

Chapitre 5

Météorologie

ou Elements de climat par la Mécanique des Fluides

Atmosphère et Océans sur Terre en rotation et sous l'action du Soleil

Température T

Pression p

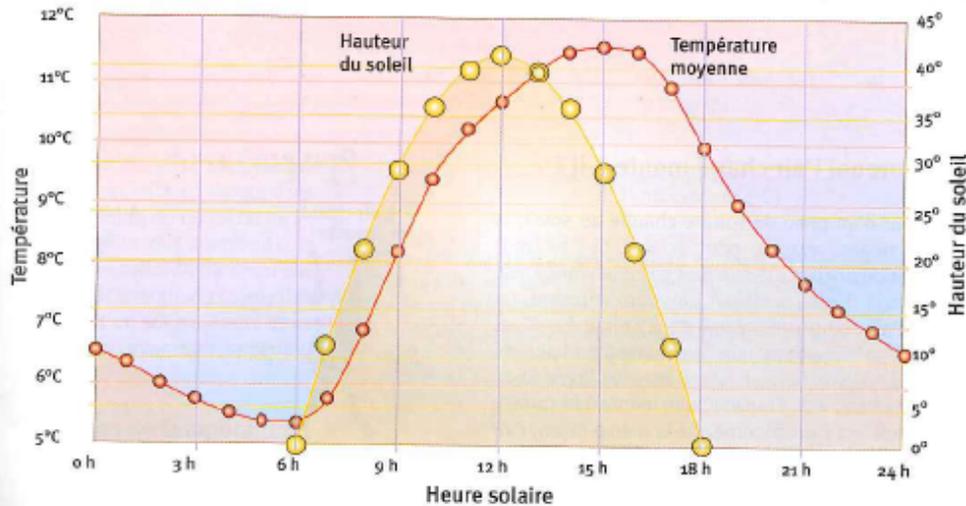
Humidité HR

Vent U

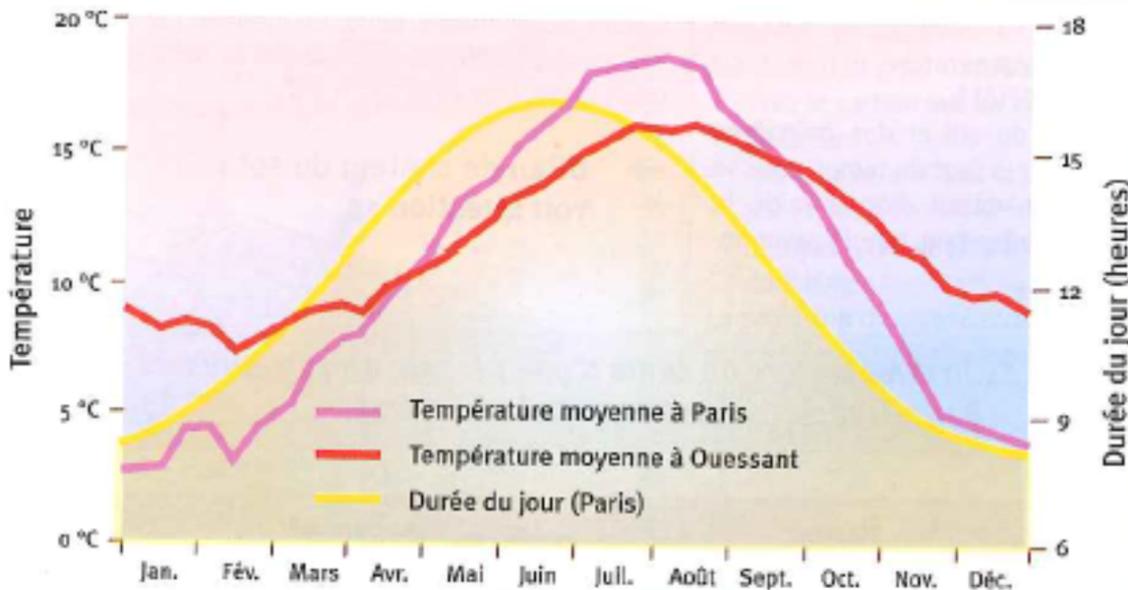
Masse volumique $\rho(p,T)$

Température de l'atmosphère et des océans : cycles diurne et annuel

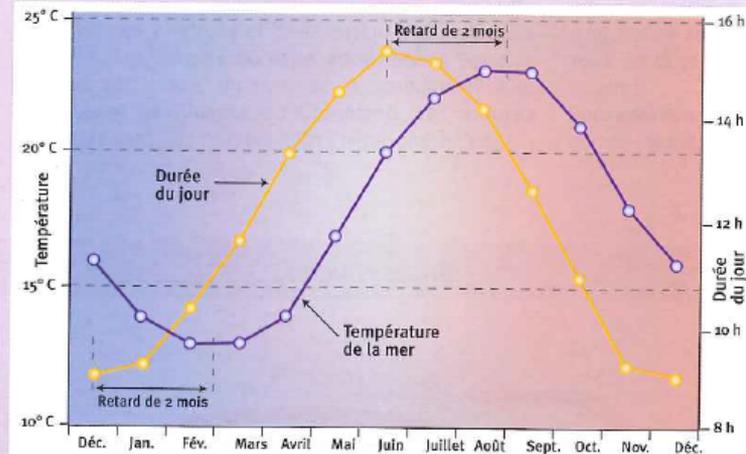
Évolution de la température au cours d'une période de 24 heures
(Paris-Trappes, moyenne pour le 20 mars)



Retard de la température de l'air sur la durée du jour

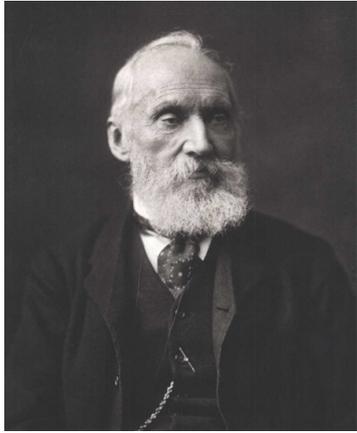


Retard de la température de la mer par rapport au soleil (Saint-Tropez)



La température de la mer accuse ici un retard de 2 mois et demi sur le soleil. Ainsi, le maximum de température se produit en août et septembre alors que le soleil est le plus fort fin juin. Ce décalage provient de la grande inertie thermique des océans.

Mesure de température



Daniel Gabriel Fahrenheit
physicien allemand
(1686-1736)

Anders Celsius
astronome suédois
(1701-1744)

René-Antoine Ferchault de Réaumur
Physicien et naturaliste français
(1683-1757)

thermomètres à mercure

1717

1741

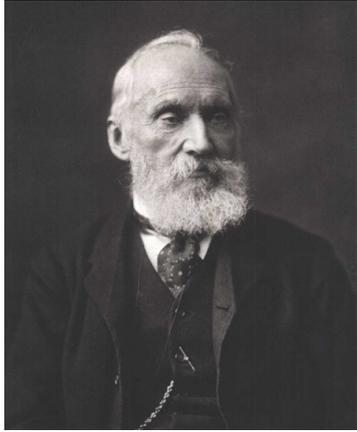


thermomètre à 'esprit de vin'
(éthanol)

1730

quel principe ?

Mesure de température



Daniel Gabriel Fahrenheit
physicien allemand
(1686-1736)

Anders Celsius
astronome suédois
(1701-1744)

René-Antoine Ferchault de Réaumur
Physicien et naturaliste français
(1683-1757)

thermomètres à mercure

1717

1741

Pourquoi à mercure ?



thermomètre à 'esprit de vin'
(éthanol)

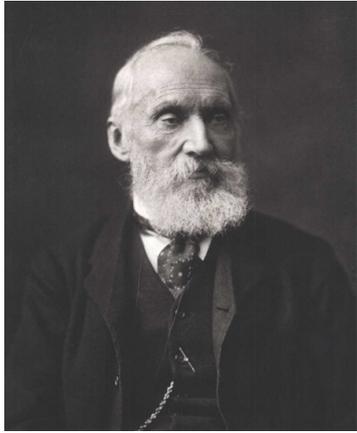
1730

Pourquoi à éthanol ?

Thermomètre à dilatation

coefficient de dilatation thermique $\alpha = \frac{1}{V} \frac{dV}{dT}$

Mesure de température



Daniel Gabriel Fahrenheit
physicien allemand
(1686-1736)

Anders Celsius
astronome suédois
(1701-1744)

René-Antoine Ferchault de Réaumur
Physicien et naturaliste français
(1683-1757)

thermomètres à mercure

1717

1741

$$\alpha_{\text{Hg}} = 1,7 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$$



thermomètre à 'esprit de vin'
(éthanol)

1730

$$\alpha_{\text{Ethanol}} = 1,1 \cdot 10^{-3} \text{ K}^{-1}$$

Thermomètre à dilatation

coefficient de dilatation thermique

$$\alpha = \frac{1}{V} \frac{dV}{dT}$$

(cf TD 5)

Mesure de température

Thermomètre “de Galilée”

Quel principe ?



Mesure de température

Le thermomètre “de Galilée”
repose sur le principe
d’Archimède avec $\rho(T)$

$$M(T) = \rho(T) V$$

et donc $dM/M = d\rho/\rho$ pour des
flotteurs de même volume V

La variation de masse
volumique de l’eau due à la
température étant liée à son
coefficient de dilatation
thermique par
 $d\rho/\rho = -\alpha dT$

On a donc $dM/M = -\alpha dT$



$\rho(T)$ pour l’eau

Température (°C)	Densité
0	0,999841
1	0,9999
2	0,999941
3	0,999965
4	0,999973
5	0,999965
6	0,999941
7	0,999902
8	0,999849
9	0,999782
10	0,999701
11	0,999606
12	0,999498
13	0,999377
14	0,999244
15	0,999099
16	0,998943
17	0,998775
18	0,998596
19	0,998406
20	0,998205
21	0,997994
22	0,997772
23	0,99754
24	0,997299
25	0,997047
26	0,996785
27	0,996515
28	0,996235
29	0,995946
30	0,995649
40	0,99222
50	0,98803
60	0,98320
70	0,97778
80	0,97182
90	0,96535
100	0,95840

Température : mesure et ressenti

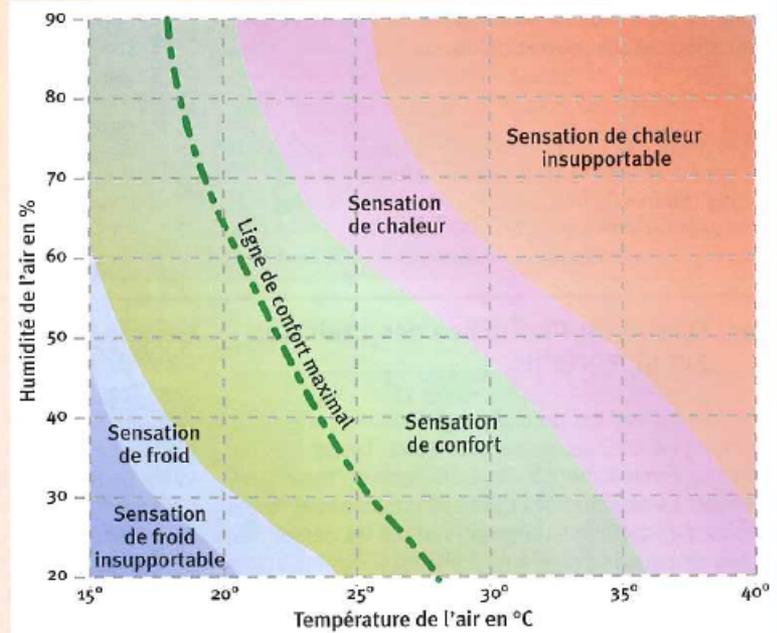
Indice de refroidissement éolien
(température équivalente en fonction du vent et de la température de l'air)

