

# De geologie van het kustprofiel tussen Wijk aan Zee en de Hondsbosse Zeewering en een geofysische verkenning

'Legt gij 't de zee ten laste of den vlagenden wind als peinzen u verstormt?' (A. Roland Holst)

### Inleiding

Tijdens het geofysisch practicum najaar 1990 voor studenten fysische geografie van de Universiteit van Amsterdam werd het verloop van de schijnbare conductiviteit (schijnbare soortelijke elektrische geleiding) langs de kust gemeten. Het traject liep van Wijk aan Zee (strandpaal 55,250) tot de Hondsbosse Zeewering (strandpaal 26,250), zie afb. 1. De mogelijkheden werden onderzocht om diverse



D. T. BIEWINGA, Docent Fysische Geografie & Bodemkunde, Universiteit van Amsterdam; Directeur Adviesbureau Geofysica en Geologie, Voorschoten



A. P. PRUISSERS, Distrikt-West, Rijks Geologische Dienst, Haarlem



A. C. SEIJMONSBERGEN, Docent Vakgroep Fysische Geografie & Bodemkunde, Universiteit van Amsterdam

ondiepe (tot 15 m. onder maaiveld) afzettingen te karakteriseren op grond van de schijnbare conductiviteit, en de laterale grenzen van de diverse formaties aan te geven, zie afb. 2. Dit onderzoek is een vervolg van een soortgelijk onderzoek tussen de Wassaenarse Slag en Noordwijk aan Zee, in 1989 dat boven verwachting goed verliep [Biewinga *et al.*, 1990].

### De geologie van het kustgebied

Aan het einde van het Pleistoceen, 10.000 BP (BP = before Present = vòòr 1950), lag de kust van de Noordzee ongeveer bij de Doggersbank. Door verbetering van het klimaat begon het ijs uit de laatste IJstijd geleidelijk af te smelten en begon de zeespiegel te stijgen. Aan het begin van het Holoceen lag het zeeniveau op ca. 45 m-NAP. De Holocene kustsedimenten in de ondergrond tussen Wijk aan Zee en Bergen aan Zee zijn ontstaan vanaf 8000 tot 5000 BP, op een diepte van ca. 20-35 m-NAP. Deze periode werd gekenmerkt door een aanvankelijk snel stijgende zeespiegel, afb. 3 [Zagwijn *et al.*, 1985]. Tot circa 7000 BP bedroeg de relatieve stijgingssnelheid 1 à 2 meter per eeuw en tussen 7000 en 5000 BP nog 0,5 meter per eeuw. Na 5000 BP tot heden vertraagde de opmars van de zee tot circa 15 cm per eeuw [Jelgersma, 1985]. Het Westnederlandse kustwallencomplex

### Samenvatting

Studenten fysische geografie van de Universiteit Amsterdam hebben de schijnbare conductiviteit van de bodem aan de voet van de duinen gemeten, tussen Wijk aan Zee en de Hondsbosse Zeewering.

Dit onderzoek was een vervolg op soortgelijke metingen in 1989 tussen de Wassaenarse Slag en Noordwijk. Toen bleek dat het mogelijk was de in de kuststrook gevormde afzettingen op grond van hun schijnbare conductiviteit te karakteriseren. In het nieuwe gebied bleek dit moeilijker te zijn, doordat de duinvoet op veel plaatsen bijna samen viel met de hoogwaterlijn, zie afb. 6. Hierdoor moest er rekening mee gehouden worden dat de schijnbare conductiviteit van de oppervlaktelaag door geïnfilterd zeewater werd beïnvloed. In het artikel wordt de geologie van het kustgebied uitgebreid behandeld. Met behulp van nabijgelegen boringen, de geologische beschrijving en het verloop van de conductiviteit kon een goed beeld van de opbouw van de ondergrond verkregen worden.

In het onderzoek werden vooral de grenzen van verscheidene afzettingen bepaald (afb. 2).

tussen Monster en Camperduin vormt een 6 tot 10 km brede zone, die grotendeels ontstond tussen 5000 en 3000 BP. Het kustcomplex is gelegen op een westwaarts hellend Pleistoceen zandoppervlak. Noordelijk van het kustwallengebied komt het pleistocene oppervlak omhoog; het dagzoomt op Texel. Aangenomen wordt dat dit pleistocene hoog, de zogenaamde Texel Spur [Jelgersma, 1985] zich in zeewaartse richting voortzette, maar hier door de holocene transgressie geërodeerd werd.

