



Université Joseph KI-ZERBO



6^e ECOLE D'ETE DE METEOROLOGIE DE L'ESPACE « Physique et utilisation des outils »

Cours « Basse atmosphère »

TP Transformations de l'air atmosphérique

Pétronille KAFANDO

Laboratoire de Physique et de Chimie de l'Environnement (LPCE)
Université Joseph Ki-Zerbo, Ouagadougou

1- Les transformations de l'air atmosphérique

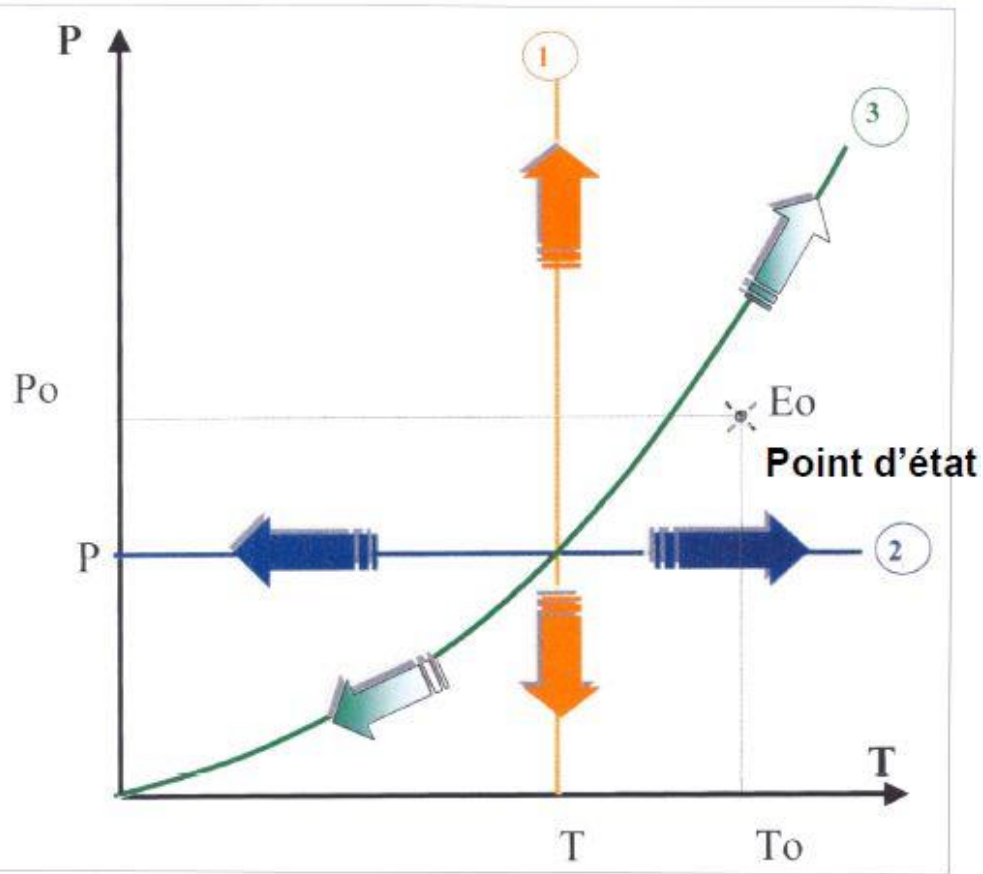
1- Les transformations de l'air atmosphérique

a) Hypothèses thermodynamiques:

- L'atmosphère est considérée comme un gaz parfait qui suit la loi de Joule-Thomson (avec des coefficients calorifiques constants C_p et C_v)
 $PV = xRT$ $R = 8,314 J.K^{-1} \cdot mol^{-1}$
- Son énergie interne U ne dépend que de T et s'annule au zéro absolu.
- Une parcelle d'air sec/humide (P_0, T_0) subit une transformation adiabatique ($dQ=0$) l'amenant à la pression P , si elle revient à la pression initiale, elle retrouve la température initiale T_0 .
- **Temperature potentielle θ** : c'est la temperature de la parcelle d'air ramenée à la pression 1000 hPa. (Elle est conservative c-à-d les lignes iso- θ donnent la trajectoire des parcelles d'air)
$$\theta = T_0 \left(\frac{1000}{P_0} \right)^{\frac{R_a}{c_{pa}}}$$
- S'il y a **saturation** (apparition d'eau liquide), **la transformation n'est plus adiabatique → pseudo-adiabatisme** ; on définit une quantité pseudo-adiabatique θ_e .

1- Les transformations de l'air atmosphérique

L'émagramme 761 est un diagramme thermodynamique utilisé en météorologie pour analyser les transformations de l'air humide aussi bien que de l'air saturé.



Graphique de Principe des transformations de l'air sec :

- 1 transformation isotherme ;
- 2 transformation isobare ;
- 3 transformation adiabatique