Vent en km/h	Température de l'air (°C)												
	5	0	-5	-10	-15	-20	-25	-30	-35	-40	-45	-50	
5	4	-2	-7	-13	-19	-24	-30	-36	-41	-47	-53	-58	
10	3	-3	-9	-15	-21	-27	-33	-39	-45	-51	-57	-63	
15	2	-4	-11	-17	-23	-29	-35	-41	-48	-54	-60	-66	
20	1	-5	-12	-18	-24	-31	-37	-43	-49	-56	-62	-68	
25	1	-6	-12	-19	-25	-32	-38	-45	-51	-57	-64	-70	
30	0	-7	-13	-20	-26	-33	-39	-46	-52	-59	-65	-72	
35	0	-7	-14	-20	-27	-33	-39	-46	-53	-60	-66	-73	
40	-1	-7	-14	-21	-27	-34	-41	-48	-54	-61	-68	-74	
45	-1	-8	-15	-21	-28	-35	-42	-48	-55	-62	-69	-75	
50	-1	-8	-15	-22	-29	-35	-42	-49	-56	-63	-70	-76	
55	-2	-9	-15	-22	-29	-36	-43	-50	-57	-63	-70	-77	
60	-2	-9	-16	-23	-30	-37	-43	-50	-57	-64	-71	-78	
65	-2	-9	-16	-23	-30	-37	-44	-51	-58	-65	-72	-79	
70	-2	-9	-16	-23	-30	-37	-44	-51	-59	-66	-73	-80	
75	-3	-10	-17	-24	-31	-38	-45	-52	-59	-66	-73	-80	
80	-3	-10	-17	-24	-31	-38	-45	-52	-60	-67	-74	-81	
90	-3	-10	-17	-25	-32	-39	-46	-53	-60	-68	-75	-82	
100	-3	-11	-18	-25	-32	-40	-47	-54	-61	-69	-76	-83	

Risque de gelure en : 30 min | 10 min | 5 min

Ce tableau donne la température équivalente pour le visage nu. Par exemple, un vent de 50 km/h à -10 °C est équivalent pour le visage à une température de -22 °C sans vent. Le risque de gelure grave est donné pour trois durées d'exposition (30 minutes, 10 minutes et 5 minutes) ; il concerne les 5 % des personnes les plus fragiles de la population. Ce tableau est calibré pour utiliser le vent à 10 m de hauteur des stations météo.

Confort physiologique en fonction de la température et de l'humidité (habillement léger)



On constate qu'une température de 30 °C est agréable avec une humidité de 30 %, mais insupportable avec une humidité de 80 %. Ce graphe est indicatif ; la sensation de confort dépend également de facteurs individuels.

D'après J. Sanson

Mesure de pression atmosphérique :

L'expérience historique de Blaise Pascal (19 septembre 1648)
Ascension du Puy-de-Dôme depuis Clermont
avec un tube de Torricelli (cf cours 2)

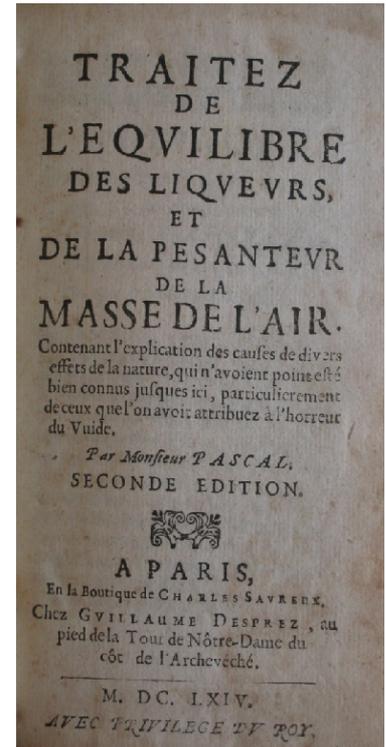
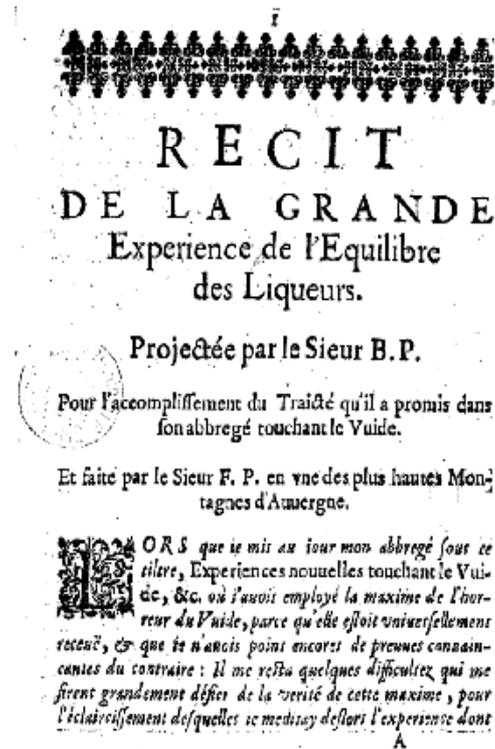


Trois ouvrages :

“Récit de la grande expérience de l'équilibre des liqueurs” (1648)

“Traité du vide” (1651)

“Equilibre des liqueurs et de la pesanteur de la masse de l'air”

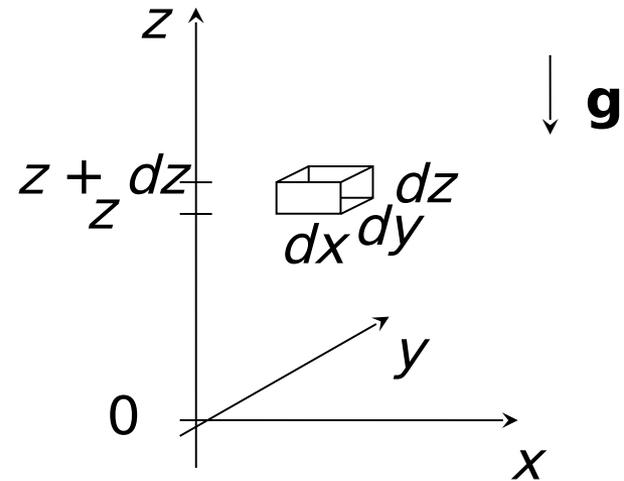


Profil de pression $p(z)$ dans l'atmosphère ?

équilibre hydrostatique :

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

! $\rho(z)$ car $\rho(p, T)$:

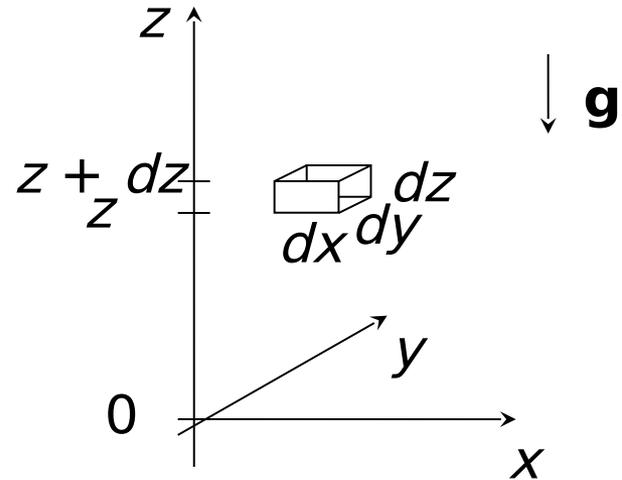


Profil de pression $p(z)$ dans l'atmosphère ?

équilibre hydrostatique :

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

! $\rho(z)$ car $\rho(p, T)$:
$$\rho = \frac{M}{V} = \frac{Mp}{RT}$$



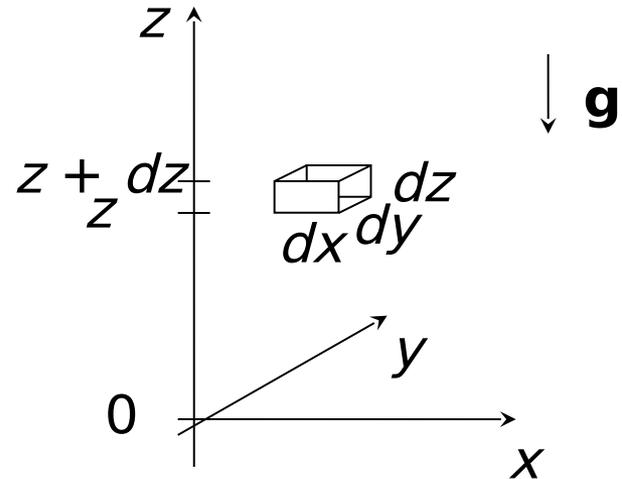
Si atmosphère "isotherme" ($T = \text{cte}$) alors $\rho(p)$

Profil de pression $p(z)$ dans l'atmosphère ?

équilibre hydrostatique :

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

! $\rho(z)$ car $\rho(p, T)$:
$$\rho = \frac{M}{V} = \frac{Mp}{RT}$$



Si atmosphère "isotherme" ($T = \text{cte}$) alors $\rho(p)$

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{Mp}{RT} g$$

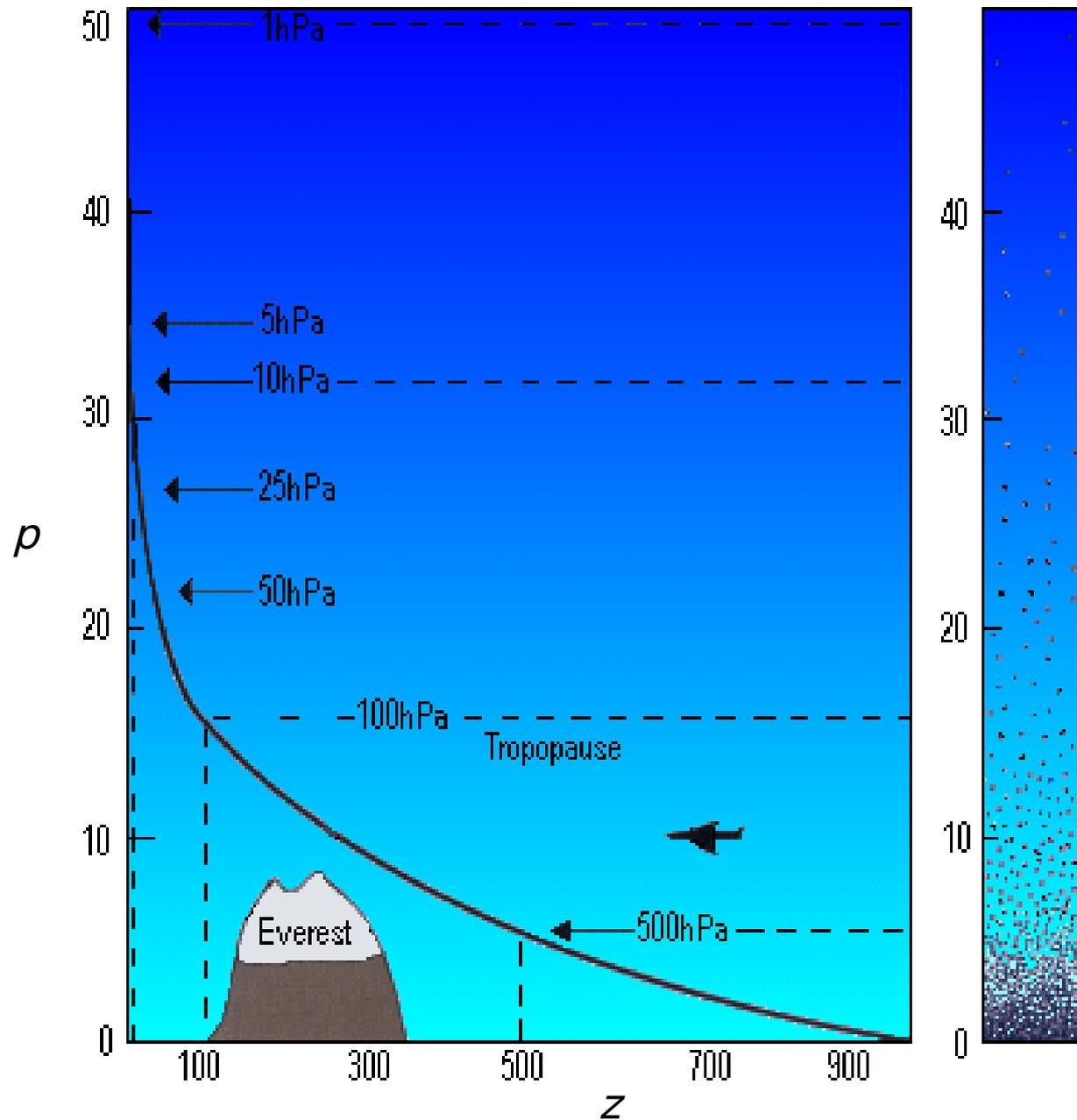
$$\frac{dp}{p} = -\frac{Mg}{RT} dz \quad (\text{avec } p = p_0 \text{ en } z = 0)$$

$$p = p_0 \exp\left(-\frac{z}{H}\right) \quad \text{avec } H = \frac{RT}{Mg} \quad \text{A.N. } H \approx 8 \text{ km}$$

$$p \approx p_0 \left(1 - \frac{z}{H}\right) \quad z \ll H$$

La pression décroît exponentiellement avec l'altitude

Profil de pression $p(z)$ dans l'atmosphère



Profil de température de l'atmosphère ?

