

2021

CLIMAT ET CHANGEMENT CLIMATIQUE

M2 SOAC

Notes de cours

Julien CATTIAUX

Centre National de Recherches Météorologiques (Toulouse)

Table des Matières

1	Système climatique, bilan d'énergie et dynamique	3
1.1	Introduction au climat	3
1.2	Système climatique	3
1.3	Bilan d'énergie du système	5
1.4	Répartition géographique de l'énergie	5
1.5	Dynamique du système	6
2	Modélisation et variabilité interne	8
2.1	Modélisation du système climatique	8
2.2	Variabilité interne	10
2.2.1	Intra-saisonnière	11
2.2.2	Inter-annuelle	11
2.2.3	Multi-décennale	12
3	Forçages externes et rétroactions	14
3.1	Forçages externes	14
3.1.1	Solaire	14
3.1.2	Gaz à effet de serre (GES)	15
3.1.3	Aérosols	16
3.1.4	Surface	17
3.2	Rétroactions	17
3.2.1	Radiatives	17
3.2.2	Autres (exemples)	20

4 Une brève histoire des climats passés	22
4.1 Précambrien (4.55 Ga – 542 Ma)	22
4.2 Phanérozoïque (542 Ma – 0 Ma)	23
4.3 Zoom sur le dernier million d’années	25
4.4 Zoom sur le dernier millénaire	26
5 Changement climatique anthropique	27
5.1 Changement climatique observé	27
5.2 Projections futures et incertitudes	29
5.3 À quoi ressemble un climat plus chaud ?	31
5.4 Un mot sur les événements météorologiques extrêmes	32

Préambule

Ces notes accompagnent les supports de cours (transparents) disponibles sur [ma page web](#). Le cours s’intéresse d’abord aux aspects théoriques du climat et du changement climatique : définition du système et bilan d’énergie (cours 1), modélisation, étude de sa variabilité à l’équilibre (cours 2), étude de sa réponse à une perturbation (forçage) et rétroactions (cours 3). Il aborde ensuite les changements climatiques passés (cours 4) et actuel (cours 5).

L’étude du climat fait appel à beaucoup de notions potentiellement vues dans d’autres cours : théorie du rayonnement, transfert radiatif, dynamique et circulation générale, météorologie, thermodynamique et changements de phase, chimie atmosphérique, aérosols, océanographie, biogéochimie marine, hydrologie continentale, statistiques et probabilités, etc. L’idée de ce cours n’est pas de tout revisiter en profondeur, seulement de décrire ce qui est nécessaire à la compréhension du climat et changement climatique. Le niveau de détail varie selon les sections, et l’élève est libre de (et bien entendu invité à) approfondir de lui-même les notions qu’il jugera trop rapidement abordées ici.

1 Système climatique, bilan d'énergie et dynamique

1.1 Introduction au climat

« *Climate is what you expect, weather is what you get* », attribuée à Edward Lorenz. **Le climat est la distribution de probabilité de la météo** (*expectance* = espérance mathématique), i.e. l'ensemble des météos possibles en un lieu et un instant donnés. Cette distribution peut être estimée empiriquement à partir de relevés historiques. Par exemple l'Organisation Météorologique Mondiale définit les normales climatiques comme des moyennes sur une période passée de 30 ans, une durée jugée suffisamment longue pour bien échantillonner la distribution, et suffisamment courte pour bien représenter le climat actuel (à condition d'actualiser régulièrement la fenêtre de 30 ans). En France, Météo-France utilisait la période 1981–2010 jusque 2020, puis utilise 1991–2020 à partir de 2021. Dans un climat qui se réchauffe, il est *normal* qu'il fasse régulièrement plus chaud que la *normale* définie ainsi.

Les normales climatiques, ou normales de saison, décrivent au premier ordre le climat d'un lieu (moyenne = premier moment de la distribution). Il fait + chaud en été qu'en hiver, + chaud à l'équateur qu'aux pôles, + humide aux tropiques (zone de convergence inter-tropicale), etc. Wladimir Köppen propose une **classification des climats** du globe basée sur les normales de T et P : 5 grandes classes (A : tropical, B : sec, C : tempéré, D : continental et E : polaire) + des sous-classes liées au régime de P (2e lettre) et au cycle annuel de T (3e lettre). En France, on est en Cfb, climat tempéré sans saison sèche et avec été chaud, ou climat océanique.

Au-delà de la moyenne (normale), la notion de **variabilité climatique** est capitale. La météo d'un lieu et d'un jour donnés n'est jamais exactement la normale ... quand on tire une réalisation d'une variable aléatoire, la probabilité de tomber sur son espérance est 0. La variabilité climatique est généralement + forte aux hautes latitudes qu'aux tropiques, et + forte en hiver qu'en été. Elle décroît quand on moyenne dans le temps et l'espace (loi des grands nombres). Par exemple, en France, la variabilité des T quotidiennes est de l'ordre de plusieurs degrés (un jour d'été peut être + froid qu'un jour d'hiver), et la variabilité des T saisonnières est plutôt de 1 ou 2 degrés (un été n'est jamais + froid qu'un hiver). Les fluctuations météo les + fortes (et les + rares) sont les événements extrêmes, cf. canicule 2003 en France (+ 3 degrés en moyenne France JJA, + 15 degrés localement).

Il est fondamentalement différent de vouloir **prévoir la météo vs. le climat**. Dans le premier cas, on cherche à déterminer une trajectoire à partir d'un instant t_0 , i.e. une réalisation parmi les possibles. Dans le second, on cherche à estimer la distribution, i.e. l'ensemble des possibles ... et en un sens, c'est beaucoup + facile. Quand je lance un dé, je suis incapable de prévoir la prochaine réalisation, mais je connais parfaitement la distribution : uniforme sur $\llbracket 1, 6 \rrbracket$. La prévision météo dépend de la connaissance du système à t_0 (conditions initiales) ; elle est cependant limitée à qq jours car le système est quasi-chaotique (effet papillon, Ed Lorenz). Le climat est lui piloté par de grands équilibres physiques (conditions aux bords), cf. suite du cours.

1.2 Système climatique

En physique, on aime définir le système sur lequel on travaille. Le **système climatique** regroupe toutes les composantes superficielles de la Terre : atmosphère, océans, cryosphère et surfaces continentales, incluant la biosphère. Dans la suite on s'intéressera à l'équilibre énergétique global de ce système (\sim bilan des forces) et à sa dynamique interne (dynamique de chaque composante, échanges entre composantes).

L'**atmosphère** contient principalement des gaz, qui sont considérés *parfaits*. On distingue en général air sec et vapeur d'eau. L'air sec est principalement composé d'azote (78 % du volume) et d'oxygène (21 %). Parmi le 1 % restant, présence de CO₂ ($\sim 0.04\%$ = 400 ppm), de méthane (~ 1.8 ppm =

1800 ppb), d'oxyde nitreux N_2O (~ 300 ppb) et d'ozone ($\sim 0-100$ ppb). Cette composition résulte en partie de l'apparition de la vie (on parle d'atmosphère secondaire). La vapeur d'eau est essentiellement présente près de la surface (source = évaporation + loi de Clausius-Clapeyron) et représente en moyenne $\sim 2.5\%$ du volume de l'atmosphère. Elle varie bcp en temps et en espace, elle est proche de 0% aux pôles et de 5% aux tropiques (i.e. 50 kg.m^{-2} ou 5 cm d'équivalent en eau liquide). Enfin, présence de nuages (eau liquide / solide, ~ 0 à 200 g.m^{-2}) et d'aérosols (poussières solides) qui jouent un rôle important dans (entre autres) le bilan d'énergie.

À grande échelle, l'atmosphère est en **équilibre hydrostatique** : la pression sur une unité de surface correspond au poids de l'air situé au-dessus, soit $dp/dz = -\rho g$ et $p(z) = p_s e^{-gz/RT}$ (pour T uniforme) ou $p(z) = p_s(1 - \Gamma z/T_s)^{g/RT}$ (pour $T = T_s - \Gamma z$). Au passage, pression de surface $p_s = \rho_0 g H = 10^5\text{ Pa}$ donc masse surfacique atmosphère $m_{atm} = \rho_0 H = 10^4\text{ kg.m}^{-2}$ et masse totale atmosphère $M_{atm} = m_{atm} \times 4\pi R_T^2 = 5 \cdot 10^{18}\text{ kg}$. Pour info, densité air $\sim 1.2\text{ kg.m}^{-3}$, densité vapeur d'eau $\sim 0.6\text{ kg.m}^{-3}$.

Dans ce cours on s'intéressera exclusivement à la **troposphère** ($0-10\text{ km}$) et la **stratosphère** ($10-50\text{ km}$), qui contiennent 99.9% de la masse de l'atmosphère. Dans la troposphère, T décroît quasi-linéairement avec z par équilibre radiatif-convectif : $dT = -\Gamma dz$ avec $\Gamma \sim 6.5\text{ K.km}^{-1}$ en moyenne (mais variable dans le temps et l'espace, il peut même localement changer de signe : inversions). Dans la stratosphère, T augmente avec l'altitude dû à l'absorption du rayonnement solaire UV par l'ozone présent vers $30-50\text{ km}$. La séparation entre tropo et strato est appelée tropopause.

Les **océans** occupent 71% de la surface du globe, ont une profondeur de 0 à 11 km (!), moyenne 3.7 km . Au passage, $M_{oce} = 0.71 \times 4\pi R_T^2 \times H \times \rho \sim 1.4 \cdot 10^{21}\text{ kg}$. Composition : eau liquide + matières dissoutes (sels, particules, matière organique, etc.). On définit la salinité comme le poids de matières dissoutes (en g) dans 1 kg d'eau \rightarrow on l'exprime en ‰ (ou psu : practical salinity unit). En pratique, on la mesure par conductivité. La densité de l'eau de mer augmente avec la salinité et la pression (ou la profondeur, équilibre hydrostatique) et décroît avec la température. La salinité influence le point de congélation ($-1.8\text{ }^\circ\text{C}$ pour 35 psu).

En surface l'océan interagit avec l'atmosphère et les continents : sa température (SST) est proche de la température de l'air (avec néanmoins + d'inertie) et sa salinité est influencée par les flux d'eau douce (fleuves, précips, évaporation). L'océan superficiel ($\sim 0-100\text{ m}$) est mélangé par les vents de surface, présence de convection. La hauteur de couche de mélange fluctue saisonnièrement (+ importante en hiver), avec des conséquences sur les flux de surface et la production de phytoplancton via photosynthèse. En dessous, l'océan est bien stratifié, i.e. la densité augmente avec la profondeur. L'océan intermédiaire (~ 100 à 1500 m) est caractérisé par une forte thermocline (T passe de $20-25$ à $2-3\text{ }^\circ\text{C}$) tandis l'océan profond (~ 1500 à 4000 m) est dense et homogène (T entre $-1-0$ et $2-3\text{ }^\circ\text{C}$ partout).

La **cryosphère** désigne l'eau présente en surface à l'état solide : principalement neige (entre 5 et 50 millions de km^2 , quasi exclusivement hémisphère Nord), glace de mer = banquise (entre qq et 15 Mkm^2 dans chaque hémisphère, 1 à 3 m d'épaisseur, max/min en mars/sep), calotte Antarctique (14 Mkm^2), calotte Groenlandaise (2 Mkm^2), glaciers ($< 1\text{ Mkm}^2$), glace d'eau douce (rivières ou lacs, mineur). Importance pour bilan d'énergie car surface réfléchissante pour le rayonnement solaire (fort **albédo**) et pouvoir isolant. La formation de banquise augmente la salinité de surface (car salinité banquise $< 10\text{ psu}$). La glace posée sur continent influence le niveau marin : stocks actuels = 65 m Antarctique, 6 m Groenland, 0.5 m glaciers. Présence également de pergélisol (sol gelé) : 11 à 23 Mkm^2 , plusieurs m voire dizaines de m d'épaisseur.

La distribution, la topographie et les propriétés locales (albédo et rugosité liés au type de végétation) des **surfaces continentales** influencent le bilan d'énergie du système, les dynamiques de l'atmosphère et de l'océan, la présence ou non de calottes de glace, le cycle hydrologique, les cycles du carbone et de l'azote, etc. Actuellement, continents principalement dans l'hém. Nord, avec possibilité de calottes aux deux pôles (Groenland et Antarctique) — ça n'a pas toujours (voire quasi jamais) été le cas.

Enfin, nombreuses **interactions entre composantes** du système climatique. Exemple du cycle hydrologique (évaporation - condensation - précipitation - ruissellement). Pour le climat, le cycle du carbone a également une importance capitale car il module les concentrations atmosphériques de CO₂ et CH₄ (entre autres). Le cycle de l'azote est également important (lié au N₂O atm).

1.3 Bilan d'énergie du système

Le système reçoit de l'énergie de l'espace (au-dessus) et de la Terre (en dessous); le second flux (géothermique) étant 1000 fois + faible que le premier, il est négligé ici. De l'espace, l'énergie vient quasi-exclusivement du Soleil, qui émet à $T_S = 5780$ K donc principalement dans la bande 0.2–300 μm (loi de Wien : $\lambda_{max} \cdot T = 2.898 \cdot 10^{-3}$ m.K), i.e. dans le visible (400–800 nm), le proche IR (>800 nm) et l'UV (<400 nm). La quantité d'énergie émise par le Soleil (intégrale du spectre en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) suit la loi du corps noir / de Stefan-Boltzmann : $E_S = \sigma T_S^4$. La quantité reçue par 1 m² situé perpendiculairement à distance Terre-Soleil est appelée **constante solaire** (alors qu'elle n'est pas constante) et vaut $S_0 = \sigma T_S^4 \times 4\pi R_S^2 / 4\pi D_{TS}^2 = 1368 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ($R_S = 695 \cdot 10^3$ km et $D_{TS} = 150 \cdot 10^6$ km). Le système climatique reçoit en moyenne $S_0 \cdot \pi R_T^2 / 4\pi R_T^2 = S_0/4$. Il en réfléchit une fraction α (**albédo planétaire**) et absorbe $1-\alpha$; dans les conditions actuelles $\alpha \sim 0.3$.

En retour, **le système émet de l'énergie** vers l'espace, sous forme de rayonnement IR entre 4 et 50 μm . La quantité émise est σT_e^4 avec T_e température d'émission. Le bilan d'énergie s'écrit donc $(1 - \alpha)S_0/4 = \sigma T_e^4$ et à l'équilibre, $T_e = 255$ K. S'il n'y avait pas d'atmosphère, la température d'émission T_e serait la température de surface $T_s \rightarrow$ il ferait froid (en réalité $T_s = 288$ K). La capacité de l'atmosphère à réchauffer la surface est appelée **effet de serre**. Les premiers travaux sur l'effet de serre remontent au XIX^e siècle (Jean-Baptiste Fourier, John Tyndall); on y parlait déjà de l'impact sur le climat.

L'atmosphère est quasi-transparente dans la gamme spectrale du rayonnement solaire (~ 20 % d'absorption). En revanche elle est quasi-opaque dans la gamme spectrale du rayonnement terrestre (~ 90 % d'absorption), dû aux propriétés radiatives de certains constituants mineurs : H₂O, CO₂, CH₄, N₂O, O₃ \rightarrow les **gaz à effet de serre** (GES). Le recouvrement des bandes spectrales d'absorption des GES fait qu'en dehors de la bande 8–15 μm (appelée *fenêtre atmosphérique*), la quasi-totalité du rayonnement terrestre est absorbé par l'atmosphère.

L'effet de serre atmosphérique peut être illustré par un **modèle à une vitre**, transparente au solaire, opaque au terrestre, et de température T_a : le bilan d'énergie de la vitre (atm) s'écrit alors $2\sigma T_a^4 = \sigma T_s^4$, avec toujours $(1 - \alpha)S_0/4 = \sigma T_a^4$ au sommet de l'atm, d'où $T_a = T_e = 255$ K et $T_s = \sqrt[4]{2} T_a = 303$ K (c'est trop chaud, mais on comprend le principe de l'effet de serre). En réalité, l'atmosphère n'est pas aussi simple qu'une vitre : ni complètement transparente au solaire, ni complètement opaque au terrestre, T_a n'est pas uniforme sur la verticale + présence de flux turbulents de chaleur sensible (proportionnel à $U_a \cdot (T_s - T_a)$) et latente (proportionnel à $U_a \cdot (q_s - q_a)$) en surface (leur rapport F_{SH}/F_{LH} est appelé rapport de Bowen, <1 aux tropiques et proche de 1 aux hautes latitudes). Par ailleurs le système climatique n'est pas un corps noir parfait et émet en $\varepsilon\sigma T_e^4$ avec ε l'émissivité ~ 0.97 .

