

M.MASSON & D.MORLION

SEDIMENTTRANSPORT
IN NOORDZEE

I

WOORD VOORAF

Dit werk werd in de eerste plaats samengesteld om te dienen als afstudeerwerk; het zou ons echter ten zeerste verheugen indien dit werk niet in de archieven zou verdwijnen, maar een klein beetje zou bijdragen om te komen tot een ruimer inzicht omtrent de processen die zich aan een kust, de Belgische kust in het bijzonder, afspelen. Dank zij de talrijke figuren en diagrammen en een uitgebreide bibliografie, is dit werk ook een nuttige documentatiebron voor hen die methodes en theorieën, opgesteld in het buitenland, op onze kusten zouden wensen toe te passen.

De studie van het sedimenttransport en de weerslag ervan op de evolutie van een kustlijn is zeer complex, daar zij beroep doet op verschillende takken van de wetenschap; om deze reden werden deze verschillende takken benaderd, in zover zij van toepassing zijn voor de studie van het behandelde probleem.

De in dit werk behandelde stof wordt ingedeeld in negen hoofdstukken; in de eerste zes hoofdstukken wordt de Noordzee als geheel bestudeerd vanuit aardrijkskundig, geologisch, mineralogisch, biologisch, morfologisch en hydrografisch standpunt. Hoofdstuk zeven handelt over de factoren die verantwoordelijk geacht worden voor het materiaaltransport in de nabijheid van de kusten. In hoofdstuk acht wordt beschreven hoe dit materiaaltransport verloopt. Tenslotte handelt hoofdstuk negen over het regime van de zuidoostelijke Noordzee kusten onder invloed van de aangrijpende krachten en het materiaaltransport.

De opstellers zijn bijzondere dank verschuldigd aan al degenen die hen geholpen hebben bij het tot stand komen van dit werk.

In de eerste plaats gaat onze dank natuurlijk naar onze promotor Prof. Ir. M. Van Cauwenberge, die steeds het mogelijke heeft gedaan om ons te helpen, vooral toen hij ons een Dagmar-leestoestel voor microfiches ter hand stelde. Verder danken wij ook Prof. Ir. G. Tison die steeds zijn bibliotheek ter onzer beschikking hield.

Voor wat de Belgische kust aangaat heeft de Heer C. Van Cauwenberghe, Diensthoofd bij de Hydrografische Dienst van de Kust, interessante gegevens verstrekt. Verder zijn we veel dank verschuldigd aan de Heren Ir. H.J. Schoemaker, Directeur, en Ir. Thierry, Bibliothecaris, van het Waterloopkundig Laboratorium te Delft, voor hun medewerking die we ter plaatse mochten ondervinden. Dit was eveneens het geval bij de Heren Ir. T. Edelman en Ir. W.T. Bakker, van de Rijkswaterstaat, die ons talrijke R.W.S.-rapporten ter hand stelden.

Wij danken ook nog de Heren Dr. Ir. Jambor, Präsident der Bundesanstalt für Wasserbau, te Hamburg en Prof. Dr. Ir. F. Zimmermann, Direktor, van het Leichtweiss-Institut der T.H. Braunschweig, voor de documentatie en inlichtingen die zij ons bezorgden aangaande het Duitse Noordzeegebied.

Tenslotte gaat ook nog onze bijzondere dank naar Mej. N. Morlion en Mej. D. De Groote voor de degelijke uitvoering van het typewerk.

INLEIDING

Wanneer men zich waagt binnen het domein van de waterbouwkunde, dan ondervindt iedereen van ons dat op al ons doen en laten op dit gebied de tijdsdruk zwaar weegt. Ook nog vandaag valt deze tijdsnood elke ingenieur, die zich met zee- en havenproblemen inlaat, te beurt. Wie heeft of waar vindt men tegenwoordig nog voldoende tijd om een gepland waterbouwkundig project zorgvuldig genoeg voor te bereiden? In de meeste gevallen moet men zich inlaten op de meer of minder voorhanden zijnde ervaring, die wel heel waardevol kan zijn als hulp, maar die in het bijzonder in de zee- en havenbouw doorgaans niet steeds voldoende is om de beste, de meest economische, veilige en efficiënte oplossing van het gestelde probleem te vinden.

Het onderwerp dat we hier behandelen, namelijk dit van de problemen in verband met het sedimenttransport, is zeer belangrijk en wel in twee opzichten, in de eerste plaats ligt het aan de basis van het probleem van het veilig stellen en het verbeteren van de toegangswegen tot de grote havens, een probleem dat in België tegenwoordig wel zeer in de belangstelling staat, zowel bij ingewijden als bij het grote publiek; in de tweede plaats is het sedimenttransport van zeer groot belang voor de stabilisatie van de kusten door verdedigingswerken. Beide problemen zijn zeer gewichtig voor de gemeenschap en de oplossing ervan vergt enorme kapitalen; de nodige waterbouwkundige constructies hebben ook steeds ver strekkende gevolgen. Daarom is het noodzakelijk een zo volledig mogelijke kennis op te doen van de natuurkrachten die werken tussen het zeewater en de zeebodem enerzijds, en tussen de zee en het vasteland anderzijds, alsook de gevolgen ervan. Wanneer we de strijd met de zee willen aanbinden, moeten we onze waterbouwkundige maatregelen baseren op systematische waarnemingen en metingen in de natuur, die we dan zo wetenschappelijk mogelijk zullen analyseren en interpreteren aan de hand van bestaande of nieuwe methodes en theorieën. Daar er in België hierover blijkbaar relatief weinig gekend is, hebben we ons dan ook vooral laten inspireren door buitenlandse publicaties.

Het probleem van het sedimenttransport is zeer complex: voor de studie ervan moet men beroep doen op heel wat takken van de wetenschap. Elk van deze takken zal in meer of mindere mate behandeld worden naarmate ze van belang is bij deze studie.

Op de eerste plaats wordt er beroep gedaan op de aardrijkskunde om het behandelde gebied van de Noordzee te situeren en te beschrijven. Daarna wordt er een algemeen overzicht gegeven van de geologische ontwikkeling van de Noordzee, met in het bijzonder, de geologische ontwikkeling van de belgische kust. Om te zien welke sedimenten er voorhanden zijn, in het beschouwde deel van de Noordzee, die door het water vervoerd kunnen worden, werd er een hoofdstuk gewijd aan de mineralogische samenstelling van het bodemoppervlak. Hierin wordt aangestipt hoe de bovenste lagen worden bestudeerd en geanalyseerd, welke soorten sedimenten er voor handen zijn, op welke diepte zij zich bevinden, hoe ze verspreid zijn en waar ze vandaan komen. Daar bepaalde levende organismen in het zeewater en op de bodem de sedimenten aantasten of zelfs nieuwe soorten uitscheiden, wordt ook kort aangehaald welke endobionten er aanwezig zijn en waar ze zich hoofdzakelijk ophouden.

Naast de eigenlijke zeebodem worden ook de kusten door de zee aangevallen; een algemene morfologische beschrijving van de verschillende voorkomende types in het beschouwde noordzeegebied wordt gegeven.

Verder wordt de Noordzee zelf beschreven als hydraulisch milieu, hierbij wordt geen rekening gehouden met de fysico-chemische kenmerken van dit milieu, daar die voor het hier behandelde probleem van secundair belang zijn; de zee wordt echter beschreven volgens de dynamische krachtwerkingen die er heersen. Op een kleinere schaal worden daarna de verschillende factoren besproken van erosie in de nabijheid van de kusten.

Het belangrijkste hoofdstuk handelt over het bewegingsmechanisme van de sedimenten, enerzijds onder invloed van de wind, en anderzijds onder invloed van stromend water. De verschillende manieren van beweging worden besproken, alsook de vorming, de structuur en de beweging van transportlichamen, dit aan de hand van de bestaande theorieën en formules. Deze theoretische behandeling wordt dan toegepast op de beweging van de sedimenten onder invloed van de werkelijke krachtwerkingen, zoals de deining en de getijden, in de Noordzee. Verder wordt dan ook aangegeven welke methodes en toestellen men gebruikt om het transport van sedimenten te meten.

Tenslotte wordt dan nagegaan hoe de kusten zich gedragen onder invloed van al de vorige krachtwerkingen, eerst theoretisch en daarna toegepast op de verschillende onderdelen van de noordzeekust, zoals daar zijn de klifkusten, de zandkusten, de mondingsgebieden en de wadden.

HOOFDSTUK I

AARDRIJKSKUNDIGE AFBAKENING EN BESCHRIJVING VAN HET BEHANDELDE GEBIED

Bij de aanvang van deze studie lag het in onze bedoeling de hiernavolgende theorieën toe te passen op het gedeelte van het noordzeegebied, dat gelegen is tussen de 51e en de 55e breedtegraad. Wegens tijdsgebrek enerzijds en anderzijds ook wegens de geringe medewerking die wij in Engeland mochten ontvangen - feit dat wij gedeeltelijk toeschrijven aan de aldaar heersende moeilijkheden op economisch gebied en ook daar de administratie er herleid is tot een soort "ondoordringbaar oerwoud" - hebben wij ons verplicht gezien dit gebied enigszins te beperken. (fig 1)

Het gebied dat overbleef voor een meer gedetailleerde bespreking wordt ten zuiden begrensd door de lijn Cap Gris Nez - Dover; in het oosten door de kustlijn Calais - Vlissingen - Hoek van Holland - Den Helder - Harlingen - Delfzijl - Emden - Wilhelmshaven - Bremerhaven - Cuxhaven - Büsum. In het noorden wordt het gebied begrensd door de breedtelijn gelegen op $54^{\circ}10'$ N.B. De westelijke grens wordt gevormd door een denkbeeldige lijn gaande van het punt (51° N.B., $1^{\circ}30'$ O.L.), dit ligt ongeveer halverwege de lijn Calais - Dover, tot het punt ($51^{\circ}10'$ N.B., 4° O.L.) dat gelegen is in de zogenaamde "Austern Grund).

De lijn Cap Gris Nez - Dover vormt de kortste afstand tussen Engeland en het Europese vasteland, en is gelegen in het gebied dat vroeger "de Hoofden" genaamd werd. De Hoofden zelf zullen slechts besproken worden voor zover de aldaar heersende omstandigheden - stromingen en sedimenttransport - de meer noordwaarts gelegen gebieden beïnvloeden. Hiervoor werd voornamelijk beroep gedaan op de studie gemaakt door J. Van Veen in 1934-1935.

De oostelijke grens vertoont verschillende aspecten: in het zuiden hebben we een falaisekust die voorbij Sangatte overgaat in een zandkust tot aan de monding van de Westerschelde. Meer noordwaarts hebben we dan het nederlandse deltagebied, een gebied dat we min of meer als afgesloten zullen beschouwen. Vanaf Hoek van Holland tot aan Den Helder krijgen we een "schone" zandkust in de vorm van één grote regelmatige kustboog. Van Den Helder tot Wilhelmshaven liggen de grote nederlandse en duitse wadengebieden die beschermd worden door een doorlopende keten van gelijkaardige waddeneilanden; dit gebied, gaande van Texel tot Wangerooge vertoont een zeer complexe structuur van grillige waddegeulen; alleen ter hoogte van Borkum kan men spreken van een stroom die het gebied doorsnijdt, namelijk de Ems, die de grens vormt tussen de nederlandse en de duitse waddeneilanden. Oostwaarts van Wangerooge bevindt zich de zogenaamde Duitse Bocht: het is een wadgebied zonder waddeneilanden, dat doorsneden wordt door de mondingssystemen van de grote duitse stromen, namelijk de Eider, de Elbe, de Weser en het estuarium van de Jade.

De oostelijke grenslijn is nauwelijks 800 km lang, maar bevat niettemin het belangrijkste havengebied van de ganse wereld: Duinkerke, Zeebrugge, Vlissingen, Gent, Antwerpen, Rotterdam, IJmuiden, Amsterdam, Den Helder, Delfzijl, Emden, Wilhelmshaven, Bremerhaven-Bremen, Cuxhaven, Hamburg en Büssum. Daarbij komt nog dat de Noordzee een van de minst gemakkelijke en grilligste zeeën ter wereld is op gebied van sedimentbeweging: alle havens ondervinden enorme moeilijkheden om hun toegangswegen te vrijwaren, te onderhouden en te verbeteren om gelijke tred te houden met de evolutie van scheepstonnemaat. Het loont dus zeer de moeite om een nader inzicht te bekomen van de Noordzee en de mechanismen die erin plaatsgrijpen.

Binnen het afgebakende gebied heeft men daarenboven ook nog te kampen met verschillende soorten bodemoppervlakten, gelegen op grillig verspreide diepten en dicht bezaaid met allerlei systemen van zandplaten, strandriffs, banken en slijkgebieden; van zuid naar noord volgen de verschillende systemen zich snel op. Voor de noordfranse kust hebben we een gedeelte van de vlaamse banken: Sandettie, Buiten Ruitingen, Dijk, Binnen Ratel, de Breedt, de Snouw- en de Braakbank. Voor de belgische kust tussen De Panne en Oostende, liggen de Fairy Bank, de Hinderbanken (West-, Oost- en Noordhinder), de Oostdijk, de Buiten Ratel, de Smalle en de Kwinte Bank, het Rapegeer, de Stroombank, de banken van Nieuwpoort, Middelkerke en Oostende; tussen Oostende en de Scheldemonding liggen de banken van Wenduine, van Blankenberge, de Appelzak, de Paardemarkt, de Bol van Heist en Knokke, de banken van Cadzand, Sluis, Lissewege, de Raan, de Deurloo, de Rassen, de Elleboog en de Walvisstaart. Voor het nederlandse delta-gebied: de Bligh-, Thornton-, Raps-, Middel-, Schouwen- en Steenbanken en de Schaar. Al deze bankensystemen worden dan doorsneden door verschillende eb- en vloedscharen.

Tussen Hoek van Holland en Schiermonnikoog, liggen verschillende ondiepten maar dan verder uit de kust: de "Gronden" van Westkapelle, Brielle, IJmuiden, Texel, Vlieland, Ameland en Schiermonnikoog; verder in zee treffen we nog verschillende banken aan: de Bruine Bank, de Zwarte Bank, de Bank van Terschelling.

Voor en achter de oostfrieze eilanden treft men verschillende types van waddensystemen aan: Gronden, Grunden, Sanden, Watten, Platen, Bogen, Riffen, te veel om op te noemen. Hetzelfde geldt nog meer voor het gebied tussen de Jade- en Eidermondingen.

- Glaciaal - Diluvium

- eerste ijstijd (Elster)(Würms)
- eerste interglaciaal
- tweede ijstijd (Saale)(Riss)
- tweede interglaciaal
- derde ijstijd (Weichsel)

- Postglaciaal - Alluvium

- laat-glaciale periode
- preboreale periode
- boreaal
- atlantische periode
- subatlantische periode
- huidige periode

Strikt genomen is de Noordzee een epicontinentale zee, die rust op een dikke continentale korst. Zij vult het noordelijk gedeelte van een ondiep bekken die het baltische schild omzoomt, gedeeltelijk aan de zijde van de vroeg Paleozoïsche midden-europese/baltische geosyncline formaties. Het ligt geheel binnen het geotectonisch gebied van het Paleo-Europa en raakt aan het Meso-Europa ter hoogte van de Straat van Dover. De geosynclinale afzettingen werden geplooid en rezen op als een bergketen tengevolge van de caledonische orogenese (post-Siluur), maar deze werden weggeërodeerd en het centrale gedeelte van de keten werd omvormd tot een ondiep epicontinentaal bekken gedurende de Hercynische orogenese (post-Carbonen) die een nieuwe reeks van bergketens deed ontstaan die loopt van Wales tot Bohemen (fig. 2). Het ganse bekken zoals het tijdens het mesozoïcum en het tertiair gevormd werd, wordt omringd door het baltische schild (Fennosarmatia) die zich vroeger uitstreckte van de noord-Atlantische Oceaan tot de Oeral, terwijl de buitenste grenzen op hun beurt gescheiden werden van de Tethys in het zuiden en van de zich ontwikkelende Noordatlantische Oceaan door een reeks van laaggelegen semipermanente eilanden (Schotse, Anglo-Belgische en Boheemse eilanden), die aldus de grens vormden van de oud-Caledonische en Hercynische bergketens. Gedurende het laat-Perm, ontwikkelden het noordduitse en het noordzeebekken zich tot één geheel. De Zechstein Zee, die het bekken vulde werd in het noorden van de Noorse Oceaan afgesneden door een gordel; het naburige vasteland bestond uit hete woestijnen waaruit alluviale deltas opgebouwd werden. Zo zette de Zechstein Zee in de dieper gelegen gedeelten kalksteen en dolomiet af aan haar oevers, alsook een dikke en complexe reeks van uitgedampte sodium- en potassium zouten. Deze afzettingen kan men vandaag nog terugvinden onder de vorm van zoutgeesten in Noordduitsland, Denemarken en andere kustgebieden. Deze verschijnselen deden zich ook nog voor gedurende het laag-Trias, maar in het midden-Trias verhoogde de schelpkalk zee de Noordzee ter hoogte van de Tethys gedurende een periode van milder klimaat. De eerste tekens van de middelnederlandse Ridge kan men zien aan de insluitels van marien schelpkalk. (lijn 2 fig. 2). Elders komen de schelpkalksedimenten voor in lagunefacies. Tijdens het boven-Trias werd het klimaat terug strenger en zout werd afgezet in de Keuper Lake; gedurende deze periode werd de middelnederlandse Ridge verder opgestuwd. (lijn 3 op fig. 2)

Gedurende het laag Jura vertoonde de Noordzee opnieuw haar typisch uitzicht: er bestond een verbinding met de Tethys doorheen Lincolnshire, Zuid-Engeland en Frankrijk. Deze transgressie zette zich voort in het midden Jura en het ganse westelijk gedeelte van de Noordzee werd bedekt door de deltas van de Noorse rivieren. Gedurende het boven Jura treed opnieuw een transgressie op en er vormden zich koraalriffen op de boorden van deze zee; de middel-nederlandse Ridge bewoog zich verder en op het einde van het Jura wanneer een totale regressie plaatsgreep was de zuidelijke Noordzee effectief gescheiden in een oostelijk en westelijk gedeelte dat onafhankelijk bestond.

Gedurende het laag Krijt werden de voornaamste openingen in het zuiden en het oosten afgesloten zodat de Noordzee een golf werd van de Boreale Oceaan, maar zij werden opnieuw geopend tijdens de eerste periode van de Cenomanische transgressie, tijdens het laag Kalk die misschien gans het gebied op de kaart (fig. 2) overspoelde. Na de voornaamste transgressie die het Mesozoïcum afsloot (gedurende de welke de verbindingen tussen de Noordzee en de Tethys permanent afgesloten bleven), kreeg het noordduitse bekken stilaan het uitzicht van een gebied van mariene sedimentatie (lijn 4 fig. 2). Nochtans werd ze tussenin voor korte periodes overspoeld (bv. Paleocoon, Oligocoon, en Midden-Miocoon). De Baltische Zee vertegenwoordigt vandaag het laatste overblijfsel van het Noordduitse sedimentatiebekken. De uitgestrekte gebieden van de Noordzee werden geleidelijk beperkt tot een klein gedeelte van het Bekken van Parijs, het Bekken van Londen, en het Westnederlands Bekken (het gebied van de Rijndelta), waarin de Rijn gedurende het boven-Miocoon begon uit te monden.

Vanaf het Perm tot het Eocoon vormde de noordelijke flank van het massief van Brabant (lijn 7 fig. 2) de zuidelijke grens van de Noordzee. Nochtans werden deze oude Anglo-Belgische eilanden overspoeld door de Midden-Eocene Zee (lijn 4 fig. 2), en de As van Artois (lijn 8 fig. 2), werd de nieuwe zuidelijke begrenzing. (De As van Artois is de noordelijke flank van de Wealden anticlinale plooiing).

De laatste verbinding met de Atlantische Oceaan werd gevormd gedurende het boven-Miocoon (lijn 5 fig. 2) rond het noordelijk gedeelte van de Weald; voor de transgressie tijdens het boven-Miocoon verhief Denemarken zich tot een gordel zodat de zee zich niet verder uitstreckte dan tegenwoordig terwijl ze zich gedurende de Oligocene transgressie uitgestrekt had tot aan de Kaspische Zee.

Verschillende zeeën overspoelden gedurende het Laag-Pleistoocoon kleine gebieden ten noorden van de Thames in het zuidoosten van Engeland, en stapelden verschillende honderden meters sediment op in de gebieden van de beneden-Rijn, waarvan de verzakking toenam tijdens het Pleistoocoon zodat de Rijndelta thans het uitzicht vertoont van een oorspronkelijk geosynclinaal gebied. Tenslotte werd de Straat van Dover doorgebroken onder de druk van glaciaal water van de Noordeuropese rivieren gedurende het Mindel of het Riss ijstijdperk waardoor de "Channel River" tot stand kwam die opnieuw ontstaan was gedurende het Würm ijstijdperk. De verbinding tussen het vaste land en Engeland die bestond gedurende het Würm werd tenslotte doorbroken door een eustatische rijzing van de zeespiegel, ongeveer 11.000 jaar geleden.

(De diepte van de drempel van de Straat van Dover bedraagt immers meer dan 50m). Samen met de postglaciale verheffing van de Skandinavische en Schotse massieven greep een gelijktijdige zakking plaats van het zuidelijke gedeelte van de Noordzee, waarschijnlijk versterkt door diepliggende geosynclinale plooiingen.

Tijdens het midden Mioceen, namelijk de Hemmoorer-periode, wordt het kanaal opnieuw geopend en grijpt een uitwisseling van zeefauna plaats met Zuidwest-Frankrijk. Daarna verdwijnt de fauna geleidelijk uit het middelste gedeelte van de Noordzee. In het boven - Mioceen wordt de huidige circumboreale Noordzeefauna aangevoerd. Dan volgen de ijstijden elkaar op: tijdens de eerste interglaciale periode is de zee periodisch koud tot gematigd; na de tweede ijstijd, na de smelting van het ijs, wordt het Kanaal opnieuw geopend en is de Eemzee eerst een warme zee, daarna een ijszee. Vanaf de derde ijstijd tot het Boreaal krijgt de zuidelijke Noordzee en de kust zijn definitieve algemene vorm, terwijl het Skaggerak en het Kattegat, na eerst een hoog-arctische ijszee te zijn geweest, overgaat in een gematigde zee. Tijdens de Atlantische periode grijpen sterke dalingen plaats van de zee, het Kanaal wordt weer opengesteld na de derde ijstijd, maar de zee is nog warmer dan nu. Sedert de Subatlantische periode krijgen we ongelijkmatige plaatselijke bewegingen van de zeebodem; in de dalende gebieden krijgen we wad-vorming.

De afzettingen uit de verschillende geologische tijden kunnen gedeeltelijk nog in de huidige Noordzee teruggevonden worden. Zo stammen de rode gesteenten van de rotsen op Helgoland uit het Buntzandsteen. De kalksoorten van de hoogste gedeelten van de duinenklippen op Helgoland hebben zich in het vroege Schelpkalktijdperk afgezet: in dezelfde periode bedekte een zee grote gedeelten van het huidige Noordzeegebied. In een zee van het latere Mosselkalktijdperk ontstonden het gips, de klei, de mergel en het kalk van de lagere gedeelten van de klippen. In Engeland worden resten gevonden uit het einde van het Jura: gedurende deze periode lag het huidig Noordzeegebied waarschijnlijk droog. Afzettingen uit het Tertiair werden op verschillende plaatsen in de Noordzee en haar kusten vastgesteld. Aldus werden onder-miocene afzettingen gevonden in het noordelijk gedeelte van de Noordzee en op het eiland Sylt konden miocene formaties ontsloten worden. Afzettingen uit het Diluvium zijn onder de huidige sedimenten het sterkst voorhanden. In welke mate de eerste aanval van het ijs het Noordzeegebied beïnvloed heeft, is niet bekend. Men kent heden slechts de 67m dikke afzettingen in de omgeving van Esbjerg, die stammen uit het eerste interglaciaal. Na het verdwijnen van het eerste ijs stond in het Noordzeebekken een zee, die de huidige Noordzee in warmte en zoutgehalte dicht benaderde, zoals uit de afzettingen ervan besloten kan worden. De tweede aanval van het ijs (tijdens het Saale-ijstijdperk) tastte gans het huidige Noordzeegebied aan. De ijsmassa's en gletsjers lieten reusachtige afbraakmassa's achter onder de vorm van grond- en eindmorene. De huidige steenachtige gebieden van de Noordzee en gedeeltelijk ook de "gronden" kunnen waarschijnlijk als resten van deze gletsjers beschouwd worden.

Na deze tweede ijstijd bestonden gedeelten van de huidige Noordzee uit door zeeën en meren bedekt vasteland, waarin zich venen en moerassen vormden. Ook de turfgronden stammen waarschijnlijk uit deze periode. In de periode die hierop volgde drong de zee terug het land binnen (Eemzee) en bedekte grote gedeelten van het Noordzeegebied. Afzettingen uit deze interglaciale periode zijn bekend in het gebied van de Eider, in Schleswig en Jütland. De schelpen van de aureus eemiensis, die heden nog tamelijk talrijk aanspoelen op de Oostfrieese eilanden, laten vermoeden, dat afzettingen van deze zee nog voorhanden zijn op de huidige zeebodem en door de stroming en de golfslag vervoerd worden.

De ijsmassa's van de derde ijstijd (de Weichsel-periode) kwamen niet meer in het eigenlijke Noordzeebekken, en waarschijnlijk bleven ze steken ter hoogte van het Skaggerak. Een voortdurende stijging van de Noordzeebodem had intussen de Eemzee terug doen verdwijnen. Bijna gans het Noordzeegebied kwam daardoor droog te liggen. Slechts nog in de diepe geul ter hoogte van Noorwegen kan de zee nog voortbestaan hebben. Daarna begon de bodem opnieuw te dalen en de zee vormde zich een weg naar het zuiden: de met duinen bedekte Doggerbank zal gedurende een periode de zuidkust van deze zee gevormd hebben. Ten zuiden van de Doggerbank lag een uitgestrekt moeraslandschap, waarvan de resten nog op heden op vele plaatsen in de zuidelijke Noordzee te vinden zijn. Naarmate de zeebodem verder zonk, drong de zee langs de geulen ten westen en ten oosten van de Doggerbank verder door tot in dit zuidelijk moerasgebied. De hogere gedeelten van dit verdronken land, zoals de Doggerbank, gedroegen zich aanvankelijk als eilanden, maar verdwenen dan ook langzaam onder de zeespiegel. Rond deze tijd werd het Kanaal opnieuw doorbroken, en aldus ontstonden in grote lijnen de begrenzingen van de Noordzee, zoals we deze tegenwoordig kennen.

Deze geschiedkundige beschouwingen tonen dus aan dat het Noordzeebekken in de geschiedenis van de aarde reeds zeer lang bestaat. Als gevolg van de periodische opeenvolging van land en zee in het Noordzeegebied, werden de oudere afzettingen gedeeltelijk door nieuwe bedekt, gedeeltelijk ook blootgelegd, verplaatst of verstoord. Niettegenstaande deze herhaalde wisselingen, konden - zij het dan ook plaatselijk - op verschillende plaatsen van de Noordzee afzettingen uit de verschillende geologische tijdperken gevonden worden. Hieruit kan afgeleid worden dat het tegenwoordige beeld van de sedimentindeling in het Noordzeebekken niet hoofdzakelijk tot stand werd gebracht door de hydrodynamische krachtwerkingen van de huidige Noordzee. Men is veel eerder geneigd te denken dat de huidige sedimentverdeling in het Noordzeebekken, in grote lijnen, hetzelfde beeld vertoont als dit dat door de diluviale ijstijden en interglaciale periodes werd gevormd. De veranderingen die zich nadien voorgedaan hebben, of ook tegenwoordig nog voordoen, zijn tot nog toe niet in staat gebleken de oorspronkelijke verdeling te overdekken of te wijzigen.

Dit kan echter niet gezegd worden van de gebieden in de nabijheid van de kust, waar de werkende krachten heden zo sterk zijn, dat ze van wezenlijk belang kunnen zijn voor de plaatselijke sedimentverdeling. Deze actuele kustlijn is ontstaan uit een invasie van de zee op het continent, die zelf veroorzaakt werd door een stijging van de zeespiegel. De kust werd dan vervormd door een regulariserende werking (kustboogvorming) van de mariene krachtwerkingen. Voor de huidige kustlijn waren er echter verschillende andere kustlijnen voorhanden. Hun vorming werd steeds veroorzaakt door herhaaldelijke rijzingen en dalingen van de zee: bij elke niveauverandering correspondeerde een bepaalde kustlijn. Om de huidige en vroegere kustlijnen in hun geologische ontwikkeling te kunnen bestuderen moet men een grondige kennis bezitten van de mariene geologie. (Briquet 1930).

& 2 Detailstudie van de Zuidoostelijke Noordzeekusten.

A. De Hoofden

Beschouwen we in de eerste plaats het ontstaan van de Hoofden. Behalve door uitschuring en door verhoging van de zeespiegel zou het profiel der Hoofden nog kunnen verruimen door een plaatselijke daling van de bodem. Volgens de geologen die zich rond 1870 bezig hielden met de tunnelverbinding tussen Engeland en Frankrijk, kon de zeeëngte echter niet beschouwd worden als een slenk omdat tussen Cap Blanc Nez en Zuid Voorland doorlopende krijtlagen bestaan, zodat voor het ontstaan van de zeestraat niet aan een plaatselijk zakkingsgebied te denken valt. De doorbraak van de krijttrug tussen Engeland en Frankrijk gaat zonder twijfel terug tot in een betrekkelijk ver geologisch verleden. De diverse ijstijden in het kwartair tijdperk (fig. 3) met de daarmee gepaard gaande veronderstelde grote niveauverschillen beslaan volgens sommige geologen wel een miljoen jaar en in die tijd kon het water wel eens boven een laag gedeelte van een krijttrug gestaan hebben. In dit geval, dus van een nauwe, ondiepe, korte verbinding tussen de Noordzee en het Kanaal, zal een buitengewone krachtige eb en vloed zeer sterk bijgedragen hebben tot de uitschuring ervan, omdat de fasen aan weerszijden van de rug wellicht geheel verschillend en de ~~ver-~~vallen dus meerdere meter hoog zullen geweest zijn.

Penck berekent, dat in de laatste ijstijd 40 miljoen km³ ijs gevormd werd, en dat in de interglaciale Mindel-Riss tijd de zeespiegel 155m moet zijn gedaald. Volgens de (fig. 3) zou de doorbraak dus aan het eind van het Tertiair of in het Mindel-Riss interglaciaal tijdperk kunnen zijn voorgekomen. Zodra éénmaal een smalle geul enige diepte had bereikt, zou ook bij lagere waterstanden krachtige erosie hebben kunnen plaatsvinden.

Anderen zijn van oordeel dat de doorbraak zou zijn ontstaan in het Pliocen, dus aan het einde van het Tertiair, onder andere in verband met koraalformaties in de Noordzee, welke gedurende die tijd gevormd zouden zijn. Nog anderen denken dat de Hoofden moeilijk voor het Kwartair zijn kunnen ontstaan, omdat het gewicht, de druk van het Noordzeewater, dat zich bevond voor de vooruitschrijdende ijslaag, hoofdzakelijk zou verantwoordelijk zijn voor de verbreding van de bres. Al deze verschillende meningen maken hier eigenlijk weinig verschil uit.

Het voornaamste is dat de zeestraat als zeer oud moet worden beschouwd (vb. 1 miljoen jaar). Rekent men dat het water in de laatste milliar-den jaren regelmatig rees met een snelheid van 2m in 1.000 jaar, dan zou voor ongeveer 20.000 jaar de zeespiegel 40m beneden de tegenwoor-dige gelegen hebben en zou de diepwatergeul in de Hoofden slechts door middel van de diepe geul rond de Goodwins verbinding hebben gehad met de Noordzee. De bodem dezer geul bestaat grotendeels uit stenen of Londenklei; zij zal als de verbinding tussen het Kanaal en de Noordzee mogen worden beschouwd bij de lage waterstanden van de glaciale tijd-perken. Bij nog lagere waterstanden dan 40m "werkte" ook deze ver-binding niet meer.

De Rijn, waarvan men vroeger aannam, dat deze in diluviale tijd door het oosten van Engeland stroomde, hetgeen volgens de moderne geologen op een misverstand berust, moet vanzelfsprekend een gedeelte van de tijd door de Hoofden hebben gelopen, indien de Noordzee benoor-den Londen-Amsterdam bedekt is geweest met de noordelijke ijsskap, zoals men algemeen aanneemt. Het zand in het Kanaal en in de zuide-lijke Noordzee wijst dit volgens Edelman en Baak nog uit. Zeker zal dus ook zoet water zijn eroderende werking hebben doen gevoelen. Tijdens de grote Riss-ijstijd moet door de Hoofden al het smeltwater van half Europa zijn afgevoerd. Wat dit zeggen wil wordt duidelijk, indien men de enorme smeltwaterdalen van de laatste ijstijd in de Noordduitse laagvlakte beschouwt.

B. De vlaamse kust.

1. Het geologisch substraat (fig. 4)

De paleozoïsche sokkel, die te De Panne op -275m, te Oostende op -267,5m en te Knokke op - 450m voorkomt, behoren tot het cambro-silu-risch massief van Brabant. Hij is bezet met afzettingen uit het Krijt (Senoon) die in het westen 110m dik zijn, te Oostende 60m en te Knokke 50m.

De tertiaire formaties behoren tot het eoceen: Landeniaan (circa 50m), Ieperiaan (100 tot 150m), Paniseliaan ten oosten van de lijn Oostende - Oudenburg (24m te Blánkenberge) en Bartoon te Knokke. Deze tertiaire afzettingen, die het geologische substraat van de zee-polder vormen, hellen van zuid naar noord en werden onder de kust-vlakte gedeeltelijk weggeschuurd zodat het tertiaire substraat van het binnenland naar de zee toedaalt. Bij Oudenburg ligt het Panise-liiaan op het peil 0 en te Oostende op -30,5m.

Het kwartair is ongeveer 25m dik. Aan de basis ervan heeft men Paniseliaan met zandsteen en silex en daaronder tertiaire schelpen (schelpen welke dikwijls door de golven opgestuwd werden tijdens de transgressie). Op deze zeezanden (overspoeld tertiair) hebben we turf dat kan gaan van enkele cm tot een dikte van 4m. We treffen zelfs turf aan onder de duinen en het dagzoomt op het strand. Het turf heeft geen ouderdom maar we kunnen wel zeggen dat het pré-Romeins is want er liggen verschillende vondsten van die tijd boven op de turf-laag.

Opboring gedaan in 't Zoute (1912) J. Cornet

tot 3m wit zand	
6,5m grof wit zand	
10,-m grijs zand (kleiachtige bijmenging)	KWARTAIR
27,-m grijs zand	
32,5m zeer kleiachtig groen zand	
72,-m groene compacte klei	
82,5m glauconiet	
104,4m kleiachtig zand met harde lagen	TERTIAIR
127,4m groene klei	
150,3m klei	
314,9m klei met harde delen	
434,6m wit krijt	
437,6m groen zand	
454,4m harde groene zandsteen	SECUNDAIR
454,9m groene shist	

2. Het Pleistoceen

De pleistocene afzettingen die het geologische substraat bedekken, behoren tot het Riss-Würminterglaciaal, het zijn mariene zanden met *Corbicula fluminalis* die over het algemeen beneden het peil -18m liggen en de assise van Oostende vormen. Gedurende deze periode hebben we de Eemstransgressie met de vorming van het Nauw van Kales.

3. Het onder- en het midden Holoceen.

Gedurende het Boreaal (7500 - 5000 vóór J.C.) werd in de kustvlakte veen op grote diepte gevormd. In het Belgisch kustgebied komt deze veenvorming slechts plaatselijk voor en is meestal niet meer dan een dunne laag tussen de pleistoceen en de recentere afzettingen. De Flandriaanse transgressie dateert uit de Atlanticum (4500 - 2000 vóór J.C.). Door deze transgressie werd het Nauw van Kales aanzienlijk verbreed en uitgediept. De Atlantische afzettingen zijn over het algemeen 10m dik en dagzomen in de Frans-Belgische moeren; in België zijn ze hoofdzakelijk zandachtig, terwijl ze naar het noorden toe meer kleiachtig zijn. Uit het Subboreaal dateert het oppervlakte veen dat van enkele decimeters tot verschillende meters dik kan zijn. De Pre-Romeinse transgressie die we in Nederland en Engeland aantreffen is in België weinig belangrijk geweest.

4. Het boven Holoceen.

Het boven Holoceen omvat de periode van het Subatlanticum en de recente periode. De transgressie die we kennen als de duinkerkiense transgressie is een reeks van eeuwenlange overstromingen van onze kustgebieden. De laag aan de oppervlakte van de zeepolders is een afzetting van gemiddeld meer dan 1m dikte. De duinkerkiense transgressie is in drie fasen in te delen. Het niveau van de zee is niet regelmatig maar trapsgewijze gestegen. Deze periodes waren onderling gescheiden door een stilstaan of een dalen van het zeeniveau.

a. De duinkerken-1-transgressie (2e eeuw vóór J.C. - 1e eeuw na)

Deze transgressie is vooral van belang geweest voor het centrale en het oostelijk deel van de kustvlakte. De afzettingen van deze transgressie vinden we tot op maximum 7 km achter de huidige kustlijn. Slechts een klein gebied van onze kustvlakte kwam bij deze transgressie onder water, de rest bleef een veengebied. Typisch voor de Duinkerken-1-transgressie is dat de oude duinengordel verdween. De afzettingen zijn te herkennen aan hun micro-gelaagdheid. De laagjes zijn slechts enkele mm dik en bestaan afwisselend uit kleiachtig en zandachtig materiaal. Nergens dagzomen deze afzettingen onze kust, wat de studie en de localisatie ten zeerste bemoeilijkt.

b. De Romeinse regressie (1e tot 4e eeuw)

Gedurende de eerste eeuw hield het stijgen van het zeeniveau op. Sporen van bewoning werden op het Duinkerken-1-oppervlak gevonden, (Klemskerke, Bredene) dat zich op deze plaatsen 1m onder het huidig oppervlak bevindt. Op de top van de Duinkerken-1-transgressie treffen we vaak een begroeiingshorizont aan, hetgeen duidelijk aantoonde dat deze sedimenten droog lagen alvorens er nieuwe zeeafzettingen boven kwamen te liggen. Tijdens deze transgressiefase ontwikkelde zich een duinengordel. Deze middeloude duinen werden plaatselijk door de latere transgressiefase niet aangetast en zijn nu nog zichtbaar in het gebied van Bredene tot Klemskerke.

De veenlaag van ongeveer 1m dikte, die zich in het vlaamse kustgebied 3m onder het terreinoppervlak bevindt, werd gevormd op de scheiding van het oud-holoceen of het flandriaan en het jong-holoceen of het duinkerkiaan. Voor de vorming van deze veenlaag kunnen de zee-standen dus ongeveer 3m of meer lager worden gesteld dan thans. (fig. 5) Een veenlaag op soortgelijke, meestal iets grotere diepte, wordt ook in het lage deel van Nederland op vele plaatsen aangetroffen. De basis van dit veen ligt op 4 à 6m - N.A.P. De tijd waarop de veenlaag door de zee overstroomd werd is volgens Briquet vrij zuiver te bepalen op ongeveer 400 na J.C. Reeds voor de overstroming moet de Vlaamse kust uit zand hebben bestaan en waarschijnlijk duinen hebben bezeten, omdat er toen ook een zandige, ondiepe zeebodem zou zijn geweest. Na de overstroming werden deze duinen waddeneilanden. Dit zal niet plotseling zijn gegaan, daar de riviertjes hier monden moeten hebben bezeten, waardoor het water steeds in en uit kon stromen. De plantengroei zal langzamerhand door het toenemende zoutgehalte gedood zijn. De resten van deze oude duinen heeft Briquet nagespeurd.

Links van de in de fig. 5 afgebeelde IJzermond is de "staart" van het eiland, dat zich tussen Nieuwpoort en Duinkerke moet hebben uitgestrekt; rechts is de "kop" van het volgende gelegen tussen Westende en Den Haan of tussen Westende en Knokke. De buitenkanten van deze eilanden werden naderhand afgeschaafd, terwijl zich langs de nieuwe kust de jonge duinen vormden. In fig. 6 werden de onderzoeken van Briquet, voor wat de vlaamse kust betreft, overzichtelijk weergegeven. De resten van de oude duinen geven nog heden een beeld van de ontwikkeling van een waddeneilandenkust tot een normale duinkust, nadat de wadden waren opgevuld en de zeegaten verdwenen.

Wildvang leidt uit boringen op de Oostfriese wadden en wadden-eilanden af, dat het oorspronkelijk oppervlak van het oud-alluvium lag op 0,93m beneden het gemiddeld zeeniveau, dus 2,5m beneden het maaiveld. Dit oppervlak werd volgens hem bewoond en bebouwd, tot op het ogenblik dat de Noordzee met "katastrophaal geweld" naar binnen brak. Dit laatste moet men niet opvatten als een moderne dijkdoorbraak, omdat het zoete water vrij zeewaarts en het zeewater dus ook vrij landwaarts kon stromen. Het zal wel meer het gevolg van een toename in grootte van de vloedkammen geweest zijn, waarbij deze laatste zich door zeespiegelrijzing en veenvernietiging steeds uitbreidden.

C. De Duinkerken-2-transgressie (4e tot 8e eeuw)

Deze transgressie werd door Bennema en Van Der Meer de vroeg middeleeuwse transgressie genoemd. Voor onze kuststreek is deze transgressie van veel groter belang dan de eerste transgressie. Niet alleen het veengebied maar ook een deel van de aanliggende pleistocene gronden werden overstroomd. Het ganse sedimentatiegebied van de Duinkerken-1-transgressie kwam hierbij onder water te staan. Buiten deze gebieden werden de niet met veen bedekte gebieden van de pre-Romeinse transgressie ten westen van Adinkerke overspoeld. Enkel een aantal eilanden werden niet overstroomd:

- de oude duinen nabij Adinkerke - De Panne
- de middel-oude duinen van Vlissegem, Bredene en Klemsterke
- een aantal pleistocene eilanden of "donken"
- een aantal hoog opgegroeide mosvenen

De eerste drie eilanden vormen nu nog kleine verhevenheden in het huidige landschap. De hoogopgegroeide venen ondergingen later wijzigingen en behoren nu tot de laagste gebieden in de huidige polders.

Bij het aanvangen van de transgressie werd de duinengordel op talrijke plaatsen aangetast en doorbroken, behalve op de plaatsen waar de eilanden bleven. In de nabijheid van de zee werden de vroegere afzettingen volledig weggevoerd. De kreken die in het land drongen groeven zich dieper in en verbreedden zich merkbaar. Door deze erosie ontstond een zeer ingewikkeld krekensysteem. Na het stadium van de erosie kwam er een eerste stadium van sedimentatie. Deze sedimentatie was zeer selectief; zand en klei werden naast elkaar afgezet. Rond de 8e eeuw trad een tweede sedimentatie periode in die tot in het begin van de 11e eeuw zou duren. Uit deze periode dateert de ontginning van de poldervlakte. Met deze regressie, de karolingische regressie genoemd, vormde zich een duinengordel, die steeds meer de toegang van de zee tot het binnenland verhinderde.

D. De Duinkerken-3-transgressie (11e eeuw)

Het weinig bewoonde kustgebied werd gedurende deze transgressie vanuit twee punten overstroomd. Op twee punten werden de jonge duinen doorbroken; het estuarium van de IJzer ter hoogte van het huidige Nieuwpoort en het Zwin ter hoogte van de Belgisch-Nederlandse grens.

De derde fase van de transgressie nam de eerste helft van de 11e eeuw in beslag. De ontwikkeling van deze fase zullen we in een oostelijk en in een westelijk deel behandelen.

1) Het gebied van de IJzer. (westelijk gedeelte)

Nabij Nieuwpoort werd in het begin van de 11e eeuw een grote inham met een krekensysteem gevormd. Door de steeds verder gaande overstromingen werd het schorregebied dat reeds bewoond was, steeds meer en meer bedreigd. Tegen deze bedreiging van de zee werd dan een dijk gebouwd, die wij kennen als de oude zeedijk. De Duinkerken-3-transgressie bereikte met zijn afzettingen de lijn Oostende-Zandvoorde. Deze lijn houdt hier op omdat te Zandvoorde de opbouw van het landschap een natuurlijke berm vormde tegen het water. Er ontstond hier een zandvlakte van enkele kilometer breedte, die regelmatig onder een dunne waterlaag kwam te liggen. Noemenwaardige geulen waren hier niet te vinden. Tijdens het stadium van de sedimentatie van deze transgressie werd hoofdzakelijk klei afgezet; slechts in de krekens kwam plaatselijk slechts een nederzetting van zand voor. Op de afzettingen van de Duinkerken-2-transgressie werd een nieuw kleidek afgezet. In het gebied van de strandvlakte bedraagt deze afzetting slechts een tiental cm, het kleidek is er tamelijk zandhoudend. De getijgeulen vulden zich ook langzaam op met sedimenten. In de 12e eeuw werd rond het inbraakgebied een dijk opgeworpen zodat gans het achterliggende gebied droog kwam te liggen. Het estuarium van de IJzer zelf werd ook geleidelijk aan ingepolderd.

2) Het Zwin. (oostelijk overstromingsgebied)

In dit gebied worden twee subfasen onderscheiden: de Duinkerken-3-a- en de Duinkerken-3-b-transgressie. Beide worden gescheiden door een korte rustpoos.

- de Duinkerken-3-a-transgressie.

De aanvang van deze transgressie valt praktisch samen met de aanvang van de transgressie bij Nieuwpoort. De overstromingen duurden een vijftigtal jaar waarna een korte stilstand optrad.

- de Duinkerken-3-b-transgressie.

Deze transgressie nam een aanvang rond 1130. De Zwiniham bereikte nu zijn maximale afmetingen. De inham had een breedte van ongeveer 4km aan de huidige rijksgrens. De belangrijkste inham drong door tot in Damme en tussen Damme en Brugge strekte zich een zandvlakte uit nagenoeg vrij van krekens. In het noorden en in het westen werd een lange dijk opgeworpen om de uitbreiding van het overstromingsgebied te beperken. Deze dijk is de zeeafwendingsdijk en geen landaanwinningdijk. Men begon stilaan met het indijken van de polders. Op de kaart van Pourbus (1571) wordt het eigenlijke Zwin afgebeeld als een smalle kreek afgezet door dijken. Al de schorren zijn bijna allen ingedijkt. Tijdens de Duinkerken-3-b-transgressie werden op het oude oppervlak klei en in mindere mate zand afgezet. Eerst werd er zand afgezet dat dan bedekt werd door klei. Daar waar we dijkbreuken hadden werd er bovenop de klei nog een laag zand afgezet. De totale dikte van deze Zwinafzettingen is afhankelijk van de duur van de overstromingen.

C. De nederlandse kust (fig. 7)

De oude nederlandse kust moet niet als over de gehele lengte gelijkmatig teruggeslagen worden beschouwd. Het is bekend, dat bezuiden Monster het oude Helinium een zeer groot zeegat was. Ten noorden daarvan moet, op grond van de in de vorige paragrafen genoemde overwegingen, een brede duinkop hebben bestaan, terwijl voor de mond vele banken moeten hebben gelegen, welke tezamen de buitendelta of "gronden" vormden. Hetzelfde, doch in minder sterke mate, moet het geval geweest zijn bij de Rijnmond te Katwijk, terwijl ook bij de mond van het Zijpe iets dergelijks aanwezig geweest moet zijn. Na het dichtslaan dezer monden verdwenen de onderwater delta's ervan door de zee- en stranddrift naar het noorden. De kust werd hier "schoon" dit wil zeggen zonder zandbanken. De drie vloedbanken het Harde, de Uiterrib en de Smal-Acht, die nog op de 16e, 17e eeuwse kaarten voorkomen, zijn mogelijk de laatste resten van het zand dezer voormalige delta's geweest. Tezamen met het verdwijnen der "zeegatgronden" moesten ook de koppen afslaan, daar deze buiten de algemene kustlijn uitstaken. Immers een kop dankt zijn bestaan aan de daarvoor liggende zandbanken. Het eindresultaat van het verdwijnen der monden was dus een gladschaving. De loop der duinen bij Scheveningen en bij Katwijk, scheef op de tegenwoordige kust, en voorts de bekende historische achteruitgang der kusten bij Delfland en Scheveningen duiden hierop. Wat de mond der Schelde betreft, deze werd tussen Walcheren en Schouwen getekend, in verband met de ligging van Domburg, dat Romeinse oudheden opleverde en in verband met de oude benaming Zeeland ten oosten en ten westen van de Schelde, waarmee respectievelijk Schouwen-Duiveland en Walcheren-Beveland worden bedoeld. Het duin van Schouwen zou dus een oude "kop" zijn. De mond van de Westerschelde schijnt betrekkelijk jong. In de 15e eeuw zou de Monte reeds moeten worden opgevat als een onderdeel van een uitgebreid net van slikken en geulen en zou ook de afstand tussen Walcheren en Zeeuws-Vlaanderen in die tijd, en reeds veel eerder, nagenoeg even groot zijn geweest als thans.

Schoo huldigt de mening, dat de kust hier een grote inham zal gehad hebben. Deze inham moet alsdan natuurlijk worden opgevat als een ondiep wadden- of moerassengebied met duineneilanden in de doorgaande kustboog tussen Cap Blanc Nez en Texel. De vraag in hoever de kust tussen Cadzand en Monster in de Romeinse tijd reeds verbrokeld is geweest, kan door een onderzoek der duinvormen, in de geest zoals Briquet voor de vlaamse duinen deed, mogelijk nader tot een oplossing worden gebracht. De Rijnmond bij Katwijk was in de Romeinse tijd reeds bijna verzand. De daarbij behorende delta zal dus in het begin van onze jaartelling niet omvangrijk meer geweest zijn. Het Helinium verzandde in historische tijden. De verschillende bedijkingen wijzen dit nog uit. (fig. 8)

De hollandse kust schijnt aanvankelijk met een, op twee plaatsen onderbroken, boog van de noordelijke kop van het Helinium naar Wieringen te hebben gelopen. Door grotere zandtoevoer dan afvoer schoven hier enige nieuwe platen voor, zodat de kust in etapes naar het westen groeide. Aldus ontstonden de groeilijnen van het oude duinlandschap. (fig. 7) Hoe ver dit buitenwaarts uitgroeien van deze kust heeft plaats gehad is niet meer met zekerheid te zeggen,

doch het heeft natuurlijk gehouden met de ligging van de diluviale heuvel op Texel en de daarlangs trekkende zeestroming. Veel verder dan de tegenwoordige kustlijn zal het dus niet geweest zijn. Waar tenslotte al het zand van afkomstig is, is eveneens onzeker. Men hoeft daarbij niet noodzakelijk te denken aan een depôt voorbij de Hoofden, doch kan ook aangenomen worden dat het van dichterbij gelegen plaatsen aangevoerd werd.

Als verklaring van het feit dat eerst zeewaartse groei en later een terugslag is voorgekomen hoeft men niet noodzakelijk rijzings- of dalingstheorieën, gewijzigde getijverhoudingen in de Noordzee of openingen en sluitingen van de zeeëngte der Hoofden aan te nemen, doch men kan volstaan met de thans nog heersende stromen en met een wijziging van enkele plaatselijke omstandigheden, als bij voorbeeld het verdwijnen van riviermonden. De oude duinruggen of beter oude strandruggen zijn te beschouwen als mariene formaties (de windduintjes, die er hier en daar op voorkomen, zijn slechts gering van omvang), het nieuwe duinlandschap is een windformatie. De eerste hebben betrekking op een zeewaartse groei, het laatste op een afslag of op een stabiele toestand van de kust. Het Helinium bij Monster, de Rijn bij Katwijk en het Zijpe bij Petten hebben zowel in het nieuwe als in het oude duinlandschap niet alleen hun sporen achtergelaten, doch hebben ook van beide de vorm helpen bepalen.

D. Huidige schommelingen van de zeespiegel

De voornaamste bedreiging van de zeezijde wordt niet gevormd door een uitschuring van de Hoofden, evenmin door een verdieping van de zeebodem voor de kust of een opslibbing van de zeegaten, maar door een zeespiegel verhoging.

De vraag is: bestaat deze inderdaad ?

In vergelijking met andere landen wordt er in Nederland op bijzondere nauwkeurige wijze aandacht geschonken aan de wisseling van de zeespiegel ten opzichte van het land, hetgeen in verband met de lage ligging gemakkelijk te verklaren is. Voor wat de huidige verandering van de zeespiegel betreft, merken we op dat voor Nederland de stijging varieert tussen 1,4 tot 5,6 cm per 10 jaar; het gemiddelde over alles is 3,2 cm per 10 jaar. Rekent men dat de zakkings van sommige peilschalen een rol speelt (soms zelfs met 5,6 cm) dan komt men op een iets geringer bedrag, namelijk 2 à 3 cm. Dit is het cijfer dat tegenwoordig door velen wordt aangenomen. In Duitsland berekende Krüger voor Wilhelmshaven een zeespiegelrijzing van 23 cm per eeuw (1854 - 1913), voor Bremerhaven 18,7 cm per eeuw (1862 - 1914) en voor Cuxhaven 19,3 cm per eeuw (1843 - 1915). Busch berekende voor Cuxhaven 25 cm per eeuw (1843 - 1925) en voor Husum hetzelfde bedrag (1843 - 1929). Meissner vond voor Wilhelmshaven, Geestemünde, Bremerhaven en Cuxhaven voor de jaren 1855 - 1920 een gemiddelde zeespiegelrijzing van 16 cm. Müders vindt voor de periode 1875 - 1934 te Wilhelmshaven 24 cm per eeuw. Deze bedragen komen dus ongeveer met die voor Nederland overeen. In Frankrijk beschikt men over oude en nieuwe waterpassingen. Vergelijkt men deze, dan komt men tot een bijzonder grote daling in de buurt van Duinkerke, namelijk 4m per eeuw. Zondermeer kan dat als volslagen onjuist

worden bestempeld. Briquet, die deze streek grondig kent, neemt hier 4 à 5m zeespiegelrijzing in 1.500 jaar aan, dus ongeveer 30cm per eeuw, en Lauwers berekent uit de peilschaalgegevens van Oostende een bedrag van 12cm in 45 jaar of 26,5 cm per eeuw. Deze bedragen verdienen meer vertrouwen en komen ongeveer overeen met de Nederlandse en de Duitse.

We besluiten dus dat het voorkomen van verdronken hoogveen op grote diepte (laagveen schijnt slechts een zelden voorkomende substantie te zijn) wijst, althans voor Vlaanderen en voor Nederland, op een positieve niveauverandering, als men over grote periodes rekent. Sinds het begin van de bouw van dijken (ongeveer 800 na J.C.) moest men deze ook enkele meters verhogen en hetzelfde was een milliade eerder het geval met de terpen. Over enkele honderden jaren zullen we over een goede serie peilschaalwaarnemingen beschikken en de eventuele periodieke of aperiodieke schommelingen betrekkelijk goed hebben leren kennen. Van belang is daarbij, dat thans door de Rijkswaterstaat stappen worden genomen om in overleg met de geologiesche dienst punten te vinden die zich zo goed mogelijk als fundamenten voor peilschalen zullen lenen.

& 3 Een recent systeem voor geofysische onderzoeken.

Gedurende de laatste tien jaar heeft de geologische kennis van de Belgische en de Nederlandse kust geweldige vorderingen gemaakt. De snelle vooruitgang van de wetenschap geeft ons steeds meer en betere instrumenten voor het wetenschappelijk onderzoek. Bij het maken van deze studie werd gebruik gemaakt van de "boomer" aan boord van de "Mechelen" een schip van de Belgische Zeemacht. De boomer is een nieuw systeem voor geofysische onderzoeken van met water overdekte gebieden. De boomer werkt bij middel van schokgolven. Door een hydrofoon worden de teruggekaatste schokgolven dan terug opgevangen en worden dan automatisch in grafiek gebracht. De schokgolven worden voortgebracht door een plaat die zich onder water bevindt en die brutaal afgestoten wordt door een plotse ontlading van condensatoren. De algemene principes van de boomer zien we schematisch op fig. 9 voorgesteld. De seismische schokgolven worden op regelmatige tijdsintervallen herhaald terwijl de boot intussen verder vaart. Op de grafiek wordt het beginsignaal op het nulpunt geplaatst. De teruggekaatste signalen worden dan volgens hun binnenkomst op de grafiek uitgezet. Voor deze opmetingen werden de signalen alle 6 x 250 msec uitgezonden. De opname welke we alzo bekomen is een geologische doorsnede van het overvaren gebied. De horizontale schaal is dus de horizontale afstand welke door de boot werd afgelegd en de verticale schaal duidt de diepte aan. De opnamen worden gemaakt bij een snelheid van de boot van een 3 à 4 knopen. Voor de boot zijn er geen verdere bijzonderheden nodig. De boomer wordt ter hoogte van de grote mast aan bakboord buitenscheeps gebracht op een afstand van 2m en op een diepte van ongeveer 2m. Dit verklaart de moeilijkheid van de boomer buitenscheeps te brengen wanneer er enige zeegang is en er groot gevaar bestaat dat de boomer tegen de wand van het schip komt beuken.

De hydrofoon voor de receptie wordt aan bakboord buitenscheeps gebracht op een afstand van 3m en op een diepte van 1,5m. Een voorbeeld van zo'n profiel vindt men op fig. 10 . Het profiel werd genomen van de Wandelaarsbank tot aan de Wielingen. De opnamen werden gemaakt met doorlaatfilters van 200 Hz tot 2 kHz. De proces-amplifier was linear x 10 en voor de marking-amplifier: gain 600. Door Dr Bastin werden er in de Noordzee een hele reeks van profielen getrokken (fig. 11) en werden daarna uitgewerkt. Het interpreteren van een profiel vraagt een zekere ondervinding omdat het signaal nooit zuiver doorkomt en we steeds een zekere band hebben. Deze uitgewerkte profielen werden omgezet in een blokdiagram welk ons duidelijk de geologische structuur aantoonst. Moeilijkheid echter is dat we weten dat er verschillende lagen zijn, doch we weten niet welke lagen het wel zijn. Bijzonder nuttig is dit systeem van opzoeken wel omdat we alzo de plaatsen waar we de boringen zullen moeten verrichten heel juist kunnen bepalen om er de meeste inlichtingen van te kunnen bekomen. Uit het profiel kunnen we opmaken dat de Wandelaarbank bestaat uit een opeenvolging van zandheuvels doch dat ze geen vaste kern in klei bezitten in tegenstelling met hetgeen van hun schikking zou kunnen vermoed worden. Wellicht betreft het hier een systeem van ondiepe "mega ribbels" analoog aan deze van Akkaert en Gootebank, zoals C. Van Cauwenberghe opmerkt. Met de echolodingen zien we dat er op de banken welke allen uit zand zijn samengesteld grote zandgolven aanwezig zijn. Deze zandgolven staan loodrecht op de richting van overheersende stromingen.

HOOFDSTUK III

MINERALOGISCHE SAMENSTELLING VAN HET BODEMOPPERVLAK

& 1 Diepteligging der sedimenten.

Volgens de statistieken van Kossinna heeft de Noordzee een gemiddelde diepte van 94m. De bodemhelling is eerder continu dalend van zuid naar noord, uitgenomen in het centrum waar de Doggerbank zich van oost naar west uitstrekt in een barriere die tot 15m ondiep wordt. (fig.12) Dit veroorzaakt turbulent water en rollende golven bij slecht weder. Ten zuiden van de Doggerbank ligt een breed gebied van onregelmatige diepten (vroeger glaciale morenen en uitschuringsgebied), die een noord-zuid kanaal omvat (blijkbaar een glaciale overlaat of uitschuring) van 82m gekend als de Silver Pit die in de Lynn Deeps en de Wash leidt. Een gelijksoortige noord-zuid gleuf, meer naar het oosten, is Sole Pit genaamd. Het zuidwestelijk deel van de Noordzee is in zeer sterke getijdenstromingen gewikkeld, die drijvende zandbanken en onderzeese duinen veroorzaken, voornamelijk georiënteerd met de stroming, noordwest-zuidoost, bijvoorbeeld de beruchte Godwin Sands, voor de kust van Kent waar zovelen schipbreuk lijdten. In het uiterste noorden is er een ander ondiep gebied gekend als de Viking Bank. Het enige belangrijke eiland buiten de kust is Helligoland, een eiland rustend op het continentaal platform gelegen in de Duitse Bocht.

Een bijzonder kenmerk van het bankengebied is een diep kanaal (geul), de geul van Noorwegen. Deze geul omringt de zuiderkusten van de streek vanaf het Skaggerak tot het bekken van Noorwegen. Haar diepten variëren van 250m tot 600m. Volgens sommige waarnemers betreft het hier een diep glaciaal erosiekanaal (Shepard), maar anderen (O en H Høltedahl) denken dat het van tectonische oorsprong is. Een scheur die zich uitstrekt van de Oslo-Graben tot in de Skandinavische grensbreuklijn die als een scheiding beschouwd wordt tussen Noorwegen en het bekken van Noorwegen. Kleinere barsten en scheuren op het Noorse zandbankgebied (en elders) worden beschouwd als breuken die vooral hun oorsprong vinden in het herhaaldelijk heen en weergaan van het ijs in Skandinavië gedurende het kwartaal. De oriëntatie van de barsten en de geulen is hoofdzakelijk evenwijdig aan de kust. Dit is meer dan normaal daar ook de voornaamste gletsjers zo gericht zijn. Daardoor verkiezen vele waarnemers deze theorie van Høltedahl, alhoewel het vast staat dat zulke barsten onderworpen zijn geweest aan bijkomende uitschuring van het ijs. Over de bodem van het zandbankengebied kan men het patroon volgen van de rivieren uit de late ijstijd die uiteindelijk verdwenen gedurende de verhoging van de zeespiegel in de laatste tienduizend jaar. De Doggerbank is een overblijfsel van de laatste glaciale morenegordel die zich uitstreckte van Oost-Engeland tot Noord-Duitsland, zoals hoger vermeld. Voor een meer gedetailleerde bespreking verwijzen we naar de dieptekaarten in de platenatlas (fig.13,14).

Het meten zelf van de diepten valt buiten het kader van dit werk; bijgevolg wordt hiervoor verwezen naar de gespecialiseerde literatuur.

& 2 Monsternamen: algemene types van toestellen.

Terwijl bij onderzoekingen op het vasteland het voortbewegingsmiddel in de meeste gevallen van ondergeschikt belang is, kunnen de onderzoekingen op zee slechts met goed resultaat doorgevoerd worden mits men beschikt over een aangepast schip voorzien van speciale apparatuur. Wat het schip betreft moet dit zo stabiel mogelijk zijn en een maximale diepgang hebben, en verder ook voorzien van stabiliserende elementen (bv. ingesloten watermassa's in bepaalde gedeelten van het ruim; zelfs zeilen zijn niet lachwekkend, daar deze de scheepsbewegingen bij hoge zee zeer goed dempen). Verder wordt een dergelijk schip uitgerust met speciale takels die toelaten de toestellen gemakkelijk aan boord te hijsen; ook moet een ontvang- en zendtoestel aanwezig zijn voor radioverbindingen, een echograaf voor de dieptebepaling en een Decca-radionavigator voor de plaatsbepaling.

Voor het nemen van monsters bestaan er twee klassen toestellen:

1) Toestellen voor het nemen van geroerde monsters.

a/ de Van Veen-grijper

Dit is een goede grijper, die nimmer weigert, en is afgebeeld op fig.15. Door middel van twee hefbomen sluit hij zich door eigen gewicht, zodra de bodem wordt bereikt. Bij het neerlaten zorgt een pal of klink voor de geopende stand. Deze pal valt door eigen gewicht uit als het toestel de bodem raakt. De sluitkracht wordt zeer groot doordat op de uiteinden der hefbomen katrollen zijn aangebracht. De grootte der opgehaalde monsters bedraagt 20 à 50 kg.

b/ de bodemstoter van Ekman (fig. 16)

Met dit toestel, dat ongeveer 2m lang is, kan een soort "boring" worden verkregen ter diepte van $\pm \frac{1}{2}$ m, mits de te onderzoeken bodem zacht is. Het instrument bevat een binnenbuis, welke overlangs geopend kan worden, zodat de verschillende bodemlagen kunnen worden bestudeerd.

c/ het Kolbenlot van Kullenberg

Dit is een steekbuis, ontworpen volgens het principe van het Kolbenlot, en dat belast wordt met een gewicht van ± 400 kg. De gebruikte buislengten bedragen 7, 5, 4 en 2m bij een diameter van 100mm. Uit deze buizen, niet voorzien van een binnenbekleding worden de grondkernen hydraulisch in 1m lange stukken geperst. Dit toestel wordt vooral gebruikt in slijkachtige gebieden, daar het bij deze gebieden vaak interessant is ook sedimentmonsters van op grotere diepten te winnen.

2) Toestellen voor het nemen van ongeroerde monsters.

a/ de kastgrijper van Reineck. (fig. 17)

Dit toestel werd door Reineck (1958a) ontwikkeld om ongeroerde en zelfs ook georiënteerde grondmonsters van groot formaat te kunnen ophalen. Het is vooral geschikt voor zandachtige bodems, die met het "Kolbenlot" slechts moeilijk toegankelijk zijn zonder de bestaande structuur te verstoren. Ook in zachte bodems kan men de kastgrijper voordelig aanwenden, vooral wanneer de gangen en constructie van de bodembewoners behouden moeten blijven in het monster. De uitgestoken sedimentblokken hebben een grondoppervlakte van 20 x 30cm en een maximale hoogte van 45cm, een hoogte die in grof zand, slijk of klei bereikt wordt. Deze hoogte komt overeen met de indringingsdiepte van de kast in de bodem.

De kastgrijper bestaat uit een steekkast, die het monster uitsteekt en waarin het monster verblijft tot in het laboratorium. De steekkast zit in een kastenschacht, waarin ze door een andere kan vervangen worden. Op de schacht liggen, gelijkmatig rond de gewichtstangen opgesteld, acht loden staven van elk 50 kg, die dienen als balast. De draagkabel opent het grijpmes op de bodem en sluit het vóór het ophijzen van het toestel.

Wanneer de punten van ontnaam niet verder dan drie zeemijl uit elkaar verwijderd liggen, kan men om de 20 à 30mm een bodemonster ophalen. In gebieden met sterke stroming houden twee vloten, verbonden aan de geleidingsstoel, het toestel georiënteerd in de stroming. In gebieden met weinig stroming wordt een kompas, verbonden aan het toestel, geblokkeerd wanneer de bodem geraakt wordt. Op deze wijze wordt het monster georiënteerd ontnomen.

b/ Toestellen voor het steken van cilindervormige kernen

Deze toestellen zijn volkomen analoog aan deze welke ook op het land gebruikt worden. De toestellen zijn zodanig ontworpen dat stromingen van het monster (zoals bv. verandering van structuur, volume, watergehalte; invloed van corrosie; doorenmengen) alsook veranderingen van de spanningstoestand zoveel mogelijk vermeden worden. Dit geldt zowel voor het ontnemen zelf als voor het transport ervan.

Het ontnemen der ongeroerde monsters geschiedt met speciaal daarvoor ontworpen steekapparaten (fig. 18). Hoofdzaak bij deze apparaten is de verhouding van het oppervlak in een dwarsdoorsnede, ingenomen door de mantel, tot het oppervlak der opening zo gering mogelijk zij. Deze verhouding wordt gewoonlijk door de engelse benaming "Area ratio" aangeduid, en haar betekenis wordt door de figuur duidelijk aangegeven. De "Area ratio" van een goed steekapparaat is kleiner dan 0,25.

Het indrukken van het steekapparaat in de ongeroerde grond dient snel, doch zo mogelijk bij middel van een statische kracht te geschieden.

& 3 Bewerking en bereiding van de bodemonsters.

Hiervoor verwijzen we naar de methodes die algemeen gevolgd en gekend zijn in de laboratoria voor grondmechanica. Toch willen we enkele methodes aanstippen die specifiek zijn voor de monsters gewonnen uit een zeebodem. Het is bekend dat in kleihoudende, slibachtige of zandachtige sedimenten de structuur nauwelijks of helemaal niet te herkennen valt; dit is bijvoorbeeld het geval voor de ongeroerde monsters ontnomen aan wadgebieden of zuivere zandgronden. Zuivere zandmonsters en monsters samengesteld uit zand en slijk doorlopen gedurende de droging weliswaar een toestand van optimale herkenbaarheid wat de structuur betreft, maar eerst na de monsters gedompeld te hebben in kunsthars of parafine volgens het procédé van de lakfilms (reliefgieten) wordt de structuur volledig zichtbaar. Slijkachtige monsters worden met kunsthars doordrenkt en gehard en tot schijfjes van 30 à 40 micron dikte verwerkt. Door beide procédés worden de monsters toegankelijk gemaakt voor structuuronderzoek en gelden terzelfdertijd ook als bewijsmateriaal voor een eventueel later onderzoek.

Neemt men het hoger aangehaalde voorbeeld van de kastgrijper van Reineck: in het laboratorium worden de kasten met hun brede zijde op draagramen gelegd en aan twee zijden geopend. Aan de vrijkomende zijden worden twee à drie centimeter van het geroerde sediment met een mes afgesneden. Het afvallende materiaal wordt bewaard voor de sedimentanalyse (cfr. infra). Zandachtige monsters worden dan bij 80 à 110° C gedroogd. Slijkachtige monsters worden in een kelder opgestapeld, waar ze los in plastic zakjes gehuld, slechts zeer langzaam mogen drogen, om te krimpen zonder scheurtjes. Door een behandeling met kunstharsen kon men de gelaagde structuur terugvinden en ook kon men dunne plaatjes maken die dan als diapositieven kunnen doorgelicht worden.

Voor nadere toelichting van deze procédés verwijzen we naar de publicaties van Reineck, Von Altemüller, Van Straaten, Borchert, Kuron en Walger.

& 4 Sedimentanalyse.

Deze sedimentanalyse gebeurt niet zo gedetailleerd als bij de grondmechanica, waar een nauwkeurige kennis van de samenstelling en eigenschappen van een grondsoort vereist is om de gedragingen van een bodem, bestaande uit die grondsoort, onder invloed van belastingen te kunnen verklaren en voorspellen. In de zeebouw beperkt men zich bij de studie van de sedimenten hoofdzakelijk tot de algemene lithologie, de korrelgrootte-analyse, de mineralogische analyse en het bepalen van het organische stofgehalte; eventueel wordt ook nagegaan hoeveel ijzer, carbonaten, en silica aanwezig zijn.

A. De naamvorming

Waar het vooral op aan komt is dat men de grondsoort kan benoemen, en wel op een wetenschappelijke manier die niet te veel afwijkt van de benamingen die voorkomen in het spraakgebruik. Voor wat de zuivere sedimenten aangaat, die in de werkelijkheid nooit voorkomen, verschillen de benamingen naar gelang de verschillende landen.

1/ In Duitsland (DIN 4022)

De korrelgrootte van de zandachtige sedimenten wordt bepaald met een stel van 18 zeven (DIN 4188); de korrelgrootte van slijkachtige en kleiachtige sedimenten wordt bepaald met de pipet van Köhn of de areometer van Casagrande (zie verder). Alle sedimenten worden eerst ontkalkt en ontzout. Men beschouwt de volgende fracties:

grootteorde in mm	benaming	afkorting
60 - 20	grint	gKi
20 - 6		mKi
6 - 2		fKi
2 - 0,63	zand	gS
0,63 - 0,2		mS
0,2 - 0,063		fS
0,063 - 0,002	slijk of slib	Su
< 0,002	klei	T

De eigenlijke sedimenten zijn opgebouwd uit een mengsel van verschillende "zuivere" sedimenten. Weer verschilt de manier van werken volgens het land.

Bij de benaming van de natuurlijke korrelmengsels worden de hoofdfractie en de twee nevenfracties genoemd. De hoofdfractie staat op het einde, de beide nevenfracties komen vooraan, en worden nog verder gespecificeerd:

%	benaming	afkorting
5 - 15	zwak	,
15 - 30	normaal	niets
30 - 50	sterk	-

bv. een mengsel van 7 % slib, 32 % middelmatig zand en 61% fijn zand wordt geschreven als:

Su' mS fS (= zwak slibhoudend, sterk middelmatig zandhoudend, fijn zand)

Indien meer dan 3 fracties sterker aanwezig zijn dan bv. 30 %, worden de 3 fracties tesamen genomen, bv. onder de naam "zand".

2/ In_België

De benaming van de grofkorrelige zandsorten worden afgeleid uit het korrelverdelingsdiagram (Fig. 19). Dit diagram wordt ingedeeld in een zeker aantal fracties, aangeduid door romeinse cijfers. Men beschouwt de volgende fracties:

I	$d < 2^M$: granulometrische klei
II	$2^M < d < 60^M$: granulometrisch leem
III	$60^M < d < 200^M$: granulometrisch fijnzand
IV	$200^M < d < 2000^M$: granulometrisch zand
V	$2\text{mm} < d < 20\text{mm}$: granulometrisch grint
VI	$d > 20\text{mm}$: granulometrische stenen

a) Sedimenten die in gewicht minder dan 10% deeltjes kleiner dan 60^M bevatten en waarvan het gehalte aan kalk en organische stoffen onbelangrijk is.

Dergelijke gronden worden genoemd:

fijnzand als de fractie III overwegend is
zand als de fractie IV overwegend is
grint als de fractie V overwegend is

Als de bodemsoort hoofdzakelijk uit korrels van fractie IV bestaat, en zij practisch geen korrels kleiner dan 0,2mm bevat, spreekt men van grofzand. Afhankelijk van de verhouding der fracties zal men ook spreken van grinthoudend zand, enz. Als het gehalte aan kalk en aan organische stoffen toeneemt zal men de woorden "kalkhoudend", "humushoudend" toevoegen.

b) Sedimenten die meer dan 10% deeltjes kleiner dan 60^M en/of belangrijke hoeveelheden kalk en organische stoffen bevatten.

Deze kunnen niet meer benoemd worden uitsluitend aan de hand van het korrelverdelingsdiagram. Dit komt wegens het feit dat aan de woorden leem, klei, veen, slib, enz... niet alleen de korrelfijnheid gekoppeld wordt, maar bovendien ook een waarneming van eigenschappen die nauw verband houden met de scheikundige en mineralogische samenstelling van de bodemsoort. Voor de benaming moet men dan beroep doen op scheikundige en mineralogische ontleding. Meestal worden zij echter vervangen door eenvoudige proeven:

1° Het humusgehalte:

Het humusgehalte wordt gedefinieerd als het gewichtsverlies door behandeling met waterstofperoxyde aan 20 %.

2° Het kalkgehalte:

Het kalkgehalte wordt gedefinieerd als het gewichtsverlies door behandeling met zoutzuur van 1/10 normaal.

3° Het gehalte aan kleihoudende bestanddelen:

De kleimineralen zijn ingewikkelde aluminiumsilicaten die voorkomen in deeltjes met veel kleinere afmetingen dan de kwartskorrels. Nochtans kan men ook kwartskorrels aantreffen welke even klein zijn als de echte kleideeltjes. Ten aanzien van het kleigehalte kan het korrelverdelingsdiagram wel een aanwijzing, echter geen juiste maatstaf zijn.

Om de aanwezigheid van de kleideeltjes te kunnen vaststellen, zonder tot scheikundige bepalingen te moeten overgaan, heeft men gebruik trachten te maken van hun plastische eigenschappen. Zo vertoont kwarts en klei, opgebouwd uit deeltjes van dezelfde korrelgrootte, respectievelijk geen en een zeer grote plasticiteit. Voor fijnkorrelige sedimenten geschiedt in België een eerste schifting meestal door de plasticiteitsindex i_p te vergelijken met de volgende begrenzingsen:

bodems met zandkarakter	$i_p < 15$
bodems met leemkarakter	$5 < i_p < 25$
bodems met kleikarakter	$i_p > 15$

Deze grenzen zijn slechts geldig voor gronden met een onbelangrijk humus- en kalkgehalte.

Steunende op de gegeven begrenzingsen en het korrelverdelingsdiagram komt men tot de volgende indeling:

- 1° $i_p > 25$: het monster heeft een kleikarakter.
- 2° $15 < i_p < 25$: het monster heeft een leem- of kleikarakter.
 - wanneer de fractie II overweegt (meer dan 50 %) noemt men het "leem".
 - wanneer de fracties groter dan II overwegen (meer dan 50 %) noemt men het "zandhoudende klei"
 - monsters die niet in een van beide categorieën vallen zijn uitzonderlijk en hebben een speciale scheikundige of mineralogische samenstelling.
- 3° $5 < i_p < 15$: het monster heeft een leem- of zandkarakter.
 - wanneer de fractie II overweegt noemt men het "leem".
 - wanneer de fracties $> II$ overwegen heeft men een kleihoudend of leemhoudend zand.
- 4° $i_p < 5$: het monster heeft een zandkarakter en wordt, als het minstens 10 % deeltjes kleiner dan 60^μ bevat, aangeduid door "leemhoudend" of "weinig kleihoudend zand". Voor het onderscheid "leemhoudend zand" en "kleihoudend zand" beschouwt men de verhouding m/n
 - $m = \% \text{ deeltjes begrepen tussen } 2 \text{ en } 20^\mu$
 - $n = \% \text{ deeltjes kleiner dan } 2^\mu$
 - voor $\frac{m}{n} < 1$: kleihoudend zand
 - > 1 : leemhoudend zand

Als het humusgehalte groter wordt dan 50 % spreekt men van veenbodems. Als het kalkgehalte groter is dan 25 % maar kleiner dan 75 %, de grond een zekere plasticiteit heeft en zeer weinig humus bevat, spreekt men van mengsel.

Als het kalkgehalte groter is dan 75 % spreekt men van kalksteen en krijt.

Er bestaan nog andere methodes ter classificatie van klei- en leembodems: bv. de methode van Casagrande de scheikundige bepaling volgens Meurice.

B. De korrelgrootte.

Uit wat vooraf gaat kan men afleiden dat de korrelgrootte een grote rol speelt bij de naamgeving van de sedimenten. Samen-vattend kan men zeggen dat de geologen met die grootte-analyses de volgende doeleinden beogen:

- 1) het verbeteren van de klassering en een nauwkeuriger rangschikken van de verschillende materialen.
- 2) de studie van de invloed van de korrelgrootte op de permeabiliteit en de porositeit van de sedimenten.
- 3) de studie van het verband dat bestaat tussen de stroomsnelheid van het water en het transport van materiaal.
- 4) kwantitatieve studies van de verandering van het facies- en korrelatieprobleem.
- 5) identificatie van de omgeving of van een agent om de oorsprong van het sediment op te sporen.

In de laatste jaren werd een grote inspanning geleverd om deze vragen te beantwoorden. Een van de eerste onderzoekers die het probleem bestudeerden was J. A. Udden. Udden dacht dat de korrelgrootte-samenstelling van een sediment kan gecontroleerd worden door de omstandigheden waaronder het sediment zich afzette. Het komt erop aan een zeker aantal recente sedimenten te bestuderen om de karakteristieken van elk sediment te kennen en om aldus terug te gaan en de oorsprong van de oude sedimenten te bepalen.

De korrelverdeling zelf wordt vastgesteld aan de hand van zeefproeven, slibproeven en bezinkingsproeven. De zeefproeven gebeuren door zeven die een gestandaardiseerde reeks (bv. Tylerreeks) vormen. De slibproeven kunnen gebeuren in slibcilinders van Atterberg; de bezinkingsprocessen gebeuren volgens de methode van Bouyoucos - Casagrande. Voor de nadere beschrijving ervan verwijzen wij naar de gespecialiseerde literatuur.

De korrelverdeling kan op verschillende manieren voorgesteld worden:

- 1) door een zeefkromme, bekomen door het uitzetten van:
 - gewichtsprocenten der fracties in functie van de log. van de diameter, waaruit men een gemiddelde of een actieve korreldiameter (respectievelijk d_m , d_{10}) kan afleiden.
 - gewichtsprocenten volgens een exponentiële Gauss-functie, waardoor de zeefkromme benaderd een rechte wordt.
- 2) door de fijnheidsmodulus:
dit is een fictieve grootte en is bij bepaling de som van de gewichtsprocenten welke bv. op de volgende zeven worden weerhouden:

Tylerzeef nr:	100	48	28	14	8	4	3/8"	3/4"	1 1/2"	3"
opening der mazen in mm	: 0,147	0,295	0,589	1,168	2,362	4,699	9,423	18,85	38,1	76,2

De fijnheidsmodulus heeft echter het nadeel van de volgende factoren afhankelijk te zijn:

- de reeks der gebruikte zeven
- het aantal beschouwde zeven
- de kleinste in aanmerking genomen zeefopening.

Verder is de fijnheidsmodulus te artificieel en geeft geen inlichtingen over de korrelgrootte der in de grondsoort aanwezige fijnere fracties, en het zijn juist deze die het belangrijkste zijn.

- 3) het soortelijk oppervlak U of de soortelijke korrelgrootte ds
Het soortelijk oppervlak is bij bepaling de verhouding tussen het gezamenlijk oppervlak van alle korrels en het gezamenlijk oppervlak van eenzelfde gewichtshoeveelheid bolvormige korrels van dezelfde stof met een diameter van 1 cm.
Het soortelijk oppervlak drukt dus uit het aantal malen dat het oppervlak van een hoeveelheid korrels, welke een gewicht hebben gelijk aan dat van een bolvormige korrel met hetzelfde soortelijk gewicht en met een diameter van 1 cm, groter is dan het oppervlak van de bolvormige korrels van 1 cm diameter.

Voor elke "zuivere" bodemsoort heeft men een bepaalde U of ds; aldus heeft men voor zand:

Benaming	Soortelijk oppervlak U	ds (in μ)
zeer grof zand	< 40	> 250
grof zand	40 - 67	250 - 150
matig grof zand	67 - 100	150 - 100
matig fijn zand	100 - 133	100 - 75
fijnzand	133 - 160	75 - 62,5
zeer fijn zand	160 - 200	62,5 - 50
uiterst fijn zand	> 200	< 50

& 5 Soorten sedimenten aangetroffen langs de Noordzeekusten, in de estuaria en de wadgebieden.

A. De klifkusten.

Langs klifkusten, of falaisekusten, zoals die voorkomen langs de Noordfranse kust in het beschouwde gebied, komen hoofdzakelijk rotsblokken, rolstenen en grint voor.

- De rotsblokken zijn afkomstig van de instorting van de falaisen. In bepaalde gevallen kunnen ze van continentale oorsprong zijn of eertijds vervoerd worden zijn door de gletsjers zoals de morene-afzettingen: de zee heeft ze dan slechts opgenomen. Deze rotsblokken worden zelden door de zee voortbewogen en hun afslijting is het gevolg van de schurende werking van het zand en van kleine rolsteentjes in suspensie, of is het gevolg van de oplossing door het zeewater, wanneer het gaat om kalkrotsen. Dikwijls getuigt de aanwezigheid van algen of insluitels van kalk of de vasthechting van organismen van hun onbeweeglijkheid.

- De rolstenen (galet) en het grint worden daarentegen gemakkelijk voortgerold door de zee, door de woeligheid van gedeeltelijk teruggekaatste golven of door de branding; ze worden soms over grote afstanden vervoerd en geven aanleiding tot de vorming van lange littorale gordels die het strand vervangen wanneer de kust regelmatig is. Wanneer de kust bestaat uit baaien en kapen met diep water, wordt het transport van deze rolstenen vlug onderbroken en ze stapelen zich dan op in de baaien en de krekken. Elders stapelen ze zich op aan de voet van de kliffen onder de vorm van gordels die de kliffen beschermen of, in het tegenovergestelde geval, aan de zee materiaal zullen leveren om de kliffen te bestoken en te eroderen. De mariene rolstenen zijn meestal gericht, met hun as evenwijdig met de kust, of beter, evenwijdig met de richting van de kruinlijn der golven wanneer deze schuin aanlopen ten opzichte van de kust. Deze opmerking is zeer nuttig voor de paleografische reconstructie van oude kustlijnen.

- Meestal zijn de rolstenen goed afgerond of gerold, en dikwijls tamelijk afgeplat. Deze afronding en afplattung kan mathematisch beschreven worden door verschillende veranderlijke indices. Deze indices werden gedefinieerd door A. Cailleux. Een rolsteen wordt bepaald door drie afmetingen: de lengte L , de breedte l , en de dikte E . De lengte en de breedte bepalen het hoofdvlak, dit is de sectie die de grootste oppervlakte heeft. Daarenboven moeten we de kleinste kromtestraal rl bepalen: het is de straal van de kleinste cirkel die in het hoofdvlak kan ingeschreven worden. (fig 20) Cailleux beschouwt drie indices:

1) de afstomping (l'émoussé):

ze wordt per definitie bepaald door de verhouding $2rl/L$. Ze varieert tussen 0 en 1 en wordt daarom vermenigvuldigd met 1.000 om gehele getallen te bekomen, gelegen tussen 0 en 1.000. Over het algemeen varieert de aldus berekende "afstomping" tussen 100 en 500 voor goed afgesleten sedimenten.

2) de afplattung:

deze is per definitie gelijk aan $L + \frac{1}{2} \cdot E$, en is altijd groter dan l en meestal ongeveer gelijk aan 2.

3) de dissymetrie:

het loodvlak door de breedte-as snijdt de langste as AC in B . De dissymetrie wordt gegeven door de verhouding AB/L , met dien verstande dat AB steeds groter weze dan BC , waardoor de dissymetrie steeds begrepen is tussen 0,5 en 1. Ook hier wordt de dissymetrie met 1.000 vermenigvuldigd om gehele getallen te bekomen, gelegen tussen 500 en 1.000.

De afmetingen worden gemeten in mm op een 50 à 100-tal rolstenen van dezelfde petrografische natuur en van ongeveer dezelfde grootte; de gemiddelde waarden beschouwt men als representatief voor het onderzochte lot rolstenen. De kromtestraal rl wordt gemeten met behulp van speciale holle regeltjes, die voorzien zijn van halve cirkels met stijgende diameters.

Wat de afslijting en de afstomping betreft neemt men aan dat onder alle transportagenten, de zee het vlugst en het best de mariene sedimenten bewerkt. A. Cailleux heeft aangetoond dat voor rolstenen van een zelfde petrografische natuur en een zelfde grootte, de afstomping en de afplattung van mariene rolstenen statistisch groter is dan deze van fluviale rolstenen. Men neemt aan dat dit feit typisch is voor de mariene afslijting en te wijten is aan de heen- en weergaande beweging van de rolstenen ter hoogte van de gordel op het ogenblik dat de golven er gebroken worden. L. Berthois heeft de evolutie kunnen volgen van hoekige breukstenen die in zee gestort werden in Bretagne. Zijn bevindingen waren de volgende:

- de afstomping wordt relatief snel bereikt over een afstand van enkele kilometers; nadien verandert de index practisch niet meer.
- de best gerolde rolstenen bevinden zich opwaarts van de littorale gordel, ter hoogte van de hoogwaterlijn, en de minst gerolde bevinden zich beneden.
- de platste rolstenen worden het hoogst op de gordel geworpen; dit feit is belangrijk voor de selectie van het materiaal.
- de lithologie en de mogelijkheid tot splijting beïnvloeden de afstomping en de afplattung; hoe gemakkelijker de rolstenen splijtbaar zijn, des te groter is de afplattung en de afstomping door afslijting van de zeer fijn geworden randen.

De afslijting wordt beïnvloed door de volgende factoren:

1) de afmetingen van de rolsteen:

de kleinste stenen worden het gemakkelijkst voortbewogen en worden het snelst afgesleten. Deze worden ook verst van hun plaats van oorsprong aangetroffen. Men beschouwt deze grootte-vermindering in functie van de afstand van het bron-gebied als bewijs van de afslijting. Het is ook mogelijk dat ze moet toegeschreven worden aan de selectie zoals we verder zullen zien. Men neemt meestal aan dat de afplattung toeneemt met de grootte dus dat de grootste rolstenen het meest afgeplat zijn. Dit kan men gemakkelijk inzien als men bedenkt dat ze evenwijdig aan hun hoofdvlak geplaatst worden, terwijl de kleinste gemakkelijk in elke richting kunnen voortbewogen worden.

2) de dichtheid:

het is vanzelfsprekend dat zware rolstenen zoals basaltstenen minder gemakkelijk vervoerd en afgesleten zullen worden dan de lichtere.

3) de gescheurdheid van de structuur:

gescheurde rotsdeeltjes zullen niet ver vervoerd worden. Onderweg zullen ze breken in talrijke stukjes. Sommige stenen, zoals de embrechieten of de schisten, zullen dit doen evenwijdig aan hun hoofdvlak waardoor hun afplattung en dan ook hun afstomping snel zal toenemen. Platte rolstenen met dunne randen slijten immers veel vlugger af.

4) de weerstand tegen erosie eigen aan de petrografische natuur.

Het is zeker dat kwartsieten beter weerstand bieden dan zandstenen. Bij deze factor moet men rekening houden met de mogelijkheid van oplossing door het zeewater. Voor kalkstenen vermindert de weerstand snel met de warmte. De oplossing komt eerst tot uiting op de scherpe kanten, waardoor de afstomping toeneemt. Bij gelijke hardheid zal zandsteen minder afgestompt worden dan kalksteen onder invloed van oplossend water. Daar de meeste van de bovenstaande factoren afhankelijk zijn van de petrografische natuur, mag men dus slechts rolstenen van een zelfde natuur en gelijkaardige afmetingen bestuderen, om geldige besluiten te kunnen trekken.

5) de afstand waarover het transport plaatsgrijpt.

L. Berthois heeft aangetoond dat de uiteindelijke afstomping vlug bereikt wordt en dit over een relatief korte afstand; dit moet toegeschreven worden aan het traject in zaagtandvorm en aan de heen- en weergaande beweging van de golven.

6) het weer

Het weer komt indirect tussen zoals bij het oplossend vermogen; verder worden de stenen gemakkelijker gebroken onder invloed van stormen, en ook wanneer in de zomer overhitte stenen plots door koud water worden afgekoeld.

De selectie van de rolstenen is afhankelijk van de volgende factoren.

1) de dichtheid

Het is evident dat sedimenten met kleinere dichtheid gemakkelijker zullen vervoerd worden dan de zwaardere. Aldus zullen vulkanische tuffen op het water blijven drijven, terwijl de zware basaltstenen minder gemakkelijk vervoerd zullen worden dan andere rotsstenen. Zware zandsoorten zullen zich dikwijls opstapelen in bepaalde gebieden van het strand. Niets wijst er op dat de zware mineralen steeds op dezelfde wijze vervoerd worden als de lichte.

2) de afmetingen van de stenen

Ze spelen ook een belangrijke rol bij het transport van de deeltjes. De kleinste zullen immers veel gemakkelijker vervoerd worden dan de grotere. Aldus zullen de sedimenten door een rivier naar zee aangevoerd, zich verspreiden volgens hun afmetingen, de grootste zullen zich eerst afzetten, terwijl de kleine zich zeer ver zullen neerzetten, zonder dat de mechanische afslijting hierbij tussenkomt.

3) de initiële vorm

Dit is een van de belangrijkste punten voor de selectie van sedimenten: de afplatting gebeurt vooral in marien milieu. De ronde rolstenen, bijna bolvormig, rollen gemakkelijk over de bodem terwijl ze zich zelden sprongsgewijze verplaatsen. Aldus zullen de meest afgeronde rolstenen het gemakkelijkst vervoerd worden door turbulente stromingen. In de zee, waar de sprongsgewijze verplaatsing ten gevolge van de breking der golven primeert, zullen de afgeplatte rolstenen bevoordeligd worden. Wegens hun grote oppervlakte, corresponderend met een klein volume, schijnen ze te drijven in turbulent water, en in het bijzonder, in de terugstromende waterlaag nadat de golf zich op het strand uitgespreid heeft. Fijne grintdeeltjes en zandkorrels rollen over het strand meegesleept door het water. De kleine, zeer platte, rolsteentjes verplaatsen zich horizontaal, drijvend in de waterlaag. Het is ook aan deze beweging dat men het transport van veel schelpen moet toeschrijven die op de waterlaag drijven en ongeschonden het strand bereiken.

Aldus is het moeilijk te beweren dat alleen de heen- en weergaande beweging van de zee verantwoordelijk is voor de afgeplatte vorm van de rolstenen. Die beweging draagt er wel iets toe bij, maar de initiële vorm van het deeltje is doorslaggevend voor het transport door de golven. Tenslotte beïnvloedt de afplatting steeds de afstomping. Hoe platter een rolsteen is, des te ronder zijn de randen er van, daar er minder materiaal moet afgesleten worden. Aldus zal de zee des te gemakkelijker rolstenen vervoeren en afstompen naarmate deze meer afgeplat zijn.

4) de gescheurdheid en de oplosbaarheid

De eerste beïnvloedt immers de bewerking, waardoor de afplatting toeneemt; de tweede vermindert de grootte van de kalkachtige rolstenen.