Le gradient de pression dans l'atmosphère (existant par l'équilibre hydrostatique) est nécessairement associé à un gradient de température.

En effet, un gaz qui se détend voit sa température baisser et réciproquement (cf expériences "démo en bombe" ou "pompe à vélo")

Si on suppose qu'il n'y a pas d'échange de chaleur lors des mouvements d'air de l'atmosphère

(transformation dite "adiabatique") alors :

$$PV^\gamma = cte \quad \text{avec } \gamma = 7/5 \text{ pour un gaz diatomique comme l'air}$$

Profil de température de l'atmosphère ?

Le gradient de pression dans l'atmosphère (existant par l'équilibre hydrostatique) est nécessairement associé à un gradient de température.

En effet, un gaz qui se détend voit sa température baisser et réciproquement (cf expériences "déo en bombe" ou "pompe à vélo")

Si on suppose qu'il n'y a pas d'échange de chaleur lors des mouvements d'air de l'atmosphère

(transformation dite "adiabatique") alors :

$PV^\gamma = cte$ avec $\gamma = 7/5$ pour un gaz diatomique comme l'air

d'où $\frac{dp}{p} + \gamma \frac{dV}{V} = 0$ Or $PV = RT$ d'où $\frac{dV}{V} = \frac{dT}{T} - \frac{dp}{p}$

$$\frac{dT}{T} = \frac{\gamma - 1}{\gamma} \frac{dp}{p}$$

$$\frac{dT}{dz} = \frac{\gamma - 1}{\gamma} \frac{T}{p} \frac{dp}{dz}$$

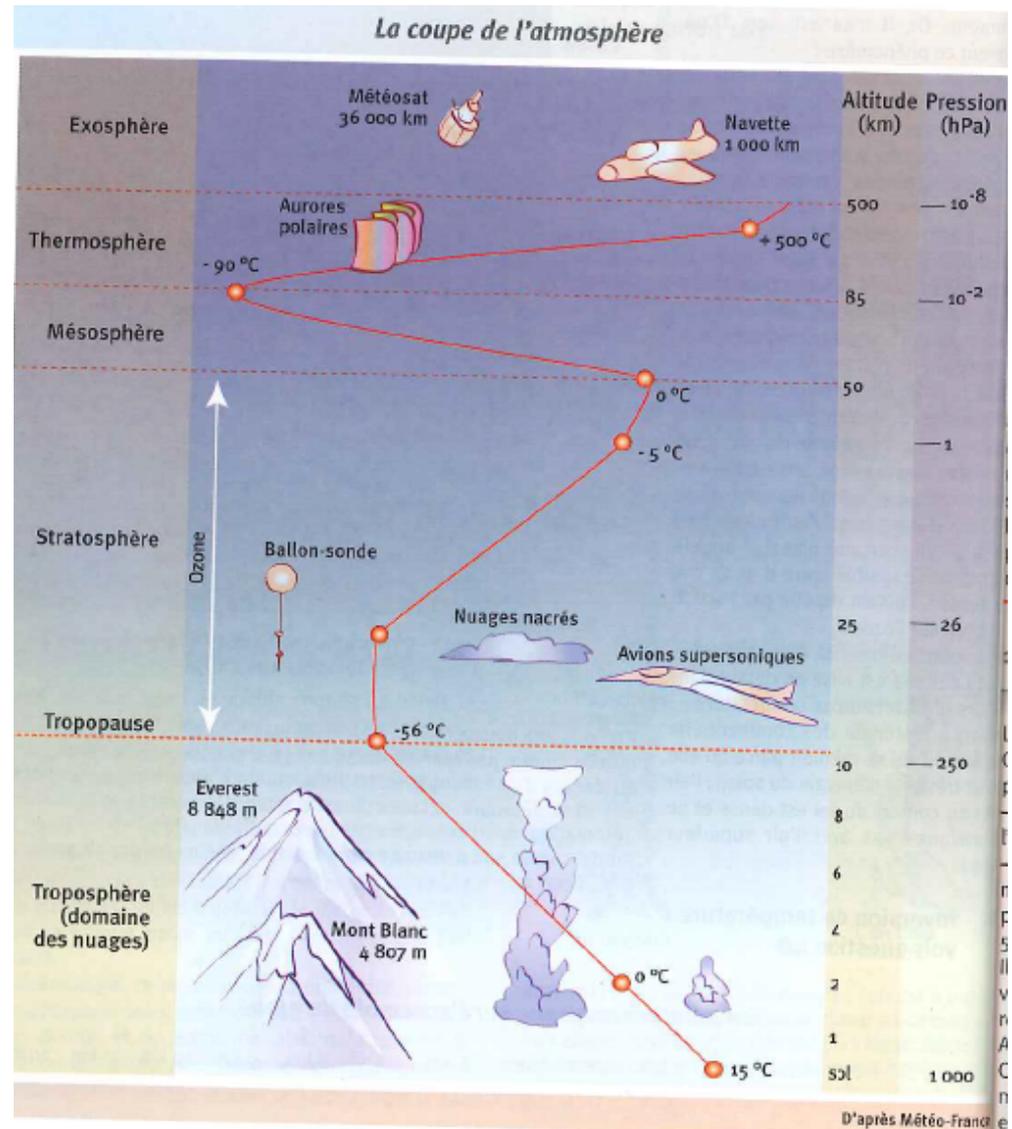
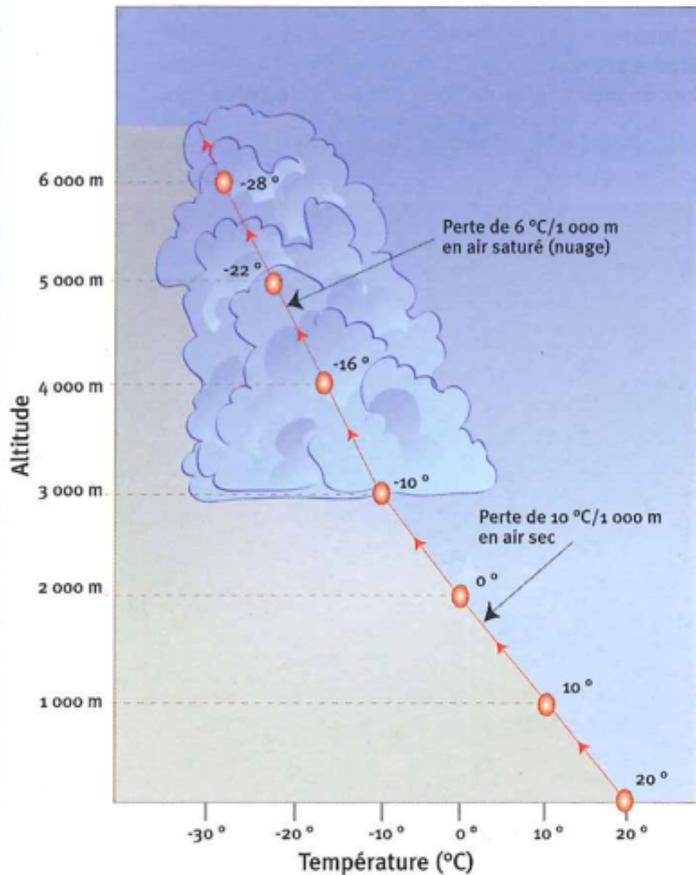
Or $\frac{dp}{dz} = -\rho g = -\frac{Mp}{RT}$ (équilibre hydrostatique de l'atmosphère)

d'où $\frac{dT}{dz} = -\frac{\gamma - 1}{\gamma} \frac{Mg}{R}$ A.N. $\frac{dT}{dz} \approx -10^{-2} K/m$ (soit -1 K/100m ou -10K/km)

NB : Ce calcul correspond à une atmosphère sèche (HR = 0%). Pour une atmosphère saturée en eau (HR = 100%), c'est -6K/km, avec des valeurs donc intermédiaires pour des atmosphères humides (0 < HR < 100%).

Profil de température dans l'atmosphère

Baisse de la température d'une masse d'air qui monte



Température moyenne sur l'ensemble du globe

Altitude	0	1 km	2 km	3 km	4 km	5 km	6 km	7 km	8 km	9 km	10 km	11 km	20 km
Température	15 °C	9 °C	2 °C	-5 °C	-11 °C	-17 °C	-24 °C	-30 °C	-37 °C	-43 °C	-50 °C	-56 °C	-55 °C

Les vents :

une histoire de convection/rotation

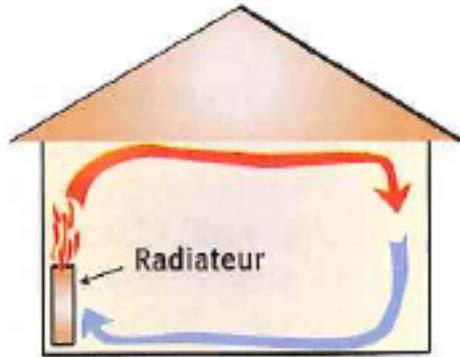
Qu'est-ce que la convection ?

Quelle rotation ?

Les vents :

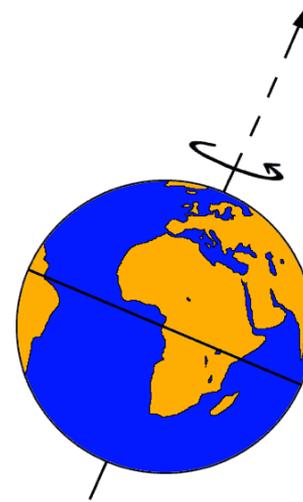
une histoire de convection/rotation

Convection thermique



$$\frac{d\rho}{dT} ?$$

Rotation de la Terre

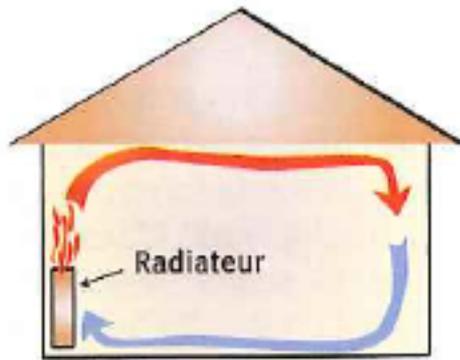


Vitesse à la surface ?

