

Energieverlies door brekende interne golven in zee en oceaan

De zon voegt enorme hoeveelheden warmte toe aan de oceaan. Als deze warmte niet mechanisch naar de diepte zou worden gemengd, zou ze gewoon aan de oppervlakte blijven liggen. Deze turbulente menging vergt verrassend weinig energie, slechts een-duizendste van de toegevoerde warmte, maar ze is cruciaal voor het leven in de oceaan. De belangrijkste bron van turbulentie blijkt het breken van 'interne' golven boven onderzeese topografie. Recente precisiemetingen kwantificeren de zo geïnduceerde turbulente menging en laten details zien van de belangrijkste processen, stromingsschering en convectie boven een onderzeese berg in de Noord-Atlantische Oceaan. Extrapolatie van deze kwantificatie suggereert dat interne golfbreking voldoende turbulentie genereert voor het in stand houden van de gelaagdheid in alle oceanen. Hans van Haren

398

Interne golven bestaan overal op aarde in meren, estuaria, zeeën en oceanen, nabij het strand en op grote diepten. Ze beschrijven een fractale wereld zoals te zien is in een overzicht van hoge-resolutie temperatuurmetingen (figuur 1; merk de

Hans van Haren is senior fysisch oceanografisch onderzoeker aan het Koninklijk Nederlands Instituut voor Onderzoek der Zee (NIOZ) op Texel. Zijn hoofdonderwerpen zijn getijbeweging, interne golven en turbulente uitwisseling via metingen in zee.

hans.van.haren@nioz.nl



honderd- tot duizendmaal verschillende diepte-tijdbereiken op en het 1000 maal kleinere temperatuurbereik in paneel d). Deze golven zijn de oorzaak van voortdurende beweging in het binnenste van natuurlijke waterbekkens. Deze interne golven bestaan omdat al deze waterbekkens een stabiele gelaagdheid in dichtheid vertonen van oppervlak tot bodem. Dichtheidsvariaties van het water worden vooral bepaald door variaties in de temperatuur en het zoutgehalte (zie kader Temperatuur als benadering voor dichtheidsvariaties). Verticale dichtheidsverschillen (gelaagdheid) zorgen met de zwaartekracht voor een drijvende kracht voor golfbewegingen onder het oppervlak (interne golven). In de open oceaan worden dergelij-

ke golven gekenmerkt door 10-100 m hoge amplitudes (figuur 1a) en door slechts zwakke turbulentie. Wanneer ze overgaan tot een hoge graad van turbulentie kunnen ze irreversibele menging en transport genereren. Dit gebeurt boven grootschalige onderwatertopografie zoals de Mid-Atlantische Rug en continentale hellingen. Deze golven worden daarbij gekenmerkt door overslaande 50 m hoge fronten die gevolgd worden door een treintje van turbulente hoogfrequente interne golven (voorbeelden in figuren 1c en 2). Eenzelfde beeld wordt ook op circa vijftigmaal kleinere schaal waargenomen, bijvoorbeeld nabij een Noordzeestrand op een kalme dag (figuur 1b). De turbulentie is zichtbaar als gesloten contouren over een grote diversiteit van schalen (fi-

Temperatuur als benadering voor dichtheidsvariaties

Dichtheidsvariaties kunnen niet rechtstreeks gemeten worden in zee. Echter, ze worden bepaald door variaties in temperatuur, zoutgehalte en druk. Een stabiele waterkolom bestaat uit warm, zoet water boven koud, zout water. Verschillen van grofweg 4°C in temperatuur en $0,1\%$ in zoutgehalte dragen ieder $\pm 1 \text{ kg m}^{-3}$ bij in dichtheidsvariaties. Ofschoon de statische druk met 10^5 pascal toeneemt met iedere 10 m in dieptetoename, draagt alleen de kleine (1%) samendrukbaarheid van water bij aan dichtheidsvariaties: circa $\pm 0,0004 \text{ kg m}^{-3}$ over 10 m diepteverschil.

Temperatuur is makkelijk te meten. Zoutgehalte wordt bepaald uit een combinatie van temperatuur- en geleidbaarheidsmetingen en is dus lastiger. Temperatuurmetingen kunnen afdoende benadering voor dichtheidsvaria-

ties zijn, indien de temperatuur-dichtheidsrelatie bekend is. Dit is redelijk vaak het geval in zeeën en oceanen en ze wordt bepaald door vanaf een schip profielen van conductiviteit-temperatuur-druk te meten nabij verankerde sensoren.

