Université Pierre et Marie Curie

École Doctorale des Sciences de l'Environnement
d'Île-de-France

Thèse de doctorat

Spécialité : Sciences du climat

présentée par

Thomas Gasser

Attribution régionalisée des causes anthropiques du changement climatique

---

dirigée par Philippe Ciais
et Jean-Charles Hourcade

soutenue publiquement le 31 mars 2014 devant le jury composé de :

Hervé Le Treut	IPSL	Président du jury
Philippe Ciais	LSCE	Directeur de thèse
Jean-Charles Hourcade	CIRED	Co-directeur de thèse
Pierre Friedlingstein	University of Exeter	Rapporteur
Serge Planton	CNRM	Rapporteur
Vincent Gitz	FAO	Examinateur
Natalie Mahowald	Cornell University	Examinatrice

Table des matières

Introduction **1**

I OSCAR v2.1 **5**

1 Cycle du carbone **7**
1.1 Puits océanique . . . 7
1.2 Puits biosphérique . . . 12
1.3 Usage des sols . . . 20
1.3.1 Forçages . . . 20
1.3.2 Définition . . . 21
1.3.3 Modélisation . . . 25
1.4 Émissions fossiles . . . 30
1.5 Bilan atmosphérique . . . 31
1.A Annexe . . . 33

2 Autres gaz à effet de serre **39**
2.1 Ozone troposphérique . . . 39
2.1.1 Émissions de précurseurs de l'ozone . . . 39
2.1.2 Émissions dues à la combustion de biomasse . . . 41
2.1.3 Bilan troposphérique . . . 42
2.2 Méthane . . . 43
2.2.1 Puits chimiques . . . 43
2.2.2 Émissions des zones humides . . . 46
2.2.3 Émissions anthropiques . . . 49
2.2.4 Bilan atmosphérique . . . 50
2.3 Protoxyde d'azote . . . 51
2.3.1 Puits photochimique . . . 51
2.3.2 Émissions anthropiques . . . 53

2.3.3 Bilan atmosphérique . . . 54
2.4 Composés halogénés . . . 55
2.4.1 Puits chimiques . . . 55
2.4.2 Émissions anthropiques . . . 55
2.4.3 Bilans atmosphériques . . . 57
2.5 Ozone stratosphérique . . . 58
2.A Annexe . . . 61

3 Forçage radiatif et climat **65**
3.1 Forçages radiatifs . . . 65
3.1.1 Gaz à effet de serre . . . 65
3.1.2 Émissions de précurseurs d'aérosols . . . 67
3.1.3 Aérosols . . . 68
3.1.4 Forçage anthropique total . . . 71
3.2 Module climatique . . . 71
3.A Annexe . . . 78

4 Résultats directs **83**
4.1 Simulation historique . . . 83
4.2 *Representative Concentration Pathways* . . . 86
4.2.1 Projections . . . 86
4.2.2 Emissions compatibles . . . 90
4.2.3 CCS dans le RCP 2.6 . . . 94
4.3 Réponses impulsionnelles . . . 97
4.3.1 Réponses au CO_2 . . . 97
4.3.2 Réponses au *land-use change* . . . 101
4.3.3 Métriques d'émissions . . . 103
4.4 Conclusions intermédiaires . . . 109

II Attribution **111**

5 Principes d'attribution **113**
5.1 Le *Brazilian Proposal* . . . 113
5.1.1 Causalité . . . 113
5.1.2 Non-linéarité . . . 114
5.1.3 Incertitudes . . . 116
5.1.4 "Responsabilité" . . . 117

5.2 Implémentation dans OSCAR 118

6 Exercices d'attribution **121**
6.1 Attributions *offline* 121
6.1.1 Capacité oxydante de l'atmosphère 121
6.1.2 Flux net de CO_2 entre biosphère et atmosphère 124
6.2 Attributions *online* 127
6.2.1 Attribution aux forçages 127
6.2.2 Attribution aux régions 133
6.2.3 Attribution temporalisée 138
6.3 Ruptures de causalité 144
6.3.1 Attribution de la rétroaction climatique 144
6.3.2 Attribution des puits aux absorbeurs 146

7 Implications politiques **153**
7.1 Gouvernance de la géo-ingénierie 153
7.2 *Burden sharing* : équité dans le RCP 2.6 157
7.3 Incertitude politique du *Brazilian Proposal* 163

Conclusions **167**

Bibliographie **171**

Index des figures **183**

Index des tables **186**

Introduction

Lors des négociations qui menèrent au Protocole de Kyoto, la délégation brésilienne s'illustra par une proposition qui marqua les esprits : établir des objectifs de réduction des émissions nationales de gaz à effet de serre en fonction des "responsabilités" historiques de ces nations au changement climatique. Bien que finalement non-adoptée, cette proposition, baptisée *Brazilian Proposal*, interpella la communauté scientifique, et donna lieu à plusieurs études et discussions relatives à la méthodologie d'estimation des "responsabilités", aux implications morales de cette approche, ou encore aux incertitudes qui y sont liées.

Si cette thèse s'inscrit bien dans le cadre du *Brazilian Proposal*, et cherche également à évaluer les contributions historiques au changement climatique, sa genèse est toutefois quelque peu particulière. Les premiers travaux que nous avons menés sur ce sujet datent de 2009 ; nous abordions alors la question à travers le prisme du cycle du carbone uniquement, et de manière très naïve. C'est finalement cette naïveté qui nous a permis de constater un certain nombre de défauts à l'ensemble des précédentes études ayant traité du sujet, au premier rang desquels la simplicité des modèles climatiques utilisés. Convaincus qu'une base physique forte et indiscutable est nécessaire pour traiter cette question politique, nous avons entamés en 2011 les travaux que nous présentons ici, menés en parallèle au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) et au Centre International de Recherche en Environnement et Développement (CIRED) ; la fin de cette thèse en 2014 n'en étant pourtant que le commencement.

Dans cette démarche de reprendre complètement la question des contributions nationales au changement climatique, l'étape la plus importante était la conception et la construction d'un modèle compact du "système Terre". L'intérêt était double. D'une part, on disposerait alors d'un modèle relativement complet du système climatique qui, bien que simple, aurait un temps de calcul beaucoup plus faible que les modèles complexes tels que celui de l'IPSL. D'autre part, puisque initialement développé en ce sens, le modèle serait, dès le départ, pensé pour intégrer l'ensemble des algorithmes liés au traitement du *Brazilian Proposal*.

Toujours dans cette démarche de repartir de zéro, et bien que nous disposions du modèle de cycle du carbone avec lequel nous avions effectué nos premiers travaux, OSCAR v1, nous avons choisi de recoder entièrement la seconde version de notre modèle, en changeant de langage informatique (de Scilab à Python), ce qui nous a

permis de remettre à plat les équations, mais également d'en améliorer la souplesse puisque l'agrégation régionale peut maintenant être décidée avant chaque simulation. Depuis lors, OSCAR a toujours été développé selon une philosophie en trois points :

- Privilégier le nombre de couplages à la complexité. Alors qu'il existe tout un panel de modèles du système Terre, des plus compacts et simples aux plus complexes et spatialisés, nous souhaitons qu'OSCAR s'illustre par le grand nombre d'interactions qu'il intègre. Que celles-ci soient biogéniques (e.g. émissions des *wetlands*, du *permafrost*), anthropiques (e.g. dépôts secs et humides sur les surfaces continentales), ou intra- ou inter- sous-systèmes (i.e. climat, cycle du carbone, chimie atmosphérique), nous sommes convaincus qu'en incorporer un maximum peut mettre en avant les phénomènes de compensation ou de synergie présents dans les modèles les plus complexes, mais avec un coût de calcul bien moindre.
- Développer chaque module comme un méta-modèle. Cela signifie que, en calibrant notre modèle sur des modèles plus complexes, il est capable d'en émuler les performances. Cependant, contrairement à MAGICC (un autre méta-modèle) qui cherche à reproduire l'ensemble des sorties d'un modèle pour une simulation donnée, OSCAR cherche à émuler les sensibilités des différents modules des autres modèles. Ainsi, il nous est possible de coupler, par exemple, la sensibilité d'un modèle de végétation A, à celle d'un modèle d'océan B, et à celle d'un modèle de *wetlands* C. L'intérêt est d'augmenter le nombre de combinaisons possibles ; l'inconvénient est le besoin d'établir des critères observationnels pour exclure certaines combinaisons obtenues physiquement absurdes.
- Penser en amont l'intégration des principes d'attribution. Concrètement, nous développons en parallèle deux versions du modèle : une version *lite*, dans laquelle les procédés d'attribution sont complètement absents, et une version complète qui, basée sur les mêmes équations physiques, intègre l'ensemble des algorithmes d'attribution que nous discuterons plus loin. C'est également pour cette raison qu'OSCAR est formulé de façon perturbationnelle, c'est-à-dire que nous supposons un équilibre pré-industriel, et que pour toutes les variables d'état nous calculons l'écart à cet équilibre.

C'est la version 2.1 d'OSCAR que nous présentons et utilisons ici, ce dans l'optique de répondre à la question initialement posée, qui est celle de l'attribution régionalisée des causes anthropiques du changement climatique.

Cette thèse est organisée en deux parties. La première partie, la plus longue, est consacrée au modèle OSCAR v2.1 ; nous y décrivons et discutons l'ensemble des équations du modèle. Le chapitre 1 est consacré au cycle du carbone et au dioxyde de carbone, le chapitre 2 à la modélisation de tous les autres gaz à effet de serre, et le chapitre 3 à la modélisation des effets des aérosols et de la réponse climatique. Par soucis de lisibilité, la description complète du modèle a ainsi été divisée en trois chapitres. Si la lecture d'une traite de ces trois chapitres n'effraiera pas le lecteur chevronné, habitué aux équations, nous conseillons aux autres de concevoir ces chapitres comme un catalogue – illustré – présentant comment nous modélisons divers éléments du système climatique. Le chapitre 4, après avoir montré les performances

d'OSCAR v2.1 lorsque tous ses modules sont couplés, présente quelques travaux que nous avons menés parallèlement à ceux sur le *Brazilian Proposal*, avec la version *lite* du modèle. Ces travaux portent sur les *Representative Concentration Pathways* (RCP) et sur les réponses impulsionnelles.

La seconde partie, plus courte, se concentre sur toutes les questions relatives au *Brazilian Proposal*. Dans le chapitre 5, nous exposons les grands principes régissant les exercices d'attribution, et nous montrons comment nous avons dû adapter et étendre ces principes pour les intégrer à notre démarche et à notre modèle. Le chapitre 6, cœur de cette thèse, présente l'ensemble des résultats d'attribution obtenus avec la version complète d'OSCAR v2.1. Nous y illustrons, dans un premier temps, l'intérêt des méthodes d'attribution causale, issues du *Brazilian Proposal*, pour étendre notre compréhension du système Terre, en y attribuant le changement climatique aux forçages anthropiques tels qu'émissions fossiles, de méthane, de dioxyde de soufre ou encore usages des sols. Puis, dans un second temps, nous attribuons régionalement les causes anthropiques du changement climatique, et répondons ainsi à la question posée dans cette thèse. Enfin, le chapitre 7 cherche à amener nos méthodes et résultats sur le terrain politique, soit en illustrant les conséquences de nos résultats sur ce plan, soit en montrant l'intérêt de notre approche pour le domaine socio-politique.

Pour ultime remarque ; cette thèse, plus qu'un rapport exposant l'ensemble des travaux menés durant ces trois dernières années sur le sujet du *Brazilian Proposal*, se veut être une étape de réflexion, voire d'introspection, quant aux développements passés et futurs desdits travaux. Si l'organisation en est, il nous semble, logique, ce manuscrit peut paraître dense à certains moments, et parfois manquant de contexte pour les non-initiés. C'est un choix assumé, motivé par une volonté de concision et un certain manque de temps.

Partie I

OSCAR v2.1

Chapitre 1

Cycle du carbone

La première version du modèle de cycle du carbone OSCAR fut développée par Gitz et Ciais (2003), avec pour objectif d'étudier l'impact du changement d'affectation des sols sur le cycle du carbone, et *in fine* sur la teneur de l'atmosphère en CO_2. L'influence de cette version initiale se fait encore sentir dans la structure du modèle actuel puisque les phénomènes liés à la biosphère terrestre et à l'usage des sols y sont modélisés de façon plus complexe que ceux liés à l'océan ou à l'atmosphère. Cependant, même cette importante partie du modèle a beaucoup évolué depuis, et sera donc intégralement décrite dans ce premier chapitre de thèse. Dans OSCAR v2.1, comme dans la version originale, seule la perturbation anthropique du cycle du carbone est effectivement modélisée. Celle-ci est décomposée en quatre phénomènes globaux : deux réponses des cycles naturels aux changements environmentaux (e.g. CO_2, climat) que sont les puits océanique et biosphérique de carbone ; et deux forçages anthropiques directs, que sont l'usage des sols et ses changements (*land-use* et *land-use change*) et les émissions fossiles, sources de carbone pour l'atmosphère. Le cycle du carbone, tel qu'il est modélisé par OSCAR v2.1, est illustré en figure 1.1.

1.1 Puits océanique ($F_{\downarrow Ocean}$)

Description L'échange de CO_2 entre les océans et l'atmosphère est décrit par un modèle fortement inspiré de la fonction de réponse à couche mixte décrite par Joos et al. (1996). De leur modèle, nous avons explicitement séparé trois flux de carbone : le flux entrant allant de l'atmosphère à l'océan de surface (F_{in}), le flux sortant allant de la surface à l'atmosphère (F_{out}), et le flux transportant le carbone de la couche de surface à l'océan profond (F_{circ}). Le flux net entre océan et atmosphère est ainsi fonction de la différence de pression partielle en CO_2 entre l'atmosphère ($[CO_2]$) et la couche de surface océanique. La pression partielle dans la couche de surface est fonction non-linéaire de la quantité de carbone inorganique dissous (O_S) et de la température de surface océanique (T_{SS}). Le transport de la surface vers les profondeurs est représenté par une fonction de réponse impulsionnelle.

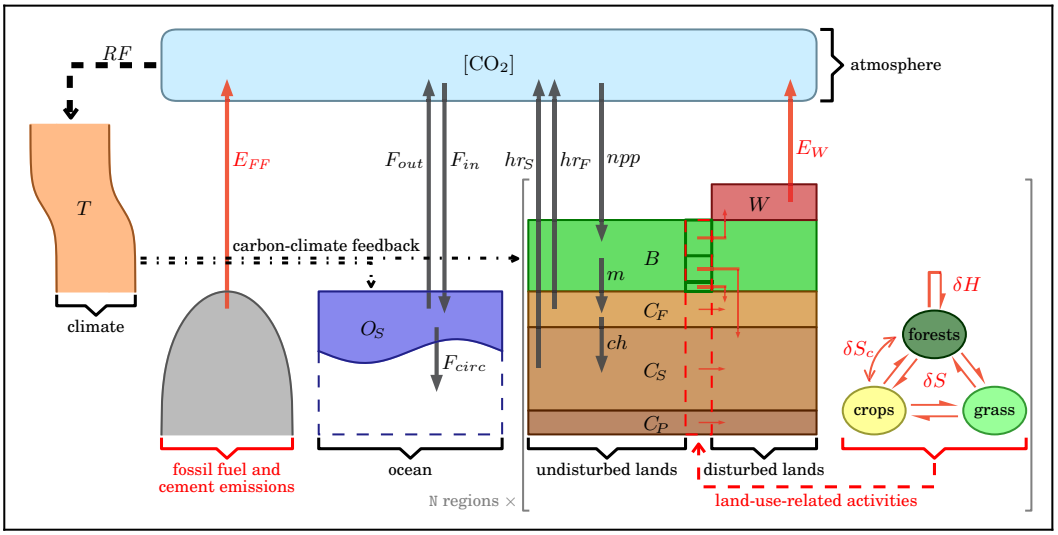


FIGURE 1.1 – Schéma du cycle du carbone dans OSCAR v2.1. Les flèches rouges représentent les forçages anthropiques directs, tandis que les noires illustrent les effets indirects de la perturbation d'origine humaine.

Mathématiquement, le système d'équations décrivant le module océanique est :

$$\begin{cases} \Delta F_{in} = \nu_g \, \Delta[\mathrm{CO_2}] \\ \Delta F_{out} = \nu_g \, \mathbf{f_{pCO_2}}(\alpha_{dic} \, \Delta O_S, \Delta T_{SS}) \\ \Delta F_{circ} = \displaystyle\int_0^t (\Delta F_{in} - \Delta F_{out})(t') \, \frac{\mathrm{d}\mathbf{r_O}}{\mathrm{d}t}(t - t') \, \mathrm{d}t' \\ \dfrac{\mathrm{d}\Delta O_S}{\mathrm{d}t} = \Delta F_{in} - \Delta F_{out} - \Delta F_{circ} \end{cases} \tag{1.1}$$

On note ici avec un indice "0" la valeur d'une variable au pré-industriel et avec un préfixe "Δ" la différence de cette valeur par rapport au pré-industriel. Les fonctions $\mathbf{f_{pCO_2}}$ et $\mathbf{r_O}$ décrivent respectivement la différence de pression partielle en CO_2 de l'océan de surface par rapport au pré-industriel et la réponse impulsionnelle de transport océanique. Le paramètre ν_g décrit la vitesse d'échange annuelle à l'interface océan-atmosphère, et α_{dic} est le facteur de conversion pour passer des giga-tonnes de carbone (GtC) aux micro-moles de dioxyde de carbone par kilo-gramme d'eau de mer ($\mu\mathrm{molCO_2\,kg_{sw}^{-1}}$).

Le code d'OSCAR inclut trois expressions différentes pour la fonction $\mathbf{f_{pCO_2}}$, toutes étant des fonctions approximant la chimie océanique complexe des carbonates. La première expression (baptisée 'Joos2001') est basée sur l'approximation polynomiale des équations chimiques de Millero (1995), fournie par Joos et al. (1996), pour laquelle la dépendance en température a été remplacée par une expression exponentielle empirique issue des travaux de Takahashi et al. (1993). Cette formulation est identique à celle utilisée par Joos et al. (2001), avec une sensibilité à la température

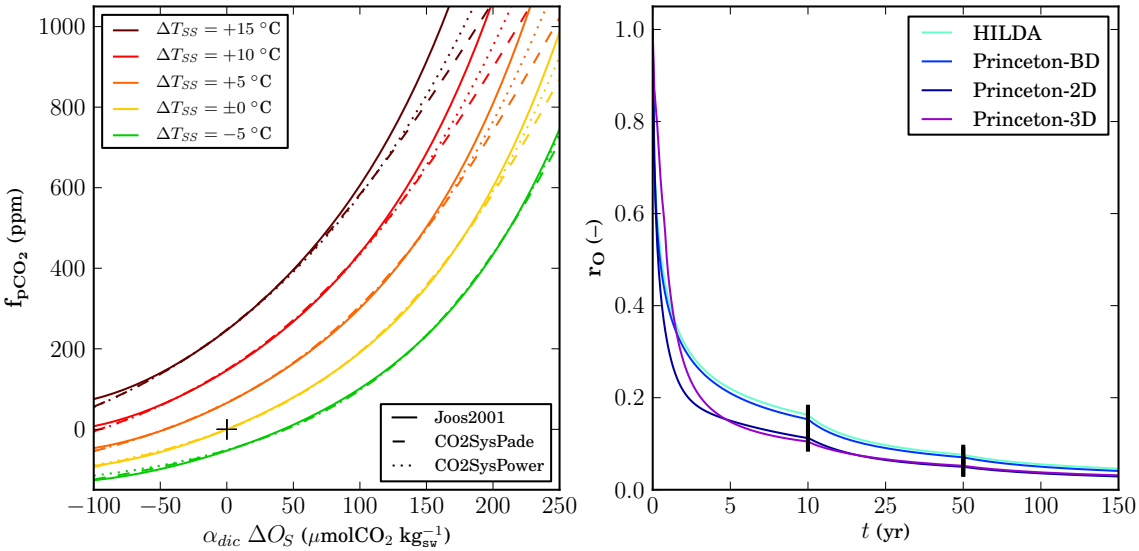


FIGURE 1.2 – Variations du module océanique : la chimie des carbonates [*gauche*], et la fonction de réponse impulsionnelle du transport océanique [*droite*].

du carbone inorganique dissous (γ_{dic}) de $+4.23\,\%\,°C^{-1}$. Les deux autres expressions sont quant à elles basées sur les équations chimiques de Lewis et Wallace (1998) approximées soit par un approximant de Padé ('CO2SysPade'), soit par une fonction puissance ('CO2SysPower') selon les coefficients utilisés par le SCCM (Harman et al., 2011). L'ensemble des expressions analytiques de ces fonctions est donné en table 1.A, et est illustré en figure 1.2.

OSCAR émule également la "structure" de l'océan de quatre modèles de complexité diverse (Joos et al., 1996). Ce choix détermine la valeur du paramètre ν_g, de la température moyenne de surface au pré-industriel ($T_{SS,0}$), et des paramètres structurels tels que la surface et la profondeur de la couche de mélange qui à leur tour déterminent α_{dic}. Ces constantes structurelles sont données en table 1.B. La fonction de réponse impulsionnelle $\mathbf{r_O}$, qui décrit la quantité de carbone restant dans la couche de surface par rapport au temps écoulé après l'ajout instantané d'une quantité unitaire de carbone dans cette même couche de surface, dépend également du choix de structure océanique. Les différentes réponses sont représentées en figure 1.2, et leur expression est donnée en table 1.C.

Discussion Afin de diagnostiquer le comportement du module océanique de notre modèle, on effectue un ensemble de simulations avec les 12 paramétrisations possibles du puits océanique, lorsque celui-ci est forcé par les observations historiques de CO_2 atmosphérique et de température de surface océanique. Les valeurs annuelles de CO_2 sont celles recommandées pour CMIP5 (IIASA, 2012a) de 1765 à 1958, et celles mesurées par la NOAA/ESRL (2012) de 1959 à 2008 ; celles de température sont

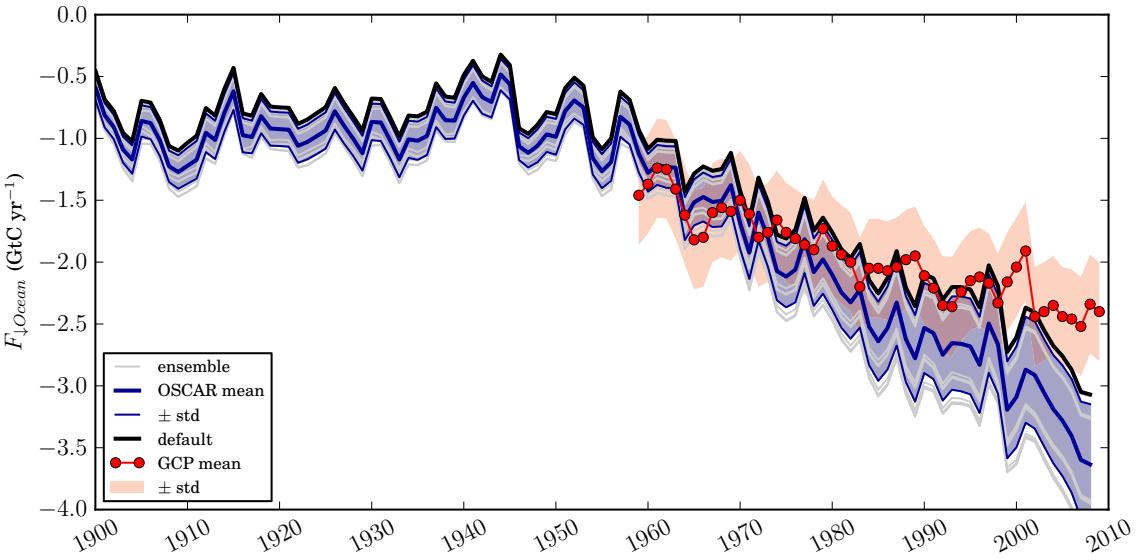


FIGURE 1.3 – Ensemble des reconstitutions du puits océanique historique, lorsque contraint par les conditions environnementales observées, comparé aux estimations du GCP (Le Quéré et al., 2009) et à leurs incertitudes (ombre rouge). La courbe noire illustre le résultat de la paramétrisation par défaut d'OSCAR.

celles reconstruites par la NOAA/NCDC (2012) de 1880 à 2008. Sur la figure 1.3, lorsque l'on compare l'ensemble de ces simulations entre elles, on constate que deux groupes se distinguent : un où le puits est plus fort que l'autre. Or, comme par le passé le taux atmosphérique de CO_2 n'a pas été assez élevé pour que les fonctions d'émulation de la chimie des carbonates soient très différentes l'une de l'autre (cf. figure 1.2 avec un excès de CO_2 d'environ 100 ppm, et de température de l'ordre de 1 °C), c'est donc le choix de fonction de réponse de transport qui domine la variation au sein de l'ensemble de simulations. Sur la figure 1.2, on peut voir que les fonctions $\mathbf{r_O}$ se divisent également en deux groupes, l'un (Princeton-2D et -3D) présentant un transport du carbone vers les fonds océaniques plus rapide que l'autre, expliquant ainsi les résultats des simulations d'ensemble. Comparées aux simulations menées par le *Global Carbon Project* (GCP, Le Quéré et al., 2009) avec des modèles complexes 3D, on constate que toutes les paramétrisations tendent à simuler un puits trop grand dans les années récentes. L'explication principale en est vraisemblablement l'utilisation de fonctions de réponse pour le transport qui sont trop rapides. Notons alors que l'on a choisi la paramétrisation par "défaut" du module océanique afin de "compenser" ce biais.

Nous ne connaissons actuellement aucun modèle simple du calibre d'OSCAR qui utiliserait un autre module de cycle du carbone océanique que celui développé par Joos et al. (1996), ce qui justifie par défaut notre choix de modélisation. Si l'explication de la divergence de notre modèle par rapport aux estimations tient avant tout

à la fonction de transport datée et linéaire, d'autres phénomènes sont absents de notre modèle (ou mal représentés). S'il est peu probable que lesdits phénomènes expliquent la divergence sur la période historique, ceux-ci pourraient toutefois devenir non-négligeables dans le futur. Les paragraphes suivants présentent ainsi des pistes de développement du modèle, sans tentative de classement de celles-ci.

Premièrement, dans notre modèle, la dépendance en température du puits océanique ne passe que par un seul phénomène : le changement de solubilité du CO_2 dans l'eau de mer. Ce faisant, on ignore les effets du changement climatique sur la dynamique de l'océan. Or, on sait qu'une élévation de la température globale entraînera une stratification des couches supérieures de l'océan (i.e. une diminution du mélange) et un ralentissement de la circulation thermohaline (Denman et al., 2007). Cet effet n'est pas traduisible grâce à des fonctions de réponses qui sont par hypothèse linéaires ; il nécessiterait donc de passer, au moins, à une modélisation en boîtes (e.g. Toggweiler, 1999). Deux autres effet du changement climatique sont absents de notre modèle : le changement d'intensité des vents, qui influe directement sur le coefficient d'échange gazeux ν_g (e.g. Wanninkhof, 1992), et le changement d'étendue de la glace de mer (*sea ice*), qui modifie indirectement ce coefficient *via* la taille de l'interface océan–atmosphère disponible pour l'échange gazeux (Denman et al., 2007). Enfin, toujours en lien avec la température, la figure 1.3 montre qu'OSCAR ne reproduit pas de manière satisfaisante la variabilité climatique. À nouveau, une solution serait de faire varier le coefficient d'échange en fonction d'indicateurs d'oscillations climatiques (e.g. SOI), en particulier dans l'optique de reproduire la légère augmentation du puits océanique observée lors des évènements El Niño (e.g. Le Quéré et al., 2009).

Deuxièmement, la fonction de réponse à couche mixte n'inclut pas la pompe biologique, c'est-à-dire le prélèvement de carbone par la biosphère marine de surface et son transport vers les profondeurs lorsque celle-ci meurt puis coule. Ce processus est non-négligeable : sans celui-ci, on estime que la concentration atmosphérique en CO_2 au pré-industriel serait supérieure de 200 ppm (Prentice et al., 2001). Que la pompe biologique ne soit pas modélisée dans OSCAR équivaut à supposer qu'elle reste constante malgré un changement de concentration en CO_2 et/ou de température. En fait, l'augmentation du CO_2 atmosphérique a deux effets principaux : d'une part on a observé un effet de fertilisation augmentant la production biologique en surface ; d'autre part l'acidification de l'océan modifie les équilibres chimiques liés aux organismes calcifiants (*calcifying*), altérant les flux de production et d'export liés au carbone organique et au carbonate de calcium. Cependant, l'effet net du dioxyde de carbone sur la pompe biologique est encore incertain (Denman et al., 2007). Quant à l'effet de la température, certains modèles simulent que le réchauffement global pourrait à l'avenir induire une diminution de l'intensité de la pompe biologique, et donc du puits (e.g. Bopp et al., 2005). Enfin, une représentation explicite de la biosphère marine permettrait de coupler les cycles du carbone et de l'azote, et ainsi de modéliser l'effet fertilisant, renforçant le puits, des dépôts d'azote d'origine anthropique (e.g. Reay et al., 2008).

Troisièmement, l'océan décrit par notre modèle n'est connecté qu'à l'atmosphère. En réalité, il existe un flux de matière provenant des continents et allant des les océans qui, bien que faible en débit volumique, a une concentration élevée en carbone et en nutriments. Si ce flux semble négligeable pour le carbone anthropique sur la période historique (Regnier et al., 2013), il constitue toutefois un apport non-négligeable en nutriments (azote, phosphore, fer ou encore zinc) qui peut altérer la pompe biologique (Denman et al., 2007). Enfin, la prise en compte du couplage océan–lithosphère (i.e. la sédimentation du calcaire marin ($CaCO_3$) sur les fonds océaniques ainsi que son érosion), bien que souvent négligeable aux échelles de temps qui nous intéressent, pourrait s'avérer nécessaire lorsque l'horizon temporel d'étude atteint le milier d'années. Ces phénomènes pourraient être modélisés en affectant à la valeur asymptotique des fonctions de réponse (cf. table 1.A) une décroissance exponentielle supplémentaire de l'ordre de 1 000 à 10 000 ans (Archer et al., 1997).

1.2 Puits biosphérique ($F_{\downarrow Land}$)

Description Le cycle du carbone continental est décrit dans OSCAR de façon régionalisée et agrégée. Les neuf régions que nous utilisons par défaut dans cette thèse sont présentées en figure 1.4. Les terres émergées sont ainsi divisées en plusieurs régions (exposant "i") et la végétation de chacune de ces régions est divisée en trois biomes (exposant "b") : forêts, prairies, et cultures. Chaque couple (i, b) est décrit par un modèle à trois boîtes (cf. figure 1.1), représentant trois stocks de carbone : la biomasse de la végétation (B), le carbone sol "rapide" (C_F) et le carbone sol "lent" (C_S). Les échanges de matière sont décrits par cinq flux : le bilan net de la photosynthèse (*Net Primary Productivity* ; *NPP*), la mortalité de la biomasse (M), les respirations hétérotrophes des stocks de carbone sol (RH_F et RH_S), et la transformation biochimique du carbone sol "rapide" en "lent" (CH).

Dans un premier temps (dans cette section), on suppose que la biosphère continentale n'est pas directement affectée par les activités liées à l'usage des sols, et donc que seuls les changements environnementaux (ici, CO_2 et climat) ont un impact sur la végétation. Ceci revient à considérer uniquement la perturbation intensive du cycle du carbone terrestre. On utilise alors la notation minuscule pour décrire les flux et stocks intensifs (surfaciques), en opposition à la notation majuscule pour les valeurs extensives, de telle sorte que pour toute variable Z on a : $Z^{i,b} = z^{i,b}\, S^{i,b}$, où $S^{i,b}$ est l'aire du biome b dans la région i, constante par hypothèse ici. Comme illustré en figure 1.1, avec cette notation on peut décrire l'hypothèse d'équilibre pré-industriel du cycle du carbone biosphérique, pour tout couple (i, b), comme :

$$\underbrace{npp_0^{i,b}}_{\eta_0^{i,b}} = \underbrace{m_0^{i,b}}_{\mu_0^{i,b}\, b_0^{i,b}} = \underbrace{ch_0^{i,b}}_{\frac{0.3}{0.7}\, \rho_{F,0}^{i,b}\, c_{F,0}^{i,b}} + rh_{F,0}^{i,b} = \underbrace{rh_{F,0}^{i,b}}_{\rho_{F,0}^{i,b}\, c_{F,0}^{i,b}} + \underbrace{rh_{S,0}^{i,b}}_{\rho_{S,0}^{i,b}\, c_{S,0}^{i,b}} \tag{1.2}$$

Cette équation introduit les paramètres de productivité primaire nette surfacique (η_0), ainsi que de taux de mortalité (μ_0) et de taux de respirations hétérotrophes ($\rho_{F,0}$

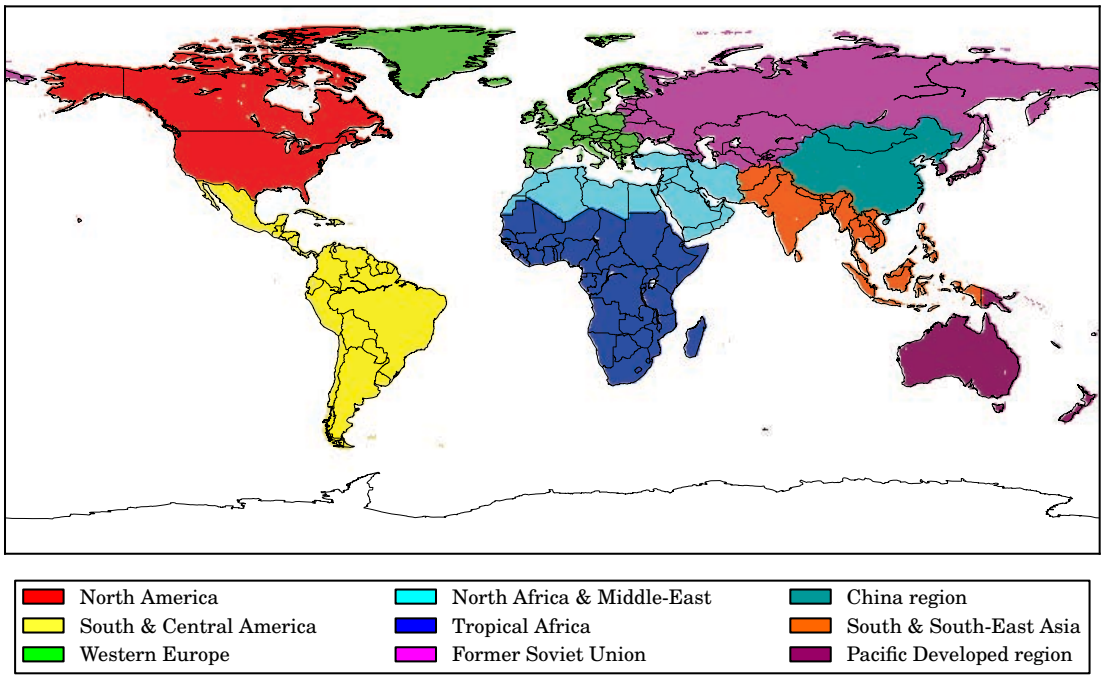


FIGURE 1.4 – Neuf régions utilisées par défaut dans OSCAR.

et $\rho_{S,0}$). On fait également l'hypothèse que la transformation du carbone sol rapide en carbone lent se fait à un rythme proportionnel ($^{0.3}/_{0.7}$) à sa propre respiration hétérotrophe (Foley, 1995).

L'ensemble des paramètres de flux (η_0, μ_0, $\rho_{F,0}$ et $\rho_{S,0}$) ainsi que les densités carbone (b_0, $c_{F,0}$ et $c_{S,0}$) sont calculés, pour le pré-industriel, à partir d'une simulation à l'équilibre du modèle de végétation spatialisé ORCHIDEE (Krinner et al., 2005). Lors de ce calcul, on suppose qu'une quantité fixe du carbone sol lent ($c_P = 20\,\mathrm{tC\,ha^{-1}}$) est totalement passif (Barré et al., 2010). De plus, comme l'équilibre pré-industriel d'ORCHIDEE est en 1850 alors que celui d'OSCAR est en 1750, la NPP et les densités carbone sont légèrement modifiées à la baisse (elles sont multipliées par un facteur $^{[CO_2]_0}/_{[CO_2]_{t=1850}} \approx 98\,\%$). Concernant les cultures, à tout instant de la simulation, on suppose que le facteur de récolte annuelle (*harvest index*) correspond à 40 % (Hay, 1995) de la biomasse aérienne (*above-ground*), qu'une moitié des résidus est laissée sur place, et que la récolte et l'autre moitié des résidus sont instantanément consommées et oxydées. On réduit alors la NPP et les densités carbone des cultures en proportion, afin de n'avoir dans le modèle que le bilan net de ce biome. Les surfaces initiales sont basées sur cette même simulation d'ORCHIDEE et ajustées sur les valeurs de 1700 estimées par Klein Goldewijk et al. (2011). L'ensemble des paramètres pré-industriels, pour nos neuf régions, est donné en table 1.D. Pour exemple, la NPP globale pré-industrielle d'OSCAR est de $NPP_0 = \sum \eta_0\, S_0 = 55\ \mathrm{GtC\ yr^{-1}}$, alors que le stock de carbone global est de

$B_0 = \sum b_0\, S_0 = 568\,\mathrm{GtC}$ dans la végétation et de $C_0 = \sum (c_{F,0} + c_{S,0})\, S_0 = 1378\,\mathrm{GtC}$ dans le sol. Le chiffre total, qui par ailleurs ignore les stocks de carbone du pergélisol, est en bon accord avec les estimations de Denman et al. (2007).

Toujours dans le cas sans changement d'usage des sols (exposant "0", cf. section 1.3.2), la perturbation anthropique de ce cycle du carbone terrestre (i.e. le puits biosphérique) s'exprime comme la différence entre la perturbation de NPP et celle des respirations, sommée sur l'ensemble des paires (i, b) :

$$F^0_{\downarrow Land} = \sum_{i,b} \left(\Delta rh_F^{i,b} + \Delta rh_S^{i,b} - \Delta npp^{i,b}\right) S_0^{i,b} \tag{1.3}$$

Et, puisqu'il n'y a pas d'échange de carbone latéral entre les différents couples (i, b), chaque sous-modèle en boîtes est résumé par le système d'équations suivant :

$$\begin{cases} \Delta npp^{i,b} = \eta_0^{i,b}\, \left(\mathbf{f}^{i,b}_{\mathbf{npp}}(\Delta[\mathrm{CO_2}])\, (1 + \gamma^{i,b}_{npp}\, \Delta T^i_{LS}) - 1\right) \\ \Delta m^{i,b} = \mu_0^{i,b}\, \Delta b^{i,b} \\ \Delta rh_F^{i,b} = \rho^{i,b}_{F,0}\, c^{i,b}_{F,0}\, \left(\exp(\tilde{\gamma}_{rh}\, \Delta T^i_{LS})\, (1 + \frac{\Delta c_F^{i,b}}{c^{i,b}_{F,0}}) - 1\right) \\ \Delta ch^{i,b} = (0.3/0.7)\, \Delta rh_F^{i,b} \\ \Delta rh_S^{i,b} = \rho^{i,b}_{S,0}\, c^{i,b}_{S,0}\, \left(\exp(\tilde{\gamma}_{rh}\, \Delta T^i_{LS})\, (1 + \frac{\Delta c_S^{i,b}}{c^{i,b}_{S,0}}) - 1\right) \\ \dfrac{\mathrm{d}\Delta b^{i,b}}{\mathrm{d}t} = \Delta npp^{i,b} - \Delta m^{i,b} \\ \dfrac{\mathrm{d}\Delta c_F^{i,b}}{\mathrm{d}t} = \Delta m^{i,b} - \Delta rh_F^{i,b} - \Delta ch^{i,b} \\ \dfrac{\mathrm{d}\Delta c_S^{i,b}}{\mathrm{d}t} = \Delta ch^{i,b} - \Delta rh_S^{i,b} \end{cases} \tag{1.4}$$

L'équation (1.4) définit implicitement la variation du taux de respiration hétérotrophe comme étant : $\Delta\rho^{i,b} = \rho_0^{i,b}\, (\exp(\tilde{\gamma}_{rh}\, \Delta T^i_{LS}) - 1)$. Cette expression exponentielle de la sensibilité de la respiration à la température locale de surface (ΔT_{LS}) est strictement équivalente à la formulation dite du "Q_{10}" (e.g. Reichstein et al., 2005) avec $\tilde{\gamma}_{rh} = \ln(Q_{10})/10$; l'usage du "$\sim$" dénotant la valeur du paramètre agrégée à l'échelle globale. La fonction $\mathbf{f}^{i,b}_{\mathbf{npp}}$, qui décrit l'effet de fertilisation du $\mathrm{CO_2}$ sur la production photosynthétique, peut prendre deux formes différentes. La première est logarithmique, représentant une fertilisation marginalement décroissante mais non-saturante (Bacastow et Keeling, 1973) :

$$\mathbf{f}^{i,b}_{\mathbf{npp}} = 1 + \beta^{i,b}_{npp}\, \ln(1 + \tfrac{\Delta[\mathrm{CO_2}]}{[\mathrm{CO_2}]_0}) \tag{1.5}$$

La seconde forme est hyperbolique, inspirée par la formulation d'une dynamique

enzymatique saturante (Menten et Michaelis, 1913; Friedlingstein et al., 1995) :

$$\begin{cases} \chi_2 = \frac{(2\,[CO_2]_0 - \Sigma_c^{i,b}) - \sigma_{npp}^{i,b}\,([CO_2]_0 - \Sigma_c^{i,b})}{(\sigma_{npp}^{i,b} - 1)\,([CO_2]_0 - \Sigma_c^{i,b})\,(2\,[CO_2]_0 - \Sigma_c^{i,b})} \\ \chi_1 = \frac{1 + \chi_2\,([CO_2]_0 - \Sigma_c^{i,b})}{[CO_2]_0 - \Sigma_c^{i,b}} \\ \mathbf{f}_{\mathbf{npp}}^{i,b} = \frac{\chi_1\,([CO_2]_0 + \Delta[CO_2] - \Sigma_c^{i,b})}{1 + \chi_2\,([CO_2]_0 + \Delta[CO_2] - \Sigma_c^{i,b})} \end{cases} \tag{1.6}$$

Le point de compensation de la NPP hyperbolique (Σ_c), qui correspond à la valeur de CO_2 atmosphérique en deçà de laquelle la NPP est nulle, ainsi que les paramètres de sensibilités de la NPP (β_{npp}, σ_{npp} et γ_{npp}) sont calibrés sur deux simulations idéalisées du modèle de système Terre IPSL-CM5-LOOP (Dufresne et al., 2013) : une où cycle du carbone et climat sont découplés et une autre où ils sont couplés. Lors de ces simulations, le CO_2 atmosphérique augmente de 1 % chaque année. La calibration est montrée en figures 1.5 et 1.6, où les simulations utilisées sont détaillées plus en amont, et les paramètres obtenus pour chaque couple région–biome sont donnés en table 1.E.

Pour émuler les sensibilités globales d'autre modèles biosphériques, on calcule également, selon la même méthode et toujours pour le modèle de l'IPSL, les valeurs de trois paramètres agrégés globaux : $\tilde{\beta}_{npp}$, $\tilde{\sigma}_{npp}$ et $\tilde{\gamma}_{npp}$. Or, Denman et al. (2007, table 7.5) synthétise l'ensemble des sensibilités des modèles ayant participé à l'inter-comparaison C^{4}MIP (Friedlingstein et al., 2006). De ces données, nous déduisons des jeux de paramètres globaux pour les onze modèles de l'inter-comparaison (exposant "M"), ainsi que pour leur moyenne, transcrits en table 1.F. Enfin, nous appliquons les formules suivantes afin d'émuler les sensibilités de ces modèles dans OSCAR :

$$\begin{cases} \beta_{npp}^{M,i,b} = \beta_{npp}^{i,b}\,(\tilde{\beta}_{npp}^{M}/\tilde{\beta}_{npp}) \\ \sigma_{npp}^{M,i,b} = \sigma_{npp}^{i,b}\,(\tilde{\sigma}_{npp}^{M}/\tilde{\sigma}_{npp}) \\ \gamma_{npp}^{M,i,b} = \gamma_{npp}^{i,b} + \tilde{\gamma}_{npp}^{M} - \tilde{\gamma}_{npp} \end{cases} \tag{1.7}$$

Ici, les valeurs du point de compensation ne sont jamais modifiées, et la valeur de $\tilde{\gamma}_{rh}^{M}$, n'étant pas définie régionalement dans OSCAR, ne dépend pas de $\tilde{\gamma}_{rh}$ et est directement déduite des sensibilités des modèles C^{4}MIP (Denman et al., 2007).

Discussion Comme nous l'avons fait précédemment dans le cas du puits océanique, on effectue un ensemble de simulations avec les 26 paramétrisations possibles du puits biosphérique, en forçant le CO_2 atmosphérique et les températures de surface régionales. Ces dernières sont la reconstruction CRU+NCEP (Viovy, 2012) de 1900 à 2008. Sur la figure 1.7, on constate une forte dispersion de l'ensemble, atteignant dans les années 2000 un écart-type de ±75 %, ce qui est supérieure à celle observée dans C^{4}MIP, et illustre l'approche plutôt simpliste utilisée en équation (1.7) pour émuler les sensibilités des modèles de l'inter-comparaison. Quand l'ensemble est comparé aux simulations du GCP (Le Quéré et al., 2009), on constate deux choses.

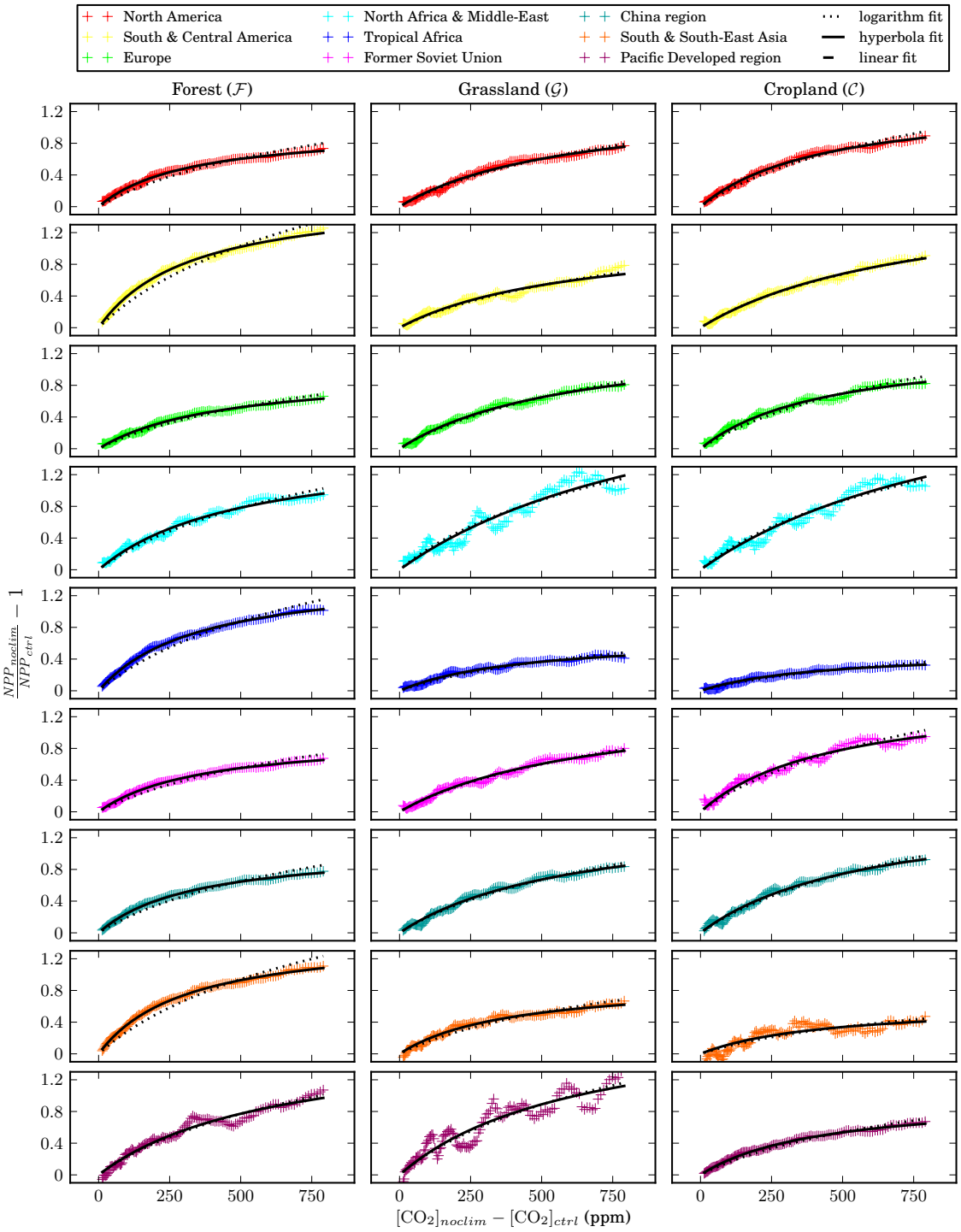


FIGURE 1.5 – Calibration des paramètres de sensibilité au CO_2 de la NPP sur le modèle IPSL-CM5-LOOP. L'axe des ordonnées présente la variation relative de NPP entre la simulation avec accroissement du CO_2 mais pas de la température (*noclim*), et la simulation de contrôle à CO_2 et climat constants (*ctrl*).

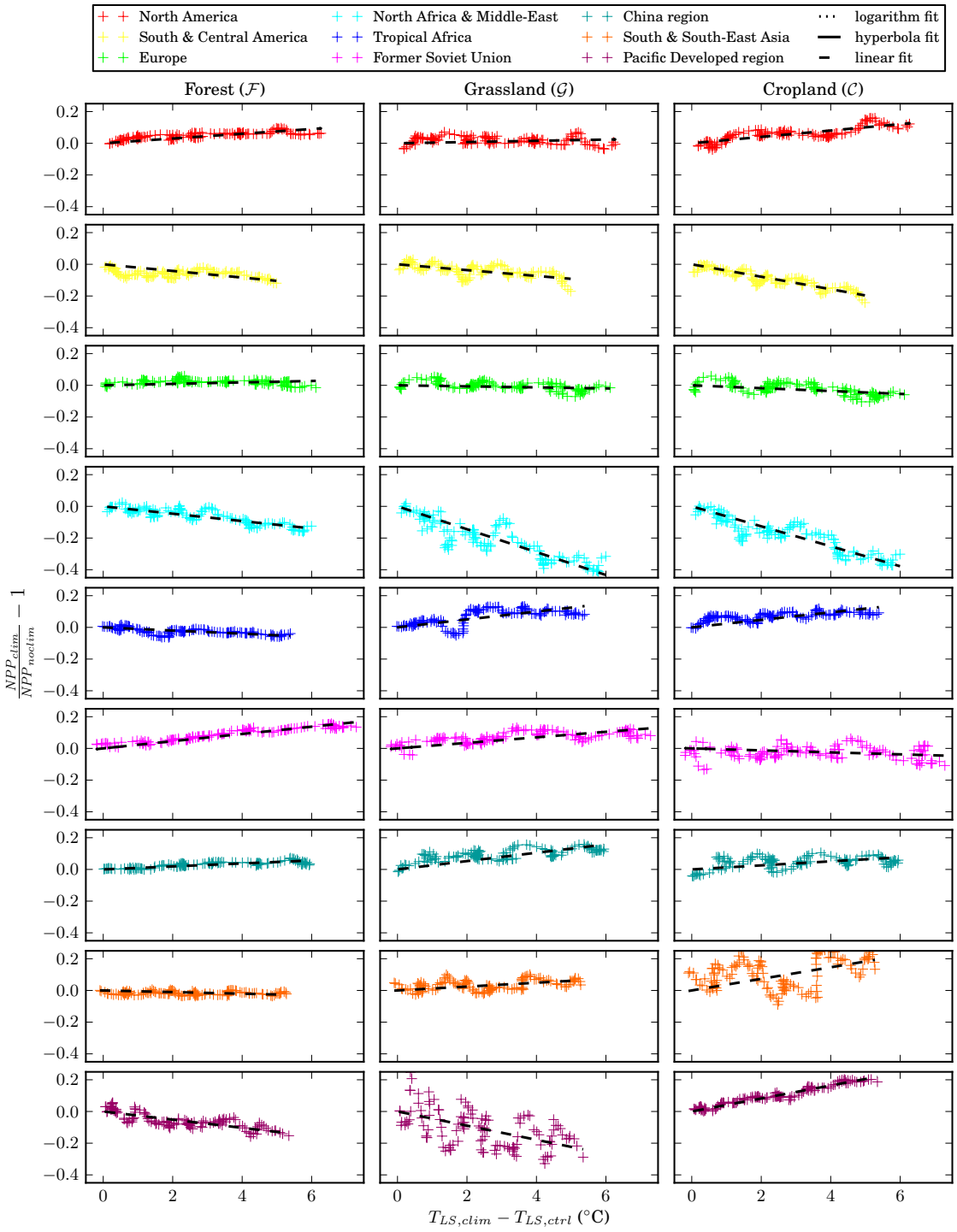


FIGURE 1.6 – Calibration des paramètres de sensibilité à la température de la NPP sur le modèle IPSL-CM5-LOOP. L'axe des ordonnées présente la variation relative de NPP entre la simulation avec accroissement couplé du CO_2 et de la température (*clim*), et la simulation sans changement de température (*noclim*).

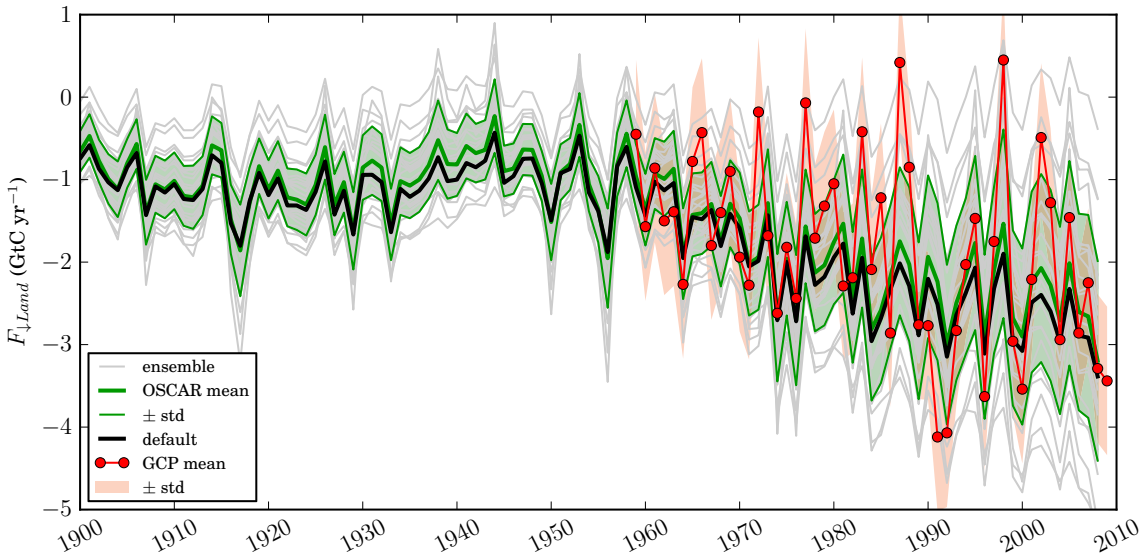


FIGURE 1.7 – Ensemble des reconstitutions du puits biosphérique historique, lorsque contraint par les conditions environnementales observées (i.e. $\Delta[CO_2]$ et ΔT_{LS}), comparé aux estimations du GCP (Le Quéré et al., 2009).

D'abord, OSCAR reproduit moins de variabilité inter-annuelle que les modèles complexes, ce qui s'explique par une calibration sur IPSL-CM5-LOOP faite en tendance, ne pouvant donc reproduire de processus fortement non-linéaires. Ensuite, notre ensemble tend à simuler un puits biosphérique un peu plus fort que celui estimé par le GCP, en particulier pour notre paramétrisation par défaut (celle suivant le modèle de l'IPSL), mais notons que ceci est globalement compensé par les estimations que fait OSCAR des émissions liées aux usages des sols (cf. section 1.3.3).

Le module biosphérique d'OSCAR, bien que composé d'un nombre relativement élevé de compartiments (dépendant du nombre de région, ici : 81 boîtes = 9 régions × 3 biomes × 3 boîtes) qui pourrait le rapprocher de la catégorie des modèles de complexité intermédiaire (EMIC, pour *Earth system Model of Intermediate Complexity*), reste simpliste quant à certains phénomènes absents ou non représentés. Comme précédemment, suit une liste de ceux-ci sans tentative particulière de les classer par ordre d'importance.

Premièrement, nous avons constaté un peu plus haut que la réponse au climat, et en particulier à la variabilité inter-annuelle, n'est pas satisfaisante. Cette variabilité, visible en figure 1.7, est principalement due aux évènements ENSO (*El Niño–Southern Oscillation*) et, dans une moindre mesure, à d'autres d'oscillations climatiques (Le Quéré et al., 2009). Si une paramétrisation basée sur les divers indicateurs liés à ces oscillations est possible (e.g. le *Southern Oscillation Index*, SOI), celle-ci passerait à côté des processus physiques sous-jacents. En particulier, en plus de la température, deux forçages climatiques affectent la biosphère : les précipita-

tions (impactant la NPP et la respiration), et le rayonnement reçu par la végétation (impactant la NPP) (Denman et al., 2007). Ainsi, bien que notre calibration de la NPP uniquement sur la tendance en température inclue implicitement la tendance en précipitations (cf. section 3.2), on constate en figure 1.6 l'existence d'une variabilité très probablement expliquée par l'absence de prise en compte du cycle de l'eau et de la radiation. De plus, concernant la respiration hétérotrophe, outre qu'il serait préférable d'introduire des formulations alternatives à celle exponnentielle afin d'éviter la divergence du modèle aux températures très élevées, la sensibilité aux températures devrait également être calibrée pour chaque couple (i, b).

Deuxièmement, OSCAR ignore plusieurs facteurs affectant le bilan photosynthétique des plantes. Parmi ceux-ci, on compte la perturbation du cycle de l'azote induite par les dépôts azotés d'origine humaine. Ces dépôts proviennent de l'augmentation de la quantité d'azote réactive dans l'atmosphère, elle-même induite par les émissions d'oxydes d'azote (NO_x, cf. section 2.1.1) et d'ammoniaque (NH_3, cf. section 3.1.2). La prise en compte de ce phénomène modifie significativement la répartition régionale du puits biosphérique (Zaehle et al., 2010a), et tend à limiter l'efficacité future de l'effet de fertilisation par le CO_2 (Zaehle et al., 2010b), et donc à limiter le futur puits biosphérique sous des scénarios à forte teneur en CO_2 atmosphérique. D'autres phénomènes affectant significativement la NPP sont absents d'OSCAR. On peut citer, d'une part, l'augmentation du taux d'ozone troposphérique (cf. section 2.1) qui a des conséquences délétères sur la capacité des plantes à réaliser la photosynthèse (e.g. Feltzer et al., 2004; Sitch et al., 2007). D'autre part, l'augmentation de la quantité atmosphérique d'aérosols dispersant (*scattering*) pourrait être à l'origine d'un effet de fertilisation dû à une augmentation de la lumière diffuse reçue par le couvert végétal inférieur (Denman et al., 2007). Ainsi, l'effet des aérosols d'origine volcanique expliquerait une part significative de la variabilité inter-annuelle du puits observée récemment (Raupach et al., 2013).

Troisièmement, concernant l'équilibre pré-industriel, nous ne disposons que d'une seule simulation permettant de calibrer les stocks et les flux d'OSCAR. Or, il y a autant de variation entre modèles complexes lors de simulations transitoires que lors du calcul de l'état d'équilibre, en termes de couvert végétal ou de stocks de carbone. Ajoutons à cela que la prise en compte des nutriments, tels qu'azote ou phosphore, modifierait également les stocks d'équilibre (e.g. Goll et al., 2012). Une autre hypothèse sous-jacente à notre calcul de l'équilibre doit être explicitée. Dans notre modèle, il n'y pas de modélisation du flux induit par les perturbations spontanées tels que les feux naturels, les maladies ou l'activité des insectes. Cette respiration supplémentaire doit être compensée à l'équilibre par la photosynthèse, de telle sorte que le bilan soit nul. Il y a ainsi deux interprétations possibles : soit ce flux est distinct de nos respirations, auquel cas lui et le flux de compensation sont supposés invariant malgré les changements de CO_2 et/ou de climat ; soit il est intégré à la respiration d'OSCAR, auquel cas il est supposé variant comme celle-ci (loi du Q_{10}) et sa compensation est également intégrée à notre NPP. Aucune de ces deux interprétations ne satisfait nos connaissances sur les feux naturels (*wildfires*), pour

lesquels on sait que climat et occupation des sols sont déterminants (e.g. Kloster et al., 2012). Enfin, notons qu'il n'y a pas, dans OSCAR, de dynamique spatiale de la végétation, c'est-à-dire que les changements de CO_2 et de climat n'induisent pas explicitement de déplacements (migration) d'espèces (cf. e.g. Cramer et al., 2001).

1.3 Usage des sols (E_{LUC})

1.3.1 Forçages (δS, δH, δS_c)

Une des caractéristiques principales d'OSCAR est de ne pas prescrire directement les émissions de CO_2 dues à l'usage des sols, mais de calculer ces émissions grâce à un module dit de "*book-keeping*", initialement développé par Gitz et Ciais (2003). Ce module se voit prescrire trois forçages exogènes décrivant l'action directe de l'Homme sur les écosystèmes continentaux. Le premier de ces forçages est le changement d'usage des sols à proprement parler (δS) qui décrit les surfaces de biomes convertis en d'autres biomes. Ce forçage peut par exemple décrire la déforestation s'il représente la conversion de forêt en pâtures ou en cultures, mais également l'abandon de terres agricoles dans le cas contraire. Il est défini pour une région et pour deux biomes représentant le biome avant (b_1) et celui après (b_2), en unité de surface convertie par année ($\mathrm{Mha\,yr^{-1}}$). Le second forçage prescrit est la récolte de biomasse (*harvest* ; δH), en particulier de biomasse forestière, défini pour chaque couple (i, b) en quantité de matière récoltée ($\mathrm{GtC\,yr^{-1}}$). Le troisième forçage est la *shifting cultivation* (δS_c), autrement dit l'agriculture sur brûlis encore pratiquée dans certaines régions tropicales. C'est un cas particulier de double changement d'usage des sols réciproque puisqu'on considère simultanément la destruction d'une surface donnée de forêt pour y faire de la culture (ou de la pâture), et l'abandon d'autant de surface de culture (ou de pâture) en faveur de la forêt. Nous verrons plus loin (section 4.3.2) pourquoi le bilan d'une telle activité n'est pas nul à court terme.

Les données historiques que nous utilisons sont issues des travaux d'harmonization de Hurtt et al. (2011) (LUH, 2012). Ces données couvrent l'ensemble de la période 1700–2004 ; elles sont extrapolées pour 2005–2008 en supposant que l'ensemble des transitions diminue de 4 % par an, suivant le chiffre global estimé par Friedlingstein et al. (2010), et que récoltes et cultures sur brûlis restent constantes. Puisque ce *dataset* semble sur-évaluer l'intensité des activités d'usage des sols avant 1950 et qu'il ne se raccorde correctement aux statistiques de la FAO que vers 1980, nous égalisons la quantité annuelle de transitions (variables δS) à celle fournie par Houghton et Hackler (2001), sur l'ensemble de la période 1700–1980, sans en altérer les proportions régionales. Une partie des données finales est illustrée en figure 1.8, où l'on peut par exemple voir que la déforestation au XX$^{\text{è}}$ siècle a principalement eu lieu dans les régions tropicales, que la quantité de biomasse récoltée n'a fait que croître jusqu'en 2000, ou encore que la *shifting cultivation* n'a bien lieu que dans les régions tropicales.

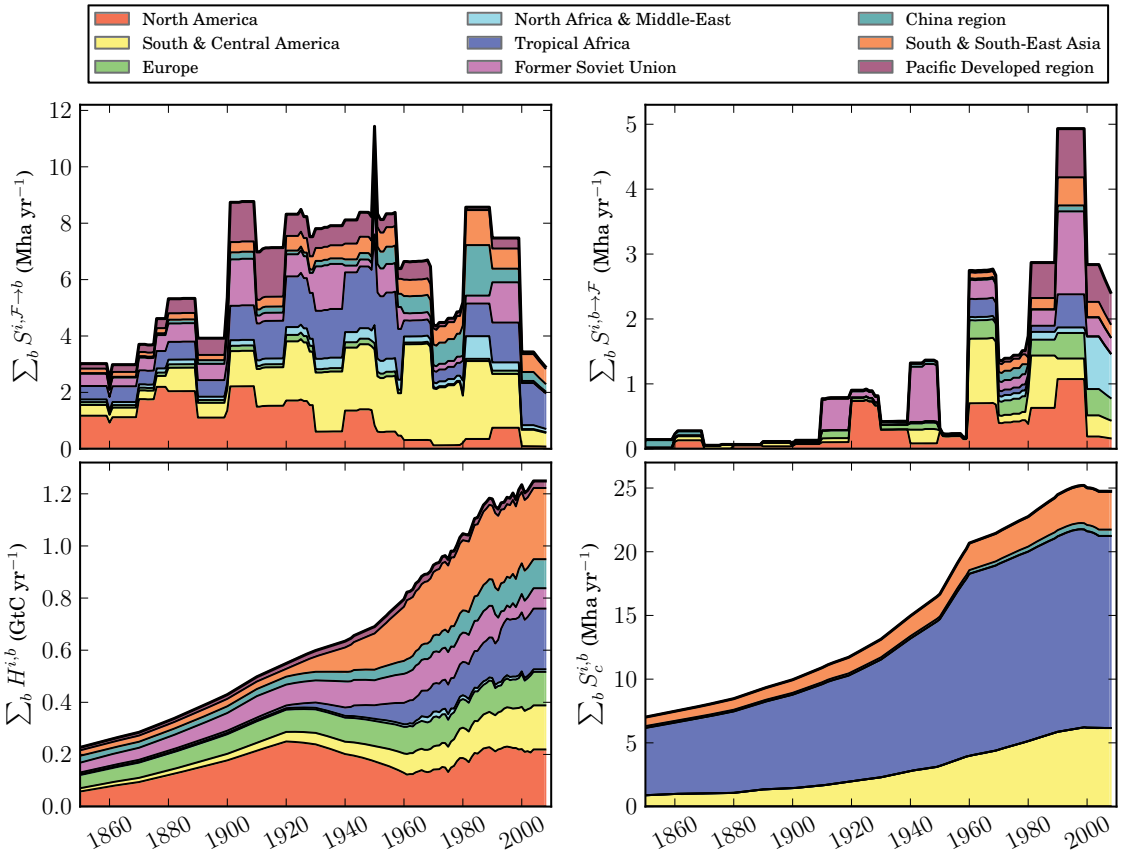


FIGURE 1.8 – Forçages d'usage des sols. Sont présentés les taux de déforestation [*haut-gauche*], de reforestation/afforestation [*haut-droite*], de récolte de biomasse [*bas-gauche*], et de culture/pâture sur brûlis [*bas-droite*].

1.3.2 Définition

Il est deux points fondamentaux à comprendre concernant les émissions liées aux usages des sols.

- Premièrement, ce flux est la somme de nombreux flux locaux qui peuvent être positifs (émission) ou négatifs (absorption), ce en fonction du type de perturbation à l'origine du flux (déforestation, reforestation, pratiques agricoles, gestion forestière, etc.), mais également en fonction du temps écoulé depuis le début de la perturbation en question (Houghton, 2010). Ainsi, on appelle ce flux "émissions" parce que, historiquement, il est dominé par des activités de déforestation qui ont un bilan net positif (i.e. émetteur). Si, à l'avenir, l'activité dominante était la reforestation, ce flux pourrait devenir négatif (un puits) à l'échelle globale.
- Secondement, la séparation des flux dits de puits biosphérique et d'émissions liées aux usages des sols est arbitraire, et a été initialement introduite afin de distinguer l'effet indirect des activités humaines, conduisant au puits biosphérique ($F_{\downarrow Land}$),

et l'effet direct de ces activités, à l'origine des émissions liées aux usages des sols (E_{LUC}). Quelle que soit la définition choisie, la conservation de la matière implique que la somme des deux flux est toujours égale au flux net de CO_2 entre biosphère et atmosphère (F_{net}). Ainsi, choisir une définition pour l'un ou l'autre des deux flux ne laisse aucun choix quant à la définition du second.

Les implications du premier point ne seront que peu discutées dans cette thèse, mis à part qu'il motive notre approche par réponses impulsionnelles en section 4.3.2. Le second point est longuement discuté dans notre article établissant un cadre théorique pour décrire le flux net de CO_2 entre biosphère continentale et atmosphère (Gasser et Ciais, 2013) ; nous reviendrons ici sur quelques résultats importants.

Dans ledit article, nous distinguons deux types de perturbations de la biosphère continentale, définies par rapport à un équilibre pré-industriel hypothétique. La première, baptisée "LUC" pour *Land-Use Change*, est une perturbation extensive, décrivant les changements d'usage des sols, et affectant les proportions relatives des biomes dans une région donnée. La seconde, baptisée "CCN" pour *Carbon-Climate-Nitrogen*, est une perturbation intensive, décrivant les changements environnementaux affectant la biosphère terrestre. Dans la section précédente, en équation (1.2), nous avons donné l'expression du flux F_{net} en présence de perturbation CCN et en l'absence de perturbation LUC :

$$F_{net}^{CCN} = \sum_{i,b} -\Delta nbp^{i,b}\, S_0^{i,b} \tag{1.8}$$

On agrège ici tous les flux de CO_2 locaux en un flux biosphérique unique représentant le bilan net de productivité de chaque biome (*net biome productivity* ; *NBP*). Dans notre modèle, on a ainsi : $nbp = npp - rh_L - rh_S$.

Pour pouvoir formuler le flux net en présence de changements d'usage des sols, intéressons nous plus en avant à la méthodologie du *book-keeping*, pour laquelle il nous faut développer un nouveau formalisme lié à la perturbation LUC. Le principe du *book-keeping* est de garder trace, dans la modélisation numérique, de l'ensemble des perturbations qui ont eu lieu à une date antérieure à la date considérée. Chaque variable biosphérique du modèle est exprimée selon un axe supplémentaire dit de "classe d'âge" (exposant "$\hat{a}$"), et l'ensemble des classes d'âge d'une variable est appelé une "cohorte". Ainsi, la notation $Z^{i,b,\hat{a}}$ décrit la valeur de la variable Z, prise dans la région i et pour le biome b, pour la classe de terre perturbée $\hat{a}$ années plus tôt. À mesure que la valeur de $\hat{a}$ augmente, on considère des terres dont la perturbation a eu lieu de plus en plus en amont, et donc des terres qui sont de plus en plus proche de leur équilibre par rapport à la perturbation LUC. Ainsi, on peut exprimer la valeur tendancielle de Z par rapport à la perturbation LUC par la formule suivante : $Z^{i,b,\hat{a}\to\infty} \to Z^{i,b}$. Enfin, puisque la perturbation LUC induit des flux de matière *a priori* différents de ce qu'ils seraient sans celle-ci, il est important de noter que, en général, on a : $Z^{i,b,\hat{a}} \neq Z^{i,b}$.

Cherchons maintenant à formuler le flux net de CO_2 entre biosphère et atmosphère dans le cas hypothétique de présence de changements d'usage des sols (avec

LUC) et d'absence de changements environnementaux (sans CCN). Dans une région donnée, il est nécessaire de distinguer la surface d'un biome qui a disparue suite à une conversion vers un autre biome (notée ΔS_{-}), et celle qui est apparue à partir d'un autre biome (notée ΔS_{+}). Le biome qui disparaît était à l'équilibre par rapport à la perturbation LUC. Le biome qui apparaît est affecté par cette perturbation, et est donc modélisé par *book-keeping*. À ce flux biosphérique lié aux biomes perturbés, il convient d'ajouter un flux d'émission dû à l'oxydation des produits du bois (noté E_W) qui représente l'oxydation de la biomasse prélevée (et éventuellement déplacée) lors de la perturbation LUC. Sa valeur d'équilibre par rapport à cette perturbation est nulle. Le flux net s'exprime alors comme :

$$\begin{aligned} F_{net}^{LUC} = & \sum_{i,b} -\Delta nbp^{i,b} \left(S_0^{i,b} - \Delta S_{-}^{i,b}\right) \\ & + \sum_{i,b,\hat{a}} \left(e_{W,0}^{i,b,\hat{a}} - nbp_0^{i,b,\hat{a}}\right) \Delta S_{+}^{i,b,\hat{a}} \end{aligned} \tag{1.9}$$

Cependant, en l'absence de perturbation CCN, les variables Δnbp sont nulles par hypothèse. On en déduit la formulation finale du flux net entre biosphère et atmosphère lorsque seule la perturbation LUC est présente :

$$F_{net}^{LUC} = \sum_{i,b,\hat{a}} \left(e_{W,0}^{i,b,\hat{a}} - nbp_0^{i,b,\hat{a}}\right) \Delta S_{+}^{i,b,\hat{a}} \tag{1.10}$$

Finalement, prenons le cas (réaliste) où les deux perturbations LUC et CCN sont présentes. Par rapport à l'expression donnée en équation (1.9), il est nécessaire d'ajouter un terme perturbatif (par rapport à CCN) à la cohorte des biomes en transition et à celle des émissions des produits du bois :

$$\begin{aligned} F_{net}^{CCN+LUC} = & \sum_{i,b} -\Delta nbp^{i,b} \left(S_0^{i,b} - \Delta S_{-}^{i,b}\right) \\ & + \sum_{i,b,\hat{a}} \left(e_{W,0}^{i,b,\hat{a}} + \Delta e_W^{i,b,\hat{a}} - nbp_0^{i,b,\hat{a}} - \Delta nbp^{i,b,\hat{a}}\right) \Delta S_{+}^{i,b,\hat{a}} \end{aligned} \tag{1.11}$$

On peut alors réarranger cette équation par une simple astuce mathématique qui consiste à additionner et soustraire le flux qui aurait eu lieu en chaque élément de la cohorte s'il n'avait pas été perturbé par le LUC, c'est-à-dire ajouter et soustraire l'expression : $\sum_{i,b} -\Delta nbp^{i,b} \sum_{\hat{a}} \Delta S_{+}^{i,b,\hat{a}}$. Ceci donne :

$$\begin{aligned} F_{net}^{CCN+LUC} = & \sum_{i,b} -\Delta nbp^{i,b} \left(S_0^{i,b} - \Delta S_{-}^{i,b} + \textstyle\sum_{\hat{a}} \Delta S_{+}^{i,b,\hat{a}}\right) \\ & + \sum_{i,b,\hat{a}} -\left(nbp_0^{i,b,\hat{a}} + \Delta nbp^{i,b,\hat{a}} - \Delta nbp^{i,b}\right) \Delta S_{+}^{i,b,\hat{a}} \\ & + \sum_{i,b,\hat{a}} \left(e_{W,0}^{i,b,\hat{a}} + \Delta e_W^{i,b,\hat{a}}\right) \Delta S_{+}^{i,b,\hat{a}} \end{aligned} \tag{1.12}$$

Sur la base de leur formulation analogues deux à deux, nous pouvons isoler quatre composantes théoriques du flux net de CO_2 entre biosphère et atmosphère (Gasser et Ciais, 2013), que nous nommons et définissons comme suit :

$$\begin{cases} F^0_{\downarrow Land} = \sum_{i,b} -\Delta nbp^{i,b}\, S_0^{i,b} \\ F^{\Delta}_{\downarrow Land} = \sum_{i,b} -\Delta nbp^{i,b}\, \left(-\Delta S_-^{i,b} + \sum_{\hat{a}} \Delta S_+^{i,b,\hat{a}}\right) \\ E^0_{LUC} = \sum_{i,b,\hat{a}} \left(e_{W,0}^{i,b,\hat{a}} - nbp_0^{i,b,\hat{a}}\right) \Delta S_+^{i,b,\hat{a}} \\ E^{\Delta}_{LUC} = \sum_{i,b,\hat{a}} \left(\Delta e_W^{i,b,\hat{a}} - \left(\Delta nbp^{i,b,\hat{a}} - \Delta nbp^{i,b}\right)\right) \Delta S_+^{i,b,\hat{a}} \end{cases} \tag{1.13}$$

Le premier flux, $F^0_{\downarrow Land}$, correspond au flux qu'on observerait si seule la perturbation CCN était présente. Il s'agit du puits biosphérique "potentiel", qui serait observé si l'occupation des sols (*land-cover*) était resté à l'état pré-industriel. Le flux $F^{\Delta}_{\downarrow Land}$ est le changement de puits biosphérique induit par un changement d'occupation des sols (*land-cover change*). Par exemple, dans OSCAR les forêts sont mieux fertilisées par le CO_2 que les cultures, ainsi déforester pour l'agriculture induit une diminution du puits biosphérique global, pour une trajectoire de CO_2 fixée, en comparaison de ce qui se serait passé si l'occupation des sols n'avait pas changé depuis le pré-industriel. Remarquons que nous proposons ici une formulation théorique de l'"effet d'amplification" modélisé par Gitz et Ciais (2003). Le flux E^0_{LUC} correspond aux émissions liées aux usages des sols qui auraient lieu si seule la perturbation LUC était présente, c'est-à-dire si le changement d'usage des sols s'était déroulé sous les conditions environnementales du pré-industriel. Enfin, E^{Δ}_{LUC} est le flux dû aux effets de la perturbation CCN sur les émissions liées aux usages des sols. Ces effets sont de deux types. D'abord, comme vu en section 1.2, les changements environnementaux modifient la densité carbone de la végétation et des sols, pouvant induire plus ou moins d'émissions lorsqu'il y a changement d'usage des sols, en comparaison de ce qu'il se passerait au pré-industriel. Ensuite, cette même perturbation CCN modifie la vitesse à laquelle la perturbation LUC tend vers son équilibre (i.e. vers zéro), modifiant en ce sens le profil temporel des émissions liées aux usages des sols (toujours par rapport à l'ère pré-industrielle). Ces quatre flux sont illustrés en figure 1.9, et discutés plus longuement ailleurs (Gasser et Ciais, 2013).

