
Groesbeek-effect, wateroverlast, stroming door vingers en zandzuiltjes

De samenhang ervan met laagopbouw en verdichte oppervlaktelagen

Louis W. Dekker¹,
Klaas Oostindie², Coen J. Ritsema² en Jan G. Wesseling²

Bij bodemkundig onderzoek in de omgeving van Groesbeek bleek eertijds dat zowel cultuurgewassen als loofbomen bij een dunner lösspakket op grof zand een betere groei vertoonden dan bij een dikker lösspakket. De oorzaak hiervan was de scherpe overgang van de löss naar het grove zand, waardoor de neerwaartse waterbeweging werd vertraagd en waardoor het vochthoudend vermogen van de dünnere laag löss werd vergroot. Greens op golfbanen worden tegenwoordig vaak voorzien van een grove zandlaag of fijne grindlaag onder een 30 cm goed waterdoorlatende zandbovengrond om daarmee een grotere hoeveelheid vocht in de wortelzone te kunnen vasthouden. Een bovengrond met een fijne textuur op een grovere ondergrond kan echter ook tot wateroverlast leiden, zoals onder andere het geval was bij grasland op zandgronden in de polder De Zijpe en bij een grassportveld in Den Haag. Bij strand- en duinzand is infiltrerend water in staat om door verdichting van de oppervlaktelaag een éénlaags bodemsysteem te transformeren in een tweelaags bodemsysteem en daarbij preferente stroming in de overgang tussen de lagen te induceren. Door erosieve verplaatsing van het zand kunnen daarna bij droogte en wind markante zandzuiltjes tevoorschijn komen.

Inleiding

In de grond beweegt water altijd als vloeistof of als damp. Na regen of irrigatie stroomt het naar beneden en bij verdamping aan het bodemoppervlak naar boven. Water stroomt door de open poriën tussen de gronddeeltjes. De hoeveelheid poriën is vooral afhankelijk van het bodemtype. Zo bestaat het bodemvolume in een leemgrond bijvoorbeeld voor de helft uit poriënruimte die wordt gedeeld door water en lucht. Leem- en kleigronden hebben veel meer poriën dan zandgronden, maar deze zijn over het algemeen veel kleiner. Na regen of beregening zakt het water in een homogene

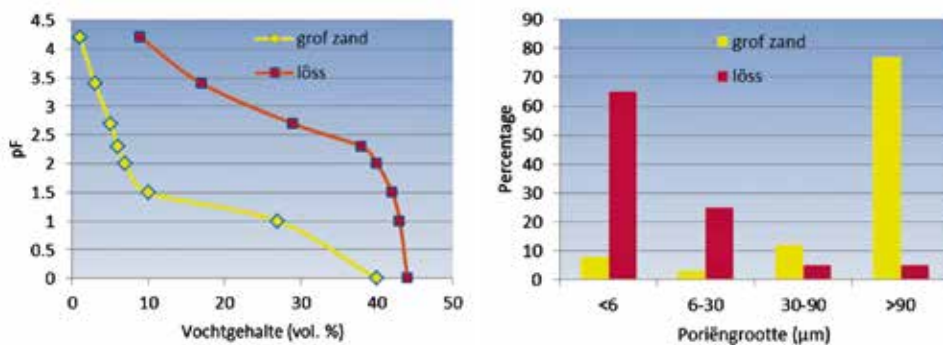
1 Dr. Louis W. Dekker (louis.dekker@wur.nl) is gastmedewerker bij Wageningen Universiteit & Research, leerstoelgroep Bodemfysica en Landgebruik.

2 Klaas Oostindie (klaas.oostindie@wur.nl), Prof. Dr. Coen J. Ritsema (coen.ritsema@wur.nl) en Dr. Ir. Jan G. Wesseling (jan.wesseling@wur.nl) zijn werkzaam bij Wageningen Universiteit & Research, leerstoelgroep Bodemfysica en Landgebruik.

grond geleidelijk naar beneden, maar als onder een leem-, löss-, of kleilaag grof zand voorkomt, dan wordt de stroming vertraagd op de overgang van deze twee lagen. Dit komt omdat het infiltrerende water in zo'n bovenlaag met een te grote zuigkracht wordt vastgehouden om in de grove poriën van het zand te kunnen stromen. Op het strand en in de duinen worden soms merkwaardige, door regen en wind gecreëerde, zandvormen aangetroffen, die uiteen kunnen lopen van eenvoudige zandzuiltjes tot fraai gevormde zandkegels. In de literatuur zijn de omstandigheden waaronder deze verschijnselen werden aangetroffen wel beschreven, maar een aanmerkelijke verklaring voor het ontstaan ervan ontbreekt meestal. Deze kegels worden waarschijnlijk veroorzaakt doordat zij vochtiger waren dan het omliggende materiaal op het moment dat dit werd geërodeerd. Doordat er onregelmatige bevochtiging plaatsvindt, via zogenaamde preferente stroombanen, kunnen deze markante zandvormen ontstaan. In dit artikel wordt hierop nader ingegaan. Er komen verschillende typen preferente stroombanen in gronden voor. De meest duidelijke zijn scheuren, wormgangen en gangen die zijn ontstaan door afgestorven wortels. Maar ook komen preferente stroombanen voor die minder snel opvallen. Deze kunnen worden aangetroffen in waterafstotende gronden (Dekker en Ritsema, 1996), in gronden met een fijne op grove bodemlaag en in gronden met een verdichte bovengrond. In dit artikel gaan we onder meer in op het ontstaan en de effecten ervan in de twee laatstgenoemde gronden.

