Auteur: Hans van Haren

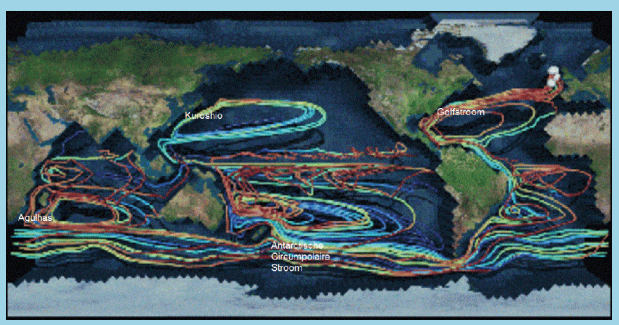
Overzicht van de fysische oceanografie

Aan de hand van de grote variatie in schalen van duizenden kilometers tot millimeters wodt een kort overzicht van de fysische oeanografie gegeven. Dit omvat processen als langdurige oceaancirculatie en turbulente menging. Diverse methoden van onderzoek worden vermeld.

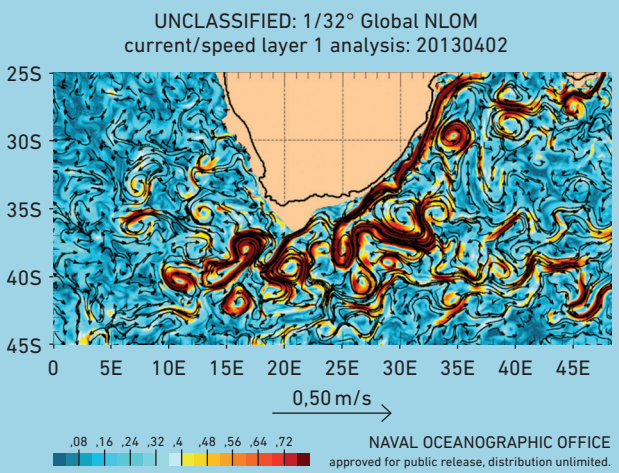
De natuurkunde van de aarde omvat drie gebieden: de geofysica van de vaste aarde (in engere zin), de meteorologie en de fysische oceanografie. Als vakgebied binnen de oceanografie heeft fysische oceanografie raakvlakken met de mariene biologie, de mariene geologie en de mariene chemie. Fysische oceanografie lijkt dus praktische, tastbare natuurkunde. Echter, de enorme variatie in schalen over tien ordes van grootte en niet-lineariteit van fysisch-dynamische processen maakt bestudering lastig, maar daarom niet minder boeiend. Kennis van de fysische processen is onontbeerlijk voor inzicht in de verspreiding van stoffen in de oceaan, variërend van voeding voor de biologische kringloop tot (micro) plastics. De oceaan wisselt warmte, vocht, en gassen zoals koolstofdioxide uit met de atmosfeer, en in mindere mate met de vaste aarde. Hier beperk ik me tot specifieke dynamische processen in de oceaan zelf. Klassiek wordt een indeling gebruikt van grote horizontale afmetingen naar kleine, paradoxaal van een diepte-breedteverhouding 1:1000 naar 1:1.

Druk en dichtheid

Elke tien meter dieper van het zeeoppervlak neemt de hydrostatische waterdruk met één atmosfeer toe - een drukeenheid gelijk aan de luchtdruk op zeeniveau of ongeveer 10^5 N m^{-2} – tot duizendmaal zo veel, op ongeveer 10.000 m diepte. Drukvariaties hebben direct invloed op de dynamica van de oceaan. Stroming ontstaat door verschillende hoogtes van het water, maar ook door verschillen in dichtheid. Deze verschillen in dichtheid van het water komen op hun beurt vooral door verschillen in temperatuur en zoutgehalte, waarbij warm (zoet) water een lagere dichtheid heeft dan koud (zout) water. Door opwarming en rivierafvoer aan de bovenkant is de oceaan over het algemeen verticaal stabiel gelaagd in dichtheid en is verticale stroming gereduceerd ten opzichte van horizontale. Indien in een hypothetische oceaan de vlakken van gelijke dichtheid samenvallen met die van gelijke druk spreken we van een barotrope vloeistof. Horizontale verschillen in hoogte van het zeeoppervlak, horizontale drukgradiëntkrachten, veroorzaakt door bijvoorbeeld wind of getijden door maan en zon, drijven zo een barotrope horizontale stroming aan die over de hele verticaal hetzelfde is.
Als de vlakken van gelijke dichtheid niet samenvallen met de vlakken van gelijke druk kunnen de horizontale dichtheids-drukverschillen in de diepte (fronten) lokaal verschillende 'barocliene' stromingen aandrijven. Hoewel verschillen in dichtheid en druk het oceaanwater in beweging zetten, wordt de dynamica toch gedomineerd door rotatie en verwarming, want de oceaan ligt op een door de zon verwarmde roterende bol. De rotatie van de aarde veroorzaakt het corioliseffect, de fictieve kracht die bewegingen naar rechts afbuigt op het noordelijk halfrond, en legt de richting op van grootschalige stromingen in de oceaan.
De grote hydrostatische druk is nog altijd een belemmering voor metingen in zee. De combinatie met zout water vereist specifieke instrumentatie ter absolute bescherming van moderne elektronica.