1.4 Répartition géographique de l'énergie

Les flux d'énergie reçu et émis par le système climatique ($235 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ en moyenne) ne sont pas uniformes sur le globe. Le **rayonnement solaire** entrant (TOA = *top of atmosphere*) a une distribution purement latitudinale max. à l'équateur et min. aux pôles (sphéricité de la Terre) qui varie au cours de l'année (inclinaison de la Terre, sachant qu'inclinaison = $\kappa\lambda\iota\mu\alpha$ en grec). Le max. d'été est légèrement + marqué dans l'hémisphère Sud que Nord dû à la date du périhélie (actuellement début janvier). La distribution du flux solaire net (= entrant – réfléchi) est sensiblement identique ($>300 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ aux

tropiques, $<100 \text{ W.m}^{-2}$ aux pôles), aux modulations d'albédo planétaire près (en particulier nuages et cryosphère).

Le **rayonnement émis** vers l'espace dépend de T_e , donc de T_s et de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique (les autres principaux GES sont bien mélangés). Il est lui aussi max. près de l'équateur (surtout régions sèches) et en été, mais est + homogène (entre 150 et 280 W.m^{-2} partout). Il est également modulé par la présence de nuages (eau sous forme autre que vapeur) qui ont eux aussi un effet de serre (cf. dernier paragraphe).

En conséquence, le bilan TOA net (= reçu - émis) est excédentaire d'environ 50 W.m^{-2} aux tropiques et déficitaire d'environ 100 W.m^{-2} aux pôles (en moyenne sur l'année). Le **déséquilibre équateur-pôles** est bcp + important en hiver qu'en été. Ce déséquilibre est compensé par du stockage local + du transport d'énergie, cf. suite.

Parenthèse sur les nuages, qui ont un rôle important dans le SW (*shortwave*, solaire) et le LW (*longwave*, infra-rouge). On parle d'**effet radiatif des nuages**. Celui-ci dépend du type de nuage, en particulier de l'altitude : les nuages bas réfléchissent davantage de SW et émettent davantage de LW (car + chauds) que les nuages hauts. En moyenne, en climat actuel, on estime que les nuages ont un effet radiatif de -20 W.m^{-2} , i.e. refroidissant pour le système. Noter un fort contraste saisonnier, ex. les nuages aux moyennes latitudes ont un effet refroidissant en hiver et réchauffant en été.

1.5 Dynamique du système

Le flux net d'énergie TOA reçu par une colonne du système doit nécessairement s'équilibrer avec le **stockage** local et le **transport** sur les côtés (on néglige toujours les échanges d'énergie par en-dessous, i.e. avec l'intérieur de la Terre).

Le terme de **stockage** est important pour expliquer les variations diurnes (jour vs. nuit) et saisonnières (été vs. hiver) de T . L'amplitude de ces variations va dépendre de la masse et de la capacité calorifique du milieu concerné : le taux de stockage s'écrit en $m.c_m.dT/dt$. c_m est du même ordre de grandeur pour l'atmosphère, l'océan superficiel ou les surfaces continentales ; en revanche m est bien + grand pour l'océan, qui a donc la + grande inertie thermique.

Le terme de **transport** est également important aux échelles quotidiennes, et surtout, c'est lui qui compense le déséquilibre équateur-pôles moyen (car le stockage est quasi-nul en moyenne annuelle). Pour une bande de latitude $[\varphi, \varphi+d\varphi]$, le bilan d'énergie s'écrit $RF_{TOA}(\varphi).R_T^2.\cos\varphi d\varphi = RT(\varphi+d\varphi) - RT(\varphi)$. Si on intègre sur φ de 0 à 90° , on obtient un transport positif de l'équateur vers les pôles, nul à l'équateur et aux pôles, et maximal vers 35° où $RF_{TOA}(\varphi)$ change de signe. Ce transport est assuré par les dynamiques des deux fluides du système : l'atmosphère (pour l'essentiel) et l'océan.

La **dynamique atmosphérique** a été appréhendée dès le XVIII^e siècle par Edmond Halley et George Hadley, puis au XIX^e par Gaspard-Gustave Coriolis ou William Ferrell.

À l'équateur, l'air chaud (et peu dense) en surface tend à s'élever, puis à se déplacer vers les pôles en altitude (par différence de pression). Si la Terre ne tournait pas, cette **circulation de Hadley** serait bouclée par une branche descendante aux pôles et des vents vers l'équateur en surface. La rotation de la Terre déviant les mouvements vers les pôles vers l'est (par force de Coriolis et conservation du moment cinétique), la branche supérieure des cellules de Hadley n'atteint pas les pôles : la subsidence se fait vers 30° (N ou S), avec de forts vents d'ouest ($\sim 50 \text{ m.s}^{-1}$) d'altitude appelés courants-jets. Les mouvements vers l'équateur étant symétriquement déviés vers l'ouest, la branche inférieure des cellules de Hadley donne les **alizés** de surface (vents d'est).

Au-delà de 30° de latitude, la circulation atmosphérique est beaucoup + instable. Le **courant-jet** d'altitude induit des vents d'ouest en surface dont la trajectoire moyenne est impactée par la géographie

(ondes planétaires) + une activité méridienne transitoire (*eddies*). En moyenne zonale et temporelle, cette **activité transitoire** de surface est dirigée vers les pôles et constitue la branche inférieure de la schématique cellule de Ferrell.

La circulation atmosphérique de grande échelle est proche de l'**équilibre géostrophique** (équilibre entre forces de pression et force de Coriolis) : dans l'hémisphère Nord, les vents tournent dans le sens des aiguilles d'une montre autour d'un **anticyclone** en étant légèrement sortants, et dans le sens inverse autour d'une **dépression** en étant légèrement rentrants. Le sens de rotation est inversé dans l'hémisphère Sud. On utilise souvent des variables tq la pression au niveau de la mer ou la hauteur de géopotential (surface iso-pression, hauteur par rapport au niveau de la mer) pour décrire la circulation.

La **dynamique océanique** est pilotée en surface par, principalement, l'atmosphère (vents) : courants vers l'ouest sous les alizés des tropiques, courants vers l'est sous les vents d'ouest des moyennes latitudes. La présence des barrières continentales (sauf autour de l'Antarctique) induit la formation de **gyres**, dont les branches ouest transportent de la chaleur vers les pôles (ex. Gulf Stream dans l'Atlantique Nord ou Kuroshio dans le Pacifique Nord). Sur les bords est, ainsi qu'à l'équateur, la divergence horizontale (effet vent + transport d'Ekman) est compensée par des remontées d'eau + profonde (*upwellings*).

Les contrastes de température et salinité (donc densité) de surface, ainsi que la topographie des fonds marins, entretiennent une dynamique océanique verticale (plongée / remontée d'eaux), qui met en mouvement tout l'océan : c'est la **circulation thermohaline**. Son intensité est liée à la formation d'eau profonde aux hautes latitudes, où l'eau de surface est suffisamment froide et salée pour plonger en profondeur, comme en Atlantique nord (mers du Labrador et de Groenland-Norvège) et autour de l'Antarctique (mers de Weddell et Ross).

Au final, le déséquilibre d'énergie reçue entre l'équateur et les pôles et donc rétabli par le transport. À noter que l'énergie peut être transportée sous différentes formes : chaleur sensible, chaleur latente, ou énergie potentielle. Dans l'océan, peu de changement de phase ou de mouvements verticaux : principalement chaleur sensible. Dans l'atmosphère, importance également de l'énergie potentielle (e.g. via cellule de Hadley) et de la chaleur latente (e.g. via le cycle hydrologique).

En conclusion

Le climat est le résultat de l'équilibre énergétique du système climatique. Les contrastes géographiques et saisonniers d'énergie nette reçue dessinent au premier ordre la carte de la T de surface. La dynamique atmosphérique et océanique, le cycle hydrologique et la répartition des continents / du relief modulent cette carte (e.g. contrastes zonaux, amplitude saisonnière continents vs. océans, etc.). La carte de P est également le fruit de ces grands équilibres physiques : e.g. fortes P dans la zone de convergence intertropicale (ITCZ) ou les rails des dépressions aux moyennes latitudes.

2 Modélisation et variabilité interne

2.1 Modélisation du système climatique

En physique, on aime faire des expériences. Lorsqu'il n'est pas possible de faire des expériences sur le système *réel* (c'est le cas du système climatique) (quoique...), on le reproduit en laboratoire ou sur ordinateur : c'est la modélisation. Un **modèle de climat** est donc une représentation mathématique du système climatique basée sur notre connaissance des principes physiques, chimiques, biologiques, etc. qui le régissent. Selon l'application, le modèle utilisé peut être très simple (e.g. modèle de bilan d'énergie 0D si on ne s'intéresse qu'à T_s) ou + complexe (e.g. modèle de circulation générale 3D si on veut résoudre la géographie et la dynamique de chaque composante).

Un premier **modèle à bilan d'énergie** (EBM en anglais) 0D peut s'obtenir en généralisant le modèle sans atmosphère ($T_s^4 = T_e^4$) et celui à une vitre ($T_s^4 = 2 T_e^4$). Si on définit $\tau_a = T_e^4/T_s^4$ la transmissivité de l'atmosphère (décrit l'effet de serre, actuellement $\tau_a \sim 0.64$) et C_E la capacité calorifique effective du système, l'évolution de T_s autour de son équilibre peut s'écrire :

$$C_E \frac{dT_s}{dt} = (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma T_s^4 \quad (2.1)$$

Ce modèle peut être linéarisé autour d'une température d'équilibre ($T = T_{eq} + T'$ avec $T' \ll T_{eq}$) :

$$\begin{aligned} C_E \frac{dT'}{dt} &= (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma (T_{eq} + T')^4 \\ &= (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma T_{eq}^4 \left(1 + 4 \frac{T'}{T_{eq}}\right) \\ &= -4 \varepsilon \tau_a \sigma T_{eq}^3 T' \\ &= -|\lambda| T' \end{aligned} \quad (2.2)$$

λ est appelé **paramètre de sensibilité** et s'exprime en $\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$. La sensibilité du système à une perturbation énergétique est proportionnelle à $1/|\lambda|$ (en $\text{K} / (\text{W.m}^{-2})$). Par souci de simplification, le raisonnement présenté ici suppose α et τ_a constants lorsque T varie, ce qui n'est pas réaliste (présence de rétroactions, cf. 3). La valeur du paramètre $|\lambda| = 4 \varepsilon \tau_a \sigma T_{eq}^3 = 3.36 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ obtenue en l'absence de rétroactions du système correspond à la réponse dite de Planck (une planète chaude émet + qu'une planète froide); elle sera notée λ_0 dans la suite. [ndlr : la valeur donnée ici est déduite des valeurs de ε , τ_a et T_{eq} utilisées dans ce cours, mais l'IPCC AR6 (2021) donne -3.22 avec 'very likely range' entre -3.4 et -3.0; il y a donc de l'incertitude sur ce paramètre.]

En réponse à une perturbation du bilan d'énergie $F(t)$ (en W.m^{-2}), l'EBM 0D linéarisé s'écrit donc :

$$C_E \frac{dT}{dt} + |\lambda| T = F(t) \quad (2.3)$$

On peut faire l'analogie avec un dipôle RC en électronique, avec $R = 1/|\lambda|$ et $C = C_E$. Ce type de modèle est utilisé pour estimer la réponse en T_s à des perturbations idéalisées, e.g. $F(t)$ en escalier (doublement ou quadruplement abrupt de $[\text{CO}_2]$) ou linéaire (scénario type + 1% $[\text{CO}_2]$ par an) :

$$T(t \geq 0) = \frac{F}{|\lambda|} \left[1 - e^{-t/\tau}\right] \quad \text{pour } F(t < 0) = 0 \quad \text{et } F(t \geq 0) = F \quad (2.4)$$

$$T(t \geq 0) = \frac{F}{|\lambda|} \left[t - \tau \left(1 - e^{-t/\tau}\right)\right] \quad \text{pour } F(t < 0) = 0 \quad \text{et } F(t \geq 0) = Ft \quad (2.5)$$

avec $\tau = C_E/|\lambda|$ temps caractéristique de la réponse.

On peut s’amuser à complexifier les EBMs pour représenter le système de façon + réaliste. D’une part, on peut le diviser selon la verticale, en séparant couches superficielles (toutes surfaces ou en distinguant océan et continent) de l’océan profond : **EBMs à 2 ou 3 boîtes**, qui rendent mieux compte de l’inertie du système. On autorise chaque boîte à avoir une T et C_E propre, et on paramétrise le transport de chaleur entre les boîtes (de type $H = \mu\Delta T$). Les solutions à des perturbations idéalisées restent analytiques, avec des temps de réponse \pm rapide selon les capacités calorifiques des boîtes.

Une autre complexification possible est selon l’horizontale : inclusion de la dimension latitude (**EBM 1D**) voire de la longitude (**EBM 2D**). On paramétrise alors le transport méridien / zonal. Ce type de modèle s’est particulièrement développé dans les 1970s, on cherchait alors à reproduire le gradient méridien de T , les différences zonales d’amplitude des variations saisonnières de T , ou à évaluer la réponse à une perturbation de l’activité solaire.

Paramétriser un transport horizontal ou vertical dans un EBM, c’est bien, mais ça donne envie de résoudre explicitement la dynamique (3D) et le transfert radiatif (vertical). C’est toute l’ambition des **modèles de circulation générale** (GCM en anglais). Les bases des GCM sont posées par Wilhelm Bjerknes au début du (xx)^e siècle pour résoudre la question de la prévision atmosphérique : *the necessary and sufficient conditions for a rational solution of the problems of meteorological prediction are : (i) the condition of the atmosphere must be known at a specific time with sufficient accuracy and (ii) the laws which determine the development of one weather condition from another must be known with sufficient accuracy*. Simple, basique. La condition (i) est importante en prévision météo, moins pour l’étude du climat ; elle requiert de savoir bien observer le système. La condition (ii) est essentielle : elle requiert de bien connaître les lois physiques qui régissent le système. Pour l’atmosphère, Bjerknes en liste 7 : les 3 équations du mouvement (selon x , y et z), l’équation de continuité (conservation de la masse), l’équation d’état et les 2 premiers principes de la thermodynamique. Un problème est que les équations du mouvement (Navier-Stokes) n’ont pas de solution analytique \rightarrow on les résout numériquement, ce qui impose de discrétiser le système avec une certaine **résolution horizontale, verticale et temporelle**.

La **complexité** d’un GCM dépend du nombre de composantes qu’il inclut et de la (des) résolution(s) utilisée(s). En prévision météo, les GCMs sont généralement limités à un modèle d’atmosphère (AR-PEGE à Météo-France), puisqu’on s’intéresse à une période de temps très courte (qq jours). En climat, il est essentiel de représenter les composantes lentes du système : on parle de **couplage** entre modèles d’atmosphère, d’océan, de surfaces continentales, de glace de mer, etc. Les modèles de climat incluant un cycle du carbone interactif sont appelés abusivement **modèles du système Terre** (ESM en anglais). La première simulation type GCM est attribuée à Norman Phillips (1956) : 31 jours avec résolution horizontale 16×17 (hémisphère Nord seul : mailles de 2500×600 km) et 2 niveaux verticaux. Les GCMs se sont ensuite développés en augmentant peu à peu la résolution et en ajoutant des composantes à mesure que les moyens de calcul / stockage augmentaient : aujourd’hui les simulations climatiques type ESM de plusieurs 100aines d’années sont réalisées à résolution d’ $\sim 100 \times 100$ km (en global) et une 50aine de niveaux verticaux. À noter que pour certaines applications (e.g. questions de paléo-climat), on utilise des GCM/ESM *dégradés*, appelés **modèles de complexité intermédiaire** (EMIC en anglais) : l’idée est d’avoir une configuration simplifiée permettant de simuler des 10aines voire 100aines de milliers d’années. Il est également courant de débrancher certaines composantes/modules d’un GCM/ESM pour n’en étudier qu’une partie : e.g. simulations atmosphère ou océan seul (on parle de mode *forcé* par opposition au mode *couplé*), atmosphère sèche sans vapeur d’eau ni nuages (modèle à cœur sec), configuration sans continents (aqua-planète), etc. À l’inverse, pour certaines applications type étude de régions spécifiques ou étude de phénomènes de petite échelle (typiquement cyclones tropicaux), les GCMs sont *zoomés* localement, ou même *découpés* sur une aire limitée pour pouvoir augmenter localement la résolution (dans le second cas on parle de modèles régionaux).

On distingue **5 grandes étapes** dans la modélisation climatique.

- La première est la **mise en équations** : pour l’atmosphère, ce sont les 7 équations dites *primitives* énoncées par Bjerknes. On peut y ajouter les équations du transfert radiatif au sein d’une colonne du

système.

