

III. Les mécanismes du système climatique

Le système climatique évolue au cours du temps sous l'effet de processus internes et de contraintes externes, d'origine naturelle ou humaine. Ce mécanisme définit la variabilité du climat. Les modèles de climat s'efforcent de simuler au mieux son fonctionnement.

1. Les interactions aux seins du système climatique

C'est l'ensemble des processus physiques, chimiques, biologiques cités précédemment qui sont inclus dans chacune des composantes du système climatique, agissant à des échelles de temps et d'espace très diverses. Ces derniers sont « ouverts » et « couplés » : ils échangent de la masse, de l'énergie, de la quantité de mouvement et des constituants minoritaires [62]. Donc, c'est la résultante de l'ensemble du mécanisme interne de la variabilité du climat.

Le Couplage Terre-Atmosphère :

Le sol et les océans se refroidissent par évaporation et par transpiration de la végétation, une perte d'énergie regagnée par l'atmosphère lorsque la vapeur d'eau se condense. L'eau retourne à la Terre et à l'océan par les précipitations, les rivières et les fleuves (cycle de l'eau).

Le Couplage Océan-Atmosphère :

L'océan couvre environ 70 % de la surface du globe. La surface de la mer est le lieu de transmission de l'énergie et la matière de l'océan vers l'atmosphère sous forme de chaleur sensible et de chaleur latente, et du milieu extérieur (atmosphère, espace) vers l'océan sous forme de rayonnement. En retour l'énergie venant de l'océan est régie par un phénomène de rétroaction vers l'atmosphère affectant la circulation atmosphérique, le temps et le climat. Les différences d'échelle des variations spatiales et temporelles entre les deux milieux rendent très complexes les processus d'échange, qui dépendent des régions océaniques. En effet, le cycle d'évolution d'une particule dans l'atmosphère est de l'ordre du jour et de la semaine, pour l'océan, elle est de l'ordre du millier d'année. La résultante de ces faits est la dynamique de l'atmosphère et de l'océan.

2. Les perturbations

Le climat peut être perturbé par de nombreux facteurs. Ces perturbations peuvent avoir une origine naturelle ou être dues aux activités humaines (perturbations anthropiques).

Forçage climatique :

En climatologie, on parle de forçage (climatique ou radiatif) pour désigner les perturbations dans l'équilibre énergétique de la Terre, qui engendrent des changements de températures. Il s'agit donc de la différence entre l'énergie radiative reçue et l'énergie radiative émise par un système climatique donné. Positif (plus d'énergie reçue qu'émise), il tend à réchauffer le système. Négatif (plus d'énergie émise que reçue), il tend vers un refroidissement.

On distingue classiquement les forçages naturels (solaire et volcanique) et les forçages anthropiques :

❖ **Les forçages naturels** : La perturbation d'origine solaire (ou forçage externe, astronomique) provient principalement de la variation dans le temps de l'activité solaire ainsi que des variations astronomiques de l'orbite terrestre. Le forçage volcanique résulte de l'émission dans l'atmosphère, durant les éruptions volcaniques, d'importantes quantités de poussières et de gaz qui contribuent à rendre l'atmosphère moins transparente au rayonnement solaire (effet parasol conduisant à un refroidissement).

❖ **Les forçages anthropiques** : les émissions de GES et d'aérosols, la déforestation et plus généralement la modification des surfaces végétales par les activités humaines.

