

Inversion des alizés

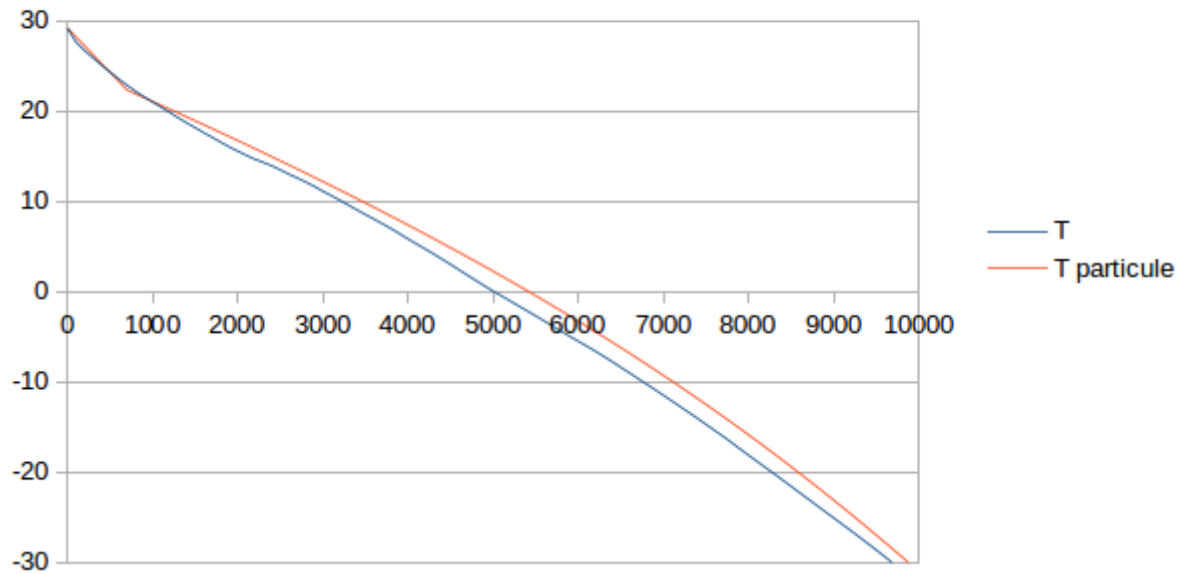
1) Climatologie de l'inversion thermique au dessus de la réunion à partir de profils mensuels moyens issus des radiosondages de Gillot

Mon but dans cette partie était de relier la zone de stabilité absolue qui surplombe la couche limite marine à la réunion et l'altitude moyenne de sommet des nuages. Pour cela j'ai utilisé les radiosondages de gillot entre 2012 et 2017 et j'ai calculé des profils (P,T,u,rh,Td) moyens mensuels. J'ai ensuite calculé le niveau de condensation à l'aide de la formule d'Epsy : $z_{cl}=125*(T_{sol}-T_{dsol})$ où T_{sol} est la température au sol et T_{dsol} la température de point de rosée au sol. Je me suis servi du fait que le gradient adiabatique sec est de 9.8 K/km et le gradient adiabatique de point de rosée est d'environ 1.8 K/km (le point de rosée diminue pour une particule subissant une ascendance le long d'une adiabatique insaturée, et ce, de façon relativement indépendante du contenu initial en vapeur d'eau de la particule). J'ai vérifié cette hypothèse en recalculant pour chaque altitude la pression en vapeur saturante : les deux méthodes donnent des niveaux de condensation identiques. A partir de là, je me suis servi de la formule de Clapeyron pour calculer la pression de vapeur saturante de la particule à chaque altitude, moyennant quoi, j'ai pu calculer le gradient adiabatique humide (cf moist adiabatic lapse rate tel que donné par l'American meteorological society) et ainsi la température théorique d'une particule subissant une ascension et n'échangeant pas de chaleur ni par rayonnement ni par diffusion thermique. Outre le niveau de condensation (qu'on a appelé LCL), on peut définir le niveau de convection libre (ou LFC) qui correspond à l'altitude à partir de laquelle la température de la particule devient supérieure à celle de l'atmosphère et peut poursuivre son ascendance. L'énergie d'activation nécessaire pour atteindre la LFC s'appelle la CIN, elle se calcule en prenant comme base la LCL et sommet la LFC. Au dessus de la LFC, la particule poursuit son ascendance théorique jusqu'à ce que sa vitesse verticale devienne nulle, cela se produit en pratique un peu au dessus du niveau pour laquelle sa flottabilité devient négative (ie la température de la particule repasse en dessous de la température du milieu ambiant). On appelle ce point le niveau de flottabilité neutre ou niveau d'équilibre (EL). L'énergie cinétique acquise par la particule entre la LFC et EL est appelée CAPE et l'énergie qu'il faut fournir pour poursuivre l'ascension au dessus d'EL est appelée 'upper negative area' sur les émagrammes (ou UNA). Plus UNA est élevé et plus l'altitude de sommet de nuage sera proche du niveau d'équilibre EL. On peut aussi définir l'indice de soulèvement ou lifted index (LI) à une altitude et/ou niveau de pression donné pour évaluer la stabilité de l'atmosphère. LI mesure la différence de température entre l'atmosphère ambiante et une particule en ascension adiabatique, un LI négatif indique une couche stable et un LI positif une couche instable propice à des développements convectifs.

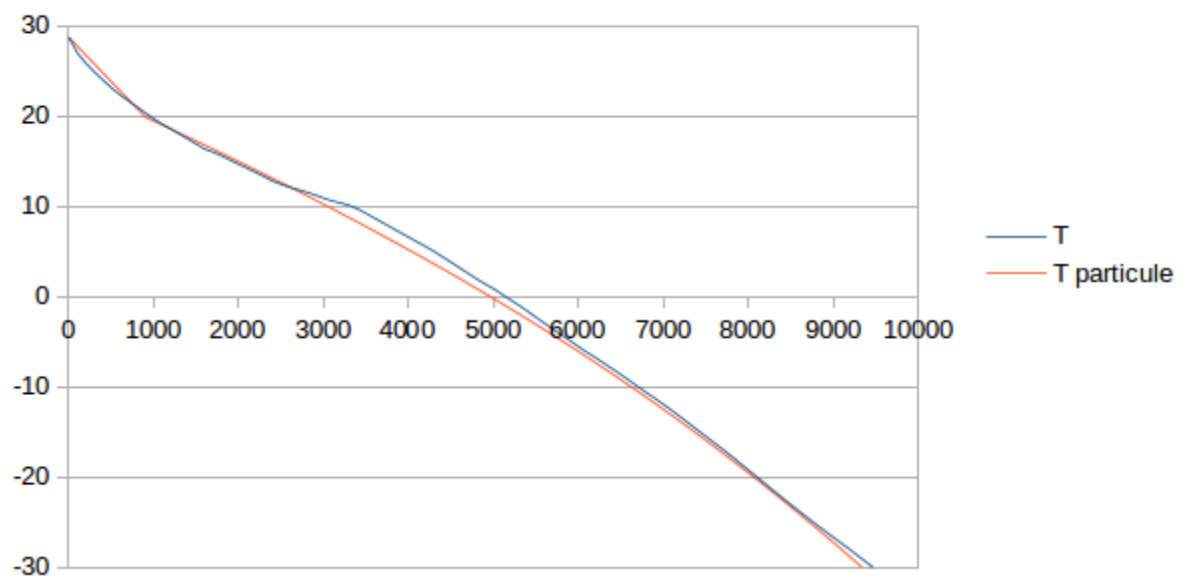
Sur les graphiques suivants j'ai tracé l'évolution moyenne de la température atmosphérique pour les mois de février, avril, août et décembre, et sur chaque graphique, l'évolution théorique d'une particule subissant une ascension depuis le sol. Le choix des mois correspond à la saison humide (janvier-mars), aux saisons de transition (avril et décembre) ainsi qu'à la saison sèche (mai à novembre). On peut voir que le profil de saison humide (février) a une température de la particule qui reste supérieur à la température de l'atmosphère libre soit un LI négatif sur presque toute la colonne. Cela traduit une atmosphère potentiellement instable avec la présence de convection profonde dans la zone. A l'inverse, le profil du mois d'août a un profil avec une température de la particule ascendante qui reste très inférieure à la température de l'atmosphère libre dès lors que l'on dépasse 2000m soit LI nettement positif au dessus de 2000m. Avant 2000m, on a une zone d'instabilité potentielle entre la limite de condensation (environ 1000m) et la zone quasi isotherme (entre 2000 et 3000m). Pour les profils de décembre et avril, la température de la particule est plus élevée que la température de l'atmosphère entre la limite de condensation (1000m) et environ 3000m puis elle devient légèrement plus faible, on a alors LI faiblement positif entre 1000 et 3000m et faiblement négatif au dessus de 3000m. On est dans une situation où la convection profonde peut se produire mais on a également un plafond nuageux qui peut rester à basse altitude. Néanmoins, la