Figuur 1. Een model voor grootschalige door de wind aangedreven oceaancirculatie. Bron: KNMI.



Figuur 2. De Agulhasstroom bij Zuid-Afrika, met zijn draaiing, kronkels en afsplitsende wervelingen uit assimilatie van satellietwaarnemingen in modelberekening van de variaties in hoogte van het zeeoppervlak. Bron: Naval Oceanographic Office (NAVOCEANO).

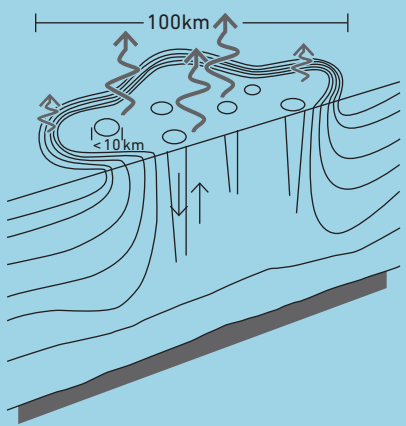
Grootschalige variaties – 1:1000

Primair wordt grootschalige oceaancirculatie, watertransport of stroming rond een oceaanbekken met een horizontale lengteschaal van duizend kilometer, aangedreven door de wind, via verwarming van de atmosfeer door de zon [1]. Op zowel het noordelijk als het zuidelijk halfrond wordt oceaancirculatie aangedreven door westenwinden op gematigde breedten en de oostenwinden van de equatoriale passaat. De oceaancirculatie domineert het transport van warmte en zout aan het zeeoppervlak van de evenaar naar de polen. Door de variatie in het corioliseffect met de geografische breedte en sturing langs de bodemtopografie van een oceaanbekken wordt de stroming bij het zeeoppervlak asymmetrisch versterkt langs de westkant van het bekken met een zwakkere retourstroom aan de oostkant (figuur 1). Voorbeelden van op deze manier westwaarts versterkte door de wind aangedreven stromingen zijn de Agulhasstroom in de Indische Oceaan, Kuroshio in de Stille Oceaan bij Japan en de Golfstroom in de Atlantische Oceaan. 's Werelds grootste – naar volume van het watertransport – circulatie is de Antarctische Circumpolaire Stroom, die ook voornamelijk door de wind wordt aangedreven. Alle grootschalige stromingen zijn in geostrofische balans, dus in evenwicht van de drukgradiëntkracht en de corioliskracht. Ofschoon elke circulatie behoorlijk in intensiteit varieert met de tijd, zal ze alleen van richting veranderen in het onwaarschijnlijke geval dat de aardrotatie omkeert.

