

Energiepolitiek is weer nieuws

Na een aantal rustige jaren krijgt energie (-voorziening, -conversie, en -gebruik) weer plaats op de voorpagina's. Op zich moeten we zo'n hernieuwde belangstelling positief waarderen, maar er zijn toch wat bedenkelijke accenten.

Opvallend is dat energie thans steeds in relatie wordt gebracht met het leefmilieu. Dat is het geval met de discussie over al of niet een centrale op de Maasvlakte, en zo ja, welke. De centrale is nu door de minister geschrapt. De vraag blijft, of dat een correctie is op de goedkeuring van het elektriciteitsplan, of dat het hier een nieuwe procedure betreft. Aangezien het hier niet gaat om iets binnen de sfeer van ECN, zal ik mij maar niet wagen aan bespiegelingen.

Anders ligt het met de discussie over energieheffingen. Het gaat dan over twee zaken: een Nederlandse belasting op grond van de (daarvoor te wijzigen) Wet Algemene Bepalingen Milieuhygiëne en de gedachte van de Europese Commissie aan een zogenoemde Europese Ecotax. Vast staat dat energie invloed heeft op ons milieu, en dat - als men daarover terecht zorgen heeft - we er niet omheen kunnen energie in het oog te nemen en er alles aan te doen het gebruik ervan efficiënt en effectief te doen plaatsvinden, met een minimum aan het milieu belastende afvalstoffen. ECN werkt niet voor niets aan het Engine-programma.

Maar het lijkt er nu wel op dat men denkt dat onze milieuproblemen opgelost zouden zijn als we via heffingen het energiegebruik zouden terugdringen. Daarbij is weinig sprake van de risico's bij de winning, al heeft Irak in Koeweit een veelvoud van milieuschade veroorzaakt dan onze besparingen kunnen compenseren, en ook niet van de (in ons land redelijk teruggedrongen) emissie-effecten bij de conversie - in Oost-Europa nog een levensgroot probleem (voor onze verzuring is de varkensmest een belangrijker oorzaak dan de energie), de milieudiscussie wordt gefocussed op de CO₂-problematiek en de daarbij verwachte klimaatverandering. Het zou mijns inziens zeer te betreuren zijn als de

symboolwaarde hiervan zo groot zou zijn, dat voor de hand liggende acties ter verbetering van ons leefmilieu (afval, grondwater, rivierbodems, verzuring) wat onderbelicht zouden raken.

Het is goed dat de wereld zich bezint op deze vragen met betrekking tot het energiegebruik. Maar of simpele heffingen een juist antwoord zijn, is voor mij zeer de vraag. Als de opbrengst (die dan wellicht aanvankelijk lager kan zijn) zou dienen voor onderzoek naar besparing en duurzame energie, met name ook ten gunste van de derde wereld, zou een stabiliserende heffing zin kunnen hebben. Maar dat moet dan tenminste een Europese discussie hebben - een Nederlandse Alleingang zal nauwelijks effect sorteren op het mondiale milieu, maar anderzijds negatieve effecten op de Nederlandse economische positie hebben.

Het verwondert mij overigens dat politici, die een achttal jaren geleden zich fel keerden tegen een aardgasprijs op marktwaarde (die ze te hoog vonden), zich nu voor een energiebelasting uitspreken. De consument zal zeker ook nu trachten af te wentelen! En tenslotte: als de grote zorg de CO₂-uitstoot is, waarom dan kernenergie en waterkracht mede onder de ecotax gebracht?

Naar mijn mening wordt het streven naar een stabiel ecosysteem en de alom onderkende noodzaak tot een rationeel energiegebruik het best gediend met een nuchtere analyse van oorzaken en gevolgen, de bijbehorende afwegingen en daarop gebaseerde maatregelen. En daarbij is onderzoek de sleutel naar het betere!

G.M.V. van Aardenne



Dr. G.M.V. van Aardenne is onder meer voorzitter van het bestuur van ECN.

De atmosfeer: een doorgangshuis voor CO₂

De aardse atmosfeer is een zeer complex geheel van gassen, processen en reacties. Om in dit geheel een verstoring van het broeikaseffect en klimatologische veranderingen te ontwaren, moeten bovendien de interacties worden beschouwd met de biosfeer, bodem en oceanen. Hoewel waterdamp het belangrijkste broeikasgas is, speelt kooldioxide een cruciale rol in de schattingen over toename van het broeikaseffect. In dit artikel is de complexe koolstofcyclus het onderwerp, met het oog gericht op de verstoring van het broeikaseffect.