Het Groesbeek-effect

De oostelijke helling van de stuwwal bij Nijmegen rond Groesbeek is bedekt met een pakket löss en lössachtig materiaal (Krabbenborg en Waenink, 1986). Dit pakket is gemiddeld 80 à 100 cm dik en ligt op leemarm, grindhoudend, grof zand. Het grondwater bevindt zich op enkele meters diepte. Vanwege het relatief dunne lösspakket zou dit gebied droogtegevoelig kunnen zijn. Toch worden op deze gronden met succes vocht vereisende cultuurgewassen geteeld. Ook loofboomsoorten groeien in deze gronden vaak aanmerkelijk beter dan op basis van de profielopbouw zou worden verwacht. Daarentegen werden in dit gebied bij gronden met een dikker lösspakket (>120 cm) juist wel regelmatig droogteverschijnselen waargenomen. Bij de geschiktheidsbeoordeling kregen de minder dikke lössgronden dan ook een hogere waarde-



Afbeelding 1: Waterretentiecurve en poriëngroottesverdeling van een monster löss en een monster grof zand uit Groesbeek (naar Krabbenborg en Waenink, 1986)

ring (Leenders en Beekman, 1983). Veel bodemkundigen veronderstelden toentertijd dat een dikker lösspakket juist beter zou zijn. Door de scherpe overgang van lössachtig materiaal naar het grove zand wordt de neerwaartse waterbeweging echter vertraagd. Water kan dan alleen bij zeer lage pF-waarden in de grovere poriën van het zand dringen. Afbeelding 1 geeft een voorbeeld van de pF-curven en de poriëngrootteverdeling van de löss en grove zandlaag in Groesbeek (Krabbenborg en Waenink, 1986).

In de löss is 90% van de poriën kleiner dan 30 µm en in het grove zand is dit slechts 11%. Deze onderzoekers berekenden dat voor een droog jaar in de wortelzone 40 mm meer water beschikbaar is indien het grove zand op 75 cm begint in plaats van 120 cm diepte. Het verschijnsel dat een dunner lösspakket op een grove zandondergrond meer vocht beschikbaar heeft in de wortelzone stond sindsdien bij bodemkundigen bekend als het Groesbeek-effect.

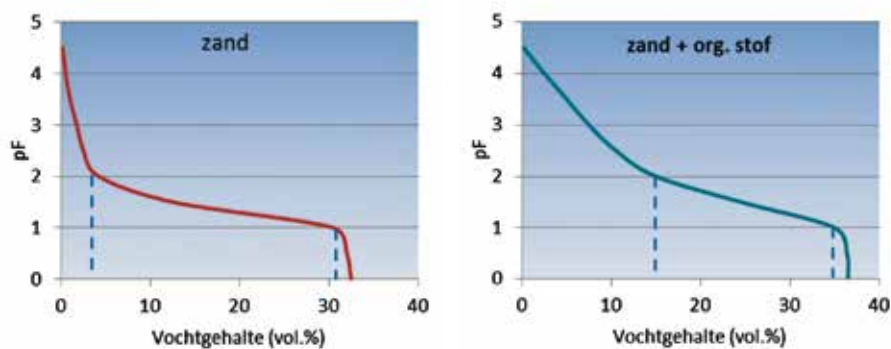
Voor zover ons bekend, waren Alway en McDole (1917) de eersten die het verschijnsel beschreven. Bij hun onderzoek in 1912-13 werd aan kolommen van 60 cm hoogte met verschillende grondsoorten water toegediend. Bij kolommen met leem zakte het water geleidelijk naar beneden, maar als het op grof zand voorkwam, dan vertraagde de beweging van water boven het zand. Bij een beregeningsonderzoek stelden Miller en Bunger (1963) vast dat het vochtgehalte veel hoger was in zandige leem op een zand of grindlaag dan op dezelfde diepte in een uniforme grond. Het vochtgehalte veranderde weinig in de tijd bij aanwezigheid van zand, terwijl in de homogene grond het vocht continu naar beneden bewoog tijdens de onderzoeksperiode. Een profiel met op 60 cm zand had na verzadigen en afdekken met zwart plastic folie een vochtgehalte van 35 vol.% op 30 cm diepte. Na 60 dagen was dit onveranderd. Het zandige leemprofiel had na irrigatie en afdekken een vochtgehalte van 30 vol.% op 30 cm diepte maar dit daalde gedurende de twee maanden geleidelijk naar 20 vol.%. Hieruit bleek ook duidelijk dat veldcapaciteit, vochthoudend vermogen en beschikbare hoeveelheid vocht bij deze gronden niet eenduidig zijn en moeilijk zijn aan te geven. Als bij het van bovenaf bevochtigen van een fijne grond het vochtfront een grove zandlaag bereikt dan stopt de beweging van het front totdat de grond bijna verzadigd is. Dit komt omdat het fijnere materiaal in de bovengrond een dusdanig hoge zuigkracht op het water uitoefent dat het niet in de grovere poriën van het zand wordt toegelaten. Volgens Gardner (1968) werkt het als vloeipapier dat moet zijn verzadigd voordat het begint te druppelen. De bovenlaag heeft dan vaak twee tot drie keer zoveel water als dezelfde grond zonder zandlaag. Omdat er weinig kleine poriën in de grove laag zijn in vergelijking tot de fijne grond, moet het water uit de kleine poriën dus in de grotere poriën stromen. Dit zal pas gebeuren als de fijne grond bijna verzadigd is.

Aanleg capillaire barrière in greens voor betere vochtvoorziening

Voor greens van golfbanen wordt een zandige wortelzone geprefereerd. Zand voorziet in een ideale fysische wortelzone door een stevig oppervlak voor betreding, terwijl bovendien aan de optimale groeiomstandigheden van het gras kan worden voldaan (Ok e.a., 2003). Verder voorzien zandgreens in een consistent oppervlak voor het slaan van de golfbal onder een grote variatie aan bodemvochtgehalten (Prettyman en McCoy, 2002). Door zandgebruik komt een hoge infiltratiesnelheid en grote door-

latendheid voor, wat snelle drainage, beperkte samendrukbaarheid en betere beluchting bevordert. Echter, zand heeft een geringe capaciteit om water en nutriënten vast te houden, hetgeen kan leiden tot water- en nutriëntenstress in de wortelzone en dus tot een verminderde kwaliteit van de grasmat (Githinji e.a., 2011). Toevoeging van organische stof leidt tot een toename van het vochthoudend vermogen, toegenomen opslag van nutriënten en verbeterde grasgroei. Veenmos en andere veensoorten worden vaak toegediend bij het aanleggen van greens. Deze toevoegingen zijn echter onderhevig aan oxidatieprocessen en kunnen waterafstotend worden met als gevolg een minder goede bevochtiging (Oostindie e.a., 2008).

