. Bovendien worden bij natuurontwikkeling stukken binnendijs land (nu nog landbouwpolders) onder invloed van de getijrivieren gebracht. In het westen zal zout water verder landinwaarts dringen en tot gedeeltelijk herstel van de brakke overgangszones leiden.

zoet-zout overgangen

Door de vergrote getijslag en het ontpolderen neemt het intergetijdengebied, dat dagelijks afwisselend onder en boven water ligt, sterk in oppervlak toe. Door deze regelmatige en relatief snelle afwisseling van nat en

droog wordt tijdens de natte periode veelal niet alle zuurstof opgebruikt en blijven aërobe processen verantwoordelijk voor een aanzienlijk deel van de afbraak van organische stof.

Met het rivierwater wordt veel fijn sediment aangevoerd dat deels in het estuarium bezinkt; in een getijdengebied komt veel van dit materiaal in de oeverzone terecht (op- en aanwassen). De aan het sediment gebonden stoffen zullen daardoor worden vastgelegd in de bodem. Door de hoge primaire productiviteit van het intergetijdengebied (benthische algen en hogere vegetatie) worden veel van de aangevoerde nutriënten bovendien tijdelijk vastgelegd in biomassa.

De grote rivieren

De uiterwaarden langs de grote rivieren veranderen van karakter door de maatregelen die in het kader van onder andere "Ruimte voor de Rijntakken" worden genomen. Deze maatregelen hebben in de eerste plaats tot doel, de afvoer- en bergingscapaciteit van de hoogwaterbedding te vergroten. Daarmee gepaard gaat een uitbreiding van het areaal aan natte natuur in de uiterwaarden.

uiterwaardverlaging

Door uiterwaardverlaging, aanleg van nevengeulen en het verwijderen of verlagen van zomerkades zal het rivierwater al bij matig verhoogde afvoeren de uiterwaarden in kunnen stromen en zullen grote delen hiervan veel frequenter overstroomd worden dan voorheen. Door verlaging zullen de uiterwaarden ook vernatten (gemiddeld kleinere grondwaterdiepte) en zullen plassen ontstaan.

overlaatgebieden

Er wordt ook gedacht over het weer instellen van overlaatgebieden, waarin berging kan plaatsvinden, zodat bij extreme hoogwaters een deel van het rivierwater kan worden afgevoerd. De rivier-verruimende maatregelen zullen voor de uiterwaarden leiden tot frequentere overstromingen; het peil in de zomerpolders gaat directer met de rivier meebewegen, waardoor deze sneller vol- en weer leegstromen. De hoogwaterpieken zullen lager uitvallen; in meer geïsoleerde delen van de uiterwaarden zal de overstroming ook van langere duur zijn. Overlaatgebieden voeren water af bij extreme hoogwaters, en zullen dus niet ieder jaar overstroomd worden.

De grotere hydrologische dynamiek kan op sommige plaatsen (bijvoorbeeld in komgebieden waar water langdurend geborgen wordt) wellicht een gunstig effect hebben, doordat accumulatie van organische stof plaatsvindt (laagveenverlanding); anderzijds zal de versnelde afwisseling droog-nat gunstig zijn voor denitrificatie en fosfaatbinding. Een indirect punt van belang is de invloed van microverontreinigingen in de uiterwaarden en hun interactie met nutriëntenstromen.

Meren en plassen

streefpeil

Natuurlijker peilbeheer in meren en plassen zal vooral in de oeverzone tot veranderingen leiden. In veel wateren is er sprake van een vast streefpeil of een "omgekeerd peilverloop", dat wil zeggen 's zomers een hoog en 's winters een laag vast streefpeil. Bij natuurlijker peil wordt gedacht aan streefmarges (binnen een bandbreedte laten variëren van het peil; in de praktijk leidt dit doorgaans tot hoog winter- en laag zomerpeil), of een laag zomer-/hoog winterstreefpeil. Het meest natuurlijk is een peil dat geheel door aan- en afvoer van water wordt bepaald. Hydrologisch geïsoleerde meren volgen dan een z.g. 'regenwatermodel', d.w.z. neerslag, wegzijging en verdamping (en overlaathoogte) bepalen het waterpeilverloop.

regenwatermodel

Afhankelijk van de aanwezigheid en de morfologie (hellingshoek) van oeverlanden zal het areaal dat aan winterinundatie / zomerdroogval blootstaat

bij een natuurlijker peilverloop toenemen ten opzichte van de huidige situatie. Bij een natuurlijk peilverloop zijn de condities voor een vitale moerasvegetatie aanmerkelijk gunstiger dan bij vast peil.

