

Yves Corboz

MÉTÉOROLOGIE

100 expériences pour comprendre
les phénomènes météo



BELIN • POUR LA SCIENCE

BIBLIOTHÈQUE SCIENTIFIQUE

MÉTÉOROLOGIE

100 expériences pour comprendre
les phénomènes météo

Yves Corboz

Bibliothèque Principale
Ville de Mons C.C.J.
Jemappes

BELIN • POUR LA SCIENCE

8, rue Férou - 75278 Paris cedex 06
www.editions-belin.com – www.pourlascience.com

557
5
COR
M

(183 155)



CHAPITRE 1 L'énergie de la machine atmosphérique

6

Le rayonnement solaire incident 8

- ▷ Distinguer lumières directe et diffusée 8
- ▷ Comprendre le lien entre lumière et température 8
- Montrer l'effet du rayonnement infrarouge 9
- ▷ Obtenir un arc-en-ciel 10

Le rayonnement solaire dans l'atmosphère 12

- ▷ Simuler la distribution de l'énergie solaire 12
- ▷ Comprendre l'effet d'un faisceau à bord parallèle 13

Le rayonnement absorbé 15

- ▷ Se chauffer au soleil 15
- ▷ Expliquer l'influence de l'angle d'incidence 16
- ▷ Tester l'influence de la surface d'absorption 16

Le stockage de l'énergie solaire 19

- ▷ Comprendre la sélectivité de l'absorption 20
- ▷ Comparer la capacité de stockage de l'énergie du sable et de l'eau 21

L'inégale répartition de l'énergie sur Terre 22

- ▷ Évaluer les variations journalières de la « hauteur » du Soleil 22
- ▷ Comprendre la distribution saisonnière de la lumière solaire 23

L'atmosphère chauffée par sa base 25

- ▷ Comprendre l'effet du rayonnement terrestre 25
- Se représenter l'effet de serre 26

Les transferts de chaleur 28

- ▷ Étudier la conduction de la chaleur par une tige métallique 28
- ▷ Mettre en évidence un courant de convection 29
- ▷ Repérer des mouvements ascendants dans l'air 30
- ▷ Comprendre la notion de chaleur latente 31



CHAPITRE 2 L'atmosphère météorologique

32

Les constituants fondamentaux de l'atmosphère météorologique 34

- ▷ Estimer la proportion de dioxygène atmosphérique 34
- ▷ Évaluer la proportion de diazote 35
- Tester la présence de CO₂ dans l'air 36
- ▷ Mettre en évidence la présence de vapeur d'eau dans l'air 36

La matière de l'atmosphère 38

- ▷ Illustrer la matérialité de l'air 38
- ▷ Découvrir une propriété caractéristique des fluides 38
- ▷ Montrer que l'air est pesant 39
- ▷ Estimer la masse volumique de l'air 40
- ▷ Provoquer la dilatation et la contraction de l'air 40

Compressible ou incompressible ? 42

- ▷ Mettre en évidence une propriété fondamentale des gaz 42
- ▷ Provoquer une ascendance sans variation de température 43

La température de l'air 45

- ▷ Découvrir le principe d'une mesure de température 45
- ▷ Rechercher les influences du rayonnement 46

La pression atmosphérique 48

- ▷ Comprendre la notion de pression 48
- ▷ « Tester » le poids de l'air 49
- ▷ Révéler l'action de l'air, de bas en haut 49
- ▷ Révéler l'action de l'air dans toutes les directions 50

Mesurer la pression atmosphérique 51

- ▷ Découvrir le principe d'un baromètre à liquide 51
- ▷ Reproduire le fonctionnement d'un baromètre à liquide 52

Le code de la propriété intellectuelle n'autorise que « les copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » [article L. 122-5]; il autorise également les courtes citations effectuées dans un but d'exemple ou d'illustration. En revanche « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle, sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » [article L. 122-4]. La loi 95-4 du 3 janvier 1994 a confié au C.F.C. (Centre français de l'exploitation du droit de copie, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris), l'exclusivité de la gestion du droit de reprographie. Toute photocopie d'œuvres protégées, exécutée sans son accord préalable, constitue une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

↳ Effectuer une mesure de pression	52
↳ Concevoir un baromètre à capsule rudimentaire	53
Altitude et pression	55
↳ Mesurer la variation de pression dans un liquide	55
↳ Simuler l'évolution de la pression dans l'atmosphère	56
↳ Relier pression et altitude	57
La température baisse avec l'altitude	58
↳ Confirmer le lien entre température et pression de l'air	58
La stratification de l'atmosphère	61
↳ Simuler la structure en strate de l'atmosphère	61
↳ Interpréter pression et température atmosphériques	63
Notions élémentaires d'aérodynamique	65
↳ Reproduire une configuration stable avec des liquides de masses volumiques différentes	66
↳ Reproduire une configuration instable	67
↳ Reproduire une couche d'inversion	68
↳ Comprendre la stabilité conditionnelle	69
↳ Variation de pression et stabilité	70
La qualité de l'air	73

La représentation des pressions par les cartes d'isohypses	87
↳ Illustrer l'indépendance de la pression et de l'altitude	87
↳ Relier pression, densité et altitude	88
L'effet de la rotation terrestre sur la direction du vent	91
↳ Simuler l'effet de la rotation sur un fluide	92
↳ Mettre en évidence les effets de la rotation	93
↳ Illustrer l'effet de la force centrifuge sur un écoulement fluide	96
↳ Construction d'un plateau tournant	97
Le vent réel au sol et en altitude	98
↳ Comprendre l'effet d'une surface désordonnée sur l'écoulement	98
Force, vitesse et direction du vent	102
↳ Construire une girouette-anémomètre	103
↳ Concevoir un anémomètre à axe horizontal	105
↳ Réaliser une manche à air	106
Annexe : échelle de Beaufort et force du vent	108



CHAPITRE 3 Les vents

Comment se forme le vent ?	80
↳ Étudier l'effet d'une variation de pression sur le mouvement de l'air	81
↳ Relier rayonnement et variation de pression	81
↳ Simuler la brise côtière	82
Carte de pression en surface et vent	84
↳ Variation de pression et force du vent	84
↳ Comprendre la notion d'isobare	85



CHAPITRE 4 La circulation atmosphérique générale

Ascendances et subsidences	112
↳ Reproduire ascendances et subsidences	113
Ascendance et subsidence dynamiques	116
↳ Relier pression et mouvements verticaux d'un écoulement	117
La cellule convective globale	121
↳ Simuler une cellule convective	121
↳ Simuler la circulation atmosphérique	122
La circulation atmosphérique générale	124
↳ Mimer la circulation atmosphérique globale	126



De la vapeur aux nuages

130

Les dépôts d'eau atmosphérique sur les surfaces 132

- Produire un dépôt liquide 133
- Produire un dépôt solide 135

Le cycle de l'eau atmosphérique 139

- Reproduire partiellement le cycle de l'eau atmosphérique 140
- Observer une sublimation 143

La saturation au contact d'une surface 144

- Découvrir des conditions de saturation en vapeur d'eau 144
- Illustrer le lien entre température et quantité de vapeur dans l'air 145
- Comprendre la notion de saturation 148
- Vérifier qu'il se dépose d'autant plus d'eau que la température de la paroi est basse 149

Mesurer l'humidité de l'air 150

- Montrer que l'humidité relative pilote l'évaporation 151
- Refroidir par évaporation 151
- Construire un psychromètre 152
- Repérer les points de rosée et de gelée 154
- Explorer l'équilibre vaporisation-condensation liquide ou solide 155

La formation des nuages et des brouillards 157

- Créer un nuage en bouteille 157
- Créer un brouillard d'advection chaude 159
- Obtenir un brouillard par enrichissement en vapeur d'eau 163
- Former un nuage par mélange 164



Nuages et météores

166

Fumée, brouillard et nuage 168

- Faire la différence entre fumée et nuage 171

Visibilité et météores 172

- Étudier l'effet d'une visibilité variable 172

Les noyaux de condensation 176

- Déclencher le changement d'état avec des particules solides 176
- Favoriser la liquéfaction de la vapeur par le sel 178

Nuages en tout genre 179

- Reproduire une situation stratiforme 180
- Reproduire une situation cumuliforme 181

Des couleurs dans le ciel 183

- Augmenter la diffusion d'un fluide 183
- Évaluer l'incidence du diamètre des gouttelettes sur la diffusion 184
- Reproduire chimiquement les différentes couleurs du ciel 185
- Provoquer l'embrasement d'un nuage 187
- Suivre l'extinction des lumières du couchant 188

Des nuages aux précipitations 191

- Maintenir des particules en l'air 192
- Passer des gouttelettes aux gouttes 193
- Comprendre la chute de gouttes de différents diamètres 195
- Observer la surfusion de l'eau 197

Pluviomètre et planche à neige 199

- Réaliser un pluviomètre rudimentaire 200
- Confectionner un pluviomètre plus précis 200
- Construire une planche à neige 202
- Convertir la hauteur de neige en millimètre d'eau 203

Annexes

Genre de nuages aux différents étages	204
Glossaire météorologique	205
Index	206
Bibliographie et sites internet	207
Credits photographiques	208

«Aujourd'hui les phénomènes météorologiques sont décrits de façon réaliste, mais les cyclones et les ouragans conservent leur caractère capricieux et menaçant – en ce sens et malgré les progrès, la "météo" constitue peut-être l'un des derniers bastions du "sacré"... » écrivait Pierre Thuillier dans *La Revanche des sorcières* (Belin, 1997).

Cette citation résume la situation paradoxale de la météorologie, science à la pointe du progrès et aux performances formidablement améliorées à laquelle, en même temps, reste attachée une part de *mystère*. Il s'agit probablement d'une des clés de l'intérêt qu'elle suscite, et certainement l'une des causes des trop nombreux jugements à l'emporte-pièce dont elle a fait l'objet. C'est également la raison pour laquelle j'avais choisi cette discipline pour amener des collégiens de leur vécu vers la pratique expérimentale et les aider à franchir les premiers pas de la démarche scientifique. Voilà ce qui m'a conduit à écrire ce livre.

Il permet de répondre aux premières questions que se pose le lecteur quand il entreprend de comprendre les phénomènes météorologiques. Le projet n'est pas d'apporter des réponses définitives ou théoriques, mais d'entamer par l'expérience la découverte des connaissances de bases à l'œuvre en météorologie et, par là, donner « consistance » au vocabulaire qui les recouvre. Trop souvent en effet, même dans la plus rudimentaire version de la vulgarisation scientifique que constitue le bulletin météorologique, les termes utilisés semblent des enveloppes vides qui ont pour effet de brouiller le message. Les expériences que je propose, ne faisant appel qu'à du matériel rudimentaire pour l'essentiel, devraient permettre – à celui qui les réalise – de mieux se représenter les phénomènes. L'expérimentation enrichira l'intuition, mais encouragera également à la suivre avec circonspection. Il serait logique par exemple, en s'en tenant aux connaissances élémentaires de sciences physiques, que le vent souffle des hautes vers les basses pressions : or ce n'est ni ce que l'on observe ni ce qui se passe. La pratique expérimentale sert à le vérifier et à aborder les nombreuses interactions qui rendent la science météorologique complexe, et souvent déroutante pour le néophyte.

Bien que les notions abordées soient simultanément à l'œuvre dans l'atmosphère, six parties ont été distinguées dans le livre afin d'assurer une progression. Comme chacune de ces parties, les chapitres se succèdent en complétant ceux qui précèdent, sans empêcher la consultation indépendante de l'un des cinquante sujets traités. Réaliser les expériences proposés, les adapter à ses possibilités constitueront la meilleure manière « d'entrer » dans cet ouvrage. À chaque fois que cela a semblé nécessaire, des renvois vers une notion éventuellement utile ont été ajoutés. Un glossaire et un index détaillé complètent l'ensemble.

Yves Corboz

Remerciements

Sans les représentants des institutions, Gérard Partouche, Dominique Marcaillou et son successeur Jean-Pierre Gencviève, Gilbert Monceau, et Vincent Pircher qui m'ont assuré les meilleures conditions de recherche, ce travail n'aurait pu naître.

Des remerciements chaleureux vont à mes compagnons de route, les membres du groupe «Météorologie et enseignement» auquel sont associés mes meilleurs souvenirs professionnels.

Une mention particulière est à réserver pour Jean Cassanet, inoubliable animateur du groupe, et José Chevalier qui en plus ont pris le temps de la relecture, sans oublier la plus patiente...

1. L'énergie de la machine atmosphérique



*« Solaus si est li fondeme
De toute chaleur et de tens... En la chaleur
k'en lui habonde,
Est li solaus li cuers du monde
Et fondemenz par sa valour
De toute naturel chalour ».*

Gossuin de Metz, *Imoge du monde*, 1246.

Le Soleil est à l'origine de l'essentiel de l'énergie atmosphérique et océanique, celle qui est en jeu dans les phénomènes météorologiques. Le rayonnement solaire parvenant à la Terre est absorbé par l'atmosphère, et surtout par la surface des mers et des continents. L'absorption augmente la température de la surface de la planète qui comme tous les corps émet un rayonnement infrarouge, vers l'atmosphère. Ce chauffage par la base est la principale source de chaleur pour l'atmosphère, d'autant qu'il est renforcé par l'effet de serre. La répartition de l'énergie reçue à la surface de la planète va déterminer le sens et l'intensité des échanges d'énergie qui maintiennent l'équilibre radiatif terrestre.

♦ Le Soleil, photographié par le satellite Soho, est à l'origine de l'énergie à l'œuvre en météorologie. La température des zones blanches est de l'ordre de 60 000 °C.

Le rayonnement solaire incident

Notre principale source de lumière et de chaleur

Le rayonnement solaire fournit lumière et chaleur sur Terre. Sans le Soleil, la Terre serait plongée dans une nuit permanente et glaciale et, sans cet apport d'énergie, les mouvements permanents de l'atmosphère ne pourraient être entretenus.

Distinguer lumières directe et diffusée

Expérience

● Matériel

– Source de lumière délivrant un faisceau étroit (lampe torche par exemple), objet de couleur claire.

● Manipulation

1. Placer l'objet (une boîte blanche ici) sur une table et diriger la source de lumière vers lui.
2. Allumer la lampe puis faire l'obscurité dans la pièce: la boîte tient lieu d'écran et est illuminée.

● Interprétation

La lumière est le rayonnement auquel l'œil humain est sensible. Il est possible de voir la lumière en regardant direc-



tement la source qui l'émet, mais également en observant un obstacle qui intercepte le rayonnement lumineux incident. L'objet diffuse alors vers notre œil la lumière qui l'éclaire. L'air ne diffusant pas suffisamment, la zone entre l'objet et la lampe apparaît noire bien que de la lumière la traverse.

Le rayonnement solaire se révèle lorsqu'il est intercepté par un obstacle: c'est ce qui se passe le jour pour la moitié de la Terre tournée vers le Soleil. À l'inverse, l'autre moitié de la planète se trouve dans l'ombre: c'est la nuit.

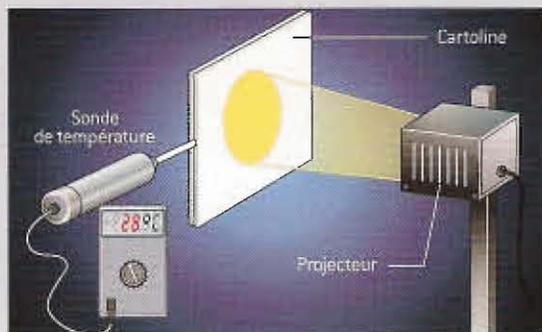
Comprendre le lien entre lumière et température

Expérience

● Matériel

– Source lumineuse délivrant un faisceau peu divergent, 2 carrés de 12 x 12 cm ou plus (selon la longueur de la

sonde) en bristol ou cartoline, thermomètre numérique ou à dilatation de liquide, supports (un pour le thermomètre et l'autre pour un projecteur s'il est utilisé).



● Manipulation

1. Insérer la sonde d'un thermomètre numérique (ou le réservoir d'un thermomètre à dilatation de liquide) entre les deux feuilles de carton léger contrecollées.
2. Placer ce « capteur » dans le faisceau de la source de lumière.

● Interprétation

Le carton chauffe sous l'effet du rayonnement lumineux et l'indication du thermomètre croît. Lorsque l'énergie cédée par le carton (par conduction ou en rayonnant dans l'infrarouge : voir p. 28) est égale à celle qu'il reçoit, une température d'équilibre s'établit.

Lorsqu'un corps absorbe un rayonnement lumineux, l'agitation des molécules qui constituent sa matière augmente. Il en résulte une élévation de température et la dilatation du corps.

Le rayonnement infrarouge

Le rayonnement solaire est constitué de différentes radiations : outre la lumière, il contient une composante « non visible » mais perceptible : l'infrarouge. Pour le mettre en évidence, il suffit d'interposer une plaque de verre épais (5 mm d'épaisseur ou plus) entre la source lumineuse et le capteur dans l'expérience ci-dessus : la température mesurée par le capteur baisse. Par souci de simplicité, nous utilisons une lampe à incandescence et faisons donc l'approximation de l'équivalence des lumières du Soleil et du projecteur.

Sans que la luminosité semble diminuer, l'énergie parvenant au carton est notablement réduite lorsque la plaque fait écran. Une partie du rayonnement solaire correspond au rayonnement infrarouge (noté I.R.) et est absorbée par le verre. Cela est directement perceptible en plaçant tout simplement une plaque de verre devant une source de chaleur proche de la peau (la joue est particulièrement sensible). C'est le principe des pare-feux de cheminée en verre.

Chauffer sans lumière

Il est possible de chauffer un corps en le soumettant à un rayonnement purement infrarouge, ne contenant pas de lumière visible. Une partie du rayonnement se révèle non sous forme de lumière visible, mais par une production de chaleur particulièrement intense sur l'obstacle.

Montrer l'effet du rayonnement infrarouge

Expérience

● Matériel

- Source d'infrarouge (ici une ancienne lampe à bronzer).
- Capteur réalisé dans l'expérience précédente (sonde ou réservoir d'un thermomètre placé entre deux cartolines).

● Manipulation

1. Placer la « lampe » à infrarouge à 50 cm du capteur.
2. Mettre la lampe sous tension et effectuer un relevé de température toutes les minutes.



● Interprétation

La lampe n'émet pratiquement pas de rayonnement visible (ci-contre). La température indiquée par le capteur croît rapidement et dépasse celle de l'air de la pièce. Elle finira par se stabiliser à une température d'équilibre, lorsque l'énergie cédée par les cartolines, par rayonnement et par contact avec l'air environnant, sera égale à l'énergie reçue. Que l'expérience se déroule dans une pièce obscure ou éclairée, l'élévation de température est la même : il y a transfert d'énergie sans que de la lumière soit produite (p. 25).



Les expériences précédentes soulignent que le rayonnement solaire n'est pas émis uniquement dans le visible, et qu'il comporte une composante, non visible, qui apporte également de l'énergie.

Ce rayonnement, l'infrarouge, est particulièrement important, car c'est sous cette forme que l'énergie est réémise. La surface de la planète, qui absorbe le rayonnement solaire direct, réémet en effet dans l'infrarouge. Cette émission constitue la principale source d'énergie pour l'atmosphère, ainsi chauffé par sa base (p. 25).

La nature du rayonnement solaire

Ces manipulations laissent entrevoir que la lumière que nous recevons est un mélange de plusieurs radiations. Notre œil perçoit la multiplicité des radiations solaires sous forme de couleurs différentes. Ce fait nous est familier, en premier lieu grâce à l'arc-en-ciel (également en observant la surface d'un compact-disc, une flaque d'eau recouverte d'une pellicule d'huile ou d'essence, ou encore l'angle d'un aquarium).

Si l'on emploie au laboratoire un dispositif dispersif comme un prisme pour séparer les radiations colorées constituant la lumière blanche solaire, il est facile de s'approcher des conditions nécessaires à la formation d'un arc-en-ciel (voire de cercles complets), à condition qu'il y ait du soleil !

Obtenir un arc-en-ciel

Expérience

● Matériel

– Arroseur de jardin ou jet d'eau, une journée ensoleillée.

● Manipulation

1. Se placer face au jet d'eau et dos au Soleil, qui ne doit pas être trop haut dans le ciel (en été, les arcs-en-ciel ne sont observables que le matin et le soir, car la hauteur de l'étoile doit être inférieure à 42°).
2. Brancher l'arroseur afin qu'il produise un rideau de pluie tombant d'une bonne hauteur (de grosses gouttes,

de 1 à 2 mm de diamètre, assurent l'arc le plus lumineux possible, aux couleurs nettes et distinctes). Orienter la lance à 45° par rapport à l'horizontale convient très bien.

● Interprétation

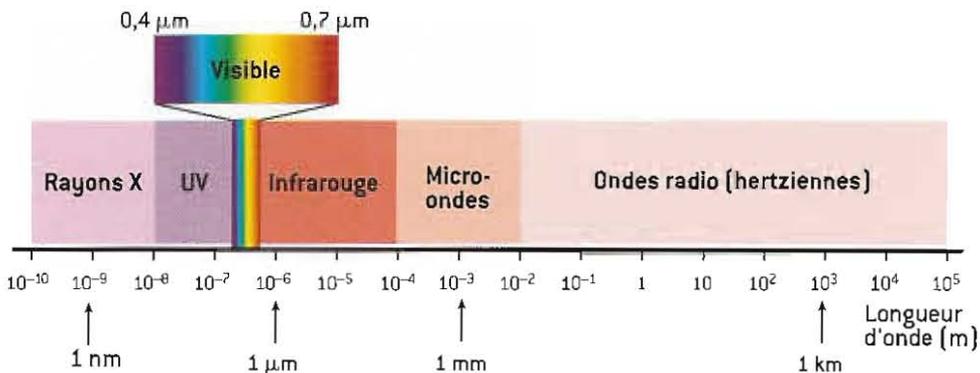
La lumière solaire réfractée à l'intérieur de milliers de gouttes de pluie se concentre selon des directions particulières, propres à chaque couleur composant la lumière blanche (photo page suivante).



Ce fragment d'arc-en-ciel est formé par les cascades d'Ouzoud, dans le Moyen-Atlas marocain. Réfractée à l'interface entre l'air et les gouttes d'eau, la lumière solaire est décomposée en ses radiations élémentaires.

Le rayonnement solaire est formé d'une superposition d'ondes électromagnétiques, visibles et non visibles. Chaque radiation est caractérisée par sa longueur d'onde comme l'illustre le schéma ci-dessous. Lorsque le rayonnement solaire est intercepté par un obstacle, il peut se manifester par une diffusion de lumière et par l'élévation de la température de l'obstacle.

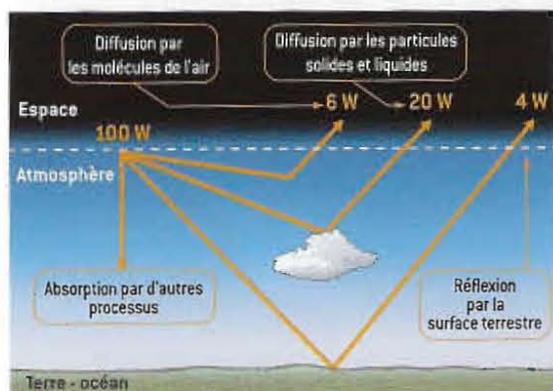
D'un point de vue énergétique, le rayonnement solaire est constitué à 41 % de lumière visible, à 51 % d'infrarouge et à 8 % d'ultraviolet.



Le rayonnement visible est une étroite fenêtre dans l'ensemble du spectre électromagnétique.

Le rayonnement solaire dans l'atmosphère

Quel est son devenir ?



Pour 100 watts entrant dans l'atmosphère, 70 watts sont absorbés essentiellement par les surfaces terrestres et océaniques.

L'essentiel de l'énergie de la machine atmosphérique provient du rayonnement solaire atteignant notre planète, comme nous venons de l'indiquer. Qu'advient-il de ce rayonnement ? Le schéma ci-contre résume son devenir : soit il est *absorbé* par la matière qu'il rencontre et lui apporte alors son énergie, soit il est *diffusé*, c'est-à-dire renvoyé dans toutes les directions. Dans le cas particulier où la lumière repart dans une direction donnée, elle est *réfléchie*. La répartition entre diffusion, réflexion et absorption dépendra des qualités de la surface de réception, et de l'angle suivant lequel la lumière y parvient (p. 16).

Simuler la distribution de l'énergie solaire

Expérience

Le montage suivant se propose d'illustrer les différents destins possibles de l'énergie solaire parvenant à la limite supérieure de notre atmosphère.

L'eau colorée représente l'air atmosphérique, la surface du liquide la « limite » extérieure de l'atmosphère, tandis que le fond de l'aquarium (où repose un miroir) correspond à la surface terrestre.

Des petits miroirs fixés à des tiges donnent une idée de l'interaction du rayonnement avec les nuages : leur base réfléchit une partie des radiations *diffusées* par le sol, alors que leur sommet réfléchit et diffuse 20% du flux solaire incident. Enfin, grâce à une mince plaque de verre dépoli, il est possible de comprendre l'effet des nuages fins et élevés qui atténuent la lumière parvenant au sol.

● Matériel

- Cuve transparente (aquarium ou grand saladier), source de lumière délivrant un faisceau lumineux à bords parallèles, eau savonneuse ou colorée par de la fluorescéine.
- Miroir à placer au fond de la cuve, petits morceaux de miroir collés au bout de crayons ou mieux du « rond » de

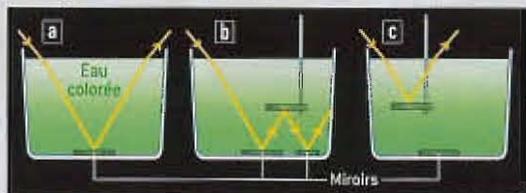
diamètre 8 mm (tige cylindrique en bois), plaque de verre dépoli.

● Manipulation

1. Préparer le montage photographié page suivante.
2. Reproduire les différentes configurations (a), (b) et (c).
(a) Configuration d'un ciel clair : l'essentiel de la lumière parvient à la surface terrestre. Remarque que le liquide de la cuve s'échauffe (même si c'est quantitativement secondaire dans l'atmosphère, l'air étant relativement transparent pour le rayonnement direct).
(b) Configuration d'un ciel partiellement couvert : un nuage est représenté par le petit morceau de miroir collé au bout d'un crayon. Sa face brillante vers le bas figure l'effet réfléchissant vers le sol de la base de la couverture nuageuse. Le rayonnement réfléchi par le sol, s'il atteint la face inférieure du nuage, est en effet absorbé ou renvoyé par la base du nuage, vers le bas.
(c) Configuration d'un ciel couvert : la face brillante du miroir est dirigée vers le haut et figure l'effet réfléchissant du sommet des nuages, qui renvoient la lumière vers l'espace (cela s'ajoute au cas (b) précédent).



Il est pour finir possible de simuler un ciel couvert par des nuages élevés : insérer une fine plaque de verre dépoli (ou l'empilement de quelques lames de microscope) dans le trajet du faisceau incident, juste au-dessus de la surface de l'eau. Le verre translucide figure l'effet d'ombrelle des cirrus, qui limitent la quantité de lumière parvenant au sol sans qu'on puisse forcément distinguer un voile dans le ciel.



Comme cette expérience l'illustre, l'interaction rayonnement-planète est complexe et évolue au fil de la journée et de l'année, lorsque l'angle d'incidence de la lumière varie. Ainsi, la part de lumière renvoyée vers l'espace augmente quand le Soleil descend sur l'horizon. Il faut garder en mémoire que l'indice de réfraction de l'eau est bien supérieur à celui de l'air, d'où des déviations du faisceau plus importantes dans l'expérience qu'à l'entrée dans l'atmosphère. En outre, l'atmosphère, du fait de sa stratification thermique (p. 65), n'est pas un milieu optique homogène.

La géométrie du rayonnement solaire incident

Parce que la fraction de rayonnement solaire parvenant à la Terre effectue un très long trajet en ligne droite, elle constitue un éclairage assimilable à un *faisceau à bords parallèles*. Il s'agit d'un faisceau formé d'une lumière dont tous les rayons sont parallèles à l'axe de propagation. La direction des ombres produites par une grille en plein soleil en fournit une illustration (ci-contre).



Comprendre l'effet d'un faisceau à bord parallèle

Expérience

● Matériel

– Projecteur délivrant un faisceau divergent, 4 à 5 tubes en P.V.C. par exemple (de diamètre 4 cm ici). La coupe des tubes doit être bien à l'équerre.

● Manipulation

1. Disposer les tubes verticalement sur le sol, en les alignant.
2. Diriger le projecteur (ici un rétroprojecteur), si possible monté sur support mobile, vers les tubes. Les directions,

des ombres portées sur le sol s'écartent (divergent) à partir du bas des tubes (photo (a) page suivante).

3. Éloigner lentement la source de lumière des tubes (b).

● Interprétation

Progressivement, les directions des ombres se rapprochent pour enfin devenir parallèles entre elles, lorsque le projecteur est distant des tubes de 2 ou 3 mètres au moins : le faisceau lumineux qu'il délivre a l'effet d'un faisceau à bords parallèles. C'est ce qui se passe, à l'échelle de la



planète, pour la lumière parvenant à la Terre, du fait de l'éloignement du Soleil (diamètre du Soleil = 1390 000 km ; diamètre de la Terre = 12 800 km ; distance Soleil-Terre = 150 000 000 km). La limite rectiligne des faisceaux lumineux issus du projecteur, et le parallélisme des ombres de la grille qui reproduit celui des barreaux rappellent une propriété essentielle de la lumière : elle se déplace en ligne droite (dans un milieu homogène).

La lumière solaire se propageant en ligne droite dans l'espace, elle illumine les surfaces suivant un certain angle, l'angle d'incidence. Cet angle détermine en partie le devenir du rayonnement solaire qui parvient à l'atmosphère. Les pourcentages de lumière absorbée comme de celle renvoyée vers l'atmosphère varient en effet selon que le Soleil est au zénith ou juste sur l'horizon, et dépendent également de la latitude. À l'échelle de la planète et de l'année néanmoins, 30% de l'énergie est diffusée ou réfléchiée par les constituants de l'atmosphère et par la surface terrestre (photo ci-dessous). 70% est absorbée soit par la surface (51%) continentale et maritime, soit par les composants de l'atmosphère (19%).

L'absorption de l'énergie, inégalement répartie à la surface de la planète (p. 22), s'interprète par les effets des variations d'incidences de la lumière solaire, assimilée à un faisceau à bords parallèles : c'est l'objet des pages qui suivent.



Le rayonnement solaire sur le Pacifique au lever du jour, vu depuis la station orbitale internationale ISS le 21 juillet 2003. Seule une faible partie de l'énergie incidente est renvoyée par les nuages.

Le rayonnement absorbé

L'influence de l'angle d'incidence et l'« albédo » des surfaces

Le rayonnement solaire qui parvient sur notre planète est assez énergétique, suffisamment pour nous faire préférer l'ombre en pleine canicule. L'énergie reçue est en partie retenue par le fluide atmosphérique (air, eau, CO_2) et par la surface terrestre (sol, roche, eau, vie végétale, etc.). Si l'absorption dépend de la nature de la surface éclairée, comme nous l'avons déjà évoqué dans les pages précédentes, nous allons voir que d'autres facteurs ont leur importance.

Se chauffer au soleil

Expérience

● Matériel

- Loupe, morceau de papier journal bien sec.
- Éventuellement une allumette.

● Manipulation

1. À l'aide d'une loupe (une lentille de courte distance focale), focaliser le rayonnement solaire sur une petite surface de papier journal (ci-dessous). L'échauffement local est généralement suffisant pour enflammer le papier.



2. Si la puissance du faisceau issu de la lentille est insuffisante, maintenir une allumette contre le papier et amener le foyer (le point de convergence du rayonnement) sur la partie « soufrée », rouge en général.

● Interprétation

La loupe concentre sur une très petite zone une grande part de l'énergie que possède le rayonnement parvenant à la surface. L'élévation de température qui en résulte déclenche la combustion du papier.

Cela illustre le phénomène d'absorption et pose la question de la relation entre rayonnement et surface réceptrice. En fonction de sa nature moléculaire et de sa structure, une matière absorbe sélectivement certaines longueurs d'ondes. Ainsi, un matériau ayant l'apparence d'un miroir absorbe peu de rayonnement et renvoie l'essentiel des longueurs d'ondes constituant le spectre de la lumière solaire. Lorsque ces longueurs d'ondes sont absorbées à l'inverse, le matériau apparaît noir et sa température s'élève beaucoup plus.

Le rayonnement « visible » et proche infrarouge de la lumière solaire interagit avec les molécules qui composent la surface de la matière en provoquant des transitions électroniques. C'est ainsi que l'énergie des photons (les « grains » de lumière) est captée, ce qui accroît l'agitation moléculaire et élève donc la température de la matière réceptrice.

De quoi dépend l'absorption ?

Imaginons une région montagneuse, ou encore une campagne où alternent portions boisées et vastes étendues de sol nu (comme un champ juste labouré en plein été, après la moisson). Avec un peu d'attention, il est aisé de remarquer que les orages de chaleur – ceux qui apparaissent fréquemment en été après quelques journées chaudes et calmes – se déve-

loppent pratiquement toujours au-dessus des mêmes zones: le sommet dominant le versant ensoleillé de la montagne, ou le coteau crayeux fermant un vallon boisé par exemple. De fait, l'exposition et la nature des surfaces ensoleillées contribuent à l'échauffement de l'air par sa base: l'air chauffé, plus léger, s'élève verticalement ce qui peut déclencher un phénomène convectif (p. 29, 67 et 112). Si l'ascendance est assez puissante et l'air suffisamment humide, un cumulonimbus, nuage d'orage, se formera.

Expliquer l'influence de l'angle d'incidence

Expérience

● Matériel

– Source de lumière délivrant un faisceau lumineux à bords parallèles, luxmètre, diverses surfaces diffusantes (papier Canson de couleur, miroir, cuve remplie d'eau, etc.).

● Manipulation

1. Placer le luxmètre dans l'axe de propagation de la lumière délivrée par le projecteur. Effectuer une première mesure.
2. Reproduire le montage du schéma ci-contre et effectuer une seconde mesure. Comparer les résultats.
3. Modifier l'incidence de la lumière. À incidence donnée, tester alors différentes surfaces diffusantes.

● Interprétation

Par différence (mesure 1 – mesure 2), la fraction absorbée peut être déduite pour chaque angle d'incidence. Lors-

qu'une surface est soumise à un rayonnement lumineux, plus la direction de la lumière incidente s'approche de la verticale de la surface éclairée, et plus l'absorption est grande. C'est pourquoi, en un lieu quelconque, l'absorption est maximale en été et au midi solaire.



Chaque jour, l'absorption atteint sa valeur la plus élevée sur le parallèle constitué par l'ensemble des points recevant verticalement le rayonnement solaire. Si ce parallèle est exactement l'équateur aux équinoxes, il en est distinct le reste de l'année: c'est pour tenir compte de son déplacement que nous introduirons la notion d'équateur météorologique. Ce déplacement est à la base du mécanisme des saisons et de la distribution de l'énergie sur Terre.

Quelles surfaces s'échauffent le plus? Pour répondre à cette question, celle de l'influence de la surface réceptrice, il suffit d'exposer à la lumière, dans des conditions aussi identiques que possible, une surface d'une même matière (carton ou plastique par exemple) mais successivement claire, sombre, lisse, dépolie, etc. La mesure s'effectue en déterminant la température d'équilibre prise par les échantillons.

Tester l'influence de la surface d'absorption

Expérience

● Matériel

– Deux carrés de 12 × 12 cm (selon la longueur de la sonde) en bristol ou carton léger, cartolines de différentes couleurs (noire, blanche, etc.) et qualités de surface (dépolies, mates), source lumineuse délivrant un faisceau peu divergent.

– Colle, thermomètre numérique ou un thermomètre à dilatation de liquide, supports (pour le thermomètre et pour le projecteur s'il est utilisé).

● Manipulation

1. Confectionner le capteur grâce à deux feuilles de cartoline collées, en ménageant un espace pour glisser, au milieu

de la surface de réception, le réservoir ou la sonde d'un thermomètre (a). Réaliser au moins une surface de réception blanche et une noire, et si possible des surfaces de différentes couleurs. Il est intéressant également de tester des surfaces dépolies comme le papier Canson, ou lisse comme le bristol. Des surfaces de carton léger encore plus brillantes peuvent être récupérées sur des boîtes d'emballages de chocolats ou de dragées.

2. Réaliser le montage (b) ci-dessous dans la configuration où $\alpha = 90^\circ$ (cartoline perpendiculaire à l'axe du projecteur). Attendre que la température d'équilibre soit atteinte avant de noter la mesure. Veiller à conserver des conditions d'expérience constantes (éviter toute variation de la température de la salle, les courants d'air, etc.).

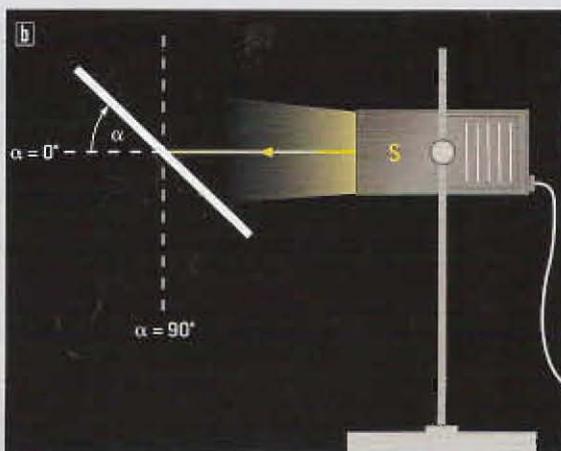
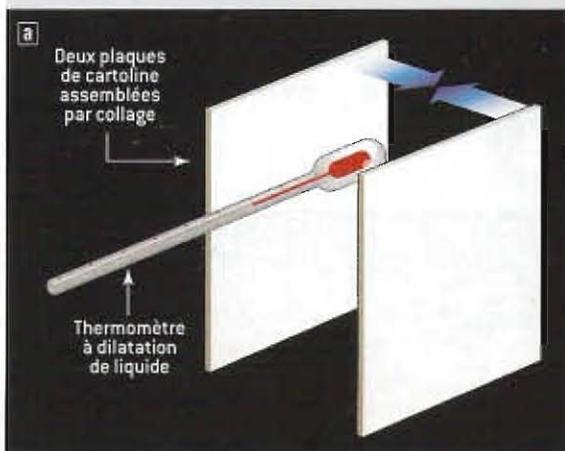
3. Faire varier la qualité des surfaces.

4. Faire varier l'angle α de réception et répéter l'expérience.

● Interprétation

Les surfaces foncées, mates et dépolies (rugueuses), s'échauffent davantage : elles absorbent mieux le rayonnement que les surfaces claires, brillantes et lisses.

Les quantités d'énergie nécessaires à des agitations moléculaires équivalentes diffèrent d'un corps à l'autre, ce qui entraîne des variations d'absorption suivant les longueurs d'onde. C'est la notion d'albédo qui rend compte de ces différences.



La notion d'albédo

En un lieu et pour un angle d'incidence de la lumière solaire donnés, l'albédo d'une surface évalue la proportion d'énergie renvoyée par rapport à l'énergie reçue : c'est le rapport énergie diffusée sur énergie reçue. Un albédo de 1 signifie ainsi que toute la lumière reçue est renvoyée vers l'atmosphère.

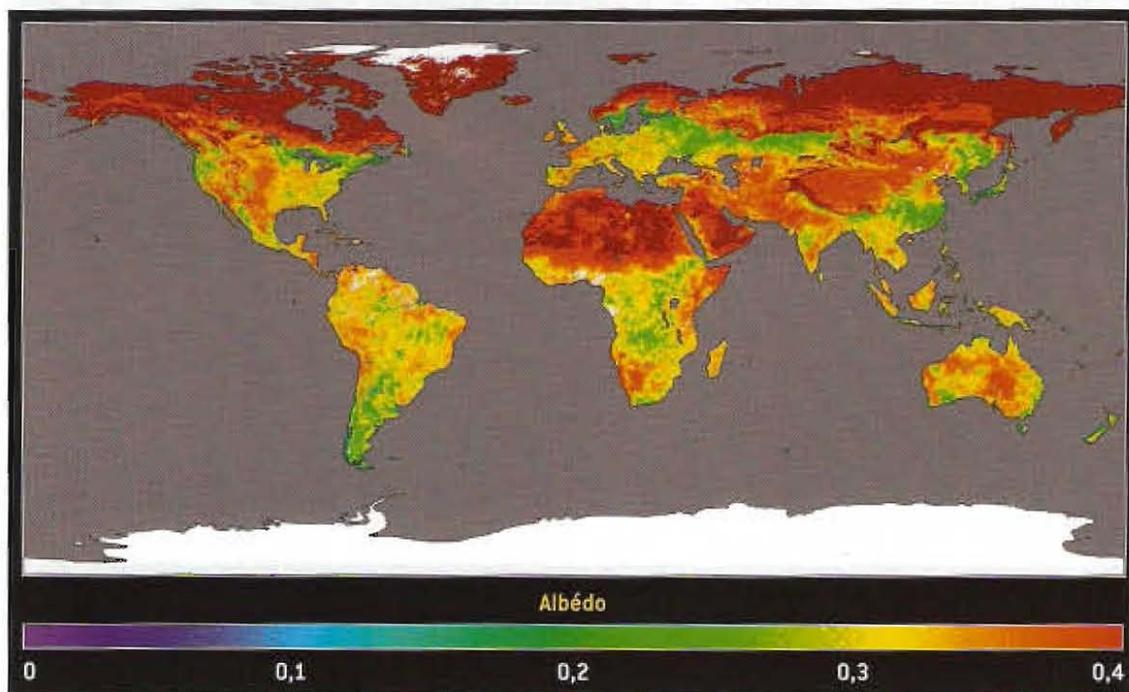
Exemples d'albédo

Sol selon son état	Nuages selon leurs genres et épaisseur
0,9 à 0,8.....neige fraîche	0,83.....sommet de cumulus
0,7 à 0,5.....neige ancienne	0,75 à 0,7.....épaisseur de 500 m de stratus
0,25 à 0,15.....rochers, pierrier	0,7 à 0,4.....altostratus
0,4 à 0,3.....plage de sable clair	0,6.....épaisseur de 300 m de stratus
0,25 à 0,12.....prairie, pâture	0,4.....épaisseur de 100 m de stratus
0,1 à 0,08.....champ labouré	
0,14 à 0,07.....champ cultivé	
0,2 à 0,06.....forêt	

Détaillons le cas d'une surface d'eau, afin de bien comprendre les paramètres principaux de l'absorption : l'angle d'incidence, l'état de la surface, la longueur d'onde et la matière « réceptrice ».

Si le Soleil est très bas sur l'horizon (au lever ou au coucher), l'albédo d'une « mer d'huile » (0,9) est proche de celui de la neige fraîche : l'énergie absorbée est inférieure à 10%. En plein midi, par mer agitée, l'énergie diffusée et/ou réfléchi devient plus faible : de l'ordre de 40%. Cet albédo (0,4), pour un angle d'incidence proche de 90° , doit être nuancé : dans cette situation en effet, 20% de l'énergie du rayonnement visible de petite longueur d'onde est renvoyée vers l'atmosphère, tandis que l'infrarouge solaire absorbé, de plus grande longueur d'onde ($\lambda > 2 \mu\text{m}$), peut atteindre 85 à 95%. L'infrarouge est en effet absorbé presque entièrement lorsqu'il a traversé plus d'un millimètre d'eau (p. 20).

L'énergie reçue, transférée sous forme de chaleur aux matières exposées au rayonnement, dépend donc de l'angle d'incidence et de l'albédo de la surface réceptrice. La capacité de stockage de l'énergie est très variable d'une matière à une autre, comme la figure ci-dessous l'illustre, ce qui constitue un autre paramètre important de l'absorption (p. 21).



Carte de l'albédo des surfaces continentales à la mi-avril, estimée à partir des valeurs acquises du 7 au 22 avril 2002. Le radiomètre Aster, embarqué à bord du satellite *Terra* de la Nasa, mesure la lumière solaire réfléchi par la surface terrestre vers l'atmosphère et en déduit une valeur d'albédo. Ces mesures contribuent à la fois au suivi des conditions météo à courte échéance, et à l'étude des évolutions du climat sur une échelle de temps beaucoup plus grande, de l'ordre du siècle. Le rouge indique les

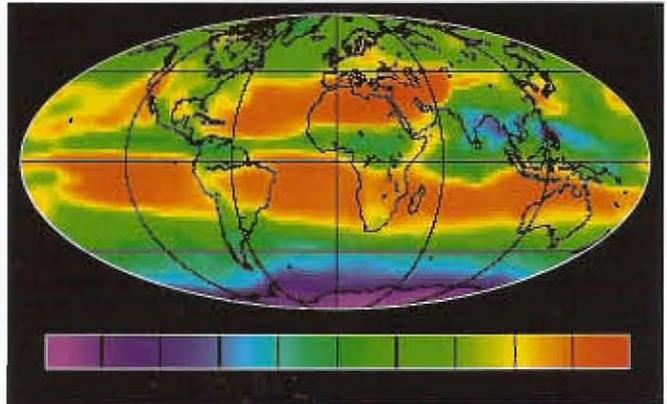
zones de plus forte réflexion, où l'énergie sera la moins absorbée. Les surfaces blanches sont celles pour lesquelles des mesures manquent. Le nord de l'Afrique surprend par son albédo plus élevé que les autres régions du monde de même latitude. Cela s'explique par des sols clairs et brillants, tel que du sable, à comparer au couvert végétal beaucoup plus dense des autres pays. L'albédo important des régions circumpolaires est lié à la faible incidence de la lumière solaire sur les surfaces continentales.

Le stockage de l'énergie solaire

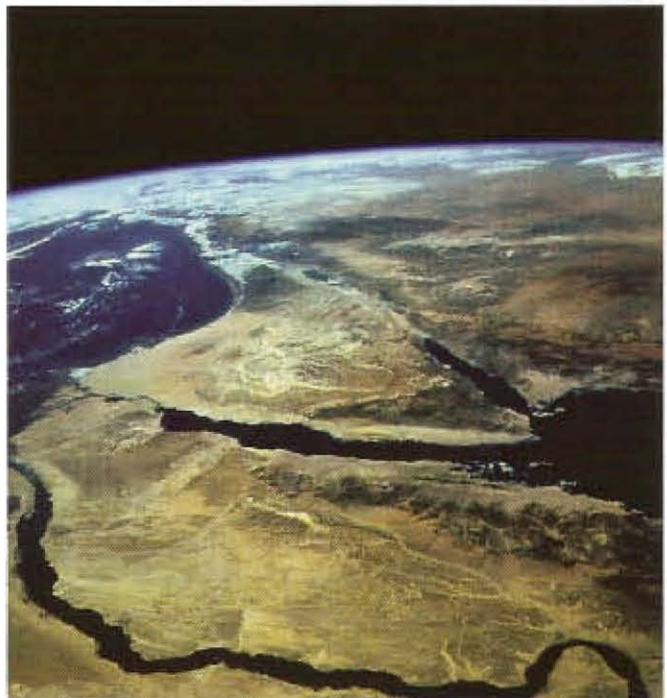
Eau, terre, air accumulent l'énergie différemment

Pourquoi les vagues de chaleur comme de froid sont-elles ressenties plus cruellement à l'intérieur des terres qu'en bord de mer ou en haute mer ? La notion d'albédo a permis de comprendre qu'une partie de l'énergie solaire reçue entraîne l'élévation de la température des matières réceptrices, ce qui correspond à un stockage d'énergie. Selon l'état et la nature des corps, cette « accumulation » sera plus ou moins efficace et différera selon les longueurs d'onde constituant le rayonnement incident. Ainsi, les régions enneigées auront tendance à favoriser le maintien des conditions hivernales (l'albédo étant élevé, peu d'énergie est absorbée). À l'inverse, les régions côtières bénéficieront de conditions plus clémentes qu'à l'intérieur des terres, été comme hiver. Par leur capacité de stocker de l'énergie, les mers tantôt emmagasineront tantôt céderont de la chaleur, tempérant ainsi les conditions climatiques.

L'image ci-dessus représente une moyenne du flux solaire absorbé pour juillet : l'hémisphère nord absorbe manifestement plus d'énergie. Sur l'Afrique du Nord et l'Arabie, l'orangé domine : il marque les zones les plus chaudes. Ces zones se situent à des latitudes plus élevées sur les continents que sur le domaine maritime. Il en est de même pour celles colorées en jaune. En moyenne, l'accumulation d'énergie sur la surface du globe dépend ainsi de la latitude (p. 24) et également de la nature des surfaces (p. 15).



Carte du flux solaire absorbé (moyenné sur juillet) : cette grandeur représente le flux solaire incident modulé par l'albédo et par la présence de nuages. Il varie de 0 à 400 W.m^{-2} du violet au rouge selon les teintes de l'arc-en-ciel. L'influence de la nuit polaire est repérable au pôle sud.



La vallée du Nil (au premier plan) et l'Arabie sont parmi les zones qui présentent le flux solaire absorbé le plus grand.

● Matériel

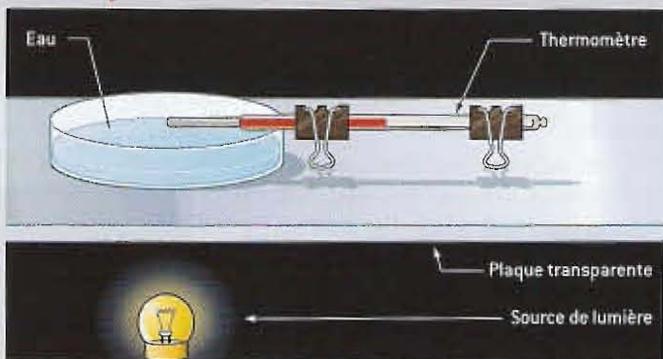
- Boîte de Pétri ou soucoupe en verre, eau (de préférence déminéralisée ou distillée), un ou deux thermomètres à liquide identiques.
- lampe et plaque de verre (ou mieux un rétroprojecteur), feutre noir, petites pinces à dessin (elles sont idéales pour mettre en place le thermomètre).

● Manipulation

1. Noircir le réservoir d'un thermomètre à liquide, puis placer ce dernier en appui sur une boîte de Pétri, l'extrémité du réservoir au milieu du disque.
2. Éclairer la boîte par en dessous (en la posant sur un rétroprojecteur par exemple). Attendre la stabilisation de la température indiquée, puis verser deux ou trois millimètres d'eau dans la boîte.
3. Si le matériel est disponible, disposer un second thermomètre dont le réservoir n'aura pas été noirci à côté du premier.

● Interprétation

À l'œil nu, quand la boîte de Pétri est remplie, la lumière ayant traversé l'eau ne semble pas modifiée. En revanche, les thermomètres enregistrent une baisse de quelques degrés. La baisse est plus marquée avec un réservoir noirci (la couleur noire est favorable à l'absorption). L'eau absorbe largement l'infrarouge, alors qu'elle est transparente aux longueurs d'onde du « visible ».



Cette transparence (ou cette absorption) sélective selon les longueurs d'onde et la nature des corps explique les trois points essentiels suivants :

- l'air et les nuages, à la base de l'atmosphère, contribuent à l'effet de serre « naturel ». Ils absorbent et réémettent vers le sol le rayonnement infrarouge émis principalement par la surface terrestre. Ainsi dans l'air, O_2 et N_2 retiennent les longueurs d'onde inférieures à $0,3 \mu m$, CO_2 celles comprises entre $2,8 \mu m$ à $4,3 \mu m$. H_2O absorbe les longueurs d'onde supérieures à $0,7 \mu m$;
- l'énergie disponible diminue lorsque le rayonnement traverse l'atmosphère pour parvenir à la surface terrestre (par exemple des cirrus, à peine visibles, sont considérés comme des nuages qui refroidissent) ;
- « trois zones de chauffage », par absorption du rayonnement solaire, structurent l'atmosphère météorologique (p. 58).

Les constituants de l'atmosphère et de la surface terrestre stockent de l'énergie, de façon sélective selon la nature des rayonnements qu'ils retiendront ou laisseront passer. Pour l'air, l'expression *filtre atmosphérique* résume ces propriétés. Par exemple l'eau, dans l'atmosphère comme à la surface du globe, est relativement transparente au rayonnement visible, alors qu'elle absorbe en très grande partie le rayonnement infrarouge. Dans la stratosphère, l'ozone, en absorbant partiellement le rayonnement U.V., nous protège.

Des capacités de stockage de l'énergie très différentes pour l'eau et la « terre »

Si les grandes étendues d'eau ont un effet modérateur sur les températures, cela tient à leur capacité à accumuler de l'énergie, bien plus importante que celle des corps constituant les terres émergées ou l'atmosphère (hélium et hydrogène mis à part, mais leur proportion dans la composition du fluide atmosphérique est très faible).

Comparer la capacité de stockage de l'énergie du sable et de l'eau

Expérience

● Matériel

– Lampe à infrarouge ou « spot » puissant (100 W ou davantage), deux pots en verre identiques, eau et sable.
– Deux thermomètres numériques, plaque en plastique (éventuellement découpée dans le fond d'une bouteille en plastique) à poser sur les pots (ou le dispositif de la p. 25). Les sondes passent à travers la plaque afin qu'elles soient immobilisées dans l'eau du bocal.

● Manipulation

1. Remplir deux pots identiques, d'eau pour l'un et de sable pour l'autre à masses égales. Les placer devant une source de rayonnement infrarouge ou une lampe puissante éteinte.
2. Plonger un thermomètre dans chaque pot. Attendre que l'indication de température soit stabilisée, puis mettre la lampe sous tension.

● Interprétation

Il est rapidement évident que la température du sable s'élève plus vite que celle de l'eau. Si l'on éteint la lampe, c'est également le sable qui se refroidit le plus rapidement (tracez éventuellement une courbe de température de minute en minute).



Dans cette expérience, sans prétention quantitative, il est évident qu'il faut apporter plus de « chaleur » à l'eau qu'au sable (pour la même masse, il faut chauffer plus longtemps l'eau) afin d'obtenir une même élévation de température. Ainsi, la capacité de stockage de l'eau est bien supérieure à celle du sable.

Si les océans ont une capacité de stockage de l'énergie 1 200 fois supérieure à celle de l'atmosphère, c'est parce que les coefficients d'échauffement – les physiciens les appellent « chaleur spécifique » – des corps les constituant diffèrent. Cela fournit une explication à la fonction de « volant thermique » des masses d'eau (leurs variations de température sont beaucoup plus lentes que celle des terres ou de l'air), et intervient dans l'interprétation de l'alternance brise de Terre-brise de mer, comme dans celle des moussons (p. 88). La détermination de la part revenant à chaque composant atmosphérique dans l'effet de serre relève également de leur « chaleur spécifique ».

L'inégale répartition de l'énergie sur Terre

Une distribution réglée par des paramètres astronomiques

Les différences de climats à la surface de la Terre, comme les variations de température de l'air au fil des saisons, sont la conséquence de l'inégale répartition de l'énergie reçue. La « hauteur » qu'atteint le Soleil au-dessus de l'horizon détermine l'angle d'incidence (p. 16) du rayonnement parvenant à la surface de la Terre. Ce sont les différences d'incidence qui expliquent la variation de l'énergie reçue par la Terre.

Évaluer les variations journalières de la « hauteur » du Soleil Expérience

Pour déterminer la hauteur apparente du Soleil, on mesure l'angle que forme la direction de la lumière avec l'horizontale à différentes heures de la journée, en essayant de ne pas manquer l'apogée (le midi solaire).

● Matériel

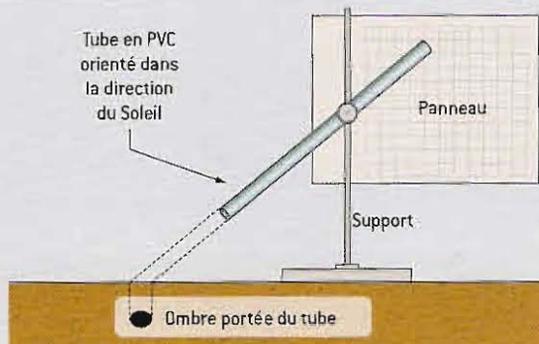
– Tube en PVC (de longueur 50 cm et de diamètre intérieur 5 cm par exemple), support vertical (à défaut, morceau de bois de 50 cm de long et de section 16 x 16 mm – du « carré » en terme technique), vissé sur une planchette qui formera le socle.

– Pince porte-tube et noix (à défaut un collier de plombier), carton rigide (ancien calendrier mural par exemple), petit fil de fer, punaises ou scotch, grande feuille de papier millimétré ou quadrillé.

Comme nous l'avons mentionné (p. 13), il faut garder en mémoire que la lumière solaire directe est homogène dans ses trajectoires, à la manière d'un faisceau à bords parallèles.

● Manipulation

1. Solidariser le tube en PVC et le support vertical à l'aide d'une pince et d'une noix (ou de tout autre dispositif permettant la rotation du tube dans un plan vertical).
2. Fixer au support un panneau où est épinglée une feuille de papier quadrillé. S'assurer avec un niveau de l'horizontalité des lignes du papier.
3. Pour chaque mesure, orienter le tube face au Soleil, de telle sorte que l'ombre portée au sol soit de la plus petite surface possible: la lumière se déplace alors selon l'axe du tube. Resserrer soigneusement la fixation du tube dans



cette position, et d'un trait de crayon régulier, porter sur la feuille la marque du côté inférieur du tube.

4. Mesurer avec un rapporteur l'angle formé avec l'une des horizontales du papier: c'est l'angle d'incidence de la lumière solaire. **Attention: ne jamais regarder le Soleil au travers du tube.**

● Interprétation

Selon la saison, on obtient à midi solaire, lorsque l'ombre du support vertical est la plus courte, une valeur comprise entre un minimum, la mesure de la latitude du lieu d'observation moins 23° (ce qui correspond au solstice d'hiver), et un maximum, la mesure de la latitude plus 23° (au solstice d'été). Aux équinoxes, la mesure aura pour valeur celle de la latitude du lieu. Il est possible d'associer cette observation à celle de la durée du jour: de janvier à juin, le Soleil apparaît de plus en plus haut dans le ciel, et la durée d'éclairement est de plus en plus longue. C'est l'inverse de juillet à décembre.

L'éclairement de la Terre au fil des saisons

Comprendre la distribution saisonnière de la lumière solaire

Expérience

● Matériel

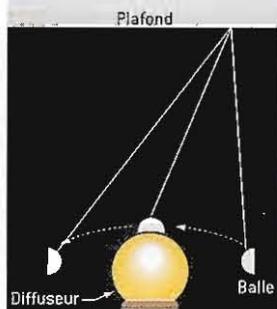
- Balle en mousse de 10 cm de diamètre ou plus (la mousse « accroche » particulièrement bien la lumière), fil de fer, ficelle à gigot ou fil de pêche.
- Diffuseur de lumière (plafonnier, lampe de chevet, maquette de système solaire, etc.) du plus grand diamètre possible.

● Manipulation

1. À l'aide d'un fil de fer, traverser en son diamètre une balle en mousse figurant la Terre. Former une boucle en sortie et y nouer une ficelle dont l'autre extrémité est fixée au plafond (plus la hauteur sous plafond est importante et mieux ce sera).

2. Placer le diffuseur à la même hauteur que la balle, décalé par rapport à la verticale issue du point d'attache. L'axe diffuseur-point d'attache doit faire avec la verticale un angle de l'ordre de 20° à 25° .

3. Faire tourner la « Terre » autour du diffuseur : plus son fil d'attache sera long, moins l'inclinaison variera et restera proche de 23° (l'inclinaison de l'axe terrestre par rapport à l'écliptique). Noter sur un schéma (ou photographier) la répartition de l'ombre (les zones où il fait nuit) sur la balle, ainsi que celle de la zone limite entre lumière et ombre (la zone de pénombre, c'est-à-dire l'aube et le crépuscule, également bien visible). Comparer aux images satellites ci-dessous, en gardant à l'esprit qu'elles ont été enregistrées (à 6 h T.U.) par le satellite géostationnaire Météosat qui se déplace comme la Terre. Remarque : dans tous ces essais, c'est l'orientation de la limite ombre-lumière par rapport à l'axe des pôles qui doit être l'objet de l'observation.



Équinoxe de printemps	Solstice d'été	Équinoxe d'automne	Solstice d'hiver
21/3	21/6	21/9	21/12

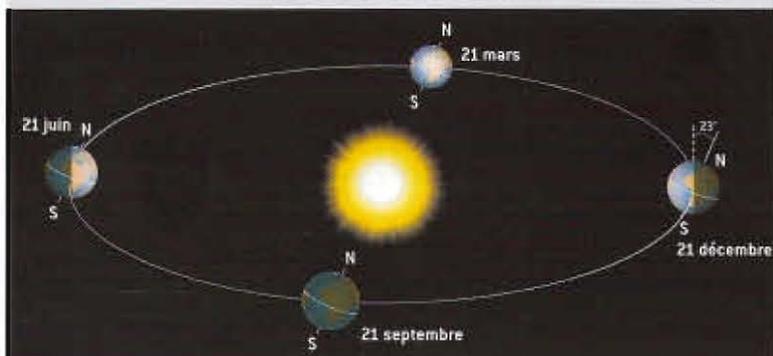
● Interprétation

La rotation de la Terre sur elle-même en 24 heures fait passer tout point alternativement dans la zone tournée vers le Soleil, puis dans celle opposée, obscure. Le schéma ci-dessous résume les configurations possibles, illustrées sur

les images satellites. Il permet de passer du repère "hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon" à celui situant la Terre autour du Soleil (ou dans son flux de lumière). Tout changement de la position relative de la Terre par rapport à la direction de la lumière modifie la zone éclairée sur

Terre, et fait évoluer la hauteur du Soleil apparent vu depuis notre planète.

Pour un des hémisphères, on pourra mesurer la longueur éclairée selon un parallèle (45° par exemple), dans les positions de solstice et d'équinoxe. L'éclairement des deux hémisphères comme la durée des jours (ou des nuits) sont manifestement différents.



Dans la première expérience évaluant la hauteur du Soleil, il est possible de noter, en sus des valeurs d'angles, les relevés de température de l'air (p. 45) à l'instant de la mesure. Le tracé des courbes de température et d'angle d'incidence en fonction de l'heure et du jour révèle le lien entre la hauteur du Soleil et la température de l'air (une complète journée de grand beau temps est nécessaire). Cela sera confirmé en répétant les mesures, avec des conditions comparables, à différents moments de l'année (par exemple à la fin des mois de décembre, mars, juin et septembre).

L'inégal éclairage des hémisphères terrestres, qui se manifeste sur Terre entre autres par la variation de la durée du jour par rapport à celle de la nuit, est la conséquence du changement d'orientation du globe dans le flux solaire.

La répartition de l'énergie sur la Terre

Ce sont les variations de l'angle d'incidence à la surface de la Terre qui vont moduler la distribution de l'énergie. Il est possible de reproduire simplement les effets de différentes incidences en adaptant un tube (de longueur 15 à 20 cm) à une lampe torche : il suffit d'éclairer un ballon en reproduisant les trois configurations ci-dessous.



À l'échelle de la planète, c'est en effet une sphère qui reçoit le rayonnement : les incidences du faisceau parvenant à la surface iront de 0 à 90° selon la partie du globe visée.

De l'équateur aux pôles, le même faisceau de lumière s'étale sur des surfaces de plus en plus importantes. En considérant les faisceaux 1, 2, et 3, de sections identiques, porteurs de la même énergie E , et les surfaces réceptrices S_3 polaire ou crépusculaire, S_2 des latitudes moyennes et S_1 équatoriale ou zénithale (au midi solaire), l'énergie parvenant au sol par unité d'aire est classée de la façon suivante :

$$E/S_1 \text{ à l'équateur, à midi} > E/S_2 > E/S_3 \text{ au pôle ou au crépuscule.}$$

À la surface de la Terre, il faut ainsi considérer, pour que l'énergie reçue soit la même, une surface de 1 m² à l'équateur, de 1,5 m² en France, et de 2 m² en Suède.

Plus l'angle d'incidence de la lumière solaire est grand (c'est-à-dire plus la position de la Terre est proche du solstice d'été), plus la fraction d'hémisphère éclairé est élevée, et plus la durée d'éclairage est longue. Or une incidence plus verticale et un éclairage prolongé signifient plus d'énergie reçue (ou moins d'énergie perdue par rayonnement la nuit, si l'on préfère), et davantage de chauffage (p. 25 et 28) de l'air à la base de l'atmosphère.

Ainsi, les paramètres astronomiques imposent le rythme des saisons, tandis que les facteurs météorologiques (épisode anticyclonique, succession de tempêtes, etc.) et climatiques (domaine maritime ou continental, côte est ou ouest, etc.) façonnent l'aspect des saisons, celles que nous éprouvons. Cela est particulièrement vrai aux latitudes moyennes alors que cela concerne peu les zones équatoriales et polaires : il ne faut pas oublier que la notion de saison est relative à la latitude, et que les quatre saisons marquées constituent un privilège des climats tempérés des latitudes moyennes.

L'atmosphère chauffée par sa base

Un « chauffage par le sol » naturel

Nous avons vu que la majorité du rayonnement solaire parvenant à la surface de la planète est absorbé (p. 15, 19 et 22). Or tout corps « chaud » émet un rayonnement électromagnétique (des photons), de sorte que la surface terrestre va également rayonner mais dans l'infrarouge. À la différence des 4/5^e des radiations solaires incidentes, les radiations infrarouges (p. 8 et 22) sont absorbées par des constituants de l'atmosphère (à 65 % par H₂O et à 32 % par CO₂) qui à leur tour émettent dans l'infrarouge. La partie basse de l'atmosphère et la surface de la Terre, qui sont en contact, forment donc une double source d'énergie pour l'atmosphère météorologique (p. 34 et 65). Sans ce chauffage de l'atmosphère par sa base, il n'y aurait ni effet de serre ni convection thermique (p. 28 et 121), c'est-à-dire pas de phénomènes météorologiques.

Comprendre l'effet du rayonnement terrestre

Expérience

● Matériel

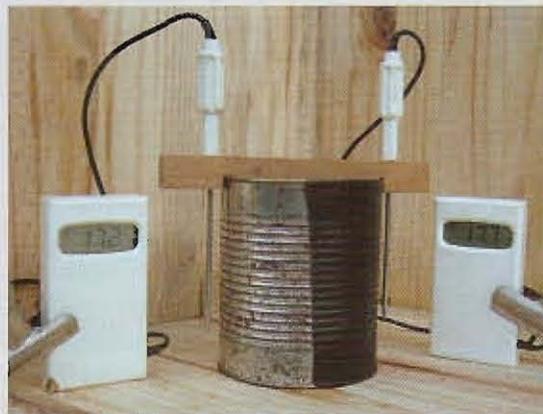
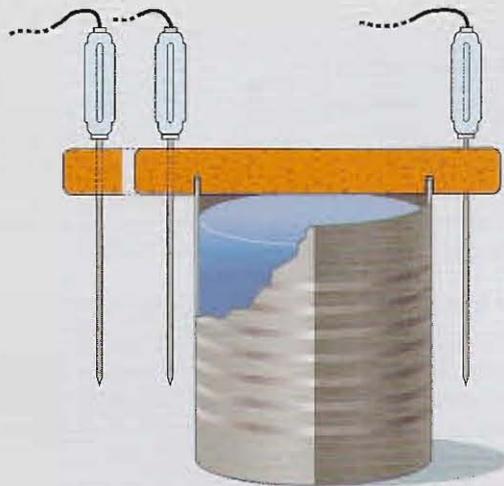
- Boîte de conserve 4/4 (850 mL), peinture noire, deux thermomètres aussi semblables que possible (pas forcément électroniques mais ces derniers sont plus pratiques à installer), eau chaude (60 °C).
- Tasseau de section 10 x 20 mm portant deux entailles permettant de l'encaster sur le rebord de la boîte. Ménager très soigneusement (axe du trou bien vertical) dans le tasseau le passage des deux sondes, à 1 cm à l'extérieur des encoches.
- Éventuellement pour pouvoir placer les sondes à plus grande distance de la boîte, un second tasseau plus long.

● Manipulation

1. Peindre en noir mat la moitié de la boîte de conserve. La remplir à ras bord d'eau très chaude.
2. Insérer les sondes de deux thermomètres numériques dans le tasseau et poser ce dernier sur la boîte. Les sondes sont équidistantes des parois brillantes et noires, et disposées parallèlement à l'axe du cylindre.
3. La mesure s'effectue face à la partie brillante, claire, et face à la partie noire, mate. Relever les mesures affichées par les thermomètres après stabilisation.

● Interprétation

Les sondes des thermomètres mesurent l'élévation de la température de l'air, et sont soumises également au rayonnement des parois de la boîte. On constate que la température mesurée du côté peint en noir est plus élevée que de l'autre : la paroi noire et mate rayonne nettement plus que la paroi métallique brillante. Ainsi, les matières ayant un bon pouvoir d'absorption sont également de bons émetteurs.



Les parois de la boîte contenant de l'eau chaude présentent une température inférieure à 50 °C : elles rayonnent dans l'infrarouge, auquel notre œil n'est pas sensible. Il en est de même pour la surface terrestre, dont la température moyenne est de l'ordre de 15 °C. La puissance émise dépend de la température de l'émetteur.

Une seconde source de chaleur : l'effet de serre

Comme les parois de la boîte de l'expérience précédente, la surface de la Terre chauffe l'air en contact avec elle. L'air, à l'instar de tout corps chaud, va émettre un rayonnement, également dans l'infrarouge : c'est l'origine de l'effet de serre, un phénomène naturel (p. 37).

Se représenter l'effet de serre

Une feuille de plastique rigide placée autour de la boîte utilisée précédemment va simuler l'effet de l'air atmosphérique chauffé.

● Matériel

- Compléter le matériel précédent par une feuille de plastique transparent et rigide de 11,7 cm x 20 cm au moins.
- Feuille plane de 7 cm x 10 cm (pour couvrir la boîte et l'écran à la fois).

● Manipulation

Répéter l'expérience précédente. Une fois l'indication des thermomètres stabilisée, placer une feuille de plastique rigide, cintrée, à 5 cm de la paroi, de façon à constituer un «écran» circulaire formant à peu près un demi-cylindre.

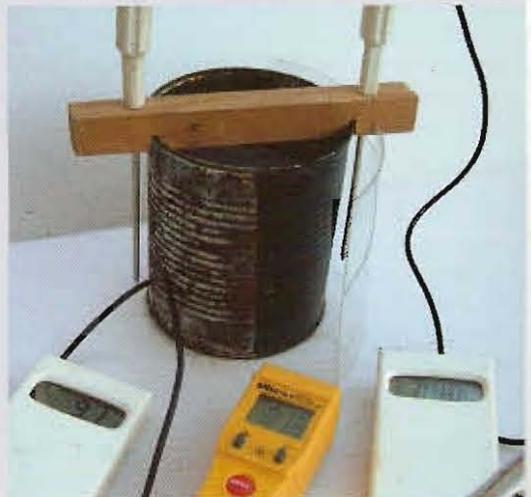
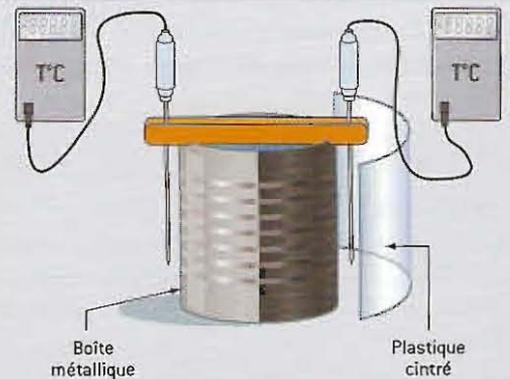
Un thermomètre à infrarouge, à pointeur lumineux, se révèle très pratique pour évaluer la température des surfaces.

● Interprétation

La température relevée entre la boîte et l'«écran» de plastique se stabilise rapidement à une valeur supérieure à celle indiquée en l'absence de la feuille. C'est essentiellement le rayonnement émis par la face intérieure de l'écran qui provoque l'élévation de température.

Une feuille permettant de faire couvercle en contact avec le haut de la boîte et de l'«écran» amplifie un peu la hausse de température, en réduisant sensiblement les turbulences, mais il ne faut pas se méprendre : c'est la feuille de plastique qui a le plus d'influence et joue le rôle de l'air et des nuages dans cette représentation.

Expérience



La feuille de plastique joue le rôle des nuages et de certains gaz de l'atmosphère terrestre (H_2O , CO_2 , CH_4 , O_3 , N_2O , etc.) appelés gaz à effet de serre ou GES. La vapeur d'eau, le dioxyde de carbone et le méthane, pour l'essentiel, absorbent près des 3/4 du rayonnement infrarouge émis par le sol chauffé et le réémettent, de sorte qu'une partie retourne vers le sol, entraînant une augmentation de la température moyenne de l'air. Ce phénomène est nommé l'effet de serre, en référence à la culture sous un matériau (verre ou plastique) laissant passer la lumière du Soleil mais piégeant les rayonnements infrarouges.