De ontstaansgeschiedenis van de ondergrond hangt nauw samen met de stijging van de zeespiegel, waardoor de zee vanaf circa 7000 BP ver het land binnendrong en mariene sedimenten deponeerde. In feite was de kustvorm open en bestond uit zandige platen gescheiden door een aantal west-oost verlopende geulen. Voor 5000 BP bewoog de kustlijn van West-Nederland door de holocene zeespiegelrijzing min of meer continu oostwaarts. Ondanks de voortgaande stijging van de zeespiegel werd het opdringen van de zee tussen 5000 en 2000 BP tijdelijk onderbroken door een periode met sterke uitbouw van de kust in westwaartse richting. Deze uitbreiding vond plaats door vorming van een brede gordel van strandwallen en vlakten tussen het Oer-IJ estuarium en het Zeegat van Bergen.

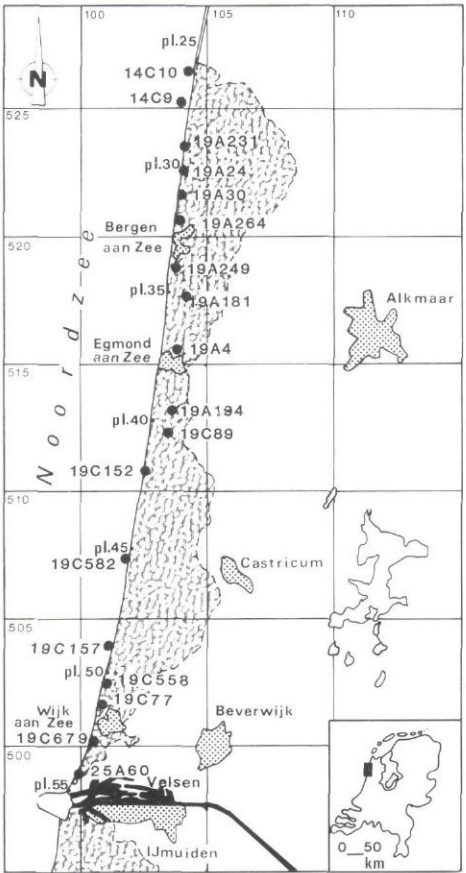
Na 3000 BP kreeg de eroderende werking van de zee ten noorden van Bergen aan Zee weer de overhand. Aan de uitbouw van de strandwal ten zuiden van Bergen aan Zee kwam ruwweg in de Romeinse/Vroege Middeleeuwen een einde en werd de kust tot zijn huidige positie teruggedrongen. Vanaf circa 1000 na Chr. traden er belangrijke veranderingen op in de geologische ontwikkeling van het kustgebied, die zich manifesteerden in de vorming van Jonge Duinen.

### Beschrijving van de lithostratigrafische eenheden, afb. 4

#### Het Basisveen

Het Basisveen werd gevormd als gevolg van de stijging van het grondwater, die verband hield met de relatieve stijging van de zee gedurende het Holoceen. Het veen is donkerbruin tot zwart van kleur, zeer compact en vezelig of schilferig

Afb. 1 - Overzichtkaartje van het kustgebied tussen Wijk aan Zee en de Hondsbosse Zeewering, met de lokatie van de strandpalen en de gebruikte boringen. Ook is de begrenzing van de kustduinen aangegeven.







### De Laag van Velsen.

De Laag van Velsen behoort tot de eerste klastische afzetting, die tijdens het Holoceen in dit zuidelijk deel van de kustvlakte gevormd werd. Deze laag werd in het Boreaal afgezet in een lagunair milieu onder brak- tot zoetwateromstandigheden.

De afzettingen bestaan uit matig zware tot zware klei; de klei kan humeus tot venig zijn. Deze sedimenten vertonen veelal een goed ontwikkelde gelaagdheid, veroorzaakt door een afwisseling met silt en fijn zand. De horizontale laminatie van de klei valt op, doordat de kleiige laagjes, vanwege het gehalte aan organische stof, donker van kleur zijn.

Deze kleilaag is meestal met riet doorworteld.

Het wadslakje, *Hydrobia ulvae*, zo kenmerkend door het voorkomen in de tunnelpot van Velsen [Van Straaten, 1957], is niet vaak in deze afzettingen langs de kust aangetroffen.