Notre article développe également les diverses manières de sommer ces quatre flux et ce qu'elles impliquent en termes de définitions sous-jacentes du puits biosphérique et des émissions liées aux usages des sols. Nous n'entrerons pas dans les détails ici, notons seulement que la définition utilisée dans OSCAR est, logiquement, celle dite de *book-keeping* (la définition 3 de notre article) :

$$\begin{cases} E_{LUC} = E^0_{LUC} + E^{\Delta}_{LUC} \\ F_{\downarrow Land} = F^0_{\downarrow Land} + F^{\Delta}_{\downarrow Land} \end{cases} \tag{1.14}$$

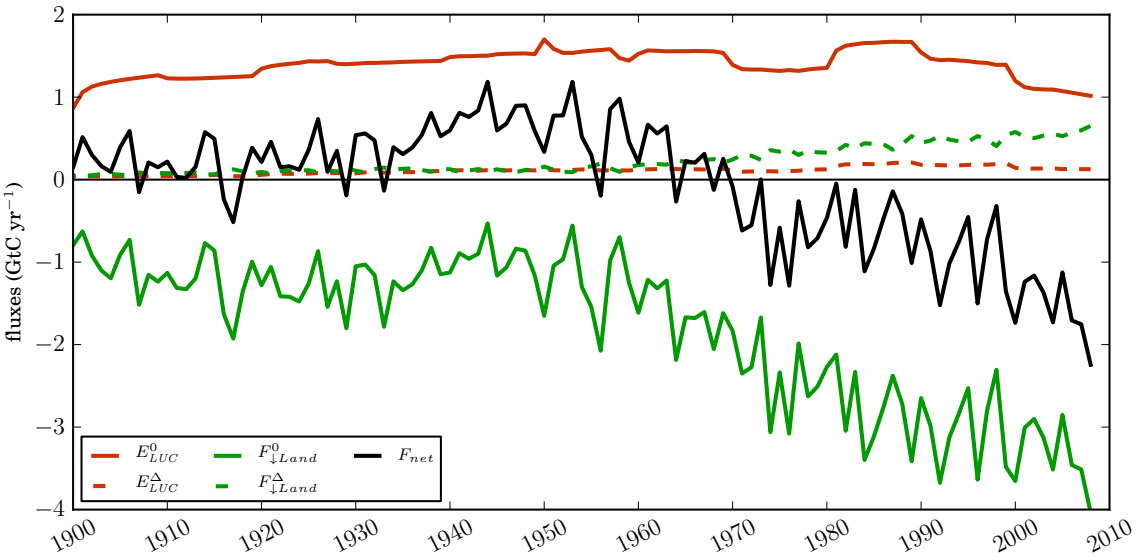


FIGURE 1.9 – Les quatre flux composant le flux net de CO_2 entre biosphère et atmosphère. En traits pleins sont les deux flux de premier ordre ($F^0_{\downarrow Land}$ et E^0_{LUC}) ; en tireté sont les deux flux de second ordre ($F^\Delta_{\downarrow Land}$ et E^Δ_{LUC}) qui sont nuls en l'absence de l'une ou l'autre des deux perturbations anthropiques affectant la biosphère terrestre. La courbe noire représente le flux net, et est donc la somme des quatre autres.

Cette définition à plusieurs avantages. Premièrement, c'est la définition naturelle des modèles de *book-keeping*, et nous pouvons donc comparer nos résultats avec ceux du GCP (Friedlingstein et al., 2010) sans craindre un quelconque biais dû à un choix de définitions incompatibles. Deuxièmement, elle fait que les émissions liées aux usages des sols tendent effectivement vers zéro lorsque le temps écoulé depuis la dernière perturbation LUC (i.e. la valeur de $\hat{a}$) augmente, alors que ce n'est pas nécessairement le cas pour d'autres choix de définition (Gasser et Ciais, 2013). Troisièmement, elle est cohérente avec l'approche par réponses impulsionnelles que nous discutons en section 4.3.2.

1.3.3 Modélisation

Description Lorsqu'il y a changement d'usage des sols, la quantité prescrite de surface $\delta S^{i,b_1 \to b_2}$ de biome b_1 est convertie en biome b_2, dans la région i. Comme nous venons de le voir, ceci réduit la surface totale de biome non-perturbé b_1 et crée une nouvelle surface de biome perturbé b_2 qui va tendre, au fil du temps, vers son nouvel équilibre relativement à la perturbation LUC. Suite à la conversion, une fraction de la biomasse boisée (*woody* ; π_{wood}) et aérienne (*above-ground* ; π_{above}) de b_1 est dirigée vers différents stocks de produits du bois (*wood-products*) qui ré-émettront le carbone selon des profils temporels différents. Les fractions aérienne et souterraine

non-boisées sont dirigées vers le stock de carbone sol rapide du nouveau biome b_2, alors que la fraction restante de biomasse souterraine et boisée est dirigée vers le stock de carbone sol lent de b_2. L'ensemble de ces trois derniers flux est parfois qualifié de *slash*. Les coefficients π_{wood} et π_{above} sont déterminés à l'aide de la même simulation d'équilibre d'ORCHIDEE qu'en section 1.2, et sont donnés en table 1.G. Suite à la conversion, la biomasse initiale du nouveau biome b_2 est nulle, alors que les stocks de carbone rapide et lent sont simplement transférés de b_1 vers b_2.

Lorsqu'il y a récole de biomasse, la quantité de matière $\delta H^{i,b}$ est soustraite de la biomasse aérienne du biome perturbé b de la région i, tandis que la fraction boisée de cette même quantité est ajoutée aux stocks de bois, et la fraction restante participe au *slash*, le tout avec les mêmes coefficients que s'il s'agissait d'une conversion de b vers b. Concernant cette récole de biomasse, le carbone du sol n'est pas directement affecté. Pour modéliser le dernier type d'usage des sols, la *shifting cultivation*, nous devons faire quelques hypothèses puisque OSCAR ne prend pas explicitement en compte les usages des sols dits "secondaires" (cf. e.g. Shevliakova et al., 2009). Premièrement, on suppose que l'âge moyen des forêts affectées par ce type d'usage des sols est de 3 ans, valeur choisie afin que les émissions liées à cette pratique soit de l'ordre de grandeur de celles évaluées par Houghton (2010). Ceci réduit donc d'un facteur $e^{-3\mu_0}$ la quantité de biomasse forestière détruite par la culture sur brûlis. Deuxièmement, on modélise ça comme s'il s'agissait de deux conversions simultanées d'une surface $\delta S_c^{i,b}$ du biome b vers le biome forêt, et du biome forêt vers le biome b. Troisièmement, puisqu'il s'agit d'aller-retour réguliers entre deux biomes, on fait l'hypothèse que le carbone sol reste constant (i.e. il n'est pas affecté par ce forçage, si ce n'est à travers l'effet du *slash*).

Sur la base de ces hypothèses de modélisation et de la définition adoptée en section 1.3.2, on peut écrire la valeur d'initialisation ($\hat{a}=0$) des cohortes de variation des stocks de carbone naturels (B, C_F et C_S) induite par la perturbation LUC. Du fait de la culture sur brûlis, il faut distinguer les initialisations des cohortes du biome forêt (noté $\mathcal{F}$) des autres. Lorsque b_2 n'est pas le biome forêt, on a :

$$
\begin{cases}
\delta B^{i,b_2\neq\mathcal{F},\hat{a}=0} = -(b_0^{i,b_2} + \Delta b^{i,b_2}) \sum_{b_1} \delta S^{i,b_1\to b_2} \\
\qquad\qquad - \delta H^{i,b_2} \\
\qquad\qquad - (b_0^{i,b_2} + \Delta b^{i,b_2})\, \delta S_c^{i,b_2} \\
\delta C_F^{i,b_2\neq\mathcal{F},\hat{a}=0} = \sum_{b_1} (c_{F,0}^{i,b_1} + \Delta c_F^{i,b_1} - c_{F,0}^{i,b_2} - \Delta c_F^{i,b_2})\, \delta S^{i,b_1\to b_2} \\
\qquad\qquad + \sum_{b_1} (1 - \pi_{wood}^{i,b_1})\, (b_0^{i,b_1} + \Delta b^{i,b_1})\, \delta S^{i,b_1\to b_2} \\
\qquad\qquad + (1 - \pi_{wood}^{i,b_2})\, \delta H^{i,b_2} \\
\qquad\qquad + (1 - \pi_{wood}^{i,\mathcal{F}})\, (b_0^{i,\mathcal{F}} + \Delta b^{i,\mathcal{F}})\, (1 - e^{-3\mu_0^{i,\mathcal{F}}})\, \delta S_c^{i,b_2} \\
\delta C_S^{i,b_2\neq\mathcal{F},\hat{a}=0} = \sum_{b_1} (c_{S,0}^{i,b_1} + \Delta c_S^{i,b_1} - c_{S,0}^{i,b_2} - \Delta c_S^{i,b_2})\, \delta S^{i,b_1\to b_2} \\
\qquad\qquad + \sum_{b_1} \pi_{wood}^{i,b_1}\, (1 - \pi_{above}^{i,b_1})\, (b_0^{i,b_1} + \Delta b^{i,b_1})\, \delta S^{i,b_1\to b_2} \\
\qquad\qquad + \pi_{wood}^{i,\mathcal{F}}\, (1 - \pi_{above}^{i,\mathcal{F}})\, (b_0^{i,\mathcal{F}} + \Delta b^{i,\mathcal{F}})\, (1 - e^{-3\mu_0^{i,\mathcal{F}}})\, \delta S_c^{i,b_2}
\end{cases}
\tag{1.15}
$$

Et dans le cas du biome forêt, on a :

$$\begin{cases} \delta B^{i,b_2=\mathcal{F},\hat{a}=0} = -(b_0^{i,b_2} + \Delta b^{i,b_2}) \sum_{b_1} \delta S^{i,b_1 \to b_2} \\ \qquad\qquad - \delta H^{i,b_2} \\ \qquad\qquad - (b_0^{i,b_2} + \Delta b^{i,b_2}) \, (1 - e^{-3\mu_0^{i,\mathcal{F}}}) \sum_{b_1} \delta S_c^{i,b_1} \\ \delta C_F^{i,b_2=\mathcal{F},\hat{a}=0} = \sum_{b_1} (c_{F,0}^{i,b_1} + \Delta c_F^{i,b_1} - c_{F,0}^{i,b_2} - \Delta c_F^{i,b_2}) \, \delta S^{i,b_1 \to b_2} \\ \qquad\qquad + \sum_{b_1} (1 - \pi_{wood}^{i,b_1}) \, (b_0^{i,b_1} + \Delta b^{i,b_1}) \, \delta S^{i,b_1 \to b_2} \\ \qquad\qquad + (1 - \pi_{wood}^{i,b_2}) \, \delta H^{i,b_2} \\ \qquad\qquad + \sum_{b_1} (1 - \pi_{wood}^{i,b_1}) \, (b_0^{i,b_1} + \Delta b^{i,b_1}) \, \delta S_c^{i,b_1} \\ \delta C_S^{i,b_2=\mathcal{F},\hat{a}=0} = \sum_{b_1} (c_{S,0}^{i,b_1} + \Delta c_S^{i,b_1} - c_{S,0}^{i,b_2} - \Delta c_S^{i,b_2}) \, \delta S^{i,b_1 \to b_2} \\ \qquad\qquad + \sum_{b_1} \pi_{wood}^{i,b_1} \, (1 - \pi_{above}^{i,b_1}) \, (b_0^{i,b_1} + \Delta b^{i,b_1}) \, \delta S^{i,b_1 \to b_2} \\ \qquad\qquad + \sum_{b_1} \pi_{wood}^{i,b_1} \, (1 - \pi_{above}^{i,b_1}) \, (b_0^{i,b_1} + \Delta b^{i,b_1}) \, \delta S_c^{i,b_1} \end{cases} \tag{1.16}$$

Une fois initialisées, les cohortes naturelles des biomes perturbés suivent le même cycle du carbone que les biomes non-perturbés, déjà décrit en équation (1.4) :

$$\begin{cases} \dfrac{\mathrm{d}\delta B^{i,b,\hat{a}}}{\mathrm{d}t} = -\mu_0^{i,b} \, \delta B^{i,b,\hat{a}} \\ \dfrac{\mathrm{d}\delta C_F^{i,b,\hat{a}}}{\mathrm{d}t} = \mu_0^{i,b} \, \delta B^{i,b,\hat{a}} - (1/0.7) \, (\rho_{F,0}^{i,b} + \Delta\rho_F^{i,b}) \, \delta C_F^{i,b,\hat{a}} \\ \dfrac{\mathrm{d}\delta C_S^{i,b,\hat{a}}}{\mathrm{d}t} = (0.3/0.7) \, (\rho_{F,0}^{i,b} + \Delta\rho_F^{i,b}) \, \delta C_F^{i,b,\hat{a}} + (\rho_{S,0}^{i,b} + \Delta\rho_S^{i,b}) \, \delta C_S^{i,b,\hat{a}} \end{cases} \tag{1.17}$$

Outre la composante biosphérique naturelle des émissions liées aux usages des sols, il nous reste à calculer les émissions dues à la décomposition des produits du bois. Dans OSCAR, ces émissions sont modélisées à l'aide de fonctions de réponses : il est donc nécessaire de connaître la valeur initiale du flux entrant de produits du bois ($\delta\mathring{W}$), définie à chaque instant relativement au type d'usage des sols. Pour des biomes différents du biome forêt, elle est :

$$\begin{aligned} \delta\mathring{W}^{i,b_2\neq\mathcal{F}} &= \sum_{b_1} \pi_{wood}^{i,b_1} \, \pi_{above}^{i,b_1} \, (b_0^{i,b_1} + \Delta b^{i,b_1}) \, \delta S^{i,b_1 \to b_2} \\ &+ \pi_{wood}^{i,b_2} \, \delta H^{i,b_2} \\ &+ \pi_{wood}^{i,\mathcal{F}} \, \pi_{above}^{i,\mathcal{F}} \, (b_0^{i,\mathcal{F}} + \Delta b^{i,\mathcal{F}}) \, (1 - e^{-3\mu_0^{i,\mathcal{F}}}) \, \delta S_c^{i,b_2} \end{aligned} \tag{1.18}$$

Pour le biome forêt, elle est :

$$\begin{aligned} \delta\mathring{W}^{i,b_2=\mathcal{F}} &= \sum_{b_1} \pi_{wood}^{i,b_1} \, \pi_{above}^{i,b_1} \, (b_0^{i,b_1} + \Delta b^{i,b_1}) \, \delta S^{i,b_1 \to b_2} \\ &+ \pi_{wood}^{i,b_2} \, \delta H^{i,b_2} \\ &+ \sum_{b_1} \pi_{wood}^{i,b_1} \, \pi_{above}^{i,b_1} \, (b_0^{i,b_1} + \Delta b^{i,b_1}) \, \delta S_c^{i,b_1} \end{aligned} \tag{1.19}$$

Les émissions des produits du bois sont obtenues par une simple convolution de ce stock initial par une combinaison de quatre fonctions de réponse ($\mathbf{r_{W_n}}$). Les coefficients déterminant le poids relatif de chacune de ces quatre fonctions (π_{W_n}) peuvent prendre soit les valeurs globales tirées de l'étude de Houghton et Hackler (2001), soit les valeurs régionales fournies par Earles et al. (2012) ; celles-ci étant données en table 1.H. On a alors :

$$E_W^{i,b} = \int_0^t \delta\mathring{W}^{i,b}(t') \sum_{n=0}^{3} \pi_{W_n}^i \frac{\mathrm{d}\mathbf{r_{W_n}}}{\mathrm{d}t}(t-t')\,\mathrm{d}t' \tag{1.20}$$

La première fonction de réponse ($n = 0$) correspond à la quantité de matière supposée instantanément brûlée lors du changement d'usage des sols ou de la récolte. Elle est toujours modélisée par une impulsion (un "dirac"). Les trois autres fonctions de réponse représentent des usages du bois au temps caractéristique de plus en plus long. Par ordre croissant, il s'agit : du bois-combustible (*fuelwood*), des produits transformés à base de pulpe (de type papiers), et des produits transformés à base de bois (produits de construction). Pour ces trois usages, on suppose que le stock initial s'oxyde progressivement en CO_2 selon trois formes de courbes de réponse possibles : exponentielle (Houghton et Hackler, 2001), linéaire (McGuire et al., 2001), ou selon une distribution gamma (Earles et al., 2012). Les trois formulations analytiques correspondantes sont données en table 1.I et illustrées en figure 1.10. Les temps caractéristiques (τ_{W_n}) de ces trois fonctions de réponse peuvent être choisis soit en suivant les recommandations IPCC (Pingoud et al., 2006), soit en suivant les travaux de Houghton et Hackler (2001). Dans le premier cas, les temps sont de 0.5, 2 et 30 ans ; et de 1, 10 et 100 ans dans le second cas.

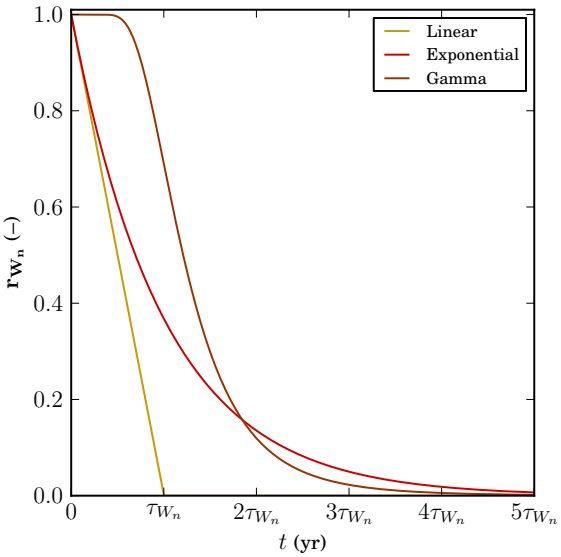


FIGURE 1.10 – Fonctions de réponses pour l'oxydation des produits du bois.

Discussion On effectue à nouveau un ensemble de simulations avec les 12 paramétrisations possibles liées à l'usage du bois. Dans ces simulations les paramètres des sensibilités du puits biosphérique sont maintenus égaux à ceux par défaut (ceci n'ayant que peu d'effet puisque le terme E_{LUC}^{Δ} est de second ordre par rapport à E_{LUC}^{0}, cf. section 1.3.2). Sur la figure 1.11, on constate que la paramétrisation de l'usage du bois n'induit qu'une variation faible des estimations des émissions liées aux usages des sols. Ceci s'explique par le fait que, sur le long terme, le bilan net de ces émissions est uniquement déterminé par la différence de densités carbone entre

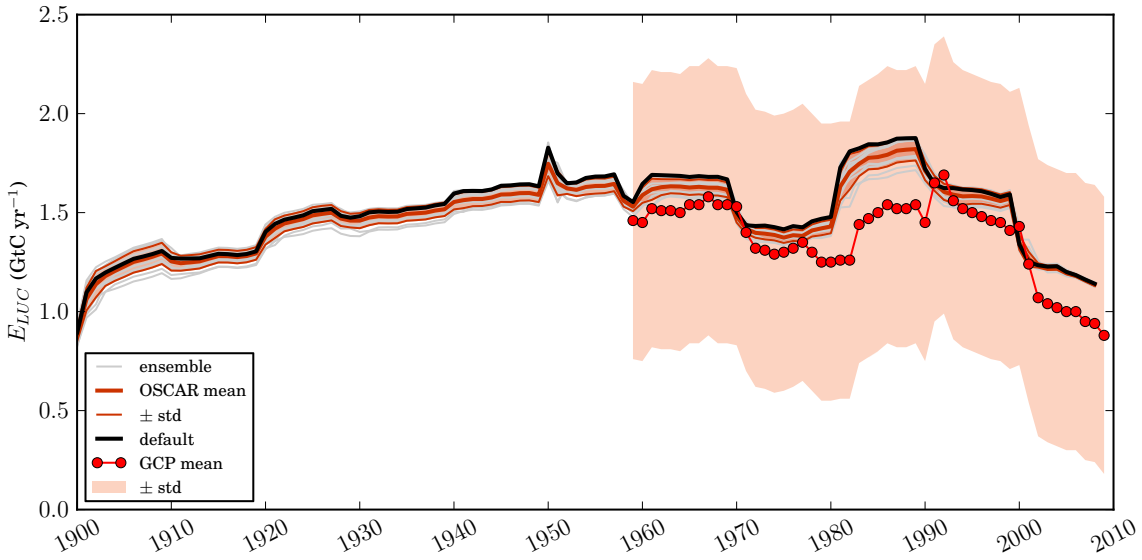


FIGURE 1.11 – Ensemble des reconstitutions des émissions liées aux usages des sols historiques, comparé aux données révisées du GCP (Friedlingstein et al., 2010).

biomes créés et détruits (e.g. Gasser et Ciais, 2013), et que seule la dynamique des émissions varie avec nos fonctions de réponse. Ainsi, lorsque comparées aux estimations révisées du GCP (Friedlingstein et al., 2010), nos simulations présentent des variations relatives similaires. En valeur absolue, par contre, nos estimations sont plus élevées d'environ 15 %. L'explication la plus plausible étant que nos densités carbone sont également plus élevées, il convient de faire le lien avec une NPP possiblement trop élevée, expliquant le puits biosphérique plus fort vu en section 1.2. Notre modèle par défaut, bien que donnant des résultats dans la borne supérieure de l'ensemble, est calqué sur celui de Earles et al. (2012).

De tous les modèles de *book-keeping* que nous connaissons, OSCAR est le seul à coupler les perturbations LUC et CCN. Cependant, ce modèle n'est pas parfait, et plusieurs pistes s'offrent à nous quant à son amélioration. D'abord, comme les émissions liées aux usages des sols sont avant tout déterminées par les densités carbone et la NPP pré-industrielles (cf. équations (1.13), (1.18) et (1.19)), il serait nécessaire de disposer d'autres modèles qu'ORCHIDEE pour calibrer le module biosphérique. Ensuite, concernant les détails du module, notons que la valeur de 3 ans pour la rotation des cultures sur brûlis est plutôt faible comparée à celle de 15 ans utilisées par Hurtt et al. (2011). Mais il faut rappeler que les données concrètes en ce domaine sont limitées ; et souligner qu'il est mathématiquement possible de faire varier inversement temps de rotation et surfaces tournantes (i.e. δS_c) afin d'obtenir des émissions nettes équivalentes. De plus, nos coefficients de répartition des produits du bois sont fixes dans le temps, alors que Houghton et Hackler (2001) proposent, pour certaines régions, des coefficients variables.

Citons enfin deux phénomènes absents de notre modèle. D'une part, les estimations des émissions liées aux usages des sols présentées ici ne prennent pas en compte la question des tourbières (*peatlands*) qui, lorsqu'elles sont drainées comme c'est le cas en Asie du Sud-Est afin d'y établir des plantations, peuvent constituer une source non-négligeable de carbone liée à l'usage des sols (e.g. Hooijer et al., 2010). D'autre part, il est probable que l'urbanisation soit un des facteurs majeurs du changement d'usage des sols à l'avenir (e.g. Seto et al., 2012). Or, bien qu'un *dataset* intégrant cette urbanisation soit disponible (LUH, 2012), nous ne l'utilisons pas dans OSCAR, du fait du manque de données concernant les stocks et les temps de résidence du carbone dans le "biome" urbain.

1.4 Émissions fossiles (E_{FF})

Les émissions de CO_2 issues de la combustion de carburants fossiles sont le deuxième forçage anthropique d'OSCAR. Ces émissions sont prescrites annuellement en quantité de matière (GtC yr^{-1}) à partir d'inventaires nationaux estimés sur la base de statistiques d'activités économiques. La combustion de carburants y est désagrégée en fonction du type de combustible : solide (charbons), liquide (pétroles) ou gazeux. Usuellement, on ajoute à ces émissions celles dues à la fabrication de ciment, ainsi que celles induites par le torchage du gaz naturel (*flaring*). La figure 1.12 montre les estimations du CDIAC (Boden et al., 2012) des émissions, par région émettrice et par type de source. Sur la partie régionalisée, les émissions en gris, dites de "*bunker fuels*", sont les émissions provenant du transport international, maritime ou aérien, qui ne sont attribuées à aucune région.

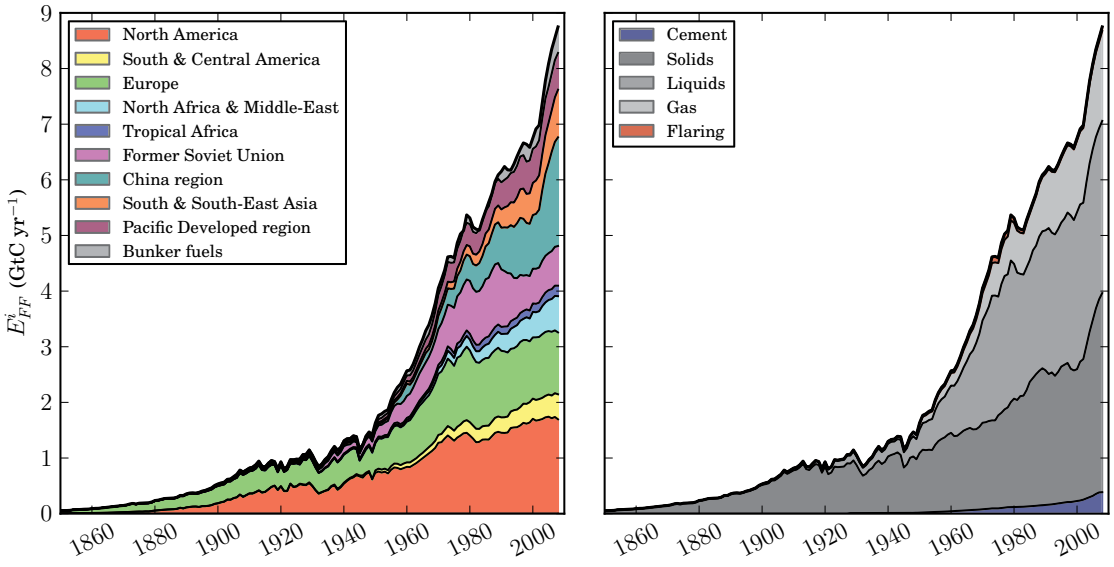


FIGURE 1.12 – Émissions anthropiques fossiles, par région [*gauche*] ou source [*droite*].

1.5 Bilan atmosphérique ($[CO_2]$)

Description Grâce à l'ensemble des équations de ce chapitre, par simple conservation de la matière, l'évolution temporelle du CO_2 atmosphérique s'écrit :

$$\begin{aligned}\alpha_{atm}^{CO_2}\frac{\mathrm{d}\Delta[CO_2]}{\mathrm{d}t} = E_{FF} &+ \underbrace{\Delta F_{out} - \Delta F_{in}}_{F_{\downarrow Ocean}} \\ &+ \underbrace{\sum_{i,b}\left(\Delta rh_F^{i,b} + \Delta rh_S^{i,b} - \Delta npp^{i,b}\right) S^{i,b}}_{F_{\downarrow Land}} \\ &+ \underbrace{\sum_{i,b,\hat{a}}\int_t^{t+\mathrm{d}t} -\mathrm{d}(\delta B^{i,b,\hat{a}} + \delta C_F^{i,b,\hat{a}} + \delta C_S^{i,b,\hat{a}}) + \sum_{i,b} E_W^{i,b}}_{E_{LUC}}\end{aligned} \tag{1.21}$$

Le coefficient $\alpha_{atm}^{CO_2}$ permet de convertir parties par million de volume atmosphérique (ppm) en giga-tonnes de carbone (GtC). Le facteur de conversion atmosphérique de tout composé X (α_{atm}^{X}) est calculé sur la base de 0.1765 Tera-moles de X (TmolX) par parties par milliard (ppb) d'air sec (Prather et al., 2012), et de la masse molaire du composé en question. Enfin, notons qu'on suppose une concentration pré-industrielle en CO_2 égale à 278 ppm (Ramaswamy et al., 2001).

Discussion Les simulations déjà effectuées pour chaque flux du bilan global de carbone fournissent un ensemble de 3 744 membres reconstituant l'évolution du CO_2 atmosphérique. Avec autant de simulations, il n'est pas étonnant de voir sur la figure 1.13 une dispersion importante au sein de cet ensemble. Cependant, lorsqu'on en compare la moyenne aux observations de la NOAA/ESRL (2012), malgré une variabilité inter-annuelle plus faible (et déjà discutée), la tendance est plutôt bien reproduite sur la période 1959–2000. Dans les années 2000, OSCAR tend à sous-estimer l'augmentation de CO_2 atmosphérique, très certainement du fait d'un puits océanique trop fort, mais peut-être également à cause de l'absence de prise en compte de sources non-CO_2 (discutées ci-après). Malgré tout, nous concluons que le cycle du carbone global est représenté de manière satisfaisante dans OSCAR, en particulier pour un modèle de ce niveau de simplicité.

Une fraction de la divergence d'OSCAR par rapport aux observations peut en effet venir du fait que l'oxydation en CO_2 des composés carbonés anthropiques (tels que le méthane, le monoxyde de carbone ou les halocarbures) n'est pas prise en compte. Dans le cas d'émissions issues de la combustion de carburants fossiles, cette quantité est en fait comptée "en avance" dans les inventaires de CO_2. Lorsqu'elles sont d'origine biosphérique, elle est en réalité déjà incluse dans l'équilibre pré-industriel, puisque le carbone émis, par exemple sous forme de CH_4, provient initialement d'un stock de carbone biologique. Dans ces deux cas, prendre en compte

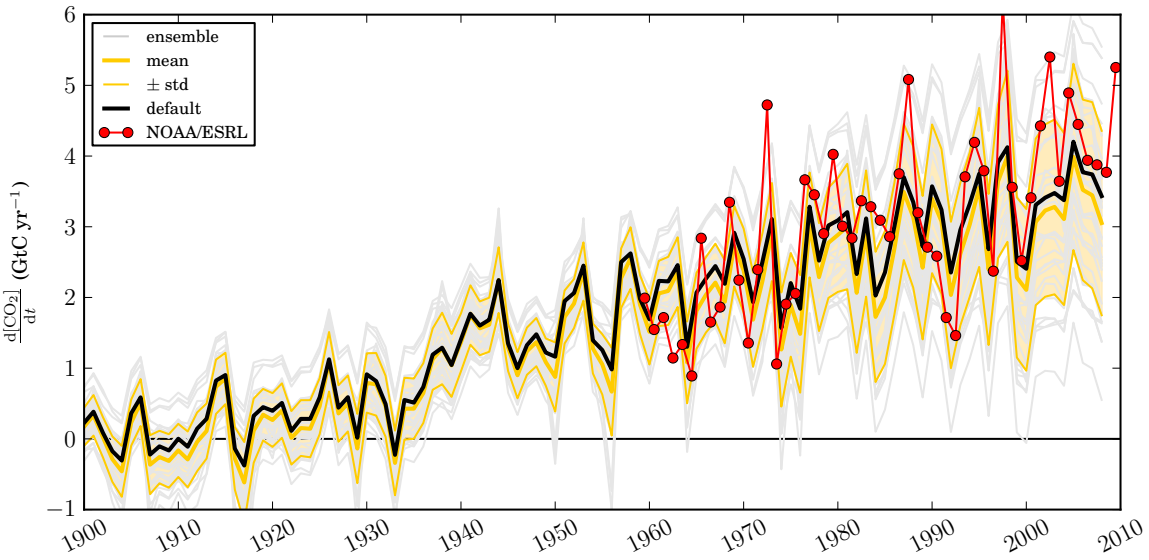


FIGURE 1.13 – Ensemble des reconstitutions du bilan annuel historique du CO_2 atmosphérique, comparé aux observations de la NOAA/ESRL (2012). Seul un centième de l'ensemble est représenté.

l'oxydation reviendrait à soustraire à l'atmosphère la quantité de carbone (non-CO_2) au moment où elle est émise, et à la rajouter au moment où le composé est oxydé, ce qui n'entraînerait alors qu'un décalage temporel de la concentration en CO_2, d'une valeur proportionnelle à l'intensité des émissions et à la durée de vie du composé. Cependant, dans le cas d'émissions dites "fugitives", par exemple du gaz naturel s'échappant des gazoducs, l'oxydation entraîne une augmentation nette du CO_2 atmosphérique. En effet, ce CH_4 d'origine fossile n'a pas participé à l'équilibre pré-industriel, et il n'est pas compté dans les inventaires d'émissions (puisque non-consommé). Il conviendrait donc d'ajouter la totalité de ces émissions, après oxydation, au bilan atmosphérique du dioxyde de carbone anthropique.

Une autre source de carbone absente du modèle, et qui pourrait devenir déterminante au cours du XXI$^{\text{è}}$ siècle, est le dégazage potentiel du pergélisol (*permafrost*), ce sol gelé qui, du fait du réchauffement des zones boréales, pourrait à l'avenir relâcher des quantités significatives de CO_2 et/ou de CH_4 (e.g. Schaefer et al., 2011). Enfin, pour finir de lister les processus absents d'OSCAR (bien qu'ils n'expliquent vraisemblablement pas la divergence de nos résultats), rappelons l'existence de sources et puits liés au cycle du carbone géologique. Déjà vus dans le cas de l'océan, les échanges avec la lithosphère, bien que très lents à notre échelle, sont déterminants pour l'équilibre à long terme du cycle du carbone. Ainsi, dans OSCAR, on suppose que le puits créé par l'érosion (*weathering*) des roches carbonatées et silicatées (cette fois, celles des surfaces continentales) est à tout instant compensé par le dégazage du manteau terrestre (principalement via les volcans).

1.A Annexe

Table 1.A – Expressions analytiques des fonctions $\mathbf{f_{pCO_2}}$.

Joos2001	$\mathbf{f'_{pCO_2}}$	$= (15.568 - 0.13993\,T_{SS,0})\,(\alpha_{dic}\,\Delta O_S)\cdot 10^{-1}$ $+ (7.4706 - 0.20207\,T_{SS,0})\,(\alpha_{dic}\,\Delta O_S)^2\cdot 10^{-3}$ $- (1.2748 - 0.12015\,T_{SS,0})\,(\alpha_{dic}\,\Delta O_S)^3\cdot 10^{-5}$ $+ (2.4491 - 0.12639\,T_{SS,0})\,(\alpha_{dic}\,\Delta O_S)^4\cdot 10^{-7}$ $- (1.5468 - 0.15326\,T_{SS,0})\,(\alpha_{dic}\,\Delta O_S)^5\cdot 10^{-10}$
	$\mathbf{f_{pCO_2}}$	$= (\mathbf{f'_{pCO_2}} + [CO_2]_0)\,\exp(\gamma_{dic}\,\Delta T_{SS}) - [CO_2]_0$
CO2SysPade	$\mathbf{f_1}$	$= 30015.6\,(1 - 0.0226536\,(T_{SS,0} + \Delta T_{SS} - 15)$ $+ 0.000167105\,(T_{SS,0} + \Delta T_{SS} - 15)^2)$
	$\mathbf{f_2}$	$= 13.4574\,(1 - 0.019829\,(T_{SS,0} + \Delta T_{SS} - 15)$ $+ 0.000113872\,(T_{SS,0} + \Delta T_{SS} - 15)^2)$
	$\mathbf{f_3}$	$= 0.243121\,(1 - 0.000443511\,(T_{SS,0} + \Delta T_{SS} - 15)$ $+ 0.000473227\,(T_{SS,0} + \Delta T_{SS} - 15)^2)$
	$\mathbf{DIC}$	$= \alpha_{dic}\,\Delta O_S + \frac{\mathbf{f_1}\,\frac{[CO_2]_0}{380}}{1+\mathbf{f_2}\,\frac{[CO_2]_0}{380}+\mathbf{f_3}\left(\frac{[CO_2]_0}{380}\right)^2}\Big\vert_{\Delta T_{SS}=0}$
	$\mathbf{f_{pCO_2}}$	$= 380\,\frac{\mathbf{f_1}-\mathbf{f_2}\,\mathbf{DIC}+\sqrt{(\mathbf{f_1}-\mathbf{f_2}\,\mathbf{DIC})^2-4\,\mathbf{f_3}\,\mathbf{DIC}^2}}{2\,\mathbf{f_3}\,\mathbf{DIC}} - [CO_2]_0$
CO2SysPower	$\mathbf{f_1}$	$= 2160.156\,(1 - 0.0226536\,(T_{SS,0} + \Delta T_{SS} - 15)$ $- 0.00345063\,(T_{SS,0} + \Delta T_{SS} - 15)^2)$
	$\mathbf{f_2}$	$= 0.0595961\,(1 + 0.0200328\,(T_{SS,0} + \Delta T_{SS} - 15)$ $+ 0.000192084\,(T_{SS,0} + \Delta T_{SS} - 15)^2)$
	$\mathbf{f_3}$	$= 0.318665\,(1 - 0.00151292\,(T_{SS,0} + \Delta T_{SS} - 15)$ $- 0.000198978\,(T_{SS,0} + \Delta T_{SS} - 15)^2)$
	$\mathbf{DIC}$	$= \alpha_{dic}\,\Delta O_S + \mathbf{f_1}\,\left(\frac{[CO_2]_0}{380} - \mathbf{f_3}\right)^{\mathbf{f_2}}\Big\vert_{\Delta T_{SS}=0}$
	$\mathbf{f_{pCO_2}}$	$= 380\,\left((\mathbf{DIC}/\mathbf{f_1})^{1/\mathbf{f_2}} + \mathbf{f_3}\right) - [CO_2]_0$

Unités : $\mathbf{f_{pCO_2}}$ (ppm) ; T_{SS} (°C) ; O_S (GtC) ; $[CO_2]$ (ppm).
Sources : Joos et al. (1996, 2001); Harman et al. (2011).

Table 1.B – Valeurs des constantes structurelles des modèles d'océan.

	ν_g	$T_{SS,0}$	$S_O{}^\dagger$	$h_O{}^\dagger$	$\alpha_{dic}{}^\dagger$
HILDA	1/9.06	18.2	$3.62\,10^{14}$	75.0	2.99
Princeton-BD	1/7.80	17.7	$3.62\,10^{14}$	75.0	2.99
Princeton-2D	1/7.46	18.3	$3.54\,10^{14}$	50.0	4.59
Princeton-3D	1/7.66	17.7	$3.55\,10^{14}$	50.9	4.50

† : Le facteur de conversion est fonction de la surface de l'océan (S_O) et de la profondeur de la couche mixte (h_O), tel que : $\alpha_{dic} = 1.722\,10^{17}/(S_O\,h_O)$.
Unités : ν_g (yr^{-1}) ; $T_{SS,0}$ (°C) ; S_O (m^2) ; h_O (m), α_{dic} ($\mu molCO_2\,kg_{sw}\,GtC^{-1}$).
Source : Joos et al. (1996).

Table 1.C – Expressions analytiques des fonctions $\mathbf{r_O}$.

HILDA	$\mathbf{r_O}(t \leq 2)$	$= 0.12935 + 0.21898\ \exp(-t/0.034569)$
		$+ 0.17003\ \exp(-t/0.26936)$
		$+ 0.24071\ \exp(-t/0.96083)$
		$+ 0.24093\ \exp(-t/4.9792)$
	$\mathbf{r_O}(t > 2)$	$= 0.02293 + 0.24278\ \exp(-t/1.2679)$
		$+ 0.13963\ \exp(-t/5.2528)$
		$+ 0.089318\ \exp(-t/18.601)$
		$+ 0.037820\ \exp(-t/68.736)$
		$+ 0.035549\ \exp(-t/232.30)$
Princeton-BD	$\mathbf{f_c}^{\dagger}(t \leq 3.2)$	$= 1 + \frac{1}{1.872} - \exp(-\left(\frac{t}{3.2}\right)^{\epsilon}\ \ln(1.872))$
	$\mathbf{r_O}(t \leq 3.2)$	$= \mathbf{f_c}\ (0.14768\ (t + 0.0026540)^{-0.38810}$
		$+ 0.34397\ (t + 0.77514)^{-0.551954})$
	$\mathbf{r_O}(t > 3.2)$	$= 0.019737 + 0.16851\ \exp(-t/1.6388)$
		$+ 0.11803\ \exp(-t/4.8702)$
		$+ 0.076817\ \exp(-t/14.172)$
		$+ 0.050469\ \exp(-t/43.506)$
		$+ 0.010469\ \exp(-t/148.77)$
		$+ 0.031528\ \exp(-t/215.71)$
Princeton-2D	$\mathbf{r_O}(t \leq 9.9)$	$= 0.059546 + 0.12411\ \exp(-t/0.032822)$
		$+ 0.24810\ \exp(-t/0.16254)$
		$+ 0.41432\ \exp(-t/0.75892)$
		$+ 0.15392\ \exp(-t/9.3123)$
	$\mathbf{r_O}(t > 9.9)$	$= 0.013691 + 0.067380\ \exp(-t/10.515)$
		$+ 0.036608\ \exp(-t/11.677)$
		$+ 0.026994\ \exp(-t/38.946)$
		$+ 0.026933\ \exp(-t/107.57)$
		$+ 0.012456\ \exp(-t/331.54)$
Princeton-3D	$\mathbf{r_O}(t \leq 1)$	$= 1 - 2.2617\,t + 14.002\,t^2 - 48.770\,t^3$
		$+ 82.986\,t^4 - 67.527\,t^5 + 21.037\,t^6$
	$\mathbf{r_O}(t > 1)$	$= 0.014819 + 0.70367\ \exp(-t/0.70177)$
		$+ 0.24966\ \exp(-t/2.3488)$
		$+ 0.066485\ \exp(-t/15.281)$
		$+ 0.038344\ \exp(-t/65.359)$
		$+ 0.019439\ \exp(-t/347.55)$

† : La fonction $\mathbf{f_c}$ a été ajoutée pour corriger une erreur présente dans le papier original. Dans cette formule, il est nécessaire d'avoir $\epsilon \ll 1$ pour assurer $\mathbf{r_O}(t=0) = 1$. Nous prenons $\epsilon = 0.01$.
Unités : $\mathbf{r_O}$ (–) ; t (yr).
Source : Joos et al. (1996).

Table 1.D – Paramètres pré-industriels du cycle du carbone terrestre.

	$b\backslash i$	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
S_0	$(\mathcal{F})$	956	1271	124	63	752	1002	162	443	279
	$(\mathcal{G})$	645	600	123	161	957	811	445	173	478
	$(\mathcal{C})$	1	8	64	27	35	38	68	48	2
η_0	$(\mathcal{F})$	4.96	8.30	6.58	3.43	7.28	4.24	5.85	8.50	5.07
	$(\mathcal{G})$	3.36	8.79	4.00	1.52	8.02	3.15	3.25	6.47	2.29
	$(\mathcal{C})^\dagger$	2.24	1.87	2.03	1.72	1.56	2.07	1.97	2.09	1.91
b_0	$(\mathcal{F})$	92.0	147.3	122.0	42.3	101.0	77.5	103.7	154.6	86.7
	$(\mathcal{G})$	2.2	4.0	2.6	0.9	3.3	2.2	2.1	3.2	1.2
	$(\mathcal{C})^\dagger$	2.2	1.9	2.0	1.7	1.6	2.1	2.0	2.1	1.9
μ_0	$(\mathcal{F})$	0.05	0.06	0.05	0.08	0.07	0.05	0.06	0.05	0.06
	$(\mathcal{G})$	1.51	2.20	1.53	1.63	2.42	1.44	1.51	1.99	1.88
	$(\mathcal{C})^\dagger$	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
$c_{F,0}$	$(\mathcal{F})$	4.9	2.8	5.6	2.7	2.7	5.3	4.6	2.5	2.4
	$(\mathcal{G})$	4.4	2.9	3.4	1.0	2.6	5.0	2.9	2.1	0.9
	$(\mathcal{C})^\dagger$	0.8	0.4	1.1	0.8	0.3	1.4	0.6	0.4	0.6
$\rho_{F,0}$	$(\mathcal{F})$	0.72	2.08	0.83	0.89	1.87	0.56	0.89	2.35	1.48
	$(\mathcal{G})$	0.53	2.14	0.82	1.04	2.14	0.44	0.78	2.15	1.76
	$(\mathcal{C})$	1.88	3.38	1.34	1.46	3.28	1.01	2.14	3.51	2.15
$c_{S,0}$	$(\mathcal{F})$	215.5	118.6	246.8	106.8	103.4	224.8	202.8	109.3	96.3
	$(\mathcal{G})$	173.3	120.8	129.5	18.8	107.2	192.0	102.3	76.6	19.5
	$(\mathcal{C})^\dagger$	46.3	15.3	49.7	33.4	11.2	75.1	31.0	16.4	27.0
$\rho_{S,0}$	$(\mathcal{F})$	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
	$(\mathcal{G})$	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.03	0.04
	$(\mathcal{C})$	0.01	0.04	0.01	0.02	0.04	0.01	0.02	0.04	0.02

† : Ces chiffres prennent déjà en compte les hypothèses relatives aux récoltes annuelles et au *harvest index*, décrites en section 1.2.
Régions (i) : (1) Nord Amérique, (2) Sud Amérique, (3) Europe, (4) Nord Afrique & Moyen-Orient, (5) Afrique tropicale, (6) Ex-URSS, (7) Chine, (8) Asie de l'Est et du Sud-Est, (9) OCDE Pacifique.
Biomes (b) : ($\mathcal{F}$) Forêt, ($\mathcal{G}$) Prairie/Pâture, ($\mathcal{C}$) Culture.
Unités : S_0 (Mha) ; η_0 ($\mathrm{tC\,ha^{-1}\,yr^{-1}}$) ; b_0, $c_{F,0}$, $c_{S,0}$ ($\mathrm{tC\,ha^{-1}}$) ; μ_0, $\rho_{F,0}$, $\rho_{S,0}$ ($\mathrm{yr^{-1}}$).

Table 1.E – Paramètres de sensibilités locales du cycle du carbone terrestre pour la paramétrisation par défaut.

	$b\backslash i$	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
β_{npp}	$(\mathcal{F})$	0.60	1.02	0.52	0.77	0.87	0.55	0.64	0.93	0.76
	$(\mathcal{G})$	0.59	0.53	0.64	0.87	0.36	0.59	0.66	0.52	0.88
	$(\mathcal{C})$	0.71	0.67	0.69	0.86	0.27	0.77	0.73	0.33	0.53
σ_{npp}	$(\mathcal{F})$	1.47	1.79	1.39	1.57	1.66	1.42	1.49	1.72	1.54
	$(\mathcal{G})$	1.43	1.38	1.46	1.59	1.27	1.42	1.47	1.39	1.62
	$(\mathcal{C})$	1.53	1.47	1.51	1.58	1.20	1.57	1.53	1.25	1.40
$[CO_2]_c$	$(\mathcal{F})$	124.5	163.2	62.3	86.5	142.3	97.0	122.5	160.9	55.6
	$(\mathcal{G})$	26.9	0.0	33.3	0.0	25.0	0.0	35.9	81.4	73.2
	$(\mathcal{C})$	98.4	0.0	91.5	0.0	0.0	99.0	59.8	17.0	72.0
γ_{npp}	$(\mathcal{F})$	+1.50	−2.09	+0.46	−2.33	−1.00	+2.28	+0.94	−0.51	−2.58
	$(\mathcal{G})$	+0.39	−1.84	−0.33	−7.22	+2.49	+1.74	+2.63	+1.22	−4.47
	$(\mathcal{C})$	+2.01	−3.93	−0.90	−6.30	+2.37	−0.63	+1.28	+3.66	+4.10

Régions (i) : (1) Nord Amérique, (2) Sud Amérique, (3) Europe, (4) Nord Afrique & Moyen-Orient, (5) Afrique tropicale, (6) Ex-URSS, (7) Chine, (8) Asie de l'Est et du Sud-Est, (9) OCDE Pacifique.
Biomes (b) : $(\mathcal{F})$ Forêt, $(\mathcal{G})$ Prairie/Pâture, $(\mathcal{C})$ Culture.
Unités : β_{npp}, σ_{npp} (–) ; Σ_c (ppm) ; γ_{npp} (% °C^{-1}).

Table 1.F – Paramètres de sensibilités globales du cycle du carbone terrestre.

	$\tilde{\beta}_{npp}$	$\tilde{\sigma}_{npp}$	$\tilde{\gamma}_{npp}$	$\tilde{\gamma}_{rh}$
Déf. OSCAR	0.66	1.40	+0.4	+3.4 ou† +6.9
Moy. C^{4}MIP	0.69	1.48	−1.3	+6.0
HadCM3LC	0.82	1.57	−5.8	+9.7
IPSL-CM2C	0.72	1.50	−4.5	+2.3
MPI-M	1.10	1.76	−4.0	+2.8
LLNL	1.05	1.73	−0.4	+6.8
NCAR-CSM-1	0.49	1.34	+0.8	+6.0
FRCGC	0.30	1.21	+1.2	+7.0
UVic-2.7	0.68	1.47	−2.3	+6.3
UMC	0.17	1.12	−1.6	+4.7
BERN-CC	0.66	1.46	+1.2	+8.3
CLIMBER2-LPJ	0.64	1.44	+1.9	+9.0
IPSL-CM4-LOOP	0.92	1.64	−0.3	+2.9

† : La sensibilité est équivalente à un Q_{10} de 1.4 (Mahecha et al., 2010) lorsque l'effet de fertilisation est hyperbolique, et de 2 (Krinner et al., 2005) lorsqu'il est logarithmique.
Unités : β_{npp}, σ_{npp} (–) ; Σ_c (ppm) ; γ_{npp} (% °C^{-1}).
Sources : Friedlingstein et al. (2006); Denman et al. (2007).

Table 1.G – Paramètres biosphériques relatifs aux usages des sols.

	$b\backslash i$	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
π_{wood}	$(\mathcal{F})$	0.96	0.97	0.97	0.94	0.97	0.96	0.96	0.97	0.96
	$(\mathcal{G})$	0.26	0.51	0.27	0.14	0.50	0.25	0.28	0.50	0.44
	$(\mathcal{C})$	0.34	0.41	0.37	0.29	0.38	0.39	0.48	0.44	0.42
π_{above}	$(\mathcal{F})$	0.79	0.80	0.79	0.78	0.79	0.79	0.79	0.80	0.79
	$(\mathcal{G})$	0.66	0.80	0.64	0.60	0.79	0.64	0.67	0.78	0.75
	$(\mathcal{C})$	0.75	0.76	0.75	0.72	0.75	0.76	0.80	0.78	0.77

Régions (i) : (1) Nord Amérique, (2) Sud Amérique, (3) Europe, (4) Nord Afrique & Moyen-Orient, (5) Afrique tropicale, (6) Ex-URSS, (7) Chine, (8) Asie de l'Est et du Sud-Est, (9) OCDE Pacifique.
Biomes (b) : $(\mathcal{F})$ Forêt, $(\mathcal{G})$ Prairie/Pâture, $(\mathcal{C})$ Culture.
Unités : π_{wood}, π_{above} (–).

Table 1.H – Paramètres de répartition entre usages des produits du bois.

	$(G)^\dagger$	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
π_{W_0}	0.00	0.40	0.42	0.33	0.51	0.52	0.30	0.33	0.60	0.40
π_{W_1}	0.60	0.14	0.47	0.16	0.25	0.45	0.16	0.58	0.35	0.45
π_{W_2}	0.30	0.23	0.06	0.26	0.06	0.00	0.23	0.04	0.02	0.09
π_{W_3}	0.10	0.23	0.05	0.25	0.18	0.03	0.31	0.05	0.03	0.06

† : La répartition est soit globale (G, Houghton et Hackler, 2001), soit régionale (Earles et al., 2012).
Régions (i) : (1) Nord Amérique, (2) Sud Amérique, (3) Europe, (4) Nord Afrique & Moyen-Orient, (5) Afrique tropicale, (6) Ex-URSS, (7) Chine, (8) Asie de l'Est et du Sud-Est, (9) OCDE Pacifique.
Unités : π_{W_n} (–).

Table 1.I – Expressions analytiques des fonctions de réponses $\mathbf{r_{W_n}}$.

Impulsionnelle	$\mathbf{r_{W_{n=0}}}(t=0)$	$=1$
	$\mathbf{r_{W_{n=0}}}(t\neq 0)$	$=0$
Exponentielle	$\mathbf{r_{W_{n>0}}}(t)$	$=\exp(-t/\tau_{W_n})$
Linéaire	$\mathbf{r_{W_{n>0}}}(t\leq\tau_{W_n})$	$=(1-t/\tau_{W_n})$
	$\mathbf{r_{W_{n>0}}}(t>\tau_{W_n})$	$=0$
Gamma†	$\mathbf{r_{W_{n>0}}}(t)$	$=\int_0^{(\kappa_\Gamma+1)\frac{\tau_{W_n}}{t}} x^{\kappa_\Gamma-1}e^{-x}\mathrm{d}x\left[\int_0^{\infty} x^{\kappa_\Gamma-1}e^{-x}\mathrm{d}x\right]^{-1}$

† : Le paramètre κ_Γ est numériquement déterminé de telle sorte que 95 % du stock initial soit oxydé au bout de deux fois et demie le temps caractéristique (i.e. $\mathbf{r_{W_n}}(t=2.5\,\tau_{W_n})=0.05$).
Unités : $\mathbf{r_{W_n}}$ (–) ; t (yr).

Chapitre 2

Autres gaz à effet de serre

Après avoir développé le modèle de cycle du carbone d'OSCAR, et après l'avoir utilisé lors de nos premiers exercices d'attribution (Gasser et al., in rev.), il s'est rapidement avéré que prendre en compte comme seul gaz à effet de serre anthropique le CO_2, bien qu'il soit le plus important en termes de réchauffement, était insuffisant. Il fut alors décidé d'intégrer à OSCAR l'ensemble des gaz à effet de serre émis, ou dont la teneur atmosphérique est modifiée, par l'Homme. Pour se convaincre de l'intérêt de cette démarche, il suffit de regarder les forçages radiatifs attribués, en 2005, à ces gaz à effet de serre "secondaires". Alors que l'excès de CO_2 atmosphérique produit un forçage d'environ $1.66\,\mathrm{W\,m^{-2}}$, on estime que l'augmentation de l'ozone (O_3) troposphérique induit un forçage de $0.35\,\mathrm{W\,m^{-2}}$, celle du méthane (CH_4) atmosphérique de $0.48\,\mathrm{W\,m^{-2}}$, celle du protoxyde d'azote (N_2O) de $0.16\,\mathrm{W\,m^{-2}}$, celle de l'ensemble des composés halogénés (e.g. HFC, PFC) de $0.34\,\mathrm{W\,m^{-2}}$, et enfin celle de l'ozone stratosphérique de $-0.05\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ (Forster et al., 2007). Globalement non-négligeables, ces composés sont donc modélisés dans OSCAR selon des formulations que nous allons expliciter dans ce chapitre ; certaines de ces formulations étant très largement inspirées par le modèle MAGICC (Meinshausen et al., 2011a).

2.1 Ozone troposphérique

2.1.1 Émissions de précurseurs de l'ozone ($E_{\mathrm{NO_x}}$, E_{CO}, E_{VOC})

L'ozone est un gaz à effet de serre qui n'est pas directement émis par l'Homme, mais dont l'équilibre chimique au sein de la troposphère a été altéré par les émissions de quatre types de composés d'origine anthropique : le méthane, les oxydes d'azote (NO et NO_2, notés NO_x), le monoxyde de carbone (CO), et les composés organiques volatiles non-méthaniques (*non-methane Volatile Organic Compounds*, notés VOC). Pour l'instant, nous ne nous intéressons qu'aux trois derniers types de composés, ensemble baptisés "précurseurs de l'ozone". NO_x et CO sont avant tout émis lors de la combustion imparfaite de carburants, qu'ils soient fossiles ou biogéniques ;

le secteur des transports étant la source première des oxydes d'azote. Les VOC sont également produits lors de la combustion de carburants, mais une part non-négligeable est aussi due à la production et à l'usage de produits (solvants) chimiques, et aux déchets organiques d'origine humaine. Dans OSCAR, à l'instar de ce qui est fait pour les émissions fossiles, on prescrit les émissions de précurseurs de l'ozone à partir d'inventaires nationaux issus de statistiques économiques. Cependant, on retire de ces inventaires les émissions dues à la combustion de biomasse puisque celles-ci sont calculées de manière endogène par le modèle (cf. section suivante).

Concernant les données historiques que nous utilisons, sur la période 1970–2008, elles proviennent de la base de données EDGAR (EC-JRC/PBL, 2012). Entre 1850 et 1970, elles sont basées sur les travaux de Lamarque et al. (2010), sachant que les valeurs annuelles globales sont ensuite modifiées (linéairement) afin qu'il y ait correspondance avec les estimations d'EDGAR en 1970 et qu'elles soient égales à $^2/_3$ de leur propre valeur en 1850. Ce facteur d'échelle est identique à celui utilisé pour le méthane (cf. section 2.2.3) et, bien qu'on ne le justifie que pour le CH_4, nous avons choisi de l'appliquer à tous les jeux de données issus de cette étude. Avant 1850, les émissions sont extrapolées afin d'atteindre zéro en 1750. La figure 2.1 montre l'intégralité des forçages anthropiques finalement obtenus ; les transports aériens et maritimes (*bunkers*) étant significatifs dans le cas des NO_x.

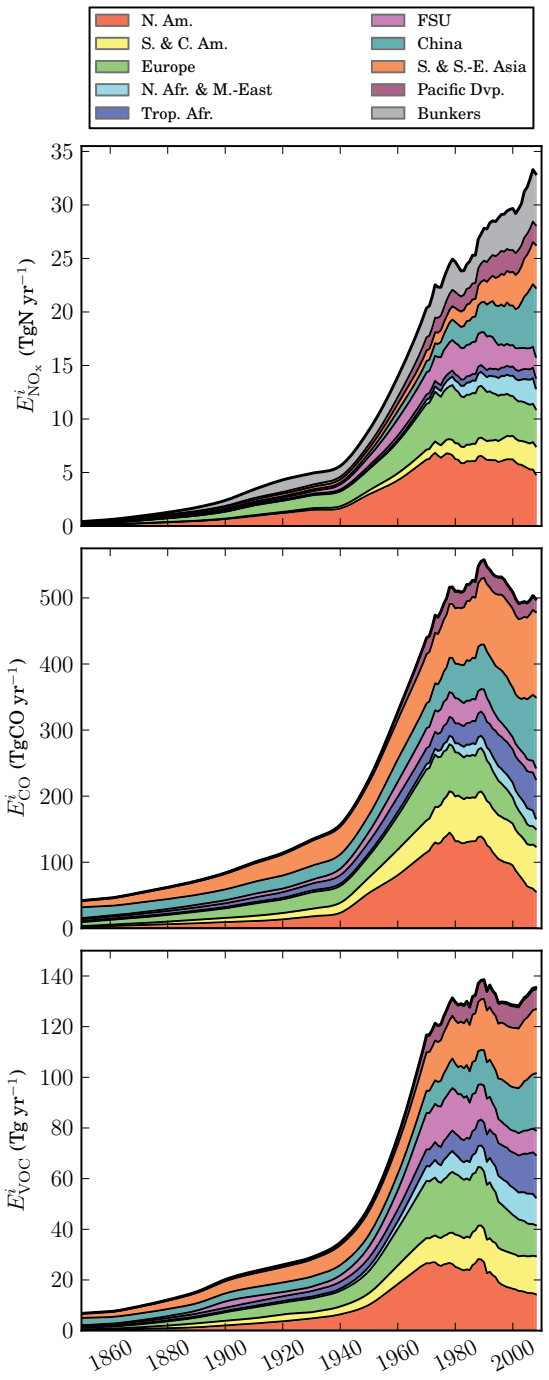


Figure 2.1 – Émissions anthropiques de précurseurs de l'ozone : oxydes d'azote [*haut*], monoxyde de carbone [*centre*] et composés organiques volatiles [*bas*].

2.1.2 Émissions dues à la combustion de biomasse (E_{BB})

Description Dans OSCAR, pour l'ensemble des composés X (que ce soient les précurseurs de l'ozone qui nous intéressent maintenant, ou d'autres composés dont nous discuterons plus loin), les émissions dues à la combustion de biomasse (*biomass burning*) sont couplées aux émissions liées aux usages des sols. Nous avons vu en section 1.3.3 que toutes les activités liées aux usages des sols créent des produits du bois qui sont ensuite oxydés au fil du temps. On suppose que l'oxydation due aux deux premiers types d'usage du bois, c'est-à-dire la combustion instantanée (E_{W_0}) et le bois-combustible (E_{W_1}), correspondent exactement aux émissions de CO_2 dues à la combustion de biomasse anthropique. Les émissions de composé X sont alors prises proportionnelles à celles-ci :

$$E^i_{BB,\mathrm{X}} = \sum_b \alpha^{\mathrm{X},b}_{BB} \left(E^{i,b}_{W_0} + E^{i,b}_{W_1}\right) \tag{2.1}$$

Les coefficients de proportionnalité entre émissions de CO_2 et émissions de composé X (α^{X}_{BB}) sont déterminés sur la base des travaux de Andreae et Merlet (2001, table 1), et leurs valeurs sont données en table 2.A.

Discussion La figure 2.2 présente l'ensemble des reconstitutions du flux historique lié à la combustion de biomasse, tel que modélisé par OSCAR et exprimé en CO_2. Sans surprise, on y voit un ensemble de courbes très proches de celles des émissions liées aux usages des sols (figure 1.11). Ainsi, toute notre discussion de la section 1.3.3 reste valable ici, en particulier celle sur les feux naturels qui ne sont pas modélisés

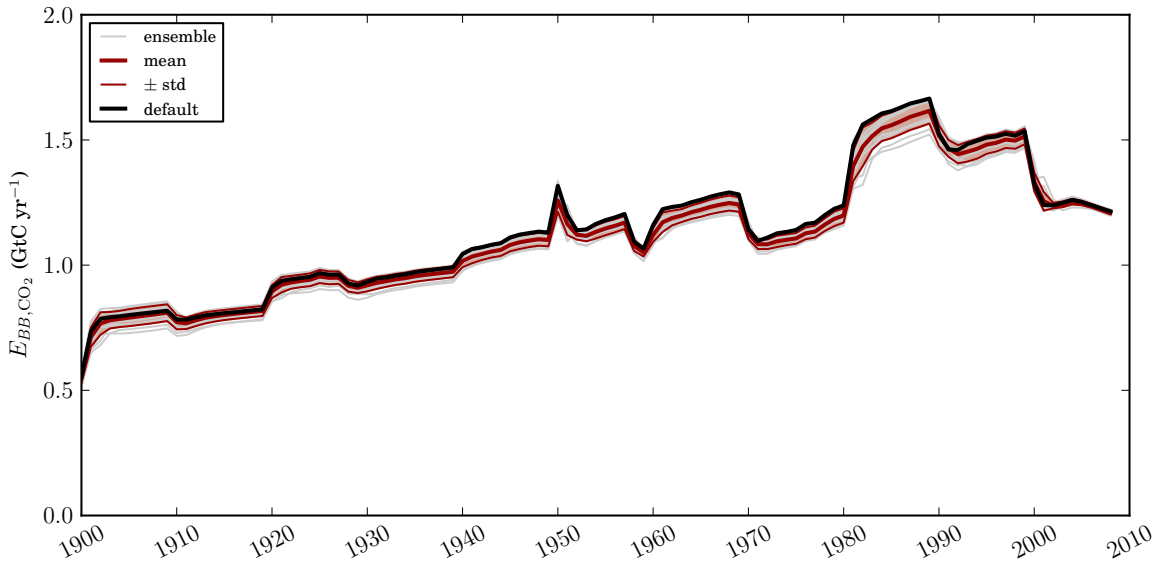


FIGURE 2.2 – Ensemble des reconstitutions des émissions historiques liées à la combustion de biomasse anthropique (uniquement liées au *land-use* dans OSCAR).

dans notre modèle. De plus, la perturbation CCN a bien un effet sur ces émissions dues à la combustion de biomasse à travers la modification de la densité carbone de la végétation. Enfin, insistons sur le fait que nos émissions dues à la combustion de biomasse ne sont pas directement comparables aux résultats des modèles de feux, puisque ceux-ci ne distinguent pas explicitement les feux naturels et anthropiques (e.g. Mouillot et Field, 2005), et puisque nous y incluons les émissions liées à l'usage de bois-combustible (précédemment retirées des inventaires d'émissions).

2.1.3 Bilan troposphérique ($[O_3]_t$)

Description Sur la base de l'inter-comparaison de modèles de chimie atmosphérique baptisée "OxComp", Ehhalt et al. (2001) proposent une formulation simple de la variation globale en ozone troposphérique en fonction de la variation globale de la concentration atmosphérique en méthane ($[CH_4]$), et des émissions annuelles des trois précurseurs de l'ozone :

$$\Delta[O_3]_t = \chi_{O_3}^{CH_4} \ln(1 + \frac{\Delta[CH_4]}{[CH_4]_0}) + \sum_{\substack{X \in \{NO_x, \\ CO, VOC\}}} \chi_{O_3}^{X} (E_X + E_{BB,X}) \tag{2.2}$$

De cette même référence (Ehhalt et al., 2001, table 4.11), nous avons déduit les valeurs des paramètres de sensibilité chimique (χ_{O_3}) de quatre modèles, ainsi que de la moyenne de l'ensemble des modèles ayant participé à OxComp. Ces paramètres sont retranscrits en table 2.B

Discussion La figure 2.3 montre, pour l'ensemble des 5 paramétrisations possibles, la concentration troposphérique en O_3 simulée lorsqu'OSCAR est forcé par les émissions de précurseurs de l'ozone présentées en section 2.1.1, par la concentration historique observée en méthane, et pour des émissions dues à la combustion de biomasse égales à celles calculées par la paramétrisation par défaut. Les valeurs annuelles de CH_4 sont celles recommandées pour CMIP5 (IIASA, 2012a) de 1765 à 1986, et celles mesurées par AGAGE (2012) de 1987 à 2008. La moyenne de notre ensemble parvient, en 2000, à être très proche de la moyenne des estimations de Gauss et al. (2006), sans pour autant reproduire la même dispersion. La paramétrisation par défaut d'OSCAR (basée sur la moyenne d'OxComp) donne quant à elle un résultat un peu inférieur à notre référence.

Bein qu'identique à celle de Meinshausen et al. (2011a), notre modélisation de l'ozone troposphérique est plutôt simpliste. En premier lieu, et c'est sûrement son défaut le plus important, notre modélisation n'est que globale alors que l'ozone est un composé à faible durée de vie. Il faudrait donc raisonner au moins au niveau de chaque région émettrice, ce qui permettrait de prendre en compte la chimie hautement non-linéaire du système (Dodge, 1977). En second lieu, notre approche n'intègre aucune rétroaction climatique, alors que plusieurs éléments laissent penser que celle-ci existe et est positive (Forster et al., 2007). De plus, il manque à notre modèle

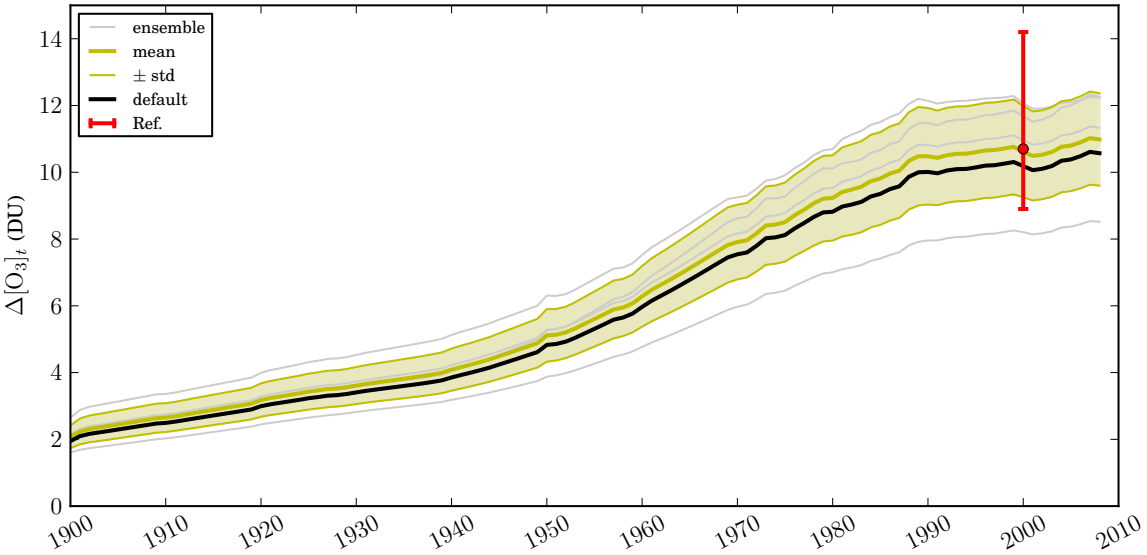


FIGURE 2.3 – Ensemble des reconstitutions des variations de concentration historique de l'ozone troposphérique, comparées aux estimations de Gauss et al. (2006). Une unité Dobson (DU) correspond à une colonne d'ozone qui aurait une épaisseur de 10 μm dans les CNTP (soit une concentration de 0.4462 mmolO_3 m^{-2}).

un couplage permettant l'échange entre ozone troposphérique et stratosphérique (cf. section 2.5). Enfin, il est important de noter qu'on fait ici l'hypothèse implicite que les sources naturelles de précurseurs de l'ozone restent constantes. Or, on sait que les orages, et la foudre plus particulièrement, sont une source non-négligeable d'oxydes d'azote qui pourrait varier à l'avenir en fonction du changement climatique (Denman et al., 2007). Les émissions de VOC (isoprène et terpènes) par la végétation sont un autre exemple, puisque celles-ci sont altérées par le changement climatique et l'augmentation du CO_2 atmosphérique (e.g. Lathière et al., 2005), phénomène que nous ne prenons pas en compte ici.

2.2 Méthane

2.2.1 Puits chimiques ($F_{\downarrow CH_4}$)

Description Le méthane est un gaz relativement instable à l'échelle temporelle du système climatique, et il existe plusieurs processus conduisant à la destruction de cette molécule. À l'origine d'environ 90% de la disparition du méthane à tout instant (Denman et al., 2007), le premier de ces puits est la destruction troposphérique de la molécule de CH_4 par le radical hydroxyle ($OH^\bullet$). Les autres puits de moindre importance sont les destructions chimique et photochimique du méthane dans la stratosphère, son oxydation biochimique par des bactéries méthanotrophes dans les

sols secs, et son oxydation par la molécule de chlore (Cl) dans la couche limite située au-dessus de l'océan (Denman et al., 2007). Dans OSCAR, étant donné sa proéminence, on cherche à modéliser les changements d'intensité du puits OH induits par les changements en CH_4 atmosphérique, en température de l'air à la surface (T_{AS}), et par les émissions des précurseurs de l'ozone (qu'on notera, dans leur ensemble, $E_{\mathbb{OP}}$). Les autres puits sont quant à eux supposés d'intensité constante.

Sur cette base, on peut mettre en équation la variation par rapport au pré-industriel du puits global de méthane, ce en fonction des concentrations en méthane atmosphérique et stratosphérique, ainsi que de la fonction $\mathbf{f_{OH}}$ décrivant l'évolution de l'intensité du puits OH (et détaillée ci-après). Ce qui donne :

$$\begin{aligned}\Delta F_{\downarrow \mathrm{CH_4}} = &-\frac{\alpha_{atm}^{\mathrm{CH_4}}}{\tau_{\mathrm{OH}}} [\mathrm{CH_4}]_0 \left(\left(1 + \frac{\Delta[\mathrm{CH_4}]}{[\mathrm{CH_4}]_0}\right) \mathbf{f_{OH}}(\Delta[\mathrm{CH_4}], \Delta T_{AS}, E_{\mathbb{OP}}) - 1 \right) \\ &- \frac{\alpha_{atm}^{\mathrm{CH_4}}}{\tau_{strato}} \Delta[\mathrm{CH_4}]_s - \frac{\alpha_{atm}^{\mathrm{CH_4}}}{\tau_{soils}} \Delta[\mathrm{CH_4}] - \frac{\alpha_{atm}^{\mathrm{CH_4}}}{\tau_{\mathrm{Cl}}} \Delta[\mathrm{CH_4}]\end{aligned} \tag{2.3}$$

Les paramètres τ décrivent, pour chaque puits, le temps caractéristique de la réaction de destruction du méthane au pré-industriel. Les valeurs choisies pour les trois puits secondaires sont de 120, 160 et 200 ans, pour τ_{strato}, τ_{soils} et τ_{Cl} respectivement (Denman et al., 2007). On fixe la valeur de la constante du puits OH (τ_{OH}) à 7.8 ans, afin que la durée de vie moyenne du CH_4 dans les années 2000 soit à peu près de 8.4 ans (Denman et al., 2007). En équation (2.3), l'indice "s" appliqué au taux de méthane pour le puits stratosphérique dénote la concentration en CH_4 de la stratosphère, qui est à à peu près égale à celle de l'atmosphère mais avec un retard de l'ordre de 3 ans (cf. section 2.3.1).

La fonction $\mathbf{f_{OH}}$, décrivant la variation relative de l'intensité du puits OH, peut être formulée de deux manières distinctes dans OSCAR. La première, comme pour la chimie de l'ozone vue en section 2.1.3, provient des travaux de Ehhalt et al. (2001), modifiés afin d'y ajouter une sensiblité climatique :

$$\mathbf{f_{OH}} = \exp\left(\chi_{\mathrm{OH}}^{\mathrm{CH_4}} \ln\left(1 + \frac{\Delta[\mathrm{CH_4}]}{[\mathrm{CH_4}]_0}\right) + \sum_{\substack{\mathrm{X} \in \{\mathrm{NO_x}, \\ \mathrm{CO}, \mathrm{VOC}\}}} \chi_{\mathrm{OH}}^{\mathrm{X}} \left(E_{\mathrm{X}} + E_{BB,\mathrm{X}}\right) \right) + \gamma_{\mathrm{OH}} \Delta T_{AS} \tag{2.4}$$

Tout comme pour l'ozone, on dispose des valeurs des paramètres de sensibilité chimique (χ_{OH}) des résultats moyens de OxComp, ainsi que de quatre modèles y ayant participé (Ehhalt et al., 2001, table 4.11). Celles-ci sont données en table 2.C. La valeur de la sensibilité du puits OH au climat (γ_{OH}) est fixée à $+3.16\,\%\,^{\circ}\mathrm{C}^{-1}$ quel que soit le modèle émulé (Meinshausen et al., 2011a). Alternativement, nous avons adapté une formulation de $\mathbf{f_{OH}}$ issue de travaux cherchant à reproduire l'exercice OxComp mais avec des modèles de chimie atmosphérique plus récents (Holmes et al., 2013). En particulier, la sensibilité climatique de la réactivité du radical hydroxyle est explicitée en fonction de deux observables. La première est la température moyenne de la troposphère (T_t), dont la variation absolue est supposée proportionnelle à celle de la température de l'air en surface (T_{AS}). La seconde est la quantité de vapeur

d'eau dans la troposphère (Q_t), dont la variation relative est supposée proportionnelle à celle de la pression de vapeur saturante (variant avec T_{AS}). On a alors :

$$\begin{aligned}\mathbf{f_{OH}} = \exp\Big[&\chi_{\mathrm{OH}}^{\mathrm{CH_4}}\ \ln\!\left(1+\tfrac{\Delta[\mathrm{CH_4}]}{[\mathrm{CH_4}]_0}\right) + \sum_{\substack{\mathrm{X}\in\{\mathrm{NO_x},\\ \mathrm{CO,VOC}\}}} \chi_{\mathrm{OH}}^{\mathrm{X}}\,(E_X + E_{BB,\mathrm{X}}) \\ &+ \chi_{\mathrm{OH}}^{T}\ \ln\!\left(1+\kappa_T\,\tfrac{\Delta T_{AS}}{T_{t,0}}\right) + \chi_{\mathrm{OH}}^{Q}\ \ln\!\left(1+\kappa_Q\,\mathbf{f_{sat}}(\Delta T_{AS})\right)\Big]\end{aligned} \tag{2.5}$$

Comme précédemment, nous disposons de plusieurs jeux de paramètres de sensibilités chimiques : ceux de trois nouveaux modèles, ainsi que ceux adoptés par défaut par Holmes et al. (2013). Ils sont donnés en table 2.C. Sur la base d'observations, on adopte les facteurs de proportionnalité suivants : $\kappa_T = 0.94$ et $\kappa_Q = 1.5$; et la température de la troposphère au pré-industriel ($T_{t,0}$) est prise égale à 251 K (Prather et al., 2012). Enfin, la fonction $\mathbf{f_{sat}}$, relative à la pression de vapeur saturante, est donnée par Jacobson (2005, équation 2.61) et est retranscrite en table 2.D.

