La Météo aux Antilles

Projet EMI 2025 - ENVSN

21 février 2025

Contents

1 Introduction : les Antilles, au coeur d'un climat tropical maritime. 2
- 1.1 Région du globe qui reçoit le plus d'énergie . . . 2
- 1.2 Fort déséquilibre énergétique sur la verticale . . . 2
- 1.3 Faibles gradients horizontaux de température et de pression . . . 2
- 1.4 Variations diurnes et annuelles de température . . . 2
- 1.5 Deux saisons . . . 2

2 Les Alizés 3
- 2.1 Caractéristiques et influence des alizés . . . 3
  - 2.1.1 Caractéristiques générales . . . 3
  - 2.1.2 Effets locaux des alizés . . . 4
- 2.2 Inversion des alizés . . . 4
- 2.3 Caractéristique climatologique du flux d'alizés . . . 4
- 2.4 L'"inversion des alizés" : définition et caractéristiques climatologiques . . . 6
- 2.5 L'« inversion des alizés » : mécanismes de formation et de maintien . . . 7
- 2.6 L' « inversion des alizés » : impacts climatiques . . . 8

3 Le cyclone tropical 10
- 3.1 Introduction . . . 10
  - 3.1.1 Formation et développement . . . 11
  - 3.1.2 Formation des cyclones tropicaux . . . 11
  - 3.1.3 Variations locales et impacts . . . 13
- 3.2 Une machine thermique complexe . . . 13
- 3.3 Un cyclone tropical : à quoi ça sert ? . . . 14
- 3.4 Définition du cyclone tropical en 3 points . . . 14
- 3.5 Un cyclone vu par satellite . . . 15
- 3.6 Différences entre cyclones et dépressions des moyennes latitudes . . . 15

4 Les lignes de grains 16
- 4.1 Introduction . . . 16
  - 4.1.1 Origine et formation . . . 16
  - 4.1.2 Caractéristiques météorologiques . . . 16
- 4.2 Strusture et dynamique des lignes de grains . . . 17
  - 4.2.1 La zone convective . . . 18
  - 4.2.2 La zone stratiforme . . . 19

5 Les Autres Phénomènes Météorologiques aux Antilles 22

6 Conclusion **22**

1 Introduction : les Antilles, au coeur d'un climat tropical maritime.

Ce cours présente les principaux phénomènes météorologiques affectant les Antilles. Il met en lumière les spécificités du climat de la région ainsi que les systèmes météorologiques dominants tels que les lignes de grains, les cyclones et les alizés. L'objectif est de mieux comprendre leur formation, leur impact et leur rôle dans la dynamique atmosphérique des Caraïbes.

1.1 Région du globe qui reçoit le plus d'énergie

D'après le bilan d'énergie réjit par cette équation :

$$dQ = dU + dW(W/m^2)$$

La chaleur reçue dQ par l'atmosphère est soit stockée (dU), soit déplacée (dW). Les échanges de chaleur se font par rayonnement, convection ou conduction.

L'excédent d'énergie accumulé au sommet de l'atmosphère tropical (entre 30°S et 30°N) entraîne un forçage radiatif positif, c'est-à-dire un réchaffement de cet atmosphère. Néanmoins, cet excédent d'énergie accumulé aux Tropiques s'oppose à un déficit d'énergie au sommet de l'atmosphère dans les autres régions du globe.

Ces contrastes radiatifs entraînent une circulation atmosphérique dans les régions tropicales appelée *cellules de Hadley*. Nous verrons par la suite que cette circulation induit des vents d'Est appelés *Alizés*.

1.2 Fort déséquilibre énergétique sur la verticale

L'excédent d'énergie accumulé en surface aux Tropiques est soit stocké par les océans grâce à sa forte capacité calorifique. Cette énergie est ensuite redistribuée vers les pôles par les courants océaniques (Gulf stream, Kuroshio, ...).

En outre, l'énergie arrivant sur les continents ne peut-être stoskée par ces derniers du fait de leur faible capacité calorifique. Cette énergie est alors renvoyée vers la haute troposphère via des mouvements verticaux et la convection profonde associée.

1.3 Faibles gradients horizontaux de température et de pression

L'atmosphère tropicale se caractérise par de faibles gradients horizontaux de température et de pression, par rapport à l'atmosphère des moyennes latitudes par exemple.

1.4 Variations diurnes et annuelles de température

Le climat des Antilles se caractérise par des températures relativement stables tout au long de l'année, variant généralement entre 24 et 30°C. Il est influencé par les masses d'air maritimes et les alizés, qui modèrent les écarts thermiques et apportent une humidité persistante.

1.5 Deux saisons

On distingue deux grandes saisons :

- **Le Carême (décembre à mai)** : période plus sèche, avec des alizés constants et des précipitations réduites.
- **L'Hivernage (juin à novembre)** : période plus humide, marquée par une instabilité atmosphérique accrue et un risque plus élevé de phénomènes météorologiques intenses.

L'évaporation importante et l'humidité élevée favorisent le développement de formations nuageuses et de précipitations. L'influence des alizés contribue cependant à réguler ces conditions en maintenant un climat globalement tempéré malgré des variations météorologiques parfois brusques.

2 Les Alizés

Les alizés sont des vents réguliers soufflant depuis les flancs est et équatoriaux des anticyclones subtropicaux en direction de la zone de basses pressions équatoriales. Présents sur l'ensemble de la bande intertropicale (30°N - 30°S), ils constituent un élément climatique fondamental, influençant la circulation atmosphérique et les conditions météorologiques à l'échelle planétaire.

2.1 Caractéristiques et influence des alizés

Les alizés jouent un rôle déterminant dans la navigation et le climat des régions tropicales. Ils présentent des caractéristiques spécifiques qui varient selon les saisons et la configuration géographique.

2.1.1 Caractéristiques générales

- Vents réguliers d'est à nord-est, soufflant à une vitesse modérée comprise entre 15 et 25 kt.
- Régime plus stable en **Carême** (décembre à mai), tandis qu'en **Hivernage** (juin à novembre), les alizés deviennent plus irréguliers en raison d'une instabilité accrue.
- Vents plus forts dans l'hémisphère nord (15-20 kt en Carême) et plus faibles à l'hémisphère sud (10 à 15 kt en Carême). Le vent est parfois supérieur à 20 kt en hivernage, à cause du renforcement des anticyclones subtropicaux. (voir figures 2 et 3)
- Les vents d'est emmagasinent du flux de chaleur sensible et latente tout au long de leur parcours maritime. Ils se chargent donc en humidité, ce qui alimente annuellement la convection au sein de la ZCIT (Zone de convergence intertropicale).
- Parfois renforcés par des effets locaux tels que :
  - L'**effet de côte**, influençant leur intensité et leur direction.
  - Le **canalisation du vent** entre les îles (ex. : canal de Saint-Barth, canal de la Martinique), due aux différences de pression entre l'Atlantique et la mer des Caraïbes.
- Facteur clé du climat tropical, les alizés influencent :
  - La formation de la houle océanique.
  - La distribution des précipitations en fonction du relief et de l'exposition au vent.

2.1.2 Effets locaux des alizés

La présence des îles modifie localement le régime des alizés, générant divers effets météorologiques :

- **Effet Venturi** : dans les canaux entre les îles, l'accélération du vent due à un resserrement du flux crée des conditions météorologiques plus dynamiques.
- **Sous le vent des îles** : les alizés deviennent plus instables, alternant entre rafales et zones de calme, ce qui peut rendre certains mouillages inconfortables.
- **Effet orographique** : lorsque l'air humide rencontre un relief, il s'élève, se refroidit et favorise la formation de nuages et de précipitations sur les versants exposés au vent.
- **Au vent** : sur la côte Atlantique, la mer est plus formée avec une houle de 2 à 3 m, pouvant atteindre des valeurs plus élevées en fonction des conditions météorologiques.

2.2 Inversion des alizés

Dans ce manuel, nous avons jusqu'à maintenant insisté sur le rôle des alizés dans le maintien et la formation de structures d'échelle planétaire comme l'équateur météorologique ou la ZCIT. L'objectif de ce paragraphe est de présenter les caractéristiques d'échelle climatologique du flux d'alizés et de l'inversion de température qui la surplombe que l'on appelle inversion des alizés.

2.3 Caractéristique climatologique du flux d'alizés

A échelle du climat global, les alizés correspondent à la branche inférieure de la cellule de Hadley qui part des tropiques et qui se dirige vers l'équateur météorologique (EM).

A l'échelle régionale, les alizés sont des vents qui partent des flancs est et équatoriaux des anticyclones subtropicaux et qui se dirigent vers la zone de basses pressions équatoriales. Ils sont de secteur NE dans l'hémisphère nord et de SE dans l'hémisphère sud, avec une composante zonale de plus en plus importante au fur et à mesure qu'ils s'approchent de l'équateur météorologique.

Les alizés soufflent sur l'ensemble de la bande intertropicale (30°N/30°S) ce qui représente approximativement la moitié de la surface du globe. Ils représentent non seulement la structure d'échelle climatique la plus importante spatialement mais aussi la plus persistante dans le temps même si l'on observe des variations saisonnières.

La couche d'alizés se cantonne à la basse troposphère entre la surface et 700 hPa. L'intensité moyenne en surface est de 6-7 m/s avec un pic vers 900 hPa (1000 m) de 8-9 m/s (figure 6). Au-delà de 700 hPa, même si l'on observe encore de faibles vents d'est, les météorologues n'utilisent plus la terminologie d'alizés. Les alizés les plus forts s'observent en moyenne annuelle vers 10-15° de latitude, c'est-à-dire à mi-distance entre le centre des anticyclones subtropicaux et l'EM.

En décembre-janvier-février (figure 7), les alizés en surface atteignent 8 à 10 m/s dans l'hémisphère d'hiver mais seulement 6 à 8 m/s dans l'hémisphère d'été à cause de l'affaiblissement des anticyclones subtropicaux. En juin-juillet-août (figure 8), en liaison avec le renforcement des anticyclones subtropicaux dans les deux hémisphères à cette période de l'année, les alizés peuvent dépasser les 10 m/s comme au sud des Caraïbes, au large des côtes brésiliennes, en mer d'Arafura (entre la Papouasie et l'Australie) et au nord de Madagascar.

