

issn 0065-3713

I N S T I T U T D ' A E R O N O M I E S P A T I A L E D E B E L G I Q U E

3 · Avenue Circulaire

B · 1180 BRUXELLES

AERONOMICA ACTA

A - N° 392 - 1995

Modélisation du cycle du carbone biosphérique
et étude du couplage biosphère-atmosphère

par

P. Friedlingstein

B E L G I S C H I N S T I T U U T V O O R R U I M T E - A E R O N O M I E

3 · Ringlaan

B · 1180 BRUSSEL

AVANT-PROPOS

“Modélisation du cycle du carbone biosphérique et étude du couplage biosphère-atmosphère” est une thèse présentée à l’Université Libre de Bruxelles (Faculté des Sciences) pour l’obtention du titre de Docteur en Sciences – mars 1995.

VOORWOORD

“Modélisation du cycle du carbone biosphérique et étude du couplage biosphère-atmosphère” is een proefschrift voorgedragen aan de Universiteit Libre de Bruxelles (Faculté des Sciences) voor het bekomen van de titel van Doctor in de Wetenschappen – maart 1995.

FOREWORD

“Modélisation du cycle du carbone biosphérique et étude du couplage biosphère-atmosphère” is a thesis submitted in fulfilment of the requirement for the PhD degree at the Université Libre de Bruxelles (Faculté des Sciences) – March 1995.

VORWORT

“Modélisation du cycle du carbone biosphérique et étude du couplage biosphère-atmosphère” ist eine Dissertation, die zur Université Libre de Bruxelles (Faculté des Sciences) für den Titel Doktor der Wissenschaften vorgestellt wurde – März 1995.

Université Libre de Bruxelles

Faculté des Sciences

**Modélisation du cycle du carbone biosphérique
et étude du couplage biosphère-atmosphère**

**Thèse présentée pour
l'obtention du grade de
Docteur en Sciences**

Pierre Friedlingstein

*C'est à la rapidité avec laquelle se
satisfait l'Esprit que se mesure l'éten-
due de sa perte.*

(Hegel)

Est-il nécessaire de rappeler l'importance de la présence d'un promoteur lors de la réalisation d'une thèse de doctorat ? J'ai eu la chance d'en avoir deux : Guy Brasseur et Roland Wollast. Je tiens à les remercier pour leur soutien inconditionnel pendant cette période.

Le bon déroulement de cette thèse s'est vu grandement facilité par l'hospitalité de l'Institut d'Aéronomie Spatiale (IAS), et par le financement de L'IR-SIA.

Mes fréquentes visites au National Center for Atmospheric Research (NCAR), au Goddard Institute for Space Studies (GISS) et à l'Université de Victoria, ont été à chaque fois d'un apport scientifique important. Je tiens à remercier ces institutions, ainsi que les divers organismes qui ont financés ces voyages (IAS, ULB, FNRS, SPPS, NCAR, GISS).

Le déroulement de cette thèse a été marqué par la présence scientifique de deux personnes qui m'ont prodigués des remarques, conseils, critiques (autant constructives que destructives). Jean-François Müller et Inez Fung ont tout deux une rigueur scientifique alliée à une acuité d'esprit, le tout subtilement pimenté par un sens de l'humour, ce qui ne gache rien. Je suis pleinement conscient de leur contribution à ce travail.

Beth Holland et Dave Schimel (du NCAR) Chris Field et Peter Vitousek (de l'Université de Stanford) n'ont jamais hésité à me faire part de leur savoir en physiologie végétale. Je leur en suis fortement reconnaissant.

Produire 300 pages de texte exemptes de faute d'orthographe, coquille, anglicisme et surtout belgicisme relève de la gageure *une fois* ! Merci à Marie Sintzoff et à Claire Granier pour avoir courageusement tenté de limiter les dégats.

L'IAS est peuplé de personnalités fortes, qui ont joué un rôle dans la réalisation de ce travail. Je pense, mais j'en oublie certainement, à Gaston Kockarts, pour avoir ponctué ma rédaction par de sages conseils; à Dominique Fonteyn et à Didier Moreau, pour les discussions de bureau, d'ordre scientifique bien sûr, mais

heureusement, également d'ordre absolument non scientifique; à Daniel Heynderickx, pour me faire partager sa passion pour L^AT_EX; à Leonardo Fedullo, pour me secourir quand mon PC décide, sans me prévenir, de ne plus écrire ma thèse; à Fernand Vandreck, pour avoir reproduit cette thèse en plein d'exemplaires; et enfin, je le cite en dernier pour mieux le mettre en évidence, merci à Arthur Simon, pour son talent irremplaçable de dessinateur.

Pour mener à bien un quelconque travail, il est toujours préférable de baigner dans un environnement social positif. Il est donc plus que temps de penser à remercier ma famille ainsi que "*la famille*". Merci à Dré pour avoir réduit le niveau sonore de Motörhead d'un ou deux décibels pendant que je rédigeais; à Anne, Pierre et aux chickens pour les restos du coeur; et à Nath, Béné, Jean-Franc, Renaud, Héloïse, ... pour les innombrables fous rires.

Enfin, merci à Anne et à Marie, pour des raisons qui n'ont pas besoin d'être explicitées tant elles sont naturelles.

Résumé

Le cycle global du carbone est actuellement sujet à des perturbations. Annuellement, l'activité anthropique conduit à l'émission d'environ 7 milliards de tonnes de carbone (Gt C) dans l'atmosphère. La conséquence directe de cette émission est une augmentation de la concentration atmosphérique de CO₂. L'accroissement annuel mesuré est de 3,2 Gt C (soit 0,4 % par an). On constate donc qu'une fraction importante du CO₂ anthropique est absorbée par le système océan-biosphère. Bien que l'océan fut généralement proposé comme le réservoir principal responsable de ce puits de CO₂, de récentes études de modélisation du cycle global du carbone ont mis en évidence l'importance de la biosphère continentale dans le bilan contemporain du CO₂.

Nous avons développé un modèle global de la biosphère appelé *SLAVE* (Scheme for Large-scale Atmosphere Vegetation Exchange). Ce modèle calcule, à une résolution spatiale de 5° × 5°, la distribution de neuf types de végétations, tient compte des régions exploitées par l'homme, et estime, à partir de variables climatiques, le cycle saisonnier du carbone au sein de la biosphère.

Le schéma estimant la végétation est fondé sur des corrélations entre les distributions observées de neuf types de végétations (forêt tropicale sempervirente, forêt tropicale saisonnière, savane, steppe, forêt caducifoliée tempérée, forêt de conifères, toundra, désert et glace) et de deux variables climatiques (précipitation et température). Nous avons développé des relations empiriques entre les distributions spatiales de chaque type de végétation et des deux variables climatiques.

SLAVE simule également le bilan hydrique du sol, la distribution du carbone dans six réservoirs biosphériques (fractions herbacée et ligneuse contenues dans la végétation, la litière et le sol), les flux de carbone entre ces réservoirs et les échanges de CO₂ entre la biosphère et l'atmosphère. Ces flux et réservoirs sont fonction des variables climatiques mensuelles et des types de végétations. Ils sont ensuite pondérés par le contenu en eau et en nutriments du sol et par la concentration atmosphérique de CO₂.

Les grandeurs générées par le modèle sont validées via différentes observations (distribution observée de la végétation, estimations globales et mesures locales des flux et réservoirs de carbone, distribution observée du CO₂ atmosphérique).

Le but principal de ce travail est d'utiliser le modèle *SLAVE* afin d'étudier d'importantes questions relatives au cycle du carbone. La principale concerne le bilan contemporain du CO₂ et le rôle potentiel de la biosphère. Dans cette optique, il est crucial de comprendre les perturbations de l'activité biosphérique consécutives à l'activité humaine (augmentation de la concentration atmosphérique de CO₂ et de la déposition au sol d'azote d'origine anthropique, changement climatique). En utilisant des séries temporelles (de 1850 à nos jours) de la concentration de CO₂, de la déposition d'azote et de la variabilité du climat, *SLAVE* estime l'évolution des flux et réservoirs de carbone pendant cette période. La combinaison de ces perturbations induit un flux net de CO₂ de l'atmosphère vers la biosphère, les distributions spatiales et géographiques de ce puits sont compatibles avec certaines contraintes globales du cycle du carbone.

Nous calculons la réponse de la biosphère aux scénarios de concentrations futures de CO₂ proposés par l'Intergovernmental Panel on Climate Change. En combinant les estimations de *SLAVE* à celles obtenues via un modèle inverse du cycle du carbone océanique, nous sommes à même de simuler les émissions anthropiques futures qui conduiraient à un profil de concentration de CO₂ donné.

Enfin, *SLAVE* est également utilisé pour étudier les changements de la végétation et de l'activité biosphérique sur des échelles de temps plus longues. Par exemple, nous estimons la distribution des types de végétations ainsi que le contenu en carbone de la biosphère durant le dernier maximum glaciaire, il y a 18.000 ans.

Samenvatting

De globale koolstofcyclus van de Aarde wordt heden beïnvloed door storingen. Elk jaar wordt door menselijke activiteiten ongeveer 7 miljard ton koolstof (Gt C) geloosd. Ten gevolge daarvan stijgt de CO₂ concentratie met een snelheid van 3,2 Gt C per jaar (0,4 % per jaar). Een groot deel van de antropogene CO₂ wordt opgeslorpt door het oceaan-biosfeersysteem. Alhowel gewoonlijk gesuggereerd wordt dat het grootste deel van de antropogene CO₂ wordt opgenomen door de oceaan, hebben recente modelberekeningen een nieuw licht geworpen op de rol van de aardse biosfeer in het huidige CO₂ budget.

In deze context, hebben we een globaal geografisch gerefereerd biosferisch model ontwikkeld : *SLAVE* (Scheme for Large-scale Atmosphere Vegetation Exchange). Dit model voorspelt op een rooster met een resolutie van 5° × 5°, de globale verdeling van negen natuurlijke vegetatietypes, het beschouwt door de mens beheerde gebieden en het berekent de seizoenscyclus van de voornaamste biosferische koolstof- en nutriëntpools en fluxen veroorzaakt door de klimaatsveranderingen.

Het vegetatieschema is gebaseerd op correlaties tussen waargenomen verdelingen van negen vegetatietypes (groenblijvend tropisch oerwoud, seizoensafhankelijk tropisch woud, savanne, grasland- en struikgewas, gematigd loofbos, naaldbos, toendra, woestijn en half-woestijn, en permanent ijs) en twee klimaatsveranderlijken (neerslag en temperatuur). Empirische betrekkingen tussen de ruimtelijke verdeling van elk van de negen natuurlijke vegetatietypes en de twee klimaatsveranderlijken werden ontwikkeld.

SLAVE berekent eveneens het grondwaterbudget en de verdeling van koolstof in zes opslagmogelijkheden (kruid- en houtachtig materiaal in de plantenmassa, de humuslaag en de bodem) en de voornaamste CO₂ fluxen tussen deze opslagmogelijkheden en de atmosfeer (netto primaire productie, bladval, humus en bodem respiratie). Deze pools en fluxen zijn functie van de maandelijkse klimaatsveranderlijken en van de vegetatietypes. Zij op hun beurt geregeld door de water- en nutriëntinhoud van de grond en de CO₂ concentratie in de atmosfeer.

Het model wordt bevestigd op verschillende wijzen (waargenomen vegetatieverdeling, globale schattingen en lokale metingen van koolstoffluxen en pools en de waargenomen verdeling van atmosferische CO₂).

Het voornaamste doel van het werk is de behandeling van de belangrijke problemen van de globale koolstofcyclus. De belangrijkste kwestie is het begrijpen van de verstoring van de biosferische activiteit ten gevolge van door de mens veroorzaakte klimaatwijzigingen, de atmosferische CO₂ concentratie en de afzetting van stikstof op het land. *SLAVE* simuleert de wijzigingen in de biosferische pools en fluxen gedurende het industriële tijdperk, door gebruik te maken van tijdreeksen van klimaatwijzigingen, CO₂ concentraties en stikstof afzetting. Een inzicht wordt bekomen van de bijdrage van de biosfeer in het globale koolstofbudget.

De reactie van de biosfeer op mogelijke toekomstige CO₂ concentraties, zoals voorgesteld in de scenarios van het Intergovernmental Panel on Climate Change, worden berekend. Het gebruik van een inversocean model, samen met de resultaten van *SLAVE*, laat toe die toekomstige antropogene emissies van CO₂ te simuleren, welke leiden tot een gegeven CO₂ concentratie.

Tenslotte wordt *SLAVE* ook gebruikt om veranderingen in de vegetatie en de biosferische activiteit over langere periodes te onderzoeken. Zo bijvoorbeeld wordt de toestand gedurende het Laatste Ijstijdmaximum (18.000 jaar geleden) nagegaan.

Abstract

The global carbon cycle is currently subject to perturbations. Every year, human activities release about 7 billion tonnes of carbon (Gt C). As a result, the atmospheric CO₂ concentration is increasing at a rate of 3.2 Gt C per year (0.4 % per year). A large fraction of the anthropogenic CO₂ is therefore absorbed by the ocean–biosphere system. Although the ocean has been generally suggested to be the major anthropogenic CO₂ sink, recent developments in global carbon cycle modeling highlighted the importance of the terrestrial biosphere in the present-day CO₂ budget.

In that context, we developed a global geographically referenced biospheric model called *SLAVE* (Scheme for Large-scale Atmosphere Vegetation Exchange). This model predicts on a 5° × 5° resolution grid the global distribution of nine natural vegetation types, considers the human managed areas, and calculates the seasonal cycle of the main biospheric carbon and nutrients pools and fluxes from climatic variables.

The vegetation scheme is based on correlations between observed distributions of nine vegetation types (evergreen tropical forest, seasonal tropical forest, savanna, grassland and shrubland, temperate deciduous forest, coniferous forest, tundra, desert and semi-desert, and perennial ice) and two climatic variables (precipitation and temperature). Empirical relationships between the spatial distribution of each of the nine natural vegetation types and the two climatic variables have been developed.

SLAVE computes also the soil water budget, the distribution of carbon in six pools (herbaceous and woody materials in phytomass, litter and soil), and the main CO₂ fluxes between these pools and the atmosphere (Net Primary Production, litterfall, litter and soil respiration). These pools and fluxes are function of monthly climatic variables and vegetation types; they are in turn modulated by the water and nutrient status of the soil and CO₂ concentration in the atmosphere.

The model is validated by different ways (observed vegetation distribution, global estimates as well as local measurements of carbon fluxes and pools, observed distribution of atmospheric CO₂).

The main purpose of the model is to address important questions related to the global carbon cycle. The major issue is to understand the perturbation of the biospheric activity due to the human-induced changes in climate, atmospheric CO₂ concentration and atmospheric nitrogen deposition on land. Using time series of climate variability, CO₂ concentration and nitrogen deposition, *SLAVE* simulates the changes of the biospheric pools and fluxes over the industrial period. The possible biospheric contribution to the global carbon budget can be assessed.

We calculate the response of the biosphere to future atmospheric CO₂ concentrations using Intergovernmental Panel on Climate Change stabilization scenarios. The use of an inverse oceanic carbon model, combined with the results from *SLAVE* allows us to simulate the future anthropogenic CO₂ emissions which would lead to a given atmospheric CO₂ concentration profile.

Finally, *SLAVE* is also used to explore changes of vegetation and biospheric activity over longer time scales. For example, we investigate the state of the terrestrial biosphere during the Last Glacial Maximum, 18,000 years ago.

Zusammenfassung

Der gesamte Kohlenstoffzyklus erleidet zur Zeit Störungen. Jedes Jahr werden durch menschliche Tätigkeiten ca. 7 Milliarden Tonnen Kohlenstoff (Gt C) in die Atmosphäre freigelassen. Dies hat eine Erhöhung der atmosphärischen CO₂-Konzentration um jährliche 3,2 gt C (oder 0,4 % im Jahr) zur Folge. Somit ist feststellbar, dass ein bedeutende Anteil des anthropogenen CO₂ von dem System Ozean-Biosphäre absorbiert wird. Obwohl im allgemeinen der Ozean als Hauptaufnahmebehälter für diese CO₂-Mengen betrachtet wurde, ergab sich aus jüngeren Modellstudien des gesamten Kohlenstoffzyklus die beträchtliche Bedeutung der kontinentalen Biosphäre in heutigen CO₂-Haushalt.

Wir haben ein Gesamtmodell der Biosphäre unter dem Namen *SLAVE* entwickelt (Scheme for Large-scale Atmosphere Biosphere Exchange). Dieses Modell errechnet bei einer Raumauflösung von 5° × 5° die Verteilung von neuen Vegetationsarten, berücksichtigt die vom Menschen ausgebeuteten Regionen und schätzt aufgrund klimatisch bedingter Variablen den jahreszeitlichen Zyklus der wichtigsten biosphärischen Kohlenstoff- und Nährstoffreserven und -strömungen.

Das Pflanzenweltschema gründet sich auf Übereinstimmungen zwischen den festgestellten Verteilungen von neuen Vegetationsarten (immergrüner Tropenwald, jahreszeitlicher Tropenwald, Savanne, Steppe, temperierter Laubwald, Nadelwald, Tundra, Wüste und Eis) und zwei klimatisch bedingten Variablen (Niederschläge und Temperatur). Empirische Beziehungen wurden zwischen der räumlichen Verteilung jeder Vegetationsart und den beiden klimatischen Variablen entwickelt.

SLAVE simuliert ebenfalls den Wasserhaushalt im Boden, die Kohlenstoffverteilung in sechs biosphärischen Speichern (Gras und Holzmaterial in der Pflanzenmasse, der Streu und dem Boden), die Kohlenstoffströmungen zwischen diesen Speichern sowie den CO₂-Austausch zwischen Biosphäre und Atmosphäre. Diese Strömungen und Speichern ändern sich mit den monatlichen Klimavariablen und Vegetationsarten. Sodann werden sie nach Wassergehalt, Bodennährstoffen und atmosphärischer CO₂-Konzentration gewichtet.

Die mit dem Modell errechneten Werte werden sodann durch eine Reihe von Beobachtungen bestätigt (beobachtete Pflanzenverteilung, Gesamtschätzungen und örtliche Messungen von Kohlenstoffströmungen und -speichern, beobachtete Verteilung des atmosphärischen CO₂).

Hauptziel dieser Arbeit besteht darin, mit Hilfe des *SLAVE*-Modells wichtige Fragen im Zusammenhang mit dem Kohlenstoffzyklus zu untersuchen. Hauptthema ist dabei der heutige CO₂-Haushalt und die etwaige Rolle der Biosphäre. In diesem Zusammenhang ist es entscheidend, zu verstehen, welche Störungen anthropogene Tätigkeiten in der biosphärischen Aktivität auslösen (Erhöhung der atmosphärischen CO₂-Konzentration und der Bodenschicht von Stickstoff menschlichen Ursprungs, Klimawechsel). Unter Einsatz von Zeitserien (von 1850 bis heute) der CO₂-Konzentration, der Stickstoffschicht auf dem Boden und der Klimaänderungen schätzt *SLAVE* die Entwicklung der Kohlenstoffströmungen und -speicher während der betreffenden Periode. Die kombinierten Störungen ergeben eine Netto-CO₂-Strömung von Atmosphäre in Richtung Biosphäre, wobei die räumlichen und geographischen Verteilungen dieser Speicher mit gewissen Gesamtauflagen des Kohlenstoffzyklus vereinbar sind.

Wir berechnen die Gegenwirkung der Biosphäre auf die zukünftigen vom Intergovernmental Panel on Climate Change vorgeschlagenen Szenarien von CO₂-Konzentrationen. Indem wir die *SLAVE*-Schätzungen mit denen unter Einsatz eines umgekehrten Modelles des Ozean CO₂-Zyklus kombinieren, können wir die zukünftigen anthropogenen Emissionen, die ein gegebenes CO₂-Konzentrationsprofil zur Folge hätten, simulieren.

Des Weiteren wird *SLAVE* ausserdem benutzt, um die Änderungen der Vegetation und der biosphärischen Aktivität für längere Zeitspannen zu untersuchen. So schätzen wir z.B. die Verteilung der Pflanzenarten sowie den Kohlenstoffinhalt der Biosphäre während des letzten glazialen Maximums vor 18.000 Jahren.

Note

Pour des raisons de publication, les figures en couleur sont réunies à la fin de chaque section. Dès lors, une discontinuité dans le renvoi aux figures peut apparaître dans le texte. Afin d'attirer l'attention du lecteur, les renvois à ces figures en couleur sont typographiés en *italique*.

Table des Matières

Introduction	i
I Le cycle du carbone	1
1 Rôle du CO ₂ dans le système climatique	3
2 Cycle naturel	18
2.1 L'atmosphère	21
2.2 L'océan	26
2.3 La biosphère	33
3 Activités humaines	37
3.1 Emissions anthropiques	37
a) Combustion d'énergie fossile	37
b) Déforestation	39
3.2 Conséquence atmosphérique	43
3.3 Rétroaction océanique	48
4 Bilan contemporain du CO ₂	50

II	Le modèle <i>SLAVE</i>	57
1	Approche générale et architecture	59
2	Modèle bioclimatique	64
3	Bilan Hydrique	87
4	Carbone biosphérique	93
4.1	Phytomasse	93
4.2	Litière	97
4.3	Sol	101
4.4	Flux net	101
5	Cycle de l'azote	102
5.1	Azote organique	102
5.2	Azote minéral potentiel	103
5.3	Azote minéral disponible	103
6	Effet de fertilisation	105
III	Le monde selon <i>SLAVE</i>	113
1	Introduction	115
2	Végétation	116
3	Carbone : validation au sol	127
3.1	Estimation Globale	129
3.2	Distribution spatiale et temporelle	135
3.3	Validation locale	151

4	CO ₂ : validation atmosphérique	156
IV Applications		171
1	Avant : cycle du carbone à l'âge glaciaire	173
1.1	Introduction	173
1.2	Une première estimation	174
1.3	Une estimation de l'incertitude	177
	a) Outils utilisés	178
	b) Résultats	180
1.4	Conclusions	192
2	Pendant : biosphère et puits manquant	201
2.1	Effet de fertilisation	202
	a) Méthodologie	202
	b) Distributions géographiques	204
	c) Implications pour le cycle du carbone	208
2.2	Effets combinés de CO ₂ , azote et variabilité climatique	213
	a) Méthode	213
	b) Résultats préliminaires	218
2.3	Conclusions	222
3	Après : émissions futures de CO ₂	225
V Conclusions Générales		233

Bibliographie	239
A Version du modèle dépendante du temps	263
B Revue des modèles biosphériques	269
C Liste des abréviations	277

Introduction

La concentration atmosphérique du dioxyde de carbone (CO_2) augmente d'année en année. A l'époque pré-industrielle, cette concentration était d'environ 280 ppmv⁽¹⁾. A l'heure actuelle, elle est proche de 360 ppmv.

Cette croissance est due à l'activité humaine. En effet, environ 80% de la production énergétique mondiale provient de la combustion d'énergie fossile (charbon, pétrole et gaz). Ce processus de combustion entraîne, entre autres, une émission de CO_2 dans l'atmosphère. Durant la dernière décennie, environ 5.5 GtC⁽²⁾ ont ainsi été injectés chaque année dans l'atmosphère.

A cette source d'origine technologique, s'ajoute une source, plus faible, due à la déforestation. En effet, cette activité entraîne l'émission vers l'atmosphère de carbone préalablement stocké dans la biomasse. Les flux de CO_2 liés à la déforestation, bien que moins bien quantifiés, sont estimés à 1.1 GtC par an.

La croissance du CO_2 dans l'atmosphère n'est pas sans conséquence. Ce gaz est transparent à la radiation solaire visible et ultra-violette mais absorbe une fraction non négligeable du rayonnement infra-rouge terrestre. Une élévation de sa concentration est donc susceptible d'affecter le bilan radiatif du système terrestre et d'induire des modifications climatiques. Les modèles climatiques s'accordent généralement pour prédire qu'une élévation de la teneur en CO_2 de l'atmosphère entraîne une élévation de la température à la surface de la Terre ainsi qu'une augmentation des précipitations. Les conséquences possibles de ce réchauffement global sont multiples (élévation du niveau de mers, augmentation de la probabilité cyclones tropicaux, perturbation des écosystèmes, modification des rendements agricoles,...).

L'accroissement de CO_2 actuellement mesuré dans l'atmosphère est de 3.2 GtC par an, soit un peu plus de la moitié de la quantité émise par l'homme. La fraction restante est donc absorbée par le système terrestre (océan et biosphère continentale) via des processus physiques et chimiques.

⁽¹⁾1 ppmv = 1 partie par million volumique.

⁽²⁾1 GtC = 1 milliard de tonnes de carbone.

L'estimation de la concentration future du CO₂ atmosphérique et, surtout, de son impact sur le système climatique terrestre nécessitent donc impérativement une bonne compréhension du cycle du carbone, des échanges de CO₂ entre les différents réservoirs du système terrestre (atmosphère, océan, végétaux, sol, . . .) et de la réponse dynamique de ces sous-systèmes aux perturbations anthropiques.

Ces interactions ne sont, à l'heure actuelle, pas parfaitement connues. Le bilan contemporain du CO₂ est toujours énigmatique. Les rôles respectifs de l'océan et de la biosphère dans l'absorption du CO₂ atmosphérique restent des sujets à controverse.

Le milieu océanique, principal réservoir de carbone susceptible de réagir à la perturbation anthropique, est depuis plusieurs décennies, l'objet d'études tant expérimentales que théoriques. Des modèles complexes sont actuellement en mesure d'estimer avec probablement une bonne précision la réponse de l'océan à l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère.

Par contre, les études relatives au cycle du carbone actuel au sein de la biosphère continentale sont dans un état nettement plus embryonnaire. La complexité des processus biogéochimiques ainsi que l'hétérogénéité du milieu biosphérique sont certainement en partie responsable de ce retard scientifique.

Jusqu'il y a peu, il était communément admis que l'atmosphère et l'océan se partageaient le CO₂ d'origine fossile, la biosphère ne jouant qu'un rôle secondaire dans le cycle perturbé du carbone. En fait, on supposait que la biosphère était à l'équilibre vis-à-vis de ses échanges de CO₂ avec l'atmosphère. Depuis quelques années, il est apparu que cette hypothèse n'était vraisemblablement pas correcte. Des informations globales, géographiques, isotopiques, . . . montrent, cependant, que la biosphère est également un acteur principal dans le bilan contemporain de CO₂.

Le but de ce travail est d'estimer le rôle joué par la biosphère dans le cycle global du carbone et, en particulier, dans l'évolution observée du CO₂ atmosphérique. A cet effet, nous avons entrepris de développer un modèle global du

cycle du carbone au sein de la biosphère afin de l'appliquer à quelques questions scientifiques fondamentales.

Les objectifs visés sont, d'abord de représenter les caractéristiques principales de l'activité biosphérique, à savoir la distribution des grands types de végétations, les différents flux et réservoirs biosphériques de carbone et d'azote,...

Ensuite, nous utilisons ce modèle pour étudier la réponse de la biosphère à des perturbations d'origine naturelle (glaciation) ou humaine (élévation du CO₂ atmosphérique). Nous porterons une attention particulière à la contribution possible de la biosphère dans le bilan actuel de CO₂.

Ce travail est divisé en quatre parties. Le premier chapitre exposera en détail les concepts évoqués dans cette introduction, en particulier :

- le rôle du CO₂ dans le bilan radiatif de la Terre;
- les conséquences climatiques possibles d'une élévation de la concentration atmosphérique de CO₂;
- le cycle naturel du carbone au sein du système atmosphère-océan-biosphère;
- les perturbations de ce cycle par l'activité humaine;
- le bilan contemporain du CO₂ et le problème important du puits manquant de CO₂.

Le modèle biosphérique que nous avons développé sera présenté au chapitre II ⁽³⁾. Ce modèle possède une résolution spatiale de 5° × 5° et une résolution temporelle de un mois. Il calcule la distribution de neuf types de végétations, différencie six réservoirs de carbone dans la biosphère, estime les flux de carbone entre ces réservoirs, le flux net de CO₂ entre la biosphère et l'atmosphère, et enfin calcule les limitations des écosystèmes en eau et en nutriments,...

Au troisième chapitre, les principales grandeurs estimées par ce modèle seront comparées aux données disponibles. La validation se fera grâce à des

⁽³⁾ainsi qu'en l'annexe A.

estimations globales des superficies et contenus en carbone des principaux écosystèmes, des données de terrain locales, des informations spatiales globales, et des mesures de la variabilité de la concentration atmosphérique en CO₂.

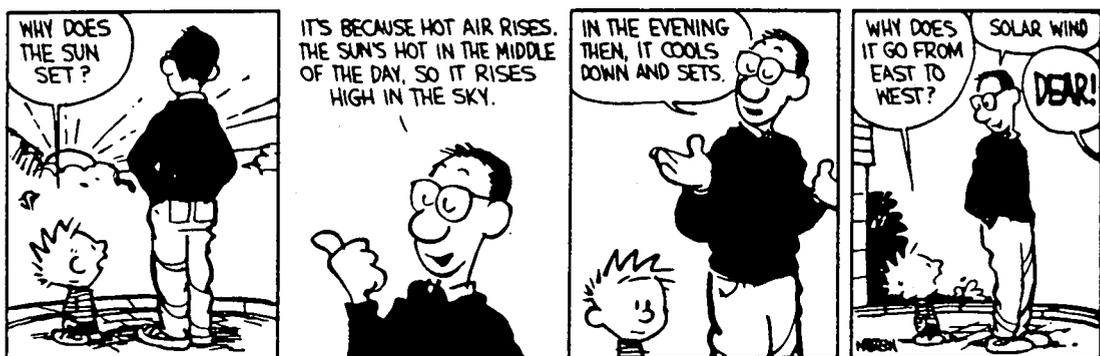
Le chapitre IV présentera trois questions importantes liées au cycle du carbone :

- l'étude des transitions glaciaires-interglaciaires;
- le bilan contemporain du CO₂ et le rôle potentiel de la biosphère comme puits de CO₂;
- les relations entre la concentration de CO₂ future et les futures émissions de CO₂ anthropique.

Ces problèmes sont étudiés à l'aide du modèle que nous avons développé.

Chapitre I

Le cycle du carbone



1 Rôle du CO_2 dans le système climatique

Le soleil est le principal pourvoyeur d'énergie du système terrestre. Environ 30 % du rayonnement solaire intercepté sont directement réfléchis par l'atmosphère, la fraction restante est absorbée par l'atmosphère (20 %) et par la surface terrestre (50 %). En réaction, le système Terre-atmosphère émet un rayonnement infra-rouge, dont les caractéristiques dépendent de sa température (Loi de Stefan-Boltzmann, membre de droite de l'équation I.1 ci-dessous). La température du système terrestre s'ajuste de manière à ce que les flux entrant (solaire) et sortant (terrestre) s'équilibrent (figure I.1).

En supposant qu'il n'y ait pas d'atmosphère (ou en la supposant transparente au rayonnement), on peut établir un bilan radiatif simplifié du système terrestre en égalant rayonnement solaire incident et rayonnement infra-rouge émis par la Terre :

$$\pi R^2(1 - A)S = 4\pi R^2\sigma T_e^4 \quad (I.1)$$

où R est le rayon terrestre, A l'albédo de la terre, S la constante solaire, σ la constante de Stefan-Boltzmann, et T_e la température radiative effective de la Terre.

On peut aisément déduire T_e de cette relation d'équilibre radiatif. Pour un albédo planétaire moyen de 0.3, et une constante solaire de 1367 W m^{-2} , on obtient une température radiative effective de 255 K, soit -18 °C [*Ramanathan, 1987; Peixoto and Oort, 1992*]⁽¹⁾.

La température moyenne de surface de la terre, T_s , est d'environ 288 K, et donc manifestement supérieure à T_e . Cette différence est due à la présence, dans l'atmosphère, de gaz tels que la vapeur d'eau, le gaz carbonique et l'ozone principalement, qui absorbent et réémettent le rayonnement infra-rouge terrestre.

⁽¹⁾Cette température peut également être déduite des données obtenues par satellites. Ces derniers peuvent mesurer le rayonnement infra-rouge émis par le système Terre-atmosphère au sommet de l'atmosphère (figure I.1). Le rayonnement mesuré, 237 W m^{-2} , donne, via la loi de Stefan-Boltzmann, la même température de 255 K. C'est la température radiative effective du système Terre-atmosphère.

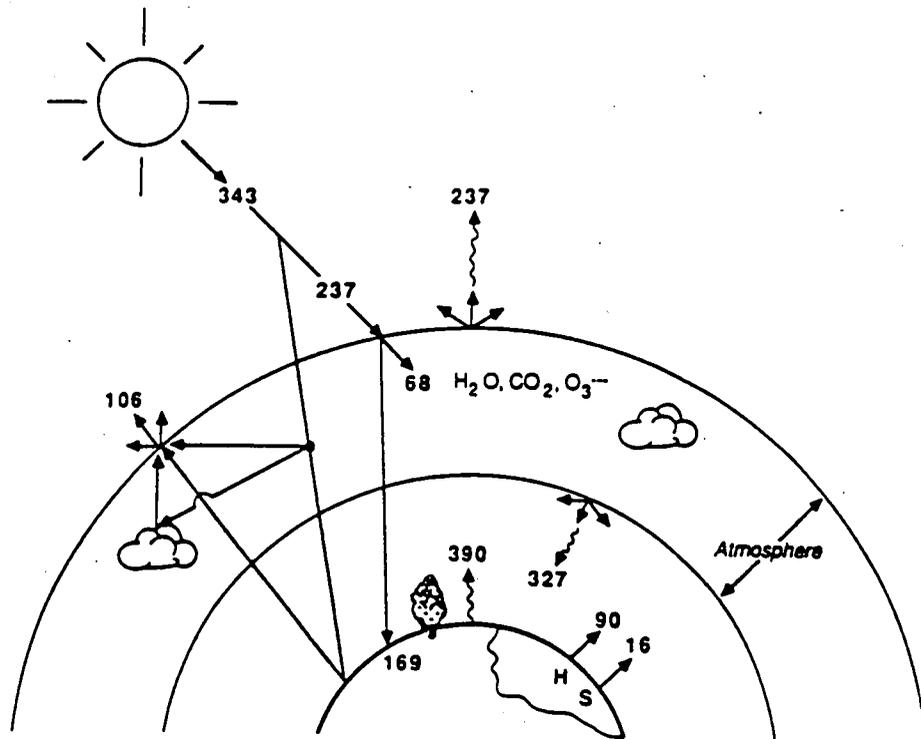


Figure I.1: Bilan énergétique du système terrestre. Les flux sont exprimés en W m^{-2} . Le rayonnement solaire incident moyen est de 343 W m^{-2} . 106 et 68 W m^{-2} sont respectivement réfléchis et absorbés par l'atmosphère, tandis que 169 W m^{-2} sont absorbés par la surface. La surface émet un flux de rayonnement infra-rouge (390 W m^{-2}), de chaleur latente (90 W m^{-2}) et de chaleur sensible (16 W m^{-2}). L'atmosphère réémet également du rayonnement infra-rouge, 327 W m^{-2} vers la surface, et 237 W m^{-2} vers l'espace [Ramanathan, 1987].

Le rayonnement absorbé par ces gaz est réémis de manière isotrope. Une fraction de ce rayonnement réémis est redirigée vers la Terre (327 W m^{-2} , figure I.1). L'équilibre radiatif est donc perturbé par l'addition dans le membre de gauche de l'équation I.1, d'un terme égal au rayonnement infra-rouge réabsorbé par la surface terrestre. Ce flux incident accru entraîne une élévation de la température de surface qui elle-même induit une augmentation du flux réémis par la surface. Finalement, un nouvel équilibre radiatif est atteint pour une nouvelle température d'équilibre de la surface terrestre, T_s .

Le processus brièvement expliqué ci-dessus est communément appelé effet de serre atmosphérique⁽²⁾, la différence ($T_s - T_e$) peut être vue comme une mesure de cet effet.

Les molécules telles que H₂O, CO₂, CH₄, O₃, N₂O, ... ont la propriété d'émettre et d'absorber de l'énergie lors de transitions entre différents modes de rotation et vibration dans lesquelles peuvent se trouver ces molécules [Goody and Yung, 1989]. La capacité d'absorption de ces molécules varie fortement avec la longueur d'onde. La figure I.2 montre le spectre d'absorption de différents gaz atmosphériques. Ces gaz sont principalement actifs dans le domaine infra-rouge. La contribution à l'effet de serre d'un gaz est fonction de son spectre d'absorption, mais également de sa concentration atmosphérique. Pour ces deux raisons, la vapeur d'eau est de loin le principal (60 à 70 %) contribuant à l'effet de serre naturel [IPCC, 1990].

H₂O est actif dans un très large domaine spectral. Dans l'infra-rouge, les principales bandes d'absorption sont les bandes de rotation (au delà de $10 \mu\text{m}$), et les bandes de vibrations (les deux bandes principales sont centrées autour de 6.3 et $2.7 \mu\text{m}$) [Goody and Yung, 1989].

Les principales bandes de vibrations du CO₂ sont situées à 15 , 4.3 , 2.7 et $2 \mu\text{m}$. CO₂ possède également une bande d'absorption à $10 \mu\text{m}$, qui, bien

⁽²⁾L'appellation "effet de serre", faisant allusion aux serres en verre utilisées en horticulture est malheureusement inappropriée. En effet, le processus physique principalement responsable du réchauffement dans une serre n'est pas l'emprisonnement du rayonnement infra-rouge par les parois, mais plus simplement l'absence de transfert convectif de chaleur vers l'extérieur.

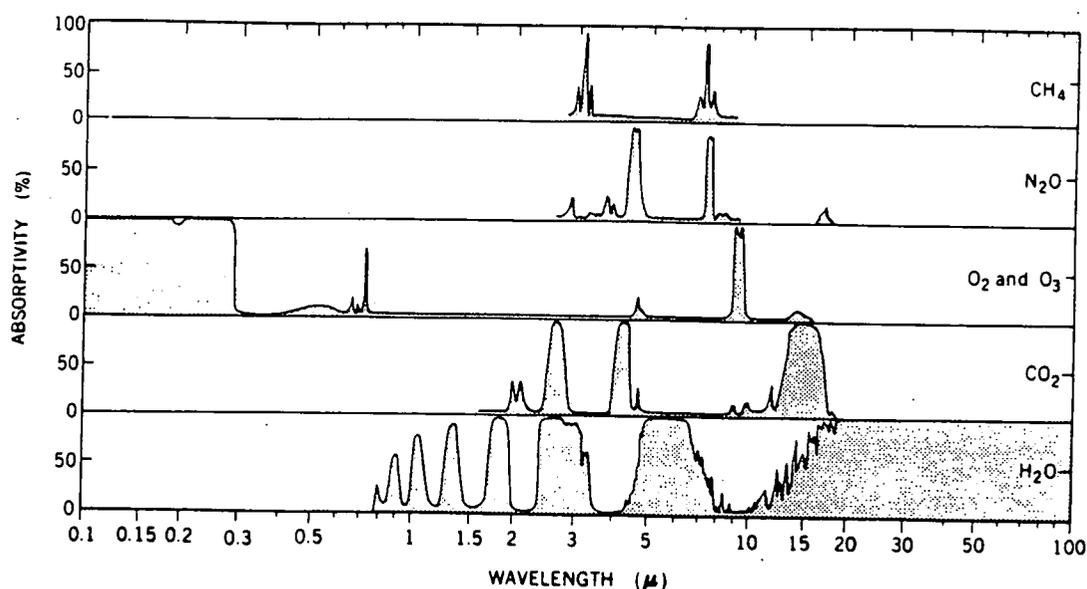


Figure I.2: Spectre d'absorption des principales molécules radiativement actives dans l'atmosphère. De haut en bas, CH₄, N₂O, O₂ et O₃, CO₂ et H₂O [Peizoto and Oort, 1992].

que nettement plus faible que les précédentes, joue un rôle radiatif important. L'atmosphère est en effet essentiellement transparente dans cette région, appelée pour cette raison "fenêtre atmosphérique" (cf. bandes d'absorption de H₂O) [Goody and Yung, 1989; Lopez-Puertas et al., 1986a; 1986b]. De ce fait, une augmentation de la concentration atmosphérique de CO₂ aura, via cette fenêtre atmosphérique, un effet important sur le bilan radiatif et donc sur le climat de la Terre.

Le constat que CO₂ et climat sont intimement liés n'est pas neuf. Le calcul de l'impact climatique de l'augmentation de la concentration d'un gaz à effet de serre, et en particulier du CO₂, est un problème scientifique déjà centenaire. Retraçons en brièvement l'histoire.

Jean Baptiste Fourier (1768–1830), mathématicien français renommé pour ses recherches sur la propagation de la chaleur, fut le premier scientifique

à suggérer que les gaz atmosphériques retiennent une partie de la chaleur émise par la Terre, et donc élèvent la température de surface. Ironiquement, il fut également vraisemblablement le premier à évoquer une analogie entre le rôle de l'atmosphère et celui des parois d'une serre.

Dès la fin du 19^{ème} siècle, le suédois *Svante Arrhenius* (1859–1927), sachant que la teneur en CO₂ de l'air était vraisemblablement croissante depuis quelques décennies à cause de la combustion du charbon, entreprit des calculs théoriques sur les conséquences climatiques d'une telle augmentation [*Arrhenius*, 1896]. Il se basa sur des mesures de la radiation infra-rouge provenant de la lune et atteignant la surface de la Terre, et des quantités estimées de CO₂ et de vapeur d'eau traversées par ce rayonnement. Il en déduisit qu'un doublement de la concentration en CO₂ provoquerait un réchauffement de l'ordre de 5 à 6 °C, que ce réchauffement serait plus important en hiver qu'en été, et plus accentué aux pôles qu'aux tropiques (tableau I.1). De plus, *Arrhenius* tint compte explicitement dans ses calculs, de l'effet amplificateur lié à l'augmentation de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère due au réchauffement.

Ces résultats sont remarquables tant ils sont proches de ceux obtenus, près d'un siècle plus tard, à l'aide des modèles climatiques les plus complexes (cf. page 12) [*IPCC*, 1990; 1992].

Quarante ans après *Arrhenius*, *Callendar* [1938] publia un article dans lequel il estima que les quelques 150.000 millions de tonnes de CO₂ émises dans l'atmosphère depuis le milieu du 19^{ème} siècle ont conduit à une augmentation de la température moyenne terrestre d'environ 0.003 °C par an. Ensuite, utilisant des mesures de température en différentes stations météorologiques, il estima que la température moyenne du globe augmentait à l'époque d'environ 0.005 °C par an. L'auteur préconisa d'attendre les vingt années suivantes pour confirmer l'existence d'un "effet de serre". Les prédictions de *Callendar* ne se réalisèrent pas : les années 1940-1960 furent marquées par un refroidissement global de la planète. *Broecker* [1975] et ensuite *Hansen et al.* [1981] suggérèrent que la variabilité naturelle du climat d'une part et l'activité volcanique d'autre part auraient, durant les années 1940–1960, provoqué un refroidissement qui aurait muselé le réchauffement provoqué par l'augmentation du CO₂.

Tableau I.1: Variations de la température de surface (°C) pour différentes bandes de latitude et pour chaque saison, causées par divers changements de la concentration atmosphérique de CO₂ (0.67, 1.5, 2, 2.5, et 3 × la concentration pré-industrielle) [Arrhenius, 1896].

Latitude.	Carbonic Acid=0.67.					Carbonic Acid=1.5.					Carbonic Acid=2.0.					Carbonic Acid=2.5.					Carbonic Acid=3.0.				
	Dec.-Feb.	March-May.	June-Aug.	Sept.-Nov.	Mean of the year.	Dec.-Feb.	March-May.	June-Aug.	Sept.-Nov.	Mean of the year.	Dec.-Feb.	March-May.	June-Aug.	Sept.-Nov.	Mean of the year.	Dec.-Feb.	March-May.	June-Aug.	Sept.-Nov.	Mean of the year.	Dec.-Feb.	March-May.	June-Aug.	Sept.-Nov.	Mean of the year.
70	-2.0	-3.0	-3.4	-3.1	-3.1	3.3	3.4	3.8	3.6	3.52	6.0	6.1	6.0	6.1	6.05	7.9	8.0	7.9	8.0	7.95	9.1	9.3	9.4	9.1	9.3
60	-3.0	-3.2	-3.4	-3.3	-3.22	3.4	3.7	3.6	3.8	3.62	6.1	6.1	5.8	6.1	6.02	8.0	8.0	7.6	7.9	7.87	9.3	9.5	8.9	9.5	9.3
40	-3.2	-3.3	-3.3	-3.4	-3.3	3.7	3.8	3.4	3.7	3.65	6.1	6.1	5.5	6.0	5.92	8.0	7.9	7.0	7.9	7.7	9.5	9.4	8.6	9.2	9.17
30	-3.4	-3.4	-3.2	-3.3	-3.32	3.7	3.6	3.3	3.6	3.52	6.0	5.8	5.4	5.6	5.7	7.9	7.6	6.9	7.3	7.42	9.3	9.0	8.2	8.8	8.82
20	-3.3	-3.2	-3.1	-3.1	-3.17	3.6	3.3	3.2	3.5	3.47	5.6	5.4	5.0	5.2	5.3	7.2	7.0	6.0	6.7	6.85	8.7	8.3	7.5	7.9	8.1
10	-3.1	-3.1	-3.0	-3.1	-3.07	3.5	3.2	3.1	3.2	3.25	5.2	5.0	4.9	5.0	5.02	6.7	6.6	6.3	6.6	6.52	7.9	7.6	7.2	7.5	7.62
0	-3.1	-3.0	-3.0	-3.0	-3.02	3.2	3.2	3.1	3.1	3.15	5.0	5.0	4.9	4.9	4.95	6.6	6.4	6.3	6.4	6.42	7.4	7.3	7.2	7.3	7.3
-10	-3.0	-3.0	-3.1	-3.0	-3.02	3.1	3.1	3.2	3.2	3.15	4.9	4.9	5.0	5.0	4.95	6.4	6.4	6.6	6.6	6.5	7.3	7.3	7.4	7.4	7.35
-20	-3.1	-3.1	-3.2	-3.1	-3.12	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	5.0	5.0	5.2	5.1	5.07	6.6	6.6	6.7	6.7	6.65	7.4	7.5	8.0	7.6	7.92
-30	-3.1	-3.2	-3.3	-3.2	-3.2	3.2	3.2	3.4	3.3	3.27	5.2	5.3	5.5	5.4	5.35	6.7	6.8	7.0	7.0	6.87	7.0	8.1	8.6	8.3	8.22
-40	-3.3	-3.3	-3.4	-3.4	-3.36	3.4	3.5	3.7	3.5	3.52	5.5	5.6	5.8	5.6	5.62	7.0	7.2	7.7	7.4	7.32	8.6	8.7	9.1	8.8	8.8
-50	-3.4	-3.4	-3.3	-3.4	-3.37	3.6	3.7	3.8	3.7	3.7	5.8	6.0	6.0	6.0	6.05	7.7	7.9	7.9	7.9	7.84	9.1	9.2	9.4	9.3	9.25
-60	-3.2	-3.3	-	-	-	3.8	3.7	-	-	-	6.0	6.1	-	-	-	7.9	8.0	-	-	-	9.4	9.6	-	-	-

Ce refroidissement inattendu s'est répercuté sur la motivation des scientifiques. Ce n'est qu'à la fin des années cinquante que se réveilla la conscience de l'impact possible de l'activité humaine sur le climat. Dans un article traitant du rôle de l'océan dans le cycle du carbone perturbé par l'homme, *Revelle and Suess* [1957] tirèrent la sonnette d'alarme en révélant l'effet tampon de l'océan dans l'absorption du CO₂ atmosphérique. Le système des carbonates dans l'océan (cf. section 2.2) joue un rôle primordial dans la cinétique de transfert du CO₂ atmosphérique vers l'océan.

En 1958, pendant l'Année Géophysique Internationale, *Charles Keeling* entreprit de mesurer, de manière continue, la concentration atmosphérique de CO₂ à Mauna Loa (Hawaii) et, ultérieurement, au Pôle Sud [Keeling, 1960].

Ces mesures révélèrent de manière indiscutable l'accroissement atmosphérique de CO₂. Nous reviendrons sur ces mesures d'une valeur inestimable à la section 3.2.

Dès le milieu des années soixante, conscients de cette inquiétante augmentation du CO₂ et du rôle radiatif de ce gaz, des chercheurs entreprirent de calculer l'impact de cette élévation sur le climat. Le test classique consistait à calculer le changement de la température de surface consécutif à un doublement de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère.

L'étude effectuée par *Arrhenius*, mentionnée précédemment, en est la première du genre. Historiquement, trois types de modèles ont été successivement développés : il s'agit des modèles de balance énergétique, des modèles radiatifs-convectifs, et des modèles de circulation générale (abrégés par EBM, RCM et GCM, respectivement)⁽³⁾. Ces trois types de modèles diffèrent principalement par les processus physiques explicitement pris en compte et ceux qui, n'étant pas résolus de manière exacte, doivent être paramétrisés [*Schlesinger*, 1985; *Dickinson*, 1986].

Les modèles de balance énergétique sont généralement des modèles ponctuels (0-D) ou uni-dimensionnels (1-D), la dimension prise en compte étant la latitude [*Budiko*, 1969; *Sellers*, 1969; *North*, 1975]. L'hypothèse de base d'un EBM est que le bilan énergétique au sol (ou au sommet de l'atmosphère dans certains modèles) est à l'équilibre. Il n'y a pas de transport vertical de masse, chaleur, ... mais bien une paramétrisation du transport d'énergie de l'équateur vers les pôles (pour les modèles 1-D). Les EBM (principalement 0-D) ont été largement utilisés pour simuler l'effet d'un doublement du CO₂ [*Möller*, 1963; *Rasool and Schneider*, 1971; *Ramanathan et al.*, 1979].

La faiblesse majeure des EBM réside dans la difficulté de caractériser le comportement de l'atmosphère à partir de la température de surface. Il s'est avéré nécessaire de calculer la réponse de l'atmosphère à la perturbation CO₂ à partir des lois physiques fondamentales. Les modèles radiatifs-convectifs, introduits

⁽³⁾ Afin de ne pas désorienter le lecteur habitué aux acronymes anglo-saxons, nous avons choisi de les conserver dans le texte plutôt que d'en introduire de nouveaux, en français, aux noms peu évocateurs. La liste de toutes les abréviations utilisées dans cet ouvrage est reprise en annexe.

par *Manabe and Wetherald* [1967], incluent une représentation de la structure verticale de l'atmosphère. De ce fait, un RCM calcule explicitement le profil vertical de température, résultant des processus radiatifs de réchauffement et de refroidissement et du transport convectif de chaleur.

L'application des RCM au problème du doublement de CO₂ a mis en évidence l'importance des différents mécanismes de rétroaction pouvant intensifier ou diminuer le réchauffement. Les rétroactions principales sont liées à l'augmentation de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère, la diminution du gradient vertical de température⁽⁴⁾, la diminution de l'albédo de la surface résultant de la fonte des neiges et des glaces, la modification de la distribution de la couverture nuageuse, l'intensification de l'activité biologique, ... (figure I.3) [*Hansen et al.*, 1981; 1984; *Schlesinger*, 1985].

De nombreux aspects du système climatique, tels que le transport de masse et de chaleur (phénomène par essence tri-dimensionnel) ou la distinction entre continents et océans (aux propriétés radiatives différentes), sont traités de manière trop simplifiée dans les modèles de balance énergétique, et sont même omis dans les modèles radiatifs-convectifs. De plus, les EBM et les RCM ne sont pas aptes à représenter les changements climatiques régionaux (à l'échelle d'un pays, d'un continent). Cette information est d'une importance scientifique réelle, mais également d'une grande importance économique et politique.

Les efforts de développement se sont donc tournés vers des modèles tri-dimensionnels de circulation générale (GCM). Un GCM peut être vu comme un modèle de prévision météorologique à l'échelle globale, qui a été adapté pour effectuer des simulations s'étendant sur des longues périodes temporelles (décennies), et dans lequel une attention spéciale a été portée à la représentation des phénomènes importants pour le climat [*Mitchell*, 1989]. Ces modèles résolvent de manière explicite les équations primitives de l'atmosphère (prognostiques et

⁽⁴⁾La température atmosphérique décroît de la surface jusqu'à la tropopause (environ 10 km d'altitude) à un taux d'environ 6 °C par km. Elle augmente ensuite avec l'altitude dans la stratosphère en raison du réchauffement causé par l'ozone. Lors d'un doublement de CO₂, la température croît dans la troposphère et décroît dans la stratosphère, entraînant une diminution du gradient thermique.

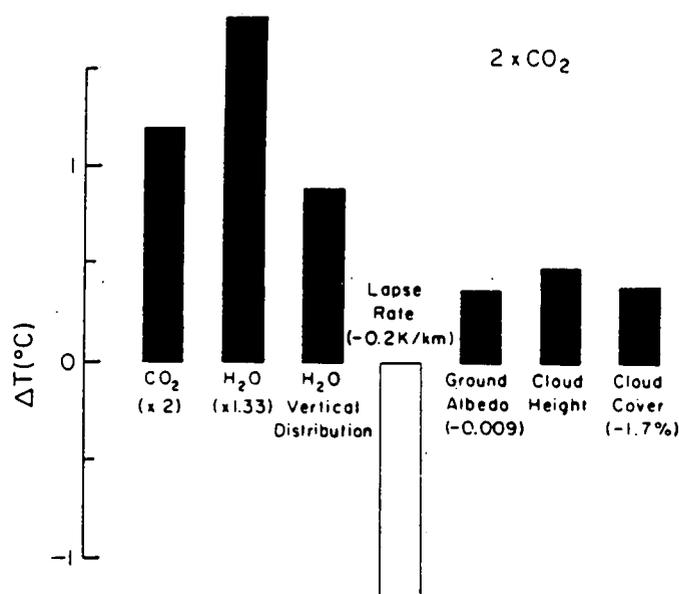


Figure I.3: Contributions de différents mécanismes de rétroaction au changement de la température de surface lors d'un doublement de CO₂ [Hansen et al., 1984].

diagnostiques), de manière à déterminer l'évolution de grandeurs physiques. Il s'agit des équations de Navier Stokes (vents), de l'équation thermodynamique (température), des lois de conservation de l'humidité et de la masse (humidité et pression de surface), de l'équation hydrostatique et de l'équation des gaz parfaits.

Le premier GCM a été développé à Princeton, au Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), par l'équipe de Syukuro Manabe [Manabe et al., 1965; Manabe and Wetherald, 1975]. Ensuite, d'autres centres de recherche développèrent également leur propre GCM, tels le Oregon State University (OSU) [Gates et al., 1981], le Goddard Institute for Space Studies (GISS) [Hansen et al., 1983], le National Center for Atmospheric Research (NCAR) [Washington and Meehl, 1983],...

Depuis lors, le nombre de GCM n'a cessé d'augmenter. Le développement des super-ordinateurs permet d'accroître la complexité de ces modèles, d'en augmenter la résolution spatiale et temporelle et de les coupler à d'autres

composantes essentielles du système terrestre telles que la biosphère [Sato *et al.*, 1989; Dickinson and Kennedy, 1992] ou les océans [Washington and Meehl, 1989; Cubasch *et al.*, 1991]. En plus de processus physiques, des schémas chimiques simples ont été introduits récemment dans quelques GCM.

Ces modèles sont généralement validés en simulant le climat présent (figures I.4 et I.5). Leur sensibilité peut être testée en simulant le climat du dernier maximum glaciaire (il y a dix huit mille ans) pour lequel on dispose de données [Manabe and Hahn, 1977; Kutzbach and Guetter, 1986; Rind, 1987]. Les GCM sont également utilisés pour simuler le climat d'équilibre résultant d'un doublement de la concentration de CO₂ [Manabe and Wetherald, 1975; Washington and Meehl, 1984; Hansen *et al.*, 1984; Wilson and Mitchell, 1987; Schlesinger and Zao, 1989] ou encore, le climat transitoire accompagnant une augmentation graduelle du CO₂ [Hansen *et al.*, 1988; Manabe *et al.*, 1992].

Des intercomparaisons de GCM portant sur certains processus sont fréquemment effectuées. Ces efforts ont porté, par exemple, sur les rétroactions climatiques [Cess *et al.*, 1989; 1991], les processus de surface [Randall *et al.*, 1989], la reproduction du climat actuel [IPCC, 1990], et l'impact climatique d'un doublement de CO₂ [Schlesinger and Mitchell, 1985; IPCC, 1990; 1992],...

Les conséquences d'une augmentation du CO₂ atmosphérique sur les grandeurs physiques telles que la température de surface et la précipitation peuvent donc être simulées. L'accord entre les différents modèles est loin d'être parfait. Néanmoins, certaines tendances générales ressortent [IPCC, 1990; 1992] et se résument comme suit. Pour un doublement de CO₂ :

- la température de la surface et de la basse atmosphère augmente tandis que la stratosphère se refroidit;
- le réchauffement moyen à la surface varie entre 1.5 et 4.5 °C;
- le réchauffement aux hautes latitudes est plus élevé que la moyenne globale en hiver, mais plus faible en été;

- aux tropiques, le réchauffement et sa variabilité saisonnière sont nettement plus faibles;
- la précipitation augmente en moyenne globale (de 3 à 15 %);
- l'étendue des mers de glace et des régions couvertes de neige diminue.

Les changements régionaux et saisonniers de la précipitation ou de l'humidité des sols sont nettement plus spéculatifs. Ils dépendent fortement des paramétrisations adoptées dans les GCM pour rendre compte de processus encore insuffisamment compris, tels que la formation des différents types de nuages. C'est pourquoi, autant pour le climat contemporain (figures I.4 et I.5) que pour un climat caractérisé par un doublement du CO₂ (figures I.6 et I.7), les distributions de températures s'accordent nettement mieux que celles relatives aux précipitations ou à l'humidité des sols.

Les résultats présentés ici (figures I.6 et I.7) sont obtenus en spécifiant la concentration atmosphérique de CO₂. Ils ne réfèrent donc pas à un horizon temporel précis. En clair, la variable "temporelle" n'est pas le temps mais plutôt la concentration de CO₂. La croissance du CO₂ atmosphérique dépend d'une part des scénarios d'émission future de CO₂ liée à la combustion d'énergie fossile et à la déforestation⁽⁵⁾, mais également de l'évolution des flux d'échanges de CO₂ entre l'atmosphère, la biosphère et l'océan. La modélisation des changements climatiques futurs liés à l'élévation de la teneur atmosphérique de CO₂ nécessite donc impérativement une compréhension quantitative du bilan global du carbone.

⁽⁵⁾Ces scénarios sont fonctions de la croissance de la population, de ses besoins énergétiques, du type d'énergie utilisée, ... [IPCC, 1991].

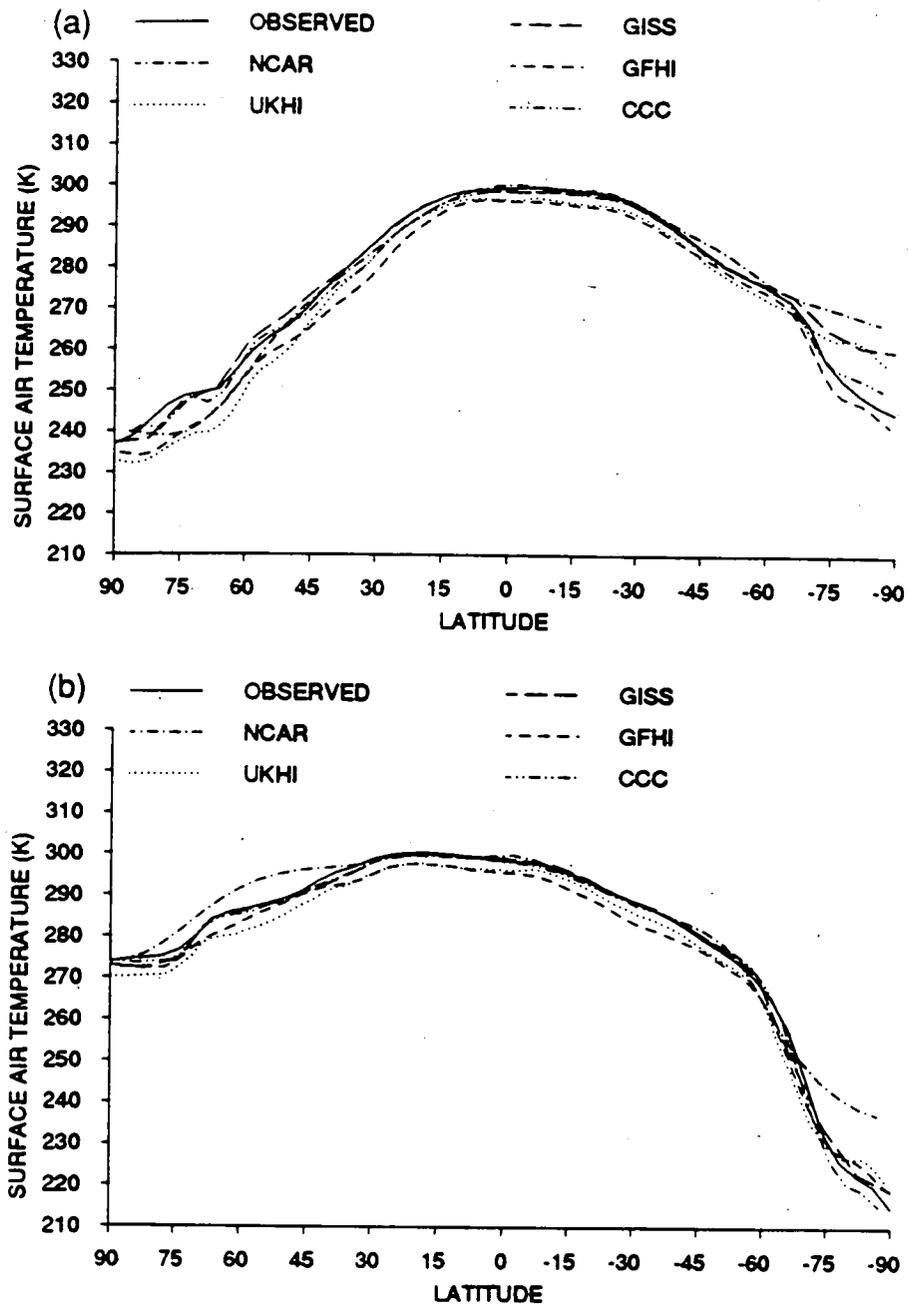


Figure I.4: Moyenne zonale de la température de surface en a) janvier et b) juillet observée (trait continu) et simulée par différents GCM [IPCC, 1990].

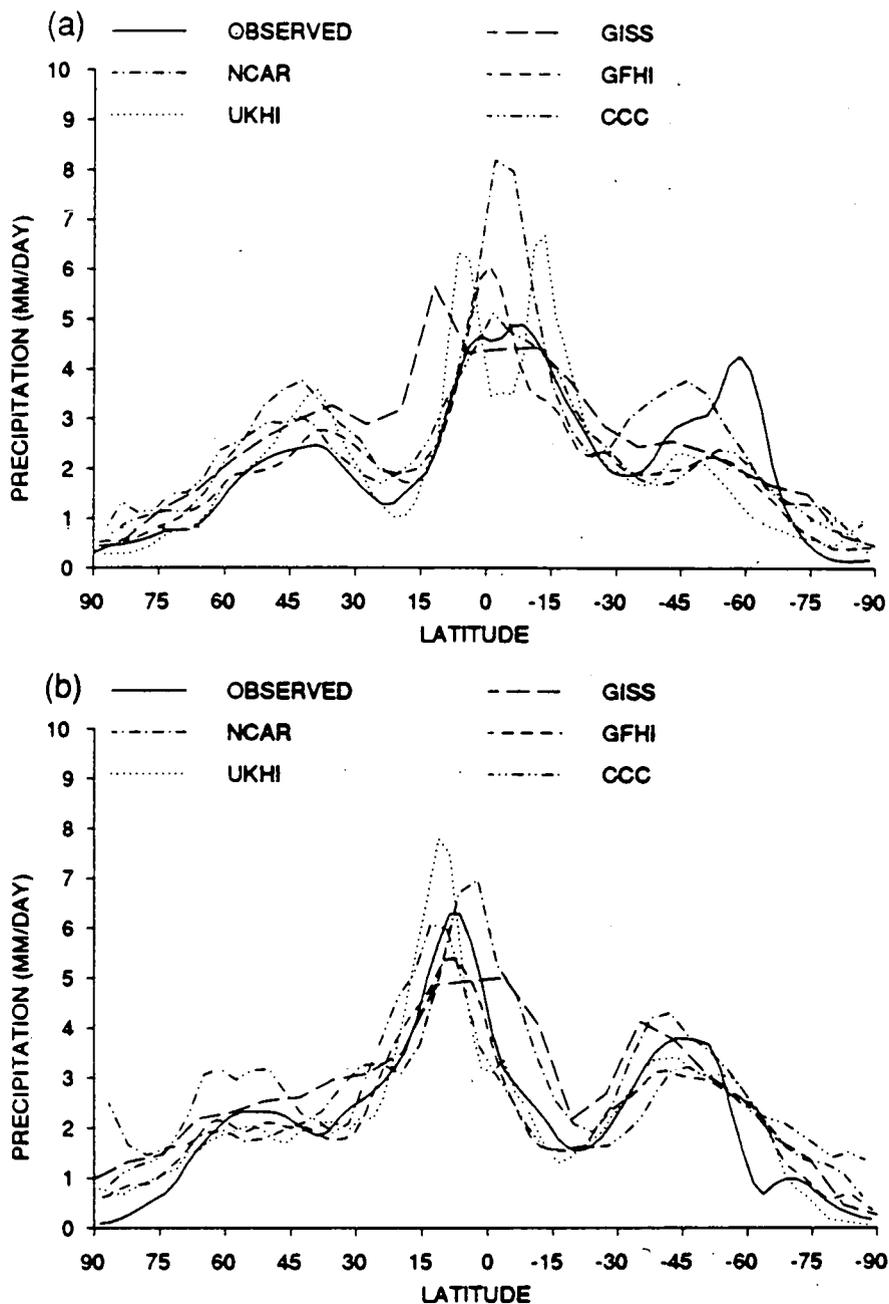


Figure I.5: Idem figure I.4 mais pour la précipitation.

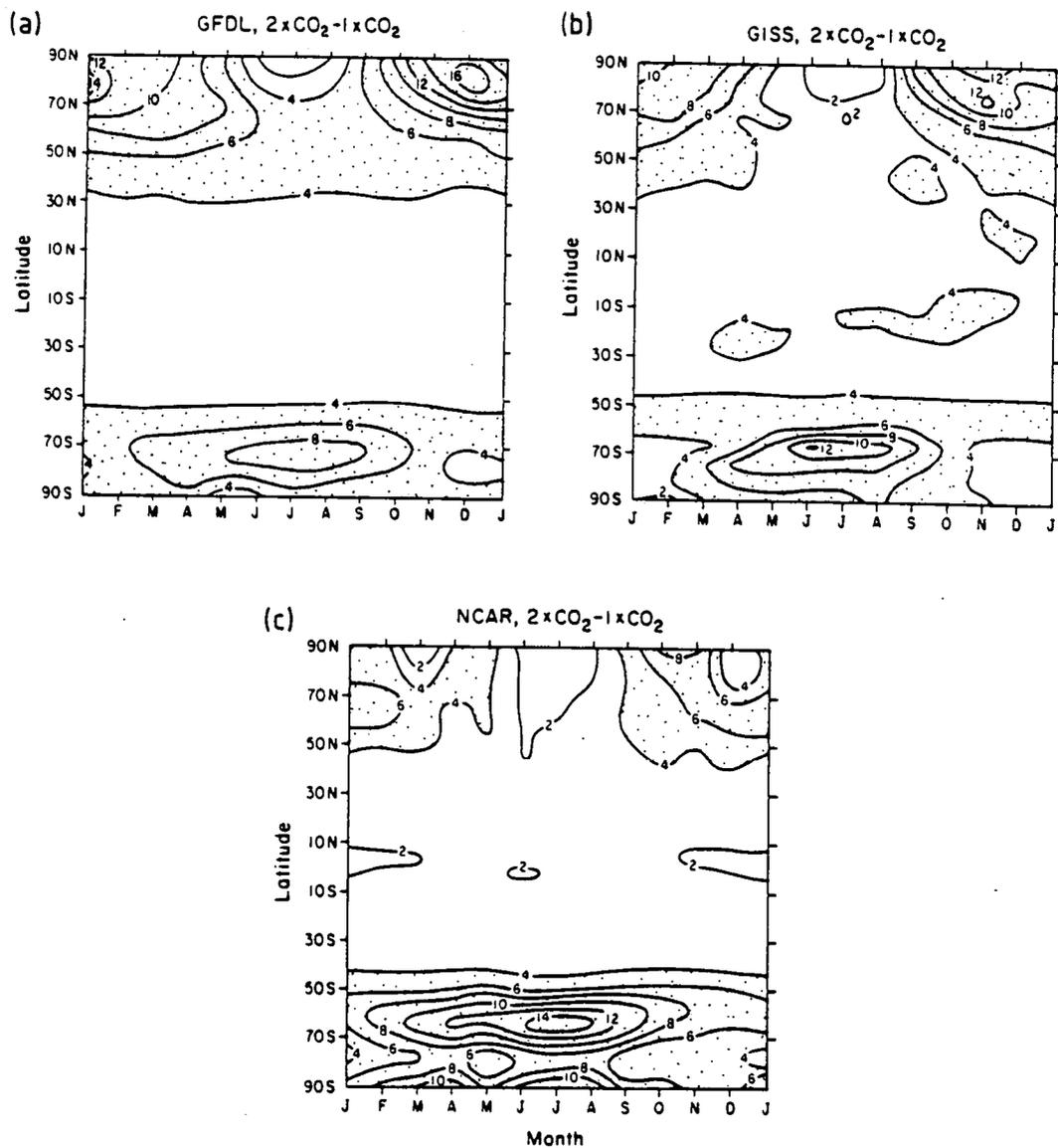


Figure I.6: Distribution latitude-mois du changement de la moyenne zonale de la température de surface lors d'un doublement du CO_2 atmosphérique modélisé par les GCM a) du GISS, b) du GFDL, et c) du NCAR [Schlesinger and Mitchell, 1985].

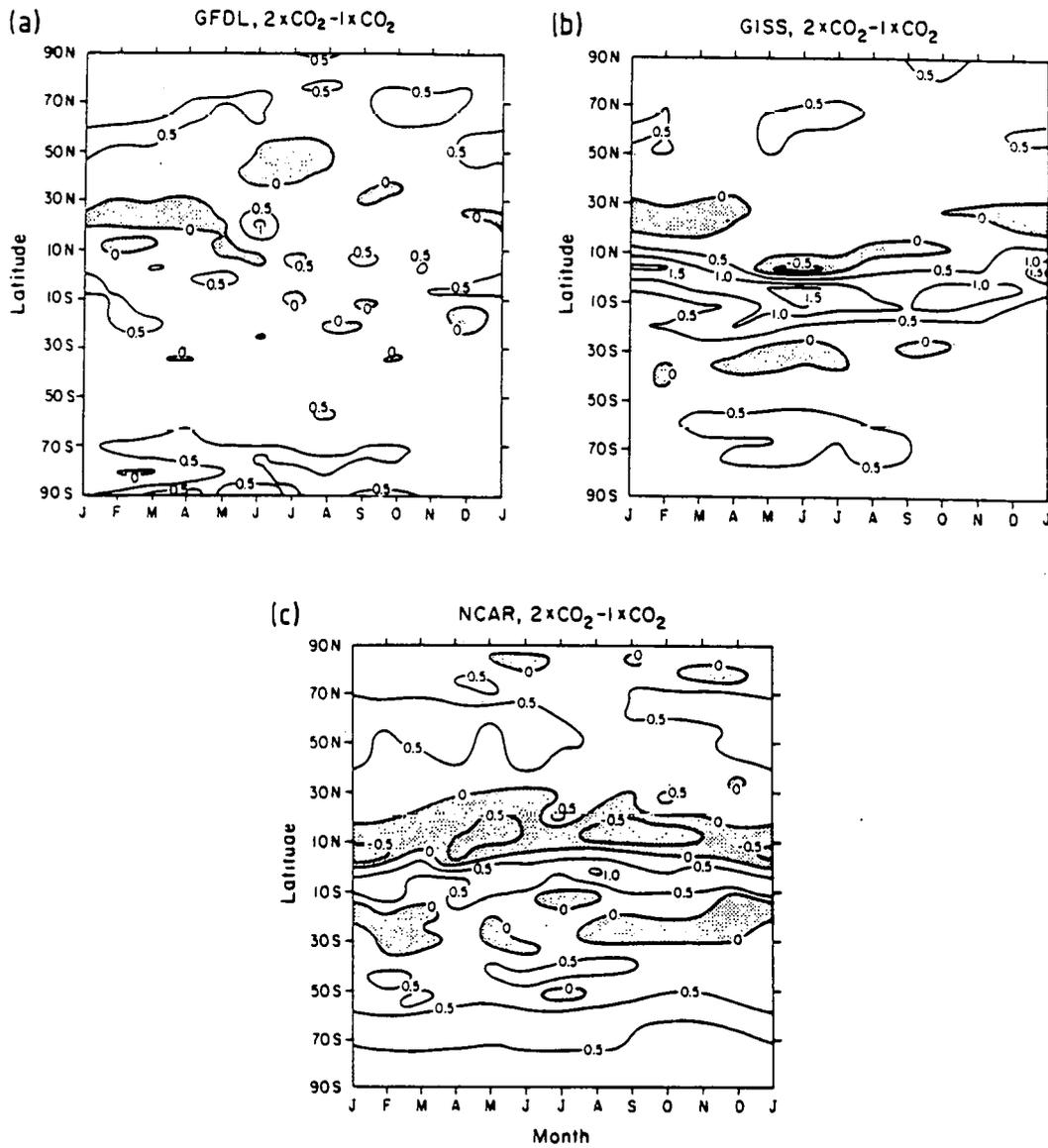


Figure I.7: Idem figure I.6 mais pour la précipitation.

2 Cycle naturel

Dans cette section, nous tenterons de décrire les principales composantes du cycle du carbone à l'ère pré-industrielle, c'est à dire, à une époque où l'activité humaine avait un impact réduit sur ce cycle⁽⁶⁾. Le carbone, sous forme de CO₂, carbonates et composés organiques, est distribué entre quatre réservoirs différents : l'atmosphère, la biosphère (continentale et marine), l'hydrosphère et enfin, la lithosphère (figure I.8).

