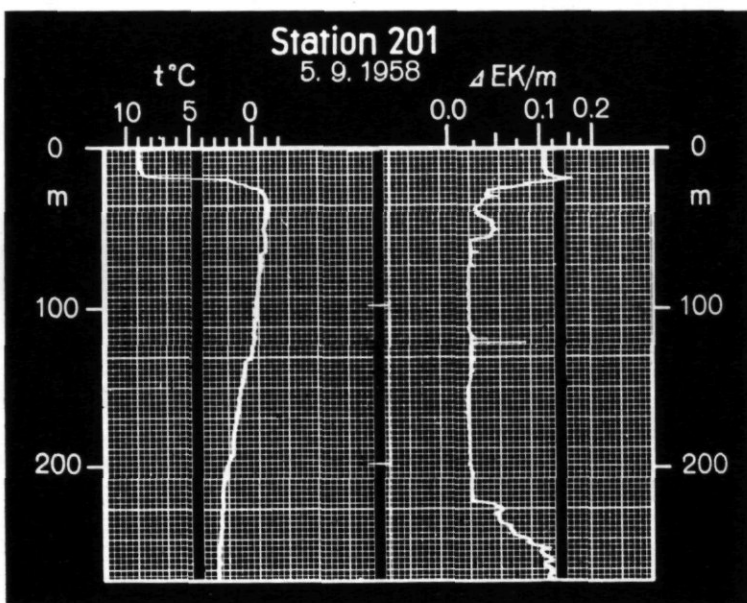


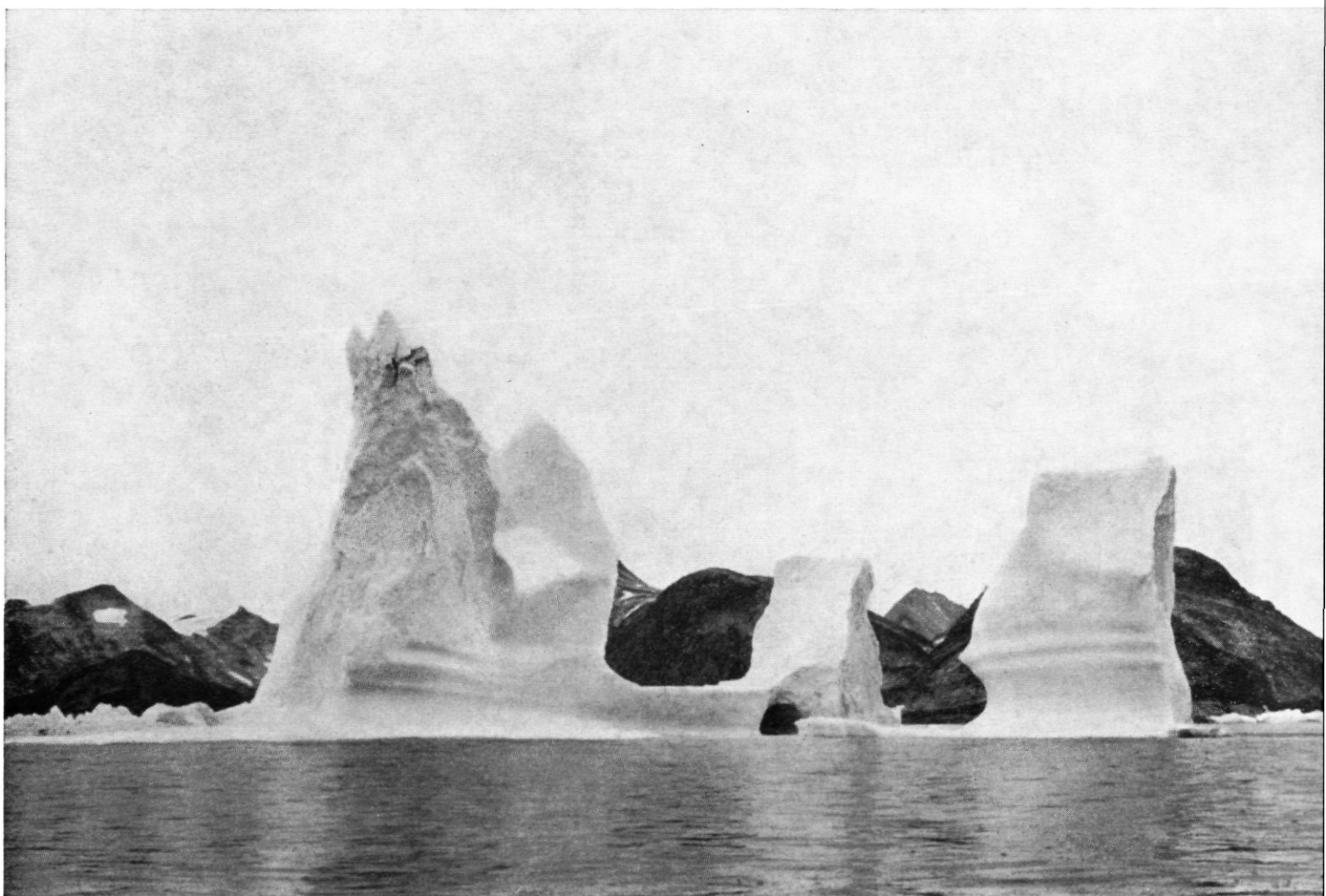
DE FYSISCH EIGENSCHAPPEN VAN HET ZEEWATER



