

Au 30N, la cassure correspondant à la tropopause dans le profil moyen de température se trouve vers 100 hPa et la couche isotherme est moins épaisse qu'aux moyennes et hautes latitudes. Au 10N, la couche isotherme est inexistante. La température décroît jusqu'à une température très froide d'environ -80°C vers 100 hPa puis augmente ensuite.

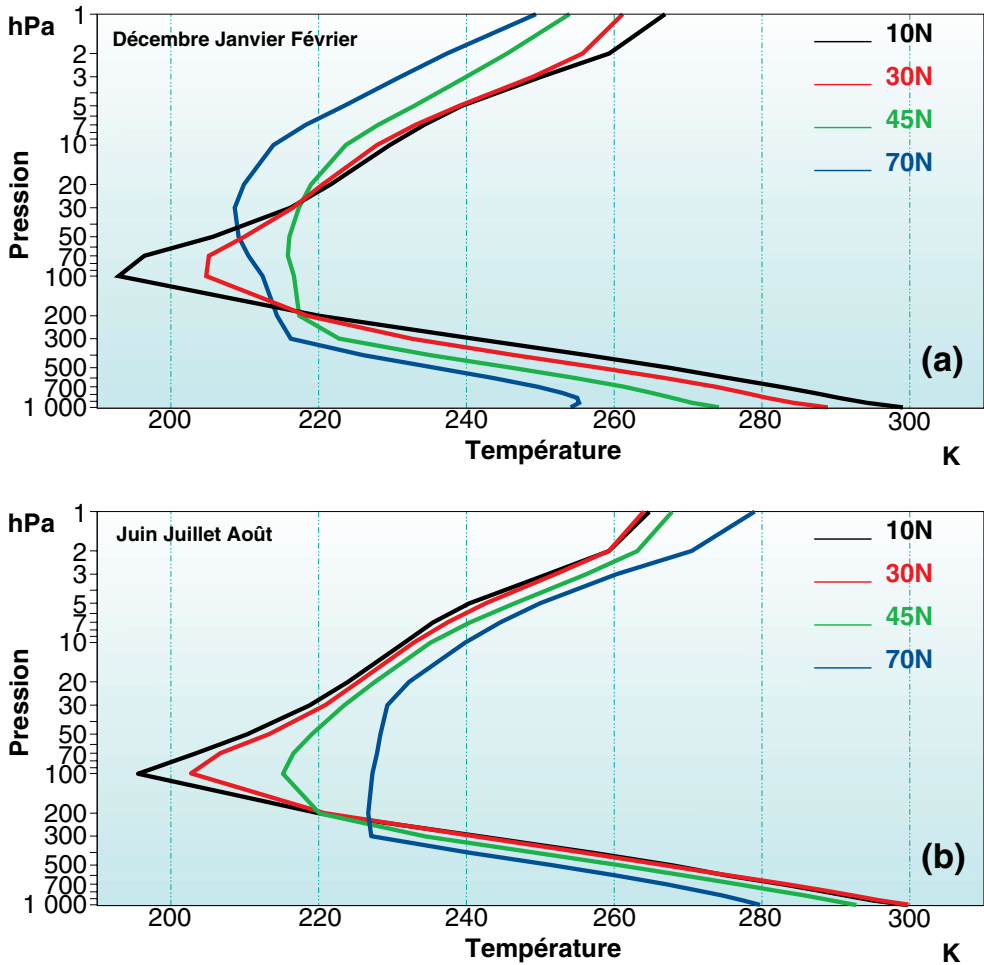
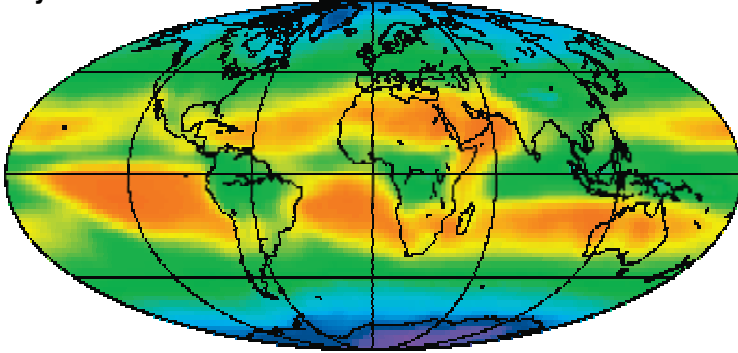


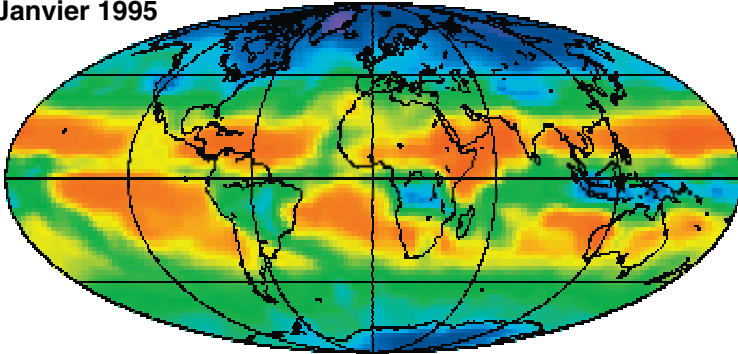
Fig. 3.2 — Profils verticaux de température moyenne entre 1 000 hPa et 1 hPa calculés à partir des réanalyses ERA40 aux 70N, 45N, 30N et 10N : (a) en hiver, (b) en été.