Momenteel zijn er twee veel voorkomende greenconstructies: die van de universiteit van California en die van de United States Golf Association (USGA). Beide ontwerpen zijn gemaakt boven de vaak samengedrukte autochtone grond en bevatten een intensief drainagesysteem, gelegd in met grind gevulde sleuven op ruim 30 cm diepte (Pretymaan en McCoy, 2002). De wortelzone bestaat bij allebei de constructies uit een 30 cm dikke zandlaag. Het verschil tussen beide systemen is het voorkomen van een grindlaag van tenminste 10 cm dikte in de USGA green onder deze zandlaag. De grindlaag functioneert als een snelle afvoer voor overtollig water naar de drainbuizen en als barrière voor neerwaartse waterstroming onder onverzadigde condities, om zodoende het vochthoudend vermogen in de wortelzone te vergroten (Taylor e.a., 1997). Wesseling e.a. (2009) bestudeerden de invloed van toediening van 10 vol.% organische stof aan de bovenste 30 cm van het bodemprofiel en het aanbrengen van 10 cm grind op 30 cm diepte op het vochthoudend vermogen. Het profiel bestond uit homogeen grof zand tot 2,5 m diepte met een constante grondwaterstand aan de onderkant van het profiel. De hoeveelheid beschikbaar water wordt vaak bepaald als de hoeveelheid water tussen pF 2,0 en pF 4,2. Deze hoeveelheden zijn in afbeelding 2 weergegeven en bedragen in dit puur zand slechts 4 vol.%, en bij toevoeging van organische stof 14 vol.%.



Afbeelding 2: Waterretentiecurves van een monster zand en van een monster, waarbij aan dit zand 10 vol.% veen was toegevoegd (naar Wesseling e.a., 2009)

Bij toepassing van een grindlaag wordt aangenomen dat er waterstroming van het zand naar het grind plaatsvindt als de drukhoogte op de overgang van deze lagen ten minste -10 cm (pF 1) is. Zoals uit afbeelding 2 blijkt stijgt de hoeveelheid beschikbaar vocht hierdoor aanzienlijk in het profiel met organische stof tot 35 vol.%, maar in het puur-zandprofiel zelfs ook tot 31 vol.%.

Wateroverlast door hoger lutumgehalte in de bovenlaag van een zandgrond

Tijdens een bodemkartering in De Zijpe, was de eerste auteur van dit artikel als bodemkundige betrokken bij een probleem van wateroverlast bij grasland in het noord-oostelijk deel van deze polder. Hierbij kwamen zandgronden voor met een ca. 30 cm dikke humushoudende bovengrond met 5 à 7% lutum liggend op een humusarme, lutumarme (<3% lutum) grove zandondergrond. Vanuit de Landbouwvoorlichtingsdienst in Schagen zocht de bodemspecialist Bregman contact met de heer Boekel van het Instituut voor Bodemvruchtbaarheid in Groningen om de oorzaak van de zeer natte bovengrond na te gaan (Boekel en Bregman, 1959). Zij stelden allereerst vast dat niet de doorlatendheid van de bovengrond de oorzaak van het probleem was, omdat deze niet echt gering was. De lutumarme zandondergrond had een relatief laag vochtgehalte en daarmee dus een hoog luchtvolume. Zij veronderstelden dat bij enige regenval alle poriën van de bovenlaag met water gevuld raakten, zodat een afsluitende laag werd gevormd, waardoor de zich daaronder bevindende lucht niet kon ontwijken. Als de lucht ook niet op andere wijze kon ontsnappen (via greppels of drains) dan stagneerde de afvoer van water naar beneden door het opgesloten luchtkussen. De bodemlucht onder dit vochtfront werd als het ware samengeperst tot een zodanige druk, dat daarmee de zwaartekracht en de capillaire kracht vrijwel werden gecompenseerd. Hierdoor werd de neerwaartse waterbeweging afgeremd (Boekel en Bregman, 1959). Met de huidige kennis nemen we echter aan, dat de natte bovengrond het gevolg was van de profielopbouw. De fijnere en dichtere bovengrond kon bijna geheel worden verzadigd voordat het water kon binnendringen in de grovere, lutumarme zandlaag met veel grotere poriën.

Ook bij een onderzoek door Dekker en Van der Knaap (1986) naar de bodemfysische eigenschappen van grassportvelden in het duinzandgebied van Den Haag bleken grote verschillen te bestaan tussen velden met een kleiige en kleiarme zandbovengrond. Bij drie velden met een kleiige zandbovengrond (5-8% lutum) op een lutumarme (< 5% lutum) zandondergrond werden significant lagere infiltratiesnelheden gemeten dan bij drie velden met een lutumarme bovengrond. De dichtere kleiige bovengrond op de lutumarme zandondergrond resulteerde dan ook tijdens natte perioden in een onbespeelbaar veld (afbeelding 3).