Vertikale registrering van temperatuur ($t^{\circ}\text{C}$) en doorzichtigheid ($\Delta \text{EK/m}$) nabij New-foundland tijdens de zomer (diepte 280 m)

Dr. Max Gillbricht

Tafelijsberg van de Antarktische Oceaan. (beeld 1)



Zeewater is samengesteld uit 96,5 water, zouten en andere oplossingsprodukten. Deze éne vaststelling maakt het ons reeds mogelijk er verschillende andere te formuleren. Zo weten wij zeer goed dat water een uitzonderlijk hoge soortelijke warmte heeft. Zij is bijvoorbeeld tienmaal hoger dan die van ijzer. Het kan daarenboven, binnen de grenzen der normale voorwaarden van de aardtemperatuur, bevroren en verdampen. Tijdens deze transformaties komt er heel wat energie vrij of wordt er, ten overstaan van de massa, heel wat verbruikt.

Welnu, de zee beslaat een aanzienlijk deel van het aardoppervlak (70,8 %) met een gemiddelde diepte van 3.790 m. Haar gewicht bedraagt $1,419 \times 10^{18}$ ton (1.419.000.000.000.000 ton).

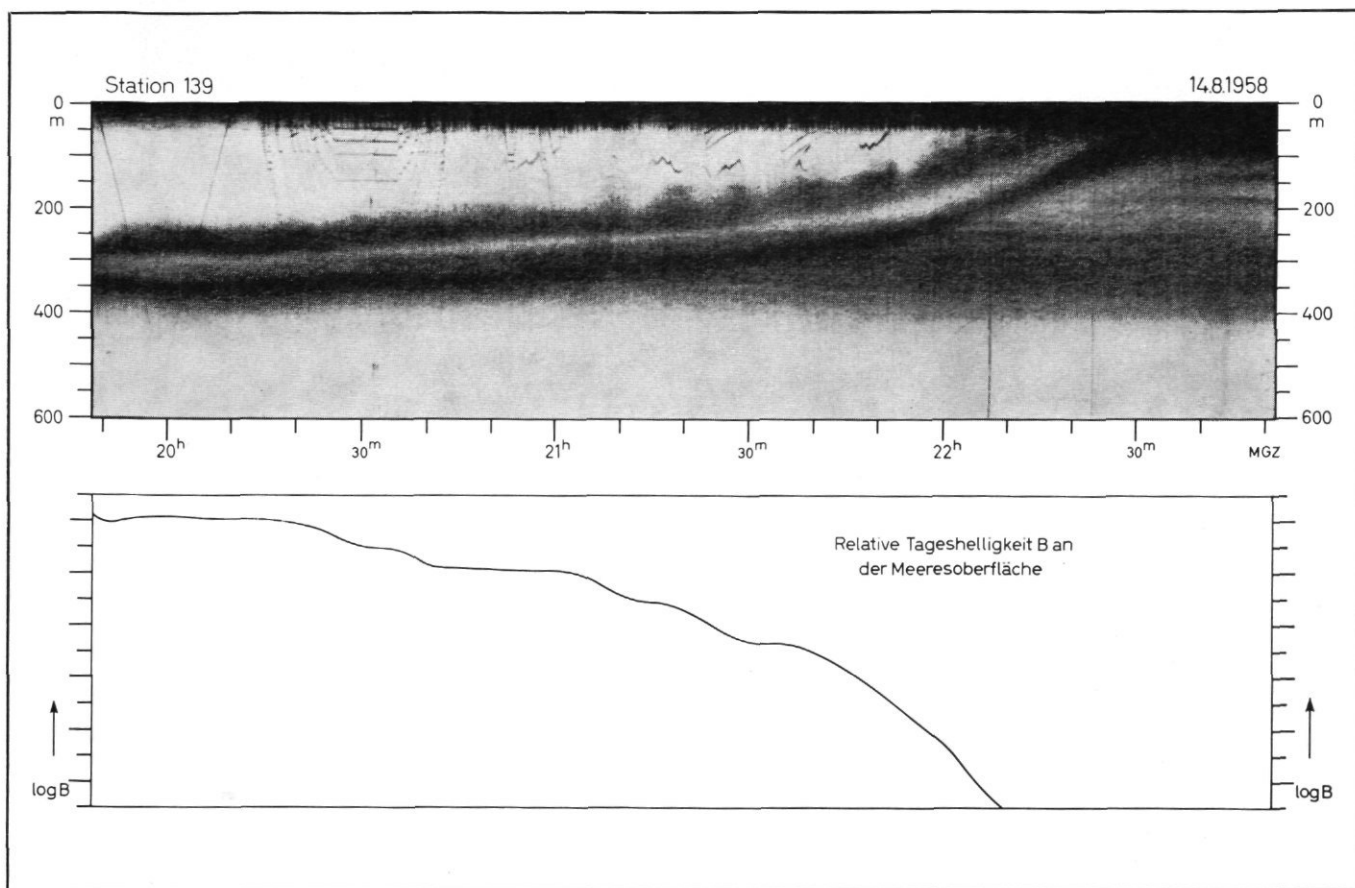