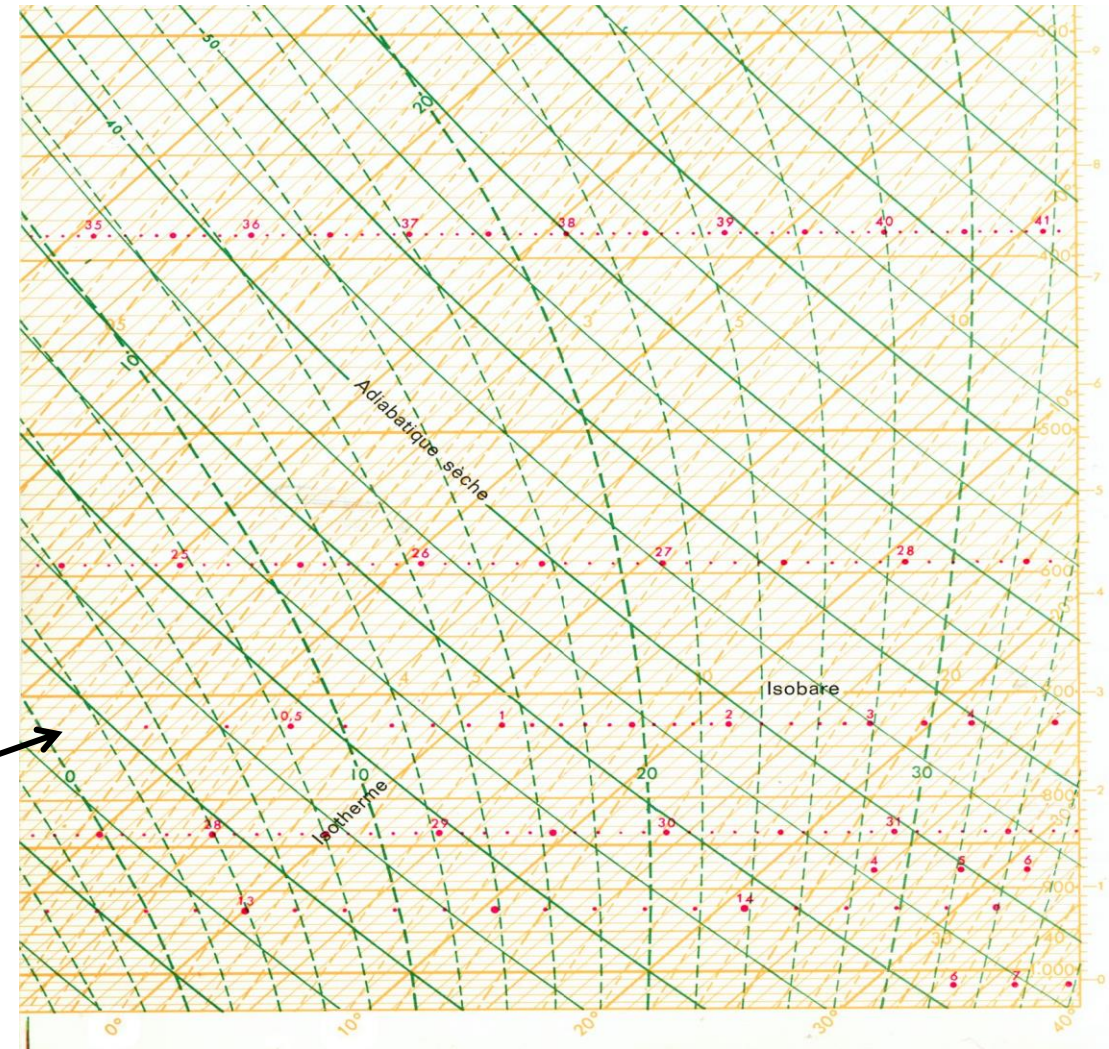
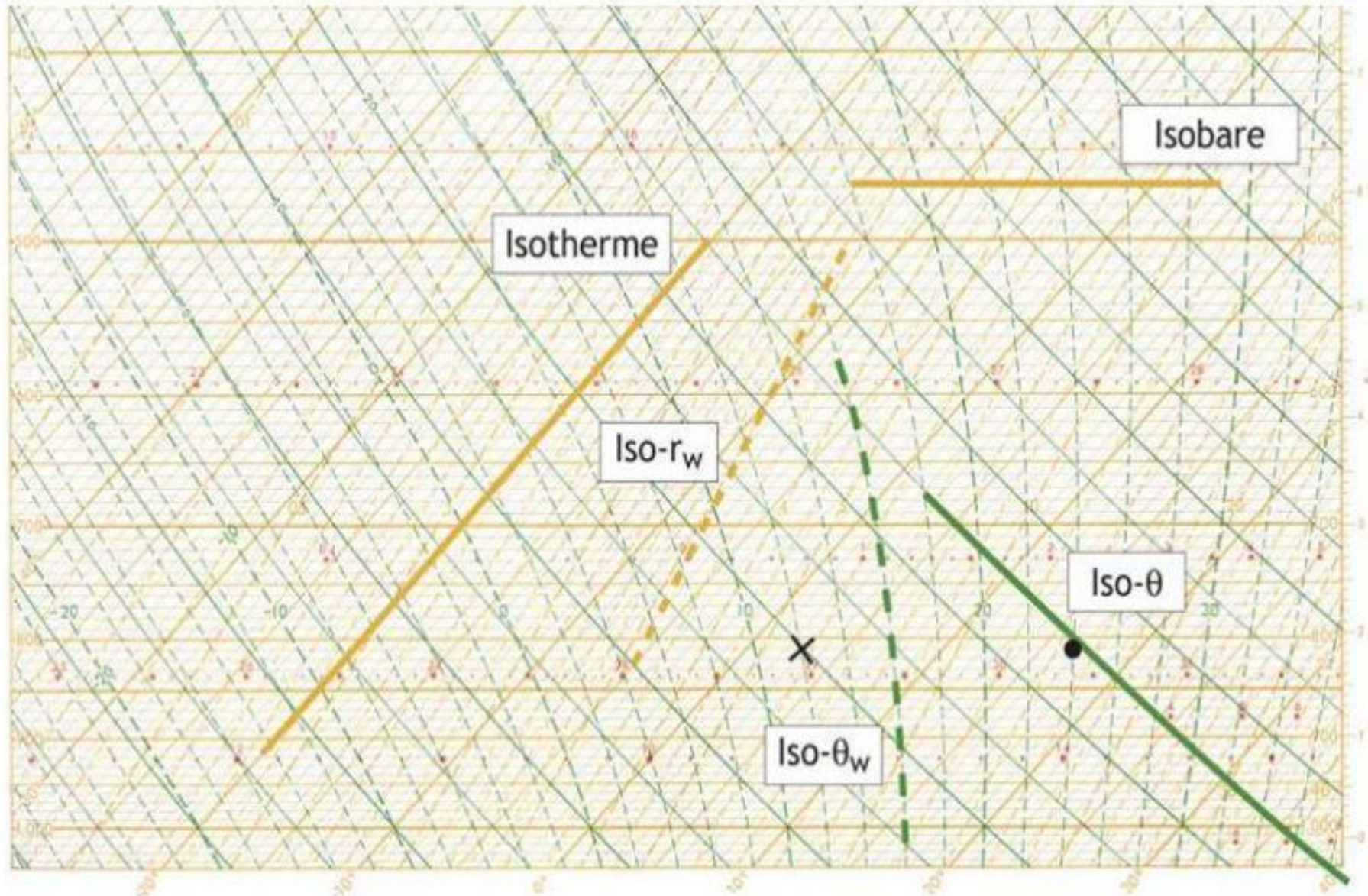


Figure 1: L'émagramme 761

1- Les transformations de l'air atmosphérique



b) Description de l'émagramme 761

L'émagramme 761 est un diagramme thermodynamique de l'atmosphère, utilisé pour l'exploitation des données de radiosondage. Il est constitué de courbes qui sont décrites ci-après :

- **La pression P** : les isobares sont les lignes horizontales de couleur marron ; elles sont cotées en hPa avec les valeurs qui décroissent du bas vers le haut. L'échelle de pression n'est pas linéaire.
- **L'altitude z** : l'échelle d'altitude est indiquée sur le côté droit de l'émagramme ; elle est cotée en km.
- **La température T** : les isothermes sont les lignes marron inclinées à 45° sur l'horizontale ; l'échelle des températures est linéaire et elle est cotée en degré Celcius.
- **Le rapport de mélange (r et r_w)** : les droites iso- r_w sont en tirets de couleur marron et l'échelle n'est pas linéaire ; elles sont cotées en grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec (g/kg). **Les valeurs sont indiquées au niveau des isobares 960, 690 et 440hPa.**

- **Les adiabatiques sèches** : c'est le réseau de courbes vertes en trait plein. Les courbes sont cotées en température et cette température est appelée température adiabatique potentielle.
- **Les pseudo-adiabatiques (adiabatiques saturées)** : c'est le réseau de courbes vertes en tirets. Les courbes sont cotées en température et cette température est appelée température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé.
- **La température virtuelle** : sur l'émagramme la différence $t-t_v$ est indiquée par des points rouges.

Un **point d'état** \leftrightarrow **couple de points (P, t)**. Les transformations de l'air atmosphérique qui sont des suites continues d'état vont apparaître sur l'émagramme comme une courbe composée d'une succession de segments.

La courbe obtenue en joignant les points d'état est la ***courbe d'état***.

La ***courbe de rosée*** est la courbe obtenue **en joignant les points de rosée (P, t_d)**.

1- Les transformations de l'air atmosphérique

b) Comment se forment les nuages et des précipitations

- Mouvement vertical de l'air (convection)
- Refroidissement adiabatique
- Augmentation de l'humidité relative
- Atteinte de la saturation
- Condensation de la vapeur d'eau
- Ascendance jusqu'à perte de flottabilité