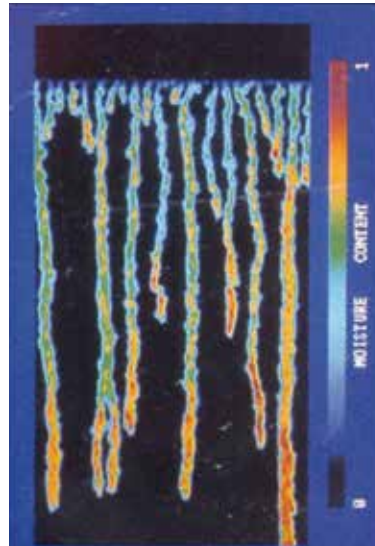


Afbeelding 3: Wateroverlast op een grassportveld in Den Haag door de aanwezigheid van een dichtere, humeuze, kleiige bovenlaag op een minder dichte kleiarme duinzandondergrond (Dekker en Van der Knaap, 1986)

Vochtfrontinstabiliteit en stroming door vingers

Het is bekend dat het percoleren van een vochtfront in een homogene grond stabiel is. Anderzijds wordt het vochtfront in een grond met een fijnere textuur en minder doorlatende bovenlaag dan de eronder voorkomende laag met grovere textuur instabiel. In plaats van voort te schrijden als een vlak front, percoleert het water geconcentreerd op bepaalde locaties in de grovere laag in de vorm van "vingers", waarin de stroming driedimensionaal is. Dit fenomeen werd voor het eerst waargenomen door Hill (1952) en daarna ook door Miller en Gardner (1962). Jarenlang is het uitvoerig bestudeerd, in het laboratorium door Hill en Parlange (1972), in het veld door Starr e.a. (1978) en theoretisch geanalyseerd door Raats (1973). In tweedimensionale experimenten zijn de metingen van onstabiele bevochtigingsfronten in poreuze media direct zichtbaar gemaakt door het tonen van de stroming door transparante panelen (Hill en Parlange, 1972). Ze onderzochten dit met behulp van een Hele-Shaw cell (twee parallelle Plexiglasplaten in een aluminium frame) waar een laag fijn zand op een grover zand was aangebracht. Bij watertoevoeding start een stabiel vochtfront in de fijne laag. De instabiliteit begint na enige tijd bij de overgang van de twee lagen, waarna de vingers zich in de tweede laag ontwikkelen (afbeelding 4).

De vingers bewegen naar beneden met een snelheid die gelijk is aan de verzadigde doorlatendheid van de onderlaag gedeeld door het verzadigde volumetrische watergehalte van deze laag (Hill en Parlange, 1972). De vingers bestaan uit een verzadigde kern omgeven door een onverzadigd buitenlaagje. De vorming van vingers is het gevolg van instabiliteit bij een lucht-water interface die door zwaartekracht gedreven wordt en is geprononceerder als de karakteristieke poriëngrootte van de grovere sub-laag toeneemt (Hill en Parlange, 1972). Omdat het in het veld moeilijk is vast te stellen door de aanwezigheid van wormgangen, gangen van vergane wortels etc. zijn veel onderzoeken in het laboratorium gedaan (Baker en Hillel, 1990). Opgemerkt moet worden dat in het laboratorium de grond die gebruikt wordt, gezeefd, homogeen en luchtdroog is. Maar de snelheid van ontwikkelen en de diameters van de vingers worden beïnvloed door het vochtgehalte van de grofkorrelige laag. De breedte van de vingers neemt toe bij een hoger initieel vochtgehalte in het veld (Prettyman en McCoy, 2002).



Afbeelding 4: De vorming van natte vingers in het grove zand onder een fijn zandlaagje (naar Hill en Parlange, 1972)

De aanwezigheid van zandzuiltjes

Op het strand en in de duinen worden soms merkwaardige, door regen en wind gecreëerde zandvormen aangetroffen. Deze kunnen uiteenlopen van eenvoudige zandzuiltjes tot fraai gevormde zandkegels, zandhoeden of paddenstoelachtige vormen

(Dekker en Hendrickx, 1992). In de literatuur zijn de omstandigheden waaronder deze verschijnselen werden aangetroffen wel beschreven, maar een aannemelijke verklaring voor het ontstaan ontbreekt meestal. Voor zover ons bekend was Deecke (1906) de eerste auteur die het voorkomen en ontstaan van zandzuiltjes heeft beschreven. Op een dag in de nazomer van 1906 was hij ooggetuige van de bevochtiging van totaal uitgedroogde voorduinen op het schiereiland Darr aan de Noordzeekust in Duitsland. Na een dag met bijna onafgebroken regen bleek dat slechts een dunne toplaag nat was en dat het zand eronder onregelmatig, kegel- en trechtersvormig was bevochtigd. Na een zonnige en tamelijk winderige dag waren de voorduinen voorzien van duizenden natte zandkegels.

De aanwezigheid van zandzuiltjes in Nederland werd voor het eerst in augustus 1956 gesignaleerd door Mooij (1957) in een sikkelduin op het strand van Terschelling. Vlakerna werden ze ook in zandopwelvingen op het strand van Schiermonnikoog aangetroffen (Schuddebeurs, 1957). Uit verscheidene persoonlijke mededelingen blijkt dat het fenomeen zandzuiltjes een frequent optredend verschijnsel is. Ze zijn ook waargenomen op Ameland (Raats, 1984), Texel (Dekker en Ritsema, 1994) en in de voorduinen van Walcheren (afbeelding 5).



Afbeelding 5: Zandzuiltjes in de voorduinen van Walcheren in februari 1987 (foto: J. Joziasse)

Gripp (1961) stelde ze vast in de barchanen (sikkelvormige duinen) en voorduinen op het eiland Amrum in Duitsland. Gees en Lyall (1969) ontdekten zandzuiltjes in duinen van Nova Scotia, Canada. In Zweden nam Mattson (1969) ze waar op het strand van het schiereiland Falsterbo. In Denemarken kwamen ze in 1977 en 1978 voor aan het Noordzeestrand in Jutland (Vortisch en Lindström, 1980). Ook in het zuidwestelijk

kustgebied van Ierland werden ze in het graafschap Kerry geregistreerd door Jackson en Cooper (1999). Zeer recent werden nog 5 tot 10 cm hoge zandzuiltjes met een diameter van 7-10 cm gefotografeerd in de duinen van Indiana in de Verenigde Staten (Kilibarda en Kilibarda, 2016).