Deze cijfers geven slechts een idee van de geweldige hoeveelheden water der oceanen van de aardbol. Om de temperaturen ervan op een waarneembare wijze te wijzigen, zijn er dus energietransformaties vereist. Men zou over de verbrandingswaarde van ongeveer 141.000.000.000 ton stookolie moeten kunnen beschikken om de warmte van het ganse zeegebied met één graad op te drijven (bij wijze van vergelijking bereikte de wereldproduktie van minerale oliën in 1963: 1.304.546 metrieke ton). Aldus oefenen de oceanen een zeer grote nivelerende invloed uit op de temperatuurverschillen op het aardoppervlak. Het best gekende voorbeeld van dit verschijnsel is het verschil tussen het zacht klimaat der oceanen en dit van de continenten met zijn sterk uitgesproken contrasten.

Het zeewater komt echter nooit tot stilstand, het is steeds in beweging en verplaatst zich dikwijls over verre afstanden. Natuurlijk verschilt de verwarming van het oppervlak van de ene klimaatzone tot de andere. Hieruit volgt dat de grote zeestromingen eveneens grote warmtestromingen met zich brengen. Dit brengt een afkoeling van de tropengebieden met zich terwijl de hogere breedtegraden niet alleen warmer water krijgen, doch tevens de werking van een hogere luchttemperatuur ondergaan.