Les temps caractéristiques déterminant les différents flux entre ou au sein de ces réservoirs varient de la micro-seconde, pour les réactions chimiques en phase aqueuse, aux millions d'années, pour les processus géologiques tels que la tectonique. Dans le présent travail, notre recherche est axée sur le cycle contemporain du CO₂ et ses perturbations anthropiques. Nous nous sommes donc focalisés sur les processus physico-chimiques dont les temps caractéristiques sont suffisamment courts pour qu'ils puissent enregistrer cette perturbation. De ce fait, les phénomènes géologiques tels que l'érosion des roches, le volcanisme, la sédimentation, la subduction, ... (figure I.9) ne sont pas pris en compte.

⁽⁶⁾ Bien qu'il soit évident que l'homme ait, depuis des millénaires, une influence locale sur le cycle du carbone (d'abord par la maîtrise du feu, ensuite par la naissance de l'agriculture), ces perturbations sont nettement inférieures à celles que ce cycle connaît actuellement.

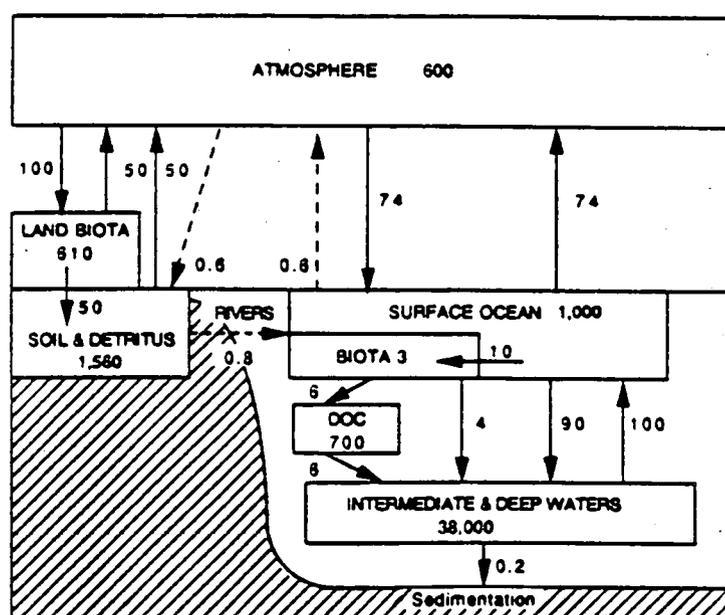


Figure I.8: Cycle naturel du carbone [Siegenthaler and Sarmiento, 1993]. Les flux et réservoirs sont respectivement exprimés en GtC an⁻¹ et GtC (1 GtC = 10¹²kg C).

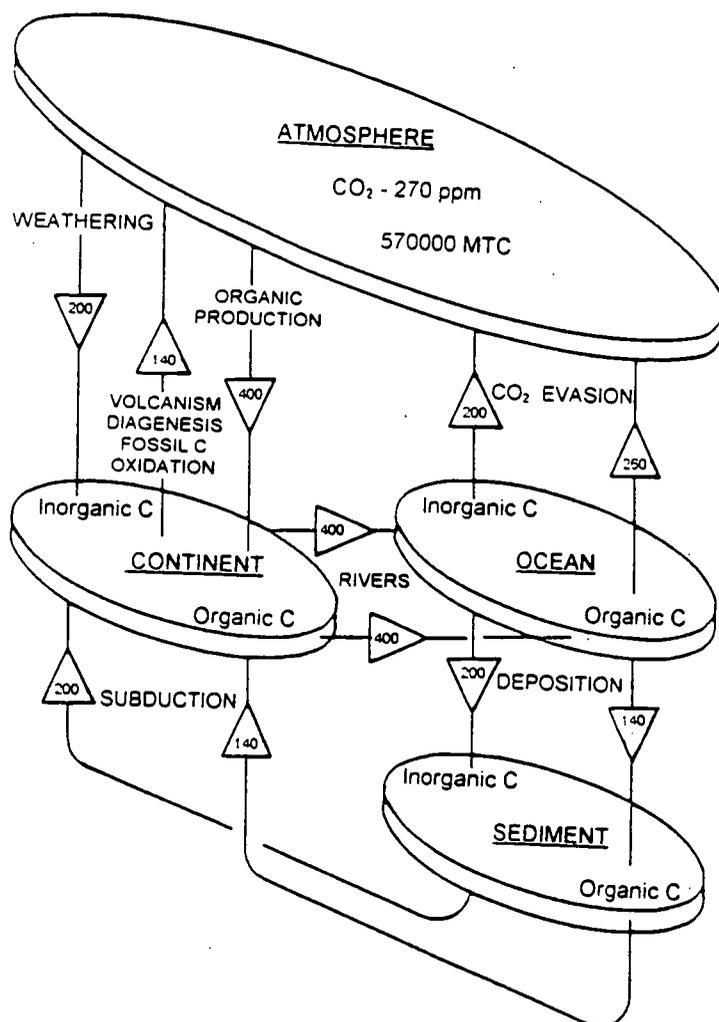


Figure I.9: Cycle géologique du carbone [d'après *Wollast and Vanderborcht, 1995*]. Les flux sont exprimés en MtC an⁻¹ (1 MtC = 10⁹kg C) et non en GtC an⁻¹ comme à la figure I.8.

2.1 L'atmosphère

Les mesures précises de la concentration atmosphérique de CO₂ ont débuté à l'observatoire de Mauna Loa (Hawaii) en 1958 à l'initiative de *Keeling* [*Keeling*, 1960; *Bolin and Keeling*, 1963]. Depuis lors, les stations de mesure se sont multipliées. A ce jour, de par le monde, environ 50 stations enregistrent quotidiennement la concentration de CO₂ [*Keeling et al.*, 1989a; *Boden et al.*, 1991]. Nous reviendrons plus en détail sur ces données et leur interprétation à la section 3.2.

Pour des périodes antérieures à 1958, il existe bien différentes mesures, mais qui manquent en général de précision, répétitivité et représentativité.

Néanmoins, sur base de telles données, situées dans l'Hémisphère Sud, *Wigley* [1983] a estimé la concentration pré-industrielle en CO₂ à environ 260 – 270 ppmv⁽⁷⁾, alors que *Siegenthaler* [1984], se basant sur d'autres mesures (prises dans l'Hémisphère Nord principalement), avançait un chiffre de 285 – 290 ppmv.

L'analyse de carottes glaciaires permet également d'estimer la composition atmosphérique passée. En mesurant par chromatographie en phase gazeuse la teneur en CO₂ dans les bulles d'air emprisonnées dans la glace, on peut estimer l'évolution de la concentration de CO₂ au cours des périodes géologiques proches [pour une revue récente, voir *Raynaud et al.*, 1993]. Les premières analyses de telles carottes, centrées autour de la période du dernier maximum glaciaire, il y a 18000 ans, ont révélé une concentration atmosphérique avoisinant 200 ppmv [*Delmas et al.*, 1980; *Neftel et al.*, 1982]. Ensuite, les enregistrements se sont étendus vers le passé d'une part, remontant jusqu'à la pénultième période glaciaire (figure I.10) [*Jouzel et al.*, 1993], mais également vers le présent, couvrant à la fois les périodes pré-industrielle et industrielle [*Raynaud and Barnola*, 1985; *Friedli et al.*, 1986] (figure I.11).

Pour la période industrielle, où les données issues des carottes chevauchent les mesures atmosphériques directes, on observe une très bonne concordance entre les deux méthodes (figure I.11). La concentration moyenne pour la période

⁽⁷⁾1 ppmv = 1 partie par million volumique = 1 microlitre de CO₂ par litre d'air.

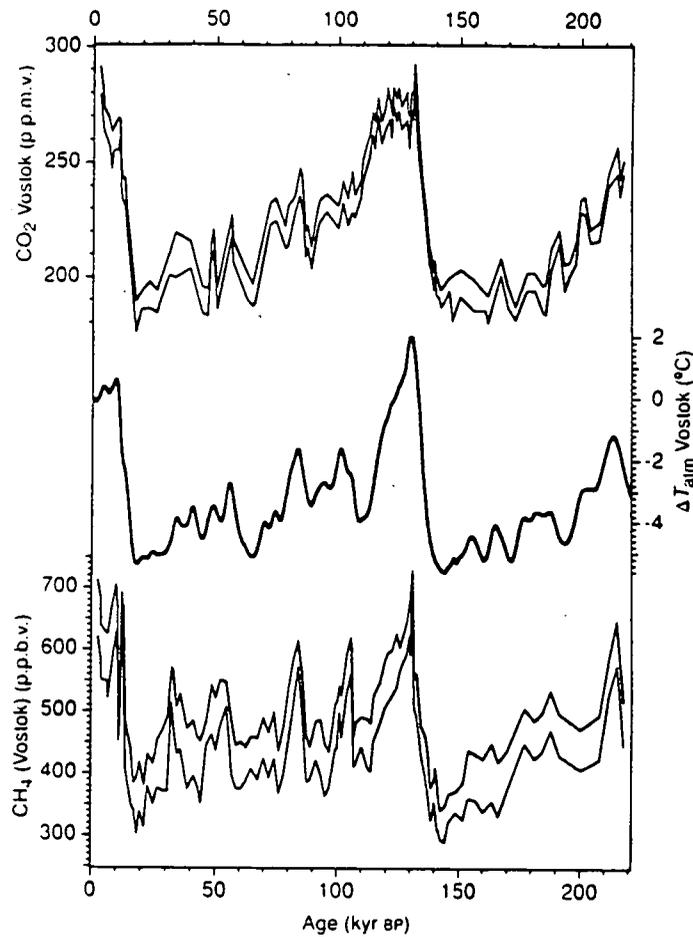


Figure I.10: CO_2 , CH_4 , et température atmosphérique à Vostok (Antarctique) au cours des derniers 220.000 ans [Jouzel et al., 1993].

pré-industrielle est d'environ 280 ppmv, des fluctuations de l'ordre de 10 ppmv ayant été enregistrées (telles que celles survenues aux 13^{ème} et 14^{ème} siècles).

Il faut noter que la concentration de CO_2 présente une variabilité géographique non négligeable. En effet, bien que le temps de mélange de l'air soit relativement rapide dans la troposphère (de l'ordre de trois mois au sein de chaque hémisphère et d'un an pour l'ensemble du globe), la disparité importante des sources et puits de CO_2 à la surface terrestre entraîne une hétérogénéité de la concentration atmosphérique. Ce phénomène se voit clairement pour l'époque

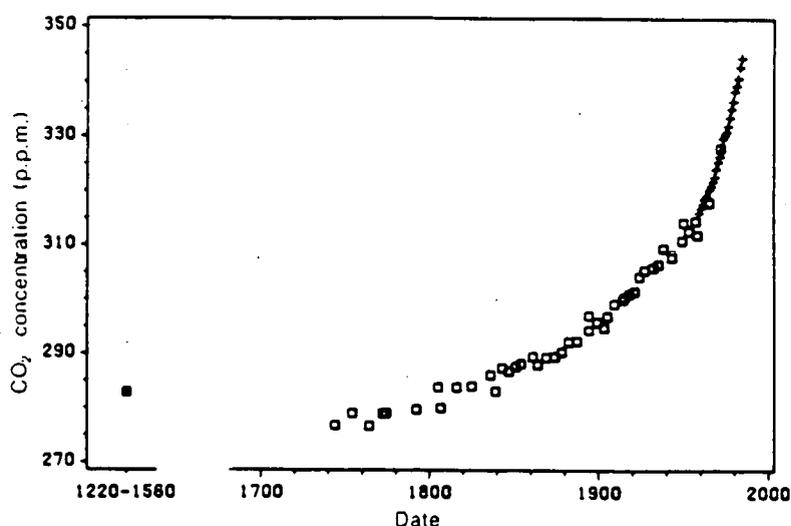


Figure I.11: Concentration atmosphérique de CO₂ déduite de la carotte de Siple Station (Antarctique). Les croix représentent les données mesurées directement dans l'atmosphère à Mauna Loa (Hawaii) par Keeling [Friedli et al., 1986].

actuelle, où les émissions de CO₂ dues à la combustion d'énergie fossile, principalement localisées dans l'Hémisphère Nord, induisent un gradient de concentration de CO₂ entre les deux hémisphères (cf. section 4). Pour la période pré-industrielle, il est possible qu'un gradient (nettement plus faible et de signe opposé) existait déjà. La comparaison des concentrations de CO₂ issues de glaces polaires du Groenland et de l'Antarctique devrait permettre de déterminer le gradient pré-industriel. Malheureusement, ce gradient est faible comparé à l'incertitude sur les mesures, et n'a pas encore pu être déterminé.

Le CO₂ atmosphérique présente également une variabilité saisonnière très marquée. Cette saisonnalité est principalement due à l'activité de la biosphère : au printemps et en été, les plantes sont en pleine croissance, l'intense activité photosynthétique pompe le CO₂ atmosphérique; en automne et en hiver, la décomposition des débris végétaux (litière et sol) émet du CO₂ vers l'atmosphère. Cette "pulsation" est très faible aux tropiques mais atteint 15 ppmv aux hautes latitudes de l'Hémisphère Nord. Dans l'Hémisphère Sud, principalement océanique, la saisonnalité est nettement plus faible et est évidemment déphasée

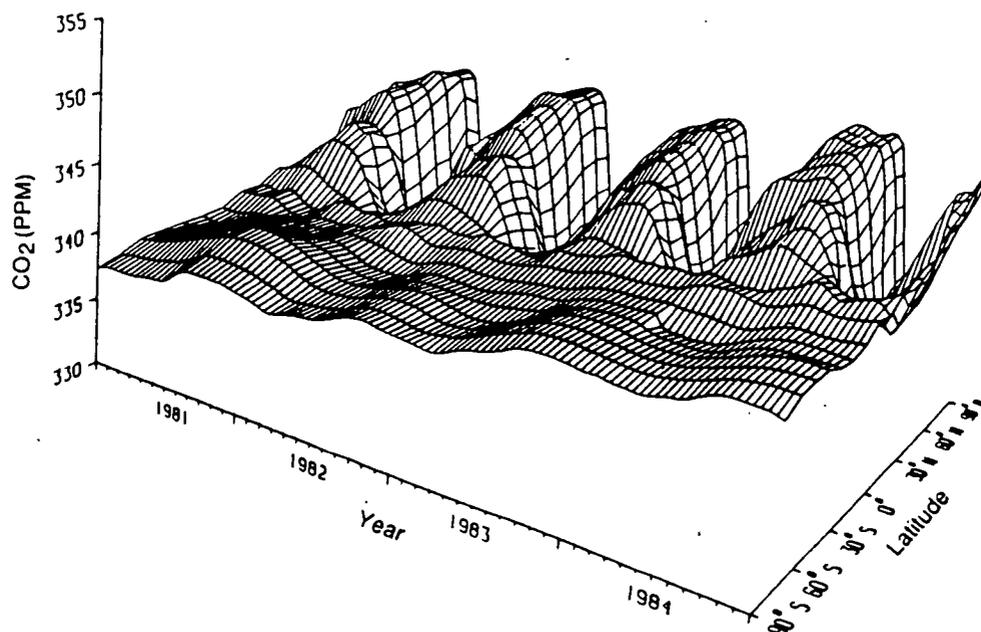


Figure I.12: Variation du CO₂ atmosphérique en fonction du temps et de la latitude [Schlesinger, 1991].

de six mois par rapport à l'Hémisphère Nord. La figure I.12 représente clairement cette "pulsation" du CO₂.

L'analyse des carottes glaciaires a également révélé la corrélation remarquable existant entre la concentration de CO₂ et la température locale en Antarctique (figure I.10)⁽⁸⁾. Il apparaît que, lors d'une déglaciation, le signal du CO₂ est en phase avec, ou suit légèrement (moins de 1000 ans), le signal de température; tandis que lors d'une glaciation, le CO₂ enregistre un retard plus important (plusieurs milliers d'années) sur la température [Raynaud and Siegenthaler, 1993]. De récentes mesures de la concentration en méthane montrent également une forte corrélation entre ce gaz et la température (figure I.10) [Chappellaz et al., 1990]. Lors des transitions glaciaires-interglaciaires, les concentrations de CO₂ et CH₄ augmentent respectivement d'environ 20 ppmv et 50 ppbv⁽⁹⁾ par °C. Ces transitions sont principalement attribuées à des variations des paramètres orbitaux de

⁽⁸⁾ Les variations de températures sont déduites du contenu en isotope ¹⁸O de la glace.

⁽⁹⁾ 1 ppbv = 1 partie par milliard volumique.

la Terre (théorie de Milankovitch) [Berger, 1977], mais la variation de la concentration des principaux gaz à effet de serre (CO_2 et CH_4) suggère que ces derniers participent également aux transitions glaciaires-interglaciaires. Les changements des paramètres orbitaux initient, entre autres, un changement de la température de surface qui à son tour, via des processus physiques et biochimiques, modifie les émissions des gaz en trace, et donc leur concentration atmosphérique. Le bilan radiatif du système terrestre est donc perturbé, ce qui renforce le changement de température. On assiste donc à un processus de rétroaction positive entre gaz à effet de serre et climat. Lorius et al. [1990] ont estimés qu'environ 50 % du changement de température glaciaire-interglaciaire est dû aux variations de l'abondance atmosphérique de CO_2 et CH_4 .

Cette étroite relation entre la teneur des gaz en trace et le climat observé depuis près de 200.000 ans est, avec la théorie radiative de l'effet de serre, le principal support à la théorie du changement climatique lié à l'activité anthropique; l'ampleur de la variation de CO_2 causée par l'activité humaine étant du même ordre de grandeur que les variations de concentration observées lors de transitions glaciaires-interglaciaires.

2.2 L'océan

L'océan est, pour les échelles de temps de l'ordre du siècle, le principal réservoir de carbone du système terrestre. Environ 39.000 GtC sont stockées dans les océans, principalement sous forme de carbone inorganique dissous. A cela, il convient d'ajouter 700 GtC sous forme de carbone organique dissous et 3 GtC de biomasse marine [Siegenthaler and Sarmiento, 1993]. Annuellement, environ 75 GtC de CO₂ sont échangées entre l'atmosphère et l'océan, les flux globaux entrant et sortant étant approximativement égaux [Siegenthaler and Sarmiento, 1993]. Il n'en est pas de même à l'échelle locale où le flux net, F_{net} , principalement fonction du degré de saturation en CO₂ de l'eau de surface, est généralement exprimé par :

$$F_{net} = k(pCO_2^{atm} - pCO_2^{ocn}) \quad (I.2)$$

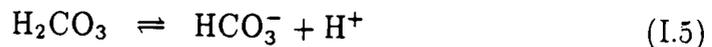
où k est un coefficient d'échange dont la valeur dépend essentiellement de la vitesse du vent [Liss and Merlivat, 1986], pCO_2^{atm} et pCO_2^{ocn} sont respectivement les pressions partielles de CO₂ dans l'air et dans l'eau de surface de l'océan.

La pression partielle de CO₂ dans l'eau est régie par la loi de Henry :

$$pCO_2^{ocn} = \beta(T, P)[CO_2] \quad (I.3)$$

où β est la solubilité de CO₂ à la température T et à la pression P et $[CO_2]$ est la concentration de CO₂ dans l'eau [Fung, 1993].

Dans l'océan, CO₂ réagit chimiquement via le système des carbonates suivant :



Broecker and Peng [1982] ont suggéré de réduire ce système d'équations à une équation unique contrôlant effectivement la quantité de CO₂ pénétrant dans l'océan :



Les concentrations de ces composants sont donc liées par une constante d'équilibre K :

$$K = \frac{[\text{HCO}_3^-]^2}{p\text{CO}_2^{\text{ocn}}[\text{CO}_3^{=}]}$$
 (I.8)

Dans les eaux superficielles, les concentrations de CO_2 , $\text{CO}_3^{=}$, et HCO_3^- sont, grosso modo, dans un rapport 1:10:100. En première approximation, on peut supposer que $[\text{HCO}_3^-]$ est constant, et donc considérer que le produit $p\text{CO}_2^{\text{ocn}} \times [\text{CO}_3^{=}]$ est constant [Broecker and Peng, 1982]. L'effet tampon de l'océan mentionné précédemment [Revelle and Suess, 1957] peut maintenant se visualiser clairement. Soit R , le facteur de Revelle, défini par le rapport entre l'augmentation de CO_2 dans l'atmosphère et l'augmentation correspondante de carbone dans l'océan :

$$R = \frac{\Delta p\text{CO}_2 / p\text{CO}_2}{\Delta \Sigma C / \Sigma C}$$
 (I.9)

ΣC étant le carbone total, défini par la somme des concentrations de $\text{CO}_3^{=}$, et HCO_3^- . De manière analogue, on définit l'alcalinité Alk , comme la somme des concentrations ioniques dans l'océan :

$$Alk = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{=}]$$
 (I.10)

Pour un $\Delta p\text{CO}_2$ donné, ΔAlk est nul et $\Delta \Sigma C = -\Delta \text{CO}_3^{=}$. En faisant toujours l'hypothèse que $p\text{CO}_2^{\text{ocn}} \times [\text{CO}_3^{=}] = C_{\text{ste}}$, on obtient :

$$R = \frac{\Sigma C}{[\text{CO}_3^{=}]}$$
 (I.11)

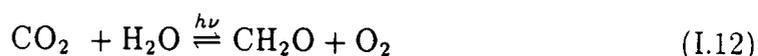
soit environ 10. Ce qui revient à dire qu'à une augmentation de 10 % de la concentration atmosphérique de CO_2 correspondra, à l'équilibre, une augmentation de 1 % du carbone océanique. Le tableau I.2 présente la composition de l'océan pour différentes concentrations atmosphériques de CO_2 [Wollast and Vanderborcht, 1995].

Un calcul plus rigoureux tient compte de l'ion borate (H_2BO_3^-) qui modifie légèrement l'alcalinité.

Tableau I.2: Perturbation de la composition des eaux de surface océaniques en fonction de la concentration atmosphérique de CO_2 [d'après *Wollast and Vanderborght, 1995*]

$p\text{CO}_2^{\text{atm}}$ (ppmv)	Composition atmosphérique		
	270	350	540
	Composition de l'eau de mer		
ΣC (10^{-3} moles/kg)	2.024	2.074	2.154
$[\text{H}_2\text{CO}_3]$ (10^{-6} moles/kg)	10	14	21
$[\text{HCO}_3^-]$ (10^{-3} moles/kg)	1.81	1.89	2.01
$[\text{CO}_3^{2-}]$ (10^{-6} moles/kg)	201	169	124
pH	8.308	8.215	8.053
	Bilan du Carbone (10^{15} g C)		
Accroissement atmosphérique	0	170	574
Accroissement océanique	0	122	305
Accroissement total	0	292	879
% transféré dans l'océan	0	42	38

Outre les réactions chimiques décrites ci-dessus, le carbone va également conduire à la formation de calcite (CaCO_3), via la précipitation de l'ion carbonate CO_3^{2-} ainsi qu'à la formation de composés organiques via la réaction de photosynthèse qui, sous une forme simplifiée, peut s'écrire :



Ce système complet d'équations, combiné à la circulation océanique, détermine la distribution de carbone dans l'océan et, dès lors, les échanges de CO_2 entre la surface et l'atmosphère.

La circulation des masses d'eau est un phénomène complexe résultant de l'interaction de différentes forces. A grande échelle, les phénomènes responsables de la circulation océanique peuvent être séparés en deux types : d'une part, les

forces externes telles que la gravitation, la rotation de la Terre (accélération de Coriolis), l'action de friction du vent sur la surface océanique et la présence de continents; d'autre part, les forces internes telles que la circulation thermohaline (due à la variabilité de la densité de l'eau de mer, fonction principalement de la température et de la salinité) [Apel, 1987; Schlesinger, 1991].

Dans chaque bassin océanique, les alizés tropicaux (vents d'est en ouest) produisent des courants de surface. Quand ceux-ci s'approchent d'un continent, ils sont déviés vers le nord ou vers le sud, le long du continent. A l'approche des pôles, les eaux sont déviées vers la droite (dans l'Hémisphère Nord), et retournent vers les tropiques en longeant la bordure ouest des continents. Il y a donc formation de gyres, comme celle de l'Atlantique Nord dont fait partie le Gulf Stream (figure I.13). En évoluant vers les hautes latitudes, les eaux se refroidissent et voient de ce fait leur densité augmenter. De plus, en hiver, la croissance de la calotte polaire (eau pure) enrichit l'eau de mer avoisinante en sel, et accroît également sa densité. Il en résulte une instabilité, l'eau de surface devenant plus dense que l'eau sous-jacente. Cette eau très dense coule et migre, via l'océan profond, vers les tropiques. En se rapprochant des régions équatoriales, ces masses se réchauffent et remontent vers la surface. Ce sont les zones d'upwelling, telle que celle de la côte Pacifique du Pérou (figure I.14).

La distribution du carbone est intimement liée à la circulation générale de l'océan, et principalement à la circulation thermohaline. La solubilité du CO_2 dans l'eau de mer augmente quand la température diminue (de l'ordre de 4 % par $^{\circ}\text{C}$ [Baes et al., 1985; Fung, 1993]). Une conséquence de cette sensibilité à la température se visualise dans les zones d'upwelling évoquées ci-dessus. Les courants d'upwelling ramènent des masses d'eaux profondes à la surface de l'océan équatorial. Ces masses se réchauffent en remontant, et voient dès lors leur solubilité diminuer. A la surface, elles sont sursaturées en CO_2 par rapport à l'atmosphère, et sont donc des sources de CO_2 pour l'atmosphère.

A ces processus physiques s'ajoutent l'activité biologique, mentionnée plus haut, de formation de calcite et de matière organique. Ces réactions se produisent dans les eaux de surface. Elles réduisent Alk et ΣC dans le cas de la précipitation des carbonates, et réduisent ΣC mais augmentent légèrement Alk

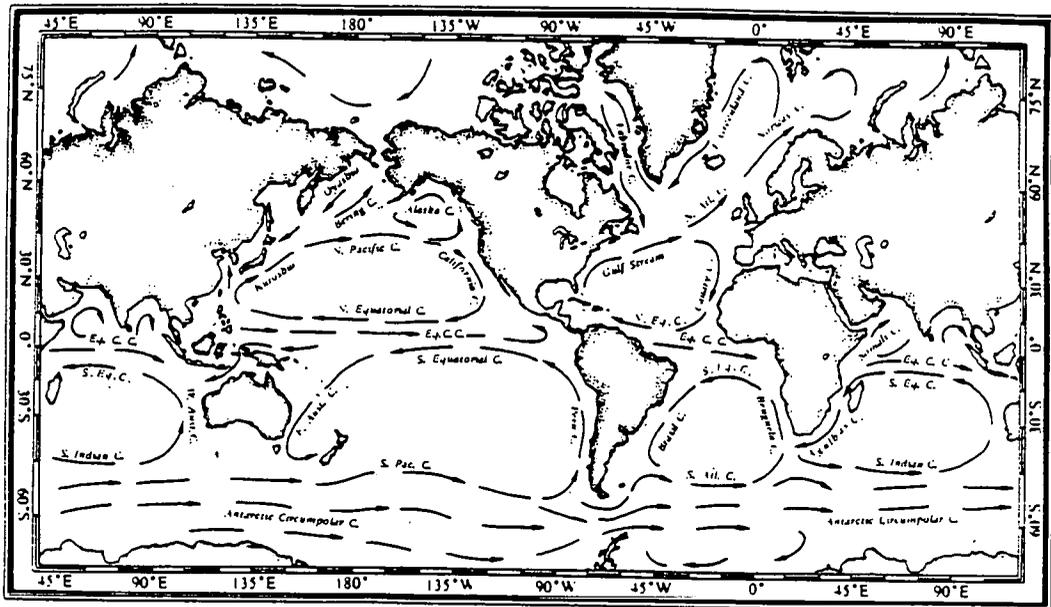


Figure I.13: Représentation simplifiée de la circulation océanique superficielle [Apel, 1987].

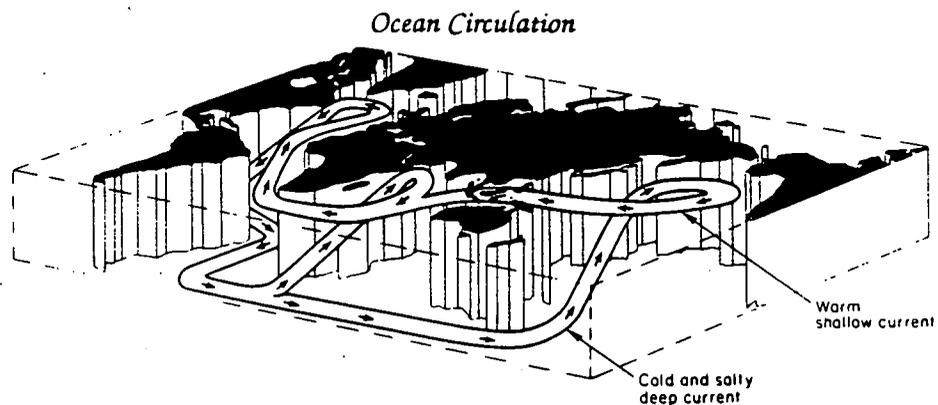


Figure I.14: Représentation simplifiée de la circulation océanique tridimensionnelle [Moore, 1992].

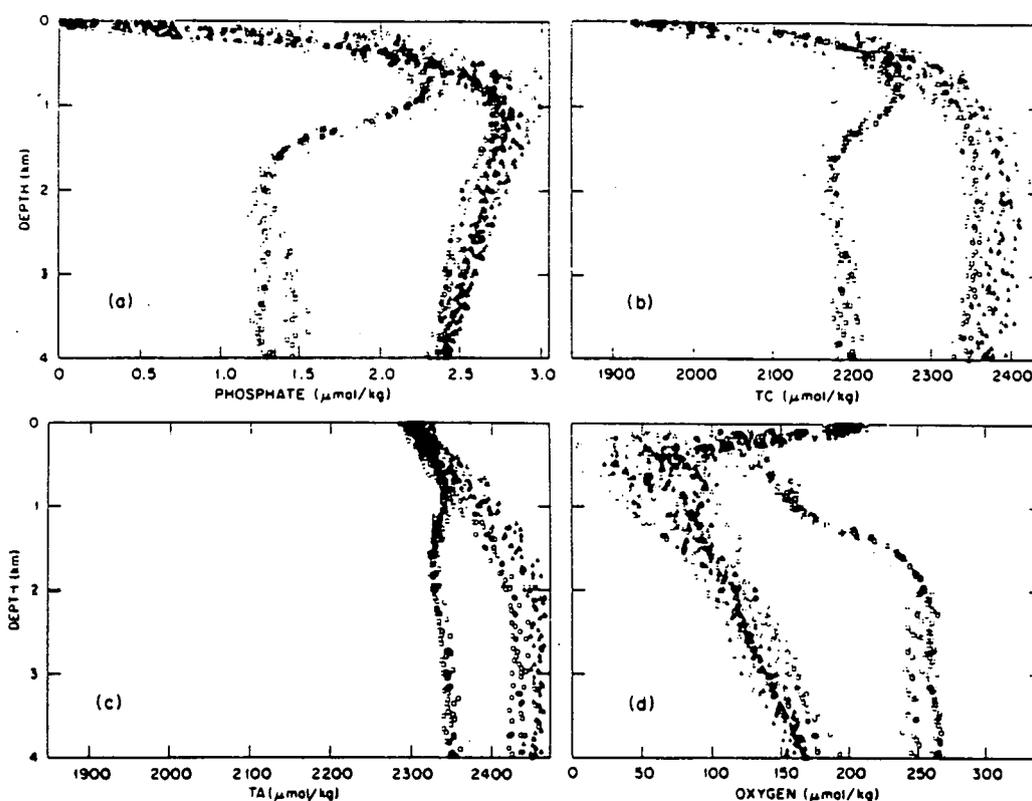


Figure I.15: Profils verticaux de (a) phosphates , (b) carbone total, (c) alcalinité et (d) oxygène dans les régions équatoriales des océans Atlantique (\square), Indien (\circ) et Pacifique (\triangle) [Baes *et al.*, 1985].

dans le cas de la production de matière organique. L'effet net de ces deux réactions est de réduire pCO_2^{ocn} à la surface [Baes *et al.*, 1985; Bolin, 1986]. Les débris organiques et de calcite sédimentent dans la colonne d'eau. Les débris organiques sont rapidement oxydés, libérant le carbone inorganique mais également les nutriments (nitrates, phosphates). A de plus grandes profondeurs, la calcite se dissout et libère également l'ion carbonate. Ces éléments seront renvoyés vers la surface grâce aux courants d'upwelling. Les profils verticaux de nutriment, carbone total, alcalinité et oxygène mesurés dans les différents bassins océaniques (figure I.15) résultent de la combinaison des processus biochimiques et de la circulation océanique.

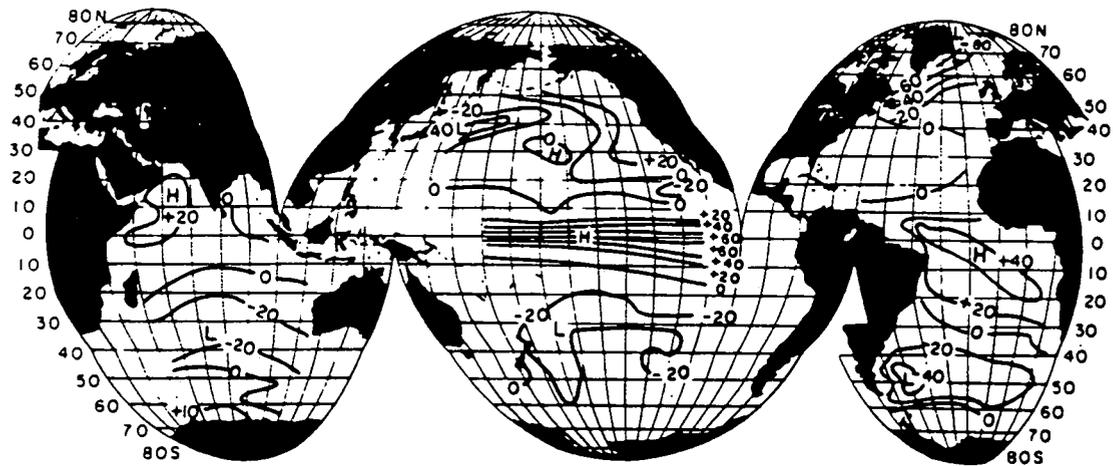


Figure I.16: Distribution observée de la différence ($pCO_2^{ocn} - pCO_2^{atm}$) (en ppmv). Une valeur positive indique un flux de CO_2 de l'océan vers l'atmosphère [Baes et al., 1985].

La figure I.16 montre la distribution observée de la différence entre les pressions partielles atmosphérique et océanique [Baes et al., 1985]. Des incertitudes sur ces mesures subsistent. Par exemple, les mesures dans l'Atlantique Nord sont toujours sujettes à controverses [Tans et al., 1990; Fung and Takahashi, 1995].

2.3 La biosphère

Les continents abritent la majeure partie du carbone organique vivant, principalement sous forme végétale (phytomasse et sol). Plus précisément, plus de 99 % du carbone organique se trouve sur les continents, parmi lesquels, plus de 99 % sous forme végétale. Les animaux constituent donc un réservoir négligeable dans le cycle du carbone et seront donc ignorés dans la suite de ce travail⁽¹⁰⁾.

Le CO₂ atmosphérique est assimilé par les plantes via la réaction de photosynthèse (équation I.12). Ce flux brut de CO₂ de l'atmosphère vers les plantes est appelé *Productivité Primaire Brute (GPP)*. Une fraction de ce flux est très rapidement réémise vers l'atmosphère lors des processus de respiration des plantes (respiration autotrophe, R_a). Le flux net résultant, la *Productivité Primaire Nette (NPP)*, représente donc l'accumulation nette de carbone par la phytomasse :

$$NPP = GPP - R_a \quad (I.13)$$

Le carbone est stocké dans les feuilles, les branches, les troncs et les racines. Son temps de résidence du varie entre ces différents compartiments (d'environ un an dans les feuilles jusqu'à 50 ans dans les troncs d'arbres de hautes latitudes). La chute de feuilles sénescentes, des branches, ... forme un couvert végétal, la litière, qui forme un continuum avec le sol sous-jacent. Sol et litière sont oxydés par la microfaune, les bactéries, ... Cette oxydation, réaction inverse à l'équation I.12, reminéralise le CO₂ et les principaux nutriments (nitrate, phosphate). Le CO₂ est réémis vers l'atmosphère tandis que les minéraux sont rapidement recyclés par les plantes (figure I.17).

A l'équilibre, et sur une échelle de temps suffisamment longue (quelques années), le flux de l'atmosphère vers la biosphère (*NPP*) est contrebalancé par le

⁽¹⁰⁾A titre illustratif, on peut aisément calculer la quantité de carbone que représente la population humaine mondiale. En supposant une population de 5 milliards d'habitants, ayant un poids moyen de 50 kg, et un contenu en carbone de 15 %, l'ensemble de la biomasse humaine vaut 0.0375 GtC. La forêt tropicale contient à elle seule de l'ordre de dix mille fois plus de carbone.

flux d'oxydation de la litière et du sol vers l'atmosphère (respiration hétérotrophe, R_h) :

$$NEP = NPP - R_h \quad (I.14)$$

où NEP , la production nette de l'écosystème, est idéalement nulle pour un système mature à l'équilibre.

Ces flux et réservoirs présentent une variabilité géographique importante, mais sont relativement constants au sein d'un type de végétation donné. Les estimations de ces grandeurs sont donc généralement liées à un inventaire des surfaces des différents écosystèmes.

La distribution de la végétation et la quantification des différents flux et réservoirs biosphériques étant le sujet principal de notre travail, nous y reviendrons en détail dans les chapitres relatifs à la description et à la validation du modèle biosphérique développé.

Le tableau I.3 présente une estimation des surfaces, NPP et contenu en carbone des réservoirs biosphériques, en fonction des principaux types de végétation.

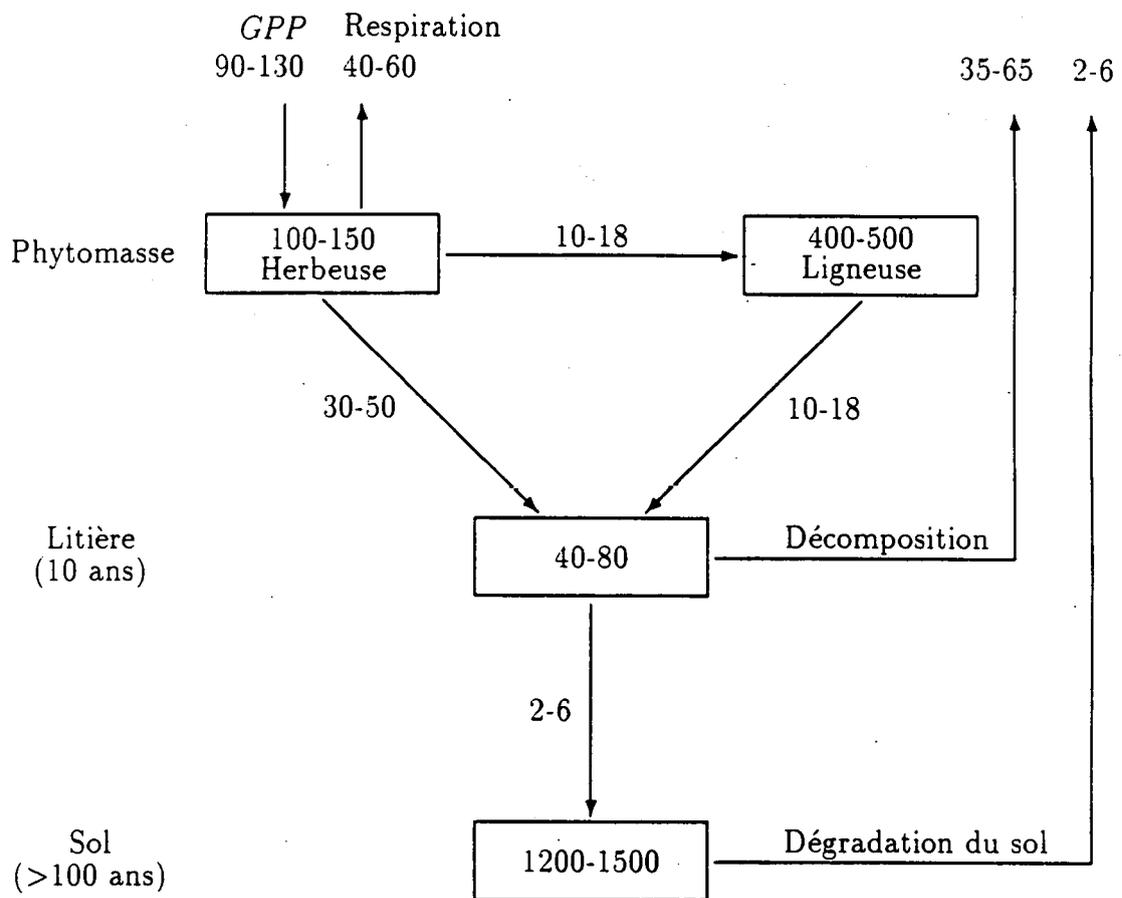


Figure I.17: Cycle du carbone au sein de la biosphère. Les flux et réservoirs sont respectivement exprimés en GtC an⁻¹ et GtC [d'après *Fung, 1993*]

Tableau I.3: Superficie, *NPP* et carbone contenu dans la phytomasse et dans le sol pour les principaux types de végétations [d'après *Ajtay et al.*, 1979].

	Surface (10^{12} m ²)	<i>NPP</i> (GtC an ⁻¹)	Phyt. (GtC)	Sol (GtC)
Forêt tropicale sempervirente	10.3	10.5	193	82
Forêt tropicale saisonnière	4.5	3.2	51	41
Forêt tempérée	7.0	4.6	88	72
Forêt boréale	9.5	3.6	96	135
Savane	27.0	19.9	90	236
Steppe	12.5	4.4	9	295
Toundra	9.5	0.9	6	121
Semi-désert	21.0	1.3	7	168
Désert extrême	24.5	0.1	1	23
Culture	16.0	6.8	3	128
Marais, tourbes,...	3.5	4.0	15	225
Autres	4.0	0.6	1	10
Total	149.3	59.9	560	1635

3 Activités humaines

3.1 Emissions anthropiques

Les deux principales sources de CO₂ liées à l'activité humaine sont la combustion d'énergie fossile (charbon, pétrole, ...) et la déforestation dans les régions tropicales.

a) Combustion d'énergie fossile

Chaque année, le Bureau des Statistiques des Nations Unies publie pour chaque pays les estimations de production et consommation de charbon, pétrole et gaz. A partir de ces données, différents auteurs ont calculé la quantité de CO₂ émise chaque année dans l'atmosphère [*Keeling, 1973; Rotty, 1977; Marland and Rotty, 1984; Andres et al., 1995*]. En 1993, environ 6 GtC de CO₂ ont ainsi été injectées dans l'atmosphère. La figure I.18 retrace l'évolution de cette émission depuis 1850. La production de CO₂ fossile a suivi une croissance quasi exponentielle, dont le taux annuel est resté remarquablement constant (4.3 %) (à l'exception de quelques périodes de l'histoire telles que la crise de 1929 ou les première et seconde guerres mondiales) et ce jusqu'au choc pétrolier de 1973. Après 1973, le développement du nucléaire ainsi que les efforts d'économie d'énergie ont clairement freiné la croissance du CO₂. De 1979 à 1985, la production resta relativement constante; mais depuis 1985, les émissions sont à nouveau croissantes.

Il est également intéressant de remarquer (figure I.19) l'évolution du type de combustible fossile consommé. Le charbon était initialement la principale source d'énergie mais, depuis la reprise économique successive à la seconde guerre mondiale, la production de pétrole (principalement liée à l'essor de l'industrie automobile) a augmenté de manière exponentielle (taux de croissance annuel de 7 %), dépassant le charbon à la fin des années soixante.

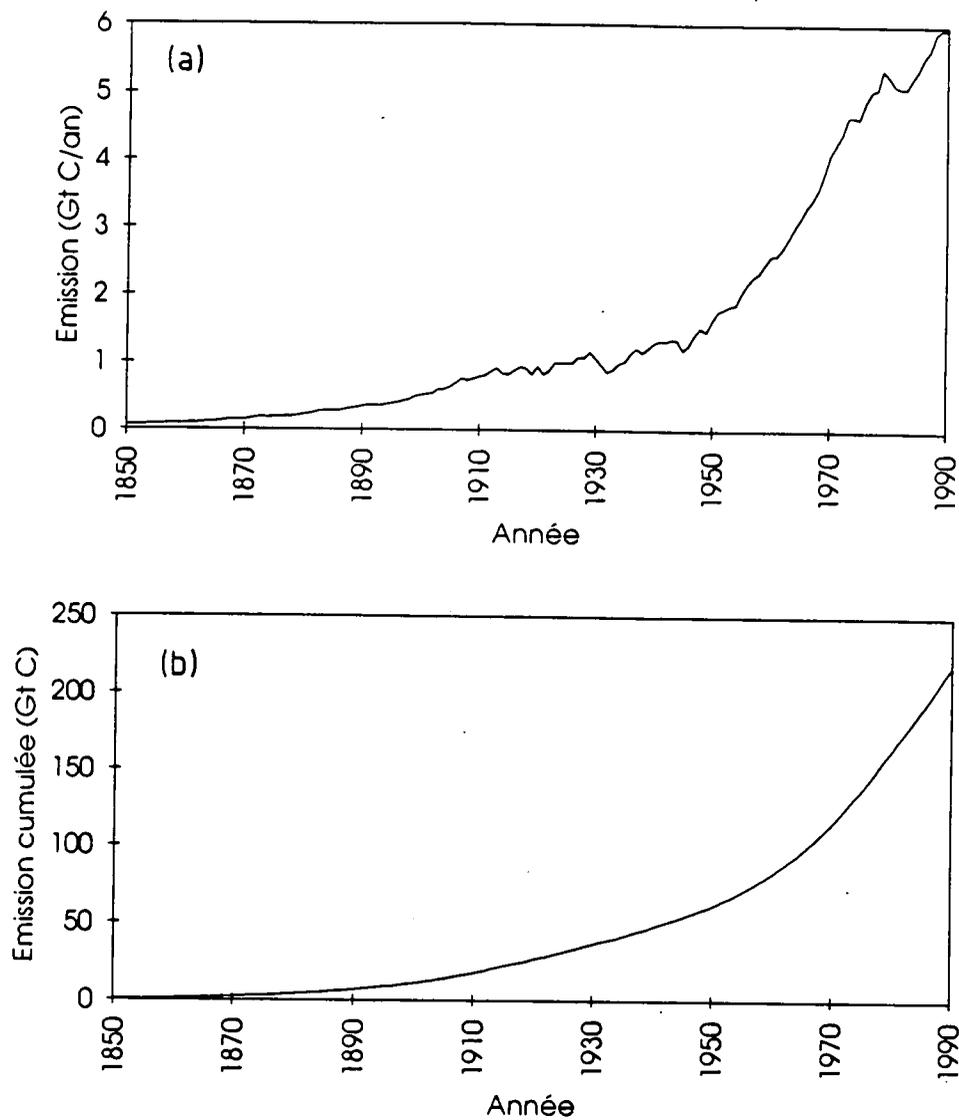


Figure I.18: a) Emissions annuelles et b) émissions cumulées de CO₂ provenant de la combustion d'énergie fossile de 1850 à nos jours [Boden et al., 1991].

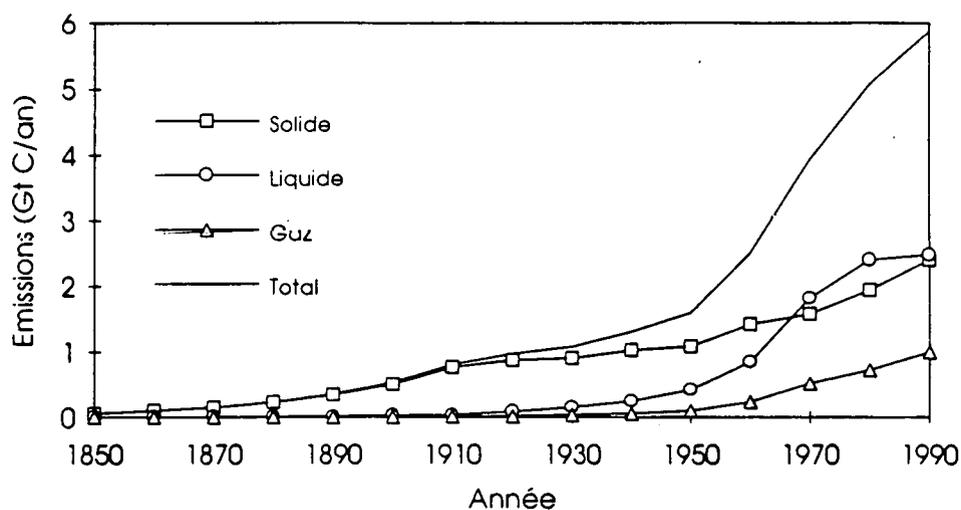


Figure I.19: Emissions de CO₂ provenant de la combustion de carburant fossile solide (□), liquide (○) et gazeux (△), de 1850 à nos jours [Boden et al., 1991].

Pour les années 1980–1989, l'émission moyenne de CO₂ fossile est de $5.5 \pm 0.5 \text{ GtC an}^{-1}$. Pour l'ensemble de la période industrielle (depuis 1750), la production intégrée de CO₂ est estimée à approximativement 225 GtC [Andres et al., 1995]. Cette quantité est considérable. A titre de comparaison, la concentration atmosphérique de CO₂ vaut actuellement environ 355 ppmv, soit 760 GtC. La production cumulée d'énergie fossile représente donc environ 30 % du contenu atmosphérique actuel de CO₂.

b) Déforestation

La déforestation dans les régions tropicales est également une importante source de CO₂ pour l'atmosphère. L'estimation de ce flux est nettement moins triviale que celle du CO₂ fossile. En effet, la quantité de CO₂ émise dans l'atmosphère lors de l'activité de déforestation est fonction du type de végétaux déforestés, du type de sol sous-jacent, de la repousse éventuelle de nouveaux végétaux, du devenir des arbres coupés,...

Les données brutes de l'évolution des surfaces boisées sont intégrées dans des modèles mathématiques qui calculent les changements d'année en année du contenu en carbone de la phytomasse et des sols ("bookkeeping model") [Houghton et al., 1983].

En 1990, le flux annuel de déforestation est estimé à 1.7 GtC [Houghton, 1995]. La répartition entre les trois continents est d'environ 40 % en Amérique Latine, 40 % en Asie du Sud et du Sud-Est et 20 % en Afrique. Il convient de noter que les incertitudes sur ces chiffres sont très importantes. Récemment, Skole and Tucker [1993], se basant sur des données satellites ont estimé un taux de déforestation de la forêt tropicale brésilienne nettement plus faible (50 %) que les estimations antérieures.

Le rôle des forêts tempérées et boréales n'est pas encore clairement établi. Une étude de Kauppi et al. [1992] suggérait que les forêts européennes, actuellement dans une période de recroissance, accumuleraient de l'ordre de 0.1 GtC par an. De manière analogue, Dixon et al. [1994] estiment l'accumulation de carbone dans les forêts de moyennes et hautes latitudes à respectivement 0.26 et 0.48 GtC an⁻¹, enfin, Sedjo [1992] propose une accumulation de 0.7 GtC pour l'ensemble des forêts nordiques. Ces chiffres sont mis en doute par Houghton [1993, 1995] qui estime que les flux calculés pour les régions tropicales et extra-tropicales ne sont pas comparables, les premiers étant des flux nets (émission moins accumulation) tandis que les seconds sont des flux bruts (accumulation). Selon Houghton, le flux net de CO₂ des régions tempérées et boréales est quasi nul.

Un consensus sur l'estimation globale n'est pas aisé à obtenir. Pour les années 1980-1989, le chiffre retenu par le rapport IPCC [1990]⁽¹¹⁾ était de 1.6 ± 1.0 GtC an⁻¹. Depuis ce rapport, les estimations à la baisse de Skole and Tucker [1993] pour la forêt brésilienne (mais difficilement généralisables aux autres régions tropicales) ainsi que les taux d'accumulation dans les forêts tempérées [Kauppi et al., 1992; ...] (mais contestés par Houghton [1993, 1995]) tendent à réduire l'estimation du flux global de déforestation, mais à en augmenter l'incertitude. Lors du *Global Change Institute* sur le cycle du carbone organisé à Snowmass, Colorado, en 1993, le flux global lié à la déforestation fut estimé à 1.4

⁽¹¹⁾ Intergovernmental Panel on Climatic Change

$\pm 1.15 \text{ GtC an}^{-1}$. Le chiffre actuellement recommandé par le groupe IPCC est de $1.1 \pm 1.2 \text{ GtC an}^{-1}$ [IPCC, 1994]. Pour la période 1850–1990, le flux cumulé est de l'ordre de 120 GtC (figure I.20).

Dans le bilan du cycle du carbone, le terme lié à la déforestation est de loin le plus incertain (voir section 4).

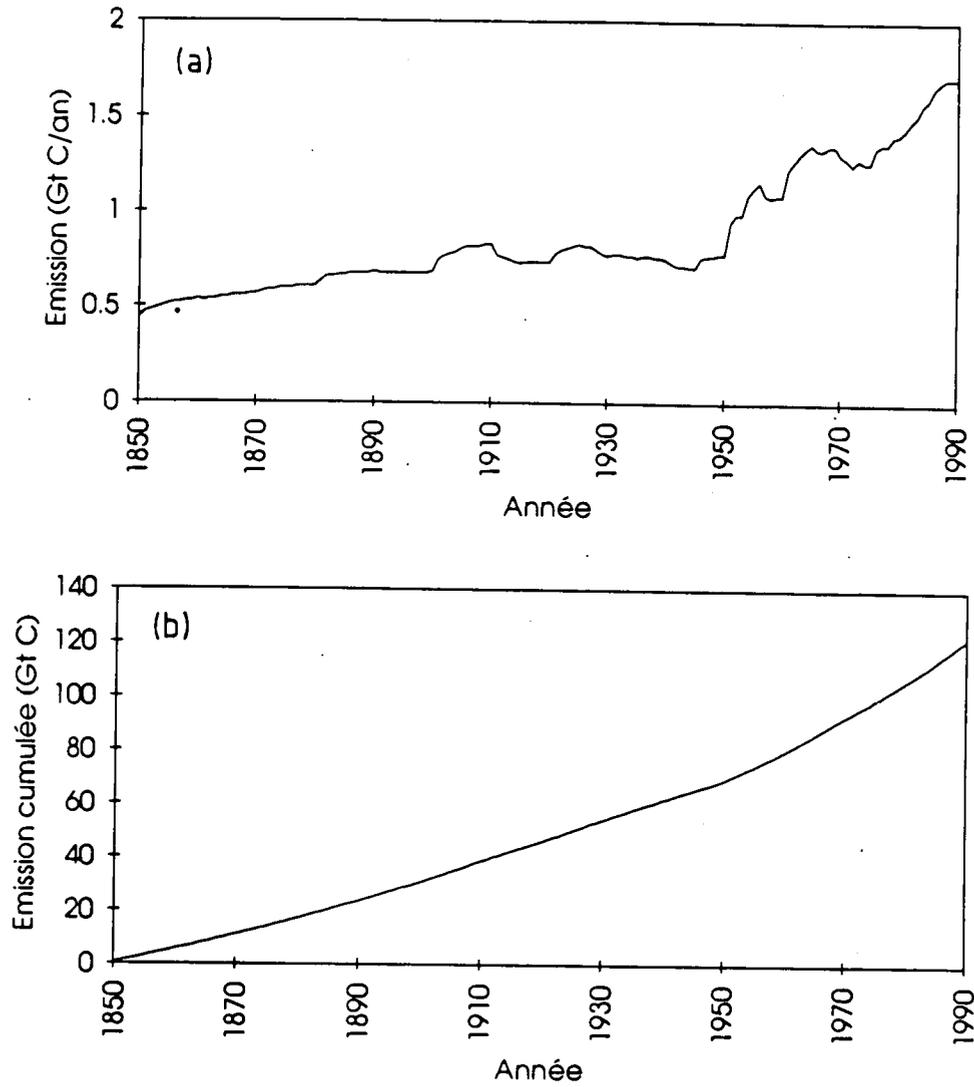


Figure I.20: a) Emissions annuelles et b) émissions cumulées de CO₂ dues à la déforestation de 1850 à nos jours [Houghton, 1995].

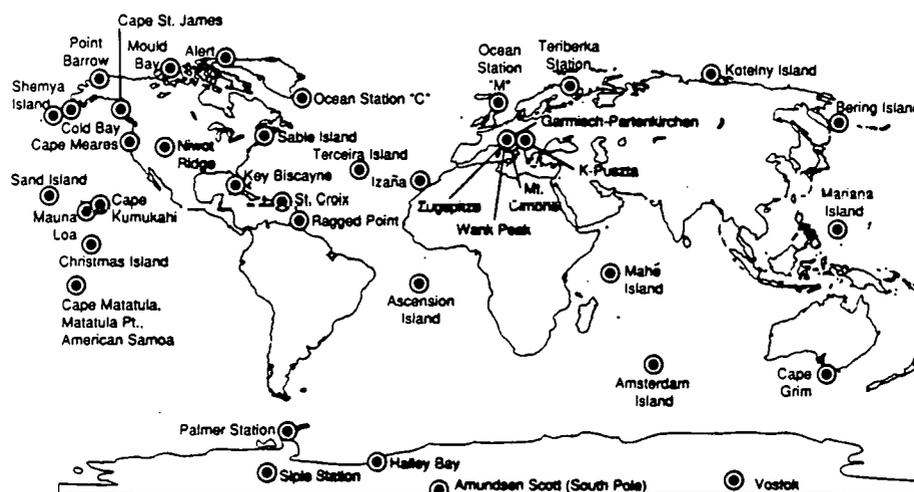


Figure I.21: Distribution géographique des stations de mesure continue du CO₂ atmosphérique [Boden et al., 1991].

3.2 Conséquence atmosphérique

L'injection annuelle de ces quelques 7 Gt de carbone anthropique entraîne indubitablement une élévation de la concentration atmosphérique de CO₂. Ce gaz est mesuré de manière régulière à plus de 50 stations réparties sur la surface du globe (figure I.21) [Keeling et al., 1989a; Boden et al., 1991].

Les deux plus longs enregistrements sont ceux de Mauna Loa (Hawaii) et du Pôle Sud; où le CO₂ est mesuré depuis 1958 (figure I.22) [Keeling, 1960; Keeling et al., 1989a]. A cette époque, la teneur en CO₂ était de 315 ppmv, alors qu'elle atteint 355 ppmv actuellement. Durant les années 1980–1989, l'accroissement annuel était d'environ 3.4 GtC (1.6 ppmv), soit approximativement la moitié de l'émission anthropique. Ceci implique que l'autre moitié du CO₂ injecté est absorbée par le système terrestre (océan et biosphère).

La croissance du CO₂ dans l'atmosphère n'est pas uniforme. La quasi totalité des émissions de combustible fossile étant située dans l'Hémisphère Nord,

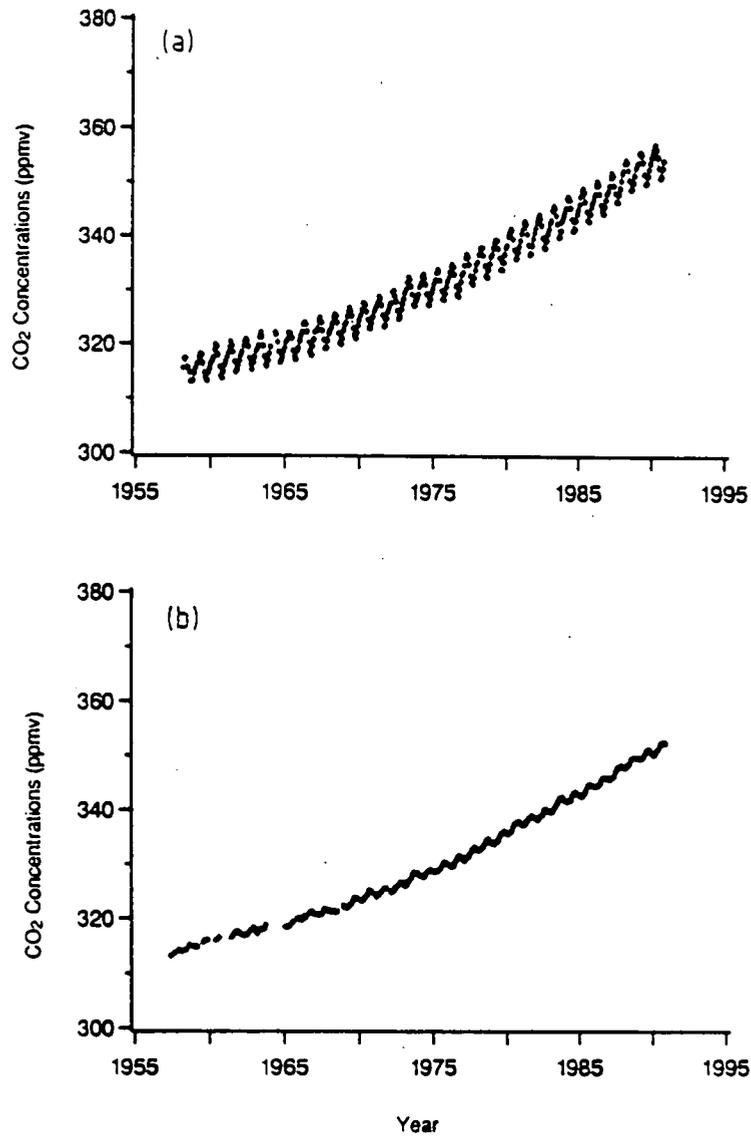


Figure I.22: a) Evolution de la concentration atmosphérique de CO₂ mesurée à a) Mauna Loa (Hawaii) et b) au Pôle Sud [Boden et al., 1991].

la teneur en CO_2 y est légèrement plus élevée que dans l'Hémisphère Sud. La différence de concentration entre les pôles des deux hémisphères, appelée gradient inter-hémisphérique, est actuellement d'environ 3 ppmv (figure I.28) [Keeling et al., 1989a].

L'évolution temporelle du gradient inter-hémisphérique (ainsi que celle de la concentration de CO_2 atmosphérique) est tout à fait parallèle à l'évolution des émissions de CO_2 fossile (figure I.23) [Keeling et al., 1989a; Siegenthaler and Sarmiento, 1993].

L'analyse des isotopes de carbone du CO_2 permet également de voir l'impact de l'activité humaine sur le cycle du carbone. Il existe trois isotopes de carbone du CO_2 d'importance géophysique : deux stables, ^{12}C et ^{13}C et un radioactif ^{14}C (temps de demi-vie 5730 ans). ^{12}C est de loin le plus important (99 %). Les proportions $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (^{13}R) et $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ (^{14}R) varient dans les différents réservoirs (atmosphère, biosphère et océan) en raison de fractionnement isotopique lors des échanges de CO_2 entre ces réservoirs. Par exemple, la photosynthèse favorise le $^{12}\text{CO}_2$, plus léger que les $^{13}\text{CO}_2$ et $^{14}\text{CO}_2$. Les plantes ont dès lors un ^{13}R et ^{14}R plus faible que l'atmosphère. L'abondance de ^{13}C dans un réservoir est exprimée en ‰ de la déviation par rapport au ^{13}R mesuré dans un standard :

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{{}^{13}R^{\text{rés}} - {}^{13}R^{\text{std}}}{{}^{13}R^{\text{std}}} \times 1000 \quad (\text{I.15})$$

Le standard universellement reconnu est PDB (Pee-Dee Belemnite). Le $\delta^{13}\text{C}$ de l'atmosphère actuelle est d'environ -7.8 ‰, celui des plantes de -25 ‰, celui des bicarbonates océaniques de 1.5 ‰,...

Le $\delta^{13}\text{C}$ atmosphérique était clairement plus élevé à l'ère pré-industrielle (-6.4 ‰) qu'actuellement (figure I.24). Cette baisse continue du $\delta^{13}\text{C}$ est due à l'injection de CO_2 anthropique. En effet, le CO_2 provenant de la combustion d'énergie fossile et de la déforestation, étant d'origine végétale, a un $\delta^{13}\text{C}$ de l'ordre de -25 ‰. Son injection dans l'atmosphère entraîne donc une dilution du $\delta^{13}\text{C}$ atmosphérique [Friedli et al., 1986; Keeling et al., 1989a].

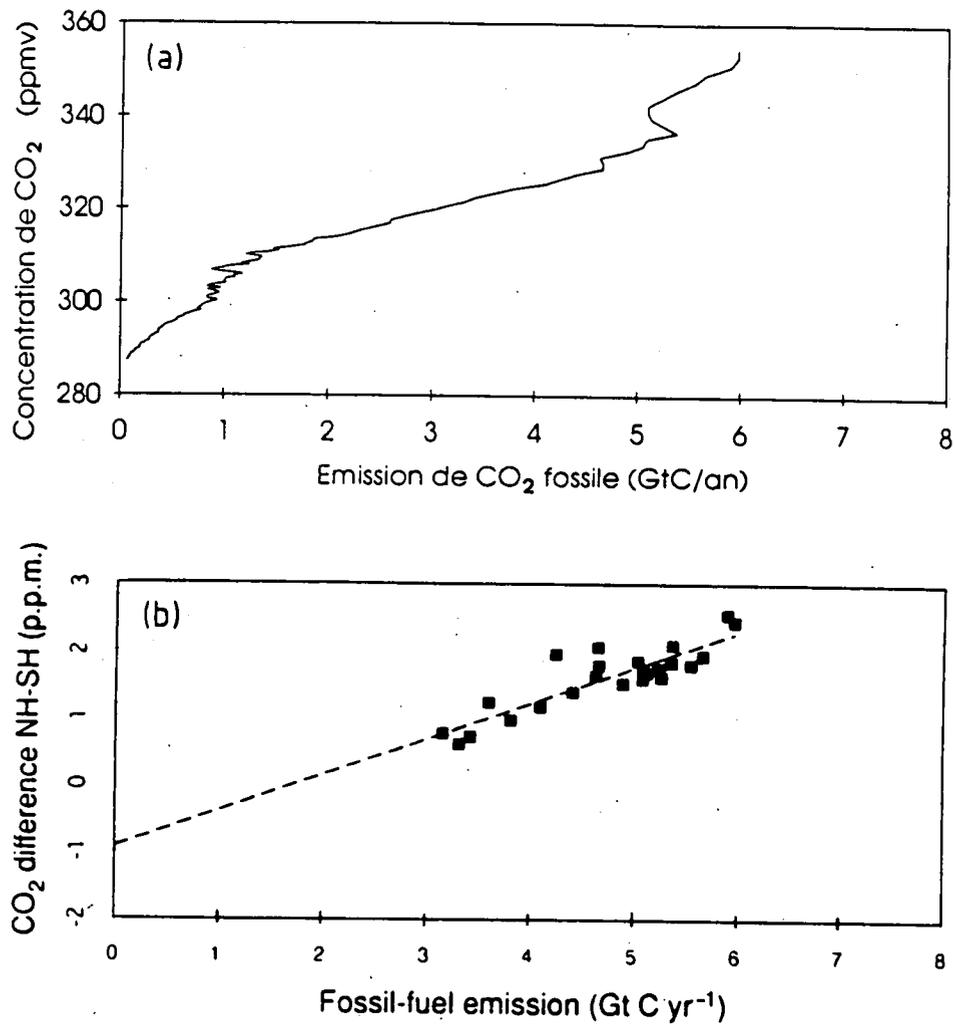


Figure I.23: a) Concentration atmosphérique et b) gradient inter-hémisphérique de CO₂ en fonction des émissions de CO₂ fossile [Siegenthaler and Sarmiento, 1993].

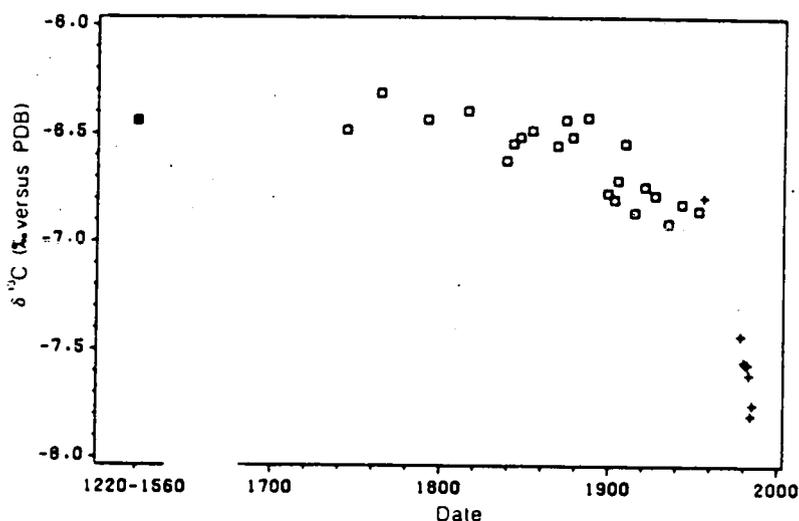


Figure I.24: Concentration atmosphérique de $\delta^{13}\text{C}$ déduite de la carotte de Siple Station (Antarctique). Les croix représentent les données mesurées directement dans l'atmosphère à Mauna Loa (Hawaii) par Keeling [Friedli et al., 1986].

De manière analogue, l'étude du ^{14}C fournit des renseignements sur le cycle du carbone. Le ^{14}C est produit naturellement dans l'atmosphère par réaction nucléaire entre neutrons (formés par rayonnement cosmique) et atomes d'azote. Il est détruit par décomposition radioactive. A nouveau, l'injection de CO_2 d'origine fossile, ayant perdu son ^{14}C au fil des temps géologiques, va diluer le signal atmosphérique. L'analyse du ^{14}C est néanmoins rendue compliquée par l'injection de ^{14}C , pendant les années 1950-1965, suite aux nombreux essais de bombes nucléaires.

3.3 Rétroaction océanique

Nous venons de le constater, une fraction importante ($\pm 60\%$) du CO_2 émis par l'homme est absorbée par le système terrestre (océans et biosphère continentale).

De manière assez naturelle, l'océan fut le premier candidat au puits de CO_2 fossile. L'échange de CO_2 entre l'air et l'océan étant fonction des différences de pression partielle de CO_2 entre ces deux milieux (équation I.2), une augmentation de la concentration atmosphérique induit un flux net de CO_2 pénétrant dans l'océan.

Les premiers modèles développés pour rendre compte du puits océanique de CO_2 étaient des modèles de boîtes, comprenant une boîte atmosphérique et deux boîtes océaniques, l'une pour l'océan superficiel et l'autre pour l'océan profond [Craig, 1957; Revelle and Suess, 1957]. Ensuite, des modèles, toujours de type "boîte", mais de plus en plus complexes, furent proposés (pour une revue, voir Bacastow and Björkström [1981] ou Emanuel et al. [1985b]). Certains d'entre eux tiennent compte d'une résolution verticale dans l'océan et d'un transport diffusif [Oeschger et al., 1975]; ou font une distinction entre océans chauds et froids, et introduisent un transport advectif [Björkström, 1979; Bolin et al., 1983]. D'autres enfin, tiennent compte du cycle photosynthétique océanique [Peng et al., 1983]; ou encore, d'une connexion directe entre l'océan profond et l'atmosphère aux hautes latitudes pour simuler la circulation thermohaline [Siegenthaler, 1983].

Depuis quelques années des modèles tri-dimensionnels ont été développés. Ces modèles, de manière analogue aux GCM atmosphériques, calculent le transport océanique en résolvant les équations de la dynamique des fluides. A l'heure actuelle, deux GCM océaniques sont opérationnels pour le calcul du puits océanique de CO_2 fossile [Maier-Reimer and Hasselmann, 1987; Sarmiento et al., 1992].

Ces modèles sont généralement calibrés (modèles de boîtes) ou validés (GCM océaniques) par la simulation de la distribution d'un traceur, généralement le radiocarbone (^{14}C).

Différents auteurs ont comparé les puits océaniques de CO₂ estimés par ces différents modèles [*Emanuel et al.*, 1985b; *IPCC*, 1990; *Fung*, 1993; *Siegenthaler and Sarmiento*, 1993]. Pour les années 1980–1989, en tenant compte des incertitudes des différents modèles, le puits océanique est estimé à 2.0 ± 0.6 GtC an⁻¹ [*Siegenthaler and Sarmiento*, 1993]. Depuis 1850, on estime que l'océan a absorbé environ 100 GtC.

4 Bilan contemporain du CO₂

Le bilan global du CO₂ peut s'exprimer comme suit :

$$\frac{\partial C_{ATM}}{\partial t} = ATM = FOS + DEF - OCN - RES \quad (I.16)$$

où C_{ATM} est la masse atmosphérique de CO₂; ATM est donc le taux d'accroissement de cette quantité; FOS et DEF sont les flux respectivement liés à la combustion d'énergie fossile et à la déforestation; OCN est le puits océanique; et enfin, RES est le terme résiduel obtenu par différence des quatre premiers termes. Si l'océan était le seul puits de CO₂ anthropique, RES devrait être nul. L'examen du tableau I.4 qui reprend les estimations les plus récentes de ces différents flux pour la dernière décennie et pour l'ensemble de la période industrielle révèle que ce n'est vraisemblablement pas le cas [IPCC, 1994].

Tableau I.4: Bilan des perturbations anthropiques du cycle du CO₂.

	Moyenne 1980-1989 (GtC an ⁻¹)	Total 1850-1989 (GtC)
Combustion d'énergie fossile (FOS) ^(a)	5.5 ± 0.5	225
Déforestation (DEF) ^(b)	1.1 ± 1.2	120
Accroissement atmosphérique (ATM) ^(c)	3.4 ± 0.2	140
Puits océanique (OCN) ^(d)	2.0 ± 0.6	100
Puits Résiduel (RES) ^(e)	1.2 ± 1.4	105

^(a) Andres et al. [1995], ^(b) IPCC [1994], ^(c) IPCC [1990],

^(d) Siegenthaler and Sarmiento [1993], ^(e) Par différence (équation I.16)

Malgré les incertitudes sur les différents flux, il est quasiment impossible de fermer le cycle du CO₂ sans l'introduction d'un puits résiduel (souvent appelé puits manquant).

La même constatation vaut lorsque l'on étudie l'évolution temporelle des différents flux du bilan (figure I.25) [Siegenthaler and Sarmiento, 1993].