situation où l'atmosphère est très instable se limite aux mois de janvier/février/mars, le reste du temps (d'avril à décembre), le niveau de flottabilité neutre reste autour des 2000m d'altitude (exception d'avril et décembre avec respectivement 2600 et 3300m). On peut alors en conclure que en saison sèche, l'altitude théorique du sommet des nuages plafonne à 2000m d'altitude, ce qui correspond par ailleurs à la limite supérieure des arbres le long des grandes pentes du nord et de l'ouest de l'île.

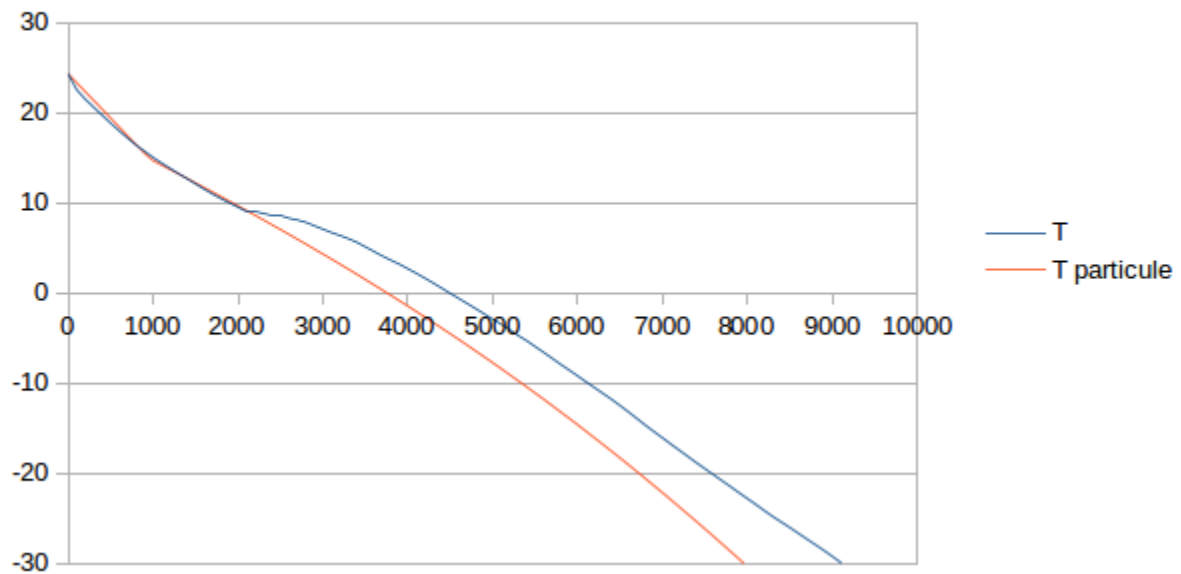
Profil thermique moyen à gillot en février



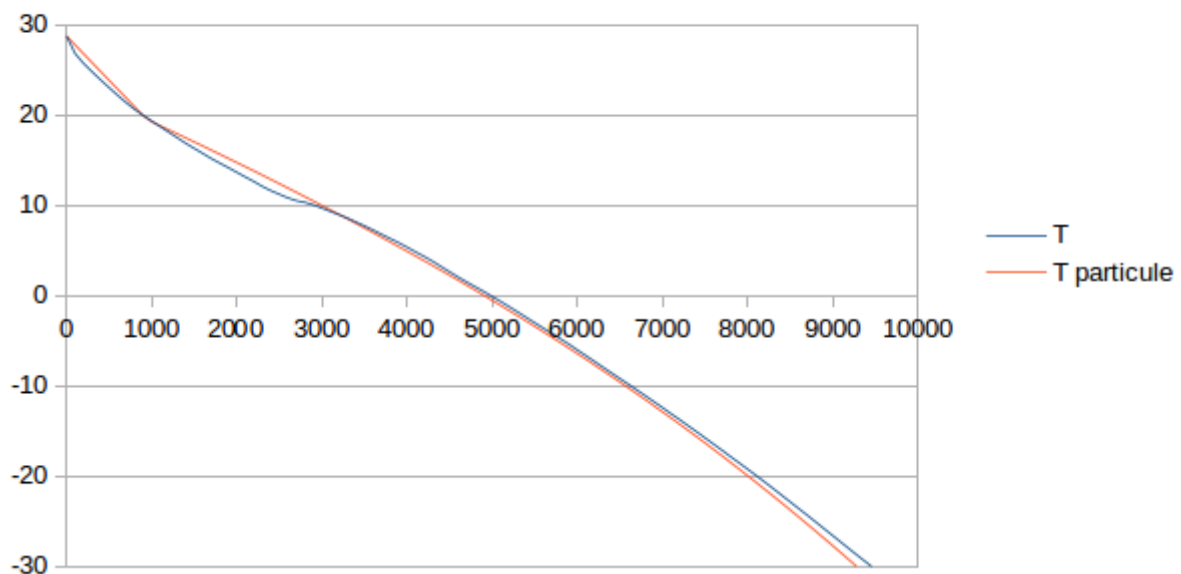
Profil thermique moyen à gillot en Avril



Profil thermique moyen à gillot en aout



Profil thermique moyen à gillot en décembre



La LCL est quant à elle relativement constante et varie entre 700 et 900m entre janvier et mars, entre 900 et 1100m entre avril et décembre. La hauteur moyenne théorique de la base des nuages varie ainsi peu au cours de l'année. On s'attardera sur la variabilité de ce phénomène un peu plus tard.