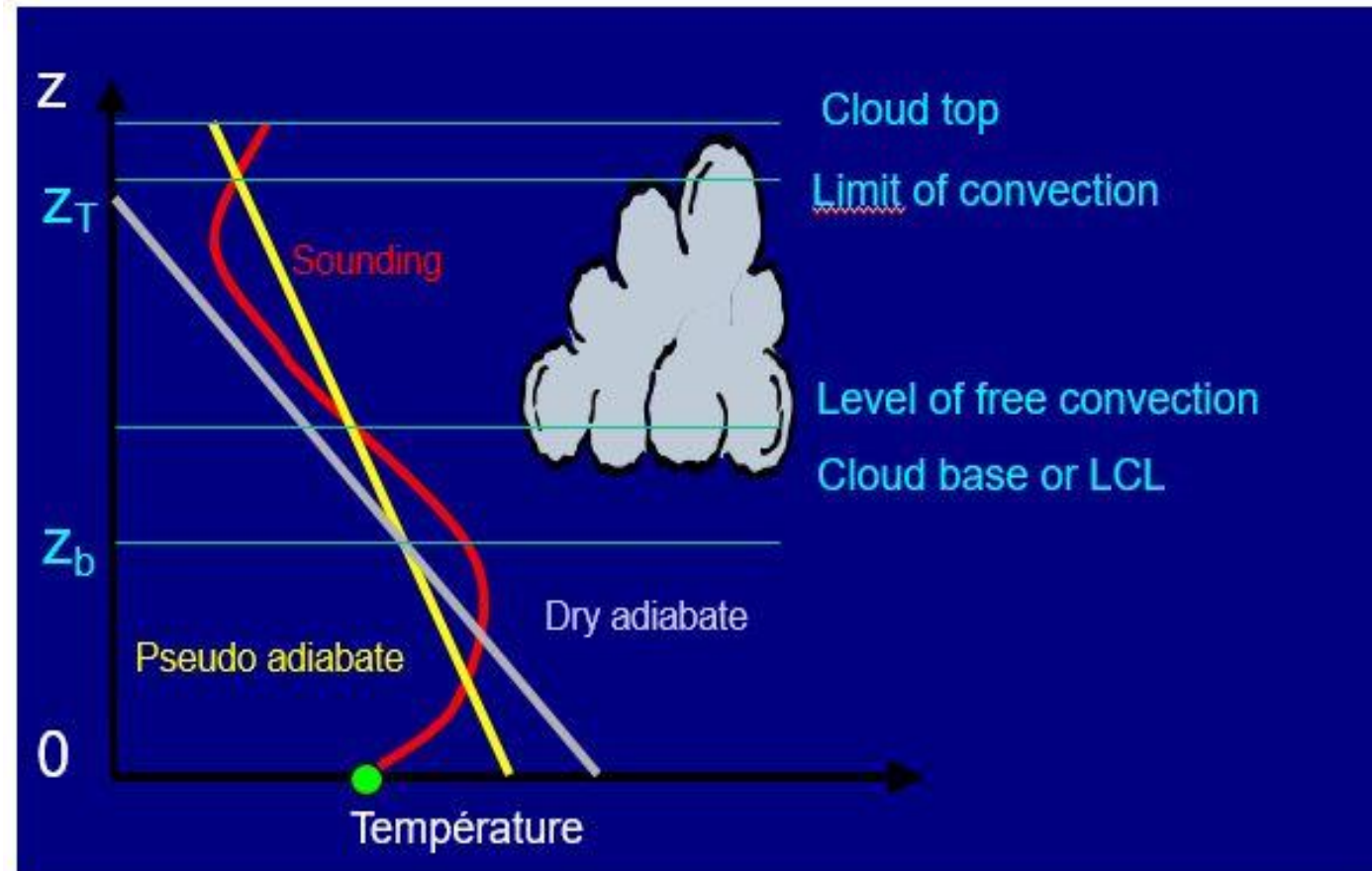


Figure 2: Différents niveaux dans un nuage et courbes thermodynamiques

c) Convection nuageuse

- Le mécanisme déclencheur de la **convection nuageuse** est le **soulèvement de l'air suivi de la condensation**
- La stabilité de l'atmosphère est analysée à l'aide des diagrammes aérologiques (émagrammes)
- L'atmosphère peut présenter **une stabilité, une instabilité ou une instabilité sélective**
- C'est la stabilité de l'atmosphère qui détermine le type de nuages susceptibles de se former.

Variables utilisées pour étudier la stabilité de l'atmosphère : **θ et θ'_w**

d) La saturation

Il y a saturation de l'air en vapeur d'eau lorsque l'air ne plus absorber de vapeur d'eau sans que celle-ci ne change d'état

La saturation de l'air survient lorsque $e(t) = e_w(t) \rightarrow r = r_w$

$e(t)$: pression partielle de vapeur d'eau

$e_w(t)$: pression de vapeur saturante par rapport à l'eau

1- Les transformations de l'air atmosphérique

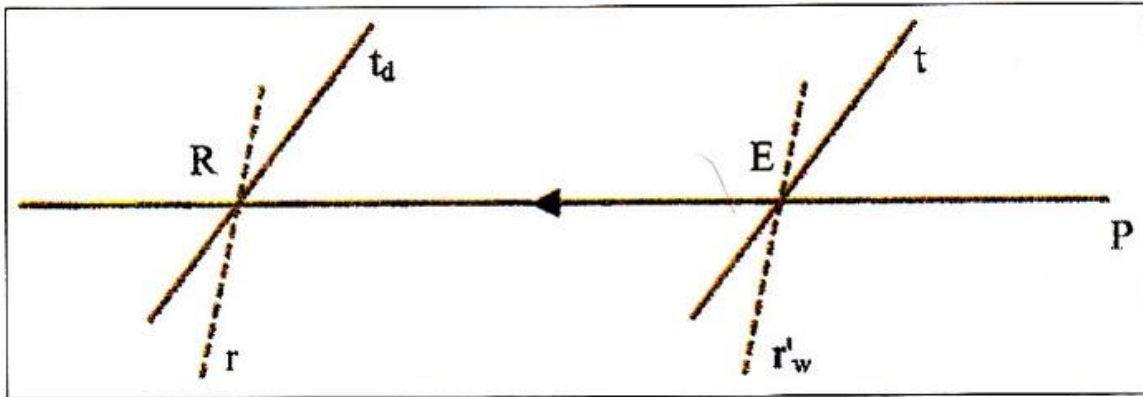
e) Processus conduisant à la saturation de l'atmosphère

Pour qu'il y ait condensation, il faut que l'atmosphère soit saturée. Les processus conduisant à la saturation dans l'atmosphère sont :

*** La diminution du rapport de mélange (refroidissement isobare et détente adiabatique)

*** l'enrichissement en vapeur d'eau

*** Le refroidissement isobare



** La détente adiabatique (soulèvement d'une particule d'air)

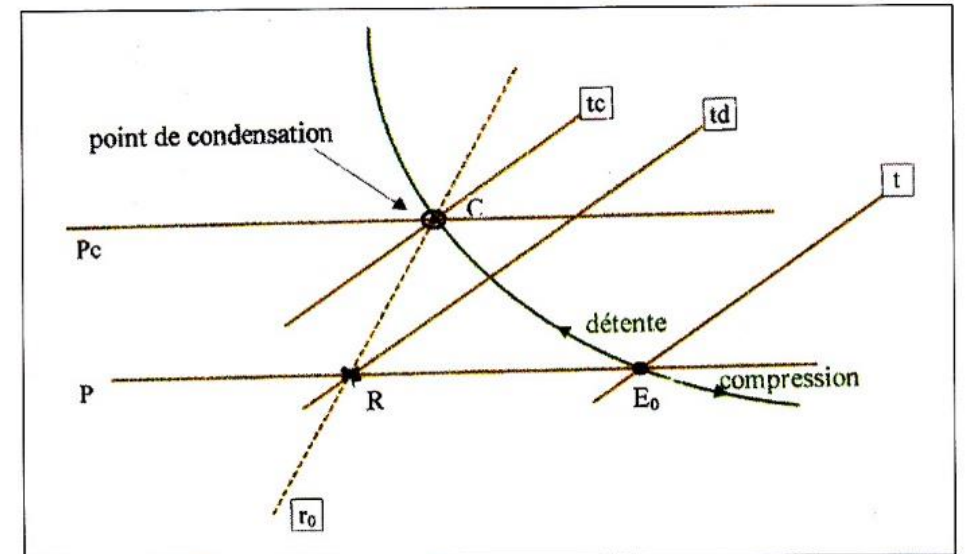
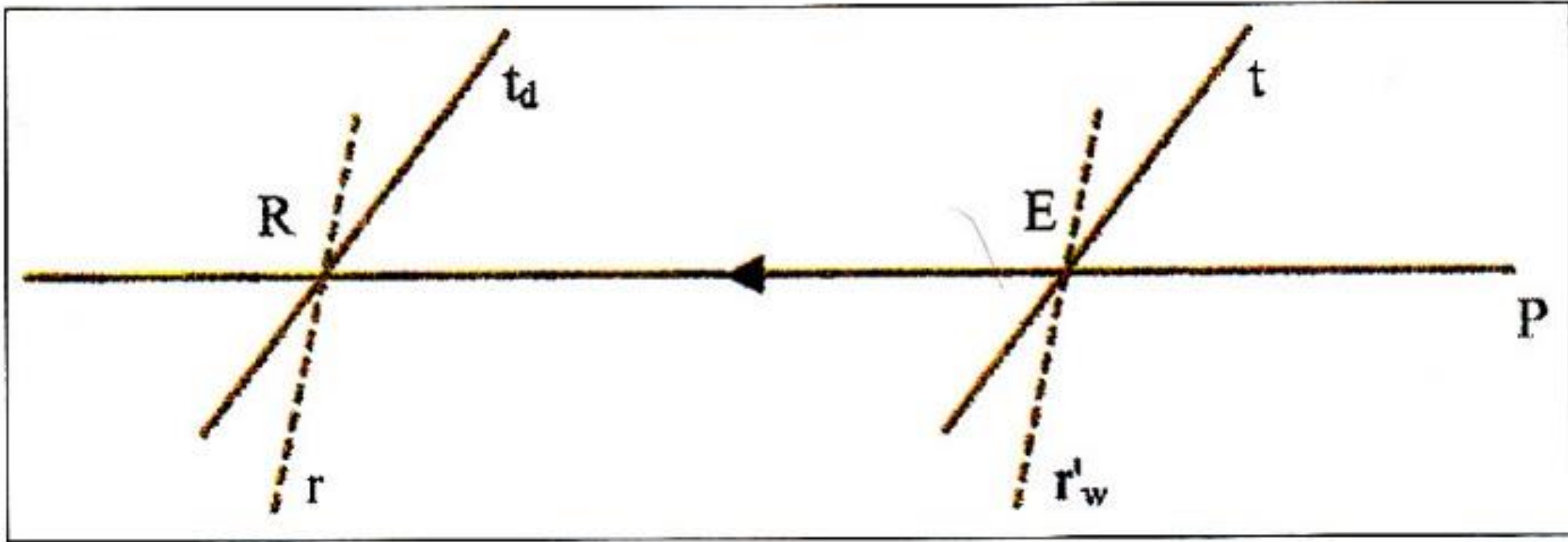