Keren we nu terug naar het eigenlijke zeewater. Indien zijn temperatuur verandert, dan verandert zijn

densiteit (soortelijk gewicht) zich tegelijkertijd: warm water is lichter dan koud water. Daarenboven bevat het zeewater zouten, waarvan de hoeveelheden in ‰ (g/kg) worden uitgedrukt. Het zoutgehalte der oceanen bedraagt gemiddeld 35 ‰ en het verhoogt de densiteit van het zeewater aanzienlijk. Wanneer het tussen watermassa's tot een treffen komt, "schuiven" zij over mekaar heen, naargelang hun densiteit. In kustwater met sterke getijstromingen ontstaat een belangrijk mengsel, waardoor deze waarneming bemoeilijkt wordt. In de grote oceanen kunnen deze verschijnselen nochtans zeer indrukwekkend aandoen. Het best bekende voorbeeld ervan is het wegvloeien van het water van de Middellandse Zee naar de Atlantische Oceaan. De (Europese) Middellandse Zee is een gebied waarin de verdamping de neerslag en de toevoer overtreft en het water een tamelijk hoge warmtegraad bereikt. Hierdoor is het water van de Middellandse Zee veel warmer, rijker aan zouten en zwaarder dan dit van de Atlantische Oceaan. Een oppervlaktestroom vloeit bestendig van de Atlantische Oceaan naar de Middellandse Zee langs de Straat van Gibraltar en maakt de door verdamping ondergane verliezen goed. Tegelijkertijd trekt er, in tegenovergestelde richting een dieptestroom voorbij de drempel van Gibraltar. Dit water valt, als een geweldige onderzeese waterval, van 400 m tot op een diepte van 1.000 m in de Atlantische Oceaan tot het zijn densiteit heeft bereikt. Het warme, zoutrijke water verspreidt zich in deze diepe laag en kan, dank zij deze kenmerkende hoedanigheden, over een lange afstand waargenomen worden.

Op grote diepten trekt het water soms over een onderzeese bergketen heen om in een aangrenzend bekken te vloeien. Op de bodem vindt men er slechts het water dat zich oorspronkelijk aan de oppervlakte bevond en langs de laagste pas er in gelukt is er binnen te dringen. De diepte waarop het voorbijtrekt (zeldediepte) kan met juistheid bepaald worden wanneer men de verdeling der densiteiten van de watermassa's, welke zich langs beide zijden van de drempel bevinden, in verticale richting als basis neemt. Men kan zich nauwelijks preciezer aanwijn-



Boven : Laag voor stijgende ultra-klankpeiling, in de centrale Atlantische Oceaan, tijdens de zomer ; de registreringen nabij de oppervlakte komen voort van onderwatermeettoestellen.
Onder : licht van de relatieve dag, aan het zeeoppervlak. (beeld 2)

gen indenken met betrekking tot de bergketen.

Heel wat belangrijker voor ons is de betekenis der densiteitsverschillen nabij het oppervlak. Indien het water niet teveel doorwoeld wordt, slaagt de zon er, op de lage breedtegraden en gedurende de zomer ook op hogere breedtegraden, in op korte tijd temperatuurlagen op te stellen. De bovenste laag is vlak, warm en licht. Wanneer twee soorten water "overeenschuiven" kan zich een gelijkaardig verschijnsel voordoen, maar het zoutgehalte kan, samen met de temperatuur, ook zijn rol spelen. Dit kan, gedurende bepaalde perioden van het jaar, zeer goed waargenomen worden in het wes-

telijk deel van de Baltische Zee. 's Zomers dringt het zeer zoutrijk koud water, van de Noordzee afkomstig, in de onderste lagen binnen, terwijl het zoutarme warme water van de Baltische Zee wegvloeit. Op de trefpunten bespeurt men gelijkaardige densiteitsverschillen tussen het oppervlak en de bodem. Sinds geruime tijd is men er nochtans van op de hoogte dat temperatuur, zoutgehalte en densiteit in zulk water geen wijzigingen ondergaan. Men ontmoet eerder een bovenste en een onderste laag, waartussen de overgang duidelijk merkbaar is. Vermits men vroeger slechts afzonderlijke monsters, genomen bij middel van flessen water