B. De zandkusten.

1. Algemeenheden

Ook hier moet men de oude opvatting herzien die de zee opvat als een grote bron voor de aanvoer van zand. In de praktijk is het juist het tegenovergestelde. De zee "verorbert" een grote hoeveelheid zand afkomstig van de kusten, die ze meesleurt naar de bodem van onderzeese canyons en oceanische bekkens.

De zee produceert dus niet meer zand dan rolstenen en grint, want door mechanische afslijting wordt er geen geproduceerd. Het zand is afkomstig van de desaggregatie en de alteratie van ruwe kristallijne rotsen. Bij een kalkachtig landschap heeft men geen zandkusten. Het grootste deel van het zand der stranden is afkomstig uit stromen en rivieren. De mariene-erosie levert ook een klein aandeel bij granitische kusten en dit des te meer naarmate deze granietkusten sterker zijn verweerd. De zee kan verder ook zandsteen vernietigen, deze zandstenen of grès zijn conglomeraten of alluviale gesteenten die de plaatselijke stranden voor een groot gedeelte voeden.

Gedurende de periode van een transgressie zal de zee zich verzadigen aan zand en op deze manier de oude duinen en alluviale afzettingen aantasten. Het gaat dus wel om een afvoer van zand door de zee, en niet om een productie ervan. Op dezelfde wijze kunnen de watergolven langs de bodem, een belangrijke hoeveelheid zand leveren aan de kuststranden door "uitbagging" van de bodem. Merken we tenslotte nog op dat desaggregatie van de rotskusten door de actie van stuifwater, zouten en micro-organismen ook een kleine hoeveelheid zand produceren die de zee kan vervoeren. Aan deze detritische zandsorten moet men ook nog de zandsorten van schelpachtige oorsprong toevoegen die door de zee geproduceerd worden.

Evenals bij de rolstenen, worden ook de zandkorrels snel door de zee afgesleten, door de verschillende bewegingen van het water, de gedeeltelijke weerkaatsing, de golfslag, de laterale en transversale drift ter hoogte van het strand. Door hun kleinere afmetingen worden die zandkorrels vlug afgesleten. Dit laatste komt tot uiting door een zeer afgeronde vorm van de korrels, toe te schrijven aan het rollen over de bodem en aan een volmaakte polijsting van het oppervlak. In tegenstelling met eolische korrels die mat blijven, zijn korrels die in waterig milieu afgesleten worden volmaakt glad en blinken als glas. Daarom noemt A. Cailleux deze laatste korrels "émoussés luisants" (E. L.). Een groot deel van deze E.L.-korrels wordt beschouwd als karakteristiek voor de mariene-erosie. Nochtans dient opgemerkt te worden dat niet alle korrels een zelfde graad van afslijting bereiken. De grootsten zijn meestal het best gerold. Op de kromme van Hjulström (zie verder) kan men zien dat korrels met een diameter tussen 0,3 en 1mm het gemakkelijkst geërodeerd worden. Het zijn dan deze die het meest representatief zullen zijn. Daarom bestudeert men gewoonlijk de korrels met een diameter van 0,7mm. Voor een diameter kleiner dan 0,3mm zijn de korrels gewoonlijk niet meer onderhevig aan afslijting door mariene of fluviale stromingen; voor de eolische afslijting bedraagt deze ondergrens 0,1mm.

2. De strandsedimenten

De strandsedimenten bestaan gewoonlijk uit kwartszandsorten, van veranderlijke granulometrie, soms aangerijkt met een min of meer belangrijk gehalte aan schelpbrokstukken of andere organische of kalkachtige resten. Toch bestaan er stranden die uitsluitend opgebouwd zijn uit kalkachtige materialen, zoals koraalriffen, of vulkanische tuffen, maar die komen in het beschouwde gebied niet voor.

1) duinzand

De eigenlijke duinzanden worden gekenmerkt door een zekere homogeniteit, de afwezigheid van rolstenen en grint, en het feit dat slechts zelden gehele mariene schelpen maar veel terrigene gasteropodenschelpen voorkomen.

Het zand van de littorale duinen komt voor van selectieve schifting door de wind, van de strandsedimenten, en dan vooral van het droog strand, waar het droog zand eolische deflatie toelaat. Deze selectie brengt met zich mee dat duinzand enigszinds verschilt van de strandzanden:

- de granulometrie is fijner en wordt gekarakteriseerd door een gemiddelde diameter, kleiner dan bij strandzand. Daar de duinen onderworpen worden aan de windactie, zullen de duinen van eenzelfde streek naburige gemiddelden hebben, die meer afhankelijk zijn van de windsnelheid dan van de natuur zelf van het zand. De meeste littorale duinen in het beschouwde gebied hebben gemiddelden gelegen tussen 0,2 en 0,3mm, soms gaande tot 0,5mm. Waar geen voldoende fijne elementen voorhanden zijn, worden geen duinen gevormd.
- de verdelingscoëfficiënt (sorting coefficient S_o) van Trask is een beetje kleiner dan bij het strandzand, en is ongeveer gelijk aan 1. Waarden van 1,1 à 1,25 komen veel voor. Ze wijzen op een zeer goede verdeling en een kleine dispersie.
- de granulometrische curven zijn zeer regelmatig, de frequentiecurven zeer smal en steeds unimodaal. De cumulatieve krommen zijn zeer steil. (fig. 21)
- de dissymetrie der krommen is gewoonlijk klein, ongeveer 0. Ze zal eerder positief zijn, dit wil zeggen dat de top M_o van de frequentiecurve ten opzichte van de gemiddelde waarde M_d , ligt aan de kant van de fijnere sedimenten.

Morfologie van de korrels.

De korrels van duinzand zijn gewoonlijk sterk afgesleten en zeer afgerond, ongeveer bolvormig. De afronding is gemakkelijk te begrijpen als men bedenkt dat het transport van de korrels hoofdzakelijk gebeurt door rollen over de bodem. Vergezeld van sprongen. Daardoor worden de scherpe kanten snel afgesleten. Daarbij komt nog dat de meeste duinzanden afkomstig zijn van mariene zandsorten, die dus reeds sterk afgesleten werden door het zeewater in de loop van hun lange geologische geschiedenis. Sommigen denken dat de selectie volgens de oorspronkelijk afgeronde vorm belangrijk is en dat de rondste korrels het gemakkelijkst en het verst rollen. Wanneer men de duinen in de woestijnen beschouwt, die opgebouwd zijn uit allemaal gelijk gerolde korrels, is men geneigd te denken dat de mechanische afslijting overweegt bij de selectie. Deze mechanische afslijting komt ook tot uiting door het uitzicht van de korrels en door de talrijke sporen van schokken, die het oppervlak het aspect geven van getst mat glas. A. Cailleux noemt deze korrels "ronds mats" (R.M.). Bij littorale duinen waar het eolisch transport slechts van korte duur is zijn de korrels niet helemaal mat. Hun glad en blinkend oppervlak, toe te schrijven aan de mariene werking, is nog nauwelijks merkbaar door de kleine putjes: men noemt ze "grains picotés" (fig. 22). De meeste korrels hebben meestal gemiddelde afmetingen van 0,1 à 0,3mm. Bij korrels, kleiner dan 0,1mm zijn de oppervlakjes gewoonlijk niet meer afgesleten en blijven hoekig; door hun kleine massa zijn de schokken minder hevig en worden ze gemakkelijker in suspensie door de wind vervoerd.

De zandkorrels hebben dezelfde petrografische natuur als de stranden waarvan ze afkomstig zijn. Soms krijgt men een concentratie van zwaardere mineralen aan de voet van de eerste duinengordel of in de dalen tussen de verschillende gordels.

2) Sedimenten van het droog strand.

De sedimenten van het droog strand zijn zeer gelijkaardig aan deze van het eigenlijke strand, maar ook aan de duinen die ze voeden. Hun karakteristieken zijn dus intermediair, maar hun granulometrie kan meer overhellen naar deze van het strand of de duinen al naar gelang het geval.

3) Sedimenten van het nat strand.

Wat hun samenstelling en hun granulometrie betreft vertonen de sedimenten van het strand een veel grotere verscheidenheid dan deze van de duinen. We hebben reeds de nadruk gelegd op de heterogeniteit van de stranden, vooral wanneer het gaat om gemiddelde tot grove zandsoorten, ook voor deze opgebouwd uit fijn zand, met of zonder schelpen. De schijnbare uniformiteit van de stranden, ook voor deze opgebouwd uit fijn zand, is niet meer dan een illusie, die niet verder stand houdt dan een detailonderzoek. Men moet maar denken aan een strand met de verschillende lagen van algen, schelpen, enz... om er zich rekenschap van te geven. Verder bestaan ook belangrijke verschillen tussen het hoger en lager gelegen gedeelte van het strand, verschillen die veranderen met de tijd.

In de diepte komen deze variaties tot uiting door een zeer duidelijke stratificatie van zandlagen en schelpen, of soms plaatselijk van zware mineralen. Deze lagen zijn meestal enkele mm tot enkele cm dik en een uitgestrektheid van enkele meter volgens het transversale profiel, en een beetje meer in longitudinale zin. Het gaat dus eigenlijk niet om lagen, maar om opeenvolgende lenzen.

Deze veranderlijkheid van facies, granulometrie en mineralogie met de tijd, maken de oppervlakte en de diepte der stranden zeer moeilijk toegankelijk voor het nemen van een monster van het strand, dat representatief is of significant voor het bestudeerde fenomeen. Dit is ongetwijfeld de reden van de verscheidenheid en de spreiding van de resultaten van sommige studies, waardoor het onmogelijk is besluiten te trekken. In de eerste plaats moet men de schaal van de studie definiëren. Met gepaste toestellen zal men de bovenste laag wegnemen of kernen nemen, al naar gelang men de oppervlakte-sedimenten of een profiel bepaalt. De bekomen resultaten zullen slecht op het moment zelf representatief zijn voor het strand: zij kunnen veranderen van de ene op de andere dag, of van het ene op het andere getijde. Ook de plaats van ontnaam moet aangeduid worden. De uitgemeten profielen worden best gematerialiseerd wanneer ze langere tijd bestudeerd worden. Om tot resultaten te komen moet men gedurende een lange periode monsters ontnemen en analyseren. In elk geval is het dikwijls noodzakelijk de strandmaterialen te vergelijken met deze die vervoerd worden door de rivieren, of deze van naburige alluviale gebieden, van de duinen of fossiele stranden van dezelfde kust, vooral met fijne petrografische sedimenten.

In dit geval kan men zich tot een globaal en gemiddeld monster van het strand, het droog strand, de duinen, beperken, bv. door alleen zand te ontnemen aan de bovenste 10 of 20cm. Maar het is niet met zulke monsters dat men de dynamische fenomenen, de profielveranderingen, de verandering van de granulometrie zou kunnen bestuderen.

Morfologie.

De geologische geschiedenis van de strandzanden kan dikwijls zeer lang, uitgebreide en herhaalde veranderingen ondergaan hebben zoals trouwens ook de zandkorrels. Ook verandert hun vorm en uitzicht: van hoekige korrels met conchoïdale scheuren, gaan ze over tot volmaakt gladde en blinkende E.L.-korrels. Men kan ook verschillende en intermediaire stadia onderscheiden: de korrels waarvan enkel de kanten wat afgesleten zijn en de afgeronde korrels die geen scheuren meer vertonen. (fig. 22)

De afslijting van de korrels en het percentage E.L.-korrels zullen des te groter zijn, naarmate het water meer beweeglijk en het transport groter is: herinneren wij eraan dat de korrels vooral en snelst in de brekerzone en door het zaagtandvormig traject van de littorale drift afgesleten worden. Dit is ook het geval in bepaalde zones waar de getijdestromen de zandbodems viermaal per dag aantast. (fig. 23). Naarmate ze grover zijn, worden de zandkorrels beter gerold, dit in tegenstelling met de rolstenen. A. Cailleux stelt dat de afslijting maximaal is voor korrels met 0,7mm diameter en dat deze het meest representatief zijn. Voor diameters kleiner dan ongeveer 0,25mm, worden de zandkorrels niet of practisch niet meer aangetast, daar ze door hun klein gewicht in turbulent water eerder in suspensie dan door rollen over de bodem zullen vervoerd worden.

Granulometrie

Indien, voor een zelfde strand, de detailverdeling van de granulometrie varieert met de tijd, dan verandert ook de granulometrie van het ene strand tot het andere, in functie van de voedingsbron van het zand. Meestal zijn de granulometrische krommen regelmatig, maar minder dan voor de duinen; ze hebben een goede indelingscoëfficiënt met een S_o van Trask variërende van 1,2 à 1,45 voor de fijne zandsorten, en een beetje meer voor de grovere.

De dissymetrie der kurven schijnt zeer veranderlijk en afhankelijk van de tijd te zijn, en ook van de plaats op het strand. Meestal is er een overschot van grovere sedimenten in het hoogste gedeelte van het strand, vooral na een storm of zwaar weer. Op het laagste gedeelte van het strand daarentegen, heeft men, vooral bij mooi weer een overschot van fijne sedimenten, dit wil zeggen een dissymetrie-coëfficiënt (S_{ka}) die lichtjes positief is.

Wat de granulometrie van de strandsedimenten betreft, moet men onderscheid maken tussen de krommen bekomen met het bruto-materiaal, en deze die men bekomt uitgaande van hetzelfde materiaal, maar ontkalkt, dit wil zeggen ontdaan van alle schelpen en resten van kalkhoudende organismen die samen met het kwartzsand voorkomen. Of men al dan niet het zand moet decalcificeren hangt af van de bedoeling van de studie, dikwijls bepaalt men de krommen voor de beide gevallen. De krommen bekomen met ontkalkt materiaal zijn regelmatig en zullen doorgaans een gemiddelde diameter hebben die kleiner is dan die van het niet ontkalkt oorspronkelijke materiaal. Deze laatste zal meer onregelmatigere krommen geven met dikwijls een belangrijk aandeel van de grovere fracties: dit is te wijten aan de schelpbrokken die de helling van het eerste gedeelte van de cumulatieve krommen, waardoor de frequentie-kurven bi- of polymodaal worden.(fig.24)

Dikwijls kan men ook, na beide granulometrische krommen opgesteld te hebben, de granulometrie berekenen van de fractie van kwarts die overeenkomt met 100 g van het oorspronkelijke sediment, indien men, op het moment van de ontkalking, de respectievelijke procenten van kalk en kwarts, of beter nog van onoplosbare elementen wil kennen. Op de grafiek van de cumulatieve krommen, toont de oppervlakte tussen de krommen van het oorspronkelijk niet ontkalkt sediment en deze (herrekend), corresponderend met de granulometrie van het onoplosbaar zand, bevat in 100g ongezuiverde sedimenten, het belang van het kalkgehalte en de variaties ervan (fig.25) - verder, ziet men door vergelijking van beide bekomen frequentie-kurven hoe de kalkdeeltjes en de zandmineralen zich verdelen. Meestal, is de kurve van het niet ontkalkt materiaal verschoven naar de grovere sedimenten.

4) Petrografie.

Bij de studie van de strandsedimenten dient men de organische en de minerale fracties te scheiden. De organische fracties bestaan uit brokstukken van schelpen of uit kalkachtige organismen: de structuur ervan bestaat hoofdzakelijk uit kristallijn calcië, aragoniet en dolomiet; tussen deze varianten bestaan wisselwerkingen in de tijd onder invloed van aangrijpende krachtwerkingen. De studie van de fauna, die op het strand aanspoelt, zal zeer nuttige inlichtingen geven omtrent de draagwijdte van de uitschuring van de bodems, hun natuur en hun uitzicht. Het is ook noodzakelijk de relatieve belangrijkheid van de bentonitische en pelagische aanvoer te bepalen, evenals de beweeglijke en de sedentaire soorten, enz... Zo zijn sommige stranden rijk aan foraminiferen, terwijl andere er helemaal geen vertonen. De fragmenten van kalkachtige algen zullen een speciale betekenis hebben, daar ze wijzen op een hard substraat.

De mineralen van de fractie variëren met de natuur van het moedergesteente van de rots of van het bekken van de rivier, die ze aangevoerd heeft. Het kwarts is over het algemeen het mineraal dat overweegt; men vindt het onder de vorm van doorzichtig kwarts, lichtgeel of gespikkeld door verschillende in-sluitsels van andere mineralen: rutiel, illmeniet, silimoniet, zirkoon, enz... , of damp- of gasbellen, waarvan de studie een aanwijzing kan zijn voor het achterhalen van de oorsprong. Verder heeft men ook veldspaten - orthoklasen en plagioklasen - en het microklien, dat goed weerstaat aan de afslijting en dat men soms terugvindt als enige representant van deze familie. De mica's zijn soms overvloedig aanwezig, vooral als de kust opgebouwd is uit micaschisten of gneiss. Het muskoviet dat beter weerstand biedt zal dikwijls overvloedig aanwezig zijn, meer dan het biotiet dat vlug vergaat. Maar wanneer het zand afkomstig is van een afgelegen rivier of van verweerde kristal-lijne formaties, komen zij zelden of nergens voor. Daarentegen vindt men ze dikwijls samen met slibachtige sedimenten van de estuaria of de kalme baaien, maar minder vaak op de stranden waar de breking der golven ze in suspensie brengt, waardoor ze volgens de breedte verspreid worden.

Ook de zware mineralen zijn afhankelijk van het moedergesteente. Maar men moet hieronder andere rekening houden met de zifting en de selectie die ze ondergaan. Ze zijn daardoor dikwijls geconcentreerd in bepaalde zones van het strand. Inderdaad, het opkomende water verliest door inzijpeling in het zand, het grootste deel van zijn sleepkracht; het moet dus sedimenten, op de eerste plaats zware mineralen, afzetten op de plaats waar ook maar de kleinste onregelmatigheid aanwezig is in de helling. Men stelt dit verschijnsel overigens vast bij stranden bestaande uit wit zand, waar elke golf een beetje donkerder kronkelende lijn, gekleurd door de zware mineralen, achterlaat. Men moet bijgevolg voorzichtig zijn bij de bepaling van het procent zware mineralen ten opzichte van de lichte, want veel is afhankelijk van de plaats van monsternamen.

57 De sedimenten van het onderwaterstrand.

De sedimenten van het onderwaterstrand zijn zeer verwant aan deze van het nat strand. Toch zijn ze over het algemeen fijner dan deze van het strand door de schifting van de sedimenten door de golven en de deining, de terugkeer van de fijne deeltjes volgens de breedte en daar de helling kleiner is. Toch zal het tegenovergestelde het geval zijn bij gordels van rolstenen; daar immers worden de grootste rolstenen opgesteld aan de voet van de gordel en dikwijls samen met het zand dat terugkeert naar het onderwaterstrand doorheen de gordel.

Zoals op het strand, kan men belangrijke variaties van het uitzicht waarnemen, en dit niet steeds in functie van de diepte. Dikwijls ziet men dat gewoon zand volgens de breedte overgaat in fijn zand en daarna in slibachtig zand en slib. Dikwijls bemerkt men op het onderwaterstrand, in de pre-littorale geulen en ribbels, opstapelingen van schelpen, toe te schrijven aan de uitbaggering van de bodem door een krachtige deining. Elders zullen het concentraties zijn van fijnere sedimenten, geschild op het strand en aangebracht in suspensie (silts, mica's, enz.) die het littorale slib zullen vormen.

Doorgaans kan men op het onderwaterstrand een belangrijke toename van de organogene fractie vaststellen, vooral wanneer de diepte meer dan enkele meter bedraagt. Men vindt er veel algen en kalkachtige organismen die karakteristiek zijn voor de infra-littorale zone. Ook hier ontwikkelen de micro-organismen, ciones of polydora, die de kalkachtige schelpen doorboren en het schelpzand produceren, dat men op het strand kan aantreffen.

C. De sedimenten in de estuaria- en deltagebieden.

1. Estuaria

De estuaria zijn steeds zones waar, over het algemeen, fijne sedimenten opgestapeld worden, en in het bijzonder slib en slijk. Het is eigenaardig te zien dat helder water van sommige rivieren helder blijft als ze sedimenten op nemen, maar troebel worden in hun estuarium waar ze uitgestrekte slijkgebieden vormen. De oorsprong van deze slibvorming is een van de meest complexe problemen van de littorale sedimentologie, wegens het groot aantal factoren dat tussenkomt, wegens de verscheidenheid der onderzoekingen en vooral wegens de verschillende interpretaties die gegeven worden door verschillende auteurs:

- dynamische factoren, verbonden met de transportvoorwaarden, in suspensie of door meeslepen over de bodem.
- factoren verbonden aan de fysico-chemische fenomenen, zoals het uitvlokken van kleisuspensies.
- factoren verbonden aan de electro-statische adhesiekrachten van kleine deeltjes.

Al deze factoren zullen later aangehaald worden bij de bespreking van het transport- en sedimentatiemechanisme der slibdeeltjes.

Net zoals bij de zandkusten en de klifkusten zal ook hier bij de estuaria de voornaamste fractie der sedimenten nader onderzocht worden.

Het slib en het slijk - die we hier onder een naam zullen behandelen, niettegenstaande de term "slijk" op een grote aanwezigheid van organische elementen duidt - zijn typische afzettingen van estuaria, maar ook van sommige meren en van talrijke zeebodems, zowel langs de kust of op grote diepte. Het slib is een complex mengsel, waarvan de samenstelling verschilt van plaats tot plaats en dat men niet mag verwarren met klei; zoals men het zo dikwijls doet. Het slib werd reeds intens bestudeerd in Europa, vooral dan in Nederland, Duitsland en Frankrijk.

1) Samenstelling.

De componenten van het slib kan men in twee groepen verdelen, de ene is een onveranderlijke "inerte" fase, de andere noemt men "actieve" fase, omdat ze verandert in de tijd en volgens de diepte.

a/ De inerte fase

De inerte fase bestaat uit minerale elementen en resten van calcium- of siliciumhoudende organismen. Op de eerste plaats bevat het slib een veranderlijk gehalte aan fijn zand met een diameter groter dan 60 μ en silts of kleien in overvloed. Ze bestaan uit zeer fijne kwarts deeltjes, veldspaten, mica's en verschillende zware mineralen.

Men vindt er ook een ganse serie (phyliteux) mineralen opgebouwd uit dunne blaadjes (sericiet, chloriet, enz.) en tenslotte, kleiachtige mineralen met afmetingen kleiner dan 2 μ ; deze laatste zijn colloïdaal aanwezig en zullen verantwoordelijk zijn voor sommige eigenschappen van het slib. Vanuit mineralogisch standpunt vindt men vooral illiet, kaolinit, montmorilloniet en andere meer zeldzame mineralen die men aantreft onder speciale omstandigheden van de aanvoer of het milieu. Verder heeft men nog een ganse serie endobionten waarvan verder een overzicht zal gegeven worden.

b/ De actieve fase

- Het imbibitiewater:

dit is een van de belangrijkste factoren, want dit water doet dienst als transportmiddel voor de talrijke fysico-chemische of biochemische uitwisselingen die in het slib plaatsgrijpen. Verder treedt dit water ook op als component in de verschillende ijzerhoudende en organische complexen. Verder is het imbibitiewater meestal zout en bevat het talrijke zouten die dienen als voedsel voor de organismen en de micro-organismen.

- Verschillende zouten en oxyden:

Ze zijn vervat in het water of vast verbonden aan de kleideeltjes zelf zoals sommige aard-alkali-ionen (Na, K). Onder de voornaamste citeren we de chloraten, bromaten, iodaten, en sulfaten. Verder zijn ook calcium- en magnesiumcarbonaten overvloedig aanwezig in bepaalde littorale slibsoorten. In bepaalde gevallen spelen de nitraten en nitrieten een heel speciale rol als gevolg van de werking van denitrificerende bacteriën, die zeer belangrijk zijn voor de evolutie van slibdeeltjes.

Bij de oxyden hebben de ijzeroxyden de belangrijkste rol. Daarbij zijn ze meestal verantwoordelijk voor de kleur van het slib: hematiet geeft het slib een rode kleur, limoniet kleurt helder slib geel of bruin. Dikwijls ook, zal het ijzeroxyde omgevormd worden tot sulfaat of monosulfaat die het slib groen, respectievelijk donkergrijs of zwart kleuren.

- de organische complexen:

Het organisch materiaal is tamelijk sterk aanwezig in de estuaria en in talrijke littorale slijkgebieden.

De fysico-chemische toestand ervan is nog tamelijk slecht gekend, want dit materiaal kan zich in verschillende de-gradatie toestanden bevinden. Het organisch materiaal kan bestaan uit levende of onlangs afgestorven organismen, maar ook uit een totaal gedegradieerd organisch materiaal, dat vastzit op de fijne sedimenten, onder de vorm van een ongeveer stabiel complex. Het materiaal kan zich ook in een tussenstadium bevinden.

De hoeveelheid organisch materiaal kan zeer variëren volgens het beschouwde estuarium en ook de wijze waarop het gedoseerd werd. Het kan op verschillende manieren bepaald worden bv. door calcinatie. Bij het onderzoek ervan moet men steeds preciseren als het gaat om de fijne fractie of om het ganse sediment. Het organisch materiaal in een sediment varieert met de granulometrie en is verbonden aan de fijne fractie (<43 μ) die het organisch materiaal schijnt te fixeren. Men ziet inderdaad moeilijk in hoe het zich zou kunnen fixeren op bv. kwartskorrels, terwijl de welgekende absorptieverschijnselen van de kleien deze fixatie bevorderen.

Gewoonlijk bedraagt het gehalte aan organische materie 1 à 5%, in de baaien en de open estuaria, met een gemiddelde waarde van 2,5 à 3%. Het gehalte kan oplopen tot 10% in gesloten lagunaire baaien of weinig verluchte bekkens. In het geval van de slibgebieden van het continentaal platform, bedraagt het gehalte 1 à 3%, terwijl het organisch materiaal veel minder homogeen verdeeld is.

2) Verspreiding van de vervoerde sedimenten.

De studie van de drie kenmerkende factoren, die de sedimentatie bepalen, laat ons toe, de verspreiding van de sedimenten in een estuarium te karakteriseren. Tengevolge van een slibachtige afsluiting worden fijne sedimenten afgezet, zowel aan de rivier- als aan de zeezijde van het estuarium.

Ph. Kuenen heeft aangetoond dat de sedimenten, in de grote nederlandse slibgebieden, granulometrisch verdeeld worden in functie van het niveau van de zee. De fijne zanddeeltjes die in suspensie of langs de bodem werden aangevoerd, zetten zich af in de geul-aders, en dit tot aan het laagwaterpeil. Daarboven vindt men de fijne elementen, die des te fijner zijn, naarmate men dichter komt bij het hoogwaterpeil. Deze verdeling leidt tot de convexe vorm van de oppervlakken, die bij laag water boven komen. De smalle dendrietvormige kanaaltjes, die de waterafvoer verzekeren, hebben dikwijls verticale oevers, en hun bodem is met zand bedekt.

In een transversale doorsnede bemerkt men twee gebieden met maximale turbulentie, een langs weerszijden van de thalweg. Dit bevordert de vorming van slijkzandbanken. Tussen deze banken wordt het zand langs de bodem vervoerd, terwijl de fijne deeltjes in suspensie blijven. De granulometrische studie laat soms toe de verschillende manieren van transport te bepalen. Zo kunnen bv. de sedimenten die langs de bodem vervoerd worden zeer steile kurven vertonen, die plots afbreken in het gebied van de grovere sedimenten, terwijl de sedimenten in suspensie meer vloeiende curven geven. (fig. 26)

Zo kon men in een dwarsdoorsnede de volgende verdeling waarnemen:

- de laterale slijkbanken en de banken langs de oevers: ze zijn vooral te wijten aan de ophogingsverschijnselen en komen voor van het materiaal in suspensie afkomstig van de slibachtige afsluiting.
- de banken in het midden. Als ze bestaan resulteren ze uit uitwisseling door turbulentie en uit dynamische variaties zoals hoger beschreven. De sedimenten zijn ook afkomstig van de slibachtige afsluiting.
- de zandzones van de kanalen tussen de banken, de uiteinden van bepaalde eilandjes, enz. moeten daarentegen toegeschreven worden aan de uitschuring van de bodem door de getijdestromingen. Aan het zand wordt ook, in een veranderlijke verhouding, fijn materiaal in suspensie toegevoegd.

In longitudinale zin kunnen we analoog opeenvolgende types van facies onderscheiden:

- de fluviale zone opwaarts van het estuarium: hier worden grove detritische elementen opgestapeld ten gevolge van de vermindering van de helling en de stroomsnelheden. Het materiaal is dit dat over de bodem vervoerd wordt.
- de zone van het eigenlijk estuarium: hier overweegt de fijne sedimentatie in suspensie, de fijne zand- en slijkbanken te wijten aan de slibstop, en dit ongeacht het zoutgehalte van het water. De afzetting op de oevers en de slijkbank gebeurt door accretie.
- de zone van de monding: hier treft men vooral mariene, soms schelphoudende, zandbanken aan afkomstig van de littorale drift of van de afsluiting en de sortering van de sedimenten aangevoerd door de rivier. Dit zand is grover van constructie en wordt over de bodem vervoerd terwijl de fijnste sedimenten in de breedte worden meegesleept.
- de zone buiten de monding: hier worden de allerfijnste sedimenten in zee afgezet.

2. Deltagebieden

1) Algemeenheden

Zoals blijkt uit het voorgaande, zijn de sedimenten van de delta's over het algemeen fijn (zand, silts, klei), vooral in de delta's van grote rivieren zoals de Maas, de Rijn, enzovoort. Stromen met een meer bruisend regime kunnen in de zee zelf onderzeese delta's en dejectiekegels vormen.

C.K. Gilbert onderscheidt drie types van verschillende lagen:

- de bodenlagen (bottomsets) opgebouwd uit fijne sedimenten, uitgespreid rond de delta en die overdekt kunnen worden in de loop van de vooruitschreiding van deze laatste.
- de frontale lagen (foresets), die veel steiler zijn en waarvan de helling een functie is van de hoek van het natuurlijk talud van de sedimenten in waterig milieu. Men bemerkt er een zeer uitgesproken granulometrische rangschikking, daar de grofste elementen (rolstenen en grof zand) gerold hebben tot aan de voet van de helling.
- de bovenste lagen (topsets) zijn zeer weinig geheld; ze bedekken het platform ontstaan door de frontale lagen waarvan het bovenste gedeelte geërodeerd werd door de zee; het zijn over het algemeen fijne sedimenten, kleien en silts, zonder mariene biologische afzetting.

Nochtans is deze indeling in het geval van grote mariene delta's moeilijk door te voeren en onvoldoende, want er bestaan andere facies, verbonden aan het vervoerde materiaal en aan de plaatselijke oceanografische voorwaarden. De verschillende facies van delta's kunnen op veel manieren geclassificeerd worden, bv. volgens het zoutgehalte van het water: zoet water, brak water, zout water.

- continentale of zoetwater sedimenten.

Dit zijn de afzetgebieden waarin de sedimenten werden aangevoerd door de stroom en die gevonden worden in de alluviale zones en in de ondiepten. Men vindt er hoofdzakelijk fijnere sedimenten, slib en leem, soms met mica's, maar steeds rijk aan organisch, vooral plantaardig materiaal.

- intermediaire of brakwater sedimenten.

Men vindt ze aan de voorzijde van de delta, met een fauna die verschilt volgens de zone: rivierarm, lagune, baaien, enz. De afzettingsgebieden met veranderlijke saliniteit zullen vooral goed gekenmerkt worden door hun speciale fauna en veel formaties worden typisch voor een delta gehouden, tengevolge van de aanwezigheid van deze lagunaire facies waar de cardium, de oester en de ostracode, enz. overwegen. De topsets, aan het oppervlak van het delta-platform zijn van dit type. Men vindt er afzettingen te wijten aan de rivier, en lenthische of planktonitische soorten. De granulometrie en de fauna verschillen van arm tot arm.

- littorale sedimenten: stranden en duinen.

De zandhoudende elementen meegevoerd naar zee worden geconcentreerd op het strand, terwijl de fijne verder in de breedte worden meegesleurd. De zee verzamelt deze zanden tot een reeks littorale gordels, die zij opgeeft in de loop van de vooruitschreiding van de delta.

Het zand heeft karakteristieken analoog aan deze van de stroom, maar vertoont hogere selectie en granulometrische rangschikking. Verder zijn ze ook meer afgesleten ten gevolge van de werking van de deining, en men vindt er soms enkele schelpachtige elementen.

De verschillende accumulatievormen, gordels, landtongen, kapen, enz. hebben analoge karakteristieken. Een belangrijk gedeelte van dit zand zal verzameld worden tot littorale duinen, die op hun beurt zullen tussenkomen bij de evolutie van de delta.

- sedimenten op de hellingen van de delta (foresets)

Het zijn fijne sedimenten met, voor de grootste delta's een overheersing van slib en klei, die zich afzetten op de hellingen van de delta en waarin de turbulentiestromingen kleine "canyons" uitgraven. De mariene microfauna is er zeldzaam: ze is herleid tot enkele plankton organismen, die leefden in open zee en tot aan de kust werden verdreven.

- bodemsedimenten van de delta (bottom sets) (Shepard)

Zij bestaan uit fijn kleihoudend slib, bevolkt door een micro-fauna, welke eigenlijk typisch is voor de open zee, terwijl de klei, afkomstig van de rivier aangevoerd werd in suspensie. Als laatste stap in de evolutie van de verschillende facies, stippen we aan dat verder nog hoofdzakelijk biotritisch, afkomstig van het continentaal platform, zand aangetroffen wordt; dit zand werd evenwel niet wezenlijk aangetast door de afzettingen van de delta.

2) Stroommondingen in gebieden met klein tijverschil.

Zij danken hun ontstaan aan de vaste stoffen die door de rivier aangevoerd worden en tot afzetting komen op plaatsen waar de stroomsnelheid vermindert, dit is in secties die een grote doorsnede hebben. In de grootste stromen en rivieren overweegt daarbij het aandeel der vaste stoffen die over de bodem bewegen. De sedimenten verspreiden zich verder zeewaarts naarmate ze fijner zijn. In de loop der tijden en in het bijzonder tijdens het hoog water zet zich boven deze afzettingen grover materiaal af, op stille ogenblikken worden ze opnieuw door fijner materiaal overdekt. De aldus ontstane dejectiekegel is slechts opgebouwd uit lagen wanneer deze niet beïnvloed worden door de grote schommelingen van de zeespiegel of door de golfslag. Deze golven bewerken immers de afzettingen, verslepen ze landwaarts, en laten ze dikwijls in een korte tijdspanne aangroeien tot boven het gemiddeld zeeniveau. De stroom baant zich door de afsluitingen één of meerdere wegen. De oorspronkelijke kustvorm, de heersende kuststromen, de langdurige relatieve veranderingen van het gemiddeld zeeniveau ten opzichte van het vasteland en het afvloei-regime van de stroom werken mee aan de bouw van de mondingen - normale, delta of haakvormige mondingen - voor zover de mens de benedenloop niet wijzigt in het belang van de scheepvaart door technische maatregelen die de natuurlijke ontwikkeling wijzigen.

Slechts de fijnste sedimenten komen, vooral tijdens zwaar weer en hoog waterstand, ten gevolge van de door de golven veroorzaakte turbulentie in de nabijheid van de kust niet tot afzetting, maar worden ver in zee meegesleept. Zo komt het dat men het troebel water van een rivier nog ver in zee kan aantreffen zonder dat die deeltjes in dit gebied tot afzetting komen.

Dit verschijnsel kan zich zoals Pratje aangetoond heeft, slechts voordoen op plaatsen met grote bodemdiepten of beschutte bochten. Hier verzamelt zich ook het fijnste materiaal, van het diluviaal mergel en klei, afkomstig van de oevertafbraak van de rivier en worden en uitgestrekte slijkgebieden gevormd.

3) Stroommondingen in gebieden met groot tijverschil.

Stroommondingen in gebieden met groot tijverschil zijn gelijktijdig onderhevig aan de krachten van de regelmatige schommelingen van de zeespiegel en de naar de zee toe groter wordende invloed van het zoute water. Met de tijverheffing wisselt het stroomverval van richting. Samen met het zeeniveau bij hoog water, de steeds weerkerende afgevoerde watermassa's en het peilverval van de rivier, dringt zout water min of meer ver in de monding binnen, om bij dalende waterstanden, onder de druk van de teruggestuwde zoetwater massa's, terug naar zee te worden gevoerd. Door menging en diffusie ontstaan hierbij heen- en weer gaande brakwater gebieden met dalend zoutgehalte landwaarts; deze gedragen zich als overlappingsen van de stromingen in de grensgebieden van de brakwater zone, tegende rivier en de zee gericht, als gevolg van het verschil in soortelijk gewicht en van de vorm van de monding. Deze veelvuldige verschijnselen zijn van fundamenteel belang voor de, door de rivier meegevoerde deeltjes. Lange tijd nam men aan dat deze deeltjes zonder stil te houden tot in de zee vervoerd werden en tenslotte ergens tot afzetting kwamen. Vooral Nederlandse onderzoekers zoals Baak, Van Veen, Crommelin en Maaskant geloven echter door petrografische onderzoekingen vastgesteld te hebben dat uit de Rijn, Ems, Weser en Elbe geen rivierzand tot in de zee kan dringen. Volgens Van Veen zou de bovengrens van het brakwater gebied als grens van het zeezand gebied kunnen beschouwd worden. Op een plaats waar ook maar één druppel zoutwater kan komen, zou ook een korreltje zeezand en zeker zeeslib kunnen komen. Dit besluit is zonder twijfel juist maar zegt echter niet dat het zand niet verder zee- waarts en zelfs tot in de zee zou kunnen komen. Crommelin en Maaskant gaan in hun gevolgtrekkingen gevoelig verder. Zo zeggen zij bv., dat het zand dat vervoerd wordt door de Ems, de Weser en de Elbe opwaarts van het mondingsgebied duidelijk verschilt van dit in de mondingsgebieden zelf en de buitengeulen. Ook in de wadden treedt de typische A-associatie op met andere woorden er wordt geen rivierzand binnen in de zee gevoerd, maar wel wordt zand uit de zee door de vloedstroom een eind opwaarts in de monding gestuurd, zoals Van Veen het reeds vroeger van de Rijn aangetoond had. De opvatting van Van Veen werd echter door Edelman en Schaank op grond van petrologische onderzoekingen in de Rijnmonding betwist. Ze zijn de mening toegedaan dat het uit Duitsland, door de Rijn aangevoerde zand, in Nederland met zand van een andere herkomst vermengd wordt.

Zij zeggen dit omdat de bedding van de stroom gedeeltelijk ingesneden is in afzettingen in het pleistoceen die gedeeltelijk ook door diepgaande uitbaggering belangrijke verplaatsingen hebben ondergaan. De indeling van de baggerspecie in kiezel en zand en de terugvoer van de grote zandmassa's hebben belangrijke veranderingen in de structuur veroorzaakt zodat de huidige samenstelling van het bodemmateriaal niet meer overeenkomt met de oorspronkelijke omstandigheden. De estuaria onderscheiden zich praktisch niet van de wadafzettingen in morfologische opbouw, aard en structuren van het sediment. Daarom verwijzen wij naar de hiernavolgende bespreking van de wadgebieden. Alleen willen wij hier nog het voorkomen van kolen en slakken in de scheepvaartwegen bespreken. Aan de hand van de diepte waarop ze voorkomen kan men ook een eerste indruk krijgen over de sedimentatie snelheid.

In zijn studie over de sedimenten van de Duitse Bocht wijst Pratje op het voorkomen van brokstukken van kolen en sintels in de Noordzee sedimenten en merkt op dat de hoofdscheepvaartwegen en de gebieden met sintelstukken elkaar ongeveer overlappen. Ook Reineck vindt in zijn monsters dergelijke brokstukken en eenzelfde verband met de scheepvaartwegen. De diepte waarop ze voorkomen bedraagt in zandbodems gemiddeld 16 cm en in slijkbodems 10cm. Wil men daaruit de sedimentatie snelheid berekenen, dan moet men de sintels een gemiddelde ouderdom geven van ± 50 jaar; aldus bekamt men een sedimentatiesnelheid van ongeveer 20cm per eeuw in slijkbodems en ongeveer 30cm per eeuw voor zandachtige bodems. Deze waarden passen zeer goed in de reeks der sedimentatiesnelheden der vlakke-zee sedimenten van Reineck, waarin voor wadden en vlakke-zeeën voor de sedimentatiedikte een toename van 22cm per eeuw aangegeven wordt. De juistheid van deze berekening vraagt echter nog een discussie. Zelfs wanneer de berekening juist is, moet men er voor de zandachtige gebieden aan toevoegen, dat men te doen heeft met een voorbijtrekkend gebied, waarin naast de gemeten sedimenttoename ook een gedeelte van het sediment voorbij trekt. Een mogelijke opwerping tegen deze berekening is de vraag of het niet mogelijk is dat dieren de bodem zo omwoeld hebben, zodat daardoor de slakken in de bodem wegzinken, zoals dit het geval is op het vasteland ten gevolge van de werkingen van mieren en regenwormen. Uit het onderzoek der meeste monsters kon echter opgemaakt worden dat het uitgesloten is dat dieren rond de slakken aldus zouden gewoeld hebben (in sommige monsters werden zelfs helemaal geen sporen van dieren gevonden).

Opdat de relatief lichte brokstukken door hun eigen gewicht in de bodem zouden zinken is de bodem te vast. Tenslotte is het ook mogelijk dat de slakken ingespoeld geworden zijn door de stroming, maar dat is slechts mogelijk zolang de brokstukken zijn blijven uitsteken boven het bodemoppervlak en de stroming er achter wervels kon vormen. Aldus is het sediment boven de sintels gekomen en het zijn dan niet de sintels die passief in de bodem gezonken zijn.

Een enkele uitzondering werd gevonden. Daar lag de slak in een zandige bodem met een mega-ribbelstructuur. Bij het ontstaan van mega-ribbels is het immers denkbaar dat de slak terecht gekomen is in een uitgekolkte megaribbeldal en daarna bedekt werd door de daaropvolgende kruin. Daardoor zou deze slak niet de sedimentatie aangroei geven, maar slechts de diepte van de verplaatsing der mega-ribbels.

D. De wadden

1/ Beschrijving (fig.27)

De wadden zijn de uitgestrekte slijkvlakten die voorkomen in de estuaria van grote stromen; gedurende het laag water kunnen zij gemakkelijk onderzocht worden daar ze droogvallen. Talrijke vissers zoeken er naar schaaldieren, krabben, garnalen en weekdieren die zich in het slijk of het slibachtig zand nestelen. Deze slijkgebieden worden ook nog slikken of schorren genoemd, bij de Nederlanden, of mud-flats bij de Engelsen.

Voor de huishoudkunde van de sedimenten der wadgebieden is de massale uitwisseling met de open zee van doorslaggevend belang, vooral dan met betrekking tot een mogelijke landwinning op deze gebieden. Op de eerste plaats moet men onderzoeken of trachten vast te stellen of het slijk dat door de getijden bewogen wordt en in de onmiddellijke nabijheid van de kust tot afzetting komt op plaatsen die beschut zijn tegen wind en stroming, of dit slijk, hetzij periodisch, hetzij doorlopend, toegevoerd wordt uit de open zee ofwel uitsluitend afkomstig is van de waddenzee zelf, en in de loop der tijd kan uitgeput worden.

De slijkgebieden komen voor onder de vorm van convexe banken, doorsneden door een netwerk van drainagekanalen die aldus een volmaakte reproductie uitmaken, althans in het klein, van de hydrografische netwerken door hun meanders, hun bijriviertjes, dejectiekegels, enz. Deze drains vloeien samen in de diepte - kanalen waar dikwijls krachtige stromingen heersen die het zand van de bodem uitschuren.

De wadbekkens hebben hun eigen hoofdgeulen, zijgeulen en gullies en zijn van elkaar gescheiden door waterscheidingen, de zogenaamde wantijen. Deze wantijen liggen niet vast, maar bewegen heen en weer, onder andere afhankelijk van de wind. Aan de zeezijde van de zeegaten worden, hoofdzakelijk door afzetting van de ebstromen, grote delta's afgezet. De afmetingen ervan hangen af van het getijvolume.

Volgens F. Kuenen zou een selectie volgens de graviteit, die plaats grijpt onder laag water, aan de oorsprong liggen van het voor komen van zand tussen het slijk; voor de sedimenten die bewegen in het estuarium, gebeurt deze selectie in de geulen zelf. Anderzijds kan een belangrijk gedeelte van dit zand bestaan uit coprolieten (faecal pellets of mudgrains), afkomstig van woelende organismen of mossels; dit is vooral het geval in de grote wadden-zee en de grote estuaria van Nederland.

J. Bouxcart echter meent te weten dat het hier gaat om "sables de dévasage", te wijten aan de werking van organismen die de zandkorrels welke ze op hun weg ontmoeten werwijderen uit de pijpen die ze graven. Daar deze laatste minder goed aan het slijk kleven dan de fijne deeltjes worden ze door de ebstroom in de geulen meegesleurd. Het periodisch karakter van de zeestromingen houdt ze zeer lang in die geulen, tot ze uiteindelijk de zee of de diepste gedeelten van het estuarium bereiken. In andere gevallen is het zand dat in de geulen aangetroffen wordt dikwijls marien schelpzand dat door de vloed over de bodem werd meegevoerd.

Aangaande dit zand noteren wij een eigenaardig verschijnsel, namelijk dit van de inversie van het reliëf in estuaria met dikke lagen turf of zacht slijk. De zandkorrels kunnen zich op een merkwaardige manier opstapelen terwijl de kanalen bestaande uit onsamendrukbaar zand op hun oorspronkelijk niveau blijven en aldus dikwijls een uitgesproken reliëf vertonen, zoals bv. in bepaalde Nederlandse estuaria. De hoogste delen van de banken of de bermen die slechts bij hoogste hoogwaterstanden of grote wassen van de rivieren overspoeld worden, drogen uit en hun oppervlak barst volgens min of meer hexagonale veelhoeken, die gescheiden worden door diepe kloven en die meerdere cm. breed kunnen zijn. De intense verdamping van het water veroorzaakt een afzetting van zout onder de vorm van mooie witte kristallijne figuren in de mariene zone van het estuarium. Door de regen worden deze hoogst gelegen delen uitgewassen, waardoor het zoutgehalte vermindert, hetgeen een begin van een halophyte vegetatie mogelijk maakt; eerst verspreid en daarna continu: hierdoor gaan de slikken die onbegroeid waren over in begroeide schorren.

2/ Sedimentatieprocessen.

Men kan voornamelijk vier sedimentatieprocessen onderscheiden:

- opvulling van geulen, gullies en kreken:

als gevolg van onthoofding en opzanding, door de golfwerking op het wad, worden kleine geultjes in één enkele storm opgevuld niettegenstaande hun grote capaciteit.

- laterale afzetting:

deze gebeurt door geulverplaatsing, groeiende schelplagen, stroomobstructie, enz.

- verticale afzettingen:

deze worden als een waaijer van uit de gullies over het wad uitgespreid onder de vorm van ripple marks. De sedimentatiesnelheid is meestal zeer gering en bedraagt thans 1 à 2mm per jaar. Het slib wordt vroeg of laat uitgewassen omdat het snel genoeg bedekt wordt door nieuwe lagen; dit verklaart het zandachtig karakter van deze wadden in tegenstelling met de meer slibrijke samenstelling van de sedimenten langs de channels en de gullies.

- vasthouden van sedimenten door planten:

dit gebeurt vooral in de "marsh-kwelder". Wanneer de kwelder of slikke overstroomd wordt, wordt het sediment van uit de geulen over de kwelder gevoerd; hoe verder men zich bevindt van de channel hoe groter het slijkgehalte wordt; door oeverwalvorming treft men dicht bij een channel veel zand aan. Hetzelfde geldt voor de kwelderwallen langs de zeezijde van de kwelder.

3/ Algemene lithologie van de wadgebieden.

a) Grove materialen.

Wanneer hardgesteente en grint aanwezig is, kunnen deze alleen afkomstig zijn van uitgespoelde kleileem. Mud of clay pebbles ontstaan door ondergraving van kleilagen; ze zijn meestal afgerond en komen voor in lagen die een paar decimeter dik zijn. Veenbrokken worden regelmatig aangetroffen, ook wordt verslagen veen als laminae bewaard. Concreties van ijzer-oxyde ontstaan op de kwelder door planten: bij een latere erosie van de kwelder worden zij geërodeerd en aldus geconcentreerd aan de voet van de kwelderwal; bij hoge golfslag worden ze op de kwelderwal geworpen. Op de bodems van kleinere geulen komen meestal enkelvoudige schelpen van de *Mytilus edulis*, de *Mya arenaria* en de *scrobicularia plana* voor. De kwelderkliffen bevatten meestal *littorina littorea* en *Hydrobia ulvae*; ze worden ook hier door de golfwerking geconcentreerd. Op de bodem van grote geulen treft men een meer verscheiden schelpsamenstelling aan, vooral dan in de zeegaten zelf. Ook zijn belangrijke accumulaties aanwezig op platen (bv. Hompelvoet).

b) Zand.

Zand komt vooral voor in de geulen en op de wadden; op de kwelders is het echter fijner. Op de lagere gedeelten van de wadden vormen zand en klei scherp begrensde lagen. Op de hogere gedeelten is het zand en de klei homogeen verdeeld door de omwoelende organismen.

c) Slib en klei.

Slib bestaat doorgaans uit zachte lutiet-rijke afzettingen, met een vergelijkbaar hoog water gehalte; klei daarentegen is een vast sediment, armer aan water. Slib gaat over in klei door drainage of door compactie onder invloed van de bovenliggende lagen. De slibachtige sedimenten komen vooral voor op de bodem en de wanden van de priëlen en geulen en langs de kwelders; slibrijke geulbodems treft men vooral aan in de rustigste, verst van de zeegaten gelegen gebieden, waar ook de wadgebieden slibrijk zijn. Ook vindt men slibconcentraties rondom schelpbanken, waar ze dan afgezet worden als faecal pellets en pseudo-facies van mosselen; deze pellets zijn zeer zacht, en alleen in de bovenste millimeters te zien, want beneden deze diepte werden ze reeds ingebed en zijn ze tot één homogene slibmassa geworden; dit in tegenstelling tot de faecal pellets van de *cardium edule*, die zelfs meters diep in zanden nog herkend kunnen worden.

4/ Korrelgrootteverdeling der wadsedimenten.

- De typische wadzanden hebben relatief een fijne korrelverdeling; meestal is minder dan 1% groter dan 0,5mm. Grovere sedimenten komen alleen in de geulbodems van de zeegaten voor.
- De wadzanden bevatten meestal een zeker gehalte van materiaaldeeltes kleiner dan 0,016mm. De zand- en kleilaagjes wisselen elkaar af en vormen aldus een typische kenteringsgelaagdheid. De zandlaagjes bevatten altijd wat klei door de beweging van faecal pellets die uit slib bestaan; vooral de *cardium edule* speelt hierbij een belangrijke rol.
- De grofheid van de wadzanden van het zeegat landinwaarts, als gevolg van de afname van de waterbeweging; het zand wordt geleverd door de naburige Noordzeekust.
- De zanden van de buitendelta zijn fijner dan die van het zeegat, maar sluiten goed aan bij de Noordzeezanden. De zanden op de buitendelta kunnen een ingewikkelde weg doorheen het zeegat afgelegd hebben en daaraan hun sortering te danken hebben.
- De wadzanden vertonen over het algemeen een afname in grofheid van beneden naar boven toe; in de diepste gedeelten van de geulbodems is het zand grof; in de bovenste gedeelten is het zeer fijn.

- Het materiaal, dat voornamelijk in suspensie wordt getransporteerd, vertoont een opvallende uniforme korrelverdeling langs de gehele nederlandse kust. Volgens Doeglas is dit materiaal afkomstig van rivieren.
- De afzettingen van de wadden vertonen een variatie in lutietgehalte volgens de seizoenen.

& 6 Verspreiding van de sedimenten.

De Noordzee is een van de drukste zeeën ter wereld; niet-tegenstaande dit feit is er over haar hydrografie, over haar bodemgesteldheid, en in het bijzonder over de sedimentverdeling in dit zeebekken zeer weinig bekend. Zo is tot op heden een globale studie van de sedimenten van het Noordzeebekken nog niet voorhanden. Maar ook van gedeelten van deze zee ontbreken systematische onderzoeken aan de hand van bodemmonsters, uit vroegere jaren, vooralsnog. Eerst in de laatste tientallen jaren werden enkele deelgebieden van de Noordzee meer in detail onderzocht zo bv. de sedimenten van de Duitse Bocht en deze van de zuidoostelijke Noordzee, om een enigszins volledig overzicht van de sedimentverdeling in het ganse Noordzeebekken te kunnen geven zou men alle zeekaarten en visserijkaarten alsook uitgaven van handboeken handelend over de Noordzee, die aanwijzingen geven over de sedimentverdeling, moeten combineren, om een meer gedetailleerde sedimentatiekaart te kunnen ontwerpen. Pratje was de eerste die erin slaagde een min of meer overzichtelijk beeld te geven: hiervoor heeft hij al de verschillende bodemsoorten die voorkomen op de verschillende zeekaarten moeten indelen in vijf hoofdgroepen namelijk slijk, zandachtig slijk, fijn zand, zand en als laatste groep grof zand tot grint. Hij heeft de sedimentkaart tot stand gebracht nadat hij de gebieden van de gelijke hoofdgroepen gelocaliseerd en begrensd had (fig. 28). Alhoewel deze kaart slechts uit kwalitatieve inlichtingen tot stand kwam, schijnt ze een bevredigend beeld van de huidige sedimentverdeling in het Noordzeebekken te geven.

De meest recente bodemkaart is deze van J. Jarke (1956). De verdeling van het bodemmateriaal werd door hem in kaart gebracht uitgaande van de kaart van Pratje en van alle bekende bodemmonsters die de laatste decennia genomen werden. Een deel uit deze kaart ziet men in fig. 29. De gegevens van Jarke zijn meer gedetailleerd dan aangegeven op vermelde kaart, want ze geven ook inlichtingen omtrent de korrelgrootte.

Zo geeft Jarke bv. volgende namen aan de sedimenten volgens de korrelgrootte (diameter in micron).

rotsbodern	Felsboden	
stenen	Steinen	>7000
grint	Kies	2000 - 7000
grof zand	Grobsand	500 - 2000
middelmatig zand	Mittelsand	250 - 500
fijn zand	Feinsand	125 - 250
poeder zand	Mehlsand	15,6 - 125
slib en klei	Schluff und Ton	<15,6

Daar voor de verspreiding van de sedimenten kaarten het duidelijkste beeld geven zullen we ons in deze paragraaf beperken tot het geven van een viertal kaarten van de verschillende gebieden, telkens met een korte bespreking. Voor meer details verwijzen we naar vroegere paragrafen vooral naar paragraaf 5 van ditzelfde hoofdstuk, waar kwalitatieve gegevens werden verstrekt over de verschillende types van kusten.

A. De Hoofden

Ten behoeve van een tunnel die men onder het kanaal wilde graven, dateert het eerste bodemonderzoek van de Hoofden uit 1875 (Larousse, de Lapparent en Potier). De "Craie de Rouen" laag werd meest geschikt geacht voor de tunnelbouw en de dikte ervan varieerde van 92 tot 105m. Deze krijtlagen werden door Van Veen echter nooit op geringe diepte gevonden.

In 1830 (Renaud, Dangard) werden ten behoeve van een ontwerp van een brugverbinding, de bovenste decimeters van de bodem onderzocht. Op een niet directe wijze nam men aan dat er in de zandbanken en zanddepôts een harde kern bestond. Deze opvatting wijkt af van de theorie van Van Veen maar zal slechts met zekerheid kunnen afgewezen worden wanneer men meer dan 20m diep zal kunnen boren door de zandlichamen heen. Van Veen zou immers in 1935 geen vaste keitjes of grint ophalen boven het peil van de vlakke rotsbodern; ook de registraties van het echo-toestel wezen in de richting van Van Veen's theorie. In de periode 1922 - 1927 onderzocht Dangard het ganse kanaal zowel uit geologisch als oceanografisch standpunt. Dangard onderscheidt boderns bestaande uit rots waarvan stukken kunnen worden losgebroken, boderns aangetast door boormosselen, boderns met hoekige, losse stenen, enz. Door de begroeiing, kantigheid, enz. der stenen te bestuderen komt hij tot bepaalde gevolgtrekkingen ten aanzien van hetgeen de stromen zouden kunnen bewegen. Deze gevolgtrekkingen zijn weliswaar niet scherp omlijnd, doch zij geven een indruk, welke voor ons doel van waarde is. De grens schijnt volgens hem voor het Kanaal te liggen tussen een steen van een vuist groot en die van een noot groot. Echter is het Kanaal zeer uitgestrekt en komen op sommige plaatsen aanzienlijk sterkere stromen voor dan in de Hoofden. Dit is een zaak waarmede dus rekening moet worden gehouden.

Door Dangard, door Van Veen en ook door vroegere onderzoekers werden enige vrij zware granietstenen opgevist in de Hoofden en in het zuidelijk deel van de Noordzee. Deze zouden onmogelijk door de stromen kunnen verplaatst zijn onder andere omdat zij veel te zwaar zijn en hun kantigheid veelal niet hebben verloren. De vraag was dus: van waar komen deze granietstenen ?

Verschillende onderzoekers kwamen tot de conclusie dat het vervoer van deze stenen door de ijsschotsen zal gebeurd zijn tijdens of na het Würmglaciaal toen een subglaciaal klimaat heerste in het gebied van het Kanaal. Op fig. 30 ziet men de richtingen die het ijs, afkomstig van de franse kust moet hebben gevolgd. Men bemerkt dat de primaire gesteenten van Bretagne (Armorica) tot voorbij de Hoofden getransporteerd werden.

Het onderzoek van Van Veen (1934 - 1935) correspondeert goed met vroegere onderzoekingen, mits men afwijkingen toestaat die het gevolg zijn van minder geperfectioneerde toestellen. De bodemonsters die in de Hoofden werden genomen tonen aan dat de bodem voor het grootste deel bestaat uit grote en kleine stenen die meestal begroeid en hoekig zijn. Door deze begroeiing was het mogelijk stenen, die aan de oppervlakte gelegen hadden te onderscheiden van deze die een iets lagere ligplaats moeten gehad hebben. De aanrakingspunten van de oppervlaktestenen met de onderliggende waren dikwijls goed te onderscheiden, omdat de begroeiing ontbrak. In de diepere lagen is doorgaans enig zand tussen de stenen aanwezig. De oppervlakteder banken bestaan geheel uit zand (fig. 31). Het weinige "zand" aanwezig in de steenmonsters, dus niet uit zanddepôts, lag sinds lang in de poriën tussen de stenen en was practisch niet door de stromingen te bereiken.

B. De Belgische kust.

De toestand van de Belgische kust in juli - augustus 1964 werd door A. Bastin in kaart gebracht aan de hand van metingen die steunen op natuurlijke radio-activiteit van de zeebodem (fig. 32). Er bestaat een duidelijk verschil tussen de natuurlijke radio-activiteit en tussen een zeebodem bestaande uit klei en een zeebodem bestaande uit zand.

Een continue registratie van deze background toont dus zeer goed de plaatselijke bodemverschillen aan. Van dit verschijnsel maken wij voor het ogenblik dankbaar gebruik om op een vlugge en efficiënte wijze een litologische bodemkaart op te stellen van de Noordzee voor de Belgische kust. Zodoende kan vermeden worden een groot aantal willekeurige en nutteloze monsters te nemen. Deze bodemkaart is hoogst nodig, daar de laatste bodemkaart van de zuidelijke Noordzee deze is van wijlen Ir. Van Nierlo van 1898.

Buiten enkele ongepubliceerde Nederlandse gegevens bestaat er verder geen bron van natuurgegevens omtrent de bodem, welke nochtans zeer nuttig zijn voor het ontwerp van zeestructuren. De metingen gebeurden door middel van een sonde met ingebouwde scintillatieteller die voortgesleept werd over de bodem.

De teller die bestaat uit een NaI-kristal van 5cmX5cm en een fotomultiplier, zit in schuimrubber in het waterdichte huls. Deze huls werd vooraan en achteraan met massieve stukken verzwaaard om goed op de bodem te blijven bij tamelijk snelle vaart. De vorm van het geheel werd bestudeerd in functie van de voorziene zware taak. Het betreft hier immers een werk op grote schaal, waarbij ongeveer 2500km² zee- en stroombodem dienen te worden onderzocht. De huls moet zeer robust zijn om te weerstaan aan botsingen tegen de wrakstukken die overal verspreid liggen voor de Belgische kust en in de Schelde. Aan het achter-einde hangt een boei om de sonde bij kabelbreuk terug te kunnen winnen. Dit gebeurde reeds verschillende malen. Een elektrische kabel van 100m verbindt de sonde met de instrumenten aan boord. Op het schip bevindt zich een getransistoriseerde integrator en een registreertoestel. Plaatsbepalingen worden verricht met sextanthoeken en Decca-navigator.

Wanneer de sonde over een uniforme zandbodem sleept, worden ongeveer 30 counts/sec. geregistreerd, over harde klei 60 - 100 counts/sec. Een merkwaardig feit dat moet worden vermeld is de registratie van soms wel 800 counts/sec., wanneer de sonde door modern slib wordt getrokken. Al deze gegevens worden getoetst en geïjkt door regelmatig monsters te nemen, wanneer de registratie over een zekere periode een gelijke waarde aangeeft en ook wanneer er soms plotse verschillen optreden. Zo is het mogelijk om op een kaart iso-lijnen van activiteit te trekken en aan de verschillende bekomen zones een litologische waarde te geven aan de hand van de monsters. Van grote betekenis is zeker het feit dat het recente slib zo goed kan gedetecteerd worden wegens de hoge activiteit. Aldus was het mogelijk om op 16 vaardagen van de zomercampagne van 1963 een strook van 600km² ingedeeld in lanen van 500m breedte op te meten in continu en op kaart te brengen.

Fig. geeft een uittreksel van de metingen voor de kust, enkel de vaarlanen werden verbreed om een klaar beeld te geven. Uit deze tekening komt goed tot uiting hoe er juist voor de "stroombank" die een zandbank is, hoge waarden werden geregistreerd. Deze registratie, die ook geïjkt werd met monsters, bewees dat er een strook recent slib aanwezig is vlak voor deze bank.

Er werd ook onderzocht hoe het komt dat het moderne slib een tot 12 keer hogere registratie gaf dan de oude fossiele klei. Er is vooreerst een verandering van geometrie, doordat de sonde bij modern slib door de massa getrokken wordt en dus stralingen van alle zijden opvangt, terwijl ze bij oude vastere sedimenten over de oppervlakte glijdt.

Deze geometrie verandering komt tussen voor een factor 4. In het Studiecentrum voor Kernenergie te Mol werden vervolgens monsters van het slib onderzocht en er werden fusieproducten van de fall-out der atoombommen in aangetroffen zoals zirkonium-niobium 95, rutenium-rodium 103 en 106 en cerium-praseodymium. Het zijn deze fall-out fusieproducten die verantwoordelijk zijn voor de hoge activiteit van het moderne slib en die hier als het ware de rol vervullen van tracer. Het moderne slib dat een goede ionenwisselaar is, is dus een magazijn van deze kunstmatige radio-activiteit. Het is dus niet te verwonderen dat op sommige plaatsen de weekdieren verscheidene malen radio-actiever zijn dan vroeger, daar deze dieren dit in suspensie zijnde slib afziften en er sommige ionen biologisch van accumuleren.

C. De Nederlandse kust.

De bodemgesteldheid blijkt uit de bodemkaart van Jarke. Zoals hoger gezegd classificeerde hij de bodemsamenstelling als "Grobsand", "Mittelsand" en dergelijke; de classificatie met de bijbehorende korrelgrootte-fracties is weergegeven in de volgende tabel:

Bodemsoort	Fractiegrenzen in μ	Geschematiseerde korreldiameter d in μ	\sqrt{gd} in cm/sec.
1. Kiesfläche	2000-7000	4000	20,0
2. Grobsand	500-2000	900	9,5
3. Mittelsand mit > 20% Grobsand		400	6,3
4. Mittelsand	250-500	300	5,5
5. Mittelsand mit > 20 % Feinsand		250	5,0
6. Feinsand mit > 20% Mittelsand		200	4,5
7. Feinsand	125-250	150	3,9
8. Feinsand mit > 20% Mehlsand		100	3,2

Om de gegevens van Jarke geschikt te maken voor dit globale onderzoek is iedere bodemsoort getypeerd door één bepaalde korreldiameter, eveneens weergegeven in de tabel.

Verder is de bodenkaart sterk geschematiseerd in fig. 33. De grenzen tussen de verschillende gebieden zijn gestroomlijnd. Kleine gebieden temidden van grote, van een andere korrelsamenstelling, zijn hier en daar weggelaten. In het oostelijk deel van het bekken zijn "Steine" en "Kies" op vijf plaatsen met een stip aangeduid. Ten westen van de streeplijn komen deze bestanddelen op de kaart van Jarke zo veelvuldig voor, dat deze in de bijlage moeilijk te tekenen zijn. Waar echter duidelijk een sterke concentratie optreedt is dit aangegeven met een gestippeld gebied. "Grobsand mit > 20% Mittelsand" en "Mehlsand mit > 20% Feinsand" beslaan relatief slechts kleine oppervlakken. Daarom worden deze bodemsoorten ingelijfd bij respectievelijk "Mittelsand mit > 20% Grobsand" en "Feinsand mit > 20% Mehlsand".

In de tabel en op de kaart geven wij ook een aanduiding over de bijbehorende waarde van \sqrt{gd} , waarde die verder zal gebruikt worden bij de theorie van het transportmechanisme.

D. De Duitse Bocht.

Het grootste gedeelte van de Duitse Bocht werd door Reineck onderzocht. De natuurlijke mengsels die in het onderzochte gebied aangetroffen werden, worden ingedeeld in zes groepen naar dewelke de sedimentkaart (fig. 34)

<u>Bodemsoort</u>	<u>Afkorting</u>	<u>Gemiddelde diameter</u>
1. middelmatig zand tot grint	mS-Ki	0,27-0,82 mm
2. fijnzand	fs-mS	0,21-0,30 mm
3. fijnzand tot middelmatig zand	fs-msfS	0,137-0,180 mm
4. middelm.zand-slibachtig fijnzand	ms,sufS	0,09 mm
5. slibachtig fijn zand	Su fS	0,089-0,145 mm
6. slijk tot slibachtige klei	Su Svt	1-1,8micron

De cummulatieve kurven zijn afgebeeld in fig. 35,36. De waarden zijn gemiddelden van monsters die binnen de vroeger bepaalde grenzen vallen.

Deze zes groepen vertonen een duidelijke samenhang met de verdeling van bepaalde bodemorganismen (-woelers) en met bepaalde sedimentstructuren zodat deze indeling voor een onderzoeksgebied doorgaans met een natuurlijke indeling der sedimenten correspondeert.

De "nauwkeurigheid" van de sedimentgrenzen wordt door de plaats van de getekende monsteropname plaatsing duidelijk. Terwijl het wad aan de oever slijkerig, dit wil zeggen zeer fijnkorrelig is en achter de laagwaterlijn overgaat in zuiver zand, is de opeenvolging van de laagwaterlijn naar de zeebodem van de open zee gemeten, juist omgekeerd. Aan de kust liggen de zandsorten, en verder zeewaarts wordt het steeds slijkeriger. Dit komt overeen met de energieverdeling: aan de kust werkt de deining en komen hoge stroomsnelheden voor, in dieper water wordt de grond zwak of zelden beroerd door de deining en treft men matige stroomsnelheden aan.

De ordening binnenin de slijkachtige of de zandige sectoren moet toegeschreven worden aan het overschot of het tekort aan bepaalde sedimenten. Voor het slijkgebied ten zuidoosten van Helgoland bijvoorbeeld is de aanvoer door de stromen - Weser, Elbe en Eider - maatgevend.

Het slijk komt zelfs daar tot bezinking, waar het water reeds hoge energieën verkrijgt, namelijk in gebieden, die minder dan 20m diep zijn. Aldus vinden we ten westen van Süder- en Norderpiep reeds slijk, onder de vorm van adervormige insluitels in het zand.

Het zand dat langs de kust wordt voortgedreven, is het gevolg van een aanvoer van een andere soort; hier komt de aanvulling uit het westen, namelijk de Nederlandse kusten. Bij dit middelgrof zandhoudend fijnzand wordt in verschillende punten ander materiaal uit de ondergrond toegevoerd. Zulke punten zijn (onder andere) enkele der diepingesneden zeegaten, blootliggende morenen-klei (zoals door Richter in 1924 voor de eerste maal werd aangegeven) en meestal ook morfologisch herkenbare morenen-ruggen, Geestruggen, zoals het van de ribbelgrond op Borkum sedert lang wordt aangenomen, en zoals ook Reineck aanneemt van het grof zand en het middelmatig zand ten noorden van het eiland Langeoog.

& 7 Herkomst van de sedimenten

A. Algemeenheden.

De uiteenzettingen in de voorgaande paragrafen hebben aangetoond dat de bestaande sedimenten in het Noordzeebekken, die in hoofdzaak afkomstig zijn uit de ijstijden, zich voor het grootste gedeelte waarschijnlijk nog op de oorspronkelijke aanvoerplaats en in een onveranderde samenstelling bevinden. De zeestromingen die bij de verplaatsing en verandering in aanmerking kunnen komen zijn in het noordelijke en in het middengedeelte van de Noordzee te zwak om het oorspronkelijk beeld te verstoren. Ook kan men niet aannemen dat de deining in deze gebieden een wezenlijke invloed kan uitoefenen op de sedimenten. Men neemt aan dat de deining zich in de Noordzee, zelfs bij de zwaarste stormen, niet dieper dan 50 tot 60m laat gevoelen. In de gebieden van de Noordzee, gelegen op diepten groter dan 60m, moet men heden dus geen rekening houden met sterke veranderingen van de sedimentbedekking.

In het deel echter dat wij hier behandelen, namelijk het zuidelijk gedeelte van het Noordzeebekken, waar de diepten over het algemeen kleiner zijn dan 60m is een beïnvloeding van de zeebodem door sterke deining te verwachten, vooral dan op de plaatsen waar de zeebodem stijgt en daardoor aanleiding kan geven tot de vorming van grondzeeën. In ieder geval mag men aannemen dat door de deining alleen lokaal vervoer van sedimenten veroorzaakt kan worden. Deze treedt eerder in wanneer gelijktijdige stromingen voorhanden zijn die sterk genoeg zijn, om het materiaal in beweging gebracht door de deining, verder te voeren. Bij dit verschijnsel zijn in hoofdzaak enkel fijnkorrelige sedimenten betrokken. Aldus is het denkbaar dat in de loop der tijd de fijnkorrelige bestanddelen uitgewassen worden uit hoger gelegen gebieden, bv. banken met een oorspronkelijk doorengemengd sediment, zodat deze gebieden een deklaag van grove sedimenten vertonen. Het fijne uitgewassen materiaal kan zich in grotere diepten terug afzetten.

Naast deze verplaatsing is er heden ook nog in verafgelegen gebieden van de Noordzee nieuwe sedimentvorming (Grundschlamm) mogelijk. In gebieden met kleine stroomsnelheden, die ook niet door sterke deining beïnvloed worden, kan aldus ook heden nog de sedimentbezetting veranderd worden, waardoor zich boven grofkorrelige sedimenten slibachtige elementen afzetten die zo het sedimentbeeld geleidelijk veranderen.

In tegenstelling met het bekkengebied van de Noordzee constateert men aan haar kusten een sterke beïnvloeding van de sedimenten door de hydro-dynamische krachten (stromingen, deining en branding).

Aldus blijkt tengevolge van deze krachten een nauw verband te bestaan tussen de configuratie van de kusten en de sedimenten die zich in de nabijheid ervan bevinden. Aan de voet van rotskusten die door de branding afgebroken worden ligt over het algemeen een grofkorrelig steenachtig sediment dat afkomstig is van het afbraakmateriaal van deze gebieden dat door de branding en de stroming uitgespreid wordt. Voor de lage zandachtige kusten daarentegen, ligt meestal een zandachtig sediment dat door de branding en stromingen naar de kusten wordt gevoerd en zo aanleiding geeft tot de opbouw van het strand en de duinen. Voor verdere inlichtingen hieromtrent wordt verwezen naar hoofdstuk zeven.

B. Bronnen van mariene sedimenten.

Het is klaarblijkelijk dat opnieuw verschillende classificaties mogelijk zijn, en, wat ook het gekozen systeem moge zijn, zekere feiten zeer moeilijk kunnen ingelast worden. Wat meer is, van bepaald materiaal kan men niet de bron, maar wel de opslagplaats uit vroegere historische tijden aanduiden. Er bestaan ook gemengde brongebieden, zoals delta's, die een combinatie van fluviale en mariene elementen bevatten.

Nu volgt een overzicht van de verschillende bronnen:

1/ de atmosfeer:

de atmosfeer kan beschouwd worden als een bron van fijnkorrelige sedimenten: het eolisch stof en de vulcanische assen. Men kan hier nog een onbeduidend percentage cosmisch materiaal aan toevoegen.

2/ terrigene bronnen:

bijdragen van continentale oorsprong kunnen vulcanische producten, die niet van uit de lucht vielen, bevatten. Voor het gemak, rekent men hierbij ook de onderzeese vulkaanuitbarstingen, alhoewel men ze ook onder "4" zou kunnen onderverdelen. Gletsjers die de zee bereiken, en ijsgang van rivieren en kusten kunnen ogenblikkelijk bijdragen tot mariene sedimenten.

Rivieren zijn veruit de rijkste bronnen van sedimenten. De schommeling van de zeespiegel gedurende de ijstijden heeft een grote invloed gehad op de natuur en de belangrijkheid van het aandeel van de rivieren. Heden bereikt slechts een beperkte hoeveelheid van fijne sedimenten de zee, dit in vergelijking met de pre-glaciale en glaciale tijdperken; dit is te wijten aan de rijzingen van de zee gedurende het post-glaciaal. Wanneer de zeespiegel laag is, bereiken uitzonderlijk grote hoeveelheden zwaar en grof materiaal de zee. Nu schijnt echter het gemiddelde peil van het continent gedurende het tertiaire tijdperk geleidelijk gestegen te hebben, en daardoor ook de toevoer van deze materialen.

Kustafbraak van harde rotsen dragen in hoeveelheid veel minder bij dan de rivieren, maar de materialen zijn groter en ruwer. Kusten samengesteld uit ongeconsolideerd materiaal nemen in deze beschouwingen een intermediaire positie in.

Verbrokkeling van topografische verhevenheden wordt afzonderlijk behandeld volgens een min of meer theoretische methode. Men neemt aan dat tectonische actieve kliffen boven of onder de zeespiegel landtongen kunnen doen ontstaan, zonder dat de golfslag hoeft tussen te komen.

3. het zeewater:

zeewater brengt door verdamping en precipitatie verschillende materialen voort: vooral kalk, gips of anhydriet, en rotszouten. Of klei kan gevormd worden uit opgeloste substanties werd nog niet uitgemaakt.

Levende organismen liggen aan de basis van alle kalk en amorfe silicaten; ze brengen ook organische afvalstoffen voort. Daar alle mariene organismen hun materiaal indirect of direct uit het zeewater halen, werden ze hier ondergebracht.

Deeltjes met de afmetingen van klei, die bij het binnen komen in de zee niet geagglomereerd werden, worden gedurende lange tijd in het water vervoerd, om tenslotte over de grote oceaan verspreid te worden. Dit materiaal wordt daarom best beschouwd als een substantie van het water, daar de oorspronkelijke bron ervan onbepaald is.

4. de zeebodem:

de laatste bron van mariene sedimenten, die vermeld moet worden, is de zeebodem zelf. Sommige deeltjes van de sedimenten werden autogeen op de zeebodem gevormd. Fosfaten en manganaten, glauconiet en verschillende vormen van ijzermineralen worden in de bodem zelf gevormd.

Erosie van de zeebodem door de golven en de stromingen veroorzaken sedimenten. De krachtigste erosie grijpt plaats in de brekerzone, maar ongeconsolideerde afzettingen kunnen door de stromingen meegevoerd worden tot op diepten van verschillende tientallen meter. Wanneer de erosieproducten niet worden weggevoerd, kan de totale hoeveelheid geproduceerd sediment niet groot zijn. Een schifting is op zichzelf onvoldoende om een grote productie te bekomen, omdat een laag van grovere materialen spoedig de onderliggende zal bedekken en beschermen.

Dit is wat, tot op zekere hoogte, gebeurt in tijeulen, uitgesneden in tertiaire sedimenten van estuaria, en tussen de duineilanden van de wadgebieden die de Noordzee begrenzen.

De diepte tot waarop de golven een zuivere rotsbodem kunnen eroderen is nog onbekend. Waarschijnlijk is de erosie onbeduidend beneden enkele tientallen meter, zelfs in open oceanen. Over het algemeen kan men een grens van tien meter aannemen. Natuurlijk kan op grotere diepte nog een belangrijke erosie bestaan van de ongeconsolideerde elementen.

Een speciale nadruk kan gelegd worden op de reactivatie van afgezet sediment door glijding, in sommige gevallen voortgezet door turbulentie. Dit is het uiterste geval van het zeer algemene feit van het transport van de sedimenten met alternerende sprongen met kortere of langere tussenperiodes. Deze afwisselende sprongen komen veel meer voor dan een continue verplaatsing, alhoewel in het geval van een onderzeese glijding, de sedimenten eerst schijnbaar tot rust komen. De massa die opnieuw in beweging wordt gebracht is abnormaal groot. Zij is gedeeltelijk zeer oud en wordt tamelijk toevallig in beweging gebracht, bv. door een lokale aardstok die niets met het sedimentatieproces te maken heeft. Italiaanse geologen gebruiken de term "hersedimentatie" en de Poolse geologen spreken van "kannibalisme", omdat sediment gevoed wordt door sediment.

C. Aanvoer van de sedimenten in de zuidoostelijke Noordzee.

1/ De rolstenen.

In tegenstelling met wat men zou denken, produceert de zee geen rolstenen, of het zijn de uitzonderlijke zeer kleine hoeveelheden die men op de bodem van kreken voor de rotskusten vindt. De grote rolsteengordels hebben bijna altijd een andere oorsprong. Over het algemeen betreft het continentale rolstenen die door de rivieren naar de zee werden afgevoerd, ofwel resulteren zij uit een herbewerking van de actuele of antieke afzetting. Sommige ontstaan ook aan de voet van falaisen, tengevolge van de afbraak van de krijtrotsen door de zee. Dit zijn slechts overblijfselen en geen producten van mariene erosie, daar de zee niets anders deed dan ze losmaken.

Men mag echter het bestaan van mariene rolstenen niet volledig ontkennen. Deze van de krekten komen wel voort van de afbraak van de rotskusten. Ze zijn slechts zelden het resultaat van het afslijten van de blokken. Ze komen voort van rotsfragmenten die voorafgaandelijk gescheurd waren. Veel krekten zijn voorzien van een gordel van kleine rolstenen, die van dezelfde petrografische aard en zeer homogeen zijn. Inderdaad, al deze aders zijn zeer intens gescheurd door een netwerk van sterk uitgesproken barsten. Dit levert natuurlijk een belangrijke voorraad van kleine parallellepipedalen van enkele centimeter groot. De zee beperkt zich tot het afschaven en het polijsten ervan. In dit geval zijn de afmetingen onafhankelijk van de golfwerking maar ze liggen op voorhand vast door de oorspronkelijke fracturaties in de stenen zelf. Wat het afbraakmechanisme van de klifkusten, de afslijting, de selectie en de verspreiding van de rolstenen betreft, verwijzen we naar paragraaf 5, punt A.

2/ Het zand.

De opvatting van Edelman, dat het strandzand zich van Schiermonnikoog tot Calais, ja zelfs tot de noordelijke punt van Normandië, niet essentieel wijzigt en opgevat moet worden als omgewerkt diluviaal zand van fluviatiel-fluvioglaciale oorsprong kon geheel bevestigd worden, voor wat betreft het kustgebied. Een aantal zandmonsters van de Schelde wees echter duidelijk op een vermenging met tertiair, dat in de diepere geulen aan de dag treedt.

Een onderzoek van een aantal recente strandzanden gelegen langs de kust van Normandië, Bretagne, Morbihan, Vendée tot de monding van de Gironde, leverde het belangrijke resultaat op, dat we aldaar met een geheel andere mineraal associatie te doen hebben dan in het Noordzeezand. Bovendien heeft ieder zand afzonderlijk een volkomen lokaal karakter, hetgeen kan aangetoond worden aan de hand van tabellen der zware fracties. Dat de mesozoïsche kust van Noordwest Frankrijk het materiaal geleverd heeft van het Noordzeezand, is uitgesloten, hetgeen door Cailleux reeds aangetoond is en nader onderzocht zal worden. Baak meent overtuigend bewezen te hebben, dat het strand- en zeezand van Calais tot Denemarken niet afkomstig kan zijn van de Franse kust, noch van de bodem van het Kanaal.

Toch ligt er op de stranden van Noordwest Frankrijk en op enkele plaatsen van de rotsbodem van het Kanaal een zand, dat eenzelfde gemengd karakter heeft als het Noordzeezand. Dit zand kan daar niet anders gekomen zijn, dan op fluviatiel-fluvioglaciale wijze, toen de grote Riss-ijskap slechts een afwatering naar het zuiden mogelijk maakte.

De zuidelijke Noordzee en het Kanaal zijn toen opgevuld geweest met een gemengd diluviaal zand.

Gedurende het interglaciaal Riss-Würm en vooral na het oud-Holoceen heeft de overheersende vloedstroom dit gemengde zand weer teruggevoerd naar het Noorden, aldus de Noordzee met een laag zee bedekt en de schoorwal van Calais naar het noorden gevormd. Baak stelt voor om dit gemengde zand, evenals de in Frankrijk achtergebleven resten, allochtoon Noordzeezand te noemen, in tegenstelling met de autochtone ondergrond van de Noordzee.

Langs onze kust verplaatst zich een grote hoeveelheid zand naar het Noorden. Dit zand moet dus door de vloedstroom onder weg van de Noordzeebodem zelf opgenomen worden. De deklaag allochtoon zand zal dus langzamerhand opgeruimd worden en de autochtone ondergrond weer bovenkomen. Op grond van het zware mineraal-onderzoek meent Baak een gebied gevonden te hebben dat van het allochtone zand verschilt. Rondom de Noordhinder ligt namelijk zand met een grote affiniteit tot de B-Saussurietgroep. Dit gebied zou dus een Rijn-afzetting zijn, vermoedelijk uit de midden-Terras tijd.

Langs de Engelse kust ter hoogte van Harwich moet tertiair aan de dag treden, hetgeen vooral bewezen werd door een hoog gehalte aan zirkoon en rutiel.

Dat de Noordzeebodem niet bedekt is met een laag zand van dezelfde samenstelling, was reeds in 1923 aan Borley bekend op grond van de habitus der zanden. Het onderzoek naar de lichte fracties der verschillende zanden duurt nog voort, terwijl ook de noordelijke Noordzee, alsmede de zanden der opgeheven Franse stranden in bewerking zijn.

3/ Het slib.

Crommelin onderzocht de zandfractie. Hij kwam tot de conclusie, dat het waddenmateriaal van mariene oorsprong is. Pavejee kwam voor het slib tot dezelfde conclusie. Ter vergelijking werden ook een aantal monsters op de schorren in de Wester- en Oosterschelde genomen. De monsters ondergingen de normale voorbehandeling. De fractie grenzen werden gekozen: 0,5; 2; 5; 10; 25; 50 μ . Dit bleek voordelen op te leveren; omdat er enige correlatie bleek te bestaan tussen mineralogische samenstelling en korrelgrootte. (bv.: kwartsgehalte in de fijne fracties van mariene sedimenten: 0,5 - 2 μ → 30 - 40 % kwarts < 0,5 minder dan 5%). De fracties werden bepaald met de Atterberg cilinder.

Voor de voorstelling der gegevens werden drie methodes gebruikt: normale accumulatie curve; de logaritmische accumulatie curve en de ratio (verhouding van het percentage van de fracties F, tot het percentage van de fijnste fractie f)

$$R_1 = \frac{F_1}{f} \quad R_2 = \frac{F_2}{f} \quad \text{enz.}$$

normaal uitgezet.

Het bleek dat de percentages beneden de fracties 25 van de meeste monsters tussen enige limieten liggen. Dit komt natuurlijk prachtig tot uiting in de ratio-curven.

Resultaten:

Het bleek dat slib beneden 25μ zowel het slib van zee-water en van zeebodemmonsters, als de monsters van de wadden en de schorren een bijna constante granulaire samenstelling hebben. In elk monster kan het slibgehalte variëren maar de granulaire samenstelling is hetzelfde. De ratio's zijn niet alleen voor gelijksoortige monsters gelijk, maar voor alle monsters. In tegenstelling hiermee vertoont het rivierslib niet een dergelijke constante granulaire samenstelling, zelfs niet voor de kleinste korrelgrootten. De ratio's van de fijnere fracties verschillen niet alleen voor verschillende rivieren, maar ze kunnen zelfs voor één en dezelfde rivier sterk verschillen, zelfs met de dag. (Dit bleek onder andere uit monsters van Rijnwater) De ratio's van rivierwater en die van zeewater-slib en de wadden verschillen ook.

Favejee neemt nu aan, dat de constante granulaire samenstelling van de fractie $< 25\mu$ karakteristiek is voor de onderzochte mariene sedimenten. Het waddenslib correspondeert dus met het zeewaterslib en niet met het slib van de Eems, Elbe of Weser. Het waddenslib is dus van mariene oorsprong.

De monsters van de schorren van Zeeland vertonen hetzelfde ratio-beeld, als die van de wadden. Dit wijst op een mariene oorsprong van het schorrenslib. Verschillen in granulaire samenstelling van de monsters van Wester- en Oosterschelde werden niet waargenomen. Dus het slib van de Schelde heeft geen duidelijke invloed op de granulaire samenstelling van de schorren. De hoeveelheid Scheldeslib is klaarblijkelijk te gering in verhouding tot de hoeveelheid slib, dat uit zee komt.

Conclusies:

Het waddenslib is, zoals blijkt uit de mineralogische en granulaire samenstelling, van mariene herkomst. In vergelijking met het zeewaterslib, vertoont het waddenslib kleine verschillen in mineraal gehalte (montmorilloniet hoger), dat geen gevolg kan zijn van menging van Eems, Weser of Elbe slib (zou montmorillonietgehalte juist verlagen).

De schorren zijn opgebouwd uit slib van mariene herkomst.

HOOFDSTUK IV

BIOLOGISCHE ENDOBIONTEN

Wanneer men de sedimentstructuren van naderbij gaat bekijken, dan ziet men dat er twee grote klassen van structuren bestaan; namelijk enerzijds de gelaagde structuur, dit is een laagsgewijze opstapeling die kan doorgaan als een primaire structuur en anderzijds de omwoelde structuur, die we dan zullen beschouwen als een secundaire structuur. De laagsgewijze afzetting is de laagstructuur gevormd door anorganische krachten terwijl de omwoelde structuur (Richter en Schäfer), de structuur is die nadien wordt bekomen door bioturbatie of biologische omvorming. Deze omwoeling wordt veroorzaakt door mariene organismen die leven op of in de bovenste lagen van de zeebodem. In grote lijnen kan men zeggen dat de slijkachtige bodems intenser bewaard zijn dan de zandachtige bodems.

De meeste ontlagingen of omwoelde structuren kunnen in de zuidoostelijke Noordzee toegeschreven worden aan micro-organismen zoals de polycheten, polydora en de micro-algen. Verder hebben we ook de detritische organismen zoals de echinodermen, crinoïden en coccolieten. Verder treffen we ook nog perforerende organismen zoals de pholadidae en de petricola, de kalkalgen en de coprolieten.

A. Micro-organismen

Niettegenstaande ze weinig zichtbaar en al te dikwijls verwaarloosd worden, zijn zij het die het meest tussenkomen bij de biologische erosie.

De clionen, microscopische sponzen, perforeren op een zeer karakteristieke manier kalkachtige oppervlakten, rotsen, rolstenen en schelpen. Hun perforaties komen tot uiting onder de vorm van kleine spiraaltjes van enkele millimeter lang die zeer gemakkelijk te herkennen zijn. De polycheten van het type polydora doorboren kalksteen en schelpen volgens een netwerk van onregelmatige gewrongen kanaaltjes die vooral op de schelpen zeer gemakkelijk te zien zijn. Het is aan deze werking dat men het grootste gedeelte van de schelpbrokken en het schelpzand moet toeschrijven. De mechanische bewerking door de golven heeft immers slechts een beperkte uitwerking. Na een storm vertoont een strand een groot aantal schelpen die op de kust worden geworpen, maar die schelpen zijn volledig intact gebleven. In tegenstelling met hetgeen men zou denken, zijn het de fijnste schelpen die het best bewaard gebleven zijn, daar ze lichter zijn. In rotsachtige gebieden en in zones onderhevig aan de breking van de golven worden de dikke en zware schelpen door de golven voortgerold waardoor ze afgesleten worden; aldus wordt geen zand maar wel kalkachtige poeder gevormd, die meestal vlug wordt opgelost door het zeewater.

De scoloplos armiger, een polychetee van ongeveer 8cm lang en 1 à 2mm dik bewoont de zandachtige bodems der wadden en der dieper gelegen gebieden. In gebieden bestaande uit fijn zand woont hij in dichtere kolonies dan in deze bestaande uit middelmatig zand. In bodems, bestaande uit grof zand, is zijn voorkomen twijfelachtig. Daar de bepaling van hun woongebieden volgt uit de aanwezigheid in de monsters, van dunne, orde-loze gangen, is het mogelijk dat achter de naam scoloplos ook nog andere polycheten, die gangen van dezelfde structuur vormen, verborgen zijn. De meeste gangen zijn gevuld met slijk, dat afkomstig zou zijn van de uitwerpselen van de dieren. Een samengeperste structuur kon in deze slijkvullingen niet gevonden worden. Meestal zijn de afzonderlijke woongebieden van de scoloplos zo dicht met gangen voorzien, dat de gelaagdheid practisch volledig wordt te niet gedaan. Uit de monsters kan afgeleid worden dat de gangen bij voorkeur in een gelaagde lamel aangelegd werden. De donkere vulling van de scoloplos-gangen is te herkennen aan de min of meer lange stippen.

De pectinaria koreni, een polychetee, bouwt sigaretvormige ongeveer 6cm lange kokers en verwijdt in de bodem (met de kop naar onder). Door de omwoeling kunnen brokstukken van mosselschelpen aangerijkt worden. Het dier kan in het sediment van plaats veranderen. De kokers spoelen regelmatig op het strand aan, waar ze in dikke slierten kunnen opgestapeld worden. De pectinaria leeft nooit in een reine zandbodem. Ze wordt slechts in een aangeslijkte bodem gevonden. Waarschijnlijk komt dit door de overvloedige aanwezigheid van organische afbraakproducten en micro-organismen, welke in een slijkachtige bodem groter is, en dient als voedsel van de pectinaria.

B. De detritische organismen

Het zijn hoofdzakelijk de verschillende schelpen die, geheel of gebroken en zelfs tot zandkorrels herleid door de micro-organismen, die de schelpzanden uitmaken. De echinodermen leveren door hun schalen, hun stekels en hun pootjes een belangrijke bijdrage. In deze categorie moeten wij ook de micro-organismen, al dan niet van planctonische oorsprong, rangschikken, die een belangrijk deel uitmaken van de diepe sedimenten, zoals de foraminiferen, globorinen, ostracoden en pteropoden. Men moet ook nog speciale aandacht wijden aan de kleinere organismen, de coccolieten, waarvan de rol primordiaal is bij de productie van kalk. Volgens F. Bernard bevat een liter zeewater meer dan 500.000 eenheden en vertegenwoordigen ze meer dan 20 à 35 % van de kalkafzettingen in de mariene sedimenten.

De *echinocardium cordatum*, een hartvormige zeeëgel, leeft in volwassen toestand ongeveer 10 à 12cm onder het sedimentoppervlak (gerekend met het diepste punt van het dier), waardoor hij zich meestal horizontaal voortbeweegt; daar verplaatst hij met zijn beweeglijke stekels het voor zich liggende sediment naar achter, waardoor "schoepkransen" gevormd worden (Schäfer 1962). Daar neemt het sediment een structuur aan dat lijkt op in elkaar geschoven sinaasappelpellen (fig. 37). In dwarsdoorsnede komen halve manen te voorschijn. De diameter van deze omwoelde structuur komt ongeveer overeen met de afmetingen van het dier. In het naar achteren opgeschoven sediment wordt verder stuksgewijze een gelijkaardig schelvormig aan elkaar geschakeld, donker en sterk slijmhoudend sediment achtergelaten (Fig. 37) dat voordien diende als voedsel en als uitwerpselen wordt afgescheiden.

In ongeharde monsters blijft dit samengeperst product, bij voorzichtig afspoelen, behouden. Men kan hier moeilijk spreken van een "huis" waarin het dier zou zitten, tenminste als men het sediment dat hem omringt niet als dusdanig beschouwt (fig. 38); ook blijft achter het dier geen open gang over. Met zijn penseelvormige pootjes doorprijkt de egel het sediment en vormt aldus een soort schacht. Bij het voortbewegen van de egel vormen de verschillende schachten, van boven gezien, een lijn bestaande uit gaatjes. De afzonderlijke, ongeveer 2mm dunne, kanaaltjes liggen meestal slechts 1 à 2cm uiteen. Meestal zijn de voor de zeeëgel geschikte levensruimten zo dicht bewoond, dat ze volledig ontlaagd worden (fig. 39).