Les alizés emmagasinent beaucoup d'énergie via les flux de chaleur latente et sensible car leur parcours est essentiellement maritime. En se chargeant d'humidité, ils alimentent tout au long de l'année la convection au sein de la ZCIT.

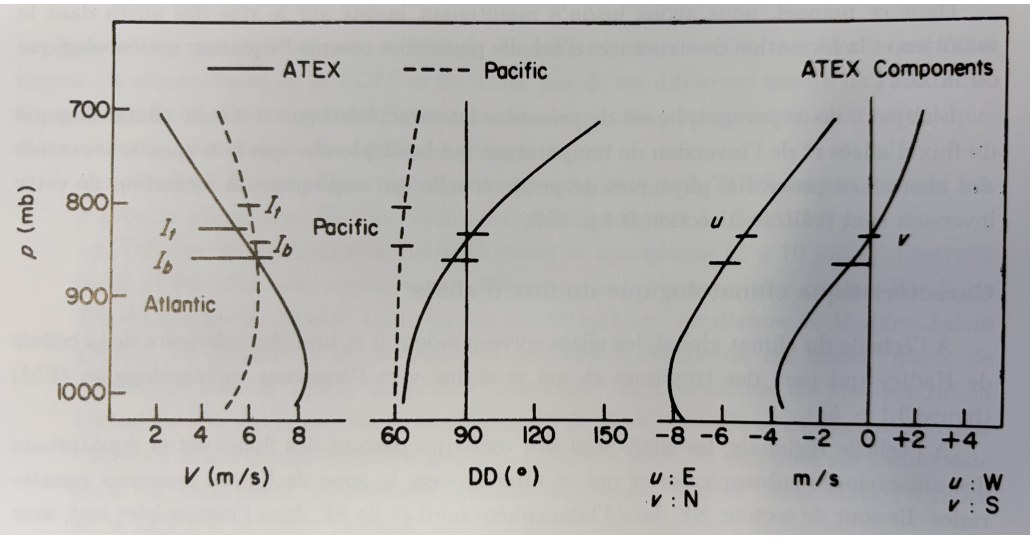


Figure 1: Les traits pleins représentent les profils verticaux de la vitesse des alizés, de leur direction et des composantes zonale u et méridienne v mesurées pendant la campagne ATEX; Source : Augstein, 1973 [60] Augstein, 1974 (61), Brocks, 1971 [106]. Les traits tiretés indiquent les profils verticaux de la vitesse et de la direction des alizés sur le Pacifique nord entre juillet et octobre 1945 (le long d'une trajectoire entre 35°N-20°N et 135°E-160°E). Sur chaque figure sont reprèsentés la base de l'inversion de température (Ib) et son sommet (It). Source : Riehl, 1951 [702].

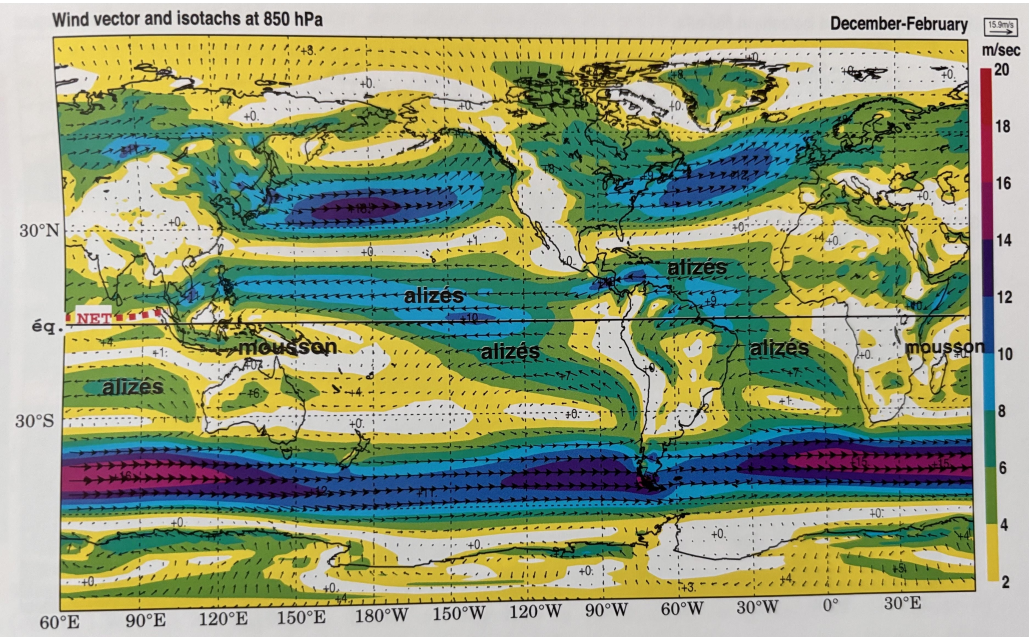


Figure 2: Force du vent zonal (en m/s) à 850 hPa, en hiver boréal (moyenne décembre-janvier-février), avec la position moyenne du Near Equatorial Trough (NET) en décembre-janvier-février repérée en trait tiretée rouge. Source : ré-analyses ERA40 (1957-2002), reproduit avec l'aimable permission de ECMWF. Adapté (notations) par F. Beucher.

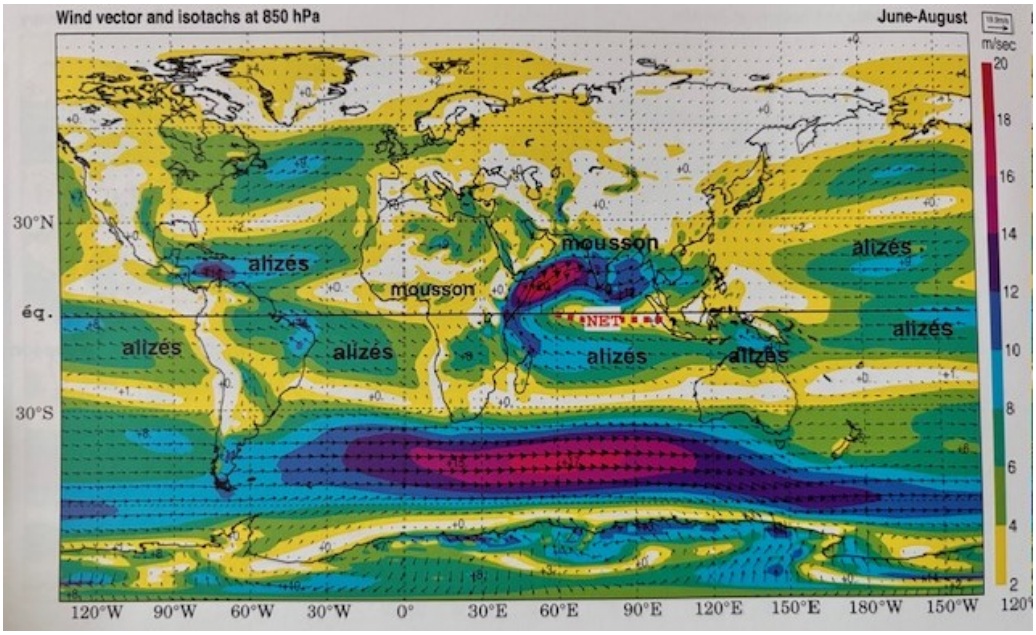


Figure 3: Force du vent zonal (en m/s) à 850 hPa, en été boréal (moyenne juin-juillet-août), avec la position moyenne du Near Equatorial Trough (NET) en juin-juillet-août repérée en trait tiretée rouge. Source : ré-analyses ERA40 (1957-2002), reproduit avec l'aimable permission de ECMWF. Adapté (notations) par F. Beucher.

2.4 L'"inversion des alizés" : définition et caractéristiques climatologiques

A l'exception des zones perturbées (ZCIT, onde d'est, tempête tropicale ...), la plus grande partie des océans tropicaux présente au sein de la couche d'alizés une couche d'inversion de température ($\frac{\partial T}{\partial z} > 0$) que l'on appelle communément "inversion des alizés". L'inversion des alizés est une structure d'échelle régionale que l'on observe sur plusieurs dizaines de milliers de km^2.

On caractérise une inversion par l'altitude de sa base (z_{ib}), son épaisseur (différence entre le sommet z_{it} et la base de l'inversion z_{ib}) et par la différence de température et d'humidité entre le sommet et la base de l'inversion :

- la hauteur de la base de l'inversion est minimale sur les flancs est des océans Atlantique (figure 9) et Pacifique (figure non montrée) avec des valeurs proches de 300 à 400 m au large de la Mauritanie (Atlantique NE), de la Namibie (Atlantique SE), des côtes californiennes (Pacifique NE) et péruviennes (Pacifique SE). La base s'élève au fur et à mesure que l'on s'approche du flanc ouest du bassin et de l'équateur météorologique (EM) pour atteindre près de 2000 m de hauteur ;

- l'intensité de l'inversion est maximale sur les flancs est des anticyclones subtropicaux avec un gradient vertical de température entre la base et le sommet de l'inversion qui atteint 5°C au large des côtes NO de l'Afrique (figure 10), 8°C au large des côtes namibiennes, et même 10°C au large de la Californie. L'intensité de l'inversion diminue au fur et à mesure que les alizés s'éloignent des côtes ou qu'ils s'approchent de l'EM : l'inversion de température n'est que de 2°C au niveau de l'archipel d'Hawaï ou de la Polynésie française et devient inférieure à 1°C près de la ZCIT. Les zones d'inversion de température sont associées à une baisse d'humidité qui peut atteindre 60 à 70 % dans les zones les plus marquées ;

- l'inversion des alizés s'observe sur près de 1000 m d'épaisseur sur les flancs est et n'atteint que quelques mètres d'épaisseur en se rapprochant de la ZCIT. En moyenne, au milieu des océans, elle fait 400 m d'épaisseur ;

- sur l'océan Indien, l'utilisation de la terminologie d'inversion des alizés n'est pas unanimement approuvée par la communauté scientifique car d'une part l'inversion est nettement moins marquée que dans les autres bassins, et d'autre part son intensité est identique quel que soit le flanc de l'anticyclone des Mascareignes considéré (voir figure 11, la faible stabilité thermique).

