

DU MÊME AUTEUR

Manuel pratique de Météorologie. In-8°. 2^e édition. (Masson, 1922.)

Préparation météorologique des voyages aériens. (Masson, 1921.)

Le compas de Navigation aérienne. (Masson, 1922.)

Le pôle Sud. (Histoire des voyages antarctiques.) (Flammarion, 1921.)

Manuel d'Océanographie physique. (Masson, 1922.)

292366 / - 77794
n° 447

N° 36.

COLLECTION ARMAND COLIN
(Section de Physique)

L'Atmosphère
et
la prévision du temps

par

J. ROUCH

Capitaine de Corvette,
Ancien chef du Service Météorologique des Armées
et de la Marine,
Professeur à l'École Navale.



LIBRAIRIE ARMAND COLIN
103, Boulevard Saint-Michel, PARIS

1923

Tous droits réservés.

Tous droits de reproduction,
de traduction et d'adaptation
réservés pour tous pays.

Copyright 1923, by Max Leclerc
et H. Bourrelier.

PRÉFACE

Le plan que j'ai suivi dans ce petit livre, destiné à donner un aperçu général de la météorologie, n'a pas besoin de grandes explications. Dans le cadre très limité qui m'était imposé, je ne pouvais pas exposer des questions qui ne sont pas du ressort de la météorologie proprement dite. Je suppose le lecteur familiarisé avec les notions élémentaires de physique relatives à la chaleur, à la condensation de la vapeur d'eau, à la pression barométrique, etc. Je renvoie aussi aux traités de cosmographie ou d'astronomie pour tout ce qui a trait aux positions relatives de la terre et du soleil, aux saisons, à la durée du jour et de la nuit. L'électricité atmosphérique, la composition chimique de l'atmosphère ont été laissées systématiquement de côté.

Après avoir indiqué les procédés d'observation employés en météorologie, j'expose les principaux résultats acquis jusqu'à ce jour. Dans cet exposé, je suis la méthode que l'homme a suivie lui-même pour pénétrer peu à peu les secrets de la nature : il a commencé par observer les phénomènes à l'endroit qu'il habitait, puis il a comparé ses observations à celles des autres hommes, et enfin il a cherché à établir les relations des différents phénomènes entre eux.

Je me suis étendu assez longuement sur les principales applications de la météorologie aux problèmes de la prévision du temps, aux arts militaires, à l'aéronautique, à l'agriculture. Et je crois répondre ainsi aux préoccupations

tions positives des générations nouvelles, toujours prêtes à demander : à quoi cela sert-il ?

J'ai eu la chance assez rare d'être chargé des études météorologiques dans deux expéditions scientifiques, l'une dans les régions polaires, l'autre dans les régions tropicales, et de diriger ensuite le service météorologique des armées et de la marine pendant la guerre. C'est dire que, dans tous les chapitres de ce petit livre, j'ai pu me référer à des recherches personnelles. J'applique ainsi à la lettre le principe de Taine : « On n'a pas le droit de parler d'une science spéciale, si l'on n'a pas travaillé soi-même, par des recherches originales et avec des procédés techniques, sur une ou plusieurs questions de détail ».

J. R.

CHAPITRE PREMIER

LES PROCÉDÉS D'OBSERVATION

I. — LA TEMPÉRATURE

Remarque préliminaire. — Les manuels de météorologie s'encombrent d'ordinaire de recommandations minutieuses pour apprendre à faire de bonnes observations. Ces recommandations sont certainement très utiles, mais elles sont, pour la plupart, évidentes : il est évident qu'il faut lire avec exactitude les instruments dont on se sert, qu'il faut noter les observations sur des registres, sans oublier d'indiquer l'heure et la date, qu'il faut comparer les indications des instruments entre elles, etc. En un mot, il faut faire les observations météorologiques avec soin, comme toutes les observations scientifiques. Je ne veux pas revenir sur ces recommandations au sujet de chaque instrument, et je ferai une fois pour toutes cette observation au début de ce livre.

Beaucoup d'instruments dont nous aurons à nous occuper sont déjà étudiés dans les cours élémentaires de physique et je me contenterai d'indiquer leurs particularités météorologiques. Des autres, je ne puis donner que le principe et la description sommaire. Chaque constructeur délivre, d'ailleurs, avec ses instruments, des notices explicatives complètes, auxquelles il sera nécessaire de se reporter pour obtenir un bon fonctionnement.

Température de l'air. — Le thermomètre ordinaire, dont on se sert en météorologie pour mesurer la tempé-

rature de l'air est un thermomètre à mercure, à réservoir allongé, gradué sur sa tige. La graduation, faite en degrés centigrades, doit permettre l'appréciation du dixième de degré.

On sait que, dans la graduation *centigrade*, le zéro correspond à la température de la glace fondante, le point 100 à la température de l'eau en ébullition sous la pression de 760 mm. et à la latitude de 45°. La graduation *Réaumur*, aujourd'hui à peu près abandonnée, a le même zéro, mais marque 80 au lieu de 100. Dans la graduation *Fahrenheit*, employée dans les pays de langue anglaise, le zéro centigrade correspond à 32, et 100 à 212. Pour convertir les degrés centigrades en degrés Fahrenheit, la règle est la suivante : multiplier par 1,8 et ajouter 32. Ce qui peut se faire mentalement ainsi : multiplier par 2, soustraire $\frac{1}{10}$ du produit et ajouter 32. Ou bien encore, en appelant F, C, R les degrés Fahrenheit, centigrades et Réaumur, on a la formule :

$$\frac{F - 32}{9} = \frac{C}{5} = \frac{R}{4}$$

Récemment, les services météorologiques anglais ont adopté la graduation dite *absolue*, qui consiste à ajouter + 273° aux degrés centigrades.

Les limites de la graduation des thermomètres dépendent naturellement de la région où l'on doit observer. Si l'on craint d'avoir des températures inférieures à — 40°, température de congélation du mercure, il faut se munir de thermomètres à alcool. Les thermomètres à alcool sont moins précis que les thermomètres à mercure : la loi de la dilatation de l'alcool est loin d'être une loi linéaire en fonction de la température, et d'autre part, l'alcool n'est pas un liquide très bien défini, parce qu'il contient plus ou moins d'eau ; l'alcool doit être incolore ou très faiblement coloré : les alcools très colorés encrassent le tube et finissent par donner des indications très fausses (1).

(1) Les inconvénients de l'alcool comme liquide thermométrique ont fait préconiser, pour le remplacer, des hydrocarbures et particulièrement, le toluène et le pentane.

Qu'il s'agisse de thermomètre à mercure ou de thermomètre à alcool, il faut bien s'assurer que la colonne de liquide est continue et qu'aucune partie d'alcool ou de mercure n'est restée à la partie supérieure du tube, ce qui arrive quelquefois. Dans ce cas, une secousse brusque suffit généralement à rétablir la continuité de la colonne de liquide.

Les thermomètres sont fournis par le constructeur avec un bulletin de correction indiquant leur erreur, erreur qui peut se modifier à la longue, et il est bon de vérifier de temps en temps le zéro du thermomètre. Cette opération se fait très facilement en plaçant le thermomètre dans la glace *fondante* et en ne laissant affleurer de la tige que la partie juste nécessaire pour permettre la lecture.

Les thermomètres doivent avoir été étalonnés tout le long de la graduation. La variation de l'erreur du zéro s'ajoute, avec son signe, aux différentes parties de l'échelle. Par exemple, si le bulletin du constructeur donnait une correction au zéro de $- 0^{\circ}2$ et si nous avons trouvé une erreur du zéro de $+ 0^{\circ}1$, il faudra ajouter $+ 0^{\circ}3$ à toutes les corrections indiquées primitivement.