Een natuurlijker meerpeil heeft waarschijnlijk gunstige effecten op de waterkwaliteit *doordat* met name de zone die afwisselend droog en nat is een sink is voor nutriënten. Een lager peil in de zomer vergroot de zuurstoftoevoer juist in die periode dat de afbraak van organisch materiaal het hoogst is. Hierdoor wordt tevens de gekoppelde nitrificatie-denitrificatie gestimuleerd, en het vrijkomen van fosfaat door reductie van ijzer(hydr)oxiden verminderd. Ze worden in de oevervegetatie vastgelegd en zullen minder gemakkelijk weer door erosie in het water terugkeren. Voorts worden mineralisatie van gesedimenteerd organisch materiaal, denitrificatie en fosfaatbinding in de afwisselend natte en droge zone bevorderd.

Bergingspolders

Als mogelijke ontwikkelingsrichting voor de wateroverlast problematiek wordt ook gewerkt aan meer of minder diepe polders die bij calamiteit als opvanggebied kunnen fungeren. De normale functies zouden kunnen worden voortgezet, waarbij schade als gevolg van volstromen (wat incidenteel kan gebeuren) wordt vergoed. Belangrijk is welke functies dergelijke gebieden kunnen hebben: de effecten van volstromen zullen in landbouwpolders heel anders uitpakken dan in natuurlandpolders.

Een voorbeeld van bergingsgebieden is te vinden langs het Vlaamse deel van de Schelde, waar zogenaamde 'potpolders' zijn aangelegd, die bij springtij via een drempel kunnen vollopen om zodoende de hoogwatergolf af te vlakken.

De betekenis van berging van gebiedsvreemd water voor de waterkwaliteit kan vanuit twee verschillende invalshoeken worden bekeken.

- de effecten van het inlaatwater op de kwaliteit van het ecosysteem en de beperkingen die dit aan het landgebruik oplegt; het gaat hierbij om zowel het waterregime (frequentie, duur en amplitude van overstroming), als om de kwaliteit van het binnenkomende water.
- de effecten van berging op het uitlaatwater: de waterkwaliteit kan een verandering ondergaan als gevolg van het verblijf in het systeem. Belangrijke processen hierbij zijn bezinking van gesuspendeerd materiaal met de daaraan gehechte stoffen, nitrificatie-denitrificatie en andere gasemissies, en opname / vastlegging in de vegetatie.

Een inschatting van de effecten van het toekomstig water(peil)beheer op de nutriëntenstromen kan nu niet gemaakt worden. Hiervoor zijn kwantitatieve kennisregels m.b.t. de beschreven processen noodzakelijk. Bovendien dient zo'n inschatting op basis van ruimtelijke eenheden te worden gemaakt. Wel is zoveel duidelijk dat nutriëntenstromen en waterpeildynamiek in sterke mate samenhangen, en dat natuurlijker peilen uiteindelijk zullen bijdragen aan de vermindering van de (over)belasting van het ecosysteem met nutriënten.