Discussion On conduit à nouveau un ensemble de simulations avec les 9 paramétrisations possible du puits OH, afin d'évaluer le comportement de notre modèle. Les résultats sont visible en figure 2.4, pour l'ensemble du puits chimique, lorsque le modèle est forcé par les données historiques, comme en section 2.1.3. Sur cette figure, on peut voir une dispersion relativement limitée, principalement du fait que le premier *driver* du puits est le taux de CH_4 atmosphérique lui-même, et donc que la fonction $\mathbf{f_{OH}}$ est de second ordre, en particulier tant que le changement clima-

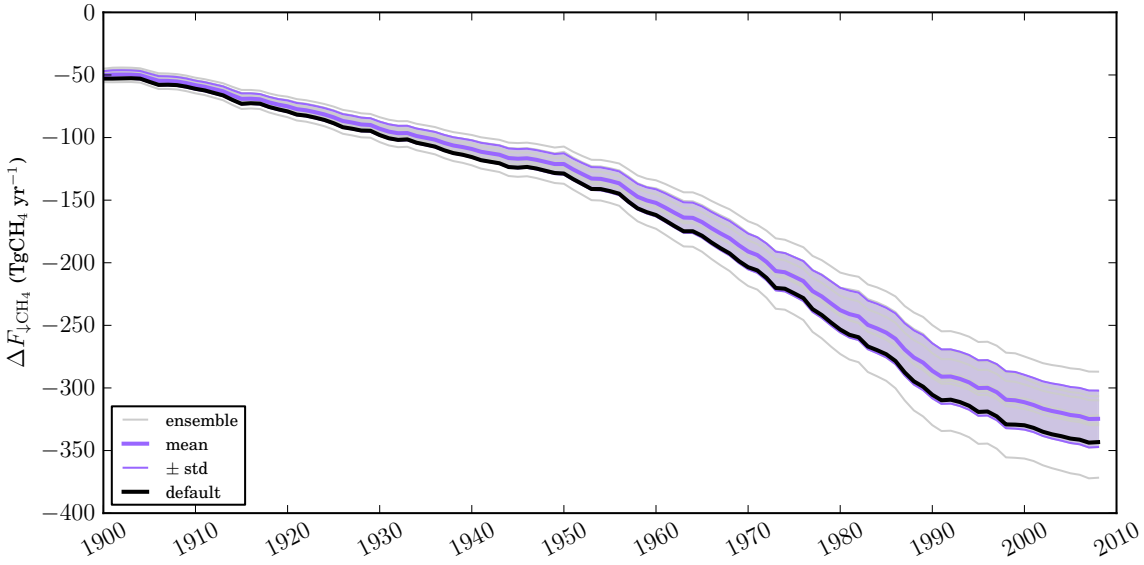


Figure 2.4 – Ensemble des reconstitutions de la variation historique de la somme des puits chimiques du méthane.

tique n'est pas significativement élevé. Bien que simulant un puits relativement fort, notre paramétrisation par défaut est ici calquée sur celle par défaut de Holmes et al. (2013).

Par rapport à cette étude de Holmes et al. (2013), on peut cependant noter avoir fait deux approximations principales. Premièrement, notre puits OH n'est pas influencé par les changements d'ozone stratosphérique, alors que la disparition de ce dernier entraîne une augmentation d'un rayonnement solaire générateur de radicaux OH. Secondement, nous ne faisons pas de distinction fondée sur le lieu d'émission des précurseurs de l'ozone (en particulier, de distinction entre émissions sur les continents, les océans, ou directement dans les airs). En effet, comme précédemment pour l'ozone troposphérique, les équilibres chimiques à l'origine du radical hydroxyle sont locaux. Cependant, puisque ce radical réagit avec le méthane, qui est relativement bien mélangé dans l'atmosphère, on attend moins d'erreur due à ce point que pour l'ozone troposphérique. Toujours comme pour l'ozone, le puits OH n'est pas affecté, dans OSCAR, par un éventuel changement des émissions naturelles de NO_x ou de VOC, puisque celles-ci sont implicitement supposées constantes. Concernant les autres puits, soulignons que l'intensité du puits stratosphérique devrait elle aussi être modifiée en fonction du rayonnement solaire disponible (i.e. en fonction de la teneur de la stratosphère en ozone), et que le puits fourni par les sols secs est très certainement affecté par l'usage des sols. Cependant, à l'heure actuelle très peu de modèles incluent une modélisation explicite des processus de méthanotrophie et de comment ceux-ci sont affectés par les activités humaines portant sur les sols.

2.2.2 Émissions des zones humides (E_{wet})

Description Les zones humides (*wetlands*) sont la principale source naturelle de méthane à l'échelle globale (Denman et al., 2007). Cependant, la modélisation précise de ces émissions nécessite une représentation explicite du cycle de l'eau, que nous n'avons pas dans OSCAR. Nous avons alors cherché à développer un modèle simple permettant d'estimer les émissions des zones humides à partir de variables endogènes d'OSCAR. Nous avons choisi de représenter la variation de cette source en établissant simplement des lois de variation régionale du flux surfacique d'émissions des zones humides (e_{wet}) et de la surface de ces zones humides (S_{wet}). Ainsi, les émissions totales (E_{wet}) sont couplées au cycle du carbone par le biais du flux surfacique, et au climat par celui des surfaces de zones humides.

Comme OSCAR n'inclus pas de biome "zones humides" à proprement parler, on suppose que celles-ci sont constituées de forêts (exposant "$\mathcal{F}$") et de prairies (exposant "$\mathcal{G}$"), dans des proportions invariantes au cours du temps mais spécifiques à chaque région. Les émissions surfaciques sont alors supposées proportionnelles au CO_2 issu de la respiration hétérotrophe du stock de carbone rapide de la biosphère terrestre, ce qui est proche du choix de modélisation de Wania et al. (2010). L'évolution des surfaces est supposée déterminée par les changements en température locale de surface (T_{LS}), en précipitations locales (P_L), et le taux de CO_2 atmosphérique. En

effet, cette dernière variable a un effet dit "anti-transpirant" : l'ouverture stomatale diminue si le dioxyde de carbone est plus aisément disponible dans l'air, entraînant une diminution de la transpiration de la plante, et donc une augmentation de la quantité d'eau restant au sol. Le module est ainsi décrit :

$$\begin{cases} \Delta e^i_{wet} = e^i_{wet,0} \, \dfrac{\pi^i_{wet_\mathcal{F}} \, \Delta rh^{i,b=\mathcal{F}}_F + (1 - \pi^i_{wet_\mathcal{F}}) \, \Delta rh^{i,b=\mathcal{G}}_F}{\pi^i_{wet_\mathcal{F}} \, rh^{i,b=\mathcal{F}}_{F,0} + (1 - \pi^i_{wet_\mathcal{F}}) \, rh^{i,b=\mathcal{G}}_{F,0}} \\ \Delta S^i_{wet} = S^i_{wet,0} \, (\gamma^i_{wet_T} \, \Delta T^i_{LS} + \gamma^i_{wet_P} \, \Delta P^i_L + \gamma^i_{wet_C} \, \Delta[\mathrm{CO_2}]) \\ \Delta E^i_{wet} = \Delta e^i_{wet} \, S^i_{wet,0} + e^i_{wet,0} \, \Delta S^i_{wet} + \Delta e^i_{wet} \, \Delta S^i_{wet} \end{cases} \tag{2.6}$$

Les valeurs pré-industrielles des émissions surfaciques ($e_{wet,0}$), de la surface ($S_{wet,0}$), ainsi que de la proportion de zones humides forestières ($\pi_{wet_\mathcal{F}}$) sont calculées à partir d'une simulation à l'équilibre de la version d'ORCHIDEE intégrant un sous-modèle dédié aux émissions naturelles de méthane (Ringeval et al., 2010). Cette simulation sert de simulation de contrôle dans l'exercice d'inter-comparaison WETCHIMP (Melton et al., 2013), et a donc été faite sur la période 1901–1931. Comme en section 1.2, on corrige le biais dû à l'effet du CO_2 sur les émissions surfaciques (elles sont multipliées par un facteur ${}^{[\mathrm{CO_2}]_0}/_{[\mathrm{CO_2}]_{1901-1931}} \approx 92\%$). Les valeurs des trois sensibilités (γ_{wet_T}, γ_{wet_P} et γ_{wet_C} ; cette dernière étant l'effet anti-transpirant) de la surface de zones humides sont déterminées sur la base de cette même étude, grâce à trois autres simulations prises à l'équilibre mais où chacun des trois forçages climatiques a été significativement augmenté (cf. Melton et al., 2013). On fait donc l'hypothèse que les étendues de zones humides s'ajustent quasi-instantanément par rapport au pas de temps caractéristique de notre modèle (qui est l'année). Les valeurs régionales de ces six paramètres sont données en table 2.E.

Toujours grâce à l'inter-comparaison WETCHIMP, on dispose de valeurs des émissions des zones humides à l'échelle globale et de leur étendue à une période fixée, pour sept modèles différents (incluant ORCHIDEE) et pour la moyenne de ces modèles. En supposant que la variation inter-modèles sur cette période est la même qu'au pré-industriel, ceci nous permet d'ajouter à OSCAR une gamme de sensibilités représentant les incertitudes liées à la modélisation des émissions des zones humides, de façon similaire à ce que nous avons fait avec l'inter-comparaison C^4MIP (cf. section 1.2). En rappelant qu'ORCHIDEE est notre modèle de référence, on peut alors émuler le pré-industriel d'autres modèles (exposant "M") par les équations suivantes :

$$\begin{cases} e^{M,i}_{wet,0} = e^i_{wet,0} \, \left(\dfrac{E^M_{wet,0}}{E^{M=\mathrm{ORCHIDEE}}_{wet,0}} \, \dfrac{S^{M=\mathrm{ORCHIDEE}}_{wet,0}}{S^M_{wet,0}} \right) \\ S^{M,i}_{wet,0} = S^i_{wet,0} \, \left(\dfrac{S^M_{wet,0}}{S^{M=\mathrm{ORCHIDEE}}_{wet,0}} \right) \end{cases} \tag{2.7}$$

Cette même inter-comparaison renseigne également les sensibilités globales $\tilde{\gamma}_{wet}$ des étendues de zones humides aux trois conditions environnementales que nous modélisons ; ce pour six modèles (ORCHIDEE compris). On peut donc également émuler

ces sensibilités des modèles de WETCHIMP, de façon indépendante du cas pré-industriel présenté en équation (2.7), grâce à la formule suivante :

$$\gamma_{wet}^{M,i} = \gamma_{wet}^{i} \left(\tilde{\gamma}_{wet}^{M} / \tilde{\gamma}_{wet}^{M=\text{ORCHIDEE}}\right) \tag{2.8}$$

La table 2.F fournit les valeurs liées à WETCHIMP, pour le pré-industriel et les sensibilités aux conditions environnementales, utilisées dans OSCAR.

Discussion L'inter-comparaison nous offre donc un ensemble de 56 paramétrisations possibles du module d'émissions des zones humides, dont les résultats sont présentés en figure 2.5 lorsque le module est forcé par le CO_2 atmosphérique historique, et par les températures et précipitations du CRU+NCEP (Viovy, 2012). Si la dispersion y reste limitée, malgré les écarts importants entre modèles complexes (cf. table 2.F), c'est parce que notre approche perturbationnelle rend plus importants les facteurs environnementaux que les paramètres pré-industriels. Notons qu'ici le module biosphérique est fixé à sa configuration par défaut, et que la dispersion serait plus élevée, du fait du couplage à travers la respiration hétérotrophe rapide, si nous faisions également varier ce module. Notre paramétrisation par défaut est dérivée de la moyenne des modèles de WETCHIMP.

Le couplage avec la respiration permet de mettre en avant une augmentation des émissions surfaciques induite par l'effet de fertilisation du CO_2 sur le cycle du carbone biosphérique. Cependant, Melton et al. (2013) met en garde contre ce qui semble être un artéfact de modélisation dû à l'absence de biome spécifique pour les *wetlands*, puisque les plantes typiques trouvées dans ces zones ont un comportement

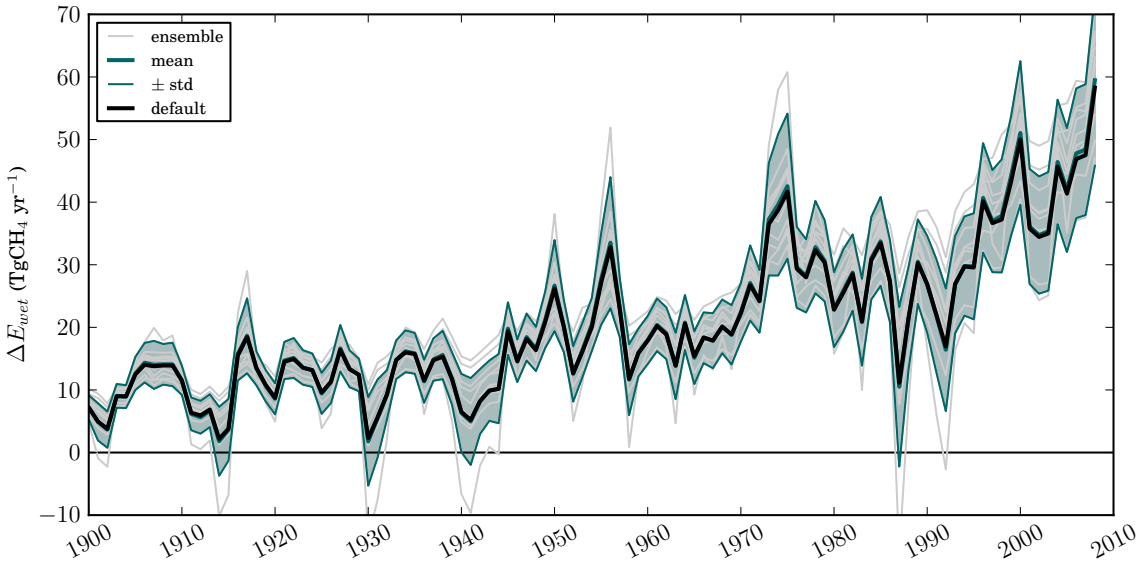


FIGURE 2.5 – Ensemble des reconstitutions de la variation historique des émissions des zones humides. Les émissions pré-industrielles sont renseignées en table 2.F

incertain relativement à cet effet (e.g. Boardman et al., 2011). Un facteur supplémentaire qui devrait être pris en compte est le dépôt de soufre (dû aux émissions anthropiques de SO_2, cf. section 3.1.2), qui modifie l'équilibre d'oxydo-réduction des zones humides, et tend ainsi à réduire leurs émissions de méthane (Gauci et al., 2004). Concernant l'étendue des *wetlands*, notre modèle est sûrement trop simple. En particulier, la formulation linéaire en fonction des trois facteurs environnementaux devrait être contre-balancée avec un quatrième terme, non-linéaire, capable de saisir l'effet conjoint des trois facteurs. De plus, notre module ignore un forçage anthropique direct, très peu renseigné dans la littérature, qu'est l'asséchage (*drainage*) intentionnel de zones humides, effectué dans le but de les transformer en surface cultivable ou constructible.

2.2.3 Émissions anthropiques (E_{CH_4})

Mis à part les émissions dues à la combustion de biomasse (cf. section 2.1.2), les émissions de méthane anthropique sont prescrites dans OSCAR par des inventaires nationaux. Ces émissions peuvent être d'origine soit fossile, soit biologique. Les principales sources de méthane fossile sont les émissions dites "fugitives", c'est-à-dire les fuites lors du transport et du stockage de gaz naturel, et l'échappement involontaire de gaz lors de l'extraction de charbon. Une source moindre de CH_4 d'origine fossile est liée à la combustion incomplète de carburants fossiles. Principale source anthropique, le méthane biogénique est produit par voie bactérienne en tout milieu anaérobie. Il est principalement dû à la riziculture (i.e. aux *wetlands* anthropiques) et à l'élevage intensif de ruminants, du fait de la fermentation entérique et de la gestion des déjections (*manure*) ; mais également à l'ensemble des déchets organiques produits par l'Homme, s'ils ne sont pas brûlés (e.g. décharges à ciel ouvert, eaux usagées).

Les données que nous utilisons sont celles provenant de la base de données EDGAR (EC-JRC/PBL, 2012), de 1970 à 2008. Entre 1850 et 1970, elles sont basées sur les travaux de Lamarque et al. (2010), mais les valeurs annuelles globales en sont modifiées (linéairement) afin qu'il y ait correspondance avec les estimations d'EDGAR en 1970 et qu'elles soient égales à $^2/_3$ de leur valeur en 1850. Ce facteur d'échelle vient de nos premiers essais pour reconstituer les observations de CH_4 atmosphérique, lors desquels la valeur si-

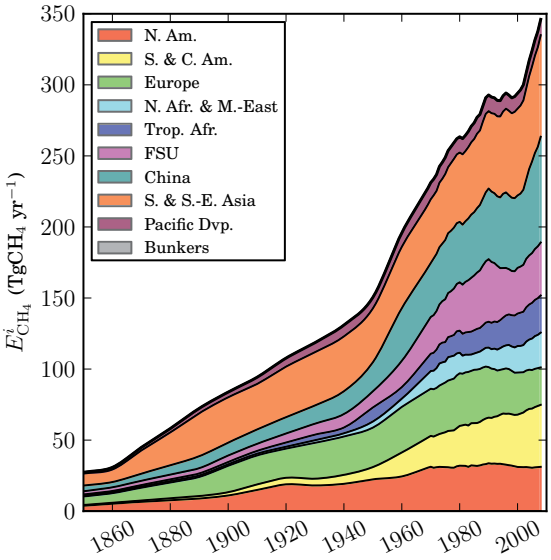


Figure 2.6 – Émissions anthropiques de méthane.

mulée, sur la période 1850–1900, semblait trop forte et augmenter trop lentement. Or, il est improbable que ce soit le puits chimique qui explique ce comportement. En effet, la théorie (Raupach, 2013) affirme que si les émissions croissent exponentiellement (ou presque), c'est leur taux de croissance qui détermine la vitesse de changement de composition de l'atmosphère, et non le temps caractéristique du puits. On a donc choisi d'appliquer un facteur *ad hoc* afin de corriger des estimations d'émissions historiques *a priori* incompatibles avec les observations. Avant 1850, les émissions sont extrapolées afin d'atteindre zéro en 1750. La figure 2.6 présente le jeu de données final.

2.2.4 Bilan atmosphérique ($[CH_4]$)

Description Comme pour le CO_2, on procède par conservation de la matière pour établir la variation annuelle du taux atmosphérique de méthane :

$$\alpha_{atm}^{CH_4} \frac{\mathrm{d}\Delta[CH_4]}{\mathrm{d}t} = E_{CH_4} + E_{BB,CH_4} + \Delta E_{wet} + \Delta F_{\downarrow CH_4} \tag{2.9}$$

On remarquera que les émissions naturelles (E_{nat,CH_4}), autres que celles liées aux zones humides, sont absentes de cette équation. Donc, selon notre cadre de modélisation perturbationnel, ceci revient à faire l'hypothèse que ces émissions sont restées invariantes au fil du temps. Enfin, notons qu'on prend une concentration pré-industrielle en CH_4 égale à 700 ppb (Ramaswamy et al., 2001).

Discussion Grâce aux ensembles de simulations précédemment effectuées, on dispose de 6 048 reconstructions de l'évolution temporelle du CH_4 atmosphérique. Sur la figure 2.7, on peut voir cet ensemble présentant une dispersion assez importante. On ne dispose pas de mesure remontant assez loin dans le passé pour bien comparer cet ensemble avec les observations. Cependant, lorsque comparé à AGAGE (2012), il semble que seules les premières années en sont raisonnablement simulées par OSCAR. Après 1990, deux phénomènes principaux se superposent. Premièrement, dans les années 90 et jusqu'au début des années 2000, les émissions des zones humides simulées par OSCAR sont en constante augmentation alors que Bousquet et al. (2006) estiment (par inversion) qu'elles ont en fait diminué. Ceci expliquerait la stagnation de notre flux à cette période, alors que les observations montre une diminution de celui-ci. Secondement, nous émettons quelques doutes sur la date de reprise (et peut-être l'intensité de celle-ci) des émissions anthropiques d'EDGAR au début des années 2000, puisque c'est ce qui crée l'augmentation très rapide du flux simulé visible dès 2003 alors que les observations tendent à montrer que c'est seulement en 2005/2006 que le CH_4 atmosphérique repart à la hausse. Notons malgré tout que les incertitudes quant aux causes du plateau de concentration observé à cette période restent nombreuses (Forster et al., 2007).

Par souci de complétion, listons à nouveau les phénomènes absents de notre modèle et pouvant – mais pas nécessairement – expliquer une part marginale de

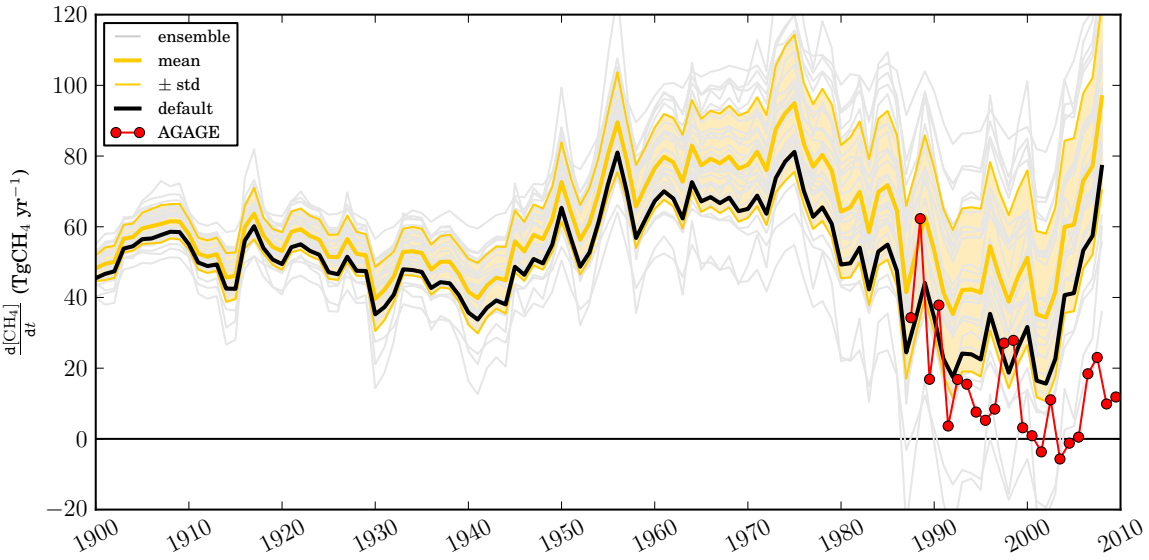


FIGURE 2.7 – Ensemble des reconstitutions du bilan annuel historique du CH_4 atmosphérique, comparé aux observations de AGAGE (2012). Seul un deux-centième de l'ensemble est représenté.

la différence entre nos résultats et les observations. D'abord, nous ne prenons pas en compte les modifications dues à l'Homme de certaines sources naturelles. Par exemple, les étendues d'eau douce et les embouchures de fleuves ont vu changer leurs apports en nutriments, altérant leurs cycles biochimiques et les émissions qui y sont liées (CH_4 et N_2O, en particulier). Ensuite, nous l'avons déjà évoqué en section 1.5, la fonte du *permafrost* entraînera sûrement à l'avenir, et à pu entraîner par le passé, le relarguage de méthane initialement piégé dans ces types de sol. Enfin, des hydrates de méthane sont également piégés dans les sédiments océaniques profonds et sur les talus continentaux. Or, si la température des océans augmente, ou si la circulation océanique est altérée, il est possible que ces hydrates libèrent à leur tour du CH_4. *A priori*, ceci se déroulerait cependant sur des échelles de temps géologiques (O'Connor et al., 2010).

2.3 Protoxyde d'azote

2.3.1 Puits photochimique ($F_{\downarrow N_2O}$)

Description À l'inverse du méthane, le protoxyde d'azote est un gaz relativement stable, qui est quasi-exclusivement détruit par photolyse dans la stratosphère. L'intensité de ce puits photochimique n'est pas linéaire par rapport à la teneur stratosphérique en N_2O. En effet, la destruction de N_2O dans la stratosphère produit un composé radicalaire catalysant la destruction de l'ozone stratosphérique, qui en

disparaissant laissera place à plus de rayonnement UV, qui eux-mêmes favoriseront la destruction du protoxyde d'azote (Prather, 1998). Cette rétroaction positive est mise en équation de la façon suivante :

$$\Delta F_{\downarrow \mathrm{N_2O}} = -\frac{\alpha_{atm}^{\mathrm{N_2O}}}{\tau_{photo}} [\mathrm{N_2O}]_0 \left(\left(1 + \frac{\Delta[\mathrm{N_2O}]_s}{[\mathrm{N_2O}]_0}\right)^{1-\chi_{\mathrm{N_2O}}^{\mathrm{N_2O}}} - 1 \right) \tag{2.10}$$

Pour les valeurs de la constante de temps caractéristique de la photolyse au pré-industriel (τ_{photo}) et du coefficient de rétroaction chimique ($\chi_{\mathrm{N_2O}}^{\mathrm{N_2O}}$), on dispose à nouveau des résultats de quatre modèles de chimie atmosphérique (Ehhalt et al., 2001, table 4.5), du choix par défaut de cette étude, ainsi que d'une paramétrisation issue d'une étude plus récente (Prather et al., 2012). Toutes les valeurs sont données en table 2.G.

Pour calculer ce puits photochimique, il est nécessaire d'évaluer la concentration stratosphérique en N_2O. Dans OSCAR, pour tout composé X autre que l'ozone, la concentration stratosphérique de X (notée $[X]_s$) est calculée comme une sous-composante de la concentration atmosphérique totale [X], s'équilibrant avec un certain décalage temporel (τ_{BD}) choisi égal à 3 ans, et représentant le bilan net de la circulation Brewer-Dobson ; ce qui, mis en équation, donne :

$$\frac{\mathrm{d}\Delta[\mathrm{X}]_s}{\mathrm{d}t} = +\frac{\Delta[\mathrm{X}]}{\tau_{BD}} - \frac{\Delta[\mathrm{X}]_s}{\tau_{BD}} \tag{2.11}$$

Cette formulation est l'équivalent linéaire de l'équation à retard fréquemment utilisée (e.g. Daniel et al., 2007; Meinshausen et al., 2011a) : $[\mathrm{X}]_s(t) = [\mathrm{X}](t - \tau_{BD})$.

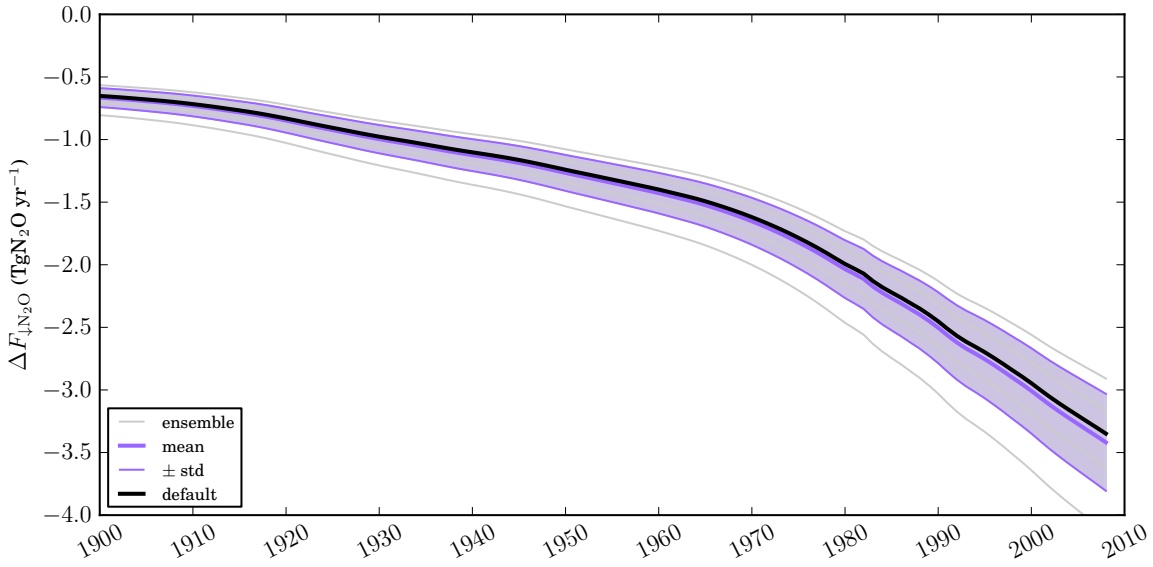


FIGURE 2.8 – Ensemble des reconstitutions de la variation historique du puits photochimique du protoxyde d'azote.

Discussion L'ensemble des simulations avec les 6 paramétrisations possibles est présenté en figure 2.8 ; notre paramétrisation par défaut étant celle fournie par le TAR (Ehhalt et al., 2001). Le peu de conclusions que l'on peut tirer de cette figure porte sur la dispersion relativement faible et l'absence de la moindre variabilité interannuelle. Ce dernier point vient de nos hypothèses de modélisation n'incluant aucune forme de rétroaction climatique. De plus, la rétroaction modélisée par le facteur $\chi^{N_2O}_{N_2O}$ n'est pas complètement satisfaisante, puisqu'elle ne fait pas dépendre de notre estimation de l'ozone stratosphérique (section 2.5) un processus qui, physiquement, en dépend. Enfin, nos équations modélisant l'échange troposphère–stratosphère sont très simples, en particulier nous ne prenons pas en compte le fait que la circulation Brewer-Dobson s'accélérera vraisemblablement avec le réchauffement climatique (e.g. Butchart et Scaife, 2001).

2.3.2 Émissions anthropiques (E_{N_2O})

On prescrit l'ensemble des émissions anthropiques de protoxyde d'azote, sauf celles issues de la combustion de biomasse, à partir d'inventaires nationaux. Les sources principales de N_2O sont biologiques : la gestion du fumier (*manure*), dont la quantité est corrélée à l'élevage intensif, et l'usage d'engrais azotés pour l'agriculture en sont deux exemples majeurs. La combustion de carburants fossiles est aussi à l'origine de la formation de protoxyde d'azote. Enfin, notons que l'industrie du nylon rejette également des quantités de N_2O non-négligeables.

Comme précédemment, on utilise les données d'EDGAR (EC-JRC/PBL, 2012), de 1970 à 2008. L'établissement du jeu de données entre 1860 et 1970 se fait en trois étapes. Premièrement, entre 1890 et 1970, on se base sur les données régionalisées d'EDGAR-HYDE (van Aardenne et al., 2001), puis de 1860 à 1890 on suppose que les émissions sont strictement égales à celles de 1890. Deuxièmement, les valeurs globales de 1860 à 1970 sont annuellement modifiées afin qu'elles correspondent aux estimations récentes de Davidson (2009), ce sans changer les proportions relatives de chaque région. Troisièmement, on redimensionne linairement ces nouvelles données afin qu'elles correspondent en 1970 à la valeur globale d'EDGAR, et à leur propre valeur en 1860. Avant 1860, les émissions sont extrapolées linairement jusqu'à zéro en 1750. Le tout est visible en figure 2.9.

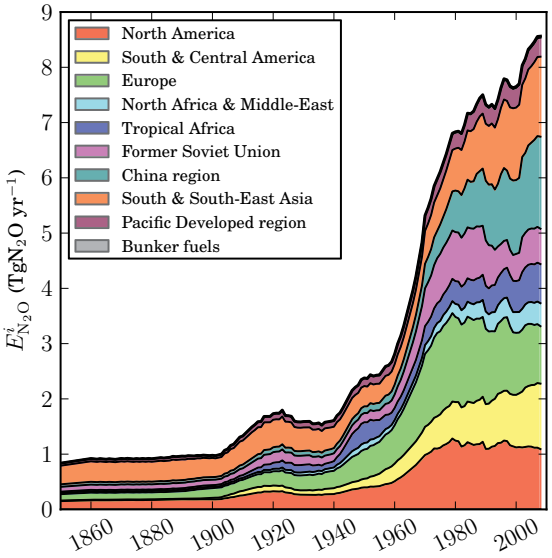


Figure 2.9 – Émissions anthropiques de protoxyde d'azote.

2.3.3 Bilan atmosphérique ($[N_2O]$)

Description Sur la base des équations développées dans cette section, toujours par conservation de la matière, l'équation bilan du N_2O s'écrit comme :

$$\alpha_{atm}^{N_2O} \frac{d\Delta[N_2O]}{dt} = E_{N_2O} + E_{BB,N_2O} + \Delta F_{\downarrow N_2O} \tag{2.12}$$

A nouveau, on notera l'absence d'émissions naturelles dans cette équation, puisque celles-ci sont supposées constantes au cours du temps dans cette version du modèle. La concentration pré-industrielle de protoxyde d'azote est supposée égale à 270 ppb (Ramaswamy et al., 2001).

Discussion Au final, OSCAR propose 72 paramétrisations possibles liées au protoxyde d'azote. Les résultats de la reconstitution du bilan atmosphérique historiques sont illustrés en figure 2.10. On peut y voir une dispersion assez faible, et un modèle moyen qui reproduit plutôt bien la tendance de l'accroissement de N_2O atmosphérique observée par AGAGE (2012). Par contre, OSCAR ne reproduit aucunement la variabilité inter-annuelle observable. Nous avons déjà vu que ceci était partiellement dû à l'absence d'influence du climat sur le puits photochimique dans notre modèle. Mais le manque de représentation des processus biologiques liés au cycle de l'azote, que ce soit dans les sols agricoles (ici, inclus dans E_{N_2O}), les sols naturels (absents) ou l'océan (absent), fortement affectés par la variabilité climatique et les changements d'usage des sols (Denman et al., 2007), en est une autre cause. Ainsi, il

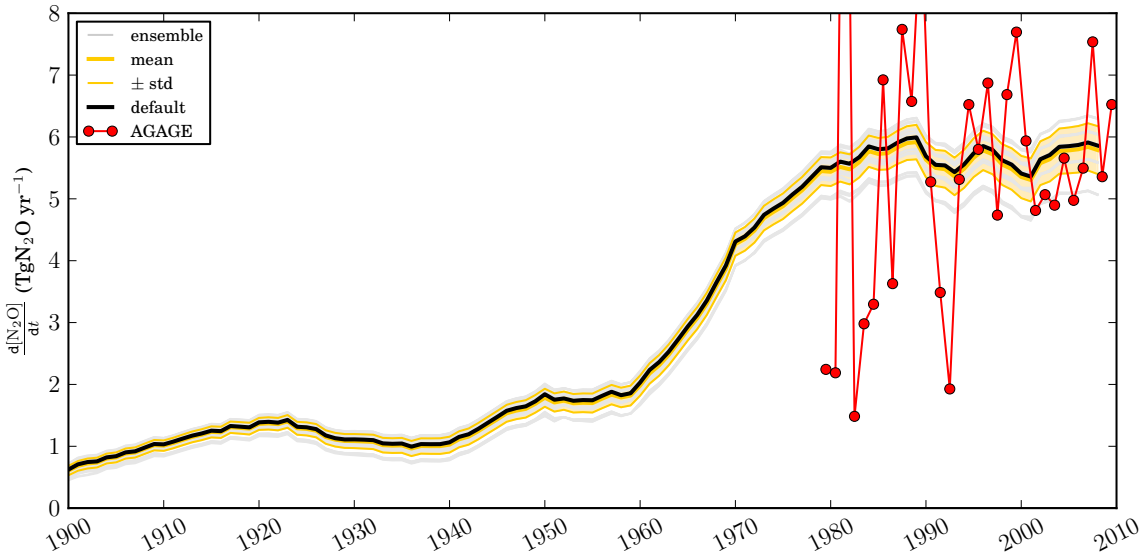


FIGURE 2.10 – Ensemble des reconstitutions du bilan annuel historique du N_2O atmosphérique, comparé aux observations de AGAGE (2012). Seule la moitié de l'ensemble est représentée.

manque à OSCAR une représentation du cycle de l'azote qui permettrait de quantifier nos propres émissions de protoxyde d'azote (mais également d'oxydes d'azote et d'ammoniaque), que ce soit en lien avec la biosphère terrestre (e.g. Stocker et al., 2013) ou la biosphère marine, et ce d'autant plus que les émissions anthropiques d'azote réactif (i.e. NO_x et NH_3), ont perturbé ce cycle.

2.4 Composés halogénés

2.4.1 Puits chimiques ($F_{\downarrow Halo}$)

Formellement, les puits des composés halogénés sont identiques à ceux du méthane. En fonction de la nature et de la réactivité de chaque composés, celui-ci sera potentiellement oxydé par le radical OH dans la troposphère, ou bien photolysé dans la stratosphère, ou encore détruit par certains puits secondaires de surface (e.g. océan, sols). On pourra cependant noter quelques tendances générales : les HFC et les HCFC, du fait de la disponibilité de l'hydrogène sur la molécule, sont facilement oxydables par OH. A l'inverse, les PFC et les CFC étant saturés de liaisons fortes, ils ne sont affectés, sur le long terme, que par la photolyse stratosphérique. Ainsi, nous avons développé pour OSCAR un cadre générique de modélisation applicable à tout composé halogéné (X), adapté de l'équation (2.3) :

$$\begin{aligned}\Delta F_{\downarrow \mathrm{X}} = &-\frac{\alpha^{\mathrm{X}}_{atm}}{\tau^{\mathrm{X}}_{\mathrm{OH}}}\left(([\mathrm{X}]_0 + \Delta[\mathrm{X}])\,\mathbf{f_{OH}}(\Delta[\mathrm{CH_4}], \Delta T_{AS}, E_{\mathbb{OP}}) - [\mathrm{X}]_0\right) \\ &- \frac{\alpha^{\mathrm{X}}_{atm}}{\tau^{\mathrm{X}}_{strato}}\,\Delta[\mathrm{X}]_s - \frac{\alpha^{\mathrm{X}}_{atm}}{\tau^{\mathrm{X}}_{other}}\,\Delta[\mathrm{X}]\end{aligned} \tag{2.13}$$

La fonction $\mathbf{f_{OH}}$ est la même que pour le méthane (cf. section 2.2.1). Les constantes de temps des réactions au pré-industriel sont issues de la compilation de Montzka et al. (2011). Les constantes liées au puits OH ont toutefois été redimensionnées proportionnellement aux valeurs, relatives au méthane et au méthyl-chloroforme, fournies par le TAR (Ehhalt et al., 2001) et par la WMO (Montzka et al., 2011). Toutes les valeurs des trois constantes de temps sont données en table 2.H.

2.4.2 Émissions anthropiques (E_{Halo})

Les composés halogénés sont usuellement classés en différentes familles. Parmi celles-ci, on a : les HFC (Hydro-Fluoro-Carbures), qui ont remplacés les CFC (Chloro-Fluoro-Carbures) et les HCFC (Hydro-Chloro-Fluoro-Carbures) depuis la ratification du Protocole de Montréal ; les PFC (Per-Fluoro-Carbures), auxquels on ajoute parfois le SF_6 et le NF_3 ; et les ODS (*Ozone Depleting Substances*), composés à l'origine de la dégradation de la couche d'ozone et incluant, entre autres, CFC, HCFC et Halons (des composés bromés). En lien avec leurs propriétés physico-chimiques (e.g. grande capacité thermique, stabilité), tous ces composés peuvent être utilisés comme liquide réfrigérant, expulseurs aérosols, isolants, extincteurs d'incendie, ou

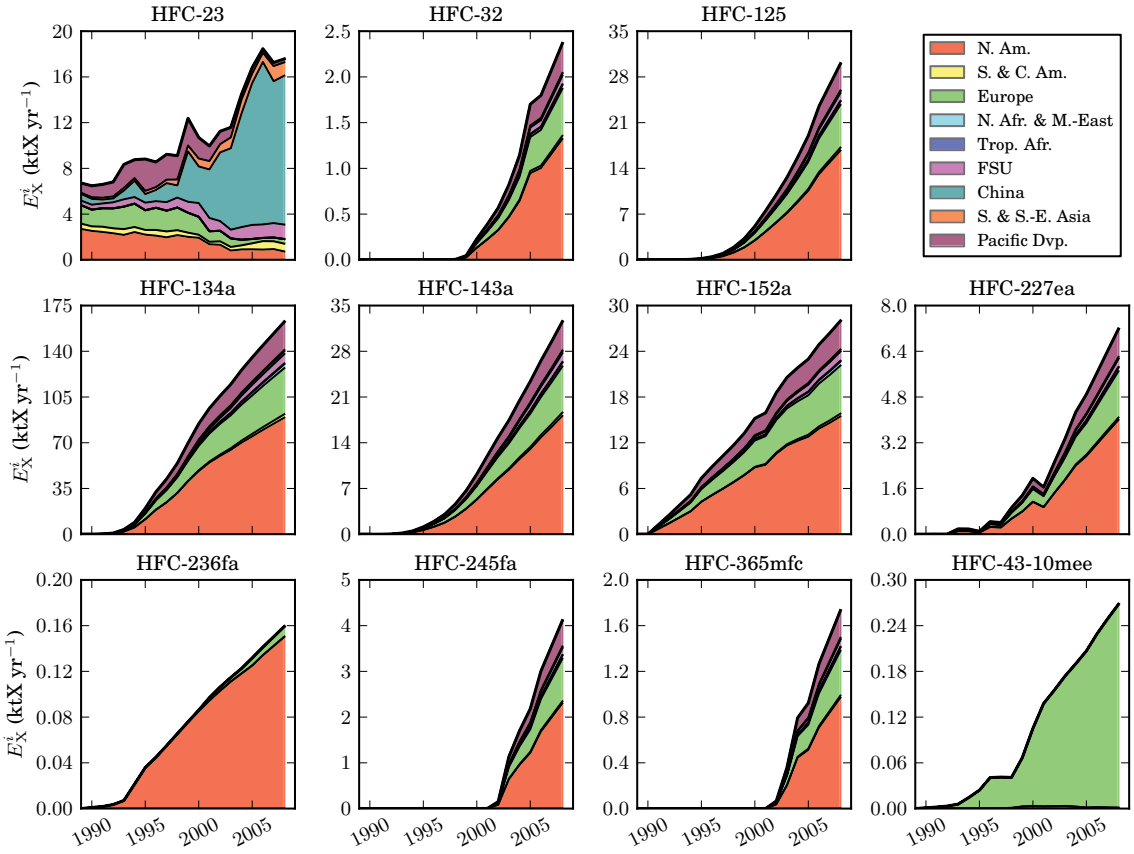


Figure 2.11 – Émissions anthropiques de HFC.

encore nettoyants industriels. Dans notre modèle, leurs émissions sont prescrites sur la base d'inventaires nationaux ou internationaux, rendus difficiles à tenir du fait que ces composés sont stockés parfois plusieurs années avant d'être utilisés.

Pour les HFC et les PFC, nous utilisons les inventaires nationaux fournis sur la période 1970-2008 par EDGAR (EC-JRC/PBL, 2012). Ceux-ci sont alors extrapolés linéairement à zéro en 1950, sauf dans le cas de certains composés pour lesquels on suppose des dates de début d'émission différentes (HFC-23 en 1940, HFC-143a en 1960, SF_6 en 1940, CF_4 en 1920, et C_2F_6 en 1900). Ces dates viennent de la base de données de IIASA (2012a). Pour les ODS, nous utilisons les estimations d'émissions globales (donc

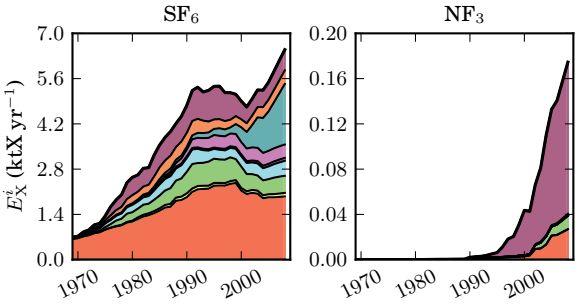


Figure 2.12 – Émissions anthropiques de SF_6 et NF_3. (Légende en figure 2.11.)

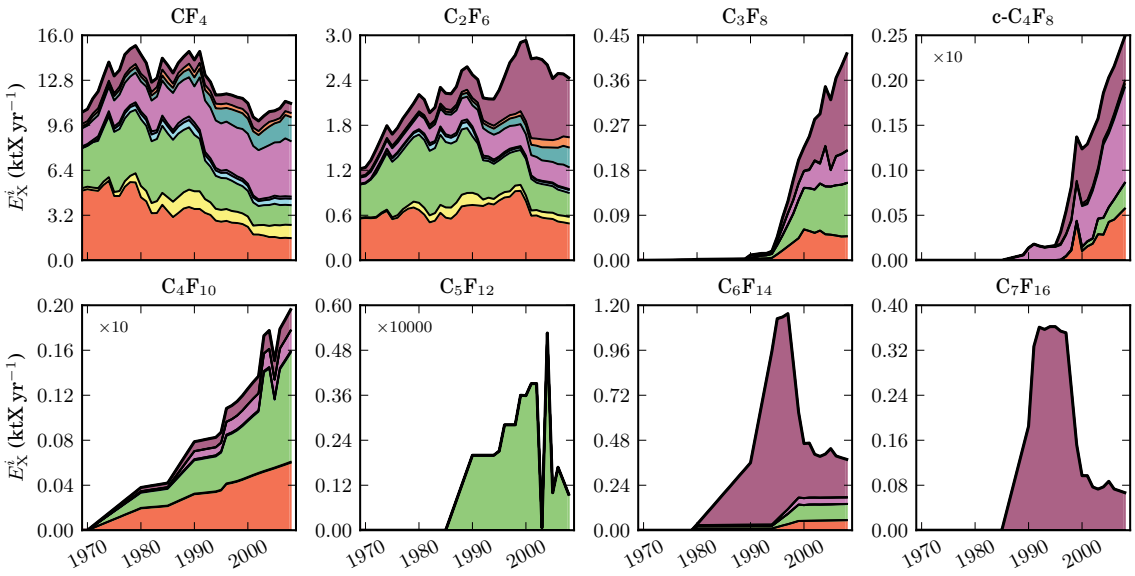


FIGURE 2.13 – Émissions anthropiques de PFC. Les échelles du c-C_4F_8 et du C_4F_{10} ont été multipliées par 10, et celle du C_5F_{12} par 10 000. (Légende en figure 2.11.)

non-régionalisées) de Meinshausen et al. (2011b) allant jusqu'en 2005, et leur extension, commune à tous les scénarios RCP (IIASA, 2012a) de 2005 à 2008. Seuls le HCFC-141b et le HCFC-142b sont ensuite régionalisés sur la base des données d'EDGAR (EC-JRC/PBL, 2012). Ces émissions sont présentées en figure 2.11 pour les HFC, en figure 2.12 pour SF_6 et NF_3, en figure 2.13 pour les PFC, et en figure 2.14 pour les ODS.

2.4.3 Bilans atmosphériques ($[Halo]$)

Le bilan atmosphérique des composés halogénés est obtenu par simple équilibre des sources anthropiques et des puits chimiques :

$$\alpha_{atm}^{\mathrm{X}} \frac{\mathrm{d}\Delta[\mathrm{X}]}{\mathrm{d}t} = E_{\mathrm{X}} + \Delta F_{\downarrow \mathrm{X}} \tag{2.14}$$

Parmi l'ensemble des composés halogénés modélisés dans OSCAR, seuls trois ont des concentrations au pré-industriel non-nulles : le tétrafluorure de carbone (40 ppt), le bromure de méthyle (5.8 ppt) et le chlorure de méthyle (480 ppt) (Ramaswamy et al., 2001; Meinshausen et al., 2011b). On suppose alors que les émissions naturelles de ces trois composés (à l'origine de ces concentrations pré-industrielles) restent constantes. Enfin, nous ne comparons pas ici l'ensemble des concentrations simulées en composés halogénés. Cependant, nous verrons au chapitre 3 que notre simulation du forçage radiatif dû à l'ensemble de ces gaz est très satisfaisante, suggérant que leur représentation dans notre modèle est correcte.

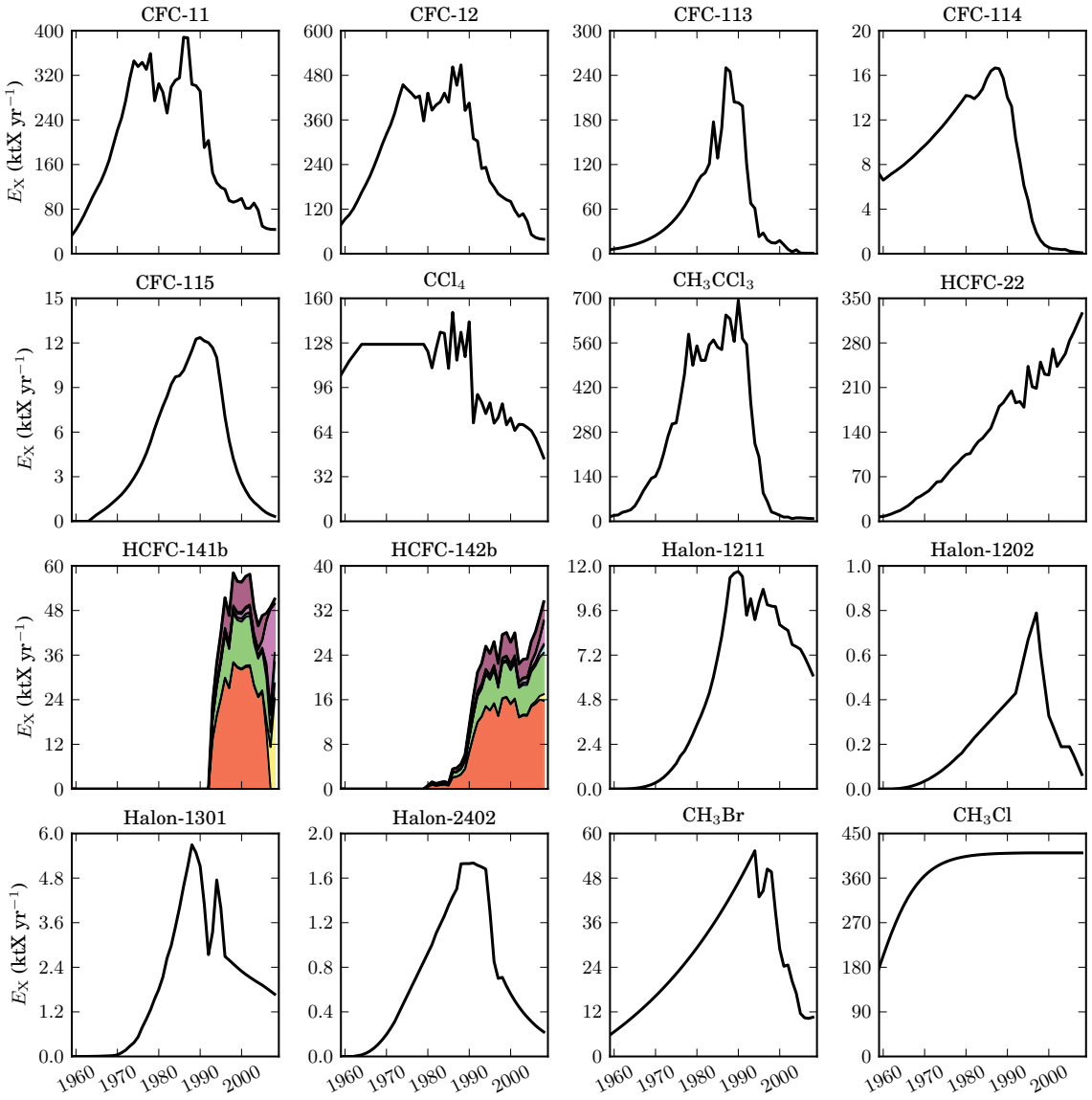


FIGURE 2.14 – Émissions anthropiques des ODS. (Légende en figure 2.11.)

2.5 Ozone stratosphérique ($[O_3]_s$)

Description Nous l'avons vu, certains composés halogénés sont des substances détruisant la couche d'ozone. Afin d'estimer l'impact de l'augmentation de la concentration stratosphérique de ces substances, on passe par une grandeur globale représentant la quantité de molécules de chlore et de brome actives dans les cycles de chimie radicalaire induisant la destruction de l'ozone. Cette quantité équivalente de chlore actif dans la stratosphère (*Equivalent Effective Stratospheric Chlorine*, *EESC*)

est calculée en fonction des concentrations stratosphériques des différents ODS par la formule suivante (e.g. Newman et al., 2007) :

$$\Delta EESC = \sum_{X \in Halo} \pi^{\mathrm{X}}_{rel} \left(n^{\mathrm{X}}_{\mathrm{Cl}} + \alpha^{\mathrm{Br}}_{\mathrm{Cl}} \, n^{\mathrm{X}}_{\mathrm{Br}} \right) \Delta[\mathrm{X}]_s \tag{2.15}$$

Elle dépend du nombre d'atomes de chlore (n_{Cl}) et de brome (n_{Br}) du composé X, mais également de la probabilité moyenne qu'une molécule du composé relâche un de ses atomes (π_{rel}). Les valeurs adoptées pour cette dernière viennent de l'étude de Newman et al. (2007), avec un choix par défaut d'un âge moyen de l'air stratosphérique de 3 ans (i.e. correspondant à la circulation Brewer-Dobson, cf. section 2.3.1) ; celles-ci étant données en table 2.H. La valeur de l'efficacité relative du brome par rapport au chlore ($\alpha^{\mathrm{Br}}_{\mathrm{Cl}}$) est fixée à 60, conformément aux recommandations de Daniel et al. (2007).

Une fois déterminée la quantité équivalente de chlore actif dans la stratosphère, on adopte une modélisation linéaire semi-empirique afin de calculer la variation globale de la quantité d'ozone stratosphérique. En effet, si l'on observe les courbes d'EESC et de variation d'ozone global, on constate qu'elles sont quasi-linéaires sur la période 1979–1989 (Shipperfield et al., 2007). On modélise alors la variation d'ozone stratosphérique par :

$$\Delta[\mathrm{O_3}]_s = \chi^{EESC}_{\mathrm{O_3}} \, \Delta EESC \tag{2.16}$$

Le coefficient de sensiblité $\chi^{EESC}_{\mathrm{O_3}}$ est fixé à $-1.03\,10^{-2}\,\mathrm{DU\,ppt^{-1}}$, en se basant sur notre formulation de l'EESC avec laquelle on calcule une augmentation d'environ 495 ppt sur la période 1979-1989, ainsi que sur l'étude de Stolarski et al. (2006, table 1) où on redimensionne à l'ensemble du globe la diminution décadale observée de l'ozone stratosphérique entre les latitudes 60°N et 60°S.

Discussion La figure 2.15 montre les reconstitutions de la concentration stratosphérique en $\mathrm{O_3}$ obtenues avec les 9 paramétrisations du puits OH d'OSCAR. On constate immédiatement que l'impact de ces paramétrisations, qui était déjà faible en section 2.2.1, l'est encore plus dans le cas de l'ozone stratosphérique. La valeur moyenne de la diminution d'ozone globale est bien dans la zone d'incertitude de l'étude de Gauss et al. (2006). Précisons cependant que des études récentes simulent une diminution de l'ozone stratosphérique supérieure à notre référence (cf. Cionni et al., 2011). De plus, il faut admettre que notre formulation de l'ozone stratosphérique est simpliste : de nombreux phénomènes sont ici négligés, et il est possible que notre simulation soit correcte du fait de divers biais qui se compensent les uns les autres. Par exemple, l'échange entre troposphère et stratosphère, qui tend à rééquilibrer chacun des réservoirs, puisque de l'ozone anthropique est créé dans le premier et détruit dans le second, est absent d'OSCAR. Ensuite, certains proposent une modélisation quadratique, et non linéaire, de l'effet destructeur des halocarbures (Daniel et al., 1995). On sait également que des polluants autres que les composés halogénés entrent en jeu. Nous avons déjà évoqué le $\mathrm{N_2O}$ stratosphérique catalysant

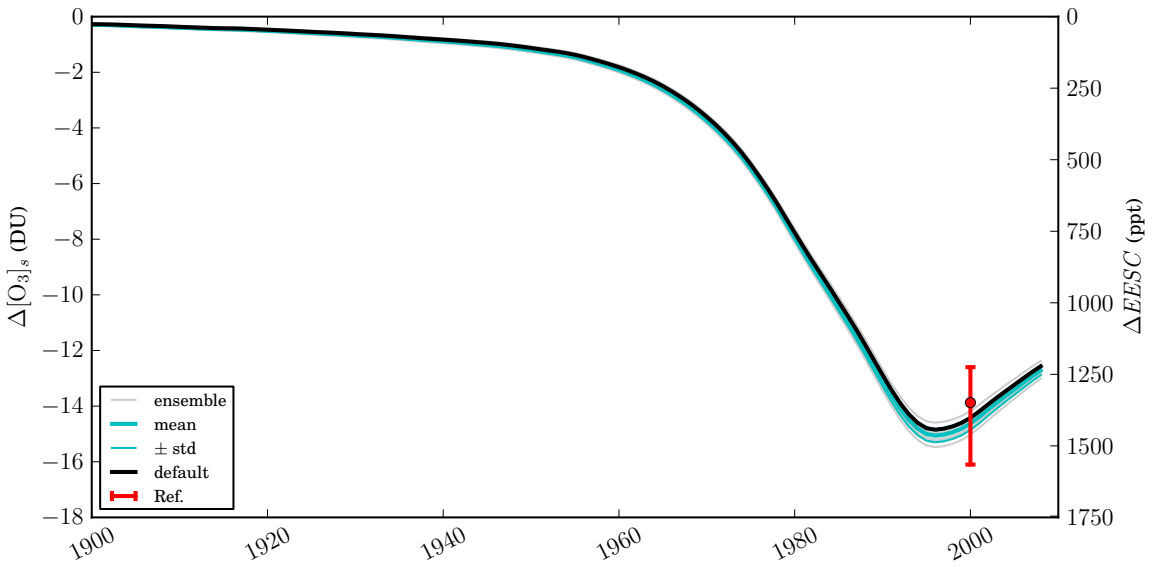


FIGURE 2.15 – Ensemble des reconstitutions des variations de concentration historique de l'ozone stratosphérique, comparées aux estimations de Gauss et al. (2006).

la destruction de O_3 (Ravishankara et al., 2009), mais il y a également les composés soufrés (issus des volcans, principalement) qui en font de même, ou encore l'intensité de l'activité solaire qui modifie sa production à partir du dioxygène (e.g. Stolarski et al., 2006). Enfin, soulignons que notre approche s'intéresse à la quantité d'ozone stratosphérique globale, dans l'optique de calculer le forçage radiatif induit par son changement. La formulation que nous utilisons n'est pas adaptée à l'étude du trou (antarctique) de la couche d'ozone, pour laquelle d'autres indicateurs ont été proposés (e.g. Newman et al., 2006).

2.A Annexe

Table 2.A – Coefficients d'émission lors de la combustion de biomasse.

	NO_x	CO	VOC	CH_4	N_2O	SO_2	NH_3	OC	BC
$(\mathcal{F})$	2.50	246	16.1	13.4	0.54	0.91	2.59	16.7	1.42
$(\mathcal{G})$	4.14	148	7.7	5.2	0.48	0.40	1.97	7.7	1.09
$(\mathcal{C})$	2.82	223	16.9	6.5	0.17	0.48	2.59	8.0	1.67

Biomes (b) : $(\mathcal{F})$ Forêt, $(\mathcal{G})$ Prairie/Pâture, $(\mathcal{C})$ Culture.
Unités : $\alpha_{BB}^{NO_x}$, $\alpha_{BB}^{NH_3}$ (TgN GtC^{-1}) ; α_{BB}^{CO} (TgCO GtC^{-1}) ; α_{BB}^{VOC}, α_{BB}^{OC}, α_{BB}^{BC} (Tg GtC^{-1}) ; $\alpha_{BB}^{CH_4}$ ($TgCH_4$ GtC^{-1}) ; $\alpha_{BB}^{N_2O}$ (TgN_2O GtC^{-1}) ; $\alpha_{BB}^{SO_2}$ (TgS GtC^{-1}).
Source : Andreae et Merlet (2001).

Table 2.B – Paramètres des sensibilités chimiques de l'ozone troposphérique.

	$\chi_{O_3}^{CH_4}$	$\chi_{O_3}^{NO_x}$	$\chi_{O_3}^{CO}$	$\chi_{O_3}^{VOC}$
Moy. OxComp	+5.00	+0.125	$+1.1\,10^{-3}$	$+3.3\,10^{-3}$
IASB	+5.16	+0.093	$+0.2\,10^{-3}$	$+1.2\,10^{-3}$
UCI	+5.39	+0.125	$+1.5\,10^{-3}$	$+3.6\,10^{-3}$
UIO	+3.98	+0.191	$+1.2\,10^{-3}$	$+4.8\,10^{-3}$
ULAQ	+6.64	+0.073	$+3.2\,10^{-3}$	$+5.1\,10^{-3}$

Unités : $\chi_{O_3}^{CH_4}$ (DU) ; $\chi_{O_3}^{NO_x}$ (DU $[TgN\,yr^{-1}]^{-1}$) ; $\chi_{O_3}^{CO}$ (DU $[TgCO\,yr^{-1}]^{-1}$) ; $\chi_{O_3}^{VOC}$ (DU $[Tg\,yr^{-1}]^{-1}$).
Source : Ehhalt et al. (2001).

Table 2.C – Paramètres des sensibilités chimiques du puits OH.

	$\chi_{OH}^{CH_4}$	$\chi_{OH}^{NO_x}$	χ_{OH}^{CO}	χ_{OH}^{VOC}	χ_{OH}^{T}	χ_{OH}^{Q}
Moy. OxComp	−0.32	$+4.2\,10^{-3}$	$-1.1\,10^{-4}$	$-3.1\,10^{-4}$	—	—
UCI	−0.34	$+4.2\,10^{-3}$	$-1.2\,10^{-4}$	$-4.2\,10^{-4}$	—	—
UIO	−0.33	$+5.4\,10^{-3}$	$-0.9\,10^{-4}$	$-3.2\,10^{-4}$	—	—
UKMO	−0.31	$+4.4\,10^{-3}$	$-0.8\,10^{-4}$	$-2.9\,10^{-4}$	—	—
ULAQ	−0.29	$+4.6\,10^{-3}$	$-1.7\,10^{-4}$	$-3.3\,10^{-4}$	—	—
Déf. réf. n°2	−0.31	$+4.3\,10^{-3}$	$-0.6\,10^{-4}$	$-2.7\,10^{-4}$	+3.0	+0.32
UCI-CTM	−0.36	$+4.6\,10^{-3}$	$-0.6\,10^{-4}$	†	+3.9	+0.32
Oslo-CTM3	−0.31	$+3.1\,10^{-3}$	$-0.5\,10^{-4}$	†	+2.8	+0.29
GEOS-Chem	−0.27	$+4.9\,10^{-3}$	$-0.6\,10^{-4}$	†	+2.2	+0.34

† : Holmes et al. (2013) prennent ces valeurs égales à la valeur par défaut de l'étude.
Unités : $\chi_{OH}^{CH_4}$, χ_{OH}^{T}, χ_{OH}^{Q} (–) ; $\chi_{OH}^{NO_x}$ ($[TgN\,yr^{-1}]^{-1}$) ; χ_{OH}^{CO} ($[TgCO\,yr^{-1}]^{-1}$) ; χ_{OH}^{VOC} ($[Tg\,yr^{-1}]^{-1}$).
Sources : Ehhalt et al. (2001); Holmes et al. (2013).

TABLE 2.D – Expression analytique de la fonction $\mathbf{f_{sat}}$.

$$\mathbf{f'_{sat}} = 6.112\ \exp\Big(6816\ \big(\tfrac{1}{273.15} - \tfrac{1}{T_{t,0}+\kappa_T\,\Delta T_{AS}}\big) + 5.1309\ \ln\big(\tfrac{273.15}{T_{t,0}+\kappa_T\,\Delta T_{AS}}\big)\Big)$$

$$\mathbf{f_{sat}} = \mathbf{f'_{sat}} / \left.\mathbf{f'_{sat}}\right|_{\Delta T_{AS}=0} - 1$$

Unités : $\mathbf{f_{sat}}$ (–) ; T_t, T_{AS} (K).
Source : Jacobson (2005).

TABLE 2.E – Paramètres régionaux pour les zones humides.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
$e_{wet,0}$	160	449	77	4	232	127	63	246	215
$S_{wet,0}$	230	226	40	30	115	84	48	90	44
$\pi_{wet_\mathcal{F}}$	0.52	0.66	0.49	0.31	0.39	0.51	0.21	0.47	0.47
γ_{wet_T}	−9.97	−2.71	−8.83	−2.53	−2.05	−11.4	−3.24	−3.12	−2.94
γ_{wet_P}	+81.6	+25.9	+74.6	+198	+83.6	+133	+85.8	+34.1	+58.5
γ_{wet_C}	+1.50	+1.40	+2.30	−0.21	+1.97	+2.03	−0.20	+2.51	+1.28

Régions (i) : (1) Nord Amérique, (2) Sud Amérique, (3) Europe, (4) Nord Afrique & Moyen-Orient, (5) Afrique tropicale, (6) Ex-URSS, (7) Chine, (8) Asie de l'Est et du Sud-Est, (9) OCDE Pacifique.
Unités : $e_{wet,0}$ ($\mathrm{gCH_4\,ha^{-1}\,yr^{-1}}$) ; $S_{wet,0}$ (Mha) ; $\pi_{wet_\mathcal{F}}$ (–) ; γ_{wet_T} ($\%\,°\mathrm{C}^{-1}$) ; γ_{wet_P} ($\%\,[\mathrm{mm\,d^{-1}}]^{-1}$) ; γ_{wet_C} ($\%\,[100\,\mathrm{ppm}]^{-1}$).

TABLE 2.F – Paramètres globaux relatifs aux zones humides.

	$E_{wet,0}$	$S_{wet,0}$	$\tilde{\gamma}_{wet_T}$	$\tilde{\gamma}_{wet_P}$	$\tilde{\gamma}_{wet_C}$
Moy. WETCHIMP	154	2448	−2.37	+28.6	+1.27
CLM4Me	167	929	−2.67	+32.3	+1.54
DLEM	114	749	−0.84	+17.4	+0.40
IAP-RAS	133	2142	—	—	—
LPJ-Bern	147	8622	−0.57	+16.2	+1.72
LPJ-WSL	141	950	—	—	—
ORCHIDEE	214	908	−5.62	+62.2	+1.56
SDGVM	161	2839	−2.22	+24.9	+0.05
UVic-ESCM	—	—	−2.22	+28.6	+2.30

Unités : $E_{wet,0}$ ($\mathrm{TgCH_4\ yr^{-1}}$) ; $S_{wet,0}$ (Mha) ; γ_{wet_T} ($\%\ °\mathrm{C}^{-1}$) ; γ_{wet_P} ($\%\ [\mathrm{mm\ d^{-1}}]^{-1}$) ; γ_{wet_C} ($\%\,[100\,\mathrm{ppm}]^{-1}$).
Source : Melton et al. (2013).

TABLE 2.G – Paramètres du puits photochimique du protoxyde d'azote.

	τ_{photo}	$\chi^{\mathrm{N_2O}}_{\mathrm{N_2O}}$		τ_{photo}	$\chi^{\mathrm{N_2O}}_{\mathrm{N_2O}}$
Déf. TAR	120	−0.050	UCI-1D	120	−0.046
AER-2D	112	−0.062	Oslo-2D	98	−0.061
GSFC-2D	138	−0.052	Réf. n°2	131	−0.080

Unités : τ_{photo} (yr) ; $\chi^{\mathrm{N_2O}}_{\mathrm{N_2O}}$ (–).
Source : Ehhalt et al. (2001); Prather et al. (2012).

Table 2.H – Paramètres relatifs aux composés halogénés.

	τ_{OH}	τ_{strato}	τ_{other}	π_{rel}	α_{RF}
HFC-23	186	2 347	∞	0.00	0.19
HFC-32	4.2	89	∞	0.00	0.11
HFC-125	24.3	246	∞	0.00	0.23
HFC-134a	10.9	232	∞	0.00	0.16
HFC-143a	41.2	327	∞	0.00	0.13
HFC-152a	1.2	45.4	∞	0.00	0.09
HFC-227ea	33.8	310	∞	0.00	0.26
HFC-236fa	192	5 676	∞	0.00	0.28
HFC-245fa	6.2	116	∞	0.00	0.28
HFC-365mfc	7.1	125	∞	0.00	0.22
HFC-43-10mee	13.6	157	∞	0.00	0.40
SF_6	∞	3 200	∞	0.00	0.52
NF_3	∞	500	∞	0.00	0.21
CF_4	∞	50 000	∞	0.00	0.10
C_2F_6	∞	10 000	∞	0.00	0.26
C_3F_8	∞	2 600	∞	0.00	0.26
c-C_4F_8	∞	3 200	∞	0.00	0.32
C_4F_{10}	∞	2 600	∞	0.00	0.33
C_5F_{12}	∞	4 100	∞	0.00	0.41
C_6F_{14}	∞	3 100	∞	0.00	0.49
C_7F_{16}	∞	3 000	∞	0.00	0.48
CFC-11	∞	45	∞	0.47	0.25
CFC-12	∞	100	∞	0.23	0.32
CFC-113	∞	85	∞	0.29	0.30
CFC-114	∞	190	∞	0.12	0.31
CFC-115	∞	1 020	∞	0.04	0.18
CCl_4	∞	35	101	0.56	0.13
CH_3CCl_3	4.6	39	89	0.67	0.06
HCFC-22	9.7	186	∞	0.13	0.20
HCFC-141b	8.1	64.9	∞	0.08	0.14
HCFC-142b	14.7	160	∞	0.01	0.20
Halon-1211	∞	∞	16	0.62	0.30
Halon-1202	∞	∞	2.9	0.62	0.31†
Halon-1301	∞	∞	65	0.28	0.32
Halon-2402	∞	∞	20	0.65	0.33
CH_3Br	1.1	∞	3	0.60	0.01
CH_3Cl	1.4	∞	1.4	0.44	0.01

† : Nous n'avons trouvé aucune référence pour cette substance. La valeur donnée est arbitraire.
Unités : τ_{OH}, τ_{strato}, τ_{other} (yr) ; π_{rel} (–) ; α_{RF} ($\text{mW m}^{-2}\,\text{ppt}^{-1}$).
Source : Montzka et al. (2011); Ivy et al. (2012).

Chapitre 3

Forçage radiatif et climat

Une fois déterminées les concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre, il est nécessaire d'en estimer l'impact sur le climat. Cet impact, avant de l'exprimer en élévation de température, est estimé en forçage radiatif. Cette grandeur physique est une mesure du déséquilibre du bilan énergétique de la planète, par unité de surface (donc, positive pour les gaz à effet de serre). Ensuite, il nous faut prendre en compte les activités anthropiques qui modifient le climat sans modifier pour autant les concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre. La plus significative est le rejet dans l'atmosphère de composés induisant la formation d'aérosols qui, dans leur ensemble, tendent à refroidir l'atmosphère. Cet effet, nous le modélisons en passant directement des émissions de précurseurs d'aérosols au forçage radiatif qu'ils induisent. D'autres impacts anthropiques, d'importance secondaire, sont également intégrés dans OSCAR, mais immédiatement prescrits en termes de forçage radiatif. Enfin, une fois la totalité de la perturbation énergétique estimée, nous pourrons calculer les réponses du climat en termes de changement de température et de précipitations, à l'échelle globale et régionale, ce qui permettra de faire le couplage avec les cycles biogéochimiques des chapitres 1 et 2. Notons que cette partie d'OSCAR, liée au climat *stricto sensu* et non plus aux cycles, est la moins aboutie du modèle : celle où les processus sont décrits de la manière la moins explicite.

3.1 Forçages radiatifs

3.1.1 Gaz à effet de serre

Comme de nombreux autres modèles simples ne disposant pas de module explicite de bilan radiatif, OSCAR suit les principes généraux de modélisation évoqués par Shine et al. (1990). Ainsi, le forçage radiatif global induit par les gaz à effet de serre est proportionnel : soit à la concentration atmosphérique du gaz, pour les gaz absents ou présents en très faible quantité au pré-industriel (composés halogénés, ozones) ; soit à la racine carrée de cette concentration, pour les gaz déjà présents en

quantité modérée (CH_4, N_2O) ; soit à son logarithme, pour ceux déjà présents en quantité importante (CO_2). Le forçage radiatif de l'ensemble des gaz à effet de serre présentés dans les chapitres précédents se formule donc ainsi :

$$\begin{aligned} RF_{GHG} = {} & \alpha_{RF}^{CO_2} \ln\left(1 + \frac{\Delta[CO_2]}{[CO_2]_0}\right) \\ & + \alpha_{RF}^{CH_4} \sqrt{[CH_4]_0} \left(\sqrt{1 + \frac{\Delta[CH_4]}{[CH_4]_0}} - 1\right) - \mathbf{f_{/lap}}(\Delta[CH_4], \Delta[N_2O])\big|_{\Delta[N_2O]=0} \\ & + \alpha_{RF}^{H_2O,s} \sqrt{[CH_4]_0} \left(\sqrt{1 + \frac{\Delta[CH_4]_s}{[CH_4]_0}} - 1\right) \\ & + \alpha_{RF}^{N_2O} \sqrt{[N_2O]_0} \left(\sqrt{1 + \frac{\Delta[N_2O]}{[N_2O]_0}} - 1\right) - \mathbf{f_{/lap}}(\Delta[CH_4], \Delta[N_2O])\big|_{\Delta[CH_4]=0} \\ & + \sum_{X \in Halo} \alpha_{RF}^{X} \Delta[X] \\ & + \alpha_{RF}^{O_3,t} \Delta[O_3]_t \\ & + \alpha_{RF}^{O_3,s} \Delta[O_3]_s \end{aligned} \tag{3.1}$$

Le coefficient radiatif (α_{RF}) du CO_2 est de $5.35\,W\,m^{-2}$; ceux du CH_4 et du N_2O sont de 0.036 et $0.12\,W\,m^{-2}\,ppb^{-0.5}$, respectivement (Ramaswamy et al., 2001). Les efficacités radiatives des composés halogénés sont données en table 2.H, tandis que celle de l'ozone troposphérique est de $32\,mW\,m^{-2}\,DU^{-1}$, et celle de l'ozone stratosphérique de $4\,mW\,m^{-2}\,DU^{-1}$ (Gauss et al., 2006). La fonction $\mathbf{f_{/lap}}$ est utilisée afin de corriger les forçages radiatifs du méthane et du protoxyde d'azote puisqu'il y a recouvrement (*overlap*) de leurs bandes d'absorption. Son expression est donnée

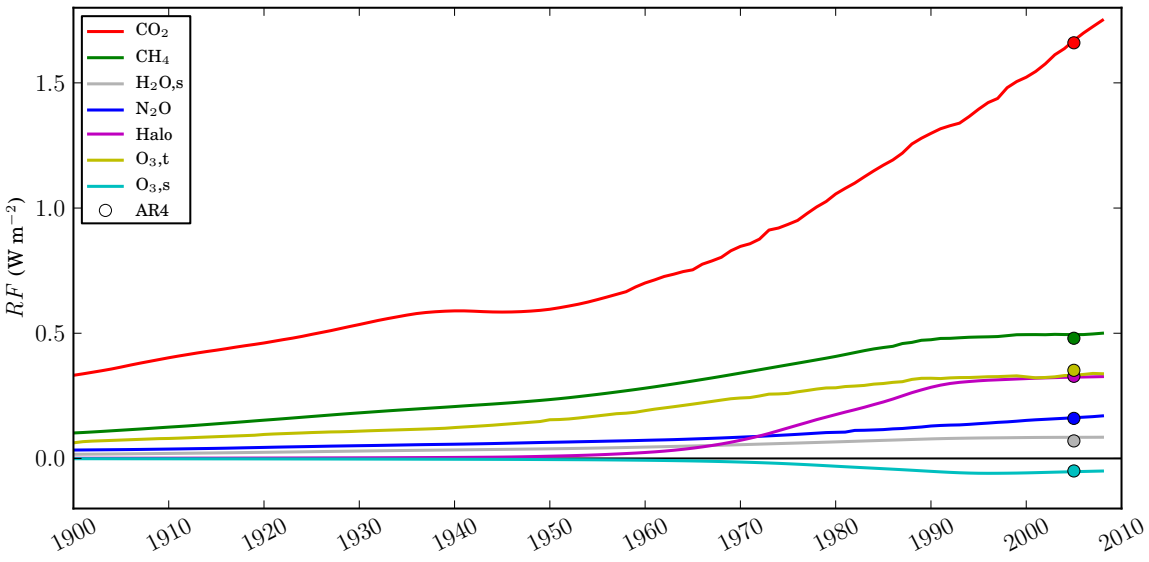


FIGURE 3.1 – Reconstitution des forçages radiatifs historiques des gaz à effet de serre, et comparaison aux estimations de l'AR4 (Forster et al., 2007).

en table 3.A. Aux forçages radiatifs de ces gaz s'ajoute un terme lié à la vapeur d'eau stratosphérique (H_2O, s) qui se forme lorsque le méthane est oxydé (Forster et al., 2007). Ce terme est pris égal à 15 % de celui du méthane, sans l'*overlap* et pour sa concentration stratosphérique (Meinshausen et al., 2011a).

La figure 3.1 montre les trajectoires de forçage radiatif obtenues lorsque la version par défaut d'OSCAR est forcée par toutes les variables possibles, sauf le forçage radiatif lui-même (i.e. forçage en concentrations, en climat, en émissions de précurseurs de l'ozone, et en changements d'usage des sols). On y voit que les formulations pour les trois principaux gaz à effet de serre, et pour la vapeur d'eau stratosphérique, correspondent aux estimations de l'AR4 (Forster et al., 2007) ; un résultat attendu puisque l'équation (3.1) est tirée du TAR. On constate également qu'OSCAR simule un forçage radiatif pour les composés halogénés et les deux types d'ozone (qui ne sont pas forcés en concentration) en bon accord avec les valeurs IPCC.

3.1.2 Émissions de précurseurs d'aérosols (E_{SO_2}, E_{NH_3}, E_{OC}, E_{BC})

A l'instar de la plupart des émissions anthropiques prescrites dans OSCAR, les émissions de précurseurs d'aérosols proviennent d'inventaires nationaux. Quatre précurseurs sont présents dans notre modèle. Le premier, le dioxyde de soufre, est celui qui impacte le plus le climat (Forster et al., 2007). Il est principalement émis lors de la combustion de carburants fossiles. L'amnoniac est, lui, émis dans des conditions très similaires au protoxyde d'azote, c'est-à-dire principalement par les déjections des animaux d'élevage et par les activités agricoles anthropiques. Les deux derniers aérosols présents dans notre modèle sont : le carbone organique (*Organic Carbon*, OC), terme sous lequel on regroupe l'ensemble des composés organiques, qu'ils soient sous forme gazeuse ou non ; et le carbone suie (*Black Carbon*, BC), c'est-à-dire le carbone élémentaire (graphite) en suspension dans l'air. Tous deux sont principalement émis lors de la combustion de carburants fossiles.