Le profil moyen de l'atmosphère aux moyennes latitudes a été utilisé en aéronautique pour définir une atmosphère théorique de référence, l'*atmosphère standard*, dont on se sert pour établir une correspondance systématique approchée entre altitude et pression. Les caractéristiques de l'atmosphère standard sont données dans l'encadré 3.2.

Moyenne annuelle



Janvier 1995



Juillet 1994

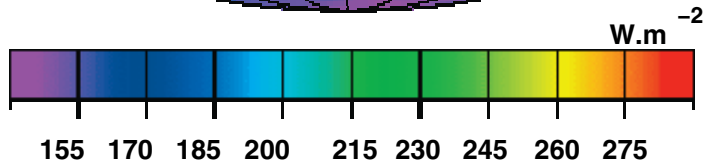
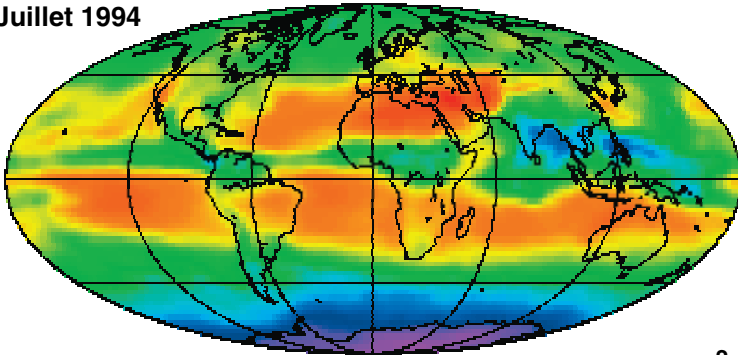
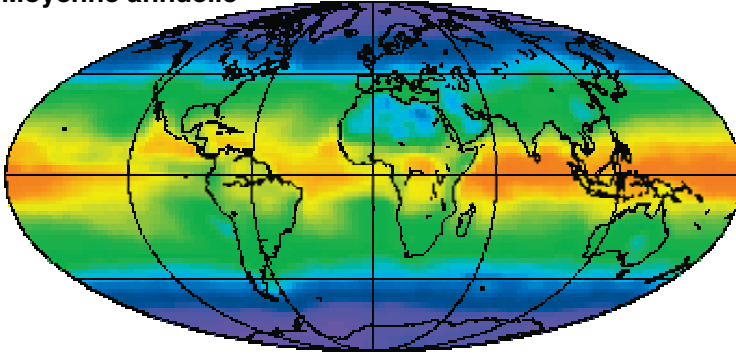
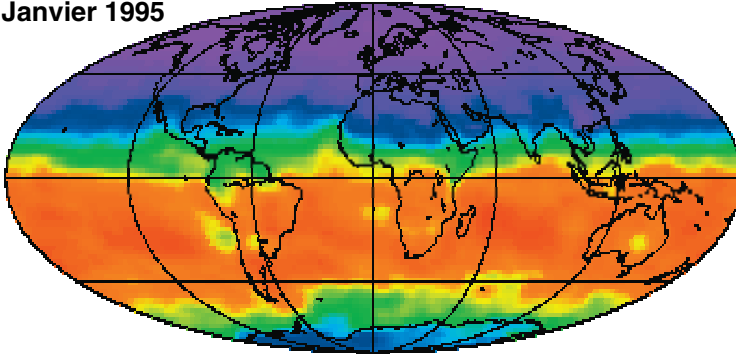


Fig. 3.7 — Flux infrarouge sortant au sommet de l'atmosphère. Source SCARAB-CNRS/LMD.