De onmiskenbaar vastgestelde stijging van de concentratie van broeikasgassen in de atmosfeer [1] zal misschien klimaatsveranderingen veroorzaken in een tempo en een omvang die het aanpassingsvermogen van maatschappij en natuur te boven zullen gaan. Ook van nature is er een groot broeikas-effect; zonder dat zou de aarde op diepvriestemperatuur verkeren. Niet CO₂, dat het bekendste broeikasgas is, maar waterdamp

draagt het meest bij aan dit natuurlijke broeikaseffect. Bij het door de mens veroorzaakte broeikaseffect is dat net zo, alleen is waterdamp een niet te vermijden 'helper' die in het klimaatsysteem als geheel een centrale positie inneemt. Daardoor is het voorspellen van de omvang van de uiteindelijke klimaatveranderingen een bijzonder ingewikkeld probleem. Bovendien wisselt de luchtvochtigheid heel sterk over de aarde en ook met de verschillende seizoenen.

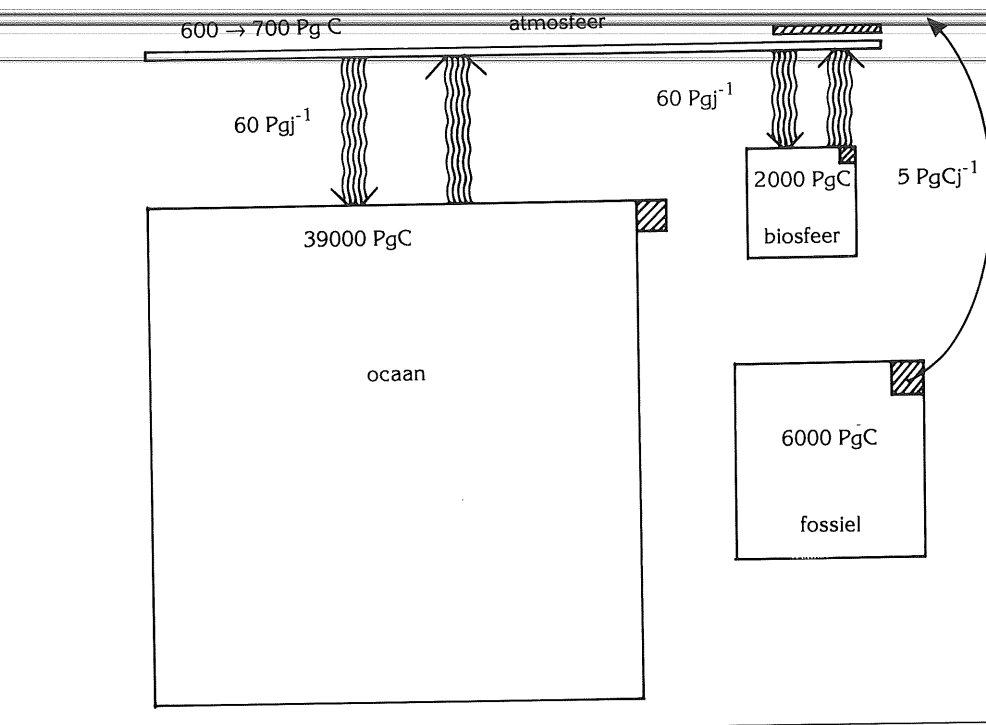
CO₂ heeft wat dat betreft een zeer gelijkmatige verdeling, en eventuele variaties erin zijn wel heel interessant om te achterhalen waar en wanneer afgifte of opname van CO₂ plaatsvindt, maar verstoren niet de gelijkmatigheid van de broeikaswerking ervan. Wel is het zo dat de concentratie van atmosferisch CO₂ jaar op jaar toeneemt, grotendeels als gevolg van verbranding van fossiele brandstoffen. Deze stijging doet op termijn de broeikaswerking stijgen. Overigens nemen ook andere broeikasgassen als methaan, distikstofoxide en ozon sterk toe, maar die zullen hier verder buiten beschouwing blijven. Op dit moment bedraagt het atmosferisch CO₂-gehalte 350 ppm (0,035%) op volumebasis, in 1970 was dat nog 325, en in 1800 slechts 280 ppm. Gedurende de ijstijden zijn zelfs dieptepunten bereikt van 200 ppm. CO₂ kent een echte cyclus: de atmosfeer wisselt CO₂ uit met de oceaan, met de aardkorst, met de biosfeer. De omvang van de atmosferische hoeveelheid is echter gering ten opzichte van die in de oceaan, en zeker ten opzichte van die in de bodem en de gesteentes.

DE KOOLSTOF CYCLUS OP GEOLOGISCHE TIJDSSCHAAL

De gereduceerde vorm van koolstof, die interessant is voor energieopwekking, is op aarde veel minder aanwezig dan de geoxideer-

Dr.ir. J. Goudriaan is werkzaam bij de vakgroep Theoretische Produktie-Ecologie aan de Landbouwniversiteit in Wageningen.