(beeld 2) kon nemen, kon men zich onmogelijk juiste gegevens verschaffen met betrekking tot de structuur van deze lagen. De moderne registreertoestellen hebben de vroegere opvattingen nochtans bevestigd. Nu is een zo scherp afgetekende grens maar stabiel wanneer er zich geen vermenging heeft voorgedaan. Deze vaststelling geldt vanzelfsprekend ook voor alle in water opgeloste stoffen. Dit maakt de identifikatie mogelijk van de laag bij middel van nogal verschillende waarnemingen. De twee watermassa's zijn inderdaad volledig gescheiden. Bij het op de bodem vallen, dwarsen de organische deeltjes, die in de bovenste laag tot stand kwamen,

Eeuwige hernieuwing van het water van al de zeeën van de aardbol...

het scheidingsvlak. Deze scheidingslijn heeft voor gevolg dat de bovenste laag op de duur geen plant-aardige voedende bestanddelen meer bevat terwijl in de diepten alle zuurstof verbruikt is. Het klassieke voorbeeld, dat dit laatste verschijnsel illustreert, is de Zwarte Zee, waarvan het bodemwater een hoog gehalte aan zwavelwaterstof bezit.

Ook de praktische visvangst dient rekening te houden met de verdeling der lagen. Zo geschiedt de haringvangst, ter hoogte van IJsland, daar waar het koude poolwater door een dunne laag warm water van de Atlantische Oceaan bedekt wordt. Onder die voorwaarden vertoeven de vissen in grote hoeveelheden even onder het oppervlak. Deze beperkte zone verplaatst zich bestendig. Eertijds bezaten de IJslandvaarders slechts kleine sloepen. Daar de haring zich verplaatst met het water dat hem bevalt, hing het sukses van de vangst af van het

dichterbijkomen of het zich verwijderen van dit water ten opzichte van de IJslandse kust.

Uit de schoollessen in fysika weten wij nog dat water zijn grootste densiteit bereikt op 4° C. Dit is niet zo bij het zeewater dat zout bevat, waarvan de densiteit stijgt tot op het bevroingspunt (-1,9°). Ijsvorming op de zee is dus moeilijk omdat elke waterkolom tot op het bevroingspunt dient afgekoeld. Het ijs, dat men op de oceanen tegenkomt, komt vooral van het vasteland voort. Ook de geweldige tafelvormige ijsbergen van de antarktika (beeld 1), evenals hun arme neefjes uit het noorden, zijn overblijfselen van gletsjers. Het komt eerder zelden voor van het betwistbaar geluk - op een zeeijsveld te verdwalen - te kunnen genieten. Dit ijs heeft een structuur welke geheel verschilt van die welke wij kennen van de binnenwateren. Daar het zeeoppervlak beweegt, leidt de invloed van het zout vooreerst tot het ontstaan van een ijsbrij die vervolgens ronde schijven vormt, voorzien van opgerichte randen (pannekoeken of ijschotels). Later kunnen er nog ijschotsen uit voortkomen die, naar de kust toe, ijsbanken vormen.

Deze sterke temperatuurverlaging onder de hoge breedtegraden maakt het water aan het oppervlak tegelijkertijd zo zwaar dat het naar de bodem zakt. Hieruit volgt een onophoudende hernieuwing van het

water van alle zeeën van de aardbol. Dit geschiedt op een ritme dat snel genoeg is om de dieren op de bodem de zuurstof te leveren die zij nodig hebben. Het feit dat men op de bodem der tropische zeeën eveneens water van polaire oorsprong (vooral antarktisch) vindt, verklaart hier de lage bodemtemperatuur van minder dan 2° C.

Te dien opzichte is deze tot op de bodem voelbare afkoeling van groot belang voor de kustwaters. Terwijl de bewoners van de binnenzeeën zich niet bekommeren om de strenge winters, omdat zij zich steeds in een temperatuur van 4° C verheugen, wordt deze uitzonderlijke situatie een werkelijke catastrofe voor de dieren die op de bodem van de zeebochten leven.