- La seconde est la **discrétisation** pour la résolution numérique des équations — les deux grandes familles de méthodes employées sont les différences finies sur grille rectangulaire lon-lat et la représentation sur grille spectrale via harmoniques sphériques — et les **paramétrisations des phénomènes sous-maille**, i.e. non-résolus explicitement par la grille employée (e.g. convection, turbulence, nuages, ondes de gravité, etc.). Ces paramétrisations sont généralement développées à partir d’observations et de modélisation méso-échelle (où les processus sont résolus) : il s’agit de rendre compte de façon statistique / macroscopique de ce qui se passe à + fine échelle. Elles sont les principales différences entre GCM/ESM actuels, donc une source de dispersion inter-modèle majeure. On distingue souvent la partie *dynamique* (transport 3D) de la partie *physique* (transfert radiatif et physique 1D, paramétrisations) d’un modèle.
- La troisième est le **couplage** des composantes. Cette étape est devenue nécessaire depuis que les modèles des différentes composantes du système sont développés séparément : elle doit assurer que les échanges d’énergie, d’eau, de carbone, etc. entre composantes se passent bien, et sans perte. En pratique, elle requiert des techniques d’interpolation pour faire correspondre des grilles différentes.
- La quatrième étape est le **calcul** ... là, il s’agit de coder et d’avoir de la puissance de calcul. En pratique, on spécifie la configuration du modèle (composantes, géométrie, paramètres sous-maille, résolution), les conditions aux limites (flux solaire incident, GES) et les conditions initiales (état de toutes les variables à $t=0$), puis on fait tourner le modèle : à chaque instant t calcul des variables à $t + 1$. Simple!
- La dernière étape est l’**évaluation**, i.e. la confrontation des sorties de modèle aux observations / pseudo-observations disponibles, afin d’apprécier le réalisme du modèle. Pour les GCM/ESM utilisés pour l’étude du climat actuel (et futur proche), on compare aux observations *in-situ* / satellites ou aux *ré-analyses* disponibles depuis plusieurs 10aines d’années : on définit des métriques permettant de quantifier l’écart modèle vs. obs, à la fois sur l’état moyen, la variabilité, et les tendances récentes. Exemples de métriques entre modèle M et référence R : biais moyen = $\frac{1}{n} \sum_i (M_i - R_i)$, erreur relative moyenne = $\frac{1}{n} \sum_i \frac{(M_i - R_i)}{R_i}$, root mean squared error (RMSE) = $\sqrt{\frac{1}{n} \sum_i (M_i - R_i)^2}$, etc. Parmi les biais les + courants des GCM/ESM : biais chaud sur les bords est des océans tropicaux, double ITCZ dans le Pacifique. À noter l’existence d’un programme d’inter-comparaison des modèles couplés (CMIP en anglais) depuis les 1990s qui vise à mettre en commun et standardiser les simulations de modèles de climat : plans d’expériences, nomenclature des variables, diagnostics d’évaluation, etc. En 2019, 6^e phase (CMIP6), réunissant une 30aine de centres de modélisation dans le monde. Enfin, les études d’évaluation montrent qu’il n’existe pas un modèle meilleur que les autres sur toutes les régions / saisons / variables : la moyenne d’ensemble est souvent considérée comme le *best estimate* et la dispersion d’ensemble comme l’*incertitude modèle*.

2.2 Variabilité interne

Le climat (distribution statistique d’une variable météo) change à toutes les échelles de temps sous l’effet de la **variabilité interne** et des **forçages externes**. Les seconds désignent tout ce qui modifie le bilan énergétique du système par l’*extérieur* : rayonnement solaire entrant, émissions de GES depuis l’intérieur de la Terre, etc. — ils seront vus au cours 3. La première désigne tout ce qui modifie la répartition de l’énergie à l’*intérieur* du système à l’équilibre : échanges entre composantes, dynamique de chaque composante, etc. — en pratique le système n’est jamais à l’équilibre (forçages externes $\neq 0$), donc la variabilité interne n’est pas observable \rightarrow on l’étudie soit en retirant l’effet des forçages des données observées, soit en simulant un climat à l’équilibre (i.e. *stationnaire*) avec un modèle de climat. On distingue dans la suite la variabilité interne selon plusieurs échelles de temps : intra-saisonnière, inter-annuelle et multi-décennale. On se focalise exclusivement sur la variabilité en climat actuel.

2.2.1 Intra-saisonnière

La variabilité **intra-saisonnière** (d'un jour à l'autre, d'une semaine à l'autre) résulte principalement de la dynamique de l'atmosphère, i.e. des mouvements des masses d'air aux *échelles synoptiques*. Elle est + forte sur continents (moins d'inertie thermique), aux hautes latitudes et en hiver (circulation + intense). Les variations de la T de surface peuvent atteindre plusieurs °C voire 10aines de °C. À noter que les cycles diurnes ou saisonniers ne sont pas considérés comme de la variabilité interne puisqu'ils résultent de modifications du bilan d'énergie par l'extérieur (en l'occurrence le rayonnement solaire incident).

Aux **moyennes latitudes**, la variabilité intra-saisonnière de surface est pilotée par l'activité transitoire liée aux instabilités des courants-jets : alternance d'anticyclones et de dépressions persistant plusieurs jours à qq semaines dans un écoulement d'ouest. Il est d'usage (en tout cas en Europe) de décrire cette activité synoptique via une classification en **régimes de temps**, i.e. un petit nombre (classiquement 4) de situations-types dans lesquelles aime se retrouver la circulation. Pour le suivi climatique à Météo-France, on distingue 4 régimes d'été et 4 régimes d'hiver, chaque régime étant associé à une situation de T et P caractéristique. Plusieurs méthodes de classification existent, comme l'algorithme des *k-moyens*, des modèles de mélanges gaussiens, ou des cartes auto-adaptatives (SOM en anglais).

Dans les **tropiques**, la circulation est + stable, avec notamment la circulation de Hadley (méridiennes) qui est bien établie. Il existe cependant une variabilité intra-saisonnière dans la circulation zonale, dite de Walker. En particulier la position (en longitude) des branches ascendantes fluctue : Roland Madden et Paul Julian (1972) décrivent un mode propagatif d'ouest en est de la branche majeure située (en moyenne) à l'ouest du Pacifique → l'**Oscillation de Madden-Julian (MJO)**. On distingue 8 phases dans la MJO, pendant lesquelles la branche ascendante de convection est particulièrement intense et se déplace de l'Indien Central au Pacifique Central, avec des conséquences sur les P associées. Un cycle complet prend entre 30 et 60 jours, sachant que la MJO peut ne pas être active, et ne pas faire un tour complet une fois activée. Son suivi est assuré par l'Australian Bureau of Meteorology. La circulation de Walker peut être vue comme la moyenne climatologique de la MJO.

Enfin, tropiques et extra-tropiques communiquent par le jeu des **téléconnexions**. Les variations de position (en longitude) des zones de convection intenses dans les tropiques génèrent des anomalies de chauffage en haute troposphère tropicale, donc de la divergence d'altitude, qui se propage vers les extra-tropiques sous forme d'**onde de Rossby**, impactant la circulation des moyennes latitudes. L'interaction entre la MJO et le courant-jet du Pacifique peut générer des épisodes de P intenses d'Hawaï à la Californie, phénomène sobrement appelé *Pineapple Express*. Similairement, une modulation des probabilités d'occurrence des régimes de temps européens par les phases de la MJO a été proposée par Christophe Cassou (2008). La MJO constitue donc une source de **prévisibilité potentielle** à l'échelle de temps synoptique.

2.2.2 Inter-annuelle

À l'échelle **inter-annuelle** (d'une année à l'autre), les fluctuations de la T de surface sont bcp + faibles (loi des grands nombres), mais restent importantes ; même en moyenne globale, elles atteignent plusieurs 10ièmes de °C. Cette variabilité est liée aux échanges de chaleur entre océan et atmosphère, en premier lieu dans le Pacifique tropical : certaines années, la région de convection intense et de SST les + élevées (habituellement située sur l'ouest bassin, on parle de *warm pool*) se décale durablement (plusieurs mois, maintenu par l'océan) vers l'est (resp. vers l'ouest), ce qui ralentit (resp. accélère) les alizés et l'*upwelling* de la côte américaine. Ces années sont appelées années Niño (resp. Niña) ; elles sont globalement + chaudes (resp. froides) pour la planète en surface et reviennent tous les 2 à 7 ans (irrégulier). Ce phénomène couplé océan-atmosphère est appelé **Oscillation Australe El-Niño (ENSO)**. Une situation Niño ou Niña peut être déclenchée par une phase MJO persistante ; en retour,

la situation ENSO d'une année donnée module l'activité MJO qui s'y déroulera : affaiblie en Niño, renforcée en Niña.

On peut quantifier / décrire l'ENSO de deux manières. La première est la définition d'**indices** qui rendent compte soit de la bascule de pression de surface entre le centre et l'ouest du Pacifique tropical (Tahiti vs. Darwin), soit de la SST dans le centre et l'est du Pacifique tropical (indices Niño 3, 4, ou 3.4), soit des deux (*Multivariate ENSO Index*). La seconde est l'**analyse en composantes principales** d'un champ de pression de surface, de SST, ou des deux. Dans les deux cas, on retrouve une série historique caractérisée par les mêmes événements, par exemple les Niños marquants de 1982/83 ou 1997/98.

L'ENSO a une influence à échelle mondiale : dans les tropiques (car il perturbe la circulation de Walker), et autour du Pacifique extra-tropical (car il perturbe le courant-jet des moyennes latitudes). Son influence sur l'Atlantique Nord est en revanche peu discernable dans les observations comme les modèles de climat. Une analyse en composantes principales d'un champ de pression dans cette région fait apparaître que le premier mode de variabilité est une bascule de pression entre Anticyclone des Açores et dépression d'Islande : on l'appelle **Oscillation Nord-Atlantique** (NAO). Ce mode principalement atmosphérique peut être interprété comme l'intégration annuelle (à l'échelle d'une saison, par ex. hiver ou été) des fréquences d'occurrence des régimes de temps décrits précédemment. Dans sa phase dite positive, les 2 centres d'action sont renforcés, le courant-jet est + intense et dévié au Nord → cela correspond à un hiver chaud sur l'Europe de l'Ouest (et inversement). La NAO peut être décrite soit par indices (Lisbonne vs. Reykjavik) ou analyse en composantes principales.

Si l'on généralise l'analyse en composantes principales aux extra-tropiques de tout l'hémisphère Nord, on retrouve une bascule de pression moyennes vs. hautes latitudes qui inclut la structure NAO dans l'Atlantique Nord. De même dans l'hémisphère Sud, avec une structure encore + à symétrie zonale. Ces modes de variabilité sont appelés **modes annulaires nord et sud** (NAM et SAM). Comme pour la NAO, on définit une phase positive (courant-jet renforcé et décalé vers le pôle) et une phase négative (l'inverse). Outre les téléconnexions possibles avec les tropiques (et l'ENSO), il a été suggéré que les modes annulaires interagissent avec la dynamique de la basse stratosphère : la valeur moyenne sur un hiver des indices NAM/NAO et SAM est modulée par l'intensité du vortex polaire strato, en particulier par la fréquence de **réchauffements stratosphériques soudains** (affaiblissements du vortex) observés durant la saison, eux-mêmes + probables en phase d'est de l'Oscillation Quasi-Biennale (QBO) dans la strato tropicale. Vous suivez ?

2.2.3 Multi-décennale

À l'échelle **multi-décennale à centennale**, les variations de T dans un climat stationnaire peuvent atteindre plusieurs centièmes, voire qq dixièmes de °C en 1 siècle. En anticipant sur le cours 5, le réchauffement actuel attribué à l'Homme est de l'ordre de 1 °C en 1 siècle ; les variations purement internes (à nouveau, sans perturbation énergétique) ne sont donc pas négligeables. L'origine de cette variabilité est surtout océanique — on peut considérer que le chaos de la dynamique atmosphérique « disparaît » lorsqu'on moyenne sur plusieurs 10aines d'années (rappel : l'OMM préconise de définir les normales climatiques sur 30 ans). Noter également que vue l'échelle de temps, il est difficile d'étudier la variabilité multi-décennale dans les observations : max. 2–3 cycles disponibles pour des oscillations de 50 ans + compétition directe avec les perturbations liées aux activités humaines (là encore, voir cours 5).

Le premier mode de variabilité multi-décennale à échelle globale est identifié comme la **Variabilité (ou Oscillation) Multi-décennale Atlantique** (AMV ou AMO). Elle correspond à des SST \pm élevées dans l'Atlantique Nord par rapport au reste du globe : elle peut être décrite comme la moyenne de SST dans cette région vs. la moyenne globale, ce qui donne un indice dont la série possède une basse fréquence vers 50–80 ans. Cette variabilité est liée à l'intensité de la circulation thermohaline, notamment

à l'efficacité de la plongée des eaux profondes en mers du Labrador et de Groenland-Norvège.

Un mode similaire est identifié dans le Pacifique : la **Variabilité (ou Oscillation) Décennale Pacifique** (PDV ou PDO). Sa structure spatiale ressemble à celle de l'ENSO, si bien qu'on peut l'interpréter au premier ordre comme l'intégration dans le temps des épisodes Niño/Niña.

La variabilité multi-décennale est aussi compliquée à appréhender (difficile à observer, simulée de manière très différente d'un modèle de climat à un autre) que capitale pour la **détection du changement climatique** (cf. cours 5). La détection est en effet un test statistique où l'on cherche à isoler un *signal* (changement climatique) d'un *bruit* (variabilité interne). Les modèles de climat simulent des variabilités multi-décennales très différentes, certains n'en ont presque pas, d'autres ont fréquemment des variations de plusieurs dixièmes de °C sur plusieurs décennies. C'est donc un sujet de recherche particulièrement actif. Malgré cette diversité, aucun modèle ne simule, en climat stationnaire, un réchauffement tq celui observé depuis le pré-industriel ; cela signifie qu'il est extrêmement improbable que ce dernier soit arrivé 'par hasard', et qu'il résulte donc de **forçages externes**, cf. suite.

3 Forçages externes et rétroactions

3.1 Forçages externes

On appelle **forçage externe** toute perturbation de l'équilibre énergétique du système climatique dont l'origine est *extérieure* au système, soit par *au-dessus* (rayonnement solaire), soit par *en dessous* (e.g. émissions de GES depuis l'intérieur de la Terre). Cette définition n'est toutefois pas parfaite, car on considérera dans la suite que des modifications de surface (e.g. déforestation) ou des émissions d'aérosols atmosphériques via soulèvement de poussières ou feux de forêt sont des forçages, quand bien même elles ne sont pas rigoureusement extérieures au système. Quelle que soit sa source, on exprime généralement un forçage en W.m^{-2} , i.e. en déséquilibre énergétique au sommet de l'atmosphère. On rappelle que le bilan d'énergie du système au sommet de l'atmosphère s'écrit :

$$\Delta R = (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \sigma T_e^4 \quad (3.1)$$

À l'équilibre, $\Delta R = 0$. Cet équilibre peut être perturbé via 3 paramètres : S_0 (forçage solaire), T_e (forçage des GES), et α (forçage des aérosols et forçage de la surface). Ces **4 types de forçages** sont détaillés dans la suite.

À noter qu'on distingue **forçage instantané** et **forçage ajusté**, i.e. après *ajustement* de la stratosphère. En réponse à un forçage instantané, la stratosphère va s'ajuster rapidement (qq mois), i.e. modifier sa T pour atteindre un nouvel équilibre énergétique. Le profil de T strato est en effet piloté par des échanges radiatifs, et la strato a peu d'inertie. Après cet ajustement, le déséquilibre énergétique est alors constant (mais $\neq 0$) sur la verticale dans toute la strato ; en particulier il est identique entre le sommet de l'atmosphère et la tropopause. On parle alors de forçage ajusté (qui peut être mesuré à la tropopause), et c'est à lui que répond plus lentement la troposphère (en qq années), en particulier la T de surface. Le profil de T tropo est en effet piloté par des processus convectifs, avec une inertie due aux composantes de surface.

Pour rappel, le bilan d'énergie simplifié en surface s'écrit à l'équilibre :

$$\Delta R = (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma T_{eq}^4 = 0 \quad (3.2)$$

La réponse ΔT à un forçage ajusté F peut être linéarisée selon :

$$\begin{aligned} (\Delta R)_{\text{sommet}} = (\Delta R)_{\text{tropopause}} &= F + (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma (T_{eq} + \Delta T)^4 \\ &= F - |\lambda| \Delta T \end{aligned} \quad (3.3)$$

avec $\Delta T \ll T_{eq}$ et $\lambda < 0$ paramètre de sensibilité. Le nouvel équilibre de la T de surface est donc atteint pour $(\Delta T)_{eq} = F/|\lambda|$ et la réponse transitoire est considérée linéaire dans le diagramme $(\Delta T, \Delta R)$ (on en reparlera + loin).