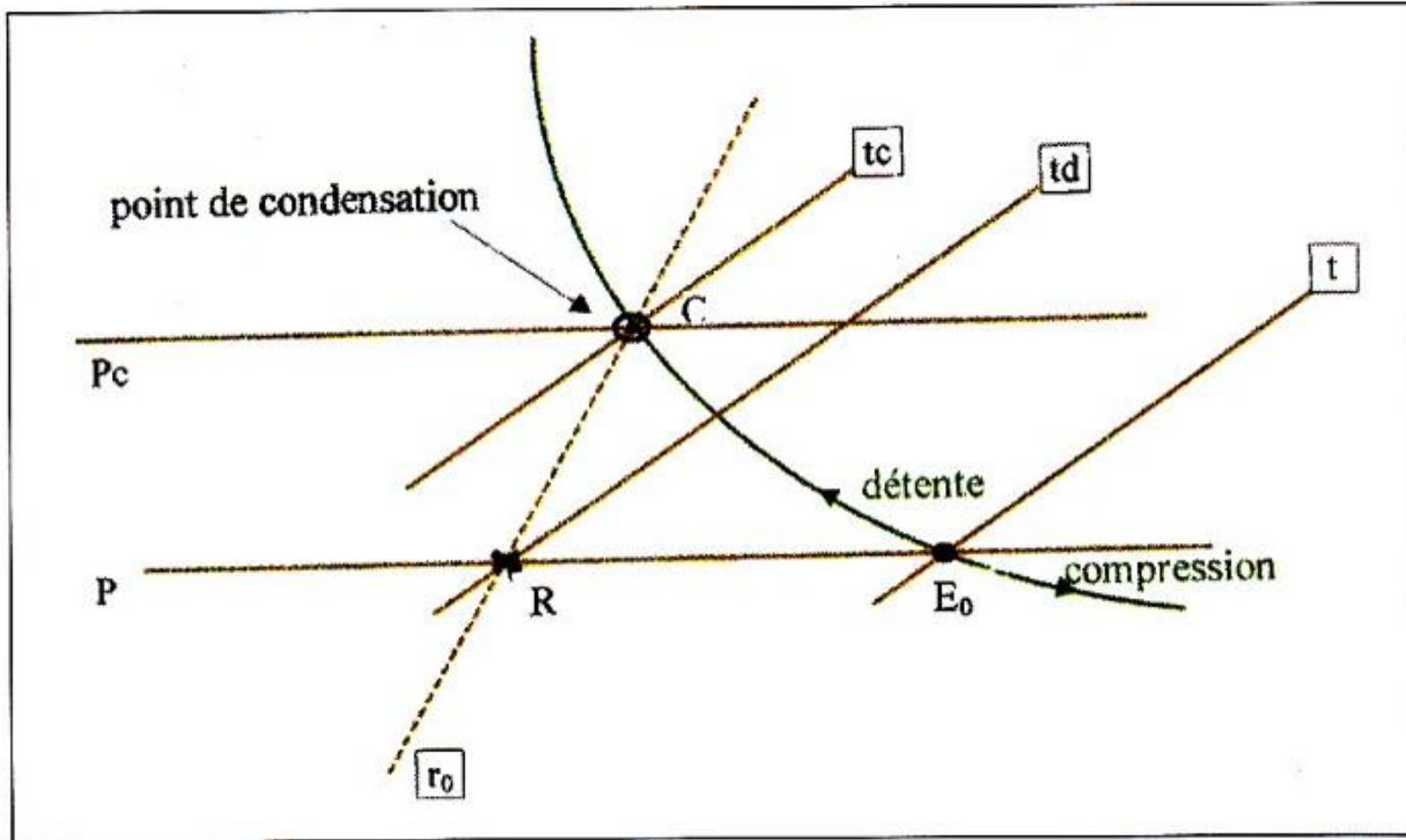
Figure 3: Détermination du point de rosée R et du point de condensation C



La masse d'eau qui a condensé au cours de cette transformation est estimée à partir de l'équation suivante :

$$m_{\text{condensée}} = r - r_w(P_{\text{finale}}, T_{\text{finale}})$$

elle s'exprime en grammes d'eau par kilogramme d'air sec.



La masse d'eau qui a condensé au cours de cette transformation est estimée à partir de l'équation suivante :

$$m_{\text{condensée}} = r - r_w(P_{\text{finale}}, T_{\text{finale}})$$

elle s'exprime en grammes d'eau par kilogramme d'air sec.

1- Les transformations de l'air atmosphérique

** L'enrichissement en vapeur d'eau

- si $T_{\text{Liquide}} < T_{\text{Air}} \rightarrow e_w(t_{\text{Liquide}}) < e_w(t_{\text{Air}}) \rightarrow e < e_w(t_{\text{Liquide}}) < e_w(t_{\text{Air}})$

l'air s'enrichit en vapeur par évaporation, mais **l'évaporation s'arrête avant la saturation de l'air**

- si $T_{\text{Liquide}} > T_{\text{Air}} \rightarrow e_w(t_{\text{Liquide}}) > e_w(t_{\text{Air}}) \rightarrow e < e_w(t_{\text{Air}}) < e_w(t_{\text{Liquide}})$

l'air s'enrichit en vapeur par évaporation; **la saturation survient avant que l'évaporation ne s'arrête**