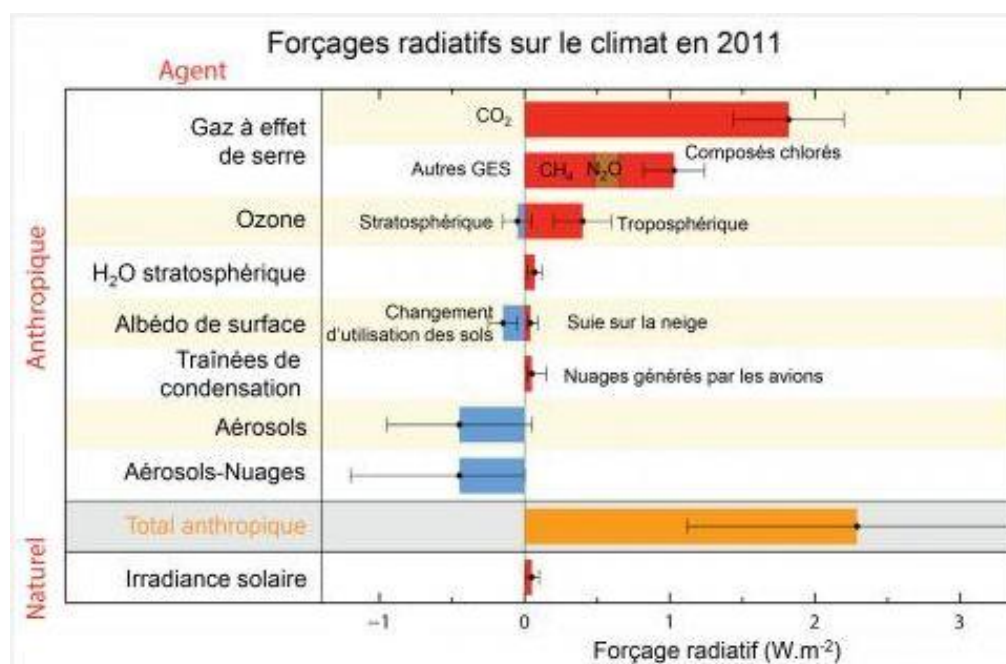


Figure 7 : Forçage climatique mondial

Source : GIEC

3. Ondes équatoriales

Principaux facteurs du mécanisme des variabilités climatiques ENSO et IOD. Notamment les ondes de Kelvin et Rossby. Ce sont des ondes océaniques baroclines non dispersives dont la vitesse de phase décroît avec la profondeur de l'interface, en considérant la force de Coriolis : la vitesse maximale correspond au premier mode barocline, c'est à dire à l'oscillation de la thermocline.

Sous les tropiques, la circulation océanique est différente de celle des moyennes et hautes latitudes car l'ensoleillement y est plus intense et l'influence de la rotation de la Terre y est plus subtile. Cette influence s'exprime comme une force s'exerçant sur les fluides océanique et atmosphérique, appelée force de Coriolis. Loin de l'équateur celle-ci est importante et, combinée au forçage exercé par les vents, donne lieu à des circulations fermées sous forme de grands tourbillons (gyres). À mesure que l'on se rapproche de l'équateur, la force de Coriolis diminue, pour finalement s'annuler à l'équateur. Alors que ses variations méridiennes sont négligeables loin de l'équateur, elles sont primordiales pour la dynamique équatoriale. En prenant en compte la variation de la force de Coriolis avec la latitude dans les équations du mouvement océanique a, linéarisées autour d'un état d'équilibre, des solutions

ondulatoires sont obtenues (Matsuno, 1966) ; cela signifie que le mouvement océanique autour de l'équateur, approximativement entre 10°N et 10° S, peut être décomposé comme une superposition d'ondes. Une onde consiste en une anomalie du niveau de l'eau et de la profondeur de la thermocline, associée à une anomalie de courant, qui se propage le plus souvent le long du « guide d'ondes » équatorial. Dans le cas d'une élévation du niveau de l'eau accompagnée d'un approfondissement de la thermocline, on parlera d'onde de downwelling ; dans le cas contraire, d'une onde d'upwelling.

Il existe différents types d'ondes. Celles qui jouent le plus grand rôle dans le fonctionnement d'ENSO et de l'IOD sont les ondes de grande échelle et basse fréquence dites « de Kelvin » et « de Rossby » (Lighthill, 1969 ; Gill et Clarke, 1974). Une onde de Kelvin (trait plein) est une anomalie à l'équateur qui se propage vers l'est à une vitesse proche de 3,0 m/s, tandis qu'une onde de Rossby (trait pointillé) se caractérise par deux anomalies symétriques de part et d'autre de l'équateur qui se propagent vers l'ouest à une vitesse proche de 1,0 m/s. L'amplitude de chaque onde est exprimée en cm de niveau de la mer (ceci correspondant à un coefficient unité de l'onde), Figure 8.