Moyenne annuelle



Janvier 1995



Juillet 1994

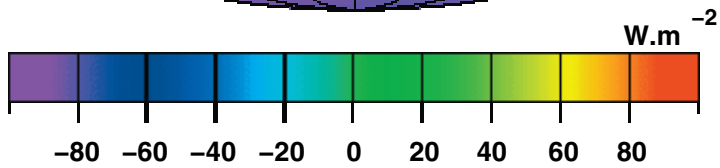
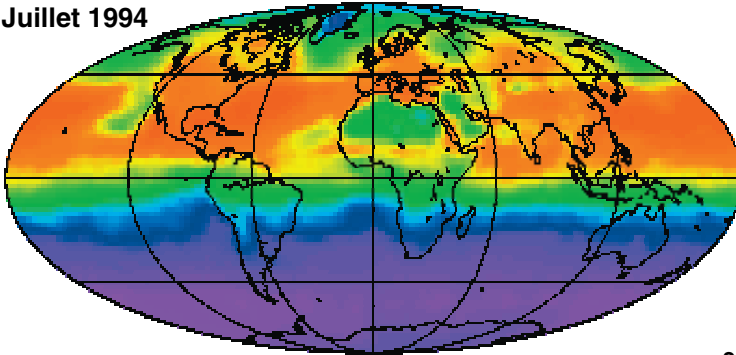


Fig. 3.8 — Flux radiatif net au sommet de l'atmosphère. Source SCARAB-CNRS/LMD.

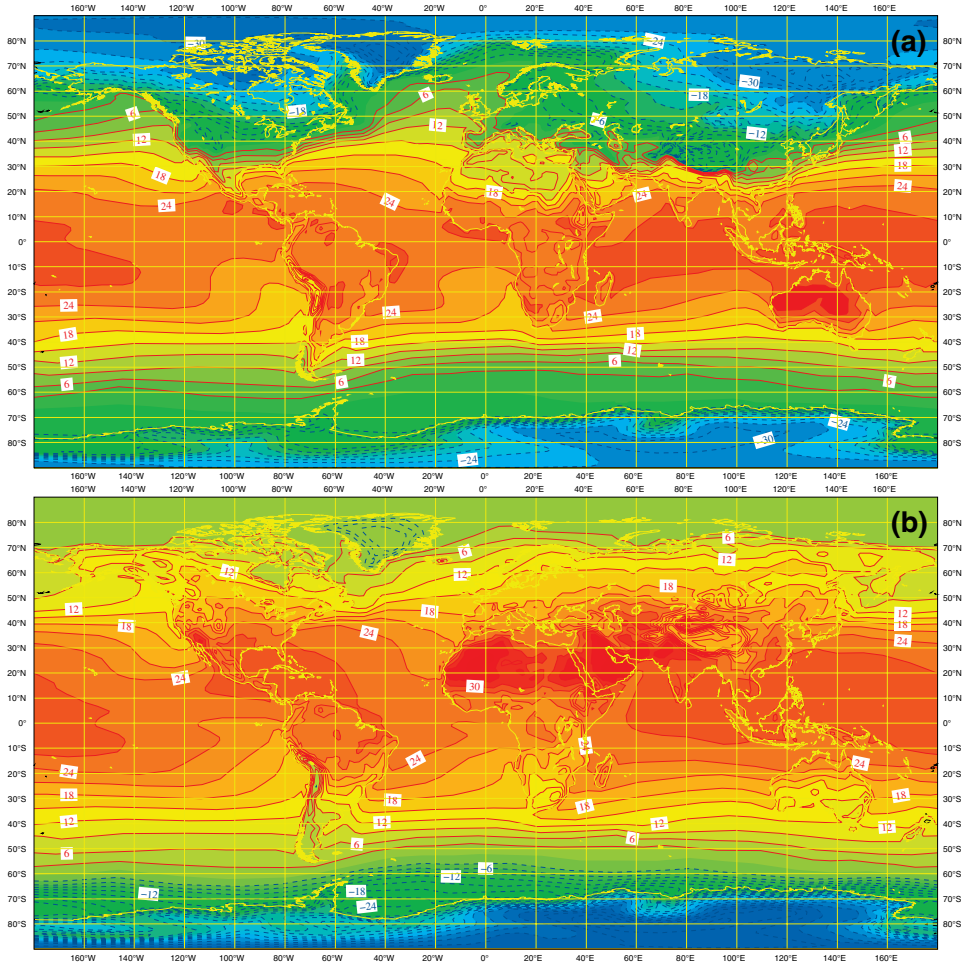


Fig. 3.11 — Champ de température à 2 m ($^{\circ}\text{C}$) moyenné sur les 44 ans de réanalyse ERA40 : (a) décembre-janvier-février; (b) juin-juillet-août.

jet subtropical. Ces noyaux de vent fort atteignent une valeur de l'ordre de $40 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ dans chaque hémisphère, le vent zonal moyen sous la tropopause étant cependant systématiquement plus fort à un niveau de pression donné dans l'hémisphère sud.

Dans l'hémisphère d'été, on observe également un noyau de vent zonal moyen fort à la tropopause, mais moins intense et plus proche du pôle qu'en hiver (40N et 50S).

Entre le 20N et le 20S, les vents moyens sont des vents d'est, beaucoup moins intenses que les vents d'ouest des moyennes latitudes. On observe un maximum près du sol, plus marqué dans l'hémisphère d'hiver qui est associé aux vents tropicaux de basses couches qu'on appelle les *alizés*. On observe un second maximum au niveau de la tropopause, plus marqué dans l'hémisphère d'été (en particulier dans l'hémisphère nord).