Dans le tableau suivant figurent les valeurs respectives de LI à 850hpa, 700hpa et 500hpa même si LI est classiquement défini comme étant la différence de température à 500hpa. J'ai fait le choix d'adapter la définition afin qu'elle soit plus appropriée en milieu subtropical/tropical. De cette façon on peut étudier la stabilité relative des différentes couches atmosphériques au dessus de la réunion.

	janvier	février	mars	avril	mai	juin	Juillet	Aout	septembre	Octobre	Novembre	Décembre
LI 850hpa	-0.3	-0.8	-0.4	-0.3	0.1	-0.1	0.3	-0.1	0.3	-0.2	-0.3	-0.7
LI 700hpa	-0.4	-1.1	-0.2	0.9	1.4	3.7	3.2	2.9	4.5	1.9	2.0	-0.2
LI 500hpa	0.2	-2.3	-1.0	0.6	5	5.5	7.6	5.3	7.4	3.0	2.2	0.4

On peut voir que la stabilité relative de la moyenne et haute troposphère (LI 500hpa) est très forte pendant les mois de mai à septembre. Les mois d'octobre à décembre voient cette stabilité diminuer graduellement à mesure que la ZCIT se décale vers le sud. Les mois de janvier à mars ont des profils légèrement instables (LI de 0 à -2°C). Des profils très instables avec des LI inférieurs à -6°C, caractéristiques de conflit de masse d'air (ex goutte froide ou front des moyennes latitudes) ne sont que rarement rencontrés aux latitudes tropicales qui ont en général des atmosphères relativement barotropes. La stabilité de basse couche (LI 850hpa) reste en général très faible (LI voisin de 0°C) ce qui est relativement bien traduit par un ennuagement en moyenne présent presque tout les jours sur les mi-pente de la réunion. Enfin le LI à 700hpa est faiblement négatif entre décembre et mars, traduisant une instabilité potentielle de la basse/moyenne troposphère, il augmente rapidement à partir des mois d'avril et mai du fait de la mise en place de la subsidence de grande échelle pendant les mois d'hiver.

Dans le tableau suivant figurent les valeurs (en mètres) des paramètres LCL, LFC et EL pour les différents mois, ces valeurs ont été établies à partir de profils moyens de radiosondages de Gillot. La variabilité journalière n'est ici pas prise en compte, ces résultats sont indicatifs et doivent, par conséquent, être pris avec précaution. On peut également que la durée de 6 ans de données est courte pour faire des moyennes mensuelles mais peut être considérées comme presque valable du fait de la faible variabilité (comparée à des régions tempérées continentales) inter-journalière et inter-annuelle du climat aux latitudes tropicales.

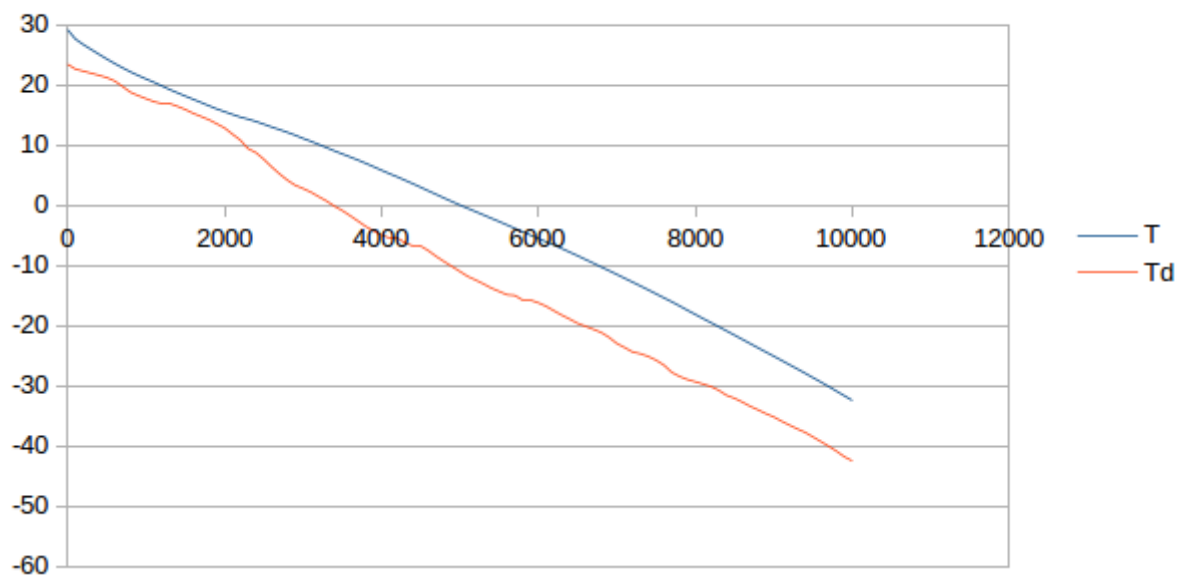
	janvier	février	mars	avril	mai	juin	Juillet	Aout	septembre	Octobre	Novembre	Décembre
LCL	880m	720m	810m	920m	1140m	970m	1060m	970m	1100m	940m	910m	940m
LFC	1270m	960m	1240m	1200m	1600m	1400m	-	1350m	1800m	1100m	1000m	1050m
EL	5100m	>10km	8800m	2600m	2050m	1930m	-	2100m	1920m	2080m	1880m	3230m

En conjuguant les deux tableaux précédents, on peut voir que le niveau de sommet des nuages peut être établi en moyenne vers 2000m entre mai et novembre : en effet le niveau d'équilibre se situe autour de 2000m et le LI associé à 700hpa et 500hpa traduisent une atmosphère stable et donc une possibilité d'overshoot (altitude de sommet de nuage nettement supérieure à EL) limitée.

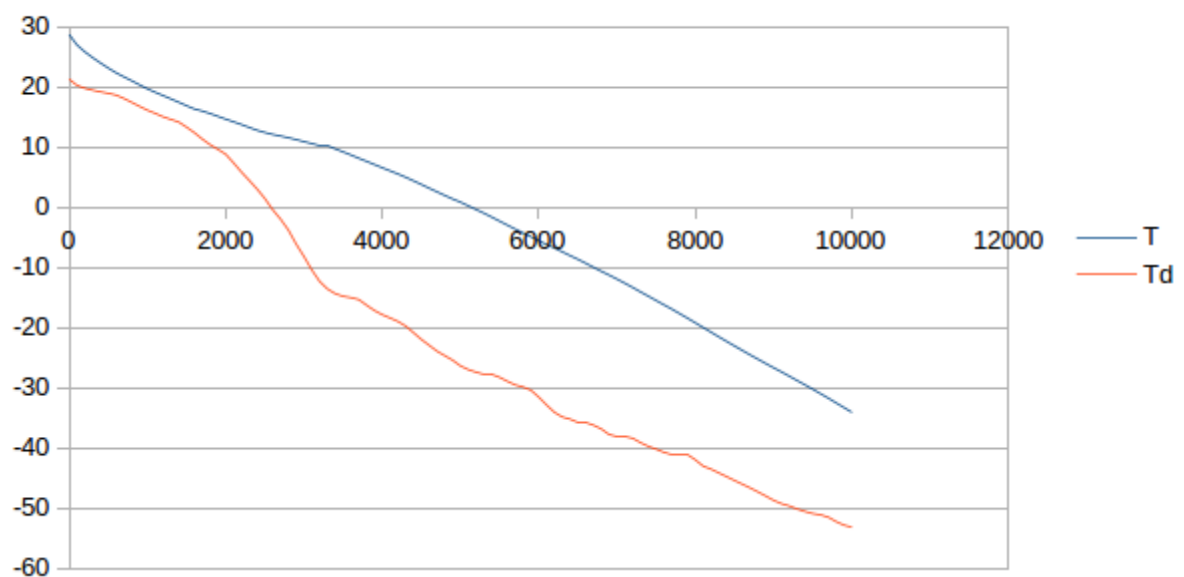
Regardons à présent la structure thermique et de point de rosée de l'atmosphère réunionnaise au cours des saisons. Là encore j'ai utilisés des profils mensuels moyens, ce qui fait que l'inversion thermique n'apparaît que peu (elle est peu marquée sur le profil moyen avec plutôt une isothermie mais elle peut ponctuellement présenter une amplitude de 5 à 10°C). La structure de cette inversion est associée à la présence d'air sec et est due principalement à une compétition entre l'air instable chaud et humide de basse couche et la subsidence de grande échelle présente aux latitudes subtropicales de l'océan indien durant l'hiver austral. Le profil T/Td présente une forme caractéristique de goulot, plus accentué durant l'hiver austral (aout). L'altitude de la zone d'air stable est en moyenne située entre 2000 et 3000m et varie peu tout au long de l'année. Le gradient thermique moyen dans cette zone est plus faible en hiver quand été, ce qui se traduit par une atmosphère plus instable l'été que l'hiver. En effet cette zone présente une barrière dynamique pour

