

CHAPITRE III: LES INDICES DE PRÉVISION DES ORAGES

III.1 INTRODUCTION

Il existe différents types d'indices permettent de prévoir l'instabilité de la masse d'air et ainsi de prévoir les conditions favorables de formation des orages. Parmi ces indices, nous avons les indices de Showalter, de Galway, le CAPE le CIN, LCL le LFC. A Madagascar on utilise surtout l'indice de Showalter et de Galway lorsqu' on interprète les émagramme mais pour notre simulation avec le modèle WRF nous allons surtout utiliser le CAPE, le CIN, le LCL, et le LFC et nous allons également interpréter les variations des paramètres P T U et des vents a diverses altitudes.

III.2 LE CAPE

La CAPE représente l'énergie potentielle convective dont dispose une particule d'air lors de son ascension, à partir du niveau de convection libre. Elle est due à la flottabilité positive ($T > T_e$), entretenue par la libération de chaleur latente, qui accélère la particule vers le haut. Elle est d'autant plus grande que l'écart de température entre la particule ascendante et l'air ambiant est grand.

On peut la déterminer sur l'émagramme en utilisant l'équivalence surface/énergie par unité de masse (voir figure suivante). C'est l'aire entre la courbe d'état et la trajectoire suivie par le point d'état représentant l'évolution de la particule d'air dès lors que la température de celle-ci est supérieure à celle de l'air environnant. Dans la figure ci-après, elle correspond à l'aire entre la courbe d'état et la courbe pseudo adiabatique au-dessus du niveau de convection libre.

En moyenne la particule arrête son ascension lorsque sa température devient égale à celle de l'air environnant (niveau d'équilibre thermique) mais si les frottements sont faibles, elle peut dépasser ce niveau.