Les vents :

une histoire de convection/rotation

Convection thermique



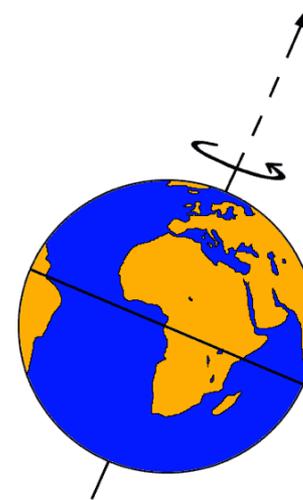
$$\frac{d\rho}{dT} ?$$

$$\rho(T) = \frac{Mp}{RT} \text{ pour un gaz parfait}$$

$$\text{et donc } \frac{d\rho}{dT} = -\frac{Mp}{RT^2} < 0 \text{ et } \frac{d\rho}{\rho} = -\frac{dT}{T}$$

L'air plus chaud (froid) est plus léger (lourd) et monte (descend)

Rotation de la Terre



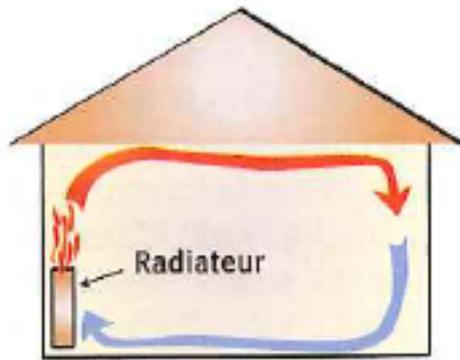
Vitesse à la surface ?

$$U = \Omega R \cos \theta$$

Les vents :

une histoire de convection/rotation

Convection thermique



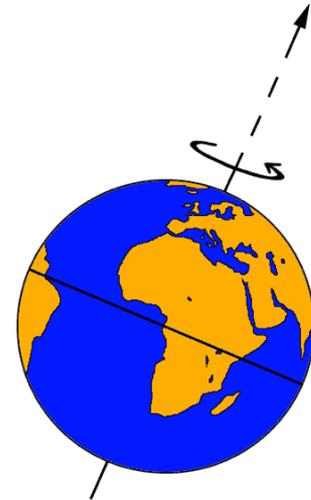
$$\frac{d\rho}{dT} ?$$

$$\rho(T) = \frac{Mp}{RT} \text{ pour un gaz parfait}$$

$$\text{et donc } \frac{d\rho}{dT} = -\frac{Mp}{RT^2} < 0 \text{ et } \frac{d\rho}{\rho} = -\frac{dT}{T}$$

L'air plus chaud (froid) est plus léger (lourd) et monte (descend)

Rotation de la Terre



Vitesse à la surface ?

$$U = \Omega R \cos \theta$$

$$\Omega = 1 \text{ tour/jour}$$

$$R = 6370 \text{ km}$$

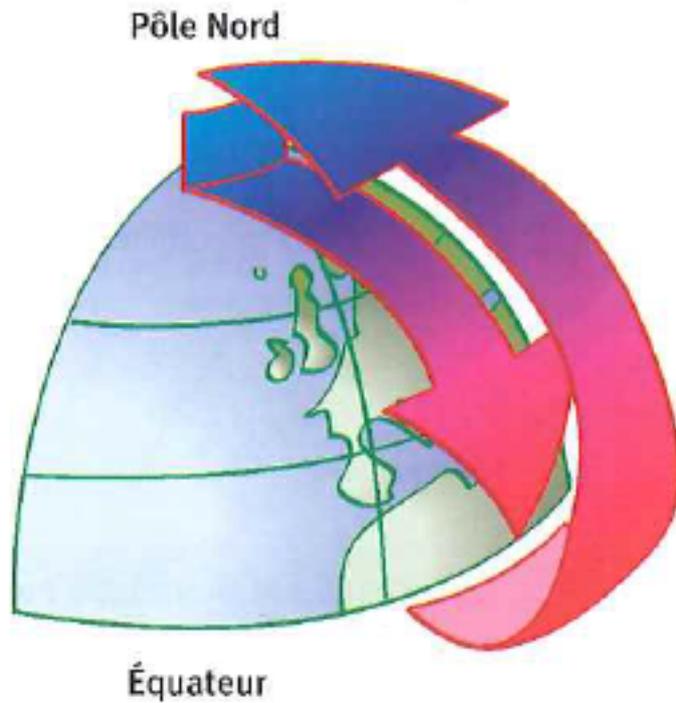
$$\theta \text{ latitude}$$

$$U \approx 1700 \text{ km/h à l'équateur}$$

Les vents :

La génèse du courant-jet
convection et rotation

Si la Terre ne tournait pas :

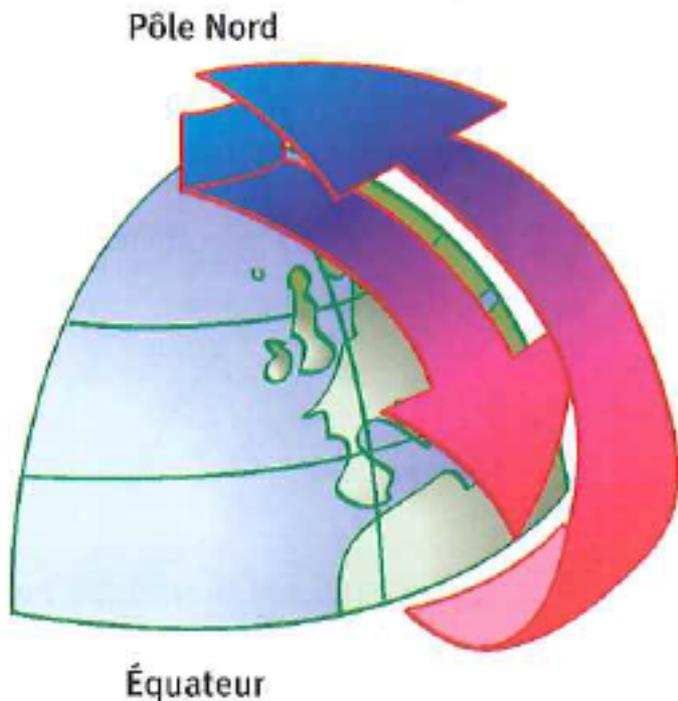


Cellules de Hadley

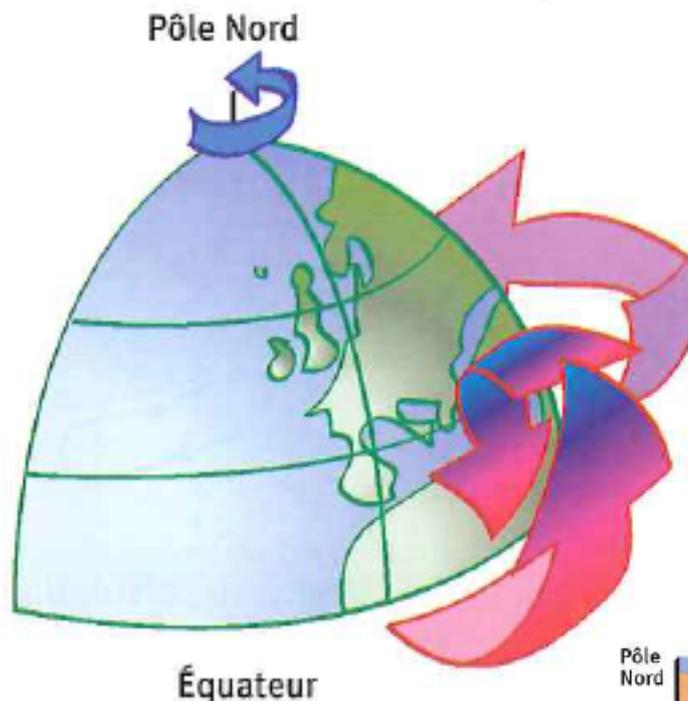
Les vents :

La génèse du courant-jet convection et rotation

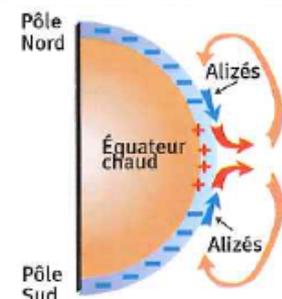
Si la Terre ne tournait pas :



Mais elle tourne :



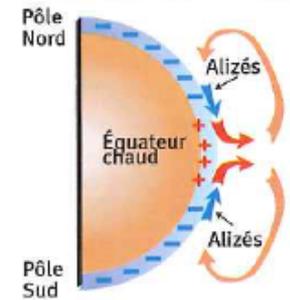
Cellules de Hadley



L'air équatorial chaud s'élève.
L'appel d'air ainsi crée
provoque les alizés

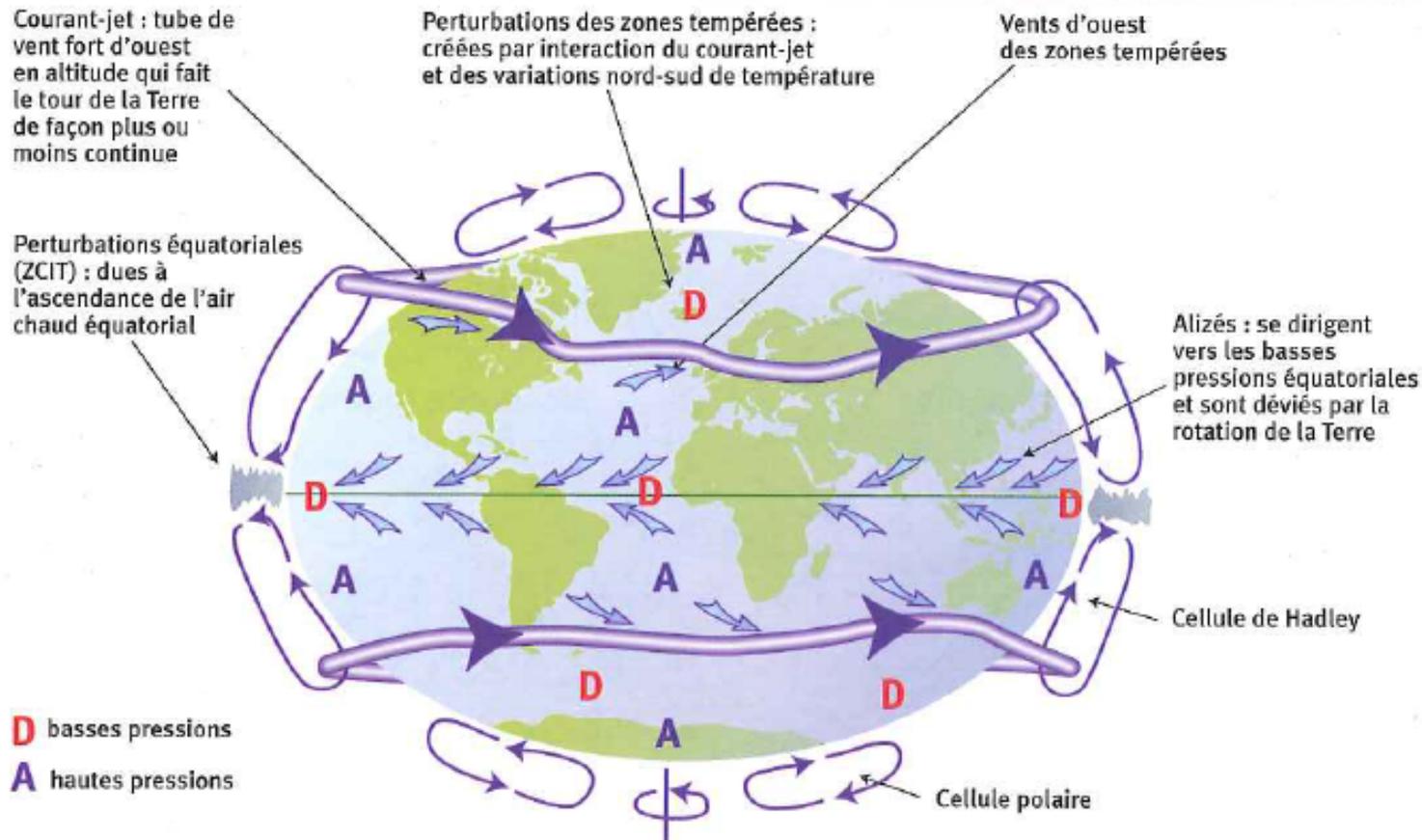
Les vents : le courant-jet et les alizés