De hartvormige zeeëgel werd in het ganse beschouwde gebied aangetroffen. Volgens Caspers (1938) ontbreekt hij echter in de diepe geul nabij Helgoland. Verder komt hij ook niet voor in gebieden met sterk bodemtransport, bv. in de bodems van zeegaten en in de geulen van de buiten-Jade. Hij ontbreekt in gebieden onderhevig aan sterke sedimentatie, bv. in de sedimentgebieden der zandplaten. Tenslotte mijdt hij de plaatsen welke intens bewoond worden door de *lanice conchilega*, welke met hun pijpen de ganse bodem doorgraven, zodat er voor de *echinocardium* geen bewegingsvrijheid meer bestaat. Het is echter ook mogelijk dat de door de *lanice* bewoonde gebieden om andere redenen gemeden worden door de zeeëgels en dat de keuze reeds in het larvestadium wordt vastgelegd.

De bewoonde strook wordt plaatselijk door afgezonderde woongebieden onderbroken. Wel vindt men op verschillende plaatsen van de stroken zonder *echinocardium* dichte *lanice*-nederzettingen, waardoor het ontbreken van *echinocardium* uitgelegd kan worden. Ook de mening, dat in dit gebied het bodemtransport groot zou zijn, kan men tenminste niet weerhouden als men de uit het noorden aankomende zee beschouwt; want dan zouden de oprijzende zandriffen niet mogen bewoond zijn, omdat er op deze riffen vanwege de bodemstroming een sterkere aantasting bestaat dan in de achterliggende, diepere gebieden. Deze riffen zijn echter vaak even bewoond als de daarachter liggende meer beschutte zone.

Een verband tussen de zone zonder zeeëgels en het aangetroffen sediment werd tot nog toe ook niet gevonden. De stekels van de hartvormige zeeëgels worden ver verspreid, tot in gebieden, die door hen niet bewoond worden. Aldus zijn de wadsedimenten zeer dikwijls van die stekels voorzien, en dikwijls zijn die stekels laagsgewijze gespreid. Dit is het geval met de wadden van de Jadeboezem, alhoewel de dichtstbij gelegen, door zeeëgels bewoonde gebieden, 20 à 30 km verder liggen. Ook komen ze voor op de stranden van de Oostfrieese eilanden.

C. Perforerende organismen

Dit zijn de eerste organismen waaraan men denkt, alhoewel hun aktie relatief beperkt is. In de eerste plaats zijn het de steenetende weekdieren. De larve hecht zich eerst aan de kalkrots. Door afscheiding van een zuur zijn ze in staat kleine openingen in de rots te boren. Het dier vordert in de rots, vergroot de uitholling, maar niet de opening zodat het gevangen zit in de rots zelf, daar het diertje groeit. Zijn deze organismen talrijk dan kunnen ze de oorzaak zijn van de afschilfering van de rots over enige centimeter.

De *amphiura filiformis*, een slangenzeester, met een zeer kleine schijf en lange vleeskleurige dunne armen, leeft in slijkerige bodems en laat de armen uit het sediment steken. Door hun groot aantal verstoren deze dieren sterk de gelaagde structuren. De ontstane sporen van de omwoeling zijn ordeloos verspreid en worden gerekend bij de omwoelde structuren, ontstaan door vervorming. Bij de proefmonsters genomen door Reineck vond men dat de meeste van deze bodemorganismen leven op diepten onder het bodemoppervlak, gaande van 3 tot 14cm.

De *petricola pholadiformis*: van deze soort kan ook enkel de larve zich vrij verplaatsen. Het volwassen exemplaar is eveneens een gevangene in zijn eigen hol. Nochtans heeft men bij deze soort een migratie over grote afstanden vastgesteld. Ze werd voor het eerst opgemerkt in 1899 te Nieuwpoort en in 1910 had ze reeds de Deense kust bereikt. Ze legde in 11 jaar tijd dus een afstand van 885km af (fig.40), langs de westelijke kusten van Europa. Deze migratie werd veroorzaakt door zeestromingen en men kan dus op deze manier ook een beeld krijgen van de zeestromingen. Samen met de driftstroom die gericht is van zuidwest naar noordoost ondergingen deze planktonorganismen een drift naar het noordoosten. Ze kunnen vervoerd worden vanaf de Belgische kusten tot aan de Noorse.

D. De algen.

Deze spelen een min belangrijke rol in gematigde zeeën.

De *lanice conchilega* behoort, zoals de *pectinaria*, tot de *sedentaria*. De slangachtige pijpen waarvan het materiaal, uit grote onregelmatige korrels bestaat, zijn meer dan 20cm, soms tot 50cm lang. Boven het sedimentoppervlak steekt een kort stukje pijp uit samen met de als vangnet dienende kroonvormige franjes.

Niettegenstaande hun lengte waarmee ze in het sediment steken worden ze geregeld blootgespoeld en naar het strand gedreven. Wanneer men de kaart bekijkt bemerkt men een strook zonder lanices voor de kusten die zich bevinden in gebieden van overwegend middelmatig tot grof zand. De lanice woont als "visserin" bij voorkeur in aangeslijchte maar ook in zandachtige gebieden, zelfs daar waar de stromingen groot zijn. Klaarblijkelijk heeft ze haar nederzettingen daar, waar dikwijls dikke zandlagen afgezet worden, waar zandmassa's voorbij trekken of waar de bodem megaribbels vormt die verplaatst worden. In een megaribbel zelf echter worden alle jonge larven en de door de lanice gegraven holten steeds weer weggespoeld of door dikke lagen sediment overdekt, zodat een nederzetting er zich nooit kan handhaven.

E. De coprolieten

Verschillende soorten diertjes scheiden excreties af samengesteld uit verschillende sedimenten, die dikwijls geagglomereerd zijn volgens vormen die karakteristiek zijn voor de soort. Deze afscheidingen heten coprolieten of faecal pellets.

Aldus moeten de zandachtige of slijkachtige kronkels die men aan onze kusten vindt, toegeschreven worden aan wormen en mollusken en bestaan uit bodemmaterialen die gericht worden door de organismen. In het geval van de mosselen, gaat het daarentegen om een filtratie van het zeewater en de uitscheiding van deeltjes in suspensie. Het is dus werkelijk een sedimentatiefactor, daar men overgaat van deeltjes in suspensie tot grovere sedimenten, die zich gemakkelijk afzetten. Deze coprolieten van de schaaldieren en de mosselen in het bijzonder, maken een groot deel uit van de sedimenten, van de Nederlandse wadden of van de Bretoense "moulières". Men vindt er dikwijls in de sedimenten van het continentaal platform.

De beide crustaceën, de *Callionassa stebbingi* en de *Upogebia litoralis*, leven in slijkachtige bodems. In tegenstelling met de *Echiurus*-gangen schijnen de gangen gegraven door de beide crustaceën dikwijls verplaatst te worden. (Daarenboven kunnen ze delen van hun gangen afsluiten en de uithollingen in hun gangen zodanig vernauwen dat het materiaal in een bovenste gedeelte een soort muur vormt). Bij de *Echiurus* is slechts een plaatselijke bedekking (= bekleding) te verwachten. Een andere eigenaardigheid van de *Callionassa*- en *Upogebia*-bouwwerken schijnt de holtenachtige verwijdingen van de gangen te zijn, namelijk daar waar de dieren zich omkeren.

De *angulus fabula* is een mossel die vooral voorkomt in zandachtige gebieden. De dieren liggen vlak of scheef in het sediment, zodat ze door deze levenspositie gemakkelijk met angespoelde "Doppelklappen" (dubbele kleppen) van dode dieren kunnen vervoerd worden. In de proefmonsters van Reineck werden de mosselen 5 à 7 cm diep onder de oppervlakte gevonden.

Alhoewel de dieren slechts 22mm groot worden, zijn ze toch van belang voor de ontlasting omdat ze zo talrijk voorkomen.

De *angulus tenuis* komt minder voor dan de *angulus fabula*. Ook zij liggen vlak of scheef, meestal op een diepte van 3 à 10cm.

De *spisula solida* leeft in zandachtige gebieden; de *spisula subtruncota* in fijnere, ten dele slijkachtige gebieden. De vaste schelpen spoelen dikwijls aan op de Oostfrieze eilanden.

F. De schelpverdeling.

Op alle waterdiepten van het onderzochte gebied zijn brokstukken of gruis van schelpen te vinden, het minst nochtans in slijkachtige gebieden, en het meest in de nabijheid der kusten. In de nabijheid van de kusten wordt de concentratie ervan aangerijkt door de zeegaten en de geulen. De wadmossel *cardium edule*, die reeds door de Duitser Krause bij de kartering van de Ems en van het Norderneyer Seegatt, bij de slechts op de wadden levende mosselen gerekend werd, kan men vinden in een 10 à 20km brede strook langs de kust. Het meest van de kust verwijderde punt waar er nog gevonden werden ligt 27km in zee.

Volgens de onderzoekingen van Krause neemt het aandeel der afzonderlijke schelpen in gewichtsprocent toe in de richting van de open zee, terwijl het mengsel van de kleinste schelpschilfers in dezelfde richting toeneemt. Langs de kust zijn gehele schelpen en schelpgruis voorhanden, in de afgelegen gebieden bij voorkeur slechts schelpgruis en brokstukken, feit dat Krause aan de invloed van mosseletende vissen, zeesterren en kreeften toeschrijft.

Langs de kust zijn de schelpen deels ordeloos afgezet, deels door de sterke zandbeweging in lagen aangerijkt; want elke vorm van transport leidt tot verlies van meegevoerde materialen, en daarmee tot concentratie der schelpen. In de verafgelegen delen van het beschouwde gebied liggen de schelpen ordeloos in het sediment verspreid (fig. 41a,b). Aanrijkingen in lagen komen er zelden voor. Het monster op fig. 42a,b stelt een uitzondering voor. Soms zijn de schelpbrokstukken aangerijkt tot kleine nesten ten gevolge van de woelende werking van bodemorganismen (fig. 43a,b). De afwezigheid van laagsgewijze aanrijkingen en de ordeloze verdeling wijzen op een sterke woelende werking der bodembewoners en op de afwezigheid van sedimenttransport. (Zie verder).

HOOFDSTUK V

Algemene morfologische beschrijving van de onderdelen van de beschouwde kustlijn

Er bestaan veel soorten kusten, waarvoor veel classificaties bestaan zoals bijvoorbeeld deze van Gulliver, Johnson, Shepard, Ottmann, enz.; deze onderscheiden de kusten naar hun geologische oorsprong, of het relief van de gebieden die achter de kustlijn gelegen zijn, en houden ook al dan niet rekening met de relatieve stijging of daling van het peil van de zee, in de loop der tijden. Wij zullen ons echter beperken tot de eenvoudige opsomming en de beschrijving van de kustsoorten die voorkomen in het zuidoostelijke gedeelte van de Noordzee, namelijk de klifkusten, de zandkusten, de estuaria en zeegaten, de wadden en de waddegeulen.

& 1 De klifkusten of de falaisekusten van Noord-Frankrijk.

De kliffen of falaisen zijn gekenmerkt door hun nagenoeg verticale wanden, die zich horizontaal voortzetten aan de basis door een min of meer breed abrasieplatform, waardoor de kliffen verbonden worden met het continentaal platform. Traditioneel wordt de idee van een klifkust verbonden met een kalkachtige of krijtachtige rotskust, zoals in Normandië. Er bestaan ook andere soorten die opgebouwd zijn uit grint, conglomeraten of kwartsiet. Herinneren wij er ook aan dat er zeer mooie falaisen bestaan opgebouwd uit lava of vulkanische tuffen, vooral indien ze beschermd worden door een min of meer harde oppervlaktelaag.

A. De morfologie van de klifkusten.

De kalkachtige klifkusten zijn abrupt afgesneden kusten met verticale wand, meestal tamelijk rechtlijnig en ingesneden door smalle valleien die dikwijls diep kunnen zijn en die te wijten zijn aan de regressie van de zee. Men moet onderscheid maken tussen actieve falaisen die nog op dit ogenblik door de zee worden aangevallen en de stabiele falaisen waarvan de terugschrijding opgehouden heeft, een ook de dode falaisen die van de zee afgeschermd worden door opstapelingen van zand, duinengordels en banken opgebouwd uit rolstenen. Deze dode falaisen zijn te wijten aan de laatste mariene regressie bv. flandriaan; andere die ook niet meer terugschrijden zouden toe te schrijven zijn aan een nog ouder transgressiestadium (bv. het Normanniaan van Normandië).

B. Vorming en regressie der falaisekusten.

Traditioneel wordt het begrip regressie verbonden met de falaisen op een zulkdanige manier, waardoor het onmogelijk is, van de ene te spreken zonder de andere te vernoemen. Sedert lang schildert het volksgeloof de destructie af van ganse steden die zouden bedolven geworden zijn door de golven in de loop van terugschrijding van de krijtkusten van Normandië of Engeland. Niettegenstaande de gewone overdrijving van het volksgeloof, dat werd overgeleverd van generatie op generatie, is het juist dat bepaalde klifkusten terugschrijden, en zelfs snel. In de literatuur komen talrijke voorbeelden voor. De vuurtoren op de Cap d'Ailly in Picardie werd gebouwd in 1775 op 160m van de kustlijn, in 1845 was de afstand tot de kustlijn nog slechts 50m en in 1940 was dit nog amper enkele meter. In dat jaar werd ze ten slotte vernietigd door de oorlog. De vuurtoren werd zeer ver in het binnenland heropgebouwd. Andere waarden geven nog aan: 57m in 120 jaar, 60m in 27 jaar. Voor Picardie zou de gemiddelde regressie 0,50 à 2,2m per jaar bedragen, wat zeker niet verwaarloosbaar is.

1. Het mechanisme van de terugschrijding.

Volgens de klassieke theorie zou een klifkust door de zee geërodeerd worden aan de basis, vooral onder invloed van het zo genaamde bombardement door rolstenen. Aldus zou zich aan de basis van de klif een uitholling vormen die steeds dieper en dieper wordt, tot het ogenblik waarop het hoog gelegen deel van de klif instort. De neergestorte blokken beschermen de klifkust tegen de verdere actie van de zee, gedurende een zekere tijd. De zee bewerkt deze blokken, erodeert ze en vervormt ze tot rolstenen, die dan dienen als projectielen voor de zee, die opnieuw de basis van de nieuwe klif tracht te ondergraven. Aldus zou de aantasting van een klifkust een cyclisch verschijnsel zijn: uitholling van de basis, instorting, erosie van de ingestorte blokken, nieuwe uitholling, enz. (fig. 44)

De zone die door de regressie wordt prijsgegeven, die abrasie platform genoemd wordt, wordt steeds hoger naarmate de regressie vordert en zal streven naar een evenwichtprofiel, ter hoogte waarvan de klifkust niet meer aangetast zou worden door de zee. Van zulk een klifkust zegt men dat ze stabiel is of gestabiliseerd. Vervolgens, indien er een regressie bestaat van de zee of een aanvoer van sedimentmassieven door de rivieren, die in de nabijheid in de zee uitmonden, zullen gordels van zand of rolstenen aan de basis van de klif gevormd worden, waardoor de klif een zogenaamde dode klif wordt. (fig. 45).

2. Discussie van de theorie.

Deze klassieke theorie is spijtig genoeg te eenvoudig om rekening te houden met de verschillende soorten kliffen die men aantreft op verschillende kusten en die een zeer verschillende lithologische natuur hebben en onderhevig zijn aan zeer verschillende klimaten.

De theorie heeft geleid tot discussies en heeft ook talrijke objecties naar voor gebracht. Sommige schrijvers, zoals J. Bourcart, gaan zelfs ontkennen dat de falaise een mariene formatie is, en beschouwen haar als een eenvoudige continentale cuesta die bereikt werd door de zee in de loop van haar transgressie. Zij baseren zich op het feit dat in de natuur talrijke verticale formaties bestaan, zoals in de cuestras en de côtes, bv. in de ardenen. Talrijke falaisen, of ze nu continentaal of marien zijn, zijn inderdaad onderworpen aan talrijke continentale invloeden die de klassieke theorie verwaarloost. In de eerste plaats vertoont de basis van talrijke falaisen noch rolstenen noch zandbanken. Inderdaad, talrijke kusten die door kalkachtige falaisen afgezoomd zijn, waar geen enkele rivier uitmondt, kunnen geen zand ontvangen en de kalkrots levert er evenmin. De rolstenen zijn er zeldzaam, wanneer men enkel deze in aanmerking neemt die voortkomen van de werking van de zee: dit geldt niet voor de silixkrijtkliffen zoals aan de Engelse kusten. De rolstenen, geproduceerd door instorting zijn slechts weinig talrijk; de blokken met grote afmetingen, kunnen niet vervoerd worden door de zee maar worden ter plaatse afgesleten, en geven aanleiding tot een kleine hoeveelheid rolstenen. De kleine fragmenten die voorkomen van een plaatselijke instorting van een falaise worden vlug verspreid over de naburige kustgebieden. Dit wil echter niet zeggen dat er helemaal geen werking van de zee bestaat.

Er is onder andere het oplossend vermogen, die vooral belangrijk is bij kalkachtige kliffen, waar litorale grotten gevormd worden aan de voet van de falaise. De grotten worden gevormd in zones met mindere weerstand waardoor de klif plooiingen ondergaat of barst, waardoor ze verzwakt wordt. Van de kliffen opgebouwd uit kleigrond, weet men dat de verzadiging van de basis van de falaise door het zoet of zout water het uitvlokken veroorzaakt van kleideeltjes en aanleiding geeft tot de instorting van de falaise, onder haar eigen gewicht. Daar tegenover is ook het insijpelingswater, waarop J. Bourcart zo de nadruk legt, en dit met reden, dat een heel belangrijke rol speelt. Het regenwater dringt in de mariene falaise zoals het dit doet in de continentale cuesta's en vergroot de diaclasen en vormt een karstisch circulatienet, in de kalkbodems die de rots verzwakt en instorting veroorzaakt; dit is onder andere het geval bij de falaisen van Normandië.

In kleihoudende falaisen veroorzaakt het barsten ter hoogte van de falaise aan de oppervlakte grote spleten, waardoor het regenwater tot op grote diepte kan binnendringen, en aldus een glijding van bepaalde lagen veroorzaakt, volgens een concaaf profiel, een verschijnsel dat goed gekend is in de grondmechanica.

De invloed van de lithologie is belangrijk, zowel op het continent als aan de kust. De aanwezigheid van een harde weerstandbiedende laag, bv. kwartsiet, boven de steenlagen, zal automatisch aanleiding geven tot de vorming van een falaise langs de kust.

3. Conclusies.

Zoals het steeds het geval is in de geologie, is het moeilijk de ene of de andere theorie aan te nemen of te verwerpen. Elke theorie houdt rekening met een aantal verschijnselen die de theorie toepasbaar maken voor bepaalde gevallen. Het zal dus het werk zijn van de geoloog om op het terrein na te gaan hoe groot de rol is, welke de continentale invloeden en de mariene erosie uitmaken voor de vervorming van de falaisen, hun terugschrijding of evolutie. De voornaamste geven de doorslag.

& 2 De zandkusten.

A. Nomenclatuur en bespreking van de verschillende zones.

1. Nomenclatuur.

De naam strand is zozeer verbonden met de aanwezigheid van zand, dat het noodzakelijk is, deze term "strand" voor te behouden aan opstapelingen van zandkorrels. Zodus, wanneer er hierna sprake is van "strand" zal het steeds om een zandkust gaan. Voor de kusten, afgzoomd door gebieden door rolstenen bedekt, gebruiken we de naam "gordels opgebouwd met rolstenen". Voor de slijk- en slibgebieden of de gebieden bestaande uit schelpkalksteen, die in de estuaria voorkomen, zullen we de termen slibgebieden of schelpkalksteengebieden gebruiken.

2. Indeling van een zandkust (fig. 46).

- Op de eerste plaats treft men op het continent de zone der kustduinen aan, die min of meer breed en hoog kunnen zijn, zoals de duinen aan de vlaamse kust breedten hebben die gaan van enkele tientallen meter tot een paar kilometer.

- wij zullen de duinen samen met de stranden bestuderen, niettegenstaande sommige schrijvers hen beschrijven als continentale formaties, alhoewel ze de kustzone afzomen.
- wat de verschillende delen van het strand zelf betreft, bestaan veel verschillende indelingen; wij zullen de classificatie van Shepard gebruiken, en zullen trachten de courante nederlandse termen ervoor te gebruiken.
- op de zone, ingenomen door de duinen, treft men eerst het "droog strand" aan, die dikwijls "berms" (strandtrappen) vertonen. Daarna komt het eigenlijke strand, dat soms van het droog strand gescheiden wordt door een micro-falaise. Deze zone die zich uitstrekt tussen de hoogste hoogwaterlijn (H.H.W.) en de laagste laagwaterlijn (L.L.W.) noemt men in het frans "l'estran".
- vervolgens komen we in een zone die steeds onder water blijft, de off-shore of het onderwaterstrand, die dikwijls begint met een zone van gegolfde franjes met kruinen en dalen; deze zone zet zich regelmatig voort tot aan het continentaal platform; de afwaartse grens van het strand is moeilijk te bepalen, men neemt aan dat het onderwaterstrand eindigt op een diepte gelijk aan een halve golf-lengte (L) van de golven of de deining bij mooi weer. Inderdaad onder deze diepte verwaarloost men de werking van de golven op de bodem; met andere woorden het onderwaterstrand is de kustzone, waar de bodem onderhevig is aan de invloed van de deining bij mooi weer. Tijdens hevige stormen daarentegen, laat de invloed van de deining zich gevoelen over het grootste gedeelte van het continentaal platform, zoals we verder zien.

B. De litorale duinen.

1. Morfologie.

De litorale duinen zijn opgebouwd uit marien zand en zijn te wijten aan de werking van de wind en bedekken een gedeelte van de kustzone. De duinen komen voor onder de vorm van zandgordels, min of meer onderling evenwijdig en uitgestrekt volgens de kustlijn, steeds loodrecht op de dominerende windrichting. Door het afwisselend voorkomen van kruinen en dalen kan men ze vergelijken met golven en beschrijven door analoge gegevens. Hun L, (golf-lengte) is de afstand tussen twee opeenvolgende kruinlijnen. Hun H (hoogte) is het hoogteverschil tussen kruin en dal. De duinen zijn dissymmetrisch. De loefzijde is meestal convex en vertoont een kleine helling, de lijzijde is daarentegen veel steiler en dikwijls concaaf.

De loefzijde is meestal bedekt met kleine secundaire golvingen (ripple marks) terwijl de lijzijde er helemaal geen heeft. De kruinlijnen van de duinen zijn niet recht maar gebogen, en de kromming is afhankelijk van de hoogte van de duinen.

2. Mechanisme van het transport veroorzaakt door de wind.

a/ De windactie.

Men weet dat de wind op de loefzijde van hindernissen een druk uitoefent die belangrijke waarden ~~kan~~ aannemen op verticale wanden, maar achter de hindernis een werveling doet ontstaan die een grote zuigkracht ontwikkelt van beneden naar boven, of opwaarts (het is dit verschijnsel dat dakpannen doet afwaaien). Deze wervelstromen zijn zeer belangrijk voor de duinen want zij zijn het die het zand in suspensie meevoeren van de ene kruin naar de andere, men zegt dat het duin "rookt". Stippen we ook aan dat er grote wervelstromen met verticale assen bestaan, die men ook kan zien onder de vorm van stofwervels op een straathoek. Deze wervelstromen bezitten een grote opwaartse kracht en sleuren een belangrijke hoeveelheid stof en zanddeeltjes mee in de lucht. De luchtbeweging die zich verplaatst is niet rechtlijnig maar golvend, vooral in de nabijheid van het bodemoppervlak, hetgeen de vorming van ripple-marks (dit zijn kleine miniatuurduintjes) van enkele centimeter hoog en een golflengte van enkele centimeter tot decimeter uitlegt. Het water en de golven veroorzaken analoge verschijnselen op de stranden en dit om dezelfde redenen.

b/ Het sedimenttransport.

De wind vervoert de deeltjes in dezelfde omstandigheden als het water dit doet; in de eerste plaats, door een rollen over het grondoppervlak; het rollen gaat gewoonlijk gepaard met sprongen. Dit legt uit waarom het zand zich vooral langs de bodem verplaatst; deze verschijnselen kan men goed zien bij liefhebbers van pick-nick; die verplicht worden van rechtopstaande te eten (idem voor kameelrijders). De fijnste deeltjes (stof, silt, fijne zandkorrels) worden meestal in suspensie vervoerd; dit is het geval van wolken, stortregens en vulkanische asse die elders voorkomen.

c/ Factoren die het transport beïnvloeden.

De diameter van de vervoerde zandkorrels is evenredig met de windsnelheid. Sokolov geeft experimenteel de volgende waarden:

V: 4,5 à 6,7 m/sec	Ø: 0,25mm
6,7 à 11,4	0,50
11,4 à 13	1,50

- De dichtheid: het is zeker dat de dichtheid een rol speelt, vooral bij het transport onder de vorm van suspensie; maar ook bij de verplaatsing door rollen over de bodem, zal een selectie volgens densiteit gebeuren. De zware mineralen zullen zich steeds in de dalen tussen de duinen verzamelen. Ook zal het percentage zware mineralen, die men aantreft in de dalen groter zijn dan op de kruinen.
- Vorm van de deeltjes: zoals bij het transport door het water, zal de vorm een directe invloed hebben; de meest ronde deeltjes rollen het best en zullen het verst vervoerd worden. Indien ze het best en het verst rollen zullen ze het meest mechanisch afgesleten worden. Het is dan moeilijk te weten of de afgeronde vorm karakteristiek is voor zandkorrels, of enkel te wijten is aan mechanische afslijting door het rollen, of dat er een selectieve factor tussenkomt. De fijne afgeplatte deeltjes, zoals de miccaplaatjes zullen zeer gemakkelijk over grote afstand in suspensie blijven en vervoerd worden. Dit legt uit waarom de meeste duinen geen micca's bezitten.
- Cohesie tussen de korrels: de eolische deflatie kan zich slechts voordoen wanneer de korrels onderling vrij zijn, zoals droge zandkorrels. Zo zal de aanwezigheid van vocht die de zandkorrels conglomereert een hindernis zijn voor de deflatie. Op het nat strand dat hard en compact is, zal dus geen of weinig transport van zanddeeltjes gebeuren; dit transport onder invloed van de windactie zal beperkt blijven tot het droog strand. Analooq zal de wind geen uitwerking hebben op slijkbanken, niettegenstaande ze bestaan uit deeltjes, fijner dan zand.
- De rol van de vegetatie: deze draagt bij tot de fixatie van het zand en zal daardoor een essentiële hindernis zijn voor de eolische deflatie.

3. Vorming en verplaatsing van de duinen.

a/ Vorming.

Men neemt aan dat de duinen ontstaan door de accumulatie van zand op kleine hindernissen, zoals struiken, stenen, enz. De rollende zandkorrels stapelen zich op de bodem op voor de hindernis, waardoor ze een geheld vlak vormen, dat toelaat dat de volgende korrels naar boven kunnen gestuwd worden; deze vallen nadien aan de achterzijde, niet meer volgens een zachte helling maar volgens de helling van het natuurlijk talud, die functie is van hun granulometrie, die des te steiler is naarmate de korrels groter zijn.

Lateraal gezien zal het zand dat aan weerszijden van de hindernis opgestuwd wordt, twee puntvormige uiteinden vormen, en men bekomt een maanvormige duin, barkane genoemd en die zeer vaak in de woestijnen voorkomen (fig. 47). Voor de litorale duinen, die langwerpige parallelle gordels zijn is het moeilijk om het zelfde verschijnsel op te wekken; het schijnt dat de vorming van litorale duinen veeleer het gevolg is van de golvende beweging van de wind, die op twee verschillende schalen tot uiting komt:

- de grote golvingen van meerdere honderden meter, die de duinen zelf veroorzaken.
- de kleine golvingen die aanleiding geven tot de vorming van ripple-marks op de loefzijde.

Herinneren we eraan dat deze ripple-marks niet aan de lijzijde kunnen voorkomen, daar hier een evenwichtsprofiel aanwezig is, toe te schrijven aan de vallende korrels die over de helling rollen. Wanneer de eerste golvingen verschijnen, verzekert de wind die het zand vervoert verder de voeding van de duinen. De korrels rollen over de zachte helling aan de loefzijde, waar een zeker aantal zich afzet, waardoor de duinen worden opgehoogd. Van de zandkorrels die tot aan de top geraken, valt er een deel onder invloed van de zwaartekracht langs de lijzijde; een ander deel wordt in suspensie gebracht, suspensie die achter de duin ontstaat door de zuiging; de zandkorrels worden over min of meer grote afstanden vervoerd; meestal tot aan de volgende duin.

Het is vooral tijdens het vallen van de korrels dat de selectie naar densiteit en vorm gebeurt. De korrels van zware mineralen vallen tussen de duinen, of rollen tot aan de basis van de helling, daar ze zwaarder zijn. Dit verschijnsel ligt aan de basis van de concentratie van zware mineralen tussen de duinen (zie hoger).

b/ Verplaatsing van de duinen.

Wanneer de duin een zekere hoogte heeft bereikt, bepaald door de windkracht en de natuur der zandkorrels, houdt ze op in de hoogte te groeien en begint zich te verplaatsen, mee met de wind. De wind erodeert dan een zekere hoeveelheid zand gelegen op de loefzijde, en vervoert het naar de lijzijde en op de volgende duinen. Aldus verplaatst de duin zich geleidelijk naar het binnenland en bedelft aldus alles, bossen, dorpen, kultuurgronden... (fig. 48).

c/ Voeding van de duinen.

Als gevolg van het verplaatsingsmechanisme is het noodzakelijk dat de duinen steeds opnieuw gevoed worden door nieuwe zanaanvoer. Dit zand wordt geleverd door de eolische deflatie op het droogzand. De afvoer van zandkorrels door de wind, moet dus gecompenseerd worden door een mariene aanvoer, hetzij door de uitbaggering van de bodem, hetzij door de kustdrift vanaf een rivier die veel zand aanvoert; zoniet zal het verschijnsel van verplaatsing der duinen stilvallen bij gebrek aan voeding.

d/ Gevolgen.

Naast de vermelde gevolgen, invasie van kultuurgronden en dorpen, heeft de verplaatsing van de duinen zeer belangrijke geologische en vooral hydrologische gevolgen. Aan de oevers van estuaria verhinderen de zich verplaatsende duinen soms de vrije afvoer van het water en doen aldus litorale moerassen of lagunes ontstaan, of verplichten de rivier zijn loop continu te wijzigen onder druk van de duinen, die daardoor overgaan tot nieuwe erosie en destructie.

e/ Fixatie van de duinen.

Het probleem van de fixatie van duinen heeft reeds lang de aandacht van ingenieurs en geologen gaande gehouden. Het probleem werd op bevredigende wijze opgelost door beroep te doen op vegetatie en herbebossing, aangepast aan het klimaat van de streek. Het probleem behoort dus meer tot het domein van de landbouwkundige.

Wanneer het noodzakelijk is vlug tot een resultaat te komen, kan men beroep doen op tijdelijke beschermende constructies, waarvan de voornaamste de schermen van takkebossen zijn, die uit gevlochten takken gemaakt zijn en geballast met stenen, evenwijdig met de duinen of volgens een veelhoek opgesteld worden; dit laatste is het geval wanneer er verschillende belangrijke windrichtingen zijn. Deze takkebossen zijn doorlaatbaar voor de wind, verminderen zijn snelheid en verplichten hem de meegevoerde korrels af te zetten en voorkomen aldus de verplaatsing van het zand, tot op het ogenblik dat het vlechtwerk helemaal bedolven is. Dan moet men een nieuw vlechtwerk bouwen. De periode waarover deze tijdelijke en goedkope constructies bruikbaar zijn, is meestal voldoende om een eerste begroeiing tot stand te brengen, die tenslotte het zand zelf zal vasthouden.

Een andere noodoplossing is het delven van grote geulen aan de voet van de eerste duinenrij, waarbij de verkoop van het gewonnen zand de delfkosten compenseert en die een zekere tijd vergen om gevuld te worden, tijd die de fixatie door begroeiing moet toelaten.

Tenslotte bestaan er nog andere, zij het minder gebruikelijke noodoplossingen, zoals het besproeien van het zand door slijkmengsels die het zand door droging fixeren; ook worden bitumineuse producten of petroleumproducten gebruikt, bv. rond boortorens in de woestijn. Vermelden we nog het gevaar van dure en zware constructies in metselwerk, die een hindernis vormen voor de wind en aanleiding geven tot belangrijke ontgrondingen aan de voet van het bouwwerk door wervelstromen, die de constructie uit zijn evenwicht brengen. Welke ook de gebruikte noodoplossing weze, moet men er steeds op letten dat ze bedoeld zijn om tijdelijk het zandtransport te onderbreken, teneinde de installatie van kruidachtige begroeiing en later misschien nog van bossen toe te laten, die de enige werkelijk doeltreffende en duurzame oplossingen zijn.

C. Het droog strand

Het is het gebied dat zich uitstrekt aan de voet der duinen en boven de gemiddelde lijn van het hoog water (G.H.W.). Het wordt slechts overspoeld bij zeer hoge vloedtijden en stormen. Het komt overeen met de anglo-saksische term "backshore". In werkelijkheid is een opwaartse grens ervan moeilijk morfologisch te bepalen. Theoretisch wordt het gebied van de duinengordel gescheiden door een knik van de helling, een kleine drempel veroorzaakt door de erosie bij springtij. Maar dit spoor van de erosie werdwijnt tamelijk vlug hetzij door instorting van het droge zand, hetzij door ophoping te wijten aan de eolische deflatie. Nochtans is het soms mogelijk zich te steunen op de plantenbegroeiing, daar op het droog zand alle plantengroei ontbreekt. Op zijn minst zijn er bosjes zeekraalplanten die weerstand kunnen bieden aan tijdelijke overspoelingen. In tegenstelling hiermee vertonen de duinen een standvastige begroeiing van het continentale type.

De afwaartse grens van het droog strand is ook moeilijk te bepalen. De knik van de helling der laatste trappen van het strand kan verdwijnen terwijl sommige stranden helemaal geen trappen vertonen. In zo'n geval moet men zich baseren op de aanwezigheid van droog, beweegbaar zand, zonder oppervlaktekant en de hoogwaterfranje, dikwijls gevormd door algen of schelpen. We kunnen echter aanstippen dat in het geval van grof of granietachtig zand, de microfalaise (dit is een kleine steile sprong in het reliëf) tussen het strand en het droog strand in het algemeen goed ontwikkeld is, dit in tegenstelling met wat gebeurt bij fijn zand.

De breedte van het droog strand is verbonden aan de gemiddelde helling van het strand (althans in de brede zin van het woord) en is goed ontwikkeld bij een zwak hellend strand. De actie van de golven en de stormen alsook de granulometrie van het zand zullen het aantal en de hoogte van de "bermen" bepalen; aldus vertonen stranden met fijn zand praktisch geen bermen. Wat meer is de aanwezigheid en de ontwikkeling van de trappen zijn verbonden aan een constante aangroei van de stranden, hetzij door uitbaggeren van de bodem, hetzij door littoraal transport, dit wil zeggen door de neiging tot aangroei van een strand. Op de stranden, aangetast door ontzanding is de aangroei zeer miniem of in het geheel onbestaand.

D. Het nat strand, of het strand in de eigenlijke betekenis van het woord.

1. Grenzen.

Het nat strand ("beach" of shore) is het gebied dat bij laag water komt droog te liggen. Het strekt zich uit van de gemiddelde hoogwaterlijn tot aan het begin van het onderwaterstrand dat dikwijls gekenmerkt wordt door een microfalaise.

2. Helling.

a/ Definitie

Als men spreekt van de helling van een strand, gaat het over de helling van het nat strand. De helling van het strand wordt gegeven door de verhouding tussen de hoogte H (verticaal hoogteverschil tussen de hoog- en laagwaterlijnen) en de lengte L, (de horizontale afstand tussen die twee lijnen):

$$\text{helling} = \frac{H}{L}$$

Ze komt dus overeen met de tangens van de hoek α . Men drukt ze uit op verschillende wijzen, hetzij onder vorm van verhouding, bv. 1 op 7, hetzij onder de vorm van een percentage bv. 3 %, hetzij in functie van de hoek α uitgedrukt in graden (fig.49).

b/ Factoren die de helling bepalen.

In tegenstelling met hetgeen men denkt zijn het niet de dynamische kenmerken van de deining die overwegend zijn voor de vorm van de helling, maar wel de granulometrie van de sedimenten. De helling van een strand of van een gordel rolstenen is des te steiler naarmate de sedimenten grover zijn. Dit is te wijten aan de inwendige wrijvingscoëfficiënt van de sedimenten die, in droge toestand, hellingen geven die steiler zijn voor rolstenen en zachter voor zand. De hoek van het natuurlijk talud is altijd groter in droge toestand dan onder water, hetgeen een zekere verheffing van het nat zand in vergelijking met het onderwaterstrand en een grotere helling van het droog strand in vergelijking met het nat zand verklaart.

Wat meer is wanneer een golf of de retourstroom zich uitspreidt over het strand, dringt er een hoeveelheid water binnen, een des te grotere hoeveelheid naarmate het sediment grover en dus meer doorlatend is, en naarmate men zich in een hoger gelegen zone bevindt. Zo zal bovenaan een gordel van rolstenen de grootste hoeveelheid water opgeslorpt worden door de gordel. Aldus zal het grint in suspensie achtergelaten worden op het hoogste gedeelte van de gordel waardoor het profiel des te steiler zal worden.

E.P. Shepard geeft in zijn boek de gemiddelde waarden van de hellingen van de stranden in functie van de granulometrie. Men ziet dat ze zeer zwak zijn voor fijn zand. Voor grint zijn de gegeven waarden veel hoger: 20° voor grint van 64mm. A. Gulcher geeft zelfs waarden van 30° voor gordels van rolstenen. Daar de helling afhankelijk is van de granulometrie van de sedimenten komen de stranden met zachte hellingen het meest voor in de natuur.

Andere factoren, die te dikwijls verwaarloosd worden, bepalen de helling van de stranden. Onder andere, de diepte en het profiel van het onderwater strand waaraan de technici van de Beach Erosion Board met reden een grote aandacht besteden.

In het geval van zeer grove sedimenten, zoals granietaders of rolstenen is het strand zeer steil en het onderwaterstrand zeer diep. De zwemmer verliest voet van zodra hij de brandingszone overschrijdt. In deze woelige waters blijven de fijne elementen, die de gemiddelde helling van het strand zouden kunnen verminderen, niet ter plaatse, maar ze worden meegesleurd en verder afgezet.

c/ Morfologie.

Het is een ongeveer horizontale zone waar men de hoogwaterlijn vindt, gevormd door algen of kleine afzettingen van schelpjes, andere organismen of grint, drijvend aangevoerd door bosjes algen die als vlotter dienst doen. Na zware stormen vindt men soms een hoogwaterlijn bestaande uit grovere sedimenten zelfs met kleine rolsteentjes.

Het profiel van het nat zand, in zijn geheel beschouwd, is lichtjes concaaf. Meer uitgebreide studies tonen aan dat het profiel in werkelijkheid veel ingewikkelder is. Het is lichtjes convex in het hoogste gedeelte, vooral als het een aangroeiend strand betreft, en concaaf in het laagste gedeelte. De beide gebieden, convex en concaaf, zijn begrensd door een buigingslijn dikwijls gekenmerkt door afzettingen van grove sedimenten of schelpjes.

Deze variatie in oppervlakte, afhankelijk van de tijd, t.t.z. van de werking van de zee, komt tot uiting in een uitgesproken gelaagdheid van de sedimenten volgens de diepte. Deze variatie in granulometrie en in samenstelling van de sedimenten van het strand, zowel aan de oppervlakte als in de diepte veroorzaakt moeilijkheden bij de monsternamen.

De oppervlaktelaag.

Bij laag water bemerkt men op het nat strand dikwijls een zandlaagje dat geconsolideerd lijkt en dat breekt wanneer men erover heenloopt. Dit laagje met enkele mm dikte moet toegeschreven worden aan de afzetting aan de oppervlakte van het strand van organisch materiaal dat in het water zweeft en bij hoog water in het zand dringt. Andere auteurs nemen aan dat in tegendeel dit laagje veroorzaakt wordt door kristallisatie van het zout van de oppervlakte, bij verdamping van het tussenliggende water. Inderdaad, na verbrijzeling van deze laag op het nat strand vindt men dikwijls een tiental centimeter droog zand. Men kan dus geen beroep meer doen op de werking van het capillaire water om het bestaan van dit laagje te verklaren. Herinneren we even aan het belang van deze laag: zij verzet zich tegen de winderosie die zich maar kan voordoen na het doorbreken ervan en wanneer het onderliggend zand volledig droog is. Ook duidt het einde van dit laagje het begin van het droog zand aan.

Het brongebied.

Dikwijls bemerkt men bij laag water op het nat strand zeer waterige gebieden, zelfs gedurende zeer hete zomerdagen. Het betreft water dat uit het zand treedt en waarvan men dikwijls de doorstroming kan nagaan. De geologen en de biologen hebben aan dit verschijnsel uitgebreide studies gewijd. Dit water vertoont verschillende zoutgehalten gaande van zeewater tot zoet water. Op sommige stranden betreft het zeewater dat in het hoogste gedeelte van het nat zand binnendringt en uittreedt in het laagste. De gemiddelde zoutgehalten tonen aan dat er een menging gebeurt tussen het zoete phreatisch water en het binnendringende zeewater. Soms is het echt zoet of zo weinig zout water dat het bruikbaar is. De vissers weten dit en boren gaten op de grens van het hoge strand om er zoet water uit te halen. Men bemerkt immers in sommige gebieden een werkelijke onderstroming van zoet water komende van de duinen of van hoge rotskusten door het nat zand. De hoogte van het phreatisch oppervlak stijgt bij hoog water en laat aldus de doorstroming toe bij laag water (fig. 50).

Wanneer het strand bestaat uit een gordel, die een lagune afsluit, bemerkt men soms bij laag water een voorname doorstroming van water doorheen de zandrug (fig. 51). Het is zonder meer duidelijk dat naargelang het water zoet of zout is men een verschillende plantenbegroeiing zal hebben op het strand. Voor de hydrogeoloog wijzen zulke doorstromingen van zoet water op de aanwezigheid van rijke waterlens die men kan exploiteren. De bemalingen zullen veelvuldig en van kleine duur zijn om het overdreven neerslaan van de waterlaag en de aanzuiging vooral bij hoog water, van zout water moet vermeden worden.

Secundaire structuren op het strand.

Op het strand bemerkt men secundaire verschijnselen zoals romboëdrische ribbels, strandgolven, ripple-marks, die over het algemeen het gevolg zijn van hydrodynamische krachtwerkingen. Daar de meeste van deze verschijnselen verbonden zijn met het onderwaterstrand, en met de afwateringsgeulen, zullen we deze bespreken in hoofdstuk VII.

E. Het onderwaterstrand.

Deze benaming is de equivalenten van de franse benaming "plage sous-marine" of van het engelse "off-shore". Zoals voorheen aangegeven strekt deze zone zich uit vanaf de microfalaise op het niveau van het laag water tot op een diepte gelijk aan de halve golflengte van de deininggolven bij mooi weer. Spijtig genoeg bestaat er geen enkel morfologisch criterium dat toelaat het onderwaterstrand te scheiden van het begin van het continentaal platform.

Dikwijls begint dit onderwaterstrand, voorbij de microfalaise, met een reeks gordels en dalen, die in het engels de foreshore genoemd wordt. De gordels en dalen schijnen in verband te staan met de breking van de golven en zouden des te meer uitgesproken zijn naarmate de deining heviger en het sediment grover is. Hun vorm, amplitude en aantal zijn afhankelijk van, en variëren met, de deining en het weertype. In de dalen worden dikwijls talrijke gehele of gebroken schelpen, en soms ook kleine rolstenen afgezet.

De zandbodems zijn volgens de breedte bedekt met ripple-marks die in de nabijheid van de kustlijn dissymmetrisch zijn, en aldus wijzen op het transport van materiaal op het strand; in dieper water worden deze ripple-marks symmetrisch.

De natuur van de sedimenten kan snel veranderen. In bepaalde gebieden beginnen de littorale slijkgebieden op enkele meter diepte. Elders zijn de bodems bedekt met een laag mariene organismen. Ook gebeurt het dat het zand vlug gevolgd wordt door afzettingen van biodetritische afzettingen, zoals bodems afkomstig van kalkalgen en dergelijke. Wij zullen deze facies beschrijven bij de studie van de transportmechanismen, de transportlichamen en hun structuur in hoofdstuk VIII.

& 3 Estuaria en zeegaten

A. Inleiding.

De estuaria en de delta's zijn de mondingen in de zee van de continentale stromen en rivieren. Het zoet water vermengt zich aldus met zout water, en voert enorme hoeveelheden sedimenten aan, die zich in de zee verspreiden op een willekeurige manier. Nergens trouwens is het moeilijker de respectievelijke invloed van fluviële en mariene factoren te scheiden. In het geval van een deltamonding echter wijzen de convexe vormen en het vooruitschrijden in zee op een uitgesproken overwicht van de fluviële invloeden. Aan de andere kant dringen densiteitsstromingen en dynamische getijden zeer ver in de estuaria binnen, duidend op een vergaande invloed van de mariene factoren landinwaarts.

De moerassen en de littorale lagunes kunnen of kunnen niet gevoed worden door kleine kuststroompjes en de invloed van de zee is verschillend naargelang de omstandigheden. Sommigen worden fel gezouten, andere bevatten een kleine hoeveelheid zoutwater en zijn zelfs praktisch zoet. Deze hebben een grote betekenis voor de landbouw zoals de polders in Holland.

Algemene krakteristieken van de mondingszone:

Het zijn lage zones met weinig uitgesproken reliëf bestaande uit eerder fijne sedimenten. Op het gebied van de tectoniek zijn het zones van grote neerzetting en met recente sedimenten van grote dikte. In de delta van Nederland bedraagt deze neerzetting 5 cm. Het is paradoxaal dat die kusten waar het land wint op de zee dank zij de sedimentaire aanvoer, maar waar we de grootste neerzettingen vinden, nog steeds overstromingsgebieden worden genoemd.

Een andere karakteristiek van de zones met grote neerzetting is het overwegend aandeel van fijne sedimenten, leemtypes met grote hoeveelheden organische bestanddelen, over het algemeen onttrokken aan brede vlakten. In de alluviale vlakten van de delta's of de estuaria vinden we afwisselend zand- of leemgronden met veel kleien en zwart organisch slib.

B. De estuaria en littorale moerassen.

Veel studies hebben als onderwerp de estuaria gehad tengevolge van de grote afwisseling van problemen die zich in dit verband stellen: dynamische problemen (getijden), fysico-chemische, menging van zoet en zout water, sedimentologische (afzetting van slib, verzanding), biologische problemen ten gevolge van euryhaliene fauna, en ten slotte praktische problemen namelijk de aanleg van fluviale en maritieme havens.

Invloed van het getijde.

Het is een van de voornaamste invloeden bij de estuaria en de littorale moerassen of lagunes. We moeten echter onderscheiden:

- a) de verschijnselen van het dynamisch getijde, namelijk de voortplanting van de getijdestroming, dikwijls tot op grote afstand voelbaar.
- b) het binnendringen van het zout water, densiteitsstroming genoemd.

a) Dynamisch getijde.

1. Binnendringen van het getijde.

Zij veroorzaakt de verhoging van de wateren in het estuarium en in de stroom. Deze verhoging is te wijten, in zekere gevallen, aan de aanvoer van een grote hoeveelheid zout water, en altijd aan de verhoging van het waterniveau van de bovenafvoer die zich niet meer vrij kan lozen in de zee, of in mindere mate door stijging van het oceaaneil.

Aan de andere kant, tijdens de eb, trekt het zout water zich terug alsook het opgestapelde zoet water. Het totaal volume water is dus groter dan tijdens de vloed en geeft aanleiding tot hevige stromingen, ontlastingsstromen genoemd, die veel belangrijker zijn dan de stromingen te wijten aan het getijde zelf. De belangrjkheid van deze stromingen is rechtstreeks afhankelijk van het volume bovenafvoer, de amplitude van het getijde en van de topografische omstandigheden. Ze zijn voornamelijk hevig wanneer ze door een klein geultje stromen.

Herinneren wij er ook aan dat deze beweging niet noodzakelijk gepaard gaat met een transport van zout water land inwaarts. Veelvuldig komt het voor dat de stromen met grote bovenafvoer zich verzetten tegen het binnendringen van de zouttong.

De penetratie van de getijdegolven is niet ogenblikkelijk. De niveauvariatiën van het water in de monding volgen op de zeevariatiën met een zekere vertraging die toeneemt stroomopwaarts en die een paar uur kan bereiken voor kleine estuaria.

In brede estuaria is het mogelijk dat een verschil van amplitude van de getijdegolf optreedt aan beide oevers. Dit is te wijten aan de kracht van Coriolis die het water naar rechts doet afwijken in het noordelijke halfrond. Dit schept grote moeilijkheden bij modelstudies. De Coriolis-krachten moeten immers ook in het model verwezenlijkt worden. Daartoe kan men de ganse opstelling op een draaiende schijf monteren. Worden de afmetingen van het model te groot dan is dit een zeer kostelijke en moeilijk te verwezenlijken oplossing. Deze moeilijkheid werd op handige wijze opgevangen door Ir. Schoemaker, Directeur van het Waterloopkundig Laboratorium te Delft. Hij plaatst kleine molentjes, bestaande uit platte ronddraaiende schijfjes die door hun wrijving de Coriolische kracht reproduceren. Door deze kracht zal het wateroppervlak bijgevolg niet regelmatig zijn, eerder golvend en disymmetrisch (fig. 52). Wij zien dat voor dit dynamisch complex oppervlak zich een serie oppervlaktegolven zullen ontwikkelen van wisselende en tegengestelde richting. Deze oppervlaktestromingen dempen zich in de diepte en spelen een voorname rol bij de sedimentatie. De interferentie van het getijde en de bovenafvoer van het zoet water geeft soms aanleiding tot hevige golven van wisselende hoogte bv. de Mascaret op de Seine.

2. Invloed van de wind en stormgolven.

Aan de verandering van het niveau te wijten aan het getijde voegen zich andere veranderingen te wijten aan de wind. Deze eerder weinig frequente veranderingen kunnen ook catastrofale afmetingen aannemen.

Onder invloed van een zeer sterke dominerende wind zal het niveau van de zee zich verheffen "barometrisch getijde". In de baaien en de estuaria die zich pal naar de wind openen zal deze beweging zich amplificeren stroomopwaarts. De zo optredende denivelaties zijn van de grootte-orde van dm tot een m. Soms kan de opheffing een nog veel groter hoogte bereiken en echte rampen veroorzaken. Zo steeg in 1953 het peil van de Noordzee van 4 tot 7m en veroorzaakte de overstromingen in België, Engeland en vooral in Nederland.

Het praktisch belang van deze variatiën ligt in het feit dat de geoloog er rekening mee moet houden voor veelvuldige technische en sedimentologische problemen. De terugkeer van het water naar de zee is des te brutaler naar gelang de stormwind bruiser afbreekt. Dit veroorzaakt in het estuarium een hevige ontlastingsstroom die een grote massa sedimenten meevoert en soms elementen met zulke grote afmetingen dat ze onmogelijk bij een normaal regime kunnen vervoerd worden.

3. Getijdestromingen

Deze stromingen, vooral de ontlastingsstromingen, zijn soms zeer belangrijk in de estuaria. Meestal hebben deze stromingen een zeewaartsgericht transport tot gevolg. Dit transport is des te belangrijker naarmate de stroom groter, de helling steiler en het estuarium dieper is.

Is het estuarium zeer lang, of verspreidt de tijgolf zich met een gevoelige vertraging, dan gebeurt het dikwijls dat een deeltje in oplossing de zee niet kon bereiken. Het wordt door de volgende tijstroom opgenomen en blijft ter plaatse. Het deeltje beschrijft dus een op- en afwaarts oscillerende beweging met een resultante die meestal afwaarts is gericht.

Daarenboven hebben de stromingen, de ontlastingsstromingen vooral, niet dezelfde snelheid aan het oppervlak en aan de bodem, waar de snelheid vlug vermindert en des te vlugger naarmate er minder water voorhanden is.

b) De densiteitsstromen.

Dit is het binnendringen van zout water dat zich beetje bij beetje met het zoete rivierwater mengt. Dit kan vlug gebeuren met een plotse overgang van zoet naar zout water of integendeel, zeer langzaam over grote afstanden. Dit hangt af van vele factoren zoals:

- amplitudo van het getij.
- veranderingen in waterafvoer van de stroom, bv. bij een was. Dit veroorzaakt zeer grote variaties in zoutgehalten op een zelfde plaats.
- de diepte van de monding is ook zeer belangrijk. Het zoute water dat een groter soortelijk gewicht heeft stroomt over de bodem en vult over het algemeen de uithollingen en de geulen in de estuaria, waar zich dan een werkelijke ge-laagdheid van het water voordoet.
- de topografie, de helling, de bochten of meanders, de hinderpalen, de turbulentie, enz. van de monding tenslotte bevorderen de menging van het water.

De verdeling van het zoute water is dus niet uniform en constant van dag tot dag. Door haar grotere densiteit concentreert het zeewater zich altijd in de tongen of in "zoute plekjes" op de bodem. De uitgestrektheid van deze zoute watergebieden hangt af van de hogergenoemde factoren. Ze verplaatsen zich stroomafwaarts bij laag water.

Voor allerlei redenen zijn deze variaties van het zout water van groot belang in de praktijk. Wil men immers in de wording van estuaria water winnen voor industriële, sanitaire of landbouwdoel-einden dan moet men ervan verzekerd zijn dat het water zoet is zo-wel aan de oppervlakte als op de bodem. Het is immers niet voldoende enkel aan het oppervlak te pompen want, vooral wanneer de water-stand uiterst laag is, kan het onderliggend zoutwater aangezogen worden. Ook voor de constructies van kunstwerken, kaaimuren, brug-gen, enz., is het nodig het zoutgehalte van het water te kennen.

De aanwezigheid van zout water kan de sedimentologen en geo-logen soms een verklaring geven voor de aanwezigheid van fijne se-dimenten, afgezet door uitvlokken van kleien bij contact met zout water.

De studie van het zoutgehalte is bovendien een van de een-voudigste en vlugste methodes om de hoeveelheid zeewater in brak water te bepalen. Een eenvoudig grafiekje laat een onmiddellijke afleiding van het percentage zee- en zoutwater in functie van het zoutgehalte toe.(fig.53)

C. De delta's

Op morfologisch gebied is het meest markante kenmerk van een delta niet haar verdeling in verschillende rivierarmen maar wel de opstapeling van sediment die de vooruitgang van de delta in zee tot gevolg heeft. De delta's maken het eindpunt uit van de evolutie der ophoging der valleien van de rivieren.(fig.54)

Karakteristieken

Het essentiële morfologische karakteristiek van de delta's is hun naar de zee toe gerichte convexe vorm, maar ook naar de hemel toe zijn ze convex. De sedimenten die de hoofdarm afzetten verhogen immers vlugger het niveau van de bron in het middenge-deelte dan aan de boorden van de delta. De convexiteit legt het bestaan uit van zijarmen die tenslotte uitmonden in de laagste gebieden, aan de boorden van de delta.

De aanzanding

Door de accumulatie van sedimenten, op de bodem en op de bermen, langsheen een rivierarm, komt het niveau steeds hoger te liggen tot tenslotte de rivier boven de alluviale vlakte stroomt tussen twee natuurlijke dijken.

De lagunen

Dit zijn decantatiebekkens waarin zich fijne sedimenten en een grote hoeveelheid organisch materiaal afzetten. Hun diepte is meestal gering en het waterniveau is sterk variabel in direct verband met de neerslag en de droge perioden. Men vindt er hoofd-zakelijk leem of zwart slib, meestal gedeeltelijk verrot. In de meeste lagunen heerst een min of meer zoute vegetatie afhankelijk van het zout gehalte van het water en van de sedimenten.

Vormveranderingen van de delta's

Meer nog dan de estuaria zijn de delta's voortdurend veranderende zones. De oorzaken van deze verbazingwekkende verplaatsingen zijn veelvuldig. In de eerste plaats komt de rivier zelf tussen: wassen en droge periodes, de aanwezigheid van aanslibbingen die bij een was gemakkelijk worden meegevoerd, het beweeglijk karakter en de kleine weerstand van de meegevoerde sedimenten. In de tweede plaats is er nog de invloed van de wind die de zanddeeltjes, aangevoerd onder de vorm van duinen door de zee en door de rivier bewerkt. Tenslotte kan de zee bij storm de barrières doorbreken en de lagunes overstroom en alzo de afzettingsslagen blijvend vervormen.

Aanwezigheid van canyons onder water

De meeste grote delta's vertonen onderwater canyons waarvan sommige zeer duidelijk de accumulaties van de delta doorsnijden. Het is waarschijnlijk de hypothese van de turbiditeitsstromingen die het best de oorsprong van deze onderwater canyons uitlegt. De fronten van een delta vertonen immers al de nodige voorwaarden: voldoende aanvoer van sediment tijdens de wassen, om een turbiditeitsstroming tot stand te brengen, sterke hellingen van het geaccumuleerde talud, beweegbare en weinig geconsolideerde sedimenten, enz.

& 4 De Wadden en Wadgebieden.

Hiervoor verwijzen we naar Hoofdstuk III, & 5

HOOFDSTUK VI

Algemene hydrografie van de Zuidoostelijke Noordzee.

& 1 Inleiding.

Gedurende de laatste honderd jaar werd een zeer grote hoeveelheid gegevens verzameld over de Noordzee. Veel van deze werden gepubliceerd, hetzij onder de vorm van ruwe gegevens, hetzij onder de vorm van atlassen, in bijzondere publicaties. Elk van hen bevat overvloedige informatie aangaande een beperkt aantal plaatsen. De Nederlanders waren de eersten om een publicatie uit te geven die een totaal beeld geeft van de omstandigheden in de zuidoostelijke Noordzee. In dit hoofdstuk zou men oceanografische, klimatologische en hydrografische gegevens betreffende de Noordzee kunnen geven, maar we zullen ons hier beperken tot de bespreking van de factoren die hun invloed laten gelden op het transport van sedimenten: dus zullen wij het hier enkel hebben over de wind, de getijden, de getijdestromingen en de golven.

Voor wat de andere klimatologische factoren betreft, zoals bewolking, mist, neerslag, temperatuur van de atmosfeer en ijsgang verwijzen we naar de gespecialiseerde literatuur zoals bv. "Klimatologie der Nordwesteuropäischen Gewässer. Einzelveröffentlichungen des Deutschen Wetterdienst, Seewetteramt" en "Mededelingen en Verhandelingen 66 - 67" van het K.N.M.I. (Delen I, II en III). Voor wat de oceanografie van het beschouwde gebied betreft, met inbegrip van de fysico-chemische eigenschappen van het zeewater, verwijzen we naar "Physical Oceanography" (Vol. 1 en 2) van Defant.

In fig. 55 geven wij de verschillende eenheden die gebruikt worden alsook de verhouding tussen de verschillende eenhedenstelsels.

& 2 Klimatologische gegevens.

A. Windrichtingen en windsnelheden in de zuidoostelijke Noordzee.

Nu volgt eerst een tabel die het verband aangeeft tussen de verschillende schalen waarin de windkracht wordt uitgedrukt:

zie volgend blad

Beaufort nummer	windsnelheid in knopen	
	maritieme schaal	internationale schaal (1946)
0	< 1	< 1
1	1 - 4	1 - 3
2	5 - 8	4 - 6
3	9 - 12	7 - 10
4	13 - 16	11 - 16
5	17 - 21	17 - 21
6	22 - 26	22 - 27
7	27 - 31	28 - 33
8	32 - 36	34 - 40
9	37 - 42	41 - 47
10	43 - 48	48 - 55
11	49 - 55	56 - 63
12	> 55	> 63

De gegevens zijn afkomstig van lichtscheperen gelegen ter hoogte van de zandbanken Noordhinder, de Schouwenbank, Haaks en de Terschellingerbank, verzameld tussen 1910 en 1940; ze kunnen dus beschouwd worden als representatief voor de Belgische en de Nederlandse kusten. De huidige meteorologische omstandigheden binnen dit gebied kunnen op elk ogenblik grote schommelingen vertonen afhankelijk van de plaats van waarneming. Wanneer echter lange perioden beschouwd worden, verminderen de verschillen tussen de gegevens voor de zuidelijke en noordelijke lichtscheperen en worden ze zo klein dat ze kunnen verwaarloosd worden in deze studie. De waarnemingen worden vericht op regelmatige tijdstippen, gewoonlijk om de vier uur beginnende van middernacht. De frequentie van het voorkomen van het verschijnsel kan dan in percentage van het totaal aantal waarnemingen uitgedrukt worden. Het verschijnsel kan ook continu opgenomen worden, en dan wordt hun frequentie uitgedrukt als percentages van de tijd. De gegevens uit deze paragraaf kunnen enkel gebruikt worden om de kans te berekenen dat een verschijnsel zich op een bepaald tijdstip van het jaar zou voordoen. Zij kunnen in geen geval informatie bezorgen omtrent de actuele situatie op een bepaald ogenblik en op een bepaalde plaats.

Voor wat de windkracht betreft wordt in fig.56 de gemiddelde waarde gegeven, over 30 jaar, van de maandelijkse frequentie van het voorkomen van verschillende windkrachten. De voornaamste van deze gemiddelde waarden van de vier hoger vermelde lichtscheperen worden afgebeeld door de dikke lijnen op de figuur. De lijn aangeduid door "0-1 Beaufort" geeft de frequentie aan van het voorkomen van de windkracht 0 tot 1, enz... Er kunnen geen belangrijke systematische verschillen gevonden worden wanneer men de gegevens van de verschillende lichtscheperen vergelijkt. De jaarlijkse fluctuaties van de maandelijks gemiddelde waarde voor elk lichtschip spreidt zich uit over een veel wijder gebied dan aangegeven door de banden op de figuur.

In fig.57 worden de windrozen voor elke maand van het jaar aangegeven. In de herfst en in de winter komen stijve bries en stormen veel frequenter voor dan in de zomer. Zo komt windkracht 7 en meer bv. 3 maal zo frequent voor in november en december dan in de zomer. In 40 % van de gevallen noteert men in november en december windkrachten 5 en meer, terwijl dit in de zomer slechts 20 % bedraagt. De voorgestelde gegevens zijn gebaseerd op de waarnemingen van het lichtschip Schouwenbank, en kunnen dus beschouwd worden als representatief voor de Nederlandse en Belgische kustwateren. Meestal komen bries en stormen (windkracht 7 tot 12) gedurende gans het jaar uit de richtingen zuidwest, west en noordwest. Gedurende de lente komen noordoost winden haast even vaak voor als zuidwest winden. Alle windrichtingen zijn gegeven ten opzichte van het magnetisch noorden. De voornaamste magnetische variatie over de beschouwde periode was 12°.

B. Overwegende winden aan de Belgische kust.

In fig.58 worden de windrichtingen en de intensiteiten ervan, waargenomen in 1963 en 1964 langs de Belgische kust, voorgesteld. De windrozen op fig.58^a zijn gebaseerd op inlichtingen komende uit de maandelijkse bulletins van het Koninklijk Meteorologisch Instituut te Ukkel. Elke frequentie-eenheid wordt voorgesteld door een afstand van een $\frac{1}{2}$ cm verdeeld over de geïnteresseerde straal. Ze geven, per sector, de maandelijkse frequentie van de wind te Ukkel, en dit om de twee uur. Men stelt vast dat de wind in de maand juli hoofdzakelijk waaide uit de sector ZZO tot W, en van Z tot W in augustus 1963; van NNO tot ONO en van ZZO tot W in september 1963; van ZZO tot WZW in oktober '63; van ZZO tot WZW in november '63; van Z tot WZW en van NO tot OZO in december '63; van ONO tot WZW in januari '64; van NO tot Z en van WZW tot NNW in februari '64; van NNO tot OZO in maart '64; van NNO en ZZO tot WNW in april '64; van Z tot NW in mei en van ZZO tot WNW in juni '64.

De gegevens opgetekend in fig. 58b zijn afkomstig van enerzijds het lichtschip Westhinder, een maal per dag, en ongeveer omstreeks het hoogwater van de voormiddag en anderzijds van het meteorologisch station van het Oosterstaketsel te Oostende om 7h, 10h, 13h, 16h, 19h en 22h. De richtingen opgetekend door dit station hebben betrekking op waarnemingen gedaan op het uur het dichtst gelegen bij dit van de Westhinder. In grote lijnen corresponderen ze best met deze van de Westhinder. De figuur toont aan, dat in de omgeving van de Westhinder, de winden voornamelijk gevaaid hebben uit de sectoren ZZO tot W in juli 1963; ZW tot WNW in augustus '63; ZW tot ONO in september '63; ZO tot ZZO, ZZW en WZW tot NW in oktober '63; OZO tot W in november '63; ONO tot ZZW in december '63; O tot OZO, ZZO tot ZW en W tot NW in januari '64; ONO tot ZZO en WNW tot NW in februari '64; NNO tot OZO in maart '64; NO tot NNO en ZZO tot W in april '64; ONO tot OZO, Z en ZW tot W in mei '64; WZW tot WNW in juni '64.

& 3 De waterstanden en de golfhoogte.

A. Reductievlak der peilschalen.

Het reductievlak der Belgische (zero H) en Nederlandse zee-kaarten (hydrografisch nulpunt) stemt overeen met het peil van het plaatselijk gemiddeld laag laagwater springtij (G.L.L.W.S.). Dit locale peil zal afhankelijk zijn van de plaatselijke amplitude van het getij: bijgevolg is het gemiddeld lokaal L.L.W.S. geen vast niveaувlak of potentiaalvlak (dit is een vlak loodrecht op richting der zwaartekracht van de aarde); in tegendeel het komt hoger naar mate de locale amplitude verkleint.

Men vergelijkte best vermeld vlak met een ander Belgisch referentievlak, namelijk peil Z (ontstaan uit de waterpassing van openbare werken 1840 - 1843, ook nulpeil van Bruggen en Wegen genoemd), overeenstemmend met de hoogte van gemiddeld laagwater springtij te Oostende.

Fig. 59 toont de ligging van de reductievlakken voor enkele havens ten opzichte van de niveaувlakken Z en N.A.P. (of het normaal Amsterdams peil). Dit laatste peil is het nauwkeurigheidswaterpassingsvlak voor gans Nederland en het kwam overeen met de gemiddelde vloedstand van het IJ te Amsterdam toen het nog in vrije gemeenschap was met de Zuiderzee.

Alhoewel de keuze van een reductievlak op zee-kaarten in feite conventioneel is, moet men toch ervan vereisen dat het zoveel mogelijk voordelen zou bieden met het oog op het verschaffen van voldoende praktische inlichtingen en van een maximum aan veiligheid voor de scheepvaart.

Met het doel een gemeenschappelijk reductieniveau te gebruiken in alle landen heeft het B.H.I. van Monaco (Bureau Hydrographique Internationale) in 1926 een brede definitie daaromtrent voorgesteld namelijk "het reductievlak der peilingen zal zo gekozen worden dat slechts zelden de zee eronder zal vallen". Dit vlak noemt men dan "Internationaal laagwaterpeil" (Basse mer internationale).

De reductievlakken der Belgische en Nederlandse zeekaarten beantwoorden ten volle aan voormelde vereisten. Het H vlak is sinds 1964 op de Belgische zeekaarten in gebruik.

- Men kwam tot $H + 0,28 = Z$ voor Oostende, als volgt:
H is het gemiddelde van de laagste laagwaters bij springtij, genomen in iedere maansmaand gedurende de periode 1925-1943.
- Voor Zeebrugge werd ook een dergelijk gemiddelde genomen, echter voor de periode 1932-1939.
- Voor Nieuwpoort nam men perioden van 1933-1939 en 1941-1943.
- Speciaal wordt de aandacht gevestigd op het plaatselijk karakter van gemiddelde L.L.W.S. Bij het reduceren van de peilingen voor gebieden in zee raadplege men de Nederlandse reductiekaart 1963. Hiermee kan men vaststellen:
 - 1) met welke observatiepost aan wal het gepeilde gebied moet gereduceerd worden;
 - 2) eventuele tijdcorrecties.
- Het reductievlak der Franse kaarten (Zéro des cartes), stemt overeen met het peil van het laagst mogelijk laag water. Voor Duinkerke bevindt het zich 58cm onder peil H Oostende.
- Het reductievlak der Engelse kaarten stemt overeen met het peil van gemiddeld L.W.S.

B. De golfhoogten en hun afhankelijkheid van de wind.

1. Algemeen.

De golfrozen voorgesteld in fig. 60, geven een indruk van de voornaamste maandelijkse waarde van de distributie van de golfhoogten, maar maken geen onderscheid tussen invloed van de zee en de opstuwing door zich ontmoetende deininggolven. De opstuwing is relatief onbelangrijk in het zuidoostelijk gedeelte van de Noordzee, daar de golf van met lange periode, afkomstig uit de Atlantische Oceaan, moeilijk in deze ondiepe watergebieden kunnen binnendringen. Slechts golven, afkomstig van stormen in verschillende delen van de Noordzee of golven, afkomstig van stormen die nog maar juist gebeurd zijn, kunnen soms beschouwd worden als opstuwingen. Het is dus dikwijls zeer moeilijk onderscheid te maken tussen windgolven en opstuwinggolven.

Een zorgvuldig onderzoek van de gegevens omtrent de golven, afkomstig van de lichtscheperen Goeree, voor de kust van Zeeland, en Terschellingbank, ten noordwesten van het eiland Terschelling, toont aan dat er geen belangrijke verschillen bestaan tussen de frequentie distributie van de golfhoogten en de golfrichtingen op deze beide plaatsen; er is slechts één uitzondering.

De winden die ongeveer loodrecht op de kust staan en zeewaarts blazen hebben, op 25 km van de kust een relatief korte strijklengte (fetch). Deze windrichtingen zijn niet gelijk voor beide plaatsen, en bijgevolg is de windrichting die de laagste golven verwekt lichtjes verschillend in beide gevallen. Maar deze windrichtingen veroorzaken slechts zelden hoge golven bij gelijk welk lichtschip en hun invloed op de windrozen is derhalve relatief klein.

De invloed van een zekere windkracht op de golfhoogte wordt vooral bepaald door de afgelegde afstand en de duur van de wind boven de open zee, dit in verhouding tot haar strijklengte en de waterdiepte in tegenwind richting. De invloed van deze factoren kan samengevat worden door de golfhoogte op een zekere plaats te beschouwen als een functie van de windrichting en de windkracht, zoals op fig. 61 aangegeven. Deze grafieken zijn gebaseerd op gegevens die verzameld werden tussen 1949 en 1957 aan boord van het lichtschip Goeree. Deze grafieken moeten als volgt afgelezen worden: neem bv. een NW-wind met windkracht 5. De gemiddelde golfhoogte bedraagt 1,80m. In 10 % van alle gevallen overschrijdt de globale hoogte 2,3m en in 90 % van alle gevallen overschrijdt ze 1,30m.

2. Periodische en niet-periodische schommelingen van het zee-niveau langs de vlaamse kust tengevolge van de wind en de luchtdruk.

De afhankelijkheid van de gemiddelde waterstand tengevolge van de wind langs de vlaamse kust werd onderzocht door het duitse mariene station te Zeebrugge gedurende de periode 1914-1918. Zij vonden dat de jaarlijkse schommeling van de gemiddelde waterstand, zowel over elk jaar afzonderlijk als over een lange periode beschouwd, afneemt van de vlaamse naar de nederlandse kust toe. De halfjaarlijkse periode van de gemiddelde waterstand die in het noordelijk gedeelte van de Noordzee en ook in de Oostzee de jaarlijkse periode ver overschrijdt, vermindert van het oosten naar het westen langs de duitse kust om langs de vlaamse kust bijna volledig te verdwijnen. Gedurende de beschouwde periode hebben zij ook vastgesteld dat de trimestriële en de kwartale perioden enige betekenis hebben.

De afhankelijkheid van de gemiddelde waterstand te Oostende en te Zeebrugge, van de momentele, plaatselijke wind werd door vergelijkingen weergegeven.

Voor Oostende heeft men de volgende vergelijkingen opgesteld:

$$\text{Beaufort 1} \quad h_{\alpha}^1 - v_1 = 2,05 + 0,033.\sin(\alpha - 156^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 2} \quad h_{\alpha}^2 - v_2 = 2,08 + 0,047.\sin(\alpha - 172^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 3} \quad h_{\alpha}^3 - v_3 = 2,08 + 0,113.\sin(\alpha - 165^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 4} \quad h_{\alpha}^4 - v_4 = 2,10 + 0,207.\sin(\alpha - 177^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 5} \quad h_{\alpha}^5 - v_5 = 2,11 + 0,296.\sin(\alpha - 192^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 6} \quad h_{\alpha}^6 - v_6 = 2,16 + 0,441.\sin(\alpha - 190^{\circ})$$

Voor Zeebrugge gelden:

$$\text{Beaufort 1} \quad h_{\alpha}^1 - v_1 = 2,09 + 0,035.\sin(\alpha - 170^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 2} \quad h_{\alpha}^2 - v_2 = 2,12 + 0,049.\sin(\alpha - 178^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 3} \quad h_{\alpha}^3 - v_3 = 2,12 + 0,115.\sin(\alpha - 175^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 4} \quad h_{\alpha}^4 - v_4 = 2,13 + 0,233.\sin(\alpha - 181^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 5} \quad h_{\alpha}^5 - v_5 = 2,14 + 0,321.\sin(\alpha - 196^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 6} \quad h_{\alpha}^6 - v_6 = 2,20 + 0,445.\sin(\alpha - 191^{\circ})$$

Hierin beduidt het symbool h_{α}^i de waterstand die waargenomen werd bij een windkracht i van een wind die blies uit de richting α , met α gerekend vanaf het noorden in de zin van de wijzers van het uurwerk.

Het symbool v_i is de fout tussen de waargenomen en de berekende waarde, van de waterhoogte bij een windkracht i . Aldus is het mogelijk de theoretische periodische schommelingen van het zee-niveau uit te zetten in functie van α . Hier werden dus alleen de windkrachten 1 tot 6 in rekening gebracht daar de andere waarden weinig voorkomen. De niet periodische schommelingen die veel groter zijn dan de periodische, en die in de beschouwde periode 1915 - 1918 meer dan 2m bedroegen, zijn niet vatbaar voor wiskundige behandeling.

De invloed van de plaatselijke wind op de waterstand vertoont een wisselende vertraging, die afhankelijk is van de weersomstandigheden; als gemiddelde kan men een vertraging van 3 uur aannemen. De afhankelijkheid van de gemiddelde waterstand te Oostende en te Zeebrugge van de 3 uur voordien heersende wind, werd door de volgende vergelijking weergegeven:

$$h_{\alpha}^i - v_i = c + A \cdot \sin(\alpha - \varphi)$$

waarin h_{α}^i , v , α dezelfde betekenis hebben als hiervoor; c is de gemiddelde waargenomen jaarlijkse waterstand en φ is een faseverschil.

Voor Oostende gelden de volgende vergelijkingen:

Beaufort 1 $h_{\alpha}^1 - v_1 = 2,05 + 0,018 \cdot \sin(\alpha - 147^{\circ})$

Beaufort 2 $h_{\alpha}^2 - v_2 = 2,07 + 0,048 \cdot \sin(\alpha - 175^{\circ})$

Beaufort 3 $h_{\alpha}^3 - v_3 = 2,08 + 0,092 \cdot \sin(\alpha - 166^{\circ})$

Beaufort 4 $h_{\alpha}^4 - v_4 = 2,11 + 0,198 \cdot \sin(\alpha - 172^{\circ})$

Beaufort 5 $h_{\alpha}^5 - v_5 = 2,13 + 0,270 \cdot \sin(\alpha - 197^{\circ})$

Beaufort 6 $h_{\alpha}^6 - v_6 = 2,17 + 0,399 \cdot \sin(\alpha - 195^{\circ})$

Voor Zeebrugge gelden:

$$\text{Beaufort 1} \quad h_{\alpha}^1 - v_1 = 2,10 + 0,013 \cdot \sin(\alpha - 210^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 2} \quad h_{\alpha}^2 - v_2 = 2,11 + 0,053 \cdot \sin(\alpha - 184^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 3} \quad h_{\alpha}^3 - v_3 = 2,12 + 0,099 \cdot \sin(\alpha - 176^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 4} \quad h_{\alpha}^4 - v_4 = 2,15 + 0,214 \cdot \sin(\alpha - 179^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 5} \quad h_{\alpha}^5 - v_5 = 2,16 + 0,268 \cdot \sin(\alpha - 199^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 6} \quad h_{\alpha}^6 - v_6 = 2,20 + 0,412 \cdot \sin(\alpha - 197^{\circ})$$

Een verandering van de luchtdruk met 1mm komt overeen met een verandering van de waterstand met 10,3mm.

De afhankelijkheid van de G.W.S. van Oostende en Zeebrugge van de 3 uur voordien heersende wind werd, na eliminatie van de invloed van de luchtdruk op de waterstand, door vergelijkingen voorgesteld:

Voor Oostende:

$$\text{Beaufort 1} \quad h_{\alpha}^1 - v_1 = 2,08 + 0,023 \cdot \sin(\alpha - 234^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 2} \quad h_{\alpha}^2 - v_2 = 2,09 + 0,058 \cdot \sin(\alpha - 194^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 3} \quad h_{\alpha}^3 - v_3 = 2,09 + 0,095 \cdot \sin(\alpha - 195^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 4} \quad h_{\alpha}^4 - v_4 = 2,09 + 0,223 \cdot \sin(\alpha - 185^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 5} \quad h_{\alpha}^5 - v_5 = 2,09 + 0,247 \cdot \sin(\alpha - 212^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 6} \quad h_{\alpha}^6 - v_6 = 2,09 + 0,379 \cdot \sin(\alpha - 204^{\circ})$$

Voor Zeebrugge:

$$\text{Beaufort 1} \quad h_{\alpha}^1 - v_1 = 2,13 + 0,032.\sin(\alpha - 241^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 2} \quad h_{\alpha}^2 - v_2 = 2,14 + 0,065.\sin(\alpha - 201^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 3} \quad h_{\alpha}^3 - v_3 = 2,13 + 0,109.\sin(\alpha - 202^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 4} \quad h_{\alpha}^4 - v_4 = 2,13 + 0,244.\sin(\alpha - 191^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 5} \quad h_{\alpha}^5 - v_5 = 2,13 + 0,198.\sin(\alpha - 214^{\circ})$$

$$\text{Beaufort 6} \quad h_{\alpha}^6 - v_6 = 2,12 + 0,394.\sin(\alpha - 206^{\circ})$$

Tengevolge van het verloop van de kustlijn bestaat er een grotere opstuwing van de zee (onder invloed van westenwind) te Zeebrugge dan te Oostende.

Bij de werking van de wind op de waterstand bemerkt men een zwenking naar rechts ten gevolge van de aardrotatie.

Uit het waargenomen cijfermateriaal komt tot uiting, dat de windrichting ongeveer met het kwadraat van de windsnelheid toeneemt.

C. De getijden en het verband tussen de waterstanden en de stand van zon en maan.

1. Begrippen omtrent getijden.

Tengevolge van de samenwerkende invloed van de aantrekkingskracht van maan en zon (gravitatiewet van Newton) ondergaan de watermassa's der zeeën periodieke schommelingen (rijzen en dalen). Alhoewel de daarmee gepaard gaande horizontale waterbeweging ook wel getij genoemd wordt is deze bij voorkeur getijstroom te noemen en is het woord getij alleen te gebruiken voor de verticale beweging.

De aantrekking van de maan is 2,18 maal groter dan die van de zon; de oorzaak hiervan is dat, hoewel de massa der zon groter is dan die der maan, de afstand maan-aarde 386 maal kleiner is dan de afstand zon-aarde. Het overwegend karakter van de maaninvloed uit zich, voor onze streken, in de periode van het getij; gedurende een tijdsruimte van gemiddeld 24h50min. (maansdag) bereikt de waterstand tweemaal een hoogste en tweemaal een laagste stand: dit getijtype is dubbeldaags.

De amplituden der getijden worden sterk beïnvloed, volgens een veertiendaagse periode, door de betrekkelijke stand van de maan en de zon ten opzichte van de aarde. Met doodtij (E.K. en L.K.) is de amplitude het geringst. Zij stijgt tot een maximum in de periode van springtij (N.M. en V.M.). In de periode der eveningen (rond 21 maart en 21 september) staan zon en maan nabij de evenaar en op hun gemiddelde afstand. Hun samengestelde invloed is dan het grootst.

Enkele begrippen en bepalingen over de getijden.

Hoog water:

Hoogste stand van het peil der zee. Het uur van hoogwater is het tijdstip waarop deze hoogste stand zich voordoet.

Laag water:

Laagste stand van het peil der zee. Het uur van laagwater is het tijdstip waarop deze laagste stand waargenomen wordt.

Verval of amplitude:

Het hoogteverschil der waterstanden tussen het peil bij hoogwater en het voorgaande of eerstvolgende laagwater.

Halftij of halftijvlak:

Het gemiddelde der hoog- en laagwaterstanden bij voorkeur verkregen uit een lange serie waarnemingen.

Middenstand of middenstandsvlak:

Het gemiddelde der waterstanden verkregen uit (bij voorkeur een lange serie) waarnemingen met gelijke korte intervallen (meest al één uur).

Springtij:

Het getij dat voorkomt met maximum verval. Dit doet zich voor twee dagen na volle of nieuwe maan.

Doodtij:

Het doodtij (ook kranktij genoemd) doet zich voor met een minimum verval; dit komt ook een tweetal dagen na de kwartierstanden der maan voor. (E.K. en L.K.)

Rijzing (of daling):

Tijdsverloop tussen het tijdstip van laagwater (hoogwater) en het tijdstip van hoogwater (laagwater).

Havengetal:

dit is het tijdsverloop tussen de doorgang van de maan door de plaatselijke meridiaan en het eerstvolgend hoogwater op de dag van nieuwe of volle maan.

Gemiddeld havengetal:

Het gemiddeld tijdsinterval tussen de doorgang van de maan door de plaatselijke meridiaan en het eerstvolgend hoog- of laagwater of het gemiddelde van alle (bij hoogwater of laagwater) maansverlopen.

Verbeterd havengetal:

Het gemiddeld tijdsverloop tussen de doorgang van de maan door de plaatselijke meridiaan en het eerstvolgend hoogwater op de dag van springtij: dit is gelijk aan het gemiddeld havengetal.

Maansverloop:

Tijdsverloop tussen de doorgang van de maan door de plaatselijke meridiaan en het daaropvolgend hoog- of laagwater op een willekeurige dag. Indien niet speciaal vermeld, wordt bedoeld het hoogwatermaansverloop.

Gemiddeld havengetal voor enkele plaatsen:

- Oostende	: 00u.12min.	- Dover	: 11u.33min.
- Nieuwpoort	: 00u.06min.	- Calais	: 11u.44min.
- Zeebrugge	: 00u.29min.	- Vlissingen	: 00u.57min.
- Duinkerke	: 12u.13min.	- Antwerpen	: 03u.12min.

Het gemiddeld havengetal, soms op de zeekaarten aangeduid bij de voornaamste havens dient om het tijdstip van hoogwater te bepalen van een plaats met gegeven havengetal, uitgaande van een ander plaats waar, en het tijdstip hoogwater en het havengetal, gekend is.

Het getijde is halfdagelijks met in sommige gebieden een sterke invloed van de componenten te wijten aan ondiep water. Dit kan aanleiding geven tot twee minima bij laagwater of twee maxima bij hoogwater (respectievelijk Hoek van Holland en Den Helder). De tijdstippen ten opzichte van de doorgang van de maan door de meridiaan van de betrokken plaats zijn op fig. 62 weergegeven langs de verticale assen. Men ziet er de voorbeelden voor Oostende, Vlissingen, Hoek van Holland en IJmuiden, Den Helder, Harlingen en Delfzijl. De gemiddelde tijlhoogte wordt gegeven in cm langs de verticale as. Voor meer details omtrent de tijdstippen en de hoogten in sommige havens verwijzen we naar de tijt tafels.

2. De getijdentheorie (overzicht).

Onder invloed van de aantrekkingskracht der hemellichamen, vooral dan van de maan en de zon, ondergaan de watermassa's op het aardoppervlak relatieve verplaatsingen ten opzichte van de massa van de aarde in haar geheel.

Onderstel een punt M met massa l op het aardoppervlak bepaald door de poolcoördinaten (θ, R) (fig. 63). Dit punt wordt onderworpen aan een aantrekkingskracht gericht van M naar het hemellichaam L en wordt afgeleid uit de potentiaal W' :

$$W' = \frac{km}{\sqrt{D^2 + R^2 - 2RD\cos\theta}}$$

met k: de universele aantrekkingsconstante.

De aantrekkingskracht in punt M kan ontbonden worden in een normale (N_1) en een tangentiële (T_1) component:

$$N_1 = \frac{\partial W'}{\partial R} \quad \text{en} \quad T_1 = \frac{1}{R} \frac{\partial W'}{\partial \theta}$$

Door verwaarlozing van de termen van een kleinere orde bekomt men:

$$N_1 = \frac{km}{D^2} \left[\cos\theta + \frac{R}{D} (3\cos^2\theta - 1) \right]$$

$$T_1 = \frac{km}{D^2} \left[\sin\theta + \frac{R}{D} 3\sin\theta\cos\theta \right]$$

De aantrekkingskracht op de aarde als geheel kan ontbonden worden in N_2 en T_2 :

$$N_2 = \frac{km}{D^2} \cos\theta \quad \text{en} \quad T_2 = \frac{km}{D^2} \sin\theta$$

De componenten van relatieve aantrekkingskracht N en T worden:

$$N = N_1 - N_2 = \frac{km}{D^2} \left[\frac{R}{D} (3\cos^2\theta - 1) \right] = \frac{\partial W'}{\partial R}$$

$$T = T_1 - T_2 = \frac{km}{D^2} \left[\frac{R}{D} 3\sin\theta\cos\theta \right] = \frac{1}{R} \frac{\partial W'}{\partial \theta}$$

Door integratie vinden we de uitdrukking van de relatieve aantrekkingspotentialiaal W_1 :

$$W_1 = \frac{kmR^2}{2D^3}(3\cos^2\theta - 1)$$

Bij de statische theorie der getijden ziet men af van de traagheidskrachten en onderstelt men dat het oppervlak der oceanen op elk oogenblik samenvalt met het equipotentiaal vlak dat overeenstemt met de momentele stand van de maan, de zon en de sterren.

Stelt men $W(\lambda, l, R)$ de potentialiaal van de zwaartekracht; voor een massa l geldt dan:

$$\frac{\partial W}{\partial R} = -g = -\frac{KM}{R^2} \quad \text{met } M \text{ de massa van de aarde}$$

Bij afwezigheid van de hemellichamen zou de aardstraal R_0 bedragen en de vergelijking van het oppervlak der oceanen zou zijn:

$$W(\lambda, l, R_0) = \text{cte}$$

Houdt men rekening met de aanwezigheid van de hemellichamen dan wordt de aardstraal R en wordt de vergelijking van het oppervlak der oceanen:

$$W(\lambda, l, R) + W_1 = \text{cte}$$

Door aftrekking vindt men:

$$W(\lambda, l, R) - W(l, \lambda, R_0) + W_1 = \text{cte}$$

$$\text{of } \frac{\partial W}{\partial R}(R - R_0) + W_1 = C_0$$

$$\text{of } -g \cdot h + W_1 = C_0$$

Door uit te drukken dat het totaal volume water der oceanen constant blijft vindt men dat:

$$C_0 = 0$$

dus de tijverheffing

$$h = \frac{W_1}{g} = \frac{kmR^2}{2gD^3} (3\cos^2\theta - 1)$$

of $\frac{h}{R} = \frac{CR}{2} (3\cos^2\theta - 1)$

met $C = \frac{mR^3}{MD^3} = \text{cte voor een bepaald hemellichaam}$

($C = 5,6 \cdot 10^{-8}$ voor de maan)

De uitdrukking h/R kan met behulp van de boldriehoeksmeting ook uitgedrukt worden in functie van de lengte l , de declinatie en de uurhoek H (fig. 64); door vervorming van de zenithafstand θ in functie van l , δ en H bekomt men voor h/R :

$$\frac{h}{R} = \frac{3C}{4} \cos^2 l \cdot \cos^2 \delta \cdot \cos 2H + \sin 2l \cdot \sin 2\delta \cdot \cos H + \frac{1}{2}(1-3\sin^2 \delta)(1-3\sin^2 l)$$

(1) (2) (3)

De factoren in δ variëren langzaam met de tijd, aldus bestaat de uitdrukking van de tijverheffing h/R uit termen die respectievelijk de halfdagelijkse (1) en de dagelijkse (2) variatie weergeven, en uit een onafhankelijke term (3).

Wanneer het hemellichaam zich bevindt in het vlak van de evenaar, dan is $\delta = 0$ en blijft alleen de halfdagelijkse term over.

De potentiaal kan dus ook gegeven worden in de onderstelling dat het hemellichaam zich beweegt in het evenaarsvlak, mits men een aantal correctietermen toevoegt om rekening te houden met het feit dat:

- het hemellichaam een zekere δ heeft.
- de afstand van de aarde tot het hemellichaam veranderlijk is.
- de hoek tussen het vlak waarin het hemellichaam beweegt en de ecliptica niet constant is.
- de andere hemellichamen terzelfdertijd ook hun invloed laten gelden.

Men kan bewijzen dat de invloed van al die correctietermen kan weergegeven worden door telkens fictieve sterren in te voeren die zich volgens een bepaalde baan bewegen in het vlak van de evenaar: dit is de theorie der fictieve sterren van Laplace.

Zo kan men schrijven:

$$\frac{h}{R} = W_1 = \sum A \cdot \cos(\omega t - \alpha)$$

met $\omega = \frac{2\pi}{T}$ en T de periode van de beweging van een bepaalde fictieve ster.

Aldus vindt men voor de maan en de zon een respectievelijke maximum tijamplitude van 54cm en 23cm; wanneer de zon en de maan in dezelfde zin werken krijgen we een maximum amplitude van 77cm; hier klopt dus iets niet, want op sommige plaatsen neemt men amplitudes van meer dan 15m waar ! Dit komt omdat de getijden hier statisch behandeld werden, terwijl het probleem een dynamisch probleem is !

In de dynamische getijdentheorie houdt men wel rekening met de optredende traagheidskrachten; men doet beroep op de theorie der verschillende systemen. Het systeem heeft een eigen oscillatie: wanneer het systeem een zekere beweging zou aangenomen hebben onder invloed van bepaalde krachten, zou het systeem, bij wegname van deze krachten, blijven voortbewegen volgens zijn eigen oscillatie; deze beweging is enkel afhankelijk van de oorspronkelijke toestand en de mechanische eigenschappen van het systeem.

Men doet ook beroep op het principe der kleine bewegingen: we hebben immers te doen met een reeks krachtwerkingen afkomstig van de fictieve sterren, waarmee een reeks kleine bewegingen van het vloeistof oppervlak overeenstemmen; de resulterende beweging kan dan gevonden worden door superpositie van de verschillende afzonderlijke bewegingen veroorzaakt door de afzonderlijke invloedsfactoren.

Men kan bewijzen dat de resulterende bewegingen gegeven worden door complex gedwongen oscillaties, die een superpositie zijn van:

- zuiver gedwongen oscillaties met periode gelijk aan de periode van de krachtwerking en amplitude en fase, bepaald door de karakteristieken van de eigen oscillatie van het systeem.
- verschillende eigen oscillaties van het systeem, die evenwel snel verdwijnen tengevolge van de wrijving.

Van deze zuivere gedwongen oscillaties zullen alleen deze overwogen of in aanmerking komen, waarvan de pulsatie er weinig verschilt van een eigen pulsatie ω_e van het systeem; dit betekent dus in feite een verschijnsel van resonantie. Met andere woorden zullen bepaalde zeeën zekere eigen oscillaties hebben, corresponderend met de vorm van de zeeën, de vorm van de kusten, het bodemreliëf, de diepte, enz.; op ieder van de zeeën grijpt een som van krachtwerkingen aan: alleen die krachten waarvan de pulsatie ω weinig verschilt van de eigen pulsaties ω_e van deze zee zullen een zekere invloed hebben. Aldus kan voor de Noordzee de dagelijkse variatieterm in de getijdeverheffing h/R verwaarloosd worden, aangezien de halfdagelijkse term sterk overweegt.

3. De getijden in de Noordzee.

In het begin van de vorige eeuw werd voor het eerst gepoogd het peil van de Noordzee in kaarten voor te stellen. Op deze kaarten dringen de tijgolven binnen langs de Straat van Dover en, van uit het Noorden, door brede openingen tussen Schotland en Noorwegen. Dit waren de allereerste pogingen, nadat de theorie der getijden werd opgesteld, om het tijfenomeen langs geografische weg te benaderen. Sindsdien bleef de Noordzee steeds een testgebied voor de verschillende getijdetheorieën.