La couche d'air atmosphérique située sous la base de l'inversion est très humide et est associée, sur les flancs est des anticyclones subtropicaux, à une couverture uniforme de stratus ou stratocumulus. Au-dessus de cette couche de nuages, l'air est très sec et chaud (figure 9.32 p. 554). Au fur et à mesure que l'on s'éloigne des côtes ouest des continents (entre 1000 et 3000 km), comme l'inversion de température s'élève (de 300 m chaque 1000 km) et devient moins marquée, la couche de nuages stratiformes se déchire et se transforme progressivement en cumulus d'alizés avant d'atteindre le stade de cumulus congestus voire de cumulonimbus à l'approche de la ZCIT (figure 10).

En hiver (de nov. à mi-mai pour HN/de mai à nov. pour HS), le phénomène d'inversion d'alizés est quasi-permanent avec un pic de fréquence (8 jours sur 10) au printemps (mars pour HN/septembre pour HS). En revanche, pendant les 6 mois d'été, le phénomène est de faible intensité et peu fréquent puisqu'on l'observe uniquement 1 jour sur 10.

Enfin, il faut faire la distinction entre l'«inversion des alizés» et les «intrusions d'air sec en moyenne troposphère» que l'on observe entre 500 et 700 hPa et qui résultent d'interactions entre les moyennes latitudes et les tropiques.

2.5 L'« inversion des alizés » : mécanismes de formation et de maintien

Les processus impliqués dans la formation et le maintien de l'inversion des alizés relèvent à la fois de mécanismes de petite et de grande échelle. Les processus de grande échelle comme l'advection horizontale et la subsidence sont détaillés dans ce paragraphe.

La subsidence de grande échelle associée à la divergence de basses couches apparaît comme étant le mécanisme principal dans la formation de l'inversion des alizés car la compression adiabatique réchauffe l'atmosphère. La fréquence d'occurrence du phénomène est par conséquent fortement corrélée aux variations saisonnières des anticyclones subtropicaux de surface : en fin de printemps (vers mi-mai dans HN et mi-nov. dans HS), lorsque les centres d'action se déplacent vers les pôles, l'inversion des alizés devient moins fréquente et moins intense ; le phénomène inverse est observé à la fin de l'automne. La subsidence ne peut toutefois être tenue pour seule responsable de l'inversion de température, car on s'attendrait alors à trouver celle-ci au voisinage de la surface. Il y a donc des effets déstabilisateurs qui vont être pilotés par l'océan (mécanisme détaillé ci-après).

Malgré la présence de courants froids côtiers (TSM comprises entre 20 et 24°C), l'océan constitue la source de chaleur qui va déstabiliser la surface en créant une couche de mélange sous l'inversion de température. En réalité, c'est la turbulence créée par les flux de chaleur latente et sensible qui permet de maintenir en altitude l'inversion de température, puisqu'elle homogénéise le profil de θ au sein de la couche limite. Lorsque les alizés s'éloignent de 1000 à 3000 km des côtes, le réchauffement des TSM (+2 à +3°C) renforce suffisamment les flux de chaleur pour que les particules puissent, par flottabilité, pénétrer la couche d'inversion des alizés et la déduire progressivement : ce phénomène explique le morcellement de la couche de stratocumulus en cumulus d'alizés.

On a longtemps cru que l'advection de grande échelle jouait également un rôle de premier plan dans le mécanisme de formation de l'inversion, alors qu'en fait elle ne peut en aucun cas expliquer à elle seule l'origine de ce phénomène. En effet, même si l'on convient que l'advection est un mécanisme important au large des côtes NO africaines grâce au Jet d'est africain qui advecte de l'air chaud et très sec jusqu'au centre de l'Atlantique, ce processus ne peut en revanche être mis en exergue dans les autres bassins océaniques.

Enfin, les processus radiatifs au sein de la couche limite (couche sous nuageuse, couche nuageuse) et de l'atmosphère libre ne jouent pas de rôle primordial dans la formation de l'inversion des alizés mais participe en revanche de façon non négligeable au maintien de la couche de stratocumulus.

2.6 L' « inversion des alizés » : impacts climatiques

L'inversion des alizés renforce la pollution urbaine puisqu'elle limite les échanges verticaux entre la couche limite et l'atmosphère libre. Ces problèmes s'observent aussi bien dans les régions tropicales que subtropicales (vers 40° de latitude). Par exemple, la production d'aérosols dans la conurbation de Los Angeles est aggravée par la très forte stabilité thermique qui est liée à l'inversion des alizés. Une situation analogue est observée dans la région de Santiago du Chili ainsi qu'à Lima, la capitale péruvienne. Dans ces régions, le relief des Rocheuses (dans l'HN) et de la Cordillère des Andes (dans l'HS) ne fait que renforcer le piégeage de la vapeur d'eau et des aérosols au sein de la couche limite.

Malgré la présence quasi-permanente de nuages bas, ces régions comptent parmi les plus sèches de la surface de la Terre avec 37 mm de pluie par an à Lima, 15 mm à Antofagasta (Chili) et seulement 1 mm à Iquique (Chili) ! Mais les populations locales habitant au pied de la cordillère des Andes ont fait preuve d'ingéniosité en récupérant l'eau des gouttelettes présentes au sein du brouillard et des stratus en tendant des filets dans les zones côtières. La végétation use également de mille artifices pour récupérer les minuscules gouttelettes d'eau en développant des aiguilles comme les euphorbes épineuses (thorny euphorbia) ou les cactus (of the New World). Enfin, sur les hauts plateaux de l'Amérique du sud qui atteignent près de 4000 m d'altitude et que l'on appelle altiplano, le soleil brille de mille feux 360 jours par an, faisant de cette région l'une des plus arides du globe avec une absence totale de végétation. La quasi-absence de vapeur d'eau et la grande pureté de l'air de l'altiplano expliquent pourquoi les astrologues ont choisi le désert d'Atacama au Chili situé à 5100 m d'altitude pour héberger le plus gros télescope du monde.

Enfin, l'inversion des alizés permet une excellente transmission des ondes radioélectriques trans-océaniques. Katzin et al. (1960 [417]) ont présenté les nombreuses applications possibles dans ce domaine, notamment au niveau de la Mer d'Arabie, de l'Atlantique Sud et du Chili.

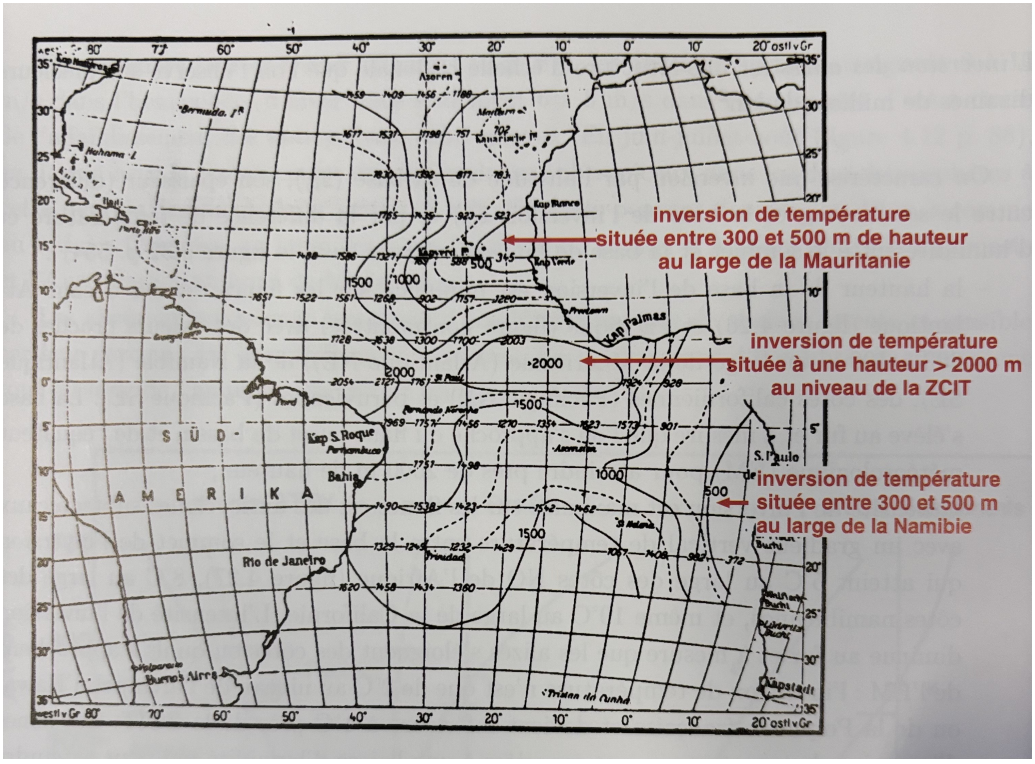


Figure 4: Hauteur (en mètre) de la base de l'inversion (z_{ib}) des alizés sur l'Atlantique d'après l'expédition météorologique de Von Ficker qui date de 1936 mais reste une référence fiable. Source : Von Ficker, 1936 [873]

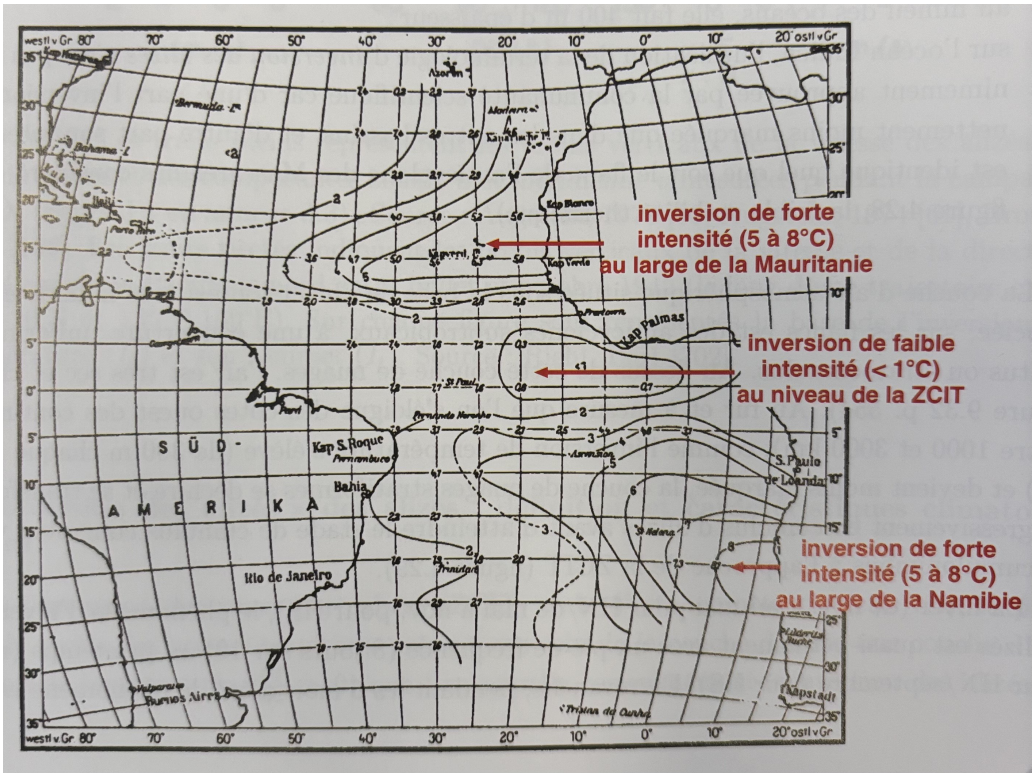


Figure 5: Intensité de l'inversion de température entre la base z_{ib} et le sommet de l'inversion z_{it} sur l'Atlantique, en °C. Source : Von Ficker, 1936, [873]