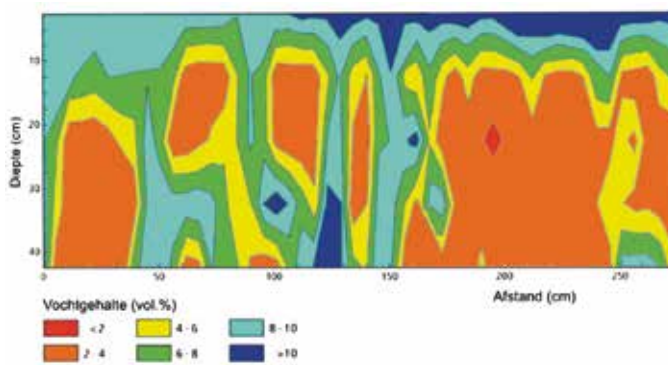
Eerdere veronderstellingen over de oorsprong van zandzuiltjes

Veel van de genoemde auteurs hadden een hypothese over het ontstaan van de zandkolommen. Zo veronderstelde Deecke (1906) dat het zand van de kolommen mogelijk een iets hoger organischestofgehalte had dan het tussenliggende zand, wat zou leiden tot een hoger vochtgehalte in de kolommen. Schuddebeurs (1957) stelde echter geen hoger gehalte aan organische stof in de zandkegels vast en nam daarom aan dat het kleigehalte in de kegels iets hoger zou zijn en dat dit resulteerde in een groter vochtvasthoudend vermogen. Op zijn beurt stelde Mooij (1957) echter vast dat er geen verschil in kleigehalte bestond tussen de zandzuiltjes en het zand daarnaast. Hij veronderstelde dat het zand van de zuiltjes iets fijner was en als gevolg daarvan meer vocht vasthield. Drie jaar later verwierp hij deze hypothese echter, omdat dit volgens hem beslist niet kon, vanwege de duidelijk zichtbare horizontale gelaagdheid van het zand in de zuiltjes (Mooij, 1960). Raats (1984) verklaarde het ontstaan van de zandzuiltjes op het strand van Ameland met het optreden van instabiele vochtfronten als gevolg van toenemende luchtdruk in de grond tijdens een regenbui met een intensiteit die de verzadigde doorlatendheid van de grond overtreft. De lucht zou op bepaalde plaatsen het water meer tegenhouden dan op andere, zodat verticale stroombanen in het zand ontstonden, terwijl daarnaast het zand droog bleef. Hendrickx en Dekker (1991) stelden echter vast dat instabiele vochtfronten in droog zand in een lysimeter optraden bij regenintensiteiten die minder waren dan de verzadigde doorlatendheid. Bovendien kon de lucht onderuit de lysimeter via een geperforeerde plaat vrij uitstromen, waarbij dus ook geen sprake was van een toename van de luchtdruk.

Natte vingers veroorzaakt door verdichte oppervlaktelaag van het zand

In kale voorduinen en op onbegroeid zand wordt door de wind veel zand getransporteerd. Dit gebeurt als het zand droog is en in toenemende mate bij grotere windkracht. Regen bevochtigt deze droge heuvels in eerste instantie in een dun oppervlaktelaagje. Op het kale zand wordt gewoonlijk door de impact van regendruppels een dunne korst gevormd. Dit is vooral het geval bij slagregens. Er vindt hierbij verplaatsing van gronddeeltjes, toename van de dichtheid en afname van de porositeit plaats (Tarchitzky e.a., 1984). Meer regen maakt het oppervlaktelaagje dikker, natter en dichter dan het onderliggende losgepakte zand. Op een bepaalde diepte wordt het infiltrerende vochtfront instabiel, wat leidt tot de ontwikkeling van preferente stroombanen. De onverzadigde doorlatendheid van het vochtige en natte zand is namelijk veel groter dan dat van het droge zand, resulterend in transport van meer regenwater door de oppervlaktelaag naar de preferente stroombanen. Onder instabiele omstandigheden infiltreert het water dus niet als een vochtfront evenwijdig aan het grondoppervlak, maar verzamelt zich op bepaalde punten vanwaar het doorbreekt naar diepere lagen in de vorm van 'vingers' die kunnen uitgroeien tot preferente stroombanen. Het gevolg is dat het zand

alleen bevochtigd wordt binnen deze vingers en banen en het tussenliggende zand droog blijft. Kale duinzandgronden, die op het eerste gezicht zeer homogeen zijn, blijken vaak onregelmatige vochtpatronen met grote verschillen in doorlatendheid te vertonen (Ritsema en Dekker, 1994). Deze verschillen, geïnduceerd door variabiliteit in bodemvochtgehalte, kunnen resulteren in een anisotroop systeem, waarbij het fenomeen de neiging heeft te versterken (hysterese). Dus, als vochtverschillen voorkomen, zullen ze geconsolideerd en zelfs versterkt worden tijdens nieuwe regenbuien. Op Terschelling werd in een onbegroeid duin een bodemprofiel bemonsterd tot een diepte van 45 cm over een afstand van 275 cm (Ritsema en Dekker, 1994). Hierbij werden op vijf diepten (0-5 cm, 10-15 cm, 20-25, 30-35, 40-45 cm) aaneensluitend 50 grondmonsters genomen met stalen ringen van 100 cm³ met een diameter en hoogte van 5 cm. Van deze 250 monsters werd het vochtgehalte en de dichtheid bepaald.