Thermomètre-fronde. — Le thermomètre-fronde est l'instrument qui permet de mesurer la température de l'air de la façon la plus exacte. C'est un petit thermomètre, à mercure ou à alcool, suivant les températures à mesurer, dont la tige, terminée par un anneau, est attachée à un cordon de 70 centimètres de longueur environ. Pour prendre la température, on fait tourner le thermomètre en fronde, et ce mouvement rapide le met en contact avec une grande masse d'air. L'observateur se met à l'ombre, face au vent, et doit lire la température assez vite, pour que la chaleur du corps n'ait pas le temps d'agir. Les observations faites au soleil par ce

procédé ne diffèrent d'ailleurs de celles faites à l'ombre que de quelques dixièmes de degré.

Thermomètre à maxima. — Les thermomètres à maxima sont destinés à indiquer la plus haute température subie dans l'intervalle de deux observations.

Le modèle généralement employé est le *thermomètre de Negretti*. C'est un thermomètre à mercure, dont la tige présente, tout près du réservoir, une partie étranglée, de section beaucoup plus petite que le reste. Tant que la température s'élève, le mercure, qui se dilate et n'est pas compressible, franchit aisément la partie rétrécie de la tige ; au contraire, dès que la température baisse, comme il n'y a aucune force qui pousse le mercure vers le réservoir, la colonne liquide, qui a dépassé le rétrécissement, reste en place dans la tige et son extrémité supérieure continue à indiquer la température maxima qui a été atteinte. L'instrument doit être installé dans une position légèrement inclinée sur l'horizon, le réservoir vers le bas.

Une fois l'instrument lu, pour le rendre apte à marquer la température maxima qui se produira au cours d'une nouvelle période, il faut le faire partir de la température de l'air au moment de l'observation. Il suffit pour cela de donner à l'instrument des petites secousses, de façon à faire réintégrer dans le réservoir le mercure qui lui manque.

On étalonne le thermomètre à maxima par comparaison avec un thermomètre ordinaire, en les plongeant tous les deux dans un vase plein d'eau.

Thermomètre à minima. — Les thermomètres à minima indiquent la température la plus basse subie dans l'intervalle de deux observations.

Le *thermomètre de Ruthérford*, généralement em-

ployé, est un thermomètre à alcool, dans la tige duquel peut glisser un index d'émail. Quand la température s'élève, l'alcool passe entre les parois du tube et l'index, sans le déplacer. Lorsque la température diminue, l'extrémité supérieure de l'index est entraînée, par adhérence, avec l'extrémité supérieure de la colonne d'alcool. L'instrument doit être installé, comme le thermomètre à maxima, dans une position légèrement inclinée sur l'horizontale, le réservoir en bas.

Pour remettre le thermomètre à minima en état de fonctionner après une observation, il suffit de le placer verticalement le réservoir en haut : par son propre poids, l'index descend jusqu'à l'extrémité de la colonne d'alcool.

Le thermomètre à minima s'étalonne comme un thermomètre ordinaire.

Thermomètre enregistreur. — Dans le modèle de thermomètre enregistreur le plus répandu, l'organe sensible est un tube métallique recourbé et rempli d'alcool, analogue à un tube de Bourdon. L'une des extrémités du tube est fixe, l'autre se déplace suivant les contractions ou les dilatations du liquide dues aux variations de température. Ces mouvements se transmettent à une plume par des leviers, et ils s'inscrivent sur une feuille de papier convenablement graduée, portée par un cylindre auquel un mouvement d'horlogerie donne un mouvement uniforme de rotation.

Une vis de réglage permet de déplacer légèrement la partie fixe du tube rempli d'alcool, de façon à faire indiquer à la plume la température exacte. Dans le modèle couramment employé, une variation de température de 1° correspond à un déplacement de 1 mm. à 1,5 mm. de la plume sur la feuille de l'enregistreur.

Mais on construit des instruments plus sensibles, à lames bi-métalliques (voir page 49), permettant d'apprécier le cinquantième de degré.

Naturellement, le thermomètre enregistreur ne peut donner, d'une façon précise, que les variations de température et il est nécessaire de l'étalonner souvent par comparaison avec un thermomètre ordinaire. Il va de soi que la marche du mouvement d'horlogerie doit être aussi vérifiée et l'heure exacte marquée par des repères sur la feuille de papier.

Abri météorologique. — Lorsqu'on observe la température à un thermomètre fixe, il est nécessaire de prendre des précautions pour que l'instrument ne soit pas influencé par les réverbérations des objets voisins, auquel cas il indiquerait sa propre température, mais non la température de l'air. Dans ce but, on lui construit un abri spécial, qu'on nomme *abri météorologique*. Plusieurs modèles d'abris sont en usage et tous sont bons, à condition qu'ils permettent une bonne ventilation, qu'ils soient assez élevés pour que la réverbération du sol ne soit pas à craindre (une hauteur de 1 m. 50 suffit, et il est préférable que le sol soit gazonné tout autour) et qu'ils mettent le thermomètre à l'ombre à toute heure du jour. Un bon abri est l'*abri anglais*, constitué par une sorte de grande caisse, dont tous les côtés verticaux sont des persiennes. Un double rang de persiennes vaut évidemment encore mieux. Les dimensions de cette caisse doivent être de 1 mètre sur 60 centimètres, car l'on met généralement sous abri plusieurs instruments (thermomètre ordinaire, thermomètre à maxima, à minima, thermomètre enregistreur, ainsi que les instruments destinés à mesurer l'humidité). Une porte, placée sur une des faces verticales et du côté opposé au soleil, permet la lec-

ture. Le toit, qu'il est bon aussi de faire à double paroi, est incliné pour permettre l'écoulement des eaux de pluie. Dans les régions neigeuses, par fort vent, la neige a vite fait de pénétrer dans l'abri et de le remplir. Pour le protéger, on cloue à l'intérieur des persiennes une toile métallique, et, malgré cette précaution, il arrivera souvent, en montagne ou dans les régions polaires, que la neige, sous forme pulvérulente, aura réussi à se glisser dans l'intérieur.

La même précaution doit être prise dans les pays sujets à des tempêtes de sable.

L'abri lui-même doit être autant que possible à l'ombre, car il arrive toujours à s'échauffer et à fausser ainsi les indications des thermomètres. Pour le mettre à l'ombre, on dispose, à quelque distance, des stores en toile qui l'abritent.

Dans les pays chauds, l'abri est souvent une vaste construction de 2 mètres sur 3 mètres, dont les parois sont en persiennes, et dans laquelle peut pénétrer un observateur. Un toit de case en chaume, supporté par des piquets, constitue aussi un excellent abri.

Pendant un voyage d'exploration, on peut se servir d'un abri portatif, constitué simplement par une sorte de capuchon en toile porté par des bambous et soutenu sur le sol par des haubans. Cet abri donne, le jour, en plein soleil, des températures généralement trop hautes.

A bord d'un navire, l'abri météorologique doit être installé sur une passerelle, à l'avant des cheminées. La toile métallique protectrice est à recommander, car elle évite, au moins dans une certaine mesure, les dépôts de sels, qui ne manquent pas de se produire sur les instruments, et qui nuisent à leur bon fonctionnement.

Quel que soit l'abri employé, il est indispensable de vérifier son efficacité, en faisant souvent des observations simultanées au thermomètre-fronde,

Température du sol. — Pour mesurer la température de la surface du sol, on dispose le thermomètre à même le sol, en recouvrant le réservoir d'une légère couche de terre et en se plaçant dans un endroit absolument découvert. Les variations de la température du sol étant beaucoup plus grandes que celles de l'air, il faudra que les thermomètres employés à cet usage aient une graduation très étendue.

Pour mesurer la température du sol en profondeur, on emploie quelquefois des thermomètres à longue tige, dont le réservoir est enfoncé à la profondeur voulue, et dont la tige émerge au-dessus du sol, pour permettre la lecture. Dès que la profondeur atteint 50 centimètres, ces thermomètres ne sont plus utilisables. On fore alors un trou à la profondeur voulue, dans lequel on descend un thermomètre dont le réservoir est entouré de matière isolante (terre, paraffine, etc.). On sort rapidement le thermomètre de son trou pour en faire la lecture.