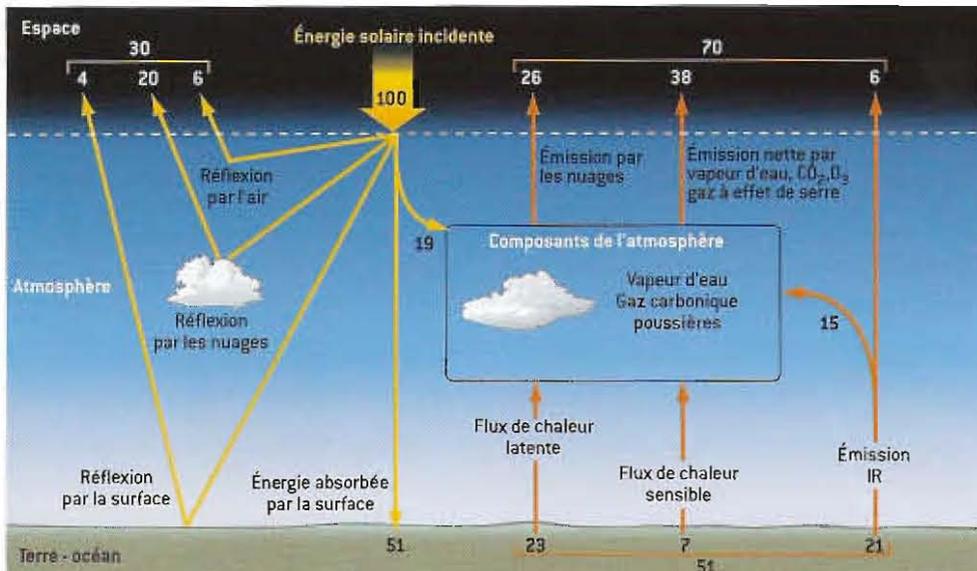
Un bilan radiatif nul

Puisque la température moyenne annuelle de la Terre est sensiblement constante, il y a un équilibre entre l'énergie reçue et celle perdue. Plus précisément, le bilan radiatif, qui fait le point entre les quantités d'énergie reçue et cédée par le système Terre-atmosphère, est globalement nul, comme le résume le schéma ci-dessous. L'effet de serre, sans lequel la température terrestre serait beaucoup plus basse, est en général évalué à 150 W/m^2 : c'est la différence entre le rayonnement IR s'échappant dans l'espace (70% du flux incident) et l'émission d'infrarouge par la surface terrestre (21%), soit 49%.

On note sur ce schéma que :

- la quantité d'énergie renvoyée par la planète (en orange) équilibre celle reçue (en jaune), ce qui correspond bien à un bilan nul ;
- le rayonnement issu de l'atmosphère (70%) est plus important que l'absorption atmosphérique (34%) ;
- inversement, la surface terrestre absorbe (51% du flux incident) plus qu'elle ne rayonne ou réfléchit (21% et 4% respectivement, soit 25%). Il existe donc d'autres échanges d'énergie du sol vers l'atmosphère. Ce sont le chauffage de l'air (par conduction) au contact des surfaces, le flux de *chaleur sensible*, et le flux de *chaleur latente* qui font l'objet des prochaines pages.

En conclusion, l'atmosphère est à demi transparente au rayonnement solaire mais pratiquement opaque à l'infrarouge terrestre. De ce fait, l'émission de rayonnement infrarouge par le sol et par les basses couches de l'atmosphère (gaz, aérosols et hydrométéores, cf. p. 132) constitue la principale alimentation en énergie de cette dernière. Ce « chauffage » est produit à la base de l'atmosphère, ce qui va contribuer à sa stratification thermique (et en conséquence à la structuration de l'ensemble des phénomènes atmosphériques). C'est la condition nécessaire aux échanges, à l'équilibre énergétique et cela fonde la dynamique atmosphérique (p. 65).



Bilan radiatif de la Terre. Sans l'effet de serre naturel – celui qui existe en dehors des effets des pollutions humaines –, la température terrestre moyenne serait beaucoup plus basse.

Les transferts de chaleur

À la découverte des flux de chaleurs sensible et latente

Pour l'ensemble de la planète, l'équilibre énergétique – dont témoigne la température moyenne globalement constante – nécessite une équivalence entre l'énergie reçue et celle qui est cédée. C'est le rayonnement qui assure globalement cet équilibre. Toutefois, si le rayonnement solaire reçu et rayonnement terrestre émis vers l'espace se compensent, la distribution de l'énergie est très inégale dans l'atmosphère et les océans. Les zones tropicales sont surchauffées par rapport aux pôles recevant peu d'énergie (p. 22). L'équateur n'étant pas de plus en plus chaud d'année en année, pas plus que les pôles ne sont de plus en plus froids, de l'énergie doit être transférée vers les pôles. D'autres modes de transfert de l'énergie existent donc, en sus du rayonnement, comme l'étude du bilan énergétique nous l'avait montré précédemment.

Le premier mode de transfert non radiatif est le *flux de chaleur sensible*, qui s'appuie sur deux phénomènes physiques fondamentaux. Outre rayonner, les surfaces vont chauffer l'air à leur contact, par simple *conduction*. L'air chauffé, à la manière d'une Montgolfière, va alors s'élever dans l'air environnant (s'il est plus froid) : c'est le phénomène de *convection*.

La conduction

Étudier la conduction de la chaleur par une tige métallique

Expérience

La conduction de la chaleur a été éprouvée par tous, en plongeant une petite cuillère pour remuer une boisson très chaude, ou en tenant le manche d'une casserole mise à chauffer.

● Matériel

- Tiges (de longueur 30 à 40 cm) en fer, cuivre, laiton, etc. de même section.
- Bougie, allumettes, papier journal pour protéger la table des coulures de cire, glaçon, thermomètre.

● Manipulation

1. Allumer la bougie et déposer des gouttes de cire à intervalles réguliers (5 cm) sur chaque tige, sauf sur les 10

derniers centimètres d'une extrémité (a). Laisser refroidir complètement.

2. Placer l'extrémité « libre » de cire dans la flamme d'une bougie (b).

● Interprétation

La fonte des gouttes de cire marque la progression de la chaleur. Les différences de conduction de la chaleur sont très nettes d'un matériau à un autre.

Une variante de l'expérience consiste à laisser reposer l'extrémité d'une tige nue sur un glaçon. En appuyant le réservoir ou la sonde du thermomètre sur la tige de place en place, on constate que les observations sont similaires, le sens du gradient de température étant toutefois inversé.





Par conduction, des sols surchauffés peuvent déclencher une convection intense, ce qui mène au développement d'un cumulonimbus.

Étant un bon isolant thermique, l'air est caractérisé par une faible conductibilité : il se réchauffe peu par simple conduction. Cependant, compte tenu de l'étendue des surfaces à l'œuvre en météorologie (océaniques notamment), la contribution de la conduction aux caractéristiques thermiques des masses d'air n'est pas négligeable. De plus, les zones de surface échauffées engendrent de l'instabilité verticale dans la basse atmosphère, ce qui déclenche des transferts d'énergie par convection comme nous allons le voir.

La convection atmosphérique

Les orages sont fréquemment impressionnants, ce qui donne immédiatement une idée de la puissance potentielle des phénomènes convectifs. Une fois surchauffé, l'air monte en effet dans les couches de l'atmosphère plus élevées et plus froides : à la base du nuage qui se forme (un cumulonimbus), l'aspiration de l'air environnant peut atteindre plusieurs centaines de milliers de tonnes par seconde.

Mettre en évidence un courant de convection

Expérience

● Matériel

- Conserve cylindrique en verre de 2 L, ou vase ou bouteille d'eau de 5 L en plastique dont on ôtera le goulot.
- Petit flacon (de volume 25 à 50 cm³), eau très froide (éventuellement presque saturante en sel pour accentuer l'effet, bien que la turbulence soit dans ce cas moins évidente), colorant (permanganate de potassium) et eau très chaude (50 à 60 °C).

● Manipulation

1. Remplir le grand récipient d'eau la plus froide possible, et le flacon d'eau colorée très chaude.
2. Poser délicatement le flacon au fond, en bouchant son goulot avec le pouce pendant la descente.
3. Retirer très lentement la main afin de créer le moins de remous possible.

● Interprétation

L'ascension du liquide chaud est visible grâce au colorant, qui matérialise le courant dit de convection.

Au bout de quelques minutes succèdent au courant ascendant plusieurs courants descendants (parfois un seul). Quand le mouvement ascendant du liquide coloré semble achevé, de minuscules enroulements ou remous apparaissent : le colorant est un traceur de la turbulence qui va progressivement homogénéiser la température de l'eau (en insérant avec délicatesse un thermomètre à liquide plus ou moins profondément, il est d'ailleurs possible d'explorer comment se distribuent les températures).



Au contact du sol, l'air atmosphérique s'échauffe par conduction mais de façon inégale selon l'irrégularité des surfaces (de relief et « matériaux » variables, cf. p. 19). Localement, au-dessus des zones les plus chaudes, la mince pellicule d'air chaude s'élève alors, constituant une zone d'ascendance, tandis que le fluide plus froid descendra au niveau des zones les moins chaudes : il en résulte un brassage par convection très efficace.

Ce mode de transport de la chaleur exploitant le mélange des fluides permet à l'atmosphère d'extraire pour la transférer une bonne part de l'énergie stockée par le sol. En limitant l'échauffement des surfaces terrestre, la convection thermique réduit l'effet de serre. Les brises côtières (p. 25), ainsi que la *Zone de Convergence InterTropicale* ou ZCIT, et les moussons au mécanisme analogue mais sur une plus vaste échelle, ont pour « moteur » principal la convection thermique. L'énergie transférée par conduction et/ou par convection est qualifiée de *chaleur sensible*.

Repérer des mouvements ascendants dans l'air

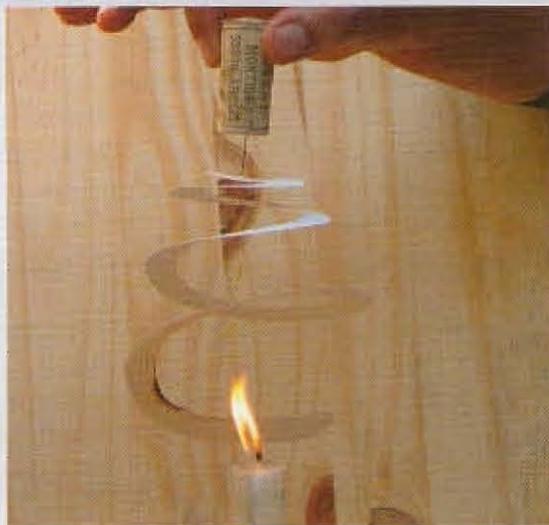
Expérience

● Matériel

- Pour la spirale, feuille de papier un peu fort (du Canson par exemple), crayon, paire de ciseaux.
- Épingle, bouchon de liège, bougie ou bec Bunsen, bâtonnet d'encens.

● Manipulation

1. Tracer à main levée une spirale sur le papier et la découper. L'épingler sur le bouchon, qui tient lieu de poignée.
2. Placer l'ensemble au-dessus d'une flamme en prenant garde à ne pas mettre le feu au papier. La spirale est mise en mouvement, comme une sorte de moulin dont l'axe serait vertical.
3. Allumer éventuellement un bâtonnet d'encens, qu'on disposera à proximité de la flamme pour « tracer » le mouvement de l'air.



La prédominance du flux de chaleur latente



Si le flux de chaleur sensible n'est pas négligeable, la part la plus importante du transfert d'énergie revient toutefois au flux de chaleur latente. Ce phénomène est moins intuitif puisqu'il est lié aux changements d'état de l'eau.

Son principe physique est le suivant : l'évaporation (comme l'ébullition) d'un liquide nécessite de l'énergie. De fait, l'eau d'une casserole oubliée sur le feu et qui se vide petit à petit, ou celle des flaques qui s'évaporent au soleil avant celles situées à l'ombre, ont reçu de l'énergie. Un ustensile très ancien exploite ce fait : la gargoulette (ci-contre). Dans certains pays méditerranéens en effet, on rafraîchit les boissons en les conservant dans des cruches en terre cuite, au prix de la perte par évaporation d'une petite partie du liquide à travers les parois poreuses du récipient.

● Matériel

- 2 pots en terre cuite identiques (de diamètre 10 cm), eau «chambrée» (à la température de la pièce).
- Thermomètre à infrarouge ou à liquide (dont on plaquera alors le réservoir sur les parois).

● Manipulation

1. Placer chaque pot dans une soucoupe en plastique. Remplir l'une d'elle d'eau.
2. Avec un thermomètre infrarouge, viser la paroi des pots à la hauteur de la zone humide de celui posé dans l'eau, et relever la température indiquée.

● Interprétation

Si le pot humide est plus frais que le pot sec alors que tous les constituants étaient à la même température initialement,

c'est que de l'eau s'est évaporée en prélevant de l'énergie à la terre cuite et à l'eau contenu dans la soucoupe. C'est également ainsi que s'interprète la sensation de froid éprouvée en sortant de la mer après un bain, sensation accentuée si un peu de vent favorise l'évaporation.



L'énergie prélevée lors de l'évaporation de l'eau, appelée *chaleur latente*, représente la quantité de chaleur qu'il faut fournir pour faire passer l'eau de l'état liquide à l'état de vapeur. Cette quantité diminue quand la température de l'eau augmente. La même quantité de chaleur est libérée lors de l'opération inverse de liquéfaction où la vapeur d'eau se condense en eau liquide. Il existe également des chaleurs latentes de fusion et de sublimation (p. 143), mais elles ne varient pas comme la chaleur latente de vaporisation.

Dans l'atmosphère, les échanges d'énergie fondés sur la chaleur latente sont d'autant plus importants que l'eau, une fois sous forme de vapeur, peut être transportée via les courants atmosphériques sur de très grandes distances et/ou à des altitudes très élevées. La chaleur absorbée initialement par l'eau en s'évaporant est restituée lorsque le gaz repasse à l'état liquide. Par exemple, après des précipitations parvenant au sol, le refroidissement qui peut être ressenti est en partie associé au prélèvement d'énergie nécessaire à l'évaporation de l'eau de pluie. Le transfert d'énergie lors du processus évaporation-transport-liquéfaction est appelé *flux de chaleur latente*: il est trois fois plus important environ que le flux de chaleur sensible résultant de la conduction et de la convection.

Les deux modalités non radiatives de transfert d'énergie sont importantes du point de vue du temps observé, le *temps présent*, car elles seront à l'œuvre, entre autres, dans la stabilité de l'atmosphère, dans la genèse des formations nuageuses, des précipitations, etc. (p. 65, 157, 171).

Par les courants aériens qui constituent la circulation atmosphérique (p. 121, 124), les flux de chaleur sensible et latente assurent la moitié des transports d'énergie de l'équateur vers les pôles. Ce transfert atmosphérique est complété par celui des courants transocéaniques qui représentent l'autre moitié des échanges (mais à une vitesse bien différente: de l'ordre du millier d'années pour les mouvements marins, contre quelques dizaines de jours pour les courants aériens).

Précisons pour être exhaustif que l'énergie mécanique animant les mouvements de l'air et des mers représente moins de 1% du total à l'œuvre sur la planète. L'énergie propre à la Terre contribuant au bilan radiatif global (1% volcanique, 99% géothermique) est encore plus faible: elle est 10 000 fois inférieure à l'énergie fournie par le Soleil.

2. L'atmosphère météorologique



« Les poissons ignorent le mot eau. »

Proverbe chinois

L'air est la matière de l'atmosphère.
Connaître les propriétés physiques
et la composition chimique de ce mélange
est nécessaire pour comprendre
les qualités de l'atmosphère.

Ces qualités sont singulières
puisque pour l'étude de sa dynamique
à grande échelle par exemple, l'atmosphère
pourra être considérée comme incompressible
– à la façon d'un liquide – alors que pour
des phénomènes locaux, elle se comportera
comme un gaz élastique.

- ◀ La troposphère, dont la partie supérieure est ici vue depuis la station spatiale internationale ISS, contient 90 % de l'air atmosphérique. Il s'y déroule l'essentiel des phénomènes météorologiques.

Les constituants fondamentaux de l'atmosphère météorologique

L'air, l'eau et le dioxyde de carbone



En flottant dans l'air, le ballon Breitling Orbiter III a volé dans la troposphère près de vingt jours en 1999, sans faire d'escale, à une altitude comprise entre 7 000 et 12 000 m.

l'air étant variable, l'eau est traitée en météorologie séparément de l'air: on distinguera de ce fait air sec et air humide.

Quantitativement, les deux constituants principaux de l'air sont: le diazote de formule N_2 , et le dioxygène O_2 .

Identifier quelques constituants de l'air

Le dioxygène est le constituant de l'air qui, associé à d'autres corps, leur permet de s'oxyder ou de brûler, ce qui fournit une façon de le reconnaître. Il représente $1/5^e$ du volume de l'air comme l'expérience qui suit en témoigne.

Estimer la proportion de dioxygène atmosphérique

Expérience

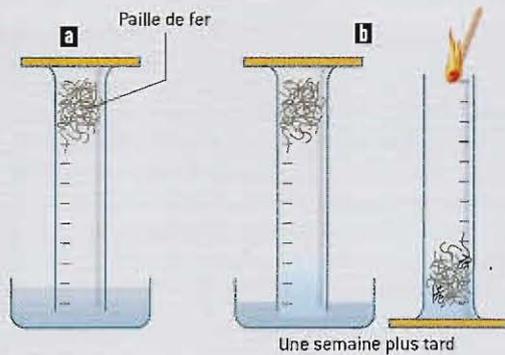
● Matériel

- Éprouvette de 250 mL (sinon bouteille en plastique de 0,5 L sans son goulot), petit cristalliseur (de diamètre 20 cm ou plus) ou fond de bouteille en plastique de 5 L coupée.
- Tuyau souple, paille de fer (éviter la laine de fer), boîte d'allumette, tige quelconque de longueur 30 cm au moins, éventuellement colorant (fluorescéine).
- Éventuellement dioxygène (sous pression ou résultant d'une réaction chimique).

● Manipulation

1. À l'aide de la tige, pousser la paille de fer au fond d'une éprouvette graduée vide (ne pas tasser).
2. Retourner l'éprouvette sur une cuve à eau (a). Si nécessaire, aspirer un peu d'air dans l'éprouvette à l'aide d'un tuyau coudé, afin d'ajuster le niveau d'eau à la première graduation (ou noter le niveau en l'absence de graduations). L'eau peut être colorée à la fluorescéine pour que l'expérience soit plus visuelle.

3. Attendre une semaine : l'eau est montée dans l'éprouvette. La boucher alors d'une main ou grâce à un couvercle, avant de la retourner hors de la cuve. Plonger pour finir une allumette enflammée dans l'ouverture.



● Interprétation

Des traces de rouille sont apparues après quelques jours : la paille de fer s'est oxydée. Le volume de gaz dans l'éprouvette a en outre diminué.

La rouille s'est formée, en simplifiant, par combinaison du fer et de l'oxygène, dont l'eau a pris la place (sous l'effet de la pression atmosphérique et de la baisse de pression dans l'éprouvette : cf. p. 49 et 51) : c'est pourquoi l'allumette s'éteint, le gaz restant ne permettant pas une combustion. Puisque l'eau est montée de $1/5^e$ du volume initial, cela signifie qu'environ $1/5^e$ de l'air est constitué de dioxygène.

À titre de comparaison, il est possible de reproduire l'expérience avec une éprouvette remplie d'oxygène : l'eau occupe alors pratiquement tout le récipient à la fin de l'expérience.

Au contraire de l'oxygène, l'azote (ou plutôt le diazote) et le gaz carbonique (ou dioxyde de carbone) ne permettent pas les combustions. Le diazote est le gaz constituant $4/5^e$ environ du volume de l'air (dans la troposphère).

Évaluer la proportion de diazote

● Matériel

– Compléter le dispositif de l'expérience précédente avec de l'eau de chaux, un flacon, une seringue et un petit tuyau en plastique souple (20 cm ou plus) s'adaptant à son embout.

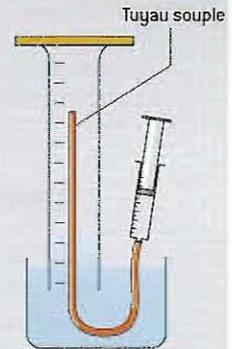
● Manipulation

1. Répéter l'expérience précédente jusqu'à l'étape 2. À l'aide d'un petit tuyau et une seringue, aspirer du gaz résiduel avec lequel il n'a pas été possible de réussir une combustion (ci-contre).
2. Injecter le gaz prélevé dans de l'eau de chaux (le réactif du dioxyde de carbone), boucher le flacon et agiter l'ensemble.

● Interprétation

L'eau de chaux ne se trouble pas, alors qu'avec le même volume de gaz restant après combustion d'une bougie par exemple, le trouble serait immédiat. Les $4/5^e$ de gaz restant dans l'éprouvette ne contiennent donc pas de dioxyde de carbone et ne permettent pas la combustion. Nous mettons ainsi en évidence, indirectement, que l'azote (le diazote) constitue $4/5^e$ du volume de l'air.

Expérience



Qu'en est-il du CO_2 ? Tandis qu'il est souvent question du dioxyde de carbone contenu dans l'atmosphère, ce dernier est en réalité présent en très faible quantité dans l'air (environ 0,03 % du volume de l'air). Ainsi, le gaz que nous expirons est loin d'être essentiellement composé de dioxyde de carbone, contrairement à une idée très répandue (on pourrait alors se demander pourquoi nous soufflons sur les braises pour ranimer le feu !). Toutefois, bien qu'en faible proportion en volume, le gaz carbonique joue un rôle important en contribuant fortement à l'effet de serre (p. 26).

À proximité de la surface terrestre, la teneur en CO_2 n'est pas constante tout en restant minime par rapport à celle en N_2 ou en O_2 . Elle dépend en effet beaucoup des combustions industrielles et domestiques, ainsi que des respirations végétales et animales. Il est très simple d'identifier le CO_2 avec l'eau de chaux qui en est le réactif.

Tester la présence de CO_2 dans l'air

Expérience

● Matériel

- Eau de chaux, flacon, bouchon à deux trous, deux tubes (verre ou plastique, pas nécessairement coudés) adaptés aux trous du bouchon.
- Trompe à vide, tuyau pour raccorder les tubes et la trompe à vide, évier. Une pompe aspirante (pompe à vide par exemple) peut dispenser de la trompe à vide et de l'évier.

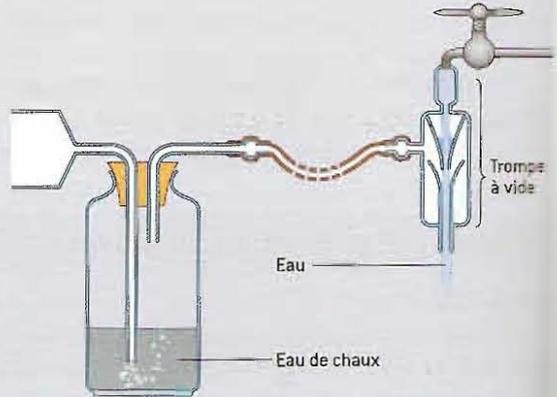
● Manipulation

1. Reproduire le montage indiqué sur le schéma ci-contre.
2. Grâce à la trompe à vide, faire barboter de l'air dans de l'eau de chaux. Le tube qui apporte l'air de l'extérieur doit bien plonger dans le liquide.

● Interprétation

Rien ne se passe à brève échéance, mais lorsque l'expérience se prolonge (30 minutes ou plus selon le débit de l'air aspiré), l'eau de chaux se trouble, ce qui caractérise la présence de dioxyde de carbone dans le gaz aspiré. Faute du matériel nécessaire, il est possible d'abandonner une fine lame d'eau de chaux quelques jours dans une soucoupe. Passé ce délai, il est facile de constater qu'elle

ne peut plus être troublée, et que son pH a baissé, témoignant de la réaction avec le gaz carbonique de l'air. La durée nécessaire pour que le trouble apparaisse, comme les proportions trouvées pour O_2 et N_2 dans les deux expériences précédentes (même si ces essais n'ont aucune prétention quantitative), laissent penser à une très faible proportion de dioxyde de carbone dans l'air par rapport à celles du diazote et du dioxygène.



L'eau : un composant à part

Le cas de l'eau est différent de celui des autres constituants de l'air. Sa proportion dans l'atmosphère varie fortement d'une région du globe à une autre, selon qu'elle est mesurée au-dessus de continents, de mers, de pays équatoriaux ou polaires, etc. La vapeur d'eau peut représenter 0,01% (au niveau des continents circumpolaires) à 5% (zones équatoriales) de l'air. C'est pour cette raison que l'eau, du point de vue de la météorologie, n'est pas considérée comme un corps entrant dans la composition du mélange air.

Mettre en évidence la présence de vapeur d'eau dans l'air

Expérience

● Matériel

En plus du matériel de l'expérience précédente, sulfate de cuivre (CuSO_4) anhydre.

● Manipulation

1. Utiliser le même dispositif que pour la mise en évidence du dioxyde de carbone dans l'air.

2. Saupoudrer le fond du flacon, parfaitement sec, de sulfate de cuivre (CuSO_4) anhydre (blanc) et déclencher l'aspiration.

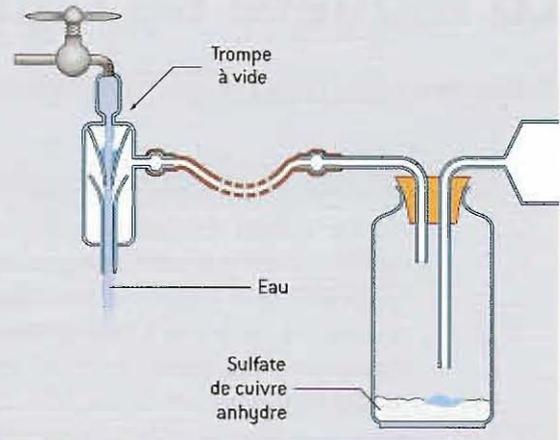
● Interprétation

Il faut attendre une demi-heure à une heure (selon le débit de l'air, l'humidité de l'air de la pièce, la qualité du CuSO_4).

anhydre) pour voir le sulfate de cuivre devenir bleu, qui est la couleur de sa forme hydratée et trahit donc la présence d'eau dans l'air.

Il est possible (et plus simple) de déposer du sulfate de cuivre dans une soucoupe que l'on abandonnera sur le haut d'un meuble: quelques jours plus tard, on constate que le sulfate est bleu.

Plus simplement encore, on peut observer que la surface très froide d'un verre rempli de glace se couvre rapidement de buée: l'eau qui se liquéfie (se condense) sur les parois du verre ne peut venir que de l'air environnant (et non de l'eau de fonte du glaçon qui aurait «traversé» le verre, comme certains enfants le croient parfois!).



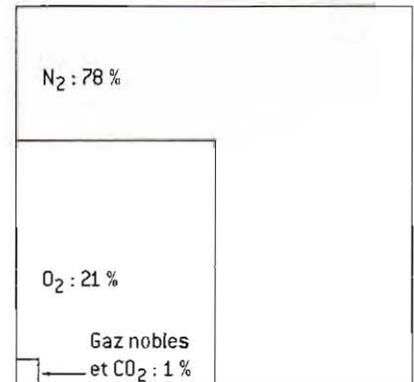
La vapeur d'eau se trouve essentiellement dans la basse atmosphère puisque ce sont les vastes étendues marines qui alimentent l'air en vapeur d'eau (à l'état de gaz donc). En partie du fait de cette présence d'eau, l'air absorbe près de 50 % du rayonnement infrarouge émis par la Terre, et assure l'essentiel du transfert méridien de l'énergie atmosphérique (p. 19 et 28).

La composition du mélange atmosphérique

L'air atmosphérique est considéré comme un mélange sec: c'est «l'air sec». Il est distingué de l'air humide, qui constitue un autre mélange, d'«air sec» et d'eau.

Les gaz nobles dont l'argon (0,93 %) représentent 0,97 % de la composition de l'air. CO_2 , H_2O ainsi que d'autres «invités», de moins en moins occasionnels dans l'atmosphère du fait des activités humaines, comme le méthane ou les oxydes d'azotes, sont en très faible proportion mais jouent un rôle énergétique et «régulateur» très important en absorbant le rayonnement infrarouge (principalement) émis par la surface terrestre. L'augmentation de la proportion de ces gaz explique l'effet de serre additionnel, qui contribuerait à une modification des zones climatiques: en maintenant plus d'énergie dans l'atmosphère, sous forme de chaleur sensible et latente, l'intensité des phénomènes serait accrue.

Il peut paraître étonnant que la composition de l'air reste sensiblement homogène dans les quinze premiers kilomètres, puisque les gaz composant l'air sont de masse volumiques différentes et devraient se stratifier en fonction de leur densité respective. En fait, les phénomènes convectifs, les ascendances, les subsidences, les courants atmosphériques à grande échelle, etc. et toutes les turbulences associées à ces mouvements brassent l'atmosphère et maintiennent l'homogénéité du mélange.



Composition de l'air troposphérique.

La matière de l'atmosphère

Quelques propriétés physiques fondamentales de l'air

Par la force de l'habitude, le caractère matériel de l'air qui nous entoure est parfois oublié. C'est pourtant une matière, caractérisée par ses propriétés physiques. Ces propriétés vont fonder celles du fluide atmosphérique: sa fluidité marquera les écoulements, son poids sera à l'œuvre dans la pression atmosphérique, ses variations de volume (dilatation) changeront sa masse volumique et en conséquence animeront des mouvements verticaux (convection, cf. p. 29), etc. La matérialité de l'air, son existence, se manifeste par l'espace qu'il occupe. Ainsi, un verre «vide» semble ne rien contenir, et pourtant...

Illustrer la matérialité de l'air

Expérience

● Matériel

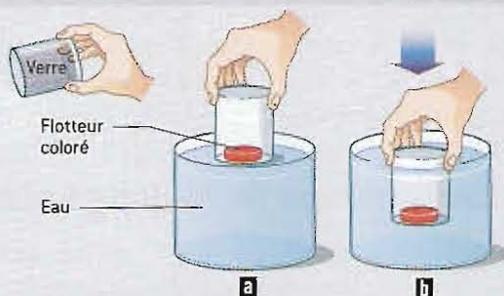
- Aquarium (ou tout récipient transparent: conserve cylindrique, bouteille en plastique de 5 L sans son goulot, cristallin).
- Gobelet en plastique, flotteur coloré (jeton ou balle de ping-pong de couleur) et eau.

● Manipulation

1. Remplir la cuve d'eau et y ajouter le flotteur.
2. Retourner un verre (a) et le faire descendre verticalement dans la cuve en emprisonnant le flotteur (b).

● Interprétation

Le verre qui au départ semblait vide, n'est pas envahi par l'eau: l'espace à l'intérieur du verre est "occupé" par un



gaz: l'air. Si l'on a été attentif à l'évolution du niveau et de la forme de l'interface eau-air dans le gobelet, au fur et à mesure qu'il est enfoncé dans la cuve, on remarquera que cette interface remonte d'autant plus à l'intérieur du verre que la profondeur augmente (de a à b sur le schéma): l'air est compressible.

Que l'air soit un milieu matériel est aisé à ressentir les jours de grand vent, ou par son action lorsqu'on roule à vélo par temps calme, ou encore en gonflant un sac en papier avant de le faire éclater bruyamment.

L'air s'écoule et change de forme

L'air est susceptible de s'écouler d'un récipient à un autre, dont il prend alors la forme.

Découvrir une propriété caractéristique des fluides

Expérience

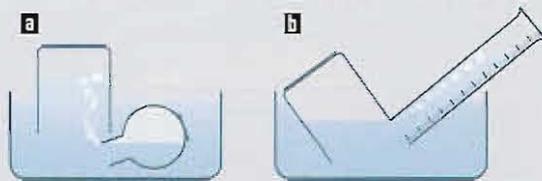
● Matériel

- Le même que précédemment en ajoutant des récipients transparents de différentes formes, et un verre gradué (ou une éprouvette si possible).

● Manipulation

1. Plonger dans la cuve le récipient destiné à accueillir l'air afin qu'il se remplisse d'eau, puis le retourner.
2. Opérer ensuite comme dans l'expérience précédente.

avec le second récipient. L'amener sous l'ouverture du premier, puis l'incliner progressivement pour transvaser l'air. Il est possible de mesurer et comparer différents volumes d'air avec une éprouvette (si les conditions de température et de pression sont identiques à chaque essai).



S'écouler et prendre la forme du contenant sont des propriétés caractéristiques des fluides (liquides et gaz).

L'air a-t-il une masse?

La définition de la pression atmosphérique (p. 49) fait appel au « poids » d'une colonne d'air, ce qui sous-entend que l'air a une masse. Pour le mettre en évidence, il suffit de peser un récipient avant et après y avoir introduit une quantité d'air supplémentaire.

Montrer que l'air est pesant

Expérience

● Matériel

- Bouteille en plastique de 5 L, valve prélevée sur une chambre à air de vélo (en choisissant un modèle fileté de type « Presta » pour vélo de route), foret au diamètre de la valve pour percer le bouchon.
- Colle instantanée pour assembler le disque de caoutchouc (d'environ 3-4 cm de diamètre) accompagnant la valve, avec le fond du bouchon, pince multiprise pour serrer l'écrou de l'autre côté (extérieur) du bouchon, pompe à vélo.
- Balance (trébuchet, Roberval ou électronique) à 0,1 g près au minimum.

● Manipulation

1. Équiper d'une valve de vélo le bouchon d'une bouteille en plastique de 5 L, puis serrer fermement le bouchon.
2. Placer la bouteille sur la balance et noter son indication.
3. Avec une pompe à vélo, envoyer de l'air dans la bouteille (40 à 50 coups de pompe conviennent et correspondent à un volume injecté de 1,5 à 3 L selon le modèle de pompe).
4. Répéter la mesure. La masse supplémentaire qu'on mesure est celle de l'air injecté.



La masse volumique de l'air

Nous avons eu recours à la notion de masse par unité de volume – ou masse volumique – pour interpréter les phénomènes de convection thermique (p. 29). C'est en effet une notion indispensable pour appréhender des questions comme les mouvements verticaux

dans l'atmosphère, sa stabilité, etc. La mesure précédente permet, à condition de connaître le volume d'air introduit, d'évaluer la masse volumique de l'air.

Estimer la masse volumique de l'air

Expérience

● Matériel

– En sus du matériel précédent : éprouvette (de préférence 500 ou 1000 mL pour réduire le nombre de manipulations), cuvette ou cristallisoir assez vaste (de diamètre 25 à 30 cm au moins).

● Manipulation

1. Reprendre l'expérience précédente en comptant le nombre de coups de pompe (éviter un excès de pression, qui pourrait fausser la mesure en déformant la bouteille. Il y aurait alors modification de la poussée d'Archimède exercée par l'atmosphère quand le volume de la bouteille augmente).

2. Estimer le volume d'air qu'apporte chaque coup, en plaçant le raccord de la pompe sous une éprouvette pleine d'eau.

● Interprétation

La bouteille a initialement une masse M_1 . La pompe, raccordée à la bouteille, permet d'introduire un volume d'air connu (V_{air}) par comptage des coups de pompe. La masse M_2 qu'indique alors la balance est la somme de la masse de la bouteille et de celle de l'air introduit. Le calcul fournit donc la masse d'un litre d'air, c'est-à-dire sa masse volumique :

$$\rho_{\text{air}} = M_2 - M_1 / V_{\text{air}}$$

À titre indicatif, $\rho_{\text{air}} = 1,293 \text{ g/L}$ à 0°C sous une pression dite normale (1013 hPa).

Variations de température et de volume

Sous l'effet d'un apport de chaleur, l'air change de volume : il se dilate. La dilatation est à l'œuvre dans les variations de masse volumique de l'air, les phénomènes d'ascendances et de convection thermique, les variations de l'équateur aux pôles de l'épaisseur de la troposphère, etc.

Provoquer la dilatation et la contraction de l'air

Expérience

● Matériel

– Bouteille en plastique (du plus grand volume possible), ballon de baudruche, seau (ou conserve cylindrique voire bouteille en plastique de 5 à 8 L sans son goulot), eau très froide.

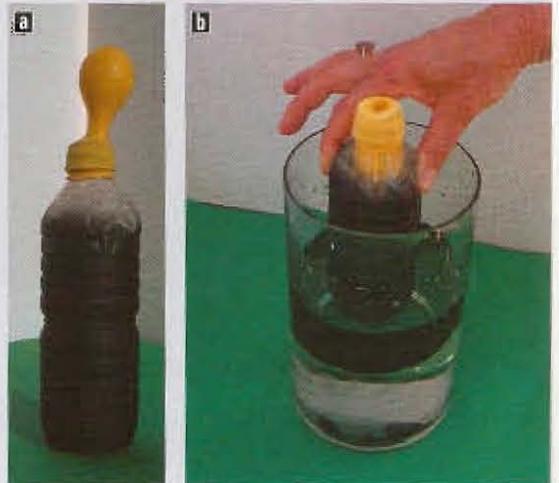
● Manipulation

1. Coiffer une bouteille en plastique (éventuellement peinte en noir), sans son bouchon, d'un ballon de baudruche, puis la placer au soleil (a), à défaut dans le faisceau d'une source d'infrarouge ou d'un spot puissant.
2. Plonger la bouteille dans un récipient contenant de l'eau très froide (b).

● Interprétation

Au soleil, le ballon se gonfle (l'augmentation du volume de l'air est notablement plus importante dans le cas d'une bouteille noircie). Lorsque la bouteille est refroidie, le ballon est au contraire « aspiré » dans la bouteille (b).

L'élévation initiale de température s'accompagne d'une augmentation de volume : il y a dilatation de l'air. Le phénomène inverse se produit ensuite : l'air se contracte.



Considérons deux masses d'air comparables: la plus chaude occupera un plus grand volume que la froide (ci-contre), donc aura une masse volumique plus faible ($\rho_{\text{air}} = M/V$), sera plus légère et de ce fait surmontera la masse d'air froid.

C'est également la variation de la masse volumique qui explique pourquoi l'air humide est plus léger que l'air sec. Dans les mêmes conditions de température et de pression, des volumes identiques contiennent le même nombre de molécules. Si le pourcentage des molécules d'eau augmente (hygrométrie plus élevée) par rapport à celui des principaux constituants de l'air, la masse volumique de l'air, devenu humide, diminue: la masse d'une molécule d'eau (H_2O) est en effet plus faible que celles des molécules qu'elle remplace (N_2 ou O_2).

En météorologie, si l'on ne mesure pas directement la masse volumique, on suivra en revanche ses variations grâce au relevé des valeurs de température et de pression. Ces valeurs permettront de rendre compte du changement des caractéristiques de l'air avec l'altitude (p. 61 et 65), et des transformations qu'elle subit (par exemple horizontalement: transformation isobare, sans variation notable de pression, pouvant conduire à des brouillards stagnants en fond de vallée; ou encore verticalement: transformation adiabatique, sans échange notable de chaleur, dont dépendent la présence ou l'absence de nuages, cf. p. 157).



Le brûleur de la montgolfière chauffe l'air contenu dans l'enveloppe du ballon. Cela provoque une dilatation, qui a pour conséquence d'augmenter la poussée d'Archimède exercée sur le ballon et de s'opposer à l'effet du poids de l'ensemble. Il en sera de même pour une « bulle » d'air en contact avec une surface surchauffée.

Compressible ou incompressible ?

Les propriétés de l'air diffèrent selon les échelles



Cette photographie, prise le 08/11/91 depuis la navette spatiale américaine Atlantis en orbite à 400 km de la Terre, montre la *troposphère* au lever du Soleil. Elle apparaît rouge-orangée, du fait de l'absorption des radiations de courtes longueurs

d'onde. En bas de l'image, en contre-jour sur fond orangé, le sommet de nuages à fortes extensions verticales se devine. Au-dessus de la tropopause bien nette qui les sépare, la stratosphère correspond à la zone blanche à bleu ciel.

Il est fréquent, pour donner un ordre de grandeur de leurs dimensions, de comparer notre planète à une pêche et son atmosphère à sa peau. La pellicule de gaz qui enveloppe la Terre (p. 12 et 61) est en effet particulièrement fine. On comprend de ce fait que la description de l'atmosphère va différer selon l'échelle à laquelle on l'étudie. À l'échelle du cliché ci-dessus, lorsqu'on cherche à décrire ses grands mouvements, l'atmosphère est considérée comme incompressible. À l'inverse, pour interpréter la distribution verticale de la masse ou de la pression dans l'atmosphère, il faut considérer que l'air est compressible, comme nous l'observons ci-dessous.

L'air est compressible

Mettre en évidence une propriété fondamentale des gaz

Expérience

Dans les deux premières expériences du sujet précédent (p. 38), il a été remarqué que la limite air-eau s'élevait faiblement au fur et à mesure qu'on enfonçait un verre « vide » dans de l'eau, du fait de la compressibilité de l'air : précisons-le.

● Matériel

– Seringue quelconque (de 50 mL de préférence).



● Manipulation

1. Placer le piston d'une seringue à mi-course dans son cylindre. Boucher l'extrémité de la seringue avec l'index d'une main, le majeur et le pouce maintenant le corps de la seringue.
2. Agir sur le piston : pousser (a), puis relâcher ; tirer (b), puis relâcher.

● Interprétation

On constate d'une part qu'il est de plus en plus dur d'amener le piston à l'une des extrémités de la seringue, au fur et à mesure qu'on s'en approche (a), et d'autre part que le piston reprend sa position dès qu'il est relâché. Lorsqu'on tire le piston (b), l'extrémité du doigt qui bouche la seringue est aspiré : c'est une autre confirmation du caractère matériel de l'air.

Le volume de l'air peut être réduit (il y a compression) ou augmenté (on parle alors de détente) par une action mécanique. Laisse au repos, il reprend son volume initial : c'est la propriété d'élasticité. Compressibilité, extensibilité et élasticité caractérisent les gaz : cela permet par exemple de comprendre l'évolution d'un volume d'air chaud s'élevant dans l'atmosphère.

Une « goutte » d'air dans un environnement plus froid

Le mouvement de l'huile dans l'eau est proche du mouvement de l'air chaud dans l'atmosphère de température moins élevée, car les deux corps ont dans chaque cas des masses volumiques (ou densités) relativement proches l'une de l'autre. Grâce à cette analogie, on peut obtenir une représentation approximative du mouvement ascendant de l'air chaud.

Provoquer une ascendance sans variation de température

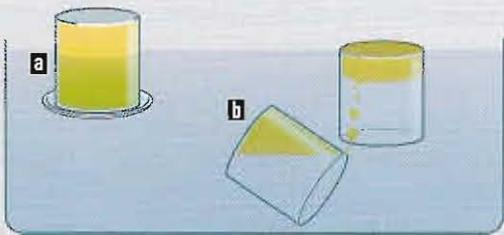
Expérience

● Matériel

- Deux verres, eau, huile alimentaire, soucoupe ou couvercle d'un diamètre supérieur à celui de l'ouverture du verre.
- Cuve transparente aussi profonde que possible (un aquarium de 30 L ou plus convient parfaitement, à défaut un bouteille en plastique de 8 L ou 5 L sans son goulot).
- Éventuellement détergent pour la vaisselle, et pour le confort, gants d'examen ou gants de ménage fins.

● Manipulation

1. Plonger un verre dans une cuve d'eau jusqu'à ce qu'il se remplisse complètement, et le déposer au fond.



2. Remplir un second verre d'huile alimentaire, puis le recouvrir d'une soucoupe. Retourner alors l'ensemble (a) avant de le descendre verticalement dans l'eau et de retirer la soucoupe.
3. Remonter le premier verre, ouverture dirigée vers le bas (il peut émerger en partie mais ne doit pas se vider).
4. Incliner progressivement le verre d'huile sous le verre plein d'eau (b).

● Interprétation

À la manière de bulles d'air, mais beaucoup plus lentement, l'huile s'élève dans l'eau, bulle à bulle. Avec de l'huile dans l'eau, le rapport des masses volumiques ($\mu_{\text{eau}} / \mu_{\text{huile}}$) est de l'ordre de 1,25. Cela veut dire que la poussée vers le haut exercée par l'eau sur l'huile est environ 1,25 fois plus grande que le poids de l'huile, alors que la poussée de l'eau sur l'air est plus de 1 000 fois plus intense que le poids de la bulle d'air. Le ralenti qui en découle permet de voir l'huile se déformer, s'étirer avant de se décrocher pour constituer la bulle. Cette phase de formation de la bulle au bord du verre est comparable à l'adhérence, au sol, de l'air sur une pente ensoleillée, au moment où un « thermique » (c'est-à-dire une ascendance d'air chauffé) se déclenche.

Le comportement analogue des fluides, liquides ou gaz, offre la possibilité d'illustrer certains phénomènes en faisant usage de liquides en place de gaz, par exemple l'augmentation du volume pour de l'air déplacé en altitude (p. 57).

L'atmosphère : une fine lame fluide incompressible

Si l'expérience de la seringue bouchée était reprise avec de l'eau, ni compressibilité, ni extensibilité, ni élasticité ne seraient perceptibles. Est-il de ce fait acceptable de comparer des mouvements ou des écoulements atmosphériques à ceux de liquides, comme dans l'expérience précédente, alors que liquides et gaz diffèrent sur leur compressibilité ? Le rapport des masses volumiques huile/eau est relativement proche de celui air «chaud»/air environnant (plus «froid») : c'est un argument en faveur de cette analogie.

Il en existe toutefois un autre, lié à une caractéristique très importante de l'atmosphère : l'air atmosphérique est un fluide en mouvement «horizontal» s'étendant sur de très vastes surfaces (de l'ordre de 5.10^8 km^2) mais d'une épaisseur infime (20 km) en comparaison de la circonférence terrestre (40 000 km). Elle est en outre dotée d'un «couvercle», la *tropopause* (très peu élastique à l'échelle de la planète, cf. p. 62). De plus, les zones animées de mouvements verticaux intenses (les mouvements ascendants et descendants sont couplés) représentent au plus un millième de la surface de la sphère terrestre. Les vitesses «horizontales» étant en moyenne plus de 100 fois plus rapides que celle des mouvements verticaux, l'atmosphère peut raisonnablement être décrit comme un fluide en équilibre vertical.

Dans l'étude des mouvements de *l'atmosphère météorologique* (approximativement la troposphère), à *l'échelle planétaire* (ou échelle *synoptique*), l'essentiel des phénomènes se déroulent suivant la composante horizontale : l'atmosphère est caractérisée par une forte bidimensionnalité. Dans les calculs de prévision numérique, les approximations négligent la *composante* verticale, infime par rapport à l'extension horizontale de la surface de la Terre. Ainsi, l'ensemble de la pellicule d'air qui enveloppe la planète peut être considérée comme *incompressible*.

Cela ne veut toutefois pas dire que l'air est incompressible : il serait par exemple impossible d'expliquer que la variation de pression n'est pas proportionnelle à l'altitude (comme dans l'eau) mais suit une évolution pratiquement logarithmique ; impossible également d'expliquer la stratification en densité de l'atmosphère. Mais globalement, les variations importantes dans l'étude de la dynamique horizontale de l'atmosphère à l'échelle *synoptique* sont dominées par les différences horizontales de pression et l'effet Coriolis.

Selon l'échelle de temps et d'espace et la dimension (horizontale ou verticale) considérées, le fluide atmosphérique est en résumé considéré comme :

- compressible pour décrire des phénomènes locaux s'étendant sur quelques dizaines de kilomètres et durant quelques heures, comme les faibles variations de pression au cours de la journée sous l'effet des fluctuations d'ensoleillement. Il en sera de même pour les variations de pression produites par un fort vent franchissant une crête de montagne : sur le versant de la montagne exposé au vent, l'air forcé voit sa pression augmenter par compression ; derrière la crête sur le versant de la montagne, à l'abri du vent en quelque sorte, l'air se détend.

- incompressible pour envisager la dynamique atmosphérique de grande extension (telle que les dépressions), qui couvre de la centaine au millier de kilomètres et peut durer près d'une semaine, ou les grands flux atmosphériques quasi permanents (comme les alizés ou la circulation d'ouest) des latitudes moyennes.

La température de l'air

Comment mesurer ce paramètre météorologique ?



Parc à instruments d'une station météorologique.

L'indication de la température de l'air, relevée sous abri, est un élément incontournable du bulletin météorologique. En dehors de son intérêt pratique au quotidien, la température renseigne sur l'état de l'atmosphère. La température, la pression, l'humidité et les indications de vent sont les paramètres d'état : ils caractérisent l'état de l'atmosphère du site de mesure. La masse volumique de l'air dont dépendent les mouvements verticaux dans l'atmosphère (p. 29 et 42), la pression en relation avec les vents (p. 58 et 80), etc. sont liées à la température (p. 65). Pour rendre compte de l'état de l'air en un lieu, il faut donc connaître sa température.

Les matières changent de volume lorsque leur température évolue (p. 29) : mesurer la dilatation d'un corps est l'un des moyens d'évaluer la température.

Découvrir le principe d'une mesure de température

Expérience

● Matériel

- Flacon de 50 cm³ ou davantage, eau, colorant (encre, colorant alimentaire, fluorescéine, etc.), bouchon à 1 trou.
- Tube (verre ou plastique) d'au moins 20 cm de long adapté au diamètre du trou, récipient d'un volume bien supérieur à celui du flacon, eau chaude, eau froide, glace.
- Élastiques ou fils de couleur (ou feutre).

● Manipulation

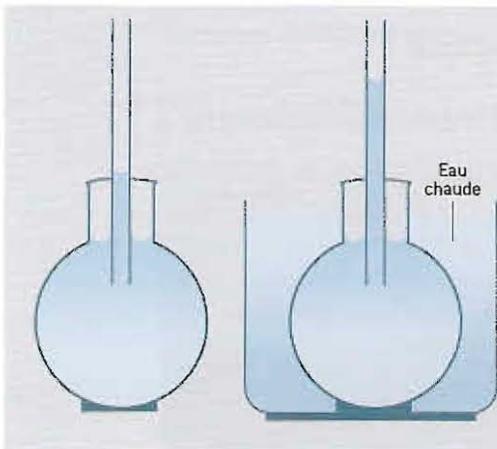
1. Remplir un flacon (ou une petite bouteille) d'eau colorée, puis le fermer avec un bouchon à un trou, équipé d'un

tube. Il ne doit pas rester d'air dans le flacon sinon on construirait un thermomètre à gaz (l'air).

2. Repérer le niveau de l'eau colorée à l'aide d'un petit élastique (ou un fil) coloré.

3. Placer le thermomètre ainsi réalisé dans de l'eau chaude, attendre que le niveau se stabilise, puis l'amener dans de l'eau froide.

Par souci de simplicité, le tube est ouvert sur l'extérieur à sa partie supérieure : naturellement le dispositif reste ainsi exposé aux influences des variations de pression atmosphérique et de l'évaporation. Pour illustrer le principe du thermomètre à liquide, ces influences sont toutefois négligées.



geables devant l'importance de la dilatation ou de la contraction provoquée.

● Interprétation

C'est la dilatation ou la contraction qui explique les variations de niveau du liquide, dont on déduit l'évaluation de la température. Il est possible de faire varier le liquide utilisé (alcool à brûler, à 90°, etc.), le volume du réservoir (flacon de capacité plus grande ou plus petite), ou encore le diamètre du tube, afin d'explorer les difficultés soulevées par la thermométrie. Les questions seront encore plus nombreuses si les tubes sont munis de graduations.

Les thermomètres à liquide reposent sur le phénomène de dilatation. Le thermomètre, une fois stabilisé, mesure en fait la dilatation du liquide couplée à la dilatation de ses contenants (réservoir et tube). Les sondes de température du matériel numérique sont des conducteurs ohmiques dont la résistance varie avec la température.

Où et quand mesurer la température de l'air ?

« Température relevée sous abri » : cette expression consacrée indique clairement que le thermomètre n'est pas exposé à la lumière directe (comme nous l'avions fait en cherchant les effets du rayonnement p. 8, 16 et 21), afin de s'affranchir de ses effets.

Le but de l'expérience suivante est d'identifier quelques-unes des influences auxquelles un thermomètre est soumis, et d'en déduire les conditions les plus appropriées pour déterminer la température de l'air.

Rechercher les influences du rayonnement

Expérience

● Matériel

- 1, 4 ou mieux encore 8 thermomètres, support(s), nécessaire pour fixer les thermomètres sur le support (noix ou élastiques par exemple).
- Différents emplacements à l'ombre, en plein soleil, sur différents sols (terre nue, enherbée; sol cimenté, goudronné, etc.), à proximité, puis éloigné d'un mur.

● Manipulation

1. Placer un thermomètre (à liquide ou numérique) au sol, à 10 cm, 50 cm puis 1,50 m au-dessus du sol. C'est beaucoup plus rigoureux, si



simultanément un support maintient 4 thermomètres (aux caractéristiques aussi identiques que possible) en ces différentes positions. Les réservoirs ou les sondes des thermomètres sont le plus éloigné possible de la fixation sur le support.

2. Relever les mesures, une fois l'indication de chacun des thermomètres stabilisée. Ces mesures peuvent être effectuées sur des sols de différentes natures, dans des conditions météorologiques stables puis changeantes. L'idéal est de disposer d'un matériel en double, afin de mener simultanément des mesures comparables à expositions différentes.

Un thermomètre exposé au soleil indique la température qu'il atteint sous l'effet de la chaleur emmagasinée. L'indication d'un thermomètre placé à l'ombre, et soustrait autant que cela est possible au rayonnement du sol, des constructions, etc. s'approche de la mesure de la température de l'air.

Le sol peut diffuser une partie du rayonnement reçu (p. 15) et émettre de l'infrarouge (p. 26): de ce fait, le thermomètre est éloigné de la surface, choisie la moins perturbatrice possible (du gazon dans les régions tempérées). Le mouvement du Soleil et le rayonnement des surfaces au cours d'une journée font que la température la plus basse est relevée en fin de nuit, et la plus élevée dans l'après-midi. Notons que l'arrivée d'une masse d'air de nature différente peut bousculer cette règle moyenne.

Si la nécessité d'une mesure sous abri est acquise, encore faut-il préciser comment le thermomètre doit être abrité du vent, de la pluie et du rayonnement (direct, diffus, et du sol). L'O.M.M. (l'organisation mondiale de la météorologie, ou W.M.O en anglais) a défini les normes de mesures permettant de comparer et exploiter l'ensemble des relevés effectués sur toute la planète. Les mesures s'effectuent dans l'abri météorologique à 1,50 m du sol (tolérance jusqu'à 2 m). Le sol est horizontal, occupé par une végétation ou un matériau représentatif de l'albédo (p. 17) de la zone. Le point de mesure doit être éloigné de 4 fois la hauteur des obstacles alentour. L'ouverture des volets de l'abri pour la lecture est orientée au nord (dans l'hémisphère Nord) afin de limiter au maximum les perturbations lors du relevé. Pour l'observation non automatisée, les relevés étaient effectués à 6 h, 12 h, 18 h et 24 h UTC. Les relevés d'un jour étaient comptés de 06 h UTC à 06 h le lendemain (06 + 24 h), excepté pour la température minimum. Actuellement, les relevés automatisés fournissent des séries de mesures dont sont extraites les valeurs pertinentes (minimales, maximales, etc.), c'est-à-dire celles échangées par les services météorologiques.



Cet abri météorologique contient des sondes d'humidité (les plus grandes) et de température. Elles sont généralement doublées afin d'éviter toute rupture dans la série de relevés, en cas de défaillance. Les capteurs de températures sont constitués par des résistances variant avec la température (des thermistances).

(fermée par ailleurs), soit par l'entrée d'un train à grande vitesse dans un tunnel. Nous avons constaté l'effet de la pression atmosphérique en étudiant la fluidité de l'air (p. 42) : les trois expériences suivantes précisent cet effet.

« Tester » le poids de l'air

Expérience

● Matériel

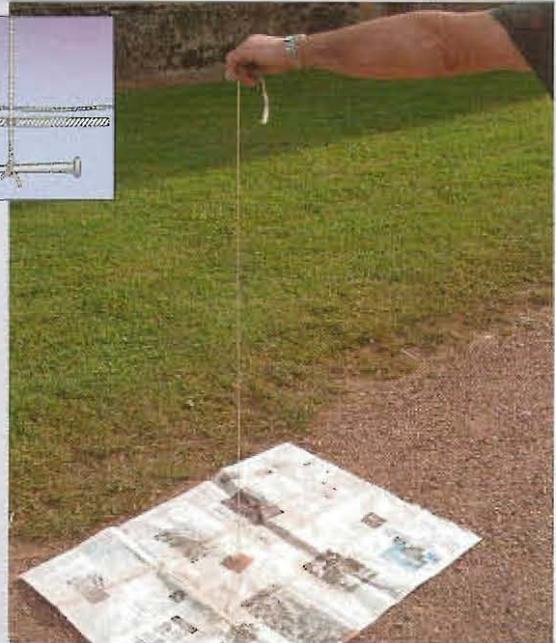
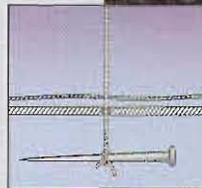
- Morceau de carton rigide et mince (calendrier mural par exemple) de 30×30 cm environ, feuilles de papier journal de grand à très grand format (deux feuilles peuvent être superposées pour plus de solidité, sinon en assembler avec du ruban adhésif pour obtenir une surface d'au moins 50×50 cm).
- 1,5 m de cordelette (cordeau de maçon en coton), crayon ou grand clou (diamètre de l'ordre de 4 à 5 mm) ou morceau de lame de scie à métaux, ruban adhésif pour immobiliser les feuilles sur le carton et rendre étanches les trous où passe la cordelette.

● Manipulation

1. Percer le carton en son centre. Insérer la cordelette dans le trou et nouer une extrémité de cette dernière autour du clou. Traverser le carton, faire passer la cordelette au centre d'une double page de journal.
2. Plaquer soigneusement le journal au sol (à peu près lisse), puis tirer bien verticalement d'un coup sec.

● Interprétation

Il est impossible de décoller le journal et la définition suivante revient en mémoire : la pression atmosphérique s'exerce sur une surface horizontale de 1 m^2 à pour valeur le poids de la colonne d'air (du sol jusqu'à la limite extérieure de l'atmosphère) la surmontant. Cette expérience spectaculaire s'ex-



plique toutefois par une question d'inertie que nous ne détaillerons pas.

Il s'établit une forte différence de pression entre les faces supérieure et inférieure de la feuille de journal, qui est ressentie comme un effet de ventouse.

Révéler l'action de l'air, de bas en haut

Expérience

● Matériel

- Verre ou pot transparent, gaze (compresse), élastique, eau.
- Éventuellement : colorant et couvercle.

● Manipulation

1. Fermer un pot par de la gaze (a), puis y verser de l'eau pour le remplir à moitié (b).
2. Boucher le pot à l'aide de la paume de la main ou d'un couvercle, le temps de le retourner pour l'amener bien vertical, ouverture vers le sol.
3. Déboucher le pot : l'eau y demeure (c).





● Interprétation

La gaze, du fait de la tension superficielle entre les mailles du tissu, permet à l'air d'exercer sa pression sur l'ensemble de la surface d'eau en contact avec l'atmosphère. Remarquer la gaze incurvée vers l'intérieur du flacon.

En schématisant, à l'équilibre, la force exercée par l'air atmosphérique compense le poids de l'eau auquel s'ajoute la force exercée sur l'eau par l'air contenu dans le pot. Plus simplement, la pression atmosphérique est supérieure à la pression de l'air à l'intérieur du verre.

Révéler l'action de l'air dans toutes les directions

Expérience

● Matériel

- Canette d'une boisson pétillante (la paroi risquant être trop résistante sinon), pince pour la chimie ou le barbecue (ou 2 tasseaux carrés de 10 mm × 10 mm percés à une extrémité pour passer un fil de fer de 7 à 8 cm de long), 5 mL d'eau (pas plus).
- Une source de chaleur efficace (bec Bunsen, brûleur de cuisinière, plaque électrique chauffante, etc. mais éviter la lampe à alcool), cristallisoir ou saladier, eau froide.

● Manipulation

1. Verser 5 mL d'eau dans la canette, puis mettre cette dernière sur le feu.
2. Dès qu'un petit nuage s'échappe, retourner la canette et plonger son ouverture dans un récipient d'eau froide. La déformation de la canette et le bruit qui l'accompagne sont impressionnants!

● Interprétation

L'ébullition de l'eau contenue dans la canette l'emplit de vapeur d'eau, qui se trouve à une

pression sensiblement égale à la pression de l'air extérieur (la pression atmosphérique). Cette eau à l'état de gaz se liquéfie lorsque l'ouverture de la canette est mise au contact de l'eau froide. La dépression qui s'amorce aspire alors un peu de cette eau, refroidissant encore plus la canette ce qui va amplifier la liquéfaction de la vapeur d'eau. La pression intérieure de la canette (dont l'ouverture est fermée par l'eau du récipient) s'abaisse brutalement, d'autant que le gaz restant dans la canette a été refroidi et s'est donc contracté. La différence de pression entre l'intérieur et l'extérieur de la canette est importante, et la force pressante résultante est plus intense que la résistance du métal de la canette.



Le « poids » de l'air sur le journal, l'action de l'air sur la gaze et l'écrasement de la canette brusquement refroidie révèlent l'intensité de la pression atmosphérique, dont l'action s'exerce dans toutes les directions.

Les unités de pression

La pression atmosphérique en moyenne prend une valeur de l'ordre de 100 000 pascals : aussi, dans un double souci de simplification et de clarté de transcription, l'hectopascal (1 hPa = 100 pascals) a été adopté comme unité type, la pression atmosphérique avoisinant les 1000 hPa. L'hectopascal a remplacé sans difficultés le millibar, puisque 1 millibar = 1 hPa.

Le millimètre de mercure était utilisé anciennement car la hauteur de la colonne de mercure d'un baromètre (voir le baromètre à liquide p. 52) rendait compte de la valeur de la pression. La pression exprimée en mm de mercure s'écrit :

$$p_{\text{Hg}} = \frac{p \times 760}{1013,25} \text{ où } p \text{ est la pression en hPa}$$

Mesurer la pression atmosphérique

Le paramètre météorologique le plus familier

Connaître la pression atmosphérique du lieu et ses variations aide à se repérer dans l'évolution de la situation météorologique. Cela permet en outre de se reporter aux isobares sur les cartes de surface (p. 86). Le baromètre est l'instrument de mesure de la pression atmosphérique. Il exploite traditionnellement deux méthodes distinctes pour traduire l'effet de la force pressante exercée par l'air : le déplacement d'un liquide ou la déformation de la paroi d'une capsule.

La baromètre à déplacement de liquide

L'invention du baromètre à liquide est attribuée à Torricelli. Le premier dispositif qu'il utilisa en 1643 était constitué d'un tube gradué, fermé à une extrémité et complètement rempli de mercure, puis renversé sur une petite cuve contenant le même liquide. Le montage correspond au schéma de l'expérience ci-dessous, à la longueur du tube près, le savant italien employant un tube de 1 m. Dans cette installation, en bord de mer, la hauteur de la colonne de mercure se stabilise en moyenne à 76 cm. Torricelli a le premier remarqué que la hauteur de cette colonne varie au gré des phénomènes météorologiques (forte baisse avant une tempête, ou hausse lorsque se met en place une période de stabilité durable, le plus souvent, ensoleillée en été).

Découvrir le principe d'un baromètre à liquide

Expérience

● Matériel

– Tube transparent fermé à un bout (ou gros tube à essais, verre, etc.), cuve (saladier, cuvette ou cristalliseur), eau (éventuellement colorée d'une goutte d'encre), 50 cm de tuyau souple d'au moins 2 mm de diamètre.

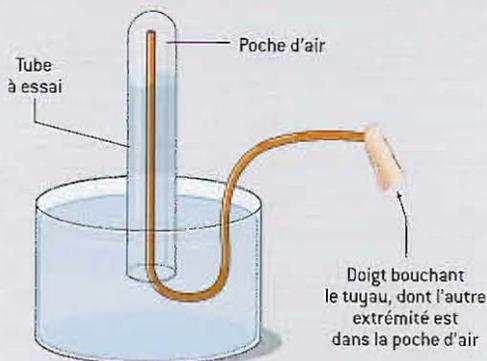
● Manipulation

1. Remplir au 4/5^e un tube et à moitié une cuve d'eau, puis retourner l'un sur l'autre, en bouchant provisoirement l'ouverture du tube afin de ne pas perdre d'eau. On constate que l'eau se maintient dans le tube et qu'un volume d'air est enfermé dans le haut du tube.
2. Introduire le long tuyau dans le tube, en maintenant fermée son extrémité, jusqu'à parvenir à la poche d'air qui surmonte l'eau en haut du récipient retourné. Déboucher le tuyau : le tube se vide.

● Interprétation

L'air extérieur «pèse» sur la surface de l'eau de la cuve. Il équilibre le poids de la colonne d'eau contenue dans le tube

car l'air à l'intérieur du tube est «détendu». L'effet de la gravité sur l'eau «étire» de fait l'air contenu dans le tube : la pression de l'air dans le tube est plus faible que la pression atmosphérique extérieure. Lorsque la poche d'air est reliée à l'extérieur par le biais du tuyau, les pressions deviennent égales. Il y a seulement quatre siècles (Torricelli puis Pascal) qu'a débuté l'explication de ce phénomène, qui laisse perplexe depuis toujours ceux qui le découvrent (p. 38 et 43).



Reproduire le fonctionnement d'un baromètre à liquide

Expérience

● Matériel

- Grande bouteille en plastique de 5 L avec son bouchon, petit flacon (de 25 à 50 mL) pouvant être inséré dans la bouteille et muni d'un bouchon à 2 trous
- Tube en verre ou en plastique rigide transparent fermé ou bouché à l'une de ses extrémités, long de 30 cm, eau colorée.

● Manipulation

1. Remplir le flacon aux deux tiers.
2. Enfoncer le tube par son extrémité ouverte dans un des deux trous du bouchon, d'une longueur équivalente aux deux tiers de la hauteur du flacon.
3. Remplir à moitié le tube de liquide. Fermer le flacon avec l'ensemble bouchon – tube (pendant la fermeture, le doigt bouche le tube aussi longtemps que possible).

4. Descendre l'ensemble au fond de la grande bouteille et boucher cette dernière.
5. Comprimer et relâcher la paroi de la bouteille.

● Interprétation

Lorsque la bouteille est comprimée et que l'air qu'elle contient appuie plus fortement sur l'eau du flacon, le niveau du liquide monte dans le tube. Inversement lorsque la bouteille est relâchée, le liquide dans le tube baisse.



Effectuer une mesure de pression

Expérience

Il s'agit de construire une expérience similaire mais en plus grand, afin de pouvoir graduer le tube.

● Matériel

- Flacon en verre (0,5 à 1 L), bouchon à 2 trous, 1 m de tube de verre adaptable au trou du bouchon, eau, éventuellement colorant (alimentaire ou fluorescéine).
- Plaque de 100 x 100 cm de contreplaqué d'épaisseur 3 mm, papier millimétré, clips et tournevis (ou fil de fer et pince). Un thermomètre dans la salle d'expérience permet de mettre en relation la température de l'air ambiant et les relevés de pression qui en sont dépendants.

● Manipulation

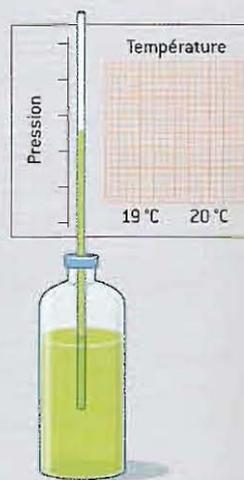
1. Remplir et préparer le flacon comme dans l'expérience précédente. Le tube de verre sera obturé en le passant dans une flamme bleue (cuisinière, bec Bunsen, chalumeau, etc.).
2. Caler la plaque portant le papier millimétré sur le bouchon et la fixer au tube, soit par des clips, soit par des fils de fer (veiller à la stabilité de l'ensemble).
3. Marquer les niveaux atteints par le liquide sur le papier millimétré. Dans l'idéal, inscrire chaque relevé sur une

verticale correspondant à une valeur de température (afin de corriger les effets de la dilatation du liquide).

● Interprétation

Les variations du niveau du liquide permettent d'évaluer les variations de la pression atmosphérique. En se référant à un baromètre étalonné, ou en appelant un centre météo, il est possible d'obtenir une échelle graduée. Chaque point est défini par une valeur de pression et une température.

Après avoir dupliqué le tracé des séries de mesures, il faudra joindre les mesures de pression effectuées à la même température. Ainsi, des abaques de lecture de la pression seront tracés : la pression sera ensuite lue sur la courbe correspondant à la température de la pièce.



Il est clair que le dispositif ci-dessus n'est pas un baromètre de Torricelli. Il faudrait une colonne d'eau (de masse volumique $\mu_{\text{eau}} = 1 \text{ g/cm}^3$) d'un peu plus de 10 m (10,33 m) de haut, pour remplacer celle de 76 cm de mercure ($\mu_{\text{mercure}} = 13,61 \text{ g/cm}^3$) qui « équilibre » la colonne d'air pesant sur le lieu d'expérience. Si la présence d'air (de pression variable avec la température), au-dessus de la colonne liquide rend les performances du dispositif difficilement comparables à celle d'un véritable baromètre, elle n'empêche pas de comprendre le principe de l'instrument et de suivre les variations de pression.

Il est également possible d'utiliser un bouchon à un trou, et de ne pas fermer le tube à sa partie supérieure: c'est plus simple mais cela augmente la sensibilité aux variations de température, du fait de l'importante dilatation de l'air.

Le baromètre à capsule

La déformation de la membrane fermant une «capsule» est une autre façon de suivre les variations de pression de l'air atmosphérique. Il existe de nombreuses solutions techniques, tant pour le choix de l'élément déformable que pour traduire la déformation en mesure, ce qui explique la diversité des baromètres existants (anéroïde ou de Vidie, holostérique, à ruban vibrant, à capacité, etc.).

S'il ne faut pas espérer réaliser facilement ces baromètres, il est aisé de construire un modèle rudimentaire. Ce dispositif rustique ne permet pas de suivre les variations quotidiennes de la pression atmosphérique, mais reste très utile pour découvrir le principe et expérimenter le fonctionnement du baromètre à capsule.

Concevoir un baromètre à capsule rudimentaire

Expérience

Le principe est simple: la déformation d'une membrane sous l'effet des variations de pression atmosphérique est amplifiée par le débattement d'une aiguille.

● Matériel

– Boîte métallique (de pâte par exemple) de 7,5 cm de diamètre sur 4,5 cm de haut, gant de vaisselle ou feuille de latex pour la membrane, élastiques, colle néoprène, paille qui sera effilée en pointe à l'une de ses extrémités, quelques cm de fil de fer rigide.

● Manipulation

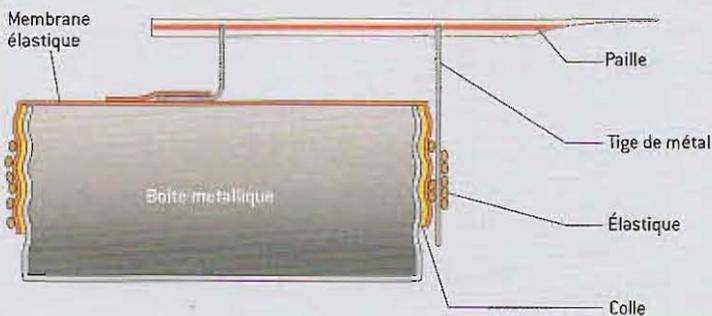
1. Chauffer la boîte métallique (à 50 ou 60 °C), déposer de la colle tout autour sur 1 à 2 cm de large et y tendre immédiatement la membrane.
2. Maintenir l'ensemble par 5 ou 6 élastiques très tendus, éventuellement complétés le temps du séchage par 1 ou 2 tours de fil de fer souple bien serrés.
3. Attendre la fin du séchage. Traverser l'extrémité de la paille avec un fil de fer. Courber les segments de

chaque côté du trou ménagé dans la paille, afin qu'ils forment un «L». Poser ce double L au centre de la membrane. Le recouvrir d'un petit carré du même matériau que la membrane, qu'on fixera à la colle néoprène.

4. Percer la paille à l'aplomb du bord de la boîte. Passer un fil de fer dans le trou et le replier de part et d'autre (sans comprimer la paille). Fixer sur la boîte l'étrier ainsi formé, à l'aide d'élastiques.

5. Disposer la capsule sur une plaque dans laquelle est fixée une tige verticale graduée régulièrement; elle permet de repérer plus facilement les mouvements de l'aiguille.

6. Pour observer les effets des hausses ou des baisses de pression sur un baromètre à capsule, l'idéal est de placer le dispositif ainsi réalisé dans une cloche à vide. Faute d'une telle cloche, insérer le baromètre dans une bouteille en plastique de 8 L coupée en deux au tiers inférieur. Recoller les deux parties de la bouteille avec du ruban adhésif large: l'étanchéité n'est ni parfaite ni durable, mais largement suffisante pour mener les observations.





Le 19 septembre 1648, Florin Périer, beau-frère de Blaise Pascal, effectua une expérience déterminante à la demande de ce dernier. Avec quelques amis, il mesura la hauteur de deux baromètres de Torricelli tôt le matin à Clermont-Ferrand, puis en transporta un au sommet du Puy-de-Dôme voisin, 1000 mètres plus haut environ. À leur grande surprise, le niveau du mercure en altitude était près de 100 mm inférieur à celui indiqué par l'instrument resté en ville. L'hypothèse de Pascal liant altitude et pression atmosphérique était vérifiée.

Les conditions d'un relevé de pression

Parce que pression et température sont interdépendantes (p. 58), et pour s'affranchir des effets de dilatation des matériaux, un baromètre doit être placé dans un lieu à température aussi constante que possible. Le baromètre ne devrait donc jamais se trouver dans l'abri météorologique!

En 1648, Blaise Pascal fait placer des baromètres de Torricelli en même temps à Clermont-Ferrand et au sommet du Puy-de-Dôme (ci-contre). Cette expérimentation, effectuée pour explorer la notion de vide, confirme la diminution de la pression avec l'altitude. Aussi pour que les mesures de pression

effectuées en différents lieux soient comparables, il est nécessaire de les ramener (p. 57) à la valeur qu'elles prendraient avec une altitude de 0 m.

Le baromètre est réglé sur la *pression mer*: pour obtenir la valeur de cette pression, téléphoner au centre météo ou à l'aérodrome de tourisme voisin, ou encore consulter le répondeur du centre météorologique départemental le plus proche, quelques instants après l'heure de mise à jour du bulletin prévisionnel.

Les modalités de relevés de pression sont les mêmes que ceux de température (p. 47), soit une saisie automatisée de mesures dont peuvent être extraites des valeurs caractéristiques telle que la « trace » des fronts (anciennement, les relevés étaient effectués à 6 h, 12 h, 18 h et 24 h UTC). Les dispositifs d'acquisition automatique dispensent (ceux qui en possèdent...) d'une vigilance constante pour relever les pics ou les creux de pression inhabituels traduisant le passage d'un front, une dépression particulièrement profonde, etc.

La connaissance des valeurs de pression est particulièrement importante pour le réglage des altimètres barométriques utilisés en montagne et en aéronautique (où, en plus, le relief des surfaces isobares (p. 90) est indispensable à l'établissement des plans de vol).

