

KLIMAATWISSELINGEN en GEOLOGIE II: ISOTOPEN- STRATIGRAFIE

C.J. Homburg

De theorie dat ons zonnestelsel verantwoordelijk zou zijn voor de pseudo-cyclische afwisseling van koude en warme klimaten vroeg om bevestiging van geologische zijde. Het was de enige theorie die getest zou kunnen worden. Kouder betekende in het Pleistoceen:

uitbreiding van de ijsmassa's rond de polen met als gevolg een lagere stand van het zeeniveau.

In warme tijden hield dit in: afname van het ijsvolume (mogelijk zelfs tot een totaal verdwijnen) en een stijging van de zeespiegel. Deze samenhang werd al vrij vroeg ingezien. Bewijzen voor de juistheid van de orbitale theorie -althans wat het Pleistoceen betreft - kwamen vooral uit onderzoek met behulp van zuurstofisotopen. Deze gaven een bevestiging van de astronomische klimaattheorie van Milankovitch.



Fig. 9. Terrassen in de Pleistocene koraalriffen langs de noordkust van het Huon-schiereiland, Nieuw-Guinea. (Tekening naar foto van A. Bloom).

In het eerste deel (Homburg, 1993) is voornamelijk sprake geweest van de "dans van de Aarde" en de gevolgen hiervan voor het aardse klimaat zoals deze door Milankovitch waren berekend. Voor de relatie tussen de Aarde en de Zon ging hij uit van drie (pseudo)-cyclische processen: de excentriciteit, de scheefstelling en de precessie, met gemiddelde tijdsduren van resp. 100.000, 41.000 en 21.000 jaren. Het totaal-effect van deze drie cycli gaf hij weer in temperatuurcurven voor een aantal breedtegraden. Vooral de curve voor de 65e breedtegraad werd verheugd ontvangen door o.a. Köppen, die er de 4 Pleistocene ijstijden in meende te herkennen. Geologische aanwijzingen voor meerdere ijstijden gedurende het Pleistoceen waren bijv. het voorkomen van enkele boven elkaar liggende more-

nen (afzettingen door ijs). Vroegere standen van de zeespiegel zijn te zien aan de mariene terrassen uit het Pleistoceen van Nieuw-Guinea; zie figuur 9. Hoewel daar 3 goed dateerbare terrassen zichtbaar zijn, is het hoogteverschil ertussen niet bruikbaar als gevolg van tektonische activiteit in die regio. Iets dergelijks geldt voor Suriname, waar Paramaribo is gevestigd op de landinwaarts gelegen strandafzettingen uit het Eemien, terwijl de stranden van de huidige kust ± 5 meter lager liggen (mond. meded. Dr. L. Krook, VU). In Nederland ligt het Eemien lager dan de jongere afzettingen; hier hebben we een dalingsgebied. De pollenstratigrafie heeft een curve van het paleoklimaat opgeleverd waarop meer koudeperiodes staan dan de bekende 4 ijstijden (deel I, fig. 7). Niet elke koudeperiode voert tot

een ijstijd. Dit is het gevolg van de drie cyclische bewegingen van de Aarde (deel I, fig.3): niet steeds werken de cycli in dezelfde richting, maar ook soms tegengesteld of iets er tussen in. Dit is vergelijkbaar met de invloed van de Zon en de Maan op eb en vloed met springvloed en doottijd als uitersten.

Ander gebied, andere werkwijze.

Welke methode wordt gebruikt voor het bestuderen van het paleoklimaat is afhankelijk van de geologie en de geomorfologie van een gebied en van de vraagstelling. Ons ook toen reeds waterrijke land heeft op vele plaatsen het bezinken van rivierklei (o.a. Tegeleen) en de ontwikkeling van veen toegelaten, zodat de pollen-analytische methode hier de beste resultaten zou kunnen geven.

In het Caraïbische gebied is dat anders. De Caraïbische Zee is in het westen en het zuiden omsloten door land (van Mexico t/m Venezuela). Noordelijk vormen de Grote Antillen (Cuba en Haïti) en oostelijk de Kleine Antillen barrières t.o.v. de Atlantische Oceaan. Minder dan 10 % van deze zee reikt tot 200 m diepte, terwijl ongeveer 2/3 van dit basin een waterdiepte tussen 2000 en 6000 m heeft, zodat ondanks de soms voorkomende hevige stormen, de sedimentatie op de zeebodem hierdoor nauwelijks verstoord zal zijn. Ook zijn sterke diepzeestromingen afwezig. Door de activiteit van oliemaatschappijen zijn in dit gebied veel boringen gezet, waarvan de kernen na verloop van tijd beschikbaar zijn gekomen voor wetenschappelijk onderzoek. De Kwartaire afzettingen zijn hier o.a. aan de hand van gezelschappen van foraminiferen onderzocht, enigszins vergelijkbaar met de pollen-analytische methode. Voor wat betreft hun levenswijze onderscheidt men twee groepen: de op