2- Stabilité et instabilité dans l'atmosphère

2- Stabilité et instabilité dans l'atmosphère

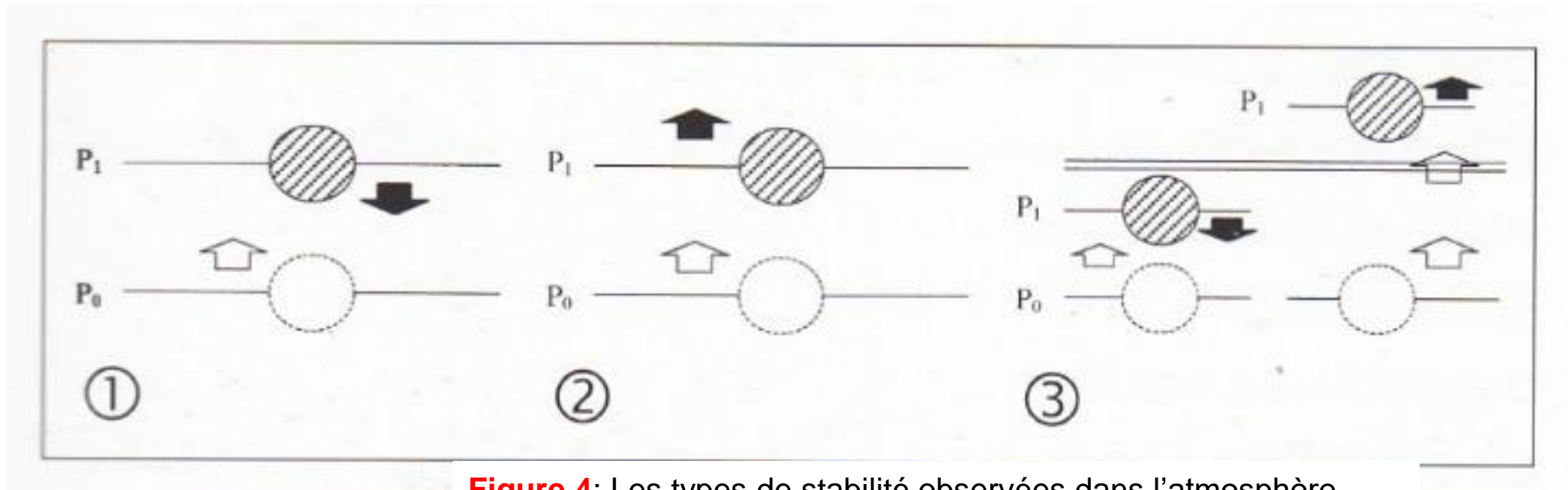


Figure 4: Les types de stabilité observées dans l'atmosphère

L'analyse de la stabilité revient à comparer les 2 forces opposées (**poussée d'Archimède** et le **poids** de la parcelle d'air)

➡ **comparaison de T_p** (température de la parcelle d'air) et **T_1** (température de l'air environnant dans lequel se trouve plongée la parcelle d'air).

a) **$T_p > T_1 \rightarrow$ instabilité**

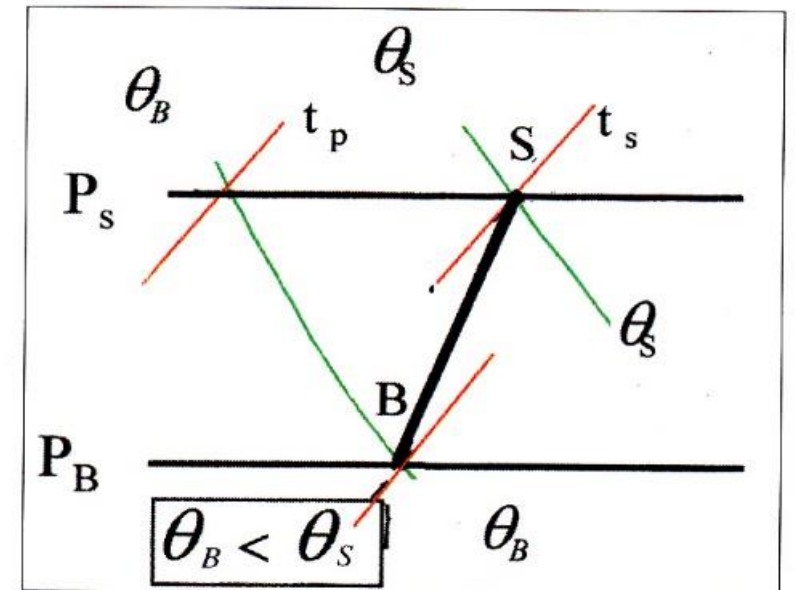
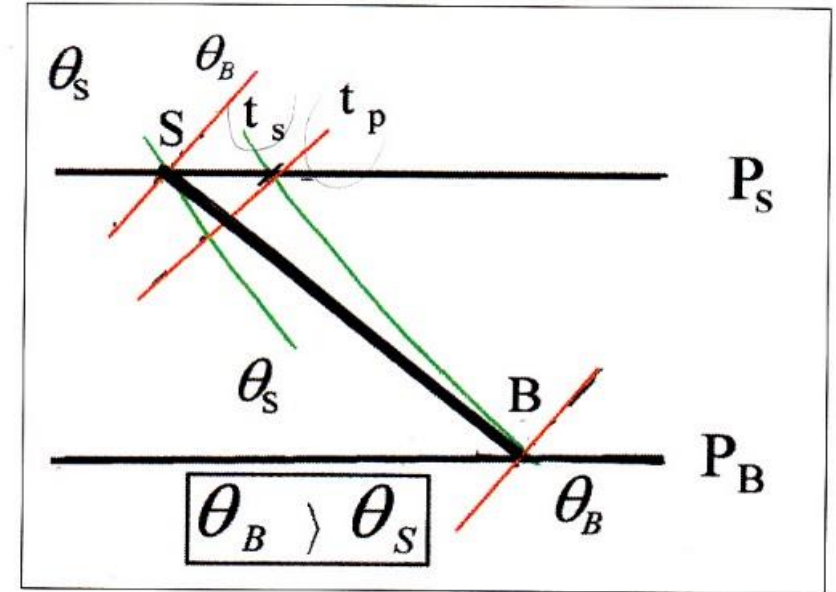
b) **$T_p < T_1 \rightarrow$ stabilité**

c) **$T_p = T_1 \rightarrow$ équilibre indifférent**

2- Stabilité et instabilité dans l'atmosphère

L'analyse de la stabilité revient à comparer les 2 forces opposées qui s'appliquent sur la parcelle d'air (la **poussée d'Archimède** et le **poids** de la parcelle d'air)