Concernant les données, de 1970 à 2008 nous utilisons celles d'EDGAR (EC-JRC/PBL, 2012). Cependant, ces estimations des émissions de SO_2 au début de la période semblent très élevées, en particulier par rapport à celles de référence pour CMIP5 (Lamarque et al., 2010) que nous utilisons ensuite. Nous avons donc décidé de redimensionner les émissions de dioxyde de soufre d'EDGAR, linéairement de 80 % à 100 %, sur la période 1970–2000. De plus, la base de données EDGAR ne fournit pas d'émissions pour OC et BC, mais plutôt les émissions de PM10 (*Particulate Matter*, i.e. particules en suspension, d'un diamètre inférieur à 10 microns). On suppose alors les émissions de OC et BC proportionnelles à celles de PM10, sur la base des émissions de référence de CMIP5, sur la période 1970–2000. De 1850 à 1970, comme précédemment, les émissions sont basées sur les travaux de Lamarque et al. (2010), linéairement redimensionnées pour correspondre aux estimations (modifiées) d'EDGAR en 1970 et à ⅔ de leur propre valeur en 1850 (cf. section 2.2.3). Avant 1850, les émissions sont extrapolées afin d'atteindre zéro en 1750. Les émissions régionales finalement obtenues sont visibles en figure 3.2.

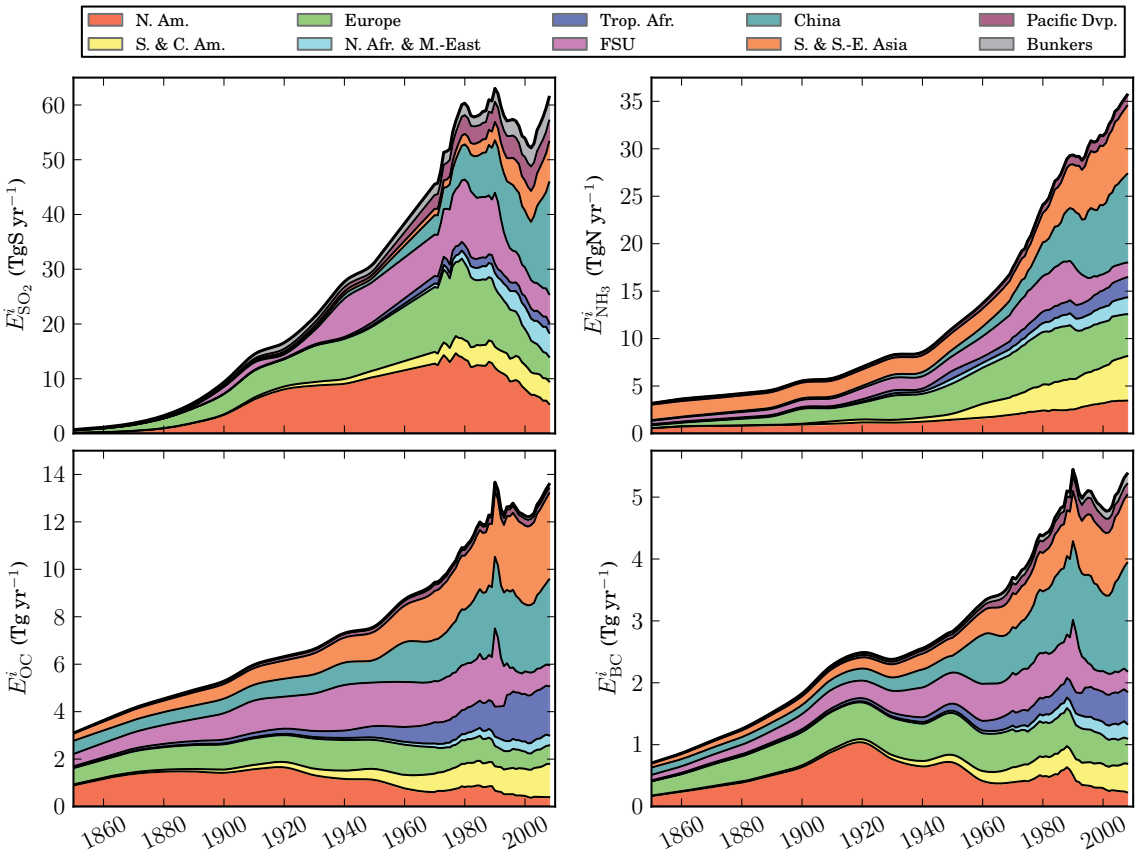


FIGURE 3.2 – Émissions anthropiques de précurseurs d'aérosols ; dioxyde de soufre [*haut-gauche*], ammoniac [*haut-droite*], carbone organique [*bas-gauche*] et carbone suie [*bas-droite*].

3.1.3 Aérosols

Description Dans OSCAR, on modélise séparément les forçages radiatifs direct et indirect induits par les aérosols. L'effet qualifié de "direct" des aérosols correspond au déséquilibre radiatif induit par les particules en suspension dans l'atmosphère. Cet effet peut être refroidissant (cas des aérosols sulfatés, nitratés ou à base de carbone organique, qui dispersent le rayonnement solaire) ou réchauffant (cas des aérosols à base de carbone suie, qui l'absorbent). On modélise cet effet par une relation linéaire entre émissions de précurseurs, concentration en aérosols, et forçage radiatif, comme le fait MAGICC (Meinshausen et al., 2011a). Dans OSCAR, cependant, on suppose que les aérosols nitratés sont issus uniquement des émissions d'ammoniac. On fait ainsi l'hypothèse, inspirée par les simulations de Bellouin et al. (2011), que l'ammoniac est le facteur limitant dans la formation de l'aérosol NH_4NO_3 (donc que les NO_x sont toujours en quantité suffisante), et que la compétition des sulfates pour l'ammonium est négligeable. L'effet direct est donc formulé séparément pour chacun

des quatre précurseurs d'aérosols :

$$RF_{dir} = \sum_{\substack{X \in \{SO_2, \\ NH_3, OC, BC\}}} RF_{X,ref} \left(\frac{E_X + E_{BB,X}}{E_{X,ref}} \right)^{\kappa_{dir}} \tag{3.2}$$

On utilise une valeur de référence (indice "*ref*") du forçage radiatif pour chaque type d'aérosol, prise en 2005 (Forster et al., 2007). Ces valeurs, et celles des émissions correspondantes, sont données en table 3.B. La constante κ_{dir} est introduite afin de laisser la possibilité d'altérer la modélisation linéaire pour prendre en compte d'éventuelles rétroactions implicites (du type aérosols–aérosols, ou climat–aérosols). Afin de s'approcher des simulations historiques de référence (Lamarque et al., 2011), on adopte une valeur de 1.2 pour cette constante.

L'effet dit "indirect" regroupe l'ensemble des phénomènes liés à la physique des nuages et à leur interaction avec les aérosols (cf. Forster et al., 2007). Sur la base des travaux de Gultepe et Isaac (1999) largement repris par d'autres modèles (e.g. Hansen et al., 2005; Meinshausen et al., 2011a), on modélise cet effet comme proportionnel au logarithme de la concentration en aérosols (solubles). On fait ici à nouveau l'hypothèse de proportionnalité entre émissions et concentrations, mais l'on affecte à chaque type d'émissions de précurseurs d'aérosols un poids relatif (noté ω) issu des travaux de Hansen et al. (2005). Mathématiquement :

$$RF_{ind} = RF_{Cloud,ref} \left(\frac{\ln\left(1 + \frac{\sum_X \omega_X \, (E_X + E_{BB,X})}{\sum_X \omega_X \, E_{X,nat,0}}\right)}{\ln\left(1 + \frac{\sum_X \omega_X \, (E_{X,ref} + E_{BB,X,ref})}{\sum_X \omega_X \, E_{X,nat,0}}\right)} \right)^{\kappa_{ind}} \tag{3.3}$$

On utilise à nouveau la valeur de référence de 2005 pour le forçage radiatif de l'effet indirect total (Forster et al., 2007), mais on utilise également les valeurs des émissions pré-industrielles (naturelles) des précurseurs d'aérosols afin de définir un *background* d'émissions. Toutes sont données en table 3.B. Comme précédemment, l'usage de κ_{ind} permet de nous éloigner de la stricte modélisation logarithmique, et ainsi de prendre en compte un ensemble de rétroactions de manière implicite. Pour se rapprocher des mêmes simulations historiques que pour l'effet direct, cette constante est fixée à 1.5.

Discussion On peut voir en figure 3.3 les résultats des équations (3.2) et (3.3) comparés aux forçages de référence de CMIP5 (Lamarque et al., 2011). L'effet direct de chaque aérosol y est séparé, sauf pour les émissions dues à la combustion de biomasse dont les effets directs ont été regroupés, comme c'est le cas dans l'AR4 (Forster et al., 2007). L'effet indirect, lui, reste agrégé. Sur cette figure, on peut voir que les ordres de grandeur et les tendances simulés par OSCAR sont corrects pour tous les effets, mis à part celui de la combustion de biomasse et l'effet indirect après 1990. Pour la combustion de biomasse, une explication possible est liée aux facteurs d'émission décrits en section 2.1.2. En effet, il est possible d'atteindre la courbe de

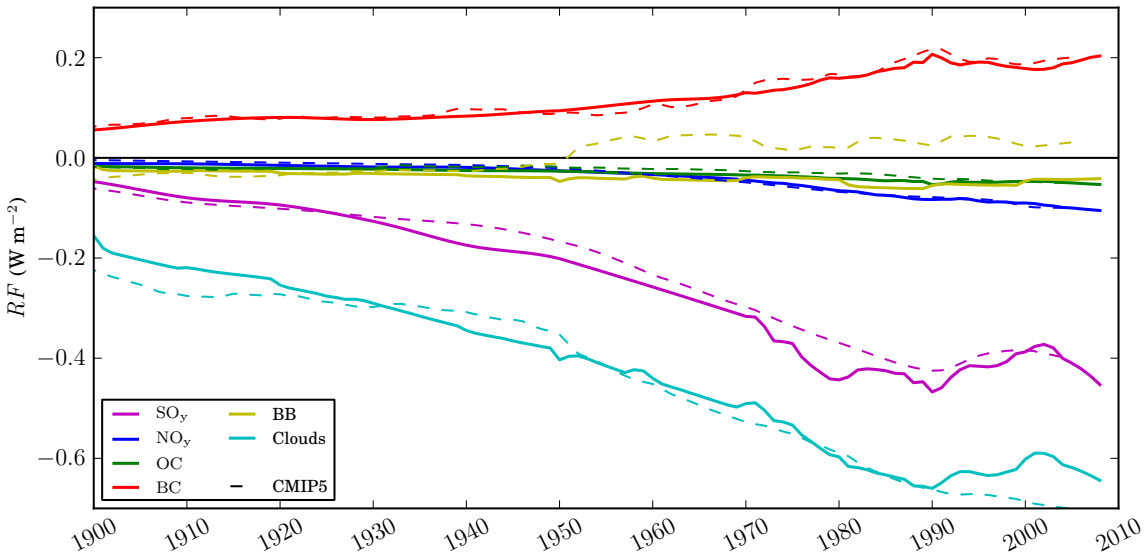


FIGURE 3.3 – Reconstitution des effets directs et indirect historiques des aérosols, et comparaison aux estimations de Lamarque et al. (2011) en tireté.

référence en multipliant par deux la quantité de *black carbon* émise par unité de CO_2 (i.e. le facteur $\alpha_{BB}^{\mathrm{BC}}$). Pour l'effet indirect, une piste d'explication est liée aux poids ω : l'éloignement de notre simulation par rapport à la courbe de référence à lieu juste au moment où les émissions de SO_2 diminuent. Ceci indiquerait que le poids du dioxyde de soufre est trop élevé.

Ces résultats montrent avant tout que, bien qu'elle semble correcte dans son ensemble, notre approche de modélisation est bien trop simple pour rendre compte de phénomènes aussi complexes que ceux liés aux aérosols. Reprenons le cas de la *biomass burning*. Il est reconnu que les carbones organique et suie issus de la combustion de végétaux n'ont pas les mêmes propriétés physico-chimiques que ceux issus de la combustion de carburants fossiles (e.g. Hansen et al., 2005). Ceci peut être une seconde explication aux résultats divergents vus en figure 3.3, en particulier pour l'effet indirect. De plus, l'utilisation des constantes κ_{dir} et κ_{ind} masque un ensemble de rétroactions qui ne sont pas intégrées à OSCAR. Par exemple, le changement climatique impacte les aérosols à travers l'élévation de la température (modification des équilibres physico-chimiques) et des précipitations (diminution de la durée de vie atmosphérique des aérosols) (see e.g. Forster et al., 2007). Ces effets, particulièrement dans le cas d'un futur où les tendances en émissions fossiles et en émissions de précurseurs d'aérosols deviendraient opposées (par exemple, du fait de politiques d'amélioration de la qualité de l'air), pourraient ne plus du tout être approximés par nos facteurs κ, rendant ainsi notre modélisation caduque. Enfin, soulignons que les processus liés aux aérosols devraient tout autant être régionalisés que les processus de chimie atmosphérique que nous avons considérés aux sections 2.1.3 et 2.2.1.

3.1.4 Forçage anthropique total

Une fois évalués les forçages radiatifs des gaz à effet de serre et des aérosols, il reste encore à prendre en compte trois forçages anthropiques du système climatique. Le premier est l'augmentation des poussières minérales (*mineral dust*) en suspension dans l'atmosphère, agissant globalement comme un aérosol dispersant (refroidissant). Le second est l'altération du bilan en énergie et en eau de la surface continentale induite par le changement d'occupation des sols (*Land-Cover Change*, LCC), impliquant globalement un refroidissement du fait de l'augmentation de l'albédo terrestre, mais également des changements climatiques locaux (ce second effet étant absent de notre modèle). Le troisième est l'effet du dépôt de carbone suie sur les surface, la neige en particulier, induisant une diminution de l'albédo terrestre et donc un réchauffement global. Ces trois forçages sont prescrits directement comme forçage radiatif (notés ensemble RF_{ant}), selon les valeurs recommandées par CMIP5 (Lamarque et al., 2011). Ils sont présentés en figure 3.4 ; notons qu'ils ne sont pas régionalisés. Le forçage radiatif anthropique total (RF) s'obtient en sommant l'ensemble des perturbations :

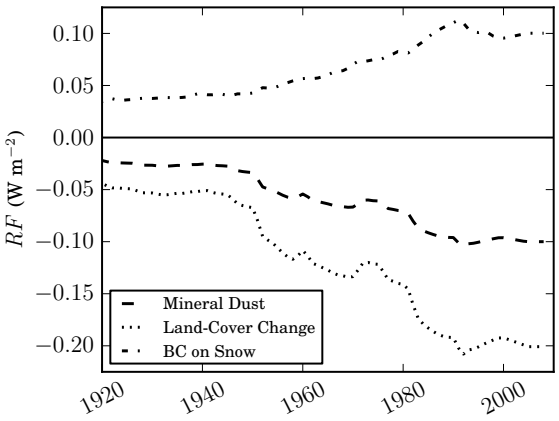


FIGURE 3.4 – Forçages radiatifs anthropiques prescrits dans OSCAR.

$$RF = RF_{GHG} + RF_{dir} + RF_{ind} + RF_{ant} \tag{3.4}$$

3.2 Module climatique

Description Dans OSCAR, comme c'est le cas dans nombre de modèles simples (e.g. Raupach, 2013), on estime le changement climatique en utilisant une fonction de réponse climatique. Connaissant la trajectoire passée de forçage radiatif, on calcule l'augmentation globale de la température de l'air à la surface (T_{AS}) selon la convolution suivante :

$$\Delta T_{AS} = \lambda_T \int_0^t RF(t') \, \frac{\mathrm{d}\mathbf{r_T}}{\mathrm{d}t}(t - t') \, \mathrm{d}t' \tag{3.5}$$

Le paramètre λ_T correspond à la sensibilité climatique à l'équilibre du modèle. La fonction de réponse $\mathbf{r_T}$, exprimée comme la combinaison de deux exponentielles croissant vers une asymptote unitaire, est telle que :

$$\mathbf{r_T}(t) = 1 - \pi_{T_1} \, e^{-t/\tau_{T_1}} - \pi_{T_2} \, e^{-t/\tau_{T_2}} \tag{3.6}$$

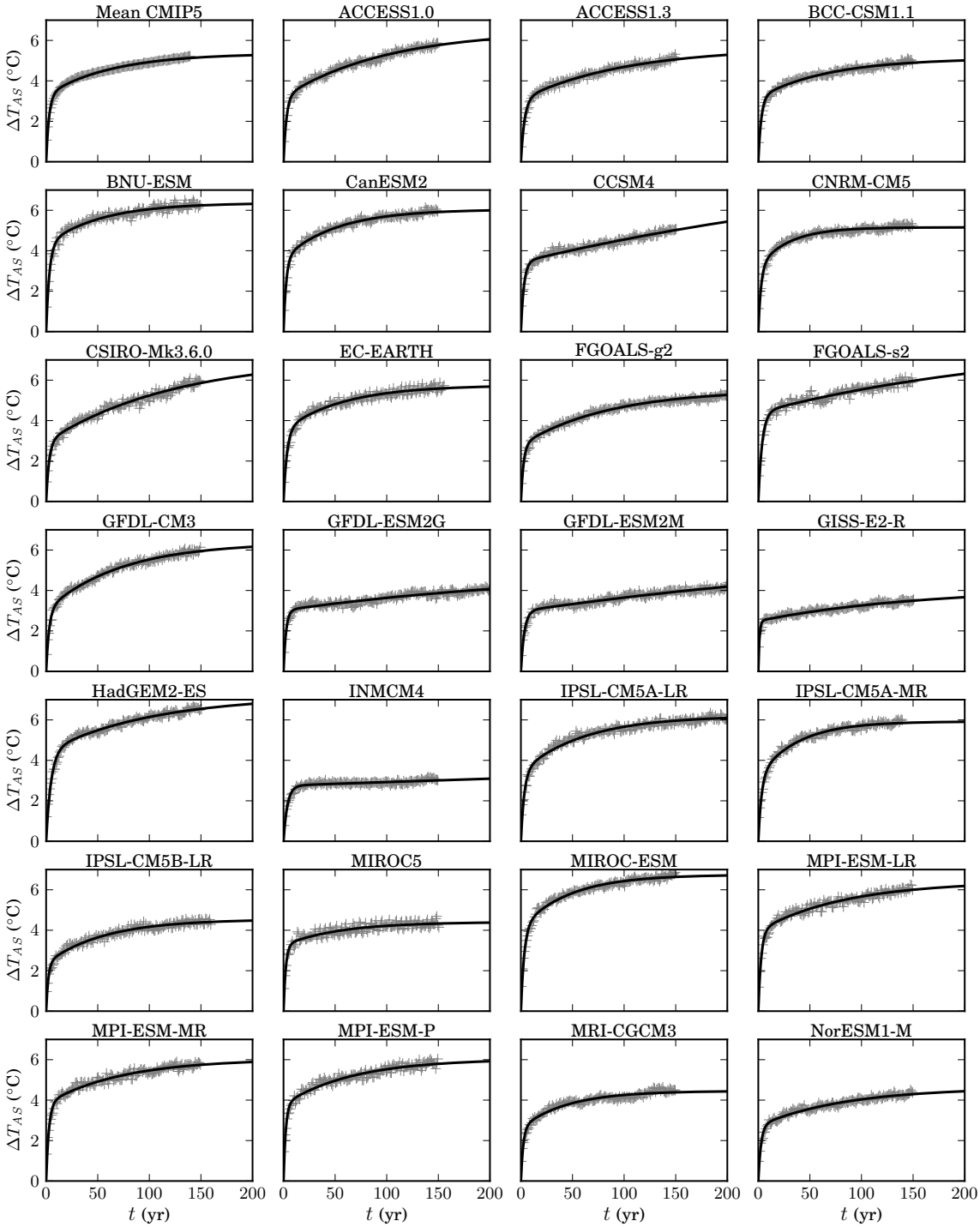


FIGURE 3.5 – Calibration des fonctions de réponse climatique ($\mathbf{r_T}$) : réponse à une marche (*step*) de forçage radiatif correspondant à quatre fois le CO_2 pré-industriel.

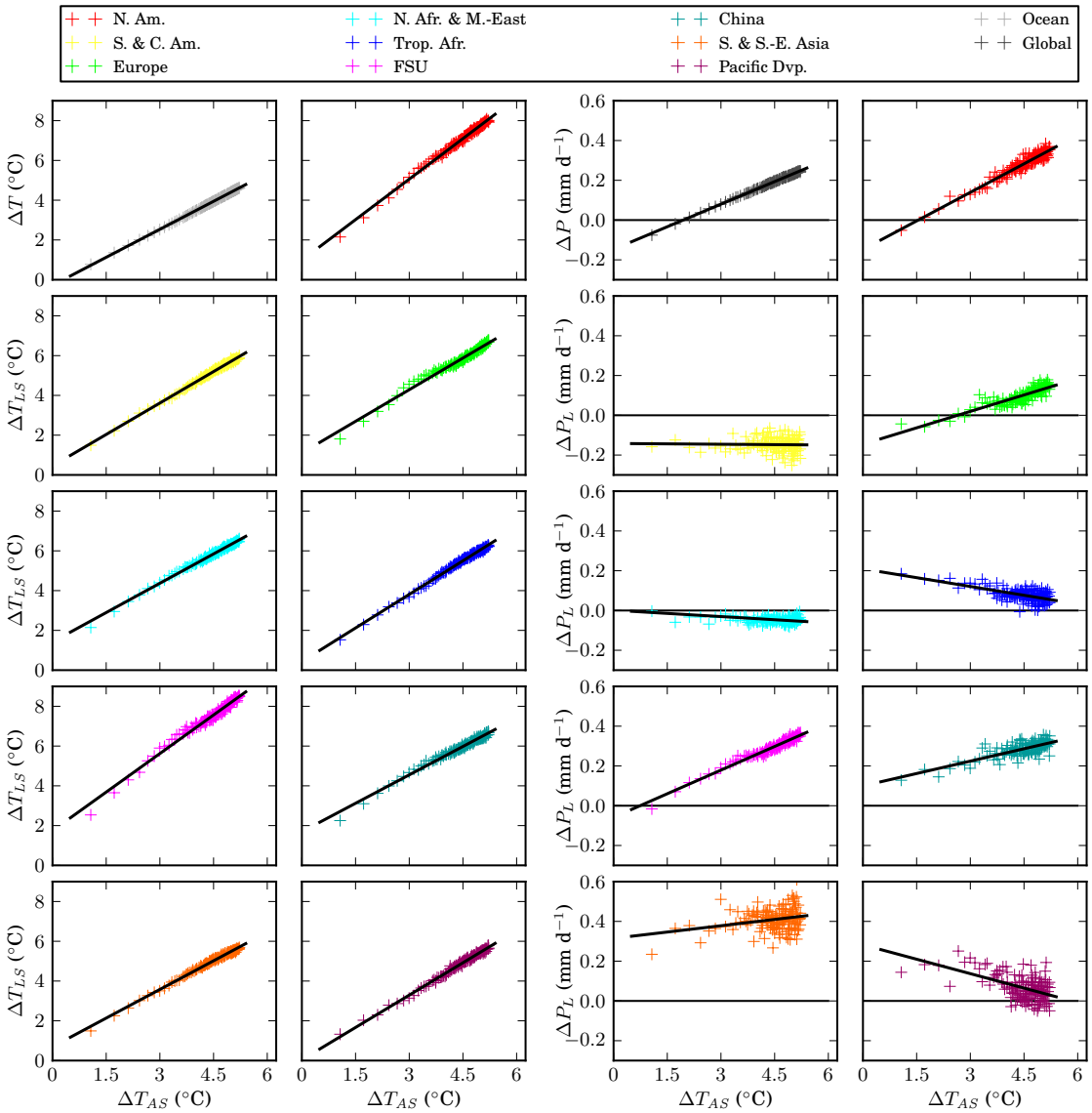


FIGURE 3.6 – Exemple de calibration des réponses en températures locales [*moitié gauche*] et en précipitations [*moitié droite*], pour le cas de la moyenne des modèles CMIP5. Les points colorés correspondent aux variables régionales (terrestres), tandis que les points gris clairs (premier panneau des températures) sont pour l'océan, et les points gris foncés (premier panneau des précipitations) pour le globe. La calibration des précipitations océaniques n'est pas représentée.

Afin de disposer de réponses climatiques à jour, nous avons calibré la sensibilité climatique et les quatre paramètres de la fonction de réponse sur les vingt-sept modèles ayant participé à l'inter-comparaison CMIP5 (Taylor et al., 2012), ainsi que sur la moyenne de ces modèles. Pour ce faire, nous utilisons la simulation de contrôle pré-industriel et les résultats de l'expérience consistant à forcer instantanément les modèles en quadruplant la concentration de CO_2. On utilise ici le forçage radiatif formulé en équation (3.1) pour déterminer les sensibilités climatiques. La calibration est illustrée en figure 3.5 et tous les paramètres sont donnés en table 3.C.

Il a fallu ensuite régionaliser les réponses en température, mais également déterminer des réponses en précipitations. Pour les températures régionales, la version 2.0 d'OSCAR faisait appel à des EOF (*Empirical Orthogonal Functions* ; cf. e.g. Hooss et al., 2001) qui, vu la simplicité de notre modèle, étaient prises comme de simples coefficients de proportionnalité entre températures régionales et température globale. Pour les précipitations, on utilisait une fonction de réponse du même type que celle présentée en équation (3.6). Cependant, les premiers essais essayant de calquer cette formulation sur les résultats de CMIP5 n'ont pas été concluants. Alors, inspirés par les travaux de Lambert et al. (2011), nous avons élargi le choix de modélisation à des fonctions affines plutôt que proportionnelles, que ce soit pour les températures locales (T_{LS}), de surface des océans (T_{SS}), les précipitations globales (P_G), locales (P_L) ou océaniques (P_S). Or, puisque les simulations de CMIP5 utilisées sont sous un forçage radiatif fixe, on fait l'hypothèse que le terme constant dépend en fait directement du forçage radiatif. On a alors :

$$\begin{cases} \Delta T^i_{LS} = \alpha^i_{T_{LS}}\, \Delta T_{AS} + \beta^i_{T_{LS}}\, RF \\ \Delta T_{SS} = \alpha_{T_{SS}}\, \Delta T_{AS} + \beta_{T_{SS}}\, RF \\ \Delta P_G = \alpha_{P_G}\, \Delta T_{AS} + \beta_{P_G}\, RF \\ \Delta P^i_L = \alpha^i_{P_L}\, \Delta T_{AS} + \beta^i_{P_L}\, RF \\ \Delta P_S = \alpha_{P_S}\, \Delta T_{AS} + \beta_{P_S}\, RF \end{cases} \tag{3.7}$$

Les paramètres de ces formulations sont donnés en tables 3.D, 3.E et 3.F. Bien que non-intuitives, elles permettent une calibration raisonnable, comme illustrée en figure 3.6 dans le cas de la moyenne CMIP5. De plus, dans le cas des précipitations globales, il existe une interprétation physique en accord avec notre compréhension du système climatique. En effet, le forçage radiatif des gaz à effet de serre induit un réchauffement local de l'atmosphère, réduisant ainsi la pression de vapeur saturante et la probabilité que l'eau se condense, d'où un β_{P_G} négatif. Et, seulement après que le réchauffement de surface soit devenu assez important et global, une quantité supérieure d'eau s'évapore des océans et le cycle de l'eau s'accélère, d'où un α_{P_G} positif dominant à long terme.

Discussion Nous effectuons un ensemble de simulations pour les 28 paramétrisations, en forçant notre modèle par les forçages radiatifs historiques recommandés pour CMIP5 (IIASA, 2012a). La figure 3.7 montre les résultats obtenus comparés

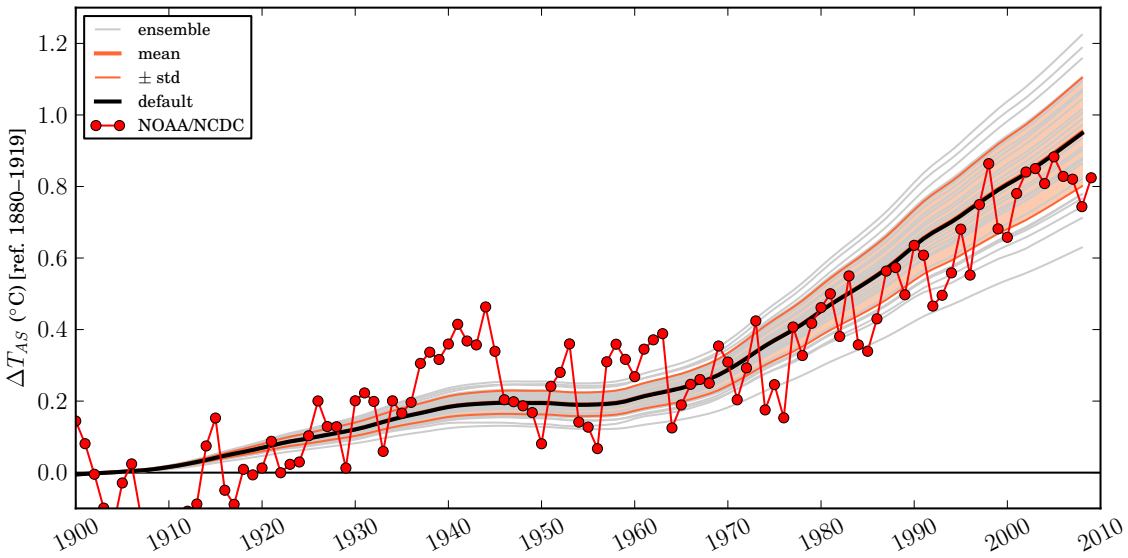


FIGURE 3.7 – Reconstitutions de la température de surface historique, lorsque le modèle est forcé en forçage radiatif, comparé aux observations de la NOAA/NCDC (2012).

aux observations de la NOAA/NCDC (2012). On constate que l'usage de fonctions de réponse ne permet pas de reproduire la variabilité climatique inter-annuelle, même à l'échelle d'une décennie (e.g. incapacité à reproduire les années 1940). Globalement, la tendance des températures simulées par la moyenne des modèles (notre paramétrisation par défaut) est en bon accord avec les observations ; pourtant, vers la fin de la période, il semble qu'OSCAR simule une température plus élevée que les observations. Notons que la dispersion de notre ensemble est supérieure à la variabilité inter-annuelle observée. En figure 3.8, on peut comparer les résultats de la paramétrisation par défaut en termes de températures locales et de précipitations. On y constate que les tendances en températures sont globalement bonnes, si ce n'est une sur-estimation systématique, sur les cinquante dernières années, dans les régions tropicales (i.e. Amérique du Sud, Afrique Tropicale, et Asie du Sud-Est). Concernant les précipitations, il est beaucoup plus délicat de conclure quant aux tendances locales, en particulier parce que les observations ne semblent pas toujours présenter une telle tendance. Mais soulignons qu'il y a aussi désaccord des modèles complexes quant à la simulation des précipitations (Meehl et al., 2007).

L'absence de variabilité produite par notre module climatique s'explique simplement : par hypothèse, une fonction de réponse est linéaire. Ainsi, on ne peut reproduire de variabilités que si elles sont présentes dans le forçage radiatif. Or, puisque la variabilité climatique naturelle est, par définition, intrinsèque au système, notre modèle ne peut la reproduire. Notons également que cette version d'OSCAR n'inclus aucun forçage naturel, tel que la variation de la constante solaire ou l'activité

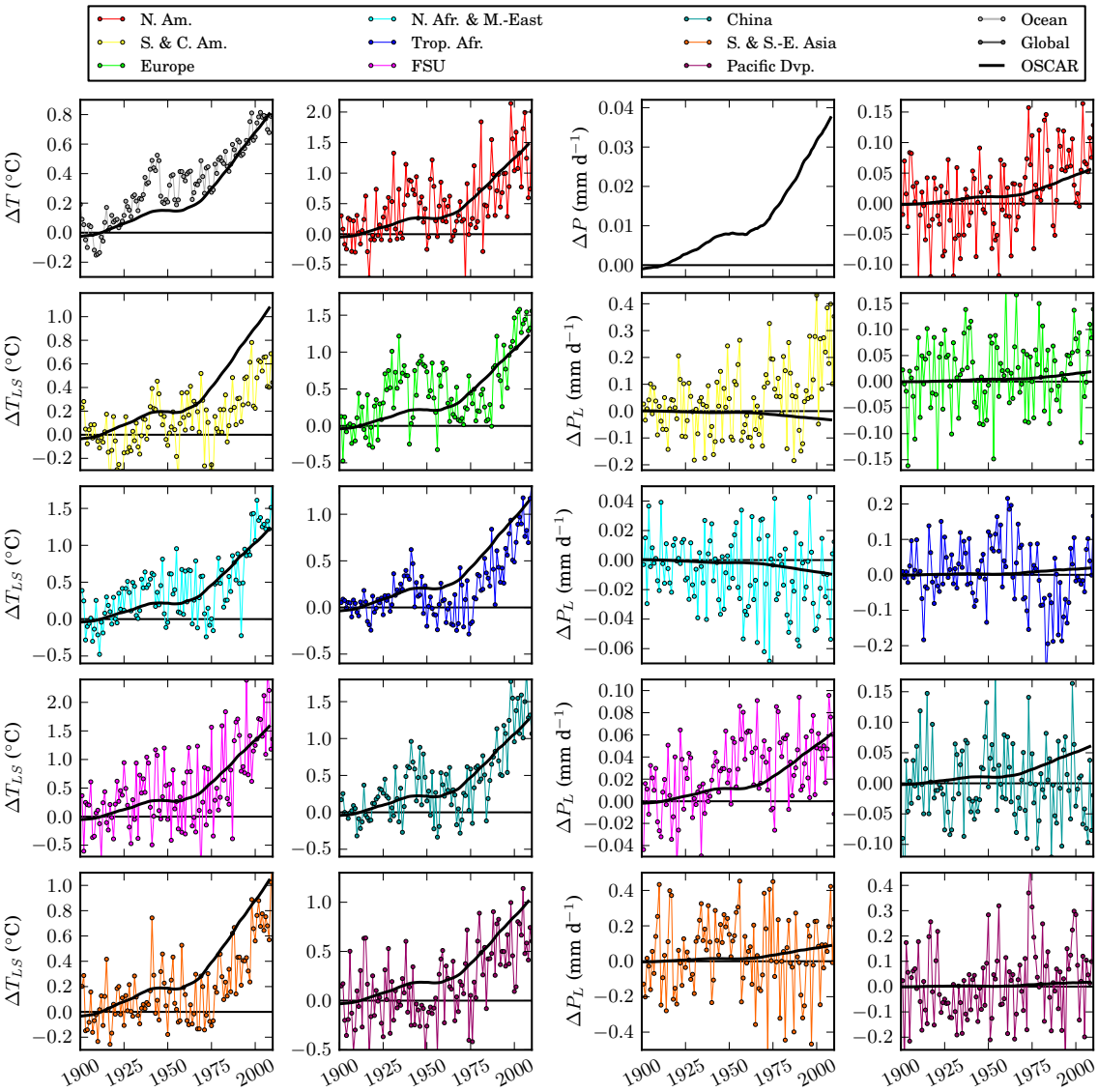


FIGURE 3.8 – Reconstitution des températures locales [*moitié gauche*] et des précipitations [*moitié droite*], pour le cas de la moyenne des modèles CMIP5. Les références sont les données du CRU+NCEP (Viovy, 2012), sauf pour les températures océaniques où ce sont celles de la NOAA/NCDC (2012). Le cas des précipitations océaniques n'est pas représenté.

volcanique, qui pourrait expliquer une part de la variabilité décennale (Forster et al., 2007). Un autre défaut de notre modèle, lié à sa linéarité, est la prise en compte des rétroactions climat–climat (i.e. effets du réchauffement global sur la vapeur d'eau atmosphérique, les nuages, ou l'étendue de la couverture des glaces) uniquement implicite. De ce fait, les sensibilités climatiques que nous avons déterminées à l'équilibre d'une simulation "4×CO_2" sont fixes. Meinshausen et al. (2011a) proposent une paramétrisation simple d'une sensibilité climatique non-linéaire, mais celle-ci requiert au-moins une simulation supplémentaire (e.g. 2×CO_2) pour être calibrée. Enfin, du fait d'une représentation agrégée des régions, notre modélisation peut aisément passer à côté de phénomènes dynamiques, tels qu'un décalage de la zone de convergence inter-tropicale (*Inter-Tropical Convergence Zone*, ITCZ) qui influencerait l'ensemble des précipitations tropicales.

Il est un facteur plus insidieux, source d'erreur dans notre modèle, toujours en lien avec les réponses climatiques calculées pour un quadruplement du CO_2 atmosphérique. Par construction, nos fonctions de réponse climatique incluent l'effet dit "physiologique" du CO_2, et celui-ci est donc appliqué aux autres sources de forçage radiatif dans OSCAR. Cet effet provient de la réaction de la biosphère terrestre à une augmentation du taux de dioxyde de carbone atmosphérique. En effet, du fait d'une diminution de l'ouverture stomatale, mais également de l'effet de fertilisation et de l'augmentation de la quantité de surface foliaire par unité de surface au sol (le LAI, pour *Leaf Area Index*), les bilans énergétique et hydrique des plantes sont altérés sur l'ensemble de la surface du globe. En fonction des modèles de sytème Terre, cette altération peut être significative sur les températures et/ou précipitations (e.g. Sellers et al., 1996). Cependant, puisque cet effet peut-être d'amplitude et de signe différents, régionalement ou globalement (Cao et al., 2010), nous n'avons pas cherché à le corriger, par exemple en affectant des efficiences radiatives (*radiative efficacies*, cf. Forster et al., 2007) autres que l'unité.

3.A Annexe

TABLE 3.A – Expression analytique de la fonction $\mathbf{f_{/lap}}$.

$$\begin{aligned}\mathbf{f'_{/lap}} &= \ln\big[1 + 2.01\,10^{-5}\,\left(([CH_4]_0+\Delta[CH_4])\,([N_2O]_0+\Delta[N_2O])\right)^{0.75} \\ &\quad + 5.31\,10^{-15}\,\left([CH_4]_0+\Delta[CH_4]\right)\left(([CH_4]_0+\Delta[CH_4])\,([N_2O]_0+\Delta[N_2O])\right)^{1.52}\big] \\ \mathbf{f_{/lap}} &= 0.47\,\left(\mathbf{f'_{/lap}} - \mathbf{f'_{/lap}}\big|_{\Delta[CH_4]=\Delta[N_2O]=0}\right)\end{aligned}$$

Unités : $\mathbf{f_{overlap}}$ ($\mathrm{W\,m^{-2}}$) ; $[CH_4]$, $[N_2O]$ (ppb).
Source : Ramaswamy et al. (2001).

TABLE 3.B – Paramètres relatifs aux aérosols.

	RF_{ref}	E_{ref}	$E_{BB,ref}$	$E_{nat,0}$	ω
SO_2	−0.41	56.5	1.24	29.0	0.36
NH_3	−0.10	34.2	4.74	11.0	0.23
OC	−0.05	12.9	38.1	6.26	0.36
BC	+0.19	5.08	4.11	0.00	0.05
Cloud	−0.70	—	—	—	—

Unités : RF_{ref} ($\mathrm{W\,m^{-2}}$) ; E_{SO_2} ($\mathrm{TgS\,yr^{-1}}$) ; E_{NH_3} ($\mathrm{TgN\,yr^{-1}}$) ; E_{OC}, E_{BC} ($\mathrm{Tg\,yr^{-1}}$) ; ω (–).
Sources : Penner et al. (2001); Denman et al. (2007); Forster et al. (2007); EC-JRC/PBL (2012).

TABLE 3.C – Paramètres des fonctions $\mathbf{r_T}$ issues de CMIP5.

	λ_T	α_{T_1}	α_{T_2}	τ_{T_1}	τ_{T_2}
Moy. CMIP5	0.72	0.39	0.61	63	2.8
ACCESS1.0	0.88	0.51	0.49	100	2.8
ACCESS1.3	0.76	0.46	0.54	100	3.5
BCC-CSM1.1	0.69	0.38	0.62	68	2.8
BNU-ESM	0.86	0.32	0.68	53	3.2
CCSM4	1.19	0.61	0.39	434	2.8
CNRM-CM5	0.70	0.38	0.62	30	2.7
CSIRO-Mk3.6.0	0.96	0.59	0.41	124	2.8
CanESM2	0.81	0.40	0.60	51	2.6
EC-EARTH	0.78	0.39	0.61	58	3.3
FGOALS-g2	0.75	0.50	0.50	85	2.6
FGOALS-s2	1.08	0.45	0.55	261	3.7
GFDL-CM3	0.86	0.53	0.47	72	2.9
GFDL-ESM2G	0.69	0.41	0.59	290	2.4
GFDL-ESM2M	0.87	0.54	0.46	469	3.3
GISS-E2-R	0.56	0.40	0.60	156	1.1
HadGEM2-ES	0.97	0.39	0.61	103	4.7
INMCM4	0.76	0.51	0.49	1576	3.7
IPSL-CM5A-LR	0.84	0.45	0.55	61	3.3
IPSL-CM5A-MR	0.80	0.46	0.54	38	3.1
IPSL-CM5B-LR	0.61	0.48	0.52	56	2.1
MIROC-ESM	0.91	0.39	0.61	47	3.2
MIROC5	0.59	0.26	0.74	55	2.2
MPI-ESM-LR	0.86	0.38	0.62	84	2.8
MPI-ESM-MR	0.81	0.37	0.63	73	2.6
MPI-ESM-P	0.81	0.38	0.62	67	2.1
MRI-CGCM3	0.60	0.41	0.59	45	2.3
NorESM1-M	0.62	0.41	0.59	84	2.6

Unités : λ_T ($\mathrm{K\,[W\,m^{-2}]^{-1}}$) ; α_T (–) ; τ_T (yr).

Table 3.D – Paramètres pour les températures régionales.

		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
$\alpha_{T_{LS}}$	Moy. CMIP5	1.36	1.05	1.06	0.98	1.13	1.29	0.95	0.96	1.08
	ACCESS1.0	1.57	1.05	1.26	1.02	1.08	1.60	1.05	0.90	1.02
	ACCESS1.3	1.51	1.15	1.23	1.01	1.10	1.34	0.92	0.94	1.10
	BCC-CSM1.1	1.25	0.97	1.27	0.96	1.04	1.19	0.83	0.88	1.03
	BNU-ESM	1.56	0.86	1.19	0.87	0.85	1.58	0.94	0.82	0.88
	CanESM2	1.31	1.32	1.19	1.08	1.13	1.28	0.97	0.94	1.13
	CCSM4	1.28	0.94	0.80	0.87	0.98	1.05	0.84	0.83	1.13
	CNRM-CM5	1.20	1.07	0.89	0.91	1.01	1.19	0.74	0.87	0.99
	CSIRO-Mk3.6.0	1.19	1.19	1.03	0.93	1.22	1.09	0.87	1.00	1.13
	EC-EARTH	1.47	0.99	1.35	1.01	1.11	1.34	0.89	0.95	0.94
	FGOALS-g2	1.23	0.86	0.95	0.99	0.97	1.42	0.96	0.80	1.03
	FGOALS-s2	0.88	0.97	0.47	0.67	1.20	0.64	0.59	0.89	1.32
	GFDL-CM3	1.54	1.02	1.41	1.08	1.12	1.44	1.04	1.00	1.08
	GFDL-ESM2G	1.27	0.96	1.09	1.08	1.19	1.30	0.95	0.96	1.21
	GFDL-ESM2M	1.15	0.99	1.02	1.02	1.07	1.29	0.94	0.88	1.21
	GISS-E2-R	1.06	0.84	0.92	0.75	1.00	1.14	0.78	0.81	0.83
	HadGEM2-ES	1.80	1.00	1.20	0.99	1.14	1.58	1.05	0.94	1.04
	INMCM4	1.20	1.16	0.49	0.76	1.27	0.87	0.60	0.93	1.02
	IPSL-CM5A-LR	1.20	1.10	1.09	1.11	1.14	1.22	1.11	1.20	1.09
	IPSL-CM5A-MR	1.24	1.18	1.00	1.18	1.28	1.14	1.21	1.12	1.18
	IPSL-CM5B-LR	1.26	0.95	1.43	0.69	0.92	1.52	0.77	0.76	0.93
	MIROC5	1.75	1.07	0.90	1.07	1.25	1.40	0.88	0.95	0.99
	MIROC-ESM	1.26	1.12	0.99	1.06	1.21	1.22	1.19	1.10	1.27
	MPI-ESM-LR	1.41	1.22	0.96	1.03	1.36	1.46	1.00	1.09	1.21
	MPI-ESM-MR	1.23	1.28	0.80	1.05	1.34	1.27	0.93	1.11	1.31
	MPI-ESM-P	1.36	1.22	0.92	1.07	1.29	1.17	1.02	1.13	1.21
	MRI-CGCM3	1.16	0.93	1.30	0.98	1.15	1.31	0.96	0.92	1.00
	NorESM1-M	1.81	0.85	1.36	1.00	0.91	1.80	1.04	0.82	0.86
$\beta_{T_{LS}}$	Moy. CMIP5	0.13	0.06	0.15	0.19	0.06	0.24	0.23	0.09	0.01
	ACCESS1.0	0.11	0.11	0.10	0.19	0.11	0.19	0.25	0.15	0.05
	ACCESS1.3	0.00	−0.03	0.03	0.14	0.06	0.14	0.16	0.07	0.04
	BCC-CSM1.1	0.20	0.05	0.13	0.19	0.06	0.28	0.24	0.08	−0.01
	BNU-ESM	0.04	0.02	0.05	0.17	0.00	0.20	0.22	0.05	0.03
	CanESM2	0.12	0.01	0.08	0.17	0.08	0.21	0.18	0.11	0.02
	CCSM4	0.15	0.08	0.14	0.17	0.05	0.36	0.23	0.11	−0.07
	CNRM-CM5	0.21	0.00	0.20	0.19	0.06	0.29	0.23	0.06	0.02
	CSIRO-Mk3.6.0	0.16	0.03	0.09	0.21	0.09	0.11	0.22	0.12	0.05
	EC-EARTH	0.04	0.06	0.00	0.20	0.08	0.21	0.20	0.08	0.04
	FGOALS-g2	0.14	0.11	0.23	0.24	0.16	0.09	0.22	0.17	0.07
	FGOALS-s2	0.38	0.02	0.41	0.34	−0.10	0.63	0.47	0.08	−0.17
	GFDL-CM3	0.12	0.07	0.04	0.18	0.03	0.25	0.19	0.09	−0.04
	GFDL-ESM2G	0.13	0.10	0.08	0.14	0.07	0.20	0.15	0.12	−0.05
	GFDL-ESM2M	0.16	0.09	0.11	0.17	0.12	0.20	0.17	0.16	0.00
	GISS-E2-R	0.23	0.20	0.19	0.29	0.20	0.15	0.30	0.21	0.12
	HadGEM2-ES	−0.02	0.17	0.13	0.19	0.06	0.22	0.23	0.13	0.02
	INMCM4	0.14	−0.03	0.22	0.20	0.00	0.29	0.29	0.06	0.08
	IPSL-CM5A-LR	0.17	0.06	0.23	0.13	0.07	0.26	0.21	0.00	0.02
	IPSL-CM5A-MR	0.13	0.04	0.17	0.11	0.04	0.29	0.18	0.08	−0.02
	IPSL-CM5B-LR	0.20	0.07	0.17	0.27	0.13	0.20	0.31	0.16	0.04
	MIROC5	0.13	0.00	0.27	0.18	−0.05	0.24	0.24	0.04	−0.02
	MIROC-ESM	0.23	0.00	0.18	0.16	−0.08	0.33	0.17	−0.05	−0.15
	MPI-ESM-LR	0.13	0.08	0.22	0.23	0.00	0.13	0.28	0.11	0.00
	MPI-ESM-MR	0.22	0.03	0.29	0.22	0.02	0.25	0.28	0.08	−0.08
	MPI-ESM-P	0.14	0.08	0.22	0.21	0.08	0.29	0.26	0.09	0.02
	MRI-CGCM3	0.09	0.05	0.06	0.19	0.03	0.14	0.19	0.08	0.04
	NorESM1-M	0.03	0.12	0.00	0.15	0.12	0.15	0.24	0.13	0.01

Régions (i) : (1) Nord Amérique, (2) Sud Amérique, (3) Europe, (4) Nord Afrique & Moyen-Orient, (5) Afrique tropicale, (6) Ex-URSS, (7) Chine, (8) Asie de l'Est et du Sud-Est, (9) OCDE Pacifique. Unités : α_T (–) ; β_T (K $[\mathrm{W\,m^{-2}}]^{-1}$).

TABLE 3.E – Paramètres pour les précipitations régionales.

		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
α_{P_L}	Moy. CMIP5	0.10	0.00	0.06	−0.01	−0.03	0.08	0.04	0.02	−0.05
	ACCESS1.0	0.08	−0.05	0.04	−0.02	−0.04	0.08	0.06	−0.03	−0.03
	ACCESS1.3	0.11	−0.12	0.08	0.01	0.00	0.09	0.05	0.04	−0.10
	BCC-CSM1.1	0.09	0.00	0.08	−0.02	−0.03	0.07	0.07	0.03	−0.04
	BNU-ESM	0.08	0.02	0.06	0.03	0.10	0.08	0.07	−0.01	−0.05
	CanESM2	0.12	−0.12	0.10	0.01	−0.01	0.11	0.09	0.04	−0.03
	CCSM4	0.11	−0.02	0.05	−0.01	−0.02	0.06	0.03	−0.05	−0.10
	CNRM-CM5	0.09	0.04	0.04	−0.01	−0.03	0.07	0.07	−0.01	−0.04
	CSIRO-Mk3.6.0	0.06	−0.03	0.03	0.02	−0.04	0.06	0.03	−0.02	−0.09
	EC-EARTH	0.10	0.02	0.04	0.00	−0.05	0.08	0.08	0.04	−0.01
	FGOALS-g2	0.11	0.01	0.09	0.04	−0.02	0.08	0.03	−0.02	−0.13
	FGOALS-s2	0.09	0.00	0.06	0.01	−0.07	0.04	−0.01	−0.18	−0.17
	GFDL-CM3	0.11	−0.02	0.08	0.01	−0.01	0.11	0.10	0.03	−0.03
	GFDL-ESM2G	0.07	0.10	0.02	−0.04	−0.11	0.07	0.05	0.05	−0.07
	GFDL-ESM2M	0.09	0.02	0.05	−0.02	−0.02	0.07	0.05	0.09	−0.03
	GISS-E2-R	0.10	0.07	0.04	0.00	−0.06	0.07	0.04	0.06	0.08
	HadGEM2-ES	0.08	−0.02	0.07	0.00	−0.04	0.07	0.06	0.02	−0.06
	INMCM4	0.15	−0.11	−0.03	−0.02	−0.04	0.07	−0.01	0.08	−0.12
	IPSL-CM5A-LR	0.08	0.07	0.07	−0.01	0.01	0.08	−0.02	0.10	−0.02
	IPSL-CM5A-MR	0.07	0.08	0.01	−0.01	−0.02	0.08	−0.04	0.15	−0.03
	IPSL-CM5B-LR	0.12	−0.05	0.10	0.02	−0.01	0.06	0.04	0.04	0.00
	MIROC5	0.10	0.02	0.03	0.02	−0.06	0.10	0.13	0.02	0.04
	MIROC-ESM	0.07	0.00	0.07	0.01	−0.05	0.09	0.02	−0.06	−0.16
	MPI-ESM-LR	0.13	−0.07	0.06	−0.01	−0.03	0.09	0.02	−0.07	−0.14
	MPI-ESM-MR	0.13	−0.13	0.05	−0.02	−0.04	0.09	0.03	−0.12	−0.11
	MPI-ESM-P	0.09	−0.03	0.05	−0.02	−0.04	0.09	0.02	−0.07	−0.09
	MRI-CGCM3	0.12	0.09	0.09	0.02	−0.02	0.13	0.05	0.10	−0.01
	NorESM1-M	0.11	0.01	0.14	0.02	0.01	0.08	0.08	0.11	−0.07
β_{P_L}	Moy. CMIP5	−0.02	−0.02	−0.02	0.00	0.03	−0.01	0.01	0.04	0.04
	ACCESS1.0	−0.03	−0.02	−0.03	0.00	0.02	−0.02	0.01	0.05	0.01
	ACCESS1.3	−0.02	0.04	−0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.03
	BCC-CSM1.1	−0.01	0.00	−0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.03
	BNU-ESM	−0.02	−0.02	−0.03	0.00	−0.02	−0.01	0.00	0.04	0.06
	CanESM2	−0.03	−0.01	−0.04	0.00	0.03	−0.02	0.01	0.01	0.03
	CCSM4	−0.03	−0.01	−0.02	0.00	0.05	−0.01	0.02	0.12	0.13
	CNRM-CM5	−0.01	−0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.06	0.04
	CSIRO-Mk3.6.0	0.00	0.02	−0.02	−0.02	−0.02	−0.01	0.01	0.03	0.02
	EC-EARTH	−0.01	0.00	0.00	−0.01	0.04	0.00	−0.01	0.03	0.02
	FGOALS-g2	−0.02	0.00	−0.01	−0.02	0.00	0.00	0.02	0.05	0.05
	FGOALS-s2	−0.01	0.02	0.00	0.00	0.11	0.03	0.06	0.17	0.17
	GFDL-CM3	−0.01	−0.04	−0.04	−0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03
	GFDL-ESM2G	0.00	−0.05	−0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.05	0.06
	GFDL-ESM2M	−0.02	−0.02	−0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02
	GISS-E2-R	−0.03	−0.12	−0.03	−0.01	−0.02	−0.01	0.00	−0.01	−0.01
	HadGEM2-ES	−0.02	−0.04	−0.05	−0.01	0.03	−0.02	0.01	0.03	0.03
	INMCM4	−0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	0.04
	IPSL-CM5A-LR	−0.05	−0.05	−0.04	−0.01	0.02	−0.03	0.02	0.02	0.02
	IPSL-CM5A-MR	−0.04	−0.04	0.00	−0.01	0.03	−0.03	0.03	0.01	0.04
	IPSL-CM5B-LR	−0.04	0.00	−0.03	−0.02	0.00	−0.01	0.00	0.03	−0.01
	MIROC5	−0.02	0.00	0.00	−0.01	0.05	−0.01	−0.01	0.11	0.03
	MIROC-ESM	0.00	−0.02	−0.01	0.00	0.07	0.00	0.04	0.06	0.08
	MPI-ESM-LR	−0.03	0.01	−0.03	−0.01	0.03	−0.02	0.00	0.11	0.08
	MPI-ESM-MR	−0.02	0.05	−0.02	0.00	0.05	−0.02	0.00	0.12	0.07
	MPI-ESM-P	−0.01	0.00	−0.02	0.00	0.03	−0.02	0.00	0.10	0.04
	MRI-CGCM3	0.00	−0.03	−0.01	−0.01	0.04	0.00	0.02	0.02	0.03
	NorESM1-M	−0.03	−0.03	−0.06	−0.02	0.01	−0.01	0.00	0.04	0.14

Régions (i) : (1) Nord Amérique, (2) Sud Amérique, (3) Europe, (4) Nord Afrique & Moyen-Orient, (5) Afrique tropicale, (6) Ex-URSS, (7) Chine, (8) Asie de l'Est et du Sud-Est, (9) OCDE Pacifique. Unités : α_P ($\mathrm{mm\,d^{-1}\,K^{-1}}$) ; β_P ($\mathrm{mm\,d^{-1}\,[W\,m^{-2}]^{-1}}$).

Table 3.F – Paramètres pour les températures océaniques, et les précipitations globales et océaniques.

	$\alpha_{T_{SS}}$	$\beta_{T_{SS}}$	α_{P_G}	β_{P_G}	α_{P_S}	β_{P_S}
Moy. CMIP5	0.94	−0.04	0.08	−0.02	0.09	−0.03
ACCESS1.0	0.92	−0.05	0.06	−0.02	0.08	−0.03
ACCESS1.3	0.93	−0.02	0.08	−0.02	0.10	−0.02
BCC-CSM1.1	0.95	−0.04	0.08	−0.02	0.09	−0.03
BNU-ESM	0.95	−0.02	0.06	−0.02	0.07	−0.02
CanESM2	0.93	−0.03	0.07	−0.02	0.08	−0.03
CCSM4	0.97	−0.05	0.08	−0.02	0.11	−0.04
CNRM-CM5	0.96	−0.04	0.08	−0.02	0.09	−0.03
CSIRO-Mk3.6.0	0.94	−0.03	0.08	−0.02	0.10	−0.02
EC-EARTH	0.94	−0.03	0.07	−0.02	0.09	−0.02
FGOALS-g2	0.93	−0.03	0.07	−0.01	0.09	−0.02
FGOALS-s2	0.99	−0.05	0.07	−0.01	0.09	−0.03
GFDL-CM3	0.92	−0.03	0.08	−0.02	0.09	−0.03
GFDL-ESM2G	0.94	−0.03	0.07	−0.02	0.09	−0.03
GFDL-ESM2M	0.95	−0.04	0.07	−0.02	0.09	−0.03
GISS-E2-R	0.99	−0.06	0.09	−0.03	0.11	−0.03
HadGEM2-ES	0.91	−0.04	0.06	−0.02	0.08	−0.03
INMCM4	0.97	−0.04	0.08	−0.02	0.11	−0.03
IPSL-CM5A-LR	0.94	−0.04	0.09	−0.02	0.10	−0.03
IPSL-CM5A-MR	0.93	−0.04	0.09	−0.02	0.11	−0.03
IPSL-CM5B-LR	0.96	−0.05	0.08	−0.02	0.09	−0.02
MIROC5	0.92	−0.03	0.08	−0.02	0.10	−0.04
MIROC-ESM	0.93	−0.03	0.07	−0.02	0.09	−0.03
MPI-ESM-LR	0.91	−0.04	0.05	0.00	0.10	−0.03
MPI-ESM-MR	0.86	0.00	0.05	0.00	0.10	−0.03
MPI-ESM-P	0.92	−0.04	0.08	−0.02	0.10	−0.03
MRI-CGCM3	0.95	−0.03	0.10	−0.02	0.11	−0.02
NorESM1-M	0.92	−0.04	0.08	−0.02	0.09	−0.03

Unités : α_T (–) ; β_T ($\mathrm{K\,[W\,m^{-2}]^{-1}}$) ; α_P ($\mathrm{mm\,d^{-1}\,K^{-1}}$) ; β_P ($\mathrm{mm\,d^{-1}\,[W\,m^{-2}]^{-1}}$).

Chapitre 4

Résultats directs

Dans les trois chapitres précédents, nous avons détaillé chaque module d'OSCAR v2.1 de façon séparée (aussi qualifiée de "*offline*"), c'est-à-dire que chaque module était forcé par des données observables exogènes (e.g. concentrations, températures). Dans ce chapitre, nous évaluons les performances et illustrons les capacités du modèle lorsque celui-ci est utilisé de façon couplée (également dit "*online*"), c'est-à-dire que les variables jusqu'alors exogènes sont calculées de manière endogène. Les seuls forçages exogènes seront les forçages anthropiques décrits précédemment, à savoir : les émissions fossiles de CO_2 (E_{FF}), les *drivers* d'usage des sols (δS, δH, δS_c), les émissions de méthane, de protoxyde d'azote et de composés halogénés (E_{CH_4}, E_{N_2O}, E_{Halo}), des précurseurs de l'ozone (E_{NO_x}, E_{CO}, E_{VOC}), des précurseurs d'aérosols (E_{SO_2}, E_{NH_3}, E_{OC}, E_{BC}), et les trois forçages radiatifs anthropiques restant (RF_{ant}). Nous verrons, dans un premier temps, les performances d'OSCAR lors d'une simulation historique. On utilisera alors notre modèle pour effectuer des projections climatiques en suivant les scénarios RCP, puis pour discuter ces mêmes scénarios. Enfin, nous effectuerons quelques simulations idéalisées pour discuter des performances d'OSCAR, mais également des métriques d'émissions. Si ce chapitre peut paraître décousu, il a pour unique trame la présentation de résultats "secondaires", c'est-à-dire sans lien avec les exercices d'attribution de la seconde partie.

4.1 Simulation historique

Dans cette section, nous commentons la figure 4.1 illustrant la capacité d'OSCAR à reproduire quatre variables climatiques clés, lors d'une simulation couplée. Seule la paramétrisation par défaut du modèle est exploitée puisque que nous avons déjà vu l'étendue de la dispersion de notre méta-modèle, et puisque cette paramétrisation sera la seule utilisée dans la seconde partie de cette thèse. Les variables sont les concentrations atmosphériques en CO_2, CH_4 et N_2O, ainsi que la température globale de l'air en surface. En effet, si ces quatre variables sont simulées correctement, les variables secondaires (e.g. concentrations en ozone) le seront également.

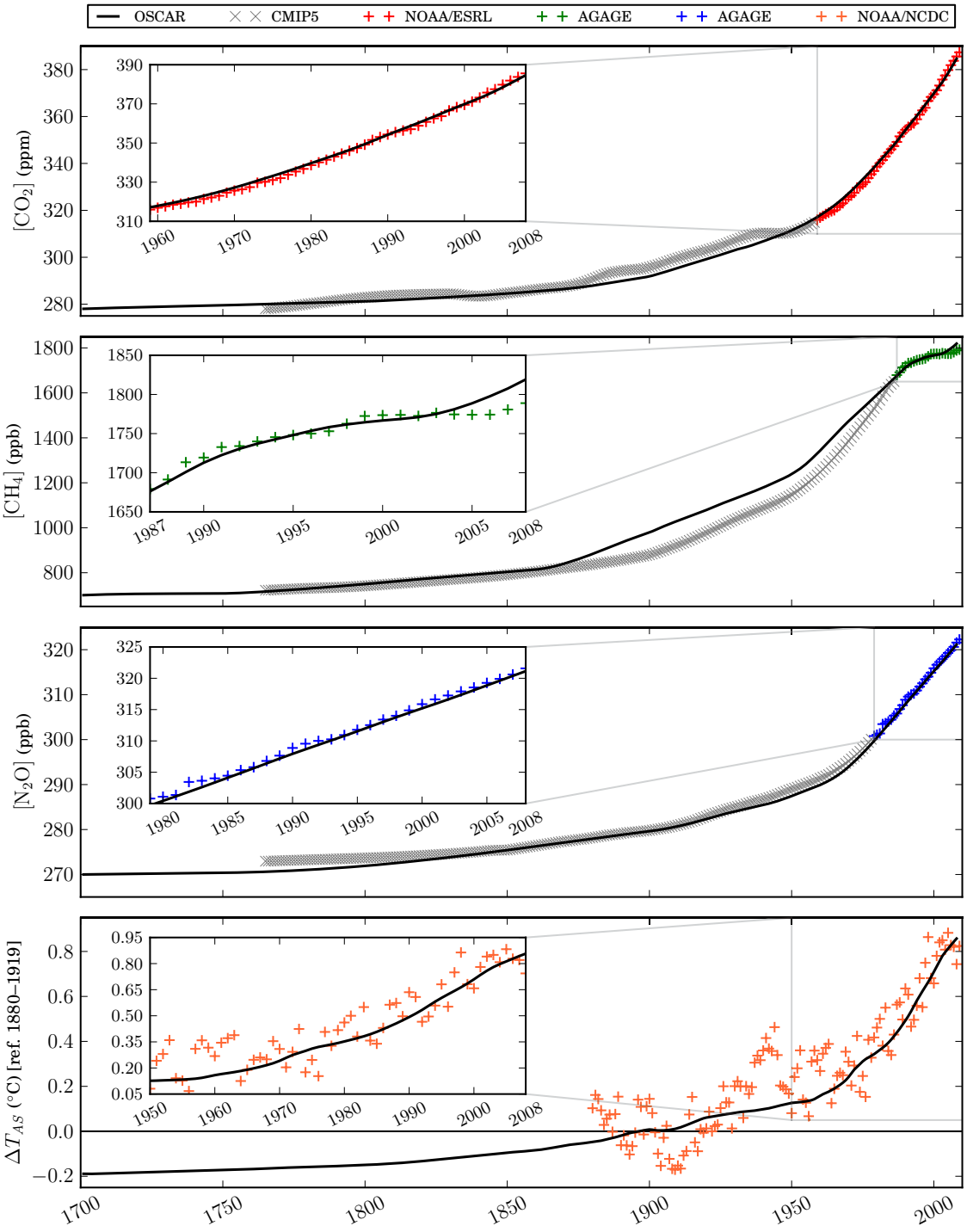


FIGURE 4.1 – Résultats de la simulation couplée avec paramétrisation par défaut d'OSCAR, comparés aux références historiques (AGAGE, 2012; IIASA, 2012a; NOAA/ESRL, 2012; NOAA/NCDC, 2012).

- **CO_2** Cette figure confirme que le cycle du carbone global est modélisé de manière satisfaisante par OSCAR ; en particulier de 1959 à 2008 où notre modèle reproduit les concentrations en CO_2 observées à 1 ppm près (jusqu'à 2 ppm sur 1959–1969). Sur la période 1880–1950, cependant, on remarque un décalage de l'ordre de 4 ppm entre simulation et observation, qui disparaît en 1950 lorsqu'OSCAR ne reproduit pas le plateau de concentration observé. Les explications possibles d'un tel comportement sont nombreuses. L'une d'elles est liée au changement d'usage des sols : il peut s'agir d'une sous-estimation du développement de l'agriculture entre 1880 et 1940, suivie d'une sous-estimation de l'abandon agricole durant et immédiatement après la seconde guerre mondiale. D'autres relèvent, par exemple, de la non-prise en compte du cycle de l'azote, ou encore de l'effet du climat et de sa variabilité décennale sur le cycle du carbone.
- **CH_4** Bien moins satisfaisante, la concentration atmosphérique en méthane simulée par OSCAR reste tout de même de l'ordre de grandeur de celle observée. En section 2.2.3, nous avons déjà expliqué pourquoi il est plus probable que ce soit les émissions anthropiques de méthane historiques qui soient principales responsables de l'écart entre simulation et observation. Ceci se vérifie ici, en 1860 : il y a rupture de pente de la courbe simulée mais pas de celle observée, ce parce que le forçage exogène présente également cette rupture de pente (cf. figure 2.6). Inversement, la rupture de pente de 1950 est cohérente. De mauvaises estimations des émissions anthropiques peuvent aussi expliquer la différence de tendance sur la période 1950–1990, ainsi que la reprise trop tôt de la croissance, peu avant 2005. Cependant, d'autres explications peuvent compléter celle-ci, comme nous l'avons discuté en section 2.2.4.
- **N_2O** La simulation par OSCAR du taux de protoxyde d'azote est satisfaisante, en particulier sur la période récente de 1979 à 2008, où l'écart aux observations reste aux environs de 1 ppb. Avant cette période, puisque nous avons redimensionné les émissions anthropiques en suivant les estimations de Davidson (2009) obtenues par inversion, il n'est pas étonnant que notre simulation soit proche de la référence. Soulignons cependant une légère sous-évaluation du taux atmosphérique de 1920 à 1970, indiquant un défaut soit dans l'inversion, soit dans notre modélisation. Enfin, en début de simulation (en 1765), et malgré les incertitudes quant aux observations, nous estimons un taux atmosphérique de N_2O étonnamment plus faible que la référence, suggérant soit l'existence de phénomènes affectant significativement le cycle de l'azote dans la première moitié du XVIII$^{\text{è}}$ siècle, soit une sous-estimation du taux de N_2O pré-industriel.
- **T_{AS}** La simulation couplée des températures globales de surface par OSCAR diffère peu de celle découplée. Elle s'avère même un peu plus satisfaisante, en particulier dans les deux dernières décennies, ce malgré l'absence de variabilité climatique. Ainsi, les reconstitutions approximatives des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre, ainsi que de l'effet radiatif des aérosols, tendent à se compenser en terme de forçage radiatif global, voire à être légèrement inférieures que celui de référence du chapitre précédent (Lamarque et al., 2011), expliquant une température simulée aussi inférieure à celle de la figure 3.7.

4.2 *Representative Concentration Pathways*

4.2.1 Projections

Forçages Dans cette section, nous prolongeons la simulation historique précédente jusqu'en 2100, en suivant chacun des quatre scénarios développés pour le cinquième rapport IPCC (Meinshausen et al., 2011b). Ces scénarios, baptisés RCP (*Representative Concentration Pathways*), sont nommés en fonction de la valeur approximative du forçage radiatif qu'ils atteignent en 2100. Pour chaque scénario, les forçages anthropiques sont disponibles sur la base de données dédiée (IIASA, 2012a), sauf ceux relatifs à l'usage des sols qui viennent des mêmes travaux d'harmonisation qu'en section 1.3.1 (LUH, 2012). La transition entre données historiques et scénarios a été linéairement lissée de 2008 à 2018, sauf pour les forçages d'usage des sols. Puisque les émissions de N_2O fournies incluent celles de combustion de biomasse, nous avons réduit leur total d'un facteur 85 %, égal au rapport d'émissions de *biomass burning* sur les émissions totales dans l'inventaire EDGAR sur la période 1970–2008. Tous les *drivers* sont illustrés en figures 4.2 et 4.3.

Faisons quelques commentaires sur ces forçages. D'abord, on constate que les émissions de gaz à effet de serre sont les variables par lesquelles les scénarios se différencient le plus. Ceci est flagrant pour le CO_2 (tous RCP) et le CH_4 (en particulier, le RCP 8.5). Inversement, on constate que les émissions de précurseurs d'aérosols, sauf celles de NH_3, sont strictement décroissantes quel que soit le scénario envisagé. Cela peut paraître étrange puisqu'une part significative des émissions de SO_2, OC ou BC ont lieu lors de la combustion de carburants fossiles. Par ailleurs, les changements d'usage des sols dans les RCP ont été à plusieurs reprises critiqués, et ceux-ci semblent sous-estimés, en particulier parce que ces scénarios sont trop optimistes quant aux rendements agricoles futurs (e.g. Tilman et al., 2011). Enfin, notons que les composés halogénés modélisés dans OSCAR ne sont pas tous présents dans les RCP (auxquels cas les émissions futures sont supposées nulles), et qu'une seule trajectoire d'émissions a été développée pour les ODS.

Résultats Les résultats, pour douze variables climatiques, des projections suivant les RCP sont présentés en figure 4.4. À ces quatre scénarios, on a ajouté un scénario particulier dans lequel tous les forçages anthropiques sont instantanément arrêtés après 2008. Bien qu'irréaliste, ce scénario illustre l'inertie du système climatique et montre les changements environnementaux futurs qui sont déjà engagés ("*committed*") du fait de nos actions passées. Ainsi, d'après notre modèle, même si toutes les activités humaines s'interrompaient (ou devenaient non-polluantes) du jour au lendemain, les concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre, bien que décroissantes, resteraient tout au long du XXI$^{\text{è}}$ significativement supérieures à celles du pré-industriel ; seuls le méthane et l'ozone troposphérique tendraient vers une valeur négligeable d'ici la fin du siècle. À l'inverse, l'effet des aérosols, puisqu'à durées de vie faibles, s'estomperait quasi-instantanément. On constate que ceci induirait

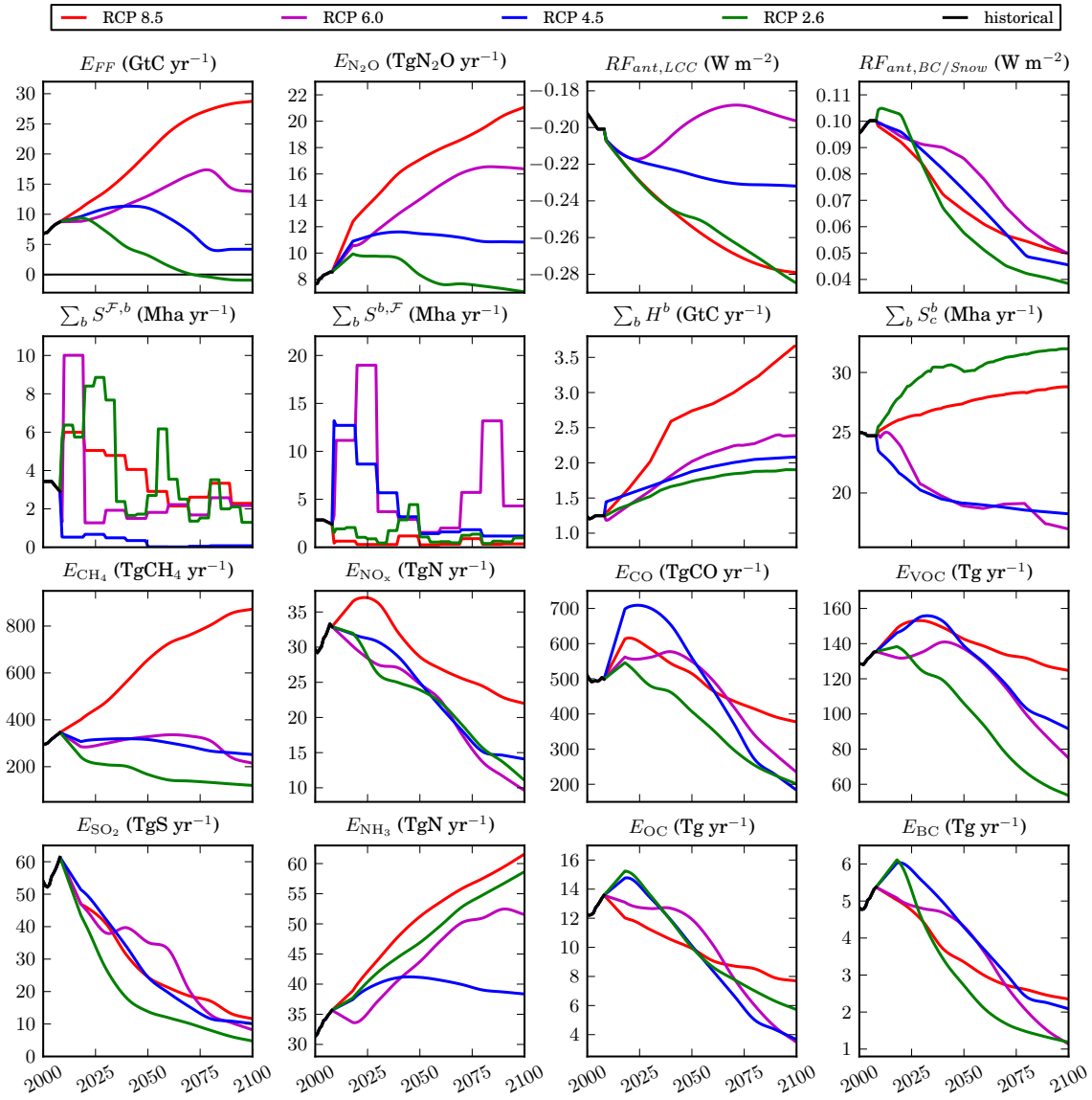


FIGURE 4.2 – Forçages anthropiques des RCP, hors composés halogénés. Le forçage radiatif des poussières minérales ($RF_{ant,dust}$) est supposé constant, égal à $-0.1\,\mathrm{W\,m^{-2}}$, quel que soit le scénario.

une rapide augmentation de température, qui se stabiliserait, à horizon 2100, aux alentours de $+1.1\,°\mathrm{C}$ par rapport au pré-industriel. Cette valeur correspond au réchauffement global, moyen et minimal, qui aura lieu vers la fin du siècle en cours, d'après notre simulation.