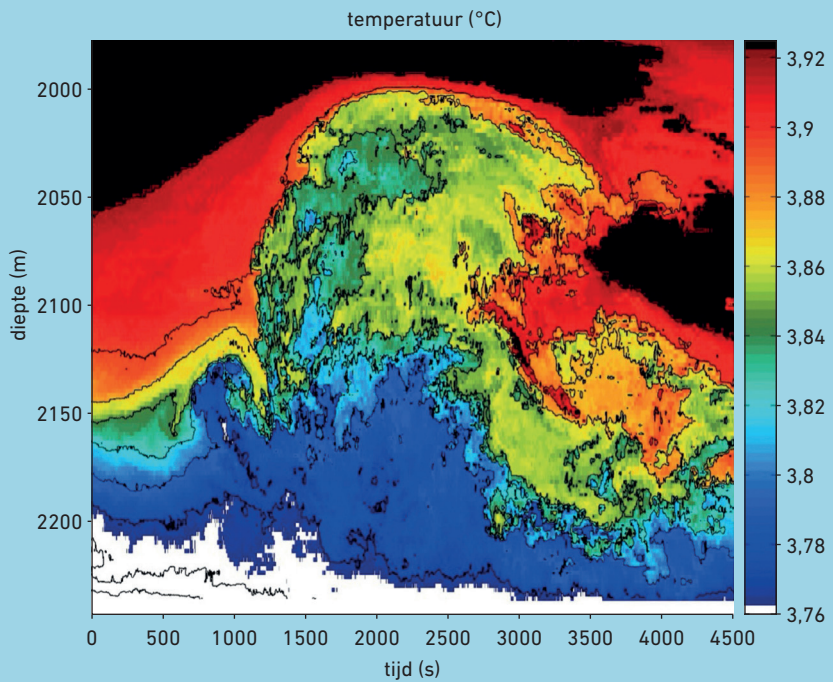
Secundair zorgt de herverdeling van warmte en zout van evenaar naar polen voor diepzee-(retour)stromen. Grootschalige diepzeestroming komt dus niet alleen door dichtheidsverschillen van het water. Dit is het gevolg van het feit dat de zon de oceaan aan het oppervlak opwarmt waar ook, op hogere breedten, afkoeling plaatsvindt. Het werk [2] van de Zweedse meteoroloog Johan Sandström (1874-1947) heeft een eeuw geleden aangetoond dat de oceaan hierdoor een inefficiënte warmtemotor is en slechts in een minder dan honderd meter dun laagje van het oppervlak een circulatie zou aandrijven boven een immense poel van koud stilstaand water. Echter, diepzeewateren zijn weliswaar fris maar niet stagnerend en doods. Er moet dus een ander mechanisme zijn om de warmte dieper in de oceaan te krijgen. Behalve de wind is dat het getij, en de warmte-uitwisseling van oppervlak naar diepzee is via turbulentie: een koppeling tussen de allerkleinste en allergrootste schalen van millimeters en duizenden kilometers. Tegenwoordig worden grootschalige stromingen onderzocht via bijvoorbeeld numerieke modellen en satellietopnames, naast een wereldwijd meetprogramma (Argo) van drijvers – instrumenten die zweven – op duizend meter diepte.

Mesoschaal variaties – 1:100

Hoewel grootschalige stromingen voornamelijk in geostrofisch evenwicht zijn, betekent dit niet dat ze gestaag zijn: ze variëren sterk op horizontale mesoschaal van honderd kilometer in ruimte en tijd. De richting van stromingen is instabiel, zodat ze vaak meanderen. Stromingen worden ook gestuurd door variaties in bodemtopografie zoals ravijnen en toppen in onderzeese bergketens. Wanneer de kronkeling sterk wordt, kan de bocht in de stroming zich afsplitsen en een mesoschaalwervelstroom vormen (figuur 2) die tot de bodem van de diepzee reikt. De wervelstroom beweegt vooral in het horizontale vlak, maar daarnaast is er een niet-verwaarloosbare verticale component voor transport van en naar de diepzee.



Figuur 3. Schets van de vorming van dicht water door afkoeling, juiste oppervlaktecondities en wervelingen van verschillende schalen. Naar [3].



Figuur 4. De Japanse prentkunstenaar Hokusai-san had natuurlijk gelijk. Als hij in het binnenste van de oceaan had kunnen kijken zou het perspectief van graaiende vingers perfect zijn geweest. 75 minuten en 265 meter beeld van precieze temperatuurmetingen boven de Mid-Atlantische rug die een 200 meter hoge turbulente omwenteling door interne golfbreking laten zien. Aangepast uit [6].

Een ander mechanisme om water van het oppervlak af te laten zinken, is afkoeling en verdamping. Zo ontstaat verticale convectie – turbulente transportbeweging aangedreven door wateren die instabiel zijn omdat dichter water op minder dicht water ligt. Dergelijke convectie treedt vrijwel overal op door nachtelijke afkoeling tot enkele meters diepte. Aanmerkelijk diepere convectie begint op horizontale mesoschaal (figuur 3) en treedt alleen op in de winter in de poolgebieden en in kleine gebieden op gematigde breedten, zoals sommige delen van de Middellandse Zee. Ieder jaar reikt convectie daar in zee tot enkele honderden meters diep. Slechts incidenteel, eens in de vijf à tien jaar, gaat convectie duizenden meters diep en verspreidt dichte wateren naar het binnenste van de oceaan, in sterk variabele gepulseerde vorm. De pulsen, die op zo veel schalen variëren, voeden dus slechts incidenteel een diepzeerivier of een transportband, vaak gebruikte metaforen die de dynamische processen van de oceaan niet goed weergeven. De snelheid van de verversing van diepzeewater wordt gemeten door de ouderdom te bepalen met radio-isotopen in watermonsters. Mesoschaal-wervels worden ook onderzocht via satellieten.

