

25 NOV. 1947

KONINKLIJK NEDERLANDSCH METEOROLOGISCH INSTITUUT

No. 111

OPSTELLEN OP OCEANOGRAPHISCH

EN

**MARITIEM-METEOROLOGISCH
GEBIED**

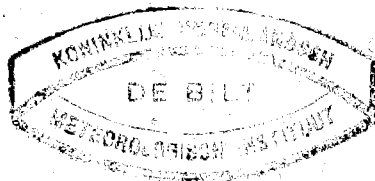
10

DE GETIJSTROOMEN

DOOR

J. VAN ROON

(Overdruk uit het Tijdschrift „De Zee”, Jrg. 1947)



Te verkrijgen bij:
RIJKSUITGEVERIJ, 's-GRAVENHAGE
Prijs f 1.—*

VIII . b. 43.



26 NOV. 1947

KONINKLIJK NEDERLANDSCH METEOROLOGISCH INSTITUUT

No. 111

**OPSTELLEN OP OCEANOGRAPHISCH
EN
MARITIEM-METEOROLOGISCH
GEBIED**

10

DE GETIJSTROOMEN

DOOR

J. VAN ROON

(Overdruk uit het Tijdschrift „De Zee”, Jrg. 1947)



**Te verkrijgen bij:
RIJKSUITGEVERIJ, 's-GRAVENHAGE
Prijs f 1.—***

GETIJSTROOMEN.

In de leerboeken der Zeevaartkunde wordt het ontstaan van de watergetijden behandeld en daarna in hoofdzaak de verticale beweging beschouwd.

Naast de verticale beweging heeft men ook een horizontale, de getijstroom. In de leerboeken wordt deze horizontale wel genoemd, doch een meer uitgebreide bespreking wordt meestal achterwege gelaten. De gegevens voor *berekening* van deze beweging zijn zeer schaarsch, vandaar dat dit onderdeel slechts terloops wordt genoemd. Voor de horizontale beweging is men aangewezen op gegevens in kaarten en in zeemansgidsen.

In De Zee van 1936 werd in een serie artikelen door wijlen den heer T. J. Noordraven gewijd aan de getijstroomen. Na dien tijd zijn kaarten en gegevens gepubliceerd, die in sommige opzichten een gewijzigd beeld geven. Het heeft daarom zijn nut nog eens op dit onderwerp terug te komen. Alvorens een overzicht te geven van enkele bijzonderheden van de getijstroomen, worden enkele punten betreffende de getijbeweging in het algemeen in herinnering gebracht.

De krachten, die de getijbeweging verwekken, zijn van astronomischen oorsprong. Zij zijn afhankelijk van de standen van de maan en van de zon ten opzichte van de aarde. Men kan deze krachten splitsen in periodieke krachten, welke in twee hoofdgroepen worden verdeeld: de dubbeldaagsche met een periode van ongeveer een halven dag, de enkeldaagsche met een periode van een dag.

De voornaamste der dubbeldaagsche getijkkrachten zijn de M_2 component en de S_2 component, de voornaamste enkeldaagsche zijn de K_1 en de O_1 component.

Ieder van deze getijkkrachten geeft aanleiding tot een periodieke waterbeweging met een zelfde periode als de kracht. De waargenomen getijbeweging kan dus gesplitst worden in partiële getijden. Men onderscheidt weer twee hoofdgroepen, de dubbeldaagsche en de enkeldaagsche getijden.

De voornaamste van de dubbeldaagsche groep zijn het dubbeldaagsch middelbaar maansgetij M_2 en het dubbeldaagsch middelbaar zonsgetij S_2 . De voornaamste getijden van de enkeldaagsche groep zijn de declinatiegetijden K_1 en O_1 . Deze getijden worden elk voor zich veroorzaakt door de componenten M_2 , S_2 , K_1 en O_1 van de getijkkracht.

De getijkkrachten geven aanleiding tot golfbewegingen.

Alvorens op de getijbeweging zelf nader in te gaan, zullen

eerst enkele bijzonderheden van golfbewegingen in herinnering worden gebracht.

Een eenvoudige golfbeweging is de z.g. *lopende golf*.

Bij een loopende golf neemt men aan, dat alle waterdeeltjes om den gemiddelden stand een elliptische baan beschrijven.

De afstand tusschen twee golftoppen is de golflengte λ , de tijdwaarin de golftop een afstand doorloopt gelijk aan de golflengte, is de golfperiode T . Is de snelheid, waarmede de golftop zich verplaatst c , dan is $cT = \lambda$.

Beschouwt men verschillende waterdeeltjes dan zijn, voortgaande in de richting der golfbeweging, de deeltjes in hun baan telkens achter t.o. van de voorgaande. De deeltjes, die zich op een golftop bevinden, zijn in hun hoogsten stand, die welke in het golfdal op gelijke afstanden van de toppen liggen, zijn in hun laagsten stand. Op $\frac{1}{4}$ van de golflengte van de toppen verwijderd zijn de deeltjes in de uiteinden van de horizontale as van hun baanellipsen.

De beweging van de waterdeeltjes is dus in het algemeen te ontbinden in een vertikale en een horizontale beweging. In de golftoppen hebben zij een horizontale beweging in de richting van de voortplanting van de golf, in de golfdalen een horizontale beweging tegengesteld aan de voortplantingsrichting van de golf. In de punten $\frac{1}{4}$ van de golflengte van de toppen, is de beweging uitsluitend vertikaal.

De snelheid van de horizontale beweging der waterdeelen moet niet verward worden met de golfsnelheid c . In een tijd gelijk aan $\frac{1}{2} T$ verplaatst een waterdeeltje zich over een afstand die gelijk is aan de horizontale as van de baanellips. De gemiddelde horizontale snelheid is de lengte van de horizontale as gedeeld door $\frac{1}{2} T$.

Bij loopende getijgolven is de golflengte zeer groot t.o. van de waterdiepte, terwijl de waterdiepte in volle zee groot is t.o. van de amplitude van de golf.

In dit geval (lange golven) mag men aannemen, dat de horizontale snelheid der waterdeeltjes (de getijstroom) over den afstand van af den zeebodem tot aan de oppervlakte dezelfde is. De snelheid van voortplanting van dergelijke lange golven hangt af van de waterdiepte en is bij constante diepte bepaald door $c = \sqrt{gh}$.

Hierin is g de versnelling van de zwaartekracht, h de waterdiepte.

Bij een loopende getijgolf is de getijstroom *in* de richting van voortplanting van de getijgolf als het water boven den gemiddelden stand staat en *tegengesteld daaraan* als het water beneden gemiddeld peil is.

Daar waar het water het gemiddelde peil bereikt, is de stroomsnelheid nul.

Als dus een loopende getijgolf voorbij een plaats trekt, loopt de getijstroom in de richting van de voortplanting van de golf vanaf het oogenblik dat het water bij zijn rijzende beweging den middenstand bereikt, totdat het water bij zijn dalende beweging weder den middenstand bereikt.

De stroom kentert dus niet bij hoog- en laagwater, doch als het water in den middenstand staat.

Loopende getijgolven kunnen alleen voorkomen als het water nergens in zijn beweging wordt gestuit. In een begrensd gebied kunnen dus nooit zuiver loopende golven voorkomen. Het eenige gebied waar loopende getijgolven mogelijk zijn is de Zuidelijke IJszee, waar een golf in de richting Oost-West rond de aarde kan bewegen.

Een geheel ander golftype is de *staande* golf.

Indien het water in een rechthoekigen bak in schommeling is gebracht, kan een golfbeweging ontstaan, waarbij als het water aan de linkerzijde in den hoogsten stand is, het aan de rechterzijde in den laagsten stand staat. Daalt het water links, dan stroomt het van links naar rechts. De grootste stroomsnelheid komt voor als het wateroppervlak horizontaal is. Is het water links in den laagsten, rechts in den hoogsten stand gekomen, dan is de horizontale snelheid nul.

Dat golftype heet een *staande* golf.

De lijn waar geen verticale beweging voorkomt, heet een knoopenlijn of kortweg een *knoop* van de golf. De punten waar alleen verticale beweging voorkomt, heeten de *buiken* van de golf.

Een staande getijgolf kan in een uitgebreid zeegebied voorkomen. Men heeft dan punten met uitsluitend verticale beweging (*buiken*) en punten met uitsluitend horizontale beweging (*knoopen*). Deze golf verplaatst zich niet. De golfbeweging maakt zich kenbaar door verandering van den vorm van den golf.

De afstand tusschen twee golf toppen heet weer de golflengte λ , de tijd waarin alle waterdeeltjes de volle beweging van hoogsten stand tot den volgenden hoogsten stand hebben doorlopen, heet de golfperiode T . Tusschen golflengte en golfperiode bestaat het verband $\lambda = T\sqrt{gh}$, als de waterdiepte constant is. \sqrt{gh} is de voortplantingssnelheid van een loopende golf, zoodat voor een staande golf eveneens geldt, dat $cT = \lambda$.

Wanneer een loopende golf een vast oppervlak treft, wordt de golf teruggekaatst. Bij ideale terugkaatsing tegen een verticaal vlak is de teruggekaatste golf volkomen gelijk aan de oorspronkelijke. Denkt men zich de loopende golf doorgezet voorbij het oppervlak waartegen terugkaatsing plaats vindt, dan is de teruggekaatste golf het spiegelbeeld van de voortzetting van de loopende golf. De eerste golf en de teruggekaatste geven dan als resulterende een staande golf, waarvan een buik ligt bij het oppervlak van terugkaatsing. De golflengte van de staande golf is gelijk aan die van de oorspronkelijke golf.

Zijn er dus loopende golven ontstaan in een zeegebied dan zal bij het treffen van een kust een staande golf gevormd kunnen worden.

De verschillen tusschen een loopende en een staande golf zijn dus de volgende:

Het *profiel van een loopende golf is constant* en verplaatst zich eenparig. In de richting van de voortplanting krijgen de verschillende plaatsen achtereenvolgens hoog water (fig. 1).

Het *profiel van een staande golf verandert*, doch de golf blijft op dezelfde plaats. Tusschen een knoop en een buik bereiken alle punten tegelijkertijd den hoogsten en den laagsten stand (fig. 2).

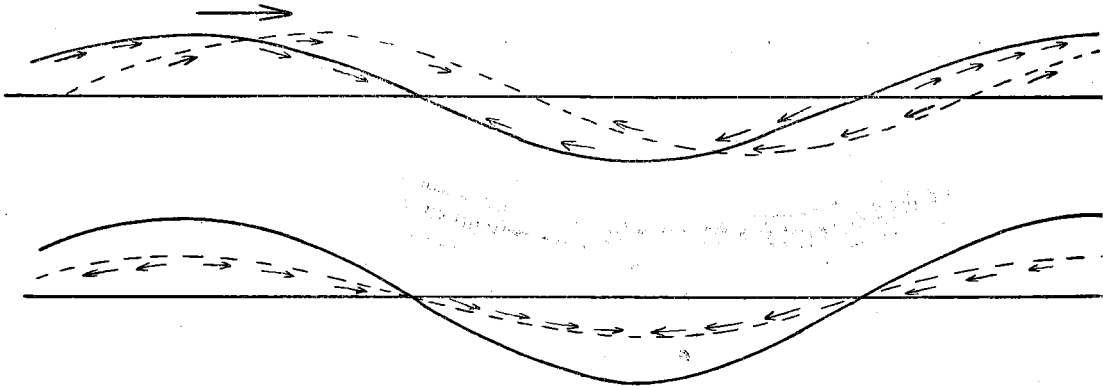


Fig. 1 en 2.

Bij een loopende golf is de getijstroom in alle punten waar het water boven den gemiddelden stand is, in de richting van de voortplanting van de golf, waarin het water beneden den gemiddelden stand is in *tegengestelde* richting. De stroom kentert (verandert van richting als het water den gemiddelden stand bereikt).

Bij een staande golf is de stroom in de buiken null. De stroom loopt van de punten waar het water daalt, naar de punten waar het water rijst en kentert als het water in den hoogsten of in den laagsten stand is. De sterkste stroom heeft men als overal het water in middenstand is.

De krachten, die de oorzaak zijn van de getijbeweging, kunnen wiskundig worden bepaald. Men kan dus trachten uit die krachten af te leiden, welke bewegingen hierdoor het water op aarde zal verkrijgen.

Voor de oplossing van dit vraagstuk wordt vereischt kennis van de beweging der vloeistoffen onder den invloed van krachten (hydrodynamica).

Op zich zelf is de hydrodynamica niet eenvoudig; in dit geval wordt de zaak nog ingewikkelder door de onregelmatige verdeling van land en zee en het diepteverloop der oceanen en zeeën.

Om een inzicht te verkrijgen in hetgeen verwacht kan worden, ging men uit van vereenvoudigde gevallen.

De eerste poging was de evenwichtstheorie van Newton, die in de leerboeken der zeevaartkunde wordt genoemd.

Neemt men eenvoudigheidshalve aan dat de maan steeds in den equator staat, dan geeft deze theorie voor iedere breedte-parallel een getijgolf waarvan de golftoppen liggen in de punten waar de maan in den boven- en den benedendoorgang is. De golflengte is dus 180 lengtegraden, de periode een halve maanslag. De golf is een loopende golf.

De hiermede overeenkomende golfsnelheid is aan den equator 465 m/s. Een vrije golf met deze snelheid kan alleen voorkomen als de waterdiepte aan den equator ongeveer 22 km is.

Berekening geeft, dat als men de werking van maan en zon in rekening brengt, het grootste verval van het getij hoogstens 1,5 m is, terwijl de getijstroomen praktisch onmerkbaar zijn.