Altitude et pression

La pression diminue avec l'altitude

En randonnée en montagne ou mieux en empruntant un téléphérique, il est fréquent de ressentir une gêne au niveau des oreilles : c'est la manifestation directe d'une variation significative de la pression de l'air. Qui n'a pas de même sorti de son sac à dos une bouteille en plastique vide (mais pleine d'air !) dilatée après une ascension, ou à l'inverse aplatie après une longue descente ? Ce sont autant d'effets de la baisse de la pression avec l'altitude. La pression atmosphérique diminue approximativement de plus de la moitié de sa valeur dans les 5000 premiers mètres, et de trois quarts à 10 000 m. Ainsi, plus la couche d'air au-dessus de nous est épaisse, et plus la pression est forte (p. 49). Il en est de même en plongée : la pression de l'eau augmente avec la profondeur. Cette comparaison a toutefois ses limites : la compressibilité d'un liquide étant insignifiante, pression et profondeur sont proportionnelles. À l'inverse, la compressibilité des gaz est importante, de sorte que la base de l'atmosphère se trouve comprimée sous l'effet de son propre poids : 99 % de la masse de l'air, donc de son poids, se trouve dans les 30 premiers kilomètres de l'atmosphère, qui constituent l'atmosphère météorologique. Aussi la pression atmosphérique diminue-t-elle beaucoup plus fortement près du sol qu'en altitude (p. 59). La manière la plus simple de comprendre le lien entre pression et hauteur de fluide au-dessus du point considéré est de mesurer l'évolution, avec la profondeur, de la pression au sein d'un liquide.

Mesurer la variation de pression dans un liquide

Expérience

● Matériel

- Tube en U, liquide coloré (fluorescéine ou colorant alimentaire), tuyau en plastique souple (50 cm), entonnoir tulipe.
- Membrane (ballon de baudruche ou gant souple pour travaux ménagers), aquarium ou saladier profond rempli d'eau.

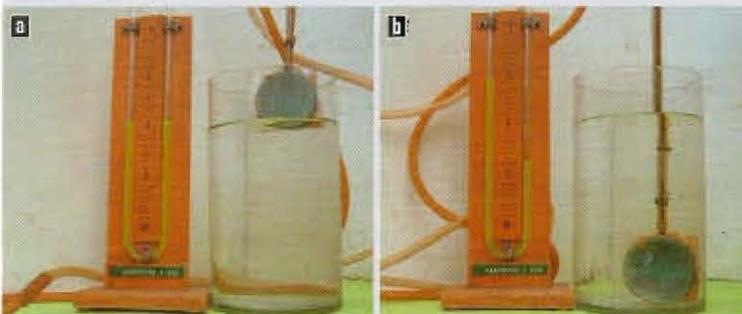
À défaut de tube en U, prendre une longueur de tube plastique souple et transparent un peu plus longue (80 cm). Y introduire 20 cm de fil de fer rigide et couder le tube pour former le «U». Le liquide coloré est alors introduit. Placer enfin la membrane sur la grande ouverture de l'entonnoir.

● Manipulation

1. Remplir à moitié le tube en U de liquide coloré. Relier l'une de ses extrémités à l'entonnoir par le biais du tuyau souple.
2. Recouvrir l'ouverture de l'entonnoir de la membrane afin de constituer la capsule manométrique (p. 15).
3. Plonger ce capteur de pression rudimentaire dans le liquide (a).

● Interprétation

Plus la capsule est enfoncée et plus le liquide monte dans la branche opposée du tube en U (b) : la pression qui s'exerce sur la capsule augmente avec la profondeur. C'est l'inverse lors de la remontée. Dans cette analogie, la couche d'eau représente l'atmosphère, et le fond de l'aquarium la surface de la Terre. Rappelons toutefois que si la variation de pression est proportionnelle à la profondeur dans un liquide (en première approximation), il n'en est pas de même dans l'air comme nous le verrons page suivante.



Une représentation plus proche de l'atmosphère réelle

Dans l'atmosphère, la réalité diffère du cas précédent pour deux raisons principales. Si la Terre conserve son enveloppe gazeuse, son atmosphère, c'est que cette dernière est retenue par l'attraction gravitationnelle. L'air, compressible, s'écrase sous son propre poids, de sorte que sa masse volumique est plus élevée à la base de l'atmosphère qu'en altitude. De ce fait, la variation de la pression dans l'atmosphère n'est pas régulière comme dans un liquide. Par ailleurs, les variations de la situation météorologique et de la température vont également avoir un impact sur le champ de pression.

Pour s'approcher un peu plus de la réalité atmosphérique, un liquide stratifié en densité est préférable.

Simuler l'évolution de la pression dans l'atmosphère

Expérience

● Matériel

— En plus du matériel précédent: éprouvette de 1000 cm³ (ou bouteille sans son goulot de 1,5 L, 5 L ou 8 L), eau, sel, film alimentaire étirable.

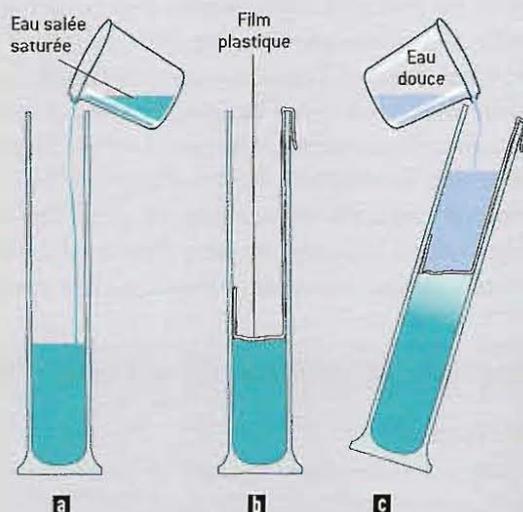
● Manipulation

1. Réaliser une solution saturée en sel. Remplir le quart de l'éprouvette de cette solution (a).
2. Déposer du film alimentaire sur la surface du liquide (b) avant de faire couler doucement, sur la paroi couverte par le film, de l'eau salée (50 à 100 g/L) jusqu'aux deux tiers de l'éprouvette inclinée. Retirer le plus doucement possible le film, en le faisant glisser le long de la paroi.
3. Répéter l'opération en ajoutant cette fois de l'eau douce, jusqu'au niveau «0,9 L» (c).
4. Si vous disposez d'une éprouvette assez profonde (plus de 0,5 L) en opérant comme en 2 et 3, vous pouvez prévoir des strates supplémentaires en diluant à 50% puis à 75%, etc., la solution saturée.
5. Descendre très lentement la capsule reliée au tube en U.

● Interprétation

Les strates successives visent à reproduire l'évolution, habituelle, de la pression dans l'atmosphère. En réalité, l'atmosphère est réellement stratifiée ce qui peut accentuer ou diminuer l'évolution standard.

À chaque changement de strate, la variation de pression croît et dépasse celle observée au même niveau dans de l'eau douce. Sans s'arrêter à la discontinuité de la pression à chaque passage d'une couche à une autre, il apparaît



que l'évolution de la pression n'est pas linéaire au cours de la descente vers le fond de l'éprouvette.

Dans l'atmosphère «type», c'est-à-dire dans des conditions stables en dehors de toute perturbation, la variation de pression avec l'altitude est logarithmique (voir le graphique p. 59): plus l'altitude augmente et plus le dénivelé nécessaire pour observer une même variation de pression est grand. À la base de l'atmosphère, la variation de pression est ainsi d'un hPa pour 8,5 m de dénivelé; à 1 000 m, d'un hPa pour 9,1 m de dénivelé; à 3 000 m, d'un hPa pour 11,25 m de dénivelé; à 10 000 m, d'un hPa pour 26 m de dénivelé.

Volume et pression d'une bulle d'air

Puisque la pression atmosphérique diminue avec l'altitude, une parcelle d'air qui s'élève (plus chaude, ou forcée par le relief et le vent par exemple) occupera davantage d'espace et sa pression diminuera. L'ensemble des paramètres d'état de cette parcelle d'air ascen-

...s'en trouveront modifiés (sa température et son humidité, cf. p. 58, 145 et 157). Des bulles d'air s'élevant dans un grand récipient d'huile laissent le temps d'observer cette évolution.

Relier pression et altitude

Expérience

● Matériel

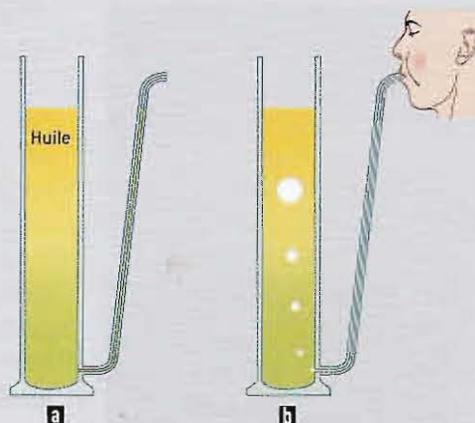
– Vase ou récipient transparent de diamètre 30 cm ou plus, et de hauteur 1 m par exemple, huile alimentaire, 1 à 1,50 m de tuyau de diamètre extérieur 4 à 5 mm. Éventuellement: seringue de 250 ml.

● Manipulation

1. Remplir le récipient d'huile. Descendre le tuyau au fond ou se munir d'un récipient comportant un tube soudé (a).
2. Lâcher quelques bulles à intervalles réguliers, soit en soufflant (b), soit en poussant le piston d'une seringue emmanchée à l'autre extrémité du tuyau.

● Interprétation

Dans l'huile, l'ascension des bulles d'air est plus lente que dans l'eau. La poussée est plus faible (la masse volumique de l'huile est inférieure à celle de l'eau) et la viscosité est plus importante. Le volume de la bulle ainsi que sa pression dépendent de l'altitude. Comme dans l'expérience précédente, il y a correspondance entre pression et altitude; aussi la position peut être définie par l'altitude ou par la pression: c'est le principe de l'altimétrie (qui oblige



à des recalages permanents pour se conformer à la pression réelle). La loi de Laplace exprime ainsi l'altitude en fonction de la pression atmosphérique:

$$z = [287 (T + 273) / g] \ln (P_0 / P)$$

où g est la valeur de la pesanteur (environ $9,81 \text{ m/s}^2$), T la température en $^{\circ}\text{C}$, P (en pascal) la pression du lieu d'altitude z (en mètre), P_0 la pression au niveau de la mer. Le fonction «ln» est le logarithme népérien.

Différentes pressions

La pression (appelée pression absolue) est utilisée en météorologie pour définir des niveaux (700 hpa, 500 hpa, etc.) d'analyse de l'état de l'atmosphère.

La pression réduite au niveau de la mer (pression mer, calculée pour supprimer l'effet de l'altitude sur la valeur de la pression, cf. p. 55) rend comparable l'état de l'air mesuré dans des stations d'altitudes différentes. Elle permet d'établir la carte du *champ de pression* au niveau 0 m (ou carte isobarique de surface, cf. p. 91).

La température baisse avec l'altitude

L'évolution de la température dans la troposphère



Si le superbe tapis de fleurs ci-contre au pied de l'Etna (Sicile) a de quoi étonner et ravir le randonneur, il témoigne surtout de l'évolution rapide de la température avec l'altitude. Nous avons étudié page précédente la baisse de pression que subit l'air en s'élevant dans l'atmosphère. En général, la température baisse également avec l'altitude, mais de manière différente – ce qui peut paraître surprenant.

Si les deux grandeurs sont de fait liées, comme l'expérience qui suit le montre, il faut également tenir compte du chauffage de l'atmosphère par sa base et des mouvements de l'air atmosphérique pour comprendre le profil de température. Soulignons par ailleurs l'importance de ce « gradient » comme disent les physiciens (c'est-à-dire le taux de variation $\Delta y/\Delta b$ d'une grandeur physique, température, pression, humidité, etc. en fonction d'une longueur, dans ce cas l'altitude b): sans un gradient vertical négatif de température, il n'y aurait en effet pratiquement pas de phénomènes météorologiques, faute d'effet de serre et de phénomènes convectifs.

Confirmer le lien entre température et pression de l'air

Expérience

Nous avons constaté (p. 40) qu'un refroidissement de l'air s'accompagne d'une baisse de pression. La réciproque est facilement vérifiable.

● Matériel

– Bouteille en plastique transparent et lisse, thermomètre à liquide (éviter qu'il touche les parois) ou mieux thermomètre électronique dont la sonde traverse le bouchon, colle à prise rapide et/ou mastic acrylique assurant l'étanchéité du bouchon au passage de la sonde, chiffon épais.

● Manipulation

1. Placer un capteur de température à l'intérieur d'une bouteille vide en plastique souple, puis la boucher (a).
2. Appuyer fortement sur la paroi de la bouteille, préalablement entourée d'un chiffon pour l'isoler (b).

● Interprétation

La température s'élève après avoir maintenu la compression pendant quelques secondes. Une fois la contrainte relâchée, l'air retrouve sa température de départ dans le même délai. Ainsi, pression et température de l'air augmentent lorsque le volume de la bouteille (et donc celui de l'air qu'elle contient) est réduit. Inversement, pression et température de l'air diminuent lorsque l'air reprend son volume initial. L'équation d'état $PV = nRT$ (p. 64) traduit la relation entre pression et température d'un gaz.



Un second facteur expliquant la baisse de la température avec l'altitude

Il peut sembler paradoxal d'indiquer d'une part que l'air chaud, parce que « plus léger » que l'air froid (p. 41), s'élève dans l'atmosphère, et d'autre part de constater qu'en moyenne l'air est plus froid en altitude. La baisse de température associée à la chute de pression explique que l'atmosphère se refroidisse avec l'altitude. En revanche, il est étonnant que la baisse de température soit régulière, presque proportionnelle à l'altitude (décroissance quasi linéaire), si l'on songe à l'évolution de la pression (logarithmique) et à son lien théorique avec la température (via l'équation d'état).

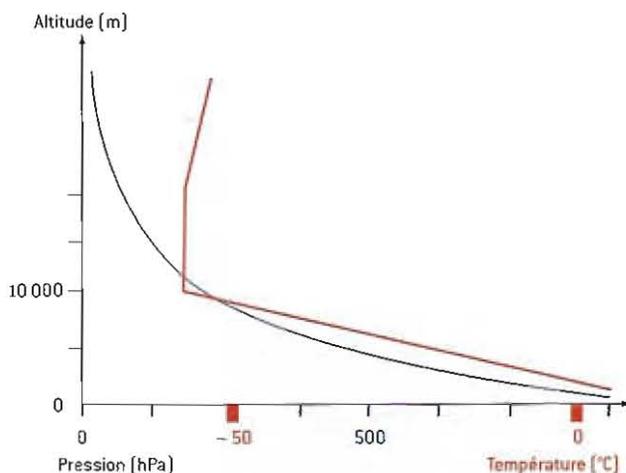
Dans *L'atmosphère chauffée par sa base* (p. 25), nous avons signalé que le rayonnement atmosphérique représente presque le double de la puissance du rayonnement solaire direct parvenant au sol. En prenant de l'altitude, depuis la base de l'atmosphère, c'est la source de chaleur principale (la surface de la Terre et les plus basses couches atmosphériques) qui s'éloigne. L'air, moins chauffé et de surcroît détendu (de plus basse pression), voit sa température diminuer.

Dans ces conditions normales (dite standard ou type), la variation est en moyenne de $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ tous les 100 m, et ce pour les 11 000 premiers mètres (au-delà et jusqu'à 20 000 m, la température reste constante à $-56\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Comment expliquer la décroissance constante de la température avec l'altitude ? En moyenne, la température de l'air en fonction de l'altitude est jusqu'à 11 000 m proportionnelle à la distance à la source de chaleur, i.e. la surface. Le tracé quasi rectiligne de la courbe de température s'explique par l'intensité et la régularité des brassages, par les courants d'altitudes (« méridiens » dans la zone intertropicale, d'ouest pour les latitudes moyennes, etc.) dans les couches élevées, et la structuration de l'atmosphère en strate (p. 65).

Dans les conditions réelles, les profils verticaux de température, établis à partir des mesures (radiosondages, télédétection, etc.), sont bien plus complexes, du fait des mouvements atmosphériques, des confrontations de masses d'air différentes, et des changements d'état de l'eau atmosphérique (la condensation libère de l'énergie, la vaporisation en nécessite, cf. p. 30). S'il faut dégager des constantes parmi toutes les situations, chacune singulière, il peut être énoncé que la baisse de température est irrégulière dans les 2 000 premiers mètres, de $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ en air stable et de $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ en air instable. La décroissance est plus régulière par la suite, de $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, jusque vers la tropopause au-delà de 8-12 km.

La réalité offre de fait bien des situations où la température peut diminuer de plus de $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour 100 m (ciel clair, air très sec, etc.), où elle reste constante sur une ép-



Variation de la température (en rouge) et de la pression en fonction de l'altitude dans l'atmosphère météorologique, en conditions normales.



Les neiges éternelles sur les sommets des Alpes bernoises en Suisse [l'Eiger en haut au centre culmine à 3975 m], dominant des vallées couvertes de végétation, sont une illustration du profil standard de diminution de la température avec l'altitude.

seur notable (couche isotherme) voire augmente avec l'altitude comme dans l'exemple, resté dans les annales, du 26/12/1879 à Clermont-Ferrand : il y faisait $-15,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, alors que 1135 m plus haut, au Puy de Dôme (1465 m), le thermomètre affichait $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$! C'est la situation spectaculaire mais classique d'*inversion de température* (p. 68 et 74) qui donne tant de mal parfois aux écoles ayant projeté de faire des relevés de températures en classe de neige : toute une semaine, les relevés en altitude peuvent en journée être plus élevés qu'en plaine !

Malgré tous ces facteurs pouvant modifier le «profil standard» de la variation verticale de température, nous retiendrons cette caractéristique : dans la *troposphère*, de la surface jusque vers 12 à 20 km suivant la latitude, la température de l'air décroît avec l'altitude du fait de la baisse de pression et du chauffage par sa base. Sans ce gradient vertical négatif, il n'y aurait pas d'effet de serre : selon la loi de Kirchhoff en effet, une atmosphère de température uniforme et égale à celle du sol n'échangerait pas d'énergie avec la surface terrestre, d'état énergétique identique. L'atmosphère, dans cette hypothèse d'homogénéité thermique, ne rayonnerait que vers l'espace, de plus faible température. Sans ce gradient enfin, il n'y aurait pas de phénomènes convectifs (p. 29 et 67)... pour ainsi dire pas de météorologie !

La stratification de l'atmosphère

Les phénomènes météorologiques se situent à la base de l'atmosphère

Conséquence de la gravitation et de la compressibilité de l'air (p. 42), notre atmosphère est constituée d'un fluide stratifié: sa masse volumique n'est pas constante verticalement. Sans cette structure particulière, les phénomènes météorologiques seraient quasi inexistants comme nous l'avons souligné lors de l'étude de la distribution verticale de l'énergie, puis du lien entre pression, température et altitude. Ce qui caractérise cette organisation de l'atmosphère est la valeur décroissante de la masse volumique de l'air avec l'altitude d'une part, et l'alternance de décroissance puis de croissance de la température avec l'altitude d'autre part. L'évolution de la température sera caractéristique de chacune des enveloppes successives constituant l'ensemble de l'atmosphère. La troposphère, la couche inférieure, est caractérisée par une température élevée et une forte pression à proximité de la surface terrestre. Cela en fait également la couche de plus forte humidité (voir 3^e partie) et la zone essentielle des formations nuageuses comme des des échanges de chaleur latente (p. 29).

Répartition en masse et en volume

La structure de l'atmosphère se précise progressivement depuis le début du XIX^e siècle, les satellites ayant de nos jours remplacé la montgolfière. Les premières mesures sont l'œuvre des Français Claude Beauregard (1591-1664) et Blaise Pascal (1623-1662) pour la pression. Jean-André Deluc (1727-1817) et le Suisse Horace-Bénédict de Saussure (1740-1799) prirent la suite, cherchant à expliquer par exemple le froid qui régnait sur le Mont Blanc. Ces travaux prendront une orientation décisive avec les ascensions en aérostat de Charles (1746-1823) et de Gay-Lussac (1778-1850) qui atteint l'altitude de 7016 m! Le biologiste Lamarck (1744-1829) manquera lui aussi de mourir de froid dans de telles ascensions.

Simuler la structure en strate de l'atmosphère

Expérience

En reproduisant la distribution en masse et en volume de l'atmosphère, il est possible de se faire une meilleure représentation de sa structure en strate.

● Matériel

- Éprouvette de 1000 mL ou bouteille en plastique transparent incolore, 4 liquides de densités différentes (eau salée de différentes concentrations, huiles, colorants), sables colorés ou papiers colorés.
- Masses marquées, ou tas et grains de sable équivalents aux masses.

● Manipulation

1. Réaliser une première couche de 30 mL, la 2^e occupera 70 mL, par-dessus viendra la 3^e strate également de 70 mL et enfin la dernière couche de 830 mL remplira l'éprouvette (a).
2. Disposer alors (a) :



en face de la couche inférieure (30 mL)	90 grammes (par exemple 1 masse de 50 g et 2 de 20 g)
en face de la deuxième couche (70 mL)	9 grammes et 9 décigrammes
en face de la troisième couche (70 mL)	9 centigrammes et 9 milligrammes
en face de la quatrième couche (830 mL)	1 milligramme

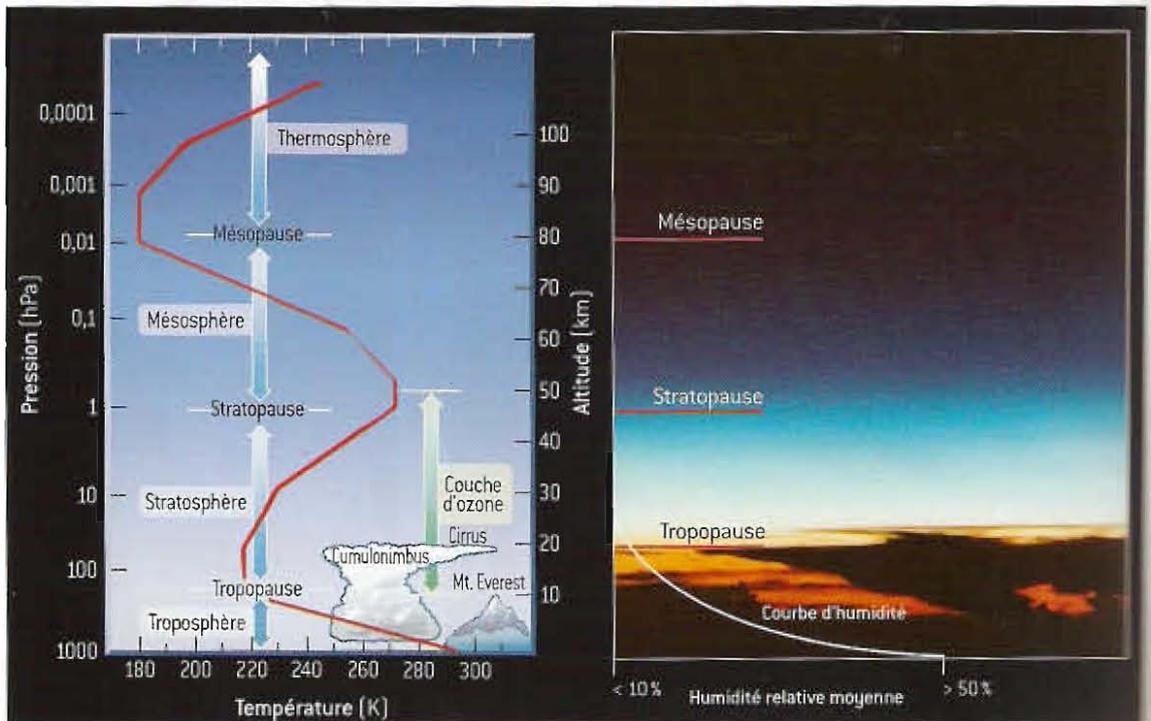
● Interprétation

Le contenu noir représente la portion de l'atmosphère comprise entre 85 et 500 km (dans une estimation basse de ses confins), appelée thermosphère (0,001 % de la masse et 83 % du volume de l'atmosphère). La strate bleue de 50 à 85 km est la mésosphère (0,099 % de la masse et 7 % du volume), la strate blanche de 15 à 50 km la stratosphère (9,9 % de la masse et 7 % du volume). Enfin, la mince base en orange – à peine une douzaine de kilomètres (3 % du volume) – concentre 90 % de toute la masse de l'atmosphère : elle matérialise la troposphère, l'essentiel de l'atmosphère météorologique.

La stratification du fluide atmosphérique est importante, en aérologie (p. 73) comme dans l'étude et la prévision de la *dynamique* atmosphérique. Aux deux gradients verticaux négatifs (gradients de pression et de température) s'ajoute un troisième, également vertical : le gradient d'humidité. La quantité d'eau pouvant être contenu dans l'air baisse en effet lorsque la température du gaz diminue (p. 139 et 150). En moyenne, pression et température diminuant avec l'altitude, l'air va donc également s'appauvrir en vapeur d'eau.

Le détail de la structure

Le schéma ci-dessous présente la répartition en couches de l'atmosphère. La stratosphère apparaît d'abord blanche, puis bleue, ce dégradé témoignant de la baisse de pres-



La densité en molécules décroît avec l'altitude, ce qui modifie la *diffusion* de la lumière solaire (pratiquement nulle à partir de la mésosphère qui apparaît bleu-noir). La courbe de température, en rouge, permet d'identifier les couches : baisse de la température dans les 12 premiers kilomètres, qui demeure par la suite constante (de l'ordre de $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$) jusqu'à la tropopause ; la température remonte dans la stratosphère puis se stabilise au niveau de la stratopause pour ensuite baisser à nouveau dans la mésosphère...

La courbe d'humidité relative, en blanc, marque bien la très rapide diminution de la concentration en vapeur d'eau dans l'air avec l'altitude.

C'est dans la couche atmosphérique la plus proche de la Terre, la troposphère, que se déroulent l'essentiel des phénomènes météorologiques dont la tropopause marque la limite supérieure – c'est la limite de la convection, par inversion de la température, et la concentration en vapeur d'eau est devenue pratiquement nulle à ce niveau. L'altitude et la température de la tropopause sont variables : de l'ordre de 7 km et $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$ aux pôles en hiver, et de la vingtaine de kilomètres et $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ à l'équateur. Outre une variation méridienne, l'altitude de la tropopause connaît des fluctuations saisonnières : ce sont les conséquences des variations d'incidence du rayonnement solaire, qui modifie la température de l'atmosphère (donc la pression et son taux d'humidité).

Passé la tropopause, à une douzaine de kilomètres d'altitude en moyenne, la température s'élève de $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ voire $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ce phénomène surprenant est la conséquence de la photodissociation de l'oxygène gazeux (O_2 , ou dioxygène) et la recombinaison des atomes d'oxygène en ozone (O_3). La fameuse « couche d'ozone » qui en résulte constitue une protection pour la vie : l'ozone absorbe en effet une grande partie du rayonnement solaire ultraviolet B, susceptible d'être nocif pour les êtres vivants en cas de surexposition. Notons toutefois que l'ozone est en fait réparti dans la stratosphère entre 15 et 40 km d'altitude, et en faible concentration : ramenée aux conditions de température et de pression normales régnant au sol, la couche qui en résulterait aurait une épaisseur moyenne de l'ordre de 3 mm.

Interpréter pression et température atmosphériques

Expérience

● Matériel

- Manomètre à eau (ou tuyau en plastique transparent formant un U) contenant un liquide coloré (par ex. de la fluorescéine), entonnoir (verre ou plastique rigide de diamètre 8 à 10 cm ou plus).
- Membrane pour couvrir la grande ouverture de l'entonnoir (ballon de baudruche ou gant d'examen en vinyle, à la rigueur film alimentaire étirable), une cinquantaine de billes ou plus (idéalement issues de roulements à billes, et de différents diamètres).
- Éventuellement (pour éviter de perdre les billes) très grande cuvette, feuille de plastique rigide et transparent (pour entourer le dispositif posé dans la cuvette) et une bouteille de 1,5 L sans son goulot (pour régulariser et canaliser la chute des billes sur la membrane).

● Manipulation

1. Raccorder le manomètre à eau à un entonnoir dont la grande ouverture est fermée par une membrane (a).



2. Appuyer avec le doigt sur la membrane en observant le niveau du liquide contenu dans le manomètre.

3. Faire tomber des billes sur la membrane avec un débit suffisant et aussi régulier que possible (b).

● Interprétation

Lorsque la membrane est soumise aux chutes répétées des billes, le liquide du manomètre se déplace puis se stabilise à une certaine valeur: elle indique la pression exercée par la succession de chocs.

Les gaz sont constitués de molécules séparées les unes des autres. Elles se déplacent à grande vitesse en tout sens en ligne droite tant qu'il n'y a pas d'obstacle (parois, autres molécules de gaz, etc.). C'est une sorte d'agitation très désordonnée.

Les molécules de l'air exercent, via les chocs, des forces sur les surfaces qu'elles rencontrent: c'est l'origine de la pression. Nous devons cette très ancienne interprétation de la pression des gaz aux travaux de Descartes puis Hermann, Euler et Bernoulli.

Rappel sur la relation pression, volume, température

Les molécules constituant l'air ont des dimensions de l'ordre de 10^{-9} m, et une masse de l'ordre de 10^{-23} g. À 20°C et une pression normale (soit 1013,25 hpa), il y a dans 1 L d'air plus de 25 milliards de molécules se déplaçant à une vitesse de l'ordre de 1800 km/h. Plus la masse volumique du mélange et la vitesse des molécules sont grandes, et plus les chocs sont nombreux et intenses et la pression élevée. La température étant une mesure du degré d'agitation moléculaire (p. 15), pression et température sont donc liées.

Les travaux de Boyle, Mariotte, Charles et Gay-Lussac ont conduit à l'équation d'état des gaz dits « parfaits », qui est appliquée en météorologie sous la forme:

$$P = \rho \cdot R_a \cdot T$$

P en pascal; R_a (constante spécifique, 1,22 pour l'air) en joule/kg/K; ρ (masse volumique) = m/V en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$; T en kelvin (t en $^\circ\text{C}$ = T en kelvin - 273,15: ainsi 20°C valent $273,15 + 20 = 293,15$ K).

Notions élémentaires d'aérodologie

La stabilité de l'air et le phénomène d'inversion



Cet énorme nuage cumuloforme au large des côtes chiliennes révèle une situation fortement instable.

Le développement de nuages (p. 146), la forme qu'ils prendront (p. 158), l'éventualité de précipitations (p. 171) ou encore le risque d'orage sont déterminés par la stabilité de l'air. C'est le domaine de l'*aérodologie*, qui étudie l'évolution des mouvements atmosphériques verticaux.

Dans les conditions standard, l'atmosphère est stable, sans mouvements verticaux perturbant l'équilibre établi, mais cela ne saurait durer. L'écoulement horizontal du fluide atmosphérique (p. 80, 84 et 115), l'irrégularité de l'ensoleillement des surfaces et du chauffage à la base de l'atmosphère (p. 25 à 31) entraînent des ascendances, qui se développeront si la température (ou la masse volumique) de l'air qui s'élève demeure plus élevée que celle de l'atmosphère environnante.

Le plus fréquemment, stabilité ou instabilité dépendront directement de l'énergie de l'air ascendant. La chaleur latente (p. 28) libérée au cours de l'ascension de l'air par la condensation de la vapeur d'eau refroidie, apporte souvent l'énergie donnant de l'ampleur à la déstabilisation (c'est le cas lors du développement des cumulonimbus).

Les couches d'air instable et stable peuvent être superposées, ce qui va entraîner des blocages, des inversions dont nous faisons régulièrement l'expérience en hiver : la première manifestation est ce plafond bas de stratus sous lequel la pollution peut s'accumuler.

Pour toutes ces raisons, l'état des couches d'air qui se succèdent verticalement se traduit dans le profil vertical de température : ainsi, la rapidité avec laquelle la température de l'air décroît avec l'altitude (i.e. le gradient de température) caractérise l'état de l'air, stable ou instable. Les profils verticaux de température et d'humidité permettent de repérer les couches successives et identifient d'ailleurs les masses d'air (air polaire froid et sec, air océanique doux et humide, etc.).

Cas d'une atmosphère stable

Pour rendre compte de l'état aérologique de l'air, les météorologistes font appel à la notion de « particule » (ou parcelle) d'air. Il s'agit d'un volume d'air comparable à une bulle ou un ballon (mais dont l'enveloppe serait d'air!), qui se déplace verticalement sans se mélanger avec l'air environnant. L'évolution des paramètres d'état (la température, indirectement l'humidité, etc.) de la particule d'air dans son mouvement suivant la verticale est dépendante de la variation de pression avec l'altitude. La comparaison des paramètres de la particule avec ceux de l'air standard environnant permet de prévoir comment va évoluer la température de l'air entraîné dans le mouvement vertical.

Reproduire une configuration stable avec des liquides de masses volumiques différentes

Expérience

● Matériel

- Grand récipient transparent, plus haut que large (conserve cylindrique d'au moins 3 L ou idéalement aquarium, grand vase ou à la rigueur bouteille en plastique de 5 L ou plus sans son goulot).
- Petit flacon (25-50 mL).
- Eau salée (200 à 300 g/L de sel), eau chaude (50 °C), eau à température ambiante (bien souvent l'eau sortant du robinet convient), film alimentaire étirable, colorant (permanganate de potassium, à la rigueur colorant alimentaire), 40 à 50 cm de fil de fer pliable avec les doigts (diamètre 0,8 à 1 mm) ou un support.

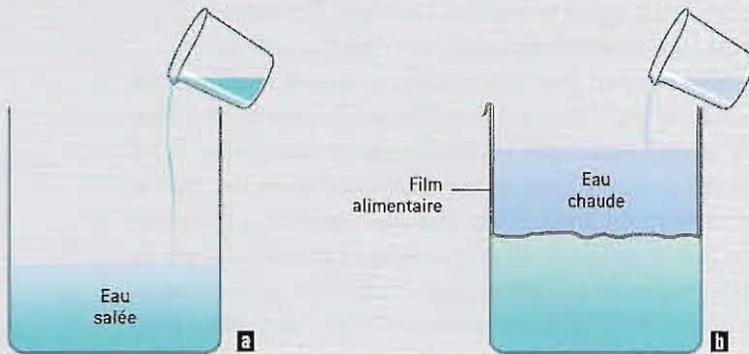
● Manipulation

1. Remplir d'eau fortement salée et à température ambiante le récipient jusqu'à mi-hauteur (a). Placer à la surface du liquide un film alimentaire en le faisant dépasser des parois.
2. Faire couler l'eau chaude délicatement le long de la paroi couverte par le film, sans remplir complètement le récipient pour éviter qu'il déborde par la suite (b). Les deux couches de liquide représentent l'atmosphère environnante. Faire glisser doucement le film en tirant lentement dans le sens de sa largeur.
3. Remplir un petit flacon avec de l'eau colorée et à température ambiante, qui joue ici le rôle de la parcelle d'air

déplacée verticalement. Entourer le flacon de fil de fer afin de pouvoir le maintenir couché à une profondeur donnée. 4. D'une main, descendre lentement le flacon en le maintenant bouché avec l'index de l'autre main, et le placer juste à l'interface entre les deux liquides (c). Décoller l'index et remonter très tranquillement la main afin de réduire au maximum les remous. Après avoir maintenu cette position un instant, relever ou abaisser le niveau du flacon, toujours en position couchée.

● Interprétation

Dans cette configuration de stabilité, quelle que soit la position du flacon, le liquide coloré vient se placer au niveau initial, à l'interface entre les fluides chaud et froid. La masse volumique du liquide coloré a une valeur inférieure à celle de l'eau salée, aussi « flotte »-t-il dessus. Inversement, l'eau chaude qui remplit la partie supérieure du récipient est de masse volumique inférieure à celle du liquide coloré, qui coule donc au fond de l'eau chaude, c'est-à-dire sur l'eau salée. Lorsqu'on élève le flacon, le liquide coloré coule vers le bas jusque sur l'eau salée (c'est comparable à ce qu'il advient, le soir, à de l'air qui s'est élevé sous l'effet de la chaleur sur une pente ensoleillée, et qui se refroidissant retombe à son niveau initial).



L'air est stable lorsqu'une particule d'air (représenté dans l'expérience précédente par le fluide coloré) déplacée verticalement revient au niveau qu'elle occupait initialement. Cette stabilité caractérise l'état normal de l'atmosphère. Au niveau initial, l'air ambiant et la particule ont même température et même pression.

Remarquons que l'expérience illustre la stabilité atmosphérique mais ne peut pas reproduire les variations de températures liées aux variations de pression et de chaleur latente restituée (p. 31).

En atmosphère stable, lorsqu'il y a condensation, les nuages sont en couches (il n'y a pas d'accumulations en nuages de contours définis) et peuvent couvrir de grandes surfaces: c'est le ciel couvert gris uniforme sous lequel la visibilité est fréquemment médiocre, voire mauvaise. Nous verrons en outre que la turbulence réduite de l'air stable explique pourquoi la pollution atmosphérique s'accroît (p. 73 et 74), et pourquoi les gouttelettes nuageuses sont de petit diamètre (p. 174).

Cas d'une atmosphère instable

L'instabilité se manifeste par des phénomènes convectifs (p. 29), l'orage en étant le plus bel exemple.

Reproduire une configuration instable

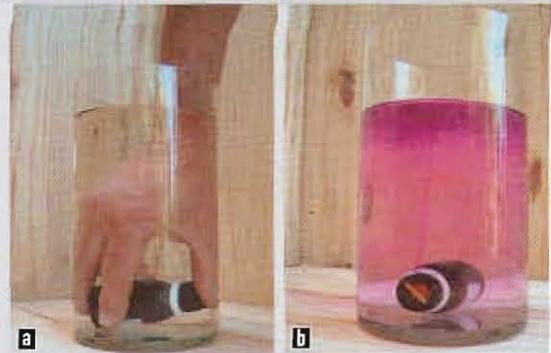
Expérience

● Manipulation

1. Reprendre l'expérience précédente en remplissant le récipient d'eau très froide uniquement.
2. Poser délicatement au fond du récipient un petit flacon d'eau colorée très chaude (50 à 60 °C) (a), puis retirer très lentement la main.

● Interprétation

Après quelques minutes d'observation du courant ascendant (b) qui s'installe rapidement, un ou plusieurs courants descendants deviennent visibles: ils mettent en évidence une circulation convective typique d'une situation d'instabilité. En prêtant attention, quand le mouvement ascendant du liquide coloré semble achevé, il est possible de remarquer de minuscules enroulements ou remous: le colorant est un traceur de la turbulence qui va progressi-



vement homogénéiser la température de l'eau. Il est d'ailleurs envisageable d'explorer la distribution des températures en enfonçant plus ou moins un thermomètre à liquide.

Une particule d'air est instable si sa température est toujours supérieure à celle de l'air environnant (la masse volumique de la particule est alors inférieure à celle de l'air plus froid à proximité).

L'instabilité de l'air sec est rare sur une grande épaisseur de l'atmosphère, sauf s'il a été fortement chauffé au contact du sol. Dès qu'il contient un faible pourcentage d'humidité à l'inverse, l'air atteint toujours en s'élevant son niveau de condensation (ou de liquéfaction), et se comporte alors comme de l'air très humide. L'air saturé en eau cède beaucoup de chaleur latente en se liquéfiant au cours de l'ascension. Il maintient ainsi sa température supérieure à celle de l'air environnant, demeurant de ce fait instable: ce sont sché-

matiquement les situations d'orage. Cette dynamique permet d'interpréter, lorsqu'il y a condensation et instabilité, l'extension verticale impressionnante des nuages formés, la forte turbulence ou l'important diamètre des gouttes de pluie (p. 173). Les cumulonimbus constituent la meilleure illustration de l'influence de l'instabilité sur la forme des nuages. Soulignons que l'instabilité n'est pas seulement convective (d'origine thermique) comme pour l'orage : elle peut aussi être dynamique, c'est-à-dire liée aux mouvements de l'air, au relief qui force l'écoulement, etc. (p. 116). Dans les perturbations, au passage d'un front par exemple, l'instabilité est à la fois thermique et dynamique.

L'inversion

Il arrive que contrairement aux conditions standard, la température dans une couche d'air augmente avec l'altitude : il y a inversion du gradient de température. L'inversion, couche relativement plus chaude, peut arrêter l'air ascendant des couches inférieures. Si cet air ascendant est saturant, la vapeur d'eau qu'il contient se condense en gouttelettes. Elles constituent un nuage dont le sommet butte sur l'inversion. Cette dernière a dès lors fonction de couche stable, comme l'expérience qui suit l'illustre.

Reproduire une couche d'inversion

Expérience

Dans un milieu stratifié, comme dans la première expérience p. 66, un petit flacon rempli d'eau colorée à température ambiante est descendu lentement.

● Matériel

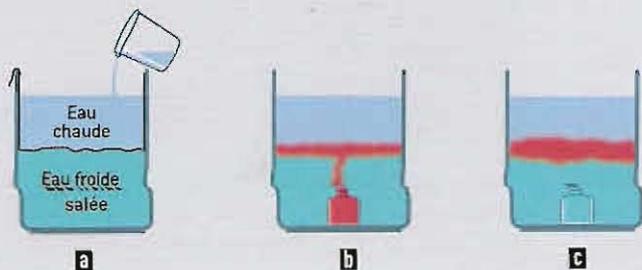
– Le même que dans la première expérience.

● Manipulation

1. Préparer un milieu stratifié constitué d'une couche d'eau froide et très salée, surmontée d'une couche d'eau chaude (a).
2. Répéter l'expérience précédente.

● Interprétation

Le liquide coloré plus chaud est le fluide instable (sa masse volumique est plus faible que celle du liquide environnant). Lorsqu'il parvient à la couche supérieure, plus chaude que lui, son mouvement ascendant est arrêté (sa masse volumique est plus importante). Il est également possible de faire varier l'épaisseur de la couche inférieure et de simuler ainsi une inversion au niveau souhaité.



En situation d'inversion (quelques centaines de mètres au-dessus du sol) et en présence d'un important rayonnement terrestre, sous un ciel nocturne dégagé, les couches d'air près du sol se refroidissent et atteignent des températures de condensation. En automne et en hiver, ces brouillards ou stratus de situation anticyclonique sont fréquents. En journée, le réchauffement n'est pas suffisant pour conférer à des ascendances la puissance qui leur permettrait de traverser le « couvercle » : en l'absence de turbulence suffisante, l'air froid est immobilisé sous l'air plus chaud qui le surmonte. En montagne, il est fréquent en hiver de dominer cette limite, qui apparaît comme une mer de nuages (photo page suivante). Cette situation de condition anticyclonique (haute pression) hivernale maintient la vallée dans une grisaille humide et froide (p. 73).



L'inversion se manifeste par une mer de nuages. Sous l'inversion la plus basse, on devine la plaine genevoise depuis les crêtes du Jura. Au loin, sous la seconde inversion, apparaît le Mont-Blanc.

Cas d'une stabilité conditionnelle

La stabilité peut aussi être conditionnelle: cette situation, où stabilité et instabilité dépendent de l'énergie de l'air ascendant, est d'ailleurs la plus fréquente en régions tempérées. C'est ainsi que s'interprète par exemple le fait qu'une ascendance thermique d'été au-dessus d'un versant ensoleillé (brise de pente) donne soit des cumulus qui se dissipent la nuit tombée, soit un cumulonimbus producteur d'orage.

Comprendre la stabilité conditionnelle

Expérience

● Matériel

– Le même que dans la première expérience, et 2 petits flacons (de volume 25 et 50 cm³ par exemple).

● Manipulation

1. Répéter l'expérience précédente avec 10 cm d'eau froide saturante en sel au fond, par dessus une mince couche (5 cm) d'eau tempérée (15 à 20 °C) beaucoup moins salée (50 g/L), et enfin une couche (10 cm ou plus) d'eau douce, tempérée ou à peine plus froide





Illustration d'une situation de stabilité conditionnelle. À mi-hauteur de la photo, une bande de nuage stratiforme, des stratocumulus, souligne l'existence d'une couche d'inversion de faible épaisseur. Le panache de la tour réfrigérante constitue une ascendance suffisamment puissante pour percer la couche de blocage et développer un cumulus.

2. Remplir le plus petit flacon d'eau colorée, à température ambiante, et de même salinité que la couche intermédiaire (50 g/L). Le flacon le plus volumineux contient lui de l'eau colorée la plus chaude possible (50 °C au moins).
3. Au même instant, placer le plus délicatement possible les deux flacons aux deux extrémités de la cuve.

● Interprétation

Le premier flacon figure l'ascendance trop faible pour franchir la couche de blocage ; le second, l'ascendance plus puissante. Dans l'atmosphère, cette couche de blocage conditionnel est une couche isotherme (la température ne change pas sur toute l'épaisseur de la couche de quelques dizaines de mètres), ou bien une inversion de faible épaisseur (photo ci-contre).

Il peut être difficile de comprendre que parfois, de l'air chauffé ne va pas forcément s'élever. Pour prévoir une configuration d'instabilité, il faut être en mesure de comparer des types d'air se trouvant à des altitudes différentes. Sur les diagrammes aérologiques, un réseau de lignes (les courbes adiabatiques) nous renseignent sur la température qu'aurait, à la pression de 1000 hPa, n'importe quelle parcelle d'air dont on connaît par radiosondage la pression et la température à une altitude donnée. S'il apparaît que de l'air chauffé se trouve en s'élevant à une température plus faible que celle de l'air environnant, l'air restera au sol ou presque puisqu'il est potentiellement plus dense que l'air qui le surmonte. Prévoir l'instabilité

devient complexe lorsque les écarts ne sont pas francs : des parcelles d'air potentiellement ascendantes peuvent par exemple coller au sol du fait de la viscosité de l'air.

Pour délimiter et caractériser les différentes couches d'air, les valeurs des mesures (pression, température et humidité) obtenues par radiosondages (ou par calcul pour obtenir des interpolations) peuvent être reportées sur des diagrammes aérologiques (émagramme en français ou *tephigram* en anglais).

Variation de pression et instabilité

Du fait de leur rusticité, les manipulations précédentes ne doivent pas introduire des notions trop caricaturales où l'énergie cinétique serait seule en jeu. Par volonté de simplification, nous avons en effet omis de souligner l'importance de la vapeur d'eau, qui peut représenter jusqu'à 4% du volume de l'air. Nous savons en outre que la masse volumique de l'air sec est plus importante que celle de l'air humide, que les phénomènes de condensation libèrent de l'énergie, entraînant une élévation de la température de l'air : bref, autant de facteurs qui sont potentiellement déterminants dans les phénomènes convectifs ou la genèse des précipitations.

Si la modélisation du rôle de la chaleur latente associée au changement d'état de l'eau n'est pas facilement accessible, une manipulation sur la pression (page suivante) permet

Variation de pression et stabilité

Expérience

● Matériel

– Tube de médicament vide (sans le bouchon), fil de fer, pince coupante, bouteille en plastique lisse, transparent et non coloré, eau.

● Manipulation

1. Lester le tube avec un fil de fer replié plusieurs fois (Il faut laisser dépasser un peu le lest en dehors du tube pour réserver la possibilité d'en réduire la masse (qui augmentera du fait de l'oxydation du métal). Ce ludion tient lieu de particule (ou parcelle) d'air.

2. Placer le ludion dans la bouteille en plastique remplie d'eau, en conservant un peu d'air entre la surface de l'eau et le bouchon vissé avec soin (a). Comprimer et relâcher la bouteille (b).

● Interprétation

On constate qu'il est possible de stabiliser le ludion en tout point de la bouteille. Ce dernier peut perdre cet équilibre pour un mouvement ascendant ou «subsident» (descendant), à la moindre variation de pression.



d'illustrer qu'une petite variation d'un des paramètres d'état de l'air (température, humidité et pression) modifie l'aérogologie.

Lorsque la pression augmente (c'est la phase de compression de la bouteille dans l'expérience), le volume de la parcelle d'air (l'air retenu dans le tube) se contracte. La poussée d'Archimède étant proportionnelle au volume, elle diminue donc également. Ainsi, une hausse de pression aura une tendance stabilisatrice, alors qu'inversement une baisse de pression peut rendre instable une particule d'air. Il doit rester présent à l'esprit qu'une variation de pression signifie une variation de température et d'humidité, et éventuellement une condensation ou une vaporisation.

Couches et masses d'air

Dans l'atmosphère, des couches d'air où règnent stabilité ou instabilité se succèdent selon la verticale. En météorologie, c'est le profil vertical des températures, dépendant de l'évolution des paramètres météorologiques (pression, température, humidité, vent), qui en rend compte. Il est possible de modéliser ces stratifications avec des liquides de masses volumiques et températures différentes, en ajoutant en surface de l'expérience de stabilité conditionnelle p. 69, un glaçon obtenu en congelant de l'eau colorée.

Si l'expérience simulant l'inversion est abandonnée sans agitation, les trois strates fluides (photo ci-contre) vont rester



Sans turbulence, des couches de caractéristiques différentes se mélangent très lentement.

nettement distinctes plusieurs jours, voire une semaine. Sans turbulence, les fluides conservent donc leurs caractéristiques.

Même si l'analogie manque largement de rigueur, ne serait-ce que par la différence d'échelle et l'état liquide des fluides utilisés, elle permet d'attirer l'attention sur la notion de masse d'air : il s'agit d'une importante portion d'air atmosphérique de vaste extension horizontale, où en l'absence de phénomène turbulent se maintiennent une température et une humidité relativement stables et homogènes. Une masse d'air est caractérisée par le profil vertical de décroissance de la température et de l'humidité.

La grande stabilité dans le temps de la limite entre deux fluides de températures et de masses volumiques différentes est frappante. Notons que dans l'atmosphère, les fluides couvrent des centaines voire des milliers de kilomètres...

Les paramètres caractérisant les masses d'air sont déterminés par leur zone d'origine (tropicale, polaire, etc.) et évoluent au cours de leur déplacement : ainsi, une masse d'air continentale arctique qui passe sur des eaux océaniques, relativement plus chaudes, se déstabilisera ; à l'opposé, de l'air maritime tropical arrivant sur des eaux froides se stabilisera car sa température baisse, en formant éventuellement du brouillard. Entraînées par les courants atmosphériques, les propriétés des masses d'air évoluent, par interaction avec les surfaces (température, humidité) qu'elles recouvrent. Cette évolution contribue aux conditions météorologiques.

C'est souvent un front qui sépare une masse d'air de sa voisine. Dans l'expérience, l'absence de mouvement (de composante dynamique) des fluides et de leur interface, ici matérialisée par la couche colorée, ne permet pas de parler de front au sens météorologique.

La qualité de l'air

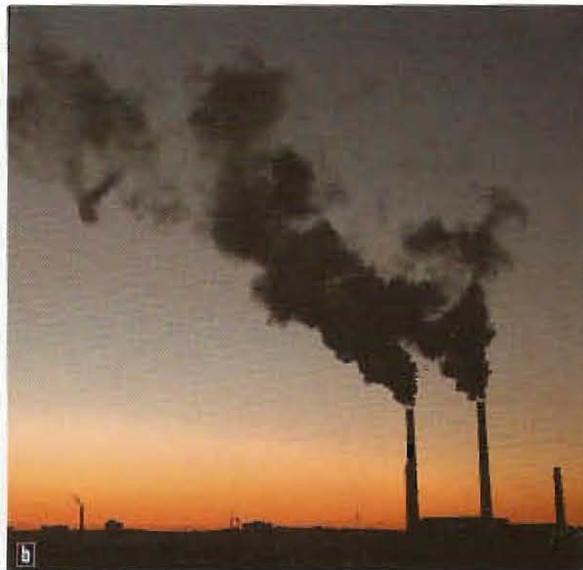
Une question d'aérogologie

La pollution de l'air affecte non seulement les humains et les êtres vivants (aussi bien le règne végétal qu'animal), mais aussi le monde minéral (les roches, les pierres des bâtiments, les sols agricoles et forestiers, ou encore l'eau). L'exposition à la pollution est en partie déterminée par les conditions *aérogologiques*, puisque les polluants proviennent pour l'essentiel de la surface terrestre (activités biologiques, domestiques et industrielles).

L'absence ou l'existence de mouvements verticaux, l'objet d'étude de l'aérogologie, cf. p. 65, va caractériser la stabilité ou l'instabilité de l'air. La stabilité favorise la concentration en polluants, alors que les mouvements verticaux propres à l'instabilité entraînent la pollution en altitude. L'existence de vent, mouvement de l'air suivant l'horizontale, va compléter les effets positifs de l'instabilité sur la qualité de l'air. En situation stable à l'inverse, la pollution demeure même si du vent la déplace plus loin. Dans les faits, c'est la combinaison de ces conditions de dispersion qui décide du niveau de pollution. La dimension des particules polluantes constitue une troisième condition. Hormis les particules les plus grosses qui peuvent retomber au sol rapidement par temps calme, micro-particules et gaz entrent dans la composition de l'air et en suivent les mouvements.

Étudions l'impact de différentes situations aérogologiques sur la qualité de l'air, en exploitant les résultats des expériences du sujet précédent.

Un air instable, donc de meilleure qualité



Les rejets polluants sont entraînés vers le haut par un courant convectif, de la même manière que dans l'expérience où l'eau colorée a une masse volumique plus faible que celle du liquide dans la cuve (a). En situation d'air instable, la turbulence assure une bonne dispersion des substances toxiques (à condition qu'il n'y ait pas plus haut une inversion), qui est amplifiée s'il y a du vent (b). L'instabilité atmosphérique est donc optimale pour la qualité de l'air.

Quand stabilité est synonyme de dégradation



En configuration stable, l'eau colorée a même masse volumique que celle de la couche de fluide dans laquelle elle s'écoule (c): aussi y demeure-t-elle (p. 66).

De même, lorsqu'une couche stable englobe la source de pollution, l'air a tendance à stagner ce qui maintient des conditions défavorables à la santé (d).

Si cette configuration se prolonge, la qualité de l'air peut fortement se dégrader car la concentration en polluants va progressivement augmenter.

La couche d'inversion, situation la plus défavorable

En situation d'inversion, l'eau colorée s'élève par convection dans la couche inférieure et est arrêtée lorsqu'elle parvient à la base de la couche supérieure (e), de même masse volumique qu'elle (p. 68).



Lors d'une inversion de basse altitude, l'air se trouve piégé sous un couvercle d'air plus chaud et se concentre en toxiques (f). Quand la couche d'air très stable se situe au-dessus d'une source polluante, cette configuration se révèle à terme dangereuse pour la population si elle se maintient, ce qui est courant l'hiver lorsqu'un anticyclone puissant s'installe sur une région.



Lorsque l'interface entre les deux liquides de densités différentes se trouve près du fond du récipient, l'eau colorée demeure dans la partie inférieure, puisque les deux liquides ont même masse volumique (g).

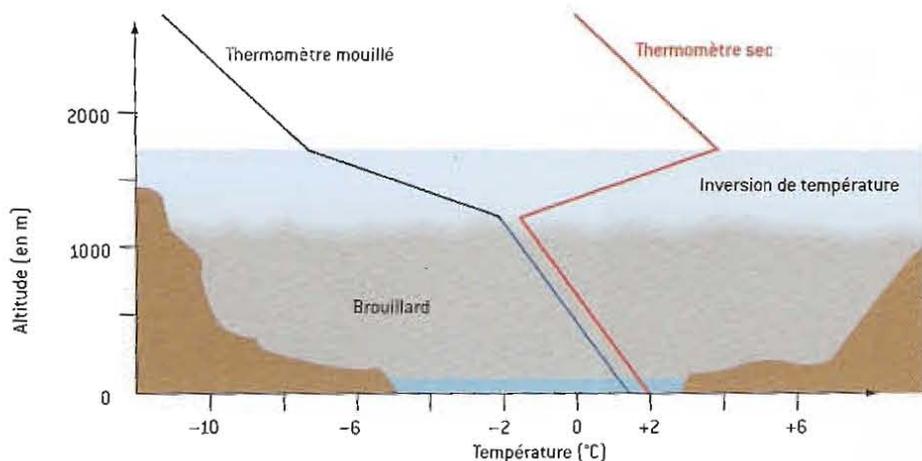
En situation réelle, le pire est atteint lorsque l'inversion commence au sol (h) : les polluants sont alors complètement bloqués au niveau des habitations. Cela s'observe en régime anticyclonique persistant typiquement : la température augmente avec l'altitude dès le sol, entraînant une stabilité absolue.

Si un vent léger rabat de plus les panaches de fumées ou les effluves toxiques, les effets néfastes de l'inversion ou d'un air stable sont aggravés (l'impact du vent sur une couche de brouillard est discuté p. 158 à 161).

Les esprits restent ainsi marqués par l'épisode londonien de 1952. Les fumées (*smoke* en anglais) accentuèrent la condensation en brouillard (*fog*), et produisirent (p. 157) le «smog», qui s'est prolongé neuf jours durant et aurait provoqué plus de 4 000 décès.

Inversion et diagramme aérologique

Pour caractériser l'aérogologie des couches d'air et prévoir l'évolution des nuages convectifs, les valeurs des mesures de températures de l'air avec le thermomètre sec et de celles du thermomètre mouillé (p. 151) sont reportées sur un graphique particulier, le diagramme aérologique (émagramme ou *tephigram* des pays anglophones). Les coordonnées de ce graphique portent verticalement la pression (et la correspondance moyenne avec l'altitude) et à un angle de 45° la température. L'émagramme comporte en



Représentation d'une situation d'inversion, susceptible de très fortement limiter la dispersion des polluants. On y a superposé l'énamagramme correspondant, simplifié et dépouillé à l'extrême. Il met en évidence d'une part la saturation sous la

couche d'inversion de température, et d'autre part l'évolution « anormale » de la température (courbe rouge) avec l'altitude entre 1000 et 1700 m : c'est le signe d'une couche de stabilité absolue bloquant tout mouvement vertical.

outre les courbes de transformations adiabatiques (p. 59 et 62) et également celles de rapport de mélange (p. 146).

L'ensemble des mesures, obtenues par radiosondage, sont reportées sur le diagramme pour constituer un profil vertical de température de l'air, matérialisé par la *courbe d'état*. Sur le diagramme aérologique simplifié ci-dessus, la température de l'air est représentée en rouge, la température du thermomètre mouillé (qui permet de déduire l'humidité de l'air) figure en bleu (le tracé résultant est nommé *courbe du point de rosée*, cf. p. 154 à 157).

L'interprétation suivante, très sommaire, donne une idée de l'intérêt du diagramme. La superposition de la courbe de température de l'air et de celle donnée par le thermomètre mouillé indique la saturation en eau de la couche inférieure. En effet, si les deux thermomètres indiquent la même température, c'est qu'il n'y a pas d'évaporation et donc que l'air est saturé : cela explique la mer de brouillard. Au-dessus, la divergence des deux courbes nous renseigne sur les propriétés de la couche d'inversion, en particulier son assèchement par rapport aux couches inférieures. Plus les courbes sont écartées, plus l'humidité relative est faible.

Dans les 1000 premiers mètres, la température décroît plus que la baisse « normale » provoquée par la détente due à l'altitude, ce qui favorise l'instabilité.

Entre 1000 et 1700 m, la température de l'air augmente : il y a inversion de température, et cette couche, de quelques centaines de mètres d'épaisseur, est absolument stable. Elle limite tout mouvement convectif depuis la couche inférieure. La *courbe d'état* (en rouge) s'écarte de celle du point de rosée (en bleu), ce qui signifie que l'humidité relative diminue et que la nébulosité se dissipe.

Dans le bassin rhénan, celui du Léman ou la vallée de l'Arve par exemple, cette situation est caractéristique en automne et hiver de la présence d'une haute pression. À la subsidence – l'affaissement de la masse d'air – se surimpose une seconde cause d'inversion



Image prise par satellite de la savane sud congolaise, montrant de nombreux incendies (mai 2004). Ces incendies, allumés dans la perspective des traditionnelles cultures sur brûlis, constituent probablement,

avec les feux domestiques, une des plus anciennes pollutions (du CO_2 en l'occurrence) due à l'être humain. Remarquez l'effet du vent, qui pousse les fumées vers le nord-nord ouest.

sion, le rayonnement. Le refroidissement nocturne du sol accroît la baisse température de l'air de surface, qui en plus tend à s'accumuler dans les fonds de vallées, ce qui peut amener l'inversion à 100 ou 200 m au-dessus du sol. La plupart du temps, cela signifie brouillard, stratus et stratocumulus, prisonniers de cette structure aérologique. Les montagnes qui encadrent les vallées constituent un facteur favorisant la formation des inversions.

Si l'étude de ces différentes situations montre que l'état aérologique de l'atmosphère est déterminant pour la qualité de l'air, il ne faut pas pour autant oublier l'influence des autres paramètres météorologiques dans la genèse des épisodes de pollution. La prévision de ces épisodes est rendue encore plus difficile par l'action du rayonnement, de la température, de l'humidité sur les réactions chimiques se produisant dans l'atmosphère, et par le rôle des vents forts et des pluies dans la réduction des concentrations de polluants.

3. Les vents



« ... Dans la peau, (Éole) coud toutes les aires des vents impétueux, car le fils de Kronos l'en a fait régisseur : à son plaisir, il les excite ou les apaise. »

Homère, *L'Odyssée*, Chant X, 20-23.

Les différences horizontales de pression produisent des mouvements de l'air. Contrairement à l'intuition immédiate, ces courants atmosphériques, qui comblent les zones de basse pression et réduisent celles de pressions élevées, ne s'écoulent pas directement des hautes pressions vers les basses pressions, sauf dans les phénomènes locaux et à proximité de l'équateur. Les effets de la rotation de la planète guident en effet le vent suivant des lignes d'égales pressions (les isobares) ou de même altitude sur une surface d'égale pression (les isohypses). La mesure de la direction et de la force du vent est délicate puisque fortement marquée par l'influence des frottements et des turbulences dans les basses couches de l'atmosphère. À ces difficultés s'ajoutent les fortes contraintes subies par les instruments.

◀ Lors d'une tempête, la mer est forte, les embruns sont violemment emportés et les oiseaux luttent pour voler : ce sont autant d'effets locaux du vent, lui-même élément d'un système d'air en mouvement beaucoup plus vaste.

Comment se forme le vent ?

L'origine du vent le plus simple : la brise



Cette éolienne transforme l'énergie de l'air en mouvement pour animer ici une pompe à eau. C'est une manifestation de la matérialité du vent.

La formation du vent

En abordant la convection (p. 29 et 121), nous avons signalé qu'à tout mouvement d'air ascendant était associé un mouvement descendant. Le phénomène est comparable à l'écoulement de l'eau dans un évier qui se vide : pour que de l'eau s'écoule, elle doit converger vers la bonde qui l'aspire. Point important, l'atmosphère ne se vide pas : l'air descendant va s'écouler et constituer le vent en surface, jusqu'à la base d'une ascendance qui va aspirer l'air à la façon de la bonde de l'évier, mais en sens opposé. Les courants d'air « horizontaux » (le vent en altitude ou le vent de surface) ferment la cellule en reliant des zones où les mouvements verticaux sont de sens opposés. Les météorologues nomment *continuité* (p. 114) cette interdépendance des mouvements de l'air. Les vents assurent cette continuité à des échelles très différentes, de quelques km² (c'est échelle *locale* ou *aérologique*, dans l'exemple d'une brise côtière) à des milliers de km² (pour une série de perturbations, d'échelle *synoptique*).

Lorsque nous employons les termes de courant ou d'aspiration, il est clair que la notion de différence de pression, le « moteur » des vents, est sous-jacente. Une expérience simple permet de s'en convaincre. Les phénomènes locaux d'origine thermique en ont déjà donné une représentation dans l'expérience illustrant la *convection*.

Étudier l'effet d'une variation de pression sur le mouvement de l'air

Expérience

● Matériel

- Bouteille (de 1 à 8 L) en plastique transparent et de préférence strié (plus grande rigidité) sans son bouchon, aiguille et briquet, vase cylindrique rempli d'eau.
- 50 cm de fil de fer, papier léger (papier pelure par exemple) de 15 x 3 cm découpé de manière à former une bande de 1 cm se terminant par un demi-disque de 3 cm de diamètre.

● Manipulation

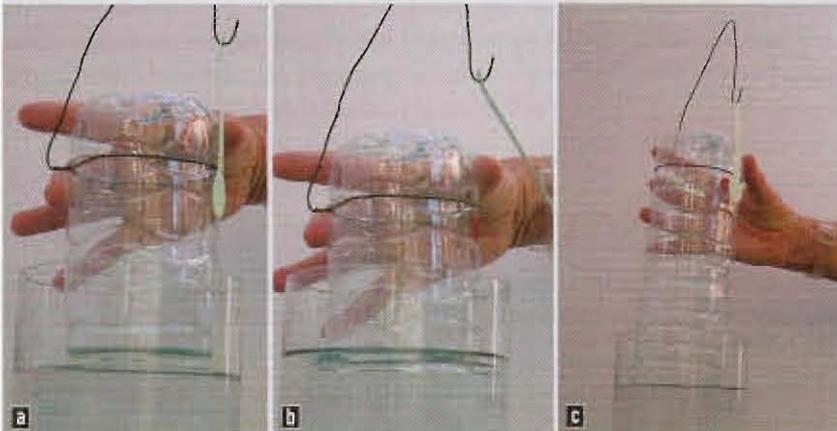
1. Porter l'aiguille au rouge et percer un trou à 8-10 cm du fond de la bouteille, de diamètre 1 mm approximativement.
2. Entourer de fil de fer la base de la bouteille retournée. Former une hampe verticale à l'aplomb du trou et y passer la bande de papier pour obtenir un penon (recourber l'extrémité du fil de fer afin que le papier ne glisse pas).

3. Placer le goulot de la bouteille dans l'eau du vase: au repos bouteille immobile, le papier demeure parallèle au côté de la bouteille (a).

4. Enfoncer la bouteille (b): le papier est repoussé par le vent créé.

● Interprétation

Lorsque la bouteille s'enfonce, l'air qu'elle enferme se trouve comprimé. Sous pression, il s'échappe par le petit trou et constitue le souffle, le courant d'air, qui repousse le papier. Si l'on remonte la bouteille depuis le fond du vase (c), la pression qui y règne baisse: le courant d'air s'établit cette fois de l'extérieur vers l'intérieur du récipient. Le souffle tend alors à plaquer le penon en papier contre le trou. Le diamètre du goulot de la bouteille étant 25 à 50 fois plus grand que celui du trou, le débit d'air par ce dernier orifice est insuffisant pour équilibrer instantanément les variations de volume (et donc de pression) imposées à l'air contenu dans la bouteille. L'air, pour rétablir l'équilibre, est contraint de converger vers le trou, du fait de la différence de pression entre l'intérieur et l'extérieur de la bouteille. Dans l'atmosphère la variation des pressions a aussi des causes dynamiques (liées aux mouvements de l'air, cf. p. 117).



Vents d'origine thermique

Les vents peuvent être associés à un phénomène convectif local (souvent marqué par un nuage potentiellement important): c'est le chauffage de l'air près de la surface, son ascendance, qui entraîne le courant d'air de surface ou brise. On parle alors d'origine thermique.

Relier rayonnement et variation de pression

Expérience

● Matériel

- Soleil ou lampe infrarouge ou petit élément de chauffage radiant (sinon une lampe halogène de 500 W ou en désespoir de cause un seau d'eau chaude), bouteille en plastique de 5 L avec son bouchon.
- Embout de plomberie à vis à fixer sur le bouchon (à défaut percer le bouchon à un diamètre légèrement inférieur à celui

d'un tuyau en plastique, enfoncer de force le tuyau dans le trou, et coller avec de la colle instantanée de type cyanolite); tube plastique («tube clair» pour liquide alimentaire) s'adaptant aux embouts disponibles (de diamètre intérieur 7 mm et extérieur 10 mm typiquement).

- Robinet, détecteur de flux à tourniquet (les modèles à billes ne conviennent pas).

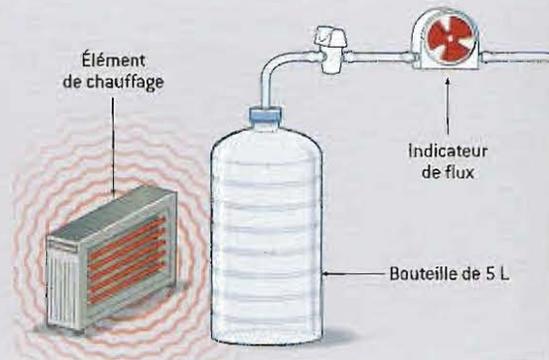
● Manipulation

1. Réaliser le montage ci-contre, robinet fermé. Exposer la bouteille munie de son embout à une source de chaleur.
2. Attendre quelques minutes avant d'ouvrir le robinet; noter alors le sens de rotation du détecteur.
3. Refermer le robinet et placer la bouteille à l'ombre (ou la refroidir en faisant couler de l'eau dessus, ou si le temps presse la plonger dans un seau d'eau glacée). Ouvrir une seconde fois le robinet et repérer le nouveau sens d'écoulement de l'air.

● Interprétation

L'air chauffé voit sa pression augmenter (p. 40 et 58). Lorsque le robinet est ouvert, il s'établit une différence de pression entre l'extérieur et l'intérieur de la bouteille

qui engendre un flux d'air. Le détecteur de flux, à la manière d'un *anémomètre*, indique sens et intensité du « vent ».



Dans l'expérience précédente, le phénomène à l'origine de la variation de pression est comparable à celui qui engendre les brises (côtières ou de pentes) ou les « thermiques » (les bulles ou les colonnes dans le jargon des amateurs de vol libre): la température de l'air s'élève, ce qui crée une différence de pression qui met l'air en mouvement. Ainsi, sur les petites échelles horizontales, le courant d'air s'organise de la pression la plus élevée vers la zone de pression moins élevée – cela ne sera pas le cas pour la majorité des vents sur de plus vastes surfaces (p. 92).

L'établissement d'une cellule convective

Imaginons une situation météorologique stable en bordure de mer: à une brise venant de la mer l'après-midi, succède un vent venant de la terre une fois la nuit tombée. Cette structure de cellule convective (p. 121) se retrouve dans les orages, les moussons, les alizés, etc.; les brises côtières en constituent un exemple emblématique par leur simplicité.

Simuler la brise côtière

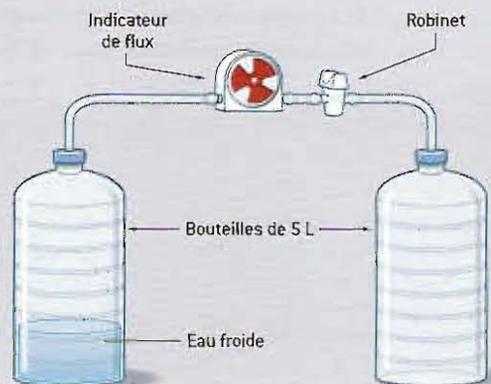
Expérience

● Matériel

– Le même que précédemment plus une seconde bouteille identique munie de son embout.

● Manipulation

1. Ajouter au dispositif précédent une seconde bouteille remplie d'eau froide au quart de son volume.
2. Répéter l'expérience en notant à chaque fois le sens de rotation du détecteur de flux. Après quelques minutes au Soleil (plus avec une autre source), ouvrir le robinet puis le refermer en restant attentif au sens de rotation du détecteur. Ne plus exposer au rayonnement, laisser refroidir puis ouvrir à nouveau le robinet: l'écoulement de l'air s'est inversé.



● Interprétation

Après avoir été exposé au rayonnement solaire, le flux s'établit de la bouteille intégralement remplie d'air vers celle contenant de l'eau; c'est l'inverse une fois les

bouteilles refroidies. Les bouteilles modélisent respectivement la mer (c'est la bouteille contenant de l'eau qui «s'échauffe plus lentement», cf. p. 21) et la côte (la Terre, dont la température s'élève plus rapidement).

Dans le cas de la brise côtière illustré ci-contre, la température des basses couches qui surmontent la zone s'échauffant le plus (sur terre) s'élève, ce qui engendre une *ascendance*. Cela provoque un appel d'air pour combler le «vide» qui tend à se créer à la base de la future cellule convective. Ce mouvement de l'air constitue la brise. Elle souffle en direction de cette dépression relative depuis la zone située à proximité (au-dessus de la mer) où l'air est le plus frais. Cette zone d'air plus froid relativement (donc plus dense) fait fonction de «haute pression». Remarquons que les différences de pression sont faibles et n'apparaîtront donc pas sur les cartes isobariques usuelles. La vitesse des brises dépasse en outre rarement les 20 km/h.

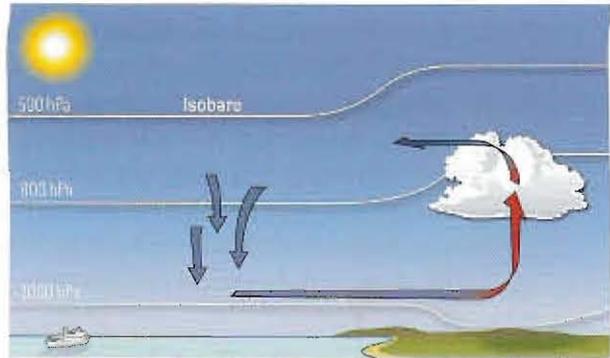
Lorsqu'elles sont bien établies, les brises constituent généralement, pendant quelques heures, la partie basse d'une petite cellule convective. Le phénomène s'inverse lorsque le Soleil disparaît. La zone dont la température s'était le plus élevée devient celle qui se refroidit le plus. De nuit, après un retour à l'équilibre marqué par la disparition de la brise et une période de calme, le refroidissement continue et engendre une différence de pression d'orientation opposée à celle observée en plein jour: il apparaît une brise soufflant en sens opposé.

L'alternance jour-nuit est «l'horloger» de ces variations lorsque le temps est au beau fixe. Si le temps est perturbé, l'influence du phénomène de brise est difficile à percevoir en présence du vent, qui domine. Toutefois, les brises contribuent aux modifications locales du vent en le déviant, en s'y opposant ou encore en l'accéléralant selon l'heure de la journée.