D'autres indices confirment l'existence de ce puits manquant. Comme évoqué précédemment, la concentration de CO₂ est relativement plus élevée dans l'Hémisphère Nord que dans l'Hémisphère Sud [Keeling et al., 1989a]. On peut aisément visualiser ce gradient en développant un modèle simple où l'atmosphère est divisée en deux compartiments, un pour chaque hémisphère. La figure I.26 représente un tel modèle.

Dans cette figure, C_N et C_S sont respectivement les contenus en CO₂ des Hémisphères Nord et Sud. Nous faisons l'hypothèse que le flux FOS est uniquement situé dans l'Hémisphère Nord (en réalité, environ 4 % des émissions proviennent de l'Hémisphère Sud) (figure I.27). De même, on peut supposer que le puits océanique, OCN , est principalement situé dans l'Hémisphère Sud. Le flux lié à la déforestation, étant en première approximation centré sur l'équateur, influence peu le gradient et sera donc négligé ici.

La différence de concentration entre les deux hémisphères induit un transport de CO₂. Le temps caractéristique d'échange inter-hémisphérique, τ , est de l'ordre d'un an [Tans et al., 1990].

Les équations de conservation de la masse pour chaque hémisphère sont donc :

$$\frac{\partial C_N}{\partial t} = FOS - \frac{(C_N - C_S)}{\tau} \quad (I.17)$$

$$\frac{\partial C_S}{\partial t} = -OCN + \frac{(C_N - C_S)}{\tau} \quad (I.18)$$

où encore, par différence :

$$\frac{\partial(C_N - C_S)}{\partial t} = FOS + OCN - 2\frac{(C_N - C_S)}{\tau} \quad (I.19)$$

La solution stationnaire de cette équation est :

$$C_N - C_S = \frac{\tau(FOS + OCN)}{2} \quad (I.20)$$

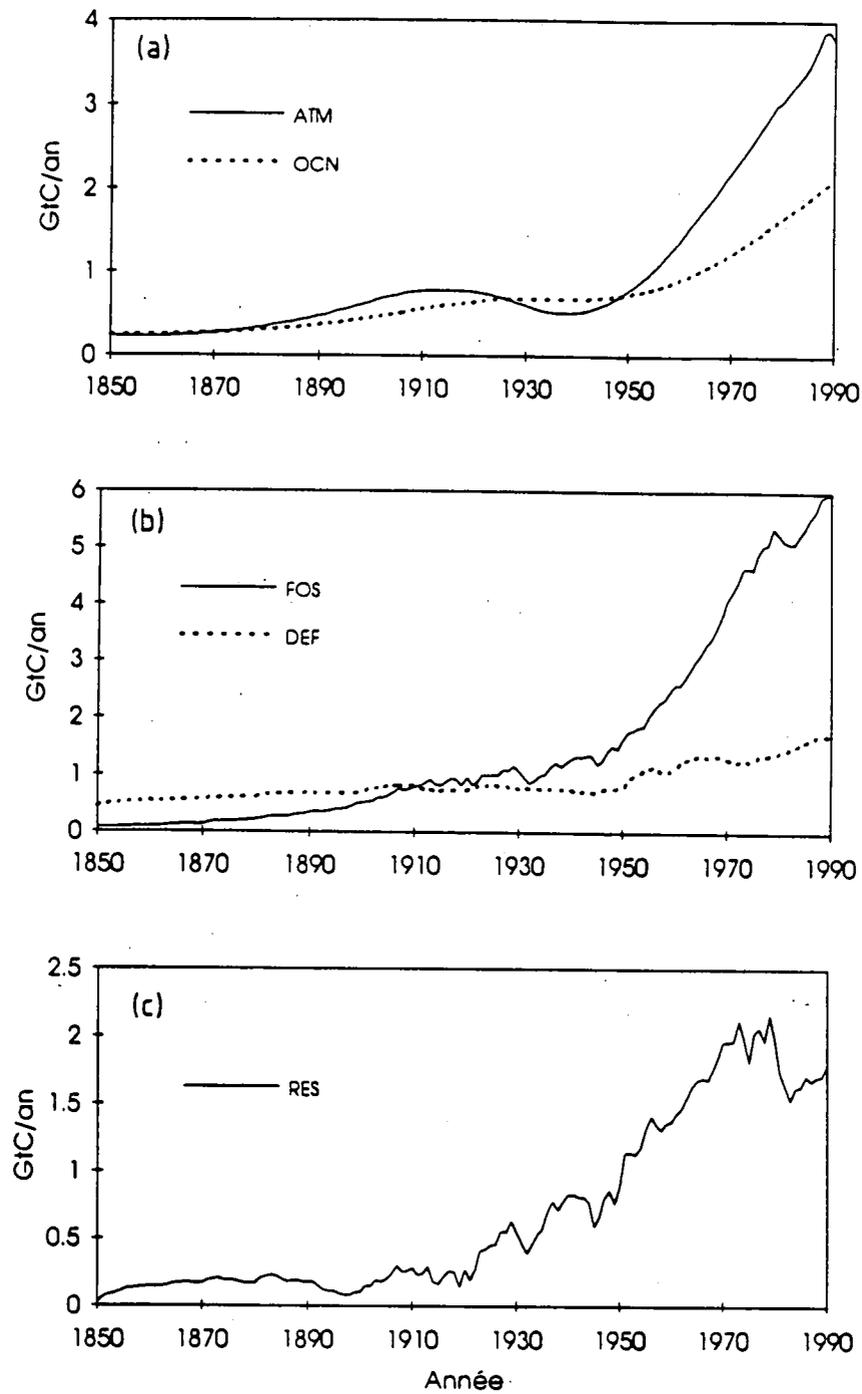


Figure I.25: Bilan du CO₂ (en GtC an⁻¹) : évolution temporelle des émissions fossiles (*FOS*), flux de déforestation (*DEF*), croissance atmosphérique (*ATM*), puits océanique (*OCN*), et puits résiduel (*RES*) [Siegenthaler and Sarmiento, 1993].

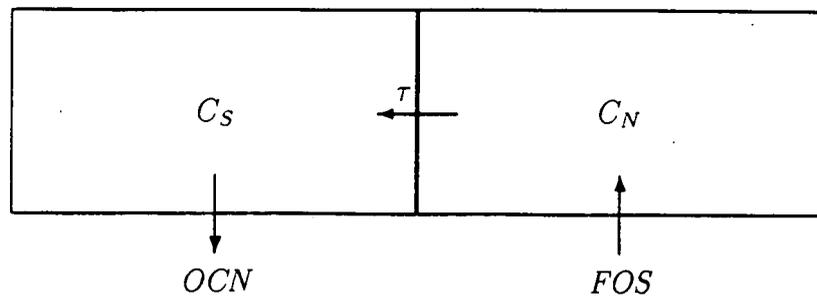


Figure I.26: Modèle à deux boîtes de l'atmosphère. Les variables sont définies dans le texte.

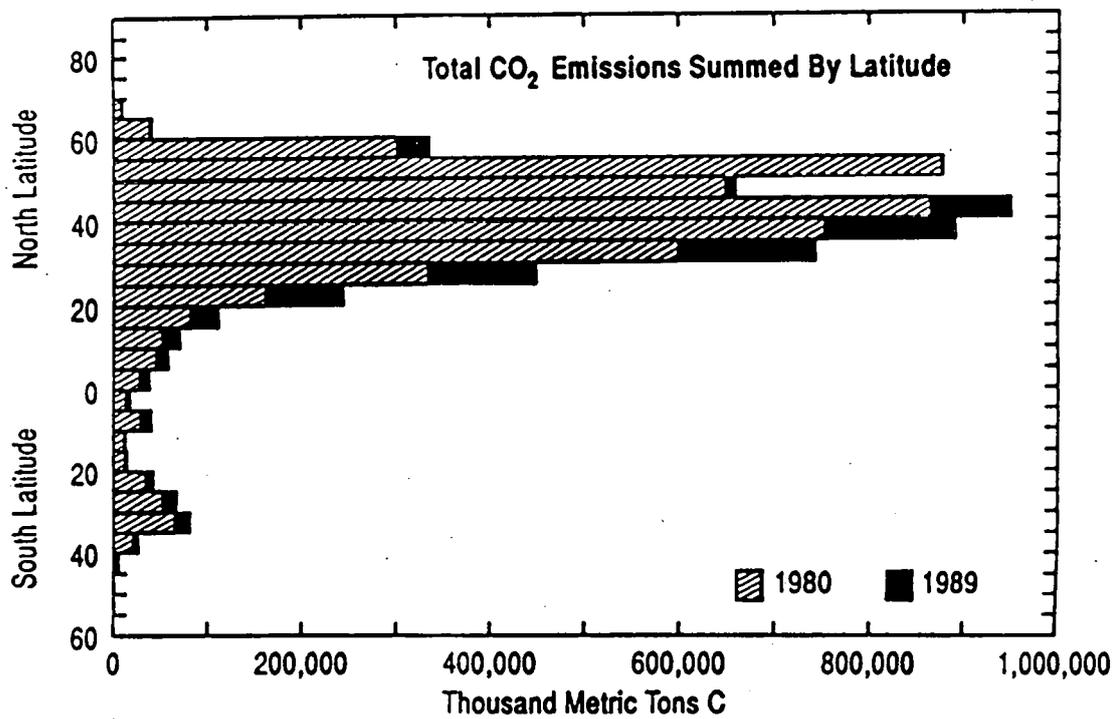


Figure I.27: Emissions annuelles de CO₂ fossile en 1980 et 1989 réparties par bandes de latitude [Andres et al., 1995].

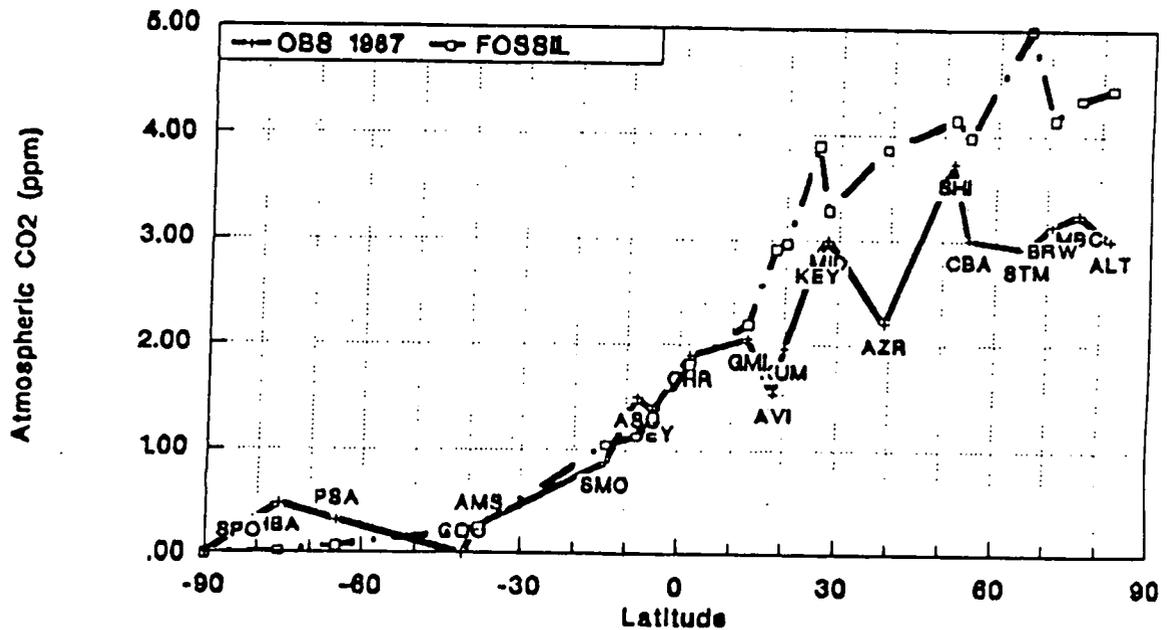


Figure I.28: Gradient inter-hémisphérique de CO_2 observé et gradient dû à la source de CO_2 fossile modélisé par le modèle de transport du GISS [Fung, 1993].

Pour une émission fossile de 5.5 GtC, un puits océanique de 2.0 GtC et un temps caractéristique de un an, on obtient un gradient inter-hémisphérique de 3.75 GtC, soit 3.5 ppmv.

Ce gradient est nettement supérieur au gradient observé. En effet, nous avons précédemment fait mention d'un gradient observé de 3 ppmv, mais il s'agissait là de la différence de concentration mesurée entre les deux Pôles. Or cette différence est de l'ordre de deux fois supérieure à celle des concentrations moyennes de chaque hémisphère. Une source fossile liée à un puits uniquement océanique ne permet donc pas d'expliquer le gradient inter-hémisphérique. Deux études approfondies, utilisant un modèle de transport atmosphérique tridimensionnel, ont clairement montré l'impossibilité de reproduire le gradient inter-hémisphérique sans l'inclusion d'un puits supplémentaire situé dans l'Hémisphère Nord (figure I.28) [Keeling et al., 1989b; Tans et al., 1990].

Enfin, l'analyse de l'isotope $\delta^{13}\text{C}$ met également en évidence la présence d'un puits manquant. De manière analogue au CO₂, l'analyse peut porter sur le bilan global de $\delta^{13}\text{C}$ [Quay et al., 1992; Tans et al., 1993; Broecker and Peng, 1993a; Francey et al., 1994] ou sur sa distribution atmosphérique [Keeling et al., 1989b; Fung, 1993; Ciais et al., 1994].

En fait, comme l'ont mis en évidence Broecker et al. [1979], la prise de conscience de l'existence de la déforestation tropicale (et de l'émission de CO₂ résultante) a forcé les modélistes à repenser le cycle du carbone. En l'absence de source de CO₂ atmosphérique liée à la déforestation, les modèles de boîtes qui ne tiennent compte que du puits océanique sont capables de fermer le bilan du CO₂. En d'autres termes, le carbone s'accumulant dans l'atmosphère et l'océan balance le flux émis par la combustion d'énergie fossile. Tout au plus, ces modèles comprenaient une ou deux boîtes représentant la biosphère continentale, mais son rôle restait mineur [Bacastow and Keeling, 1973; Oeschger et al., 1975; Bolin, 1981; ...]. Dès que l'on admet un taux de déforestation non négligeable, il faut chercher un puits manquant d'amplitude comparable. La localisation de ce puits manquant est toujours un sujet controversé, chacun essayant de le trouver dans son domaine de recherche, voire sur son territoire géographique ! Par exemple, Sedjo [1992], cité par Houghton [1993] écrivait :

... in some area of the temperate forest the suppression of wildfire has been phenomenal. A result is a large buildup of forest biomass. Fires may also lead to large charcoal depositions being created.

En d'autres termes, l'augmentation, tout comme la diminution de la fréquence des feux de forêts conduirait, selon Sedjo, à une accumulation de carbone dans la biosphère.

Grâce aux récents développements des GCM océaniques d'une part, et aux informations provenant des modèles de transport atmosphérique de CO₂ d'autre part, un consensus semble néanmoins émerger : l'océan ne peut clairement pas absorber la totalité du CO₂ émis, la biosphère continentale joue donc également un rôle important dans le bilan du carbone.

Le processus principalement évoqué pour rendre compte de ce puits biosphérique est l'effet de fertilisation, c'est à dire l'augmentation de l'activité photosynthétique des plantes due à l'élévation de la teneur atmosphérique en CO_2 . L'hypothèse généralement admise d'équilibre entre les flux entrant (*NPP*) et sortant (décomposition de la matière organique) ne serait dès lors plus vérifiée, et la biosphère continentale accumulerait du carbone.

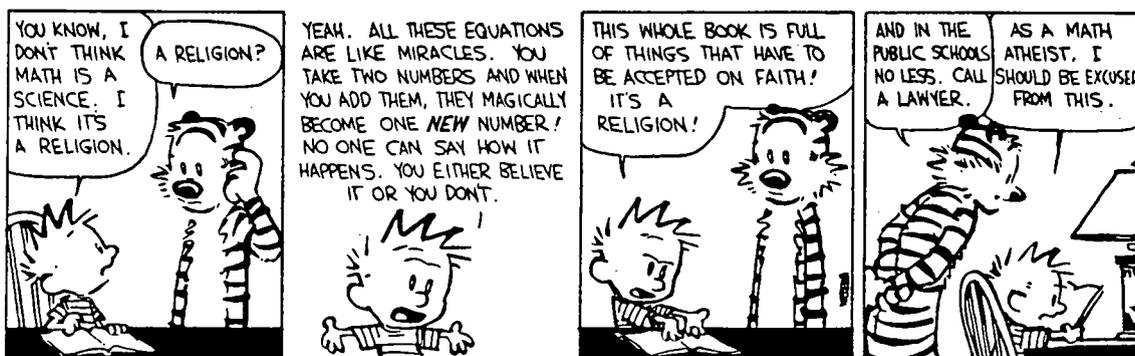
Il existe néanmoins d'autres phénomènes susceptibles d'être responsable d'une partie du puits manquant. Citons l'eutrophisation de la biosphère et des océans par la déposition atmosphérique d'azote anthropique [*Peterson and Melillo, 1985; Schindler et al., 1993; Hudson and Goldstein, 1994*]; l'eutrophisation des zones côtières due aux transport par les cours d'eau de nutriments d'origine anthropique; l'impact de la variabilité climatique sur les échanges de CO_2 entre l'air et la mer [*Keeling et al., 1995*] ou l'air et la biosphère [*Dai and Fung, 1993*],...

Dans le présent travail, axé sur la biosphère, nous étudierons les impacts respectifs et combinés de la fertilisation par le CO_2 , de la déposition d'azote et de la variabilité climatique sur les échanges de CO_2 entre l'atmosphère et la biosphère (cf. chapitre IV). Nous ne tenterons pas d'estimer les impacts de ces différents phénomènes sur l'activité océanique, laissant aux océanographes le soin de quantifier ces grandeurs.

Dans le chapitre qui suit, nous introduisons le modèle *SLAVE*. Ce modèle a été développé dans le but de simuler l'activité biosphérique et sa sensibilité à des perturbations telles que celles mentionnées ci-dessus (changements climatiques, changements des concentrations atmosphérique de CO_2 et d'oxyde d'azote).

Chapitre II

Le modèle SLAVE



1 Approche générale et architecture

SLAVE — Scheme for Large-scale Atmosphere Vegetation Exchange — est un modèle calculant la répartition géographique des principaux flux et réservoirs de carbone au sein de la biosphère, ainsi que les échanges saisonniers de CO_2 avec l'atmosphère.

La philosophie générale adoptée pour le développement de ce modèle est de représenter la biosphère comme un maillon du système terrestre, en fonction de ses interactions avec les autres éléments de ce système (climat, composition atmosphérique, les océans,...). Notre objectif est double. Il est d'abord de simuler correctement le cycle du carbone dans une biosphère supposée à l'équilibre et ensuite, de simuler l'évolution inter-annuelle de ce système en lui imposant d'autres conditions limites ou initiales.

Les champs d'application de ce modèle sont multiples : estimation des distributions biosphériques de carbone et atmosphériques de CO_2 pour l'époque actuelle, bilan du CO_2 contemporain et recherche du puits manquant, étude du cycle du carbone pour d'autres époques climatiques (âge glaciaire ou climat futur), estimation du rôle de la biosphère dans les émissions de gaz en trace, etc.

De ce fait, *SLAVE* répond à plusieurs critères essentiels :

- être global;
- avoir une résolution spatiale comparable à celle des modèles atmosphériques (GCM, modèles de transport et modèles de chimie atmosphérique);
- avoir une résolution temporelle qui permette de simuler la saisonnalité de l'activité biosphérique, clairement visible dans le signal atmosphérique de CO_2 ;
- être "climatique", c'est-à-dire, défini par des variables calculées à partir de variables climatiques simples (température, précipitation). Les distributions de ces paramètres sont relativement bien établies à l'échelle globale

grâce aux réseaux de mesures météorologiques. De plus, ces paramètres peuvent être raisonnablement bien prédits par des modèles de climat. L'étude de l'activité biosphérique pour des climats autres que le climat actuel est dès lors envisageable;

- calculer, outre le cycle du carbone, la distribution des types de végétations en fonction des paramètres climatiques, de façon à ne pas dépendre de la distribution actuelle observée.

Dès lors, nous n'avons pas l'ambition de décrire dans ses détails l'activité biosphérique et ses innombrables processus physiologiques, — des modèles comme TEM [Raich *et al.*, 1991; McGuire *et al.*, 1992] ou CASA [Potter *et al.*, 1993] (voir annexe B) adoptant une approche nettement plus physiologique —, mais plutôt de produire un outil capable d'appréhender le rôle de la biosphère dans le cycle du carbone, ainsi que sa sensibilité à des perturbations naturelles ou anthropiques.

Le modèle *SLAVE* possède une résolution spatiale de $5^\circ \times 5^\circ$ et une résolution temporelle d'un mois. L'architecture générale du modèle est schématisée à la figure II.1. *SLAVE* comprend sept sous-modèles calculant successivement :

- la distribution de dix types de végétations;
- le bilan hydrique du sol;
- les flux et réservoirs de carbone dans
 - la phytomasse,
 - la litière,
 - le sol;
- un cycle simplifié de l'azote;
- l'effet de fertilisation du CO_2 atmosphérique.

Les trois réservoirs de carbone sont subdivisés en fraction herbeuse (tiges, feuilles) et ligneuse (branches, troncs, racines). Les flux et réservoirs sont calculés

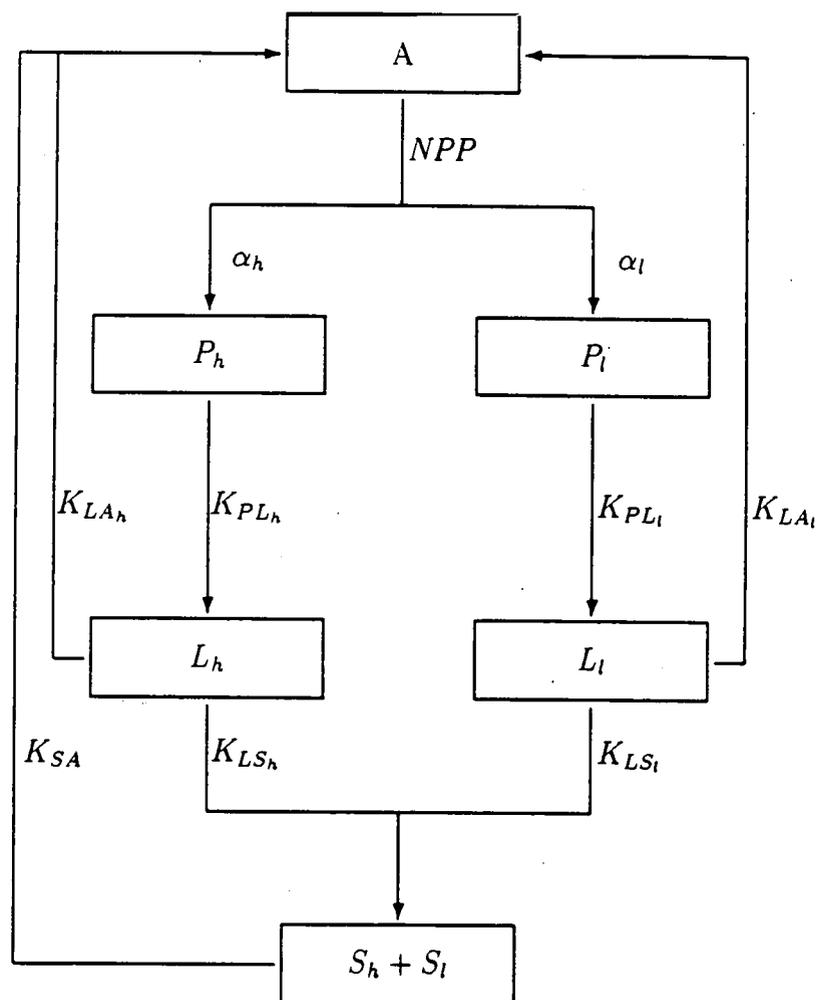


Figure II.1: Illustration schématique du modèle *SLAVE*. Les différentes variables de cette figure sont explicitées dans le texte.

à l'aide des équations de conservation de masse au sein des 2×3 réservoirs, à savoir :

$$\frac{dP_{h,l}}{dt} = \alpha_{h,l}NPP - K_{PL_{h,l}}P_{h,l} \quad (\text{II.1})$$

$$\frac{dL_{h,l}}{dt} = K_{PL_{h,l}}P_{h,l} - K_{LA_{h,l}}L_{h,l} - K_{LS_{h,l}}L_{h,l} \quad (\text{II.2})$$

$$\frac{dS_{h,l}}{dt} = K_{LS_{h,l}}L_{h,l} - K_{SA_{h,l}}S_{h,l} \quad (\text{II.3})$$

où P , L et S sont les contenus en carbone des réservoirs phytomasse, litière et sol (gC m^{-2}); les indices h et l réfèrent respectivement aux parties herbeuse et ligneuse de ces réservoirs; t est le temps; α_h et α_l représentent les fractions de la NPP allouées respectivement aux parties herbeuse et ligneuse dans la phytomasse; enfin, K_{XY} représente le coefficient de transfert du carbone du réservoir X vers le réservoir Y . Ce coefficient peut être vu comme l'inverse du temps de résidence du carbone dans le réservoir X . Il est généralement fonction du type de végétation et/ou du climat.

L'évolution du CO_2 atmosphérique, A , vis à vis des échanges avec la biosphère est, dès lors, décrit par l'équation suivante :

$$\frac{dA}{dt} = \sum_{i=h,l} (K_{LA_i}L_i + K_{SA_i}S_i - \alpha_i NPP) \quad (\text{II.4})$$

Les équations introduites ci-dessus font l'hypothèse que le système étudié est linéaire, c'est-à-dire que les flux de matière entre deux réservoirs sont proportionnels à la taille du réservoir donneur, K_{XY} étant la constante de proportionnalité. Ce type d'équations, appelées équations du premier ordre, est d'usage courant dans la modélisation des systèmes géophysiques [Holland, 1978; Lasaga, 1980].

Nous avons développé deux versions du modèle *SLAVE*. En l'absence de perturbations externes (telles que augmentation du CO_2 atmosphérique, variabilité climatique, ...), on peut raisonnablement supposer que le système biosphérique se trouve dans un régime d'équilibre. Partant de cette hypothèse, la première version du modèle calcule les échanges saisonniers de CO_2 entre l'atmosphère et

les différents réservoirs biosphériques, en supposant qu'à l'échelle annuelle, les flux nets entre les réservoirs sont nuls. Mathématiquement, cela revient à annuler les dérivées temporelles dans les équations II.1 à II.4 ⁽¹⁾. Ce modèle stationnaire, qui sera décrit en détail dans les sections 2 et suivantes, produit les grandeurs telles que distribution de la végétation, *NPP*, flux net saisonnier de CO₂ entre la biosphère et l'atmosphère, densité de carbone dans la phytomasse, litière et sol,...

Ces distributions produites par le modèle stationnaire seront ensuite validées au chapitre III soit par des données de terrain (type de végétation, *NPP*, densité de carbone), soit par des données satellites (*NPP*) ou encore par des données dérivées du signal atmosphérique du CO₂ (flux net biosphère-atmosphère).

La deuxième version de *SLAVE* est destinée à l'étude de l'impact des perturbations d'origine anthropique sur le cycle du carbone biosphérique. Partant d'une situation d'équilibre donnée, nous résolvons ensuite les équations temporelles II.1 à II.4, de manière à simuler l'évolution de la biosphère à la suite d'un forçage tel que l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère ou la variabilité climatique. Cette version dépendante du temps, décrite en annexe A, sera utilisée pour différentes applications telles que la recherche du puits manquant dans le bilan contemporain de CO₂ ou les scénarios IPCC⁽²⁾ (cf. chapitre IV).

Dans les sections suivantes de ce chapitre, nous décrirons successivement les sept sous-modèles de *SLAVE* évoqués précédemment (distribution des écosystèmes; bilan hydrique du sol; cycle du carbone dans la phytomasse, litière et sol; cycle de l'azote et effet de fertilisation).

⁽¹⁾ Plus exactement, les dérivées temporelles sont annulées pour le calcul des variables annuelles, mais sont conservées dans le calcul des variables mensuelles, où l'hypothèse d'équilibre n'est plus valable.

⁽²⁾ Un des buts du groupe IPCC est d'estimer les émissions futures de CO₂ compatibles avec différents niveaux de concentration atmosphérique de CO₂. Ce type de calcul nécessite des modèles du cycle du carbone océanique et biosphérique pour estimer le rôle futur de ces réservoirs dans le bilan du CO₂.

2 Modèle bioclimatique

A grande échelle, la distribution de la végétation est déterminée principalement par le climat. Des modèles bioclimatiques reliant des types de végétations à des paramètres climatiques ont été développés depuis longtemps [Köppen, 1936; Holdridge, 1947; Thornthwaite, 1948]. Ces modèles utilisent une approche corrélative empirique. La distribution actuelle de la végétation et de certaines variables climatiques (généralement température, précipitation ou évapotranspiration) permet de définir un "espace climatique" dans lequel un type de végétation donné est rencontré.

Plus récemment, tout en conservant le même type d'approche, des schémas bioclimatiques ont été développés pour le climat actuel [Prentice, 1990; Friedlingstein et al., 1992] et ensuite appliqués à d'autres climats (calculés par des GCM), tels que celui qui prévalait au dernier maximum glaciaire [Manabe and Stouffer, 1980; Hansen et al., 1984; Prentice and Fung, 1990; Friedlingstein et al., 1992; 1995a] ou le climat consécutif à un doublement de la concentration du CO₂ atmosphérique [Emanuel et al., 1985a; Prentice and Fung, 1990; Smith and Shugart, 1993].

Des modèles éco-physiologiques sont actuellement développés. Ces modèles ne se basent plus sur des corrélations végétation-climat, mais plutôt sur des observations expérimentales de variables plus directement reliées à l'activité physiologique des plantes, telles que la température minimale en hiver, l'intensité de la période de croissance, l'humidité du sol, ... pour déterminer la distribution de différents types de végétations [Woodward, 1987; Prentice et al., 1992].

Le schéma bioclimatique que nous avons développé s'apparente clairement aux modèles de type corrélatif. SLAVE décrit la distribution de neuf types de végétations en fonction de deux variables climatiques. Diviser la biosphère continentale en neuf types de végétations peut sembler extrêmement grossier, mais il convient de rappeler que la résolution spatiale adoptée, 5° × 5° (soit environ 500 km sur 500 km à l'équateur), limite le degré de détail auquel la végétation peut être décrite. D'autre part, la classification simple que nous avons adoptée

nous permet de porter notre attention sur les caractéristiques les plus importantes des types de végétations pour la modélisation des échanges de carbone entre la biosphère et l'atmosphère. Ce sont, par exemple, la distinction entre végétation de type herbacée ou boisée, les forêts caducifoliées ou sempervirentes, les types de végétations où la décomposition hétérotrophe est rapide ou lente, ... De plus, notre modèle autorise plusieurs types de végétation à "cohabiter" en un même point de grille. Il rend, dès lors, les transitions entre types de végétations moins abruptes.

En nous basant sur la *World Ecosystem Database* développée par *Olson et al.* [1985], qui comprend 52 types d'écosystèmes (tableau II.1) à une résolution spatiale de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, nous avons défini, à la résolution du modèle, neuf types de végétations naturels, à savoir :

1. forêt tropicale sempervirente,
2. forêt tropicale saisonnière,
3. savane,
4. steppe,
5. forêt caducifoliée tempérée,
6. forêt de conifères,
7. toundra,
8. désert,
9. glace.

Un dixième type de végétation regroupe l'ensemble des écosystèmes anthropiques d'*Olson et al.* [1985] (cultures, pâturages).

Le tableau II.2 établit la correspondance entre nos dix types de végétations et les écosystèmes d'*Olson et al.* [1985]. Les figures II.5 à II.9 présentent la distribution selon *Olson et al.* [1985] des dix types de végétations. Les étendues de ces types de végétations sont également reprises dans le tableau II.2.

Tableau II.1: Liste des écosystèmes repris dans la *World Ecosystem Database* développée par *Olson et al.* [1985].

Code	Description
20, 21	Taiga
22	Cool conifer
23	Cool hardwood-conifer forest
24	Deciduous forests, warm woods with conifers
25	Deciduous "summergreen" forests
26	Partly deciduous forest, broadleaved south temperate forest
27	Warm or hot conifer
28	Tropical montane
29, 33	Tropical/subtropical broadleaved humid forest
30	Cool crop, settlement and commercial land
31	Hot or warm crop, settlement and commercial land
32	Tropical dry forest and woodland
36	Paddy and associated crops
37	Irrigated dry land, urban and fringe, warm or hot
38	Irrigated dry land, urban and fringe, cool
39	Irrigated dry land, urban and fringe, cold
40	Cool grassland, scrub
41	Warm or hot scrub and grassland
42	Siberian parklands, Tibetan meadows
43	Tropical savanna and woodlands
44	Bog/mire, cold or cool climates
45, 72	Swamp/marsh, warm or hot wetlands
46	Mediterranean tree/scrub
47	Other dry or highland tree/scrub
48	Semi-arid woodland or low forest

Tableau II.1 : Suite.

49	Sparse vegetation, rocky
50	Sand desert
51, 71	Desert or semidesert
52	Semidesert scrub, cool
53, 54	Tundra
55, 58	Cold/warm field/woods complexes
56, 57	Cold/warm forest/field complexes
59	Succulent and thorn woods, scrub
60, 61	Southern continental taiga
62	Northern or maritime taiga
63	Wooded tundra
64	Heat and moorland
65-68	Shore and immediate hinterlands complexes
69	Polar or rock desert
70, 17	Ice

La distribution originelle des 52 écosystèmes d'*Olson et al.* [1985] est de type dichotomique, c'est-à-dire qu'en chaque cellule $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, un seul type d'écosystème est présent et occupe donc la totalité de la surface de la cellule. Une cellule du modèle *SLAVE* regroupe 100 cellules de la grille d'*Olson et al.* [1985] et contient donc généralement plus d'un type de végétation. Notre distribution est dès lors de type fractionnaire, chaque cellule $5^\circ \times 5^\circ$ étant caractérisée par les fractions occupées par chacun des dix types de végétations. La somme de ces fractions égale la fraction continentale de la cellule.

Outre une information relative à la distribution de la végétation, le modèle bioclimatique nécessite également la connaissance de certaines données climatiques. Nous avons fait usage de la climatologie compilée par *Shea* [1986]. Les données mensuelles de température de surface et de précipitation, disponibles à une résolution spatiale de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, ont été interpolées à la résolution du modèle.

Tableau II.2: Regroupement des 52 écosystèmes d'*Olson et al.* [1985] en dix types de végétations reconnus par *SLAVE*.

Type de végétation	Ecosystèmes d'Olson ^(a)	Superficie (10 ⁶ km ²)
1 Forêt tropicale sempervirente	29, 33	10.5
2 Forêt tropicale saisonnière	27, 28, 32	6.1
3 Savane	43	6.7
4 Steppe ^(b)	40-42, 47, 52, 59, 64	30.8
5 Forêt tempérée caducifoliée	24-26, 46, 48, 56	7.5
6 Forêt de conifères	20-23, 57, 60-62	18.2
7 Toundra	53, 63	11
8 Désert aride	49-51	16.2
9 Désert de glace	17, 69-71	15.6
10 Culture ^(c)	30, 31, 36-39, 0.75(55 + 58), 0.25(56 + 57)	20.1

^(a) voir tableau II.1.

^(b) le terme "steppe" regroupe, outre les steppes *stricto sensu* (telles celles d'Asie Centrale), d'autres formations herbacées, telles que les prairies des Grandes Plaines des Etats-Unis, la pampa d'Amérique du Sud, les semi-déserts australiens ou sub-sahélien,...

^(c) les écosystèmes 55 et 58 (56 et 57) consistent en un mélange forêt-culture, où les cultures sont majoritaires (minoritaires).

A partir de la climatologie de *Shea*, nous avons calculé les deux variables climatiques gouvernant le schéma bioclimatique, à savoir, la précipitation moyenne annuelle, PPT et la bio-température, T_{Bio} . La bio-température est définie comme la moyenne annuelle des températures mensuelles, T_m , en ne tenant compte que des mois où la température est supérieure à 0°C :

$$T_{Bio} = \frac{1}{12} \sum_{\substack{m=1 \\ T_m > 0}}^{12} T_m \quad (\text{II.5})$$

Le choix de la variable bio-température est préférable à celui de la température moyenne annuelle. L'exemple suivant permet de comprendre notre choix. Soit deux régions de hautes latitudes, la première ayant une très courte période en été où une température positive initie une activité hydrologique et donc une possible période de croissance des plantes; la deuxième région, située quelque peu plus au Nord, ne voyant jamais sa température passer au delà de 0°C . Ces deux régions peuvent être caractérisées par des températures moyennes annuelles très voisines. Leur bio-température est cependant très différente; elle est strictement positive dans la première région et égale à zéro dans la seconde. La bio-température permet donc de distinguer aisément les zones perpétuellement gelées des autres régions. Il convient de noter que la bio-température et la température moyenne annuelle se confondent dans les régions tropicales.

Les champs de précipitation annuelle et de bio-température sont illustrés à la *figure II.10*.

En chaque point de grille du modèle, on peut donc associer les trois variables suivantes : précipitation annuelle, bio-température et type de végétation observé dominant.

Pour chaque type de végétation, nous avons représenté ces associations dans un diagramme climatique (bio-température-précipitation). Ces diagrammes (figures II.2 à II.4) représentent donc la zone climatique dans laquelle un type de végétation donné est actuellement présent. Nous faisons l'hypothèse que cette zone climatique est également celle qui est nécessaire au développement de ce type de végétation. De ce fait, nous négligeons l'influence que peuvent avoir d'autres

facteurs sur la distribution des types de végétations, comme le type de sol, la saisonnalité des précipitations,...

L'algorithme que nous avons développé consiste à définir, pour chaque type de végétation, un domaine de l'espace bio-température-précipitation où ce type de végétation est autorisé à exister. Mathématiquement, ces domaines sont définis par des intervalles de bio-température donnés pour différentes valeurs de la précipitation. Entre deux niveaux de précipitation, les intervalles de bio-température sont interpolés logarithmiquement. Le tableau II.3 reprend pour les neuf types de végétations les intervalles (ΔT_{Bio}) de la bio-température pour des niveaux croissants de la précipitation. Au vu de ce tableau, on s'aperçoit que dans certaines zones climatiques, plusieurs types de végétations peuvent co-exister. Dans pareil cas, l'algorithme attribue à chaque type de végétation une fraction égale de la cellule.

La distribution de végétation ainsi produite doit être vue comme une distribution de végétation potentielle, c'est-à-dire non affectée par l'activité humaine (cultures, prairies,...). Pour certaines applications du modèle, telle que la simulation de la biosphère à l'époque glaciaire, une distribution de végétation potentielle est adéquate, mais, pour la période contemporaine, il est indispensable de tenir compte des effets de l'agriculture. Dans ce cas, le type de végétation "culture", déduit de la banque de données d'*Olson et al.* [1985] est pris en compte. Pour chaque cellule $5^\circ \times 5^\circ$, les cultures occupent une fraction donnée de cette cellule. La (ou les) végétation(s) prédite(s) par le modèle occupent (se partagent) la fraction restante de la cellule.

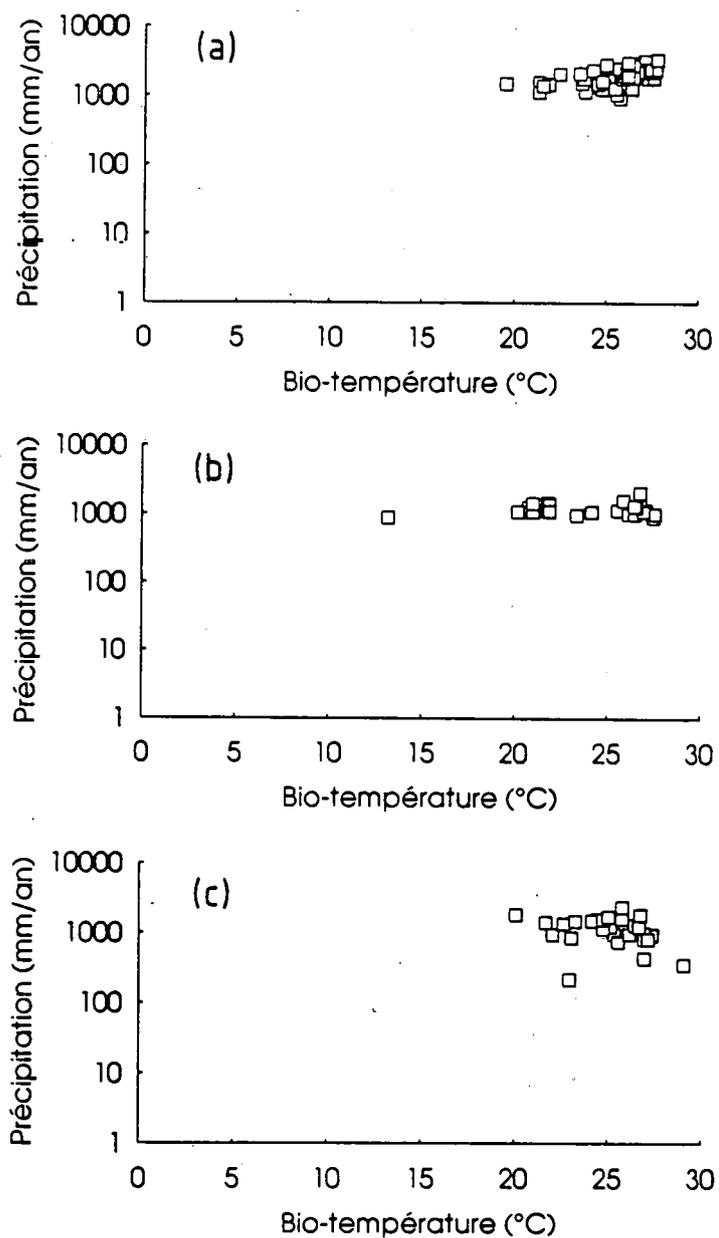


Figure II.2: Distribution des types de végétations a) "forêt tropicale sempervirente", b) "forêt tropicale saisonnière" et c) "savane" dans l'espace bio-température-précipitation.

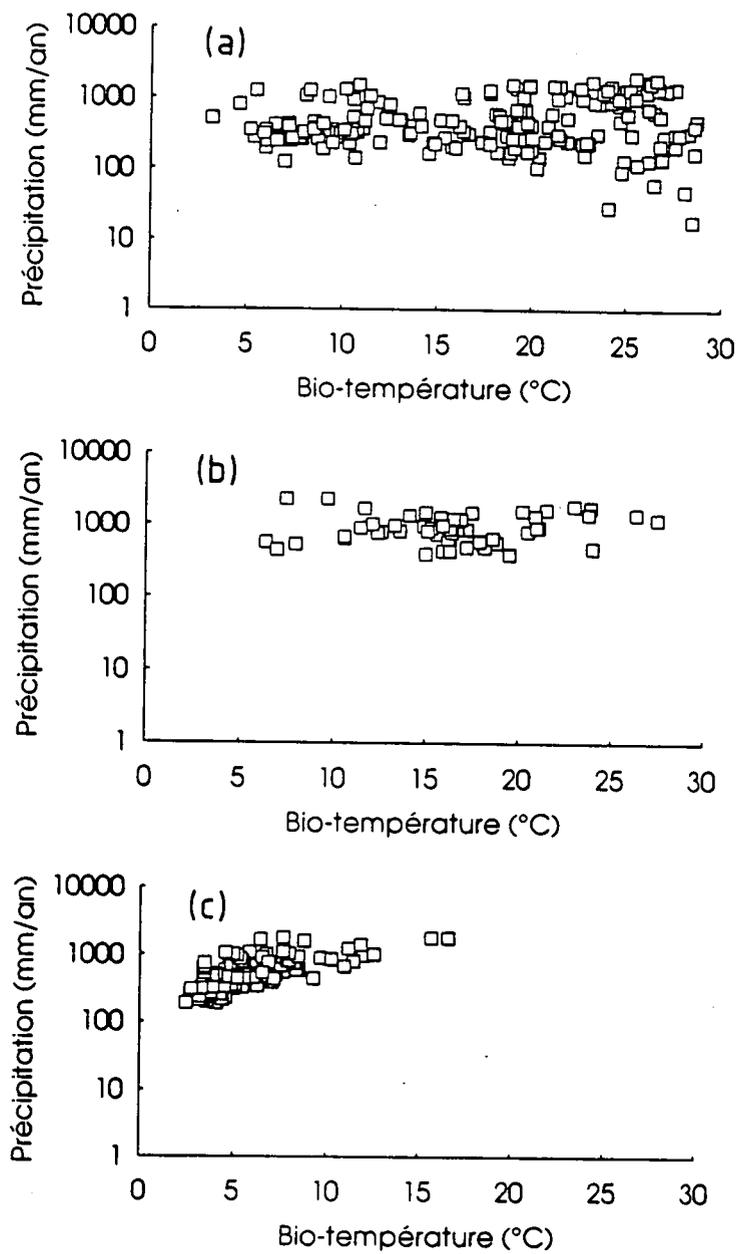


Figure II.3: Idem figure II.2 pour les types de végétations a) "steppe", b) "forêt tempérée caducifoliée" et c) "forêt de conifères".

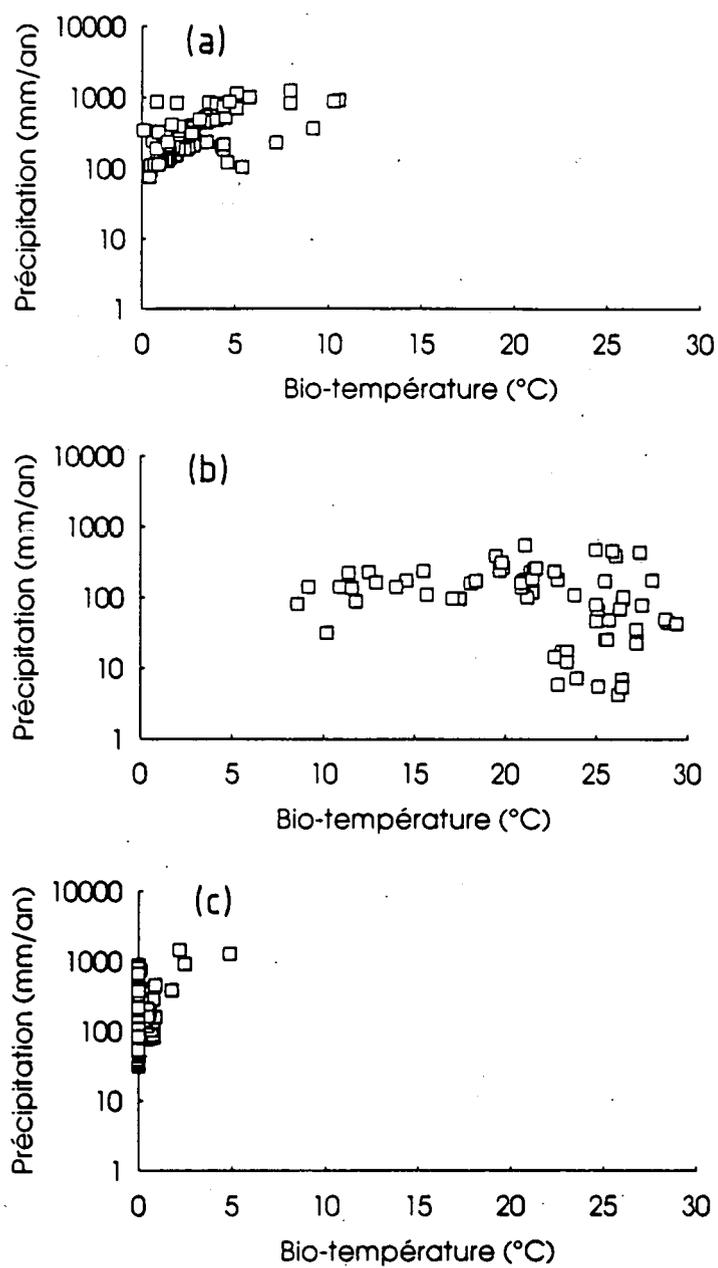


Figure II.4: Idem figure II.2 pour les types de végétations a) "toundra", b) "désert" et c) "glace".

Tableau II.3: Domaines climatiques des neuf types de végétations de SLAVE : intervalle de bio-température, ΔT_{Bio} (en °C), pour des valeurs croissantes de la précipitation, PPT (en mm an⁻¹).

Vég. ^(a)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
PPT	ΔT_{Bio}	ΔT_{Bio}	ΔT_{Bio}	ΔT_{Bio}	ΔT_{Bio}	ΔT_{Bio}	ΔT_{Bio}	ΔT_{Bio}	ΔT_{Bio}
1									
10								>4	<5
50						2.5-4	0.6-4.5		<5
60							0.6-4.5		<0.6
70							0.6-5		
80							0.6-5		<0.6
90						2.5-4	0.6-5.5		<0.7
100				4-4		2.5-4.1	0.6-6		<0.8
130				4.3-6		2.5-4.5	0.6-6.5	>4	<1
160				4.4-28					
200				>4.5		2.5-5	0.6-7	>10	
230								>15	
300				>5		2.5-6.5	0.6-5		<1
400				>6.2		2.7-7.2	0.65-4.4		<0.8
500				>7.2	8.5-8.5	3-8	0.65-4.6		<0.7
600				>8.8	8.5-17.6	3.2-8.7	0.65-4.75		
700			>24.5	12-12	9.1-18.7	3.4-9.2	0.65-4.75		
				et 17.4-30					
800			>23.5	19.1-25	9.5-19.5	3.5-10	0.65-5.25		
900		20.7-20.7 et 25-28	>23.5	20.5-26.6	9.9-21	3.8-10.5			
1000		20.4-21.8 et >26.5	>23	20.5-25.7	10-22	4-10.5	0.65-5.25		
1100			23-27						
1200			23-27	21.5-24					
1300		20.5-22.6 et >26.5	22-27			4.6-10	0.65-5.5		
1400		20.5-22 et >26		21.5-24					
1500	23-23	22-22 et >25.5	22-26	23.4-23.4					
1600			22-26						
2000	22-35	27-27	22-24			4.8-10			
3000	>22.7					5-10			

^(a) les types de végétations sont ordonnés comme au tableau II.2.

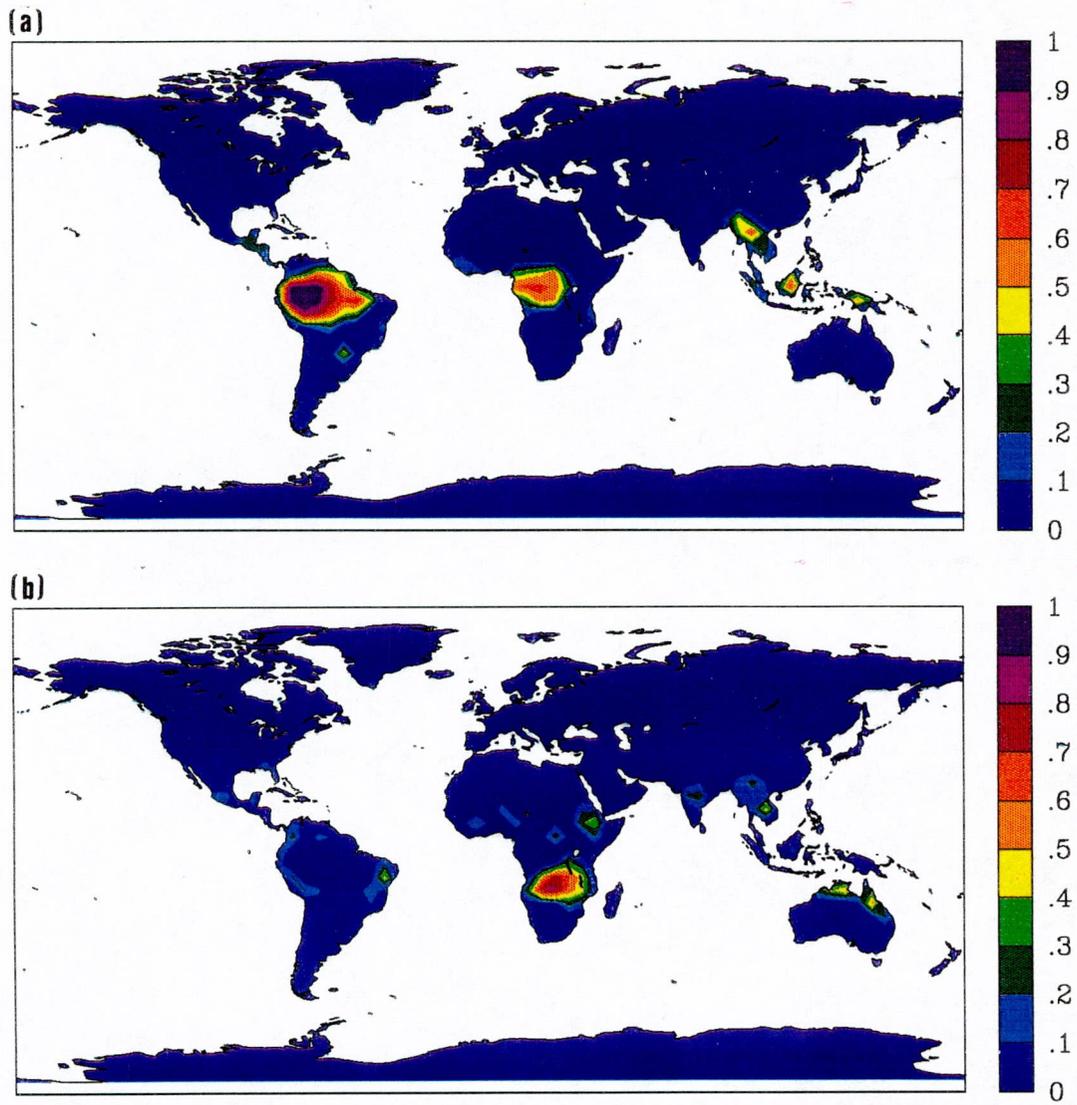


Figure II.5: Distribution des écosystèmes a) “forêt tropicale sempervirente” et b) “forêt tropicale saisonnière”, selon *Olson et al.* [1985].

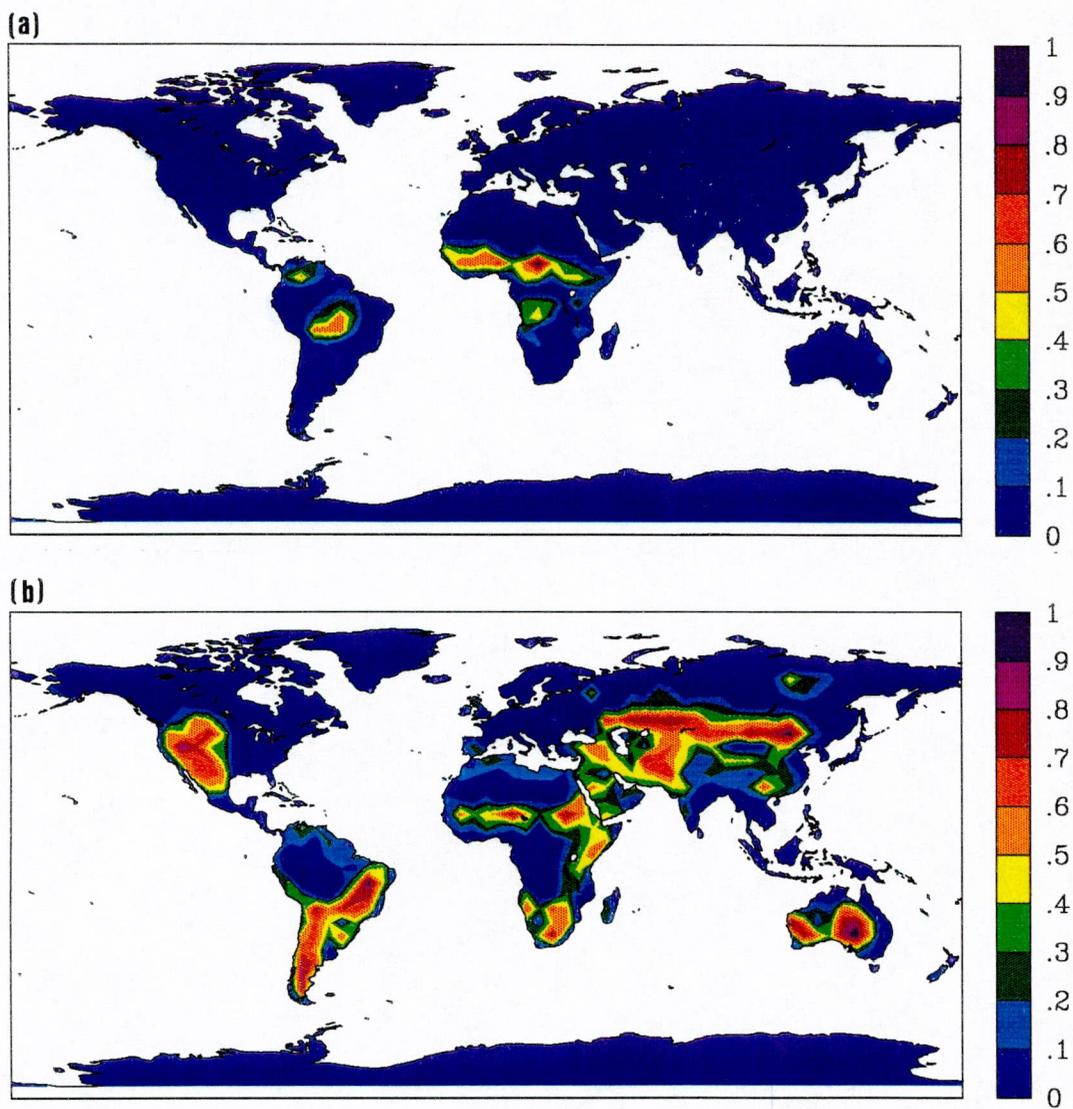


Figure II.6: Idem *figure II.5* pour les écosystèmes a) “savane” et b) “steppe”.

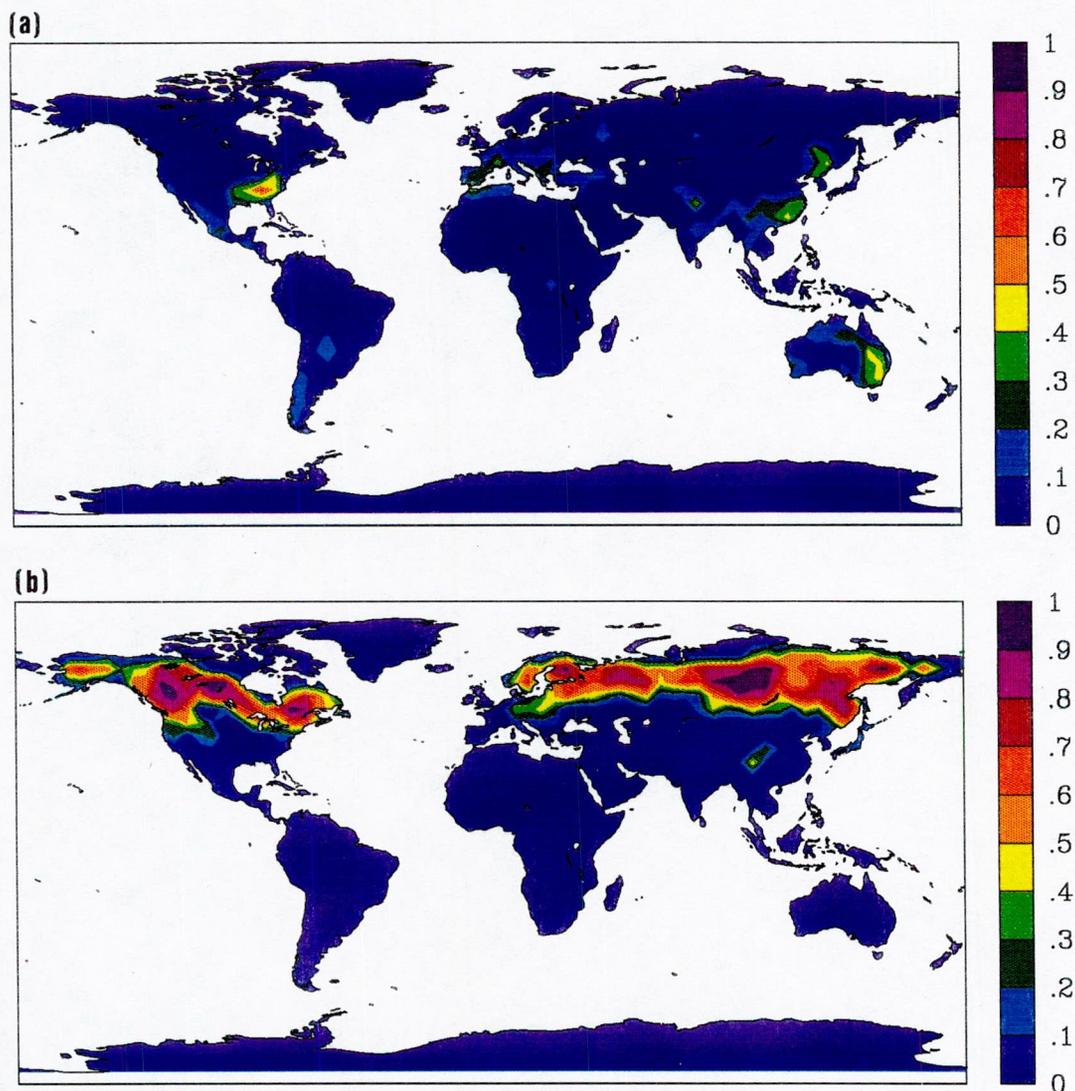


Figure II.7: Idem *figure II.5* pour les écosystèmes a) “forêt caducifoliée tempérée” et b) “forêt de conifères”.

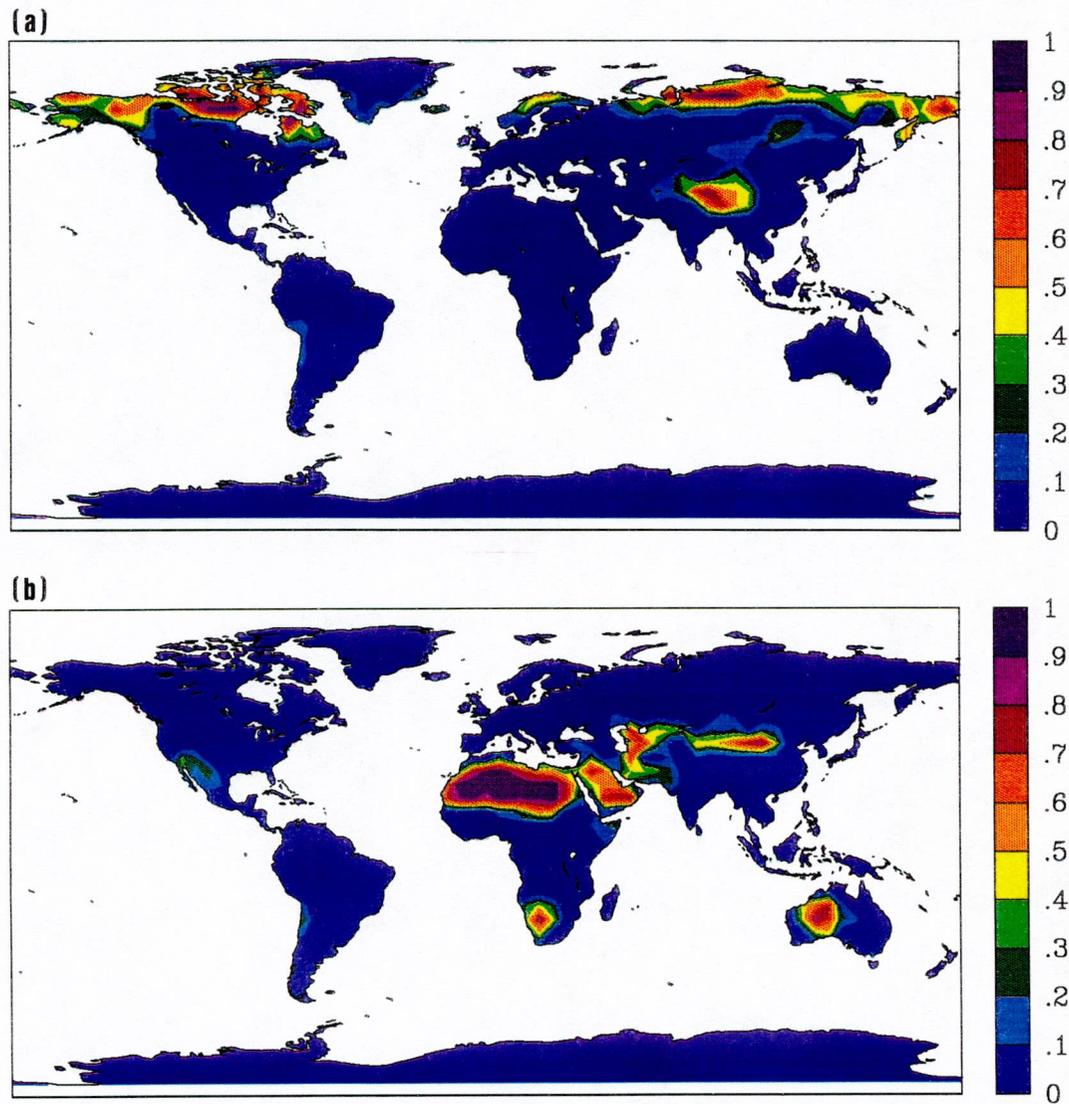


Figure II.8: Idem *figure* II.5 pour les écosystèmes a) “toundra” et b) “désert”.

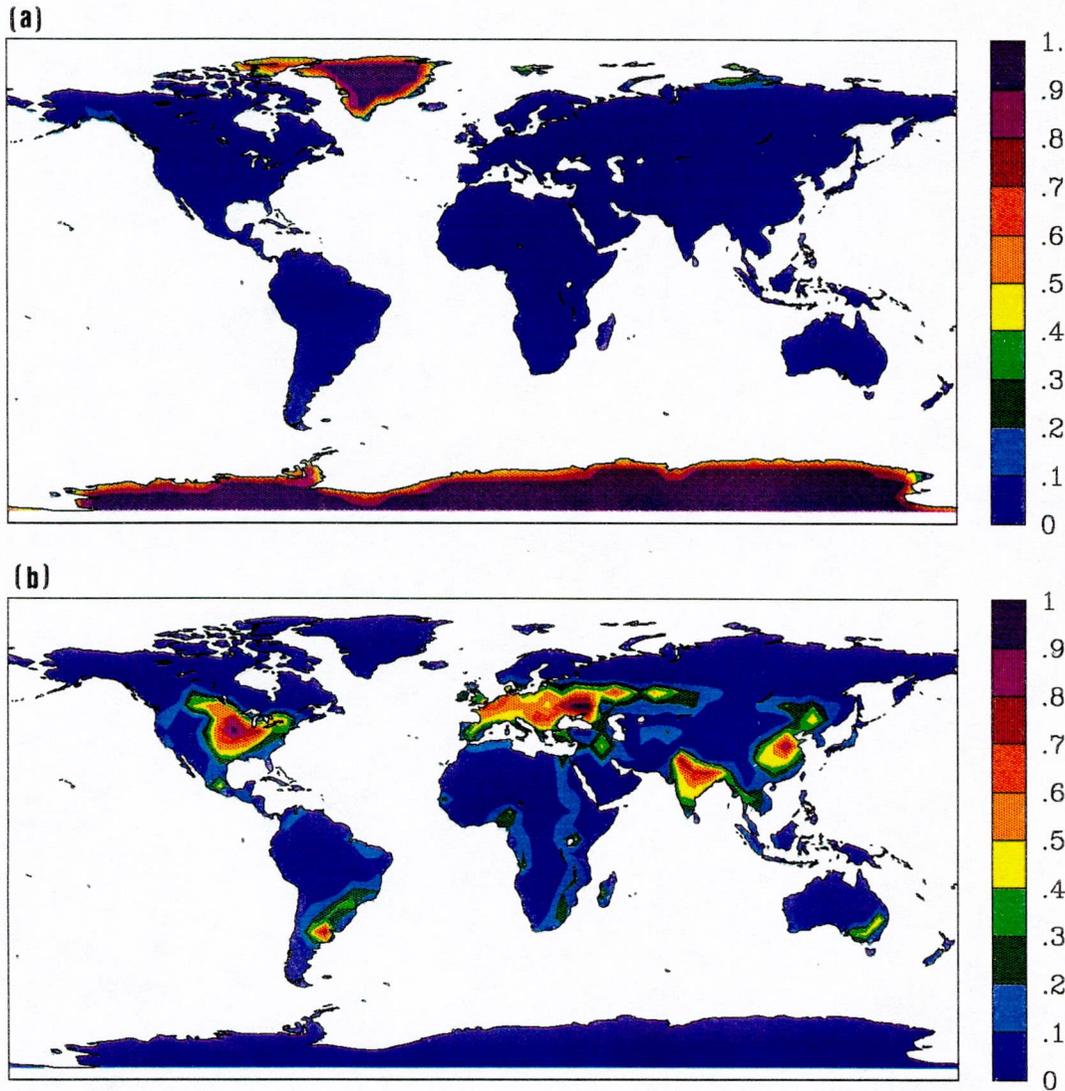


Figure II.9: Idem *figure II.5* pour les écosystèmes a) “glace” et b) “cultures”.

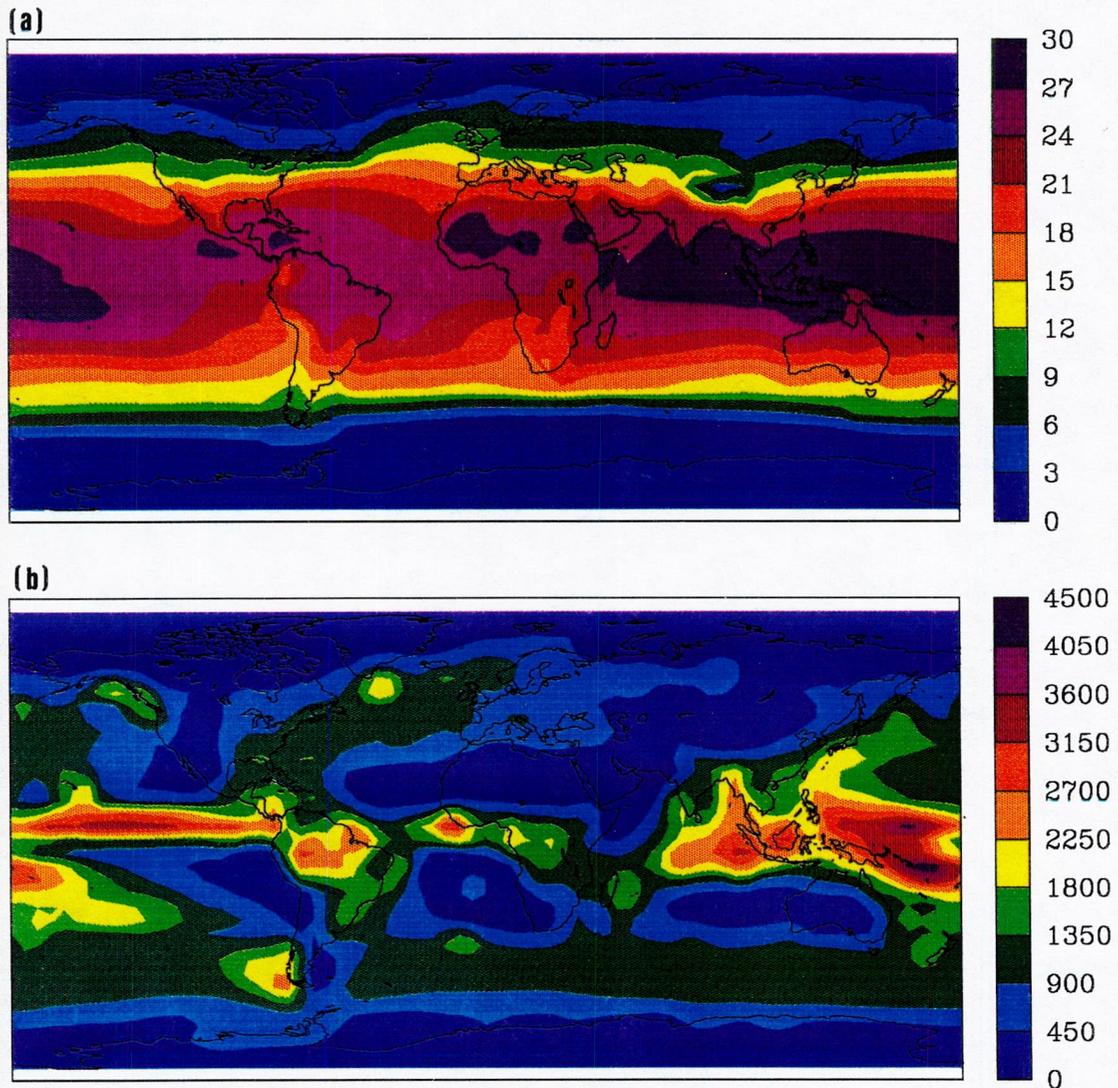


Figure II.10: Distributions de a) la bio-température ($^{\circ}\text{C}$) et de b) la précipitation (mm an^{-1}) déduites de la climatologie de *Shea* [1986].

3 Bilan Hydrique

SLAVE calcule le bilan d'eau dans le sol selon le schéma de la figure II.11. Les variables déduites de ce bilan serviront à l'estimation de la saisonnalité de la *NPP* (section 4.1) et des flux de décomposition de la matière organique dans le sol (section 4.2).