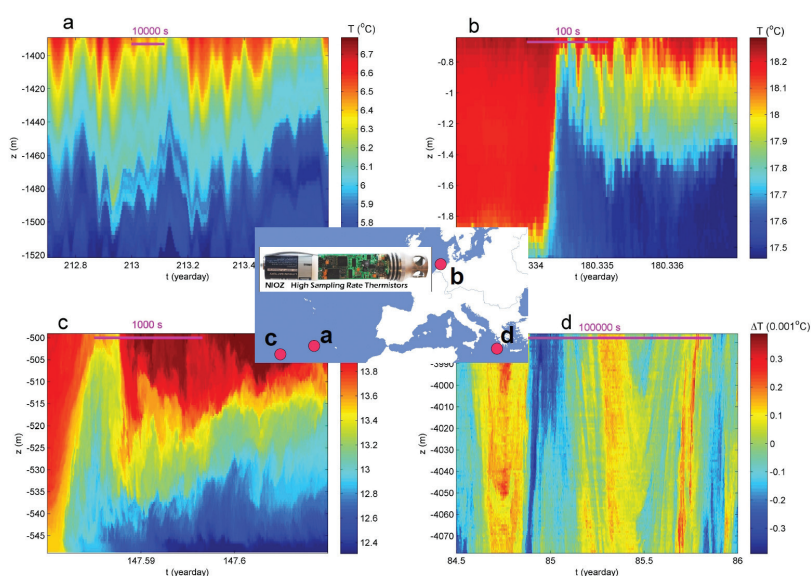
Als verticale dichtheidsverschillen zeer klein worden, $0,001 \text{ kg m}^{-3}$ per 100 m, kunnen hoge-resolutie sensoren met de diepte toenemende temperatuur waarnemen terwijl de gelaagdheid stabiel is. De limiet van deze toename is het adiatisch verval van ongeveer $1,7 \cdot 10^{-4} ^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ten gevolge van samendrukbaarheid van water. In de diepzee kan dit dominant worden en de data uit figuur 1d zouden niet zichtbaar zijn zonder hiervoor te corrigeren.

guur 2). De bijbehorende Reynoldsgetallen zijn erg hoog, $Re = 10^4 - 10^6$. Kwantificatie van de mengingsprocessen en hun effect op het transport van sediment en voedingsstoffen is een belangrijke tak van fysisch-oceanografisch onderzoek. Dit vergt gedetailleerde temperatuurmetingen waarbij gebruik wordt gemaakt van sensoren die preciezer zijn dan 1 millikelvin en eens per seconde meten gedurende een jaar, in een omgeving waar de druk kan oplopen tot 6 miljoen Pascal.

Interne golfbeweging

In grote waterbekkens bestaan twee dominante soorten golven en bijbehorende bronnen: inertiaalgolven, die ontstaan na passage van verstoringen zoals atmosferische fronten en stormen, en interne getijden, die het resultaat zijn van interactie van getijbeweging met onderwatertopografie. Inertiaalgolven domineren nabij het oppervlak en in bekkens zoals de Middellandse Zee (figuur 1d), terwijl interne getijden domineren in een groot deel van de oceaan (figuur 1a).

In vergelijking met oppervlaktegolven, die worden aangedreven door het grote dichtheidsverschil tussen lucht en water, planten interne golven zich maar langzaam voort met fasesnelheden van $0,05 - 0,5 \text{ m s}^{-1}$. Waar oppervlaktegolven tweedimensionaal zijn, planten interne golven zich voort in drie dimensies, zodat ze via reflecties aan bodem en oppervlak door bekkens kunnen voortbewegen. Merkwaardig genoeg behouden ze bij