Zo heeft men, vóór de Duitse kusten van de Noordzee, gedurende de winter 1962/1963, tijdens ver doorgedreven opzoeken onderstaande minima kunnen waarnemen:

Als vergelijking beschikt men daarenboven over gemiddelden van talrijke jaren van hetzelfde maritiem gebied. Na wat wij hoger hebben uiteengezet, baart het verrassing te moeten vaststellen dat men juist bij uiterste temperaturen geen gelijkmatige afkoeling tot op de bodem bekomt. Dit wordt verklaard door het feit dat op dit gebied de hoger beschreven anomalie van de temperatuur van het water laat uit-schijnen dat reeds een lichte verhoging van het zoutgehalte dezelfde invloed heeft op de densiteit als een grote temperatuurverlaging.

Een heel lichte verhoging van het zoutgehalte met betrekking tot de diepte, zoals zij zich steeds nabij de kust voordoet, volstaat om een verhoging van de temperatuur naar de bodem te bereiken, indien de lagen met dezelfde densiteit gestabiliseerd blijven.

Een temperatuurverhoging beïnvloedt de densiteit meer bij hoge dan bij lage temperaturen, zoals onderstaand tabel aantoonst:

In deze gevallen is de buitengewone afkoeling echter, zelfs op grote diepten, van zulk belang dat weinig organismen het kunnen overleven. Men bevindt zich dan in die toestand waarin alle twee jaar de soorten, die de koude niet kunnen verdragen, uitgeroeid worden; en het gebied dient dan opnieuw bevolkt. Hieruit volgt dat er geen sprake kan zijn

Temperatuur

Diepte in meter	minima van de Duitse Bocht in de Noordzee 1962/1963	gemiddeld minimum (per maand - 1927/36 rond Helgoland)
0	-1,72	+3,28
5	1,63	
10	1,63	3,4
20	1,39	3,6
22	1,33	3,6
24		3,6
25	1,08	3,7
30	0,67	
32		3,6
35	0,46	
40	0,47	
44		3,7
45	0,27	
50	0,28	

van bestendige biologische verhoudingen. Hoger hebben wij reeds bondig gesproken over de verwarming die in de eerste plaats van de zonnestralen voortkomt. In feite zijn de lange-golf-warmtestralen er niet toe in staat in het water te dringen. Zij verwarmen rechtstreeks slechts een heel dunne laag van enkele centimeters. Het ultraviolet licht dringt eveneens niet diep door, maar dan toch nog beter dan het ultrarood licht. Daarmee vergeleken laat het water het zichtbaar licht heel goed door. In de blauwe spektraalstrook (475 mikronen) kan 1 % van de intensiteit van het oppervlak een diepte van 140 m bereiken. Dit is tegelijkertijd de laagste grens van

het plantenleven. Deze cijfers hebben vanzelfsprekend slechts betrekking op de helderste oceanen en ook is de lichtverdeling hier gans verschillend van wat wij over 't algemeen gewoon zijn. Door de lichtbreking aan het oppervlak worden de stralen gedeeltelijk weerkaatst en zij die binnendringen vallen meer loodrecht dan in openlucht. Juist is dat het oppervlak zelden tot rust komt en elke beweging der golven maakt het bepalen van de richting van het licht natuurlijk moeilijk. Zo wij anderzijds de heldere, dus vrije en onvruchtbare, oceaan verlaten om ons naar de kust te begeven of ten minste naar streken waar talrijke mikro-organismen en hun

Een water met een temperatuur van	met een zoutgehalte van	met dezelfde densiteit als een water met een temperatuur van	met een zoutgehalte van
— 1,5	35 ‰	— 0,5	35,04 ‰
14,5	35 ‰	15,5	35,28 ‰
29,5	35 ‰	30,5	35,46 ‰