3.1.1 Solaire

Le **forçage solaire** est lié à S_0 . Si S_0 augmente, alors ΔR devient positif : le système reçoit + d'énergie. Le forçage instantané est + fort au sommet de l'atmosphère qu'à la tropopause ($(\Delta R)_{\text{sommet}} > (\Delta R)_{\text{tropopause}}$) car la strato absorbe une partie de l'excès de rayonnement solaire reçu ; en réponse, la strato se réchauffe. Après ajustement strato, le forçage ajusté ($(\Delta R)_{\text{sommet}} = (\Delta R)_{\text{tropopause}}$) reste positif, et alors la tropo se réchauffe à son tour. La réponse du profil vertical de T à un forçage solaire positif (augmentation de S_0) est donc un réchauffement tropo + strato (et inversement pour le cas $F < 0$).

Les causes de variations de S_0 sont multiples, et à plusieurs échelles de temps ; appeler S_0 *constante* solaire n'est donc pas très malin. On rappelle que $S_0 = \sigma T_S^4 \times 4\pi R_S^2 / 4\pi D_{TS}^2$; S_0 varie donc avec σT_S^4 (rayonnement émis par le Soleil) et D_{TS} (orbite de la Terre). Le rayonnement émis par le Soleil varie à toutes les échelles de temps, du milliard d'années (cycle de vie du Soleil) à la centaine / dizaine d'années (taches solaires, cycle de Schwabe, cf. cours 4 et 5), voire à l'échelle infra-annuelle (e.g. éruptions solaires). L'orbite de la Terre varie également : présence de cycles périodiques de périodes 10 à 100 ka dans les 3 paramètres astronomiques (excentricité, obliquité, précession). Leur importance pour le climat a été mise en évidence par Milutin Milanković (cf. cours 4).

3.1.2 Gaz à effet de serre (GES)

Le **forçage GES** est + subtil... On a vu (cours 1) que l'effet de serre est dû à l'absorption du rayonnement IR sortant par certains constituants mineurs de l'atmosphère (H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3 , principalement). Les changements de vapeur d'eau atmosphérique (et de nuages) sont considérés comme internes au système, donc pas comme forçage externe. Le forçage GES concerne les autres gaz, en premier lieu ceux liés aux cycles du carbone et de l'azote : CO_2 , CH_4 et N_2O . Ces gaz ont une durée de vie longue et sont bien mélangés dans l'atmosphère, de sorte qu'on considère que l'évolution de leurs concentrations est uniforme dans l'espace.

L'essentiel du rayonnement IR de surface se fait dans la bande spectrale 4–40 μm . Aux longueurs d'onde d'absorption des GES concernés ici (e.g. vers 5 et 15 μm pour le CO_2), l'**absorptivité** de l'atmosphère est proche de 1, i.e. la quasi-totalité du rayonnement de surface est absorbée. Augmenter la quantité de GES n'a donc qu'un effet relativement marginal sur l'absorptivité : elle n'est augmentée qu'aux longueurs d'onde où l'opacité n'est pas déjà totale. C'est pourquoi on entend parfois que l'effet de serre est déjà « saturé », et qu'ajouter des GES ne change rien (argument déjà émis par Knut Ångström en 1900 après 1ers calculs de sensibilité climatique au CO_2 par Svante Arrhenius en 1896). Cette assertion n'est pas rigoureusement vraie : l'absorptivité totale est légèrement modifiée. Mais surtout, même si elle ne l'était pas, l'ajout de GES aurait un impact non pas sur la quantité de rayonnement de surface absorbée, mais sur la quantité de rayonnement émise au sommet de l'atmosphère.

Ceci est dû à la présence d'un **gradient vertical de température** dans la troposphère. Le rayonnement de surface est absorbé par les basses couches de l'atmosphère, qui réémettent à leur tour. Ce rayonnement est absorbé par les couches situées juste au-dessus, qui réémettent à nouveau ... et ainsi de suite, jusqu'à ce qu'il n'y ait plus assez de GES dans les couches supérieures pour absorber le rayonnement émis en-dessous. La quantité de rayonnement sortant vers l'espace est donc une intégrale de rayonnements émis à différentes altitudes (et donc différentes T) ; on définit alors l'**altitude (Z_e) et la température (T_e) équivalentes d'émission** tq le flux sortant soit égal à σT_e^4 . Cela revient à considérer que tout le flux sortant est émis à l'altitude Z_e . En conditions actuelles, $T_e \sim 255$ K et $Z_e \sim 6$ km (moyenne tropo). Dans une atmosphère contenant + de GES, l'altitude à partir de laquelle le flux émis peut partir vers l'espace s'élève $\rightarrow Z_e$ augmente, et comme $dT/dZ < 0$, T_e diminue. L'ajout de GES diminue la température équivalente d'émission, donc le système réémet moins d'énergie ($\Delta R > 0$).

Suite à un ajout de GES, le forçage instantané est + faible au sommet de l'atmosphère qu'à la tropopause ($0 < (\Delta R)_{\text{sommet}} < (\Delta R)_{\text{tropopause}}$) ; la strato reçoit – d'énergie de la tropo, et elle en réémet + vers l'espace par élévation de son altitude équivalente d'émission (on rappelle que $dT/dZ > 0$ dans la strato). En conséquence, **la stratosphère se refroidit**. Le forçage ajusté reste positif, et **la troposphère se réchauffe**, de telle sorte que l'élévation de température compense l'élévation de l'altitude d'émission. Comme le gradient vertical de T dans la tropo est piloté par des processus convectifs, c'est en fait tout le profil vertical qui se décale vers le chaud, y compris la T de surface.

Les relations entre les concentrations des GES (en ppm ou ppb) et la valeur du forçage induit (en $W.m^{-2}$) ne sont pas linéaires. Pour les calculer, il faut résoudre le transfert radiatif sur toute la colonne,

ce qui se fait numériquement via des codes de transfert radiatif. En pratique, on utilise souvent des relations simplifiées, dont l'expression et les paramètres sont déduits empiriquement de ces calculs (et donc incertains). Exemples tirés de Myhre et al. (1998) :

$$F_{CO_2} = 5.4 \ln([CO_2] / [CO_2]_0) \quad (3.4)$$

$$F_{CH_4} = 0.036 \left(\sqrt{[CH_4]} - \sqrt{[CH_4]_0} \right) \quad (3.5)$$

$$F_{N_2O} = 0.011 \left(\sqrt{[N_2O]} - \sqrt{[N_2O]_0} \right) \quad (3.6)$$

où les indices 0 désignent une concentration de référence, souvent le niveau pré-industriel (1750) : $[CO_2] = 278$ ppm, $[CH_4] = 715$ ppb et $[N_2O] = 270$ ppb. Ainsi, un doublement de $[CO_2]$ induit un forçage de $5.4 \times \ln(2) = 3.7$ W.m⁻² et un ajout de +1000 ppb (+1 ppm) de CH₄ équivaut à +30 ppm de CO₂ ($F \sim 0.6$ W.m⁻²).

Les concentrations atmosphériques de GES évoluent à toutes les échelles de temps via les **cycles du carbone de de l'azote** ; on décrira ici uniquement le premier. Aux échelles rapides (< année à millier d'années), le carbone est échangé entre océan, atmosphère et biosphère terrestre. Les **échanges avec l'océan** se font via dissolution du CO₂ atm dans l'eau de mer pour former des ions HCO₃⁻ (90%), CO₃²⁻ (10%) et du H₂CO₃ (<1%) ; la solubilité décroît avec la SST, si bien qu'en climat actuel, le carbone est plutôt absorbé par les océans aux hautes latitudes et dégazé aux tropiques. Le carbone dissous est ensuite pompé vers les océans profonds, soit de façon dynamique (circulation thermohaline), soit biologique (sédimentation de production primaire), soit via formation de CaCO₃ (coquille mollusques, calcaire). Une infime partie du CO₂ dissous est enfouie au fond des océans, vers l'intérieur de la Terre (hors du système climatique, cf. paragraphe suivant). Les **échanges avec la biosphère terrestre** sont liés au fonctionnement des écosystèmes (et donc à leur saisonnalité) : CO₂ absorbé par les plantes par photosynthèse, puis restitué à l'atmosphère par respirations *autotrophe* et *hétérotrophe* + une petite partie ruisselée vers océans.

Aux échelles géologiques (millions, milliards d'années), le carbone est échangé entre le système climatique et l'intérieur de la Terre : émission de CO₂ par volcanisme (dégazage) et métamorphisme (formation de roches silicatées), et absorption par altération des silicates (érosion) et sédimentation des carbonates au fond des océans. Ce cycle du carbone géologique est crucial pour comprendre la relative stabilité du climat de la Terre au cours de son histoire (cf. cours 4. En revanche il est bcp trop lent pour la problématique du changement climatique actuel (cf. cours 5).

3.1.3 Aérosols

On appelle **aérosols** les particules en suspension dans l'atmosphère, d'origine soit naturelle (poussières, feux de forêt), soit anthropique (en général issues de combustion industrielle). On les classe selon leur espèce, leur taille, etc. En climat on s'intéresse particulièrement aux aérosols sulphatés (SO₄) et au carbone-suie (*black carbon*, BC). La quantité d'aérosols présents dans une colonne d'atmosphère est souvent exprimée en épaisseur optique (mesure de la réduction d'intensité lumineuse).

Les effets des aérosols sur le bilan d'énergie du système climatique sont multiples. Leur **effet radiatif direct** est de diffuser et absorber le rayonnement solaire entrant ; en moyenne, l'effet diffusant l'emporte et réfléchit une partie du rayonnement entrant vers l'espace (augmentation albédo ou effet dit *parasol*). Les aérosols, en servant de noyaux de condensation pour la vapeur d'eau ont deux effets dits *indirects*. Le **1er effet indirect** est qu'ils conduisent à des nuages formés de + de gouttes, mais + petites : cela tend à augmenter l'albédo des nuages. Le **2e effet indirect** est qu'ils modifient la hauteur, la durée de vie et le contenu en eau des nuages : là aussi l'effet moyen est une augmentation d'albédo. Enfin, on désigne par **effet semi-direct** les conséquences locales de l'absorption de rayonnement solaire sur T et q ; cet effet est néanmoins petit devant les autres sur le bilan énergétique global.

En résumé, le forçage aérosols peut donc s'interpréter via l'**albédo planétaire**. Une atmosphère contenant + d'aérosols aura un α + grand, ce qui conduit à un $\Delta R < 0$. Le forçage instantané étant plus faible (en valeur absolue) au sommet de l'atmosphère qu'à la tropopause (car la strato absorbe une partie de l'excès de rayonnement réfléchi, $(\Delta R)_{tropopause} < (\Delta R)_{sommet} < 0$), **la stratosphère se réchauffe**. Après ajustement strato, le forçage ajusté reste négatif et **la troposphère se refroidit**. Les incertitudes sur la valeur du forçage en fonction de l'épaisseur optique des aérosols sont néanmoins grandes. À la différence des GES, les aérosols ont une durée de vie relativement courte (qq jours s'ils restent dans la tropo, car ils retombent ou sont lessivés par la précip), qq mois/années s'ils atteignent la basse strato comme c'est le cas lors d'éruptions volcaniques majeures. Dans le 1er cas, ils restent relativement proches de leur source, dans le second ils peuvent être mélangés de façon + uniforme.

3.1.4 Surface

Les modifications des propriétés de surface jouent sur l'albédo de surface, donc l'albédo planétaire α . Le **forçage de la surface** s'exprime à toutes les échelles : répartition des continents / tectonique des plaques aux échelles géologiques, présence ou non de calottes glaciaires aux échelles du millier au million d'années, dynamique de la végétation et utilisation des sols par les activités humaines aux échelles plus courtes. À noter que ces modifications n'impactent pas seulement l'albédo dans le bilan d'énergie du système, mais aussi les échanges d'énergie au sein du système (entre composantes + intra-composante via dynamique). Par ailleurs il n'est pas toujours facile de séparer *forçage* (externe au système) et *rétroaction* (interne au système) car la définition exacte peut varier : par exemple, en modélisation, les modifications de végétation peuvent être considérées comme un forçage si la végétation est *prescrite* au modèle, et comme une rétroaction si elle est *interactive*.

3.2 Rétroactions

Le terme **rétroaction** désigne tout mécanisme interne qui tend à amplifier ou atténuer une perturbation externe initiale. Par ex., dans le cas d'un forçage radiatif, la réponse du système (e.g. ajustement de température) peut modifier les propriétés du système (e.g. fonte de la cryosphère), ce qui *rétro-agit* sur le bilan d'énergie. Dans la suite, on détaille les rétroactions radiatives en jeu dans le climat / changement climatique actuel, puis on donne d'autres exemples de rétroactions du système climatique à diverses échelles de temps et d'espace.

3.2.1 Radiatives

On a vu qu'en réponse à un forçage radiatif F , le système ajuste sa T_s jusqu'à ré-équilibrer ΔR . En pratique, la réponse est quasi-linéaire (pour des $\Delta T_s \ll T_s$ [~ 288 K]) et on définit le **paramètre de sensibilité** λ tq. :

$$\Delta R = F + \lambda \Delta T_s = F - |\lambda| \Delta T_s \quad (\lambda < 0) \quad (3.7)$$

On a également vu qu'en l'absence de rétroactions (i.e. α , ε , τ_a constants), la réponse linéarisée à une perturbation s'écrit :

$$\begin{aligned} \Delta R &= F + (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma (T_s + \Delta T_s)^4 \\ &= F - 4 \varepsilon \tau_a \sigma T_s^3 \Delta T_s \\ &= F + \lambda_0 \Delta T_s \end{aligned} \quad (3.8)$$

avec $\lambda_0 = -4 \varepsilon \tau_a \sigma T_s^3 = -3.36 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ paramètre de la **réponse de Planck**. Par exemple, si le forçage provient d'un doublement de concentration atmosphérique de CO_2 , la réponse de Planck à

l'équilibre vaut $\Delta T_{s,0} = F/|\lambda_0| = 5.4 \times \ln(2)/3.36 = 1.1$ K. [ndlr : Même remarque que précédemment, les valeurs numériques données ici sont déduites des valeurs de ε , τ_a et T_{eq} et de la relation de Myhre utilisées dans ce cours, mais il y a en réalité de l'incertitude, y compris sur la relation concentration-forçage. L'IPCC AR6 (2021) et Zelinka et al. (2020) donnent $\lambda_0 = -3.22 \pm 0.20$ W.m⁻².K⁻¹, $F_{2 \times \text{CO}_2} = 3.52 \pm 0.70$ W.m⁻² et donc $\Delta T_{s,0} = 1.09 \pm 0.22$ K (calcul par tirages aléatoires).]

En réalité, lors de l'ajustement en T_s , α , ε , et τ_a varient, si bien que le bilan d'énergie s'écrit plutôt :

$$\begin{aligned}
\Delta R &= F + (1 - (\alpha + \Delta\alpha)) \frac{S_0}{4} - (\varepsilon + \Delta\varepsilon)(\tau_a + \Delta\tau_a)\sigma(T_s + \Delta T_s)^4 \\
&\cong F - \Delta\alpha \frac{S_0}{4} - \Delta\varepsilon \tau_a \sigma T_s^4 - \varepsilon \Delta\tau_a \sigma T_s^4 - 4 \varepsilon \tau_a \sigma T_s^3 \Delta T_s \\
&= F + \left[\underbrace{-\frac{\Delta\alpha}{\Delta T_s} \frac{S_0}{4}}_{\lambda_\alpha} + \underbrace{-\frac{\Delta\varepsilon}{\Delta T_s} \tau_a \sigma T_s^4}_{\lambda_\varepsilon} + \underbrace{-\varepsilon \frac{\Delta\tau_a}{\Delta T_s} \sigma T_s^4}_{\lambda_{\tau_a}} + \underbrace{-4 \varepsilon \tau_a \sigma T_s^3}_{\lambda_0} \right] \Delta T_s \\
&= F + \lambda \Delta T_s \quad \text{avec } \lambda = \lambda_0 + \lambda_\alpha + \lambda_\varepsilon + \lambda_{\tau_a}
\end{aligned} \tag{3.9}$$

λ_α , λ_ε et λ_{τ_a} quantifient l'effet des rétroactions de α , ε , τ_a sur la réponse totale en T_s .

De façon + générale, si ΔR et T_s sont reliés par n variables x_i , alors :

$$\lambda = \frac{d\Delta R}{dT_s} = \sum_i \frac{\partial \Delta R}{\partial x_i} \frac{\partial x_i}{\partial T_s} \equiv \sum_i \lambda_i \tag{3.10}$$

Parmi les λ_i figure le paramètre λ_0 de la réponse de Planck : $\lambda_0 = \frac{\partial \Delta R}{\partial T_s}$. On écrit donc classiquement que $\lambda = \lambda_0 + \sum \lambda_i$.