Les principaux moteurs du cycle hydrologique du sol sont la pluie, l'évapotranspiration et le ruissellement. Les variables correspondantes dans le modèle sont (voir figure II.11) la précipitation au mois m (PPT_m), l'évapotranspiration réelle (AET_m) et le ruissellement, (RUN_m) pendant ce mois. La variation du contenu en eau du sol, Q_m , est estimée par différence entre les flux entrant (PPT_m) et sortant (AET_m et RUN_m) (équation II.6) :

$$Q_m = Q_{m-1} + PPT_m - AET_m - RUN_m \quad (\text{II.6})$$

Dans l'équation II.6, seule la variable PPT_m est connue a priori. La méthode que nous utilisons consiste à évaluer d'abord l'évapotranspiration potentielle (PET_m). L'évapotranspiration potentielle est la quantité d'eau qui serait évaporée par le sol et transpirée par les plantes en supposant le système non limité en eau [Thorntwaite, 1948; Rosenzweig, 1968]. La PET peut également être vue comme la demande atmosphérique en eau, c'est-à-dire, la différence entre l'humidité au sol (supposé saturé) et l'humidité spécifique de l'air (au-dessus de la

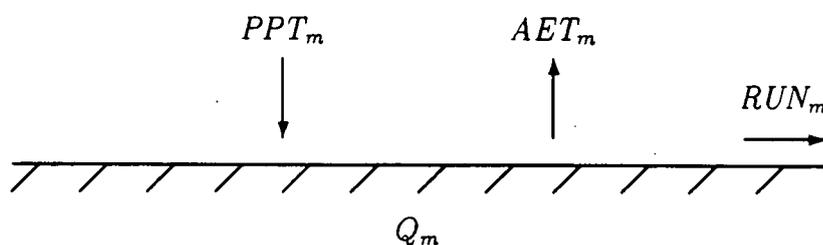


Figure II.11: Schéma simplifié du bilan hydrique du sol. Les variables sont explicitées dans le texte.

canopée) [Rind et al., 1990]. AET , l'évapotranspiration réelle est la quantité d'eau effectivement émise dans l'atmosphère par évapotranspiration lorsque l'on tient compte de l'apport en eau par les précipitations. Par définition, PET est la limite supérieure de AET . Si la précipitation est suffisamment abondante, l'évapotranspiration réelle sera égale à l'évapotranspiration potentielle. A l'opposé, le désert du Sahara possède une PET très élevée mais, faute de précipitation, une AET quasi nulle.

Pour chaque mois, le modèle compare PET_m à PPT_m . Selon le déséquilibre entre PPT_m et PET_m le système se trouve dans un état d'excès ou de déficit en eau et Q_m , la quantité d'eau dans le sol, augmente ou diminue.

PET_m est calculée à partir de la température de surface mensuelle, en utilisant la méthodologie développée par Thornthwaite [Thornthwaite, 1948; Thornthwaite and Mather, 1957]. Une PET mensuelle standard (pour un mois de 30 jours de 12 heures d'ensoleillement) est paramétrisée par :

$$PET_m = 16 \left(\frac{10T_m}{I} \right)^a \quad (II.7)$$

où I est un index défini par :

$$I = \sum_{\substack{m=1 \\ T_m > 0}}^{12} \left(\frac{T_m}{5} \right)^{1.514} \quad (II.8)$$

et l'exposant a est approché par le polynôme suivant :

$$a = (6.75 \times 10^{-7})I^3 - (7.711 \times 10^{-5})I^2 + (1.792 \times 10^{-2})I + 0.49239 \quad (II.9)$$

Cette évapotranspiration mensuelle est ensuite corrigée pour tenir compte de la longueur du mois (de 28 à 31 jours) et de la durée du jour (fonction du mois et de la latitude).

La variable PET_m est ensuite comparée à la variable PPT_m . Deux cas de figure peuvent se présenter :

- si $PET_m < PPT_m$, la demande en eau est inférieure à l'apport par les précipitations, et :

$$AET_m = PET_m \quad (\text{II.10})$$

$$Q_m = Q_{m-1} + PPT_m - PET_m \quad (\text{II.11})$$

Si la quantité d'eau ainsi calculée, Q_m , est supérieure à Q_{max} , la capacité maximale en eau du sol, alors Q_m est limité à Q_{max} et l'excédent est écoulé par ruissellement (RUN_m).

- si $PET_m > PPT_m$, la demande est supérieure à l'apport par les précipitations. L'intégralité de ces précipitations ainsi qu'une fraction de l'eau stockée dans le sol sont utilisés pour satisfaire la demande. On a donc :

$$AET_m = PPT_m + Q_{m-1} \times (1 - e^{-(PET_m - PPT_m)/Q_{max}}) \quad (\text{II.12})$$

$$Q_m = Q_{m-1} \times e^{-(PET_m - PPT_m)/Q_{max}} \quad (\text{II.13})$$

$$RUN_m = 0 \quad (\text{II.14})$$

La variable Q_{max} , définie comme la quantité maximale d'eau contenue dans les 30 premiers cm du sol [Fung, 1992; Bouwman et al., 1993], varie géographiquement. Elle dépend du type de sol, de sa porosité, de sa granulométrie, ... Nous avons fait usage de la distribution géographique de Q_{max} établie par Bouwman et al. [1993] interpolée à la résolution de SLAVE (figure II.12). Pour établir cette distribution, Bouwman et al. [1993] se basent sur la classification des différents types de sols de la Food and Agriculture Organization [FAO, 1974-1982]. Cette classification existe sous forme digitalisée, à une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$ [Zobler, 1986]. Les cartes de la FAO contiennent non seulement les types de sols, mais également des informations relatives à leur texture. Plusieurs types de textures, traduisant les proportions relatives d'argile (rayon de particule inférieur à $2\mu\text{m}$), de limon ($2-50\mu\text{m}$) et de sable ($50-2000\mu\text{m}$), sont définis. Ces types de textures sont fonction des différents types de sols. Bouwman et al. [1993] assignent différentes valeurs de Q_{max} à chaque type de texture de sols.

Avant de conclure cette section, notons qu'il existe d'autres méthodes pour estimer l'évapotranspiration potentielle et donc de déduire le bilan hydrique du sol. Nous pensons à l'équation de Penman-Monteith [Monteith, 1973] ou à

une formule aérodynamique [Rind et al., 1990]. Ces méthodes sont certainement plus rigoureuses que l'approche de *Thornthwaite* dont nous avons fait usage, mais elles nécessitent la connaissance de variables telles que la vitesse du vent et la radiation solaire. Dans notre optique de développement d'un modèle dépendant de variables climatiques simples, la méthode de *Thornthwaite* s'imposait.

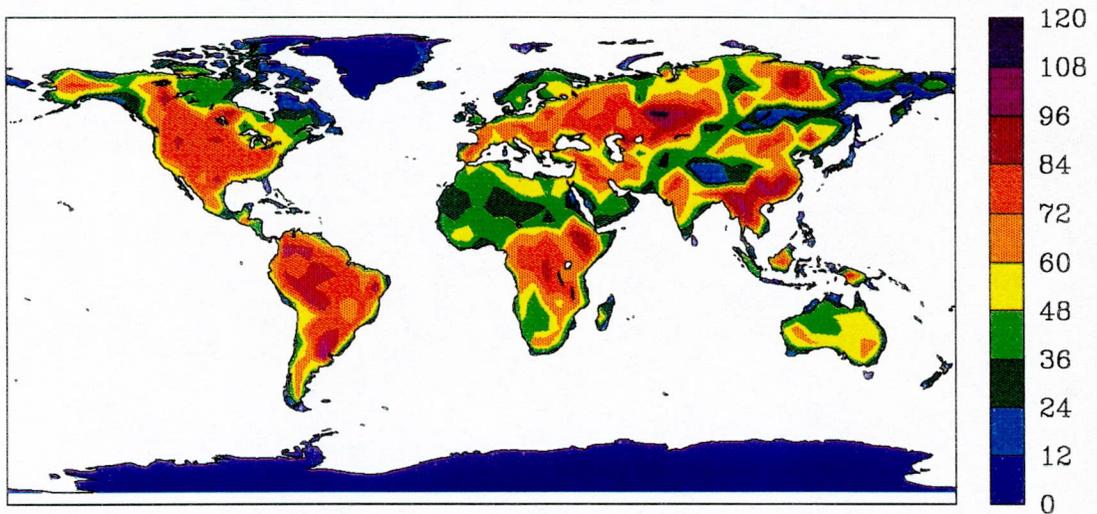


Figure II.12: Distribution de la capacité maximale en eau du sol, Q_{max} , d'après Bouwman *et al.* [1993].

4 Carbone biosphérique

4.1 Phytomasse

En reprenant l'équation II.1 et en supposant le système à l'équilibre pour l'échelle annuelle, on obtient pour le contenu en carbone dans la phytomasse l'égalité suivante :

$$P_{h,l} = \frac{\alpha_{h,l} NPP}{K_{PL_{h,l}}} \quad (\text{II.15})$$

Les paramètres $\alpha_{h,l}$ et $K_{PL_{h,l}}$ sont fonction des différents types de végétations (tableau II.4) [Esser, 1984; Goudriaan and Ketner, 1984]. α_h représente la fraction de la *NPP* utilisée pour la construction des tissus photosynthétiquement actifs et autres éléments à courte durée de vie (fleurs, fruits, ...). α_l ($\alpha_l = 1 - \alpha_h$) est la fraction de la *NPP* transférée des feuilles vers des zones où les produits de l'assimilation du CO_2 sont stockés ou consommés pour la fabrication de tissus ligneux [Larcher, 1980]. Les taux de transfert de carbone de la phytomasse vers la litière, K_{PL_h} et K_{PL_l} , peuvent être interprétés comme l'inverse de temps de résidence du matériel herbeux et ligneux dans la phytomasse. Pour la fraction herbeuse, ce temps de résidence est de l'ordre de l'année; pour le matériel ligneux, il est au moins d'un ordre de grandeur supérieur.

Il est évident que, dans la réalité, ces différents paramètres présentent une variabilité importante. Au sein même d'un type de végétation, les valeurs reprises dans le tableau II.4 doivent donc être interprétées comme des valeurs moyennes représentatives des différents types de végétations.

L'estimation de la phytomasse par l'équation II.15 nécessite la connaissance de la *NPP*. Le calcul de la *NPP* est inspiré du modèle de Miami développé par Lieth [1975], et introduit ensuite dans le modèle biosphérique de Esser [1984, 1987] (voir annexe B). Le principe du modèle de Miami est de définir une relation mathématique simple entre la *NPP* et le climat. Pour ce faire, Lieth a réuni d'une part, des données de *NPP* mesurées en 52 sites, et d'autre part, deux variables

Tableau II.4: Paramètres dépendant du type de végétation nécessaires au calcul de la phytomasse.

Veg. ^(a)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
α_h	0.4	0.4	0.9	1.0	0.4	0.4	0.85	1.0	1.0	1.0
α_l	0.6	0.6	0.1	0.0	0.6	0.6	0.15	0.0	0.0	0.0
K_{PL_h} (an ⁻¹)	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.25	0.67	1.0	0.67	2.0
K_{PL_l} (an ⁻¹)	0.033	0.033	0.033	-	0.02	0.02	0.025	-	-	-

^(a) les types de végétations sont ordonnés comme au tableau II.2.

climatiques : la température moyenne annuelle et la précipitation annuelle, mesurées aux stations météorologiques proches des sites. Les données couvrent quatre secteurs allant des hautes latitudes boréales vers les tropiques, à savoir : (1) Amérique du Nord et Centrale, (2) Europe et Afrique, (3) URSS et Asie Mineure et (4) Est et Sud-Est Asiatique.

La figure II.13 présente ces données. Les deux courbes sont obtenues via une méthode des moindres carrés, en supposant une productivité maximale de 3000 g m.s. m⁻² an⁻¹ ⁽³⁾, la courbe NPP_T -température étant de forme sigmoïde et la courbe NPP_P -précipitation de forme exponentielle saturante.

Les deux fonctions obtenues sont :

$$NPP_T = 3000 / (1 + e^{1.315 - 0.119T}) \quad (\text{II.16})$$

où NPP_T est le niveau de productivité (g m.s. m⁻² an⁻¹) et T est la température moyenne annuelle (°C); et

$$NPP_P = 3000(1 - e^{-0.000664PPT}) \quad (\text{II.17})$$

où NPP_P est le niveau de productivité (g m.s. m⁻² an⁻¹) et PPT est la précipitation moyenne annuelle (mm an⁻¹).

La NPP est estimée en comparant les deux niveaux de productivité NPP_T et NPP_P et en retenant la valeur minimale. *Lieth* fait donc l'hypothèse que soit

⁽³⁾ g m.s. = gramme de matière sèche.

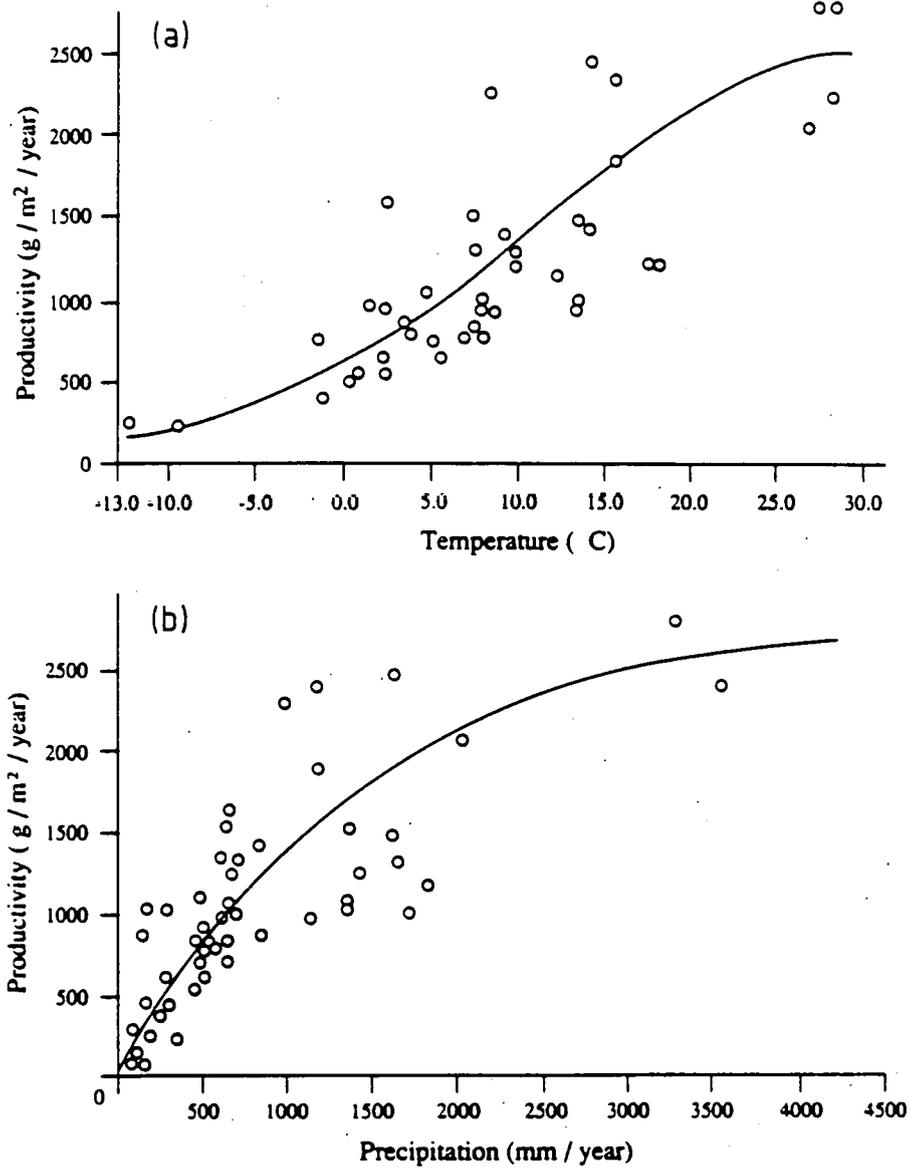


Figure II.13: Relations entre NPP observée ($\text{g m.s. m}^{-2} \text{ an}^{-1}$) et a) température moyenne annuelle ($^{\circ}\text{C}$), b) précipitation annuelle (mm an^{-1}) [Lieth, 1975].

la température, soit la précipitation est le facteur limitant la productivité. En pratique, la NPP est généralement limitée par la précipitation ($NPP_P < NPP_T$) sauf aux hautes latitudes où la température devient le facteur limitant la productivité ($NPP_T < NPP_P$).

Dans le modèle *SLAVE*, nous avons conservé la philosophie du modèle de Miami, en y apportant quelques modifications. En comparant la NPP du modèle de Miami avec les estimations de NPP publiées dans la littérature [Whittaker and Likens, 1973; Rodin et al., 1975; Ajtay et al., 1979] mais également avec d'autres modèles plus récents, basés sur des données satellites [Fung et al., 1983; Heimann and Keeling, 1989], il est apparu que le modèle de Miami surestime nettement la NPP dans les régions de hautes latitudes. Nous avons donc développé une nouvelle relation spécifique aux hautes latitudes entre la NPP et la bio-température. L'équation II.16 est modifiée de la manière suivante :

$$\begin{aligned} NPP_T &= 69.1875 \times T_{Bio} && \text{si } T_{Bio} < 8^\circ\text{C} \\ &= 1350 / (1 + e^{1.315 - 0.119T_{Bio}}) && \text{si } T_{Bio} > 8^\circ\text{C} \end{aligned} \quad (\text{II.18})$$

L'équation reliant NPP et précipitation reste inchangée :

$$NPP_P = 1350(1 - e^{-0.000664PPT}) \quad (\text{II.19})$$

Dans les équations II.18 et II.19, la NPP est calculée en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, en supposant un facteur de conversion de 0.45 entre gramme de matière sèche et gramme de carbone ($1 \text{ g m.s.} = 0.45 \text{ gC}$).

Une fois la NPP annuelle estimée, il convient d'estimer la variabilité saisonnière de ce flux. Nous aurions pu nous contenter de "mensualiser" les équations de Miami, c'est-à-dire, d'appliquer ces équations aux variables climatiques précipitation et température mensuelles en lieu et place des variables annuelles. L'hypothèse simplificatrice selon laquelle le modèle de Miami pourrait s'appliquer à des périodes mensuelles ne semble pas satisfaisante. Au contraire, il est assez trivial de montrer que le modèle de Miami n'est pas prévu pour des échelles de temps aussi courtes. En effet, le modèle de Miami n'a aucune "mémoire" des processus qui se sont déroulés auparavant. La variable associée au stress hydrique est la précipitation en l'instant considéré, et non une variable tenant compte de l'eau

stockée dans le sol. En d'autres termes, la productivité du modèle de Miami pour un mois à faible précipitation sera fortement réduite, et ce, indépendamment des réserves d'eau éventuellement accumulées dans le sol pendant les mois précédents.

Dans *SLAVE*, nous faisons l'hypothèse que la *NPP* présente la même saisonnalité que l'évapotranspiration réelle (*AET*) calculée précédemment (section 3). Ce choix est justifié par le fait que la *NPP* (flux de CO_2 de l'atmosphère vers la plante) et l'*AET* (flux d'eau de la plante vers l'atmosphère) se font via les stomates. La diffusion de CO_2 est principalement contrôlée par l'ouverture stomatale (exprimée généralement sous la forme d'une résistance) [Larcher, 1980; Farquhar and Sharkey, 1982; Running and Nemani, 1988; Sellers, 1985a; 1987]. L'ouverture des stomates est déterminée par le potentiel hydrique, la lumière et la température; l'eau étant généralement considéré comme le facteur prépondérant [Rutter, 1975; Larcher, 1980].

La *NPP* mensuelle est donc calculée comme suit :

$$NPP_m = \frac{AET_m}{AET_{yr}} \times NPP_{yr} \quad (\text{II.20})$$

où NPP_m est la productivité primaire nette du mois m ($\text{gC m}^{-2} \text{ mois}^{-1}$), tandis que AET_m , AET_{yr} et NPP_{yr} sont respectivement l'évapotranspiration du mois m , l'évapotranspiration annuelle et la *NPP* annuelle calculées précédemment.

4.2 Litière

Reprenons l'équation II.2 qui se rapporte à la quantité de carbone dans la litière :

$$\frac{dL_{h,l}}{dt} = K_{PL_{h,l}} P_{h,l} - K_{LA_{h,l}} L_{h,l} - K_{LS_{h,l}} L_{h,l} \quad (\text{II.21})$$

Le premier terme du second membre représente le transfert de matière de la phytomasse vers la litière (chute des feuilles, branches,...). En moyenne annuelle, ce terme est supposé égal à la *NPP*, seules les saisonnalités de ces deux flux étant différentes. Nous supposons que la litière est produite :

- en automne pour la forêt tempérée caducifoliée, la toundra et les cultures;
- durant la saison sèche pour la forêt tropicale saisonnière et la savane;
- tout au long de l'année pour les autres types de végétations.

L'automne est défini de manière climatologique comme la (ou les) période(s) de trois mois successifs où la température de surface mensuelle est décroissante. De même, la saison sèche est définie comme la (ou les) période(s) de trois mois successifs où la précipitation mensuelle est décroissante.

Les deuxième et troisième termes du membre de droite de l'équation II.2 sont respectivement le flux de décomposition de la litière et le flux de séquestration de carbone dans le réservoir sol.

K_{LS} , le taux de séquestration de carbone dans le sol, est fixé à 0.05 an^{-1} pour la fraction herbeuse de la litière et à 0.1 an^{-1} pour la fraction ligneuse, plus résistante à la décomposition [Swift *et al.*, 1979]. Les steppes font exception, leur taux de séquestration, étant reconnu comme plus élevé [Schlesinger, 1991; Parton *et al.*, 1993], K_{LS} est fixé à 0.2 an^{-1} .

K_{LA} représente le taux de décomposition de la matière organique de la litière. Cette décomposition entraîne un flux de CO_2 vers l'atmosphère. K_{LA} est défini par :

$$K_{LA} = K_{LA}^{max} \times f_T \times f_{H_2O} \quad (\text{II.22})$$

où K_{LA}^{max} est le taux de décomposition optimal (à $30 \text{ }^\circ\text{C}$). Ce taux est fixé à 10.4 an^{-1} pour la partie herbeuse de tous les types de végétations, et à 0.58 an^{-1} pour la partie ligneuse [E. Holland, pers. comm.].

f_T et f_{H_2O} sont des fonctions adimensionnelles variant entre 0 et 1, traduisant la dépendance du taux de décomposition aux conditions climatiques. La décomposition, activité microbienne, est favorisée par une élévation de la température et de l'humidité.

On décrit souvent f_T comme une fonction de type Q_{10} , c'est-à-dire, une

fonction telle qu'une élévation de la température de 10°C entraîne un accroissement d'un facteur Q_{10} de la fonction :

$$f_T = \left. \begin{aligned} & Q_{10}^{(T_{sol}-30)/10} && \text{si } T_{sol} < 30^\circ\text{C} \\ & = 1 && \text{si } T_{sol} > 30^\circ\text{C} \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.23})$$

Le facteur Q_{10} est fixé à 2 pour tous les types de végétations [Fung *et al.*, 1987]. Dans l'équation II.23, la variable température utilisée n'est pas la température de surface atmosphérique mensuelle, T_m , mais plutôt T_{sol} , la température mensuelle dans la couche superficielle du sol, où se produisent les réactions de décomposition. Au fur et à mesure que l'on s'enfonce dans le sol, la température voit son amplitude saisonnière s'atténuer et se déphaser par rapport à la température de surface [Nakano and Brown, 1972; Waelbroeck, 1993]. Cet effet est plus marqué aux hautes latitudes, et est d'autant plus marqué dans les sols humides, le transfert de chaleur étant plus lent dans l'eau que dans l'air. Une approximation de T_{sol} est donnée à partir de T_m par la relation suivante :

$$T_{sol} = T_m + [2 \times \min\left(1, \frac{PPT_m}{PET_m}\right)] \cos(2\pi\omega m) \sin(\lambda) \quad (\text{II.24})$$

où ω est égal à 1/12, m est le mois courant et λ est la latitude. De la sorte, aux hautes latitudes, la température du sol sera légèrement plus faible en été (maximum 2°C), et légèrement plus élevée en hiver (maximum 2°C) que la température de l'air, en accord avec les estimations de Nakano and Brown [1972].

Enfin, la fonction f_{H_2O} dans l'équation II.22, exprimant la dépendance de K_{LA} avec l'humidité, est représentée à la figure II.14. La décomposition croît avec l'humidité (estimée dans le modèle par le rapport PPT/PET). Elle sature ensuite pour des conditions optimales, mais décroît lorsque le sol est excessivement saturé en eau [Parton *et al.*, 1993].

Connaissant tous les paramètres de l'équation II.2, il convient encore de résoudre celle-ci numériquement. Pour ce faire, nous discrétisons la dérivée temporelle en pas de temps d'un mois et utilisons une méthode semi-implicite. L'équation II.2 devient :

$$\frac{L_{h,l}^{m+1} - L_{h,l}^m}{\Delta t} = K_{PL_{h,l}} P_{h,l} - \frac{K_{LA_{h,l}}^m L_{h,l}^m + K_{LA_{h,l}}^{m+1} L_{h,l}^{m+1}}{2} - K_{LS_{h,l}} \frac{L_{h,l}^m + L_{h,l}^{m+1}}{2} \quad (\text{II.25})$$

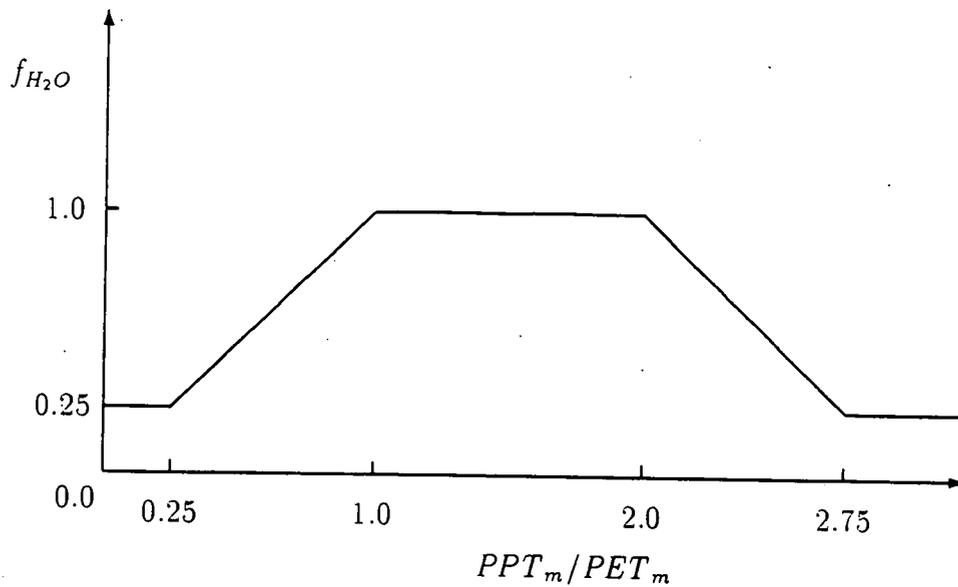


Figure II.14: Fonction f_{H_2O} , traduisant la dépendance en l'humidité du sol de la décomposition.

ou encore, en omettant les indices h et l pour alléger l'écriture et en posant $K_{Tot}^m = K_{LA}^m + K_{LS}$:

$$L^{m+1} = \frac{K_{PLP}}{1 + K_{Tot}^{m+1}/2} + L^m \frac{1 - K_{Tot}^m/2}{1 + K_{Tot}^{m+1}/2} \quad (II.26)$$

En partant d'une condition initiale nulle, le modèle résoud cette dernière équation en itérant jusqu'à la convergence, c'est-à-dire, lorsque les solutions obtenues pour deux années consécutives sont identiques (à la précision numérique imposée).

4.3 Sol

En supposant toujours le système à l'équilibre, l'équation de conservation de masse dans le réservoir sol (équation II.3) devient :

$$S_{h,l} = \frac{K_{LS_{h,l}} L_{h,l}}{K_{SA_{h,l}}} \quad (\text{II.27})$$

K_{SA} , le taux de décomposition du carbone dans le sol, est supposé constant et fixé à 0.004 an^{-1} . La saisonnalité de la décomposition du sol est supposée identique à celle du compartiment litière.

4.4 Flux net

Une fois les flux de décomposition de la litière et du sol estimés, le flux net de CO_2 entre la biosphère et l'atmosphère, F_{BA} est déterminé par la relation :

$$F_{BA} = \sum_{i=h,l} (K_{LA_i} L_i + K_{SA_i} S_i - \alpha_i NPP) \quad (\text{II.28})$$

Puisque nous avons adopté l'hypothèse de l'état stationnaire, ce flux est nécessairement nul en moyenne annuelle, mais il présente une variabilité saisonnière.

5 Cycle de l'azote

Parallèlement au cycle du carbone décrit ci-dessus, nous avons développé un schéma simplifié du cycle de l'azote. Les nutriments tels qu'azote et phosphore sont en effet essentiels à la croissance des plantes. Une des faiblesses évidente du modèle de Miami, et donc de notre paramétrisation de la *NPP*, est qu'elle n'est fonction que du climat, et non des disponibilités en ces nutriments. Afin de pallier cette faiblesse, nous avons tenté d'estimer l'azote minéral disponible pour la photosynthèse à partir des données climatiques et des grandeurs calculées précédemment par le modèle (flux et stocks de carbone). Cette quantité d'azote minéral nous servira ensuite pour estimer l'effet de fertilisation de la biosphère (voir section 6).

Pour les compartiments litière et sol, on procède en trois étapes consistant à déterminer successivement :

1. l'azote organique;
2. l'azote minéral potentiel (pour des conditions climatiques idéales);
3. l'azote minéral effectivement disponible.

5.1 Azote organique

Les contenus en azote organique dans les réservoirs litière et sol sont obtenus par :

$$L_{N_{org}} = (L_h + L_l)/(C:N)_{lit} \quad (\text{II.29})$$

$$S_{N_{org}} = (S_h + S_l)/(C:N)_{sol} \quad (\text{II.30})$$

où $(C:N)_{lit}$ et $(C:N)_{sol}$ sont les rapports carbone/azote des réservoirs litière et sol. Ces rapports, déduits de la littérature, sont fixés pour chaque type de végétation (tableau II.5) [*Pastor and Post*, 1986; *Vitousek et al.*, 1988; *Schlesinger*, 1991; *Raich et al.*, 1991; *McGuire et al.*, 1992; *Parton et al.*, 1993].

5.2 Azote minéral potentiel

La quantité d'azote minéral potentiel provenant de la décomposition de la litière, $L_{N_{pot}}$, est estimée à l'aide de la relation de *Melillo et al.* [1983, 1984] (équation II.31) :

$$L_{N_{pot}} = \left[\left(\frac{(100 - L_{N_{org}}(-28.48 - 0.91L_0))^2}{-4(-28.48 - 0.91L_0)} \right) - 100L_{N_{org}} \right] \times 10^{-4} \quad (\text{II.31})$$

Cette relation fût développée par le groupe de *Melillo* à partir de données relatives à des écosystèmes forestiers. Nous ferons, ici, l'hypothèse que cette relation est également valable pour les végétations herbacées. Cette paramétrisation calcule $L_{N_{pot}}$ (g d'azote immobilisés par g de litière) en fonction de deux variables : L_0 , la teneur en lignine de la litière et $L_{N_{org}}$, le contenu en azote organique de la litière. Nous spécifions L_0 pour chaque type de végétation, en accord avec les données disponibles [*Pastor and Post*, 1986; *Parton et al.*, 1993; *Melillo et al.*, 1982; 1983; 1984] (tableau II.5).

Pour le compartiment sol, la quantité d'azote minéral potentiel, $S_{N_{pot}}$, est supposée s'élever à 3% du contenu en azote organique du sol [*D. Schimel*, pers. comm.].

5.3 Azote minéral disponible

La reminéralisation des nutriments accompagne la décomposition de la matière organique. Elle dépend de l'activité microbienne et donc, des conditions climatiques présentes. De manière analogue à la paramétrisation de la décomposition de la litière décrite précédemment (section 4.2), nous introduisons deux fonctions, f_T et f_{H_2O} , traduisant respectivement la dépendance de la minéralisation à la température et à l'humidité.

Le flux d'azote minéral disponible dans la litière, $L_{N_{av}}$, et le sol, $S_{N_{av}}$,

Tableau II.5: Paramètres dépendant du type de végétation utilisés pour le calcul du bilan de l'azote.

Veg. ^(a)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
L_0 (%)	10.	10.	10.	10.	10.	25.	6.	6.	6.	10.
$(C:N)_{lit}$	50.	50.	40.	40.	60.	70.	50.	50.	50.	40.
$(C:N)_{sol}$	10.	15.	15.	15.	10.	20.	20.	20.	20.	20.

^(a) les types de végétations sont ordonnés comme au tableau II.2.

est donc calculé comme :

$$L_{N_{av}} = L_{N_{Pot}} \times f_T \times f_{H_2O} \quad (II.32)$$

$$S_{N_{av}} = S_{N_{Pot}} \times f_T \times f_{H_2O} \quad (II.33)$$

f_T est une fonction de type Q_{10} identique à la fonction utilisée pour le calcul du taux de décomposition de la litière (équation II.23) et f_{H_2O} est similaire à la fonction régulant la décomposition (figure II.14). Elle diffère par sa limite inférieure, fixée à 0.5 (et non 0.25). Cette différence reflète le fait que la minéralisation est moins affectée par des conditions arides que ne l'est la décomposition [P. Vitousek, pers. comm.].

6 Effet de fertilisation

Nous avons mentionné plus haut (chapitre I) le rôle potentiel de l'effet de fertilisation dans le bilan contemporain du CO₂. L'effet de fertilisation, c'est-à-dire, la réponse positive de la croissance des plantes à une augmentation du CO₂ atmosphérique, est généralement cité comme le mécanisme principal pour expliquer le puits manquant de CO₂ atmosphérique [IPCC, 1990; 1992]. De nombreuses expériences généralement effectuées sous serres estiment l'impact d'une augmentation de la teneur en CO₂ de l'air ambiant sur la photosynthèse et la croissance des plantes [pour une revue de ces expériences, voir *Strain and Cure*, 1985] (figure II.15).

De telles études sont, pour des raisons d'intérêt économique évidentes, généralement effectuées sur des plantes agricoles (céréales, légumineuses,...). Néanmoins, de plus en plus de recherches s'appliquent également à différents écosystèmes : par exemple les forêts (figure II.16) [Shugart et al., 1986; Körner and Arnone, 1992; Norby et al., 1992] ou les toundras [Grulke et al., 1990; Mooney et al., 1991],...

En milieu contrôlé, si on fournit aux plantes les éléments nécessaires à leur croissance (eau, nutriments, lumière), une augmentation de la teneur en CO₂ conduit inconditionnellement à une augmentation du carbone photosynthétisé par la plante [Strain and Cure, 1985].

Les questions qui nous importent ici sont : dans quelle mesure ces résultats peuvent-ils être extrapolés à un écosystème naturel ? Un système complexe dont la productivité est contrôlée par de multiples facteurs tels que température, lumière, humidité, nutriments et CO₂ réagira-t-il à une augmentation du CO₂ atmosphérique ? En cas de limitations sévères par d'autres facteurs que le CO₂, le système présentera-t-il néanmoins une réponse positive à une augmentation du CO₂ ? La réponse d'un écosystème à une croissance graduelle du CO₂ est elle comparable à celle d'une plante subissant un doublement instantané de la concentration de CO₂ ?

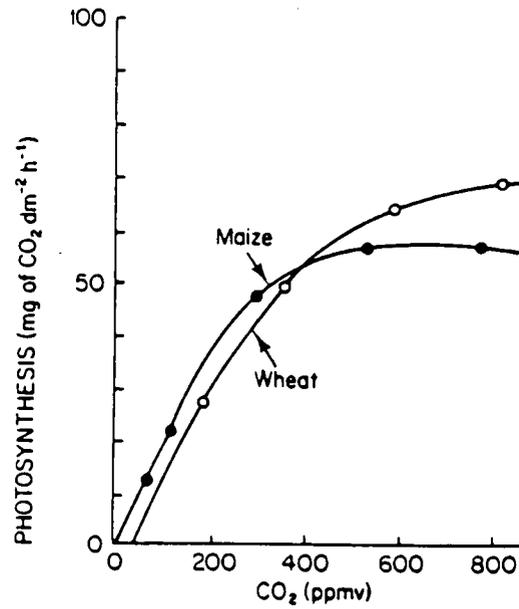


Figure II.15: Dépendance de l'assimilation du carbone par deux types de plantes (maïs et blé) vis à vis de la concentration ambiante de CO₂ [Warrick et al., 1986].

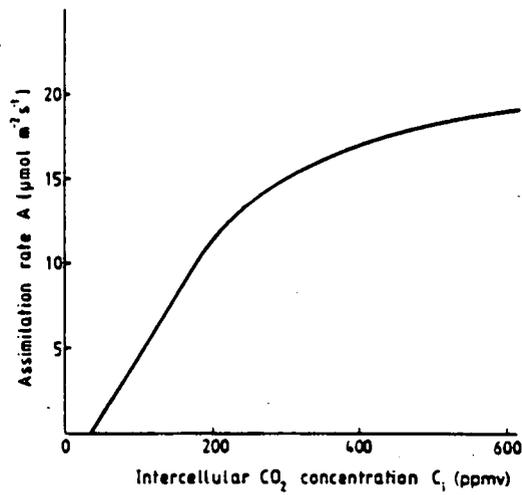


Figure II.16: Dépendance de l'assimilation du carbone par un conifère (*Picea sitchensis*) vis à vis de la concentration intercellulaire de CO₂ [Shugart et al., 1986]).

Les réponses à ces questions sont malheureusement encore largement inconnues à l'heure actuelle. Les modèles qui tentent d'inclure l'effet de fertilisation sont donc très faiblement contraints, les hypothèses et paramétrisations utilisées ne reposant que sur une faible base expérimentale.

La détection d'un éventuel effet de fertilisation dans la biosphère contemporaine souffre également d'un faible support. Il existe plusieurs études faisant état d'un accroissement de la phytomasse des forêts [*LaMarche et al.*, 1984; *Graybill and Idso*, 1993]. Ces deux études observent une augmentation significative de la largeur des anneaux des arbres depuis plusieurs décennies. A l'opposé, d'autres études expérimentales [*Graumlich*, 1991; *R. Francey*, pers. comm.] ou théoriques [*Gifford et al.*, 1995] concluent qu'il n'y a encore aucune évidence d'un tel accroissement.

Néanmoins, depuis longtemps, les modèles du cycle du carbone incluent une représentation de cet effet de fertilisation, dans la plupart des cas à l'aide d'une relation mathématique simple entre photosynthèse (ou *NPP*) et CO_2 atmosphérique. Cette fonction, couramment appelée fonction β , peut être de forme linéaire [e.g., *Keeling et al.*, 1989a] :

$$NPP_t = NPP_0 \left[1 + \beta \frac{C_t - C_0}{C_0} \right] \quad (\text{II.34})$$

ou logarithmique [e.g., *Bacastow and Keeling*, 1973] :

$$NPP_t = NPP_0 \left[1 + \beta \ln \frac{C_t}{C_0} \right] \quad (\text{II.35})$$

Dans ces deux équations, NPP_0 et NPP_t sont les productivités primaires nettes pour des concentrations de CO_2 atmosphérique de C_0 et C_t . β est un facteur supposé constant. Selon les auteurs, ce paramètre varie entre 0 et 1 [*Bacastow and Keeling*, 1973; *Emanuel et al.*, 1981; *Goudriaan and Ketner*, 1984; *Esser*, 1987; *Harvey*, 1989; *Heimann and Keeling*, 1989; *Keeling et al.*, 1989a; *Kohlmaier et al.*, 1989; *Enting*, 1992; *Enting et al.*, 1993; ...].

Une relation quelque peu plus élaborée a été proposée par d'autres auteurs [*Gates*, 1985; *Gifford*, 1992; *Wigley*, 1993]. Elle est représentée par une

fonction de type Michaelis-Menten :

$$NPP_t = NPP_0 \frac{k_1(C_t - C_b)}{1 + k_2(C_t - C_b)} \quad (\text{II.36})$$

où

$$\begin{aligned} k_1 &= [1 + k_2(C_0 - C_b)]/[C_0 - C_b] \\ k_2 &= [(2C_0 - C_b) - r(C_0 - C_b)]/[(r - 1)(C_0 - C_b)(2C_0 - C_b)] \\ r &= NPP_{2 \times CO_2} / NPP_{1 \times CO_2} \end{aligned}$$

Cette dernière relation est plus proche de la réalité physiologique que les deux premières. D'une part, elle conduit à une NPP nulle lorsque la concentration de CO_2 vaut C_b , le point de compensation de CO_2 . Pour des teneurs inférieures à cette concentration (de l'ordre de 50 ppmv), le flux de photo-respiration devient supérieur au flux de photosynthèse [Larcher, 1980; Farquhar et al., 1980]. D'autre part, lorsque le CO_2 augmente indéfiniment, la NPP sature à une valeur finie (k_1/k_2) et ne tend pas vers l'infini comme c'est le cas pour les fonctions linéaire et logarithmique.

Les fonctions de type β se contentent de paramétriser un phénomène et non de le comprendre et de l'interpréter mathématiquement. A l'opposé, une approche comme celle du modèle de Farquhar [Farquhar et al., 1980] calcule explicitement le flux de photosynthèse au niveau de la feuille à partir des variables environnementales, à savoir : le flux de lumière, la concentration de CO_2 , la température, l'humidité, ... Cette approche est actuellement en cours d'intégration dans des modèles globaux [P. Sellers, pers. comm.].

Une autre faiblesse de la fonction β est qu'elle fait l'hypothèse implicite (si β est constant, ce qui, à notre connaissance, a toujours été le cas) que la réponse de la NPP à une augmentation de CO_2 ne dépend que du CO_2 . En d'autres termes, elle suppose que la croissance des plantes, toute autre chose restant égale, évolue de manière uniforme en cas de changement du CO_2 atmosphérique, les éventuelles limitations en d'autres éléments (tels que l'eau, la lumière, les nutriments, ...) ne jouant aucun rôle.

Comme mentionné plus haut, l'impact de ces limitations sur l'effet de fertilisation est très mal quantifié. Diverses expériences montrent néanmoins que la réponse des plantes à une augmentation du CO₂ peut être modulée par les disponibilités en ces autres éléments. Il apparaît que des carences en nutriments (azote, phosphore) limiteront la réponse des plantes, tandis que des limitations en eau accentuent cette réponse [Oechel and Strain, 1985; Mooney et al., 1991; Gifford, 1992].

Dans le présent travail, nous avons développé une fonction β de type Michaelis-Menten, dans laquelle le coefficient β ⁽⁴⁾ n'est plus maintenu constant, mais devient une fonction des disponibilités en eau, azote et phosphore.

Soit :

$$\beta = \beta_0 \times f_W \times f_N \times f_P \quad (\text{II.37})$$

où β_0 est constant, et f_W , f_N et f_P sont des fonctions adimensionnelles exprimant respectivement les limitations en eau, azote et phosphore.

La réponse des plantes à l'effet de fertilisation est relativement plus importante pour les plantes limitées en eau [Mooney et al., 1991; Gifford, 1992]. En effet, l'efficacité d'utilisation de l'eau (WUE⁽⁵⁾), définie comme le rapport entre carbone assimilé et eau transpirée, augmente avec le CO₂ atmosphérique. Pour des teneurs élevées de CO₂, d'une part, la photosynthèse est stimulée (numérateur de WUE), mais d'autre part, une teneur en CO₂ élevée entraîne une réduction de l'ouverture stomatale qui se traduit par de moindres pertes en eau (dénominateur de WUE). Cette augmentation de WUE sera clairement plus favorable aux plantes limitées en eau.

Nous traduisons cet effet positif du stress hydrique sur β via la fonction f_W . Cette fonction (figure II.17) varie avec PET/PPT , le rapport entre l'évapotranspiration potentielle et la précipitation. Une valeur faible (élevée) de ce

⁽⁴⁾Le paramètre β n'apparaît pas explicitement dans l'équation II.36, mais est lié à r par $r = 1 + \beta \times \ln(2)$ (pour la fonction logarithmique). Dans la suite, nous exprimerons l'effet de fertilisation via le facteur β et non r , le premier étant le plus fréquemment cité dans la littérature.

⁽⁵⁾Water Use Efficiency

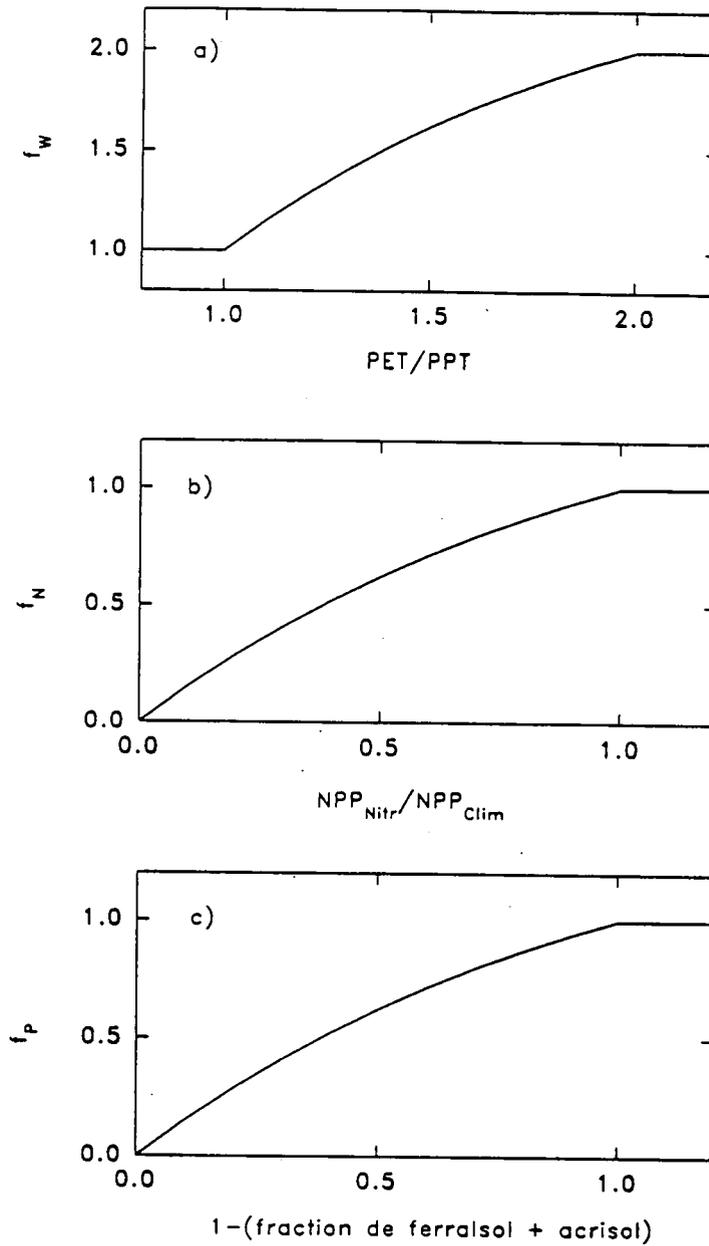


Figure II.17: Fonctions adimensionnelles traduisant respectivement l'impact a) du stress hydrique (f_w), b) des limitations en azote (f_N) et c) des limitations en phosphore (f_P) sur l'effet de fertilisation.

rapport indique des conditions de stress hydrique faible (forte). Nous supposons que, pour des valeurs de cette variable inférieures ou égales à 1, il n'y a pas de limitation en eau. L'effet de fertilisation est donc indépendant du bilan hydrique, $f_W = 1$. Lorsque PET/PPT est supérieur à l'unité, f_W augmente également et la réponse au CO_2 sature à $f_W = 2$ pour un rapport PET/PPT de 2. La fonction f_W n'est pas linéaire entre 1 et 2, elle est de type $(a + be^{-x})$, traduisant le fait que la réponse est supposée saturer quand la limitation en eau devient très forte.

Les fonctions f_N et f_P , traduisant les limitations en azote et phosphore, varient entre 0 et 1. Nous supposons qu'une plante fortement limitée en nutriment aura une réponse nulle au changement de CO_2 , tandis qu'une plante non limitée aura une réponse indépendante du niveau de nutriment. Tout comme pour la fonction hydrique, f_N et f_P sont de forme exponentielle négative, la réponse saturant quand la limitation en nutriment devient négligeable. f_N varie en fonction du rapport NPP_{Nitr}/NPP_{Clim} (figure II.17). NPP_{Clim} est la NPP annuelle calculée par *SLAVE*, fonction des conditions climatiques uniquement (section 4.1, équations II.18 et II.19). NPP_{Nitr} est la NPP maximale estimée en supposant disponible pour la photosynthèse tout l'azote minéral présent dans les réservoirs litière et sol. On calcule NPP_{Nitr} comme :

$$NPP_{Nitr} = (L_{N_{av}} + S_{N_{av}}) \times (C:N)_{veg} \quad (II.38)$$

où $L_{N_{av}}$ et $S_{N_{av}}$ sont les flux d'azote minéral dans la litière et dans le sol, estimés précédemment (équations II.32 et II.33) et $(C:N)_{veg}$ est le rapport carbone/azote des feuilles. En réalité, ce rapport $C:N$ varie fortement entre les différents types de végétations. Typiquement, il est de l'ordre de 50 pour des feuilles de forêts tropicales mais de l'ordre de 100 pour des forêts boréales. De même, les plantes de type toundra de haute latitude ont un $C:N$ généralement plus élevé que les herbes tropicales [*Pastor and Post, 1986; Vitousek et al., 1988; Raich et al., 1991; Schlesinger, 1991; McGuire et al., 1992*]. Physiologiquement, cette variabilité de $C:N$ reflète les limitations en azote. Une faible disponibilité en azote (comme aux hautes latitudes) entraîne une plus grande efficacité d'utilisation de l'azote, c'est à dire plus de carbone fixé par unité d'azote immobilisé. Dans notre cas, où nous essayons de déterminer les limitations en azote des plantes, utiliser cet éventail de $C:N$ biaiserait les résultats, donnant a priori une partie de la solution du problème. Dès lors, nous faisons usage d'un $C:N$ unique, représentatif d'un système non-limité en azote. Pour les plantes de type herbacées (steppes, savane,

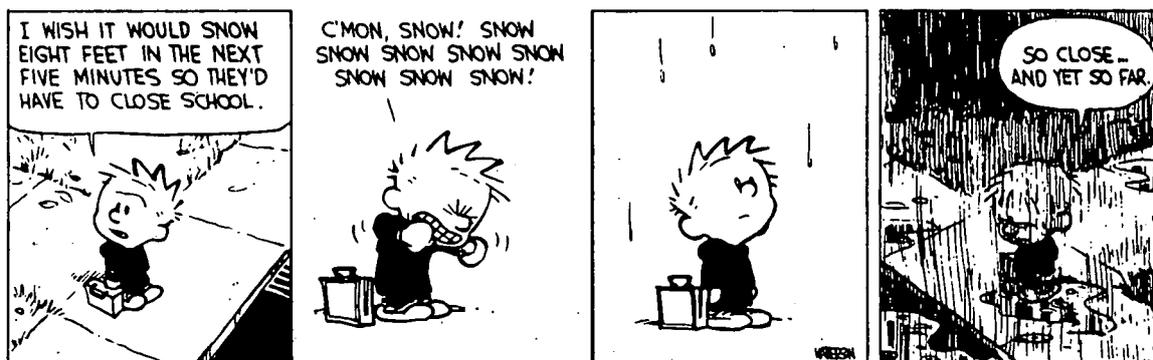
tundra et désert) ce paramètre est fixé à 40. Il est fixé à 50 pour les quatre différents types de forêts.

Enfin, les limitations éventuelles en phosphore sont également prises en compte. Cet élément est généralement limitant dans les régions tropicales couvertes par un sol de type argileux fortement lessivé [Vitousek and Sanford, 1986; Vitousek and Howarth, 1991]. Tenter de modéliser de façon explicite les limitations en phosphore est nettement hors de portée du présent travail. Dans un premier temps, nous supposons donc que les limitations en phosphore sont liées à la présence de sol de type ferralsol et acrisol (en utilisant la taxonomie de la FAO [1974-1982] digitalisée par Zabler [1986]). Ce sont essentiellement les forêts tropicales sempervirentes qui sont associées à ces types de sols et qui sont dès lors susceptibles d'être limitées en phosphore [Vitousek and Sanford, 1986; Bouwman, 1990]. Nous supposerons que f_P , la limitation de β en phosphore, est anticorrélée avec la fraction de ferralsol et acrisol présente dans la cellule $5^\circ \times 5^\circ$ considérée (figure II.17). Une cellule ne contenant aucun de ces deux types de sols sera supposée non limitée en phosphore ($f_P = 1$), la limitation augmentant (f_P diminuant) à mesure que la proportion de ferralsol et acrisol au sein de la cellule augmente.

Les principaux résultats obtenus à l'aide du modèle décrit dans ce chapitre sont analysés et comparés à l'observation au chapitre III. Toutefois, les résultats relatifs à l'effet de fertilisation seront présentés dans l'application du modèle traitant du bilan actuel de CO_2 (chapitre IV, section 2.1). Pour rappel, la méthodologie spécifique à la version dépendante du temps de SLAVE est détaillée en annexe A.

Chapitre III

Le monde selon SLAVE



1 Introduction

Ce chapitre présente les principaux résultats du modèle *SLAVE* et tente dans la mesure du possible de les comparer à l'observation. Il est subdivisé en trois parties. La première présente la distribution de la végétation calculée par le schéma bioclimatique de *SLAVE*. Ces distributions sont comparées à la distribution d'écosystème d'*Olson et al.* [1985]. Ensuite, les deux parties suivantes traitent de la validation des grandeurs liées au cycle du carbone biosphérique. L'une fait usage de données directement mesurées sur le terrain que nous comparons aux variables correspondantes du modèle. Enfin, dans la dernière partie, la validation du modèle se fait via l'étude de la distribution du CO_2 dans l'atmosphère. Les flux de CO_2 prédits par *SLAVE* sont utilisés comme conditions limites dans un modèle global de transport atmosphérique. Les saisonnalités du signal atmosphérique (principalement dues à l'activité biosphérique), mesurées en différentes stations d'une part et calculées par le modèle de transport d'autre part, peuvent ainsi être comparées.

La validation atmosphérique présente plusieurs avantages. D'une part, le nombre de stations de mesure de CO_2 atmosphérique est sans cesse croissant et présente une très bonne couverture géographique. D'autre part, à l'opposé des données au sol, par essence locales, les données atmosphériques (bien qu'également ponctuelles) donnent une information beaucoup plus globale. En d'autres termes, la concentration atmosphérique de CO_2 n'est pas uniquement fonction des conditions locales, mais, via la circulation atmosphérique, dépend de la distribution globale des sources de CO_2 . Les données atmosphériques⁽¹⁾, qui "intègrent" ces émissions de surface, sont donc peu affectées par la forte variabilité qui caractérise les données de terrain.

⁽¹⁾ Les stations de mesure sont généralement situées dans des régions relativement éloignées de zones fortement perturbées par l'homme.

2 Végétation

La distribution de végétation modélisée par *SLAVE* pour le climat actuel peut être directement comparée à celle déduite de la *World Ecosystem Database* d'*Olson et al.* [1985]. Pour rappel, cette base de donnée, qui, dans sa version originale, présente la répartition géographique de 52 écosystèmes à la résolution de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, a été agrégée en dix types de végétations à la résolution de $5^\circ \times 5^\circ$. Si le modèle était parfait, les distributions modélisées et observées seraient identiques, cette base de données étant celle utilisée pour établir le schéma bioclimatique.

Les surfaces prédites et observées de chaque type de végétation sont reprises au tableau III.1.

Globalement, les surfaces respectives des différents types de végétations sont correctement simulées par *SLAVE*. Les superficies de six des neuf types de végétations diffèrent de moins de 5% des superficies observées. Il apparaît néanmoins un problème en ce qui concerne les forêts tropicales saisonnières et les savanes. La surface occupée par la somme de ces deux types de végétations est bien reproduite, mais leurs proportions respectives s'écartent de la réalité de 50%. Comme nous le verrons plus loin, cette divergence est principalement localisée en Asie du Sud.

En général, la distribution des végétations modélisées (*figures* III.1 à III.3) montre un très bon accord avec l'observation (*figures* II.5 à II.9, chapitre II). Les types de végétations typiques de conditions climatiques très spécifiques (forêt tropicale sempervirente, toundra, désert et glace) ont une distribution très similaire à celle d'*Olson et al.*

Les forêts tropicales sempervirentes sont reproduites en Amérique Centrale et en Amérique du Sud, bien que légèrement surestimées à la bordure sud-est de la forêt amazonienne (Mato Grosso) et manquantes au Paraguay. En Afrique, la forêt tropicale couvrant le Gabon, le Congo et le Zaïre est simulée correctement, ainsi que celle de la Côte d'Ivoire et du Libéria. Enfin, en Asie du Sud Est, les forêts thaïlandaises, malaysiennes et indonésiennes sont très bien prédites par

Tableau III.1: Comparaison des superficies calculées et observées des types de végétations (en 10⁶ km²).

Type de végétation	Superficie calculée	Superficie observée ^(a)
1 Forêt tropicale sempervirente	10.7	10.5
2 Forêt tropicale saisonnière	3.8	6.1
3 Savane	9.6	6.7
4 Steppe	31.8	30.8
5 Forêt tempérée caducifoliée	10.7	7.5
6 Forêt de conifères	18.7	18.2
7 Toundra	10.4	11
8 Désert aride	16.4	16.2
9 Désert de glace	15.5	15.6

^(a) [Olson *et al.*, 1985].

le modèle.

La forêt tropicale saisonnière possède une distribution nettement plus fragmentée. En Amérique latine, elle est raisonnablement reproduite, si ce n'est au Paraguay où elle est modélisée en lieu et place de la forêt tropicale sempervirente. En Afrique, elle est sous-estimée dans la région sud du Zaïre et en Zambie, mais est surestimée au nord du Golfe de Guinée et inexistante en Ethiopie. Le continent asiatique est, à nouveau, très bien reproduit.

La savane du sud du Brésil est restituée, mais elle s'étend légèrement trop en bordure Atlantique. La savane africaine est fidèlement estimée, sauf dans la région guinéenne, où, comme mentionné plus haut, le modèle prédit la présence de la forêt tropicale saisonnière. En Asie du Sud, le modèle simule une large bande de savane (nord de l'Inde, Bangladesh, Birmanie) alors que, selon Olson *et al.*, cette région est plutôt occupée par de la forêt tropicale saisonnière. Cette divergence est vraisemblablement liée aux limitations du modèle bioclimatique, les conditions climatiques régnantes dans ces régions étant similaires à celles qui sont typiques de la savane africaine. D'autres facteurs, tels la présence d'une

mousson, la forte exploitation par l'homme de ces régions (pâturages, cultures de riz, thé, ...) jouent certainement un rôle important dans la caractérisation de la végétation.

Les steppes, type de végétation le plus ubiquiste, sont reproduites aux Etats-Unis et en Amérique du Sud (à l'exception des steppes de Patagonie où le modèle produit également des forêts tempérées et forêts de conifères, les importants gradients de précipitation le long de la Cordillère des Andes étant vraisemblablement responsables de ces écarts). La distribution des steppes africaines s'accorde avec celle d'*Olson et al.* Au Proche-Orient (Arabie Saoudite), le modèle produit uniquement du désert plutôt qu'un mélange de désert et de steppe. A l'opposé, en Australie, le modèle surestime les steppes, au détriment des déserts.

La distribution modélisée de la forêt tempérée est extrêmement disparate. Ce type de végétation est (avec les steppes) celui qui est le moins bien délimité dans l'espace climatique. Néanmoins, les principales régions de forêt tempérée (Sud-Est américain, Europe et Chine) sont reproduites. Mais *SLAVE* simule également ce type de végétation en Oregon et dans l'Etat de Washington (au lieu de forêt de conifères), en Colombie (au lieu de forêt tropicale), dans la Cordillère des Andes et le sud du Brésil (au lieu de steppe) et en Zambie, Tanzanie et Ouganda (au lieu de forêt tropicale saisonnière et steppe).

Les forêts de conifères sont nettement mieux reproduites. Les forêts canadiennes, d'Europe centrale et septentrionale ainsi que les forêts sibériennes sont correctement simulées. Comme mentionné précédemment, la *winter rain forest* des Etats de Washington, d'Oregon et de Colombie Britannique n'est pas reproduite; par contre, la pointe sud de la Patagonie est, selon *SLAVE*, couverte de forêts de conifères.

Les toundras d'Alaska, du nord du Canada et du nord de la Sibérie sont fidèlement reproduites, bien que s'étendant légèrement trop au sud. En Asie Centrale, les toundras du nord-est du lac Baïkal ne sont pas simulées et celles de la région himalayenne sont fortement sous-estimées.

La distribution des déserts (Sahara, Gobi, Syrie, Iran, Ouzbekistan), s'accorde avec celle d'*Olson et al.*, sauf le désert d'Arizona et du Mexique (où *SLAVE* simule des steppes), le désert du Kalahari (que *SLAVE* sous-estime), les déserts du Proche Orient (surestimés) et australiens (sous-estimés).

Finalement, les glaces du Groenland, du Spitzberg, du Taimyr et du continent Antarctique sont aisément restituées.

Dans l'ensemble, notre modèle bioclimatique reproduit correctement les principales caractéristiques de la distribution des écosystèmes. Les différences rencontrées entre végétation calculée et observée restent relativement minimales du point de vue global.

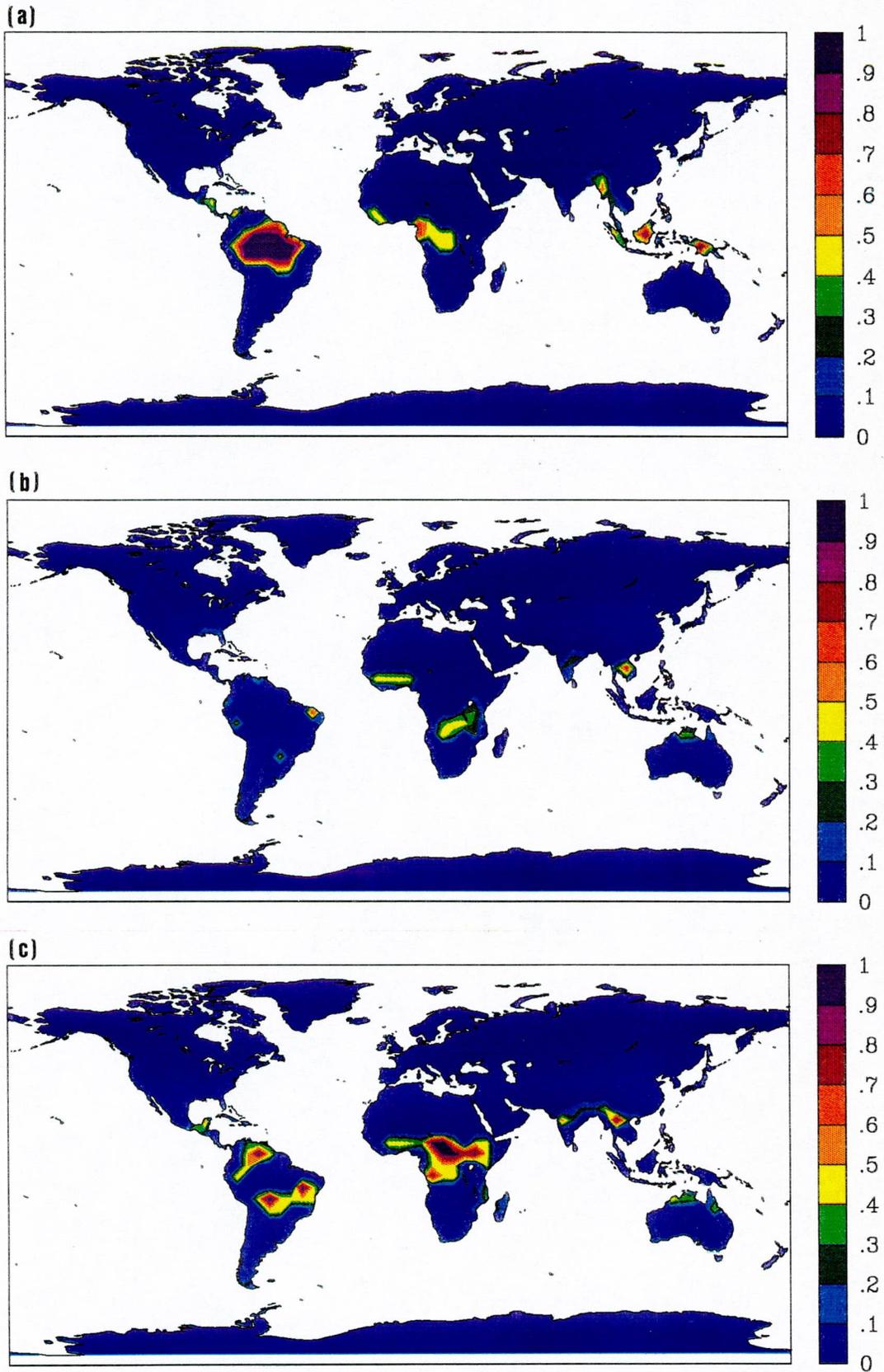


Figure III.1: Distribution modélisée des types de végétations a) “forêt tropicale sempervirente”, b) “forêt tropicale saisonnière” et c) “savane”.

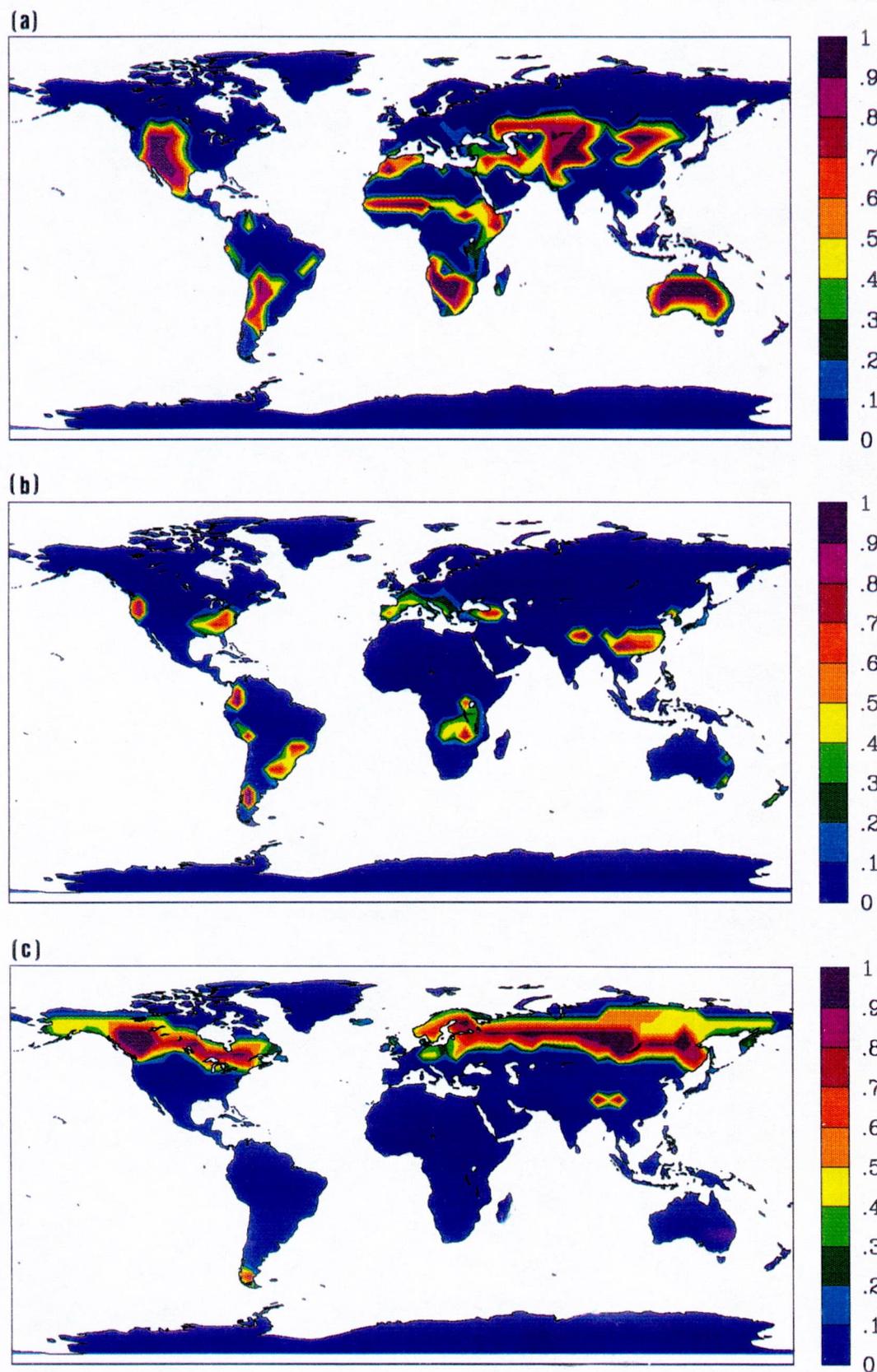


Figure III.2: Idem *figure III.1*, pour les types de végétations a) “steppe”, b) “forêt caducifoliée tempérée” et c) “forêt de conifères”.

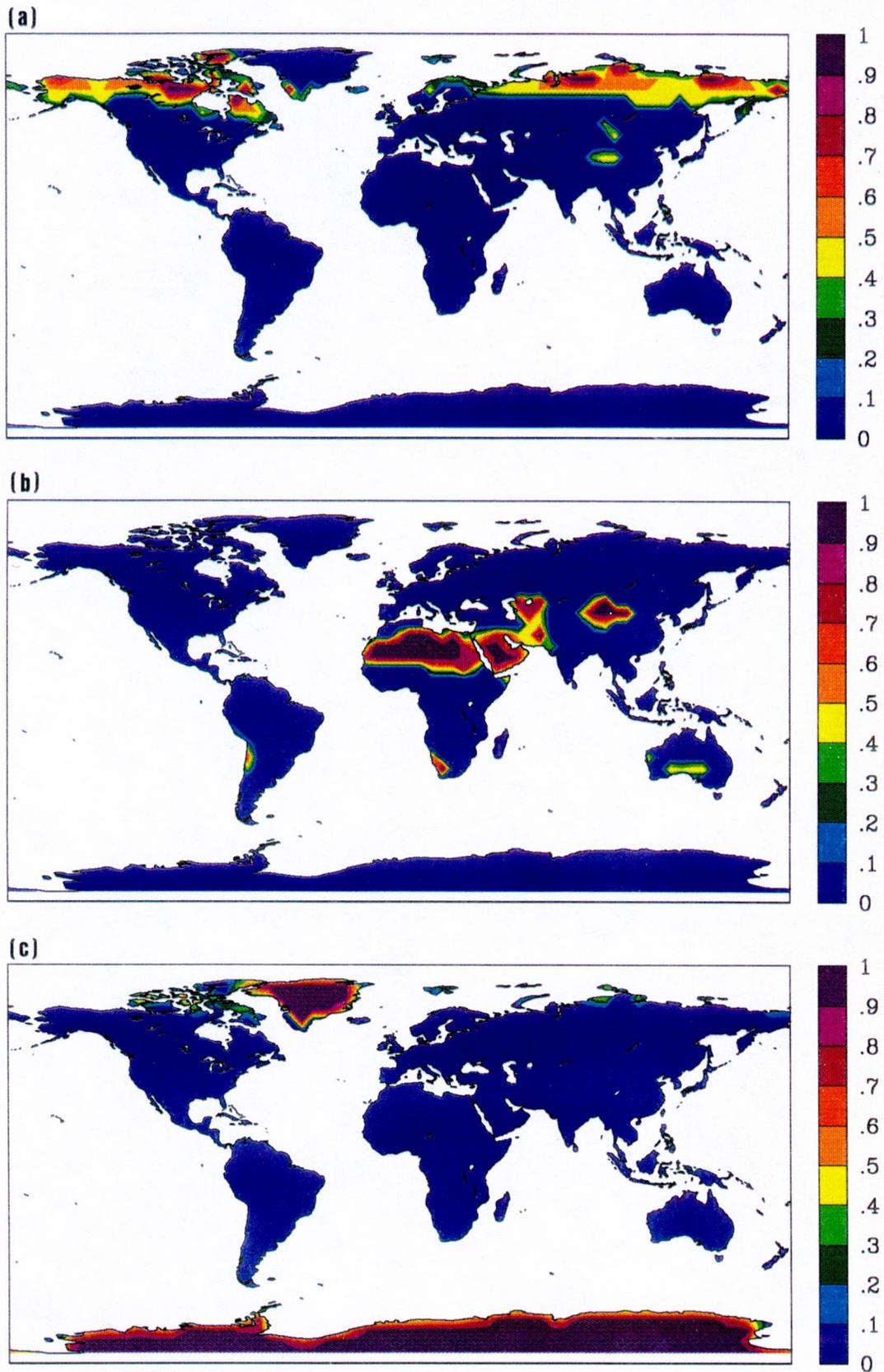


Figure III.3: Idem *figure III.1*, pour les types de végétations a) "toundra", b) "désert" et c) "glace".

3 Carbone : validation au sol

Les différentes grandeurs produites par le modèle peuvent, dans la mesure du possible, être comparées à des données de terrain. Théoriquement, il est également possible de comparer les résultats de *SLAVE* avec ceux issus d'autres modèles biosphériques. Valider un modèle via un autre modèle est une approche assez discutable, nous avons donc préféré nous concentrer sur une validation à l'aide de données uniquement.⁽²⁾

Dans un premier temps, nous comparons les estimations globales et par type de végétation à des mesures de densités moyennes de carbone estimées pour chaque type de végétation. Ce type de données est quantifié depuis longtemps [Whittaker and Likens, 1973; Duvigneaud, 1974; Rodin et al., 1975; Ajtay et al., 1979], néanmoins, ce genre de comparaison n'est pas trivial. En effet, la distinction entre différents types de végétations n'est pas univoque, au contraire, elle est spécifique à l'auteur. Les surfaces estimées d'un type de végétation, ainsi que ses densités de carbone, présenteront dès lors une importante variabilité selon la définition par l'auteur de ce type de végétation.

La distribution bi-dimensionnelle des variables biosphériques peut difficilement être validée par des données, si ce n'est la *NPP* qui, dans une certaine mesure, peut être comparée aux données satellites présentant une couverture globale. Il en est de même pour la distribution temporelle (à savoir, la saisonnalité) de la *NPP*.

La variable mesurée par satellite, représentative de l'activité photosynthétique, est le Normalized Difference Vegetation Index (*NDVI*). Elle est définie

⁽²⁾En ce qui concerne la *NPP* et le flux net biosphère-atmosphère de CO_2 , un programme d'intercomparaison de différents modèles est actuellement en cours. Ce type d'exercice est extrêmement fructueux dans la mesure où il permet de visualiser les divergences entre les différentes approches théoriques, leurs conséquences sur les grandeurs estimées, ... Cependant, elle présente, à notre avis, le risque d'une dérive vers une uniformisation abusive des modèles ou d'un leadership pseudo-scientifique par le groupe ayant "le meilleur modèle".

par :

$$NDVI = \frac{Ch_1 - Ch_2}{Ch_1 + Ch_2} \quad (III.1)$$

où Ch_1 et Ch_2 sont respectivement les radiances dans l'infra-rouge proche (0.73-1.1 μm) et dans le rouge visible (0.55-0.68 μm) mesurées par le radiomètre (AVHRR) embarqué sur le satellite météorologique de la NOAA [Tucker et al., 1986; Fung et al., 1987]. Durant la photosynthèse, une plante absorbe environ 85% de la radiation incidente dans le domaine visible et moins de 10% dans l'infra-rouge proche [Monteith, 1973; Larcher, 1980]. Les radiances réfléchies des régions rouge et infra-rouge proche peuvent donc être utilisées pour estimer la biomasse photosynthétiquement active. Typiquement, le $NDVI$ est quasi nul pour les déserts et sols nus et s'approche de l'unité pour une couverture végétale dense.