Figuur 1. De voornaamste reservoirs van koolstof in de mondiale koolstofcyclus, en hun jaarlijkse uitwisselingsstromen uitgedrukt in Pg koolstof (per jaar). Het over de laatste 200 jaar geaccumuleerde effect van verbranding van fossiele brandstoffen, van ontbossing en hergroei, en van het biotische CO₂-bemestingseffect is door de gearceerde rechthoekjes aangegeven. De koolstof in de biosfeer bestaat voor circa 500 Pg C uit biomassa en circa 1500 Pg C uit bodemkoolstof. De oppervlaktes van de reservoirs zijn evenredig met hun koolstofinhoud getekend. Deze figuur is het resultaat van een simulatiestudie [5].



de vorm (carbonaat, etcetera). De hoeveelheid carbonaat in gesteentes [2] wordt geschat op 60 miljoen Pg (1 Pg = 1 Gt = 10¹⁵ g) koolstof, terwijl in de oceaan slechts 39000 Pg aanwezig is. In biosfeer en atmosfeer is er nog veel minder aanwezig. Het meest opvallend is het enorme verschil in de orde van grootte van deze hoeveelheden, in de volgorde gesteente>ocean>fossiel>biosfeer en atmosfeer.

In schril contrast met de omvang van de reservoirs staat de snelheid van uitwisseling, die juist heel groot is tussen atmosfeer en oceaan/biosfeer, en klein tussen atmosfeer en gesteentes. Daarom mogen de gesteentes buiten beschouwing blijven, als we atmosferisch CO₂-gehalte op een geologisch gezien korte tijdschaal van 1 tot 1000 jaar bestuderen. Omgekeerd, op een tijdschaal van miljoenen jaren, mag juist de hoeveelheid CO₂ in de atmosfeer worden verwaarloosd. Echter, de concentratie ervan blijft wel van belang voor het chemisch-fysisch evenwicht met de oceaan en voor de verweringsprocessen van de aardkorst. Verwerking van carbonaatgesteentes (dolomiet bijvoorbeeld) onttrekt CO₂ aan de atmosfeer door vorming van bicarbonaat. Verweringsprocessen verlopen sneller bij hogere temperatuur, meer neerslag en meer vegetatie, en deze factoren zullen dus op lange termijn leiden tot een lager atmosferisch CO₂-gehalte.

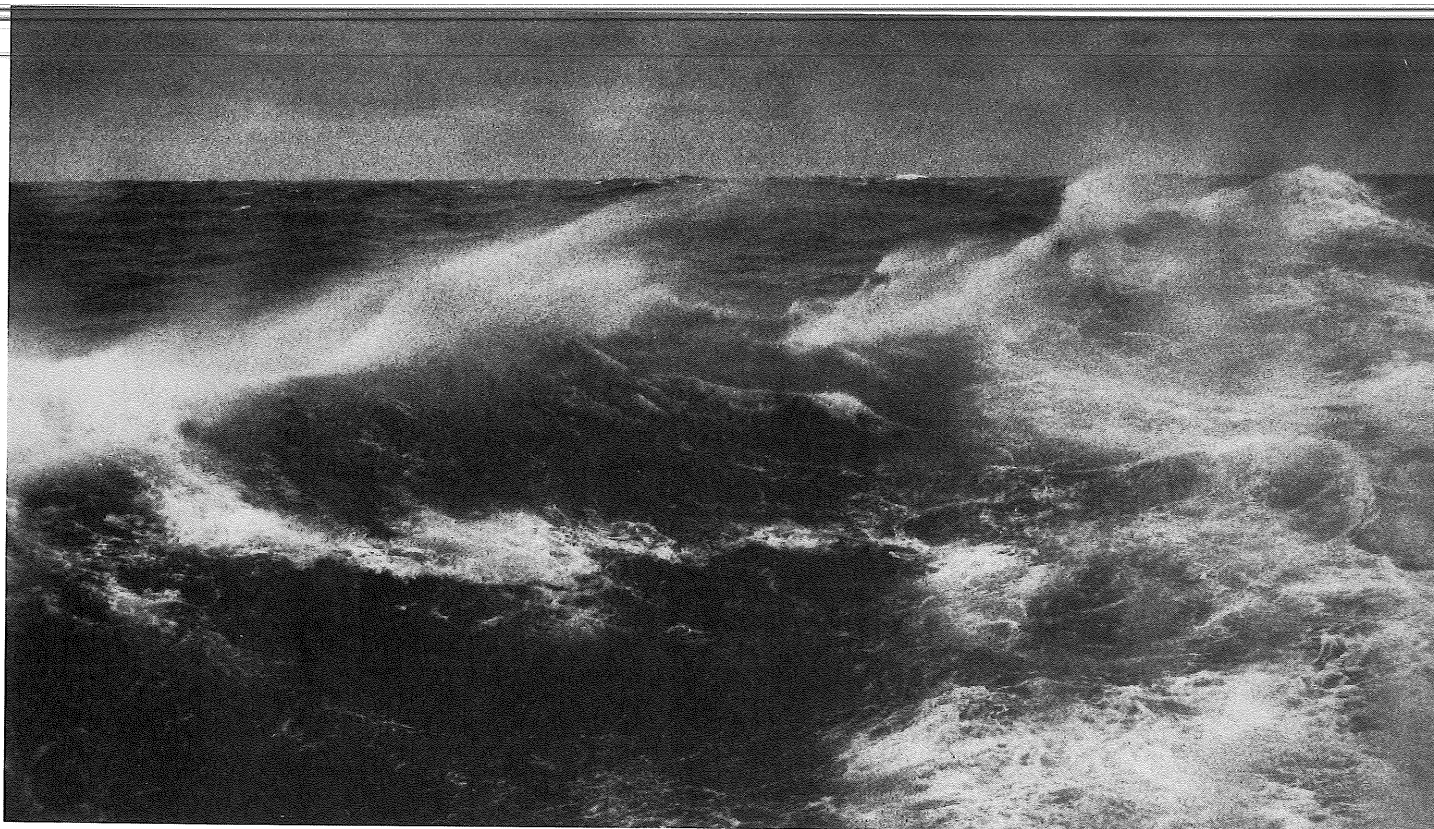
Het tegengestelde proces is kalkafzetting in ondiepe zeeën, subductie van oceanbodemp onder continentale platen en daaropvolgende emissie van CO₂ door vulkanen.