Température de l'eau. — Qu'il s'agisse de l'eau des rivières, des sources ou de la mer, le procédé le plus simple et le plus exact consiste à puiser un seau d'eau et à y plonger immédiatement un thermomètre ordinaire.

Utilisation des observations. — On observe généralement la température de l'air à $1/10^{\circ}$ de degré près. Mais il faut bien se rendre compte que cette température au $1/10^{\circ}$ de degré est simplement celle du thermomètre dont on se sert, qui n'est jamais en équilibre parfait avec l'air. Quelles que soient les précautions prises, on ne peut espérer avoir la température de l'air avec une précision meilleure que le demi-degré.

Toutefois les observations au $1/10^{\circ}$ sont souvent nécessaires, si l'on veut connaître la variation de la température, ou bien si l'on veut comparer une observation à une autre. Si l'on n'observe qu'à un demi-degré près, on pourra se tromper dans le sens des différences, et il pourra en résulter d'importantes erreurs d'appréciation.

Un exemple, qui illustrera la remarque précédente, est donné par les observations faites en mer. Sans entrer dans des

discussions théoriques sur lesquelles nous aurons l'occasion de revenir, on conçoit qu'il soit important de savoir si la température de l'air est supérieure à la température de la mer, ou si c'est l'inverse. Dans un cas, ce sera la mer qui réchauffera l'air ; dans l'autre, ce sera l'air qui réchauffera la mer, et chacun de ces processus a des résultats différents. Or il s'agit souvent, entre l'air et la mer, de différences de température inférieures à 1° : si nous observons les températures de l'air et de la mer à un demi-degré près, il ne sera pas possible de mettre en relief ces différences.

Lorsqu'on a un bon enregistreur, il suffit souvent de faire une seule observation par jour pour étalonner l'instrument. L'observation des thermomètres à maxima et à minima donne deux autres comparaisons. Sur la feuille du thermomètre enregistreur, on relève alors toutes les températures dont on a besoin. Pour une étude de climatologie complète, on s'astreint généralement à relever toutes les températures horaires. Leur moyenne donnera la température moyenne de la journée, valeur qui, à mon avis, n'a pas une grande signification, car deux journées, très dissemblables au point de vue thermique, peuvent avoir la même température moyenne (1).

L'observation des extrêmes donne une indication plus exacte sur la physionomie de la journée. Ces températures extrêmes, afin d'éviter toute ambiguïté, doivent bien correspondre au jour marqué allant de minuit à minuit. Pour qu'il n'y ait pas d'erreur dans la date,

(1) Parmi les très nombreux exemples que l'on peut citer à l'appui de cette opinion, je donnerai les suivants, empruntés à une étude de M. Eiffel sur les températures de Paris en 1907 :

Dates	Moyenne	Maximum	Minimum
2 mars	3°8	11°6	— 1°4
6 mars	3°8	5°9	1°2
5 mars	4°6	10°5	— 1°3
6 décembre	4°6	6°8	3°2
31 mars	12°0	22°6	2°8
26 novembre	12°0	14°5	8°9

il y a avantage à les prendre sur l'enregistreur, naturellement corrigé d'après les observations directes.

Une bonne façon d'utiliser les températures est de calculer le nombre de jours où la température a été comprise entre telle ou telle valeur. On trouve rarement cette indication dans les ouvrages de climatologie, et c'est dommage. La seule indication fréquemment calculée est le nombre de jours de gelée, c'est-à-dire le nombre de jours où la température est descendue au-dessous de 0° .

La moyenne de toutes les observations prises à la même heure pendant un mois, une saison, une année donne la *variation diurne* moyenne de la température.

La différence entre la température maxima et la température minima de la journée s'appelle *l'amplitude diurne*.

La moyenne des amplitudes de chaque jour est l'amplitude diurne moyenne. Ce nombre n'est pas le même, il faut bien le remarquer, que la variation diurne moyenne, car les maxima et les minima ne se produisent pas chaque jour à la même heure.

L'amplitude absolue d'un mois, d'une saison, d'une année est la différence entre la température maxima et la température minima relevées pendant le mois, la saison, l'année.

La *variabilité de la température* est la moyenne des différences entre les températures moyennes de deux jours successifs. La variabilité ainsi calculée élimine les variations régulières et permet de mettre en évidence la fréquence des perturbations.

Au point de vue de l'agriculture, on calcule aussi ce qu'on appelle les *températures accumulées*. On a montré que les températures inférieures à 6° n'ont pas d'action sur la croissance des végétaux, et que, pour accomplir les différentes phases de la végétation, les

plantes ont besoin de recevoir une certaine quantité totale de chaleur, qu'on peut commodément évaluer en additionnant toutes les températures moyennes diurnes supérieures à 6°. C'est ce total qui est appelé températures accumulées.

Cartes d'isothermes. — Pour comparer entre elles les températures de stations différentes, on inscrit leurs valeurs sur une carte muette à l'emplacement des stations et on joint par une ligne les stations qui ont la même température, en interpolant au besoin entre des stations voisines. Les lignes ainsi obtenues sont des *isothermes* et l'ensemble constitue une carte d'isothermes. On dresse des cartes d'isothermes mensuelles, saisonnières, annuelles, dans un but climatologique, et des cartes d'isothermes simultanées, correspondant à des observations de température faites au même instant dans les différentes stations. Ces dernières cartes servent surtout à l'étude des phénomènes et à la prévision du temps. Si l'on joint par une ligne les stations où la variation de température d'une observation à l'autre a été la même, on obtient des lignes *isallothermes*, dont la considération est aussi très utile à la prévision du temps.

Réduction des températures au niveau de la mer. — Comme nous le verrons, la température de l'air diminue généralement avec l'altitude. Pour tenir compte de cette diminution, lorsque l'on veut comparer des stations d'altitudes diverses, on apporte aux températures observées une correction, afin de les réduire à ce qu'elles auraient été si la station avait été au niveau de la mer. La correction adoptée en France est de 0°,6 pour 100 mètres d'altitude. Mais cette correction est assez arbitraire, et ne peut être valable que pour des

moyennes. La température, ramenée au niveau de la mer pour des stations élevées, ne correspond le plus souvent à aucune réalité.

Actinométrie. — Les actinomètres permettent de mesurer en valeur absolue la quantité de chaleur que la terre reçoit du soleil. Les instruments de cette sorte, qui permettent des mesures précises, sont compliqués et ne sont pas d'un usage courant dans les stations météorologiques. On emploie en météorologie l'*actinomètre d'Arago*, qui ne permet en aucune façon de mesurer la radiation solaire, mais simplement d'en suivre grossièrement les variations. Il se compose de deux thermomètres de mêmes dimensions, enfermés dans une enveloppe de verre dans laquelle on a fait le vide. L'un de ces thermomètres a son réservoir noirci au noir de fumée, l'autre est nu. Placé au soleil, le thermomètre noir s'échauffe davantage que le thermomètre nu, et la différence de température entre les deux thermomètres donne, d'une façon très grossière, la radiation solaire.

II. — LA PRESSION BAROMÉTRIQUE

Baromètre à mercure. — La force élastique de l'air, qui est égale, comme on le sait, à la pression qu'il supporte, ou, comme on dit, à la *pression barométrique* ou *atmosphérique*, se mesure à l'aide de baromètres à mercure ou de baromètres anéroïdes.

Les baromètres à mercure, qui seuls donnent des indications exactes, sont de trois sortes.

Dans le *baromètre Fortin*, décrit dans tous les traités de physique, on ramène, avant de faire une observa-

tion, le niveau du mercure de la cuvette à une hauteur parfaitement déterminée par une pointe d'ivoire portée par l'instrument. Pour faire ce réglage du niveau du mercure, on fait monter ou descendre, au moyen d'une vis, le fond de la cuvette, constitué par une peau de chamois.