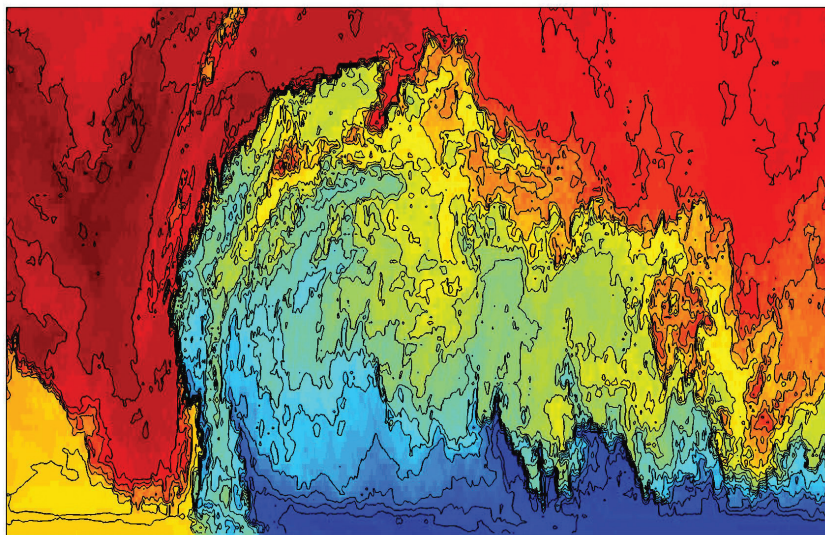


Figuur 1 Voorbeelden van tijd-diepte-waarnemingen van interne golf-turbulentie in sterk verschillende zeegebieden waarbij gebruik is gemaakt van NIOZ hoge resolutie temperatuursensoren. a) Een dag, 130 m hoog uit het Canarisch Bekken, noord-oostelijke Atlantische Oceaan: gladde getijde- en hoogfrequente interne golven. b) Zes minuten, 1,75 m hoog van een paal nabij een Texels strand: een front en turbulente golfbewegingen. c) 2500 s, 50 m hoog boven een helling van Great Meteor Seamount noordoostelijke Atlantische Oceaan: brekende golf gevolgd door hoogfrequente interne golven en turbulentie. d) 1,5 dag, 100 m hoog in oostelijke Middellandse Zee: inertiaalgolven (periode: 20,06 uur) en turbulente wervels waargenomen relatief ten opzichte van het adiatisch verval (kader *Temperatuur als benadering voor dichtheidsvariaties*).

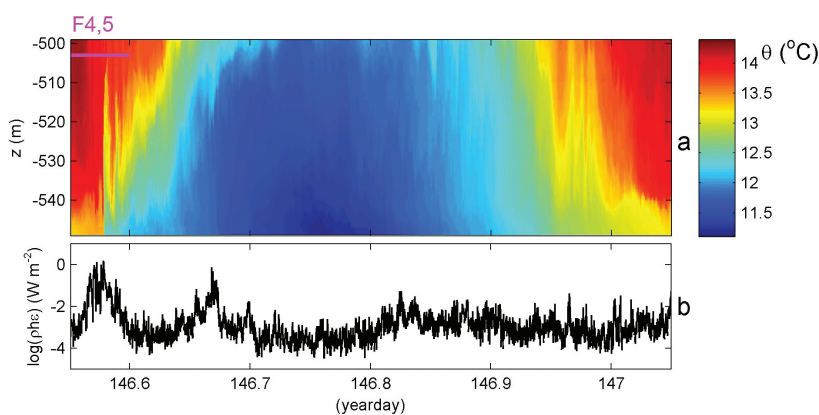
reflecties hun hoek ten opzichte van de zwaartekracht, in plaats van de normaal zoals bij een biljart. Boven hellingen kan dit leiden tot (de)focussering van golfenergie. Hun perioden variëren van enkele minuten tot een dag, afhankelijk van de gelaagdheid en de breedtegraad (oftewel de lokale verticale component van de aardrotatie).

Lange, laagfrequente inertiaalgolven hebben relatief kleine verticale golflengten van 10-100 m in oceanen en 1-10 m in ondiepe zeeën. Zodoende

wisselen de horizontale inertiaalstromingen die deze golven veroorzaken over korte verticale afstand van richting en amplitude, waarbij relatief grote stromingsverschillen kunnen ontstaan (schering of interne wrijving). De scherings-opgewekte turbulente menging, ook wel Kelvin-Helmholtzinstabiliteit genoemd, komt sporadisch voor in de open oceaan. Boven topografie komt ze vaker voor, wanneer ze (deels) gegenereerd wordt door kort-periodieke interne golven.