Concernant les scénarios à proprement parler, on constate que la hiérarchie entre les RCP est bien marquée dans les trajectoires de CO_2 et N_2O atmosphériques, ainsi

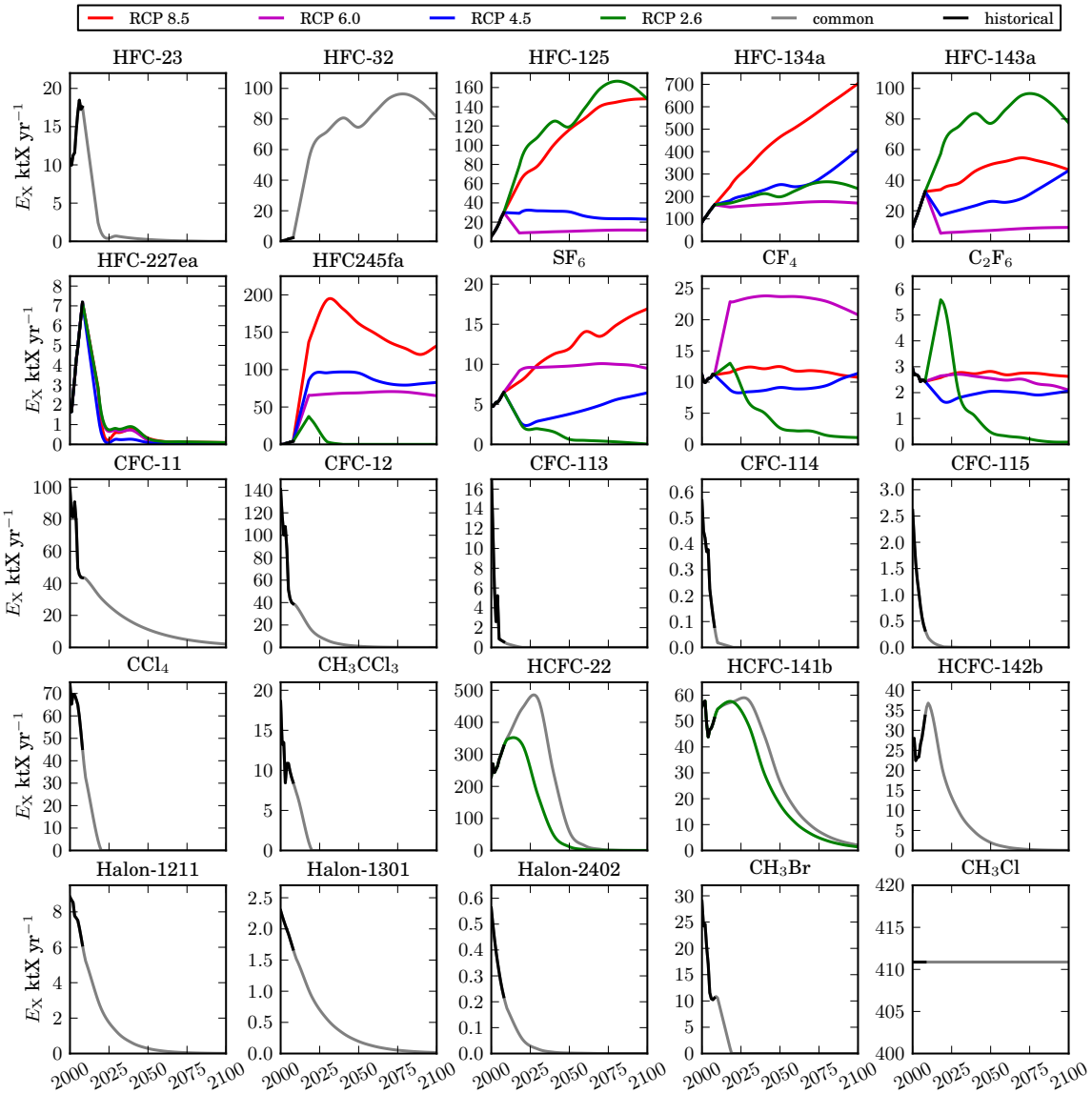


Figure 4.3 – Forçages anthropiques des RCP, cas des composés halogénés. Les composés modélisés mais absents ici ont des émissions nulles, quel que soit le scénario. Les courbes grises sont communes aux RCP non-représentés sur un panneau donné.

que dans celles du CH_4 et des composés halogénés, si ce n'est entre les RCP 4.5 et 6.0 qui finalement ne se séparent qu'après 2060. Ainsi, puisque les émissions de précurseurs de l'ozone et d'aérosols ne sont pas significativement différentes entre RCP, les variables climatiques secondaires (ozone stratosphérique, forçage radiatif total) sont surtout déterminées par les gaz à effet de serre. Conséquemment, les réchauffement climatiques simulés en 2100 sont de +4.9, +3.2, +2.5 et +1.6 °C,

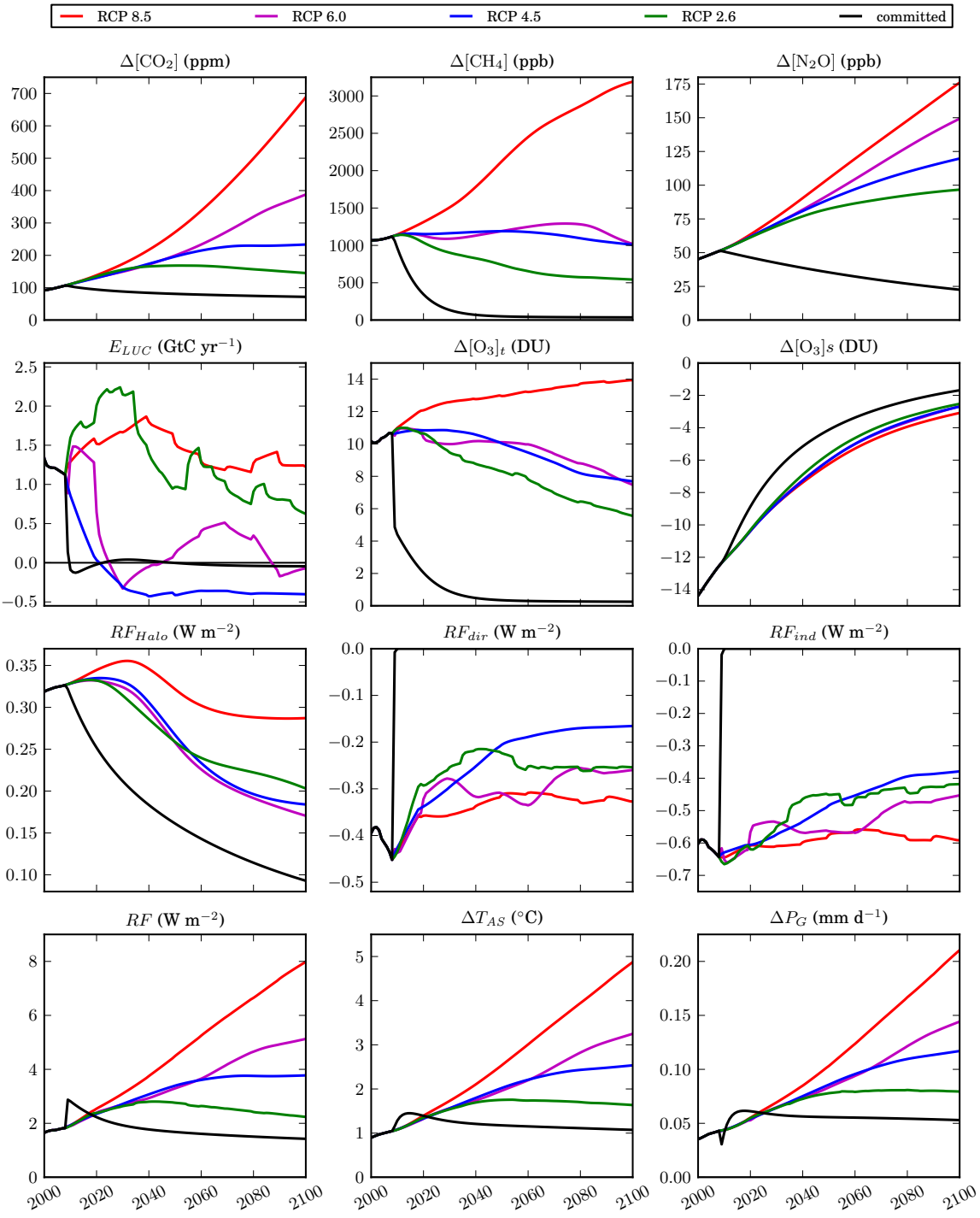


Figure 4.4 – Résultats des projections suivant les RCP, et pour le cas d'un arrêt immédiat de tous les forçages anthropiques (courbes noires).

pour les RCP 8.5, 6.0, 4.5 et 2.6 respectivement ; le 2.6 ne dépassant jamais les deux degrés de réchauffement. Enfin, notons que cette hiérarchie n'est pas respectée par les émissions liées aux usages des sols, du fait de la diversité des scénarios socio-économiques liés aux RCP. Par exemple, le RCP 2.6, reposant sur un fort usage des agro-carburants (van Vuuren et al., 2011), est fortement émetteur de CO_2 du fait des changements d'usage des sols qui y sont liés, alors que le 4.5, fondé sur une taxe carbone très importante (Thomson et al., 2011), favorise la préservation des forêts et même la reforestation, conduisant à des émissions négatives. Dans tous les cas, les émissions liées aux usages des sols estimées par OSCAR sont plus intenses (i.e. plus positives ou plus négatives) que celles "officielles" (IIASA, 2012a), calculées sans module explicite d'usage des sols.

4.2.2 Emissions compatibles

Principe Nous venons de faire des projections climatiques en suivant les forçages anthropiques prescrits par les RCP. Cependant, avant d'être des scénarios d'activités humaines, les RCP ont initialement été développés comme des trajectoires de forçage radiatif et de concentrations en gaz à effet de serre (Meinshausen et al., 2011b) ; d'où leurs noms. Or, en imposant des concentrations en gaz à effet de serre à un modèle couplé, il est possible d'estimer à la fois des trajectoires d'émissions compatibles avec ces concentrations et les températures induites par celles-ci. Remonter aux émissions revient à utiliser le modèle pour faire ce qu'on appelle une inversion : une estimation dite "*top-down*" plutôt que "*bottom-up*". Concrètement, dans le cas du dioxyde de carbone, on exploite l'équation (1.21), bilan du CO_2 atmosphérique, dans le sens "inverse", c'est-à-dire de manière à déterminer les émissions fossiles compatibles (E_{comp}) avec la trajectoire de CO_2 atmosphérique imposée :

$$E_{comp} = \alpha_{atm}^{CO_2} \frac{\mathrm{d}\Delta[CO_2]}{\mathrm{d}t} - F_{\downarrow Ocean} - F_{\downarrow Land} - E_{LUC} \tag{4.1}$$

Dans cette section, nous faisons donc cet exercice de modélisation inverse, en imposant à notre modèle la concentration en CO_2, ainsi que le forçage radiatif total et ses diverses composantes, sur la période historique, fourni par CMIP5 (IIASA, 2012a) jusqu'en 2100 suivant les quatre RCP, et même jusqu'en 2300 suivant les six extensions possibles des RCP, baptisées ECP (pour *Extended Concentration Pathways* ; cf. Meinshausen et al., 2011b). Ces six scénarios sont représentés en figure 4.5. On y constate que les deux ECP supplémentaires sont des scénarios de transition entre RCP. Dans ces ECP, les seules données non-prescrites sont relatives aux usages des sols, nous adoptons pour celles-ci des hypothèses cohérentes avec l'approche de Meinshausen et al. (2011b) : la récolte de biomasse (δH) et l'agriculture sur brûlis (δS_c) sont stabilisées après 2100, alors que les changements d'usage des sols (δS) tendent vers zéro en l'espace de 25 ans après la fin des RCP.

Pour cette estimation des émissions fossiles compatibles et des températures par OSCAR, nous adoptons un cadre de modélisation probabiliste reposant sur l'ensemble des paramétrisations possibles (liées au cycle du carbone) de notre modèle.

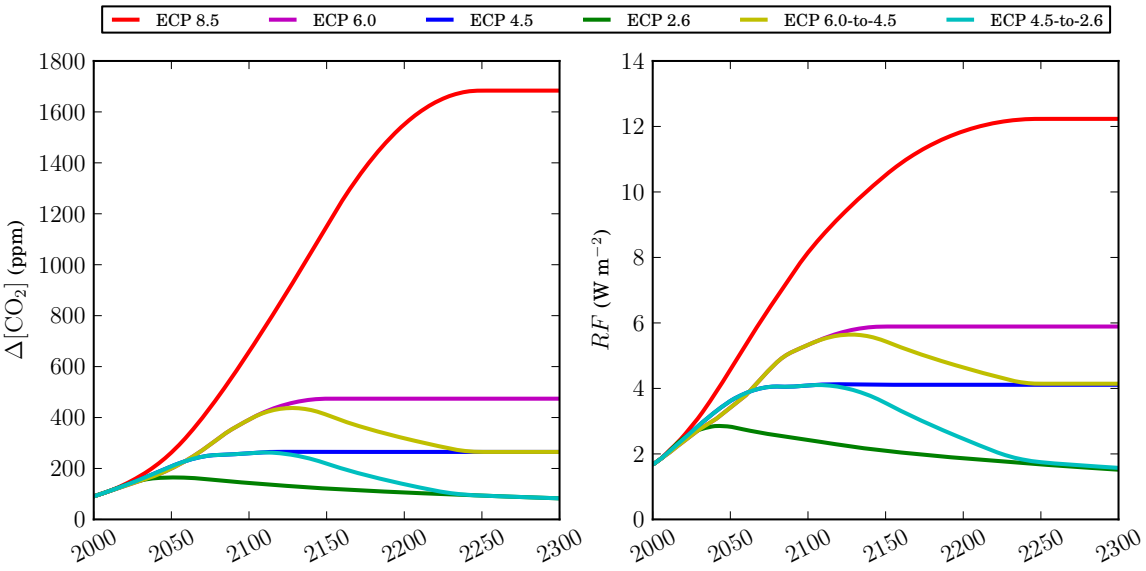


FIGURE 4.5 – Extensions des RCP (ECP) utilisées dans l'exercice d'inversion.

Nous l'avons vu, ceci correspond à 3 744 paramétrisations possibles, et nous effectuons un ensemble de Monte-Carlo de 500 simulations avec équiprobabilité pour chacune des paramétrisations. Or, certaines combinaisons de cet ensemble peuvent simuler des émissions compatibles historiques et/ou des températures historiques loin des observations. Nous construisons alors un sous-ensemble de simulations dites "contraintes" (*constrained*), en opposition à l'ensemble initial dit non-contraint (*unconstrained*), en y intégrant les simulations qui estiment, en moyenne, des émissions compatibles égales à 5 % près aux émissions fossiles du CDIAC (Boden et al., 2012) sur la période 1959–2005, et une augmentation de la température sur la période 1881–2005 égale à 10 % près à celle observée par la NOAA/NCDC (2012). Pour chaque ECP, l'ensemble contraint comporte au final une cinquantaine de membres.

Résultats Nos estimations des émissions compatibles sont présentées en figure 4.6. Sont représentées la moyenne de l'ensemble contraint, la fourchette des 5è à 95è centiles (90 %) de l'ensemble contraint, représentant les valeurs "très probables" (*very likely*) selon la nomenclature IPCC, ainsi que la fourchette des 90 % de l'ensemble non-contraint. Comparées aux émissions de Meinshausen et al. (2011b), que nous avons utilisées en section 4.2.1, on constate que nos émissions sont globalement plus élevées, mis à part pour le RCP 2.6 où elles sont très proches. Dans le RCP 8.5 et le RCP 6.0, où le CO_2 est relativement élevé, nos puits de carbone sont plus forts que ceux de MAGICC. Ce constat est à mettre en lien avec les défauts du puits océanique discuté en section 1.1 (transport trop rapide et absence de rétroactions climatiques). Dans le cas du RCP 4.5, s'y ajoutent nos émissions liées aux usages des sols négatives (cf. figure 4.4), qui sont faiblement positives pour MAGICC. Ces deux

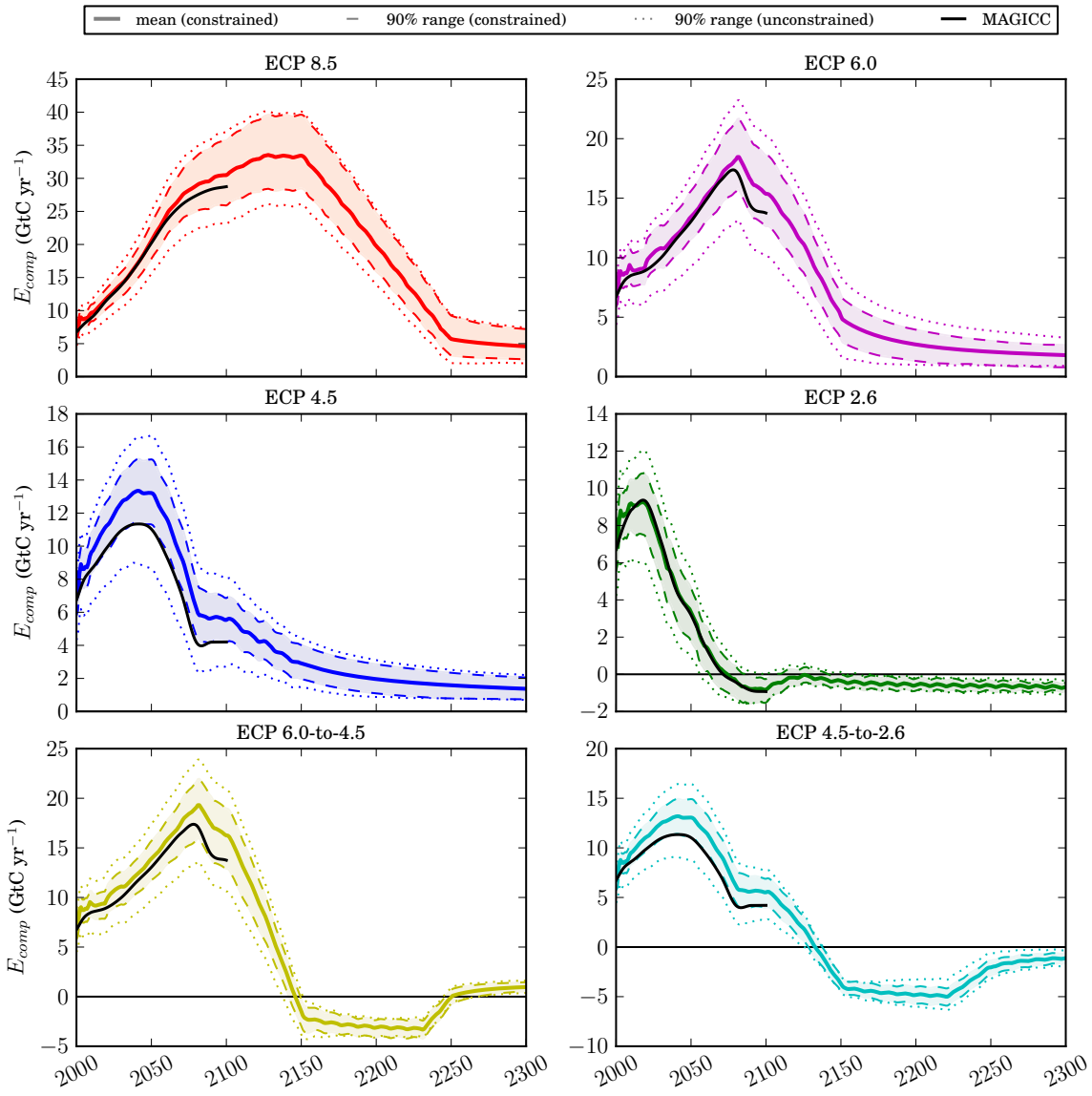


Figure 4.6 – Émissions fossiles compatibles avec les ECP, comparées à celles estimées par MAGICC (Meinshausen et al., 2011b).

éléments expliquent également pourquoi nos résultats diffèrent de ceux de Jones et al. (2013) montrant que les ESM de CMIP5 simulent des émissions compatibles inférieures à MAGICC pour le RCP 8.5, et légèrement supérieures pour le 2.6.

Toujours sur la figure 4.6, remarquons que dans l'ECP 8.5 les émissions compatibles atteignent des valeurs extrêmement élevées, qui pourtant ne sont pas incompatibles avec les réserves de carburants fossiles (charbon, principalement) estimées (Rogner et al., 2012). Plus généralement, on constate que les émissions doivent être

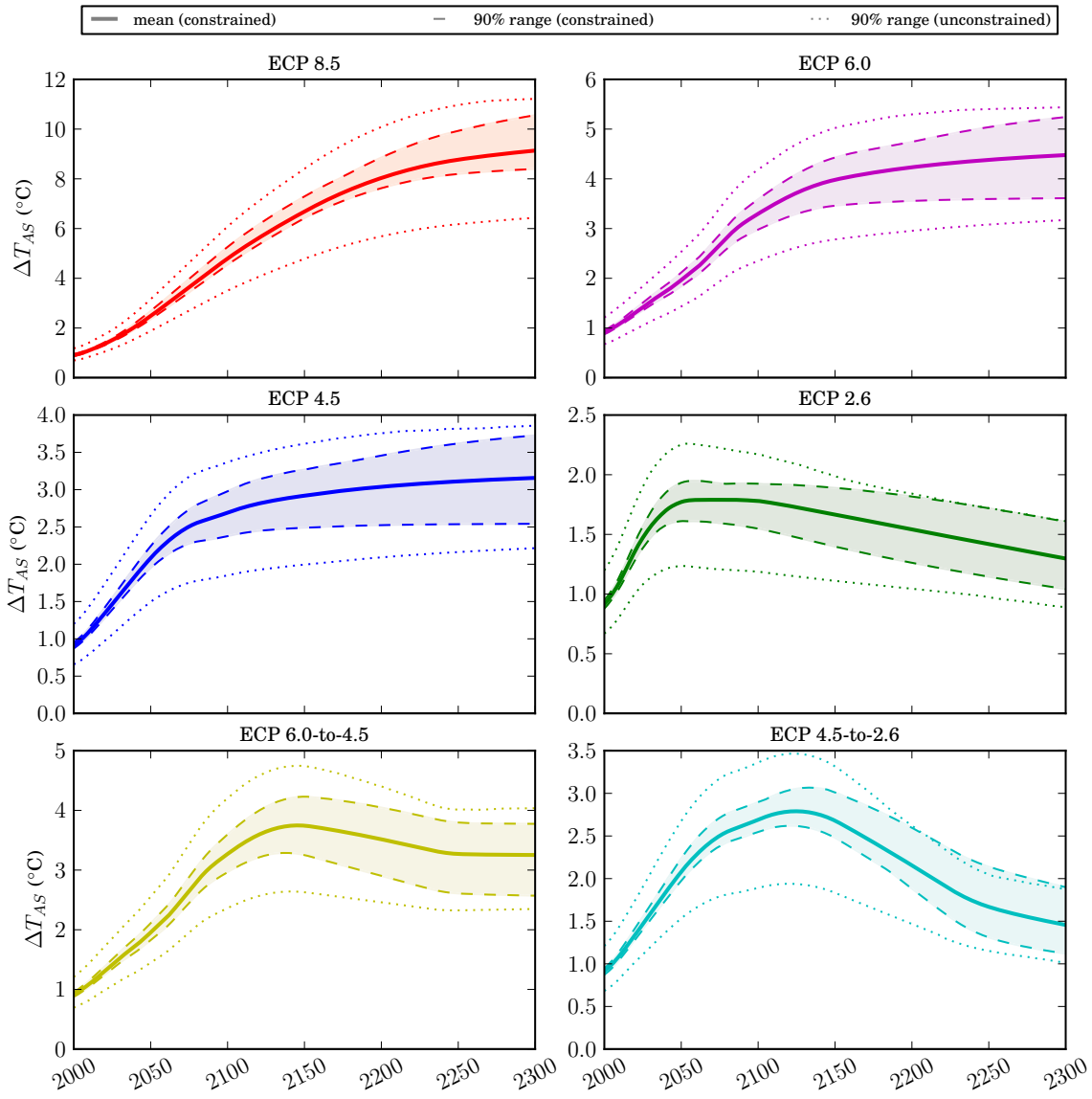


FIGURE 4.7 – Augmentations de température suivant les ECP.

significativement décroissantes pour que le CO_2 atmosphérique se stabilise, que le scénario soit élevé en CO_2 ou non. Pour les deux ECP de transition, ce phénomène est encore plus marqué : lorsque la concentration atmosphérique diminue significativement, les émissions compatibles doivent devenir négatives. La quantité totale d'émissions négatives, pour la moyenne de l'ensemble contraint, est de -290 et -554 GtC, pour l'ECP 6.0-to-4.5 et 4.5-to-2.6 respectivement. Notons que l'ECP 2.6 nécessite également des émissions négatives, dès le milieu du XXI$^{\text{è}}$ siècle, ce qui est discuté dans la section suivante. Leur diminution (en valeur absolue) entre 2100

et 2125 est due à notre hypothèse d'arrêt des changements d'usage des sols.

Les températures obtenues suivant les ECP sont présentées en figure 4.7, selon les mêmes modalités que précédemment. On constate que la dispersion des ensembles, même contraints, y est plus grande que pour les émissions compatibles. Pour le scénario le plus pessimiste, le 8.5, le changement de température atteint en 2300 des valeurs extrêmement élevées (très probablement comprises entre +8.4 et +10.6 °C), valeurs pour lesquelles on peut douter de la justesse de notre modèle simple n'incluant aucune des rétroactions (souvent positives) existantes à ces niveaux (e.g. migration/disparition de biomes, montée du niveau des mers, fonte du *permafrost*). Pour les autres scénarios, nous avons vu à la section précédente les valeurs atteintes en 2100. Constatons ici que les ECP 6.0 et 4.5 tendent à se stabiliser aux alentours de 2300, avec un réchauffement moyen de +4.5 °C et +3.2 °C respectivement. En suivant l'ECP 2.6, il est très probable que les températures ne dépassent pas les +2 °C, et atteignent en moyenne +1.3 °C en 2100, tout en étant décroissantes après. Enfin, les deux ECP de transitions, malgré le dépassement (*overshoot*) en 2100, atteignent en 2300 des réchauffements moyens très proches des scénarios qu'ils rejoignent (i.e. +3.3 °C pour l'ECP 6.0-to-4.5 et +1.5 °C pour l'ECP 4.5-to-2.6) mais présentent une dispersion plus élevée que dans le cas sans *overshoot*.

4.2.3 CCS dans le RCP 2.6

Principe Attardons-nous maintenant sur le RCP 2.6 et son extension, pour lequel nous avons constaté plus haut que des émissions négatives étaient nécessaires. Concrètement, il est possible d'obtenir des émissions au bilan négatif par deux techniques distinctes. D'une part, on peut combiner le développement d'agro-carburants, dont le carbone constitutif est issu de l'atmosphère, et la capture et le stockage géologique du carbone (*Carbon Capture and Storage*, CCS) qui est émis lors de la combustion de ces carburants. D'autre part, on peut imaginer des dispositifs capables de capturer directement du CO_2 à partir de l'air ambiant ; carbone qui serait ensuite stocké géologiquement comme dans le premier cas. Ces techniques peuvent être désignées comme techniques de "géo-ingénierie" (e.g. Royal Society, 2009) ; nous les regrouperons sous l'acronyme CCS.

Dans cette section nous cherchons à quantifier la quantité de CCS nécessaire afin de suivre la trajectoire du RCP 2.6 et de son extension. Cette quantité n'est pas simplement la somme des émissions négatives vues en figure 4.6. En effet, les émissions compatibles que nous avons calculées précédemment sont les émissions nettes vues par l'atmosphère. Or, on peut décomposer ces émissions nettes en somme d'émissions brutes positives et d'émissions brutes négatives. La quantité de CCS nécessaire devenant alors la somme des émissions brutes négatives. Pour définir les émissions brutes positives, nous introduisons la notion d'"émissions plancher" (*emission floor*, E_{floor}), définies comme le seuil de réduction maximale des émissions fossiles à un instant donné. On peut alors déterminer le flux de CCS annuel (F_{CCS})

requis pour suivre une trajectoire d'émissions compatibles :

$$F_{CCS} = \min(E_{comp} - E_{floor}\ ,\ 0) \tag{4.2}$$

Usuellement (e.g. Bowerman et al., 2010), les émissions plancher représentent les émissions fossiles nécessaires à la "survie" de notre société (e.g. pour le chauffage ou l'alimentation). Elles sont ainsi définies comme une limite inférieure (une asymptote) aux trajectoires de mitigation. Notre définition généralise ce concept de façon dynamique : elle prend en compte l'inertie des systèmes socio-techniques (e.g. Ha-Duong et al., 1997) en considérant que l'asymptote plancher ne peut être immédiatement atteinte. Ainsi, la différence entre les émissions plancher et les émissions globales représente le potentiel de réduction des émissions, qui ne peut diminuer qu'à une vitesse déterminée par la diffusion des nouvelles technologies et par les changements de comportement. Tant que les émissions plancher sont inférieures aux émissions compatibles, on suppose qu'il est possible d'atteindre ces émissions sans utiliser de CCS, alors que la CCS est absolument nécessaire dans le cas inverse.

Dans notre étude, nous partons du principe que les émissions plancher sont égales, en 2015, à 100 % des émissions compatibles, et que leur asymptote de long terme est nulle. Ensuite, nous réalisons plusieurs expériences où ce plancher décroit à des vitesses de -4 %, -3 % ou -2 % par an. Enfin, nous supposons que cette décroissance peut débuter à différentes dates : immédiatement en 2015, en 2020, en 2025 ou seulement en 2030. Notons que le cas le plus optimiste fixé à $-4\,\%\ \mathrm{yr}^{-1}$ est motivé par le fait qu'aucun des modèles intégrés (*Integrated Assessment Model*, IAM) ayant participé à l'AR5 ne simule de scénario avec une décroissance des émissions mondiales plus rapide que -4 % par an (IIASA, 2012b). Des exemples de courbes d'émissions plancher, dans le cas des émissions compatibles déterminées par MAGICC, sont données en figure 4.8.

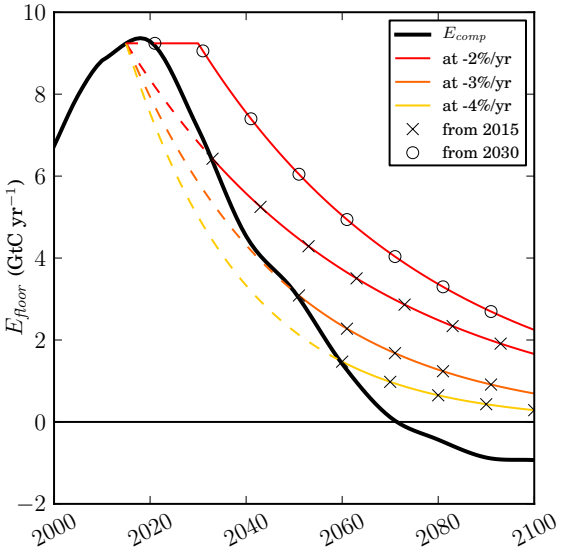


Figure 4.8 – Illustrations du concept d'émissions plancher.

Résultats La figure 4.9 montre les résultats que nous obtenons en calculant le flux de CCS nécessaire, pour l'ensemble des cas présentés ci-avant, toujours dans le cadre de notre approche probabiliste. Par rapport aux figure précédentes, on y a ajouté le domaine des 66 % les plus probables au sein de l'ensemble contraint, correspondant à un évènement qualifié de "probable" (*likely*) dans la nomenclature IPCC. Une première chose remarquable sur la figure 4.9, quelle que soit la variable étudiée, est

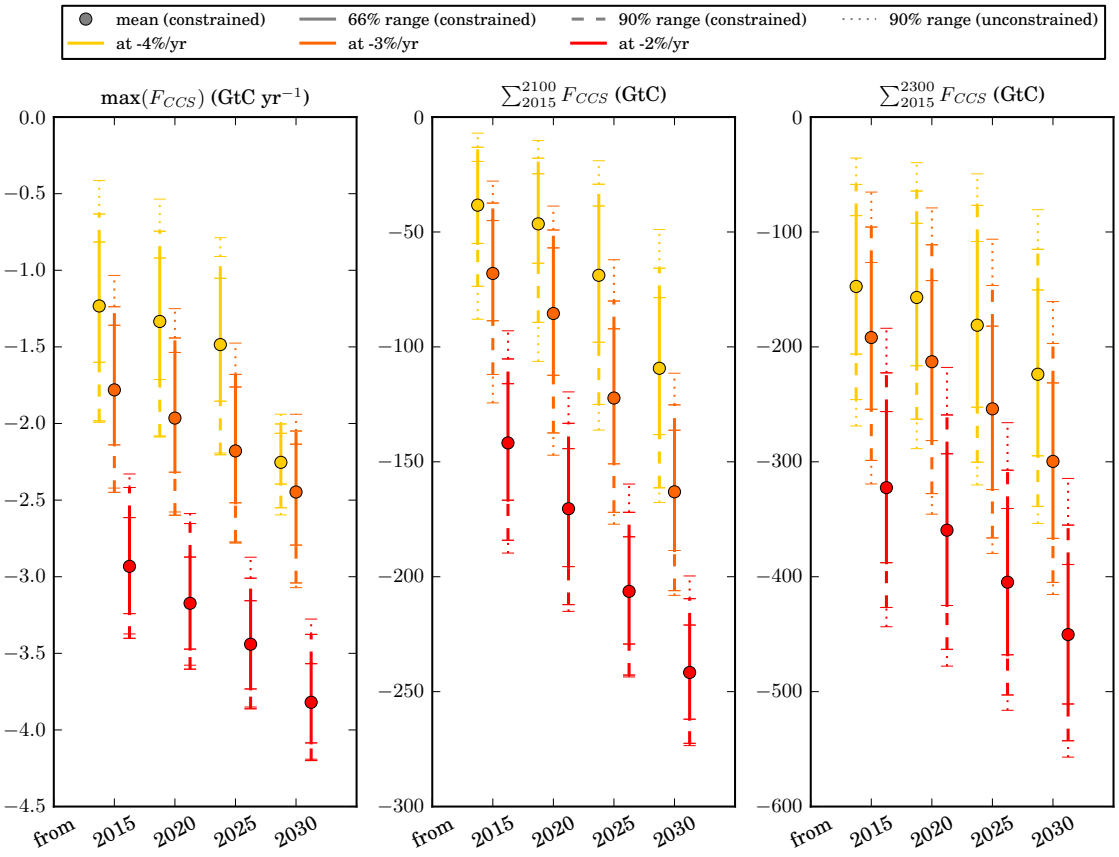


Figure 4.9 – Estimations de la quantité de CCS nécessaire dans le RCP 2.6 et son extension, pour différentes dates (en abscisse) et vitesses (couleurs) de décroissance des émissions plancher. Sont présentés le flux annuel maximal de capture [*gauche*], le cumul du flux dans le RCP 2.6 [*centre*], et le cumul dans l'ECP 2.6 [*droite*].

qu'il y a une non-linéarité liée à la vitesse de décroissance des émissions plancher. En effet, pour tous les flux de CCS calculés, il y a un écart plus important entre les cas à $-3\,\%$ et $-2\,\%$ qu'entre les cas à $-4\,\%$ et $-3\,\%$. Ceci suggère que diviser par deux l'effort de transformation de la société (i.e. la diminution des émissions plancher) revient à multiplier par plus que deux la quantité de CCS nécessaire pour suivre une trajectoire faible en carbone. Une seconde conclusion générale est que la date du début de l'effort de transformation joue un rôle qui semble aussi important que la vitesse de cette transformation. On peut en effet constater que si les émissions plancher commencent à diminuer en 2030 à une vitesse de $-4\,\%\,\mathrm{yr}^{-1}$, plus de CCS sera nécessaire que si la diminution commence en 2015 à une vitesse de $-3\,\%\,\mathrm{yr}^{-1}$.

Concernant l'intensité de la capture et du stockage du CO_2, on voit que quelles que soit les hypothèses d'émissions plancher il faut être capable d'établir un flux durable supérieur à $1\,\mathrm{GtC\,yr}^{-1}$. Ce chiffre est aisément multiplié par deux en cas

de retard à l'effort de transformation, ou d'effort moindre. Dans la pire de nos hypothèses, il atteint une valeur d'environ 4 GtC yr^{-1}, ce qui représente approximativement la capture de la moitié des émissions fossiles actuellement produites. Notons que ces estimations portent sur le flux de capture net, ignorant d'éventuelles fuites lors du transport ou du stockage du CO_2 (e.g. Torvanger et al., 2012). Quant à la quantité de carbone stockée, dans le meilleur des cas, celle-ci est en moyenne d'environ 40 GtC d'ici 2100, et 150 GtC en 2300. Dans la pire de nos simulations, elle est très probablement comprise entre 210 et 270 GtC d'ici 2100, et entre 360 et 550 GtC pour 2300. Pour appréhender ces résultats, précisons que Benson et al. (2012) estiment que la capacité de stockage mondiale est comprise entre 270 et 350 GtC hors aquifères salins (environ 1 400 à 6 800 GtC avec ces aquifères) ; estimations faites sans aucune considération de coûts ou d'accessibilité technique. Ainsi, cette simple étude nous permet de douter de notre capacité à atteindre et suivre le RCP 2.6, sauf à mener, d'ici les quelques années qui viennent, de rapides et importantes transformations de notre société, ou à compter sur la capture et le stockage du CO_2 dans des proportions dont le réalisme reste à prouver.

4.3 Réponses impulsionnelles

4.3.1 Réponses au CO_2

Principe Dans cette section, nous calculons les réponses en CO_2 atmosphérique et en température de notre modèle lorsqu'il est soumis à une impulsion de carbone fossile. Pour ce faire, nous suivons scrupuleusement le protocole expérimental décrit par Joos et al. (2013) qui consiste, schématiquement, à fixer l'ensemble des forçages anthropiques à leurs valeurs de 2010, à émettre une impulsion instantanée de 100 GtC au début de l'année 2015, et à suivre l'évolution de la concentration atmosphérique en CO_2 et de la température, relativement à une expérience de contrôle où l'impulsion n'a pas eu lieu. On normalise alors les concentrations en dioxyde de carbone ($\Delta[CO_2]$) et les températures de surface (ΔT_{AS}) par l'amplitude de l'impulsion, afin d'obtenir les réponses impulsionnelles en carbone et en température liées aux émissions fossiles (notées $\mathbf{r_{C,ff}}$ et $\mathbf{r_{T,ff}}$ respectivement). Ces fonctions sont le modèle le plus simple qui soit permettant de projetter l'évolution du CO_2 atmosphérique et des températures, suivant les convolutions suivantes :

$$\begin{cases} \Delta[CO_2] = \displaystyle\int_0^t E_{FF}(t')\, \mathbf{r_{C,ff}}(t-t')\, \mathrm{d}t' \\ \Delta T_{AS} = \displaystyle\int_0^t E_{FF}(t')\, \mathbf{r_{T,ff}}(t-t')\, \mathrm{d}t' \end{cases} \tag{4.3}$$

Résultats Toujours dans notre cadre probabiliste, nous avons répété cette expérience pour 1 000 combinaisons de paramètres. Les résultats de ces simulations sont visibles en figure 4.10. La réponse impulsionnelle en CO_2 de notre ensemble y est

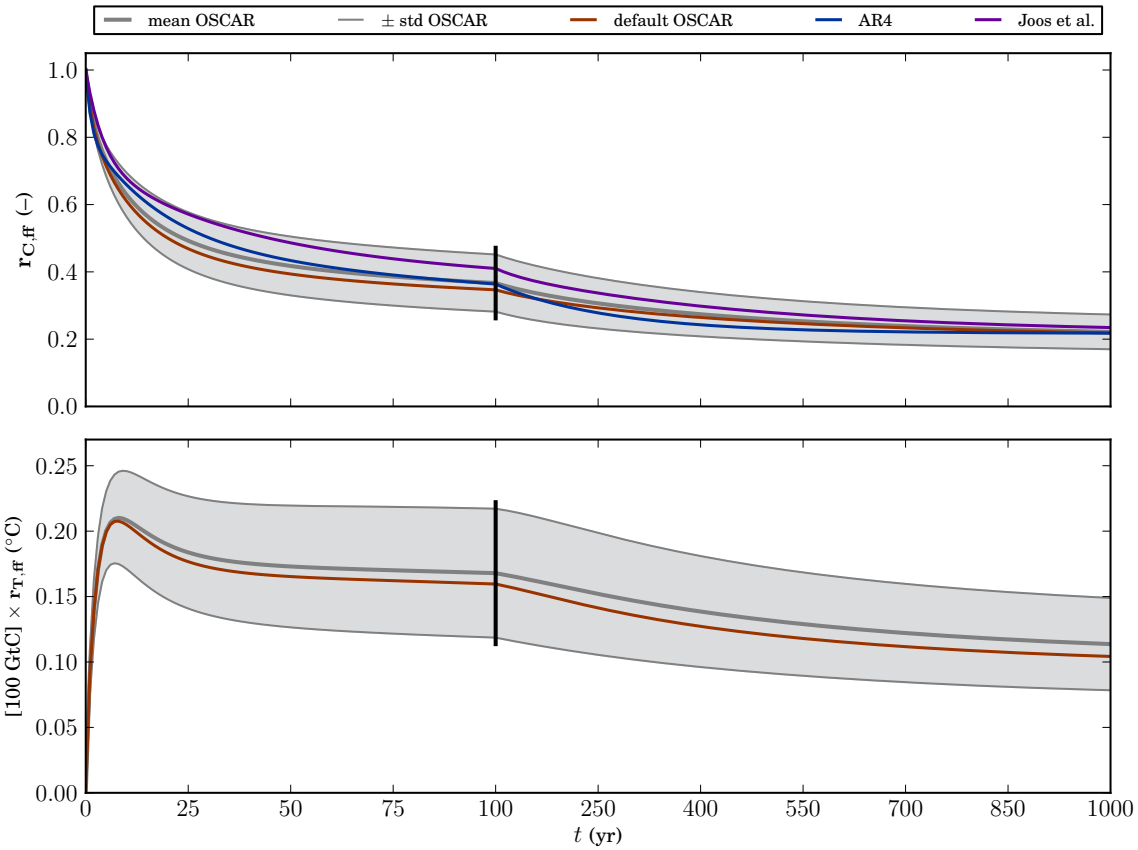


FIGURE 4.10 – Réponses d'OSCAR à une impulsion de carbone fossile, en CO_2 atmosphérique [*haut*] et en température [*bas*]. La réponse en CO_2 est comparée à celles de l'AR4 (Forster et al., 2007) et de Joos et al. (2013). Celle en température n'est pas normalisée (et est donc donnée en °C).

comparée à celle du quatrième rapport IPCC (Forster et al., 2007, table 2.14), et à celle de l'étude récente menée par Joos et al. (2013). On constate que ces deux réponses de référence sont contenues dans la dispersion de notre ensemble. Cependant, la moyenne de notre ensemble reste systématiquement inférieure à la réponse de Joos et al. (2013), illustrant un puits de carbone plus fort dans OSCAR que dans la moyenne de leurs modèles. Par rapport à la réponse de l'AR4, notre modèle est également plus rapide (plus de puits) dans les cent premières années, mais plus lent ensuite. En figure 4.10, nous montrons également la réponse de notre paramétrisation par défaut, et l'on constate que celle-ci est un peu plus forte en puits que la moyenne de l'ensemble. Ceci est dû à une fertilisation de la biosphère terrestre par le CO_2 relativement forte et à une faible rétroaction climatique sur cette même biosphère. C'est également ce qui explique la réponse en température plus faible, par rapport à la moyenne, du modèle par défaut.

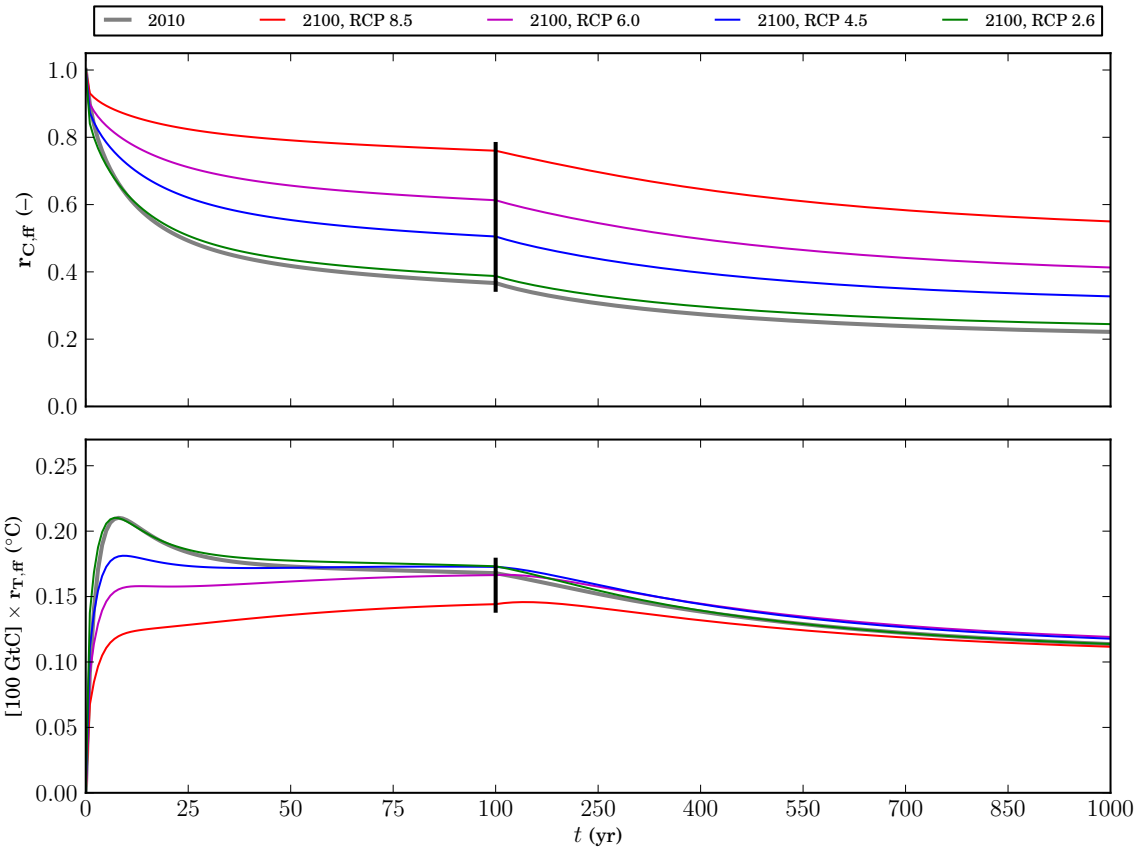


Figure 4.11 – Réponses à une impulsion ayant lieu en 2100, après avoir suivi les trajectoires des différents RCP.

L'expérience a été réitérée mais dans le cas d'impulsions émises en 2100, après avoir suivi chacun des RCP, afin de qualifier l'impact des conditions environnementales de fond (*background*). Les conditions environnementales (i.e. $\Delta[CO_2]$ et ΔT_{AS}) en 2100, pour les quatre RCP, sont consultables en figure 4.4. Les réponses obtenues, dans le cas de la paramétrisation par défaut uniquement, sont montrées en figure 4.11. Pour les réponses en CO_2, on voit qu'il y a une forte différence entre les RCP et le cas contemporain. Plus la concentration de fond en CO_2 est élevée, plus la réponse est lente (jusqu'à deux fois plus lent, pour le RCP 8.5, cent ans après l'impulsion) du fait de la saturation des puits de carbone. Cette concentration en CO_2 est le premier déterminant : les RCP 6.0 et 4.5, relativement proches en températures, ont des réponses impulsionnelles significativement différentes. Cependant, la température de fond reste déterminante : dans le RCP 2.6, en 2100, le CO_2 atmosphérique est en quantité moindre qu'en 2010, impliquant plus de puits à très court terme ; or, comme la température y est plus élevée, la réponse impulsionnelle est (légèrement) plus lente que celle de 2010. Concernant les réponses en tempéra-

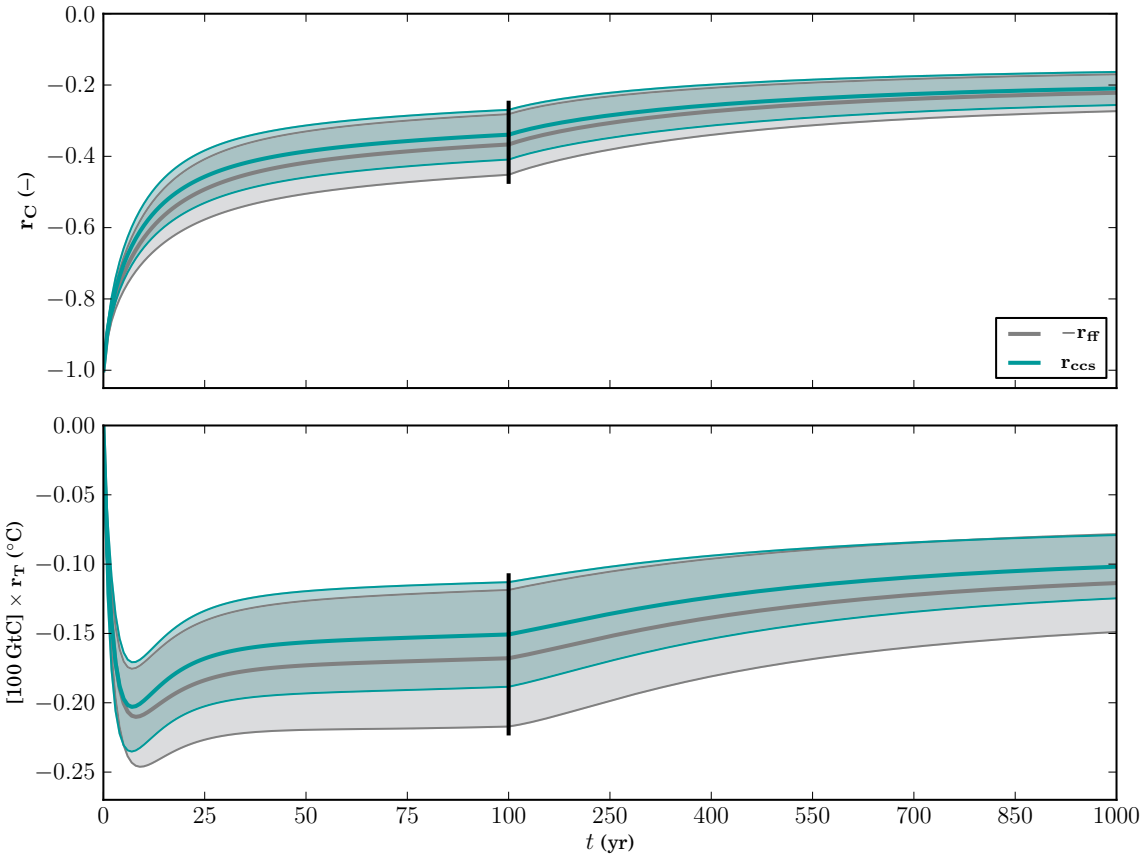


FIGURE 4.12 – Réponses à une impulsion négative.

ture, l'effet est inverse : pour une même quantité de CO_2 émise, si le *background* est élevé, les bandes d'absorption du CO_2 seront déjà saturées, et l'effet marginal du dioxyde de carbone ajouté, en termes de forçage radiatif, sera faible, induisant une plus faible augmentation de la température que sous un *background* plus faible.

Enfin, nous avons effectué un nouvel ensemble de simulations, en 2010, mais cette fois pour une impulsion négative de même intensité que précédemment. L'idée est de voir si la réponse du système carbone–climat est symétrique vis-à-vis de l'émission et de l'absorption (i.e. de la CCS). La réponse obtenue est visible en figure 4.12 et comparée à l'opposé de la réponse à une impulsion positive. Lorsqu'on retire du CO_2 de l'atmosphère, les systèmes naturels (océan et végétation) se transforment en source de carbone ; on retrouve ainsi un résultat connu (e.g. Cao et al., 2010). Cependant, nos simulations montrent deux choses : la vitesse à laquelle les puits naturels ré-émettent est plus grande que celle à laquelle ils absorbent le CO_2 ; et l'incertitude (la dispersion) liée à cette absorption est plus faible. Ces deux résultats s'expliquent, dans OSCAR, par le fait que le système climatique se trouve, après impulsion négative, dans un état plus proche de l'équilibre pré-industriel qu'avant.

Ceci implique moins saturations des puits (i.e. expliquant la vitesse), et moins d'incertitudes liées aux rétroactions. Attention cependant, ces résultats sont affectés par la taille de l'impulsion, comme nous le verrons en section 4.3.3.

4.3.2 Réponses au *land-use change*

Principe On peut tirer partie du module explicite d'usage des sols d'OSCAR pour reproduire les mêmes expériences que précédemment, mais en imposant cette fois des impulsions de changement d'usage des sols et non plus des impulsions de CO_2 fossile. L'intérêt est de pouvoir construire de nouvelles fonctions de réponse impulsionnelle ($\mathbf{r_{E,luc}}$) qui permettent de calculer simplement les émissions annuelles dues aux changements d'usage des sols, sous réserve de connaître ces changements (i.e. δS). En effet, comme en section 4.3.1, une simple convolution donne :

$$E_{LUC} = \sum_{i,b_1,b_2} \int_0^t \delta S^{i,b_1 \to b_2}(t') \, \mathbf{r}_{\mathbf{E,luc}}^{i,b_1,b_2}(t-t') \, \mathrm{d}t' \tag{4.4}$$

On remarquera que nous définissons ainsi une fonction de réponse par région (i) et par conversion d'usage des sols envisagée ($b_1 \to b_2$). Dans cette section, nous calculons ces réponses, pour la paramétrisation par défaut d'OSCAR, selon un protocole similaire à celui de la section précédente (mis à part l'année de référence qui est 2008) et pour une impulsion de 20 Mha convertis.

Résultats La figure 4.13 présente chacune des fonctions de réponse en émissions obtenue. On constate que ces réponses varient significativement, en termes de profil temporel, en fonction du type de conversion considérée. De plus, l'intensité des réponses est également différente en fonction des régions dans lesquelles ont lieu la conversion. Observons la non-symétrie qu'il y a entre déforestation (e.g. $\mathcal{F} \to \mathcal{C}$) et l'abandon de terres en faveur des forêts (e.g. $\mathcal{C} \to \mathcal{F}$). Par conservation de la matière, le cumul (i.e. l'intégrale à l'infini) des émissions induites par ces deux conversions opposées sont les mêmes, au signe près. Ce cumul est d'ailleurs strictement égal à la différence de densité carbone entre les deux biomes (Gasser et Ciais, 2013). Cependant, on constate en figure 4.13 que la dynamique temporelle est très différente : la déforestation est une activité très émettrice à court terme, tandis que la repousse de forêts retire annuellement de l'atmosphère des quantités plus faibles de carbone mais sur une longue période.

Discussion Il est en fait possible, dans le cas d'OSCAR, de déterminer des expressions analytiques approchantes. Pour cela, décomposons la réponse $\mathbf{r_{E,luc}}$ en deux réponses : celle de la biosphère (i.e. de la végétation, des sols, et du *slash* ; notée $\mathbf{r_{E,bio}}$), et celle des produits du bois ($\mathbf{r_{E,wood}}$) ; de telle sorte que : $\mathbf{r_{E,luc}} = \mathbf{r_{E,bio}} + \mathbf{r_{E,wood}}$. Or, nous avons déjà donné l'expression analytique de l'oxydation des produits du bois en section 1.3.3. Pour déterminer une expression analytique

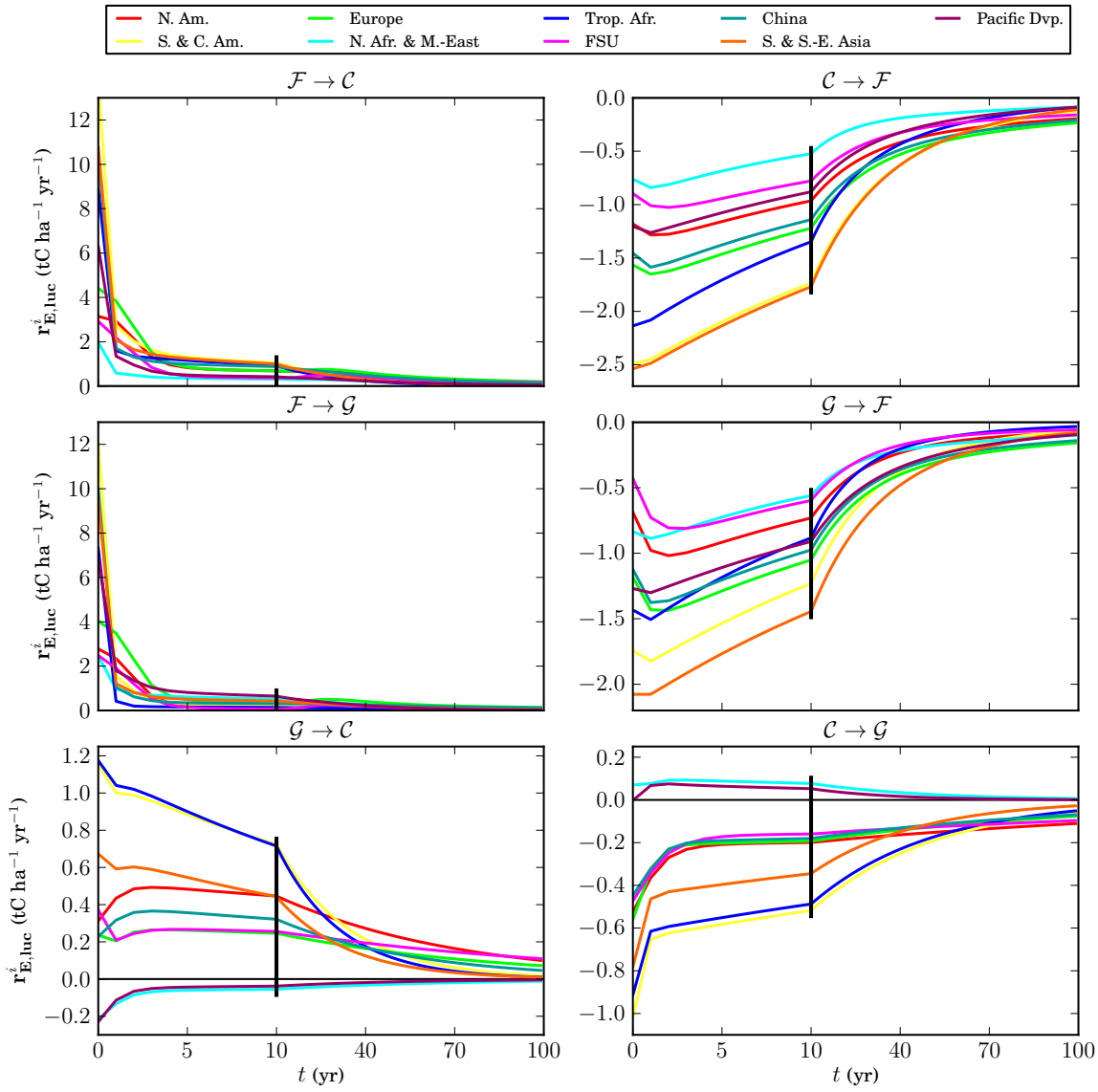


FIGURE 4.13 – Réponses en émissions à une impulsion de *land-use change*, pour chacune des neuf régions du modèle, et pour six conversions possibles.

de la fonction de réponse de la biosphère, nous devons faire une hypothèse : que les conditions environnementales restent fixées tout au long de l'expérience. C'est évidemment faux : les émissions de *land-use* induisent un changement de CO_2 qui à son tour induit un changement de températures. Cependant, nous avons vu en section 1.3.2 que ces changements de conditions environnementales n'affectent les émissions liées aux usages des sols qu'au second ordre.

Ainsi, si l'on reprend l'équation (1.17) décrivant le cycle du carbone terrestre

pour notre choix de définition des émissions liées aux usages des sols, en séparant cette fois les stocks de carbone spécifiques à chaque conversion de terres (l'exposant entre parenthèses désignant le biome d'origine), on a pour tout triplet (i, b_1, b_2) :

$$\begin{cases} \dfrac{\mathrm{d}b^{i,b_2(b_1)}}{\mathrm{d}t} = -\mu^{i,b_2}\, b^{i,b_2(b_1)} \\ \dfrac{\mathrm{d}c_F^{i,b_2(b_1)}}{\mathrm{d}t} = \mu^{i,b_2}\, b^{i,b_2(b_1)} - (1/0.7)\, \rho_F^{i,b_2}\, c_F^{i,b_2(b_1)} \\ \dfrac{\mathrm{d}c_S^{i,b_2(b_1)}}{\mathrm{d}t} = (0.3/0.7)\, \rho_F^{i,b_2}\, c_F^{i,b_2(b_1)} + \rho_S^{i,b_2}\, c_S^{i,b_2(b_1)} \end{cases} \tag{4.5}$$

Puisque nous avons fait l'hypothèse que les conditions environnementales restent inchangées, μ, ρ_F et ρ_S sont constantes. Ceci implique que ce système d'équations différentielles est linéaire, et qu'il en existe une solution analytique s'écrivant comme une somme de fonctions exponentielles. On peut alors écrire :

$$\mathbf{r}_{\mathbf{E},\mathbf{bio}}^{i,b_1,b_2}(t) = -\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\left(b^{i,b_2(b_1)} + c_F^{i,b_2(b_1)} + c_S^{i,b_2(b_1)}\right) = \sum_n \frac{a_n^{i,b_1,b_2}}{\tau_n^{i,b_1,b_2}}\, e^{-t/\tau_n^{i,b_1,b_2}} \tag{4.6}$$

Nous ne détaillerons pas les expressions des constantes de temps τ_n et densités carbone a_n. Notons toutefois que chaque τ_n est une combinaison linéaire des constantes μ, ρ_F et ρ_S ; et que chaque a_n est une moyenne pondérée des densités carbones b, c_F et c_S, déterminée par les conditions initiales décrites en équations (1.15) et (1.16).

4.3.3 Métriques d'émissions

Principe Les réponses impulsionnelles peuvent également être utilisées afin d'établir des métriques d'émissions : des grandeurs permettant de comparer simplement différents forçages anthropiques entre eux. Les deux plus couramment utilisées sont le potentiel de réchauffement global (*Global Warming Potential*, *GWP*) et le potentiel de température global (*Global Temperature Potential*, *GTP*). La première consiste à estimer l'impact induit par une impulsion d'un composé X, en termes de forçage radiatif cumulé jusqu'à un certain horizon temporel (noté *TH*), par rapport à l'impact d'une impulsion du gaz de référence qu'est le CO_2. La seconde consiste à estimer cet impact en termes de changement de température moyen, pris instantanément au même horizon temporel (cf. Forster et al., 2007). Ces métriques sont normalisées par la taille des impulsions (E_{pulse}), et s'expriment donc en grammes de CO_2 équivalent par gramme de composé X ($gCO_{2(eq)}\, gX^{-1}$).

Pour tous les composés X présents dans OSCAR, nous avons calculé le GWP et le GTP, pour la paramétrisation par défaut, avec cependant quelques aménagements quant au protocole de Forster et al. (2007). La première différence est que les impacts (en forçage radiatif ou température globale) sont estimés en comparant deux simulations : une où tous les forçages sont maintenus à leur niveau de référence (indice "*ref*" ; ici l'année 2008), et une où il y a impulsion de composé X par dessus

ces forçages de *background* (indices "*pulse*" et "X"). Mathématiquement :

$$\begin{aligned} GWP^{\mathrm{X}}(TH) &= \frac{\int_{t_{ref}}^{t_{ref}+TH} \left(RF_{pulse,\mathrm{X}} - RF_{ref}\right)(t')\,\mathrm{d}t'}{\int_{t_{ref}}^{t_{ref}+TH} \left(RF_{pulse,\mathrm{CO_2}} - RF_{ref}\right)(t')\,\mathrm{d}t'} \frac{E_{pulse,\mathrm{CO_2}}}{E_{pulse,\mathrm{X}}} \\ GTP^{\mathrm{X}}(TH) &= \frac{\left(\Delta T_{AS,pulse,\mathrm{X}} - \Delta T_{AS,ref}\right)\big|_{t_{ref}+TH}}{\left(\Delta T_{AS,pulse,\mathrm{CO_2}} - \Delta T_{AS,ref}\right)\big|_{t_{ref}+TH}} \frac{E_{pulse,\mathrm{CO_2}}}{E_{pulse,\mathrm{X}}} \end{aligned} \tag{4.7}$$

La seconde différence est la taille de l'impulsion. Selon Forster et al. (2007), l'impulsion est exactement de un gramme, ce qui requiert d'en estimer analytiquement l'effet marginal puisque les modèles numériques sont insensibles à une valeur d'émission aussi faible. Ici, nous effectuons des impulsions d'une intensité égale au maximum historique d'émission annuelle, sauf si celui-ci est inférieur à $1\,\mathrm{ktX\,yr^{-1}}$ auquel cas l'impulsion est prise égale à cette valeur minimale. Les métriques obtenues sont visibles en tables 4.1 et 4.2. Enfin, nous étendons la définition du GWP et du GTP aux changements d'usage des sols, pour lesquels nous imposons des impulsions égales à $1\,\mathrm{Mha\,yr^{-1}}$. Les métriques obtenues, pour chaque conversion possible dans chacune des neuf régions du modèle, sont données en table 4.3, où elles sont exprimées en grammes de CO_2 équivalent par mètre carré converti ($\mathrm{gCO_{2(eq)}\,m^{-2}}$).

Résultats Pour les gaz à effet de serre usuels, présentés en table 4.1, un premier constat est que la non-symétrie entre émissions fossiles (FF) et capture et stockage de carbone (CCS), discutée en section 4.3.1, n'apparaît pas de façon significative

TABLE 4.1 – GWP et GTP, pris à 20 et 100 ans, pour les gaz à effet de serre, hors composés halogénés, les précurseurs de l'ozone et les précurseurs d'aérosols.

	GWP		GTP	
	20 yr	100 yr	20 yr	100 yr
CO_2 (FF)	1	1	1	1
CO_2 (CCS)	−1.0	−1.0	−1.0	−1.0
CH_4	73	27	48	7.0
N_2O	343	376	391	342
NO_x (NO_2)	−21	−11	−39	−3.5
NO_x (NO)	−14	−7.1	−26	−2.3
CO	3.8	1.3	1.8	0.3
VOC	15	5.4	7.8	1.3
SO_2	−308	−98	−58	−21
NH_3	−246	−79	−46	−17
OC	−449	−143	−85	−31
BC	2480	790	466	170

Table 4.2 – Métriques pour les composés halogénés.

	GWP		GTP	
	20 yr	100 yr	20 yr	100 yr
HFC-23	13200	16500	15400	17200
HFC-32	2310	689	628	167
HFC-125	6800	3760	6330	1420
HFC-134a	3880	1500	2670	379
HFC-143a	6340	4670	6540	2630
HFC-152a	474	175	98	68
HFC-227ea	6040	4050	6060	2080
HFC-236fa	8700	10500	10000	10100
HFC-245fa	3450	1300	1520	464
HFC-365mfc	2560	810	1020	190
HFC-43-10mee	4210	1650	3200	329
SF_6	18200	27100	21700	33000
NF_3	14400	19200	16600	21300
CF_4	5810	8740	6990	10800
C_2F_6	9560	13700	11400	16300
C_3F_8	6800	9670	7770	11200
c-C_4F_8	7920	11300	9030	13200
C_4F_{10}	6830	9700	7770	11200
C_5F_{12}	7010	10100	7890	12100
C_6F_{14}	7150	10200	8410	12100
C_7F_{16}	6100	8730	7150	9600
CFC-11	6260	4460	6200	2440
CFC-12	11900	12500	13300	10800
CFC-113	6710	6560	7350	5320
CFC-114	8670	10700	10000	10900
CFC-115	5880	8430	7030	10000
CCl_4	1170	499	664	160
CH_3CCl_3	−184	−64	−171	−22
HCFC-22	5180	1920	3280	485
HCFC-141b	2200	754	1120	199
HCFC-142b	5690	2430	4420	701
Halon-1211	−19200	−9480	−20500	−2930
Halon-1202	−9210	−3230	−3540	−1710
Halon-1301	−8120	−9670	−12300	−7870
Halon-2402	−31400	−17800	−34900	−7800
CH_3Br	−3560	−1160	−902	−326
CH_3Cl	−32	−13	−11	−9.1

avec ce protocole. Ensuite, on trouve des valeurs très proches de celles de l'AR4 (Forster et al., 2007, table 2.14) pour le CH_4, mais sensiblement supérieure pour le N_2O. On remarque également cette tendance à surévaluer les métriques dans le cas des HFC et PFC (table 4.2). On peut proposer trois explications quant à ce résultat. Premièrement, notre impulsion a lieu en 2008, plus tard que dans l'AR4, ce qui implique des réponses différentes pour la plupart des composés, du fait de concentrations de *background* et de durées de vies différentes. Deuxièmement, le CO_2, en tant que gaz de référence, joue un rôle prépondérant dans l'estimation de ces métriques. Ainsi, si l'on regarde la réponse impulsionnelle de notre paramétrisation par défaut, celle-ci est plus "rapide" que celle de l'AR4 (cf. section 4.3.1), ce qui implique mécaniquement une augmentation des GWP et GTP, toutes choses étant égales par ailleurs. Troisièmement, puisque nous utilisons le modèle couplé, l'impact de chaque composé est amplifié par la rétroaction carbone–climat. Ainsi, un composé non-CO_2 verra sa métrique augmenter d'un facteur dû à l'effet du changement climatique qu'il a lui-même induit sur le cycle du carbone.

Dans le cas d'un composé dont l'effet net sur le climat est refroidissant, la rétroaction positive précédemment décrite aura pour effet de rendre encore plus négatives les métriques qui lui sont associées. Ceci est visible pour les précurseurs d'aérosols, toujours en table 4.1, où les métriques calculées par OSCAR sont bien supérieures (en valeurs absolues) que celles que l'on peut trouver dans la littérature (e.g. Collins et al., 2013). Concernant les précurseurs de l'ozone, bien qu'il ne s'agisse pas de gaz à effet de serre à proprement parler, ceux-ci ont un impact sur deux d'entre eux : l'ozone troposphérique et le méthane. Ainsi, leurs métriques sont déterminées par l'équilibre entre ces deux effets. On constate que, dans OSCAR, ces deux effets vont dans le même sens pour le CO et les VOC, c'est-à-dire qu'ils augmentent la concentration d'O_3 et augmentent la durée de vie du CH_4 ; alors qu'ils sont opposés pour les NO_x, accroissant l'O_3 mais diminuant la durée de vie du CH_4, ce dernier effet étant ici dominant. Enfin, il existe également deux effets compétitifs pour les ODS : celles-ci réchauffent le climat et détruisent l'ozone stratosphérique, le refroidissant indirectement. La table 4.2 montre que pour la plupart des substances, c'est l'effet réchauffant qui domine, sauf dans le cas des Halons, du méthyl-chloroforme, et des chlorure et bromure de méthyle.

Puisqu'il s'agit de forçages dans OSCAR, nous pouvons proposer des métriques liées aux changements d'usage des sols. Il n'y a pas de différences fondamentales entre ces métriques et celles relatives aux émissions. Il faut cependant souligner un phénomène important : les émissions de CO_2 liées à une impulsion de *land-use* peuvent avoir lieu pendant plusieurs années après cette impulsion. Ainsi, évaluer une métrique avec un horizon temporel inférieur au temps caractéristique du changement d'usage des sols considéré ignorera l'ensemble des effets ayant lieu après cet horizon temporel. Ce point rend encore plus critiquable l'usage de ces métriques pour le *land-use* que pour les émissions.

Nous ne passerons pas en revue l'ensemble des résultats de la table 4.3. Parmi ceux-ci, cependant, on retrouve la non-symétrie des transitions réciproques. Les mé-

Table 4.3 – Métriques pour les changements d'usage des sols.

		GWP		GTP	
		20 yr	100 yr	20 yr	100 yr
$\mathcal{F} \rightarrow \mathcal{G}$	N. Am.	12	37	31	50
	S. & C. Am.	15	61	67	80
	Europe	19	58	44	81
	N. Afr. & M.-East	13	40	30	53
	Trop. Afr.	8.1	39	44	51
	FSU	9.2	29	23	39
	China	12	52	48	74
	S. & S.-E. Asia	19	73	77	95
	Pacific Dvp.	20	55	52	69
$\mathcal{G} \rightarrow \mathcal{F}$	N. Am.	−15	−36	−24	−50
	S. & C. Am.	−26	−61	−43	−79
	Europe	−21	−54	−35	−76
	N. Afr. & M.-East	−12	−30	−20	−43
	Trop. Afr.	−19	−40	−31	−51
	FSU	−11	−28	−19	−38
	China	−20	−50	−33	−71
	S. & S.-E. Asia	−30	−72	−50	−94
	Pacific Dvp.	−19	−46	−31	−63
$\mathcal{F} \rightarrow \mathcal{C}$	N. Am.	24	71	50	100
	S. & C. Am.	33	97	95	123
	Europe	27	79	56	112
	N. Afr. & M.-East	9.1	31	23	44
	Trop. Afr.	26	73	72	90
	FSU	16	50	33	73
	China	24	82	67	113
	S. & S.-E. Asia	32	97	98	122
	Pacific Dvp.	14	47	43	63
$\mathcal{C} \rightarrow \mathcal{F}$	N. Am.	−19	−53	−33	−78
	S. & C. Am.	−36	−89	−60	−118
	Europe	−24	−66	−41	−96
	N. Afr. & M.-East	−11	−27	−18	−39
	Trop. Afr.	−29	−67	−47	−87
	FSU	−16	−43	−26	−62
	China	−23	−63	−39	−91
	S. & S.-E. Asia	−37	−90	−61	−119
	Pacific Dvp.	−18	−44	−29	−60

Table 4.3 (suite)

		GWP		GTP	
		20 yr	100 yr	20 yr	100 yr
$\mathcal{G} \rightarrow \mathcal{C}$	N. Am.	8.9	27	15	41
	S. & C. Am.	16	34	25	41
	Europe	5.2	16	8.5	25
	N. Afr. & M.-East	−1.2	−3.4	−2.0	−4.8
	Trop. Afr.	16	32	25	39
	FSU	5.5	18	8.9	30
	China	6.8	19	11	27
	S. & S.-E. Asia	10	21	16	26
	Pacific Dvp.	−1.1	−2.7	−1.7	−3.7
$\mathcal{C} \rightarrow \mathcal{G}$	N. Am.	−4.4	−15	−7.1	−25
	S. & C. Am.	−11	−29	−18	−39
	Europe	−4.4	−14	−7.0	−22
	N. Afr. & M.-East	1.6	4.0	2.7	5.4
	Trop. Afr.	−10	−27	−17	−37
	FSU	−3.9	−13	−6.2	−22
	China	−4.1	−13	−6.6	−21
	S. & S.-E. Asia	−7.6	−19	−12	−25
	Pacific Dvp.	1.4	3.0	2.1	3.8
$\mathcal{F} \rightarrow \mathcal{F}$	N. Am.	−2.0	1.6	7.6	2.3
	S. & C. Am.	−11	0.3	24	0.9
	Europe	−1.9	2.0	8.6	2.6
	N. Afr. & M.-East	−4.2	−0.8	2.0	0.4
	Trop. Afr.	−11	−1.5	13	0.4
	FSU	−2.0	1.0	3.9	2.1
	China	−7.7	0.6	15	2.0
	S. & S.-E. Asia	−12	0.1	27	0.5
	Pacific Dvp.	−5.2	0.4	11	1.0
$\mathcal{G} \rightarrow \mathcal{G}$	N. Am.	−0.1	−0.2	−0.2	−0.3
	S. & C. Am.	−0.1	0.0	0.0	0.0
	Europe	−0.1	−0.2	−0.2	−0.3
	N. Afr. & M.-East	−0.0	−0.1	−0.1	−0.1
	Trop. Afr.	−0.1	0.0	0.0	0.0
	FSU	−0.1	−0.2	−0.2	−0.3
	China	−0.1	−0.1	−0.1	−0.2
	S. & S.-E. Asia	−0.1	0.0	0.0	0.0
	Pacific Dvp.	−0.1	−0.1	−0.1	−0.2

triques montrent bien que déforester et reforester simultanément n'a pas un effet neutre sur le climat ; ce pour deux raisons dans OSCAR. La première, nous l'avons déjà vue, est l'asymétrie du cycle du carbone (cf. figure 4.13). La seconde est que, lorsqu'il y a déforestation il y a combustion de biomasse induisant des émissions de composés (e.g. précurseurs de l'ozone ou d'aérosols) aux effets divers sur le climat, ce qui n'est pas le cas lorsqu'il y a reforestation ou afforestation. Ces arguments concernant la non-symétrie expliquent également pourquoi les métriques liées aux auto-conversions, en particulier à la conversion $\mathcal{F} \to \mathcal{F}$, ne sont pas nulles mêmes à un horizon temporel de cent ans. Notons tout de même qu'elles tendent, à mesure que cet horizon s'accroît, vers la valeur nulle. Cette conversion particulière, de forêt à forêt, peut être assimilée à la récolte de biomasse (*harvest*). Les métriques liées à la conversion $\mathcal{G} \to \mathcal{G}$ sont, quant à elles, très faibles ; elles représentent la récolte de biomasse hors forêt, mais également les conversions de prairies en pâtures (et leur abandon). Enfin, notons qu'on peut représenter l'agriculture sur brûlis (*shifting cultivation*) par une somme de conversions réciproques (e.g. $\mathcal{F} \to \mathcal{C}$ et $\mathcal{C} \to \mathcal{F}$).

4.4 Conclusions intermédiaires

Dans la première partie de cette thèse, nous avons longuement décrit le modèle OSCAR v2.1 ; que ce soit chaque module en détail (aux chapitres 1, 2 et 3), ou sa capacité à simuler des observables climatiques globales de façon satisfaisante (en section 4.1). Nous avons ensuite illustré les capacités d'OSCAR, et en particulier de sa structure de méta-modèle, en s'intéressant aux RCP et aux émissions de CO_2 fossile compatibles avec ces scénarios climatiques (en section 4.2.2). Nous avons même pu pousser la discussion jusqu'à la question du réalisme du RCP 2.6, en estimant la quantité de CO_2 qu'il faudrait capturer et stocker pour effectivement suivre cette trajectoire (en section 4.2.3). Nous avons ensuite utilisé OSCAR afin de discuter de la pertinence de modèles aussi simples que les réponses impulsionnelles, constatant l'influence importante des conditions environnementales de fond sur ces fonctions de réponse (en section 4.3.1). Enfin, nous avons soulevé la question de la pertinence des métriques d'émissions, en particulier vis-à-vis de la rétroaction climatique qu'elles ignorent complètement (en section 4.3.3). La seconde partie de cette thèse porte sur la méthodologie et les résultats des exercices d'attribution qui constituent le cœur de nos travaux.

Partie II

Attribution

Chapitre 5

Principes d'attribution

En sciences climatiques, le mot "attribution" couvre deux questions distinctes mais liées. En premier lieu, il peut s'agir de déterminer la part anthropique dans les changements observés au sein du système climatique, en opposition à la part naturelle. Cette question porte donc sur la part de "responsabilité" de l'Homme et les incertitudes qui y sont liées. En second lieu, il peut s'agir d'attribuer à divers acteurs anthropiques (e.g. régions, secteurs économiques) leur part respective dans le changement climatique d'origine humaine. Cette question porte donc sur la redistribution de la responsabilité de l'Homme. La première question est largement abordée dans les rapports IPCC (Hegerl et al., 2007) puisqu'elle est au centre à la fois de la controverse (civile) et des attentes politiques ; nous ne la traiterons pas dans cette thèse. La seconde question fut introduite par la délégation brésilienne lors du cycle de négociations ayant abouti au Protocole de Kyoto (UNFCCC, 1997). Le Brésil, alors neutre puisqu'il ne faisait pas partie des pays de l'Annexe I, proposait que les objectifs de réduction des émissions et/ou les aides financières provenant des pays engagés soient établis proportionnellement à leur "responsabilité historique". Bien que non-incluse dans le protocole final, la proposition brésilienne (*Brazilian Proposal*) a soulevé de nombreuses questions scientifiques et politiques, et reste (un non-dit) au cœur des négociations climatiques. C'est cette question que nous nous proposons de traiter dans la seconde partie de cette thèse.