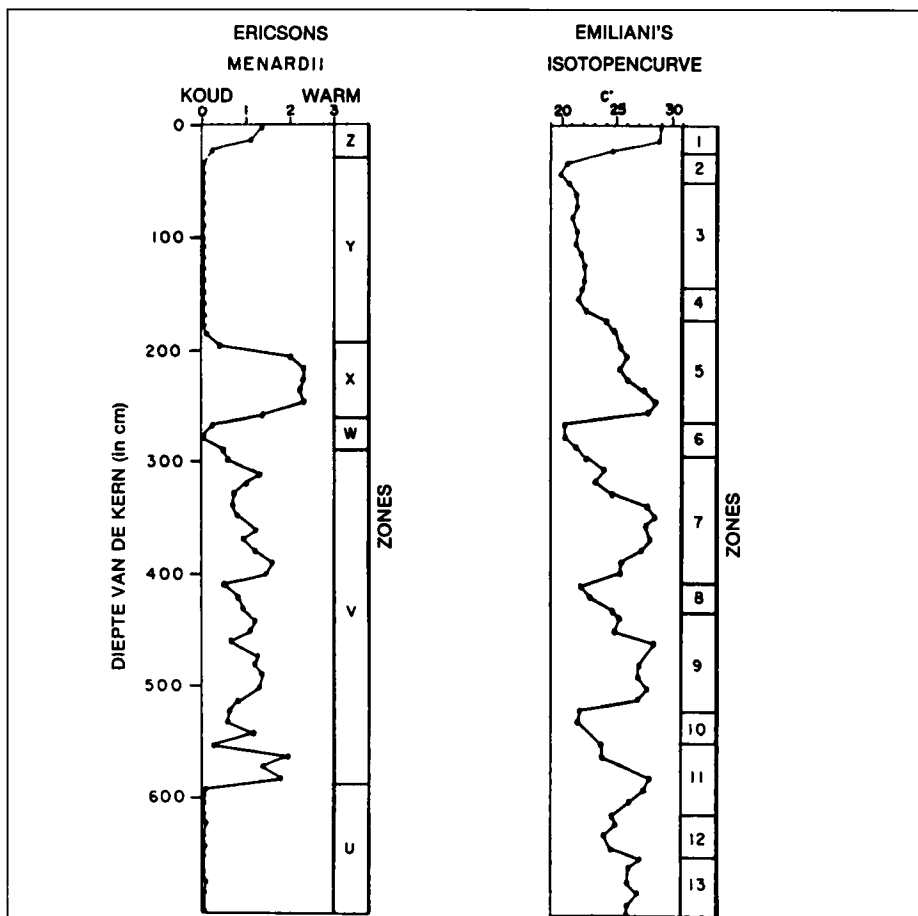


Fig. 10. Opeenvolging van de ijstijden in het Caraïbische gebied volgens Ericson en Emiliani. Schommelingen van het aantal exemplaren van *Globorotalia menardii* in een diepzeekern werden door Ericson geïnterpreteerd als een weergave van het klimaat. De koude zônes werden door hem met de letters U, W en Y aangegeven, de warme intervallen met V, X en Z. Metingen van de verhouding van de zuurstofisotopen werden door Emiliani aan dezelfde boorkern gedaan. De warme intervallen werden aangeduid met oneven cijfers; de koude intervallen kregen even nummers (uit Emiliani, 1965 en Ericson e.a., 1961).

de bodem-levende (benthonische) en vrij-zwevende (planktonische) soorten. Als voedsel hebben zij o.a. diatomeeën, draadalg, bacteriën en andere protozoën. Veel soorten eten selectief, maar er zijn ook alleseters. Naast voedsel zijn voor hun specifieke milieu (hun "niche") van belang: de temperatuur, het zoutgehalte, de zuurgraad (pH) en de zuurstof.

Veel soorten leven binnen een bepaald dieptebereik. Dat is voor de benthonische soorten eenvoudiger vast te stellen dan voor de planktonische soorten. Hoewel bij de laatste groep een paar dieptezônes zijn waargenomen, bijv. tot 20 m, 20 tot 70, 70 tot 150 m en verder "grenzen" bij 300 en 500 m (bij benthonische soorten zônegrenzen bij ± 1000, 2000 tot dieper dan 3000 m), zijn de dieptezônes anders in de verschillende zeeën. Bovendien is een aantal planktonische soorten niet "honkvast" doordat zij 's nachts minder diep verblijven dan overdag. Alle soorten komen op den duur in het bodemsediment terecht. Tot diegenen die zich bezighielden met het paleoklimaat van het Pleistoceen behoren Ericson e.a.(1961). Van

een boorkern uit de Caraïbische Zee werden laagsgewijze de verschillende forams gedetermineerd en geteld en werd van een temperatuurgevoelige soort, *Globorotalia* (fig. 13) het voorkomen bepaald en in een temperatuurcurve weergegeven, zie fig. 10A. Op deze curve zijn drie koude-perioden te zien. In 1965 publiceerde Emiliani als eerste een zuurstofisotopencurve van dezelfde boorkern (fig. 10B).