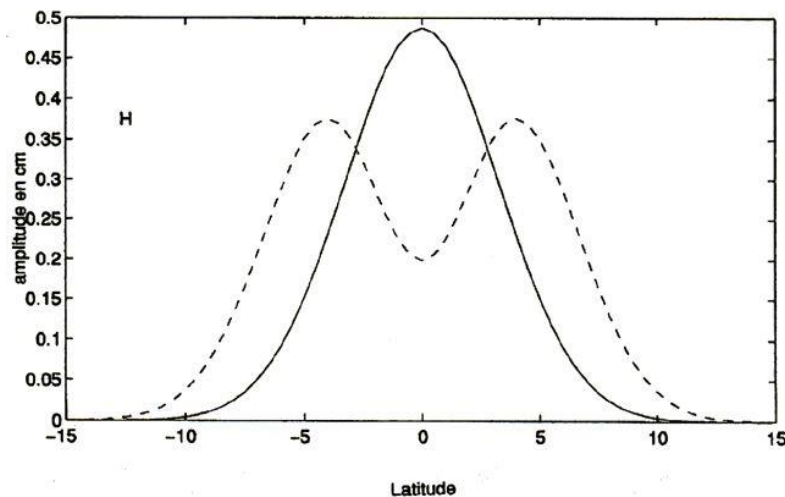


Figure 8 : -Structure méridienne des ondes en fonction de la latitude

Source : CNRS

Une anomalie de vent, par exemple, engendre la formation d'ondes de Kelvin et de Rossby, comme décrite par la figure 9 ci-dessous. Anomalies de la profondeur de la thermocline (traits pleins : approfondissement, pointillés : élévation) et de courant (flèches foncées) associées aux ondes de Kelvin et de Rossby formées par un coup de vent d'ouest (flèche épaisse).

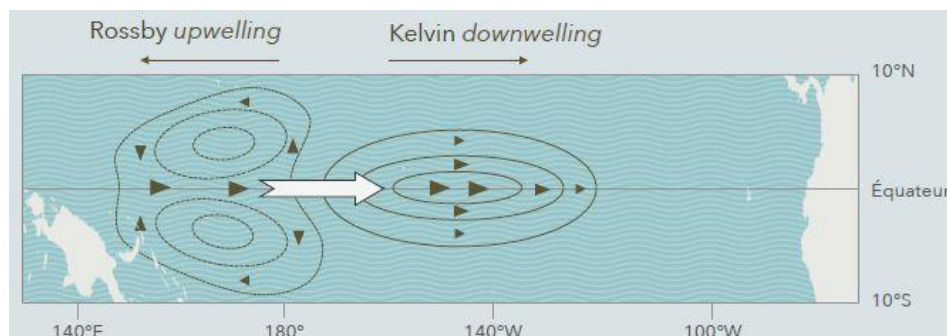


Figure 9 : Propagation des ondes de Kelvin et de Rossby. Schéma adapté de Philander et al. (1984) et Boulanger (2003).