Literatuur

- Armstrong, W. (1978): Root aeration in the wetland condition. Uit: 'Plant life in anaerobic environments' D.D.Hock & Crawford (ed.); blz. 269-297
- Atlas, R.M. & Bartha, R. (1998): Biogeochemical cycling: carbon, hydrogen and oxygen en Biogeochemical cycling: nitrogen, sulfur, phosphorus, iron and other elements. In: R.M. Atlas & R. Bartha (ed.) 'Microbial ecology, fundamentals and applications' -4th edition
- Bak, A.; Van Oorschot, M. & Verhoeven, J. (1996): Helofytenfilters voor waterkwaliteitsverbetering ten behoeve van de vinex-locatie Leidsche Rijn. Concept eindrapport, in opdracht van Ingenieursbureau Utrecht
- Best, E.H.P. & Jacobs, F.H.H. (1997): The influence of raised water table levels on carbon dioxide and methane production in ditch-dissected peat grasslands in the Netherlands. *Ecological Engineering* 8: 129-144
- Blom, C.W.P.M. & Voeselek, L.A.C.J. (1996): Flooding: the survival strategies of plants -review. *Trends in Ecology and Evolution* 11(7): 290-295
- Bowden, W.B. (1987): The biogeochemistry of nitrogen in freshwater wetlands. *Biogeochemistry* 4: 313-348
- Brocades Zaalberg. R.W. (1989): Natuurontwikkeling in het IJsselmeergebied door middel van waterpeilveranderingen. Uitgave: Limnologisch instituut, opdracht:Rijkswaterstaat, DBW/RIZA
- Brock, Th.C.M. (1988): De invloed van waterplanten op hun omgeving In: F.H.J.L. Bloemendaal & J.G.M. Roelofs (ed); 'Waterplanten en waterkwaliteit', Serie 'Natuurhistorische bibliotheek van de KNNV' nr 45, blz. 27-41
- Brouwer, E.; Soontjens, J.; Bobbink, R. & Roelofs, J.G.M. (1999): Sulphate and bicarbonate as key factors in sediment degradation and restoration of lake Banen. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*: 9: 121-132
- Buresh, R.J.; Casselman, M.E. & Patrick Jr., W.H. (1980): Nitrogen fixation in flooded soil systems, a review. *Advances in Agronomy* 33: 149-190
- Buresh, R.J.; DeLaune, R.D. & Patrick Jr., W.H. (1981): Influence of *Spartina alterniflora* on nitrogen loss from marsh soil. *Soil Science Society of America Journal* 45(3): 660-661
- Buresh, R.J. & Patrick, W.H. (1981): Nitrate reduction to ammonium and organic nitrogen in an estuarine sediment. *Soil Biology and Biochemistry* 13: 279-283
- Carter, V. (1986): An overview of the hydrologic concerns related to wetlands in the United States. *Canadian Journal of Botany* 64: 364-374

-
- Connel, W.E. & Patrick Jr., W.H. (1969): Reduction of sulfate to sulfide in waterlogged soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 33(5): 711-715
- Deller, A.S. & Baldassarre, G.A. (1998): Effects of flooding on the forest community in a green tree reservoir 18 years after flood cessation. *Wetlands* 18(1): 90-99
- Denmead, O.T.; Freney, J.R. & Simpson, J.R. (1979): Nitrous oxide emission during denitrification in a flooded field. *Soil Science Society of America Journal* 43: 716-718
- Freeze, R.A. & Cherry, J.A. (1979): Chemical properties and principles. In: 'Ground water' R.A. Freeze & J.A. Cherry (ed); chapter 3
- Gambrell, R.P. & Patrick Jr., W.H. (1978): Chemical and microbiological properties of anaerobic soils and sediments. Uit: 'Plant life in anaerobic environments' D.D.Hock & Crawford (ed.); chapter 13, blz. 375-423
- Garritsen, A.C.; Van Amstel, A.R. & Rolf, H.L.M. (1990): Verdroging van natuur in Nederland; deel II: hydrologische aspecten van de inventarisatie. *Landschap* 7(3): 165-181
- Gilbert, J.M.; Warner, B.G.; Aravena, R.; Davies, J.C. & Brook, D. (1999): Mixing of floodwaters in a restored habitat wetland in Northeastern Ontario. *Wetlands* 19(1): 106-117
- Gotoh, S. & Patrick Jr., W.H. (1974): Transformation of iron in a waterlogged soil as influenced by redox potential and pH. *Soil Science Society of America Proceedings* 38: 66-71
- Gries, C.; Kappen, L. & Löscher, R. (1990): Mechanism of flood tolerance in reed, *Phragmites australis* (Cav.) Trin. Ex Steudel. *New Phytology* 114: 589-593
- Grünfeld, S. & Brix, H. (1999): Methanogenesis and methane emissions: effects of water table, substrate type and presence of *Phragmites australis*. *Aquatic Botany* 64: 63-75
- Hieltjes, A.H.M. & Lijklema, L. (1979): Nalevering van fosfaat door sedimenten (V): fosfaat-balans model voor het Brielse Meer. *H₂O* 14(6): 137-140
- Hieltjes, A.H.M. & Lijklema, L. (1981): Nalevering van fosfaat door sedimenten (III): interactie van fosfaat in sediment en (poriën)water. *H₂O* 12(26): 599-602
- Holford, I.C.R. & Patrick Jr., W.H. (1979): Effects of redoxpotential and pH on phosphate removal from waste water during land application. *Prog. Wat. Tech.* 11(4/5): 215-225
- Holford, I.C.R. & Patrick Jr., W.H. (1979): Effects of reduction and pH changes on phosphate sorption and mobility in acid soil. *Soil Science Society of America Journal* 43(2): 292-297
- Hultgren, A.B.C. (1989): Growth in length of *Carex rostrata* Stokes shoots in relation to water level. *Aquatic Botany* 34: 353-365