Waarom aandacht voor zuurstofisotopen ?

Kort voor het uitbreken van de 2e wereldoorlog heeft Urey op een congres in Zürich verteld dat de isotopen van een element, hoewel ze chemisch identiek zijn, zich fysisch anders gedragen. Als voorbeeld noemde hij een glas met water dat de drie stabiele isotopen van zuurstof bevat (¹⁶O, ¹⁷O en ¹⁸O; spreek uit: zestien-zuurstof of zestien-OO, enz.) Bij verdamping verfluchtigen de drie soorten water met een verschillende snelheid, H₂O met zestien-zuurstof verdwijnt sneller dan de twee andere, zodat het achterblijvende water relatief steeds meer van

de ¹⁷O en ¹⁸O zal bevatten. Niggli, een kristallograaf, merkte op dat als Urey gelijk had, de verhouding van de verschillende isotopen in sedimenten van organische oorsprong, zoals kalkschelpen, vastgelegd moet zijn.

Onze aandacht gaat nu naar de mondiale cyclus van water. Hierbij laten we allerlei complicerende factoren buiten beschouwing, zoals het-weer-in-dagelijkse-zin, de invloed van de biosfeer (opname, vasthouden en transpiratie van water door planten) enz., maar kijken naar de essentie van het proces. Volgens gegevens uit Pannekoek en Van Straaten (1982) verdampt er jaarlijks bij benadering uit zee 425.000 km³ water en op het land 71.000 km³. Als regen valt in de oceanen 385.000 km³ en op de continenten 111.000 km³. De laatste hoeveelheid bereikt, hetzij over het aardoppervlak (rivieren), hetzij als grondwater, tenslotte weer de zee. Dat zijn flinke massa's: 1 km³ water = 1 miljoen liter. Daar het totale volume van het zeewater op 1370 miljoen km³ wordt geschat verdampt hiervan slechts 1/3400e deel per jaar (fig. 11). We kunnen de oceaan vergelijken met het glas water. Door gestage verdamping, vooral in de tropische en subtropische zeegebieden, zal daar de concentratie van water met de zwaardere isotopen iets stijgen. De neerslag, regen en sneeuw, heeft daarentegen een lager gehalte. Aangezien de neerslag via rivieren in de oceanen terugkeert en zich langzaam met het oceaanwater vermengd, zal er gedurende de hele cirkelgang weinig veranderen. De omroertijd, nodig voor de hermenging van de oceaanwateren, wordt geschat op 1000 jaren. Dit cyclische proces wordt verstoord als, door een algemeen dalende temperatuur, meer regen in sneeuw overgaat en deze sneeuw in de gebieden om de polen accumuleert. Door de rivieren wordt nu minder water terug gevoerd dan door verdamping is verdwenen. Het zeeniveau daalt en de concentratie van de zwaardere zuurstofisotopen in het zeewater wordt hoger. De grootste toename deed zich tijdens de vier "echte" ijstijden voor. Het feit, dat een zeer grote hoeveelheid water aan de circulatie was onttrokken, is zichtbaar aan de stand van de zeespiegel, die tijdens glacialen meerdere tientallen meters is gedaald, zelfs tot meer dan 100 meter in het Weichselien. Aangezien de gemiddelde diepte van de oceanen 3800 m bedraagt kan zo'n 100 m lagere stand niet erg veel bijdragen aan de toename van de ¹⁸O, namelijk nog geen 2½%. De toename is dus vooral een gevolg van de differentiële verdamping. In ieder geval geldt: hoe hoger het gehalte aan zware zuurstofisotopen in het zeewater,

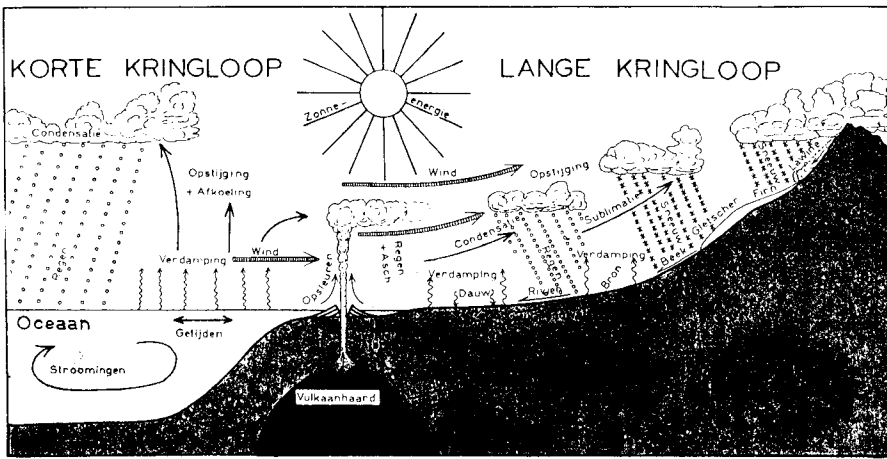


Fig. 11. Schema van de kringloop van water (uit Kuenen, 1948).