Le réglage du niveau est assez délicat, aussi est-il supprimé dans le *baromètre à large cuvette*. Dans ce baromètre, le niveau du mercure n'est pas toujours à la même hauteur dans la cuvette. La graduation de l'instrument tient compte de ces variations.

Le *baromètre marin*, employé à bord des navires, est construit sur le même principe que le baromètre à large cuvette. Afin d'éviter que les mouvements du navire ne fassent osciller continuellement la colonne de mercure, ce qui rendrait toute lecture impossible, le tube barométrique est très rétréci sur une partie de sa longueur.

Pour transporter le baromètre Fortin et le baromètre à large cuvette, on fait remplir au mercure toute la cuvette et tout le tube, en agissant sur la vis placée dans la partie inférieure de la cuvette (1). Lorsque le mercure arrive en haut du tube, on doit entendre un petit bruit sec, s'il n'y a pas d'air dans le tube. S'il y a de l'air, le baromètre est en mauvais état et il faut le faire réparer. Le baromètre Fortin se transporte d'ailleurs beaucoup plus facilement que le baromètre à large cuvette et est vraiment à recommander en exploration. Pour transporter le baromètre marin, on se contente de l'incliner doucement avant de le mettre dans sa boîte.

Observation des baromètres à mercure. Graduation.

— Les baromètres s'installent *verticalement* contre un

(1) Dans le baromètre à large cuvette, il faut que cette vis soit dévissée à bloc quand l'instrument est en fonction, afin que le fond de la cuvette repose bien à la hauteur prévue.

mur, dans une pièce dont les variations de température ne sont pas grandes. En voyage ou en exploration, on installe l'instrument sur un trépied. Il faut empêcher les rayons du soleil de tomber directement sur le baromètre, et naturellement il faut le placer dans un endroit suffisamment éclairé, pour que la lecture de la graduation soit facile.

La hauteur du mercure dans le tube se lit à l'aide d'un vernier, dont on fait tangenter le zéro à la surface du ménisque de mercure. Ce vernier donne en général le dixième de millimètre. Le baromètre porte un thermomètre, dont il faut lire la température, afin de corriger la hauteur barométrique, comme nous le verrons plus loin.

La plupart des instruments français sont gradués en millimètres, et la pression barométrique s'exprime en millimètres de mercure. Quand on dit que la pression est de 760 mm., cela veut dire qu'une colonne de mercure de 760 mm. de hauteur fait équilibre au poids de l'air.

Les pays de langue anglaise expriment la hauteur de mercure avec leur unité de longueur, le pouce (1 inch = 25,40 mm).

Réduction du baromètre à zéro. — La hauteur du mercure dans le tube du baromètre dépend de la température de l'instrument. Pour rendre toutes les observations comparables, on ramène la hauteur du mercure à ce qu'elle serait si la température de l'instrument était de 0°. Connaissant la température de l'instrument, donnée par le thermomètre qu'il porte, ainsi que le coefficient de dilatation du mercure, il est facile de corriger la pression. La correction doit être retranchée du nombre lu, si la température est au-dessus de 0° ; elle doit être ajoutée, si la température est au-dessous

de 0°. La correction doit faire état aussi des dilatations de l'échelle sur laquelle se font les lectures.

La Table de la page 18 donne cette correction en millimètres avec une approximation suffisante dans la pratique.

A défaut de table, on peut se rappeler que la correction exprimée en millimètres est à peu près égale aux 12 centièmes de la température pour les pressions ordinaires.

Reduction à la gravité normale. — Les hauteurs barométriques sont influencées par les variations de la gravité. Pour comparer entre elles des mesures faites en des lieux différents, il faut les rapporter toutes à la gravité normale, qui est la gravité à 45° de latitude et au niveau de la mer.

Si dans un lieu de latitude φ et à une altitude Z , la pression est représentée par une colonne de mercure, réduite à 0°, de hauteur, h , la hauteur équivalente h_0 , réduite à la gravité normale, est donnée par l'expression :

$$h_0 = h (1 - 0,00759 \cos 2\varphi) (1 - 0,000000196 Z)$$

Des tables spéciales facilitent le calcul de cette expression. Nous nous contenterons d'indiquer la valeur de la correction à diverses latitudes, pour des stations situées au niveau de la mer et pour une pression de 760 mm. La correction est à retrancher pour les latitudes inférieures à 45°, à ajouter pour les latitudes supérieures à 45°.

LATITUDE	CORRECTION
40° — 50°	0 ^{mm} ,34
30° — 60°	0 ,98
20° — 70°	1 ,51
10° — 80°	1 ,85
0° — 90°	1 ,97

TEMPÉRATURE du BAROMÈTRE	HAUTEUR BAROMÉTRIQUE			
	650	690	730	770
1°	0,1	0,1	0,1	0,1
2	0,2	0,2	0,2	0,3
3	0,3	0,3	0,4	0,4
4	0,4	0,5	0,5	0,5
5	0,5	0,6	0,6	0,6
6	0,6	0,7	0,7	0,8
7	0,7	0,8	0,8	0,9
8	0,9	0,9	1,0	1,0
9	1,0	1,0	1,1	1,1
10	1,1	1,1	1,2	1,3
11	1,2	1,2	1,3	1,4
12	1,3	1,4	1,4	1,5
13	1,4	1,5	1,6	1,6
14	1,5	1,6	1,7	1,8
15	1,6	1,7	1,8	1,9
16	1,7	1,8	1,9	2,0
17	1,8	1,9	2,0	2,1
18	1,9	2,0	2,1	2,3
19	2,0	2,1	2,3	2,4
20	2,1	2,3	2,4	2,5
21	2,2	2,4	2,5	2,6
22	2,3	2,5	2,6	2,8
23	2,4	2,6	2,7	2,9
24	2,5	2,7	2,9	3,0
25	2,6	2,8	3,0	3,1
26	2,8	2,9	3,1	3,3
27	2,9	3,0	3,2	3,4
28	3,0	3,1	3,3	3,5
29	3,1	3,3	3,4	3,6
30	3,2	3,4	3,6	3,8

Millibars. — Le millimètre de mercure, même ramené à 0°, n'est pas une unité parfaitement définie, à cause des variations de la pesanteur. D'autre part, ces unités de longueur, appliquées à une mesure de pression, ne sont pas logiques. Aussi, beaucoup de services météorologiques leur ont substitué récemment une unité, le *millibar*, dérivée des unités de pression habituelles en physique, et complètement indépendante du lieu.

Si, en unités C. G. S. ρ est la densité du mercure au moment de l'expérience (masse de l'unité de volume), g l'accélération de la pesanteur du lieu où l'on se trouve, H la hauteur de la colonne barométrique exprimée en centimètres, on a, pour la pression correspondante P , en unités C. G. S. de pression, ou *baryes* (dynes par centimètre carré) :

$$P = \rho \times g \times H$$

Mais cette formule conduirait à des nombres trop grands. On a été ainsi conduit à adopter une unité plus grande. Le *bar* vaut 10^6 baryes ; le *millibar*, que l'on emploie ordinairement, vaut donc 1000 baryes.

Si l'on exprime, comme c'est l'usage, H en millimètres, on a pour formule de conversion, P étant exprimé en millibars (mb.) :

$$P_{mb} = \frac{\rho \times g \times H}{10}$$

On trouve que 1000 mb. = 750,016 mm., à 0° et par 45° de latitude.

Pratiquement, on peut donc écrire :

$$H_{mm} = \frac{750}{1000} P_{mb} = \frac{3}{4} P_{mb},$$

formule extrêmement commode dans la pratique, qui permet de faire approximativement à vue la transformation des millimètres en millibars, ce qui facilite la lecture des documents météorologiques où la notation est donnée en millibars.