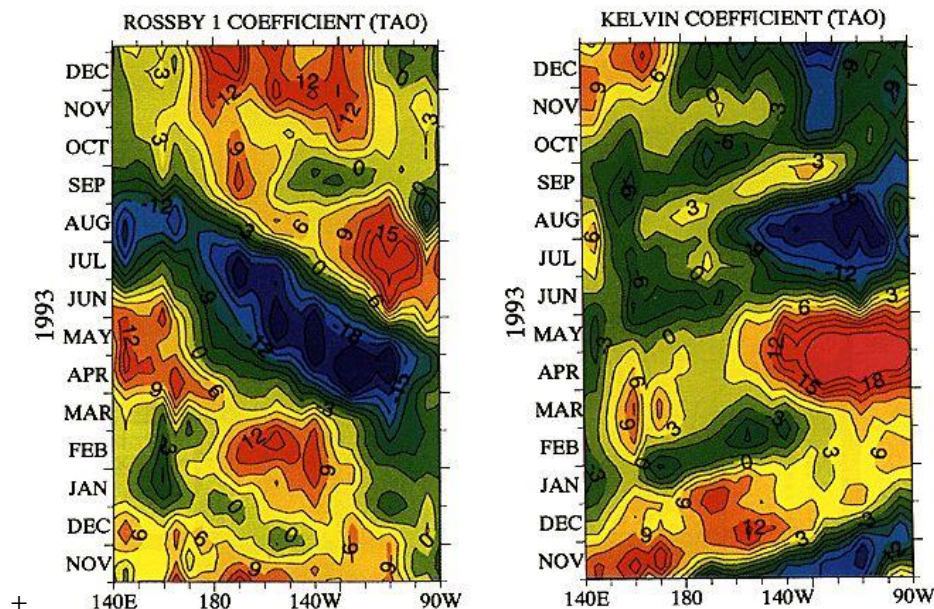


Figure 10 : Coefficients des ondes de Kelvin (à droite) et Rossby (à gauche) en fonction de la longitude et du temps, calculés à partir des données du réseau de mouillage TOGA-TAO, 1993

Source : CNRS

[62] Pour connaître l'amplitude de l'onde à une latitude donnée, il faut multiplier le coefficient indiqué par l'amplitude de la structure méridienne représentée en figure 10. Les ondes d'"upwelling" (abaissement du niveau de la mer) sont donc représentés en bleu-vert et celles de "downwelling" (élévation du niveau de la mer) en jaune-rouge. On peut, par exemple, constater (figure de gauche) la génération d'une onde de Kelvin de "downwelling" à 140E en novembre 1993, d'amplitude à l'équateur de $(12 \times 0,5)$ soit 6 cm, qui se propage vers l'est et arrive en s'atténuant en février 93 à 90W. On peut également remarquer (figure de droite) la naissance d'une onde de Rossby d'"upwelling" à 110W, d'amplitude à 4°N et 4°S de $(21 \times 0,38)$ soit 8 cm, se propageant vers l'ouest et arrivant en août à 160°E.

4. Les rétroactions climatiques

Une rétroaction désigne l'action en retour d'un système à la modification d'un paramètre. Les mécanismes de rétroaction peuvent amplifier le changement (rétroaction positive) ou le freiner (rétroaction négative).

❖ **La vapeur d'eau** : Principal gaz à effet de serre, la vapeur d'eau réagit très vite aux changements climatiques : plus il fait chaud, plus l'eau s'évapore et plus l'atmosphère contient de vapeur d'eau, ce qui augmente encore l'effet de serre et renforce de ce fait le réchauffement. En Europe, 70 % du réchauffement actuel proviendrait de la vapeur d'eau.

❖ **Le cycle du Carbone** : La possibilité d'une rétroaction positive entre changement climatique d'origine anthropique et cycle du carbone a été mise en évidence depuis peu. L'évolution de la température et des teneurs en vapeur d'eau de l'atmosphère pourrait en effet diminuer significativement l'efficacité des puits naturels (océan et végétation) à absorber le CO₂ anthropique. Ceci aurait pour conséquence une accélération de l'augmentation de la concentration du CO₂ atmosphérique et donc une

amplification du changement climatique. Et notons que, d'après le rapport du GIEC en 2007, le taux de dioxyde de carbone a passé de 280 à 293 parties par million [43].

5. L'effet de serre

C'est un sous-système propre à l'atmosphère. Suite à l'énergie solaire absorbée, la surface terrestre émet en retour un rayonnement infrarouge que les nuages et les gaz à effet de serre (vapeur d'eau, dioxyde de carbone, ozone et méthane pour les plus importants) absorbent et retournent en grande partie vers le sol par l'intermédiaire des molécules de l'atmosphère qui diffuse l'IR dans toutes les directions. Une partie de cette dernière est perdue dans l'espace. La différence entre l'IR perdues dans l'espace et émises dans l'atmosphère et le sol par les molécules de GES, sous forme de chaleur piégée, un peu comme sous les vitres d'une serre constitue l'effet de serre [53] [30].