In 1776 gaf de Fransche wiskundige Laplace een oplossing van het vraagstuk voor den oceaan, die de geheele aarde bedekte, waarbij hij verschillende gevallen beschouwde. Voor constante diepte over de geheele aarde onderzocht hij enkele gevallen, n.l. voor diepten van 2200 m, 4400 m, 8800 m en 17600 m.

Hij kwam daarbij tot eigenaardige uitkomsten. Voor 2200 m en 4400 m waterdiepte zou aan den equator laagwater vallen als de evenwichtstheorie hoogwater aangeeft. Bij 2200 m is dit *overal* het geval. Bij 4400 m blijkt op ongeveer 18° breedte het verval nul te zijn en op hoogere breedte valt hoogwater op het

tijdstip dat de evenwichtstheorie aangeeft. Bij de grootere diepten valt hoogwater op het tijdstip dat de evenwichtstheorie geeft, waarbij het verval kleiner wordt naarmate de waterdiepte toeneemt.

De getijgolven die de theorie van Laplace geeft, zijn loopende golven, waarvan de amplitude afhangt van de breedte. Zij staan steeds onder den invloed van een kracht, die de beweging onderhoudt. Dergelijke golven noemt men *gedwongen getijgolven*, terwijl golven, die voortbestaan nadat de krachten, die de oorzaak van hun ontstaan waren, niet meer op hen werken, *vrije golven* worden genoemd.

De voortplantingssnelheid van vrije golven is, zooals reeds vermeld werd, $c = \sqrt{gh}$; voor de gedwongen getijgolven van Laplace is de snelheid van voortplanting aan den equator 465 m/s.

In 1845 ontwikkelde Airy een theorie van de getijden in betrekkelijk smalle kanalen. Een loopende golf zal dan echter alleen mogelijk zijn als het kanaal rond de geheele aarde loopt. De Zuidelijke IJszee zou men als benadering kunnen beschouwen van een kanaal, waarin een loopende golf mogelijk is.

Al deze theorieën konden de werkelijke getijbeweging niet geven, daar de continenten aanleiding geven tot terugkaatsing van golven, zoodat overal golfbewegingen zullen interfereeren.

Doordat de theorie in gebreke bleef een afdoende verklaring van de werkelijke getijbeweging te geven, poogde men uit de waarnemingen na te gaan hoe de getijden zich voortplanten over de aarde.

Weet men voor verschillende plaatsen wanneer het tijdstip van hoogwater valt, dan kan men lijnen trekken over plaatsen waar het hoogwater is op hetzelfde uur M.T. Greenwich op de dagen van volle en van nieuwe Maan (cotidal lines).

De eerste die kaarten met cotidal lines samenstelde, was Dr. Whewell in 1833.

Hij leidde uit zijn gegevens af, dat de gedwongen getijgolf in het gebied benoorden het Zuidpoolvastland, in het zuidelijk gedeelte van den Atlantischen Oceaan een getij veroorzaakt, dat zich als een vrije getijgolf Noordwaarts voortplant. Deze vrije getijgolf heeft dan ongeveer $1\frac{1}{2}$ dag noodig om het Engelsche kanaal te bereiken en plant zich daarin voort in oostelijke richting. Tevens gaat de golf langs de Westkust van Ierland en zal benoorden Schotland de oorzaak zijn van een golf, die de Noordzee binnenkomt en zich langs de Engelsche kust zuidwaarts voortplant.

De Atlantische getijgolf treft ook de Amerikaansche kust, waarop hier niet verder wordt ingegaan.

Hoewel Whewell later zelf tot de conclusie kwam, dat zijn cotidal lines niet den toets der critiek konden doorstaan, zijn deze lijnen jaar in jaar uit in atlassen herdrukt en dikwijls zeer speculatief aangevuld.

Het verloop van de cotidal lines over groote zeegebieden kan practisch niet met zekerheid worden vastgesteld, doordat in vollen oceaen waarnemingen van de tijden van hoog- en laagwater zeer schaarsch zijn. Zij kunnen alleen op eilanden in den oceaen worden nagegaan. Waar werkelijk uit waarnemingen, gecombineerd met berekeningen, die later zullen worden aangeduid, een geheel ander beloop van cotidal lines bleek dan uit waarnemingen langs de kust werd verwacht, zijn dus de conclusies uit de cotidal lines van Whewell twijfelachtig.

Tot een beter inzicht is men gekomen door uit te gaan van golfbewegingen, die het karakter van getijgolven vertoonden, in beperkte gebieden.

De stoot hiertoe werd gegeven door waarnemingen in het meer van Genève.

Daar werd waargenomen, dat als door sterke winden een stuwing van het water in één richting was ontstaan, na het ophouden van de oorzaak van deze stuwing een periodieke waterbeweging ontstond.

Deze beweging is dan een vrije golfbeweging. Steeds werd dezelfde periode geconstateerd. Men kon dus spreken van een bepaalde periode van de vrije golf in dat gebied.

Ook andere afgesloten watergebieden bleken een eigen periode te hebben.

Om tot een verklaring te komen, nemen wij aan een rechthoekig gebied met constante waterdiepte. Wanneer hier een vrije schommeling is ontstaan, zal er een staande golf zijn die in de uiteinden van het gebied een buik vertoont. Er kunnen nu verschillende knopen voorkomen, doch het eenvoudigste geval is, dat op halve lengte een knoop ligt. De golflengte van de gevormde staande golf is hier dan het dubbele van de lengte L van het gebied.

Is dus c de voortplantingssnelheid van de loopende golf voor de waterdiepte en T de periode, dan is $cT = 2L$ of

$$T = \frac{2L}{\sqrt{gh}}$$

De watermassa heeft dus een schommeltijd, die afhangt van lengte en diepte.

Voor een dergelijk afgesloten gebied kan men berekenen welke getijbeweging ontstaat door de periodieke getijkrachten.

De berekening leert, dat een sterke getijbeweging zal ontstaan als de periode van de getijkracht nadert tot de periode van de vrije schommeling van het water in het gebied.

Men kan dit vergelijken met een radio-ontvangtoestel, waarop periodieke krachten werken door de trillingen, die door een zender worden uitgestraald. Is de trillingstijd van den ontvanger gelijk aan dien van de uitgezonden trillingen, dan heeft men sterke ontvangst. De watermassa is hier de ontvanger met een eigen trillingstijd — de getijkrachten zijn de periodieke krachten, die op den ontvanger werken. Is dus de trillingstijd van de watermassa gelijk aan dien van de krachten, dan zal een sterke ontvangst, d.i. hier een sterke getijbeweging ontstaan. Een sterke getijbeweging is dus een gevolg van *resonantie*.

Voor iedere waterdiepte van zoo'n afgesloten gebied heeft men dus een critieke lengte, waarbij resonantie optreedt. Nadert de lengte van het gebied tot die critieke lengte, dan ontstaat een sterk getij.

Voor b.v. de periode 12u 25m (M_2 getij) zijn deze critieke lengten:

diepte	lengte	diepte	lengte
50 m	485 km	400 m	1370 km
100 m	680 km	500 m	1530 km
200 m	965 km	1000 m	2160 km
300 m	1180 km	2000 m	3060 km

Voor de periode 24u (K_1 getij) zijn deze waarden:

diepte	lengte	diepte	lengte
50 m	960 km	400 m	2700 km
100 m	1350 km	500 m	3000 km
200 m	1920 km		
300 m	2340 km		

Dr. Harris van de U.S. Coast and Geodetic Survey, legde aan het einde van de vorige eeuw den nadruk op deze resonantie.

In verschillende oceanen gaf hij gebieden aan, waar staande golven mogelijk zijn die aanleiding geven tot sterke getijbeweging. Door verschillende onderzoekers werd op de door hem aangegeven gebieden critiek uitgeoefend. Toch werden enkele feiten vastgesteld, die aan de hand van zijn theorieën konden worden verklaard.

Zoo geeft b.v. de staande golf van het M_2 getij in den Grooten Oceaan een knooppunt over het eiland Tahiti. De

vertikale waterbeweging van het M_2 getij moet daar dus verdwijnen.

Werkelijk blijkt daar, dat het M_2 getij van zoo weinig invloed is, dat men van een zonsgetij kan spreken.

Een andere eigenaardigheid is: Dr. Harris gaf aan dat in het gebied tusschen Australië en het Zuidpoolvasteland een staande golf met periode van ongeveer 12 u mogelijk is.

Men kan dus daar een sterk S_2 getij verwachten. Werkelijk blijkt in Zuid-Australië het S_2 getij, dat overal op aarde zwakker is dan het M_2 getij, dezelfde grootte te hebben als M_2 .

Aan de hand van de boven gegeven critieke lengten van een zeegebied, blijkt, dat het van lengte en diepte afhangt of in dat gebied een dubbeldaagsche dan wel een enkeldaagsche getijbeweging zal overheerschen.

Bij twee gebieden waarvan het eene een dubbeldaagsche getijbeweging vertoont, het andere een enkeldaagsche met het zelfde verval, zullen de getijstroomen in het gebied met dubbeldaagsche beweging sterker zijn dan in het gebied met enkeldaagsche beweging. Bij de dubbeldaagsche beweging wordt het niveauverschil vereffend in een tijd, die de helft is van dien tijd bij de enkeldaagsche beweging.

In gebieden met gemengde getijden (dubbeldaagsche en enkeldaagsche getijden van dezelfde grootte-orde) zal daardoor de dubbeldaagsche stroom overheerschen.

Daar de oceanen niet als afgesloten gebieden van eenvoudigen vorm kunnen worden beschouwd, kan zonder meer niet de theorie van de staande golf als voor een afgesloten gebied worden toegepast. Dat echter in de oceanen een getijbeweging bestaat, blijkt uit waarnemingen op eilanden midden in den oceaan.

Over het algemeen is midden in de oceanen de getijbeweging zwak en zijn de getijstroomen van geen beteekenis.

Beschouwt men een zeegebied, dat in open verbinding staat met een oceaan, dan zal op de grens een oceanisch getij voorkomen, dat zich in het zeegebied voortplant.

In dit zeegebied kan dus voorkomen een getij, dat door het oceanisch getij wordt onderhouden en niet direct door de getijkrachten. De getijgolf heet dan een *vrije getijgolf*, in tegenstelling met een getijgolf, die door werking van de getijkrachten ontstaat en een *gedwongen getijgolf* wordt genoemd.

Het bedoelde zeegebied heeft voor zijn vrije schommeling ook een bepaalde periode. Eenvoudigheidshalve nemen wij

aan, dat het gebied den vorm van een rechthoek heeft en de waterdiepte constant is.

Bij een vrije schommeling (dus een vrije getijgolf) zal aan de open zijde van het gebied het verval nul zijn: hier is dus een knoop van de staande golf, die zich in het gebied vormt.

Aan het gesloten einde is dan een buik. De lengte van het gebied is dan $\frac{1}{4}$ van de golflengte. Hier is $cT = 4L$ of $T = \frac{4L}{\sqrt{gh}}$, waaruit de periode voor het gebied volgt.

Deze hangt dus weer af van de lengte en de waterdiepte.

Wanneer nu de periode van de getijkrachten nadert tot de periode van de vrije schommeling van de watermassa, zal de getijbeweging in het gebied zeer sterk worden. Dit geldt zowel voor een vrije als voor een gedwongen getijgolf. Een sterke getijbeweging is dus ook hier een resonantieverschijnsel.

Hoewel voor de verklaring is uitgegaan van een rechthoekig bassin met constante waterdiepte, zoo heeft een willekeurig begrensd gebied ook zijn eigen periode en ook daar zullen sterke getijbewegingen voorkomen als de perioden van de getijkrachten naderen tot de periode van het gebied.

Voor iedere waterdiepte heeft men weder een critieke lengte van het gebied, die aanleiding geeft tot resonantie. Deze critieke lengten zijn de helft van die welke boven werden gegeven voor een afgesloten rechthoekig gebied.

De sterke getijbeweging in b.v. de Fundy-Baai tusschen Nova-Scotia en New Brunswick is een resonantieverschijnsel: de periode van de vrije schommeling der watermassa is ongeveer 11,5 uur.

De tijd van hoogwater is voor alle plaatsen in de baai vrijwel dezelfde, het verval neemt toe naarmate men dieper in de baai komt, zoodat de getijbeweging daar het kenmerk heeft van een staande golf.

Een zee, die als benadering van een lang smal bekken van constante diepte kan worden beschouwd, is b.v. de Roode Zee. De getijbeweging bij Aden kan men als een oceanisch getij beschouwen, dat zich voortplant als vrije getijgolf in dit bekken. Verder kan men nog aannemen een gedwongen getijgolf, die direct door de getijkrachten wordt veroorzaakt. Beide getijgolven zijn staande golven. waarvoor echter de ligging van de knopen verschilt: de gedwongen getijgolf heeft een knoop aan het open einde, de vrije niet. De resulterende beweging is nu noch een zuivere staande golf, noch een zuiver loopende golf. Door het gesloten einde is er geen zuiver loopende golf mogelijk en daar er nu geen punten zijn

met constant verval nul, is de golf ook geen staande golf.

Er ontstaat een getijbeweging waarbij de cotidal lines (zelfs bij constante waterdiepte) voor gelijke tijdsverschillen op ongelijke afstanden liggen en waarbij het verval van het getij niet voor alle punten hetzelfde is.

Een oppervlakkige indruk is, dat een loopende golf ontstaat met veranderlijke amplitude en veranderlijke snelheid. Dit wijst er op, dat uit cotidal lines en verval niet altijd juiste conclusies kunnen worden getrokken over den aard der getijgolven.

Men heeft voor het M_2 getij en voor het K_1 getij in de Roode Zee getijbeweging berekend uit de lengte, de gemiddelde diepte en het getij bij Aden. De berekende waarden van de amplituden en de kappagetallen blijken zeer goed overeen te stemmen met de waarnemingen.