des particules subissant une ascension depuis le sol. L'atmosphère libre surplombant la couche limite est caractérisée par de l'air très sec en hiver, en effet cet air est issu d'altitudes où le contenu en vapeur d'eau est très limité du fait des basses températures. L'altitude de l'air sec est un bon marqueur de l'altitude du sommet de la couche limite marine. L'air d'altitude est plus humide en été du fait de l'affaiblissement de la subsidence de grande échelle et de la présence de zones de convection profonde. La Réunion est d'ailleurs différente des autres zones dans lesquelles les études d'inversion des alizés ont été effectuées car elle présente soit des caractéristiques subtropicales (en hiver) soit des caractéristiques tropicales du fait du décalage des hautes pressions vers le sud-est durant l'été austral.

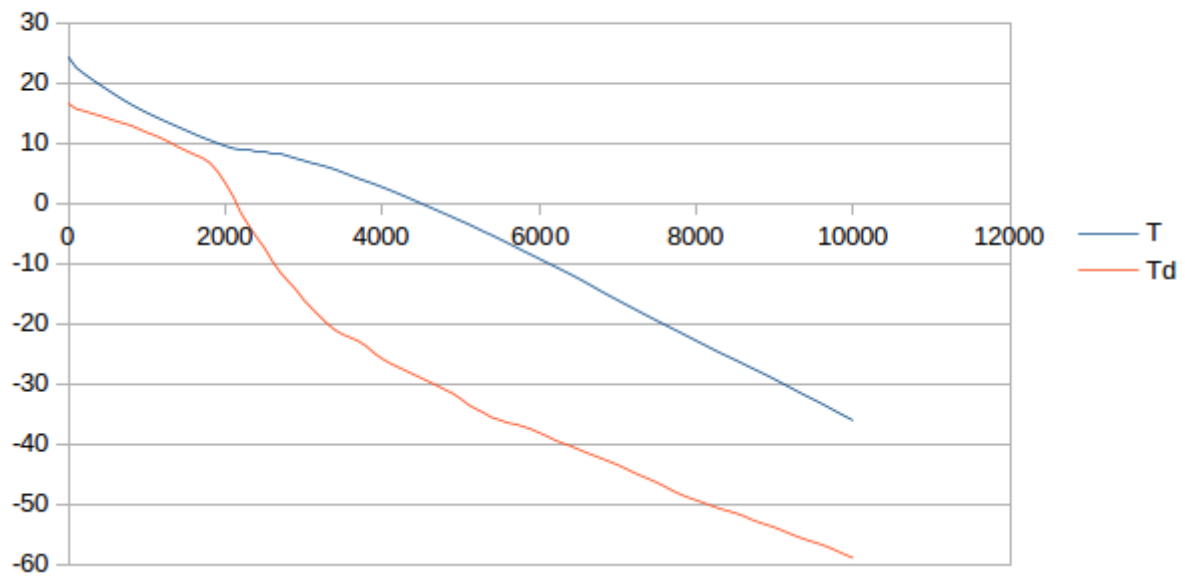
profil de température et point de rosée moyen en février à gillot



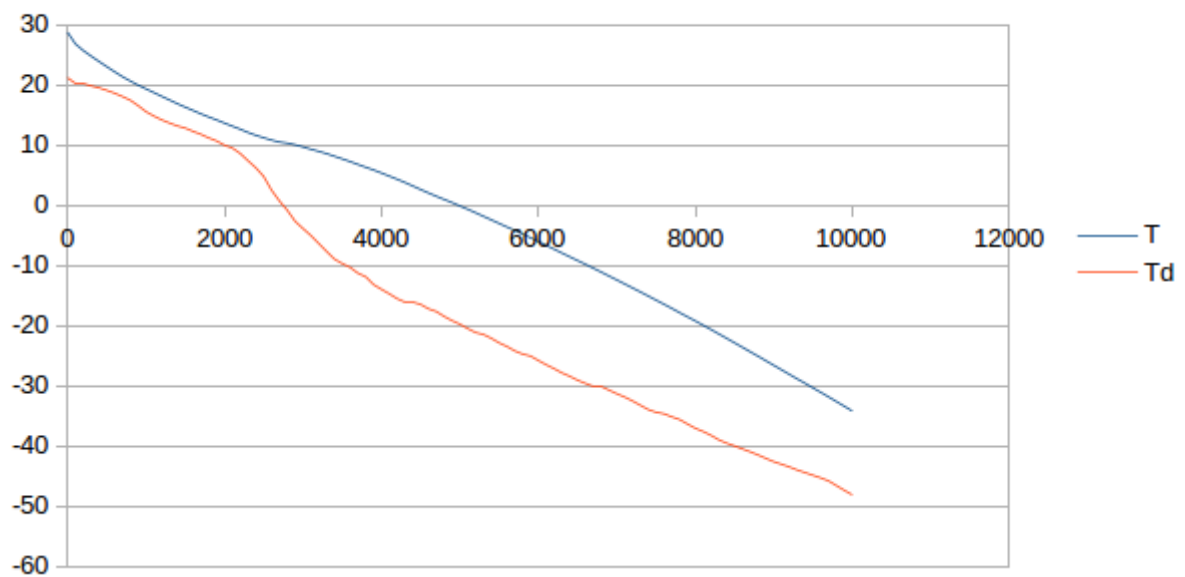
profil de température et point de rosée moyen en avril à gillot



profil de température et point de rosée moyen en aout à gillot



profil de température et point de rosée moyen en décembre à gillot



Une étude plus poussée des zones d'inversion thermique au dessus de la réunion et de leurs causes (sommet de couche limite marine, inversion de vent, isotherme 0°C) sera conduite dans les paragraphes suivant.