### De Afzettingen van het Hauwert Complex

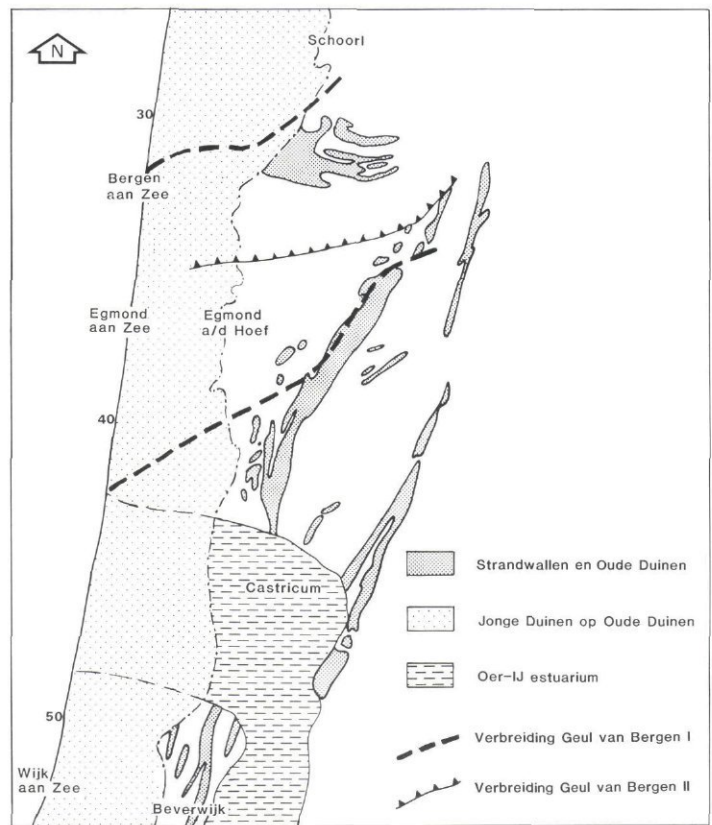
De afzettingen van het onderste gedeelte van het Hauwert Complex (Calais IV), worden aangetroffen noordelijk van Bergen aan Zee. Deze sedimenten bestaan uit zand en klei. Het zand heeft een korrelgrootte die varieert tussen 160-210  $\mu\text{m}$  en bevat verslagen veenbrokjes. De klei varieert in zwaarte van licht tot matig en is vaak doorgroeid met rietwortels.

De aanvang van deze mariene sedimentatie ligt rond 5000 BP, het einde valt omstreeks 3200-3000 BP, als het Zeegat van Bergen zich, aan het einde van de Duinkerke O periode, sluit. Deze afzettingen werden in het begin van het Subboreaal gevormd. Tussen strandpaal 30 en 29.000 ligt de onderkant van deze afzettingen op 23 m-NAP en de bovenkant op 13 m-NAP.

### De Klei van Bergen

De Klei van Bergen wordt aangetroffen in en voor het voormalige zeegat tussen Bergen en Alkmaar, afb. 5 [De Mulder en Bosch, 1982]. De afzettingen (Geul van Bergen I) bestaan uit een afwisseling van klei en dunne inschakelingen van silt en fijn zand. Naar boven neemt het zandgehalte toe. De onderkant van de Klei van Bergen, vanaf strandpaal 40.000 in noordwaartse richting gaande, ligt op een maximale diepte van 37 m-NAP op pleistocene afzettingen. De bovenkant van deze sedimenten ligt op 16 m-NAP en gaat via een geleidelijke grens over in strandzanden.

Afb. 5 - Het voormalige zeegat tussen Bergen en Alkmaar.



### De Zanden van Castricum

De Zanden van Castricum komen voor in de ondergrond rond Castricum aan Zee [Westerhoff *et al.*, 1987]. Gelet op de diepteligging blijken deze zanden in een buitendelta te zijn afgezet. Evenals de Klei van Bergen zijn de Zanden van Castricum in de loop van het Subboreaal gevormd. De strandzanden bestaan aan de basis uit zeer fijne zanden (80 à 100  $\mu\text{m}$ ); naar boven neemt de korrelgrootte toe tot waarden van 150 à 160  $\mu\text{m}$  (matig fijne zanden). Deze fijne zanden zijn gelaagd met inschakelingen van dunne kleilaminae, en bevatten niet veel schelpresten; de belangrijkste soort hier is *Cerastoderma edule* (kokkel).

De onderkant van de Zanden van Castricum, tussen strandpaal 44 en 45, ligt op 34 m-NAP op pleistocene sedimenten; de bovenkant op 27 m-NAP.

Door de afnemende stijgingssnelheid van de zeespiegel en de vermindering van getijde-invloeden, veranderde de open kustvorm, zoals die tussen 6000-5000 BP aanwezig was. Rond 5000 BP ontstond een meer gesloten kustlijn met strandwallen [Jelgersma, 1985; Beets, 1987], waarin zich een aantal zeegaten bevond. Strandwallen zijn langgerekte zandruggen die evenwijdig aan de kust door de golven worden opgeworpen. De plaatsen die open bleven, waren het zeegat van Bergen en het estuarium van het Oer-IJ, [Zagwijn, 1971, 1986].

Deze overgang heeft naar alle waarschijnlijkheid te maken met de wijze waarop transport van zand in het kustgebied plaatsvond. Voor 5000 BP overheerste daarbij de getijdewerking, na 5000 BP kwam deze verplaatsing van het zand vooral tot stand door middel van golfwerking.