Figuur 2 Tijd-dieptebeeld van 14 minuten bij 50 m hoog waarin details van een grote achterwaarts brekende golf zichtbaar worden. Hier zijn 101 NIOZ-temperatuursensoren gebruikt tussen 0,5 en 50 m boven de bodem nabij de top van Great Meteor Seamount, noordoostelijke Atlantische Oceaan. Temperatuurbereik van 12,3°C (blauw) tot 14,1°C (rood), contourinterval 0,1°C (zwart).



Figuur 3 Een getijdeperiode van temperatuurwaarnemingen met behulp van 101 sensoren 200 m onder de top van de 4000 m hoge Great Meteor Seamount, noordoostelijke Atlantische Oceaan. a) Tijd-dieptebeeld dat een interne getijdegolf laat zien met een amplitude van ongeveer tweemaal het 50 m sensorbereik. Kleinere/kortperiodieke golven zijn ook zichtbaar. b) Tijdreeks van turbulent energieverlies (logaritmische schaal), geschat uit de data van a. (methode: kader Menging geschat uit metingen van verankerde sensoren), vermenigvuldigd met dichtheid ρ en geïntegreerd over hoogte $h = 50$ m.

Kort-periodieke, hoogfrequente interne golven zijn de natuurlijke (verticale) bewegingen volgend op een verstoring van de gelaagdheid [1]. In het frequentiedomein liggen deze golven dicht tegen de grootste turbulente schalen aan. Inertiaal- of getijdescherping vervormen hoogfrequente interne golven zodat ze breken. Deze golven worden ook vervormd tot niet-lineaire solitaire golven die voorkomen in groepen van 4-10 golven. Als zulke golfgroepen tegen onderzeese bergen oplopen, verandert de eerste golf in een steil front (figuur 2). Een dergelijk front dat de helling op beweegt, domineert sedimentopwerveling en lijkt op een atmosferische stofstorm.

Kwantificeren van interne golfturbulentie

Recente waarnemingen laten zien dat de kenmerken van interne golven boven hellende bodems inderdaad verschillen van die in de open oceaan. In zee verankerde hoge-resolutie temperatuursensoren blijken uitermate geschikt om de dynamica van interne golfturbulentie te bestuderen. Daartoe kunnen de sensoren het beste gebruikt worden in gebieden waar de relatie tussen temperatuur- en dichtheidsvariaties bekend is (kader Menging geschat uit metingen van verankerde sensoren).

Tijdens een experiment boven een guyot (uitgedoofde onderzeese vul-

kaan) nabij de Canarische eilanden, zijn interne getijden waargenomen met een amplitude van circa 100 m (figuur 3). Tijdens een bepaalde fase van het getijde wordt warm water de helling afgeduwd en vervolgens wordt koud water de helling opgeduwd tijdens de volgende fase. In tegenstelling tot in de open oceaan, is de getijdebeweging hier rafelig als gevolg van vele turbulente wervelingen. Gemiddeld over het verticale sensorbereik van vijftig meter, varieert de mate van turbulentie over vier ordes van grootte binnen een getijdeperiode (figuur 3b). Kleinere turbulente pieken hangen samen met 5 tot 10 meter hoge scherings (Kelvin-Helmholtz) turbulente wervels die een duur hebben van 30-300 s. Ze bevinden zich altijd op enige afstand van de bodem. De grootste turbulente pieken hangen samen met fronten die de helling op bewegen (figuur 4) en een- of tweemaal voorkomen per getijdeperiode. Voorafgaand aan het front wordt quasi-turbulentie waargenomen bestaande uit nagenoeg verticale bewegingen van afwisselend warm en net iets koeler water. Deze heftige turbulentie ter grootte van het sensorbereik verscherpt het front. Ze resulteert in lokale turbulente diffusiviteit tot $K_z = 0,1-1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (figuur 4e). Hoge diffusiviteitswaarden worden meestal gevonden waar de gelaagdheid gering is, als in convectie. Daarentegen worden hoge warmtefluxen en energieverlies door turbulentie gevonden op het front, waar $\varepsilon = 10^{-5}-10^{-4} \text{ W kg}^{-1}$ (figuur 4f). Het front reikt vanaf de bodem omhoog, zodat ze in figuur 4 de enige turbulente wervel is die sediment opwerfelt, tot vijftig meter van de bodem (figuur 5a).