En conclusion de ce premier paragraphe, l'altitude théorique des nuages en saison sèche est principalement pilotée par la hauteur de la couche limite marine, celle ci étant elle même dépendante de l'intensité de la subsidence de grande échelle. Le calcul du point de flottabilité neutre (EL) donne des valeurs voisine de 2000m de mai à novembre, ce qui est corrélé à la fois à la hauteur de la couche limite (la limite supérieure de la couche limite est caractérisée par une baisse brutale de la température de point de rosée et une zone stable thermiquement) et à la limite supérieure des forêts de moyenne altitude le long des grandes pentes de l'ouest et du nord.

2) Climatologie mensuelle de la « TWI » à partir des profils journaliers

Une ou plusieurs inversions thermiques (ou couches stables) peuvent être présentes au dessus de la Réunion et ce, quelque soit la période de l'année. Ces couches d'inversions ont des origines et fréquences d'occurrence variables.

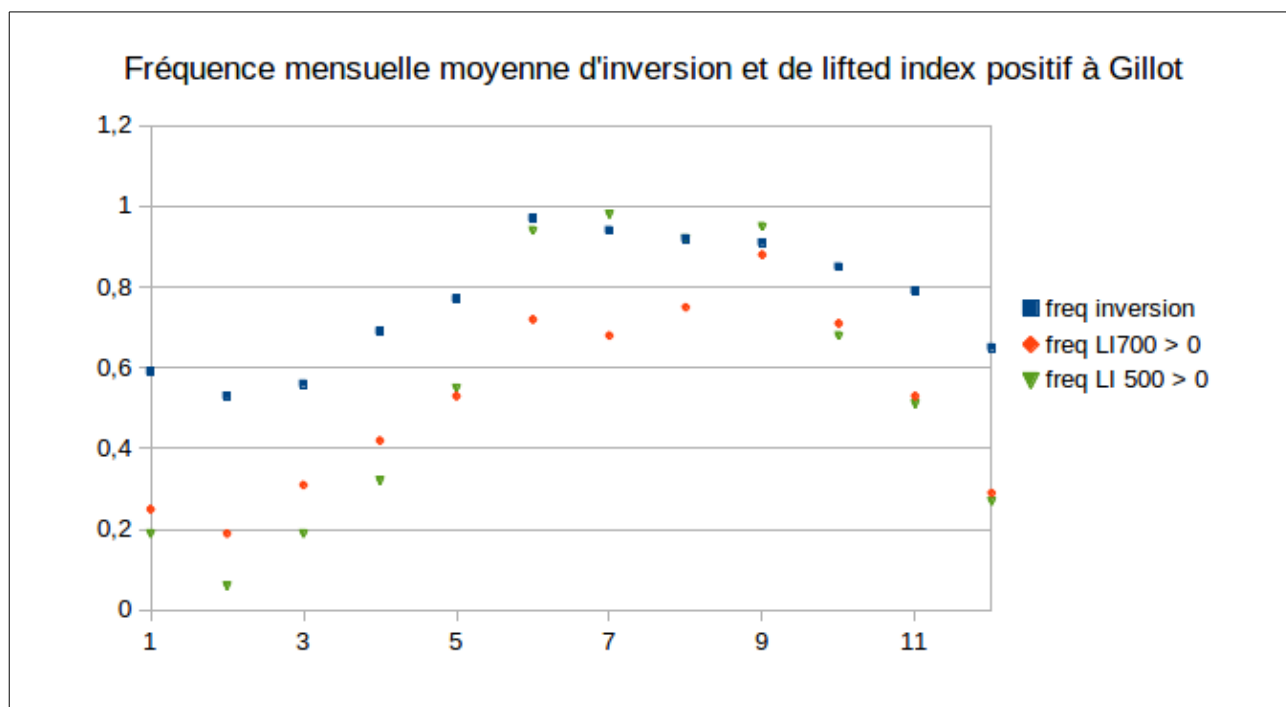
L'inversion la plus fréquente étant celle qui surplombe la couche limite marine. Elle est due à un conflit entre l'air instable chaud et humide de la couche limite océanique et la subsidence de grande échelle qui est présente tout au long de l'année à nos latitudes mais plus particulièrement pendant l'hiver austral. En effet la Réunion (21S 55E) se situe dans la branche descendante de la circulation de Hadley, cette subsidence a pour effet de drainer de l'air froid et donc contenant peu de vapeur d'eau des altitudes élevées vers les altitudes plus basses. Cette inversion est donc caractérisée par une baisse brutale de l'humidité relative et donc de la température de point de rosée. Il s'agit d'ailleurs d'un des critères utilisés pour sa détection, j'ai choisit comme critère que au sommet de l'inversion, la différence entre le point de rosée et la température mesurée doit être d'au moins 20°C. En effet, sous l'inversion de sommet de couche limite, le rapport de mélange reste quasi constant et l'air est proche de la saturation d'où des température de point de rosée généralement proches de la température mesurée.