Enfin, certaines variables du modèle, telles la NPP annuelle ou la densité de carbone et d'azote organique dans le sol, peuvent être comparées directement en certains points du globe où ces grandeurs ont fait l'objet de mesures [Raich et al., 1991; McGuire et al., 1992]

3.1 Estimation Globale

Pour les conditions actuelles (climat et concentration de CO_2 atmosphérique contemporains), *SLAVE* estime la *NPP* globale à 64.7 GtC an^{-1} . Cette valeur est en bon accord avec les données de la littérature, ces dernières valant 48 GtC an^{-1} [*Whittaker and Likens*, 1973], 62 GtC an^{-1} [*Duvigneaud*, 1974], 77 GtC an^{-1} [*Rodin et al.*, 1975], 60 GtC an^{-1} [*Ajtay et al.*, 1979] et 61 GtC an^{-1} [*Olson et al.*, 1985].

Les densités moyennes et valeurs intégrées de *NPP* et carbone contenus dans les trois réservoirs (phytomasse, litière et sol) sont présentées aux tableaux III.2 et III.3. A titre de comparaison, les estimations de *NPP* et phytomasse selon *Whittaker and Likens* [1973], *Ajtay et al.* [1979] et *Olson et al.* [1985]; les estimations de litière selon *Reiners* [1973] et *Ajtay et al.* [1979] et enfin, celles de [selon *Ajtay et al.* [1979] et *Schlesinger* [1991]] sont présentées des tableaux III.4 à III.6.

SLAVE estime la phytomasse globale à 760 GtC , le carbone contenu dans la litière s'élève à 99 GtC et le réservoir de carbone dans le sol est estimé à 1114 GtC . Près de 80% de la phytomasse sont localisés dans les forêts.

Tableau III.2: *NPP* ($\text{gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$) et carbone contenu dans la phytomasse, la litière et le sol (kgC m^{-2}), simulés par *SLAVE*.

Veg. ^(a)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>NPP</i>	1111	853	818	355	756	373	187	88	3.7
Phytomasse	17.4	11.3	4.6	0.8	13.4	9.5	2.9	0.09	0.01
Litière	1.5	1.3	0.5	0.2	1.7	1.5	0.5	0.05	0.01
Sol	13.4	12.5	7.3	4.8	14.8	14.3	9.7	1.5	0.1

^(a) les types de végétations sont ordonnés comme au tableau III.1

Tableau III.3: Idem Tableau III.2, mais intégré sur les surfaces respectives de chaque type de végétation (en GtC an^{-1} pour la *NPP* et GtC pour les trois réservoirs)

Veg. ^(a)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>NPP</i>	11.9	3.2	7.9	11.3	8.1	7.0	2.0	1.4	0.06
Phytomasse	185	42	44	24	144	178	30	1.5	0.1
Litière	16.3	4.8	4.9	6.1	18.3	27.6	5.2	0.7	0.1
Sol	143	47	70	153	158	268	101	24	2

^(a) les types de végétations sont ordonnés comme au tableau III.1

Tableau III.4: Estimations de la *NPP* et du carbone dans la phytomasse pour les principaux types d'écosystèmes selon a) *Ajtay et al.* [1979], b) *Whittaker and Likens* [1973] et c) *Olson et al.* [1985].

(a)

Ecosystem type	Surface area $\times 10^{12} \text{ m}^2$	NPP DM $\text{g/m}^2 \text{ yr}$	Total production		Living phytomass DM $\times 10^3 \text{ g/m}^2$	Total living phytomass	
			DM $\times 10^{12} \text{ g}$	Carbon $\times 10^{12} \text{ g}$		DM $\times 10^{12} \text{ g}$	Carbon $\times 10^{12} \text{ g}$
1. Forests	31.3		48.68	21.9		950.5	427.73
Tropical humid	10	2300	23	10.35	42	420	189
Tropical seasonal	4.5	1600	7.2	3.24	25	112.5	
Mangrove	0.3	1000	0.3	0.14	10	9	50.62
Temperate evergreen/conif.	3	1500	4.5	2.02	30	90	40.5
Temperate deciduous/mixed	3	1300	3.9	1.76	23	84	37.8
Boreal coniferous (closed)	6.5	350	3.33	2.49	24	162.5	73.12
Boreal coniferous (open)	2.5	650	1.63	0.73	17	42.5	19.12
Forest plantations	1.5	1750	2.62	1.18	20	30	13.5
2. Temperate woodlands (various)	2	1500	3	1.35	18	36	16.2
3. Chaparral, maquis, brushland	2.5	300	2	0.9	7	17.5	7.38
4. Savanna	22.5		39.35	17.71		145.7	65.56
Low tree/shrub savanna	6	2100	12.6	5.67	7.5	45	20.25
Grass dominated savanna	6	2300	13.8	6.21	12.2	13.2	5.94
Dry savanna thorn forest	3.5	1300	4.55	2.05	15	52.5	23.63
Dry thorny shrubs	7	1200	3.4	3.78	5	35	15.75
5. Temperated grassland	12.5		9.75	4.39		20.25	9.11
Temperated moist grassland	5	1200	6	2.7	2.1	10.5	4.72
Temperated dry grassland	7.5	500	3.75	1.69	1.3	9.75	4.39
6. Tundra arctic/alpine	9.5		2.12	0.95		13.05	5.37
Polar desert	1.5	25	0.04	0.02	0.15	0.23	0.10
High arctic/alpine	3.6	150	0.34	0.24	0.75	2.7	1.22
Low arctic/alpine	4.4	350	1.54	0.69	2.3	10.12	4.35
7. Desert and semidesert scrub	21		3	1.35		16.5	7.42
Scrub dominated	9	200	1.8	0.81	1.1	9.9	4.46
Irreversible degraded	12	100	1.2	0.54	0.55	6.6	2.97
8. Extreme deserts	9		0.13	0.06		0.78	0.35
Sandy hot and dry	3	10	0.08	0.04	0.06	0.48	0.22
Sandy cold and dry	1	50	0.05	0.02	0.3	0.3	0.14
9. Perpetual ice	15.5	0	0	0	0	0	0
10. Lakes and Streams	2	400	0.8	0.36	0.02	0.04	0.02
11. Swamps and Marshes	2		7.25	3.26		26.25	11.31
Temperate	0.5	2500	1.25	0.56	7.5	3.75	1.69
Tropical	1.5	4000	6	2.7	15	22.5	10.13
12. Bogs, unexploited peatlands	1.5	1000	1.5	0.68	5	7.5	3.37
13. Cultivated land	16		15.05	6.77		6.54	2.99
Temperate annuals	6	1200	7.2	3.24	0.1	0.6	0.27
Temperate perennials	0.5	1500	0.75	0.34	5	2.5	1.12
Tropical annuals	9	700	6.3	2.83	0.06	0.54	0.24
Tropical perennials	0.5	1600	0.8	0.36	5	3	1.35
14. Human area	27	500	0.4	0.18	4	3.2	1.44
TOTAL	149.3	395	133.0	59.9	3.75	1243.9	559.3

Tableau III.4 : Suite.

(b)

Ecosystem type	Area, 10 ⁶ km ²	Mean net primary productivity, g C/m ² /year	Total net primary production, 10 ⁹ metric tons C/year	Mean plant biomass, kg C/m ²	Total plant mass, 10 ⁹ metric tons C
Tropical rain forest	17.0	900	15.3	20	340
Tropical seasonal forest	7.5	675	5.1	16	120
Temperate evergreen forest	5.0	585	2.9	16	80
Temperate deciduous forest	7.0	540	3.8	13.5	95
Boreal forest	12.0	360	4.3	9.0	108
Woodland and shrubland	8.0	270	2.2	2.7	22
Savanna	15.0	315	4.7	1.8	27
Temperate grassland	9.0	225	2.0	0.7	6.3
Tundra and alpine meadow	8.0	65	0.5	0.3	2.4
Desert scrub	18.0	32	0.6	0.3	5.4
Rock, ice, and sand	24.0	1.5	0.04	0.01	0.2
Cultivated land	14.0	290	4.1	0.5	7.0
Swamp and marsh	2.0	1125	2.2	6.4	13.6
Lake and stream	2.5	225	0.6	0.01	0.02
Total continental	149	324	48.3	5.55	827
Open ocean	332.0	57	18.9	0.0014	0.46
Upwelling zones	0.4	225	0.1	0.01	0.004
Continental shelf	26.6	162	4.3	0.005	0.13
Algal bed and reef	0.6	900	0.5	0.9	0.54
Estuaries	1.4	810	1.1	0.45	0.63
Total marine	361	69	24.9	0.0049	1.76
Full total	510	144	73.2	1.63	829

(c)

Ecosystem Complexes	Production (10 ⁹ metric tons of carbon per year)	Live Carbon Pool (10 ⁹ tons)
<i>Nonwoodland</i>		
Tundra and bog (treeless)	0.88	8.08
"Tundra" meadow and scrub	1.46	13.20
Grassland (subalpine to tropical)	10.27	30.89
Deserts (excluding local moist sites)	3.37	8.58
TOTAL	15.98	60.75
<i>Forest, woodland</i>		
Boreal taiga	3.33	121.80
Semiboreal forest, woodland	1.93	64.12
Cool temperate, montane conifer	2.08	53.38
Cool temperate, mostly deciduous	2.09	67.88
Warm temperate, mostly broadleaf	4.05	97.76
Warm temperate wetland	2.97	10.32
Warm, montane, woodland (semiarid)	2.40	24.80
Warm temperate wetland (arid to semiarid)	3.14	12.82
Tropical rich wetland (arid to semiarid)	0.79	2.66
Tropical scrub, woodland savanna	10.52	139.13
Tropical montane forest	4.08	99.62
Tropical lowland rainforest	11.17	33.86
Other tropical forest	10.82	216.26
TOTAL	59.37	1,009.41
TOTAL LAND	75.35	1,070

Tableau III.5: Estimations du carbone dans la litière pour les principaux types d'écosystèmes selon a) *Reiners* [973] et b) *Ajtay et al.* [1979].

(a)

Ecosystem type	Area, 10 ⁸ ha	Mean biomass, tons/ha	Mean annual litter, % of biomass	Mean litter, tons ha ⁻¹ year ⁻¹	World turnover, (dry weight), 10 ⁹ tons	World turnover (carbon), 10 ⁹ tons
Swamp and marsh	2	120	36†	43.2	8.6	4.3
Tropical forest	20	450	5‡	22.5	45.0	22.5
Temperate forest	18	300	3.4	10.2	18.4	9.2
Boreal forest	12	200	2.2§	4.4	5.3	2.6
Woodland and shrubland	7	60	35	21.0	14.7	7.4
Savanna	15	40	27	10.8	16.2	8.1
Temperate grassland	9	15	41	6.2	5.6	2.8
Tundra and alpine	8	6	10	0.6	0.5	0.2
Desert scrub	18	7	49	3.4	6.1	3.1
Extreme desert	24	0.2	100	0.2	0.5	0.2
Agricultural land	14	10	50¶	5.0	7.0	3.5
Totals	147				127.9	63.9

(b)

Ecosystem type	Surface area m ² 10 ¹²	Litter-fall DM g/m ² yr	Total litterfall		Litter DM g/m ²	Total litter	
			DM 10 ¹⁵ g	C		DM 10 ¹⁵ g	C
1. Forests	31.3		36.3	16.3		63.6	31.9
Tropical rain	10	1850	18.5	8.3	650	6.5	3.3
Tropical seasonal	4.3	1300	5.9	2.6	850	3.8	1.9
Mangrove	0.3	600	0.2	0.1	10000	3	1.5
Temperate	6	350	3.1	2.3	3000	18	9
Boreal (closed)	6.5	600	3.9	1.9			
Boreal (open)	2.5	550	1.4	0.6	3500	31.5	15.8
Forest plantations	1.5	375*	1.3	0.6	500	0.3	0.4
2. Temperate woodlands	2	1220	2.4	1.1	2500	5	2.5
3. Chaparral, maquis, brush land	2.5	1000	2.5	1.1	300	1.3	0.6
4. Savanna	22.5		31.3	14.1		7.9	3.9
Grass dominated savanna	19	1500	28.5	12.9			
Savanna forest	3.5	300	2.9	1.3	350	7.9	3.9
5. Temperated grassland	12.5		3.6	3.2		4.9	2.5
Temperated grassland wet	5	900	4.5	2	500	2.5	1.3
Temperated grassland dry	7.5	550	4.1	1.9	325	2.4	1.2
6. Tundra arctic/alpine	9.5		1.43	0.644		23.35	11.93
Polar desert	1.5	20	0.03	0.014	30	0.05	0.03
Herb lichen tundra	3.6	145	0.52	0.23	500	1.8	0.9
Scrub tundra	4.4	200	0.88	0.4	5000	22	11
7. Desert and semidesert	31	125	2.6	1.2	100	2.1	1.1
8. Extreme desert	9	15	0.14	0.06	15	0.14	0.07
9. Perpetual ice	15.5	0	0	0	0	0	0
10. Lake and stream	2	?			?		
11. Bog, swamp, and marshes	3.5	600	2.1	0.95	2500	9.8	4.4
12. Cultivated lands	16		7.0	3.07		0.3	0.4
Annual	15	450*	6.8	3.0			
Perennial	1	150†	0.2	0.07	50	0.3	0.4
13. Human area	21	300	0.36	0.2	300	0.4	0.2
TOTAL	149.3		634.3	294.7	795.7	118.8	59.5

Tableau III.6: Estimations du carbone dans le sol pour les principaux types d'écosystèmes selon a) *Ajtay et al.* [1979] et b) *Schlesinger* [1991].

(a)

Ecosystem type	Area 10^{12} m^2	Organic soil carbon (depth 1 m) 10^3 g/m^2	Total carbon 10^{15} g
Equatorial rain forest	10.3	8	82.4
Tropical seasonal forest	4.5	9	40.5
Temperate forest	6	12	72
Boreal forest	9	15	135
Temperate woodland	2	12	72
Chaparral	2.5		
Forest plantation	1.5		
Savanna, derived	12	15	180
Savanna, thorny	10.5	8	84
Temperate grassland dry	7.5	30	225
Temperate grassland wet	5	14	70
Tundra, high arctic	5.1	6.5	33.2
Tundra, low arctic	4.4	20	88
Desert, semidesert	21	8	168
Extreme desert	9	2.5	22.5
Perpetual ice	15.5	?	
Swamp, marshes	2	30	60
Bog, peatland	1.5		165*
Lake and stream	2	?	
Cultivated land	16	8	128
Human area	2	5	10
TOTAL TERRESTRIAL	149.3		1635.6

(b)

Ecosystem Type	Mean Soil Organic Matter (kg C m^{-2})	World Area ($\text{ha} \times 10^9$)	Total World Soil Organic Carbon ($\text{mt C} \times 10^9$)
Tropical forest	10.4	24.5	255
Temperate forest	11.8	12	142
Boreal forest	14.9	12	179
Woodland and shrubland	6.9	8.5	59
Tropical savanna	3.7	15	56
Temperate grassland	19.2	9	173
Tundra and alpine	21.6	8	173
Desert scrub	5.6	18	101
Extreme desert, rock and ice	0.1	24	3
Cultivated	12.7	14	178
Swamp and marsh	68.6	2	137
Totals		147	1456

3.2 Distribution spatiale et temporelle

La *figure III.4a* représente la distribution bi-dimensionnelle de la *NPP* annuelle. La *NPP* est maximale aux tropiques, atteignant près de $1200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ dans la forêt amazonienne. Les zones à très faible productivité (désert, hautes latitudes) sont clairement reproduites.

A titre comparatif, la *figure III.4b* illustre le *NDVI* mesuré par satellite [Warrick *et al.*, 1986]. La forte corrélation entre *NPP* modélisée et *NDVI* est frappante. Les forêts tropicales présentent les valeurs maximales. Aux latitudes tempérées, les régions couvertes de forêts tempérée et boréale ressortent également dans les deux *figures*. Les régions arides ont bien des valeurs minimales, tant pour la *NPP* que pour le *NDVI*. La comparaison ne peut malheureusement être que qualitative, les unités des variables *NPP* et *NDVI* étant différentes.

La *figure III.5a* présente la *NPP* mensuelle, moyennée zonalement sur les continents. La saisonnalité de la *NPP* est très forte dans l'Hémisphère Nord. L'activité photosynthétique débute au printemps, est maximale en été et décroît ensuite rapidement en automne. Aux tropiques, la saisonnalité de la *NPP* dépend principalement du régime de précipitation (alors qu'elle dépend essentiellement de la température dans les régions tempérées et boréales). La *NPP* est maximale durant la saison humide, qui se produit généralement durant l'été. Dans l'Hémisphère Sud, la saisonnalité est évidemment déphasée de six mois et est globalement plus faible.

De manière analogue à la *figure III.4*, la *figure III.5b* montre la saisonnalité du signal *NDVI*. A nouveau, sa similarité avec la *NPP* modélisée est bien visible.

La distribution du carbone au sein de la phytomasse (fractions herbeuse et ligneuse) (*figure III.6*) est fortement liée à la distribution des types de végétations. Les zones boisées ressortent clairement dans la *figure III.6b* représentant la distribution de matériel ligneux. Les végétations herbacées (steppes, cultures) ne sont visibles que dans la *figure III.6a*, représentant la fraction herbeuse de la

phytomasse. Les zones de densités les plus élevées se situent dans les tropiques, où la productivité est la plus élevée.

Pour le compartiment sol (*figure III.7*), on distingue à nouveau les forêts. Mais dans ce cas-ci, les densités les plus élevées sont atteintes dans les forêts boréales. Bien que la phytomasse soit maximale aux tropiques, le temps de renouvellement rapide dans ces régions conduit à des densités de carbone dans le sol plus faibles qu'aux latitudes boréales.

Le flux net de CO₂ entre la biosphère et l'atmosphère, calculé comme la différence entre le flux de respiration hétérotrophe de la litière et du sol et le flux de *NPP*, est la grandeur d'intérêt essentiel dans l'étude de l'interaction biosphère-atmosphère dans le cycle du carbone. En effet, cette variable est celle qui est effectivement "vue" par l'atmosphère et, dès lors, enregistrée dans le signal atmosphérique du CO₂. La variabilité intra-annuelle du CO₂ atmosphérique sera donc fortement liée à cette grandeur.

D'autre part, c'est également cette variable, ou plus exactement son évolution temporelle, qui joue un rôle dans le budget contemporain du CO₂ et la quête du puits manquant. Il est donc essentiel pour nous de parvenir à modéliser correctement ce flux.

Enfin, cette variable résultant du calcul de toutes les composantes du système biosphérique, sa validation possède des implications sur l'ensemble du modèle. Il existe malheureusement très peu de données au sol de flux net de CO₂, mais il est possible de valider cette variable via les nombreuses données de concentration atmosphérique de CO₂ (cf. section 4).

La distribution du flux net de CO₂ en janvier et en juillet est présentée à la *figure III.8*, la *figure III.9* montrant la moyenne zonale de cette variable.

En janvier, les régions tropicales de l'Hémisphère Sud absorbent le CO₂ atmosphérique. A cette même période, dans l'Hémisphère Nord, l'activité biosphérique est réduite, les écosystèmes émettant peu ou prou de CO₂ vers l'atmo-

sphère. En juillet, la situation est inverse. Les régions tempérées et de hautes latitudes sont d'importants puits de CO₂ atmosphérique, il en est de même des régions subtropicales de notre hémisphère. A l'opposé, l'Hémisphère Sud est une légère source de CO₂ pour l'atmosphère.

La distribution zonale synthétise bien cette "pulsation biosphérique". Dans l'Hémisphère Nord, la biosphère rejette du CO₂ de l'automne au début du printemps, avec un ralentissement en hiver, et absorbe le CO₂ en été. Dès que l'on franchit l'équateur, la pulsation se déphase de six mois mais est moins intense globalement.

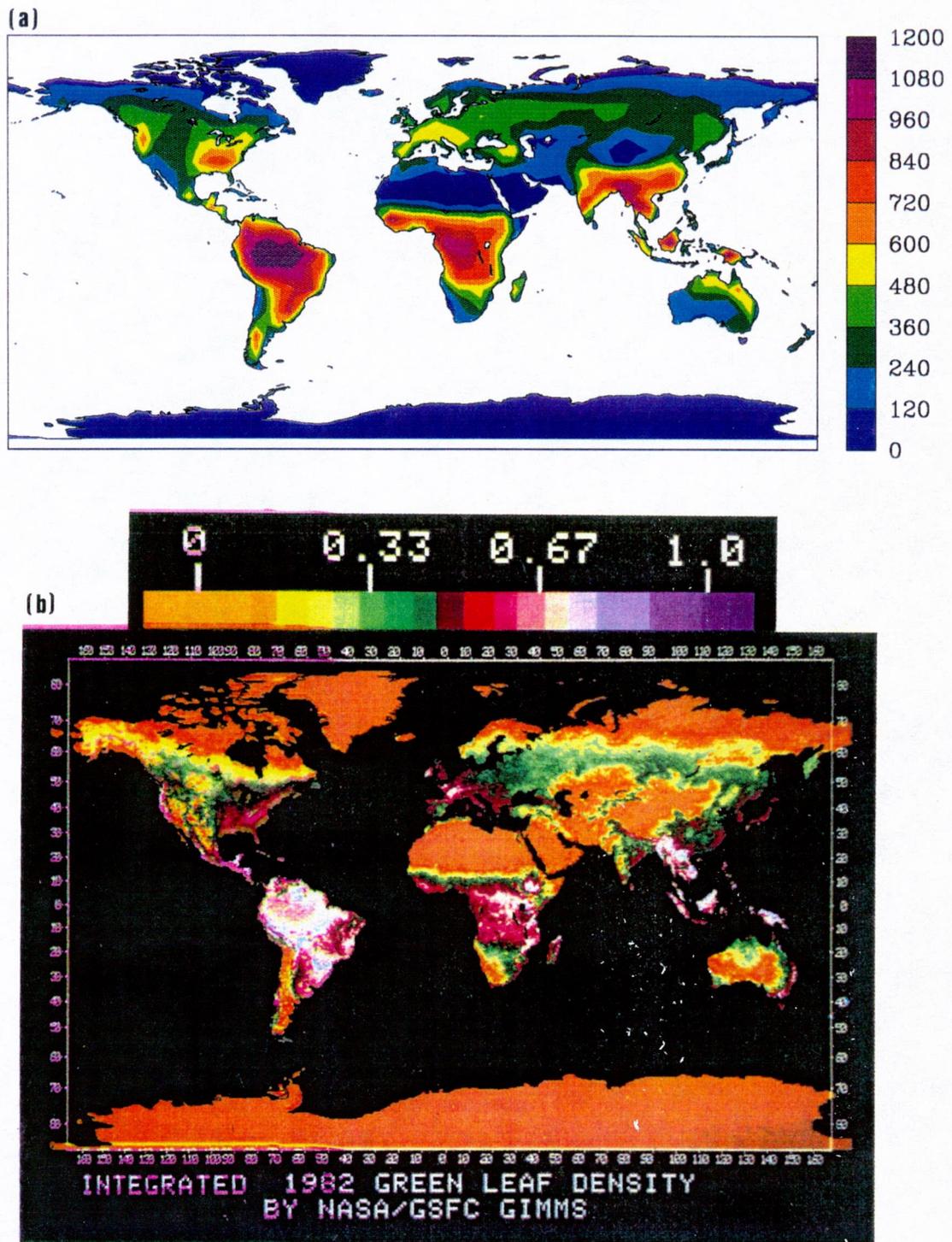


Figure III.4: Distribution modélisée a) de la *NPP* annuelle ($\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$) et b) du *NDVI*.

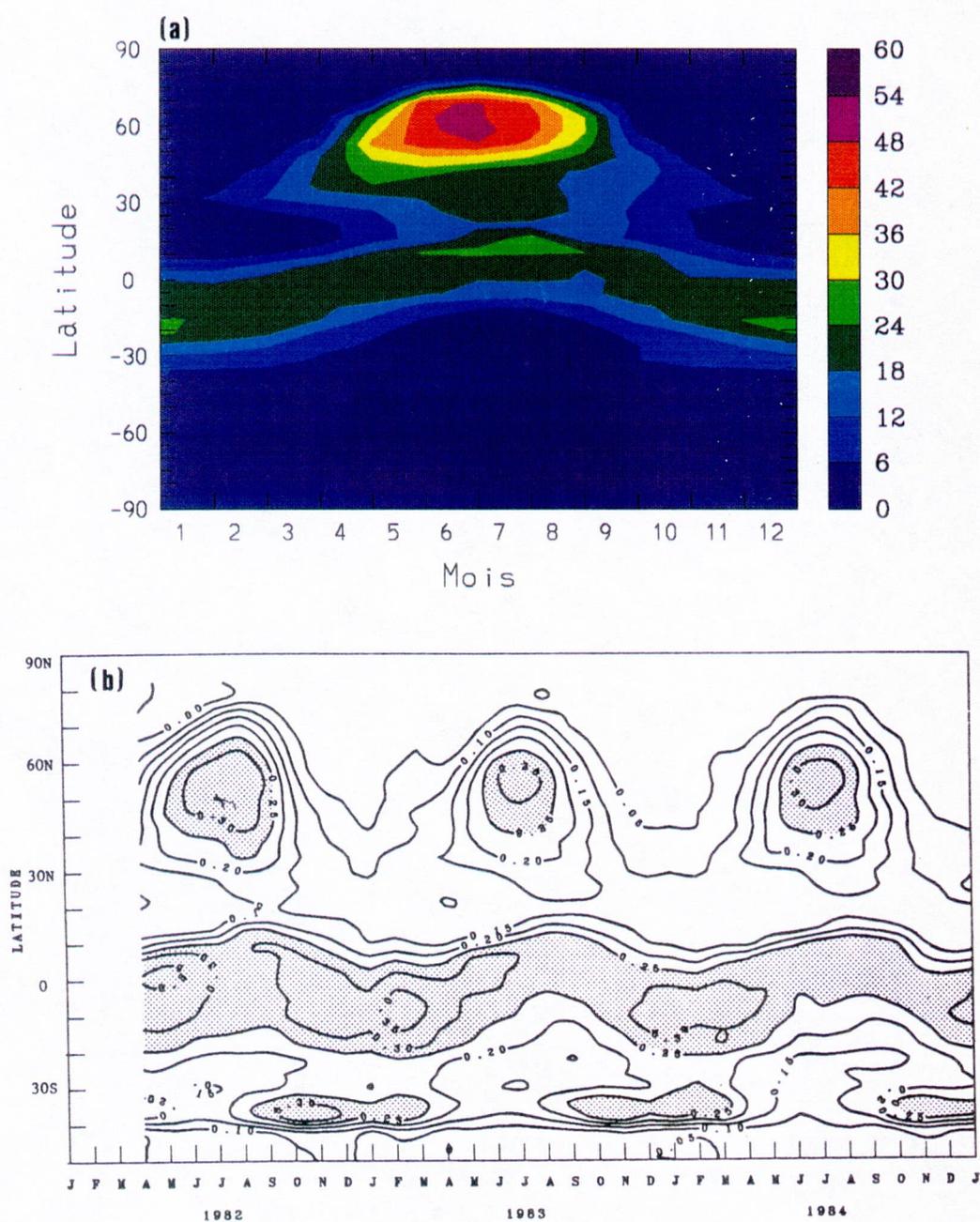


Figure III.5: Moyenne zonale a) de la *NPP* mensuelle ($\text{gC m}^{-2} \text{ mois}^{-1}$) et b) du *NDVI*.

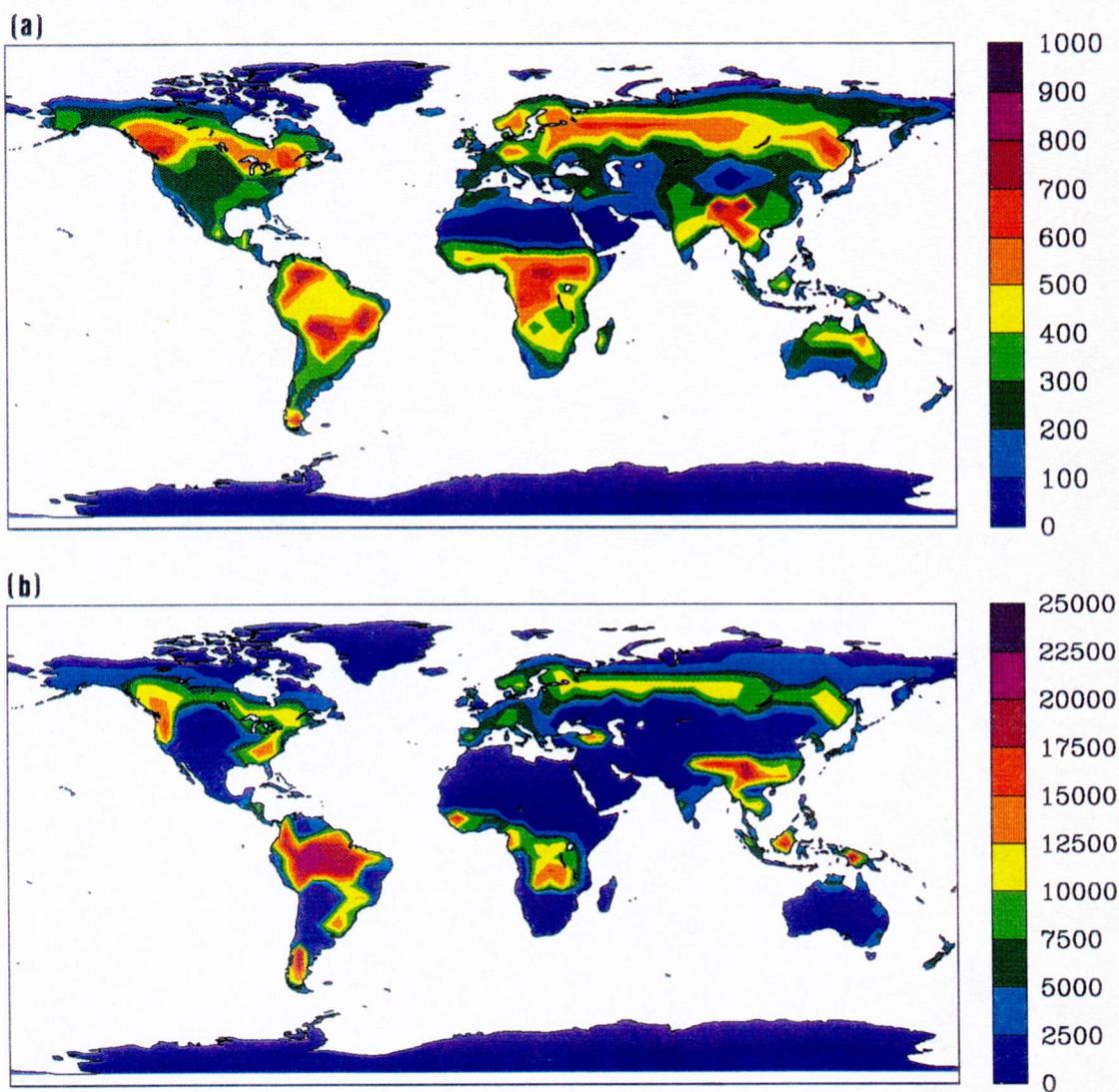


Figure III.6: Distribution modélisée de la densité de carbone dans la fraction a) herbeuse et b) ligneuse de la phytomasse (gC m^{-2}).

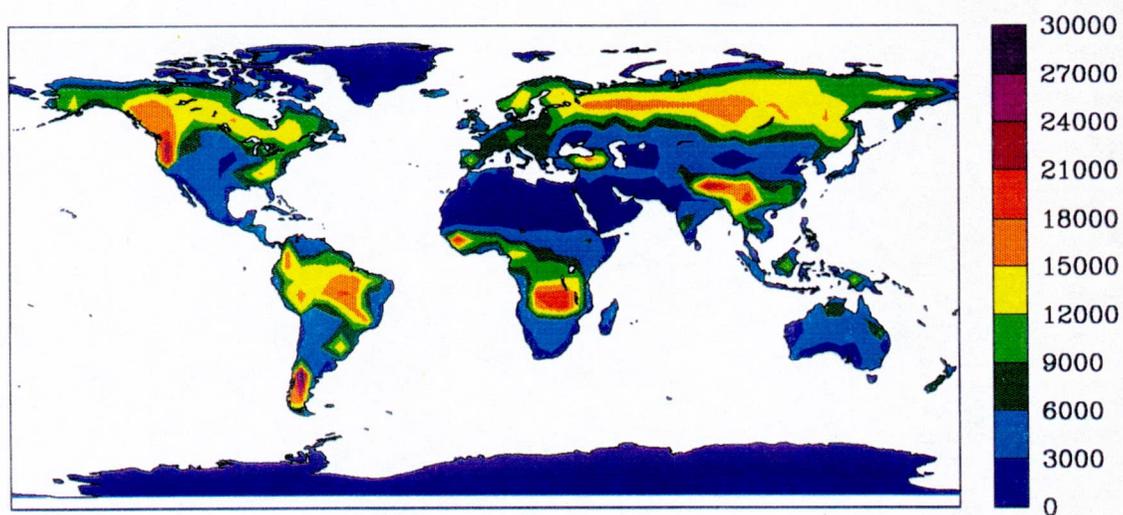


Figure III.7: Distribution modélisée de la densité de carbone dans le sol (gC m^{-2}).

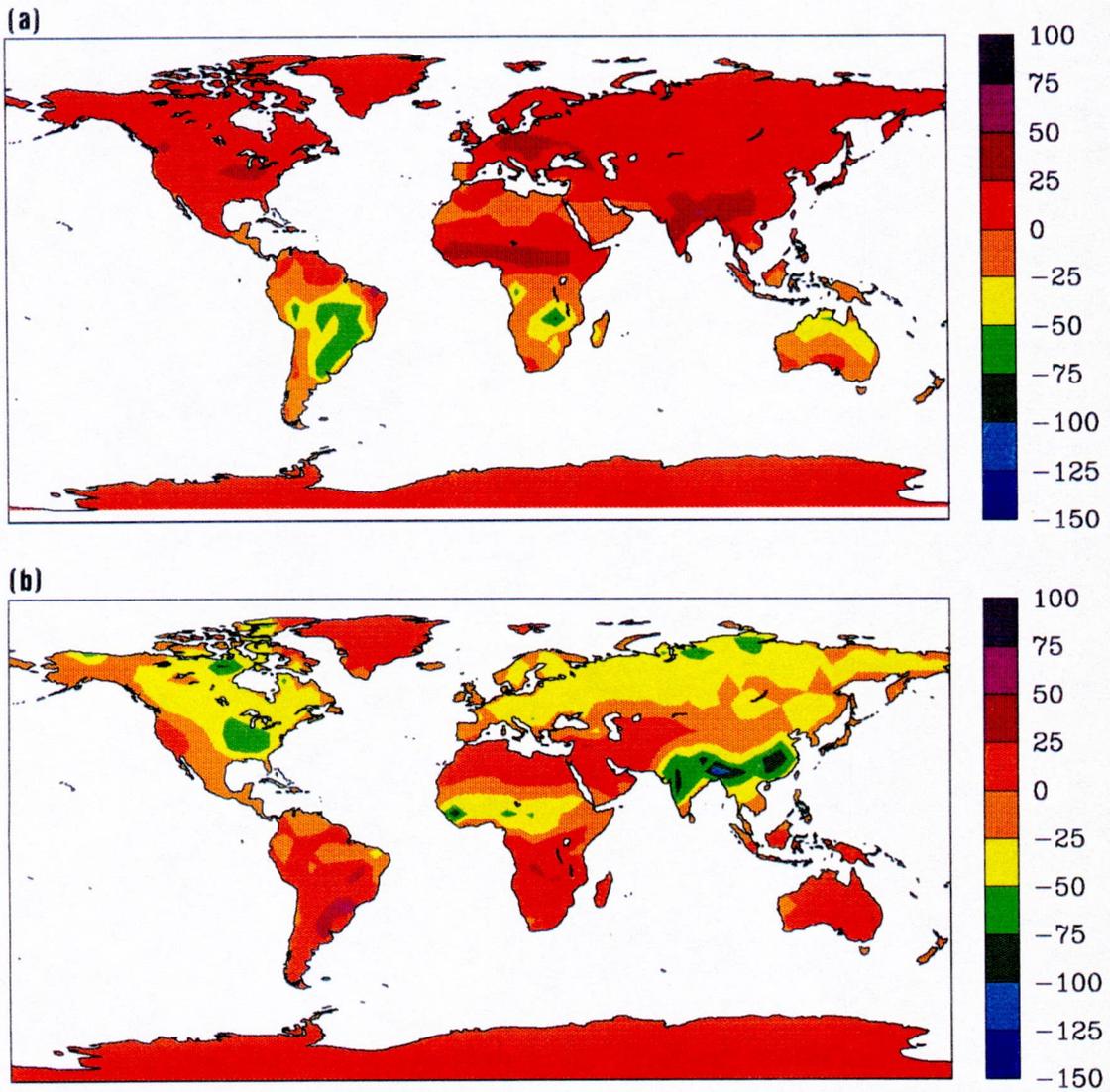


Figure III.8: Distribution modélisée du flux net de CO₂ entre la biosphère et l'atmosphère aux mois de a) janvier et b) juillet (gC m⁻² mois⁻¹). Une valeur positive indique un flux de la biosphère vers l'atmosphère.

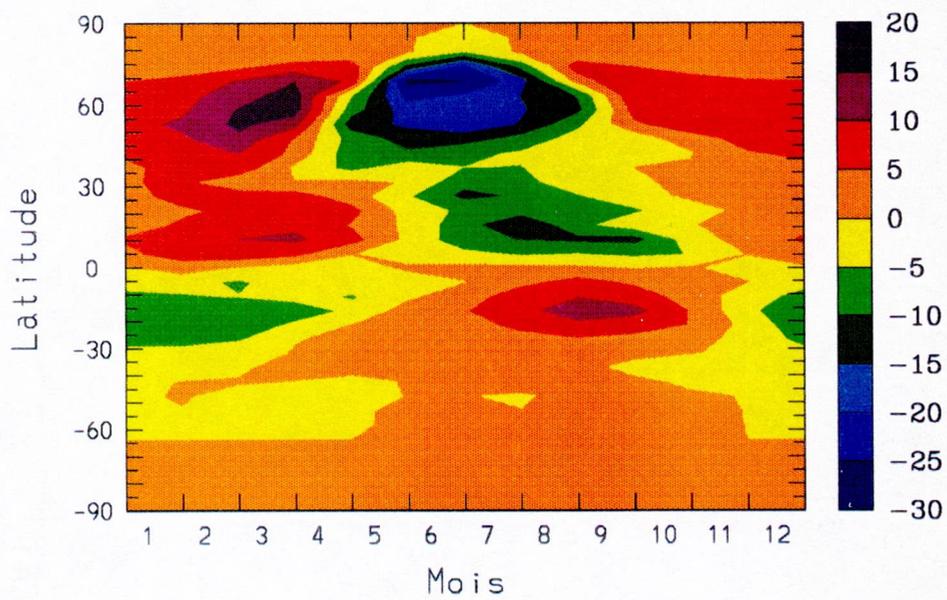


Figure III.9: Moyenne zonale du flux net de CO₂ (gC m⁻² mois⁻¹). La convention de signe est identique à celle de la *figure* III.8.

3.3 Validation locale

Comme expliqué en annexe B, le modèle *TEM* (Terrestrial Ecosystem Model) — développé par le groupe de *J. Melillo*, Woods Hole, Massachussets — est étalonné à partir de données de terrain [*Raich et al.*, 1991; *McGuire et al.*, 1992]. 22 séries de données sont décrites. Des grandeurs telles que le type de végétation, la *NPP*, les stocks de carbone et d'azote dans la phytomasse et dans le sol sont estimées. Ces 22 sites sont principalement situés sur le continent américain (Nord et Sud) mais également en Inde, Malaisie, Nouvelle Zélande, Ghana, Côte d'Ivoire et Afrique du Sud (cf. articles originaux pour une description détaillée des sites). Les coordonnées géographiques de ces sites étant connus, il est donc possible de comparer ces données à celles prédites par *SLAVE* aux 22 points de grille correspondants à ces 22 sites⁽³⁾.

La figure III.10 illustre la comparaison entre la *NPP* mesurée en ces sites (abscisse) et celle estimée par *SLAVE* (ordonnée). Idéalement, l'ensemble des points se trouvent sur la bissectrice de la figure (a) et sur l'axe des abscisses de la figure (b). Dans notre cas, la *NPP* est relativement bien restituée, les écarts à la bissectrice étant relativement faibles. Toutefois, la *NPP* semble quelque peu surestimée (jusqu'à plus de 200% pour un site) pour les régions de faible productivité, mais légèrement sous-estimée (20%) dans les zones tropicales de forte productivité.

De fait, si l'on cherche la meilleure régression linéaire ($y = ax + b$) passant par ce nuage de points, a , la pente de la régression, est inférieure à l'unité, elle vaut 0.72. L'ordonnée à l'origine, b , vaut $220 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ et le coefficient de corrélation de la régression, r , est égal à 0.94.

De la même manière, nous avons comparé le carbone dans la phytomasse estimé par *SLAVE* ($P_h + P_l$, cf. chapitre II.4) à celui observé (figure III.11). La dispersion est relativement plus importante que dans le cas de la *NPP*. Les

⁽³⁾Nous avons également imposé à *SLAVE* les types de végétations en ces 22 sites, de manière à se débarrasser de la possible source d'erreur due à la non reproductibilité du type de végétation ad hoc.

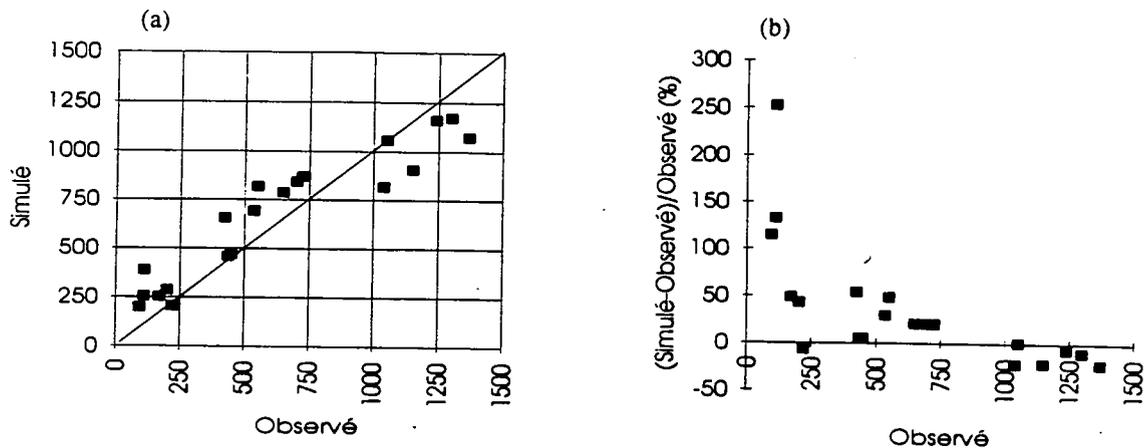


Figure III.10: Comparaison entre *NPP* simulée et observée en 22 sites. La figure (a) présente les valeurs absolues ($\text{gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$) tandis que la figure (b) présente les écarts relatifs (%).

paramètres de la régression linéaire sont : $r = 0.78$, $a = 0.65$ et $b = 4818 \text{ gC m}^{-2}$. On remarque également à la figure III.11 qu'un site est fortement sous-estimé. Il s'agit d'une forêt de conifères d'Oregon, où la phytomasse estimée s'élève à 43500 gC m^{-2} , alors que celle estimée par *SLAVE* vaut 21750 gC m^{-2} . Cette valeur mesurée est extrêmement élevée. La *NPP* mesurée en ce site étant de $535 \text{ gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$, le temps de résidence du carbone dans la phytomasse vaut donc plus de 80 ans, ce qui est tout à fait atypique. De manière analogue, un autre site, forêt xéromorphique de Porto Rico, possède une phytomasse simulée près de trois fois supérieure à celle observée. A nouveau, le temps de résidence déduit des données, 8 ans, n'est pas représentatif d'une telle forêt. Si l'on néglige ces deux sites dans la corrélation linéaire, r atteint 0.89.

Les estimations de carbone et d'azote dans le sol (respectivement $S_h + S_l$, cf. chapitre II.4 et $S_{N_{org}}$, cf. chapitre II.5) sont reprises aux figures III.12 et III.13. D'une manière générale, *SLAVE* estime correctement ces variables pour les régions tropicales, mais surestime le carbone et l'azote contenu dans le sol sous les forêts tempérées et boréales et sous-estime légèrement ces mêmes variables pour les sols

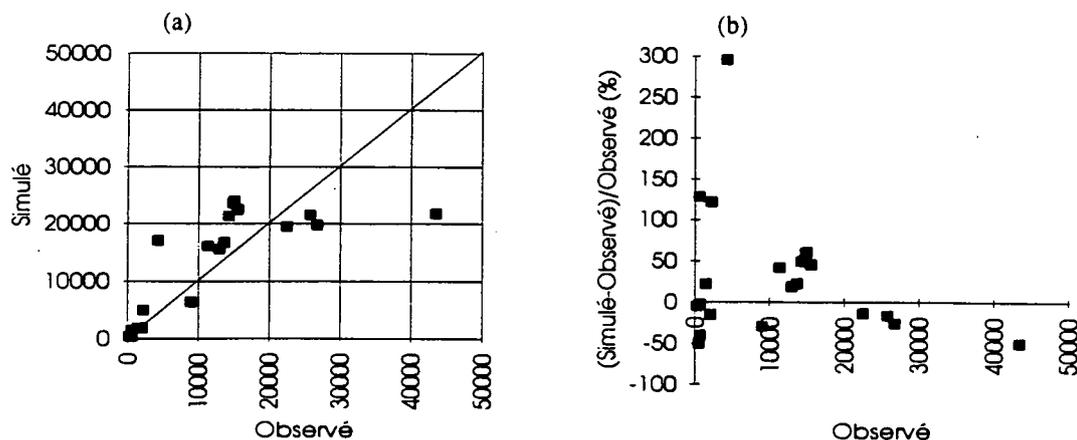


Figure III.11: Idem figure III.10, mais pour le carbone dans la phytomasse (gC m^{-2}).

des steppes. L'analyse linéaire de la figure III.12 donne les résultats suivants : $r = 0.49$, $a = 0.67$ et $b = 5509 \text{ gC m}^{-2}$ pour le carbone et $r = 0.1$, $a = 0.1$ et $b = 874 \text{ gN m}^{-2}$ pour l'azote.

Au vu des figures III.12 et III.13, on remarque à nouveau que quelques points s'écartent fortement de la distribution et sont les principaux responsables des faibles valeurs de r . Nous avons recalculé la régression en enlevant quatre des 22 sites, à savoir trois sites de forêts tempérées, où *SLAVE* prédit des valeurs jusqu'à deux fois trop élevées, et un site de steppe, où, à l'opposé, *SLAVE* prédit des valeurs 60% trop faibles. Un nouveau calcul de r , sur les 18 sites restants donne $r = 0.7$ pour le carbone dans le sol, et $r = 0.47$ pour l'azote dans le sol.

Il convient de souligner deux limitations importantes à cette analyse des résultats. D'une part, les variables simulées et mesurées ne sont pas des variables aléatoires; il n'est donc pas possible d'effectuer une étude statistique sur la distribution de ces variables, analyse de variance, confiance statistique en la corrélation, ... Par exemple, nous pouvons calculer le coefficient de corrélation, comme ci-dessus, mais nous ne pouvons pas en déduire une information qualita-

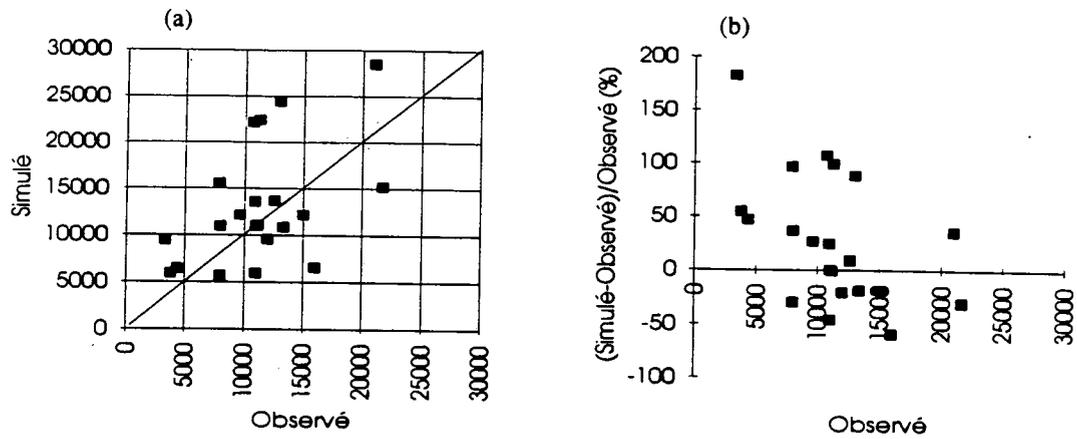


Figure III.12: Idem figure III.10, mais pour le carbone dans le sol (gC m^{-2}).

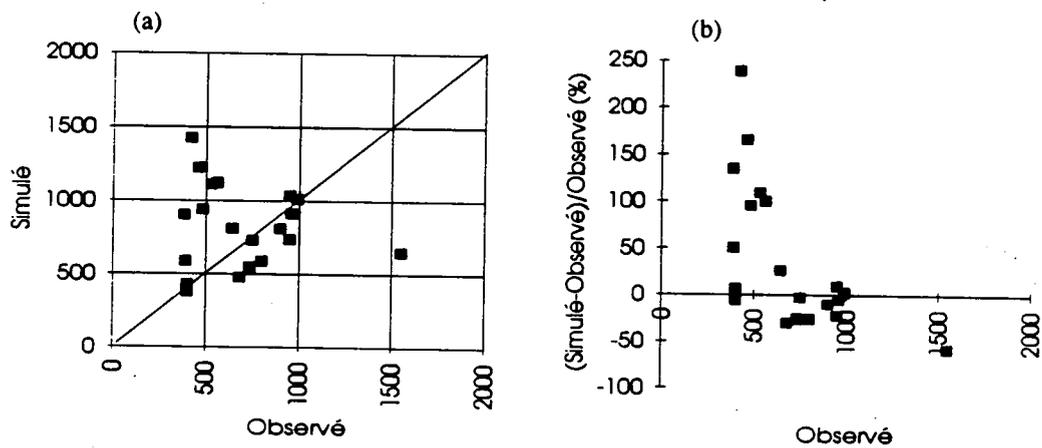


Figure III.13: Idem figure III.10, mais pour l'azote dans le sol (gN m^{-2}).

tive sur la probabilité que les variables simulées et observées soit corrélées.

D'autre part, ne disposant d'aucune estimation de l'incertitude sur les données mesurées (aucune barre d'erreur n'est reprise dans *Raich et al.* [1991] et *McGuire et al.* [1992]), il est impossible d'estimer si les écarts entre variables simulées par *SLAVE* et variables mesurées sont significatifs (c.-à-d. dans la marge d'incertitude des données) ou non.

4 CO₂ : validation atmosphérique

Nous avons fait usage du modèle tri-dimensionnel de transport atmosphérique du GISS [*Russell and Lerner, 1981; Fung et al., 1983; Prather et al., 1987*]. Ce modèle utilise des champs dynamiques (vents, convection), générés par le GCM du GISS [*Hansen et al., 1983*], pour transporter des traceurs dans l'atmosphère. Les vents horizontaux et verticaux possèdent une résolution temporelle de quatre heures, tandis que les fréquences convectives sont moyennées mensuellement. La résolution spatiale du modèle de transport est de 8° en latitude et de 10° en longitude, neuf niveaux verticaux étant représentés (deux dans la couche limite planétaire, cinq dans la troposphère libre et deux dans la stratosphère). Le modèle calcule toutes les quatre heures la distribution tri-dimensionnelle des traceurs considérés selon une méthode eulérienne (schéma d'advection du premier ordre) [*Russell and Lerner, 1981*].

Ce modèle à été utilisé, avec succès, pour l'étude de la distribution atmosphérique du CO₂ [*Fung et al., 1983; Fung, 1986; Heimann et al., 1986; Fung et al., 1987; Tans et al., 1990; Enting et al., 1993*], du CO [*Pinto et al., 1983*], des CFC [*Prather et al., 1987*], du Krypton-85 [*Jacob et al., 1987*], du radon [*Jacob and Prather, 1990*], du méthyl chloroforme [*Spivakovsky et al., 1990*] et du CH₄ [*Fung et al., 1991*]. Ces différentes études sont des validations indépendantes des caractéristiques de transport du modèle. En particulier, le temps caractéristique d'échange inter-hémisphérique, qui, nous l'avons montré au chapitre I, est une grandeur cruciale pour l'étude du CO₂, est estimé, via les études des CFC et du Krypton-85, à un an. Le transport convectif a également été testé en calculant les amplitudes saisonnières du CO₂ à différents niveaux verticaux du modèle (surface, 500 mbar et 200 mbar) et en les comparant à des mesures par avion [*Fung et al., 1987*] ou en calculant la distribution du radon [*Jacob and Prather, 1990*].

Les champs dynamiques issus du GCM du GISS ont néanmoins quelques faiblesses qui se répercutent inévitablement sur le transport des traceurs. Nous pensons au mouvement et à l'intensité des cellules de Hadley et à la zone de convergence intertropicale (ITCZ) qui ne sont pas parfaitement représentées [*Fung et al., 1983; Heimann and Keeling, 1989; Fung et al., 1991*]. Mais dans l'ensemble,

la dynamique atmosphérique à large échelle est reproduite de manière tout à fait raisonnable.

En imposant à ce modèle, comme conditions limites, les différentes sources de CO₂, à savoir : les flux de CO₂ d'origine océanique et biosphérique ainsi que les émissions liées à la déforestation et à la combustion d'énergie fossile, il est en principe possible de reproduire les concentrations atmosphériques de CO₂ observées.

Dans le cas qui nous occupe ici, c'est à dire la validation du modèle biosphérique, nous nous sommes concentrés sur le cycle saisonnier du CO₂ atmosphérique. En effet, comme nous l'avons déjà mentionné précédemment, la saisonnalité du CO₂ atmosphérique est directement liée à l'activité de la biosphère [Bolin and Keeling, 1963; Pearman and Hyson, 1980]. Pendant la période photosynthétique (fin du printemps et été) les plantes assimilent le CO₂ atmosphérique. Cette assimilation est de loin supérieure au flux de respiration des sols (émission vers l'atmosphère). Le flux net de CO₂ est donc dirigé de l'atmosphère vers la biosphère, et la concentration de CO₂ atmosphérique diminue sensiblement. En automne, la sénescence des plantes entraîne un flux de décomposition important; le flux net de CO₂ est donc dirigé vers l'atmosphère et la concentration atmosphérique augmente. Il est donc possible d'estimer l'amplitude de la variation saisonnière du CO₂ atmosphérique et de la relier à l'activité de la biosphère. Cette amplitude est plus marquée dans l'Hémisphère Nord que dans l'Hémisphère Sud, en raison des proportions relatives continent/océan des deux hémisphères. Elle est également d'autant plus forte que l'on se rapproche des pôles, l'activité photosynthétique étant concentrée sur une période de plus en plus courte.

Nous avons utilisé les distributions mensuelles du flux net d'échange de CO₂ entre la biosphère et l'atmosphère (telles celles présentées à la *figure III.8* pour les mois de janvier et juillet) comme conditions limites du modèle de transport atmosphérique.

Le transport du CO₂ fut simulé pendant trois ans, le système pouvant être considéré comme à l'équilibre durant la dernière année. Nous avons analysé les résultats de la troisième année de simulation en calculant l'amplitude

Tableau III.7: Description des différentes stations de mesure du CO₂ atmosphérique.

Station	Code	Latitude	Longitude	Altitude (m)
Mould Bay	MBC	76°1'	-119°2'	15
Point Barrow	BRW	71°2'	-156°4'	11
Station "M"	STM	66°	2°	6
Cold Bay	CBA	55°1'	-162°4'	25
Niwot Ridge	NWR	40°	-105°4'	3749
Azores	AZR	38°5'	-27°1'	80
Key Biscayne	KEY	25°4'	-80°1'	3
Mauna Loa	MLO	19°3'	-155°4'	3397
Virgin Island	AVI	17°5'	-64°5'	3
Seychelles	SEY	-5°2'	55°1'	3
Ascension Island	ASC	-7°6'	14°3'	54
Samoa	SMO	-14°2'	-170°3'	30
Amsterdam Island	AMS	-37°5'	77°3'	54
Cape Grim	CGO	-41°	145°	0
Palmer Station	PSA	-64°6'	-64°	33
Haley Bay	HBA	-76°	-26°	3
Pôle Sud	SPO	-89°6'	-24°5'	2810

saisonniers des concentrations en 17 points de grille du modèle de transport, correspondant à 17 stations de mesure du CO₂. Ces stations font partie du réseau GMCC/NOAA [Gammon *et al.*, 1984; Conway *et al.*, 1988; Boden *et al.*, 1991]. Elles sont présentées au tableau III.7. Pour chacune de ces 17 stations, nous avons calculé les concentrations moyennes mensuelles et annuelles pour les années 1980-1989. Une correction a été effectuée sur les valeurs mensuelles pour tenir compte de l'accroissement atmosphérique de CO₂ dû à l'activité humaine. Cet accroissement, estimé à 1.2 ppmv an⁻¹ [Conway *et al.*, 1988], affecte le cycle saisonnier. En effet, le mois de décembre d'une année a une concentration, en

moyenne, $\frac{11}{12} \times 1.2$ ppmv supérieure à celle du mois de janvier de la même année. En retranchant cet accroissement de manière égale pour chacun des mois, on obtient des données comparables aux grandeurs issues du modèle de transport. Pour chaque année, la variabilité saisonnière est ensuite obtenue en calculant les différences entre concentrations moyennes mensuelles et concentration moyenne annuelle. Les données présentées aux figures III.14 à III.19 sont ces différences moyennées sur la série temporelle 1980-1989.

Les comparaisons des saisonnalités mesurées et observées sont présentées aux figures III.14 à III.19. Pour faciliter l'interprétation des résultats, nous avons regroupé les stations par bandes de latitude de 30° .

Dans l'Hémisphère Nord, les saisonnalités des trois stations de hautes latitudes sont très bien reproduites (figure III.14). Les signaux simulés et mesurés sont en phase. L'amplitude est également bien reproduite, bien que le minimum de CO_2 , au coeur de la saison de croissance ne soit pas atteint à Point Barrow (Alaska) et à Station "M" (Atlantique Nord).

Aux moyennes latitudes (figure III.15), on constate également un très bon accord entre le modèle et les données. Les concentrations simulées à Niwot Ridge (Colorado), station fortement influencée par l'activité biosphérique, sont tout à fait comparables à celles qui sont mesurées. A Cold Bay (Alaska), on constate néanmoins un minimum simulé qui est légèrement plus faible que celui qui est observé.

Les stations tropicales de l'Hémisphère Nord (figure III.16) présentent, comme prévu, une amplitude nettement plus faible que celle des stations boréales. Les signaux calculés et observés sont extrêmement similaires, tant au point de vue de la phase que de l'amplitude.

Dans l'Hémisphère Sud, les trois stations tropicales présentent un accord nettement moins bon (figure III.17). Les signaux simulés et observés sont déphasés de six mois à Samoa (Pacifique Sud), tandis qu'aux Seychelles (Océan Indien), seuls les derniers mois de l'année sont raisonnablement simulés. La saisonnalité

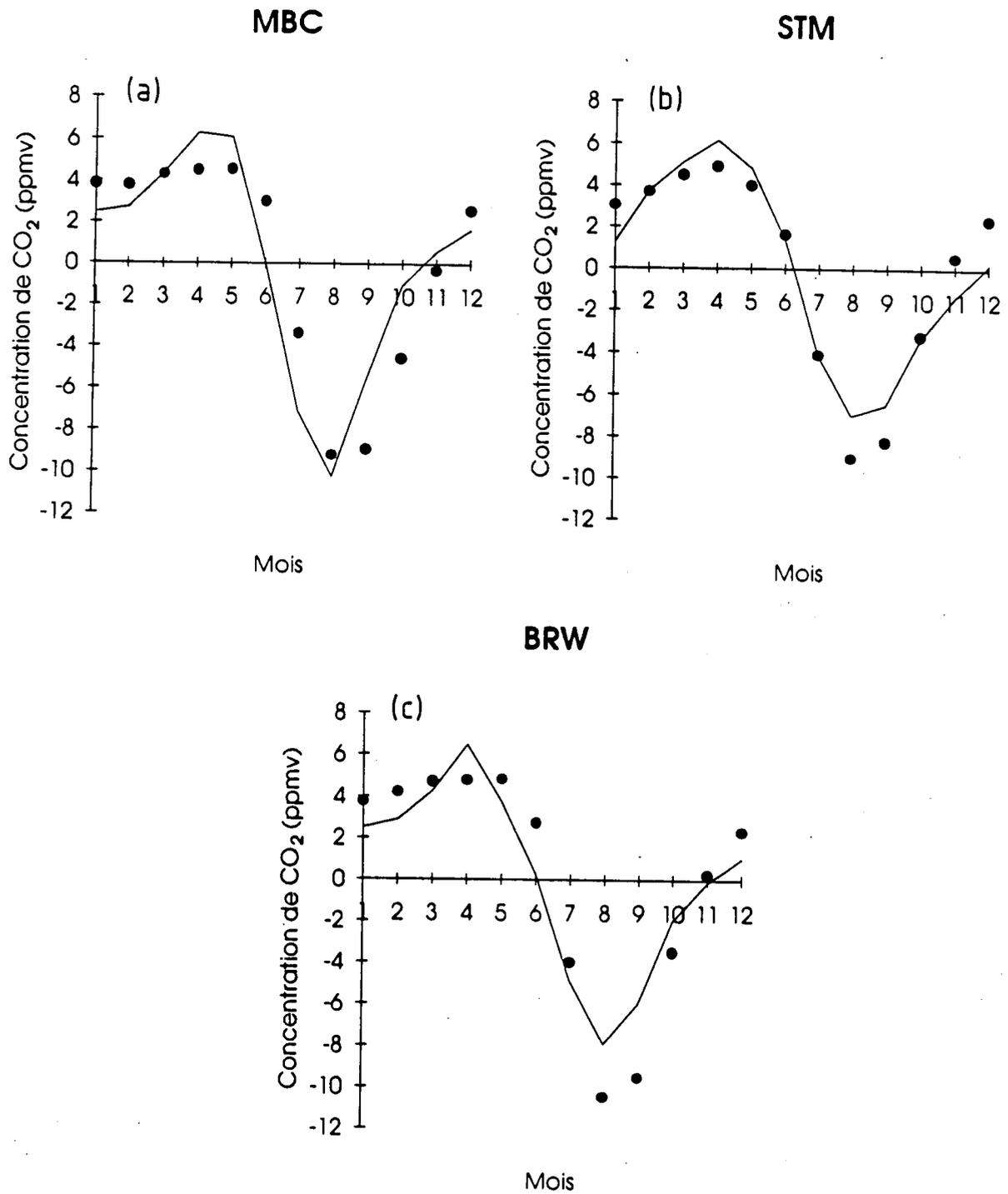


Figure III.14: Cycle annuel du CO₂ observé (cercles) et modélisé (trait plein) aux trois stations de hautes latitudes de l'Hémisphère Nord. Les abréviations des noms de stations réfèrent au tableau III.7.

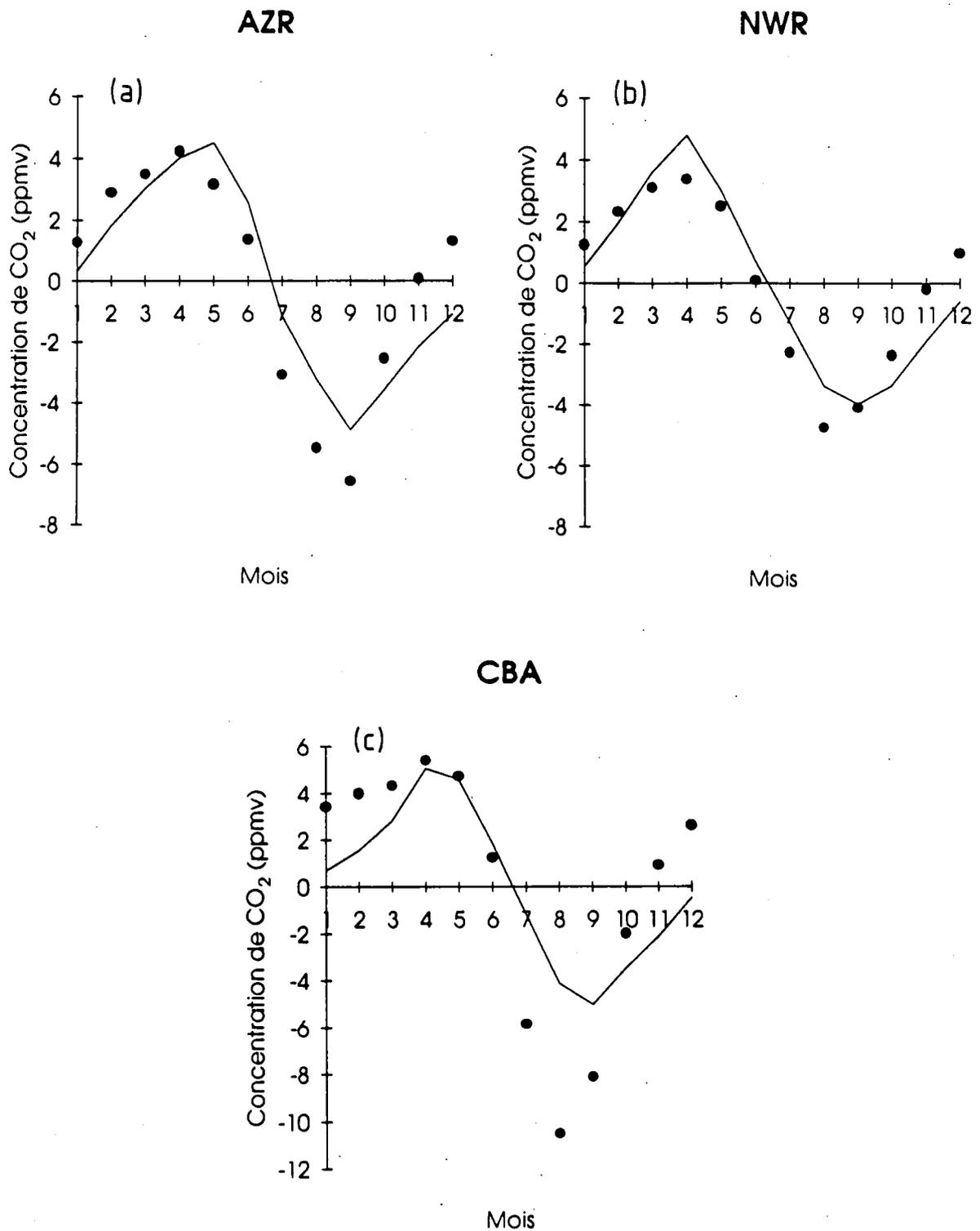


Figure III.15: Idem figure III.14 pour les trois stations de moyennes latitudes de l'Hémisphère Nord.

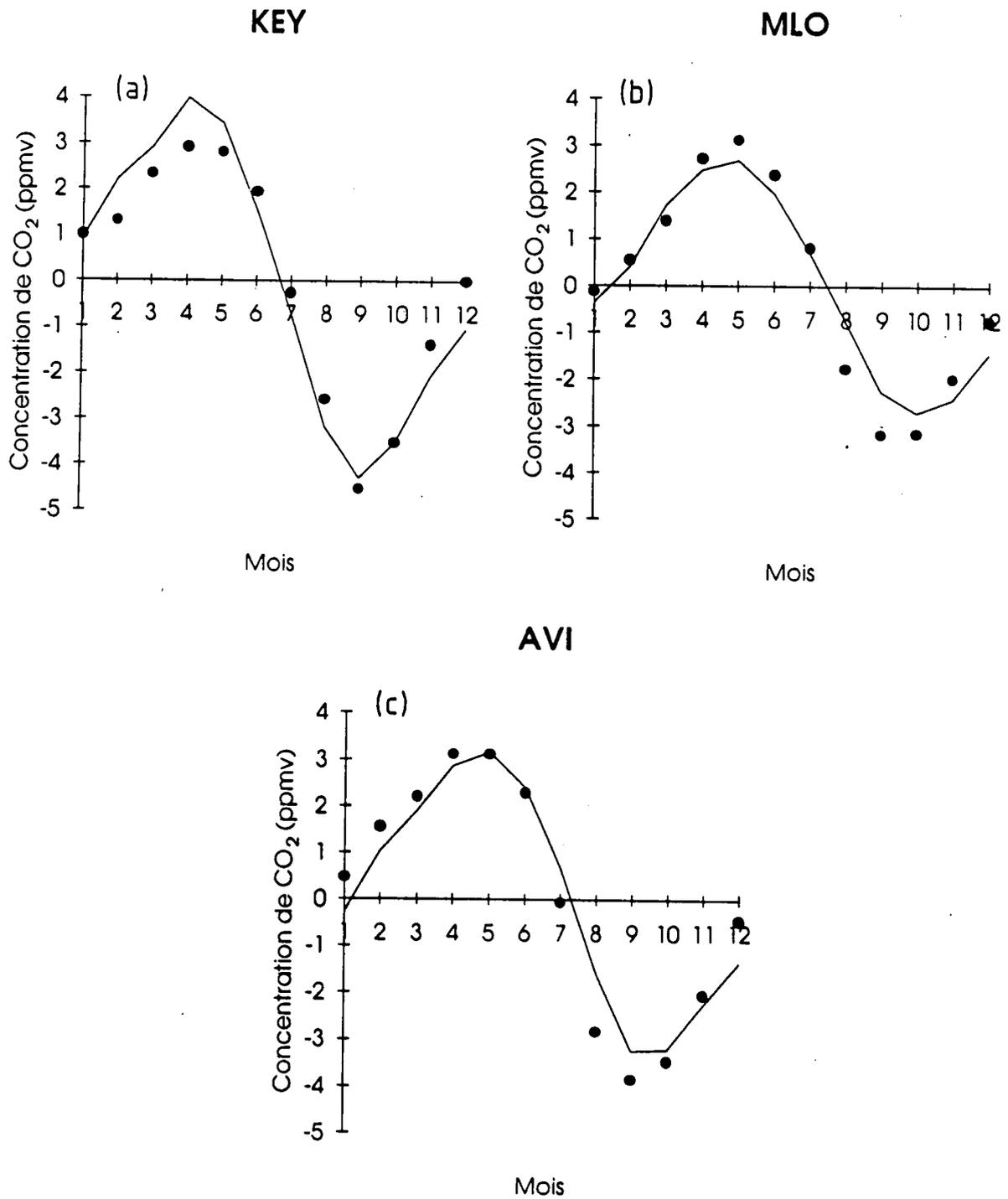


Figure III.16: Idem figure III.14 pour les trois stations de latitudes tropicales de l'Hémisphère Nord.

de la station d'Ascension Island (Atlantique Sud) est nettement mieux représentée. En fait, les concentrations de CO₂ aux stations de Seychelles et Samoa sont, en début d'année, fortement influencées par des intrusions de masses d'air nord hémisphérique [Komhyr et al., 1985; Conway et al., 1988]. La saisonnalité du transport inter-hémisphérique, et donc la position de l'ITCZ, sont certainement en partie responsables du désaccord rencontré.

De manière générale, les stations de l'Hémisphère Sud présentent, d'une part, une amplitude saisonnière plus faible, et d'autre part, un signal qui est la somme de différentes contributions à la saisonnalité (activité biosphérique de l'Hémisphère Nord, activité biosphérique locale, activité océanique locale et transport inter-hémisphérique). Leur modélisation est, dès lors, nettement plus spéculative [Pearman et al., 1983; Heimann and Keeling, 1989].

Aux moyennes latitudes (figure III.18), le cycle saisonnier à Cape Grim (Tasmanie) est correctement représenté bien que l'amplitude soit un peu trop élevée. Cette tendance est encore plus évidente à la station d'Amsterdam Island (Océan Indien).

Enfin, les trois stations de hautes latitudes de l'Hémisphère Sud (figure III.19) présentent toutes un déphasage de un à deux mois entre concentrations observées et calculées.

Une autre manière de comparer saisonnalités simulées et observées consiste à calculer pour chaque station l'amplitude de la variation saisonnière (concentration maximale - concentration minimale). Comme mentionné précédemment, cette amplitude doit décroître du Pôle Nord au Pôle Sud. La figure III.20 présente les distributions latitudinales modélisée et observée de cette variable. L'amplitude simulée est relativement plus faible que celle qui est observée au-delà de 30°N.