Afbeelding 6: Dwarsdoorsnede met preferente banen in het droge zand van een barchaan (sikkelvormig duin) op het strand van Terschelling op 27 oktober 1992 (Dekker en Ritsema, 1994)

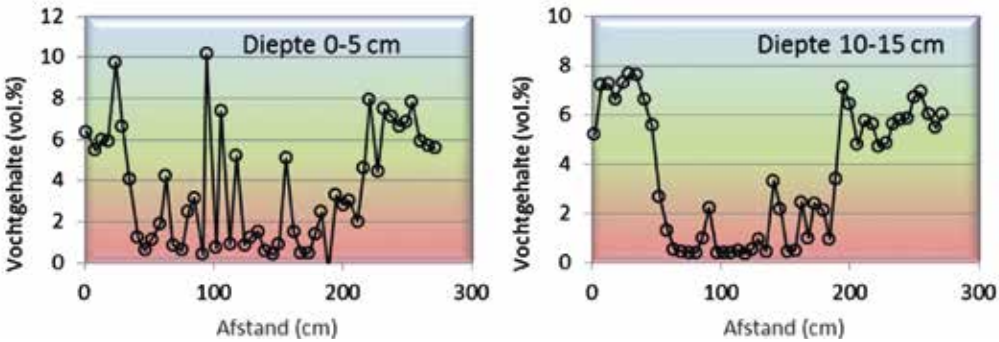
Zoals uit afbeelding 6 blijkt, werden onder een natte oppervlaktelaag met een vochtgehalte van 8 tot >10 vol.%, in het linker gedeelte van de doorsnede een vijftal preferente banen vastgesteld met een vochtgehalte van >6 vol.%, terwijl er tussen zand



Afbeelding 7: Natte, dichte toplaag op mul zand en verticaal gerichte preferente stroming in barchaan van Terschelling (foto: Louis W. Dekker)

voorkwam met slechts 2-4 vol.% vocht. In het juist gedeponeerd duinzand op Terschelling was infiltrerend water dus in staat om een éénlaags grondstelsel te transformeren in een tweelaags grondstelsel en daarbij preferente stroming in de overgang tussen de lagen te induceren. Bij het graven in het zand manifesteren de preferente banen zich als stevige natte zandzuilen tussen het losse droge wegstromende zand (afbeelding 7).

Het effect van regenval en waterinfiltratie dat een éénlaags bodemsysteem transformeert in een tweelaags systeem, uiteindelijk leidend tot de ontwikkeling van preferente stroombanen, schijnt niet eerder beschreven te zijn (Ritsema en Dekker, 1994). De resultaten op Terschelling ondersteunen deze theorie. De natte toplaag (0-5 cm) werd dichter vergeleken met het losgepakte zand eronder. Ter vergelijking: de gemiddelde dichtheid van de toplaag was 1,65 g/cm³, terwijl het droge zand aan de rechterzijde in afbeelding 6 een dichtheid had van gemiddeld 1,45 g/cm³. Ook in het kustgebied bij Ouddorp werden in een blow-out (uitgestoven zandlaagte) monsters genomen voor het bepalen van het bodemvochtgehalte (Dekker en Ritsema, 1994). In de bovenste 5 cm van de blow-out varieerde het vochtgehalte van de 50 monsters soms zelfs binnen 5 cm afstand tussen 0,5 en 10 vol.% (afbeelding 8).



Afbeelding 8: Bodemvochtgehalte in een blow-out bij Ouddorp op twee diepten over een afstand van 275 cm (Dekker en Ritsema, 1994)

Op 10-15 cm diepte kwam in het middengedeelte van de dwarsdoorsnede over een afstand van 130 cm droog zand voor met een vochtgehalte van 1-3 vol.%, aan beide zijden geflankeerd door zand met 5-8 vol.% vocht. De ruimtelijke verdeling van het vochtgehalte in de toplaag toont een patroon van smalle, verticaal gerichte preferente stroombaantjes. Deze natte vingers vertegenwoordigen de premature staat van zandzuiltjes. Dit werd bevestigd bij verdere inspectie van de blow-out, zoals ook op de foto goed zichtbaar is (afbeelding 9).

De oorzaak van het fenomeen zandzuiltjes is dus de preferente stroming van regenwater als gevolg van het optreden van een instabiel vochtfront in het losse en droge zand onder een dikkere (Terschelling) of dunnere (Ouddorp) bevochtigde en enigszins dichtgeraakte oppervlaktelaag.



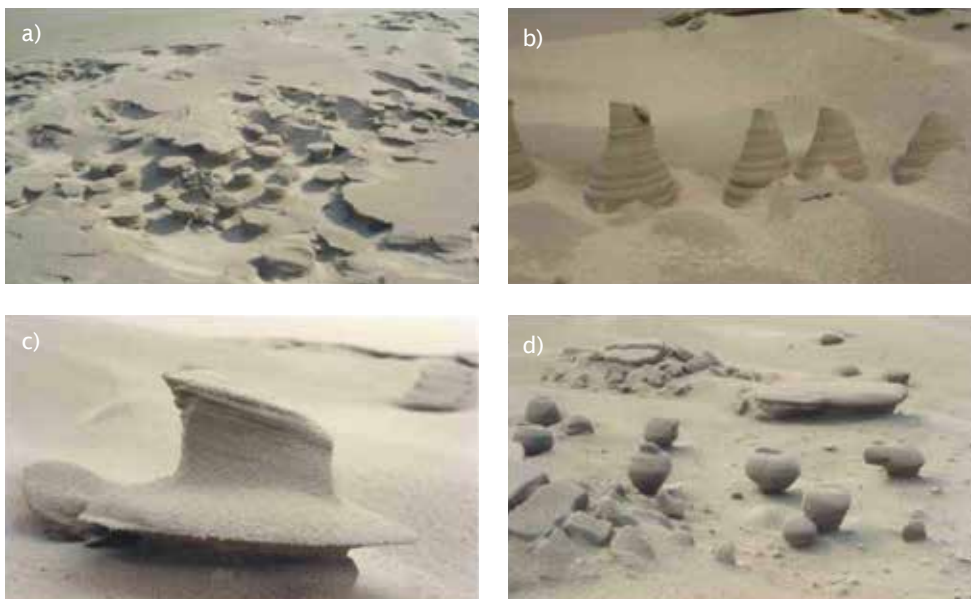
Afbeelding 9: Close-up van embryonale zandzuiltjes overwelfd door een coherent oppevlaktelaagje (naar Dekker en Ritsema, 1994)