Nous illustrons dans la figure précédente la représentation des CAPE et des CIN

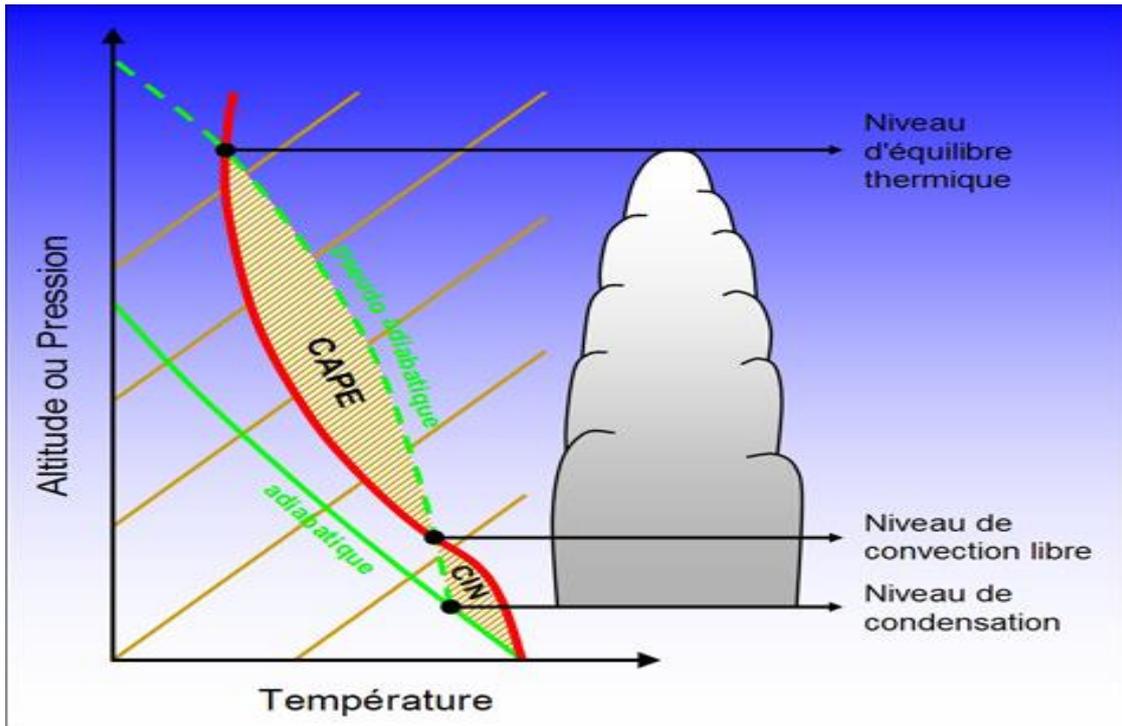


Figure 27 : Représentation graphique du CAPE et du CIN

Source : UVED

Au cours de l'ascendance, l'accélération de la particule sous l'effet de la flottabilité se traduit par une augmentation de l'énergie cinétique aux dépens de l'énergie potentielle. Cette dernière est également dissipée en partie par frottements et par la perturbation de pression générée par la particule elle-même dans son mouvement.

Il apparaît en effet une surpression au-dessus de la particule qui pousse l'air la surplombant, ainsi qu'une dépression dans son sillage, d'où la présence d'un gradient de pression vers le haut et d'une force de pression vers le bas qui s'oppose au mouvement. Mais selon l'hypothèse de la particule d'air, on suppose que la pression de la particule s'adapte à la pression de l'air ambiant donc ce dernier phénomène est négligé. Si l'on suppose en outre pour simplifier qu'il n'y a pas de frottements, toute l'énergie potentielle de la particule (initialement égale à la CAPE) sera progressivement transformée en énergie cinétique jusqu'à épuisement au niveau d'équilibre thermique (au delà duquel la flottabilité s'inverse).

A ce niveau, l'énergie cinétique (donc la vitesse) est maximale et l'énergie potentielle est nulle, c'est l'application du théorème de l'énergie mécanique sans frottement: $E = E_c + E_p = cte$. On en déduit une estimation grossière de la vitesse d'ascendance maximale w d'une masse unité au niveau d'équilibre thermique (vitesse supposée nulle au niveau de convection libre).

Cette vitesse, qui surestime les vitesses verticales réellement atteintes, donne un ordre de grandeur des mouvements verticaux pouvant être générés dans les cellules convectives (en pratique on préfère utiliser la CAPE pour caractériser le potentiel convectif de l'atmosphère):

$$W = \sqrt{(2 \times CAPE)}$$

La CAPE (pour Convective Available Potential Energy) quantifie, en J/kg, l'énergie convective disponible dans un profil atmosphérique donné. Elle impacte de manière directe les vitesses verticales qui peuvent être observées au sein des cellules convectives, et détermine par conséquent le potentiel orageux. Il s'agit, de fait, de la mesure la plus représentative de l'instabilité latente présente dans l'atmosphère.

Ce paramètre se calcule sur la base d'une parcelle d'air soulevée adiabatiquement depuis le sol, ou depuis toute autre altitude située généralement dans les basses couches (cf. paragraphe suivant). Lors de son ascension, cette parcelle d'air se refroidit à un rythme le plus souvent différent de celui observé dans l'environnement. Elle se retrouve dès lors plus froide (stabilité) ou plus chaude que l'air ambiant (instabilité).

La CAPE représente la quantité d'énergie qu'aura cette parcelle d'air sur toute l'épaisseur atmosphérique où elle est plus chaude que son environnement. Elle sera en effet en état d'instabilité sur cette épaisseur et subira une accélération dirigée vers le haut (poussée d'Archimède), qui sera d'autant plus grande que l'écart de température entre la parcelle ascendante et l'environnement sera grand.

La mesure de cet écart thermique à l'altitude géopotentielle 500 hPa (soit vers 5.500 mètres d'altitude environ) définit l'indice de soulèvement (LI – Lifted Index), qui est exprimé en degrés Kelvin. CAPE et LI procèdent ainsi d'une approche identique du profil atmosphérique, mais quantifient l'instabilité de manière différente.

Le calcul de la CAPE et du LI est fortement dépendant du choix de la parcelle d'air soulevée. En l'occurrence, lorsque la parcelle d'air soulevée est celle qui se situe au niveau du sol, le résultat obtenu constitue la SBCAPE (pour Surface Based CAPE) et le SBLI (pour Surface Based LI).

Lorsque la parcelle d'air soulevée est celle qui possède la température potentielle la plus élevée, le résultat obtenu constitue la MUCAPE (pour Most Unstable CAPE) et le MULI (pour Most Unstable LI). Ce sont ces deux valeurs qui sont présentées sur le champ de modèle fourni sur le site de KERAUNOS.