In de evolutie van de theorie van de getijden van de Noordzee kunnen we drie perioden onderscheiden:

In de eerste periode kwam Young tot de vaststelling dat de getijden van een kleinere zee niet rechtstreeks door de opwekkende krachten kunnen veroorzaakt worden, maar dat het tij erin binnen dringt vanuit de oceaan. Het tij dringt de Noordzee binnen vanuit het Noorden en langs het Kanaal. Fig. 65 geeft een kaart met cotidale lijnen van de Noordzee waarop men ook de amphidromische punten bemerkt. Alhoewel hij deze eerste poging als een ruwe benadering beschouwde, merkte hij reeds op dat de tijgolf zich voor Engeland van noord naar zuid, voor België en Nederland van zuid naar noord en voor Duitsland van west naar oost verplaatst. Hij verklaart dit verschijnsel als een resultaat van interferentie van staande golven. Deze kaart vertoont een zeer bevredigende vergelijking met de huidige waarnemingen. Nochtans ontkennde Airy in 1895 het bestaan van amphidromische punten en beweerde dat de verdeling van de tij enkel afhankelijk is van de diepte. Deze valse voorstelling werd lange tijd als de meest representatieve voor de Noordzee gehouden.

In de tweede periode worden verscheidene theorieën voorgesteld. Ze zijn allen gebaseerd op kwalitatieve gegevens en houden min of meer rekening met de amphidromiën in de diepten van de zee.

Gedurende de derde periode is het onderzoek gebaseerd op de hydrodynamische getijdetheorie. In een eerste benadering kunnen we de Noordzee als een wijd kanaal beschouwen dat zijn open zijde naar het noorden keert en daar sterke impulsen ontvangt. De tij-energie die de Noordzee langs de Straat van Dover ontvangt is eerder gering en haar invloed laat zich slechts tot aan het eiland Texel voelen. Voor wat de getijden betreft kan men dus het gebied ten zuiden van de 53e breedtegraad beschouwen als deel uitmakend van het Kanaal. Als we de Noordzee beschouwen als een baai, open aan een zijde, wordt het karakter van haar halfdagelijks tij bepaald door de term ν . De periode van de vrije oscillatie van zo'n baai geeft $\nu = 1.47$ en het co-oscillerende tij heeft met het uitwendig tij van het Noorden twee knooplijnen: één praktisch in de noordelijke opening en de andere op ongeveer een derde van de totale afstand van het binneneind. De fase van het noordelijk gedeelte is 9,5 h, die in het midden 3,5 h en die van het binnenste gedeelte opnieuw 9,5 h. Door de aardrotatie worden deze knooplijnen in amphidromieën getransformeerd.

Een eerste amphidromisch punt is gelegen in het noorden op ongeveer 56° noorderbreedte, een tweede in het zuidelijk gedeelte en beweegt zich lichtjes naar de Duitse Bocht. Het is mogelijk de distributie van de cotidale lijnen te verklaren met de oscillatie theorie van Taylor. Er kan aangetoond worden dat de amphidromische punten en de verandering van de tijstromen gedurende een volle tijperiode veroorzaakt worden door een intredende Kelvin-golf die op het zuidelijk einde weerkaatst wordt. Fundamenteel kunnen de tijen van de Noordzee beschouwd worden als getijden die co-oscilleren met het uitwendig tij van de brede noordelijke opening.

Verdere theorieën werden opgesteld door Defant, Proudman en Doodson. Fig. 66 ontleend aan de Duitse tijtabellen geeft de meest recente en beste afbeelding van de getijden in de Noordzee. Er bestaat geen twijfel over de juistheid van deze korte uiteenzetting van de getijdentheorie die voornamelijk gebaseerd is op het M_2 getijde. Wel blijven er natuurlijk nog vele vragen die een verdere uitleg vereisen, die slechts mogelijk wordt wanneer men over meer en betere tijwaarnemingen beschikt.

4. Kaarten met lijnen van gelijke $M_2 + S_2$ getijverheffingen.

Bij de studie van de getijden was men aanvankelijk alleen geïnteresseerd in de begintijdstippen van het hoog water; eerst later kreeg men ook belangstelling voor de getijverheffing zelf. Analooq speelde het laag water aanvankelijk een ondergeschikte rol. Als gevolg van de steeds toenemende diepgang der schepen wonnen ze sedert de eeuwwisseling aan belang. Aldus beschikt men sedert meer dan anderhalve eeuw over de zogenaamde "12 uren kaarten" - dit zijn kaarten met lijnen van gelijke intredetijd van het hoog water ten opzichte van de doorgang van de maan door een bepaalde meridiaan, bv. van Greenwich (fig. 67) - die het verloop van het getijde in de tijd weergeven. Daarentegen dateren de eerste kaarten met lijnen van gelijke gemiddelde tijverheffing van omstreeks de jaren 1935.

De oorzaak hiervan is gelegen in de relatief recente ontwikkeling van de practische en theoretische methodes ter begroting van waterstanden op zee. Hierin trad een verbetering op rond 1880 toen men druk-afhankelijke hoogzee-peilschalen had geconstrueerd die op de bodem van de zee gelegd werden en tegelijkertijd het verloop van de water- en luchtdruk optekenden. Niettemin ging nog ongeveer een halve eeuw voorbij, vooraleer deze toestellen voldoende op punt waren gesteld. Ondertussen was men aangewezen op fijn-lodingen van ~~op~~ een vastliggend schip, die bij gunstige omstandigheden door te voeren was tot op diepten van 100m. Rond die tijd werden van Engelse zijde ook duikboten ingezet ter begroting van de waterstanden.

Zelfs de huidige veel voorkomende hoogzee-peilschalen kunnen wegens hun afhankelijkheid van de druk slechts ingezet worden bij diepten kleiner dan 250m. Aldus ontbreken, behalve in de zeeën gelegen op het continentaal platform, waartoe gelukkig de Noordzee, de Ierse Zee en het Kanaal behoren, bijna in alle wereldzeeën, meetcijfers over waterstanden. Daardoor zou het treurig gesteld zijn met de kennis van het verloop van de getijden in oceanen, ware het niet dat men beschikt over theorieën die het verband behandelen tussen de getijdestromen en de waterhoogten. Stroommetingen zijn doorgaans kostelijk, maar ze kunnen over grote diepten doorgevoerd worden. Ook voor zeeën gelegen op een continentaal platform zijn deze theorieën nuttig daar ze toelaten de meetresultaten en interpretaties ervan te controleren.

Voor de Noordzee beschikte men over de meeste metingen van waterstanden en getijdestroming, waarbij men beide componenten van de getijden als twee afzonderlijke dingen beschouwde. Merz was de eerste die uit dit omvangrijk waarnemingsmateriaal van waterstanden lijnen van gelijke verheffing bij springtij trachtte op te stellen. Zijn eerste kaarten verschenen in 1923. Rauschelbach, Defant, Proudman en Doodson verrichtten daarna baanbrekend werk. Nadien ontwikkelde deze methode zich als een lawine.

Aanleiding hiertoe was het werk van Taylor die in 1922 het probleem van de getijdenverdeling voor een rechthoekig bekken mathematisch oploste, nadat Lord Kelvin en Lord Rayleigh hierop te vergeefs gezocht hadden. De toepassing van de theorie op het grillige Noordzeebekken scheen aanvankelijk enorme moeilijkheden met zich mee te brengen, wegens de omvang der berekeningen, zodat men naar andere werkwijzen zocht. Bijna gelijktijdig werden twee nieuwe methodes ontwikkeld en toegepast op de Noordzee; de vergaande overeenstemming der bekomen uitslagen wekte het vertrouwen in deze theorieën.

De meest recente kaart wordt weergegeven op fig. 68 ; ze kan als tamelijk betrouwbaar doorgaan en zal hoogstwaarschijnlijk geen wezenlijke veranderingen meer ondergaan. Het uitsterven van de tijverheffing bij springtij in de loop van de tijd kan men zien op fig. 69 a,b,c. Alle kaarten over tijverheffing geven de tijverheffing bij springtij, terwijl voor de scheepvaart vooral de extreme waarden, die tot stand komen door samenwerking van de tij-opwekkende krachten van zon en maan, van belang zijn.

Daar de verhouding tussen de tijverheffing bij kranktij en deze bij springtij over het algemeen zeer wisselvallig is, kan men zo maar niet beroep doen op vuistregels, maar moet men voor de begroting van tijverheffing bij kranktij enige opmerkszaamheid aan de dag leggen.

De gemiddelde tijverheffing bij springtij in gebieden met halfdagelijks getijde, zoals de Noordzee, wordt gegeven door de uitdrukking: $2(M_2 + S_2)$ en die van de gemiddelde tijverheffing bij kranktij: $2(M_2 - S_2)$ waarin M_2 de amplitude voorstelt van het halfdagelijks maangetij en S_2 van het halfdagelijks zonnetij. Daar de waarden van M_2 en S_2 voor een duizendtal Europese kust-oorden, door een harmonische analyse van een reeks getijdewaarnemingen, bekend zijn, kan de verhouding tussen de gemiddelde verheffing bij springtij en bij kranktij voor die kustgebieden heel nauwkeurig begroot worden:

$$\frac{M_2 - S_2}{M_2 + S_2} = \frac{p}{100}$$

in zover de amplituden niet te klein worden waardoor het quotient onnauwkeurig zou worden.

Voor de zeegebieden echter bestaat er geen duidelijk verband met de waarden van de harmonische constanten M_2 en S_2 . Niettegenstaande dit kan men de kaarten met lijnen van gelijke tijverheffing bij springtij van het halfdagelijks getijde $M_2 + S_2$ uit de getijdetafels gebruiken, en voor het gebied van de Noordzee de kaarten met lijnen van gelijke tijverheffing van het halfdagelijks getijde M_2 , die in 1952 door Hansen uit waarnemingen en theoretische onderzoeken opgesteld werden, afleiden. Ter bebalig van de quotienten $p/100$ gebruikt men de identiteit afgeleid uit deze beide kaarten:

$$\frac{2M_2 - (M_2 + S_2)}{M_2 + S_2} = \frac{M_2 - S_2}{M_2 + S_2}$$

waarbij men de waarden M_2 , respectievelijk $M_2 + S_2$ voor elke plaats

in de Noordzee door interpolatie kan vinden, in zover men zich niet beneden de minimale grens van $M_2 = 0,5m$ bevindt.

Bij de methode van Defant werd de Noordzee ingedeeld in een kwadratennet, met velden van ongeveer 25km zijde; elk veld werd een ongeveer constante diepte toegekend. Voor de hoekpunten van het net werd de stroming ontleend aan de stroomatlas van de Deutsche Seewarte. Mits verwaarlozing van de wrijving berekende Defant uit de continuïteitsvergelijking het verdelings evenwicht van de watermassa's. Als resultaat bekwam hij de amplitude en de fase van het getijde in het centrum van elk kwadrant, waarbij die grootheden beschouwd werden als onafhankelijk van de naburige velden en dus ook van de kusten. Daarbij moet men bedenken dat de oppervlaktestromen alleen niet voldoende zijn om de uitwisseling van de watermassa's te beoordelen. Omstreeks deze tijd waren de dieptestromingen nog onvoldoende bekend, zodat zijn getijdekaart van 1923 nog veel onnauwkeurigheden bevatte.

De Engelsen Proudman en Doodson gingen uit van de hydrodynamische bewegings-vergelijkingen, waarbij rekening gehouden werd met de wrijving. Uit de getijdestromen langs bepaalde uitgekozen lijnen in de Noordzee berekenden zij de oppervlakte gradienten langs deze lijnen en koppelden ze aan de bekende waarden van het getijde in de eindpunten langs de kusten. Als resultaat bekwamen zij de amplitude en de fase van het getijde langs de beschouwde lijnen. De in 1924 gepubliceerde kaart vertoonde zoals verwacht een zeer goede overeenstemming met de voorhanden zijnde kaarten; ze schijnt echter weinig beïnvloed te worden door het bodemreliëf.

Een verdere stap op theoretisch gebied werd gezet door Hansen in 1943. Hij ging uit van de hydrodynamische bewegingsvergelijking, en bewees met behulp van de integraaltheorie van Gauss, dat de getijden van een zeegebied vastgelegd worden door de waarden van het getijde of door de normaalcomponenten van de getijdestromen aan de rand ervan. Bij de praktische toepassing van deze methode overdekt men het gebied met een uniform kwadratennet, waarvan de begrenzing zo goed mogelijk aan het kustverloop moet aangepast zijn. Voor elk inwendig knooppunt van het net vangt men de optredende differentiaalvergelijking, rekening houdend met de variabele diepte en de wrijving, door een differentiaalvergelijking waarbij de waterhoogten door een lineair verband gekoppeld zijn aan de waarden in de vier naburige knooppunten. Door de randvoorwaarden, dit zijn de waarden die optreden langs de randkurve, is de oplossing van dit stelsel lineaire vergelijkingen mogelijk. Door tamelijk bewerkelijke berekeningen bekomt men dan de grondslagen die dienen voor de constructie van de lijnen van een getijde met gelijke amplitude en fase.

Men begrijpt dat het oorspronkelijk beeld van deze kaarten in de loop der tijden steeds verder diende aangepast te worden aan de meer recente gegevens.

Bepaling van een groot aantal p-waarden voor kustoornden en voor het open-zee-gebied geeft een zeer goed overzicht van de wisselende verhouding van de gemiddelde tijverheffing bij springtij en kranktij. De verhouding varieert tussen 40 % en 70 %. Van wetenschappelijk standpunt uit is het gewenst een stel lijnen van gelijke verhoudingen "p" te bekomen.

Enkele onderzoekers zoals Merz en Hansen poogden dergelijke lijnen op te stellen. Zij kwamen tot geen bevredigend resultaat omdat het nauwkeurig beeld van zulke lijnen in de nabijheid van de kusten zeer kompleks is; verder moesten in het zeegebied, niettegenstaande het eenvoudig verloop van deze curven, onnauwkeurigheden optreden in gebieden van kleine tijverheffing, zolang men niet beschikt over nauwkeurige kaarten met het verloop van lijnen met gelijke amplitude M_2 en S_2 .

Intussen worden, omwille van de eenvoud en de overzichtelijkheid, die p-waarden gebruikt, die men bekomt door ze als constant te beschouwen over een veld en afgerond tot op 5 % nauwkeurigheid. Een voorbeeld van zulke ordening per gebied van de gemiddelde verhoudingen tussen de tijverheffingen bij krank- en springtij kan men zien op fig. 70

5. Getijden langs de Vlaamse kust.

Door de Duitse marinebasis te Oostende en te Zeebrugge werden gedurende de periode 1915 - 1918 de begroting en mathematische verwerking van de opgetekende waterstanden te Oostende en te Zeebrugge volgens drie werkwijzen doorgevoerd:

- 1) doorlopende meting van de waterstand uur per uur.
- 2) de basiswaarden van het getijde werden afgeleid, en hun afhankelijkheid van de maanstand en meteorologische factoren onderzocht.
- 3) van de gezamenlijke opgetekende waarden werden uurwaarden ontnomen en dit ter afleiding van de periodische en niet periodische veranderingen van de gemiddelde waterstanden, alsook ter opstelling van de gemiddelde getijde krommen.

De voorname plaats toegekend aan de maanstand bij de begroting van de periodische verandering van de basiswaarden en de getijdecurven kan verklaard worden door de zeer belangrijke invloed van het M_2 en het S_2 getijde, ($AM_2 = 1,8m$; $AS_2 = 0,5m$) die alle andere getijden ver overtreffen, wat ² onder andere ook tot uiting komt door de grootte van:

$$\frac{K_1 + 0}{M_2 + S_2} \quad \text{waarvoor men te Oostende, door gebruik van de}$$

resultaten van de harmonische analyse van Hessen de buitengewone kleine waarde van 0,06 vindt.

Als basiswaarden van het getijdeverschijnsel bij hun afhankelijkheid van de maanstand werd gevonden:

a/ het "mondflutintervall"

α = tijdverschil tussen intrede van het hoogwater en de meest naburige doorgang van de maan door de meridiaan (in min.)

1915 - 1917:

Voor Oostende:

$$44,6 \cdot \sin(\alpha - 223^\circ) + 7,6 \cdot \sin(2\alpha - 90^\circ) + 2,7 \cdot \sin(3\alpha - 312^\circ)$$

Voor Zeebrugge:

$$42,6 \cdot \sin(\alpha - 231^\circ) + 9,3 \cdot \sin(2\alpha - 73^\circ) + 2,2 \cdot \sin(3\alpha - 321^\circ)$$

b/ gemiddelde eb, vloed en getijde-duur

	Oostende	Zeebrugge
ebduur	6h40'	6h30'
vloedduur	5h46'	5h55'
getijdeduur	12h25'	12h25'

Het verschil te Oostende is 20 minuten groter dan te Zeebrugge; daar de eb- en de vloedduur tijdens springtij hun kleinste en bij kranktij hun grootste waarden hebben verandert de duur van het getijde binnen een halve maand, en voor beide plaatsen, ook met een bedrag van 20 minuten.

De vorm van de gemiddelde getijdekrommen voor Oostende en Zeebrugge worden gegeven in fig. 71 . De afhankelijkheid ervan van de maanstand wordt gegeven door de volgende formules (geldig voor de periode oktober 1915 - september 1917):

Ouderdom
van de
maan

Voor Oostende

0	$n=2,15+2,13 \cdot \sin(\alpha - 91^\circ) + 0,16 \cdot \sin(2\alpha - 236^\circ) + 0,13 \cdot \sin(3\alpha - 1^\circ)$
1	$n=2,13+2,20 \cdot \sin(\alpha - 91^\circ) + 0,16 \cdot \sin(2\alpha - 236^\circ) + 0,16 \cdot \sin(3\alpha - 351^\circ)$
2	$n=2,18+2,22 \cdot \sin(\alpha - 90^\circ) + 0,16 \cdot \sin(2\alpha - 235^\circ) + 0,15 \cdot \sin(3\alpha - 7^\circ)$
3	$n=2,16+2,21 \cdot \sin(\alpha - 91^\circ) + 0,16 \cdot \sin(2\alpha - 248^\circ) + 0,15 \cdot \sin(3\alpha - 15^\circ)$
4	$n=2,18+2,12 \cdot \sin(\alpha - 91^\circ) + 0,16 \cdot \sin(2\alpha - 241^\circ) + 0,15 \cdot \sin(3\alpha - 13^\circ)$
5	$n=2,16+2,01 \cdot \sin(\alpha - 91^\circ) + 0,15 \cdot \sin(2\alpha - 240^\circ) + 0,13 \cdot \sin(3\alpha - 3^\circ)$
6	$n=2,12+1,83 \cdot \sin(\alpha - 90^\circ) + 0,15 \cdot \sin(2\alpha - 224^\circ) + 0,09 \cdot \sin(3\alpha - 3^\circ)$
7	$n=2,09+1,65 \cdot \sin(\alpha - 88^\circ) + 0,12 \cdot \sin(2\alpha - 205^\circ) + 0,06 \cdot \sin(3\alpha - 8^\circ)$

Ouderdom
van de
maan

Voor Oostende (vervolg)

8	$n=2,11+1,50.\sin(\alpha-87^\circ)+0,10.\sin(2\alpha-202^\circ)+0,04.\sin(3\alpha-2^\circ)$
9	$n=2,11+1,43.\sin(\alpha-87^\circ)+0,10.\sin(2\alpha-203^\circ)+0,04.\sin(3\alpha-6^\circ)$
10	$n=2,15+1,50.\sin(\alpha-87^\circ)+0,10.\sin(2\alpha-203^\circ)+0,05.\sin(3\alpha-7^\circ)$
11	$n=2,16+1,63.\sin(\alpha-88^\circ)+0,11.\sin(2\alpha-216^\circ)+0,08.\sin(3\alpha-11^\circ)$
12	$n=2,13+1,73.\sin(\alpha-89^\circ)+0,14.\sin(2\alpha-226^\circ)+0,12.\sin(3\alpha-11^\circ)$
13	$n=2,13+2,00.\sin(\alpha-90^\circ)+0,15.\sin(2\alpha-232^\circ)+0,12.\sin(3\alpha-6^\circ)$
Totaal gemid.	$n=2,14+1,88.\sin(\alpha-90^\circ)+0,10.\sin(2\alpha-253^\circ)+0,10.\sin(3\alpha-7^\circ)$

Voor Zeebrugge

0	$n=2,21+1,93.\sin(\alpha-96^\circ)+0,13.\sin(2\alpha-281^\circ)+0,17.\sin(3\alpha-40^\circ)$
1	$n=2,18+2,02.\sin(\alpha-96^\circ)+0,15.\sin(2\alpha-275^\circ)+0,22.\sin(3\alpha-35^\circ)$
2	$n=2,22+2,02.\sin(\alpha-96^\circ)+0,16.\sin(2\alpha-290^\circ)+0,21.\sin(3\alpha-39^\circ)$
3	$n=2,20+2,01.\sin(\alpha-96^\circ)+0,17.\sin(2\alpha-286^\circ)+0,21.\sin(3\alpha-41^\circ)$
4	$n=2,17+1,95.\sin(\alpha-97^\circ)+0,16.\sin(2\alpha-281^\circ)+0,19.\sin(3\alpha-42^\circ)$
5	$n=2,18+1,85.\sin(\alpha-95^\circ)+0,15.\sin(2\alpha-269^\circ)+0,17.\sin(3\alpha-32^\circ)$
6	$n=2,17+1,71.\sin(\alpha-94^\circ)+0,13.\sin(2\alpha-262^\circ)+0,12.\sin(3\alpha-29^\circ)$
7	$n=2,12+1,55.\sin(\alpha-94^\circ)+0,11.\sin(2\alpha-233^\circ)+0,09.\sin(3\alpha-10^\circ)$
8	$n=2,14+1,41.\sin(\alpha-92^\circ)+0,06.\sin(2\alpha-214^\circ)+0,08.\sin(3\alpha-24^\circ)$
9	$n=2,14+1,35.\sin(\alpha-90^\circ)+0,07.\sin(2\alpha-224^\circ)+0,06.\sin(3\alpha-24^\circ)$
10	$n=2,18+1,40.\sin(\alpha-90^\circ)+0,07.\sin(2\alpha-239^\circ)+0,08.\sin(3\alpha-33^\circ)$
11	$n=2,17+1,56.\sin(\alpha-93^\circ)+0,10.\sin(2\alpha-243^\circ)+0,11.\sin(3\alpha-28^\circ)$
12	$n=2,15+1,74.\sin(\alpha-95^\circ)+0,11.\sin(2\alpha-257^\circ)+0,14.\sin(3\alpha-30^\circ)$
13	$n=2,17+1,85.\sin(\alpha-95^\circ)+0,12.\sin(2\alpha-268^\circ)+0,15.\sin(3\alpha-30^\circ)$
Totaal gemid.	$n=2,17+1,74.\sin(\alpha-95^\circ)+0,11.\sin(2\alpha-266^\circ)+0,14.\sin(3\alpha-34^\circ)$

Daar de getijgolf langs onze kusten zich van west naar oost verplaatst, doen tijdverschillen bij hoogwater en laagwaterstanden, zich voor in dezelfde zin, voor de verschillende plaatsen.

Onderstaande tabel geeft het benaderend uur van hoogwater en laagwater voor enkele havens of plaatsen ten opzichte van hoogwater (laagwater), te Oostende.

Hoogwater:

Dover	: 1u13	vóór het uur van HW Oostende.
Boulogne	: 1u04	"
Calais	: 0u53	"
Duinkerke	: 0u24	"
LS Westhinder	: 0u14	"
Nieuwpoort	: 0u06	"
LS Noordhinder	: 0u00	"
LS Wandelaar	: 0u03	na het uur van HW Oostende.
Blankenberge	: 0u13	"
Zeebrugge	: 0u17	"
Knokke-Drempel Scheur-Wiel:	0u22	"
Westkapelle	: 0u24	"
Vlissingen	: 0u45	"
Terneuzen	: 1u15	"
Antwerpen	: 2u49	"
Hoek van Holland	: 1u42	"
Rotterdam	: 3u33	"
IJmuiden	: 3u43	"

Laagwater:

Duinkerke	: 0u07	vóór het uur van LW Oostende.
Nieuwpoort	: 0u00	"
Zeebrugge	: 0u05	na het uur van LW Oostende
Vlissingen	: 0u25	"
Terneuzen	: 0u55	"
Antwerpen	: 3u10	"
Rotterdam	: 3u43	"
IJmuiden	: 2u33	"

Gemiddelde getijdestanden langs de Belgische kust:

deze waarden zijn afgenomen van de gemiddelde getijkurven.

1) Nieuwpoort

Hoogte in decimeter van het getij boven het lokaal gemiddeld peil van laagste laagwater bij springtij of H, te Nieuwpoort.

	L.W.	VOOR										NA						L.W.
		5	4	3	2	1	$\frac{1}{2}$	H.W.	$\frac{1}{2}$	1	2	3	4	5	6			
gemid. springtij	5u20	3	4	10	17	27	47	51	52	51	50	44	34	22	14	7	4	7u00
gemid. middeltij	5u29	7	8	13	20	31	44	47	47	47	45	40	31	22	14	9	7	6u53
gemid. doodtij	5u45	11	13	18	24	33	40	41	42	41	40	36	29	22	17	13	2	6u51

2) Oostende

Hoogte in decimeter van het getij boven het lokaal gemiddeld peil van laagste laagwater bij springtij of H, te Oostende.

	L.W.	VOOR										NA						L.W.
		5	4	3	2	1	$\frac{1}{2}$	H.W.	$\frac{1}{2}$	1	2	3	4	5	6			
gemid. springtij	5u30	4	5	11	17	27	45	49	50	50	49	42	33	23	13	6	4	6u48
gemid. middeltij	5u40	7	8	14	20	29	42	45	46	45	44	39	31	22	14	9	7	6u45
gemid. doodtij	5u52	12	13	18	24	32	39	41	41	41	39	35	29	22	17	13	2	6u45

3) Zeebrugge

Hoogte in decimeter van het getij boven het lokaal gemiddeld peil van laagste laagwater bij springtij of H, te Zeebrugge.

	L.W.	VOOR										NA						L.W.
		5	4	3	2	1	$\frac{1}{2}$	H.W.	$\frac{1}{2}$	1	2	3	4	5	6			
gemid. springtij	5u43	4	7	13	18	25	41	46	48	47	45	40	32	21	12	6	4	6u34
gemid. middeltij	5u52	7	9	13	18	26	39	42	44	43	41	36	29	21	13	8	7	6u33
gemid. doodtij	6u09	1	13	16	21	29	36	38	39	38	37	33	28	21	15	12	11	6u29

Gemiddelde getijstanden in decimeter op enkele andere plaatsen ten opzichte van de gemiddelde laagste laagwater stand.

	Springtij		Doodtij	
	H.W.	L.W.	H.W.	L.W.
Duinkerke	: 56	4	46	12
LS Westhinder	: 48	4	39	11
LS Noordhinder	: 42	4	35	9
LS Wandelaar	: 48	4	39	11
Drempel Scheur-Wiel.	: 48	4	39	11
Westkapelle	: 42	4	35	9
Vlissingen	: 48	4	39	10
Steenbank(Midden-)	: 34	2,5	26,5	6,5
Schouwenbank N	: 25	1	19	5

D. Meting van de waterstanden en de golfhoogten.

De gebruikte meettoestellen (= peilschalen) geven over het algemeen de waterhoogte met een voldoende nauwkeurigheid aan. De tijdopname laat echter nog veel te wensen over. Voornamelijk bij de op bakens aangebrachte registreerpeilschalen, die door hun ligging niet dagelijks kunnen gecontroleerd worden, houden de moeilijkheden met het uurwerk nooit op. Daarom moet bijzondere nadruk gelegd worden op de eis van een gewaarborgde, voldoende, nauwkeurige tijdopname. Onlangs werden twee mogelijke oplossingen van dit probleem voorgesteld: men verbindt het peilstoel met een ontvangtoestel, die het dagelijks door de radio uitgezonden tijdsignaal op de trommel registreert; ook kan men de door het peilstoel gemeten waterstanden via U.K.W.-golven overseinen naar een op het vasteland staande schrijfapparatuur, die onder een continue tijdscontrole staat. Deze laatste methode schijnt het te halen op de eerste, daar bij deze methode niet alleen de tijd nauwkeurig gecontroleerd kan worden, maar ook elke stroming van de op de baak bevestigde peilschaal, onmiddellijk tot uiting komt en het snelst kan verholpen worden.

1. Metten van waterstanden.

Over het algemeen zijn de instrumenten van zeer robuuste constructie. Speciale voorzorgen moeten getroffen worden om het zeer delicate nulpunt van de peilschalen te behouden. In het ganse tijdgebied wordt de exacte tijdopname gewaarborgd door het gebruik van penduleklokken.

De tijdschaal voor de registreerkromme bedraagt tussen 12 en 15mm per uur. De waterhoogten worden gewoonlijk uitgezet in een verhouding van 1/20. Tegenwoordig bestaan er vier toestellen voorzien van een drijvende selsyntransmissie, die volledige voldoening geven. Een van de voordelen van dit systeem is dat van zodra het peil juist ingesteld is, het onveranderd behouden blijft.

Het is wel de moeite waard om de pneumatische peilschalen nader toe te lichten. Het principe van dit apparaat wordt aangegeven op fig. 72. Geperste lucht, afkomstig uit een tank, op een druk van 150 atmosfeer of bekomen door een compressor wordt herleid tot een druk van 2 atmosfeer. De luchtleiding bestaat uit een elektrische ondergrondse kabel, bedekt met lood, zonder koperen leidraden. De luchtbuis heeft een diameter van 6mm; ze mondt uit in een luchtkamer met een volume bij voorkeur gelijk aan het volume van de luchtbuis. De luchtkamer wordt gemonteerd onder het laagste waterpeil dat moet gemeten worden. Hier ontsnapt de lucht uit de kamer. De luchtdruk is gelijk aan de druk van de waterkolom die zich boven de kamer bevindt. De druk van de waterkolom wordt gemeten met een kwikmanometer zodanig dat de stijging van het kwikniveau in het open deel van de manometer precies 1/20e deel bedraagt van de stijging van het waterniveau. Op het kwik drijft een vlotter die direct verbonden is aan een schrijfstift. De fig. 73 toont de lucht-tank aan de rechterzijde en een gedeelte van de tijrecorder in de linkerbovenhoek. De cilinder onderaan de recorder bevat de kwikmanometer.

De constructie van een pneumatische peilschaal is veel goedkoper dan de constructie van een vlottende peilschaal met een diepe kelder onder de kabine. Diagrammen van beide types getijde-opnemers zijn van gelijke kwaliteit. Pneumatische peilschalen echter vereisen een volkomen hermetische constructie. Het aantal storingen bij deze pneumatische installaties is nog steeds veel groter dan bij drijvende recorders. Daardoor komt het dat de pneumatische recorder slechts gebruikt wordt waar direct registrerende, vlottende peilschalen, buitengewoon duur zouden uitvallen.

2. Golfmeters.

Voor het uitvoeren van grote werken, zoals het delta plan, is een uitgebreid onderzoek van de golfbeweging noodzakelijk. Daarom moet men heden ten dage over vele golfmetingen kunnen beschikken. De metingen moeten betrekking hebben op grote gebieden en op welbepaalde tijdsintervallen. De meeste meetstations bestaan uit een pijler, voorzien van registreerapparaten zoals voorgesteld op fig. 74. De pijlers worden door waterstralen in de bodem gedreven. De waterdiepte varieert van 4 tot 10m, en de afstand buiten de kustlijn van 400m tot 12km.

In Nederland werden drie types golfmeters ontworpen: elektrische, vlottende en pneumatische recorders. De vlottende hebben het voordeel dat ze geen verbinding met de kust vereisen. Daar voor het ogenblik dit vlottend type nog het meest gebruikte en het meest handige is, zullen we enkel dit type in detail bespreken.

Dit instrument rust op een pijler en is reeds sinds 10 jaar met succes gebruikt geworden. De golfrecorder wordt bevoelen door een vlotter, die een horizontale buis met 13cm diameter volgt. De buis is voorzien van twee centimeter brede spleten die er volgens een spiraal overlopen. Zodoende is de vlotter niet onderhevig aan de richting van de stromen en de golven. Op de fig. 74 is de buis van de vlotter op de linkerkant zichtbaar. De vlotter en de beweegbare onderdelen van de golfmeter zijn licht genoeg om ook de snelste beweging nauwkeurig te volgen. Het meettoestel is zodanig opgevat dat zeer lange perioden zonder controle kunnen geregistreerd worden. In de praktijk kan een periode van vijf maand bereikt worden.

Fig. 75 toont het vooraanzicht van een maregraaf. Het instrument wordt tegen het water beschermd door een bakje, waarin het vervat is. Nochtans moet de naald van de vlotter door dit bakje heen, zodat het niet meer luchtdicht is; het bakje "ademt". Na korte tijd is het instrument bevochtigd door condensatiewater. Daarom gebruikt men roestvrij staal en brons bij de uitvoering van de onderdelen.

Fig. 76 a, b toont een voorbeeld van diagrammen bekomen met dit toestel bij verschillende regimes van de zee. De golfhoogte wordt geregistreerd op was-papier op een schaal van 1/50. Men beschikt over 12m papier om de golven te registreren. Daar de naald nauwkeurig alle bewegingen van het waterpeil volgt, zijn ook de getijden zichtbaar op het diagram. Zie de aanduiding H.W., L.W. en H.W., enz. op fig. 76 a, b. Dank zij dit getijde kan men het tijdstip bepalen op de diagrammen.

E. De getijvoorspelling.

De krachten, die de getijbeweging veroorzaken, worden volgens de getijanalyse ontleed in partiële krachten, die harmonisch verlopen.

De zeven belangrijkste getijden zijn:

M_2 = dubbeldaags middelbaar maansgetij.

S_2 = dubbeldaags middelbaar zonsgetij.

N_2 = dubbeldaags maans-elliptisch getij.

K_2 = dubbeldaags maans- zons declinatiegetij.

K_1 = enkeldaags maan-zons declinatiegetij.

O_1 = enkeldaags maans-declinatiegetij.

P_1 = enkeldaags zons-declinatiegetij.

Deze partiële getijden of getijconstanten verschillen van plaats tot plaats en bestaan ieder uit: een amplitude en een k-getal, namelijk het bedrag dat de fase van de werkelijke getijbeweging achter is op de fase volgens de evenwichtstheorie.

Aldus is bv. de waterstand y op een bepaald ogenblik t bepaald door:

$$y = S_0 + \int f \cdot \cos . dH$$

waarin S_0 : middenstandsvlak

f : reductiefactor

H : amplitude

De amplituden van de dubbeldaagse partiële getijden overwegen, vandaar dan ook het dubbeldaags karakter van het getijtype langs onze kusten.

De getijtabellen worden aldus jaarlijks met een getijvoorstel machiene berekend (Tidal Institute Liverpool); hierbij wordt op een mechanische manier de integratie verwezenlijkt van de partiële getijden in hun juiste fasestand en met een passende hoogte.

Hierbij verwijzen wij ook nog naar de cursus "Waterwegen" van Prof. Ir M. Van Cauwenberge.

& 4 De getijdestromen.

A. Inleiding.

Ten gevolge van de getijverwekkende kracht van maan en zon worden benevens de verticale bewegingen van de watermassa (getijden) ook horizontale waterbewegingen veroorzaakt, dit zijn zogenaamde getijstromen.

Langsheen een kust heeft men vloedstroom, gevolg van de vloedgolf, die het water doet rijzen en de ebstroom, gevolg van de daling van het water. De overgang van vloed- naar ebstroom en omgekeerd geeft kentering: deze valt echter niet samen met het tijdstip van hoog water of laag water: de vloed- of ebstroom gaat door niettegenstaande het feit dat het water al valt of stijgt.

Behalve de invloed van de zon en de maan, hebben kracht en richting van de wind vanzelfsprekend ook een niet te onderschatten invloed op de stromingen.

Men kan als algemene regel aannemen dat de vloedstroom (repectievelijk ebstroom) begint voor H.W. en duurt tot een tijd na H.W.; verder stelt men vast dat doorgaans langs een kust, de vloodsnelheid sterker is dan de snelheid bij eb of omgekeerd. Aldus stelt men langs de Belgische en de Nederlandse kust een vloedoverschot en langs de Duitse kust een eboverschot vast. Stroommetingen wezen ook uit dat in de nabijheid van de kusten slechts twee onderscheiden richtingen voorkomen, beiden evenwijdig met de kustlijn. Verderaf neemt de stroom, die langs de kusten steeds draait in een zin corresponderende met de draaizin rondom het meest naburige amphidromisch punt, geleidelijk verschillende richtingen aan.

Soms worden stromingen ook voorgesteld onder de vorm van stroomrozen: hierbij komt het karakter van een bepaalde stroom beter tot uiting.

De grootste snelheden vindt men nabij de waterlijn, bodemstromen zijn veel zwakker. Men neemt over het algemeen aan dat de stroomsnelheden op een bepaalde verticale een parabolisch verloop hebben.

B. De getijdestromen in de Noordzee.

1. Richtingen, snelheden.

Het beeld van de zeestromingen in de Noordzee wordt op de eerste plaats veroorzaakt door de getijdestroming. Daar tegenover blijven alle overige stromingen, van periodische of niet periodische aard, op de achtergrond. Over de getijstroomen in de Noordzee bezit men sedert enkele decenia zeer veel precies materiaal. De getijdestromen hebben overal het karakter van de zogenaamde halftaaglijkse getijden met hoog- en laag waterstanden die een halve maan-dag van 12u25' uit elkaar liggen.

Zet men van uit een punt het beeld van de stroomverdeling voor een bepaalde plaats volgens richting en sterkte, zoals die volgen uit stroommetingen, uit, dan ontstaat een zogenaamde stroomroos waarvan een voorbeeld gegeven wordt in fig. 77. De stromen worden hierbij voorgesteld door vectoren met richting en zin van de stroming en een lengte die correspondeert met de stroomsterkte. Verbindt men de pijlpunten van de vectoren - in de figuur werd dit om het uur gedaan - met elkander, dan ontstaat een onregelmatige veelhoek. Deze "stroomfiguur" wordt des te nauwkeuriger naarmate men kleinere tijdsintervallen kiest; bij een continue voorstelling gaat de veelhoek over in een gekromde kurve.

In deze kurve zijn naast de getijdestromen ook alle andere stromingen zoals de driftstroom door de wind, densiteitsstromingen, enz. opgenomen, die men door een zogenaamde harmonische analyse kan afzonderen. Daarbij zijn, over het algemeen, stroomwaarnemingen over een volle of tenminste een halve cyclus der maanfasen noodzakelijk, zodat het bekomen van zuivere getijdestroomwaarden een langdurige en kostelijke aangelegenheid is; daardoor komt het dat men zich meestal beperkt tot waarnemingen bij springtij. De stroomfiguur van de zuivere getijdestroom is een ellips waarvan de kleine en de grote halve as correspondeert met de kleinste respectievelijk de hoogste getijdestroomsnelheid, waarbij de oriëntatie van de grote as tegelijkertijd de beide hoofdstroomrichtingen aangeeft. Deze richtingen zijn voor de zeevaart van groot belang, omdat zij de overheersende tendens van de stroomverplaatsing in elk gebied vastleggen; zij kunnen bij stuurloos geworden vaartuigen een factor van overwegend belang uitmaken. Daarom is het ook gewenst snel tot een duidelijk overzicht van de hoofdgetijstroomrichtingen te komen, daar deze gegevens uit de getijdestroom atlassen over grotere gebieden slechts moeilijk kunnen afgeleid worden.

Wel bewust van het belang van een dergelijke overzichtskaart heeft het "Institut für Meereskunde" het plan opgevat een kaart te ontwerpen die het verloop om de 10° weergeeft van de lijnen met gelijke richting van de maximale getijdestromen. De richtingskurven worden meestal beperkt tot de hoofdas. Door het grote aantal van de aldus weergegeven richtingsvectoren, zoals weergegeven op fig. 78 bekomt men echter nog geen overzichtelijke indeling. De stroomrozen worden zelden op kaart gebracht voor zo'n uitgestrekt gebied als de Noordzee. Daarentegen geeft men echter om het "maanuur" de vectoren van de stromingen "richting en snelheid" in de verschillende punten. Aldus bekomt men de zogenaamde "twaalfurenkaarten". Zo geven de fig. 79 de verschillende kurvekaarten weer, 6, 5, 4, 3, 2, 1 uur vóór, op, en 1, 2, 3, 4, 5, 6 na de doorgang van de maan door de meridiaan van Greenwich.

Door de nadere studie van deze lijnen langs dewelke de maximale stroom juist in twee van de acht hoofdrichtingen: N/Z, N.O/Z.W., O/W, Z.O/N.W., valt kan men een, voor praktische doeleinden, voldoende nauwkeurige overzichtskaart opstellen die naar behoeven lokaal door de stroomkaarten van de getijdestroomatlussen vervolledigd kan worden.

Bij het bekijken van een dergelijke kaart (fig. 80) valt het op, dat de omringende sectoren die telkens op $22,5^\circ$ gelegen zijn van de hoofdrichtingen een zeer verschillende uitgestrektheid vertonen. Langs de kusten overwegen in grote trekken deze sectoren, die ongeveer met het kustverloop overeenkomen, een feit dat verstaanbaar is, daar de getijdestromen in de nabijheid van het vasteland ongeveer evenwijdig met de oever verlopen. Daarbij moet men echter bedenken, dat de kaarten omwille van hun kleine schaal niet alle details in de omgeving van de kusten, de eilanden, de bochten, de kappen, de stroommondingen en de wadgebieden kunnen weergeven.

Verder komen meerdere merkwaardige punten voor waarin de vier sectoren - elke sector omvat beide, over het algemeen over 180° gedraaide hoofdstroomrichtingen - vertegenwoordigd zijn. In deze punten heerst daarom op elk ogenblik een hoofdstroom, een feit dat slechts mogelijk is, wanneer de getijdestromen tijdens het verloop van een getij hun snelheid niet veranderen. De getijde-stroomellips ontaardt hier in een cirkel zodat men van circulaire stromen spreekt die weliswaar voortdurend zijn richting maar niet zijn stroomsterkte verandert. Een voorwerp geplaatst in deze stromen - wanneer men andere invloeden zoals wind, drift, enz. uitschakeld - zal een cirkelvormige baan beschrijven en zal na een halve maan-dag telkens op zijn uitgangspunt terugkeren.

Wat de Noordzee betreft kan men het volgende zeggen. In gans het noordelijk gedeelte met uitzondering van de Firth of Moray, waar een circulaire stroom heerst, zijn de stromingen gericht volgens N.Z.; die sector loopt tot aan de beide circulaire stroompunten (amphidromische punten) voor het Skaggerak en bij de Doggerbank. Een uitloper ervan reikt tot aan de Deense Noordzeekust. Vanaf de verbindingslijn van deze amphidromische punten ligt een uitgestrekte O.W.-sector die reikt tot voor de Oostfrieze eilanden, de Duitse Bocht en het meest zuidelijke amphidromisch punt voor de Hoofden. De overige sectoren daarentegen hebben een beperkte uitgestrektheid en zijn, hetzij overgangsgebieden tussen de grote sectoren, hetzij spiegelbeelden van het algemeen kustverloop.

2. Amphidromische punten.

Het getij-regime van de zuidoostelijke Noordzeekusten is ingeschakeld in een systeem van amphidromieën voorkomend in het zuidelijk deel van de Noordzee. De sterke getijbeweging aan de zuidkant ontstaat door vrije getijgolven. Deze vinden hun oorsprong in de voortplanting van het oceanisch getij in dit gebied en staan niet zozeer onder de directe invloed van de getijverwekkende krachten.

Een amphidromie wordt gewoonlijk gevormd door een transversale inwerking (coriolis versnelling of andere getijgolf) op een getijgolf. Zie ook "Stroomatlas Nederland - Deel I - 1963" en "Atlas of Tides and Tidal Streams - British Islands and adjacent Waters - 1946".

Aldus wordt een knooppunt gevormd, amphidromisch punt genoemd, waar het verval nul is. In de zuidoostelijke Noordzee zijn dergelijke punten gelegen op $\pm 51^\circ 13' N - 3^\circ 13' 0''$; en op $55^\circ 31' N - 5^\circ 42' 0''$; een golfbeweging van het getij draait als het ware in tegengestelde zin der wijzers van een uurwerk om deze punten heen. (zie ook & 3 C 2 en & 4 B 1)

3. Reststromen.

Reststromen, dit zijn de resulterende stromen van de eb- en de vloedstroom, zijn over het algemeen veel zwakker dan de getijdestromen. Langs de Nederlandse kust bijvoorbeeld bedragen zij ongeveer 5km per maan-dag in tegenstelling met de maximale getijdestromen die 3km per uur kunnen bereiken.

Het systeem van de reststromen (fig.81), is onderhevig aan grote variaties, onder invloed van de wisselende meteorologische omstandigheden; de figuur geeft enkel een algemeen beeld van de gemiddelde circulatie. De snelheid en de richting van de reststromen worden sterk beïnvloed door de wind. Elke wind die eenmatige kracht of duur bezit, zal in de bovenste lagen een stroming doen ontstaan waarvan de richting bepaald wordt, zowel door de wind zelf, als door de topografische kenmerken. In bijgaande tabel (fig.82), gebaseerd op waarnemingen van lichtschepen geven we een idee van deze invloeden. Kolom 3 geeft de gemiddelde waarden van richting en de sterkte van de stromingen. De 4de en de volgende kolommen geven dezelfde inlichtingen bij hevige winden uit verschillende richtingen. Langs de Belgische en Nederlandse kusten zijn de resten naar het noorden gericht. Onder invloed van de noorderwind kan de richting echter omkeren. De sterkste reststromen werden waargenomen bij zuidwest of westenwinden.

C. Verandering van de stroomsnelheden met de diepte. (Stroomverticalen)

Bij het meten van watersnelheden in open zee vanaf een schip, worden deze meestal op twee en een halve meter van het vaartuig verricht omdat anders stromen nabij de oppervlakte wegens de storende werking van het meetvaartuig niet zuiver zouden worden gemeten. Normaal bepaalt men daarbij de snelheden om de twee meter diepte langs de gehele verticale van het meetpunt. Het laagste punt waar de stromen doorgaans regelmatig kunnen gemeten worden ligt op 15cm boven de bodem.

Door de gevonden snelheden grafisch uit te zetten als functie van de hoogte boven de bodem ontstaan de zogenaamde stroomverticalen, en deze wijzen steeds opnieuw uit:

- dat gemiddeld de maximum stroom aan de oppervlakte wordt gevonden;
- dat de bodemsnelheden aanzienlijk kleiner zijn dan de oppervlaktesnelheden;
- dat de snelheden van boven naar beneden gemiddeld volgens een parabool van de 5de orde afnemen en dus de snelheidsgradiënt nabij de bodem bijzonder sterk is; -
- dat hoofdzakelijk door verschillen in soortelijk gewicht van het water de snelheidsverticaal abnormaal kan worden.

Andere factoren, welke abnormale stroomverticalen kunnen veroorzaken, zijn een oneffen bodem, dichtbij gelegen oevers, wind, en dergelijke. In onze bodemrivieren vinden we parabolen van de 6de à 10de orde, dus stroomverticalen waarbij het verschil tussen de oppervlakte en de lager voorkomende stromen niet bijzonder groot is. In onze beneden rivieren is normale stroming zeer sterk gestoord door de verschillen in het zoutgehalte. In het algemeen heeft men dus de gevallen te onderscheiden welke in fig.83 zijn afgebeeld.

Waar sommigen menen dat de grootste stroomsnelheden iets beneden de oppervlakte voorkomen, moet dit meestal toegeschreven worden aan de onvolmaaktheden van het meettoestel. Op zee wordt het maximaal gemiddelde steeds aan de oppervlakte waargenomen.

Wat de benadering der stroomverticalen door een parabool betreft, hierover bestaat nog steeds veel meningsverschil. Velen nemen een kromme lijn aan welke de bodem snijdt, anderen een combinatie van kromme lijnen, welke de bodem raakt. Volgens ~~andere~~ waarnemingen is echter een eenvoudige parabool met verticale as te verkiezen boven andere lijnen.

In het Vlie en diens buitengeulen werden in 1933 ongeveer 200 stroomverticalen gemeten. Getracht werd een parabool te vinden, welke deze kromme benaderde. Het bleek dat deze de vorm:

$$v = a \sqrt[5,2]{h}$$

bezat. Ongeveer dezelfde parabool werd ook voor de Hoofden gevonden, namelijk:

$$v = a \sqrt[4,9]{h}$$

terwijl de ingenieur van de Rijkswaterstaat I.L.Kleinjan in 1934 voor de Schelde eveneens gemiddeld een parabool van de 5de orde vond.

In de uitdrukking voor de algemene vorm van een stroomparabool:

$$v = a \sqrt[q]{h}$$

is v de snelheid op een hoogte h en a de snelheid op $1m$ boven de bodem. Verder is q de orde van de parabool, terwijl $q/q+1 = \gamma$ de volheidsfactor kan genoemd worden. (fig.84) Wegens de eigenschap van parabolen is γ de verhouding van de paraboolinhoud en de omschreven rechthoek, of ook de verhouding tussen de gemiddelde stroomsnelheid V_{vert} en de snelheid van het oppervlak V_{opp} , dus:

$$\gamma = \frac{V_{vert}}{V_{opp}}$$

Op grond van ongeveer 1500 gemeten stroomverticalen in zee en in de zeegaten mag dus worden afgeleid dat:

voor normale omstandigheden de getijstromen in zee en in de zeegaten, voorzover geen verschillen in soortelijk gewicht aanwezig zijn, stroomverticalen bezitten, welke zowel voor eb als voor vloed goed benaderd worden door de formule

$$v = a\sqrt[5]{h}$$

Deze regel is van veel betekenis, omdat men vaak te doen heeft met een reeks stroommetingen in één enkel punt. Met behulp van bovenstaande formule kan men dan hieruit de stromen in de gehele verticaal, dus ook de bodemstromen en gemiddelde stromen leren kennen.

Een verklaring van de stroomparabolen kan als volgt gedacht worden (fig. 85). Leunend over de leuning van een bewegend schip ziet men het water nabij de scheepswand meegesleurd worden, waarbij de laag, die onmiddellijk in contact is met de scheepshuid, geheel wordt meegesleurd; de laag, die zich op 10cm afstand bevindt met een kleinere snelheid; een laag die nog verder verwijderd is met nog kleinere, enz. Denkt men zich nu het schip voor anker liggend en het water bewegend, dan maakt dit relatief geen verschil: de snelheidsgradiënt nabij de scheepswanden blijft ongeveer parabolisch verlopen.

Zo kan men zich ook de bodem van een kanaal voorstellen als bewegend en het water als stilstaande. Per seconde verplaatst deze bodem zich over AB naar links, zodat de relatieve snelheid van het water ten opzichte van de bodem door de vierhoek A B C D is voor te stellen. Nadat zekere tijd is verlopen heeft de bodem het water meegesleurd en het is duidelijk, dat de meesleuring van de hogere waterlagen in belangrijk mindere mate zal zijn geschied dan van de lagere. Het oppervlak α tussen het oorspronkelijk en het uiteindelijk snelheidsdiagram is dus verdwenen door wrijving. Anders gezegd: de afremmende werking van de bodem is het sterkst bij de bodem en het zwakst zo ver mogelijk van de bodem.

Daar in turbulente rivieren steile parabolen worden aangetroffen, kan men tot de plausibele gevolgtrekking komen, dat grote turbulentie de afremmende werking gemakkelijker naar de hogere lagen kan voortplanten dan geringe turbulentie. Mogelijk speelt hierbij de breedte van rivieren en de aard van de oevers eveneens een rol, terwijl ook de viscositeit van het water van belang zal zijn.

In fig. 86 wordt het gemiddeld verband tussen de stroomsnelheden en de diepte in ongelaagd water voorgesteld. Wanneer de stroomsnelheid op gelijk welke hoogte in ongelaagd water gekend is, kan de gemiddelde snelheid op elke andere diepte gevonden worden. Neem bv. een snelheid van 2,7 knopen aan de oppervlakte in een water van 20m diepte: de snelheid op 4m boven de bodem bedraagt dan ongeveer 2 knopen en op 2m boven de bodem nog slechts 1,7 knopen. Onder de 1m lijn moeten deze kurven echter met veel zorg gebruikt worden.

De gemiddelde stroomsnelheid langs de verticale wordt gegeven door een fractie γ van de stroomsnelheid aan de oppervlakte. Deze fractie is onafhankelijk van de diepte, tenminste voor de diepten waarvoor ze experimenteel bepaald werd (10 tot 60 m) en wordt gegeven door de factor $\gamma = 0,83$

Slechts weinig systematische gegevens zijn voorhanden omtrent het verband tussen de diepte en de stroomrichting voor de open zee, tenminste voor het beschouwde gebied. Een studie gemaakt over de stromingen in het gebied ten noordwesten van Den Helder toont aan dat de stromingen aan de oppervlakte en langs de bodem meestal evenwijdig verlopen, uitgenomen gedurende kenteringen, wanneer de stromingen relatief klein zijn. Op dat ogenblik kan de bodemstroom immers omslaan in een richting tegengesteld aan deze van de oppervlaktestroom.

Een resulterende component die aan de oppervlakte naar de kust toe of ervan weg gericht is, zal gewoonlijk gecompenseerd worden door een tegengestelde bodemstroming, maar deze stromingen zijn over het algemeen veel kleiner dan de getijdestromingen en zullen dus slechts in staat zijn de richting van de stroming te veranderen omstreeks de kenteringen of tijdens hevige stormen.

Op fig. 87 worden de horizontale componenten van de snelheden aan de oppervlakte of in de omgeving ervan voorgesteld met hun fluctuaties te wijten aan de oppervlaktegolven. Deze fluctuaties zijn, zoals uit de figuur duidelijk blijkt, afhankelijk, zowel van de waterdiepte als van de golfkarakteristieken. De curven werden opgesteld aan de hand van berekeningen gebaseerd op de lineaire golftheorie en moeten met uiterste zorg gebruikt worden. Zij geven enkel een eerste benadering van de snelheden die moeten verwacht worden.

D. Toestellen voor het meten van stroomsnelheden en stroomrichtingen.

Voor de meting der stromingen staat tegenwoordig een tamelijk uitgebreide keus meettoestellen ter beschikking. In verband met de zeer wisselvallige noodwendigheid van de nauwkeurigheid en de aard van de onderzoekingen der stromingen betekent deze massa toestellen geen overdreven luxe. De meettoestellen worden ofwel uitgezet en bediend vanaf een meetschip ofwel geplaatst als zelfregistrerende apparaten.

Beide methodes hebben voor- en nadelen, waarop hier echter niet verder zal worden ingegaan. Nochtans willen we er nog op wijzen dat bij de bespreking van deze vraag gemakkelijk een punt over het hoofd gezien wordt: hoe meer de meettoestellen als zelf-registrerend worden ingericht, des te meer verliest de "waarnemer" zijn belangrijke taak, namelijk de zich afspelende natuurverschijnselen "waar te nemen". En dit is het nadeel van het streven naar zelfregistrering bij de meettoestellen; want eerst uit de overeenstemming van meting en waarneming krijgt men een inzicht in het spel der natuurkrachten.

De oudste meettoestellen voor stroomsnelheden zijn de vlotters. Bij de verschillende types onderscheidt men paalvlotters, kettingvlotters, gekoppelde staafvlotters, oppervlakte- en diepte-vlotters.

Kleine correcties moeten aangebracht worden om van de door de vlotters gemeten snelheid over te gaan naar de gemiddelde snelheid in een bepaalde verticaal; zoals controle-metingen hebben aangetoond geeft de vlotter niet precies de gemiddelde snelheid aan.

In kustwateren en brede rivieren is het dikwijls moeilijk de invloed van de wind op de vlotter, vooral bij de oppervlakte-vlotter, volledig te elimineren. In Nederland worden deze toestellen dikwijls gebruikt om het afvoerdebiet te meten doorheen een ganse dwarssectie van een stroom; dit kan gemakkelijk gelijktijdig gebeuren, in verschillende armen van een systeem van rivieren of estuaria. Met het doel driftstromen in kustwateren te meten werd een boeivlotter ontworpen die door een zender en een ontvanger met de kust verbonden is.

Wanneer men een volledig beeld van de snelheidsverdeling in verschillende punten wil bekomen, wordt het hierna beschreven toestel gebruikt. Met dit type toestel is het mogelijk zowel horizontale als verticale snelheidsgradiënten te meten. Dit is van uitzonderlijk belang voor de studie van de erosieverschijnselen, alsook voor het opmeten in wateren met variabele densiteit.

De opgehangen Ott-stroommeter, een toestel van het gewone molentype, vereist het gebruik van een afzonderlijke richtingsmeter. Wanneer de Ott-meter opgehangen wordt in een raamwerk met vaste positie ten opzicht van het schip maakt een potentiometer ook directe aflezingen van de richtingen mogelijk. Met behulp van het boordkompas kunnen deze richtingen omgerekend worden met betrekking tot het magnetisch Noorden. De snelheid zelf bekomt men doordat de stroming een molentje doet ronddraaien waarbij telkens na een bepaald aantal omwentelingen een electrisch sein wordt gegeven.

Er bestaan twee types van de Ott-stroommeter: het eerste type wordt gebruikt voor het bepalen van een stroom-verticale om de twee meter (fig. 88); het andere type is een bodemstroommeter die twee molentjes bezit op een onderlinge afstand van 35cm, welke in een raam bevestigd zijn. Door dit raamwerk op de bodem te plaatsen kan de stroomsnelheid op 15cm en op 50cm boven de bodem continu geregistreerd worden (fig. 89 a, b). De toestellen kunnen ook dienen als onderlinge controle als men de parabolische wet der snelheden kent.

De pendule-stroommeter (fig. 90), waarvan twee types werden ontwikkeld, één door het Waterloopkundig Laboratorium te Delft en één door de Rijkswaterstaat, is een moderne versie van de oude stroommeter van Jacobsen. Haar werking berust op het feit dat de kracht van de stroming aan de punt van een weerstandbiedend lichaam, opgehangen in de α stroming, een afwijking geeft van de verticale. Deze afwijking is een maat voor de snelheid van het water. Een correctie voor de doorbuiging van de opgehangen kabelmeter maakt de opmeting nog exacter. De pendule-stroommeter geeft tegelijkertijd ook de richting van de stroming. Een voordeel van dit toestel is dat het ook werkt bij zeer kleine snelheden, zodat het bijvoorbeeld kan gebruikt worden voor metingen in havens.

Daar waar de Ott-stroommeters en de pendule-stroommeters aan boord van een schip kunnen gebruikt worden, werd de zogenaamde "sundermeyer" registrerende stroommeter ontworpen voor metingen op vaste plaatsen. Ze werd vervaardigd in het Waterloopkundig Laboratorium te Delft volgens de principes van C. Sundermeyer van de Koninklijke Shell-maatschappij. Dit instrument bestaat uit twee pijpen. De binnenste pijp, voorzien van een roer, kan ronddraaien met de richting van de stroming. Aan het uiteinde van de binnenste pijp werd door middel van een scharnier een weerstandbiedende buis opgehangen. De afwijking van deze buis van de verticale, die een maat is voor de stroomsnelheid, wordt geregistreerd. De registreerpen wordt bevolen door een ketting verbonden aan deze buis en die over een wiel, met dezelfde as als het scharnier, loopt. De richting, de hoek waarover de inwendige pijp draait, wordt ook gemeten.

Benevens de hogervermelde instrumenten worden er ook bodemstroommeters gebruikt. Een type met twee dicht-boven-elkaar geplaatste Ott-meters maakt het mogelijk snelheidsprofielen tot dicht bij de bodem op te meten. (Zie hoger). Een ander type werd voorzien van een molentje, cardanisch opgesteld op een driepikkel (fig. 91). Door middel van een potentiometer kon opnieuw de richting van de stroming opgetekend worden. Dit type toestel wordt in het bijzonder gebruikt om gelijktijdig op verschillende plaatsen continue registraties te doen. Deze gegevens kunnen beschouwd worden als een meetbasis waarmee de meer gedetailleerde metingen vergeleken worden.

Enkele jaren geleden werden, speciaal voor de studie van turbulent water, twee stroommeters ontworpen. Het zijn zeer gevoelige instrumenten. De ene is van het molentype met een speciale soort recorder. De andere werd ontworpen door het W.L. te Delft volgens het principe van het Hydraulic Research Station, Wallingford, Berks, England. Met dit laatste toestel kan de richting en de snelheid van de bewegingen van een uitstekende ring van een cilindrisch lichaam veroorzaakt door de turbulente snelheidsveranderingen gemeten worden.

E. Gegevens voor de Belgische Kust.

Voor wat de Belgische kust betreft werden de getijdestromen hoofdzakelijk onderzocht aan de hand van oppervlakte-vlotters. Reeds in de periode 1899 - 1900 heeft G. Gilson ter hoogte van de Belgische kust onderzoekingen verricht in verband met de oppervlakte stromingen in het zuidelijk gedeelte van de Noordzee. Ter hoogte van de Westhinder en de lijn Calais-Dover heeft hij oppervlakte-vlotters, enkelvoudige of gekoppelde flossen in zee geworpen op het begin ogenblik van de ebbe of vloed. Hij heeft het traject en de plaatsen genoteerd waar de vlotters aanspoelden of opgevist werden alsook de tijd begrepen tussen hun tewaterlating en hun recuperatie.

Op 945 uitgeworpen vlotters, werden er 532 gerecupereerd op of nabij de kusten van Frankrijk, België, Nederland, Duitsland, Denemarken, Zweden, Noorwegen en Engeland respectievelijk 69, 27, 237, 60, 97, 3, 9 en 3 vlotters (fig. 92). Een zeker aantal, namelijk 27 werden gerecupereerd in volle zee. In werkelijkheid dreven de meeste vlotters, namelijk 394 op 532, af in noordoostelijke richting, om te belanden op de kusten van Nederland, Duitsland en Denemarken.

Om de inlichtingen omtrent de oppervlakte-stromingen, dus in feite reststromen, geleverd door G. Gilson te vervolledigen was het noodzakelijk het algemeen gedrag van de verplaatsing van de watermassa's langs de bodem na te gaan. Daarom heeft E. Leloup in de periode 1963 - 1964 bodenvlotters van het type "Woodhead Sea Bed Drifters" gebruikt die reeds verschillende malen met succes toegepast werden in Engeland. Het uitzicht ervan lijkt zeer goed op de algemene vorm van een regenscherm (fig. 93). Ze bestaan uit een koepel in rood-oranje polyethileen met een diameter van 19cm en doorboord door vier gaten van 2cm diameter gelegen op 2,5cm van het centrum. De staart van de vlotter in wit polyethileen is 52cm lang en heeft een diameter van 7mm; het onderste uiteinde is dunner en is omringd door twee boven elkaar liggende cilinders; de onderste heeft een hoogte van 38mm en weegt 7g, de bovenste heeft een diameter van 12mm en weegt 2g.

In twee naburige gaten van de koepel steekt een ringvormige band in geel polyvinyl met een lengte van 27cm en een breedte van 6mm; op de band staat het volgnummer van de vlotter. Een vlotter weegt gemiddeld 62 à 63g. De vlotters, 250 in totaal werden snel na elkander en continu in zee geworpen bij rijzend water op 19 juli en 15 oktober 1963 alsook op 31 januari en 15 april 1964 van op twee punten: het eerste punt was gelegen ter hoogte van Nieuwpoort en het tweede punt ter hoogte van Zeebrugge.

Geballast om te drijven op een zekere diepte werden de vlotten gegrepen door de bodemstromen. Men vindt ze terug, hetzij in de netten van de vissers hetzij aangespoeld op de stranden, tenminste als ze niet blijven steken op een slibachtige bodem of tussen afvalmateriaal en stenen. Soms kan het gebeuren dat krachtige woelingen van het omringende water enkelen van deze terug bevrijden; in dit geval dient opgemerkt te worden dat hun reële drifttijd vervalst wordt. Indien de vlotters zich normaal op een bepaalde afstand van de bodem verplaatsen, ondergaan ze de gecombineerde en complexe invloeden van de locale winden en getijdestromingen. Hieruit volgt dat hun bewegingen moeilijk te interpreteren zijn.

In de fig. 94 krijgt men een idee van de oppervlaktestromen voor 10 punten gelegen ten hoogte van de Belgische kust: G, H, I, J, K, L, M, N, O en P. De reconstructie van de trajecten gevolgd door een vrij voorwerp dat passief drijft onder invloed van de wind en de stromingen is gebaseerd op de kaart der vlaamse banken gepubliceerd in augustus 1964 door de Hydrografische Dienst van de Belgische Kust te Oostende.

Opgesteld aan de hand van Belgische en buitenlandse getijtafels van 1935 tot 1963 geeft dit document uur na uur de richting en de snelheid van de getijdestromen langs de Belgische Kust. Natuurlijk gaat het hier om louter theoretische gemiddelde cyclussen die in grootte en richting kunnen variëren: volgens de locale klimatologische omstandigheden. Zij werken inderdaad op de stromingen van het meridionaal gebied waar het weer kalm kan zijn en normaal voor de tijd van het jaar.

Over het algemeen verhoogt of vermindert een krachtige wind de snelheid van de locale stromingen al naar gelang de wind en de stromingen een gelijke of tegengestelde richting hebben. Dit verschijnsel doet zich vooral gevoelen in de estuaria waar onverwachte schommelingen van het gemiddeld zee-niveau ware catastrofes kunnen veroorzaken.

De schema's samengevat in de figuur 94 werden getekend uitgaande van een bepaald punt op het ogenblik van hoog water bij spring- of kranktij. Het traject beschreven door het water heeft men opgesteld uitgaande enerzijds van de richting uur na uur tot op het ogenblik van het volgende hoogwater en anderzijds van de gemiddelde doorlopen afstand in knopen:

getijden	plaats									
	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P
springtij	11,7	15,5	17,8	14,6	15,3	15,6	16,8	14,1	18,6	22,5
kranktij	11,0	10,6	13,4	11,3	9,9	13,3	11,1	10,2	15,0	13,5

Men bekomt aldus de theoretische plaats die een watermassa zou innemen na een cyclus van ongeveer 12u30', van het ene hoogwater tot het andere.

Indien men de Belgische kust volgt van het zuidwesten naar het noordoosten, kan men het gemiddeld regime der stromingen in drie hoofdzones indelen. Nochtans stelt men lichte afwijkingen vast in het gedrag van watermassa's tussen dit bij springtij en dit bij kranktij.

Tijdens de hoogwaterstanden bij springtij:

- Tussen De Panne en het gebied ten westen van Zeebrugge (G, J, L, M, N), volgt het water eerst de kustlijn naar het ONO (G, J); nadien verwijdert het zich en verplaatst zich naar het NO (L, M) en verder naar het N (N).
- Ten NO van Zeebrugge (ter hoogte van Het Zoute - Kadzand), komt de watermassa nagenoeg terug op zijn oorspronkelijk punt, een beetje meer ten westen voor het punt I en een beetje meer ten oosten voor het punt O.
- Naarmate men zich van de kust verwijdert, gebeurt de waterverplaatsing in de derde zone volgens verschillende richtingen: naar het westen (H) ter hoogte van Middelkerke in de Negenvaam (- 18m), naar het WNW (I) ter hoogte van Oostende in de buurt van het lichtschip de Wandelaar, en naar het OZO (K) ter hoogte van Den Haan.

Tijdens de hoogwaterstanden bij kranktij:

- In vergelijking met de waarnemingen voor de hoogwaterstanden bij springtij, zijn de gevolgde trajecten dezelfde voor de punten H, I, K, M, N, P.
- Voor het punt L verloopt de bijna gelijkvormige kromme dichter bij de kust en het eindpunt ligt iets meer naar het oosten.
- De krommen voor de punten G, J en O liggen dichter bij de kust; zij zijn verschoven naar het ZW en hun eindpunten liggen meer naar het zuiden voor het punt J daarentegen verschilt het traject en het eindpunt ligt dichter bij de kust.

De gemiddelde theoretische lengten van de trajecten werden berekend door het meten van de afstand, in mijlen, doorlopen door een watermassa tussen de tijdstippen van een hoogwater en het daaropvolgende. De cijfers gegeven in de voorgaande tabel tonen aan dat de doorlopen trajecten bij kranktij korter zijn dan bij springtij.

De vector die het beginpunt zou verbinden met het eindpunt van een traject, stelt de gemiddelde doorlopen afstand voor alsook de uiteindelijke richting van de resultante van de getijdestromingen.

Hieronder geven we een samenvattende tabel van de getijdestromingen (richting en snelheid) voor de Belgische kust:

Ouderdom maan (in h)	- 6		- 5		- 4		- 3		- 2		- 1		0	
	R	S	R	S	R	S	R	S	R	S	R	S	R	S
Zeebrugge	232	1,4 0,8	220	1,2 0,8	208	1,2 0,8	140	0,9 0,5	090	1,5 0,9	065	1,8 1,0	057	1,5 0,9
Blankenberge	225	1,8	235	1,1	225	0,9	075	0,7	055	1,9	055	2,2	055	2,0
	225	1,2	240	1,3	225	0,6	250	0,2	064	0,8	045	1,1	052	1,1
Oostende	240	1,2	240	1,3	231	1,4	227	0,8	077	1,0	065	1,5	067	1,3
	231	1,4	231	0,8	214	0,5	-	0,0	065	0,7	064	0,9	062	0,9
Nieuwpoort	254	1,4	247	1,4	250	1,0	-	0,0	063	1,6	063	1,5	063	1,4
	236	1,1	231	0,7	222	0,2	058	0,2	071	0,6	063	0,9	068	0,7

Ouderdom maan (in h)	+ 1		+ 2		+ 3		+ 4		+ 5		+ 6	
	R	S	R	S	R	S	R	S	R	S	R	S
Zeebrugge	048	1,1 0,7	036	0,6 0,4	321	0,5 0,3	258	1,1 0,7	247	1,8 1,0	232	1,4 0,8
Blankenberge	050	1,7	045	0,8	235	0,4	240	1,1	235	1,6	229	1,8
	055	0,6	165	0,2	250	0,4	232	0,9	234	1,4	221	1,3
Oostende	069	1,1	075	0,3	225	0,4	226	0,7	233	1,1	243	1,2
	070	0,4	-	0,0	250	0,4	226	0,7	233	1,2	232	1,4
Nieuwpoort	052	1,3	052	0,5	-	0,0	258	0,5	249	1,1	250	1,4
	064	0,3	-	0,0	249	0,3	243	0,7	238	0,9	236	1,1

	Sterkste stroom						Kenteringen of zwakste stroom		Tij
	Tijd	R	S	Tijd	R	S	Tijd	Tijd	
Zeebrugge	-1.00	065	1,8 1,0	+5.10	245	1,8 1,0	-3.10	+2.40	Spr Kr
Blankenberge	-0.55	055	2,2	+5.55	229	1,8	-3.20	+2.45	Spr
	-0.30	048	1,1	+5.20	220	1,5	-2.45	+2.10	Kr
Oostende	-4.20	234	1,4	-0.45	066	1,5	-2.40	+2.30	Spr
	+5.50	232	1,4	-0.30	063	0,9	-3.00	+2.00	Kr
Nieuwpoort	-5.30	250	1,4	-1.35	063	1,6	-3.00	+3.05	Spr
	+6.05	236	1,1	-0.55	064	0,9	-3.25	+2.00	Kr

Tijdsverschil ten opzichte van het hoogwater te Vlissingen:

- = vroeger

+ = later

R = richting ten opzichte van het Noorden in graden, rechtsdraaiend

S = stroomsnelheid in zeemijl per uur

positief

HOOFDSTUK VII

Factoren verantwoordelijk voor het sedimenttransport.

& 1 De rechtstreekse werking van de wind:
eolische werking op de duinen.

Hiervoor verwijzen we naar Hoofdstuk V, & 2, B.

& 2 De onrechtstreekse werking van de wind:
de golven.

Deze werking noemen we onrechtstreeks, omdat ze de bodem niet direct aantast, maar wel door tussenkomst van de golvende beweging van het wateroppervlak.

A. Soorten golven.

Men onderscheidt volgende soorten van golven:

1. Golven door capillariteit of rimpels van het zeeoppervlak, met een periode kleiner dan $1/10$ sec en een lengte van enkele cm; de voortplantingssnelheid is nagenoeg 0,20 m/sec. Zij worden veroorzaakt door de wind volgens een niet bekend mechanisme. Deze kleine golven veroorzaken het schitteren van het zeeoppervlak.

2. Gewone windgolven en deining, met een periode van 1 tot 20 sec. gewoonlijk niet groter dan 15 sec. Zij zijn vergezeld door golven met merkkelijk kleinere en grotere periode, doch met golfhoogten die gewoonlijk klein zijn ten opzichte van deze met een gemiddelde periode.

3. Golven met lange periode.

Langs sommige kusten worden golven met zeer lange periode waargenomen (van enkele min. tot 30 min.) doch met kleine hoogte. Zij dragen wellicht bij tot het ontstaan van golven met lange periode in de havens die men "seichen" of "haling" noemt.

4. Periodische schommelingen van het niveau der oceanen.

Op vele plaatsen neemt men periodische schommelingen van het niveau der oceanen waar met perioden van verschillende dagen, die wellicht te wijten zijn aan meteorologische factoren. Er zijn ook variaties van het peil der zeeën volgens de seizoenen door de wind. Zo staat bv. de zee aan de zuidkust van Californië gemiddeld 0,20m hoger in de zomer dan in de winter.

5. Door het getijde worden ook golven verwekt, met perioden van $12u25'$ en $24u50'$. De golven beschreven in 1 tot en met 4 ontstaan in de bovenste lagen van de zeeën en oceanen: het zijn oppervlaktegolven. Daarentegen wordt in de tijgolven de totaliteit der watermassa's betrokken, vermits deze niet het gevolg zijn van de wind, doch wel van de aantrekkingskracht van hemellichamen, die zich overal laat voelen. In de deining komen slechts de zwaartekracht en de traagheid tussen; het is een zwaartegolf. In de tijgolven speelt de zwaartekracht een ondergeschikte rol.

B. Algemeenheden omtrent de theorie van de golven.

Men gebruikt dikwijls voor de studie van de golven de coördinaten van Lagrange. De veranderlijken zijn dan de tijd t , en de coördinaten x_0 , y_0 , en z_0 van het beschouwde waterdeeltje in rusttoestand, of een andere parameter welke aan deze rustpositie verbonden is door een verband welke onafhankelijk is van de tijd.

Het algemeen probleem van de cilindrische golf komt er op neer een oplossing te vinden voor de coördinaten $x(x_0, z_0, t)$, $z(x_0, z_0, t)$, $p(x_0, z_0, t)$, welke voldoet aan volgende voorwaarden:

- De beweging moet een lopende periodische golf zijn.
- De beweging is nul op de bodem als de diepte oneindig groot is, ofwel evenwijdig aan de bodem als de diepte beperkt is.
- De druk is nul aan het vrije wateroppervlak.

De drie opgegeven voorwaarden zijn niet voldoende om de beweging te bepalen, men moet er een hypothese bijvoegen betreffende de verdeling der wervels in de watermassa.

Men kan dan aannemen bv. dat de rotor nul is: men heeft dan een irrotationele golfbeweging (Stokes). Een dergelijke golfbeweging, in de veronderstelling dat zij begint met een rusttoestand, voldoet dus aan het theorema van Lagrange (de rotor is nul bij het begin der beweging en blijft nul).

Men kan ook een rotor aannemen die voldoet aan de bijkomende voorwaarde die men aanvaardt (Boussinesq) of een zekere verdeling der wervels in de watermassa veronderstellen (Miche).

De eenvoudigste oplossing van de golfbeweging in oneindig diep water werd gegeven in 1804 door Gerstner. Deze veronderstelt ook een rotor. Het is de golfbeweging van Gerstner, ook trochoïdale golfbeweging genaamd.

C. De theoretische deining.

De deining is de golvende beweging die het oppervlak van de zee ondergaat onder invloed van de wind. Ze komt tot uiting door wat men gewoonlijk de golven noemt. Zonder te willen in details treden en de mathematische formules van de deining verder te willen bestuderen, welke men in alle werken van oceanografie zal kunnen vinden, herinneren we er alleen aan dat de deining gekenmerkt wordt door volgende factoren: (fig.95)

- de golflengte d.i. afstand tussen twee opeenvolgende kruinlijnen (L of λ in m.)
- haar hoogte d.i. niveauverschil tussen kruin en dal van de golf (h in m.)
- haar periode d.i. de tijd die verloopt tussen de doorgang van twee opeenvolgende kruinen door hetzelfde punt. (T in sec.)
- de voortplantingsrichting d.i. de richting in dewelke de golven zich voortplanten en die loodrecht staat op de richting der kruinlijnen (bv. ten opzichte van het Noorden)
- de voortplantingssnelheid of celeriteit C ($C=L/T$ in m/sec).
- haar steilheid d.i. de verhouding tussen de hoogte en de golflengte (h/L).

In geval van oneindige waterdiepte hangen deze factoren natuurlijk af van de windsterkte, de windrichting, de windsnelheid en ook nog de afstand waarover hij heeft kunnen blazen, een afstand die in het engels "fetch" genoemd wordt. In de nabijheid der kusten wanneer de diepte gering wordt, en dus zeker kleiner dan $H/2$, zullen deze factoren zich wijzigen, met uitzondering van de periode zoals we in de volgende paragrafen zullen zien.

Verschillende mathematische theorieën hebben gepoogd een wiskundige voorstelling te geven van de deining; de meest gekende en de meest eenvoudige is de theorie van Gerstner, namelijk in een zee met oneindig onderstelde diepte beschrijven de waterdeeltjes gesloten cirkelvormige banen, t.t.z. dat ze steeds op hun beginpunt terugkomen, theoretisch zonder transport van waterdeeltjes in de voortplantingsrichting.

De kromme welke het oppervlak van de deining aldus aanneemt is de zogenaamde trochoïde, dat wil zeggen de geometrische kromme beschreven door een punt van een cirkel die rolt zonder glijden op een rechte gelegen onder deze cirkel. Steeds in het geval van een oneindige diepte verminderen de stralen van de cirkels, beschreven door de deeltjes, met de diepte tot dat, ze nul worden op een diepte onder dewelke de invloed van de deining niet meer bestaat (fig.96)

Toch zijn deze fenomenen veel complexer in de praktijk. Inderdaad, men bemerkt een verplaatsing van waterdeeltjes in de voortplantingsrichting van de deining, welke moet toegeschreven worden, bv. aan de wrijving van de wind op het wateroppervlak of bij afwezigheid van wind, aan het feit dat de steilheid een zekere limietwaarde overschrijdt, en dat de snelheid de deeltjes naar voor ietwat hoger gelegen is dan deze van de beweging naar achteren (fig.97)

Het is de verplaatsing die ook soms "sleepstroom" genoemd wordt, en die het voordeel aangeeft van de irrotationele deining van Stokes, die overigens voor de golf een grensprofiel aangeeft die ietwat verschilt en veel afgeplatter is dan de golf van Gertsner. (fig 98)

De invloed van de deining op de bodem laat zich slechts gevoelen bij kleine diepten, die afhankelijk zijn van de golflengte L . Wanneer de diepte groter wordt dan $L/2$, d.w.z. meer dan de helft van de golflengte, neemt men aan dat de invloed van de deining verwaarloosbaar klein wordt, en dat zijn energie op de bodem herleid wordt tot 1 % van de energie aan het oppervlak. Toch kan de aktie van de golven zich gedurende uitzonderlijke stormen laten gevoelen tot op meer dan 100 m diepte. Dit verklaart waarom de ganse bodem van de Noordzee in beweging kan gebracht worden. (Zie hoofdstuk VIII, & 5)

Voor wat betreft de verdere geometrische beschrijving en de karakteristieken (voortplantingssnelheid, periode...) van de trochoïdale golf van Gerstner, verwijzen we naar de cursus "Zee en Havenbouw" pag. 65 - 68, van Prof. M. Van Cauwenberge aan de R.U.G.

D. Golven in de Noordzee.

Tot voor een twintigtal jaren waren slechts weinig kwantitatieve gegevens voorhanden omtrent de golfbeweging in de kustwateren van de Noordzee. Het is pas sedert de jaren 1950 dat continue waarnemingen werden verricht aan boord van lichtschepen: zo werden de hoogte, de periode en de richting van de golven, als ook de snelheid en de richting van de wind in grafieken opgetekend. Aldus tonen de fig. 99 a,b de grafieken die in de periode 1949-1954 aan boord van het lichtschip Goeree werden opgetekend.

Veel grafieken die een visuele schatting van de golven weergeven vertonen een grote spreiding; dit geldt zowel voor de juistheid als voor de plaats die de geschatte waarde inneemt in het spectrum van het fenomeen. De misleidende grafieken, die slechts uitzonderlijk voorkomen kunnen enkel geëlimineerd worden bij middel van golfopnamen.

Men weet uit ondervinding dat het golfbeeld buitengewoon ingewikkeld is, omdat de invloedsfactoren zeer complex zijn. Dit geldt vooral in de ondiepe gebieden waar de golven komende uit de Noordzee allerhande modificaties ondergaan. Zowel de waterdiepte en de golflengte, en daardoor ook de refractie, als de stromingen spelen er een belangrijke rol, des te meer daar met een sterke golfbeweging op het onderwaterstrand een uitgestrekte brekerszone ontstaat. Men heeft ook waargenomen dat in de monding van de rivieren de golfbeweging een resultante is van die uit de Noordzee en van de plaatselijke. Over het algemeen bedraagt de golfhoogte in de Noordzee niet meer dan 4 à 5m.

E. De deining in de nabijheid van de kust.

1. Trochoïdale golfbeweging, in ondiep water.

Hiervoor verwijzen opnieuw naar de cursus "Zee en Havenbouw" pag. 68.

2. In vloed van de geleidelijke dieptevermindering.

In de nabijheid van de kust ondergaat de deining belangrijke veranderingen. Wat zijn beweging en de banen der deeltjes betreft; deze veranderingen zullen gevoelig het sedimenttransport beïnvloeden

a/ Demping van de golven.

De golven worden gedempt in contact met bodems, met lichte helling die evenwel geen reflectie veroorzaken. Hun amplitude vermindert geleidelijk maar de periode blijft echter onveranderd; terwijl ook de snelheid afneemt. De steilheid van de golven neemt toe. Men zegt dat de golf uitgehold wordt. Daarbij wordt ze steeds meer asymmetrisch en men bekomt een krulvormige golf die verder zal ontaarden tot brekers.

b/ Verandering van de trajectoriën der deeltjes.

We weten dat in diep water de trajectoriën der deeltjes een bijna gesloten cirkel volgen. Met toenemende vermindering van de diepte wordt de trajectorie aldus een ellips, welke steeds meer afgeplat wordt naarmate men de bodem nadert. De verplaatsing van de deeltjes gaat in de nabijheid van de bodem over in een heen- en weergaande beweging die aanleiding geeft tot de vorming van symmetrische ripple-marks op zandbodems (fig.100). Aldus kunnen we zien dat de zandkorrels in planzicht zich beurtelings verplaatsen van de ene kruin naar de andere, over het algemeen door een rollen zonder glijden over de bodem, of in suspensie in een waterlaag van enkele cm dik, feit dat uitlegt dat de zanddeeltjes slechts zeer zelden de kruinen van de golven bereiken of overschrijden.

Daartegenover staat dat, wanneer de diepte nog verder vermindert, en dat men komt in diepten die kleiner zijn dan enkele meter water, dat dan een zeer duidelijk transport van zanddeeltjes naar de kust toe kan waargenomen worden. De ripple-marks worden symmetrisch, hun flanken worden steiler en zijn gericht naar het strand toe. In planzicht bemerkt men dan dat de zandkorrels langs de helling rollen en zich verplaatsen in een voortplantingsrichting juist zoals ze het zouden doen over de duinen (fig. 101).

Het is wat men noemt "le dragage des fonds" of het uitbaggeren van de bodem, door de deining, die aanleiding geeft tot de voeding van de stranden. In dit geval, schijnt de belangrijke verplaatsing van zandmassa's gepaard te gaan met een werkelijke bodemstroom. Misschien gaat het hier om de zogenaamde "sleepstroom" die verder beschreven wordt, en die veroorzaakt wordt door het niet gesloten zijn van de banen der waterdeeltjes. Volgens L'Hermitte kunnen deze stromingen die naar de kust gericht zijn, waargenomen worden zowel aan de oppervlakte als op de bodem, terwijl ze zouden gecompenseerd worden door een intermediaire stroming gericht volgens de langsricting van het strand.

Verder verwijzen we ook nog naar de cursus "Zee en Havenbouw" pag. 69.

3. Het breken of branden der golven.

Fig. 102 stelt golven voor welke naar een kust lopen. In A ligt de bodem van de zee onder de grensdiepte der golfbeweging; aldaar beweegt het water zich over cirkelbanen, de golven planten er zich voort met een snelheid C. In B ligt de bodem boven de grensdiepte, de waterdeeltjes beschrijven er ellipsen met de grote as horizontaal; tengevolge van de remmende invloed van de bodem vermindert er de voortplantingssnelheid evenals de golflengte.

In C en in C' is de diepte kleiner; de golfbeweging wordt daardoor merkkelijk meer gehinderd, des te meer naargelang de waterdiepte kleiner wordt. Zulks heeft een meer remmende invloed op de voortplanting der golf, waarvan de snelheid verder vermindert, even als de golflengte, terwijl de periode nagenoeg onveranderd blijft. De remmende invloed van de zeebodem doet zich echter vooral voelen beneden in de golf en minder boven; de golfkruin loopt dus vooruit tegenover de golfbodem, het golfprofiel wordt daardoor dissymmetrisch, de golfberg helt over; de elliptische banen stellen zich schuin. De golfhoogte vermeerderd. Een en ander doet zich meer voelen bij de kleinere waterdiepten van C' en C.

In D vermindert de waterdiepte nog meer; de voortplantingsnelheid en de golflengte worden voortdurend kleiner en kleiner, en het profiel meer en meer dissymmetrisch.

De energie van de golf wordt opgehoopt in steeds kleiner wordende ruimten: de golfhoogte vergroot meer en meer. Uiteindelijk wordt de vervorming van het golfprofiel zo sterk dat de vóórijlende golfberg stort over het golfdal: de golf breekt, brandt.

Het water van de gebroken golf beweegt zich niet meer volgens gesloten banen: de ganse watermassa der golf wordt met een horizontale snelheid, gelijk aan de voortplantingssnelheid C_1 - welke de golf had juist vóór het branden, op de kust geworpen als translatiegolf, op dewelke het water loopt tot het er zijn snelheid verliest, waarna het terugstroomt naar zee. Een deel van dat water dringt in het strand, wanneer dit doorlatend is. Het overige, teruglopende, stoot tegen de voet van de volgende aanlopende golf, waardoor het overstorten dezer wordt in de hand gewerkt, en vervroegd.

Branding doet zich niet voor daar waar, voor een steile kust, de waterhoogte groter is dan tweemaal de golfhoogte of, liever, meer nog. De schepen liggen er veilig voor de golven en worden niet op de kust geworpen, voor zover de windstoot op het schip er niet te groot is, de stroom niet te sterk, enz.

Brandingsverschijnselen doen zich ook voor in diepe zeeën, bij storm, wanneer de zeer zware wind op de loefzijde der golf stoot, deze laatste daardoor bovenwinds vlakker wordt en aan de lijzijde steiler, zulks meer en meer, tot wanneer de golfkruin overslaat. Hier ontstaat evenwel geen horizontale massaverplaatsing van het water: golfvorming gaat verder door met het vervormd golfprofiel.

Theoretisch zou de trochoïdale golf in diep water moeten breken als de straal $R \geq r_1$ en de snelheid van de waterdeeltjes op de cirkelvormige banen gróter zou worden dan de voortplantingssnelheid. Dan zou $2\pi R = L$ zijn en zou de trochoïde een cycloïde worden met keerpunt in ...

$$\text{en } \frac{2R}{L} = \frac{H}{L} = \frac{1}{\pi} = \gamma \text{ max}$$

De grootste steilheid van de trochoïdale golf in diep water zou dus $1/\pi$ of 0,32 bedragen.

$$\text{In ondiep water zou } \gamma_{\text{max}} = \frac{H}{L} = \frac{1}{\pi} \text{th} \frac{2\pi a}{L} = 0,32 \text{ th} \frac{2\pi a}{L} \text{ bedragen.}$$

Deze waarden worden echter in de natuur nooit bereikt.

Als de steilheid $\gamma = H/L$ ongeveer $1/7$ wordt, zodat de hoek aan de golfkruin 120° is, worden de golven onstabiel. De kruinen storten in waardoor tenslotte de steilheid van de golf vermindert.

Een dergelijk instorten van de golfkruin kan ook gebeuren bij hoge golven als de wind sterk genoeg is en veroorzaakt de "schaapjes" op zee. (fig 103)

Stokes en Miche geven volgende formule voor γ_{\max} :

$$\gamma_{\max} = \frac{H}{L} = 0,14 \text{ th } \frac{2\pi d}{L}$$

Men vindt, voor golven die zeer lang zijn ten opzichte van de diepte (L/d groot), dat de diepte waarbij de golf breekt ongeveer gelijk is aan de golfhoogte H . Relatief korte golven breken zodra de waterdiepte kleiner wordt dan $2,5 H$.

Als de wind blaast in de richting der voortplanting breken de golven bij grotere diepte dan hierboven aangegeven.

Het gemiddeld hoogtepunt van de brekende golf boven de stille waterspiegel (Δ) kan $0,2 H$ bereiken voor korte golven ($2L/d = 3$) en $0,3 H$ voor lange golven ($2L/d = 9$). Fig. 104 geeft de maximale hoogte van de brekende golf aan in functie van de waterdiepte en de periode.

Men onderscheidt drie typen van brekende en brandende golven:

a) Overschuivende brekers (spilling breakers)

die geleidelijk over een aanmerkelijke afstand branden. Ze ontstaan gewoonlijk op zeer weinig hellende stranden.

b) Overstortende brekers (plunging breakers) (fig 105 a, b)

die omkrullen en plotseling breken. Ze ontstaan gewoonlijk op middelmatig hellende stranden.

c) Oplopende brekers (surging breakers) (fig 105 c)

die niet overschuimen of overstorten doch tegen het strand oplopen. Ze ontstaan gewoonlijk op sterk hellende stranden.

Het branden van de golven gaat gepaard met schuimvorming en met geruis dat bij nacht de aandacht der varenden op het breken trekt. De branding kan zeer gevaarlijk worden voor schepen, welke er zich in bevinden, doordat de hoge stortzeeën, wanneer zij tegen of op het schip vallen, merkelijke schade aan het vaartuig kunnen veroorzaken. Ook, omdat de schepen met het water der gebroken golf op de kust kunnen geworpen worden.

Kleinere vaartuigen, welke doorheen de branding willen, moeten de golven rechtstandig - in plattegrond - doorsnijden. Grotere schepen blijven uit de branding.

Over het algemeen is de rechtstreekse stroom der gebroken golven op de kust sterker dan de terugstroom. Een kleiner, niet voortbewogen schip, dat doorheen de branding gaat, wordt alternatief door de twee stromen medegesleept en komt, door de band, uiteindelijk aan op de oever. Op enkele plaatsen doet zich het tegenovergestelde voor: de terugstroom is aldaar het sterkst.

Lopen bijv. nabij de kust de golven boven - en tegen- een vertikale wand, boven de grensdiepte, dan verliest het onderdeel van de golf bij de stoot een groot deel van haar energie, terwijl het bovendeel, alhoewel geremd, verder doorloopt en overstort. (fig 106) Voorbij die wand loopt de golf dan verder door, zo de waterdiepte voldoende is. Daar de golf echter in totaal veel energie verloor, vermindert haar voortplantingssnelheid, dus de golflengte, bij de zelfde oscillatietijd, evenals de golfhoogte.

Hetzelfde doet zich voor, alhoewel meer gedempt, en niet altijd met branding, wanneer de golf loopt over een hoge bank, met gestrekt dwarsprofiel, en vooral over meerdere achter elkander liggende dergelijke banken.

Door het bestaan van dergelijke banken vóór de kust, verliezen aldus de golven, welke uit de hoge zee aanlopen, hun energie naargelang zij de kust naderen, zodat er in open reden vóór dergelijke kusten een betrekkelijke stilte bestaat. Zulks legt uit hoe het komt dat bv. de pakketboten, met beperkte afmetingen, welke dienst doen tussen Oostende en Dover, bij zwaar weder in de Noordzee nog in dienst blijven, dan wanneer, bij dezelfde windsterkte diezelfde schepen het in zeeën met dezelfde gemiddelde diepte, niet zouden uithouden.