Afbeelding 10: a) Start van vrijkomen natte vingers aan het oppervlak van de blow-out bij drogend weer en b) door wind ontstaande zuiltjes gelijkend op pinguïns (Dekker en Ritsema, 1994)

De creatie van allerlei zandvormen

Als bij de eerste mogelijkheid de oppevlaktelaag uitdroogt, gaat dit onregelmatig als gevolg van de plaatselijke capillaire aanvulling van water vanuit de preferente stroombanen (afbeelding 10a). Wind zal daarna het droge zand wegblazen en het natte zand van de preferente stroombanen als zandzuiltjes achterlaten. In Ouddorp bedekten veel zandzuiltjes in de blow-outs na enige wind dan ook het oppervlak (afbeelding 10b). Als gevolg van erosieve zandverplaatsing kunnen opvallend mooie zandvormen worden gevormd. Afhankelijk van de windsnelheid en het transportproces (schuren, rollen en saltatie) kunnen de zandzuiltjes door de eroderende werking van de wind verder worden gezandstraald tot kegels, zandhoeden en potjesachtige vormen, zoals op het strand van Terschelling werd vastgelegd (afbeelding 11).



Afbeelding 11: (a) Het door winderosie vrijkomen van de natte vingers in een laag duintje op het strand van Terschelling; (b) het ontstaan van zandkegels; (c) de vorming van een strandhoed; (d) en de vervaardiging van potjes (foto's: Gerard Beers)

Conclusies

De laagopbouw van het bodemprofiel heeft belangrijke hydrologische gevolgen. Aanwezigheid van een grovere zand- of grindondergrond onder een fijner gestructureerde bovengrond resulteert in een groter vochthoudend vermogen van de bovengrond. Bij de opbouw van greens op golfbanen wordt van dit fenomeen vaak gebruik gemaakt. Anderzijds veroorzaakt een dichtere en kleiige zandbovengrond bij zandgronden soms wateroverlast.

De oorzaak van het fenomeen zandzuiltjes is de preferente stroming van regenwater als gevolg van het optreden van een instabiel vochtfront in het losse en droge zand onder een dun bevochtigd en enigszins dichtgeraakt oppervlaktelaagje.

Door diverse oorzaken stroomt water in verscheidene gronden via preferente stroombanen door de bodem. Als gevolg hiervan bereiken het water en de daarin opgeloste stoffen dan ook sneller het grondwater dan op grond van de gemiddelde verblijftijd verwacht zou worden.

Literatuur

Alway, F.J. en G.R. McDole (1917) Relation of the water-retaining capacity of a soil to its hygroscopic coefficient; in: *Journal of Agricultural Research*, vol IX(2), pag 27-71.

Baker, R.S. en D. Hillel (1990) Laboratory tests of a theory of fingering during infiltration into layered soils; in: *Soil Science Society of America Journal*, vol 54, pag 20-30.

- Boekel, P. en L. Bregman** (1959) Moeilijkheden met de waterhuishouding in de polder Zijpe; in: *Landbouwwoorlichting*, vol 16, pag 293-297.
- Deecke, W.** (1906) Einige Beobachtungen am Sandstrande; in: *Centralblatt für Mineralogie Geologie und Paläontologie*, pag 721-727.
- Dekker, L.W. en J.M.H. Hendrickx** (1992). Zandzuiltjes, zandkegels en zandpaddestoelen; in: *Duin*, vol 15(1), pag 19-21.
- Dekker, L.W. en C.J. Ritsema** (1994) Fingered flow: the creator of sand columns in dune and beach sands; in: *Earth Surface Processes and Landforms*, vol 19, pag 153-164.
- Dekker, L.W. en C.J. Ritsema** (1996) Preferente stroming en vochtpatronen in waterafstotende zavel- klei- en veengronden; in: *Stromingen*, vol 2(4), pag 23-35.
- Dekker, L.W. en W.C.A. Van der Knaap** (1986) Bodenphysikalische Untersuchungen auf sechs Rasensportflächen in den Niederlanden. I. Wasserdurchlässigkeit der Rasentragschichten; in: *Zeitschrift für Vegetationstechnik im Landschafts- und Sportstättenbau*, vol 9(3), pag 77-82.
- Gardner, W.H.** (1968) How water moves in the soil; in: *Crops and Soils*, vol 21(2), pag 7-12.
- Gees, R.A. en A.K. Lyall** (1969) Erosional sand columns in dune sands, Cape Sable Island, Nova Scotia, Canada; in: *Canadian Journal Sciences*, vol 6, pag 344-347.
- Githinji, L.J.M., J.H. Dane en R.H. Walker** (2011) Physical and hydraulic properties of inorganic amendments and modeling their effects on water movement in sand-based root zones; in: *Irrigation Science*, vol 29, pag 65-77. Doi: 10.1007/s00271-010-0218-4.
- Gripp, K.** (1961) Über Werden und Vergehen von Barchanen an der Nordsee-Küste Schleswig-Holsteins; in: *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, vol 5, pag 24-36.
- Hendrickx, J.M.H. en L.W. Dekker** (1991) Experimental evidence of unstable wetting fronts in homogeneous non-layered soils; in: T.J. Gish & A. Shirmohammadi (eds.), *Preferential flow, Proceedings of the National symposium*, St Joseph, Michigan, USA, ASAE, pag 22-31.
- Hill, D.E. en J.-Y. Parlange** (1972) Wetting front instability in layered soils; in: *Soil Science Society of America Journal*, vol 36(5), pag 677-702.
- Hill, S.** (1952) Channeling in packed columns; in: *Chemical Engineering Science*, vol 1, pag 247-253.
- Jackson, D.W.T. en J.A.G. Cooper** (1999) Formation of ephemeral bedform turrets in coastal foredunes; in: *Journal of Geology*, vol 107(5), pag 633-639.
- Kilibarda, Z. en V. Kilibarda** (2016) Seasonal geomorphic processes and rates of

sand movement at Mount Baldy dune in Indiana, USA; in: *Aeolian Research*, vol 23, pag 103-114.