Tableau 7: Grilles d'interprétation générale des MUCAPE

Valeurs	Signification générale
< 200 J/kg	Instabilité faible
200 à 1000 J/kg	Instabilité modérée
1000 à 2000 J/kg	Instabilité forte
2000 à 4000 J/kg	Instabilité très forte
> 4000 J/kg	Instabilité extrême

III.3 LA CIN

La CIN (Convective INhibition) quantifie, en J/kg, l'énergie nécessaire pour initier la convection, et plus précisément l'énergie nécessaire à une parcelle d'air pour atteindre le niveau de convection libre. La CIN reflète ainsi la présence ou non d'une inversion ou d'un « couvercle thermique » (dôme d'air chaud et sec près du sol) susceptibles d'inhiber la convection, et conséquemment le développement des orages.

Tableau 8: Grilles d'interprétation de la valeur CIN

	Signification générale
> - 20 J/kg	Inhibition faible
-50 à -100 J/kg	Inhibition modérée
-100 à -200 J/kg	Inhibition forte
< 200 J :kg	Inhibition très forte

III.4 LE LCL (LIFTED CONDENSATION LEVEL)

Le niveau de condensation par soulèvement (LCL – Lifted Condensation Level), exprimé en mètres, désigne l'altitude à laquelle une parcelle d'air soulevée adiabatiquement depuis le sol aura une humidité relative égale à 100%. L'expérience montre que des niveaux de condensation bas sont susceptibles d'accentuer la sévérité de la convection et des phénomènes liés, sous réserve que la situation synoptique et de méso-échelle y soit favorable.

(LCL). De là sur, suivez le taux de la défaillance adiabatique moite jusqu'à la température de la parcelle atteint l'air température de masse, au niveau de l'équilibre (EL). Si la température de la parcelle le long de l'adiabat moite est plus chaude que l'environnement sur ascenseur supplémentaire, on a trouvé le LFC.

Depuis le volume de la parcelle est plus grand que l'air environnant après LFC par la loi du gaz idéale ($PV = nRT$), c'est moins dense et devient augmenter flottable jusqu'à sa température (à E) égale la masse de l'air environnante. Si l'airmass a un ou beaucoup de LFC, c'est potentiellement instable et peut mener aux nuages du convective aimez cumulus et orages.

**PARTIE III: RESULTATS,
INTERPRETATION ET DISCUSSION**

CHAPITRE I: RESULTATS ET INTERPRETATION

II.1 RESULTATS

Pour l'interprétation et la présentation de nos résultats nous nous sommes inspirés des méthodes utilisées par KERENNAUS pour la détection des orages. KERENNAUS est un groupe français de prévision du temps en particulier les orages qui procède à l'exploitation uniquement du modèle WRF pour pouvoir sortir des prévisions journalières, bien entendu leur méthode est un peu plus avancée car il dispose de super calculateurs pouvant donner des résolutions jusqu'à 1km, pour nous ici nous nous sommes arrêtés à 6km.

Notre simulation de trois jours sur l'orage du 27 février 2015 qui s'est abattue sur Madagascar et également aux larges de l'île vers les latitudes -10 et -5 nous a donné divers résultats d'évolutions de paramètres météorologiques que nous allons donc exploiter et décortiquer actuellement.

Pour pouvoir dire s'il y a un ou s'il y aura des orages les paramètres que nous devons considérer sont les suivants :

- Les variations de la pression réduite aux niveaux de la mer
- Les vents à diverses altitudes
- les variations de la température à deux mètres du sol sur terre ou température du niveau moyen de la mer pour les océans
- l'humidité relative à deux mètres et à 700hpa
- le point de rosée à deux mètres et le rapport de mélange
- Les tendances des précipitations
- Les paramètres biométéorologiques (CAPE, CIN LCL, CFC)

II.2 Les paramètres du premier jour de simulation, référence 25 février 2015

I.2.1 La pression réduite aux niveaux de la mer du 25 février 2015 à 00 TU

Nous avons choisi ici de représenter la pression avec les résultats du domaine père pour pouvoir avoir une vue d'ensemble des différents anticyclones, dépressions ou fronts du jour, dans notre simulation actuelle ce domaine un jour sera observé ce que l'on appelle une petite carte :