### De Oude Strandzanden

De Oude Strandzanden bij Wijk aan Zee vertonen een gelijkmatige opbouw; de gemiddelde korrelgrootte bedraagt circa 180  $\mu\text{m}$ . Bij Bergen aan Zee hebben de Oude Strandzanden een gemiddelde korrelgrootte van circa 220-240  $\mu\text{m}$ . Deze strandzanden bevatten resten van schelpen, vooral van *Spisula subtruncata* (half afgeknotte strandschelp). Een bijzonderheid van de Strandzanden in dit gebied is het verschil in kalkgehalte tussen de zanden gelegen ten noorden van het voormalige Zeegat van Bergen en de zanden ten zuiden hiervan. Dit verschil hangt samen met het verschil in herkomst van deze zanden; in het zuiden zijn zij afkomstig uit kalkrijke, laat-pleistocene afzettingen van de Noordzeebodem, in het noorden uit kalkarme, kwartsrijke fluviatiele sedimenten van de midden-pleistocene Formaties van Harderwijk en Enschede [Eisma, 1968]. Rond 700 na Chr. strekte de strandwal langs de kust zich tot noordelijk van Egmond uit, terwijl circa 3500 BP ten



noordwesten van Alkmaar aan het uiteinde van de noordelijke kustboog in de omgeving van Bergen een serie haakwallen (naar binnen gebogen strandwallen) werden gevormd.

### Het Zeegat van Bergen en het Oer-IJ

Het Zeegat van Bergen (Geul van Bergen II, [Beets *et al.*, i.v.]) slibde gedurende de Duinkerke 0, omstreeks 3000 BP dicht. Deze afzettingen behoren tot het bovenste gedeelte van het Hauwert Complex en worden in het profiel aangegeven door de Afzettingen van Duinkerke 0. Het Oer-IJ wordt beschouwd als een estuarium; hierlangs vond de afwatering van de Utrechtse Vecht plaats [Güroy, 1952]. De Oer-IJ afzettingen komen voor bij Castricum aan Zee. In het mondingsgebied wordt de basis van het pakket gevormd door een geulafzetting, die bestaat uit matig grof tot grof zand, waarin veenbrokken voorkomen.

Naar boven toe gaan de matig grove zanden over in matig fijne zanden met soms dunne kleilaminae. Deze zanden bevatten veel schelpresten, hoofdzakelijk van *Cerastoderma*, *Spisula* en *Macoma*, terwijl er ook dunne laagjes met verslagen plantenresten in voorkomen. De voornamelijk zandige afzettingen in het mondingsgebied van het Oer-IJ zijn gevormd tijdens de verlanding van dit zeegat. Het dichtgaan van dit zeegat is in sterke mate beïnvloed door de uitbouw van het strandwallencomplex ten westen van Beverwijk en de hiermee samenhangende noordwaartse verplaatsing van de strandwallen.

De Oer-IJ afzettingen zijn van Duinkerke 0 en I-ouderdom. De Afzettingen van Duinkerke 0 werden aan het einde van het Subboreaal gevormd; de Afzettingen van Duinkerke I in het Subatlanticum. Uit het voorkomen van een uit de eerste eeuw na Christus daterende Romeinse haven langs de zuidelijke oever van het Oer-IJ, kan afgeleid worden, dat het Oer-IJ estuarium toen nog een open verbinding met de zee had.

### Hollandveen

De verbreiding van veenlagen in het duin-gebied is gering; alleen ten noorden van Egmond aan Zee wordt veen aangetroffen. Meestal is het veen amorf; door veraardingsprocessen zijn de oorspronkelijke plantenresten niet meer herkenbaar, zoals in de veenlaag die na de Duinkerke 0 afzettingen werd gevormd.

In het kustgebied tussen Velsen en Bergen trad [Jelgersma *et al.*, 1970], tussen het begin van de jaartelling en 1000 na Chr., veengroei op. Dit veen wordt geken-

merkt door het voorkomen van veel houtresten; de gemiddelde dikte van de veenlaag bedraagt niet meer dan 15 cm.

### Duinzanden

De Oude Duinzanden bestaan uit matig fijn zand met een gemiddelde korrelgrootte tussen 150-180  $\mu$ m. Deze zanden zijn voor het grootste deel gevormd voor de Romeinse Tijd, hoewel de vorming doorgaat tot in de Vroege Middeleeuwen.