Figure 5: Stabilité et instabilité de l'air humide sur l'émaigramme 761



2- Stabilité et instabilité dans l'atmosphère

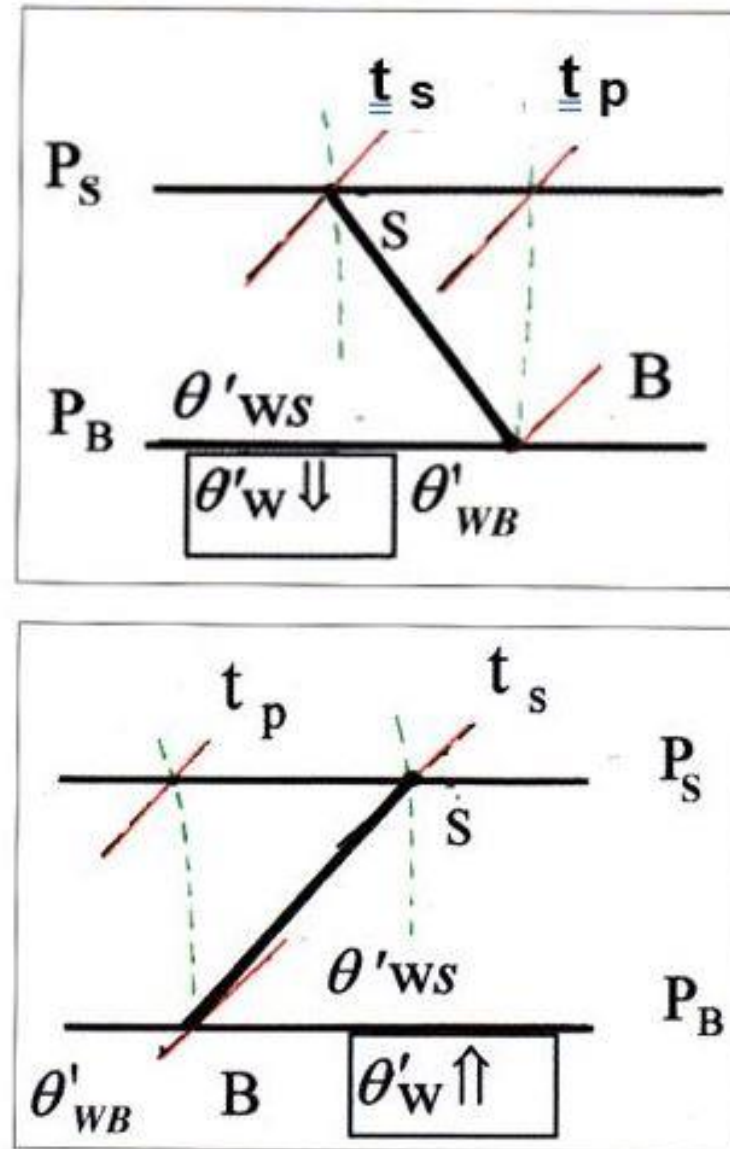


Figure 6: Stabilité et instabilité de l'air saturé sur l'émagramme 761

2- Stabilité et instabilité dans l'atmosphère

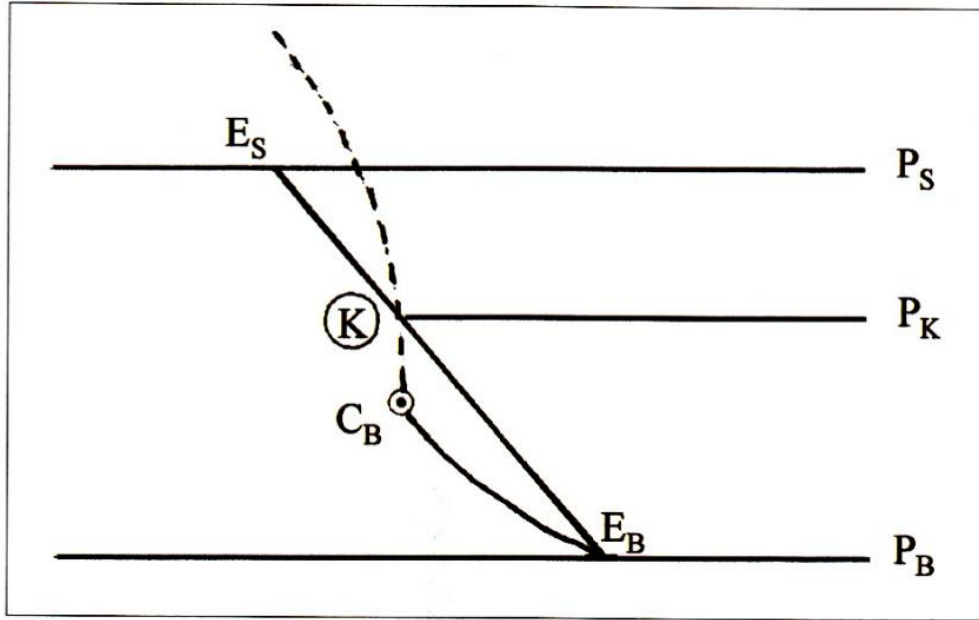


Figure 7: Instabilité sélective d'une parcelle d'air.

La parcelle d'air issue de E_B est soulevée adiabatiquement et atteint le point de condensation C_B .

- Si elle n'a pas suffisamment d'énergie elle reste en dessous du point K → (stabilité)
- Si son énergie est suffisante, elle passe le point K et poursuit son ascendance (instabilité) → formation de nuages convectifs
- (Cf. diapositive sur la CAPE et la CIN)

Détermination de la base et du sommet des nuages

- **En première approximation**, la base des nuages correspond au niveau de condensation.
- Le sommet du nuage est atteint lorsque la pseudo-adiabatique issue du point de condensation va couper la courbe d'état (cela correspond à l'équilibre c'est-à-dire
- Au-delà, la parcelle d'air devient plus froide et ne peut plus subir d'ascendance.

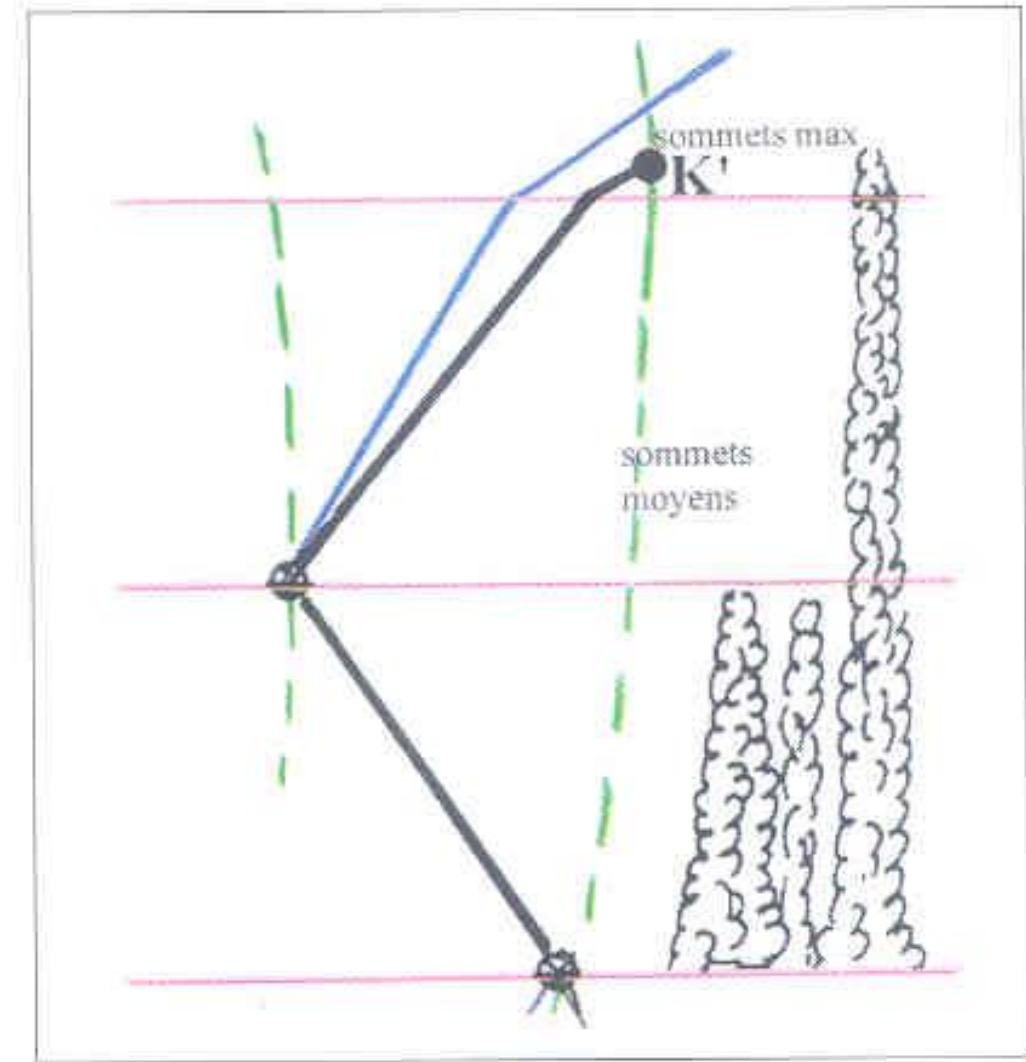


Figure 8: Détermination de la base et du sommet des nuages sur l'émagramme 761

2- Stabilité et instabilité dans l'atmosphère

CAPE: énergie potentielle convective disponible

Energie potentielle convective dont dispose une parcelle 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.

CIN : énergie d'inhibition

Energie d'inhibition convective, c'est l'énergie qu'il faudrait fournir à une parcelle d'air à la base d'une couche en instabilité sélective pour lui permettre de dépasser son niveau de convection libre.

Lorsque la CIN est grande, la probabilité de déclenchement de la convection est faible.