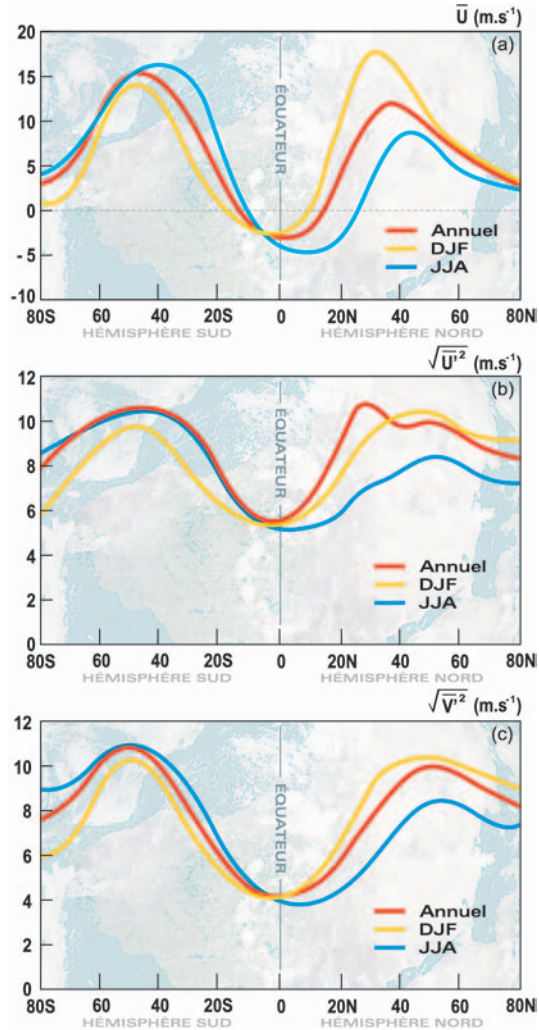


Fig. 3.12 — Profils méridiens en moyenne annuelle ou en moyenne saisonnière calculés sur 11 ans de données (63-73) : (a) de la moyenne zonale et verticale de vent zonal ($m.s^{-1}$), (b) de l'écart-type de vent zonal ($m.s^{-1}$), (c) de l'écart-type de vent méridien ($m.s^{-1}$). D'après [Peixoto and Oort, 1992].

La figure 3.14 montre la structure moyenne du vent zonal à 300 hPa, niveau proche de la tropopause. Ces cartes montrent que le jet subtropical moyen ne correspond pas à un axe de vent fort continu le long du 30^e comme pourrait le laisser penser la figure en moyenne zonale 3.13. La structure moyenne du champ de vent zonal est en effet influencée par la présence de continents et de chaînes montagneuses. La structure des noyaux de vent fort dans l'hémisphère nord est beaucoup plus irrégulière que celle de l'hémisphère sud. Dans l'hémisphère nord, le vent zonal à la tropopause est maximal

La figure 3.19 donne une idée de la variabilité temporelle de la masse atmosphérique en fonction de la latitude.

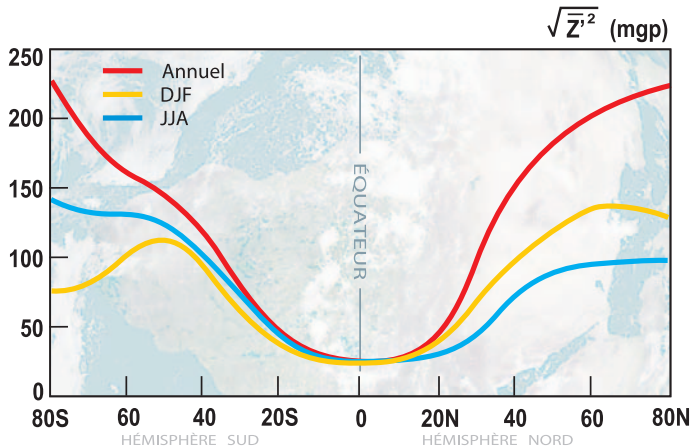


Fig. 3.19 — Profils méridiens en moyenne annuelle ou en moyenne saisonnière calculés sur 11 ans de données (63-73) de l'écart-type du géopotential (mgp). D'après [Peixoto and Oort, 1992].

On trouve que, comme pour le vent, la variabilité temporelle du champ de masse dans la bande tropicale est faible, alors qu'elle est très importante aux moyennes et hautes latitudes, en particulier en hiver. Les structures moyennes telles que la dépression d'Islande sont donc assez peu explicatives de la structure instantanée du champ de pression réduite au niveau de la mer.

3.3.4.3 Champs de pression en altitude

La valeur de la pression réduite au niveau de la mer, ou de la pression mesurée à la surface, nous donne une information sur la masse totale de la colonne d'air située au-dessus du point de mesure. Il est également intéressant de connaître la répartition de la masse dans cette colonne.