Simulatie van deze processen geschiedt met tijdstappen van een miljoen jaar [2] en verklaart het geologische tijdsverloop van het atmosferische CO₂-gehalte als resultante van andere factoren. Hoe interessant ook, voor een studie en prognose van het atmosferisch CO₂-gehalte op de veel kortere termijn van bijvoorbeeld 100 jaar hoeven we deze geologische processen niet mee te nemen. Deze processen, die fluxen vertegenwoordigen kleiner dan circa 0,1 Pg C j⁻¹, zijn voor dit doel verwaarloosbaar.

DE KOOLSTOF CYCLUS OP EEN TIJDSSCHAAL VAN 100 JAAR

Met weglating van de gesteentes, zijn de belangrijke reservoirs weergegeven in figuur 1. In deze figuur is de oceaan verreweg het grootste reservoir, en is de atmosfeer nog steeds het kleinste. Zoet water komt niet voor in dit schema. In de eerste plaats is er veel te weinig zoet water aanwezig en in de tweede plaats is de CO₂-concentratie per volume zoet water wel een factor 100 lager dan in zout water.

Bij 'biosfeer' moeten we niet alleen denken aan planten (vooral hout), maar ook aan organische koolstof in de bodem (humus en resistente koolstof zoals fijn verdeeld houtskool). In de oceaan is natuurlijk ook een biosfeer aanwezig (vooral algen), maar die is zo vluchtig dat die in de figuur is weggelaten. Directe uitwisseling tussen oceaan en biosfeer (riviertransport) is geologisch

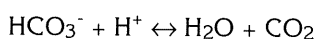


wel belangrijk, maar mag hier worden verwaarloosd, zodat alles via de atmosfeer verloopt. De fluxen atmosfeer-oceaan en atmosfeer-biosfeer zijn van ongeveer gelijke orde van grootte.

A T M O S F E E R - O C E A A N

De pH van zeewater is circa 8,2. De zee is dus nogal basisch, en daarmee hangt samen dat de in zeewater opgeloste CO₂ grotendeels is overgegaan in HCO₃⁻. Het grootste deel van het koolstofreservoir van de oceaan is daarom slechts indirect beschikbaar voor uitwisseling met de atmosfeer.

Bij een verhoging van atmosferisch CO₂ gaat wat CO₂ in oplossing, en gaat gedeeltelijk over in HCO₃⁻ onder afgifte van H⁺, volgens de evenwichtsvergelijking:



Bovendien gaat daarna ook nog wat HCO₃⁻ over in CO₃²⁻, weer onder afgifte van H⁺. De resulterende pH-verschuiving werkt door in het hele chemische arsenaal van zeewater, maar de resulterende effectieve opname van CO₂ door zeewater is slechts ongeveer 10% van wat bij proportionele oplosbaarheid verwacht zou mogen worden.

Deze verhouding is geen constante: bij toenemend atmosferisch CO₂ en toenemende

oplossing van CO₂ in zeewater wordt de 'weerstand' tegen opname steeds groter, en daalt deze verhouding. Toch, ondanks deze weerstand, is de CO₂-opname van zeewater bij dezelfde toename van atmosferisch CO₂ per volume-eenheid circa tien maal groter dan bij zoet water.

De omvang van de potentiële buffering van CO₂ door de oceaan kan nu eenvoudig worden uitgerekend. De oceaan als geheel bevat 39000 Pg C, en de atmosfeer 700 Pg. Bij een toename van atmosferisch CO₂ tot bijvoorbeeld 770 Pg, dus 10% meer, ligt het evenwichtsgedrag van de oceaan slechts 1% hoger.