Submesoschaal variaties – 1:10

Ofschoon convectiegebieden beginnen met juiste oppervlakte condities op mesoschaal, vindt het eigenlijke verticale transport plaats in kleinere wervelbuizen op horizontale submesoschaal tot ongeveer tien kilometer doorsnee (figuur 3). In een niet-turbulente laminaire stromingsomgeving met weinig verticale uitwisseling zou dit een oceaanbekken vullen met koud stilstaand water. Er is dus een ander, submesochaal-mechanisme nodig om warmte en zout naar de diepzee te transporteren.
Belangrijke bronnen van turbulente mechanische kinetische energie in de oceaan zijn wind, via de aardrotatie, en getijden. Deze bronnen dragen hun energie over op verstoringen van dichtheidsvlakken in interne golven. Dergelijke interne golven worden meest aangedreven door dichtheidsverschillen gereduceerde zwaartekracht en kunnen optreden als grensvlakgolven op een sterke overgang in dichtheid, maar ze kunnen ook driedimensionaal in bundels door een continue dichtheidsgelaagdheid bewegen. Interne golven kunnen amplitudes van honderd meter of meer bereiken, terwijl ze het oceaanoppervlak verticaal slechts 0,1 m verplaatsen. Hun typische horizontale golflengten variëren van één tot tien kilometer, zelfs voor interne getijden waarvan de oppervlakte-equivalenten golflengten van duizenden kilometers kunnen hebben. Interne golven veroorzaken een groot deel van de turbulente diepzeemenging wanneer ze breken [4].
Interne getijden- en inertiaalgolven – dat zijn periodieke bewegingen die

achterblijven na een verstoring zoals een storm door het corioliseffect – bevatten wereldwijd respectievelijk 1 tot 2 TW (TeraWatt, 10^{12} W) en 0,5 tot 1 TW aan mechanische energie. Ter vergelijking: 16 TW is het huidige verbruik door de mensheid, ongeveer 2.000 TW zit in oceaanwarmtetransport, en ongeveer 120.000 TW in zonnestraling die het oceaanoppervlak bereikt. De mechanische energie in getijden- en inertiaalgolven is klein vergeleken met de enorme hoeveelheden warmtetransport, maar is toch buitengewoon belangrijk voor diepzeeturbulentie en daarmee voor diepzeecirculatie.
Een eeuw na de beschrijving van interne golven in een fjord [5] worden de laatste decennia de alomtegenwoordigheid en het belang van deze golven voor de warmteverspreiding in de diepe oceaan onderkend en in kaart gebracht via tijdreeksen van detailmetingen. Hydrodynamisch laboratorium- en numeriek onderzoek richt zich op kleinschalige processen.