Pour une estimation grossière, la valeur de l'effet de serre normale est de 155 W.m^{-2} qui correspond à une température de 33°C . Le forçage radiatif est de $2,4 \text{ W.m}^{-2}$, soit $+1,5^\circ\text{C}$ (GIEC, Mars 2017). C'est l'effet de serre additionnel anthropique.

IV. Scénarios des changements climatiques

Un scénario climatique est une projection simple mais possible du monde futur sur différents aspects avec un certain degré de confiance, fondé sur les différents forçages mentionnés dans ce chapitre, à la section 2-III.2.i. Pour analyser le futur du changement climatique, les experts du GIEC ont établis les SRES en 2001 et 2007 pour décrire les concentrations de gaz à effet de serre. Dans le 5^{ème} rapport, le GIEC a établi une nouvelle approche pour y remédier, les RCP. Après 2006, les traits continues correspondent aux RCP et les traits en pointillés, les scénarios SRES (figure 11).

La CCNUCC (article 1), définit « le changement climatique » comme étant des changements de climat qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat [43].

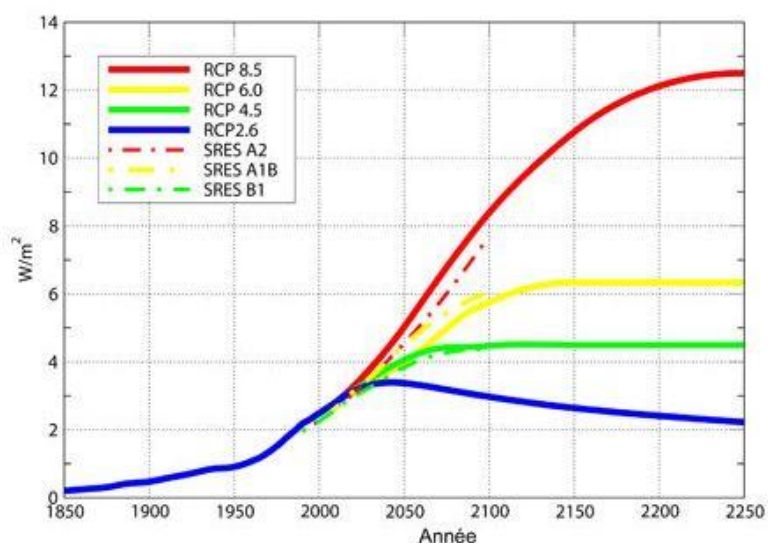


Figure 11 : Évolution du bilan radiatif de la terre ou « forçage radiatif » en W/m^2 sur la période 1850-2250 selon les différents scénarios.

Source : GIEC, 2013

Section 3 Synthèse de l'analyse des systèmes

Tous ce qui a été vue dans ce chapitre, définissent les fonctionnements du changement et de la variabilité climatique. Autrement dit, la variation naturelle intra et interannuelle du climat (à court terme), par réflexion de ce qui a été vue précédemment, c'est La résultante des actions du mécanisme du système climatique sur les fonctionnement et échange énergétiques de celui-ci. Finalement, le changement climatique sera probablement à l'origine de l'accentuation non de la fréquence mais de l'intensité des variabilités climatiques et des extrêmes climatiques à long terme, suite à la variation des paramètres externes (forçages extérieurs), mais aussi à l'interaction des processus internes (rétroactions du système). Notons aussi qu'à l'échelle géologique, le changement climatique est la modification de l'excentricité, de l'obliquité et de la précession de la terre par les facteurs astronomiques qui provoque l'alternance des périodes de glaciation et de réchauffement.

Pour conclure ce chapitre, il est à retenir que l'anomalie climatique de l'année 2016-2017 sur laquelle se base notre étude présente des relations de cause à effet venant du changement et de la variabilité climatique.

Chapitre 3 : Les Précipitations

La présentation des généralités sur ce chapitre sera un guide pour le lecteur puisque notre étude se base sur l'anomalies pluviométrique.