De theorie van de vrije en de gedwongen getijgolf vindt hierin dus een bevestiging.

Terwijl bij zuiver loopende en zuiver staande getijgolven het stroombeeld eenvoudig is, is dit bij een combinatie van een vrije golf en een gedwongen golf lastiger te overzien.

Terwijl bij zuiver loopende en zuiver staande getijgolven het stroombeeld eenvoudig is, is dit bij een combinatie van een vrije golf en een gedwongen golf lastiger te overzien.

Bij de zuiver loopende golven valt stroomkentering als het water in middenstand is, dus bij dubbeldaagsch getij 3 u na hoog- en 3 u na laag water. Bij zuiver staande golven valt stroomkentering bij hoog- en bij laagwater. Bij de combinatie van een vrije getijgolf en een gedwongen golf kunnen allerlei verschillen tusschen tijd hoogwater of laagwater en stroomkentering voorkomen.

Bij hetgeen besproken is, is alleen gedacht aan getijden in betrekkelijk smalle kanalen. Wordt een kanaal breder, dan moet rekening worden gehouden met de afwijkingen, die bewegingen ondervinden tengevolge van de aardrotatie.

Denkt men zich in een Oost-West loopend kanaal een vrije loopende golf, dan zal als de stroom Oost loopt, door de afwijking tengevolge van de aardrotatie op Noorderbreedte een opstuwing naar den Zuidelijken oever ontstaan. Loopt dus de Oostelijke stroom tijdens hoog water, dan valt het hoogwater op den Zuidelijken oever hooger dan op den Noorderlijken.

Na kentering van den stroom, dus tijdens laagwater, zal de waterstand op den noordelijken oever het hoogst zijn.

Op den Zuidelijken oever worden dus de hoogwaterstanden

hooger, de laagwaterstanden lager dan op den Noordelijken oever. Het verval aan den Zuidelijken oever is dus grooter dan op den Noordelijken.

Dit verschijnsel werd het eerst theoretisch onderzocht door Lord Kelvin. Vandaar dat een dergelijke golf (een loopende golf gewijzigd door de aardrotatie) een Kelvin-golf wordt genoemd.

Bij deze golf blijven de getijstroomen in de richting van de golfbeweging; er komen in dwarsrichting geen stroomen voor.

Op deze wijze verklaart men, dat in het Engelsche kanaal het verval langs de Fransche kust grooter is dan langs de Engelsche kust, hoewel de getijgolf daar geen zuiver loopende golf is, zooals de theorie van de Kelvin-golf eischt.

Om een denkbeeld te krijgen van het verschil in verval, dat kan ontstaan bij een Kelvin-golf, worden hier enkele getallen gegeven voor 45° NB, getijperiode 12 u:

Verhouding der vervallen op beide oevers

diepte	breedte 100 km	breedte 200 km
200 m	1,26	1,59
300 m	1,21	1,46
400 m	1,18	1,39
500 m	1,16	1,34

Het verschil in verval neemt bij gegeven diepte toe met de breedte van het kanaal; bij gegeven breedte neemt het af met de diepte.

Wanneer een afgesloten gebied zich uitstrekt zoowel in de richting Oost-West als in de richting Noord-Zuid, kan een getijgolf ontstaan zoowel door een component van de getijkracht langs de parallel, als door die langs den meridiaan.

Er zullen nu twee staande getijgolven ontstaan, één in de richting Noord-Zuid, één in de richting Oost-West. De componenten van de getijkracht in die richting verschillen 90° in phase; d.w.z. staat de eene golf in uitersten stand, dan is de andere in den middenstand. Op Noorderbreedte draait de dubbeldaagsche getijkracht in de richting van de wijzers van een uurwerk (rechtsom).

Beschouwt men eenvoudigheidshalve een rechthoekig gebied, dan valt de knopenlijn voor golf I (de Oost-West golf) langs AB, voor golf II (de Noord-Zuid golf) langs CD (fig. 3).

Neemt men de getijperiode eenvoudigheidshalve 12u, dan is b.v. te 0u de getijkracht gericht naar Zuid, te 3u naar West, te 6u naar Noord, te 9u naar Oost.

Golf II geeft nu te 0u hoogwater in A, laagwater in B, golf

I is in den middenstand. Overal langs CD staat het water door beide golven in den middenstand.

Te 3u staat golf II in den middenstand. Golf I geeft hoogwater in C, laagwater in D. Op de lijn AB is overal het water in den middenstand.

De getijbeweging langs CD ontstaat uitsluitend door golf I, langs AB uitsluitend door golf II.

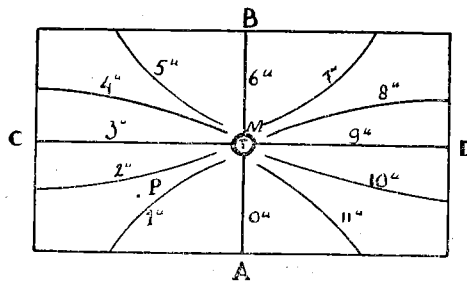


Fig. 3

Te 0u is het dan hoogwater op alle punten van de lijn MA, te 3u op alle punten van de lijn MC.

Op dezelfde wijze doorgaande blijkt nu te 6u hoogwater op de lijn MB, te 9u op de lijn MD voor te komen.

In een punt P zal het water tusschen 0u en 3u dalen door golf II, rijzen door golf I. Wanneer de hoogste stand zal vallen, hangt af van de verhouding van de amplituden der beide golven. In ieder geval valt hoogwater tusschen 0u en 3u.

De lijnen over plaatsen waar hoogwater op hetzelfde tijdstip valt, zijn lijnen door het punt M. In het punt M, het snijpunt van de knoopenlijnen van de twee staande golven, heeft men geen verticale beweging. Een dergelijk verloop van de cotidal lines, alle uitstralend van één punt, in welk punt dan geen verval is, heet een *amphidromie*.

Twee gedwongen staande getijgolven waarvan de richtingen niet samenvallen, geven dus aanleiding tot het ontstaan van een amphidromie.

Een amphidromie kan ook ontstaan bij een vrije getijgolf door den invloed van de aardrotatie. Dit doet zich o.a. voor in de Noordzee.

Om dit verschijnsel te verklaren, denkt men zich een rechthoekig bekken, dat bij AB in verbinding staat met den oceaan (fig. 4, 5, 6 en 7).

Buiten invloed van de aardrotatie ontstaat nu in dit gebied

door het oceanisch getij langs AB een staande vrije getijgolf. Aangenomen wordt, dat de knoopen vallen langs aa' en bb' .

Te $0u$ is het hoogwater in de gebieden aangegeven door H en laagwater in die aangegeven door L in fig. 4. Te $6u$ zijn deze gebieden aangegeven in fig. 6.

Te $3u$ en te $9u$ is overal het water in den middenstand en loopen de stroomen in de richting aangegeven door de pijlen in fig. 5 en 7.

Door de afwijkingen tengevolge van de aardrotatie zal te $3u$ en te $9u$ het waterniveau op de lijnen aa' en bb' aan de eene zijde hoger zijn dan de andere zijde. Fig. 5 en 7 geven aan, waar hierdoor hoog- en laagwater ontstaat.

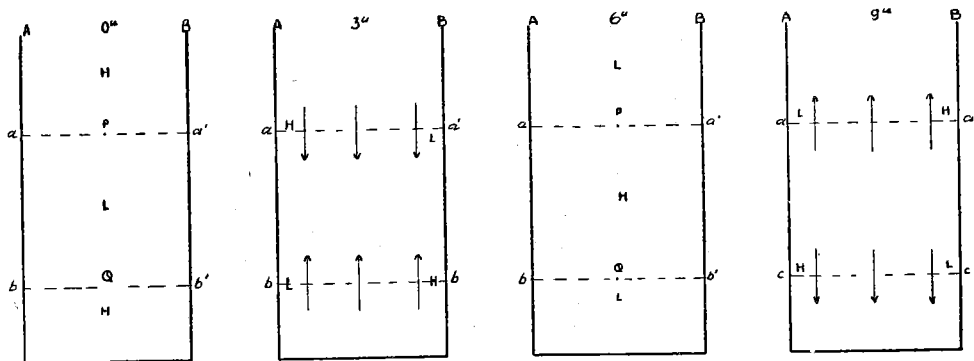


Fig. 4.

Fig. 5.

Fig. 6.

Fig. 7.

De waterstanden op de lijnen aa' en bb' worden uitsluitend beïnvloed door de aardrotatie; in de punten P en Q blijft het water in den middenstand.

Combinatie van de fig. 4, 5, 6 en 7 geeft nu in fig. 8 de lijnen over de plaatsen waar het resp. te $0u$, $3u$, $6u$ en $9u$ hoogwater is. Voor andere tijden van hoogwater gaan deze lijnen eveneens door P en Q. Om deze punten ontstaan dus amphidromieën.

Het eigenaardige is, dat bij een amphidromie, die ontstaat in een vrije staande getijgolf onder invloed van de aardrotatie, de draaiingszin tegengesteld is aan die welke ontstaat in een stelsel van gedwongen staande golven.

De amphidromie, die bij de vrije staande golf ontstaat, geeft aanleiding de getijbeweging in het gebied te beschouwen als de interferentie van elkander snijdende staande golven.

Werkelijk is in de Noordzee een dergelijk verloop van de cotidal lines gevonden. Op welke wijze men daarvoor de gegevens heeft gevonden, zal verderop worden besproken.

De amphidromieën liggen in de Noordzee niet in het mid-

den, doch meer Oostelijk. In de eerste plaats heeft de Noordzee niet den eenvoudigen vorm, die bij de verklaring is aangenomen en ook niet overal gelijke diepte. Verder is niet in alle punten van de lijn, die men als grens van Noordzee en oceaon wil beschouwen (de lijn AB van de figuren 4 t/m 8), het getij gelijk. Dan zijn wrijvingsinvloeden geheel buiten beschouwing gelaten. De figuren geven dus niet meer dan een aanduiding van de verschijnselen, die men kan verwachten.

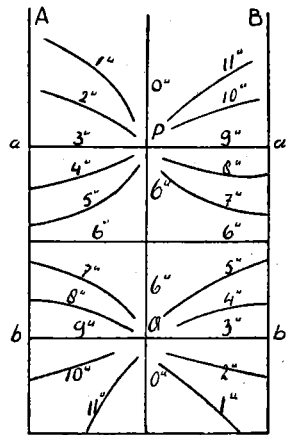


Fig. 8.

Hoe de getijbeweging is in de uitgestrekte oceaangebieden, kan moeilijk worden aangegeven. Vroeger werd algemeen voor de oceanen gerekend op loopende golven, doch daar deze overal kusten treffen, zal interferentie van deze golven met de teruggekaatste ontstaan en wordt het beeld weinig overzichtelijk. In de laatste jaren heeft men getracht de getijverschijnselen in eenvoudig begrensde gebieden met constante diepten af te leiden, b.v. voor een oceaon begrensd door twee meridianen met 60° , of 90° , of 180° lengteverschil. Men komt dan ook tot verschillende amphidromieën.

In hoeverre deze theoretische uitkomsten overeenstemmen met wat de oceanen werkelijk geven, is niet na te gaan: het waarnemingsmateriaal om theorie en werkelijkheid te vergelijken, is zeer onvoldoende.

In de oceanen is de getijbeweging echter zwak en voor de navigatie van geen betekenis.

Van belang voor de navigatie is de getijbeweging in de kleinere zeegebieden, die met den oceaon in verbinding staan en die langs de kusten.

Zoals reeds is gezegd, kan de getijbeweging in dergelijke gebieden een staande vrije golf zijn, ontstaan door de terugkaatsing van de golf, die tengevolge van het oceanisch getij het gebied binnendringt. Heeft de terugkaatsende golf dezelfde amplitude als de intredende, dan ontstaat een zuivere staande golf. Ligt de knoop voor deze golf buiten het gebied, dan trekt de getijstroom naar binnen als het water rijst, naar buiten als het water daalt. Kentering van den stroom valt bij hoog- en bij laagwater.

Ligt binnen het gebied een knoop, dan is daar de getijstroom het sterkst. De stroom loopt steeds van de punten waar het water daalt naar de punten waar het water stijgt. Het stroomverloop is hier gemakkelijk te overzien.

Is de teruggekaatste golf tengevolge van wrijving en onvolkomen terugkaatsing zwakker dan de intredende golf, dan ontstaat een golf, die geen zuivere loopende, doch ook geen staande golf is. Hetzelfde doet zich voor als een vrije en een gedwongen getijgolf voorkomen.

Nabij het gesloten einde van een dergelijk gebied zal de getijbeweging benaderd worden door een staande golf. Verderop kan men de beweging benaderen door de interferentie van twee loopende golven, die tegen elkander inloopen en verschillende amplituden hebben.

Een oppervlakkige beschouwing van de tijden van hoogwater op verschillende plaatsen doet hier denken aan een loopende golf. Het blijkt echter dat het verval niet overal hetzelfde is. Vergelijkt men de verschillen in den tijd van hoogwater op die plaatsen, dan blijkt dat gelijke tijdsverschillen niet met gelijke afstanden tusschen die plaatsen overeen komen.

Om tot bepaalde getallen te komen wordt als voorbeeld genomen twee tegen elkander loopende golven in een kanaal met constante breedte en constante diepte (100 m), resp. met amplitude van 1,00 m en 0,50, waarbij aangenomen wordt, dat over een halve golflengte de amplituden dezelfde blijven. Als getijperiode wordt genomen 12 u, terwijl tijd hoogwater in het punt, waar de phase per getijbeweging in beide golven dezelfde is, gelijk is aan 0u en alle tijden worden uitgedrukt in tijd van een zelfden meridiaan.