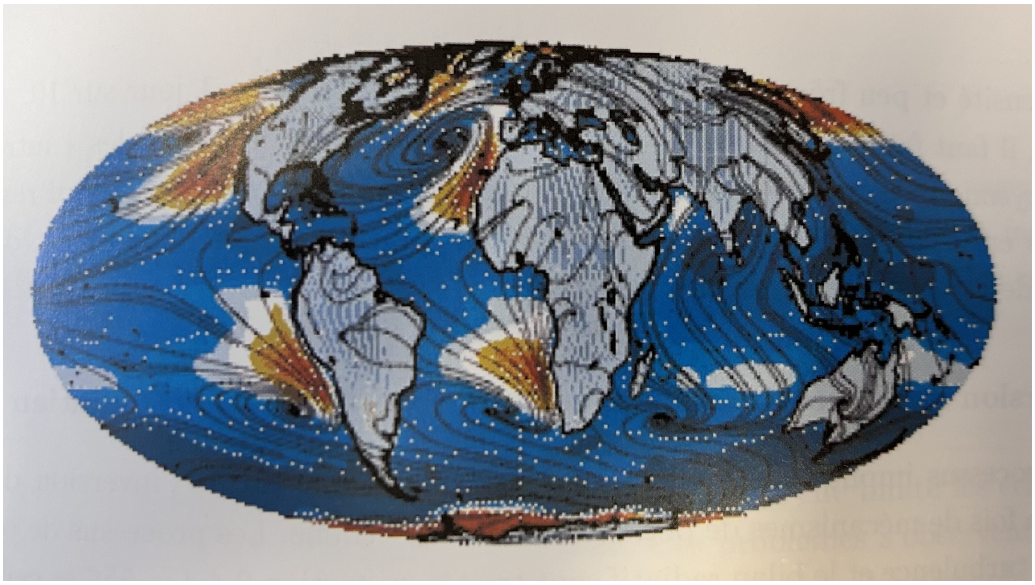


Figure 6: Stabilité thermique des alizés représentée par le gradient vertical de température potentielle θ entre 700hPa et la surface. Les flancs est des océans Pacifique et Atlantique représentés en rouge correspondant à des zones de forte inversion ; les zones coloriées en bleu correspondent à des zones de faible inversion (voire d'absence d'inversion).

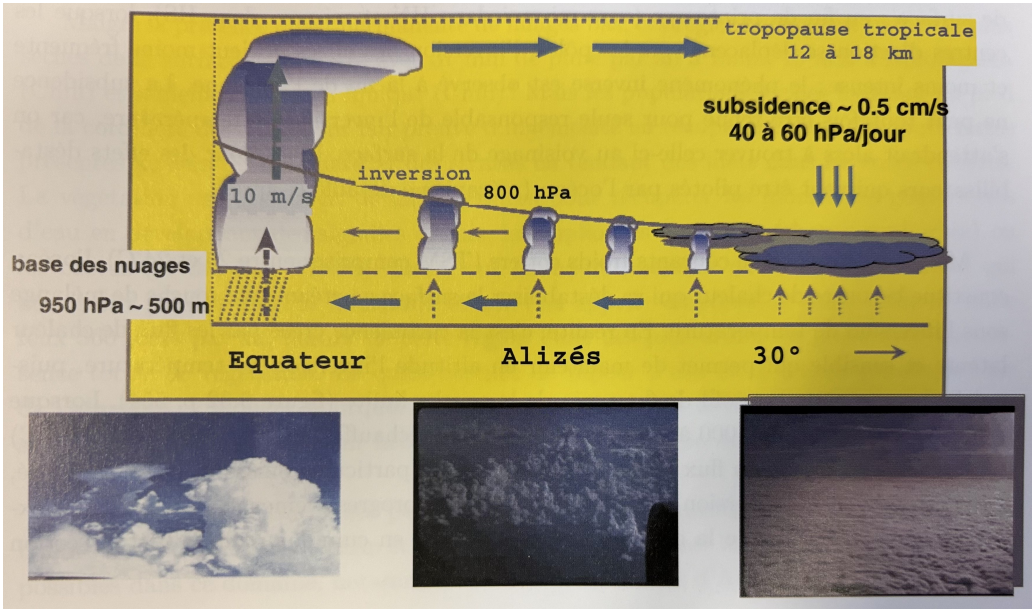


Figure 7: Schéma représentant l'évolution de la couche limite marine depuis le bord est des anticyclones subtropicaux où l'inversion des alizés est basse et marquée jusqu'à la ZCIT où elle a quasiment disparu. Des photos montrent les nuages associés aux différents stades d'évolution de la couche limite marine (cumulonimbus à gauche, cumulus humilis d'alizés au milieu, stratocumulus ou stratus à droite). Source : Météo-France.

3 Le cyclone tropical

3.1 Introduction

Les cyclones tropicaux sont parmi les phénomènes météorologiques les plus violents et destructeurs. Ils se forment sous certaines conditions spécifiques et évoluent en plusieurs étapes

avant d'atteindre leur pleine intensité. Leur impact est majeur, notamment en termes de vents violents, de précipitations intenses et de houles cycloniques.

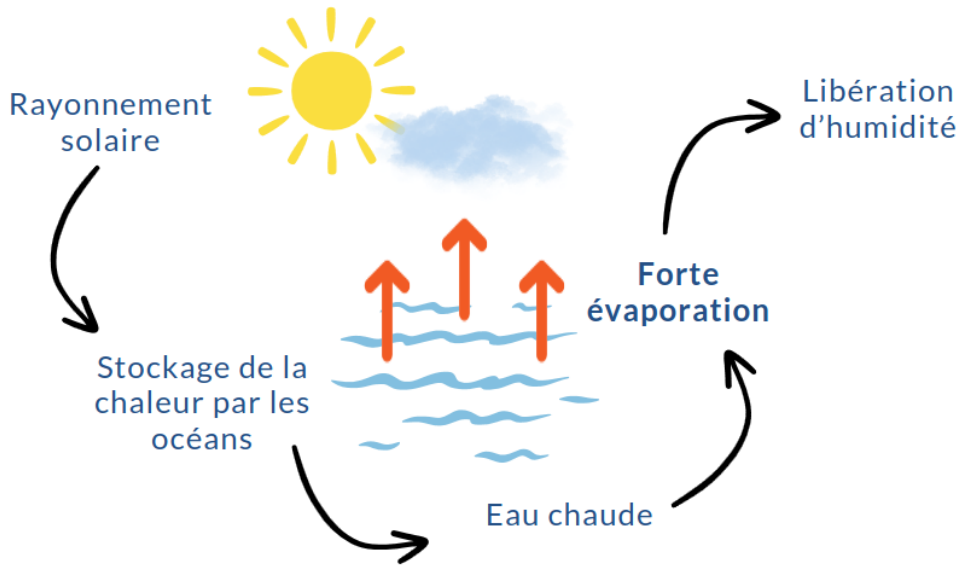
3.1.1 Formation et développement

Les cyclones tropicaux naissent dans des conditions bien précises :

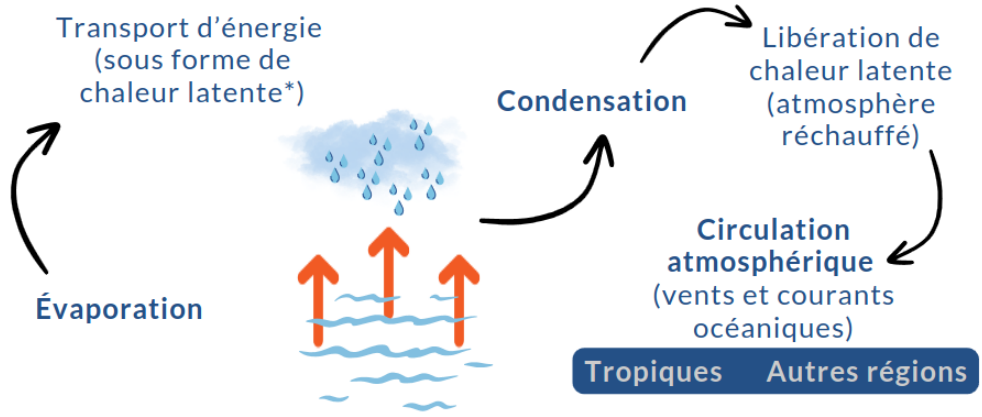
- **Zone de formation** : généralement au large des côtes africaines, au-dessus d'eaux chaudes >26°C.
- **Conditions favorables** :
  - Température de la mer élevée, fournissant l'énergie nécessaire au développement du système.
  - Faible cisaillement du vent en altitude, permettant une structure verticale stable.
  - Atmosphère humide en altitude, favorisant la condensation et la libération de chaleur latente.
- **Évolution** :
  1. Dépression tropicale : premiers signes d'une circulation fermée avec des vents inférieurs à 34 kt.
  2. Tempête tropicale : intensification des vents de 34 à 64 kt et apparition d'une organisation plus marquée.
  3. Ouragan (cyclone tropical) : lorsque les vents dépassent 64 kt, le système atteint le stade d'ouragan.