5.1 Le *Brazilian Proposal*

5.1.1 Causalité

La proposition de la délégation brésilienne s'appuie sur deux principes actés par la Convention Cadre des Nations Unies sur le Changement Climatique (*United Nations Framework Convention on Climate Change*, UNFCCC). En premier lieu, les pays pollueurs ont une responsabilité commune mais différenciée (*common but differentiated*) quant aux conséquences de la pollution globale. En second lieu, les

pays pollueurs sont responsables des conséquences de leur pollution. Ce principe de pollueur–payeur (*polluter pays principle*) implique que la notion de causalité est au cœur même du *Brazilian Proposal*, puisqu'il s'agit explicitement de relier les conséquences climatiques (e.g. réchauffement global) à leurs causes anthropiques (e.g. activités émettrices de gaz à effet de serre).

La causalité implicite d'une étude et/ou d'un modèle peut être représentée graphiquement comme une succession de boîtes illustrant différentes variables d'état, reliées entre elles par des flèches désignant les implications causales entre chacune de ces variables. Le tout est couramment qualifiée de "chaîne causale" du système. La chaîne causale présentée en annexe du *Brazilian Proposal* (UNFCCC, 1997), illustrée en figure 5.1, est relativement simple : on suppose un lien de causalité entre émissions anthropiques, concentrations atmosphériques, forçage radiatif, et enfin changement de température globale ; ce pour trois gaz à effet de serre : CO_2, CH_4 et N_2O. De façon intéressante, cette chaîne causale a été conservée par la quasi-totalité des études liées au *Brazilian Proposal*, y compris la dernière en date menée par Höhne et al. (2011).

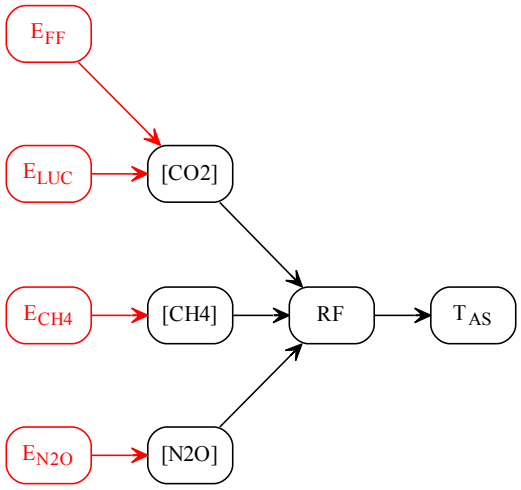


Figure 5.1 – Chaîne de causalité usuellement rencontrée dans la littérature (e.g. UNFCCC, 1997, 2002; Trudinger et Enting, 2005; Höhne et al., 2011). En rouge sont les forçages anthropiques directs.

5.1.2 Non-linéarité

Les fonctions analytiques permettant de modéliser cette chaîne causale et proposées par la délégation brésilienne étaient extrêmement simples (UNFCCC, 1997) : le passage des émissions aux concentrations se faisait *via* une fonction de réponse impulsionnelle, le forçage radiatif était supposé proportionnel à la concentration, et l'augmentation de température était obtenu également par une IRF. Ainsi, ce modèle avait la particularité d'être linéaire. Dans un cadre linéaire, il est aisé de suivre la causalité à travers chacune des équations du système. Prenons pour exemple une cause "$\mathbb{C}$" induisant un effet "$\mathbb{E}$" exprimé grâce à une fonction mathématique linéaire "$\mathbf{f_{lin}}$". Dans notre cadre de modélisation perturbationnel, ceci s'exprime simplement par : $\Delta\mathbb{E} = \mathbf{f_{lin}}(\Delta\mathbb{C})$. Supposons maintenant que l'on connaît la contribution de chacune des régions à cette cause ; chaque contribution régionale étant décrite par l'axe j et notée ainsi : $\Delta^j\mathbb{C}$. S'il s'avère que la somme des contributions régionales

n'est pas égale à la valeur globale, comme ce peut être le cas du fait des *bunker fuels* (cf. section 1.4), il suffit d'ajouter une nouvelle région fictive servant à agréger ces valeurs non-attribuées. Par construction, on a alors : $\sum_j \Delta^j\mathbb{C} = \Delta\mathbb{C}$; et il est aisé d'exprimer la contribution de chacune des régions j à l'effet total :

$$\Delta^j\mathbb{E} = \mathbf{f_{lin}}(\Delta^j\mathbb{C}) \tag{5.1}$$

Puisque nous avons supposé $\mathbf{f}$ linéaire, on est assuré que : $\sum_j \Delta^j\mathbb{E} = \Delta\mathbb{E}$.

Une telle approche, si elle a le mérite d'être simple et compréhensible, ignore complètement le fait que le système Terre n'est pas linéaire, et que la plupart des modèles le décrivant ne le sont pas plus. Ainsi, l'approche illustrée en équation (5.1) se traduit dans les faits par l'inégalité suivante : $\sum_j \Delta^j\mathbb{E} \neq \Delta\mathbb{E}$. Le moyen de traiter cette non-linéarité s'est avéré être un enjeu méthodologique crucial lié au *Brazilian Proposal*, au point que l'UNFCCC nomma un SBSTA (*Subsidiary Body for Scientific and Technological Advice*) dont le mandat était explicitement d'étudier cette question. Le rapport issu de leurs débats (UNFCCC, 2002), propose différentes méthodes de linéarisation évaluées selon divers critères. Parmi celles-ci, la méthode dite "marginale" tend a être recommandée. Elle consiste à attribuer les contributions aux effets proportionnellement aux contributions marginales des causes. Mathématiquement, ceci revient à définir des coefficients de contribution ξ calculés proportionnellement à la dérivée locale, puis normalisés afin de s'assurer que l'attribution est conservative. Soit, pour une fonction non-linéaire $\mathbf{f_{nolin}}$:

$$\begin{cases} \xi^j = \dfrac{\mathrm{d}\mathbf{f_{nolin}}}{\mathrm{d}\Delta\mathbb{C}}\Big|_{\Delta\mathbb{C}} \Delta^j\mathbb{C} \\ \Delta^j\mathbb{E} = \dfrac{\xi^j}{\sum_j \xi^j}\, \Delta\mathbf{f_{nolin}}(\Delta\mathbb{C}) \end{cases} \tag{5.2}$$

Illustrée en figure 5.2, cette méthode de linéarisation, comparée à d'autres, fait montre d'une propriété intéressante : elle est additive dans l'espace et le temps (Trudinger et Enting, 2005). Concrètement, cela signifie que si elle est appliquée à une simulation pour, par exemple, quatre régions agrégées, puis qu'une nouvelle simulation est faite, en tous points identiques si ce n'est une agrégation plus fine où les quatre régions initiales ont été divisées en sous-régions, alors la somme des contributions des sous-régions sera égale aux contributions des quatre régions initiales. Ce comportement est

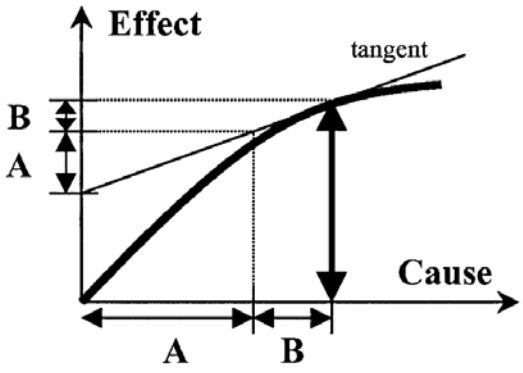


FIGURE 5.2 – Principe de la méthode de linéarisation marginale (source : Trudinger et Enting, 2005).

également vrai dans le temps, par exemple dans le cas de pays ayant fait sécession (e.g. ex-Union Soviétique) ou s'étant réunifiés (e.g. Allemagne).

Les formules précédentes peuvent devenir difficiles à utiliser au sein de modèles n'ayant pas de solutions analytiques explicites, ce qui est le cas de la majorité des modèles, même de ceux qualifiés de simples. Il est pourtant possible d'étendre ce cadre d'attribution, comme le montrent Trudinger et Enting (2005), en faisant deux hypothèses. Premièrement, on suppose que l'ensemble du modèle utilisé peut se résumer à une fonction $\mathbf{f_{mod}}$; ainsi, chaque occurrence de la fonction représente une simulation complète effectuée par le modèle. Secondement, on approxime l'équation (5.2) par la formulation suivante :

$$\frac{\mathrm{d}\mathbf{f_{mod}}}{\mathrm{d}\Delta\mathbb{C}}\Big|_{\Delta\mathbb{C}} \Delta^j\mathbb{C} \underset{\epsilon\ll 1}{\simeq} \frac{\mathbf{f_{mod}}(\Delta\mathbb{C}) - \mathbf{f_{mod}}(\Delta\mathbb{C} - \epsilon\,\Delta^j\mathbb{C})}{\epsilon} \tag{5.3}$$

Ainsi, par le biais d'un ensemble de simulations que l'on qualifiera de factorielles (ensemble d'une taille égale au nombre de régions j plus une), on peut réaliser avec n'importe quel modèle une attribution méthodologiquement proche de celle que l'on aurait obtenue avec un modèle analytique. C'est cette méthode qui est utilisée par Höhne et al. (2011), par exemple.

5.1.3 Incertitudes

Les incertitudes du *Brazilian Proposal* sont un second point de méthodologie important. On peut distinguer deux sources d'incertitudes : les incertitudes sur les forçages anthropiques, et celles sur le système climatique. La première est donc liée aux données d'entrée, et a déjà été étudiée théoriquement et quantitativement. Par exemple, Prather et al. (2009) estiment à 17 % l'incertitude sur la contribution des pays de l'Annexe I à l'élévation de la température due au CO_2 émis durant la période 1990–2007 ; soulignant que cette incertitude ne peut qu'augmenter à mesure que la période d'étude s'étend dans le passé ou inclut d'autres forçages anthropiques. En effet, Höhne et al. (2011) estiment une incertitude de l'ordre de 30 % pour les pays les plus émetteurs (i.e. États-Unis, Chine), en prenant en compte CO_2, CH_4 et N_2O, pour la période 1900–2005. Notons que, pour chaque gaz à effet de serre, ces incertitudes sont plus élevées que les incertitudes sur les émissions globales ; ce pour deux raisons. La première tient à l'effet d'amplification que peut avoir l'incertitude sur le système climatique. La seconde, et sûrement la plus importante, vient du fait que l'on évalue les incertitudes par pays (ou régions), et donc que les incertitudes relatives sur les émissions régionales sont plus élevées que celles sur les émissions globales. Notons également que ces incertitudes régionales sont toutes corrélées entre elles, puisque la somme des contributions doit toujours être de 100 %.

La seconde source d'incertitude est liée au modèle lui-même, c'est-à-dire aux paramétrisations possibles et aux processus représentés. Höhne et al. (2011) la quantifient à hauteur de seulement 5 %. Cependant, nous émettons quelques doutes quant aux valeurs fournies par cette étude ; principalement parce que les cinq modèles utilisés sont très proches, voire identiques, et sont souvent même de simples fonctions

de réponse impulsionnelle. Ainsi, l'étude de Höhne et al. (2011) sous-estime l'incertitude liée aux paramètres, puisque les modèles sont tous similaires, mais elle ignore de plus l'incertitude due au choix de chaîne causale (i.e. de structure de modèle). En effet, changer la chaîne causale d'un modèle peut complètement altérer les résultats d'un exercice d'attribution, en particulier si les forçages anthropiques (exogènes) sont également changés. Par exemple, ajouter la prise en compte des dépôts azotés sur la biosphère terrestre, introduisant un nouveau forçage de la NPP, modifierait la contribution relative de chaque forçage physique (i.e. CO_2 atmosphérique, climat et dépôts d'azote) au puits biosphérique et, à travers les contributions régionales à chacun de ces forçages physiques, les contributions régionales au puits, et donc les contributions régionales au CO_2 atmosphérique ; et ainsi de suite tout au long de la chaîne de causalité.

5.1.4 "Responsabilité"

Le point méthodologique lié au *Brazilian Proposal* le plus fondamental à comprendre est le suivant : tout exercice d'attribution est un exercice de modélisation, intellectuellement arbitraire, et invérifiable expérimentalement. En particulier, même choisie sur la base de critères extrêmement clairs, et bien que paraissant logique en tous points et donnant des résultats "attendus", il n'y a aucun fondement physique – expérimental – à la méthode de linéarisation que nous utilisons, ou à aucune autre. Par exemple, il est impossible de séparer physiquement les molécules de dioxyde de carbone qui seraient présentes dans l'atmosphère à cause de la Chine, de celles présentes à cause de l'Europe. Ou encore : on ne peut distinguer expérimentalement l'augmentation de biomasse d'un arbre tropical qui serait due à la fertilisation par le CO_2, de sa diminution due au climat ; seul l'effet conjoint de toutes les causes, connues et inconnues, est mesurable. Ainsi, engager des discussions, scientifiques ou politiques, fondées sur un exercice d'attribution requiert une certaine confiance (croyance ?) dans la modélisation mathématique et informatique.

De ce fait, les débats scientifiques sur le *Brazilian Proposal* ont rapidement été amenés à établir quelques distinctions claires ; une importante étant liée au vocabulaire. Si la proposition brésilienne, en elle-même, utilise explicitement le mot "responsabilité", Müller et al. (2009) différencient la notion de responsabilités, liant moralement et légalement les pays aux causes de leurs actions, et celle de contributions, qui ne sont que les résultats numériques de calculs scientifiques effectués sans jugement moraux sous-jacents. Dans cette seconde partie de thèse, nous ne parlerons donc que de "contributions". Toujours parmi ces distinctions, il est crucial de distinguer les choix relevant du scientifique de ceux relevant du politique (e.g. den Elzen et al., 2005), tels que la date à partir de laquelle les contributions doivent être évaluées, ou encore la chaîne causale à adopter. Dans cette thèse, nous considérerons que l'ensemble de ces questions politiques constitue une troisième forme d'incertitude liée au *Brazilian Proposal* que nous discuterons en section 7.3.

5.2 Implémentation dans OSCAR

La chaîne causale d'OSCAR v2.1, mathématiquement décrite aux chapitres 1, 2 et 3, est clairement plus complexe que celle originellement utilisée pour traiter du *Brazilian Proposal*. La figure 5.3 présente un graphe de cette chaîne de causalité ; tirons-en quelques éléments déterminant pour les deux chapitres à venir. Premièrement, nous avons une représentation explicite du cycle du carbone, en particulier du cycle terrestre. Ceci nous permet de modéliser les changements d'usage des sols à partir de forçages détaillés (cf. section 1.3), mais également d'attribuer l'ensemble des effets complexes induits par le couplage des perturbations anthropiques directe (LUC) et indirecte (CCN). Deuxièmement, nous ajoutons aux gaz à effet de serre usuellement étudiés les espèces à courtes durée de vie que sont les précurseurs de l'ozone et d'aérosols. Ces composés, à travers les modules simples de chimie atmosphérique et de forçage radiatif, auront donc un impact significatif lors de nos exercices d'attribution. Troisièmement, et c'est peut-être l'élément le plus intéressant, OSCAR intègre plusieurs boucles de rétroaction climatique qui rendent tout exercice d'attribution hautement non-linéaire. Comme nous le verrons, l'introduction de ces boucles inter-connecte la quasi-totalité des variables du modèle, au pris d'une incertitude accrue cependant.

Enfin, il nous faut détailler comment les principes généraux d'attribution vu dans les sections précédentes sont implémentés dans OSCAR.

- L'ensemble des équations des trois premiers chapitres constitue un système d'équations différentielles, non-linéaire, du premier ordre en t (variable temporelle). Ce système est résolu selon une méthode eulérienne explicite (Euler, 1768), avec un pas de temps égal à un quart d'année. De cette façon, tous les flux sont fonctions des stocks au pas de temps précédent, et il est aisé de suivre la causalité du modèle puisque toutes les variables en sont attribuées.
- Contrairement à l'ensemble des études précédentes, notre chaîne causale comporte des causes induites par plusieurs effets, nous avons donc étendu la méthodologie de linéarisation vu en équation (5.2). Pour un effet $\Delta\mathbb{E}$ soumis à deux causes $\Delta\mathbb{C}_1$ et $\Delta\mathbb{C}_2$ (potentiellement plus) *via* une fonction $\mathbf{f_{mult}}$, ceci vient naturellement en utilisant des dérivées partielles (Gasser et al., in rev.) :

$$\begin{cases} \xi^j = \dfrac{\partial \mathbf{f_{mult}}}{\partial \Delta\mathbb{C}_1}\Big|_{\Delta\mathbb{C}_1,\Delta\mathbb{C}_2} \Delta^j\mathbb{C}_1 + \dfrac{\partial \mathbf{f_{mult}}}{\partial \Delta\mathbb{C}_2}\Big|_{\Delta\mathbb{C}_1,\Delta\mathbb{C}_2} \Delta^j\mathbb{C}_2 \\ \Delta^j\mathbb{E} = \dfrac{\xi^j}{\sum_j \xi^j}\, \Delta\mathbf{f_{mult}}(\Delta\mathbb{C}_1, \Delta\mathbb{C}_2) \end{cases} \tag{5.4}$$

- Plutôt que d'utiliser l'approximation de l'équation (5.3), nous appliquons la formule de linéarisation ci-dessus à l'ensemble des fonctions analytiques décrites dans les chapitres précédents, et ce à chaque pas de temps de la simulation. De la sorte, la non-linéarité ré-attribuée à chaque occurrence est beaucoup plus faible que dans le cas de simulations factorielles.

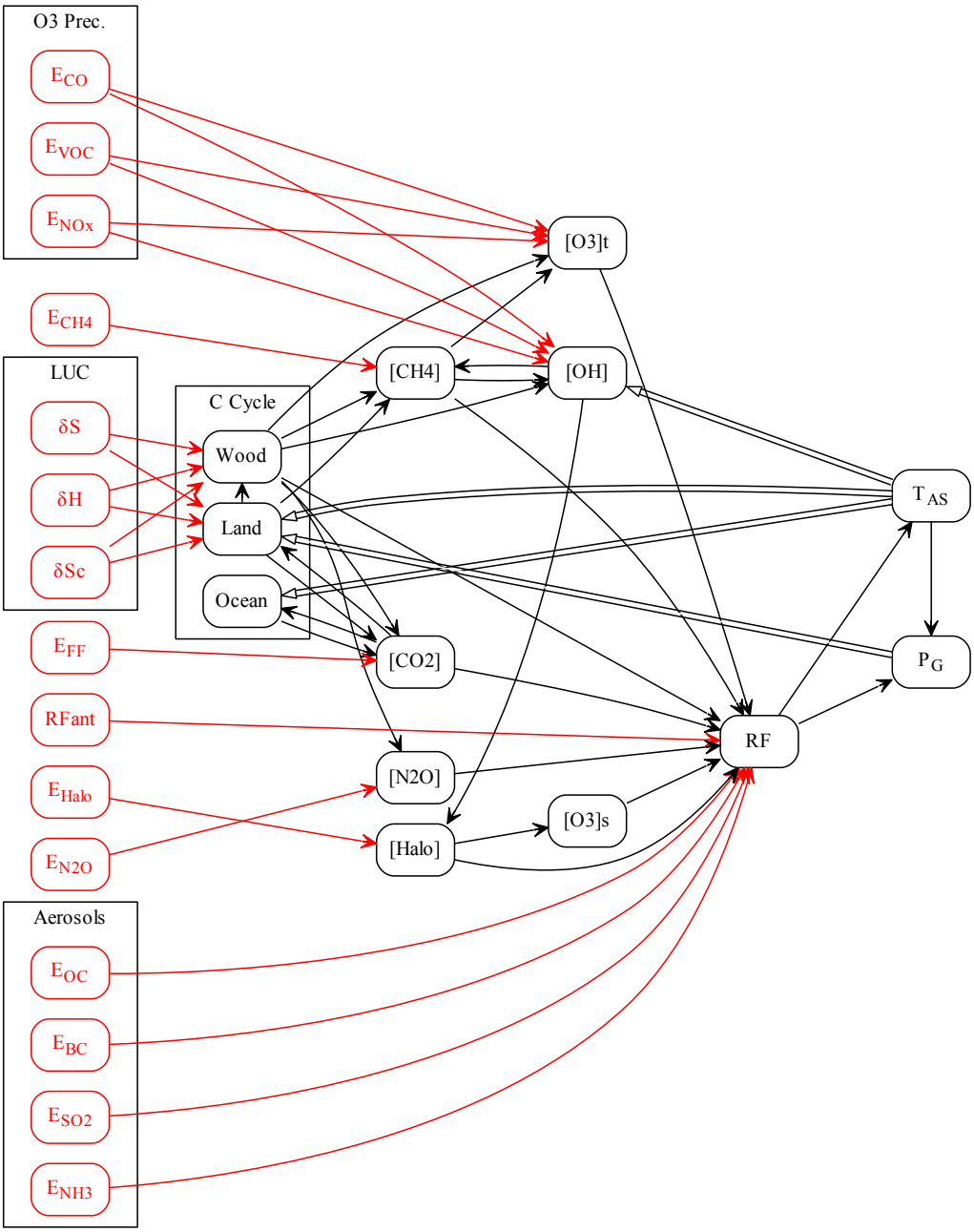


FIGURE 5.3 – Chaîne de causalité d'OSCAR v2.1. Les flèches rouges représentent les forçages anthropiques directs ; les flèches noires, la causalité naturelle. Les rétroactions climatiques sont soulignées par des doubles flèches noires. Les notations des variables sont celles des chapitres 1, 2 et 3.

Chapitre 6

Exercices d'attribution

Ce chapitre est le cœur de nos travaux de thèse. Afin d'y arriver, nous avons dû présenter le modèle utilisé (chapitres 1, 2 et 3), en vérifier la pertinence (chapitre 4), et établir certaines règles régissant les exercices d'attribution (chapitre 5). Ici, nous appliquons ces règles dans le cadre de diverses simulations réalisées avec OSCAR (toutes avec la paramétrisation par défaut). D'abord, nous donnerons deux exemples d'attributions effectuées avec le modèle découplé. La première est à but purement pédagogique, tandis que la seconde illustre nos propos quant à l'effet des deux perturbations CCN et LUC sur le flux net de CO_2 biosphérique (cf. section 1.3.2). Ensuite, nous traiterons du sujet exact de cette thèse : l'attribution des causes anthropiques du changement climatique. Plusieurs variables clés du système climatique y seront attribuées aux forçages anthropiques puis aux régions, ce à l'aide du modèle couplé. Enfin, nous élargirons la discussion relative à la chaîne causale, illustrant deux options d'attribution rompant la causalité du système climatique.

6.1 Attributions *offline*

6.1.1 Capacité oxydante de l'atmosphère

Principe Pour débuter ce chapitre, et afin d'illustrer la méthodologie, nous nous proposons de réaliser une première attribution limitée à un seul module d'OSCAR, celui de chimie atmosphérique, et portant sur la capacité oxydante de l'atmosphère. Nous définissons ici le changement de cette capacité oxydante (par rapport au préindustriel) comme étant strictement égal au changement de l'intensité relative du puits OH telle que décrit en section 2.2.1, c'est-à-dire égal à :

$$\begin{aligned}\Delta\mathbf{f_{OH}} = \exp\Big[&\chi_{\mathrm{OH}}^{\mathrm{CH_4}}\ \ln\big(1+\tfrac{\Delta[\mathrm{CH_4}]}{[\mathrm{CH_4}]_0}\big) + \sum_{\substack{\mathrm{X}\in\{\mathrm{NO_x},\\ \mathrm{CO,VOC}\}}} \chi_{\mathrm{OH}}^{\mathrm{X}}\,(E_X + E_{BB,\mathrm{X}}) \\ &+ \chi_{\mathrm{OH}}^{T}\ \ln\big(1+\kappa_T\ \tfrac{\Delta T_{AS}}{T_{t,0}}\big) + \chi_{\mathrm{OH}}^{Q}\ \ln\big(1+\kappa_Q\ \mathbf{f_{sat}}(\Delta T_{AS})\big)\Big] - 1\end{aligned} \tag{6.1}$$

L'équation (6.1) nous permet d'identifier, dans notre modèle, six *drivers* du changement de capacité oxydante de l'atmosphère : le taux de méthane atmosphérique ($[CH_4]$), la température de l'air en surface (T_{AS}), les émissions anthropiques d'oxydes d'azote (E_{NO_x}), de monoxyde de carbone (E_{CO}), de composés organiques volatiles (E_{VOC}), ainsi que les émissions dues à la combustion de biomasse (E_{BB}) que nous choisissons de regrouper pour les trois précurseurs de l'ozone. Pour appliquer notre méthode d'attribution, puisque la fonction $\mathbf{f_{OH}}$ est non-linéaire, le calcul des dérivées partielles est nécessaire. On a :

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \Delta \mathbf{f_{OH}}}{\partial \Delta \mathrm{CH_4}} = \dfrac{\chi_{\mathrm{OH}}^{\mathrm{CH_4}}}{[\mathrm{CH_4}]_0 + \Delta[\mathrm{CH_4}]} \left(\Delta \mathbf{f_{OH}} + 1\right) \\ \dfrac{\partial \Delta \mathbf{f_{OH}}}{\partial \Delta \mathrm{T}_{AS}} = \left(\dfrac{\chi_{\mathrm{OH}}^{T}\, \kappa_T}{T_{t,0} + \kappa_T\, \Delta T_{AS}} + \dfrac{\chi_{\mathrm{OH}}^{Q}\, \kappa_Q}{1 + \kappa_Q\, \mathbf{f_{sat}}(\Delta T_{AS})} \dfrac{\mathrm{d}\mathbf{f_{sat}}}{\mathrm{d}\Delta T_{AS}} \right) \left(\Delta \mathbf{f_{OH}} + 1\right) \\ \dfrac{\partial \Delta \mathbf{f_{OH}}}{\partial E_{\mathrm{NO_x}}} = \chi_{\mathrm{OH}}^{\mathrm{NO_x}} \left(\Delta \mathbf{f_{OH}} + 1\right) \\ \dfrac{\partial \Delta \mathbf{f_{OH}}}{\partial E_{\mathrm{CO}}} = \chi_{\mathrm{OH}}^{\mathrm{CO}} \left(\Delta \mathbf{f_{OH}} + 1\right) \\ \dfrac{\partial \Delta \mathbf{f_{OH}}}{\partial E_{\mathrm{VOC}}} = \chi_{\mathrm{OH}}^{\mathrm{VOC}} \left(\Delta \mathbf{f_{OH}} + 1\right) \\ \dfrac{\partial \Delta \mathbf{f_{OH}}}{\partial E_{BB}} = \displaystyle\sum_{b} \sum_{\substack{\mathrm{X} \in \{\mathrm{NO_x}, \\ \mathrm{CO}, \mathrm{VOC}\}}} \chi_{\mathrm{OH}}^{\mathrm{X}}\, \alpha_{BB}^{\mathrm{X},b}\, \dfrac{E_{BB}^{b}}{E_{BB}} \left(\Delta \mathbf{f_{OH}} + 1\right) \end{cases} \tag{6.2}$$

Ces dérivées partielles sont alors utilisées pour calculer les coefficients d'attribution (ξ) tels que formulés en équation (5.4), et ainsi procéder à l'attribution des valeurs annuelles de la fonction $\Delta \mathbf{f_{OH}}$.

Résultats Les résultats de cette attribution sont illustrés en figure 6.1. On y voit l'évolution temporelle des contributions des six forçages physiques (notés $\Delta^k \mathbf{f_{OH}}$, k étant l'axe des forçages). La somme de ces contributions est, à tout instant, strictement égale à la valeur totale de la variable simulée (i.e. $\sum_k \Delta^k \mathbf{f_{OH}} = \Delta \mathbf{f_{OH}}$). Globalement, notre modèle simule une capacité oxydante plus faible au XX$^{\text{è}}$ siècle qu'au pré-industriel, avec des contributions de chaque forçage ne changeant pas significativement de signe sur l'ensemble de la période (i.e. les dérivées partielles de l'équation (6.2) sont de signe constant). Les changements de capacité oxydante de l'atmosphère jusqu'en 1950 sont largement déterminés par la concentration en méthane atmosphérique, puisque les deux courbes sont sensiblement confondues. Ceci s'explique par l'absence d'effet significatif du climat, et par le fait que les effets respectifs des précurseurs de l'ozone s'annulent mutuellement. Après 1950, la courbe décrivant la variable totale s'éloigne de celle de la contribution du méthane, cette dernière continuant à augmenter négativement. Notre figure montre que ce comportement est expliqué par les émissions d'oxydes d'azote anthropiques qui prennent un effet déterminant sur la deuxième moitié du siècle passé. Les contributions des deux

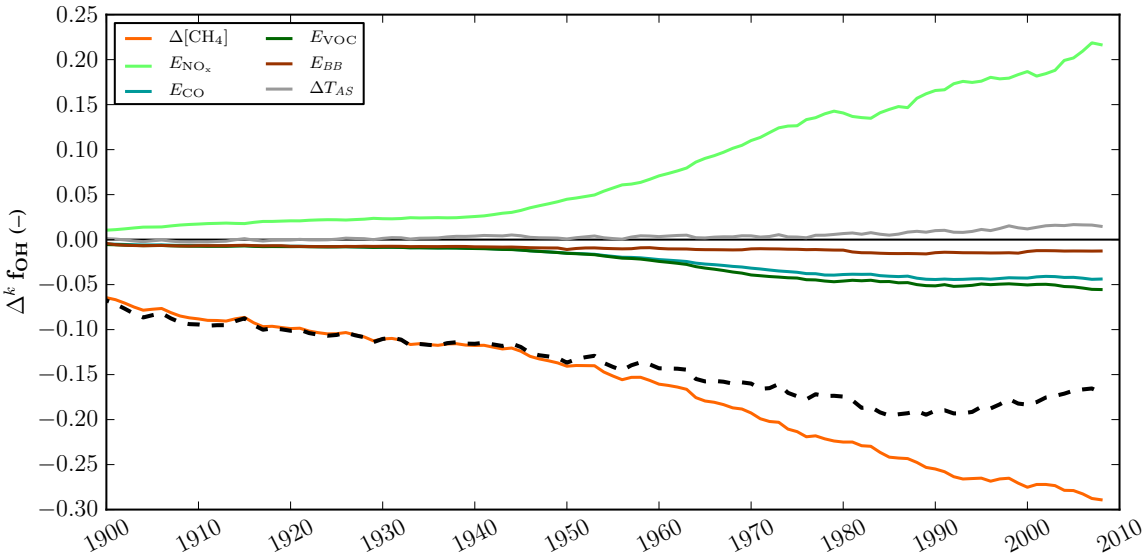


FIGURE 6.1 – Contributions absolues au changement de capacité oxydante de l'atmosphère. La somme des contributions de chaque *driver* physique $\Delta^k \mathbf{f_{OH}}$ (en couleurs) est strictement égale à la valeur totale de la variable $\Delta \mathbf{f_{OH}}$ (en noir tireté).

autres précurseurs de l'ozone (CO et VOC), bien que négatives, restent inférieures à celle des NO_x, d'un facteur 4 en 2008. Enfin, notons que les effets de la combustion de biomasse et du climat se compensent approximativement dans notre modèle.

L'attribution que nous venons d'effectuer est à vocation pédagogique. Nous ne prétendons pas que le module de chimie atmosphérique d'OSCAR décrive parfaitement les phénomènes en jeu, ou même que ses résultats correspondent aux observations. En effet, si des mesures indirectes et des estimations par inversions de la concentration en radicale OH ont déjà été menées (Forster et al., 2007), il est délicat de les comparer à notre simulation ; la première raison étant que nous ne calculons pas explicitement la concentration en OH, mais le produit de cette concentration par une constante de réaction normalisée (i.e. $\mathbf{f_{OH}}$ est adimensionnée). Enfin, dans l'optique de compléter cette approche pédagogique, montrons une représentation alternative des résultats d'un exercice d'attribution, que nous réutiliserons plus loin : celle des contributions relatives, notées d'un préfixe $\bar{\Delta}$,

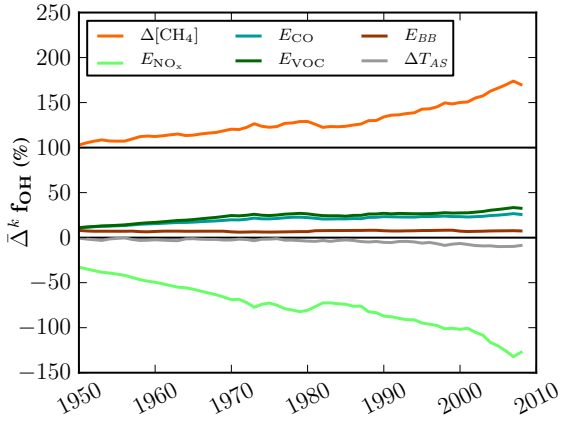


FIGURE 6.2 – Contributions relatives au changement de capacité oxydante.

et illustrées en figure 6.2. Il y a deux subtilités au cas particulier du changement de capacité oxydante de l'atmosphère : puisque celle-ci est négative (la capacité oxydante a diminué par rapport au pré-industriel), les positions relatives des contributions sont inversées par rapport à la figure 6.1 ; et puisque les effets marginaux de l'équation (6.2) peuvent être de signes opposés, les contributions relatives des forçages physiques ne se limitent pas au domaine 0–100 %.

6.1.2 Flux net de CO_2 entre biosphère et atmosphère

Principe En section 1.3.2 nous avons décomposé le flux net de CO_2 entre biosphère terrestre atmosphère (F_{net}) en quatre composantes principales : les émissions liées aux usages des sols qui auraient eu lieu sous conditions pré-industrielles (E^0_{LUC}), celles s'y ajoutant du fait du changement des conditions environnementales (E^Δ_{LUC}), le puits biosphérique qui aurait eu lieu avec une occupation des sols pré-industrielle ($F^0_{\downarrow Land}$), et la variation de ce puits due au changement de couvert végétal ($F^\Delta_{\downarrow Land}$). Nous avions alors identifié deux *drivers* à ces flux : la perturbation LUC (i.e. l'ensemble des activités liées à l'usage des sols) et la perturbation CCN (i.e. les changements de conditions environnementales, comme le CO_2 ou le climat). Dans cette section, nous appliquons notre méthodologie d'attribution aux quatre flux composant le flux net, en considérant les trois forçages de notre modèle : changements d'usage des sols, CO_2 atmosphérique, et température locale en surface (ΔT_{LS}).

Il est important de faire une parenthèse ici, et de préciser la seule approximation d'attribution que nous faisons dans OSCAR. Nous avons montré ailleurs (Gasser et Ciais, 2013), par conservation de la matière, qu'il est possible d'écrire le flux instantané E^Δ_{LUC} lié à une conversion unique comme la somme de trois termes : $E^\Delta_{LUC} = \Delta\hat{C}\, r_0 + \hat{C}_0\, \Delta r + \Delta\hat{C}\, \Delta r$. Le stock de carbone $\hat{C}$ (en GtC) représente la quantité totale de CO_2 qui sera émise durant une période infinie, du fait de la conversion considérée ; et le taux d'émission r (en yr^{-1}) représente la vitesse à laquelle ce carbone sera émis, de telle sorte que tout soit émis en un temps infini, c'est-à-dire que $\int^\infty r = 1$. Dans OSCAR, pour des raisons de rapidité de calcul et de simplicité de code, le flux E^Δ_{LUC} est uniquement attribué aux facteurs stocks (i.e. $\hat{C}_0$ et $\Delta\hat{C}$). En d'autres termes, nous n'attribuons pas la variation de la vitesse d'émission Δr. Cependant, on s'attend à ce que cette approximation soit minime puisque la contrainte au pré-industriel $\int^\infty r_0 = 1$ implique, pour le changement de taux d'émission, que $\int^\infty \Delta r = 0$.

Résultats La figure 6.3 présente l'évolution temporelle des contribution absolues des trois forçages aux quatre composantes du flux net. Un premier constat porte sur l'accord entre l'attribution numérique et la théorie que nous avons développée (Gasser et Ciais, 2013) : les flux E^0_{LUC} et $F^0_{\downarrow Land}$ ne sont bien affectés que par la perturbation LUC et la perturbation CCN, respectivement. En effet, pour le premier flux, la courbe de la contribution de l'usage des sols (LUC) est confondue avec celle de la variable totale ; pour le second flux, la contribution de l'usage des sols est

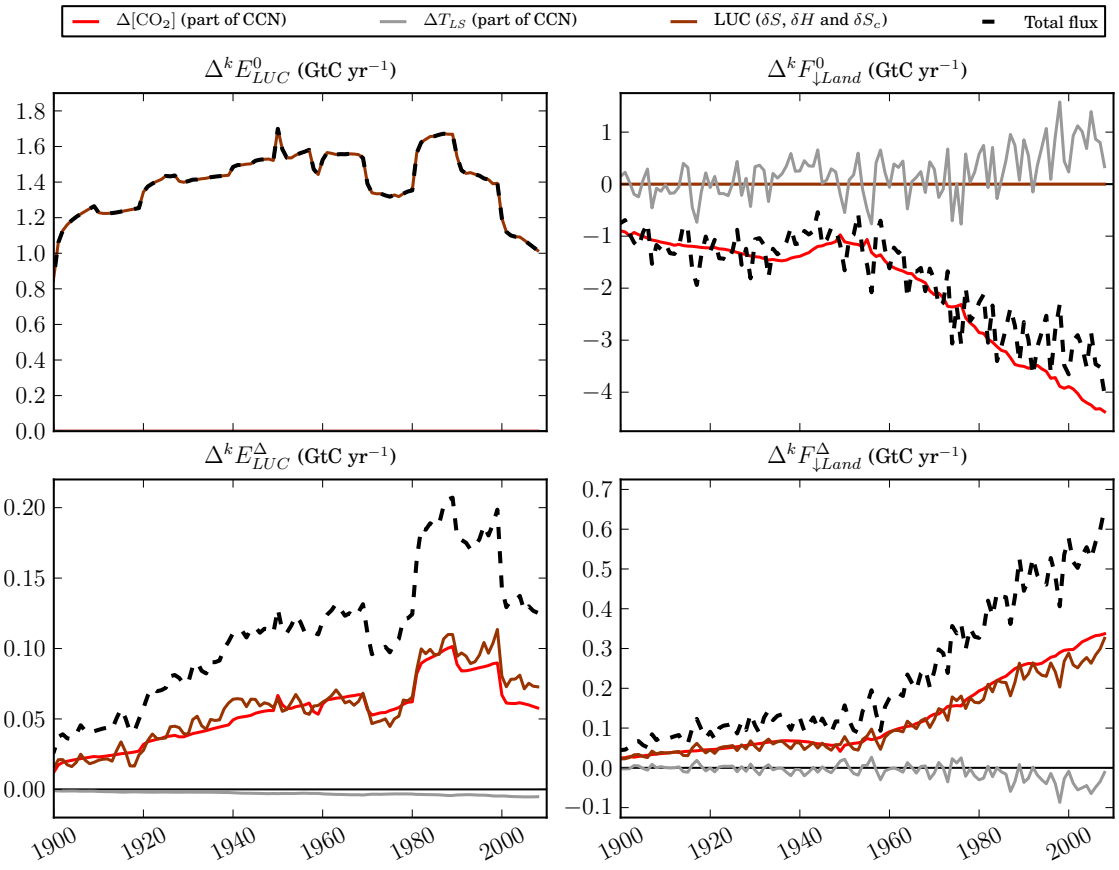


FIGURE 6.3 – Contributions aux quatre flux composant le flux F_{net}.

nulle, impliquant que la perturbation CCN (ici, seulement CO_2 et climat) y contribue à 100 %. On constate aussi que les deux flux issus de l'interaction entre perturbations CCN et LUC (i.e. E^{Δ}_{LUC} et $F^{\Delta}_{\downarrow Land}$) sont bien attribués aux trois forçages à la fois.

Enfin, cette attribution du flux net nous permet de proposer une attribution du bilan carbone de la biosphère terrestre, tant global que régional. Ce bilan consiste simplement en l'opposé du cumul du flux net annuel. À l'échelle du globe et en 2008, la figure 6.4 montre que, selon OSCAR, la biosphère terrestre n'a perdu que

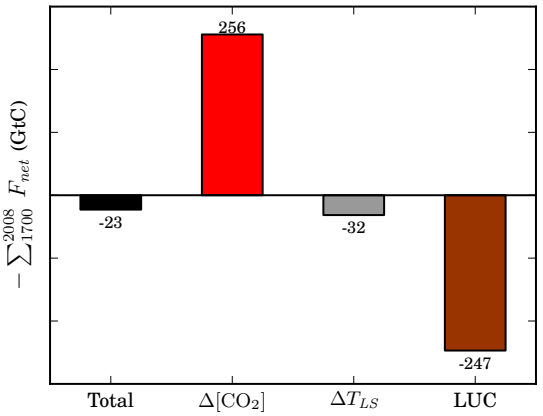


FIGURE 6.4 – Attribution du bilan carbone de la biosphère terrestre globale, aux perturbations CCN (i.e. $\Delta[CO_2]$ et ΔT_{LS}) et LUC (δS, δH et δS_c agrégées).

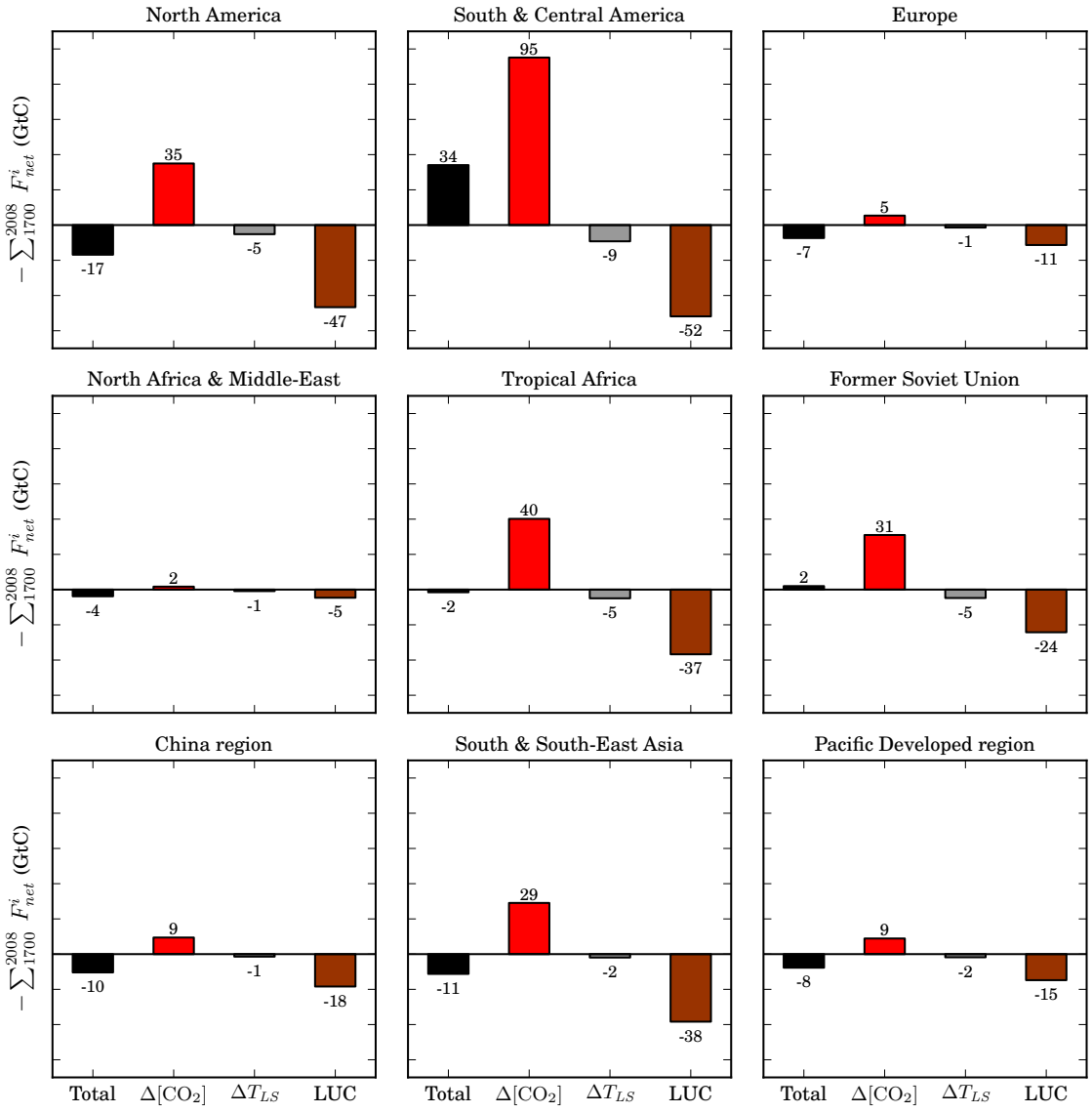


FIGURE 6.5 – Attribution des bilans carbone locaux de la biosphère terrestre.

23 GtC, que l'effet de fertilisation du CO_2 a très légèrement surcompensé la perte induite par l'usage des sols (ces deux effets étant d'environ 250 GtC), et que l'effet du climat reste faible dans ce bilan global du carbone biosphérique. Ce faible effet du climat par rapport au CO_2, au sein de la perturbation CCN, était déjà visible en figure 6.3. À l'échelle locale (de nos neuf régions, cf. section 1.2 et figure 1.4), les subdivisions de ce bilan carbone montrent que seules deux régions ont des bilans nets positifs (i.e. il y eu augmentation du stock de carbone biosphérique par rapport au pré-industriel) : l'Amérique centrale et du Sud, ainsi que l'ex-URSS. Dans

ces deux régions, c'est l'effet de fertilisation du CO_2 qui domine ; et même, pour l'Amérique du Sud, qui compense presque le double de la perte de carbone due à la déforestation tropicale. En Amérique du Nord, en Afrique tropicale et dans le Sud-Sud-Est asiatique, malgré un effet de fertilisation du CO_2 important, c'est l'usage des sols qui domine le bilan négatif local. Dans toutes les régions, l'effet du climat est relativement faible et négatif.

Discussion Malgré l'intérêt de ces résultats, nous devons souligner le manque de quantification de l'incertitude liée aux sensibilités des modèles de biosphère (Friedlingstein et al., 2006). En effet, les contributions relatives de nos trois *drivers* sont déterminées par la paramétrisation d'OSCAR, et donc celles obtenues ici viennent de la paramétrisation par défaut. Ainsi, l'importance relative du CO_2 face au climat ou au *land-use* dans l'attribution serait différente si nous avions pu effectuer des calibrations régionales sur d'autres modèles de végétation (cf. discussions des sections 1.2 et 1.3.3). Les résultats d'OSCAR présentés ici illustrent donc principalement les sensibilités d'ORCHIDEE.

6.2 Attributions *online* : les causes anthropiques du changement climatique

6.2.1 Attribution aux forçages

Principe Dans les attributions *offline* précédentes, mis à part les changements d'usage des sols, les forçages utilisés sont des forçages physiques (i.e. des observables climatiques). Or, OSCAR a été développé afin d'attribuer les causes anthropiques du changement climatique d'origine humaine, c'est-à-dire afin d'effectuer des attributions aux forçages anthropiques. Pour ce faire, on doit donc utiliser le modèle couplé (*online*), qui est perturbé par un ensemble de forçages anthropiques qui sont, rappelons-le : les émissions fossiles (E_{FF}), les trois forçages d'usage des sols que nous regroupons sous le terme "LUC", les émissions de méthane, de protoxyde d'azote et de composés halogénés (E_{CH_4}, E_{N_2O}, E_{Halo}), des précurseurs de l'ozone (E_{NO_x}, E_{CO}, E_{VOC}), des précurseurs d'aérosols (E_{SO_2}, E_{NH_3}, E_{OC}, E_{BC}), et les trois forçages radiatifs "secondaires" déjà regroupés (RF_{ant}). Dans ces exercices d'attribution couplée, la chaîne causale du modèle est exactement celle décrite par la figure 5.3, rétroactions climatiques incluses, ce qui s'avérera fondamental pour nos résultats.

Résultats Commençons, en figure 6.6, par attribuer les changements de concentration en CO_2, CH_4 et N_2O, dont nous avons comparé les valeurs simulées aux observations en figure 4.1. Pour le dioxyde de carbone, on constate que les deux principaux forçages à l'origine de l'augmentation de son taux atmosphérique sont, comme on pouvait s'y attendre, les émissions fossiles et les changements d'usage des sols (avec environ +65 et +34 % du total en 2008, respectivement). Il est intéres-

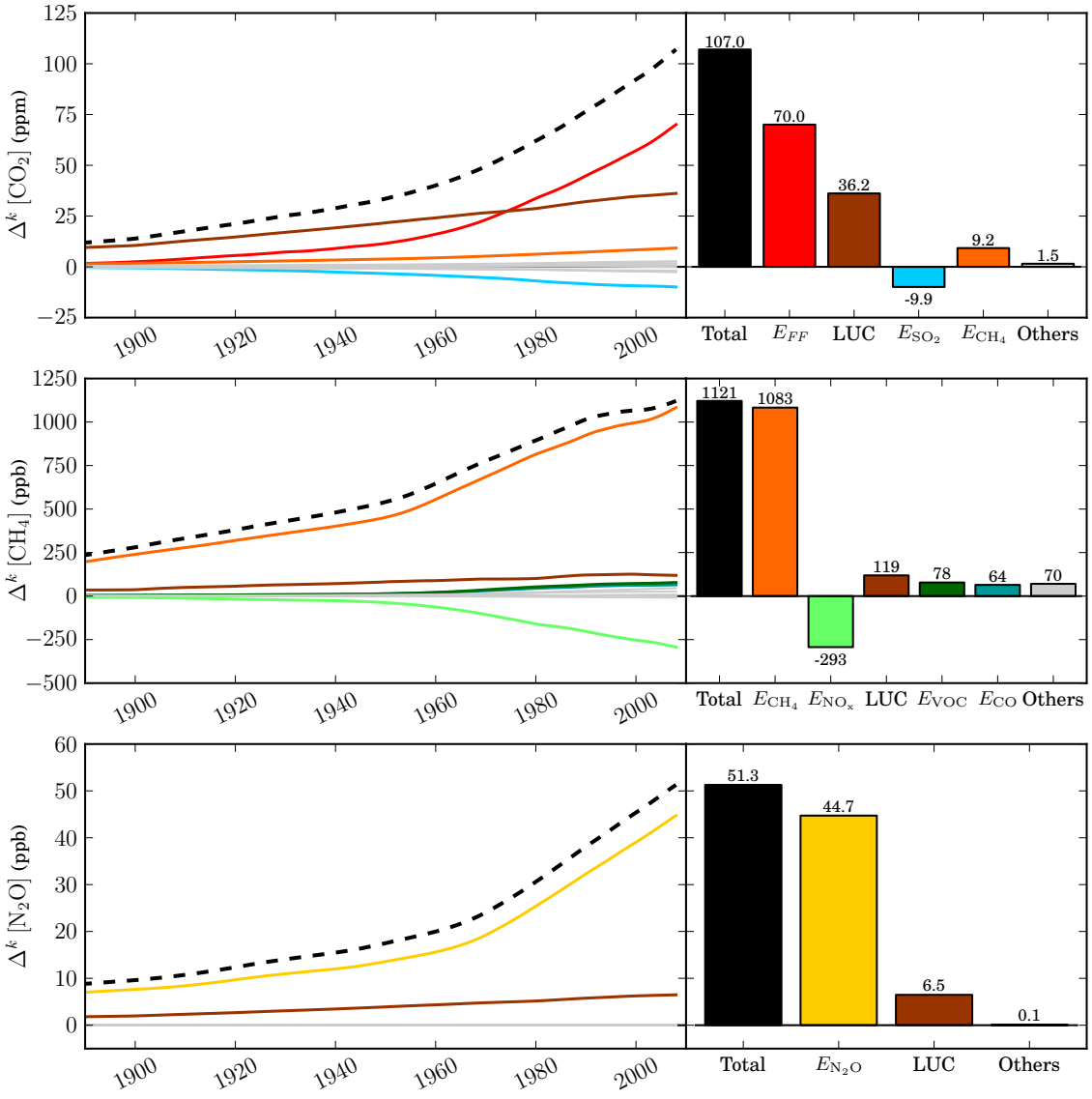


FIGURE 6.6 – Attribution des changements de concentrations atmosphériques en CO_2 [*haut*], CH_4 [*centre*] et N_2O [*bas*], à leur principaux *drivers*. Les panneaux de droite montrent les contributions absolues en 2008 ; le forçage "Others" regroupant tous les forçages anthropiques autres que ceux détaillés.

sant de noter qu'il faut attendre 1975 pour que l'effet des émissions fossiles devienne dominant par rapport à celui de l'usage des sols. L'attribution du +1 % de contribution restant (en 2008) n'est pas immédiate, puisque celui-ci est en fait constitué d'environ −10 % dus aux émissions de SO_2, de +9 % dus aux émissions de CH_4, et de +2 % dû à l'ensemble des autres forçages anthropiques (qui en fait se décompose

aussi en effets positifs et négatifs, cf. infra). Si l'on reprend les équations du cycle du carbone dans OSCAR (chapitre 1), aucune n'est fonction directement du SO_2 ou du CH_4 : ces deux composés affectent en fait le cycle du carbone à travers leur propre impact sur le climat, et donc sur la rétroaction climatique. Concernant le changement du taux atmosphérique de méthane, alors que celui-ci paraît déterminé, au premier ordre, uniquement par les émissions anthropiques de CH_4, la figure 6.6 montre que les précurseurs de l'ozone jouent des rôles non-négligeables mais qui se compensent mutuellement. En particulier, les oxydes d'azote ont une contribution, en 2008, à hauteur d'environ $-26\,\%$; à mettre en relation avec nos résultats sur la capacité oxydante de l'atmosphère, en section 6.1.1. Toujours sur la base de notre analyse de la capacité oxydante de l'atmosphère, le fait que la rétroaction climatique sur le CH_4 atmosphérique soit moins importante que celle sur le CO_2 explique que l'on ne retrouve pas de forçages tels que les émissions fossiles ou celles de dioxyde soufre parmi les principaux *drivers* du méthane atmosphérique. Enfin, notons que la contribution du *land-use* est importante, sur la figure 6.6, car dans notre modèle il y combustion de biomasse, et donc émission de méthane et de précurseurs de l'ozone, lorsqu'il y a changement d'usage des sols. Concernant le protoxyde d'azote, ses deux seuls *drivers* sont les émissions anthropiques de N_2O et les usages des sols (i.e. les émissions de N_2O dues à la combustion de biomasse), rappelant que dans OSCAR le protoxyde d'azote atmosphérique n'est pas directement affecté par le climat.

L'exemple du CO_2 vient de nous montrer l'existence d'interactions croisées au sein du système climatique. On peut se faire une meilleure idée de ces interactions grâce à une matrice présentant l'attribution des divers éléments du forçage radiatif (i.e. de chaque terme des équations (3.1) et (3.4)) aux forçages anthropiques. Cette matrice est représentée en figure 6.7, pour l'année 2008. On y voit confirmé le rôle important de la rétroaction climatique sur le CO_2 puisque tous les forçages anthropiques se voient attribuer une part significative du forçage radiatif du CO_2, si ce n'est les émissions de NO_x. Pour ces dernières, en effet, on constate que leurs effets opposés sur le méthane et l'ozone troposphérique se compensent et laissent seuls les effets secondaires (sur la vapeur d'eau stratosphérique et les composés halogénés) déterminer leur contribution au forçage radiatif total. Entre autres résultats, la figure 6.7 montre également : que les changements d'usage des sols sont un forçage "transverse" qui affecte (à travers la combustion de biomasse dans notre modèle) la quasi-totalité des composantes du forçage radiatif total ; que l'effet réchauffant des composés halogénés est sensiblement compensé par leur effet sur l'ozone stratosphérique (en 2008 ; les deux effets évolueront vraisemblablement de façon opposée, cf. section 4.2) ; ou encore que les émissions fossiles de CO_2 commencent à avoir un effet significatif sur le méthane atmosphérique et l'ozone troposphérique.

En assimilant le "changement climatique" à la seule variable de température de l'air en surface (T_{AS}), on peut finalement proposer une attribution du changement climatique d'origine humaine aux forçages anthropiques. L'évolution temporelle de cette attribution, ainsi que l'attribution des 1.05 °C d'augmentation de température moyenne entre le pré-industriel et 2008, sont représentées en figure 6.8. Les

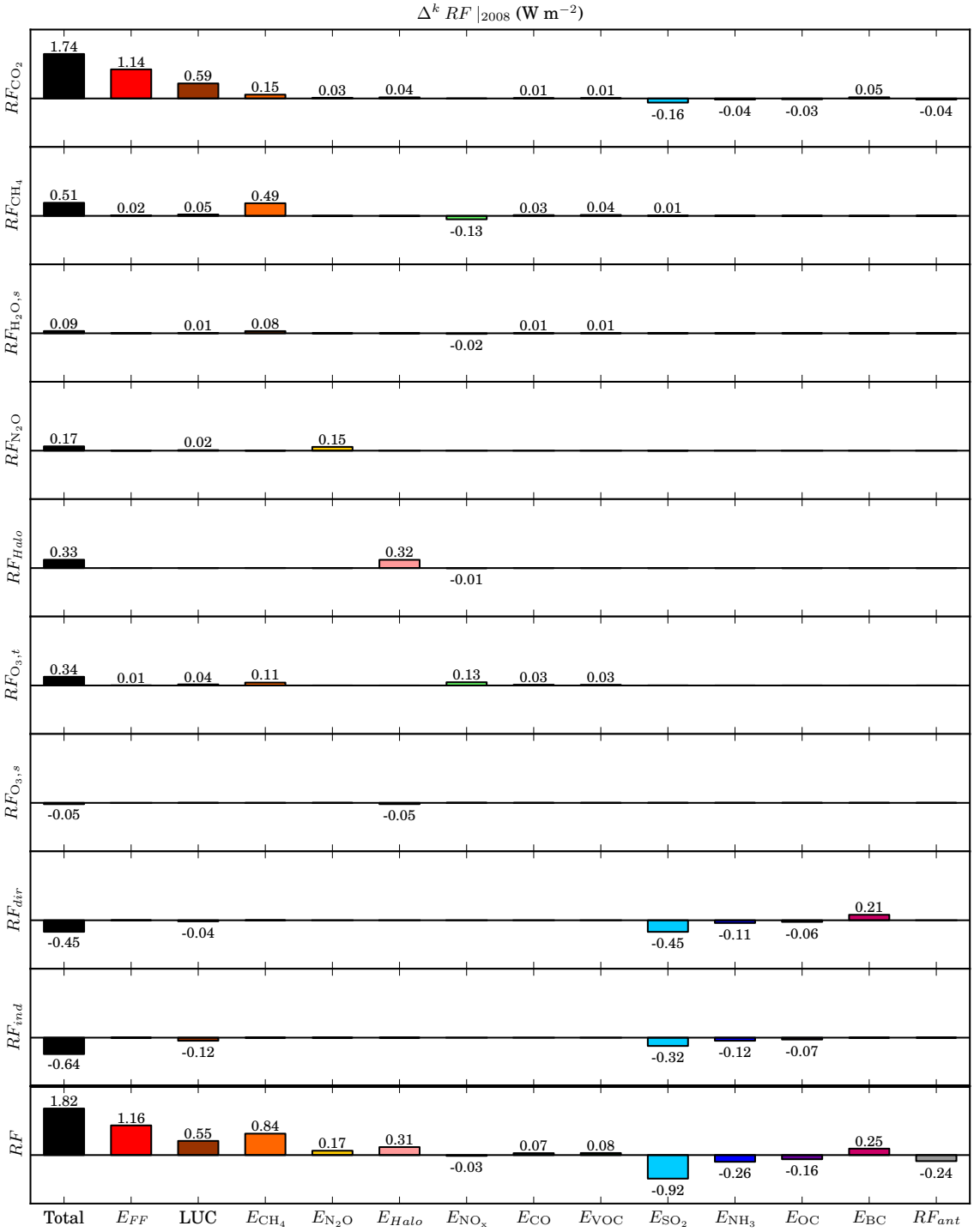


FIGURE 6.7 – Attribution des diverses composantes du forçage radiatif en 2008, aux forçages anthropiques. La dernière ligne présente le forçage radiatif total (*RF*). Les contributions inférieures au centième de [W m^{-2}] ne sont pas montrées.

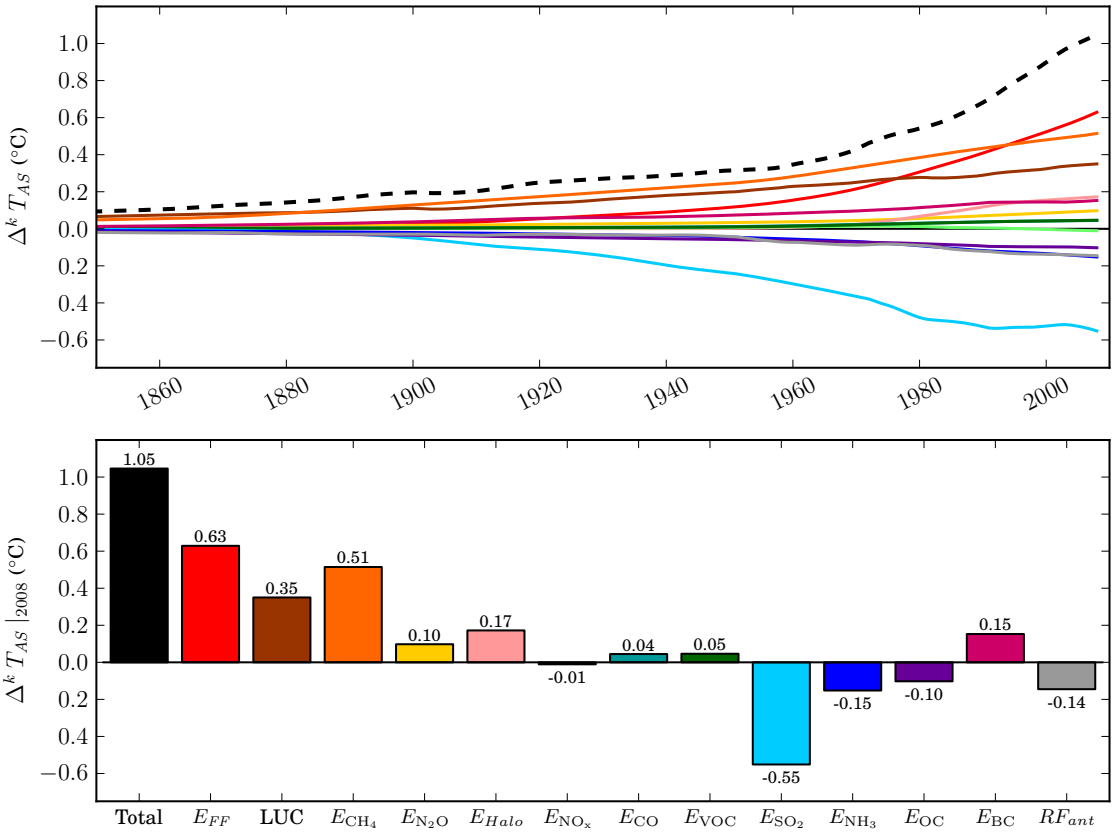


FIGURE 6.8 – Attribution du changement climatique d'origine humaine aux forçages anthropiques : évolution temporelle [*haut*] et contributions en 2008 [*bas*]. Dans ces travaux, le "changement climatique" est assimilé aux tendances de la variable ΔT_{AS}.

quatre principaux forçages, en valeur absolue en 2008, sont les émissions fossiles de CO_2 (+60 %), les émissions de dioxyde de soufre (−52 %), les émissions de méthane (+49 %) et les activités liées aux usages des sols et à leurs changements (+33 %). Notons, de plus, que l'ensemble des précurseurs de l'ozone, malgré un effet exclusivement indirect, contribuent tout de même à hauteur de +8 %. Il est particulièrement intéressant de voir que les contributions (en valeur absolue) des émissions anthropiques de CH_4 et SO_2 sont devenues inférieures à celle des émissions fossiles seulement après 1995 et 2000, respectivement.

Discussion Dans les paragraphes précédents, la notion de compensation a été évoquée à de multiples reprises. On a en effet vu que le CO_2 atmosphérique apparaît déterminé uniquement par les émissions anthropiques de CO_2 parce que les effets des autres forçages anthropiques se compensent. Ceci est également vrai pour le CH_4. Ce comportement, simple en apparence, rappelle les résultats obtenus par

Raupach (2013) sur l'apparente linéarité du cycle du carbone ; celle-ci étant due à des effets compensatoires entre la rétroaction climatique due au CO_2 et celle due aux autres composés. Ainsi, s'il semble possible de considérer le cycle du carbone comme quasi-linéaire et isolé des forçages climatiques hors CO_2, ceci est sans fondement théorique, apparemment dû au "hasard", et valable uniquement pour la période actuelle. Il est en effet improbable que cette compensation d'effets non-linéaires se perpétue indéfiniment à l'avenir.

Notre présentation du forçage radiatif total, en figure 6.7, est à comparer avec celle faite par IPCC (Forster et al., 2007). Bien que nous effectuons une attribution aux *drivers* alors qu'IPCC présente une attribution aux gaz, les deux restent comparables. En particulier, il est intéressant de voir que dans l'AR4 100 % du forçage du CO_2 est attribué au CO_2. Ce choix à plusieurs motivations, principalement celle de limiter l'incertitude de l'estimation en se limitant à une année d'étude (observable) et en n'attribuant pas la rétroaction climatique sur le cycle du carbone. Pourtant, nos résultats plaident pour une approche multi-gaz systématique et surtout pour la prise en compte de la rétroaction climatique, puisque celle-ci modifie complètement la contribution attribuée à chaque forçage anthropique. Par exemple, avec nos chiffres mais avec la méthode IPCC, les émissions de SO_2 se verraient attribuer un forçage radiatif de $-0.77\ \mathrm{W\ m^{-2}}$, alors qu'avec notre approche celui-ci est de $-0.92\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ (i.e. +19 %) ; de même pour les émissions de méthane qui auraient une contribution de $+0.71\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ avec IPCC, mais de $+0.84\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ avec notre méthode (+18 %). Ces résultats vont ainsi dans le sens des travaux de Shindell et al. (2009) et de Mahowald (2011), avec une approche plus systématique cependant, et soulignent l'intérêt d'attribuer le changement climatique aux réels *drivers* anthropiques.

Le principal inconvénient d'une attribution passant par la rétroaction climatique est l'incertitude y étant liée (Friedlingstein et al., 2006) ; ainsi, nos résultats quantitatifs doivent être appréhendés avec précautions. Soulignons tout de même que la paramétrisation par défaut d'OSCAR présente une rétroaction climatique sur le cycle du carbone plutôt faible par rapport à l'ensemble des modèles existants (cf. sections 1.1 et 1.2, et résultats de l'attribution effectuée en section 6.1.2), ce qui pourrait signifier une sous-estimation de l'effet d'amplification de l'importance des forçages hors-CO_2. Notons également que notre légère sur-estimation du taux de CH_4 historique (cf. figure 4.1) peut être à l'origine d'une sur-estimation de la contribution totale des émissions anthropiques de méthane, et qu'une très large incertitude entoure les contributions des précurseurs d'aérosols dans l'effet indirect des aérosols. Enfin, nous l'avons déjà évoqué au chapitre précédent, notre choix de chaîne causale est porteuse d'une incertitude intrinsèque : en changeant de causalité, les contributions s'en trouve redistribuées. Par exemple, notre modélisation du N_2O n'inclut aucune rétroaction climatique, impliquant que la totalité de la concentration de ce gaz est attribué à ses propres émissions. Ou encore, puisque l'effet des aérosols nitratés n'est calculé qu'à partir des émissions de NH_3, les NO_x ne se voient attribuer aucune contribution à cet effet, malgré leur rôle réel.

6.2.2 Attribution aux régions

Principe Passer d'une attribution aux forçages anthropiques à une attribution aux régions est très simple. Connaissant les profils temporels des contributions de chaque région à chacun des forçages, que nous avons présentés tout au long des chapitres 1, 2 et 3, il suffit non plus de suivre la causalité selon un seul axe (celui des *drivers*), mais selon deux axes : celui des *drivers* k et celui des régions j. Chaque variable d'OSCAR devient alors une matrice dont chaque élément est la contribution de chaque couple (k, j) à la variable totale.

Résultats La figure 6.9 présente un exemple d'une telle matrice, dans le cas du forçage radiatif en 2008. La première région représentée est notre région virtuelle servant à agréger l'ensemble des contributions non-attribuées (elle est baptisée "n/a", et numérotée "0"). Sur cette première ligne de la matrice, on retrouve que les forçages anthropiques directement prescrits en forçage radiatif (i.e. la variable RF_{ant}) et la plupart des *ozone depleting substances* ne sont pas attribués. Les autres contributions non-attribuées (i.e. émissions fossiles, de SO_2 et de BC) sont dues aux *bunker fuels*, c'est-à-dire aux émissions des transports maritime et aérien internationaux. Concernant les contributions attribuées, on peut voir certains résultats attendus : les émissions fossiles sont principalement attribuées aux pays dits développés (Amérique du Nord et Europe) mais également à l'ex-URSS et à la Chine ; les changements d'usage des sols sont principalement du fait des régions tropicales (Amérique du Sud, Afrique tropicale et Asie du Sud et du Sud-Est) mais aussi de l'Amérique du Nord ; le méthane est principalement attribué aux deux régions asiatiques ; les effets des aérosols sont principalement dus aux pays dits en développement, et tout particulièrement à la Chine.

Pour continuer cette analyse sur le plan temporel, la figure 6.10 montre l'évolution des contributions régionales absolues à plusieurs variables clés du système climatique. On retrouve sur cette figure les grandes tendances régionales évoquées précédemment. Le CO_2 atmosphérique est principalement déterminé par l'Amérique du Nord et l'Europe, la contribution chinoise étant en forte croissance. Le CH_4 atmosphérique est, lui, dominé par les deux régions asiatiques. Les trois plus grands contributeurs au N_2O atmosphérique, sur la période récente, sont l'Amérique du Nord, l'Europe et le Sud-Sud-Est asiatique, ce à parts égales. Les émissions liées aux usages des sols (i.e. de CO_2) sont bien dominées par les régions tropicales (du fait de la déforestation), mais l'Amérique du Nord a joué un rôle prépondérant par le passé. L'ozone troposphérique, au siècle passé, était principalement attribué aux pays développés, mais les pays émergents les ont récemment rattrapés et même dépassés. L'ozone stratosphérique et le forçage radiatif dû aux composés halogénés sont majoritairement non-attribués, puisque surtout déterminés par les ODS. Les effets direct et indirect des aérosols, largement dominés par les émissions de SO_2 dans notre modèle, illustrent l'impact des politiques de qualité de l'air des pays développés (à partir de 1980) et l'absence de telles politiques dans les pays émergents.

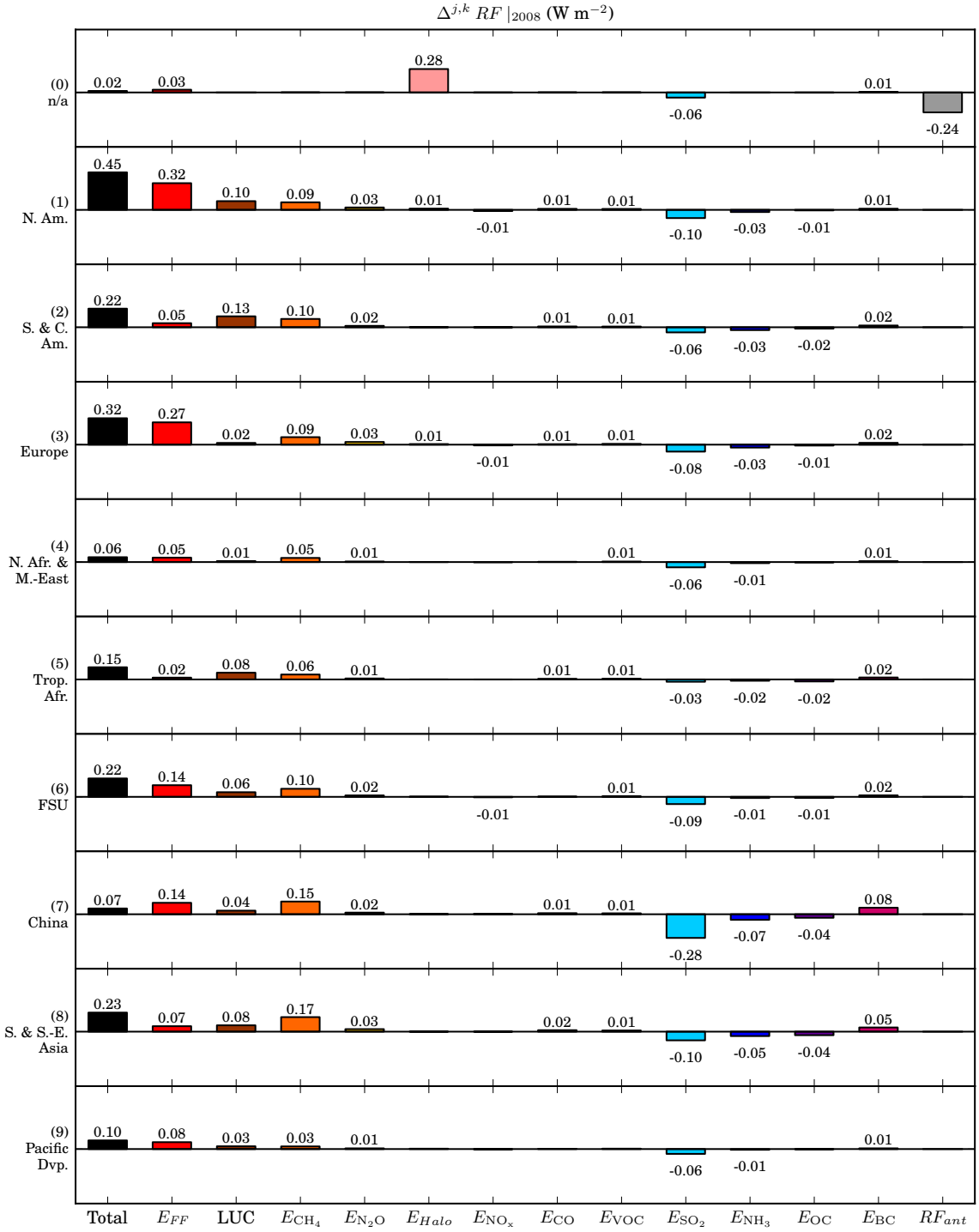


FIGURE 6.9 – Double attribution du forçage radiatif total en 2008, aux forçages anthropiques et aux régions. La première ligne présente les contributions non-attribuées ("n/a"). Les contributions inférieures au centième de [W m^{-2}] ne sont pas montrées.

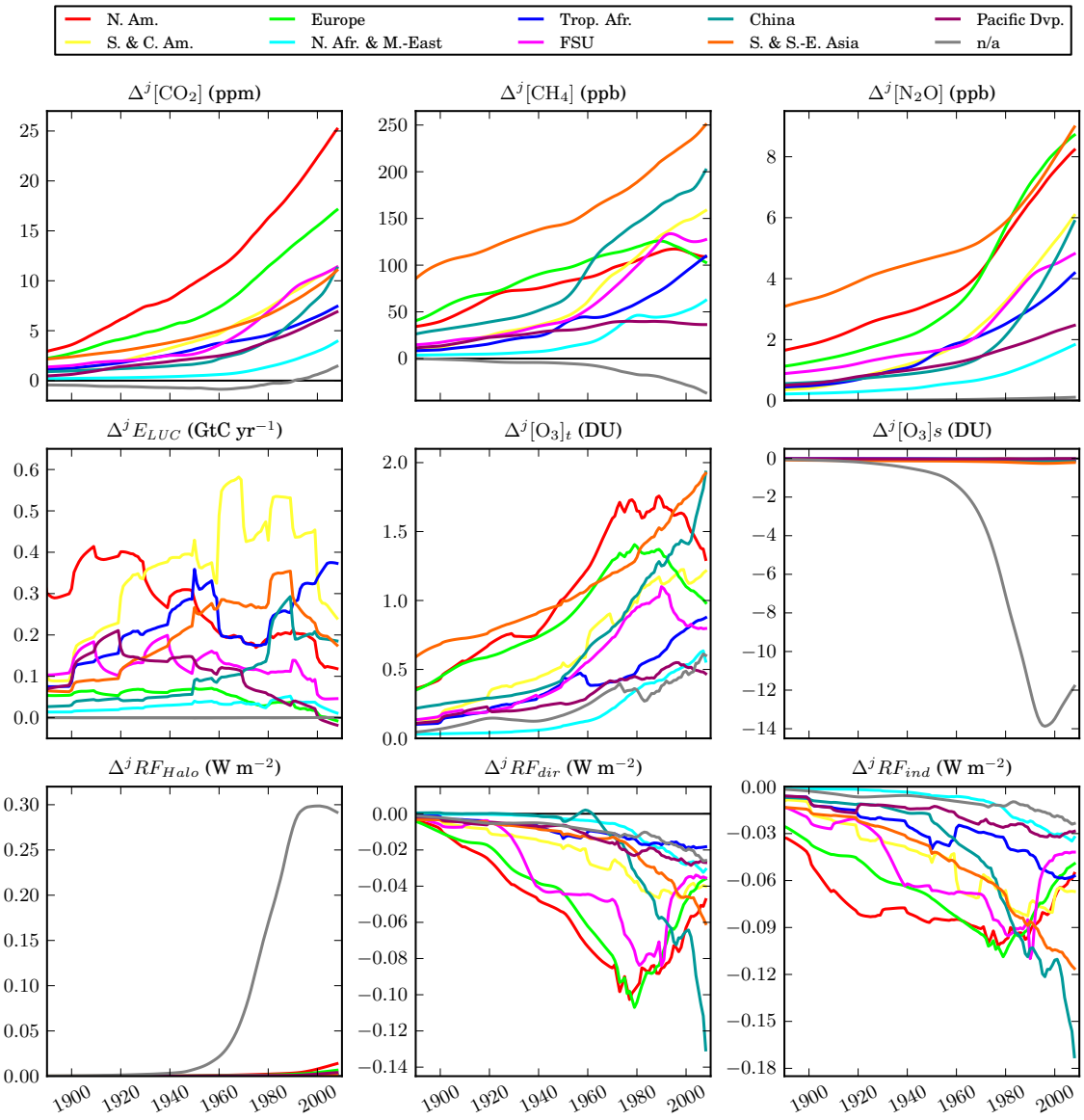


FIGURE 6.10 – Évolution temporelle des contributions régionales à plusieurs variables clés du système climatique. Par souci de lisibilité, la somme des contributions (i.e. la variable totale) n'est pas montrée.