De Jonge Duinzanden werden vanaf 1000 na Chr. afgezet. Deze sedimenten zijn goed afgerond en gesorteerd en bestaan uit matig fijn zand met een gemiddelde korrelgrootte van 180  $\mu$ m. In de kalkhoudende Duinzanden, ten zuiden van Bergen aan Zee, varieert de kleur van bruinbeige tot grijs, terwijl in de kalkarme duinen ten noorden hiervan, de zanden wit tot grijsbeige van kleur zijn. Dit geldt zowel voor de Oude als voor de Jonge Duinzanden. In de kalkhoudende duinzanden komt schelpgruis voor, vooral in het onderste deel van deze afzettingen. Zowel de kalkarme als de kalkhoudende duinzanden worden gekenmerkt door het voorkomen van veenlaagjes en bodems. De duinvorming wordt nader onderverdeeld in de volgende fasen Jonge Duinen (JD) I-II-III. Tijdens de massale duinvorming gedurende de fase JD I tussen de 10e en 12e eeuw werden de duintoppen van het Oude Duinlandschap afgevlakt en de depressies opgevuld. Achter de uitgestrekte zandvlakte ontstond landinwaarts een hoge duinrug met een valhelling. Vervolgens werd op de kale vlakten in de 12e en 13e eeuw in vrijwel horizontale lagen zand afgezet, waarbij ook verbreding van de binnenduinstrand tot stand kwam. Gedurende fase JD II, die vanaf circa 1350 tot en met 1600 grootschalige verstuingen opleverde, ontstonden de reliëfrijke paraboolduinen. Het vissersdorp Wijk aan Zee dateert al uit de 13e eeuw. De laatste fase JD III, vermoedelijk in de eerste helft van de 18e eeuw gevormd, heeft slechts een bescheiden omvang in de kustzone gehad. Het sedimentpakket van deze fase bestaat meestal uit een laag vuilzand als gevolg van vermenging van blondgeel schelpgruisrijk stuifzand met humus van vernielde duinvegetaties in de kustzone. Sinds ongeveer 700 na Chr. verlandde het mondingsgebied bij Egmond voorgoed; slechts enkele geulen, zoals de Dije, waterden nog op zee af, maar van enige getijdewerking was in het zeegat geen sprake meer. Waarschijnlijk was het Oer-IJ in de tweede helft van de 9e eeuw niet meer voor Noormannen bevaarbaar. Een laatste rest van dit zeegat zou volgens

de huidige opvattingen omstreeks het jaar 1000 zijn afgesloten, aangezien de naam Egmond, die dateert uit circa 900, nog op de oude situatie duidt [Rentenaar, 1977].

### Kustafslag

Tijdens de vorming van de Jonge Duinen in de Middeleeuwen werd de kust tussen Wijk aan Zee en Camperduin aangetast (afb. 6). Een deel van de voor de kust gelegen vlakke zeebodem werd door erosie weggeslagen, zodat er een veel steilere helling ontstond.

Sinds 1680 is de Kennemerlandse kust bij Camperduin 800 meter teruggeweken en bij Egmond 100 meter. In deze laatste plaats verdween in 1743 de kerk en een deel van het dorp in zee. Vooral bij krachtige noordwesterstormen is hier sprake van veel kustafslag, waardoor veenlagen en in het duinzand gevormde bodems duidelijk zichtbaar worden. Na de verlenging van de pieren bij IJmuiden in 1965 is het strand tot Wijk aan Zee gegroeid, maar tussen Egmond en Bergen is de kustlijn achteruit gegaan.

De zeereep vertoont vanaf paal 35.000 naar het noorden toe een steiler wordende afslagklif. Door middel van zandsuppleties in 1990 is getracht de kustafbraak tussen Egmond en Camperduin enigszins te temperen.

### Beschrijving van de metingen

Het gebruikte instrument was de Geonics EM34, een instrument dat met behulp van inductie de conductiviteit van de bodem meet. Aangezien de ondergrond niet homogeen is, wordt de gemeten waarde niet de conductiviteit, maar de schijnbare conductiviteit genoemd. Dit is een soort gemiddelde van de werkelijke waarden van de conductiviteit van de verschillende bodemlagen tot aan het dieptebereik van het instrument. Gemakshalve spreken we vaak van conductiviteit terwijl we eigenlijk schijnbare conductiviteit bedoelen. De door ons gebruikte opstelling had een spoelsafstand van 20 meter, en de horizontale dipooloriëntatie werd gebruikt. In deze configuratie is het dieptebereik 15 meter, waarbij we moeten bedenken dat dit een vuistregel is [Geonics, 1980]. Als we een goede geleidende laag onder een slecht geleidende laag zoeken is het dieptebereik groter dan 15 meter en in het omgekeerde geval kleiner.