4. Reflexie, refractie en diffractie.

In de nabijheid van de kusten wanneer de diepte klein wordt en in 't bijzonder, kleiner dan $L/2$, ondergaat de deining een zeker aantal modificaties waarvan bepaalde modificaties direct aanleiding geven tot het sedimenttransport.

a) Reflexie:

- de deining wordt over het algemeen weerkaatst op hindernissen die een helling hebben groter dan $1/4$ en des te beter naarmate de wanden steiler zijn, zoals bv. kliffen, dijken, kaaimuren. (fig.107)
- een deining die schuin aanloopt ten opzichte van een hindernis wordt als een lichtstraal weerkaatst zodat de reflectiehoek = invalshoek. De interferentie tussen deze twee golfsystemen, die elkaar schuin ontmoeten, veroorzaakt de zogenaamde "gewafelde" deining, terwijl de clapotis resulteert uit golven die loodrecht aanlopen op een vertikale wand.
- Zowel de ene als de andere veroorzaken grote moeilijkheden voor het aanleggen van schepen in de havens en veroorzaken soms belangrijke erosieverschijnselen op de oevers en de bodem van een waterloop.

b) Refractie:

- de deining wordt gerefracteerd in contact met de bodem wanneer ze schuin aanlopen ten opzichte van de isobathen of hun raaklijn in het beschouwde punt. Voor rechte en evenwijdige isobathen (= lijnen van gelijke diepte) gebeurt de refractie volgens de formule:

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \alpha_0} = \frac{C}{C_0}$$

waarbij α = hoek tussen de kruinlijn van de golf en de isobath

α_0 = idem in diep water

C = snelheid na reflexie

C_0 = idem in diep water

- in de andere gevallen heeft men bij het overschrijden van een plotse knik in de helling een gelijkaardige formule:

$$\frac{\sin \alpha_1}{\sin \alpha_2} = \frac{C_1}{C_2}$$

waarbij α_1 , α_2 en C_1 , C_2 de waarden zijn aan weerszijden van de discontinuïteit.

Deze refractieverschijnselen gecombineerd met de topografie van de bodem geven aanleiding tot convergentie van de deining op kapen en tot divergentie in de baaien (fig. 108).

- Dit is ook waar voor de kruinen en de dalen die overstroomd zijn, waar deze laatste fenomenen de refractie van de golf veroorzaken. Deze refractie wordt weergegeven door het tracé van de kruinlijnen en de overeenkomstige orthogonalen: het zijn lijnen die de richtingsverandering van de golven in de loop van hun opeenvolgende refracties aangeven. De orthogonale lijnen staan loodrecht op de kruinlijnen, vandaar hun naam. In het geval van een niet-gerefracteerde deining zijn deze orthogonale lijnen recht en evenwijdig met de voortplantingsrichting.

De grafische constructie ervan kan gemakkelijk gebeuren aan de hand van methodes, voorgesteld door H. Lacombe of L. Berthois. Deze methodes, die snel werden ontwikkeld gedurende de oorlog, voor de landing van de geallieerden, zijn thans doorlopend van toepassing voor de morfologische studie van kusten, hun erosie en hun bescherming.

c. DiffRACTIE en rotatie rond een hindernis:

Het is de vervorming van de deining die gebeurt rond een natuurlijke hindernis (bv. een kaap) of een kunstmatige hindernis (bv. dijk of steiger). De kruinlijnen van de deining draaien rond het uiteinde van de hindernis en de deining dringt aan tot achter het bouwwerk (fig. 109).

Verder verwijzen we ook nog naar de cursus "Zee en Havenbouw"

& 3 Stromingen.

A. Stromingen in volle zee.

1. Driftstromen:

Dit zijn in hoofdzaak oppervlaktestromingen tengevolge van de wind. Voor nadere bijzonderheden verwijzen we naar de cursus "Zee- en Havenbouw".

2. Verhangstromen:

Dit zijn stromingen tengevolge van hellingen van het zeeoppervlak, die veroorzaakt worden door de driftstromen, voor nadere bijzonderheden verwijzen we opnieuw naar de cursus "Zee en havenbouw".

3. Turbiditeitsstromen:

Deze turbiditeitsstromingen die vroeger door Daly beschreven werden, werden hernomen en experimenteel bestudeerd door Kuenen. Tegenwoordig winnen ze steeds meer aan belangrijkheid door de interpretatie van talrijke geologische en oceanografische verschijnselen (bv. transport van kustsedimenten tot op de bodem van het oceanische bekken, demping van deze bekken, enz...)

Het gaat hier namelijk om stromingen, die gepaard gaan met het in het water in suspensie brengen van een grote hoeveelheid sedimenten op een kruin of een onderzeese helling. Deze watermassa's geladen met sedimenten hebben een veel grotere densiteit dan deze van zuiver water; vandaar dat men deze stromingen dikwijls densiteitsstromingen noemt. Deze stromingen streven ernaar de helling te volgen zoals een sneeuwlavine, terwijl ze hun snelheid opdrijven en dus ook hun lading, wanneer de helling toeneemt. Wanneer ze beneden komen of aan een discontinuïteit in de helling komen, houdt hun afwaartse beweging op, en de sedimenten zetten zich af. Deze soort stromingen komen veel voor in gebieden welke onderhevig zijn aan aardbevingen. Overigens kunnen zeer geweldige stormen of wassen van zekere rivieren veroorzaakt worden. Deze stromingen kunnen zeer grote snelheden bereiken, soms tot 50 km/h en doorlopen meerdere honderden km en zakken af tot diepten van meer dan 4.000 à 5.000 m.

Ze worden tegenwoordig beschouwd als een der belangrijkste factoren die de vulling van oceanische bekkens veroorzaken. Daar ze in de Noordzee niet voorkomen, worden ze hier verder dan ook niet meer beschouwd.

4. Getijdestromingen: eb-, vloed- en reststromen.

De getijdestromingen in volle zee werden reeds behandeld in Hoofdstuk VI & 4.

a) De getijdestromen.

Het zijn bijna uitsluitend de getijdestromen die in staat zijn om erosie van de bodems en een belangrijk transport van sedimenten te veroorzaken. Het watervolume dat ze verplaatsen gedurende een relatief korte tijd soms nog versterkt door de stroming van zoet water tijdens het laag tij, geeft hun soms snelheden die 10 knopen kunnen bereiken. Ook kunnen ze gemakkelijk zandkorrels en rolstenen verplaatsen en laten slechts grote rolstenen en blokken op hun plaats. De bodems die overstromd worden door deze stromingen, vooral in zeeëngten of omsloten zeeën, zoals de Noordzee, bestaan dikwijls uit naakte rots, of zijn dicht bedekt met rolstenen en gepatineerd door een zwart oxyde-laagje (Fe, Mg). Het zijn de zogenaamde "hard grounds". Op zandbodems hebben de meest voorkomende getijdestromen snelheden van 1 à 3 knopen, hetzij 50 à 150 cm/sec, waardoor ze een meer beperkte invloed hebben. Ze verplaatsen de zandmassa's door rollen zonder glijden over de bodem, onder de vorm van lange stroom-parallele banken, waarvan een der uiteinden gelegen aan de kant van de stroming onderhevig is aan erosie, terwijl de afwaartse zijde zich verlengt gedurende de ene fase van het getijde, verschijnsel dat omgekeerd wordt gedurende de andere fase van het getijde. Het zijn de zandbanken-gordels die men in het Pas de Calais en voor de vlaamse kusten aantreft en die heel dikwijls de scheepvaart erg bemoeilijken. (fig. 110)

Op andere plaatsen beperken zwakkere stromingen er zich toe zand stapsgewijze te vervoeren waardoor de zogenaamde ripple-marks gevormd worden. In bepaalde gevallen kunnen ze zelfs hydraulische duinen vormen waarvan de kruinlijnen loodrecht geöriënteerd zijn ten opzichte van de stromingen. Zie verder bij de bespreking van het mechanisme van het transport van zandlichamen. Wat het transport van sedimenten betreft wordt de werking van de getijdestromen verminderd door de relatieve reversibiliteit ervan. Niet alle sedimenten welke in beweging gebracht werden verlaten de baaien of de estuaria, het gebied waarover de invloed van de deining zich laat gelden, daar ze terugkeren onder invloed van de volgende vloed of eb.

Over het algemeen voeren de getijdestromen meer sedimenten aan dan ze er afvoeren in de mondingsgebieden van de rivieren, of wanneer de baaien een steile helling vertonen. Indien de rivier of stroom zeer klein is kan het tegenovergestelde verschijnsel zich voordoen. Namelijk dat sedimenten door de zee aangevoerd worden tijdens de ebstroom. Deze sedimenten komen dan voort van de uitbaggering van zandbanken door de golven en de getijdestroom.

- b) De weg die door een waterdeeltje wordt doorlopen tengevolge van het voorbijtrekken van een getijgolf.

1/ Het is bekend dat de waterdeeltjes die zich in de omgeving van de top van een golf bevinden een snelheid hebben in de richting van de voortplantingssnelheid van de golf. De waterdeeltjes in het golfdal daarentegen hebben een snelheid die tegengesteld gericht is aan de voortplantingssnelheid van de golf. Dit impliceert dat bij een volkomen symmetrische golf een waterdeeltje langer in de vloedfase vertoeft dan in de ebfase. Hieruit volgt dat, alhoewel de waterdeeltjes zich heen en weer bewegen, er een resulterende beweging moet zijn in de voorplantingsrichting van de golf. Het is dus niet denkbeeldig dat er bij een volkomen symmetrische golf eveneens een resulterend materiaaltransport is in de voortplantingsrichting van de golf.

In onderstaande regels wordt de grootte van deze resulterende beweging bepaald teneinde te weten te komen of dit feit in de morfologische beschouwingen van de kust moet worden betrokken.

- 2/ De weg die een waterdeeltje doorloopt bij het passeren van een sinusvormige getijgolf.

De weg die door een waterdeeltje wordt doorlopen, wordt weergegeven door de formule:

$$s = \int v dt$$

waarbij v een functie is van de plaats van het waterdeeltje (en dus van de doorlopen weg s) en de tijd. Wanneer we een sinusvormige golf nemen krijgen we

$$s = \sigma \int \sin \frac{2\pi(s - ct)}{L} dt$$

waarbij dan symbolen achtereenvolgens voorstellen:

- s = doorlopen weg van het waterdeeltje
- σ = de maximale waarde van de stroomsnelheid
- c = de voortplantingssnelheid van de golf
- L = de lengte van de golf
- t = de tijd

Eenmaal differentiëren van bovenstaande vergelijking geeft:

$$\frac{ds}{dt} = \sin \frac{2\pi(s - ct)}{L}$$

De oplossing van deze differentiaalvergelijking is

$$s = c t + \frac{L}{2\pi} b g \sin \frac{1-\alpha}{1+\alpha}$$

waarbij

$$= \frac{c-\sigma}{c+\sigma} \operatorname{tg}^2 \left(\frac{1}{2} \lambda t \sqrt{c^2 - \sigma^2} \right)$$

Uit bovenstaande formule volgt dat men ook kan schrijven

$$\frac{ds}{dt} = \sigma \frac{1-\alpha}{1+\alpha}$$

De grootte van σ bepaalt de grootte van $\frac{ds}{dt}$ (identiek aan de stroomsnelheid v) en deze is weer een indicatie voor de fase van het getij waarin het waterdeeltje zich bevindt. Immers voor:

- | | | |
|--------------|---------------------------|---|
| $\alpha = 0$ | $\frac{ds}{dt} = \sigma$ | d.w.z. het waterdeeltje bevindt zich precies onder de top van de golf |
| $\alpha = 1$ | $\frac{ds}{dt} = 0$ | d.w.z. het waterdeeltje bevindt zich in het gebied waar de stroom kentert van vloed naar eb |
| $\alpha =$ | $\frac{ds}{dt} = -\sigma$ | d.w.z. het waterdeeltje bevindt zich onder het laagste punt in het golfdal |
| $\alpha = 1$ | $\frac{ds}{dt} = 0$ | d.w.z. het waterdeeltje bevindt zich in het gebied waar de stroom kentert van eb naar vloed |
| $\alpha = 0$ | $\frac{ds}{dt} = \sigma$ | en de cyclus herhaalt zich. |

De periode T' van deze cyclus wordt bepaald uit:

$$\frac{1}{2} \lambda T' \sqrt{c^2 - \sigma^2} = \pi \quad T' = \frac{T}{\sqrt{1 - \frac{\sigma^2}{c^2}}}$$

waarbij T de periode van de getijgolf is (of van een andere lange golf)

Het blijkt dat het waterdeeltje in de periode T' uiteindelijk in de voortplantingsrichting van de golf een afstand s' aflegt van

$$\frac{s'}{L} = \frac{1}{2} \left(\frac{\sigma}{c}\right)^2$$

De verhouding tussen T' en T en tussen s' en L wordt bepaald door de verhouding tussen σ en c . Deze verhouding is bij lange golven op zijn beurt weer bepaald door de verhouding tussen de golfhoogte en de waterdiepte. Bij één bepaalde waterdiepte zijn de verhoudingen: s'/L en T'/T derhalve evenredig met het kwadraat van de golfhoogte en bij een bepaalde golfhoogte omgekeerd evenredig met het kwadraat van de waterdiepte. De absolute grootten van s' en T' zijn afhankelijk van de grootte van c .

Om enig idee te hebben van de orde van grootten van de afstanden die door het waterdeeltje worden afgelegd, is hieronder een tabel gegeven met berekeningsuitkomsten. De volgende gevallen zijn daarbij berekend:

geval a:	waterdiepte 10 m	golfhoogte 2 m
geval b:	" 10 m	" 1 m
geval c:	" 4,9 m	" 2 m
geval d:	" 4,9 m	" 1 m

In kolom 5 en 6 van de tabel staat de weg vermeld die het waterdeeltje aflegt terwijl het zich respectievelijk in de vloed- en in de eb fase bevindt. In de kolommen 8 en 9 zijn de respectievelijke duren van deze fasen aangegeven. Volledigheidshalve staat in kolom 10 de afstand vermeld wanneer men de stroomsnelheidskromme zonder meer integreert en dus geen rekening houdt met het al dan niet gelijk of tegengesteld gericht zijn van σ en c . In de getekende figuur is het verband tussen s en t gegeven voor geval b.

Voor tabel: zie volgend blad

T A B E L

	C in m/sec	L in m/sec	L in km	$\frac{S'}{L}$ • $\frac{t'}{T}$	vloedweg in km	ebweg in km	S' vloedweg min ebweg in uren	duur vloed- periode in uren	duur ebpe- riode in uren	weg vol- gens in- tegratie der snel- heidskrom- me in km
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Geval a	10	1	450	0,2550 1,0050	15,54	13,28	2,26	6,68	5,88	14,32
Geval b	10	0,5	450	0,2513 1,0013	7,31	6,75	0,56	6,45	6,06	7,16
Geval c	7	1,43	315	0,2716 1,0216	24,50	17,72	6,78	7,22	5,55	20,48
Geval d	7	0,715	315	0,2552 1,0052	11,08	9,48	1,60	6,69	5,87	10,24

3/ Samenvatting:

In het voorgaande is aangetoond dat bij een volkomen symmetrische lange golf de heen en weer gaande beweging van de waterdeeltjes een resultante heeft in de voortplantingsrichting van de golf. Deze resultante is het gevolg van het feit dat de snelheid van het waterdeeltje in de vloedfase gelijkgericht en in de ebfase tegengesteld gericht is aan de voortplantingssnelheid van de golf. Daardoor verblijft het waterdeeltje langer in de vloedfase dan in de ebfase.

Bij een golfhoogte van 2m en een waterdiepte van 10m is de vloedweg (de weg die het waterdeeltje aflegt in de voortplantingsrichting van de golf) 15,57 km en de ebweg (de weg die het waterdeeltje aflegt in de richting tegengesteld aan de voortplantingsrichting van de golf) 13,33 km, een verschil dus van 2,24 km. Dit betekent dat een waterdeeltje er 6 getijden voor nodig heeft om één bepaald punt in feite te passeren.

Voor het materiaaltransport zal de grootte van de "bodemstroom" veeleer bepalend zijn voor de weg die "een zandkorrel" aflegt dan de gemiddelde sterkte van de stroom. De invloed van de stroomsterkte op de grootte van de resulterende afstand is kwadratisch. Wanneer in het hier beschouwde geval de bodemstroom de helft van de gemiddelde stroom zou zijn, betekent dit dat een waterdeeltje daar slechts 580 m in één getij aflegt.

Wellicht verdient het aanbeveling deze berekening ook eens op te zetten voor asymmetrische krommen. Het ziet ernaar uit dat men dan numeriek te werk zal moeten gaan.

B. Stromingen in de nabijheid van de kust.

1. De littorale driftstromen.

Het lateraal transport of de kustdrift is een van de belangrijkste factoren van het sedimenttransport langs de kusten. Als gevolg van zijn tracé noemt men hem soms "transport onder de vorm van zaagtanden" zoals trouwens vaak voorkomt voor de zandkusten van de Oostfrieze eilanden.

Wanneer de deining schuin aanloopt op een kust, dan gebeurt de golfoploop, de zogenaamde "swash" in de richting van de voortplanting van de golven. De terugkeer van het water zal zich echter voordoen volgens de lijn van grootste helling van het strand en dit is meestal loodrecht op de kustlijn. Aldus komen de deeltjes niet terug op het vertrekpunt. Onderstellen we een deeltje in A voor dat het breken van de golven geschiedt, zal dit op de kust geworpen worden in A, volgens een baan die niet recht maar gebogen is, als gevolg van de wrijving van het water op de bodem, zoals aangetoond op fig. 411

In A_1 gekomen zal het deeltje onder invloed van zijn eigen gewicht bij de terugkeer van het water, beginnen te rollen volgens een baan die de lijn van grootste helling zo dicht mogelijk benadert en zal aldus terecht komen in punt A_2 , van waaruit een volgende golf het deeltje terug naar de kust zal bewegen tot in A_3 , van waaruit het verder zal vervoerd worden tot in A_4 , enz... Vanuit het standpunt van het transport van het deeltje gebeurt alles alsof dit deeltje zich lateraal zou verplaatsen van A_0 tot A_4 , dus evenwijdig met de kustlijn.

Men kan de snelheid van deze drift, te wijten aan de deining, berekenen. Putman, Munk en Taylor hebben een formule voorgesteld die geldt voor rechtlijnige stranden:

$$V = K \sqrt[3]{\frac{gh^2}{T} m \cdot \sin 2\alpha}$$

K = wrijvingsparameter op de bodem, afhankelijk van de sedimenten

V = snelheid

h = hoogte der brekers

T = periode

g = zwaarte versnelling

m = de gemiddelde helling van het strand tot de brekerslijn

α = de invalshoek

K en m zijn bepaald voor elk strand, terwijl h , T en α afhangen van de deining, en dus van de wind. Verschillende laboratoriumproeven hebben aangetoond dat men voor K als gemiddelde waarde 2,58 kan aannemen.

De kustdrift, te wijten aan de werking van de deining, mag niet verward worden met de oceanische stromingen, die onafhankelijk zijn en soms een tegenovergestelde richting hebben. Het gebeurt namelijk dikwijls dat geologen deze kustdrift verwarren met kuststromingen die ze evenwel nooit definiëren.

2. Sleepstroming, retourstroom of "undertow"

Hoger hebben we gezien dat in de praktijk de deining steeds gepaard gaat met een waterverplaatsing in de zin van de voortplanting van de deining, dat wil zeggen over het algemeen naar de kust toe. Het is de zogenaamde sleepstroming. Volgens L'Hermitte die we reeds geciteerd hebben zijn er twee soorten retourstromen, de ene aan de oppervlakte en de andere op de bodem, die zouden gecompenseerd worden door een intermediaire retourstroom. Onder deze voorwaarden schijnt het ons toe dat een zulkdanige intermediaire stroming geen erosie van de bodem kan veroorzaken. Evenmin kan deze transport veroorzaken, in een laterale zin, van sedimenten die in suspensie gebracht werden door het breken van de golven.

Volgens andere schrijvers zou de invloed van een schuin aankomende deining een kustdrift veroorzaken evenwijdig met de kustlijn, de zogenaamde "long shore current" die het water, ~~die~~ ~~het~~ water, dat naar de kust toe gedreven werd door sleepstromingen zou meenemen. Deze stroming, gelocaliseerd ter hoogte van de rollende brekers, zou zich kunnen laden met fijne deeltjes in suspensie gebracht door de breking, terwijl de zandkorrels en de rolstenen zich langs de kust verplaatsen, dank zij de kustdrift, waarbij ze verplaatst worden van de ene "zaagtand" naar de andere in de zone van de breking van de golven.

Volgens A. Rivière en W. Dawis lopen de oppervlaktewaterdeeltjes die naar de kust toe gestuwd worden, naar de bodem; ze vormen de zogenaamde "undertow". De aldus gevormde stroming zou voldoende snelheid bezitten niet om de bodem te eroderen maar tenminste toch om, deeltjes die in suspensie gebracht werden in het water door de breking der golven, lateraal te verplaatsen.

Deze stromingen zouden op de eerste plaats de verspreiding van de kustsedimenten op het continentaal platform veroorzaken. Daardoor zouden zij dus een evenwichtsfactor uitmaken daar zij aan de dieper gelegen zeebodems de door de deining weggebaggerde sedimenten zouden teruggeven. Toch zijn er veel schrijvers, waarvan de belangrijkste F.P. Shepard is, die de rol en zelfs het bestaan van deze stromingen negeren; Shepard toont aan dat de terugkeer van water van de oppervlakte zich eveneens voordoet aan de oppervlakte zelf, het zij door laterale drift, het zij door de zogenaamde ripcurrents, d.i. retourstromen. In het nederlands betekent de "undertow" de onderstroom of stroming langs de bodem.

Een belangrijk argument tegen het bestaan van onderstroom, wordt gegeven in het geval van geïsoleerde baaien, zonder kustdrift, zonder stroming welke sedimenten zou kunnen meevoeren; waar namelijk stranden bestaan die dikwijls "naakt" zijn en stationair en waar de "undertow" geen enkele eroderende werking kan hebben. Niettemin brengt hij de uitschuring van dieper gelegen zeebodems terug in evenwicht. Indien de undertow een rol zou hebben en een invloed die bepaalde schrijvers hem toekennen dan is het zeker dat er nog slechts zelden stranden, samengesteld uit fijne sedimenten, zouden kunnen bestaan.

3. Rip-currents.

Deze rip-currents die in het frans ook "courants de déchirure ou d'attachement" genoemd worden, werden beschreven door Shepard. Het betreft hier een verschijnsel dat verwant is aan de undertow, daar deze rip-currents aan het oppervlak de terugkeer verzekeren van het oppervlaktewater, welke naar de kust toe gestuwd werd. De localisatie van deze stromingen is verbonden met de topografie van het strand die de waterdeeltjes en de stroming concentreert in een smalle zone, de zogenaamde "neck channel" van Shepard.

Deze "neck channel" is zeer gevaarlijk voor baders die namelijk in laterale zin kunnen meegesleurd worden. Verder wordt de stroming gedissipeerd en opgenomen in een watermassa waardoor een zeer grote "bloenkool" van vuil water, met een intense lading aan sedimenten onderlijnd wordt door een schuimlijn. Daarna zetten ze hun sedimenten af. Deze rip-currents zijn zeer goed zichtbaar op luchtfoto's (fig. 112). Hun rol is belangrijk voor de erosie van de kusten en voor het lateraal transport van sedimenten, d.i. sedimenttransport in de breedte. Toch wordt hun invloed als gevolg van de localisatie, beperkt tot bijzondere punten, dit in tegenstelling met de veralgemeende undertow.

Deze verschillende stromingen worden samen afgebeeld op fig. 113

HOOFDSTUK VIII

Studie van het sedimenttransport.

Zoals we in het voorgaande hoofdstuk hebben gezien, is het materialentransport het gevolg van de werking van de wind en het stromende water, verder kan het water ook door zijn temperatuur en zijn zoutgehalte het transport van materiaal beïnvloeden. Voor wat de directe werking van de wind betreft, verwijzen we naar hoofdstuk II, & 5, B; onder de directe windactie verstaan we immers de rechtstreekse werking van de wind op het sediment, een actie die alleen plaatsgrijpt in de gebieden waar zich duinen en droog zand bevinden.

Het probleem van het sedimenttransport in maritiem milieu is een van de meest delicate problemen van de oceanografie en een der belangrijkste door zijn gevolgen en toepassingen. Talrijke vorsers van verschillende specialiteiten, houden zich met dit probleem bezig: hydraulici, die passende mathematische formules trachten te vinden; ingenieurs die het moeten opnemen tegen dit transport, om toegangsheuvelen te baggeren in stroommonden, om haveninstallaties te bouwen, om modelstudies met voldoende nauwkeurigheid te kunnen maken; hydrografen, die belast zijn met het opmaken van zeekaarten en deze bijhouden niettegenstaande de eeuwige modificaties der zandbanken. Ook geologen en sedimentologen waarvan de onderzoekingen dikwijls geassocieerd worden met deze praktische opzoekingen, en voor wie het sedimenttransport een essentieel probleem uitmaakt.

Het probleem van het sedimenttransport is nog complexer omdat twee verschillende factoren om de hoek komen kijken:

- op de eerste plaats heeft men de factoren die verbonden zijn met de bewegingen van het zeewater (de golven, de stromingen, de getijden), die theoretisch gemakkelijk te bestuderen zijn wanneer het gaat om een open en voldoende diepe zee, om winden met constante snelheid, enz., maar die buitengewoon complex worden langs de kust, door verschijnselen als breking en refractie en reflexie, die soms onvolledig kunnen zijn. Terwijl het transport van de deeltjes voor de hydraulici nogal eenvoudig te bestuderen valt in het geval van een ricier of een kanaal, ideaal wat de vorm, de richting en de helling betreft, gebeurt het transport van deeltjes in de zee in alle richtingen en in een turbulent milieu !

- op de tweede plaats heeft men ook nog de factoren verbonden met de natuurlijke sedimenten zelf. Het gaat immers niet om een geïsoleerd deeltje, sferisch ondersteld zoals bij de meeste theoretische berekeningen, maar om een geheel van elementen met verschillende vorm en verschillende mineralogische natuur. Deze transportlichamen gehoorzamen niet meer aan dezelfde wetten als de geïsoleerde sedimenten en de studie ervan berust veeleer op statistische en probaliteitsberekeningen, wat de zaak natuurlijk niet eenvoudiger maakt. Daarbij komt nog dat deze problemen, in het geval van fijne deeltjes, verbonden zijn met verschijnselen zoals electrostatische lading, mogelijk uitvloeking of aggregaatvorming, moleculaire agitatie, enz.

& 1 De beweging van afzonderlijke sedimentdeeltjes in stromend water.

A. Verschillende bewegingsmechanismen van vaste deeltjes.

Vanuit geologisch standpunt is de fundamentele kennis van het sedimenttransport in open wateren te danken aan de klassiek geworden werken van K. Gilbert en F. Hjulstrom.

1. Soorten stromingen.

Globaal gezien onderscheidt men drie soorten stromingen, die achtereenvolgens optreden bij toenemende stroomsnelheid van het water:

- laminaire stromingen,

waarbij de waterdeeltjes in evenwijdige banen bewegen, parallel aan de bedding; dit stromingstype komt alleen voor bij zeer geringe stroomsnelheid (enkele mm/sec) of extreem kleine waterdiepte in een kanaal met volmaakt gladde wanden, enz.

- turbulente stromingen,

waarbij pulsaties in het water optreden die gepaard gaan met naar boven gerichte snelheidscomponenten; dit stromingstype komt voor wanneer de snelheid groot is, de wanden onregelmatig en wervels gevormd worden, enz.

- schietende stromingen,

dit zijn turbulente stromingen met een snelheid groter dan de maximale voortplantingssnelheid van golven in stilstaand water, bij de gegeven waterdiepte; wanneer de snelheid deze kritische waarde overschreden heeft, komt de waterlaag los van de wand of de bodem (cavitatie) waardoor een onderdruk ontstaat langs de wand.

De overgang van laminaire naar turbulente stromingen wordt bepaald door een kritische waarde van het zogenaamde Reynolds-getal Re , dat de verhouding weergeeft tussen traagheidskrachten en viscositeitskrachten in de vloeistof.

Turbulente en schietende stromingen zien we bij hoge Re -getallen. De overgang tussen deze stromingstypen ligt bij een kritische waarde van het zogenaamde Froude-getal Fr .

Voor een open stroomkanaal geldt:

$$Fr = \frac{V^2}{gD}$$

waarin V = gemiddelde stroomsnelheid in cm/sec
 D = waterdiepte in cm
 g = versnelling van de zwaartekracht in cm/sec.

Turbulente stromingen treden op bij $Fr < 1$ en schietende stromingen bij $Fr > 1$. De kritische waarde ligt bij $Fr = 1$. Transport van bodensediment vindt nu in hoofdzaak plaats bij turbulente en schietende stromingen. Daarbij zij opgemerkt dat in natuurlijke wateren de stroming doorgaans turbulent is.

Met deze drie soorten stromingen corresponderen zeer verschillende verschijnselen van erosie of transport.

2. Verschillende wijzen waarop het materiaal transport gebeurt.

K. Gilbert heeft aangetoond dat materialen op verschillende manieren vervoerd kunnen worden, overeenkomstig hun afmeting en de natuur van de sleepkracht. (fig. 114) (de verschillende manieren kunnen onderling gecombineerd worden).

a) Glijding over de bodem:

deze manier komt zelden voor in water, maar ze komt frequent voor in slijkstromen of transport door gletsjers.

b) Rollen zonder glijden over de bodem:

dit is een van de meest frequente gevallen, namelijk voor zand en rolstenen. Men moet onderscheid maken tussen de kritische snelheid vereist om een deeltje in beweging te brengen en de snelheid om de beweging te onderhouden. Laatstgenoemde is steeds veel kleiner dan eerstgenoemde.

Daarbij speelt ook de vorm van het deeltje een grote rol. Een ronde zandkorrel of een ronde rolsteen zal veel gemakkelijker in beweging kunnen gebracht worden dan een ander deeltje met hetzelfde gewicht en hetzelfde volume, maar afgeplat. De natuur van de bodem komt ook tussen naargelang deze glad is of ruw of bezet met hindernissen.

Het is ook belangrijk voor ogen te houden dat de deeltjes zich in een stroming veel trager verplaatsen dan het water zelf. K. Gilbert heeft aldus aangetoond dat sferische deeltjes met diameter van 5 mm zich in een stroming van 50 cm/sec verplaatsen met een snelheid van 30 cm/sec, terwijl deeltjes met een diameter van 2 mm of 1 mm, zich verplaatsen met een respectievelijke snelheid van 25 cm/sec en 15 cm/sec.

c/ Sprongsgewijze beweging.

Wanneer de turbulentie een zekere intensiteit bereikt, kan de gevolgde weg van het deeltje niet meer voorzien worden. Het verplaatst zich met willekeurige sprongen. Dit verschijnsel moet toegeschreven worden aan het bestaan van de opwaartse druk, waaraan de deeltjes onderworpen worden. Plaatselijk wordt deze druk groter dan het gewicht van het deeltje en brengen het in beweging. De stroming sleurt het een ogenblik mee, daarna valt het deeltje opnieuw op de bodem, tot het weer omhoog gedrukt wordt. De schokken van de elementen op elkaar kunnen krachtig zijn wanneer het gaat om rolstenen: door deze schokken worden ze snel afgesleten en gepolijst. Zoals in het vorige geval, is de snelheid van de deeltjes steeds kleiner dan de snelheid van het water.

d/ Beweging in suspensie.

Het grootste deel van fijn materiaal wordt vervoerd in suspensie, d.w.z. in de vloeibare laag zelf. In dit geval zijn de hydrodynamische krachten tengevolge van de agitatie in evenwicht met het gewicht van het deeltje. In kalm water kan dit geval zich slechts voordoen bij zeer fijne sedimenten, gevoelig aan moleculaire agitatie (bv. kleideeltje). Voor grovere deeltjes (slib of zand), moet er een agitatie van het water aanwezig zijn, tengevolge van een sterke of turbulente stroming.

Talrijke factoren spelen een rol bij het transport in suspensie. De snelheid en de viscositeit van de vloeistof, die op hun beurt afhankelijk zijn van de temperatuur en de concentratie van gesuspendeerde deeltjes, hebben een invloed op het al dan niet in suspensie blijven of het bezinken van de deeltjes. Tenslotte is de graad van turbulentie van fundamenteel belang, deze hangt af van de stroomsnelheid maar ook van de onregelmatigheden van de bedding die een bijkomende plaatselijke agitatie teweeg brengen.

Ook het transport van sedimenten in suspensie gebeurt in het natuurlijk milieu niet met regelmatig verspreide afzonderlijke deeltjes, maar in groep, vooral als men rekening houdt met de attractieverschijnselen tussen de fijne deeltjes onderling.

3. Evenwicht tussen erosie, transport en sedimentatie.

Hjülstrom heeft experimentele krommen opgesteld die het verband aangeven tussen erosie, transport en sedimentatie: deze zijn klassiek geworden. (fig. 115)

Het is zeer moeilijk de snelheden vast te stellen, die nodig zijn opdat erosie zou optreden, vooral in het gebied der fijne sedimenten, wegens hun neiging tot onderlinge adhesie. Voor de grovere sedimenten, zijn de kritische snelheden waarbij de deeltjes losgerukt worden groter dan deze nodig om ze in beweging te houden. Daarom zal de kromme A erosie/transport niet beperkt zijn tot een lijn, maar een zone die zich verbreedt voor de fijnere sedimenten. Deze krommen tonen aan dat gemiddelde zandsoorten met diameter 0,5 à 1 mm de sedimenten uitmaken die het gemakkelijkst kunnen geërodeerd worden; snelheden van 15 à 20 cm/sec volstaan. Het is verrassend te zien dat voor de erosie van bodems bestaande uit deeltjes van 1 μ en bodems bestaande uit deeltjes van 50 μ even hoge snelheden (300 cm/sec) nodig zijn. Dit valt toe te schrijven aan de adhesie-krachten die bestaan tussen kleine deeltjes.

Analoog toont de groeiende afstand tussen de krommen erosie/transport en transport/bezinking het gemak waarmee de fijne deeltjes in suspensie kunnen blijven voor zover ze geïsoleerd blijven. Volgens deze krommen zou de sedimentatie van fijn materiaal praktisch onmogelijk moeten zijn in natuurlijke, fluviële of mariene wateren die steeds turbulent zijn. We zullen zien dat gelukkig andere fenomenen tussenkomen die de deeltjes agglomereren en aldus hun afzetting bevorderen.

4. Factoren die het transport beïnvloeden.

Er zijn twee soorten factoren, de ene hangen af van de deeltjes, de andere zijn gebonden aan het water zelf.

a/ Factoren verbonden aan de deeltjes.

1) Afmetingen van het deeltje

Het is de eerste en de voornaamste der factoren; de afmeting der deeltjes is door de wet van Stokes direct verbonden met de sedimentatie-snelheid. De valsnelheid der deeltjes is immers evenredig met r^2 , met r = de straal van een sferisch deeltje met hetzelfde gewicht en volume als het niet-sferisch deeltje, het is wat men noemt de equivalente straal die men in de granulometrie beschouwt als de karakteristieke afmeting van het deeltje.

De wet van Stokes luidt dus: $V = c \cdot r^2$
waarin c = een constante, functie van π_v (dichtheid vloeistof),
 π_s (dichtheid sediment) g , en de viscositeit van de vloeistof

$$\text{dus: } v = \frac{2}{9g} \cdot \frac{-(\pi_v - \pi_s)}{\eta} r^2$$

met v in m/sec, r in cm, en η in poise

We zien dat ook de temperatuur tussenkomt, maar indirect door tussenkomst van de dichtheid en de viscositeit van de vloeistof, waardoor men de temperatuur van het water constant moet houden tijdens de granulometrische metingen.

Voor kwartskorrels bij 20° C, luidt de formule:

$$r = \sqrt{v / 5,566 \cdot 10^2}$$

vb. op 20° C zal een deeltje van 1mm diameter een sediment-snelheid hebben van 6,66 cm/sec, een deeltje van 0,1mm slechts 0,78 cm/sec, terwijl een deeltje van 1 μ , 24 uur nodig zal hebben om 2 cm af te leggen. Het is overigens op dit principe van de sedimentatiesnelheid der deeltjes in het water dat men zich baseert bij de granulometrische analyse van de fijne deeltjes.

2) Dichtheid der deeltjes.

Deze speelt een onmiddellijke rol: de zware deeltjes zijn moeilijker in beweging te brengen, zetten zich vlugger af en stapelen zich op volgens preferentiële zones. Dit legt uit waarom zware mineralen zich geconcentreerd afzetten op bepaalde plaatsen van het strand.

3) Vorm der deeltjes.

Zij is zeer belangrijk; een sferisch deeltje zal veel gemakkelijker beginnen te rollen over de bodem dan een ander met hetzelfde gewicht maar vierkantig of afgeplat. Daartegenover zal een miccablad, licht en met groot dragend vermogen zeer gemakkelijk in suspensie gehouden en zeer ver vervoerd worden. Analooq kunnen de scherpe hoeken van een korrel een hindernis zijn voor zijn verplaatsing over de bodem, of kunnen ze verplaatsing vergemakkelijken. Soms kunnen kleine luchtbelletjes weerhouden worden door de uitstekende kanten: aldus dienen ze tot vlotter voor de korrel en laten een lange reis in suspensie toe.

4) Relaties tussen de deeltjes onderling.

Men moet onderscheid maken tussen geïsoleerde deeltjes als zandkorrels, vrij beweeglijk en gemakkelijk in beweging te brengen en deeltjes die zich aan elkaar of aan de bodem vasthechten, zoals de zeer fijne deeltjes die het slijk samenstellen, en die we gaan bestuderen. Deze laatste kunnen zich electrostatisch laden (zoals blaadjes micca die zich aan glas vastkleven) of kunnen onder elkaar verschijnselen van oppervlaktespanning vertonen waardoor ze agglomereren of kleven aan het reeds afgezette slijk. Het is daarom dat slijk zo moeilijk te eroderen valt. Aldus zal een stroming die grote zandkorrels kan vervoeren, zonder effect blijven op een slijkbank.

Analoog spelen deze electrostatische ladingen een zeer grote rol bij de sedimentatie van kleine deeltjes. Bij de studie van de krommen van Hjulstrom hebben we gezien dat de minste agitatie van het water volstaat om kleideeltjes in suspensie te brengen. Aldus, zouden in de natuur, waar het water voortdurend in agitatie verkeert, de fijne sedimenten dus eeuwig in suspensie moeten blijven. Welnu, dit is geenszins het geval. Men weet dat kleideeltjes kunnen uitvlokken, vooral in contact met zout water, waardoor grote vlokken gevormd worden die zich zeer snel afzetten.

Maar, onafhankelijk van de werking van het zout of van electrolyten, bestaat er een ander analoog fenomeen dat ook een sedimentatie bevordert, namelijk de vorming van vlokken of van aggregaten zoals beschreven werd door Bourcart, Francis-Boeuf, Rajelvie. De schrijvers hebben aangetoond dat, gedurende de kenteringen, een periode van relatieve kalme intreedt, maar voldoende lang opdat de aantrekking tussen de deeltjes zou kunnen plaatsvinden. Ze verenigen zich in vlokken of aggregaten, zoals ijsnaalden een sneeuwvlok vormen. Deze aggregaten hebben een gewicht dat voldoende is om zich vlug af te zetten op de bodem of op de oevers, waarvan ze niet meer loskomen. Het is dus dank zij deze fenomenen van adhesie dat de fijne sedimenten zich toch afzetten in een hydraulisch milieu.

b/ Factoren toe te schrijven aan de vloeistof.

1) Viscositeit.

Voor een vloeistof hangt ze over het algemeen af van de temperatuur, maar ook van de concentratie van de sedimenten in suspensie. De sedimenten zetten zich des te sneller af, naarmate ze minder aanwezig zijn, d.w.z. naarmate het water klaarder.

2) Agitatie.

In kalm water zetten de deeltjes zich vlugger af dan in een geagiteerd milieu. De turbulentie beïnvloedt sterk de stabiliteit van de suspensie en dit in functie van de afmetingen van het deeltje: de moleculaire turbulentie zal voldoende zijn om kleideeltjes in suspensie te houden, maar er zal een zeer sterke turbulente agitatie nodig zijn om grove zandsorten of rolstenen in suspensie te houden. Deze turbulentie is op haar beurt verbonden met de stroomsnelheid en de ruwheid van de bodem. Zelfs in een regelmatige geul, is de turbulentie ongelijkmatig verdeeld over de sectie en vertoont volgens Jeffreys twee zones met een maximum aan weerskanten van het midden en nabij de bodem (op de helft van de waterhoogte), welke verantwoordelijk schijnen te zijn voor de vorming van "mediane" banken.

5. Transport in een marien milieu.

Uitgaande van de voorgaande gegevens, is het gemakkelijk te zien hoe de verschillende soorten sedimenten in een marien milieu zullen verplaatst worden.

De laminaire stroming is in feite meer theoretisch dan reëel; men ontmoet ze slechts zeer zelden in de natuur en nooit in de zee, waar zelfs de grote oceanische stromingen een turbulent regime vertonen. Het zal gaan om zeer fijne detritische producten of planktondeeltjes. Daar tegenover kunnen de getijdestromen, gesnoerd in nauwe engten of in gebieden met kleine diepte, grote snelheden en een turbulent regime vertonen. Daar dit geldt voor de ganse waterlaag tot in de nabijheid van de bodem, grijpt een herstructurering plaats van een belangrijk volume sedimenten op de bodem en langs de overs, met rollende en sprongsgewijze beweging, maar ook met het in suspensie brengen van fijne elementen.

Daar tegenover zal het sprongsgewijze transport vooral van belang zijn in de zone der brekers, de zogenaamde "swash" zone (zone der oplopende golven). In de backswash-zone (zone der retourstroming) zullen de zandkorrels en de kleine grintkorrels of rolsteentjes terug afzakken terwijl ze een baan volgen die zo dicht mogelijk de lijn van grootste helling benadert, en dit door rollen zonder glijden of door sprongsgewijze verplaatsing.

B. Theoretische werkwijzen ter bestudering van het transportprobleem.

1. Transport langs de bodem.

a/ Beschrijving en studie van de bodemlaag ("couche turbide")

De basisgedachte van een gedeelte der theorieën omtrent het sedimenttransport bestaat erin een verband te leggen tussen de toestand van de naburige bodemlaag, de korrelgrootte (granulometrie) het sediment en het vast debiet der meegesleepte deeltjes; het is dus noodzakelijk eens van dichtbij deze bodemlaag te bestuderen.

De studie van de stromingen in de nabijheid van een vochtige wand is goed gekend sedert het bestaan van de theorie van Prandtl (theorie over de meng-lengte en de theorie over de grenslaag).

Met behulp van de werken van Nikuradse (wet van de deficitaire snelheid, onder de vorm van een logaritmische vergelijking) hebben Prandtl-Karman voor een dynamische stroming in een buis de volgende stellingen bewezen:

1) In de nabijheid van de wand hangt de stroming slechts af van de voorwaarden in de nabijheid ervan; het snelheidsprofiel $v(y)$ wordt bepaald door de wrijvingskracht per eenheid van oppervlakte τ of door de wrijvingsnelheid,

dan heeft men
$$\frac{v}{v^*} = g\left(\frac{v^* y}{\nu}\right) = g(R^*)$$

deze wet is universeel maar heeft verschillende uitdrukkingen volgens de waarde van R^* :

$$\frac{V}{V^*} = \frac{\gamma V^*}{\nu} \quad \text{voor } R^* < 5$$

$$\frac{V}{V^*} = g \frac{\gamma V^*}{\nu} \quad \text{voor } 5 < R^* < 25$$

$$\frac{V}{V^*} = 5,75 \log_{10} \left(\frac{\gamma V^*}{\nu} \right) + 5,5 \quad \text{voor } R^* > 25$$

- 2) Ver van de wand is de stroming onafhankelijk van de eigenschappen van de stroming nabij de wand en de verdeling van de wrijvingskrachten; ze wordt echter bepaald door de totale wrijvingskracht in de beschouwde sectie. De viscositeit van het fluidum komt niet meer tussen en men heeft:

$$\frac{V - V_m}{V^*} = f\left(\frac{y}{r_0}\right)$$

V_m : maximale snelheid op de y richting

f : een universele functie onafhankelijk van R_e en de wandruwheid

r_0 : de hydraulische straal van de beschouwde sectie

- 3) In het overgangsgebied van de ze twee zones, bestaat er een gemeenschappelijke zone waar beide wetten geldig zijn, en waar de functies f en g een logaritmische uitdrukking hebben en deze tussengelegen zone verbinden met de twee voorgaande.

Uit de voorgaande betrekkingen kan men een formule van het ladingsverlies afleiden, onder de vorm:

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = 2 \log_{10} R \sqrt{\lambda} - 0,8$$

De vorm bekomt men uit de berekening van de gemiddelde snelheid V en wanneer men in de bekomen uitdrukkingen λ gelijkstelt, aan:

$$\lambda = \frac{8 \tau}{\rho v^2}$$

Men ziet dat de coëfficiënt van het ladingsverlies λ ook bekomen kan worden uitgaande van de snelheidsverdelingswetten.

De stroming in kanalen, rivieren, geulen, enz... verschilt enkel van de stroming in buizen door de aanwezigheid van het vrije oppervlak; de verschijnselen zijn zeker veel complexer, maar het mechanisme van de energieverliezen in de nabijheid van een wand vertoont geen wezenlijk verschil; deze veralgemening werd experimenteel bestudeerd door Che-Pen-Chen op kanalen met veranderlijke helling en en zowel met stromingen van visceuze (laminaire) fluïda als met turbulente stromingen.

Wanneer de stroming over de ganse natte omtrek of een deel ervan, door ontgrondbare materialen omgeven is, moet men, zowel in het ene geval als in het andere, verschillende gevallen beschouwen naargelang de granulometrische diameter van het materiaal:

1) de kleine korrels ($d < \delta/3$) worden geheel omgeven (in de mate dat ze niet in suspensie zijn) door de laminaire stroming, d.w.z. dat de wrijvingscoëfficiënt, c_f of c slechts functie is van het getal Re (hierin komt c_f uit de formule van de tangentiële spanning: $r = c_f \cdot \rho \cdot V^2/r$) en c is de coëfficiënt van Chézy)

In dit geval, indien de granulometrie van de natte omtrek slechts uit kleine korrels bestaat, ligt de ruwheid van de wand en de stroming helemaal vervat in de laminaire onderlaag met dikte δ . De rest van de stroming is een hydraulische gladde stroming.

2) De middelmatige korrels ($\delta/3 < d < 5\delta$) worden gesolliciteerd door een onvolmaakt turbulente stroming, gelegen tussen het laminair en turbulent regime, en de wrijvingscoëfficiënt (λ, c_f of c) is zowel functie van de relatieve ruwheid d/R_H en het getal van Reynolds Re .

3) De grote korrels ($d > 5\delta$) worden helemaal gesolliciteerd door een turbulente stroming, en de wrijvingscoëfficiënt (λ, c_f, c) is slechts nog een functie van de relatieve ruwheid d/R_H !

In het geval waar de granulometrie van de natte omtrek voor het grootste gedeelte bestaat uit grove elementen, "verdrinken" deze laatste in de laminaire onderlaag en de stroming in de turbulente "kern" wordt ruig-turbulent genoemd.

De gemiddelde korrels zijn deze waarvoor de diameter kleiner is dan 1 à 1,5 mm; δ is van de orde van grootte van 0,1 mm (δ is kleiner voor natuurlijke waterlopen dan voor experimentele kanalen); merken we nog op dat in het geval van kanalen het diagram van Nikuradse, of de verbeterde vorm ervan (diagram van Moody), goed rekening houdt met de drie onderscheiden gevallen: laminaire zone, overgangszone en turbulente zone.

Dit gezegd zijnde, is het noodzakelijk te onderzoeken wat er gewordt van het profiel der klassieke snelheden (type Prandtl - Karman) in de nabijheid van de bodemlaag, nadat het transportmechanisme in werking werd gesteld.

Met andere woorden, men moet de invloed op de snelheden nagaan van het nieuwe type ruwheid dat ontstaan is door de verplaatsing van de deeltjes; intuïtief kan men inzien dat deze ruwheid moet verschillen van deze van een onbeweeglijke bodem.

De volgende resultaten zijn afkomstig van de onderzoeken van Bagnold, die een ingewikkeld experimenteel dispositief voor het meten van snelheden in de buurt van de bodem; zij betreffen enerzijds zandkorrels in een luchtstroom en anderzijds zeer lichte deeltjes in een vloeistof-stroom en zijn erop gericht het snelheidsprofiel van een vloeistof in de buurt van de troebele laag te vinden, t.t.z. van de bodemlaag vergroot met de saltatiezone en zelfs met de suspensiezone.

De figuren 116, 117 geven de verdeling der snelheden (in gewone lineaire en semi-logaritmische coördinaten) voor zeer lichte korrels

$$\frac{\bar{\omega}_s - \bar{\omega}}{\bar{\omega}} = 0,005$$

met superpositie van de gevonden profielen in de troebele laag (volle lijnen) en de klassieke profielen volgens de wet van Prandtl in helder water (streeplijnen):

- 1) de beweging van de korrels veroorzaakt een vermindering van de snelheden van de vloeistof over de ganse diepte van de stroming; deze snelheidsvermindering is sterk uitgesproken in de buurt van de bodem en in de saltatiezone (de dispersie der korrels in de troebele zone verhoogt de wrijvingen).
- 2) boven deze grenszone van de saltatie van de korrels, gelijk de curve der snelheden zeer goed op deze die correspondeert met het geval van onbeweeglijke korrels (rechte evenwijdige lijnen bij een semi-logaritmische voorstelling), maar er doet zich ook een algemene snelheidsvermindering voor.
- 3) de krommen ($V(y)$) lopen voor alle waarden van $V_* = \sqrt{\tau/\beta}$ door een punt (knooppunt) waaronder de snelheidsprofielen zich tot een verticale ($V = \text{cte}$) herleiden.

Deze snelheidsconstante in het knooppunt, en in de bodemlaag onder dit knooppunt, is zeer belangrijk en toont aan dat de concentratie van de bodemlaag, verbonden aan de snelheid onafhankelijk is van de waarde van V^* , d.w.z. onafhankelijk van het regime van de stroming, of deze nu laminair, transitair of turbulent is.

De concentratie, constant vanaf de drempel van de initiële beweging der korrels, is natuurlijk verschillend van de concentratie bij onbeweeglijke korrels vooraleer het "dilatatie"-verschijnsel optreedt.

Voor de materialen met het meest voorkomend soortelijk gewicht ($\bar{\omega}'_s = 1,7$) zijn de verschijnselen minder scherp uitgesproken; de drempel tussen suspensie en saltatie is veel lager gelegen, en de zone van grote concentratie heeft een dikte van maximaal enkele diameters, en soms zelfs een fraktie van een diameter, maar de vorige resultaten blijven helemaal gelden.

b. Weerstandscoefficiënt van een ontgrondbare bodem.

Coëfficiënt van Schields.

De evenwichtsvergelijking van een korrel van de bodemlaag, bekomen door de projectie op een horizontale van de wrijvingsweerstand in de zin van de stroming en het transport, kan aldus geschreven worden:

$$\frac{\pi d^2}{4} \text{Cox} \cdot \rho \cdot V_c^2 \cdot \frac{d}{2} = f'' \left[\frac{\pi d^3}{6} (\bar{\omega}_s - \bar{\omega}) - \frac{\pi d^2}{4} \text{Coy} \cdot \rho \cdot V_c^2 \frac{d}{2} \right]$$

waarin f'' = de coëfficiënt van de onderlinge wrijving tussen de korrels, die onafhankelijk is van de natuur van de stroming, maar die verschillende numerieke waarden kan aannemen volgens de natuur der sedimenten.

d = korreldiameter

Cox = trekcoëfficiënt voor het begin van het transport

Coy = draagcoëfficiënt voor het begin van het transport

V_c = snelheid van het deeltje

ρ = dichtheid van het fluïdum

$\bar{\omega}_s$ = droog specifiek gewicht van het bodemmateriaal

$\bar{\omega}$ = specifiek gewicht van het fluïdum

Wanneer men $V_c \cdot \frac{d}{2} = \xi_c \cdot V_c$ (om alles uit te drukken in functie van de gemiddelde snelheid U van de vloeistoflaag) bekomt men:

$$V_c^2 = \frac{4}{3} \cdot \frac{f'' \cdot d \cdot (\bar{\omega}_s - \bar{\omega})}{[\text{Cox} + f'' \cdot \text{Coy}] \cdot \rho \cdot \xi_c^2}$$

Uit de betrekking $\lambda = \frac{8\tau}{\xi v^2}$

bekomt men $u_c^2 = \frac{8\tau_c}{\lambda_c \xi}$

een uitdrukking die geldt voor de verschillende soorten stromingen, kan men schrijven:

$$\tau_c = \frac{1}{6} \cdot \frac{f''}{1 + f'' \cdot \text{Coy}/\text{Cox}} \cdot \frac{\lambda d}{\text{Cox} \cdot \xi_c^2} (\bar{\omega}_s - \bar{\omega}) d$$

of $\tau_c = f_c \cdot (\bar{\omega}_s - \bar{\omega}) d$

waaruit de coëfficiënt van Shields (f_c) volgt:

$$f_c = \frac{1}{6} \cdot \frac{f''}{1 + f'' \cdot \text{Coy}/\text{Cox}} \cdot \frac{\lambda c}{\text{Cox} \cdot \xi_c^2}$$

$$= \frac{1}{6} f' \frac{\lambda c}{\text{Cox} \cdot \xi_c^2}$$

met $f' = \frac{f''}{1 + f'' \cdot \text{Coy}/\text{Cox}}$

Voor niet sferische korrels krijgt men door invoering van een vormfactor K_d :

$$f_c = \frac{1}{6} \cdot K_d \cdot \frac{\lambda c}{\text{Cox} \cdot \xi_c^2}$$

Na toepassing van een reeks wetten uit de hydraulica (wet van Poisseuille, wet van Chézy, continuïteitsvergelijking, enz.) en door experimentele waarnemingen komt men tot de volgende resultaten:

- de krommen $f_c = \varphi(R_{*cd})$ voor de extreme waarden van f' (0,6 en 0,8) (fig. 118, 119)
- de krommen $\tau_c = \varphi(R_{*cd})$ voor verschillende waarden van $(\bar{\omega}_s - \bar{\omega})$ en $f' = 1$ (fig. 119)
- de krommen f_c en $\tau_c = \varphi(d)$ voor verschillende waarden van $(\bar{\omega}_s - \bar{\omega})$ en $f' = 1$ (fig. 120)

De kromme van de coëfficiënt f' vertoont twee drempels (laminair regime voor R_{*cd} kleiner dan 1, en turbulent regime voor R_{*cd} groter dan 300); deze twee drempels sluiten een v-vormig gebied in, corresponderende met het overgangsregime, hetgeen de belangrijke invloed aantoont van de overgang van het ene regime naar het andere.

De kromme van de τ vertonen een drempel voor de gladde turbulente stroming: τ_c is er onafhankelijk van d .

Deze twee families van krommen zijn het resultaat van de analyse van de wolkenpunten die een zekere dispersie vertonen, welke te wijten is aan de volgende redens:

- de vorige berekeningen betreffen homogene sedimenten, hetgeen niet steeds het geval is in de werkelijkheid.
- de korrels hebben verschillende vormen.

c. Vergelijking der bodemtransportformules

1) Overzicht.

Vrijwel alle bodemtransportformules geven een relatie tussen de transport parameter.

$$\phi = T \cdot (d^3 g \Delta)^{-\frac{1}{2}}$$

en de stroomparameter

$$\psi = (h \cdot J) \cdot (\Delta d)^{-1} = v_z^2 \cdot (\Delta g d)^{-1}$$

Indien de bodemschuifspanning gedeeltelijk het gevolg is van vormweerstand langs ribbels wordt deze gereduceerd met de ribbelfactor .

Naast de bekende formules van Kalinske, Meyer-Peter en Müller, Einstein en Frijlink zijn verschenen die van Shinohara-Tsubaki, Rottner, Eguiasaroff en Garde-Albertson. Een vergelijking van deze nieuwere formules met de voorgaande laat zien dat de $\phi - \psi$ relatie in vorm overeenstemt maar kwantitatief grote verschillen geeft.

Het probleem bij alle formules is de reductie van de schuifspanning bij ribbels. De meningen hierover lopen sterk uiteen, wat mede bepalend is voor de verschillen in transportformule.

2) "Oude" formules

a) Kalinske (1947) (fig. 121)
.....

Kalinske leidt uit een beschouwing over de amplitude verdeling van de watersnelheid bij de bodem een relatie tussen bodemtransport en stromingscondities af.

$$\phi = 2,5\psi^{\frac{1}{2}} \left\{ \frac{r}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2r^2} \left(\frac{\sqrt{0,12}}{\psi} - 1 \right)^2} - \left(\frac{\sqrt{0,12}}{\psi} - 1 \right) \left(\frac{1}{\sqrt{\pi}} \int \frac{1}{r^2} \times \left(\frac{\sqrt{0,12}}{\psi} - 1 \right) e^{-t^2} dt \right) \right.$$

r = de relatieve turbulentie bij de bodem, volgens Kalinske gemiddeld 0,25.

b) Meyer-Peter en Müller (1948) (fig. 123)
.....

Meyer-Peter en Müller geven een empirische relatie op grond van proeven met grof materiaal.

$$\phi = (4\psi - 0,188)^{3/2}$$

c) Einstein (1950) (fig. 122) (fig. 123)
.....

Einstein geeft eveneens een statistische beschouwing van het bodemtransport en komt tot

$$1 - \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\frac{0,143}{\psi} - 2}^{+\frac{0,143}{\psi} - 2} e^{-t^2} dt$$

$$= \frac{43,5 \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\frac{0,143}{\psi} - 2}^{+\frac{0,143}{\psi} - 2} e^{-t^2} dt}{}$$

d) Frijlink (1952)
.....

Frijlink heeft de drie voorgaande relaties vergeleken en geeft zelf een vereenvoudiging van Kalinske's formule:

$$\phi = 5 \frac{1}{2} e^{-0,27/\psi}$$

3. Nieuwe formules

a) Shinohara - Tsubaki (1953)
.....

Uit laboratoriumproeven en riviermetingen van Shinohara en Tsubaki, de formule:

$$\phi = \psi^{1.3} (\psi - 0,038)$$

b) Eguiasaroff (1957) (fig. 125 & 126)
.....

Eguiasaroff vindt de formule waarin de bodemschuifspanning alleen wordt gebruikt, niet goed. Het is beter een parameter te gebruiken, waarin de gedissipeerde energie $\tau \cdot \bar{v}$ is weergegeven. Deze \bar{v} is evenwel niet te definiëren. Men kan volgens equiasaroff met de valsnelheid w volstaan, waarbij w afhankelijk is van de concentratie p .

$$\alpha = w(p)/w(o) \approx (1 - p)^5$$

Voor de keuze van de valsnelheid wordt noch een theoretische noch een experimentele verklaring gegeven. Hij geeft zijn relatie in de vorm:

$$\frac{p''}{I} = 0,02 \frac{\tau \cdot w(p) - \tau_0 \cdot w(o)}{\tau_0 \cdot w(o)} = 0,02 \frac{\alpha \tau - \tau_0}{\tau_0}$$

$$p'' = \text{de gewichtconcentratie van het transport} = \frac{T \cdot \Delta}{\bar{v} \cdot h}$$

I = verhang

Deze formule kan worden herleid tot:

$$\phi = 0,02 \frac{\bar{v}}{v_*} \left(\frac{h}{\Delta d}\right)^{\frac{1}{2}} \frac{\psi}{\psi_0} (\alpha \psi - \psi_0)$$

Deze formule brengt dus geen wezenlijke verandering. Het expliciet voorkomen van Δ is vreemd. Ook de bepaling van α is zeer twijfelachtig. De overeenstemming met de metingen is niet beter dan enige andere formule.

Voor $\bar{v}/v_* = 15$ en $h/d = 33$ (uit $\frac{\bar{v}}{v_*} = 2.5 \ln 12h/d$)

$\Delta = 1.65 \psi_0 = 0,045$ is deze formule vergeleken met de andere (zie Garde-Albertson). De relatie wordt:
 $\phi = 30 \psi (\alpha \psi - \psi_0)$.

c) Rottner (1959)
.....

Rottner heeft een groot aantal proeven geanalyseerd met (h/d) als derde bepalende grootte. Hij komt tot:

$$\frac{\tau}{\sqrt{\Delta gh^3}} = \left\{ \left(\frac{2}{3} \left(\frac{d}{h} \right)^{2/3} + 0,14 \right) \frac{v}{\sqrt{\Delta gh}} - 7/9 \left(\frac{d}{h} \right)^{2/3} \right\}^3$$

of wel: $2/3 \phi = (A \psi^{1/2} - B)^3$.

$A = \left(\frac{2}{3} \left(\frac{d}{h} \right)^{2/3} + 0,14 \right) \frac{v}{v_*}$ varieert weinig voor een gladde bodem ($\bar{v}/v_* = 2.5 \ln 12h/d$) n.l. van 3.09 tot 2.95 voor h/d van 33 tot 1000.

$B = 7/9 (d/h)^{1/6}$ varieert van 0,44 tot 0,25 voor h/d van 33 tot 1000.

Ter vergelijking met andere formules is genomen:

$$h/d = 33 \rightarrow \bar{v}/v_* = 15 \rightarrow \phi = (3.09 \psi^{1/2} - 0,44)^3$$

Deze formule is bijna identiek aan die van Meyer-Peter en Müller.

d) Garde-Albertson (1961)
.....

Garde en Albertson geven een experimentele, grafische relatie tussen ψ en $\tau = \phi/\psi^i$. Deze parameters zijn afhankelijk. De relatie wordt gegeven voor ribbels (met \bar{v}/v als derde variabele) en voor vlakke bodem. Deze laatste relatie stemt overeen met $\bar{v}/v_* = 15$. Voor de formules van Equiasaroff en Rottner is daarom $\bar{v}/v_* = 15$ en de bijbehorende waarde van (h/d) gekozen.

4. Vergelijking-formules

De $\psi - \phi$ relaties zijn gegeven in de figuren. De algemene vorm is gelijk, hoewel er kwantitatieve verschillen zijn. Merkwaardig is de zeer grote overeenstemming tussen Shinohara - Tsubaki en Garde-Albertson. De relaties zijn afhankelijk van de proeven, waaruit ze bepaald zijn en de keuze van de ribbelfactor bij de proeven waarbij ribbels voorkwamen.

5. Ribbelfactor

De aanwezigheid van ribbels op het bed maakt een reductie van de bodemwrijving noodzakelijk, teneinde de wrijving langs de korrels te bepalen. De waarde van μ wordt bepaald uit \bar{v}/v voor gladde bodem.

$(\lambda_k = \frac{\bar{v}}{v_*} = 2.5 \ln 12 h/d)$ en uit $\lambda_t = \frac{\bar{v}}{v_*}$ gemeten

$$v = f\left(\frac{\lambda t}{\lambda k}\right) = f(\lambda) \quad \lambda = \left(\frac{\lambda t}{\lambda k}\right)$$

Dimensieoverwegingen geven $\mu = \lambda^2$.

Over deze reductie de meningen sterk uiteen.

- | | |
|----------------------|--|
| a) Kalinske | reduceert niet |
| b) M.P.M. | $\mu = \lambda^{3/2}$ |
| c) Einstein | $\mu = \left(\frac{1}{1 + 2.5/\lambda} \ln \mu + 1/\lambda\right)^2$ |
| d) Frijlink | $\mu = \lambda^{3/2}$ |
| e) Shinohara-Tsubaki | $\mu = \lambda$ |
| f) Rottner | $\mu = \lambda^2$ |
| g) Equiasaroff | $\mu = \lambda^{1/2}$ voor grotere transporten |
| h) Garde-Albertson | $\mu = \lambda^{0.9-1.1}$ |

6. Conclusie

De vergelijking van de bodemtransport-formules toont vrij grote onderlinge verschillen. Wanneer voor bepaalde gevallen het transport wordt berekend zijn de verschillen zeer groot, het kleinst bij een geval met vlakke bodem (max. factor 5) en zeer groot bij een rivier bv. de Waal, waar een factor 100 mogelijk is. Daar de riviermetingen, zelf ook een grote spreiding vertonen, lijkt een nauwkeurige berekening van het bodemtransport alsnog uitgesloten.

7. Algemeen gebruikte symbolen

- d = korreldiameter
- h = waterdiepte
- T = bodemtransport in m³/sec/m
- \bar{v} = snelheid gemiddeld over de diepte
- v^* = schuifspanningsnelheid = $\sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$
- $\Delta = \frac{\rho_{\text{korrel}} - \rho_{\text{water}}}{\rho_{\text{water}}}$
- ρ = dichtheid
- τ = bodemwrijving
- μ = ribbelfactor
- $\phi = \text{transportparameter} \quad \phi = T/d^{3/2} (g\Delta)^{1/2}$
- $\psi = \text{stroomparameter} \quad \psi = hI/\Delta d = v_*^2/\Delta g d$
- $\psi_0 = \psi$ voor begin van beweging

2. Transport in suspensie.

a/ Mechanica der suspensies.

Men begrijpt gemakkelijk dat een vast deeltje dat valt in een geagiteerd fluïdum met eenzelfde gemiddelde beweging, een grotere gemiddelde valsnelheid zal hebben in het geval van een niet turbulente beweging dan in het geval van een turbulente beweging.

Volgens een werkwijze, ontwikkeld door M. Bouvard, kan men deze invloed van de turbulentie tot uiting laten komen door haar schematisch op een kwalitatieve manier te behandelen.

Onderstel in het geval van een stroming zonder turbulentie dat W_0 de valsnelheid van een korrel volgens de z-as voorstelt. Voegen wij aan de gemiddelde verticale snelheid U_z van het fluïdum een schematische turbulentie toe die bestaat uit een variatie van U_z die gelijk is aan $+\delta U_z$ gedurende een tijd δz , en daarna uit een variatie gelijk aan $-\delta U_z$ gedurende het volgende tijdsinterval δz , enz. Het bestaan van deze turbulentie zal tot uiting komen door een variatie van de valsnelheid W_0 die men kan beschouwen als evenredig met de variatie δU_z , en de korrel zal dus bewogen worden met een valsnelheid gelijk aan $W_0 - \delta W$ gedurende het tijdsinterval δz en $W_0 + \delta W$ gedurende het volgende interval, enz.

De gemiddelde valsnelheid die gelijk is aan het gemiddelde der inversen zal dus gelijk zijn aan

$$\omega_1 = \frac{W_0^2 - (\delta W)^2}{W_0} = W_0 - \left(\frac{\delta W}{W_0} \right)^2$$

Men ziet dus dat de gemiddelde valsnelheid van de korrel voor een beweging met eenzelfde gemiddelde snelheid maar met turbulentie kleiner zal zijn dan de valsnelheid van dezelfde korrel bij afwezigheid van turbulentie. De experimenten bevestigen deze theorie, want men weet dat een fluïdum met grote turbulentie in staat is een fijne suspensie in evenwicht te houden, hetgeen slechts verklaard kan worden door een vermindering van de valsnelheid.

Voor wat betreft de bewegingsvergelijking van een vast deeltje in suspensie, de invloed van de turbulentie en de valsnelheid op de beweging ervan, de invloed van de turbulentie op de valsnelheid der deeltjes, verwijzen we naar de gespecialiseerde literatuur.

Uit proeven heeft men afgeleid dat de waarden van de valsnelheid der deeltjes in kalm water bepaald door formules of experimenten, niet toepasselijk zijn op de valsnelheid van dezelfde deeltjes in een stroming, en in het bijzonder in een turbulent milieu. De studie van deze verschijnselen zou op de eerste plaats de bepaling van de maximale valsnelheden bij afwezigheid van wervels en turbulentie moeten behelzen, daarna zou de systematische studie van de invloed van de turbulentie op de valsnelheid van verschillende korrels in verschillende stromingen moeten onderzocht worden.

b/ Evenwicht der suspensies.

1) Algemeenheden

Een belangrijke toepassing van valsnelheid van korrels in stromingen onder invloed van de zwaartekracht is de bepaling van de stabiliteit van de suspensies. Talrijke schrijvers hebben het probleem van het transport in suspensie bestudeerd; dit probleem is zeer belangrijk voor wat betreft de studie van het transport van sedimenten in de rivieren, estuaria en zeeën, voor de studie van het vast debiet in de rivieren en van sedimentologische problemen, zoals verznading, aanslibbing enz. We zullen een overzicht geven van de verschillende studiemethodes die werden voorgesteld. Deze methodes kan men in twee groepen verdelen:

- methodes die het begrip turbulente uitwisseling invoeren; dit schema werd voorgesteld door Prandtl om de turbulentie te verklaren.
- methodes die de vergelijkingen van de warmteoverdracht toepassen op de overdracht van sedimenten.

De verschillende resultaten die men bekam hebben aanleiding gegeven tot talrijke mathematische ontwikkelingen, in het bijzonder om een formule te zoeken die de waarde van het totaal vast transport van een rivier weergeeft, uitgaande van het stroonbeeld in bepaalde sectie. Meyer-Peter en later Einstein hebben deze theorieën gedetailleerd ontwikkeld.

We zullen ze hier niet uiteenzetten maar we zullen ons beperken tot de theorieën die voorgesteld werden om de stabiliteit der suspensies te verklaren en ook om de wetten op te stellen die de waargenomen concentraties in verschillende punten van de stroming beschrijven. Al deze wetten doen beroep, enerzijds op de actie van de turbulentie op de vaste deeltjes en anderzijds op de actie van de zwaartekracht die de neerwaartse val van de deeltjes veroorzaakt.

2) Theorie van de suspensie gebaseerd op het begrip "turbulente uitwisseling".

De redenering uiteengezet door Prandtl om de vergelijkingen van de turbulentie in fluida te beschrijven, doet beroep op het begrip "menglengte" alsook op het begrip "uitwisseling" dat eruit voortvloeit. De uitwisseling in een turbulente stroming, evenwijdig aan de wand, is per definitie gelijk aan:

$$A_J = l^2 \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right)$$

waarin l de menglengte voorstelt.

Door de theorie van Prandtl bekomt men, door invoering van de gereduceerde snelheid:

$$v^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad (\tau = \text{wandwrijving})$$

bekomt men: $A_J = \beta l v^* = \alpha \xi y v^*$

Uit het experiment mag men aannemen dat de uitwisseling in een turbulente stroming, wat de materialen in suspensie betreft, evenredig is met de uitwisseling van de turbulente beweging. Wanneer men A_V de volumetrische uitwisseling van materiaaldeel-
tjes noemt bekomt men:

$$A_V = \frac{k}{\xi} A_J = \beta y v^*$$

Voor de constanten α en β geeft Prandtl respectievelijk de experimentale waarden 0,4 en 0,6. Door uit te drukken dat de hoeveelheid deeltjes afkomstig van de uitwisseling gelijk is aan de hoeveelheid deeltjes die naar beneden vallen doorheen een eenheidsoppervlakte, vindt Prandtl volgende vergelijking:

$$w c = -\beta y v^* \frac{dc}{dy}$$

waarin w de valsnelheid der beschouwde deeltjes in het turbulent fluidum voorstelt en c de volumetrische concentratie van de materialen in suspensie. Door te veronderstellen dat zowel de valsnelheid van w als de factor β onafhankelijk zijn van y , kan deze vergelijking onmiddellijk geïntegreerd worden tot:

$$c = c_1 \left(\frac{y}{y_1} \right)^{-\frac{w}{\beta v^*}}$$

Deze uitdrukking laat toe de concentratie in gelijk welk punt te vinden in functie van de concentratie in een ander punt. Door invoering van de randvoorwaarden heeft Rouse de formule onder de volgende gedaante gebracht:

$$\frac{c}{c_a} = \frac{1 - \frac{\eta^3}{a^3}}{1 + \frac{\eta^3}{a^3}}$$

met $\eta = y - a$

$\eta = \eta$ corresponderend met het vrije wateroppervlak

$a =$ de afstand van de bodem tot aan de zone met concentratie c_a

Deze betrekking is minder algemeen dan deze van Prandtl, want ze veronderstelt dat de concentratie van het vrije wateroppervlak nul is. De hypothesen die gemaakt werden bij deze berekeningen zijn de volgende:

- men bestudeert het evenwicht van een suspensie in de onderstelling dat de stroming uniform en tweedimensionaal is.
- de aanwezigheid der materialen verandert de dichtheid van het water niet. Het turbulentiemechanisme, en bijgevolg het uitwisselingsmechanisme zijn dezelfde in gans de bestudeerde sector.
- de volumetrische uitwisselingscoëfficiënt is evenredig met de turbulente uitwisselingscoëfficiënt.
- w en βv^* zijn onafhankelijk van y .

Voor de discussie van deze onderstellingen, waarvan vooral de laatste drie zeer aanvechtbaar zijn, daar de turbulentie varieert met y en bijgevolg ook de valsnelheden, verwijzen we naar de gespecialiseerde literatuur. Veel auteurs hebben gezocht om de theorie van Prandtl uit te diepen en te verbeteren. Citeren we in het bijzonder G. Halbron, W. Maris en Carry die rekening houden met de verticale snelheid van het fluïdum, die de uitwisseling van de deeltjes gedeeltelijk compenseert, en met de snelheidsverdeling in de verschillende lagen van de stromen (laminaire onderlaag, turbulente grenslaag, overgangslaag). Ook M. Meyer heeft bij de studie van de valsnelheid der deeltjes, de invloed van de stabiele circulaire wervels ingevoerd, daardoor bekomt hij zeer interessante wetten onder de vorm van trajectoriën der deeltjes.

3) Studie der suspensies door analogie met de warmteoverdracht in een turbulente stroming.

De analogie tussen de warmteoverdracht in een fluïdum en de uitwisseling van vaste deeltjes in een bewegende vloeistof, die deeltjes in suspensie houdt, werd ontwikkeld en uitgewerkt door M. Craya. De basisvergelijking van de uitwisseling van deeltjes in suspensie, in het geval van verschillende stromingsregimes, namelijk permanent bewegend fluïdum, waarbij deconcentratie der deeltjes in een bepaald punt verandert in de tijd, maar constant blijft voor punten op gelijke hoogte, is de volgende:

$$Av. \frac{d^2c}{dy^2} + W. \frac{dc}{dy} = \frac{dc}{dt}$$

(Men kan ze verifiëren door het flux-evenwicht der deeltjes door een elementair parallellepipedum uit te schrijven)

Av en W hebben dezelfde betekenis als hoger gezien, namelijk respectievelijk de volumetrische uitwisseling en de valsnelheid der deeltjes.

Indien men deze vergelijking schrijft in functie van de dimensieloze veranderlijken

$$\lambda = \frac{Wy}{Ax} \quad \text{en} \quad \tau = \frac{W^2t}{Av}$$

en men overgaat op de veranderlijken

$$\xi = \lambda + \tau \quad \text{en} \quad \tau \quad (\text{d.w.z. een translatie naar beneden})$$

wordt de voorgaande vergelijking

$$\frac{d^2c}{d\xi^2} = \frac{d\sigma}{d\tau}$$

met $\sigma = \frac{c}{c_a}$ waarin c_a de concentratie nabij de bodem voorstelt.

Deze laatste vergelijking is volkomen analoog met de klassieke differentiaalvergelijking die de warmtevoortplanting beschrijft. De warmteflux, positief gerekend in het geval van een opwarming van het fluïdum door de wand en negatief in het geval van afkoeling, wordt in het geval van materiaaldeeltjes in suspensie, de flux van materiaaldeeltjes voortkomende van uit de bodem in de omstandigheden van de stroming ($\varphi > 0$), of in het tegenovergestelde geval de hoeveelheid materialen afgezet op de bodem wanneer de suspensie de afzetting van materiaaldeeltjes toelaat ($\varphi < 0$).

Door de invoering van particuliere grenstoestanden, overeenkomstig de verandering van de hogergenoemde veranderlijken, heeft M. Craya de variatie van de concentratie in de tijd bij verschillende hypothesen bestudeerd; hij deed dit in het bijzonder voor het geval waarin een zuiver fluïdum geleidelijk bodemmateriaal in suspensie brengt, en ook voor het tegenovergestelde geval waarin een verzadigd fluïdum, geleidelijk deze materialen op de bodem afzet; tenslotte heeft hij ook de overgang van het ene regime naar het andere bestudeert.

De gelijkvormigheid, ontwikkeld door deze auteur, is buitengewoon interessant en heeft toegelaten bepaalde particuliere problemen te behandelen. Men is de mening toegedaan dat deze analogie nog verder kan uitgewerkt worden.

Indien men in het bijzonder de opwarming van een gas beschouwt voor een warme horizontale plaat, geplaatst boven het gas, weet men dat de opwarming een dilatatie veroorzaakt, waardoor de warme gassen proberen te stijgen; daar deze beweging echter beperkt wordt door de bovenste wand, ontstaan er convectiestromingen, die stabiel worden onder bepaalde voorwaarden. Indien men op deze beweging een horizontale stroming van het fluïdum superponeert, vormen zich, in de stabiele gevallen, in plaats van circulaire wervels, evenwijdige turbulente stroomkanalen, met afwisselende links- en rechtsdraaiende rotatiebewegingen.

In het geval van de suspensies doet zich een analoog verschijnsel voor, in deze zin dat de materiaaldeeltjes die door de stroming uit de bodemlaag werden losgerukt, onder invloed van de zwaartekracht, de neiging hebben om terug te bezinken; het evenwicht van de toestand zou aldus corresponderen met de convectiewervels die de vorming van wervels zou verklaren die men zeer dikwijls in de natuur waarneemt bij de beweging van water dat ongeveer verzadigd is met slibachtige materialen.

c/ Besluiten

De studie van de valsnelheden in een turbulent milieu en deze van de stabiliteit van de suspensies of hun evolutie in een variabel regime zijn zeer eng met elkaar verbonden. De thans voorhanden zijnde resultaten hebben voor het grootste gedeelte betrekking op de voldoende nauwkeurige bepaling van de valsnelheden in rustig water en van de vorm in een fluïdum, in het geval van een permanent regime.

De theorieën zouden moeten vervolledigd worden, enerzijds door de studie van de directe invloed van de turbulentie op de valsnelheid van een materiaal; deze studie zou misschien omgekeerd, ervoor kunnen zorgen dat men beschikt over een middel om het turbulentieniveau in een fluïdum op te sporen; anderzijds zou ook moeten een studie gemaakt worden over de invloed van een belangrijke concentratie van vaste deeltjes in het fluïdum, en in het bijzonder een studie over het ontstaan van stabiele convexe stromingen, die zij in het fluïdum veroorzaken.

Bij de hydraulische studie van een stroming van een fluïdum met materiaal in suspensie moet men dus twee factoren laten tussenkomen. Enerzijds de beweging van de deeltjes met de beweging van het fluïdum t.t.z. rekening houdend met de turbulentie eigen aan het fluïdum en, anderzijds, de convectiestromingen die ook de gemiddelde stroming van het fluïdum veranderen.

Tenslotte zou het interessant zijn de studie aan te pakken door een energetische balans van zo een beweging op te maken. Men moet dan de energie van de gemiddelde beweging van het fluïdum, de turbulentie-energie, de energie eigen aan de convectie-stromingen en de nodige energie om de deeltjes van de bodem in suspensie te brengen, scheiden volgens de methode van Shields.

Het blijkt nu dat in een theorie, steunend op statische gegevens van de beweging bij suspensie, de schaal van de tijd beschouwd om een zeker gemiddelde te bekomen, niet van dezelfde grootte-orde is als de gebruikelijke schaal van de turbulentie in een fluïdum. Inderdaad, de invoering van de convectiestromingen en het waarnemen der verschijnselen in de natuur, schijnen te eisen dat de schaal van het geheel derturbulente convectiebewegingen, in het fluïdum veroorzaakt door de aanwezigheid van suspensie, moet bevatten.

3. Totaal transport.

De totaal vervoerde sedimentmassa bekomt men als som van de massa's die in suspensie vervoerd worden en deze die in de onmiddellijke nabijheid van de bodem voortbewogen worden. Volgens de korrelgrootte van het sediment en de aanwezige stroomsnelheid zal de ene of de andere transportvorm overwegen. Grote sedimenten worden meestal als bodemmateriaal, fijne sedimenten meestal in suspensie vervoerd. Bij stijgende stroomsnelheden stijgt het aandeel dat in suspensie voortbewogen wordt.

Wanneer de bodem bestaat uit ongelijkmatig verdeeld materiaal, zal men, bij de analyse van de op verschillende hoogten aangetroffen sedimentmassa's in suspensie, een verdeling bekomen zoals aangegeven in fig. 127.

Totnogtoe is, tenminste voor fijn materiaal, slechts een gedeelte van het totaal transport meetbaar en meer speciaal de sedimentmassa's die zweven in de bovenste lagen van een watermassa. Men kan niet verwachten dat het mogelijk zou zijn, toestellen te bouwen om het totaal transport van sedimenten te meten, die ook bij fijnere korrels of deeltjes bruikbare resultaten zouden opleveren, daar men geen zuivere grens kan trekken tussen een transport over de bodem en een transport in suspensie. Elk toestel zal aldus steeds een min of meer groot aandeel materialen in suspensie bevatten. Aangezien de concentratie van het gesuspendeerd materiaal in de onmiddellijke nabijheid van de bodem sterk met de hoogte verandert kunnen reeds kleine, door de oneffenheid van een natuurlijke bodem niet te vermijden verschillen, in de hoogste gedeelten van het toestel aanleiding geven tot sterk schommelende meetresultaten. Zelfs wanneer men er in slaagt, door een speciale vorm van het toestel, elke storende invloed op de stroming en het sedimenttransport uit te schakelen, hangt de hoeveelheid opgevangen sediment vooral af van de plaats op een met transportlichaam bedekte bodem waarop het toestel toevallig staat.

Daar het transport over de bodem en in suspensie blijkbaar onvermijdelijk met elkaar gekoppeld is kan men slechts tot de verhouding van de op beide wijzen voortbewogen transportmassa's komen, wanneer men het totaal transport vaststelt in een laboratorium en men het gebied van suspensie theoretisch afgrenst van het gebied van het bodemtransport. De aldus bekomen betrekkingen laten dan in de natuur toe besluiten te treffen omtrent het meetbare transport in suspensie ten opzichte van het totaal transport.

& 2 Beweging der sedimenten onder de vorm van transportmassa's (theoretisch)

A. Beweging van grofkorrelige materialen langs de bodem.

1. Inleiding.

Onder de benaming "transportmassa's" zullen hier de grensvlakvormen, veroorzaakt door de stromingen, samengevat worden, die zich in de richting van een stroming verplaatsen terwijl hun vorm voortdurend verandert: door erosie op de vlakgewelfde loefzijde en door afzetting op de meest sterke bijzijde.

Door onderzoekingen in de natuur met gekleurde zandkorrels wees Hübbe in 1861 reeds op dit voortbewegingsmechanisme. Hübbe die hierbij beroep deed op de vroegere werken van Dubuat en Hagen, maakte ook reeds onderscheid tussen kleine structuren, zoals ribbels en riple-marks en grote structuren zoals stroombanken en onderzeese duinen.

Voor duinen opgetrokken door de wind en constructies in het water tengevolge van de stromingen heeft Exner in 1920 en 1932 een wiskundige behandeling uitgewerkt, die de omvorming in de tijd weergeeft van een oorspronkelijk sinusvormige zandgolf die in doorsnede gelijk is op een duin; de hoogte van de zandgolf blijft daarbij constant. In een kinematische behandeling wees Exner nadien, voor een driehoekige doorsnede, op het belang van de betrekking:

$$u = \frac{Q_f \max}{\Delta h}$$

waarin u : de voortplantingsnelheid van het transportlichaam met hoogte Δh voorstelt

$Q_f \max$: het maximaal sedimentdebiet over de kam van het transportlichaam.

Deze behandeling werd later, in 1966, door Ertel veralgemeend.

Het onderzoek van de fysische grondslagen van de zandbeweging in de duinen is het werk van Bagnold in 1949. Hensen voerde metingen uit in de stroommondingen en wees op de regelmatige verplaatsing van grote stroombanken (1943).

Dillo onderzocht in 1960 het gedrag van transportlichamen in een cirkelvormig kanaal zowel bij stationaire als niet stationaire stromingen. Führböter beschreef het gedrag van transportlichamen in buisleidingen.

Een verregaande dimensie analytische behandeling van het probleem werd in 1964 door Yalin ondernomen. Daarbij hield Yalin zich ook bezig met de bijkomende ruwheid van de ribben.

De vergaande theoretische beschouwingen van Kennedy in 1962 en 1964 gaan uit van potentiaalstromingen over een sinusvormige bodem; hij bewees dat een willekeurige periodische bodemvorm met behulp van de Fourieranalyse door een rij sinusfuncties met behorende potentiaalstromingen kan benaderd worden. De fig. 128 werd bij onderzoekingen van Dillo, waarbij de invloed van het transportlichaam op het daarbovenstaande water begroot zou worden, door een elektrische analogie bekomen.

Kennedy gaat zoals Exner uit van de ontwikkeling in de tijd van een sinusgolf, die bij Kennedy weliswaar zijn sinusvorm behield maar veranderde in hoogte en lengte. In een eerste behandeling met behulp van de potentiaalstroming van een oneindig lang transportlichaam (twee dimensionaal), behield Kennedy de eindige lengten voor een sinusgolf maar liet de hoogten onbeperkt toenemen; met behulp van de potentiaalstroming volgens de gegeven figuur (stromingsveld aan de bovenzijde begrensd door een gesloten kanaal of door een voldoende grote waterdiepte) slaagde Kennedy erin te komen tot de oplossing van de partiële differentiaalvergelijkingen die men ontmoet bij eindige hoogte en lengte van sinusgolven.

Daarbij werd een faseverschuiving tussen het plaatselijk sedimenttransport en de plaatselijke stroomsnelheid, zoals bij Bagnold, waargenomen die voor volledig ontwikkelde transportlichamen terzelfdertijd de lengte l moet zijn.

De vergaande mathematische behandeling van de ontwikkeling in de tijd van transportlichamen door Kennedy, betekent een wezenlijke vooruitgang om tot een inzicht te komen van de beweging van transportlichamen. Belangrijk is ook het feit dat Kennedy er op wees, dat microstructuren zoals ribbels slechts wezenlijk bepaald worden door het sedimenttransport nabij de bodem, terwijl de macrostructuren zoals de stroombanken hoofdzakelijk door het transport in suspensie bepaald worden; dit stemt overeen met de uitslagen van de dimensie-analyse van Yalin, volgens dewelke de lengten van de microstructuren slechts van de korreldiameter, maar niet van de waterdiepte afhankelijk zijn, terwijl omgekeerd bij de macrostructuren de lengten een veelvoud van de waterdieptebedragen, maar niet van de korreldiameter afhankelijk zijn.

2. Vorming van ribbels.

a) ontstaan en vormingsprocessen van ribbels

De modelproeven hebben nu uitgewezen dat voor water van constante diepte en sediment van geschikte korrelgrootte, bij toenemende stroomsnelheid het transport via een drietal bodemconfiguraties plaatsvindt, te weten:

- Assymetrische ribbels, ook wel progressieve ribbels, stroomribbels of dunes genoemd. Deze verplaatsen zich stroomafwaarts.
- Symmetrische ribbels, ook wel regressieve ribbels of antidunes genoemd. Ze verplaatsen zich gewoonlijk stroomopwaarts.

Theoretisch beginnen de genoemde beddingvormen elk bij een zekere kritische stroomsnelheid, die we achtereenvolgens eerste, tweede en derde kritische snelheid noemen. De tabel volgens Escher geeft daarvan een overzicht.

↑ s n e l h e i d	3e krit.snelheid	zandtransport in suspensie met vorming van regressieve zandribbels (symmetrisch)
	2e krit.snelheid	zandtransport in suspensie over vlakke bodem
	1e krit.snelheid	zandtransport via progressieve zandribbels (assymetrisch)
		geen transport

1') Eerste kritische snelheid (V_1)

Dit is de laagste gemiddelde stroomsnelheid waarbij sediment van een gegeven korrelgrootte in beweging komt. Fijnkorrelig materiaal vertoont kort daarna ribbels. Bij grovere korrels zien we soms eerst transport over een vlakke bedding (rollend of salterend), waarna pas bij hogere snelheid dan V_1 ribbels ontstaan.

Menard wijst er in dit verband op dat een geribbeld oppervlak een lagere V_1 heeft dan de oorspronkelijke vlakke bedding. Is een bodem dus eenmaal geribbeld, dan kan het transport van de sedimentkorrels bij lagere stroomsnelheid geschieden.

Het is nog steeds niet duidelijk waarom eigenlijk ribbels ontstaan. Liu veronderstelt dat het bewegende water en sediment beschouwd moeten worden als twee vloeistoffen met verschillende fysische eigenschappen. Het grensvlak zou een golfvormige gedaante aannemen omdat de wrijving tussen beide vloeistoffen dan het geringste is. Hetzelfde effect zien we bij windgolven op water. De ribbels liggen nagenoeg dwars op de stroomrichting van het water en hebben een asymmetrisch profiel met steile helling aan lijzijde. Ze bewegen zich geleidelijk stroomafwaarts; vandaar de naam "progressieve" ribbel of "stroomribbel". Ook wordt wel gesproken van "dunes". We zien dus een duidelijke correlatie tussen ribbelvorm en stroomrichting. Volgens Muller zijn asymmetrische ribbels daarom op zichzelf reeds een betrouwbare aanwijzing voor de stroomrichting van het water en derhalve de transportrichting van het sediment.

De verplaatsing van stroomribbels hangt samen met een stroomseparatie aan lijzijde van de ribbeltop (fig. 129) waardoor een tegenwervel ontstaat die sedimentatie mogelijk maakt. Op de loefhelling van de ribbel vindt erosie plaats.

Wanneer het sediment geen uniforme korrelgrootte heeft, leidt de ribbelmigratie tot laminaties parallel aan de steile helling (fig. 129). In natuurlijke ribbels is dit het geval. Het feit dat een dergelijke gelaagdheid aanwezig is, vormt een aanwijzing dat het sediment werd of wordt getransporteerd en de bodem gedeformeerd is geworden tot ribbels. De mate van ribbelverplaatsing hangt af van de ribbelgrootte en de snelheid waarmee sedimentkorrels stroomafwaarts worden vervoerd. Gebleken is, dat kleine ribbels zich, door hun geringer volume aan sediment, sneller verplaatsen dan grote en deze op de duur zelfs inhalen. Zijn de kleine ribbels op de top van een grote ribbel baland, dan worden ze daarin opgenomen en is hun bestaan geëindigd.

Stroomribbels groeien met de stroomsnelheid en met de tijd; het groter worden van de ribbels gaat evenwel gepaard met een afname in verplaatsingssnelheid. In natuurlijke wateren kunnen, door de vaak grotere waterdiepte, stroomribbels veel grotere afmetingen krijgen dan in modelproeven mogelijk is. Deze groot-formaat asymmetrische ribbels werden door sommigen megaribbels, sandwaves, etc. genoemd, ter onderscheiding van stroomribbels. Om nu een duidelijk onderscheid tussen deze twee typen ribbels te maken, noemt Allen alle asymmetrische ribbels met amplitudo kleiner dan 5 cm stroomribbels. Bij grotere amplitudo's wordt gesproken van megaribbels.

Bij een geschikte waterdiepte kan een stroomribbel dus in principe uitgroeien tot een megaribbel. Of op deze wijze ook mega-ribbels met een amplitudo van enige meters kunnen ontstaan, staat niet vast.

2^o) Tweede kritische snelheid (V_2)

We hebben gezien dat de stroomribbels groter worden met toenemende stroomsnelheid. Bij een zekere snelheid, dit is de tweede kritische snelheid, beginnen de ribbels te verdwijnen om plaats te maken voor een vlakke bodem. Het sediment wordt nu tot een bepaalde diepte onder het bodemoppervlak als suspensie stroomafwaarts vervoerd. Het vermoeden bestaat dat V_2 ongeveer overeenkomt met het punt waar turbulent in schietend² stromen overgaat ($Fr = 1$). Sommige onderzoekers maken echter melding van lagere Froude-getallen.

In het algemeen gaat het "Vlak"-transport bij een volgende kritische snelheid (3e kritische snelheid) weer over in een transport via ribbels (antidunes). Voor een bepaalde waterdiepte en korrelgrootte is bij toenemende stroomsnelheid soms echter helemaal geen vlak stadium waargenomen, maar slechts een langzaam afnemen van de ribbelhoogte en toenemen van de golflengte. Voordat het vlakke stadium dan wordt bereikt is de stroomsnelheid al zo groot geworden, dat zich direct antidunes kunnen vormen.

3^o) Derde kritische snelheid (V_3)

Blijft de stroomsnelheid toenemen dan wordt de bedding bij een zekere kritische snelheid (V_3) weer tot ribbels gedeformeerd. Deze hebben nu een symmetrische vorm en zijn in fase met golven aan het wateroppervlak.

Gewoonlijk bewegen de ribbels zich stroomopwaarts, wat voor Gilbert een reden was ze "antidunes" (regressieve ribbels) te noemen (zie tabel). (fig 129)

Latere experimenten hebben echter aangetoond dat de ribbels soms ook in de stroomrichting bewegen of zelfs stationnair kunnen zijn. Daarom worden tegenwoordig alle beddingdeformaties welke in fase zijn met oppervlaktegolven "antidunes" genoemd, ongeacht of ze zich stroomopwaarts, stroomafwaarts of helemaal niet verplaatsen.