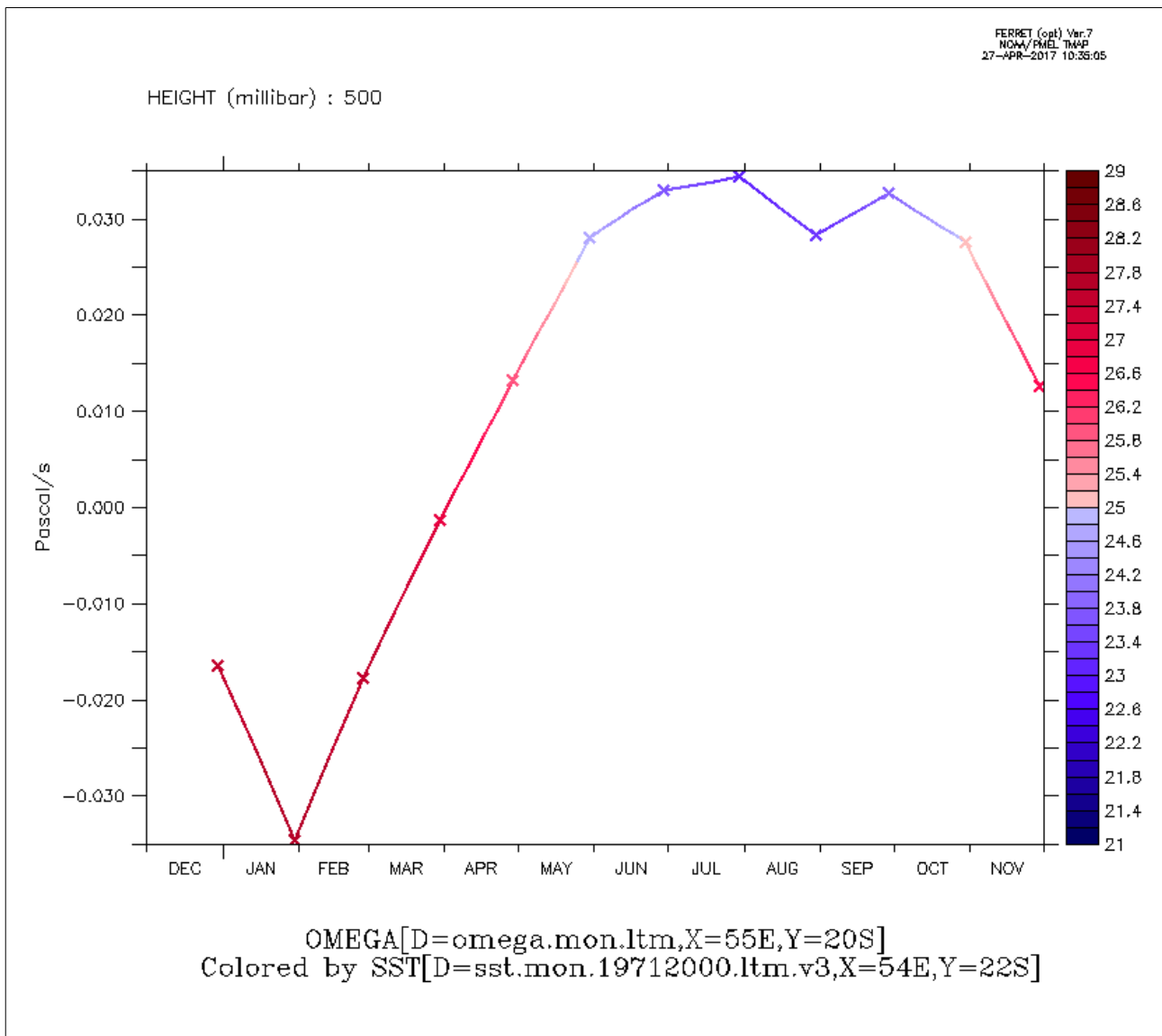
D'autres types d'inversions peuvent également intervenir d'après la littérature : certaines sont dues à la fonte des précipitation solide dans les zones de précipitation stratiformes (dégagement de chaleur latente) et ont des altitudes typiques de 4500 à 5000m. Ce type d'inversion est peu fréquent et se produit plutôt en été lorsque les sommets de nuages dépassent le point de congélation. Un second type d'inversion peut être du à la présence de deux masses d'air d'origines différentes, cela se traduit souvent par un cisaillement vertical de vent au voisinage de l'inversion et un entraînement de l'air entre les différentes masses d'air, c'est en général ce type d'inversion que l'on appelle inversion des alizés car elle est associée à une inversion de vent. Ce second type d'inversion est difficile à mettre en évidence à la Réunion du fait de la prédominance de l'inversion de sommet de couche limite mais est plus nettement visible sur les bords Est des océans atlantique et pacifique où la couche limite marine plafonne sous les 1000m d'altitude. On a alors dans ces régions une inversion dite des alizés clairement identifiable vers 2000m d'altitude. L'inversion principale située autour de 2000m est rarement associée à du cisaillement vertical de vent à la Réunion, les seuls cas nets où cela se produit correspondent à la remontée de talweg depuis les moyennes latitudes : en effet dans certains cas, les talweg sont uniquement présents en altitude et on assiste à un basculement des vents à partir de 1000m à 4000m d'une direction générale Est à Ouest.

Dans la suite de cette étude, nous nous concentrerons sur l'inversion de sommet de couche limite. La base de cette inversion se situe en moyenne annuelle à $2400\text{m} \pm 600\text{m}$ d'altitude, elle fait environ $300\text{m} \pm 135\text{m}$ d'épaisseur et la différence moyenne de température entre le sommet et la base est de $2^\circ\text{C} \pm 1.5^\circ\text{C}$. Elle est présente en moyenne 3 jours sur 4 mais sa fréquence d'occurrence varie entre 1 jour sur 2 en février et presque tous les jours de juin à septembre. La hauteur de la base de l'inversion est maximale en décembre et février (2650m) et minimale au début du printemps austral (2100m en octobre). Son épaisseur est relativement constante tout au long de l'année mais son intensité est plus faible l'été que l'hiver lorsque l'inversion est présente ($+1^\circ\text{C}$ en février contre $+3^\circ\text{C}$ en septembre).

L'évolution de la fréquence d'inversion est illustrée dans la figure suivante. Sur cette même figure sont également représentée les fréquence d'occurrence de LI supérieurs à 0 aux niveaux de pression 700hpa et 500hpa, pour rappel ces indices servent à caractériser la stabilité de la moyenne troposphère et moyenne/haute troposphère (de façon simplifiée un LI positif est synonyme de stabilité). Sans grande surprise, l'évolution des fréquence de LI positifs suit l'évolution de la fréquence d'inversion, cela est cohérent avec le fait que la convection de moyenne et forte extension

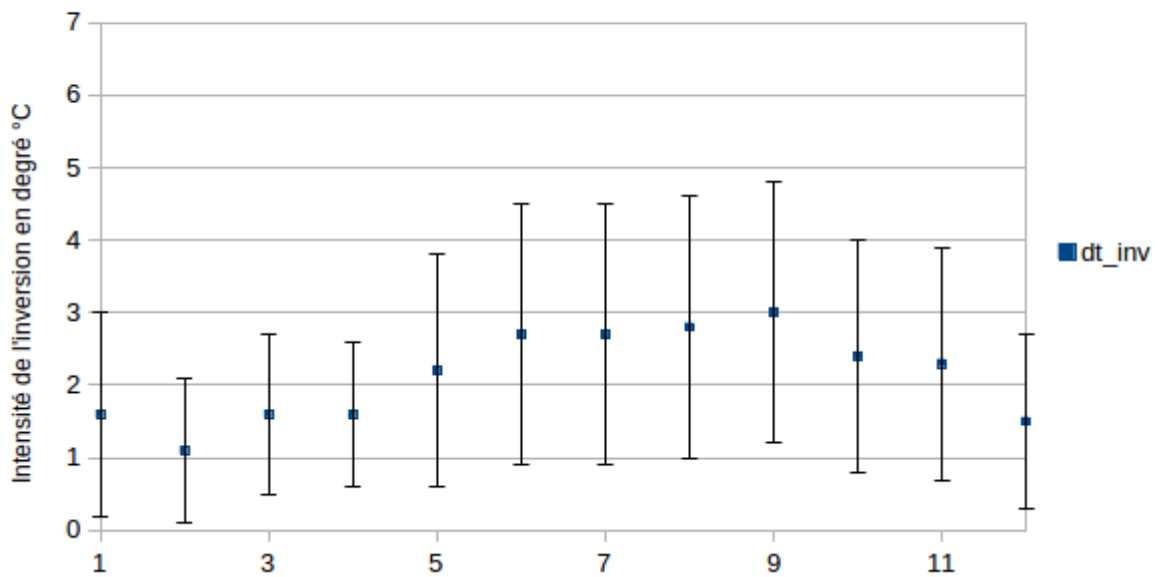
est plus présente pendant l'été austral. Ces évolutions peuvent être reliées à l'éloignement de l'anticyclone vers le sud est pendant l'été austral et l'affaiblissement de la subsidence de grande échelle. J'ai représenté immédiatement en dessous l'évolution de la moyenne mensuelle de la vitesse verticale en coordonnées pression à 500hpa (une vitesse verticale $dp/dt > 0$ correspond à de la subsidence) ainsi que la température de surface de la mer (ou sst) aux environs de la Réunion, ces données proviennent de réanalyses NCEP et les moyennes ont été faites sur la période 1980-2010 pour la vitesse verticale et entre 1971 et 2000 pour la SST. La subsidence est maximale du début du mois de juin jusqu'à la fin du mois d'octobre et minimale voir absente en moyenne pendant les mois de janvier à mars avec un minimum au mois de février (ce qui correspond au minimum d'occurrence de l'inversion de sommet de couche limite). La SST est quand à elle maximale en février et minimale à la fin du mois d'aout. On peut par ailleurs remarquer qu'il existe une forte inertie avec des température de surface de la mer encore élevées début mai (26°C) alors que le rayonnement est faible et des températures de surfaces relativement faible début novembre (25°C) alors que le rayonnement est presque maximal. Cette inertie se ressent également au niveau de la subsidence de grande échelle puisque celle ci reste forte jusqu'au début du mois de novembre et ne s'établit réellement qu'à partir de la fin du mois d'avril.