Rekent men de afstanden vanaf het punt waar de fasen gelijk zijn en stelt men de golflengte op L, dan blijkt:

afstand	tijd hoogwater	verval
0	0u	3,00 m
$\frac{1}{24} L$	0u 10m	2,90 m

afstand	tijd hoogwater	verval
$\frac{1}{12}$ L	0u 22m	2,66 m
$\frac{1}{8}$ L	0u 36m	2,24 m
$\frac{1}{6}$ L	1u 00m	1,74 m
$\frac{5}{24}$ L	1u 42m	1,24 m
$\frac{1}{4}$ L	3u 00m	1,00 m
$\frac{7}{24}$ L	4u 18m	1,24 m
$\frac{1}{3}$ L	5u 00m	1,74 m
$\frac{3}{8}$ L	5u 24m	2,24 m
$\frac{5}{12}$ L	5u 38m	2,66 m
$\frac{11}{24}$ L	5u 50m	2,90m
$\frac{1}{2}$ L	6u 00m	3,00m

Fig. 9 geeft voor een afstand gelijk aan halve golflengte de plaatsen waar hoogwater valt te 0u, 0u 30m, 1u 00m, 1u 30m, enz. met de vervallen in die plaatsen. Uit de tabel en de figuur blijkt de veranderlijke snelheid van de verplaatsing van de cotidal lines en de verandering van het verval.

Het profiel van de golf verandert steeds. De golf is geen zuiver loopende golf door de veranderlijkheid van het profiel en ook geen staande golf, daar knopen en buiken ontbreken. Fig. 10 geeft de schetsen van het profiel te 0u, 1u, 3u, enz.

In deze schetsen is H de plaats, waar het hoogwater, en L die daar waar het laagwater is.

De punten aangegeven door M zijn die, waar het hoogste punt van het golfprofiel ligt.

De pijlen met bijgeplaatste getallen geven de stroomrichting en de stroomsterkte in mijlen per uur. In de punten K kentert de stroom.

De hoogste standen in de golf zijn in het algemeen *niet* die plaatsen waar het juist hoogwater is. Te 0u blijkt hoogwater samen te vallen met den hoogsten stand in de golf. Te 1u echter valt hoogwater in A, terwijl de *hoogste stand* in B valt, met 1,32 m boven gemiddelden stand. In B valt hoogwater te 0u 09 m met een hoogte van 1,47 boven gemiddelden stand. Het water in B is dus te 1u reeds 0,15 m gedaald.

Te 2u valt de hoogste stand in C (+0,86 m). Hoogwater valt daar te 0u 22m met een hoogte van 1,32 m boven ge-

0"00"	3.00"
0"30"	2.40"
1"00"	1.74"
1"30"	1.33"
2"00"	1.12"
2"30"	1.03"
3"00"	1.00"
3"30"	1.03"
4"00"	1.12"
4"30"	1.33"
5"00"	1.74"
5"30"	2.40"
6"00"	3.00"

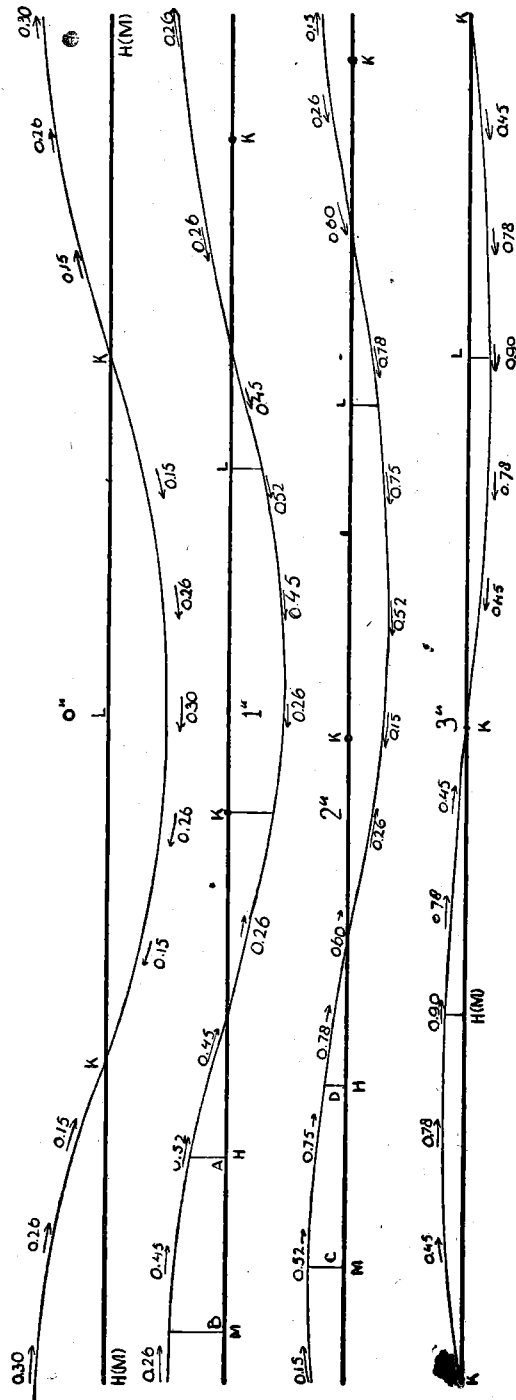


Fig. 9.

middeld peil. In D is het te 2u hoogwater.

Te 3u valt de hoogste stand in de golf op de plaats waar het juist hoogwater is.

Het stroombeeld volgt uit de stroompijlen in fig. 10 met de bijgeschreven stroomsnelheden. De stroom, die op een bepaalde plaats bij hoogwater loopt, blijkt bij dalend water nog lang dezelfde richting te behouden.

De sterkste stroom in het geheele gebied op een bepaald uur treedt op in die plaats, waar het hoogwater is, terwijl op die plaatsen waar de stand het hoogst is vergeleken met andere plaatsen, de plaatselijke stroom zijn maximum bereikt.

Zoo is bijv. te 1u bij A (fig. 10) de stroom 0,52 mijl per uur. Overal elders is de stroom zwakker. Bij B, waar de hoogste stand voorkomt, is de stroomsterkte 0,36 mijl per uur. Voor deze plaats is dit de maximum stroom.

Daar waar de cotidal lines in het gebied het dichtst opéén liggen, kan men de sterkste stroomen verwachten: op die plaatsen is het verval het kleinst.

Dit kan men toelichten op de volgende wijze:

De waterdeeltjes in een golf beschrijven een elliptische baan om hun gemiddelden stand. In fig. 11 is nu aangenomen, dat deze baan voor de golf met de kleinste amplitude de ellips B

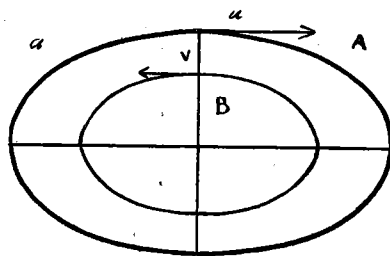


Fig. 11a.

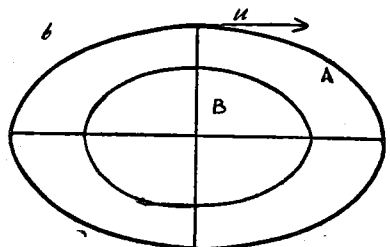


Fig. 11b.

en voor die met de grootste amplitude de ellips A is. Doordat de golven tegen elkander in loopen, is de bewegingszin in beide ellipsen tegengesteld.

Bij de interferentie der golven is nu de vertikale verplaatsing de resultante van die door beide golven afzonderlijk en de stroomsnelheid eveneens de resultante van de stroomen der twee golven.

Zijn nu de beide golven tegelijk in hoogsten stand (fig. 11a) dan is de vertikale verplaatsing de som der amplituden. Is u de stroomsnelheid van de sterkste golf, v die van de zwakste, dan is de resulterende stroom $u-v$. Geeft echter de eene golf hoogwater terwijl de andere laagwater geeft (fig. 11b), dan is de resulterende amplitude het verschil van de amplituden der golven, doch is de stroomsnelheid $u+v$.

Is het op een bepaalde plaats hoogwater, dan heerscht zooals reeds gezegd op die plaats de sterkste stroom van het geheele gebied. Gaande in de richting van voortschrijding van de sterkste golf, zal dus de stroom veranderen. In plaatsen waar het reeds hoogwater is geweest, neemt de stroom toe in de richting van de voortplanting van de sterkste golf. Beschouwt men daar een vak ABCD (fig. 12) dan stroomt bij BC meer water uit, dan bij AD binnenstroomt. Het volume water in ABCD vermindert, dus het water daalt.

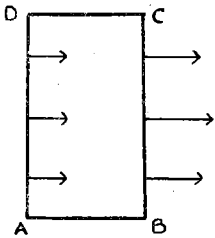


Fig. 12.

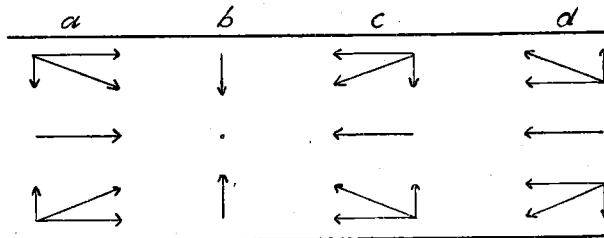


Fig. 13.

In het boven gegeven voorbeeld blijkt dat de stroom, die tijdens hoog water loopt, nog geruimen tijd na hoogwater zal doorstaan.

Het tijdsverloop van af hoogwater tot stroomkentering blijkt voor de verschillende punten sterk te varieren, zooals blijkt uit de volgende getallen.

afstand	tijd hoogwater	tijdstip stroomkentering
$0u$	$0u$	$3u\ 00m$
$\frac{1}{12} L$	$0u\ 22m$	$5u\ 00m$
$\frac{1}{6} L$	$1u\ 00m$	$5u\ 38m$
$\frac{1}{4} L$	$3u\ 00m$	$6u\ 00m$

afstand	tijd hoogwater	tijdstip stroomkentering
$\frac{1}{3} L$	5u 00m	6u 22m
$\frac{5}{12} L$	5u 38m	7u 00m
$\frac{1}{2} L$	6u 00m	9u 00m

Had men twee golven beschouwd, die minder in amplitude verschillen, dan kan een stroomkentering dichter bij hoogwater vallen. Bij amplituden van resp. 1,00 en 0,80 m valt b.v. op een bepaalde plaats de kentering 0,5 uur na hoogwater, waartegenover staat een andere plaats, waar de kentering 5,5 uur na hoogwater valt.

Bij gelijke amplituden ontstaat een staande golf en vallen de kenteringen bij hoog- en bij laagwater.

Regel is dus, dat de stroom, die vóór hoogwater loopt, na hoogwater kentert. Het kenteren bij hoogwater komt alleen voor bij staande golven. Treft een loopende golf een kust loodrecht, dan zal als men op wrijvingsinvloeden en onvolkomen terugkaatsing rekent, alleen vlak bij de kust een zuiver staande golf ontstaan waarbij de kentering van de stroom valt bij hoog- en laagwater.

Hetgeen boven is opgemerkt geldt voor kanalen van constante breedte en diepte, doch geeft tevens een algemeen idee van de verschijnselen, die men kan verwachten. Het blijkt dat uit waarnemingen van tijden van hoog- en laagwater op verschillende plaatsen, niet direct tot conclusies betreffende de stroomen kan worden besloten. Bij glooiende kusten van het kanaal kunnen zich wat de stroomen betreft eigenaardigheden voordoen.

Bij dalend water zal langs de glooiende kust het water van de kust weglopen. Loopt na hoog water de stroom nog steeds in dezelfde richting als tijdens hoogwater, dan zal (zie fig. 13a) de normale getijstroom met de van de kust loopende stroom aan den bakboordswal (bakboord t.o. van de voortplanting van de getijgolf) een stroom geven die *rechts* ligt t.o. van den normalen stroom, aan den *stuurboordswal* is de stroom echter links van den normalen stroom.

Bij kentering van den normalen stroom (waarbij het water nog daalt), loopt een stroom loodrecht op de kust vanuit den wal. Na de kentering zal zolang het water nog daalt (fig. 13c) de resulterende stroom nog meer naar rechts op den linkerwal en naar links op den rechterwal gedraaid zijn.

Na laagwater loopt er door de glooiende kust een stroom naar de kust, die volgens fig. 13d een resulterende stroom geeft die ten opzichte van de voorgaande stroomen nog meer

naar rechts is gedraaid op den linkerwal, nog meer naar links op den rechterwal.

Op beide oevers ontstaat dus een draaiende getijstroom: op den linkerwal naar rechts draaiend, op den rechterwal naar links draaiend.

Bij een zuivere *lopende* golf of bij een golf, die ontstaat door twee tegen elkander bewegende golven, kunnen dus langs de kusten draaiende getijstroomen ontstaan. In het Engelsche Kanaal heeft men omdat de getijgolf vanuit den Atlantischen Oceaan het Kanaal binnenkomt langs de Engelsche kust rechts-, aan de Fransche kust links draaiende getijstroomen.

Bij staande golven kentert de stroom bij hoog- en bij laagwater. Hier heeft men dan geen draaiing van den getijstroom, doch doet zich het verschijnsel voor dat bij rijzend water de stroom schuin den wal intrekt, bij dalend water schuin naar buiten trekt.

Het verschijnsel van draaiende getijstroomen doet zich ook in volle zee voor, daar waar de getijgolven van verschillende richtingen elkander doorkruisen.