Stroomopwaartse verplaatsing gebeurt door erosie aan lijzijde van een ribbel en sedimentatie aan loefzijde van de stroomafwaarts gelegen ribbel. Daardoor wordt het sediment toch in de stroomrichting vervoerd. Een stroomseparatie komt bij antidunes niet voor.

Antidunes groeien in amplitudo tot een bepaald evenwicht is bereikt of totdat de oppervlakte-golven breken.

Tot slot zij nog opgemerkt dat de bovenbeschreven sedimentaire structuren ook in natuurlijke wateren zijn waargenomen. De factoren die daar een rol spelen zijn echter variabelere dan in modelproeven. De laatste worden bovendien op kleine schaal gedaan, bij geringe waterdiepte. Daarom zijn de resultaten van de laboratoriumexperimenten slechts met reserve toe te passen bij de interpretatie van sedimentaire structuren in natuurlijke stromen.

b3. Schijnbaar evenwicht van ribbels.

Op een relatief korte periode, gedurende dewelke het oorspronkelijk vlak oppervlak van het materiaal geplooid wordt om een zaagtandprofiel te vertonen, volgt een periode met een schijnbaar dynamisch evenwicht. De bodem blijft de zetel van voornamelijk korrelverplaatsingen terwijl de uitwendige omtrek van de ribbels een definitieve stabiliteit schijnt te vertonen.

Wanneer deze toestand bereikt is, ontwikkelt het geheel van de bewegingen van de waterdeeltjes en van de vaste deeltjes zich op de volgende wijze:

- Gedurende de opgaande beweging van het zuivere fluïdum, veroorzaken de wrijvingskrachten, ontwikkeld in de grenslaag, een opstijgen van een zekere hoeveelheid materiaal langs de minst steile helling van de ribbel. Dit materiaal stort over de kruin van de ribbel op de afwaartse zijde.
- Gedurende de vertraging van de opgaande beweging van het zuiver fluïdum over het afwaarts gedeelte van de ribbel, vormt er zich een turbulentie die een van de karakteristieken van de evolutie der verschijnselen aan de bodem uitmaakt (om het probleem goed te situeren moet men opmerken dat het 2e fenomeen zich voordoet met een zekere vertraging ten opzichte van het 1e, ten gevolge van een verplaatsing in de ruimte).

De verandering van de druk tengevolge van de vorming van een wervel, veroorzaakt het ontrukken van vaste deeltjes aan de bodem, die dan in suspensie gaan. Ook herneemt de wervel een deel van het materiaal dat afgezet werd gedurende de opgaande beweging.

- De wervel evolueert en verheft zich boven het niveau van van de ribbel en sleurt zo een aanzienlijk deel korrelig materiaal mee in suspensie.
- Gedurende de teruggaande beweging van het zuivere fluïdum worden de wervels alsook de deeltjes in suspensie, naar de achterzijde van de ribbel meegesleurd.

De beweging bij de bodem is aldus periodisch in de tijd en stationnair in de ruimte.

C. Evolutie van de ribbels.

Daar waar elke golf de vaste deeltjes aan een dissymmetrisch oscillatorisch regiem onderwerpt, brengt een aandachtige observatie van het gedrag van de ribbels een langzame evolutie van deze laatste aan het licht (Fig.130).

Eerst grijpt een terug- of vooruitschrijden van sommigen onder hen plaats tot het evenwicht, in overeenstemming met de regelmatige ribbels van de natuur, bereikt wordt. Het evenwicht is bereikt wanneer de wervel zich voordoet met vaste karakteristieken, hetgeen de amplitude der ribbels bepaalt, en wanneer de hoeveelheid materiaal die aan de afwaartse zijde van de ribbel wordt aangevoerd gelijk is aan de hoeveelheid meegevoerd door saltatie onder invloed van de wervel: hetgeen de afstand tussen de ribbels bepaalt. (fig. 131).

De vorming van een wervel met een zin tegengesteld aan de vroeger beschreven wervel, t.t.z. een wervel die zich vormt gedurende de vertraging van de teruggaande beweging, kan men waarnemen wanneer de amplitude van de ribbels relatief belangrijk wordt ten opzichte van hun onderlinge afstand. Zijn intensiteit, is over het algemeen kleiner dan deze van de wervel verbonden aan de opgaande beweging, maar ze speelt wel een stabiliserende rol voor de ribbels. In het bijzonder worden de bewegingen meer symmetrisch en zal de resultante van de beweging van de grenslaag in de zin van de voortplanting van de deining verwaarloosbaar worden.

De vorming van ribbels steunt inderdaad overeen met een belangrijke wijziging van de oppervlaktelaag. Aan de ene kant voldoen de banen van de deeltjes verbonden aan het fluïdum niet meer aan de beweging van de deeltjes van een zuiver fluïdum, tenzij op een afstand boven de ribbels die drie of viermaal groter is dan de amplitude van de ribbels. Aan de andere zijde blijft de beweging in de marginale zone periodisch in functie van de tijd, maar is niet meer, zoals de beweging van een zuiver fluïdum periodisch in de ruimte.

Er vormen zich inderdaad na gelijke tijdsintervallen, op zekere karakteristische plaatsen, overeenstemmend met bepaalde waarden van x , wervels.

Aan de stabiliteit van de vorm van de ribbels kan zich een gemiddelde meesleuringsbeweging van vaste deeltjes toevoegen. Dit gebeurt tengevolge van het overheersen van hetzij de glijding der korrels langs de oppervlakte van de ribbels in de zin van de opgaande beweging, hetzij van het transport door saltatie in de afgaande zin. De zin van het gemiddeld debiet van vaste deeltjes kan dus verschillen naar gelang de hydraulische omstandigheden.

Stippen we aan dat men het vooruitschrijden van de laatste elementen van een rij ribbels opmerkt in een zone met een discontinuïteit van de bodem. De evolutie van het geheel streeft ernaar de continuïteit van de bodemhelling te herstellen.

d. Invloed van transportlichamen op de daarboven gaande stroming.

1) Algemeenheden.

Zoals de dwaling bestaat, als zou de bodemribbeling het gevolg zijn van de oppervlakte-golven, zo bestaat ook de mening, als zou de vorming van ribbels in banken op de bodem aan het wateroppervlak tot uiting komen door het ontstaan van golven. Men moet daarbij aannemen dat de waterspiegel boven een ribbel- of bankrug zal dalen, terwijl ze boven een ribbel- of bankdal stijgen. Ofschoon reeds resultaten van onderzoekingen aanwezig zijn, die deze opvatting weerleggen, werd dit probleem nader onderzocht, omdat elke vermindering van de waterdiepte van belang kan zijn in een getijdestroom. Ning Chien heeft immers reeds aangetoond dat men bodemgolven met een hoogte van een vierde tot een derde van de waterdiepte kan bekomen zonder dat de gladheid van het wateroppervlak verdwijnt.

2) Onderzoekingen aan de hand van een electrisch-analoog model.

In een electrisch-analoog model werd de invloed van verschillende ribbelvormen op de daarboven gaande stroming onderzocht. Fig. 132 toont de opname van een potentiaal beeld boven een ribbelbodem. Men ziet dat de invloed van de bodemribbeling op het stromingsbeeld niet verder reikt dan ongeveer het drievoud van de hoogte van de ribbel (gemeten vanaf de kruin van de ribbels). Waarnemingen in geulen hebben deze uitslagen bevestigd en toonden aan, dat de werkelijke invloed van de bodemribbeling op het stromingsbeeld nog geringer is. In een natuurlijke stroming volgen de stroomlijnen de bodemvormen niet, daar er in deribbel dalen stroomwalsen (inclinatoire stromingen met de werking van een wals) gevormd worden.

Tot bij waterdiepten, die kleiner waren dan tweemaal de hoogte van de ribbels, was een invloed van de bodemribbeling op de waterspiegel zichtbaar; bij grotere waterdiepten vertoonde zich geen merkbare verandering van het wateroppervlak meer.

e. Grensstabiliteit van de ribbels.

Wanneer tengevolge van een verhoging van de amplitude van de opwekkende krachten, de afmetingen van de wervels vergroten, vertonen de also gevormde ribbels instabiliteitsverschijnselen. De ribbels verdwijnen geleidelijk tot tenslotte een volledige saltatie van het materiaal optreedt.

Het in saltatie brengen van het materiaal over een relatief belangrijke dikte, verwekt, dicht bij de bodem, een stroming waarvan de algemene vorm grote gelijkenis vertoont met de stroming van een gedeeltelijk turbulente grenslaag. In het bijzonder bezit die randzone een grote gemiddelde snelheid in de richting van de kracht. Het schijnt zelfs dat de gemiddelde snelheden in deze zone des te groter zijn naarmate de dikte van de zone groter is. De metingen werden echter bemoeilijkt door de snelheid van de verplaatsingen.

Het gebeurt dikwijls dat de beschouwde karakteristieken met een volledig turbulente laag overeenstemmen voor een zeer ruwe bodem, terwijl de aanwezigheid van materialen de laminaire karakteristieken van de grenslaag bevordert en een verandering in eigenschappen van het milieu schijnt mee te brengen. Deze veranderingen kunnen, uit hydraulisch standpunt, vergeleken worden met een gevoelige verhoging van de viscositeit van het fluidum.

Inderdaad, als we de amplitude van de beweging nog verhogen, bekomen we een echte turbulente beweging die een zeer sterke lokale saltatie veroorzaakt, maar voor dewelke de resultante van het gemiddeld transport in de richting van de kracht veel zwakker is.

De maximale stroomsnelheid V_{max} wordt door de volgende factoren bepaald:

1. de continuïteitsvoorwaarde
2. de vorm en de hoogte volgens de potentiaaltheorie (Kennedy) fig. 128 .
3. de daling van de waterspiegel boven de kruin van de ribbel volgens de vergelijking van Bernoulli voor de vrije wateroppervlakken.
4. De verandering van de verdeling van de stroomsnelheden tengevolge van de door de transportlichamen veroorzaakte bijkomende ruwheid van de bodem (Yalin)

De factoren 2 en 4 komen in het bijzonder tot uiting bij bankvormen die klein zijn ten opzichte van de waterdiepte.

Uit de continuïteitsvergelijking volgt met betrekking tot fig. 133 :

$$Q = \text{constant} = V_m \cdot h$$

$$V_{\text{max}} \cdot \left(h - \frac{\Delta h}{2} \right) = V_m \cdot h$$

$$V_{\text{min}} \cdot \left(h + \frac{\Delta h}{2} \right) = V_m \cdot h$$

$$\text{of met } \alpha = \frac{\Delta h}{h}$$

$$V_{\text{max}} = V_m \left(\frac{1}{1 - \frac{\alpha}{2}} \right)$$

$$V_{\text{min}} = V_m \left(\frac{1}{1 + \frac{\alpha}{2}} \right)$$

De factoren 2 en 4 zullen nu in een vormfactor φ samengevat worden, die als exponent in de uitdrukking voor V_{max} uit de continuïteitsvergelijking volgt; de benadering luidt dan als volgt:

$$V_{\text{max}} = V_m \left(\frac{1}{1 + \frac{\alpha}{2}} \right)^{\varphi}$$

Door de invoering van de vormfactor φ als exponent zal vooral de factor 2 van de invloeden van de potentiaaltheorie van de doorsnede in aanmerking genomen worden; de verhouding van V_{max} tot V_m blijft volgens de potentiaaltheorie onafhankelijk van de absolute grootte van vorm.

Voor de potentiaalstroming op fig. 128 bekomt men bijvoorbeeld een φ -waarde van 1,9; uit het elektrisch-analoge onderzoek van de verdeling der stroomsnelheden in de uit de natuur overgenomen doorsneden der ribbels bekomt men echter φ -waarden gelegen tussen 2 en 3.

Volgens Kennedy kan de stroomsnelheid die overeenkomt met de potentiaaltheorie ook berekend worden door de Fourier-analyse van de doorsnede van de ribbels en door de vormveranderingen van de door Kennedy aangegeven oplossing voor de sinusfunctie.

Over het algemeen wordt de volgens potentiaaltheorie bekomen vormfactor ϕ des te groter, naarmate de kromtestraal van de functie $y(x)$ aan de kam (y_{\max}) kleiner is. Bij de oplossing van het stromingsbeeld is de discontinuïteitslijn de randvoorwaarde voor de potentiaalfunctie.

Voor zeer lange banken (lang in vergelijking met de waterdiepte) vermindert het belang van de invloedsfactoren 2 en 4; ook de onder punt 3 genoemde daling van de waterspiegel kan slechts bij zeer hoge banken een merkbare invloed hebben op de hoge stroomsnelheden. Voor dit bijzonder geval kan aldus $\phi = 1$ gesteld worden.

B. Beweging van slib en slijk over de bodem.

1. Critische omstandigheden.

Sedimenten samengesteld uit of rijk aan fijn-korrelige materialen zoals slib, slijk en klei hebben een veel grotere weerstand tegen uitschuring dan ruwere sedimenten hoofdzakelijk samengesteld uit zandkorrels. Dit wordt aangetoond door de curve van Hjulström in fig. 134 voor sedimenten met een korrel-diameter kleiner dan 0,1mm. Het feit dat zulke fijne sedimenten zo een hoge kritische snelheid vereisen moet toegeschreven worden aan de cohesie die samen met het gewicht van de sedimenten meewerkt om het meeslepen ervan te verhinderen. Het gedrag van fijne sedimenten onder de inwerking van stromingen is complex en is afhankelijk van veel factoren met inbegrip van de electro-chemische eigenschappen van het milieu. Tot nog toe werden slechts weinige studies gemaakt over dit probleem en daarom staat de wetenschap van deze vorm van sedimentatie nog in een beginstadium.

De oudste informatie over de weerstand tegen erosie van samenhangende sedimenten werd bekomen door de ondervinding die ingenieurs opdeden bij de praktische uitvoering van kanaalwerken. Een voorbeeld hiervan zijn de gegevens van Fortier en Scobey omtrent de toelaatbare stroomsnelheden; het is aan de hand van deze gegevens dat de curve van Hjulström voor zeer fijne sedimenten werd opgesteld. Alhoewel deze informatie bruikbaar is, kan deze geen klaarheid brengen in het mechanisme van het transportproces voor fijne sedimenten.

Sundborg onderstelde dat de cohesiekracht, die weerstand biedt aan het meeslepen van een korrel, evenredig is met de schuifkracht van het sediment, zoals die bepaald wordt bij gestandardiseerde bodemtesten, en dat de cohesiekracht werkt in de tegengestelde zin van de kracht van de stroming. Uitgaande van dit idee, bekwam hij het volgende verband voor de kritische schuifkracht τ_c voor een samenhangend sediment op een horizontale bodem.

$$\tau_c = \frac{c_1 a_1}{c_2 a_2} (\gamma_s - \gamma) ds \operatorname{tg} \theta + c_3 S_v$$

waarin c_1 , c_2 , c_3 experimentele constanten zijn

a_1 , a_2 de afstanden tussen de aangrijpingspunten van de zwaartekracht en drukkrachten (fig. 135)

θ : hoek van het natuurlijk talud onder water

S_v : de schuifkracht van het sediment uitgedrukt als een spanning met dezelfde eenheden als τ_c .

Sundborg verwachtte dat de eerste term van de uitdrukking verwaarloosbaar klein zou worden voor fijne sedimenten, en dat het omgekeerde zich zou voordoen voor grovere sedimenten.

Sinds 1956 werden verschillende studies gemaakt om een verband te zoeken tussen de kritische schuifspanning van samenhangende gronden en grootheden als de schuifkracht, S_v , de plasticiteitsindex en het gewichtspercentage aan fijne sedimenten zoals slib, slijk en klei. Al deze testen worden doorgaans uitgevoerd in laboratoria voor grondmechanica.

Abdel-Rahmann bestudeerde de erosieweerstand van kleiachtige sedimenten. Fig. 136 toont de gemiddelde erosiediepte in functie van de tijd voor twee series van vijf proeven. Zoals de figuur aantoonde gebeurde de erosie meestal binnen de eerste tachtig uur en de tijd nodig om de maximale erosiediepte bij de eerste reeks proeven kon laten vermoeden dat ze onafhankelijk is van τ_c .

Wanneer de bodem aangetast werd, ontwikkelden zich holen, de hydrodynamische ruwheid ervan scheen toe te nemen. De klei die bij die proeven gebruikt werd bezat een hoog silicaatgehalte en was van het soort dat zwelt als ze water opneemt. Het erosieverschijnsel, zoals beschreven door de auteur, was intiem verbonden met het zwellen van de klei. Wanneer de erosie ophield, was de bodem bedekt met een dunne laag klieverig materiaal.

Moore en Masch deden schuifproeven op monsters van natuurlijke en kunstmatige samenhangende sedimenten. Bij deze proeven werd de hoeveelheid geërodeerd materiaal bepaald in functie van de tijd voor een reeks met gegeven straaldiameter, snelheid en afstand van de nozzle tot het monster. Een interessant resultaat was dat voor elk experiment de erosiediepte evenredig was met de logaritme van de duur van de proef; deze betrekking geldt ook voor de schuifproeven bij niet-samenhangende monsters.

De onderzoeken naar het gedrag van samenhangende sedimenten die hierboven werden aangehaald, houden vooral rekening met mechanische eigenschappen maar niet met de invloed van electro-chemische factoren; deze factoren zijn echter even belangrijk.

Grissinger en Asmussen vonden dat de weerstand tegen erosie van slib- en kleiachtige bodems toeneemt met de tijd waarin ze in vochtige toestand gehouden werden. Het gedrag kan aldus verklaard worden: wanneer klei eerst bevochtigd werd verlaat het water de holten tussen de korrels, maar daar vrije watermoleculen geabsorbeerd worden en kleimineralen hydraten zijn, worden de holten verstevigd. Daar hydratatie een traag proces is, kan een kleiachtig sediment gedurende zekere tijd geërodeerd worden, vooraleer deze erosiekracht haar volle waarde bereikt.

Hier werden enkele resultaten van werken vermeld om een illustratie te geven van de stand van de kennis omtrent de erosie van samenhangende sedimenten. Het is duidelijk dat hier niet alle factoren die weerstand tegen erosie bepalen behandeld werden. Schuifkracht, plasticiteitsindex en misschien slib- of kleigehalte, spelen een belangrijke rol bij dit verschijnsel, maar wij beschrijven het niet volledig. Tot nog toe werd de invloed van deze factoren nog niet systematisch onderzocht door laboratoriumproeven.

2. Het probleem van het uitvlokken van klei.

Men neemt over het algemeen aan dat de klei en slibdeeltjes uitvlokken onder invloed van het zout. Het zeezout doet immers dienst als electrolyt. Reeds lang weet men dat de zouten die als uitvlokkingen van klei kunnen dienen natriumzouten zijn zoals bicarbonaten, oxalaten en pyrofosfaten. Het zijn nochtans de zouten van metalen die het best het uitvlokken van klei en slib door zeewater bevorderen, daarom denkt P. Urbain dat het uitvlokkingproces vooral aan de magnesiumzouten te danken is.

Ook speelt de PH een belangrijke rol bij het beïnvloeden van de elektrische lading van de deeltjes. Voor een zekere PH kan die lading nul worden en de deeltjes vlokken uit.

Het is echter niet zeker dat de flocculatie op zichzelf de ogenblikkelijke afzetting van de deeltjes veroorzaakt. Deze deeltjes hebben immers afmetingen van enkele tientallen micron en kunnen lange tijd in suspensie blijven daar ze onderhevig zijn aan de minste agitatie en zeer zwakke stromingen zijn reeds voldoende om ze in suspensie te houden. Om ze af te zetten moet dus aan speciale hydrodynamische voorwaarden voldaan zijn. Kalm volgens Bourcart en wervelvormige uitwisseling volgens L. Glangeaud.

Alhoewel de flocculatie van klei en slib een onbetwistbaar feit blijft, mag men er echter niet het belangrijkste aandeel in de afzetting van kleine deeltjes aan toeschrijven.

Daarenboven schijnt het zoutgehalte, vereist voor uitvlokking, nog niet nauwkeurig bepaald; het verschilt volgens de aard van de fijne deeltjes, volgens het milieu en volgens de verschillende auteurs.

3. Adhesie van de deeltjes.

J. Bourcart heeft voor het eerst op dit belangrijk feit gewezen en er het belang voor de sedimentatie van vaste deeltjes van aangetoond.

De decantatie van fijne deeltjes wordt bevorderd door een plotse vermindering van de helling, het verhogen van het zoutgehalte, de wrijving van het water en vooral door het voorkomen van kalme gebieden.

Bij deze oorzaken voegen zich nog de bewegingen aan het oppervlak en de elektrische ladingen van de fijne deeltjes. De deeltjes conglomeren rond een plantenvezel, rond organische resten, rond een zandkorreltje of een micablad en geven aanleiding tot een "vlak" die grote afmetingen kan bereiken, meerdere millimeter en zelfs soms 1 cm. Deze aggregaten zullen zich dus gemakkelijker afzetten dan de geïsoleerde deeltjes.

Een andere factor die op onbetwistbare wijze tussenkomt is de adhesie van de deeltjes op de reeds bestaande slibbanken; deze adhesie laat zelfs afzetting van slib op verticale wanden toe. Wanneer de snelheid van het water vermindert zetten de fijne deeltjes zich af en kleven aan de slijkbank.

Aan de andere kant weten we dat deze adhesiekrachten de erosie van de slibbanken verhinderen en dat de stromingen die zelfs rolstenen kunnen vervoeren door dynamische redenen geen actie uitoefenen op het slib. Dit is het gevolg van het grote verschil tussen de kritische snelheid voor de afzetting en voor de erosie van de fijne deeltjes.

C. Berekeningsmethode

Alle volgende afleidingen betreffen het tweedimensionale geval: om te voldoen aan de dimensionale voorwaarden moet in alle corresponderende vergelijkingen de eenheidsbreedte 1, loodrecht op de beschouwde doorsneden toegevoegd worden.

1. Kinematische beginvoorwaarden voor de beweging van transportlichamen.

Hier worden volledig ontwikkelde transportlichamen in een stationnaire stroming ondersteld, die zich voortbewegen met een constante voortplantingssnelheid u en hun vorm behouden over een elementaire strook dx .

Dan geldt voor een willekeurige doorsnede van de transport-
lichamen in een stationnaire stroming ondersteld, dat zij zich
door de voortdurende vormverandering als gevolg van erosie op de
loefzijde en afzetting op de lijzijde voortbewegen (fig. 137 a, b):

$$\text{erosie op de loefzijde} = \text{afzetting op de lijzijde}$$

Uit de continuïteitsvergelijking voor de inhoud van de doorsnede
bij een constante voortplantingssnelheid, u , kan men afleiden:

$$u = \frac{dx}{dt} = \text{constante}$$

Daaruit volgt voor de functie $y(x)$ corresponderend met de wille-
keurige doorsnede:

$$\frac{dy}{dx} = \frac{dy}{u dt} \text{ of } dy = y' \cdot u \cdot dt$$

De afvoer of aanvoer per tijdseenheid is dus evenredig met y'

Uit fig. 137 kan men afleiden dat de sedimentmassa $dQ_f \cdot dt$,
die per tijdseenheid over een afstand dx in beweging of tot afzet-
ting komt, gelijk is aan:

$$dQ_f \cdot dt = dy \cdot dx \quad \text{of met} \quad u = \frac{dx}{dt} \quad dQ_f = u \cdot dy$$

Voor het sedimentdebiet langs het oppervlak van het transport-
lichaam geldt dan:

$$Q_f(x) = u \int_0^x dQ_f = u \cdot y(x) \quad (\text{form. 1})$$

De gemiddelde waarde van het transport Q_T over de tijd T , waarin
het transportlichaam zijn lengte L aflegt, en over de lengte L is
dan wegens

$$u = \frac{L}{T}$$

$$Q_T = \frac{u}{T} \int_0^T y(T) \cdot dT = \frac{u}{L} \int_0^L y(x) dx = \frac{F}{L} \cdot u \quad (\text{form. 2})$$

en voor het maximaal, zowel in de tijd als in de plaats, transport
 Q_{fmax} is, zoals reeds door Exner voor driehoekige doorsneden aange-
gegeven werd

$$Q_{fmax} = u \cdot y_{max} = u \Delta h \quad \text{of} \quad u = \frac{Q_{fmax}}{\Delta h}$$

Voor de beweging van de transportlichamen is dit een belangrijke betrekking daar hieruit volgt dat bij gelijke voorwaarden van stroming en transport, de voorplantingssnelheid u van het transportlichaam des te groter is naarmate de hoogte Δh kleiner is.

Wordt de dimensieloze verhouding α voor de hoogte van het transportlichaam h voorgesteld door $\alpha = \Delta h/h$, dan bekomt men voor de hoofdbetrekking:

$$u = \frac{Q_f \max}{\alpha h} \quad (\text{form. 3})$$

De voorwaarde waarbij de minimum voortplantingssnelheid zich instelt is

$$\frac{du}{d\alpha} = 0 \quad (\text{form. 4})$$

Voor de maximale stroosnelheid v_{\max} geldt bij benadering:

$$v_{\max} = v_m \cdot \left(\frac{1}{1 + \frac{\alpha}{2}} \right)^\varphi \quad (\text{form. 5})$$

waarbij φ de vormfactor voorstelt en v_m de gemiddelde stroomsnelheid over de totale hoogte die volgt uit de potentiaalfunctie van Kennedy die de invloed weergeeft van het ribbelprofiel op de daarbovengaande stroming. (zie hoger)

2. Benaderde begroting van het sedimenttransport.

Voor het maximaal sedimentdebiet over de kruin $Q_f \max$ geldt:

$$Q_f \max = c \cdot v_{\max}^\psi \quad (\text{form. 6})$$

c is een constante voor het sedimenttransport met de dimensie van vierkante meter. ψ is een dimensieloze factor voor het sedimenttransport die volgt uit de vergelijkingen van Einstein en Peter-Meyer. Deze betrekkingen gelden algemeen voor de beweging van transportlichamen.

$$\text{Met } n = \varphi \cdot \psi \quad (\text{form. 7}) \text{ wordt de hoogte } \Delta h = \frac{2}{n+1} \cdot h \quad (8)$$

de voorwaardé $\frac{du}{d\alpha} = 0$ wordt immers bekomen voor $\alpha = \frac{2}{n+1} h$

Op fig. 138 ziet men de afhankelijkheid van de hoogte van het transportlichaam Δh van de waarde n .

Uit formule 8 kan men afleiden dat de hoogte van het transportlichaam lineair afhankelijk is van de waterdiepte h zoals het ook in de natuur bij stationnaire stromingen waargenomen werd; bijgevolg worden bij hoog water hogere transportlichamen gebouwd dan bij laag water.

Door substitutie van de vergelijking 8 in de vergelijking 3 vindt men:

$$u = \frac{c \cdot v_m^\psi}{h} \frac{n+1}{2} \left(1 + \frac{1}{n}\right)^n \quad (\text{form. 9})$$

De vergelijking 9 geldt slechts voorwaarden van n begrepen tussen 2 en 20.

Uit de vergelijkingen 5, 6 en 8 vindt men:

$$Q_f \text{ max} = c \cdot v_m^\psi \cdot \left(1 + \frac{1}{n}\right)^n \quad (\text{form. 10})$$

Met u uit vergelijking 9 is dan

$$Q_T = c \cdot v_m^\psi \cdot \frac{F}{Lh} \frac{n+1}{2} \left(1 + \frac{1}{n}\right)^n \quad (\text{form. 11})$$

daarin is $Q_f(v_m) = c \cdot v_m^\psi$

daaruit wordt 11: $Q_T = Q_f(v_m) \frac{F}{Lh} \frac{n+1}{2} \left(1 + \frac{1}{n}\right)^n \quad (\text{form. 11'})$

Dit aandeel vertegenwoordigt in het systeem van het transportlichaam slechts een inwendige vormverandering; de verplaatsing in bewegingsrichting (transport over kleine afstand) is klein in vergelijking met de verplaatsing als sedimentdrift (transport over grote afstanden), die door het constant sedimentdebiet $Q_{s \text{ min}}$ weergegeven wordt vooral onder de vorm van sedimenttransport in suspensie bij macrostructuur. Uit Q_m en $Q_{s \text{ min}}$ kan men het gemiddelde totaal sedimentdebiet $Q_{f \text{ m}}$ samenstellen die bij de beweging van het transportlichaam groter is bij een gladde bodem en gelijke gemiddelde stroomsnelheid; de sedimentdrift, wordt echter kleiner, daar het grootste deel van het totaal debiet $Q_{f \text{ m}}$ bijdraagt tot de beweging van het transportlichaam (inwendige verplaatsing, transport over kleine afstand).

Aldus treedt door de vorming van transportlichamen een soort stabilisering van de bodem in door vertraging van het transport over grote afstand.

In fig. 139 worden het totaal transport Q_f max en het transport in de transportlichamen Q_T schematisch voor- gesteld.

D. Sedimenttransport langs de bodem en in suspensie door tussenkomst van bewegende transportlichamen.

1. Beweging hoofdzakelijk langs de bodem.

Hier worden slechts microstructuren (ribbels) beschouwd; het is echter mogelijk dat bij zeer kleine waterdiepten of door de beweging van grote puinbrokken ook macrostructuren (banken) ontstaan bij het bodemtransport; deze banken hebben een lengte die dan groot is ten opzichte van de waterdiepte; deze moeten dan behandeld worden (dan met bodemtransport in plaats van transport in suspensie) zoals de macrostructuren bij transport hoofdzakelijk in suspensie (zie punt 3). Bij de beweging van transportlichamen met bodemtransport wordt het materiaal als een sedimentstroom over de kam van het lichaam vervoerd en blijft op de zijzijde liggen; in het dal bestaat er geen of nauwelijks transport.

Normaal wordt hier $\psi = 6$ genomen; bij ribbelhoogten die variëren van 10 % tot 16 % van de waterdiepte neemt men waarden van ψ gelegen tussen 2 en 3, waarden van n tussen 12 en 18 hetgeen voor α waarden geeft tussen 0,15 en 0,10. Dit stemt goed overeen met de dimensie-analyse van Yalin die als bovengrens van de hoogte Δh , $1/6$ van h geeft (zie verder). Hier kan men u schrijven als $u = \text{constante}$, v_m^ψ met $\psi = 6,4$. Voor de lengte van de microstructuren vindt Yalin $L = 1000 D$ (D is korrelmeter).

Het gemiddeld transport $Q_{fm} = Q_T$ (zie form. 11)

Zoals hoger vermeld correspondeert Q_T met een plaatselijke vervorming en een sedimenttransport over kleine afstand.

2. Beweging gedeeltelijk langs de bodem en gedeeltelijk in suspensie.

Hier geldt $Q_s = Q_s(v_m) = Q_{sm}$ (form. 13)

Hier gaat de beweging van het transportlichaam gepaard met een sedimentstroom Q_s die constant is en daarboven in dit gebied slechts van de gemiddelde stroomsnelheid v_m afhankelijk kan zijn. Aldus is hier $Q_{fm} = Q_T + Q_{sm}$

Analoog met formule 7 vindt men

$$Q_f \text{ max} = c \cdot v_m^\psi \cdot \left(\frac{1}{1 - \frac{\alpha}{2}} \right)^n$$

en $Q_{sm} = f(v_m) \cdot c \cdot v_m^\psi$

zodat $Q_f \text{ max} = c \cdot v_m^\psi \cdot \left[\left(\frac{1}{1 - \frac{\alpha}{2}} \right)^n - f(v_m) \right]$

Analoog kan men u vinden uit vergelijking 3. Voor de voorwaarde van de minimale voortplantingssnelheid $du/d\alpha = 0$ vindt men

$$\alpha = \frac{2}{n+1} \left[1 - \left(1 - \frac{\alpha}{2} \right)^{n+1} \cdot f(v_m) \right]$$

Daar ook $\alpha = 2/n+1$ ziet men echter, dat α en daarmee de hoogte van het lichaam Δh des te kleiner wordt naarmate $f(v_m)$ en daarmee ook het aandeel van transport in suspensie Q_{sm} groter wordt.

Daar $\alpha = \Delta h/h$ komt het bekende verschijnsel tot uiting, dat bij toenemend transport in suspensie de microstructuren (ribbels) vlakker worden en volgens vergelijking 3 sneller verplaatst zullen worden.

Deze toename van de snelheid is echter begrensd door het feit dat de transportlichamen zich niet sneller kunnen verplaatsen dan de sedimentkorrels; voor zeer kleine waarden van α geldt de vergelijking 3 en dus voor zeer grote waarden van n ook de vergelijking 9 niet meer. Dat wil zeggen dat de ribbelhoogte ook naar onder begrensd is; bij overschrijding van een bepaalde stroomsnelheid worden de microstructuren instabiel en begint de vorming van macrostructuren die dan een veel grotere lengte hebben als deze die overeenkomt met de waterdiepte (zie verder).

Fig. 140 toont shematisch hoe een bodem met praktisch stabiele microstructuren bij overwegend bodemtransport geleidelijk grotere structuren bouwt wanneer het aandeel van het transport in suspensie stijgt; de microstructuren verplaatsen zich dan op de vlakker geworden macrostructuren.

3. Beweging hoofdzakelijk in suspensie.

Volgens Kennedy moet de bouw van macrostructuren (stroombanken) in hoofdzaak toegeschreven worden aan sedimenttransport in suspensie. Deze grote stroombanken maken het grootste deel van de transportlichamen uit.

Voor de beweging, de stroomsnelheid en de berekening van het debiet, gelden de bovenstaande vergelijkingen; daarbij moet men bedenken dat voor deze langgerekte structuren de vormfactor ψ slechts weinig van 1 zal verschillen, waardoor de factor n slechts weinig van de exponent ψ zal afwijken. Dat betekent dat de hoogten Δh van macrostructuren $\Delta h = 2/n+1$, groter zijn dan deze die corresponderen met de waarden van $n = \psi \cdot \psi$, daar n een te grote waarde aanneemt.

Volgens Allen ligt de hoogte van de macrostructuren gemiddeld tussen 10 à 20 % van de waterdiepte.

Bij het transport in de stroombanken Q_T komt nu een constante sedimentstroom Q_S :

$$Q_S = Q_S(v_{\min}) = Q_S \min$$

(dit is het sedimenttransport in suspensie boven de dalen)

Het gemiddeld totaal transport is dan $Q_{fm} = Q_T + Q_S \min$

Volkomen analoog met punt 2 vindt men:

$$Q_{fm} = c \cdot v_m^\psi \left[\frac{F}{Lh} \frac{n+1}{2} \left(1 + \frac{1}{n}\right)^n + \left(\frac{n+1}{n+2}\right)^n \right]$$

Fig. 142 geeft het gemiddeld totaal transport bij de beweging van macrostructuren in functie van n . Men kan er uit afleiden dat de verschillende transportaandelen slechts weinig van n afhankelijk zijn. Terwijl het totaal transport Q_{fm} ongeveer 1,7 maal zo groot is als het transport $Q_f(v_m)$ bij gladde bodem, bedraagt het aandeel dat in suspensie door het systeem vervoerd wordt slechts 40 à 50 % van $Q_f(v_m)$; de rest wordt in het transportlichaam zelf vervoerd hetgeen slechts een plaatselijke verandering teweeg brengt.

Daaruit volgt dat ook bij macrostructuren met overwegend transport in suspensie, door het systeem van het transport lichaam, een stabilisatie van de bodem teweeg gebracht wordt. Wanneer in het systeem geen sediment naar achteren vervoerd wordt, zouden bij een gladde bodem 100 % van $Q_f(v_m)$ geërodeerd worden; door de stabiliserende werking door de transportlichamen worden slechts minder dan 50 % geërodeerd.

E. Opmerking.

Met behulp van de vergelijkingen voor de bewegingen van de transportlichamen Q_T en voor het sedimentdebiet $Q_S \min$ kan men uit de meting van de verplaatsing der banken Δx de verplaatste massa van het sediment $v_s \min$ in de tijd Δt berekenen uit de vergelijking

$$v_s \min = \Delta x \cdot \Delta h \cdot \left(\frac{2-\alpha}{2+\alpha}\right)^{\frac{2}{\alpha}} - 1 \quad (\text{Zie fig. 141})$$

Deze vergelijking geldt voor een willekeurige doorsnede van een transportlichaam en ook in het geval van een niet-stationnaire stroom.

& 3 Het voorkomen van transportlichamen in de natuur.

A. Geometrische eigenschappen van transportlichamen.

Het voorkomen van transportlichamen is niet toevallig: het is een onvermijdelijk gevolg bij een stroming over een beweegbaar bed. Daarom moeten de eigenschappen van transportlichamen een zeker functioneel verband inhouden met de parameters die het verschijnsel definiëren. Hierna zullen we dit functioneel verband trachten op te stellen voor de hoogte en de lengte van de zandgolven. De oorzaak van de vorming van zandgolven wordt hier niet beschouwd.

1. Hoogte van de transportlichamen.

Voor kalme, eenvormige, tweedimensionale stromingen over een beweegbaar bed kan het mechanisch gedrag uitgedrukt worden in functie van het soortelijk gewicht γ , de diepte d , en de helling van de eenparige beweging S :

$$\tau_0 = \gamma S d$$

Men veronderstelt dat een turbulente beweging bestaat en de snelheid van de beweging van het transportlichaam is te verwaarlozen ten opzichte van de gemiddelde snelheid van de stroming; in de praktijk is

$$\Lambda \gg \Delta \gg D$$

- Λ = lengte van de zandgolf
- Δ = hoogte van het transportlichaam
- D = grootte van de korrels

Voor de stroomsprong die op het laagste punt B werkt kan men de schuifkracht τ_b uitdrukken als:

$$\tau_b = \tau_0 f_1\left(\frac{\Delta}{d}\right) \quad \text{waarin } f_1\left(\frac{\Delta}{d}\right) = 1 \quad \text{voor } \frac{\Delta}{d} = 0$$

τ_b moet van dezelfde grootte-orde zijn als de kritische schuifspanning τ_{cr} dus is

$$\frac{\Delta}{d} \approx \phi_1\left(\frac{\tau_0}{\tau_{cr}}\right)$$

Indien $\frac{\tau_0}{\tau_u}$ enkel van d afhangt bekomt men:

$$\frac{\Delta}{d} \approx \phi \left(\frac{d}{d_u} \right) \quad \text{met} \quad \phi = \frac{d}{d_u} \phi_1$$

Experimenteel onderzoek leidde tot de lineaire betrekking

$$\phi \left(\frac{d}{d_u} \right) = \frac{1}{6} \left(\frac{d}{d_u} - 1 \right) \quad (1)$$

Daar $\frac{d}{d_u} = \frac{\tau_0}{\tau_u}$ is de dimensieloze hoogte van de zandgolf $\frac{\Delta}{d_u}$ evenredig met het dimensieloos surplus van de kracht.

De gemiddelde waarde van d/d_u voor een vlakke bodem is (volgens experiment) gelijk aan 17.63

De transportlichamen verdwijnen dus voor $\frac{d}{d_u} = \frac{\tau_0}{\tau_u} < 17.63$

Ook is $\frac{\Delta}{d} = \frac{1}{6} \left(1 - \frac{d}{d_u} \right)$. Dit volgt uit (1) daar $d_u < d$ is $\frac{\Delta}{d} < \frac{1}{6}$

De hoogte van de zandgolf kan dus niet groter zijn dan 1/6 van de diepte. De factor 1/6 is natuurlijk een gemiddelde maximale waarde.

2. Lengte van de transportlichamen

Bij het begin van een stroming, waarin de helling en stroomsterkte constant worden gehouden, vormen er zich transportlichamen op de initiële vlakke bodem en vergroot de stroomdiepte geleidelijk. Het verschijnsel stabiliseert zich enkel na het verloop van een zekere tijd T nodig voor de vorming van de zandlichamen. Zoals aangeduid op fig. 143 moeten hiervoor erosiediepten S ontstaan (van $S = 0$ tot $S = \Delta$) en kan de afstand Λ waargenomen worden van zodra de lichamen zich beginnen te vormen en niet merkbaar meer veranderen gedurende de tijd T . Maar als Λ reeds bestaat voor $S = 0$ dan moet S een zekere functie zijn van de stroming over het vlak, ruw oppervlak op het ogenblik $t = 0$.

Zo een tweedimensionale stroming wordt volledig bepaald door de natuur van het fluïdum (ρ en μ), de ruwheid van het vlakke bed (D) en de dynamische toestand van de stroming (\bar{d} en $\bar{\theta}_*$)

$$\Lambda = f(\rho, \mu, D, \bar{d}, \bar{\theta}_*)$$

waarin ρ = densiteit van het fluïdum

μ = viscositeit

D = korrelgrootte

\bar{d} = stromingsdiepte op ogenblik $t = 0$

$\bar{\theta}_*$ = afschuivingsnelheid (een zekere typische snelheid) op ogenblik $t = 0$

Dimensieloos geschreven wordt dit

$$\frac{\Lambda}{D} = \phi\left(\bar{X}, \frac{\bar{d}}{D}\right) \quad \text{waarin } \frac{D}{\bar{d}} = \text{relatieve ruwheid}$$

en $X = \frac{\rho D \bar{v}}{\mu}$ korrelgroottegetal van Reynolds

- a) Bij grote turbulentie is μ niet meer karakteriserend en krijgt men

$$\frac{\Lambda}{D} = \phi_A\left(\frac{\bar{d}}{D}\right)$$

- b) Bij kleine waarden van \bar{X} kan de relatieve ruwheid geen veranderlijke meer zijn van het verschijnsel en kan \bar{d} geen karakteristieke parameter meer zijn. De stroming is hydraulisch gezien visceus en \bar{v} kan verwaarloosd worden ten opzichte van μ . Men bekommt:

$$\Lambda = f_B(\mu, D, \bar{v}_*)$$

De enig mogelijke dimensieloze combinatie is $\frac{\Lambda}{D} = \text{constante}$

Dus de lengte van de transportlichamen is slechts afhankelijk van de korrelgrootte en van niets anders !

Uit het experiment volgt:

- a) voor grote korrelafmetingen, grote waarden van X

$$\Lambda \approx 5d$$

- b) voor kleinere korrelafmetingen, kleine waarden van X

$$\Lambda \approx 1000 D$$

De transportlichamen behorend bij (a) worden gewoonlijk macrostructuren en die bij (b) ribbels genoemd. Men kan dus de volgende definitie invoeren:

- a) macrostructuren: het zijn lichamen die gevormd worden bij hoge waarden van het korrelgroottegetal X van Reynolds. Hun afmeting Λ is evenredig met de stroomdiepte d en hangt niet af van de korrelgrootte D. Duinen hebben een min of meer regelmatige tweedimensionale vorm.
- b) microstructuren: ribbels zijn lichamen die gevormd worden bij kleinere waarden van het korrelgroottegetal X van Reynolds. Hun afmeting Λ is evenredig met de korrelgrootte D en hangt niet af van de stromingsdiepte d. Ribbels hebben een onregelmatige driedimensionale vorm.

Voor de waarden van het getal X kan voor geval a) $X \leq 70$ en voor geval b) $X \leq 5,19$ aannemen.

De overgang van macrostructuren naar microstructuren schijnt met een sprong te gebeuren. Om macrostructuren te hebben is het dus niet noodzakelijk dat het geval (a) geldig is, het is voldoende dat dit geval overwegend is. Het schijnt dat de waarde $X = X_0$ waarvoor de sprong zich voordoet rond 20 is gelegen.

De stroomsnelheid kan afnemen tot op een punt waar de waarde van Θ_* , dus van X, op het opwaarts gedeelte van de duinen kleiner is dan X_0 . In dit geval vormen er zich ribbels op het opwaarts gedeelte van de macrostructuren. Deze superpositie van ribbels op grotere lichamen zal zich dus te vlugger voordoen naarmate de waarde van d/D hoger is.

Daar de vergelijking $\frac{\Delta}{d} = \frac{1}{6}(1 - \frac{d_n}{d})$ zowel voor macro- als microstructuren geldig is, bekomt men voor macrostructuren:

$$\frac{\Delta}{\Lambda} \approx \frac{1}{30}(1 - \frac{d_n}{d}) \quad \text{en dus} \quad \frac{\Delta}{\Lambda} \leq \sim \frac{1}{30}$$

en voor microstructuren

$$\frac{\Delta}{\Lambda} \approx \frac{1}{6000} \frac{d}{D}(1 - \frac{d_n}{d}) \quad \text{en dus} \quad \frac{\Delta}{\Lambda} \leq \sim \frac{1}{6000} \frac{d}{D}$$

c) Besluit

We besluiten dus dat de dimensieloze hoogte van een transportlichaam evenredig is met het dimensieloze surplus van de kracht en dat de lengte van het lichaam ofwel een lineaire functie is van de stromingsdiepte, ofwel een lineaire functie van de korrelgrootte. Welke van de twee gevallen zich voordoet hangt af van het korrelgroottegetal van Reynolds.

B. Structuur en sedimentatierichting van de microstructuren.

1. Gelaagde structuren.

a. Ribbelgelaagdheid.

Op sedimentbodems komen gelijktijdig meerdere ribbelvormen voor waaronder slechts de stromingsribbels, oscillatieribbels (stationnaire ribbels) en overgangsvormen tussen beide (halfstationnaire ribbels) een belangrijke rol spelen bij het sedimenttransport en de structuurvorming; deze drie ribbels komen immers het meest voor. Daarom worden de sedimentbewegingen bij deze drie ribbelsoorten onderzocht.

1) Stromingsribbels.

Zowel in de natuur als in het laboratorium werden stromingsribbels waargenomen met rechte of ribbelvormige kammen, tongvormige ribbels en ook overgangsvormen tussen beide soorten.

a) Stromingsverloop en wervelvorming bij ribbels.

In stromend water gelijkt de ribbelkam op een rand die omstromd wordt. Aan de achterzijde van deze rand - in ons geval achter de kam - wordt een horizontaal scheidingsvlak gevormd, waaronder een of meer "bodemwalsen" ontstaan (fig. 144 a,b). De assen van deze bodemwalsen verlopen horizontaal en zijn evenwijdig met de ribbelkruin. Aan de bovenzijde van de bodemwalsen is de stroming stroomafwaarts gericht. Aan de onderzijde wordt het water in het ribbeldal terug stroomopwaarts gevoerd. Tussen de bodemwals en de lijzijde van de ribbel bestaat een ruimte van kalm water, waarin de onregelmatig pulserende grondwalsen of de opgeloste secundaire wervels binnenkomen. Het water dat over de walsen heen stroomt treft de loefzijde van de volgende ribbel, en glijdt over de kam ervan weg. Ook daar wordt opnieuw een scheidingsvlak met grondwals gevormd.

Bij zeer vlakke ribbels is ook de doorsnede van de wals vlak en niet cirkelvormig. Bij tongvormige ribbels en ook bij megaribbels in T-vorm zijn de assen van de walsen gebogen en staan zij van boven gezien schuin op de richting van de stroming.

b) Beweging en afzetting der sedimenten.

Een ribbel bestaat meestal uit een loefblad, verschillende lijbladen en meestal uit slechts één basisblad (fig. 145).

Het loefdekblad heeft meestal slechts een dikte van één korrel en wordt slechts in stand gehouden wanneer op het loefblad kleinere, jongere ribbels ontstaan; het loefblad wordt immers door de lijwals naar de volgende, jongere ribbel vervoerd.

De lijdeklagen maken het eigenlijke ribbellichaam uit. Aanvankelijk zijn ze meestal S-vormig gebogen en kunnen dikwijls de steilste hellingshoek bereiken die onder water voor het betreffende sediment mogelijk is. Aan de basis worden ze vlak uitgespreid en laten dus toe de oriëntering onder-boven te onderscheiden. Een aantal der lijbladen zwenkt naar boven zonder de volle hoogte van de ribbels te bereiken (fig. 146).

Het basisblad bedekt de bodem van het ribbeldal en verplaatst zich onder het ribbellichaam door. Het ontstaan van de drie bladvormen wordt duidelijk wanneer men de baan van een afzonderlijke korrel volgt en nagaat hoe de verschillende bladen opgebouwd worden. De weg van de sedimentkorrel verloopt gedeeltelijk anders dan de waterbeweging zoals dit ook het geval is bij duiven onder invloed van de wind.

- Vorming der loefbladen

Op de onderste twee derden van een loefzijde wordt sediment vervoerd en weggedragen in stroomrichting (fig. 146). De sedimentkorrels zullen langs de loefzijde naar boven, onder invloed van de onregelmatige stoten van de stroming, rollen. Onder deze korrels zijn het dikwijls de grootste die het snelst en het eerst gegrepen worden, omdat de grootste met hun bovenkant in aanraking komen met hoger gelegen en sneller stromende waterlagen. Tenslotte worden ook de fijnere korrels gegrepen en onder de vorm van schubben de helling opgevoerd. Deze min of meer zwakke verrijking van fijnere deeltjes aan de loefzijde vormt het loefblad. Er ontstaan verschillende loefbladen boven elkaar wanneer de stroming vermindert en op de loefzijde, die tot dus ver transport en erosiegebied was, steeds meer afzetting plaats grijpt.

- Opbouw der lijbladen

De lijbladen ontstaan onder invloed van verschillende transportwijzen der sedimenten:

- 1) "voorschutten"
- 2) "sedimentregen" van grovere korrels
- 3) afzettingen van slib en kleideeltjes
- 4) retourtransport

Zolang een ribbel zich verplaatst, wordt de afzetting niet onderbroken. Het "voorschutten" geschiedt hoofdzakelijk stootsgewijze, de afzetting van fijne deeltjes, de neerslag van grovere korrels en het retourtransport gebeuren echter doorlopend, evenwel met schommelende intensiteit.

Globaal geschat is de verhouding waarin de vier transportwijzen bijdragen tot de vorming van de lijbladen als volgt:

voorschutten	75 % van het sediment	Het aandeel neemt toe tot een bepaalde grenswaarde bij toename v.d. stroming
sedimentregen	10 % van het sediment	
afzetten van slib en klei	5 % van het sediment	Het aandeel neemt toe vanaf een bepaalde grenswaarde
retourtransport	10 % van het sediment	Maximaal tussen 30 en 60 cm/sec

De sortering van de sedimenten gebeurt als bij de duinvorming.

- Bouw van het basisblad.

Onder de lijbladen ligt het basisblad. Het ontstaat vóór de vooruitschrijdende lijbladen in het ribbeldal als dalbodem waar de grondwals eroderend werkt (fig. 145). In het basisvlak worden de grovere korrels aangerijkt; tussen de grovere korrels liggen fijnere, die onttrokken werden aan de holten tussen de grovere. Het materiaal van het basisblad wordt gedeeltelijk door de retourstroom van de grondwals aangevoerd of voortbewogen; het kan gedeeltelijk ook als residueel sediment beschouwd worden.

c) Ribbelgelaagdheid.

Deze ribbelstructuur treedt op wanneer verschillende lagen sedimenten over elkaar geschoven worden. In de zones waarin zand in de ribbelvorm afgezet wordt, zonder dat nieuw sediment wordt aangevoerd, vernietigen de bodemwalsen elk spoor van voorgaande ribbels. In de zones echter, waar vers sediment overgeschoven wordt, verzinkt de vorige ribbel steeds verder in een diepere laag. Daar de bodemwalsen eveneens groepsgewijze geordend zijn, hakken zij de voorgaande ribbels slechts gedeeltelijk af. Het basisblad en het onderste deel van de lijbladen blijven behouden. De volgende ribbel verplaatst zich boven deze resten (fig. 146, 147, 148). De basisbladen verlopen evenwijdig, wanneer ze behoren tot stromingsribbels met rechtlijnige dalen (en rechte, ongeveer evenwijdige kruinlijnen); er blijven dus effene lagen over, die gevuld zijn met schuinliggende bladen. De basisbladen zijn golvend opgebouwd en vormen langgerekte troggen, wanneer ze behoren tot stromingribbels met gegolfde dalen en sikkelvormige kammen. In plan gezien verloopt de langsas van de langgerekte troggen ongeveer parallel met de transportrichting. De troggen ontstonden door de voorwaartse beweging van de diepste delen van de ribbeldalen.

d) Ribbelstructuur bij omkering van de stroomrichting.

In een gebied onderhevig aan het tij keert de stroomrichting ritmisch om. Daardoor ontstaan in een tijdgebied bij voorkeur ribbelgelaagdheden met omgekeerde structuur. Men kan deze vormen goed waarnemen op wadgebieden wanneer het water zich teruggetrokken heeft; In sedimenten echter vindt men een structuur die zowel door het opkomende als door het terugstromende water opgebouwd werd.

Na de omkering van de stromingen worden de reeds gevormde ribbelkammen eveneens omvormd. (fig. 147). Wanneer terzelfdertijd een afzetting plaats grijpt of wanneer geringe ribbelhoogten met vlakke bodemwalsen ontstaan, dan blijven delen van de voorgaande, andersgerichte ribbelgeneratie behouden; ze worden op hun beurt door een nieuwe generatie bedekt.

2. Stationnaire en halfstationnaire oscillatieribbels.

Deze worden gevormd wanneer oppervlaktegolven de bodem be-roeren.

a) De structuur van stationnaire oscillatieribbels.

Stationnaire ribbels zijn symmetrisch gebouwd. Hun kruinlijnen verlopen dikwijls over vele meters evenwijdig. De schuine deklagen verlopen van de kruin naar beide zijden (fig. 149a).

In de nabijheid van het bodemoppervlak gaat de orbitaalbeweging van de waterdeeltjes van een oppervlaktegolf over in een heen- en weergaande beweging. Door deze pendelbeweging komt het bodemoppervlak geribbeld: de kammen worden opgeworpen, de dalen uitgekolkt. In detail kan men het volgende verloop waarnemen: gedurende één pendelbeweging van de waterdeeltjes heersen op de bodem dezelfde omstandigheden, zoals ze bij de verplaatsing van de stroomribbels gegeven werden. Ook worden sedimentkorrels langs de als loefzijde dienende helling naar beneden gevoerd en op de andere helling die een ogenblik als lijzijde dient, afgezet. Ter gelijktijd draait achter de lijzijde een bodemwals. De bodemwalsen komen bij omslaan van de stroomrichting van de bodem los en gaan samen met het gesuspendeerde materiaal over naar het vrije water. Bij het omslaan van de stroming door de terugslag van de pendelbeweging verwisselen de loef- en de lijzijde van functie (fig. 149). De vorige lijzijde wordt loefzijde, de vorige loefzijde wordt lijzijde. Op deze helling wordt nu een lijblad afgezet tot de stroomrichting weer omkeert enzovoort.

We hebben bij de oscillatieribbels aldus gedurende enkele tijd stromingsribbels, die gedurende één zwenkingsrichting van de waterdeeltjes werkelijk ook een asymmetrische vorm aannemen, daarna echter door de stroming in tegengestelde richting omgevormd worden, zodat de oscillatieribbels het resultaat zijn van al de wisselingen die bekende symmetrische constructievormen bevatten. Door een bijkomende sedimentatie nemen de ribbelkammen en de dalen toe in hoogte (fig. 149b).

b) De structuren van halfstationnaire oscillatieribbels.

Halfstationnaire oscillatieribbels ontstaan wanneer oscillatieribbels overgaan in stromingsribbels. Hun vorm is zwak tot uitgesproken asymmetrisch (fig. 149c). De kam verloopt meestal niet zo rechtlijnig als bij oscillatieribbels. De schuine dekbladen volgen tengevolge van de eenzijdige afzetting van de sedimenten een andere richting (fig. 149c).

De halfstationnaire oscillatieribbels ontstaan door watergolven die uitlopen op het vlakke strand en daar als overstortstroom verder lopen.

Onder invloed van de overstortstroming beweegt het water over elk uitstekend bodempunt kortstondig met een grote snelheid naar het land toe (fig. 149c). Het terugstromende water heeft dezelfde snelheid niet meer. Weliswaar is de terugstroomtijd tussen de afzonderlijke overstortstromen langer. Daarom is echter de stroomsnelheid kleiner, ook wanneer het terugstromende water in dezelfde richting als de ebstroom terugvloeit. Wanneer onder deze voorwaarden van het asymmetrisch heen- en weergaande water ribbels gevormd worden, dan stuwen ze, onder de invloed van de oplopende overstortstromingen, telkens een krachtige golf sedimenten naar het land toe; door de zachtere terugstroom wordt daarentegen slechts weinig of niets omvormd. Ook bij terugstromend water (ebstroom) kan de naar het land gerichte zwenking in snelheid overwegen, zodat dan ook nog sediment naar het land toe vervoerd kan worden.

Hieruit volgt dat de richting van het zich verplaatsende zand niet steeds kan afgeleid worden uit een stroommeting alleen. Deze kan eerst aangegeven worden wanneer ook rekening gehouden wordt met de kortstondige bewegingen van de deining.

b. Laminaire zandlagen.

Hiermee bedoelt men de structuur bestaande uit horizontaal verlopende één à twee mm dikke lagen (fig. 150).

Zwakke afwijkingen ten opzichte van de horizontale corresponderen met een oppervlaktehelling van grotere zandmassa's zoals zandplaten of riffen, waar de laminaire gelaagdheid zeer vaak voorkomt.

De laminaire gelaagdheid ontstaat door naar beneden vallend zand. Het zand wordt dan opnieuw bij sterkere bodemaantasting door de golven of door sterk turbulent water opgezweept.

Door de golven wordt zand in de brandingszone in suspensie gebracht en landwaarts meegevoerd, waar het terug bezinkt en een dunne laag vormt. Dit vindt vooral plaats op zandplaten die onder invloed staan van de branding en op zandbanken en strandriffen. Maar ook verder in zee op de vlakke zeebodem tot aan de -40 m lijn kan deze gelaagdheid in de bovenste cm van monsters teruggevonden worden. De lagen daaronder zijn gewoonlijk omwoeld door de bodembewoners.

Binnen een golvenveld bezitten meestal slechts de grootste golven voldoende energie om voldoende zand op te zwiepen en mee te slepen. Bij een onderzoek op Norderney konden aan de brandingszijde op strandriffen, binnen een ongeveer acht uren durende overstromingsperiode, de nieuw gevormde evenwijdige dunne laagjes geteld worden, daar men voordien de bestaande zandlaag bedekt had met een laagje gekleurde zandkorrels. Volgens de verschillende genomen monsters varieerde het aantal laagjes van 6 tot 16, met een gemiddelde van 10 laagjes.

Door sterk turbulent water, bv. in de grote geulen-systemen der mondingen van zeegaten en waterlopen, wordt eveneens zand in suspensie gebracht en in zandwolken op de zandbanken afgezet. Deze zandbanken zijn meestal opgebouwd uit dunne effen lagen. Deze fijne gelaagdheid werd gevonden, zowel op de dichtgelegen als op de verafgelegen zandplaten, in de mondingen van zeegaten.

c. Afwisselende lagen zand en slib met dikte kleiner dan 2mm.

De gelaagde structuur met afwisselende lagen zand en lagen slib werd vroeger getijdengelaagdheid genoemd. (Richter). Deze blad-vormige ritmische structuur bestaat uit horizontaal gelegen laagjes met een dikte groter dan 2mm. Ter hoogte van de binnen bochten, de geulen, op de wadden verloopt de structuur evenwijdig aan de oppervlakte.

Binnen de sliblagen zelf zijn langwerpige componenten laag-parallel gestapeld; in de zandlagen kan men dikwijls de lijbladen van ribbels terugvinden. In de wadgebieden en in de mondingen van stromen onderhevig aan het tij komt deze gelaagde wisselstructuur zeer vaak voor, in de open zee echter zeer weinig. Toch werd ze gevonden bv. in het slijkgebied ten zuidoosten van Helgoland (fig. 152). Het ontstaan van deze laagstructuur is nog niet duidelijk. Inderwijs leidt de afwisseling der materialen in de lagen af uit de verschillende stroomsnelheden tijdens eb en vloed.

d. Ader- en lensvormige gelaagdheden.

De ader- en lensvormige gelaagdheden zijn structuren waarbij zandlenzen en sliblagen door elkaar voorkomen.

Bij de adervormige gelaagdheid liggen de slijkaders min of meer geïsoleerd in een zandhoudende, geribbelde grondmassa (fig. 153 a.) Bij de lensvormige gelaagdheid hebben de zandlenzen meestal geen contact met elkaar. Ze worden door slib omsloten. Tussen beide gelaagdheden bestaan alle mogelijke overgangsvormen.

Ader- en lensvormige gelaagdheden ontstaan door afzetting van slib op ribbelsvelden en onderstellen dus de ene keer bewegend water voor het ontstaan van ribbels, en de andere keer rustig water voor de afzetting van slib. Beide structuren komen veelvuldig voor in wadgebieden.

Bij de wadstructuren komt de lens- en adervormige gelaagdheid zeer dikwijls voor; in de Duitse Bocht werden ze slechts in het slijkgebied ten zuidoosten van Helgoland gevonden.

e. Slib- of slijklagen met dikte kleiner dan 2 cm.

Sliblagen groter dan 1 cm zijn slechts in dikke lagen als gelaagd te herkennen. In een dikke laag kan men binnenin een slijk-laag gekleurde onderverdelingen die verband houden met verschillende korreldiameters, waarnemen. Een sliblaag begint met een licht, kleurig, helder zandachtig materiaal. In een zuiver homogeen slib gebied komt een sterke omwoeling der lagen zelden voor. (fig. 154, 155). In een slibgebied met middelmatig zand daarentegen is het sediment sterk omwoeld, zodanig dat de primaire gelaagdheid nog slechts zelden te onderkennen valt, daar de middelmatige zandkorrels her en der verspreid liggen in een fijne grondmassa (fig. 156, 157, 158). Deze sliblagen kunnen in de natuur bv. gevonden worden in de slijkgebieden ten zuidoosten en ten zuidwesten van Helgoland.

2. Omwoelde structuren.

a. Oorsprong van de omwoeling.

Bij de omwoelde structuren wordt volgens Schäfer onderscheid gemaakt tussen deze welke omwoeld zijn door hun ontwikkeling of door een uitwendige vervorming. Bij de bespreking van de profielen worden ze doorgaans samengenomen, daar het onderscheid slechts in bepaalde gevallen mogelijk is.

1) De omwoeling door ontwikkeling zelf is te herkennen:

- als de kanalen gegraven door de bewoners uit een ander materiaal bestaan als de omgevende massa.
- wanneer de gangen met een sediment gevuld zijn dat contrasteert met dit van de omgevende lagen, de zogenaamde "spoor-dragers", zoals bv. een vulling van zand in slijklagen of omgekeerd. Het feit dat het gaat om een vulling van toegevoeld materiaal of samengeperste uitwerpselen der organismen speelt geen grote rol voor de identificatie ervan.

2) De omwoeling door vervorming is te herkennen:

- als in slijkachtige lagen, die macroscopisch gezien onge-laagd schijnen te zijn, langwerpige deeltjes zoals schelp-resten of stekels van zeeëgels ordeloos aanwezig zijn in de dikkere lagen. Deze ordeloze, dus niet evenwijdig aan de lagen, gelegen sporen gaan voor het onderzoeksgebied door als kenmerk van de omwoelde structuur door vervorming, daar het zelfde sediment in de bovenste lagen toch gelaagd is.

Hierbij wordt aangenomen dat het ganse profiel oorspronkelijk gelaagd was, en eerst nadien ontlaagd werd.

Voor een secundaire ontlasting pleiten talrijke onregelmatigheden aanwezig in het korrelmengsel, zoals zandnesten, insluitels van schelpdeeltjes of geïsoleerde slijksporen. (fig. 156 e.a.)

De andere mogelijke interpretatie namelijk van het primaire ongelaagde sediment, waarvan het bovenste deel door aantastingen afgetakeld werd, en opnieuw tot rust komt maar dan gelaggd, is ook niet uit te sluiten, wanneer in het homogeen gemengde sediment geen enkele aanduiding voor omwoeling, zoals de insluitels, kan aangewezen worden.

- Een structuur, omwoeld door vervorming is macroscopisch herkenbaar, wanneer in donkergekleurde slijkmassa's heldere zandachtige vlekken voorkomen; de structuur wordt door Shepard en Moore betiteld als een gevlekte structuur. Evenzo kunnen in helder gekleurde zandmassa's donkere vlekken aanwezig zijn.
- In zuivere zandstructuren, die omdat ze uit ronde korrels opgebouwd zijn van nature uit ongeschikt zijn om een gelaagde structuur aan te nemen, kan door de "Reliefgusz-methode" elke structuur duidelijk gemaakt worden. Zonder deze methode stuit men bij jonge zandstructuren op dezelfde moeilijkheden welke men ook ontmoet bij veel zandstenen, die geen structuur schijnen te bezitten, maar bij dewelke de structuur bloot komt door verwerking van de zijdelingse breukvlakken.

De vaststelling van Richter dat een afwezigheid van gelaagdheid nog geen bewijs is van ontlasting door woelende organismen, gaat verder wel op, maar het aanwijzen van een omwoeling is in vele gevallen veel moeilijker dan men oorspronkelijk aangenomen heeft. In de tijd van Richter(1936) was de theorie van Schäfer omtrent de omwoeling door vervorming nog onbekend en voor vele gesteenten geldt eveneens de betiteling van Brinkman "slecht gelaagd gesteente"; dit komt omdat de omwoeling door vervorming doorgaans onscherpe grenzen kan hebben ten opzichte van een onduidelijk gelaagde sporendragende massa, zodat in het beste geval eerst een "sediment-diapositief" of "reliefgietsel" klaarheid kan brengen.

b. De graad van omwoeling.

De graad van omwoeling, en daarmee samenhangend, de graad van ontlasting is in elk profiel of gedeelte ervan aangegeven in zeven stappen (0 - 6). De indeling is in volgende tabel weergegeven.

Indeling naar de graad van omwoeling, welke aangeeft, hoeveel % van een monster ontlaagd is (d.i. uit een woelstructuur bestaat)

trap 0	0 %	geen omwoeling
1	1 - 4 %	afzonderlijke sporen van omwoeling
2	5 - 30 %	tot één derde omwoeld
3	31 - 60 %	tot twee derden omwoeld
4	61 - 90 %	voor het grootste gedeelte omwoeld
5	91 - 99 %	bijna volledig ontlaagd
6	100 %	volledig ontlaagd

In grote lijnen kan men zeggen dat de slibachtige gebieden sterker ontlaagd zijn dan de zandachtige bodems.

Voor de slibachtige gebieden en voor de fijnzandgebieden ver van het vaste land gelegen kan men de vaststelling van Brinkmann bijtreden, dat de gelaagdheid minder voorkomt dan de ongelaagdheid, als we onder "ongelaagdheid" omwoelde structuren verstaan.

De vaststelling van Brinkmann, dat die omwoelende inwerking van dieren op maritieme afzettingen kan leiden tot volledige ontlasting, gaat ook op; Reineck vond dit ook bij een zeer groot aantal van zijn monsters. Dit is niet toe te schrijven aan een grotere bezettingsdichtheid van dieren, want deze omwoeling is in bepaalde zandachtige gebieden even groot. In zandachtige gebieden zal men met een veel grotere verplaatsing rekening moeten houden. Daar geldt immers de uitspraak van Richter: "Een woelige vlaktee laat niet voldoende tijd aan het ontlastingsproces".

C. De macrostructuren

Megaribbels worden hier gedefinieerd als asymmetrische ribbels met ribbelhoogte groter dan 5cm en golflengte van circa een meter tot enige honderden meters. In de literatuur staan ze ook wel beschreven als sandwaves, giantripples en transverse bars.

In een aantal ondiepe zeeën met krachtige getijstrooming, estuaria en sommige rivieren zijn megaribbels een bekend verschijnsel. De hydro-dynamische condities zijn daar evenwel complexer en variabelere dan in modelproeven. Dit is dan ook de oorzaak dat men nog steeds geen duidelijk inzicht heeft in de ontwikkeling en het gedrag van de megaribbels in natuurlijke wateren, hetgeen vooral geldt voor ribbels met hoogten van enige meters.

In de afgelopen jaren zijn, dank zij continu registrerende echolodingsapparatuur, tal van gebieden gesignaleerd met megaribbels. De grootste ribbelhoogte werd gemeten bij Portugees Oost-Afrika en bedroeg 24m. Het overgrote deel van de megaribbels ligt dwars op een dominerende stroomrichting en vertoont een duidelijk asymmetrisch profiel met steile kant stroomafwaarts.

In het algemeen wordt aangenomen dat megaribbels gegroeid zijn uit stroomribbels. Bij de laatste groeien de afmetingen met de stroomsnelheid en de tijd, zoals bij modelproeven is gebleken. Bovendien wordt de groei bevorderd doordat kleine ribbels de grote op de duur inhalen. Veel megaribbels hebben inderdaad secundaire ribbels op hun zwakke helling. Met het groeien van "stroomribbels" neemt hun verplaatsingssnelheid af, omdat het volume aan sediment groter wordt. Daarom is het te verwachten dat een eventuele verplaatsing van megaribbels in het algemeen langzaam geschiedt. Van Straaten beschrijft in de Waddenzee megaribbels, waarop kleine ribbels zijn gesuperposeerd. De megaribbels zijn daar vooral goed ontwikkeld in de zogenaamde eb- en vloedscharen, getijgeulen waarin de eb- of vloedstroom domineert. De ribbels bewogen zich langzaam stroomafwaarts waarbij de afmetingen met de tijd toenamen. Evenwijdig aan de steile helling van de ribbel had zich een duidelijke ge-laagdheid ontwikkeld.

Jones heeft met behulp van duikers metingen verricht aan megaribbels op de Warts Bank (Isle of Man). Over 64 dagen gerekend bedroeg de gemiddelde ribbelverplaatsing 5 - 10cm per dag. Deze ribbels hadden een gemiddelde hoogte en lengte van respectievelijk 5,8m en 125m. De waterdiepte bedroeg 10 - 40m.

Salsman heeft, eveneens met duikers, metingen gedaan in St. Andrews Bay (Florida). De gemiddelde ribbelsnelheid was hier 1,35 cm per dag voor ribbels met hoogte van 30 - 60 cm en golflengte van 13 - 20m. De waterdiepte bedroeg circa 12m.

In de drie bovengenoemde gevallen betrof het een ribbelmigratie door een overheersende getijstroom, waarbij de ribbels dwars op de stroomrichting lagen, met hun steile helling stroomafwaarts.

Ook in rivieren is beweging van megaribbels geconstateerd. Jordan maakt melding van ribbeltransport in de Mississippiriver (Arkansas), waar een extreem hoge rivierafvoer een verplaatsing van 24m per dag te zien gaf. Het betrof hier megaribbels van circa 6 m hoogte bij een golflengte van meer dan 300 m. De waterdiepte bedroeg 3 - 9 m. Ook hier wees de steile helling van de ribbels in de stroomrichting.

In tal van gebieden is daarentegen niets bekend over ribbelbeweging. Op grond van het gedrag van stroomribbels in modelproeven gaan sommigen ervan uit dat, wanneer de geometrie van een megaribbel correleert met de (dominerende) stroomrichting van het water, dit reeds voldoende aanwijzing is voor ribbelmigratie. We moeten echter constateren dat dit, althans voor wat betreft megaribbels met amplitudo van enige meters, een hypothese is, waarover de meningen verschillen. Imbrie wijst er bovendien op, dat de uiterlijke vorm van een megaribbel misleidend kan zijn. De mogelijkheid bestaat dat de huidige condities verschillen van die, waaronder de ribbel werd gevormd. We hebben dan te maken met een transformatieproduct van de eerder gevormde ribbel, hetgeen alleen is af te leiden uit zijn interne structuur. De huidige condities zijn ontstaan als gevolg van een verandering in stroomrichting, stroomsnelheid, waterdiepte. Voor een dergelijke asynchrone formatie is de term "metaribbel" ingevoerd.

Stuatie in de zuidelijke Noordzee

In de zuidelijke Noordzee, dat wil zeggen het gebied beneden de 54e breedtegraad, is een groot deel van de bodem bedekt met megaribbels. De zeebodem bestaat hier voornamelijk uit zand. De verbreiding van de ribbels wordt schematisch weergegeven in fig.

In het centrale deel van het zeegebied en voor de Hollandse kust zijn megaribbels in groot getal aanwezig. Meestal vertonen ze een duidelijk asymmetrisch dwarsprofiel met steile kant naar het noordoosten hellend. Ze liggen nagenoeg dwars op de vloedstroom, die hier de ebstroom domineert en in een ongeveer noordelijke richting loopt.

De megaribbels variëren in hoogte van 0,5 - 15 m. Hun golf-lengte is doorgaans 150 m maar kan circa 900 m bedragen. Over de lengte van de ruggen is weinig bekend, er zijn evenwel ribbels van 30 km waargenomen. Op de megaribbels zijn heel vaak kleinere ribbels gesuperponeerd.

Alhoewel het ribbelveld voor onze kust de indruk wekt zich in noordoost richting te bewegen, zijn er over een werkelijke verplaatsing geen gegevens. Wel zijn waarnemingen bekend die één en half jaar uit elkaar liggen en met behulp van een zeer nauwkeurig plaatsbepalingssysteem van de Delta-dienst (Rijkswaterstaat) zijn uitgevoerd. Omdat de plaatsbepaling nog een afwijking van 30-40 m kan vertonen en de ribbelverschuiving vermoedelijk 40-50 m bedroeg, zijn de verschillen niet overtuigend. Met betrekking tot megaribbels in de zuidelijke Noordzee zijn betrekkelijk weinig studies gepubliceerd.

Van Veen was een van de eersten die de megaribbels voor onze kust bestudeerde. Hij interpreteerde hun steile helling als een indicatie voor een noordoostwaarts zandtransport.

Op echogrammen van de zeebodem bleken voorts symmetrische ribbels voor te komen, eveneens van groot formaat. Deze vorm verklaarde hij uit een evenwicht in eb- en vloedstroom.

Een uitgebreid onderzoek van Stride heeft een inzicht gegeven in de wijze waarop ook in andere delen van de zuidelijke Noordzee megaribbels geïoriënteerd liggen. Als twee belangrijke aanwijzingen voor zandtransport noemt hij ten eerste de correlatie van de ribbelgeometrie met een dominerende getijstroomrichting, ten tweede het feit dat in de Noordzee de korrelgrootte van het sediment van zuid naar noord afneemt. Hierin wordt hij gesteund door Houbolt die als hypothese stelt dat het zand tenslotte in het gebied westelijk van het "Vlieland-Rif" blijft liggen.

Baak daarentegen concludeert naar aanleiding van zijn sediment-petrologisch onderzoek in de zuidelijke Noordzee, dat de zeebodem beschouwd zou kunnen worden als een verdronken Pleistoceen landschap, waarop door een latere zee weinig sediment is afgezet en weinig is geërodeerd. Het huidig reliëf van de bodem zou dan de topografie van voorlaatste ijstijd weerspiegelen, maar dan in verzwakte mate.

Over de stroomsnelheid die nodig is om megaribbels van bepaalde afmetingen te verplaatsen zijn weinig gegevens bekend. Stride is van mening dat megaribbels in de Noordzee alleen voorkomen op plaatsen waar de oppervlakte-stroming een gemiddelde snelheid van minstens één knoop (1,8 km per uur) heeft en dat een verschil van 0,1 knoop tussen de sterkste eb- en vloedstroom waarschijnlijk al bepalend is voor de verplaatsingsrichting van een megaribbel.

Er moet evenwel op gewezen worden dat de oppervlakte-snelheid niet representatief hoeft te zijn voor de corresponderende bodemsnelheid, omdat in de Noordzee stratificaties in het water kunnen voorkomen. Dit kan bijvoorbeeld veroorzaakt worden door gebieden met snel verval in temperatuur, langs de verticale (thermoclines).

Voor de gehele zuidelijke Noordzee heeft Stride routes opgesteld waarlangs het netto-zandtransport zou plaats vinden. Deze leidde hij af uit de oriëntatie van de ribbelvorm ten opzichte van de ter plaatse dominerende getijstroom. Indien er werkelijk van zandtransport sprake is, dan zal dit waarschijnlijk het omvangrijkst zijn gedurende springtij en storm.

Samenvattend kan gezegd worden dat er indicaties zijn die mogelijk op ribbeltransport wijzen. Of ze ook als zodanig geïnterpreteerd mogen worden, is nog een punt van discussie. Zolang echter niet duidelijk is vastgesteld hoe in de zuidelijke Noordzee de megaribbels zich gedragen, lijkt het reëel met een migratie rekening te houden.

D. SCHEMATISCH OVERZICHT VAN DE TRANSPORTLICHAMEN

nr	voorwaarden voor de vorming	bodemribbeling	orientatie der transportlichamen	inwendige structuur der transportlichamen	orientatie van de inwendige structuur	grootte van het transport
1	grondaantastende deining	symmetrische deiningsribbels	kruinen(loodrecht) op aanlooprichting van de deining	ribbellagen met tegengesteld inval-lende deklagen	afzetting der dek-lagen loodrecht op de aanlooprichting van de deining	geen
2	grondaantastende deining met omke-ringen van onge-lijke duur	asymmetrische deiningsribbels	afwaarts talud is sterker en wijst in de aanlooprichting van de golven	ribbellagen	afzetting van sche-ve dekbladen even-wijdig aanlooprich-ting van de deining	klein
3	stroming 20 à 90 cm/sec	stroming-ribbels	afwaarts talud is steiler en wijst in de stroomrich-ting	ribbellagen	afzetting van sche-ve deklagen even-wijdig stroming	gemiddeld
4	stroming groter dan 20 cm/sec, zeer vlak water, golf-hoogte kleiner dan 20 cm	tongvormige ribbels	afwaarts talud is steiler en wijst in de stroomrichting	nauwelijks merk-bare ribbellagen	afzetting van sche-ve deklagen even-wijdig stroming	klein
5	stroming met een dunne waterhuid golfhoogte 2 cm	romboëder-vormige ribbels	de geopende hoek wijst in de stroom-richting	nauwelijks merk-bare ribbelge-laagdheid		klein
6	zeer vlak, schie-tend water	zandgolven	langsas loodrecht op stroming	vlakke welving der deklagen	langsas loodrecht op stroming	klein tot groot
7	sterke stroming groter dan 80 cm/sec	megaribbels	afwaarts talud is steiler en wijst in de stroomrichting	megaribbellagen (diagonale, scheve of gekruiste)	afzetting der sche-ve deklagen even-wijdig stroming	groot
8	Sterke stroming golfhoogte 50 cm	romboëdrische megaribbels	de geopende hoek wijst in stroom-richting	schuine gelaagd-heid	afzetting der sche-ve deklagen even-wijdig stroming	middelmatig tot groot
9	schietend, zeer vlak wind water	volledige effening	stroomlijnen even-wijdig stroming	laminaire zand-lagen	langsassen der la-gen// stroming	klein

& 4 Morfologische studie van de agglomeratievormen van de transportlichamen.

Hieronder verstaan we de grote gebieden, namelijk banken, riffen, en slijkvlakten, enz. zoals ze op kaarten worden weergegeven. Ze zijn samengesteld uit agglomeraties van de hoger besproken transportlichamen.

A. Zandbanken. (fig.159,160,161)

De banken welke dicht bij de kust gelegen zijn hebben hun zachte helling naar de zee toe gericht zoals Van Mierlo het zegt, maar de banken welke zich in volle zee bevinden hebben hun zachtste helling naar de kust toe gericht.

Indien nu een van die banken welke langs de kust gelegen zijn een steile helling naar de zee zou hebben zouden we kunnen zeggen dat de vorm van de bank zich automatisch zou wijzigen. De zandkorrels die langs de bodem voortgestuwd worden door de bodemstromingen zullen de steile helling niet opkunnen en ze zullen blijven liggen. Deze nederzetting van zandkorrels zal zo lang blijven duren tot wanneer de helling zulkdanige vorm heeft aangenomen dat de zandkorrels er over kunnen. De steilste helling wordt bepaald door de natuurlijke helling van het ondergedompelde materiaal want het zand wordt langs de top aangevoerd.

Wanneer de vloed gedaan is, is bv. aan onze kust, de stroming zuiver oostelijk gericht. Alle deeltjes worden in die richting meegetrokken, maar vooral deze deeltjes welke zich op de buitenzijde van de banken bevinden alsook deze welke meer onderhevig zijn aan de bodemstromingen en deze aan de binnenzijde welke door de bank zelf beschermd worden. Zo hebben verscheidene banken zich naar het oosten verplaatst op een merkwaardige wijze.

Door onderlinge vergelijking van verschillende kaarten kunnen we de evolutie nagaan van de verschillende banken. De onderlinge vergelijking van de verschillende kaarten, verricht door C. Van Cauwenberghe, is slechts mogelijk na zekere verbeteringen op de diepte cijfers te hebben aangebracht. De kaarten mogen we slechts met elkaar vergelijken wanneer we ze allen tot hetzelfde systeem van kaartprojectie en tot hetzelfde reductievlak voor de dieptecijfers herleid hebben.

Nemen we nu de kaart van 1825 gepubliceerd door de Nederlandse Mariene op een schaal van 1/50.000 (fig.160).

- De Hompels, de latere Sluissche Hompels hebben wat hun vorm betreft nog weinig gemeen met de vroegere bank van Sluis.

We vermoeden dat deze laatste zich in oostelijke richting verplaatste om te stoppen ten zuiden van de ebgeul tussen het Ribzand en het bankje van Kadzand, dat ondertussen uitbreiding neemt naar het oosten.

- Ten noorden van het Zand vernauwt de Wielingen en aan de zuidelijke kant verplaatst zich de Paardemarkt, die in uitgestrektheid is toegenomen, in noordoostelijke richting en heeft zich definitief van de Binnen Paardemarkt afgescheiden door een ebgeul. De Appelzak, reeds voordien aanwezig, neemt uitbreiding naar het oosten.

De kaart van 1842 gepubliceerd door de Nederlandse Marine met schaal 1/50.000 (fig. 161).

- De Hompels vormen nu een rechtlijnig en smal geheel, en omzomen de zuidelijke kant van de krachtige ebgeul, die de Walvisstaart en de Elleboog naar het noorden drijft. De oude geul tussen de Elleboog en de Walvisstaart handhaaft zich doch heeft door deze evolutie een draaiende beweging ondergaan in tegenwijzerszin. Hierbij heeft de walvisstaart een uitbreiding genomen naar het oosten zodanig dat we een versmelting hebben met de vroegere West-Calot bank.
- In de Wielingen ter hoogte van het Zand gaat de 8-meterlijn landwaarts. De noordelijke uitloper wijkt verder voor de noordelijker gelegen ebgeul, terwijl de eigenlijke Paardemarkt in oostelijke richting verder gaat.
- Het Bankje van Kadzand wordt dieper en geeft de indruk zich ten oosten met de kust te zullen verbinden.

Het is klaarblijkelijk dat de bewegingen van het zand, welke duidelijk aangetoond worden door de verschillende achtereenvolgende opgenomen zeekaarten, zich niet beperken tot het niveau van het laag water en dat terwijl de vloed opkomt het water deeltjes op het strand afzet en dit altijd in dezelfde richting, zoals we het duidelijk op de kaarten kunnen merken.

De deeltjes door de vloed op het strand achtergelaten drogen op en worden door de wind meegevoerd. Een wind die meestal zuidwest waait en deze deeltjes vormen dan de duinen; Klemskerke, De Haan enz...

Maar hier kunnen we ons de vraag stellen: hoe komt het dat waar de ebstroom langer aanhoudt dan de vloedstroom deze eerste de effecten van de vloed niet te niet doet en hoe de ebstroom, die toch ook zand meevoert naar de volle zee de steile helling van de banken niet verzaacht ?

Het is slechts op een tamelijk grote afstand in zee dat de ebstroom zich loodrecht op de kust kan zetten.

Een andere oorzaak is dat gedurende het opkomende tij het water in volume en in druk toeneemt. Dit alles op het ogenblik dat de stromingen toenemen. Bij eb daarentegen doen de sterkste stromingen zich voor wanneer het water afgetrokken is en dan vinden de stromingen gemakkelijker uitweg tussen de banken door, dan door er over te gaan.

Zo is het alleen ver van de kust dat we zien dat de lijn gevormd door de banken meer naar het noorden gericht is. Het gebrek aan kracht van de ebstromen is ook de oorzaak van het feit dat de kustbanken zich aan de kust zelf vastzetten.

In het gebied van de Hinderbanken werd enkel zand en grint aangetroffen bij de onderzoekingen verricht in 1963 door H.J. Veenstra. De Hinderbanken en de banken in de nabijheid van longitudinale banken met een lengte van ongeveer 8 à 27 km en een breedte van ongeveer 2 km. De waterdiepte boven de banken schommelt van 5 tot 20 m, en bedraagt meer dan 30 m ertussen. Het oppervlak van deze banken is bedekt met zandgolven, "giant ripples" of megaribbels, waarvan de kruinlijn loodrecht staat op de as van de banken. De ribbels hebben een asymmetrische dwarssectie, de zuidelijke hellingen zijn het steilst.

De Westhinderbank vertoont ribbels met een hoogte van 2 m, en een kruinafstand van 130 m; de Oosthinderbank is bedekt met ribbels die een hogte van 7 m en een kruinafstand van 170 m hebben. De megaribbels worden gevormd door de stromingen en kunnen enkel behouden blijven, daar de krachten die ze veroorzaken nog steeds actief zijn. De min of meer asymmetrische dwarssecties van de megaribbels wijzen erop dat de eb- en de vloedstromen niet even sterk zijn. Daardoor kan een kleine longitudinale verplaatsing van de Hinder Banken in zuidelijke richting verwacht worden. Toch heeft een vergelijking tussen de resultaten van het laatste onderzoek (1963) en de gedetailleerde kaarten van 1929 aangetoond dat er geen merkbare plaatsverandering van de banken is opgetreden.

Een transversale doorsnede van de banken heeft aangetoond dat ze niet symmetrisch zijn opgebouwd. De Westhinder Bank vertoont een noordwestzijde die steiler is dan de zuidwest zijde; men moet echter voor ogen houden dat de helling van de flanken op een echo-sounder opname steeds overdreven worden weergegeven. De verklaring van deze vorm is nog steeds onzeker, maar het is mogelijk dat de vorm moet toegeschreven worden aan het snelheidsverschil van de getijdestromingen aan beide zijden van de bank. De lange banken, zoals ook de transversale megaribbels, zouden kunnen veroorzaakt zijn door sterke getijdestromen, die evenwijdig lopen met de banken. Ook de uitgeschuurde geultjes op beide zijden van de Westhinderbank moeten waarschijnlijk aan deze sterke stromingen toegeschreven worden. Tussen de banken zijn zandgolven voorhanden, maar hun schikking en voorkomen is er minder regelmatig, waarschijnlijk omdat er daar slechts weinig zand voorkomt.

B. Strandriffen en brandingswallen.

Deze structuren komen in het beschouwde gebied vooral voor op de onderwater- en de natstranden, en in het bijzonder ook op de stranden die de Nederlandse en Duitse waddeneilanden afzomen.

Het natte strand is onderhevig aan de branding. De samenstelling van het sediment varieert tussen middelmatig zandhoudende fijnzand en sterk fijnzandhoudend middelmatig zand. Meestal wordt fijnzandhoudend middelmatig zand aangetroffen.

Het natstrand en het voorstrand vormen een zone van intens sedimenttransport, daar wordt het zand op een opvallende wijze langs de kust vervoerd, dit geldt in het bijzonder ook voor de wadeilanden, zoals hoger vermeld. Aan het westelijk derde van elk dezer eilanden komen zandmassa's opdagen, onder de vorm van platen, die naarmate ze in oostwestelijke richting dichterbij het strand komen, sterker uitgerokken worden. Deze lang uitgerokken zandmassa's die verder "riffen" zullen genoemd worden, worden door de sleepkrachten van de overstortstroming (swash current) in zuidoostelijke richting schuin ten opzichte van het strand verplaatst.

Het grootste deel van het zand blijft echter niet op de plaats van afzetting liggen, maar wordt als langgestrekte zandrif in het gebied van het natzand of dicht beneden de laagwaterlijn, door de naar het noordoosten gerichte "rip currents" in de strandpriele en door de meestal oostwaarts gerichte kuststroom naar het oosteinde der eilanden vervoerd. Daar lossen de zandmassa's zich op, gedreven in de stroming der zeegaten, aan welke buitenzijde gekomen, ze in een rifboog in de vorm van platen met de naar het oosten afgevlakte boog verder worden vervoerd, om tenslotte weer te belanden op de westkust van het in het oosten volgende eiland, waardoor het spel weer kan herbeginnen (fig. 162).

Gaye en Walther (1935), Dechend en Richter (1953), Akkermann (1956), Homeier en Kramer (1957), Walther (1961) hielden zich bezig in het gebied der rifbogen van de zeegaten met de werkzame krachten, het zandtransport onder de vorm van platen, hun verplaatsingsrichtingen en transportsnelheid en hun vormverandering. De manier waarop het zand wordt vervoerd en de structuur van deze zandmassa's werden echter nog niet behandeld.

Het zand wordt alover de rifbogen aan de uitgang der zeegaten als platen en platengroepen vervoerd. In de rifboog bedraagt de gemiddelde verplaatsingssnelheid der platen \pm 400 m per jaar. In het zeegat zelf is de ebstroom de hoofd aandrijvende kracht; hij verplaatst, zo zegt men, de platen stroomafwaarts.

Waar deze naar de uitgang gerichte component vermindert, zetten de getijdestroom en de aanlopende deining het transport langs de kustlijn voort. Naast het zeegat komen de platen weer dicht bij het strand van het volgende eiland.

1. Beschrijving.

Van het aanlandingsgebied (= ongeveer het westelijke derde van het eiland) tot aan het oostende van het noordstrand van een eiland trekken de riffen in het gebied van het natstrand bijna parallel aan het strand voorbij. Met hun westelijk einde liggen ze gedeeltelijk op het droog strand. Dikwijls liggen twee tot drie riffen achter elkaar tussen de gemiddelde hoog- en laagwater lijnen. Bij een strandrif is de zijde gekeerd naar het land, steil, en de zeezijde, vlak.

Tussen de riffen verlopen meestal rechte tot licht gebogen strandprijëlen. Ze trekken naar zee in oost-noord-oost richting, soms in west-noordwest richting. Op fig. 164 ziet men een half schematische kaart van het onderzoeksgebied "Weisze Dune" op Norderney zoals voorgesteld door Reineck, gebaseerd op metingen. De kaart heeft voornamelijk de aangetroffen omstandigheden en de bestudeerde verschijnselen weergegeven.

In zeker opzicht kan deze kaart doorgaan als een modelvoorbeeld, zoals men kan zien als men het vergelijkt met de verdere strandgebieden in het Oosten op Norderney en met de strandgebieden rond de andere waddeneilanden. Afwijkingen van de meer oostwaarts gelegen delen van Norderney in de sedimentatie in deze gebieden bestaan hierin dat ze sterker zijn, maar de manier waarop het transport gebeurt is overal gelijk. In het gebied van het natstrand zorgt de oeverparallelgerichte component van de brandingsstroom voor het verdere transport, dat echter niet beëindigd is als de zandmassa's op het strand aankomen.

Daar het transport zich hoofdzakelijk onder water voordoet, zou een directe waarneming over een groot gebied slechts mogelijk zijn mits zeer grote onkosten. Daartegenover bestaat de mogelijkheid, uit de stromingsmeting de uitdrukking van het transport op het oppervlak der opduikende riffen, en uit de inwendige rifstructuren, de transportvorm en -richting af te leiden.

Stromingswerken bezitten een typische inwendige structuur onder de vorm van effen, gewelfde, horizontale of gehelde gelaagde blaadjes. Wanneer ze niet uitsluitend vervoerd, maar ook afgezet worden, stapelen de inwendige structuren der stromingswerken zich tot lagen of gelaagde verbanden, waaruit de grotere zandlichamen opgebouwd zijn.

In de inwendige structuur der riffen zijn de volgende gelaagdheden:

- laminaire zandlagen
- kleine-ribbel-gelaagdheid
- megaribbel-gelaagdheid

De werkelijke opbouw der megaribbel-structuur kan men vinden in fig. 163, 165, 166 en 167

Stromingsmerken geven zonder voorafgaande voorbereiding opheldering omtrent de transportwijze en -richting, nochtans kunnen ze bij het opduiken zo sterk overdekt worden, dat van de merken en de hoofdtransportvorm niets meer behouden blijft.

Dit is vooral het geval bij de riffen, die zelfs nog in de laatste ogenblikken van het opduiken sterk aan de branding blootgesteld zijn. Ook de inwendige structuur kan achteraf omvormd worden. Maar de ervaring heeft ons getoond dat de sterkste transportwijze ook de dikste inwendige structuur in het afzettingsgebied veroorzaakt, en dat deze inwendige structuren vanaf de oppervlakte slechts tot op een geringe diepte vervormd worden.

2. Stromingskenmerken.

Bij de dagelijkse verkenningstochten werden op de drooggevallen riffen de stromingsmerken naar hun verdeling en hun richting op kaart gebracht door Reineck (fig. 164). Verder werd de situatie gedurende de laatste ogenblikken der overstroming bij ebbe en de eerste ogenblikken bij vloed speciaal in het oog gehouden.