Ces résultats amènent naturellement à la conclusion de cette section, qui est, à proprement parler, l'attribution régionalisée des causes anthropiques du changement climatique. Nous effectuons cette attribution sur deux variables : le forçage radiatif global, exprimé en équivalent CO_2 en inversant l'équation (3.1), et la température de l'air en surface. Les figures 6.11 et 6.12 présentant ces résultats constituent donc notre proposition de réponse au *Brazilian Proposal*. La différence entre l'attribution

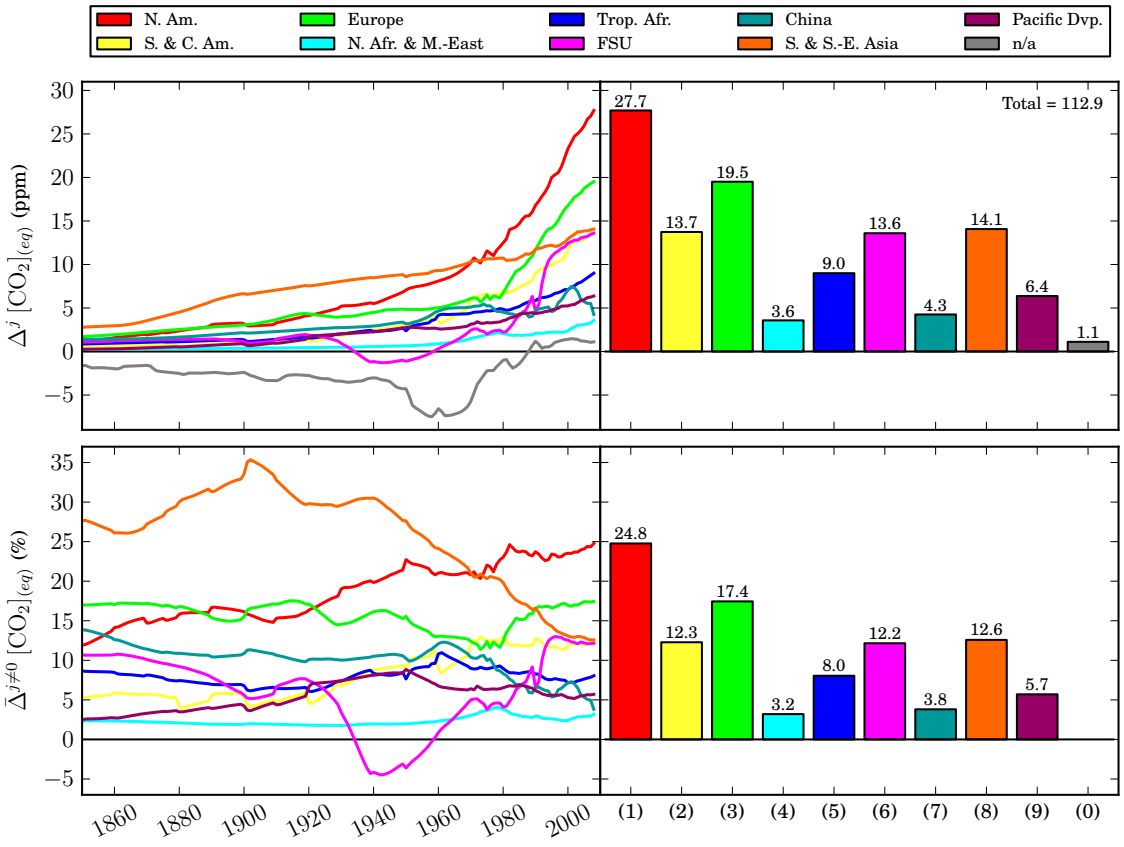


FIGURE 6.11 – Contributions régionales au forçage radiatif, exprimées en équivalent CO_2. Sont montrées les évolutions temporelles [*gauche*] et les valeurs en 2008 [*droite*] des contributions absolues [*haut*] et relatives [*bas*] ; ces dernières sont calculées en excluant la région non-attribuée.

en forçage radiatif et celle en température se trouve uniquement dans la temporalité de la réponse climatique permettant de passer du forçage radiatif aux températures (cf. section 3.2). On constate que malgré ceci, les résultats des deux attributions, en termes de contributions relatives, sont significativement proches ; et parfois assez surprenants. Par exemple, le cas de l'Asie du Sud et du Sud-Est, incluant l'Inde et l'Indonésie, est intéressant. La contribution absolue de cette région augmente de manière quasi-linéaire sur l'ensemble du siècle passé, alors que la plupart des autres contributions régionales augmentent quasi-exponentiellement. Ainsi, cette région voit sa contribution relative au changement climatique anthropique diminuer au cours du temps. Les cas de l'Amérique du Nord et de l'Europe montrent le rôle majeur des aérosols qui, à partir de 1980 et de la diminution des émissions de précurseurs, font que les contributions absolues au réchauffement de ces deux régions croissent beaucoup plus vite qu'auparavant. Pour l'Europe, alors que sa contribution

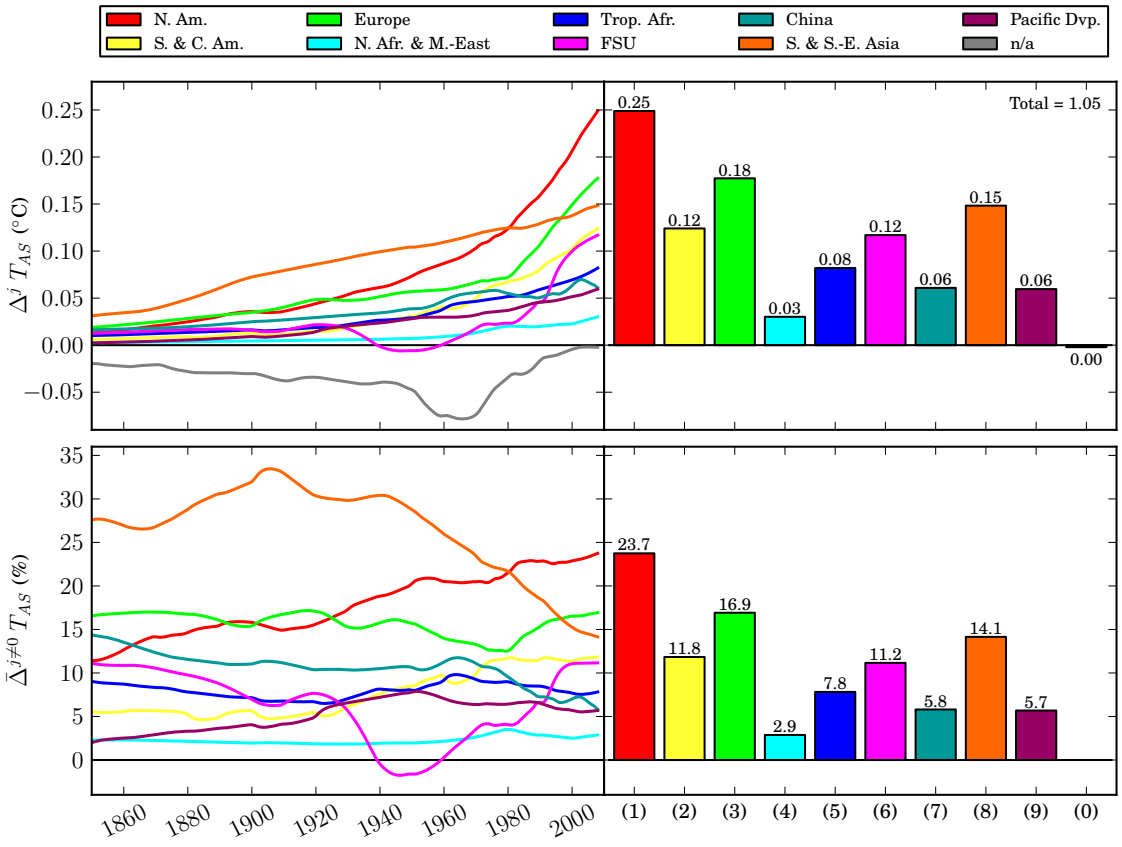


FIGURE 6.12 – Contributions régionales au changement de température globale. (Présentation identique à la figure 6.11.)

relative était décroissante, les politiques de qualité de l'air l'ont ramenée en 2008 au niveau des années 1850. C'est également l'effet des aérosols qui explique la contribution négative de l'ex-URSS dans les années 1940, ou encore la forte décroissance de la contribution relative de la Chine à partir de 1960.

Discussion Nous l'avons déjà souligné mais insistons : les incertitudes sur ces attributions sont nombreuses. En particulier, si l'on suit nos précédentes remarques, il est possible que la contribution de la région Asie du Sud et du Sud-Est soit surévaluée, puisque celle des émissions de méthane l'est *a priori* ; de même pour la contribution de l'Amérique du Nord au CO_2 à travers les émissions liées aux usages des sols. En effet, OSCAR simule des émissions plus fortes en Amérique du Nord que celles des derniers travaux de Houghton et Hackler (in rev.). L'incertitude liée aux aérosols est également élevée, ce pour deux raisons : les émissions des précurseurs sont moins bien connues que celles des gaz à effet de serre ; et la modélisation que nous faisons de leurs effets, surtout celui indirect, reste trop simpliste (elle n'est pas

régionalisée et ne prend pas en compte de rétroactions climatiques, cf. section 3.1.3). De plus, cette incertitude est d'autant plus forte qu'une région est émettrice de précurseurs d'aérosols, comme c'est le cas par exemple pour la Chine.

Ces résultats soulèvent de nombreuses questions sur le plan politique. Ayant constaté le rôle crucial des aérosols, on comprend aisément que certains pays puissent argumenter en faveur – ou contre – la prise en compte de ces composés dans l'attribution. Cette question n'a pas de portée scientifique. Elle rejoint la question de l'incertitude politique que nous abordons en section 7.3. Rappelons-le, dans ce chapitre nous ne faisons qu'évaluer des contributions en appliquant une méthodologie déterminée, sans émettre le moindre jugement moral.

6.2.3 Attribution temporalisée

Principe Précédemment, nous avons attribué le changement climatique anthropique selon deux axes : celui des forçages anthropiques (axe k) et celui des régions (axe j). Ajoutons à ces deux axes un troisième : celui de la période d'activité anthropique (axe s). Le principe d'une telle attribution est illustré en figure 6.13. La courbe principale, hors médaillon, montre l'évolution temporelle de l'excès de CO_2 atmosphérique calculé (i.e. $\Delta[CO_2]$) et la contribution cumulée de chaque période d'activité représentée sur l'axe de droite. Ainsi, lorsqu'on passe d'une période à une autre (e.g. en 1850), la contribution de la période précédente arrête d'augmenter et se met même à décroître, alors que la contribution de la nouvelle période augmente parallèlement à la variable totale. L'histogramme présenté en médaillon est une représentation des contributions absolues de chaque période d'activité à la valeur de la variable totale en une année donnée, ici en 2008. Puisque les périodes d'activité n'ont pas toutes la même durée, cet histogramme montre les contributions marginales exprimées par année d'activité. Pour exemple, cette figure nous montre que l'ensemble des activités anthropiques (émissions fossiles, de méthane, d'aérosols, usages des sols, etc.) qui ont eu lieu entre 1950 et 1960 contribuent à hauteur d'environ $0.5\,\mathrm{ppm\,yr^{-1}}$ à l'excès de CO_2 atmosphérique de 2008 ; soit un total d'environ 5 ppm pour l'ensemble de la période 1950–1960. Ou encore, la contribution des activités de l'année 2000 est d'environ 2 ppm sur les 107 simulés en 2008. L'intégrale de l'histogramme est donc strictement égale à la valeur en 2008 de la variable $\Delta[CO_2]$.

Résultats Cette approche est appliquée en figure 6.14, toujours à la variable $\Delta[CO_2]$, mais en y ajoutant un axe d'attribution : soit celui des forçages anthropiques, soit celui des régions. Concernant les forçages anthropiques, on y retrouve les résultats vus en figures 6.6 et 6.7, avec cependant quelques nouveautés intéressantes. Par exemple, pour chaque période d'activité, les changements d'usage des sols ont un impact marginal sensiblement égal en 2008 : la déforestation de 1900 contribue autant au CO_2 atmosphérique, par année et en 2008, que celle de 1990. On peut aussi remarquer que les émissions de composés halogénés qui ont eu lieu avant l'entrée en vigueur du Protocole de Montréal (1989) affectent encore le CO_2

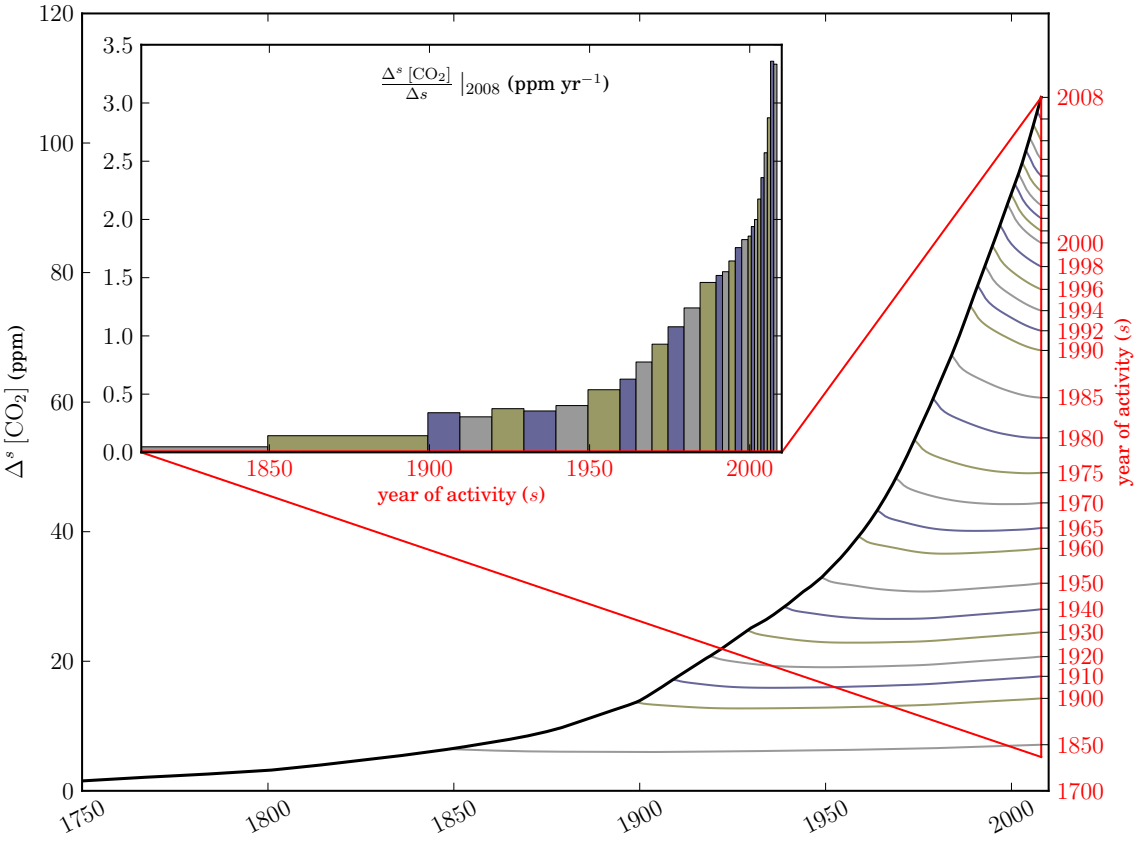


FIGURE 6.13 – Illustration du concept d'attribution temporalisée, pour le CO_2 atmosphérique. Le graphe principal représente l'évolution temporelle des contributions cumulées des périodes d'activité ; ces périodes d'activité étant les intervalles de temps représentés en rouge sur l'axe de droite (de 2000 à 2008, les périodes n'incluent qu'une seule année). Le graphe en médaillon est une représentation des contributions absolues marginales des périodes d'activité pour l'année 2008 ; les périodes, toujours en rouge, se retrouvant sur l'axe des abscisses.

atmosphérique à travers leur effet sur le climat. On voit également que les émissions de méthane ayant eu lieu avant 1950 n'affectent que très peu le CO_2 atmosphérique, infirmant partiellement notre affirmation que la sur-évaluation du CH_4 atmosphérique par OSCAR dans le passé impliquerait une sur-estimation de sa contribution au changement de dioxyde de carbone. Ainsi, on retrouve dans cette attribution l'effet déterminant de la rétroaction climatique sur le cycle du carbone, et donc l'effet déterminant des forçages anthropiques à l'origine du changement climatique mais n'affectant pas directement ce cycle du carbone. En termes d'attribution régionale, nos résultats montrent qu'aucune des neuf régions, pour aucune des périodes, n'a une contribution négative au CO_2 atmosphérique de 2008 ; seule la part non-attribuée,

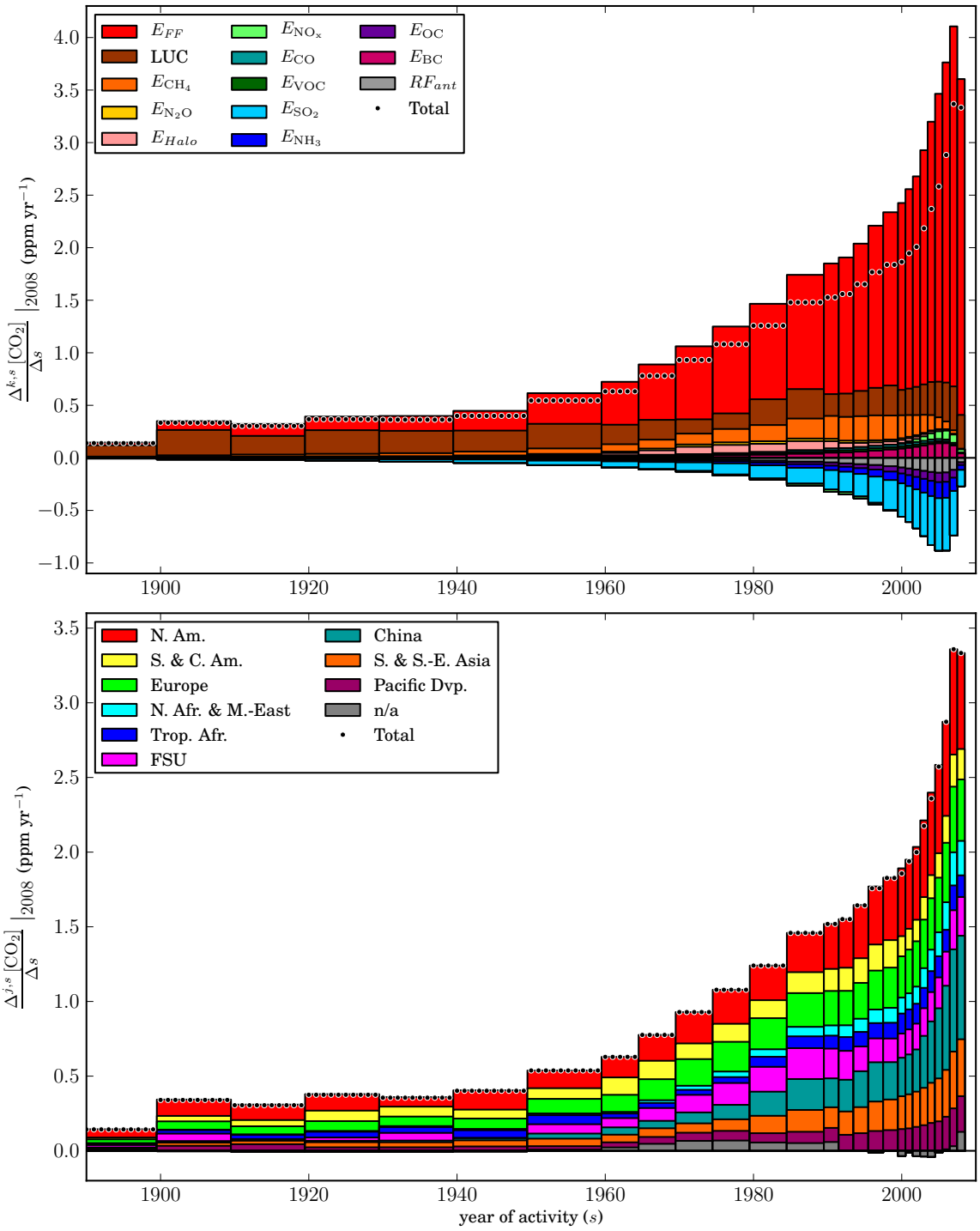


FIGURE 6.14 – Attribution temporalisée du changement CO_2 atmosphérique en 2008, aux forçages anthropiques [*haut*] et aux régions [*bas*].

du fait des *bunker fuels* émetteurs de SO_2 et de la non-attribution dans OSCAR de la variable RF_{ant}, présente une légère contribution négative entre 1990 et 2005.

En figure 6.15, nous avons répété le même exercice d'attribution mais pour le forçage radiatif total (la variable *RF*) de 2008. De prime abord, on pourrait croire que cette variable est quasi-instantanée puisque la contribution de la dernière année d'activité à la valeur de la variable en cette même année est bien plus grande que les contributions des autres périodes d'activité. En fait, il n'en est rien puisque la valeur globale du forçage radiatif en 2008 est positive (égale à $1.82\,\mathrm{W\,m^{-2}}$), alors que la contribution instantanée est négative (de $-1.44\,\mathrm{W\,m^{-2}\,yr^{-1}}$). En détaillant figure 6.15, on constate que les composés à courte durée de vie (les précurseurs de l'ozone et d'aérosols) n'ont de contribution significative que la même année que celle d'évaluation, alors que les effets des gaz à effet de serre à longue durée de vie sont répartis dans le temps. Seuls les oxydes d'azote ont une contribution passée non-négligeable, mais tout de même d'un ordre de grandeur inférieur à leur contribution instantanée, du fait de leur impact sur la durée de vie du méthane. Or, parmi ces forçages de court terme, l'effet dominant des aérosols refroidissant implique que la contribution instantanée, c'est-à-dire celle des activités d'une année donnée sur le forçage radiatif de cette même année, est globalement négative. C'est donc le cumul, sur l'ensemble des années précédentes, des activités émettrices de gaz à effet de serre qui fait que le forçage radiatif global est positif en 2008. C'est un effet qu'on a déjà rencontré, sous un autre aspect, en section 4.2.1 : lorsqu'on fait une projection climatique en annulant tous les forçages anthropiques après 2008, le forçage radiatif augmente brutalement, montrant que les forçages de court terme sont négatifs et que ceux de long terme sont positifs (cf. figure 4.4).

Enfin, la figure 6.16 est la même que précédemment sauf qu'elle porte sur l'augmentation de température de l'air en surface (ΔT_{AS}). Cette figure présente ainsi une attribution temporalisée des causes anthropiques du changement climatique d'origine humaine. On y constate, comme pour le forçage radiatif, que les composés à faible durée de vie ont une contribution récente importante alors que c'est l'inverse pour les composés à longue durée de vie ; l'attribution temporalisée permettant même, contrairement à celle de la figure 6.6, d'attribuer séparément les effets opposés des oxydes d'azote : réchauffant à court terme à travers O_3 et refroidissant à long terme *via* CH_4. On remarque également que le méthane est un gaz dont les émissions contribuent plus à court terme que le CO_2, l'importance relative de ces deux gaz s'inversant si l'on remonte dans le passé. Comme précédemment, il est notable que l'effet à court terme de l'ensemble des perturbations anthropiques sur le système climatique est négatif en températures. En effet, les activités de la période 2004–2008 ont des contributions nettes négatives en 2008. Ceci est vrai pour l'ensemble des régions de 2006 à 2008, le rôle positif ou négatif des régions attribuées lors de la transition 2004–2005 dépendant de leur proportion d'émissions de composés à longue ou courte durée de vie. Ainsi, les activités de l'Amérique du Nord de 2005 sont déjà réchauffantes en 2008, alors que celles de la Chine de 2004 sont encore refroidissantes.

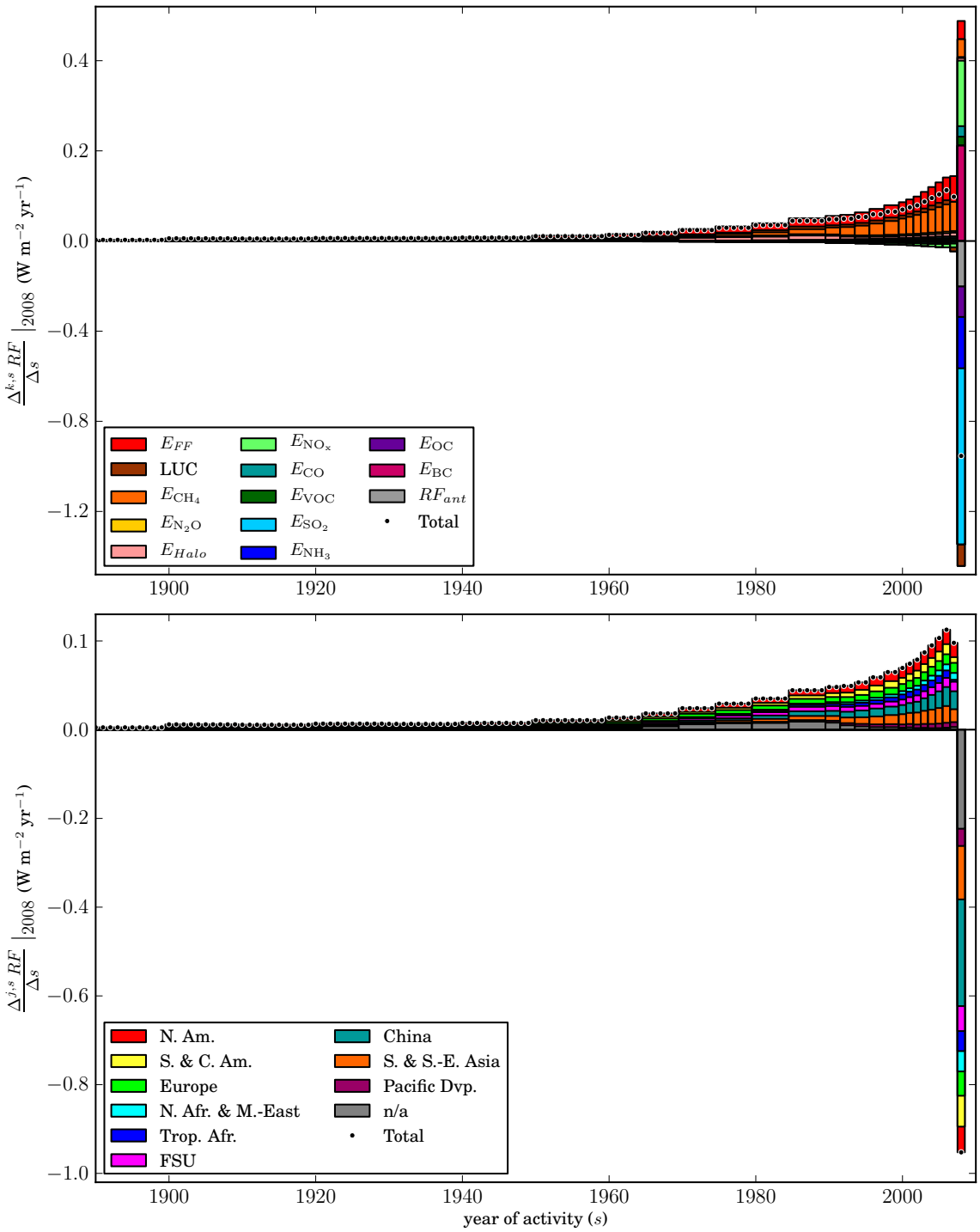


FIGURE 6.15 – Attribution temporalisée du forçage radiatif en 2008, aux forçages anthropiques [*haut*] et aux régions [*bas*]. La graduation négative de l'axe des ordonnées est le double de la graduation positive.

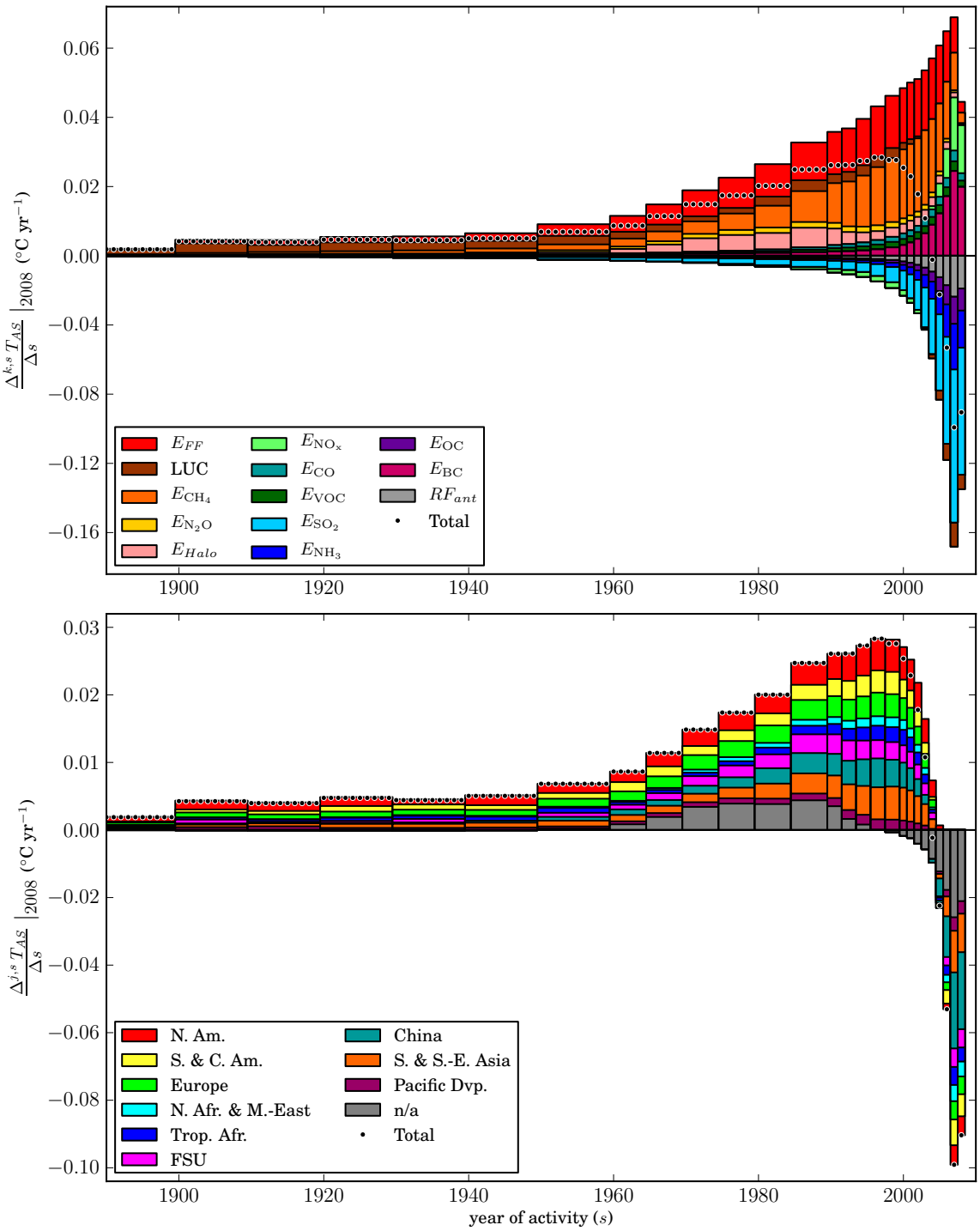


FIGURE 6.16 – Attribution temporalisée du changement de température en 2008, aux forçages anthropiques [*haut*] et aux régions [*bas*]. La graduation négative de l'axe des ordonnées est le double de la graduation positive.

6.3 Ruptures de causalité

6.3.1 Attribution de la rétroaction climatique

Principe Dans ce chapitre, nous avons continuellement évoqué la rétroaction climatique, à la fois comme étant fondamentale pour nos résultats, et comme étant source importante d'incertitude. Dans cette section, nous proposons d'étudier cette rétroaction en effectuant une attribution hybride permettant d'isoler son effet. Pour ce faire, nous menons exactement la même expérience qu'en section 6.2.1, c'est-à-dire une attribution du forçage radiatif aux forçages anthropiques, mais dans laquelle le facteur climat (i.e. les températures et les précipitations dans OSCAR) est attribué séparément, comme un *driver* exogène, bien que calculé de façon endogène. Il y a donc bien ici rupture de la chaîne causale puisque l'effet des forçages anthropiques sur le climat ne se répercutera pas à nouveau dans le système (*via* la rétroaction), mais sera simplement identifié comme étant le forçage climatique.

Résultats La figure 6.17 montre le résultat d'une telle attribution pour les différentes composantes du forçage radiatif de l'année 2008, comme nous l'avions fait en section 6.2.1. Une nouvelle colonne s'est donc ajoutée à la matrice : celle du "forçage climatique" (en blanc). En 2008, sur les $1.82\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ de forçage radiatif anthropique calculés, $0.24\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ sont attribués à la rétroaction, soit 13 %. Cette rétroaction s'exprime très majoritairement à travers le cycle du carbone puisque qu'elle affecte à hauteur de $0.28\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ le forçage radiatif du CO_2. Si l'on compare cette figure à la figure 6.7, similaire mais obtenue sans attribuer spécifiquement la rétroaction climatique, on constate que cette nouvelle matrice est plus vide que l'ancienne. En d'autres termes, il y a moins d'effets de couplage au sein de notre modèle si l'on retire la rétroaction climatique. Cependant, tous les couplages n'ont pas disparus. Par exemple, l'effet de fertilisation du CO_2, principalement déterminé par les émissions fossiles, affecte bien le CH_4, et même l'ozone troposphérique à travers les émissions dues à la combustion de biomasse. Les changements d'usage des sols restent également un forçage anthropique affectant la quasi-totalité des composantes du forçage radiatif, dans OSCAR, du fait de la *biomass burning*.

Si la rétroaction contribue, dans cette expérience, à 13 % du forçage radiatif, c'est que les contributions des autres forçages (ceux anthropiques) ont changé par rapport à l'expérience complètement causale. En fait, en faisant la différence entre la matrice représentée en figure 6.7 et celle en figure 6.17, on peut non seulement évaluer de combien les contributions anthropiques ont bougé, mais on peut aussi attribuer la rétroaction climatique, en termes de forçage radiatif, aux forçages anthropiques. La dernière ligne de la différence des matrices, celle représentant la variable *RF* (totale), est montrée en figure 6.18. On y voit que les deux plus grand contributeurs à la rétroaction climatique sont les émissions fossiles (CO_2) et celles de dioxyde de soufre, à hauteur de ±58 % de cette rétroaction, suivis immédiatement par les émissions anthropiques de méthane, pour +54 %, et par les changements d'usage des

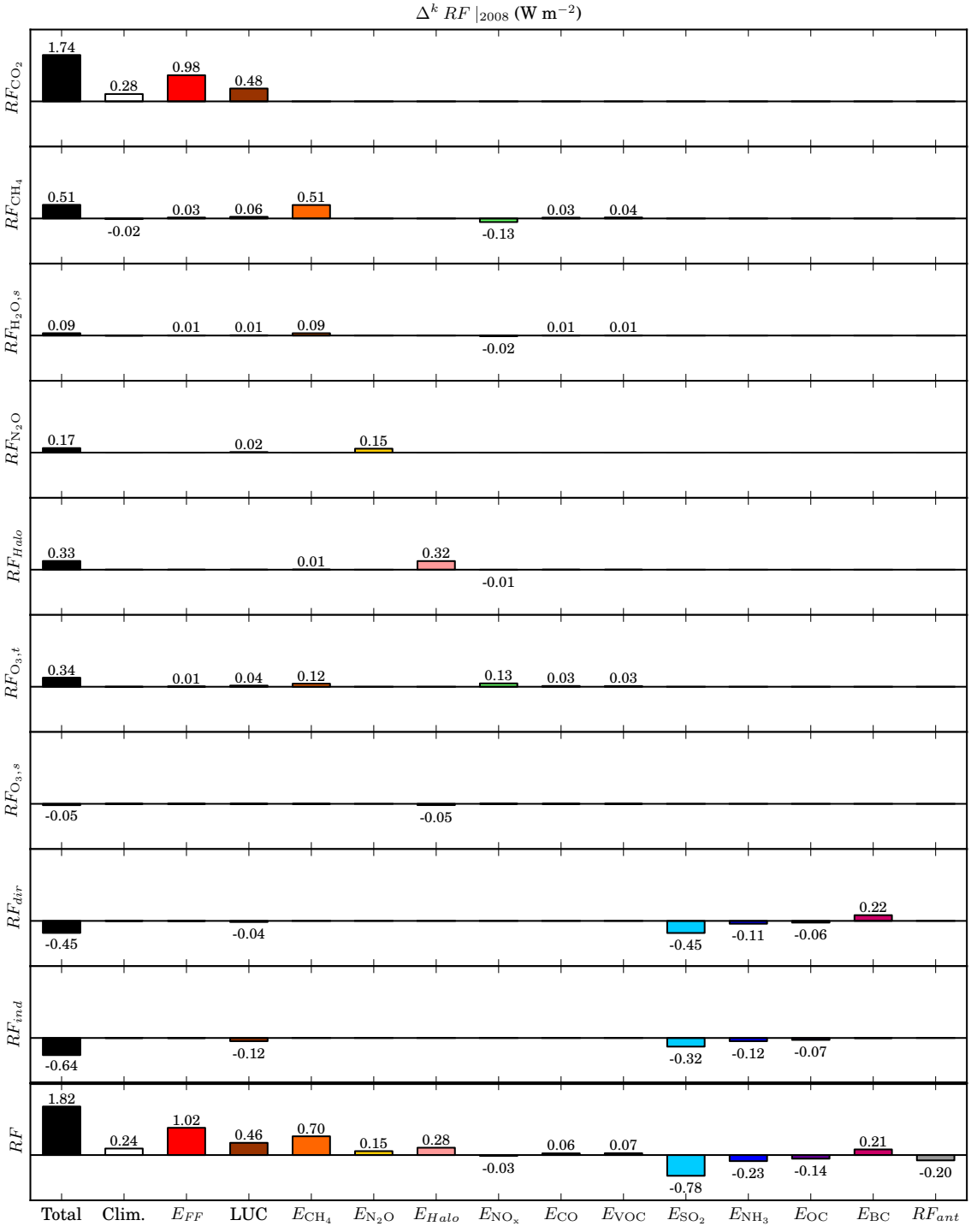


FIGURE 6.17 – Attribution du forçage radiatif en 2008 incluant la rétroaction climatique. Les contributions inférieures au centième de [W m^{-2}] ne sont pas montrées.

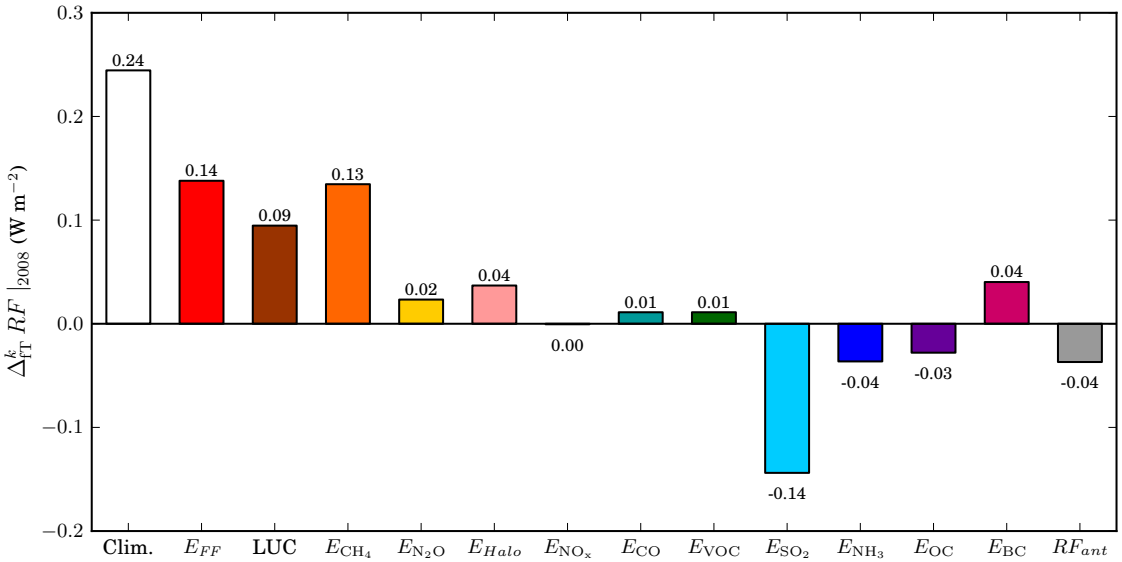


FIGURE 6.18 – Attribution de la rétroaction climatique aux forçages anthropiques, en 2008, en termes de forçage radiatif. La somme des contributions des forçages anthropiques (couleurs) est égale à l'effet global de la rétroaction climatique (blanc).

sols, pour +38 %. Les autres gaz à effet de serre ou précurseurs d'aérosols ont des contributions inférieures. Les précurseurs de l'ozone n'y contribuent que faiblement.

Discussion Ces chiffres sont une autre façon d'illustrer nos conclusions des sections 6.2.2 et 6.2.3, dans la mesure où il mettent en avant, d'une part, l'importance de la rétroaction climatique dans nos simulations (importance qui ne peut que croître à l'avenir ou lors d'exercices d'attribution faits sur des scénarios), et d'autre part, le rôle clé de l'approche multi-gaz (en particulier CH_4 et SO_2) qui est la nôtre. Enfin, soulignons à nouveau que cette attribution de la rétroaction climatique est soumise à de nombreuses incertitudes, tant sur les contributions absolues de cette rétroaction, que sur les parts relatives de chaque forçage à celle-ci.

6.3.2 Attribution des puits aux absorbeurs

Principe Dans cette section, nous développons une approche alternative d'attribution des puits du CO_2, rompant la chaîne causale présentée en figure 5.3. Alors que précédemment les puits étaient (implicitement) attribués aux émetteurs (*emitters*), c'est-à-dire aux régions causant la variation de puits de par leurs émissions et le changement climatique induit par celles-ci, nous proposons d'attribuer ces puits aux absorbeurs (*absorbers*), c'est-à-dire aux détenteurs physiques des écosystèmes absorbant le carbone. Cette section est une reprise et une mise à jour d'un article présentant pour la première fois cette seconde option d'attribution (Ciais et al.,

2013) et d'un autre discutant de l'effet de la rétroaction climatique sur les deux approches (Gasser et al., in rev.). L'intérêt est double : nous présentons une analyse plus fine de nos attributions précédentes, en focalisant sur le cycle du carbone, et nous proposons une option politique d'attribution supplémentaire, qui sera discutée plus en avant au chapitre 7.

Il est aisé d'appréhender les approches d'attribution aux émetteurs et aux absorbeurs, pour le CO_2 atmosphérique, en reformulant l'équation (1.21) qui décrit le bilan carbone de l'atmosphère :

$$\alpha_{atm}^{CO_2} \frac{\mathrm{d}\Delta[CO_2]}{\mathrm{d}t} = \sum_{i,j} \Delta^j E_{FF}^i + \Delta^j E_{LUC}^i + \Delta^j F_{\downarrow Land}^i + \Delta^j F_{\downarrow Ocean}^i \tag{6.3}$$

Les exposants i décrivent les régions où a physiquement lieu le flux, et les exposants j décrivent les régions ayant causé le flux. Pour les émissions fossiles (E_{FF}), seuls les cas où $i = j$ sont non-nuls. Il est clair que l'équation (6.3) est matricielle sur deux axes (i et j), on conçoit alors aisément les deux approches d'attribution : on somme la matrice soit sur l'axe des régions pour conserver la cause (attribution aux émetteurs), soit l'inverse (attribution aux absorbeurs). Mathématiquement, en notant d'un indice "(em)" la première approche et "(abs)" la seconde, on peut formuler (Gasser et al., in rev.) :

$$\begin{cases} \alpha_{atm}^{CO_2} \frac{\mathrm{d}\Delta_{(em)}^n[CO_2]}{\mathrm{d}t} = E_{FF}^n + \sum_i \Delta^n E_{LUC}^i + \Delta^n F_{\downarrow Land}^i + \Delta^n F_{\downarrow Ocean}^i \\ \alpha_{atm}^{CO_2} \frac{\mathrm{d}\Delta_{(abs)}^n[CO_2]}{\mathrm{d}t} = E_{FF}^n + \sum_j \Delta^j E_{LUC}^n + \Delta^j F_{\downarrow Land}^n + \Delta^j F_{\downarrow Ocean}^n \end{cases} \tag{6.4}$$

Résultats Les deux formules de l'équation (6.4) sont appliquées en figure 6.19, où l'on voit l'excès de CO_2 atmosphérique de 2008 attribué à la fois aux régions et aux quatre flux de son bilan annuel (i.e. aux émissions fossiles, émissions liées aux usages des sols, puits biosphérique, etpuits océanique). On constate que les contributions régionales varient grandement d'une approche à l'autre. Dans le cas de l'attribution aux émetteurs, les puits biosphérique et océanique sont attribués approximativement de façon proportionnelle aux émissions, ce qui représente bien la causalité du cycle du carbone au premier ordre (i.e. les émissions impliquent une augmentation du CO_2 qui implique une augmentation des puits). Avec cette première approche, même les émissions des *bunker fuels* contribuent (légèrement) aux puits de carbone. Dans le cas de l'attribution aux absorbeurs, il y a rupture de causalité : les régions qui possèdent les puits les plus efficaces (forêts tropicales et boréales) se voient attribuer un puits important, sans lien avec le puits global qu'elles ont causé. Avec cette seconde approche, limités par la précision de notre modèle, nous avons choisi de ne pas du tout attribuer le puits océanique (i.e. aucune région ne le revendique). Si la figure 6.19 présente deux attributions alternatives du puits biosphérique, il est en fait possible d'aller plus loin dans l'attribution et de détailler les contributions causales de chaque région à chaque puits régional (i.e. les valeurs de $\Delta^j F_{\downarrow Land}^i$ pour chaque i et j). Ce résultat est présenté sous forme matricielle

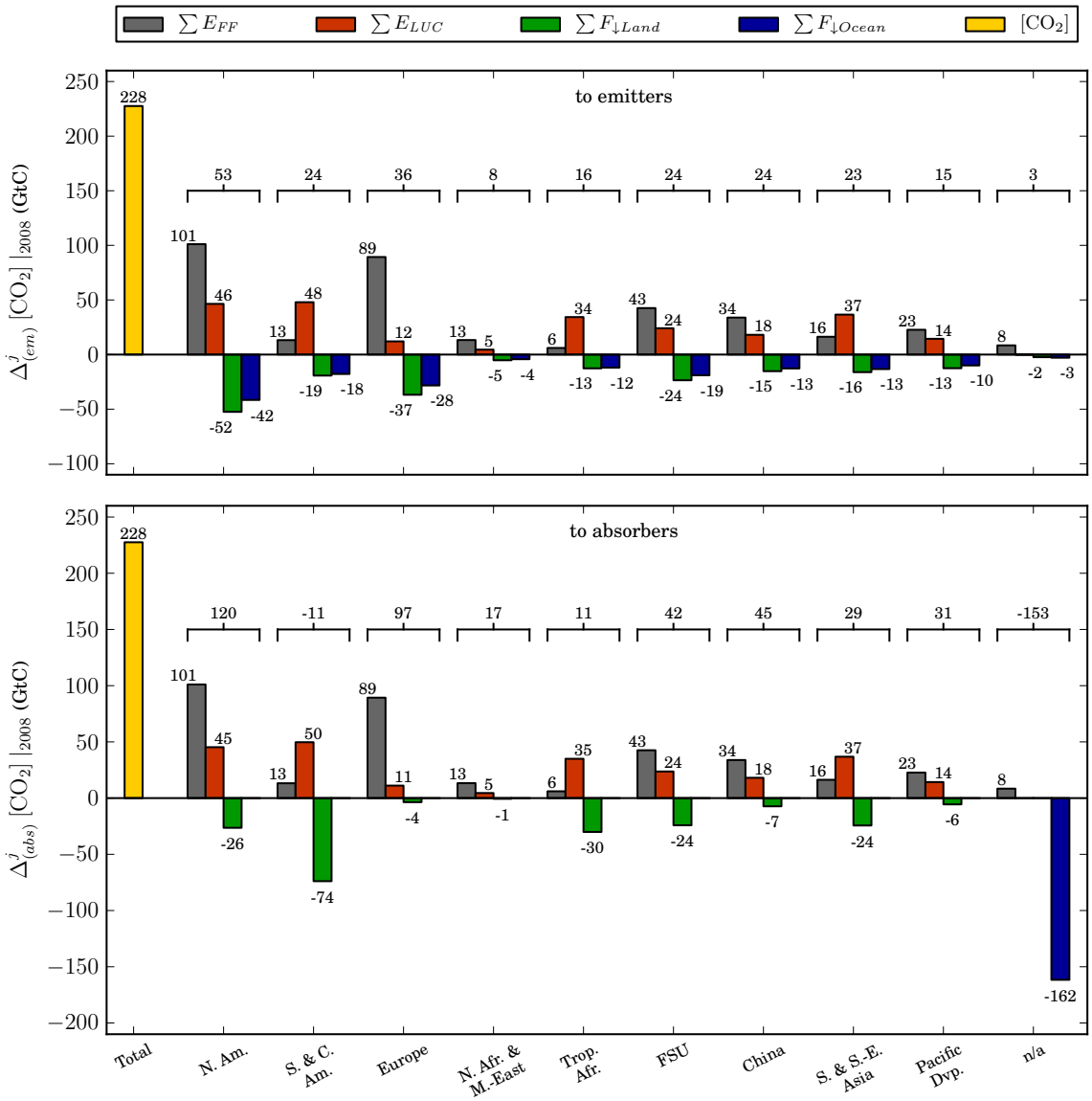


FIGURE 6.19 – Attributions alternatives du changement de CO_2 atmosphérique en 2008, aux émetteurs [*haut*] ou aux absorbeurs [*bas*].

en figure 6.20, pour la valeur cumulée jusqu'en 2008 du puits biosphérique. Sans surprise, on voit sur cette figure que les forts puits de régions telles que l'Amérique du Sud ou l'Afrique tropicale sont principalement induits par les régions fortement émettrices de CO_2 telles que l'Amérique du Nord et l'Europe. Ce résultat est à relier avec ceux de la section 6.1.2.

Afin de bien mesurer l'effet de ces deux approches d'attribution sur les contributions régionales au CO_2 atmosphérique de 2008, nous présentons celles-ci, en valeur

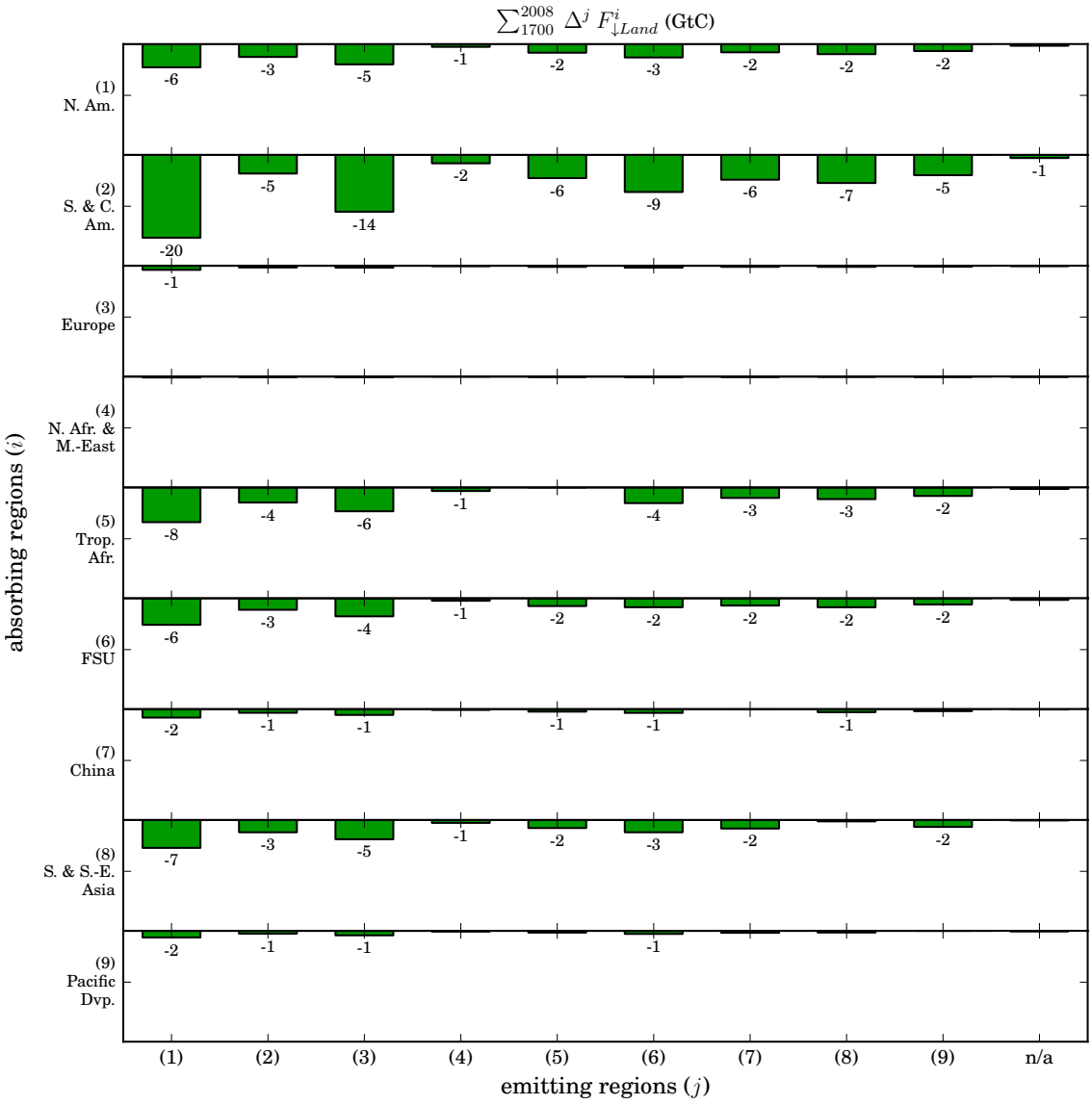


FIGURE 6.20 – Table d'attribution croisée du puits biosphérique cumulé. L'axe des abscisses est causal (région émettrices j), celui des ordonnées est territorial (régions absorbeuses i). Les contributions inférieures à l'unité de [GtC] ne sont pas montrées.

relative, en figure 6.21. Une conclusion importante tirée de cette figure est que les régions qui, soit émettent plus que leurs puits ne peuvent absorber, soit possèdent un puits absorbant plus qu'elles n'émettent, voient leur contribution varier conséquemment lors d'un changement d'approche d'attribution. Par exemple, la contribution relative de l'Europe augmente de 9 points de pourcentage en passant d'une attribution aux émetteurs à une aux absorbeurs ; celle de l'Amérique du Sud diminuant

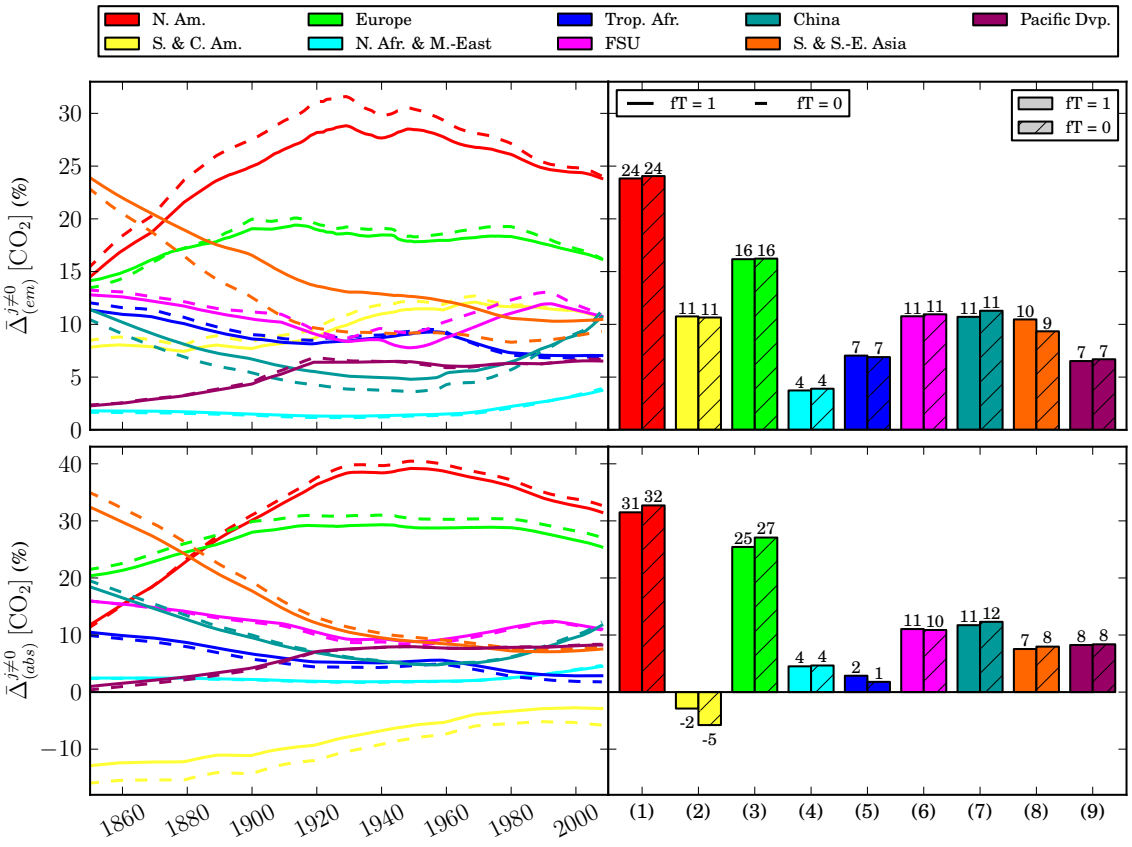


FIGURE 6.21 – Contributions relatives des émetteurs [*haut*] et absorbeurs [*bas*] au changement de CO_2 atmosphérique. Les histogrammes présentent les pourcentages de l'année 2008. Le cas réaliste incluant la rétroaction climatique ("fT=1") figure en traits pleins et barres unies, alors que le cas théorique sans rétroaction climatique ("fT=0") est en tireté et barré.

de 13 points de pourcentage dans ce cas ; mais celle de la Chine ne changeant pas significativement. Toujours sur la même figure, afin de compléter et de mettre à jour les conclusions de notre précédent article (Gasser et al., in rev.), nous montrons les contributions régionales relatives dans le cas d'une simulation effectuée sans rétroaction climatique. Bien qu'une telle simulation altère la valeur absolue du CO_2 atmosphérique calculé, elle permet de voir aisément l'effet de la rétroaction sur les contributions relatives. Il est intéressant de constater que la prise en compte d'une rétroaction climatique déterminée non plus uniquement par le CO_2, comme c'était le cas avant (Gasser et al., in rev.), mais par l'ensemble des forçages anthropiques, modifie significativement nos anciens résultats. En effet, nous concluions précédemment que l'attribution aux émetteurs était peu variable avec ou sans rétroaction, alors que celle aux absorbeurs l'était beaucoup plus. Si ce résultat est encore vérifié

en 2008, il est éminemment faux sur l'ensemble du siècle passé, comme on le voit sur la figure 6.21. L'interprétation n'en est pas évidente, mais elle souligne l'intérêt de cette attribution alternative aux absorbeurs, particulièrement dans une démarche d'évaluation des incertitudes politiques du *Brazilian Proposal* (cf. section 7.3).

Discussion Nous ne reprendrons pas ici l'ensemble des discussions figurant dans nos précédents articles, qu'elles portent sur les conséquences de ces deux approches pour les parts attribuées (et projetées) aux pays développés ou en développement (Ciais et al., 2013), ou sur le parallèle que l'on peut faire entre l'attribution aux émetteurs/absorbeurs et celle de Peters (2008) aux producteurs/consommateurs (Gasser et al., in rev.). Nous nous limiterons à deux points dignes d'intérêt. Premièrement, l'attribution aux absorbeurs, bien qu'elle soit ici illustrée pour les puits de CO_2, est en fait généralisable à l'ensemble des flux de matière du modèle. Par exemple, la très faible différence entre les contributions régionales absolues des émissions liées aux usages des sols, en figure 6.19, provient de la ré-attribution du flux E^{Δ}_{LUC} qui est partiellement déterminé par l'effet de fertilisation et le climat (cf. sections 1.3.2 et 6.1.2). Si nous regardions l'attribution du taux de CH_4 atmosphérique, le cas serait similaire pour les variations d'émissions des zones humides : elles pourraient être attribuées localement (aux "absorbeurs") ou causalement (aux "émetteurs"). Ainsi, dans certains cas l'attribution aux absorbeurs pourrait se révéler à double tranchant. En effet, s'il s'avère que sous un fort changement climatique le puits de la forêt amazonienne se transforme en source (e.g. Cox et al., 2004), il nous faudrait compter ce nouveau flux positivement pour la région d'Amérique du Sud ; de même pour les éventuelles émissions de CH_4 et de CO_2 induites par le dégel du *permafrost*. Secondement, exposée comme nous le faisons ici, l'approche d'attribution aux émetteurs semble soulever une question morale : plus une région pollue, plus elle se voit attribuer une part importante du puits, c'est-à-dire d'un service écosystémique de dépollution. Comme en section 6.2.2, rappelons que ces considérations sortent du cadre de nos travaux ; mais soulignons l'intérêt que peut avoir, dans ces débats politiques, la figure 6.20 représentant la "table d'attribution croisée" (Gasser et al., in rev.) du service écosystémique précédemment évoqué.

Chapitre 7

Implications politiques

Dans ce dernier chapitre de thèse, nous présentons trois applications de notre modèle d'attribution, liées aux politiques climatiques, inspirées et/ou motivées par les résultats précédemment présentés. La première de ces applications a trait à la question de la géo-ingénierie, que nous avons déjà rapidement évoquée en section 4.2.3, et à sa gouvernance qui pourrait être facilitée par une attribution précise des effets de chaque technique de géo-ingénierie. La seconde application est relative au "*burden sharing*", c'est à dire au partage de la charge liée à la réduction des émissions de gaz à effet de serre. Nous utiliserons nos méthodes d'attribution afin de discuter de la compatibilité entre la trajectoire du RCP 2.6 et l'objectif d'équité entre pays développés et pays en développement. Enfin, la troisième et dernière application illustrera le concept d'incertitude politique au sein du *Brazilian Proposal*, sur l'exemple particulier de l'augmentation du CO_2 atmosphérique sur la période 1990–2008. Il est important de noter que, en l'état actuel des choses (en particulier, de la version du modèle et des données accessibles), plus que des résultats à part entière, chacune de ces applications est une illustration de la potentialité de notre modèle et/ou de nos méthodes d'attribution.

7.1 Gouvernance de la géo-ingénierie

Contexte La géo-ingénierie est cette troisième voie envisagée pour faire face au changement climatique. Entre *mitigation*, qui cherche à diminuer l'impact des systèmes anthropiques sur le système climatique, et adaptation, qui cherche à diminuer l'impact du changement climatique sur les systèmes anthropiques, la géo-ingénierie consiste à intervenir directement sur le système climatique, afin d'en altérer les propriétés naturelles. Les techniques de géo-ingénierie sont usuellement classées en deux catégories (Royal Society, 2009) : celles d'absorption du dioxyde de carbone (*Carbon Dioxide Removal*, CDR), et celles de gestion du rayonnement solaire (*Solar Radiation Management*, SRM). Schématiquement, les premières agissent sur le taux atmosphérique de CO_2, et les secondes sur le forçage radiatif global. Parmi les

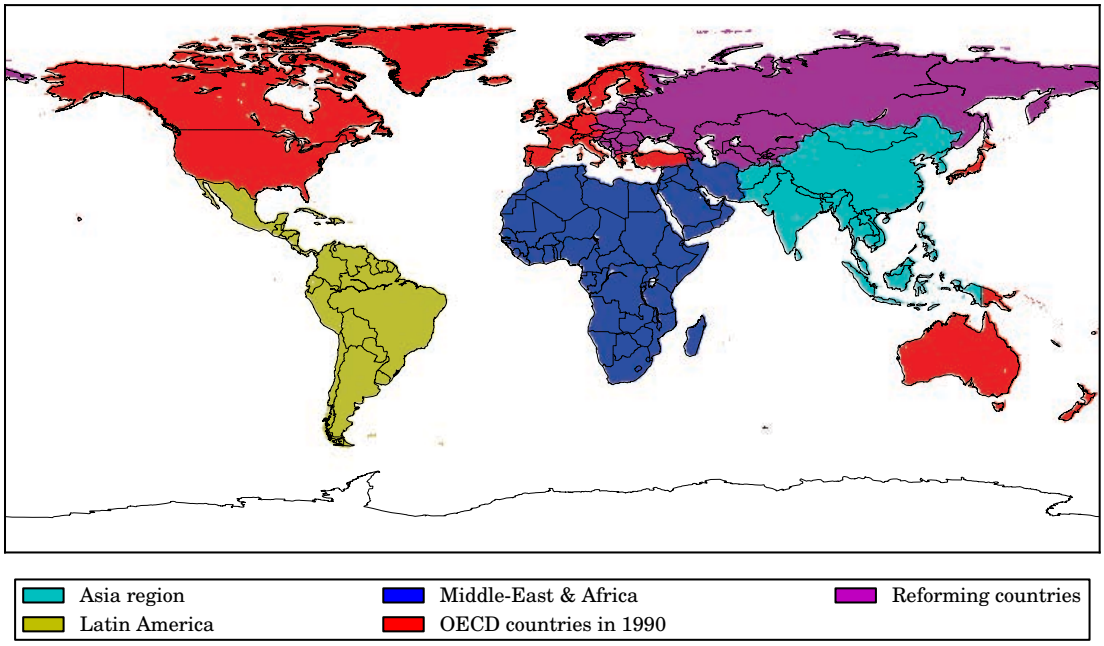


FIGURE 7.1 – Cinq régions utilisées pour les projections suivant les RCP.

techniques de CDR, citons la capture et le stockage de CO_2, que ce soit sur site industriel ou directement depuis l'atmosphère, l'afforestation à grande échelle, ou encore la fertilisation de la pompe biologique océanique. Parmi celles de SRM, citons l'injection d'aérosols dans la stratosphère, ou l'altération de l'albédo des nuages ou des surfaces terrestres.

Bien que l'aspect théorique en soit discuté par la communauté scientifique, plusieurs éléments rendent le déploiement de la géo-ingénierie improbable à court terme : la faisabilité technique non-éprouvée, le rendement énergétique insuffisant, la difficulté à mesurer les effets primaires, les incertitudes quant aux effets secondaires, la nécessité d'une gouvernance globale ; chaque technique étant concernée par un ou plusieurs de ces éléments. Le travail que nous présentons dans cette section trouve sa place dans la discussion liée à la gouvernance de la géo-ingénierie. Bien que certaines puissent être implémentées localement, toutes les techniques de géo-ingénierie ont un impact sur le système climatique global, au même titre que les autres perturbations anthropiques (émissions fossiles, usage des sols, etc.). Ainsi, la méthodologie d'attribution que nous avons appliquée tout au long du chapitre 6 aux *drivers* anthropiques "usuels" peut parfaitement s'appliquer à la géo-ingénierie.

Protocole Nous effectuons une première simulation, servant de référence (*baseline*), suivant le RCP 8.5 (cf. section 4.2). Dans cette simulation, on effectue un exercice d'attribution *online* analogue à ceux réalisés en section 6.2 : attribution

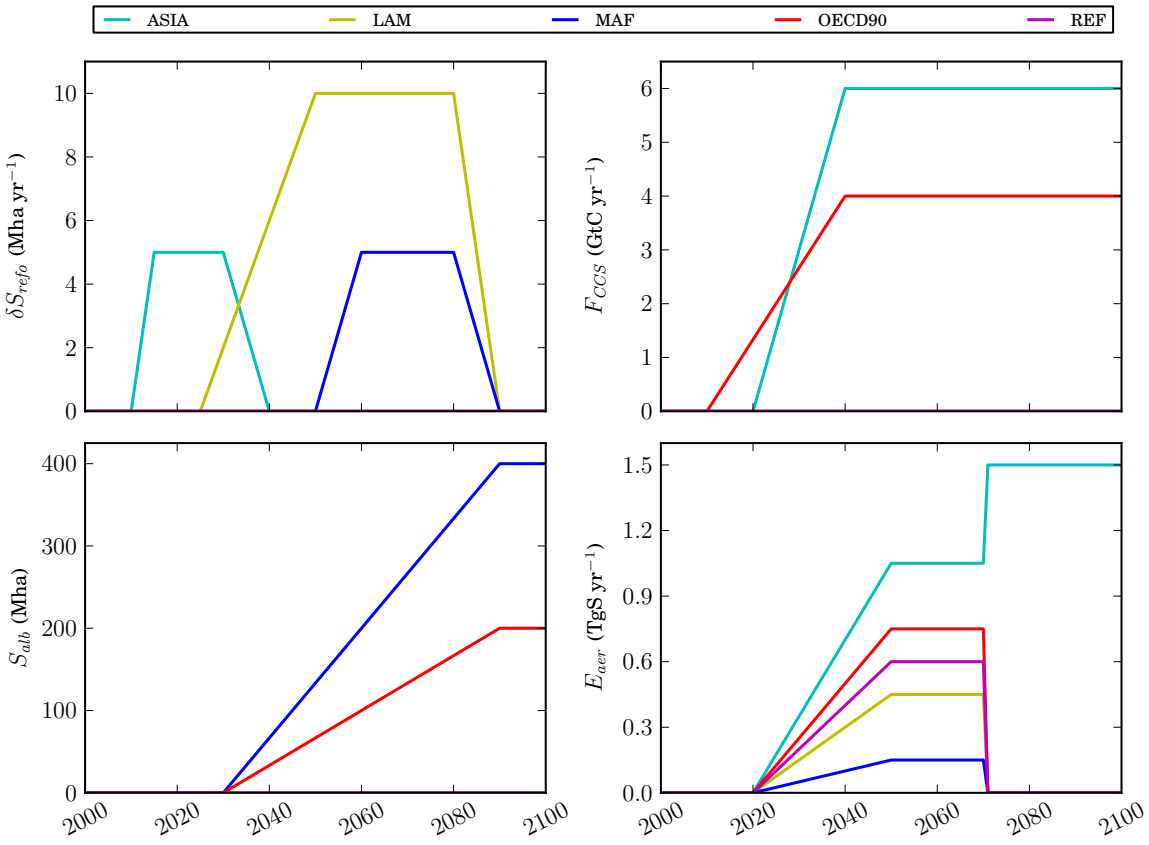


FIGURE 7.2 – Scénario arbitraire des *drivers* régionaux de géo-ingénierie.

aux cinq régions renseignées dans la base de données (IIASA, 2012a) et représentées en figure 7.1, et aux différents forçages anthropiques. Nous effectuons ensuite une seconde simulation, toujours suivant le RCP 8.5 et avec attribution, mais dans laquelle nous ajoutons des scénarios arbitraires de géo-ingénierie. Ces scénarios sont illustrés en figure 7.2. On peut y voir : des périodes de reforestation relativement intense dans les régions asiatiques, d'Amérique latine et africaine (variable δS_{refo}) ; un développement de la CCS dans les pays de l'OCDE et en Asie (F_{CCS}) ; une mise en place de réflecteurs solaires dans le Sahara cofinancée par l'Europe et le Moyen-Orient (S_{alb}) ; et un développement conjoint de l'injection d'aérosols stratosphériques, suivi d'un arrêt global sauf de la part de l'Asie qui continue les injections de manière unilatérale (E_{aer}). Les deux premières perturbations sont déjà explicitement implémentées dans OSCAR. Pour les deux dernières perturbations, on ajoute à OSCAR une modélisation par simple proportionnalité du forçage radiatif. Les coefficients de proportionnalité sont pris égaux à $\alpha_{alb} = 2.6\,10^{-3}\,\mathrm{W\,m^{-2}\,Mha^{-1}}$ pour les réflecteurs solaires (Gaskill, 2004; Royal Society, 2009), et à $\alpha_{aer} = 1.0\,\mathrm{W\,m^{-2}\,[TgS\,yr^{-1}]^{-1}}$ pour l'injection de soufre dans la stratosphère (Lenton et Vaughan, 2009).

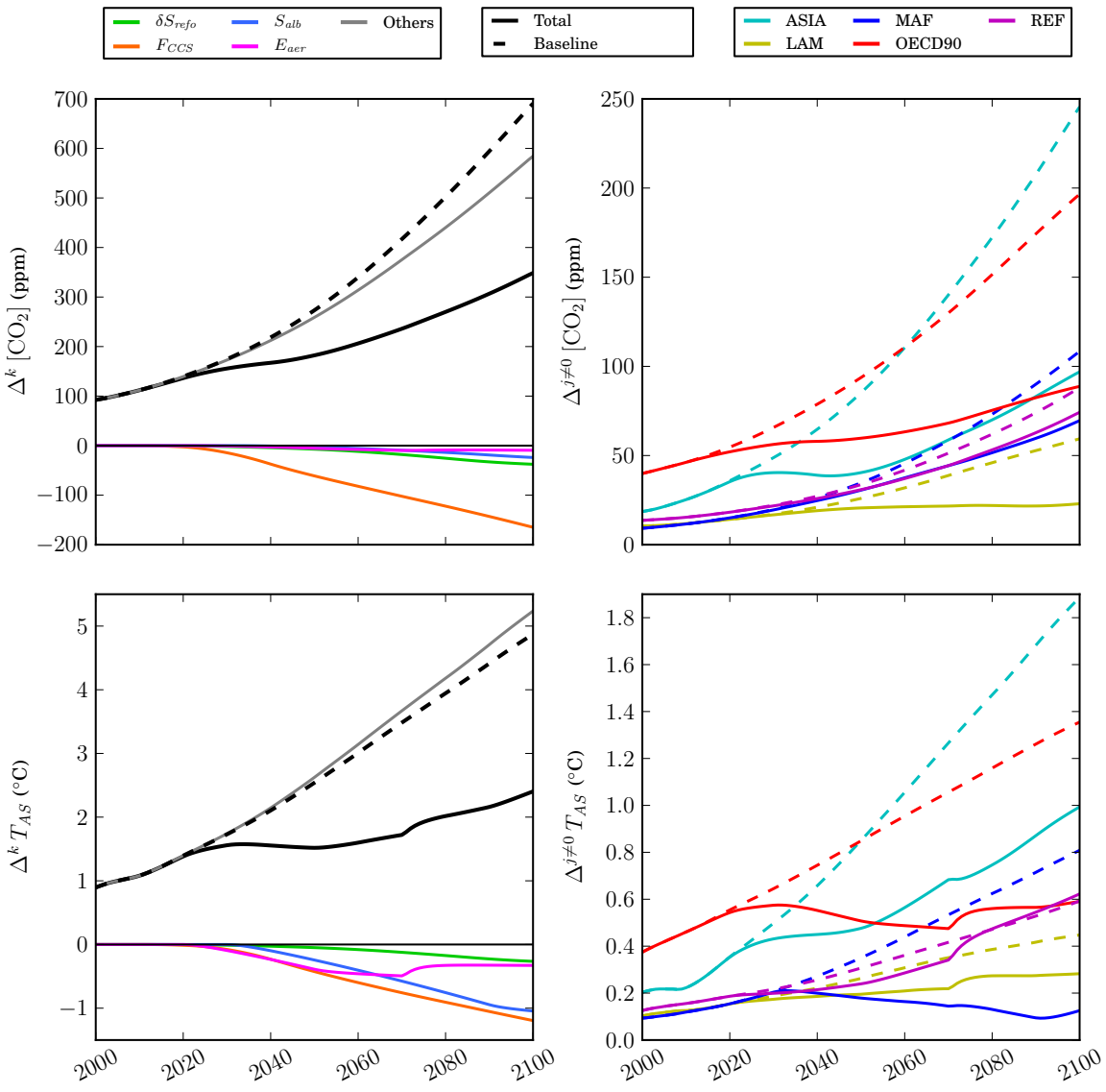


FIGURE 7.3 – Exemple d'attribution des effets de la géo-ingénierie, sur le CO_2 atmosphérique [*haut*] et les températures [*bas*], aux forçages anthropiques [*gauche*] et aux régions [*droite*]. La *baseline* (RCP 8.5) est en tireté. Parmi les forçages, on distingue les forçages "usuels" (gris) et nos quatre techniques de géo-ingénierie (couleur).