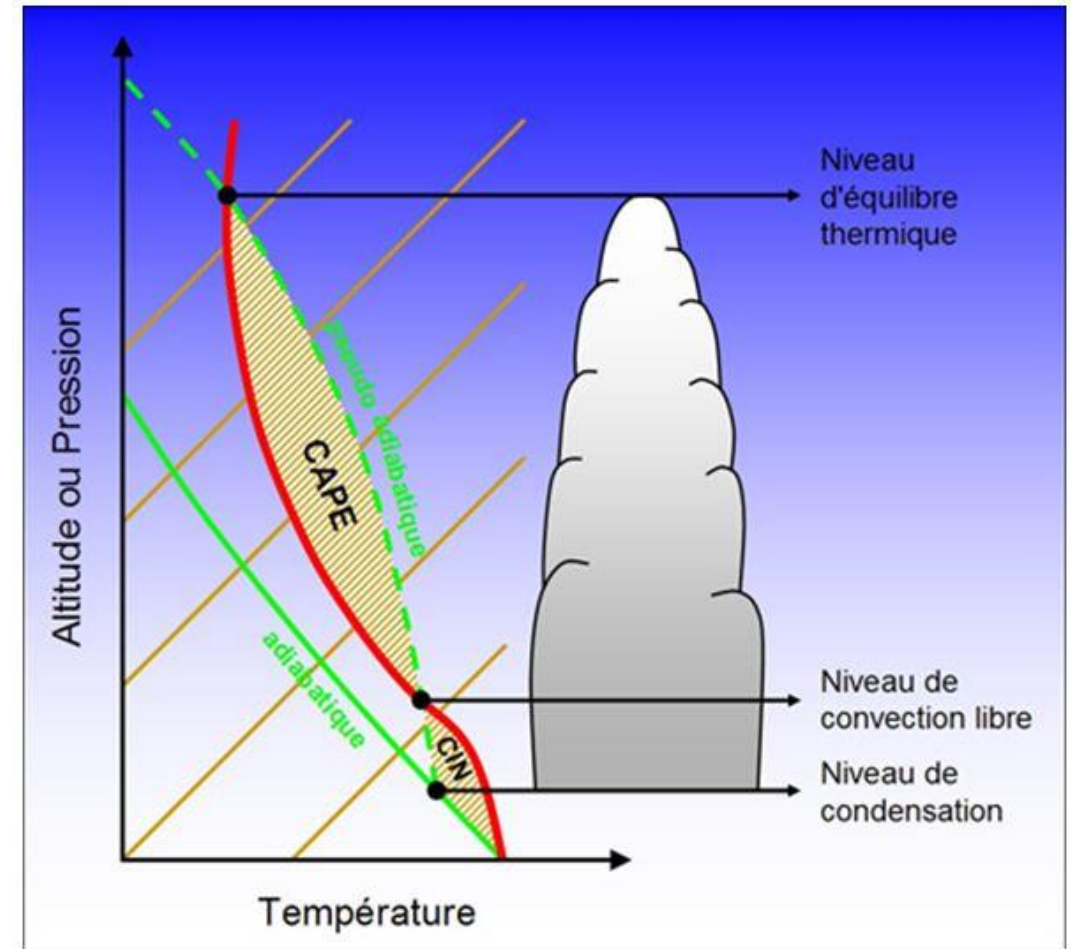


Figure 9: Schématisation de la CAPE et de la CIN

2- Stabilité et instabilité dans l'atmosphère

$$CAPE = g \int_{P_{LFC}}^{P_{TOP}} \left(\frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz \text{ (J/Kg)}$$

$$CIN = g \int_{P_{INF}}^{P_{LFC}} \left(\frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz \text{ (J/Kg)}$$

Tableau 2: Seuils des valeurs de la CAPE et les instabilités associées

$0 < CAPE < 1000$	instabilité faible
$1000 < CAPE < 2500$	instabilité modérée
$2500 < CAPE < 3000$	instabilité forte
$CAPE > 3000$	instabilité extrême

Avec

P_{TOP} = pression au sommet du nuage

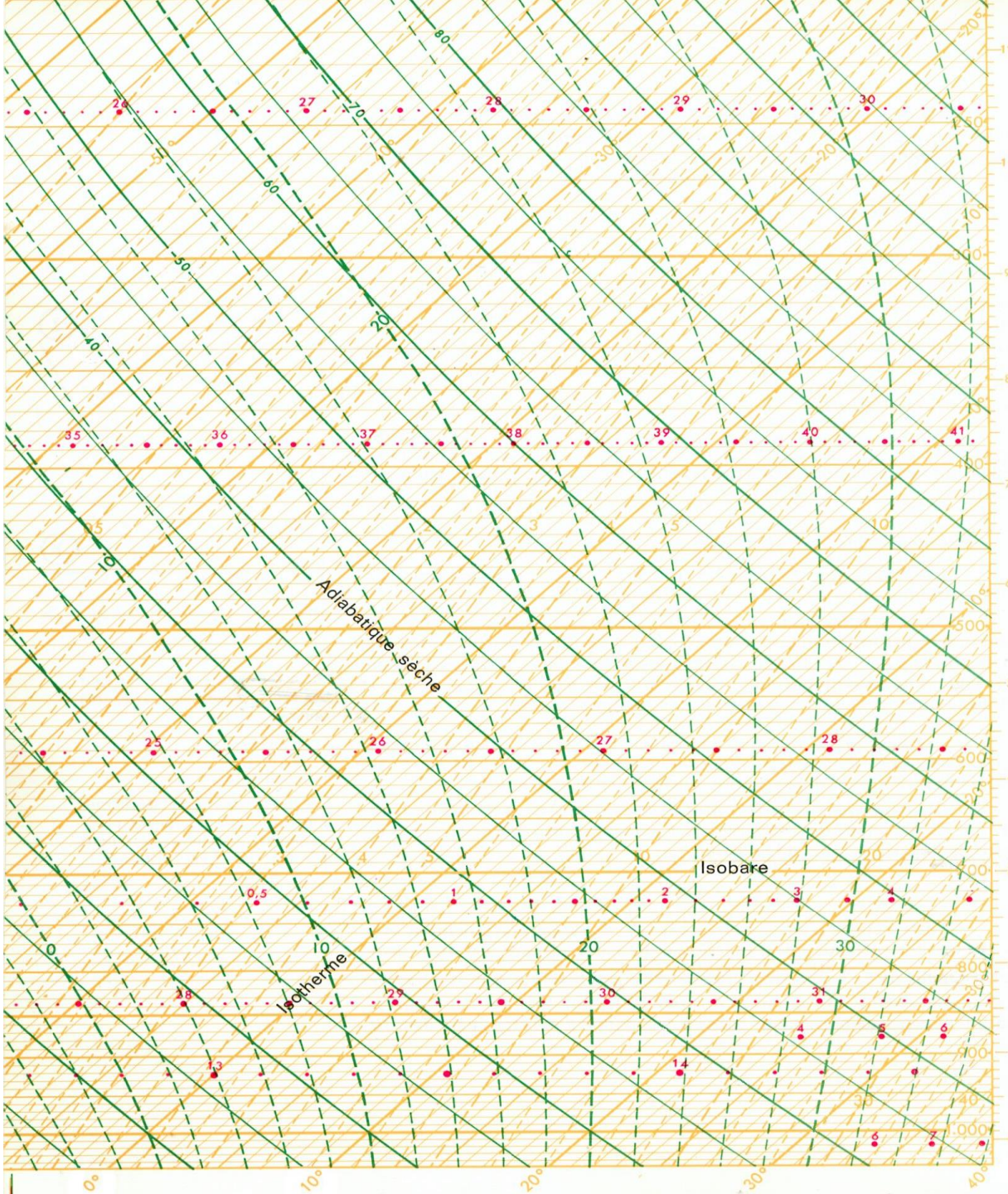
P_{LFC} = pression du niveau de convection libre (Level of Free Convection)