Les brises prennent de nombreuses formes: brises côtières (de mer, de terre), brises de montagne (de vallée ou d'aval, de pente ou montante, d'amont ou descendante), brises de lac, brises urbaines, etc. Un cas particulier est constitué par la brise de glacier, pellicule d'air froid de faible épaisseur formée au contact du glacier, qui s'écoule par gravité en permanence vers le bas; l'évolution diurne en module seulement l'intensité (le maximum étant de nuit).

Les brises de pente ont tendance à réduire l'humidité en vallée. Elles peuvent en air instable favoriser la formation de cumulonimbus et ainsi conduire à des orages isolés particulièrement difficiles à prévoir (pour leur intensité comme pour le lieu où ils éclateront). Brises d'amont et brises de glacier contribuent à l'entretien de l'humidité, au refroidissement des vallées et à l'accumulation d'air froid dans les creux (brumes, brouillards, givres, gelées, etc.).

L'établissement de ces systèmes de brise est favorisé par les basses latitudes, par les reliefs marqués à forts dénivelés et par la saison d'été (sous les latitudes moyennes et élevées).



Mécanisme de formation d'une brise de mer. L'après-midi, la température de l'air en surface est plus élevée sur terre qu'en mer, ce qui provoque une ascendance, éventuel début d'une cellule convective. La brise de mer souffle vers la dépression relative ainsi créée.

Carte de pression en surface et vent

Les isobares sont une représentation du champ de pression

Le vent a été présenté dans les pages qui précèdent comme un écoulement d'air, conséquence d'une différence de pression. Que nous montrent les cartes météorologiques ? Elles reproduisent des lignes sinueuses indiquant où se situent les pressions de valeurs égales : ce sont les isobares. L'ensemble de ces lignes décrit la distribution de la pression atmosphérique à la surface de la Terre, c'est-à-dire le champ de pression. Les cartes isobariques nous renseignent ainsi sur les gradients de pression (les différences de pression rapportées à des distances). La force du vent dépendant de la valeur du gradient de pression, sa direction est liée à la forme des isobares.

La force du vent

Le moyen le plus simple de visualiser une différence de pression et ses effets consiste à remplacer l'air par un autre fluide, comme de l'eau colorée.

Variation de pression et force du vent

Expérience

● Matériel

– Bouteille en plastique de 5 ou 8 L ; embout de plomberie à vis (décapiter alors la bouteille pour pouvoir passer la main) et robinet, ou collage direct de 5 à 10 cm de tuyau (dans ce cas un robinet n'est pas nécessaire car il suffit de fermer le bouchon de la bouteille non décapitée pour que l'écoulement cesse) ; tube en plastique de diamètre 10 mm

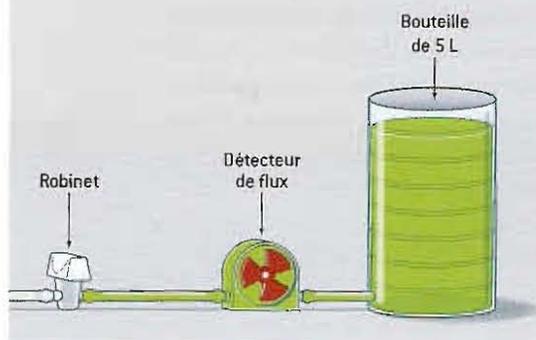
(au moins 1,5 m) de type « tube-clair » ; détecteur de flux (à tourniquet et non à bille), eau, colorant (fluorescéine par exemple).

● Manipulation

1. Réaliser le montage ci-contre.
2. Ouvrir le robinet et noter l'évolution de la vitesse de rotation du tourniquet et de la portée du jet d'eau.

● Interprétation

Plus la hauteur d'eau est importante dans le réservoir, plus la pression est grande à sa base (p. 55) et plus la force du « vent » (du jet) est élevée. La valeur de la pression est proportionnelle à la hauteur d'eau dans la cuve.



La force du vent dépend du gradient de pression

Une différence de pression n'aura pas les mêmes effets selon qu'elle s'exerce entre deux points proches ou éloignés car la force animant l'écoulement du fluide ne sera pas la même. Le gradient de pression (une différence de pression rapportée à une longueur) en

rend compte. Pour s'en convaincre, il suffit de reprendre l'expérience précédente en ajoutant une plus grande longueur de tuyau entre le robinet et le détecteur de flux. Le flux maximum est observé avec le tuyau le plus court et la cuve pleine: la force motrice dépend ainsi de la différence de pression d'une extrémité à l'autre du tuyau, et aussi des frottements s'opposant à l'écoulement.

En résumé, les forces de pression et de frottement déterminent l'intensité de la force du vent. Entre deux points, cette intensité dépendra de la différence de pression, de la distance qui les sépare et des surfaces rencontrées sur cette distance (p. 98). Si le terme « gradient de pression » désigne au sens strict (pour les cartes isobariques par exemple) le rapport de la variation de la pression sur la distance parcourue et s'exprime hPa/km, il peut également faire référence à l'évolution de la pression observée en un point pendant une certaine durée, par exemple au passage d'une perturbation. Son unité sera alors le hPa/heure.

Que montrent les cartes d'isobares ?

Les cartes météo que l'on trouve dans certains quotidiens donnent une représentation de la distribution horizontale de la pression, ramenée au niveau de la mer. Que sont exactement ces lignes isobares ?

Comprendre la notion d'isobare

Expérience

La pression est mesurée par des « manomètres » le long d'un écoulement de fluide, en l'occurrence celui de l'expérience précédente.

● Matériel

– Ajouter à celui de l'expérience précédente quatre tubes rigides en plastique transparent, des raccords en T (il est possible de coller directement les tubes sur le tuyau pour éviter ces raccords, mais il faudra prévoir différents montages).

– Grande feuille de papier à dessin, feutre épais.

– Allumette, papier d'aluminium ou fragment de tuyau de plus petit diamètre.

● Manipulation

1. Implanter des tubes rigides à intervalles réguliers tout au long du tuyau de l'expérience précédente pour former des

manomètres. La hauteur d'eau dans les tubes indique en effet l'évolution de la pression le long de l'écoulement (a).

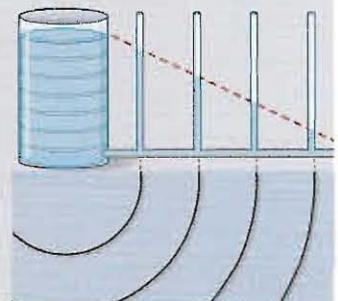
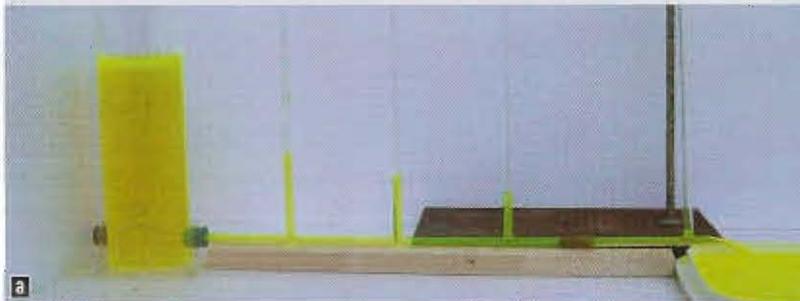
2. Placer une feuille de papier sous l'ensemble.

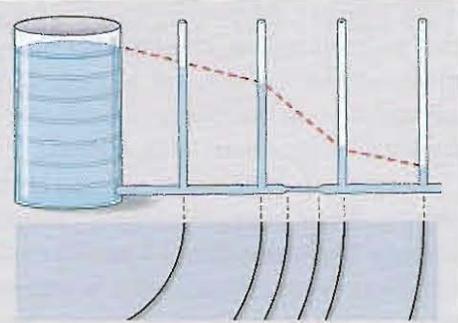
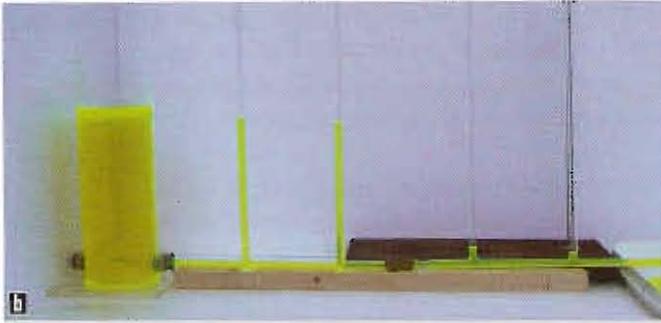
3. Répéter l'expérience en introduisant un réducteur du débit (à mi-longueur de tuyau sur la photo b).

Le tracé au feutre noir sur les schémas indique ce que serait la pression si le fluide s'écoulait uniformément dans toutes les directions à partir de l'axe de la cuve. Le tracé en rouge souligne l'évolution de la pression.

● Interprétation

Imaginons que l'écoulement se fasse dans toutes les directions, avec des conditions de pression identiques à celles du tuyau unique: les courbes tracées représentent l'ensemble des points qui auraient les mêmes valeurs de pression (en a, ces lignes d'égales pression sont des cercles centrés sur la cuve et ayant pour rayons les distances respectives, au centre

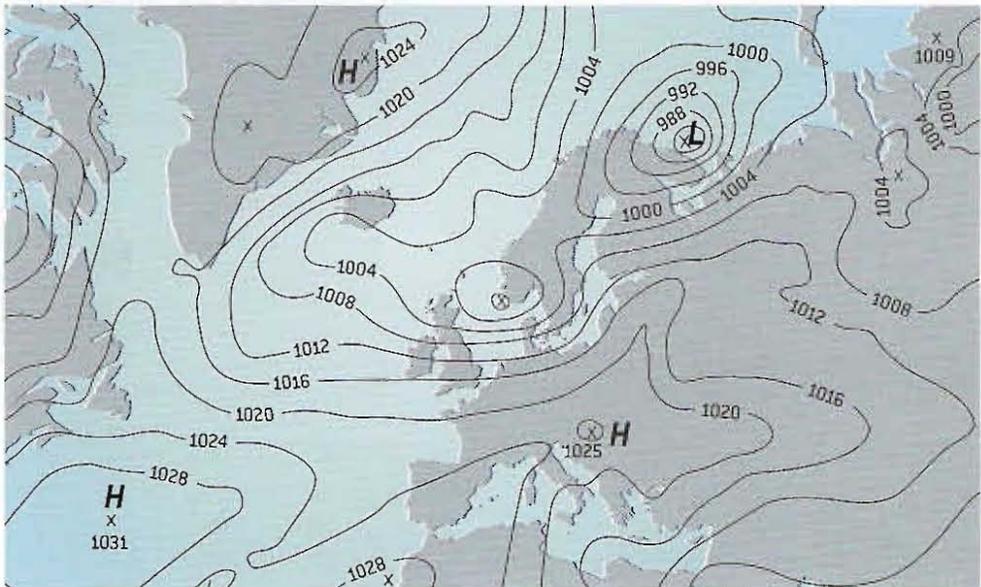




de la cuve, de chaque tube vertical faisant office de manomètre). Nous avons obtenu des isobares, comme ceux qui relient sur les cartes météorologiques de surface les points de même pression atmosphérique à un instant donné. Dans l'expérience, le gradient est constant: les distances séparant des baisses de pressions égales ont même mesure (les manomètres étant disposés à intervalles réguliers). L'existence d'un gradient constant est rare cependant, et il est plus fréquent d'avoir des variations de pression non

régulières. Les lignes tracées en noir sur la feuille de dessin, qui relient les points d'égale pression (les *isobares*), rendent compte en **b** des irrégularités du champ de pression. Dans ce second tracé, du fait de la réduction de la section du tube d'écoulement, la pression varie fortement entre le 2^e et le 3^e tube-manomètre. Si les lignes représentent des écarts de pressions égaux (entre la cuve et le tube 1, entre les tubes 1 et 2, 3 et 4, etc.), des lignes supplémentaires doivent s'intercaler entre les 2^e et 3^e manomètres.

Les isobares représentent la distribution de la pression en surface: ces lignes relient les points dont la pression a même valeur, rapportée au niveau de la mer (p. 57). Des lignes isobares resserrées traduisent un fort gradient de pression. Elles trahissent l'existence de vents plus intenses que ceux correspondant à des lignes espacées.



Sur une carte météorologique, la pression est représentée par les isobares. Ces lignes sont dessinées à partir des données (rapportées au niveau de la mer) d'observations météorologiques fournies par les sites de mesure. Sur les

cartes de surface, les zones de plus basse pression sont marquées par un *D*, initiale de dépression (ou un *L* en anglais pour « low »); *A* (ou *H* en anglais pour « high ») marque la pression la plus élevée caractérisant un anti-cyclone.

La représentation des pressions par les cartes d'isohypses

Des pressions identiques mais à des altitudes variables

Les cartes isobares décrivent la répartition de la pression à la surface de la terre en considérant que l'altitude est partout de 0 m, le niveau de la mer (p. 86 et 57). Ce qui se passe en surface est intimement lié à la structure et aux mouvements de l'atmosphère.

Verticalement, les couches d'air, d'épaisseur et de qualité différentes (température, humidité, pression), se superposent comme nous l'avons précisé en étudiant la stratification de l'atmosphère (p. 17) et surtout l'aérologie (p. 65). La variation d'épaisseur, entre autre liée aux variations horizontales de température, fait que les niveaux d'égales pressions seront à des altitudes variables. C'est la raison pour laquelle les surfaces d'égale pression ont un relief.

La description des variations de pression en altitude fait appel à une méthode légèrement différente de celle utilisée au niveau de la mer. Bien que ce ne soit pas rigoureux, le tracé rouge dans les expériences illustrant la notion d'isobare (p. 85 et 86) est une représentation de ce qu'est le relief d'une surface isobare dans l'atmosphère. La pression peut en effet être considérée comme la même sur les cinq niveaux à la surface du liquide des cinq manomètres (l'influence des minimes différences d'altitude entre les niveaux est ignorée). Or ces niveaux de même pression sont à des altitudes différentes.

L'altitude variable d'un même niveau de pression

L'expérience suivante illustre le fait qu'une valeur de la pression ne se trouve pas toujours à la même altitude. Il s'agit de comparer l'évolution de la pression avec l'altitude en atmosphère homogène et en atmosphère stratifiée.

Illustrer l'indépendance de la pression et de l'altitude

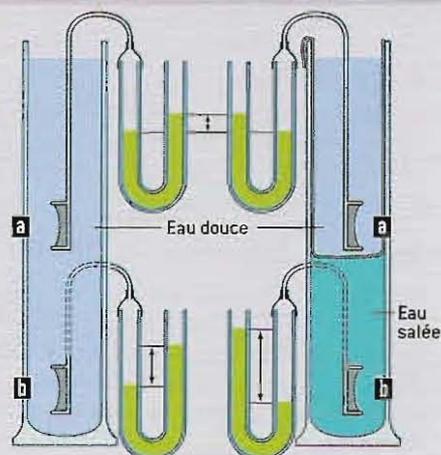
Expérience

● Matériel

– Deux éprouvettes de 1 L ou deux bouteilles pour soda de 2 L en plastique transparent lisse sans leur goulot; eau du robinet (2 à 3 L) et eau salée saturante (0,5 à 1 L), à température ambiante; un ou mieux deux manomètres à eau (cf. p. 55 pour la réalisation d'un manomètre à eau), film alimentaire.

● Manipulation

1. Remplir la première éprouvette d'eau du robinet. Remplir la moitié de la seconde d'eau salée saturante (à la même température) et compléter avec de l'eau en utilisant un film alimentaire (se reporter à la première expérience p. 56).
2. Descendre lentement la capsule du manomètre à eau dans chacune des éprouvettes.



● Interprétation

Si initialement les pressions évoluent de manière similaire (a), il n'en est plus de même dès que la capsule entre dans la couche plus dense d'eau salée: la variation de pression est alors plus importante que dans l'eau douce (b). Ainsi, selon le fluide, une même valeur de la pression ne correspond pas à la même hauteur.

Le résultat de cette expérience s'applique à l'atmosphère où un même niveau de pression sera mesuré à des altitudes variables. Rappelons toutefois que la pression n'y est pas proportionnelle à l'altitude comme dans un liquide homogène, mais présente une variation sensiblement logarithmique (p. 59).

Épaisseur d'une couche d'air et température

La principale cause de variation de l'épaisseur d'une couche d'air est l'élévation de sa température: l'air chauffé se dilate (p. 40). En se rappelant qu'une couche peut s'étendre sur des dizaines voire des centaines de kilomètres, il est aisé d'imaginer qu'elle ne reçoit pas en tout point la même énergie, de sorte que son épaisseur fluctue. Pour le comprendre, voici une expérience moins rigoureuse mais plus simple à mettre en œuvre que la précédente. Nous allons utiliser de l'eau salée et de l'alcool, aux effets plus spectaculaires que de l'eau très chaude et de l'eau très froide, mais le principe de deux stratifications air-liquide différentes est le même.

Relier pression, densité et altitude

Expérience

● Matériel

- Deux morceaux de 40 à 50 cm de tuyau plastique souple transparent (de type tube alimentaire ou «tube clair») de diamètre 10 mm ou plus si nécessaire.
- Robinet ou à défaut prendre 1 m de tuyau et le pincer au milieu avec un petit étau ou une pince étau (avec l'inconvénient de détériorer rapidement le tuyau); eau salée saturante très froide (5 °C); alcool à 90° (ou à brûler) ou à défaut eau très chaude; colorants: permanganate pour l'alcool (symbolisant l'air chaud), encre bleue ou bleu de méthylène pour l'eau (symbolisant l'air froid).
- Support, potence et noix de fixation (ou planchette de bois et quelques pointes).

● Manipulation

1. Dans le tuyau en U muni d'un robinet en position fermée, introduire d'un côté de l'eau salée très froide et de l'autre de l'alcool, jusqu'au même niveau.
2. Ouvrir alors le robinet.

● Interprétation

Contrairement à ce qui se passe avec un seul liquide, les deux surfaces libres des liquides ne sont pas au même niveau. Si les volumes sont identiques, les masses volumiques des deux fluides ne le sont pas. Les masses en regard sont donc différentes et s'équilibrent à des niveaux distincts.

L'équilibre est en effet atteint lorsque chaque colonne de liquide exerce sur l'autre une force pressante identique. Or dans chaque branche du tube en U, la force exercée est $P_{\text{air}} + P_{\text{liquide}}$. Puisque de chaque côté du U, le poids de la colonne d'air est quasi identique (à peine supérieur du côté eau salée où l'altitude est plus faible), c'est le poids des colonnes de liquide qui est déterminant. Ce poids est proportionnel au produit de la masse volumique par la hauteur de la colonne (p. 50).

On comprend donc pourquoi à l'ouverture du robinet, un peu d'eau salée se déplace dans la branche contenant l'alcool et le pousse vers le haut: les deux colonnes de liquide doivent avoir le même poids, de sorte que la colonne du fluide le plus dense (l'eau salée) doit être moins haute que celle de l'autre liquide moins dense (l'alcool). Dans l'atmosphère de la même façon, des couches d'air de densités différentes (de température et d'humidité différentes) ne seront pas le siège de pressions égales pour la même altitude.



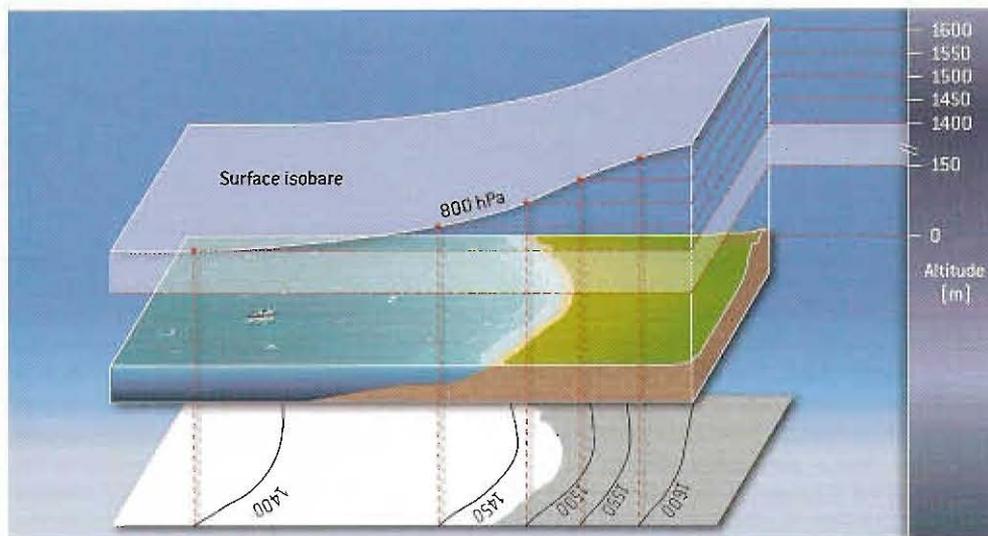
En résumé, les points de même pression ont des altitudes variables. La surface constituée par ces points, la surface isobare, n'est pas plane et présente donc un relief.

Cartes en altitude des surfaces isobares : les isohypses

Les points de même pression dans l'atmosphère définissent les surfaces isobares. Les cartes en altitude, ou cartes d'*isohypses*, en décrivent le relief, à la manière d'une carte topographique. Pour le comprendre, revenons à l'exemple de la brise de mer (p. 83) et au schéma qui rend compte de l'organisation des pressions dans ce cas. Soit une pression de référence, par exemple 800 hPa. L'altitude des points présentant cette pression s'élève jusqu'à 1 600 m au-dessus de la côte, car l'air y est plus chaud et se dilate. Une courbe isohypse donnée repère l'altitude des points se trouvant à la pression de référence. Dans notre exemple, chaque courbe de niveau composant la surface isobare 800 hPa, est projetée sur un plan (la carte) où elle constitue une isohypse (du grec «égale hauteur»). Pour être rigoureux, précisons que les isohypses donnent une altitude géopotentielle et sont des lignes d'égalité d'attraction terrestre. Elles tiennent ainsi compte des variations de l'accélération de la pesanteur à la surface du globe d'une part, et en fonction de l'altitude d'autre part. Cela change peu l'aspect des cartes mais est d'importance dans les calculs des modèles de prévision numérique.

Les cartes d'isohypses sont données pour des niveaux de pression de référence : 850 hPa soit environ 1 500 m, 700 hPa soit 3 000 m, 500 hPa soit 5 500 m, 250 hPa soit 10 300 m. Voyons leur signification.

- Le niveau 850 hPa correspond à la zone des 1 500 m (en général plus ou moins 100 m suivant la situation, la température de l'air en particulier, etc.). Ce niveau permettra de repérer, dans l'atmosphère libre d'un système météorologique, une advection qui généralement modifie l'humidité et l'énergie calorifique.



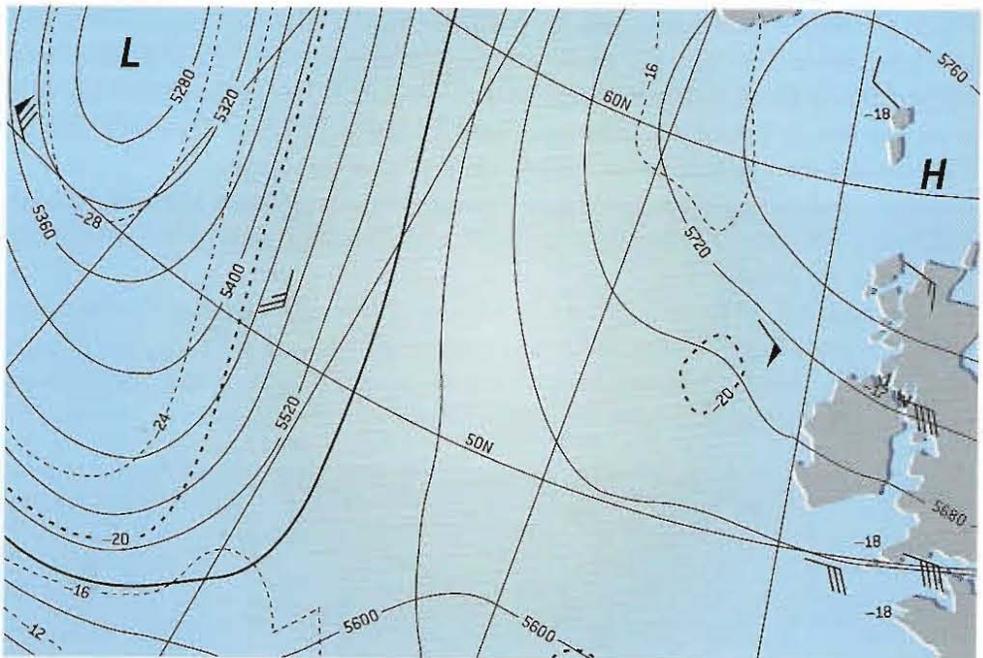
La représentation du relief d'une surface de pression constante grâce aux isohypses, à la manière d'une carte topographique, est un élément classique des analyses météorologiques. Elles permettent de déduire l'intensité et la direction des courants d'altitude, les mouvements d'air verticaux, etc.

– Le niveau 700 hPa correspond à la zone des 3000 m. Il attire particulièrement l'attention sur les risques d'orages isolés, les vents qui y règnent déterminant à la fois la trajectoire et le développement des cumulonimbus.

– Le niveau 500 hPa correspond à la zone des 5500 m, ou mi-atmosphère. Ce niveau révèle l'évolution météorologique à l'échelle *synoptique* (vitesse et direction de dépression, «trains» de perturbations, descente d'air froid, anticyclones continentaux, etc.).

– Le niveau 250 hPa correspond à la zone des 10300 m. Il renseigne sur l'altitude des courants jet, ces vents de vitesses élevées liés au déplacement des systèmes météorologiques qu'ils peuvent affaiblir ou au contraire renforcer.

Avec l'altitude, les vents changent en direction et en force : les ballons ayant fait le tour du monde l'illustrent. Le seul moyen de les piloter est de faire varier leur altitude, pour trouver – s'il existe ! – le vent de direction souhaitée ; d'où l'intérêt dans ce cas des cartes isohypses prévoyant les champs de pression d'altitude.



Fragment de carte d'isohypses à 500 hPa, du jeudi 11/05/2000. L'image satellite correspondant à la situation de ce jour se trouve p. 92. La carte décrit le relief de la surface de pression 500 hPa. Un H (pour «high», haut en anglais) marque le point le plus élevé de la surface, à plus de 5760 m, tandis qu'un L (pour «low», bas) marque l'altitude la plus faible (notez que ce point est plus à l'ouest sur l'image satellite prise 6 heures après, à cause du déplacement de la perturbation). C'est autour de la zone marquée L

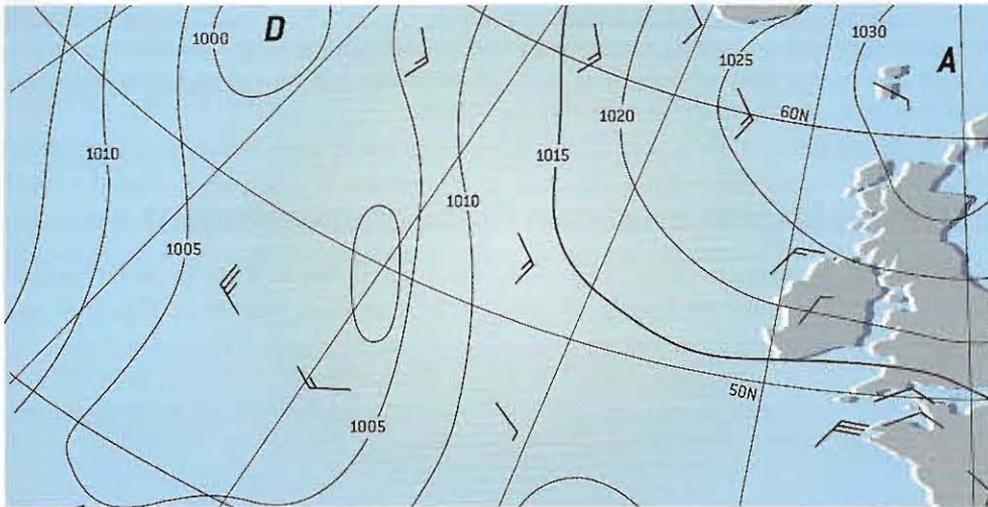
que les isohypses sont les plus resserrées, où le gradient de pression est le plus important : on y trouve les vitesses du vent les plus élevées. À la différence de ce que montrait la carte de surface précédente (p. 86), la direction des vents suit les isohypses : le vent est géostrophique [p. 96]. Les lignes en pointillés indiquent les températures. Là où le vent est fort, ces lignes sont resserrées et parallèles aux isohypses : cela correspond horizontalement à de fortes variations de températures et de pression [p. 128].

L'effet de la rotation terrestre sur la direction du vent

Le vent souffle approximativement dans l'axe des isobares ou des isohypses

Lors des premières expériences autour du vent (p. 81 et 84), l'écoulement de l'air s'effectuait de la haute pression vers la basse pression. Toutefois, l'observation des phénomènes atmosphériques, des images satellites comme des cartes météorologiques contredit ce qui à première vue paraît logique. Par exemple, les indications de vent sur l'extrait de carte page précédente suivent sensiblement les lignes de niveau de la surface isobare 500 hPa (les traits portant les barbules sont tangents aux lignes isohypses). De même, les formations nuageuses de l'image satellite page suivante s'enroulent le long de spirales, autour des zones identifiées comme des dépressions.

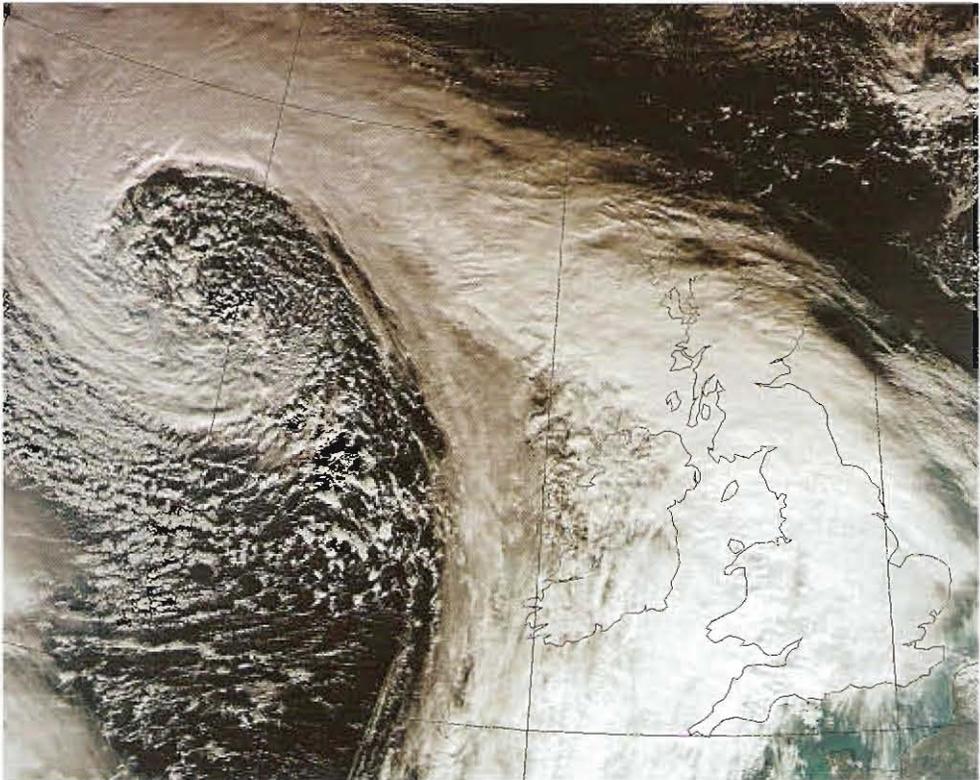
En somme, les mouvements de l'air apparaissent plus tourbillonnaires que linéaires. Dans l'atmosphère de la Terre en rotation sur elle-même, le vent a de fait une direction différente de celle définie par l'axe reliant la plus haute et la plus basse pression.



Fragment de carte d'analyse en surface à 12 h, le 11/05/2000 (voir l'image satellite correspondant à ce jour page suivante). Elle décrit la répartition des pressions, caractérisée par un maximum dépassant 1030 hPa et marqué A (pour anticyclone). Il y a une zone de plus basse pression, à moins de 1000 hPa, marquée par D (pour dépression). L'isobare plus épaisse qui va de l'ouest des îles britanniques au sud de l'Angleterre marque la limite conventionnelle, à 1015 Pa, entre basses et hautes pressions. Remarquez que la direction du vent peut localement être très différente de celle des isobares (à cause d'effets de surface, sujet des pages qui suivent). Les paramètres vents sont représentés sur une flamme constituée de barbules donnant la vitesse en nœuds (1 kt = 1,852 km/h). Elles sont portées par une hampe placée dans la direction du vent, dont l'origine est opposée au point cardinal d'où souffle le vent (l'inverse d'un drapeau en somme). Pour un vent d'ouest, cela donne par exemple :

→ V = 5 nœuds ↘ V = 10 nœuds ↙ V = 25 nœuds ↘ V = 50 nœuds

© Vent non mesurable ($V < 1$ nœud).



Sur cette image de la tempête du 11/05/2000 à 18 h, des écharpes de nuages s'enroulent autour de la dépression dans le sens anti-horaire, au lieu de se diriger vers son cœur où règnent les pressions les plus basses, comme on pourrait naïvement s'y attendre.

L'effet de la rotation sur un fluide en mouvement

Comment un écoulement fluide est-il modifié si le solide auquel il est lié est en mouvement de rotation? Une expérience de principe avec de l'eau permet de s'en faire une première idée.

Simuler l'effet de la rotation sur un fluide

Expérience

● Matériel

– Plateau tournant (p. 97, ou vieil électrophone, 16 à 78 tour/min), cristalliseur ou grand saladier; eau et quelques gouttes de colorant (permanganate de potassium ou colorant alimentaire).

● Manipulation

1. Verser une couche de 1 ou 2 cm d'eau dans le récipient posé sur le plateau à l'arrêt. Faire tomber une goutte de colorant et observer.
2. Nettoyer le récipient et le remplir de nouveau d'eau. Mettre le moteur sous tension (16 tour/min suffisent déjà) et attendre



une minute ou deux, afin que tout le volume d'eau du récipient soit bien entraîné. Faire tomber une goutte de colorant.

● Interprétation

Sur de l'eau au repos, plateau à l'arrêt, la goutte de colorant s'étend dans toutes les directions, et forme une tache de plus en plus étendue mais demeurant à peu près circulaire (p. 124 a). Lorsque le plateau est en rotation, la goutte de colorant diffuse à la surface de la lame d'eau et forme une figure évoquant les images satellites des

dépressions (photo page précédente). L'effet de la rotation terrestre sur les écoulements atmosphériques reste, on s'en doute, plus complexe. En observant attentivement cependant, on s'aperçoit que l'écoulement s'effectue essentiellement à deux dimensions, autrement dit que la composante verticale de la vitesse du fluide est pratiquement nulle. Cette bidimensionnalité est une conséquence du rôle majeur de la rotation sur l'écoulement des fluides. Cela explique la relative incompressibilité du fluide dans les plans perpendiculaires à l'axe de rotation.

À la façon de la mince couche de colorant sur la lame d'eau en rotation, l'atmosphère terrestre est caractérisée par une forte bidimensionnalité : son épaisseur est minime par rapport à l'immense étendue épousant la surface de notre planète. Les écoulements y sont fortement tourbillonnaires, en particulier aux latitudes supérieures à 30° degrés où la force de Coriolis devient sensible. L'effet de la rotation de la Terre est d'autant plus significatif que l'écoulement de l'air est rapide comme nous allons le voir dans ce qui suit, d'où l'importance des différences horizontales de pression (p. 85).

En résumé, la faible extension verticale de l'atmosphère par rapport à son étendue, le caractère tourbillonnaire de l'écoulement et la forte influence du gradient horizontal de pression justifient pourquoi l'atmosphère peut être considérée à l'échelle *synoptique* comme incompressible (p. 44).

L'effet Coriolis

Cherchons maintenant, pour pouvoir l'interpréter, à décrire le mouvement de l'air (ou de l'eau) à la surface du globe en rotation. Voici une manipulation très simple qui précise la nature de la déviation imposée par la rotation : il s'agit de comparer la trajectoire de la pointe d'un crayon sur une surface immobile, à celle effectuée sur une surface en rotation.

Mettre en évidence les effets de la rotation

Expérience

● Matériel

– Grand carton fort (par exemple vieux calendrier mural 33 x 44 cm) ; feuille A4 de papier à dessin (éventuellement fixée sur un carton mince et rigide de dimension légèrement supérieure, un petit calendrier par exemple) ; bande de cartoline rigide 3 x 40 cm (ou règle de 40 cm en plastique mince percée à une extrémité) ; attache parisienne (ou petit boulon à tête plate fraisée et son écrou).

– Feutre fin marquant facilement.

● Manipulation

1. Percer le carton en haut à gauche à 5 cm sous le bord de son petit côté (33 cm) et à 4 cm du grand bord gauche

(44 cm). Percer la feuille en haut à droite à 2 cm sous le bord supérieur et à 5 cm de son côté gauche (29,7 cm). Perforer le milieu de la bande de cartoline à 3 cm d'une des extrémités.

2. Assembler les trois et consolider éventuellement le montage grâce à des rondelles en carton placées de part et d'autre des feuilles.

3. Procéder à deux essais successifs :

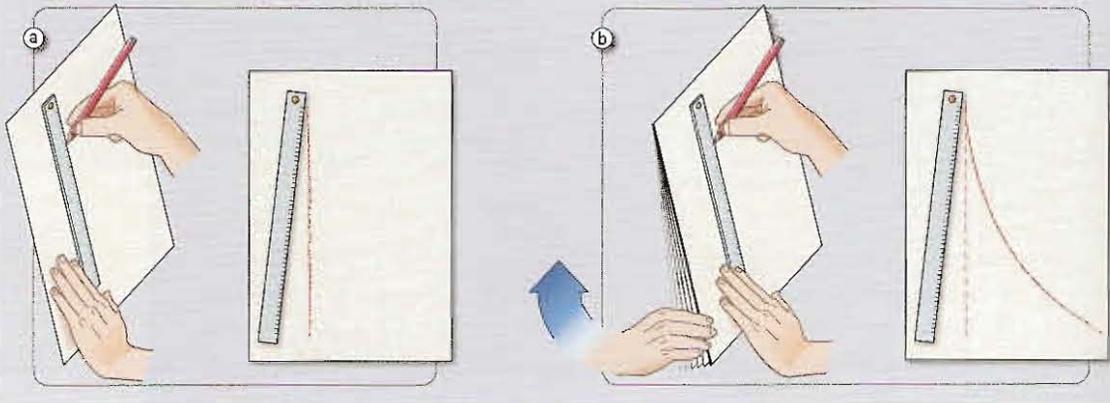
(a) tirer un trait le long de la cartoline (ou de la règle) disposée parallèlement au grand côté ;

(b) recommencer pendant que quelqu'un tire la feuille, en lui donnant un mouvement de rotation (le plus uniforme possible) autour de l'axe qui solidarise la cartoline (ou la règle) et la feuille.

● Interprétation

La trace laissée sur la feuille diffère selon que cette dernière est immobile (a) ou en mouvement (b) par rapport au

carton. Si la feuille est tirée en sens opposé, la trajectoire obtenue est courbée vers la gauche.



Cette première expérience pose la question du « référentiel » : c'est le solide de référence par rapport auquel la description se fait. Le référentiel le plus familier est immobile par rapport à la pièce où l'on se trouve. Pour se repérer, deux axes orthogonaux dont l'intersection tient lieu de point origine sont utilisés – songez au jeu de bataille navale par exemple.

Nous devons au mathématicien Gaspard Gustave de Coriolis (1792-1843) un artifice qui permet de conserver le cadre de description élémentaire de la feuille (du référentiel) immobile. Coriolis montre en effet que la rotation du référentiel se traduit par l'existence d'une « pseudo-force », qui aurait agi sur le crayon en mouvement dans l'expérience précédente, si le solide de référence était la feuille et non le carton où elle était fixée. De façon analogue, la rotation de notre planète autour de l'axe polaire se traduit par une « force de Coriolis » s'exerçant sur les corps en mouvement (l'air, l'eau, un projectile, un bateau ou un avion, etc.), les déviant de la trajectoire qu'ils auraient s'ils étaient en appui sur la surface terrestre : c'est « l'effet Coriolis ».

Différence de pression et force de Coriolis s'opposent

Comment s'exerce la force de Coriolis ? Pour le savoir et à défaut de tout matériel, il suffit de comparer des images satellites montrant des perturbations des latitudes moyennes ou de cyclones tropicaux (p. 92, 118, 120 et 165). Les enroulements diffèrent selon l'hémisphère : dans l'hémisphère nord, les vents convergent vers le centre de plus basse pression par une rotation en sens inverse des aiguilles d'une montre (photo p. 92) ; dans l'hémisphère sud à l'inverse (p. 118), les vents soufflent en s'enroulant dans le sens des aiguilles d'une montre. Expérimentalement, il suffit d'inverser le sens de rotation du plateau tournant dans la manipulation p. 92 : la déviation du colorant se trouve inversée.

En résumé, voici l'effet de la force de Coriolis sur l'écoulement d'un fluide :

– pour une rotation du support en sens inverse des aiguilles d'une montre (ce qui simule le cas de l'hémisphère nord), il y a déviation sur la droite (selon l'axe A-D sur le

Représentation schématique de l'écoulement de l'air (figuré par les flèches) entre hautes et basses pressions suivant la situation [A pour anticyclone, D pour dépression], dans l'hémisphère nord et l'hémisphère sud.

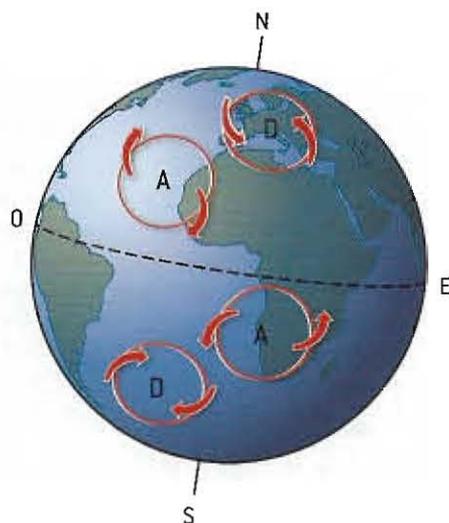


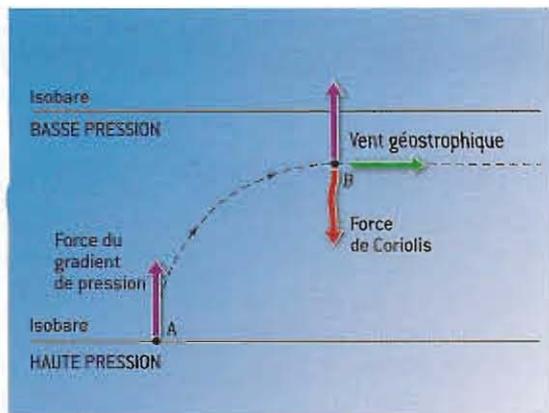
schéma ci-contre) par rapport au mouvement du fluide sans rotation;

- pour une rotation dans le sens des aiguilles d'une montre (cas de l'hémisphère sud), il y a déviation sur la gauche.

C'est ce que le météorologue néerlandais C.H.D. Buys-Ballot (1817-1890) avait saisi lorsqu'il formula la règle qui porte son nom: dans l'hémisphère nord, le vent souffle en ayant sur sa gauche les basses pressions. L'air s'écoule en conséquence dans le sens anti-horaire autour d'une dépression (notée D et correspondant à une basse pression), et dans le sens des aiguilles d'une montre autour d'un anticyclone (noté A, synonyme de haute pression); c'est l'inverse dans l'hémisphère sud.

Le vent géostrophique

Dès qu'un gradient de pression s'établit, une force s'exerce sur l'air et le met en mouvement (en A ci-contre). La force de Coriolis s'y applique alors puisque la Terre tourne! (Dans une moindre mesure, la force centrifuge s'exerce aussi, cf. ci-dessous.) L'air est ainsi soumis à deux forces principales. La déviation du mouvement de l'air s'accroît jusqu'à ce que ces forces deviennent opposées (en B): le bilan des forces est alors nul, de sorte que le mouvement de l'air est théoriquement uniforme et rectiligne le long des isobares. Ce vent qui suit la direction des isobares est qualifié de *vent géostrophique*.



L'effet supplémentaire de la force centrifuge : le vent du gradient

Ni la distribution de l'énergie ni celle des isobares ne se font de l'équateur aux pôles selon des zones parallèles entre elles et d'égales latitudes. Les isobares (les isohypses aussi) sont en effet sinueuses et souvent concentriques autour des extrêmes de pression. La déviation de l'air en mouvement, suivant des courbes, induit de « la force centrifuge ». Cette force nous est familière, car nous l'éprouvons, en deux roues ou en voiture, dans chaque virage. La force centrifuge nous déporte vers l'extérieur de la courbe d'autant plus fortement que la vitesse est grande. La force centrifuge va également modifier la direction de l'air s'écoulant suivant une courbe.

Illustrer l'effet de la force centrifuge sur un écoulement fluide Expérience

● Matériel

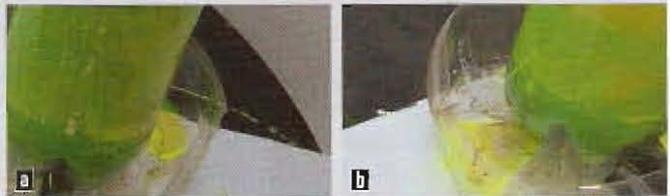
- Deux bouteilles de 1 L (eau minérales pétillantes par exemple, dont la base est fortement crénelée) avec un bouchon, épingle, eau, quelques vis (4-5).
- Plateau tournant (voir l'annexe page suivante); éventuellement planchette de bois à placer sur le plateau pour éviter qu'il se détériore, bouteille d'eau de 5 L pour isoler l'expérience.

● Manipulation

1. À 5 cm au-dessus du fond des bouteilles, percer 2 à 4 très petits trous (pour commencer, quitte à les agrandir ensuite) régulièrement répartis tout autour de la paroi.
2. Couper une des bouteilles à 5 cm de sa base, et fixer le fond par deux vis (dans les creux) sur le plateau (à un demi rayon du bord par exemple): il constituera ainsi le support de l'autre bouteille.
3. Remplir l'autre bouteille d'eau colorée et visser le bouchon. L'emboîter sur le plateau, quitte à donner quelques coups de cutter (d'un cm pour commencer) tous les quarts de tour au sode fixé sur le plateau.
4. Mettre le plateau en rotation et desserrer le bouchon.

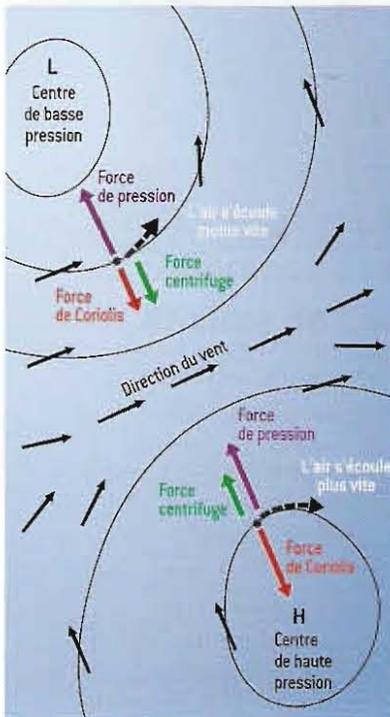
● Interprétation

Des filets d'eau jaillissent des perforations, perpendiculairement à la surface des parois de la bouteille. Il y a deux jets, l'un vers le centre du plateau et l'autre à l'opposé, vers l'extérieur dans l'axe d'un rayon. Le sens du premier est opposé à la force centrifuge produite par la rotation du plateau: le jet est plus court. Soulignons que cette expérience a simplement pour but d'illustrer l'effet que peut avoir la force centrifuge sur l'écoulement. La force centrifuge à l'œuvre n'est pas ici liée à la courbure de la trajectoire de l'écoulement comme dans le cas du vent, mais est associée à la rotation du plateau.



[a] Lorsque le jet est dirigé vers l'extérieur du plateau, force de pression et force centrifuge sont de même sens.

[b] Le jet dirigé vers le centre est plus court car force de pression et force centrifuge sont de sens opposés.



Comme tout équilibre, l'équilibre géostrophique évoqué ci-dessus (force de pression opposée à la force de Coriolis) se rompt facilement, et la force centrifuge y contribue. L'effet ne sera pas le même autour d'une dépression qu'autour d'une haute pression.

Autour d'une zone de basse pression, la force du gradient de pression (en violet ci-contre) est centripète (c'est-à-dire dirigée vers le centre de basse pression): elle s'oppose à la force de Coriolis et à la force centrifuge ce qui diminue la force résultante, celle dont dépend la force réelle du vent. Autour d'une zone de haute pression, la force de pression fuit cette fois le centre de haute pression et est donc de même sens que la force centrifuge, les deux forces étant opposées à la force de Coriolis: le vent s'écoule plus vite puisque l'action de la pression est renforcée par la force centrifuge. La vitesse du vent peut être accrue ou abaissée d'un facteur 2 par rapport au vent géostrophique sous l'effet de la force centrifuge. Ce vent qui prend en compte la force centrifuge est appelé vent du gradient.

En résumé, le vent suit la direction des isobares; c'est la conséquence de la déviation par la force de Coriolis. Autour d'une dépression toutefois, le vent «entre» légèrement comme

pour former une spirale se fermant lentement sur la zone de plus basse pression ; autour d'une haute pression à l'inverse, le vent « sort » légèrement, coupant vers l'extérieur les isobares. Ce vent, le vent du gradient, est la résultante des forces du gradient de pression, de Coriolis et centrifuge.

Dans les anticyclones, le vent est localement renforcé par la force centrifuge dans les courbures des isobares, ce qui explique pourquoi on n'observe pas d'isobares rapprochées. Elles traduiraient en effet un gradient de pression important, qui engendrerait une force centrifuge violente déviant l'air vers l'extérieur, ce qui affaiblirait le gradient. Force centrifuge et force de Coriolis (la cause de la courbure) d'un côté, et force du gradient de pression (dont dépend la force de Coriolis) de l'autre finissent par établir un équilibre dans leur interaction.

Plus la force de Coriolis est faible et plus le vent diverge en s'écartant de la direction des isobares autour d'un anticyclone. Inversement, l'air s'écoule en s'écartant des isobares vers le centre de basse pression. Près de l'équateur où l'effet Coriolis tend à s'annuler, la direction du vent n'est plus celle des isobares : elle est matérialisée par des lignes de courant, courbes qui relient les centres de haute et basse pression, presque directement. Nous verrons p. 122 et 128 comment cela affecte les alizés de la zone intertropicale.

Il faut retenir que, hormis certains cas particuliers – principalement la proximité de l'équateur ou de la surface, et les phénomènes locaux où le vent souffle sur quelques kilomètres –, la direction du vent est sensiblement proche de celle des isobares (ou celle des isohypses pour les cartes d'altitudes). Remarquons pour finir que sans l'effet Coriolis, peu de dépressions pourraient se creuser, pas plus qu'il ne se formerait de cyclones (un effet Coriolis faible est requis pour l'impulsion tourbillonnaire).

Construction d'un plateau tournant

Annexe

● Matériel

– Une jante de roue de vélo, une planche de contreplaqué (80 × 80 × 1 cm) ou plus simple un gros étau, une poubelle en plastique de 90 L (diamètre intérieur 48 cm, hauteur 50 cm) avec son couvercle.

– Matériel de coupe : scie égoïne, gros cutter, lame de scie à métaux, voire gros couteau parfaitement affûté en marquant (entamant) bien le trait avant de découper.

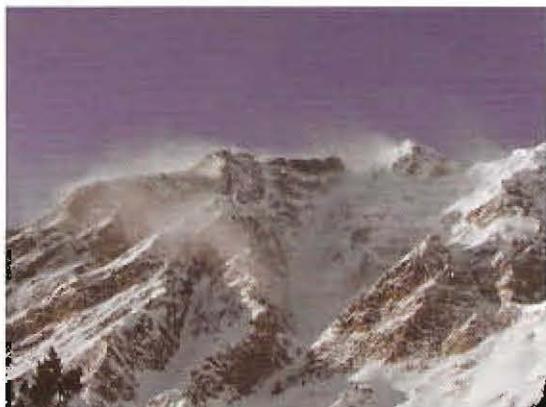
● Manipulation

1. Boulonner l'axe de la roue sur la plaque de bois, ou serrer l'étau sur le boulon de l'axe de la roue, en plaçant la roue bien horizontalement.
2. Placer le couvercle directement sur la jante. Y visser les supports de ce qu'on souhaite faire tourner (le fond de la bouteille coupée dans l'expérience précédente).
3. Pour d'autres expériences utilisant le plateau tournant (voir ci-après), découper avec soin le haut de la poubelle à 10 cm de son rebord supérieur et placer ce morceau, côté rebord, sur la roue. Retourner le couvercle (rebord vers le haut cette fois) et le placer sur la coupe que l'on vient d'effectuer.



Le vent réel au sol et en altitude

Les frottements sur la surface modifient le vent en force et direction



Observez attentivement les nuages sur une crête de montagne un jour tempétueux, la neige soufflée par vent fort, voire les tourbillons de feuilles mortes à l'automne... : l'écoulement de l'air subit manifestement de grandes fluctuations près du sol. Nous avons déjà évoqué l'influence sur le vent des perturbations dues à la proximité de la surface terrestre, à propos des brises (p. 83) et de l'intensité de l'effet Coriolis (p. 97). Cette proximité perturbe l'écoulement de l'air et le freine, de sorte que le vent «réel» est différent du vent que nous avons essayé de décrire dans les pages précédentes.

Quand l'écoulement est perturbé par la surface

L'expérience suivante vise à confirmer ce que l'observation des phénomènes naturels nous apprend. Il s'agit de comparer l'écoulement libre dans un tube de bon diamètre, à l'écoulement dans un tube dont la paroi interne inférieure n'est plus lisse mais rugueuse.

Comprendre l'effet d'une surface désordonnée sur l'écoulement

Expérience

● Matériel

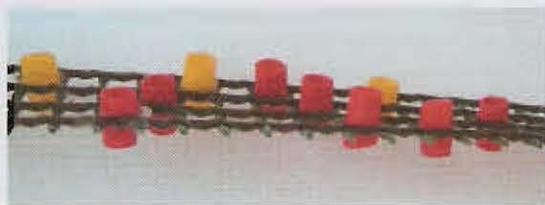
- Un mètre de tuyau plastique transparent de diamètre extérieur 4,5 cm pour liquide alimentaire (type tube clair), bouchon, bouteille en plastique de 5 L (ou mieux 8 L).
- 100 x 3,5 cm de grillage plastique à mailles carrées de 0,5 cm, quelques tubes plastiques, sciure et colorant (fluorescéine), bassine ou évier.

● Manipulation

1. Couper le fond de la bouteille afin d'en faire un réservoir, et emboîter le tuyau dans son goulot (a).
2. Fermer le tuyau à son extrémité libre par un bouchon et remplir le réservoir d'eau colorée en y ajoutant une poignée de sciure.
3. Attendre quelques instantes la fin des remous puis enlever le bouchon et observer l'écoulement dans le tuyau. Cela représente l'écoulement sans perturbation. Si l'écoulement est trop rapide, prévoir un bouchon avec deux ou trois trous pour modérer le débit (attention, il en découle une perturbation supplémentaire).

4. À l'aide d'une pince, couper les mailles extérieures ainsi que quelques mailles de la rangée centrale du grillage. Tordre les fils et y enfiler de petits bouts de tubes plastiques pour créer une forêt d'obstacles, distribués irrégulièrement mais sur toute la largeur du grillage (photo ci-dessous). Les éléments de ce fond rugueux doivent s'approcher autant que possible du tiers de la section du tube, et en tout cas ne pas dépasser cette proportion.

5. Insérer la bande grillagée dans le tube et répéter l'expérience. Il est également possible de placer un seul obstacle important, par exemple un coin disposé pointe face au courant (sans dépasser le tiers du diamètre intérieur toujours).





a

● Interprétation

La distribution de la sciure dans l'eau s'écoulant dans le tuyau est beaucoup plus irrégulière en c qu'en b. Lorsqu'une partie de la paroi interne du tube n'est plus lisse, les particules de sciures se retrouvent surtout dans la zone hérissée d'obstacles, fortement freinées: les irrégularités de la surface s'opposent à l'écoulement. Les obstacles perturbent l'écoulement du liquide et accroissent sa turbulence. Même si la fluidité de l'eau est beaucoup moins importante que celle de l'air, l'expérience permet de se représenter les perturbations de l'écoulement de l'air à proximité des surfaces.



b



c

a. Le dispositif, **b. La distribution de la sciure** dans l'eau du tuyau est à peu près régulière en l'absence d'obstacle ; **c. L'écoulement est perturbé** par la bande de grillage garnie d'obstacles de dimensions variées [morceaux de gaines de fil électrique, bouts de tuyaux ou tubes plastiques, petits bouchons].

Les effets sur le vent sont très variables selon les types de surfaces, caractérisées par leur rugosité. La plus faible est atteinte sur la mer ou sur un lac. Elle peut être 10 fois plus grande en pleine campagne à végétation basse, 50 fois en région bocagère ou faiblement urbanisée, et 100 fois en forêt. En ville, la rugosité atteint parfois 200 fois celle sur l'océan par temps calme.

Les sources de turbulence atmosphérique

La turbulence atmosphérique a plusieurs origines. Outre la turbulence mécanique que nous venons de découvrir, provoquée par l'écoulement au-dessus d'une surface rugueuse ou discontinue, on distingue les turbulences thermiques et de cisaillement :

- la turbulence thermique résulte d'une forte différence de température à l'intérieur du fluide. La proximité du sol, particulièrement l'après-midi par ciel dégagé, chauffe l'air proche et provoque des mouvements verticaux qui vont perturber l'écoulement atmosphérique horizontal. C'est la raison pour laquelle ce type de turbulence connaît un rythme diurne, à l'instar du vent: le refroidissement nocturne stabilisant l'air, la vitesse du vent aura tendance à atteindre un minimum au lever du jour et un maximum en milieu d'après-midi (naturellement une tempête intense occultera ce cycle);

- lorsque dans une couche ou dans des couches superposées, l'air présente des vitesses et/ou des directions différentes, il y a cisaillement. Du fait de la viscosité de l'air, des



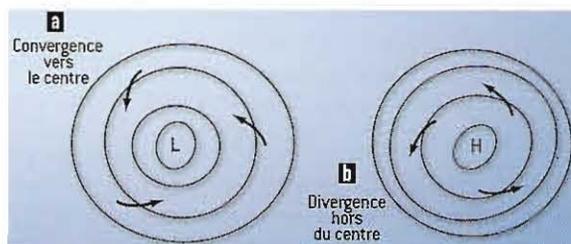
Effets de surface sur l'écoulement de l'Yonne. L'eau de la rivière est fortement ralentie par le bord du quai et les perturbations de l'écoulement qui en découlent, nettement visibles, sont perpendiculaires au bord. Loin du quai, l'écoulement est en moyenne dans l'axe de la rivière. Le cisaillement est repérable par le chapelet de tourbillons.

mouvements verticaux – de « compensation » – vont apparaître d'un niveau d'écoulement horizontal à un autre: c'est ainsi que des tourbillons vont se constituer. Ces tourbillons, qui assurent la cohésion de l'écoulement, accompagnent nécessairement le cisaillement.

La couche affectée par la proximité du sol, la zone plus basse de l'atmosphère, est appelée la couche de surface. Son épaisseur moyenne est d'une cinquantaine de mètres, mais il s'agit d'une valeur très variable selon la rugosité de la surface: de quelques millimètres sur une mer d'huile à plus de 100 mètres au milieu de gratte-ciels.

Le vent tourne avec l'altitude

L'écoulement de l'air dans la couche de surface est très *turbulent*, c'est-à-dire constitué d'une imbrication de tourbillons de dimensions très diverses. Si le mouvement de l'air dans la couche de surface a une vitesse réduite, l'effet Coriolis (proportionnel à la vitesse) s'en trouve souvent négligeable: le vent au sol, moins fort que le *vent géostrophique*, est donc généralement de direction différente.



Lorsque la force de pression devient prépondérante [a], la direction du vent s'écarte de celle des isobares et s'infléchit, converge, vers le centre de basse pression: la circulation est dite cyclonique. En [b], la déviation de la direction du vent se fait vers l'extérieur du centre de haute pression: le vent diverge dans la circulation anticyclonique.

Si la force de Coriolis diminue, celle de pression devient alors prépondérante:

- autour d'une dépression (cas a ci-contre), l'air va adopter une trajectoire en spirale qui franchit les isobares en direction du centre de basse pression: c'est une *convergence*. Cette convergence est associée à une ascendance dans les premières couches, celles proches de la surface (p. 114);

- autour d'un anticyclone (cas b), l'air s'écarte du centre de pression, en spirale également: une *divergence* se crée. Au centre de la haute pression, de l'air descend des couches

supérieures, ce qui constitue une subsidence. Cet écart à la règle de Buys-Ballot (qui indique que le vent est tangent aux lignes isobares, cf p. 95) est à souligner puisqu'il permet d'appréhender la continuité entre mouvements horizontaux de l'air et *ascendance* (ou *subsidence* pour les hautes pressions).

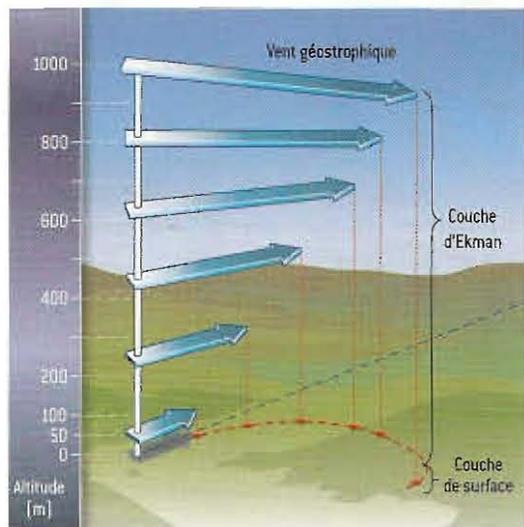
Ces mouvements verticaux, ascendances ou subsidences, induits dans les basses couches constituent ce qu'il est habituel d'appeler le « pompage d'Ekman » à l'image des phénomènes océanographiques mis en évidence par le suédois V. W. Ekman (1874-1954). L'ascendance tend à atténuer la dépression et à augmenter l'humidité par refroidissement de l'air (p. 144), ce qui peut éventuellement s'accompagner d'une formation de nuages. Inversement, la subsidence tend à réchauffer et assécher l'air près du sol, ce qui est susceptible de dissiper les nuages. La couche de surface, où règnent convergence et divergence, est séparée de l'atmosphère libre (correspondant au niveau 850 hPa), où le vent est quasi géostrophique, par une couche de transition.

Dans cette « couche d'Ekman », plus on s'éloigne de la surface terrestre, et plus les forces de friction qui s'opposent au vent diminuent. Le mouvement de l'air voit sa turbulence diminuer et sa vitesse augmenter sur les 800 à 1000 premiers mètres d'altitude. L'importance de l'effet Coriolis croît avec la vitesse et change donc la direction du vent vers la droite (dans l'hémisphère Nord).

Notons pour finir :

- qu'en pratique, le vent géostrophique – ou celui au sol considéré comme suivant les isobares – fournit une estimation satisfaisante du vent réel, sauf en zone équatoriale (car la force de Coriolis s'y annule).

- que la couche de surface se continue par la couche d'Ekman et forme avec elle la couche limite atmosphérique. Au-dessus, vers 1000 m d'altitude en moyenne, c'est l'*atmosphère libre* (le niveau géostrophique), où la direction du vent suit sensiblement les tangentes aux isohypses.



Projetons au sol l'extrémité de la flèche représentant la vitesse et la direction du vent (le vecteur vent) en fonction de l'altitude : la courbe obtenue matérialise la rotation et l'augmentation de la vitesse d'écoulement de l'air lorsqu'il échappe à l'influence de la surface. C'est la force de Coriolis qui est responsable de la déviation du vent, qui suit les isohypses au-delà de la couche d'Ekman.

Force, vitesse et direction du vent

Comment déterminer les caractéristiques du vent ?



Ensemble de secours girouette-anémomètre dans un centre Météo-France.

L'étude de l'atmosphère météorologique et la prévision de son évolution reposent sur quatre séries de mesures, température, pression, humidité et vent, appelées les paramètres d'état de l'atmosphère. Intéressons-nous ici au vent : l'écoulement du fluide atmosphérique, l'air, est caractérisé par sa direction, son sens et sa vitesse (ou sa force selon la méthode utilisée).

Ces données alimentent les modèles de prévision et sont capitales dans de nombreuses activités. Changer le sens d'atterrissage sur un aéroport international est ainsi une décision d'un lourd poids économique. L'importance de la prévision du vent est évidente pour la sécurité maritime, routière ou incendie. Elle l'est moins mais reste pourtant tout aussi importante en matière de travaux publics (assemblage des grands édifices comme

le pont de Millau, stabilité des grues, etc.), de pollution (panaches de fumées industrielles, déplacements de polluants de surface, etc.), d'agriculture (dispersion des traitements, évaporation, etc.), de santé («refroidissement» par grand froid, difficultés respiratoires et cardio-vasculaires accrues par grand vent, diffusion/dispersion des allergènes, etc.) ou en matière de loisirs bien sûr (plaisance, vol libre, sorties en montagne, etc.).

Si les indications fournies sur le vent paraissent simples, il faut souligner qu'avoir des relevés fiables est relativement difficile : des exigences élevées pèsent tant sur le matériel que sur les conditions de mesure elles-mêmes, imposées par la grande variabilité du vent à proximité de la surface terrestre (p. 98). C'est pourquoi nous allons nous concentrer dans ce qui suit sur les principes de la mesure.

Les paramètres du vent

La girouette : d'où souffle le vent ?

Un simple fil, une étroite bande d'étoffe légère constituent déjà des indicateurs de l'orientation du vent. Connus sous le nom de penons lorsqu'ils sont noués aux haubans ou en tête de mât d'un bateau, ces dispositifs sont probablement aussi anciens que la navigation à voile, puisque cette pratique était déjà généralisée sous les Phéniciens !

Le moine Alcuin (vers 730-804), mathématicien et astronome, l'un des pères de l'école dont la paternité est toutefois revenue à Charlemagne, aurait introduit les points cardinaux pour repérer les vents, à

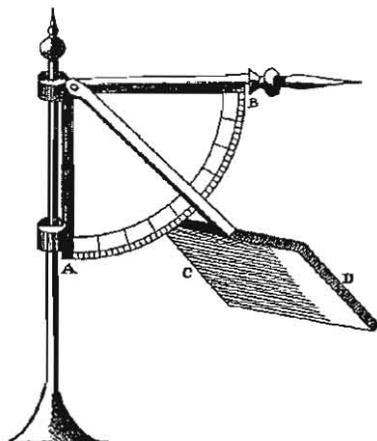


la place des Mistral, Autan, Tramontane, Bise, etc. qui malgré tout continuent de bien se porter !

La girouette est constituée d'un « drapeau » rigide s'orientant dans le lit du vent. La qualité de ses indications repose sur sa sensibilité (la facilité à s'orienter), et sur sa stabilité (la capacité à demeurer dans l'axe du vent sans fluctuer constamment au gré des micro-turbulences). Pour tenir lieu de girouette, un dispositif indiquant la direction du vent doit être associé à un repère. Pour cela, le 0° (ou 360°) d'un rapporteur parfaitement horizontal est orienté vers le nord géographique. Le vent est ensuite désigné par l'angle que fait sa direction, dans le sens où il souffle, par rapport au rapporteur orienté. Sur la photo précédente, la girouette indique un vent au 315 (pour trois cent quinze degrés), soit un vent soufflant du nord-ouest. Au 360, il vient du nord ; au 270, c'est du vent d'ouest, au 180 du sud, au 90 d'est, etc.

L'anémomètre

Le premier anémomètre remonterait aux environs de 1450, et est attribué à Leone Battista Alberti (mathématicien italien, 1414-1472). Celui construit en 1667 par Robert Hooke (1635-1703, le « Léonard de Vinci » anglais) et utilisé pendant plus d'un siècle (représenté ci-contre), est de même conception que l'anémomètre à plaque de Santorio Santorre (1561-1636, médecin italien, l'un des pères du thermomètre). Le principe en est simple : une plaque mobile autour d'un axe de rotation horizontal, s'écarte d'autant plus de la verticale que le vent exerce une forte pression. Cet appareil à plaque (ou à pendule), que nous vous proposons de reproduire, détermine à la fois la direction du vent et son intensité.



La réalisation d'un instrument rudimentaire

En imitant l'appareil de Battista ou de Hooke, il est possible de rapidement construire un modèle fonctionnel fournissant des mesures (photo page suivante). Sur la tige verticale (ou hampe) tourne le « drapeau » de la girouette : il porte la lame dont la rotation mesure la force du vent, repérable par les graduations portées sur le drapeau.

Construire une girouette-anémomètre

Expérience



● Matériel

- Plaque en contreplaqué ou comme ici en altuglas (8 × 7 cm au minimum) pour constituer le drapeau, tube à essai en verre ou tout autre tube en forme d'étui qui servira de fourreau à la girouette (dans cette réalisation, c'est la hauteur du tube qui détermine la hauteur du drapeau) ; tige d'un diamètre très légèrement inférieur à celui de l'intérieur du tube (pas de frottement mais pas de jeu excessif non plus).
- Bille de diamètre inférieur à celui de la section du tube pour assurer la libre rotation entre l'extrémité de la tige et le fond du tube, un ou deux rapporteurs en plastique, tige

en bois pour brochette qui servira d'axe de rotation à la plaque mobile; paille de diamètre supérieur à celui de la tige en bois.

– Contreplaqué ou bois à cageot de 3 mm d'épaisseur, pour constituer la plaque.

– 20 cm de fil de fer de diamètre 2 mm ou moins.

● Manipulation

1. Scier le rapporteur en deux parties égales de 90° (ou découper deux rapporteurs dissymétriquement à 1 cm du centre de chacun, parallèlement à l'axe centre-graduation 90°). Les coller (avec de la colle instantanée ou pour PVC) de chaque côté du futur drapeau de la girouette, en plaçant la base du rapporteur au ras du bord du drapeau.

2. Percer ensuite à l'emplacement de l'ancien centre du rapporteur, soit à 1 cm des bords du drapeau, un trou au diamètre de la tige en bois (2,5 mm). Faire en même temps deux trous (2 mm) en haut et en bas, à 5 mm du bord vertical, puis y passer le fil de fer.

3. Placer le tube contre le drapeau et l'entourer de fil de fer. Pour finir, torsader les deux extrémités du fil pour tendre et refermer la boucle ainsi formée.

4. Découper la plaque de bois (ici 15 × 5 cm), puis pratiquer une entaille centrale (10 cm de long), de largeur (12 mm) supérieure d'1 à 2 mm à l'épaisseur du drapeau (11 mm). Veiller à la meilleure symétrie possible.

5. Fermer l'entaille en collant la paille sur le chant (l'épaisseur) de la plaque. Après séchage, couper au cutter ce qui dépasse de la plaque, puis enlever la partie centrale fermant l'entaille.

6. Mettre la plaque en position, à cheval sur le drapeau. Enfiler la tige à brochette dans la paille en passant par le trou percé dans le drapeau en 2 (l'ancien centre du rapporteur). Prévoir de la couper à la bonne longueur avant de l'installer,

afin de ne pas solliciter inutilement le collage paille-chant de la lame (surtout si le temps de séchage a été un peu court).

7. Commencer les relevés afin de l'étalonner, par comparaison avec un autre anémomètre, ou à défaut en tenant l'anémomètre à l'extérieur d'une voiture et en consultant l'indication du compteur de vitesse – cette seconde méthode est beaucoup moins satisfaisante qu'il n'y paraît a priori, et il faudra renoncer à toute prétention de rigueur!



● Commentaires

Préparer éventuellement des plaques de largeur et de masses différentes (en fer de 0,5 mm d'épaisseur ou en aluminium de 1 mm d'épaisseur) selon la force de vent. Cet instrument présente de nombreux défauts, en particulier le mauvais équilibre de la partie girouette, puisque le centre de gravité de l'ensemble est notablement en dehors de l'axe de rotation (la hampe). Une flèche en avant du dispositif, compensant l'inégale répartition des masses, compliquerait la construction. Il est toutefois envisageable de changer de matériaux et de tenter des solutions techniques plus élaborées pour améliorer l'équilibre de la girouette et obtenir un anémomètre moins fragile et plus sensible.



D'autres dispositifs de mesure

Il existe un grand nombre d'approches pour mesurer la force du vent.

Mesure d'une pression ou d'une dépression

L'idée de mesurer la pression exercée par le vent est attribuée à l'évêque Pierre Daniel Huet (1630-1721). Pour cela, un manomètre à eau (cf. p. 55 pour en réaliser un) est relié par un tuyau à un entonnoir du plus grand diamètre possible (ci-contre). En orientant l'entonnoir de façon à ce que la direction du vent soit perpendiculaire au plan dans lequel est inscrite l'ouverture, on mesure la pression exercée par l'air par le déplacement du liquide du manomètre.

Prolongeant cette première approche, le physicien français Henri Pitot (1695-1771) a conçu la mesure de la pression exercée par le vent en utilisant l'effet Venturi. Une trompe à vide de laboratoire est nécessaire : il suffit alors de relier l'ouverture aspirante au manomètre à eau, puis de raccorder l'ouverture de la trompe prévue pour recevoir l'écoulement d'eau à un entonnoir, par le biais d'un morceau de tuyau (comme précédemment).

Anémomètres à « moulins »

C'est à Robert Hooke également qu'est attribuée l'une des premières propositions (1678) d'anémomètre conçu à l'image des moulins à eau.