Courant-jet situé juste sous la tropopause,
vitesse moyenne 200-300 km/h,
pouvant atteindre plus de 500 km/h



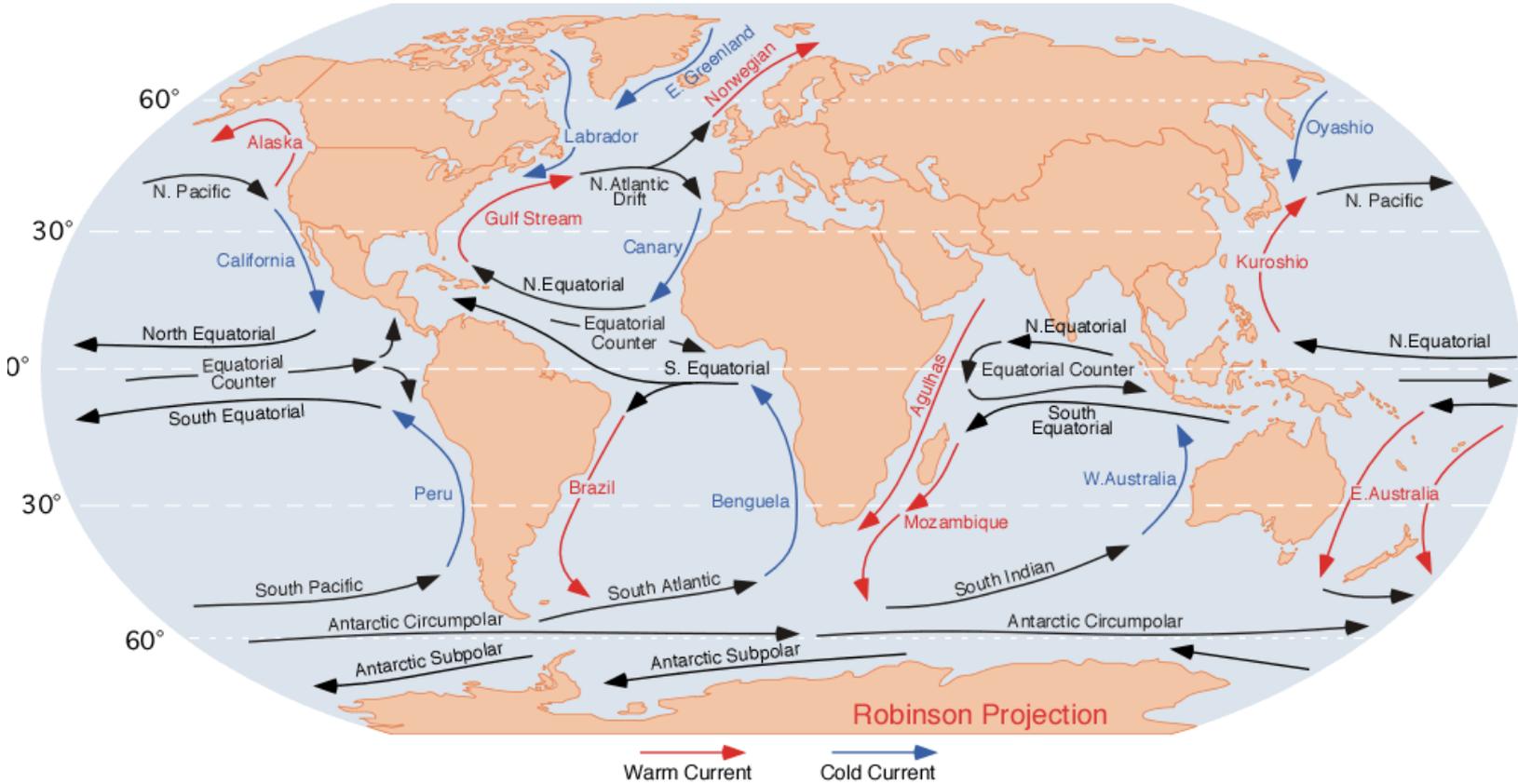
L'air équatorial chaud s'élève.
L'appel d'air ainsi créé
provoque les alizés

Schéma simplifié des grands courants aériens



En pratique, le courant-jet est variable, discontinu, situé dans les zones de fort gradient thermique nord-sud. Il peut être proche des tropiques ou à des latitudes plus hautes.

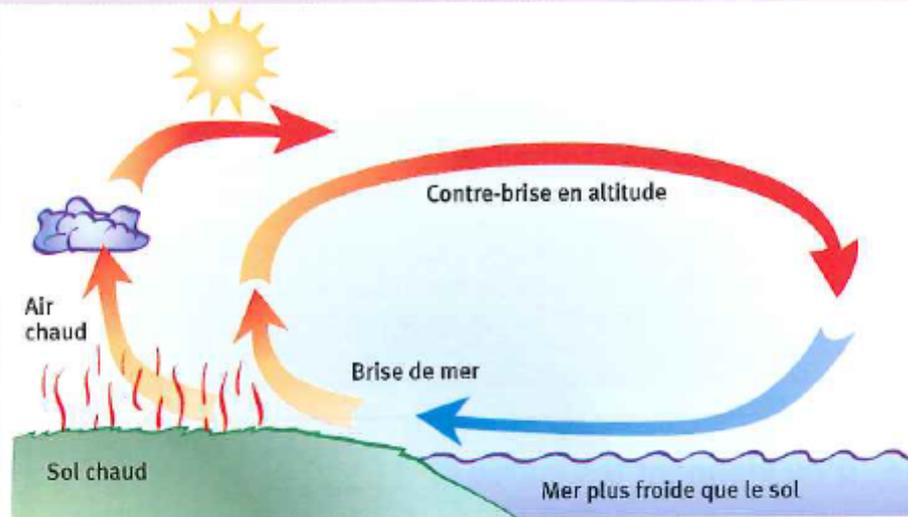
Conséquence du vent sur les courants océaniques de surface



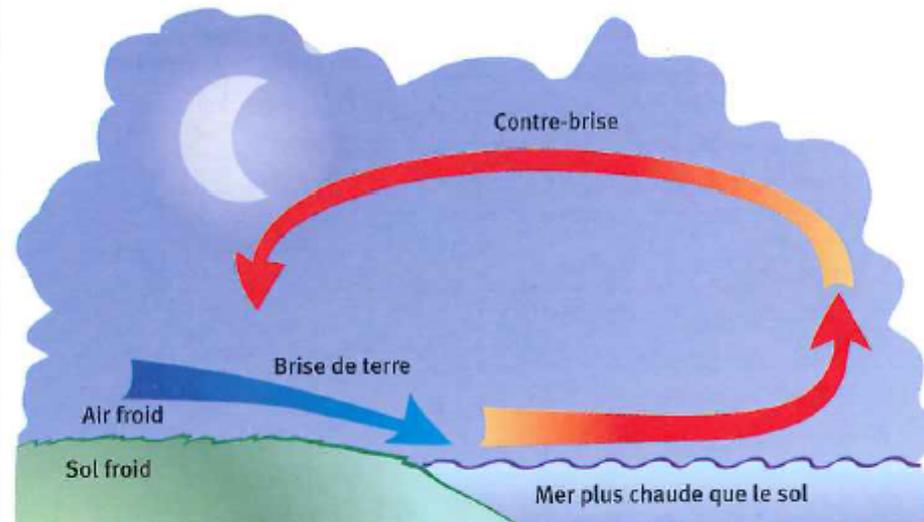
(courants océaniques de profondeurs conséquences des gradients de densité et salinité)

Brises côtières ?

Brises côtières



La brise de mer : surtout l'après-midi



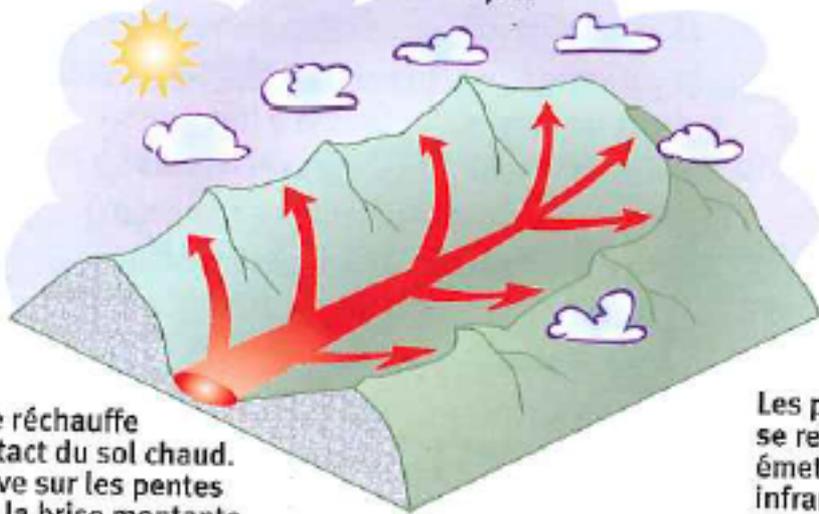
La brise de terre : surtout en 2^e partie de nuit

Brise de vallée ?

Brise de vallée

Brise montante de jour, et descendante de nuit

Brise montante de jour



L'air se réchauffe au contact du sol chaud. Il s'élève sur les pentes et crée la brise montante.

Brise descendante de nuit



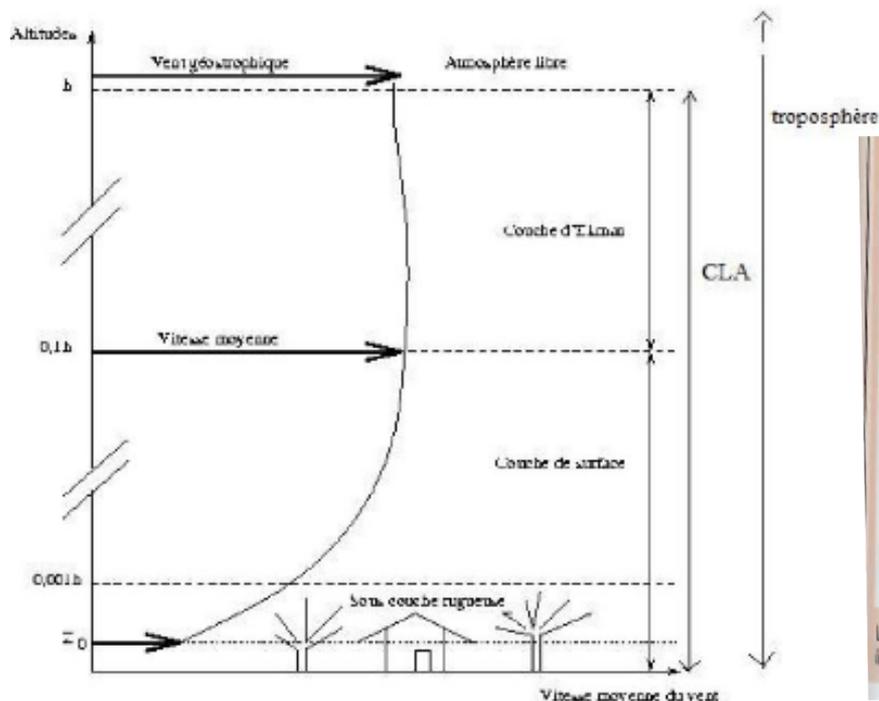
Les pentes se refroidissent en émettant du rayonnement infrarouge. L'air froid, plus lourd, coule le long des pentes.

De jour, l'air réchauffé au contact du sol chaud s'élève sur les flancs de la montagne et crée la brise montante. La nuit, c'est le phénomène inverse, la brise descendante.