La coïncidence des pressions, cotées dans les deux systèmes, se fait pour quelques-unes :

780 mm.	=	1040 mb.
765 mm.	=	1020 mb.
750 mm.	=	1000 mb.
735 mm.	=	980 mb.
720 mm.	=	960 mb.

Cette table de correspondance s'applique à tous les cas, si

les hauteurs lues ont été préalablement réduites à 0° et à la latitude de 45°.

Réduction au niveau de la mer. — La pression atmosphérique diminue avec l'altitude, et la diminution de la pression est beaucoup plus régulière que la diminution de la température. Pour étudier la distribution de la pression sur une certaine étendue, il faut éliminer l'influence de l'altitude et ramener toutes les observations à ce qu'elles auraient dû être, si elles avaient été faites au même niveau. Le niveau adopté, quand il ne s'agit que d'altitudes assez basses, est le niveau de la mer.

Nous donnerons quelques détails dans le chapitre II, page 71, sur la loi de la variation de la pression avec l'altitude. La Table de la page 21 donne, en fonction de la pression barométrique au niveau de la mer et de la température, la correction pour avoir la pression dans un lieu d'altitude connue.

La Table ne donne qu'une approximation de 1 mm., suffisante dans la plupart des cas.

La Table permet aussi de réduire au niveau de la mer une pression barométrique observée à une altitude connue. Il faut alors procéder par approximations successives.

Exemples : 1° On a observé, au niveau de la mer, une pression de 745 mm. Pour une température de l'air de 25°, quelle est la pression à une altitude de 450 mètres ?

La Table donne, pour 450 mètres, 740 mm. et 30° une correction de — 37 mm.

La pression barométrique à l'altitude de 450 mètres est : $745 - 37 = 708$ mm.

2° On a observé, à l'altitude de 300 mètres, une pression de 732 mm. et une température de 12°. Quelle est la pression au niveau de la mer ?

La Table donne pour 300 m. et 10° une correction d'environ 26 mm. Une première approximation donne pour la pression réduite au niveau de la mer : $732 + 26 = 758$ mm.

Pour 300 m., 10° et 760 mm., la table donne 27 mm. de correction.

La pression barométrique réduite au niveau de la mer est donc : $732 + 27 = 759$ mm.

ALTITUDES	PRESSION BAROMÉTRIQUE AU NIVEAU DE LA MER								
	760			740			720		
	10°	10°	30°	10°	10°	30°	10°	10°	30°
25 ^m	2	2	2	2	2	2	2	2	2
50	5	5	4	4	4	4	4	4	4
75	7	7	6	7	6	6	7	6	6
100	10	9	9	9	9	8	9	9	8
125	12	11	11	12	11	10	12	11	10
150	15	14	13	14	13	12	14	13	12
175	17	16	15	17	15	14	16	15	14
200	19	18	17	19	18	17	19	17	16
225	21	20	19	21	20	19	21	19	18
250	24	22	21	24	22	21	23	21	20
275	27	25	23	26	24	23	25	23	22
300	29	27	25	28	26	25	27	25	24
325	31	29	27	30	28	27	29	27	26
350	34	31	29	33	31	29	32	30	28
375	36	33	31	35	33	31	34	32	30
400	38	36	34	37	35	33	36	34	32
425	41	38	36	40	37	35	39	36	34
450	43	40	38	42	39	37	41	38	35
475	45	42	40	44	41	39	43	40	37
500	48	45	42	46	43	41	45	42	39
550	53	49	46	51	48	45	50	46	43
600	57	53	50	55	52	48	54	50	47
650	61	57	54	59	56	52	59	54	50
700	66	62	58	64	60	56	63	58	54
750	70	66	62	69	64	60	67	62	58
800	75	70	66	73	68	64	71	66	62
850	80	74	70	78	72	68	75	70	66
900	84	78	74	82	76	71	79	74	69
950	88	82	78	86	80	75	83	78	73
1000	93	86	81	90	84	79	87	82	76

Baromètre anéroïde. — L'organe fondamental d'un baromètre arénoïde est une *coquille de Vidi*, capsule métallique plate, de forme cylindrique, dont les deux bases sont ondulées, et dans laquelle on a fait le vide. Un ressort antagoniste, intérieur ou extérieur, empêche les deux faces opposées de venir en contact, sous l'effet de la pression atmosphérique. Un poids joue parfois le même rôle que ce ressort. Lorsque la pression atmosphérique augmente ou diminue, la hauteur de la boîte diminue ou augmente, et on rend ces variations sensibles en les amplifiant par un système de leviers, reliés à une aiguille mobile sur un cadran, gradué par comparaison avec un baromètre à mercure.

Le baromètre anéroïde n'est pas aussi précis que le baromètre à mercure et il doit lui être souvent comparé pour donner des indications utilisables. Il a l'avantage d'être plus robuste, facile à transporter et de permettre les observations de pression sur un navire par mer très agitée, alors que les baromètres à mercure, même les baromètres marins, ne peuvent être employés.

Les observations faites sur un baromètre anéroïde subissent naturellement, s'il y a lieu, les réductions au niveau de la mer. Les réductions à la gravité normale et à zéro, spéciales aux baromètres à mercure, ne se font pas. Théoriquement les baromètres anéroïdes doivent être insensibles à la température ; pratiquement ils en subissent l'influence, mais il n'est guère possible de corriger les lectures, car chaque instrument a son coefficient propre de variation.

Les altimètres employés en aéronautique ne sont que des baromètres anéroïdes, qui indiquent l'altitude d'après la diminution de la pression à mesure qu'on s'élève.

Baromètre enregistreur. — Si l'aiguille d'un baromètre anéroïde porte une plume inscrivant ses déplacements sur un cylindre tournant proportionnellement au temps, on aura un baromètre enregistreur, instrument excellent pour indiquer d'une façon apparente les variations de pression.

Thermomètre hypsométrique. — On sait que la température d'ébullition de l'eau dépend de la pression ambiante. Le thermomètre hypsométrique se compose d'une étuve à eau, chauffée par une lampe à alcool et dans laquelle on place un thermomètre très sensible, donnant le centième de degré. Une table, fournie avec l'instrument, qu'on trouve d'ailleurs dans tous les traités de physique, donne la pression correspondant à la température d'ébullition.

La pression déduite de la température du thermomètre hypsométrique est la pression vraie, indépendante des variations de la pesanteur. Par comparaison avec un baromètre à mercure, l'hypsomètre permet, dans une certaine mesure, de connaître les variations de la pesanteur.

Utilisation des observations. — Les pressions barométriques s'observent généralement au dixième de millimètre près. Deux ou trois observations au baromètre à mercure suffisent par jour, le baromètre enregistreur donnera, avec toute la précision désirable, les variations de la pression dans l'intervalle des observations.

Si l'on veut étudier la *variation diurne*, on relève, sur le baromètre enregistreur, les valeurs de la pression toutes les heures et on prend la moyenne de chaque heure pour chaque mois.

On note aussi chaque jour la différence entre la pression maxima et minima observée ce jour-là, diffé-

rence qu'on appelle *amplitude barométrique diurne*. La moyenne des amplitudes diurnes donne l'amplitude moyenne du mois qui est plus grande que la variation diurne moyenne pour les raisons que nous avons données au sujet de la température.

Cartes d'isobares. Gradient barométrique. Cyclone. Anticyclone. — Si, sur une carte, l'on joint par une ligne les stations où la pression atmosphérique est la même, on obtient une carte d'*isobares*. On construit des cartes d'isobares moyennes, mensuelles ou annuelles, et aussi des cartes d'isobares simultanées, qui correspondent à des pressions barométriques observées au même instant dans les différentes stations. Il est intéressant, comme nous le verrons, de mesurer l'écartement des isobares sur la carte, écartement qu'on appelle *gradient barométrique*. Le gradient barométrique se mesure perpendiculairement à la direction des isobares. Il est égal à 1, lorsque la distance, qui sépare deux isobares différent de 1 millimètre, est égale à 60 milles (111 km.). Un gradient de 5 correspondra à 2 isobares, différent de 1 millimètre, distantes de 12 milles (le cinquième de 60 milles) ou, ce qui revient au même, à 2 isobares différent de 5 millimètres, distantes de 60 milles.