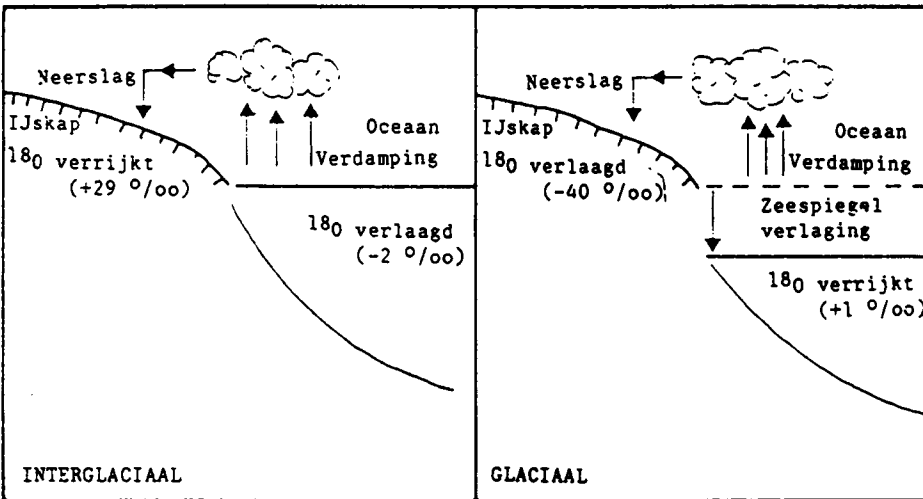


Fig. 12. Schematisch diagram van de relatieve verrijking en verarming van de zuurstofisotopen ^{16}O en ^{18}O . Weergegeven zijn de gecalculerde waarden van $\delta^{18}O$ t.o.v Belemniet-standaard (naar Dawson, 1992).

des te kouder en/of langduriger was die koudeperiode. Zie fig. 12.

Wat scheikunde als aanloop tot de isotopen.

Voor diegenen die niet vertrouwd zijn met atomen, isotopen, moleculen en ionen is het volgende zo eenvoudig mogelijk opgeschreven onder het motto: "waarom modern als het oude voldoet". Dat houdt in dat er wordt afgerond, niet de nieuwste terminologie wordt gebruikt, enz. Het streven is om het hoe en waarom van de isotopenstratigrafie begrijpelijk te maken, zodat de figuren 8, 10 en 14 kunnen worden "gelezen". Eerst over die zestien-0 en achttien-0. De 0 staat niet voor nul, maar is de eerste letter van Oxygenium, de Latijnse naam voor zuurstof, één van de elementen. In de natuur komen ± 100 elementen voor, meestal in combinaties van 2 tot 5 elementen in een molecuul. Enkele voorbeelden uit de anorganische wereld: NaCl, natrium-chloride, haliet of keukenzout is een combinatie van natrium en chlorium; H_2O , water, een combinatie van 2 atomen waterstof (hydrogeni-

um) en 1 atoom zuurstof (O). Een atoom is de kleinst- mogelijke eenheid van een element. Zouden we atomen - ongeacht van welk element - verder verdelen, dan houden we de zgn. "elementaire deeltjes" over: electronen, protonen en neutronen, maar die laten we hier buiten beschouwing. Slechts enkele elementen komen in zuivere vorm voor: gedegen goud, zilver, koper, zwavel e.d. In de atmosfeer komen een paar elementen in de gasvorm voor: stikstof, zuurstof, waterstof, maar die zien we niet. De laatste twee zijn voor dit verhaal van belang. Deze zijn dermate reactief dat zij zich in fracties van een seconde met andere atomen verbinden.

Bij afwezigheid van andersoortige atomen verbinden ze zich met elkaar: 2 atomen waterstof \rightarrow 1 molecuul waterstof; in een formule: $2H \rightarrow H_2$. De plaats van de "2" wijst erop in welke toestand het element verkeert. Alle combinaties van atomen worden "molecuul" genoemd, ook als deze uit slechts één element bestaan zoals bij O_2 en H_2 . Eén atoom of één molecuul is nog nooit gezien, maar een zeer