-
- Iedema, W. & Beukers, C. (1997): Samenvattend hoofdrapport: Definitie-studie instrumentarium waterhuishouding in het Natte Hart. Rijkswaterstaat bereidt zich voor op de toekomst. Riza rapport 97.086
- Jugsujinda, A. & Patrick Jr., W.H. (1977): Growth and nutrient uptake by rice in a flooded soil under controlled aerobic-anaerobic and pH-conditions. *Agronomy Journal* 69: 705-710
- Kadlec, J.A. (1962): Effects of a drawdown on a waterfowl impoundment. *Ecology* 43(2): 267-281
- Kadlec, R.H. (1997): An autotrophic wetland phosphorus model. *Ecological Engineering* 8: 145-172
- Kadlec, R.H. & Knight, R.L. (1996): *Treatment wetlands*. Lewis Publishers, CRC, New York. 893 pp.
- Kemmers, R.H. & Jansen, P.C. (1985): Hydrologie in relatie tot de beschikbaarheid van vocht en voedingsstoffen voor natuurlijke begroeiingen. *Cultuurtechnisch Tijdschrift* 24(4): 195-211
- Khalid, R.A.; Patrick Jr., W.H. & DeLaune, R.D. (1977): Phosphorus sorption characteristics of flooded soils. *Soil Science Society of America Journal* 41(2): 305-310
- King, D.C. (1985): Nutrient cycling by wetlands and possible effects of waterlevels. In: *Coastal wetlands* (eds.: H.H.Prince; F.M. D'Itri) Lewis Publishers, Chelsea Mi, chapter 5 (pp. 69-86)
- Koerselman, W. (1989): Groundwater and surface water hydrology of a small groundwater-fed fen. *Wetlands Ecology and Management* 1(1): 31-43
- Koerselman, W.; Van Kerkhoven, M.B. & Verhoeven, J.T.A (1993): Release of inorganic N, P and K in peat soil; effect of temperature, water chemistry and water level. *Biogeochemistry* 20: 63-81
- Koreny, J.S.; Mitsch, W.J.; Bair, E.S. & Wu, X. (1999): Regional and local hydrology of a created wetland system. *Wetlands* 19(1): 182-193
- Lamers, L.P.M.; Tomassen; H.B.M. & Roelofs, J.G.M (1998a): Sulfate-induced eutrophication and phytotoxicity in freshwater wetlands. *Environmental Science & Technology* 32: 199-205
- Lamers, L.P.M.; Van Roozendaal, S.M.E. & Roelofs, J.G.M. (1998b): Acidification of freshwater wetlands: combined effects of non-airborne sulfur pollution and desiccation. *Water, Air and Soil Pollution* 105: 95-106
- Lieffers, V.J. & Shay, J.M. (1981): The effects of waterlevel on the growth and reproduction of *Scirpus maritimus* var. *paludosus*. *Canadian Journal of Botany* 59: 118-121
- Lijklema, L. (1980): Interaction of orthophosphate with iron(III) and aluminium hydroxides. *Environmental Science and Technology* 14: 537-541
- Lijklema, L. (1990): Mass balances and cycling of nitrogen and phosphorus in flooded soils. *The Utrecht Plant Ecology News Report* 11: 44-51