De oceaan kan in dit geval dus 390 Pg koolstof absorberen. Het atmosfeer-oceaan systeem neemt 460 Pg op als de toename van de atmosfeer zelf op 70 Pg wordt gehouden. Van de totale uitworp naar de atmosfeer blijft 15% in de atmosfeer zelf. Deze waarde wordt echter niet gestaafd door metingen: in werkelijkheid bedraagt deze fractie (*remnante fractie* genoemd) wel bijna 60%!

De verklaring voor deze veel hogere waarde is de traagheid van het opnameproces in de oceaan. Op de route van atmosfeer naar de oceaan zijn twee hoofdbarrières. Aan de onderzijde van het wateroppervlak bevindt zich een aanzienlijke diffusieweerstand en in de tweede plaats is de diepe zee moeilijk bereikbaar. Onder het goed gemengde oppervlak-

tewater van enkele honderden meters dikte bevindt zich het diepe water, dat veel kouder is en daardoor moeilijk tot uitwisseling met het oppervlaktewater komt. Alleen als het oppervlaktewater nog kouder en zwaarder wordt dan het diepe water, zakt het oppervlaktewater naar beneden, en kan dan extra opgelost CO₂ met zich meenemen.

Dit verschijnsel komt het sterkst voor in de wateren ten oosten van Groenland. Voor het klimaat van West-Europa is dit van het grootste belang [3] aangezien het zinkende IJzewater een aanzuigende werking heeft op warm Atlantisch oppervlaktewater en zo een warme stroming vanuit de tropen naar het noorden bewerkstelligt. Zelfs mondiaal is dit verschijnsel heel belangrijk [4].

Echter, er is nog een tweede transportweg naar de diepe zee, en die is biotisch van oorsprong. Organische planktonresten, die gevormd zijn door algengroei in de oppervlaktelagen, zakken naar de diepte en nemen koolstof en nutriënten met zich mee. Daar worden deze restanten afgebroken, zodat de koolstof weer vrijkomt in het diepe water in de vorm van CO₂.

Algengroei is in de eerste plaats nutriënt-gelimiteerd, en gaat waarschijnlijk niet sneller bij een hoger atmosferisch CO₂-gehalte. Deze biologische 'CO₂-pomp' geeft een ophoping van CO₂ in de diepe zee, dat daardoor ver boven het chemisch evenwicht met de CO₂-spanning van de atmosfeer uitkomt. Opwellen van diepzeewater vindt vooral plaats bij de evenaar, en in metingen aan het atmosferisch CO₂-gehalte is daar inderdaad een verhoging gevonden.

De eerder genoemde diepzee-circulatie is in de Atlantische Oceaan veel sterker dan in de Stille Oceaan, en daarom veroorzaakt de biologische CO₂-pomp in de diepe wateren van de Atlantische Oceaan een minder sterke accumulatie van CO₂ dan in de Stille Oceaan. Indien om de een of andere reden de sterke Atlantische circulatie tot stilstand zou komen, dan zou niet alleen het klimaat in West-Europa veel kouder worden door het wegvallen van de noordwaartse warmwaterstroom. Ook zou het atmosferische CO₂-gehalte sterk dalen door toenemende opslag van CO₂ in de diepte van de Atlantische Oceaan [5].

Deze toestand heerste waarschijnlijk gedurende de ijstijden, en verklaart ten dele waarom destijds het atmosferische CO₂-gehalte veel lager (circa 200 ppm) was dan daarna (circa 280 ppm in 1800). Het lage CO₂-gehalte was dus niet alleen oorzaak van een lage temperatuur (via broeikaswerking), maar ook een gevolg van een tot afkoeling leidende oceaancirculatie. Om het nog inge-

wikkelder te maken: bij lagere watertemperatuur wordt CO₂ beter oplosbaar, zodat er nog een positieve terugkoppeling extra aanwezig is.

A T M O S F E E R - B I O S F E E R

De koolstofreservoirs 'fossiel' en 'biosfeer' (figuur 1) bevatten koolstof in gereduceerde energiedragende vorm. De flux vanuit de atmosfeer naar de biosfeer is dan ook van heel andere aard dan die naar de oceaan, in die zin dat de stroming actief wordt aangedreven door het fotosyntheseprocess.

De totale koolstofflux die jaarlijks met de fotosynthese gemoeid is (GPP, afkorting van de Engelse term Gross Primary Production), is moeilijk te schatten, want circa de helft wordt door de planten zelf weer uitgeademd. De andere helft wordt omgezet in biomassa: bladeren, takken, hout en wortels. Deze groei van biomassa wordt Netto Primaire Productie (NPP) genoemd. De schatting van de grootte hiervan is in principe mogelijk door de groei van de plantdelen te volgen door het groeiseizoen heen.