L'analyse du cycle saisonnier du CO₂ que nous avons effectuée montre que, dans l'ensemble, le modèle *SLAVE* reproduit de manière très encourageante le cycle saisonnier du CO₂ atmosphérique. Pour les stations de l'Hémisphère

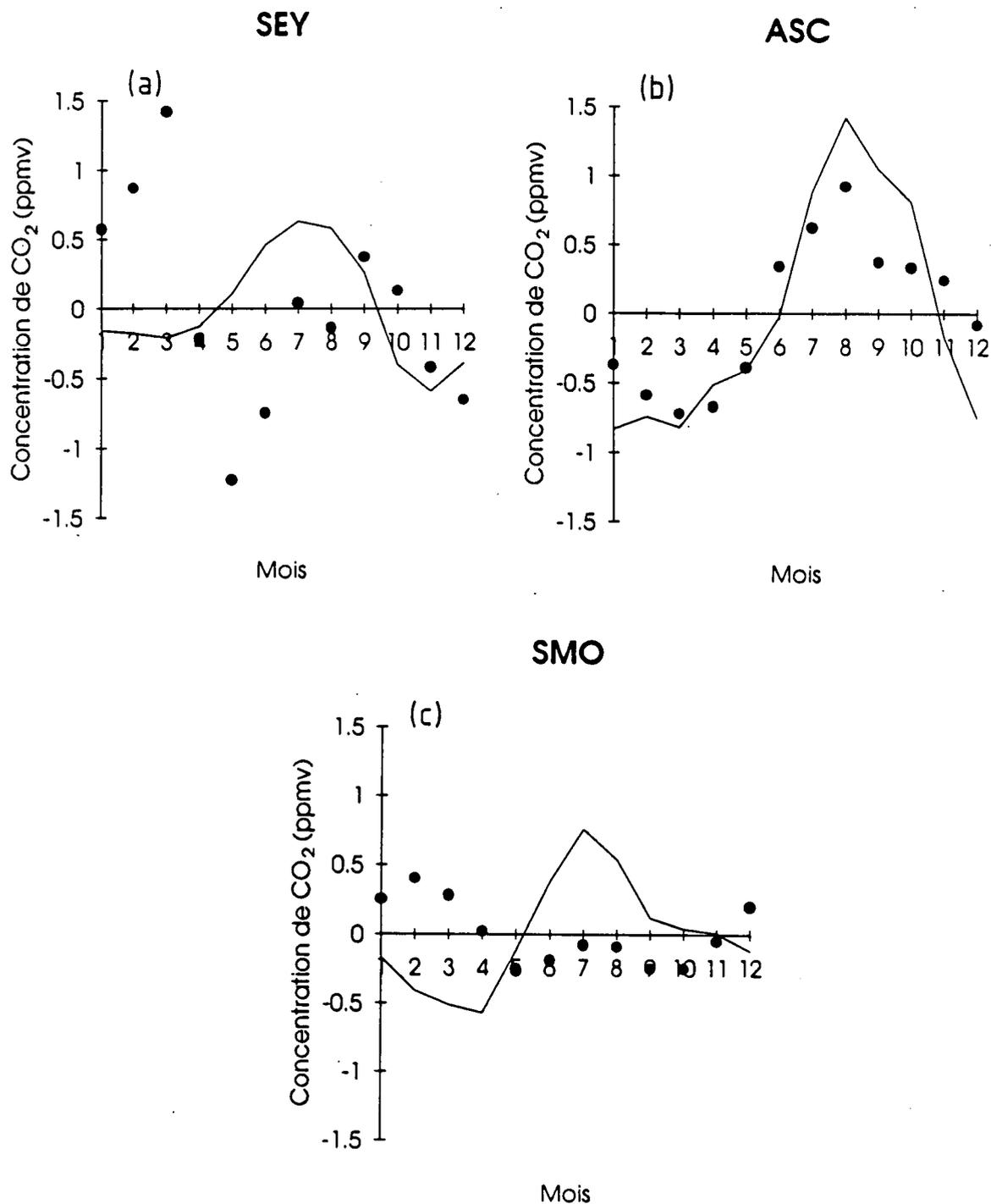


Figure III.17: Idem figure III.14 pour les trois stations de latitudes tropicales de l'Hémisphère Sud.

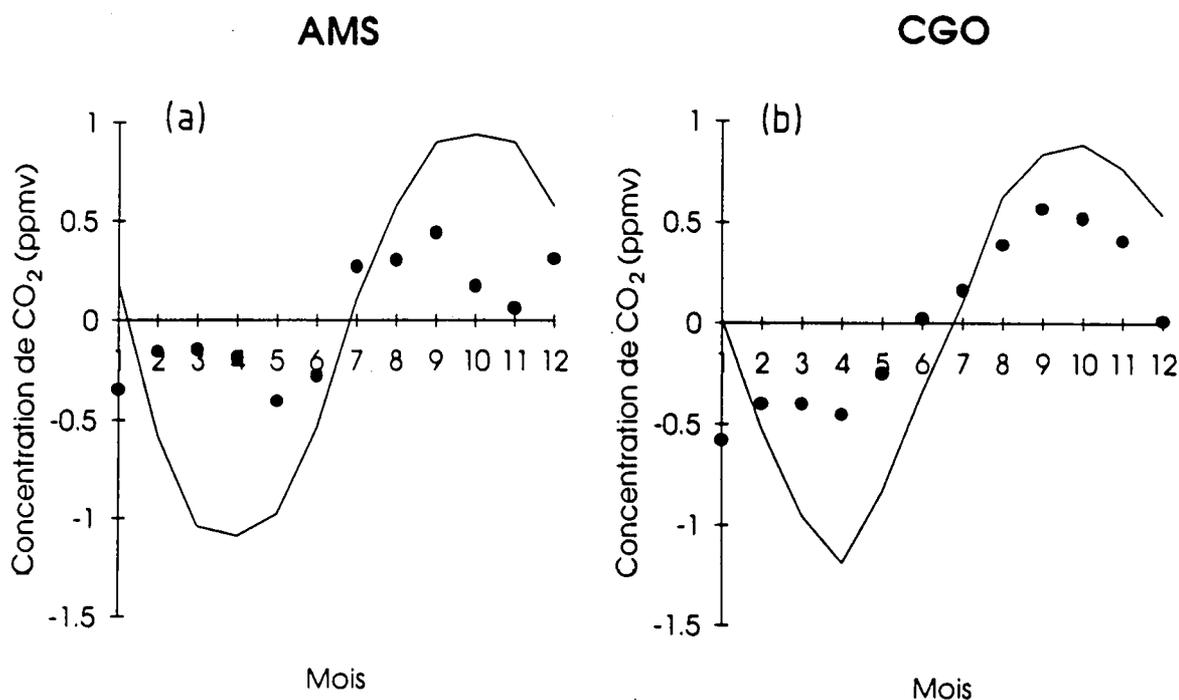


Figure III.18: Idem figure III.14 pour les deux stations de moyennes latitudes de l'Hémisphère Sud.

Nord, fortement influencées par l'activité biosphérique, les amplitudes et phases des concentrations calculées sont très proches de la réalité. L'accord n'est cependant pas parfait, pour différentes raisons :

- Il existe une certaine variabilité climatique dans les données (telle celle observée pendant les années d'*El Niño* intenses). Cette variabilité est inexistante dans la dynamique atmosphérique du modèle de transport et dans les flux biosphériques utilisés;
- la dynamique utilisée par le modèle de transport provient du GCM du GISS [*Hansen et al.*, 1983]. Bien que validés à l'aide de traceurs (krypton, CFC, ...), les vents modélisés ne sont pas une image parfaite de la circulation atmosphérique (cf. ITCZ trop au nord en été);
- nous avons négligé les sources de CO₂ océaniques, dont la saisonnalité, bien

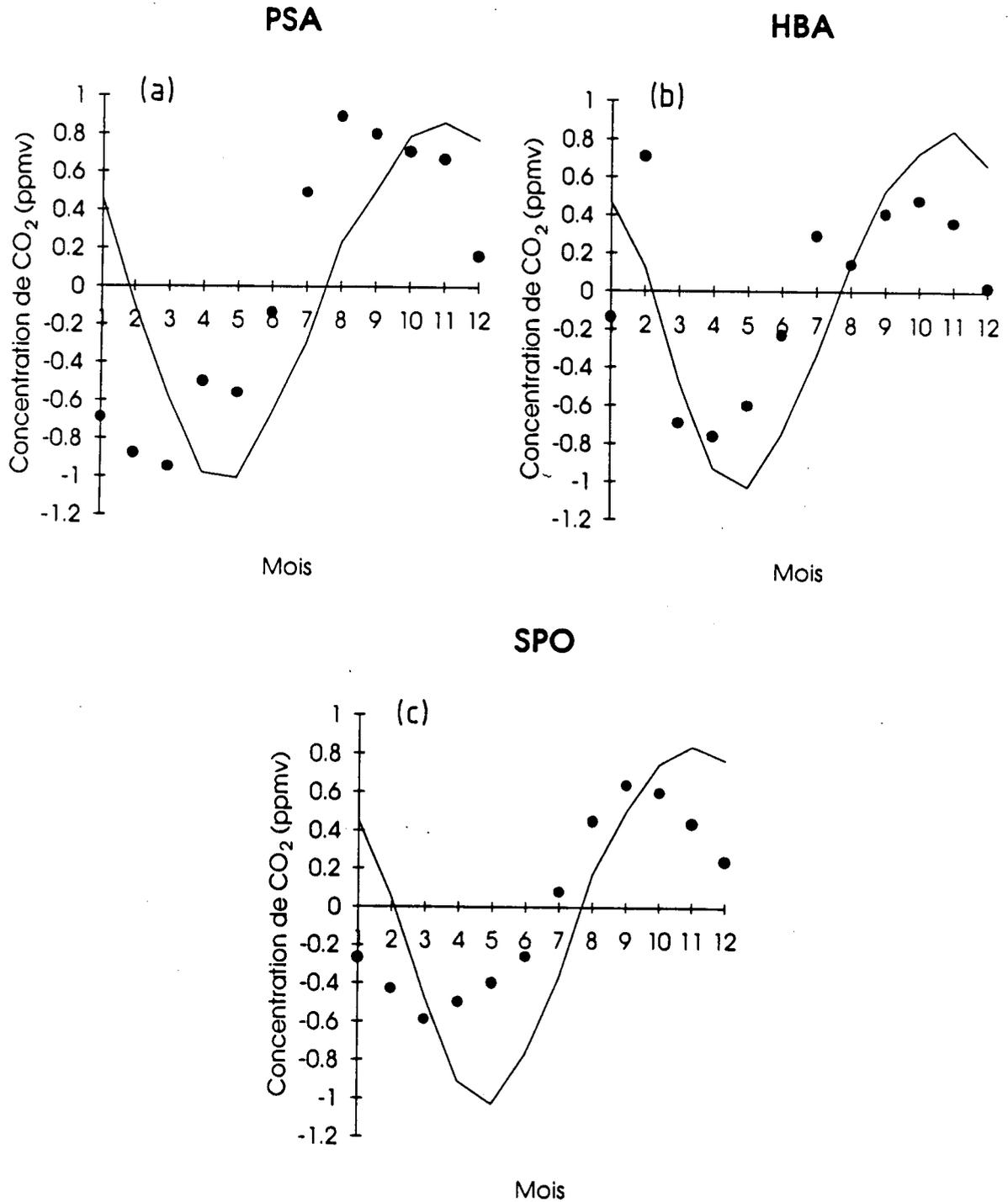


Figure III.19: Idem figure III.14 pour les trois stations de hautes latitudes de l'Hémisphère Sud.

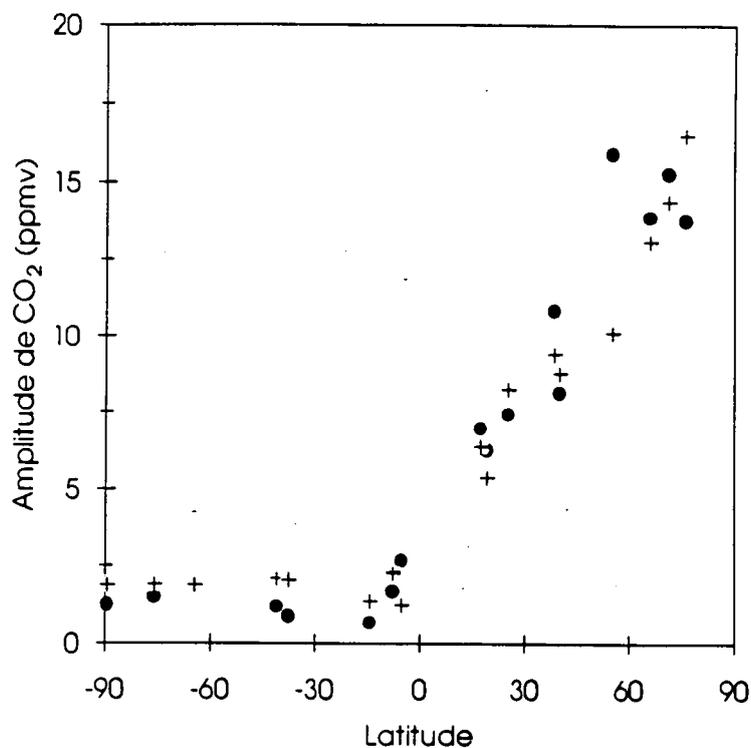


Figure III.20: Distributions latitudinales observée (cercles) et simulée (croix) de l'amplitude du signal du CO₂ aux stations de mesure.

que nettement plus faible que celle de la biosphère, joue certainement un rôle non négligeable, en particulier dans l'Hémisphère Sud;

- de manière analogue, nous n'avons pas tenu compte de la source de CO₂ liée à la combustion de la biomasse (feux de savane, déforestation). Cette source, bien que d'amplitude nettement inférieure à celle des flux biosphériques pris en compte, induit certainement une perturbation du cycle saisonnier du CO₂ dans les régions tropicales;
- le transport atmosphérique (et particulièrement le transfert de masse entre les hémisphères) présente également une saisonnalité. Même une source constante dans le temps (comme l'est, en première approximation, le CO₂ provenant de la combustion de l'énergie fossile), induira une légère saisonnalité dans le signal atmosphérique du CO₂;

- enfin, *last but not least*, notre modèle biosphérique comporte un certain nombre de faiblesses qui ont été mises en évidence précédemment.

Afin d'illustrer l'incertitude liée au modèle de transport atmosphérique, la *figure* III.21 présente les distributions latitudinales de l'amplitude du CO₂ atmosphérique en utilisant une même source biosphérique [*Fung et al.*, 1987], mais différents modèles de transport atmosphérique. On constate que, selon le modèle utilisé, l'amplitude simulée peut varier d'un facteur deux. Les écarts entre amplitudes mesurée et simulée visualisés à la *figure* III.20 sont donc tout à fait dans la marge d'incertitude des modèles de transport atmosphérique.

Le modèle *SLAVE* est donc à même de représenter correctement l'activité biosphérique. Nous avons successivement montré son habilité à reproduire une distribution de végétation réaliste, des flux et réservoirs de carbone en accord avec les observations et, finalement, des flux d'échanges avec l'atmosphère tout à fait compatibles avec les données atmosphériques de CO₂.

Une fois cette indispensable étape de validation réalisée, nous avons utilisé *SLAVE* pour étudier différents problèmes liés au cycle du carbone au sein de la biosphère. Nous présenterons au chapitre suivant trois applications du modèle, à savoir :

- l'activité biosphérique au cours du dernier maximum glaciaire, il y a 18000 ans;
- le rôle potentiel de la biosphère comme puits de CO₂ dans le cycle du carbone contemporain;
- le calcul des émissions futures de CO₂ anthropique compatibles avec des scénarios de concentrations de CO₂ futures.

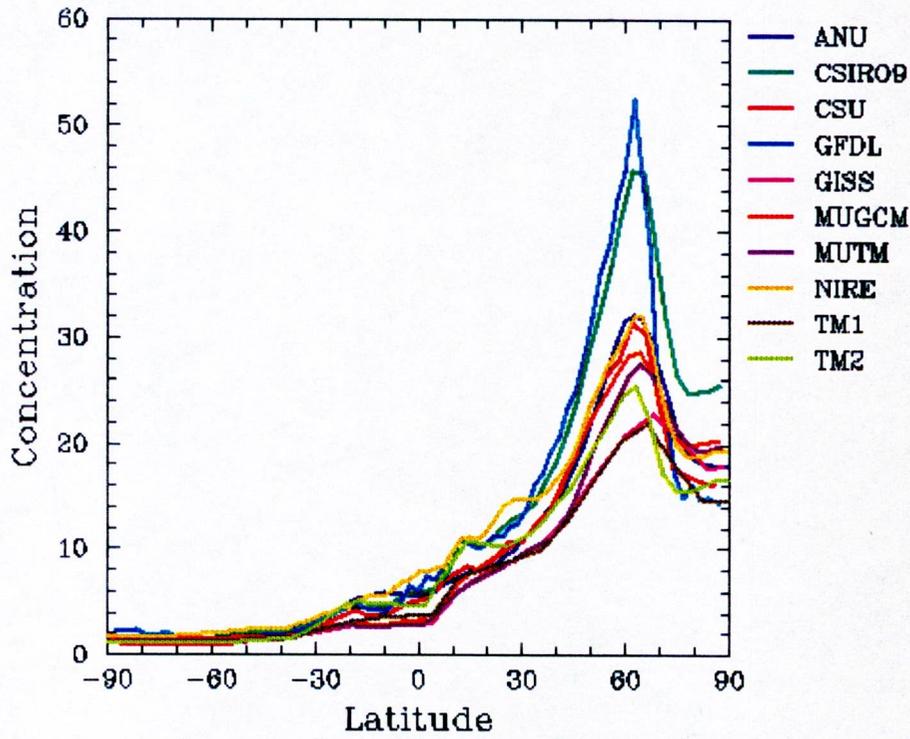
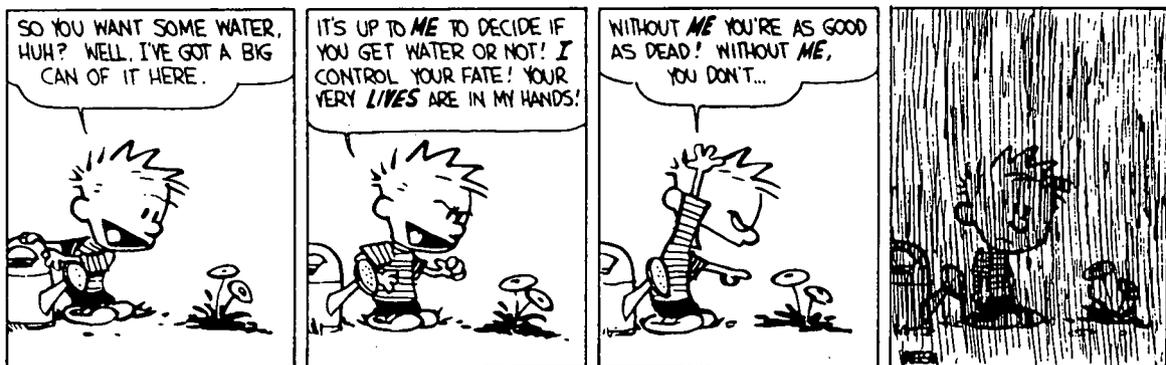


Figure III.21: Distribution latitudinale de l'amplitude pic à pic du CO₂ simulé par dix modèles de transport différents, faisant tous usage de la source biosphérique de CO₂ de *Fung et al.* [1987] [*P. Rayners*, pers. comm.].

Chapitre IV

Applications



1 Avant : cycle du carbone à l'âge glaciaire

1.1 Introduction

Le dernier maximum glaciaire (LGM⁽¹⁾), il y a 18000 ans, est depuis longtemps un sujet d'étude des sciences de la Terre. Il est en effet important, dans une étape de validation de modèle, de simuler la sensibilité du système terrestre à des modifications externes (activité solaire, paramètres orbitaux) ou internes (concentration de gaz à effet de serre), de comprendre les relations entre le climat et les cycles biogéochimiques, ... Nous disposons pour cette période de certaines données paléoclimatiques (pollens, carottes de glace, sédiments marins, ...) permettant, dans une certaine mesure, de contraindre les modèles.

A l'image des GCM, qui simulent le climat du LGM afin de tester leur sensibilité climatique [Manabe and Hahn, 1977; Hansen et al., 1984; Kutzbach and Guetter, 1986; Rind, 1987], différents modèles biosphériques ont tenté de simuler l'activité biosphérique au LGM [Prentice and Fung, 1990; Friedlingstein et al., 1992; 1995a; Esser and Lautenschlager, 1994]. La distribution de végétations modélisées par un schéma bioclimatique peut ainsi être comparée à des reconstructions de végétations basées sur des données paléobotaniques [CLIMAP, 1976; Adams et al., 1990; Frenzel, 1992]. Les quantités de carbone stockées dans la biosphère, quant à elles, peuvent être contraintes grâce aux changements observés des quantités de carbone dans les autres réservoirs du système terrestre (atmosphère et océan).

Au LGM, une concentration atmosphérique de CO₂ de 200 ppmv a été mesurée dans les carottes de glace [Barnola et al., 1987]. L'océan glaciaire contenait plus de carbone qu'actuellement⁽²⁾, mais était isotopiquement plus léger qu'aujourd'hui [Shackleton, 1977; Duplessy et al., 1988; Broecker and Peng, 1993b]. Shackleton [1977] fût le premier à mesurer, dans des carottes océaniques

⁽¹⁾ *Last Glacial Maximum*

⁽²⁾ Dans cette section traitant des variations glaciaire-interglaciaire, par "période actuelle", nous entendons l'Holocène, c.-à-d. l'ère interglaciaire actuelle non perturbée par l'activité humaine.

du Pacifique équatorial, une variation du contenu isotopique océanique ($\Delta\delta^{13}\text{C}$) de 0.7 ‰ lors de la transition glaciaire-interglaciaire. Plus récemment, *Duplessy et al.* [1988], en analysant des carottes des océans Atlantique et Pacifique, ont réduit cette estimation à 0.32 ‰. Dans une récente revue de la transition glaciaire-interglaciaire, *Broecker and Peng* [1993b] proposent un $\Delta\delta^{13}\text{C}$ de 0.35 ± 0.05 ‰. En supposant que cette variation isotopique est due à un transfert de carbone entre le réservoir biosphérique ($\delta^{13}\text{C}$ moyen de -25 ‰) et le réservoir océanique ($\delta^{13}\text{C}$ moyen de 0 ‰), l'estimation de *Broecker and Peng* implique que le contenu en carbone de la biosphère était environ 500 GtC plus faible qu'aujourd'hui. Ces auteurs proposent donc le bilan suivant (en GtC) :

	LGM	Holocène	Variation
Océan	35740	35100	- 640
Atmosphère	360	500	+ 140
Biosphère	1500	2000	+ 500

En tenant compte de l'incertitude sur le $\Delta\delta^{13}\text{C}$ de 0.05 ‰, on obtient un transfert entre réservoirs océanique et biosphérique de 545 ± 120 GtC.

1.2 Une première estimation

En collaboration avec *C. Delire* et *J.-C. Gérard* (Université Libre de Liège), nous avons entrepris de simuler la distribution de végétation et de carbone au sein de la biosphère durant le LGM, en imposant au modèle *SLAVE* des conditions climatiques calculées par un modèle tri-dimensionnel [*Friedlingstein et al.*, 1992].

Deux études antérieures à notre travail présentent des conclusions contradictoires. La première, de *Prentice and Fung* [1990], utilisant une méthode similaire à la nôtre (GCM et modèle bioclimatique), estime que la biosphère contenait à peu près autant de carbone au LGM qu'à l'Holocène. Par contre, la

deuxième étude, menée par *Adams et al.* [1990], fait état d'une biosphère contenant de l'ordre de 1000 GtC de moins à l'époque glaciaire qu'à l'époque actuelle. Outre qu'elles sont contradictoires, aucune de ces deux études ne s'accorde avec les données issues des sédiments marins évoqués ci-dessus.

Nous avons utilisé le modèle climatique tri-dimensionnel développé par *Sellers* [1983, 1985b] pour simuler le climat du LGM. Pour ce faire, les paramètres orbitaux sont adaptés pour les conditions du LGM [*Berger*, 1977], la concentration atmosphérique est fixée à 200 ppmv [*Barnola et al.*, 1987], le niveau des mers, l'étendue des glaces continentales et des glaces de mer sont prises des données *CLIMAP* [1976].

Ce faisant, le modèle climatique estime des distributions de température et précipitation pour l'âge glaciaire. Les champs de température et précipitation ($T_{cor.}$ et $P_{cor.}$) utilisés par le modèle biosphérique sont estimés par une combinaison des champs actuels observés et des champs actuels et LGM simulés par le modèle tri-dimensionnel de *Sellers* :

$$T_{cor.}^{LGM} = T_{sim.}^{LGM} + T_{obs.}^{ACT} - T_{sim.}^{ACT} \quad (IV.1)$$

$$P_{cor.}^{LGM} = P_{sim.}^{LGM} \times \frac{P_{obs.}^{ACT}}{P_{sim.}^{ACT}} \quad (IV.2)$$

où les indices *ACT* et *LGM* réfèrent aux climats actuel et LGM, et les indices *obs.*, *sim.*, et *cor.* se rapportent respectivement aux grandeurs observées [*Shea*, 1986], simulées par le GCM et résultant de notre correction.

La température (précipitation) corrigée est donc calculé comme la somme (produit) du climat LGM simulé et de l'erreur commise par le modèle climatique lors de la simulation du climat actuel. Cette correction permet, dans une certaine mesure, de réduire les erreurs systématiques du modèle climatique.

Dans cette simulation, la température continentale globale au LGM est de 3.13 K plus faible au LGM qu'à l'époque actuelle. Cette diminution est plus élevée sur les masses continentales de l'Hémisphère Nord (5.13 K) que sur celles de l'Hémisphère Sud (1.13 K). Globalement, la précipitation décroît également (130 mm an⁻¹).

Tableau IV.1: Comparaisons des superficies des types de végétations simulées pour le climat actuel et pour le LGM (en 10^6 km²).

Veg. ^(a)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Global
Actuel	12.4	5.8	11.9	36.1	17.2	20.8	10.6	16.6	2.7	134
LGM	8.2	5.4	11.5	34.3	15.2	13.2	20	22.2	22.4	153

^(a) les types de végétations sont ordonnés comme au tableau III.1

En imposant ces champs de température et précipitation au schéma bioclimatique de *SLAVE*, on est à même de simuler la distribution des types de végétations au LGM.

En raison du climat plus froid et sec, les forêts tropicales sempervirentes et saisonnières occupent une surface nettement plus faible qu'à l'Holocène. Cette réduction est en partie compensée par la surface continentale accrue au LGM (due à la baisse du niveau des mers de l'ordre de 130 m). Aux latitudes tempérées et boréales, on voit clairement un déplacement vers les tropiques des limites glace-toundra, toundra-forêt de conifères et forêt de conifères-forêt tempérée caducifoliée. Les superficies des différents types de végétations actuelles potentielles (c'est à dire, en l'absence d'activité agraire) et LGM sont reprises au tableau IV.1.⁽³⁾

Du fait de cette redistribution de la végétation, les quantités de carbone contenues dans la biosphère sont également modifiées. Différents effets antagonistes jouent un rôle dans la variation globale de carbone biosphérique. La réduction des surfaces occupées par les forêts tropicales, les plus productives, entraîne une réduction du carbone stocké dans la biomasse tropicale. Néanmoins, les nouvelles terres émergées contiennent une phytomasse additionnelle. Aux hautes latitudes, l'important accroissement de surface des toundras entraîne une augmentation du carbone contenu dans le sol.

Dans l'ensemble, comme présenté au tableau IV.2, *SLAVE* simule, pour le LGM, une réduction de la phytomasse de 206 GtC, de la litière de 12 GtC, et

⁽³⁾ Les résultats pour la période actuelle, présentés ici, ne sont pas identiques à ceux présentés au chapitre III pour la simple raison que la biosphère simulée ici est potentielle (pas de cultures).

Tableau IV.2: Comparaisons des contenus en carbone de la phytomasse, la litière et le sol, répartis par type de végétation, pour le climat actuel et pour le LGM (en GtC).

	Veg. ^(a)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Global
Actuel	Phyt.	186	67	48	39	267	206	30	1	0	844
	Lit.	4	2.1	3	10.6	14.2	22.9	6.7	0.5	0.1	64
	Sol	85	43	46	140	310	477	114	7	1	1224
LGM	Phyt.	117	68	47	29	230	110	35	1	0	638
	Lit.	2.6	2.1	3	10.1	10.1	13	10	0.5	0.2	52
	Sol	56	45	46	130	220	266	160	7	3	931

^(a) les types de végétations sont ordonnés comme au tableau III.1

du sol de 293 GtC. Globalement, le carbone contenu dans la biosphère LGM est 512 GtC plus faible qu'à l'époque actuelle.

Cette diminution du carbone dans la biosphère est tout à fait en accord avec l'estimation issue des données isotopiques marines. Ce résultat est a priori très encourageant, mais il est cependant pour le moins surprenant de constater que, en adoptant la même approche, *Prentice and Fung* [1990] obtiennent des résultats fondamentalement différents.

1.3 Une estimation de l'incertitude

Dans le but de tenter de comprendre les raisons de ces divergences, nous avons entamé un travail de collaboration avec *I. Fung* et *K. Prentice*, (NASA/GISS, New York) [*Friedlingstein et al.*, 1995a].

Fondamentalement, la démarche de *Prentice and Fung* [1990] et la nôtre [*Friedlingstein et al.*, 1992] sont identiques. Elles consistent à imposer un climat LGM, obtenu via un modèle atmosphérique de circulation générale, à un modèle

biosphérique pour estimer la distribution de la végétation et du carbone continental. Les seules différences entre ces deux travaux résident dans les modèles utilisés.

Prentice and Fung utilisent :

- le GCM du GISS [*Hansen et al.*, 1984] pour calculer le climat LGM,
- le modèle bioclimatique de *Prentice* [1990] pour estimer la distribution de la végétation,
- des valeurs constantes des densités de carbone dans la phytomasse et dans le sol, typiques de chaque type d'écosystème, pour estimer les réservoirs de carbone;

tandis que nous, comme expliqué précédemment, faisons usage :

- du modèle climatique de *Sellers* [1983, 1985b],
- de *SLAVE* pour le calcul de la distribution des types de végétations et des réservoirs de carbone.

Il est donc important d'essayer de déterminer laquelle (ou lesquelles) des ces trois composantes (climat, végétation et carbone) est (ou sont) responsable(s) de ces divergences dans les résultats.

a) Outils utilisés

Nous avons reproduit les simulations effectuées par *Prentice and Fung* [1990] et par *Friedlingstein et al.* [1992]. De plus, en combinant les climats LGM produits par les deux modèles atmosphériques (GCM du GISS et modèle de *Sellers*) avec

les deux schémas bioclimatiques (*Prentice* et *SLAVE*), nous obtenons *in fine* six simulations différentes de la distribution de la végétation au LGM. Les réservoirs de carbone au LGM sont ensuite estimés à l'aide du modèle *SLAVE*.

Par la suite, ces six simulations seront dénommées "Climat.Végétation", où "Climat" réfère à l'un des trois climats LGM présentés ci-dessous, et "Végétation", à l'un des deux schémas bioclimatiques également présentés ci-après.

Climat

Le GCM du GISS [*Hansen et al.*, 1984] et le modèle climatique global de *Sellers* [1983, 1985b] sont utilisés pour produire deux climats LGM. Ces deux climats sont ensuite corrigés par la transformation décrite plus haut ($T_{cor.}^{LGM}$ et $P_{cor.}^{LGM}$ dans les équations IV.1 et IV.2). De plus, nous avons également utilisé le climat LGM du GISS non corrigé ($T_{sim.}^{LGM}$ et $P_{sim.}^{LGM}$, mêmes équations).⁽⁴⁾

Par la suite, ces trois climats seront dénommés "GISS* LGM" et "Sellers* LGM" pour les climats corrigés, et "GISS LGM" pour le climat LGM du GISS non corrigé.

Végétation

La distribution de végétation est estimée à l'aide de deux schémas bioclimatiques. Le premier est le schéma bioclimatique de *SLAVE*, détaillé au chapitre II. Le second, développé par *Prentice* [1990], est inspiré du schéma bioclimatique de *Holdridge* [1947]. Il établit une corrélation entre la distribution actuelle observée [*Matthews*, 1983], la précipitation annuelle et la bio-température (déduites de la climatologie de *Shea* [1986]). Initialement, *Prentice* [1990] différencie 29 types de végétations, mais, afin d'être compatible avec *SLAVE*, ces 29 types sont regroupés en neuf types de végétations reconnus par *SLAVE*.

⁽⁴⁾Suite à une erreur, *Prentice and Fung* [1990] ont utilisé ce climat LGM non corrigé et non, comme elles le pensaient, le climat LGM corrigé.

Carbone

Le modèle utilisé pour l'estimation des réservoirs biosphériques de carbone est le module de *SLAVE* calculant les flux et les réservoirs de carbone (décrit dans le présent travail).

Dans le travail de *Prentice and Fung* [1990], il n'y a pas, à proprement parler, de modèle de carbone. Les auteurs associent à chaque type de végétation une densité de carbone contenu dans la phytomasse et dans le sol. L'hypothèse implicite est que ces densités sont indépendantes du climat, ce qui n'est pas évident. Notre modèle biosphérique, calculant la *NPP*, et donc les réservoirs de carbone à partir du climat, ne fait pas cette hypothèse. Les densités peuvent être estimées à posteriori de manière à tester cette hypothèse.

b) Résultats

Simulation de l'époque actuelle

Dans un premier temps, nous avons simulé la biosphère actuelle, à l'aide de la climatologie de *Shea* [1986], des deux schémas bioclimatiques et du module de *SLAVE* calculant les flux et réservoirs de carbone. Les distributions de végétations simulées par les deux schémas bioclimatiques sont en relativement bon accord. Les surfaces des steppes, forêts de conifères, forêts tempérées et forêts tropicales sempervirentes diffèrent de moins de 3% selon le schéma utilisé. Par contre, le schéma de *Friedlingstein* prédit relativement moins de glaces que celui de *Prentice*, mais nettement plus de toundras. Les deux schémas ne s'accordent pas non plus sur la distinction entre savanes et forêts tropicales saisonnières. *Prentice* produit davantage de forêts saisonnières que *Friedlingstein*, mais moins de savanes.

Une part de ces différences vient de la nomenclature utilisée pour définir un type de végétation donné. De fait, l'accord entre les deux schémas est nettement meilleur si l'on groupe les surfaces des forêts tropicales saisonnières

Tableau IV.3: Comparaisons des superficies des types de végétations simulées pour le climat actuel par les deux schémas bioclimatiques (en 10^6 km²).

Veg. ^(a)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Global
Prent.	13.0	12.7	9.1	36.8	16.8	20.8	7.4	13.8	3.6	134
Fried.	12.4	5.8	11.9	36.1	17.2	20.8	10.6	16.6	2.7	134

^(a) les types de végétations sont ordonnés comme au tableau III.1

Tableau IV.4: Comparaisons des contenus en carbone de la phytomasse, la litière et le sol, répartis par type de végétation, simulés pour le climat actuel à l'aide des deux schémas bioclimatiques (en GtC).

	Veg. ^(a)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Global
	Phyt.	202	138	56	63	237	192	20	3	1	911
Prent.	Lit.	4.7	4.8	2.7	10	15.3	20	4.3	0.8	0.3	63
	Sol	101	97	47	144	329	418	73	11	5	1224
	Phyt.	186	67	48	39	267	206	30	1	0	844
Fried.	Lit.	4	2.1	3	10.6	14.2	22.9	6.7	0.5	0.1	64
	Sol	85	43	46	140	310	477	114	7	1	1224

^(a) les types de végétations sont ordonnés comme au tableau III.1

et des savanes. De même, les surfaces combinées des toundras et glaces sont comparables dans les deux simulations.

Les estimations de carbone sont très similaires : le contenu global de la biosphère est estimé à 2198 GtC selon *Prentice* et à 2132 GtC selon *Friedlingstein* (tableau IV.4).

Densités de carbone au LGM

Le climat LGM induit un changement des stocks de carbone dans la biosphère dû principalement au changement de la distribution de la végétation, mais également aux variations des densités de carbone contenu dans la végétation, la litière ou le sol. Comme mentionné précédemment, contrairement à *Prentice and Fung* [1990] (de même que *Adams et al.* [1990] et *Vancampo et al.* [1993]), *SLAVE* ne suppose pas a priori que ces densités sont constantes lors de changements climatiques.

Pour chacune des six simulations, nous avons calculé, par type de végétation, les densités de carbone dans la phytomasse, la litière et le sol. Les résultats, présentés en déviation relative par rapport aux densités actuelles sont présentés à la figure IV.1. On constate qu'en règle générale, les densités de carbone varient peu lors d'un changement de climat. Pour les différentes forêts (à l'exception des forêts tempérées), la densité de phytomasse varie peu (de l'ordre de 10%). Les types de végétations moins productifs (toundra, steppe) montrent des variations plus importantes (environ 20%). Cette constance relative s'explique facilement vu l'approche utilisée. Les deux modèles bioclimatiques calculent la distribution des types de végétations à partir de données climatiques uniquement. Lors d'un changement climatique, un type de végétation donné est redistribué de manière à rencontrer des conditions climatiques inchangées. Dès lors, les processus de photosynthèse, décomposition, . . . , qui déterminent la densité des réservoirs biosphériques, se dérouleront également sous un climat à peu près similaire.

Les forêts tempérées ne semblent néanmoins pas suivre cette règle. Il apparaît nettement à la figure IV.1 que les densités de carbone dans les réservoirs sont significativement plus faibles au LGM qu'à l'époque actuelle (de 10 à 30 %). Ce résultat est vraisemblablement dû aux plus faibles contraintes climatiques de ce type de végétation. En effet, comme déjà mentionné précédemment, les forêts tempérées occupent une zone climatique relativement floue. Selon les conditions climatiques, elles peuvent être concentrées dans telle ou telle zone de leur espace climatique, et donc présenter une densité moyenne différente. Dans le cas qui nous concerne, il semble qu'au LGM, le "centre de gravité climatique" des forêts tempérées se déplace vers la frontière froide de leur espace climatique.

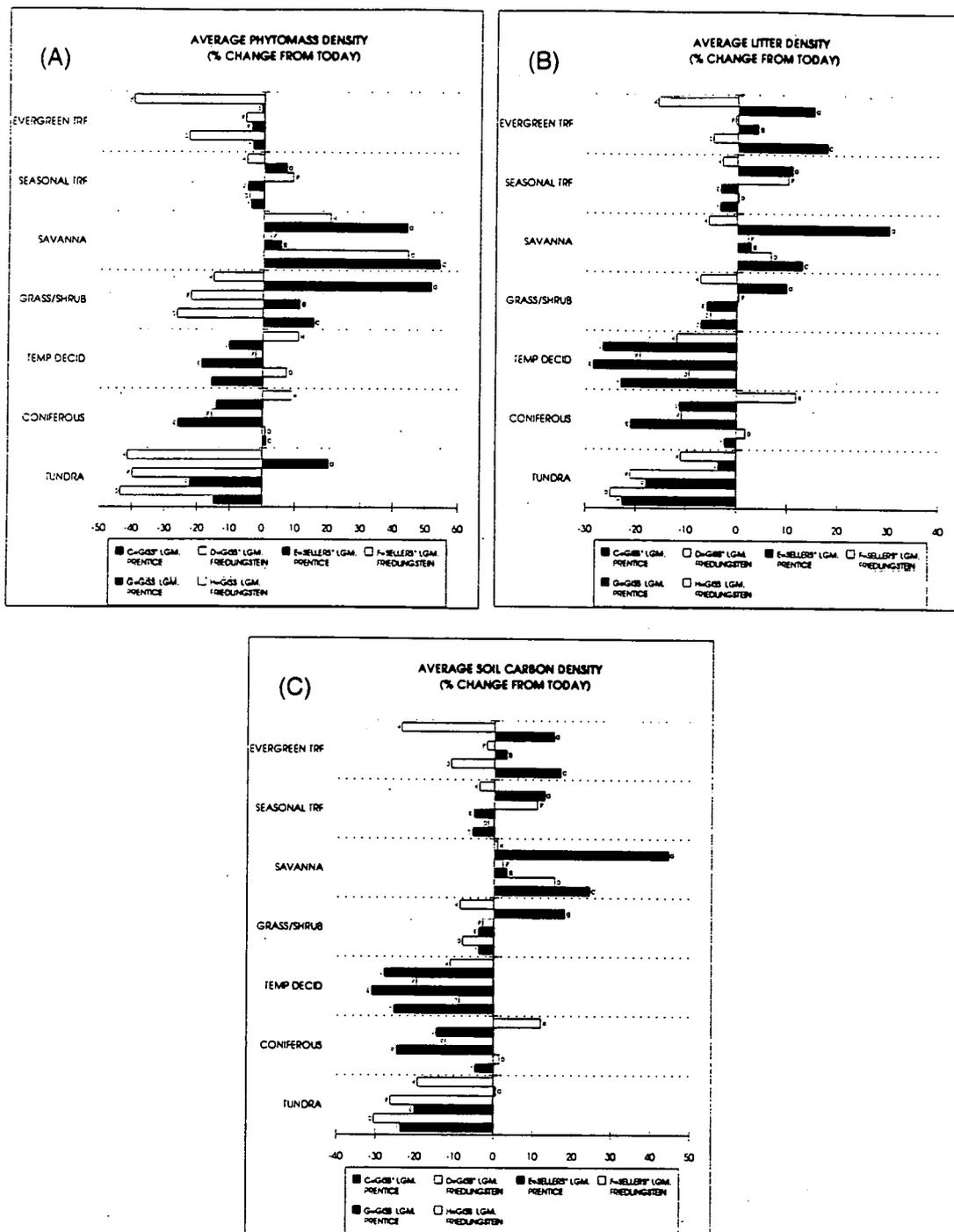


Figure IV.1: Changement relatif $[100(\text{LGM-Actuel})/\text{Actuel}]$ des densités de carbone dans a) la phytomasse, b) la litière et c) le sol, pour les six simulations LGM "Climat.Végétation". Chaque simulation LGM est comparée à la simulation actuelle faisant usage du schéma bioclimatique correspondant. Les résultats pour les déserts et les glaces ne sont pas illustrés, les densités étant très faibles.

Si la résolution du schéma bioclimatique était plus élevée (plus de types de végétations à une résolution spatiale plus élevée), ce phénomène s'amenuiserait vraisemblablement.

Réservoirs de carbone au LGM

Les estimations globales de carbone biosphérique au LGM sont reprises au tableau IV.5 et à la figure IV.2.

Selon ces six simulations, la biosphère contenait, au LGM, entre 600 GtC de moins et 600 GtC de plus qu'à l'époque actuelle !

Une part importante de ce désaccord est due au climat LGM utilisé. GISS LGM est le seul climat qui conduise à un contenu en carbone plus élevé au LGM qu'aujourd'hui et ce, indépendamment du modèle biosphérique utilisé. Ce résultat est en désaccord total avec la contrainte $\Delta\delta^{13}\text{C}$. Le climat GISS LGM surestime fortement la précipitation [Rind, 1987]. Cette forte précipitation, plus élevée qu'à la période actuelle, entraîne une réduction drastique de la surface des déserts et des savanes, respectivement au profit des steppes et des forêts.

GISS* LGM et Sellers* LGM donnent des contenus en carbone plus faibles au LGM qu'à l'Holocène, mais présentent néanmoins des différences importantes. Le climat Sellers* LGM est plus chaud et plus sec que GISS* LGM (figure IV.4).

Ces incertitudes sur le climat LGM sont en grande partie dues à une incertitude sur les températures de surface océaniques (SST⁽⁵⁾) à cette époque. Cette donnée est primordiale pour le GCM du GISS qui nécessite une distribution de SST imposée comme condition limite du modèle. Le modèle de Sellers, contenant un modèle océanique diffusif simple, n'a pas besoin de cette information.

L'estimation des SST tropicales et subtropicales au LGM est sujette à

⁽⁵⁾Sea Surface Temperature

Tableau IV.5: Comparaison des surfaces (en 10^6 km²), contenus en carbone de la phytomasse, de la litière et du sol (en GtC), répartis par type de végétation, simulés pour les trois climats LGM à l'aide des deux schémas bioclimatiques.

GISS* LGM											
	Veg. ^(a)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Global
Prent.	Surf.	17.5	10.1	1.2	47.6	16.2	12.5	5.5	12.1	29.8	152.5
	Phyt.	261	105	12	94	193	117	13	7	7	807
	Lit.	7.4	3.7	0.4	12	11.4	11.7	2.4	1.2	1.8	52
	Sol	158	73	8	180	237	239	41	18	25	978
Fried.	Surf.	3	2.1	4.9	39.1	33.6	13.4	17.9	16.8	21.8	152.5
	Phyt.	34	23	29	31	561	133	29	2	0.5	843
	Lit.	1	0.8	1.3	10.9	25.2	15	8.5	0.8	0.3	64
	Sol	18	16	22	140	554	312	134	10	3	1208

Sellers* LGM											
	Veg. ^(a)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Global
Prent.	Surf.	11.2	13.1	7.7	39	12.7	12.9	10.5	15.7	29.7	152.5
	Phyt.	167	135	49	74	145	88	22	3	6	690
	Lit.	4.2	4.8	2.3	10	8.3	9.8	5	0.7	1.7	47
	Sol	90	95	41	147	171	195	83	10	24	854
Fried.	Surf.	8.2	5.4	11.5	34.3	15.2	13.2	20	22.2	22.4	152.5
	Phyt.	117	68	47	29	230	110	35	1	0.4	638
	Lit.	2.6	2.1	3	10.1	10.1	13	10	0.5	0.2	52
	Sol	56	46	46	130	220	266	160	7	3	931

GISS LGM											
	Veg. ^(a)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Global
Prent.	Surf.	21.2	6.5	1	35.1	26	16.9	8.1	1.3	36.5	152.5
	Phyt.	325	75	8	91	328	133	26	1	9	997
	Lit.	8.8	2.7	0.4	10.4	17.4	14.4	4.5	0.2	2	61
	Sol	189	56	7	162	367	289	80	3	29	1183
Fried.	Surf.	0.5	1.1	1.6	30.2	49.5	15.1	25.6	3.4	25.5	152.5
	Phyt.	4	12	8	28	853	163	43	0.4	0.3	1112
	Lit.	0.1	0.4	0.4	8.2	36	18.7	14.4	0.2	0.2	79
	Sol	3	8	6	108	794	389	223	3	2	1535

^(a) les types de végétations sont ordonnés comme au tableau III.1

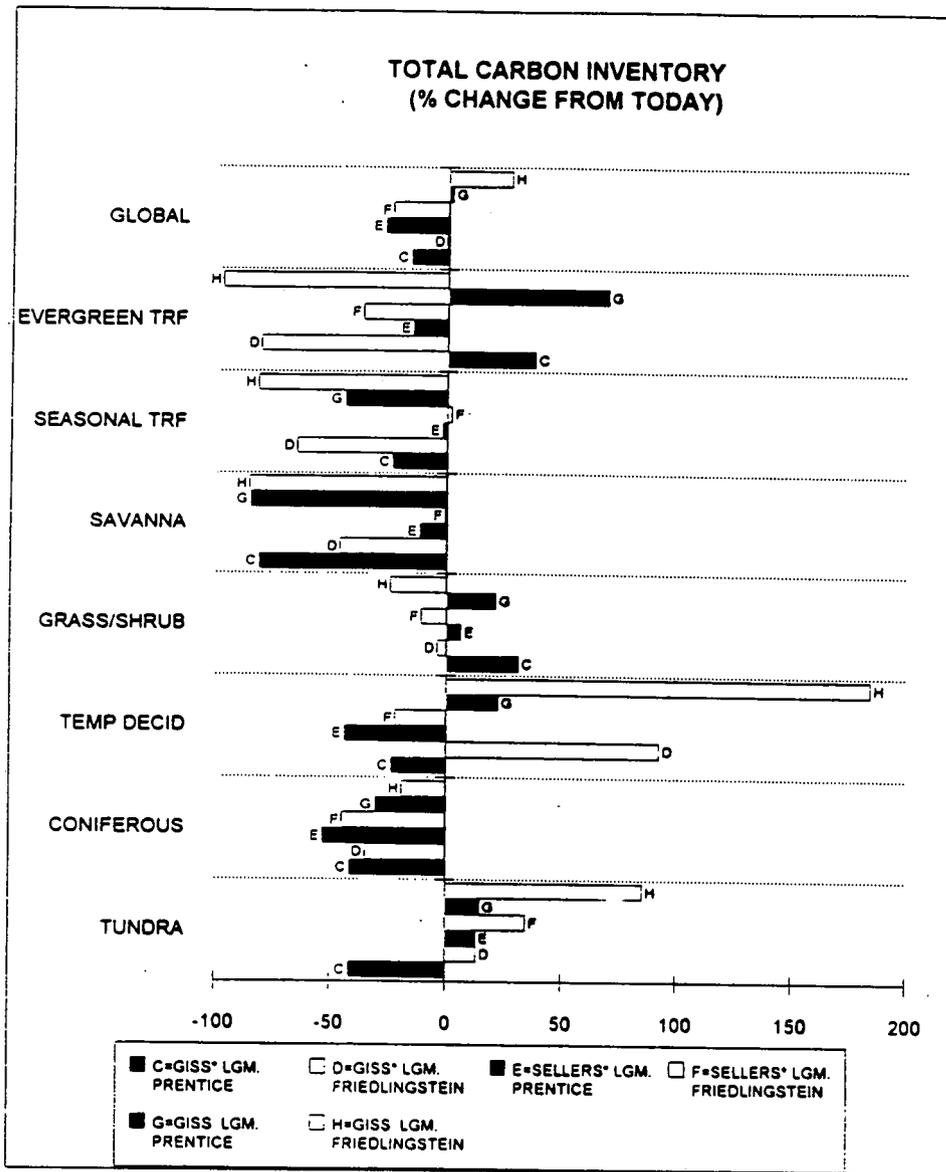


Figure IV.2: Idem figure IV.1, mais pour le contenu global de carbone biosphérique.

controverse [Rind and Peteet, 1985; Rind, 1989; Anderson and Webb, 1994]. Le groupe CLIMAP [1976], estimant les SST au LGM à partir de la distribution de foraminifères dans les sédiments marins, conclut qu'elles étaient quasiment identiques aux SST actuelles. Par contre, d'autres indices, telles que l'altitude des glaciers tropicaux [Porter, 1979; Rind and Peteet, 1985] ou les récentes données $\delta^{18}\text{O}$ et Sr/Ca mesurées dans les coraux [Guilderson et al., 1994] suggèrent que les SST tropicales étaient nettement plus froides au LGM. Dès lors, cette incertitude sur les SST se transfère inévitablement sur le climat simulé.

Outre l'incertitude liée au climat, il apparaît clairement au tableau IV.5 et à la figure IV.2 que, pour un climat donné, le choix du modèle bioclimatique joue également un rôle important. Sous le climat GISS* LGM, le schéma de *Prentice* prédit 1837 GtC alors que le schéma de *Friedlingstein* prédit 2114 GtC. Pour le climat GISS LGM, le choix du schéma bioclimatique induit une différence proche de 500 GtC dans l'estimation des réservoirs de carbone.

Pour chacune des trois paires de simulations, la différence se situe principalement dans les régions tropicales, là où les végétations prédites par les deux modèles bioclimatiques divergent le plus. Ce constat est frappant pour le climat GISS LGM, pour lequel le schéma *Friedlingstein* prédit des forêts tempérées aux tropiques alors que celui de *Prentice* simule des forêts tropicales sempervirentes. Le premier type de forêt ayant, dans *SLAVE*, un temps de résidence supérieur au deuxième (cf. chapitre II.4), les quantités de carbone simulées via le schéma de *Friedlingstein* sont plus élevées que celles estimées via celui de *Prentice* (figure IV.2).

Ces différences n'étaient pas prévues, les deux schémas bioclimatiques montrant un accord tout à fait satisfaisant pour le climat actuel (tableau IV.4).

Il est intéressant de constater que les climats prédits au LGM dans les régions tropicales (surtout GISS LGM et GISS* LGM) sont rares ou inexistant à l'époque actuelle. En effet, la température moyenne aux tropiques est plus faible au LGM qu'actuellement, mais la précipitation y est comparable, voire supérieure. On peut se demander si les schémas bioclimatiques, tous deux basés sur des corrélations entre le climat actuel et la distribution de la végétation actuelle, sont

capables de prédire le type de végétation existant sous un climat n'ayant plus d'analogie à l'heure actuelle.

Dans le but d'estimer notre confiance dans les corrélations végétation-climat, nous avons divisé l'espace climatique (bio-température-précipitation annuelle) (cf. chapitre II.2) en domaines de $2^{\circ}\text{C} \times 100 \text{ mm}$, et comptabilisé le nombre de fois que chacun de ces domaines climatiques apparaît dans la climatologie actuelle de *Shea* [1986] (à une résolution $5^{\circ} \times 5^{\circ}$, soit 923 cellules continentales). Un domaine climatique fréquemment rencontré signifie, pour nous, une bonne confiance dans la végétation simulée pour un tel climat. A l'opposé, un domaine climatique non présent dans la climatologie actuelle est synonyme d'une confiance nulle dans la végétation simulée. Nous définissons un domaine climatique comme "fréquent", "peu fréquent", "rare" ou "sans analogue" selon que, respectivement, plus de quatre, de deux à quatre, une, ou zéro cellules $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ possèdent des conditions climatiques actuelles comprises dans ce domaine.

La *figure IV.5* représente la distribution géographique des quatre types de climats : "fréquent", "peu fréquent", "rare", et "sans analogue", pour la climatologie actuelle et les trois climats LGM. Au LGM, les zones orange et rouge, symbolisant les régions où le climat est "rare" ou "sans analogue", sont principalement situées dans les régions tropicales, précisément là où les schémas bioclimatiques montrent le désaccord le plus marqué.

La végétation prédite dans ces régions de "confiance faible" est fortement dépendante de la manière dont le schéma bioclimatique estime, via une approche corrélative, la végétation pour un climat qu'il ne connaît pas !

Pour un climat LGM donné, le contenu en carbone de la biosphère est également extrêmement dépendant de ces régions sans analogues climatiques. Pour s'en convaincre, nous avons repris les estimations globales de carbone pour les six expériences Climat.Végétation, mais en estimant séparément les contributions des trois régions de confiance (forte, moyenne, et faible). Le résultat, représenté à la *figure IV.3*, est clair. Pour un climat LGM donné, le carbone estimé dans les zones de confiance forte et moyenne est quasi indépendant du schéma bioclimatique. Il en est tout autrement dans les régions de confiance

faible, où les écarts dus aux schémas bioclimatiques peuvent atteindre 40% (alors qu'ils sont inférieurs à 10 % dans les deux autres régions).

Ces résultats sont très importants puisqu'ils montrent les limitations intrinsèques des modèles corrélatifs et le danger de les appliquer à des climats autres que ceux pour lesquels ils sont développés.

De récentes études ont estimé la redistribution de la végétation suite à un réchauffement dû à un doublement de la concentration de CO₂ atmosphérique [Prentice and Fung, 1990; Smith and Shugart, 1993; Henderson-Sellers, 1993]. Ces modèles, faisant usage de schémas corrélatifs, doivent donc s'attendre à rencontrer les mêmes problèmes de "non analogue climatique". La *figure IV.6* illustre ce risque. De manière similaire à la *figure IV.5*, les quatre domaines climatiques ("fréquent", "peu fréquent", "rare" et "sans analogue") sont estimés pour le climat actuel et pour quatre climats 2×CO₂, calculés par quatre GCM différents (GISS, GFDL, UKMO, et CCCM). A nouveau, ce sont les régions tropicales qui sont caractérisées par des climats sans analogue actuel. Dès lors, la modélisation de la végétation dans ces régions semble plus que spéculative.

On peut espérer que des schémas bioclimatiques, tel le modèle de Woodward [1987], ou celui de Prentice et al. [1992], basés sur des critères physiologiques (tels que tolérance des écosystèmes à des températures extrêmes, tolérance au stress hydrique,...), soient plus robustes à des changements climatiques que ne le sont les modèles de type corrélatif.

Contraintes locales et globales

Connaissant les limitations inhérentes à notre approche, la seule manière de réduire l'incertitude sur les estimations de carbone au LGM est d'avoir recours, d'une part, à la contrainte globale sur l'estimation de carbone donnée par la variation du $\delta^{13}\text{C}$ océanique, et d'autre part, aux contraintes locales sur la distribution de la végétation données par les informations paléontologiques (pollens, fossiles,...).

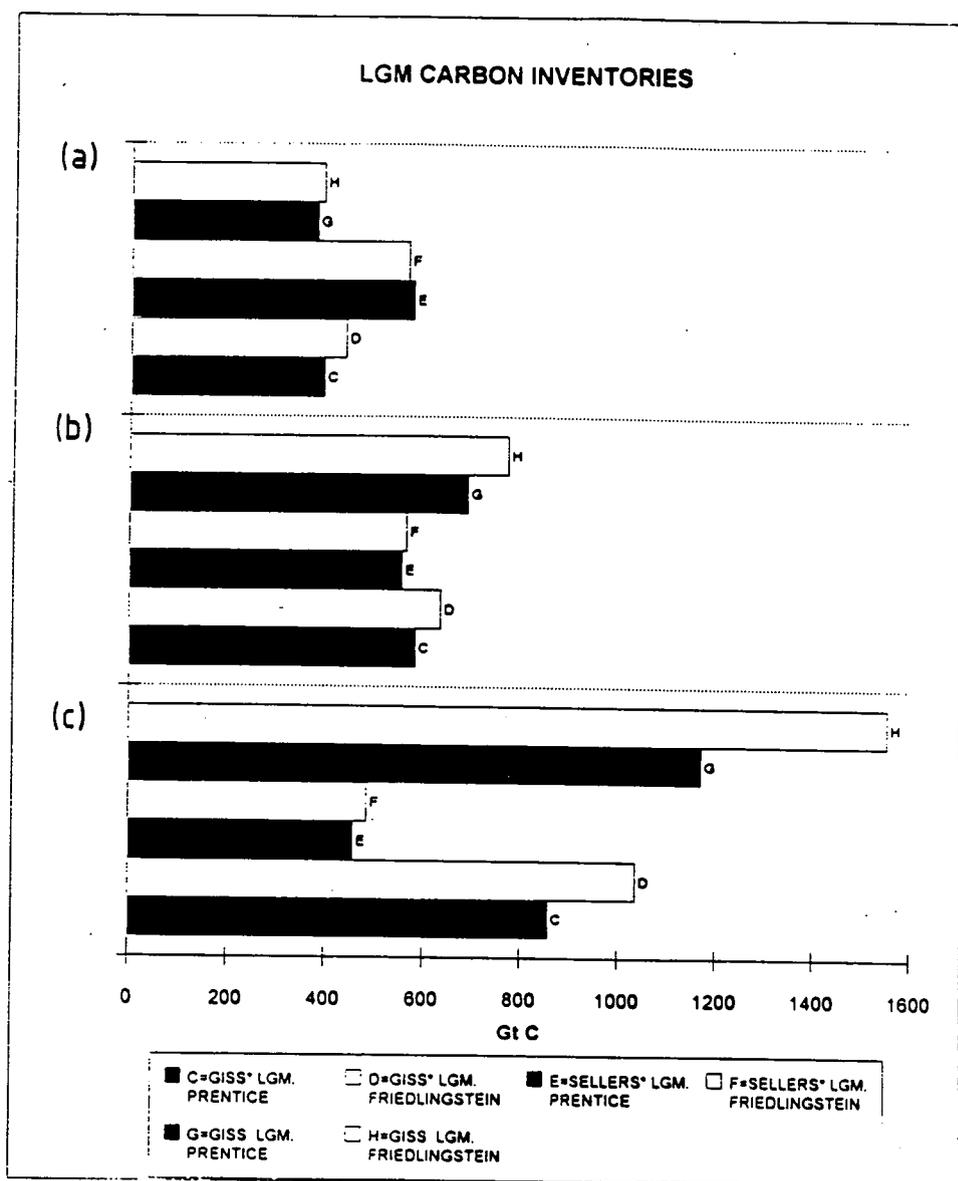


Figure IV.3: Contenu en carbone biosphérique dans les régions de confiance a) forte, b) moyenne et c) faible, simulé pour les six expériences Climat.Végétation (en GtC).

La contrainte globale nous permet, comme mentionné plus haut, d'écartier les deux simulations obtenues à l'aide du climat GISS LGM, qui prédisent que les quantités de carbone biosphérique sont plus élevés au LGM qu'aujourd'hui.

Les quatre simulations restantes donnent un contenu en carbone au LGM variant de 1590 à 2114 GtC, soit 313 ± 295 GtC de moins qu'à l'Holocène. L'incertitude reste importante.

Nous avons examiné les différentes distributions de végétations LGM estimées à partir de données de pollens disponibles [Adams *et al.*, 1990; Van der Kaars, 1991; Frenzel, 1992; Grichuk, 1992; Velchiko and Isayeva, 1992; Clapperton, 1993]. Nous nous sommes concentrés sur les régions tropicales, dans l'espoir de contraindre nos modèles là où leur accord est le plus faible.

Il ressort de cette analyse que, d'une manière générale, la végétation tropicale déduite des paléodonnées est nettement plus aride que celle produite par nos simulations Climat.Végétation. Les modèles prédisent des forêts tropicales ou tempérées, alors que la végétation reconstruite par les paléodonnées est de type steppe, savane ou mélange de savane et de forêt tropicale.

Malheureusement, les régions tropicales, où le désaccord entre modèles est le plus important, sont également les régions où les paléodonnées sont les plus rares. Il ne nous est donc pas possible de préférer une des quatre simulations Climat.Végétation restantes à l'aide de ces données.

Néanmoins, comme la tendance générale semble indiquer une végétation tropicale observée plus aride que celle qui est modélisée, nous avons recalculé les stocks de carbone en gardant les végétations modélisées dans les zones de confiance forte et moyenne, mais en remplaçant les forêts modélisées par des steppes dans les régions de confiance faible. Ce faisant, les réservoirs de carbone au LGM sont estimés à 1520 ± 105 GtC, soit 611 ± 105 GtC de moins qu'aujourd'hui.

1.4 Conclusions

Notre estimation du changement du stock de carbone biosphérique semble a priori en relativement bon accord avec la contrainte globale de $\Delta\delta^{13}\text{C}$, requérant un changement de 545 ± 120 GtC. Notre estimation de 611 GtC ne tient cependant pas compte de deux éléments, qui ont tous deux tendance à rehausser cette estimation.

Primo, l'effet de la plus faible concentration de CO_2 atmosphérique sur la *NPP* a tendance à diminuer l'estimation de carbone au LGM et donc à augmenter la différence Holocène-LGM. En modélisant cet effet de fertilisation par la classique fonction de type β [Bacastow and Keeling, 1973], une chute du CO_2 atmosphérique de 280 à 200 ppmv entraîne une réduction des réservoirs biosphériques de 11%.

Secundo, notre estimation ne tient pas compte de la séquestration post-glaciaire de carbone dans les tourbes de hautes latitudes. Harden *et al.* [1992] estiment que 170 GtC se sont accumulés dans les tourbes depuis le retrait de la calotte glaciaire du Laurentide. A nouveau, l'inclusion de cette accumulation de carbone dans notre estimation augmente la différence Holocène-LGM.

En tenant compte de ces deux effets, le stock de carbone biosphérique pendant le LGM était de l'ordre de 1000 GtC plus faible qu'à l'époque actuelle. Cette dernière estimation est nettement plus élevée que celle qui est fournie par la contrainte océanique.

De plus, cette contrainte océanique, d'environ 500 GtC, doit être considérée comme une limite supérieure. En effet, elle suppose que la variation isotopique de carbone est uniquement due à un transfert de carbone entre océan et biosphère. Or, comme l'a suggéré Broecker [1981], il n'est pas exclu qu'une partie de cette variation isotopique est due à des dépôts de carbonates sur le talus continental suite aux modifications du niveau des mers. Un tel mécanisme contribuerait au $\Delta\delta^{13}\text{C}$ et réduirait donc significativement le flux requis entre l'océan et la biosphère [Broecker, 1981; Knox and McElroy, 1985].

Bien qu'il y ait une incertitude importante sur les différents mécanismes que nous avons évoqués (végétation tropicale aride, effet de fertilisation, accumulation de carbone dans les tourbes et accumulation de carbonates océaniques), il semble très difficile de concilier l'approche océanique avec la nôtre. En effet, 500 GtC représente à la fois la limite supérieure de la première approche et la limite inférieure de la seconde.

Comme *Crowley* [1991] le relevait :

... there is a significant gap in our understanding of ice-age terrestrial carbon storage.

De manière analogue au bilan de CO₂ actuel, il semble bien que le LGM. connaissait également un puits manquant de carbone.

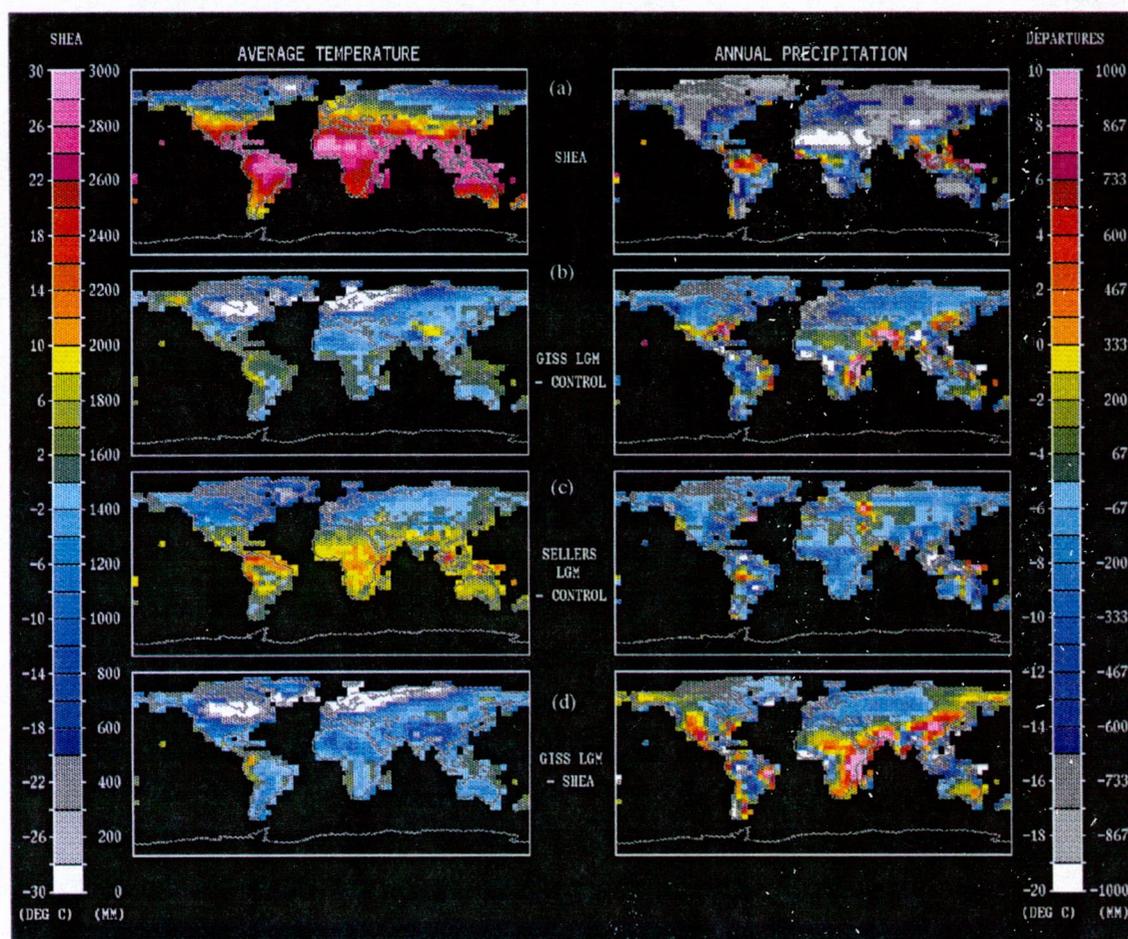


Figure IV.4: a) Distribution de la température moyenne annuelle ($^{\circ}\text{C}$) et de la précipitation moyenne annuelle (mm) selon la climatologie de *Shea* [1986] (échelle de gauche). Anomalies de température et précipitation pour b) GISS* LGM, c) Sellers* LGM, et d) GISS LGM (échelle de droite).

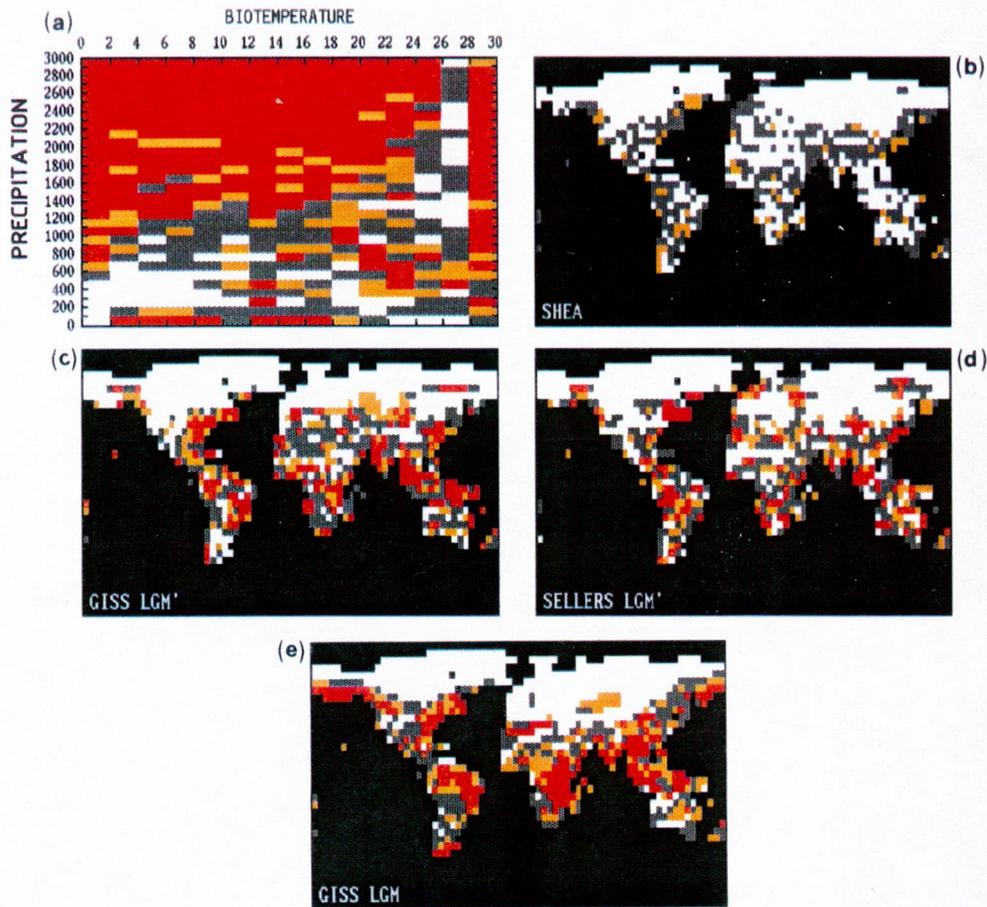


Figure IV.5: a) Nombre de cellules $5^\circ \times 5^\circ$ dont les conditions climatiques actuelles sont comprises dans chacune des divisions $2^\circ\text{C} \times 100\text{ mm}$ de l'espace climatique bio-température-précipitation annuelle. Les domaines comptant plus de quatre, de deux à quatre, une et zéro cellules sont respectivement colorés en blanc, gris, orange et rouge. Distribution géographique des climats "fréquent" (blanc), "peu fréquent" (gris), "rare" (orange) et "sans analogue" (rouge) pour b) la climatologie de *Shea* [1986], c) le climat GISS* LGM, d) le climat Sellers* LGM et e) le climat GISS LGM.

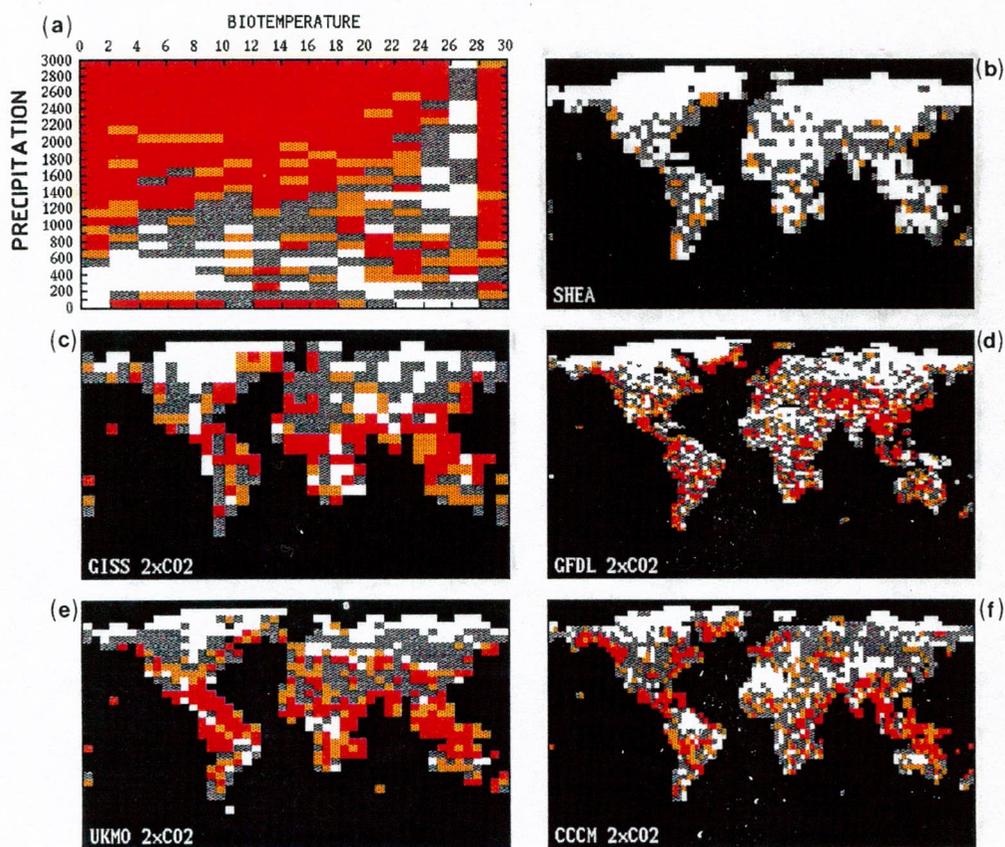


Figure IV.6: Idem *figure IV.5*, mais pour des climats $2\times\text{CO}_2$ estimés par les GCM c) du GISS, d) du GFDL, e) du UKMO et f) du CCCM.

2 Pendant : biosphère et puits manquant

Nous l'avons déjà évoqué au chapitre I, le budget contemporain du carbone n'est pas élucidé. La différence entre les émissions anthropiques (combustibles fossiles et déforestation) et les accroissements estimés des réservoirs (atmosphère et océan) n'est pas nulle. Chaque année, de l'ordre de 1.5 Gt de carbone est donc forcément absorbé par une ou plusieurs des composantes du système terrestre (océan, zone côtière, plantes, sol, . . .), mais échappe encore à notre entendement, c'est le "puits manquant" de CO₂.

