

TP#7

Thermodynamique de l'atmosphère. Introduction aux diagrammes aérologiques

Matériel nécessaire : plusieurs diagrammes SkewT / log p (document skewt.pdf) ; crayons de couleur ; notes de cours et ce document.

Sondages et radiosondages (diagrammes aérologiques)

Niveaux obligatoires (hPa):

1000	400	100
925	300	70
850	250	50
700	150	10
500		

Niveaux significatifs : les niveaux auxquels les capteurs détectent des variations significatives de température ou humidité.

Les météorologues utilisent les diagrammes aérologiques pour examiner graphiquement l'interaction entre les parcelles d'air et leur environnement. Une des caractéristiques importantes des diagrammes aérologiques est l'équivalence surface-énergie (chaque cm^2 du diagramme correspond à une quantité d'énergie par unité de masse J/kg).

Notions importantes :

- **La température du point de rosée, T_d :** la température à laquelle on doit refroidir l'élément d'air, à pression constante et sans ajout d'humidité, pour que la vapeur d'eau qu'il contient soit en équilibre avec sa phase liquide. On dit que l'air atteint la saturation, c'est-à-dire que l'humidité relative $RH = 100\%$. La température du point de rosée est une mesure de l'humidité de l'air et est fournie, en général, dans les données du sondage.
- **La tropopause :** est la couche atmosphérique entre la troposphère et la stratosphère. Elle est quasi isotherme. Elle peut alors être identifiée dans le sondage, entre 8 et 15 km (~ 300 à 200 hPa), par une diminution marquée du taux de refroidissement (un taux de refroidissement < 2 $^\circ\text{C}/\text{km}$).
- **Niveau de condensation par soulèvement adiabatique, NCA :** est la pression à laquelle un élément d'air en déplacement adiabatique atteint la saturation ($T = T_d$). Au-dessous de ce niveau de pression (à des pressions plus élevées), l'élément d'air dans son déplacement ascendant refroidit au taux de l'adiabatique sec, sa température potentielle, θ , étant constante. Au-dessus du niveau NCA (à des pressions inférieures), l'élément d'air se refroidit plus lentement, au taux de refroidissement de l'adiabatique saturée.
- **La règle de NORMAN :** on trouve le NCA d'un élément d'air en cherchant l'intersection entre l'adiabatique sec qui représente la température potentielle de l'élément d'air et la ligne de rapport de mélange qui passe par la température du point de rosée de l'élément de l'air.
- **Niveau de convection libre, NCL :** est le niveau de pression auquel l'élément d'air en ascension adiabatique devient pour la première fois à la même température que l'environnement conditionnellement instable.
- **Niveau d'équilibre, EL :** est le niveau de pression, au-dessus du niveau de convection libre, auquel l'élément d'air en ascension adiabatique devient à la même température que l'environnement conditionnellement instable.

- **Quantité d'eau condensée dans un élément d'air en ascension** : on trouve la quantité d'eau condensée par kilogramme d'air sec dans un élément d'air en ascension adiabatique, en faisant la différence entre le rapport de mélange initial de l'air et son rapport de mélange au niveau de calcul.
- **Énergie potentielle de convection disponible, CAPE** : est la quantité d'énergie par unité de masse d'air (exprimée en joules par kilogramme, symbole : J/kg, ou l'équivalent m^2/s^2) qu'a une parcelle d'air plus chaude que son environnement ce qui se traduit par une poussée ascensionnelle due à la force d'Archimède. Cela se produit dès qu'on dépasse le niveau de convection libre de la masse d'air.
- **Énergie d'inhibition de la convection, CIN** : est l'énergie qu'il faut fournir à une parcelle d'air humide pour qu'elle entre en convection libre. Elle se calcule en joules par kilogramme d'air (J/kg) et correspond à l'aire entre la température de l'environnement et l'adiabatique sèche sous le niveau de convection libre dans un diagramme thermodynamique comme le skewT. Lorsqu'on fournit l'énergie à une parcelle d'air pour vaincre CIN à un niveau de l'atmosphère, elle entre donc en convection et accumule de du CAPE (Énergie Potentielle de Convection Disponible). Il est donc très important de connaître le CIN pour savoir si des nuages convectifs peuvent être formés ou non avec l'énergie solaire disponible.