Résultats La figure 7.3 montre l'attribution de l'excès de CO_2 atmosphérique et de température de surface aux forçages anthropiques usuels et aux techniques de géo-ingénierie. Ainsi, connaissant les contributions de chaque région à chacune des techniques, on peut attribuer régionalement l'effet de baisse du CO_2 et/ou de la température induit. Dans notre exemple, on voit que la forte CCS mise en place en

Europe et en Asie réduit significativement la contribution absolue de ces régions au CO_2 atmosphérique. Dans le cas de la température, en plus des effets induits par le changement de concentration en CO_2, on peut constater l'attribution du fort effet refroidissant des réflecteurs solaires, et de l'effet des aérosols stratosphériques puis de l'abandon de ceux-ci par l'ensemble des régions sauf l'Asie en 2070.

Discussion Cette section ne vise pas à soutenir le déploiement de la géo-ingénierie. Elle est une illustration de l'intérêt de la méthodologie d'attribution issue du *Brazilian Proposal* appliquée dans le cadre de la géo-ingénierie et de sa gouvernance. On constate en effet que cette méthodologie permet d'isoler la contribution de chaque région, à travers chaque technique, en différents points de la chaîne causale. Ce faisant, elle peut permettre d'établir des trajectoires régionales couplant *mitigation* et géo-ingénierie, ou encore de gérer le financement de telles techniques en lien avec leurs effets estimés sur le cycle du carbone et le climat. Il est même envisageable d'effectuer des attributions croisées, comme nous l'avons fait pour le puits biosphérique en figure 6.20, que ce soit pour les effets primaires ou secondaires.

Il faut cependant admettre que notre modèle n'est pas, en l'état actuel, capable de représenter convenablement l'ensemble des techniques de géo-ingénierie envisagée. Par exemple, dans OSCAR ne sont pas représentés explicitement la fertilisation de la pompe biologique de l'océan, ou même l'injection d'aérosols stratosphériques ou l'impact des changements d'albédo sur le système climatique. Ceci pourrait être pallié par l'implémentation des méthodes d'attribution au sein d'un modèle de complexité intermédiaire, ou par le développement plus poussé d'OSCAR par le biais de calibrations effectuées sur des modèles complexes. Il serait aussi important d'inclure à ces modèles une quantification des effets secondaires attendus (e.g. sur la biodiversité, la qualité de l'air, les rendements agricoles), afin de pouvoir également en estimer les contributions régionales.

7.2 *Burden sharing* : équité dans le RCP 2.6

Contexte Nous l'avons vu, le *Brazilian Proposal* est fondé sur le principe pollueur–payeur ; et derrière ce principe, on retrouve les questions de justice et d'équité. Dans les négociations climatiques, ces questions peuvent prendre plusieurs formes : quels pays ont le plus émis par le passé ? quels pays doivent encore émettre beaucoup pour se développer ? quels pays seront le plus impactés par le changement climatique ? Derrière nombre de ces questions, on retrouve en filigrane celle de l'attribution des causes anthropiques du changement climatique, c'est-à-dire le *Brazilian Proposal*. Si l'on résume celle-ci à l'opposition entre pays "développés" et pays "en développement", comme c'est souvent le cas, nous avons vu dans le chapitre précédent (en section 6.2.2) que, selon nos estimations, la contribution historique des pays développés au changement climatique (évalué en forçage radiatif ou en température) est déjà inférieure à celle des pays en développement. Cependant, il est courant que

cette contribution soit évaluée de façon intensive, par tête (i.e. divisée par la population de chaque région), constituant alors un critère d'équité fondé sur le principe de convergence, tel que défini par Toth et al. (2001, table 10.9). Dans cette section, nous cherchons à savoir si ce critère d'équité est compatible avec un objectif de changement climatique inférieur à +2 °C, et quels impacts il peut avoir sur les trajectoires d'émissions fossiles futures pour les pays développés et en développement.

Protocole Pour ce faire, nous effectuons une simulation suivant le RCP 2.6, qui servira ici de prototype de scénario qui pique en-dessous des +2 °C. Dans cette simulation, il y a attribution sur trois axes : les cinq régions des RCP (cf. figure 7.1), les forçages anthropiques (séparés en deux catégories : les émissions fossiles de CO_2 et les autres forçages), et la période d'activité anthropique (comme en section 6.2.3). Les

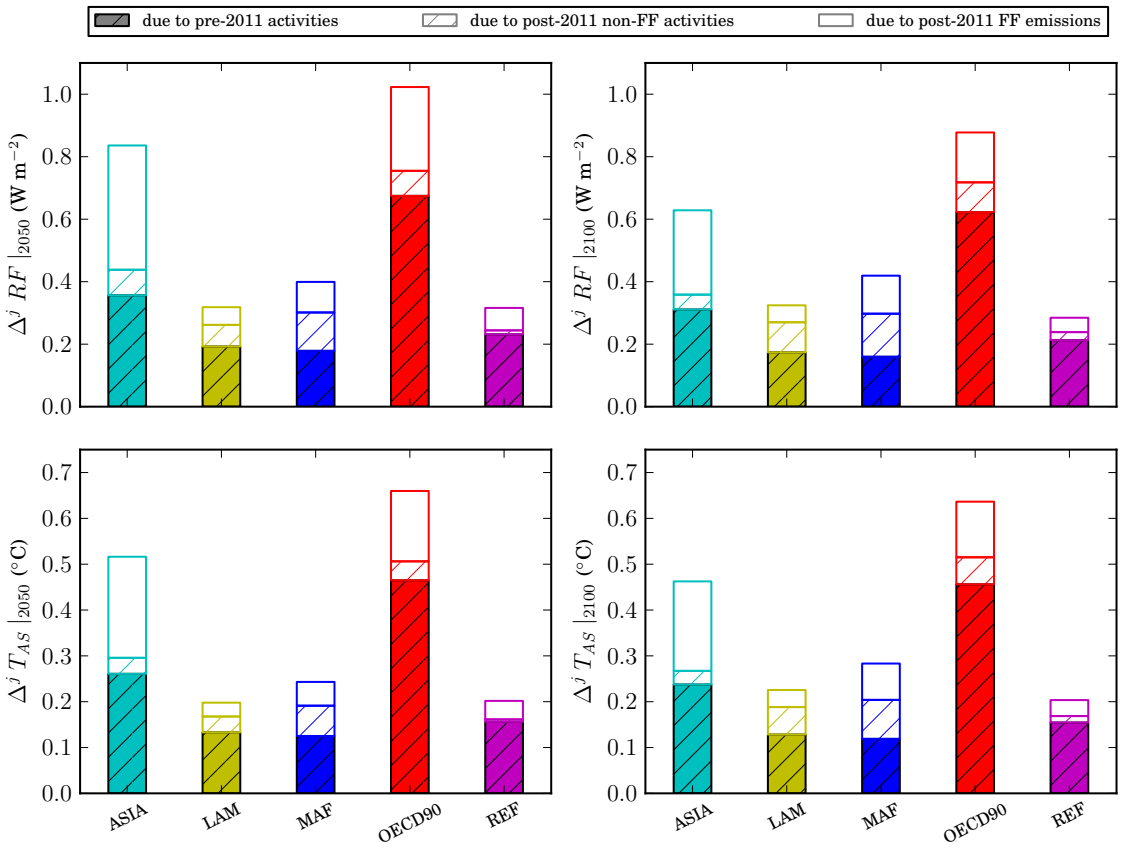


FIGURE 7.4 – Exemple d'attributions du changement climatique dans le RCP 2.6, exprimé en forçage radiatif [*haut*] ou en températures [*bas*], en 2050 [*gauche*] ou en 2100 [*droite*]. Les contributions régionales sont attribuées à l'ensemble des forçages avant 2011 (couleur rayée), aux forçages autres qu'émissions fossiles après 2011 (blanc rayé), et aux émissions fossiles après 2011 (blanc).

périodes sont fixées par groupe de cinq années à partir de 2011 inclus (i.e. 2011–2015, 2016–2020, etc.) jusqu'en 2100, et une dernière période prend en compte l'ensemble des activités ayant eu lieu avant 2011 (exclus). Quatre exemples de résultats d'une telle attribution sont montrés en figure 7.4.

Comme l'on s'intéresse au critère d'équité défini comme le "changement climatique induit par tête", il nous faut considérer des scénarios de population en plus du scénario climatique. Nous choisissons de travailler avec le scénario "moyen" établi par l'UN/DESA (2012) et illustré en figure 7.5. Nous n'évaluerons par l'incertitude liée à ce scénario de population pour une raison : bien que les trois principaux scénarios proposés par les Nations-Unies varient fortement en valeur absolue, les parts relatives de population de chacune de nos cinq régions ne varient que très peu dans ces trois scénarios (i.e. la variation atteint environ 5 % en 2100). On utilisera donc ces projections démographiques pour déterminer des contributions *per capita* au changement climatique. Dans la suite, on agrège les cinq régions des RCP en deux : la région "OECD90" que l'on assimile aux pays développés, et l'ensemble des autres régions, assimilé aux pays en développement.

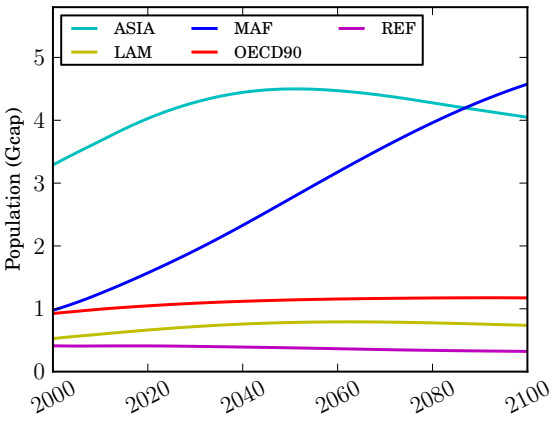


Figure 7.5 – Scénario de populations régionales (UN/DESA, 2012).

Rappelons que, dans cette section, nous cherchons à établir des trajectoires d'émissions fossiles, pour nos deux régions, respectant le RCP 2.6 et "équitables". La figure 7.6 illustre notre démarche, pour un indicateur du changement climatique et une date arbitraires (*RF* en 2050). On y voit les contributions, absolues et par tête, des forçages anthropiques régionaux précédant 2011 et de ceux suivant 2011. Ainsi, la marge de manœuvre, pour atteindre l'équité, se limite à ces forçages post-2011 que l'on va chercher à redistribuer entre nos deux régions. Dans notre cas, on se limite même au seul forçage des émissions fossiles (de CO_2). La figure 7.6 présente trois variations d'une attribution respectant la trajectoire globale du RCP 2.6. La première montre les contributions exactes issues du RCP 2.6, c'est-à-dire respectant les hypothèses socio-économiques faites par van Vuuren et al. (2011). La seconde illustre le cas où, à la date considérée (dans notre exemple, en 2050), on ré-attribue aux pays en développement l'ensemble des contributions des émissions fossiles post-2011 des pays développés. On constate dans notre exemple que ceci n'est pas suffisant pour atteindre l'équité par tête. La troisième variation montre la quantité de contribution qu'il est nécessaire de ré-attribuer, toujours à cette même date, afin d'atteindre l'équité par tête ; dans cet exemple, elle est négative pour les pays développés. Techniquement, dans notre cadre d'attribution, ces transferts de contribution se font sur l'axe j, c'est-à-dire l'axe des contributions régionales.

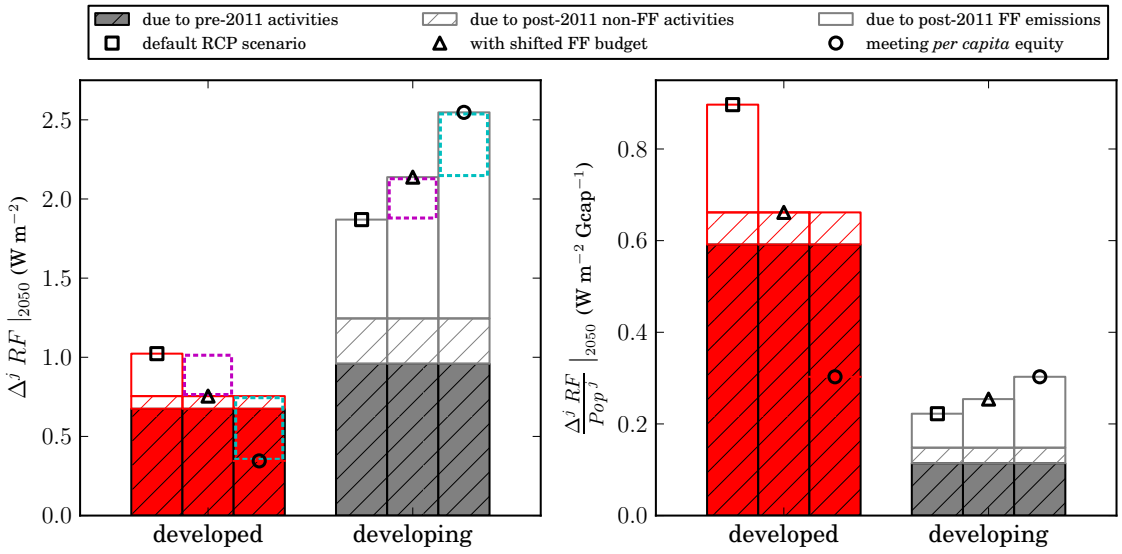


FIGURE 7.6 – Exemple (pour le forçage radiatif en 2050) de contributions au RCP 2.6 des pays développés et en développement, exprimées en valeur totale [*gauche*] et par tête [*droite*]. Trois variations sont présentées : le RCP 2.6 par défaut (carré), un transfert des contributions des émissions fossiles des pays développés à ceux en développement (triangle), et un cas atteignant la même contribution par tête (cercle). Les rectangles colorés et tiretés illustrent les transferts de contribution.

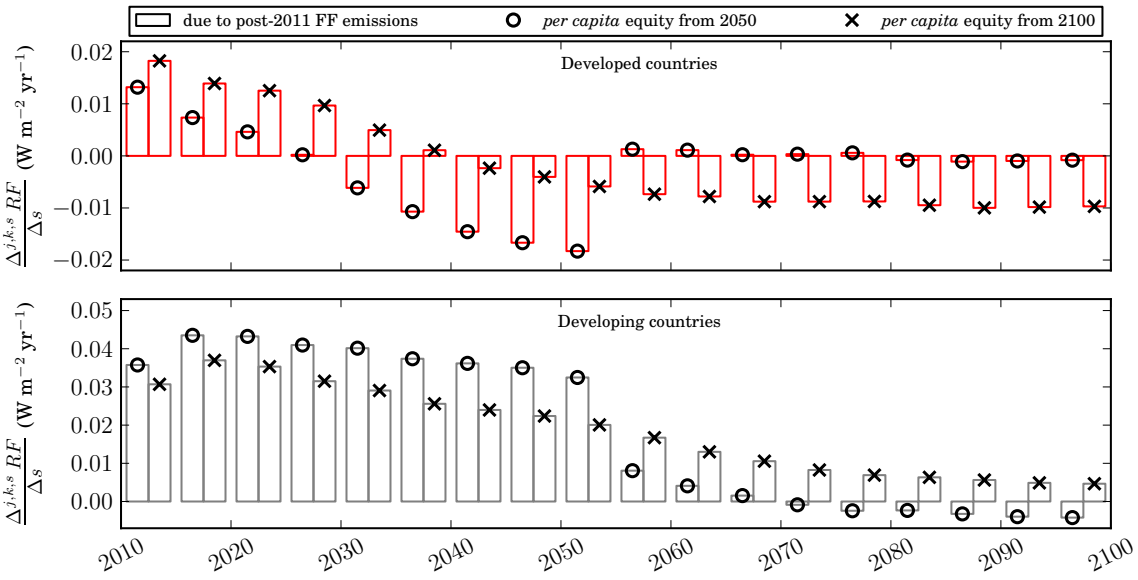


FIGURE 7.7 – Exemple de trajectoires de contributions marginales des émissions fossiles respectant l'équité. La contribution totale des émissions fossiles post-2011 de la figure 7.6 (cas "équitable") est ici ré-attribuée à chaque période d'activité afin d'atteindre l'équité en 2050 (cercle) ou en 2100 (croix).

Nous venons de voir que la troisième variation de la figure 7.6 montre la ré-attribution de la contribution des émissions fossiles de l'ensemble de la période 2011–2050 (date de notre exemple, pouvant varier). Afin d'établir une trajectoire de contributions compatibles avec notre critère d'équité, il reste à distribuer cette contribution totale en contributions par période ; c'est-à-dire qu'il faut maintenant distribuer les contributions régionales sur l'axe s. Ceci se fait de manière itérative, pour chacune de nos périodes de cinq années après 2011, en ayant préalablement établi une trajectoire d'équité par tête pour chaque région. Pour cet exercice, nous choisissons des trajectoires de contributions régionales par tête partant de leur valeur historique en 2011, et atteignant linéairement une valeur commune (pour les pays développés et en développement) soit en 2050, soit en 2100 ; évaluées soit en forçage radiatif, soit en température. La figure 7.7 illustre, dans le cas du forçage radiatif, les trajectoires des contributions ainsi obtenues lorsque l'équité par tête est atteinte en 2050, et lorsqu'elle l'est en 2100. La discontinuité en 2050, pour le cas de convergence en 2050, s'explique par la rupture de pente abrupte de la trajectoire d'équité (i.e. la dérivée temporelle de l'équité est discontinue en 2050). Pour faire disparaître cette non-linéarité, on pourrait envisager des trajectoires exponentielles ou sigmoïdales, plutôt que linéaires. Finalement, puisque nous connaissons les contributions marginales des émissions fossiles à l'échelle globale et en moyenne sur chaque période, nous pouvons transformer ces trajectoires de contributions régionales au forçage radiatif (ou à la température) en trajectoires d'émissions fossiles.

Résultats La figure 7.8 présente les trajectoires d'émissions fossiles régionales ainsi obtenues. Sont représentées les trajectoires par défaut du RCP 2.6, celles où les émissions des pays développés sont complètement ré-allouées aux pays en développement, ainsi que quatre trajectoires qui atteignent l'équité par tête, en 2050 ou en 2100, évaluée en forçage radiatif ou en température. Les émissions fossiles des pays développés obtenues dans chacun des quatre scénario d'équité deviennent négatives plus tôt que les émissions de référence du RCP 2.6. On constate que plus l'équité doit être atteinte tôt, plus les émissions des pays développés doivent décroître rapidement et être intensément négatives. Pour ces pays, lorsque la température est utilisée comme indicateur du changement climatique, les trajectoires compatibles avec l'équité sont plus basses qu'avec le forçage radiatif. Ceci s'explique par l'inertie du réchauffement : alors qu'une certaine quantité d'émissions négatives est nécessaire aux pays développés pour balancer le forçage radiatif de leurs émissions passées, une quantité supérieure est nécessaire pour balancer, en plus, le réchauffement engagé (*committed*) mais pas encore effectif. Enfin, concernant les pays en développement, il est intéressant de noter que seuls les deux scénarios atteignant l'équité en 2100 ne requièrent pas d'émissions négatives de leur part.

Discussion Il est frappant de constater que, tout en respectant un scénario ne dépassant les deux degrés de réchauffement, un objectif d'équité par tête implique des émissions négatives très intenses pour les pays développés, quelle que soit la date au

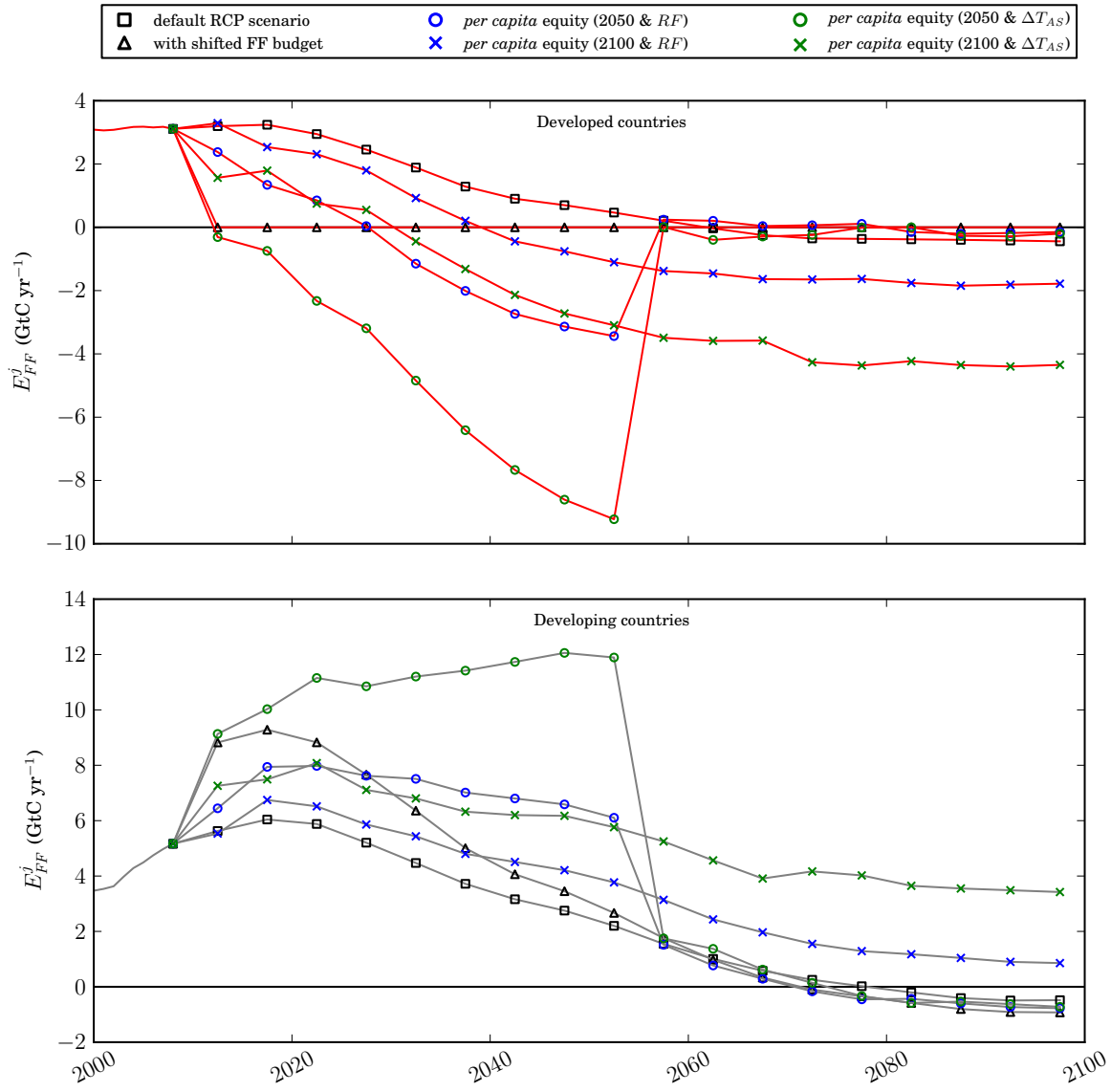


FIGURE 7.8 – Trajectoires d'émissions fossiles compatibles avec le RCP 2.6 et atteignant une équité par tête. Cette équité est atteinte soit en 2050 (cercle), soit en 2100 (croix) ; elle est exprimée soit en forçage radiatif (bleu) soit en température (vert).

cours du XXI$^{\text{è}}$ à laquelle cette équité est atteinte. Les valeurs d'émissions négatives que nous obtenons sont bien supérieures aux émissions envisagées par défaut dans le RCP 2.6, même dans le cas le moins contraignant (pour les pays développés) d'une équité en forçage radiatif à l'horizon 2100. Avec des émissions négatives allant de -2 à -9 GtC yr^{-1}, et devant démarrer entre 2015 (i.e. immédiatement) et 2040, nos résultats montrent qu'une définition de l'équité fondée sur les contributions

par tête implique des flux négatifs très sûrement irréalistes. De plus, ces émissions négatives nettes sont à mettre en regard de nos travaux sur les émissions plancher, en section 4.2.3 : le flux brut d'émissions négatives est vraisemblablement plus élevé que ce que nous montrons ici. Il apparaît donc que la question climatique ne peut être traitée avec une approche telle que celle de l'équité par tête si nous voulons éviter un réchauffement supérieur à +2 °C.

7.3 Incertitude politique du *Brazilian Proposal*

Contexte Nous avons vu en section 5.1.3 que le *Brazilian Proposal* est affecté par deux formes d'incertitudes : celle liée aux données d'entrée, c'est-à-dire à notre connaissance des forçages anthropiques nationaux, et celle liée au système climatique, c'est-à-dire à notre connaissance des réponses du système aux forçages anthropiques. Dans cette section, nous introduisons une nouvelle forme d'incertitude : l'incertitude politique. Elle est liée aux choix politiques nécessaires à l'obtention d'un résultat quantitatif dans le cadre du *Brazilian Proposal* : des choix tels que la date à partir de laquelle l'attribution débute (e.g. UNFCCC, 2002), ou comment les puits de carbone doivent être attribués (e.g. Ciais et al., 2013). La distinction entre incertitudes scientifiques et politiques est la même que celle, relative au choix, évoquée par Müller et al. (2009). L'amélioration des techniques d'observation et/ou de modélisation permet de lever les deux premiers types d'incertitude, alors que la prise de décision (politique) permet de lever le troisième. Ainsi, la quantification de l'incertitude politique va nous permettre, dans un cadre de décision incertain (ou en l'absence de prise de décision politique) d'estimer les contributions régionales au changement climatique qui sont indiscutables même sur le plan politique.

Protocole Dans cette section, nous illustrons cette notion d'incertitude politique sur une valeur particulière : l'augmentation du CO_2 atmosphérique sur la période 1990–2008. Nous limitons notre étude à ce cas particulier en raison d'un manque conséquent de données. Nous considérons ici trois choix politiques relatifs au *Brazilian Proposal*. Le premier est la date à partir de laquelle les forçages anthropiques sont attribués. Nous prenons deux cas extrêmes : le début de la simulation (1700) et la date de référence pour le Protocole de Kyoto (1990). Avant ces dates, les forçages sont bien pris en compte, mais ils ne sont attribués à aucune des régions. Le second choix est l'attribution des puits de carbone aux émetteurs ou aux absorbeurs, tel que nous l'avons présenté en section 6.3.2. Le troisième porte sur l'attribution des forçages anthropiques aux producteurs ou aux consommateurs ; choix introduit par Peters (2008). L'attribution aux producteurs repose sur les inventaires nationaux d'émissions, tels que nous les utilisons depuis le début de cette thèse. L'attribution aux consommateurs consiste à corriger ces inventaires par les émissions "incorporées" dans les exportations et les importations, afin d'attribuer aux importateurs la part des émissions locales due à la production de biens exportés. Nous ne disposons que des données des émissions de CO_2 fossile incorporées aux commerce international de

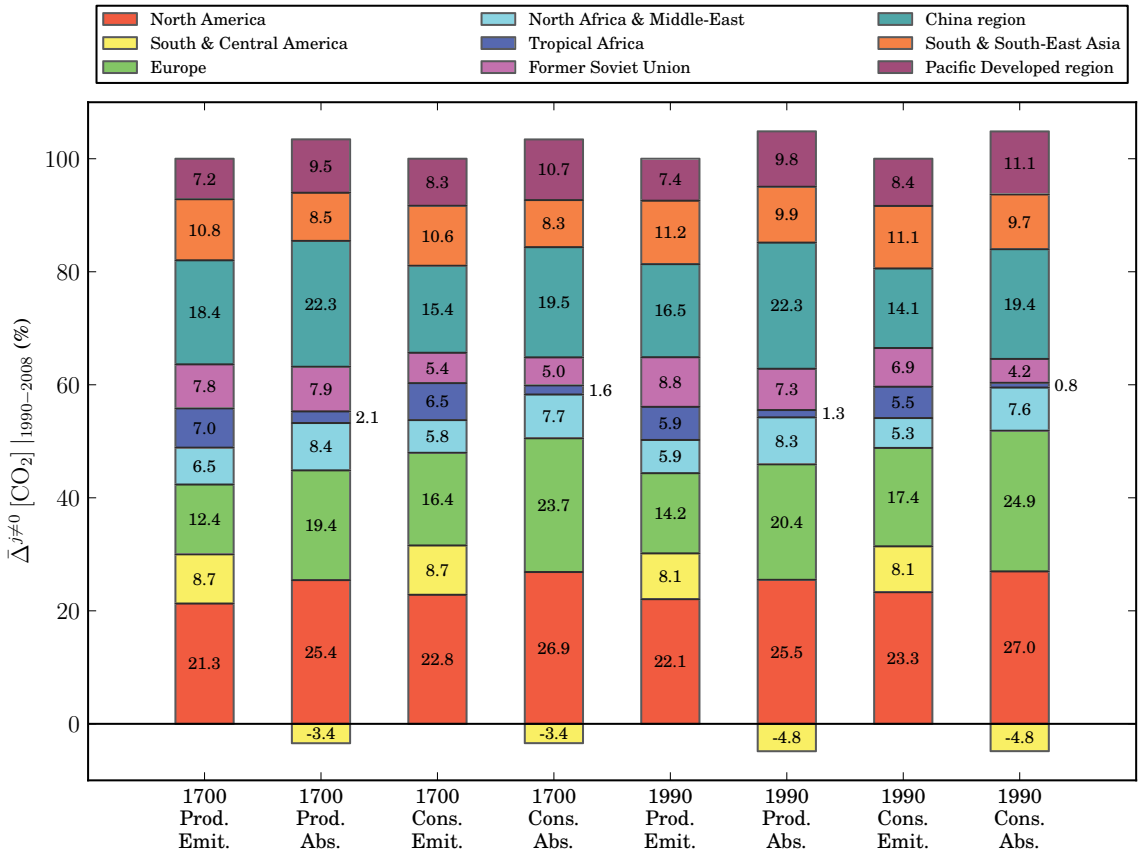


Figure 7.9 – Huit alternatives de contributions relatives à l'excès de CO_2 sur 1990–2008, dépendant de nos trois choix politiques.

1990 à 2008 (Peters et al., 2011). Nous effectuons alors une simulation attributive pour chacune des huit combinaisons de choix possibles.

Résultats Les contributions relatives de nos neuf régions historiques à l'augmentation du CO_2 atmosphérique, sur la période 1990–2008, sont montrées en figure 7.9, pour chaque combinaison de choix. On constate que, même en fixant les forçages anthropiques et la paramétrisation du modèle, le choix politique peut largement influer sur les contributions régionales. Ici, une attribution aux absorbeurs favorisera les régions possédant un fort puits biosphérique, une attribution aux consommateurs favorisera les régions exportatrices, et une attribution en 1990 favorisera les régions ayant significativement émis avant cette date. C'est cette variation de contribution que nous appelons l'incertitude politique du *Brazilian Proposal*. La figure 7.10 résume cette incertitude, et la compare à l'incertitude scientifique, prise égale à 35 % (cf. discussion en section 5.1.3 et travaux de Höhne et al. (2011)). Ainsi, nous pouvons conclure que, malgré l'incertitude, l'Amérique du Nord, l'Europe et la Chine

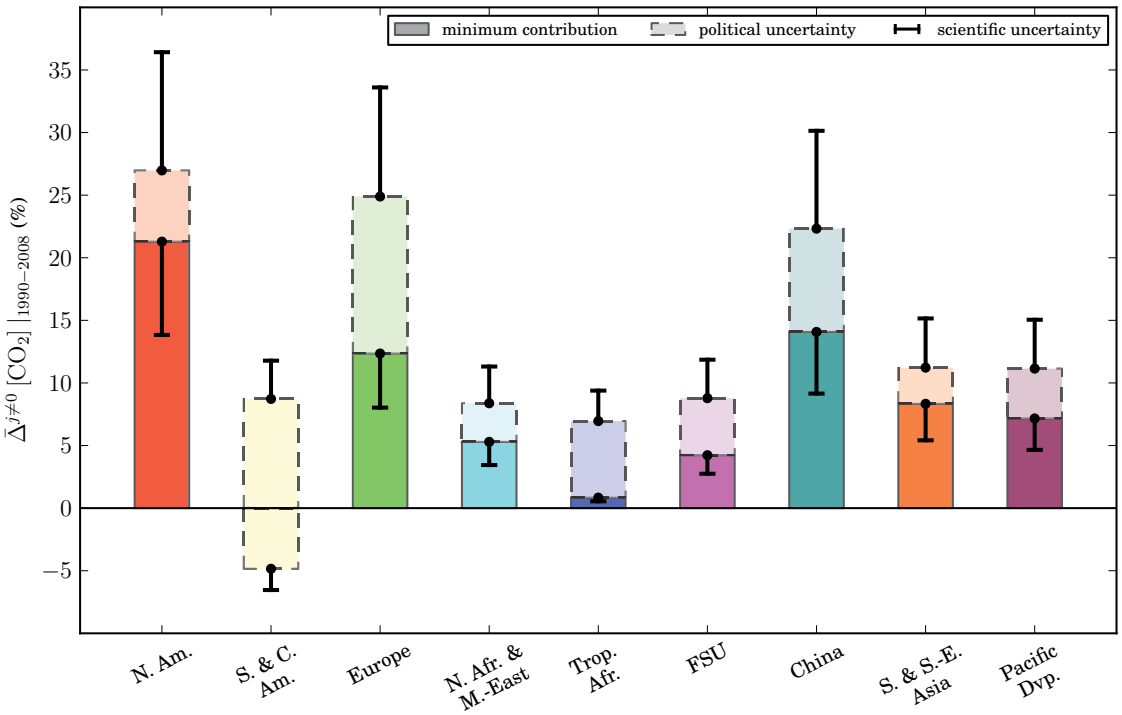


FIGURE 7.10 – Illustration des incertitudes politique et scientifique, dans le cas de l'augmentation du CO_2 atmosphérique sur la période 1990–2008. L'incertitude scientifique est simplement prise égale à 35 %.

sont bien les principaux contributeurs à l'augmentation du CO_2 sur la période considérée. Il est également notable qu'on ne puisse définir de contribution minimale pour l'Amérique du Sud, puisque sa contribution peut devenir négative si les puits sont attribués aux absorbeurs.

Discussion Bien que partiel en termes de choix politiques considérés, de données utilisées, ou de variables considérées, l'intérêt de cet exemple est d'illustrer le concept d'incertitude politique. La figure 7.10 nous montre en effet que les contributions de l'Amérique du Nord, de l'Europe et de la Chine sont au minimum de 21 %, 12 % et 14 % respectivement. Bien qu'il faille ajouter les incertitudes scientifiques à ces chiffres, ceux-ci sont indiscutables d'un point de vue politique ; ou plutôt, ceux-ci se passent des discussions politiques. Ces estimations à minima sont concrètement la contribution que chaque région ne peut nier : la contribution sur laquelle elle n'a aucune marge de manœuvre dans les négociations internationales.

Conclusions

À l'origine de cette thèse, on retrouve une idée *a priori* simple : déterminer dans quelle proportion chaque nation est "responsable" du changement climatique anthropique. Lors des négociations qui menèrent au Protocole de Kyoto, la délégation brésilienne fonda sur cette question sa contribution aux débats, ainsi que sur les éléments de réponse qu'elle y apporta. Pourtant, force est de constater que ces éléments de réponse soulevèrent plus d'interrogations qu'ils n'en résolurent. Les travaux ici présentés s'inscrivent dans ce cadre, cherchant à développer certains aspects, physiques et méthodologiques, des questions soulevées par le *Brazilian Proposal*.

Premièrement, ayant constaté la trop grande simplicité des modèles jusqu'alors utilisés pour traiter de la proposition brésilienne, nous avons construit notre propre modèle compact du système Terre, baptisé OSCAR. La version 2.1 de ce modèle, décrite et utilisée ici, inclut une représentation du cycle du carbone (chapitre 1), de la grande majorité des gaz à effet de serre (chapitre 2), des aérosols et du climat (chapitre 3). Forcé par les *drivers* anthropiques historiques, OSCAR s'est révélé capable de simuler de façon satisfaisante les variations passées des principales variables d'état du système climatique (chapitre 4).

Malgré la simplicité du modèle, ses bonnes performances nous ont permis de discuter deux questions distinctes. La première a trait aux scénarios climatiques actuellement utilisés par la communauté, c'est-à-dire aux RCP. Plus particulièrement, nous avons utilisé la capacité d'OSCAR à émuler les sensibilités du cycle du carbone et du climat d'autres modèles, afin d'estimer statistiquement la quantité de CO_2 qu'il faudrait capturer et stocker pour suivre la trajectoire du seul scénario ne dépassant pas les +2°C de réchauffement. Nos résultats soulèvent de sérieuses interrogations quant à la faisabilité dudit scénario (section 4.2.3). La seconde question est relative aux modèles les plus simples qu'il soit : les fonctions de réponses et les métriques d'émissions. Nous avons montré que la prise en compte, lors de leur construction, de phénomènes non-linéaires tels que la rétroaction climatique en modifie significativement les valeurs. Cette limitation intrinsèque questionne la robustesse d'éventuels résultats obtenus à l'aide de ces modèles simplistes (section 4.3).

Secondement, disposant d'un modèle plus complexe que ceux ayant précédemment traité du *Brazilian Proposal*, nous avons ré-analysé la question méthodologique liée aux exercices d'attribution. Après avoir pris connaissance de la littérature traitant du sujet, nous avons pu adapter la méthodologie usuelle dans l'optique d'ef-

fectuer des attributions le long de chaînes causales non-linéaires, et de limiter la propagation des non-linéarités au fil d'un exercice d'attribution (chapitre 5). Appliquant cette méthodologie selon trois axes, à savoir les forçages anthropiques, les régions et les périodes d'activité, nous avons pu répondre à la question initialement posée, celle de l'attribution régionalisée des causes anthropiques du changement climatique (chapitre 6), mais également soulever de nouvelles questions ayant trait aux implications politiques de nos résultats (chapitre 7).

Parmi ces résultats d'attribution, certains se sont avérés inédits, et d'autres relativement étonnants. On a en effet constaté le rôle prépondérant de la rétroaction climatique sur les contributions des divers forçages anthropiques au changement climatique d'origine humaine (sections 6.2.1 et 6.3.1). Du fait de cette rétroaction, les contributions régionales récentes au changement climatique que nous avons calculées présentent un intérêt particulier. Malgré une contribution des pays développés élevée, du fait de leurs émissions fossiles passées, on a vu que la contribution du continent asiatique est également importante, ce à cause de leurs émissions de méthane. On a également montré le rôle déterminant des aérosols, à tel point que l'effet climatique des émissions fossiles chinoises est significativement masqué par leurs propres émissions de dioxyde de soufre. Tous ces résultats nous ont permis de conclure que les pays en développement contribuent dorénavant plus au changement climatique anthropique que les pays développés (section 6.2.2). Si les contributions sont évaluées par tête, cependant, notre conclusion est inversée ; mais nous avons aussi montré qu'un tel critère de comptage pourrait s'avérer incompatible avec une trajectoire de réchauffement inférieure à +2°C (section 7.2). Enfin, nous avons montré que le *Brazilian Proposal*, en plus d'être affecté par les incertitudes scientifiques, l'est également par une incertitude politique liée aux choix arbitraires inhérents à la proposition ; cette incertitude pouvant être de l'ordre de grandeur de l'incertitude scientifique (section 7.3).

Au fil de cette thèse, nous avons régulièrement rappelé les limites de notre modèle, et donc de nos résultats. Ces limites sont de deux types : les incertitudes sur les phénomènes représentés, et l'absence de représentation de certains phénomènes déterminants. Dans nos travaux, nous n'avons pu évaluer qu'une partie du premier type d'incertitude, puisque le caractère "méta" de notre modèle n'est pas valable pour l'ensemble des phénomènes implémentés. Par exemple, nous ne disposons que d'une seule simulation déterminant l'équilibre pré-industriel du cycle du carbone terrestre, et d'une seule simulation déterminant ses sensibilités régionales ; ou encore, les quatre réponses du transport océanique implémentées sont vraisemblablement trop proches et trop datées pour êtres représentatives des modèles existants. Notons également que nous ne quantifions pas cette incertitude lors de nos exercices d'attribution principalement par manque de temps et/ou de puissance de calcul. Quant au second type d'incertitude, s'il est impossible d'en quantifier la valeur sans avoir effectivement intégré lesdits phénomènes au modèle, soulignons que certains de ces phénomènes pourraient significativement altérer certaines de nos conclusions. Par exemple, la prise en compte l'effet des dépôts azotés sur le cycle du carbone

terrestre pourrait modifier à la fois nos estimations des émissions compatibles avec les RCP, notre attribution aux forçages physiques du bilan carbone terrestre, et notre attribution régionalisée du changement climatique. La diminution de ces deux sources d'incertitude constitue indéniablement un objectif de développement à court terme de notre modèle.

À plus long terme, le développement des aspects d'OSCAR liés à la physique du climat peut se dérouler selon deux axes. Le premier est la complexification de la chaîne causale du modèle, c'est-à-dire l'augmentation du nombre d'interactions et de rétroactions implémentées. Que ce soit par l'intégration de nouveaux phénomènes (e.g. cycle N, *permafrost*, effet biophysique du *land-cover*, dépôts azotés et soufrés), ce que nous avons évoqué plus haut, ou la complexification des interactions entre phénomènes déjà présents (e.g. action et rétroaction du N_2O sur l'O_3, effet du climat sur l'océan, non-linéarité des effets des aérosols), l'enjeu et la difficulté est de trouver ou de concevoir des expressions analytiques assez simples pour pouvoir appliquer nos algorithmes d'attribution. Le second axe est celui du développement spatial de notre modèle. Celui-ci pourrait commencer par la régionalisation des phénomènes de chimie atmosphérique (i.e. puits OH, ozone troposphérique, effets des aérosols) pour aller jusqu'à la spatialisation d'OSCAR (e.g. biosphère en 2D, circulations atmosphérique et océanique en 2D), le faisant définitivement entrer dans la catégorie des modèles de complexité intermédiaire.

Toujours sur le long terme, il est également possible de développer les aspects d'OSCAR liés au couplage des sciences physiques avec les sciences socio-économiques. Ceci peut se faire en étendant la chaîne causale du modèle en amont ou en aval du système climatique. Il faut en effet souligner qu'en amont de la plupart des émissions anthropiques existent deux grands systèmes anthropiques : celui des énergies fossiles, et celui de l'agronomie. Ainsi, représenter ces systèmes permettrait de lier de façon causale les forçages climatiques anthropiques présents dans cette thèse aux réels *drivers* socio-économiques du changement climatique que sont les demandes en énergie fossiles ou biologiques. En aval, ce sont les impacts du changement climatique sur les systèmes anthropiques qui pourraient être représentés. Ceci permettrait, *in fine*, d'accomplir un bouclage complet, et ainsi de modéliser le système Terre en y intégrant de manière explicite sa composante anthropique, classant alors OSCAR dans la catégorie des modèles intégrés.

Quel que soit le développement futur d'OSCAR, il nous paraît fondamental de conserver sa particularité première, à l'origine même de sa création : sa capacité d'attribution. Or, chacune des pistes de long terme que nous venons d'évoquer soulève certaines questions relatives à la méthodologie d'attribution. Des questions telles que : selon quel critère attribuer un phénomène à point de basculement (*tipping point*) ? nos algorithmes sont-ils applicables à des phénomènes dynamiques complexes ? sont-ils applicables à des modèles socio-économiques, de croissance ou de population ? Répondre à ces questions et, le cas échéant, adapter les algorithmes d'attribution, pourrait s'avérer être la part la plus difficile du développement à venir d'OSCAR.

Bibliographie

van Aardenne, J. A. *et al.* (2001). A 1°×1° resolution data set of historical anthropogenic trace gas emissions for the period 1890–1990. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(4). doi:10.1029/2000GB001265.

AGAGE (2012). Advanced Global Atmospheric Gases Experiment. [http].

Andreae, M. O. & Merlet P. (2001). Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(4). doi:10.1029/2000GB001382.

Archer, D. *et al.* (1997). Multiple timescales for neutralization of fossil fuel CO_2. *Geophysical Research Letters*, 24(4). doi:10.1029/97GL00168.

Bacastow, R. & Keeling, C. D. (1973). 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* (eds Woodwell, G. M. & Pecan, E. V.), pp 86–165.

Barré, P. *et al.* (2010). Quantifying and isolating stable soil organic carbon using long-term bare fallow experiments. *Biogeosciences*, 7(11). doi:10.5194/bg-7-3839-2010.

Bellouin, N. *et al.* (2011). Aerosol forcing in the Climate Model Intercomparison Project (CMIP5) simulations by HadGEM2-ES and the role of ammonium nitrate. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D20). doi:10.1029/2011JD016074.

Benson, S.-M. *et al.* (2012). Carbon Capture and Storage. in *Global Energy Assessment – Toward a Sustainable Future* (eds Johansson, T. B. *et al.*), Ch 13. [pdf].

Boardman, C. P. *et al.* (2011). Contrasting wetland CH_4 emission responses to simulated glacial atmospheric CO_2 in temperate bogs and fens. *New Phytologist*, 192(4). doi:10.1111/j.1469-8137.2011.03849.x.

Boden, T. A. *et al.* (2012). Global, Regional, and National Fossil-Fuel CO_2 Emissions. CDIAC. [http].

Bopp, L. *et al.* (2005). Response of diatoms distribution to global warming and potential implications : A global model study. *Geophysical Research Letters*, 32(19). doi:10.1029/2005GL023653.

Butchart, N. & Scaife A. A. (2001). Removal of chlorofluorocarbons by increased mass exchange between the stratosphere and troposphere in a changing climate. *Nature*, 401. doi:10.1038/35071047.

Bousquet, P. *et al.* (2006). Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability. *Nature*, 443. doi:10.1038/nature05132.

Bowerman, N. H. A. *et al.* (2010). Cumulative carbon emissions, emissions floors and short-term rates of warming : implications for policy. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 369(1934). doi:10.1098/rsta.2010.0288.

Cao, L. & Caldeira, K. (2010). Atmospheric carbon dioxide removal : long-term consequences and commitment. *Environmental Research Letters*, 5(2). doi:10.1088/1748-9326/5/2/024011.

Cao, L. *et al.* (2010). Importance of carbon dioxide physiological forcing to future climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(21). doi:10.1073/pnas.0913000107 .

Ciais, P. *et al.* (2013). Attributing the increase in atmospheric CO_2 to emitters and absorbers. *Nature Climate Change*, 3. doi:10.1038/nclimate1942.

Cionni, I. *et al.* (2011). Ozone database in support of CMIP5 simulations : results and corresponding radiative forcing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(21). doi:10.5194/acp-11-11267-2011.

Collins, W. J. *et al.* (2013). Global and regional temperature-change potentials for near-term climate forcers. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(5). doi:10.5194/acp-13-2471-2013.

Cox, P. *et al.* (2004). Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theoretical and Applied Climatology*, 78(1–3). doi:10.1007/s00704-004-0049-4.

Cramer, W. *et al.* (2001). Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO_2 and climate change : results from six dynamic global vegetation models. *Global Change Biology*, 7(4). doi:10.1046/j.1365-2486.2001.00383.x.

Daniel, J. S. *et al.* (1995). On the evaluation of halocarbon radiative forcing and global warming potentials. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 100(D1). doi:10.1029/94JD02516.

Daniel, J. S., Velders, G. J. M. *et al.* (2007). Halocarbon Scenarios, Ozone Depletion Potentials, and Global Warming Potentials. in *Scientific Assessment of Ozone Depletion : 2006* (ed Ennis, C. A.), Ch 8. [pdf].

Davidson, E. A. (2009). The contribution of manure and fertilizer nitrogen to atmospheric nitrous oxide since 1860. *Nature Geoscience*, 2. doi:10.1038/ngeo608.

Denman, K. L., Brasseur, G. *et al.* (2007). Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry. in *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis* (eds Solomon, S. *et al.*), Ch 7. [http, pdf].

Dodge, M. C. (1977). Combined use of modeling techniques and smog chamber data to derive ozone-precursor relationships. in *International Conference on Photochemical Oxidant Pollution and its Control : Proceedings*, Vol 2B, pp 881–889.

Dufresne, J.-L. *et al.* (2013). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model : from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 40(9–10). doi:10.1007/s00382-012-1636-1.

Earles, J. M. *et al.* (2012). Timing of carbon emissions from global forest clearance. *Nature Climate Change*, 2. doi:10.1038/nclimate1535.

EC-JRC/PBL. (2012). Global Emissions EDGAR v4.2. [http].

Ehhalt, D., Prather, M. *et al.* (2001). Atmospheric Chemistry and Greenhouse Gases. in *Climate Change 2001 : The Scientific Basis* (eds Houghton, J. T. *et al.*), Ch 4. [http, pdf].

den Elzen, M. *et al.* (2005). Analysing countries' contribution to climate change : scientific and policy-related choices. *Environmental Science & Policy*, 8(6). doi:10.1016/j.envsci.2005.06.007.

Euler, L. (1768). De Integratione Aequationum Differentialium Per Approximationem. in *Institutionum Calculi Integralis*, Vol 1, pp 423–434.

Feltzer, B. *et al.* (2004). Effects of ozone on net primary production and carbon sequestration in the conterminous United States using a biogeochemistry model. *Tellus B*, 56(3). doi:10.1111/j.1600-0889.2004.00097.x.

Foley, J. A. (1995). An equilibrium model of the terrestrial carbon budget. *Tellus B*, 47(3). doi:10.1034/j.1600-0889.47.issue3.3.x.

Forster, P., Ramaswamy, V. *et al.* (2007). Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. in *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis* (eds Solomon, S. *et al.*), Ch 2. [http, pdf].

Friedlingstein, P. *et al.* (1995). On the contribution of CO_2 fertilization to the missing biospheric sink. *Global Biogeochemical Cycles*, 9(4). doi:10.1029/95GB02381.

Friedlingstein, P. *et al.* (2006). Climate–Carbon Cycle Feedback Analysis : Results from the C^4MIP Model Intercomparison. *Journal of Climate*, 19(14). doi:10.1175/JCLI3800.1.

Friedlingstein, P. *et al.* (2010). Update on CO_2 emissions. *Nature Geoscience*, 3. doi:10.1038/ngeo1022.

Gaskill, A. (2004). Global Albedo Enhancement Project. [http].

Gasser, T. & Ciais, P. (2013). A theoretical framework for the net land-to-atmosphere CO_2 flux and its implications in the definition of "emissions from land-use change". *Earth System Dynamics*, 4(1). doi:10.5194/esd-4-171-2013.

Gasser, T. *et al.* (in rev.). Regional attribution of the effects of anthropogenic CO_2 emissions on the carbon-cycle. *Global Biogeochemical Cycles*.

Gauci, V. *et al.* (2004). Sulfur pollution suppression of the wetland methane source in the 20th and 21st centuries. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(34). doi:10.1073/pnas.0404412101.

Gauss, M. *et al.* (2006). Radiative forcing since preindustrial times due to ozone change in the troposphere and the lower stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(3). doi:10.5194/acp-6-575-2006.

Gitz, V. & Ciais, P. (2003). Amplifying effects of land-use change on future atmospheric CO_2 levels. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(1). doi:10.1029/2002GB001963.

Goll, D. S. *et al.* (2012). Nutrient limitation reduces land carbon uptake in simulations with a model of combined carbon, nitrogen and phosphorus cycling. *Biogeosciences*, 9(9). doi:10.5194/bg-9-3547-2012.

Gultepe I. & Isaac, G. A. (1999). Scale effects on averaging cloud droplet and aerosol number concentrations : observations and models. *Journal of Climate*, 12(5). doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1268 :SEOAOC>2.0.CO ;2.

Ha-Duong, M. *et al.* (1997). Influence of socioeconomic inertia and uncertainty on optimal CO_2-emission abatement. *Nature*, 390. doi:10.1038/36825.

Hansen, J. *et al.* (2005). Efficacy of climate forcings. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D18). doi:10.1029/2005JD005776.

Harman, I. N. *et al.* (2011). SCCM – the Simple Carbon-Climate Model : Technical Documentation. CAWCR Technical Report No. 047 (ed Day, K. M.). [pdf].

Hay, R. K. M. (1995). Harvest index : a review of its use in plant breeding and crop physiology. *Annals of Applied Biology*, 126(1). doi:10.1111/j.1744-7348.1995.tb05015.x.

Hegerl, G. C., Zwiers, F. W. *et al.* (2007). Understanding and Attributing Climate Change. in *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis* (eds Solomon, S. *et al.*), Ch 9. [http, pdf].

Höhne, N. *et al.* (2011). Contributions of individual countries' emissions to climate change and their uncertainty. *Climatic Change*, 106(3). doi:10.1007/s10584-010-9930-6.

Holmes, C. D. *et al.* (2013). Future methane, hydroxyl, and their uncertainties : key climate and emission parameters for future predictions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(1). doi:10.5194/acp-13-285-2013.

Hooijer, A. *et al.* (2010). Current and future CO_2 emissions from drained peatlands in Southeast Asia. *Biogeosciences*, 7(2). doi:10.5194/bg-7-1505-2010.

Hooss, G. *et al.* (2001). A nonlinear impulse response model of the coupled carbon cycle-climate system (NICCS). *Climate Dynamics*, 18(3–4). doi:10.1007/s003820100170.

Houghton, R. A. (2010). How well do we know the flux of CO_2 from land-use change ? *Tellus B*, 62(5). doi:10.1111/j.1600-0889.2010.00473.x.

Houghton, R. A. & Hackler J. L. (2001). Carbon Flux to the Atmosphere from Land-Use Changes : 1850 to 1990. ORNL/CDIAC-131, NDP-050/R1. [http, pdf].

Houghton, R. A. & Hackler, J. L. (in rev.). Annual Flux of Carbon from Land Use and Land-Cover Change 1850 to 2010. *Global Biogeochemical Cycles*.

Hurtt, G. C. *et al.* (2011). Harmonization of land-use scenarios for the period 1500–2100 : 600 years of global gridded annual land-use transitions, wood harvest, and resulting secondary lands. *Climatic Change*, 109(1–2). doi:10.1111/j.1365-2486.2006.01150.x.

IIASA (2012a). RCP Database (version 2.0). [http].

IIASA (2012b). IAMC AR5 Database (version 0.9.1). [http].

Ivy, D. J. *et al.* (2012). Atmospheric histories and growth trends of C_4F_{10}, C_5F_{12}, C_6F_{14}, C_7F_{16} and C_8F_{18}. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(9). doi:10.5194/acp-12-4313-2012.

Jacobson, M. Z. (2005). *Fundamentals of Atmospheric Modeling*. [http].

Jones, C. *et al.* (2013). Twenty-First-Century Compatible CO_2 Emissions and Airborne Fraction Simulated by CMIP5 Earth System Models under Four Representative Concentration Pathways. *Journal of Climate*, 26(13). doi:10.1175/JCLI-D-12-00554.1.

Joos, F. *et al.* (1996). An efficient and accurate representation of complex oceanic and biospheric models of anthropogenic carbon uptake. *Tellus B*, 48(3). doi:10.1034/j.1600-0889.1996.t01-2-00006.x.

Joos, F. *et al.* (2001). Global warming feedbacks on terrestrial carbon uptake under the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) emission scenarios. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(4). doi:10.1029/2000GB001375.

Joos, F. *et al.* (2013). Carbon dioxide and climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics : a multi-model analysis. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(5). doi:10.5194/acp-13-2793-2013.

Klein Goldewijk, K. *et al.* (2011). The HYDE 3.1 spatially explicit database of human-induced global land-use change over the past 12,000 years. *Global Ecology and Biogeography*, 20(1). doi:10.1111/j.1466-8238.2010.00587.x.

Kloster, S. *et al.* (2012). The impacts of climate, land use, and demography on fires during the 21st century simulated by CLM-CN. *Biogeosciences*, 9(1). doi:10.5194/bg-9-509-2012.

Krinner, G. *et al.* (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1). doi:10.1029/2003GB002199.

Lamarque, J.-F. *et al.* (2010). Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols : methodology and application. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(15). doi:10.5194/acp-10-7017-2010.

Lamarque, J.-F. *et al.* (2011). Global and regional evolution of short-lived radiatively-active gases and aerosols in the Representative Concentration Pathways. *Climatic Change*, 109(1–2). doi:10.1007/s10584-011-0155-0.

Lambert F. H. *et al.* (2011). The Relationship between Land–Ocean Surface Temperature Contrast and Radiative Forcing. *Journal of Climate*, 24(13). doi:10.1175/2011JCLI3893.1.

Lathière, J. *et al.* (2005). Past and future changes in biogenic volatile organic compound emissions simulated with a global dynamic vegetation model. *Geophysical Research Letters*, 32(20). doi:10.1029/2005GL024164.

Le Quéré, C. *et al.* (2009). Trends in the sources and sinks of carbon dioxide. *Nature Geoscience*, 2. doi:10.1038/ngeo689.

Lenton, T. M. & Vaughan, N. E. (2009). The radiative forcing potential of different climate geoengineering options. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(15). doi:10.5194/acp-9-5539-2009.

Lewis, E. & Wallace, D. J. (1998). Program developed for CO_2 system calculations. ORNL/CDIAC-105. [http, pdf].

LUH (2012). Land Use Harmonization. [http].

Mahecha, M. D. *et al.* (2010). Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Level. *Science*, 329(5993). doi:10.1126/science.1189587.

Mahowald, N. (2011). Aerosol Indirect Effect on Biogeochemical Cycles and Climate. *Science*, 334(6057). doi:10.1126/science.1207374 .

McGuire, A. D. *et al.* (2001). Carbon balance of the terrestrial biosphere in the Twentieth Century : Analyses of CO_2, climate and land use effects with four process-based ecosystem models. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(1). doi:10.1029/2000GB001298.

Meehl, G. A., Stocker, T. F. *et al.* (2007). Global Climate Projections. in *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis* (eds Solomon, S. *et al.*), Ch 10. [http, pdf].

Meinshausen, M. *et al.* (2011a). Emulating coupled atmosphere-ocean and carbon cycle models with a simpler model, MAGICC6 – Part 1 : Model description and calibration. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(4). doi:10.5194/acp-11-1417-2011.

Meinshausen, M. *et al.* (2011b). The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, 109(1–2). doi:10.1007/s10584-011-0156-z.

Melton, J. R. *et al.* (2013). Present state of global wetland extent and wetland methane modelling : conclusions from a model inter-comparison project (WETCHIMP). *Biogeosciences*, 10(2). doi:10.5194/bg-10-753-2013.

Menten, L. & Michaelis, M. I. (1913). Die Kinetik der Invertinwirkung. *Biochem Z*, 49, pp 333–369.

Millero, F. J. (1995). Thermodynamics of the carbon dioxide system in the oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(4). doi:10.1016/0016-7037(94)00354-O.

Montzka, S. A., Reimann, S. *et al.* (2011). Ozone-Depleting Substances (ODSs) and Related Chemicals. in *Scientific Assessment of Ozone Depletion : 2010* (ed Ennis, C. A.), Ch 1. [pdf].

Mouillot, F. & Field, C. B. (2005). Fire history and the global carbon budget : a 1°× 1° fire history reconstruction for the 20th century. *Global Change Biology*, 11(3). doi:10.1111/j.1365-2486.2005.00920.x.

Müller, B. *et al.* (2009). Differentiating (historic) responsibilities for climate change. *Climatic Policies*, 9(6). doi:10.3763/cpol.2008.0570.

Newman, P. A. *et al.* (2006). When will the Antarctic ozone hole recover ?. *Geophysical Research Letters*, 33(12). doi:10.1029/2005GL025232.

Newman, P. A. *et al.* (2007). A new formulation of equivalent effective stratospheric chlorine (EESC). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(17). doi:10.5194/acp-7-4537-2007.

NOAA/ESRL (2012). Trends in Atmospheric Carbon Dioxide. [http].

NOAA/NCDC (2012). Global Surface Temperature Anomalies. [http].

O'Connor, F. M. *et al.* (2010). Possible role of wetlands, permafrost, and methane hydrates in the methane cycle under future climate change : A review. *Reviews of Geophysics*, 48(4). doi:10.1029/2010RG000326.

Penner, J. E. *et al.* (2001). Aerosols, their Direct and Indirect Effects. in *Climate Change 2001 : The Scientific Basis* (eds Houghton, J. T. *et al.*), Ch 5. [http, pdf].

Peters, G. P. (2008). From production-based to consumption-based national emission inventories. *Ecological Economics*, 65(1). doi:10.1016/j.ecolecon.2007.10.014.

Peters, G. P. *et al.* (2011). Growth in emission transfers via international trade from 1990 to 2008. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(21). doi:10.1073/pnas.1006388108.

Pingoud, K. *et al.* (2006). Harvested Wood Products. in *IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories* (eds Eggleston, S. *et al.*), Vol 4, Ch 12. [pdf].

Prather, M. J. (1998). Time Scales in Atmospheric Chemistry : Coupled Perturbations to N_2O, NO_y, and O_3. *Science*, 279(5355). doi:10.1126/science.279.5355.1339.

Prather, M. J. *et al.* (2009). Tracking uncertainties in the causal chain from human activities to climate. *Geophysical Research Letters*, 36(5). doi:10.1029/2008GL036474.

Prather, M. J. *et al.* (2012). Reactive greenhouse gas scenarios : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry. *Geophysical Research Letters*, 39(9). doi:10.1029/2012GL051440.

Prentice, I. C. *et al.* (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. in *Climate Change 2001 : The Scientific Basis* (eds Houghton, J. T. *et al.*), Ch 3. [http, pdf].

Ramaswamy, V. *et al.* (2001). Radiative Forcing of Climate Change. in *Climate Change 2001 : The Scientific Basis* (eds Houghton, J. T. *et al.*), Ch 6. [http, pdf].

Raupach, M. R. (2013). The exponential eigenmodes of the carbon-climate system, and their implications for ratios of responses to forcings. *Earth System Dynamics*, 4(1). doi:10.5194/esd-4-31-2013.

Raupach, M. R. *et al.* (2013). The declining uptake rate of atmospheric CO_2 by land and ocean sinks. *Biogeosciences Discussion*, 10(11). doi:10.5194/bgd-10-18407-2013.

Ravishankara, A.R. *et al.* (2009). Nitrous Oxide (N_2O) : The Dominant Ozone-Depleting Substance Emitted in the 21st Century. *Science*, 326(5949). doi:10.1126/science.1176985.

Reay, D. S. *et al.* (2008). Global nitrogen deposition and carbon sinks. *Nature Geoscience*, 1. doi:10.1038/ngeo230.

Reichstein, M. *et al.* (2005). Temperature sensitivity of decomposition in relation to soil organic matter pools : critique and outlook. *Biogeosciences*, 2(4). doi:10.5194/bg-2-317-2005.

Regnier, P. *et al.* (2013). Anthropogenic perturbation of the carbon fluxes from land to ocean. *Nature Geoscience*, 6. doi:10.1038/ngeo1830.

Ringeval, B. *et al.* (2010). An attempt to quantify the impact of changes in wetland extent on methane emissions on the seasonal and interannual time scales. *Global Biogeochemical Cycles*, 24(2). doi:10.1029/2008GB003354.

Rogner, H.-H. *et al.* (2012). Energy Resources and Potentials. in *Global Energy Assessment – Toward a Sustainable Future* (eds Johansson, T. B. *et al.*), Ch 7. [pdf].

Royal Society. (2009). Geoengineering the climate – Science, governance and uncertainty. [pdf].

Schaefer, K. *et al.* (2011). Amount and timing of permafrost carbon release in response to climate warming. *Tellus B*, 63(2). doi:10.1111/j.1600-0889.2011.00527.x.

Sellers, P. J. *et al.* (1996). Comparison of Radiative and Physiological Effects of Doubled Atmospheric CO_2 on Climate. *Science*, 271(5254). doi:10.1126/science.271.5254.1402.

Seto, K. C. *et al.* (2012). Global forecasts of urban expansion to 2030 and direct impacts on biodiversity and carbon pools. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, online. doi:10.1073/pnas.1211658109.

Shevliakova, E. *et al.* (2009). Carbon cycling under 300 years of land use change : Importance of the secondary vegetation sink. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(2). doi:10.1029/2007GB003176.

Shindell, D. T. *et al.* (2009). Improved Attribution of Climate Forcing to Emissions. *Science*, 326(5953). doi:10.1126/science.1174760 .

Shine, K. P. *et al.* (1990). Radiative Forcing of Climate. in *Climate Change : The IPCC Scientific Assessment* (eds Houghton, J. T. *et al.*), Ch 2. [pdf].

Shipperfield, M. P., Fioletov, V. E. *et al.* (2007). Global Ozone : Past and Present. in *Scientific Assessment of Ozone Depletion : 2006* (ed Ennis, C. A.), Ch 3. [pdf].

Sitch, S. *et al.* (2007). Indirect radiative forcing of climate change through ozone effects on the land-carbon sink. *Nature*, 448. doi:10.1038/nature06059.

Stocker, B. D. *et al.* (2013). Multiple greenhouse-gas feedbacks from the land biosphere under future climate change scenarios. *Nature Climate Change*, 3. doi:10.1038/nclimate1864.

Stolarski, R. S. *et al.* (2006). Trends in Stratospheric Ozone : Lessons Learned from a 3D Chemical Transport Model. *Journal of the Amospheric Sciences*, 63(3). doi:10.1175/JAS3650.1.

Takahashi, T. *et al.* (1993). Seasonal variation of CO_2 and nutrients in the high-latitude surface oceans : A comparative study. *Global Biogeochemical Cycles*, 7(4). doi:10.1029/93GB02263.

Taylor, K. E. *et al.* (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4). doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.

Thomson, A. M. *et al.* (2011). RCP4.5 : a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Climatic Change*, 109(1–2). doi:10.1007/s10584-011-0151-4.

Tilman, D. *et al.* (2011). Global food demand and the sustainable intensification of agriculture. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(50). doi:10.1073/pnas.1116437108.

Toggweiler, J. R. (1999). Variation of atmospheric CO_2 by ventilation of the ocean's deepest water. *Paleoceanography*, 15(5). doi:10.1029/1999PA900033.

Torvanger, A. *et al.* (2012). Quality of geological CO_2 storage to avoid jeopardizing climate targets. *Climatic Change*, 114(2). doi:10.1007/s10584-012-0447-z.

Toth, F. L., Mwandosya, M. *et al.* (2001). Decision-making Frameworks. in *Climate Change 2001 : Mitigation* (eds Metz, B. *et al.*), Ch 10. [http, pdf].

Trudinger, C. & Enting, I. (2005). Comparison of formalisms for attributing responsibility for climate change : Non-linearities in the Brazilian Proposal approach. *Climatic Change*, 68(1–2). doi:10.1007/s10584-005-6012-2.

UN/DESA (2012). World Population Prospects : The 2012 Revision. [http].

UNFCCC (1997). Implementation of the Berlin mandate – Additional proposals from Parties – Addendum. FCCC/AGBM/1997/MISC.1/Add.3. [http, pdf].

UNFCCC (2002). Methodological issues – Scientific issues and methodological assessment of contributions to climate change – Report of the expert meeting. FCCC/SBSTA/2002/INF.14. [pdf].

Viovy, N. (2012). CRU+NCEP data set V4. [http].

van Vuuren, D. P. *et al.* (2011). RCP2.6 : exploring the possibility to keep global mean temperature increase below 2°C. *Climatic Change*, 109(1–2). doi:10.1007/s10584-011-0152-3.

Wania, R. *et al.* (2010). Implementation and evaluation of a new methane model within a dynamic global vegetation model : LPJ-WHyMe v1.3.1. *Geoscientific Model Development*, 3(2). doi:10.5194/gmd-3-565-2010.

Wanninkhof, R. (1992). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 97(C5). doi:10.1029/92JC00188.

Zaehle, S. *et al.* (2010a). Carbon and nitrogen cycle dynamics in the O-CN land surface model : 2. Role of the nitrogen cycle in the historical terrestrial carbon balance. *Global Biogeochemical Cycles*, 24(1). doi:10.1029/2009GB003522.

Zaehle, S. *et al.* (2010b). Terrestrial nitrogen feedbacks may accelerate future climate change. *Geophysical Research Letters*, 37(1). doi:10.1029/2009GL041345.

Index des figures

1.1 Schéma du cycle du carbone dans OSCAR v2.1. 8
1.2 Variations du module océanique. 9
1.3 Reconstitutions du puits océanique. 10
1.4 Neuf régions utilisées par défaut dans OSCAR. 13
1.5 Calibration de la sensibilité au CO_2 de la NPP. 16
1.6 Calibration de la sensibilité à la température de la NPP. 17
1.7 Reconstitutions du puits biosphérique. 18
1.8 Forçages d'usage des sols. 21
1.9 Composantes du flux net de CO_2 entre biosphère et atmosphère. . . 25
1.10 Fonctions de réponses pour l'oxydation des produits du bois. 28
1.11 Reconstitutions des émissions liées aux usages des sols. 29
1.12 Émissions anthropiques fossiles. 30
1.13 Reconstitutions du bilan annuel du CO_2 atmosphérique. 32

2.1 Émissions anthropiques de précurseurs de l'ozone 40
2.2 Reconstitutions des émissions liées à la combustion de biomasse. . . 41
2.3 Reconstitutions de la concentration troposphérique en O_3. 43
2.4 Reconstitutions du puits chimique du méthane. 45
2.5 Reconstitutions des émissions des zones humides. 48
2.6 Émissions anthropiques de méthane. 49
2.7 Reconstitutions du bilan annuel du CH_4 atmosphérique. 51
2.8 Reconstitutions du puits photochimique du protoxyde d'azote. . . . 52
2.9 Émissions anthropiques de protoxyde d'azote. 53
2.10 Reconstitutions du bilan annuel du N_2O atmosphérique. 54
2.11 Émissions anthropiques de HFC. 56
2.12 Émissions anthropiques de SF_6 et NF_3. 56
2.13 Émissions anthropiques de PFC. 57
2.14 Émissions anthropiques des ODS. 58

2.15 Reconstitutions de la concentration stratosphérique en O_3. 60

3.1 Reconstitution des forçages radiatifs des gaz à effet de serre. 66
3.2 Émissions anthropiques de précurseurs d'aérosols. 68
3.3 Reconstitution des effets directs et indirect des aérosols. 70
3.4 Forçages radiatifs anthropiques prescrits dans OSCAR. 71
3.5 Calibration des fonctions de réponse climatique. 72
3.6 Calibration de réponses en températures locales et en précipitations. 73
3.7 Reconstitutions de la température de surface. 75
3.8 Reconstitution des températures locales et des précipitations. 76

4.1 Résultats de la simulation couplée avec paramétrisation par défaut. . 84
4.2 Forçages anthropiques des RCP, hors composés halogénés. 87
4.3 Forçages anthropiques des RCP, cas des composés halogénés. 88
4.4 Résultats des projections suivant les RCP. 89
4.5 Extensions des RCP (ECP) utilisées dans l'exercice d'inversion. . . . 91
4.6 Émissions fossiles compatibles avec les ECP. 92
4.7 Augmentations de température suivant les ECP. 93
4.8 Illustrations du concept d'émissions plancher. 95
4.9 CCS nécessaire dans le RCP 2.6 et son extension. 96
4.10 Réponses d'OSCAR à une impulsion d'émissions fossiles. 98
4.11 Réponses à une impulsion ayant lieu en 2100. 99
4.12 Réponses à une impulsion négative. 100
4.13 Réponses en émissions à une impulsion de *land-use change*. 102

5.1 Chaîne de causalité usuellement rencontrée dans la littérature. . . . 114
5.2 Principe de la méthode de linéarisation marginale. 115
5.3 Chaîne de causalité d'OSCAR v2.1. 119

6.1 Contributions absolues au changement de capacité oxydante. 123
6.2 Contributions relatives au changement de capacité oxydante. 123
6.3 Contributions aux quatre flux composant le flux F_{net}. 125
6.4 Attribution du bilan carbone de la biosphère terrestre globale. 125
6.5 Attribution des bilans carbone locaux de la biosphère terrestre. . . . 126
6.6 Attribution des concentrations en CO_2, CH_4 et N_2O. 128
6.7 Attribution des composantes du forçage radiatif en 2008. 130
6.8 Attribution du changement climatique aux forçages anthropiques. . . 131
6.9 Double attribution du forçage radiatif total en 2008. 134

6.10 Évolution temporelle des contributions régionales. 135
6.11 Contributions régionales au forçage radiatif. 136
6.12 Contributions régionales au changement de température globale. . . 137
6.13 Illustration du concept d'attribution temporalisée. 139
6.14 Attribution temporalisée du changement de CO_2 en 2008. 140
6.15 Attribution temporalisée du forçage radiatif en 2008. 142
6.16 Attribution temporalisée du changement de température en 2008. . . 143
6.17 Attribution du forçage radiatif en 2008 incluant la rétroaction. . . . 145
6.18 Attribution de la rétroaction climatique aux forçages anthropiques. . 146
6.19 Attributions alternatives du changement de CO_2 atmosphérique. . . 148
6.20 Table d'attribution croisée du puits biosphérique cumulé. 149
6.21 Contributions relatives des émetteurs et absorbeurs à $\Delta[CO_2]$. . . . 150

7.1 Cinq régions utilisées pour les projections suivant les RCP. 154
7.2 Scénario arbitraire des *drivers* régionaux de géo-ingénierie. 155
7.3 Exemple d'attribution des effets de la géo-ingénierie. 156
7.4 Exemple d'attributions dans le RCP 2.6. 158
7.5 Scénario de populations régionales. 159
7.6 Exemple de contributions des pays développés et en développement. 160
7.7 Exemple de trajectoires de contributions marginales équitables. . . . 160
7.8 Trajectoires d'émissions compatibles avec le RCP 2.6 et équitables. . 162
7.9 Huit alternatives de contributions à l'excès de CO_2 sur 1990–2008. . 164
7.10 Illustration des incertitudes politique et scientifique. 165

Index des tables

1.A Expressions analytiques des fonctions $\mathbf{f_{pCO_2}}$. 33
1.B Valeurs des constantes structurelles des modèles d'océan. 33
1.C Expressions analytiques des fonctions $\mathbf{r_O}$. 34
1.D Paramètres pré-industriels du cycle du carbone terrestre. 35
1.E Sensibilités locales du cycle du carbone terrestre par défaut. 36
1.F Sensibilités globales du cycle du carbone terrestre. 36
1.G Paramètres biosphériques relatifs aux usages des sols. 37
1.H Paramètres de répartition entre usages des produits du bois. 37
1.I Expressions analytiques des fonctions de réponses $\mathbf{r_{W_n}}$. 37

2.A Coefficients d'émission lors de la combustion de biomasse. 61
2.B Sensibilités chimiques de l'ozone troposphérique. 61
2.C Sensibilités chimiques du puits OH. 61
2.D Expression analytique de la fonction $\mathbf{f_{sat}}$. 62
2.E Paramètres régionaux pour les zones humides. 62
2.F Paramètres globaux relatifs aux zones humides. 62
2.G Paramètres du puits photochimique du protoxyde d'azote. 62
2.H Paramètres relatifs aux composés halogénés. 63

3.A Expression analytique de la fonction $\mathbf{f_{/lap}}$. 78
3.B Paramètres relatifs aux aérosols. 78
3.C Paramètres des fonctions $\mathbf{r_T}$ issues de CMIP5. 78
3.D Paramètres pour les températures régionales. 79
3.E Paramètres pour les précipitations régionales. 80
3.F Autres paramètres des réponses climatiques. 81

4.1 Métriques d'émissions principales. 104
4.2 Métriques pour les composés halogénés. 105
4.3 Métriques pour les changements d'usage des sols. 107

UPMC SORBONNE UNIVERSITÉS

Thomas Gasser

Attribution régionalisée des causes anthropiques du changement climatique

Résumé Cette thèse traite du *Brazilian Proposal*, c'est-à-dire de la détermination des contributions nationales au changement climatique d'origine humaine. Pour répondre à cette question, nous avons développé un modèle compact du système Terre, OSCAR v2.1. Ce modèle intègre une représentation du cycle du carbone (CO_2, CH_4), de la chimie atmosphérique des gaz à effet de serre (CH_4, N_2O, O_3, composés halogénés), mais également des aérosols et de la dynamique climatique. Il est forcé en émissions anthropiques de composés actifs et en changements d'usage des sols. Après avoir constaté la bonne capacité du modèle à reproduire les observations passées des principales grandeurs climatiques, et après avoir énoncé les grands principes régissant les exercices d'attribution, nous attribuons les causes anthropiques du changement climatique. Nous trouvons que la rétroaction climatique, sur le cycle du carbone et sur la chimie atmosphérique, a un effet prépondérant qui exacerbe l'importance relative de chaque forçage anthropique. Par ordre décroissant, émissions de dioxyde de carbone fossile, de dioxyde de soufre, de méthane, et usages des sols, sont trouvés comme étant les plus importants contributeurs au changement climatique en 2008. À travers ces forçages, les pays dits en développements sont dorénavant de plus grands contributeurs au changement climatique que les pays dits développés. C'est cependant toujours l'inverse si l'on résonne en contribution par tête ; mais nous montrons qu'un tel raisonnement rend impossible une trajectoire de réchauffement inférieur à deux degrés et équitable.

Abstract This PhD thesis deals with the Brazilian Proposal, that is the assessment of national contributions to anthropogenic climate change. To answer the Proposal, we have developed a compact Earth system model, named OSCAR v2.1. The carbon cycle (CO_2, CH_4), the atmospheric chemistry of greenhouse gases (CH_4, N_2O, O_3, halogenated compounds), as well as aerosols and climate dynamics are included in this model. It is driven by anthropogenic emissions of active compounds, and by land-use changes. After acknowledging the ability of the model to reproduce past observations of the main climatic variables, and after exposing the fundamental principles of attribution exercises, we attribute climate change to its anthropogenic causes. We find that the climate feedback – over both the carbon cycle and the atmospheric chemistry – has a prominent effect that exacerbates the relative importance of each anthropogenic forcing. In decreasing order, emissions of fossil carbon dioxide, of sulfur dioxide, of methane, and land-use changes, are found to be the most important contributors to climate change in 2008. Through these forcings, the so-called developing countries are now contributing more to climate change than the so-called developed countries. It is however still the contrary on a per capita basis ; but we show that such an accounting approach makes it impossible to reach equity within a less-than-two-degree warming trajectory.