La figure 3.20 montre les valeurs de la pression moyenne à différentes altitudes (on obtient ainsi une information sur la masse moyenne de la colonne s'étendant entre cette altitude et le haut de l'atmosphère). On découvre ainsi que la pression moyenne à 5 et 10 km est plus forte dans la bande 30N-30S qu'aux moyennes et hautes latitudes.

On remarque aussi que les zones de hautes ou basses pressions au voisinage de la surface ne se prolongent pas nécessairement sur toute la colonne. Au niveau de l'équateur en particulier, les basses pressions près de la surface sont surmontées par des couches où la pression est plutôt plus forte qu'aux latitudes voisines (pour une altitude donnée).

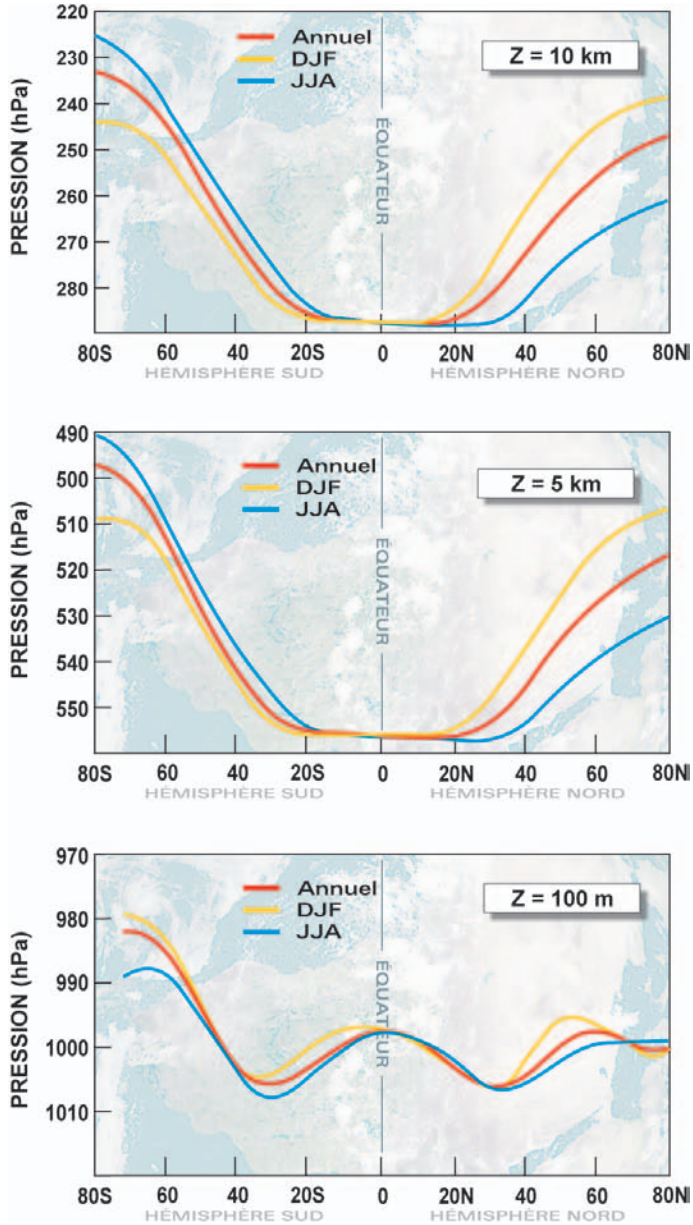


Fig. 3.20 — Profils méridiens en moyenne annuelle ou en moyenne saisonnière calculés sur 11 ans de données (63-73) de la moyenne zonale de la pression (hPa) à 100 m, 5 km et 10 km d'altitude. D'après [Peixoto and Oort, 1992].

3.3.6.1 Vent et géopotentiel, loi de Buys-Ballot

Les cartes de la figure 3.23 montrent les champs de géopotentiel et de vent moyen à 850 hPa. On observe que le vent « tourne », dans l'hémisphère nord, autour des anticyclones (hauts géopotentiels) dans le sens des aiguilles d'une montre et dans l'autre sens autour des dépressions (bas géopotentiels). Dans l'hémisphère sud, les sens sont inversés. On découvre ainsi la loi que les météorologistes connaissent sous le nom de *loi de Buys-Ballot*, loi qui donne le sens du vent de grande échelle en fonction de la position des maxima et des minima de pression (encadré 3.3). Nous aurons les éléments théoriques suffisants pour expliquer cette loi dans le chapitre 14.