On distingue deux formes principales d'isobares : le *cyclone* ou la *dépression barométrique*, où les isobares entourent un point central où la pression est plus basse qu'à la périphérie ; l'*anticyclone*, où la pression est plus haute au centre qu'à la périphérie.

Si, sur une carte, l'on joint par un ligne les stations où la variation de la pression barométrique entre deux observations a été la même, on obtient une carte d'*isallobares*. Les isallobares, comme les isobares, se groupent d'ordinaire en systèmes fermés et leur étude est importante pour la prévision du temps.

III. — L'HYGROMÉTRIE

PROCÉDÉS DE MESURE

Définitions. — L'air atmosphérique peut contenir l'eau à ses trois états : état solide (neige, grêle, nuages constitués de cristaux de glace), état liquide (nuages ordinaires), état gazeux (vapeur d'eau). C'est de cette vapeur d'eau que s'occupe l'hygrométrie .

La proportion de vapeur d'eau contenue dans l'air se définit de plusieurs façons :

1° Par le *poids*, p , de la vapeur d'eau contenue dans un mètre cube d'air ;

2° Par l'*humidité absolue*, ou *tension actuelle de la vapeur d'eau*, f , qui est la pression de la vapeur d'eau, supposée isolée des gaz avec lesquels elle forme l'air. Cette tension se mesure, comme la force élastique des gaz et comme la pression atmosphérique, par la hauteur de la colonne de mercure qui lui fait équilibre (exprimée en millimètres, ou en millibars).

Lorsque l'air est saturé, l'humidité absolue est nommée *tension maxima de la vapeur d'eau*, F .

La tension maxima de la vapeur d'eau varie suivant la température. Pour une température donnée, la tension de vapeur ne peut pas dépasser la tension maxima. Si la quantité de vapeur d'eau augmente, elle se condense aussitôt. C'est la raison pour laquelle la température correspondante s'appelle le *point de rosée*.

3° La proportion de vapeur d'eau contenue dans l'air se définit aussi par l'*état hygrométrique*, e , ou *frac-*

tion de saturation $e = \frac{f}{F}$. L'*humidité relative* est la

fraction de saturation multipliée par 100, afin d'éviter les nombres décimaux.

Entre le poids p de la vapeur d'eau contenue dans 1 mètre cube d'air, la tension actuelle f et la tension maxima F (exprimées toutes deux en millimètres) il existe une relation facile à établir.

Si t est la température de l'air, le poids du mètre cube d'air en grammes, à la pression f , est égal à

$$1293 \times \frac{f}{760} \times \frac{1}{1 \times 0,00367 t}$$

La densité de la vapeur d'eau par rapport à l'air étant égale à 0,623, on aura le poids du mètre cube de vapeur, dans les conditions données, en multipliant l'expression précédente par 0,623.

$$p^{sr} = 1293 \times \frac{f}{760} \times \frac{1}{1 \times 0,00367 t} \times 0,623$$

ou, en fonction de l'état hygrométrique e et de la tension maxima F ,

$$p^{sr} = 1293 \times \frac{e \times F}{760} \times \frac{1}{1 \times 0,00367 t} \times 0,623$$

Pratiquement, la tension actuelle, exprimée en millimètres, est très sensiblement égale au poids, exprimé en grammes, de la vapeur d'eau contenue dans un mètre cube d'air.

Psychromètre. — L'instrument couramment employé en météorologie pour mesurer l'humidité de l'air est le psychromètre. L'hygromètre à condensation, décrit dans les cours de physique, est un instrument de laboratoire.

Le psychromètre se compose de deux thermomètres placés côte à côte. L'un d'eux est un thermomètre ordinaire à mercure, et donne la température de l'air. Le réservoir de l'autre est mouillé par une mousseline qui l'entoure et constamment imbibée d'eau. Pour mouiller la mousseline, on lui attache une mèche de

coton qui trempe dans un bocal rempli d'eau ; l'eau monte dans la mèche et dans la mousseline par capillarité. Bien entendu, il faut que la mousseline soit propre, que l'eau soit douce, etc. Quand la température est inférieure à zéro, on recouvre le réservoir du thermomètre d'une mince pellicule de glace avec un pinceau trempé dans l'eau.

Par suite de l'évaporation qui se produit à la surface du thermomètre mouillé, sa température est abaissée et elle l'est d'autant plus que l'évaporation est plus rapide. Or l'évaporation est d'autant plus rapide que l'air est moins humide. La différence des températures indiquées par le thermomètre sec et le thermomètre mouillé est donc en relation avec la tension de la vapeur d'eau contenue dans l'air au moment de l'observation.

Voici la relation empirique admise généralement :

Si t est la température du thermomètre sec, t' la température du thermomètre mouillé, h la pression atmosphérique, F' la tension maxima de la vapeur d'eau à la température t' , f , tension actuelle de la vapeur d'eau à la température t , est donné par la formule :

$$f = F' - 0,00079 h(t - t') \text{ quand } t' \text{ est supérieur à } 0^{\circ}.$$

$$f = F' - 0,00069 h(t - t') \text{ quand } t' \text{ est au-dessous de } 0^{\circ}.$$

Des tables facilitent le calcul de cette formule. Nous en donnons ci-après, page 29, un extrait, suffisant dans la pratique.

La Table A est une table de tension maxima de la vapeur d'eau en fonction de la température. En entrant dans cette table avec la température t' du thermomètre mouillé, on a F' . On entre ensuite dans la Table B avec la différence $t - t'$ des températures indiquées par le thermomètre sec et le thermomètre mouillé. Le nombre lu en regard se retranche de F' .

Si la pression barométrique est notablement différente de 750 mm., il faut effectuer une correction proportionnelle à la correction indiquée dans la dernière colonne de la Table B pour une variation de 100 mm. à partir de 750 mm. La correction de pression est positive, si la pression est inférieure à 750 mm., négative si la pression est supérieure à 750 mm.

Exemples :

On a $t = 18^{\circ}4$ $t' = 9^{\circ}6$ $t - t' = 8^{\circ}8$ $h = 620$ mm.

La Table A donne pour $t' = 9^{\circ}6$ $F' = 8,9$ mm.

La Table B donne pour $t - t' = 8^{\circ}8$ — 5,2 mm.

Pour $H = 750$ mm., la tension de la vapeur d'eau $f = 3,7$ mm.

La dernière colonne de la Table B donne, pour 100 mm. et $t - t' = 8^{\circ}8$, une correction de 0,7 mm. Pour 750 — 620 = 130 mm., la correction proportionnelle est 0,9 mm.

Donc pour $h = 620$ mm. la tension de la vapeur d'eau $f = 3,7 + 0,9 = 4,6$ mm.

Le psychromètre s'installe dans l'abri météorologique. Il mesure en même temps la température de l'air et l'humidité.

On peut aussi se servir du *psychromètre-fronde*, qui consiste en deux thermomètres, l'un sec, l'autre portant sur son réservoir une mousseline, que l'on trempe dans l'eau au moment de l'observation. On fait tourner au bout d'une ficelle les deux thermomètres. L'instrument présente vis-à-vis du psychromètre ordinaire fixe, les mêmes avantages que présente le thermomètre-fronde, vis-à-vis du thermomètre ordinaire. Il est moins sujet que le psychromètre fixe aux variations de la vitesse du vent qui, en activant l'évaporation, fait varier, pour un même état hygrométrique, la différence entre les deux thermomètres. Son emploi est à recommander à bord d'un navire, où il est difficile d'installer un abri météorologique qui donne toute satisfaction. Les tables psychrométriques ordinaires, calculées pour un psychromètre fixe, doivent subir une correction afin de lui être appliquées.