P_{INF} = pression au niveau de la surface

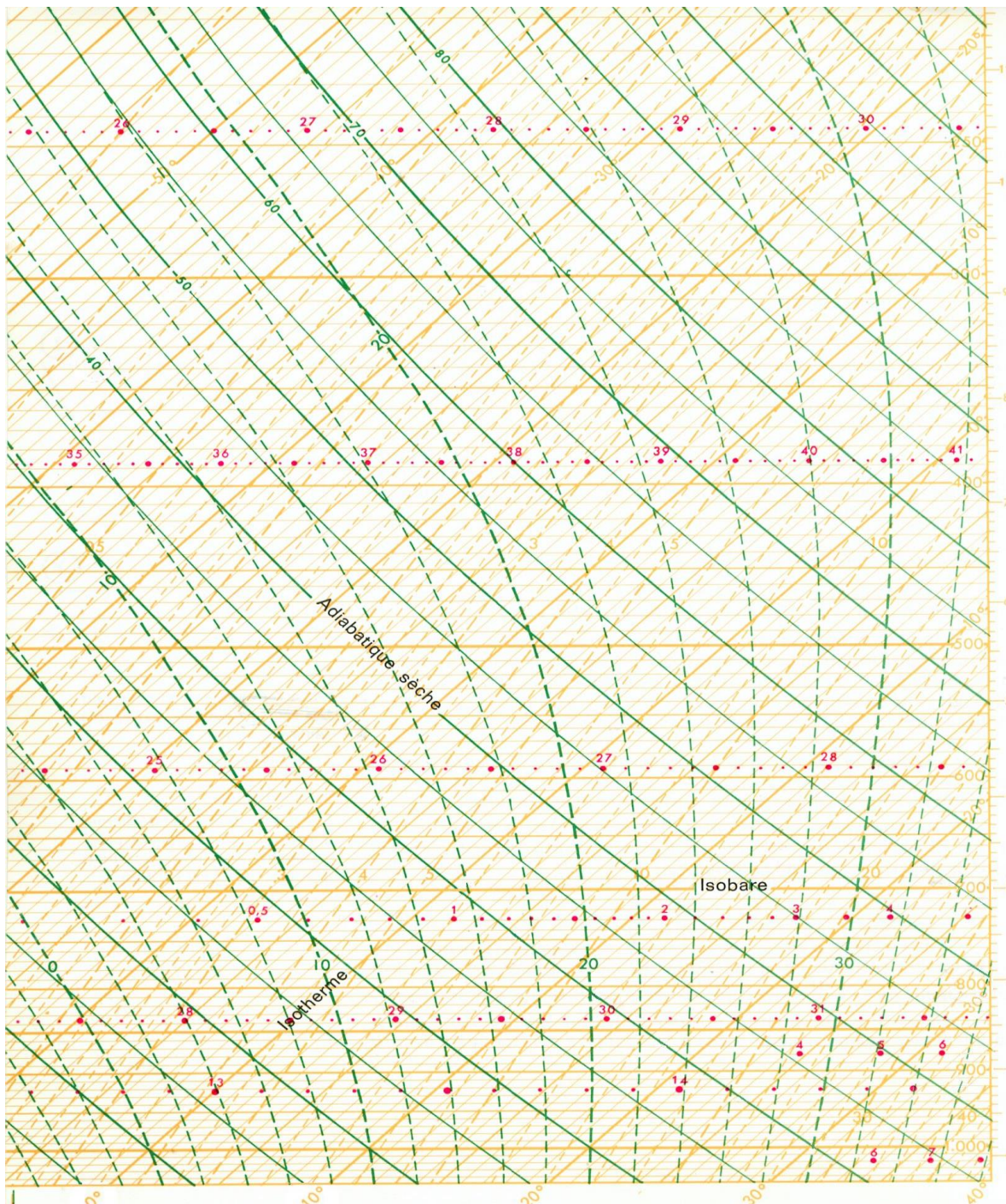
T_{vp} = température virtuelle de la parcelle d'air

T_{ve} = température virtuelle de l'environnement

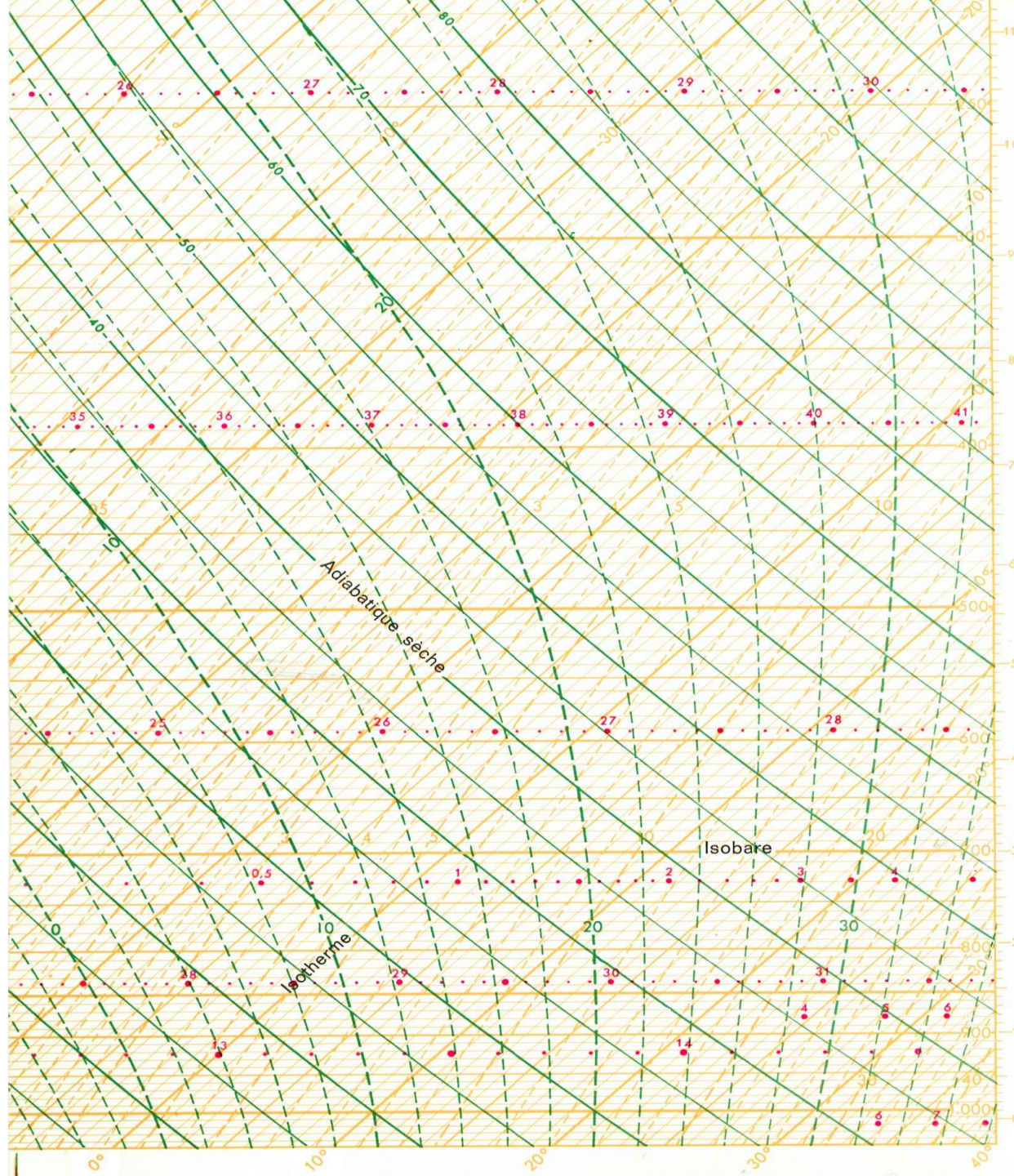
3- Prise en main de l'émagramme 761



- **La pression P** : les isobares sont les lignes horizontales de couleur marron ; elles sont cotées en hPa avec les valeurs qui décroissent du bas vers le haut. L'échelle de pression n'est pas linéaire.
- **L'altitude z** : l'échelle d'altitude est indiquée sur le côté droit de l'émagramme ; elle est cotée en km.
- **La température T** : les isothermes sont les lignes marron inclinées à 45° sur l'horizontale ; l'échelle des températures est linéaire et elle est cotée en degré Celcius.
- **Les adiabatiques sèches** : c'est le réseau de courbes vertes en trait plein. Les courbes sont cotées en température et cette température est appelée température adiabatique potentielle.



- **Les pseudo-adiabatiques (adiabatiques saturées)** : c'est le réseau de courbes vertes en tirets. Les courbes sont cotées en température et cette température est appelée température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé.
- **Le rapport de mélange** : les droites iso- r_w sont en tirets de couleur marron et l'échelle n'est pas linéaire ; elles sont cotées en grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec (g/kg). Les valeurs sont indiquées au niveau des isobares 960, 690 et 440hPa.
- **La température virtuelle** : sur l'émagramme la différence $T - T_v$ est indiquée par des points rouges.



- Un point d'état est représenté par un couple de points (P,T) . Les transformations de l'air atmosphérique qui sont des suites continues d'état vont apparaître sur l'émagramme comme une courbe composée d'une succession de segments.
- La courbe obtenue en joignant les points d'état est la *courbe d'état*.
- La *courbe de rosée* est la courbe obtenue en joignant les points de rosée (p,td) .

Merci de votre attention.