Samenspel van laag- en hoogfrequente golven

Getijdebeweging de helling op en neer levert de energie voor het algemene patroon van energieverlies door turbulentie in de onderste vijftig meter van de waterkolom. Echter, een grafiek van turbulentie als functie van de tijd heeft niet alleen een dominante getijdeperiodiciteit maar laat ook korter-periodieke fluctuaties zien (figuur 3b). Hoogfrequente interne golven leveren ook (in een samenspel met het getijde) energie aan turbulente wervels, mogelijk op kleinere schaal. Vlak voor de passage van het

Menging geschat uit metingen van verankerde sensoren

Moderne elektronica heeft geleid tot de bouw van 1-Hz metende hoge-resolutie NIOZ-temperatuursensoren [6]. Deze zelfregistrerende sensoren zijn preciezer dan $0,001^{\circ}\text{C}$ en hebben een ruisniveau van $5 \cdot 10^{-50}\text{C}$. Ze kunnen worden gebruikt tot 6000 m diepte voor een ononderbroken periode van een jaar waarbij ze gevoed worden door één kleine batterij. Elke dag worden de klokken gesynchroniseerd via magnetische inductie. Daartoe wordt een elektrisch signaal door de centrale geplastificeerde staalkabel gestuurd (retoursignaal door de zoute, dus elektrisch geleidende, zee). Dit signaal genereert een magnetisch veld rond de kabel dat wordt ontvangen met behulp van een spoel in elke sensor. De sensoren worden op elke gewenste positie vastgeplakt aan de staalkabel. Ze zijn ontworpen voor gebruik in groepen van een honderdtal over korte (verticale) afstanden van tien tot honderd meter (sensoren elke 0,1-1 m) om dynamische processen te bestuderen in ondiepe zeeën en oceanen. Onder de conditie van een bekende temperatuur-dicht-

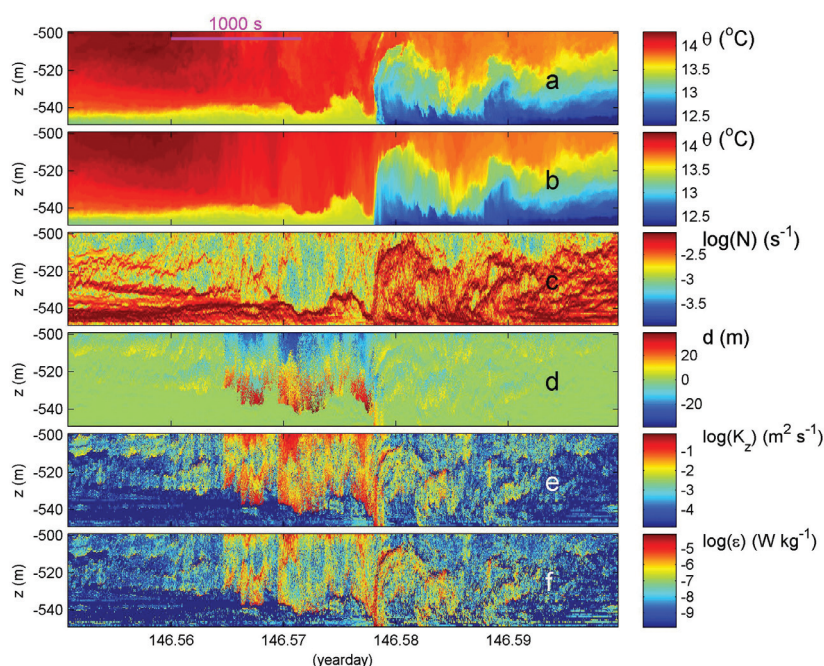
heidsrelatie (kader *Temperatuur als benadering voor dichtheidsvariëaties*) zijn deze verankerbare sensoren excellent voor het in detail schatten van turbulentieparameters [3]. Turbulentie maakt een waterkolom lokaal instabiel door gedurende korte tijd dichtere (kouder) water boven minder dicht (warmer) water te plaatsen (figuur 4). Dit is de essentie van turbulente menging. Kwantificatie van zulke menging is gebaseerd op het heruitvoeren van de turbulentie in ieder 1-Hz verticaal temperatuurprofiel: alle instabiele waterdeeltjes worden gesorteerd naar hun stabiele posities in een monotoon stabiel profiel [7]. De verticale verplaatsingen (d) volgend op sortering zijn een maat voor de (Ozmidovschaal van) turbulentie en turbulente parameters als turbulente uitwisselingscoëfficiënt of diffusie K_z en turbulent energieverlies ε . Boven hellende bodems is menging over het algemeen zeer efficiënt, vanwege de hoge mate van turbulentie en continue aanmaak van gelaagdheid in dunne lagen.