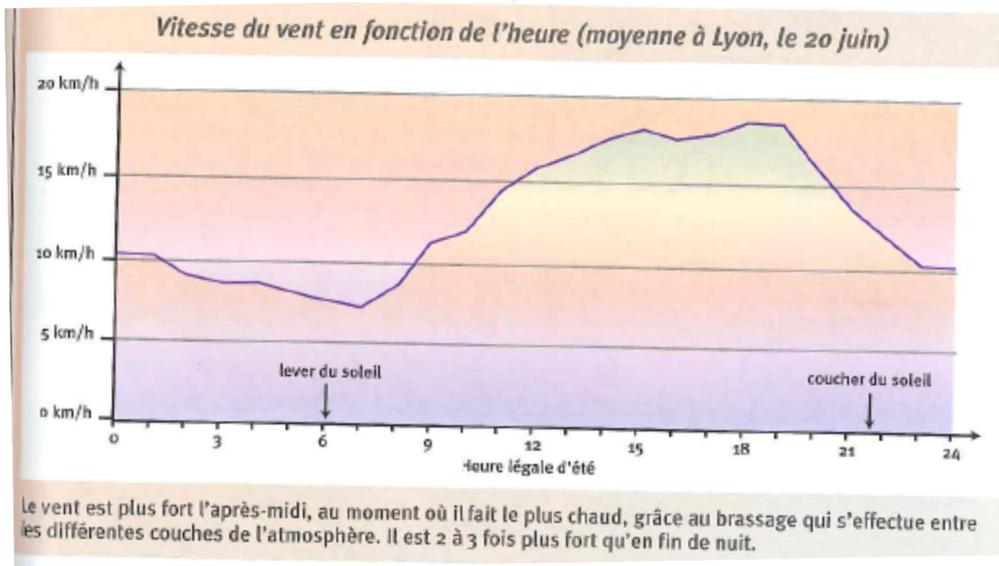
Variation du vent avec l'altitude et la journée

Variation du vent avec l'altitude et la journée

La vitesse augmente logarithmiquement avec l'altitude
Ce profil est lié au caractère turbulent de l'écoulement
(niveau Master)



Plus de vent au sol le jour que la nuit :



Pourquoi ?

Taux d'humidité : évaporation-condensation

Qu'est ce que le taux d'humidité ou taux d'hygrométrie ?

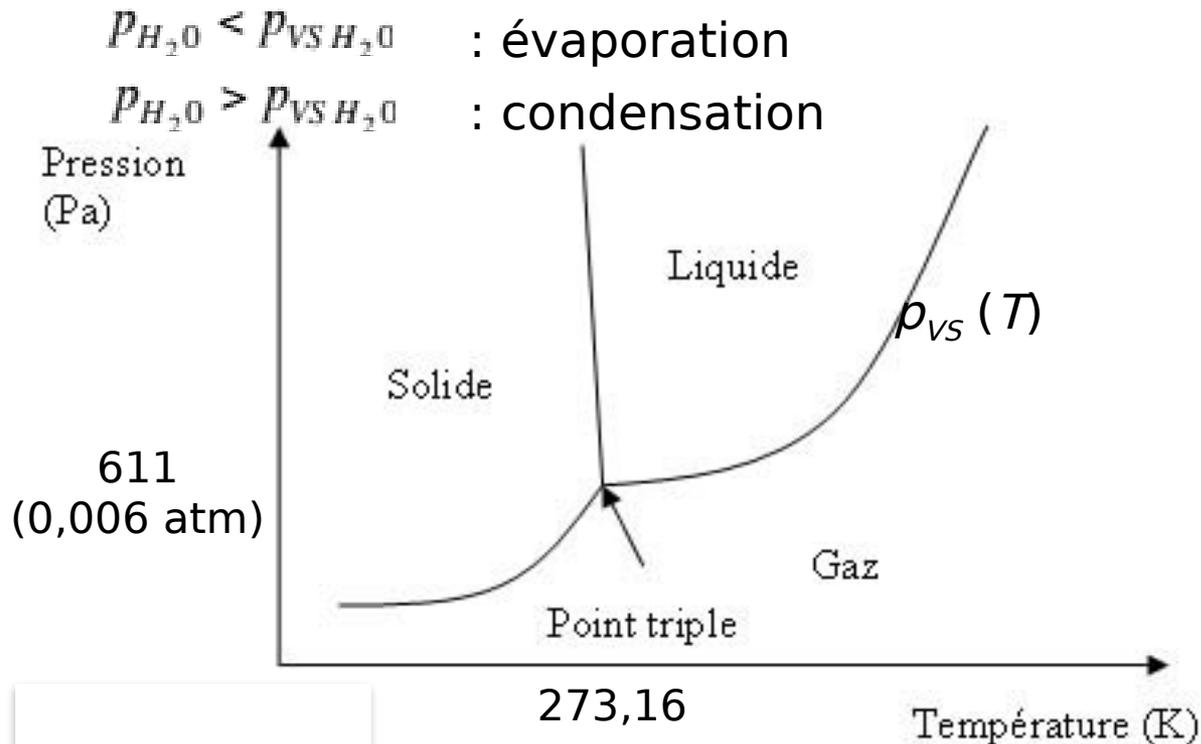
Taux d'humidité : évaporation-condensation

Qu'est ce que le taux d'humidité ou taux d'hygrométrie ?

$$HR = \frac{P_{H_2O}}{P_{VS H_2O}}$$

pression partielle de vapeur d'eau
pression de vapeur saturante de l'eau

! La pression de vapeur saturante de l'eau est une fonction croissante de la température : $p_{VS}(T)$



Notion de pression de vapeur saturante : expérience du « bouillant de Franklin »

vidéo sur <https://www.youtube.com/watch?v=xbTbEVrJeyc>

Atmosphère sèche et humide

Quel est l'air le plus lourd ? L'air sec ou l'air humide ?

Atmosphère sèche et humide

Quel l'air le plus lourd ? L'air sec ou l'air humide ?

$M(\text{O}_2) =$

$M(\text{air sec}) \approx$

$M(\text{N}_2) =$

$M(\text{H}_2\text{O}) =$

$M(\text{vapeur d'eau}) \approx$

Atmosphère sèche et humide

Quel l'air le plus lourd ? L'air sec ou l'air humide ?

$$M(\text{O}_2) = 32 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{N}_2) = 28 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{H}_2\text{O}) = 18 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{air sec}) \approx 29 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{vapeur d'eau}) \approx 18 \text{ g/mol}$$

Atmosphère sèche et humide

Quel l'air le plus lourd ? L'air sec ou l'air humide ?

$$M(\text{O}_2) = 32 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{N}_2) = 28 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{H}_2\text{O}) = 18 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{air sec}) \approx 29 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{vapeur d'eau}) \approx 18 \text{ g/mol}$$

$pV = RT$ pour une mole de gaz considéré parfait

$$\rho = \frac{M}{V} = \frac{Mp}{RT}$$

$$\rho_{\text{air humide}} < \rho_{\text{air sec}} \quad (\text{à même température})$$

Les nuages : classification

Types de nuages ?

Les nuages : classification

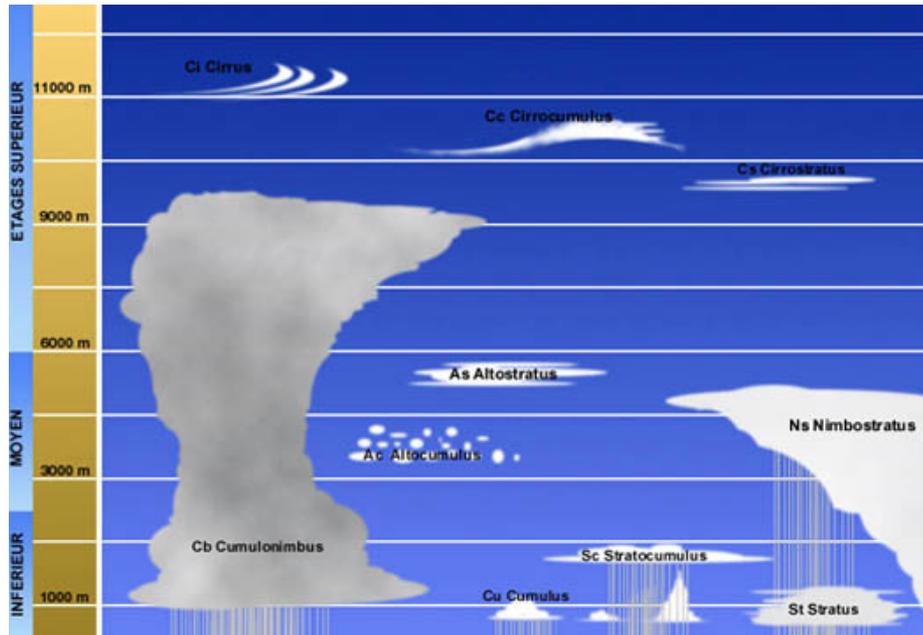
- Types de nuages :- 1^{ère} classification par Lamarck (1802)
 -classification de Howard (1803)
 -tour du monde des nuages d'Abercromby (1887)
 -1^{er} atlas international des nuages (1896)



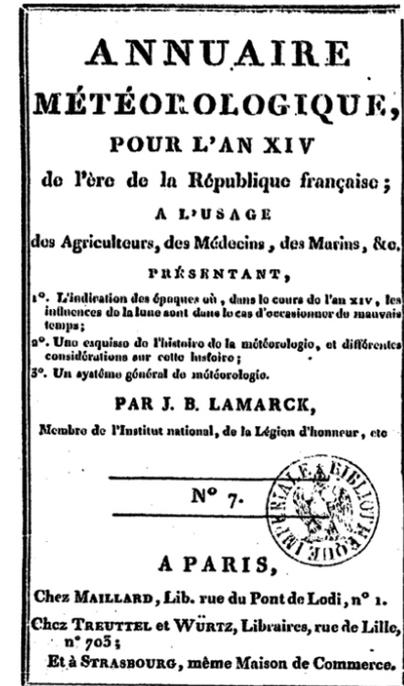
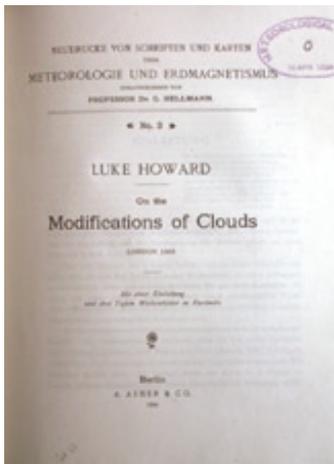
Jean-Baptiste de Monet
 chevalier de Lamarck
 (1744-1829)
 naturaliste français
 fondateur de la biologie



Luke Howard
 pharmacien et
 météorologue anglais
 (1771-1864)



Asperatus



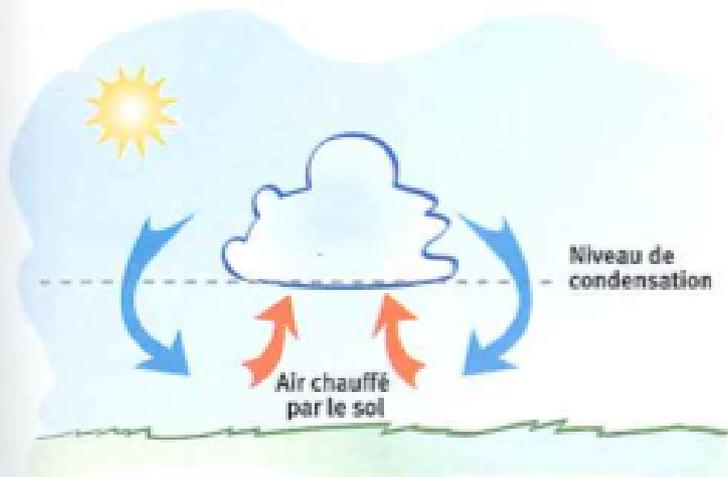
Les nuages

Formation des nuages ?