On peut alors exprimer la réponse en température à l'équilibre en fonction de la réponse de Planck ($\Delta T_{s,0} = -F/\lambda_0$) et des rétroactions :

$$\begin{aligned}
\Delta T_s &= -\frac{F}{\lambda} = \frac{\lambda_0}{\lambda} \Delta T_{s,0} \\
&= \underbrace{\frac{\lambda_0}{\lambda_0 + \sum \lambda_i}}_{f_f} \Delta T_{s,0}
\end{aligned} \tag{3.11}$$

f_f est appelé **facteur de rétroaction** ; il est nécessairement positif, car la réponse totale est toujours du même signe que la réponse de Planck. S'il est <1 , i.e. $\sum \lambda_i < 0$ (on rappelle que λ et $\lambda_0 < 0$), les rétroactions sont dites négatives et atténuent la réponse en ΔT_s ($|\Delta T_s| < |\Delta T_{s,0}|$). S'il est >1 , les rétroactions sont dites positives et amplifient la réponse en ΔT_s ($|\Delta T_s| > |\Delta T_{s,0}|$). Il ne faut donc pas confondre signe du forçage (perturbation initiale) et signe des rétroactions (amplification/atténuation de la réponse) : une rétroaction est toujours du même signe, que le forçage soit positif ou négatif.

Une décomposition classique de λ pour la problématique du changement climatique actuel est de séparer les rétroactions de la **vapeur d'eau**, du ***lapse rate***, de l'**albédo de surface** et des **nuages** :

$$\lambda = \lambda_0 + \lambda_{WV} + \lambda_{LR} + \lambda_{SA} + \lambda_C \tag{3.12}$$

Les différents λ_i sont en général estimés à partir de modèles numériques. Les deux principales méthodes sont la méthode des **perturbations radiatives partielles** (PRP) et la méthode des **kernels**. Dans la première, on simule avec un modèle de climat type GCM/ESM la réponse en T_s à une perturbation idéalisée (e.g. $2 \times [\text{CO}_2]$) avec variable i *interactive* (rétroaction active) vs. *prescrite* à la valeur initiale (rétroaction inactive). La différence de réponse en T_s entre les deux expériences ($(\Delta T_s)_{i,active} - (\Delta T_s)_{i,inactive}$)

donne directement λ_i ; cette méthode est néanmoins très coûteuse (bcp de nouvelles simulations à faire). La seconde consiste à estimer uniquement les $\partial x_i / \partial T_s$ via modèle de climat (on peut utiliser des simulations déjà existantes), et à utiliser un code de transfert radiatif pour estimer les $\partial \Delta R / \partial x_i$ (appelés *kernels*). C'est moins coûteux, mais l'estimation des λ_i est potentiellement + incertaine.

À noter que les valeurs de λ_i peuvent **dépendre du type de forçage** appliqué au système. Par exemple on a vu que le profil vertical de T n'est pas modifié de la même manière par un forçage solaire ou un forçage GES : la rétroaction du *lapse rate* sera donc différente. Les valeurs de λ_i données dans la suite sont des estimations de Zelinka et al. (2020), reprises pour l'IPCC AR6 (2021), pour un forçage type CO_2 .

La **rétroaction de la vapeur d'eau** est liée au fait qu'un air + chaud peut contenir + de vapeur d'eau. En effet, la relation thermodynamique de Clausius-Clapeyron dit que la pression partielle saturante de vapeur d'eau e_s augmente avec la température T :

$$\frac{\partial \ln e_s}{\partial T} = \frac{L(T)}{R_{vap} T^2} \quad (3.13)$$

avec $L(T)$ chaleur latente de vaporisation et $R_{vap} = R/M_{vap}$ constante des gaz parfaits pour la vapeur d'eau. Dans les conditions standards atmosphériques, cette équation peut s'intégrer approximativement sous la forme :

$$e_s(T) = \alpha \exp\left(\frac{\beta T}{T + \gamma}\right) \quad (3.14)$$

avec $\alpha = 6.1094$, $\beta = 17.625$ et $\gamma = 243.04$, e_s en hPa et T en °C (formule de Auguste-Roche-Magnus).

Le taux d'accroissement de l'humidité spécifique à saturation q_s par °C de réchauffement, dit **taux de Clausius-Clapeyron**, vaut environ **7 %·K⁻¹**. Il peut se calculer ainsi :

– dans un volume d'air atmosphérique, l'équation des gaz parfaits s'applique à l'air (en toute rigueur uniquement l'air sec, mais aussi l'air humide si $e \ll P$ et $m_{vap} \ll m_{air}$) et à la vapeur d'eau :

$$PV = \frac{m_{air}}{M_{air}} RT \quad \text{et} \quad eV = \frac{m_{vap}}{M_{vap}} RT \quad (3.15)$$

– l'humidité spécifique s'écrit donc (y compris à saturation) :

$$q = \frac{m_{vap}}{m_{air}} = \frac{M_{vap}}{M_{air}} \frac{e}{P} = 0.622 \frac{e}{P} \quad (3.16)$$

– pour un réchauffement $\Delta T \ll T + \gamma$, la relation de Clausius-Clapeyron simplifiée donne :

$$e_s(T + \Delta T) \sim e_s(T) \times \exp\left(\frac{\beta \Delta T}{T + \gamma}\right) \quad (3.17)$$

– le taux d'accroissement de q_s est donc :

$$\frac{\Delta q_s}{q_s} = \frac{\Delta e_s}{e_s} = \exp\left(\frac{\beta \Delta T}{T + \gamma}\right) - 1 = 0.07 \quad (\text{pour } \Delta T = 1 \text{ °C et } T = 15 \text{ °C}) \quad (3.18)$$

La vapeur d'eau étant un puissant GES, la rétroaction de la vapeur d'eau est **positive**. Le λ_{WV} associé est estimé à $1.83 (\pm 0.28) \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}$.

La **rétroaction du lapse rate** provient de l'effet d'un forçage sur le gradient vertical de T qui, on l'a vu, est crucial pour l'effet de serre. En réponse à un forçage GES positif, la troposphère se réchauffe partout, mais pas nécessairement uniformément sur la verticale. Ainsi le réchauffement est + marqué en altitude aux tropiques, et + marqué en surface aux pôles (amplification polaire, on en reparlera

au cours 5). En moyenne, c'est le comportement des tropiques qui domine : $\Gamma = |\partial_z T|$ a tendance à diminuer, donc $|\Delta T_s| < |\Delta T_e| = |\Delta T_{s,0}|$: la rétroaction est négative. Le λ_{LR} associé est estimé à $-0.50 (\pm 0.36) \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$.

À noter que changements de vapeur d'eau et de *lapse rate* ne sont pas indépendants, au contraire. Les expériences de sensibilité montrent que λ_{WV} et λ_{LR} sont **significativement anti-corrélés** parmi les modèles de climat, si bien que l'incertitude associée à la somme des deux termes est + petite que l'incertitude associée à chaque terme. Ainsi, on donne souvent la valeur de la somme : $\lambda_{WV} + \lambda_{LR} = 1.30 (\pm 0.20) \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$.

La **rétroaction de l'albédo de surface** est principalement associée à la réponse de la cryosphère (+ végétation dans le cas où elle est considérée interactive et interne au système). En réponse à un forçage GES positif, la surface se réchauffe et la cryosphère fond, donc α_s diminue : la rétroaction est **positive**. Le λ_{SA} associé est estimé à $0.35 (\pm 0.25) \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$. Bien entendu, la valeur de cette rétroaction dépend fortement de la quantité de cryosphère disponible (seuil évident à 0).

Enfin, la **rétroaction des nuages** provient de l'effet d'un forçage sur l'effet radiatif des nuages. On rappelle qu'en climat présent, en moyenne globale et annuelle, les nuages ont tendance à refroidir le système d'environ 20 W.m^{-2} . Cet effet varie néanmoins dans le temps et l'espace, et dépend fortement du type et de l'altitude des nuages (il peut aller jusqu'à -50 W.m^{-2} pour les nuages bas tropicaux qui ont un albédo et une T élevés). Or ces caractéristiques sont modifiées via divers processus en réponse à un forçage externe (thermodynamique, circulation atmosphérique, microphysique), et ces processus sont en partie *paramétrisés* dans les modèles de climat, ce qui rend l'estimation du λ_C très incertaine. Ainsi la valeur estimée en perturbation type GES est $\lambda_C = 0.42 (\pm 0.52) \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$; la rétroaction est **positive**, i.e. l'effet refroidissant est globalement diminué. La majeure partie de l'incertitude provient de la réponse des nuages bas tropicaux.

En résumé

Au final, les 3 rétroactions vapeur d'eau + *lapse rate*, albédo de surface et nuages sont positives. Le paramètre $\lambda = \lambda_0 + \sum \lambda_i$ est estimé à $-1.16 (\pm 0.65) \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$. Ainsi, dans l'exemple précédent d'un forçage correspondant à $2 \times [\text{CO}_2]$, la réponse de Planck (qui valait $\Delta T_{s,0} = F/|\lambda_0| = 5.4 \times \ln(2)/3.36 = 1.1 \text{ K}$) est amplifiée du facteur $f_f = \lambda_0/\lambda = 2.8$, et la réponse totale devient $\Delta T_s \sim 3 \text{ K}$. Pour info, cette valeur de ΔT_s à l'équilibre en réponse à un forçage $2 \times [\text{CO}_2]$ est une métrique couramment employée pour l'étude du changement climatique : elle est appelée **sensibilité climatique à l'équilibre (ECS)**. Dues aux incertitudes sur $F_{2 \times \text{CO}_2}$ et λ (+ incertitudes de modélisation vs. évidences observationnelles et/ou paléo), son estimation est très incertaine : jusqu'à son 5e rapport, l'IPCC (cf. cours 5) donnait un 'likely range' de 1.5 à 4.5 K, ce qui n'avait pas évolué depuis le rapport Charney de ... 1979. Le 6e rapport (2021) donne 2.5 à 4 K, excluant les ECS < 1.5 K, mais n'excluant pas les ECS > 5 K. Une autre métrique couramment employée est la **réponse climatique transitoire (TCR)**, qui désigne le ΔT_s instantané à $2 \times [\text{CO}_2]$ dans un scénario d'augmentation en $+1\%[\text{CO}_2]/\text{an}$. Son estimation par l'IPCC AR6 est entre 1.4 et 2.2 K, l'incertitude supplémentaire par rapport à l'ECS étant le temps de réponse de l'océan profond (cf. EBM à 2 boîtes dans le cours 2).

3.2.2 Autres (exemples)

Le formalisme des rétroactions radiatives est particulièrement adapté à l'échelle de temps et d'espace du changement climatique actuel : en gros la sensibilité en ΔT_s global à un changement de GES. Mais le terme *rétroaction* peut être appliqué à une multitude de processus internes du système climatique à toutes les échelles spatio-temporelles. Ci-dessous qq exemples en partant de l'intra-saisonnier local jusqu'au géologique global.

A l'échelle intra-saisonnière, présence de **rétroactions sol-atmosphère** diverses entre la T2m et les conditions de surface. Par ex., dans les régions tempérées, la T estivale rétroagit avec l'humidité du sol : quand T augmente, le sol s'assèche, ce qui augmente le flux de chaleur sensible au détriment du latent (on parle de diminution de la *fraction évaporative*), et donc augmente T en retour. On évoque souvent cette rétroaction comme amplificatrice des épisodes de canicule estivale (cf. cours 5). En hiver, de façon similaire, la T2m rétroagit avec la couverture de neige : quand T augmente, la couverture de neige, et donc l'albédo, diminuent, ce qui renforce le réchauffement.

A l'échelle inter-annuelle, un exemple connu de **rétroaction océan-atmosphère** est le *Bjerknes feedback* à l'œuvre lors de la mise en place de phases Niño ou Niña. Par ex., si la SST du Pacifique Ouest augmente, la circulation de Walker augmente, donc les alizés, donc l'upwelling côtier du Pacifique Est, ce qui amplifie le gradient thermique Ouest-Est : phase Niña (et inversement pour Niño).

Aux échelles décennale à multi-centennale, un exemple de **rétroaction océanique** négative starié par Hollywood est l'atténuation d'un réchauffement global initial par fonte de la cryosphère nord-atlantique, apport d'eau douce en surface et ralentissement de la plongée d'eaux profondes (et donc de la circulation thermohaline).

Plusieurs **rétroactions climat-végétation** selon les échelles de temps, via modifications de l'albédo de surface et/ou du puits de carbone continental. Aux échelles rapides ($< ka$, i.e. celles du changement climatique actuel), si T augmente, la végétation croît là où elle est limitée par la température + via effet fertilisant du CO₂, mais diminue là où elle est limitée par la ressource en eau (car assèchement) + via feux de forêts — au total, dans les conditions actuelles, on estime que le second effet l'emporte, i.e. la rétroaction via puits de carbone continental est positive. Aux échelles plus lentes, la répartition géographique des différents biomes est impactée par / rétroagit sur le climat. Deux exemples classiques sont la rétroaction tundra-taiga aux hautes latitudes (si T augmente, la taiga [forêt] remplace la tundra et l'albédo diminue), et la formation du désert du Sahara aux subtropiques (moyen Holocène, cf. cours 4) : diminution de T, donc de végétation, et augmentation de l'albédo.

Enfin, nombreuses **rétroactions dites climat-carbone** à toutes les échelles de temps. Aux échelles rapides ($< ka$), elles sont plutôt positives : si T augmente, diminution du puits de carbone continental via végétation (cf. précédemment) + diminution du puits de carbone océanique via diminution de la solubilité (on rappelle que s est fonction décroissante de la T), et dégazage de méthane via à la fois les océans (hydrates de méthane dissous) et les continents (fonte du pergélisol). Aux échelles géologiques (Ma à Ga), elles sont plutôt négatives ; en particulier, la relative stabilité du climat terrestre est due à un mécanisme d'auto-régulation parfois appelé **paléothermostat** : si T augmente, alors P augmente (Clausius-Clapeyron), l'érosion (ou altération) des roches silicatées augmente, piégeant du CO₂ atmosphérique, donc l'effet de serre diminue et l'augmentation initiale de T est atténuée. Transition parfaite pour le cours suivant...

4 Une brève histoire des climats passés

De façon générale, l'étude des climats passés repose sur des estimations indirectes des caractéristiques du système (composition atmosphérique, géographie des continents, présence de glaciations, etc.). Plus on s'intéresse aux climats lointains et plus les incertitudes associées aux reconstructions climatiques sont grandes... à tel point qu'il n'est pas exclu que les progrès des connaissances scientifiques dans les prochaines années / décennies invalident les théories communément acceptées aujourd'hui, i.e. celles qui sont présentées dans la suite de cette partie.

Les indicateurs des climats lointains sont multiples. Certaines **traces géologiques** permettent d'attester de l'intensité du volcanisme, de la tectonique des plaques, du niveau marin, ou de la présence de calottes glaciaires (e.g. inclusion de blocs erratiques dans les sédiments ou présence de stries en surface).

Une technique très utilisée est l'**analyse isotopique** de certains éléments chimiques. Ainsi le premier *paléothermomètre* est proposé par Epstein et al. (1953) sur la base du rapport isotopique de l'oxygène 18 : ils montrent que dans les carbonates (CaCO_3) des sédiments marins (e.g. squelettes de foraminifères, coraux, mollusques, poissons, etc.), le ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ est inversement proportionnel à la température à laquelle ils se sont formés. Ce ratio est également augmenté en présence de calottes de glace, puisque la précipitation qui forme les calottes privilégie l'oxygène 16. Une métrique, le $\delta^{18}\text{O}$, permet de quantifier les anomalies de ce ratio ; elle est anti-corrélée à la température et/ou au volume de glace. Similairement, l'analyse isotopique du carbone (ratio $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, mesuré par $\delta^{13}\text{C}$) contenu dans les carbonates est communément employée pour reconstruire la composition atmosphérique, notamment la concentration de CO_2 . La relation n'est cependant pas directe car plusieurs facteurs peuvent affecter le $\delta^{13}\text{C}$. Les isotopes rares d'autres éléments chimiques (B, Si, etc.) peuvent également être fournir des indications climatiques selon l'échelle de temps et les processus en jeu.

4.1 Précambrien (4.55 Ga – 542 Ma)

Le **Précambrien** couvre environ 90 % de l'histoire de la Terre. Il se compose de 3 grands éons : l'Hadéen (jsq 3.8 Ga), l'Archéen (jsq 2.5 Ga), et le Protérozoïque (jsq 0.5 Ga). Il est marqué par plusieurs événements géologiques majeurs dont on reparlera : apparitions des océans (avant 4 Ga), de la vie (entre 4 et 3.5 Ga), des continents (vers 3 Ga), et de l' O_2 atmosphérique (vers 2.3 Ga).