Bij elkaar over de hele wereld komt men dan op $50 \pm 10 \text{ Pg C j}^{-1}$.

Chemisch gezien is biomassa een complex mengsel van lignine, suikers, zetmeel, eiwitten, vet, en natuurlijk vooral water. Als we het water even wegdenken, bestaat de droge biomassa gemiddeld voor circa 50% uit koolstof, en daarom is het goed verdedigbaar om deze flux in termen van koolstof uit te drukken.

Deze biomassa is de voedingsbron voor allerlei niet-fotosynthetiserende levensvormen, zoals schimmels, microben en voor alle dierlijk leven inclusief de mens: wij eten circa $0,3 \text{ Pg C j}^{-1}$. Verreweg het grootste deel van de NPP wordt geconsumeerd en slechts een klein deel resteert als toename van biomassa. De totale hoeveelheid koolstof in bovengrondse biomassa is circa 500 Pg. Omdat de flux die door dit reservoir vloeit (de NPP) circa 50 Pg C j^{-1} bedraagt, is de gemiddelde verblijftijd van koolstof in biomassa ongeveer 10 jaar. Dat is dan wel een gemiddelde van de sterk uiteenlopende verblijftijden van koolstof in bladeren, wortels, takken en stamhout.

In de meeste ecosystemen vertoont de hoeveelheid biomassa op één plaats een zaagtandvormig patroon in de tijd: accumulatie gedurende een aantal jaren en dan plotseling een sprongsgewijze afname door brand of kaalkap. Hoe ingrijpend ook op die ene plek, periodieke bosbranden of savannebranden horen bij het natuurlijke patroon en zijn zelfs noodzakelijk voor het voortbestaan van

sommige boomsoorten. Opgeteld over de hele wereld bedraagt de jaarlijkse verbranding van te velde staande biomassa $3 - 7 \text{ Pg C j}^{-1}$, een getal dat is gebaseerd op gegevens over oppervlaktes die jaarlijks afbranden en de daar aanwezige biomassa [6]. In dit getal schuilt een grote onzekerheid omtrent de volledigheid van de verbranding en de verkolingsfractie. In elk geval is de accumulatie van biomassa en koolstof in de bodem die nog resteert na aftrek van dit verlies door brand, heel gering ten opzichte van de totale circulerende flux van circa 50 Pg C per jaar.

Bij een evenwicht (dus nulgroei) op mondiale schaal zal er echter toch steeds sprake zijn van een aanzienlijke groei, in de orde van $2 \text{ tot } 7 \text{ Pg C}$ per jaar, in al die delen van de biosfeer samen, die dit jaar niet door brand worden geteisterd. De totale Netto Biosfeer Opname (NBU, Net Biosphere Uptake) is dan circa nul, terwijl de totale Netto Ecosysteem Productie (NEP) $2 - 7 \text{ Pg C}$ per jaar bedraagt.

Tijdens het maximum van de laatste ijstijd, zo'n 18000 jaar geleden, was de hoeveelheid biomassa in de vegetatie en bodem minder dan de helft van wat die nu is [7]. Er moet dus sinds die tijd een aanzienlijke aangroei (NBU > 0) hebben plaatsgevonden. De snelheid van aangroei is volgens Schlesinger [8] nooit sneller geweest dan $0,3 \text{ Pg C}$ per jaar, maar zelf sluit ik niet uit dat in de relatief korte overgangperiode van ijstijd naar interglaciaal een veel snellere aangroei heeft plaatsgevonden, vooral omdat toen het atmosferisch CO_2 -gehalte ook snel gestegen is.

De bron van CO_2 moet in die tijd gelegen hebben in de veranderde oceaancirculatie.

DE BIOSFEER ONDER INVLOED VAN CO_2

CO_2 is met zijn atmosferisch gehalte van 0,03% een sporegas. Toch moeten de landplanten uit dit uiterst verdunde luchtmengsel alle CO_2 voor hun groei zien te verkrijgen. Het is dan ook niet verwonderlijk dat verrijking van de atmosfeer met CO_2 tot een aanzienlijke stimulering van de groei leidt [9]. Alleen bij een ernstig tekort aan nutriënten zoals fosfaat of stikstof treedt geen onmiddellijke groeibevordering op. Toch is ook dan waarschijnlijk dat op een termijn langer dan enkele jaren de produktie toch nog wordt gestimuleerd door een betere doorworteling, een stimulering van het bodemleven en een stimulering van de stikstofbinding [10]. De behoefte van planten aan water voor verdamping is bijzonder groot, en dat komt

door de inwendige natte structuur van bladeren. CO_2 kan alleen worden opgenomen bij gelijktijdig verlies aan water door verdamping. Daardoor is het totale waterverlies van planten honderden malen groter dan hun eigen drooggewicht. Bij een hoger CO_2 -gehalte komt deze verhouding wat gunstiger te liggen, en kan ofwel de groei hoger worden zonder groter waterverlies, ofwel dezelfde groei worden gerealiseerd bij een lagere verdamping [11].