front worden interne golven waargenomen met een periode van tien minuten. De amplitude en periode worden groter respectievelijk korter vlak voor het front, waarbij uiteindelijk de gelaagdheid de bodem tot op een meter nadert. Na de frontpassage wordt de periode van hoogfrequente golven weer langer en de amplitude kleiner, min of meer tegelijk met de afname van turbulente activiteit.

Typische interne-getijde genererende, grootschalige barotrope horizontale stromingen hebben een amplitude van $0,1 \text{ m s}^{-1}$ boven de guyot en slechts $0,02 \text{ m s}^{-1}$ in de open oceaan. Desalniettemin hebben deze zwakke getijdestromingen een spectaculair effect op de verspreiding van stoffen in zee daar ze leiden tot brekende interne golven met aanzienlijk grotere stroomsnelheden (figuur 5). Tijdens de drie minuten durende frontpassage verandert de stroming dwars op de helling van $-0,2 \text{ m s}^{-1}$ (van de guyot af) naar $+0,4 \text{ m s}^{-1}$ (naar de guyot toe) (figuur 5c). Verticale stromingen bereiken waarden groter dan $0,15 \text{ m s}^{-1}$ (figuur 5b).

Relevantie en toekomst

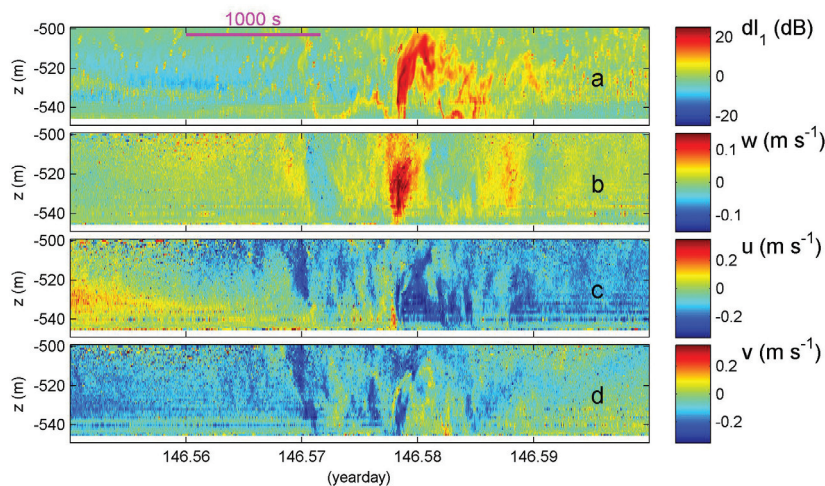
Verticaal geïntegreerd over het sensorbereik dissipeert het front gemiddeld $1,5 \text{ W m}^{-2}$, voornamelijk door interne golfbreking, niet noodzakelijkerwijs boven focuserende hellingen en weinig door bodemwrijving.



Figuur 4 Tijd-dieptebeelden van temperatuur en turbulentieparameters (kader *Menging geschat uit metingen van verankerde sensoren voor methode*) gedurende 4500 s detail uit figuur 3. a) Potentiële temperatuur na druk-gecorrigeerde ijking. b) Gesorteerde potentiële temperatuur. c) Stabiele gelaagdheid van b waarbij een vaste temperatuur-dichtheidsrelatie is gebruikt. d) Verplaatsingen na sortering. e) Turbulente uitwisselingscoëfficiënt. f) Turbulent energieverlies.