3.1.2 Formation des cyclones tropicaux

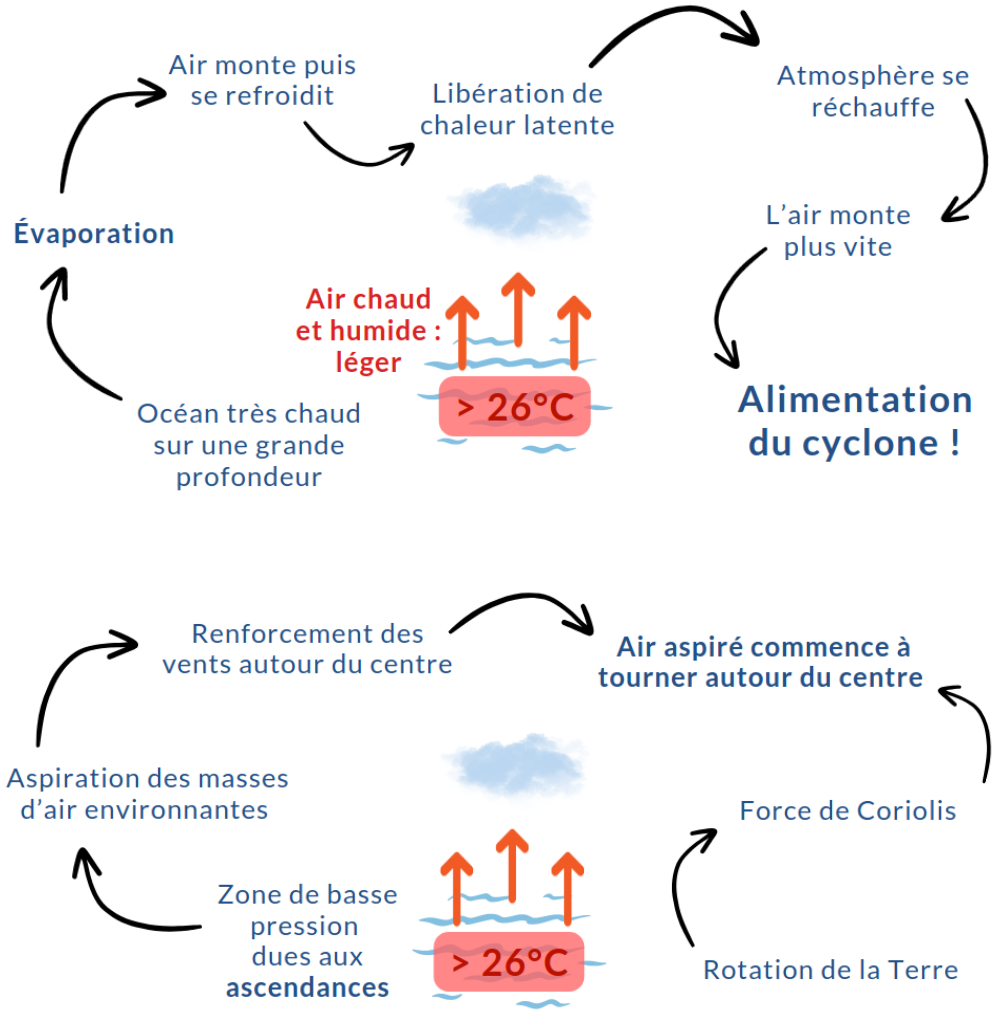
Etape 1 : l'océan accumule de l'énergie dans les régions tropicales.



Etape 2 : transfert de chaleur vers l'atmosphère.



Etape 3 : le cyclone, une machine thermique.



Etape 4 : transport vers les moyennes latitudes.



3.1.3 Variations locales et impacts

L'intensité et les effets des cyclones tropicaux varient en fonction de plusieurs paramètres :

- **Pression atmosphérique** : Très basse au centre du système < 980 hPa, favorisant une forte convergence de l'air.
- **Vents violents** : Des rafales extrêmes, atteignant jusqu'à 150 kt dans les ouragans majeurs.
- **Précipitations intenses** : Provoquant des inondations et des glissements de terrain.
- **Houles cycloniques** : Peuvent précéder le système de plusieurs jours et affecter les côtes bien avant son arrivée.
- **Déplacement typique** : Se déplacent généralement vers l'ouest avant de s'incurver vers le nord sous l'effet de la circulation atmosphérique.
- **Saison cyclonique** : Elle s'étend de juin à novembre, avec un pic d'activité en septembre.

3.2 Une machine thermique complexe

La formidable machine thermique que constitue le cyclone tropical, est à l'évidence d'une très grande complexité. Même si l'étude de la structure et de la compréhension des mécanismes physiques régissant son évolution (activité convective, interactions d'échelles, interaction avec l'environnement, interaction océan-atmosphère) laissent encore à ce jour de nombreuses questions en suspens, d'importants et récents progrès ont été réalises.

Les incertitudes qui demeurent, et elles sont nombreuses, résultent avant tout du manque critique d'observations fines au sein des cyclones tropicaux et, de manière plus générale, du vide que constituent en matière d'observation, les régions océaniques sur lesquelles ils se développent et évoluent. Dans ce contexte défavorable, il est généralement long et difficile de valider les hypothèses émises, d'autant plus que la variabilité est très importante d'une perturbation à une autre ainsi que pendant les différents stades d'évolution de la perturbation (variabilité, en particulier, du poids respectif des différents processus impliqués).

A ce titre, l'amélioration constante des techniques de télédétection tant satellitales qu'aériennes (ex: radar Doppler embarqués) ajoutée à la mise en œuvre de campagnes de mesures à grande

échelle (ex : TMC90) et aux progrès de la modélisation numérique, ouvre de nouvelles perspectives prometteuses et il est probable qu'au cours des années qui viennent, certaines des théories avancées seront complétées ou révisées.

3.3 Un cyclone tropical : à quoi ça sert ?

Un cyclone est une machine thermique qui extrait de l'énergie sous forme de chaleur latente des couches supérieures de l'océan vers l'atmosphère, la transforme en chaleur sensible lors de la condensation, et produit de l'énergie cinétique en réponse aux perturbations de pression qui en résultent.

Les 40 à 50 cyclones observés en moyenne annuelle sur le globe évacuent la chaleur que les océans tropicaux ont stocké dans leur 50 premiers mètres en réponse à l'apport d'énergie par le rayonnement solaire renforcé au cours de l'été.

La durée de vie moyenne des cyclones est d'une semaine environ, avec cependant une forte dispersion puisque certains peuvent subsister une trentaine de jours. Ils se déplacent avec une vitesse moyenne de 5 à 8 m/s (20-30 km/h) vers l'O/NO dans l'hémisphère nord et l'O/SO dans l'hémisphère sud (à l'exception du Pacifique sud où ils se dirigent vers l'E/SE).

Les cyclones tropicaux mettent en jeu des puissances considérables, l'équivalent de la production énergétique de dizaines de milliers de centrales nucléaires à plein régime. Les cyclones tropicaux sont les phénomènes les plus violents sur terre, causant en moyenne chaque année des dizaines de milliers de victimes et des dégâts matériels dépassant les 5 milliards d'Euros.

Les cyclones, lorsqu'ils ne sont pas trop intenses, ne représentent pas que des aspects négatifs pour les populations locales, car ils apportent beaucoup de pluie ; sur les côtes nord-ouest de l'Australie, les industries de pêche scrutent les cyclones car ils génèrent des remontées d'eaux froides à la surface (upwelling du à la divergence d'Ekman) ce qui améliore les prises de poisson.

3.4 Définition du cyclone tropical en 3 points

1. Un cyclone tropical est un enroulement nuageux, quasi-circulaire, de type « convection profonde organisée », avec un diamètre de quelques centaines de km et qui présente en général un œil au centre. Il n'est pas pourvu de système frontal malgré l'air chaud au niveau de l'œil. Il se forme essentiellement dans l'hémisphère d'été, mais on peut en observer en hiver sur le Pacifique nord-ouest. Les prévisionnistes des CMRS parlent de cyclone tropical dès que le vent moyen atteint 33 m/s (64 kt) mais à ce stade d'évolution on n'observe pas forcément un œil au centre.

2. Le cyclone tropical est parfois appelé « dépression à cœur chaud » car la température au centre du cyclone est supérieure à celle de son environnement synoptique. La circulation cyclonique des dépressions à cœur chaud est maximale dans les basses couches, vers 500 à 1000 m d'altitude, car le frottement avec la surface ralentit quelque peu le vent des plus bas niveaux. À cause de l'«effet miroir », le signal cyclonique diminue d'intensité avec l'altitude et se transforme en circulation anticyclonique en haute troposphère.

3. Le cyclone tropical est une circulation équilibrée à "méso-échelle" car le rayon de déformation de l'atmosphère AR ne vaut que quelques dizaines de km en raison de la forte rotation du système météorologique (20 à 40 km, voir figure 1.1 p. 11). A plus d'une cinquantaine de km du centre, la convection au sein d'un cyclone est "organisée" par l'équilibre du vent de gradient et à une distance inférieure, par l'équilibre cyclostrophique.

3.5 Un cyclone vu par satellite

Les cyclones tropicaux présentent trois parties distinctes bien visibles par exemple sur le cyclone Fanele observé dans l'océan Indien sud (figure 8.41) :

- l'œil représente le centre du cyclone tropical et correspond à une zone "calme" au milieu de la tempête;
- le mur de l'œil, situé à quelques dizaines de km du centre, est constitué d'une ceinture de cumulonimbus qui peut s'étendre sur un rayon de 10 à 50 km de large ;
- enfin, d'autres bandes convectives convergent en s'enroulant de l'extérieur vers le mur de l'œil, ce sont les bandes spirales.