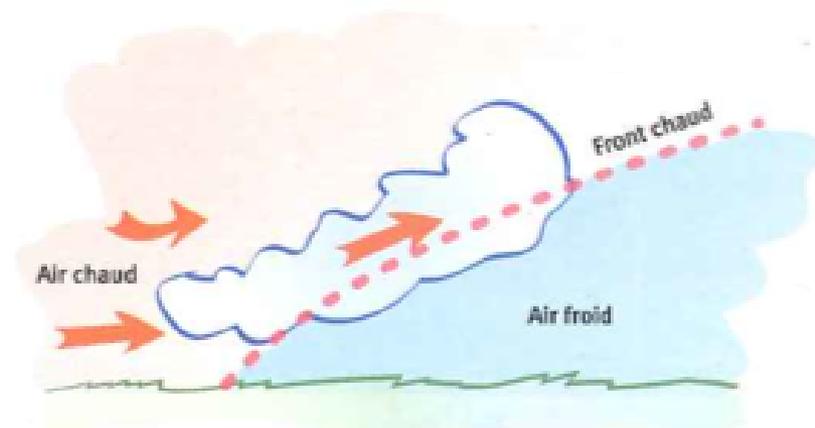
Les nuages : formation

Les principaux types de formation des nuages

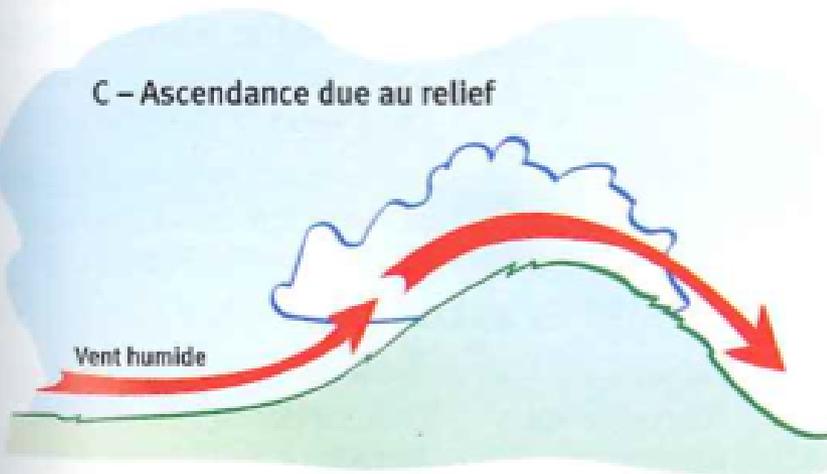
A – Ascendance due à la convection



B – Ascendance due à un front



C – Ascendance due au relief



D – Brouillard dû au refroidissement sur place, sans ascendance



Les nuages : constitution

Constitution des nuages ?

Questions : pourquoi les nuages ne tombent-ils pas?

Pourquoi les nuages ont-ils une base plate?

Les nuages sont-ils plus nombreux le jour que la nuit?

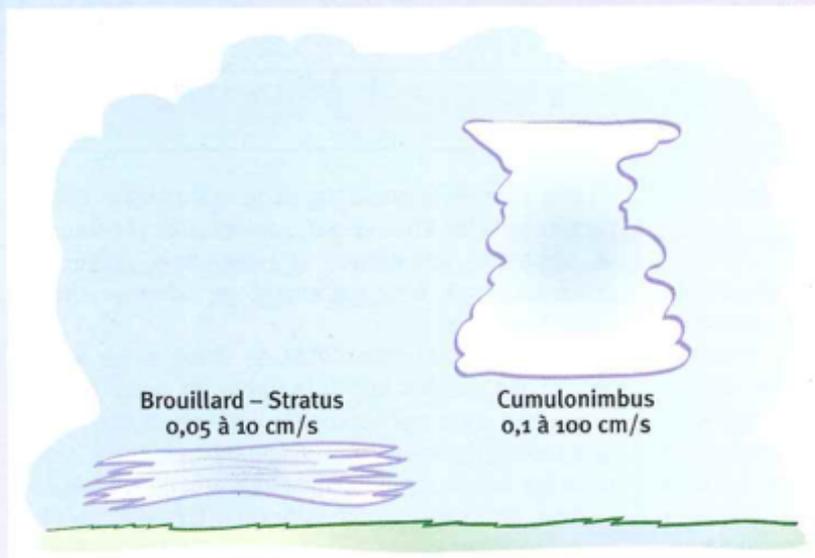
Pourquoi certains nuages restent-ils immobiles malgré un fort vent ?

Les nuages : constitution

Caractéristiques moyennes des gouttelettes dans un nuage (hors gouttes de pluie)

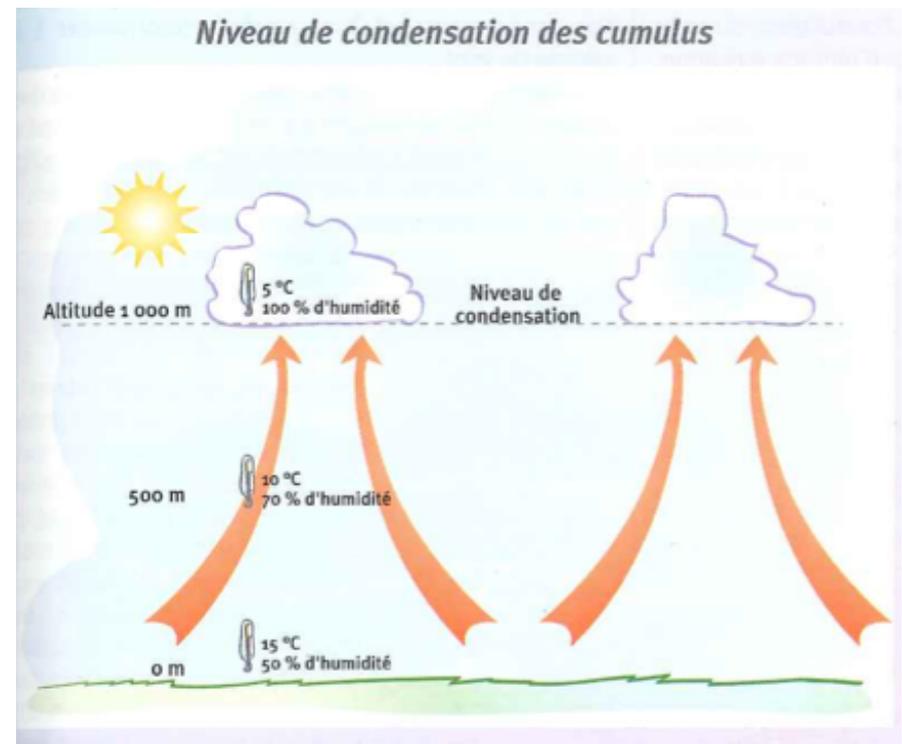
Type de nuage	Brouillard — Stratus	Petit cumulus	Cumulonimbus
Diamètre des gouttelettes (1 micron = 0,001 mm)	2 à 50 microns	5 à 60 microns	4 à 200 microns
Nombre de gouttelettes	200 par cm ³	350 par cm ³	70 par cm ³
Teneur en eau liquide du nuage	0,35 g/m ³	0,5 g/m ³	2,5 g/m ³

Vitesse théorique de chute de la majorité des gouttelettes du nuage (en centimètres par seconde)



Cette chute des gouttelettes est compensée par les mouvements ascendants à l'intérieur du nuage. Seules les gouttes plus grosses tombent plus vite et peuvent donner la pluie.

Niveau de condensation des cumulus



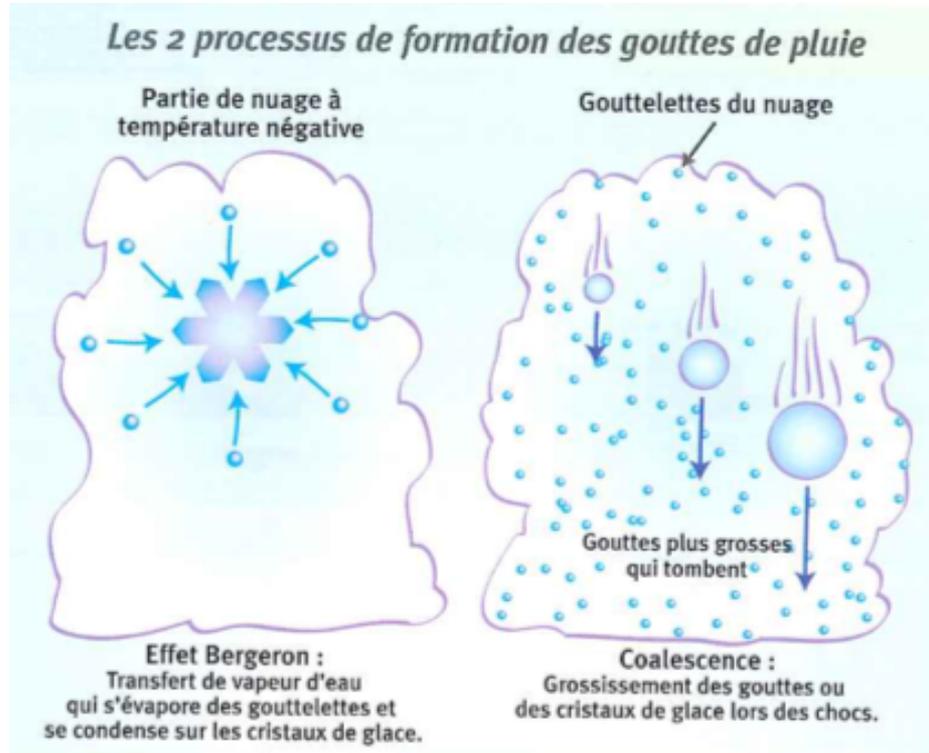
La pluie

Comment se forme la pluie ?

Quelle taille de gouttes ?

Quelle vitesse de chute ?

La pluie : formation, taille et chute des gouttes



Taille et vitesse des gouttes de pluie

Type de goutte	Brouillard qui tombe	Bruine	Pluie	Averse
Diamètre (millimètres)	0,006 à 0,06 mm	0,06 à 0,5 mm	0,5 à 3 mm	3 à 6 mm
Poids (milligrammes)	0,0000001 à 0,0001 mg	0,0001 à 0,06 mg	0,06 à 10 mg	10 à 70 mg
Vitesse de chute (mètres par s)	0,001 à 0,1 m/s	0,1 à 2 m/s	2 à 8 m/s	8 à 9 m/s

La forme des gouttes de pluie pendant leur chute



Shape and instability of free-falling liquid globules

É. REYSSAT¹, F. CHEVY^{1,2}, A.-L. BIANCE¹, L. PETITJEAN¹ and D. QUÉRÉ¹

¹ *Physique et Mécanique des Milieux Hétérogènes, UMR 7636 du CNRS, ESPCI - 75005 Paris, France*

² *LKB, ENS - 24 rue Lhomond, 75005 Paris, France*

received 7 September 2007; accepted 11 September 2007
published online 17 October 2007

PACS 47.20.Ma – Interfacial instabilities (*e.g.*, Rayleigh-Taylor)

Abstract – The velocity of a falling raindrop depends on its size, and thus so does its shape. Here we describe the different simple shapes which model drops falling in air. While millimetric drops remain spherical, owing to the action of surface tension, drops larger than the capillary length get flattened, as sessile drops on solids. Air penetrates still larger globules, which are observed to be unstable. They inflate till they burst, generating myriads of fragments.

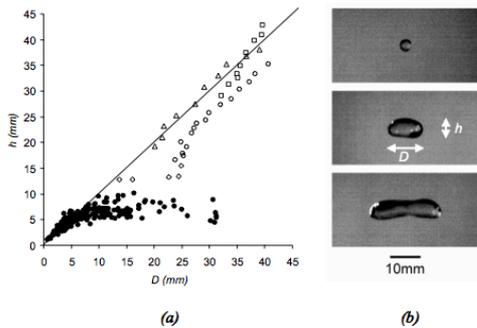


Fig. 1: Shape of a falling raindrop: the height h of the globule is plotted as a function of its equatorial diameter D , after 8 to 12 meters of free fall in air (a). Full symbols are for stationary states. Small drops are found to be spherical ($h = D$), while large ones tend to be flattened by the action of air (h becomes constant). The shapes are shown for three falling water drops of radius smaller, comparable, and larger than the capillary length (b). Empty symbols hold for larger globules; several data are displayed for each symbol, corresponding to different times. The data remain close to the line $h = D$, indicating an isotropic inflation of these very large objects (shown in fig. 4).