De meetlijn liep evenwijdig aan de normale hoogwaterlijn en vlak onder de duinvoet; door de sterke kustafslag viel de duinvoet meestal samen met de normale hoogwaterlijn (afb. 7). Daarom moet rekening gehouden worden met de





Afb. 6 - De huidige kustafslag.

invloed van geïnfilteerd zeewater op de conductiviteit van de oppervlaktelagen, die zodoende een hoge conductiviteit kunnen hebben.

Dit was in tegenstelling met de metingen tussen Wassenaar en Noordwijk van 1989, waar tussen de normale hoogwaterlijn en de duinvoet altijd een flinke strook strand overbleef. Om de invloed van zo'n zilte oppervlaktelaag te bestuderen werden bij Egmond aan Zee drie evenwijdige lijnen gemeten: langs de waterlijn, langs de duinvoet en midden tussen deze lijnen in (de afstand tussen de lijnen was ca. 30 m). De meetwaarden van de conductiviteit zijn het hoogst langs de waterlijn en het laagst aan de duinvoet; de geplotte conductiviteit van de drie meetlijnen resulteerde in ongeveer evenwijdige lijnen. De conductiviteit was respectievelijk ca. 230, 170 en 130-90 mS/m; de variatie van 130 tot 90 mS/m, werd veroorzaakt door hoogteverschillen van het droge zand bij de opgang naar de boulevard. Hieruit volgt dat de absolute waarde van de conductiviteit, bij de interpretatie, misleidend kan zijn.

Hoogteverschillen langs de meetlijnen waren gering en verliepen steeds geleidelijk zodat als gevolg hiervan geen plotselinge veranderingen van de conductiviteit zullen optreden. Laterale verschillen in de bodem worden zodoende wel goed weergegeven. Bij de interpretatie was het niet mogelijk om direct aan de gemeten waarden materiaaleigenschappen te koppelen en was geologische kennis onmisbaar. Alleen ten noorden van

Bergen aan Zee worden lage meetwaarden gevonden zodat daar wel een relatie tussen conductiviteit en lithologie gelegd kon worden.

#### **De relatie tussen de gemeten schijnbare conductiviteit en de lithologie**

Zoals in het artikel over de kust tussen Wassenaar en Noordwijk aan Zee is beschreven, kon bij dat onderzoek boven de hoogwaterlijn gemeten worden, en waren de ondiepe afzettingen meestal verzadigd met zoet water. Hierdoor kon de volgende relatie tussen conductiviteit en lithologie afgeleid worden.

1. geringe conductiviteit, fluctuerend tussen 20 en 45 mS/m, overeenkomend met de zandige opeenvolging van Jonge op Oude Duin- en Strandzanden.
2. middelhoge conductiviteit, fluctuerend tussen 20 en 90 mS/m, typerend voor een in dikte variabel klei/veenpakket ingeschakeld tussen Jonge - en Oude Duin - en Strandzanden.
3. hoge conductiviteit tot 190 mS/m, typerend voor zilte geulopvullingen.

In het gebied ten noorden van strandpaal 29, bij Bergen aan Zee is het grondwater zoet en bleek bovenstaande relatie goed bruikbaar.

Voor het overige deel van het meetgebied moeten we er rekening mee houden dat het grondwater kan variëren van zoet tot zout.

De conductiviteit van een materiaal hangt af van de samenstellende mineralen, het geleidingsvermogen en volume van het poriënwater; de structuur van de poriën is

van secundair belang. Dit betekent dat een met zoetwater verzadigde formatie een veel lagere conductiviteit heeft dan hetzelfde materiaal verzadigd met brak- of zoutwater. Over de exacte waarden van de conductiviteit van ondiepe kleien, veen en zand verzadigd met zeewater, is in dit kustgebied weinig bekend. Klei en veen verzadigd met zoet water hebben een hogere conductiviteit dan zand; vermoed wordt dat dit bij ondiepe met zout water verzadigde lagen ook het geval is. Wanneer dit vermoeden juist is, kunnen ondiepe klei/veenbanken pieken in de conductiviteit veroorzaken in een met zoutwater verzadigd zandpakket. Dat er ondiepe klei/veenlagen voorkomen, die correleren met pieken in de conductiviteit, wordt bevestigd door boringen tussen strandpaal 40 en 34. Maar er zijn ook gebieden (tussen strandpaal 50-51 en 30-32) met duidelijke pieken in de conductiviteit, waar geen ondiepe klei/veenlagen zijn waargenomen. Naast variatie in de lithologie heeft natuurlijk ook de variatie van het zoutgehalte van het grondwater invloed op de conductiviteit.

Bij dit deel van de kust zullen we ons dan ook niet wagen aan een numerieke relatie tussen lithologie en conductiviteit, te meer omdat de gemeten waarden ook nog afhangt van de afstand tot de waterlijn. Bij de interpretatie zullen we ons vooral laten leiden door de beschikbare gegevens.