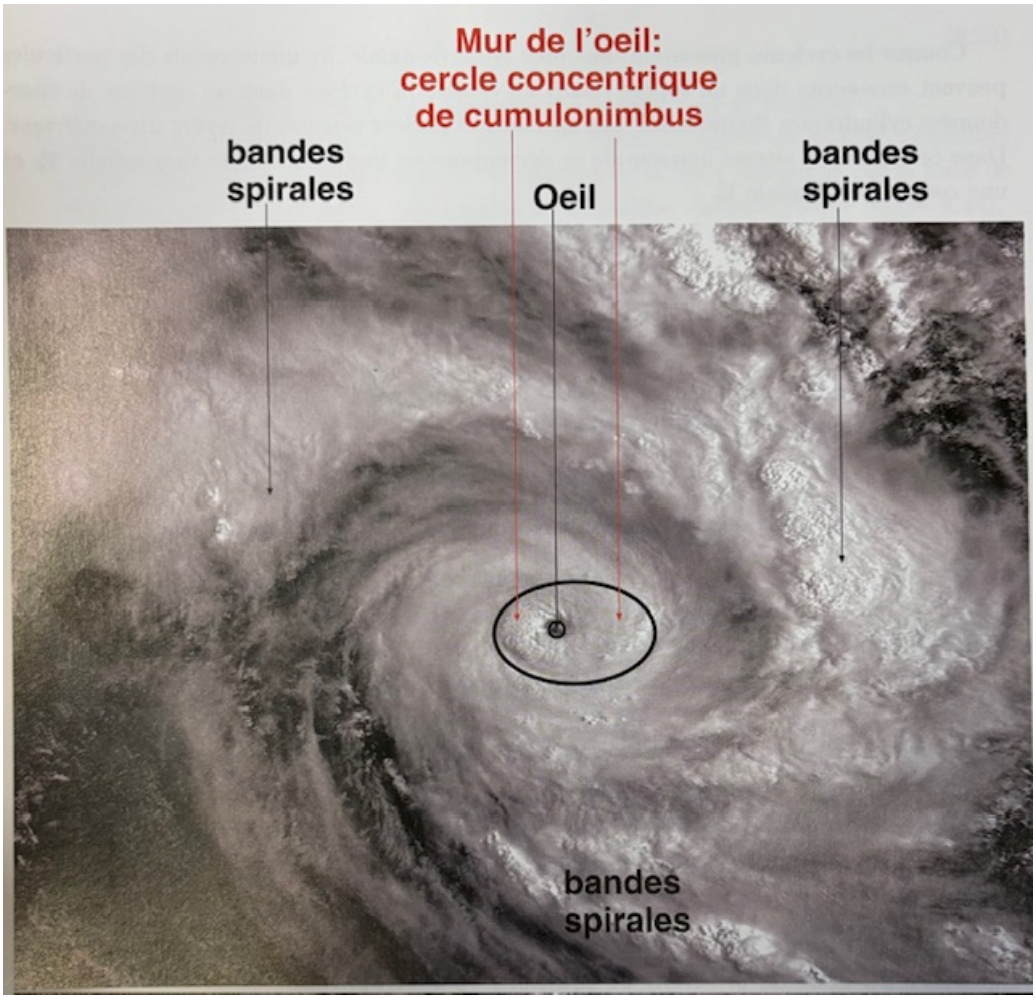


Figure 8: Cyclone tropical Fanele dans le canal du Mozambique le 20/01/2009 à 0619 UTC. Source : image METOP-A VISO.6 (EUMETSAT), adapté (notations) par F. Beucher.

3.6 Différences entre cyclones et dépressions des moyennes latitudes

Les cyclones et les tornades sont deux phénomènes météorologiques violents, mais ils diffèrent par leur taille, leur formation et leur durée de vie.

Les tornades sont des colonnes d'air en rotation rapide, reliées à un orage et s'étendant du nuage au sol. Elles ont un diamètre relativement faible, allant de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Leur formation nécessite des conditions très instables, avec de forts orages,

un cisaillement vertical des vents et une forte convection. Elles sont très brèves, ne durant que quelques minutes, mais peuvent être extrêmement destructrices sur une zone localisée.

Les cyclones, en revanche, sont des systèmes de basse pression beaucoup plus vastes, pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres de diamètre. Ils se développent principalement au-dessus des océans tropicaux, où la température de l'eau est élevée. Contrairement aux tornades, ils ne nécessitent pas une forte instabilité convective ni un cisaillement de vent marqué. Leur durée de vie est bien plus longue, pouvant s'étendre sur plusieurs jours, et ils peuvent provoquer de puissants vents, de fortes pluies et des inondations sur de vastes régions.

En résumé, les tornades sont des phénomènes intenses mais localisés et de courte durée, tandis que les cyclones sont des systèmes météorologiques d'ampleur bien plus grande, affectant des régions entières pendant plusieurs jours.

4 Les lignes de grains

4.1 Introduction

Les lignes de grains sont des systèmes convectifs organisés qui se forment sous l'effet de contrastes thermiques et hygrométriques marqués. Elles sont particulièrement fréquentes durant la saison de l'hivernage (juin à novembre) et peuvent entraîner des conditions météorologiques sévères.

4.1.1 Origine et formation

Les lignes de grains résultent de la rencontre entre des masses d'air aux caractéristiques thermiques et hygrométriques différentes. Leur formation est favorisée par :

- une forte évaporation et une humidité ambiante élevée ;
- des contrastes de température entre différentes masses d'air ;
- des conditions plus propices durant l'hivernage, où elles sont plus fréquentes qu'en Carême.

4.1.2 Caractéristiques météorologiques

Ces phénomènes se manifestent par des conditions météorologiques intenses et soudaines :

- **Nuages Cumulonimbus** : générant des précipitations intenses et une forte baisse de visibilité ;
- **Rafales de vent violentes** : pouvant doubler la vitesse du vent moyen et affecter la manœuvrabilité des navires ;
- **Mer courte et hachée** : rendant la navigation inconfortable et difficile ;
- **Chutes brutales de température** et **baisse de pression** atmosphérique ;
- **Durée limitée** : généralement entre quelques minutes et une heure, bien que certaines lignes de grains puissent être associées à des ondes tropicales et durer plus longtemps.

4.2 Strusture et dynamique des lignes de grains

Les lignes de grains sont classées parmi les MCC, constituant des systèmes convectifs organisés en ligne pouvant atteindre sous les tropiques 500 à 1000 km de long sur quelques centaines de km de large. Ces systèmes sont plus étendus aux tropiques qu'aux moyennes latitudes car le rayon de déformation de l'atmosphère est plus important. Leur durée de vie est de 12 à 36 heures. Certains systèmes sont à propagation lente, d'autres à propagation rapide (10-20 m/s). Ces systèmes sont associés à d'importants transferts énergétiques et à d'importantes précipitations. Comme dans tous les systèmes convectifs, on y distingue une partie convective de quelques dizaines de km de large et une partie stratiforme de quelques centaines de km de large. Entre la zone d'ascendance et la zone de subsidence, on observe une zone à forte réflectivité radar (Figure 1).

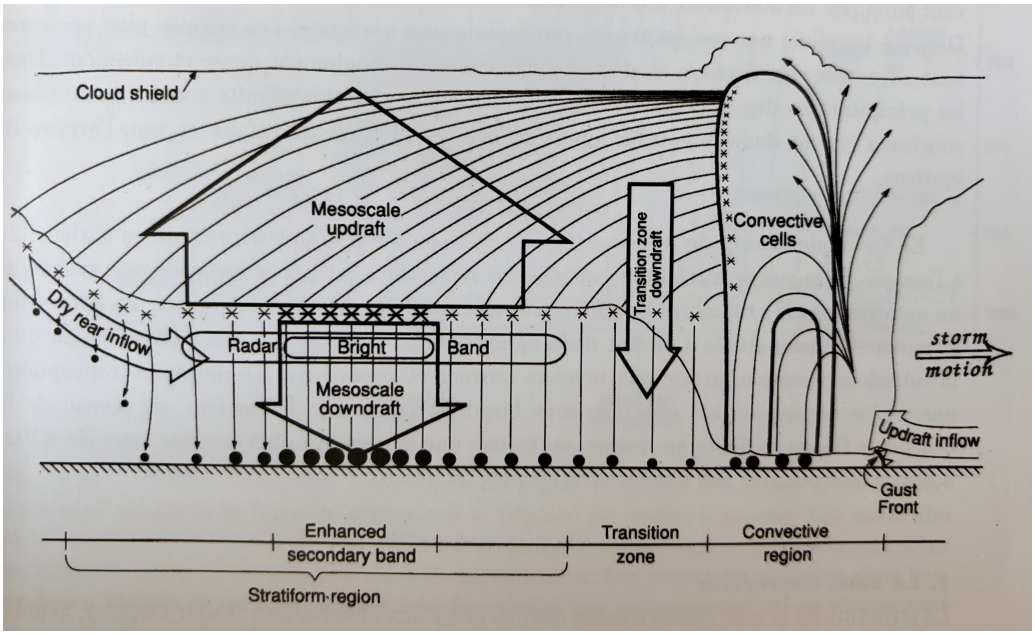


Figure 9: Schéma des trajectoires 2D des hydrométéores dans la zone stratiforme d'une ligne de grains avec précipitations stratiformes. Trajectoires déduites des vitesses de chute et des observations des radars Doppler. Source : d'après Biggerstaff et Houze, 1991 [85]. Reproduit avec la permission de l'"American Meteorological Society".

La partie convective alimente la partie stratiforme en hydrométéores. La ligne de grains constitue un système auto entretenu selon la boucle suivante : convection/précipitation poche d'air froid/étalement du courant de densité/déclenchement de la convection. D'après Houze (1989 [377]), le schéma conceptuel de la ligne de grains est connu (Figure 2). Le mouvement ascendant commence dans la couche limite près du front de rafales, s'étend vers le haut jusqu'à la zone convective et s'incline en direction du nuage stratiforme à l'arrière aux niveaux moyens et supérieurs. Parallèlement, il y a subsidence dans le jet de moyenne troposphère qui se produit sous la base des nuages stratiformes et pénètre la zone stratiforme juste au dessus du niveau 0°C. Ce courant subsident pénètre à l'arrière de la zone convective en basses couches où il renforce la convergence au niveau du front de rafales. Sur cette structure générale de l'écoulement, se rajoutent, dans la zone convective, des courants ascendants et subsidents intenses et localisés, associés à des averses. Les nouvelles cellules convectives ont tendance à se former sur ou juste devant le bord d'attaque de la zone de fortes averses convectives. Ces cellules en développement sont suivies par des cellules matures caractérisées par de fortes précipitations en surface et un courant ascendant fort qui peut pénétrer au delà du sommet de la zone de cirrus. Le courant ascendant est souvent suivi par un downdraft d'échelle convective dans les couches moyennes

et supérieures. Derrière la cellule mature, on trouve une cellule plus ancienne. Les cellules plus anciennes sont advectées vers l'arrière au dessus d'une couche d'écoulement dense et subsident. Dans les précipitations des cellules matures et convectives, des downdrafts convectifs de basses couches s'étalent dans la couche limite à l'arrière du front de rafales et vers l'arrière du système. En terme de champ de pression, on observe une dépression en surface (L) à l'arrière de la zone stratiforme, associée au réchauffement par subsidence non saturée et un anticyclone (H) sous la zone convective au niveau du courant de densité. La dépression en surface souvent située à l'avant de la ligne convective est associée au réchauffement dû à la subsidence compensatoire aux niveaux moyens et supérieurs. En moyenne troposphère, une petite dépression est observée sous l'updraft convectif. À l'arrière, au niveau de la couche de fusion ou juste au-dessus, on trouve une dépression plus étendue associée à l'air à flottabilité positive des nuages stratiformes du dessus.