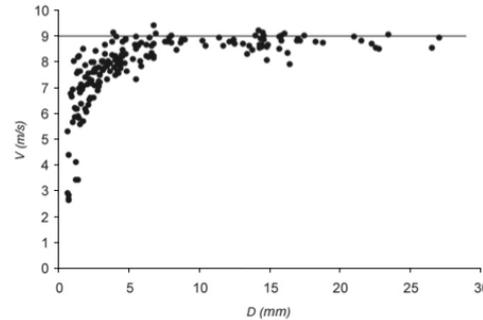
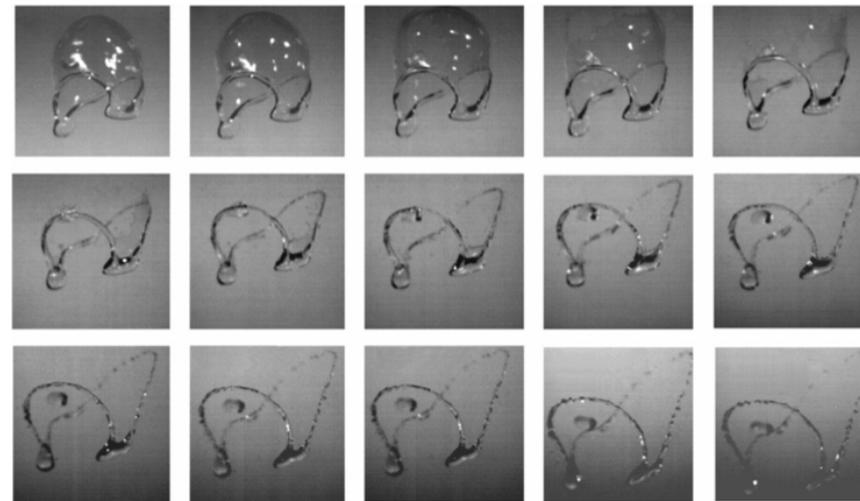


Fig. 2: Terminal velocity V of a water drop falling in air, as a function of its equatorial diameter D . For drops smaller than the capillary length, the velocity quickly increases with the size (eq. (1)). For larger drops, which are flattened (fig. 1a), the velocity saturates (eq. (4)).

deduced from the same force balances. It reads

$$V \sim (\rho g \kappa^{-1} / \rho_a)^{1/2}, \quad (4)$$

V is the limit of eq. (1) as the drop reaches its maximum size ($R = \kappa^{-1}$) in the spheroidal state (eq. (2)). For larger



30 mm

Réchauffement climatique : montée des océans

Quel processus ?
(cf TD 5)

Réchauffement climatique : montée des océans

Quel processus ?
(cf TD 5)

La dilatation thermique de l'eau entraîne une variation de hauteur d'eau en fonction de la température.

Pour une masse d'eau donnée, considérée ici constante, le volume d'eau V variera par dilatation thermique et entrainera une variation de hauteur d'eau H proportionnelle pour une surface d'océan S considérée constante :

$$V = SH$$

$$\frac{dV}{V} = \frac{dH}{H}$$

$$dH = \frac{dV}{V} H = \alpha H dT \quad \text{où} \quad \alpha = \frac{1}{V} \frac{dV}{dT} \approx 2 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1} \quad \text{est le coefficient de dilatation thermique de l'eau vers } 20^\circ\text{C}$$

Pour une profondeur moyenne d'océan $H \approx 4000$ m, cela conduit à une variation de hauteur d'eau de près de 1 m par degré.

Les étapes essentielles de la météo : les instruments

Année	Instruments
- 250	Appareil sensible à la température, mais sans graduation (Philon de Byzance).
- 100	Tour des vents, surmontée d'une girouette (Athènes).
1450	Premier anémomètre (à pendule, Alberti).
1450	« Mesure » de l'humidité en pesant un paquet de laine absorbant la vapeur d'eau.
1608	Premier thermomètre à air (Santorio), hélas sensible aussi à la pression!
1623	Hygromètre fondé sur l'allongement d'une corde (Santorio).
1644	Premier baromètre (Torricelli).
1650	Premiers vrais thermomètres (à Florence).
1673	Premier anémomètre à « hélice » (Grillet).
1724 et 1743	Échelles de température (Fahrenheit, puis Celsius).
1752	Invention du paratonnerre (Franklin).
1775	Premier hygromètre à « cheveu » (Bénédict de Saussure).
1804	Premières ascensions scientifiques en montgolfière, jusqu'à 7 000 m.
1837	Invention du télégraphe électrique (Morse).
1840	Premiers abris météo protégeant du soleil et de la pluie (Angleterre).
1843	Premier baromètre à cadran (Vidie).
1892-1893	Premiers ballons-sondes, enregistrant température et pression en altitude (Hermite).
1930	Premiers ballons-sondes envoyant leurs mesures par radio (Bureau).
1943	Début d'utilisation du radar pour la détection des orages à distance (États-Unis).
1945	Premier ordinateur, l'ENIAC (États-Unis).
1960	Premier satellite météo (Tiros 1).
1966	Premier satellite météo géostationnaire (ATS 1).

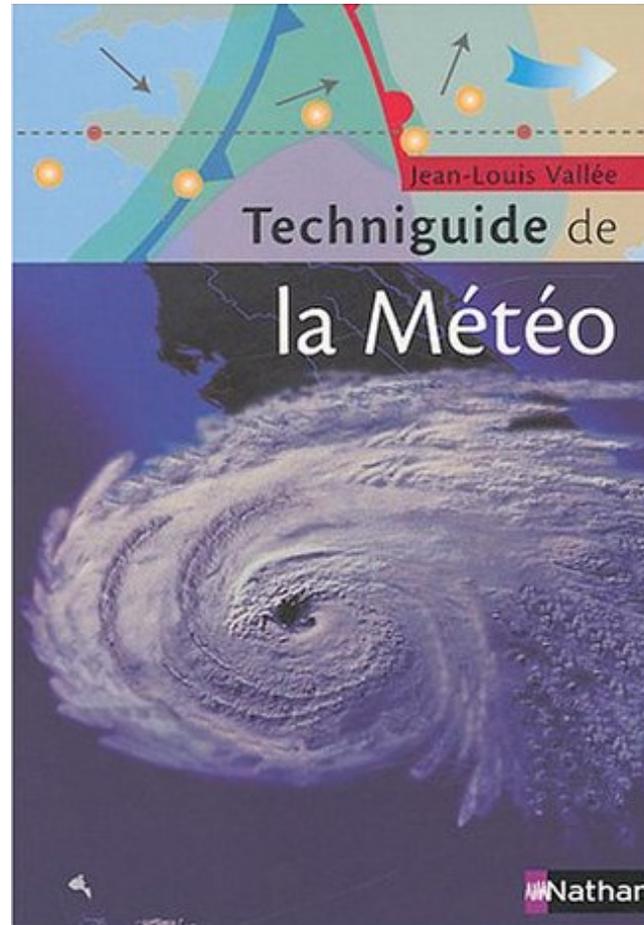
Les étapes essentielles de la météo : la théorie

Année	Théorie
- 334	Aristote écrit <i>Les Météorologiques</i> . Explication de l'évaporation et de la condensation.
1648	Variations de la pression avec l'altitude (Pascal).
1662	Loi de compressibilité des gaz : $\text{Pression} \times \text{Volume} = \text{Constante}$ (Boyle et Mariotte).
1686	Explication partielle des alizés (Halley, Mariotte).
1735	Explication des grandes cellules atmosphériques et des alizés (Hadley).
1747	Essai d'explication des vents par la mécanique des fluides (d'Alembert).
1783	Théorie de la calorimétrie (Lavoisier et Laplace).
1780-1800	Découverte du rayonnement émis par les corps (Prévost, Lambert, Herschel).
1802-1803	Classification des nuages (Lamarck et Howard).
1815	Théorie du thermomètre mouillé (Gay-Lussac).
1820 et 1857	Relation entre la pression et le vent (Brandes, puis Buys-Ballot).
1823	Loi liant pression et température lors d'une transformation adiabatique (Poisson). Permet de calculer les variations verticales de la température.
1824	Découverte de l'effet de serre (Fourier).
1838	Découverte des gaz responsables de l'effet de serre naturel (Pouillet)
1851	Expérience du pendule de Foucault, illustrant la rotation de la Terre et la force de Coriolis.
1902	Découverte de la couche isotherme (stratosphère) au-dessus de 10 km environ (Teisserenc de Bort).
1917	Concept des fronts atmosphériques (Bjerknes).
1938	Équation du tourbillon (équation simplifiée du déplacement des perturbations) par Rossby en Suède.
1948	Étude de l'instabilité barocline et de l'approximation hydrostatique (Charney).

Les étapes essentielles de la météo : les prévisions

Année	Prévisions météo
- 1300	Chine : début des observations continues du temps (pluie, neige, vent).
- 400	Mesure de la hauteur de pluie (Inde).
600-1700	Astrométéorologie en Europe : prédictions météo en fonction des planètes.
1200	Chine : un pluviomètre dans chaque district.
1668-1670	Mesure quotidienne de la hauteur de pluie à Paris pendant 3 ans d'affilée.
1840-1843	Lois empiriques de prévision du temps en fonction des variations de pression (Espy, Loomis).
1841	Influence de la Lune sur le temps ; règle fautive, utilisée par les militaires français jusqu'en 1914-1918 (maréchal Bugeaud).
1844-1861	Cartes des vents et des courants marins, permettant de diminuer de 30 % la durée des voyages océaniques (Maury).
1848	Le <i>Daily News</i> publie chaque jour une carte du temps observé en Angleterre.
1848	Réseau de 150 observateurs météo aux États-Unis qui transmettent leurs relevés par télégraphe.
1854-1855	Début d'un réseau d'observateurs météo français, décidé suite au naufrage de la <i>Sémillante</i> en Corse et de 38 navires devant Sébastopol.
1860	Premières prévisions aux Pays-Bas : prévisions de tempête en mer, fondées sur la différence de pression entre plusieurs points.
1861	Premières prévisions en Angleterre, fondées uniquement sur les variations locales du baromètre.
1863	Premières prévisions en France, fondées sur le suivi des dépressions. Aux États-Unis, en 1871.
1896	Prédiction et calcul du réchauffement dû à l'utilisation des combustibles fossiles (Arrhenius)
1920	Premières transmissions par TSF des observations météo effectuées par les bateaux.
1937	Premiers bateaux météostationnaires en pleine mer.
1863-1955	La prévision se fait essentiellement par extrapolation du déplacement des systèmes nuageux, des fronts et des dépressions.
1916-1918	Première prévision scientifique par Richardson (avec les équations de mécanique des fluides et de thermodynamique). Les calculs, effectués à la main, se révèlent faux.
1950	Première prévision numérique expérimentale, faite sur le premier ordinateur. Résultats assez bons dans les grandes lignes à 24 heures d'échéance. Utilise l'équation du « tourbillon de Rossby » (Charney, Fjørtoft, von Neumann).
1955	Début des prévisions numériques opérationnelles sur l'IBM 701 aux États-Unis. Dès la première année, ces prévisions sont comparables à celles d'un prévisionniste humain.
1990	Premier rapport du GIEC (Groupe Intergouvernemental sur l'évolution du climat) : conclut à la forte probabilité d'une influence humaine décelable sur le climat.
1992	Premières prévisions d'ensemble. Permettent d'attribuer un indice de confiance aux prévisions à partir de J + 4.
1990-1995	Premières prévisions saisonnières semi-opérationnelles sur l'ensemble du globe.

Bibliographie



240 questions et réponses illustrées de 215 figures
en 222 pages

(2004)