Par définition, Ce sont des météores qui tombent sur la surface de la terre, sous forme liquide (Bruine, pluie, averse) et / ou solide (neige, grésil, grêle) ainsi que les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre). Elles proviennent de la condensation des eaux évaporées et transpirées venant de la surface [11]. Le chapitre sera détaillé comme suit : le cycle de l'eau et ensuite le mécanisme des précipitations.

Section 1 Le cycle de l'eau

I. Généralités

Les eaux circulent en permanence sur la terre et subissent des changements d'état. L'importance de ces modifications fait de l'eau le principal agent de transport d'éléments physiques, chimiques et biologiques. L'ensemble des processus de transformation et de transfert de l'eau forme le cycle hydrologique.

II. Fonctionnement

Le cycle de l'eau se résume comme l'arrivée des précipitations sur la surface terrestre, une partie ruisselle à la surface (ruissellement) formant rivières, fleuves, lacs, et une autre s'infiltré (infiltration) en profondeur pour former les nappes phréatiques. Puis, les eaux retournent dans l'atmosphère par évaporation et transpiration pour y revenir à l'état initial (précipitation) par la condensation [11]. On peut exprimer ceci par l'équation du bilan hydrique (toutes les unités sont en mm) :

$$P + S = R + E + (S + \Delta S) \quad (6)$$

P : précipitations (liquide et solide)

S : ressources disponibles à la fin de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace)

R : ruissellement de surface et écoulements souterrains

E : évaporation (y compris évapotranspiration)

S + ΔS : ressources accumulées à la fin de la période étudiée.

Section 2 Le mécanisme des précipitations

I. Formation des précipitations

Tout d'abord, il est évident que sans nuages, il n'y aura pas de précipitations. Donc, il s'avère important d'expliquer dans un bref résumé la formation des nuages, ensuite les processus physiques (particulièrement le changement de phase dans le Chapitre 2-Section 1-I-2-iv de cette partie) interagissant pour que les gouttelettes d'eau tombent sur le sol.

1. Formation des nuages

La génèse des précipitations est un processus assez complexe débutant de la formation des nuages jusqu'à l'atterrissage des gouttelettes d'eau sur le sol. Pour que se forme un nuage Il faut :

❖ **Des courants d'air ascendants** : le soulèvement orographique (relief), le soulèvement à grande échelle (la convergence horizontale des masses d'air), et le soulèvement convectif (instabilité thermique au sein du masse d'air).

❖ **De la vapeur d'eau** : matière première du nuage, sous forme de chaleur latente émis vers l'atmosphère.

❖ **Des noyaux de condensation** : les aérosols de l'atmosphère (des poussières minérales, des produits de combustion, des sels ou solutions de sels hygroscopiques, ainsi que des bactéries dans des débris végétaux)

2. Les processus de refroidissement

Effectivement, une parcelle d'air soulevée dans l'atmosphère voit sa pression diminuer. Elle se détend alors de façon plus ou moins adiabatique, sa température diminue et son humidité relative augmente. Si le refroidissement est suffisant, l'humidité relative dépasse les 100 % ; une partie de la vapeur d'eau qui est contenue dans la particule d'air se dépose alors sur des aérosols et forme de minuscules gouttes d'eau qui constituent le nuage. Une importante libération d'énergie accompagne ce phénomène (chaleur latente de condensation) et donne une poussée supplémentaire au nuage (augmentation de la poussée d'Archimède). La cause principale de la formation est donc le refroidissement. On distingue principalement :

❖ **Le refroidissement isobare** : transformation au cours de laquelle la pression dans les particules ne change pas, mais le paramètre essentiel est le point de rosée T_d (typique des refroidissements par rayonnement et à la base qui conduisent à la formation des nuages bas ou de brouillard)

❖ **Le refroidissement par détente adiabatique** : transformation au cours de laquelle les échanges de chaleur sont nul, le paramètre essentiel est le point de condensation. Ce mécanisme est à l'origine de la quasi-totalité de la formation des nuages.