groot aantal vormt een element dat wel is te bestuderen. Zo vormen grote aantallen van verschillende atomen, mits op juiste wijze gecombineerd, kristallen waarvan het smeltpunt, de oplosbaarheid, enz. kan worden bepaald. Van belang is dat we weten wat bij woorden als "element, atoom en molecuul" wordt bedoeld en hoe zij met behulp van letters, waaraan zondig cijfers en min of plus tekens worden toegevoegd, op symbolische wijze worden aangeduid. Voor we aan de isotopen toekomen eerst nog aandacht voor de begrippen "ion" en "ionisatie". Opgelost in water zijn praktisch alle soorten van anorganische moleculen meer of minder gesplitst in twee gedeelten die een tegengestelde lading hebben. Dit wordt "ionisatie" genoemd en elk deel dat in deze toestand verkeert wordt aangeduid als "ion" of "is in de ion-toestand". Als voorbeeld kiezen we water. Dit is altijd, mits niet bevroren (gekrystalliseerd) of in de gasfase (waterdamp), voor een deel geïoniseerd, waarbij waterstofionen enerzijds en basische OH-ionen anderzijds ontstaan (spreek uit oha-ionen). In een formule: $H_2O \rightarrow H^+$ en OH^- . De lading van het H-ion en het OH-ion wordt rechtsboven met + of - aangegeven. In zuiver water is slechts 1/10.000.000e deel van de moleculen geïoniseerd. Er zijn evenveel H^+ als OH^- ionen. Wij merken daar niets van. Dat verandert als er meer H^+ dan OH^- ionen zijn. Door bijv. aan 1 liter water 1 druppel zwavelzuur toe te voegen. Zwavelzuur (H_2SO_4 ; S = zwavel) is een zgn. sterk zuur, d.w.z. dat het in een waterige oplossing vrijwel geheel is geïoniseerd volgens $H_2SO_4 \rightarrow 2H^+$ en SO_4^{2-} (2 positief-geladen waterstof-ionen en één dubbel-negatief geladen "es-o-vier-ion"). Bij water wordt 1 en hier worden 2 H-ionen als het ware afgesplitst van de rest van het molecuul. Van het toegevoegde SO_4^{2-} ion merken we niets, maar van de H^+ ionen wel: het water smaakt zuur. Hoe meer H^+ ionen, des te zuurder het water (zuurgraad, pH). Het verschijnsel is in de keuken bekend, want daar wordt immers azijn (een zwak zuur) als smaakmaker gebruikt. Zwakker nog dan azijnzuur is het koolzuur dat ioniseert volgens $H_2CO_3 \rightarrow 2H^+$ en CO_3^{2-} en waarvan de al-dan-niet geïoniseerde carbonaatgroep (CO_3) een essentiële rol heeft in dit verhaal. De negatief geladen carbonaat-ionen verbinden zich goed met calcium (Ca) of magnesium (Mg) tot carbonaten. Belangrijk is vooral de vorming van calcium-carbonaat ($CaCO_3$, calcië of aragoniet). Nu is het calcium-carbonaat slecht in water oplosbaar zodat bij aanwezigheid van calcium-ionen en carbonaat-ionen al spoedig de verzadigingsgrens wordt

bereikt. Meestal onttrekt het CaCO_3 zich aan de oplossing onder de vorming van kristallen. Vandaar dat we deze calciëtkristallen zo veelvuldig aantreffen. Het verzadigingspunt wordt nog eerder bereikt onder de invloed van schaalvormende dieren. De cellen van hun opperhuid (epidermis) of - in het geval van eencelligen zoals foraminiferen - de celmembraam, kunnen gericht de calcium- en de carbonaat-ionen concentreren, waardoor ter plaatse reeds kristallen worden gevormd ondanks dat de verzadigingsgrens in het zeewater nog niet is bereikt. Tevens vormen de kristallen zich bij het dier op die plaatsen waar ze gewenst, d.w.z. doelmatig zijn. In dit hoofdstukje is eerst sprake geweest van elementen, atomen en moleculen. Daarna ging het over ionisatie. Een deel van in water opgeloste moleculen verdeelt zich in twee tegengesteld geladen groepen: de zgn-basische ionen met een min-teken en de positieve ionen met een plus-teken (zuren). De uitwisseling van ionen geschiedt binnen 1/1000e van een seconde. Op het moment dat ionen worden ingebouwd in een kristalrooster verliezen ze hun lading, hetgeen wil zeggen dat de twee tegengesteld geladen ionengroepen elkaar neutraliseren. Ze worden als molecuul in het kristal gefixeerd.

Over de zuurstofisotopen ^{16}O en ^{18}O in water, koolzuur en carbonaten.

Atomen zijn ophopingen van elementaire deeltjes: de lichte electronen en de ± 1800 maal zwaardere neutronen en positronen. Deze atomaire "clusters" zijn niet willekeurig samengesteld, maar komen voor in specifieke combinaties, net zoveel combinaties als er elementen zijn. Het gewicht van een atoom wordt bepaald door het aantal zware deeltjes die er deel van uitmaken. Het lichtste atoom, n.l. dat van waterstof, bevat 1 zwaar deeltje. Zuurstof heeft 16 zware deeltjes, dus een atoom zuurstof is 16 maal zwaarder dan waterstof: het atoomgewicht van zuurstof is 16. Op deze manier worden de atoomgewichten uitgedrukt t.o.v. waterstof: koolstof (C) 12, stikstof (N) 14, calcium (Ca) 40, natrium (Na) 23, magnesium (Mg) 24,3, enz. Normaal worden deze getallen niet in de formules vermeld, dat gebeurt alleen als er een aanleiding voor is; die noodzaak doet zich voor als er meerdere isotopen van een element tegelijkertijd voorkomen. Een isotoop noemt men die atomen van een element die een afwijkend atoomgewicht hebben, maar zich chemisch "normaal" gedragen, d.w.z. net als het meestvoorkomende atoom van dat element. Het "normale" atoomgewicht van zuurstof is 16, maar daarnaast is