De riffen die bij ebbe gevormd werden, worden heel dikwijls afgevlakt (fig. 168). Dit geldt voornamelijk voor de brandingszijde. Eveneens wordt de rifkruin in belangrijke mate afgevlakt of met symmetrische of asymmetrische deiningsribbels bedekt. De steile kant der asymmetrische ribbels is bij een rifparallele positie naar de landzijde gekeerd. Soms wordt het gladde oppervlak onderbroken door kuilen van 10 à 30 cm diameter. Ze treden ook op de brandingszijde op en zijn het gevolg van half-ingestorte megaribbeldalen (fig. 169). Op de rif- en de landzijde zijn symmetrische en asymmetrische deinings- en stromingsribbels aanwezig, waarvan de steile kant naar het land gekeerd is. Heel dikwijls worden er ook romboëder-megaribbels ontwikkeld, die op hun beurt overdekt worden door romboëder-"micro"ribbels (fig. 170, 171). Aan de rand van de landwaartse helling, en in mindere mate ook aan de helling langs de zeezijde, kunnen zandgolven ontstaan (fig. 172 tot 174).

Een analoge verdeling der stromingskenmerken op de riffen werd ook door Häntzschel en Van Straaten beschreven. In de strandpriëlen duiken symmetrische en asymmetrische deiningsribbels op. Ook komen dikwijls meerdere systemen door elkaar voor. In priëlen met grotere wateraanvoer en hogere stroomsnelheden ontstaan megaribbels met rechte kruin. Ze zijn loodrecht op de priëelrichting of schuin op de landsgrens geöriënteerd.

In het diepste deel van het priëelprofiel zijn de megaribbels sterker ontwikkeld dan op de vlakke gedeelten aan de kant van het land. De wervelende beweging van de megaribbels hebben de steile helling van de rif boogvormig uitgekolkt.

Inwendige structuur

.....
Bij geschikte weersomstandigheden (bv. warm zomerweer en windkracht 6) kan de inwendige structuur van de riffen in heldere en donkere gelaagde bladen tot uiting komen (fig. 175). Het uitzicht correspondeert met een horizontale snede door de gelaagde bladen. In zover de tijd, dat het gebied droog ligt, het toelaat, kunnen de richtingen op kaart gebracht en samen weergegeven worden met de resultaten der ongeroerde geöriënteerde bodemonsters zoals bijvoorbeeld voorgesteld op fig. 176.

Spijtig herhalen de omstandigheden waarbij de waarnemingen verricht worden zich nooit. Om een verder inzicht te bekomen moesten dan geöriënteerde bodemonsters genomen worden en in het laboratorium geprepareerd worden voor verder onderzoek, daar in nat zand de inwendige structuur meestal niet te herkennen valt.

Voor de ontnaam gebruikt men best Reineck-hand steekkasten. De monsters bezitten dan een grondvlak van 5 X 18 cm en reiken tot 25 cm onder het bovenvlak der zandriffen. Zo nodig kunnen de monsters tot op dubbele (50 cm) of driedubbele (75 cm) diepte genomen worden. Van deze ongeroerde geöriënteerde monsters kunnen reliëf-gietsels gemaakt worden. Uit de vorm en de ligging der gelaagde bladen in de reliëfgietsels kan men de oorspronkelijke transportwijze afleiden, en door de oriëntatie ook de transportrichting.

De gelaagde structuren zijn in het centrale gedeelte gemiddeld aldus vertegenwoordigd:

- laminaire zandlagen	15 %
- klein-ribbel-gelaagdheid	10 %
- megaribbel-gelaagdheid	75 %

De verdeling verandert naargelang de plaats in de rifmassa.

De gelaagde dekbladen zijn gemiddeld 2mm dik. De lagen der megaribbels zijn gemiddeld 7,5 cm, maximaal meer dan 20cm dik. Wanneer men deze getallen met het resultaat van de stroommerkenkaart vergelijkt, komt men tot de volgende verschillen:

Bij het ontstaan zijn de kruin en de landzijde dikwijls bedekt met symmetrische en asymmetrische ribbels. In de inwendige structuur nemen ze echter een veel kleiner aandeel voor hun rekening daar de inwendige structuur voor 3/4 uit een megaribbelstructuur bestaat. Megaribbels van hun kant worden na het ontstaan der riffen slechts zelden in stand gehouden. Daardoor ontsnappen ze ook meestal aan de aandacht der waarnemers of wordt hun belang onderschat.

Daar de megaribbels, in vergelijking met de andere transportlichamen het grootste aandeel van het materiaal-transport voor hun rekening nemen en daartoe 70 à 80 % der totale structuren innemen, zijn ze het belangrijkste structuur-element in verband met de wijze waarop het zandtransport gebeurt.

Deze waarnemingen in de natuur werden bevestigd door de labo-experimenten uitgevoerd door Mc Kee en Sterrett (1961). Aan de hand van de geöriënteerde monsters kon de sedimentatie-oriëntatie achterhaald worden. Uit fig. 46³ kan men afleiden dat de riffen in het gebied van het natstrand hoofdzakelijk gericht zijn naar het zuidoosten, dat wil zeggen schuin lopen naar het strand toe. De secundaire sedimentatie-richtingen moeten tot gevolg hebben, dat de riffen, door het achterblijven van het deel dat over het strand schuurt, langer worden en in het midden overlans opensplijten.

Dit is ook in werkelijkheid waar te nemen; want naarmate de riffen dichterbij het strand komen worden ze steeds meer gestrekt, en dikwijls ontstaat in de kruinzone een strandprieel, die het rif overlans splijt.

In de strandprieelen loopt de hoofdtransport-richting naar het noordoosten, volgens een scherpe hoek van het strand weg. Een klein deel van het materiaal in het strandprieel doorkruist het prieel naar het zuiden of naar het zuidoosten onder de vorm van schuin ten opzichte van het strand verlopende megaribbels of onder de vorm van asymmetrische deiningen, en zet zich af op de dichterbij het strand liggende ribbel, of op het strand zelf.

3. Megaribbeltransport op de riffen.

Volgens de meeste onderzoeken zou de deining indirect de voornaamste aandrijvende kracht voor het rifzand kunnen zijn. Bij een bepaalde golflengte, vermoedelijk deze van de zogenaamde "constructive waves", vloeien langs de golfkruin watermassa's over het rif, de zogenaamde overstortstroom "swash current"; deze vullen het landwaartse prieel waardoor ze terug naar zee toestromen. In het normaal geval wordt de rif gedurende dit proces door een landwaarts gerichte, weliswaar slechts ritmisch optredende en niet continue stroming, overspoeld.

In het vervolg wordt deze de "overstortstroming" genoemd. Dikwijls loopt over de rif ook een zwakke retourstroom naar zee toe. Deze duurt langer dan de landwaarts gerichte stroming, waarvan de stromingskruinhoogte echter niet zo hoog ligt, waardoor ze niet dezelfde transportkracht opbrengt.

Ook het van uit de strandprieelen afgevoerde water stroomt niet continu, maar baant zich dikwijls, echter eerst na het aankomen van meerdere golven, terug een weg naar zee toe.

Deze stootsgewijze terugstromende watermassa's werden als de zogenaamde "rip currents" beschreven. (Shepard, Emery, La Fond) Voor de vorming van megaribbels, zijn volgens de onderzoeken van Dillo (1960) stroomsnelheden van meer dan 80 cm/sec noodzakelijk; Reineck wijst in zijn studie van 1960 - 1961 op, de in de natuur empirisch gevonden, waarde van ongeveer 100 cm/sec. Op het strand bereikt de getijdestroom nergens zulke hoge waarden. Deze hoge stroomsnelheden zijn nodig om de overstortstroom en de rip-currents te veroorzaken.

Zowel de Schwall- als de rippströmung ontstaan door de deining en hangen van zijn hoogte af. Aldus is eigenlijk de deining de eigenlijke motor van het zandtransport. De grootte van de verplaatsing der megaribbels bij elk getijde kan gemeten worden aan de hand van de lengte van de schuingerichte laagstructuur, die een megaribbel achter zich in de bodem achterlaat. De diepte waarover de verplaatsing gebeurt, bedraagt aan het beginpunt (gelegen aan de rand van de zee) van de scheve laagstructuur ± 5 cm en over het landwaartse einde ± 30 cm.

Uit de grootte der verplaatsing kan men bij benadering de verplaatsingssnelheid der megaribbels afleiden. Ter hoogte van de waarnemingspunten ligt het rif gedurende een getijde 8 à 9 uur onder water. Gedurende deze periode wordt echter niet doorlopend materiaal vervoerd, maar alleen dan, wanneer het water hoog genoeg opgelopen is om over de rif te kunnen stromen met sterke bodemaantasting.

Bij de hoogste waterstand liggen de riffen reeds onder de diepte, waarbij nog grondberoering optreedt, dus te laag. Eerst bij dalende waterspiegel geraken ze weer in het bewegingsoptimum. De totale duur van de bewegingsoptima bedraagt volgens waarnemingen 3 à 4 uur. Hoe hoger de riffen gelegen zijn des te dichter liggen de tijdstippen der beide optima bij elkaar; dit gaat door tot wanneer ze in de nabijheid van de hoogwater lijn tenslotte samenvallen.

De megaribbels hebben 3 à 4 uur tijd om te ontstaan en om verplaatst te worden. Wanneer ^{we} een gemiddelde tijdsduur nemen van 3,5 uur, dan worden de megaribbels bij een gemiddelde verplaatsingsafstand van 3,7m dus met een gemiddelde snelheid van $2,9 \cdot 10^{-2}$ cm/sec. verplaatst. De megaribbels met een gemiddelde verplaatsing van 1,2m worden met een snelheid van $9,5 \cdot 10^{-3}$ cm/sec verplaatst. Geeft men de verplaatsingssnelheid per uur aan, dan verhouden de waarden der snelheden zich van ongeveer 1m/uur tot ongeveer 0,35m/uur. Dillo (1960) komt bij zijn onderzoek tot hogere verplaatsingssnelheden, daar hij werkte met gelijkmatige, continuë stroomsnelheden.

4. Zandtransport bij laagwaterstand.

Aan de landwaartse zijde van de riffen kunnen de zandgolven kortstondig grotere materiaaltransporten aanwijzen. De zandgolven treden in actie wanneer zeer vlakke waterlagen met hoge snelheden over de riffen stromen (fig. 172-174). Weliswaar verplaatsen de zandgolven zich stroomopwaarts maar door de sterke uitkoeling van de bodem worden grote zandmassa's in suspensie gebracht en over de landwaartse helling in het zandpriëel gevoerd, waar het zand het priëel gedeeltelijk opvult en gedeeltelijk weer naar zee gevoerd wordt.

De inwendige structuur der zandgolven bestaat uit zeer vlakke, zachtgewelfde zandlamellen, die op de loefzijde afgezet worden. In vergelijking met de zandmassa's die samen met de megaribbels vervoerd worden, is de zandmassa die met de asymmetrische deiningsribbels vervoerd wordt, zeer gering. Kort voor het opduiken ontstaan bij een bedekking met kalm water romboëder-ribbels. Ze worden vooral op de landzijde der riffen gevonden. De stroomsnelheid nodig voor de vorming van romboëder-ribbels ligt waarschijnlijk onder het tweede kritisch punt van Gilbert, deze voor de bouw van zandgolven waarschijnlijk erboven.

Voor de vormgeving van de oppervlakken na het opduiken is vooral het laatste uur van de waterbedekking van belang. Gedurende deze tijd worden de megaribbels min of meer geëffend en de rif met een 1 à 5 cm dikke zandlaag bedekt, voor zover aan de landzijde geen romboëder-megaribbels en zandgolven behouden blijven. Voor hun behoud is de welving van het rif oppervlak van beslissend belang. Bij sterke welving blijven de oppervlakte merktekens achter de welvingskruin, beter behouden dan op riffen zonder sterke welving.

5. Snelheid en wijze waarop strandriffen opgebouwd worden.

Deze kunnen best bestudeerd worden bij mooi weer na een storm, waarbij de strandriffen weggeëffend werden. Na vier getijden wordt de opbouw van de zandriffen dan waarneembaar. Het aangevoerde zand is aanvankelijk grof, met afnemende deining wordt het materiaal fijner. De strandriffen groeien aan van getijde tot getijde. Door deze aangroei komt het, dat het zand in de brekerszone in suspensie wordt gebracht en door de naar het land lopende golven meegenomen wordt.

Miller en Zeigler leverden in 1958 een theoretische modelbeschouwing voor dit verschijnsel. Onmiddellijk na het opwervelen komt het gesuspendeerde zand terug tot sedimentatie. Het zand bouwt op de bodem laminaire lagen van een dikte van gemiddeld 1,2 à 1,5 mm, waarbij met één laminaire zandlaag telkens een suspensiewolk overeenkomt (fig. 150).

Een opstapeling van zulke laminaire lagen is in het bijzonder, maar geenszins uitsluitend, aan de zee kant van strandriffen waar te nemen. De rifkruin en de landzijde van de rif daarentegen zijn gedurende de overstromingstijd doorgaans bedekt met ribbels; deze structuur wordt ook in de rifstructuur teruggevonden. Per getijde worden 6 à 16 laminaire zandlagen afgezet. Dit betekent dat niet elke golf een suspensie-wolk met zich meevoert, namelijk slechts de grootste golven binnen een golfveld brengen genoeg zand in suspensie. Anderzijds worden echter ook laminaire zandlagen door golven met een abnormale hoogte terug weggespoeld. Beide gevallen kunnen ook in de natuur waargenomen worden.

6. Verplaatsing van de riffen.

Zoals uit hun structuur af te leiden valt, zijn de riffen voor het grootste deel opgebouwd uit over elkaar opgestapelde megaribbel-lagen, met talrijke afwijkingen tengevolge van erosie.

Figuren 163 tonen zulke stapeling van megaribbels. Dit gebeurt in een ribbelveld gèlijktijdig op verschillende plaatsen, waardoor de ribbels gelegen aan de loefzijde, gedeelten van de ribbels aan de lijzijde overlappen. De ribbels aan de loefzijde worden op hun beurt door de volgende ribbels overdekt.

Telkens een megaribbel aan het migratiefront van de rif komt aanrukken - steeds weer onderbroken door het laag tij - verplaatst de rif zich met een zeer weinig hellende landwaartse flank naar het strand toe. Door het vooruitrukken wordt het landwaartse prieel steeds nauwer; zijn erosievermogen vergroot. Weldra wordt de erosiekracht in het prieel zo groot, dat het prieel het materiaal van de vooruit rukkende megaribbels (en daarmee ook het front van de rif) voortdurend erodeert.

Volgens bepaalde omstandigheden, wordt het zand door het prieel weer tot megaribbels opgehoopt en naar zee toe getransporteerd. Aldus wordt een ontwikkelingsstadium bereikt, waarbij de rif nog tot een bepaalde hoogte kan aangroeien maar zich niet meer kan verplaatsen. Morfologisch wordt de ontwikkeling gekenmerkt door een hoger wordende landwaartse flank van de rif. Megaribbels, die tijdens dit ontwikkelingsstadium tot aan de flank geraken, storten hun materiaal onderaan de flank: aldus ontstaan de gehele lagen, die op fig. 165 te zien zijn.

Blijven deze voorwaarden constant behouden, dan storten de opeenvolgende megaribbels opeenvolgend hun materiaal onderaan de rifhelling aan de lijzijde. Ze werken als een transportband: achter de zandrug voeren ze materiaal af en storten het onderaan de voorste helling, zonder dat er vooraan echter belangrijke materiaal massa's als hellende lagen afgezet worden. De voorstelling van dit verschijnsel volgde uit de waarneming van structuurprofielen, die aantoonde, dat de hellende lagen zich nooit ver in de rif zelf voortzetten.

Hierop vormen de strandwallen en de zeer vlakke riffen (fig. 163) een uitzondering; ze zijn namelijk opgebouwd uit laminaire zandlagen met daarvoor gestorte sterk hellende zandlagen.

Een klein gedeelte van het vooraan afgezette materiaal vult langzamerhand het prieel en verplaatst zich naar het land toe. Het grootste gedeelte wordt door het prieel naar zee toe gedreven. Daar de strandprieëlen oostwest-oost verlopen, verplaatsen ze het materiaal dus ook naar het oost-noordoosten.

Ter hoogte van de monding van het prieel wordt het opnieuw door de onderdiepstroming gegrepen en op de in het oosten volgende rif afgezet. Waarschijnlijk gaat het bij dit transport naar het oosten om grotere massa's dan deze welke voorkomen bij het zogenaamde "zaagtandtransport" dat plaatsgrijpt onder invloed van de brandende golven.

Een vooruit rukken van de rif naar het land toe is in deze toestand slechts denkbaar, wanneer de watermassa's en de stroomsnelheden in het prieel achterlopen. Dit kan gebeuren, wanneer door een rif-doorbraak de prieel-lengte en daardoor de erosiekracht van de rip current kleiner wordt, of waardoor het prieel langzaam gevuld wordt, zoals het bij oostelijke weersomstandigheden met kleine deining en lage waterstanden mogelijk is.

Een andere mogelijkheid om het prieel te doorkruisen is voorhanden, wanneer gedurende een korte tijd een sterke deining komt opzetten. Sterke deining vervlakt het vooraangelegen steile strandreliëf. Daarbij worden de prieëlen ook opgevuld. Bij een langere duur zouden te grote zandmassa's zeewaarts optrekken, en gans de opbouw-cyclus zou eerst moeten herbeginnen.

C. Rifbogen en zandplaten in zeegaten en stroommondingen.

1. Rifbogen.

De doorgangen tussen de eilanden worden zeegaten genoemd, de rifboog is gelegen aan de zeezijde van de geulen (fig. 162). Met de regelmaat der getijden stromen de watervolumes aanwezig in de wadgebieden achter de eilandenrug door het zeegat! De stroomsnelheden zijn buitengewoon hoog; in al de zeegaten zijn ze groter dan 100cm/sec, en soms wordt 150 cm/sec overschreden. De bodems der zeegaten liggen meestal op -15m soms tot - 20m. Op deze diepten wordt plaatselijk pleistoceen materiaal aangetroffen, waarvan het grint dat op de bodem ligt, afkomstig is. De belangrijkste wijze van sedimenttransport zou op een analoge manier als bij de Rijn plaatsvinden, namelijk langs de flanken van de dieptegeulen.

De vlakkere begin- en eindpunten van de zeegaten zijn zandachtig. Daar zijn meestal geen megaribbels maar reuzeribbels ontwikkeld. Naar zee toe strekt zich een soort delta uit; deze wordt rifboog geheten en bestaat uit afzonderlijke platen gescheiden door geulen. Alle geulen tussen de platen zijn in vergelijking met de zeegaten zeer vlak. Meestal bereiken ze slechts de diepte van -2,5 m.

In de geulen is het sediment dikwijls grover dan dit op de platen. De sedimenten van de geulen bestaan uit fijn zand houdend middelmatig zand, op de platen bestaan ze uit middelmatig tot sterk middelmatig zandhoudend fijn zand. De platen op de waddenzijde der zeegaten zijn opgebouwd uit nog fijnere sedimenten.

In tegenstelling met de afzettingen van een delta worden de sedimenten van een rifboogplaat niet door het zeegatwater van uit het land of uit het wad voortdurend aangevoerd, maar ze zijn afkomstig van het materiaal, dat langs de eilanden vervoerd wordt. Slechts bij het ontstaan van een zeegat - wanneer bijvoorbeeld een eiland bij een stromvloed doorbreekt - zou het rifboog materiaal gedeeltelijk kunnen afkomstig zijn van de uitschuring der zeegat-geulen.

In de geulen tussen de platen zijn, zoals ook in het zeegat, grote stroomsnelheden voorhanden. Als gevolg hiervan worden in de geulen megaribbels ontwikkeld. De kruin van deze megaribbels verloopt volgens een rechte lijn, de kruinafstand bedraagt 10m en meer. Daardoor vertoont het sediment, voor zover het in de geulen wordt afgezet, voor het grootste gedeelte een megaribbel laagstructuur.

Wat hun structuur betreft konden de platen door Reineck slechts gedeeltelijk onderzocht worden, daar het gebied van de rifbogen wegens de relatief geringe waterdiepte en hun blootgestelde positie zeer gevaarlijk is om te bevaren.

Slechts bij zeer rustige dagen is het mogelijk om de rifbogen vanuit de scheepvaartlijnen te naderen en ze met een platgebodemde boot over te steken. Vooral wat de wadden en de zandplaten betreft zijn luchtfoto's buitengewoon indrukwekkend en leerrijk. De oppervlakte van een grote reeks platen is met megaribbels bedekt.

Daar, waar de platen aan de branding blootgesteld zijn, wordt de oppervlakte door de bodemschurende deining geëffend, het door de deining in suspensie gebrachte zand wordt als laminaire zandlagen afgezet.

In verschillende monsters waren zeeëgels aanwezig. Dat betekent, dat er diepten van de platen bestaan, die gedurende een lange tijd geen beduidende verplaatsing ondergingen, en zich als dusdanig leenden voor nederzetting.

De werkzame krachten in het zeegat en in de geulen tussen de platen bestaan uit wisselende stromingen met hoge stroomsnelheden (groter dan 140 cm/sec).

Op de buitenste platen van de rifboog werkt daarenboven nog deining vanuit de open zee in, bij storm met "zware grondzeeën", voor zover de platen in de rifbogen onderzocht konden worden, bestaat de structuur uit megaribbellagen met ongeveer rechte deklagen aan de lijzijde, maar met polair wisselende invalrichting. (fig. 177).

Daarnaast kan een tweede sedimentatierichting optreden, welke toe te schrijven is aan kleinere megaribbels. Bepaalde gedeelten der platen worden bewoond door zeeëgels (*Echinocardium cordatum*), zodat hun woelstructuur eveneens in de platenstructuur kan aangetroffen worden. In de geulen zijn megaribbels met rechte kruin, en gedeeltelijk ook reuze-ribbels ontwikkeld. Het sediment is in de geulen meestal grover dan op de platen. In het zeegat zelf kunnen premariene lagen aangetast zijn of kan het bodemmateriaal uit grof materiaal bestaan.

2. Zandplaten en stroombanken.

Binnen het gebied van 0 tot de - 20m-lijn in het centraal gedeelte van het Duitse gebied liggen de grote zandlichamen, welke voortdurend verplaatst worden. Deze zandlichamen, in de verdere tekst als platen bestempeld, zijn belangrijk groter dan de platen in de rifbogen van de zeegaten. Een typisch voorbeeld doet zich voor bij de Jade en we zullen het hier dan ook behandelen.

De buiten-Jade wordt ingedeeld in geulen en platen. Afwisselend zijn er drie geulen geopend en op dit ogenblik drie platen aanwezig. De lengte der platen bedraagt 2 à 10 km, de breedte ongeveer 1 km en de dikte, opwaarts vanaf de -10m-lijn gerekend, bedraagt 2,5 à 5m. De breedte der geulen varieert van 500 tot 2000m, de lengte schommelt van 10 tot 12km. Er worden diepten van meer dan 19m bereikt. Het gemiddelde zal ongeveer -14m bedragen. De sedimenten der geulen zijn grof en zijn verzameld tot reuze-ribbels, de sedimenten der platen zijn fijner (fig. 178).

a. Verplaatsingstraject en -snelheid der platen en geulen.

Elke 15 à 25 jaar komt een plaat los van de westelijke zijde van de buiten-Jade. Er bestaan twee trajecten welke door de platen gevolgd worden. De ene weg verloopt naar het zuidoosten, dus een stuk Jade-opwaarts, maar daarna naar het noordoosten; de andere weg loopt naar het noordoosten, tot aan de Weser (fig. 179). In de Weser worden de platen gedeeltelijk onder de vorm van nog grotere massieven verder naar het noordoosten verplaatst.

De verplaatsingsstrajecten werden afgeleid uit kaarten van de Wasser- und Schiffahrtsamten Wilhelmshaven van 1859 tot 1938. De verplaatsingstijd bedroeg voor alle platen meer dan 260 jaar; in deze tijd werden 29,95km afgelegd. Daaruit vindt men een gemiddelde verplaatsingssnelheid van 115m per jaar. Het maximum bedraagt 400m per jaar.

Grote verplaatsingssnelheden treden op wanneer de, westelijk van de platen, geul smal is, en kleine snelheden treden op wanneer deze breed is. Samen met de platen werden ook de geulen eveneens naar het noordoosten verplaatst, tot ze de vaargeul van de Weser bereiken. Daar lossen ze op. Gelijktijdig ontstaat aan het westelijk strand van de Jade een nieuwe geul.

b. Stroomsnelheden en -richtingen in de geulen.

Volgens metingen uitgevoerd door de Wasser- und Schiffahrtsamt worden in de geulen stroomsnelheden tot 180 cm/sec bereikt. Dikwijls zijn de geulen in het midden van hun lengte vlakker en/of smaller. Aldus hebben ze de vorm van twee, met de smalle tuiten naar elkaar gekeerde, trechters. De trechter, waarbinnen de vloed aankomt heet vloodschaar. Daar is de vloedstroom sneller dan de ebstroom, bij de naar het zuiden geopende trechter is het omgekeerde het geval.

Volgens de onderzoeken van Krüger wordt het water van de Jade naar het noordoosten verdreven. Men komt tot een volledig andere voorstelling, wanneer men de uitslagen der stroommetingen voorstelt door aaneengeschakelde vectoren (fig. 180). De voorstelling zegt evenwel niets over de weg gevolgd door een waterdeeltje; want de volgens de stroming uitgezette pijl werd slechts afgeleid uit de stroomsnelheden (in cm/sec) gemiddeld over 1 uur berekend. Men kan er nochtans uit afleiden dat voor de tijdspanne van de meting bij stroomsnelheden groter dan 40 cm/sec geen noord-oost gerichte resultante optreedt. Op fig. 181 kan men zien, dat de resultante van de eb- en de vloedstroom veeleer in het westelijk-kwadrant gelegen moet zijn.

Vooraleer de gevolgen hiervan voor het transportmechanisme te bespreken, zullen we eerst nog even de reuzeribbels in de geulen en de platen nauwkeuriger bekijken.

c. Reuzeribbels in de geulen.

De sedimenten der geulen bestaan uit middelmatig zandhoudend grofzand, dat dikwijls zeer veel mosselschelpen bevat. Volgens boringen uitgevoerd door de Wasser- und Schiffahrtsamtes zijn de sedimenten der geulen plaatselijk meer dan 5 cm dik. Daar onder bevinden zich pleistocene lagen. In de geulen zijn reuzeribbels ontwikkeld.

In de Buiten-Jade werden ze door Lüders (1929) onderzocht. Hulsemann maakt melding van reuze-ribbels in het Seegat tussen Wangerooge en Minsmer Oog. Van Veen beschreef reuze-ribbels in de Hoofden. Door Reineck werden zij gevonden in de buiten-Jade, in de Weser monding, en in de verschillende zeegaten tussen de Oostfrieese eilanden.

De reuze-ribbels strekken zich uit loodrecht op de stroming. Als ribbels kunnen ze zich in de lengte-richting splitsen (ingaffelen). In een vzargeul zijn ze zeer hinderlijk voor de scheepvaart, maar niettegenstaande baggerwerken worden ze steeds opnieuw gebouwd. Aan de wateroppervlakte zijn de reuze-ribbels te herkennen aan het optreden van waterwalsen (Wasserwalzen) achter de lijzijden ervan. De waterwalsen sleuren het water tot aan het wateroppervlak met zich mee. De kruinen van de reuze-ribbels zijn volgens de geulbreedten in de buiten-Jade tot 1500 m lang.

In gebieden met enkelvoudige stroomrichting, bijvoorbeeld in stromen, zijn de reuze-ribbels volgens Lüders asymmetrisch, in gebieden onderhevig aan getijden kunnen ze symmetrisch zijn. In de vloed- en de ebtrechters treden echter opnieuw asymmetrische vormen op.

Met de grijpkast werden nu van een reeks reuze-ribbels, ongeroerde, geöriënteerde monsters, onder andere ook van een en dezelfde ribbel, bij verschillende stromingstijdstippen, ontnomen, en hieruit werd de wisselende structuur afgeleid, wat betreft de afhankelijkheid van de stromingsrichting (fig. 178). De ongeroerde monsters tonen eensluidend aan, dat de reuze-ribbels geen foutloze (= zonder discordanties) structuur bezitten, maar dat ze, zoals de zaagtanden bestaan uit een complexe structuur, namelijk een structuur die resulteert uit op elkaar gestapelde megaribbels (megaribbel-lagen) (fig. 182). De megaribbels hebben gekromde kammen (D-Kam volgens Häntzschel).

Wat hun structuur betreft zijn de reuze-ribbels daardoor niet zonder meer te identificeren met de kleine- en de megaribbels die een eenvoudige structuur hebben, zonder discordanties.

Het echogram toont aan, dat de reuze-ribbels bedekt zijn met megaribbels, zoals op de ruggen der megaribbels opnieuw kleine ribbels vervoerd kunnen worden. (cfr. Van Straaten 1953, Dillo 1960) fig 184

De kruinafstand der megaribbels ligt tussen 2 en 10m. Ze worden zoals het echogram en de geöriënteerde grijpkast monsters aantonen, steeds opnieuw verplaatst door de eb- en de vloedstroom. De diepte waarover de verplaatsing gebeurt kan de 50 cm overschrijden. Wanneer een megaribbel door een tweede megaribbel, welke een zin doorloopt, tegengesteld aan de eerste, gestoord wordt, dan blijft van de eerste ribbel maximaal een structuur van 50 cm op de reuzeribbel achter.

De lijwals komt achter de steile helling van de asymmetrische ribbels zeer goed tot uiting, want daardoor ontstaan megaribbels, die zich aan de lijzijde opwaarts verplaatsen en daardoor tegen de algemene stroomrichting in getransporteerd worden. (fig. 183). Dit verschijnsel van retourtransport achter ribbels werd bij kleine ribbels en ook achter een kunstmatige zandrug waargenomen.

d. De platen.

De platen zijn ongeveer 5 à 10m dik. Onder de platen bevindt zich volgens boringen verricht door het Wasser- und Schiffahrtsamt grof materiaal. Het grove materiaal is afkomstig van geulen die door de platen bedekt werden.

Dit betekent niet dat de sedimenten der platen alleen maar fijner zouden zijn dan de sedimenten der geulen, ze vertonen immers ook een volledig andere structuur. Weliswaar treden megaribbellagen nog wel eens afzonderlijk op maar over het algemeen overwegen de kleinribbellagen, de laminaire zandlagen en omwoelde structuren, afkomstig van de zeeëgel Echinocardium (fig. 185).

De zeeëgels bewonen vooral de zuidwest gedeelten der platen; op de noordoost gedeelten komen zij zelden voor; deze indeling komt goed overeen met het beeld van de verplaatsing der plaatsen, want aan de noordoostkant worden steeds opnieuw sedimenten afgezet waardoor deze nog niet bewoond kunnen worden. Weliswaar ontbreken ons de stroommetingen van de platen, maar uit de structuur der platen kan een benaderd beeld gevormd worden van de daar werkzame krachten. Aldus moeten de stroomsnelheden op platen merkkelijk geringer zijn dan in de geulen, want er zijn nauwelijks megaribbels voorhanden. de stromingsrichting vormt een scherpe hoek met de langsas der platen, zoals de gemeten sedimentatierichtingen aantonen. Een grote rol spelen de bodemstromen van de uit het westen naar het noorden aanlopende golvenvelden, waaraan tenminste voor een deel de laminaire laagstructuren moeten toegeschreven worden.

Het is mogelijk dat een ander gedeelte der laminaire zandlagen moet toegeschreven worden aan gesuspendeerde zandwolken die in de geulen opgewerveld werden en verdreven naar de platen waar ze als laminaire zandlagen werden afgezet.

e. Verplaatsingsmechanisme van platen en geulen.

Volgens de huidige kennis van zaken, wordt het zand in dezelfde richting verplaatst als de platen. Een ganse reeks van waterbouwkundige onderzoeken baseert zich voor de berekening van de vervoerde zandmassa's op de hypothese, dat de vervoerde hoeveelheid en de transportrichting van het zand overeenstemt met de vormveranderingen van de platen en de riffen.

Voor deze voorstelling van het verschijnsel ontbreekt in veel gevallen evenwel nog een bewijs.

Het schijnt immers onwaarschijnlijk, dat het zand van de zuidwest zijde over de platenkamme heen zou vervoerd worden en dan aan de noordoost zijde zou afgezet worden. Bij een gemiddeld vooruitschrijden der platen van 115m per jaar (maximum 400m) zouden als transportlichamen van zulke grote zandmassa's megaribbels moeten verschijnen op de platen. Verder zouden de vectoren der stromingen in de geulen naar het noordoosten wijzen, juist het tegengestelde doet zich voor (fig. 181).

Tenslotte zouden de transportrichtingen, zoals ze uit de structuur blijken, in sterke mate naar het noordoosten wijzen. Maar ook dit is het geval niet. Veel structuur-richtingen verlopen evenwijdig met de longitudinale assen der platen of schuinen opzichte ervan. Voor de oplossing van deze schijnbare tegenspraak tussen het ontbreken van een noordoost gerichte stromingen en structuurcomponente enerzijds en het vooruitschrijden van de platen naar het noordoosten anderzijds, is het noodzakelijk, niet de platen maar de geulen zelf te beschouwen. Figuur 186 toont aan dat de geulen gebogen zijn, en dat ze voortdurend verder naar het noordoosten doorbuigen, tot de buitenste laag aan de Weser-geul grenst.

Dan komt in het binnenste boogdeel nabij Minsener Oldeog een nieuwe plaat vrij, die eveneens in de loop der tijden naar het noordoosten verplaatst zal worden. De aandrijvende kracht van deze verplaatsing moet gezocht worden in de stromingen in de geulen. De stromingen in de geulen breiden zich uit volgens het principe van de middelpuntvliedende kracht, dat wil zeggen dat de buitenste boog steeds verder uitdiept en de binnenste boog steeds meer aanzandt.

De steilheid van de geuloever schijnt niet voor deze voorstelling te pleiten, want de buitenzijde van de geulen is vlakker dan de binnenzijde. Een steiler holle oever en een vlakkere holle oever is alleen maar ontwikkeld, bij geulen die stromen tussen opgedoken oppervlakten, dus op het vasteland en in de wadgebieden. Onder water treft men deze schikking niet aan, behalve bij consistent materiaal dat onder water aangetast wordt, maar dit is hier niet het geval.

Welke gevolgen heeft het nu voor de zandbewegingen wanneer men aanneemt dat de stromingen in de geulen beschouwd worden als aandrijvende kracht, en dat men het principe van de holle- en bolle oever mag toepassen ?

De geulen verplaatsen zich naar het noordoosten, daarbij wordt zand van de noordoost zijde van de geul, de bolle oever, naar de holle oever in het zuidwesten van de geul vervoerd. Daar de gelijkheid van verplaatsingsrichting en zandtransportwijze ook voor de naburige geul gelden, wordt de tussen beide geulen gelegen plaat, wel verplaatst wat zijn vorm, maar niet wat zijn materiaal betreft, dat in tegenstelling met het vooruitschrijden van de vorm van de plaat, naar het zuidwesten wordt verplaatst. Deze voorstelling belet evenwel niet dat een materiaalstroom zou plaatsgrijpen vanaf de kust alover de Buiten-Jade naar het oosten, also gericht tegen aangenomen transport in de geulen van de buiten-Jade.

Voor een gering transport naar het noordoosten zijn er de volgende mogelijkheden:

- de naar het oosten gerichte materiaalstroom verloopt ten noorden of in het noordelijk deel van de buiten-Jade en niet in het gebied der geulen en der platen.
- de naar het oosten gerichte materiaalstroom doorkruist de platen en de geulen en/of wordt aan de uiteinden der platen teruggevoerd, alhoewel de grootste hoeveelheid zand in de geulen van noordoost naar zuidwest gevoerd wordt zoals uitgebeeld op fig. 186 .
- beide vorige mogelijkheden komen in de natuur door elkaar voor.

Voor de hypothese van het retourtransport pleit verder ook het feit, dat de uit de verplaatsing der platen berekende zandhoeveelheden, voor de zeegaten ten westen van de Jade en voor de westmonding ten oosten van de Jade, veel kleiner is dan de hoeveelheid die men bekamt als men uitgaat van de platenverplaatsing in de Jade zelf.

Volgens onderzoekingen van Homeier en Kramer weet men, dat ter hoogte van de top (kruin) van de rifboog van Norderney jaarlijks gemiddeld 450.000 m³ zand naar het oosten verplaatst wordt. De berekening is gebaseerd op een platenafbraak van 500 m en een dikte van 3m; en een verplaatsingssnelheid van 400m per jaar. In de Weser geeft een berekening, waarbij men alleen de ogenblikkelijke toestand van de Weserplaat Roter Grund beschouwt, een jaarlijks transport van 2.250.000 m³. In de buiten-Jade wordt echter de buitengewone hoeveelheid van 10.590.000 m³ per jaar verplaatst. Tot dit getal komt men, wanneer men rekening houdt met het feit dat Oldeoog-plaat 6.000 m, 8m dik en de Wangeroog - plaat 8.000 m lang en 5,5m dik, en met een gemiddelde verplaatsingssnelheid van 15m per jaar.

Deze getransporteerde massa in de buiten-Jade zou voldoende zijn om het centraal gedeelte van de Duitse Bocht, negen maal meer te laten aanzanden, dan het in de tijd der transgressie gebeurd is. Die grote hoeveelheid die men bekomt, wanneer men de valse onderstelling aanneemt, dat de zandmassa gelijk is aan de platenverplaatsing, dwingt er ons ook van deze kant uit, een relatief op-de-plaats blijven der zandmassa's in de Jade aan te nemen. Men is er zich van bewust, dat zulke cijfers, die gebaseerd zijn op ogenblikkelijke waarnemingen van een globaal gebeuren, niet volledig betrouwbaar zijn, maar ze vormen toch een deel der aanwijzingen die pleiten tegen de voorstelling "zandtransport = platenverplaatsing".

Een zeer analoge voorstelling heeft Hensen gegeven omtrent de verplaatsing der middelmatige zandplaten in de Elbe-monding. De aanleiding tot meandervorming der geulen schrijft hij in dit speciaal geval nochtans toe aan het tekort aan zandaanvoer achter het wadeiland Neuwerk.

D. Slijkvlakten.

De slibbeweging werd niet in detail onderzocht omdat een doorgedreven studie hiervan zeer tijdrovend is. Voor de gegevens hebben we ons gebaseerd op Van Veen.

Het slibgehalte van 0,000006 (volume delen) mag ons wel zeer weinig lijken, maar wanneer we de enorme hoeveelheden water beschouwen welke voor onze kust stromen en we een vloedoverschot hebben van 1.700 milliard m³ water, en dat we aannemen dat het slibgehalte gemiddeld over 1/10 van het doorstromingsoppervlak aanwezig is en dat het slib geheel anorganisch is, dan komt men tot een jaarlijkse aanvoer van 1.500.000 m³. Dit getal is slechts een schatting maar het geeft ons toch de orde van grootte van deze verplaatsing welke niet te verwaarlozen is.

Het slib bevindt zich in de Noordzee op een in verhouding kleine oppervlakte. Het is omdat de slibbanken zich dicht bij de kust ontwikkelen dat ze zeer gevaarlijk zijn voor de havens, de rivieren en de kreken.

Slib mogen we niet verwarren met klei. Klei is een gesteente dat er reeds vroeger was en dat weinig door het water aangetast wordt. Dit terwijl het slib door het water zelf wordt aangebracht.

Slib kan zich niet in alle delen van de Noordzee neerzetten vanwege de sterke stromingen die men er aantreft. Het slib wordt voortdurend opgenomen en wanneer we nu in de zee slibplaten ontmoeten kunnen we er practisch zeker van zijn dat we ons in de omgeving van een gesloten kreek of in de nabijheid van een haven bevinden.

Zo is er aan onze kust slib voor de haven van Oostende. De plaat is begrensd door het vaste land en langs de andere kant door een reeks van zeer scherp afgetekende banken. We vinden ook slib in de omgeving van Nieuwpoort, hier is het afkomstig van de haven zelf. Ook in de omgeving van Heist waar het afkomstig is van de Schelde en ook in alle kreken van de Schelde zelf.

Slib kan zich enkel afzetten in bepaalde omstandigheden doch eenmaal dat die omstandigheden gunstig zijn is de afzetting enorm en ontwikkelt ze zich zeer snel. Op deze manier verzandde het Zwin. In 1872 werd het gesloten en in 1888 gingen er al mensen te voet over. We zouden nog meerdere voorbeelden als de Braakman en andere kunnen aanhalen maar wij willen ons hier enkel beperken tot het feit dat zulk een verschijnsel alles zeer rap opvult, zelfs tot boven het niveau van de zeespiegel bij zeer hoog water. Op dit ogenblik dan verhardt de bovenste laag en we hebben het ontstaan van een schorre.

In de gebieden in zee waar we slibafzettingen hebben, gebeurt de evolutie enigszins anders. Het slib zet zich af in de meest stille punten en vermengt zich aldaar met het zand. Deze vermenging geeft slibachtig zand of zandachtig slib naargelang de verhouding. Zolang ze onder water blijven zijn deze platen zacht en kleverig. Voor de havens maken deze visceuse platen een doorlopend gevaar uit. Deze platen zijn door geen enkel mechanisch middel te verwijderen. Eenmaal dat ze zich ontwikkelen, ontwikkelen ze zich zeer snel. Het mengsel van zand en slib wordt practisch niet door het water aangetast. Alle zandkorrels die zich komen nederzetten verzinken in het slib terwijl er zich een nieuwe sliblaag komt bovenleggen (zie hoger). Dit is een welgekend effect dat op de hydrografische kaarten duidelijk waarneembaar is.

Het enige voorbeeld van slibafzetting in volle zee voor de Belgische kust is voor Blankenberge en Heist. Deze afzetting is het resultaat van het samenkomen van fluviale afzettingen van de Schelde en van de maritieme afzettingen welke zich naar het westen begeven. Het slib zet zich slechts af op het strand wanneer het gedurende enkele dagen kalm weer is maar deze afzettingen worden bij de eerste storm grotendeels terug door het water meegenomen.

Het slib is gedeeltelijk van fluviale oorsprong maar de overgrote meerderheid is van maritieme oorsprong en wordt gevormd door het puin van de franse en engelse kusten. We dienen toch te vermelden dat we hypothese van het slib van fluviale oorsprong uit de Schelde dienen te verwerpen omdat, vooraleer het slib zich zou neerzetten, het water langs een leembodem zou moeten gaan en deze ontbreekt volkomen. Het debiet van de Schelde is te klein en het water bereikt slechts de zee na met de getijden 14 of 15 maal in de haven zelf heen en terug te zijn gegaan.

Het weinige materiaal dat het had kunnen bevatten zou zich dan al lang hebben neergezet. Hetgeen nu door de stroom in de zee wordt afgezet, wordt langs de bodem vervoerd.

Al de gebieden waar men het slib aantreft zijn gebieden met een geringe stroming ofwel ook gebieden waar de bewegingen van het water sterk gespreid zijn. De sedimentatie gebeurt er in horizontale lagen en dit over gans het gebied.

E. Gebiedsoverzicht.

1. Het nat strand.

Dit is het gebied dat reikt van de gemiddelde hoogwaterlijn tot de gemiddelde laagwaterlijn.

a. Morfologie

Brandingswallen, strandriffen, ongeveer evenwijdig met de kust, strandpriëlen.

b. Werkende krachten.

Branding en overstortstromingen ten opzichte van de deining, na de riffen overstroemd te hebben loopt de overstortstroming schuin op het land toe. De retourstromingen verlopen in de strandpriëlen bijna evenwijdig met de kust, daarna verlopen ze loodrecht ten opzichte van het land weg.

c. Sediment.

- fijn zandhoudend middelmatig zand, gemiddelde diameter 0,20 à 0,30 mm
- overblijfselen van gehele of gebroken schelpen en andere harde deeltjes.

d. Structuur.

- in de strandriffen: laminaire zandlagen (5 à 8° naar zee geheld), kleine ribbels, megaribbels; sedimentatierichting schuin ten opzichte van het land.
- in de strandpriëlen: megaribbel-lagen, klein ribbellagen, practisch geen sporen van omwoeling.

e. Biologische kentekens.

- kleine mosselen, zelden "brandingshengelaar" zoals de *Scole colepis*.

2. Het voorstrand.

Dit is het gebied dat reikt van de gemiddelde laagwaterlijn tot aan de -7m-lijn.

a. Morfologie.

- Voor het strand (der eilanden) loodrecht op of schuin ten opzichte van de kust staande zandruggen onder de vorm van zaagtanden met een hoogte van ongeveer 2m, een lengte van $\pm 1.000m$ en kruinsafstand van $\pm 600m$
- Voor de zeegaten: rifbogen en zandplaten.
- In de geulen tussen de platen en het zeegat: megaribbels en reuzeribbels.

b. Werkende krachten.

- Grondaantastende deining, getijdestroming in de zeehaven en de geulen met hoge snelheden.

c. Sediment.

- Meestal middelmatig zandhoudend fijnzand, gemiddelde diameter, 0,14 à 0,18mm
- Talrijke schelpen en brokstukken van schelpen

d. Structuur.

- In de platen en de zaagtanden: megaribbellagen met bipolaire sedimentatierichting, en laminaire zandlagen.
- In de geulen: megaribbellagen met bipolaire sedimentatierichting die loodrecht op de kustlijn staat.
- Bij verplaatsing der geulen, longitudinale schuine lagen.
- In de overige gebieden: laminaire zandlagen, kleiribbellagen. De megaribbels der zaagtanden worden maar nu en dan eens gebouwd en verplaatst.
- Sporen van omwoeling en pijpen van de *Lanice conchilega*.

e. Biologische kenmerken.

- *Echinocardium cordatum*, *lanice conchilega*, *pectinaria koreni*, *angulus fabula*.
- Zandige gebieden der geulen en grote gedeelten der platen bevatten praktisch geen bodembewoners.

3. Het zandgebied beneden de -7m-lijn.

a. Morfologie.

Effen vlakke zeebodem met kleine helling, bij de - 10m een zwak knikpunt in de helling; zeer langgerekte ruggen boren zich door de ondergrond.

b. Werkzame krachten.

Plaatselijk, soms grondaantastende deining, getijdestroming met een reststroom volgens de richting van het overheersende getijde.

c. Sedimenten.

Fijne zandsorten, gemiddelde diameter 0,14 à 0,18mm.
In het gebied der morene tongen: middelmatig en grof zand.

d. Structuur.

- In de middelmatige en grove zandgebieden der morene tongen: megaribbellagen.
- In de fijnzand gebieden: klein ribbellagen en laminaire zandlagen. De laminaire zandlagen komen minder vaak voor dan in de gebieden van het voorstrand.
- Woelstructuren vooral door de Echinocardium
- De woelstructuren komen vaker en meer geconcentreerd voor dan in het voorstrand.

e. Biologische kenmerken.

Scopoplus armiger, echinocardium, angulus fabula.

4. Het gebied van 0 tot -20m in het centrale gedeelte van de Duitse Bocht.

Dit gebied strekt zich uit vanaf de trechtersvormige Jade-monding alover de Weser-monding en de Elbe-monding; hierr is geen voorstrand te herkennen, en ook zijn geen aan elkaar geschakelde duineneilanden aanwezig. Naar het land toe beginnen de wadgebieden.

a. Morfologie.

In de trechters der Jade- en Weser-monding: zeer grote platen en geulen; aan de overige kusten strekken zich benden de -10m, 20km lange zandtongen uit loodrecht op de kustlijn.

De helling van het strand tussen 0 en -10m is veel kleiner dan voor de Oostfriese eilanden. In de geulen van de mondingstrechters zijn reuzeribbels aanwezig.

b. Werkende krachten.

- Getijdestroom in de geulen met hoge stroomsnelheden.
- Op de platen grondaantastende deining.

c. Sedimenten.

- Opeenvolging van grof tot fijn: bovenaan middelmatig zandhoudendfijnzand, in de diepere gedeelten slibhoudend fijn zand en slib.
- In de geulen gedeeltelijk grove en middelmatige zandsorten met rijk schelpgehalte voor bepaalde gedeelten.

d. Structuren.

- In de geulen der trechtermondinngen met hoge stroomsnelheden en grovere sedimenten: megaribbels en reuzeribbels.
- Op de platen: overwegend laminaire zandlagen en kleinribbellagen, plaatselijk veel sporen van omwoeling, meestal door echinocardium.
- In de overgang naar het slibgebied: adervormige lagen.
- Op de zandtongen: overwegend kleine ribbellagen, zelden omwoelde structuren.

e. Biologische kenmerken.

- De geulen: praktisch vrij van endobionten.
- Op de platen: plaatselijk sterke nederzetting van de echinocardium.
- In het gebied der zandtongen, weinig endobionten.

5. Het slijkgebied ten zuidoosten van Helgoland.

- wordt afgezet door de gesuspendeerde deeltjes van de Weser, de Elbe en de Eider.

a. Morfologie.

- effen en vlakke zeebodem op ongeveer -20 à -35m diepte.

b. Werkende krachten.

- getijdestromen, zelden grondberoerende deining, maar zwakker dan in de onbeschermdde zandgebieden.

c. sediment.

- slibachtige klei tot slib met insluitels van fijn zand; gemiddelde diameter 0,001 à 0,035mm.

d. Structuur.

- Fijne zandlagen, laminaire lagen, dunne lagen slib, vlakke insluitels van fijne deeltjes, soms omwoelde structuren, bv. meervoudige gangen.

e. Biologische kenmerken.

- Geen intens bodemleven, callianassa, upogebia, echiurus.

6. Het zandachtig slijkgebied ten zuidwesten van Helgoland.

a. Morfologie.

- Bijna effen vlakke zeebodem op 35 à 40m diepte.

b. Werkzame krachten.

- Getijdenstroom, soms grondberoerende zeegang.

c. Sediment.

- Middelmatig zandhoudend, slibachtig fijnzand, gemiddelde diameter 0,09mm.

d. Structuur.

- Zeer sterke omwoeling, gedeeltelijk nestvormige aanrijkingen van middelmatige zandkorrels, boonvormige uitwerpselen. In de bovenste centimeters kan men een afwisselende laagstructuur van zand en slijk opmerken.

e. Biologische kenmerken.

- Callianassa, upogebia, sipunculus, echiurus, aphrodite, amphiura.

7. Het slibachtig fijnzand gebied.

Het slibachtig fijnzand gebied ligt tussen de gebieden met zand van de kusten en de beide slijkgebieden, het is gelegen op een diepte van 20 à 35m. In het oosten van het gebied ligt het tot zelfs boven de -10m lijn.

a. Morfologie.

- effen vlakke zeebodem.

b. Werkzame krachten.

- Getijdenstroom, soms grondberoerende deining.

c. Sediment.

- Slibachtig zand, gemiddelde diameter 0,09 - 0,15mm.

d. Structuur.

- Sterke omwoeling

- in het oosten op minder diepe plaatsen, waar het transport intenser is; adervormige lagen, afwisselende lagen zand/slijk, in de zandgebieden laminaire zandlagen.

e. Biologische kenmerken.

- echinocardium, lanice, scopoplos, angulus fabula.

& 5 Beweging der sedimenten onder invloed van de deining en het getijde in de zuidoostelijke Noordzee.

A. Invloed van de golven op het sedimenttransport.

Ten einde de invloed van de golfbeweging op het zandtransport in de Noordzee te kunnen nagaan, werd door W. Bakker de overschrijdingskans uitgerekend van de bodemsnelheden op de Noordzee ten gevolge van de orbitaalbeweging van de golven. Daar het hier een eerste onderzoek betrof, heeft hij genoeg genomen met globale aannamen.

Een indruk van de golfhoogten op de Noordzee geeft figuur 187. Hierin worden frequentietabellen gegeven van golf- en windwaarnemingen aan boord van drie Nederlandse lichtscheepen van 1949 tot en met 1957.

Als basis voor het onderzoek werden daaruit de golfgegevens van de lichtscheepen "Texel" en "Goeree", gemiddeld. De perioden worden als volgt geschematiseerd:

≤ 5	→	T = 5 sec.
5-7	→	T = 6 sec.
7-9	→	T = 8 sec.
9-11 en > 11	} →	T = 10 sec.

Voor iedere periode is in figuur 188 de kromme getekend, die de overschrijdingskans van een willekeurige golfhoogte in promillen weergeeft.

Op grond van theoretische overwegingen kan men komen tot de volgende formule voor de maximale bodemsnelheid \uparrow_{bodem} :

$$\uparrow_{\text{bodem}} = \frac{\pi H}{T \sinh \frac{2D}{L}} \quad (1) \quad \begin{array}{l} \text{waarin } H = \text{golfhoogte} \\ D = \text{diepte} \\ L = \text{golflengte,} \end{array}$$

behorende bij de gegeven diepte. Bij gegeven T kan men de golflengte L_0 in diep water berekenen uit:

$$L_0 = \frac{gT^2}{2} \quad (2) \quad \begin{array}{l} \text{waarin } g = \text{zwaartekrachts-} \\ \text{versnelling} \end{array}$$

De grootte van de factor $\sinh \frac{2\pi D}{L}$ werd getabelleerd door Wiegel als functie van D/L_0 .

De formule (1) staat grafisch weergegeven in figuur 189. Hierin staat $H/\uparrow_{\text{bodem}}$ uit als functie van de diepte D bij gegeven periode T. Behalve de krommen voor T = 5, 6, 8 en 10 sec. is de limiet voor de grote perioden ($T \rightarrow \infty$) aangegeven. $H/\uparrow_{\text{bodem}}$ stelt de golfhoogte voor, die een bodemsnelheid van 1m/sec bodem geeft.

Bij iedere willekeurige snelheid, diepte en één van de gegeven perioden kan dus de bijbehorende golfhoogte uit figuur 189 gevonden worden. Uit figuur 188 volgt dan de overschrijdingskans van een golf met deze hoogte en periode. De berekeningsperiode kan worden gedemonstreerd aan de hand van figuur 190. Hierin is de overschrijdingskans van de bodemsnelheden berekend voor een bodem, die op 50m diepte ligt. Wil men bijvoorbeeld weten welke overschrijdingskans een \uparrow_{bodem} van 0,01 m/s op 50 meter diepte heeft, dan beschouwt men de eerste kolom van figuur 190. De genoemde bodemsnelheid kan worden veroorzaakt door golven van 5, 6, 8 en 10 sec. Ieder van de bovenste getallen in de hokjes van de eerste kolom van figuur 189 geeft aan welke golfhoogte nodig is voor golven van respectievelijk 5, 6, 8 en 10 sec. om op 50m diepte een bodemsnelheid van 0,01m/s te geven (te vinden uit figuur 188). Ieder van de onderste getallen in de hokjes geeft aan, wat de overschrijdingskans is voor golven van de betreffende golfhoogte en periode (te vinden uit figuur 190). De som van deze overschrijdingskansen geeft dus de totale kans op een bodemsnelheid van 0,01 m/s.

Op dezelfde wijze kan men de overschrijdingskans uitrekenen van andere bodemsnelheden bij een diepte van 50m (zie overige kolommen van figuur 191). Zet men het resultaat uit, dan ontstaat een overschrijdingskromme voor \uparrow bodem geldend voor een diepte van 50 meter (zie figuur 190).

Op dezelfde manier kan men ook overschrijdingskrommen berekenen, geldend voor andere diepten. Men zie figuur 191, waarin overschrijdingskrommen gegeven zijn voor $D = 2, 4, 6, 10, 14, 18, 22, 28, 36, 45$ en 50 meter.

De lijnen van $D = 2, 4$ en 6 meter zijn voor dit onderzoek van weinig betekenis. Ze zijn afgebroken waar de golfhoogte de brekerhoogte zou overtreffen ($H_{br} = 3/4 D$). De lijnen van $D = 28, 36, 45$ en 50 meter vertonen een sterk bochtig verloop. Dit komt doordat de perioden van 7 t/m 9 sec, geschematiseerd zijn tot 8 sec, waardoor de golfhoogten behorende bij deze perioden pas hun gewicht in de schaal werpen bij een overschrijdingskans van 15,3 % (fig.

De fig. (192 tot 195) geven de maximale bodemsnelheden op de Noordzee aan met de overschrijdingskansen van respectievelijk 90 %, 50 %, 10 % en 1 %. Ter vergelijking met getijstroomsnelheden is fig. 197 opgenomen, die de over de diepte gemiddelde maximale getijstroomsnelheden geeft zoals deze zijn afgeleid uit de stroomatlas (cfr supra). De snelheden die voor 90 % en 50 % overschreden worden zijn verwaarloosbaar klein ten opzichte van de stroom door getijde in een gebied dat zo goed als samenvalt met het gehele zuidelijke bekken van de Noordzee. Pas bij de overschrijdingskans van 10 % krijgt de orbitaalbeweging een gelijke grootte-orde als de getijstroom in stroken langs de Engelse - en Belgisch-Nederlandse kust. In het laatste geval kan de getijstroom plaatselijk overtroffen worden. Bij een overschrijdingskans van 1 % komt de orbitaalbeweging over grote gebieden behalve de diepste op de voorgrond.

B. Invloed van de getijdestromen.

Waterbeweging in het zuidelijke bekken van de Noordzee wordt veroorzaakt door factoren als getij, stormvloeden, deining en ter plaatse opgewekte windgolven. Om de invloeden van deze factoren op het zandtransport met elkaar te kunnen vergelijken, werd door P. Bangert een grove benadering gegeven van de invloed van het gemiddelde getij op het zandtransport. Deze grove benadering had ten doel de vraag te beantwoorden of al dan niet zandtransport optreedt tengevolge van getijstromen.

1. Watersnelheden in de Noordzee tengevolge van het getij.

Uit de stroomatlassen zijn gegevens geput die tot de samenstelling van figuur 197 hebben geleid. Het is een kaartje van het zuidelijk bekken van de Noordzee. Hierin zijn plaatselijk optredende maximale getijstroomsnelheden getekend. Ze hebben betrekking op gemiddelde omstandigheden, op de bovenste 3m water van de verticaal en worden verder met v_{opp} aangeduid.

Om de gemiddelde snelheid \bar{v} over de verticaal te berekenen is uitgegaan van een parabolische snelheidsverdeling van de 7de graad:

$$v = v_{opp} \left(\frac{z}{D}\right)^{\frac{1}{7}}$$

$z =$ hoogte boven de bodem
 $D =$ diepte

De gemiddelde snelheid \bar{v} wordt dan:

$$\bar{v} = \frac{1}{D} \int_0^D v \cdot dz = \frac{v_{opp}}{D} \int_0^D \left(\frac{z}{D}\right)^{\frac{1}{7}} \cdot dz = \frac{7}{8} v_{opp} \left(\frac{z}{D}\right)^{\frac{8}{7}} \Big|_{z=0}^{z=D}$$

$$\bar{v} = \frac{7}{8} v_{opp}$$

De plaatselijke snelheden in de figuren 197 zijn uitgedrukt in zeemijlen per uur. Door deze te vermenigvuldigen met 0,45 (= 7/8 X 0,5144) is \bar{v} tevens herleid tot meters per seconde. Afgerond op 5-tallen centimeters per seconde is het resultaat ingetekend op de fig. 198. Deze plaatselijk optredende, maximale getijstroomsnelheden, gemiddeld over de diepte, noemen wij in het vervolg \uparrow .

In figuur 198 is elk gebied met een bepaalde \uparrow door een bepaalde kleur aangegeven. Voor de bodemdiepte en gesteldheid verwijzen we naar hoofdstuk III: de tabel op pag. 57 en de fig. 33

2. De relatie tussen sedimenttransport, korrelgrootte en de gemiddelde watersnelheid.

Zoals gezien in &l B van dit hoofdstuk kan men volgens de theorie van Einstein het bodemtransport uitdrukken in een dimensieloze transport functie \bar{M} , die een functie is van een andere dimensieloze grootte ψ . De formules luiden respectievelijk:

$$\phi = \frac{q_z}{\rho_z g} \left(\frac{\rho_w}{\rho_z - \rho_w} \right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{1}{gd^3} \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{en} \quad (1)$$

$$\psi = \frac{\rho_z - \rho_w}{\rho_w} \frac{d}{R I_e} \quad (2)$$

waarin: q_z = de hoeveelheid zand in transport, per eenheid van breedte en tijd, gewogen in droge toestand.

ρ_w, ρ_z = respectievelijk soortelijke massa van water en zand.

g = zwaartekrachtsversnelling.

d = korreldiameter

I_e = helling van de energielijn

R = hydraulische straal.

De dimensieloze grootheid ψ geeft de verhouding aan tussen de toelaatbare en de optredende schuifspanning op een laagje van de bodem. Deze spanningen zijn respectievelijk evenredig met $(\rho_z - \rho_w)gd$ en $\rho_w g R I_e$. In de transportcapaciteit ϕ is onder andere de tijd verwerkt, die een deeltje nodig heeft om een hoogte gelijk aan zijn diameter te zinken. Deze tijd is evenredig met

$$\sqrt{\frac{d \rho_w}{g(\rho_z - \rho_w)}}$$

Herleiding van (1) en (2) tot eenvoudiger vormen is mogelijk als men het volgende aanneemt:

- a) éénvormig sediment. Deze aanname heeft een rol gespeeld bij de schematisatie van de bodemkaart. Bij het kiezen van de korreldiameter is hier enigszins rekening mee gehouden.
- b) het bodemtransport is maatgevend. Omdat dit onderzoek slechts een kwalitatief antwoord moet geven is het zwevend transport verwaarloosd.
- c) constant poriëngehalte.
- d) geen cohesie. De fijnste fractie heeft een gemiddelde korreldiameter van 100μ . Einstein neemt 61μ als grens waarboven de cohesie verwaarloosbaar is.

- e) geleidelijke veranderingen in de stroom. Binnen een afstand van $100 d$ moet de verandering in snelheid verwaarloosbaar zijn. Dit is in het algemeen zeker het geval.
- f) de ruwheid van de bodem wordt zuiver bepaald door de ruwheid van de korrels en niet door de ruwheid van de bodemribbels. Deze aanname is uiteraard niet juist. De kwalitatieve resultaten worden er echter niet door beïnvloed; daar waar volgens deze aanname het grootste transport wordt gevonden, zal het ook optreden in de werkelijkheid. In de notatie van Einstein betekent deze aanname, dat R' gelijk is aan R'' (hydraulische straal is gelijk aan natte oppervlak/natte omtrek), dus gelijk aan de diepte D gesteld wordt. Einstein verdeelt het natte oppervlak A in twee delen A' en A'' , waardoor hij twee hydraulische stralen R' en R'' verkrijgt. Hieruit vindt hij de schuifspanningssnelheden v_*' en v_*'' . In de ene verwerkt hij de ruwheid van het korreloppervlak en in de andere de ruwheid van de ribbels.
- g) zeer flauwe bodemhellingen.

Het is nu mogelijk ψ uit te drukken in \bar{v}/\sqrt{gd} , waarin \bar{v} de gemiddelde watersnelheid voorstelt. Evenzo kan ϕ in $Q/d/\sqrt{gd}$ uitgedrukt worden, waarbij Q het volume zand voorstelt, dat per tijds- en per breedte-eenheid getransporteerd wordt. De vorm $Q/d/\sqrt{gd}$ stelt het aantal lagen zand voor, waarin het bodemtransport zou kunnen plaatsvinden als de snelheid van het zand \sqrt{gd} zou zijn en de pakking van het getransporteerde materiaal dezelfde zou zijn als die van het gesedimenteerde.

De herleiding van ϕ tot de watersnelheid heeft als uitgangspunt de formule van Chezy:

$$\bar{v} = C\sqrt{RI_e}$$

waarin C niet dimensieloos is. Daarom is het beter de dimensieloze λ in te voeren, die de volgende relatie tot C heeft: $\lambda C^2 = 8 g$. De formule van Chezy wordt dan:

$$\bar{v} = \sqrt{\frac{8}{\lambda}} \sqrt{gRI_e} = \sqrt{\frac{8}{\lambda}} v_*$$
$$RI_e = \frac{\lambda \bar{v}^2}{8g} \quad (3)$$

Hierin stelt v_* de schuifspanningssnelheid voor.

De volgende tabel geeft de verhouding tussen C , λ en $\frac{\bar{v}}{v^*}$:

	wrijving groot	wrijving gemiddeld	wrijving klein
C	20	50	80
λ	0,2	0,03	0,01
$\frac{\bar{v}}{v^*}$	9	16	28

Na het invullen van (3) in ψ , zoals deze in (2) gegeven is blijkt, dat de relatie bestaat:

$$\psi = \frac{\rho_z - \rho_w}{\rho_w} \frac{8}{\lambda} \frac{gd}{\bar{v}^2}$$

We kiezen in plaats van ψ een nieuwe onafhankelijk variabele, te weten een dimensieloze snelheid,

$$v' = \frac{\bar{v}}{\sqrt{gd}}$$

waarbij geldt:

$$v' = \sqrt{\frac{\rho_z - \rho_w}{\rho_w} \frac{8}{\lambda}} \frac{1}{\sqrt{\psi}} \quad (4)$$

Verder kan ϕ als volgt tot Q worden herleid: het gewicht van Qm^3 zand is bij een gehalte van vast stof p , uiteraard gelijk aan:

$$q_z = \rho_z g p Q$$

Daardoor wordt ϕ :

$$\phi = p \left(\frac{\rho_w}{\rho_z - \rho_w} \right)^{\frac{1}{2}} \frac{Q/d}{\sqrt{gd}}$$

De rechter factor geeft dus het denkbeeldig aantal lagen Q' , dat zich met een snelheid \sqrt{gd} beweegt:

$$Q' = \frac{1}{p} \sqrt{\frac{\rho_z - \rho_w}{\rho_w}} \cdot \phi \quad (5) \quad \text{waarin} \quad Q' = \frac{Q/d}{\sqrt{gd}}$$

In figuur 199 is het aantal lagen Q' uitgezet als functie van de (dimensieloze) watersnelheid v' , waarbij voor de constanten is genomen:

$$\beta_z = 2,5 \beta_w \quad \lambda = 0,03 \quad p = 0,7$$

Daardoor worden de formules (4) en (5) respectievelijk:

$$v' = \frac{20}{\sqrt{\psi}} \quad (4a) \quad \text{en} \quad Q' = 1,75 \phi \quad (5a)$$

3. Uitwerking.

In figuur 199, afgeleid in punt 2, wordt het sedimenttransport gegeven als functie van de dimensieloze watersnelheid v' , gelijk aan de watersnelheid \bar{v} gedeeld door \sqrt{gd} . Er is nu berekend, welke waarden \bar{v}/\sqrt{gd} aanneemt bij de maximale getijstroom in de Noordzee, met andere woorden, de grootte van \bar{v}/\sqrt{gd} .

Bij iedere bodemsoort uit de tabel op pag. 57 is de bijbehorende \sqrt{gd} berekend; deze staat eveneens in de tabel vermeld. Uit de figuren 33 en 198 en de tabel pag. 57 is de grootte van \bar{v}/\sqrt{gd} berekend en ingetekend in fig. 200. Waar \bar{v} plaatselijk op de grens van twee bodemsoorten voorkwam werd voor \sqrt{gd} een tussenwaarde gekozen. Het patroon van lijnen van gelijke waarden werd tenslotte in figuur 200 geschetst.

4. Conclusie.

Ten einde het bodemtransport tengevolge van getijstromen te beschouwen, moet men de figuren 199, 200 naast elkaar leggen. Figuur 200 geeft de grootte van de dimensieloze v' ($= \bar{v}/\sqrt{gd}$) aan bij maximale getijstroom en figuur 199 de grootte van het dimensieloze transport van sediment Q' bij gegeven v' :

$$Q' = \frac{Q/d}{\sqrt{gd}}$$

Daar de hiervoor gebruikte uitwerking een ruwe eerste benadering is, mag aan de absolute waarde van de transportcijfers geen betekenis worden gehecht. De berekening geeft alleen een kwalitatief inzicht. Uit de figuren volgt, dat het sedimenttransport tengevolge van getijstromen vrijwel nergens te verwaarlozen is. Langs de kust treden hoge waarden op, in het bijzonder voor de Engelse kust van dit gedeelte van de Noordzee.

Er wordt nog op gewezen, dat het hier berekende sedimenttransport plaats vindt als de getijstroom maximaal is. Over het gemiddelde zandtransport per getij wordt dus geen enkele conclusie getrokken.

HOOFDSTUK IX

Regime instabiliteit van de kusten

(Toegepast op het beschouwde gebied)

& 1 De falaise kusten (Noord-Frankrijk).

We verwijzen naar hoofdstuk V & 1 B, voor de vorming en de afbraak der falaisekusten.

& 2 De kustlijn van Duinkerke tot de Jade.

De kustlijn bestaat uit een zandkust onderbroken door het Deltagebied van de grote West-Europese stromen. Wat de duinen en de opbouw- en verplaatsingsmechanismen betreft, verwijzen we naar hoofdstuk V, & 2, B.

A. Theoretische behandeling van de kustlijn.

1. Regime van een zandkust.

a. Het transversaal evenwichtsprofiel.

1) Inleiding.

Het dwarsprofiel van een zandige kust wordt in hoofdzaak gevormd door materiaalverplaatsingen haaks op de kust. Het transport evenwijdig aan de kust heeft alleen invloed, als de getransporteerde hoeveelheden materiaal van plaats tot plaats verschillen. In het navolgende zal de invloed van het langstransport buiten beschouwing blijven en zullen uitsluitend de materiaalverplaatsingen haaks op de kust aan een onderzoek worden onderworpen.

Door de golven wordt er materiaal verplaatst. Op diep water bewegen de waterdeeltjes in banen, welke vrijwel cirkelvormig zijn. De diameter van deze orbitaalcirkels neemt af met de diepte; op diep water is de diameter aan de bodem gelijk aan nul.

In ondiep water bewegen de waterdeeltjes niet meer in cirkelvormige doch in elliptische banen. Aan de bodem wordt de korte as van de ellips nul, zodat de waterdeeltjes op ondiep water langs de bodem heen en weer bewegen.

De cirkelvormige of elliptische banen zijn niet helemaal gesloten; na één rondgaande baan beschreven te hebben komt het waterdeeltje niet meer precies op dezelfde plaats terug, doch is over een geringe afstand in de voortplantingsrichting van de golf verplaatst. Er is dus een resulterend watertransport.

Op ondiep water is er aan de bodem, indien de orbitaal-snelheden groot genoeg zijn om bodemmateriaal in beweging te brengen, derhalve ook een materiaaltransport in de voortplantingsrichting van de golven. Aangezien golven altijd naar de kust toe bewegen, veroorzaakt de golf altijd een transport van bodemmateriaal naar de kust toe.

Op diep water (waterdiepte groter dan de halve golflengte) is het materiaaltransport vrijwel nihil. Wordt de diepte geringer, dan is de golf in staat om een steeds grotere hoeveelheid materiaal in de richting van de kust te verplaatsen. Deze hoeveelheid bereikt een maximum op die diepte waarop de golf breekt. Een toename van de getransporteerde hoeveelheid materiaal in transportrichting betekent in het algemeen erosie.

De golven moeten het materiaal verplaatsen tegen de helling op. De zwaartekracht verzet zich hier tegen. Hoe steiler de helling, des te groter is de tegenwerking van de zwaartekracht. Hoe ondieper het water, des te groter is het transporterend vermogen van de golven. Indien er ooit een evenwichtsprofiel ontstaat, moet het dus een concaaf profiel zijn, waarvan de helling in landwaartse richting toeneemt. Afgezien van de zogenaamde brekerruggen, vindt men aan alle zandige kusten gemiddeld een helling, welke in zeewaartse richting afneemt. Hiermede is niet gezegd, dat dit evenwichtsprofielen zouden zijn. Aan de beschouwde kust is de gemiddelde helling van het vaste strand ongeveer 1/50. Zeewaarts is deze helling reeds spoedig afgenomen tot 1/100, terwijl op grote afstand uit de kustlijn nog veel flauwer gemiddelde hellingen voorkomen.

Behalve golven en zwaartekracht is er nog een derde invloed, welke op het dwarsprofiel inwerkt. Dat is de wind, welke zand over het strand kan verplaatsen en daaruit, met behulp van de vegetatie, duinen kan vormen.

2. Differentiaalvergelijking van het dwarsprofiel.

In het "Technical Memorandum" nr 126 van de Beach Erosion Board wordt voor de grootte van het materiaaltransport door golven een formule gegeven, welke in verkorte notatie luidt:

$$q_g = -K \left(\frac{2\bar{u}h}{L} \right)^2 \frac{1}{\left(Sh \ 2 \ \frac{z}{L} \right)^2} \quad (1)$$

In voorgaande formule is K een constante, welke uitsluitend afhangt van de aard van het bodemmateriaal; h is de golfhoogte, L is de golflengte terwijl z de diepte onder de waterspiegel is. Het minteken wordt ingevoerd voor het landwaartse transport. In deze formule is geen rekening gehouden met de vervorming, welke de golf ondergaat doordat hij steeds op ondieper water komt, met andere woorden: h en L worden als constant beschouwd, onafhankelijk van de afstand n uit de kustlijn.

Voor het gebied nabij de kust is de waarde van $2\pi \frac{z}{L}$ altijd tamelijk klein. In zo'n geval mag men $Sh 2\pi \frac{z}{L}$ vervangen door $2\pi \frac{z}{L}$. Hierdoor gaat de formule (1) over in:

$$q_g = -K \frac{h^2}{z^2} \quad (2)$$

Volgens deze beschouwing mag de invloed van de golflengte L nabij de kust derhalve verwaarloosd worden. In werkelijkheid is dit waarschijnlijk niet zo.

De formule (2) geldt niet meer voor brekende golven, dus geldt niet meer als z kleiner is dan 1,3 h (3)

Aan het zeewaartse einde van de brekerszone is het transporterend vermogen van de golven derhalve maximaal en bedraagt:

$$q_{\max} = -\frac{K}{1,69} \quad (4)$$

Het materiaaltransport, dat bewerkstelligd wordt door de zwaartekracht, wordt evenredig gesteld met de hellingshoek:

$$q_z = \gamma \frac{dz}{dx} \quad (5)$$

In een zeewaartse richting is q_z positief.

Het totale transport q in zeewaartse richting bedraagt derhalve:

$$q = \gamma \frac{dz}{dx} - K \frac{h^2}{z^2} \quad (6)$$

De continuïteitswet luidt:

$$\frac{\partial q}{\partial x} = c \frac{\partial z}{\partial t} \quad (7)$$

In verband met (6) wordt dit:

$$\gamma \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + 2 K \frac{h^2}{x^3} \frac{\partial z}{\partial x} = C \frac{\partial z}{\partial t} \quad (8)$$

In het algemeen bestaat er voor de partiële differentiaalvergelijking (8) geen analytische oplossing, welke aan de vereiste randvoorwaarden voldoet.

3. Het evenwichtsprofiel.

Een evenwichtsprofiel is aanwezig indien z nergens met de tijd verandert; dus als

$$\frac{\partial z}{\partial t} = 0$$

Krachtens de continuïteitswet is dan ook

$$\frac{\partial q}{\partial x} = 0$$

zodat q een constante waarde over het gehele profiel moet hebben in de vergelijking:

$$q = \gamma \frac{dz}{dx} - K \frac{h^2}{z^2}$$

Indien q een landwaarts transport is, is q negatief; voert men in: $-q = q_p$, dan is de oplossing van deze vergelijking:

$$x + C_1 = \frac{\gamma h \sqrt{K}}{q_p \sqrt{q_p}} \left\{ \lg \sqrt{\frac{1+u}{1-u}} - u \right\}$$

waarin $u = \frac{z}{h} \sqrt{\frac{q_p}{K}}$

Is q zeewaarts gericht, dan is de oplossing

$$\operatorname{tg} \left(\sqrt{\frac{q}{K}} \frac{z - \frac{q}{\gamma} x}{h} \right) = \frac{z}{h} \sqrt{\frac{q}{K}} + C_2$$

Bij positieve q wordt het profiel vanuit de brandingszone met een constante hoeveelheid gevoed. Bij negatieve q wordt een constante hoeveelheid vanuit zee naar de brandingszone gevoerd.

4. Het nulprofiel.

Het nulprofiel is het bijzondere evenwichtsprofiel waarbij overal het totale transport $q = 0$.
Derhalve geldt:

$$\gamma \frac{dz}{dx} = K \frac{h^2}{z^2} \quad (9)$$

Integratie van deze vergelijking levert:

$$z^3 = \frac{3K}{\gamma} h^2 (x + x_0)$$

Stelt men: voor $x = 0$ is $z = 0$ dan is $x_0 = 0$
waardoor de vergelijking overgaat in:

$$z^3 = \beta h^2 x \quad (10)$$

waarin $\beta = \frac{3K}{\gamma}$, een voor de kust karakteristieke constante, welke alleen afhangt van de aard van het bodemmateriaal.

Voorts vindt men:
$$\frac{dz}{dx} = \frac{1}{3} \beta \frac{h^2}{z^2} \quad (11)$$

Voor $z = 0$ is $\frac{dz}{dx} = \infty$, de diepte z kan echter niet nul worden gesteld, daar de golf breekt als $z = 1,3 h$ en de formule niet meer geldt voor z kleiner dan $1,3 h$.

Voor $z = 1,3 h$ is $x = \frac{(1,3)^3}{\beta} h$ en $\frac{dz}{dx} = \frac{\beta}{3 \times 1,69}$

5. Het profiel in de brekerzone.

Aan het zeewaartse einde van de brekerzone is $z = 1,3 h$ en het golftransport $q_g = - \frac{K}{1,69}$

Indien de golf hier breekt als "plunging breaker" of overstortende brekers, dan vernietigt zij zichzelf aan het begin van de brekerzone. In de rest van de brekerzone is dan geen golf meer aanwezig; en dus ook geen zandtransport door golven. Al het materiaal dat de golven dus eventueel uit zee aanvoeren, slaat dus neer aan het begin van de brandingszone, onder de "plunging breaker". Een "plunging breaker" treedt aan onze vlakke stranden vrijwel nimmer op. Meestal breken de golven als "spilling breaker" of overschuivende breker. Deze ontstaat op de diepte $z = 1,3 h$ en loopt als breker door tot de waterlijn.

De snelheid neemt hierbij iets af, doch belangrijker is, dat de hoogte ook afneemt en wel zodanig, dat de brekershoogte nooit groter wordt dan $z/1,3$. Als eerste benadering kan men stellen, dat in een "spilling breaker" h evenredig met z afneemt. Dit betekent, dat in de gehele brekerszone het transport door golven constant is en gelijk aan:

$$q_{\max} = \frac{K}{1,69}$$

Wil het profiel in de brekerzone een nulprofiel zijn, dan moet het totale transport in ieder punt gelijk aan nul zijn. Dus moet ook het transport q_z door de zwaartekracht overal in de brekerzone dezelfde zijn (namelijk $q_z = K^2/1,69$). Dit kan alleen als dz/dx in de brekerzone constant is. Het nulprofiel in de brekerzone is dus een rechte lijn, welke raakt (op $z = 1,3 h$) aan de derdegraads-parabool buiten de brekerzone.

De helling van deze rechte lijn is $\frac{dz}{dx} = \frac{\beta}{3 \times 1,69}$.

De helling in de brekerzone is dus niet afhankelijk van de waterdiepte en ook niet van de golfhoogte, doch uitsluitend van de aard van het bodemmateriaal. Deze helling is vermoedelijk identiek met de gemiddelde helling van het natte strand. Gemiddeld bedraagt deze voor de beschouwde kust $1/50$. Wij kunnen dus uit deze overwegingen de waarde van de karakteristieke constante globaal bepalen,

daar $\frac{\beta}{3 \times 1,69} = \frac{1}{50}$, waaruit volgt: $\beta \approx 0,1$.

b. Vervorming van het transversaal evenwichtsprofiel door materiaal transport loodrecht op de kust.

Langs de beschouwde kust komen dergelijke gelijkmatige nulprofielen echter nauwelijks voor. Het merendeel van de gemeten profielen vertoont een aantal zogenaamde brekerruggen.

Het ontstaan van deze ruggen is voorlopig nog een tamelijk raadselachtige zaak. De naam suggereert min of meer, dat ze ontstaan door de brekende golven. Het is mogelijk, dat inderdaad de brekende golf voor het verschijnsel verantwoordelijk is. Men kan zich echter moeilijk indenken, dat deze onregelmatigheden in het profiel door "spilling breakers" te voorschijn worden geroepen. Een "plunging breaker" als oorzaak lijkt aannemelijker. Denkt men zich het theoretische geval van een enkelvoudige golf, welke breekt op $z = 1,3 h$, en welke bij dit proces zijn energie volledig verliest, dan zal het zand, dat de golf meevoerde, ongeveer neerslaan ter plaatse van de breking. Bij een ingewikkelder golfhoogtespectrum zullen op deze wijze enige ruggen achter elkaar kunnen ontstaan. Het patroon van de ruggen in een profiel zou dan min of meer een afspiegeling moeten zijn van het golfhoogtespectrum, waaronder zij zijn gevormd.

Veelal is de meest zeevaartse rug betrekkelijk laag, hetgeen erop zou kunnen wijzen, dat de hoge golven in het spectrum weinig talrijk waren. Dan volgt meestal een rug van groter formaat, welke dan zou zijn veroorzaakt door de belangrijkste band uit het spectrum. Meer naar de kust toe treft men dan veelal nog een of twee kleinere ruggen aan, ontstaan door de laagste golven van het spectrum. Verondersteld moet dan echter worden, dat de golven van het spectrum breken als "plunging breaker". Voor zover kon waargenomen worden, komen aan onze kust bij normaal weer geen "plunging breakers" voor. Mogelijk wel bij stormvloed. Brekerruggen zouden dan uitsluitend tijdens stormvloed ontstaan.

Trachten we dit eens na te rekenen. Als voorbeeld wordt een profiel gekozen, waarvan de meest zeevaartse rug begint op een diepte van N.A.P. + 6.00 m en waarvan de top ligt op N.A.P. + 5.00 m. Stel dat deze rug ontstaan is tijdens een stormvloed met een gemiddeld stormvloedspeil van N.A.P. + 3.00 m, dan is de brekerdiepte $z_b = 9.00\text{m}$ geweest. Aannemende, dat $z_b = 1,3 h_b$, dan zou $h_b = 9.00/1,3 = 7.00\text{m}$ de grootste golfhoogte uit het spectrum geweest zijn. Op de top van de meest zeevaartse rug was aanwezig $z_b = 8.00\text{m}$, waarop nog juist golven van $h = 6,15$ braken. De meest zeevaartse rug heeft dus de golfhoogten van 7.00m tot 6,15m uit het spectrum gezeefd.

De volgende rug ligt met zijn top op N.A.P. + 3.00m, zodat daarop nog golven braken met $h = 6.00/1,3 = 4,60\text{ m}$. Deze rug, welke de grootste uit het profiel is, zou dan door golven met hoogten tussen 6,15m en 4,60m moeten zijn gevormd, terwijl dit golfhoogtebereik het voornaamste deel van het golfhoogtespectrum zou hebben gevolgd.

Het blijkt, dat als men de zaak op deze wijze narekent, men niet op onwaarschijnlijke of onmogelijke waarden voor de golfhoogten uitkomt. Helemaal duidelijk wordt het verschijnsel echter nog niet. Men moet haast wel aannemen, dat in het golfhoogtespectrum bepaalde pieken voorkomen. In ieder geval is het verschijnsel gecompliceerder, dan uit de voorgaande globale berekening volgt. Indien een rug eenmaal ontstaan is, zal hij een steeds groter deel van het golfhoogtespectrum naar zich toetrekken en daardoor onevenredig groeien. De over de rug heengaannde golven, die op de volgende breken, zullen eerstgenoemde echter verlagen.

Tenslotte is het mogelijk, dat de brekerruggen helemaal niet ontstaan door golven tijdens stormvloed. In plaats van de ruggen, kan men de daartussen liggende geulen als de elementaire onderdelen van het profiel beschouwen. Zijn deze geulen misschien door langsstromingen uitgeslepen ?

Trekt men in een gemeten profiel door een top van een rug een horizontale lijn en bepaalt men het snijpunt van deze lijn met de zeewaartse helling van de volgende rug, dan blijken de aldus verkregen snijpunten in de meeste profielen op een parabool te liggen (welke ongeveer aan het natte strand raakt), die ongeveer aan de vergelijking van het nulprofiel voldoet. Voor zover thans bekend, blijven deze snijpunten zich in de opeenvolgende jaren ongeveer langs dezelfde parabool bewegen. Ofschoon deze onderzoeken nog slechts in een beginstadium verkeren, wijzen de reeks beschikbare resultaten niet in de richting van een stelsel van langsgoulen, dat door langsstromingen wordt gevormd, doch meer in de richting van ruggen, welke door dwarstransport worden vervormd. En dus mogelijk ook door dwarstransport worden gevormd.

Tot dusver kan nog geen aannemelijke verklaring worden gegeven van het eigenaardige feit, dat langs de Delflandse kust nauwelijks brekerruggen voorkomen. Tekent men alle profielen van dit kustvak over elkaar heen, dan verkrijgt men een bundel lijnen, waarvan de omhullenden ten hoogste 1 meter uit elkaar liggen en het daartussen liggende gemiddelde profiel een parabolisch nulprofiel vormt.

Uit het voorgaande moge blijken, dat omtrent de vorming van brekerruggen nog weinig bekend is. Over de vervorming van de ruggen is meer bekend. Bij normale weersgesteldheid liggen de meeste ruggen zo diep, dat daarop geen golven meer breken. De golven verplaatzen echter wel zand op de ruggen.

De zeewaarts gerichte hellingen van de ruggen liggen steiler dan overeenkomt met de helling van het nulprofiel op die diepten. Hier heeft dus bij normaal weer de werking van de zwaartekracht de overhand, en langs deze zeewaartse hellingen beweegt dus enig zand zeewaarts. De helling wordt daardoor op de duur flauwer.

Op de landwaarts gerichte hellingen werkt de zwaartekracht in dezelfde richting als de golf. Hier treedt dus een landwaarts gericht zandtransport op, waarbij de verplaatste hoeveelheden veel groter zijn dan die op de zeewaarts gerichte hellingen. Over het gehele profiel gerekend is er dus een overschot van zand, dat naar de kust toe beweegt. Morfologisch gezien, bewegen de ruggen zich echter zeewaarts, waarbij ze steeds flauwer hellingen verkrijgen, de toppen lager worden en het volume van de rug kleiner wordt.

Dit eigenaardige morfologische gedrag van de ruggen, dat hierboven langs theoretische weg werd afgeleid, is door metingen bevestigd. Volgens dit inzicht bewegen de ruggen bij normaal weer echter altijd zeewaarts, onverschillig of men met een aangroeiende of een eroderende kust te doen heeft. Slechts bij stormweer kan deze beweging ophouden of in tegengestelde richting plaatsgrijpen.

Zowel tijdens storm als bij normale weersgesteldheid zal er echter altijd zand naar de kust toe worden getransporteerd. Globaal kan men het zandtransport vermoedelijk wel beschrijven als volgt: bij stormweer wordt van ver uit zee zand naar de kust gebracht en neergelegd in de vorm van brekerruggen; bij normale weersgesteldheid wordt dit in "bulk" neergegooide zand bij kleine hoeveelheden langzaam verder naar het strand vervoerd.

Het is helaas niet mogelijk berekeningen op te zetten of formules te geven voor dit zandtransport. Kwantitatieve beschouwingen kunnen nauwelijks worden gegeven en we moeten ons noodgedwongen beperken tot een kwalitatieve benadering van het probleem. Het lijkt erop, dat we het mechanisme van de zandverplaatsingen in de vooroever nog slechts zeer onvolledig kennen en begrijpen.

c. Het langspaniel: evenwicht en vervorming.

1. Grondslagen.

- a - Er worden slechts twee hoofdfactoren beschouwd welke het materiaaltransport beheersen, namelijk golfwerking en stroomwerking; alle werkingen worden verwaarloosd.
- b - Door golven wordt slechts materiaal verplaatst in de voortplantingsrichting van de golf.
- c - De door golven getransporteerde hoeveelheid materiaal is een functie van de intensiteit (energie) van de golf.
- d - De door golven getransporteerde hoeveelheid materiaal is een functie van de waterdiepte, waarbij voor ieder golftype een bepaalde kritieke waterdiepte D_k bestaat, zodanig, dat het transport nul is als D groter is dan D_k .
- e - De richting van de stroom (getijstroom) is steeds evenwijdig aan de kust. Stroomcomponenten haaks op de kust worden verwaarloosd.
- f - De resulterende hoeveelheid materiaal, welke in één getijperiode wordt verplaatst, is een functie van het tijdsverschil en beweegt zich in de richting van de vloedstroom. (Vat men het getij op als een golf, dan is deze aanname dus in overeenstemming met de aannamen over de golfwerking hierboven vermeld).
- g - Assenstelsel: de x-as ligt evenwijdig aan de kustlijn; x is positief in de richting van het langtransport. De y-as ligt haaks op de kustlijn met de positieve zijde landwaarts. De z-as ligt verticaal, met de positieve zijde naar beneden.

2. Langtransport en evenwichtsprofiel.

De kritieke waterdiepte D_k ligt op een afstand B van de kustlijn. In verband met de punten e, d en f van 1, beweegt er door een verticaal vlak evenwijdig aan de kust en op afstand B daarvan, geen materiaal.

Door de kustlijn beweegt eveneens geen materiaal (bevingen van de kustlijn worden ten aanzien van de materiaalbalans in rekening gebracht als hoogteverandering van de bodem), zodat het totale materiaaltransport door water zich als langtransport afspeelt in een strook ter breedte B.

Is het totale transport (transportcapaciteit) in deze strook Q dan volgt uit de continuïteitsvoorwaarde dat:

$$B \frac{\delta z}{\delta t} = \frac{1}{1-n} \frac{\delta Q}{\delta x}$$

waarin n het poriënpercentage van de bodem is.

De grootte $\delta z / \delta t$ stelt de snelheid voor, waarmee de hoogteligging van de bodem verandert, is $\delta z / \delta t$ positief dan treedt erosie op; is $\delta z / \delta t$ negatief dan treedt aanzanding op. Is $\delta z / \delta t = 0$, dan is de kust in evenwicht.

De voorwaarde voor het evenwicht van een kust is derhalve:

$$\frac{\delta Q}{\delta x} = 0$$

hetgeen betekent dat Q onafhankelijk van x is, of met andere woorden, dat in ieder punt (dwarsdoorsnede) van de kust dezelfde hoeveelheid materiaal wordt getransporteerd (dezelfde transportcapaciteit aanwezig is).

Treedt erosie op, dan neemt Q toe in x-richting; bij aanzanding neemt Q af in x-richting. In het algemeen blijkt hieruit, dat het gedrag van een kust (erosie, evenwicht of aanzanding) afhangt van de veranderingen welke Q langs de kust ondergaat. Evenwicht van een kust (lijn) is alleen mogelijk als de transportcapaciteit overal langs de kust even groot is.

De transportcapaciteit hangt af van de golfwerking en van de stroomsterkte. Stel het transport door stroom = Q_s en het transport door golfwerking = Q_g dan geldt:

$$Q = Q_s + Q_g$$

Ingevolge punt 1, e, wordt Q_s evenredig gesteld met het tijverschil. Neemt dus het tijverschil in vloedrichting langs de kust af, dan wordt $\delta Q / \delta x$, negatief en veroorzaakt de (getij)stroom langs de kust aanzanding en een regressie van de kustlijn.

Neemt het tijverschil in de vloedrichting toe, dan veroorzaakt de getijstroom erosie van de kust en transgressie van de kustlijn. Langs de Nederlandse kust neemt het tijverschil af van Cadzand tot Den Helder, zodat de getijstroom dit kustgedeelte zou moeten doen aangroeien. Voor de kust langs de Waddeneilanden geldt het omgekeerde.

De transportcapaciteit Q_g ingevolge golfwerking zal afhangen van de golfintensiteit alsmede van de hoek α , welke de voorplantingsrichting van de golven maakt met de normaal op de kustlijn. Wat dit laatste betreft zou men het langstransport langs de kust evenredig kunnen stellen met $\sin \alpha$. Bij een rechte kust is de transportcapaciteit uit dien hoofde dus overal gelijk. Is de kustlijn echter gebogen dan verandert $\sin \alpha$ met x en is dus Q_g een functie van x .

Het blijkt dat de invloed van de invalshoek voldoet aan een eenvoudige regel, een holle kust groeit aan, een holle kust erodeert onder invloed van golfwerking, indien de gemiddelde golfintensiteit langs de kust niet verandert (fig.).

In het voorgaande werd gesteld, dat het langstransport door golfwerking evenredig zou zijn met $\sin \alpha$. Het schijnt echter, dat dit langstransport ongeveer evenredig is met $\sin^2 \alpha$. Het maximum ligt dan bij $\alpha = 45^\circ$. Voor richtingen tussen $\alpha = 0$ en $\alpha = 45^\circ$ geldt dan de bovenstaande regel. Voor richtingen tussen $\alpha = 45^\circ$ en $\alpha = 90^\circ$ is het echter juist omgekeerd. Voor het kustvak van Cadzand tot Den Helder zou dit betekenen, dat dit kustvak uit dezen hoofde zou aangroeien indien de gemiddelde, maatgevende golfrichting zou liggen tussen west en noordwest, terwijl deze kust zou eroderen als deze golfrichting zou liggen tussen zuidwest en west of tussen noordwest en noord. De Waddenkust welke over bijna 90° draait, zou dan, afhankelijk van de gemiddelde maatgevende golfrichting een eroderend en een aangroeiend kustvak moeten bezitten.