#### **Bespreking van het kustprofiel**

Hierbij wordt het kustprofiel, afb. 2, aan

Afb. 7 - De kust tussen Bergen aan Zee en Egmond. De hoogwaterlijn en de duinvoet vallen samen; tevens zijn enkele blootgespoelde veenbanken te zien.





de hand van de geologische kennis en het verloop van de conductiviteit besproken. In het kustprofiel zijn de beschrijvingen van de boorgaten getekend. Voor de lokaties van de boorgaten wordt verwezen naar afb. 1. De weergegeven geologie is overigens gebaseerd op meer boorgegevens dan zijn aangegeven in het profiel.

#### Het gebied tussen het Noordzeekanaal en strandpaal 52,750

Tussen strandpaal 55 en 54 vinden wij hoge waarden, die veroorzaakt zijn doordat het zandige materiaal verzadigd is met zout water. Dit gebied bevindt zich namelijk tussen de Noordzee en de met zoutwater gevulde havenmond, die wel 20 meter diep is. De hoge waarden van de conductiviteit bij paal 53 vallen samen met een ondiepe kleilaag.

#### Het gebied tussen de strandpalen 52,750 en 50

Uit de boorgegevens blijkt dat er tot een diepte 15 meter weinig laterale verandering is in de geologische opbouw. Het verloop van de conductiviteit vertoont echter grote pieken, waarvan de oorzaak niet duidelijk is.

#### Het gebied tussen de strandpalen 50 en 40

Dit is een gebied waar de conductiviteit overal zeer hoog is. Uit de gegevens blijkt dat in dit gebied de Duinkerke 0 en I Afzettingen van het Oer-IJ aangetroffen worden. Het verloop van de conductiviteit laat zien dat het Oer-IJ zich bevindt tussen paal 50 en 40. Het is opmerkelijk dat de dieper dan 5 m gelegen afzettingen van het Oer-IJ estuarium aan de duinvoet een hoge conductiviteit vertonen, terwijl iets landinwaarts de formaties tot grote diepte met zoet water verzadigd zijn [Lageman, 1979]. Bij strandpaal 47 bereikt de conductiviteit de hoogste waarde van het hele traject.

#### Het gebied tussen strandpaal 40 en 34

Ook hier treden er in de diepere ondergrond weinig laterale veranderingen op. Het grillige verloop van de conductiviteit kan verklaard worden met behulp van ondiepe, goed geleidende lagen. Uit boringen blijkt dat dit Afzettingen van Duinkerke I zijn met aan de bovenkant een laag Hollandveen. Dit gebied wordt de Slufter van Bergen genoemd.

#### Het gebied tussen strandpaal 34 en 32

De conductiviteit neemt vanaf strandpaal 34 toe met de afstand. Uit boring 19A264 blijkt dat zich in dit gebied een kleigie

Afzetting van Duinkerke 0 bevindt. Het stijgen van de conductiviteit zou verklaard kunnen worden, doordat de bovenkant van dit lichaam steeds dicht bij het oppervlak komt. De conductiviteit van deze kleilaag moet dan wel zeer hoog zijn. De grenzen van dit zogenaamde 'gat van Bergen' zijn getekend op plaatsen waar zich grote sprongen in conductiviteit bevinden.

#### Het gebied tussen strandpaal 32 en 29

Het eerste dat opvalt is de hoge piek bij 29,750, mogelijk veroorzaakt door een ondiep gelegen laag Hollandveen. Op een diepte van ca. 15 m. zijn bij boringen de Afzettingen van Calais IV (het onderste deel Hauwert Complex) gevonden. De relatief hoge conductiviteit van dit gebied valt niet te verklaren uit de lithologie.

#### Het gebied tussen strandpaal 29 en 26,500

In dit gebied vinden wij de laagste waarden, wat duidt op formaties verzadigd met zoet water. De duinen zijn ter plaatse zeer hoog zodat het grondwater aan de duinvoet zoet zal zijn; de eerder aangegeven relatie tussen conductiviteit en lithologie blijkt hier bruikbaar. De pieken van de conductiviteit, tussen strandpaal 29 en 27,500, correleren met de laag Hollandveen op de Afzettingen van Duinkerke I.

Ten noorden van strandpaal 27,500 stijgt de conductiviteit weer en op ca. 5 meter onder maaiveld bevindt zich een kleilaag van Duinkerke I ouderdom op Hollandveen boven op Duinkerke 0 afzettingen.

#### Conclusies

Gebleken is dat met behulp van de gemeten schijnbare conductiviteit de laterale grenzen van diverse formaties redelijk goed bepaald konden worden.

Het koppelen van de lithologie aan de gevonden conductiviteit is alleen mogelijk ten noorden van strandpaal 29; elders was dit door de invloed van het geïnfiltreerde zeewater op de formaties niet goed mogelijk.