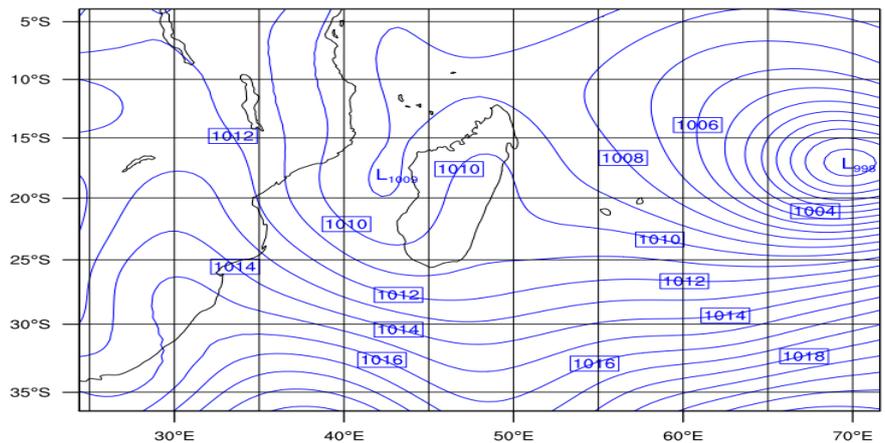


Figure 29 : Pressions réduite du niveau de la mer : du 25 février 2015

Comme toute simulation de modèle numérique le tracé des isobares devient interrompu voir presque inexistant aux niveau des continent toute fois l'on peut voir qu'il y a une zone dépressionnaire aux larges de Madagascar à l' est de l'île accompagnés sans doute de vent fort vue le petit espacement entre les isobares qui se forme au larges de Madagascar plus précisément a l' est de l' ile mai vu l'éloignement de cette dépression en ce jours du 25/02/15 sont influence est minime et ne dégrade pas la situation du jours . A noter aussi une petite dépression dans le canal du Mozambique mais également n'influence pas le temps dans notre zone d'étude. En bas de cette carte avec le lecteur MCIDAS-5 nous observons un anticyclone éloignés qui laisserais a supposés du beau temps mais pour confirmer continuons notre analyse

1.2.2 Température à 2 mètre du sol du 25 février 2015

Nous observons le domaine fils deux :

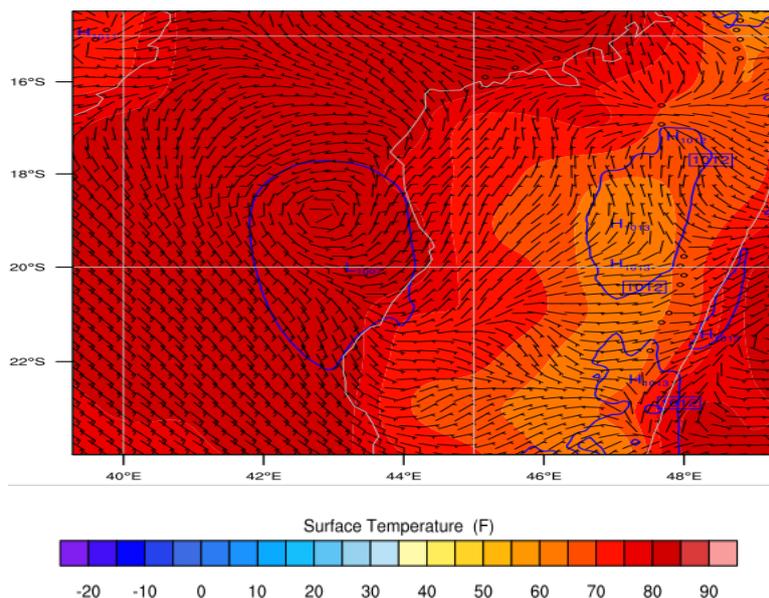


Figure 30 : Température à deux mètres du sol du 25 février 2015

Source : WRF output

Nous observons sur cette carte des températures de 60 faradays pour Ivato et les hauts plateaux. Les vents sont des vents faibles moins de 5 nœud en moyenne ce sont des vents du nord

Le modèle WRF nous a même indiqués finalement avec cette carte que ce jour la Ivato et Antananarivo est une zone de haute pression et donc nous réconforte dans l'idée du beau temps.