Néanmoins, différentes études récentes estimant les sources et puits de CO₂ s'accordent sur l'existence d'un puits relativement important dans les latitudes tempérées de l'Hémisphère Nord [*Keeling et al.*, 1989b; *Tans et al.*, 1990; *Enting et al.*, 1993]. Les proportions de ce puits attribuées à l'océan et à la biosphère sont toujours un sujet de controverse. Depuis peu, les données atmosphériques relatives à l'isotope ¹³C du CO₂ commencent également à contraindre le budget du carbone [*Keeling et al.*, 1989b; *Quay et al.*, 1992; *Fung*, 1993; *Tans et al.*, 1993; *Broecker and Peng*, 1993a; *Ciais et al.*, 1994; *Francey et al.*, 1994].

Un consensus semble néanmoins apparaître pour désigner la biosphère continentale comme le candidat principal au puits manquant [*IPCC*, 1994]. Dans cette perspective, il nous est apparu indispensable d'estimer directement le rôle de la biosphère via un modèle biosphérique, et non plus, d'estimer cette contribution par différence de toutes les autres.

Plusieurs processus sont susceptibles d'être responsables du puits biosphérique. Ce sont, par exemple, l'effet de fertilisation⁽⁶⁾, la déposition d'azote d'origine anthropique [*Peterson and Melillo*, 1985; *Schindler and Bayley*, 1993; *Hudson and Goldstein*, 1994], l'impact de la variabilité climatique sur les échanges biosphère-atmosphère de CO₂ [*Dai and Fung*, 1993], . . .

Il est évident que d'autres processus tels que les échanges atmosphère-

⁽⁶⁾Productivité des plantes stimulée par l'augmentation de la teneur atmosphérique en CO₂.

océan et les échanges continent-océan sont également susceptibles de jouer un rôle, mais nous nous concentrerons, dans le présent travail, sur la biosphère.

L'effet de fertilisation est généralement cité comme le mécanisme principal expliquant le puits manquant [IPCC, 1990; 1992; 1994]. A l'aide du modèle *SLAVE*, nous nous proposons dans un premier temps d'étudier le rôle de la biosphère stimulée par cet effet de fertilisation. Dans un deuxième temps, nous combinons, à cet effet de fertilisation, les impacts de la variabilité climatique et des émissions d'azote anthropique. Dans les deux cas, nous faisons usage de la version dépendante du temps de *SLAVE* (cf. annexe A). Partant de conditions initiales précises (année 1850), nous simulons, année par année, l'évolution de la biosphère.

2.1 Effet de fertilisation

a) Méthodologie

Nous avons utilisé la méthodologie décrite au chapitre II.6 pour estimer l'accroissement de la *NPP* en fonction du CO_2 atmosphérique.

Pour rappel, nous faisons usage d'une fonction β de type Michaelis-Menten [Gates, 1985; Gifford, 1992; Wigley, 1993] :

$$NPP_t = NPP_0 \frac{k_1(C_t - C_b)}{1 + k_2(C_t - C_b)} \quad (IV.3)$$

où

$$\begin{aligned} k_1 &= [1 + k_2(C_0 - C_b)] / [C_0 - C_b] \\ k_2 &= [(2C_0 - C_b) - r(C_0 - C_b)] / [(r - 1)(C_0 - C_b)(2C_0 - C_b)] \\ r &= NPP_{2 \times CO_2} / NPP_{1 \times CO_2} \end{aligned}$$

Dans le modèle, r (ou $\beta^{(7)}$) est une fonction des disponibilités en eau,

⁽⁷⁾ β n'apparaît pas explicitement dans l'équation ci-dessus mais est lié à r par $r = 1 + \beta \times \ln(2)$

azote et phosphore :

$$\beta_{rel} = f_W \times f_N \times f_P \quad (IV.4)$$

$$\beta = \alpha_{calib} \times \beta_{rel} \quad (IV.5)$$

où α_{calib} est constant et f_W , f_N et f_P sont des fonctions adimensionnelles exprimant respectivement les limitations en eau, azote et phosphore. Selon la valeur de α_{calib} utilisée, le facteur β sera plus ou moins important. Il en sera de même du puits biosphérique estimé par *SLAVE*. Ce puits, (*UPT*), est la différence entre d'une part, la *NPP* annuelle accrue par l'effet de fertilisation, et d'autre part, le flux de respiration hétérotrophe annuel calculé par *SLAVE*. Ce dernier flux est également plus important actuellement, les réservoirs biosphériques étant croissants.

Outre les données classiques nécessaires à *SLAVE* (climatologie, types de sol, ...), cette étude nécessite également la connaissance de la série temporelle 1850-1990 du CO_2 atmosphérique pour forcer la fonction de fertilisation.

De plus, le but de cette étude étant d'estimer la contribution de la biosphère au puits manquant, nous avons également besoin de la série temporelle de ce puits manquant (*RES*). *J. Sarmiento* nous a fourni cette donnée, obtenue à partir de l'évolution temporelle des différentes composantes du bilan du CO_2 [*Siegenthaler and Sarmiento, 1993*].

Nous utilisons cette donnée de la manière suivante : le modèle démarre d'une situation d'équilibre représentant l'époque pré-industrielle (année 1850 et CO_2 atmosphérique fixé à 280 ppmv); ensuite, une intégration année par année sur toute la période 1850-1990 est effectuée. Pour une année déterminée, t_{calib} , il existe une valeur de α_{calib} telle que :

$$\int_{1850}^{t_{calib}} UPT(t) dt = \int_{1850}^{t_{calib}} RES(t) dt \quad (IV.6)$$

Par exemple, un choix judicieux de α_{calib} permet d'égaliser le puits manquant intégré sur l'ensemble de la série temporelle, soit 97 GtC, au puits cumulé calculé par le modèle. De fait, nous supposons $t_{calib}=1990$. Ce faisant, nous

testons l'hypothèse, couramment admise, que l'effet de fertilisation est l'unique mécanisme expliquant le puits manquant de CO_2 .

b) Distributions géographiques

La distribution du facteur β_{rel} est illustrée à la *figure IV.11*. La prise en compte des différents facteurs limitants (eau, azote et phosphore) conduit à une distribution fortement hétérogène. β_{rel} varie de 0 à 1.5. Certaines caractéristiques apparaissent clairement :

- les régions arides (steppes et déserts) ont, en raison de leurs conditions de stress hydrique, un β élevé;
- les forêts tempérées et tropicales ont un β légèrement plus faible;
- les régions tropicales limitées en phosphore présentent un facteur β très faible;
- en raison des limitations croissantes en azote, β diminue aux hautes latitudes.

Ces différentes caractéristiques sont en bon accord avec d'autres approches théoriques [Shaver *et al.*, 1992; Melillo *et al.*, 1993; Woodward and Smith, 1995].

Oechel and Strain [1985], et ensuite Mooney *et al.* [1991], ont estimé de manière théorique, la sensibilité de l'effet de fertilisation aux limitations en eau et en nutriment et ce, pour différents types d'écosystèmes. Il est tentant de comparer nos résultats à l'approche théorique de ces auteurs. Pour ce faire, nous avons calculé, pour chacun des dix types de végétations, la valeur moyenne des fonctions exprimant les limitations en eau et en nutriments (respectivement f_W et $f_N \times f_P$, cf. équation IV.4). Ces dix couples de valeurs ont été portés en graphique, de manière analogue à celle de Mooney *et al.* [1991]. La *figure IV.7* présente donc

les positions, dans un espace "limitation en eau-limitation en nutriment", des dix types de végétations selon *SLAVE*, superposés aux estimations théoriques de *Mooney et al.* [1991]. Comme les unités de ces axes sont arbitraires, ce n'est pas la position exacte des types de végétations qui importe, mais plutôt leur ordre respectif. Le long de l'axe horizontal, représentant le stress hydrique, l'ordre des types de végétations prédit par *SLAVE* est en très bon accord avec celui estimé par *Mooney et al.* [1991]. Suivant l'axe vertical, exprimant les limitations en nutriments, l'accord est légèrement moins bon. En effet, les forêts tropicales et les forêts de conifères sont plus limitées que les savanes et les steppes selon *Mooney et al.* [1991] mais moins limitées dans notre estimation. Néanmoins, la comparaison est très encourageante.

A l'aide de ce facteur β , on peut estimer, année par année, l'impact de l'augmentation du CO_2 atmosphérique sur la biosphère.

A l'équilibre (1850), la *NPP* globale vaut 56 GtC an^{-1} . La figure IV.8 montre l'évolution temporelle de la *NPP* et de la respiration. La différence de ces deux grandeurs représente le puits biosphérique estimé par *SLAVE*.

Il y a un retard clair entre l'accroissement de la *NPP* et celui du flux de respiration. Ce décalage est dû au temps de résidence du carbone dans les réservoirs biosphériques (phytomasse et sol principalement). Plus ce temps de résidence est élevé, plus le décalage entre la réponse de la *NPP* et celle de la respiration est grand. Le temps de résidence varie fortement d'un type de végétation à l'autre. Dès lors, la distribution géographique du puits de CO_2 (représentée à la figure IV.12) sera une combinaison de β , de la *NPP* et du temps de résidence du carbone dans les réservoirs biosphériques. Les régions tropicales sont favorisées par une *NPP* importante, tandis que les régions boréales compensent une faible *NPP* par un temps de résidence élevé. Les zones de culture et de steppe, bien que présentant une *NPP* non négligeable, sont "handicapées" par des temps de résidence dans la phytomasse et le sol relativement courts et sont donc de faibles puits de CO_2 .

Il est important de constater qu'il n'y a pas de proportionnalité entre la *NPP* et le puits de CO_2 . De nombreux modèles du cycle du carbone font

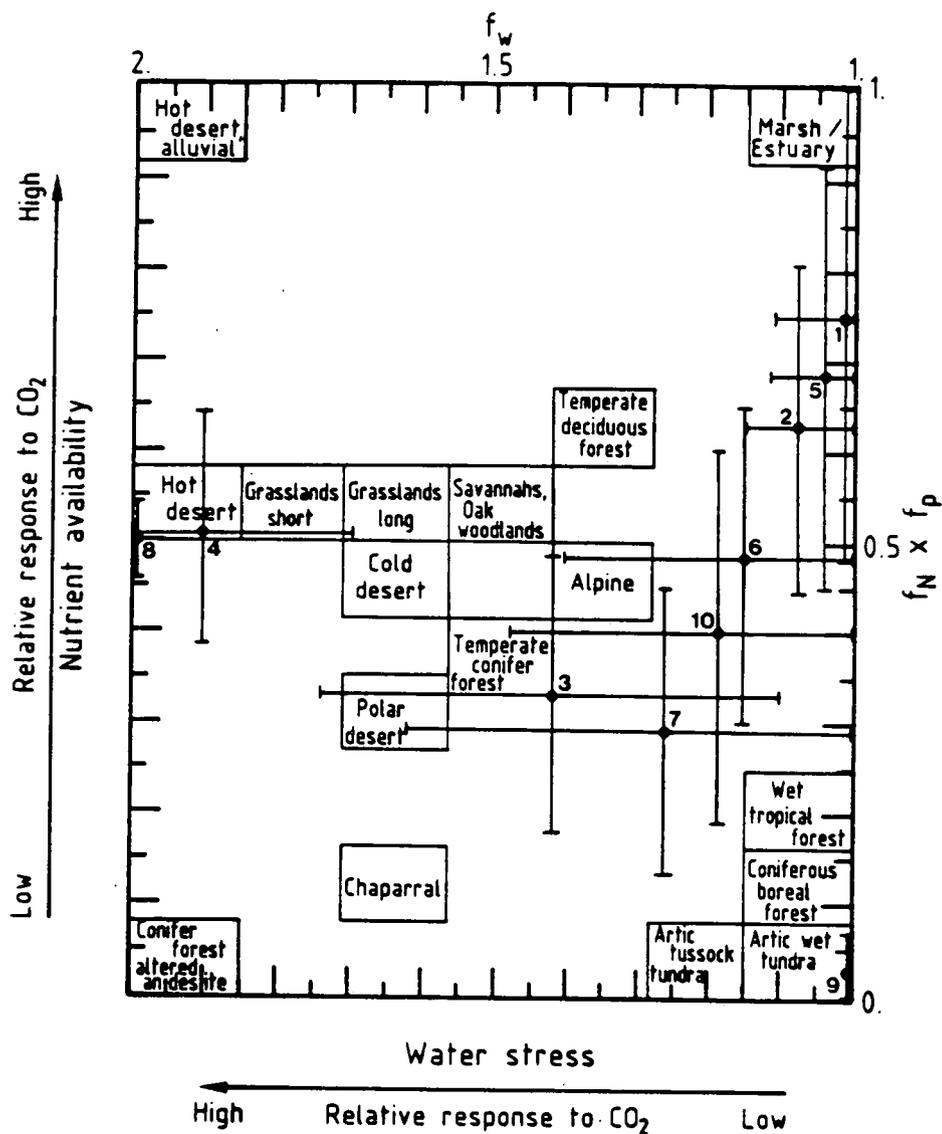


Figure IV.7: Réponse des écosystèmes à une augmentation de CO₂ en fonction des limitations en eau et en nutriments. Les nombres représentent les valeurs moyennes \pm l'écart type (1σ) de f_w (abscisse) et $f_N \times f_P$ (ordonnée) pour les dix types de végétations de SLAVE (la numérotation étant l'usuelle : 1 = forêt tropicale sempervirente, ..., 10 = cultures). Les écosystèmes encadrés représentent l'estimation de Mooney *et al.* [1991], les abscisses et ordonnées exprimant respectivement le stress hydrique et la disponibilité en nutriments. Le positionnement des écosystèmes est quantitatif dans notre étude, mais qualitatif dans l'étude de Mooney *et al.* [1991].

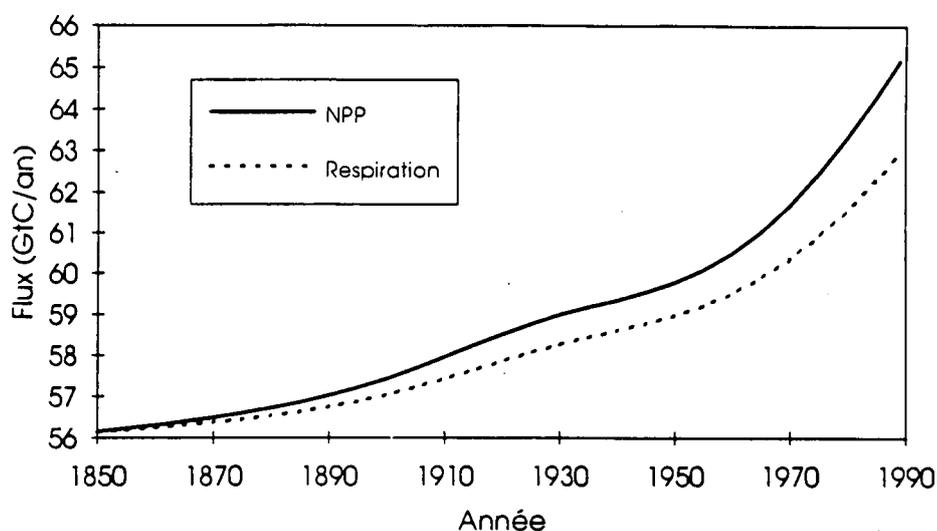


Figure IV.8: Evolution temporelle de la *NPP* et du flux de respiration hétérotrophe (en GtC an^{-1}). La différence des deux courbes représente le puits biosphérique.

l'hypothèse que la distribution du puits biosphérique dû à l'effet de fertilisation est identique à celle de la *NPP* [Heimann and Keeling, 1989; Tans et al., 1990; Enting et al., 1993]. Cette hypothèse revient à supposer que le décalage entre la *NPP* et la respiration est géographiquement constant, c'est-à-dire, que le temps de résidence du carbone dans la biosphère est une constante, indépendante du climat, du type de végétation, du type de sol, ..., ce qui est peu probable.

Il convient d'ajouter que ce constat est indépendant de la forme de la fonction β utilisée. La variabilité spatiale du facteur β de *SLAVE* induit forcément une variabilité du puits océanique, mais même l'usage d'un facteur β géographiquement constant conduit à un puits biosphérique non proportionnel à la *NPP*.

La figure IV.9 illustre la distribution zonale de la *NPP* et celle du puits biosphérique estimé à l'aide d'un facteur β fixé uniformément à 0.35, valeur fréquemment utilisée dans les modèles du cycle du carbone. On s'aperçoit que, comme prévu, le puits n'est pas proportionnel à la *NPP*, cette dernière décrois-

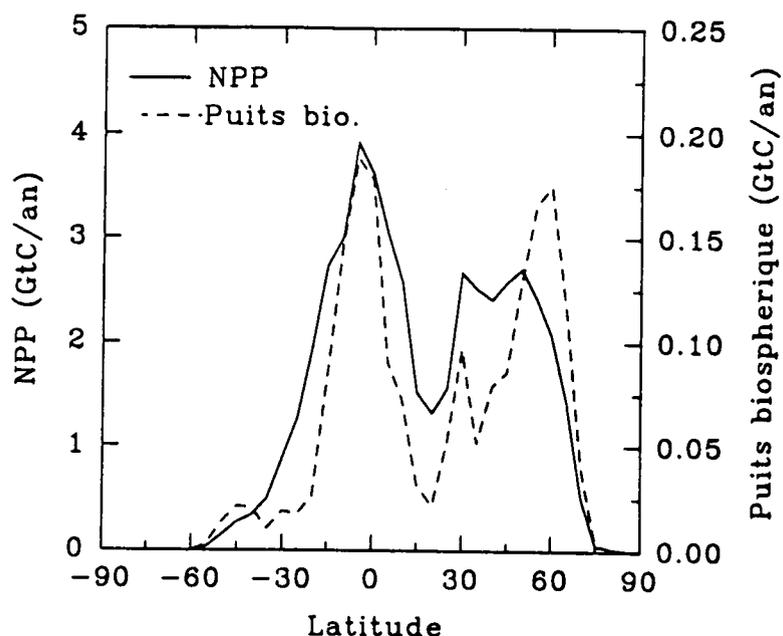


Figure IV.9: Distribution zonale de la *NPP* et du puits biosphérique calculé pour un facteur β constant ($\beta = 0.35$) (en GtC an^{-1} par bande de 5° de latitude).

sant des tropiques aux hautes latitudes, tandis que le premier présente deux maxima, un tropical et un boréal.

c) Implications pour le cycle du carbone

En ajustant le paramètre α_{calib} pour $t_{calib} = 1990$ (équation IV.6), nous faisons l'hypothèse que le puits manquant de CO_2 peut s'expliquer uniquement par l'effet de fertilisation. La figure IV.10 montre l'évolution temporelle du puits manquant cumulé selon *Siegenthaler and Sarmiento* [1993]. La croissance de ce flux est relativement linéaire pendant le 19^{ème} siècle et le début de notre siècle. Ensuite, la croissance est de plus en plus rapide, environ la moitié de l'accumulation s'étant produite ces 30 dernières années. Le puits manquant intégré s'élève à 8 GtC en 1900, 14 GtC en 1925, 31 GtC en 1950, et enfin, 97 GtC en 1990. On observe

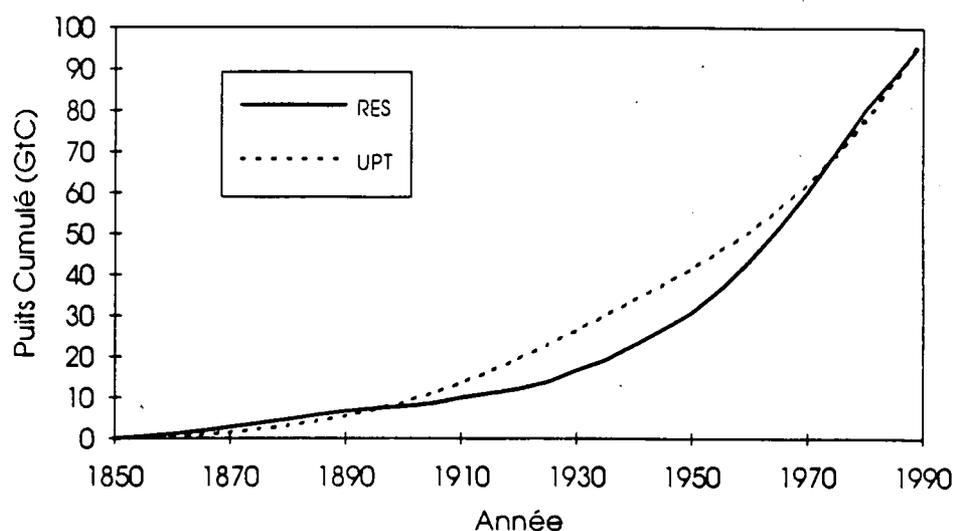


Figure IV.10: Evolution temporelle du puits manquant de CO_2 cumulé (*RES*) selon Siegenthaler and Sarmiento [1993] et du puits biosphérique cumulé estimé par *SLAVE* (*UPT*) (en GtC).

également, sur cette figure, que la croissance du puits manquant s'est quelque peu ralentie ces dernières années.

Le puits biosphérique cumulé, calculé par *SLAVE*, également présenté à la figure IV.10, ne suit pas l'évolution du puits manquant. Sa croissance a une allure exponentielle dès le début de la simulation (1850). Dès lors, le puits modélisé est inférieur à celui observé pendant le 19^{ème} siècle. Il devient nettement supérieur pendant toute la première moitié du 20^{ème} siècle et redevient légèrement inférieur à la fin de la série temporelle.

Une partie du désaccord entre le puits modélisé et le puits manquant est peut-être liée à la série temporelle du flux de CO_2 dû à la déforestation. Ce flux, estimé par Houghton [1995], est utilisé pour calculer le puits manquant. En conséquence, toute incertitude sur ce flux se transmettra dans l'estimation du puits manquant. Or, nous l'avons évoqué au chapitre I, ce flux est entaché d'une importante incertitude (de l'ordre de 30%). Les estimations sont peut-être trop élevées aux tropiques [Skole and Tucker, 1993] et aux latitudes tempérées [Kauppi

et al., 1992; *Dixon et al.*, 1994].

Nous pensons cependant que la principale raison du désaccord entre les deux courbes de la figure IV.10 est due à notre hypothèse de travail, à savoir, que le puits manquant s'explique entièrement par l'effet de fertilisation. En ce sens, ce résultat est similaire à une étude antérieure [*Enting and Mansbridge*, 1987; *Enting*, 1992], où les auteurs montrent clairement l'incompatibilité entre la série temporelle du CO₂ atmosphérique et un quelconque puits (océanique ou biosphérique) dépendant du CO₂ atmosphérique uniquement. Vraisemblablement, le mécanisme responsable du puits manquant ne dépend donc pas uniquement de la croissance du CO₂ atmosphérique.

Nous savons que d'autres mécanismes sont susceptibles de jouer un rôle dans le bilan contemporain de CO₂. Il en est ainsi de la déposition d'azote anthropique sur les continents ou sur les océans (principalement les zones côtières), de l'impact de la variabilité climatique sur les échanges océan-atmosphère et biosphère-atmosphère,...

Dans la section qui suit, nous présentons quelques résultats préliminaires de *SLAVE* incluant les impacts combinés de l'effet de fertilisation, de la déposition d'azote sur les écosystèmes et de la variabilité climatique sur les échanges de CO₂ entre la biosphère et l'atmosphère. Ces travaux ont été réalisés en collaboration avec *I. Fung* et *A. Dai*, (NASA/GISS, New York).

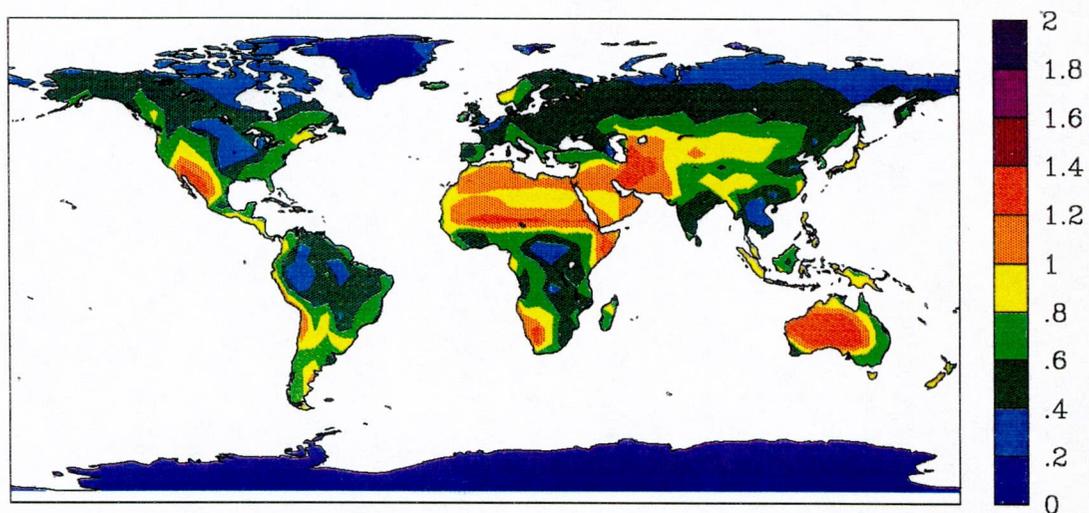


Figure IV.11: Distribution modélisée du facteur β_{rel} .

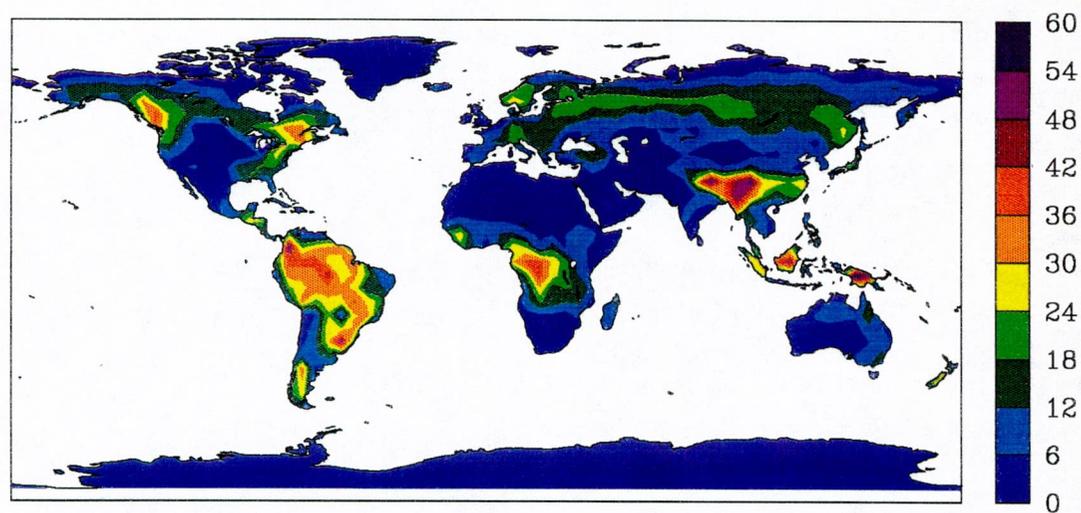


Figure IV.12: Distribution modélisée du puits biosphérique en 1990, UPT , (en $\text{gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$).

2.2 Effets combinés de CO₂, azote et variabilité climatique

a) Méthode

Dans cette étude, nous adoptons exactement la même démarche que dans la section précédente. Partant d'une situation d'équilibre, représentative des conditions pré-industrielles, *SLAVE* simule l'évolution année par année de la biosphère suite à l'élévation du niveau de CO₂ atmosphérique d'une part, mais également en réponse à l'accroissement de la déposition d'azote d'origine anthropique et à la variabilité observée du climat au cours de ce siècle.

Fertilisation par l'azote

Les émissions d'azote liées à la combustion d'énergie fossile sont la source majeure d'azote dans l'atmosphère [Logan, 1983; Müller, 1992]. Annuellement, les sources technologiques sont estimées à 22 TgN⁽⁸⁾. Les sources liées à la combustion de la biomasse et les sources biosphériques naturelles sont nettement plus faibles, environ 6 TgN [Müller, 1992].

Les oxydes d'azote ont un temps de résidence atmosphérique relativement court, de l'ordre d'une semaine. Ces constituants sont en effet rapidement déposés au sol par dépositions sèche et humide de NO, NO₂, HNO₃, nitrates organiques, ... La croissance de ce flux de déposition est parallèle à celle des émissions anthropiques.

Pour estimer la quantité d'azote déposée au sol, nous avons besoin, d'une part de la série temporelle du flux d'émissions de NO_x, et d'autre part, de la distribution spatiale du flux de déposition de NO_y.⁽⁹⁾ Cette dernière est fonction de la distribution des sources et du temps de résidence de NO_y dans l'atmosphère.

⁽⁸⁾ 1 TgN = 10¹² g N.

⁽⁹⁾ NO_x = NO + NO₂. NO_y = NO_x + HNO₃ + nitrates organiques

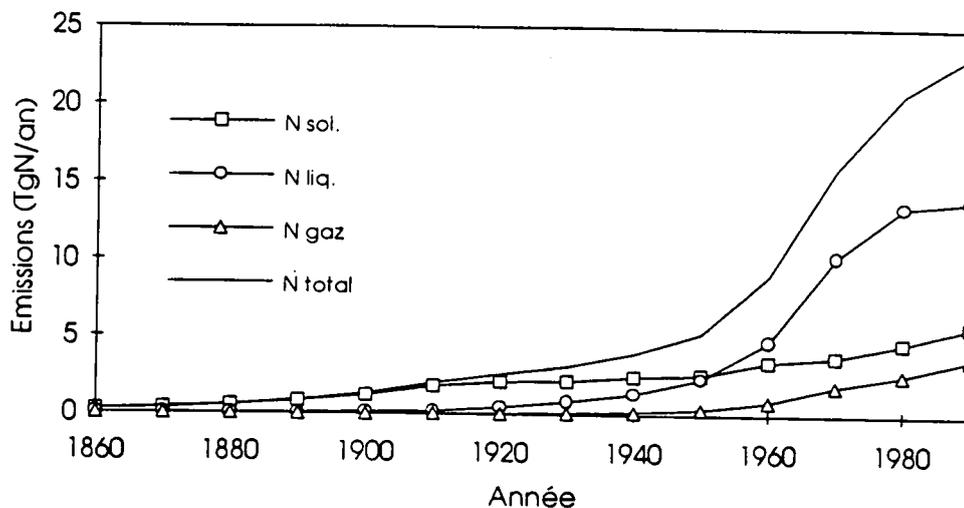


Figure IV.13: Emissions d'oxydes d'azote provenant de la combustion de carburant fossile solide (\square), liquide (\circ) et gazeux (\triangle), de 1850 à nos jours (en TgN an^{-1}).

Les facteurs d'émissions des oxydes d'azote sont différents pour chacun des combustibles fossiles (charbon, pétrole, gaz). Par exemple, ce facteur est nettement plus important pour le pétrole que pour le charbon [Müller, 1992]. Müller a établi des algorithmes estimant les émissions de NO_x à partir de celles de CO_2 fossile. Connaissant les émissions respectives des différents types de combustibles fossiles (voir figure I.19 chapitre I), il est donc possible d'établir la série temporelle des émissions d'oxydes d'azote d'origine anthropique, $F_N(t)$ (figure IV.13).

Pour estimer la distribution géographique de la déposition d'azote anthropique, $N_0(x, y)$, nous avons utilisé le modèle de transport du GISS, présenté précédemment.

La figure IV.17 représente la déposition à la surface de NO_y , en supposant que la source anthropique de NO_x (normalisée à 1 TgN) a la même distribution géographique que celle du CO_2 fossile, et que le temps de résidence de NO_y dans l'atmosphère est de 10 jours.

La distribution de la déposition d'azote pour une année t de la série temporelle 1850–1990 s'obtient simplement par :

$$N(x, y, t) = N_0(x, y) \times F_N(t) \quad (\text{IV.7})$$

Implicitement, nous faisons donc l'hypothèse que la distribution normalisée présentée à la *figure* IV.17 est constante dans le temps. Cette hypothèse est évidemment simplificatrice. Il est évident que la proportion Hémisphère Sud/Hémisphère Nord d'émission de CO₂ fossile est croissante dans le temps, il en est de même de la proportion Asie/Europe. Malheureusement, pour tenir compte de ces tendances, nous nous heurterions à deux obstacles. Le premier résiderait dans la difficulté de réunir de telles informations, sur l'évolution des émissions pays par pays. Le second serait d'ordre informatique, le modèle de transport devant idéalement produire 140 distributions (une pour chaque année de la série temporelle), et non une seule comme dans notre cas de figure.

La quantité d'azote déposé à la surface est généralement supérieure à celle effectivement utilisée par l'écosystème. En effet, une fraction non négligeable est perdue par ruissellement. Cette fraction dépend de la quantité d'azote déposé, du type de déposition (sèche ou humide), du type d'écosystème, de la maturité de l'écosystème, du type de sol, des autres gaz en trace déposés simultanément à l'azote (sulfate, ozone),... [*Schindler and Bayley*, 1993; *Townsend et al.*, 1995]. A l'échelle globale, cette fraction est très difficile à estimer. Selon les études, la fraction d'azote retenue par les écosystèmes s'élève à 40% [*Schindler and Bayley*, 1993], 60% [*Peterson and Melillo*, 1985] ou 80% [*Townsend et al.*, 1995].

Nous avons retenu, ici, cette dernière valeur de 80% pour différentes raisons. L'étude de *Townsend et al.* est la plus récente et est la seule qui calcule explicitement le cycle de l'azote au sein de la biosphère à l'aide d'un modèle sophistiqué. De plus, en adoptant cette valeur, on estime, en quelque sorte, une limite supérieure du puits potentiel de carbone lié à la déposition d'azote.

Au sein de *SLAVE*, ce flux d'azote minéral induit une assimilation de carbone par la phytomasse. Ce flux de carbone est proportionnel au flux d'azote, le coefficient de proportionnalité étant le rapport *C:N* typique du matériel photo-

synthétique. Ce rapport $C:N$ dépend du type de végétation. Il est fixé à 50 pour les deux types de forêts tropicales, à 60 pour les forêts tempérées, à 70 pour les forêts boréales, à 40 pour les savanes, steppes, déserts et cultures, et à 50 pour les toundras et déserts de glace [Pastor and Post, 1986; Vitousek et al., 1988; Raich et al., 1991; Schlesinger, 1991; McGuire et al., 1992].

Variabilité climatique

Jusqu'à présent, nous avons toujours supposé que les conditions climatiques étaient constantes dans le temps. *SLAVE* calcule les différentes variables biosphériques à partir de la climatologie de Shea [1986].

Il est évident que dans la réalité, le climat varie d'une année à l'autre. Outre la tendance au réchauffement global, que l'on commence à déceler dans les séries temporelles de température [Jones, 1988; Hansen and Lebedeff, 1988], nous pensons également aux fluctuations du climat liées à des phénomènes tels qu'*El Niño*, les anomalies climatiques observées (sécheresse dans les années 40, refroidissement dans les années 1940-1960, ...).

Ces variations climatiques sont susceptibles de provoquer un léger déséquilibre entre les flux entrant (*NPP*) et sortant (respiration hétérotrophe) de la biosphère, les sensibilités respectives de ces deux flux à une variation de température ou de précipitation étant différentes.

Dans une étude récente, Dai and Fung [1993] ont estimé cette variabilité climatique et son impact sur les flux biosphériques.

A partir de séries temporelles de température de surface [Hansen and Lebedeff, 1987; 1988] et de précipitation [Eischeid et al., 1991], Dai and Fung ont estimé, à une résolution de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, les anomalies de température et précipitation par rapport à la climatologie de Shea, et ce pour les années 1940 à 1988.

Ensuite, *Dai and Fung* ont calculé l'impact de cette variabilité climatique, d'une part sur la *NPP*, en utilisant notre modèle de *NPP*; et d'autre part sur la respiration hétérotrophe, en utilisant une corrélation entre climat et respiration des sols établie par *Raich and Schlesinger* [1992].

La différence de ces deux flux permet de calculer, pour chaque année, le flux net de CO_2 entre la biosphère et l'atmosphère. *Dai and Fung* concluent que l'impact de la variabilité climatique sur ce flux net n'est pas négligeable et est susceptible de jouer un rôle dans le bilan contemporain de CO_2 . Ces auteurs estiment que durant les années 1950–1984, la biosphère a accumulé environ 20 GtC.

Dans cette étude, *Dai and Fung* n'ont pas la prétention de quantifier exactement le puits de carbone lié à la variabilité climatique. En effet, l'approche théorique utilisée est extrêmement simple. Les auteurs n'estiment pas les réservoirs biosphériques, mais simplement les flux entrant et sortant de la biosphère, et ce, à partir de données climatiques uniquement. Il n'y a donc pas de prise en compte des tailles des réservoirs, des temps de résidence du carbone dans ces différents réservoirs, des différents types d'écosystèmes,...

D'autre part, depuis cette étude, *Dai and Fung* ont étendu les séries temporelles des anomalies climatiques jusqu'en 1900.

Pour ces différentes raisons, nous avons communément décidé d'utiliser *SLAVE* pour réestimer l'impact de la variabilité climatique sur la biosphère au cours de ce siècle.

Intégration dans SLAVE

Nous simulons, à l'aide de *SLAVE*, l'activité biosphérique de 1850 à nos jours. Pour ce faire, nous imposons, pour chaque année, le niveau de CO_2 atmosphérique, le flux d'azote déposé à la surface et les conditions climatiques (température et précipitation).

Le modèle estime alors, de manière analogue à la méthode décrite précédemment (section 2.1, ci dessus), le puits biosphérique et sa valeur cumulée et compare ensuite ce dernier au puits manquant de CO₂.

b) Résultats préliminaires

A l'image de la figure IV.10, la figure IV.14 compare le puits de CO₂ calculé par *SLAVE (UPT)* au puits manquant estimé par *Siegenthaler and Sarmiento [1993] (RES)*. La prise en compte de la déposition azotée et de la variabilité climatique modifie clairement l'évolution temporelle du puits calculé. L'accord entre ce dernier et le puits manquant est nettement meilleur que dans le cas précédent, où le puits calculé était fonction du CO₂ atmosphérique uniquement.

Pendant la période 1900–1970, où le puits était auparavant fortement surestimé (plus de 50%), la différence entre puits manquant et puits calculé est maintenant inférieure à 25%.

La variabilité climatique est en partie responsable de ce meilleur accord. En effet, pendant ce siècle, le flux net biosphère-atmosphère lié à cette variabilité est principalement une source de CO₂ pour l'atmosphère (figure IV.15). En d'autres termes, le flux de respiration est globalement supérieur au flux de *NPP*. Cette source de CO₂ compense donc en partie le puits calculé lié à l'effet de fertilisation, trop élevé pendant cette période.

Pour les années 1980–1989, le puits moyen calculé par le modèle est de 1.34 GtC. Les contributions respectives des effets de fertilisation, de déposition d'azote et de variabilité climatique sont les suivantes :

- un puits de 0.62 GtC dû à la déposition azotée,
- une source de 0.9 GtC due à la variabilité climatique,
- un puits de 1.62 GtC dû à l'effet de fertilisation par le CO₂.

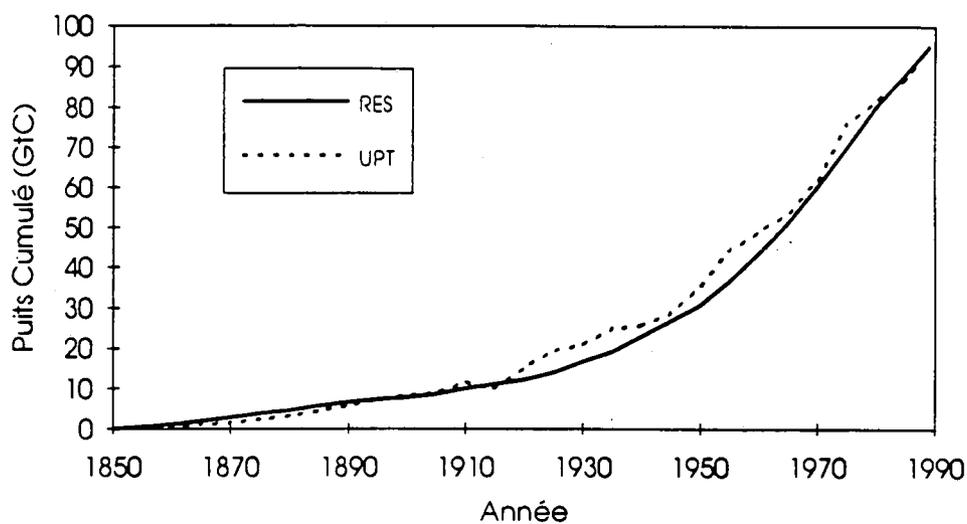


Figure IV.14: Evolution temporelle du puits manquant de CO_2 cumulé (*RES*) selon Siegenthaler and Sarmiento [1993] et du puits biosphérique cumulé estimé par *SLAVE* (*UPT*) (en GtC).

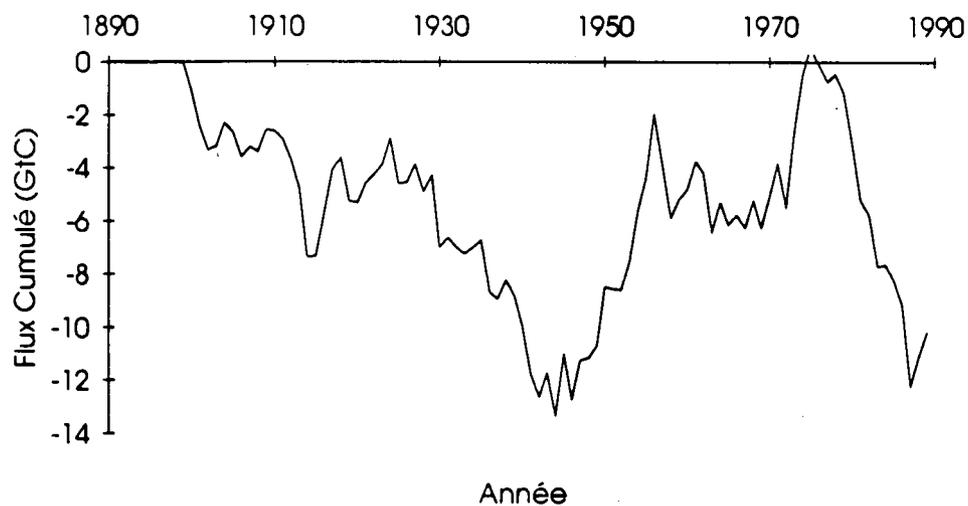


Figure IV.15: Evolution temporelle du flux biosphérique cumulé lié à la variabilité climatique estimé par *SLAVE* (en GtC).

En outre du calcul de l'évolution temporelle du puits de CO₂, il est également important d'estimer la distribution spatiale de ce puits et sa compatibilité avec les données atmosphériques de CO₂.

Pour rappel, le gradient inter-hémisphérique de CO₂ mesuré est de l'ordre de 3 ppmv, alors que le gradient produit par les modèles de transport du CO₂ est nettement plus élevé [Tans *et al.*, 1990]. Le gradient dû à la source de combustible fossile est de 4.5 ppmv, celui dû au puits océanique est vraisemblablement également positif, la majeure partie des océans étant située dans l'Hémisphère Sud (cf. chapitre I). Le puits biosphérique que nous proposons doit donc impérativement produire un gradient inter-hémisphérique négatif.

A l'aide du modèle de transport du GISS, nous avons simulé le transport du CO₂ lié au puits biosphérique incluant les effets de fertilisation, de déposition d'azote et de variabilité climatique.

La figure IV.16 montre le gradient inter-hémisphérique produit par le puits biosphérique calculé par *SLAVE*. La valeur négative obtenue (-1.4 ppmv) est tout à fait encourageante, elle tend à réduire le gradient modélisé de CO₂ et à le rapprocher de la valeur observée.

A titre comparatif, la figure IV.16 présente également le gradient inter-hémisphérique obtenu via le puits biosphérique calculé précédemment, fonction de l'effet de fertilisation uniquement (section 2.1). Nous avons également repris dans cette figure le gradient obtenu en faisant l'hypothèse simplificatrice que le puits biosphérique a la même distribution spatiale que la *NPP*. Cette dernière hypothèse est fréquemment adoptée dans les modèles globaux [Heimann and Keeling, 1989; Tans *et al.*, 1990; Enting *et al.*, 1993; ...].

Lorsque le puits est proportionnel à la *NPP*, il est principalement localisé aux tropiques, et dès lors, contribue peu au gradient inter-hémisphérique (0.4 ppmv).

La différence entre les gradients dus à un puits tenant compte uniquement

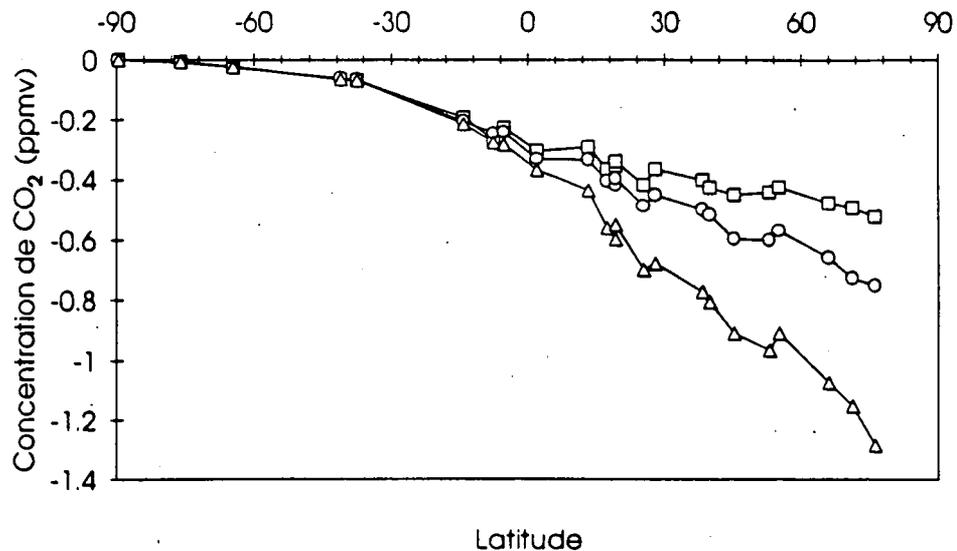


Figure IV.16: Gradients inter-hémisphériques de CO_2 estimés par *SLAVE* pour différentes hypothèses sur le puits biosphérique. Puits proportionnel à la *NPP* (□), puits lié uniquement à l'effet de fertilisation (○) et puits lié aux effets combinés de fertilisation, dépôt d'azote et variabilité climatique (△) (en ppmv).

de l'effet de fertilisation et à un puits tenant compte des effets combinés de fertilisation, dépôt d'azote et variabilité climatique s'explique facilement. La déposition azotée est essentiellement située aux moyennes latitudes, vu le très court temps de vie de NO_y dans l'atmosphère. Le puits dû à l'effet de fertilisation est par contre partagé entre les moyennes latitudes et les tropiques (cf. *figure IV.12*, section précédente). Le puits combiné aura donc une proportion moyenne latitude/tropique plus élevée que le puits de fertilisation. Il en sera de même du gradient inter-hémisphérique.

2.3 Conclusions

En tenant compte de différents facteurs externes susceptibles de perturber l'activité biosphérique, nous avons estimé le flux net d'échange de CO_2 entre l'atmosphère et la biosphère. Ce puits de CO_2 peut clairement jouer un rôle important dans le bilan contemporain du carbone. En effet, ce puits modélisé satisfait à plusieurs contraintes du bilan de CO_2 . D'une part, son amplitude pour les années 1980-1989 est comparable à celle du puits manquant, et d'autre part, l'évolution temporelle de ce puits de 1850 à nos jours est également en relativement bon accord avec la série temporelle du puits manquant. De plus, la distribution géographique de ce puits calculé induit un gradient inter-hémisphérique de CO_2 susceptible de réduire le désaccord entre les gradients observés et simulés.

Nous ne considérons pas nécessairement le puits modélisé par *SLAVE* comme le *puits manquant recherché*, mais plutôt comme un mécanisme plausible, et susceptible de contribuer en partie à ce puits manquant. Nous ne doutons pas qu'il soit certainement possible de trouver d'autres mécanismes satisfaisant également les contraintes spatiales et temporelles imposées ci-dessus.

Ajoutons enfin que d'autres contraintes existent. Nous pensons à la distribution spatiale et à l'évolution temporelle des isotopes ^{13}C , ^{14}C et ^{18}O du CO_2 . Dans le présent travail, nous n'avons pas exploré le "domaine isotopique" du CO_2 . Il est extrêmement riche en informations et devrait permettre de mieux cerner la nature du puits manquant de CO_2 .

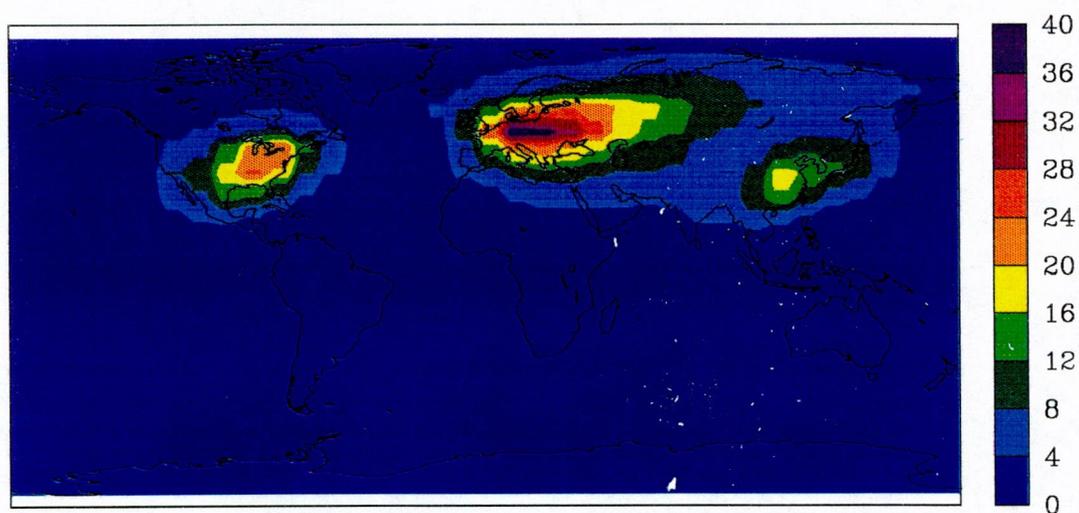


Figure IV.17: Distribution géographique du flux de déposition au sol d'azote d'origine anthropique pour une source normalisée à 1 TgN. Les unités sont des $\text{gN m}^{-2} \text{an}^{-1}$.

3 Après : émissions futures de CO₂

Un des buts des modèles du cycle du carbone est de modéliser l'évolution future des flux de CO₂ entre les différents réservoirs (atmosphère, océan et biosphère). Dans cette perspective, le groupe IPCC soulève deux questions d'un intérêt scientifique et politique évident [IPCC, 1994] :

- Pour un scénario d'émissions anthropiques de CO₂ (combustion d'énergie fossile et déforestation) donné, comment va évoluer la concentration atmosphérique de CO₂;
- Quelles sont les émissions anthropiques compatibles à un profil de concentration de CO₂ donné conduisant à une concentration d'équilibre fixée.

Dans ce chapitre, nous envisagerons le deuxième problème. Celui-ci est un problème inverse qui consiste à déduire les flux compatibles à un scénario de concentration déterminé.

Mathématiquement, le bilan du CO₂ se résume à :

$$ATM = FOS + DEF - OCN - BIO \quad (IV.8)$$

où *ATM* est l'accroissement de quantité totale de CO₂ dans l'atmosphère, *FOS* et *DEF* sont les flux liés respectivement à la combustion d'énergie fossile et à la déforestation, et *OCN* et *BIO* sont les puits océanique et biosphérique.

Si *ATM* est déterminé par le scénario de concentration IPCC et si *OCN* et *BIO* sont estimés par des modèles océanique et biosphérique, il est possible de calculer les flux d'émissions anthropiques (combustion d'énergie fossile et déforestation) :

$$FOS + DEF = ATM + OCN + BIO \quad (IV.9)$$

L'hypothèse de base imposée par le groupe IPCC est que les modèles du cycle du carbone calculent des flux océaniques et biosphériques fermant le bilan

de CO₂ pour les années 80. De plus, il est supposé que ces flux sont des fonctions univoques de la concentration atmosphérique de CO₂.

Si l'on se rappelle le bilan de CO₂ tel que nous l'avons présenté au chapitre I.4, à savoir :

$$ATM = FOS + DEF - OCN - RES \quad (IV.10)$$

l'hypothèse du groupe IPCC implique donc que le terme résiduel (*RES*), c'est-à-dire le puits manquant de CO₂, est remplacé par le puits biosphérique (*BIO*).

La méthodologie recommandée est la suivante. Le flux océanique est d'abord estimé via des modèles de boîtes ou des modèles océaniques multi-dimensionnels calibrés avec un autre traceur (généralement ¹⁴C). Ensuite, les modèles biosphériques calculent le flux dû à l'effet de fertilisation. Pour ce faire, ces modèles possèdent un degré de liberté (le paramètre β de la fonction de fertilisation) que l'on ajuste de manière à clore le budget de CO₂ pour les années 80. Les modèles ainsi calibrés sont alors intégrés dans le futur de manière à fournir les flux compatibles au profil de concentration imposé.

L'hypothèse du groupe IPCC, à savoir que c'est la biosphère qui explique le puits manquant via l'effet de fertilisation, est clairement discutable. Nous l'avons montré aux sections 2.1 et 2.2 de ce chapitre : le puits manquant et le puits biosphérique ne s'accordent pas lorsque ce dernier est uniquement dû à l'effet de fertilisation. L'accord est nettement meilleur lorsque le puits biosphérique tient compte de la variabilité climatique et de la déposition d'azote provenant de la combustion d'énergie fossile.

Malheureusement, il semble impensable de prescrire des scénarios d'émissions futures d'oxydes d'azote dans le but de calculer les émissions futures de CO₂ fossile ! De même, il est difficilement imaginable d'établir l'évolution future de la variabilité du climat, ou de toute autre variable, encore inconnue, susceptible d'être responsable du puits manquant !

L'hypothèse du groupe IPCC est donc, par défaut, la seule envisageable.

A l'aide du modèle *SLAVE*, nous pouvons calculer (en suivant exactement la même méthode que celle de la section 2.1), le puits biosphérique, *BIO*.

Pour estimer le puits océanique, *OCN*, nous faisons usage du modèle inverse de *Wigley* [1991, 1993]. Ce modèle utilise une approche développée par *Maier-Reimer and Hasselmann* [1987]. A partir d'un modèle océanique tri-dimensionnel, ces auteurs ont calculé les fonctions décrivant les réponses des réservoirs atmosphère et océan à une fonction d'émission donnée :

$$\Delta M(t) = \int_0^t E(t-u)G(u) du \quad (\text{IV.11})$$

où $\Delta M(t)$ est le changement de la masse atmosphérique de CO₂, $E(t)$ est l'émission anthropique (à savoir $FOS + DEF$) et $G(t)$ est la fonction de Green décrivant la réponse de l'océan à la perturbation anthropique. $G(t)$ est définie par :

$$G(t) = \sum_{j=0}^4 a_j \exp(-t/\tau_j) \quad (\text{IV.12})$$

où les coefficients a_j et τ_j sont définis par les auteurs, avec $\sum a_j = 1$ et $\tau_0 = \infty$.

En introduisant l'équation IV.12 dans l'équation IV.11 et en différenciant cette dernière, on obtient :

$$\frac{d\Delta M}{dt} = \sum_{j=0}^4 \frac{d\Delta M_j}{dt} = E(t) - \sum_{j=0}^4 \Delta M_j / \tau_j \quad (\text{IV.13})$$

avec

$$\Delta M_j = a_j \int_0^t E(t-u) \exp(-u/\tau_j) du \quad (\text{IV.14})$$

Dans l'équation IV.13, le membre de gauche représente l'accroissement atmosphérique de CO₂, ATM , tandis que les deux termes du membre de droite représentent respectivement l'émission anthropique ($FOS + DEF$) et le puits océanique, *OCN*. Cette équation peut être aisément intégrée numériquement (voir *Wigley* [1991] pour un développement mathématique complet).

Pour un profil de concentration de CO₂ donné, nous sommes en mesure de calculer le puits biosphérique à l'aide de *SLAVE* et le puits océanique via le modèle

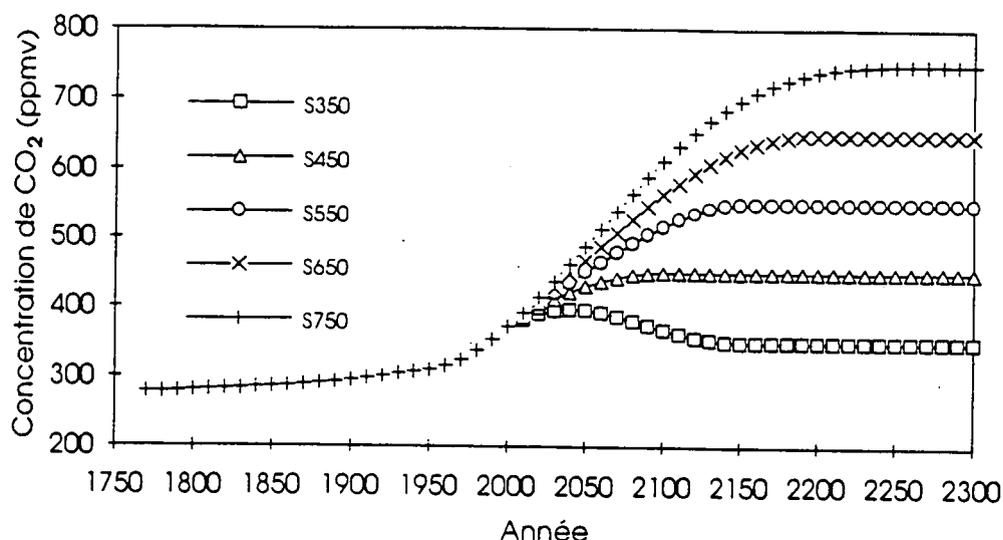


Figure IV.18: Profils des cinq scénarios IPCC de concentration de CO₂ atmosphérique conduisant à une stabilisation de la concentration à 350, 450, 550, 650 et 750 ppmv.

inverse de *Wigley* [1991]. On peut ensuite déduire, via l'équation IV.9, l'évolution des émissions anthropiques compatibles avec les concentrations imposées.

Le groupe IPCC a défini cinq scénarios de stabilisation de la concentration atmosphérique de CO₂ (figure IV.18). Les niveaux auxquels la concentration se stabilise sont successivement de 350, 450, 550, 650 et 750 ppmv. Ces cinq scénarios sont respectivement dénommés S350, S450, S550, S650 et S750.

Pour chaque scénario, nous calculons simultanément les puits biosphérique (figure IV.19) et océanique (figure IV.20). Il apparaît clairement dans ces figures que ces puits sont croissants pendant la période où la concentration de CO₂ augmente. Quand la concentration se stabilise, les puits se réduisent d'année en année, tendant asymptotiquement vers zéro, c'est-à-dire vers un nouvel état d'équilibre. Il est intéressant de remarquer que le puits biosphérique converge nettement plus rapidement vers un nouvel équilibre que le puits océanique, le temps de réponse de la biosphère à la perturbation étant nettement plus court que celui de l'océan. Les puits ont des amplitudes croissantes pour des scénarios

croissants de stabilisation.

Pour un scénario donné, nous pouvons déduire le flux de CO₂ anthropique en accord avec le profil de concentration imposé. Année par année, nous calculons les termes *ATM*, *OCN* et *BIO* du bilan de CO₂. La somme de ces trois termes est égale, par hypothèse, aux émissions anthropiques (*FOS* + *DEF*). De plus, le groupe IPCC propose un scénario d'émissions futures de CO₂ dues à la déforestation (*DEF*) (figure IV.21). En retranchant cette quantité du flux anthropique calculé ci-dessus, on déduit finalement le flux de CO₂ lié à la combustion d'énergie fossile (*FOS*) (figure IV.22).

Il est évident que les résultats présentés dans la figure IV.22 ne doivent pas être pris comme "vérité vraie". Ils reposent sur des hypothèses de travail par trop simplificatrices. En effet, toute la problématique du puits manquant est gommée de cette approche. Les réservoirs océanique et biosphérique sont supposés absorber tout le CO₂ ne s'accumulant pas dans l'atmosphère, cette absorption étant fonction univoque du CO₂ atmosphérique. De plus, ces calculs n'envisagent aucun changement climatique futur. Il est probable que les futures concentrations élevées de CO₂ atmosphérique entraîneront une modification du climat. Ces changements climatiques seront susceptibles d'induire des variations des circulations générales atmosphérique et océanique. Les échanges de carbone entre atmosphère et océan en seront inévitablement modifiés. Il en est de même des échanges de CO₂ entre la biosphère et l'atmosphère, fortement dépendants des conditions climatiques.

L'attitude du groupe IPCC est quelque peu paradoxale : dans le but de prévenir le réchauffement global lié aux émissions anthropiques de CO₂ le groupe IPCC estime les émissions futures de CO₂ menant à une stabilisation du CO₂ atmosphérique, et ce, sans tenir compte d'un éventuel réchauffement !

Nous l'avons évoqué précédemment, cette attitude facilement critiquable est malheureusement la seule envisageable actuellement. Elle est discutable scientifiquement, mais apporte néanmoins un élément de réponse à la compréhension des liens entre concentrations futures de CO₂ et émissions d'origine anthropique. En ce sens, les résultats présentés dans cette section sont d'un intérêt plus poli-

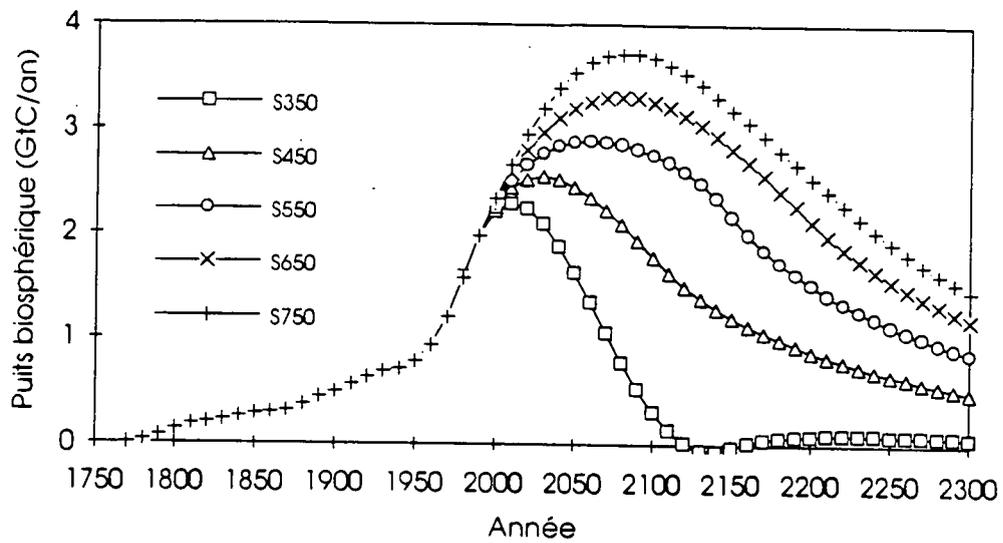


Figure IV.19: Puits biosphériques estimés par *SLAVE* pour les cinq scénarios IPCC de la figure IV.18 (en GtC an^{-1}).

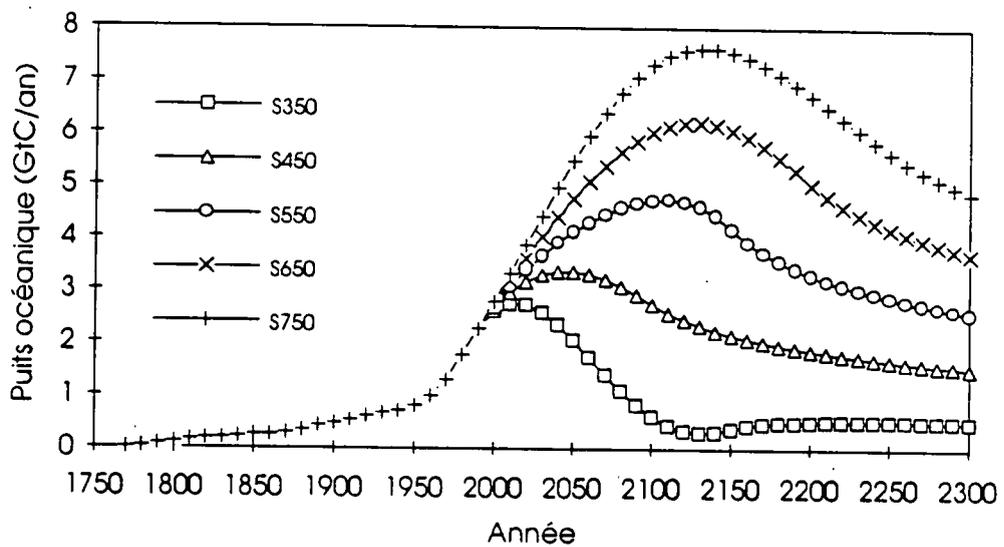


Figure IV.20: Puits océaniques estimés par le modèle de *Wigley* pour les cinq scénarios IPCC de la figure IV.18 (en GtC an^{-1}).

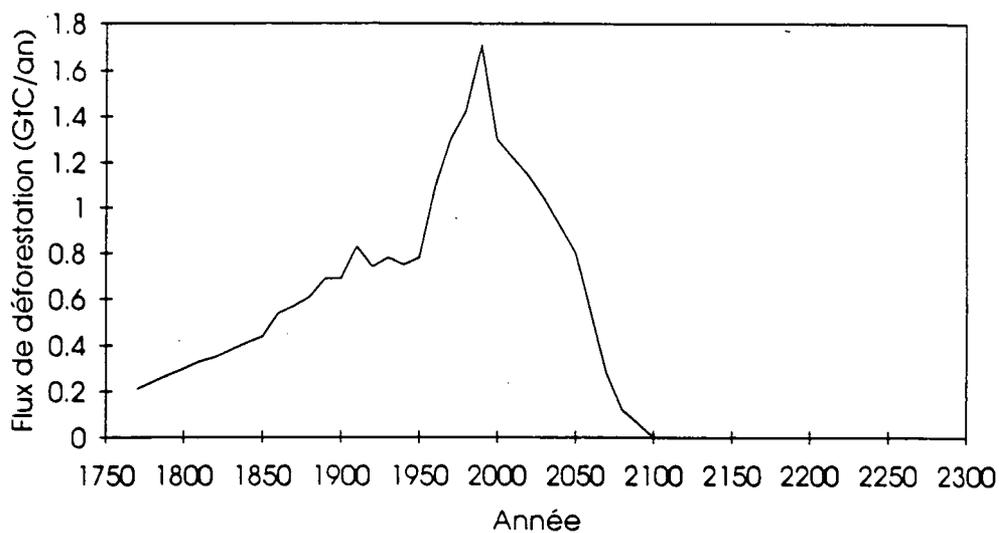


Figure IV.21: Scénario IPCC de l'évolution des émissions de CO₂ dues à la déforestation (en GtC an⁻¹).

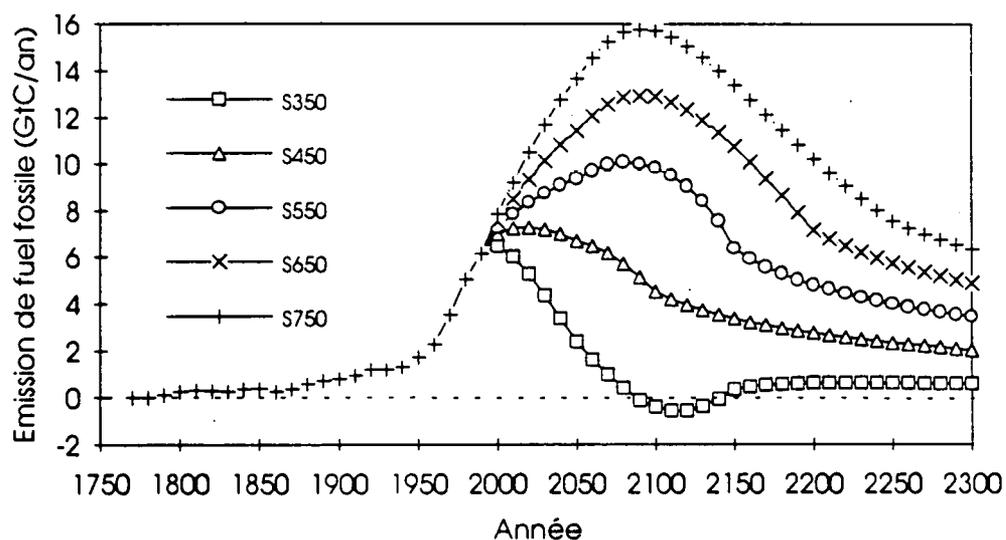


Figure IV.22: Emissions calculées de CO₂ liées à la combustion d'énergie fossile compatibles avec les cinq scénarios IPCC de concentration de CO₂ atmosphérique (en GtC an⁻¹). Les émissions négatives obtenues pour le scénario S350 sont dues à un artefact du scénario de concentration.

tique que scientifique.

Chapitre V

Conclusions Générales

L'objectif de ce travail était de mieux quantifier les échanges de carbone entre la biosphère et l'atmosphère et, plus spécialement, d'estimer si, au cours de ces dernières décennies, la biosphère aurait emmagasiné une partie significative du carbone émis à la suite de la combustion de matières fossiles. Dans ce but, nous avons développé un modèle décrivant le cycle du carbone au sein de la biosphère. Ce modèle (*SLAVE*) est composé d'un ensemble de sous-éléments calculant la distribution de la végétation, les différents réservoirs de carbone et d'azote biosphériques (phytomasse, litière et sol), les flux de carbone entre ces réservoirs, et les flux de CO₂ entre la biosphère et l'atmosphère. De plus, *SLAVE* tient compte de l'effet de fertilisation, c'est-à-dire, de la stimulation de l'activité photosynthétique due à l'augmentation de la concentration atmosphérique du CO₂. Ces différentes grandeurs sont estimées à une résolution spatiale de 5° × 5°; le caractère saisonnier de l'activité biosphérique est également pris en compte.

La distribution de végétation calculée par *SLAVE* est en très bon accord avec celle qui est observée. Ses caractéristiques générales, comme par exemple, la succession glace-toundra-forêt de conifères-forêt tempérée suivant un gradient croissant de température, ou encore la succession désert-steppe-savane-forêt tropicale saisonnière-forêt tropicale sempervirente suivant un gradient croissant de précipitation, sont fidèlement reproduites.

Les flux et réservoirs de carbone de la biosphère contemporaine (supposée à l'équilibre) sont validés de plusieurs manières. D'abord, les estimations publiées des stocks de carbone dans les différents types de végétations sont comparées aux valeurs intégrées calculées par le modèle. La distribution géographique du flux de productivité primaire nette, flux net de CO₂ entrant dans la biosphère lors de la photosynthèse, est également comparée à un indice de l'activité biosphérique mesuré par satellite. Ensuite, nous avons utilisé des données de terrain comprenant des estimations de la productivité primaire nette, du carbone contenu dans la phytomasse et dans le sol, ainsi que de l'azote organique contenu dans le sol afin de valider les variables correspondantes de notre modèle. Enfin, une étude menée à l'aide d'un modèle de transport atmosphérique a permis de valider le flux net d'échange de CO₂ entre la biosphère et l'atmosphère. En effet, celui-ci possède un impact important sur la saisonnalité du CO₂ atmosphérique. La comparaison des concentrations atmosphériques simulées et observées en différentes stations de mesure de CO₂ s'est avérée tout à fait encourageante. Le signal atmosphérique

est très bien reproduit, principalement pour les stations de l'Hémisphère Nord, les plus influencées par l'activité biosphérique.

Une fois cette étape de validation du modèle réalisée, nous avons utilisé *SLAVE* comme un outil prédictif et nous avons examiné différentes questions qui sont fondamentales pour notre compréhension du cycle global du carbone.

- Nous avons analysé le cycle du carbone au dernier maximum glaciaire, il y a 18000 ans. Cette étude a mis en évidence les différentes sources d'incertitudes dans le bilan du carbone biosphérique pendant cette période. La méthode que nous avons adoptée, basée sur une corrélation entre le climat et la distribution de la végétation, s'est révélée peu adéquate à ce genre d'exercice. Les stocks de carbone biosphérique calculé varient fortement selon les types de végétations modélisés pour des conditions climatiques n'existant plus à l'époque actuelle. En introduisant le concept d'analogie climatique, nous avons quantifié cette variabilité. Cette étude a également révélé la difficulté de concilier les estimations théoriques de bilan du carbone à l'époque glaciaire avec les estimations déduites des informations paléo-océaniques.
- Le bilan contemporain du CO₂ n'est toujours pas clairement établi. La somme des émissions de CO₂ dues à l'activité humaine n'égale pas la somme des accroissements mesuré dans l'atmosphère et calculé dans l'océan. Il en résulte un puits manquant de CO₂ s'élevant annuellement à environ 1.5 GtC. La biosphère pourrait avoir absorbé une partie importante de ce carbone "manquant". A l'aide de *SLAVE*, nous avons estimé la réponse de l'activité biosphérique à différents forçages extérieurs. Nous avons successivement simulé les changements subis par la biosphère de 1850 à nos jours consécutifs à une augmentation de la concentration atmosphérique de CO₂, à une intensification de la déposition d'azote sur les continents et aux variations inter-annuelles du climat. Il apparaît que la prise en compte simultanée de ces trois phénomènes induit un puits biosphérique d'amplitude comparable au puits manquant. Ce puits s'élève à 1.34 GtC pour les années 80. Les contributions respectives des effets de fertilisation, déposition azotée et variabilité climatique sont de 1.64 gtC, 0.62 GtC et -0.9 GtC. L'évolution temporelle (de 1850 à 1990) de ce puits biosphérique est en bon accord avec la série temporelle du puits manquant de CO₂. Enfin, la distribution

géographique du puits modélisé est compatible avec les données atmosphériques de CO₂. Ce puits induit un gradient interhémisphérique de CO₂ de -1.4 ppmv, il tend donc à réduire l'écart entre le gradient observé et celui généralement calculé à l'aide des modèles de transport de CO₂.