3. Notion d'instabilité

Les caractéristiques du nuage dépendent essentiellement de la stabilité thermique de l'air, de la température de son sommet et du contenu en aérosols de l'air nuageux. Cette stabilité est définie suivant le gradient vertical de l'air (diminution de température de l'air en fonction de l'altitude), le gradient vertical de la particule (diminution de la température de la particule en fonction de l'altitude) et de la vitesse ascendante de l'air.

❖ **Stabilité** : si le gradient vertical de l'air est moins important (diminution de température plus lente) que celui de la particule (Figure 12, à gauche) accompagné d'une vitesse ascendante de l'air nuageux assez faible (quelques cm/s). Il existe alors une altitude d'équilibre où la température de l'air et

celle de la particule seront égales. La particule restera alors à cette altitude. Les nuages sont peu développés et ont tendance à s'étaler sous forme de voiles (stratus, altostratus, cirrostratus, ...).

❖ **Instabilité** : si le gradient vertical de l'air est plus important (diminution de température plus rapide) que celui de la particule (Figure 12, à droite) avec des vitesses ascendantes de quelques mètres, voire des dizaines de mètres par seconde. Dans ce cas, la température de l'air ne sera jamais égale à celle de la particule et celle-ci ne cessera de monter. Les nuages prennent rapidement une forte extension verticale (cumulus, cumulonimbus).

Une remarque importante, la montée de la particule est néanmoins limitée car il existe, au-dessus de la tropopause, une couche d'air très stable où la température augmente lorsqu'on monte en altitude (couche d'inversion). Si la particule arrive dans cette zone, elle est immédiatement arrêtée.

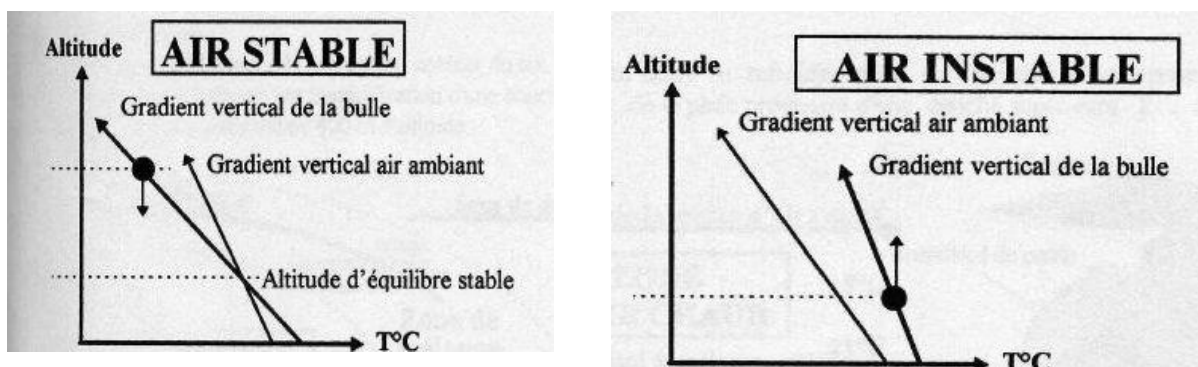


Figure 12 : Représentation du gradient vertical de l'air et de la particule suivant la température en fonction de l'altitude, stabilité (à gauche) et instabilité (à droite)

4. La pluie

En résumé, la parcelle d'air a subi un soulèvement, ensuite un refroidissement pour former des cristaux de glaces et des gouttelettes d'eau surfondue qui restent en suspensions dans l'air et s'évaporent rapidement dès qu'elles rencontrent des régions où l'humidité relative est inférieure à 100 % (limite du nuage).