In fig. 14 wordt ondersteld, dat twee getijgolven voorkomen waarvan de stroomrichtingen vallen langs I en II. Voor de eene golf (II) is de stroom te 0u nul, terwijl de pijlen langs de richting II (A1, A2 enz.) den stroom te 1u, 2u, 3u, 4u enz. aangeven. Op overeenkomstige wijze zijn de stroomen voor de tweede golf aangegeven.

Construeert men de resultante van de stroomen van I en II van uur tot uur, dan ontstaat fig. 15, die een beeld geeft van optredende stroomen. Hier ontstaat een rechts draaiende getijstroom.

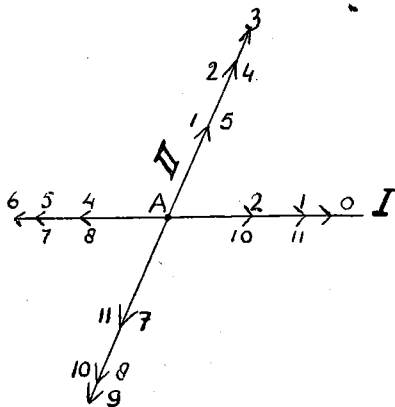


Fig. 14

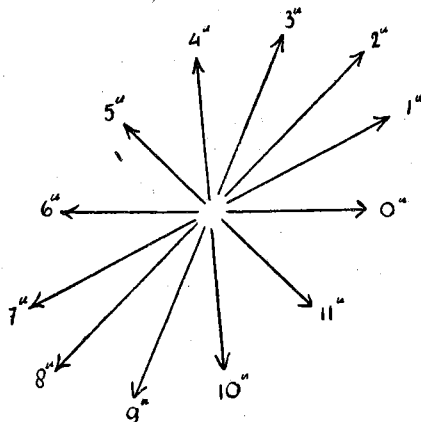


Fig. 15.

Waren de stroomrichtingen voor I dezelfde geweest als in fig. 14, doch die voor II op de aangegeven uren tegengesteld, dan zou de resulterende stroom linksdraaiend zijn.

Valt de maximum stroom en stroom nul voor I op hetzelfde tijdstip als voor II, dan valt de resulterende stroom steeds langs dezelfde lijn. Er is dan geen draaiende stroom: na kentering verandert de stroomrichting 180° .

In uitgestrekte zeegebieden, waar gewoonlijk getijgolven elkander kruisen, zijn draaiende stroomen regel.

Bij alle beschouwde gevallen is als regel gedacht aan dubbeldaagsche getijbeweging. Enkeldaagsche getijden geven enkeldaagsche stroomen, waarbij in het algemeen hetzelfde geldt als voor dubbeldaagsche stroomen.

Daar de vereffening van de niveauverschillen hierbij in twee maal langeren tijd geschiedt, zal bij een zelfde verval de stroom bij enkeldaagsche getijden zwakker zijn.

Bij gemengde getijden zal de stroomsterkte minder eenvoudig variëren dan bij dubbeldaagsche getijden. Komen nu draaiende getijstroomen voor, dan krijgt men een ingewikkeld beeld. Als voorbeeld daarvan wordt verwezen naar de figuur van het stroomverloop bij het San Francisco-lichtschip in Leerboek der Zeevaartkunde door J. van Roon en P. Haverkamp, deel II, 5e druk blz. 163.

Indien in een beperkt zeegebied van twee zijden een getijgolf binnen komt, beide van hetzelfde type (dubbeldaagsch of enkeldaagsch), dan kunnen zij op een bepaald punt in gelijke phase zijn. In dit geval ontstaat een sterke verticale beweging en een zwakke stroom, zooals boven werd vermeld. Verschillen zijn in een punt 180° in phase, dan heeft men zwakke verticale beweging en sterke stroom.

Zijn de getijgolven van gemengd type, dan kan het voorkomen dat b.v. de enkeldaagsche componenten in ongeveer gelijke phase zijn, terwijl de dubbeldaagsche 180° in phase verschillen.

Dan ontstaat een sterke verticale enkeldaagsche beweging en een zwakke dubbeldaagsche. Voor de stroomen wordt de enkeldaagsche component zwak en de dubbeldaagsche sterker.

Een voorbeeld hiervan heeft men in het Westervaarwater tusschen de Java Zee en Straat Madoera. In de Java Zee heeft men een zuiver enkeldaagsch getij, in Straat Madoera een gemengd getij. De enkeldaagsche getijgolven, die van beide zijden het Westervaarwater binnenkomen, geven bij Sembilangan een sterke enkeldaagsche verticale beweging, doch zwakken enkeldaagschen stroom. De dubbeldaagsche golf vanuit Straat Madoera is weliswaar in het Westervaarwater

verzwakt bij zijn verderen loop, doch is voldoende sterk om bij Sembilangan, niettegenstaande de sterke enkeldaagsche vertikale beweging, den stroom viermaal per dag te doen kenteren.

Om het behandelde te vergelijken met datgene, wat praktisch betreffende getijden wordt gevonden, bepalen wij ons tot het Engelsche Kanaal en de Noordzee.

Stroomwaarnemingen zijn op verschillende punten in het Engelsche Kanaal en de Noordzee zoowel langs de kust, bij de lichtscheperen en ook verder in volle zee verricht, door ten anker liggende oorlogsschepen en opnemingsvaartuigen. De Internationale Commissie voor zee-onderzoek heeft in de jaren 1906 tot 1913 een uitgebreid materiaal verzameld.

Naar aanleiding hiervan konden de bekende atlassen voor de stroomen in het Engelsche Kanaal en de Noordzee worden samengesteld. Deze stroomatlassen geven verschillende kaarten, die de stroomen geven op verschillende uren vóór en na hoogwater Dover.

De Atlas Tidal Streams for British Islands and Adjacent Waters geeft deze stroomen voor Noordzee, Engelsche Kanaal en Iersche Zee.

In de vroegere uitgaven kwamen kaarten voor met cotidal lines, die hoofdzakelijk berusten op een verkeerde opvatting van voortplanting der getijbeweging. Zoo werd b.v. voor het Engelsche Kanaal een loopende getijgolf aangenomen, die in het midden van het Kanaal op grootere diepte zich sneller zou voortplanten dan langs de kusten. Hierdoor kwam men tot cotidal lines, die sterk gebogen waren naar het Oosten. Op sommige plaatsen zou er dan in het midden van het Engelsche Kanaal hoog water zijn, als op dezelfde dwarsdoorsnede langs de kusten het water nabij den middenstand zou staan. Volgens berekening, o.a. verricht door Proudman, zou dit aanleiding moeten geven tot dwarsstroomen van zoodanige sterkte als in werkelijkheid niet voorkomen.

Voor een kanaal met constante doch niet rechthoekige dwarsdoorsnede werd berekend, hoe het getijverloop zou zijn. Men kwam dan tot zwak gebogen cotidal lines — in geen enkel geval tot de sterke bochten die de oudere kaarten gaven.

In de nieuwste uitgaven van de Atlas of Tidal streams is het verloop der cotidal lines berekend uit stroomwaarnemingen.

Om een denkbeeld te geven van de wijze waarop men dit heeft uitgevoerd, volgt hier een elementaire verklaring van de werkwijze.

De waargenomen stroomen kan men ontbinden in twee onderling loodrechte richtingen. Zijn deze stroomcomponenten om de Noord en om de Oost, dan kan men de snelheids-

toename per uur voor ieder bepalen, waardoor dus de versnelling van de horizontale beweging in twee richtingen bekend is.

De versnelling van een waterdeeltje met de eenheid van massa hangt af van de krachten, die daarop werken.

Bij een vrije golfbeweging zijn deze krachten de afwijkende kracht door de aardrotatie en de druktoename per lengte-eenheid in de richting der beweging. Deze druktoename is afhankelijk van de helling van het wateroppervlak, terwijl de afwijkende kracht door de aardrotatie afhangt van de bekende snelheid der beweging.

Zonder op de formule in te gaan, die het verband geeft tusschen deze grootheden, blijkt dat men de helling van het wateroppervlak uit de stroomsnelheden van uur tot uur voor een bepaald tijdstip kan vinden.

Men kent nu het verval langs de kusten en voor verschillende punten in volle zee de helling van het wateroppervlak. Daaruit kan men het verloop van de waterhoogte langs bepaalde lijnen afleiden. Uit dit verloop van uur tot uur komt men tot de tijdstippen van hoogwater in volle zee.

Een andere methode is de volgende: Kent men de stroomen, dan kan men voor een bepaald gebied b.v. tusschen twee meridianen en twee parallellen met resp. 10' lengteverschil en 10' breedteverschil bij bekende waterdiepte nagaan hoeveel water uit, of in dat gebied per uur stroomt. Men kan dus nagaan hoeveel het water in dat gebied zal rijzen of dalen. Doet men dit van uur tot uur, dan kan voor een dergelijk gebied bepaald worden wanneer daar hoog- en laagwater valt.

Volkomen nauwkeurigheid zal natuurlijk niet bereikt worden, vooral als men te maken heeft met zwakke stroomen, doch in ieder geval krijgt men een overzicht betreffende de vertikale waterbeweging in volle zee.

Beide systemen van onderzoek gaven bevredigende overeenstemming.

De cotidal lines in de Atlas of Tidal Streams berusten op de eerstgenoemde werkwijze.

De eerste kaart, die op deze werkwijze berustte, was een kaart voor de Noordzee, uitgegeven in 1924 (zie De Zee 1925). Later zijn ook de gegevens voor het Engelsche Kanaal en de Iersche Zee op deze wijze bewerkt. De resultaten zijn vastgelegd in de Atlas of Tidal Streams en in Admiralty Chart No. 301.

Het getij in het Engelsche Kanaal wordt veroorzaakt door de getijbeweging in den Atlantischen Oceaan, dat een vrije getijgolf veroorzaakt, die het Engelsche Kanaal vanuit het Westen binnenkomt. Was het Kanaal bij Dover afgesloten dan

zou deze golf de Fransche kust bij Griz Nez loodrecht treffen en door de terugkaatsing tegen de kust een staande golf geven, waarbij een knoop op eenigen afstand West van Wight ligt.

Zooals vroeger werd aangegeven, zou dan daar een amphidromie ontstaan.

Neemt men echter aan, dat de golf niet volkomen teruggekaatst wordt en dat dus de teruglopende golf zwakker is dan de oorspronkelijke, dan zal een beweging ontstaan, zooals in fig. 9 en 10 werd geschetst: schijnbaar een loopende golf met veranderlijke amplitude en ongelijkmatige verdeling van cotidal lines. In het Oostelijk deel van het Kanaal zal de beweging praktisch een staande golf worden.

Doordat het Kanaal bij Dover *niet* is afgesloten, zal in de omgeving van Dover de getijbeweging ook onder den invloed staan van het getij in de Noordzee.

Dat echter in het Oostelijk deel van het Kanaal de beweging sterk het karakter heeft van een staande golf, blijkt uit de havengetallen:

Portsmouth	11.30	Fécamp	10.44
Brighton	11.15	Dieppe	11.03
Newhaven	11.14	Cayeux	11.16
Hastings	11.18	Boulogne	11.22
Dungeness	11.18	Calais	11.44
Dover	11.24		

Voor al deze plaatsen valt hoogwater praktisch op denzelfden tijd, zooals voor een staande golf het geval is.

De nieuwste getijkaarten van het Engelsche Kanaal geven cotidal lines, die overeenkomen met dit schema. De sterke uitbochtigen van de vroegere kaarten zijn geheel verdwenen. Fig. 16 geeft deze lijnen voor het M_2 getij (lijnen over plaatsen met gelijke waarden van g). De gestippelde lijnen gaan over plaatsen met gelijk verval.

Wat nu de getijstroomen in het Kanaal betreft, in een gebied tusschen den Westelijken ingang van Straat Dover en de lijn Start Point—Kiskassen en in het Zuidelijk gedeelte van de Noordzee tusschen den Oostelijken ingang van Straat Dover en de lijn The Wash—Hoek van Holland, loopen de getijstroomen terzelfdertijd naar Dover of van Dover.

Als het water te Dover rijst, loopen zij naar Straat Dover en als het water te Dover daalt, van Dover af. Door Admiraal Beechy (ongeveer 1850), die het eerst uitgebreide waarnemingen betreffende de stroomen verrichtte, werden deze stroomen resp. Kanaalstroom en Zuidelijke Noordzeestroom genoemd.

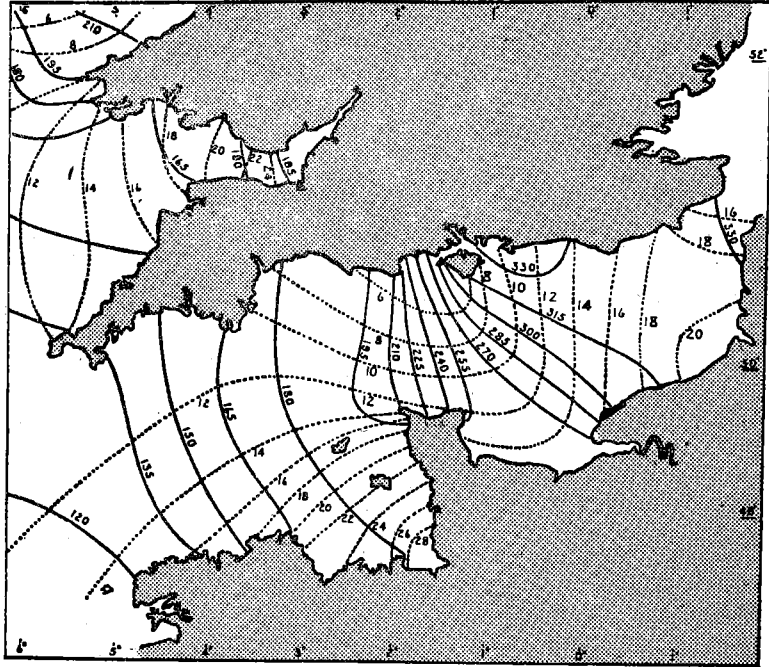


Fig. 16.