Alles bij elkaar leidt de wereldwijde stimulering van de plantegroei door verhoogd CO_2 hoogstwaarschijnlijk tot een extra vastlegging van koolstof in de biosfeer in de orde van $1 - 2 \text{ Pg C j}^{-1}$. In termen van tijd betekent dit een uitstel van de stijgende CO_2 curve met ongeveer tien jaar [5].

Naast dit fysiologische CO_2 -effect bestaat er ook het veel moeilijker in te schatten effect van de klimaatsverandering zelf, voor zover die al werkelijk plaatsvindt. Stijging van temperatuur zal op korte termijn leiden tot afgifte van CO_2 door verhoogde bodemademhaling [12], maar op langere termijn kan de stimulering van de groei overheersen [10]. De klimatologische effecten zullen in elk geval regionaal sterk verschillen.

CO_2 ONDER INVLOED VAN DE BIOSFEER

Het tempo waarin de regenwouden worden gekapt neemt jaar op jaar toe. Dit betekent een groot verlies aan natuurlijke hulpbronnen en aan ecologische diversiteit. Bovendien komt hierbij ook een aanzienlijke stroom aan CO_2 in de atmosfeer vrij ($1 - 2 \text{ Pg C j}^{-1}$). De grootte van deze stroom is 20 - 40 % van die van de verbranding van fossiele brandstoffen, en dus zeker van betekenis.

Het probleem is echter nog veel ernstiger wat betreft het verlies aan ecologische waarde, dan wat betreft de CO_2 -uitstoot, juist omdat we op deze aarde maar een beperkte hoeveelheid tropisch regenwoud hebben. Bij volledig verdwijnen van de regenwouden zullen we een onherstelbaar verlies hebben geleden in termen van natuurwaarde, maar de uitstoot door verbranding van kolen en olie zal dan nog steeds doorgaan en in totaal een veel grotere hoeveelheid betreffen dan die uit de bossen is vrijgekomen.

Kwantitatief wordt de 'ontbossings'- CO_2 door middel van het CO_2 -bemestingseffect waarschijnlijk elders in de biosfeer grotendeels weer vastgelegd. Hierop wijzen ook de berekeningen van Tans, Fung en Takahashi [13], die geheel los van de voorgaande fysiologische beschouwingen tot dezelfde conclu-



sie leiden. Zij hebben uitsluitend gewerkt met de gradiënten in de waargenomen CO₂-concentraties in de atmosfeer en luchtstromingen en vonden dat er op het noordelijke halfrond een zeer grote absorptie van CO₂ moet plaatsvinden.

De grote stroom aan koolstof door de biosfeer zou eigenlijk door de mens moeten worden afgetapt. We doen dat nu natuurlijk al in de landbouw, maar als we ook voor onze energievoorziening van de plantengroei gebruik willen gaan maken, moeten we ons realiseren dat we het over geweldig grote stromen hebben. Uit een eerder artikel in dit blad [14] blijkt dat de oppervlaktedichtheid van het energiegebruik in ons land zo groot is, dat we op eigen bodem echt niet in onze energiebehoefte zullen kunnen voorzien, ook al zal er wel enige energie uit biomassa gewonnen kunnen worden.

Is het dan misschien zo dat we onze CO₂-productie hier kunnen compenseren door elders bossen aan te planten? Indien de oppervlaktes groot genoeg zijn, zal dat tijdelijk voor een deel wel kunnen, maar waar het eigenlijk om gaat is de totale injectie van fossiele CO₂ in het atmosfeer-biosfeer systeem te verminderen. Dat kan uiteraard worden bereikt door het verbruik van fossiele brandstoffen zelf omlaag te brengen: door bezuiniging, en door overschakelen op CO₂-neutrale energie. Dat we dan moeten

denken aan zon- en windenergie in het algemeen en aan biomassa in het bijzonder lijkt evident.

Verminderen van CO₂-emissie zou trouwens ook moeten inhouden dat we wat beter op onze eigen veengraslanden letten als bron van CO₂. Door lage slootpeilen is de beluchting van het veen, dat in het verleden onder drassige omstandigheden is gevormd, zo sterk geworden dat er jaarlijks een verlies door oxidatie optreedt van circa 2 mm [15], van dezelfde orde van grootte als jaarlijks per oppervlakte-eenheid in een bos zou kunnen bijgroeien in de vorm van hout. De ondergrondse vastlegging of afbraak van organische stof is zeker zo belangrijk voor de koolstofvastlegging als de goed zichtbare bovengrondse groei van bomen.