La caractéristique majeure du forçage solaire au Précambrien est sa lente augmentation liée à la croissance du Soleil : S_0 passe de moins de 75 à plus de 95 % de sa valeur actuelle. Une conséquence est qu'à caractéristiques du système (α , ε et τ_a) identiques à l'actuel, T_s serait inférieure au point de congélation jsq 2 Ga. Or (i) les analyses isotopiques suggèrent la présence d'océans (i.e. eau liquide) dès 4.4 Ga et des T_s élevées (30–70° C) durant l'Archéen, et (ii) on a des traces de vie (stromatolithes fossiles) dès 3.5 Ga (voire avant). C'est le **paradoxe du jeune Soleil faible**.

Avoir une T_s permettant l'apparition de la vie avec un S_0 faible implique que α , ε et τ_a n'étaient pas identiques à l'actuel. En particulier la composition de l'atmosphère était très différente de l'actuel : pas d'oxygène (anoxique) et un **effet de serre + important**. On estime ainsi que la concentration de CO_2 atteignait qq % au début de l'Archéen, diminuant à qq ‰ avec l'apparition des premières bactéries méthanogènes ; c'est alors le CH_4 , puissant GES, qui a pris le relais avec une concentration estimée à plusieurs 100aines de ppm voire qq ‰ et une durée de vie longue permise par l'absence d' O_2 .

L'**accrétion des continents** vers 3 Ga (formation de la croûte terrestre) crée un important puits de CO_2 (altération des roches silicatées). Deux conséquences probables : augmentation du rapport de mélange CH_4 vs. CO_2 (formation d'une brume de méthane) et surtout refroidissement de surface de plusieurs K. On trouve les premières traces de glaciation vers 2.9 Ga en Afrique du Sud (actuelle).

Le Protérozoïque débute vers 2.5 Ga avec le **Grand Événement d'Oxydation** (vers 2.3 Ga). Les

premiers organismes photosynthétiques présents dès 2.7 Ga commencent par oxyder les océans et les roches, comme le prouvent les formations de fer rubanés datées de cette époque (oxydation Fe^{2+} dans les zones d'upwelling puis sédimentation). Puis l' O_2 émis finit par s'accumuler dans l'atmosphère et oxyde le CH_4 en CO_2 , GES au pouvoir de réchauffement + faible : il en résulte un refroidissement massif et de nouvelles glaciations.

Les évidences glaciaires du Protérozoïque sont à la fois géologiques et isotopiques. On en trouve à deux périodes distinctes : au Paléorotérozoïque vers 2.3–2.1 Ga (glaciations Huroniennes) puis au Néorotérozoïque vers 715 (Sturtienne) et 635 Ma (Marinoenne). Surtout, on en trouve à des paléolatitudes proches de l'Equateur, ce qui suggère que ces glaciations aient été globales : c'est l'hypothèse de la **Terre Boule de Neige**, détaillée aux paragraphes suivants. Le caractère global est néanmoins débattu pour les glaciations Huroniennes. À noter qu'entre 2 et 1 Ga, l'histoire de la Terre (et du climat) est paradoxalement moins documentée. Les reconstructions par $\delta^{13}\text{C}$ suggèrent néanmoins un climat stabilisé à une configuration plutôt chaude avec une $[\text{CO}_2]$ atmosphérique de l'ordre de 10 à 200 fois l'actuelle.

Les glaciations du Néoprotérozoïque sont probablement les + fortes de l'Histoire de la Terre. Les mécanismes proposés pour l'entrée en glaciation sont distincts. On pense que la **glaciation Sturtienne** est liée à la dislocation du super-continent Rodinia entre 800 et 750 Ma : on passe d'un climat continental sec à un climat tropical humide, ce qui augmente le puits de carbone par altération et fait chuter la $[\text{CO}_2]$ atmosphérique. La **glaciation Marinoenne** est moins documentée ; l'hypothèse dominante est qu'une calotte se serait formée au pôle Sud sur les vestiges de Rodinia, puis qu'elle aurait progressivement atteint les basses latitudes par rétroaction albédo. Dans les deux cas, la sortie de glaciation implique un effet de serre très élevé, car le α d'une Terre Boule de Neige est très grand et son atmosphère très sèche. La modélisation montre que la concentration de CO_2 doit atteindre 20 à 30 % (soit 1000 fois l'actuel), ce qui est possible en qq Ma "seulement" au rythme actuel de volcanisme actuel puisqu'une Terre englacée n'a plus de puits de carbone. Après déglaciation, le temps que le paléothermostat se réajuste, le super effet de serre induit un climat chaud, ce qui est confirmé par les dépôts de *cap carbonates* qui succèdent aux dépôts glaciaires dans les indices géologiques.

L'hypothèse d'une Terre Boule de Neige est néanmoins toujours discutée. La principale **limite de cette théorie** est le mécanisme avancé pour la déglaciation : il ne vaut que si tous les puits de carbone sont coupés pendant la glaciation, or la vie photosynthétique s'étant poursuivie, l'océan n'était probablement pas totalement isolé de l'atmosphère. D'autres processus ont alors été proposés pour permettre la déglaciation, comme la diminution d'albédo liée à la retombée des poussières volcaniques.

Ces derniers épisodes du Précambrien montrent toute l'importance des changements de géographie (tectonique des plaques) pour expliquer les variations climatiques aux échelles du Ma au Ga, cf. la section suivante.

4.2 Phanérozoïque (542 Ma – 0 Ma)

Le **Phanérozoïque** couvre le dernier 0.5 Ga. On retrouve des traces glaciaires à 3 époques distinctes : fin de l'Ordovicien (450 Ma), fin du Carbonifère (300 Ma) et actuel (derniers 40 Ma). L'irradiance solaire évolue peu sur cette période (S_0 entre 95 et 100 % de sa valeur actuelle). Les variations du climat aux échelles $>$ Ma sont donc principalement expliquées par le forçage GES et les modifications de la surface (tectonique des plaques et croissance végétation).

La **paléogéographie** du dernier 0.5 Ga est relativement bien documentée. Des vestiges de Rodinia (600 Ma) se forme un premier grand continent vers 480 Ma (Gondwana = Afrique, Am Sud, Australie, Inde, Antarctique actuels), puis la Pangée vers 300 Ma (Gondwana + Am Nord, Eurasie), qui va ensuite se disloquer progressivement (apparition Atlantique vers 150 Ma) jusqu'à la configuration actuelle. Du point de vue du cycle du carbone, on rappelle que la création (resp. dislocation) d'un super-continent

a tendance à ralentir (accélérer) l'altération des roches par effet de continentalité, donc à accumuler (puiser) du CO_2 atmosphérique.

Un événement majeur du Phanérozoïque est la colonisation des terres émergées par la vie, donc la **végétation**, vers 380 Ma. Un effet immédiat est de consommer du carbone atmosphérique via deux mécanismes : l'enfouissement de matière organique produite par photosynthèse et l'accélération de l'altération des roches via le développement racinaire.

La **[CO₂] atmosphérique** peut être reconstruite à l'aide de proxies (comptage des stomates de végétaux fossilisés, analyse isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates CaCO_3 ou du $\delta^{11}\text{B}$ des borates H_4BO_4) ou via des modèles représentant les interactions climat - tectonique - cycle du carbone à ces échelles de temps. Les deux approches s'accordent à une [CO₂] évoluant entre plusieurs milliers et plusieurs centaines de ppm au cours du dernier 0.5 Ga, avec des incertitudes + grandes avant le Dévonien. La baisse spectaculaire de [CO₂] au Dévonien-Carbonifère est reliée au puits de carbone ajouté par l'apparition de la végétation — en particulier l'enfouissement massif de carbone organique lors du Carbonifère (d'où son nom) a créé les stocks de carbone fossile (charbon, pétrole) utilisés par l'industrie moderne.

L'analyse isotopique de $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates (e.g. coquilles brachiopodes, foraminifères benthiques) ou phosphates (émail de dents fossiles) permet de reconstruire la **température** (des océans). L'évolution obtenue est globalement en accord avec la reconstruction du forçage CO_2 , la connaissance de la paléogéographie, et les traces de périodes glaciaires : refroidissement marqué et glaciations au Carbonifère (végétation), réchauffement au Permien puis refroidissement au Jurassique (formation puis dislocation Pangée), refroidissement en fin de Crétacé (apparition de plantes à fleurs vers 120 Ma, nouveau puits de carbone). Seule la courte période de glaciation de l'Ordovicien est mal expliquée, mais les incertitudes sur la reconstruction de [CO₂] sont telles qu'il n'est pas exclu qu'elle ait pu diminuer temporairement.

Le **Cénozoïque** (derniers 65 Ma) voit une baisse marquée de [CO₂] (estimations $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{11}\text{B}$) qui passe de plus de 3000 ppm à la fin du Crétacé à une stabilisation en-dessous de 300 ppm sur les derniers 20 Ma. Cette baisse est associée à un refroidissement progressif (estimation $\delta^{18}\text{O}$) et l'apparition d'une nouvelle glaciation avec calottes glaciaires au pôle Sud dès 40 Ma puis pôle Nord sur les derniers Ma. Plusieurs explications sont avancées pour cette tendance de long-terme : diminution du flux volcanique par ralentissement de la tectonique, multiplication des stocks de carbone via diversification de la vie, augmentation de l'altération via orogénèse (croissance chaînes de montagne) notamment himalayenne après collision Inde/Asie vers 50 Ma, impact des ouvertures/fermetures de passages océaniques sur les échanges d'énergie + le cycle du carbone (e.g. l'ouverture du passage de Drake vers 35 Ma permet la mise en place du courant circumpolaire qui isole l'Antarctique → développement calotte + augmentation altération sur autres continents), entre autres.

Quelques épisodes chauds se démarquent pendant ce refroidissement de long terme. L'un des + documentés / + analogues au réchauffement actuel (en termes d'amplitude et d'échelle de temps) est le **Maximum Thermique du Paléocène-Eocène**. Il serait dû à un dégazage massif de CH_4 contenu dans des sédiments de marges continentales (qui sont riches en ^{13}C , or les carbonates de cette période ont un $\delta^{13}\text{C}$ faible) et/ou à un épisode de volcanisme particulièrement intense. On estime que le réchauffement associé est de l'ordre de 5 K sur 20 ka ; finalement pas si analogue du réchauffement actuel, où l'on projette 5 K sur 0.2 ka (100× + rapide).

Plus on se rapproche du dernier Ma et plus on voit apparaître de la variabilité de qq ka dans les séries de $\delta^{18}\text{O}$. À ces échelles de temps, ce n'est plus ni le paléothermostat géologique, ni la dynamique des continents, ni la croissance du Soleil qui jouent, mais le forçage astronomique et le cycle du carbone + rapide, cf. la suite.

4.3 Zoom sur le dernier million d'années

La découverte des **glaciations du Quaternaire** (dernier Ma) est concomitante aux premiers travaux sur l'effet de serre atmosphérique : elle remonte à Louis Agassiz en 1840. Mais curieusement, les premières explications avancées sont astronomiques : Joseph Adhémar (1842) puis James Croll (1864) lient la présence (ou non) de grandes calottes glaciaires aux paramètres de précession et d'excentricité de l'orbite terrestre. Ils fournissent les bases de la théorie de Milutin Milankovic (1941), selon laquelle les grands cycles périodiques des 3 paramètres orbitaux sont les principaux responsables de la variabilité glaciaire / inter-glaciaire du dernier Ma.

La présence de calottes de glace permanentes (même si leur volume fluctue) au cours du dernier Ma fournit une source de données supplémentaire : les **carottages glaciaires**. Les bulles d'air emprisonnées dans la glace permettent une mesure directe du CO₂ atmosphérique, tandis que les analyses isotopiques permettent de dater et d'avoir des proxies de température via $\delta^{18}\text{O}$ mais aussi $\delta^2\text{H}$ (ou δD pour deuterium). Aujourd'hui, les carottes glaciaires les + longues remontent à 800 ka (Antarctique).

La confrontation des séries temporelles de paramètres orbitaux (calculés via lois de gravitation), CO₂ et T ($\delta^{18}\text{O}$) montre plusieurs choses :

- Alternance entre époques froides (dites **glaciaires**) et chaudes (dites **inter-glaciaires**), de périodicité environ 100 ka, et avec transition asymétrique (+ rapide du froid vers le chaud que l'inverse). Nous vivons actuellement dans un inter-glaciaire (Holocène, depuis 11 ka), le dernier maximum glaciaire (LGM) date de 21 ka (-120 m de niveau marin, -4 à -7 K de T globale), et le dernier inter-glaciaire (LIG) de 110 ka.
- Lien pas évident (à première vue) entre paramètres orbitaux et T. C'est là toute la force de la théorie de Milankovic : conscient de l'asymétrie (i) des continents entre hémisphères et (ii) des cycles d'accumulation/fonte entre saisons, il avance que l'**insolation estivale vers 65N** pilote la présence d'une calotte dans l'hém Nord. Ainsi, une faible insolation estivale permet à la calotte de croître, et inversement. Et en effet, à l'aide de modèles mathématiques à seuils, il est possible de reconstruire (au premier ordre) l'alternance glaciaire-interglaciaire à 100 ka à partir de l'insolation estivale vers 65N.
- Variations synchrones de CO₂ et de T. La concentration de CO₂ varie de 180ppm en époque glaciaire à 280ppm en inter-glaciaire. La co-variabilité s'explique par le cycle du carbone à ces échelles : la solubilité du CO₂ dans l'océan décroît avec la T, donc le puits de carbone océanique diminue en période de réchauffement ([CO₂] augmente, avec rétroaction positive sur la T, ce qui accélère la fonte) et inversement. Néanmoins les études montrent que ce seul mécanisme ne peut expliquer 100ppm de variations, et que d'autres mécanismes (e.g. photosynthèse / sédimentation ou piégeage via circulation thermohaline) tendent à baisser la [CO₂] en période froide.

L'alternance glaciaire - inter-glaciaire du dernier Ma s'explique donc par la combinaison des **cycles astronomiques + cycle du carbone** océanique, même s'il reste encore bcp d'incertitudes sur la contribution individuelle des deux forçages. Par exemple, la transition entre LGM et Holocène (dernière déglaciation, ou *terminaison glaciaire*, 21–11 ka) a probablement été initiée par une augmentation d'insolation (T augmente donc CO₂ augmente), puis poursuivie / accélérée par effet de serre (CO₂ augmente donc T augmente), mais le timing exact reste débattu.

Les carottages glaciaires du Groenland permettent de mettre en évidence une **variabilité rapide**, de qq 100aines voire 10aines d'années, particulièrement marquée en période glaciaire (notamment au LGM). Cette variabilité est liée à des variations de la dynamique océanique (intensité circulation thermohaline, événements de Dansgaard-Oeschger), soit par dynamique interne, soit pas forçage astronomique. En période glaciaire, les rétroactions avec les calottes (e.g. débâcles massives d'icebergs, événements de Heinrich), en particulier dans l'Atlantique Nord, amplifient la variabilité.

L'Holocène, notre inter-glaciaire, a eu son maximum thermique entre 9 et 6 ka, car l'insolation estivale était maximale dans l'hémisphère Nord — on rappelle que la Terre passe actuellement au périhélie en hiver boréal (début janvier), or comme le paramètre de précession a une périodicité de 20 ka, elle y passait en été boréal il y a 10 ka. Le refroidissement depuis le mid-Holocène (6 ka) est de l'ordre d'un dixième de degré par ka. Il s'est accompagné d'une diminution de P, en particulier de la mousson africaine, ce qui a permis au désert du Sahara de se développer vers 4 ka. Sans le forçage anthropique et le réchauffement induit, on serait probablement en route vers une nouvelle période glaciaire (cf. modèles stats)...

4.4 Zoom sur le dernier millénaire

De nouveaux types de données viennent compléter les sédiments marins / carottages glaciaires sur le dernier ka : les données biologiques (cernes d'arbre, pollens, etc.), historiques (livres, relevés, etc.), et au fur et à mesure des progrès techniques, des mesures directes (thermomètres, baromètres, etc.).

À cette échelle, on peut considérer les paramètres astronomiques constants, et les **forçages** à considérer sont donc les variations d'activité solaire (légèrement accrue vers 1000–1200, puis atténuée vers 1600–1800, visible via *taches solaires*), les variations de concentrations de GES (notamment anthropiques via industrie), les aérosols volcaniques émis lors des éruptions majeures, et les modifications de végétation (notamment anthropique via utilisation des sols).

La réponse en T à ces forçages se superpose au lent refroidissement de l'Holocène : on distingue ainsi un **Optimum Médiéval** vers l'an Mil puis un **Petit Age Glaciaire** vers 1700, avant le réchauffement abrupt de l'ère industrielle (cf. cours suivant). Cette courbe avait dans un premier temps été surnommée *crosse de hockey* par Michael Mann, ce qui lui a valu qq déboires avec les climato-sceptiques américains qui lui ont reproché de vouloir dissimuler ces variations basse fréquence + les incertitudes associées aux reconstructions. Cela ne change pas grand chose à la mise en perspective des 150 dernières années dans l'histoire du climat ...