I.2.3 Précipitations (pluies) du 25 février 2015 à 00 TU

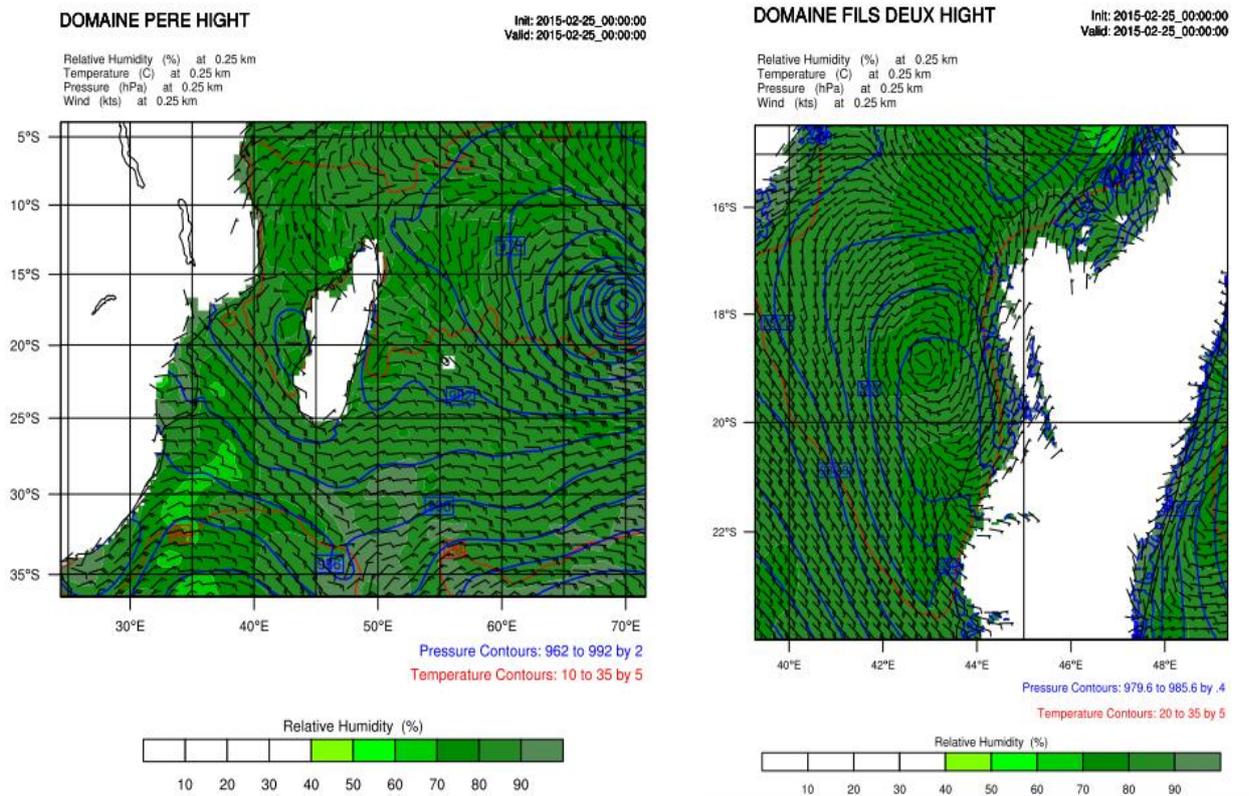


Figure 31 :
Humidité relative du 25 février 2015 :domaine Père et domaine Fils deux

D'après l' image du domaine père , l' humidité est élevé en mer à cette heure-ci entre 70 à 90% mais sur l' ile elle est assez faible elle est moins de 40 % sur une majeure presque toute l' ile sauf une petite partie du nord- ouest on y observe sur ce graphique également une dépressions à l' est de l' ile

Le Domaine Fils deux pour la partie centrale d'île nous y observons mieux la légère dépression se situons dans le canal du Mozambique.