zuurstof met de atoomgewichten 14, 15, 17, 18 en 19 aangetoond (14, 15 en 19 zijn dermate instabiel dat ze korter dan 2 seconden bestaan, dus die laten we verder met rust). De drie stabiele zuurstofisotopen ^{16}O , ^{17}O en ^{18}O zijn in hun scheikundig gedrag identiek maar fysisch is er wel onderscheid met als meest belangrijke het verschil in gewicht. Dit is nogal vanzelfsprekend want ^{18}O bevat twee zware deeltjes meer dan ^{16}O . Het isotoop ^{18}O maakt ongeveer 1/1000e uit van alle zuurstof, al dan niet gebonden. Isotoop ^{17}O komt in veel lagere concentratie voor: 2/10.000e waardoor het voor dit type van onderzoek niet bruikbaar is. Met ^{18}O is dat wel het geval zodat het mogelijk is de verhouding $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in water, planten, dieren, fossielen en gesteenten te bepalen.

Over de zuurstofisotopen in de schalen van fossielen

De uitwisseling van koolstof-dioxide (CO_2 , koolzuurgas) tussen de lucht en de oceanen is gecompliceerd. Vooral uit de ondiepe zeeën tussen de keerringen ontsnapt CO_2 naar de lucht, terwijl het in de subtropische en de gematigde zônes andersom verloopt. De in het zeewater opgenomen CO_2 wordt deels gebruikt voor de opbouw van levend materiaal en, wat de schelpvormende dieren betreft, in de kalk van hun schelpen en schalen. Anderzijds komt CO_2 vrij bij de ademhaling, bij de afbraak van schelpkalk, bij de afbraak van organisch materiaal (van walvissen tot eencelligen) en bij (onderzees) vulkanisme. De mate waarin beide processen plaatsvinden is afhankelijk van de regionale omstandigheden. Voor ons, mondiaal denkenden, is het oplossen van CO_2 in zeewater essentieel. Een deel blijft in opgeloste toestand, maar het meeste verbindt zich met water tot koolzuur $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$. We zagen eerder dat bij ionisatie koolzuur volgens $\text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow 2\text{H}^+$ en CO_3^{2-} een carbonaatgroep ontstaat. We laten in het volgende de min en plus tekens achterwege. Merk op dat bij de overgang van CO_2 naar het carbonaat een zuurstofatoom vanuit het water is overgegaan naar de CO_3 -groep. Indien het water ^{18}O bevat zal naast de "gewone" carbonaat (C^{16}O_3) ook C^{18}O_3 aanwezig zijn en wel in dezelfde verhouding als dit in het water het geval is, zij het dat dit slechts voor 1/3 van de carbonaat-zuurstof opgaat. Er is nog een tweede proces. De opgeloste carbonaatgroep, al dan niet geïoniseerd, wisselt voortdurend zuurstofatomen uit met die van het water. Hierdoor kunnen de drie zuurstofatomen de kans lopen op het moment van kristallisatie een ^{18}O te zijn. Met andere woorden, het is de totale carbonaatgroep waarin de

$^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ verhouding van het water wordt weerspiegeld, dankzij een razendsnel "stuivertje wisselen", tot op het moment dat het als medebouwsteentje in een kristal wordt gefixeerd. Hierdoor kunnen we miljoenen jaren later de isotopenverhouding van het zeewater, die er op dat moment was, met behulp van massa-spectroscopie achterhalen. Voor zo'n bepaling is minder dan 1 milligram materiaal nodig; soms is één foraminifeer voldoende. Tot dusver draaide veel om het fysisch-chemische gedrag van de carbonaatgroep, maar er is ook een biologische kant. Foraminiferen komen vanaf de ondiepe kustwateren tot abyssale diepten voor, dat wil zeggen dieper dan 2000 meter. Elke soort heeft zijn optimale omstandigheden voor de groei, beperkt door grenswaarden. Soort A, bijvoorbeeld, leeft tussen temperaturen van 20 en 25 graden en bij een zoutgehalte van 30 tot 36 ‰, terwijl voor soort B geldt: temp. 12 tot 32 graden en een zoutgehalte van 27 tot 40 ‰. De laatste soort is toleranter dan de eerste. Verder speelt de belichting, de hoeveelheid vrije zuurstof, de zuurgraad en het beschikbare voedsel een rol. Voor ons onderwerp is, als resultante van alle milieufactoren, de groeisnelheid van belang. Tijdens een snelle groei wordt naar verhouding minder ^{18}O in de carbonaatkristallen vastgelegd dan normaal. Bij zeer langzame groei is dit andersom. Er wordt meer ^{18}O ingebouwd dan met het gehalte in het zeewater overeenstemt. Daardoor kunnen de resultaten beïnvloed worden. Bij onderzoekingen betreffende lage concentraties, zoals hier van het promillage ^{18}O , is algemeen een slimme manier in gebruik om de verschillen toch duidelijk uit te laten komen. Hierbij wordt elk te onderzoeken monster vergeleken met een internationale standaard. Voor het vergelijken van de hoeveelheden ^{18}O zijn twee standaarden in gebruik: a. Belemnieten uit de PEEDEE Formatie uit het Krijt van Zuid-Carolina, V.S. en b. een geselecteerd monster van oceanic water (SMOW), die naar alle desbetreffende laboratoria zijn verzonden, zodat de metingen internationaal goed vergelijkbaar zijn. De isotopencompositie van het water- of kalkmonster wordt uitgedrukt als afwijking (deviatie, symbool δ , de Griekse letter d) ten opzichte van de standaard volgens:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ monster} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ standaard}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ standaard}} \times 1000$$