5 Changement climatique anthropique

Le changement climatique actuel est un sujet à forts enjeux sociétaux. Dès les 1970s, l'administration U.S. commande un rapport aux scientifiques sur l'effet des activités humaines sur le climat : Jule Charney coordonne ce rapport de 22pp (*Carbon Dioxide and Climate : A Scientific Assessment*) publié en 1979 avec une 20aine d'auteurs (pas uniquement U.S.). C'est l'ancêtre de l'**Intergovernmental Panel On Climate Change** (IPCC ou GIEC en français) créé en 1988 pour l'ONU, avec pour mission d'évaluer et synthétiser les connaissances scientifiques sur la question du changement climatique. Depuis sa création, le GIEC a publié 6 *Assessment Reports* (AR), tous composés de 3 volets (ou 'working groups' WG1 : bases physiques, WG2 : impacts, WG3 : adaptation / mitigation), et tous suivant le processus de publication scientifique (e.g. relecture par des pairs). La plupart des chiffres donnés dans la suite sont repris de l'AR6 WG1 publié en août 2021.

5.1 Changement climatique observé

À l'échelle de temps considérée, les principaux **forçages externes** à prendre en compte sont : les variations rapides d'activité solaire, l'évolution des concentrations de GES, les aérosols anthropiques et volcaniques, l'utilisation anthropique des sols. Il va de soi que la croissance du Soleil, les cycles astronomiques ou la tectonique des plaques sont des processus bien trop lents ici.

L'**activité solaire** connaît des variations quasi-cycliques, de période 11 ans (cycles de Schwabe). Cela se traduit par une variation de S_0 de $\sim 1 \text{ W.m}^{-2}$ en amplitude pic-à-pic. Comme le bilan d'énergie dépend de $(1 - \alpha) \times S_0/4$, cela revient à un forçage de max. $\pm 0.1 \text{ W.m}^{-2}$. S'additionne à ces cycles la variabilité basse fréquence mentionnée sur le dernier millénaire (taches solaires), dont on estime l'amplitude pic-à-pic sur S_0 à max. 0.3 W.m^{-2} . L'AR6 donne un forçage solaire en 2019, par rapport à 1750, estimé à $\pm 0.01 \text{ W.m}^{-2}$, i.e. très petit. Les incertitudes associées sont de l'ordre du dixième de W.m^{-2} .

Comme d'habitude, l'évolution des **concentrations atmosphériques de GES** dépend de l'équilibre sources vs. puits. À l'échelle de temps considérée, les sources de GES sont les activités volcaniques et anthropiques. Ainsi, on estime que sur 1750–2019, 20 gigatonnes de carbone (GtC = 1 pétagramme de carbone = 3.664 gigatonnes de CO_2) ont été émises par volcanisme, et 655 GtC par les activités humaines (environ 460 par industrie et 195 par déforestation). La source volcanique s'équilibre naturellement avec les puits, mais pas la source anthropique : on estime que seules 370 des 655 GtC émises ont été absorbées (environ 190 par continents et 180 par océans). Les 285 GtC restantes se sont accumulées dans l'atmosphère, et sans surprise, on observe une augmentation des concentrations de GES : [CO_2] de 278 à 410 ppm, [CH_4] de 715 à 1866 ppb, [N_2O] de 270 à 332 ppb (chiffres de 2019). Ces niveaux ainsi que le taux d'augmentation sont particulièrement hauts par rapport aux derniers Ma : on n'avait pas dépassé 400 ppm de CO_2 depuis le Pliocène (3 Ma), et le passage de 180 à 280 ppm de CO_2 durant la dernière terminaison glaciaire avait pris 10 ka. Par ailleurs, l'augmentation actuelle de CO_2 est exponentielle, ce qui se traduit par une augmentation linéaire du forçage radiatif associé. À noter la présence d'un cycle saisonnier dans les mesures de concentrations de GES, lié au cycle annuel de croissance des plantes (et donc de respiration et photosynthèse). Au total, avec les formules empiriques liant concentrations de GES et forçages radiatifs, on estime que le forçage total des GES bien mélangés en 2019 valait $\sim 3.3 \text{ W.m}^{-2}$ (par rapport au pré-industriel), avec une incertitude associée de $\pm 10 \%$. On peut y ajouter le forçage de l'ozone troposphérique (GES à durée de vie courte mais émis en continu) et celui de la vapeur d'eau stratosphérique issue de l'oxydation du méthane (considérée comme forçage et non rétroaction, soit environ 0.5 W.m^{-2}).

Les **aérosols** ont une durée de vie courte, mais s'ils sont émis en continu, alors ils constituent un forçage radiatif substantiel. À échelle globale, le forçage aérosols se décompose en une tendance long-terme anthropique (liée à l'industrie, donc globalement colinéaire à l'évolution des GES, surtout

avant les 1990s-2000s, cf. suite) + des pics ponctuels liés aux éruptions volcaniques majeures (Laki 1785, Tambora 1815, Cosiguina 1835, Krakatoa 1883, Agung 1964, El Chichon 1982, Pinatubo 1991). La tendance anthropique est très incertaine car on combine incertitudes sur les émissions d'aérosols et sur leur effet radiatif total ; on estime néanmoins que le forçage en 2019 est de l'ordre de -1.1 (de -0.4 à -1.7) W.m^{-2} . À noter une phase de croissance forte du forçage jsq aux 1990s (*global dimming*) puis de stagnation voire diminution (*global brightening*) liée aux progrès des techniques industrielles des pays développés en matière d'émissions d'aérosols (problématiques de qualité de l'air, visibilité, etc.). En comparaison, les pics volcaniques des éruptions majeures peuvent représenter un forçage négatif de plusieurs W.m^{-2} , mais sur qq années uniquement, tandis que les petites éruptions représentent une variabilité de qq dixièmes de W.m^{-2} au maximum.

Enfin, l'**utilisation anthropique des sols** est dominée par le remplacement de forêts par des terres agricoles, à l'albédo généralement + fort. Il en résulte donc un forçage radiatif négatif, estimé à -0.2 W.m^{-2} en 2019 par rapport au pré-industriel. À noter qu'en Europe, Asie, Inde, Amérique du Nord, une grande part de ce forçage date du *pré-pré-industriel* (i.e. déforestation depuis plusieurs siècles). À noter aussi que la déforestation n'a pas qu'un effet refroidissant sur le climat, cf. émissions de GES associées.

Au total, la **somme des forçages externes** a tendance à être positive, et à augmenter, depuis 1750. L'augmentation de long terme est quasi exclusivement attribuable aux activités humaines. L'effet des émissions de GES a été partiellement compensé par celui des aérosols et de la déforestation. Le rythme d'augmentation a plus-que-doublé après 1950 (1 W.m^{-2} entre 1850 et 1950, 1.7 W.m^{-2} depuis). En 2019, le forçage anthropique estimé était de 2.7 W.m^{-2} . Par ailleurs, à l'échelle de temps considérée, on se rappelle que les principales **rétroactions** du système climatique (vapeur d'eau, cryosphère, et nuages) sont toutes positives, et qu'elles contribuent donc à amplifier la réponse à un forçage. Leur contribution à la réponse totale n'est pas négligeable, on a vu en section 3 qu'elles contribuent à doubler la réponse climatique transitoire (TCR) et à tripler la sensibilité climatique à l'équilibre (ECS) par rapport à la réponse directe de Planck. La conséquence pour le système climatique est simple : s'il reçoit + d'énergie qu'il en émet, il doit nécessairement se réchauffer pour ajuster son flux IR sortant et ré-équilibrer son bilan radiatif.

On dispose d'**observations** des températures de surface depuis plus d'un siècle. On peut les agréger pour construire un indicateur de la moyenne globale de T_s . Plusieurs produits existent, réalisés dans plusieurs centres avec des sources de données et méthodes d'agrégation différentes. Qq soit le jeu de données, on observe une **élévation de la T_s moyenne globale** depuis le pré-industriel : c'est la réponse attendue aux forçages externes et rétroactions. Le réchauffement global entre 1850–1900 et 2011–2020 est estimé à $1.09 \pm 0.12 \text{ K}$ dans l'AR6. Le réchauffement se superpose à la variabilité interne du système, en particulier la variabilité multi-décennale (AMV, PDV, cf. cours 2) ; ainsi il n'est pas constant dans le temps, avec deux périodes d'augmentation + marquée que les autres : 1900–1940 et 1965 à aujourd'hui.

Malgré l'élévation de T_s , le système climatique ne compense pas (encore) le forçage radiatif appliqué (inertie du système, rappelons-nous l'analogie au condensateur d'un dipôle RC), et ce d'autant que le forçage lui-même augmente : on est dans la phase dite transitoire. Le **déséquilibre énergétique** du système est donné par $\Delta R(t) = F(t) - |\lambda| \Delta T_s(t)$, et on estime qu'il vaut environ 0.6 W.m^{-2} en 2018. Une conséquence est que si on laissait le système atteindre son équilibre à partir de l'état actuel (i.e. stabilisation des concentrations de GES et aérosols = forçages constants), le réchauffement supplémentaire serait de l'ordre de $\Delta R(t)/\lambda = 0.5 \pm 0.2 \text{ K}$ pour une ECS de $3 \pm 1.5 \text{ K}$ (on rappelle que λ paramètre de sensibilité = $5.4 * \ln(2)/\text{ECS}$). En revanche si l'on arrêta brusquement les émissions de GES et d'aérosols (ce qui revient à diminuer les concentrations donc appliquer un forçage négatif à partir de l'instant actuel), alors l'équilibre serait atteint pour un ΔT_s équivalent à l'actuel (cf. rapport SR15).

La T_s moyenne globale est l'indicateur le + courant / pratique / parlant quand on parle de ré-

chauffement global, mais l'excès d'énergie induit par les activités humaines se retrouve dans **toutes les composantes du système climatique** (en pratique, 91 % de l'énergie accumulée va dans l'océan), et s'observe sur d'autres variables. Ainsi, depuis le pré-industriel, la température de surface des continents a augmenté d'environ 1.6 K, la température de surface des océans de 0.9 K, la surface de cryosphère a diminué, avec notamment l'étendue minimale annuelle de banquise arctique passant de 11 à moins 5 millions de km², le niveau marin a augmenté d'environ 20 cm en réponse à la dilatation thermique et la fonte des calottes et glaciers, etc. Pour tous ces indicateurs, les tendances observées sur les 40 dernières années sont + fortes que celles observées depuis 1850-1900.

Plusieurs remarques concernant le réchauffement observé. Premièrement, le degré de réchauffement observé depuis le pré-industriel compense, et même excède, le refroidissement orbital en cours depuis le moyen Holocène — T_s n'a pas été aussi élevée depuis (au moins) le dernier inter-glaciaire il y a 125 ka — et a très probablement déjà stoppé la transition vers la prochaine glaciation (cycles naturels de 100 ka). Deuxièmement, global ne signifie pas uniforme, ni dans le temps ni dans l'espace : présence d'une structure horizontale (e.g. réchauffement de surface + fort sur continents et aux hautes latitudes), verticale (e.g. diminution globale du gradient vertical de T, refroidissement strato) et temporelle (lien déjà évoqué avec variabilité basse fréquence). Ainsi, selon la période de temps et la zone géographique considérée, la compétition entre signal (réchauffement) et bruit (variabilité interne) peut générer des tendances de température supérieures ou inférieures à la tendance globale sur un siècle, sans incohérence pour autant (faire bien attention à l'estimation des intervalles de confiance associés à ces tendances). Troisièmement, l'un des premiers à avoir observé ce réchauffement et fait le lien avec les émissions anthropiques de CO₂ est Guy Callendar (aviateur britannique, 1898–1964) qui publia une des premières courbes de T_s moyenne globale en 1938 sur la base de qq relevés météorologiques récoltés dans des aéroports... sa courbe de l'époque est étonnamment proche des reconstructions actuelles.

Ce dernier point pose la question de la qualité des observations : en gros, peut-on leur faire confiance ? C'est la problématique de l'**homogénéisation de données**, dont le but est de corriger les séries d'observations des erreurs liées à l'instrumentation : changement de thermomètre, déplacement de la station de mesure, modifications de l'environnement de la station, etc. Les méthodes employées sont des méthodes de détection de sauts dans des séries, en particulier via confrontation à des séries voisines. Chaque service météo national fournit ainsi des séries dites *homogénéisées*, sur lesquelles se basent ensuite les centres qui produisent les jeux de données globaux.

Enfin, la raisonnement mené jusqu'ici a été celui du physicien : je définis un système, je fais le bilan d'énergie, le système est en excès énergétique donc je m'attends à ce qu'il s'échauffe, j'observe sa température et je confirme mes attentes. On pourrait tout aussi bien raisonner comme le mathématicien : j'ai une série de température observée, est-ce que je suis capable d'y détecter un changement significatif, et de l'attribuer à des causes connues ? C'est précisément le but des méthodes de **détection et attribution** du changement climatique, introduites par Hasselmann dans les 1970s. Avec les modèles de climat, on est capable de simuler un climat stationnaire (cf. cours 2), un climat avec forçages naturels seuls, un climat avec forçages naturels + anthropiques, etc. Ensuite, il suffit de (en vrai, pas si facile) tester statistiquement la cohérence des observations avec chacun des trois climats. L'un des résultats majeurs de cette approche est que la tendance de T_s moyenne globale observée sur la seconde moitié du XX^e siècle ne peut être expliquée sans les forçages anthropiques, ce qui, en d'autres termes, *attribue* le changement *décelé* aux activités humaines. À noter que la détection et l'attribution est une problématique de rapport signal sur bruit, et que selon la variable et l'échelle spatio-temporelle, il est ± difficile de détecter le *signal* anthropique dans le *bruit* de la variabilité naturelle.

5.2 Projections futures et incertitudes

Comment prévoir le climat du XXI^e siècle ? On l'a compris, le climat du siècle dernier et du prochain dépend en premier lieu de la composition de l'atmosphère en GES ... qui dépend en premier lieu

des activités humaines. Les projections climatiques des prochaines décennies reposent donc sur des **scénarios de concentrations de GES**, basés sur des hypothèses socio-économiques de démographie, politique, développement technologique et économique, etc. Les scénarios sont re-dessinés à chaque exercice CMIP (cf. cours 2) ; pour l'exercice CMIP5 (base de l'IPCC AR5, 2013), 4 scénarios étaient fournis (les *Radiative Concentration Pathways*) avec 4 cibles de forçage radiatif en 2100 : 2.6, 4.5, 6.0 et 8.5 W.m^{-2} , d'où leurs noms (RCP2.6 à RCP8.5). Pour CMIP6 (base de l'IPCC AR6), ils ont été \pm repris avec de nouveaux noms (les *Shared Socioeconomic Pathways* : SSP1-2.6 à SSP5-8.5) et d'autres se sont ajoutés, avec de nouvelles cibles de forçage radiatif (1.9, 3.4, 7.0 W.m^{-2} ...).

Pour chaque trajectoire de concentrations, des modèles permettent de calculer les **émissions de GES compatibles** avec la trajectoire. Ainsi, le RCP8.5 (ou SSP5-8.5) qui atteint ~ 950 ppm de $[\text{CO}_2]$ en 2100 permet d'émettre 1700 GtC entre 2006 et 2100 ; en revanche le RCP2.6 (ou SSP1-2.6) qui n'excède pas 450 ppm de $[\text{CO}_2]$ ne permet d'émettre 'que' 270 GtC et nécessite de passer en *émissions négatives* vers 2080 via des techniques de géo-ingénierie consistant à capter et piéger du CO_2 atmosphérique (ces techniques n'existent pas aujourd'hui à grande échelle).

Les modèles de climat permettent ensuite de **simuler le climat du XXI^e siècle** pour chacun des scénarios. Vue la différence entre scénarios, les climats obtenus sont sans surprise assez différents. Ainsi le ΔT_s moyenne globale entre 2000 et 2100 est de l'ordre de 1 K en RCP2.6 et 4 K en RCP8.5. La banquise arctique d'été (étendue minimale) disparaît vers 2050 en RCP8.5, il en reste environ 2 millions de km^2 en 2100 en RCP2.6. On peut multiplier les exemples, le message est que l'incertitude majeure pour le climat du XXI^e siècle réside dans le choix du scénario de concentration suivi. À noter que les scénarios se distinguent dès 2020 dans leurs émissions compatibles, mais seulement après 2050 dans les variables climatiques. Autrement dit, le choix de trajectoire qui se fait *maintenant* ne se voit qu'en 2050. Vue la relation quasi-linéaire entre émissions cumulées et température, on peut également raisonner à l'envers et se demander quelles sont les émissions compatibles avec une certaine **cible de réchauffement** (i.e. valeur max) : pour limiter à 1.5 K (cible de l'Accord de Paris en 2015) avec une probabilité de 66 %, c'est environ 765 GtC (soit 2800 GtCO_2) ; pour 2 K, c'est 970 GtC (on rappelle qu'on a déjà émis 655 GtC). Le rapport spécial SR15 fournit davantage d'info pour les curieux.