On construit aussi des *psychromètres à aspiration* : un petit ventilateur, mû à la main, permet de plonger les deux thermomètres, sec et mouillé, dans un courant

Table B

$t - t'$	CORRECTION	CORRECTION de pression pour 100 ^{mm}
<i>Thermomètre mouillé, au-dessous de zéro</i>		
0°	0 ^{mm}	0 ^{mm}
1	0 5	0 1
2	1 0	0 1
3	1 5	0 3
4	2 1	0 3
5	2 6	0 3
<i>Thermomètre mouillé, au-dessus de zéro</i>		
1°	0 6	0 1
2	1 2	0 2
3	1 8	0 3
4	2 4	0 3
5	3 0	0 4
6	3 6	0 5
7	4 2	0 5
8	4 7	0 6
9	5 3	0 7
10	5 9	0 8
11	6 5	0 9
12	7 1	0 9
13	7 7	1 0
14	8 3	1 1

Table A

TEMPÉRATURE	TENSION MAXIMA de la vapeur d'eau	TEMPÉRATURE	TENSION MAXIMA de la vapeur d'eau	TEMPÉRATURE	TENSION MAXIMA de la vapeur d'eau
10°	2 ^{mm} 0	10°	9 ^{mm} 2	18 ^{mm} 5	
—	2 1	11	9 8	19 1	
—	2 3	12	10 5	19 7	
—	2 6	12,5	10 8	20 3	
—	2 8	13	11 2	20 9	
—	3 0	13,5	11 6	21 5	
—	3 3	14	11 9	22 2	
—	3 6	14,5	12 3	22 8	
—	3 9	15	12 7	23 5	
—	4 2	15,5	13 1	24 3	
—	4 6	16	13 6	25 0	
0	4 9	16,5	14 0	25 7	
1	5 3	17	14 4	26 5	
3	5 7	17,5	14 9	27 3	
4	6 1	18	15 4	28 1	
5	6 5	18,5	15 9	28 9	
6	7 0	19	16 4	29 8	
7	7 5	19,5	16 9	30 7	
8	8 0	20	17 4	31 6	
9	8 6	20,5	17 9	33 5	

d'air dont la vitesse est toujours la même. L'instrument a les mêmes qualités que le psychromètre-fronde. Il est seulement plus compliqué, et plus coûteux.

Hygromètre à cheveu. — La longueur d'un faisceau de cheveux dépend de l'humidité de l'air. Il suffira d'amplifier les variations de longueur, pour avoir un instrument qui donne l'humidité. On le graduera par comparaison avec un hygromètre à condensation ou un psychromètre. On obtient facilement la graduation qui correspond à l'humidité relative 100, c'est-à-dire à l'atmosphère saturée, en entourant l'instrument d'une serviette mouillée. C'est là un moyen commode de contrôler un instrument en service.

Les hygromètres enregistreurs sont des hygromètres à cheveu. Ce ne sont pas des instruments précis. Mais au dessous de 0°, par températures assez basses, ils donnent peut-être des indications meilleures que celles du psychromètre, qui est alors inutilisable. La mesure de l'humidité, par les basses températures que l'on rencontre en montagne ou dans les régions polaires, est un problème qui n'est pas encore résolu d'une façon satisfaisante.

Utilisation des observations. — On note généralement sur les registres la tension de la vapeur d'eau et l'humidité relative. On peut calculer la variation diurne mensuelle, comme nous l'avons indiqué pour la température et pour la pression barométrique. Le calcul des valeurs moyennes de chaque jour, des amplitudes diurnes et mensuelles ne présente pas grand intérêt. L'usage des cartes d'égale humidité n'est pas répandu. Pourtant les cartes simultanées d'humidité relative donnent, à mon avis, des indications utiles pour la prévision du temps.

EVAPORATION

A l'étude de l'humidité, se relie la mesure de l'évaporation. On mesure la hauteur d'eau évaporée et on l'exprime en millimètres. Malheureusement, l'évaporation ne dépend pas seulement de facteurs atmosphériques (température, pression barométrique, humidité, vitesse du vent), elle dépend aussi des conditions physiques et topographiques : une mare peu profonde, un lac, une rivière ne donnent pas la même hauteur d'eau évaporée, dans les mêmes conditions météorologiques. Les conséquences qu'on peut déduire des mesures de l'évaporation ne correspondent pas toujours à la réalité.

La façon la plus simple de mesurer l'évaporation est de peser, à deux instants donnés, un vase contenant de l'eau ; la différence des pesées donne la quantité d'eau évaporée, quantité qu'il est facile de transformer en hauteur d'eau, d'après les dimensions du vase. Dans les pays froids, le vase contient de la glace au lieu d'eau et la mesure se fait de la même façon. Les mesures ne sont comparables entre elles que si l'on emploie des vases identiques, car la forme du vase a une grande influence.

DENSITÉ DE L'AIR

Les trois éléments météorologiques : pression atmosphérique, température, humidité, permettent de calculer la densité de l'air, élément qui entre dans tous les calculs de résistance de l'air, et qui joue un rôle important en balistique et en aéronautique.

La formule qui donne le poids en grammes du mètre cube d'air Δ , en fonction de la pression atmosphé-

rique h , de la tension de la vapeur d'eau f , et de la température t est la suivante :

$$\Delta = 1293 \times \frac{h - 0,377 f}{760} \times \frac{1}{1 \times 0,00367 t}$$

h et f sont exprimées en millimètres de mercure.

Des abaques et des tables permettent de résoudre rapidement cette formule. L'influence de la tension de vapeur est toujours faible, elle atteint tout au plus une quinzaine de grammes, lorsque l'air est très humide. Nous nous contenterons d'indiquer qu'à la pression de 760 mm. le mètre cube d'air sec pèse 1342 grammes à $- 10^{\circ}$, et 1165 grammes à $+ 30^{\circ}$; à la température de 15° , le mètre cube d'air sec pèse 1161 grammes par une pression de 720 mm., et 1241 grammes par une pression de 770 mm.

IV. — L'INSOLATION. LA NÉBULOSITÉ. LES PRÉCIPITATIONS

INSOLATION

Héliographes. — Les héliographes mesurent la durée effective de l'insolation, c'est-à-dire le temps pendant lequel le soleil a brillé à un endroit donné.

L'héliographe de Campbell consiste en une sphère de verre qui, lorsqu'elle est frappée par les rayons du soleil, agit comme une lentille et carbonise une bande de carton placée à la distance convenable sur un support concentrique. Le papier est gradué en heures, et il est facile de relever, d'après les endroits carbonisés, le temps pendant lequel le soleil a brillé.

Dans l'héliographe de Jordan, les rayons du soleil impressionnent un papier sensible, au ferro-prussiate.

Le nombre d'heures i , pendant lequel le soleil a brillé, doit être comparé au nombre d'heures I pendant lesquelles il aurait pu briller, c'est-à-dire pendant lesquelles il est resté au-dessus de l'horizon. Le rapport $\frac{i}{I}$ s'appelle *fraction d'insolation*. On calcule ce rapport pour chaque jour ou, plus simplement, pour chaque mois.

NÉBULOSITÉ

Lorsque la vapeur d'eau contenue dans l'air se condense sous forme de nombreuses gouttelettes microscopiques, que la résistance de l'air maintient en suspension dans l'atmosphère en rendant leur chute extrêmement lente, elle constitue des nuages de formes diverses. La quantité d'eau contenue dans un nuage est extrêmement faible, quelques grammes par mètre cube.

La *nébulosité* est la quantité de ciel couvert par les nuages, notée suivant une échelle conventionnelle de 0 à 10 : 0 correspond au ciel sans aucun nuage, 5 au ciel à moitié couvert, 10 au ciel complètement couvert.

La notation de la nébulosité se fait généralement à l'œil : c'est donc une observation assez vague, entachée d'une erreur personnelle souvent assez importante. Si le même observateur fait plusieurs observations par jour, on peut calculer la variation diurne. On calcule aussi les valeurs moyennes diurnes, mensuelles et annuelles.