La stabilité atmosphérique

Il est très important de connaître la stabilité atmosphérique parce que les transports turbulents et la vitesse verticale des éléments d'air en dépendent. Le mouvement vertical est relié au développement des nuages et de la précipitation. La stabilité atmosphérique est diagnostiquée dans un diagramme aérologique en comparant la densité d'un élément d'air en déplacement vertical et la densité de l'air environnant au même niveau de pression. Si l'élément d'air est moins dense que l'air environnant, l'atmosphère est **instable** (température virtuelle de l'élément d'air plus élevée que celle de l'air environnant). Si l'élément d'air est plus dense que l'air environnant, l'atmosphère est **stable** (température virtuelle de l'élément d'air inférieure à celle de l'air environnant).

Types de stabilité statique

On analyse la stabilité d'une couche atmosphérique en comparant la température d'une parcelle d'air issue de cette couche atmosphérique qui subit une petite perturbation vertical et se déplace adiabatiquement, avec la température environnante au même niveau de pression. Une parcelle d'air, lorsqu'il est soulevée, refroidit au taux adiabatique sec (DALR) et son profil de température est parallèle aux adiabatiques secs (Γ_d); Une parcelle d'air saturé refroidit au taux pseudo-adiabatique et son profil de température est parallèle aux pseudo-adiabatiques (Γ_s). Lorsqu'elle descend, sa température augmente au taux adiabatique sec si elle n'est pas saturée, et aux taux pseudo-adiabatique si elle est saturée.

Couche atmosphérique : tranche de l'atmosphère caractérisée par un taux de refroidissement (pente du profil de température) γ constant. Elle est définie par deux niveaux de pression : la pression à sa base et la pression à son sommet.

Couche atmosphérique absolument stable : si le taux de refroidissement de l'environnement est inférieure au taux pseudo-adiabatique : $\gamma < \Gamma_s$.

Couche atmosphérique absolument instable : si le taux de refroidissement de l'environnement est supérieur au taux adiabatique : $\gamma > \Gamma_d$.

Couche atmosphérique conditionnellement instable : si le taux de refroidissement de l'environnement est inférieure au taux pseudo-adiabatique et supérieure aux taux adiabatique : $\Gamma_d < \gamma < \Gamma_s$.

Représentation graphique sur le diagramme aérologique:

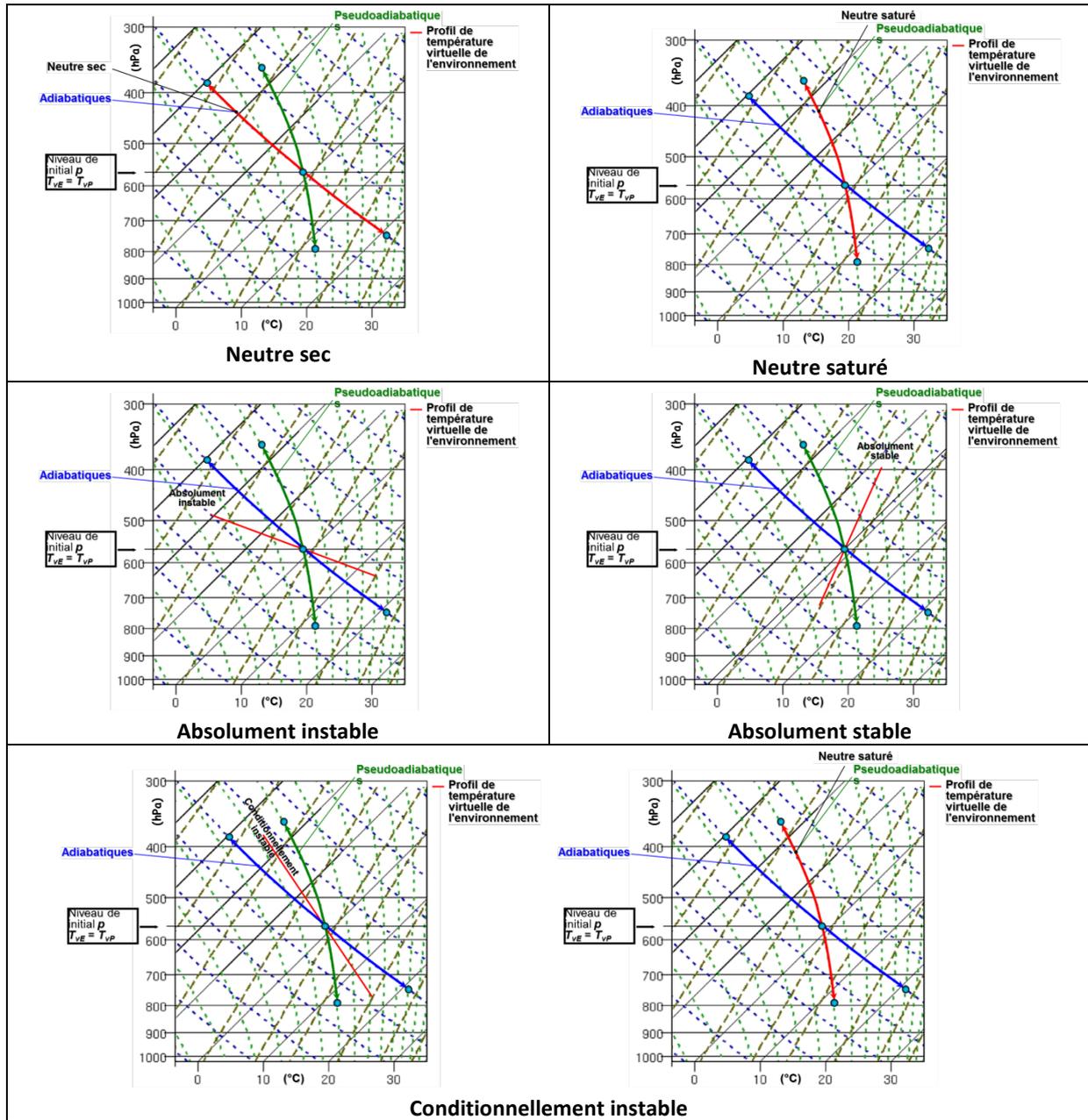


Figure 7.1 : critères de stabilité statique

Exercice 7.1. Reconnaissance des isolignes du Skew-T Log-p (voir notes de cours)

Soit le sondage suivant :

Pression (hPa)	Température (°C)	Température du point de rosée (°C)	Rapport de mélange (g/kg)	Température potentielle (°C)
1020	11	9		
990	12	7		
900	10	4		
850	6	2		
800	2	-5		

- Tracez la courbe de température et la courbe du point de rosée.
- Déterminez la stabilité statique de chaque couche atmosphérique. Une couche atmosphérique est définie par son profil de température. Elle est définie comme une région de l'atmosphère où le taux refroidissement vertical est constant (pente constante) : elle sera délimitée par la pression à la base et la pression au sommet de la région.
- Faites subir une détente adiabatique à une parcelle d'air de la surface, telle que sa pression finale soit de 1000 mb. Tracez le procédé dans le Skew-T.
- Quelle est la température finale de cette particule?
- Quelle est sa température potentielle?
- Quel est son rapport de mélange initial?
- Quel est son rapport de mélange après le soulèvement?
- Quelle est la température du point de rosée après le soulèvement ?
- À quel niveau de pression l'air de la surface, en ascension, atteint la saturation (NCA)?
- Déterminez la température potentielle et le rapport de mélange de l'air à chaque niveau de pression donnée (à faire à la maison).

Exercice 7.2. Soit le sondage à Greensboro, à 1200 UTC le 5 décembre 2002

GSO : Greensboro, NC		1200 UTC 5 décembre 2002	
Pression (hPa)	Hauteur au-dessus de la mer (m)	Température (°C)	Point de rosée (°C)
985	270	-1,1	-1,1
925	774	-2,7	-2,7
850	1459	6,2	3,1
700	3030	-0,3	-0,3
500	5660	-13,7	-14,2

- Quelle est l'élévation de la station météorologique de Greensboro ?
- Tracez les profils de température et du point de rosée de Greensboro, le 5 décembre à 1200 UTC.
- Le 5 décembre, quelles couches et quels niveaux sont saturés ?
- Analysez la stabilité statique de l'atmosphère.
- Quelles sont les couches d'inversion (même date)?

Exercice 7.3. La figure 7.2 montre un sondage faite à Norman, Oklahoma, le 23 mai 2005, 00Z. Répondez aux questions en analysant ce sondage.