Detectie van de omvang van de eventuele koolstofvastlegging in de biosfeer is niet rechtstreeks mogelijk. De moeilijkheid bestaat voor een groot deel uit de enorme heterogeniteit van vegetaties en bodem. Er zijn ter wereld nauwelijks homogener landbouwoppervlakken denkbaar dan in ons mathematische polderlandschap. Toch is het een hele toer om herhalingen van bemonsteringen van proefveldjes ter grootte van enkele vierkante meters dichter bij elkaar te krijgen dan 10% van de waargenomen biomassa. Bij natuurlijke vegetaties is dit onvergelijkelijk veel moeilijker. Wanneer we nu bedenken dat een mondiaal gemiddelde toename van bodemorganische stof met slechts 3% van de oorspronkelijke hoeveelheid reeds overeenkomt met 50 Pg C, ofwel 10 jaar fossiele emissie, dan is duidelijk dat directe waarneming geen uitsluitsel kan geven. Wel kunnen allerlei andere indirecte methoden en waarnemingen, afkomstig uit de plantenfysiologie, uit de landbouwwetenschappen, uit de isotopenfysica, uit de micrometeorologie, uit de hydrologie, uit de bodemkunde gecombineerd worden tot een 'meest waarschijnlijk beeld'. Zo'n meest waarschijnlijk beeld is in feite de kennis die in een simulatiemodel is samengevat. In het licht van de genoemde achtergrondkennis zijn de resultaten van het model begrijpelijk, en daarom houd ik het er voorlopig op dat de biosfeer enerzijds verliest door ontbossing, maar anderzijds zeker zoveel weer opneemt door hergroei en CO₂-stimulering. Het is echter niet zo dat met zo'n model het laatste woord nu gesproken is. Uit een nauwkeurige analyse van de basisgegevens blijkt dat er nog grote onzekerheden liggen in dit 'meest waarschijnlijke beeld'. Het is te hopen dat het onderzoek in staat gesteld zal blijven om ook op wat langere termijn de benodigde meetreeksen te verzamelen. Naast

het aanvatten van nieuwe methodieken is ge-
duld en consistentie bij het tijdrovende waar-
nemingsonderzoek van het grootste belang,
en essentieel voor een verdere verbetering
op het terrein van de modellen.

L I T E R A T U R

- [1] J.T. Houghton., G.J. Jenkins and J.J. Ephraums (Eds), 1990. Climate Change, the IPCC scientific assessment. Cambridge University Press. Cambridge. 365 pp. ISBN 0-521-40720-6.
- [2] R.A. Berner and A.C. Lasaga, 1989. Modeling the geochemical carbon cycle. *Scientific American*, March 54-61.
- [3] W.S. Broecker and G.H. Denton, 1990. What drives glacial cycles? *Scientific American January*.
- [4] C. Covey, 1991. Credit the oceans? *Nature* 352: 196-197.
- [5] J. Goudriaan, 1990. Atmospheric CO₂, global carbon fluxes and the biosphere. In Rabbinge et al (Eds) *Theoretical Production Ecology: reflections and prospects*. Pudoc, Wageningen.
- [6] J. Goudriaan. and P.Ketner, 1984. A simulation study for the global carbon cycle, including man's impact on the biosphere. *Climatic Change* 6: 167-192.
- [7] J.M. Adams, H. Faure, L. Faure-Denard, J.M. McGlade and F.I. Woodward, 1990. Increases in terrestrial carbon storage from the last glacial maximum to the present., *Nature* 348: 711-714.
- [8] W.H. Schlesinger, 1990 . Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soil. *Nature* 348: 232 - 234.
- [9] B.A. Kimball, 1983. Carbon dioxide and agricultural yield: an assemblage and analysis of 430 prior observations. *Agron. J.* 75: 779- 788.
- [10] S.B. Idso, 1989. *Carbon Dioxide and Global Change: Earth in Transition*. IBR Press, Tempe, Arizona, USA.
- [11] J. Goudriaan and M.H. Unsworth, 1990. Implications of increasing carbon dioxide and climate change for agricultural productivity and water resources. In B. A. Kimball, N. J. Rosenberg, and L. H. Allen (Eds), *Impact of carbon dioxide, trace gases, and climate change on global agriculture*. ASA Special Publication no 353. Madison, WI, USA.
- [12] D.S. Jenkinson, D.E. Adams and A. Wild, 1991. Model estimates of CO₂ emissions from soil in response to global warming. *Nature* 351: 304-306.
- [13] P.P. Tans, I.Y. Fung, and T. Takahashi, 1990. Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget. *Science* 247: 1431 - 1438.
- [14] J. Goudriaan, M.J. Kropff en R. Rabbinge, 1991. Mogelijkheden en beperkingen van biomassa als energiebron. *Energiespectrum* 6: 171-176.
- [15] J. Wolf en L.H.J.M. Janssen, 1991. Beperking van de nette kooldioxyde-emissie nauwelijks mogelijk. *Landbouwkundig tijdschrift* 103(4): 25-28.