Néanmoins, nous n'en concluons pas que nous avons effectivement simulé "le puits manquant". Plus modestement, nous dirons que nos résultats sont compatibles avec les principales contraintes globales et géographiques issues de l'observation. Il existe cependant d'autres contraintes, comme celles relatives aux données isotopiques de CO₂. Nous n'avons pas pu en tenir compte dans cette étude. Nous ignorons donc si le puits biosphérique modélisé par *SLAVE* est en accord avec les distributions observées de ¹³CO₂, ¹⁴CO₂,... Par ailleurs, d'autres mécanismes peuvent certainement satisfaire tout aussi bien certaines des contraintes du bilan de CO₂. Nous ne pourrions considérer le problème du bilan de CO₂ résolu que lorsque les distributions spatiales et temporelles modélisées de CO₂ et de ses isotopes seront en accord avec l'observation.

- Enfin, nous avons estimé les rôles futurs de la biosphère et de l'océan dans le cycle du carbone. Pour ce faire, nous avons utilisé les courbes d'évolution future la concentration future de CO₂ (jusqu'en 2300) données par les scénarios IPCC. Nous avons imposé ces courbes de concentration au modèle *SLAVE* et à un modèle océanique inverse [Wigley, 1991]. Nous avons ainsi pu estimer les puits biosphérique et océanique pour la période 1760 à 2300. Il est ainsi possible d'estimer quantitativement les émissions anthropiques de CO₂ futures compatibles avec l'évolution de concentration atmosphérique imposée.

Le modèle *SLAVE* est donc un outil suffisamment souple pour permettre l'étude de différents problèmes actuels liés au cycle du carbone biosphérique. Il existe à l'heure actuelle d'autres modèles biosphériques dont le bagage physiologique est nettement plus important que celui de *SLAVE* (nous pensons par exemple aux modèles TEM [McGuire et al., 1993] et CASA [Potter et al., 1993]). Malheureusement, le niveau de complexité de ces modèles ainsi que les données qu'ils nécessitent limitent pour l'instant leurs domaines d'application. Le modèle *SLAVE* peut être vu comme une étape intermédiaire entre les modèles biosphé-

riques de type "boîte", tels ceux développés dans les années 70 et 80, et les modèles physiologiques que l'on voit naître pendant cette décennie.

SLAVE a bien entendu plusieurs faiblesses. Par exemple, la paramétrisation de la productivité primaire nette est empirique et non physiologique. Il en est de même du schéma bioclimatique par lequel la distribution des types de végétations est estimée. Nous avons constaté, dans notre étude du dernier maximum glaciaire, les limitations inhérentes à cette méthode de type corrélatif. Là encore, des modèles bioclimatiques basés sur les propriétés physiologiques des plantes commencent à voir le jour [*Prentice et al.*, 1992].

Citons enfin divers aspects du cycle du carbone que nous n'avons pu envisager durant cette recherche, mais qui feront l'objet de travaux futurs.

Afin de mieux cerner le bilan actuel du CO_2 , il serait intéressant d'estimer le cycle biosphérique des isotopes de CO_2 , à savoir $^{13}\text{CO}_2$, $^{14}\text{CO}_2$ ou encore $\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$. Ensuite, il serait utile de tenir compte explicitement des sources de méthane, monoxyde de carbone et des hydrocarbures non méthaniques. Celles-ci jouent vraisemblablement un rôle non négligeable dans le bilan de CO_2 . Enfin, à terme, il s'agira de développer un modèle complet du système terrestre, en couplant l'atmosphère, la biosphère et l'océan, et en simulant les cycles biogéochimiques non seulement du carbone mais encore d'autres éléments chimiques tels l'azote, le phosphore et le soufre.

Bibliographie

- Adams, J. M., H. Faure, L. Faure-Denard, J. M. McGlade, and F. I. Woodward, Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present, *Nature*, 348, 711-714, 1990.
- Ajtay, G. L., P. Ketner, and P. Duvigneaud, Terrestrial primary production and phytomass, in *The Global Carbon Cycle, SCOPE 13*, edited by B. Bolin, E. T. Degens, S. Kempe, and P. Ketner, pp. 129-181, John Wiley & Sons, Chichester, 1979.
- Anderson, D. M., and R. S. Webb, Ice-age tropics revisited, *Nature*, 367, 23-24, 1994.
- Andres, R. J., G. Marland, T. Boden, and S. Bischoff, Carbon dioxide emissions from fossil fuel combustion and cement manufacture 1751-1991 and an estimate of their isotopic composition and latitudinal distribution, in *The Carbon Cycle*, edited by T. M. L. Wigley and D. S. Schimel, UCAR/Office for Interdisciplinary Earth Studies, Boulder, Colorado, in press, 1995.
- Apel, J. R., *Principles of Ocean Physics, International Geophysics Series, volume 38*. Academic press, London, 1987.
- Arrhenius, S., On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground, *Phil. Mag.*, 41, 237-276, 1896.
- Bacastow, R., and A. Björkström, Comparison of ocean models for the carbon cycle, in *Carbon Cycle Modelling, SCOPE 16*, edited by B. Bolin, pp. 29-79, John Wiley & Sons, Chichester, 1981.
- Bacastow, R., and C. D. Keeling, Atmospheric carbon dioxide and radiocarbon in the natural carbon cycle. II, Changes from A.D. 1700 to 2070 as deduced from a geochemical reservoir, in *Carbon and the Biosphere*, edited by G. M. Woodwell and E. V. Pecan, pp. 86-135, U.S. Dept. of Commerce, Springfield, Virginia, 1973.
- Baes, C. F., A. Björkström, and P. J. Mulholland, Uptake of carbon dioxide by the oceans, in *Atmospheric Carbon Dioxide and the Global Carbon Cycle*, edited by J. Trabalka, pp. 81-112, U.S. Dept. of Energy, DOE/ER-0239, Washington, D.C., 1985.
- Barnola, J.-M., D. Raynaud, Y. R. Korotkevich, and C. Lorius, Vostok ice core provides 160,000 years record of atmospheric CO₂ *Nature*, 329, 408-414, 1987.
- Berger, A., Support for the astronomical theory of climatic change, *Nature*, 268, 44-45, 1977.

- Björkström, A., A model of CO₂ interaction between atmosphere, oceans and land biota, in *The Global Carbon Cycle, SCOPE 13*, edited by B. Bolin, E. T. Degens, S. Kempe, and P. Ketner, pp. 403–457, John Wiley & Sons, Chichester, 1979.
- Boden, T. A., R. J. Sepanski, and F. W. Stoss, *Trends '91, A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Tennessee, 1991.
- Bolin, B., Steady state and response characteristics of a simple model of the carbon cycle, in *Carbon Cycle Modelling, SCOPE 16*, edited by B. Bolin, pp. 315–331, John Wiley & Sons, Chichester, 1981.
- Bolin, B., How much CO₂ will remain in the atmosphere?, in *The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems, SCOPE 29*, edited by B. Bolin, B. R. Döös, J. Jäger, and R. A. Warrick, pp. 93–155, John Wiley & Sons, Chichester, 1986.
- Bolin, B., A. Björkström, K. Holmen, and B. Moore, The simultaneous use of tracers for ocean circulation studies, *Tellus*, *35*, 206–236, 1983.
- Bolin, B., and C. D. Keeling, Large-scale atmospheric mixing as deduced from the seasonal and meridional variations of carbon dioxide, *J. Geophys. Res.*, *68*, 3899–3920, 1963.
- Bonan, G. B., Atmosphere-biosphere exchange of carbon dioxide in boreal forests, *J. Geophys. Res.*, *96*, 7301–7312, 1991.
- Bouwman, A. F., Global distribution of the major soils and land cover types, in *Soil and the Greenhouse Effect*, edited by A. F. Bouwman, pp. 33–59, John Wiley & Sons, Chichester, 1990.
- Bouwman, A. F., I. Y. Fung, E. E. Matthews, and J. G. John, Global analysis of the potential for N₂O production in natural soils, *Global Biogeochem. Cycles*, *7*, 557–597, 1993.
- Broecker, W. S., Climatic change: Are we on the brink of a pronounced global warming?, *Science*, *189*, 460–463, 1975.
- Broecker, W. S., Glacial to interglacial changes in ocean and atmospheric chemistry, in *Climate variations and variabilities: Facts and Theories*, edited by A. Berger, pp. 111–121, D. Reidel, Hingham, Massachusetts, 1981.
- Broecker, W. S., T. Takahashi, H. J. Simpson, and T.-H. Peng, Fate of fossil fuel carbon dioxide and the global carbon budget, *Science*, *206*, 409–417, 1979.
- Broecker, W. S., and T.-H. Peng, *Tracers in the Sea*. Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, Palisades, New York, 1982.

- Broecker, W. S., and T.-H. Peng, Evaluation of the ^{13}C constraint on the uptake of fossil fuel CO_2 by the ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 619–626, 1993a.
- Broecker, W. S., and T.-H. Peng, Greenhouse puzzles part II, Archer's world: CO_2 glacial hideout?, Technical report, Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University and Oak Ridge National Laboratory, Palisades, New York and Oak Ridge, Tennessee, 1993b.
- Budiko, M. I., The effect of solar radiation variations on the climate of the earth, *Tellus*, 21, 611–619, 1969.
- Callendar, G. S., The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 64, 223–240, 1938.
- Cess, R. D., G. L. Potter, J. P. Blanchet, G. J. Boer, S. J. Ghan, J. T. Kiehl, H. Le Treut, Z.-X. Li, X.-Z. Liang, J. F. Mitchell, J.-J. Morcrette, D. A. Randall, M. R. Riches, E. Roekner, U. Schlese, A. Slingo, K. E. Taylor, W. M. Washington, R. T. Wetherald, and I. Yagai, Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models, *Science*, 245, 513–516, 1989.
- Cess, R. D., G. L. Potter, M.-H. Zhang, J. P. Blanchet, S. Chalita, R. Colman, D. A. Dazlich, A. D. Del Genio, V. Dymnikov, V. Galin, D. Jerret, E. Keup, A. A. Lacis, H. Le Treut, X.-Z. Liang, J.-F. Mahfouf, B. J. McAveney, V. P. Meleshko, J. F. Mitchell, J.-J. Morcrette, P. M. Norris, D. A. Randall, M. R. Riches, E. Roekner, J.-F. Royer, U. Schlese, D. A. Sheinin, J. M. Slingo, A. P. Sokolov, K. E. Taylor, W. M. Washington, R. T. Wetherald, and I. Yagai, Interpretation of snow-climate feedback as produced by 17 general circulation models, *Science*, 253, 888–892, 1991.
- Chappellaz, J., J.-M. Barnola, D. Raynaud, Y. Korotkevich, and C. Lorius, Ice core record of atmospheric methane over the past 160,000 years, *Nature*, 345, 127–131, 1990.
- Ciais, P., P. Tans, J. W. White, R. Francey, M. Trolier, J. Berry, D. Randall, P. Sellers, and D. Schimel, The global carbon budget inferred from a new worldwide data set of $\delta^{13}\text{C}$ measurements in atmospheric CO_2 , *Submitted to Global Biogeochem. Cycles*, 1994.
- Clapperton, C. M., Nature of environmental changes in South America at the Last Glacial Maximum, *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 101, 189–208, 1993.
- CLIMAP, The surface of the ice-age Earth, *Science*, 191, 1131–1137, 1976.

- Conway, T. J., P. Tans, L. S. Waterman, K. W. Thoning, K. A. Masarie, and R. H. Gammon, Atmospheric carbon dioxide measurements in the remote global troposphere, 1981–1984, *Tellus*, 40B, 81–115, 1988.
- Craig, H., The natural distribution of radiocarbon and the exchange time of carbon dioxide between atmosphere and sea, *Tellus*, 9, 1–16, 1957.
- Crowley, T. J., Ice age carbon, *Nature*, 352, 575–576, 1991.
- Cubasch, U., K. Hasselmann, H. Höck, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B. D. Sander, and R. Sausen, Time-dependant greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model, Technical Report Report 67, Max Planck Inst. Meteor., Hamburg, 1991.
- Dai, A., and I. Fung, Can climate variability contribute to the missing CO₂ sink?, *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 599–609, 1993.
- Delmas, R., J.-M. Ascencio, and M. Legrand, Polar ice evidence that atmospheric CO₂ 20,000 years B.P. was 50% of present, *Nature*, 284, 155–157, 1980.
- Dickinson, R. E., How will climate change?, in *The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems, SCOPE 29*, edited by B. Bolin, B. R. Döös, J. Jäger, and R. A. Warrick, pp. 207–270, John Wiley & Sons, Chichester, 1986.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, and M. F. Wilson, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model, Technical Report NCAR/TN-275, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 1986.
- Dickinson, R. E., and P. Kennedy, Impacts on regional climate of Amazon deforestation, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1947–1950, 1992.
- Dixon, R. D., S. Brown, R. A. Houghton, A. M. Solomon, M. C. Trexler, and J. Wisniewski, Carbon pools and flux of global forest ecosystems, *Science*, 263, 185–190, 1994.
- Duplessy, J. C., N. J. Shackleton, R. G. Fairbanks, L. Labeyrie, D. Oppo, and N. Kallel, Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation, *Paleoceanogr.*, 3, 343–360, 1988.
- Duvigneaud, P., *La Synthèse Ecologique*. Doin, Paris, 1974.
- Eischeid, J. K., R. S. Bradley, and P. D. Jones, A comprehensive precipitation data set for global land areas, Technical Report TR051, DOE/ER-69017T-H1, U.S. Dept. of Energy, Carbon Dioxide Research Division, Washington, D.C., 1991.
- Emanuel, W. R., G. E. G. Killough, and J. S. Olson, Modelling the circulation of carbon in the world's terrestrial ecosystems, in *Carbon Cycle Modelling*,

- SCOPE 16*, edited by B. Bolin, pp. 315–332, John Wiley & Sons, Chichester, 1981.
- Emanuel, W. R., H. H. Shugart, and M. P. Stevenson, Climatic change and the broad-scale distribution of terrestrial ecosystems complexes, *Climatic Change*, 7, 29–43, 1985a.
- Emanuel, W. R., I. Y. Fung, G. G. Killough, B. Moore, and T.-H. Peng, Modeling the global carbon cycle and changes in atmospheric carbon dioxide levels, in *Atmospheric Carbon Dioxide and the Global Carbon Cycle*, edited by J. Trabalka, pp. 175–214, U.S. Dept. of Energy, DOE/ER-0239, Washington, D.C., 1985b.
- Enting, I. G., The incompatibility of ice-core CO₂ data with reconstructions of biotic CO₂ sources (II). The influence of CO₂ fertilised growth, *Tellus*, 44B, 23–32, 1992.
- Enting, I. G., C. M. Trudinger, R. J. Francey, and H. Granek, Synthesis inversion of atmospheric CO₂ using the GISS tracer transport model, Technical Report Technical paper N° 29, Division of Atmospheric Research, CSIRO, Australia, 1993.
- Enting, I. G., and J. V. Mansbridge, The incompatibility of ice-core CO₂ data with reconstructions of biotic CO₂ sources, *Tellus*, 39B, 318–325, 1987.
- Esser, G., The significance of biospheric carbon pools and fluxes for the atmospheric CO₂: A proposed model structure, *Prog. Biometeorol.*, 3, 253–294, 1984.
- Esser, G., Sensitivity of global carbon pools and fluxes to human and potential climatic impacts, *Tellus*, 39, 245–260, 1987.
- Esser, G., and M. Lautenschlager, Estimating the change of carbon in the terrestrial biosphere from 18000 BP to present using a carbon cycle model, *Environment. Polutt.*, 83, 45–53, 1994.
- Esser, G., and H. Lieth, Decomposition in tropical rain forests compared with other parts of the world, in *Tropical Rainforest Ecosystems. Ecosystems of the World*, 14B, edited by H. Lieth and M. J. A. Werger, pp. 571–580, Elsevier, Amsterdam, 1989.
- FAO, Soil map of the world 1:5000000, Technical Report Vol. I-X, Food and Agriculture Organization, Rome, 1974-1982.
- Farquhar, G. D., S. von Caemmerer, and J. A. Berry, A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species, *Planta*, 149, 78–90, 1980.

- Farquhar, G. D., and T. D. Sharkey, Stomatal conductance and photosynthesis, *Ann. Rev. Plant Physiol.*, *33*, 317-345, 1982.
- Francey, R. J., C. E. Allison, I. G. Enting, J. W. White, M. Trolier, and P. P. Tans, The trend in atmospheric $\delta^{13}\text{C}$, *submitted to Nature*, 1994.
- Frenzel, B., Maximum cooling of the last glaciation, vegetation, in *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere*, edited by B. Frenzel, M. Pesci, and A. A. Velchiko, pp. 55 and 122, Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 1992.
- Friedli, H., H. Löttscher, H. Oeschger, U. Siegenthaler, and B. Stauffer, Ice core record of the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric CO_2 in the past two centuries, *Nature*, *324*, 237-238, 1986.
- Friedlingstein, P., C. Delire, J.-F. Müller, and J.-C. Gérard, The climate induced variation of the continental biosphere: A model simulation of the Last Glacial Maximum, *Geophys. Res. Lett.*, *19*, 897-900, 1992.
- Friedlingstein, P., J.-F. Müller, and G. P. Brasseur, Sensitivity of the terrestrial biosphere to climate changes: Impact on the carbon cycle, *Environment. Pollut.*, *83*, 143-146, 1994.
- Friedlingstein, P., K. C. Prentice, I. Y. Fung, J. G. John, and G. P. Brasseur, Carbon-biosphere-climate interactions in the LGM climate, *J. Geophys. Res.*, *in press*, 1995a.
- Friedlingstein, P., I. Y. Fung, E. A. Holland, J. G. John, G. P. Brasseur, D. J. Erickson, and D. S. Schimel, On the contribution of the biospheric CO_2 fertilization to the missing sink, *submitted to Global Biogeochem. Cycles*, 1995b.
- Fung, I. Y., Analysis of the seasonal and geographical patterns of atmospheric CO_2 distribution with a 3-D tracer model, in *The Global Carbon Cycle: Analysis of the Natural Cycle and Implications of Anthropogenic Alterations for the Next Century*, edited by J. R. Trabalka and D. R. Reichle, pp. 459-473, Springer-Verlag, New York, 1986.
- Fung, I. Y., A toy model for estimating N_2O emissions from natural soils, in *Modeling the Earth System*, edited by D. Ojima, pp. 239-262, UCAR/Office for Interdisciplinary Earth Studies, Boulder, Colorado, 1992.
- Fung, I. Y., Models of oceanic and terrestrial sinks of anthropogenic CO_2 : A review of the contemporary carbon cycle, in *Biogeochemistry of Global Change: Radiatively Active Trace Gases*, edited by R. Oremland, pp. 166-189, Chapman & Hall, New York, 1993.

- Fung, I. Y., K. Prentice, E. Matthews, J. Lerner, and G. Russel, A 3-D tracer model study of atmospheric CO₂: Response to seasonal exchanges with the terrestrial biosphere, *J. Geophys. Res.*, *88*, 1281–1294, 1983.
- Fung, I. Y., C. J. Tucker, and K. C. Prentice, Application of advanced very high resolution radiometer vegetation index to study atmosphere-biosphere exchange of CO₂, *J. Geophys. Res.*, *92*, 2999–3015, 1987.
- Fung, I. Y., J. John, J. Lerner, E. Matthews, M. Prather, L. P. Steele, and P. J. Fraser, Three-dimensional model synthesis of the global methane cycle, *J. Geophys. Res.*, *96*, 13033–13065, 1991.
- Fung, I. Y., and T. Takahashi, Empirical estimates of the flux of CO₂ into the ocean, in *The Carbon Cycle*, edited by T. M. L. Wigley and D. S. Schimel, UCAR/Office for Interdisciplinary Earth Studies, Boulder, Colorado, in press, 1995.
- Gammon, R., J. T. Peterson, and W. D. Komhyr., Atmospheric CO₂ concentrations – The NOAA/GMCC flask and continuous sampling network, Technical Report NDP-005, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, 1984.
- Gates, D. M., Global biospheric response to increasing atmospheric carbon dioxide concentration, in *Direct Effect of Increasing Carbon Dioxide on Vegetation*, edited by B. R. Strain and J. D. Cure, pp. 171–184, US Dept. of Energy, DOE/ER-0238, Washington, DC, 1985.
- Gates, W. L., W. H. Cook, and M. E. Schlesinger, Preliminary analysis of experiments on the climatic effects of increased CO₂ with an atmospheric general circulation model and a climatological ocean, *J. Geophys. Res.*, *86*, 6385–6393, 1981.
- Gifford, R. M., Interaction of carbon dioxide with growth-limiting environmental factors in vegetation productivity: Implications for the global carbon cycle, *Advances in Bioclimatology*, *1*, 24–58, 1992.
- Gifford, R. M., D. J. Barrett, J. L. Lutze, and A. B. Samarakoon, The CO₂ fertilising effect: Relevance to the global carbon cycle, in *The Carbon Cycle*, edited by T. M. L. Wigley and D. S. Schimel, UCAR/Office for Interdisciplinary Earth Studies, Boulder, Colorado, in press, 1995.
- Goody, R. M., and Y. L. Yung, *Atmospheric Radiation, Theoretical Basis*. Oxford University Press, New York, 1989.
- Goudriaan, J., and P. Ketner, A simulation study for the global carbon cycle, Including man's impact on the biosphere, *Climatic Change*, *6*, 167–192, 1984.

- Graumlich, L., Subalpine tree growth, climate, and increasing CO₂: An assessment of recent growth trends, *Ecology*, *72*, 1–11, 1991.
- Graybill, D. A., and S. B. Idso, Detecting the aerial fertilization effect of atmospheric CO₂ enrichment in tree-ring chronologies, *Global Biogeochem. Cycles*, *7*, 81–95, 1993.
- Grichuk, V. P., Maximum cooling of the last glaciation, Main types of vegetation, in *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere*, edited by B. Frenzel, M. Pesci, and A. A. Velchiko, pp. 57 and 123–124, Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 1992.
- Grulke, N. E., G. H. Riechers, W. C. Oecheland, U. Hjelm, and C. Jaeger, Carbon balance in tussock tundra under ambient and elevated atmospheric CO₂, *Oecologia*, *83*, 485–494, 1990.
- Guilderson, T. P., R. G. Fairbanks, and J. L. Rubenstone, Tropical temperature variations since 20,000 years ago: Modulating interhemispheric climate change, *Science*, *263*, 663–665, 1994.
- Hansen, J., D. Johnson, A. Lacis, S. Lebedeff, P. Lee, D. Rind, and G. Russel, Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide, *Science*, *213*, 957–966, 1981.
- Hansen, J., G. Russel, D. Rind, P. Stone, and A. Lacis, Efficient three-dimensional global models for climate studies: Models I and II, *Mon. Weather Rev.*, *111*, 609–662, 1983.
- Hansen, J., A. Lacis, D. Rind, G. Russel, P. Stone, I. Fung, R. Ruedy, and J. Lerner, Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms, in *Climate Processes and Climate Sensitivity*, *Geophysical Monograph 29*, edited by J. Hansen and T. Takahashi, pp. 130–163, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1984.
- Hansen, J., I. Fung, A. Lacis, D. Rind, S. Lebedeff, R. Ruedy, and G. Russel, Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Studies three-dimensional model, *J. Geophys. Res.*, *93*, 9341–9364, 1988.
- Hansen, J., and S. Lebedeff, Global trends of measured surface air temperature, *J. Geophys. Res.*, *92*, 13345–13372, 1987.
- Hansen, J., and S. Lebedeff, Global surface air temperature: update through 1987, *Geophys. Res. Lett.*, *15*, 323–326, 1988.
- Harden, J. W., E. T. Sundquist, R. F. Stallard, and R. K. Mark, Dynamics of soil carbon during deglaciation of Laurentide Ice Sheet, *Science*, *258*, 1921–1924, 1992.

- Harvey, L. D., Effect of model structure on the response of terrestrial biosphere models to CO₂ and temperature increases, *Global Biogeochem. Cycles*, 3, 137-153, 1989.
- Heimann, M., C. D. Keeling, and I. Y. Fung, Simulating the atmospheric carbon dioxide distribution with a three-dimensional tracer model, in *The Global Carbon Cycle: Analysis of the Natural Cycle and Implications of Anthropogenic Alterations for the Next Century*, edited by J. R. Trabalka and D. R. Reichle, pp. 16-49, Springer-Verlag, New York, 1986.
- Heimann, M., and C. D. Keeling, A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 2. Model description and simulated tracer experiments, in *Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas*, *Geophysical Monograph* 55, edited by D. H. Peterson, pp. 237-275, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1989.
- Henderson-Sellers, A., Continental vegetation as a dynamic component of global climate model: A preliminary assessment, *Climatic Change*, 23, 337-378, 1993.
- Holdridge, L. R., Determination of world formations from simple climatic data. *Science*, 105, 367-368, 1947.
- Holland, H. D., *The Chemistry of the Atmosphere and Oceans*. Wiley-Interscience, New York, 1978.
- Houghton, R. A., Is carbon accumulating in the northern temperate zone?. *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 611-617, 1993.
- Houghton, R. A., Emissions of carbon from land-use change, in *The Carbon Cycle*, edited by T. M. L. Wigley and D. S. Schimel, UCAR/Office for Interdisciplinary Earth Studies, Boulder, Colorado, in press, 1995.
- Houghton, R. A., J. E. Hobbie, J. M. Melillo, B. Moore, B. J. Peterson, G. R. Shaver, and G. M. Woodwell, Changes in the carbon content of terrestrial biota and soils between 1860 and 1980: A net release of CO₂ to the atmosphere, *Ecol. Monogr.*, 53, 235-262, 1983.
- Hudson, R. J. M., and S. A. G. R. A. Goldstein, Modeling the global carbon cycle: Nitrogen fertilization of the terrestrial biosphere and the "missing" CO₂ sink, *Global Biogeochem. Cycles*, 8, 307-333, 1994.
- IPCC, *Climate Change, the IPCC Scientific Assessment*, edited by J. T. Houghton, G. J. Jenkins, and J. J. Ephraums. Cambridge University Press, New York, 1990.
- IPCC, *Climate Change, the IPCC Response Strategies*. Island Press, Washington, D.C., 1991.

- IPCC, *The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*, edited by J. T. Houghton, B. A. Callander, and S. K. Varney. Cambridge University Press, New York, 1992.
- IPCC, *Radiative Forcing of Climate Change. The 1994 Report of the Scientific Assessment Working Group of IPCC. Summary for Policymakers*, edited by G. O. P. Obasi and E. Dowdeswell. WMO and UNEP, 1994.
- Jacob, D. J., M. J. Prather, S. C. Wofsy, and M. B. McElroy, Atmospheric distribution of ^{85}Kr simulated with a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *92*, 6614–6626, 1987.
- Jacob, D. J., and M. J. Prather. Radon-222 as a test of convective transport in a general circulation model, *Tellus*, *42B*, 118–134, 1990.
- Jones, P. D., Hemispheric surface air temperature variations: recent trends and an update to 1987, *J. Clim.*, *1*, 654–660, 1988.
- Jouzel, J., N. I. Barkov, J.-M. Barnola, M. Bender, J. Chappellaz, C. Genthon, V. M. Kotlyakov, V. Lipenkov, C. Lorius, J. R. Petit, D. Raynaud, G. Raisbeck, C. Ritz, T. Sowers, M. Stievenard, F. Yiou, and P. Yiou, Extending the Vostok ice core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period, *Nature*, *364*, 407–412, 1993.
- Kauppi, P. E., K. Mielikäinen, and K. Kuusela, Biomass and carbon budget of European forests, 1971 to 1990, *Science*, *256*, 70–74, 1992.
- Keeling, C. D., The concentration and isotopic abundance of carbon dioxide in the atmosphere, *Tellus*, *12*, 200–203, 1960.
- Keeling, C. D., Industrial productions of carbon dioxide from fossil fuels and limestone, *Tellus*, *25*, 174–189, 1973.
- Keeling, C. D., R. B. Bacastow, A. F. Carter, S. C. Piper, T. P. Whorf, M. Heimann, W. G. Mook, and H. Roeloffzen, A three dimensional model of atmospheric CO_2 transport based on observed winds: 1. Analysis on observational data, in *Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas*, *Geophysical Monograph 55*, edited by D. H. Peterson, pp. 165–236, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1989a.
- Keeling, C. D., S. C. Piper, and M. Heimann, A three dimensional model of atmospheric CO_2 transport based on observed winds: 4. Mean annual gradients and interannual variations, in *Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas*, *Geophysical Monograph 55*, edited by D. H. Peterson, pp. 305–363, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1989b.

- Keeling, C. D., S. C. Piper, and T. Whorf, Interpretation of the modern CO₂ concentration record using three-dimensional and compartment models, in *The Carbon Cycle*, edited by T. M. L. Wigley and D. S. Schimel, UCAR/Office for Interdisciplinary Earth Studies, Boulder, Colorado, in press, 1995.
- King, A. W., R. V. O'Neill, and D. L. DeAngelis, Using ecosystem models to predict regional CO₂ exchange between the atmosphere and the terrestrial biosphere, *Global Biogeochem. Cycles*, *3*, 337–361, 1989.
- Knox, F., and M. McElroy, Changes in atmospheric CO₂: factors regulating the glacial to interglacial transition, in *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*, edited by E. T. Sundquist and W. S. Broecker, pp. 154–162, Geophysical Monograph 32, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1985.
- Kohlihaier, G. H., E. O. Siré, A. Janecek, C. Keeling, S. Piper, and R. Revelle, Modelling the seasonal contribution of a CO₂ fertilization effect of the terrestrial vegetation to the amplitude increase in atmospheric CO₂ at Mauna Loa Observatory, *Tellus*, *41B*, 487–510, 1989.
- Komhyr, W. D., R. H. Gammon, T. B. Harris, L. S. Waterman, T. J. Conway, W. R. Taylor, and K. W. Thoning, Global atmospheric CO₂ distribution and variations from 1968–1982 NOAA/GMCC CO₂ flask sample data, *J. Geophys. Res.*, *90*, 5567–5596, 1985.
- Koppen, W., Das geographische system der klimare, in *Handbuch der Klimatologie 1, Part C*, edited by W. Koppen and G. Geiger, 46 pp., Boentragel, Berlin, 1936.
- Körner, C., and J. A. Arnone, Responses to elevated carbon dioxide in artificial tropical ecosystems, *Science*, *257*, 1672–1675, 1992.
- Kutzbach, J. E., and P. J. Guetter, The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years, *J. Atmos. Sci.*, *43*, 1726–1759, 1986.
- LaMarche, V. C., D. A. Graybill, H. C. Fritts, and M. R. Rose, Increasing atmospheric carbon dioxide: Tree-ring evidence for growth enhancement in natural vegetation, *Science*, *225*, 1019–1021, 1984.
- Larcher, W., *Physiological Plant Ecology*. Springer-Verlag, Berlin, 1980.
- Lasaga, A. C., The kinetic treatment of geochemical cycles, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *44*, 815–828, 1980.

- Lieth, H., Modeling the primary productivity of the world, in *Primary Productivity of the Biosphere*, edited by H. Lieth and R. H. Whittaker, pp. 237–263, Springer-Verlag, New York, 1975.
- Liss, P. S., and L. Merlivat, Air-sea exchange rates: Introduction and synthesis, in *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, edited by P. Buat-Ménard, pp. 113–128, D. Reidel, Dordrecht, 1986.
- Logan, J. A., Nitrogen oxides in the troposphere: Global and regional budgets, *J. Geophys. Res.*, *88*, 10785–10807, 1983.
- Lopez-Puertas, M., R. Rodrigo, A. Molina, and F. W. Taylor, A non-LTE radiative transfer model for infrared bands in the middle atmosphere. I. Theoretical basis and application to CO₂ 15 μm bands, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *48*, 729–748, 1986a.
- Lopez-Puertas, M., R. Rodrigo, J. J. Lopez-Moreno, and F. W. Taylor, A non-LTE radiative transfer model for infrared bands in the middle atmosphere. II. CO₂ (2.7 and 4.3 μm) and water vapour (6.3 μm) bands and N₂(1) and O₂(1) vibrational levels, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *48*, 749–764, 1986b.
- Lorius, C., J. Jouzel, D. Raynaud, J. Hansen, and H. Le Treut, The ice-core record: Climate sensitivity and future greenhouse warming, *Nature*, *347*, 139–145, 1990.
- Maier-Reimer, E., and K. Hasselmann, Transport and storage of CO₂ in the ocean — An inorganic ocean-circulation cycle model, *Climate Dynamics*, *2*, 63–90, 1987.
- Manabe, S., J. Smagorinsky, and R. F. Strickler, Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle, *Mon. Weather Rev.*, *93*, 393–426, 1965.
- Manabe, S., R. J. Stouffer, M. J. Spelman, and K. Bryan, Transient response of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part II: Annual mean response, *J. Climate*, *4*, 785–818, 1992.
- Manabe, S., and D. G. Hahn, Simulation of the tropical climate of an ice age, *J. Geophys. Res.*, *82*, 3889–3911, 1977.
- Manabe, S., and R. J. Stouffer, Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, *85*, 5529–5554, 1980.
- Manabe, S., and R. T. Wetherald, Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity, *J. Atmos. Sci.*, *24*, 241–259, 1967.

- Manabe, S., and R. T. Wetherald, The effect of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, *32*, 3–15, 1975.
- Marland, G., and R. M. Rotty, Carbon dioxide emissions from fossil fuels: A procedure for estimation and results for 1950–1982, *Science*, *36*, 232–261, 1984.
- Matthews, E., Global vegetation and land use: New high-resolution data bases for climate studies, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, *22*, 474–487, 1983.
- McGuire, A. D., J. M. Melillo, L. A. Joyce, D. W. Kicklighter, A. L. Grace, B. Moore, and C. J. Vörösmarty, Interactions between carbon and nitrogen dynamics in estimating net primary productivity for potential vegetation in North America, *Global Biogeochem. Cycles*, *6*, 101–124, 1992.
- McGuire, A. D., L. A. Joyce, D. W. Kicklighter, J. M. Melillo, G. Esser, and C. J. Vörösmarty, Productivity response of climax temperate forests to elevated temperature and carbon dioxide: A North American comparison between two global models, *Climatic Change*, *24*, 287–310, 1993.
- Melillo, J. M., J. D. Aber, and J. F. Muratore, Nitrogen and lignin control of hardwood leaf litter decomposition dynamics, *Ecology*, *63*, 1982.
- Melillo, J. M., R. J. Naiman, J. D. Aber, and K. Eshleman, The influence of substrate quality and stream size on wood decomposition dynamics, *Oecologia*, *58*, 281–285, 1983.
- Melillo, J. M., R. J. Naiman, J. D. Aber, and A. E. Linkins, Factors controlling mass loss and nitrogen dynamics of plant litter decaying in northern streams, *Bulletin of Marine Science*, *35*, 341–356, 1984.
- Melillo, J. M., A. D. McGuire, D. W. Kicklighter, B. Moore, C. J. Vörösmarty, and A. L. Schloss, Global climate change and terrestrial net primary production, *Nature*, *363*, 234–240, 1993.
- Mitchell, J. F. B., The greenhouse effect and climate change, *Rev. Geophys.*, *27*, 115–139, 1989.
- Möller, F., On the influence of changes in CO₂ concentration in air on the radiative balance of the earth's surface and on the climate, *J. Geophys. Res.*, *68*, 3877–3886, 1963.
- Monteith, J. L., *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, London, 1973.
- Mooney, H. A., B. G. Drake, R. J. Luxmoore, W. C. Oechel, and L. F. Pitelka, Predicting ecosystem responses to elevated CO₂ concentrations, *BioScience*, *41*, 96–104, 1991.

- Moore, B., Four simple ocean carbon models, in *Modeling the Earth System*, edited by D. Ojima, pp. 197–224, UCAR/Office for Interdisciplinary Earth Studies, Boulder, Colorado, 1992.
- Müller, J.-F., Geographical distribution and seasonal variation of surface emissions and deposition velocities of atmospheric trace gases, *J. Geophys. Res.*, *97*, 3787–3804, 1992.
- Nakano, Y., and J. Brown, Mathematical modeling and validation of the thermal regimes in tundra soils, Barrow, Alaska, *Arctic Alpine Res.*, *4*, 19–38, 1972.
- Neftel, A., H. Oeschger, J. Schwander, B. Stauffer, and R. Zimbrunn, Ice core sample measurements give atmospheric CO₂ content during the past 40,000 years, *Nature*, *295*, 220–223, 1982.
- Norby, R. J., C. A. Gunderson, S. D. Wullschleger, E. G. O'Neill, and M. K. McCracken, Productivity and compensatory responses of yellow-poplar trees in elevated CO₂, *Nature*, *357*, 322–324, 1992.
- North, G. R., Theory of energy-balance climate models, *J. Atmos. Sci.*, *32*, 2033–2043, 1975.
- Oechel, W., and B. R. Strain, Native species responses to increased carbon dioxide concentration, in *Direct Effect of Increasing Carbon Dioxide on Vegetation*, edited by B. R. Strain and J. D. Cure, pp. 117–154, US Dept. of Energy, DOE/ER-0238, Washington, D.C., 1985.
- Oeschger, H., U. Siegenthaler, U. Schotterer, and A. Gugelmann, A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature, *Tellus*, *27*, 168–192, 1975.
- Olson, J. S., J. A. Watts, and L. J. Allison, Major world ecosystem complexes ranked by carbon in live vegetation. A database., Technical Report ORNL-5862, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, 1985.
- Parton, W. J., J. M. O. Scurlock, D. S. Ojima, T. G. Gilmanov, R. S. Scholes, D. S. Schimel, T. Kirchner, J.-C. Menaut, T. Seastedt, E. Garcia Moya, A. Kamnalrut, and J. L. Kinyamario, Observations and modeling of biomass and soil organic matter dynamics for the grassland biome worldwide, *Global Biogeochem. Cycles*, *7*, 785–809, 1993.
- Pastor, J., and W. M. Post, Influence of climate, soil moisture and succession on forest carbon and nitrogen cycles, *Biogeochemistry*, *2*, 3–27, 1986.
- Pearman, G. I., P. Hyson, and P. J. Fraser, The global distribution of atmospheric carbon dioxide, 1. Aspects of observations and modeling, *J. Geophys. Res.*, *88*, 3581–3590, 1983.

- Pearman, G. I., and P. Hyson, Activities of the global biosphere as reflected in atmospheric CO₂ records, *J. Geophys. Res.*, *85*, 4457–4467, 1980.
- Peixoto, J. P., and A. H. Oort, *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York, 1992.
- Peng, T.-H., W. S. Broecker, H. D. Freyer, and S. Trumbore, A deconvolution of the three-ring-based ¹³C record, *J. Geophys. Res.*, *88*, 3609–3620, 1983.
- Peterson, B. J., and J. M. Melillo, The potential storage of carbon caused by eutrophication of the biosphere, *Tellus*, *37*, 117–127, 1985.
- Pinto, J. P., Y. L. Yung, D. Rind, G. L. Russel, J. A. Lerner, J. E. Hansen, and S. Hameed, A general circulation model study of atmospheric carbon monoxide, *J. Geophys. Res.*, *88*, 3691–3702, 1983.
- Porter, S. C., Hawaiian glacial ages, *Quat. Res.*, *12*, 161–187, 1979.
- Potter, C. S., J. T. Randerson, C. B. Field, P. A. Matson, P. M. Vitousek, H. A. Mooney, and S. A. Klooster, Terrestrial ecosystem production: A process model based on global satellite and surface data, *Global Biogeochem. Cycles*, *7*, 811–841, 1993.
- Prather, M., M. McElroy, S. Wofsy, G. Russel, and D. Rind, Chemistry of the global troposphere: Fluocarbons as tracers of air motion, *J. Geophys. Res.*, *92*, 6579–6613, 1987.
- Prentice, I. C., W. Cramer, S. P. Harrison, R. Leemans, R. A. Monserud, and A. M. Solomon, A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate, *J. Biogeogr.*, *19*, 117–134, 1992.
- Prentice, K. C., Bioclimatic distribution of vegetation for General Circulation Model studies, *J. Geophys. Res.*, *95*, 11811–11830, 1990.
- Prentice, K. C., and I. Y. Fung, The sensitivity of terrestrial carbon storage to climate change, *Nature*, *346*, 48–51, 1990.
- Quay, P. D., B. Tilbrook, and C. S. Wong, Oceanic uptake of fossil fuel CO₂: Carbon-13 evidence, *Science*, *256*, 74–79, 1992.
- Raich, J. W., E. B. Rastetter, J. M. Melillo, D. W. Kicklighter, P. A. Steudler, B. J. Peterson, A. L. Grace, B. Moore, and C. J. Vörösmarty, Potential net primary productivity in South America: Application of a global model, *Ecol. Appl.*, *4*, 399–429, 1991.
- Raich, J. W., and W. H. Schlesinger, The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate, *Tellus*, *44*, 81–99, 1992.

- Ramanathan, V., The role of Earth radiation budget studies in climate and general circulation research, *J. Geophys. Res.*, *92*, 4075–4095, 1987.
- Ramanathan, V., M. S. Lian, and R. D. Cess, Increased atmospheric CO₂: Zonal and seasonal estimates of the effect on the radiation energy balance and surface temperature, *J. Geophys. Res.*, *84*, 4949–4958, 1979.
- Randall, D. A., R. D. Cess, J. P. Blanchet, G. J. Boer, D. A. Dazlich, A. D. Del Genio, M. Deque, V. Dymnikov, V. Galin, S. J. Ghan, A. A. Lacis, H. Le Treut, Z.-X. Li, X.-Z. Liang, B. J. McAveney, V. P. Meleshko, J. F. Mitchell, J.-J. Morcrette, G. L. Potter, L. Rikus, E. Roeckner, J.-F. Royer, U. Schlese, D. A. Sheinin, J. Slingo, A. P. Sokolov, K. E. Taylor, W. M. Washington, R. T. Wetherald, I. Yagai, and M.-H. Zhang, Intercomparison and interpretation of surface energy fluxes in atmospheric general circulation models, *J. Geophys. Res.*, *97*, 3711–3724, 1989.
- Rasool, S. I., and S. H. Schneider, Atmospheric carbon dioxide and aerosols: Effects of large increase on global climate, *Science*, *173*, 138–141, 1971.
- Raynaud, D., and J.-M. Barnola, An Antarctic ice core reveals atmospheric CO₂ variations over the past few centuries, *Nature*, *298*, 156–159, 1985.
- Raynaud, D., J. Jouzel, J.-M. Barnola, J. Chappellaz, R. J. Delmas, and C. Lorius, The ice record of greenhouse gases, *Science*, *259*, 926–934, 1993.
- Raynaud, D., and U. Siegenthaler, Role of trace gases: The problem of lead and lag, in *Global Changes in the Perspective of the Past*, edited by J. A. Eddy and H. Oeschger, pp. 173–188, John Wiley & Sons, Chichester, 1993.
- Reiners, W. A., Terrestrial detritus and the carbon cycle, in *Carbon and the Biosphere*, edited by G. M. Woodwell and E. V. Pecan, pp. 303–327, U.S. Dept. of Commerce, Springfield, Virginia, 1973.
- Revelle, R., and H. E. Suess, Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO₂ during the past decades, *Tellus*, *9*, 18–27, 1957.
- Rind, D., Components of the ice age circulation, *J. Geophys. Res.*, *92*, 4241–4281, 1987.
- Rind, D., The paleorecord: How useful is it in testing models for future climate prediction?, in *Global Changes of the Past*, edited by R. Bradley, pp. 398–420, UCAR/Office for Interdisciplinary Earth Studies, Boulder, Colorado, 1989.
- Rind, D., R. Goldberg, J. Hansen, C. Rosenzweig, and R. Ruedy, Potential evapotranspiration and the likelihood of future drought, *J. Geophys. Res.*, *95*, 9983–10004, 1990.

- Rind, D., and D. Peteet, Terrestrial conditions at the last glacial maximum and CLIMAP sea-surface temperature estimates: Are they consistent?, *Quat. Res.*, *22*, 1-22, 1985.
- Rodin, L. E., N. I. Bazilevich, and N. N. Rozov, Productivity of the world's main ecosystems, in *Productivity of World Ecosystems*, edited by D. E. Reichle, J. F. Franklin, and D. W. Goodall, pp. 13-26, National Academy of Science, Washington, D.C., 1975.
- Rosenzweig, M. L., Net primary productivity of terrestrial communities: Prediction from climatological data, *The American Naturalist*, *102*, 67-74, 1968.
- Rotty, R. M., Global carbon dioxide production from fossil fuels and cement, A.D. 1950 - A.D. 2000, in *The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans*, edited by N. R. Andersen and A. Malahoff, pp. 167-182, Plenum Press, New York, 1977.
- Ruimy, A., G. Dedieu, and B. Saugier, Methodology for the estimation of terrestrial net primary production from remotely sensed data, *J. Geophys. Res.*, *99*, 5263-5283, 1994.
- Running, S. W., and J. C. Coughlan, A general model of forest ecosystem processes for regional applications. I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes, *Ecol. Model.*, *42*, 125-154, 1988.
- Running, S. W., and S. T. Gower, FOREST-BGC, A general model of forest ecosystem processes for regional applications. II. Dynamic carbon allocation and nitrogen budgets, *Tree Physiology*, *9*, 147-160, 1991.
- Running, S. W., and R. R. Nemani, Relating seasonal patterns of the AVHRR vegetation index to simulated photosynthesis and transpiration of forests in different climates, *Remote Sens. Environ.*, *24*, 347-367, 1988.
- Russell, G., and J. Lerner, A new finite differencing scheme for the tracer transport equation, *J. Appl. Meteorol.*, *20*, 1483-1498, 1981.
- Rutter, A. J., The hydrological cycle in vegetation, in *Vegetation and the Atmosphere*, edited by J. L. Monteith, pp. 111-154, Academic Press, London, 1975.
- Sarmiento, J. L., J. C. Orr, and U. Siegenthaler, A perturbation simulation of CO₂ uptake in an ocean general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *97*, 3621-3645, 1992.
- Sato, N., P. J. Sellers, D. A. Randall, E. K. Schneider, J. Shukla, J. L. Kinter, Y.-T. Hou, and E. Albertazzi, Effects of implementing the Simple Biosphere Model in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, *46*, 2757-2782, 1989.

- Schimel, D. S., B. H. Braswell, E. A. Holland, R. McKeown, D. S. Ojima, T. H. Painter, W. J. Parton, and A. R. Townsend, Climatic, edaphic, and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils, *Global Biogeochem. Cycles*, 8, 279-293, 1994.
- Schindler, D. W., and S. E. Bayley, The biosphere as an increasing sink for atmospheric carbon: Estimate from increased nitrogen deposition, *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 717-733, 1993.
- Schlesinger, M. E., Analysis of results from energy balance and radiative-convective models, in *The Potential Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide*, edited by M. C. MacCracken and F. M. Luther, pp. 280-320, U.S. Dept. of Energy, DOE/ER-0237, Washington, D.C., 1985.
- Schlesinger, M. E., and J. F. Mitchell, Model projection of the equilibrium climatic response to increased carbon dioxide, in *The Potential Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide*, edited by M. C. MacCracken and F. M. Luther, pp. 81-147, U.S. Dept. of Energy, DOE/ER-0237, Washington, D.C., 1985.
- Schlesinger, M. E., and Z.-C. Zao, Seasonal climatic change introduced by doubled CO₂ as simulated by the OSU atmospheric GCM/mixed-layer ocean model, *J. Climate*, 2, 429-495, 1989.
- Schlesinger, W. H., *Biogeochemistry: An Analysis of Global Change*. Academic Press, San Diego, California, 1991.
- Sedjo, R. A., Temperate forest ecosystems in the global carbon cycle, *Ambio*, 21, 274-277, 1992.
- Sellers, P. J., Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration, *Int. J. Remote Sens.*, 6, 1335-1372, 1985a.
- Sellers, P. J., Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. II The role of biophysics in the linearity of their interdependence, *Remote Sens. Environ.*, 21, 143-183, 1987.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, 43, 505-531, 1986.
- Sellers, W. D., A global climate model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system, *J. Appl. Meteorol.*, 8, 392-400, 1969.
- Sellers, W. D., A quasi three dimensional climate model, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 1557-1574, 1983.
- Sellers, W. D., The effect of a solar perturbation on a global climate model, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 24, 770-776, 1985b.

- Shackleton, N. J., Carbon-13 in Uvigerina: Tropical rainforest history and the equatorial pacific carbonate dissolution cycles, in *The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans*, edited by N. R. Andersen and A. Malahoff, pp. 401-428, Plenum Press, New York, 1977.
- Shaver, G. R., W. D. Billings, F. Stuart Chapin, A. E. Giblin, K. J. Nadelhoffer, W. C. Oechel, and E. B. Rastetter, Global change and the carbon balance of arctic ecosystems, *BioScience*, *42*, 433-441, 1992.
- Shea, D. J., Climatological atlas: 1950-1979, Technical Report NCAR/TN-269+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 1986.
- Shugart, H. H., M. Y. Antonovsky, and P. G. Sandford, Assessing the response of global forests to the direct effects of increasing CO₂ and climate change, in *The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems, SCOPE 29*, edited by B. Bolin, B. R. Döös, J. Jäger, and R. A. Warrick, pp. 475-522, John Wiley & Sons, Chichester, 1986.
- Siegenthaler, U., Uptake of excess CO₂ by an outcrop-diffusion model of the ocean, *J. Geophys. Res.*, *88*, 3599-3608, 1983.
- Siegenthaler, U., 19th century measurements of atmospheric CO₂— A comment, *Climatic Change*, *6*, 409-411, 1984.
- Siegenthaler, U., and J. L. Sarmiento, Atmospheric carbon dioxide and the ocean, *Nature*, *365*, 119-125, 1993.
- Skole, D., and C. Tucker, Tropical deforestation and habitat fragmentation in the Amazon: Satellite data from 1978 to 1988, *Science*, *260*, 1905-1910, 1993.
- Smith, T. M., and H. H. Shugart, The transient response of terrestrial carbon storage to a perturbed climate, *Nature*, *361*, 523-525, 1993.
- Spivakovsky, C. M., R. Yevich, J. A. Logan, S. C. Wofsky, M. B. McElroy, and M. J. Prather, Tropospheric OH in a three-dimensional chemical tracer model: An assessment based on observations of CH₃CCl₃, *J. Geophys. Res.*, *95*, 18441-18471, 1990.
- Strain, B. R., and J. D. Cure, *Direct Effects of Increasing Carbon Dioxide on Vegetation*. U.S. Dept. of Energy, DOE/ER-0238, Washington, D.C., 1985.
- Swift, M. J., O. W. Heal, and J. M. Anderson, *Studies in Ecology. Vol. 5. Decomposition in Terrestrial Ecosystems*. University of California Press, Berkeley, California, 1979.
- Tans, P. P., I. Y. Fung, and T. Takahashi, Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget, *Science*, *247*, 1431-1438, 1990.

- Tans, P. P., J. A. Berry, and R. F. Keeling, Oceanic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ observations: A new window on oceanic CO_2 uptake, *Global Biogeochem. Cycles*, **7**, 353–358, 1993.
- Thornthwaite, C. W., An approach toward a rational classification of climate, *Geogr. Rev.*, **38**, 55–89, 1948.
- Thornthwaite, C. W., and J. R. Mather, Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance, *Publications in Climatology*, **10**, 181–311, 1957.
- Townsend, A. R., B. H. Brasswell, E. A. Holland, and J. E. Penner, Nitrogen deposition and terrestrial carbon storage: Linking atmospheric chemistry and the global carbon budget, *submitted to Ecol. Appl.*, 1995.
- Tucker, C. J., I. Y. Fung, C. D. Keeling, and R. H. Gammon, Relationship between atmospheric CO_2 variations and a satellite-derived vegetation index, *Nature*, **319**, 195–199, 1986.
- Van der Kaars, W. A., Palynology of eastern Indonesian marine piston cores: A Late Quaternary vegetational and climatic record of Australasia, *Paleoceanogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, **85**, 289–302, 1991.
- Vancampo, E., J. Guiot, and C. Peng, A data-based re-appraisal of the terrestrial carbon budget at the Last Glacial Maximum, *Global and Planetary Change*, **8**, 189–202, 1993.
- Velchiko, A. A., and L. L. Isayeva, Maximum cooling of the last glaciation, Landscape types, in *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere*, edited by B. Frenzel, M. Pesci, and A. A. Velchiko, pp. 59 and 125–126, Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 1992.
- Vitousek, P. M., T. Fahey, D. W. Johnson, and M. J. Swift, Element interactions in forest ecosystems: Succession, allometry and input-output budgets, *Biogeochemistry*, **7**, 7–34, 1988.
- Vitousek, P. M., and R. W. Howarth, Nitrogen limitation on land and in the sea: How can it occur?, *Biogeochemistry*, **13**, 87–115, 1991.
- Vitousek, P. M., and R. L. Sanford, Nutrient cycling in moist tropical forest, *Am. Rev. Ecol. Syst.*, **17**, 137–167, 1986.
- Waelbroeck, C., Climate-soil processes in the presence of permafrost: A system modelling approach, *Ecological Modelling*, **69**, 185–225, 1993.
- Warnant, P., L. François, D. Strivay, and J.-C. Gérard, CARAIB: A global model of terrestrial biological productivity, *Global Biogeochem. Cycles*, **8**, 255–270, 1994.

- Warrick, R. A., R. M. Gifford, and M. L. Parry, CO₂, climatic change and agriculture, in *The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems, SCOPE 29*, edited by B. Bolin, B. R. Döös, J. Jäger, and R. A. Warrick, pp. 393-474, John Wiley & Sons, Chichester, 1986.
- Washington, W. M., and G. A. Meehl, General circulation model experiments on the climatic effects due to a doubling and quadrupling of carbon dioxide concentration, *J. Geophys. Res.*, *88*, 6600-6610, 1983.
- Washington, W. M., and G. A. Meehl, Seasonal cycle experiments on the climate sensitivity due to a doubling of CO₂ with an atmospheric GCM coupled to a simple mixed layer ocean model, *J. Geophys. Res.*, *89*, 9475-9503, 1984.
- Washington, W. M., and G. A. Meehl, Climate sensitivity due to increased CO₂: Experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model, *Climate Dynam.*, *4*, 1-38, 1989.
- Whittaker, R. H., and G. E. Likens, Carbon in the biota, in *Carbon and the Biosphere*, edited by G. M. Woodwell and E. V. Pecan, U.S. Dept. of Commerce, Springfield, Virginia, 1973.
- Wigley, T. M. L., The pre-industrial carbon dioxide level, *Climatic Change*, *5*, 315-320, 1983.
- Wigley, T. M. L., A simple inverse carbon model, *Global Biogeochem. Cycles*, *5*, 373-382, 1991.
- Wigley, T. M. L., Balancing the carbon budget. Implication for projections of future carbone dioxide concentration changes, *Tellus*, *45B*, 409-425, 1993.
- Wilson, C. A., and J. F. B. Mitchell, A doubled CO₂ climate sensitivity experiment with a GCM including a simple ocean, *J. Geophys. Res.*, *92*, 13315-13343, 1987.
- Wollast, R., and J.-P. Vanderborght, Aquatic carbonate systems: Chemical process in natural waters and global cycles, in *Chemistry of Aquatic Systems: Local and Global Perspectives*, edited by G. Bidoglio and W. Stumm, Kluwer Academic Publishers, *in press*, 1995.
- Woodward, F. I., *Climate and Plant Distribution*. Cambridge University Press, Cambridge, 1987.
- Woodward, F. I., and T. M. Smith, Climate-related impacts on the terrestrial carbon cycle, in *The Carbon Cycle*, edited by T. M. L. Wigley and D. S. Schimel, UCAR/Office for Interdisciplinary Earth Studies, Boulder, Colorado, *in press*, 1995.

Zobler, L., A world soil map for global climate modeling, Technical Report NASA Technical Memorandum 87802, NASA, New York, 1986.

Annexe A

Version du modèle dépendante du temps

Dans cette annexe, nous présentons uniquement les caractéristiques spécifiques à la version dépendante du temps de *SLAVE*. Toute variable non explicitée ci-dessous est définie dans la version stationnaire de *SLAVE* (chapitre II).

Le modèle conserve une résolution spatiale de $5^\circ \times 5^\circ$, mais, dans un premier temps, nous avons ramené la résolution temporelle à un an.

L'algorithme de travail consiste à calculer, d'année en année, successivement les grandeurs suivantes :

1. la *NPP*;
2. le cycle hydrologique;
3. le bilan en carbone de la phytomasse;
4. le bilan en carbone de la litière;
5. le bilan en carbone du sol;

6. le bilan global de la biosphère;
7. le cycle de l'azote;
8. le facteur β .

Si les paramètres extérieurs, tels que la concentration atmosphérique de CO_2 ou le climat, sont constants, des itérations de l'algorithme décrit ci-dessus convergent vers un état stationnaire, c'est-à-dire, un état d'équilibre où les flux entrant et sortant de chaque réservoir biosphérique sont égaux. Tout calcul évolutif (où les paramètres extérieurs évoluent d'année en année) effectué avec *SLAVE* nécessite le calcul préalable de cet état stationnaire. C'est la condition initiale de l'intégration temporelle.

Une variation annuelle du ou des paramètre(s) extérieur(s) entraîne une modification des flux entrants et sortants des différents réservoirs. La condition d'équilibre n'est plus vérifiée, les tailles des réservoirs évoluent et un flux net entre la biosphère et l'atmosphère apparaît.

NPP

La *NPP* est calculée en utilisant les relations *NPP* – climat détaillées au chapitre II.4.1. L'effet de fertilisation éventuel est pris en compte en appliquant une fonction β de type Michaelis-Menten (cf. chapitre II.6).

Cycle hydrologique

Le bilan d'eau dans le sol est établi comme dans la version stationnaire (chapitre II.3).

Phytomasse

Le bilan de carbone au sein de la phytomasse est régi par l'équation de continuité suivante :

$$\frac{dP_{h,l}}{dt} = \alpha_{h,l}NPP - K_{PL_{h,l}}P_{h,l} \quad (\text{A.1})$$

En discrétisant cette équation selon un schéma semi-implicite, on obtient :

$$P_{h,l}^t = P_{h,l}^{t-1} + \left(\alpha_{h,l}NPP^t - K_{PL_{h,l}} \frac{(P_{h,l}^{t-1} + P_{h,l}^t)}{2} \right) \Delta t \quad (\text{A.2})$$

où t est l'indice temporel. En omettant les indices h,l pour alléger l'écriture et en supposant $\Delta t = 1$ an, on obtient⁽¹⁾ :

$$P^t = \frac{1}{1 + K_{PL}/2} \left[\left(1 - \frac{K_{PL}}{2} \right) P^{t-1} + \alpha NPP^t \right] \quad (\text{A.3})$$

qui permet de calculer le contenu en carbone dans la phytomasse pour une année t , à partir de la valeur de cette grandeur l'année précédente, de la NPP estimée en l'année t et des paramètres α et K_{PL} (cf. chapitre II.4.1).

Les flux de carbone entrant et sortant du réservoir phytomasse, respectivement P_{inp} et L_{inp} sont facilement calculables :

$$P_{inp}^t = \alpha NPP^t \quad (\text{A.4})$$

$$L_{inp}^t = K_{PL} \frac{P^{t-1} + P^t}{2} \quad (\text{A.5})$$

Litière

Au niveau de la litière, la discrétisation de l'équation de continuité :

$$\frac{dL_{h,l}}{dt} = K_{PL_{h,l}}P_{h,l} - (K_{LS_{h,l}} + K_{LA_{h,l}})L_{h,l} \quad (\text{A.6})$$

⁽¹⁾Dans les équations discrétisées, les réservoirs et flux de carbone sont respectivement exprimés en gC m^{-2} et en $\text{gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$

donne, en posant $K_{Tot} = K_{LA} + K_{LS}$:

$$L^t = \frac{1}{1 + K_{Tot}/2} \left[\left(1 - \frac{K_{Tot}}{2} \right) L^{t-1} + L_{inp}^t \right] \quad (A.7)$$

Le paramètre K_{LA} est fonction de la température et de l'humidité du sol. Ces deux fonctions sont identiques à celles introduites au chapitre II.4.2, si ce n'est que les variables climatiques utilisées sont les moyennes annuelles.

Le flux de respiration de la litière, L_{out} , et le flux de carbone séquestré dans le compartiment sol, S_{inp} , sont donnés par :

$$L_{out}^t = K_{LA} \frac{L^{t-1} + L^t}{2} \quad (A.8)$$

$$S_{inp}^t = K_{LS} \frac{L^{t-1} + L^t}{2} \quad (A.9)$$

Sol

En procédant de manière analogue, l'équation de conservation de masse dans le sol :

$$\frac{dS_{h,l}}{dt} = K_{LS_{h,l}} L_{h,l} - K_{SA_{h,l}} S_{h,l} \quad (A.10)$$

devient :

$$S^t = \frac{1}{1 + K_{SA}/2} \left[\left(1 - \frac{K_{SA}}{2} \right) S^{t-1} + S_{inp}^t \right] \quad (A.11)$$

le flux de respiration du sol, S_{out} , étant calculé comme :

$$S_{out}^t = K_{SA} \frac{S^{t-1} + S^t}{2} \quad (A.12)$$

Bilan global

Le flux net d'échange entre l'atmosphère et la biosphère est déduit aisément des calculs précédents. Pour une année t , le flux net, F_{net} est défini par :

$$F_{net}^t = P_{inp}^t - (L_{out}^t + S_{out}^t) \quad (\text{A.13})$$

Cycle de l'azote

Les réservoirs d'azote organique ainsi que les flux d'azote minéral sont estimés de manière identique à celle du modèle stationnaire (chapitre II.5).

Effet de fertilisation

La méthode de calcul du facteur β , modulant la NPP en fonction du niveau de CO_2 atmosphérique est celle de la version stationnaire de *SLAVE*. β est fonction des limitations en eau, azote et phosphore (chapitre II.6). Cette valeur de β est utilisée pour estimer la NPP de l'année suivante, et poursuivre les itérations présentées ci-dessus.

Annexe B

Revue des modèles biosphériques

Dans cette revue, nous n'étudions que les modèles bi-dimensionnels calculant les flux et réservoirs biosphériques de carbone. Ce faisant, nous écartons plusieurs types de modèles :

1. les modèles de types boîtes, dans lesquels aucune variabilité géographique n'est prise en compte (voir *Harvey* [1989] pour une revue de tels modèles);
2. les modèles biophysiques, calculant les échanges d'énergie et d'eau entre les plantes, le sol, et l'atmosphère, mais ne représentant pas le cycle du carbone. Nous pensons principalement aux modèles SiB (Simple Biosphere Model) [*Sellers et al.*, 1986; *Sato et al.*, 1989] et BATS (Biosphere Atmosphere Transfer Scheme) [*Dickinson et al.*, 1986]. L'extension de tels modèles au calcul des flux de carbone est actuellement en cours [*P. Sellers, pers. comm.*];
3. les schémas bioclimatiques, c'est à dire, les modèles estimant uniquement la distribution de la végétation [*Emanuel et al.*, 1985a; *Prentice*, 1990; *Prentice et al.*, 1992];

4. les modèles calculant le cycle du carbone, mais sur un domaine régional limité ou pour un type particulier de végétation, par exemple, les forêts [*Running and Coughlan*, 1988; *Running and Gower*, 1991; *Bonan*, 1991], les steppes [*Parton et al.*, 1993; *Schimel et al.*, 1994], les écosystèmes de hautes latitudes [*King et al.*, 1989; *Waelbroeck*, 1993],...⁽¹⁾;
5. les modèles évaluant les flux d'échanges entre la biosphère et l'atmosphère, mais n'estimant pas les réservoirs biosphériques et les flux de matière entre ces réservoirs [*Fung et al.*, 1987; *Heimann and Keeling*, 1989; *Ruimy et al.*, 1994; *Warnant et al.*, 1994];
6. les modèles qui, inversement, estiment uniquement les réservoirs de carbone via la distribution de la végétation (généralement déduite d'un modèle du type 3 ci-dessus) et des hypothèses sur le contenu en carbone de chaque type de végétation [*Prentice and Fung*, 1990; *Smith and Shugart*, 1993].

Une fois ces conditions imposées, il reste, à notre connaissance, les quatre modèles biosphériques suivants :

- le modèle OBM –Osnabrück Biosphere Model– [*Esser*, 1984; 1987];
- le modèle TEM –Terrestrial Ecosystem Model– [*Raich et al.*, 1991; *McGuire et al.*, 1992];
- le modèle CASA –Carnegie-Ames-Stanford Approach Biosphere Model– [*Potter et al.*, 1993];
- le modèle *SLAVE*, faisant l'objet de cette thèse [*Friedlingstein et al.*, 1992; 1994; 1995a; 1995b].

⁽¹⁾Notons que les modèles CENTURY [*Parton et al.*, 1993; *Schimel et al.*, 1994] et FOREST-BGC [*Running and Coughlan*, 1988; *Running and Gower*, 1991] développés respectivement pour les steppes et les forêts, sont actuellement en train d'être étendus aux autres types de végétations.

OBM

Le modèle d'Osnabrück estime la productivité primaire nette (NPP) à l'aide du modèle de Miami [Lieth, 1975]. Pour rappel (cf. chapitre II.4), ce dernier estime, la NPP comme le minimum de deux valeurs obtenues à l'aide de relations empiriques entre NPP et deux variables climatiques, à savoir température moyenne annuelle (T) et précipitation annuelle (P) :

$$NPP = \min(NPP_T, NPP_P) \quad (\text{B.1})$$

$$NPP_T = 3000 / (1 + e^{(1.1315 - 0.119 \times T)}) \quad (\text{B.2})$$

$$NPP_P = 3000 \times (1 - e^{-0.000664 \times P}) \quad (\text{B.3})$$

Trois facteurs représentant respectivement la fertilité des sols, l'impact de l'agriculture sur la NPP , et l'effet de fertilisation du CO_2 atmosphérique, viennent ensuite moduler la NPP calculée par le modèle de Miami. OBM estime ensuite les réservoirs phytomasse et litière, tout deux subdivisés en parties herbeuse et ligneuse, en résolvant les équations de conservations classiques. Les coefficients de décomposition des litières sont, de manière analogue à la NPP , fonctions empiriques de température et précipitation annuelles [Esser and Lieth, 1989]. OBM calcule également un réservoir sol, le terme de production étant une fraction constante de la production de litière, le coefficient de décomposition du sol étant lui aussi proportionnel au coefficient de décomposition de la litière.

Le modèle d'Esser possède une résolution spatiale de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, une résolution temporelle de un an et utilise une distribution de végétation dérivée de la classification de *Schmithusen* [cited in *Esser*, 1984].

Une version récente du modèle d'Osnabrück voit ses résolutions spatiale et temporelle passer à $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ et un mois respectivement. Mais aucun document détaillant cette nouvelle version n'est publiée. Le cycle de l'azote est également en cours d'incorporation dans cette version [C. Nevison, pers. comm.].

TEM

Le modèle TEM calcule le cycle du carbone et de l'azote au sein de la biosphère. Pour ce faire, il procède en deux étapes. La première consiste en une calibration des différents paramètres du modèle, de manière à reproduire les flux et réservoirs de carbone et azote mesurés en différentes sites de mesure (principalement situés en Amérique du Sud [Raich *et al.*, 1991] et en Amérique du Nord [McGuire *et al.*, 1992]). La seconde étape est une extrapolation des calculs à l'ensemble du continent, en utilisant les paramètres calibrés et des informations variant géographiquement tels le climat, le type de sol et de végétation, pour calculer les flux de carbone et azote.

TEM calcule la productivité primaire brute (*GPP*) en fonction de la radiation solaire (plus exactement, la radiation photosynthétiquement active), la concentration atmosphérique de CO_2 , la température moyenne mensuelle, la disponibilité en eau et en azote également calculés par le modèle, et la phénologie du feuillage. La respiration autotrophe des plantes (calculée comme une fonction de la température et de la taille de la phytomasse) est ensuite déduite de la *GPP* pour estimer la *NPP*. La respiration hétérotrophique suit une réaction du premier ordre, pondérée par la température (via une fonction de type Q_{10}) et par l'humidité du sol (via une fonction de forme parabolique).

Le cycle de l'azote est simultanément représenté, un bilan incluant les principaux flux (azote capté par les plantes, azote associé à la production de litière, minéralisation durant la décomposition de la matière organique, déposition atmosphérique d'azote, degazage, mise en solution, ...).

La résolution spatiale de TEM est de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, le pas de temps est d'un mois. Le modèle différencie 17 types de végétations potentielles, obtenus via des cartes digitalisées [e.g., Matthews, 1983].

CASA

La principale originalité du modèle CASA est qu'il allie des informations de type climatique à des données provenant d'imagerie satellite. La *NPP* de CASA est le produit de la radiation photosynthétiquement active intercepté par le canopy et d'un terme représentant le rendement d'utilisation de ce rayonnement. Cette radiation est fonction du *NDVI* mesuré par satellite. Le rendement d'utilisation du rayonnement est fonction de la température, de l'humidité et du type de végétation. Le modèle calculant les flux de carbone dans le sol est basé sur le modèle CENTURY [Parton et al., 1993], mais légèrement simplifié de manière à être applicable à l'échelle globale.

CASA tient compte de 12 types de végétation, dont la distribution, à une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$ est basée sur des cartes de végétation potentielle de Kuchler [cited in Potter et al., 1993] et de cultures [Matthews, 1983].

Principales différences et implications

On peut aisément distinguer deux types de modèles, les premiers sont basés sur des *régressions* entre variables tandis que les seconds reposent sur des relations représentatives de *processus physiologiques*.

Le modèle OBM est l'exemple typique du premier groupe de modèles, la *NPP* et la respiration hétérotrophe sont évaluées via de relations empiriques. Ces régressions n'ont pas la prétention de traduire une réalité écophysiological, mais plutôt de reproduire de manière empirique l'observation et d'être généralisable à l'ensemble du globe.

A l'opposé, les modèles du second types, tels TEM ou CASA, essaient de représenter mathématiquement les relations physiologiques existant entre, par exemple, photosynthèse et lumière, photosynthèse et température, décomposition

et humidité, ... Ces différentes relations traduisent les limitations du processus (photosynthèse, décomposition) en fonction de la variable (température, humidité, lumière, nutriments présent dans le sol, CO₂ atmosphérique, ...).

Selon cette classification, le modèle *SLAVE* peut être vu comme un modèle hybride, en effet, le calcul de la *NPP* annuelle est dérivé du modèle de Miami, et est donc de type régression, l'estimation de la distribution des types de végétations repose également sur une approche corrélative. Par contre, les calculs de la saisonnalité de la *NPP*, de l'effet de fertilisation, de la décomposition de la matière organique, des réservoirs d'azote, ... adoptent une démarche plus physiologique.

Récemment, *McGuire et al.* [1993] ont effectué une comparaison entre TEM et OBM mettant clairement en évidence la différence entre modèle de type *régression* et modèle de type *processus*. Les deux modèles ont été utilisés pour simuler l'impact d'une augmentation de la température et du CO₂ atmosphérique sur les forêts tempérées d'Amérique du Nord.

Leur comportement est très différent, pour une élévation de la température, OBM présentera une *NPP* inchangée dans les régions où la précipitation est limitante ($NPP_P < NPP_T$ dans l'équation B.1), et plus élevée dans les régions limitées par la température ($NPP_T < NPP_P$). TEM donnera une réponse nettement plus complexe, la *NPP* pouvant augmenter dans certaines régions, grâce à l'augmentation de l'activité microbienne qui induit un recyclage plus élevé de l'azote, mais pouvant également diminuer dans d'autres régions, où l'effet de l'élévation de la température provoque un stress hydrique.

De même, une augmentation du CO₂ uniquement a un effet beaucoup plus faible qu'une augmentation simultanée de CO₂ et température pour TEM. A nouveau, c'est l'augmentation de la disponibilité en azote, liée à l'élévation de température qui permet aux plantes de bénéficier du CO₂ élevé. Le modèle OBM ne reproduit évidemment pas ce phénomène, l'effet du CO₂ et celui de la température étant tout à fait découplés.

Les modèles de type *processus* permettent donc de tenir compte d'impor-

tantes rétroactions du système biosphérique. Ils doivent malheureusement payer ces avantages par un coût informatique plus élevé, mais également, par un beaucoup plus grand nombre de paramètres, fonctions du type de végétation, du type de sol,...

Enfin, il convient de relever certaines limitations des modèles TEM et CASA, TEM utilise une distribution de végétations potentielles, c'est à dire non influencée par l'homme via l'agriculture. Les flux et réservoirs de carbone calculés sont donc surestimés dans les régions d'intense activité humaine. TEM n'est dès lors pas applicable tel quel à l'étude du bilan actuel du CO₂ ou à l'étude du CO₂ atmosphérique [*P. Tans, pers. comm.*]. Le modèle CASA, quant à lui, utilisant le *NDVI* d'origine satellite, est étroitement lié à la couverture temporelle de ce satellite. Les données utilisées par CASA ayant été mesurées en 1987, CASA ne peut simuler l'activité biosphérique pour d'autres époques telles la période pré-industrielle, le LGM, un climat 2×CO₂,... pour lesquelles les données satellites sont forcément inexistantes.

Annexe C

Liste des abréviations

AET	Actual Evapo-Transpiration
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BATS	Biosphere Atmosphere Transfer Scheme
CASA	Carnegie-Ames-Stanford Approach Biosphere Model
CCCM	Canadian Climate Center Model
CFC	Chlorofluorocarbure
EBM	Energy Balance Model
FAO	Food and Agriculture Organization
GCM	General Circulation Model
GFDL	General Fluid Dynamics Laboratory
GISS	Goddard Institute for Space Studies
GMCC	Geophysical Monitoring for Climatic Change
GPP	Gross Primary Production
GtC	gigatonne de carbone = 10^{12} kg C
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change

ITCZ	Inter Tropical Convergence Zone
LGM	Last Glacial Maximum
MtC	megatonne de carbone = 10^9 kg C
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NET	Net Ecosystem Production
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NPP	Net Primary Production
OBM	Osnabrück Biosphere Model
OSU	Oregon State University
PET	Potential Evapo-Transpiration
PI	Pays Industrialisé
ppbv	partie par milliard volumique
ppmv	partie par million volumique
PVD	Pays en Voie de Développement
RCM	Radiative Convective Model
SiB	Simple Biosphere Model
<i>SLAVE</i>	Scheme for Large-scale Atmosphere Vegetation Exchange
SST	Sea Surface Temperature
TEM	Terrestrial Ecosystem Model
TgN	teragramme d'azote = 10^9 kg N
UKMO	United Kingdom Meteorological Office
UNEP	United Nations Environment Programme
WUE	Water Use Efficiency



SURE, YOU'LL BE GONE WHEN IT HAPPENS, BUT I WON'T, NICE PLANET YOU'RE LEAVING ME!