-
- Meek, B.D. & Stolzy, L.H. (1978): Short-term flooding. In: 'Plant life in anaerobic environments' D.D.Hock & Crawford (ed.); chapter 12, pp. 351-373
- Meeks, R.L. (1969): The effect of drawdown date on wetland plant succession. *Journal of Wildlife Management* 33(4): 817-821
- Megonigal, J.P. & Day, F.P. (1992): Effects of flooding on root and shoot production of bald cypress in large experimental enclosures. *Ecology* 73(4): 1182-1193
- Meuleman, A.F.M. (1999): Performance of treatment wetlands. Proefschrift Universiteit Utrecht
- Mitsch, W.J. & Gosselink, J.G. (eds.) (1993): *Wetlands*. Van Nostrand Reinhold, New York, 2nd edition
- Nichols, D.S. (1983): Capacity of natural wetlands to remove nutrients from wastewater. *Journal WPCF* 55(5): 495-505
- Novitzki, R.P. (1978): Hydrologic characteristics of wisconsin's wetlands and their influence on floods, stream flow and sediment. In: *Wetland functions and values: the state of our understanding* (eds.: Greeson; Clark; Clark), Am. Water Res. Assoc. 377-388
- Patrick Jr., W.H. & Reddy, K.R. (1972): Nitrification-denitrification reactions in flooded soils and water bottoms: dependence on oxygen supply and ammonium diffusion. *Journal of Environmental Quality* 5(4): 469-472
- Patrick Jr., W.H. & Tusneem, M.E. (1972): Nitrogen loss from flooded soil. *Ecology* 53: 735-737
- Patrick Jr., W.H. & Fontenot, W.J. (1976): Growth and mineral composition of rice at various soil moisture tensions and low oxygen levels. *Agronomy Journal* 69: 325-329
- Reddy, K.R. & Patrick Jr., W.H. (1977): Effect of placement and concentration of applied NH_4^+ -N on nitrogen loss from flooded soil. *Soil Science* 123(3): 142-148
- Reddy, K.R. & Patrick Jr., W.H. (1984): Nitrogen transformations and loss in flooded soils and sediments –review. *CRC Critical Review in Environmental Control* 13(4): 273-309
- Reddy, K.R.; Patrick Jr., W.H. & Phillips, R.E. (1980): Evaluation of selected processes controlling nitrogen loss in a flooded soil. *Soil Science Society of America Journal* 44(6): 12541-1246
- Sánchez-Pérez, J.M.; Trémolières, M.; Schnitzler, A.; Badre, B. & Carbiener, R. (1991): Évolution de la qualité physio-chimique des eaux de la frange superficielle de la nappe phréatique en fonction du cycle saisonnier et des stades de succession des forêts alluviales. *Acta Oecologica* 12(5): 581-601
- Sánchez-Pérez, J.M.; Trémolières, M.; Schnitzler, A.; Badre, B. & Carbiener, R. (1993): Nutrient content in alluvial soils submitted to flooding in the Rhine alluvial deciduous forest. *Acta Oecologica* 14(3): 371-387

Savant, N.K. & Ellis Jr., R. (1964): Changes in redoxpotential and phosphorus availability in submerged soil. *Soil Science* 98: 388-394

Schaminée, J.H.J.; Weeda, E.J. & Westhoff, V. (1995): De vegetatie van Nederland, Plantengemeenschappen van wateren, moerassen en natte heiden. Vol. 2. Opulus Press, Uppsala, 358 pp

Scheffer, M. (1998): Ecology of shallow lakes. Chapman and Hall

Schlesinger, W.H. (1991): Biogeochemistry in freshwater wetlands and lakes. In: 'Biogeochemistry: an analysis of global change' W.H.Schlesinger (ed.); chapter 7, pp. 195-225

Sjölberg, K. & Danell, K. (1983): Effects of permanent flooding on *Carex-Equisitum* wetlands in northern Sweden. *Aquatic Botany* 15: 275-286