Het is wellicht overbodig om op te merken, dat de gemiddelde, maatgevende golfrichting zeer zeker niet identiek is met de zogenaamde heersende windrichting of iets dergelijks.

Het is wellicht niet overbodig om even aandacht te vragen voor een ander aspect van deze golfrichting. Het is namelijk niet onmogelijk dat de controverse " $\sin \alpha$ contra $\sin^2 \alpha$ ", op een misverstand berust. Men pleegt bij dergelijke beschouwingen de refractie te verwaarlozen en dit lijkt, vooral bij flauw hellende kusten, toch niet geoorloofd. In het algemeen wordt door de refractie de hoek α verkleind, hoe dichter men de kust nadert. Het zou wel eens kunnen zijn, dat de voor de kust maatgevende golfrichting door de invloed van de refractie nooit een grotere hoek dan 45° met de normaal op de kustlijn kan maken.

Er kan hier niet meer dan een vermoeden uitgesproken worden. Deze zaak zou eens nader moeten onderzocht, waarbij het wel nodig zal zijn, dat verschillende begrippen (zoals bijvoorbeeld het begrip: gemiddelde, maatgevende golfrichting) op nauwkeuriger wijze worden gedefinieerd.

Veranderingen van de gemiddelde golfintensiteit (ook zo'n begrip, dat bij een minder globaal onderzoek dan het onderhavige nader moet worden gepreciseerd) langs de kust veroorzaken eveneens veranderingen in het beloop van de kust. Neemt de golfintensiteit in x-richting toe, dan treedt erosie op, neemt hijaf dan groeit de kust aan.

Voor de Nederlandse kust lijkt het erop, dat de golfintensiteit toeneemt van Cadzand naar Den Helder, hetgeen dus erosie voor dit kustvak zou betekenen, als de ontbondene langs de kust van de gemiddelde maatgevende golfrichting eveneens naar het noorden gericht is. Langs de Waddenkust zullen de verschillen in golfintensiteit vermoedelijk niet groot zijn.

2. Verstorings van de kustlijn tengevolge van de aanwezigheid van zeegaten.

Deze verstoringen zijn van zeer groot belang voor het beschouwde gebied. Daarom achten wij het nuttig ze hier nogal uitvoerig te behandelen. Aan de hand van deze uiteenzetting zal de stabiele stand van vloed- en ebstroom blijken. Ook zal een aanneembare verklaring gegeven worden voor de zaagtandvorm van de beschouwde kust.

a. Verstoringsfiguren.

Beschouwen we een zeegat, dat de verbinding vormt tussen de open zee en een achtergelegen bekken. Dit bekken kan een estuarium zijn (bv. de Westerschelde), een lagune of een waddenzee. In zee heerst een regiem van eb en vloed, waardoor langs de kust eb- en vloedstroom van betekenis optreden, terwijl deze stromen een zandtransport langs de kust bewerkstelligen. Gemakshalve wordt voorlopig aangenomen, dat het maximum van de vloedstroom bij H.W. ligt en het maximum van de ebstroom bij L.W., zodat geen faseverschuiving langs de kust optreedt tussen de getijkromme en de stroomsnelheidskromme.

Tijdens vloed zal het water, ter vulling van het bekken, door het zeegat naar binnen stromen; tijdens eb gebeurt het omgekeerde.

Wederom gemakshalve, nemen wij voorlopig aan, dat er geen faseverschuiving optreedt tussen de stromen buiten en de stromen in het zeegat.

Op deze wijze wordt het probleem op de eenvoudigste wijze gesteld. In werkelijkheid treden vanzelfsprekend tal van afwijkingen, door faseverschuivingen en dergelijke op. Daar echter deze bijzondere toestande meestal slechts kort duren, wordt gemeend er hier voorlopig van af te mogen zien.

Zoals hier gesteld, is er een opvallend verschil tussen de vloedperiode en de ebperiode. De ebstroom langs de kust ontmoet nabij het zeegat een uitgaande stroom, welke de ebstroom van de kust doet afwijken. Voor de ebstroom werkt het zeegat dus als een sterke hindernis; de invloed van het zeegat is in deze periode vergelijkbaar met de invloed van een in zee uitstekende pier (fig. 202).

Voor de vloedstroom liggen de verhoudingen geheel anders. De vloedstroom ontmoet geen hindernis in de vorm van een uittrekkende stroom, doch wordt als het ware naar binnen gezogen door het zeegat. De vloedstroom wordt dus door het zeegat niet in zeewaartse richting gedrongen, doch gaat (althans voor een groot deel) het zeegat binnen.

Een continu transport van zwevende stoffen in een stroom is alleen mogelijk, indien er continu een invloed werkzaam is, welke deeltjes van de bodem opwerfelt. Indien deze invloed ophoudt te werken, zullen, nadat zij een betrekkelijk kort traject hebben doorlopen, alle zwevende deeltjes door de werking van de zwaartekracht op de bodem zijn aangeland.

Langs de kust is de invloed, welke deeltjes omhoog brengt, in hoofdzaak de werking van de golfslag. Deze werking is slechts op de bodem voelbaar, als het water niet te diep is. Daaruit volgt, dat een vloedstroom (of een ebstroom) welke in de gehele zee aanwezig is, uitsluitend in een ondiepe strook langs de kust materiaal in zwevende toestand vermag te transporteren. In de diepere gedeelten van de zee treedt geen materiaaltransport meer op.

Hieruit valt echter tevens, dat, indien de met zand beladen stroom langs de kust door één of andere invloed (bv. een uitstekende pier) gedwongen wordt, af te wijken naar diepere gedeelten van de zee, de stroom zijn materiaal zal verliezen. Dit materiaal slaat op de bodem van de zee neer en vormt daar langzamerhand een bank. Benedenstrooms van de hindernis zal de stroom, welke daar langs de kust loopt, zandarm zijn (geen zand meer bevatten). Het zand, aldaar door de opwerveling van de golfslag aan de bodem (dus aan de kust) onttrokken, wordt niet aangevuld door materiaal, dat door de zwaartekracht naar de bodem gebracht wordt, omdat laatsbedoeld materiaal niet aanwezig is.

De stroom zal ten aanzien van zijn zandtransport weer een evenwichtstoestand moeten bereiken, waarbij evenveel deeltjes terugvallen als er opgewerveld worden. Over het traject, waarin de stroom zijn transport weer op volle capaciteit brengt, treedt erosie vande kust op. Men drukt dat wel uit, door te zeggen, dat de stroom zandhonger heeft.

Bezien we thans het geval, dat een met zand beladen ebstroom een zeegat nadert. De uit het zeegat komende stroom doet de met zand beladen ebstroom van de kust afwijken. Juist bovenstrooms voor het zeegat ontstaat een "dode hoek" en bij gevolg een snelheidsgradiënt. Hierdoor en mede door de aldaar optredende zwakke neer ontstaat bovenstrooms van het zeegat een aangroeiing van de kust, waarvoor het zand onttrokken wordt aan de ebstroom.

De aldus reeds zandarmen geworden ebstroom komt echter, daartoe gedwongen door de uit het zeegat tredende stroom, in dieper water terecht. De nog aanwezige hoeveelheid zand wordt als zandbank afgezet in een gebied bovenstrooms en vlak vóór het zeegat. De uit het zeegat komende stroom, welke eveneens zand transporteert, komt ook in dieper water terecht (en vermindert tevens belangrijk in snelheid), waardoor hij vóór en benedenstrooms van het zeegat een bank opbouwt. De stroom buigt af naar de benedenstroomse zijde en zal benedenstrooms voor het zeegat de kust eroderen, daar de stroom zijn zandtransport weer op capaciteit gaat brengen. De verstoringsfiguur van de kustlijn (hierin wordt de erosiesnelheid $\frac{dy}{dt}$ uitgezet als functie van de afstand x) ziet er dus voor de ebstroom uit als in fig. .

Het erosie-oppervlak van deze verstoringsfiguur is veel groter dan het aangroei-oppervlak; het verschil komt niet ten goede aan de kustlijn, doch veroorzaakt de groei van het bankengebied (buiten-delta) vóór de kust.

De vloedstroom zal niet in zeewaartse richting worden afgebogen en zal dus geen aanwas van de kust bovenstrooms van het zeegat veroorzaken. Nabij de mond draait de vloedstroom naar binnen toe; de snelheidsgradiënt is juist andersom gericht dan bij de ebstroom, zodat hier erosie optreedt (snelheid langs de kust neemt toe, dus transportcapaciteit vermeerderd). De zandstroom blijft de kust volgen en gaat het zeegat in. Het zand komt (tijdelijk) tot afzetting in het achterliggende bekken. Indien het zeegat en het bekken in evenwicht zijn, wordt dit tijdelijk afgezette zand door de ebstroom weer naar buiten gebracht. De uittredende stroom is dus met zand beladen.

Benedenstrooms van het zeegat bevat het langs de kust stromende water geen zand meer; daar erodeert de kust dus.

Direct achter het zeegat is de stroomsterkte nog gering, dus daar is ook een geringe erosie te verwachten. Verderop echter komt de vloedstroom langs de kust weer op normale sterkte. Dit water komt uit diepere gedeelten van de zee (fig. 202) en bevat geen zand. Verder van het zeegat af zal dus de kust sterker eroderen.

De verstoringsfiguur van de vloedstroom zal er dus ongeveer uitzien als in fig. 203^b aangegeven. De vloedstroom geeft geen aanwas, doch uitsluitend erosie.

Eb en vloed wisselen elkaar voortdurend af, zodat de totale verstoringsfiguur van een zeegat verkregen wordt door superpositie van de ebfiguur en de vloedfiguur. Een dergelijke superpositie is in de onderste afbeelding van fig. 203^c uitgevoerd. Aan de vloedzijde treedt uitsluitend erosie op. Aan de abzijde treedt nabij het zeegat aangroei op, terwijl verderop de kust erodeert.

Aan de Nederlandse kust is de vloedzijde de zuidzijde of westzijde, terwijl de ebzijde overeenkomt met de noordzijde of oostzijde. Wij mogen dus verwachten dat er erosie optreedt ten zuiden (westen) van de Nederlandse zeegaten terwijl aan de noordzijde (oostzijde) aanwas optreedt met verder naar het noorden weer erosie.

Inderdaad constateert men bij vrijwel alle Nederlandse zeegaten, dat het zeewaartse einde van de noordelijke oever verder in zee uitsteekt, dan het zeewaartse einde van de zuidelijke oever. Bij ieder zeegat zit er een sprong in de kustlijn; veelal loopt de kustlijn ten noorden van het zeegat niet in het verlengde van de kustlijn ten zuiden van het zeegat, maar wel evenwijdig daaraan en in zeewaartse richting verschoven.

In fig. 204 is het Marsdiep als voorbeeld gekozen. De zuidwestkop van Texel ligt westelijker dan Den Helder en deze kop groeit aan. Het periodiek optreden van een noordelijke vloodschaar (Molengat) verstoort dit mechanisme ook periodiek. Overigens slaat de Noordzeekust van Texel af. Voorts treedt erosie op van Den Helder tot Petten. De kust zou hier oostelijker liggen als Den Helder niet zo zwaar door hoofden verdedigd was.

Aan de Nederlandse kust komt nergens één enkel zeegat voor, dat in een overigens ongestoorde kust ligt. Er liggen altijd meerdere zeegaten naast elkaar. De kustlijn is dan ook ontstaan door superpositie van verschillende storingsfiguren.

Bij twee naast elkaar gelegen zeegaten kan men in hoofdzaak drie gevallen onderscheiden.

Geval 1

De zeegaten liggen zover uiteen, dat hun verstoringsfiguren elkaar niet raken. Men zie fig. 205. De verstoring, welke tussen de zeegaten ontstaat vindt men aan de kust ongeveer terug tussen Hoek van Holland en Den Helder. De verstoringsfiguur vertoont tussen de zeegaten een flauwe S-bocht.

Geval 2

De zeegaten liggen zo dicht bij elkaar dat de verstoringsfiguren elkaar overlappen, doch de verstoringsfiguur van het ene zeegat reikt niet tot over het andere zeegat. Een superpositie is uitgevoerd in fig. 206. Het valt op, dat de verstoringsfiguur tussen de zeegaten een enkelvoudige boogvorm heeft. De erosietoppen zijn aanwezig en steken even ver uit.

Geval 3

De zeegaten zelf vallen binnen elkaars storingsbereik. Een superpositie is uitgevoerd in fig. 207. Het merkwaardige is, dat er geen aanwastoppen meer bestaan. Voorts kan het gedeelte tussen de twee zeegaten ongeveer recht zijn en geheel binnen de ongestoorde kustlijn vallen.

b. Bankvorming en buitendelta's.

Uit het voorgaande werd reeds duidelijk, dat, globaal gesproken, de vloedstroom nauwelijks deel heeft in de uitbouw van de banken voor de kust.

De buitendelta wordt vrijwel geheel opgebouwd tijdens de ebperiodes. Vooreerst werkt de langs de kust stromende, naar het zeegat toekomende ebstroom daaraan mee; daarnaast bouwt ook de uit het zeegat komende stroom de buitendelta op.

In fig. 208 is de stromingstoestand bij eb iets minder schematisch weergegeven dan in fig. 202. De kleine pijltjes geven de afgifte van zand aan; het door een zware streeplijn omgeven gebied dezer pijltjes is de daardoor gevormde buitendelta. Het door de ebstroom gevormde deel van de bank ligt in hoofdzaak aan de ebzijde van het zeegat; het door de uit het zeegat tredende stroom gevormde deel ligt in hoofdzaak voor het zeegat en voor een deel nog aan de vloedzijde van het zeegat. Tussen bank en kust blijven geulen open. Aan de ebzijde is deze geul het smalste en daar vertoont de bank neiging tot verlanden, mede omdat de kustlijn daar zeewaarts aangroeit. De geul aan de vloedzijde is breder en deze geul wordt tijdens de vloedperiode door de vloedstroom opgehouden. Dit "vloedschaar" wordt dus niet door de vloedstroom gevormd, doch is van nature aanwezig door de vorm van de buitendelta.

Bij zeegaten met een groot vermogen kan de ebstroom reeds zo vroeg voor de kust worden afgebogen, dat het door de ebstroom gevormde deel van de bank niet reikt tot het door de uit het zeegat tredende stroom gevormde deel. Tussen beide delen blijft dan een natuurlijke geul over, welke op de duur door de uittredende stroom als "ebschaar" kan worden benut. Dit ebschaar ligt echter in de verkeerde richting, omdat de uittredende stroom niet naar de ebzijde, doch naar de vloedzijde moet afbuigen, waartoe een meer naar links gelegen ebschaar nodig is. In dergelijke gevallen kan de ligging van het ebschaar onstabiel zijn.

c. Evenwichtsligging.

In een verstoringsfiguur is de smelheid van erosie uitgezet als functie van x . De ligging van de kustlijn op een bepaald tijdstip wordt gevonden door voor ieder punt van de kust y te integreren over een bepaald tijdsverloop. Indien $\partial y / \partial t$ onafhankelijk van de tijd zou zijn, zou de kust op ieder punt lineair met de tijd toe- of afnemen. In ieder geval echter verandert de vorm van de kust met de tijd. Aangezien $\frac{dy}{dt}$ afhangt van de vorm van de kust, zou dus $\frac{\partial y}{\partial t}$ ook een functie van de tijd moeten zijn. De vraag rijst hier, of met de tijd toeneemt of afneemt. In het laatste geval bestaat namelijk de mogelijkheid, dat $\partial y / \partial t$ (al dan niet asymptotisch) tot nul nadert. De integratie van y van $t = 0$ tot $t = \infty$, kan dan een eindige waarde opleveren. De kust gaat dan naar een eindvorm toe en deze eindvorm kan als de evenwichtsligging van de kust worden aangeduid.

Naar analogie van tal van andere processen in de natuur zou men bij wijze van axioma kunnen stellen, dat er ook voor de kustlijn nabij een zeegat een evenwichtsligging bestaat. Men zal er echter goed aan doen om na te gaan, of in dit speciale geval tendensen aanwezig zijn, welke de geldigheid van het axioma ondersteunen.

Bij de evenwichtstoestand kunnen twee gevallen worden onderscheiden.

1. De kustvorm is zodanig, dat zowel de ebstroom als de vloedstroom nergens zand afzetten, en dus ook nergens zandhonger hebben.
2. De kustvorm is zodanig, dat hetgeen door de ebstroom afgezet, respectievelijk geërodeerd wordt, door de vloedstroom wordt geërodeerd respectievelijk weer wordt afgezet. En omgekeerd.

Een voorbeeld van het tweede geval levert een in evenwicht zijnde lagune of waddegebied achter het zeegat. De geulen, platen en wantijen vormen zich zodanig, dat de hoeveelheid materiaal, welke tijdens vloed door het zeegat binnenkomt en in de lagune wordt afgezet, tijdens eb weer uit de lagune wordt geërodeerd en door het zeegat wordt afgevoerd.

Het lijkt niet mogelijk, dat aan de buitenzijde van het zeegat (kust en buitendelta) een evenwicht kan ontstaan volgens toestand 1. Immers de aankomende vloedstroom zal, juist voor wat betreft de zandtransporterende baan langs de kust, afbuigen en geheel of gedeeltelijk door het zeegat naar binnen trekken. Het is niet mogelijk, dat de langs de kust naar het zeegat trekkende vloedstroom zijn materiaal niet zou verliezen, waarmee de onmogelijkheid van geval 1 is aangetoond.

De zandloze vloedstroom, welke bovenstrooms van het zeegat verder van de kust af aanwezig is, zal benedenstrooms van het zeegat dicht naar de kust toe lopen. Daar hij zandloos is, zal hij de kust eroderen. Deze erosie zou, bij een evenwichtstoestand volgens geval 2, door de ebstroom weder moeten worden opgeheven door aanzanding op dezelfde plaats. Tevens moet dan echter deze ebstroom zand verloren hebbend, benedenstrooms zo ver uit de kust blijven, dat hij geen zandhonger meer heeft en de kust benedenstrooms dus niet erodeert. Dit is denkbaar, als de uit het zeegat tredende stroom langs de kust gaat stromen en de ebstroom van de kust weghoudt. De uit het zeegat tredende stroom moet dan echter ook geen zand verliezen en benedenstroomw van het zeegat geen zandhonger hebben, opdat de benedenstroomse kust ook niet door deze stroom wordt geroedeerd.

Het lijkt mogelijk, dat aan deze voorwaarden kan worden voldaan. De uitredende stroom mag geen zand verliezen, dus mag het meest linkse deel van de banken der buitendelta niet verder verhogen. De stroombanen moeten zo geleidelijk verlopen, dat de met zand beladen stroom "de bocht kan nemen" zonder zand te verliezen. Dit wordt voornamelijk bepaald door de vorm van de banken, en men kan niet ontkennen, dat de tendens in deze richting er min of meer "inzit".

Voor de het zeegat binnentredende vloedstroom geldt ongeveer hetzelfde. Het topje, dat in de verstoringsfiguren juist links van het zeegat ligt kan niet doorzetten. De bocht wordt mooi afgerond om de vloedstroom gelegenheid te geven "de bocht te nemen" naar binnen.

Wat de stroom langs de buitenzijde van de buitendelta betreft, zagen wij, dat de vloedstroom erosie moet veroorzaken op dezelfde plaats waar de ebstroom aanzanding veroorzaakt. Het is duidelijk, dat deze plaats de buitenrand van het bankencomplex moet zijn. op dat dit mogelijk wordt, moeten de banken zo hoog opwassen, dat zij binnen het bereik van de opwoelende werking van de golven komen, terwijl de kustboog recht van het zeegat zo geleidelijk moet verlopen en zo glad moet aansluiten aan de banken, dat zowel de eb- als de vloedstroom de bocht kunnen nemen zonder zand te verliezen.

Ook dit zit wel in de verstoringsfiguren. De aangroei-top juist rechts van het zeegat verheelt zich met de banken en groeit in de evenwichtsligging niet verder, terwijl de erosie, meer rechts, tenslotte eindigt. In fig. 209 is in grote trekken bovenverhandelde evenwichtsligging afgebeeld. Het gedeelte A-B is het vak waar de vloedstroom erodeert en de ebstroom aanzanding veroorzaakt.

Deze evenwichtsvorm is eigenlijk de minst gecompliceerde welke zich denken laat. De enkele uitstromingsgeul is tegelijk ebschaar en vloodschaar. De zandbeweging heeft de eigenaardigheid, dat het zand langs de kust, rechts van het zeegat, nooit langs de kust links van het zeegat komt. En omgekeerd. Het linkse zand komt in de lagune, gaat daar weer uit en wandelt terug langs de linker kust. Het rechtse zand komt tot A en gaat dan weer naar rechts. Ten aanzien van het zandtransport is het zeegat dus een absolute scheiding tussen de beide aanliggende kustvakken.

Deze eenvoudigste evenwichtsvorm komt bij de zeegaten van de Nederlandse kust niet voor. Er zijn enkele zeegaten, die er een beetje doen aan denken. De in de natuur optredende evenwichtsvormen zijn echter blijkbaar gecompliceerder. Vloed- en ebschaar zijn aan de Nederlandse kust altijd gescheiden. Als grondpatroon heeft een buitendelta daar een vloodschaar, dat links van het zeegat tamelijk dicht langs de kust loopt, een ebschaar, dat ongeveer in het verlengde ligt van het zeegat met neiging om naar links af te buigen, terwijl dikwijls nog een tweede, rechter vloodschaar op te merken valt, dat echter veelal onstabiel is of in verkommerde toestand verkeert. De buitendelta rekt rechts verder dan links, terwijl de grootste breedte even links van ofwel midden voor het zeegat uit. Aan het einde van een vloodschaar of een ebschaar ligt meestal een drempel. Verwaarlozen we voorlopig eens even het rechter vloodschaar, dan is het nieuwe element het ebschaar.

Beschouwen we het bankengebied, dan kan bij benadering gesteld worden, dat de zandvoerende, langs de kust van links naderende stroombaan van de vloedstroom dit bankengebied niet beroert en zijn gehele hoeveelheid zand (QH) het zeegat inbrengt zonder verliezen (fig. 210). Het bankengebied wordt getroffen door een zandloze stroombaan van de vloedstroom, welke aan de linkerrand zand van de bank zal opnemen (hoeveelheid EH) en deze hoeveelheid zal voeren langs de kust rechts als normaal vloedtransport (GH).

Bij eb is de toestand ingewikkelder. De uit het zeegat komende stroom splitst zich in twee stroombanen. Eén stroombaan buigt langs de kust af en beroert het bankengebied niet; hij transporteert een hoeveelheid GLG_1 , welke overgaat in het ebtransport langs de kust links (QL). De andere stroombaan volgt het ebschaar, loopt over het bankengebied en komt daarna in diep water terecht, waardoor aan de linkerrand van het bankengebied een aanzanding ALG optreedt, welke gelijk is aan de door deze stroombaan getransporteerde hoeveelheid QLG_2 .

Over het bankengebied stroomt echter ook de van rechts komende, langs de kust lopende zandvoerende stroombaan van de ebstroom. Deze stroombaan, welke QL vervoert, geeft zijn zand af aan de linkerrand van de bank (AL).

We kunnen de volgende evenwichtsvoorwaarden opschrijven:
voor de linkerrand van de bank: $ALG + AL = EH$ (1)
voor het zeegat (en lagune) : $QHG = QLG_1 + QLG_2$ (2)

Voor de stroombanken kunnen de volgende continuïteitsvergelijkingen worden opgeschreven:

$$QLG_1 = QL \quad (3)$$

$$QLG_2 = ALG \quad (4)$$

$$QL = AL \quad (5)$$

$$EH = QH \quad (6)$$

$$QH = QHG \quad (7)$$

Eliminatie van AL, ALG en EH geeft:

$$QL + QLG_2 = QH$$

$$QHG = QLG_1 + QLG_2$$

$$QLG_1 = QL$$

$$QH = QHG$$

Uit deze betrekkingen volgt onder meer:

$$QH - QL = QLG_2$$

Hierin is $QH - QL$ gelijk aan het zogenaamde vloedoverschot, terwijl QLG_2 de hoeveelheid zand is, welke vanuit het zeegat in het bankengebied wordt gedeponereerd. Deze hoeveelheid wordt door het ebschaar vanuit het zeegat naar de banken getransporteerd. Uit deze overigens zeer globale en schematische beschouwing, zou men wellicht mogen afleiden, dat een evenwichtstoestand met een ebschaar alleen mogelijk is, indien er een vloedoverschot bestaat. Dit lijkt een belangrijk gezichtspunt.

Daar er aan de Nederlandse kust geen zeegaten worden gevonden zonder ebschaar, doch alle zeegaten zowel een vloodschaar als een ebschaar vertonen, treedt er blijkbaar langs de Nederlandse kust een vloedoverschot op. Dit vloedoverschot passeert het zeegat als volgt: de vloedstroom langs de kust brengt het via het vloodschaar het zeegat in; de uitgaande stroom brengt het via het ebschaar naar het linker deel van de buitendelta; bij de volgende vloedperiode wordt het daar weer opgenomen en verder langs de kust gevoerd door de vloedstroom. Het zand wordt in deze laatste fase over de gehele lengte van de bank vervoerd. Waar het daarbij het ebschaar moet passeren kan het aan de linkeroever van het ebschaar worden gedeponereerd, terwijl dan nieuw zand aan de rechteroever wordt opgenomen.

Hierdoor zwaait het ebschaar naar rechts. De daarna optredende ebstroom heeft echter de tegenovergestelde werking, zodat een evenwichtsligging van het ebschaar in de buitendelta mogelijk schijnt.

Het lijkt niet verantwoord om aan de hand van de tot dusver gehanteerde, sterk vereenvoudigde en globale aannamen, verder op de details van kustvorm en buitendelta van zeegaten in te gaan. Een verfijning van de theorie, en dus een verklaring van details in de morfologie van de zeegaten, kan slechts worden verkregen, indien tal van zaken, welke in onze beschouwing werden verwaarloosd, in de aannamen in rekening worden gebracht. Op deze wijze zal het wellicht mogelijk zijn, een indruk te krijgen van de aard van het evenwicht, dat heerst in de door ons gemakshalve als de evenwichtstoestand genoemde morfologie. Het is namelijk heel goed mogelijk (en dat lijkt zelfs waarschijnlijk), dat het evenwicht op één of andere wijze een labiel evenwicht is en dat bijvoorbeeld de morfologie schommelt tussen enige van dergelijke evenwichtstoestanden. Mogelijk schommelt de morfologie echter slechts om een stabiel evenwicht.

d. Verwaarloosde factoren.

In het voorgaande werd een groot aantal factoren, waaronder zeer belangrijke, niet in rekening gebracht. Als werkzame factor werd eigenlijk alleen het zwevend transport beschouwd, terwijl van dit zwevende transport een sterk vereenvoudigde voorstelling werd gegeven. Zonder op hun uitwerking dieper in te gaan, zullen hieronder een aantal verwaarloosde factoren worden opgenoemd, welke ongetwijfeld op de morfologie van zeegaten invloed hebben.

1. Het eigenlijke bodemtransport. Vermoedelijk is dit gering ten aanzien van het zwevend transport. Het is aan andere wetten onderworpen dat het zwevende transport. Zwevend transport kan overgaan in bodemtransport en omgekeerd.
2. Transport door golven (brandingszone en strand) bij winden welke uit zee waaien en een hoek maken met de kustlijn, ook dit transport is aan andere wetten onderhevig dan het zwevende transport. Aan de Nederlandse kust heeft dit transport waarschijnlijk een overschot in vloedrichting. Dit overschot mag echter niet zonder meer bij het vloedoverschot van het zwevende transport worden opgeteld.
3. Verschillen in stroomsnelheid, waardoor ongetwijfeld de transportcapaciteit voor zwevend materiaal wordt beïnvloed.

In geulen kunnen zeer grote stroomsnelheden optreden, terwijl over banken en platen de stroomsnelheden vermoedelijk niet hetzelfde zijn, (of van dezelfde orde van grootte) als langs de kust.

4. De richting waarin, en de wijze waarop de getijgolf de kust nadert.
5. Het optreden van verhangen, in het bijzonder van dwarsverhangen. Mogelijk kan uit de factoren 4 en 5 het optreden van een rechts vloodschaar worden verklaard.
6. De mogelijkheid van het optreden van spiraalstromen, vooral in gebogen stroombanen en in geulen.
7. Het optreden van faseverschuivingen, zowel tussen getijkromme en snelheidskurve, als getij buiten en stroom in het zeegat.
8. Variabele waterdiepte, welke bij eb kleiner is dan bij vloed. Hierdoor kan een gedeelte van de bodem bij eb wel, en bij vloed niet door de golfslag worden beïnvloed, hetgeen weer een verschil in transportcapaciteit tengevolge heeft, zelfs al zou de stroomsnelheid hetzelfde zijn.
9. De invloed van de stormvloeden.

e. Conclusies.

Gezien de, overigens nog lang niet volledige opsomming van de verwaarloosde factoren in punt d, kunnen de conclusies, welke uit deze studie worden getrokken, moeilijk anders dan als zeer globaal en voorlopig worden beschouwd. De gevolgde werkwijze veroorlooft niet veel meer dan een vrij grove, in hoofdzaak kwalitatieve benadering van het probleem. Toch menen we erin geslaagd te zijn, enkele hoofdzaken en op de voorgrond tredende eigenaardigheden in de morfologie van de Nederlandse zeegaten begrijpelijk te hebben gemaakt.

Vooreerst de zo merkwaardige zaagtandvorming waarmee de kustlijn bij een zeegat verspringt. Fig. 211 geeft dit voor de Nederlandse kust schematisch weer. Voorts de hoofdvorm van de buitendelta met de daarmee verbonden afwijking van het zeegat naar links, welke vrijwel bij al de zeegaten optreedt.

Tenslotte kan aannemelijk worden gemaakt, dat de tweescheurige buitendelta, met een vloodschaar links langs de kust en een ebschaar middenvoor of even links van het zeegat, min of meer een evenwichtsvorm kan zijn, welke optreedt aan kusten waarlangs het zwevende transport door de getijstromen prevaleert en waarbij langs de kust als geheel een vloedoverschot bestaat.

3. De wadgebieden.

Voor de opbouw van de wadgebieden verwijzen we naar hoofdstuk V, & 5. Zoals daar gezien evolueren de slikken in de meeste estuaria, als gevolg van de progressieve verheffing van het niveau door aanvoer van vers slib, geleidelijk naar hooggelegen slikken waar de eerste sporen van een vegetatie, bestand tegen zoutwater, zich vastzetten. Deze houden de sedimenten op en bevorderen de verheffing van het niveau van de slijkgebieden die op de duur volledig boven water blijven uitsteken. De vegetatie krijgt er een definitief en continu karakter. Aldus worden de schorren gevormd die dienen als graasplaatsen voor het vee, vooral schapen. Na een zekere tijd verliezen deze "prés salés" hun zout en ontwikkelen zich tot rijke landbouwgronden die uiterst geschikt zijn voor groententeelt. De schorren kunnen zich over grote oppervlakten uitstrekken en worden doorkruist door een groot aantal ontwateringskanaaltjes gevuld met min of meer zout water en een diepte van meestal 40 à 50 cm. De grenslijn tussen schorre en slik is dikwijls zeer uitgesproken; ze wordt dikwijls aangeduid door een kleine falaise vooral na hoogwaterstanden.

In de praktijk verstrekt de studie van deze grenslijn veel inlichtingen omtrent de zin waarin de estuaria evolueren. Indien de zee over een grotere breedte het estuarium- of het moeraslandschap binnendringt, als gevolg van de doorbraak van de gordel of door uitschuring van de geul bijvoorbeeld, zal de schorre geërodeerd worden door de getijdestromen en zal een biologische regressie plaatsgrijpen als gevolg van de verhoging van het zoutgehalte. Dan zal de falaise bijzonder goed uitgesproken zijn en zij zal dikwijls ook vergezeld zijn van kleine treden die wijzen op de verschillende stadia van de erosie. Soms moet de regressie van de schorren toegeschreven worden aan de opstapeling van de onderzeese slijk- of turfmassa's die men niet mag verwarren met een transgressieve tendens van de zee. Daartegenover wijst de uitbreiding van de schorren en de kolonisatie van nieuwe slijkbanken door plantenformaties op een vermindering van de mariene invloeden. Deze strijd tussen de continentale en de mariene invloeden is afhankelijk van een serie factoren:

- De penetratie van de zee: ze is afhankelijk van de toestand van de zee, van de getijden en de golven bij stormweer die de waterstand verlagen of het zeewater naar het vasteland toe opsturen. Ze varieert ook met de breedte van de estuaria of de geulen in de moerasgebieden achter de kustgordels. Dit is de reden waarom de Nederlandse dijken, voorzien van verschillende sluizen, opgericht werden, om hun polders te beschermen.

Tijdens het hoogwater zijn ze gesloten en verzetten ze zich tegen de verhoging van het zoutwaterpeil en bevorderen zo de accumulatie aan zoet water en de afzetting van elementen in suspensie. Bij laag water worden ze geopend. Ze laten dan de uitstroming toe van zoet water dat een gedeelte van het zout en de overmaat aan humuszuren van de schorren met zich meevoert.

- Het volume zoet water en het gehalte meegesleepte sedimenten.
- De vegetatie en het klimaat: om het zoutgehalte uit te wassen en de vegetatie te onderhouden is een voldoende hoeveelheid regen noodzakelijk. Een te sterke verdamping veroorzaakt immers een sterke uitkristallisatie van het zout aan de oppervlakte, zodat gedurende een lange droge periode de vegetatie vernietigd wordt. Dit verklaart de grote moeilijkheden die men ontmoet bij de aanleg van poldersⁱⁿvariede gebieden.
- De opstapeling van de sedimenten: dit is zeer belangrijk in geval de sedimenten zeer dik worden; in Nederland bedraagt de aangroei 5 à 25cm per eeuw en wordt deze zeer nauwkeurig gecontroleerd. Dit is van belang voor de constructie van blijvende kunstwerken in polder-, estuarium- of moerasgebieden.

B. Genese van het kustlandschap tussen Duinkerke en de Jade-boezem.

1. Onderdelen.

De beschouwde kustlijn bestaat uit de volgende delen:

- De min of meer rechtlijnige kustlijn van Duinkerke tot de Nederlandse grens.
- De rechtlijnige kust van de Nederlands-Belgische grens tot de hoek van Holland.
- Een concaaf gedeelte van Hoek van Holland tot het Marsdiep.
- Een convex gedeelte van Marsdiep tot Borndiep (met waddeneilanden)
- Een lichtjes concaaf gebogen deel van Borndiep tot het estuarium van de Jade en de Weser.

Het eerste gedeelte bevat geen zeegaten, maar er worden storingen veroorzaakt, door de staketsels van Nieuwpoort en Oostende, de pier van Blankenberge en de havendam van Zeebrugge.

Het tweede deel wordt verstoord door vijf zeegaten: de Westerschelde, de Oosterschelde en het Brouwerhavense gat, het Haringvliet en de Nieuwe Waterweg; men kan hier eigenlijk moeilijk van een "kustlijn", in de ware zin van het woord spreken.

Tussen Hoek van Holland en het Marsdiep zijn er geen zeegaten voorhanden, maar er worden storingen veroorzaakt door de pier van Scheveningen, de havendammen van IJmuiden, en het bolwerk van de Hondsbosse zeewal.

De laatste twee vormen de bogen van de waddeneilanden; ze worden verstoord door brede zeegaten: het Marsdiep, het Eyerlandse gat, het Vlie, het Borndiep, het Ameland-gat, de Lauwerszee en het Eemsestuarium.

2. Genese.

Een algemene en kenmerkende uitwerking van golfslag en stromingen is de vorming van kustbogen. Deze vindt men langs alle kusten waar zand of grint voorkomt. De beschouwde kustlijn vormt hiervoor een mooi voorbeeld; de gladde, strakke kustlijn doet bijna kunstmatig aan. Vooral uit de lucht krijgt men een goed overzicht van de verschillende kustbogen en van de andere merkwaardige vormen, die de zee uit het zand modelleert. Volgens de hydrografische kaarten kunnen zij het best door cirkelbogen benadert worden (Dubois). Feitelijk komen bogen op alle plaatsen voor waar alluviale kustafzettingen voorhanden zijn. Kustbogen en landtongen zijn in dit opzicht nauw verwant, het verschil bestaat alleen hierin, dat de ene niet en de andere wel een lagune of "haf" binnensluit.

De kustlijn tussen Blanc Nez en Texel bezit een boogvorm met een straal van ongeveer 250 km (fig. 212). Verder noordwaarts is een negatieve boog aanwezig met een straal van ongeveer 70 km, vervolgens tussen Ameland en Borkum of Juist weer een positieve met een straal van ongeveer 50 km.

Wanneer men de kustlijn nauwkeuriger bekijkt, merkt men op dat de grote boog tussen Blanc Nez en Texel zeer veel afwijkt van de westelijke kustlijn. De dunne lijn, die de ware gedaante zo goed mogelijk volgt, kan aldus samengesteld worden:

- een negatieve boog, $R = 150$ km, van kaap Blanc Nez tot Duinkerke. Vroeger was deze kust ook positief gekromd, doch tussen Calais en Duinkerke is er een geringe aangroeiing geweest (Briquet).
- Tussen Duinkerke en Oostende, een positieve boog met een straal van 100 à 150 km. Deze kust is hier vastgelegd met veel kribben en keermuren, waardoor thans geen volkomen vloeiend verloop aanwezig is.

- Tussen Westkapelle en Delflandse Hoofden, waar de kust sterk onderbroken is door de zeegaten van het deltagebied, een recht gedeelte.
- Tussen de Delflandse Hoofden en de Pettemer-zeewering, een boog met een straal van ongeveer 100 km.

Kustbogen zijn een te algemeen voorkomend verschijnsel om als toevallig opgevat te kunnen worden. Ze worden gevormd tussen punten van weerstandbiedend materiaal, Kapen genoemd, terwijl het minder weerstandbiedende zand of andere zachte substantie door de aanval van de zee worden "uitgeschulpt". Indien deze substantie homogeen is, is de boog zeer regelmatig. Een onregelmatigheid in een kustboog duidt op onvolgroeidheid, op heterogeen kustmateriaal, op onregelmatige stromingen bij een riviermond of zeegat.

Het zeewaartse uitbuiken van de kust tussen Westkapelle en Hoek van Holland moet toegeschreven worden aan de machtige zeegaten aldaar. Ook zou als verklaring kunnen gegeven worden, dat de kust hier in bijzondere mate beschermd wordt door de hoge zandbanken die ervoor gelegen zijn, doch dit laatste is hoofdzakelijk meer het gevolg van het eerste.

Het is een algemeen verschijnsel, dat de aan de lijzijde van een zeegat gelegen "koppen" (fig. 212) buiten de algemene kustlijn uitsteken als gevolg van de bescherming, die de stromingen in het zeegat en de daarmee in verband staande buitenbanken bieden. Het zand van de banken dat tegen deze koppen wordt gedreven heeft zelfs Texel, Hoek van Holland, Goeree, en Voorne naar het zuidwesten doen groeien (fig. 212).

Het bankengebied aan de Zeeuws-Zuidhollandse eilandenkust is als één lang-gestreekte of samengestelde buitendelta te beschouwen, waarvan de buitenkant een boog bezit van ongeveer 100 km. Men zie hiervoor de ligging der 5m-dieptelijnen op de hydrografische kaarten. In verband met de niet abnormale sterke stroomsnelheden is in de zuidelijke zeegaten, de breedte van de lange onderwaterdelta niet groter dan die van de delta's ten noorden van Den Helder.

De "vaste punten" van de boog bij Wissant zijn Gris Nez en Blanc Nez, terwijl die van de grote Vlaams-Nederlandse kustboog met $R = 250$ km gevormd worden door Blanc Nez en Texel.

Nadat de krommingen der kustbogen een bepaalde waarde hebben bereikt, neemt de uitholling niet meer toe: "de zee knaagt met een mond van een bepaalde straal". Omgekeerd zal een inkom door zand worden opgevuld totdat een boog gevormd is, waarvan de opvulling niet verder toeneemt. Vergroting van de kromming kan optreden indien de zeebodem vóór de boog dieper wordt of de golfslag en de zee-stromingen krachtiger.

Het natuurlijke noordelijk "vast punt" van de grote Vlaams-Nederlandse kustboog, het diluviale Texel, is niet bijzonder vast. Zou deze "kaap" achteruit gaan, hetgeen in geologische termen nog lang kan duren, dan zullen de aansluitende kusten moeten volgen, tenzij men kunstmatig vaste punten maakt als bij Petten en op Vlieland. Het negatief gekromde kustgedeelte Texel-Terschelling nam oorspronkelijk een "sleutelpositie" in voor de Nederlandse kust. Indien Texel zou afslaan zullen de vaste punten bij Petten en Vlieland de taak op zich moeten nemen van sleutelpositie.

Op deze plaatsen zijn grote gebieden door afslag verloren gegaan. Fig. 213 geeft bijvoorbeeld aan hoe tussen 1571 en 1866 een strook van 2000m breedte is afgeslagen. Fig. 214 laat de afslag van het eiland Vlieland zien, dat eveneens sterk aan de zeezijde afnam. De kust van Texel zelf ging in de laatste eeuwen betrekkelijk weinig achteruit; de zuidwest kop groeide zelfs aan. Dit is te danken aan de beschermende invloed van de grote onderwaterdelta van het Marsdiep, terwijl het diluviale Eyerlandse rif, een oude erosiestoep, ook zal bijgedragen hebben om de aanval van de zee af te weren en de kust van Texel te bestendigen.

Dezelfde beschermende eigenschappen bezitten ook de delta's voor het zeegat van het Vlie en alle andere. Hoe langer de eilanden zijn, dus hoe ruimer de wadkommen, des te machtiger zijn de zeegaten en ook des te groter de onderwater delta's en de daarmee geboden bescherming. Indien de waddeneilanden kust in haar geheel zou terugwijken, zouden de onderwaterdelta's natuurlijk meegaan. Ze hebben dus een secundaire, geen primaire functie.

Een primaire functie schijnt, behalve de negatieve kustboog bij Texel, en het daarvoor liggende Eyerlandse Rif, ook de kust bij Borkum (of Juist) te bezitten en het is opvallend, dat ook hier de bodem, evenals bij Texel, met grint en keien bedekt is (Borkumer Rif). Tevens kan de "onderwaterdelta" van de Ems-monding hier een beschermende rol vervuld hebben. Borkum is thans op kunstmatige wijze vastgelegd. En deze kunstmatige kaap wekt meer vertrouwen dan in diluviale kern.

De kustlijn ten oosten (fig. 215) is niet boogvormig, maar praktisch recht; dit maakt echter geen essentieel verschil. Uiteindelijk zal men bij meer aanvoer van zand naar de Duitse Bocht ook hier een grote kustboog kunnen verwachten, die aansluit aan het eiland Sylt of aan een ander vast punt van de kust van Sleeswijk of Denemarken.

Door de zeegaten voor de Oostfriese kust met de daar voor gelegen onderwater formaties verkrijgen de eilanden ook hier hun "koppen" en "staarten", hetgeen tot gevolg heeft, dat de buitenzijden trapsgewijze ten opzichte van elkaar verspringen. De grootte van de sprong of trede, houdt verband met de lengte van het eiland, omdat de zeegaten en de onderwater delta's daarmee verband houden. (Gaye en Walther).

Kleine eilanden als Rottum, Borkum, Langeoog en Trischen bezitten een barchaan- of sikkelduinvorm; Borkum is eigenlijk een dubbel barchaan. Deze gelijkstroomformatie ontstaat natuurlijk onder de invloed van de eenzijdige druk van de zee.

Uit de vorige opmerkingen kan worden afgeleid, dat een vrij aanzienlijke verandering in de beschouwde kustlijn zou kunnen verwacht worden na de sluiting van zeegaten, zoals in het deltagebied, indien men geen geschikte maatregelen neemt. Er zou dan een strook van vele kilometer breedte van de Zeeuwse en de Zuidhollandse eilanden worden afgeschaafd, tenzij men deze kust met behulp van steenbelopen en hoofden beschermt. Verder kan analoog enige afslag voorspeld worden voor de wadden-eilanden, indien de wadden zouden worden opgevuld.

Er zullen ook veranderingen te verwachten zijn nabij de monding van de Nieuwe Waterweg: het ligt immers in de verwachting dat zich voor deze kunstmatige monding en zeker na de uitvoering van de Europoort een natuurlijke onderwaterdelta zal vormen, terwijl deze voor de Brielse Maas tegelijk met deze rivier zal verdwijnen. Voor de verdediging van de kust voorbij de Hoek van Holland zou een grote onderwaterdelta ter plaatse zeer gunstig zijn.

3. Geologische gegevens.

In vroegere tijden bestond er waarschijnlijk een strandwal voor de beschouwde kustlijn. Deze strandwal moet dan doorsneden geworden zijn door zeegaten, waardoor de rivieren, die in de lagune, achter de strandwal uitmondten, hun water in de zee loosden. Deze oude strandwal had een zwak oppervlaktereliëf, dat best kon beschreven worden als een reeks duinenrijen, evenwijdig met de kustlijn, met daartussen een reeks kustvlakten (fig.). Later, waarschijnlijk gedurende de 9e eeuw, werd deze (oude) duinenformatie gedeeltelijk overdekt met hoge duinen, de "jonge" duinenformatie. Deze jonge duinen vertonen geen duidelijke morfologie; ze werden niet in longitudinale gordels afgezet.

Tussen "Hoek van Holland" en het "Marsdiep" bestaat de oude duinenformatie nog steeds. Langs de zeezijde is ze gedeeltelijk overdekt door jonge duinen, maar daarachter reikt het gebied van de oude duinen tot meer dan 1 kilometer landinwaarts; dit geldt ook ongeveer voor het westelijk gedeelte van de Vlaamse kust. Steden als Den Haag, Haarlem en Alkmaar werden gebouwd op de oude duinenformatie; de beroemde bloembollenvelden zijn bijna uitsluitend op deze oude formatie gelegen.

Op fig. 217 bemerkt men dat nabij de zeegaten (tussen Den Haag en Hoek van Holland en ten zuiden van het Marsdiep), de onbedekte oude duinenformatie schijnt te verdwijnen. De morfologie van de strandwal in zijn geheel veronderstelt een kust die sinds zeer oude tijden aangroeit en slechts aan beide uiteinden geërodeerd werd, onder invloed van de zeegaten. Dit is in overeenstemming met de verwachtingen.

Langs de kust ten zuiden van Hoek van Holland zijn er nog slechts weinig overblijfselen van de oude duinenformaties. Indien ze nog bestaan (bv. op het eiland Schouwen) dan zijn ze altijd overdekt door jonge duinen. Dit geeft de indruk dat dit kustgebied reeds eeuwen lang aan erosie bloot staat. Deze erosie wordt zonder enige twijfel veroorzaakt door de grote zeegaten van het Deltagebied.

Het is een merkwaardig feit dat langs de Belgische kust, de onbedekte oude duinenformatie nog steeds bestaat. Daaruit kunnen we misschien besluiten dat de gemiddelde, overheersende golfrichting eerder noordwest dan west is.

Langs de Nederlandse kust ten noorden van het Marsdiep is er, in scherp contrast met de bovenvermelde kustgebieden, geen enkel spoor van de oude duinenformatie te bekennen. Zelfs op Texel, waarvan het zuidelijk gedeelte bestaat uit zeer weerstandbiedende diluviale klei, is geen oude duinenformatie voorhanden. Het betreft hier een kust die aan erosie bloot staat. Zijn strandwal werd altijd afgebroken en door de golven en stromingen teruggedreven.

Voor zover zijn de geologische en morfologische gegevens in goede overeenstemming met de theoretische afleidingen.

4. Erosie en zandaanvoer langs de beschouwde kustlijn.

Voor wat de Belgische kust betreft ontbreken jammer genoeg kwantitatieve meetcijfers; alleen voor het deel tussen Heist en de Nederlandse grens bestaan er meer precieze gegevens.

Wel kan men in grote lijnen aannemen dat op het westelijk gedeelte (De Panne-Wenduine) in meer of mindere mate zand wordt aangevoerd, dit ongeacht de storings van de staketsels, daar deze het regime zeer weinig beïnvloeden; het oostelijk gedeelte (Wenduine - Nederlandse grens) daarentegen staat bloot aan erosie. Deze erosie werd sinds 1910 door de bouw van de havendam te Zeebrugge (1895-1907) nog versterkt. Reeds in 1920 werd een groot strandverlies genoteerd, en niettegenstaande een aantal strandhoofden gebouwd tussen 1920 en 1940 werd de recessie van de laag-waterlijn steeds duidelijker. Tussen 1910 en 1952 daalde het peil van het strand met meer dan 2 meter.

In de zone Knokke-Het Zoute, dus meer naar het oosten, werden duinen met een hoogte van meer dan 5 meter door de golven weggeslagen, en dit over een breedte van meer dan 20 meter. Tussen 1952 en 1960 werden 25 lange strandhoofden gebouwd tussen Heist en de Nederlandse grens, maar een geërodeerde kuststrook van ongeveer 2 km, juist ten oosten van de haven van Zeebrugge, is nog steeds onbeschermd.

Voor wat de Nederlandse kustlijn betreft zijn veel meer gegevens voorhanden. De hoogte van het getijde daalt van de Belgisch-Nederlandse grens tot het Marsdiep en stijgt van het Marsdiep naar de Duitse kust. Daar de voortplantingsrichting van het getijde gaat van de Belgische kust naar de Duitse kust, vindt, onder invloed van de getijdestromen in de zone Kadzand - Marsdiep, een strandtoename, en in de zone Marsdiep - Duitse grens, een strandafname plaats. De invloed van de golven op de Nederlandse kustlijn hangt hoofdzakelijk af van de dominerende golfrichting die men beschouwt ten opzichte van het sedimenttransport. In de fig. 218 ziet men de invloed van de golven in de gevallen dat men de noordwest of de westrichting als dominerend zou beschouwen, voor de richting van de golven.

Voor het deltagebied en het gebied der Waddeneilanden kan men de veranderingen van de kustlijn niet analyseren aan de hand van de vereenvoudigde of algemene methodes, daar in deze zones de storingen veroorzaakt door de talrijke brede zeegaten, de normale invloeden van de golven en de stromingen ver overschrijden. Op de eilanden Texel, Vlieland en Terschelling kunnen eventueel stroken gevonden worden, waarop de invloed van de zeegaten kan verwaarloosd worden.

Voor wat de zone Hoek van Holland - Marsdiep betreft, werden elk jaar sedert meer dan 100 jaar de posities van de hoog- en laag-waterlijnen en van de voetlijn der duinen om de 1.000 m, opgemeten; hierdoor konden de bewegingen van deze kustlijnen gedurende de laatste eeuw nauwkeurig bestudeerd worden.

De gegevens over de verplaatsing der duinen gaven het meest regelmatige resultaat. Uit deze gegevens werd fig. 219 samengesteld: hierop ziet men de resulterende beweging van de duinengordel tussen 1850 en 1950. Op de eerste plaats ziet men een tamelijk onregelmatige kromme: hierin zijn de storingen, veroorzaakt door de havendammen van IJmuiden, de pier van Scheveningen, de Hondsbosse Zeewal en enkele andere, duidelijk zichtbaar. Wanneer deze storingen uit de kromme worden verwijderd en deze laatste wordt afgevlakt, verkrijgt men de gestippelde lijn op de figuur.

De buitenste delen van deze krommen stellen de randstoringen voor, te wijten aan het zuidelijk systeem der zee-gaten en het noordelijk zeegat van het Marsdiep. De zuidelijke storing strekt zich uit van km 118 tot km 90; de noordelijke is langer en laat zich gevoelen van km 0 tot km 55 (IJmuiden). Tussen km 55 en km 90 zijn er geen randstoringen meer aanwezig; in deze sectie wijst de ongestoorde kustlijn op een zeewaartse vooruitgang van gemiddeld 60m gedurende de laatste eeuw.

Door de studie van de gemeten gegevens, was men dus in staat een kwantitatieve schatting te maken over de aangroei waarvan men het bestaan kwalitatief had aangetoond, uitgaande van theoretische overwegingen.

Voor wat het langstransport in deze zone betreft, kan men na een studie van de golfhoogten en golfrichtingen bij het lichtschip Goeree stellen, dat het vermoeden bestaat, dat het zandtransport in de brandingszone bij Scheveningen 6 mln. m³ zand/jaar van zuid naar noord en 5 mln.m³/jaar van noord naar zuid is. Het resulterend transport bij Scheveningen zou dus één mln.m³/jaar van zuid naar noord zijn. Bij IJmuiden werd op dezelfde wijze een resulterend transport gevonden van 0,5 mln.m³/jaar van zuid naar noord. Het resultaat komt vrij goed overeen met de vooruitgang van 0,5 m³/jaar van de kust tussen Scheveningen en IJmuiden, als men aanneemt, dat deze vooruitgang plaats heeft vanaf de dieptelijn van 7m tot een duinhoogte van 13m (de hoogte van de duintoppen in dit gebied is ca. 15 à 20 m).

De aanwas zou dan inderdaad $(7 + 13) \times 0,5 \times 50.000$ (afstand Scheveningen -IJmuiden)m³ = 0,5 mln. m³ bedragen. De gebruikte aannamen, waarvan niemand weet of deze op waarheid berusten, zijn:

- langstransport evenredig met de langs de kust gerichte ontbondene van de verloren gaande energie in het brandingsgebied (conceptie van ir. Svasek, Deltadienst, Rijkswaterstaat);
- transport door stroom te verwaarlozen ten opzichte van transport door golf;
- evenwijdige dieptelijnen.

De evenredigheidsconstante tussen langstransport en verloren gaande energie is gevonden uit een berekening betreffende de zandgolven op het eiland Vlieland.

HOOFDSTUK X

Slotbemerking

Hoewel we in dit werk heel wat aspecten van het sedimenttransport benaderd hebben blijft er evenwel een grote leemte: over de meetmethodes en de meettoestellen werd nagenoeg niets gezegd. De reden hiervoor is dat dit onderwerp zo uitgebreid is, dat er een ganse afzonderlijke studie zou kunnen van gemaakt worden; wegens tijdsgebrek hebben we ons dan ook verplicht gezien ons te beperken tot de negen behandelde hoofdstukken. Toch willen we het niet nalaten hier een kort overzicht te geven van de verschillende methodes; voor de uitvoering ervan bestaan telkens een uitgebreide reeks meettoestellen.

Om een inzicht te krijgen omtrent het sedimenttransport moet men op de eerste plaats ingelicht zijn over het aanwezig sediment, de verdeling en de diepteligging ervan in het beschouwde gebied. Om dit te onderzoeken kan men zich van een ganse reeks methodes bedienen voor de plaatsbepaling, waarvan het modernste wel het Decca-hyperbolen-net-methode schijnt te zijn. Voor de diepte-bepaling kan men kiezen tussen methodes die gaan van de gewone loding tot methodes die steunen op ultra-geluiden of radio-activiteit. Voor de studie van het sediment zelf kan men monsters nemen of opnieuw beroep doen op de voortplantingssnelheid van het geluid of op de radio-actieve eigenschappen van de materialen.

Op de tweede plaats dient men ook op de hoogte te zijn van de werkende krachten die het materiaaltransport veroorzaken: de wind en het water. Opnieuw beschikt men over een ganse serie van continuë en discontinue methodes voor het bepalen van richtingen, hoogten, snelheden.

Om tenslotte een inzicht te bekomen in het sedimenttransport zelf, kan men metingen en onderzoekingen doen in de natuur zelf of in een laboratorium. Voor het meten van het bodemtransport kan men directe methodes volgen aan de hand van sedimentvangers, radio-actieve tracers, luminoforen of gemerkte sedimentkorrels; men kan ook indirecte methodes benutten: morfologische, hydrografische, petrografische en biologische. Voor het meten van het sedimenttransport in suspensie kan men monsters nemen van het water; men kan ook foto-electrische metingen doen of werken met separatoren of radio-actieve tracers.

Kortom, zoals we reeds zegden, men heeft genoeg stof om een afzonderlijke studie te maken !

LITTERATUUROVERZICHT

1. Geraadpleegde cursussen (gedoceerd aan de Speciale Scholen R.U.G.)

- Prof. Ir. M. VAN CAUWENBERGE Zee- en Havenbouw
Rijksuniversiteit Gent 1966
- Prof. Dr. Ir. E. DEBEER Grondmechanica I: inleidende begrippen
Standaard Wetensch. Uitgeverij 1965
- Prof. Ir. F. VANDERHEYDEN Inleiding tot de topografie
Standaard Wetensch. Uitgeverij 1965
- Prof. Ir. G. TISON Aanvullingen van Hydraulica
(nota's)

2. Andere werken.

ANONYMOUS

- De studie van de zandbeweging in het mondingsgebied van de Delta. Deltawerken 1958 nr 5, p. 4 - 9.
- De Steenbank
De Nederlandse loods 1966, juni, p. 11 - 19.

ARLMAN, J.J., SANTEMA P., en SVASEK J.M.

- Movement of bottom sediment in coastal waters by currents and waves, measurements with the aid of radioactive tracers in the Netherlands.
Deltadienst, Rijkswaterstaat, Progress Report June 1957.

BAAK J.A.

Stand van het onderzoek van Kanaal- en Noordzeezanden.
Hand. XXV Ned. Nat. & Gen. Congres 1935, p. 1 - 2

BACKHAUS H.

Die ostgriesischen Inseln und ihre Entwicklung. Schriften der wirtschaftswissenschaftlichen Gesellschaft zum Studium Niedersachsens, Bd. 12, 1943.

BAKKER W.T.

- The coastal dynamics of sandwaves and the influence of breakwaters and groynes.
Rapport RWS - Directie Waterh. & waterbew. - Afd.Kustonderzoek
- One aspect of the dynamics of a coast, partly protected by a row of groynes.
Rapport RWS - Directie Waterh. & Waterbew. - Afd.Kustonderzoek

BAKKER W.T. en BANGERT P.W.

- Qualitatief onderzoek naar het zandtransport in het zuidelijke bekken van de Noordzee tengevolge van getijdenstromen. Rapport RWS - Directie Waterh. & Waterbew. - Afd. Kustonderzoek
- De watersnelheden op de bodem van het zuidelijke bekken van de Noordzee tengevolge van de orbitaalbeweging van golven. Rapport RWS - Directie Waterh. & Waterbew. - Afd. Kustonderzoek

BASTIN A.

- Recherches sur la sédimentation récente le long des côtes et dans les cours d'eau à l'aide de traceurs fluorescents et radioactifs. Univ.Cath.de Louvain - Fac.des Sciences, Instit.de Géologie, février 1963
- Het gebruik van tracers voor sedimentologisch onderzoek. Het Ingenieursblad (K.V.I.V.) 33, 1964 nr 8, p 416 - 428.

BRADÉAU G.

Quelques techniques pour l'étude et la mesure du débit solide. La Houille Blanche 6, 1951, nr A, p 243 - 252.

BREUSERS H.M.

Vergelijking bodemtransportformules. Waterloopk. Lab. Delft, Inf.blad V 113, dec. 1961 6 p.

BRIQUET A.

Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique
Paris 1930 439 p.

BRUUN P.

Longshore currents and longshore troughs. Journ. Geoph.Res. 68, 1963, nr 4, febr. p. 1065 - 1078

BRUUN P. en GERRITSEN F.

Stability of Coastal Inlets. North-Holland Publishing Company, Amsterdam 1960.

CROMMELIN R.D.

Een onderzoek naar de aard en de herkomst van het slib in de Westerschelde en enige aanverwante gebieden. Rapport RWS 1950

DECHEN D.W.

Sedimentpetrologische Untersuchungen zur Frage der Sandumlagerungen im Watt Nordfrieslands. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Bd. 3, H.5&6, 1950.

DEFANT A.

Physical Oceanography, Volume II
Pergamon Press, London 1961

DEGROOT J.A.

Mud transport studies in coastal waters from the Western Scheldt to the Danisch frontier.
Intern. Inst. Rech. and Improvement Bull. 6, 1964,
Revised repr. from (b) L.M.J.V. van Straaten (ed) Deltaic and shallow marine deposits. Developments in sedimentology, 1, 1964 p. 93 - 103.

DEJONG J.D.

Het strand in de sedimentaire geologie
Leiden, Sythoff, Openbare les 1964, 24 p.

DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT.

Atlas der Gezeitenströme für die Nordsee und die Britischen Gewässer.
Hamburg 1963

DE VOS P. en VAN DER BYL M.

- Aanslibbing buitenhaven IJmuiden in 1960
RWS rapport SDIJ 61.03, 16 P.
- Aanslibbing buitenhaven IJmuiden over de periode juli 1960 tot en met januari 1961.
RWS rapport SDIJ 62.01, 1962, 13 p.

DIETZ D.M.

Beschrijving van een toestel voor het nemen van watermonsters op verschillende diepten. Comm. van de Bestudering van het bezinkingsvraagstuk, 1964. Meded. nr 1, 4 p.

DILLO H.G.

Sandwanderung in Tideflüssen
Mitt.Franzius-Inst. Grund- und Wasserbau
TH Hannover, Heft 17, Hannover 1960.

DINGLE R.V.

Sandwaves in the North Sea mapped by continuous reflection profiling.
Marine Geology, 3, 1965, nr 6, Dec. p. 591 - 400

DITTMER E.

Neue betrachtungen und kritische Bemerkungen zur Frage der "Küstensenkung".
Die Küste Jg. 8, 1960.

EDELMAN T.

- Verstoringen in de Kustlijn tengevolge van de aanwezigheid van zeegaten.
RWS, Studierapport WWK 61 - 3
- Kustvorm en materiaaltransport
RWS, Studierapport WWK 62 - 1
- Genese en ontwikkeling van het kustlandschap tussen Duinkerke en de Jade-boezem.
RWS, Studierapport WWK 62 - 2
- Vormveranderingen aan zandige kusten Deel I
Ableiding van de kustvergelijking
RWS, Studierapport WWK 64 - 1
- Vormveranderingen aan zandige kusten Deel II
Het dwarsprofiel en het materiaaltransport haaks op de Kust.
RWS, Studierapport WWK 67 - 3

EDELMAN T. en EGGINK D.N.

Some characteristics of the Dutch coast.
Proc. 8th conf. on coastal Engng, Mexico nov. 1962, Ch.41
p. 756 - 764.

FAVEJEE J. Ch. L.

The origin of the Wadden mud
Ned. Landbouwhogeschool, Wageningen 1951, M. 51

FERGUSON H.A., WEMELSFELDER P.J. en SANTEMA P.

General observation with regard to sedimentation problems
in the Dutch coastal waters and estuaries.
19th Assembly of the P.I.A.N.C. London 1957, S II, C3 p.207-231

FUHRBOTER A.

Zur Mechanik der Strömungsriffel.
Milt.Franzius Inst. T.H.Hannover nr 29, 1967 p. 1 - 35.

GAYE en WALTHER

Die Wanderung der Sandriffe vor den Ostfriesischen Inseln.
Die Bautechnik 1935, 41 p. 1 - 13.

GERRITSEN F. C.

Historisch-hydrografische ontwikkeling van het Eems-estuarium
RWS, Dir. Noord-Holland, 1952, 15 p.

GOHREN H.

- BEITRAG ZUR MORPHOLOGIE DER JADE- UND WESERMUNDUNG
Die Küste, 13, 1965, 4 p.
- Beobachtungen über den Einfluss des Oberwassers auf die
Sandbewegung in der Aussenweser.
Die Küste, H. 2, 1960.

GRIJM W.

- Theoretical forms of shorelines
9th conf. on Coastal Enging. Lisbon 1964, June, p 2 - 13
- Theoretical forms of shorelines
7th conf. on Coastal Engng. The Hague 1960, Aug. nr 6.6

GRIPP K.

- Die Entstehung der Nordsee
Das Meer 5 - Berlin 1937
- Entstehung und künftige Entwicklung der Deutschen Bucht
Archiv d. Dt. Seewarte, Bd. 63, nr 2, Hamburg 1944

GUILCHER A.

La formation de la Mer du Nord, du Pas de Calais et des Plaines
Maritimes Environnantes
Revue de Geographie de Lyon (Etudes Rhodan), Vol.26 p 311-329

HAARNAGEL W.

Das alluvium an der deutschen Nordseeküste
Schr.-R. Niedersächs. Landesstelle Marschen-und Wurtenforsch, 4
Hildesheim 1950

HENSEN W.

Eindringen von Salzwasser in Gezeitenflüsse
Mitt.d.Franzius-Inst. f.Grund-und Wasserbau der TH Hannover, H.3
(1953)

HIRANANDANI M.G.

Field methods of collecting silt samples in suspension and silt
samples on bed.
Ch.6 of A visit to hydraulic research laboratories in U.S., U.K.
and France, CW PRS, 1959 p 79 - 82

HOUBOLT J.J.H.C.

Voorlopig verslag van een sedimentologisch onderzoek van het
zuidelijk gedeelte van de Noordzee door de Koninklijke Shell
exploratie en productie laboratoria. Kon.Shell publ. P.245
1964, febr. 9 p

HUDER J. and GROEBLI M.

Die entnahme von ungestörten Bodenproben.
Milt. der Versuchsamt für Wasser- und Erdbau ETH Zürich, nr 46
Sonderabdruck aus Strasse und Verkehr 45, 1959 nr 6, 5 p

ILLIES H.

Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten,
ihre Ursachen, Messung und Auswertung.
Mitt. Geol.Staatsinst. 19, Hamburg 1949, p 89 - 109

JARKE J.

- On the sediments of the North Sea and the Circumstances under which they are formed.
International Oceanographic Congress 1st preprint, 1954 p 629-630
- Eine neue Bodenkarte der südlichen Nordsee
Deutsche Hydrographische Zeitschrift 9, Hamburg 1956

JOHNSON J.W.

Dynamics of nearshore sediment movements
Bull.Am.Ass.of Petroleum Geologists 1956, 40 p. 2211-2232

KALLE K.

Der Stoffhaushalt des Meeres
Becker & Erler - Leipzig 1945

KAMPS L.F.

Enige gegevens over de sedimentatie in het Waddengebied, ten Noorden van de Provincie Groningen.
Waddensymposium, Den Haag 1950

KING C.A.

Beaches and Coasts
Edward Arnold, ltd. London 1960

KNOP F.

Untersuchungen über Gezeitenbewegung und morphologische Veränderungen im Nordfriesischen Wattgebiet.
Mitt. Leichtweiss Inst. 1961 H. 1

KONIG D.

Über die Wohnweise einiger im Boden lebender Riere der Wattenmeeres.
Verh. Dt. Zool. Kiel 1948, p. 402 - 410, Leipzig

KRUGER W.

Riffwanderung vor Wangeroog
Jb. Hafenbautechn. Ges. 16, Berlin 1938

KUENEN Ph. H.

Transport and sources of marine sediments
Symposium on sediment of recent and old sediments, 1959
In Geologie en Mijnbouw (New serie) 21, 1959, nr 7 p 191-196

LANGERAAR W.

Sandwaves in the North Sea
Hydrographic Newsletter, 1.1966 nr 5, Sept. p 243-246

LARRAS J.

- Les profils d'équilibre des fonds de sable sous la mer
Annales des Ponts et Chaussées, 1959, n° 18 p.391 - 404
- L'influence du milieu liquide sur la mise en dépôt et la remise
en suspensions des limons
Annales des Ponts et Chaussées, 1964, n° 8, p. 107 - 122
- Cubes de sable charriés pa la houle parallèlement à la côte
Annales des Ponts et Chaussées 1966 II p. 71 - 76

LEFEVERE S.

Le recouvrement biogène le long de la côte belge.
Bullet. Inst.Royal des Sciences Nat. de Belg. 41 (26) 1965

LEKAHENA E.

Megaribbels en hun relatie tot zandtransport in de zuidelijke
Noordzee.
TNO-Nieuws, 21, 1966 nr 10, okt. p. 345 - 352

LELOUP E.

Observations sur la dérive des courants au large de la côte
belge au moyen de flotteurs de fond.
Bullet. Inst.Royal des Sciences Nat. de Belg. 42(20) 1966

LHERMITTE

- Mouvements des matériaux sous l'action de la houle
Annales des Ponts et Chaussées 1961 n° 14 p. 357 - 412
- Influence de la turbulence sur la vitesse de chute des parti-
cules solides dans les fluides pesants.
Annales des Ponts et Chaussées 1962 n° 12 p. 245 - 273

LUCHT P.

Geschiebe und Sinkstofftransport in der Elbe
Mitt. Geolog.Staatsinstitut Hamburg 1954 n° 23 p. 68 - 73

LUDERS K.

Die Sedimente der Nordsee
Neues Arch. Niedersachsen 1950 H 16 p. 213 - 226

LUNEBURG H.

- Dynamik und Sediment-Transport an der Wattoberfläche des
Weserästuars
Zeitschrift für Geophysik Jrg.23 1957, H2 p 57 - 62
- Zur Sediment verteilung in der Aussenwezer zwischen Hogeweg und
Rotersand.
Veröffentl. der Inst. für Meeresf. in Bremershaven Bd 7 1961
p 1 - 12

MAARSE H.

Sedimentgehaltemeting met behulp van de colorimeter
Waterloopk. Afdeling Hellevoetsluis nr 78, nov.1961
Werkplan nr H - 37 - H(1), 16 p.

Mc HENRY J.R. en Mc DOWELL L.L.

The use of radioactive tracers in sedimentation research
Journ. of Geoph. Res 67, 1962 n° 4 p. 1465 - 1471

MILLER R.L. en ZEIGLER J.M.

A model relating dynamics and sediment pattern in equilibrium in
the region of shoaling waves, breaker zone and foreshore.
J.Geol. 66, 1958 p.417 - 441

MORRA R.H.J., OUDSHOORN H.M., SVASEK J.N. en VOS F.J. de

The movement of sand in the tidal region of the south-western
part of the Netherlands
Report of the Delta Committee, 1961 pt.5 Con.IV, 6 p.327 - 380

NETHERLANDS HYDROGRAPHER

Some oceanographic and meteorological data of the Southern North
Sea
Hydraugraphic Newsletter 1, 1965, special issue nr 1

NIEBUHR W.

Beobachtungen über den Sandtransport in der unteren Ems
Die Küste 1955 Jg. 4, S. 67 - 92

OOMKENS E. en TERWINDT J.H.J.

Inshore estuarine sediments in Haringvliet
Geol. en Mijnb. N.S. 22, 39 p. 701 - 710. Leiden 1960

OTTMANN F.

Introduction à la géologie marine et littorale
Ed. Masson et Cie, Paris 1956

PARISIS M.

Morfologische en geologische studie van de Vlaamse banken
Verhandelin K.M.S. 103, 1967

PRATJE O.

Die Sedimente der Deutschen Bucht
Wiss. Meeresunters. N.F. 18, p. 1 - 126. Oldenburg 1931

RACOCKZI L.

Studies of sediment transportation bij luminescent tracers
Symposia CWPRS, Poona 1966, Vol. II p. 321 - 325

REINECK H.E.

- Kastengreifer und Lotröhre "Schneepfe", Geräte zur Entnahme ungestörter, orientierter Meeresgrundproben.
Senck. Leth. 39 p. 42-48, 54-56, Frankfurt am Main 1958
- Wühlbau - Gefüge in Abhängigkeit von Sediment-Umlagerungen
Senck. Leth. 39 p. 1 - 56, Frankfurt am Main 1958
- über die Entstehung von Linsen- und Flaserschichten
Abh.dt.Akad.Wiss. 1, p. 370-374 Berlin 1960
- Über Sandverlagerungen im Bereich des Nassen Strandes
Forschungsstelle Norderney, Jber. 1960, 12 p. 13 - 26
- Sedimentbewegung an der Kleinrippeln im Watt
Senck. Leth. 42, 1961, nr 1/2 p. 51 - 67
- Relieffüße ungestörter Sandproben
Zeitschr. für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkde 99, 1962
p. 151 - 154
- Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee
Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft
505, Frankfurt 1963

RIETVELD C.F.W.

The natural development of the Wadden Sea after enclosure of the Zuiderzee.
Proc. 8th conf. on Coastal Engng. Mexico, nov. 1962 ch.42
p. 765 - 781

RIJKSWATERSTAAT (Nederland)

- Verslag van enige proefnemingen met de bodemtransportmeter "Sphinx" op de Spijkerplaat in de Westerschelde
RWS Afd. St.dienst Vlissingen, Nota 56, 1 maart 1956, 6 p
- Schematisch overzicht van zandtransportmetingen met radioactief tracer materiaal
RWS Wat.Afd. Hellevoetsluis nr 53, 1960, rapp. 11, 9 p
- Het kustonderzoek bij Katwijk
Deltawerken, driemaand. bericht 1962, nr 22 p. 84 - 89
- De slibbeweging in het Deltagebied vóór en na de uitvoering van de Deltawerken
Deltawerken, driemaand. bericht 1965, nr 33, p. 124 - 128

RUSSEL R.C.H.

Coast erosion and Defense
Dep. Sc. and Ind. Res. Hydr. Res. paper ,r 3, London 1960

RUSSEL R.C.H. en DYKE J.R.F.

The direction of net sediment transport caused by waves passing over a horizontal bed
10th IAHR London 2-5 sept.1963, Subj.I,nr 6, vol.1 p.41-46

SAGER G.

- Eine Karte der Linien gleicher Eintrittszeit des maximalen Gezeitenstroms für die Nordsee, den Englischen Kanal und Irische See
Bücherei der Funkortung bd 8, teil 8, Seevermessung und Kartenwesen, Int. Jahrestagung, Kiel 1960, Dortmund 1961 p. 73 - 92
- Die grösstgeschwindigkeiten der Gezeitenströme zur mittleren Springzeit in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See
Beitr. zur Meereskunde, 1961, Berlin, H.1 p.19 - 26
- Ergänzende betrachtungen zur Karte der Linien der gleichen Springtidenhubs der halbtätigen Gezeit M2 + S2
Beitr. zur Meereskunde, 1961, nr 2/3 p. 9 - 25
- Die Richtung der maximalen Gezeitenströme in der Norsee, dem Kanal und der Irischen See
Beitr. zur Meereskunde, 1962, nr 6 p. 38 - 44
- Die Hauptrichtungen der Gezeitenströme in der Nordsee, dem Kanal, und der Irischen See
Seeverkehr, 2, 1962, nr 4, p. 19 - 21

SAMU G.

Die Erkenntnisse der Sandbewegungsuntersuchungen in der Südlichen Nordsee
Mitt. Bundesanstalt für Wasserbau, Febr. 1968

SCHIJF J.B.

Generalities on coastal processes and coastal protection
RWS-bijdrage 6th Conf. on Coastal Eng. Florida 1957

SCHOEMAKER H.J.

Groei van delta
Waterloopk. Lab. Delft. Inf.blad vol.14, febr. 1962, 2p.

SCHULZ H.

- Sedimentation und Erosion im Elbe Aestuar
Mitt.Geolog.Staats-Inst. Hamburg 1954, nr 23 p. 61 - 67
- Progress in the investigation of the motion of solid materials in the German estuaries bij radioactive and fluorescent tracers
Paper 5,3 of the 10th Conf.on Coastal Eng. Tokyo 1966, Sept.
Extended summary, 5 p.

SCHULZ H. en STROHL G.

Untersuchung der Sandwanderung im Bereich der Deutschen Küste mit radioactiven Leitstoffen
Deutsche Gewassenkundl. Mitt. 4, 1960 nr 1, p. 17 - 27

SHEPARD F.P., EMERY R.C. en LAFOND E.C.

Rip currents; a process of geological importance
Journ. Geol. 49 1941 p. 337 - 369

STERLING A.

Emploi de traceurs radio-actifs pour la détermination du mouvement de substances solides dans l'eau. Le problème de l'Escaut considéré comme voie d'accès au Port d'Anvers. La Technique de l'Eau n° 242, 1967, 15 févr. p. 21-30

STRIDE A.H.

Preservation of some marine current-bedding. Nature (London) 206, 1965, nr 4983, May 1, p. 498-499

STRIDE A.H. en CARTWRIGHT D.E.

Sand transport at Southern end of the North Sea Dock and Harbour Authority, 38, 1958, nr 447, p. 323-324

SUNDBORG A.

A method for estimating the sedimentation of suspended material U.G.G.I. General Assembly Toronto 1957, Vol.I p. 249-259

SVASEK J.N.

Zandtransportmetingen met behulp van tracers t.b.v. het ontwerp van de havendammen van de Europoort. RWS Deltadienst Waterloopk.Afd., Rapp.nr 8, 1961, dec., 12 p.

TERWINDT J.H.J.

Onderzoek naar de verplaatsing van megaribbels in de Noordzee bewesten IJmuiden. RWS Deltadienst Waterl.Afd. Nota K-78, 1966, juni 13 p

TERWINDT J.H.J., DE JONG J.D. en VANDERWILK E.

Sediment movement and sediment properties in the tidal area of the lower Rhine. Verh.v.h.Kon.Ned.Geol.Mijnb.Gen. Geol.serie deel 21-2, 1963 p. 243-258

TESCH P.

De Noordzee van hystorisch-geologisch standpunt Ned.Geol.Stichting 1942 23 p.

THOMAS T.M.

The North Sea and its environs Geographical Review, Vol.56, 1966 p.12-39

TISON L.J.

La naissance des bancs de sables et des ripple-marks sous l'influence des courants. I.A.H.S.R. III - Grenoble 1949

TOPS J.W.

Costal investigations along the North Sea west of Noord Holland between Den Helder and IJmuiden

VAN BENDEGOM L.

Enkele beschouwingen over de vorming en vervorming van Wadden
Tijdschr.v.h. Kon.Ned.Aardr.Gen. D 1 67 (1950) p.326 - 333

VAN CAUWENBERGHE C.

Hydrografische analyse van de Scheldemonding ten oosten van
de meridiaan 3°05' tot Vlissingen
Het Ingenieursblad, Jg 35, nr 17 p.565 - 576

VAN DER BRUG H.J.

Aanzanding van een kust voor een havendam
Rapport Waterloopk.Lab. Delft V. 5

VANON V.A.

Sediment transportation mechanics
Broc. A.S.C.E. 92 1966 nr HY 2 (4738) p. 291-314

VAN STRAATEN L.M.J.V.

- Giant ripples in tidal channels
Waddensymposium Kon.Ned.Aardr.Gen. 67, 1950 p. 336 - 341
- Current rips and dip current rips in the Dutch Waddensea
Proc.Kon.Ned.Akad.v.Wetensch. 55, Ser.B 1952 nr3 p.228-238
- Rhythmic patterns on Dutch North Sea beaches
Geol. en Mijnb.N.S.15 (1953) p.31-43
- Megaripples in the Dutch wadden Sea and in the basin of
Arcachon
Geol. en Mijnb.n.S. 15 (1953) p. 1 - 11
- Composition and structure of recent marine sediments in the
Netherlands
Leids Geol. Mededel. 19 (1955) p. 1 - 110
- Directional effects of winds, waves and currents along the
Dutch North Sea coast.
Geol. en Mijnbouw, 40, 1961 okt. p. 333 - 346

VAN VEEN J.

- Zandtransport langs onze kusten
Nederl. Nat. en Gen. congres 1935
- Onderzoekingen in de Hoofden in verband met de gesteldheid
der Nederlandse kust
Alg. Landsdrukkerij - Den Haag 1936 252 p.
- Enige opmerkingen over zandtransport van stromen
Tijdschrift Kon.Ned.Aardr.Genootschap A'dam 1936 p.161-172
- Eb- en vloed-schaar systemen in de Nederlandse getijwateren
Kon.Ned.Aardr.Genootsch.67, 1950, p.303-355

VEENSTRA H.J.

Geology of the Hinderbanks, Southern North Sea
Hydrographic News Letter, 1 m 1964, nr 2, June p. 72-76

VERSCHAEVE J.E.L.

- Protection and maintenance of the Belgian coast between Zeebrugge and the Dutch border
7th Conf. on Coastal Eng. The Hague, 1960, Aug. nr 7.3
- Belgium. Coastal erosion: Zeebrugge beach filling; Heist
Paper 4.18 of the 10th Conf. on Coastal Eng. Tokyo 1966, sept.
3 p

VOLBEDA J.H.

Sandtransport in the shallow waters of the Dutch Coast at IJmuiden.
7th Conf. on Coastal Eng. The Hague 1960 nr 5.6

VOLPEL F.

Studie über das Verhalten weitwandern der Flachsesande in der südlichen Nordsee.
Dtsch. Hydrogr. Zeitschr. 12 Hamburg 1959

WASSING F.

Calculation of sand transport
W.L. rapport Delft H 9

WINGHART J.

Connaissance actuelle du mécanisme du transport solide
Annales des Ponts et Chaussées 1965 p. 11 - 37

YALIN M.S.

Geometrical properties of sand waves
Proc. Am.Soc. of Civ.Eng. Hy 5 (1964) p.105 - 119

INHOUDSTABEL

	Blz.
Voorwoord	1
Inleiding	2
HOOFDSTUK I	
Aardrijkskundige afbankening en beschrijving van het behandelde gebied	4
HOOFDSTUK II	
Geologische ontwikkeling van de Noordzee	6
& 1 Algemeenheden	6
& 2 Detailstudie van de zuidoostelijke Noordzeekusten	11
A. De Hoofden	11
B. De Vlaamse kust	12
1. Het geologisch substraat	12
2. Het pleïstoceen	13
3. Het onder- en het midden holoceen	13
4. Het boven holoceen	13
a. De Duinkerke-1-transgressie	14
b. De Romeinse regressie	14
c. De Duinkerke-2-transgressie	15
d. De Duinkerke-3-transgressie	15
C. De Nederlandse kust	17
D. Huidige schommelingen van de zeespiegel	18
& 3 Een recent systeem voor geofysische onderzoeken	19
HOOFDSTUK III	
Mineralogische samenstelling van het bodemoppervlak	21
& 1 Diepteligging der sedimenten	21
& 2 Monsternamen: algemene types van toestellen	22
1. Toestellen voor het nemen van geroerde monsters	22
2. Toestellen voor het nemen van ongeroerde monsters	23
& 3 Bewerking en bereiding van de bodemmonsters	24
& 4 Sediment-analyse	24
A. De naamvorming	25
1. In Duitsland	25
2. In België	26
B. De korrelgrootte	28

& 5 Soorten sedimenten aangetroffen langs de Noordzee- kusten, in de estuaria en de wadgebieden	29
A. De klifkusten	29
B. De zandkusten	33
1. Algemeenheden	33
2. De strandsedimenten	34
1) Duinzand	34
2) De sedimenten van het droog strand	36
3) De sedimenten van het nat strand	36
4) De sedimenten van het onderwater strand	39
C. De sedimenten in de estuaria en deltagebieden	40
1. Estuaria	40
1) Samenstelling	41
2) Verspreiding van de vervoerde sedimenten	43
2. Deltagebieden	44
1) Algemeenheden	44
2) Stroommondingen in gebieden met klein tijverschil	46
3) Stroommondingen in gebieden met groot tijverschil	47
D. De wadden	49
1. Beschrijving	49
2. Sedimentatie processen	50
3. Algemene lithologie van de wadgebieden	51
4. Korrelverdeling der wadsedimenten	52
& 6 Verspreiding van de sedimenten in de Noordzee	53
A. De Hoofden	54
B. De Belgische Kust	55
C. De Nederlandse Kust	57
D. De Duitse Bocht	58
& 7 Herkomst van de sedimenten	60
A. Algemeenheden	60
B. Bronnen van mariene sedimenten	61
C. Aanvoer van de sedimenten in de zuidoostelijke Noordzee	63
1. De rolstenen	63
2. Het zand	64
3. Het slib	65

HOOFDSTUK IV

Biologische endobionten	68
A. Micro-organismen	68
B. Detritische organismen	69
C. Perforerende organismen	71
D. Algen	71
E. Coprolieten	72
F. De schelpverdeling	73

HOOFDSTUK V

Algemene morfologische beschrijving van de onderverdelingen van de beschouwde kustlijn	74
& 1 De falaise-kusten van Noord-Frankrijk	74
A. De morfologie van de klifkusten	74
B. Vorming en regressie der falaisekusten	75
1. Het mechanisme van de terugschrijving	75
2. Discussie van de theorie	76
3. Conclusies	77
& 2 De zandkusten	77
A. Nomenclatuur en bespreking van de verschillende zones	77
1. Nomenclatuur	77
2. Indeling van een zandkust	77
B. De littorale duinen	78
1. Morfologie	78
2. Mechanisme van het transport veroorzaakt door de wind	79
3. Vorming en verplaatsing van de duinen	80
C. Het droog strand	83
D. Het nat strand	83
1. De grenzen	83
2. De helling	84
E. Het onderwater strand	86
& 3 Estuaria en zeegaten	87
A. Inleiding	87
B. De estuaria en littorale moerassen	88
a. Het dynamisch getijde	88
b. De densiteitsstromen	90
C. De delta's	91

& 4 Wadden en wadgebieden	92
HOOFDSTUK VI	
Algemene hydrografie van de zuidoostelijke Noordzee	93
& 1 Inleiding	93
& 2 Klimatologische gegevens	93
A. Windrichtingen en windsnelheden in de zuidoostelijke Noordzee	93
B. Overwegende winden aan de Belgische kust	95
& 3 De waterstanden en de golfhoogte	96
A. Reductievlak der peilschalen	96
B. De golfhoogten en hun afhankelijkheid van de wind	97
1. Algemeen	97
2. Periodische en niet-periodische schommelingen	98
C. De getijden en het verband tussen de waterstanden en de stand van zon en maan	102
1. Begrippen omtrent getijden	102
2. De getijdentheorie	105
3. De getijden in de Noordzee	109
4. Kaarten met lijnen van gelijke $M_2 + S_2$ tijverheffingen	110
5. Getijden langs de Vlaamse kust	114
D. Meting van de waterstanden en de golfhoogten	119
1. Metingen van waterstanden	119
2. Golfmeters	120
E. De getijvoorspelling	121
& 4 De getijdestromen	122
A. Inleiding	122
B. De getijdestromen in de Noordzee	123
1. Richtingen en snelheden	123
2. Amfidromische punten	125
3. Reststromen	126
C. Verandering van de stroomsnelheden met de diepte	126
D. Toestellen voor het meten van stroomsnelheden en stroomrichtingen	129
E. Gegevens voor de Belgische kust	132

HOOFDSTUK VII

Factoren verantwoordelijk voor het sedimenttransport	137
& 1 De rechtstreekse werking van de wind: eolische werking op de duinen	137
& 2 De onrechtstreekse werking van de wind: de golven	137
A. Soorten golven	137
B. Algemeenheden omtrent de theorie van de golven	138
C. De theoretische deining	139
D. Golven in de Noordzee	140
E. De deining in de nabijheid van de kust	141
1. Trochoïdale golfbeweging in ondiep water	141
2. Invloed van geleidelijke dieptevermindering	141
3. Het breken of branden der golven	142
4. Reflexie, refractie en diffractie	145
& 3 Stromingen	147
A. Stromingen in volle zee	147
1. Driftstromen	147
2. Verhangstromen	147
3. Turbiditeitsstromen	147
4. Getijdestromen: eb-, vloed-, en reststromen	148
a) De getijdestromen	148
b) Weg doorlopen door waterdeeltje	149
B. Stromingen in de nabijheid van de kust	153
1. De littorale driftstromen	153
2. Sleepstroming, retourstroming, undertow	154
3. Rip-currents	155

HOOFDSTUK VIII

Studie van het sedimenttransport	157
& 1 De beweging van afzonderlijke sedimentdeeltjes in stromend water	158
A. Verschillende bewegingsmechanismen van vaste deeltjes	158
1. Soorten stromingen	158
2. Wijzen waarop het materiaaltransport gebeurt	159
3. Evenwicht tussen erosie, transport en sedimentatie	161
4. Factoren die het transport beïnvloeden	161
a. Factoren verbonden aan de deeltjes	161
b. Factoren verbonden aan het fluïdum	163
5. Transport in een maritiem milieu	163

B. Theoretische werkwijzen ter bestudering van het transportprobleem	164
1. Transport langs de bodem	164
a. Beschrijving en studie van de bodemlaag	164
b. Weerstandscoefficient van een ontgrondbare bodem	168
c. Vergelijking der bodemtransportformules	170
2. Transport in suspensie	175
a. Mechanica	175
b. Evenwicht der suspensies	176
1) Algemeenheden	176
2) Turbulente uitwisseling	177
3) Analogie met de warmteoverdracht	179
c. Besluiten	180
3. Totaaltransport	181
& 2 Beweging der sedimenten onder de vorm van transportmassa's	182
A. Beweging van grofkorrelige materialen langs de bodem	182
1. Inleiding	182
2. Vorming van ribbels	184
3. Schijnbaar evenwicht van ribbels	187
4. Evolutie van de ribbels	188
5. Invloed van transportlichamen op de daarboven gaande stroming	189
a. Algemeenheden	189
b. Electricisch-analoog model	189
6. Grensstabiliteit van de ribbels	190
B. Beweging van slib en slijk over de bodem	192
1. Critische omstandigheden	192
2. Het probleem van het uitvlokken van klei	194
3. Adhesie van de deeltjes	195
C. Berekeningsmethode	195
1. Kinematische beginvoorwaarden voor de beweging	195
2. Benaderde begroting van het sedimenttransport	197
D. Sedimenttransport langs de bodem en in suspensie door tussenkomst van bewegende transportlichamen	199
1. Beweging hoofdzakelijk langs de bodem	199
2. Beweging gedeeltelijk langs de bodem en gedeeltelijk in suspensie	199
3. Beweging hoofdzakelijk in suspensie	200
E. Opmerking	201

& 3	Het voorkomen van transportlichamen in de natuur	202
A.	Geometrische eigenschappen van transportlichamen	202
1.	Hoogte van de transportlichamen	202
2.	Lengte van de transportlichamen	203
B.	Structuur en sedimentatierichting van de micro-structuren	205
1.	Gelaagde structuren	205
a.	Ribbelgelaagdheid	205
1)	Stromingsribbels	206
2)	Stationnaire en half-stationnaire oscillatieribbels	209
b.	Laminaire zandlagen	210
c.	Afwisselende lagen zand en slib	211
d.	Adervormige en lensvormige gelaagdheden	211
e.	Slib- of slijklagen	212
2.	Omwoelde structuren	212
a.	Oorsprong van de omwoeling	212
b.	Graad van omwoeling	213
C.	De macro-structuren	214
D.	Schematisch overzicht van de transportlichamen	218
& 4	Morfologische studie van de agglomeratievormen der transportlichamen	219
A.	Zandbanken	219
B.	Strandriffen en brandingswallen	222
1.	Beschrijving	223
2.	Stromingskenmerken	224
3.	Megaribbels op de riffen	226
4.	Zandtransport bij laagwaterstand	228
5.	Snelheid en wijze waarop riffen worden opgebouwd	228
6.	Verplaatsing van de riffen	229
C.	Rifbogen en zandplaten in zeegaten en stroommondingen	230
1.	Rifbogen	230
2.	Zandplaten en stroombanken	232
a.	Verplaatsingstraject en -snelheid der platen en geulen	232
b.	Stroomsnelheden en -richtingen in de geulen	233
c.	Reuzeribbels in de geulen	233
d.	De platen	235
e.	Verplaatsingsmechanisme van platen en geulen	235
D.	Slijkvlakten	238
E.	Gebiedsoverzicht	240

& 5 Beweging der sedimenten onder invloed van de deining en het getijde in de zuidoostelijke Noordzee	245
A. Invloed van de golven op het sedimenttransport	245
B. Invloed van de getijdestromen	247
1. Watersnelheden in de Noordzee tengevolge van het tij	247
2. De relatie tussen sedimenttransport, korrelgrootte en de gemiddelde watersnelheid	248 252
3. Uitwerking	
4. Conclusie	252

HOOFDSTUK IX

Regime - instabiliteit van de kusten	253
--------------------------------------	-----

& 1 De falaise kusten	253
-----------------------	-----

& 2 De kustlijn van Duinkerke tot de Jade	253
---	-----

A. Theoretische behandeling van de kustlijn	253
1. Regime van een zandkust	253
a. Het transversaal evenwichtsprofiel	253
1) Inleiding	254
2) Differentiaalvergelijking van het dwarsprofiel	256
3) Het evenwichts profiel	257
4) Het nulprofiel	257
5) Het profiel in de brekerzone	257
b. Vervorming van het transversaal evenwichtsprofiel door materiaaltransport loodrecht op de kust	258 261
c. Het langsprofiel: evenwicht en vervorming	
1) Grondslagen	261
2) Evenwichtsprofiel en langstransport	261
2. Verstoringen van de kustlijn tengevolge van de aanwezigheid van zeegaten	264
a. Verstoringsfiguren	264
b. Bankvorming en buitendelta's	268
c. Evenwichtsligging	269
d. Verwaarloosde factoren	273
e. Conclusies	274
3. De wadgebieden	275
B. Genese van het kustlandschap tussen Duinkerke en de Jade-boezem	
1. Onderdelen	276 278
2. Genese	277
3. Geologische gegevens	280
4. Erosie en zandaanvoer langs de beschouwde kustlijn	281

HOOFDSTUK X: Slotbemerking	284
----------------------------	-----

Literatuuroverzicht	285
---------------------	-----