afval het water bezoedelen, doen de zaken zich anders voor. In dit geval komen ontelbare verstrooide deeltjes tussenbeide en in deze "nevel" is het nauwelijks mogelijk een lichtrichting te bepalen. De waarnemer ziet langs alle kanten een sterk diffuus licht. Evenzo kan men in troebel water de voorwerpen, die zich op een afstand bevinden, niet meer duidelijk onderscheiden. Vermits deze stand van zaken normaal is in de bewoonde zeeën, kunnen de dieren de ogen slechts gebruiken voor het zien op korte afstand, wat het geval is bij de vissen. In zulke voorwaarden dringt het licht natuurlijk niet zo goed door zoals hoger aangehaald. In de stroommondingen met geringe heling, die veel neerslag met zich voeren, bevindt de grens van 1 % zich dikwijls slechts op enkele centimeters van het oppervlak. Maar voor heel het zuidelijk gedeelte van de Noordzee mag men aannemen dat de grens van 1 % van het licht van het oppervlak zich gemiddeld

op ongeveer 10 meter bevindt. Ten overstaan van het helder water geschiedt er een verplaatsing naar het geel van de kleur van het meest doordringend licht. Dit verschijnsel wordt gedeeltelijk verklaard door het feit dat het kortegolf-licht door de kleine deeltjes beter verspreid wordt. Het door de stromen met krachtige stromingen aangevoerde water heeft een geelachtige kleur. Dit is vooral het geval wanneer het van moerasachtige oorsprong is. Bij zulke ingewikkelde voorwaarden zijn slechts twee opzoekingsmethoden mogelijk. De eerste tracht het klimaat te beschrijven van het onderzees licht, terwijl de andere er zich mee tevreden stelt de optische kwaliteiten van het water te bepalen en daardoor de verschillende watermassa's te onderscheiden en er de besluiten uit te halen. Bij deze tweede veronderstelling is de meettechniek zeer eenvoudig. Een bestendige lichtbron en een foto-elektrische cel zijn voorzien van

een speciale onderzeezoeker. De stroom tussen de lichtkamer en de meetkamer maakt dan een meet-middel uit voor de toestand van de zuiverheid van het water. De aldus bekomen kurven onderscheiden zich door hun structuur over 't algemeen zeer weinig van degenen, die van andere registreringen voortkomen (vb. de temperatuur). Zeer dikwijls veroorzaakt de ondoorzichtigheid een onbetwistbaar maximum in de nabijheid van de overgangslaag, waaruit men mag besluiten dat zich hierin deeltjes in grote hoeveelheid hebben opgehoopt. Dit leidt tot het besluit dat organische deeltjes zich met lichter water van de bovenste laag laden en dat zij enkele tijd in de overgangslaag ronddrijven; zij gewinnen zich dan aan het omringende water om ten slotte op de bodem neer te zinken. Terwijl het licht in het water slechts een betrekkelijk oriëntatiemiddel is en trouwens enkel maar de richting aangeeft waarin het oppervlak zich bevindt, heeft het geluid dikwijls een zeer grote waarde, vermits het water het uitstekend als geleider dient. Herinneren wij eraan dat de snelheid van het geluid ongeveer 1500 m/sek bedraagt. Wij weten sinds lang dat vooral de organismen, die op grote diepten leven, licht kunnen voortbrengen. De recente opzoekingen beginnen het belang te onderkennen van de rol die het geluid speelt bij de zeedieren. Een positieve oriëntatie van het geluid over lange afstanden is echter niet mogelijk. Het zeewater is niet overal hetzelfde en de wijzigingen van temperatuur, zoutgehalte en drukking beïnvloeden de geluidssnelheid. Hieruit volgt dat het geluid zich niet in rechte lijn voortplant, zodat de vaststellingen met betrekking tot een geluidsbron, op grote afstand gelegen, bijgevolg slechts betrekkelijk zijn.