Het grillige verloop van de conductiviteit, langs delen van het traject waar geen laterale veranderingen in de lithologie optreden, duidt op een gecompliceerde geohydrologie.

#### Nawoord

De voortvarende opname van het geofysisch profiel werd mede gerealiseerd door de hulp van studenten van de vakgroep Fysische Geografie aan de Universiteit van Amsterdam en 'bij-vakkers' Fysische Geografie van de Rijks

Universiteit Utrecht. De boorgegevens werden door de Rijks Geologische Dienst, District-West ter beschikking gesteld. Ook danken wij de RGD voor het ter beschikking stellen van de instrumenten en in het bijzonder danken wij drs. T. Stavenga voor zijn kritische opmerkingen en medewerking.

#### Referenties

- Beets, D. J. (1987). *Rapport Kustgenese I*. Rijks Geologische Dienst, p. 1-12.
- Beets, D. J., Roep, Th. B. en Westerhoff, W. E. (i.v.). *The evolution of the Alkmaar-Bergen Inlet*. In: Kustbundel Rijks Geologische Dienst, Haarlem.
- Biewinga, D. T., Pruissers, A. P. en Seijmonsbergen, A. C. (1990) *Het mondingsgebied van de Oude Rijn geofysisch ontsloten*. H<sub>2</sub>O, (23e) 1990, nummer 11, p. 304-307.
- Doppert, J. W., Chr. (1957). *The lower Peat*. In: Straaten, L. M. J. U. van en de Jong, J. D., Eds. (1957). *The excavation at Velsen. A detailed study of Upper Pleistocene and Holocene stratigraphy*. Verh. Kon. Geol. Mijnbouw. Gen., Geol. Serie 17, p. 154-157.
- Eisma, D (1968). *Composition, origin and distribution of Dutch coastal sands between Hoek van Holland and the Island of Vlieland*. Neth. J. Sea Res., V. 4, p. 123-267.
- Geonics, (1980). *TN-6, Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers*; 1745 Meyerside Drive Mississauga, Ontario, Canada L5T 1C6.
- Güray, A. R. (1952). *De bodemgesteldheid van de IJ-polders*. Dissertatie Wageningen, Boor en Spade 5, p. 1-28.
- Jelgersma, S., Jong, J. de, Zagwijn, W. H. en Regteren-Altena, J. F. van (1970). *The coastal dunes of the western Netherlands; geology, vegetational history and archeology*. Meded. Rijks Geol. Dienst, Nwe. Serie, 21, p. 93-167.
- Jelgersma, S. (1985). *Een geologische kijk op de kust*. In: Kustontwikkeling, verleden, heden, toekomst. Colloquium Waterloopkundig Laboratorium Marknesse, p. 5.1-5.7.
- Lageman, R. (1979). *DGV-TNO Rapport nr. 115*. Geoelektrisch onderzoek Alkmaar.
- Mulder, E. F. J. de en Bosch, J. H. A. (1982). *Holocene stratigraphy, radio-carbon datings and paleogeography of central and northern North-Holland (The Netherlands)*. Meded. Rijks Geol. Dienst, 36-3, p. 111-160.
- Rentenaar, R. (1977). *De Nederlandse duinen in de middeleeuwse bronnen tot omstreeks 1300*. Geogr. Tijdschr. X I (5).
- Straaten, L. M. J. U. van (1957). *The Holocene deposits*. In: Straaten, L. M. J. U. van & J. D. de Jong, Eds. *The excavation at Velsen. A detailed study of Upper-Pleistocene and Holocene stratigraphy*. Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnbouw. Gen., Geol. Serie 17, p. 93-218.
- Westerhoff, W. E., Mulder, E. F. J. de en Gans, W. de (1987). *Toelichtingen bij de Geologische Kaart van Nederland 1: 50.000. Blad Alkmaar West W (19 W) en Blad Alkmaar Oost (19 O)*. Rijks Geol. Dienst Haarlem, p. 1-227.
- Zagwijn, W. H. (1971). *De ontwikkeling van het 'Oer-IJ' estuarium en zijn omgeving*. Westerheem 20, p. 11-18.
- Zagwijn, W. H. (1986). *Nederland in het Holoceen. Geologie van Nederland, deel I*. Rijks Geologische Dienst Haarlem. Staatsuitgeverij 's-Gravenhage, 46 p.
- Zagwijn, W. H., Beets, D. J., Berg, M. van de, Monfrans, H. M. van en Rooijen, P. van (1985). *Geologie, deel 13 van de Atlas van Nederland in 20 delen-Stichting Wetensch. Atlas van Nederland*. Staatsuitgeverij, Den Haag, 23 p.