Concevoir un anémomètre à axe horizontal

Expérience

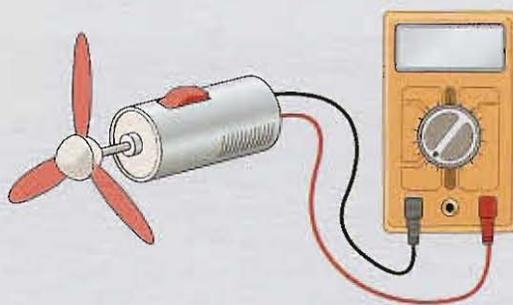
● Matériel

- Petit moteur (prévu pour une alimentation en courant continu) utilisé comme génératrice, hélice, fil électrique, multimètre.
- Une ou plusieurs sources de vent (sèche-cheveux, ventilateur, vieil aspirateur, etc.), éventuellement un anémomètre à main pour comparer.

● Manipulation

1. Adapter une hélice sur l'axe d'un moteur électrique de jouet.
2. Relier les bornes du moteur, utilisé ainsi en génératrice, à un voltmètre.
3. À défaut de vent, tester le dispositif à l'aide d'un sèche-cheveux et d'un ventilateur. Cela permettra de s'interroger sur les difficultés rencontrées pour convertir les caractéristiques du courant en mesure de la force ou de la vitesse du vent.

Le Français René Grillet aurait proposé autour des années 1670 la solution de l'axe vertical. Elle présente l'avantage de ne pas avoir à placer l'anémomètre sur un mécanisme le maintenant dans l'axe du vent (comme la girouette), ce qui réduit les causes de dysfonctionnement. Procurez-vous une turbine à coupelles et répétez l'expérience précédente en plaçant l'axe du moteur verticalement.



La manche à air

La manche à air fournit une estimation en force et direction du vent. S'il faut oublier toute prétention à la précision, les indications que ce dispositif donne justifient sa présence en bordure des aérodromes, près des plages, le long des autoroutes ou encore sur les sites d'envol des parapentes. La manche à air informe en outre sur le *secteur* d'où souffle le vent. Selon l'angle qu'elle fait par rapport à l'horizontale (l'axe théorique de l'écoulement non turbulent), elle renseigne sur la force. Un modèle d'aérodrome de 4,5 m de long et de diamètre d'entrée 1 m est horizontal dès que le vent atteint 7-8 m/s, soit 30 km/h. Les à-coups attirent l'attention sur de possibles rafales et turbulences.

Dans les boutiques d'équipement pour le vol libre et pour la navigation, il existe de petits modèles de manche à air peu onéreux. Leur faible masse limite toutefois leur inté-



rêt. Ils jouent le rôle d'une girouette puisque très vite (dès 10 km/h environ, soit force 2), ils sont déployés. Les modèles plus grands pour aéroclubs sont nettement plus coûteux, ce qui justifie la construction proposée ci-dessous.

Un paramètre délicat à évaluer

L'écoulement de l'air est très turbulent, particulièrement dans la *couche de surface*: il est donc nécessaire de distinguer le vent moyen (le vent moyenné sur 2 minutes pour l'aéronautique, 10 minutes selon l'Organisation météorologique mondiale ou OMM, voire la journée pour l'agronomie) des rafales, c'est-à-dire les pointes de vitesse soutenues pendant au moins 3 secondes.

C'est également pour tenir compte du caractère turbulent de l'air que l'implantation de l'anémomètre répond à certaines normes: il doit être à 10 m du sol, en haut d'un mât éloigné de 10 fois la hauteur du plus grand obstacle au vent

Réaliser une manche à air

Expérience

Voici les instructions pour construire une manche à air d'au moins un mètre de long, sachant que ses dimensions exactes seront conditionnées par les matériaux à votre disposition. Sa longévité également d'ailleurs, puisque les contraintes sont sévères dès que le vent souffle. La réalisation proposée en voile de forçage est rapide, mais résiste mal à un usage intensif.

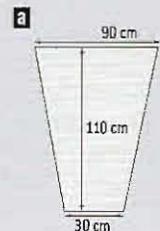
● Matériel

- Cercle métallique de circonférence approchant au mieux 80 cm (soit un diamètre de l'ordre de 25 cm) le plus rigide possible tel que jante de vélo d'enfant (sans ses rayons), à défaut reste de carcasse d'abat jour
- Voile de forçage pour maraîchage (se trouve en jardinerie) à assembler avec de la colle néoprène, ou mieux tissu à la fois résistant et avec de la tenue tout en étant relativement léger (vielle voile de dériveur par exemple) à coudre avec du fil adapté.
- 3 m de cordelette (cordeau de maçon en coton ou plus solide), le plus haut poteau disponible (2 m est un minimum) et 1,5 m de fil de fer de diamètre 0,8 mm.

● Manipulation

1. Dans une bande de 110 × 90 cm de voile de forçage, découper un trapèze (a) de base 90 cm, de petit côté le tiers de la base environ et d'une hauteur de 110 cm. Superposer les deux plus grandes longueurs du trapèze en

les faisant se chevaucher sur 5 cm. Coller avec de la colle néoprène (bien respecter le mode d'emploi). Après séchage, replier la base autour du cercle métallique sur 5 cm et coller de même (selon la précision des mesures et du collage, le cercle s'inscrit à l'intérieur de la manche ou bien l'entoure).



2. Former un cercle de 9,5 cm de diamètre avec 3 tours de fil de fer torsadés entre eux. Terminer en repliant 5 cm du petit côté de la manche sur ce cercle et coller.
3. Nouer 60 cm de cordelette en 2 points diamétralement opposés du grand cercle métallique (ajouter un peu de colle, en stoppage, là où la cordelette traverse le tissu afin d'éviter un effilochage trop rapide). Attacher le reste de cordelette au milieu du brin et fixer au mât.
4. Relevez systématiquement l'aspect de la manche à air (déploiement, angle par rapport au sol, etc.) selon les niveaux de l'échelle de Beaufort (p. 108) afin de la compléter, pendant quelque temps, par les observations propres à votre environnement.

dans le voisinage (est un obstacle, tout objet de 2 m de haut au moins, dont la largeur est interceptée par un angle de 10° , le sommet de l'angle étant le pied du mât, avec la réserve qu'un obstacle de plus de 5,5 m de haut à moins de 100 m n'est pas admis). Précisons toutefois que des mesures sont faites à 2 m pour des besoins agricoles particuliers comme le suivi de la pollinisation ou du développement des parasites en arboriculture, ou encore pour la surveillance des réseaux routiers. En outre, le sol ne doit pas présenter de variation de relief dans un rayon de 100 m, et doit être en herbe ou dépourvu de végétation (la rugosité d'un champ de blé est déjà un facteur de déclassement!).

Pour finir, deux points sont à souligner :

– il ne faut pas confondre la force du vent (l'un des 13 degrés de l'échelle de Beaufort, cf. annexe page suivante) et la notion de force en physique (toute cause capable de modifier la forme et/ou le mouvement d'un corps, lorsque cette action mécanique est caractérisée, c'est-à-dire représentable par un vecteur. La valeur d'une force s'exprime en newton);

– il importe de distinguer les notions de force ($F = \text{masse} \times \text{accélération}$) et de vitesse ($V = \text{distance}/\text{temps}$). L'expression de la vitesse du vent se rencontre en mètre par seconde (m/s), en kilomètre (km/h) ou en nœud (kt, de l'anglais «knot»; 1 kt = 1,852 km/h).

Afin d'estimer la vitesse du vent en l'absence d'anémomètre, un classement en 13 niveaux de force, de force 0 à force 12, a été établi : c'est l'échelle de Beaufort, attribuée à l'amiral anglais Sir Francis Beaufort (1774-1857) et généralisée dans la marine britannique à partir de 1839. Ce classement semble cependant beaucoup plus ancien, puisque si des échelles plus grossières ont toujours existé, Daniel Defoe fait explicitement référence à une échelle à 12 degrés lorsqu'il décrit une tempête ayant touché les Îles britanniques en 1703.

Dans l'échelle de Beaufort, la force du vent est évaluée à partir de ses effets, résumés dans le tableau qui suit. Pour les adapter à votre environnement et affiner la définition des différents niveaux, n'hésitez pas à consigner vos propres observations. En particulier, si vous avez mis en place une

manche à air (p. 106), relevez systématiquement les aspects qu'elle prend. Ces indications complémentaires auront d'autant plus de valeur que vous aurez pu emprunter un anémomètre ou connaître la vitesse du vent au moment des observations. Si vous faites appel à un centre météo ou au propriétaire, fiable, d'une petite station automatisée, il faut que ces derniers ne soient pas trop éloignés et que la situation soit relativement stable – un temps orageux par exemple est totalement à exclure en raison des très fortes variations qui existent même entre lieux rapprochés.

En 1944, les degrés 13 à 17 ont été ajoutés dans la perspective de rendre compte des phénomènes tropicaux (cyclones, typhons, etc.) mais une observation, même en mer, semble difficilement imaginable pour estimer ces degrés extrêmes.

Force	Description	Conditions sur terre et en mer <i>Observations des Cap-horniers</i>	Vitesse du vent [km/h]	
0	Calme	La fumée monte verticalement ; mer d'huile. <i>Tous les huniers dehors.</i>	0	
1	Très légère brise	La fumée indique la direction du vent ; les girouettes restent immobiles ; les plans d'eau se rident ; en mer, la hauteur des vagues atteint 10 cm (0,1 m). <i>Petit vent. Toutes voiles et bonnettes.</i>	1 à 5	
2	Légère brise	On sent le vent au visage ; les girouettes bougent ; les feuilles tremblent ; la crête des vagues (0,2 m) se distingue par une variation de couleur. <i>À laisser courir vent sous vergue.</i>	6 à 11	
3	Petite brise	Les drapeaux légers se déploient ; les petites branches bougent et les feuilles sont constamment agitées ; quelques rares « moutons » apparaissent sur la crête des vagues (0,5 m). <i>Navigation de demoiselle. Les bateaux gitent fortement.</i>	12 à 19	
4	Jolie brise	Les papiers, la poussière, le sable s'envolent ; les petites branches plient ; les vagues (1 m) deviennent plus longues, il y a des moutons. <i>À tailler la route. La mer devient houleuse.</i>	20 à 28	

5	Bonne brise	Les arbustes feuillus commencent à se balancer; les branches des pins s'agitent; début des embruns en mer, passage des vagues, qui s'allongent, aux lames (2 à 3 m). <i>Cacatais serrés. Les haubans sifflent. C'est la « Piaule ».</i>	29 à 38	
6	Vent frais	Les fils électriques, les fenêtres et les greniers « hurlent »; les grosses branches remuent; les parapluies commencent à se retourner; en mer, des lames (3-4 m) commencent à se former, la mer blanchit. <i>Cacatais et perroquets serrés. Mer forte, écume.</i>	39 à 49	
7	Grand-frais	Les arbres entiers s'agitent; il faut s'incliner contre le vent pour marcher péniblement; en mer, traînées d'écume dans le lit du vent. <i>Huniers et voiles basses à 1 ris. Les petits bateaux rentrent s'abriter.</i>	50 à 61	
8	Coup de vent	Les petites branches cassent; il est très difficile de marcher contre le vent; en mer, écume et embruns tourbillonnent dans le vent, lames de 5-6 m. <i>Méchant grain. Huniers et voiles basses à 2 ris.</i>	62 à 74	
9	Fort coup de vent	Dégâts aux toitures (ardoises, antennes, etc. commencent à souffrir); en mer, les crêtes des vagues (8-9 m) commencent à s'écrouler et déferler en rouleaux, la visibilité diminue à cause des embruns. <i>Caup de tabac. Huniers valants serrés. Tous les bateaux sont à la cape.</i>	75 à 88	
10	Tempête	Situation rare à l'intérieur des terres; le vent commence à déraciner les arbres, arrache des morceaux de toiture; la mer est blanche, la visibilité réduite, lames d'une dizaine de m. <i>Fort coup de tabac. Basses voiles au bas ris.</i>	89 à 102	
11	Violente tempête	Phénomène exceptionnel à l'intérieur des terres; chute des arbres généralisée en certains endroits; structure des bâtiments menacée; tuiles et ardoises volent; en mer, lames exceptionnelles jusqu'à 16 m, la mer « mousse », visibilité minime. <i>Mer démontée. Voiles de cape aux huniers.</i>	103 à 117	
12	« Tempête du siècle », cyclone, ouragan	Extrêmement rare sous les latitudes moyennes; situation de catastrophe naturelle, nombreux morts et blessés. <i>Voiles de cape basses.</i>	> 118	
Au-delà de force 12		« À sec de toile, et recommande ton âme à Dieu et ou saint de ton choix ».		

4. La circulation atmosphérique générale



*«...le domaine aérien sortit de son nombril,
de sa tête le ciel évolua,
de son oreille les orientes :
ainsi furent réglés les mondes. »*

Hymne au Purusa, *Rig-Veda*, X, 90.

À l'échelle planétaire, certaines zones se distinguent par la quasi permanence de basses pressions, alors que d'autres, comme les Açores, sont célèbres par la situation anticyclonique qui y prévaut. La constance avec laquelle se situent ces ascendances et ces subsidences traduit une structuration des mouvements d'ensemble de l'atmosphère. La raison en est simple : la zone intertropicale, la plus exposée au rayonnement solaire, se trouve en excès d'énergie par rapport aux zones polaires. La polarisation qui en résulte tend à mettre en mouvement l'atmosphère entre l'équateur et les pôles, ce qui maintient l'équilibre radiatif de la Terre. La rotation de la Terre a, quant à elle, pour effet de fractionner cette convection planétaire en plusieurs cellules. Ces ruptures dans le transfert de l'énergie vers les pôles produisent des confrontations frontales de masses d'air.

♦ Cette composition multisatellite met en évidence la variété des systèmes nuageux, illustrant la complexité de la circulation atmosphérique.

Ascendances et subsidences

La continuité des mouvements atmosphériques



Cumulus congestus au-dessus de la Chartreuse. Il se développe grâce à l'influence du relief au-dessus d'une légère inversion, dans de l'air initialement instable. Les courants ascendants, nécessaires à la formation du nuage et qui lui donnent son aspect, sont accompagnés de mouvements d'air descendants qui ne sont pas visibles.

Des liens unissent les mouvements, verticaux et horizontaux, de sens opposés dans l'air: c'est le phénomène de continuité (p. 80), un concept clé qui nous a permis d'interpréter une brise côtière bien établie, les alizés et plus généralement l'existence du vent. Cette notion est indispensable pour comprendre les mouvements de l'atmosphère, à grande échelle (la cellule de Hadley ou les trains de dépressions) comme à l'échelle locale (les brises ou les orages).

C'est dans cet esprit que le mathématicien et physicien américain Edward Lorenz né en 1917, qui développa et appliqua en météorologie la théorie du chaos, a formulé une métaphore célèbre sous-entendant une interdépendance de tous les événements dans l'atmosphère de la planète. En prêtant à un battement d'aile de papillon au Brésil un effet à terme sur les conditions météorologiques de l'hémisphère Nord, il voulait indiquer qu'une très faible différence dans la valeur observée d'un paramètre pouvait bouleverser l'évolution de l'état atmosphérique. En vérité, la formule choc de Lorenz n'est pas fondée car l'énergie mise en jeu dans une perturbation infime comme un battement d'aile est insignifiante devant les quantités d'énergie gigantesques à l'œuvre dans l'atmo-

sphère. Il s'agissait principalement d'attirer l'attention sur la sensibilité des modèles numériques aux conditions initiales. En effet, l'imprécision propre à toute mesure va s'amplifier au fil des calculs du fait des approximations nécessaires aux modélisations. Ces contraintes imposent des échéances de prévision limitées dans le temps.

Voici quelques expériences matérialisant ascendances et de subsidences – que nous avons déjà rencontrées dans la description de la *convection* (p. 29). Elles nous permettront de compléter la compréhension de la circulation de l'air organisée en *cellule convective*, mais aussi d'approfondir la notion de *continuité*, qui établit un lien entre haute et basse pression à la surface terrestre d'une part, et zone de *divergence* et de *convergence* en altitude d'autre part.

Les deux sens des mouvements verticaux

Ascendances et subsidences ont très fréquemment des causes dynamiques, liées aux écoulements de l'air. Ainsi, un flux abordant les pentes d'une montagne s'élève (c'est le soulèvement orographique) et peut, après refroidissement et condensation, engendrer un nuage d'orage (photo ci-contre), ou au contraire s'affaisser après avoir été forcé par-dessus les crêtes d'une

Reproduire ascendances et subsidences

Expérience

● Matériel

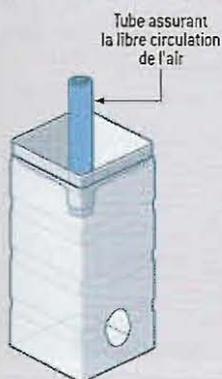
- Feuille de plastique transparent (par exemple 40 × 70 cm), d'épaisseur suffisante pour être roulée en tube, colle, bâtonnets d'encens et pâte à modeler.
- Faitout, glace, lampe à rayonnement infrarouge (à défaut, essayer une lampe halogène de puissance 500 W, ou remplir le faitout d'eau extrêmement chaude).

● Manipulation

1. À l'aide d'un cutter ou d'une scie à guichet (ou « scie cloche »), percer un trou de diamètre 3 à 5 cm dans la feuille de plastique, deux centimètres au-dessus de la base du grand côté.

2. Rouler la feuille en tube au diamètre du faitout destiné à recevoir le mélange réfrigérant plus 2 à 4 cm.

Variante : faute de feuille de plastique, voici un montage plus facile à réaliser mais de moins bonne transparence.



Prendre une bouteille d'eau de 5 L ou mieux 8 L et couper le haut à 1 cm sous la fin de l'arrondi, là où débutent les parois verticales. Percer l'orifice 2 cm au-dessus du fond. Renverser la partie supérieure et forcer dans le goulot un tube de PVC en faisant couler un peu de colle pour parfaire l'étanchéité. Encastrez cette partie dans la bouteille coupée et la remplir d'eau chaude (mais non

bouillante, au risque de ramollir le plastique !) pour créer l'ascendance, ou de glace pour provoquer la subsidence. Disposer 2 cm d'eau chaude ou de glace pilée dans le fond de la bouteille renforce l'effet.

3. Piquer quelques bâtons d'encens dans la pâte à modeler puis d'approcher le tout du trou ménagé dans la feuille. Dans une pièce obscure, un éclairage latéral (une lampe de bureau ou une lampe torche) facilite l'observation.

4. Placer la colonne ainsi constituée dans le faisceau de la lampe à infrarouge (pas trop près, sinon il y a risque de fusion du plastique) pour créer une ascendance (a page suivante).

5. Recommencer l'expérience en disposant le faitout rempli de glace en haut de la colonne (il doit passer de l'air entre le bord de la colonne et celui du faitout), pour créer cette fois une subsidence (b).



● Interprétation

L'air est chauffé ou refroidi dans la colonne verticale, ce qui le met en mouvement verticalement et entraîne la fumée des bâtons d'encens. Le flux qui se rassemble à la base de la colonne puis s'élève est dit *convergent* (a). Celui qui, après être descendu dans la colonne, s'en écarte en sortant est qualifié de *divergent* (b).



(a) L'air chauffé par une lampe infrarouge placée à proximité s'élève dans la colonne. Il constitue une ascendance aspirant l'air à la base.

(b) L'air refroidi par la présence du faitout rempli de glace descend : il constitue une subsidence. L'air est repoussé à la base.



(a) Dans une situation de basse pression locale, l'air converge à la base de l'ascendance.

(b) Inversement, il diverge depuis la subsidence dans une situation de haute pression locale (dite anticyclonique).

chaîne montagneuse. L'expérience ci-dessus illustre ces mouvements verticaux : par commodité, ces derniers sont ici provoqués thermiquement, en créant un phénomène convectif.

En météorologie, les mouvements verticaux de l'air sont dits :

- ascendants lorsque l'air s'élève. Au sol, l'air se rassemble et converge à la base de l'ascendance ;

- subsidants lorsque l'air descend. L'air s'éloigne du pied de la subsidence, il diverge.

Les mouvements horizontaux unissent les mouvements verticaux.

Entre subsidence et ascendance : la continuité

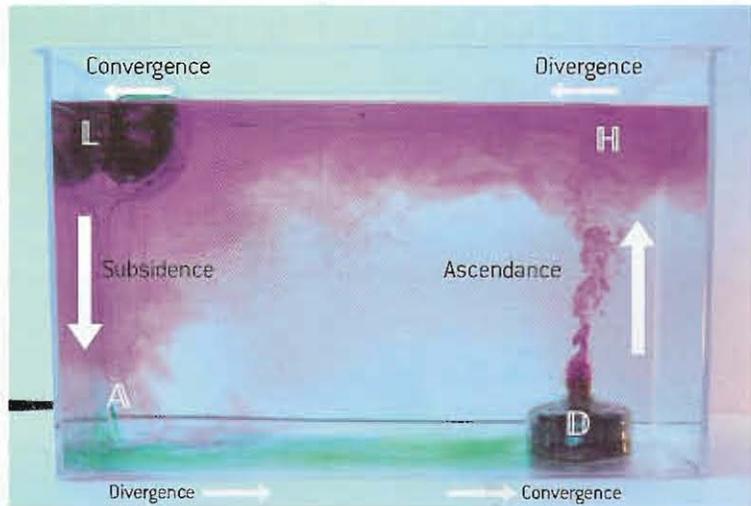
Dans l'expérience de découverte de la *convection* (p. 29), les mouvements de fluide subsidants étaient associés aux mouvements ascendants. Si ces courants de sens opposés ne sont pas contigus, il faut que le fluide qui s'élève soit remplacé, car un vide ne peut pas se créer. Il en résulte un écoulement horizontal qui vient remplacer le fluide constituant l'ascendance. C'est ce que recouvre la notion de continuité, que nous vivons dans l'atmosphère sous forme de vent. Pour matérialiser ce phénomène, il suffit de placer côte à côte les deux manipulations de l'expérience précédente : une colonne ouverte et proche d'une lampe à infrarouge, et une autre surmontée du faitout rempli de glace.

En obstruant momentanément les ouvertures à la base des colonnes, puis en les libérant l'instant d'après, les fumées d'encens révèlent l'entraînement horizontal de l'air – le vent atmosphérique – qui relie subsidence et ascendance. Pour observer la continuité à la tête des colonnes, il faut les placer à quelques centimètres l'une de l'autre. Au sommet de la colonne ascendante, l'air diverge et assure la continuité en s'écoulant vers la colonne de subsidence, où il y a convergence.

Une expérience similaire est proposée p. 121 : un glaçon est placé en surface d'un aquarium rempli d'eau à température ambiante, tandis qu'une bouteille d'eau chaude colorée se trouve à l'autre extrémité. À une zone de basse pression locale (le fluide chaud à la base) correspond en altitude une zone de haute pression, et inversement. La continuité assure la fermeture de la cellule convective : des flux de sens opposés s'établissent

en surface et au fond (photo ci-contre). Ils correspondent à des vents dans l'atmosphère.

Dans l'atmosphère, la convergence vers la dépression d'une part et l'ascendance qui surmonte la zone dépressionnaire de l'autre, constituent un ensemble défini. À l'inverse, subsidence et divergence de l'air hors de l'anticyclone sont souvent moins distincts, plus diffus et peuvent se fractionner. Cette configuration correspond à une situation anticyclonique diffuse et étendue : c'est une situation fréquente qui se traduit souvent par un pavage régulier de nuages cumuliformes. Sur la photo ci-dessous, une zone d'ascendance correspond à chacun des petits altocumulus qui se forment du fait de la condensation de la vapeur (il y a refroidissement par détente, cf. p. 157). Les espaces bleus entre les nuages apparaissent là où l'air subsident (descendant) voit sa pression augmenter et se réchauffe (p. 58), ce qui provoque la vaporisation des gouttelettes formant le nuage.



Une cellule convective s'organise sous l'effet de l'ascendance de colorant chaud (en fuchsia) et de la subsidence d'eau froide issue du glaçon. D (pour dépression) et L (« pour « low », bas en anglais) désignent des basses pressions relatives au sol et en altitude, sièges d'une convergence. De même, A (pour anticyclone) et H (pour « high », haut en anglais) repèrent des surpressions relatives qui entraînent une divergence.



Formation d'altocumulus, caractéristique d'une situation anticyclonique avec de l'air froid en altitude.

Ascendance et subsidence dynamiques

Les mouvements horizontaux et verticaux sont couplés



En rencontrant un obstacle comme une montagne, l'air est forcé de s'élever : c'est un exemple d'ascendance dynamique. Un nuage se forme souvent après refroidissement, comme l'illustre ce « mur » de foehn dans le Tyrol autrichien. Ce dernier pourra se dissiper une fois la crête passée.

l'air en mouvement : on parle alors d'ascendances dynamiques. Le soulèvement orographique en constitue un exemple type (photo ci-dessus) : lorsque un flux d'air rencontre une montagne, un mouvement ascendant est nécessaire au franchissement de l'obstacle. L'explication physique est simple : les variations de vitesse comme de trajectoire de l'air en mouvement provoquent des variations verticales de pression. Ce sont ces différences de pression qui engendrent des ascendances ou des subsidences (p. 144 schémas a et b), selon l'orientation du gradient de pression.

Des mouvements verticaux d'origine non convective

Lorsqu'un écoulement fluide est contraint de changer de débit sous l'effet de son environnement proche, une variation de pression en découle, puis éventuellement un changement d'occupation de l'espace. C'est ce qu'illustre l'expérience suivante, où un tube vertical tient lieu de manomètre à eau : il permet de visualiser simultanément les variations de pression et leurs effets sur le fluide.

La formation de cumulonimbus est le signe le plus manifeste de l'existence d'un intense mouvement atmosphérique vertical. La vapeur d'eau que contient l'air entraîné en altitude se condense en effet, sous l'effet du refroidissement. Les gouttelettes d'eau constituent un nuage dont l'extension verticale et l'aspect bourgeonnant de « choux fleur » témoignent de l'énorme quantité d'énergie à l'œuvre.

On associe souvent les ascendances à un phénomène d'origine thermique (p. 29), alors qu'elles sont très majoritairement provoqués par

● Matériel

– 1 à 1,5 m de tuyau plastique transparent pour liquide alimentaire (de type tube clair) de diamètre extérieur 4,5 cm et son bouchon, bouteille en plastique pour l'eau de 5 ou 8 L, 5 à 10 cm de tuyau de diamètre extérieur 3,5 cm, et 5 à 10 cm de tuyau de diamètre extérieur 2,8 cm (les trois sections de tuyau doivent s'emmancher en force l'une dans l'autre).

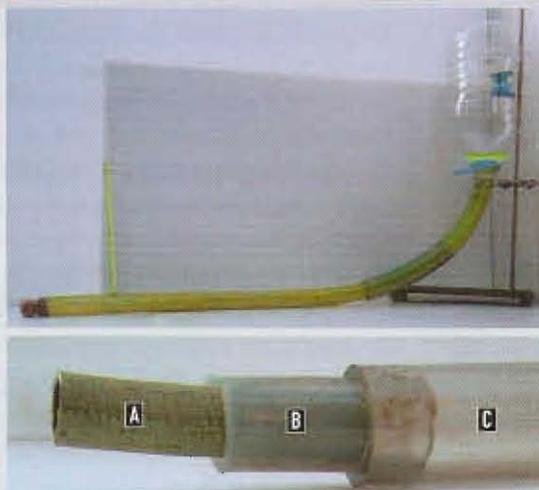
– 25 cm de tuyau en plastique rigide transparent de diamètre 1 cm (ici un étui de thermomètre), colle à prise rapide, bassine, éventuellement un peu de colorant (fluorescéine ou colorant alimentaire).

● Manipulation

1. Couper la fond de la bouteille d'eau. Y raccorder le tuyau de grosse section en l'emboîtant dans le goulot.
2. A 5 à 10 cm de l'autre extrémité du tuyau, percer la paroi supérieure et y enficher le tube rigide.
3. Fermer l'extrémité du tuyau et remplir le réservoir. Placer la bassine en sortie du tuyau et le déboucher. Noter le niveau dans le tube vertical.
4. Répéter l'expérience en faisant varier la section du tuyau : pour cela, emmancher un puis deux bouts de tuyau entre la sortie et le tube vertical (ou en sortie).

● Interprétation

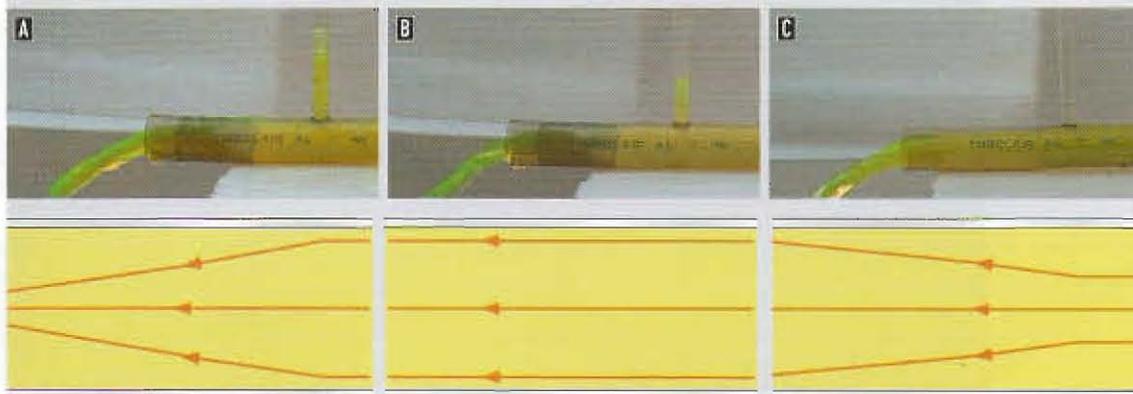
On considère qu'en B, l'écoulement se fait suivant des lignes parallèles. Ces lignes peuvent être considérées comme la représentation d'*isohypses* dans l'atmosphère (p. 89), ou comme celle des trajectoires du vent. Il faut se rappeler en effet que le vent suit (p. 97) les « courbes » de niveau de la surface isobare : les isohypses pour les cartes d'altitudes, les isobares pour les cartes de surface).



Les différents bouts de tuyau sont emboîtés les uns dans les autres, modulant le diamètre de l'écoulement : B représente le diamètre moyen qui sera pris comme écoulement témoin, A le diamètre réduit (l'écoulement est freiné) et C le diamètre augmenté (l'écoulement est favorisé), c'est-à-dire le tube principal seul.

Le niveau dans le tube faisant office de manomètre sert en B de relevé de référence, caractérisant un écoulement libre sans contrainte (ni divergence, ni convergence du flux). Lorsqu'un étranglement réduit l'écoulement en A, le niveau s'élève : la pression croît et les lignes convergent. Le fluide « répond » à l'augmentation de pression en s'échappant par le haut : il y a ascendance.

En C, davantage d'espace est offert, de sorte que la pression diminue et les lignes s'écartent. Le niveau dans le tube diminue : la réponse du fluide est l'inverse de la précédente et il y a subsidence.



Variation de l'écoulement en fonction de l'évolution du débit (en A le débit est minimal, en B c'est le débit de référence tandis qu'en C le débit est maximal). Les

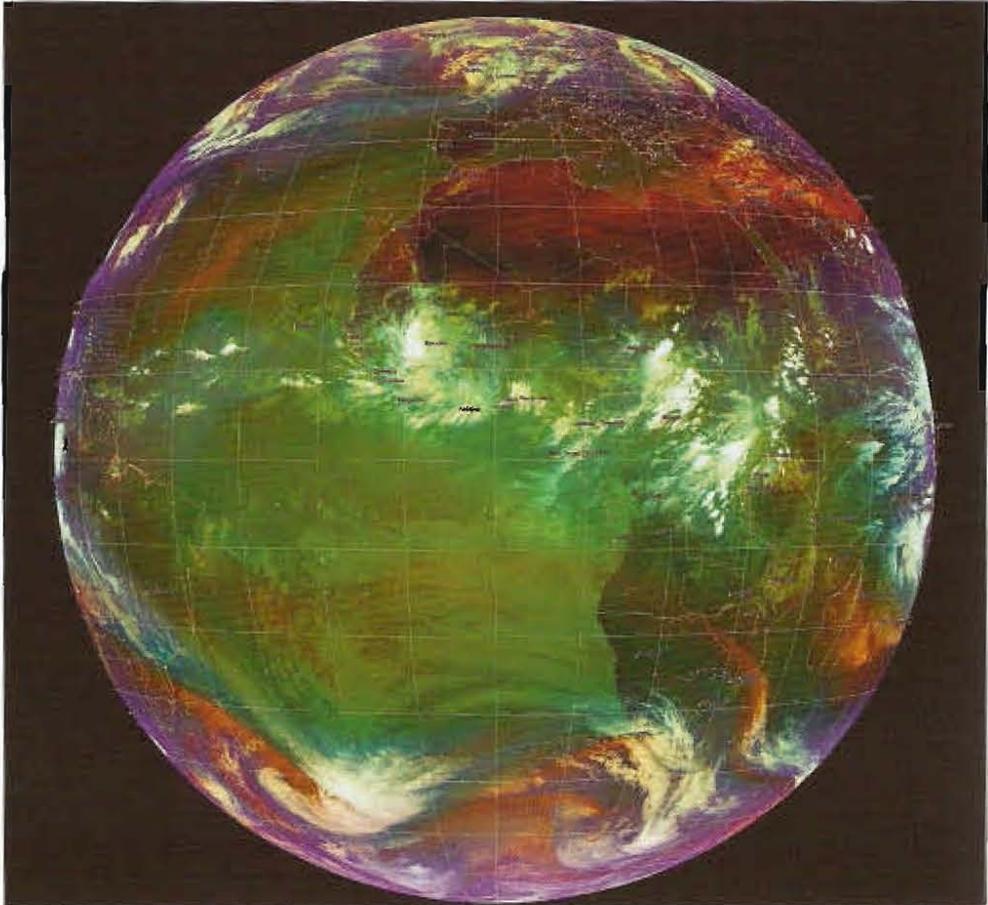
schémas représentent les trajectoires des particules de fluide (les lignes d'écoulement étant considérées parallèles en B, ce qui n'est pas réaliste).

Comment expliquer ces mouvements verticaux? Nous avons déjà rencontré une situation comparable p. 96 en étudiant les conditions de la rupture de l'*équilibre géostrophique*: la direction du vent s'écarte de celle des isobares ou des isohypses, du fait de la courbure des isobares (ou des *isohypses*) et de la force centrifuge qui en résulte. Il en est de même lorsque les isolignes représentant le champ de pression ou sa topographie, comme celles tracées ci-dessus, ne sont plus parallèles.

Quant aux contraintes de l'environnement atmosphérique s'exerçant sur un écoulement d'air, elles ont des origines multiples. Le frottement de l'air sur les surfaces, une variation brusque de la pression lors du creusement rapide d'une dépression, l'arrivée d'une masse d'air ayant une forte énergie cinétique, etc. peuvent modifier un écoulement d'air préexistant et y induire des ascendances ou de subsidences.

Le pilotage des hautes et basses pressions de surface

Quel est l'impact des convergences et des divergences d'altitude? S'il y a convergence en altitude, l'air peut:



Sur cette image datant de juillet 2007 – due au satellite Météosat – l'absence de nuages est le signe d'une ceinture anticyclonique ininterrompue des hautes pressions subtropicales,

synonymes de subsidences. La figure montre également des dépressions très creusées vers le pôle Sud, repérables par leur écharpe de nuages. Elles correspondent à de fortes ascendances.

- soit se déplacer vers d'autres altitudes où il y a divergence ;
- soit engendrer une subsidence, si la convergence est généralisée à plusieurs strates successives. Il en résultera une haute pression de surface entraînant une divergence au sol (1 sur le schéma ci-dessous).

S'il y a convergence dans la couche de surface, l'air deviendra ascendant à condition d'établir une jonction avec une strate divergente d'altitude plus élevée (2). L'air ascendant verra sa pression et sa température baisser, de sorte que l'humidité relative augmentera pour conduire éventuellement à une formation nuageuse par condensation à l'état liquide, voire à des précipitations (p. 150 et 174).

Munis de ces repères, nous voilà capable d'interpréter de façon rudimentaire l'essentiel des anticyclones et dépressions des latitudes moyennes.

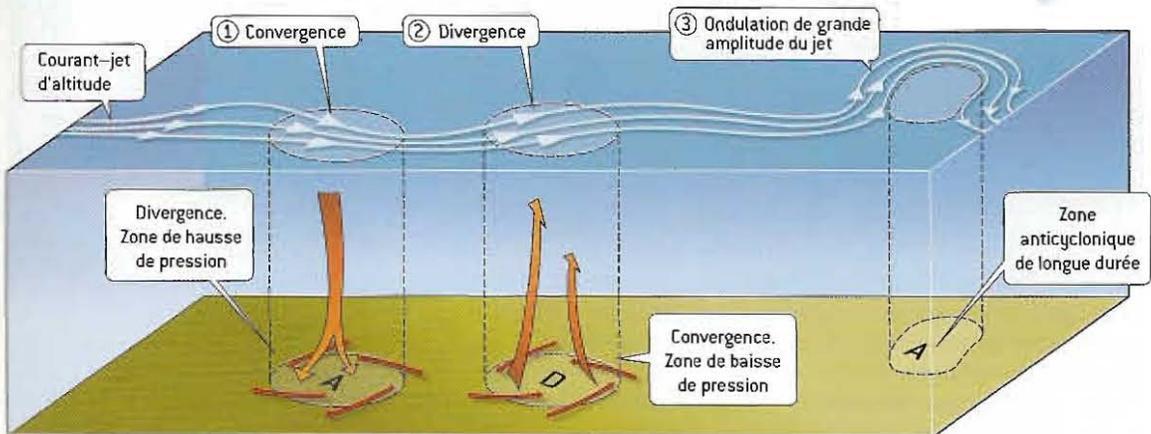
Nous verrons p. 128 que de forts vents d'altitude soufflent au-dessus de la zone de conflit entre l'air tropical et l'air polaire: les *courants-jets*. La position de cette zone plus ou moins définie fluctue, ce qui fait onduler le cours des courants-jets. L'ondulation engendre à son tour des contraintes sur l'écoulement de l'air dans les « tubes » de vent.

Les courants-jets se situent près de l'inversion troposphérique (p. 62), qui constitue une sorte de couvercle: c'est pourquoi la réponse aux contraintes s'exerçant sur l'écoulement ne pourra se faire qu'en dessous. Ainsi, un resserrement des lignes de courant (une convergence, 1 sur le schéma ci-dessous) va induire une subsidence; inversement il y aura ascendance depuis le sol si les lignes de courant s'écartent (s'il y a divergence, 2).

Lorsque les effets de ces phénomènes d'altitudes s'étendent jusqu'en surface, alors:

- à une convergence d'altitude (1) correspondra une divergence de surface, ce qui veut dire une subsidence et une haute pression au sol;
- inversement, à une divergence d'altitude associée à une divergence (2) dans le courant-jet, correspondra au sol une dépression vers laquelle l'air de surface convergera avant de s'élever en altitude en constituant une ascendance.

Une zone de haute pression en surface s'établit parfois lorsque les oscillations du jet sont de grandes amplitudes, et ferment une boucle (un « cut off » en anglais) en bloquant l'air ainsi emprisonné (3). Il lui correspond un temps très stable, mais pas nécessairement ensoleillé (p. 68 et 74), qui peut persister plusieurs semaines.



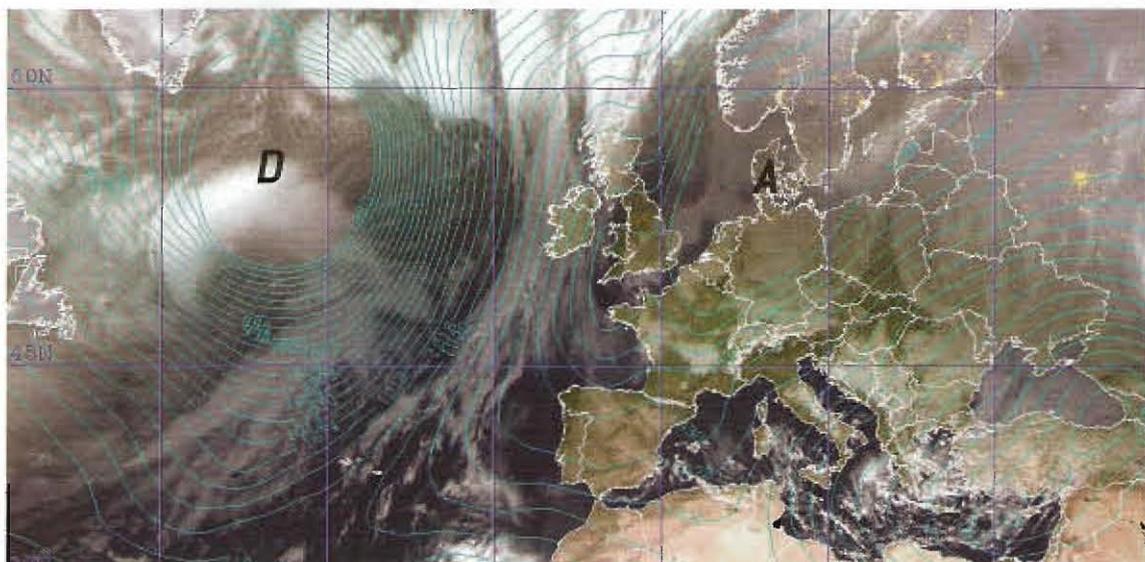
Représentation [cas de l'hémisphère nord] des zones de vents forts constituant un « jet stream ». Convergences et divergences dans le courant-jet peuvent déterminer anticyclone [surpression locale] et dépression [basse pression locale] en surface.

Première approche de la dépression atmosphérique

Du point de vue des mesures de *pression*, une dépression est une zone de l'atmosphère où la pression est plus faible que sur la surface de même niveau qui l'entoure. Cette zone de plus faible pression résulte soit des variations de mouvement de l'atmosphère (on parle de dépression dynamique), soit d'un phénomène convectif (c'est alors une dépression thermique). À la différence de la première qui évolue très souvent vers un système dépressionnaire, la seconde est généralement appelée à se combler après le coucher du Soleil.

Une dépression se traduit par une plus faible valeur de pression sur une *carte isobarique* (où la pression est ramenée au niveau de la mer, à l'altitude zéro), ou par une plus faible altitude (un creux) sur une carte d'*isohypses* (représentant les lignes de niveau d'une surface d'égale pression). Du point de vue dynamique, la dépression correspond à un volume, une portion d'espace atmosphérique en mouvement. Dans sa partie inférieure règne une pression plus faible que les pressions voisines, et qui est la base d'une ascendance. La dépression atmosphérique n'existera que lorsque l'ascendance fera la jonction avec une divergence d'altitude. Ainsi, la genèse de la dépression implique le couplage d'une perturbation des vents forts d'altitude (une divergence) avec une perturbation du champ de pression de surface. Ces changements de pression au niveau de la mer proviennent généralement de la confrontation de masses d'air ou de résidus d'une dépression antérieure.

L'approche d'une dépression se traduit par la chute du baromètre. Cette baisse de pression est maximale lorsque le centre de la dépression passe juste sur le lieu de mesure. C'est la raison pour laquelle la tendance (à la baisse ou à la hausse) donnée par les valeurs successives que mesure le baromètre a beaucoup plus d'importance que la valeur absolue d'une mesure de pression.



Cette figure est obtenue par combinaison d'images satellites dans les canaux visibles et infrarouge, puis ensuite colorisée. Elle correspond à une magnifique situation de blocage : une dépression très creusée (à 980 hPa) sur l'Atlantique nord va s'évacuer vers le nord-nord est, tandis qu'un anticyclone aux pressions particulièrement élevées [supérieures à 1038 hPa] sur le nord de l'Allemagne et le sud de la Scandinavie met l'Europe à l'abri de la perturbation.

Sous le *D* qui indique le minimum de pression mesurée au niveau de la mer, on reconnaît l'enroulement de nuage caractéristique d'un système dépressionnaire. Le décalage entre la position du minimum de pression de surface [*D*] et la position du centre de l'enroulement des masses nuageuses illustre la variation du champ de pression avec l'altitude. Remarquez également le ciel dégagé dans la zone anticyclonique [*A*], jusqu'en Europe centrale.

La cellule convective globale

Comprendre la circulation atmosphérique intertropicale

Un transfert convectif à l'échelle planétaire

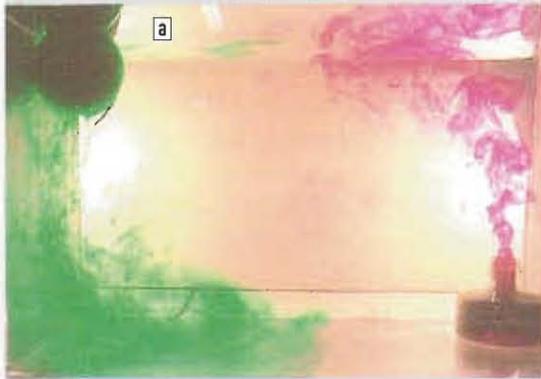
À l'issue du premier chapitre, nous avons fait le constat de l'inégale répartition de l'énergie à la surface du globe : les zones tropicales surchauffées par rapport aux pôles glacés en témoignent. Notre planète étant globalement en équilibre énergétique (p. 27), un transfert d'énergie est donc nécessaire : il est assuré entre autres par la convection, c'est-à-dire la circulation de matière en boucle provoquée par des différences de températures au sein d'un fluide (p. 29). La *cellule convective globale* qui en résulte s'étend sur plusieurs milliers de kilomètres.

Simuler une cellule convective

Expérience

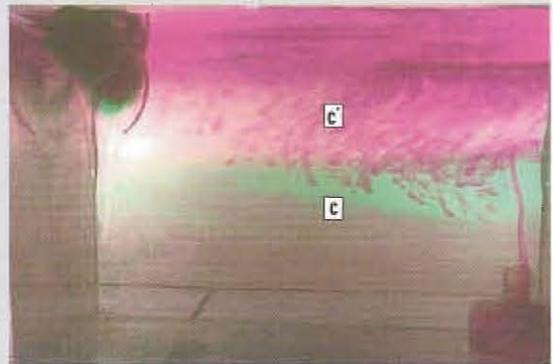
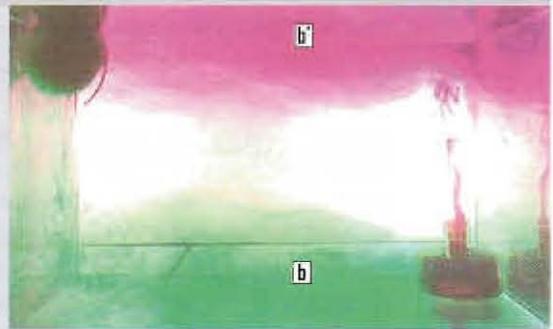
● Manipulation

1. Placer un glaçon d'eau colorée à la surface d'un grand aquarium rempli d'eau, à une extrémité de la cuve.
2. À l'autre extrémité, descendre un flacon rempli d'eau colorée **très chaude** jusqu'au fond, en le maintenant bouché (à l'aide d'un doigt par exemple).
3. Déboucher le flacon et observer la circulation qui s'établit, « marquée » par les colorants (a).



● Matériel

- Aquarium (50 x 30 x 40 cm), glaçon coloré grâce à du colorant alimentaire (vert par exemple), petit flacon de volume quelques cm³ (le diamètre de l'ouverture ne doit pas dépasser 1,5 à 2 cm).
- Eau très chaude (de température 60 °C ou davantage, en veillant à ne pas se brûler). Éventuellement un fil de fer rigide formant une boucle pour maintenir le glaçon contre la paroi de la cuve.



● Interprétation

Initialement, lorsque les différences de températures sont encore très marquées, la *turbulence* de l'eau chaude qui s'élève de la petite bouteille, comme celle de la fonte du glaçon sont remarquables (a).

Par la suite, une *cellule* s'établit très nettement : elle est constituée de deux branches verticales, ascendante et

descendante, et de deux flux horizontaux de sens opposés, en surface et au fond de l'aquarium (b et b').

Si l'on est patient – cela en vaut la peine! –, on constate qu'au bout d'un quart d'heure à vingt minutes (durée

variable suivant le volume de l'aquarium, du flacon, etc.), de très nombreuses « microturbulences » finissent par matérialiser une interface, sorte de *front* entre les deux zones chaude et froide de l'aquarium (c et c').

Quelle est la structure d'une cellule convective? Tout commence par une source chaude, le flacon d'eau colorée très chaude dans notre cas: en météorologie, cela peut être la zone tropicale, ou la côte en bordure de mer à la mi-journée par exemple. Elle est surmontée d'une ascendance, suivie d'un écoulement horizontal vers la *source froide* (ici le glaçon d'eau colorée flottant en surface) dont le rôle « moteur » ne doit pas être oublié. Le liquide de plus basse température, plus dense, alimente alors les *subsidences* – ces mouvements descendants d'air fréquents dans les zones polaires – qui ferment le cycle.

Au sein du fluide atmosphérique, la répartition homogène de l'énergie est assurée par une circulation thermique. Cette circulation forme une cellule convective, c'est-à-dire un ensemble *ascendance-subsidence* unies par des écoulements plus ou moins horizontaux constituant la *continuité* (p. 80 et 114). Cette structure se retrouve à plus petite échelle dans les phénomènes de *mousson*, de *brises côtières*, de *brises de pentes* (p. 83), dans les orages thermiques, etc.

La circulation atmosphérique intertropicale

La notion de cellule convective permet d'interpréter la circulation atmosphérique intertropicale et en partie l'existence des alizés. L'équateur joue en effet le rôle de source chaude tandis que les deux pôles, Nord et Sud, font office de double source froide.

C'est semble-t-il le physicien anglais George Hadley (1685-1758) qui proposa le premier une hypothèse pour expliquer comment un gradient thermique se maintenait entre l'excès d'énergie au niveau tropical et les déficits aux pôles. Il postula l'existence d'une circulation atmosphérique méridienne, c'est-à-dire s'organisant suivant la direction nord-sud.

Simuler la circulation atmosphérique

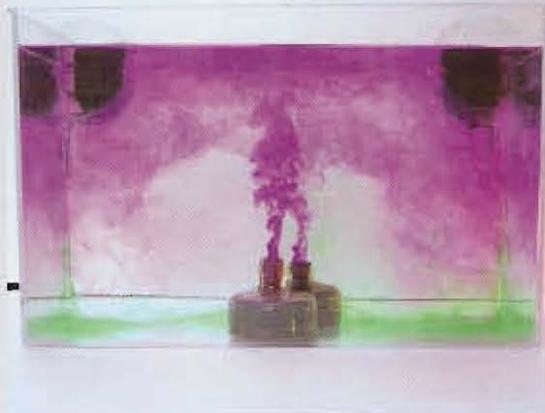
Expérience

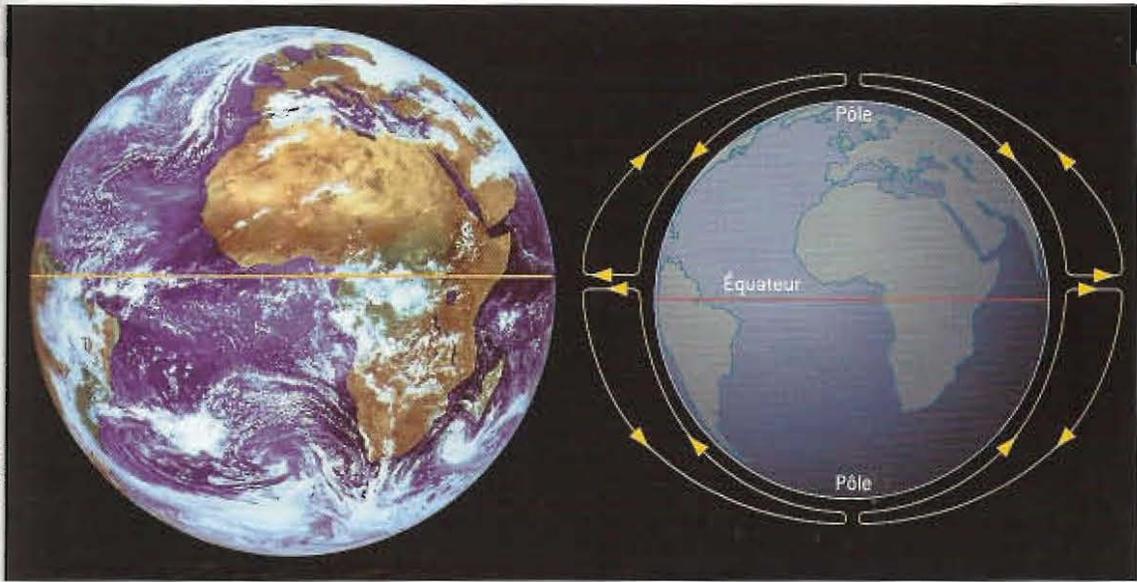
● Manipulation

1. Recommencer l'expérience précédente en plaçant en surface un glaçon coloré à chaque extrémité de l'aquarium.
2. Descendre deux flacons bouchés, si possible en même temps.
3. Les poser au fond, côte à côte, de part et d'autre d'une ligne médiane, puis les déboucher.

● Interprétation

Une paire de cellules convectives s'organisent rapidement. Les deux écoulements de retour (en vert) figurent les alizés, qui convergent (p. 129) vers la zone d'ascendance équatoriale, figurée dans l'expérience par les deux courants verticaux d'eau chaude (en rouge).





La position de la Zone de Convergence InterTropicale (ou ZCIT), au nord de l'équateur (matérialisé par la ligne rouge) en été, est repérable par un chapelet de nuages, particulièrement sur les continents. On a schématisé à droite la cellule convective globale selon l'hypothèse de Hadley, beaucoup plus complexe en réalité puisque fractionnée en trois cellules successives (p. 129).

À la surface de la Terre, la base des flux ascendants vers laquelle convergent les alizés est appelée la *Zone de Convergence InterTropicale* (ou ZCIT). Sa position ne correspond pas à l'équateur géographique mais à l'*équateur météorologique*, une zone comprise entre les deux tropiques et qui oscille de part et d'autre de l'équateur au fil de l'année. La ZCIT suit théoriquement le déplacement du parallèle recevant la lumière solaire directe avec une incidence de 90° : sur les images satellites, elle est repérable au chapelet de cumulonimbus des orages tropicaux qui se forment dans cette zone de convection très intense.

Pour que l'hypothèse d'Hadley énoncée en 1735 soit strictement vérifiée, il faudrait que la Terre ne tourne pas (p. 124-130), qu'elle soit constamment éclairée avec le même angle d'incidence (p. 16) et que sa surface soit homogène (p. 20). Dans ces conditions, la circulation atmosphérique serait entièrement méridienne, de l'équateur vers les pôles en altitude, et des pôles vers l'équateur au sol. Dans les faits, la position en latitude de la ZCIT présente des variations faibles sur les océans (Atlantique et Pacifique), mais importantes sur l'Afrique de l'Est et l'océan Indien (du fait des influences continentales). Par ailleurs, le mouvement de rotation de la Terre limite l'extension des deux cellules convectives approximativement entre les tropiques de part et d'autre de l'équateur météorologique. La cellule de Hadley décrit donc en réalité la circulation entre l'équateur et les tropiques du Cancer et du Capricorne. La rotation infléchit en outre la direction suivie par les alizés.

C'est au-dessus de l'équateur météorologique, la ZCIT, qui correspond au maximum d'énergie reçu, que s'organise l'ascendance équatoriale bien visible sur les images satellites. Il y a d'une part, en altitude, un transfert d'énergie vers les zones tropicales, et de l'autre, en surface, un retour d'air d'altitude plus frais depuis les zones de haute pression tropicales : ce sont les alizés. Ces deux flux ferment les deux cellules convectives intertropicales, qui constituent un maillon important de la circulation atmosphérique générale (p. 124) et de l'équilibre énergétique global de la planète (p. 27).

La circulation atmosphérique générale

Initiation au mouvement atmosphérique global

Par sa rotation, la Terre agit sur le mouvement méridien de l'air – celui de la cellule convective globale que nous venons de découvrir – par l'intermédiaire de la force de Coriolis. Plus généralement, la rotation terrestre structure l'ensemble des mouvements atmosphériques, qui sans cela seraient méridiens, c'est-à-dire organisés, en altitude, des régions les plus chaudes (équatoriales) vers les zones les plus froides (polaires).

Au-delà des tropiques, les mouvements atmosphériques ne se font plus suivant les méridiens mais s'orientent approximativement suivant l'axe des parallèles (voir le schéma de synthèse p. 129). Aux latitudes moyennes, il en résulte des courants atmosphériques d'ouest en est, sources de contrastes thermiques intenses puisque s'y rencontrent airs d'origine polaire et d'origine tropicale. La confrontation de masses d'air de températures très différentes crée à son tour de forts gradients de pression qui, particulièrement en altitude, vont accélérer les écoulements d'air et former des « tubes » de vent fort, les *jet stream* (ou courants-jets).

La circulation zonale

Revenons sur l'expérience de la page 92 qui visait à introduire la notion de force de Coriolis : une goutte de colorant est versée sur une lame d'eau en rotation grâce à un plateau tournant. Il s'en suit une structuration de la tache colorée, qui s'enroule autour de l'axe de rotation (photo b ci-dessous).

Fort éloigné de la simple diffusion observée si le plateau est immobile (a), ce comportement s'explique par la conservation du moment cinétique. L'eau est progres-

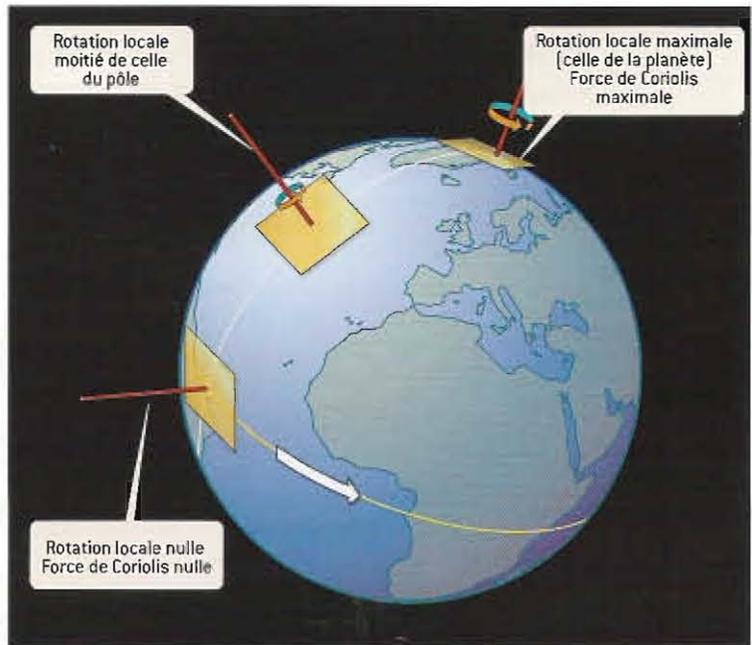


Diffusion d'une goutte de colorant. [a] Une goutte versée sur une mince couche d'eau diffuse lentement de façon homogène dans toutes les directions. [b] Si l'on répète l'expérience avec un plateau tournant, la tache s'enroule autour de l'axe de rotation : c'est une manifestation de la force de Coriolis qui s'exerce dans ce cas.

sivement entraînée par le récipient qui la contient : c'est parce que l'eau est un liquide visqueux qui « colle » à la paroi interne, que les forces de frottements entre les couches concentriques de liquides tendent à donner à l'ensemble récipient-liquide un mouvement identique. Du centre de la cuve en rotation vers son bord, le mouvement du fluide s'effectue donc à des vitesses linéaires différentes, de plus en plus grandes en s'écartant du centre. Un mouvement – celui du colorant par exemple – qui était sensiblement radial en l'absence de rotation, se trouve dévié par une force s'exerçant perpendiculairement à l'axe du déplacement (p. 93). Cette structure en spirale fait apparaître l'effet Coriolis, conséquence de la conservation de l'énergie cinétique au sein de la cuve animée d'un mouvement de rotation.

Revenons à l'atmosphère : à l'équateur, le calcul montre que la force de Coriolis est nulle. Les mouvements de l'air s'effectuent dans des plans tangents à la surface terrestre, ce qui revient localement à une absence de rotation de l'air par rapport à la surface, c'est-à-dire à une rotation locale nulle.

En s'approchant des tropiques, la force de Coriolis croît avec l'augmentation de la rotation locale. Dans l'hémisphère nord, l'air, se déplaçant vers le pôle Nord, est dévié vers la droite c'est-à-dire vers l'est (il en est de même pour l'hémisphère Sud, cf. p. 95). En conséquence, au-delà des 30° de latitude, l'air s'écoule vers l'est (ce sont les fameux « vents d'ouest ») en moyenne suivant la direction des parallèles : c'est cette circulation qui est qualifiée de *zonale*.



La force de Coriolis est une manifestation de la rotation terrestre autour de l'axe polaire. L'intensité de l'effet qui en découle dépend de la latitude considérée, et est nulle à l'équateur. La rotation locale exprime l'effet de la rotation terrestre sur un écoulement fluide.

Les contrastes horizontaux de température donnent de forts vents d'altitude

La circulation atmosphérique d'ouest en est aux latitudes moyennes, entre l'air polaire à basse température et l'air tropical de température beaucoup plus élevée, va conduire à de violentes variations de température affectant les couches d'altitude. La manipulation suivante établit une différence de température au sein d'un fluide, comparable à celle qui existe entre l'équateur et les pôles, et qui est à l'origine des mouvements atmosphériques.

Soulignons que l'expérience proposée vise à illustrer la « structure » nécessaire au transfert d'énergie et au maintien de l'équilibre global. Les énergies mises en jeu, les volumes mobilisés, les rapports entre échelles verticale et horizontale restent toutefois sans commune mesure avec le réel.

Mimer la circulation atmosphérique globale

Expérience

● Matériel

- Plateau tournant (p. 97) ou vieil électrophone, récipient en verre.
- Boîte métallique (conserve de 800 cm³ dite « 4/4 »), glace.
- Eau du robinet et eau très chaude, permanganate de potassium, compte-goutte ou pipette.

Cette expérience est une reprise de la précédente: il s'y ajoute un fort gradient de température au sein du cristallisateur. Une boîte contenant un mélange réfrigérant congelé, placée au centre du dispositif, refroidit très fortement le liquide qui est à son contact.

● Manipulation

1. Préparer un mélange de 1/3 de gros sel et de 2/3 de glace, en volume suffisant pour remplir la boîte centrale. Placer alors cette dernière au congélateur pour abaisser sa température au maximum (– 20 °C s'obtient sans difficulté).
2. Plonger à l'avance le récipient en verre dans de l'eau très chaude. Une fois réchauffé et vidé, le disposer sur le plateau tournant, puis placer au centre la boîte remplie de glace.
3. Verser de l'eau tempérée dans le récipient en minimisant les remous. Laisser l'ensemble se stabiliser.
4. Déposer en bordure quelques gouttes d'eau colorée presque bouillante, puis suivre le déplacement du colorant (a).
5. Recommencer et mettre aussitôt le plateau en rotation (b).

● Interprétation

L'eau se trouvant autour et à proximité immédiate de la boîte métallique glacée va fortement se refroidir. Lorsque le plateau est immobile, le liquide coloré progresse vers le centre du dispositif en suivant la petite cellule convective qui s'organise: refroidie au contact des parois glacées, l'eau descend au fond (elle est plus dense) et se répand vers les bords; inversement, le liquide en surface est aspiré vers le centre, en particulier l'eau colorée chaude (a).

À la mise en rotation, l'eau colorée de température élevée va adopter une disposition concentrique plus marquée (b): un anneau coloré se stabilise dès le début de la rotation, matérialisant la limite entre l'eau refroidie par la glace centrale, et l'eau réchauffée par le récipient extérieur.



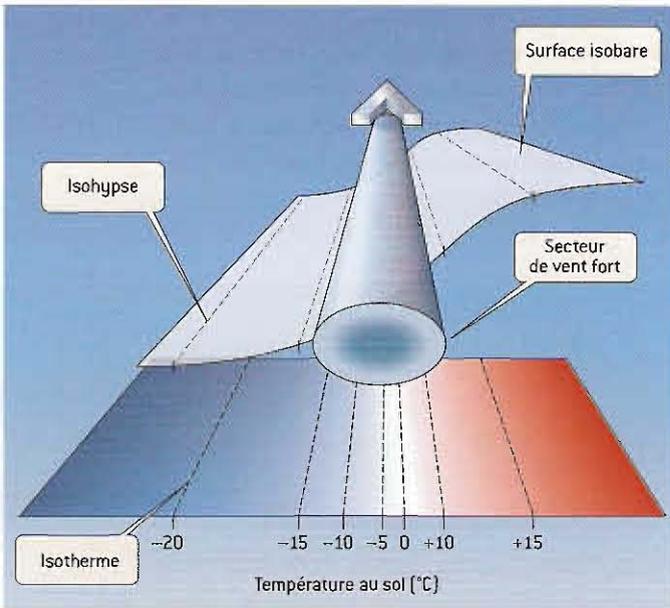
(a) Soumis à une forte différence de température, une goutte de colorant chaud déposé vers l'extérieur progresse, en surface, vers le centre.

(b) Lorsque le plateau tourne, le liquide coloré chaud s'organise en anneau dans la zone de plus forte variation de température (détail en c).

En conclusion, cette expérience montre qu'une structure particulière est susceptible d'apparaître dans un fluide en rotation soumis à un fort gradient de température radial. C'est, en simplifiant, la configuration présidant à la formation des courants-jets dans l'atmosphère. Comprendre la nature de ces courants est de première importance, puisqu'on sait aujourd'hui que le développement et le déplacement des *dépressions* des latitudes moyennes, susceptibles d'évoluer en *perturbation*, s'expliquent principalement par l'existence des courants-jets.



Ce cliché de cirrocumulus cirrostratus a été pris depuis la navette spatiale américaine Discovery. Les nuages marquent le trajet du courant-jet dit du « front polaire ». Ce courant apparaît lorsque la confrontation entre les masses d'air nord et sud est marquée par une forte variation horizontale de température.



Des vents forts soufflant dans la direction des isohypses découlent d'une situation d'intenses gradients de température (marquées par le resserrement des isothermes) et de pression (que traduit la forte pente de la surface isobare représentée). Il s'agit d'une simplification extrême puisqu'il importe de considérer en pratique plusieurs couches aux caractéristiques distinctes.

variation d'altitude de la surface isobare sur une distance réduite. Imaginez que vous parcouriez cette zone en conservant la même altitude : vous sentiriez une violente variation de pression à la traversée de cette surface isobare très pentue.

En pratique, il en découle à la limite de la troposphère des vents de grande vitesse, soufflant dans la direction des isohypses : les courants-jets. Des mouvements verticaux de l'air vont en outre s'établir, tendant à ramener l'équilibre.

Retour sur la cellule de Hadley

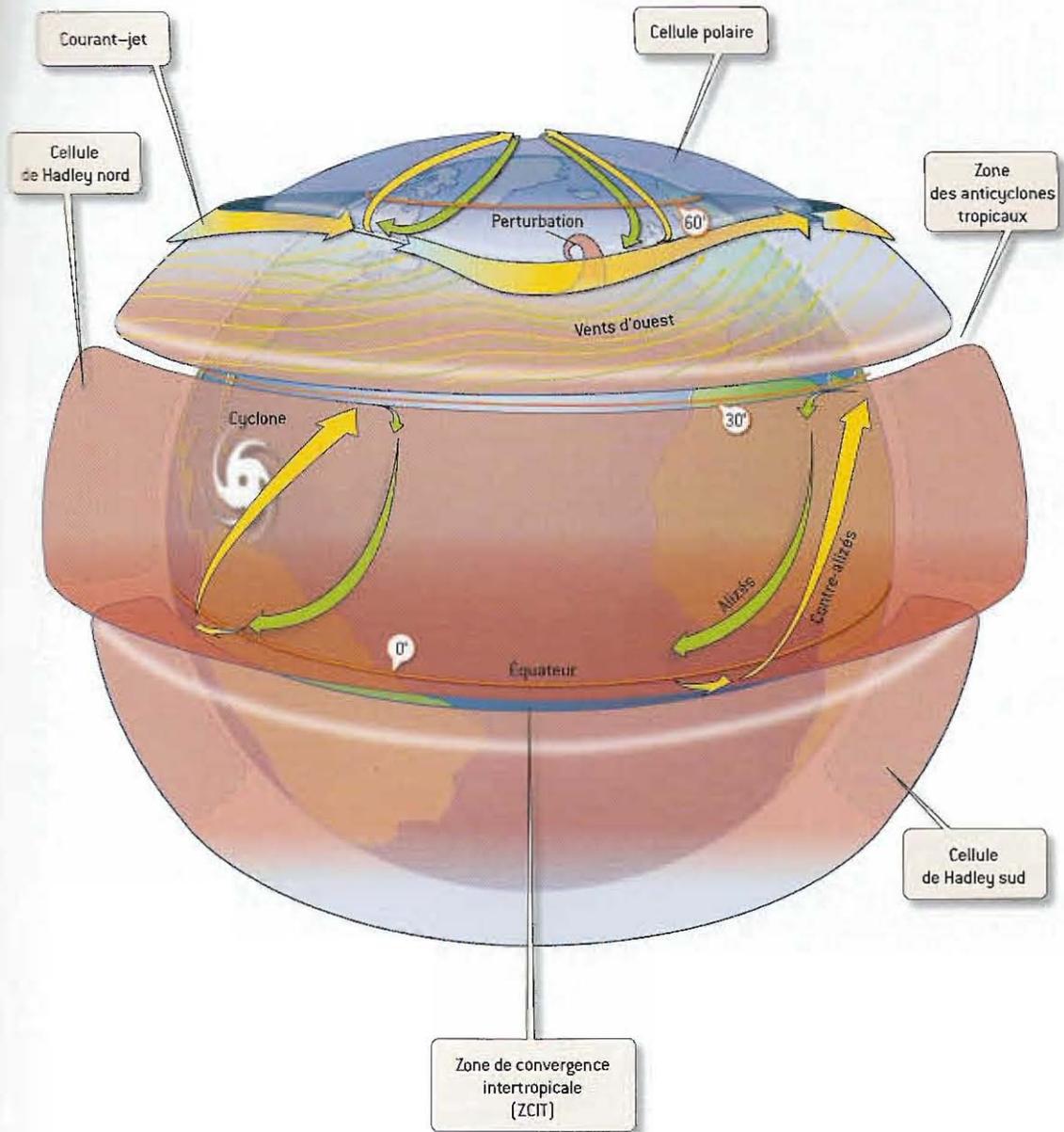
La cellule globale d'Hadley dont l'astronome avait eu l'intuition en 1686 et que nous avons exposée p. 123, n'existe que si la force de Coriolis est nulle (sur l'équateur) ou suffisamment faible. Cela concerne la zone comprise entre les latitudes 30° N et 30° S.

Comment se ferme la cellule à l'équateur et à ces latitudes ? Les branches horizontales (en théorie sud-nord en altitude, et nord-sud en surface) de la cellule convective tropicale de Hadley s'infléchissent vers l'est sous l'effet de la force de Coriolis. Par conservation du moment cinétique, l'air s'écoule de plus en plus vite et devient instable. À cela s'ajoute que l'air, dans son voyage en altitude (*contre-alizé* : flèche jaune sur la page suivante) depuis l'équateur vers le nord-est (ou sud-est dans l'hémisphère sud), se refroidit, principalement par rayonnement infrarouge. Pour toutes ces raisons, la cellule de Hadley va se fermer par une subsidence aux latitudes 30°. L'air refroidi, plus dense et turbulent, redescend vers le sol et constitue les vents de retour à l'équateur, les alizés qui vont « boucler » la cellule.

L'origine des vents forts d'altitude

Nous avons évoqué la variation de l'épaisseur d'une couche d'air lorsque la température varie : c'est le phénomène de dilatation (p. 40). Cette variation correspond à celle de l'altitude d'un niveau de pression : en air chaud, il faut une plus grande épaisseur d'air qu'en air froid pour que la même pression soit exercée, puisque l'air chaud est moins dense que l'air froid (p. 61 et 67). C'est grâce aux cartes isohypses qu'on représente les variations d'altitude – le relief en somme – de ces surfaces isobares (p. 87).

À quoi correspond une situation où les gradients de pression et de température sont intenses ? Un gradient de pression élevé se traduit sur les cartes isohypses par une forte pente, indiquant une importante



Schématisation de la circulation atmosphérique générale. Les flux sont jaunes en altitude et verts en surface. Le dégradé du rouge sombre au bleu marine reflète l'évolution moyenne de la température en surface. La représentation des principales composantes oblige à ne pas respecter les échelles, particulièrement pour la composante verticale. L'ensemble traduit la moyenne des situations, comme

l'existence d'un vent dominant d'ouest sur l'Europe, ce qui n'exclue pas qu'au cours de l'année, il puisse en surface souffler des quatre points cardinaux. Pour aller plus loin que la schématisation proposée, on consultera les cartes p. 90 et 91 qui rendent compte, en surface et en altitude, de mouvements de l'atmosphère en situation de flux d'ouest aux latitudes moyennes (40° N à 60° N).

5. De la vapeur aux nuages



« Ainsi cette chaleur élève plus de vapeurs qu'elles n'en consomment, de sorte qu'elles restent dans l'air. »

Albert Le Grand, *Libri Meteorum*, milieu du XIII^e siècle.

La formation des nuages repose essentiellement sur deux changements d'état : l'évaporation qui enrichit l'air en vapeur, et les condensations à l'état liquide et à l'état solide. Ces dernières sont responsables des dépôts directs sur les surfaces, rosée, gelée blanche, givre, etc., et c'est la connaissance des changements d'état impliqués qui permettra de les distinguer.

Toutes ces phases du cycle de l'eau atmosphérique ont également un rôle primordial à l'échelle de la planète, puisqu'elles assurent le transfert de l'énergie sous forme de chaleur latente. Il est donc important de comprendre pourquoi la teneur en eau de l'air varie et comment la mesurer, ce qui permettra de prévoir la saturation. Il est surprenant que la condensation nécessaire à l'apparition des nuages puisse intervenir avant la saturation. L'explication réside comme nous le verrons dans les noyaux de condensation, qui ont un rôle déterminant dans la formation des brouillards et des nuages.

- Cette image dans le canal vapeur nous renseigne sur la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Les formations nuageuses les plus élevées apparaissent en blanc, tandis que les zones où l'air est le plus sec sont en bleu foncé.