4.2.1 La zone convective

La structure de la zone convective est connue grâce aux observations (radar Doppler, avions, radiosondages et observations de surface) et aux simulations des modèles numériques. Les observations par radars Doppler exhibent un courant ascendant incliné vers l'arrière du système et, par dessus cet écoulement ascendant, des bosses bien marquées correspondant à chaque cellule convective (associée à un maximum de réflectivité), chaque pic successif atteignant une altitude plus élevée (structure en marches d'escalier). Deux types de courants descendants sont observés (bien visibles également Figure 2) : des downdrafts de basses couches pilotés par les fortes averses (downdrafts pilotés par les précipitations, ils nourrissent la poche d'air froid qui s'accumule sous la zone convective et dont le bord d'attaque est le front de rafales), mais aussi une seconde catégorie de downdrafts situés plus haut en altitude, de part et d'autre des tours ascendantes, apparemment forcés par la force de perturbation de pression dirigée vers le bas que l'on trouve de part et d'autre d'un élément de flottabilité positive.

L'écoulement ascendant incliné au dessus de la poche d'air froid est constitué d'air à fortes θ. (351 K sur la Figure 2) en provenance de la couche limite située à l'avant de la ligne. Lorsque cet air passe au dessus du front de rafales, un updraft se développe en cellule près du front de rafales. Chaque cellule est advectée vers l'arrière par rapport à l'écoulement relatif incliné. Ainsi, la deuxième cellule derrière le bord d'attaque est plus ancienne. La troisième cellule vers l'arrière est située plus haut en altitude que les deux La région stratiforme influence la zone convective : en effet, l'air sec à faible θ_e, (332 K sur la Figure 2) en provenance de l'arrière du système entre dans la zone convective par l'arrière et descend dans la poche froide, après son passage dans les précipitations stratiformes juste sous la base des nuages stratiformes. Une seconde source d'air a faibles θ, pour la poche froide est constituée par les downdrafts transitoires dans la zone de « cross-over » où de l'air sec situé a |'avant de la ligne de grains arrive également dans la poche froide (flèches tiretées provenant de l'avant du système sur la Figure 3). La zone convective est une zone de « cross-over» où le flux entrant par l'avant de la ligne et dirigé des basses couches vers la moyenne troposphère se transforme en courants transitoires d'échelle convective. Dans le cas d'une ligne de grains avec des précipitations stratiformes à l'arrière c'est surtout l'écoulement en provenance de l'arrière de la ligne qui participe au maintien de l'intensité du courant de densité du système (flèches tiretées provenant de l'arrière du système sur la Figure 3). Ainsi, la dynamique de la région convective de la ligne de grains avec précipitations stratiformes à l'arrière n'est pas indépendante de la dynamique de la zone stratiforme.

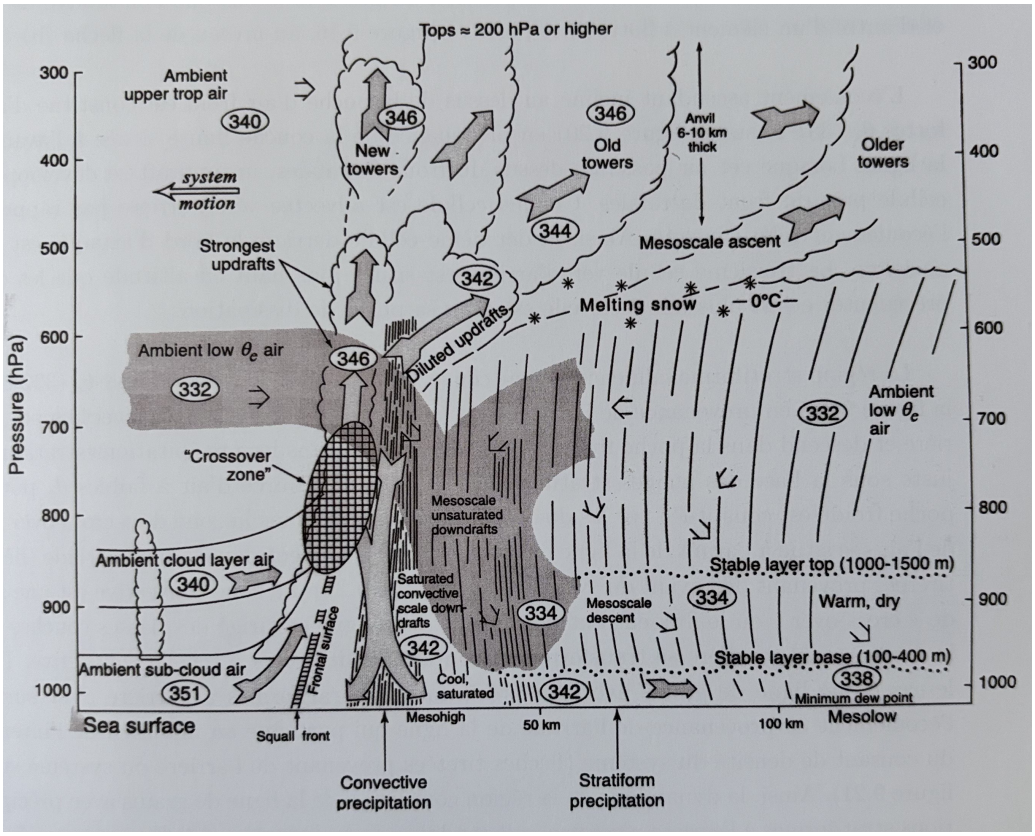


Figure 10: Modèle conceptuel d'une ligne de grains tropicale océanique. Tous les vecteurs sont relatifs à la ligne de grains qui se déplace de droite à gauche. Les particules de la couche limite sous-nuageuse s'élèvent et forment les ascendances convectives. L'air environnant nuageux est entraîné dans les ascendances. Les particules s'élèvent dans l'ascendance jusqu'à ce qu'elles perdent leur flottabilité par entraînement ou en rencontrant une couche stable dans l'environnement. L'entraînement d'air ambiant à faible θ_e affaiblit les ascendances et forment les courants descendant d'échelle convective qui plongent vers la surface dans la zone de précipitations convectives. Le système est tridimensionnel si bien que les trajectoires des ascendances et celles des subsidences ne sont pas colocalisées ; la zone convective contient une zone de "cross-over" où les ascendances et les subsidences d'échelle convective coexistent. Les chiffres dans les ellipses sont des valeurs typiques de la θ_e. Source : d'après Zipser, 1977, [967], reproduit avec la permission de l'"American Meteorological Society"

4.2.2 La zone stratiforme

Les simulations numériques mettent en évidence la nécessité d'avoir un schéma de représentation de la microphysique pour la phase glace dans le modèle utilisé faute de quoi la région stratiforme simulée n'est pas réaliste. La production de glace en altitude dans la zone convective et son transport vers l'arrière par l'ascendance sont très importants pour la formation de la zone stratiforme. La Figure 1 montre que dans la zone stratiforme, en moyenne et haute troposphère, la vitesse verticale est positive presque partout (sauf dans la zone de minimum de réflectivité radar, entre la région convective et le maximum secondaire de précipitations stratiformes, sous la bande brillante, dans la zone des downdrafts d'altitude). La vitesse verticale est nulle entre 0 et 2 km au dessus de l'iso-0°C, positive au dessus, négative en dessous. La vitesse verticale est généralement inférieure à 0.5 m/s. La figure 4 montre une répartition précipitations convective/stratiforme typique : les deux premières heures sont dominées par les précipitations convectives tandis que durant les quatre dernières heures, les précipitations convectives sont équivalentes aux précipitations stratiformes. Sur la durée totale, environ 37%

des précipitations est d'origine stratiforme.

La Figure 1 donne les trajectoires des hydrométéores dans la zone stratiforme. L'enclume de nimbostratus est constituée de particules de glaces. Pour commencer, elles traversent la zone de faible mouvement subsident juste à l'arrière de la zone convective : la masse des particules précipitantes ne peut pas y augmenter et les particules s'évaporent en partie. Les particules qui tombent le plus lentement sont néanmoins rapidement advectées vers la zone d'updraft de méso-échelle (zone de faibles ascendances) où elles croissent de manière importante par dépôt de vapeur tout en continuant leur descente vers la couche de fusion. Avant d'atteindre la couche de fusion, ou à l'intérieur de la couche, les particules de glace peuvent s'agréger ce qui provoque une intensification de la réflectivité radar dans la bande brillante.

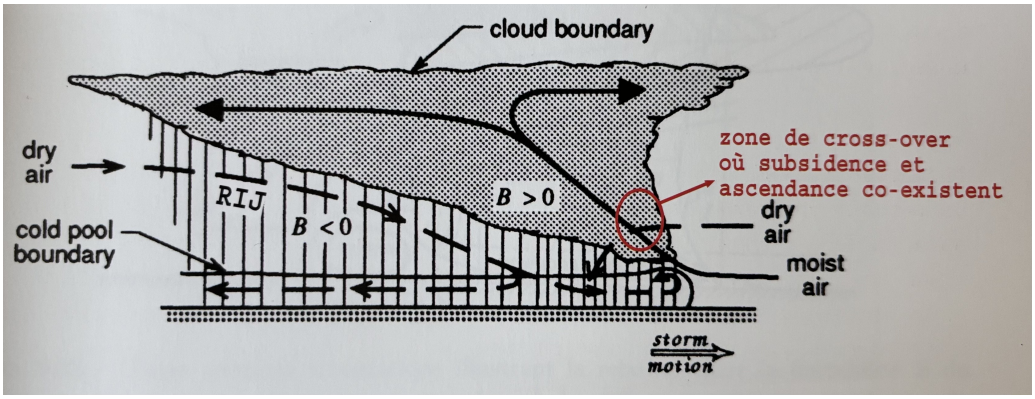


Figure 11: Schéma de la part convective d'une ligne de grains avec des précipitations stratiformes à l'arrière. Écoulement de vapeur d'eau à l'intérieur et à l'extérieur de la ligne. B représente la flottabilité. Source : d'après Fovell, 1990 [269]. Reproduit avec la permission de 1'"American Meteorological Society" et adapté (notations) par F. Beucher.