Pour qu'une précipitation se produise, il faut un accroissement très considérable de la taille des gouttelettes présents dans les nuages pour devenir des gouttes de pluies. Seules les grosses gouttes, de diamètre supérieur à environ 0,2 mm, peuvent espérer atteindre le sol avant leur évaporation complète. Leur diamètre dépasse rarement 6 mm et leur vitesse de chute est de l'ordre de 8 m/s. Cet accroissement nécessite deux processus [12] :

❖ **Effet Bergeron** : La tension de vapeur d'équilibre par rapport à la glace étant inférieure à celle par rapport à l'eau, un nuage de gouttelettes d'eau surfondues est un milieu sursaturé par rapport à la glace. Il y a transfert de vapeur d'eau des gouttelettes vers les cristaux. Les cristaux de glaces présentent des affinités à la vapeur d'eau plus grande que l'eau surfondue, lorsque la masse du cristal est suffisante après transfert, il fond et tombe sous forme de goutte de pluie.

❖ **Effet de coalescence ou de captation** : c'est le phénomène de grossissement des particules par rencontre (choc) et fusion avec d'autres particules. Ensuite, même principe que précédemment.

S'il n'y a pas de vent et si la turbulence est négligeable à l'intérieur du nuage, la gouttelette conservera sa taille et atteindra le sol sous forme de faible pluie. Comme les nuages se trouvent à une altitude où la température est basse, il arrive souvent que les gouttelettes soient congelées dans le nuage et qu'elles fondent pendant leur chute vers le sol. Si, par contre, il y a de forts courants descendants présents dans le nuage, on assiste à une forte averse de pluie en rafales qu'on appelle aussi "grain".

Ce paragraphe constitue une importance cruciale dans le mémoire puisque nous voudrions expliquer les anomalies de précipitations qui se sont produites cette année.

II. Les types de précipitations

On distingue trois classes de précipitations :

❖ **Précipitations de convection** : formées par l'ascendance des masses d'air chaudes qui se refroidissent par détente adiabatique.

❖ **Précipitations orographiques** : issues des nuages convectifs formés par l'effet de foehn.

❖ **Précipitations frontales** : formé par le mélange de deux masses d'air (chaud et froid)

III. Mesure des précipitations

Quelle que soit la forme de la précipitation, liquide ou solide, on mesure la quantité d'eau tombée durant un certain laps de temps. On l'exprime généralement en hauteur d'eau tombée horizontale (mm) ou en intensité (mm/h). Les instruments de mesure sont : le pluviomètre et le pluviographe.

1. Unité de mesure

Par convention, l'unité de la hauteur des précipitations est en mm. C'est-à-dire, 1 mm de précipitation équivaut à 1 mm de hauteur d'eau sur une surface de 1 m².

2. Données et stations pluviométriques

Les mesures de précipitations sont faites dans les stations pluviométriques, équipées par des instruments appropriés. L'ensemble des mesures recueillies sur un certain temps forment ce qu'on appelle par données pluviométriques notées par convention RR. Les séries de données pluviométriques sont classées suivant différentes échelles de temps basées sur les séries journalières :

❖ **Pluviométrie journalière (P_j)** : $P_j = \Sigma \text{relevé à 17h} + \text{relevé à 7h du lendemain}$.

❖ **Pluviométrie mensuelle (P_m)** : $P_m = \sum_{\text{mois}} P_j$

❖ **Pluviométrie annuelle (P_a)** : $P_a = \sum_{\text{année}} P_j = \sum_{\text{année}} P_m$

3. Représentation

[33] [34] L'intensité des précipitations varie à chaque instant au cours d'une même averse suivant les caractéristiques météorologiques de celle-ci. Plutôt que de considérer l'averse entière et son intensité

moyenne, on peut s'intéresser aux intensités observées sur des intervalles de temps au cours desquels on aura enregistré la plus grande hauteur de pluie. On parle alors d'intensité maximale. De ce fait, deux types de représentations permettent d'analyser les précipitations d'une station :

- La courbe des hauteurs de pluies cumulées.
- Le hyétoGramme (particulièrement)

IV. Le régime pluviométrique

A Madagascar, la pluviométrie est principalement liée aux différents facteurs climatiques cités plus loin au dernier chapitre de cette partie, particulièrement « l'anticyclone des Mascareignes » et la mousson indienne. Par analogie et comparaison, les régimes pluviométriques sont assimilés suivant les cinq régions climatiques malgaches. Donc pour Analamanga, le régime correspond à la « Région des hautes terres ».