Met toestemming van den Hydrographer of the Navy en H.M. Stationery Office overgenomen uit Admiralty Manual of Tides.

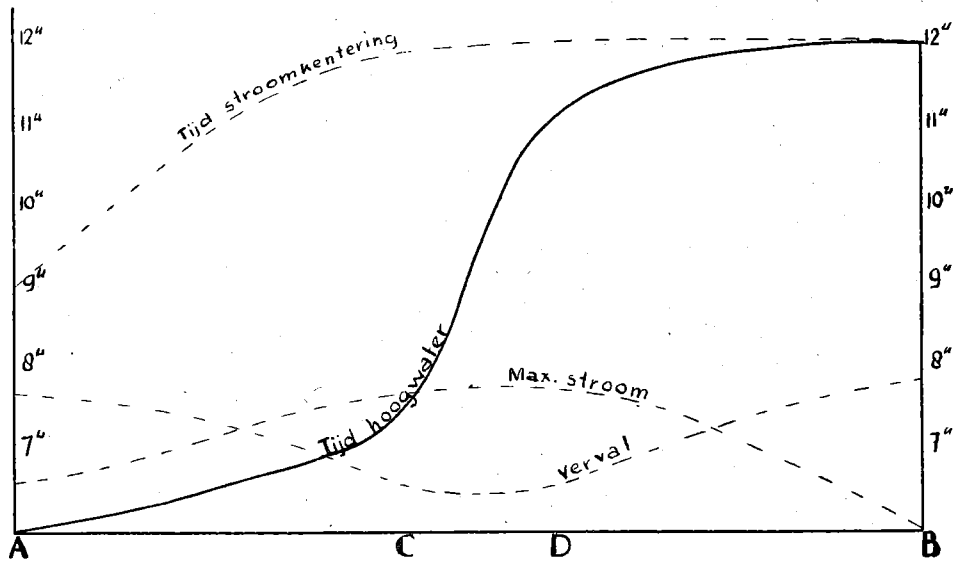


Fig. 17.

Dat de stroom over een groot gebied nagenoeg op hetzelfde tijdstip kentert is geheel in overeenstemming met de opvatting dat men te doen heeft met een golf, die wordt teruggekaatst, waarbij heen en teruggaande golf bij hun voortgang in amplitude afnemen.

Neemt men een rechthoekig kanaal van constante doorsnede, dat aan een einde is gesloten waarbij over een halve golflengte de amplitude met ongeveer 25% vermindert, dan komt men voor de tijden van hoogwater, de tijden van stroomkentering en het relatieve verloop van het verval en van de maximumstroomsterkte tot het beeld van fig. 17.

Is AB de halve golflengte, B het gesloten einde, waar de tijd van hoogwater $12u$ is, dan valt in A tijd hoogwater te $6u$ met betrekkelijk groot verval, de tijd van stroomkentering te $9u$.

Tot C verloopt de tijd van hoogwater praktisch evenredig met den afstand, doch is de tijd van stroomkentering reeds $11u$ $40m$. Daarna verloopt de tijd van hoogwater zeer snel met den afstand om bij D $11u$ te zijn. De kentering van den stroom valt dan reeds tegen $12u$. Van D tot B verloopt de tijd van hoogwater tot $12u$ en valt de kentering van den stroom overal ongeveer $12u$. Daar waar de tijd van hoogwater snel verloopt is het verval het kleinst en de stroomsterkte het grootst.

In groote trekken zou dus het getijverloop in het Engelsche Kanaal hetzelfde zijn als in een kanaal van onveranderde doorsnede, dat bij Dover was afgesloten.

Doordat bij Dover geen afsluiting is, zal natuurlijk in de omgeving van Dover een wisselwerking tusschen Engelsch Kanaal en Noordzee ontstaan, doch de uitspraak van Lord Kelvin, dat een afsluiting van Straat Dover in hoofdzaak weinig zou veranderen aan de getijbeweging in het Engelsche Kanaal is hierdoor begrijpelijk.

De bovengenoemde Kanaalstroom en Zuidelijke Noordzeestroom loopten steeds terzelfder tijd in tegengestelde richtingen. Er is dus een lijn waar zij elkander ontmoeten, resp. van elkander gaan.

Deze lijn is geen vaste lijn, doch verplaatst zich tusschen de grenzen Beachy Head—Point d'Ailly (mond van de Somme) en Noord-Voorland—Duinkerken. In Straat Dover tusschen deze grenzen is het nooit stil water, doch loopt er steeds stroom, ook op de tijdstippen van hoog- en laagwater te Dover op welk moment de Kanaalstroom en de Noordzeestroom kenteren. De getijstroom in Straat Dover wordt door de Engelschen „intemediate stream” genoemd.

In fig. 18 stelt de gevederde pijl de richting van den stroom

voor bij rijzend water te Dover en de pijl zonder veeren de stroomrichting bij vallend water te Dover.

Op het tijdstip laagwater Dover beginnen Kanaalstroom en Zuidelijke Noordzeestroom naar Dover te loopen; de tusschen-

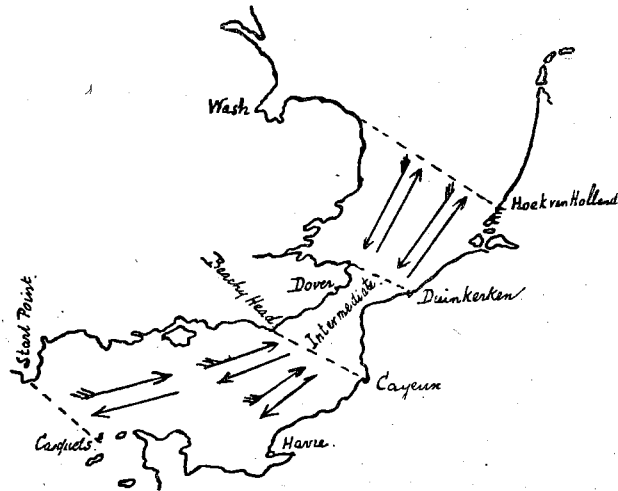


Fig. 18.

stroom loopt dan in de richting West, dus in de richting van den Noordzeestroom en de ontmoetingslijn der getijstroomen ligt dan het meest Westelijk, dus op de lijn Beachy Head—Point d'Ailly.

De ontmoetingslijn der stroomen verplaatst zich geleidelijk om de Oost en ligt even vóór hoogwater Dover langs de lijn Noord-Voorland—Duinkerken. De tusschenstroom loopt op dit oogenblik over de geheele lengte van Straat Dover om de Oost. Op het tijdstip hoogwater Dover kenteren Kanaalstroom en Zuidelijke Noordzeestroom. De „intermediate stream” blijft echter om de Oost doorloopen en ligt nu plotseling de scheiding der stroomen op de lijn Beachy Head—Point d'Ailly. Van hoogwater tot laagwater, Dover heeft nu weer een geleidelijke verplaatsing van de scheidingslijn in Oostelijke richting plaats.

De hierboven beschreven loop van den getijstroom in Straat Dover verklaart ook het bekende feit, dat het voor een schip het voordeeligt is even vóór hoogwater Dover de ontmoetingslijn der getijstroomen te passeeren als het bestemd is voor de Noordzee. Het heeft dan 6u de gelijkstroom mee gehad en het zal na de kentering weer stroom mee krijgen.

Naast de getijstroom waarvan de maximumsnelheid op enkele punten 5 mijl per uur bedraagt, loopt een stroom door

Straat Dover van het Engelsche Kanaal naar de Noordzee, waarvan de gemiddelde snelheid 2,7 mijl per etmaal bedraagt. Deze stroom is voor de praktische navigatie van weinig belang. Bij Westelijke stormen kan echter de snelheid oplopen tot 21 mijl per etmaal, terwijl bij langdurige sterke N.O. winden een snelheid in tegengestelde richting van 12 mijl per etmaal kan voorkomen.

In het gebied tusschen Straat Dover en de lijn Start Point—Kiskassen volgen de getijstroomen ongeveer de hoofdrichting van het vaarwater.

Zooals gezegd kenteren zij in dat gebied nagenoeg overal op hetzelfde tijdstip. Aan de Engelsche kust geschiedt de kentering met zon, aan de Fransche kust tegen zon. Tusschen Wight en het scheireiland Cotentin is de maximum-snelheid der getijstroomen van 3,5 tot 5 mijl per uur, daar beoosten niet meer dan 3 mijl. Bij de schematische beschouwing van fig. 17 bleek dat daar waar de cotidal lines dicht opeen liggen, grootste stroomsnelheden voorkomen, zoodat de stroomverdeling in werkelijkheid met dit schema overeenstemt.

Voor het Westelijke gedeelte van het Engelsche Kanaal kan men moeilijk een globaal overzicht geven. Over het algemeen loopen tusschen Start Point en Lands End de stroomen in tegengestelde richting t.o. van die in het Oostelijk gedeelte. De kentering geschiedt ook daar aan de Engelsche kust met, aan de Fransche kust tegen zon.

De Golf van St. Malo vormt een eenigszins zelfstandig gebied met sterk verval bij St. Malo, waarbij sterke stroomen aan weerszijden van de Kanaal-eilanden de Golf in- en uit-trekken.

De getijden in de Noordzee worden in hoofdzaak gevormd door het getij in den Atlantischen Oceaan in de lijn van de Shetlands-Eilanden naar de Noorsche kust.

Was de Noordzee in het Zuiden afgesloten dan zou een staande golf ontstaan, waarbij de invloed van de aswenteling van de aarde aanleiding geeft tot het ontstaan van amphidromieën, zooals uit de beschouwingen bij figuren 4—8 werd aangegeven.

De Engelsche Chart of Tidal Streams British Islands and Adjacent Waters (Adm. Chart. No. 301) geeft drie zulke amphidromieën. Fig. 19 geeft de lijnen over plaatsen waar de waarden van g voor het M_2 getij dezelfde zijn. De gestipelde lijnen gaan over plaatsen met gelijk verval.

De eene ligt in het midden van de Noordzee op ongeveer $52^{\circ}30'NB$, de tweede op ongeveer $55^{\circ}40'NB$ $5^{\circ}30'OL$, de derde vlak bij de Noorsche kust. De Deutsche Atlas der Ge-

zeiten und Gezeitenströme für das Gebiet der Nordsee gaf de beide eerste amphidromieën, doch niet die op de Noorsche kust.

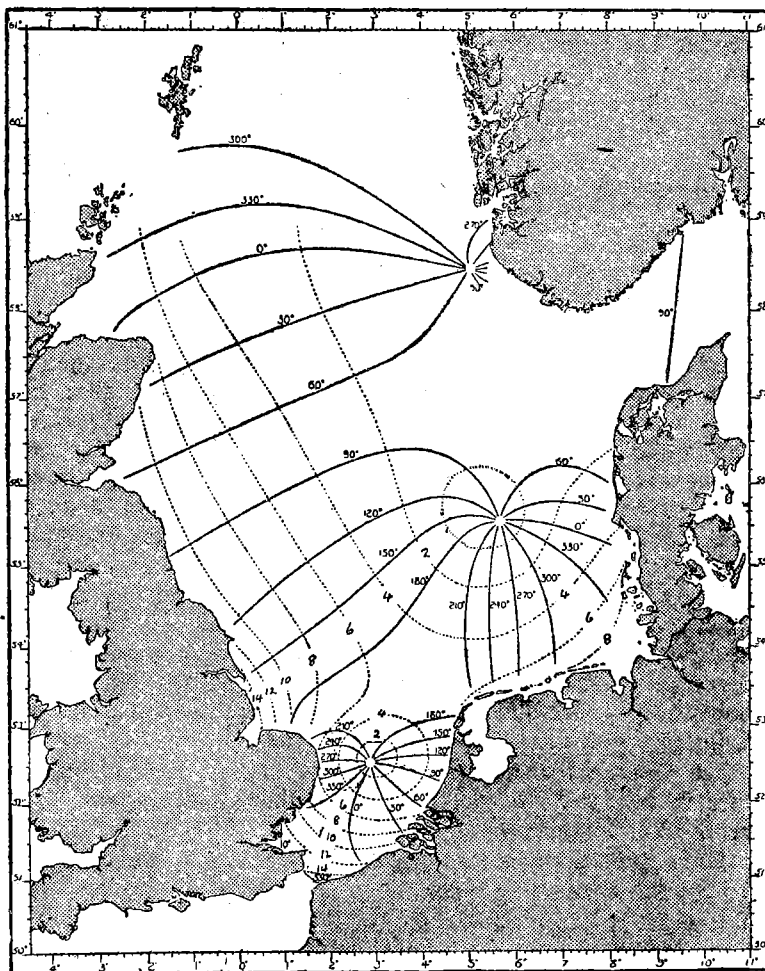


Fig. 19.

Met toestemming van den Hydrographer of the Navy en H.M. Stationery Office overgenomen uit Admiralty Manual of Tides.

Zooals reeds werd gezegd berusten deze kaarten op de verwerking van stroomwaarnemingen en waarnemingen van verval langs de kusten.

Bij de geringe stroomen en kleine vervallen op de Noorsche kust is het niet mogelijk tot een volkomen juiste weergave te komen van het getijverloop daar in volle zee. Van praktisch belang is daar ter plaatse de getijbeweging niet, zoodat het al of niet bestaan van de derde amphidromie alleen theoretische waarde heeft.