Kleinschalige variaties – van 1:10 tot 1:1

Door de grote lengteschalen is de waterbeweging in de oceaan nagenoeg overal turbulent. Een dramatische vorm van turbulentieopwekking is het breken van interne golven boven hellende zeebodems, net zoals oppervlaktegolven breken op een strand, wat resulteert in turbulente wervels tot meer dan honderd meter boven de zeebodem (figuur 4). Dit zijn de grootste turbulente wervelschalen in de diepzee. Via een complex systeem van afschuiving – interne wrijving door in richting en/of snelheid verschillende stromingen langs elkaar – en van convectie ontstaat er een cascade van turbulente kinetische energie van de grootste schaal tot millimeterschalen. Daar wordt de stroming irreversibel omgezet in warmte. Op grotere wervelschalen wordt de verticale component van turbulentie onderdrukt door de stabiele gelaagdheid in dichtheid, maar op kleinere schalen wordt isotropie bereikt en een diepte-breedteverhouding van 1:1.
De mate van turbulentie in de oceaan varieert over ten minste zes ordes van grootte tussen die van convectie en een brekende interne golf boven een hellende zeebodem, en sporadische menging in het midden van de oceaan door 'dubbele' diffusie van zout en van warmte en door afschuiving. Deze afschuiving wordt gevonden bij grootschalige stromingen die op grotere diepten vertragen en, met grotere turbulente intensiteit, bij stroomversnellingen van water met de grootste dichtheid vlak boven de hellende zeebodem in bijvoorbeeld ravijnen, maar ook bij interne golven. De grootste interne golfafschuiving komt door inertiaalgolven. De rotatie van de aarde is dus ook van belang voor opwekking van turbulente menging midden in de oceaan.
Door turbulente menging worden dichtere wateren nabij de diepe zeebodem geleidelijk minder dicht tijdens hun transport naar de evenaar. Daardoor worden de bovenliggende wateren geleidelijk dichter. Ondanks de traagheid van dit proces verloopt de turbulente menging midden in de oceaan nog altijd tien tot honderdmaal intenser dan moleculaire diffusie en boven hellende zeebodems meer dan 10.000 maal intenser. Buiten de poolgebieden zorgt alle turbulente menging er ook voor dat de oceaan gelaagd blijft door het warmtetransport van oppervlak naar bodem, waardoor het potentiële energieverlies als gevolg van het zinken van nieuw gevormd dicht – koud en zout – water wordt gecompenseerd. Zonder turbulente menging zou de diepe oceaan een stilstaande poel van koud water worden, helemaal niet gedreven door verschillen in dichtheid. Turbulentie wordt al sinds de jaren zestig van de twintigste eeuw gemeten met bewerkelijke precisie-instrumenten, hoofdzakelijk vanaf schepen. Tijdreeksen van deze metingen om oceanografische turbulentieprocessen te bestuderen bestaan nauwelijks.

Toekomst

Tot op heden heeft de mens nog geen meetapparatuur of numerieke modelleringscapaciteiten gebouwd om de dynamica van de oceanen op alle schalen te kunnen beschrijven. Zo bevatten grootschalige oceaancirculatiemodellen geen details van turbulente mengprocessen die mogelijk een belangrijk (terug)koppelingsmechanisme voor variaties in de wind- en dichtheidaandrijving kunnen vormen. De enorme grootte van de oceaan staat een uitgebreid netwerk van gelijktijdige detailmetingen in de weg. Drijverprogramma's zoals Argo zouden eigenlijk ook op andere diepten moeten plaatsvinden en echt met de lokale stroming moeten meebewegen, en metingen in drie dimensies zijn vrijwel nog nooit uitgevoerd. Het is de vraag of een beschrijving van de oceaandynamica op alle schalen ooit mogelijk zal zijn, gezien de complexiteit van intrinsieke processen met verschillende interacties tussen bewegingen op verschillende schalen. De wiskundige Navier-Stokesvergelijkingen wachten nog steeds op een analytische oplossing. Het kan heel goed blijken dat de oceaandynamiek inherent onvoorspelbaar is als niet-lineair systeem en, totdat het tegendeel is bewezen, blijft ze een mysterie om op te lossen, net als de natuurkundige principes van turbulentie. Dat sluit echter niet uit dat op beperkte schaal delen of specifieke dynamische processen in besloten diepzeebekkens kunnen worden bestudeerd.

Hans van Haren is senior fysisch oceanografisch onderzoeker aan het Koninklijk Nederlands Instituut voor Onderzoek der Zee op Texel. Zijn hoofdonderwerpen zijn getijbeweging, interne golven en turbulente uitwisseling in zee via metingen met behulp van specifiek ontworpen instrumentatie in een (poging tot) diepzee hydrodynamisch lab.
Hans.van.Haren@nioz.nl

REFERENTIES
1 C. Wunsch, *Modern Observational Physical Oceanography. Understanding the Global Ocean*. Princeton University Press (2015).
2 J.W. Sandström, *Dynamische Versuche mit Meerwasser, Ann. Hydrogr. Mar. Meteorol.* **36**, 6-23 (1908).
3 J. Marshall en F. Schott, *Open-ocean convection: Observations, theory, and models, Rev. Geophys.* **37**, 1-64 (1999).
4 S.A. Thorpe, *The Turbulent Ocean*, Cambridge University Press (2005).
5 V. W. Ekman, On dead water. In: F. Nansen (ed.), *The Norwegian north polar expedition 1893-1896, Scientific Results, Christiania* (N), V, 83-278 (1904).
6 H. van Haren, G. Duineveld en H. de Stigter, *Prefrontal bore mixing, Geophys. Res. Lett.* **44**, 9408-9415 (2017), doi:10.1002/2017GL074384.