Smolders, A.J.P. & Roelofs, J.G.M. (1995): Internal eutrophication, iron limitation and sulphide accumulation due to the inlet of river Rhine water in peaty shallow waters in the Netherlands. *Arch. Hydrobiologie* 133(3): 349-365

Smolders, A.J.P.; Roelofs, J.G.M. & Den Hartog, C. (1995): Internal eutrophication of aquatic ecosystems: mechanisms and possible remedies. *Acta Botanica Gallica* 142(6): 707-717

Smolders, A.J.P.; Den Hartog, C.; Van Gestel, C.B.L. & Roelofs, J.G.M. (1996): The effects of ammonium on growth, accumulation of free amino acids and nutritional status of young phosphorus deficient *Stratiotes aloides* plants. *Aquatic Botany* 53: 85-96

Smolders, A.J.P.; Hendriks, R.J.J.; Campschreur H.M. & Roelofs, J.G.M. (1997): Nitrate induced iron deficiency chlorosis in *Juncus acutiflorus*. *Plant and Soil* 196: 37-45

Sparling, J.H. (1966): Studies on the relationships between water movement and water chemistry in mires. *Canadian Journal of Botany*, 44: 747-758

Spence, H.N. (1967): Factors controlling the distribution of freshwater macrophytes with particular reference to the Lochs of Scotland. *Journal of Ecology* 55: 147-170

Sundblad Tonderski, K. & Berggren, A. (1999): Nitrogen and phosphorus removal in a wetland treating sludge dewatering effluent. Workshop, sept. 1999

Swift, M.J.; Heal, O.W. & Anderson, J.M. (1979): Decomposition in terrestrial ecosystems. In: 'Studies in ecology -volume 5' D.J.B.Sc. Anderson; P.M.A. Greig-Smith & F.A. Pitelka (ed.); chapter 6, pp. 220-266

Updegraff, K., Pastor, J., Bridgham, S.D. & Johnston, C.A. (1995): Environmental and substrate quality controls over carbon and nitrogen mineralization in northern wetlands. *Ecological Applications* 5: 151-163.

Van Cleemput, O.; Patrick Jr., W.H. & McIlhenny, R.C. (1976): Nitrite decomposition in flooded soil under different pH and redoxpotential. *Soil Science Society of America Journal* 40(1): 55-59

Van de Kerk, I.F. & Lijklema L. (1995): De rol van waterplanten in de stikstofhuishouding van ondiepe meren in Nederland. Een literatuurstudie. RIZA (contractnummer RI-1665)

Van der Valk, A.G.; Davis, C.B.; Baker, J.L. & Beer, C.f. (1978): Natural freshwater wetlands as nitrogen and phosphorus traps for land runoff. Journal paper no. J-9406 of the Iowa Agricultural and Home Economics Experiment States, Ames, Iowa, Project 2071: 457-467

Van Oorschot, M. (1996): Effects of the vegetation on carbon, nitrogen and phosphorus dynamics in English and French riverine grasslands. Proefschrift Universiteit Utrecht

Van Wijck, C.; De Groot, C-J & Grillas, P. (1992): The effect of anaerobic sediment on the growth of *Potamogeton pectinatus* L.: the role of organic matter, sulphide and ferrous iron. *Aquatic Botany* 44: 31-49

Vymazal, J. (1999): Types of constructed wetlands for wastewater treatment: their potential for nutrient removal. Workshop, september 1999

Williams, B.G. & Patrick Jr., W.H. (1973): The dissolution of complex ferric phosphates under controlled Eh and pH conditions. *Soil Science Society of America Proceedings* 37: 33-36

Williams, B.L. (1974): Effect of water-table level on nitrogen mineralization in peat. *Forestry* 47(2): 195-202

Williams, B.L. & Wheatley, R.E. (1988): Nitrogen mineralization and water table height in oligotrophic deep peat. *Biology and fertility of soils* 6: 141-147



Peilbeheer en nutriënten

*Literatuurstudie naar de effecten van peil-
dynamiek op de nutriëntenhuishouding
van watersystemen*

RIZA rapport 2000.012