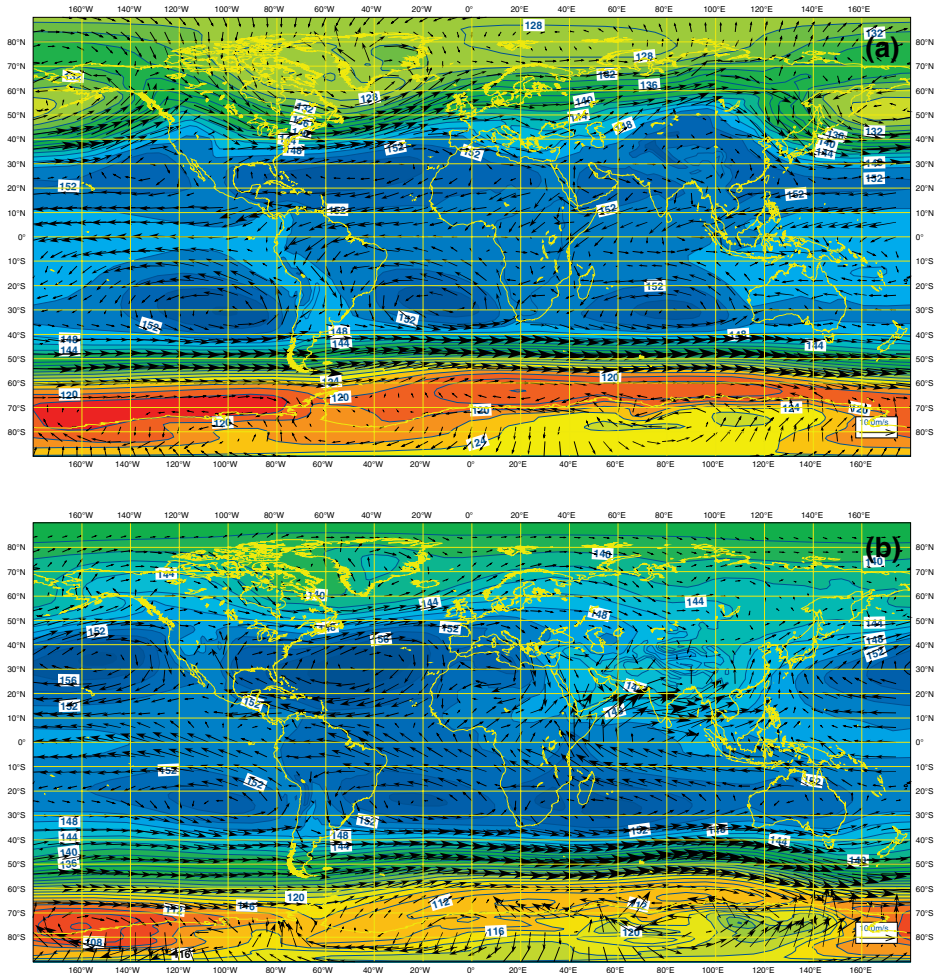


Fig. 3.23 — Champs de géopotentiel (damgp) et de vent à 850 hPa moyennés sur les 44 ans de réanalyse ERA40 : (a) décembre-janvier-février, (b) juin-juillet-août.