Le scénario est l'incertitude majeure, mais même à scénario donné, il reste de l'incertitude due à deux choses : la modélisation (choix du modèle) et la variabilité interne. L'**incertitude de modélisation** vient des différences entre modèles de climat dans la résolution des équations primitives (e.g. les approximations qui sont faites, la méthode de résolution numérique) et surtout les paramétrisations des phénomènes sous-maille. On rappelle que la principale source de dispersion inter-modèle dans la sensibilité climatique (transitoire ou à l'équilibre) vient de la rétroaction nuageuse, en particulier du changement d'effet radiatif des nuages bas tropicaux simulé par les modèles (cf. cours 3). Une façon de réduire cette incertitude de modélisation est de pondérer les projections futures par le comportement en climat présent du modèle : l'idée est de donner + de poids aux modèles qui simulent le mieux le climat observé (on appelle cela une **contrainte observationnelle**). Le problème est qu'il n'existe pas un modèle meilleur que les autres sur tous les aspects du climat, ce qui rend la contrainte difficile...

À scénario et modèle donné, il reste l'**incertitude de variabilité interne**, qui est inhérente au système climatique : deux simulations à conditions initiales différentes donneront deux réalisations (météos) différentes de la même distribution statistique (climat). Ainsi estimer un changement climatique par une tendance sur qq 10aines d'années (ou différence entre 2 périodes distinctes) peut être sensible à la variabilité interne décennale. C'est pourquoi de + en + de centres de modélisation fournissent plusieurs simulations pour un même modèle et un même scénario : cette **approche ensembliste** permet de mieux échantillonner la variabilité interne, donc de mieux estimer les changements.

Le poids relatif des 3 sources d'incertitude (scénario, modélisation, variabilité interne) dans l'incertitude totale dépend de l'échéance temporelle : pour le ΔT_s moyenne globale, la variabilité interne domine à courte échéance, la modélisation à moyenne échéance et le scénario à partir de 2050. Cette

partition des incertitudes dépend également de l'échelle spatio-temporelle et de la variable considérées : typiquement l'incertitude variabilité interne augmente quand l'échelle spatio-temporelle diminue, et l'incertitude modélisation augmente pour les variables liées à des processus sous-maille (e.g. précip).

Enfin, si les projections climatiques sont traditionnellement étudiées jsq 2100 (pour des raisons d'enjeux sociétaux, probablement), elles sont en général poursuivies au-delà. Les RCPs sont ainsi prolongés au-delà de 2100 : par exemple, dans le RCP8.5, la concentration de CO₂ se stabilise vers 2000 ppm après 2300 (rappel : il faut probablement remonter à l'Éocène, 30 Ma, pour retrouver une telle concentration). Par **inertie du système**, le réchauffement se poursuit après stabilisation des concentrations, et l'équilibre n'est toujours pas atteint en 3000 (ΔT_s est alors de l'ordre de 8 K). Le niveau marin continue également d'augmenter — l'AR5 mentionne un seuil de ΔT_s (estimé entre 2 et 4 K) au-delà duquel la fonte totale de la calotte groenlandaise est probable (cela prendrait plusieurs ka, et pour rappel, il y a ~ 6.5 m de stock). Par ailleurs il est important de rappeler qu'il ne suffit pas de stabiliser les émissions pour stabiliser les concentrations : tant que les sources sont supérieures aux puits, la concentration s'élève (sans compter que les puits de C diminuent avec la température à ces échelles de temps, cf. rétroactions du cours 3).

5.3 À quoi ressemble un climat plus chaud ?

Une caractéristique remarquable des projections climatiques et qu'au premier ordre, les changements de température sont homothétiques d'un scénario à l'autre, ou d'une période de temps à l'autre. Autrement dit, ils sont généralement proportionnels au ΔT_s moyenne globale (dans une gamme de qq K) : c'est ce qu'on appelle le **pattern scaling**. On observe ainsi que pour 1 degré de réchauffement global de surface, les océans se réchauffent d'environ 0.85 K et les continents de 1.3 K, soit un **ratio terre-mer de réchauffement** (*land-sea warming ratio*) d'environ 1.5. On observe également que les pôles se réchauffent + que le reste (facteur >2 en Arctique). On mentionne souvent la rétroaction albédo liée à la fonte de cryosphère comme principal responsable de cette **amplification polaire** ; néanmoins elle est présente dans des simulations sans cryosphère, ce qui suggère que d'autres mécanismes contribuent : part + importante de perturbations du rayonnement infra-rouge dans le bilan d'énergie des hautes latitudes, rétroactions vapeur d'eau et nuages, transport méridien d'énergie (tout ceci reste encore mal quantifié). En termes de **structure verticale du réchauffement**, les projections montrent une amplification du réchauffement dans la haute troposphère tropicale, ce qui entraîne une diminution en moyenne globale du *lapse rate* (car pas compensée par les amplifications polaires de surface). À noter que cette amplification tropicale d'altitude n'est pas *bien* observée à l'heure actuelle. Enfin, le réchauffement de la tropo s'accompagne d'un refroidissement de la strato et d'une élévation de la tropopause, ce qui est la signature d'un réchauffement causé par le forçage GES (cf. cours 3).

Le *pattern scaling* s'applique également assez bien aux **changements moyens de précipitation**. On rappelle que par relation de Clausius-Clapeyron, on s'attend à une augmentation du taux d'humidité spécifique à saturation (q_s) en climat + chaud, au taux moyen de $+7 \text{ \%} \cdot \text{K}^{-1}$. En moyenne sur toute la troposphère (globale et verticale), observations et modèles de climat indiquent que le réchauffement global se fait à humidité relative quasi-constante, i.e. que l'augmentation de l'humidité spécifique (q) se fait également au taux de Clausius-Clapeyron. Ceci a pour conséquence que l'évaporation de surface augmente en moyenne globale, ainsi que les précipitations, puisqu'il y a généralement + de vapeur d'eau mobilisable pour précipiter. Cependant, comme les précipitations dépendent d'autres contraintes que q , leur taux d'augmentation moyen est + faible que Clausius-Clapeyron, de l'ordre de $+2 \text{ \%} \cdot \text{K}^{-1}$ (il peut néanmoins égaler voire dépasser le $+7 \text{ \%} \cdot \text{K}^{-1}$ pour certains épisodes de précip intense). Le *pattern* du changement de précip projeté par les modèles de climat ressemble au premier ordre à l'état moyen en climat présent (la *normale* du cours 1) : en d'autres termes, la précip tend à augmenter dans les régions où il pleut déjà le +, et à diminuer dans les régions où il pleut le -. Ceci est également valable saisonnièrement : par ex., aux tropiques, les modèles suggèrent une saison humide + humide et une

saison sèche + sèche. C'est le fameux comportement *wet get wetter, dry get drier*.

Augmentation d'évaporation, de précipitations... on parle + généralement d'**intensification du cycle hydrologique**. Le bilan évaporation-précipitation ($\Delta(E - P)$) est dominé par les changements de P (puisque E augmente partout). Le ruissellement sur continents répond à $\Delta(E - P)$: il augmente en moyenne globale, mais diminue dans les régions continentales qui s'assèchent ($\Delta(E - P) > 0$, e.g. bassin Méditerranéen). L'humidité des sols diminue dans les régions où $\Delta(E - P) > 0$, mais aussi dans certaines régions où $\Delta(E - P) < 0$ en lien avec la répartition de P dans l'année et l'augmentation du ruissellement. Globalement, sur continents, l'humidité relative de surface diminue, alors qu'elle augmente sur océans. L'assèchement projeté de la plupart des surfaces continentales et les inégalités du $\Delta(E - P)$ alimentent les problématiques sociétales de ressource en eau. À noter enfin que le rapport signal sur bruit est généralement + faible pour les précips que pour les températures ; par ailleurs l'incertitude de modélisation peut être grande pour les changements régionaux de précip, car les paramétrisations des phénomènes sous-mailles sont cruciales.

Le réchauffement global s'accompagne de **changements dans la circulation atmosphérique** de grande échelle. La diminution du *lapse rate* dans les tropiques induit un ralentissement de la circulation de Hadley-Walker. L'élévation de la tropopause permet néanmoins à la branche ascendante des cellules de Hadley de monter + haut, ce qui décale les branches descendante vers les pôles par conservation d'énergie. Ce décalage est estimé de l'ordre de 0.5 à 1.5° de latitude par K, et est déjà observé. La conséquence de l'expansion des cellules tropicales vers les pôles est de décaler également les courants-jets des moyennes latitudes. Ceci est observé dans les projections climatiques pour les deux hémisphères et toutes les saisons (de l'ordre de 0.25 à 0.5° de latitude par K), à l'exception de l'hémisphère Nord en hiver, où l'amplification polaire de surface (particulièrement forte en hiver) tend à s'opposer à ce décalage vers le pôle. Il est en revanche difficile de détecter un changement de position des courants-jets dans les observations en raison du faible signal vs. forte variabilité interne et, pour l'hémisphère Sud, de l'impact de la dégradation de la couche d'ozone stratosphérique dans les 1980-1990s.

On peut également se demander si / comment le réchauffement global se projette sur les **modes de variabilité** interne du système climatique (cf. cours 2). Le mode dominant à l'échelle inter-annuelle est l'ENSO ; le réchauffement global n'affectant pas + particulièrement l'est ou l'ouest du bassin Pacifique tropical, les études ne montrent pas de modification drastique dans l'occurrence d'événements Niño ou Niña. En revanche, l'intensification du cycle hydrologique fait que les anomalies de précipitations associées à ces événements sont amplifiées en climat + chaud. Concernant notre région européenne, le mode dominant de variabilité (NAM/NAO) est impacté par le décalage attendu du courant-jet vers le pôle, qui a tendance à se projeter sur la phase positive. Néanmoins, en hiver, l'amplification Arctique perturbe le signal et selon l'indice considéré (en particulier l'altitude à laquelle on le calcule), les tendances de NAM/NAO peuvent être diverses.

Enfin, les principales conséquences du réchauffement global pour l'océan sont (i) un ralentissement probable de la **circulation thermohaline**, en lien avec une augmentation de la stratification des eaux de surface (ex. diminution de la formation d'eaux profondes en Atlantique Nord) et (ii) une **acidification des eaux** via consommation de CO₂ atmosphérique (on rappelle que sa dissolution libère des ions H⁺ et que $pH = -\log_{10}[H^+]$).

5.4 Un mot sur les événements météorologiques extrêmes

On a jusqu'ici surtout commenté les changements d'état moyen du climat. Rappelons que le climat est une distribution de proba ; changer de climat, c'est donc modifier la probabilité de *tous* les événements météo, en particulier des **événements extrêmes** (i.e. les + rares, les *extrémités* de la distribution).

Commençons par les **extrêmes de température** (canicules, vagues de froid). Le réchauffement global peut s'interpréter au premier ordre comme un décalage de toute la distribution vers un climat

+ chaud : cette simple translation rend les extrêmes chauds + probables (à température donnée) ou + chauds (à probabilité donnée), et symétriquement les extrêmes froids – probables / froids. À noter que selon les régions/saisons, la forme de la distribution peut également être \pm affectée (i.e. le réchauffement n'est pas qu'une simple translation). C'est particulièrement le cas en Europe où la variance des températures estivales a tendance à augmenter en lien avec l'assèchement projeté des sols, et où la variance des températures hivernales a tendance à diminuer en lien avec la diminution du contraste océan/continent et le retrait de la couverture de neige. Ces deux effets tendent à amplifier à la fois l'augmentation d'extrêmes chauds estivaux et la diminution d'extrêmes froids hivernaux.

Une façon de quantifier ces tendances est de compter les **dépassements de percentiles** du climat présent. Par exemple, si on définit les jours froids comme ceux ayant une $T < 10$ e percentile présent et les jours chauds comme ceux ayant $T > 90$ e percentile, on observe dans les projections futures qu'en moyenne globale, la fréquence de jours froids passe de 10 % (par définition) à 0 à 4 % selon le scénario, et que la fréquence de jours chauds passe de 10 % (aussi par définition) à 25 à 60 % selon le scénario. On peut aussi compter les **records**, comme on fait en sport : pour un processus aléatoire stationnaire, la probabilité d'observer un record (haut ou bas) à la n -ième année est de $1/n$; dans un climat qui se réchauffe, on doit battre davantage de records chauds (taux $> 1/n$) et moins de records froids (taux $< 1/n$), et c'est ce que l'on observe. Enfin, on peut également s'intéresser à des **objets** type canicule ou vague de froid, définis comme *une certaine variable excédant un certain seuil sur une certaine étendue spatiale et une certaine durée temporelle* ; là encore, les études montrent que les caractéristiques (durée, intensité, étendue, etc.) des objets type canicule ont tendance à augmenter, et celles des objets type vague de froid à diminuer.

Qq soit la méthode employée, il est important de noter que l'occurrence d'événements froids dans un climat qui se réchauffe reste possible ; la survenue d'une vague de froid locale et ponctuelle ne saurait donc prouver que le climat ne se réchauffe pas (erreur de militant climatocéptique niveau 0). Inversement, la survenue d'une canicule ne prouve pas non plus que le climat se réchauffe (erreur de militant écologiste niveau 0). En fait, dire qu'un événement météo isolé est causé par le seul changement climatique est un non-sens : l'événement aurait généralement pu se produire avec ou sans changement climatique. La seule chose que l'on peut faire, c'est quantifier de combien le changement climatique a pu modifier la probabilité d'occurrence de l'événement météo (i.e. sa durée ou son niveau de retour) : c'est toute la problématique d'**attribution d'événement singulier**. Un exemple connu est celui de la canicule européenne de l'été 2003 : via les modèles de climat, il a été montré que la probabilité que l'événement survienne dans le monde *factuel* (le notre) était environ 4 fois supérieure à la probabilité que ce même événement survienne dans un monde *contrefactuel* qui n'aurait pas vu les forçages anthropiques. Dernière (grosse) difficulté : ce chiffre dépend bcp de la définition de l'événement, en particulier de l'échelle spatio-temporelle que l'on considère. La canicule 2003 doit-elle être considérée comme l'été entier sur l'Europe ou juste qq jours d'août sur la France ? Selon ce qu'on choisit, et parce que le rapport signal/bruit des températures augmente avec l'échelle, la canicule 2003 devient un événement normal dès 2050, ou reste un événement anormalement chaud, dans les projections futures.

Les **extrêmes hydrologiques** suivent au premier ordre l'intensification du cycle hydrologique mentionné en section précédente. Puisque q augmente en climat + chaud, les épisodes de **précipitations intenses** peuvent mobiliser davantage d'eau, et leur fréquence (à cumul donné) ou leur intensité (à fréquence donnée) augmentent. Cette augmentation est partiellement observée, par exemple pour les épisodes méditerranéens en France. De l'autre côté de la distribution, les projections futures suggèrent également une augmentation des épisodes de **sécheresses météorologiques** (nb de jours consécutifs sans pluie). Ce signal n'est pas (encore ?) détecté de façon robuste dans les observations. En revanche, les **sécheresses agricoles** (seuil d'humidité des sols) augmentent en lien avec l'augmentation de l'évapotranspiration.

Enfin, les changements dans événements extrêmes liés à la circulation atmosphérique (cyclones tropicaux, tempêtes extra-tropicales) sont + difficiles à appréhender en raison (a) d'un manque de données

homogénéisées d'observations, (b) d'une moins bonne représentation des phénomènes dans les modèles de climat, (c) d'un faible rapport signal/bruit, ou (d) de a, b, c et donc d. Pour les **cyclones tropicaux**, il existe néanmoins plusieurs résultats basés sur des expériences haute-résolution simulant des cyclones réalistes : en particulier les études s'accordent sur une diminution probable de leur fréquence, mais d'une augmentation de leur intensité (donc d'une augmentation de la fréquence des cyclones les + forts). Une interprétation est que les conditions atmosphériques favorables à la cyclogénèse deviennent – fréquentes en climat + chaud, mais qu'une fois déclenché, un cyclone a davantage d'énergie disponible (océan de surface + chaud) pour s'intensifier. Par ailleurs, les projections suggèrent une augmentation des précipitations associées (cf. paragraphe précédent), des phénomènes de surcôte lors de l'atterrissage (niveau marin + haut), et une extension vers les pôles de leur *terrain de jeu* en lien avec l'expansion des cellules de Hadley. Concernant les **tempêtes des moyennes latitudes**, les projections indiquent un léger décalage de leurs trajectoires vers les pôles, en lien avec les déplacements des courants-jets, mais restent incertaines sur d'éventuels changement de fréquence ou intensité.

En conclusion, se méfier des messages souvent trop simplistes sur l'évolution des événements météo extrêmes en changement climatique...