Les dépôts d'eau atmosphérique sur les surfaces

Distinguer rosée, gelée blanche et givre par leurs changements d'état

Les trois états de la matière

L'eau est un corps qui a la singularité de pouvoir exister, sur Terre, simultanément sous trois états physiques différents : solide (la neige ou la glace), liquide (l'eau d'un lac ou d'un nuage) et gazeux (la vapeur d'eau contenue dans l'air, qui est invisible!), comme l'illustre la photo ci-dessous du col suisse reliant le Valais au Tessin. Si la glace et l'eau liquide nous sont familières, c'est souvent lors d'un changement d'état qu'on prend conscience de l'existence de vapeur d'eau, par exemple lorsqu'en hiver les verres de lunette se couvrent de buée en entrant dans une maison (l'eau à l'état de gaz contenue dans l'air de la pièce se liquéfie sur le verre froid), ou lorsque de l'eau bout et qu'au contact de l'air frais, un « nuage » composé de très petites gouttelettes d'eau apparaît au-dessus de la casserole.

Soulignons deux points importants avant d'aller plus loin :

– ces changements d'état, objets des pages qui suivent, sont à chaque fois associés à des échanges d'énergie : ainsi, l'eau liquide se vaporise en gaz quand on la chauffe, tandis que la vapeur d'eau se liquéfie en se refroidissant ;

– en sciences physiques comme en météorologie, la *vapeur d'eau* désigne de l'eau à l'état de gaz, alors que dans le langage courant, on réserve de manière erronée le terme de *vapeur* à un panache de gouttelettes microscopiques (celui qui s'élève au-dessus des



Au col suisse du Nufenen (Nufenenpass) reliant le Valais au Tessin, l'eau existe sous les trois états : solide, liquide et gaz.

casserolles, des autocuiseurs, des tours réfrigérantes des centrales nucléaires, voire la matière du brouillard ou des nuages) bien qu'il s'agisse d'un état liquide.

Dépôts liquides et solides

Les suspensions dans l'air ou les dépôts sur les surfaces témoignent de la présence d'eau. Un dépôt est un amas de particules liquides ou solides qui se forme sur des surfaces plus froides en contact avec l'air atmosphérique: la rosée, le dépôt de gouttelettes de brouillard, la gelée blanche, le givre et le verglas, que nous allons découvrir. Notons que par ignorance des changements d'état (p. 140) qui les provoquent, ces dépôts sont très fréquemment confondus.

Le dépôt d'eau sur ces surfaces apparaît mystérieux: d'où vient-elle en particulier? Pour le comprendre, nous vous proposons de fabriquer de la buée et de la rosée, puis, guère plus difficile, d'obtenir de la gelée blanche et du givre.

Buée et rosée

Vous avez peut-être déjà observé qu'en déposant quelques glaçons dans un verre, les parois se couvrent de buée: c'est le principe de l'expérience suivante. La buée se distingue de la rosée par la verticalité des surfaces sur laquelle s'effectue le dépôt, conséquence en général d'une *advection* (une arrivée d'air, riche en vapeur d'eau).

Produire un dépôt liquide

Expérience

● Matériel

– Boîte de conserve 1/2 ou verre, glace pilée.

● Manipulation

Placer dans une boîte de conserve de la glace pilée (de préférence), jusqu'à ras bord.

● Interprétation

Très rapidement les parois extérieures se couvrent de gouttelettes d'eau. De la vapeur d'eau entre dans la composition de l'air: lorsqu'il se trouve en contact avec les parois refroidies par la glace, l'eau passe à l'état liquide. Pour qu'une microgouttelette se stabilise il faut qu'elle atteigne un rayon critique, structurant un assemblage de quelques milliers de molécules. Sur une gouttelette stable, les molécules s'intègrent plus facilement et accélèrent la croissance du volume de la gouttelette. Cette croissance atteint ses limites dès que le poids de la gouttelette devient prépondérant, ou lorsque des gouttelettes entrent en contact entre elles. Lorsqu'elles se touchent en effet, on assiste au phénomène de *coalescence*: les gouttelettes fusionnent pour former une goutte plus volumineuse. La surface ainsi libérée permet la formation de nouvelles gouttelettes.

Sur une surface plane horizontale, lorsque l'équilibre est atteint, à peine plus de la moitié est couverte par des goutte-

lettes; lorsque la surface est inclinée ou comporte courbures, arêtes, etc., la proportion de la surface libre de gouttelettes va être modifiée, ainsi que la vitesse de croissance des gouttes (pour une humidité et une température données).

La rosée se forme de façon similaire, le refroidissement des surfaces étant dans ce cas provoqué par le *rayonnement* (p. 11) nocturne. La vapeur d'eau (à l'état de gaz) de l'air se trouvant à proximité du sol refroidi, elle se liquéfie sur la végétation basse (une pelouse, de l'herbe, etc., cf. p. 144) ou sur les irrégularités de surface.





La rosée se forme par liquéfaction de la vapeur d'eau (l'eau à l'état de gaz) contenue dans l'air, sous l'effet du refroidissement des surfaces par rayonnement nocturne.

Bien que ce ne soit pas un dépôt sur une surface, il faut indiquer que le brouillard de rayonnement se formera dans les mêmes conditions s'il y a un peu de vent en plus du refroidissement de l'air à proximité de la surface (p. 159). Si la vitesse du vent ne dépasse pas 10 km/h (au-delà, les gouttelettes d'eau condensées dans l'air sont dispersées), le refroidissement affecte une épaisseur d'air plus importante qu'en l'absence de vent. L'air, refroidi au contact de la surface, est mélangé à celui qui le surmonte, à cause du brassage provoqué par le vent léger. Un

brouillard se forme, dont les causes sont les mêmes que celles de la rosée (photo ci-dessus), avec en sus l'agitation de l'air par le vent faible.

Gelée blanche et givre

De ces deux dépôts, la *gelée blanche* est la formation le plus communément observée: les paysages se nappent d'un voile glacé (photo ci-dessous), et le pare-brise des voitures garées dehors se couvre d'une couche blanche qu'il faut gratter.

Ce dépôt fréquent est quasi systématiquement pris pour du givre alors qu'il n'en est rien! Les Savoyards l'appellent le « blanc gel », ce qui est plus juste. L'expérience de la page suivante donne les raisons de cette confusion et le moyen de l'éviter.

On distingue trois types de givre.

- *Le givre transparent*, très semblable au verglas (au sens météo, c'est une couche de glace formée par les pluies verglaçantes, celles qui se solidifient à l'instant du choc sur le sol, cf. p. 196), se développe en air agité et à température faiblement négative. Il apparaît au vent des supports en ne se solidifiant pas immédiatement, ce qui fait qu'il s'incruste



La campagne et le lac gelé au premier plan [a] ont été littéralement « emballés » de gelée blanche très épaisse. La température est inférieure à -20°C depuis plusieurs jours, et il n'a pas neigé. [b] Détail des cristaux.

Produire un dépôt solide

Expérience

● Matériel

- Bouteille de 5 L ou 8 L, glace pilée, gros sel.
- Vaporisateur ou brumisateuse d'eau (pour soins de beauté) qui aura été conservé au réfrigérateur.

● Manipulation

1. Répéter l'expérience précédente en remplaçant la glace par un mélange réfrigérant composé d'1/3 de gros sel pour 2/3 de glace pilée et observer (a et b). L'observation sera facilitée en remplaçant la boîte de conserve par une

bouteille de 5 ou 8 L sans son goulot.

2. Poursuivre l'expérience en vaporisant un « brumisat » sur la paroi du récipient contenant le mélange réfrigérant (c et d).

● Interprétation

En (a), les parois extérieures du récipient se couvrent de cristaux de glace qui constituent la *gelée blanche*. L'interprétation est la même que pour la rosée, au changement d'état près: la vapeur d'eau de l'air se solidifie directement au



(a) Formation de *gelée blanche* à la surface d'un récipient contenant un mélange réfrigérant. **(b)** Remarque l'épaisseur du dépôt : le passage d'un doigt révèle son importance.



(c) Aspect de la surface, après pulvérisation d'un « brumisat » de gouttelettes d'eau : elle est couverte de givre transparent [beaucoup moins blanc que

l'épaisse gelée blanche qui persiste là où il n'y a pas eu de gouttelettes, dans ce cas très cristallisée]. **(d)** Détail du dépôt.



Ces cristaux de gelée blanche se sont formés par condensation à l'état solide de vapeur d'eau contenue dans l'air. Il fait $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$.

contact des surfaces plus froides. C'est une condensation à l'état solide (ou « sublimation inverse »). Les cristaux de glace s'accumulent en aiguilles ou en écailles, en atteignant rarement une épaisseur notable. Si la pellicule de glace n'a pas cet aspect cristallin, la formation est appelée gelée amorphe et passe souvent inaperçue.

Comparons avec la photo (c) page précédente : ici la surface qui a reçu le brumisat, à droite de la boîte, n'est plus « blanche » mais couverte d'une couche de glace lisse brillante, plutôt incolore et transparente : le *givre*. La formation du givre correspond à une solidification (p. 141 et 149) : le récipient se couvre d'une pellicule de glace formée par la solidification des microscopiques gouttelettes d'eau sur les parois très froides (initialement couvertes de gelée blanche). Ce givre s'apparente au « givre transparent ».

fortement – c'est pourquoi le « givrage » est craint en aviation. Lorsque la végétation, les bâtiments, les ailes d'avion, etc. sont à une température inférieure à $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (ou faiblement positive), les gouttelettes d'eau d'un brouillard (ou d'un nuage) se solidifient en entrant en contact avec ces surfaces (*cf.* photo ci-dessous en Forêt noire, Allemagne).

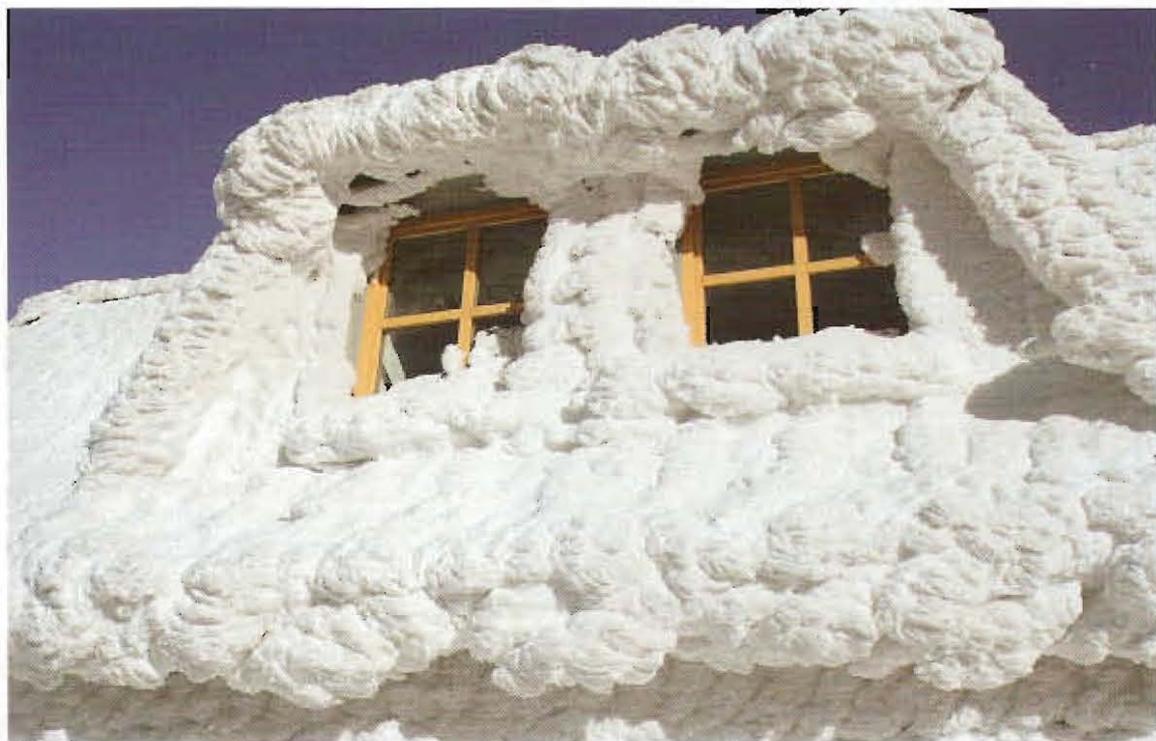
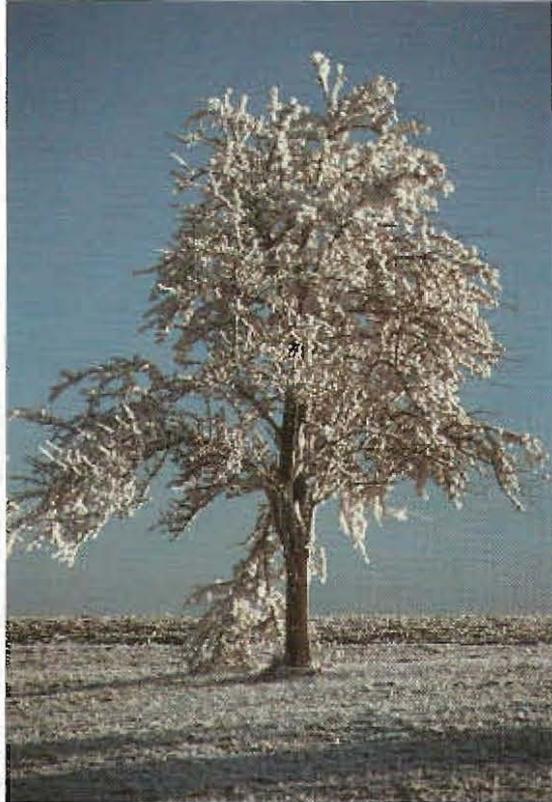


Les gouttelettes d'eau en surfusion ont formé, sous l'effet du vent, des crêtes solides transparentes : de la glace est apparue sur chaque rameau de cette plante.

Ce sont les **dépôts de givre mou** – un givre fragile se décrochant facilement – qui transfigurent la campagne par temps calme et température nettement négative.

- *Le givre mou* se forme par air calme à une température inférieure à $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Il se dépose même sans brouillard et se décroche très facilement de son support – c'est lui qui, le plus souvent, transforme la campagne en un paysage féérique (cf. photo ci-contre et photo a de l'expérience p. 135).

- *Le givre dur* (ci-dessous et photo c de l'expérience) apparaît par vent modéré, à une température de $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Il se développe parfois en couches épaisses qui s'accumulent face au vent. Se solidifiant presque instantanément gouttelette par gouttelette, il est bien fixé mais se détache sans qu'il soit nécessaire de le fracasser comme le givre transparent. Les ailes d'avions s'en recouvrent parfois.



Ces **dépôts de givre dur** s'accumulent face au vent pour donner des protubérances pouvant dépasser 1 m d'épaisseur. Il s'agit d'un givre solidement incrusté, mais

très cassant. Ce sont des inclusions d'air, au sein des granules plus ou moins jointives formant cette glace, qui lui confèrent son éclat blanc.

Quels sont les changements d'état à l'œuvre ?

Les phénomènes de surface que nous venons de traiter sont qualifiés de « condensation directe » : *condensation à l'état liquide* (appelée liquéfaction en physique) pour la buée et la rosée, *condensation à l'état solide* pour la gelée blanche. Pour bien distinguer les trois sortes de dépôts, il est nécessaire de préciser quels changements d'états sont à l'œuvre : c'est l'objet des pages 144 et 150. La formation du *givre* résulte également d'un changement d'état, la solidification, et éventuellement d'un autre phénomène, la *surfusion* que nous traitons p. 196. Il s'agit d'un état liquide persistant pour de l'eau à une température inférieure à 0 °C : au moindre choc ou contact elle passe dans un état plus stable, la glace (cette situation est analogue à celle des *pluies verglaçantes*). Le brouillard givrant comporte ainsi le plus souvent des gouttelettes d'eau en *surfusion*.

Ces suspensions, précipitations, ou dépôts de particules d'eau à l'état liquide ou solide sont appelés des *hydrométéores*. Ils ont en commun non seulement d'être le fruit d'un changement d'état, mais également de tous se constituer par dépôt de particules sur une surface. La modalité de formation de ces dépôts de particules est qualifiée de refroidissement par contact (p. 161).

Les phénomènes de surface dépendent de l'humidité de l'air et de la température de la surface sur laquelle ce dernier va se refroidir par contact (p. 28). C'est lorsque la baisse de température de l'air conduit à sa saturation en eau qu'il y a dépôt (p. 144). Suivant la température à laquelle intervient le dépôt, de l'eau liquide ou de la glace se dépose. C'est l'évolution de la température qui distinguera les deux dépôts solides (gelée blanche et givre). Nous verrons dans les pages qui suivent le détail des conditions et des circonstances qui président à l'apparition des hydrométéores, aussi bien au contact des surfaces que dans l'atmosphère.

Aussi contraire aux idées reçues que cela puisse paraître, ces dépôts s'accompagnent d'une libération d'énergie (de la chaleur) dans l'air. Ce sont l'une des modalités du transfert atmosphérique d'énergie sous forme de *chaleur latente* (p. 30 et 151).

Dépôts	Changement d'état conduisant au dépôt	État du dépôt
Rosée et buée	Gaz (vapeur) → liquide : liquéfaction	Liquide
Gelée blanche	Gaz (vapeur) → solide : condensation à l'état solide	Solide
Givre	Liquide → solide : solidification	Solide

Tableau. Comment distinguer les dépôts sur les surfaces.

Le cycle de l'eau atmosphérique

Les changements d'état sont synonymes d'échanges d'énergie

Comme nous venons de le montrer, l'apparition de buée, de gouttelettes de brouillard ou de nuage, de gouttes de pluie, etc. s'interprète en faisant appel à l'existence d'eau à l'état de gaz dans l'air, la vapeur d'eau. La portée de l'interprétation est toutefois plus large. Les transformations physiques de l'eau en fonction de sa température (les changements d'état) impliquent en effet un échange d'énergie (un gain ou une perte) dont le rôle est crucial en météorologie : c'est le *flux de chaleur latente* que nous avons déjà rencontré p. 30. L'eau gagne de l'énergie (la chaleur latente) pour passer dans une forme plus dispersée, et en cède lorsqu'elle évolue vers un état condensé sous forme de microgouttelettes, de nuages, de précipitations et de dépôts. Ces modalités vont constituer le cycle de l'eau, résumé dans l'expérience de la page suivante.

Le cycle partiel de l'eau atmosphérique

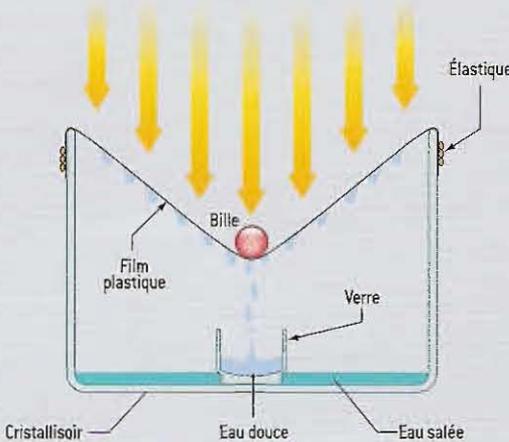
L'évaporation et la condensation à l'état liquide (ou liquéfaction) sont pour le météorologiste les principaux changements d'états. Dans le premier cas, la transformation enrichit l'air en vapeur d'eau. Lorsque la quantité limite de vapeur contenue dans l'air est atteinte, de l'eau liquide se reforme et retombe éventuellement en pluie. L'expérience simple qui suit reproduit le cycle de l'eau atmosphérique vapeur → liquide → vapeur. Notons qu'il manque la phase solide (particules de glaces), importante dans l'atmosphère météorologique.



Par leurs précipitations, les nuages alimentent le glacier Colgante au Chili, dans le parc national Queulat. L'eau de fusion du glacier s'évacue en une série de cascades d'une centaine de mètres de haut. Par vaporisation, entre autre d'une petite fraction de l'eau des chutes, de la vapeur est restituée à l'atmosphère. Cet espace restreint suffit ainsi à l'amorce d'un cycle de l'eau.

● Matériel

- Cristallisoir (ou grand saladier transparent), sac plastique souple transparent ou film étirable (du type film alimentaire fraîcheur), un ou plusieurs élastiques.
- Grosse bille en verre ou masse quelconque (environ 50 g), petit pot en verre ou verre à liqueur plus large que haut (de diamètre 5 à 6 cm au moins), eau salée.



– Si l'exposition au Soleil n'est pas possible, lampe de bureau équipée d'une ampoule puissante (au minimum 100 watts) pouvant être orientée et approchée près de l'ouverture du cristallisoir. Compter alors un délai important.

● Manipulation

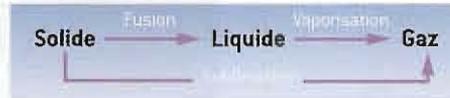
1. Placer au soleil (ou sous une lampe puissante) un cristallisoir comportant un fond de deux centimètres d'eau salée.
2. Disposer un pot en verre au milieu, puis fermer hermétiquement le tout d'un film transparent maintenu par un solide élastique.
3. Ajouter une masse au centre du film : elle tend le film et constitue le point le plus bas, au-dessus du petit pot.

● Interprétation

Le Soleil chauffe l'eau du récipient et entraîne son évaporation. L'air enfermé par le film plastique se sature en vapeur d'eau. Au contact du film, la vapeur cède de la chaleur et se liquéfie. Les gouttelettes formées par condensation sur le film coulent le long de la surface et tombent dans le pot. Goûtez cette eau, et vous constaterez qu'elle n'est plus salée ! Notre planète assure cette fonction vitale de production d'eau douce via le processus vaporisation–condensation.

Quand l'eau reçoit de la chaleur

Précisons maintenant les changements d'états ainsi que les échanges d'énergie évoqués précédemment :

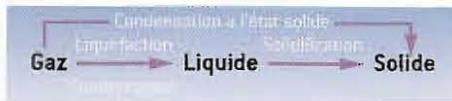


Laissez un morceau de glace au Soleil, lorsque la température de l'air est bien au-dessus de 0 °C : assez vite, il fond et si vous êtes patient (placez sinon le glaçon dans un récipient en métal et chauffez ce dernier sur une flamme), vous constaterez que l'eau de fusion disparaît : elle s'évapore. Lorsque la glace est exposée aux rayons solaires, la vaporisation s'effectue à la surface du liquide exposé aux rayons (il y a évaporation), et à la fois en surface et dans le liquide (il y a ébullition) quand elle est chauffée sur une cuisinière.

Partant de la glace, la matière, chauffée, se trouve de plus en plus « dispersée ». Elle passe d'un état condensé ordonné, le solide cristallin, à l'état le plus dispersé, la vapeur (gaz). La fusion (solide → liquide), la vaporisation (liquide → gaz) se produisent quand l'eau gagne de l'énergie (il faut la chauffer).

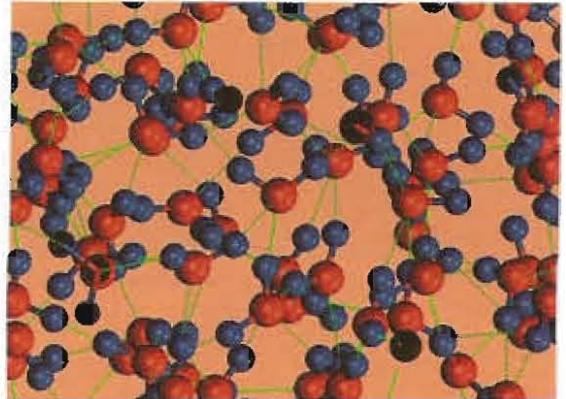
Quand l'eau libère de la chaleur

Qu'en est-il des changements d'états qui conduisent aux dépôts observés dans les pages précédentes (la rosée et la buée, la gelée blanche et le givre), et qui engendrent également les brumes, les brouillards et les précipitations ?



Chaque fois que nous rafraîchissons une boisson, nous remarquons qu'un verre contenant de la glace se couvre à l'extérieur de gouttelettes d'eau, de buée : le refroidissement semble faire apparaître de l'eau (p. 133)! En présence d'un mélange réfrigérant (p. 135), le dépôt est directement solide : de la gelée blanche. Dans les deux cas, la vapeur d'eau cède de l'énergie aux supports réfrigérés lorsqu'elle passe de l'état le plus dispersé (la vapeur) à un état plus concentré : la vapeur d'eau de l'air se condense en buée (liquéfaction, gaz \rightarrow liquide), tandis que lors de la formation de gelée blanche, la vapeur d'eau de l'air passe directement à l'état le plus condensé, l'état solide (sublimation inverse ou condensation à l'état solide, vapeur \rightarrow solide), sans passer par l'état liquide (une interprétation est donnée p. 149).

Pour comprendre l'origine des changements d'états, voyons comment l'agitation moléculaire évolue au sein d'un corps chauffé. Les molécules du corps qui cède de la chaleur perdent de l'énergie cinétique et l'agitation moléculaire diminue localement à la frontière du milieu (c'est l'inverse pour le corps qui en reçoit). Les variations de l'agitation moléculaire provoquent soit la rupture soit la création de liaisons intermoléculaires (figure ci-contre), selon qu'il y a gain ou perte d'énergie. Dans le cas de l'eau, c'est la glace qui correspond à l'état le plus lié, et à l'opposé la vapeur à l'état le moins lié.



Modélisation de l'eau à l'état liquide. En rouge, les atomes d'oxygène : à chacun sont associés 2 atomes d'hydrogène (en bleu) pour constituer une molécule d'eau. En vert sont représentées les liaisons hydrogène qui lient entre elles les molécules. Lors de la vaporisation, l'énergie fournie sert à casser une partie de ces liaisons.

Remarque : lorsque l'eau reçoit de l'énergie, son volume augmente (sauf entre zéro et 4 °C, c'est une particularité de ce corps) et sa température s'élève, quel que soit son état (solide, liquide, gaz). Qu'en est-il lors du changement d'état ? Tout au long de la transition, la température reste constante pour l'eau pure (elle le demeure presque en présence d'impuretés). Mesurer la température de l'eau en fonction du temps au cours des changements d'états fusion-solidification et vaporisation-liquéfaction, et tracer les courbes d'évolution correspondantes constituent un excellent moyen d'en prendre réellement conscience. Pour ce qui est du volume, l'eau est l'un des rares corps dont le volume diminue lors de la fusion, à l'inverse de l'essentiel des corps dont le volume augmente en fondant, le gaz occupant quant à lui tout l'espace disponible.

Sublimation et condensation à l'état solide

Les changements d'état directs, c'est-à-dire qui ne passent pas par l'état liquide – condensation à l'état solide et sublimation de solide à gaz – jouent un rôle important dans le développement des *hydrométéores*. Pour cette raison, quelques précisions doivent être apportées.



La glace vive, ici repérable par ses teintes bleutées sur un glacier arctique, se forme à partir de la neige par une succession de sublimations-condensations. Elles lui font perdre de l'air et la rendent plus compacte.



Au cours d'une longue période froide avec du grand soleil, il n'y a pas d'eau qui ruisselle et pourtant l'épaisseur du manteau neigeux se réduit inexorablement par sublimation et tassement.

Sous le soleil printanier, les cristaux de glace de la neige passent directement à l'état de gaz (de vapeur) : cette sublimation, qui représente une part importante de la fonte de la neige lors de journées ensoleillées (ci-contre), provoque un net refroidissement de l'air ambiant. La transformation directe de la glace en vapeur d'eau affecte les champs de neige mais aussi les névés, les glaciers et les banquises.

Quant à la sublimation inverse, ou condensation à l'état solide, elle désigne le passage direct de l'état de vapeur d'eau (gaz) à celui de glace (solide). Nous l'observons avec la gelée blanche. Son rôle dans la croissance (p. 176) des particules de glace – celles qui entrent dans la formation des nuages des étages moyens et élevés – concerne des masses de vapeur bien plus larges et influe beaucoup plus sur les conditions météorologiques que le dépôt de gelée blanche. Sublimations directes et inverses contribuent également à l'évolution de la neige en glace vive, celle qui se trouve dans les glaciers (ci-dessus).

● Matériel

– Iode bisublimé, gants, ballon en pyrex muni de son bouchon (ou flacon et verre de montre comme sur les photos), hotte aspirante, bec Bunsen.

● Manipulation

1. Se munir de gants et travailler sous la hotte, l'iode étant nocif par inhalation et contact avec la peau.
2. Placer quelques cristaux d'iode (pas plus que 4 à 5 têtes d'épingles) dans le ballon et boucher ce dernier.
3. Chauffer modérément et progressivement le ballon et arrêter dès qu'un gaz coloré apparaît.

● Interprétation

Très vite, de l'iode à l'état de gaz, violet en l'occurrence, envahit le volume du récipient sans qu'il n'apparaisse au fond d'iode liquide: c'est la sublimation (a).

En refroidissant, le gaz violet disparaît peu à peu et l'intérieur du flacon se tapisse de minuscules et brillants cristaux (b). Ce dépôt d'iode solide à partir des vapeurs d'iode constitue la condensation à l'état solide ou sublimation inverse, que nous avons déjà rencontrée pour la gelée blanche, mais qui régit également la croissance des particules d'eau à l'état solide dans les nuages.



a



b

(a) Sublimation : chauffés, des cristaux d'iode libèrent directement du gaz d'iode, violet. **(b) Condensation à l'état solide** : lorsque le flacon se refroidit, l'iode gazeux se dépose sur les parois directement à l'état solide, sous forme de cristaux brillants.

La saturation au contact d'une surface

Les conditions pour qu'intervienne un dépôt

Il est courant, probablement par souci de simplification, de réduire le processus d'apparition des nuages, voire de la pluie, au refroidissement de l'air qui s'élève. Encore faut-il que cet air contienne assez de vapeur d'eau (l'eau à l'état de gaz), et que la température de cet air humide s'abaisse suffisamment pour que le maximum de vapeur pouvant être contenu dans l'air soit atteint: c'est la *saturation*. À ce niveau, l'*humidité relative*, c'est-à-dire la part de vapeur dans l'air par rapport au maximum possible, est de 100%. Si la liquéfaction de la vapeur (sa condensation à l'état liquide, si l'on préfère) est alors permise, d'autres conditions restent nécessaires telles que la présence de *noyaux de condensation* ou de *turbulences*. Ces conditions sont d'ailleurs susceptibles de conduire à la condensation avant la saturation.

À quelles conditions rosées, brouillard, etc. apparaissent-ils ?

Pour qu'il y ait du *brouillard* – nécessaire à la formation du givre –, ou pour que de la *rosée* ou de la *gelée blanche* se déposent (p. 133 et 134), il faut que la vapeur entrant dans la composition de l'air atteigne la plus grande concentration possible: l'air est alors saturé en vapeur d'eau. Deux conditions initiales sont toutefois nécessaires à l'apparition dans l'air d'eau à l'état liquide: découvrons lesquelles grâce à l'expérience ci-dessous. Son principe est simple: une bouteille contenant d'abord de l'air ambiant puis de l'air enrichi en vapeur d'eau est soumise à des variations de température.

Découvrir des conditions de saturation en vapeur d'eau

Expérience

● Matériel

- Bouteille en plastique (de préférence destinée à contenir de l'eau), séchée par exposition au soleil ou sur un radiateur, point d'eau ou grand seau d'eau froide, verre.
- Pour la phase b de l'expérience, de l'eau très chaude (50 à 60 °C) mais sans excès pour éviter toute brûlure ou altération du plastique.

● Manipulation

1. **Phase a** : passer sous l'eau froide le fond de la bouteille. À l'intérieur de la bouteille, rien n'est observable en général.
2. Laisser l'eau froide couler longuement pour refroidir la bouteille, puis fermer le robinet. Observer la formation de

buée sur la paroi extérieure: il y a liquéfaction de la vapeur contenue dans l'air, au contact de la bouteille froide.

3. **Phase b** : «changer» l'air de la bouteille en y versant un demi-verre (50 cm³) d'eau très chaude, avant de bien secouer.

4. **Phase c** : vider la bouteille et répéter l'expérience comme en a. Observer la présence de gouttelettes sur les parois intérieures refroidies (c.1). Verser de l'eau chaude sur la bouteille (c.2) : les gouttelettes disparaissent.

● Interprétation

Pour l'air contenu dans les bouteilles en a et b comme en c.2, nous parlerons de vapeur d'eau sèche, car l'eau n'existe que sous forme de vapeur, comme dans l'atmosphère sans

nuage, brouillard ou rosée. En revanche en **c.1** et **c.3**, la vapeur d'eau est dite *saturante* car la vapeur d'eau dans l'air de la bouteille et les gouttelettes de buée coexistent. Cette

cohabitation vapeur-gouttelettes est la situation usuelle au sein d'un nuage ou d'un brouillard. C'est également le cas de l'air près d'un sol couvert de rosée ou de gelée blanche.



Afin de faire varier la température de ses parois, une bouteille est soumise à un flux d'eau froide ou d'eau chaude. Un flux d'eau froide est sans effet sur les parois intérieures d'une bouteille sèche **(a)**. Une fois l'atmosphère de la bouteille enrichie en vapeur d'eau **(b)**, un

fort dépôt de buée apparaît dans les mêmes conditions **(c.1)**. Ce dépôt disparaît dès que l'on verse de l'eau chaude sur le fond de la bouteille **(c.2)** dont l'atmosphère réchauffée peut contenir plus de vapeur. Il réapparaît ensuite sous l'eau froide **(c.3)**.

Pour qu'advienne la condensation (liquéfaction), il faut que l'air contienne suffisamment de vapeur et que sa température diminue jusqu'à une valeur où intervient la condensation: il y a saturation (sauf cas, limités, de sursaturation à 102-103%). Si la température s'élève, le dépôt se dissipe: les gouttelettes se vaporisent. Ainsi, la température règle la nature et l'importance du dépôt.

La quantité d'eau dans l'air varie avec la température

En plein air, la sensation de moiteur n'est perçue que par certaines journées d'été ou en région tropicale, alors que celle de dessèchement de la peau est plus fréquente dans les belles périodes de conditions hivernales. Au-delà de la sensation, quel est le lien entre température et humidité de l'air? Voyons ce qu'il en est à travers une expérience.

Illustrer le lien entre température et quantité de vapeur dans l'air

Expérience

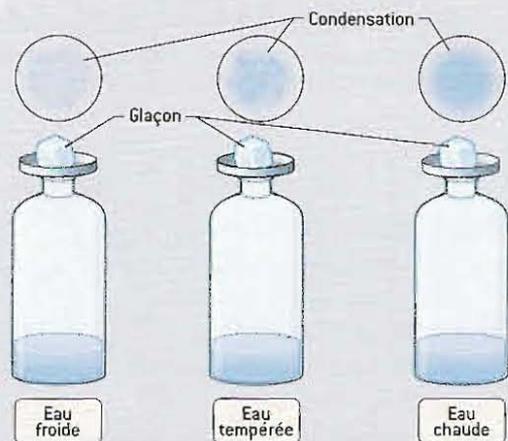
● Matériel

- 3 bouteilles en plastique de 5 L pour l'eau, 3 carrés de plastique rigide (transparent pour rétroprojecteur par exemple) ou 3 boîtes de pétri (de diamètre 6 cm) en plastique ou en verre (attendre alors plus longtemps car le matériau est davantage isolant), 3 glaçons identiques.
- De l'eau: froide (sortant du réfrigérateur; l'idéal est d'y avoir conservé la bouteille une dizaine d'heures), chambrée (dans la pièce depuis la veille) et chaude (sur un radiateur depuis la veille ou contenant de l'eau très

chaude depuis une demi-heure au moins, avec un bouchon. Une température aux alentours de 40 °C à 50 °C convient).

● Manipulation

1. Verser dans les bouteilles les mêmes quantités (0,5 à 0,75 L environ) des trois échantillons d'eau et les placer côte à côte.
2. Les coiffer des boîtes de Pétri et ajouter dans la foulée un glaçon à l'aplomb du centre du goulot.



Pour évaluer la buée formée, les boîtes de Pétri peuvent être déposées sur un rétroprojecteur, en retournant la face qui portait le glaçon sur la plaque de verre porte-document : cela rend la visualisation collective plus aisée, mais relativement brève.

3. Après 30 secondes à une minute maximum, enlever en même temps les trois couvercles. Comparer l'étendue et la densité de la buée déposée sur la face en contact avec l'air de la bouteille.

Remarque : si le résultat n'est pas probant, réduire la durée pendant laquelle les bouteilles sont obturées, et examiner sans tarder la buée. Après s'être déposée dans la configuration « bouteille fermée », cette dernière se vaporise en effet assez vite une fois le couvercle enlevé, en particulier lorsque la bouteille contient de l'eau froide.

● Interprétation

Plus l'air de la bouteille est de température élevée, et plus la formation de buée est importante. En considérant qu'au cours de l'expérience, la pression de l'air est la même dans les trois bouteilles (non hermétiquement fermée), il est manifeste que la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air est fonction de la température. En conséquence, plus la température de l'air est basse, et moins ce dernier peut contenir de vapeur d'eau.

Deux grandeurs caractéristiques

Le rapport de mélange

La relation entre quantité d'eau et d'air est donnée par le *rapport de mélange* noté r , ainsi défini : c'est le quotient *masse de vapeur d'eau / masse d'air contenant cette vapeur d'eau*.

Bien qu'il s'agisse d'un quotient sans unité, il est d'usage d'exprimer le résultat en gramme (vapeur) / kg (air sec). Plaçons-nous à la saturation : pour six valeurs de température de l'air (de -20 °C à $+30\text{ °C}$), les valeurs données dans le tableau suivant indiquent alors, en gramme, la masse maximale de vapeur d'eau pouvant être contenue dans 1 kg d'air.

Ces valeurs indiquent donc la quantité maximale de vapeur que contient l'air, lorsque la saturation est atteinte. Dans les conditions habituelles de pression, tout apport de vapeur supplémentaire se traduit alors par une condensation à l'état liquide : il y a formation de gouttelettes. Selon l'altitude, la grosseur et la densité des gouttelettes dans l'air, on observera de la brume, du brouillard, un nuage, etc.

Deux remarques s'imposent :

– lorsque la température chute, le rapport de mélange saturant décroît très fortement : la relation entre les deux grandeurs n'est pas proportionnelle ;

– il faut distinguer la température où intervient la saturation, de celle où il y a condensation (à l'état liquide ou solide), fortement dépendante des noyaux de condensation. En effet, selon la nature des particules sur lesquelles s'effectue la liqué-

Température (° Celsius)	Rapport de mélange saturant (g/kg)
+ 30	27,4
+ 20	14,8
+ 10	7,8
0	3,8
- 10	1,8
- 20	0,8

faction, cette dernière peut apparaître bien avant que le rapport de mélange vapeur/air soit saturant.

L'humidité relative

L'*humidité relative* (ou degré hygrométrique), notée u , est l'expression la plus courante de l'humidité: c'est l'indication fournie par les hygromètres. Elle situe le pourcentage de vapeur entrant dans la composition de l'air, par rapport au maximum (100%) pouvant être contenu par cet air. Ce maximum correspond théoriquement à la saturation (p. 148; toutefois, l'humidité peut parfois encore croître sans qu'intervienne la liquéfaction, il est alors question de sursaturation). Dans les exemples de dépôts de surface (rosée, gelée blanche, givre, etc., cf. p. 132), l'humidité relative de l'air refroidi au contact des parois atteint les 100% comme dans la tour réfrigérante ci-dessous. Pour fixer les idées, à 20 °C, la sensation de confort correspond à une humidité relative entre 60 et 80%.

Remarque: l'humidité relative u et le rapport de mélange r sont reliés par l'approximation courante:

$$u = r/r_w$$

où r/r_w désigne le quotient des rapports de mélange air humide/air saturant. Ce quotient tend de fait vers 1 à la saturation.



L'eau utilisée comme « réfrigérant » dans une centrale nucléaire se trouve encore à une température élevée lorsqu'elle est vaporisée dans la tour. L'humidité relative de l'air évacué est de 100%; en d'autres termes, le rapport de mélange est saturant. Au contact

de l'air extérieur, il y a refroidissement: l'humidité relative étant maximale, il ne peut y avoir que liquéfaction, de sorte que des gouttelettes se forment et constituent un panache blanc qui se développe tel un nuage.

Une analogie pour se représenter la saturation

Voici une expérience de saturation-désaturation en solution : cette analogie aide à concevoir la saturation en vapeur d'eau dans l'air. La manipulation permet de modifier la concentration en sel dans l'eau d'une solution. Le sel dissous représente la vapeur d'eau (l'eau à l'état de gaz) ; le sel cristallisé correspond à l'eau à l'état liquide, tandis que l'eau de la cuve tient le rôle de l'air.

Comprendre la notion de saturation

Expérience

● Matériel

- 2 récipients transparents de capacités identiques et supportant le chauffage (des béchers en verre de 250 mL par exemple), gros sel
- Eau, glace, mélange réfrigérant (2/3 de glace pilée + 1/3 de sel, cf. p. 135), réfrigérateur ou congélateur, et de quoi chauffer (plaque, bec Bunsen, etc.).

● Manipulation

1. Verser progressivement du sel de cuisine dans de l'eau. Agiter pour favoriser la dissolution, jusqu'à atteindre la quantité pour laquelle le sel ne va plus se dissoudre (de l'ordre de 300 g/L à 20 °C). Dans la solution saturée, l'excès de sel reste à l'état de cristaux.

2. **Phase a :** filtrer cette solution saturante, puis ajouter un ou deux beaux cristaux (bien visibles). Chauffer (couvrir sans fermer hermétiquement pour limiter l'évaporation) et constater que les cristaux disparaissent.

3. **Phase b :** refroidir la solution à la limite de la saturation en reprenant la solution chaude en fin d'expérience a (c'est le plus simple). Placer le bécher dans un grand cristalliseur rempli progressivement de glaçons ou mieux de mélange réfrigérant : les cristaux de sel réapparaissent ! Noter que si le refroidissement s'effectue en plaçant le tout dans un réfrigérateur ou un congélateur, seul le résultat final sera observable. Il sera en outre plus difficile de faire

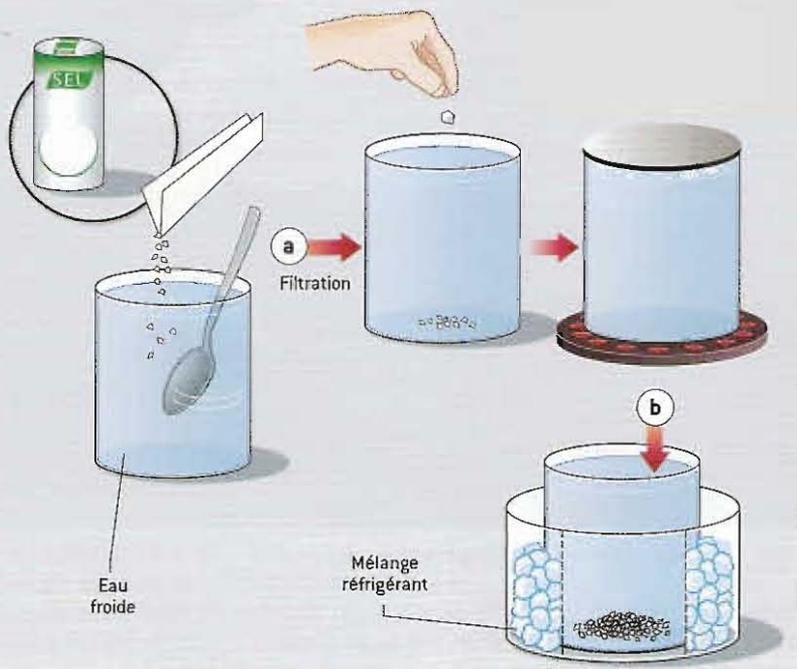
des mesures de température de la solution pour suivre la cristallisation.

● Interprétation

En a, la solution cesse d'être saturante lorsque sa température s'élève ; c'est l'inverse en b.

De même, la masse de vapeur d'eau atmosphérique (le sel dans l'analogie) pouvant être contenue dans l'air (l'eau dans l'analogie) dépend de la température (p. 146).

Cette analogie a cependant des limites : l'interprétation de la saturation en soluté dans une solution renvoie aux concentrations moléculaires et/ou ioniques, alors que dans le cas de la vapeur d'eau dans l'air, il faut recourir à la notion de pression partielle, que nous ne développons pas.



Saturation et hydrométéores

La croissance des *hydrométéores* formant les nuages fait intervenir la condensation de la vapeur d'eau, présente dans l'environnement de la « matière » nuage. Le dépôt peut s'effectuer soit sur des gouttelettes d'eau, soit sur des particules de glace : liquide et solide coexistent en effet pour constituer un nuage élevé et souvent un nuage de l'étage moyen, voire inférieur en période hivernale ou aux hautes latitudes. Le but de l'expérience ci-dessous est précisément de comparer ces deux cas de saturation, en illustrant la formation de buée (ou rosée) et de gelée blanche.

Cette expérience confirme que la quantité de vapeur d'eau pouvant être contenue dans l'air dépend de la température. C'est l'une des raisons du grossissement plus rapide des gouttes des hydrométéores sur les cristaux de glace que sur les gouttelettes d'eau liquide. Cela a un rôle important dans la croissance des gouttelettes formant les nuages. Ces derniers sont en effet constitués d'eau liquéfiée sous forme d'innombrables gouttelettes. Leur diamètre va varier selon le type de nuages (leur altitude et leur extension verticale en particulier), jusqu'à éventuellement croître pour donner des gouttes précipitantes, autrement dit de la pluie si elles atteignent la surface terrestre.

Vérifier qu'il se dépose d'autant plus d'eau que la température de la paroi est basse

Expérience

● Matériel

– Balance Roberval, deux béchers ou deux récipients analogues, glace pilée et mélange réfrigérant (en volume, 1/3 de sel et 2/3 de glace pilée, cf. p. 135).

● Manipulation

1. Placer deux béchers sur les plateaux d'une balance Roberval.
2. Remplir l'un de glace à ras bord, et l'autre de mélange réfrigérant de façon à équilibrer la balance.

● Interprétation

Très vite, le bécher le plus froid se couvre de gelée blanche (il se produit une condensation à l'état solide, ou sublimation inverse), tandis que de la buée apparaît rapidement (la vapeur d'eau de l'air ambiant se liquéfie) sur la paroi de l'autre, dont la température est plus élevée. La balance se déséquilibre alors : la masse de vapeur condensée sous forme de glace est plus importante que celle condensée sous forme liquide.

L'explication en est simple : plus la

température est basse, moins la pellicule d'air en contact des parois peut contenir de vapeur, comme le tableau (p. 146) des rapports de mélange saturant en fonction de la température l'illustre. L'air «perdra» donc plus de vapeur sur le support le plus froid (la température du mélange réfrigérant est de l'ordre de $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$) que sur celui de température plus élevée (autour de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$). L'humidité relative de 100% est atteinte d'abord à proximité de la surface la plus froide.



La balance penche du côté du mélange réfrigérant après quelques minutes.

Mesurer l'humidité de l'air

La température de l'air détermine
l'apparition des hydrométéores et leur nature



L'air saturé et du brouillard apparaît sous l'effet du refroidissement nocturne : connaître la température et l'humidité relative de l'air est essentiel pour prévoir l'apparition des hydrométéores.

L'alternance jour-nuit s'accompagne d'une variation de la température de l'air. Le refroidissement nocturne peut en particulier amener l'air à saturation, entraînant par exemple l'apparition de brouillards en fin de nuit au plus froid (photo ci-dessus). La connaissance de l'humidité relative de l'air et des minima de température prévus est donc précieuse pour annoncer l'éventualité de gelée blanche, de brouillard, etc.

La température à laquelle l'air déposera de la rosée est appelé le *point de rosée* (elle est souvent désignée par t_d pour « dew », la rosée en anglais); de même, celle pour laquelle le dépôt direct est de la glace est nommé point de gelée (ou t_i de « ice », la glace). L'humidité relative évalue la quantité d'eau dans l'air par rapport au maximum qu'elle peut contenir (p. 147), et la proximité de la *saturation*. De la richesse de l'air en vapeur d'eau dépend l'équilibre entre évaporation et condensation, qui fixera les températures des point de rosée et point de gelée.

Chauffer pour évaporer

Plus l'humidité relative de l'air surmontant une surface d'eau est faible, plus l'évaporation est active. Inversement, l'atmosphère saturée tend à bloquer l'évaporation.

Montrer que l'humidité relative pilote l'évaporation

Expérience

● Matériel

- Deux récipients identiques (de préférence de diamètre plus grand que la hauteur comme une boîte de Pétri), couvercle, eau à la même température que l'air de la pièce et des récipients.
- Éventuellement, une ou des lampes identiques, ou deux emplacements comparables sur un radiateur s'il est souhaité une attente moins longue.

● Manipulation

1. Placer au soleil (ou sur un radiateur) deux récipients contenant les mêmes volumes d'eau.
2. Couvrir l'un des deux, de préférence avec un couvercle en verre (simplement posé) pour faciliter l'observation.

● Interprétation

Dans le récipient couvert apparaît très rapidement de la buée sur les parois intérieures, et le niveau change peu. Dans l'autre à l'inverse, le niveau d'eau baisse (sans buée manifeste) : l'eau s'évapore !

Le couvercle du premier récipient arrête, sinon réduit les échanges avec l'air extérieur. L'eau continue de s'évaporer sous l'effet du chauffage, ce qui enrichit en eau la parcelle d'air enfermée, et cela jusqu'à la saturation. Notons que la fermeture ne doit pas être hermétique pour que les pressions puissent être considérées comme égales dans les deux récipients.

Évaporer sans chauffer

Dans l'expérience précédente, le Soleil chauffe l'eau qui s'évapore rapidement, sauf s'il y a un couvercle. Pourquoi alors, sans chauffage apparent, l'eau peut-elle continuer de s'évaporer ?

Refroidir par évaporation

Expérience

● Matériel

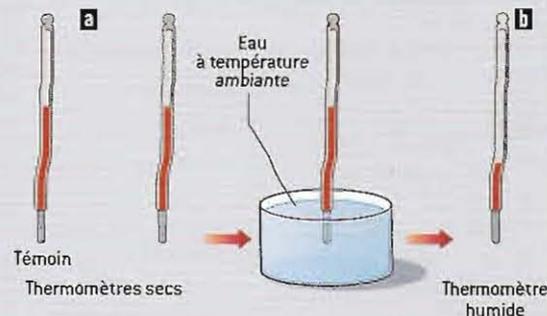
- Deux thermomètres identiques, potences, eau et petit récipient.

● Manipulation

1. Laisser l'eau se mettre à la température de l'air du lieu d'expérience (se chamber). Noter la température des deux thermomètres bien secs : ils indiquent la même, celle de l'air ambiant (a).
2. Placer l'un des thermomètres dans l'eau chamberée (son indication demeure inchangée puisque l'eau est à la température de l'air de la pièce), puis le sortir et le maintenir en l'air en notant l'évolution de la température indiquée (b).

● Interprétation

La température du thermomètre humide diminue. Cette diminution persiste jusqu'à ce que le thermomètre soit sec,



ou que l'humidité relative de l'air atteigne 100%. Ainsi, en l'absence de chauffage, l'eau qui recouvre le thermomètre s'évapore. L'énergie nécessaire à la vaporisation (p. 140) est cédée par la matière constituant le thermomètre, ce qui abaisse sa température.

L'évaporation de l'eau à l'état liquide et l'humidité relative de l'air environnant sont interdépendantes. On explique souvent la condensation conduisant à la formation des nuages en se limitant au refroidissement: si l'explication a l'avantage de la simplicité, elle a le tort de la simplification en ignorant l'humidité de l'air (elle-même sous la dépendance de la température).

Quelques mesures clés

Mesurer l'humidité relative u grâce au psychromètre

La mesure de l'humidité relative peut s'effectuer par comparaison de thermomètres sec et mouillé. C'est le principe du psychromètre inventé au XIX^e siècle (du grec «psukhros», froid) qui sert à déterminer l'humidité relative et le point de rosée, avec des «tables psychrométriques» ou par le calcul (une règle à calculer l'humidité atmosphérique équipait ainsi les postes d'observation météorologiques). Nous avons déjà évoqué ce principe à propos de l'énergie échangée lors de l'évaporation, la chaleur latente (p. 31), en constatant la différence de température entre les parois de terre cuite d'une cruche sèche et d'une autre humide.

Construire un psychromètre

Expérience

Un thermomètre sec indique la température t de l'air dans les conditions habituelles. Un second thermomètre, dont le bulbe (le réservoir) est recouvert d'une mousseline de coton humidifiée en permanence, mesure la température t' de l'eau s'évaporant sur le réservoir.

● Matériel

– Deux thermomètres, précis au moins au demi-degré près et fournissant des mesures identiques pour des conditions semblables, mousseline ou à défaut gaze de coton (choisir alors des compresses dont le tissage est le moins lâche possible), 5 à 10 cm de fil ou un petit élastique.

– 50 x 10 cm de contreplaqué de 10 mm, quelques clous, scie, petit verre ou béccher, eau distillée.

● Manipulation

1. Tailler un rectangle de 10 cm x 30 cm dans le contreplaqué.
2. À l'aide de petits clips (ou à la rigueur en les accrochant à un clou), fixer les thermomètres sur le support de contreplaqué.
3. Envelopper l'un des réservoirs dans un morceau de gaze. Faire de 1,5 à 3 tours (si la gaze est lâche) et la fixer au tube par un fil noué ou un petit élastique. Remplir le béccher d'eau distillée à la température de la pièce, et y faire tremper la gaze. Il est possible de bénéficier d'un réservoir d'eau plus grand en utilisant un tube en U dont une branche est coupée (cf. photo).



4. Calculer la différence $t - t'$ (température du thermomètre sec – température du thermomètre mouillé). Se reporter à la table ci-dessous et retrouver cette valeur sur la ligne horizontale grise.

5. Descendre la colonne verticale saumon ainsi déterminée et s'arrêter à l'intersection avec la ligne horizontale bleue correspondant à t' (température du thermomètre mouillé) : la valeur indique le pourcentage d'humidité.

Exemple

Vous lisez :

– température du thermomètre sec, $t = 21\text{ °C}$

– température du thermomètre humide $t' = 16\text{ °C}$

Vous calculez : $t - t' = 5\text{ °C}$

Vous repérez sur la table : $t - t'$ (en saumon sur la 1^{re} ligne horizontale en haut)

t' (en bleu sur la 1^{re} colonne verticale à gauche)

L'humidité relative de l'air ambiant est donc : $u = 57\%$.

● Interprétation

Plus l'air est sec, plus l'évaporation est intense et plus le changement d'état exigera d'énergie, prélevée sur le thermomètre mouillée. Ce dernier présentera donc une température t' inférieure à celle t du thermomètre sec. Inversement, plus l'air est proche de la saturation et moins il y a d'évaporation : les valeurs de t et t' seront égales pour 100 % d'humidité.

t' (°C)	$t - t'$ (°C)													
	0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	
0	100	90	81	72	64	56	50	42	36	30	25	20	16	
1	100	91	82	74	66	58	52	45	39	34	28	23	18	
2	100	91	83	75	67	60	54	48	42	36	31	26	22	
3	100	92	84	76	69	62	56	50	44	39	34	29	25	
4	100	92	84	77	70	64	57	52	47	41	36	32	28	
5	100	93	85	78	71	65	59	54	48	43	39	34	30	
6	100	93	85	79	72	66	61	55	50	45	41	36	33	
7	100	93	86	79	73	67	62	57	52	47	43	39	35	
8	100	93	87	80	74	69	63	58	54	49	45	41	37	
9	100	94	87	81	75	70	65	60	55	51	47	43	39	
10	100	94	87	82	76	71	66	61	57	53	49	45	41	
11	100	95	89	83	77	72	67	62	58	54	50	47	43	
12	100	94	89	83	78	73	68	63	59	56	52	48	44	
13	100	95	90	84	78	74	69	65	61	57	53	50	46	
14	100	95	89	84	79	74	70	66	62	58	54	51	47	
15	100	94	89	84	80	75	71	67	63	59	55	52	49	
16	100	95	90	85	80	76	72	68	64	60	57	54	50	
17	100	95	90	85	81	77	72	69	65	62	58	55	52	
18	100	95	90	86	81	77	74	70	66	63	59	56	53	
19	100	95	91	86	82	78	74	70	66	63	60	57	54	
20	100	96	91	87	82	78	74	71	67	64	61	58	55	
21	100	96	91	87	83	79	75	72	68	65	62	59	56	
22	100	95	91	87	83	80	76	72	69	66	63	60	57	
23	100	96	91	87	84	80	76	73	69	67	63	61	58	

Cette table permet de déduire l'humidité relative de l'air ambiant à partir de la mesure de t (température du thermomètre sec) et de t' (température du thermomètre mouillé). Dans l'exemple indiqué en couleur, la différence $t - t'$ s'établit à 5,0 °C pour une température t' de 16 °C : on lit directement que l'humidité de l'air dans les conditions de la mesure est de 57 %.

Le psychromètre est un dispositif facile à réaliser et proposant une vraie mesure. Il est très utile pour aborder les notions d'humidité relative et de *chaleur latente*, et toujours meilleur que les hygromètres à cheveux, fondés sur la variation de longueur d'un cheveu. Les résultats obtenus sont acceptables pour l'amateur, mais plusieurs causes d'incertitude se combinent :

- la ventilation et donc l'évaporation sur le thermomètre mouillé peuvent beaucoup varier et rendre difficile la reproduction de conditions de mesures identiques ;
- la précision des thermomètres est réduite. Or une erreur de 0,1 °C a pour conséquence une incertitude supérieure à 5 % pour la valeur de l'humidité ;
- les imperfections du tissu couvrant le réservoir (mauvaises adhérences, surépaisseur, saletés, moisissures) réduisent à la fois la présence d'eau sur le réservoir et son évaporation.

En altitude, même si l'accès aux mesures se complique, les relations entre la température du thermomètre sec, celle du thermomètre humide et l'équilibre vaporisation-condensation demeurent les mêmes. C'est pour cette raison que figurent sur les diagrammes aérologiques (les émagrammes ou tephigrams, cf. p. 75) les courbes représentant l'évolution verticale des températures indiquées par le thermomètre sec et par le thermomètre humide. La comparaison de ces courbes contribue à la prévision de la nature et de l'altitude des formations nuageuses.

Pour finir, précisons que du point de vue du confort, l'air est considéré comme sec avec moins de 50 % d'humidité, et humide à partir de 80 %.

Mesurer les points de rosée et de gelée

Connaître la température de l'air (celle mesurée par le thermomètre sec, cf. p. 45) et celle fournie par un thermomètre mouillé (ou humide) donne accès aux paramètres d'humidité

Repérer les points de rosée et de gelée

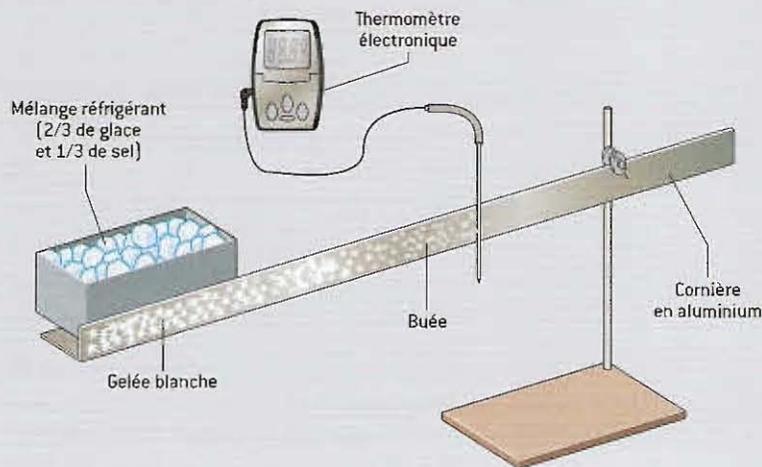
Expérience

● Matériel

– Boîte métallique (boîte chirurgicale ou de dissection, ancienne boîte à seringue), cornière métallique de 4 x 4 cm x 1 m (l'aluminium convient très bien du fait de sa légèreté et de l'aspect régulier de sa surface), 2 ou 3 élastiques pour

immobiliser la boîte sur la cornière, support pour l'ensemble (potence de laboratoire idéalement), 1 ou 2 noix.

– Mélange réfrigérant (1/3 de sel et 2/3 de glace pilée) ou mieux azote liquide; thermomètre électronique avec une tige comme sonde ou mieux thermomètre à infrarouge.



● Manipulation

1. Réaliser le montage ci-contre. Pour une fixation soignée, percer dans la partie horizontale de la cornière un trou au diamètre de la tige verticale du support, à 75 cm de l'emplacement de la boîte. Une seule noix suffit alors à solidariser tige et cornière.
2. Attendre quelques minutes jusqu'à ce que la cornière se couvre de gelée blanche au niveau de la boîte.
3. Repérer deux lignes verticales de transition sur la

cornière (éventuellement à l'aide d'un bref éclairage rasant) et relever leur température, soit en plaquant la sonde du thermomètre électronique contre le métal, soit en centrant le point de visée du thermomètre infrarouge sur ces lignes. Il peut être utile d'avoir recours à un psychromètre (voir ci-dessus) muni de son abaque (ou table) de détermination, pour situer *a priori* la position du point de rosée, afin de ne pas trop tâtonner.

● Interprétation

En s'éloignant de la boîte réfrigérante le long de la cornière, il apparaît :

- une ligne marquant le passage de la gelée à la buée (rosée) : elle correspond au point de gelée ;
- une autre indiquant le passage de la rosée à une surface sèche : elle repère le point de rosée.

Comme nous l'avons vu lors de l'étude de la conduction (p. 28), un transfert de chaleur s'établit entre la source froide et l'autre extrémité de la cornière. Après quelques minutes, un équilibre thermique apparaît sous l'effet de l'apport de chaleur et de la dissipation dans l'air ambiant. L'air se refroidit au contact de la cornière et selon sa température, il y a dépôt de buée ou de gelée blanche.

dité, *point de rosée*, *point de gelée*, *rapport de mélange*, etc. soit via des abaques ou des tables, soit par le calcul.

Pour les *points de rosée* et de *gelée* cependant – qui correspondent à la température à laquelle l'air doit se trouver pour que la saturation en eau intervienne et provoque un *dépôt* à l'état liquide (rosée) ou solide (gelée) – la mesure directe reste accessible, même si elle est d'une précision toute relative : c'est l'objet de l'expérience de la page précédente. Son principe est de provoquer la condensation et de repérer quand elle débute (la pression reste constante).

La température règle le niveau d'équilibre vaporisation-condensation

L'expérience suivante propose une analogie de l'équilibre vaporisation-condensation : une simple cuve percée à sa base est placée sous un flux d'eau.

Explorer l'équilibre vaporisation-condensation liquide ou solide

Expérience

● Matériel

– Arrivée d'eau au débit régulier et réglable, récipient transparent percé d'un trou de diamètre 1 à 5 mm à la base (une bouteille en plastique pour l'eau de contenance 5 L ou 8 L, sans son goulot, convient parfaitement), bassine.

● Manipulation

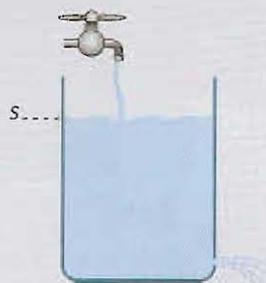
1. Boucher le trou percé à la base de la cuve et la remplir à moitié, puis déboucher.
2. Ajuster le débit du robinet d'alimentation pour que la hauteur S d'eau dans la cuve soit constante. Diminuer alors, puis augmenter le débit d'alimentation en observant l'évolution correspondante de S .

● Interprétation

Le débit de la fuite représente l'évaporation, tandis que celui du robinet correspond à la condensation. Lorsque le premier

est plus important que le second, le niveau S de l'eau dans la cuve diminue : c'est l'analogie d'une situation d'air non saturé en eau (l'air sec). Il n'y a ni buée, ni brouillard, ni nuage. Cette situation se rencontre lorsque l'air s'assèche dans une subsidence, au cœur d'un anticyclone.

Inversement, si le débit de la fuite est moins important que celui du robinet, le niveau S s'élève puis se stabilise (le niveau s'élevant, la pression à la base de la cuve, au niveau de la fuite, augmente et accroît le débit jusqu'à ce qu'il équilibre celui de l'apport d'eau) : l'alimentation (l'analogie de la condensation) et les pertes en eau (la vaporisa-



tion) se compensent, et une situation de saturation s'établit. Elle correspond par exemple à l'évolution de l'humidité au sein d'une ascendance donnant lieu à un nuage. Le niveau atteint indique la quantité maximale d'eau pouvant être contenue dans la cuve dans ces conditions : son analogue est la quantité maximale d'eau dans l'air, la saturation identifiée par une humidité relative de 100%. Les différents niveaux possibles de S illustrent, de bas en haut, des airs pouvant contenir de plus en plus de vapeur d'eau, donc de l'air plus chaud.

De fait, si la température s'élève, l'évaporation s'accroît mais dans le même temps l'air peut contenir davantage de vapeur (p. 146). En conséquence, la saturation interviendra pour une température plus grande et des quantités d'eau plus importantes. Dit autrement, lorsque l'air se réchauffe, les quantités entrant dans le cycle atmosphérique de l'eau augmentent.

Remarquons en complément qu'il est possible de faire varier le débit de la fuite d'eau en adaptant un robinet à la base de la cuve.

En conclusion, la température règle la quantité de vapeur d'eau dans l'air (pour une pression donnée). L'équilibre vaporisation-condensation en dépend et son niveau s'ajuste au gré des fluctuations de température. Cet équilibre, qui reste dépendant des variations de pression – qui elles-mêmes provoquent des variations de température (p. 58 et 157) –, règle la formation des hydrométéores, conditionne les précipitations, et joue un rôle fondamental par son influence sur les échanges océans-atmosphère.



Une très forte humidité atmosphérique, quasi permanente, caractérise la météorologie en forêt tropicale humide [ici sur le sentier de la cascade Blanche dans le cirque de Salazie, île de la Réunion]. Les pluies sont saisonnières et très importantes : de 2000 à 3000 mm par an, contre 800 mm en Belgique par exemple. Là où la lumière atteint le sol, la combinaison soleil, pluie et chaleur permet le développement d'un réseau dense de plantes grimpantes et de jeunes arbres. (Image : www.ile-de-la-reunion.info)

La formation des nuages et des brouillards

Les différents processus produisant les amas de gouttelettes

Sous nos latitudes, la matière des nuages bas est un mélange constitué de gouttelettes et de vapeur d'eau, comme l'expérience p. 171 visant à distinguer brouillard et fumée l'illustre. Pour l'essentiel, deux phénomènes accroissent la proportion de gouttelettes d'eau dans l'air et engendrent brouillard et nuages: le refroidissement d'une part (une baisse de température réduit la quantité de vapeur d'eau que peut contenir l'air, et conduit à terme à la saturation), et l'évaporation qui enrichit l'air en vapeur d'eau de l'autre. Il s'y ajoute une troisième cause, plus complexe: le mélange d'airs de qualités (c'est-à-dire de *paramètres d'état*) différentes.

Formation par baisse de température

Le refroidissement par détente

Nous avons constaté (p. 58) qu'une baisse de pression (une *détente*) s'accompagne d'une baisse de température, comme il est facile de le ressentir à l'orifice d'une bombe aérosol en fonctionnement. Cette relation pression-température va être à l'origine de la plupart des formations nuageuses. L'expérience suivante l'illustre: dans une enceinte close contenant de l'air pratiquement saturant, une baisse, même faible, de pression provoque la formation d'un brouillard (s'il y a des *noyaux de condensation*).

Créer un nuage en bouteille

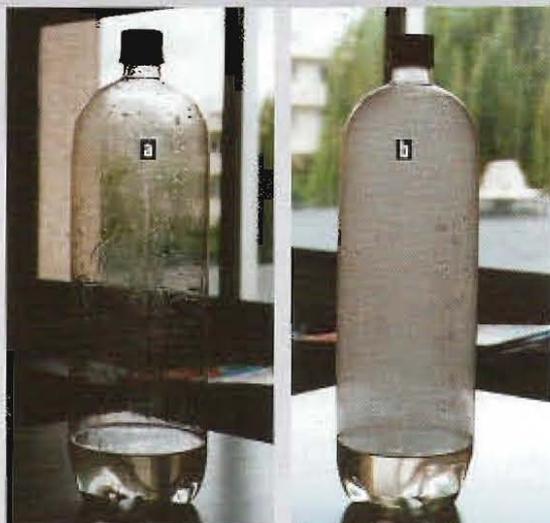
Expérience

● Matériel

– Bouteille de soda (1,5 ou 2 L) en plastique lisse transparente munie de son bouchon à vis d'origine (de préférence trois bouteilles), au moins 0,5 L d'eau très chaude pour les divers essais, boîte d'allumettes.

● Manipulation

1. Verser dans la bouteille en plastique lisse 50 mL d'eau très chaude (50 °C ou plus), puis boucher avant de secouer l'ensemble énergiquement (a).
2. Allumer une allumette. La souffler juste avant de dévisser le bouchon, puis la jeter éteinte mais fumante dans la bouteille aussitôt refermée en serrant à fond. Secouer à nouveau pour éliminer la buée sur les parois internes.
3. Comprimer fermement la bouteille, à deux mains si nécessaire, puis relâcher tout en observant attentivement l'air contenu dans la bouteille. Recommencer: un brouillard léger occupe la bouteille, et deviendra plus dense encore en augmentant la fréquence des cycles de compression-détente (b).



Initialement transparente (a), l'atmosphère de la bouteille se charge d'un brouillard dense (b) après plusieurs cycles de compression-détente.

4. Répéter l'opération en introduisant de la même manière deux, puis trois, etc. allumettes justes soufflées. On obtient ainsi une densité en gouttelettes d'eau de plus en plus grande, jusqu'à un brouillard voire un « nuage » opaque.

● Interprétation

Une fois la bouteille remplie d'eau chaude et secouée une première fois, l'air qu'elle contient est très proche de la saturation. Après création de fumée, de la brume apparaît lors des premières détentes, pour disparaître à chaque nouvelle compression. La densité du nuage croît avec les détentes suivantes: pour que les microgouttelettes persistent, il faut en effet qu'elles atteignent un rayon critique où elles se stabilisent (p. 177). Par la suite, lorsque ce nombre minimal de

molécules est atteint, les suivantes se lient plus facilement: la croissance du volume des gouttelettes s'accélère progressivement et les gouttelettes deviennent plus stable. Nous détaillerons dans le sujet suivant le rôle des particules contenues dans la fumée, qui servent de noyaux de condensation. Il est intéressant de comparer ces essais à ceux effectués dans des bouteilles vides et froides:

- mettre uniquement de l'eau chaude, fermer, secouer puis effectuer quelques cycles de compression-détente. Dans certaines conditions – une forte température ambiante, une bouteille venant d'être utilisée pour l'expérience précédente – il peut apparaître une brume très légère;
- effectuer l'expérience initiale dans une autre bouteille mais avec de l'eau froide. La répéter avec deux allumettes.



Ces **brouillards de pente** montent le long des flancs de la vallée de la Valsère, à Mijoux (Ain). Ils résultent d'un refroidissement par baisse de pression.

De faible ampleur, les *brouillards de pente* (ci-contre) relèvent principalement du refroidissement par détente. Il s'agit de brouillards qui traînent au ras des cimes des sapins et montent progressivement à flanc de montagne. Ils se présentent bien souvent sous formes de bancs et restent difficiles à distinguer des stratus.

La condensation par détente ne concerne pas uniquement les brouillards (correspondant à une visibilité inférieure à 1 km). Elle est à l'œuvre dans la formation des nuages apparaissant lorsque l'air est forcé de franchir une montagne (le soulèvement

orographique). Ce type de refroidissement se produit également sur un front (la zone de confrontation de deux masses d'air) lorsque de l'air se trouve soulevé par-dessus un volume d'air de température et d'humidité différentes. Plus généralement, les nuages peuvent résulter d'un refroidissement par détente lorsqu'un phénomène ascendant, soit convectif (p. 29, 67, 114 et 121), soit dynamique (p. 116), entraîne l'air en altitude.

Le refroidissement par advection

L'advection désigne le transport horizontal de masses d'air: c'est la principale cause de formation des brouillards. Ils apparaissent typiquement lorsque de l'air humide et chaud se déplace sur un sol beaucoup plus froid: par exemple de l'air marin sur une côte en hiver (le brouillard côtier), un flux d'ouest doux et humide sur la moyenne montagne après une



Navires en pêche sur le grand banc de Terre-Neuve, Canada. [Gouache de E. Adam, Musée de la marine, Paris]. Isolés sur les frêles barques (les doris) utilisées pour tendre et relever les lignes de fond, de nombreux marins

ont péri perdus dans le brouillard de Terre-Neuve. Susceptible de persister plusieurs semaines, ce dernier se lève brusquement lorsque de l'air plus chaud et humide arrive et se refroidit au contact de l'eau de mer très froide.

période hivernale, ou le brouillard de Terre-Neuve. Au large de Terre-Neuve (Canada), en particulier à l'est, la conjonction air humide-mer froide constitue un terrain favorable à l'émergence de brouillards soudains, denses et difficiles à prévoir. Sur quelques mètres d'épaisseur, au contact de la surface de la mer beaucoup plus froide, la vapeur qu'apporte l'advection d'air humide est liquéfiée en gouttelettes constituant un brouillard épais. Au XIX^e siècle, ces brouillards ont causé la perte de très nombreux pêcheurs de morue quand isolés du navire mère, le «Terre-neuvier», ils partaient tendre ou relever les lignes de fond à bord de petites embarcations à fond plat, les doris (ci-dessus). Ces brouillards s'installent parfois plusieurs semaines d'affilée (le record est de 120 jours de brouillard par an).

Créer un brouillard d'advection chaude

Expérience

● Matériel

– Bac (de dimensions minimales 15 x 30 cm et de quelques centimètres de profondeur au moins : une cuve à dissection est parfaite), glaçons ou mélange réfrigérant (1/3 de sel et 2/3 de glace pilée) tenu au congélateur 24 h en quantité suffisante pour remplir complètement le bac, lampe de bureau ou lampe torche.

● Manipulation

1. Remplir le bac du mélange réfrigérant puis éclairer latéralement sa surface dans une pièce sombre.
2. Exhaler de l'air du fond de la gorge, comme pour couvrir un miroir de buée.