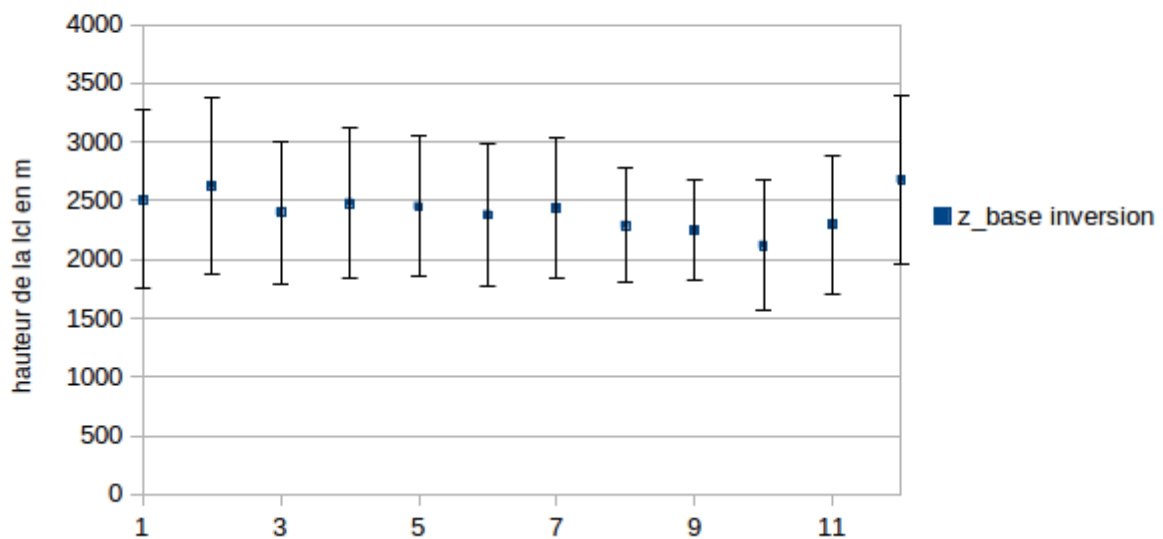


Dans les graphiques ci dessous j'ai représenté l'intensité mensuelle moyenne de l'inversion en degrés °C ainsi que la hauteur moyenne de la base de l'inversion.