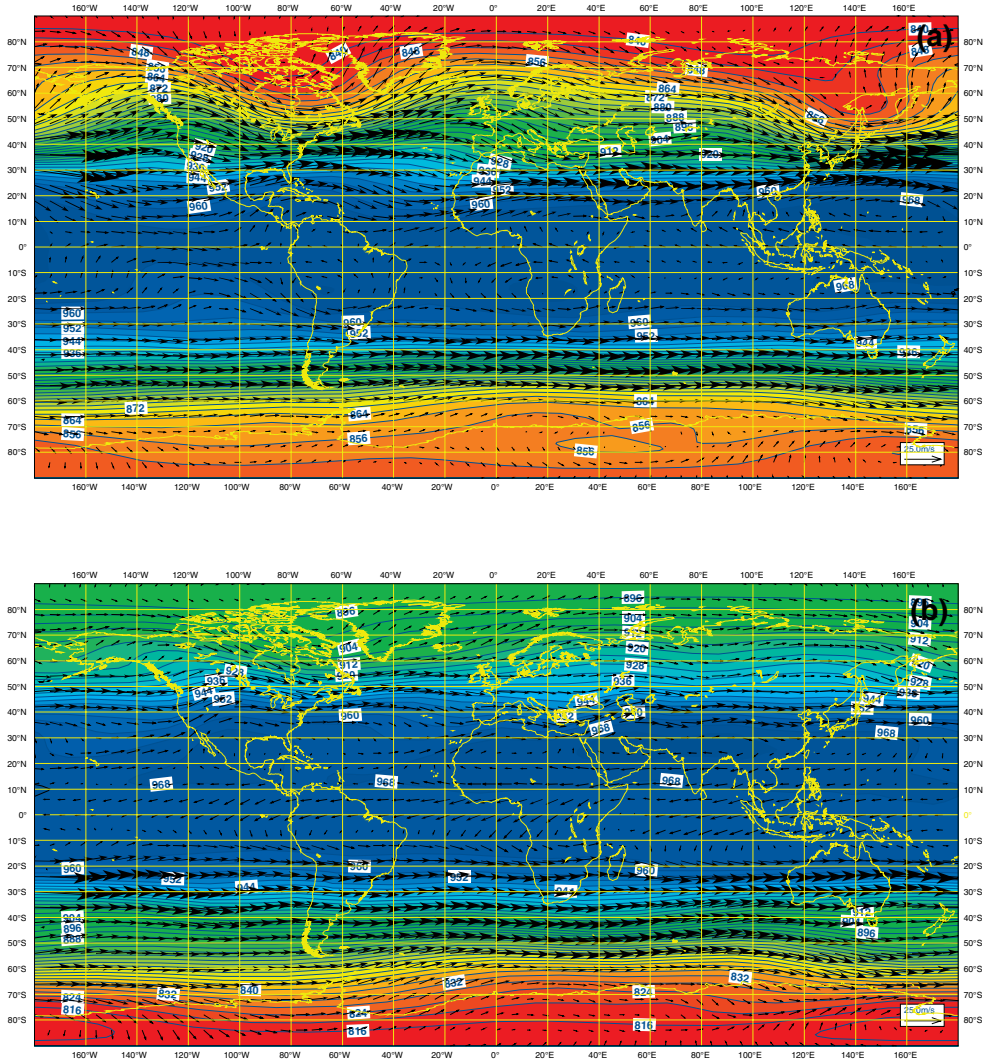


Fig. 3.24 — Champs de géopotential (damgp) et de vent à 300 hPa moyennés sur les 44 ans de réanalyse ERA40 : (a) décembre-janvier-février, (b) juin-juillet-août.

Le météorologue hollandais Christophorus Henricus Didericus Buys-Ballot (1817-1890) a déduit des observations météorologiques dont il disposait, que, dans l'hémisphère nord, le vent de grand échelle « tourne » dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour des zones de basses pressions, et dans l'autre sens autour des zones anticycloniques : le vent est presque parallèle aux lignes isobares et il laisse les basses pressions à sa gauche, les hautes pressions à sa droite. Buys-Ballot a également remarqué que le vent est d'autant plus fort que les lignes isobares sont plus resserrées.

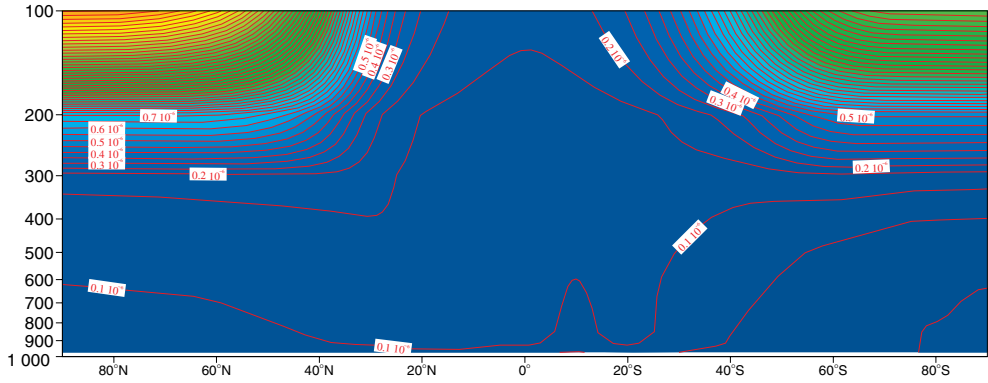


Fig. 3.26 — Moyenne zonale et annuelle du rapport de mélange massique d’ozone (masse d’ozone pour une unité de masse d’air, exprimée en kg/kg) entre 1 000 hPa et 100 hPa sur les 44 ans de réanalyse ERA40.

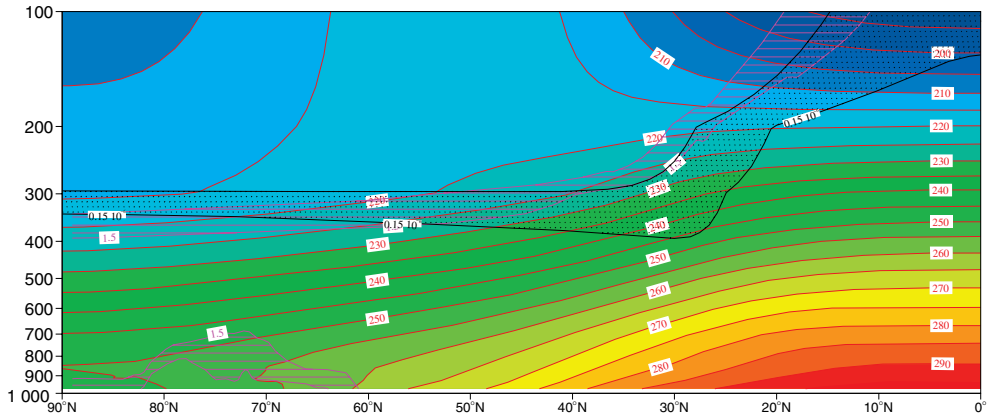


Fig. 3.27 — Comparaison entre le diagnostic thermique, le diagnostic en ozone et le diagnostic en tourbillon potentiel de la tropopause. Champ de température (K) en moyenne zonale et saisonnière (décembre-janvier-février) auquel on a superposé la couche comprise entre 150 et 200 ppm ($1 \text{ ppm} = 10^{-9} \text{ kg/kg}$) du rapport de mélange massique moyen d’ozone (noir) et la couche comprise en moyenne entre 1,5 et 2 pvu (magenta) pour la même saison.