● Interprétation

Un brouillard particulièrement bien visible se forme. La raison en est simple : l'air exhalé se refroidit lorsqu'il progresse vers la couche d'air froid qui se trouve au contact du mélange réfrigérant, et s'y mélange. La vapeur contenue dans l'air exhalé voit sa température diminuer : elle se liquéfie en gouttelettes.

Il est important de ne pas souffler l'air car le «vent» – l'advection qui en résulte – est trop fort pour qu'un brouillard persiste. Le volume d'air à refroidir est alors trop important et ne reste pas suffisamment longtemps en contact avec la surface pour que la condensation se généralise. De plus, les gouttes d'eau condensée sont plus rapidement emportées par le flux.



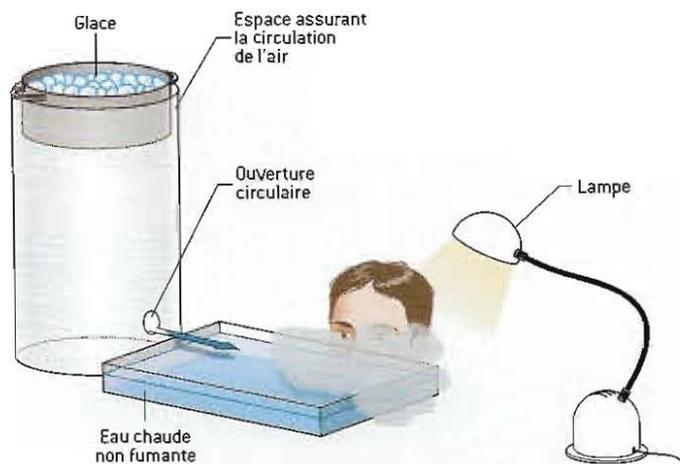
Brouillard d'advection chaude sur la Baltique. Il résulte du contact entre l'eau très froide et une masse d'air plus chaud relativement et humide en déplacement.



Un brouillard d'advection froide apparaît en formant des bandes horizontales sur la grande plage de Biarritz, en décembre 2006. Un vent de 10 à 15 km/h balaie la mer : il provient de la terre et est dû à un courant arctique froid [pour la région]. Le flux de vapeur, qui s'élève de la surface de l'eau [de température supé-

rieure à 10 °C] dans l'air froid [environ 0 °C] et sec, produit au large des stratocumulus. Ce type de brouillard se forme lorsque l'isotherme zéro est proche de la surface de l'eau, l'air très froid et la mer de température positive, la différence de température entre l'air et l'eau pouvant atteindre plusieurs dizaines de degrés.

Comment interpréter ces brouillards? Au contact de la surface froide, la masse d'air en déplacement se refroidit par la base. Si son humidité relative est importante, le refroidissement conduit à la saturation (p. 144). Il peut se former de la rosée, mais du fait de la turbulence liée à l'air en mouvement, ce sera principalement du brouillard voire du stratus (p. 162). Un flux d'air chaud et humide est réputé engendrer des brouillards d'advection chaude tenaces (comme sur la Baltique page précédente) à fort développement vertical, sans être pour autant très denses (la visibilité atteint parfois plusieurs centaines de mètres).



Il est possible de reproduire un brouillard d'advection froide en plaçant à la base du « puits froid » que nous avons construit p. 113, un bac d'eau la plus chaude possible (mais non fumante, soit à 40 voire 50 °C). Le brouillard apparaît distinctement (le faisceau lumineux doit être perpendiculaire à la direction d'observation).

La formation des *brouillards d'advection froide* relève du même processus. C'est une situation plus rare qui combine advection, enrichissement en vapeur d'eau par évaporation et mélange. Elle conduit à un brouillard épais, fréquemment givrant, comme à Biarritz à Noël 2006, ci-contre. La température de l'eau de mer doit être nettement positive, et celle de l'air franchement négative de telle sorte que la pellicule d'air en contact avec la surface de l'eau présente une température voisine de 0 °C.

Point à souligner, l'épaisseur de la couche de brouillard d'advection froide est liée à la vitesse du vent. S'il vente, du fait du brassage léger qui en découle, la liquéfaction se propage sur une plus grande hauteur, formant une couche froide stable. C'est pourquoi un brouillard épais bien installé parvient parfois à se maintenir malgré un vent de 50 km/h par exemple. Il faudra le passage d'une perturbation, synonyme de changement de masse d'air, de direction et d'intensité du vent, pour qu'il se dissipe à coup sûr.

Les transformations que nous venons d'évoquer, où des différences de température importantes se produisent pour des variations de pression négligeables, sont qualifiées d'*isobares*, c'est-à-dire à pression constante. Si l'on considère toutes ces transformations isobares, le paramètre clef pour prévoir l'apparition de brouillard est le *point de rosée* (défini p. 155). Si la température de l'air est proche de celle du thermomètre mouillé, il y a tout à parier qu'avec le refroidissement nocturne, la température du point de condensation soit atteinte et que du brouillard puisse se former.

Le refroidissement par rayonnement et contact

La nuit, particulièrement par temps clair, la Terre *rayonne* (p. 11). En conséquence, la température du sol s'abaisse, ce qui peut engendrer des brouillards terrestres, sauf si du vent les chasse. Comme pour les brouillards d'advection, si l'humidité relative est importante, le refroidissement par *contact* avec le sol va amener à la saturation de l'air couvrant la surface refroidie, sans variation de pression. Deux cas se présentent :



Brouillard de rayonnement sur l'Alsace. La température du sol s'est abaissée au cours de la nuit car la Terre rayonne. L'air froid a stagné dans les fonds de vallée, ce qui a entraîné un brouillard par condensation au lever du jour.



Brouillard d'automne. L'évaporation enrichit l'air en vapeur d'eau jusqu'à la saturation.

– si le vent est absent, la condensation a lieu au sol et produit de la rosée ou de la gelée blanche selon les minima de température atteints;

– si le vent est faible (de vitesse inférieure à 10 km/h), l'air froid en contact avec le sol est brassé, et l'épaisseur de la couche d'air refroidi augmente (elle peut atteindre 100 à 300 m, selon l'importance de la turbulence). Il y a formation de brume (la visibilité varie de 1 à 5 km, l'humidité relative u est supérieure à 70%) ou de brouillard dit *de rayonnement* (la visibilité ne dépasse pas 1 km et l'humidité relative est proche de 100%).

Le refroidissement par rayonnement provoque une inversion près du sol (p. 75) qui explique la stabilité de la couche refroidie : le brouillard « colle » ainsi au sol et forme des bancs sur les espaces dégagés tels qu'une clairière, des pleins champs, un aéroport, etc. Si la situation météo générale demeure constante, seule l'action du Soleil pourra réchauffer par sa base la couche d'air inférieure, lever l'inversion et permettre la dissipation du brouillard. En hiver, il arrive fréquemment, par situation anticyclonique, que l'inversion demeure plusieurs jours voire plusieurs semaines, maintenant un ciel gris (stratus) et brumeux (qui apparaît comme une mer de nuages si l'on prend de l'altitude, aux sports d'hiver par exemple). Il faudra une situation perturbée ou du vent pour mettre fin à ce type d'épisode.

En été, le refroidissement par rayonnement entraîne un brouillard de fin de nuit, s'épaississant à la première heure du jour et affectionnant les creux du relief (comme en Alsace ci-contre). Par gravité en effet, l'air le plus froid, le plus dense, glisse vers des zones souvent plus humides puisque recevant le ruissellement ou accueillant les nappes d'eau.

Formation par apport de vapeur d'eau

L'enrichissement de l'air en vapeur d'eau est essentiellement responsable de la formation des brouillards de beau temps et d'automne. En cuisine, dans la salle de bain, etc., nous produisons continuellement ce type de « brouillard » qui heureusement se dissipe presque aussitôt – excepté dans un bain turc où il persiste parfois jusqu'à réduire la visibilité ! Le mécanisme est le suivant : l'évaporation enrichit l'air en vapeur d'eau, élève l'humidité relative à 100% de sorte que la condensation peut se produire.

Obtenir un brouillard par enrichissement en vapeur d'eau

Expérience

● Matériel

– Plat ou assiette métallique (ou morceau de tôle), dispositif de chauffage (bec Bunsen, brûleur de cuisinière, etc.), verre d'eau (de préférence sortant du réfrigérateur).

– Bol, eau très chaude (de température supérieure à 60 °C), bac avec ses glaçons (ou boîte de conserve pleine de glace).

● Manipulation

1. Brouillard d'automne : chauffer un plat métallique et y verser de l'eau froide, à la manière d'une pluie froide sur un sol surchauffé.

2. Brouillard d'été : présenter un bac garni de glaçons à la surface d'un bol rempli d'eau très chaude.

● Interprétation

Brouillard d'automne : l'eau se vaporise pratiquement dès qu'elle entre en contact avec le métal chaud. L'air situé juste au-dessus s'enrichit tout aussi instantanément et atteint la saturation. Les gouttelettes formées par la vapeur d'eau repassant à l'état liquide constituent le brouillard qui s'élève du plat.

Brouillard d'été : le brouillard est alors plus dense, le mélange (cf. page suivante) avec l'air froid entourant le bac accentuant la condensation.

Souvent en automne, des précipitations froides sur un sol nettement plus chaud produisent ces brouillards, qui sont alors généralement d'extension et de persistance faibles. Si la couche d'air proche du sol est très chaude, il arrive également que la pluie s'évapore juste avant la fin de sa chute, ce qui favorisera la formation de brumes.

Par beau temps, ces brouillards apparaissent typiquement lorsque de l'air refroidi (lors du coucher du Soleil ou par rayonnement) entre en contact avec un plan d'eau de température nettement plus élevée: il s'enrichit alors en vapeur d'eau jusqu'à la condensation (photo en bas de la page 162).

Dans ce processus de formation, l'enrichissement en vapeur d'eau provient des précipitations (pouvant se vaporiser avant de toucher le sol), du sol très humide voire d'une étendue d'eau. Pour qu'il y ait évaporation, il faut que la température de l'air soit d'une dizaine de degrés environ inférieure à la température de la «source» de vapeur. L'ampleur des brouillards dépend de cet écart de température, souvent modeste aux latitudes moyennes mais bien plus élevé aux latitudes extrêmes (mers polaires, etc.).

Formation par mélange de masses d'air

Il existe une dernière modalité de formation des nuages, beaucoup moins intuitive que les précédentes d'autant qu'en général combinée avec les autres processus: le mélange. Il se produit en particulier sur les surfaces de confrontation (ou fronts) de masses d'airs différentes, situation classique des perturbations des latitudes moyennes.

Former un nuage par mélange

Expérience

● Matériel

– Ballon à col droit, bouchon percé d'un trou, tube de verre adaptable sur le bouchon et en dépassant de 2 à 3 cm, eau, deux becs Bunsen (ou un bec et un chauffe-ballon électrique), pince en bois.

● Manipulation

1. Remplir le ballon à demi et insérer le bouchon muni de son tube.
2. Chauffer le ballon jusqu'à l'ébullition et l'apparition d'un nuage (a).
3. Approcher un second bec Bunsen (ou à défaut un bon briquet) de la base du nuage (b).

● Interprétation

En (a), un nuage se forme, non à la sortie du tube mais quelques centimètres plus loin (à une distance qui dépend de la pression à l'intérieur du ballon, de la section du tube d'échappement et de l'état de l'air environnant). Le mélange résulte du mouvement de l'air saturant qui pénètre dans l'air environnant. Il y est freiné, ce qui provoque de la *turbulence*, très favorable au brassage. Il y a homogénéisation d'airs de qualités différentes et ne



présentant pas de condensation: un nouvel air apparaît pour lequel la condensation se produit cette fois, pour des raisons physiques qui dépassent le cadre du livre. Le panache blanc témoigne du mélange et matérialise le développement de la turbulence.

Le nuage disparaît en présence du second bec Bunsen (b), pour renaître instantanément dès la flamme écartée, sans le temps de latence observé dans les expériences précédentes de condensation atmosphérique.

En chauffant la base du panache, l'air résultant du mélange demeure à la pression atmosphérique mais sa température augmente fortement, condition qui n'est plus favorable à la condensation.

Dans l'expérience précédente, l'air en sortie du tube est le plus souvent saturant, à 90 °C et très turbulent. Il est homogénéisé de force dans de l'air tempéré, d'humidité relative comprise généralement entre 60% et 80%. Les conditions diffèrent dans l'atmosphère : pour qu'il y ait saturation par mélange en effet, il faut que les composants aient une forte humidité – qu'ils soient proches de la saturation en général –, qu'ils présentent des températures très différentes et que le brassage soit intense. La formation de brouillards par mélange reste donc un processus rare. Il en résulte le plus souvent des brumes, par exemple à la confluence de vallées montagneuses d'expositions très différentes (il y a alors en sus du refroidissement par rayonnement), avec éventuellement une brise de glacier ou de pente dans l'une d'elles.

En conclusion, soulignons que la vapeur d'eau est l'ingrédient principal de la formation des météores. Quelle que soit leur modalité de formation, le terme est le même : la condensation, soit à l'état liquide soit à l'état solide. Pour les phénomènes atmosphériques, c'est le plus souvent la combinaison de plusieurs processus qui conduit à la condensation. La formation des grands amas nuageux (ci-dessous), le long des fronts, l'illustre puisqu'elle associe un *refroidissement par détente*, de la *turbulence* (p. 99) qui assure le brassage vertical et du *mélange*.

Enfin, liquéfaction et solidification peuvent intervenir avant que soit atteinte la température de saturation, sous l'effet des *noyaux de condensation* : c'est l'objet des pages suivantes. Les noyaux de condensation pourraient être pris pour des catalyseurs de nuage : ils sont en fait indispensables à leur formation.



Grand amas de nuages qui accompagnent le passage d'une perturbation, active sur la partie gauche de l'image. L'amas situé à droite correspond aux restes d'une précédente perturbation.

6. Nuages et météores



« Et Lui qui fait descendre du ciel une eau en quantités raisonnables. Par elle Nous ressuscitons une contrée... »

Le Coran, sourate 43, verset 11.

En météorologie, à l'exception des brouillards et des nuages, tous les phénomènes ou particules observables dans l'atmosphère sont nommés météores, que ce soient des particules minérales comme dans les fumées, ou des hydrométéores, liquides ou solides, en suspension dans l'air. Les hydrométéores, avec la vapeur, forment pour l'essentiel la matière des nuages. Selon l'altitude, l'eau peut se trouver à l'état liquide ou solide ; ces conditions, combinées à la plus ou moins grande stabilité de l'atmosphère, déterminent l'aspect des nuages et les précipitations. Cela permet de distinguer 10 genres de nuages. La présence des hydrométéores dans l'air modifie en outre la visibilité et les couleurs du ciel.

- Le Soleil se couche au-dessus des rizières du Yunnan (Chine). L'extension de ces cultures favoriserait l'augmentation de l'humidité atmosphérique et en conséquence le développement des formations nuageuses.

Fumée, brouillard et nuage

Les critères qui les distinguent

Brouillard ou nuage ?

Une question de position

Comment faire la différence entre du brouillard et un nuage ? Le premier critère qui les distingue est simplement leur position par rapport à la surface : un amas de gouttelettes en contact avec le sol constitue un brouillard, tandis qu'un amas situé nettement au-dessus est un nuage. La physique apporte une précision supplémentaire : brume et brouillard résultent pour l'essentiel d'une transformation isobare (à pression constante), tandis que les nuages se forment en général au cours d'une détente (une baisse de pression). L'intérêt de ces critères, outre d'offrir la possibilité d'utiliser avec rigueur l'information météorologique, est d'éviter une confusion très fréquente entre nuage et brouillard.

Revenons à la définition : en météorologie, il y a du brouillard lorsqu'au voisinage du sol une suspension de très petites gouttelettes réduit la visibilité (p. 172) à moins d'un



Vu depuis Armand (Haute-Savoie), cette nébulosité apparaît comme un nuage quelques centaines de mètres au-dessus du lac d'Annecy,

et comme du brouillard au contact des contreforts montagneux, par exemple sur les pentes des Dents de Lanfon, à droite de la photo.

kilomètre. Un nuage bas pour vous peut ainsi constituer un brouillard pour les habitants de la colline voisine (photo page précédente)!

Brouillard et nuage peuvent se former l'un comme l'autre soit par refroidissement, soit par enrichissement en vapeur d'eau, soit par mélange (p. 157).

Le rôle de l'humidité

L'observation nous renseigne sur l'humidité relative de l'atmosphère: ainsi, des nuages dont la base se trouve déjà à une altitude élevée (photo ci-dessous) laissent penser que la saturation n'est intervenue qu'après une ascension importante, et donc que l'air sous la base du nuage est relativement sec. Inversement, des nuages bas sont souvent synonymes d'une forte humidité. C'est dans cette seconde situation qu'il peut y avoir du brouillard.

Les gouttelettes qui constituent brouillards et nuages résultent de plusieurs processus de formation, mais le plus fréquent et le plus producteur est le suivant: une détente presque adiabatique (les échanges de chaleur sont quasi nuls au cours de la transforma-



Au-dessus du lac Saint-Point (Doubs), la base des cumulus est entre 1500 et 2000 m, sensiblement l'alti-

tude à laquelle la vapeur d'eau se condense, alors que plus bas, l'air est relativement sec.

tion) entraîne une baisse de température et donc une augmentation de l'humidité relative, jusqu'à provoquer la condensation (p. 157). Cela se produit soit lors de soulèvements convectifs dus à l'instabilité thermique (c'est la source des orages d'été par exemple), soit lors de soulèvements orographiques (c'est l'origine des nuages de foehn, cf. p. 116, ou des brouillard de pente, cf. p. 158), ou lors des soulèvements en masse des surfaces frontales (au passage d'une perturbation, l'air le plus chaud tend à passer par-dessus l'air le plus froid).

L'éventuelle apparition de brouillard dépend de la hauteur (la distance depuis le sol) à laquelle intervient la condensation. Dans le cas de la photo de la page précédente, le relief avoisine les 1000 m tandis que la base des nuages dépasse les 2000 m: on en déduit que le niveau de condensation se situe approximativement 1000 m au-dessus du lac Saint-Point.

Lors de l'étude de la *stabilité* atmosphérique (p. 65), nous avons évoqué la transformation qui subit de l'air sec prenant de l'altitude. Lorsque l'air est humide, la transformation peut différer de façon significative. Bien que les échanges de chaleur entre la parcelle d'air en mouvement vertical et son environnement demeurent quasi nuls (la transformation est adiabatique), l'air humide atteignant la saturation ne connaîtra pas la même évolution en raison de la libération de chaleur latente. La liquéfaction libère en effet l'énergie acquise précédemment lors de la vaporisation: ainsi, une parcelle d'air dont la vapeur se liquéfie ne va pas se refroidir autant qu'une parcelle d'air sec se détendant. Or l'altitude de la base du nuage dépend directement de l'évolution subie par l'air humide. En pratique, la transformation est caractérisée par le point de condensation. Les caractéristiques météorologiques d'un lieu sont en effet données par son point d'état, qui est défini par la pression en ce lieu (donc indirectement par son altitude), par la température et par la température du thermomètre mouillé (p. 152). Le *point de condensation* est précisément le point d'état auquel la parcelle d'air doit être élevée pour que la baisse de pression provoque la saturation.

Lorsque le point d'état de la base d'un nuage et le point de rosée (la température à laquelle l'air doit se trouver pour que la liquéfaction de la vapeur intervienne) ont la même altitude, la base du nuage touche le sol. Point d'état, point de condensation et point de rosée sont alors confondus et du brouillard peut survenir en ce lieu. Dans les situations limites, c'est la présence d'un vent plus ou moins fort, susceptible d'emporter les gouttelettes, qui détermine l'apparition ou la dispersion du brouillard.

Fumée ou nuage ?

Distinguer fumée et nuage est difficile. En effet, au-dessus d'un feu, le panache qui se forme est un mélange de particules solides et d'eau sous forme de gouttelettes et de vapeur. De plus, fumée et gouttelettes de nuage ont souvent en commun de s'élever dans l'atmosphère. Expérimentalement, la différence est toutefois facile à établir comme nous allons le voir dans l'expérience qui suit: bien que simple, cette distinction est suffisante pour comprendre la différence de nature entre fumée et hydrométéores (suspension, précipitation ou dépôt de particules d'eau à l'état liquide ou solide, cf. p. 139).

La fumée est formée des particules libérées lors des combustions. Dans l'atmosphère, elle se distingue des nuages par l'absence de contour distinct (son aspect est diffus) et

Faire la différence entre fumée et nuage

Expérience

● Matériel

- Le même matériel que l'expérience «Créer un nuage en bouteille» p. 157 (deux bouteilles suffisent), bâtons d'encens.
- lame de verre sinon d'acier inoxydable (lames pour microscope ou lame de couteau), papier absorbant.

● Manipulation

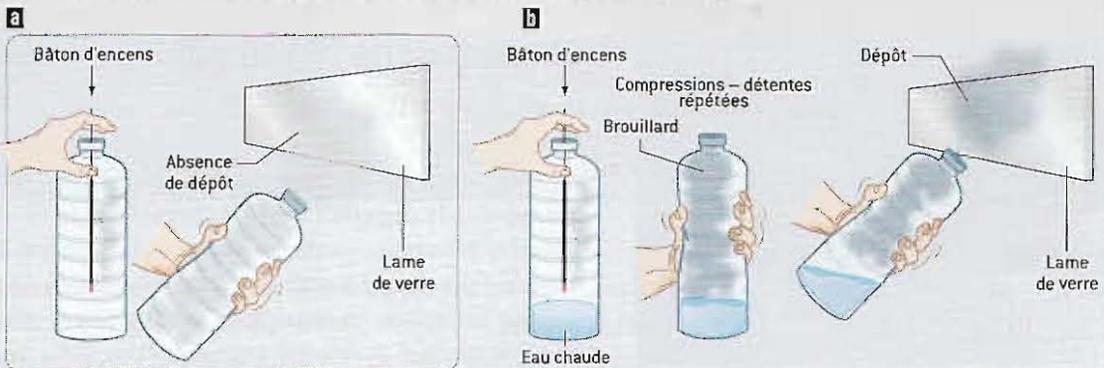
1. La veille, envelopper la lame dans du papier absorbant et placer le tout au réfrigérateur. Sortir la lame toujours enveloppée un quart d'heure avant le début de l'expérience.
2. Accumuler de la fumée dans une bouteille sèche (cf. p. 157) dans laquelle est introduit un ou plusieurs bâton(s) d'encens allumé(s) (attention, pas de flamme). Prendre soin de ne pas toucher les parois, car l'extrémité incandescente du bâton les perforerait instantanément. Les doigts resserrés tiennent l'encens et ferment la bouteille sur son goulot (a).

3. Comprimer la bouteille pour souffler de la fumée sur la lame, délogée de son papier. Constaté l'absence de dépôt.

4. Répéter l'expérience de la page 157 : verser 50 mL d'eau très chaude dans la bouteille, y insérer un bâton d'encens allumé puis la refermer et la secouer vigoureusement (b). Effectuer alors plusieurs cycles de compression-détente. Il est possible d'utiliser des allumettes comme dans la manipulation de la p. 157, mais un bâton d'encens engendre un brouillard beaucoup plus dense (il y a alors davantage de noyaux de condensation).

● Interprétation

La fumée est constituée de particules sèches qui n'adhèrent pas à la lame froide, tandis que les microgouttelettes du brouillard s'y déposent. La basse température de la lame retarde leur évaporation, ce qui permet de les observer quelques minutes.



[a]. Après avoir accumulé de la fumée, cette dernière est projetée sur la lame froide, sans effet. **[b].** Lorsque la bouteille contient un fond d'eau très chaude, du

brouillard s'y forme après plusieurs cycles de compression-détente. Un abondant dépôt de gouttelettes de très petit diamètre apparaît cette fois sur la lame.

souvent par une odeur. Selon la distance à laquelle elle est observée et sa densité, la fumée apparaît noire ou grisâtre, en passant par des transparences rouges, bleuâtres, etc.

Pour être exhaustif, signalons qu'il faut distinguer fumée et nuages des formations denses comme les panaches de volcan et de cheminées d'usine, les «nuages» d'incendie ou le smog (p. 75). Dans ce cas, vapeur d'eau et gouttelettes sont en effet combinées à des *lithométéores*, un ensemble de particules solides se trouvant dans l'atmosphère (poussières, grains de sable, etc.).

Visibilité et météores

Une diminution du contraste réduit la visibilité



Sur cette photo prise au site nordique de La Vattay, à Mijoux-Lelex (Ain), les éléments du paysage sont, sur une très courte distance, impossibles à distinguer. Un brouillard dense, sur quelques mètres, réduit considérablement le contraste. L'effet est renforcé par la neige qui rend le sol très diffusant.

La visibilité est une donnée météorologique importante. Lorsqu'elle devient inférieure à 1 kilomètre, c'est par exemple l'un des critères permettant de confirmer la présence de brouillard. Voici sa définition : c'est la plus grande distance à laquelle un objet noir se détachant au-dessus du sol, sur fond de ciel ou de brouillard, peut être identifié. En atmosphère idéale, c'est-à-dire en l'absence d'éléments hétérogènes et comportant uniquement les molécules N_2 , O_2 , H_2O , Ar, etc., la visibilité dépasserait théoriquement les 300 km. En pratique, à cause des météores, elle n'atteint qu'exceptionnellement les 40 km.

La mesure de la visibilité

Pour évaluer la visibilité, l'observateur météorologiste note (anciennement dans le carnet d'observation) la distance qui le sépare des repères visibles, dont l'éloignement et la direction sont précisément répertoriés. Dans les grands aéroports par exemple, la visibilité est donnée pour chaque axe de piste et en plusieurs points, puisque les avions roulent plusieurs kilomètres avant de s'immobiliser et doivent connaître l'état de la visibilité tout au long de la piste. De nuit, les repères sont des sources de lumières également répertoriées, aussi ponctuelles que possibles et de puissances sensiblement équivalentes. Faute de repères, l'observateur mesure la visibilité dans différentes directions et enregistre la plus mauvaise valeur.

Étudier l'effet d'une visibilité variable

Expérience

● Matériel

- Aquarium de 25 cm de long au moins, tube fluorescent (si possible aussi long que l'aquarium, à défaut une ou deux lampes de bureau), feuille de papier à dessin, feutres ou papiers de couleur.
- Pipette, lait, si possible un miroir (ou une plaque, plus dense que l'eau et couverte d'un papier d'aluminium bien lisse) de dimensions proches de celles du fond de l'aquarium.

- Éventuellement un morceau de bâche plastique noire ou un sac poubelle épais de même couleur.

● Manipulation

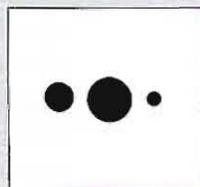
1. Remplir l'aquarium d'eau limpide, en ayant au préalable nettoyé soigneusement ses parois. Attendre que l'eau soit revenue au repos mais pas plus longtemps, sinon les bulles de gaz libérées par l'eau finiraient par

tapisser la face intérieure des parois et entraveraient l'observation.

2. Placer le tube fluorescent au-dessus de la surface liquide, au milieu de l'aquarium sur sa plus grande dimension. S'il ne fait pas toute la longueur du parallélépipède, le disposer d'un côté et regarder de l'autre.



3. Sur des feuilles blanches, dessiner une série de trois cercles de rayons très différents: par exemple r_1 , $r_2 = 2r_1$, $r_3 = 3r_1$ avec $r_1 = 2$ cm si la petite face de l'aquarium le permet. Les colorier en noir et préparer une seconde série en rouge. Le plus petit disque figure un objet éloigné, et celui de plus grand rayon un objet proche.



4. Placer la feuille contre la paroi située à l'opposée de l'observateur, la partie colorée vers ce dernier.

5. Allumer la lampe et introduire un peu de lait, progressivement et en veillant à le répartir au mieux sur la longueur de la cuve. Agiter délicatement, observer, puis ajouter de nouveau du lait. Noter dans quel ordre les disques disparaissent et si leur couleur a de l'importance.

6. Répéter l'expérience en plaçant un miroir au fond de la cuve. Noter l'altération de la netteté du contour des disques, en particulier rouges.

Suivre l'évolution de la translucidité de la cuve, et comparer la visibilité des différents disques avec ou sans le miroir. Repérer quels disques, noirs ou rouges, disparaissent en premier.

Remarque: il est possible d'installer le miroir en début d'expérience, en le masquant avec une feuille de plastique sombre de même format. Il suffira d'enlever la feuille par la suite, ce qui évite de manipuler plusieurs fois l'aquarium.

Cette expérience soulève deux questions: pourquoi les plus petits disques – et particulièrement les plus clairs – s'éteignent-ils les premiers? Pourquoi la présence du miroir au fond de l'aquarium diminue-t-elle la netteté des disques, particulièrement les rouges? Pour y répondre, essayons d'abord de comprendre le rôle du lait.

Le rouge et le noir

L'aspect d'un objet dépend du contraste entre sa surface et son entourage immédiat, plus précisément de la différence de *luminance* entre les deux (l'intensité lumineuse rapportée à l'aire apparente de la surface. Cette grandeur s'exprime en candela par mètre carré et est parfois appelée brillance). Lorsque le contraste est insuffisant (photo page précédente), les éléments du paysage deviennent difficiles à distinguer, voire impossible à identifier par « ciel blanc » (du brouillard sur de la neige par exemple: en météorologie, ces cas extrêmes d'absence totale de contraste sont qualifiés de « blanc dehors »).

Pour voir un objet, vous devez recevoir de ce dernier une partie de la lumière qu'il a diffusée (ou émise). Votre œil reçoit en outre la lumière diffusée par les molécules et les météores composant l'atmosphère, et c'est cette luminance de l'air qui réduit le contraste. Pour le comprendre, imaginez que vous suivez de nuit un cycliste et que vous croisez un camion: la lumière du feu arrière du vélo disparaît à vos yeux dans le flux lumineux des

phares du véhicule. La comparaison s'arrête là car les molécules (l'eau dans le cas de notre aquarium) et les particules, les aérosols, les gouttelettes d'eau, etc. (le lait ajouté) ne diffusent vers nos yeux qu'une fraction de la lumière solaire (ou de celle renvoyée par la surface terrestre). La lumière éclaire globalement de façon uniforme la partie d'atmosphère (molécules, aérosols, hydrométéores, etc.) située dans notre champ de vision, entre nos yeux et l'horizon (d'où l'intérêt d'un tube fluorescent de longueur proche de celle de l'aquarium pour effectuer l'expérience). Ainsi, la luminosité ambiante réduit le contraste.

Dans l'expérience, quand le lait introduit des hétérogénéités dans l'eau de l'aquarium, la luminance de cette eau augmente et le contraste diminue: la visibilité se réduit. Une baisse de contraste analogue est particulièrement évidente lorsqu'on roule de nuit: par nuit claire, les disques lumineux des phares sont nets, mais si de la brume puis du brouillard apparaissent, il devient difficile de distinguer les contours des disques. En présence d'un brouillard épais, les contours disparaissent et laissent place à un brouillard lumineux.

Contrairement à ce qui est souvent attendu, l'objet clair (le disque rouge) diffuse de la lumière, ce qui va réduire le contraste puisqu'en présence de cette source supplémentaire, la différence de luminance qui existait entre l'objet et l'atmosphère diminue alors. C'est pourquoi lors des différents essais, les disques rouges disparaissent avant les noirs.

Plus de diffusion atmosphérique, moins de visibilité

L'utilisation d'un miroir confirme le rôle de la diffusion de la lumière solaire par l'atmosphère dans la qualité de la visibilité. La présence du miroir accroît en effet la diffusion de



Le hameau du village de Doussard, près du lac d'Annecy (Haute-Savoie). Les arrière-plans successifs sont de plus en plus estompés car la diffusion atmosphérique croît avec l'épaisseur de la couche d'air traversée par la lumière. Le contraste en est réduit d'autant, de sorte que les reliefs lointains sont à peine visibles. Le phénomène est amplifié par la présence de brumes (voir photo du haut p. 162).

la lumière par le fond de l'aquarium : chaque particule du liquide va recevoir et diffuser un peu plus de lumière, ce qui va augmenter encore plus la luminance du milieu. Dès que le miroir est ajouté, la visibilité se dégrade immédiatement (en particulier si le miroir est mis en fonction, au cours de l'expérience, lorsque le petit disque n'est plus que difficilement visible), car à la lumière du tube s'ajoute celle rétrodiffusée par le fond. L'accroissement de la luminance du fluide conduit à la diminution du contraste avec les objets (les disques).

Dans l'atmosphère, cela se traduit par un phénomène qui a cessé de nous étonner : lorsque nous scrutons l'horizon dans un paysage au relief marqué, les arrière-plans successifs s'estompent progressivement. Cet effet est renforcé par la présence de brumes, de brouillards ou de précipitations (photo page précédente et 162).

Plus un objet est éloigné, plus son diamètre angulaire (la valeur de l'angle sous lequel il est vu) est petit, et plus la luminance de l'air dans sa direction est importante. En effet, le nombre de particules pouvant diffuser la lumière solaire augmente en proportion de l'éloignement (cette augmentation n'est pas infinie du fait de rediffusions pas nécessairement dans la direction de l'observateur, rediffusions qui augmentent soit avec la distance, soit avec l'hétérogénéité de l'atmosphère, soit avec les deux). C'est pourquoi dans l'expérience, le petit disque disparaît en premier et le plus grand en dernier. L'augmentation de la luminance réduit le contraste jusqu'à ce qu'il soit impossible de distinguer le moindre objet. En résumé, la visibilité se dégrade lorsque la diffusion atmosphérique augmente et que le contraste de l'objet observé s'en trouve réduit.

Les noyaux de condensation

Le rôle des aérosols dans l'apparition des gouttelettes

L'eau condensée constituant brouillards, brumes, nuages se forme par condensation sur de très petites particules de poussière, de suie ou de fragments de corps (sel, sulfates, acides, etc.). Ces particules font partie de ce qui est regroupé sous le terme générique d'*aérosol*. L'absence de noyaux de condensation modifierait profondément la physique de l'atmosphère. Leur concentration est très variable, du million de particules par litre d'air sur les océans, à cinq voire six fois plus sur les continents.

Des particules indispensables à la condensation

Dans l'expérience de la page 157, c'est l'introduction de microparticules (de la fumée d'allumette ou d'encens) qui rendait possible la condensation de l'air contenu dans une

Déclencher le changement d'état avec des particules solides

Expérience

● Matériel

– Récipient en verre transparent de bon diamètre et du plus grand volume possible (de la choppe au grand bocal à bonbon de 5 L), un volume de bière adapté occupant les 2/3 du récipient choisi (toute boisson pétillante permet une observation approchante même si transparences et contrastes de teintes sont moins favorables), sel de cuisine (chlorure de sodium) ou d'autres sels, sable fin (bien lavé).

● Manipulation

1. Incliner le récipient et le remplir lentement de bière fraîchement ouverte ou tirée, en évitant de faire de la mousse en surface.
2. Faire tomber quelques grains de sel (fin ou gros).
3. Répéter l'expérience avec du sable fin.

● Interprétation

Tout au long de la chute des grains de sel dans la bière, des chapelets de microbulles apparaissent

(photo ci-contre) : elles contiennent du dioxyde de carbone gazeux, qui était jusque-là dissous dans le liquide. Ainsi, le dioxyde de carbone dissous tient le rôle de la vapeur d'eau dans l'air, ici figuré par la bière. Les grains remplacent les microparticules de fumée de l'expérience de la page 157. Le verre de bière peut en somme être considéré comme une représentation inversée de l'atmosphère : la surface de la bière est le sol, la bière, l'air et le fond du verre représentent l'atmosphère en altitude tandis que les bulles correspondent aux gouttes d'eau condensées.

S'agirait-il d'une réaction chimique entre le sel et les constituants de la bière ? Il est facile de se convaincre du contraire, en remarquant que les résultats sont quasi identiques avec du sable fin. L'ouverture de la bouteille s'accompagne d'une brusque chute de pression (environ un bar) du gaz surmontant la boisson. Or la quantité de dioxyde de carbone dissous est proportionnelle à la pression du gaz ; ainsi le dioxyde de carbone se retrouve immédiatement à saturation dans la bière. L'introduction de particules étrangères (sel, sable, etc.) provoque en fait la transformation du CO_2 dissous (celui qui entre dans la constitution du liquide) en « bulles » de CO_2 , à l'état de gaz. Si vous faites tomber le sel en pincées, les bulles se multiplient : elles remontent à la surface du verre (le sol) et la couvrent d'une abondante couche de mousse, évoquant une chute de neige : le parallèle s'arrête là évidemment (la genèse réelle des précipitations est traitée p. 191).



bouteille, sous l'effet de faibles chutes de pression (des détente). L'expérience suivante vise précisément à éclairer le rôle de ces noyaux de condensation.

De manière analogue, différentes microparticules contenues dans l'air, les *noyaux de condensation*, vont permettre à la vapeur d'eau de passer à l'état liquide en formant d'abord des microgouttelettes, par assemblage de quelques milliers de molécules d'eau autour de chaque particule : c'est la *nucléation*.

La condensation homogène

Dans l'atmosphère, en présence de molécules d'eau seules (sans noyaux de condensation) s'entrechoquant sous l'effet d'une agitation thermique croissante, l'*humidité relative* de l'air augmente. S'il y a liquéfaction, l'agglomération d'un grand nombre de molécules d'eau est le point de départ de la nucléation de la phase liquide : ce processus est appelé la *condensation homogène*. Plus le rayon d'une goutte est petit, plus les molécules qui la constituent sont fortement liées entre elles et offrent donc peu de possibilités de nouvelles liaisons. En conséquence, l'humidité devra être très importante pour que de nouvelles molécules se lient et entraînent une augmentation du volume des gouttelettes. La valeur nécessaire dépasse largement les 100 %, ce qui est rare dans l'atmosphère météorologique : c'est la raison pour laquelle la condensation homogène a un rôle mineur dans la formation des hydrométéores.

La condensation hétérogène

Les expériences que nous avons menées avec une allumette ou du sel illustrent la nécessaire présence de noyaux de condensation pour qu'il y ait liquéfaction : ce type de nucléation est dit *hétérogène*. De toutes natures, les corps étrangers de diamètre compris entre 0,1 μm et 40 μm ont la propriété de réduire l'énergie nécessaire à la formation d'une gouttelette. Précisons que les plus petites particules d'aérosols, de 0,1 à 0,2 μm , dits « noyaux de Aitken », sont des noyaux de condensation principalement en atmosphère *sursaturée* c'est-à-dire à l'*étage élevé* ; à l'inverse, les particules plus volumineuses, de 0,2 à 40 μm de diamètre, abondantes dans l'*étage inférieur*, concernent toutes les saturations pour des humidités de 100 % ou moins.

L'augmentation du nombre de noyaux de condensation renforce la nucléation hétérogène. Lorsque nous avons voulu créer un nuage en bouteille de fait (p. 157), nous avons dû multiplier les allumettes pour obtenir un brouillard de plus en plus dense. Il ne faut pas oublier que la stabilité de ce « nuage » dépend du diamètre des gouttelettes. Celles qui se formaient initialement étaient instables car de très petit diamètre. L'évaporation de l'eau est alors d'autant plus intense que le rayon des gouttes est petit : les gouttelettes disparaissaient dès que la pression dans la bouteille augmentait à nouveau. Puis la succession rapide des cycles de compression-détente accroissait le volume des gouttes. Or plus grand rayon signifie plus faible évaporation et plus grande inertie aux brèves variations de températures. Ainsi, la condensation finissait par l'emporter sur la vaporisation au-delà d'un certain rayon critique.

Dans le cas de la condensation à l'état solide, les noyaux de congélation (ou glaçogènes) sont différents. Ce sont des solides, argiles, sables, cendres volcaniques, suies, pollens, etc., qui, lorsqu'ils entrent en contact avec des gouttelettes surfondues (p. 197), permettent la structuration des cristaux de glace.

La grande diversité des noyaux de condensation

Certains noyaux de condensation provoquent la liquéfaction de la vapeur dans l'air avant qu'elle ne soit saturante. C'est le cas pour le sel de table par exemple : qui ne s'est pas déjà irrité du sel qui n'a plus rien de pulvérulent et refuse obstinément de quitter la salière ? L'expérience suivante en conditions contrôlées l'explique.

Favoriser la liquéfaction de la vapeur par le sel

Expérience

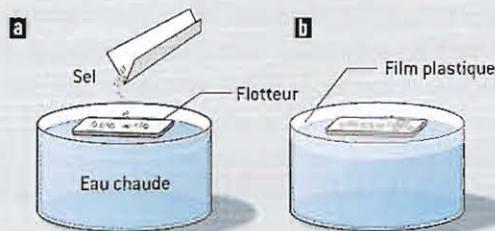
Des grains de sel abandonnés sur un couvercle en plastique, dans la cuisine ou la salle de bain, sont retrouvés au bout de quelques jours enveloppés d'une goutte d'eau, ce que reproduit l'expérience.

● Matériel

- Récipient transparent (pot à confiture de 250 mL de grand diamètre par exemple), couvercle sec de plus petite taille que le récipient.
- Eau chaude (35 à 40 °C), sel (fin ou gros), film étirable du type film fraîcheur ou le couvercle du récipient.

● Manipulation

1. Remplir le récipient d'eau tiède aux trois quarts.
2. Poser le couvercle sur l'eau, la partie interne dirigée vers le haut, et ajouter quelques grains de sel en veillant à les isoler les uns des autres (a).
3. Couvrir l'ensemble d'un film simplement posé, ou du couvercle du récipient mais non serré (b).



● Interprétation

Après 15 à 30 minutes selon les conditions, des gouttelettes de condensation croissent et enveloppent les cristaux de sel, qui ont joué le rôle de germes de condensation, alors qu'il n'y a pas de dépôt de buée sur les autres surfaces. Remarque : il est possible de faire l'expérience en double sans grains de sel, afin de disposer d'un récipient témoin. Par ailleurs, deux boîtes de Pétri munies de leur couvercle se prêtent bien à la rétroprojection.

Dans l'atmosphère, la condensation se manifeste encore plus précocement avec d'autres corps que le sel. Pour fixer les idées, l'hygroscopicité (la valeur minimale de l'humidité relative pour laquelle les particules d'aérosols sont susceptibles de provoquer la condensation) du chlorure de sodium est de 75 %, et seulement de 11 % pour le chlorure de lithium. La nature des aérosols est de fait très variée : ce sont soit des gouttelettes, soit des solides, soit un mélange des deux. Des bactéries jouent également ce rôle. Les précipitations et la simple gravité purgent l'atmosphère et compensent la production continue de particules, dont la concentration dépend de la force et de la direction du vent, ainsi que de la température de l'air. Avec l'altitude, l'abondance et la taille des noyaux de condensation diminuent (à cause de l'éloignement des sites de production, de la durée du transport et de l'exposition à l'attraction terrestre prolongée).

Il faut souligner pour finir que sans noyaux de condensation, les conditions météorologiques seraient profondément transformées. La couverture nuageuse s'en trouverait fortement réduite et en conséquence les précipitations – la pluie et la neige sous nos latitudes – deviendraient très improbables. Le bilan radiatif est lui aussi largement conditionné par la concentration en aérosols.

Nuages en tout genre

...ou comment classer les nuages



Un cumulonimbus capillatus au couchant, vu depuis Bayonne (Pays basque) en août 2007.

La forme des nuages

L'aspect du ciel, le nombre et l'extension des nuages, leurs formes, leurs mouvements, etc. fournissent des indications précieuses sur l'état de l'atmosphère : son humidité, sa stabilité ou au contraire son instabilité, et sa turbulence plus ou moins prononcée. Les exemples sont légion : l'inclinaison de bourgeonnements se développant au-dessus de cumulus témoigne d'un cisaillement de vent ; de la même manière, la configuration en enclume qu'on remarque parfois en haut d'un cumulonimbus se déploie en aval, dans le lit du vent fort des altitudes élevées ; ou encore les cumulus permettent de repérer les ascendances (les « thermiques » recherchés par les amateurs de vol libre).

Il reste que pour pouvoir décoder et tirer parti des informations que les nuages sont susceptibles de livrer, il importe de s'y retrouver parmi toutes les formes de nuage possibles, et de savoir les associer à la genèse du nuage.

Stratus et cumulus

Dès les premiers efforts connus pour établir une classification des nuages (fin du XVII^e siècle-début du suivant), c'est l'apparence des ensembles nuageux qui a le plus retenu

Reproduire une situation stratiforme

Expérience

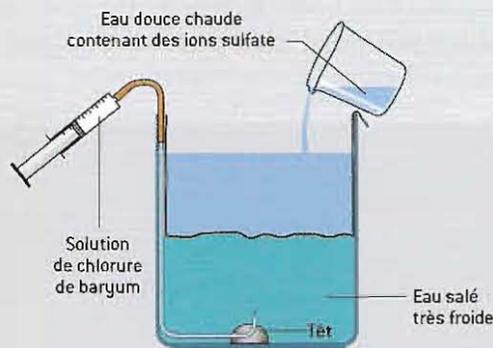
Du chlorure de baryum (BaCl_2), réactif des ions sulfates avec lesquels il donne un précipité blanc, est injecté dans un milieu stratifié dont la couche supérieure contient des ions sulfates. L'interface entre les deux couches figure une *inversion* (p. 68 et 76), tandis que l'injection de BaCl_2 représente l'air humide entraîné dans un mouvement ascendant.

● Matériel

- Cuve: aquarium ou grande conserve cylindrique, bouteille d'eau en plastique de 5 L sans son goulot ou mieux encore un grand vase de section la plus importante possible.
- Seringue de quelques mL, petit tuyau s'adaptant sur la seringue et de 50 à 150 cm de long selon la cuve choisie, éventuellement tube de verre effilé qui servira d'injecteur en réduisant la section du tuyau (bas de la photo ci-contre).
- Têt (éventuellement lesté avec un peu de ciment qui le remplira et scellera le tube de verre servant à l'injection plié à l'équerre), du film étirable (du type film alimentaire fraîcheur), eau déminéralisée pour fer à repasser, eau chaude (40 °C environ), eau salée presque saturante très froide (sortant du frigo), chlorure de baryum (BaCl_2) en poudre (déshydraté) et sulfate de sodium (Na_2SO_4) en poudre également.

● Manipulation

1. Préparer des solutions saturantes (c'est-à-dire à la concentration à laquelle la poudre ne se dissout plus) en mélangeant à de l'eau déminéralisée du BaCl_2 et du Na_2SO_4 respectivement. La solution saturante de BaCl_2 pourra être utilisée telle quelle dans la seringue pour simuler un nuage cumuliforme bien blanc. Pour simuler un stratus, la diluer jusqu'à ce qu'elle ne représente plus qu'un quart (ou moins) de la solution à injecter.
2. Relier la seringue au tuyau et remplir le tout de la solution de chlorure de baryum. Placer l'extrémité du tuyau au fond de la cuve, en son centre, en l'immobilisant à l'aide du têt. Faire remonter le tuyau le long de la paroi (le coller ou, s'il est suffisamment long, le disposer en spirale au fond pour qu'il vienne s'appuyer sur les parois).
3. Créer un milieu stratifié (cf. p. 68): remplir une moitié de la cuve d'eau salée très froide, placer un film étirable et verser sur ce dernier de l'eau chauffée à 40 °C environ, à laquelle a été ajoutée des ions sulfates (1 volume de solution de Na_2SO_4 saturée pour 20 volumes d'eau chaude). Retirer le film.



4. Pousser doucement le piston de la seringue: un «stratus» va se former à l'interface eau salée froide-eau chaude. Il est parfois nécessaire, selon les concentrations (en ions) des solutions, d'injecter le contenu de plusieurs seringues. Attention alors à l'effet de siphon au moment de retirer la seringue pour la remplir de BaCl_2 : pour l'éviter, plier le tuyau et le serrer fortement avant de débrancher la seringue.

● Interprétation

Le chlorure de baryum légèrement refroidi (par sa montée à travers l'eau salée très froide) et injecté avec peu d'énergie vient se placer à l'interface, selon le gradient de densité, sous l'eau à 40 °C environ et sur l'eau salée froide nettement plus dense. Le chlorure de baryum donne avec les ions sulfates contenus dans la couche supérieure un précipité laiteux gris blanc (ci-contre). Ce précipité figure la couche saturée: il correspond au stratus dans l'atmosphère réelle.



l'attention. Il est rapidement apparu qu'il existait deux grandes sortes de nuages, en couche ou en amas: les stratus et les cumulus.

Les deux expériences proposées (ci-dessus et page suivante) reproduisent successivement une situation stratiforme puis une situation cumuliforme. Elles donnent une première idée de la *dynamique verticale*, de la *condensation*, et de la *turbulence* qui

concourent à la formation d'un nuage. Il faut toutefois remarquer que ces manipulations ne rendent pas compte d'un facteur important: la libération de chaleur latente au cours des condensations, qui renforce l'instabilité et dynamise la convection (p. 29, 132 et 139).

Les stratus sont des nuages en «bancs» de très grande extension horizontale par rapport à leur dimension verticale. Ils sont caractéristiques des condensations en condition atmosphérique stable (p. 65). Les nuages en air stable présentent un dévelop-



Couche de stratus entre 1000 et 1050 m faisant couvercle sur la vallée de la Valserine [Ain]. Épaisse de moins de 50 m, elle laisse deviner le village de Mijoux 150 m plus bas.

Reproduire une situation cumuliforme

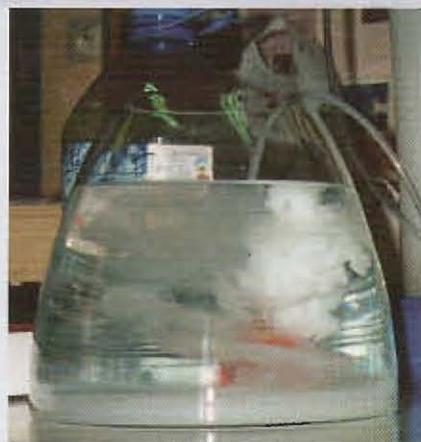
Expérience

● Manipulation

Répéter l'expérience précédente en poussant cette fois le piston de la seringue plus énergiquement. C'est une *ascendance* plus puissante, une situation d'instabilité qui est alors mise en scène.

● Interprétation

Dans cette expérience, le chlorure de baryum possède suffisamment d'énergie pour traverser l'épaisseur d'eau salée. Dans l'eau tiède, le précipité, plus blanc que dans la manipulation précédente, révèle la turbulence du fluide ascendant: il correspond à un «cumulus». Si vous voulez étudier l'aspect du «cumulus» lié à une turbulence intense, et délaisser celui des couches successives, contentez-vous de remplir la cuve d'eau contenant des ions sulfates.



pement vertical limité par la *stratification* de l'air, sauf si l'énergie de l'ascendance permet de franchir la couche d'inversion, comme l'expérience ci-dessus l'illustre.

À la différence des stratus, les cumulus, nuages en amas, auront une extension verticale directement dépendante de l'intensité des ascendances responsables de leur formation. La genèse du cumulus conjugue *instabilité, condensation et turbulence*

Cette image typique d'un cumulonimbus est marquante par la très grande extension verticale du nuage et son aspect de tour.





L'aspect fibreux des cirrus est dû aux cristaux de glace qu'ils contiennent.

marquée. Les nuages en air instable sont façonnés par la turbulence, dans ce cas les remous associés aux mouvements verticaux énergiques, ce qui entraîne cet aspect en amas bourgeonnants et bosselés.

Le premier critère de classement des nuages repose donc sur la distinction entre nuages en couche (stratiformes) et nuages en amas (cumuliformes).

L'étage des formations nuageuses

C'est le regroupement des nuages par l'altitude («l'étage») où on les rencontre qui a ouvert la voie à la

classification des nuages actuellement en usage. L'introduction de la notion d'étage permet en particulier de prendre en compte l'effet de la température sur l'état physique de l'eau. Le caractère solide ou liquide des particules constituant les nuages détermine de fait l'aspect qu'ils présentent.

Il est important de bien faire la différence entre la stratification en couche de l'atmosphère, qui est liée aux conditions aérologiques selon qu'il y a stabilité, inversion, etc., et la notion d'étages de nuages, qui n'est qu'un découpage fondé sur les variations de la température avec l'altitude (p. 58). Le gradient vertical de température détermine en pratique l'humidité relative et l'état liquide ou solide des particules constituant les nuages, et donc l'aspect de la «matière» nuageuse: la glace est ainsi responsable de l'aspect fibreux des cirrus (photo ci-dessus), tandis que les microgouttelettes d'eau sont à l'origine de la grisaille des brouillards et des stratus.

Les deux formes de nuages, stratus et cumulus, se retrouvent aux trois étages de la *troposphère* que distingue la météorologie: inférieur (jusqu'à 2 km), moyen (de 2 à 7 km) et élevé. Théoriquement, les nuages seront classés suivant leur forme et leur altitude (comme la planche de nuages p. 204 le résume).

Pour finir, il importe de garder à l'esprit que:

- les mouvements verticaux de l'atmosphère provoquent des transformations de nuages d'un genre à un autre. Par exemple, de l'air *subsident* a tendance à s'assécher (sa pression, sa température et sa capacité à contenir de la vapeur augmentent), ce qui peut entraîner la dissipation des nuages;
- l'atmosphère à tous les étages est animée de mouvements horizontaux (vents, circulation générale, etc.).

Stabilité ou *instabilité* façonnent la forme des nuages et sont à l'origine des transformations d'un genre de nuage à un autre. L'altitude à laquelle les formations nuageuses se constituent va déterminer l'état de l'eau qui les compose, ce qui influe fortement sur leur aspect.

Des couleurs dans le ciel

Lumière blanche, nuages noirs, Soleil rouge, rayon vert...



La couleur et la transparence des nuages sont des informations utiles à leur classement. Nuages immaculés, gouttelettes cristallines, horizon «laiteux», bleuté d'une brume très légère ou gris des brumes et brouillards, etc. : la variété est grande et reflète les différents effets des particules atmosphériques sur la lumière.

Ce que tout le monde a vu – on peut songer également au bleu du ciel ou au rougeoiement du Soleil couchant — sans forcément y prêter attention, est en effet l'illustration des modifications que subit la lumière au cours de ses déplacements dans l'atmosphère, et plus particulièrement de la diffusion lumineuse. À notre échelle, les nuances bleues de la fumée de cigarette ont d'ailleurs la même origine, de même que les volutes blanches qu'elle présente après avoir été «avalée» et exhalée.

Les effets de la diffusion

Comment des gouttelettes d'eau transparente, que généralement l'œil est incapable de distinguer (leur diamètre s'étend de $10\ \mu\text{m}$ à $0,2\ \text{mm}$), peuvent constituer des nuages d'un blanc étincelant? Allons en cuisine pour obtenir des éléments de réponse.

Augmenter la diffusion d'un fluide

Expérience

● Matériel

– Bocal transparent de grande dimension (conserves cylindrique, pot à confiture de 0,5 à 1 L), 6 à 12 œufs, batteur ou fouet, source de lumière (lampe torche).

● Manipulation

1. Séparer les jaunes des blancs d'œuf et verser ces derniers dans le bocal.

2. Placer une lampe devant le récipient : le liquide, jaune pâle, nacré, est relativement transparent. Pour mieux en juger, après l'avoir éclairé de face, placer la source de lumière derrière le bocal : la lumière est perçue sans difficulté.

3. Introduire un batteur dans les blancs, le mettre en route quelques secondes pour commencer à « monter les blancs en neige ». Éclairer de face, puis par l'arrière pour constater les

changements : le blanc d'œuf, sous cette forme, est opaque à la lumière.

● Interprétation

Une fois battu, le fluide (le blanc d'œuf), initialement transparent ou presque (a), est devenu opaque et très diffusant. Éclairé de côté, il apparaît blanc brillant (ce que l'expression « œufs en neige » rend bien), et le disque de lumière produit par la torche est très net (b). Il est quasi impossible de voir le disque lumineux lorsque la torche est à l'opposé de l'observateur. L'explication réside dans le changement de structure du fluide sous l'action du fouet. La diffusion lumineuse se fait alors sur des assemblages moléculaires beaucoup plus volumineux et change de type. Il en est de même pour la fumée de cigarette avant et après avoir été exhalée. L'interaction de la lumière avec les molécules d'eau de l'air que nous expirons et avec la fumée venant d'être avalée augmente fortement la diffusion.



Le blanc étincelant des nuages vus d'en haut (depuis un avion ou en altitude) ou celui de leurs côtés pleinement exposés au Soleil s'explique ainsi. Nous verrons dans ce qui suit que les colorations bleutées et l'atténuation des horizons (liées à des brumes constituées de gouttelettes de très petits diamètres) résultent d'une autre modalité de diffusion que celle à l'œuvre dans le blanc d'œuf non battu.

Des brumes bleutées au blanc éclatant des nuages

L'aspect des nuages va du blanc étincelant jusqu'au noir, en passant par toutes les nuances de gris, tandis que la lumière qui filtre à travers leur épaisseur varie selon les cas. L'obscurité peut ainsi régner sous un cumulonimbus par exemple alors que la partie du nuage exposée au soleil apparaît très blanche.

L'expérience suivante simule l'évolution de la translucidité des nuages, des brouillards et des brumes.

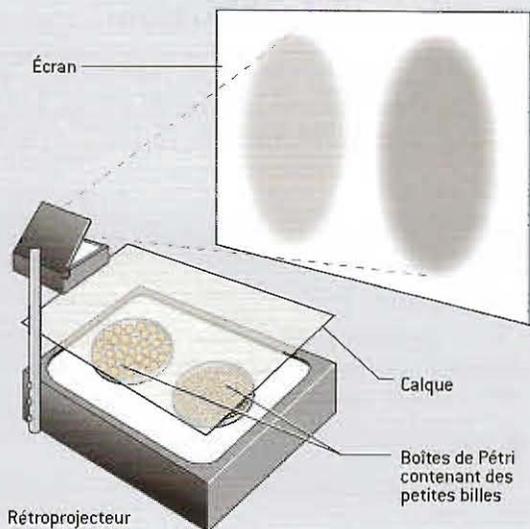
Évaluer l'incidence du diamètre des gouttelettes sur la diffusion Expérience

● Matériel

- Deux boîtes de Pétri (de diamètre 80 mm ou supérieur), deux lots de billes, les unes de diamètre D et les autres de diamètre D' beaucoup plus grand que D .
- Feuille de papier calque, rétroprojecteur ou un grand abat-jour sur lequel une plaque de verre est posée le temps de l'observation.

● Manipulation

1. Remplir les deux boîtes de Pétri (en verre transparent) d'une couche de billes d'un même type jusqu'à ce que toutes les billes se touchent, puis placer l'ensemble sur un rétroprojecteur.
2. Noter sur l'écran la différence d'intensité de la lumière filtrant des boîtes de Pétri. Pour faciliter l'observation, tenir une feuille de papier calque 5 ou 10 centimètres au-dessus des boîtes (cela « lisse » la lumière diffusée).



● **Interprétation**

La boîte contenant les plus grosses billes (où les interstices entre billes sont donc les plus grands) laisse passer davantage de lumière que l'autre boîte. Il en est de même dans un nuage : plus les gouttelettes qu'il contient sont petites et donc nombreuses, plus le nuage est opaque et plus sa base tire vers le noir.

De la même manière, la tonalité grise du brouillard est la conséquence de la diffusion de l'essentiel des radiations lumineuses par un océan de gouttelettes (p. 157 et 172), lorsque

la lumière chemine à travers le brouillard jusqu'à notre œil.

Les gris plus ou moins foncés, l'apparence plus ou moins sombre des nuages correspondent à des zones de pénombre et d'ombres propres. Plus le nuage diffuse la lumière qu'il reçoit sur sa face exposée au Soleil, plus la luminosité des autres faces semble faible. Dans certains orages, les cumulonimbus sont très denses et le côté opposé au Soleil apparaît noir car le nuage arrête toute la lumière directe. L'éclairement se réduit alors à la faible lumière diffusée par le sol, du fait de l'extension de ces grands nuages.

Du ciel bleu au rouge du couchant

Nous avons tous déjà été saisis par la beauté du bleu foncé des ciels d'altitude, particulièrement par grand froid lorsqu'il y a peu d'eau dans l'air, ou des teintes embrasées que prend le ciel au couchant. Essayons de mieux comprendre ces phénomènes grâce à l'expérience dite du « coucher de soleil chimique ».

Reproduire chimiquement les différentes couleurs du ciel

Expérience

● **Matériel**

- Petite cuve cylindrique (mini cristalliseur, bécher, etc.), 100 mL de thiosulfate de sodium (0,1 mol/L) et 20 mL d'acide chlorhydrique (0,5 mol/L). Attention : porter impérativement des gants et des lunettes de protection.
- Rétroprojecteur (à défaut une plaque de verre posée au-dessus d'une lampe, mais l'effet sur le plafond qui tiendra lieu d'écran est médiocre).

● **Manipulation**

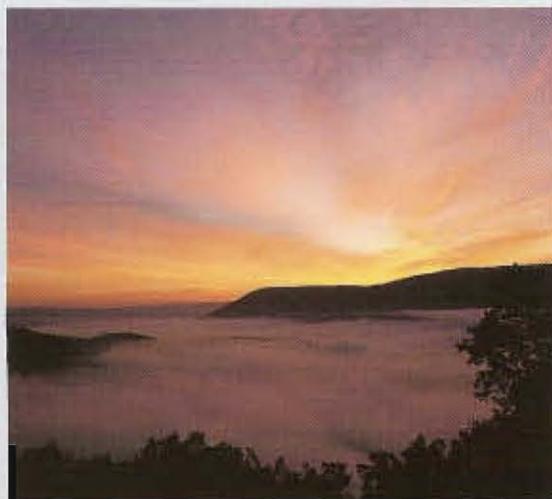
1. Faire la mise au point du rétroprojecteur, dirigé vers un écran ou un mur blanc, en plaçant une feuille sur la vitre. Remplir alors la cuve (aussi transparente que possible) de thiosulfate de sodium et remplacer la feuille par la cuve.
2. Ajouter l'acide chlorhydrique : une réaction chimique se déclenche. Dans un premier temps, observer latéralement la cuve : le liquide, initialement transparent et incolore, devient progressivement bleuté. Observer ensuite l'écran : la lumière baisse, puis passe à l'orangé et au rouge avant la « fin du coucher », c'est-à-dire l'extinction complète. Le liquide est alors devenu opaque.

● **Interprétation**

Comme les particules présentes dans l'atmosphère (gouttelettes, poussières, etc.), les particules de soufre produites par la réaction vont diffuser la lumière qui traverse la cuve. Lorsque ces particules sont microscopiques, ce sont les radiations de couleur bleue qui sont le plus diffusées. C'est aussi pourquoi lorsqu'on regarde le ciel ailleurs que dans la direction du Soleil, il apparaît bleu : les molécules compo-

sant l'air interagissent avec la lumière blanche du Soleil selon le même mode de diffusion.

Dès que les particules de soufre sont plus volumineuses et plus nombreuses, seules les radiations de couleur rouge parviennent à l'écran. Il en est de même lors du coucher ou du lever du Soleil : la lumière solaire, du fait de son incidence, nous parvient alors après avoir traversé une couche atmosphérique beaucoup plus épaisse (photo ci-dessous). Pour une densité de particules encore plus importante, la lumière ne peut plus passer : c'est le cas des nuages noirs que nous avons traité ci-dessus.



L'embrasement du ciel crépusculaire est la conséquence de la diffusion atmosphérique.

Lorsqu'elle rencontre des molécules, des poussières, des gouttelettes, etc., la lumière est absorbée puis rendue dans des directions variables : c'est le phénomène de diffusion, qui connaît des modalités différentes dépendant à la fois du diamètre de l'obstacle et de la longueur d'onde du rayonnement (la grandeur qui caractérise la couleur des radiations de l'arc-en-ciel, comprise entre $0,4 \mu\text{m}$ pour le violet et $0,8 \mu\text{m}$ pour le rouge sombre). Deux configurations se présentent en effet :

– la taille caractéristique des objets diffusants est inférieure à $0,1 \mu\text{m}$. C'est le cas des molécules de diazote N_2 et de dioxygène O_2 , des poussières microscopiques ou des gouttelettes de brume en particulier. L'énergie rayonnée se répartit alors autant dans le sens de déplacement de la lumière que dans le sens opposé. L'intensité diffusée est inversement proportionnelle à la puissance 4 de la longueur d'onde λ . Comme, schématiquement, $\lambda_{\text{rouge}} = 2\lambda_{\text{bleu}}$, le bleu est 16 fois plus diffusé que le rouge ($2^4 = 16$). Ainsi, le rouge est encore très pénétrant dans l'atmosphère lorsque le violet et le bleu ont déjà été diffusés dans toutes les directions. C'est la diffusion décrite par le physicien anglais Lord Rayleigh (1842-1919) vers 1870 ;

– la taille des objets diffusants est supérieure à $1 \mu\text{m}$. Cela correspond à du brouillard (1 à $100 \mu\text{m}$), à la bruine ($0,2 \text{ mm}$) et à la pluie (où la taille des gouttes est supérieure à 1 mm), ainsi qu'aux grosses poussières. Il faut se tourner vers l'optique géométrique déjà évoquée à propos de l'arc-en-ciel (p. 11). La lumière subit en effet de nombreuses réflexions, voire réfractions, avant d'être diffusée. Cette lumière ressort de la masse nuageuse dans toutes les directions, ce qui distribue de façon globalement homogène l'ensemble des radiations : le nuage diffuse une lumière pratiquement identique à la lumière incidente, d'où son blanc éclatant. On parle dans ce cas de diffusion de Mie, du nom du physicien allemand Gustav Mie (1869-1957) qui en proposa une description vers 1910. L'atténuation du rayonnement par les gouttelettes explique les différences éventuelles, c'est-à-dire l'aspect sombre que présente la face opposée à la direction de la lumière, dans les nuages de développement important. De fait, cent mètres de nuage « courant » (le diamètre des gouttes est supérieur à $15 \mu\text{m}$ et la densité de l'ordre de la centaine de gouttes par cm^3) arrête la lumière directe du Soleil.



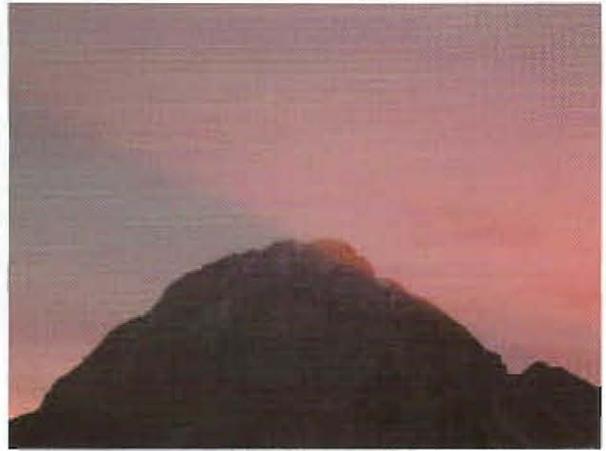
Le mont Everest vu du Tibet. La couleur du ciel tire sur le noir au-dessus du sommet, alors que vers l'horizon, elle est beaucoup plus pastel. Cela correspond à deux modes distincts de diffusion de la lumière.

En altitude, l'épaisseur d'atmosphère diffusante se trouve réduite. Puisqu'il y a moins de diffusion, le ciel vire au « noir », tandis qu'en descendant vers l'horizon, le bleu se « délave ». Cette remarque est d'ailleurs générale : par ciel dégagé, il y a altération du bleu profond du zénith à celui, pastel, de l'horizon, la diffusion de Rayleigh laissant progressivement place à la diffusion de Mie.

Nuages embrasés et Alpenglühn : des écrans pour la lumière diffusée

Nuages et sommets enneigés apparaissent très souvent colorés, d'une teinte rouge voire orangée qui illumine également les fleuves, les lacs ou la mer. Une expérience simple va nous permettre d'embraser un nuage à notre échelle !

Lors d'un long parcours dans l'atmosphère au lever ou au coucher du Soleil, la lumière se trouve filtrée et ne conserve alors que les radiations de plus grandes longueurs d'onde (du jaune au rouge). Les nuages constituent un écran idéal qui diffuse les radiations reçues, de sorte qu'ils apparaissent aussi colorés. L'effet est parfois encore plus saisissant sur des pentes sommitales enneigées fortement inclinées, du fait des qualités réfléchissantes de la neige. Vue depuis la vallée déjà plongée dans l'obscurité, la montagne empourprée se dote dans la lumière crépusculaire de superbes nuances, du jaune vif au violacé : c'est l'Alpenglühn (de l'allemand « glühen », être d'un rouge ardent).



Seul le sommet reste éclairé par une lumière violacée, l'Alpenglühn, une dizaine de minutes après le coucher du Soleil.

Provoquer l'embrasement d'un nuage

Expérience

● Matériel

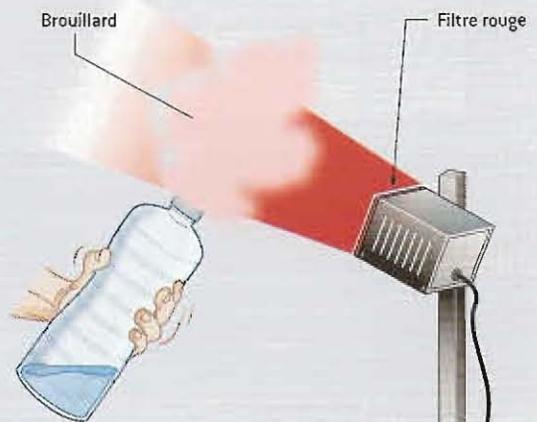
- Projecteur de diapositive et filtres colorés (à défaut, lampe torche puissante, papier ou plastique transparent de couleur).
- Bouteille plastique (à défaut, casserole et de quoi la chauffer), eau chaude, quelques allumettes et 3 à 4 bâtons d'encens.

● Manipulation

1. Créer un « nuage en bouteille » selon la méthode décrite p. 157, en utilisant la fumée de plusieurs bâtons d'encens pour apporter de nombreux noyaux de condensation (à défaut, en chauffant une casserole d'eau).
2. Après avoir enlevé le bouchon, presser sur la bouteille pour former un petit nuage dans l'atmosphère de la pièce. Orienter alors une source de lumière (tel qu'un projecteur pour diapositive) munie d'un filtre (rouge, orangé, jaune, etc.), afin qu'elle délivre vers le nuage un faisceau coloré. L'observateur est placé de façon à voir la manipulation telle qu'elle est schématisée.

● Interprétation

Le nuage diffuse la lumière reçue et apparaît de la couleur du rayonnement qui l'éclaire.



Le rayon vert

Phénomène exceptionnel, le rayon vert frappe souvent les esprits. Comme l'indique Jules Verne dans le roman *qui porte ce titre, il est possible dans certaines conditions d'apercevoir*, « pendant un quart de seconde », un rayon vert coiffant le Soleil couchant, « d'une incomparable teinte de jade liquide ».

Cette curiosité résulte de l'action combinée de la diffusion et de la réfraction de la lumière solaire. La réfraction est pour mémoire le changement de direction que subit la lumière au passage d'un milieu transparent à un autre (p. 13). L'expérience suivante, dans laquelle les deux phénomènes sont à l'œuvre conjointement, permet de voir le vert accompagné du jaune et du rouge.

Le rayon vert peut s'interpréter ainsi : la stratification atmosphérique – l'existence de gradients de masse volumique, de température et d'humidité, cf. p. 61 – et les fluctuations de température liées à l'ensoleillement et aux différents types de masses entraînent une variation de l'indice de réfraction de l'air – la grandeur qui détermine l'importance de la réfraction. C'est pourquoi, en règle générale, l'indice de réfraction est plus faible dans l'air d'altitude élevée, peu dense, que dans l'air de plus basse altitude. Confrontée à cet indice de réfraction variable, la lumière pénétrant dans l'atmosphère est déviée vers le sol d'autant plus fortement qu'elle s'approche de la surface terrestre.

Suivre l'extinction des lumières du couchant

Expérience

● Matériel

– Source de lumière blanche (projecteur de diapositive), petite cuve (10 × 8 × 2 cm est largement suffisant), morceau de miroir (5 cm de côté par exemple), cale ou pâte à modeler pour maintenir l'inclinaison, lait demi écrémé dilué à 50 %, eau, pipette.

● Manipulation

1. Placer le miroir au fond de la cuve en l'inclinant de 30° à 40°. Ajouter de l'eau, puis diriger vers le miroir un faisceau

lumineux à bord parallèle, incliné de 60° à 80° par rapport à la verticale.

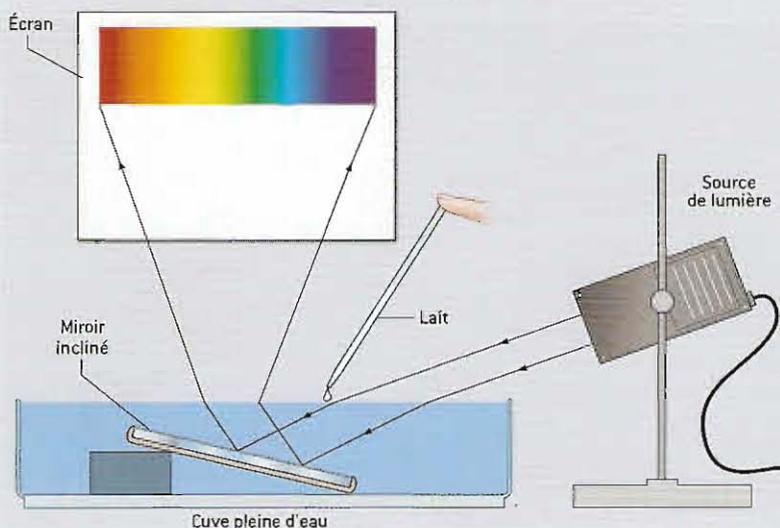
2. Accrocher au plafond une feuille de papier blanc, à l'aplomb de la cuve, et observer le « spectre » lumineux (la décomposition de la lumière blanche) qui s'y forme.