ook wel als $\delta^{18}\text{O}$ ‰ uitgedrukt, zoals in de hier gebruikte figuren. Zijn het monster en de standaard gelijk dan is het antwoord: nul (0). Naarmate het monster minder ^{18}O bevat, is het ant-

woord met een negatief teken -0,5,-1,0, -1,5 enz. of waarden hiertussen. Is het ^{18}O gehalte hoger dan krijgen we 0,5; 1,0 enz. Soms schrijft men +0,5 enz. Zie de getallen bij "de verhouding van de zuurstofisotopen" onderaan figuur 8. Bij een toename van het ijs stijgt de waarde van delta ^{18}O in het zeewater. Hoewel van meerdere plaatsen isotopen-stratigrafische analyses werden gepubliceerd waaruit de afwisseling van koude en warme perioden kon worden afgelezen, werden deze curven nog niet als overtuigende bewijzen voor de orbitale theorie van Milankovitch aanvaard. Dit kwam ondermeer doordat veel onderzoek had plaats gevonden in de Golf van Mexico, een gebied dat onderhevig is en was aan tektonische veranderingen als gevolg van bewegingen van de Caraïbische Plaat.

Het werk van Hays, Imbrie en anderen

De mening veranderde ten gunste van deze theorie na 1976, toen een artikel van Hays e.a. verscheen. Na een zorgvuldige selectie uit de vele beschikbare boringen werden door hen twee boorkernen afkomstig uit de Indische Oceaan onderzocht. Gelegen op resp. 43° Z.B./ 80° O.L. en 46° Z.B./ 90° O.L. waren zij min of meer centraal geplaatst tussen Afrika, Australië en Antarctica, zodat de kans op een aanvoer van detritus vanaf de continenten minimaal was. Gestoken op een diepte van ongeveer 2000 meter was ook weinig bioturbatie te verwachten, en geen invloed van sterke diep-oceanische stromingen of tektoniek gedurende het Pleistoceen (geen hiaten of erosie aantoonbaar). De lengten van de kernen waren respectievelijk 945 en 1459 cm, met een overlap van 62 %. Op enkele niveaus van de kernen konden betrouwbare ouderdommen worden vastgesteld. Hieruit kon worden afgeleid dat het sedimentaire pakket met gemiddeld 3

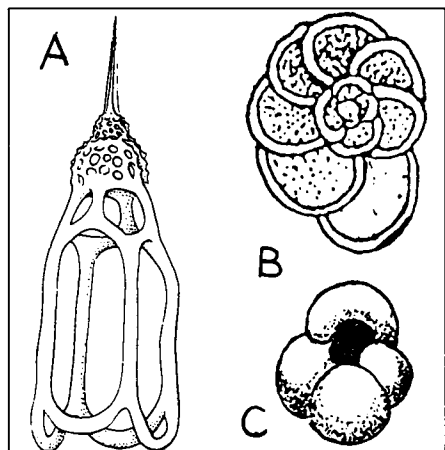


Fig. 13. Enkele eencelligen uit de tekst. A = *Cycladophoradavisiana*. B = *Globorotalia menardii*. C = *Globigerina bulloides*.