Krabbenborg, A.J. en A.W. Waenink (1986) Het effect van een grofzandige ondergrond op het vochthoudend vermogen van de bovengrond. Rapport nr. 1930, Stichting voor Bodemkartering Wageningen, pag 1-42.

Leenders, W.H. en A.G. Beekman (1983) De bodemgesteldheid en bodemgeschiedheid van het ruilverkavelingsgebied Groesbeek. Rapport 1595, Stichting voor Bodemkartering Wageningen, Deel I, pag 1-95.

Mattson, J.O. (1969) Nagra eganartade eoliska smaformer hos tjalad sand; in: *Geografiska Notiser*, vol 27(2), pag 82-84.

Miller, D.E. en W.H. Gardner (1962) Water infiltration into stratified soil; in: *Soil Science Society of America Proceedings*, vol 26, pag 115-119.

Miller, D.E. en Wm. C. Bunger (1963) Moisture retention by soil with coarse layers in the profile; in: *Soil Science Society of America Proceedings*, vol 27, pag 586-589.

Mooij, J. (1957) Eolische destructievormen op een zandstrand; in: *Grondboor & Hamer*, vol 6, pag 14-18.

Mooij, J. (1960) Cohesie van strandzand; in: *Grondboor & Hamer*, vol 6, pag 187-191.

Ok, C.H., S.H. Andersen en E.H. Ervin (2003) Amendments and construction systems for improving the performance of sand-based putting greens; in: *Agronomy Journal*, vol 95, pag 1583-1590.

Oostindie, K., L. Dekker, D. Moore, J. Wesseling en C. Ritsema (2008) Preventie van preferente stroming in de zandgrond van een golfbaan; in: *Stromingen*, vol 14, pag 25-39.

Prettyman, G.W. en E.L. McCoy (2002) Effect of profile layering, root zone texture, and slope on putting-green drainage rates; in: *Agronomy Journal*, vol 94, pag 358-364.

Raats, P.A.C. (1973) Unstable wetting fronts in uniform and nonuniform soils; in: *Soil Science Society of America Proceedings*, vol 37, pag 681-685.

Raats, P.A.C. (1984) Tracing parcels of water and solutes in unsaturated zones; in: Yaron B, Dagan G en Goldshid J (Eds.), *Pollutions in porous media: the unsaturated zone between soil surface and groundwater*, pag 4-16, Springer Verlag, Berlin.

Ritsema, C.J. en L.W. Dekker (1994) Soil moisture and dry bulk density patterns in bare dune sands; in: *Journal of Hydrology*, vol 154, pag 107-131.

Schuddebeurs, A.P. (1957) Kegelzand en zandsteen; in: *Grondboor & Hamer*, vol 2, pag 21-25.

Starr, J.L., H.C. DeRoo, C.R. Frink en J.-Y. Parlange (1978) Leaching characteristics of a layered field soil; in: *Soil Science Society of America Journal*, vol 42, pag 386-391.

Tarchitzky, J., A. Banin, J. Morin en Y. Chen (1984) Nature, formation and effects of soil crusts formed by water drop impact; in: *Geoderma*, vol 33, pag 135-155.

Taylor, D.H., C.F. Williams en S.D. Nelson (1997) Water retention in root-zone soil mixtures of layered profiles used for sports turf; in: *HortScience*, vol 32(1), pag 82-85.

Vortisch, W. en M. Lindström (1980) Surface structures formed by wind activity on a sandy beach; in: *Geological Magazine*, vol 117(5), pag 491-496.

Wesseling, J.G., C.R. Stoof, C.J. Ritsema, K. Oostindie en L.W. Dekker (2009) The effect of soil texture and organic amendment on the hydrological behaviour of coarse-textured soils; in: *Soil Use and Management*, vol 25, pag 274-283.

Groesbeek effect, water excess, fingered flow and sand columns

Consequences of the presence of a coarse layer and a dense surface layer on soil water distribution.

**Louis W. Dekker¹,
Klaas Oostindie², Coen J. Ritsema² en Jan G. Wesseling²**

Horticultural crops and deciduous trees grow significantly better in loamy soils in the vicinity of Groesbeek when a coarse sand layer is present at 75 cm instead of 120 cm depth. Due to the shallow capillary barrier of the sand the soil water availability in the root zone is significantly higher.

During the last decennia many greens on golf courses have been constructed with a coarse sandy layer or gravel layer beneath the 30 cm thick sandy topsoil. This artificial capillary barrier results in an enormous increase of the water holding capacity of the root zone. Besides, the gravel layer functions as a quick drainage of excess water. On the other hand, a dense and clayey sandy topsoil on open sandy subsoils may result in problems with traffic and trample ability, and excess of water at the surface.

Infiltrating water in dry beach and dune sand may result in a denser, more compacted surface layer. In this case a two-layer soil system is formed, which may lead to unstable wetting front formation at the layer interface and inducing fingered flow. By erosive replacement of the sand by wind, curious sand columns may appear at the surface.

¹ Dr. Louis W. Dekker (louis.dekker@wur.nl) is guest researcher at Wageningen University & Research, Soil Physics and Land Management group.

² Klaas Oostindie (klaas.oostindie@wur.nl), Prof. Dr. Coen J. Ritsema (coen.ritsema@wur.nl) and Dr. Jan G. Wesseling (jan.wesseling@wur.nl) are staff members of Wageningen University & Research, Soil Physics and Land Management group.