Het verloop der cotidal lines vooral langs de kusten gaf, voor men tot een theoretische verklaring van de getijden in de Noordzee was gekomen den indruk van een getijgolf van veranderlijke amplitude die langs de Engelsche kust Zuidwaarts trok, in het Zuidelijk deel van de Noordzee omhoog en langs de Vlaamsche en Nederlandsche kust, wellicht versterkt door een golf, die door Straat Dover vanuit het Engelsche Kanaal kwam, Noord-Oost trok.

Naar aanleiding van de in de laatste jaren ontwikkelde theorieën en de verwerking van stroomwaarnemingen is men gekomen tot de boven aangegeven opvattingen. Het getij in de Noordzee wordt veroorzaakt door het oceanisch getij benoorden Schotland en zou zonder de afwijking door de aardrotatie en zonder wrijvingsinvloeden een staande golf geven met drie knopenlijnen. De afwijking door de aardrotatie doet in dit systeem drie amphidromieën ontstaan.

Door wrijvingsinvloeden zou zonder aardrotatie een systeem ontstaan als beschreven is voor het Engelsche kanaal: een staande golf in het Zuidelijk gedeelte, een dicht-oopen-liggen van de cotidal lines in de omgeving van de plaatsen waar anders de knopenlijnen zouden liggen, een nagenoeg gelijktijdig kenteren van de stroomen in het Zuidelijk gedeelte.

De wrijvingsinvloeden veroorzaken dat de amphidromieën niet in het midden van het gebied komen te liggen, doch meer naar het Oosten zijn verschoven.

Men kan hiervan een elementaire verklaring geven op de volgende wijze.

Op de plaats waar bij een ideale staande golf een knopenlijn zou liggen, zijn de inkomende golf en de teruggekaatste in tegengestelde phase. Geeft de eene golf een positieve uitwijking, dan geeft de andere een negatieve uitwijking uit den middenstand.

Zonder wrijvingsinvloeden heffen dan deze uitwijkingen elkander op, omdat beide golven gelijke amplitude hebben.

Door wrijving en onvolkomen terugkaatsing is de teruggekaatste golf zwakker dan de inkomende golf. De uitwijkingen heffen elkander dan niet op. In plaats van een knoop ontstaat een punt waar het verval kleiner is dan op andere

plaatsen. De stroomen in dat punt door beide golven zijn echter van gelijke richting.

Is nu (fig. 20) mm' de gemiddelde waterstand in het bekken, waarvan de figuur een dwarsdoorsnede geeft, aa' de waterstand door de sterkste golf, bb' die door de zwakste golf, dan zal door de aardrotatie de waterstand door de sterkste golf langs cc' , door de zwakste langs dd' vallen.

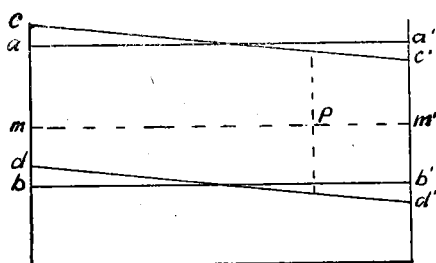


Fig. 20.

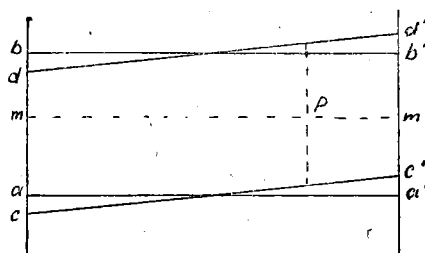


Fig. 21.

Er kan nu een punt p zijn waar de uitwijkingen uit den middenstand elkander opheffen. Dit punt ligt nu niet in het midden van het gebied.

6u later is de toestand als in fig. 21: de eerste golf geeft nu cc' onder mm' , de tweede dd' boven mm' , terwijl de stroomen zijn omgekeerd, dus de helling door de aardrotatie eveneens is omgekeerd. Wederom zullen dan in p de uitwijkingen uit den middenstand elkander opheffen.

Hoe meer de beide golven in amplitude verschillen, des te meer schuift p in de figuren naar rechts. Punt p kan zelfs uit het gebied verdwijnen. Admiralty Manual of Tides zegt b.v. over het Engelsche Kanaal, dat de amphidromie, die bij Wight verwacht zou worden, alleen te bemerken is aan het convergeeren van de cotidal lines naar een punt binnenslands ten Westen van Wight.

In de amphidromie is het verval nul. Punten die dicht bij een amphidromie liggen hebben daardoor een gering verval. Het kleine verval langs de Noorsche kust, evenals bij Esbjerg en Hirshals aan de Deensche kust, staat dus in verband met het feit dat deze plaatsen dicht bij een amphidromie liggen. Dat het verval langs de Engelsche kust bij Yarmouth en langs de Nederlandsche kust tusschen IJmuiden en Den Helder betrekkelijk klein is, is dan ook toe te schrijven aan de ligging ten opzichte van de amphidromie in het Zuidelijk gedeelte van de Noordzee.

De gegeven verklaring van het getij in de Noordzee ziet af van de verbinding door Straat Dover met het Engelsche Kanaal. Natuurlijk zal in het Zuidelijk gedeelte van de Noordzee een wisselwerking tusschen Noordzee en Engelsch Kanaal ontstaan, doch deze zal aan de algemeene verklaring weinig veranderen.

Over het algemeen zijn de getijstroomen in de Noordzee niet zeer sterk. Sterke stroomen in dit gebied komen voor daar waar de getijgolf vanuit den Atlantischen Oceaan tusschen Schotland en de Orkney-eilanden de Noordzee binnentreedt. Tusschen de Orkney- en de Shetlands-eilanden kunnen de getijstroomen bij springtij een snelheid van 5 mijl per uur hebben. De krachtigste stroomen komen voor in de Pentland Firth, tusschen de Schotsche kust en de Orkneys, waar snelheden van 9 en 10 mijl per uur zijn waargenomen. Zoowel de Engelsche als de Duitsche stroomatlassen bevatten detailkaarten, waarop de stroomen in deze omgeving voor elk uur zijn aangegeven.

Een overzicht van de getijstroomen in de Noordzee wordt gegeven in de Atlas of Tidal Streams British Islands and Adjacent Waters, die voor volle uren vóór en na hoogwater Dover den loop der stroomen in dit gebied geeft.

In het midden van de Noordzee is de maximum sterkte der getijstroomen als regel niet meer dan 1 mijl per uur.

Als regel komen in het midden van de Noordzee draaiende getijstroomen voor, waarbij gewoonlijk 3 à 4 uur na de maximum-sterkte de stroom zwak is en snel van richting verandert. Langs de kusten van Schotland en Noord-Engeland, langs de Wadden-eilanden en langs de Deensche kust is de richting der stroomen hoofdzakelijk evenwijdig aan de kust. Afgezien van enkele uitzonderingen bij uitstekende punten van de kust, in baaien, dicht bij banken, in de zee-gaten bij de Waddeneilanden en voor de monden van Elbe en Weser, is de stroomsterkte niet meer dan 2 mijl per uur.

In het algemeen worden ook onder de kust draaiende getijstroomen gevonden. Deze draaiingen kunnen met, en tegen zon voorkomen. Het is niet mogelijk om voor elk punt af te leiden welke draaiing verwacht kan worden. In de nabijheid van de Nederlandsche kust geschiedt b.v. de draaiing bij Noord-Hinder, bij Schouwenbank en bij Borkum tegen zon, bij de lichtscheperen „Maas”, „Haaks” en „Terschellingerbank” met zon. De maximum-snelheid bij springtij is niet meer dan 2 mijl per uur, terwijl de kracht van den getijstroom, die bij de draaiing recht den wal in- of uitzet bij het lichtschip „Noord-Hinder” niet meer is dan 0,4 mijl per uur, bij andere lichtscheperen nog minder.

In het Zuidelijk gedeelte van de Noordzee komen de sterkste getijstroomen voor in de nabijheid van Straat Dover en aan de Engelsche kust bij Yarmouth (max. 3,5 à 4 mijl per uur).

De getijstroomen bezuiden de lijn The Wash—Hoek van Holland loopen in de richting van Straat Dover als het water te Dover rijst en tegengesteld daaraan als het water te Dover valt. Daar waar langs de Engelsche kust de tijden van hoogwater later vallen als men Zuidwaarts gaat en langs de Hollandsche kust als men Noordwaarts gaat, zou dus de richting van de stroom aan de Engelsche kust „vloedstroom” worden genoemd als men aan de Nederlandsche kust van „ebstroom” zou spreken. Hieruit blijkt dat het gebruik van deze benamingen aanleiding kan geven tot misverstand.

De getijverschijnselen in de Noordzee kan men in hoofdzaak toeschrijven aan het M_2 en het S_2 getij, waarbij het M_2 getij overheerscht.

Feitelijk zou men voor ieder getij een afzonderlijk stel van cotidal lines en een afzonderlijk stroombeeld moeten geven.

Voor de cotidal lines zou men dan lijnen geven waarvoor hoogwater voor het betreffende getij een bepaald aantal uren valt na hoogwater voor een bepaalde plaats in dat gebied.

Men geeft daarom gewoonlijk aan lijnen over plaatsen waar de waarde van g (het voor lengte en standaardtijd gecorrigeerde kappa-getal) dezelfde waarde heeft. Deze lijnen worden *homokumenen* genoemd.

De cotidal lines in de Admiralty Chart No. 301 zijn feitelijk homokumenen voor M_2 .

De stroomen zijn over het algemeen gemiddelde waarden, dus geven M_2 stroomen, behalve dan als erbij gegeven wordt stroom bij spring- of stroom bij dooftij.

Gegevens omtrent richting en snelheid der getijstroomen worden op verschillende wijzen gegeven.

Gegevens op de zeekaarten:

Op oudere zeekaarten vindt men nog wel de hoofdrichtingen van den getijstroom aangegeven door pijlen. Deze pijlen geven alleen de gemiddelde of normale richting van den getijstroom. Ook de aangegeven stroomsnelheid is een gemiddelde waarde van de gevonden maximum-snelheden. Bij de pijlen wordt soms aangegeven op welke tijdstippen de stroom in de gegeven richting begint te loopen. Dit tijdstip wordt dan b.v. aangegeven ten opzichte van tijd hoogwater

van een plaats in de omgeving. Soms wordt het tijdsverloop vanaf hoogwater tot maximum stroomsterkte aangegeven door een aantal stippen op de pijlschacht, „Vloedstroom” wordt dan aangegeven door een gevederde pijl, „Ebstream” door een gewone pijl.

Op de Nederlandsche kaarten worden op verschillende punten stroomrozen gegeven. Deze rozen geven richting en kracht van de getijstroom door pijlen, waarbij de tijdstippen worden aangegeven, waarvoor deze stroom geldt. De tijdstippen zijn dan gerekend ten opzichte van hoogwater voor een plaats in de omgeving.

In de Admiralty Charts geeft men stroomtabellen, die kracht en richting van den stroom geven op tijdstippen als bovengenoemd. In de kaart vindt men op de plaats waarvoor de stroomen gelden, een letter of een ander teeken met de verwijzing „See table of tidal streams”.

De gegevens omtrent de stroomen, die op zoodanige wijze worden aangeduid, zijn als regel niet volledig.

De gegeven snelheden zijn soms gemiddelde snelheden: bij springtij is de stroom sterker, bij doottij zwakker. Ook wordt wel gegeven de snelheid bij spring- en die bij doottij.

Gegevens in de Zeemansgidsen.

In Zeemansgidsen vindt men in den regel een algemeen overzicht van de getijstroomen in het gebied waarvoor de gids geldt, benevens min of meer uitgebreide gegevens voor locale getijverschijnselen.

De Zeemansgids voor de Nederlandsche kust geeft zeer uitvoerige gegevens betreffende richting en kracht van den stroom bij de Nederlandsche lichtschepen. Voor de dagen van Volle- en van Nieuwe Maan en daartusschen van dag tot dag, worden van uur tot uur richting en kracht van den stroom gegeven.

In de Nederlandsch-Indische Zeemansgidsen vindt men voor enkele plaatsen de amplituden en kappa-getallen voor de partieele getijstroomen, zooals verder hier worden beschreven bij „gegevens in getijtafels”.

Gegevens in de stroomkaarten.

Voor Noordzee en Engelsch Kanaal bestaan verschillende stroomatlassen, waarvan de modernste is de meermalen reeds genoemde Atlas of Tidal Streams, British Islands and Adjacent Waters. Deze atlas geeft 12 kaarten met stroomgegevens, die elk gelden voor een bepaald tijdstip ten opzichte van hoogwater te Dover (5 u, 4u, enz. vóór hoogwater, bij hoogwater, 1u, 2u, enz. na hoogwater Dover).

Gegevens in tafels voor getijstroomen.

Door de Amerikaansche Coast and Geodetic Survey worden tafels uitgegeven, die voor verschillende plaatsen van dag tot dag de tijdstippen van maximum stroom en de tijden van kentering geven.

Dergelijke tafels werden ook in Nederlandsch-Indië uitgegeven voor enkele belangrijke vaarwaters.

Gegevens in getijtafels.

Deze zijn zeer schaarsch: Voor zeer enkele plaatsen geven de Admiralty Tide Tables de getijconstanten voor stroomberekening.

Indien het getijstroomen betreft, die behalve in kracht ook continu in richting veranderen, wordt de stroom ontbonden in twee onderling loodrechte richtingen.

Zoo geeft b.v. A.T.T. Part. II.

	Plus direction	M ₂		S ₂		K ₁		O ₁	
		g	H	g	H	g	H	g	H
Singapore Strait	000°	178°	0,12	041°	0,03	072°	0,06	148°	0,09
West Entrance	090°	325°	0,73	001°	0,34	337°	0,21	225°	0,41

De gegevens achter „plus direction 000” geven de waarden van g en de amplitude van den stroom in mijlen per uur voor de richtingen 000 (Noord) voor de partieele getijden M_2 , S_2 , K_1 en O_1 . Men kan hiermede het stroomverloop voor de component in de richting N—Z berekenen, waarbij Noord positief, Zuid negatief wordt gerekend (zie b.v. Zeevaartkundige tafels 1934, blz. 290 en 291).