Moyenne mensuelle de l'Intensité de l'inversion à Gillot

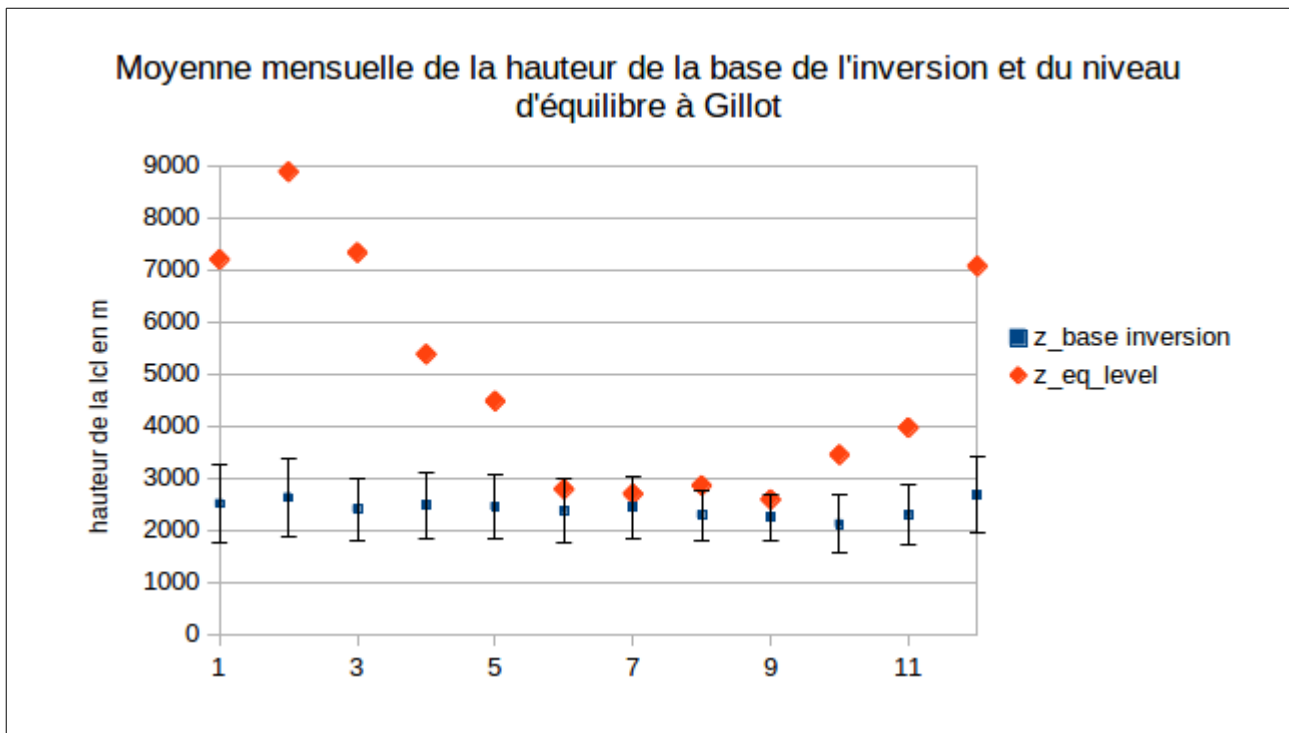


Moyenne mensuelle de la hauteur de la base de l'inversion à Gillot

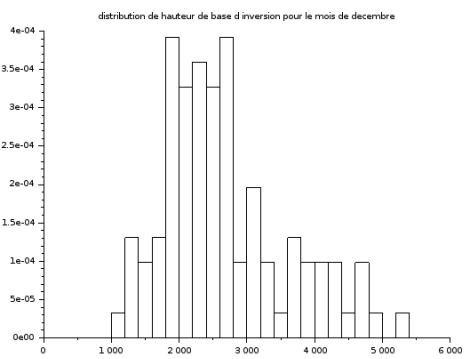
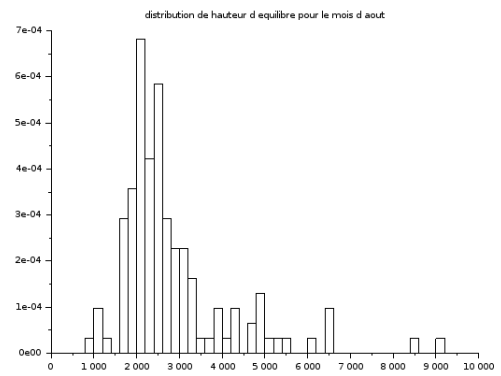
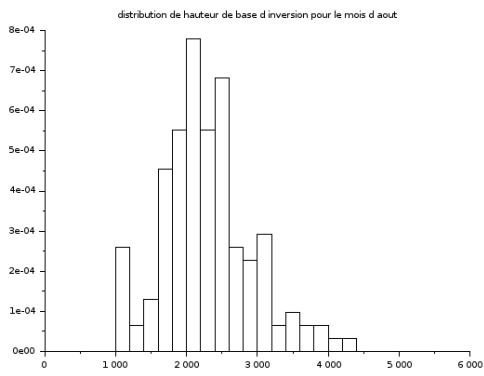
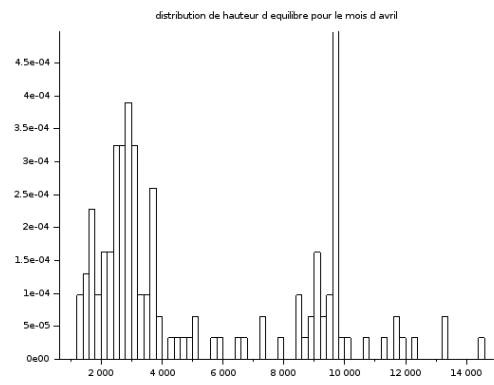
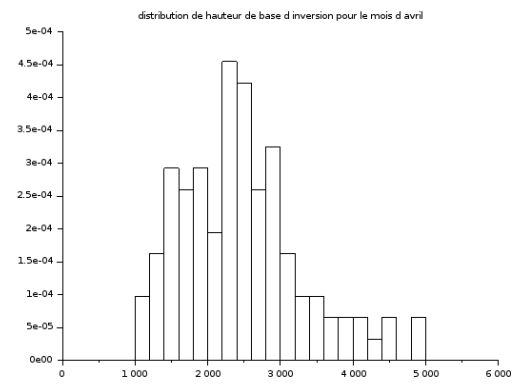
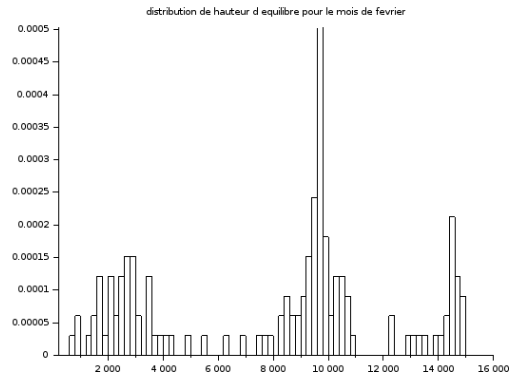
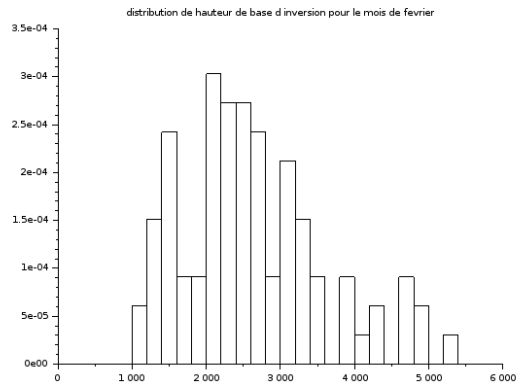


L'intensité maximale en septembre et la hauteur d'inversion minimale en octobre correspondent à la conjonction d'une subsidence maximale et d'une température de surface de l'océan encore faible par rapport aux valeurs estivales (le minimum de température se situe approximativement à la fin du mois d'août pour l'océan du fait de l'inertie thermique de l'eau). La variabilité journalière, tant sur la hauteur que sur l'intensité, est importante. L'écart type sur la hauteur de la base de l'inversion est en général de 600m (par exemple en octobre, l'inversion se rencontre entre 1600 et 2600m avec une valeur moyenne de 2100m). Les effets conjugués de la SST et de la subsidence sont difficilement discernables et sont en général conjugués (ex : effet d'El Nino, dipôle subtropical de l'océan indien). Je parlerai de façon plus exhaustive de ces effets dans le chapitre sur la variabilité inter annuelle et les tendances à long terme de sommet de couche limite marine.

Dans le graphique suivant, j'ai représenté la hauteur d'inversion et la hauteur d'équilibre (ou de flottabilité neutre) en moyenne mensuelle. On peut remarquer que la hauteur d'équilibre est très proche de la hauteur de base d'inversion pour les mois de juin à septembre mais que celle-ci s'éloigne de la hauteur de la base de l'inversion à mesure que l'on se rapproche de l'été. Cela est à mettre en relation avec le fait que l'inversion est moins fréquente et plus faible pendant l'été, de plus le forçage de surface est également plus fort entre octobre et décembre à cause du fort rayonnement sur l'île qui engendre un forçage diurne important, et entre décembre et mi-mai du fait de températures océaniques élevées (l'inertie de l'océan entraîne que la température maximale de l'océan est atteinte environ 2 mois après la période où le rayonnement est important, ce qui a pour conséquence de déphaser les saisons dans des régions où l'influence océanique est forte comme sur l'île de la Réunion).



Pour vérifier que la hauteur de la base de l'inversion était effectivement corrélée à l'altitude de flottabilité neutre, et, à l'altitude de sommet de nuage, j'ai étudié les distributions mensuelles en terme d'altitude de la base de l'inversion et de la hauteur d'équilibre (cf graphiques ci-dessous). J'ai effectué ce travail pour les mois de février (cœur de la saison humide), avril et décembre (mois de transition) et août (caractéristique de la saison sèche).



-Je vais d'abord m'intéresser, pour commenter les figures de la page précédente, au mois d'Aout (ligne 3). En effet durant ce mois les nuages ont en général une faibles extension verticale (sauf passage de front froids) et la corrélation est facile à voir entre la hauteur d'équilibre et la hauteur de la base de l'inversion. On peut voir que la fréquence de hauteur de base de l'inversion présente plusieurs maxima locaux mais que les principaux se situent aux environ de 2100m et 2500m. La distribution de hauteur d'équilibre possède une forme très similaire à celle de la hauteur de base d'inversion dans la tranche d'altitude 1000m-3500m et on retrouve également deux maxima à 2100m et 2500m. La corrélation importante entre hauteur de sommet de nuage et hauteur de sommet d'inversion se retrouve ainsi de façon plus évidente que lorsque l'on regardait la moyenne de la hauteur d'inversion et la moyenne de la hauteur d'équilibre.

-Si à présent on regarde ce qu'il se passe en saison humide, on peut voir que la distribution de la hauteur de base d'inversion présente des probabilités d'occurrence plus faible qu'en saison sèche mais où l'on peut tout de même identifiés des maxima locaux : autour 1700m, de 2100m à 2700m et autour de 3100m. La distribution de hauteur d'équilibre présente un profil très dispersé avec des hauteurs d'équilibres correspondant à une forte extension des mouvements de convection, cela dit, on peut tout de même identifier des maxima locaux vers 1700m, entre 2100m et 2900m d'altitude et vers 3500m pouvant être mis en relation avec la distribution de hauteur d'inversion.