La structure thermodynamique de la zone stratiforme est résumée dans le schéma conceptuel proposé par Lafore et Moncrieff (Figure 5). Ce schéma relie la flottabilité de la zone stratiforme, le minimum de perturbation de pression (p_2*) à la base de l'updraft de méso-échelle et le courant venant de l'arrière (nommé RIJ). La couche nuageuse stratiforme a une flottabilité positive (couche chaude et humide). Juste à l'arrière de la zone convective, la couche nuageuse est épaisse et la flottabilité (B1) est importante. Vers l'arrière du système, la flottabilité diminue (B3 $<$ B1) et la couche nuageuse s'amincit. Ainsi, l'amplitude de la perturbation de pression à la base de la couche instable est plus forte à l'intérieur du système, juste derrière la zone convective (p_2*). La différence de pression à méso-échelle (Δp) pilote l'écoulement de l'arrière vers l'avant du système dans la zone stratiforme qui correspond au "Rear Inflow Jet" (RIJ).

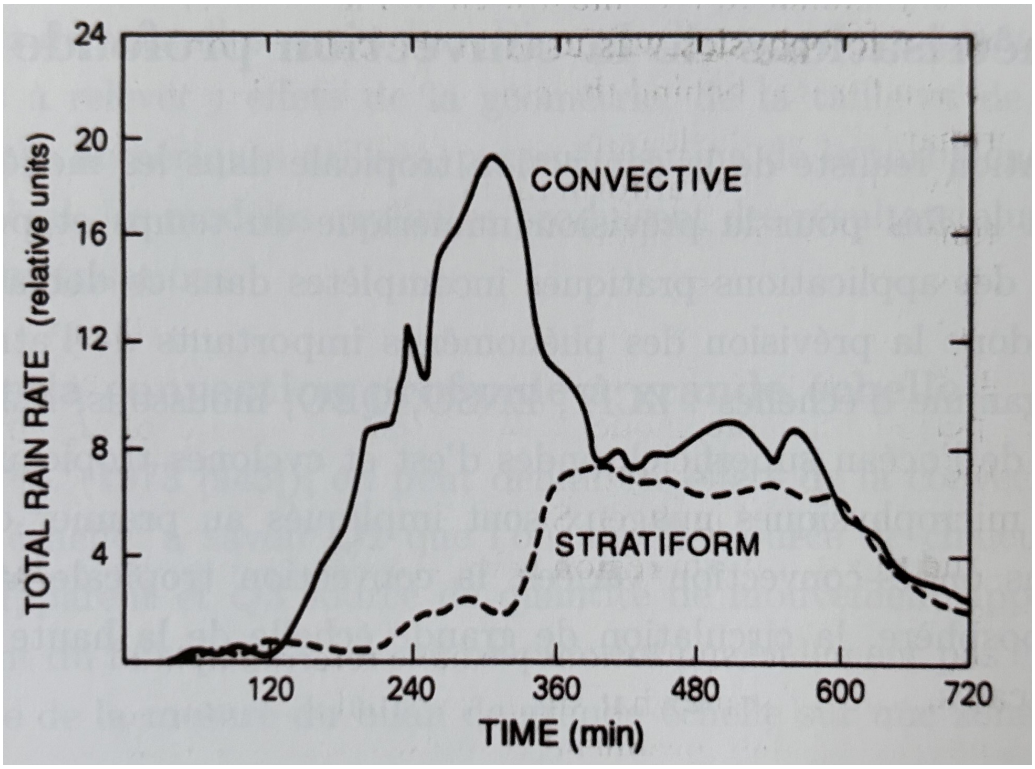


Figure 12: Taux de précipitation en surface moyenné dans une simulation 2D d'une ligne de grains avec microphysique glace incluse. Source : d'après Tao et Simpson, 1989 [825], reproduit avec la permission de l'"American Meteorological Society"

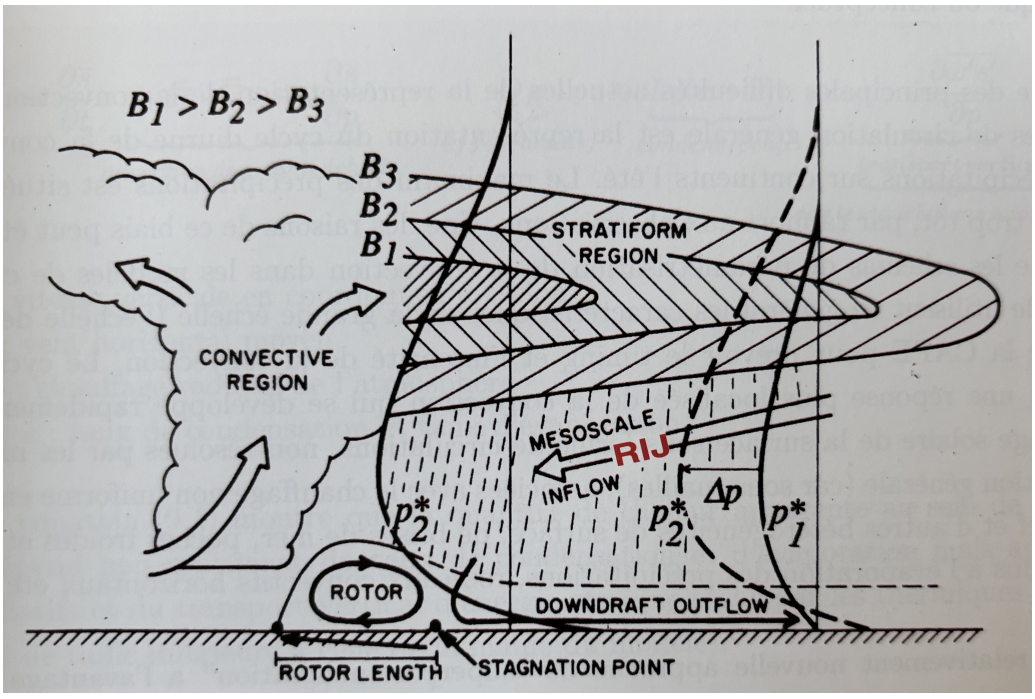


Figure 13: Coupe verticale schématique illustrant la relation entre la flottabilité B du nuage strati- forme et la perturbation de pression $p*$. La différence entre la perturbation de pression hydrostatique à l'arrière (p_1*) et à l'avant (p_2*) de la zone stratiforme est indiquée par Δp. RIJ pour "Rear Inflow Jet". Source : d'après Lafore et Moncrieff, 1989 [459], reproduit avec la permission de l'"American Meteorological Society" et adapté (notations) par F. Beucher.

5 Les Autres Phénomènes Météorologiques aux Antilles

Ondes Tropicales :
Les ondes tropicales sont des perturbations atmosphériques se déplaçant d'est en ouest. Elles peuvent évoluer en dépression, tempête ou cyclone tropical.

Brumes de Sable Sahariennes :
Transportées depuis le Sahara par les alizés, ces brumes réduisent la visibilité, limitent la formation de nuages et dégradent la qualité de l'air.

Effet de Foehn :
L'air humide s'élève sur un relief, se refroidit et provoque des précipitations. En redescendant, il se réchauffe et s'assèche, entraînant un ciel dégagé et des vents turbulents.

Effet Venturi :
Lorsque le vent ou un courant marin s'engouffre dans un passage étroit, sa vitesse augmente, réduisant la pression. Cet effet est particulièrement marqué dans les canaux entre les îles, comme le canal de la Dominique ou celui de Sainte-Lucie, générant des vents forts et des conditions météorologiques instables.

Brises Thermiques :
Les brises de mer soufflent vers la terre en journée, influençant les alizés selon l'orientation de la côte. Elles sont plus marquées dans les baies protégées.

Effet de Côte :
La côte est, exposée aux alizés, connaît mer agitée, humidité et précipitations fréquentes. En revanche, la côte ouest, abritée, est plus sèche, avec des vents plus faibles et instables.

Effet de Relief :
Les alizés forcent l'humidité vers les hauteurs, générant des précipitations et créant des microclimats, comme sur la Montagne Pelée ou la Soufrière.

Effet de Marée :
Dans certains passages entre îles, comme celui entre la Désirade et la Guadeloupe, les courants sont puissants, influencés par la marée, ce qui rend la navigation plus complexe.

Grains Tropicaux :
Les grains tropicaux, fréquents en mer des Caraïbes, se forment rapidement, apportant fortes pluies, vents violents et une baisse de visibilité, perturbant ainsi la navigation.

Houle de Nord :
Générée par des tempêtes de l'Atlantique Nord, la houle peut atteindre 3-4 mètres et toucher les côtes, même sans vent local. Elle rend l'entrée des ports plus agitée et les mouillages inconfortables.

Trombes Marines :
Les trombes marines, colonnes d'air en rotation semblables à des mini-tornades, apportent des rafales violentes, créant un danger pour les voiliers et petites embarcations.

6 Conclusion

Les conditions météorologiques aux Antilles sont largement influencées par les alizés et la géographie des îles. Le relief, l'orientation des côtes et la proximité des îles contribuent à la diversité des microclimats et à la variabilité des phénomènes locaux.

Références

- Beucher, F. (2010). *Météorologie tropicale : des alizés au cyclone*. Ecole Nationale de la Météorologie.
- Biggerstaff et Houze (1991). *Études sur les hydrométéores dans les lignes de grains*. American Meteorological Society.
- Zipser, E. (1977). *Dynamique des systèmes convectifs tropicaux*. AMS.
- Riehl, H. (1951). *Circulations atmosphériques et alizés*. AMS.
- Fabrice CHAUVIN *Cours de météorologie tropicale*
- Météo-France