Evenzoo kan men met de gegevens bij „plus direction 090” de stroomcomponent in de richting Oost—West berekenen.

Uit de beide componenten volgt dan van uur tot uur het verloop van den stroom.

Bij de golftheorieën, die als grondslag dienden van de bovengegeven verklaringen, is steeds aangenomen dat de getijbeweging geschiedt in betrekkelijk diep water. Als de verhouding van golfhoogte tot waterdiepte klein is, mag worden aangenomen dat bij een loopende golf alle punten van het golfprofiel dezelfde snelheid hebben en dus de golf bij het verder bewegen denzelfden vorm behoudt.

Op ondiep water zal echter de snelheid in den golftop grooter zijn dan in het golfdal. Een gevolg hiervan is, dat het golfprofiel verandert. Op ondiep water zal dan het golfprofiel ABC van fig. 22 zich wijzigen in A'B'C', waarbij BB' grooter is dan AA' en CC'.

Een waarnemer waarlangs de golf trekt, ziet het water sneller rijzen dan dalen.

Een golf van type A'B'C' van fig. 22 blijkt ontleed te kunnen worden in een aantal golven met perioden T , $\frac{1}{2}T$, $\frac{1}{3}T$ enz., waarin T periode van de oorspronkelijke golf is.

In figuur 23 hebben de golven a en b resp. de perioden T en $\frac{1}{2}T$. De getrokken lijn geeft de resulteerende beweging van de twee golven.

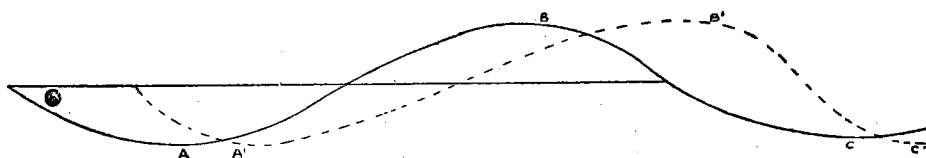


Fig. 22.

Ieder van de golven geeft nu een eigen getijbeweging. De getijden die op deze wijze op ondiep water ontstaan, noemt men nevengetijden of ondiepwatergetijden.

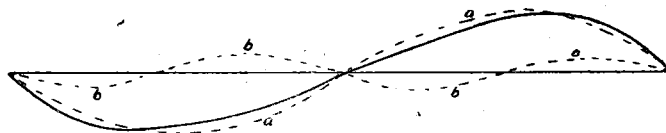


Fig. 23.

De golven der nevengetijden kunnen ook weer aanleiding geven tot staande golven, waarvan de knopen niet samenvallen met die van de oorspronkelijke golven. Hierdoor kunnen verschillende combinaties van de fasen der getijden voorkomen, die tot eigenaardige verschijnselen in de getijbeweging aanleiding geven.

De voornaamste nevengetijden zijn M_4 , MS_4 en $2MS$.

M_4 en MS_4 geven viermaal per dag hoogwater, $2MS$ geeft tweemaal per dag hoogwater.

Op de Nederlandsche kust versterkt MS_4 de werking van M_4 bij springtij, terwijl bij doortij deze getijden in tegengestelde fase zijn en geringen invloed hebben.

Te Hoek van Holland valt hoogwater van M_4 zoowel bij hoog- als laagwater van het M_2 getij. De standen bij hoogwater vallen dus hooger dan door de normale getijden, die bij laagwater eveneens. Fig. 24 geeft het beeld van de getijbeweging door beide getijden, benevens het resulteerende verloop. Uit deze figuur blijkt dat het water snel rijst en snel daalt. Na hoogwater daalt het tot een lagen stand, om

daarna weer eenigen tijd te stijgen en vervolgens weer te dalen. Men vindt daar een dubel laagwater (dit verschijnsel is bekend onder den naam van agger).

Dit dubbele laagwater komt alleen voor enkele dagen vóór en na springtij. Bij doodtij blijft het water lang op zijn laagsten stand staan en blijft de kleine rijzing achterwege.

Te IJmuiden valt hoogwater van M_4 vóór hoogwater van M_2 en is het verloop als in figuur 25. Hier ontstaat een snelle rijzing gevolgd door een langzame daling.

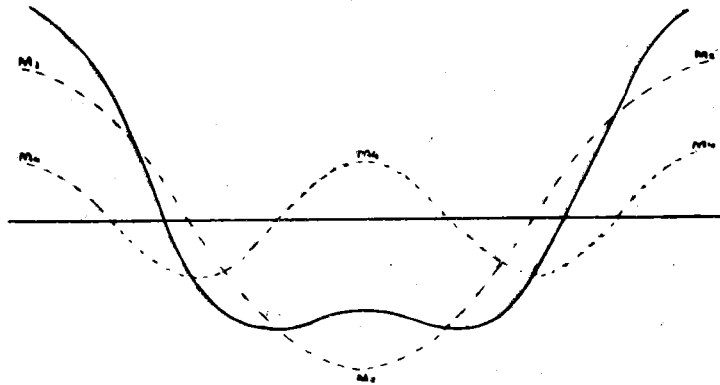


Fig. 24.

Dergelijke bijzondere afwijkingen van het normale getijverloop komen op meerdere plaatsen voor en kunnen de berekening van het getijverloop uit de getijconstanten zeer lastig maken, vooral als meerdere nevengetijden in rekening moeten worden gebracht. Admiralty Manual of Tides wijst in dit verband op de getijden te Southampton.

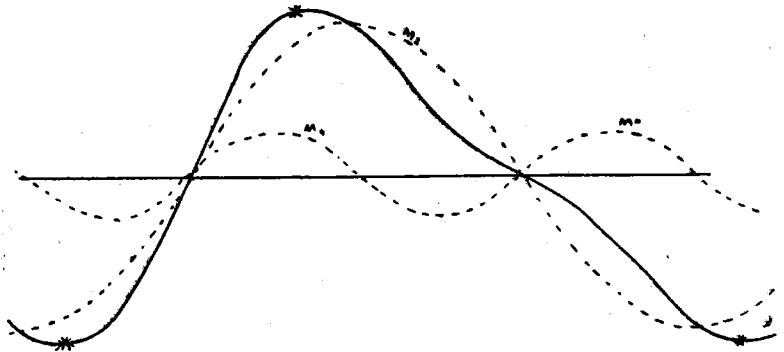


Fig. 25.

De invloed van deze nevengetijden op de getijstroomen is niet voldoende bekend. De stroomwaarnemingen zijn als regel niet zoodanig dat een zoo nauwkeurige analyse mogelijk is als voor de verticale getijbewegingen.

De getijbeweging plant zich ook voort in riviermonden. Door het getij aan den mond van een rivier zal een getijgolf de rivier binnendringen. Hoever de invloed van deze golf merkbaar zal zijn hangt af van verschillende oorzaken, in de eerste plaats van wijzingen in het dwarsprofiel. In een estuarium, waar breedte en diepte afnemen, zal het verval grooter worden en de stroomsnelheid toenemen. Het verloop van banken en ondiepten zal eveneens verval en stroomsterkte wijzigen, waarbij moeilijk algemeene regels over hun invloed op verval en stroomsterkte te geven zijn.

Als in een rivier vernauwingen of veranderingen in diepte optreden, geeft dit eveneens wijzigingen. Hierbij hangt veel af van de verhouding van de stroomsterkte tot de snelheid van een vrije golf voor de gegeven waterdiepte. Zoolang de stroomsnelheid u kleiner is dan de golfsnelheid \sqrt{gh} (die bij geringe diepte niet groot is) zal bij een vermindering van de breedte of van de diepte de stroomsnelheid toenemen en het wateroppervlak dalen.

Nadert u^2 tot gh , dan kan het verschil in niveau en dat in stroomsterkte zeer groot worden.

Wanneer nu daarbij komt dat de rivierbedding helt, dan kan bij het binnendringen van een getijgolf op korten afstand een zoodanig verschil in niveau ontstaan, dat men niet meer van een normale getijbeweging kan spreken. In dit geval wordt de getijgolf zoo sterk vervormd, dat men de getijgolf als een watermuur ziet aankomen. Dit verschijnsel wordt in het Engelsch „bore” of „eagre”, in het Fransch „masquaret” genoemd.

Het komt o.a. voor in de Trent, een zijrivier van den Humber, ook wel in de Seine en de Garonne. In de Seine is het verschijnsel, na de normalisatie van de rivier, nagenoeg verdwenen. Zeer sterk is dit verschijnsel in de Chineesche rivier Tsien Tang Kiang en in de Hooghly (Britsch Indië).

In de Tsien Tang Kiang komt de golf met een helling van 40° tot 70° en een hoogte van 8 tot 11 voet (hoewel 15 voet ook wel is geconstateerd) aan met een snelheid van 12 tot 13 mijl per uur.

Afgezien van dit abnormale verschijnsel zal bij een rivier, als aan den mond de getijbeweging normaal verloopt, de getijgolf bij het binnendringen van de rivier door wrijvingsinvloeden gedempt worden. Verval en stroomsterkte van de getijbeweging nemen af naarmate men hooger komt en op

een bepaalden afstand is geen getijbeweging meer merkbaar.

Gewoonlijk zal hierbij door het afstroomende rivierwater de stroom naar binnen worden verzwakt, zelfs zoodanig, dat als men hoog op de rivier nog zwakke verticale getijbeweging waarneemt, de getijstroom niet meer merkbaar is.

Als regel zal bij de riviergetijden de rijzing korter duren dan de daling, zooals bij het voortschrijden van een getijgolf op ondiep water regel is. Tevens staat de uitlopende getijstroom, die dezelfde richting heeft als het afvloeiende rivierwater, langer door dan de inlopende stroom. Het verschil neemt toe naarmate men hooger op de rivier komt.

Wanneer door zwaren regenval of andere oorzaken meer dan de normale hoeveelheid water door de rivier wordt afgevoerd, zal de uittrekkende stroom sterker zijn dan gewoonlijk en ook langer doorstaan.

Sterke getijstroomen komen voor in zeestraten die twee gebieden verbinden waar de getijbeweging ongelijk is. Deze stroomen ontstaan door niveauverschillen. Zoo is b.v. in Straat Messina aan de Noordzijde hoog, als het aan de Zuidzijde laagwater is en omgekeerd. Hoewel het verval daar niet meer dan ongeveer 30 cm is, ontstaan sterke stroomen.

Richting, duur en kracht van de getijstroomen kunnen beïnvloed worden door meteorologische oorzaken.

Wanneer de luchtdruk niet overal dezelfde is zal een verschil in waterniveau ontstaan. Daar waar de luchtdruk het hoogst is, daalt het niveau, daar waar de luchtdruk het laagst is stijgt het niveau. Voor 1 mm verschil in luchtdruk zal 13 mm verschil in waterpeil voorkomen.

Als nu een diepe depressie zich snel verplaatst zal een golfbeweging ontstaan waarbij de amplitude van de golf afhangt van de verhouding van de snelheden van voortplanting van het minimum en van de vrije golfbeweging in het zeegebied. Naderen deze snelheden tot elkander, dan ontstaat een sterke golf. Deze golf zal als de depressie zich oplost betrekkelijk snel sterk gedempt worden door wrijvingsinvloeden, doch kan aanleiding geven tot een wijziging van de getijbeweging.

Lang doorstaande sterke winden veroorzaken in een begrensd zeegebied een stuwing van het water. Sterke Westenwinden b.v. in het Engelsche Kanaal zullen een opstuwing van het water veroorzaken aan de Fransche kust tusschen Fécamp en Boulogne: het peil van gemiddelden waterstand komt hooger te liggen en daardoor wordt de stand bij hoog-

en die bij laagwater hooger. Het verval blijft onveranderd.

Tevens veroorzaakt de wind een strooming van het water. In open zee zal hierbij de stroom op NB rechts, op ZB links vallen van de richting waarheen de wind waait. In de nabijheid van kusten en banken zal de stroomrichting afhangen van de richting waarin deze zich uitstrekken.

Gegevens om uit windsterkte en barometrischen gradiënt te bepalen hoeveel het gemiddelde niveau zal stijgen of de stroom zal toenemen, kunnen niet verstrekt worden.

In Admiralty Tide Tables 1946 Section A worden onder Meteorological Effects on Tides and Tidal Streams voorbeelden genoemd van sterke stormvloed. Hoofdzakelijk worden hier getallen genoemd betreffende getijhoogten.

De meteorologische oorzaken die sterke variaties geven in het gemiddelde niveau, zullen ook hun werking doen gelden op de stroomen.

Als b.v. in het Zuidelijk gedeelte van de Noordzee door sterke N.W. tot N. winden het gemiddelde niveau is gestegen, zal in Straat Dover een stroom van de Noordzee naar het Engelsche Kanaal ontstaan. De wisselende getijstroomen in Straat Dover zullen door dezen stroom beïnvloed worden: de stroom van Noordzee naar Engelsch Kanaal wordt sterker dan de stroomkaarten aangeven, de tegengestelde stroom wordt zwakker.

Hetgeen hier is behandeld kan niet meer dan een algemeen overzicht zijn. Voor bijzonderheden van stroomen in bepaalde gebieden en de afwijkingen die ontstaan door verschillende oorzaken, moet verwezen worden naar Zeemansgidsen voor deze gebieden of naar publicaties zooals o.a. uitgegeven worden door de Engelsche Admiraliteit (H.D. 337, 338 enz.).