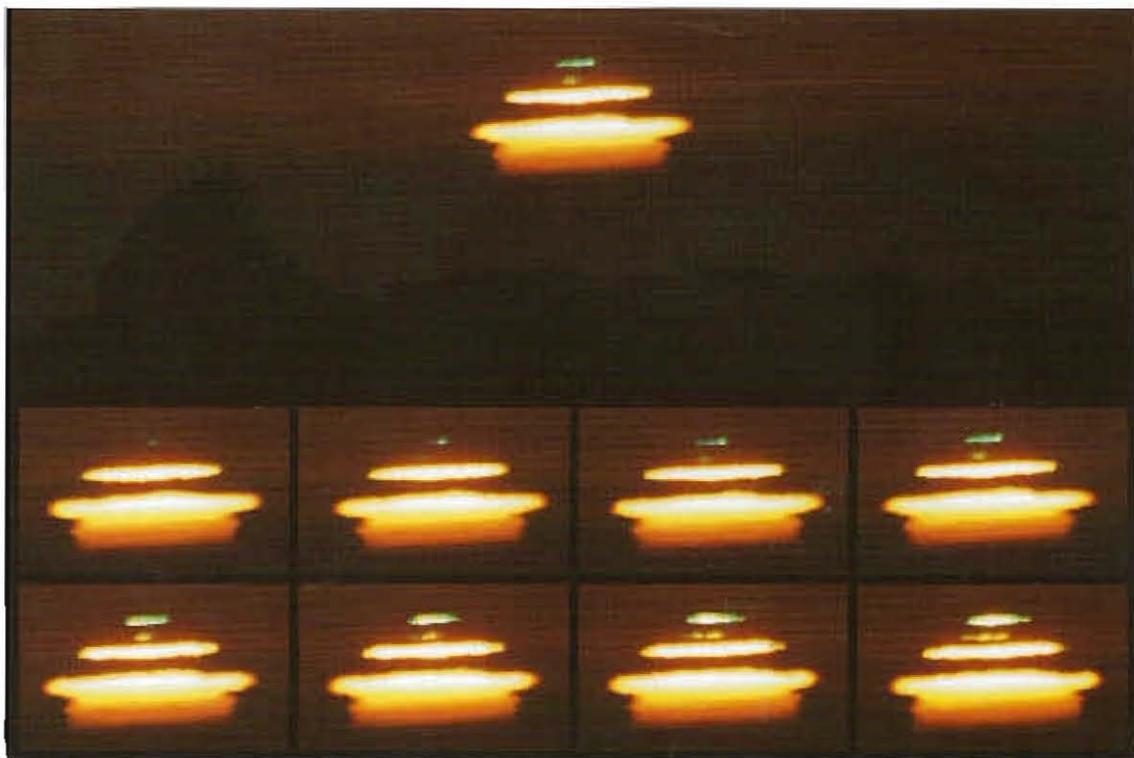
3. Pour accroître progressivement la diffusion dans la cuve, introduire goutte à goutte du lait demi écrémé (dilué à 50 %). Remarquer l'extinction du violet, puis du bleu, etc., avec un glissement vers le rouge.

● Interprétation

Le dispositif expérimental combine diffusion et réfraction : le rouge, la radiation visible de plus grande longueur d'onde, est moins dévié que le vert (il y a une double réfraction à l'entrée et à la sortie de l'eau de la cuve).

Ce sont les radiations de petite longueur d'onde qui sont dispersées les premières, ce qui explique pourquoi l'extinction débute par le violet (peu visible, de longueur d'onde 0,40 μm) et le bleu (0,45 μm) pour finir par le rouge (0,8 μm).





Un **rayon vert**, « d'une incomparable teinte de jade liquide » selon Jules Verne, coiffe ce Soleil fragmenté, prêt à se coucher sur la mer.

Au coucher du Soleil, la lumière parcourt une longue distance dans l'atmosphère car son incidence est presque tangentielle. Par réfraction, cela donne des disques solaires décalés : ils correspondent aux déviations successives provoquées par différentes couches atmosphériques. Ces disques ne se superposent pas complètement : de bas en haut s'étaient un disque rouge, un jaune et un vert. Le violet et le bleu, fortement diffusés, n'apparaissent pas. C'est pourquoi le vert coiffe le disque solaire lorsque ce dernier disparaît sous l'horizon.

Il reste que les conditions requises pour observer le rayon vert sont rarement réunies. De l'air froid, sec et sans poussières, évite en particulier le rougeoiement et la diffusion susceptibles « d'éteindre » le vert. L'existence du rayon mythique serait en outre associé à de forts vents d'altitude, bien qu'on rencontre plus souvent ces vents que des personnes ayant réellement été « touchées » par le rayon vert !

Les autres effets de la réfraction

S'il est fréquent de voir le Soleil se parer de couleurs de feu lorsqu'il va disparaître, il est déjà plus rare de l'observer aplati voire fragmenté : ce sont les « fantômes vermeils » chers à Paul Verlaine dans les *Poèmes saturniens*. La



Les **rayons solaires au crépuscule** sont courbés par la grande épaisseur d'atmosphère traversée. Le Soleil semble plus haut et aplati.



La déformation du Soleil couchant est due à la réfraction atmosphérique [Pointe de Penmarc'h, Finistère].



Ce halo résulte de la réfraction de la lumière sur les cristaux de glace constituant un voile de cirrostratus (Bellecombe, Jura).

déformation du disque solaire, très imparfaitement figurée par l'expérience précédente, est la conséquence de la baisse d'indice de réfraction de l'air avec l'altitude: la lumière issue du sommet du disque est moins déviée que celle venant de la base. En conséquence, la réfraction rehausse la base de l'image de l'étoile, ce qui réduit verticalement son diamètre apparent: le Soleil semble ovale, écrasé par quelque force phénoménale (ci-contre). C'est d'ailleurs un mécanisme similaire qui explique pourquoi à l'équinoxe, la durée de la journée n'est pas exactement égale à celle de la nuit, mais en fait légèrement plus grande. Par réfraction en effet, la lumière du Soleil juste sous l'horizon nous parvient encore quelques instants, de l'ordre de 3 à 4 minutes au coucher comme au lever.

La réfraction intervient en outre dans la formation de l'arc-en-ciel, des couronnes, des irisations de nuages où les gouttelettes d'eau constituent le milieu réfringent. Elle est également à l'origine des halos (ci-contre), parhélies, croix en ciel, etc. (la réfraction s'effectue alors sur les cristaux de glace). Le gradient de réfraction dans l'atmosphère permet enfin d'interpréter scintillations, arche violette, mirages, etc.

Ainsi, les couleurs dans le ciel résultent pour l'essentiel de la diffusion et de la réfraction atmosphérique. Elles contiennent des informations sur l'état de l'atmosphère dignes d'intérêt pour le météorologiste, sa teneur en vapeur d'eau, sa richesse en gouttelettes ou en aérosols par exemple. L'âme de nombreuses expressions de «météorologie populaire» provient de ces observations:

«Rouge au coucher, beau au lever»

«Lune cerclée, pluie assurée»

«Ciel bleu foncé, vent renforcé»

«Matin blanc, brave temps; matin rouge, triste temps.»

Des nuages aux précipitations

À quelles conditions peut-il pleuvoir ?



Ce nuage de grain, photographié à Saint-Gilles-Croix-de-Vie en Vendée, est un cumulonimbus. L'averse visible au large est caractéristique des nuages fortement convectifs.

Sous un ciel presque uniformément couvert, il est parfois difficile de choisir entre altostratus, nimbostratus, stratus et même cumulonimbus. Fait insuffisamment connu, la nature des précipitations peut aider à identifier les nuages. Ainsi, une pluie continue réduit immédiatement le choix entre altostratus et nimbostratus, tandis que de fortes averses variant d'intensité font penser au cumulonimbus – c'est lui sans hésitation s'il grêle. De même, la bruine provient uniquement des stratus.

Pourquoi certains nuages donnent des précipitations et d'autres non ? Que penser des gouttes d'eau constitutives des brouillards, qui se maintiennent en l'air en semblant défier la gravitation ?

Les nuages sont constitués de gouttelettes de très petit diamètre (de 10 à 100 μm) qui demeurent en suspension dans l'air. Si ces gouttelettes doivent voir leur masse

augmenter pour devenir des gouttes précipitantes, il n'est toutefois pas fatal que ces gouttes de pluie parviennent jusqu'au sol puisqu'elles peuvent par exemple s'évaporer avant! Dans leur chute, les précipitations sont de fait susceptibles de subir de nombreuses transformations, et ce jusqu'à l'instant précis où elles s'écrasent : songez aux pluies verglaçantes qui se solidifient en touchant le sol.

Quand les gouttelettes volent

Comment répondre à l'éternelle question : « pourquoi les nuages ne tombent pas ? ». Il faut en premier lieu se souvenir que la formation des nuages implique le plus souvent des mouvements ascendants d'air (p. 66 et 157). Pour mieux l'appréhender, l'expérience suivante propose une analogie : une balle de ping-pong figurant une goutte est placée dans le flux d'un sèche-cheveux, qui représente l'ascendance.

De par leur faible masse, les gouttelettes et/ou les particules de glace entrant dans la constitution de l'air nuageux n'ont pas besoin de forces de grande intensité pour être maintenues en équilibre ou être entraînées dans un mouvement ascendant. Dans les nuages stratiformes, la vitesse ascendante de l'air nuageux est ainsi de l'ordre du centimètre par seconde pour des gouttelettes de dimensions moyennes comprises entre 5 et 15 μm . En atmosphère plus instable (p. 67) engendrant des nuages cumuliformes, les

Maintenir des particules en l'air

Expérience

● Matériel

- Sèche-cheveux doté d'une touche « air froid » (ou toute autre soufflerie), une ou deux bouteilles en plastique pour l'eau de 1,5 à 5 L (éventuellement 8 L si la soufflerie est assez puissante), cutter ou paire de ciseaux.
- Balle(s) de ping-pong, éventuellement des morceaux de polystyrène, des ballons de baudruche plus ou moins gonflés, etc.

● Manipulation

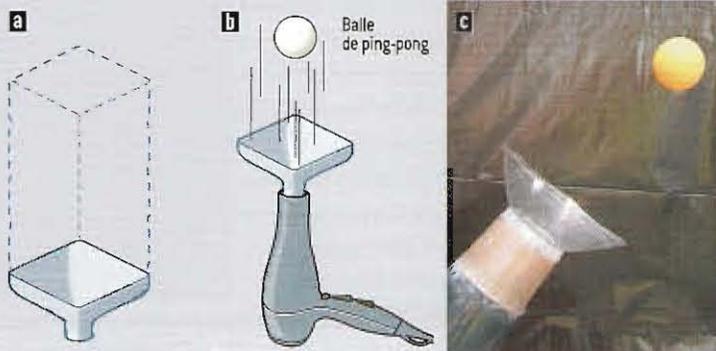
1. Pour munir le sèche-cheveu d'un évent, découper le haut d'une bouteille en plastique 2 cm à 10 cm ou plus sous l'ouverture du goulot (a). Commencer par une bouteille de 5 L dont le diamètre extérieur du goulot s'adapte (généralement) bien sur l'ouverture des sèche-cheveux, en forçant juste ce qu'il faut pour un maintien solide.
2. Mettre en route le dispositif dans la position ventilation simple (sans chauffage) et placer la balle dans le flux (b).
3. Répéter l'expérience en variant les dimensions et formes de l'évent afin de créer des turbulences plus ou moins puissantes, plus ou moins évasées, qui produiront des trajectoires et des oscilla-

tions d'altitude très variées. Utiliser des ballons de baudruche plus ou moins gonflés ou des morceaux de polystyrène.

4. Incliner le sèche-cheveux de part et d'autre (c).

● Interprétation

Les turbulences, figurées ici par le flux d'air produit par le sèche-cheveux, jouent un rôle essentiel dans le maintien en suspension des particules d'eau atmosphériques. Comme la dernière partie de l'expérience l'illustre, ce flux ascendant ne doit pas être nécessairement vertical : la balle de ping-pong oscille également dans le flux d'un sèche-cheveux incliné. Notons qu'entre autres, les chocs et les interactions entre gouttelettes sont ignorés dans cette première approche.



courants ascendants sont 100 à 1000 fois plus rapides, pour des gouttelettes dont les dimensions moyennes (selon l'espèce de nuage) vont de 10 à 20 μm .

En somme, l'état d'équilibre ou de mouvement vertical (ascendance ou chute, sous forme de pluie éventuellement) se ramène à l'étude du bilan entre deux forces opposées colinéaires: le poids de la gouttelette et la résultante verticale des forces d'agitation de l'air.

Des gouttelettes de nuage aux gouttes de pluie

Comment l'équilibre qui assure le maintien des gouttelettes en suspension dans l'air est-il rompu? Pourquoi le poids des gouttelettes devient-il supérieur aux forces d'agitation de l'air? Voyons ce qu'il en est grâce à une autre analogie. L'expérience ci-dessous vise à rendre compte:

– de l'évolution des forces lorsque la masse d'une goutte augmente. Elle illustre pourquoi les gouttes finissent par tomber lorsque le poids P_{goutte} l'emporte sur la composante verticale des forces d'agitation, $F_{turbulence}$, dans l'atmosphère. C'est le contact avec l'assiette qui figure ici les forces de turbulence: lorsque la goutte décroche, cela correspond à $F_{turbulence} < P_{goutte}$ dans la situation réelle;

– de la croissance des gouttelettes par *coalescence*. Il est possible d'étudier ce phénomène en déposant un peu d'eau sur une plaque de verre, à l'aide d'une pipette très fine

Passer des gouttelettes aux gouttes

Expérience

● Matériel

– Tube à essai ou petit ballon (à défaut, n'importe quel récipient, de préférence d'ouverture de diamètre réduit comme une bouilloire), eau, bec Bunsen ou brûleur d'une cuisinière à gaz voire plaque électrique.

– Soucoupe ou assiette rafraîchie par un séjour de 30 minutes au réfrigérateur, plaque de métal (un miroir peut également convenir), pincettes en bois de laboratoire ou maniques.

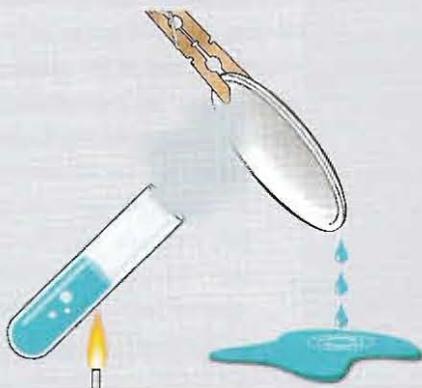
● Manipulation

1. Chauffer de l'eau jusqu'à obtenir un panache de brouillard.
2. En prenant soin de ne pas se brûler, placer une soucoupe ou

une assiette froide, inclinée à 45°, dans le «nuage»: rapidement, de grosses gouttes tombent du bord inférieur du disque.

● Interprétation

Les gouttelettes du panache se déposent et demeurent sur l'assiette froide. Au fur et à mesure du dépôt, elles entrent en contact, s'assemblent et grossissent par *coalescence* (p. 133). Lors de ce processus de croissance, le poids de la gouttelette augmente et finit par l'emporter sur les autres forces, ce qui entraîne sa chute – processus qui va se répéter tant que le flux de gouttelettes est entretenu.



(pipette Pasteur ou tube de verre effilé à la flamme). Gardez toutefois à l'esprit que les gouttelettes au sein des nuages sont de diamètre bien inférieur à celles ainsi formées, et qu'il faudra donc un nombre infiniment plus grand d'interaction entre gouttelettes pour que le poids de la nouvelle goutte devienne la force dominante.

Comment croissent les gouttes de pluie

Dans l'atmosphère, il est habituel de distinguer deux modes d'augmentation de la taille des gouttelettes d'eau.

• Par collision

Les différents mouvements au sein de la masse nuageuse provoquent des collisions et les particules qui entrent en contact fusionnent. Provoquée par collision, la *coalescence* de gouttelettes de différents diamètres est nommée « collection ». Ce mode de croissance rapide concerne principalement des gouttes ayant déjà un diamètre supérieur à 100 μm .

Lorsque des cristaux de glace et des gouttelettes en *surfusion* (l'eau demeure à l'état liquide alors que sa température est plus basse que celle de son point de solidification, cf. p. 196) s'assemblent, il est question d'« accréation » : à la suite de la collision, la gouttelette surfondue va se solidifier et augmenter la masse de la nouvelle particule de glace. Les particules de glaces peuvent elles-mêmes s'entrechoquer : il y a alors « agrégation ».

• Par effet Bergeron

Nous avons vu que pour des températures nettement négatives, c'est la saturation par rapport à la glace qui intervenait en premier : la température de saturation en vapeur par rapport à la glace est toujours inférieure à celle par rapport à l'eau. Plus l'air entourant les particules est froid, plus il cède d'eau aux particules : de la vapeur d'eau quitte les gouttelettes d'eau par *évaporation* pour se fixer sur les particules de glace. C'est le météorologiste suédois Tor Bergeron (1891-1977) qui a le premier proposé ce mécanisme. Il s'applique également à température positive : le transfert de vapeur s'opère alors de gouttelettes de petite taille vers les plus grosses.

La croissance des gouttelettes se fait par *effet Bergeron* jusque vers 100 μm de diamètre ; au-delà de 400 μm , seule la *coalescence* joue. Entre les deux, les trois formes de collision et l'effet Bergeron interviennent. La croissance faisant passer des gouttelettes nuageuses aux gouttes de pluie, de diamètre dépassant 500 μm , relève donc principalement de la *collection* (collision et coalescence). Les plus grosses gouttes et les grêlons se forment à l'occasion de forts mouvements ascendants répétés dans les cumulonimbus alors que les plus petites gouttes sont associées aux formations nuageuse relativement stables de faible turbulence (les nuages stratiformes).

Des gouttes aux précipitations au sol

Pour que les gouttes puissent être entraînées dans une chute, il faut que leur développement leur confère un poids supérieur à la résultante verticale des forces ascendantes, mais

● Matériel

- Celui de l'expérience *Créer un nuage en bouteille* p. 157.
- Brumisateur d'eau, vaporisateur ou pulvérisateur, arrosoir, de la glace obtenue en grattant la paroi d'un congélateur.
- Papier journal ou tout autre papier, double décimètre (si le papier choisi n'est pas quadrillé), crayon, paire de ciseaux, grand sac ou carton.

● Manipulation

1. Répéter l'expérience de la page 171. Sans placer d'obstacle, projeter du brouillard hors de la bouteille.
2. Procéder de même avec un brumisateur, un pulvérisateur, un arrosoir, puis en lançant en l'air de la « gelée blanche » grattée avec une cuillère dans le congélateur (sans la tasser ou l'écraser).
3. Découper des carrés de papier de 5 x 5 cm, de même masse. Une dizaine des carrés sont laissés tels quels, une dizaine est pliée 2 fois et une autre dizaine 4 fois ; enfin, une douzaine est réduite en boulettes aussi compactes que possible. Placer l'ensemble dans un grand sac disposé le plus haut possible et le vider d'un coup. Comparer la

descente des « particules » qui figurent les gouttes de pluie très froide (les boulettes), à celle des flocons (les carrés) qui offrent une plus grande surface à l'air.

● Interprétation

Le brouillard s'évapore et disparaît rapidement mais, durant sa brève existence atmosphérique, demeure en suspension, même lorsqu'il est soufflé vers le bas. Les gouttelettes libérées par le brumisateur se maintiennent de la même façon dans l'air. À l'inverse, les autres particules tombent d'autant plus lourdement que leur masse est grande, avec parfois des exceptions pour les fragments de glace. En effet, forme et volume amènent certaines particules à planer sous l'action de l'air, comme l'expérience avec les bouts de papier l'illustre. Dans les faits, des masses d'eau identiques n'effectueront pas la même chute selon qu'il s'agit d'une goutte d'eau à 25 °C ou à 4 °C (la température où la masse volumique de l'eau est maximale), d'un grêlon ou d'une étoile de neige bien développée. Masse volumique et forces de frottement dans l'air diffèrent à chaque fois fortement, et l'hétérogénéité des vitesses favorise les collisions entre particules.

chute ne veut pas forcément dire précipitation (photo ci-dessous) ! Les gouttes doivent en effet survivre à l'évaporation qu'elles subissent en traversant les différentes couches d'air (en moyenne plus chaudes, et pas forcément saturées) les séparant du sol. Pour le comprendre, songez aux gouttelettes de « nuages » se vaporisant immédiatement sur la lame qui les recueillait, lorsque nous avons établi la distinction fumée-nuage p. 170. L'expérience ci-dessus illustre le devenir des précipitations : il s'agit de libérer dans l'air des particules de masses et de volumes différents.

La durée de la chute, l'humidité des couches d'air traversées (si la pluie est suffisamment forte, elle peut élever l'humidité de l'air sous le nuage jusqu'à la saturation), les variations de la turbulence, les gradients de température et de pression au long de la chute vont décider du sort des gouttes amorçant un mouvement vers le bas. De plus, les contraintes physiques limitent la



Les précipitations peuvent s'évaporer avant d'atteindre le sol : on les nomme alors virga (ici sous un stratocumulus).



Il est possible d'observer le phénomène de surfusion grâce à une simple bouteille de bière : il suffit de la placer 4 à 5 heures au congélateur à $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour constater que le contenu est encore liquide [a]. Posez alors la bouteille et frappez-la latéralement avec un tournevis ou un couteau : l'ensemble prend en masse subitement [retournez la bouteille pour vous en persuader] [b]. C'est semble-t-il la présence de dioxyde de carbone dissous et d'un peu d'alcool dans le liquide qui rend l'expérience plus facile à réaliser qu'avec de l'eau pure.



Lors d'une pluie verglaçante, les gouttes d'eau en surfusion se solidifient quand elles entrent en contact avec le sol ou le feuillage.

croissance du diamètre des gouttes aux environs de 4 mm de diamètre, puisqu'au-delà elles éclatent pour donner des gouttes plus petites. Pour fixer les idées, on considère schématiquement qu'une goutte de pluie moyenne est le produit de la combinaison d'un million de gouttelettes nuageuses.

Les pluies verglaçantes sont-elles des précipitations solides ou liquides ?

Pour comprendre la manière dont grossissent les gouttes de pluie (et autres particules précipitantes), nous avons fait appel à la surfusion. Ce phénomène traduit la nécessité d'apporter de l'énergie pour créer les liaisons assurant l'état solide : lorsque la température tombe au-dessous de celle du point de solidification, l'énergie libérée par le changement d'état (la chaleur latente) ne suffit pas forcément pour créer l'interface solide-

● Matériel

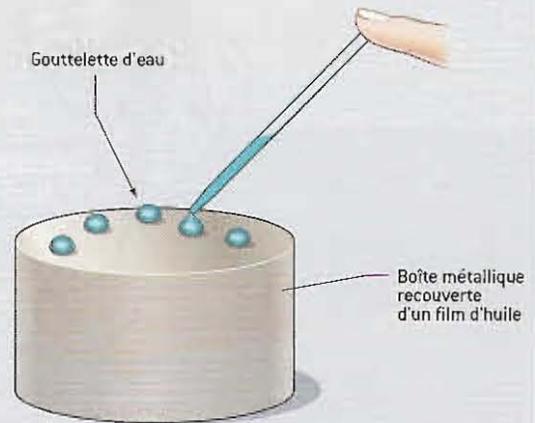
– Boîte métallique (de 200 mL, par exemple), un peu d'huile (de cuisine ou minérale) pour former un film hydrophobe sur le fond de la boîte, papier absorbant ou morceau de coton pour étaler l'huile, compte-goutte ou tube de verre de diamètre intérieur 0,5 mm.

– Réfrigérateur (doté d'un compartiment pour la congélation ou à la rigueur pour les glaçons) ou congélateur, thermomètre, pipette Pasteur, eau distillée (ou déminéralisée), verre de 200 mL, sel fin pour la cuisine, montre, minuteur ou chronomètre.

L'expérience peut être renouvelée avec des gouttes de volumes différents, avec des grosseurs de gouttes variées sur la même boîte, avec des qualités d'eau différentes (distillée, bouillie, de pluie, etc.).

● Manipulation

1. Passer un chiffon imbibé d'un peu d'huile sur le fond d'une boîte métallique pour réduire l'affinité à l'eau.
2. Déposer des gouttes d'eau « pure » à l'aide d'un compte-goutte ou d'un petit tube de verre. Elles doivent être de volumes identiques, et bien séparées les unes des autres.
3. Placer cette boîte à l'entrée du compartiment congélation du réfrigérateur (ou directement dans le congélateur). Si possible, ajouter une autre boîte, préparée avec la même eau à laquelle aura été ajouté un peu de sel fin de cuisine (quelques grains). Dans la foulée, disposer à proximité un thermomètre de qualité, ainsi qu'une fine pipette de verre (une pipette pasteur par exemple) pour contrôler les gouttes sans trop les perturber.
4. À intervalle de temps régulier, ouvrir et observer l'état des gouttes. Il sera nécessaire de reprendre plusieurs fois ces essais pour déterminer le bon rythme d'ouverture, et parve-



nir à examiner l'ensemble des gouttes sans trop prolonger le réchauffement qui en découle.

● Interprétation

La coexistence de gouttes solidifiées et d'autres encore à l'état liquide, en surfusion, est manifeste. Des conditions expérimentales dépendent dans une large mesure la durée totale de l'expérience et le choix des instants d'observation. Dans un compartiment à $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ par exemple, il faudra attendre 4 minutes pour que les premières gouttes d'eau douce solidifiées puissent apparaître : réduisez alors la durée entre chaque contrôle, jusqu'à la « congélation » de la dernière goutte plus de 10 minutes après (c'est un ordre de grandeur, car ces durées dépendent de la température dans le congélateur, du volume de la goutte, de la composition de l'eau, etc.). Naturellement, sur la boîte portant des gouttes de solution salée, les délais avant le changement d'état sont allongés puisque l'eau est moins pure (p. 141).

liquide, si bien que la température de la goutte diminue sans solidification. Pour que cette dernière se produise, il faut un surcroît d'énergie, une température encore plus basse, une particule qui, faisant germe, réduit le seuil énergétique, ou bien un impact. Le choc violent transfère alors l'énergie nécessaire au franchissement de ce seuil (photo page précédente, en haut).

La notion de surfusion permet de comprendre la nature des pluies verglaçantes (ci-contre), qu'il ne faut pas confondre avec ce que les informations routières appellent du verglas, c'est-à-dire de l'eau liquide provenant de précipitations, fuites, débordements ou tout autre source, se solidifiant sur des sols à température négative. Les bruines ou les pluies verglaçantes sont formées de gouttes d'eau surfondues : lorsqu'elles touchent le sol, ou quelque chose qui en dépasse, elles se solidifient. Cela donne généralement du bruit, de petits claquements correspondant au brusque changement d'état de l'eau de chaque goutte. Le sol se couvre parfois



En janvier 1998, 50 à 100 mm de pluies verglaçantes se sont abattues sur l'est du Canada, de l'Ontario au Nouveau-Brunswick en passant par Montréal. L'effondrement des lignes haute-tension sous le poids de la glace a provoqué des pannes de courant énormes.

lièrement craint en Amérique du Nord: la tempête de janvier 1998 a ainsi privé d'électricité plusieurs millions de Québécois (photo ci-dessus).

Voilà autant d'illustrations du devenir des précipitations, qui peuvent changer d'état plusieurs fois, soit à l'état liquide, soit à l'état solide avant de parvenir au sol – si elles ne se sont pas évaporées. Ainsi, l'existence et la nature des précipitations dépendent de la durée de formation, du parcours des hydrométéores, ainsi que de l'humidité, de la température et de la turbulence des couches d'air traversées.

très rapidement de *verglas*, au sens météorologique.

L'eau peut donc exister à l'état liquide bien que sa température soit inférieure à zéro degré à la pression ambiante, ou inférieure à la température de solidification pour un mélange (vers $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour une solution eau-sel saturante, par exemple). Cet état surfondu cesse en particulier lors d'un choc, comme en témoigne le givrage des ailes d'avions heurtant les gouttes d'eau en surfusion – il arrive que plusieurs tonnes de glace se déposent ainsi, en quelques minutes, sur un gros porteur abordant un cumulonimbus – mais également les pluies d'hiver en climat continental. C'est le cas des pluies verglaçantes: elles se produisent lorsque des précipitations à l'état solide traversent des couches alternativement plus chaudes et plus froides et changent plusieurs fois d'état. Si, arrivant près du sol, ces précipitations sont liquides, à peine au-dessus de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, et qu'elles terminent leur chute en traversant une couche d'air peu épaisse et de température négative, les gouttes pourront être constituées d'eau en surfusion qui se solidifiera au premier choc. C'est une situation fréquente dans l'est de la France, après un épisode hivernal à l'arrivée d'une perturbation d'ouest, et particu-

Pluviomètre et planche à neige

Comment mesurer les précipitations ?

La pluviométrie, c'est-à-dire la mesure des précipitations tombant sur un site, est certainement une préoccupation très ancienne, peut-être davantage que l'usage de l'ancêtre des girouettes (p. 26). La description du déluge biblique semble en témoigner, comme l'évocation de l'influence du temps pluvieux sur la santé dans le traité de médecine *Nei king Sou Wen* qui aurait près de 2500 ans. Des écrits témoignent en outre de mesures des pluies dans des pots en Inde (400 av. J.-C.), en Palestine (200 av. J.-C.), en Chine (où un réseau de point de mesures existait déjà vers 1200 après J.-C.) et en Corée (où le réseau s'étendait à l'échelle du royaume vers 1450 après J.-C., ci-contre).

La « hauteur » des précipitations est l'un des paramètres météorologiques (avec la température, la pression, l'humidité et le vent) relevés quotidiennement. Sa mesure participe à l'observation du *temps présent* et permet de se situer par rapport aux normales climatiques. Elle présente par ailleurs beaucoup d'intérêt pour l'agriculture et pour l'environnement en général (sylviculture, état des nappes phréatiques et gestion de l'eau, etc.). Naturellement, le suivi des quantités d'eau précipitées est indispensable à la connaissance du cycle de l'eau et de son évolution à la surface de la Terre.

Les mesures des précipitations à l'état liquide avec un pluviomètre, et à l'état solide à l'aide d'une planche à neige reposent sur différentes techniques. Indépendamment de la méthode employée, les résultats doivent être exprimés en unité de volume par unité de surface, afin de pouvoir être comparés et exploités. Traditionnellement, les précipitations à l'état liquide sont ainsi mesurées en litre par mètre carré (L/m²) ou en millimètre (mm). Le lien entre les deux unités est simple : lorsque la couche d'eau tombée (sur une surface imperméable et sans écoulement) atteint 1 mm, cela représente l'épaisseur de pluie qui s'est abattue sur une aire de 1 m², donc un volume de $100 \times 100 \times 0,1 = 1000 \text{ cm}^3$ soit 1 dm³ soit 1 L (volume = surface \times hauteur = côté \times côté \times hauteur avec 1 m = 100 cm et 1 mm = 0,1 cm).



Pluviomètre coréen en bronze sur un socle en granite (ou « cheugugi »), vers 1770.

Mesurer les précipitations à l'état liquide grâce au pluviomètre

Construction élémentaire

En choisissant un récipient à bords parallèles pour recueillir la pluie, il est possible de lire directement la hauteur d'eau collectée car l'aire est constante quel que soit le niveau considéré.

Réaliser un pluviomètre rudimentaire

Expérience

● Matériel

- Bouteille d'eau de 8 L ou 5 L, cutter, un peu de ciment rapide, eau.
- Deux clous larges et en inox ou zingués de préférence.
- Éventuellement, vieux double décimètre ou réglet.

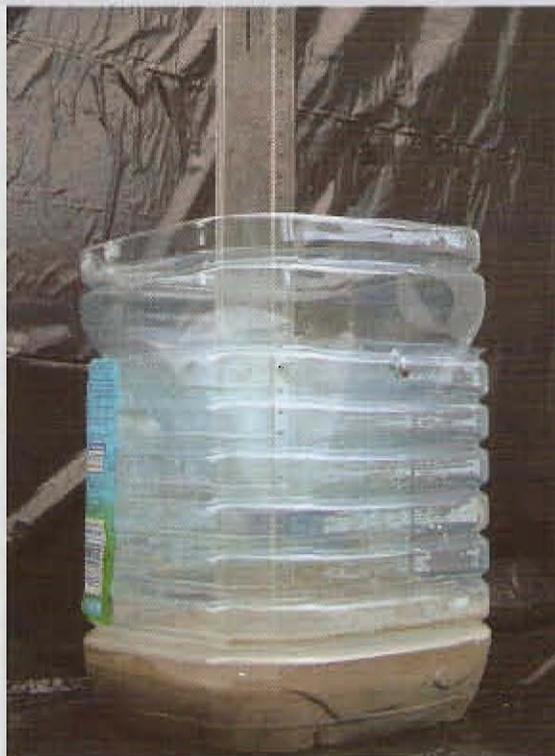
N.B. Attention: très sec, le ciment peut absorber l'eau jusqu'à provoquer une erreur de 5 mm pour une première pluie de 10 mm. Le remède consiste à maintenir une lame d'eau de 1 cm au fond du pluviomètre.

● Manipulation

1. Enlever le goulot de la bouteille en coupant au cutter au milieu de la première nervure du plastique.
2. Pour assurer la stabilité du pluviomètre, placer la bouteille sur une surface horizontale et couler au fond du ciment bien liquide (5 cm suffisent, ce qui représente généralement le milieu de la première nervure inférieure): attention, ce lest éclate en cas de gel. Il est également possible de sceller un réglet dans le ciment pour faciliter les mesures.
3. Couper les clous pour obtenir une longueur de 1 à 2 cm avec la tête. Retourner le goulot sur le corps de la bouteille et le fixer grâce aux clous.

● Interprétation

Aucun calcul est nécessaire si l'aire de la surface qui reçoit et recueille la pluie est égale à celle du fond du réservoir qui la conserve. Ainsi, s'il tombe 3 mm d'eau sur la surface de captage, il sera approximativement tombé la



même hauteur de pluie sur l'aire de 1 m² qui entoure le pluviomètre. Ce dispositif donne donc directement la hauteur de pluie tombée, qu'il est d'usage d'exprimer en mm ou L/m².

Aussi simple, plus précis, mais un peu plus exigeant

Le pluviomètre suivant a été initialement réalisé avec du matériel mis à disposition par Météo-France, dans le cadre d'un atelier scientifique de collège. Il était constitué d'un entonnoir de diamètre intérieur 28 cm et d'un flacon de 2 L en plastique alimentaire (ou PER, du matériel notamment utilisé en laiterie).

Confectionner un pluviomètre plus précis

Expérience

● Matériel

- Entonnoir du plus grand diamètre possible, bouteille (ou flacon) où s'ajuste l'extrémité de l'entonnoir (pour limiter l'évaporation). Pour un entonnoir de diamètre 15 cm, il faut un récipient d'au moins 1 L. Compter 1,5 L pour un diamètre de 20 cm, 2 L pour 25 cm, 3 L pour 30 cm, etc.
- Bouteille d'eau de 5 L.

● Manipulation

1. Couper le haut de la bouteille d'eau et l'enfoncer sur l'extrémité de l'entonnoir afin de protéger le flacon d'écoulements provenant de l'extérieur du cône (a).
2. Emmancher l'entonnoir dans la bouteille.



Pluviomètre mis à la disposition des participants du projet éducatif « pluie acide ? » par Météo-France et Planète Sciences.

- Volume = aire \times hauteur. Or aire = $\pi r^2 = 3,14... \times 14^2 = 615,5 \text{ cm}^2$. L'eau recueillie a donc un volume approximatif de $615,5 \times 0,1 = 61,5 \text{ cm}^3$ (avec trois chiffres significatifs);
- Masse = volume \times (masse volumique eau) = $61,5 \times 1$. La masse correspondante est 61,5 g.

Une fois l'aire de la surface de captage calculée (l'aire de la grande ouverture de l'entonnoir), il suffit alors d'effectuer la division :

$$\frac{\text{Volume d'eau recueilli en cm}^3}{\text{Aire de la surface de captage en cm}^2}$$

Cela donne la hauteur de pluie en cm : dans notre cas, $61,5 / 615,5 = 0,1 \text{ cm}$ soit 1 mm. Au lieu de poser ce calcul, il est toutefois plus simple de mesurer le volume recueilli avec une éprouvette et de calculer le rapport :

$$\frac{\text{Volume recueilli}}{\text{Volume recueilli dans le flacon pour 1 mm de pluie.}}$$

● Interprétation

À la différence de la première expérience, il est nécessaire de ramener le résultat à une surface de 1 m^2 , puisque la surface collectrice n'a plus la même aire que la section du flacon dans lequel la pluie est recueillie. Avec l'entonnoir photographié, de diamètre 28 cm, s'il est tombé 1 mm d'eau par exemple (soit 0,1 cm), nous pouvons calculer le volume et la masse de pluie que cela représente.



Grâce à l'échelle graduée de ce pluviomètre, on lit directement la hauteur de pluie tombée en mm/m^2 .

Cela permet également de porter des graduations en mm sur une éprouvette, réservée à cet usage, sur laquelle une lecture immédiate devient possible. C'est le principe des pluviomètres à lecture directe (b).

Rappel : 1 cm^3 d'eau a pour masse 1 g, de sorte que la masse d'eau en gramme permet de passer directement à un volume en cm^3 ou en mL ($1 \text{ mL} = 1 \text{ cm}^3$).

Où placer le pluviomètre ?

Pour déterminer l'emplacement idéal d'un pluviomètre, chercher un lieu horizontal entouré d'un environnement aussi « lisse » que possible (pas de perturbation du vent par le relief et/ou par des obstacles importants). Les obstacles – des objets de diamètre angulaire supérieur à 10° – doivent en particulier se situer à une distance d valant au moins 4 fois leur hauteur h (définie comme la hauteur réelle de l'obstacle, moins la hauteur totale du pluviomètre sur son support).

Le pluviomètre est disposé dans un support en grillage plastique (photo ci-contre), fixé par du ciment au fond d'un seau (pour réduire les turbulences autour de l'installation, tout en assurant sa



stabilité dans le vent et la possibilité de changer l'emplacement du point de mesure), voire dans un tube de PVC.

Mesurer les précipitations à l'état solide

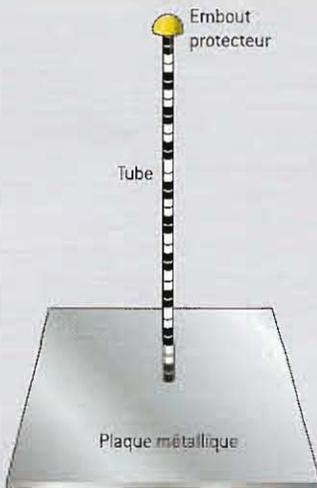
Mesurer la hauteur de neige peut sembler le plus simple des relevés, puisqu'il suffit de sonder la couche avec un mètre, mais encore faut-il que le sol en dessous soit horizontal, que la neige à cet endroit n'ait pas été accumulée par le vent, etc. Voyons comment procéder.

Construire une planche à neige

Expérience

La planche (ou table) à neige est constituée d'une plaque horizontale, au centre de laquelle une règle graduée est placée perpendiculairement. L'ensemble doit être suffisamment pesant pour ne pas être déséquilibré par le vent, et cependant suffisamment léger pour être si nécessaire déposé à la surface de la neige tombée précédemment sans s'y enfoncer. L'idéal est une plaque métallique qui présente l'avantage d'être, par conduction, à la température du sol.

● Matériel



– Plaque de 40 x 40 cm (aluminium de 8-10 mm d'épaisseur ou acier de 4-5 mm, à défaut contreplaqué de 20-30 mm), 80 cm de tige filetée de diamètre 10 mm avec deux écrous et de quoi percer la plaque en son centre au diamètre 10 mm.

– Pour une meilleure finition, 75 cm de tube (PVC ou métal) de diamètre intérieur 10 mm, peinture noire et blanche.

● Manipulation

1. Percer la plaque en son centre, au diamètre 10 mm. Boulonner la tige filetée et y enfilez le tube. Peindre des graduations sur le tube (constitués alternativement d'un anneau noir de 2 cm et d'un anneau blanc de 2 cm dans le cas du schéma ci-dessus).
2. Placer la plaque bien horizontalement à la surface du sol.
3. À chaque relevé, enlever la neige sur la moitié de la plaque. Elle donnera la hauteur de neige fraîche. L'autre moitié fournira le cumul de neige.

● Remarques

Faute de matériel, il est toujours possible de mesurer la hauteur de neige avec un mètre en plusieurs endroits et faire une moyenne.

Si les chutes de neige sont fréquentes et susceptibles de donner des cumuls importants, il faut prévoir pour les mesurer un poteau particulier (l'échelle à neige au Canada). Il permet de noter la hauteur de neige au sol, c'est-à-dire l'accumulation de neige, qui se réduit au cours du temps à cause des pertes par fonte, sublimation et tassement entre autres. Dans ce cas, la planche à neige est reposée tous les 3 jours à la surface de la couche de neige. À chaque fois, le cumul sur 3 jours est noté.



Poteau à neige indiquant la hauteur de neige, appelée cumul [somme de la hauteur de neige fraîche et de la hauteur de neige ancienne], entre 115 et 120 cm ici sur le site de La Vattay, Mijoux [Ain].

Convertir la hauteur de neige en millimètre d'eau

Expérience

Pour rendre compte complètement des précipitations et assurer une continuité dans la signification des relevés, il est impératif de donner l'équivalent de la hauteur de neige fraîche, en mm d'eau (par la fonte de la neige).

● Matériel

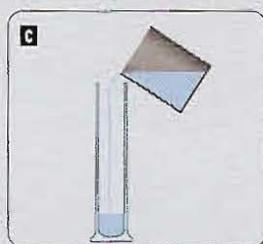
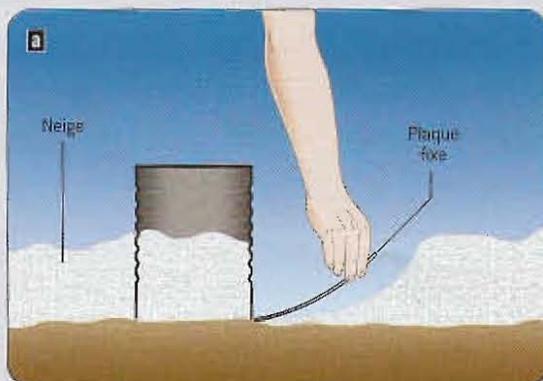
– Pluviomètre, film plastique, boîte de conserve de 5 L ou vieux tuyau de poêle, plaque fine, éprouvette ou verre gradué.

● Manipulation

1. Si le pluviomètre rudimentaire de la première expérience est utilisé, enlever dans la mesure du possible l'entonnoir du pluviomètre afin de recueillir au mieux la neige ou la grêle. Mettre le contenu à fondre dans une pièce tempérée ou, s'il est envisageable de fermer le pluviomètre (pour éviter l'évaporation), faire appel à un bain-marie.

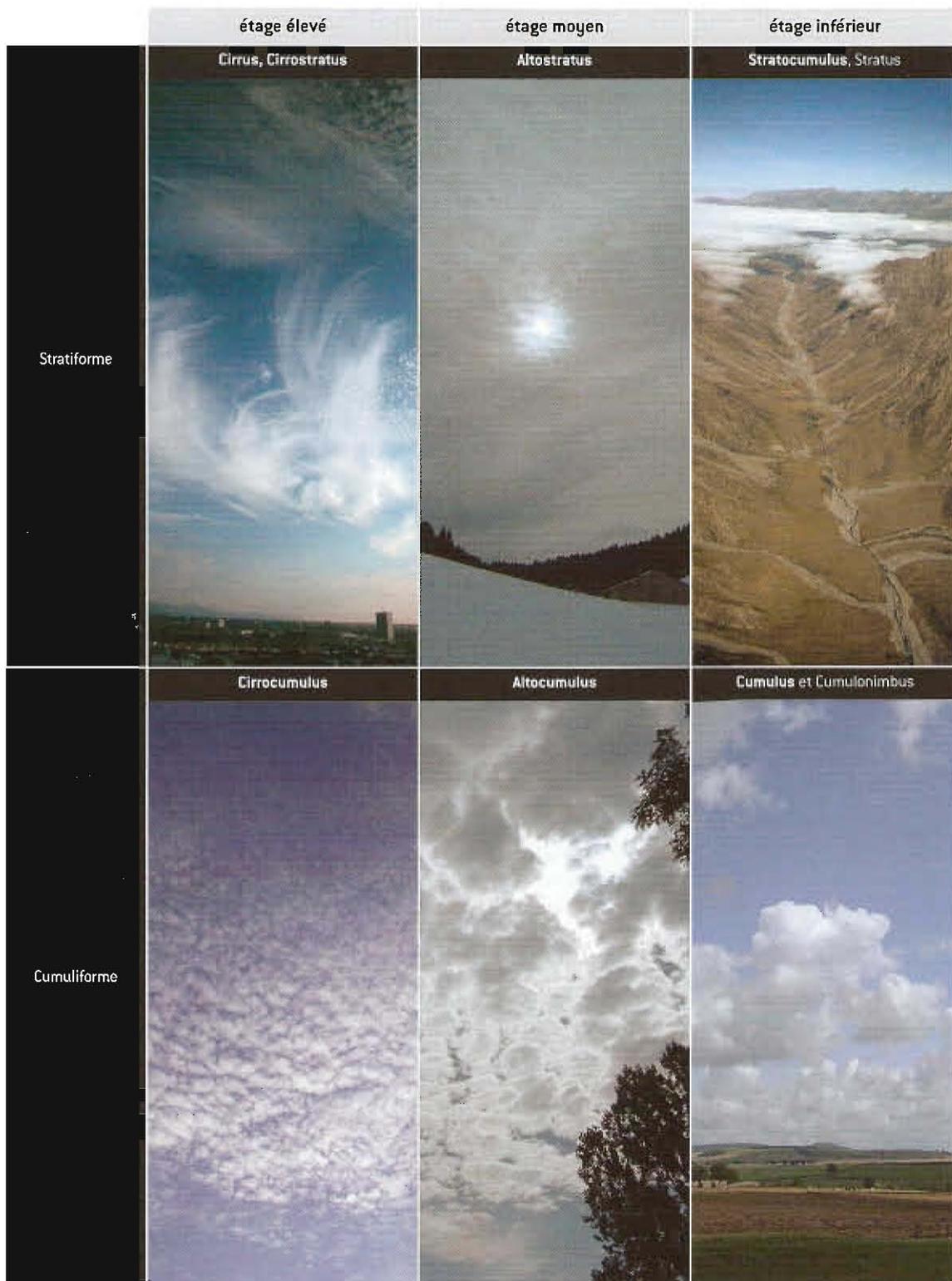
2. Pour éviter de déplacer le pluviomètre, prélever la neige au sol grâce à une boîte de conserve vide de 5 L ouverte des deux côtés (ou un tuyau de fourneau). Effectuer un « carottage » vertical dans la couche de neige jusqu'au sol (a). Glisser alors une plaque fine entre le sol et le sondage pour prélever le volume de neige.

3. Mettre la neige ainsi récupérée dans un volume d'eau chaude connu (b) (cette méthode évite l'évaporation) puis évaluer par différence la valeur du volume d'eau fondue (c).



Attention : pour obtenir une hauteur en mm, il faut tenir compte de la section de la « carotte » ($h = V/S$) et ramener le volume mesuré à une surface, d'aire 1 m^2 .

La mesure des précipitations semble très simple mais présente cependant beaucoup d'incertitudes. À la grande variabilité des hauteurs d'eau recueillie d'un point à un autre, même très proches (particulièrement dans le cas des orages), il faut ajouter les effets du vent qui balaie la pluie ou la neige et crée des turbulences autour du pluviomètre, sans oublier l'évaporation par temps chaud et les erreurs de manipulation. Même les pluviomètres automatisés, à auget basculant ou par mesure de masse, ne résolvent pas de façon satisfaisante ces difficultés de perte d'eau au cours du processus de collecte et de mesure.



Genre de nuages aux différents étages. Il faut noter que dans son extension verticale maximale, le cumulonimbus, véritable géant des nuages, traverse tous les étages. Par ailleurs, altostratus et nimbostratus, de l'étage moyen et de développement vertical parfois très important, présentent des caractéristiques appartenant aux deux types.

Adiabatique : qualificatif donné à la transformation d'une parcelle d'air qui évolue – par exemple s'élève – sans échange de chaleur avec l'atmosphère environnante. S'applique à l'air « sec » ou à l'air saturé.

Advection : mouvement d'une masse d'air dont la température ou l'humidité change.

Aérogologie : qui concerne les caractéristiques de l'air du point de vue de la verticale (pour des portions de troposphère ayant 10 à 20 km de hauteur sur une centaine de mètres de base).

Air instable : air dont la température décroît plus fortement avec l'altitude que l'évolution « normale », ce qui a tendance à amplifier les mouvements verticaux.

Air sec : théoriquement air sans vapeur d'eau, ce qui n'existe pas dans la troposphère. En pratique, air dont l'humidité relative est faible, inférieure à 50 %.

Air stable : air dont la température décroît plus faiblement avec l'altitude que l'évolution « normale », ce qui a tendance à neutraliser les mouvements verticaux.

Albédo : nombre de 0 à 1 ou pourcentage du rayonnement solaire incident qui est renvoyé. C'est le quotient : (rayonnement réfléchi plus diffusé) / rayonnement reçu.

Altitude : distance mesurée entre le niveau de la mer, 0 m, et un point dans l'atmosphère. En météorologie, cette distance est exprimée par un nombre habituellement de valeur très voisine, celle de l'altitude géopotentielle qui tient compte des variations de pesanteur. Une ligne isohypse est formée par des points de même altitude géopotentielle.

Anticyclone : lieu (à trois dimensions) de l'atmosphère où la pression est plus élevée que dans les zones alentour. Sur les cartes, les anticyclones sont cernés d'isobares (ou d'isohypses) fermés sur la plus grande valeur de pression (ou d'altitude). La durée de persistance d'un anticyclone va de l'heure à quelques dizaines de jours.

Ascendance : mouvement de l'air vers le haut en moyenne, suivant la verticale. Les causes d'ascendance, combinables entre elles, sont dynamiques, aérogologiques, orographiques et thermiques.

Brouillard : suspension dans l'air humide de très petites gouttelettes, de 0,002 à

0,01 mm de diamètre. Il y a brouillard si, à proximité du sol ou d'un plan d'eau, cette suspension a pour effet d'abaisser la visibilité à moins de 1 km. Le mode de formation permet de distinguer différents brouillards, d'advection, d'évaporation, de pente, de rayonnement.

Chaleur latente : énergie absorbée ou libérée au cours d'un changement d'état.

Chaleur sensible : énergie transférée directement par conduction ou par convection, ce qui entraîne des variations de température (définition par opposition à celle de chaleur latente).

Circulation méridienne : description d'un mouvement de l'atmosphère par rapport à un méridien, qui peut être un mouvement suivant un méridien.

Circulation zonale : description d'un mouvement de l'atmosphère par rapport à un parallèle, qui peut être un mouvement suivant un parallèle.

Convection : transfert d'énergie en altitude par le mouvement ascendant de l'air, d'origine dynamique ou thermique. Lorsque le mouvement est provoqué par le réchauffement du sol, il est question de convection libre.

Convergence : il y a convergence lorsque les trajectoires de l'air se rapprochent les unes des autres et provoquent une hausse de pression, si une divergence à un autre niveau ne la compense pas. Dans ce livre, nous avons négligé cette réserve et simplifié le phénomène en considérant que convergence était synonyme de confluence.

Coriolis : nom donné à une pseudo-force rendant compte de la déviation sur Terre de la trajectoire des corps en mouvement, du nom du mathématicien Gaspard-Gustave Coriolis (1792-1843).

Courant-jet : tube de vents forts situé en haut de la troposphère.

Dépression : lieu (à trois dimensions) de l'atmosphère où la pression est plus faible que dans les zones alentour. Sur les cartes, les dépressions sont cernées d'isobares (ou d'isohypses) fermés sur la plus faible valeur de pression (ou d'altitude).

Émagramme (ou tephigram ou encore diagramme aérogologie) : représentation graphique où les coordonnées sont la température et la pression. Les

mesures effectuées lors d'un radiosondage y sont reportées et permettent d'évaluer l'énergie échangée entre une particule d'air et l'air environnant. Grâce à ce diagramme, la stabilité ou l'instabilité, la saturation des couches atmosphériques successives peuvent être déterminées. Cela permet également de préciser le genre, l'altitude et l'épaisseur de nuages éventuels.

Équateur météorologique : voir ZCIT.

Étage : niveaux dans l'atmosphère, pour le classement et la localisation des nuages. L'étage supérieur ou élevé s'étend 5 à 12 km, l'étage moyen de 2 à 5 km, et l'étage inférieur ou bas de 0 à 2 km. Les altitudes réelles de ces étages sont très variables suivant le lieu, le genre de nuage, la saison, le jour, etc.

Évaporation : passage de l'état liquide à l'état de gaz (vapeur), sans qu'il y ait ébullition.

Flux : mouvement de grande échelle. Le terme est utilisé pour les écoulements atmosphériques et les transferts d'énergie.

Front : interface entre deux masses d'air, et tracé sur la surface terrestre de cette zone d'interaction. Il est qualifié de chaud à l'avant d'une perturbation, et de froid à l'arrière de la perturbation.

Gelée : nom d'un dépôt de glace sur une surface, par condensation à l'état solide de la vapeur d'eau atmosphérique. C'est également un épisode où la température de l'air est inférieure à 0 °C.

Genre : catégorie principale de nuages telle que *cirrus*, *altostratus*, *cumulus*, *cumulonimbus*, etc. Il y a 10 genres de nuages.

Gradient : importance de la variation d'une grandeur par rapport à une distance ou une durée.

Haute pression : synonyme d'anticyclone.

Humidité relative : pourcentage donnant la proportion de vapeur contenue dans l'air par rapport au maximum possible (la saturation à laquelle se produit généralement la condensation).

Inversion : couche d'air dans laquelle la température va croître avec l'altitude, à l'inverse du profil vertical de température standard (habituel).

Isobare : de même pression, et par extension courbe reliant l'ensemble des points de même pression.

Isohypse: courbe d'une surface isobare reliant l'ensemble des points de même altitude géopotentielle, pour tenir compte des variations de l'attraction terrestre avec l'altitude.

Masse d'air: portion d'atmosphère dont les dimensions sont de l'ordre de quelques kilomètres pour l'épaisseur et quelques millions de kilomètres carrés pour l'étendue. Température, humidité, mouvement sont sensiblement identiques, pour une altitude donnée, en tout point de ce grand volume d'air.

Masse volumique: masse m par unité de volume V ($\rho = m/V$), exprimée en kg/m^3 , en g/cm^3 , en g/L , etc.

Noyau de condensation: support nécessaire à la liquéfaction de la vapeur d'eau atmosphérique.

Paramètres météorologiques: l'ensoleillement (rayonnement reçu), l'état du ciel (couverture nuageuse), l'humidité, les précipitations, la pression, la température et le vent.

Particules: très petits fragments solides ou liquides présents dans l'air. Également parcelles d'air dans lesquelles les propriétés physiques sont homogènes, et pouvant effectuer un déplacement sans se mélanger avec l'atmosphère environnant.

Perturbation: rupture de l'état d'équilibre de l'atmosphère; en particulier pour les latitudes moyennes, l'ensemble des

phénomènes organisés autour d'un centre dépressionnaire.

Précipitation: ensemble de particules d'eau tombant du ciel sous forme liquide ou solide. Elle se caractérise par ses constituants et sa durée.

Pression: c'est une force par unité de surface. La pression atmosphérique est l'effet du poids de l'atmosphère sur la surface terrestre. La pression normale (ou moyenne ou standard) est de 1013,25 hPa.

Rapport de mélange: quotient de la masse de vapeur d'eau par la masse d'air sec qui la contient. Bien que sans unité, il est généralement exprimé en g de vapeur par kg d'air sec.

Rayonnement: mode de propagation électromagnétique de l'énergie. La lumière, l'infrarouge, l'ultraviolet, les rayons X, etc. en sont des exemples parmi les plus connus.

Solstice: jour où la durée de la journée est maximale (vers le 21 juin) ou minimale (vers le 21 décembre).

Synoptique: qualifie un phénomène s'étendant de quelques centaines à des milliers de kilomètres, et de durée de vie allant de la journée à la dizaine de jours et au-delà.

Température du thermomètre mouillé (humide): température indiquée par un

thermomètre sur lequel de l'eau [à température ambiante] s'évapore.

Troposphère: couche inférieure de l'atmosphère, en contact avec la surface de la Terre. C'est le siège de l'essentiel des phénomènes étudiés par la science météorologique.

Turbulence: mouvements désordonnés par rapport à la direction d'ensemble d'un flux d'air.

Vapeur d'eau: eau à l'état de gaz. Attention, elle est invisible: il ne faut pas confondre avec l'usage courant qui renvoie au panache de gouttelettes d'eau liquides, comme dans un nuage.

Vent: déplacement horizontal de l'air par rapport à la surface terrestre, caractérisé par sa vitesse et sa direction, et mesuré à 10 mètres pour le vent en surface.

Verglas: au sens météo, glace transparente formée sur une surface par les gouttes d'eau en surfusion. Au sens commun ou des prévisions routières, eau gelée se trouvant au sol.

Visibilité: distance à laquelle les objets peuvent être distingués.

ZCIT: zone de convergence intertropicale. Région ceinturant la planète dont la position oscille de part et d'autre de l'équateur. Elle correspond au lieu de rencontre (de convergence) des alizés des hémisphères nord et sud.

Index

Abri météorologique, 47, 54
Absorption, 14, 20
Adiabatique (transformation), 41
Advection, 133, 158, 161
Aérodrome, 65
Air
humide, 34, 41
instable, 59, 65
polaire, 119
sec, 34, 41, 67, 154, 155
stable, 59, 65
tropical, 119
Albédo, 17, 19
Alizés, 97, 123, 128
Altitude, 54, 55
Altostratus, 191
Analyse, 57
Ascendance, 30, 71, 83, 101, 113, 114, 192
Atmosphère libre, 101
Baromètre, 51
Basse latitude, 83

Brise, 21, 82
Brouillard, 41, 68, 134, 157, 158, 168, 191
Buis-Ballot (règle de), 95, 101
Cellule convective, 83, 121, 122
Cellule de Hadley, 128
Chaleur latente, 27, 30, 67, 70, 139, 154, 181, 196
Chaleur sensible, 27, 28, 31
Champ, 57, 84
Circulation zonale, 125
Cirrus, 20
Coalescence, 133, 193, 194
Compression, 43, 70
Condensation, 67, 136, 138, 150, 155, 180
Conduction, 29, 30
Continuité (phénomène de), 80, 112, 114, 122
Contraste, 173, 178
Convection, 25, 28, 181
Convergence, 100, 114, 117, 119

Couche d'Eckman, 101
Couche de surface, 100
Couche limite atmosphérique, 101
Courants-jets (jet-stream), 119, 124, 128
Cumuliforme, 180, 182, 192
Cumulonimbus, 83, 116, 191
Cumulus, 131
Cycle de l'eau, 139
Dépressien, 83, 91, 97, 119, 120
Détente, 43
Diffusion, 174, 186, 188
Dioxyde de carbone, 35, 36
Divergence, 100, 114, 117, 119
Échelle (synoptique), 44, 80, 90
Effet Conolis, 97
Effet de serre, 20, 25, 26, 37
Émagramme (tephigram), 70, 75
Équateur météorologique, 123
Équilibre
géostrophique, 96, 117
vertical, 44

Étage nuageux, 142
Évaporation, 139, 150, 155
Flux
de chaleur: voir chaleur
solaire, 19
Force de Coriolis, 93, 94, 95, 124
Front, 72
Fumée, 157
Gelée blanche, 133, 134
Géostationnaire (satellite), 23
Givre, 133, 134, 137
Gradient, 58, 60, 65, 84, 86
Haute pression (zone de), 83, 119
Hauteur, 170
Hectopascal, 50
Humidité, 83
Humidité relative, 144, 147, 152, 156, 169
Hydrométéore, 27, 138, 141, 198
Hygromètre, 147
Instabilité, 29
Inversion (couches d'), 65, 74

- Isobare, 86, 128
 Isobare (transformation), 41
 Isohypse, 89, 128
 Jet-stream (courants-jets), 119, 124, 128
 Latitude, 24, 124
 Masse d'air, 29, 47, 59, 65, 71, 158
 Masse volumique, 39, 41
 Méridien (mouvement), 124
 Méridien, 59
 Millibar, 50
 Mousson, 21
 Nimbostratus, 191
 Normales (conditions), 59
 Noyaux de condensation, 131, 157, 176, 177, 178
 Nuage, 41, 139, 168, 179
 Orage, 29, 68
 Orographique (soulèvement), 113
- Ozone, 20, 63
 Parallèle, 124
 Paramètres d'état, 45, 102, 157
 Particule, 66
 Perturbation, 68, 127
 Pluviomètre, 199, 200, 201
 Point
 de condensation, 170
 de rosée, 150, 155
 Pollution, 73
 Précipitations, 70, 139, 156, 195, 198, 199, 203
 Pression atmosphérique, 48
 Psychromètre, 154
 Radiosondage, 59, 70
 Rapport de mélange, 76, 146, 148, 155
 Rayonnement, 8, 10, 47, 133, 161
 infrarouge, 128
- absorbé, 12
 diffusé, 12
 réfléchi, 12
 Réflexion, 186
 Réfraction, 186, 188
 Rosée, 133
 Saturation, 76, 138, 144, 148, 156
 Stabilité atmosphérique, 170
 Standard (conditions), 59
 Stratification, 181
 Stratiforme, 180, 182, 192
 Stratus, 68, 158, 181, 191
 Sublimation, 136, 142
 Subsidence, 70, 101, 113, 114, 182
 Surface, 73, 99
 Surfusion, 138, 194, 196, 197
 Température
 minimale, 47
 sous abri, 46
- Thermique (ascendance d'air), 43, 82, 179
 Thermomètre, 45, 46
 Thermomètre mouillé, 152
 Tropopause, 59
 Troposphère, 44, 60, 61
 Turbulence, 67, 180
 Vapeur d'eau, 139
 Vent, 80, 91
 du gradient, 96, 97
 géostrophique, 95, 100, 101
 direction, 102
 force, 107
 Verglas, 133, 197
 Virga, 195
 Visibilité, 172, 175
 Zone de convergence intertropicale (ZCIT), 30, 123

Bibliographie et sites internet

Pour les jeunes enfants

Chémery L., *Le temps qu'il fait*, Larousse, 1996 (un premier livre d'observation).

Si vous n'avez aucune connaissance, si vous n'en achetez qu'un, votre premier livre pourra être :

Renaut D., *Découvrans la météorologie*, Éditions Circonflexe, Paris, 1997.

Pour vos premières notions en météorologie

Kessler J., *Météo - Comprendre les secrets du temps*, Bailland/Jacob-Duverniet, 2001.

Association des amis de l'Aigoual, *La météo de A à Z*, Éditions Stock, 1994 et *Les prévisions météo de A à Z*, Météo-France, 1992.

Chaboud R. *La Météo, questions de temps*, Nathan 1993, ou (moins onéreux) *Pleuvra, pleuvro pas*, Gallimard, 1994.

Pour entamer une approche expérimentale des notions météorologiques de base

Manuel de l'Unesco pour l'enseignement des sciences, édition 1964, Unesco, Paris. Ce livre n'est pas particulièrement météorologique, mais constitue un modèle pour tirer partie de toute situation afin d'expérimenter. Malheureusement épuisé.

Watt F., Wilson F., *Weather and climate*, E.D.C. Publishing, 1992.

Allaby M., *How the weather works*, Dorling Kindersley, 1999.

Bohren C.F., *Clouds in a glass of Beer - Simple experiments in atmospheric physics*, Dover, 2003 et *What light through yonder window breaks*, Dover, 2006.

Isabel G., *Construire ses capteurs météo*, Dunod, 1994.

Pour l'acquisition de connaissances plus complètes ou spécifiques

Leduc R. et Gervais R., *Connaître la météorologie*, Presses universitaires du Québec, 1995 (généraliste, un peu ancien).

Bradbury T., *La météorologie du vol à voile*, Cépaduès éditions, Toulouse, 1998 (l'approche la plus moderne).

Thillet J.-J., *La météo de montagne*, Seuil, guides CAF, 2004.

Météorologie maritime, SHOM/Météo-France, Service hydrologique et océanographique de la marine, Paris, 2003.
 Joussaume S., *Climat d'hier à demain*, Éditions du CNRS/ C.E.A., 1993.

Notions d'histoire de la météorologie.

Fierro A., *Histoire de la météorologie*, Denoël, 1991.

Pour approfondir

Delmas R., Chauzy S., Verstaete J.-M. et Ferré H., *Atmosphère, océan et climat*, Belin, 2007.

Guide de l'observateur météorologiste auxiliaire, Direction de la météorologie, 1983, diffusion Météo-France.

Atlas international des nuages, volume I, Organisation mondiale de la météorologie, Genève, 1975 et volume II, 1987.

Suagher F. et Parisot J.-P., *Jeux de lumière*, Cêtre, 1995.

Causeret P. et Sarrazin L., *Les saisons*, Belin, 2004.

Savoie D., *Les cadrans solaires*, Belin, 2003.

De Félice P., *L'effet de serre - un changement climatique annoncé*, L'Harmattan, 2003.

Cours de météorologie, Formation CNED-Météo-France, 4 tomes, première édition 1990.

Pour aller encore plus loin (niveau licence et master).

Bougault P. et Sadourny R., *Dynamique de l'atmosphère et de l'océan*, Éditions de l'École polytechnique, 2001.

Malardel S., *Fondamentaux de météorologie : à l'école du temps*, Cépaduès éditions, Toulouse, 2005.

Delmas R., Mégie G. et Peuch V.H. [sous la direction de], *Physique et chimie de l'atmosphère*, Belin, 2005.

Météorologie et société

Parrochia D., *Météores - essai sur le ciel et la cité*, Champ Vallon, 1998.

Vallaeys A., *Sale temps pour les saisons*, Hœbeke, 1999.

De la Soudière M., *Au bonheur des saisons - voyage au pays de la météo*, Grasset, 1999.

Actes du colloque Météorologie et savoir, Météo-France, 1998.

Chassany J.-P., *Dictionnaire de météorologie populaire*, Maison-neuve et Larose, 1995.

Djavadi C., *Rouge du soir - dictionnaire des dictons météorologiques*, Éditions Christian, 2000.

Pour se tenir informé

La Météorologie, revue de la Société météorologique de France, 1 quai Branly, 75340 PARIS cedex 07 [excellents numéros, entre autres sur l'observation et la prévision numérique]. Toute l'actualité, l'évolution de la météorologie.

Sites

<http://meteo.education.fr/default.htm> les contributions du groupe « Météorologie et enseignement ».

<http://www.meteofrance.com/FR/pedagogie/index.jsp> comprendre la météo et glossaire très complet

<http://www.smf.asso.fr/> pour tous ceux intéressés par la météo

et son actualité, ouvre sur les sociétés météo du monde entier. <http://www.msc-smc.ec.gc.ca/education/msi> auto-formation en météorologie et un glossaire également très complet. http://www.msc-smc.ec.gc.ca/education/teachers_guides/index_f.html projet « Atmosphère Canada » pour l'enseignement des sciences de l'atmosphère.

<http://www.meteoblue.ch> cartes de prévision météo paramétrables.

en anglais

<http://www.bom.gov.au/lam> l'équivalent australien du projet canadien.

<http://www.metoffice.gov.uk> informations de la météo anglaise.

<http://www.sat.dundee.ac.uk/> images satellite, en temps réel et en archive.

en allemand

<http://www.wetterzentrale.de/> portail de la météorologie allemande. Tous les documents d'observation, d'analyse et de prévision.

Crédits photographiques

Les photos sont de l'auteur, sauf: Couverture: © Charles O'Rear/Corbis • p. 6-7: image SOHO (ESA & NASA) • p. 11: © Sigrid Cichocki - Fotolia.com • p. 14bas: image courtesy of the Image Science & Analysis Laboratory, NASA Johnson Space Center (ISS007-E-10807 - <http://eol.jsc.nasa.gov>) • p. 15: © C. Michel, Paxal Image/Belin • p. 18: image Crystal Schaaf, Boston University, based upon data processed by the MODIS Land Science Team • p. 19haut: expérience ScaRaB, LMO/IPSL/CNRS • p. 19bas: image NASA • p. 23: © 2008 EUMETSAT • p. 29: © Corbis rf • p. 32-33: image courtesy of the Image Science & Analysis Laboratory, NASA Johnson Space Center (ISS013-E-54329 - <http://eol.jsc.nasa.gov>) • p. 34haut: © SO2/Breitling/Gamma/Eyedeo • p. 41: © Harris Shiffman - Fotolia.com • p. 42haut: image NASA Johnson Space Center • p. 42bas: © C. Michel, Paxal Image/Belin • p. 54: gravure extraite de Louis Figuier, *Les merveilles de la science*, tome 1, Paris, • p. 58haut: © oillrig - Fotolia.com • p. 60: image NASA Johnson Space Center • p. 62bas: image NASA Johnson Space Center • p. 65: image courtesy of the Image Science & Analysis Laboratory, NASA Johnson Space Center (ISS015-E-2703B - <http://eol.jsc.nasa.gov>) • p. 70: © Bernhard Mühr/www.wolkenatlas.de • p. 73droite: © Svitlana Pylypenko - Fotolia.com • p. 74haut, droite: © Jean-Pierre Porcher/Sunset • p. 74bas, droite: © Bernhard Mühr/www.wolkenatlas.de • p. 75, droite: © Corbis rf • p. 77: image courtesy of Jacques Oesdoitres, MODIS Rapid Response Project at NASA/GSFC • p. 78-79: © jeecis - Fotolia.com • p. 80: © Buddy Mays/Corbis • p. 92: image NERC Satellite Receiving Station, Dundee University, Scotland (www.sat.dundee.ac.uk) • p. 98haut: © Maksim Godkin - Fotolia.com • p. 102bas: © Alain Bénêteau/<http://cielether.blogspot.com/> • p. 108-109: © National Weather Service Portland (www.wrh.noaa.gov) • p. 110-111: © 2008 EUMETSAT • p. 112: © Alain Herrault • p. 116: © Bernhard

Mühr/www.wolkenatlas.de • p. 118: © 2008 EUMETSAT • p. 120: image Naval Research Laboratory, Marine Meteorology Division, Monterey, Californie • p. 123: © ESA/archives Meteosat • p. 127: image NASA Johnson Space Center • p. 130-131: © 2008 EUMETSAT • p. 134haut: © Bernhard Mühr/www.wolkenatlas.de • p. 134bas et 136haut: © Chloé Monnot • p. 136bas: © Bernhard Mühr/www.wolkenatlas.de • p. 137haut: © Bernhard Mühr/www.wolkenatlas.de • p. 137bas: © André Bujara - Fotolia.com • p. 139: © Bernhard Mühr/www.wolkenatlas.de • p. 141: © Yves Guissani, CNRS/Université Pierre-et-Marie-Curie • p. 142haut: © Racahout - Fotolia.com • p. 142bas: © GoodShoot • p. 143: © Jean-Marie Parisi • p. 147 et 150: © PhotoDisc • p. 156: image www.ile-de-la-reunion.info • p. 159: © Musée national de la Marine/P. Cantec [E. M. Adam, *Terre-neuviers français en pêche sur le Grand-Banc de Terre-Neuve, 1883*] • p. 160haut: © Alexey Zhilov - Fotolia.com • p. 160bas: © Alain Bénêteau/<http://cielether.blogspot.com/> • p. 162haut: © Philippe Surmely - Fotolia.com • p. 162bas: © Galyna Andrushko - Fotolia.com • p. 165: © EUMETSAT/Verarbeitung Meteotest • p. 166-167: © Frank Kraemer/zefa/Corbis • p. 179 et 181bas: © Alain Bénêteau/<http://cielether.blogspot.com/> • p. 182: © Jason Branz - Fotolia.com • p. 185: © PhotoDisc • p. 186: © Omitry Pichugin - Fotolia.com • p. 189: © 2006 Lyudmila Zinkova (<http://home.comcast.net/frmilazinkova/Fogshadow.html>) • p. 190haut: © Laurent Laveder [pixheaven.net] • p. 191: © Alain Bénêteau/<http://cielether.blogspot.com/> • p. 193: © Emmanuel Bergère - Fotolia.com • p. 195: © Bernhard Mühr/www.wolkenatlas.de • p. 196bas: © monamakela.com - Fotolia.com • p. 198: © Christopher Morris/Corbis • p. 199: © Korean Meteorological Administration Coll. [National Treasure n°B42] • p. 204hg et hd: © Bernhard Mühr/www.wolkenatlas.de • p. 204bg: © Alain Bénêteau/<http://cielether.blogspot.com/>

Illustrations et schémas: Thomas Haessig (www.haessig-illustrations.com)



quel mécanisme se forment les nuages et pourquoi
ombent-ils pas ? Comment mesurer les précipitations ?
Pourquoi les vents ne soufflent-ils pas des hautes pressions
vers les basses pressions, comme on pourrait naïvement
attendre ? Découvrez les réponses à toutes ces questions
et bien d'autres, à travers une centaine d'expériences ludiques
à mettre en œuvre.

Météorologie est une discipline complexe, souvent
difficile à appréhender pour le néophyte, et peut-être pour cette raison
est-ce un des derniers bastions du "sacré" » (Pierre Thuillier).
Lire le bulletin météorologique, comprendre la physique
de la chimie à l'œuvre, et savoir décrypter les observations
qui paraissent anodines à première vue est pourtant à la portée
de tous : c'est ce que montre ce livre. Bien loin d'un traité
de météorologie, il propose au lecteur de se forger
une intuition immédiate des phénomènes grâce
à des expériences simples, tout en fournissant
les connaissances théoriques nécessaires à leur
compréhension. De quoi recréer un « stratus »
ou un « cumulus » en bouteille, construire un baromètre à
eau ou mettre en évidence les étonnants
effets de la rotation terrestre !

Yves Corboz a longtemps enseigné la physique-chimie
et animé de nombreux clubs, ateliers et stages de formation
en matière de météorologie. Il a été, avec ses élèves,
le premier lauréat du prix Perrin de Brichambaut
organisé par la Société météorologique de France.

editions-bellin.com
pourlascience.com

Bibliothèque Ville de Mons - Jemappes



JE188155

METEOROLOGIE : 100 EXPERIENCES POUR COMPRENDRE

CORBOZ YVES