Dit gemiddelde komt overeen met piekwaarden die met conventionele scheepsgebonden apparatuur zijn waargenomen in de Zuid-Chinese Zee waar een van 's werelds sterkste interne getijden voorkomt [2]. Indien we het energieverlies uitrekenen voor de getijdeperiode van figuur 3, dan draagt het front in 3 minuten 21% bij aan het gemiddelde. Ongeveer 65%

wordt gevonden in de 75 minuten van figuren 4 en 5, en circa 10% tijdens de 10 minuten durende tweede frontpassage rond dag 146,67. Vergelijkbare waarden zijn gevonden in alle getijdeperioden van de achttiendaagse meetreeks [3]. Geëxtrapoleerd over het gehele oppervlak rond de guyot (circa $100 \times 100 \text{ km}^2$) bedraagt het getijde-energieverlies 75 MW, ofte-



Figuur 5 Tijd-dieptebeelden van akoestische stroomsnelheidsprofielwaarnemingen uit dezelfde periode als figuur 4. a) Relatieve akoestische terugverstrooiing (logaritmische schaal) als een ruwe maat voor hoeveelheid deeltjes in het water. b) Verticale stroming, opwaarts is rood. c) Dwaarsstroming, de helling op is blauw. d) Langsstroming. Alle stromingsdata zijn gemiddeld naar 30 s perioden. Op sommige diepten is akoestische reflectie aan de temperatuursensoren zichtbaar.

wel een kwart van de hoeveelheid energie die is omgezet in interne getijden door de guyot. Hierbij is geen uitspraak gedaan dat lokale generatie ook lokaal verlies inhoudt en de rest van de energie gaat elders verloren.

Indien we nu hypothetisch verder extrapoleren en gebruikmaken van eerdere schattingen [4] dat 3% van de oceaan is bedekt door room hoge turbulente grenslagen boven hellende bodems, dan vinden we uit de lokale gemiddelde schatting van $[K_z] = 0,003 \pm 0,001 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ een oceaan-gemiddelde waarde van $K_z = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Dit is precies de waarde nodig voor het in stand houden

van de gelaagdheid in de gehele oceaan [5]. Het duidt op het belang van menging boven hellende bodems, maar veel meer toekomstige waarnemingen zijn nodig om de extrapolatiehypothese te toetsen.

Ondanks de heftige turbulentie en de relevantie voor herverdeling van materiaal in zeeën en oceanen wordt van de 50 m hoge brekende interne golven weinig waargenomen aan het oppervlak door de zwakke terugdrijvende kracht. Om meer te leren van deze dynamische processen zullen we dus waarnemingen moeten blijven verrichten in de diepzee. Dit is geen sinecure en de oceanografie als ge-

heel is een vakgebied dat tot op heden een gebrek aan waarnemingen kent. Zo zijn de gepresenteerde metingen weliswaar van hoge resolutie, maar in slechts één ruimtelijke dimensie. Niets is nog bekend over het essentieel driedimensionale karakter van interne golven en hun ontwikkeling tot turbulentie. NIOZ is begonnen met de ontwikkeling van een kleine 3D-verankering bestaande uit vijf lijnen met 700 sensoren.

Dankwoord

Ik ben grote dank verschuldigd aan Martin Laan, Louis Gostiaux en Dirk-Jurjen Buijsman voor de plezierige samenwerking tijdens de ontwikkeling van NIOZ-hoge resolutie temperatuursensoren. Deze sensoren zijn deels gefinancierd door investeringsbudgetten (Oceanographic equipment, LOCO, KM3NeT) van NWO en van BSIK.

Referenties

1. P. Groen, *KNMI Med. Verh.* **811** (1948) 1.
2. L. St. Laurent, H. Simmons, T.Y. Tang en Y.H. Wang, *Oceanogr.* **24**(4) (2011) 78.
3. H. van Haren en L. Gostiaux, *J. Mar. Res.* **70** (2012) 173.
4. L. Armi, *J. Mar. Res.* **37** (1979) 515.
5. W. Munk en C. Wunsch, *Deep-Sea Res. I* **45** (1998), 1977.
6. H. van Haren, M. Laan, D.-J. Buijsman, L. Gostiaux, M.G. Smit en E. Keijzer, *IEEE J. Ocean. Eng.* **34** (2009) 315.
7. S.A. Thorpe, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A* **286** (1977) 125.