En dehors de la zone équatoriale, on utilise maintenant couramment un autre paramètre qu’on appelle le *tourbillon potentiel*. Ce paramètre n’est pas directement mesurable, et nous n’avons pas encore les moyens théoriques de le définir proprement. Nous ne le ferons donc pas maintenant (mais dans la section 10.5). Nous nous contenterons ici de remarquer que ce paramètre est positif dans l’hémisphère nord et négatif dans l’hémisphère sud, mais qu’en valeur absolue, la structure moyenne du tourbillon potentiel est dans les grandes lignes, symétrique par rapport à l’équateur (figure 3.28).

La valeur absolue du tourbillon potentiel permet de différencier l'air d'origine troposphérique de l'air d'origine stratosphérique car, en moyenne, le tourbillon potentiel est faible et assez uniforme dans la troposphère (attention, l'ensemble des chiffres qui suivent se rapportent à des valeurs absolues), environ 0,5 unité de tourbillon potentiel ou 0,5 pvu (l'unité de tourbillon potentiel est usuellement notée pvu, pour « potential vorticity unit » en anglais), et il augmente ensuite très rapidement dans la stratosphère (figure 3.28). La transition entre la troposphère et la stratosphère se fait vers 1,5 ou 2 unités de tourbillon potentiel (figure 3.27). Le grand intérêt de ce paramètre un peu compliqué (en dehors du fait d'être bien différent dans la troposphère et dans la stratosphère) est qu'il est quasi *conservatif*, c'est-à-dire que la valeur du tourbillon potentiel associé à un « paquet d'air » (nous précisons cette notion de paquet d'air, que nous appelons *particule* de fluide, dans la section 4.2) est conservée par ce paquet d'air au cours du temps. Le tourbillon potentiel peut donc servir de *traceur* des paquets d'air.

La tropopause définie comme la surface 1,5 pvu est une surface « étanche ». En effet, dans la mesure où le tourbillon potentiel reste un paramètre conservatif, les particules de fluide d'origine stratosphérique caractérisées par une forte valeur de tourbillon potentiel conservent cette forte valeur. Elle ne peuvent donc pas traverser la surface 1,5 pvu pour se retrouver parmi des particules troposphériques à faible tourbillon potentiel. Réciproquement, les particules troposphériques à faible tourbillon potentiel ne peuvent traverser la surface 1,5 pvu pour se retrouver dans la couche à fort tourbillon potentiel.

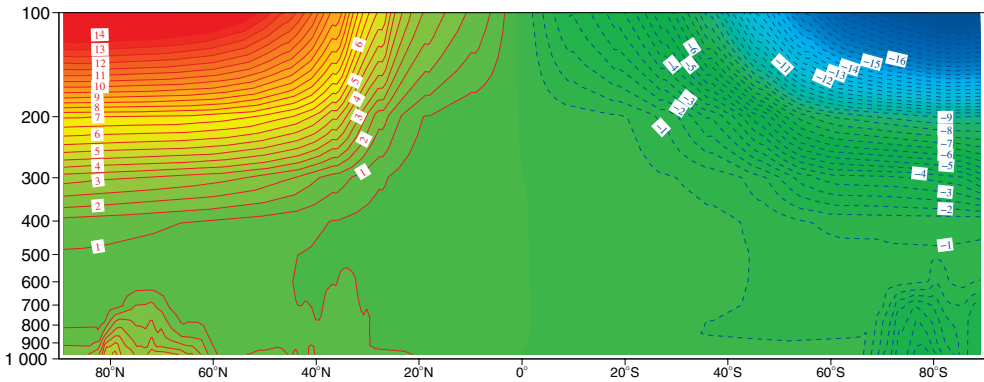


Fig. 3.28 — Moyenne zonale et annuelle du champ de tourbillon potentiel entre 1 000 hPa et 100 hPa sur les 44 ans de réanalyse ERA40.

En pratique, en dehors de la zone équatoriale, on utilise la surface 1,5 pvu ou la surface 2 pvu pour repérer la tropopause. Grâce à ce diagnostic, on peut également tracer des champs sur la tropopause en traçant les champs sur la surface 1,5 ou 2 pvu. La figure 3.29 montre ainsi les champs moyens de géopotential sur la tropopause calculés à partir de la réanalyse ERA40. On retrouve bien que'en moyenne, la tropo-