Het is gebleken dat er zich in de oceanen, op ongeveer 1.000 m diepte, een laag bevindt met zeer zwakke geluidssnelheid, waarheen zich de geluidsgolven richten die hoger of lager liggen. Indien er in deze laag een geluid wordt voortgebracht, kan het ze slechts ten dele verlaten. De geluidsgolven, in bundels verenigd, doorlopen lange afstanden. Dit verschijnsel wordt uitgebaat om als hulpsignalen te dienen bij op deze diepte veroor-

De ultra-klank "ontdekt" de visbanken, ja, zelfs afzonderlijke vissen

zaakte ontploffingen. In dit geval kan het geluid nog goed opgevangen worden, zelfs door zeer ver verwijderde waarnemingsstations. De plaats, waar de ontploffing zich heeft voorgedaan, wordt bepaald door de ogenblikken van de kaplatie in de verschillende stations. De diepteschatting door ultra-geluids-peiling is gekend. Zij maakt de studie mogelijk van de zeebodem over grote uitgestrektheden, wat met behulp van de oude methoden praktisch onmogelijk bleek. Zo men de gevoeligheid van de ontvanger verhoogt, is het mogelijk de visbanken, ja zelfs de afzonderlijke vissen, op te sporen. Dergelijke toestellen worden over 't algemeen gebruikt door vissers in volle zee. In volle zee stelt men daarenboven, bij middel van ultra-geluidspeilers, over grote uitgestrektheden lagen vast die zich 's nachts juist onder het waterpeil bevinden en over dag tot op 250 à 500 meter dalen. Het betreft hier ongetwijfeld dieren die voor daglicht gevoelig zijn en zich naargelang zijn variaties verplaatsen.

Er zijn verscheidene organismen die zich op dergelijke wijze gedragen en aanvankelijk was het zeer moeilijk de soorten te determineren, die verantwoordelijk zijn voor de door de peiler-echo geleverde aanwijzingen. De beste registrering wordt bekomen wanneer de (akoestische) densiteit van het lichaam, dat de echo levert, zoveel mogelijk verschilt van die van het water. Op die basis, en ingevolge gelijkaardige waarnemingen, is men er meer en meer van overtuigd dat vooral de met gas gevulde zwemblazen van de kleine vissen de registreringen geven. Ook de schilden van de kreeften doen zich bij gelegenheid opmerken. De dikwijls zeer talrijke

kleine inktvissen ontsnappen aan deze waarneming. Daarbij maakt een opgevangen echo het niet mogelijk te besluiten dat men zich aan de aanwezigheid van een uitgebreide bevolking mag verwachten. Om een bestendige registrering te bekomen zijn er slechts weinig individuen nodig.

De beschreven voorbeelden kunnen voor nu volstaan. Wij moeten er ons inderdaad steeds van bewust zijn dat de mens nog maar aan het begin staat van zijn kennis van de kenmerken van de zee. In dit opzicht kan dit artikel enkel maar onze huidige opvatting weergeven. Misschien werd veronachtzaamd wat later als essentieel zal aangezien worden... Misschien zullen ook andere aspecten met de tijd aan belang inboeten... Dat weten wij niet.

BIBLIOGRAFIE

Dietrich, G. und Kalle (1957): *Allgemeine Meereskunde*.
Editions Borntraeger, Berlin.

Goedecke, E. (1958): *Über Höhe und Eintrittszeit der Extreme sowie deren Schwankungen im mittleren Jahresgang von Temperatur, Salzgehalt und Dichte des Wassers in der Deutschen Bucht*.
Dtsch. Hydr. Ztschr. II, 4.

Hersey, J. und R. Backus (1962): *Sound scattering by marine organisms*.
The Sea I. Interscience Publishers, New York/London.

Jerlov, N. (1951): *Optical studies of ocean waters*. Repts. Swedish Deep Sea Expdn. 3, Physics und Chemistry I.

Joseph, J. (1958): *Die Trübungsverhältnisse in der Irminger See im Juni 1955 und ihre hydrographischen Ursachen*. Ber. Dt. Wiss. Komm. Meeresforsch. 14, 4.

Joseph, J. (1959): *Über die vertikalen Temperatur- und Trübungsregistrierungen in einer 500 m mächtigen Deckschicht des nördlichen Nordatlantischen Ozeans*. Dtsch. Hydr. Ztschr. Erg.-Heft B 3.

Severdrup, H., Johnson, M. und Fleming, R. (1955): *The Oceans*.
Prentice-Hall, New York.

De golf van de Adour te Bayonne bij kalm weder. (Atlas foto R. Perrin)