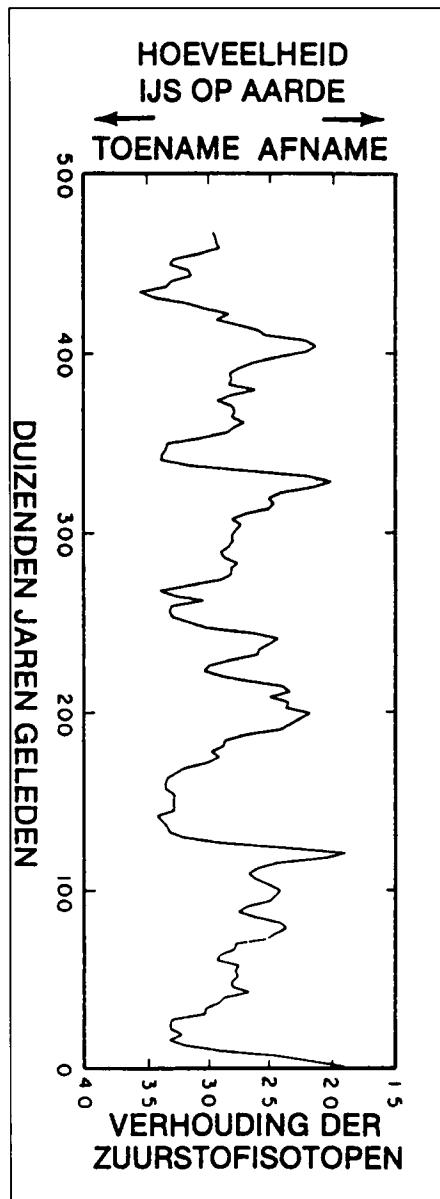


Fig. 14. Het klimaat in de laatste half miljoen jaren. De grafiek is gebaseerd op isotopenmetingen aan twee boorkernen uit de Indische Oceaan. De waarnemingen bevestigen de astronomische ijstijdtheorie. Naar Hays e.a., 1976.

cm per jaar was toegenomen en een tijd van 450.000 jaren besloeg. Elke 10 cm werd een monster genomen en de foraminiferen, radiolaria e.d. verzameld, waarbij speciaal naar het percentage *Cycladophora davisiana* (radiolarie) en *Globigerina bulloides* (foram) werd gekeken (zie fig. 13). Tevens werd in *Globigerina* bull. de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ verhouding bepaald. De verkregen curve staat op figuur 14. Met behulp van een wiskundige methode -de Fourieranalyse - werd berekend welke rhythmische herhalingen van bepaalde tijden zich frequent voordeden. Deze frequentietesten gaven als resultaten resp. 94 en 106 ka // 40 en 43 ka // 23 en 24 ka // 24 en 19,5 ka (ka = kilo annual = 1000 jaar). Gemiddeld is dit 100 ka, 41,5 ka, 23,5 ka en 21,75 ka, waarden die verbluffend goed overeenkomen met de getallen van

Milankovitch, nl. 100 ka, 41 ka, 23 ka en 19 ka. Deze resultaten overtuigden vele geologen en klimatologen en moedigden hen aan dit te bevestigen. In veel landen werd sedert dien onderzoek naar "het hemelse ritme" gedaan, zodat inmiddels een stroom van artikelen hierover is gepubliceerd. Hierbij gaat de aandacht naar steeds verder terugliggende tijden. Ook zien we in het bovenstaande de bijzondere positie van de Aarde temidden van de andere planeten. Niet alleen de afstand tot de Zon, waardoor genoeg warmte-energie de Aarde bereikt, maar ook het bezit van een unieke atmosfeer was gunstig voor het ontstaan van het ons vertrouwde leven. Van evenveel belang was het draaien van de Aarde om haar as. Bij een fixatie van de Aarde, zoals de Maan dit is t.o.v. ons, zou leven niet mogelijk zijn. Zonder scheefstelling geen seizoenen. Echter zou het verloop van de geschiedenis, zeker op onze breedtegraad, geheel anders zijn gegaan als de scheefstelling bijvoorbeeld 45° was geweest i.p.v. de huidige 23° . Het is aardig om zich dat, vooral aan de hand van de gegevens uit het eerste deel, voor te stellen.

Het adres van de auteur
Tarwekamp 4 1112 HD Diemen

Gebruikte literatuur

- Bloom, A.L. e.a., 1974. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast. *Quaternary Research* 4, pp. 185 - 205.
- Dawson, A.G., 1992. Ice age earth. Routledge, London and New York.
- Emiliani, C., 1964. Paleotemperature analysis of the Caribbean cores A 254-BR-C and CP-28. *Bull. Geol. Soc. Am.* 75, pp. 129 - 144.
- Ericson, A.B. e.a., 1961. Atlantic deep-sea sediment cores. *Bull. Geol. Soc. Am.* 72, pp. 193 - 286.
- Hays, J.D. e.a., 1976. Variations in the earth orbit: pacemaker of the ice ages. *Science* 194, pp. 1121 - 1132.
- Homburg, C.J., 1993. Klimaatwisselingen en Geologie I: de Pleistocene ijstijden. Grondboor en Hamer 47, pp. 79-84.
- Kuenen, Ph. H., 1948. De kringloop van het water. Leopold, Den Haag.
- Pannekoek, A.J. en L.M.J.U. van Straaten, 1982. *Algemene Geologie*, 3e druk. Wolters-Noordhoff, Groningen.

Rectificatie

In nr. 5 is een storend foutje geslopen op pagina 121, 2e kolom, 8e regel van boven: hier staat ...haastte zich niet.... Dit moet zijnhaastte zich....