1. Ce sondage est typique de la région côte ouest d'États-Unis. On peut voir une forte inversion au-dessus d'une couche bien mélangée (la température potentielle est constante). Les limites de la couche d'inversion sont les niveaux de pression 850 et 800 hPa. Quelle est la cause la plus probable de la formation de cette couche d'inversion?
2. Y-a-t-il des couches nuageuses? Si oui, à quel(s) niveau(x) de pression et quel type de nuage?
3. Pour une parcelle d'air située à la surface déterminez:
 - a. Le NCA
 - b. Le NCL
 - c. Le NE
 - d. Coloriez en rouge la surface positive (CAPE)
 - e. Coloriez en bleu la surface négative (CIN)

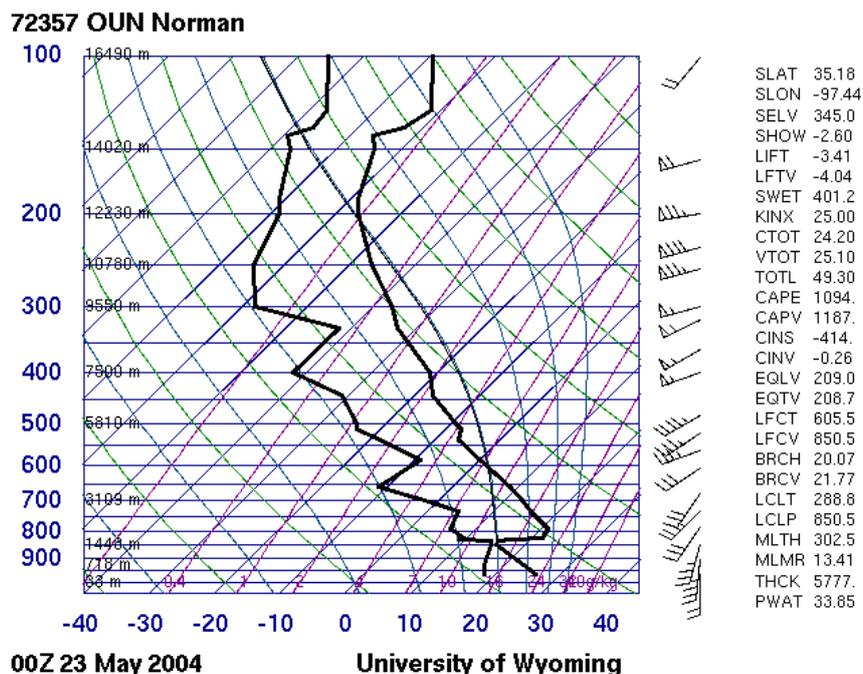


Figure 7.2 : sondage aérologique (exercice 7.4). Dans la colonne droite on vous donne plusieurs grandeurs calculées. Entre autres le CAPE = 1094 J/kg; le CAPEV = 1187 J/kg. Le CAPEV tient compte de la flottabilité créée par la vapeur d'eau. Elle est déterminée en considérant le profil de température virtuelle. Le CINS = -414 J/kg et le CINV = 0,26 J/kg. Pour en savoir plus sur les grandeurs calculées consultez le site <http://weather.uwyo.edu/upperair/indices.html>

Exercice 7.4. Considérez une particule d'air dont la température et la pression sont respectivement de 20°C et 100 kPa. Son humidité relative est de 70%. Cette particule est soulevée, adiabatiquement, jusqu'au sommet d'une chaîne de montagnes où la pression est égale à 70 kPa. Elle redescend de l'autre côté de la chaîne jusqu'au niveau de 85 kPa.

1. À quel niveau de pression se situe la base du nuage?
2. Déterminez la température potentielle et la densité de l'air à sa position initiale, au sommet de la montagne et à sa position finale s'il n'y a pas eu de précipitation.
3. Supposez maintenant que 78 % de l'eau condensée précipite. Déterminez la température potentielle, le rapport de mélange, l'humidité relative et la densité de l'air à sa position finale.

Bibliographie

Dubarry-Barbe, 1998 : *Thermodynamique*. Ellipses.

Monteiro, Eva, 2018 : SCA2626 – présentations PowerPoint.

Iribarne, J. V. and W. L. Godson, 1973 : *Atmospheric Thermodynamics*. D. Reidel Publishing Company.

Adrian Gordon, Warwick Grace, Peter Schwerdtfeger and Roland Byron-Scott. *Dynamic Meteorology. A Basic Course*. Arnold publisher, 1998.