Quelques météorologistes ont préconisé l'emploi d'instruments plus ou moins compliqués pour rendre les observations plus précises : leur usage ne s'est pas répandu.

Herse néphoscopique. — Pour mesurer la direction que suivent les nuages ainsi que leur vitesse, observations importantes, car elles renseignent d'une façon très simple sur les courants des couches élevées de l'atmosphère, on note les instants où passe un point déterminé du nuage par les dents d'un râteau horizontal de hauteur connue, qui peut tourner autour d'un axe vertical et qu'on oriente parallèlement à la marche du nuage. Cet appareil s'appelle une *herse néphoscopique*. Il a d'ordinaire 2 à 4 mètres de hauteur. La direction du râteau donne la direction suivie par le nuage. D'autre part, comme on connaît, par des mesures antérieures, la hauteur moyenne des nuages de différentes formes, une simple proportion donne la vitesse du nuage. Si, par exemple, avec une herse de 2 mètres de hauteur au-dessus de l'œil de l'observateur, on observe qu'un point d'un nuage, situé à 2000 mètres de hauteur, franchit en 10 secondes l'intervalle égal à 10 centimètres qui sépare deux dents consécutives de la herse,

la vitesse du nuage est de
$$\frac{2000 \times 0,10}{2 \times 10} = 10 \text{ mètres}$$
 par seconde.

L'altitude est loin d'être constante pour chaque type de nuages, et la valeur trouvée pour la vitesse peut s'écarter notablement de la réalité.

Forme des nuages. — La classification généralement adoptée est la suivante :

1° Nuages élevés : *cirrus*, *cirro-stratus*.

Les *cirrus* sont blancs, sans ombres. Ils paraissent très légers, filamenteux, comme formés de mèche d'ouate effilochée. Quelquefois les filaments sont isolés, d'autres fois enchevêtrés et tourmentés, et ils présentent

l'aspect de longs coups de pinceaux jetés au hasard à travers le ciel. Ils sont souvent orientés en longues bandes, qui parcourent tout le ciel, et paraissent converger à l'horizon.

Leur hauteur est comprise entre 8000 mètres et 10000 mètres (1).

Les *cirro-stratus* se présentent sous la forme d'une voile blanchâtre, donnant au ciel une teinte trouble laiteuse. Ils donnent lieu à des halos solaires et lunaires, phénomènes lumineux que nous étudierons spécialement (p. 134). Leur altitude est voisine de 8000 mètres. Les cirrus et les cirro-stratus sont constitués par des paillettes de glace.

2° Nuages intermédiaires : *cirro-cumulus*, *alto-cumulus*, *alto-stratus*.

Les *cirro-cumulus* sont constitués par des groupes, parfois très étendus, de petites balles de flocons blancs, sans ombres, nettement séparés les uns des autres. Leur altitude est de 6000 mètres environ. Le plus souvent, comme les cirrus, ils sont constitués par des petites paillettes de glace.

Les *alto-cumulus* ressemblent aux *cirro-cumulus*, mais ils se distinguent par la taille plus grande des flocons qui les constituent et surtout parce que les flocons présentent des ombres. Leur hauteur est plus basse et ne dépasse pas 4000 mètres.

Les expressions *ciel moulonné*, *ciel pommelé* caractérisent indifféremment les *cirro-cumulus* et les *alto-cumulus*.

(1) La mesure de la hauteur des nuages se fait en observant au même instant le même point d'un nuage à l'aide de deux théodolites placés aux extrémités d'une base de longueur connue, ou encore, en notant la disparition dans le nuage d'un ballon-pilote dont la hauteur est connue. (Voir page 52.)

Les *alto-stratus* couvrent le ciel d'un voile grisâtre, plus foncé que celui des *cirro-stratus*, et ne donnent jamais lieu à des halos, mais à des couronnes. (Voir chapitre II, p. 133). Leur altitude est variable, mais elle est en moyenne de 3000 mètres.

3° Nuages bas : *cumulus*, *strato-cumulus*, *nimbus*.

Le *cumulus* est la balle de coton type. C'est un nuage de beau temps, dont la base est généralement vers 1000 mètres de hauteur, mais dont le sommet peut dépasser 3000 mètres.

Le *strato-cumulus* est un nuage confus, sorte de voile onduleux, présentant de larges ombres et des parties plus claires. Sa hauteur, variable, oscille autour de 2000 mètres.

Le *nimbus* est le nuage foncé, souvent très bas, rasant le sol, qui donne de la pluie.

Le *cumulo-nimbus* a une place à part : c'est une sorte de *cumulus* énorme, présentant une base horizontale, souvent très foncée, au dessus de laquelle s'échafaudent jusqu'à des altitudes considérables des formations puissantes mamelonnées, surmontées souvent d'un panache de *cirrus*. Le *cumulo-nimbus* est le nuage caractéristique des orages et des grains.

Enfin il faut citer la *brume* ou *brouillard*, qui est un nuage recouvrant le sol.

La distinction des différentes formes de nuages paraît difficile au début, mais il suffit d'un peu d'entraînement pour classer les nuages suivant les types principaux. Il ne faut pas d'ailleurs multiplier les types à l'infini, sans quoi l'on ne s'y reconnaît plus.

La transparence de l'atmosphère et la visibilité. — La transparence de l'atmosphère est très variable d'un jour à l'autre, et on appelle *visibilité* la distance limite

à laquelle on peut voir un objet bien visible. Pour faire cette observation, très importante pour la navigation aérienne, on choisit autour de la station des objets très nets, dont la distance est connue.

Il faut bien remarquer que la transparence de l'atmosphère ne dépend pas uniquement de l'eau à l'état de gouttelettes contenue dans l'air. Les poussières en suspension dans l'atmosphère, les différences de densité entre filets d'air voisins entrent en jeu. On groupe sous le nom de *brumes sèches* des phénomènes qui diminuent parfois dans de très fortes proportions la visibilité et qui ne sont pas dus à la vapeur d'eau.

LES PRÉCIPITATIONS

Lorsque l'humidité contenue dans l'atmosphère se condense sous forme de gouttes d'eau ou de cristaux de glace assez gros pour tomber sur le sol, on dit qu'il y a *précipitation*.

Lorsque la précipitation consiste en gouttes d'eau, on a la *pluie*. Contrairement à ce que l'on a cru pendant longtemps, ces gouttes d'eau sont pleines et non creuses. Elles tombent d'autant plus lentement qu'elles sont plus petites. Si les gouttes d'eau sont très fines, on a la *bruine*. Le *crachin* est de la bruine par coup de vent. L'*averse* est au contraire une pluie abondante, composée de grosses gouttes. Un *orage* est une averse accompagnée d'éclairs et de tonnerre. Le *grain* est un phénomène très voisin de l'orage, mais qui est surtout caractérisé par une augmentation très rapide de la vitesse du vent, accompagnée d'un changement brusque de direction. On distingue — d'une façon peut-être un peu arbitraire — les orages et les grains de *chaleur*, qui se produisent à la suite d'un échauffement excessif de l'atmosphère, et les *orages* et les *grains de dépres-*

sion, qui accompagnent les dépressions, comme nous le verrons chapitre II, p. 79.

Lorsque la condensation se produit à une température inférieure à 0° , la vapeur d'eau prend l'état solide (1).

La *neige* est constituée par des cristaux de glace, généralement agglomérés les uns aux autres en flocons de formes variées, étoiles à six branches, filaments, etc. Les flocons sont d'autant plus gros que la température est plus voisine de 0° . Par température basse, la neige tombe sous forme de cristaux isolés, parfois très petits (neige pulvérulente). Dans les régions polaires et en montagne, on observe souvent la neige sous forme de petites aiguilles de glace. Lorsque la neige est en masses irrégulières, opaques, relativement assez dures, on a le *grésil*. Le diamètre des grains de grésil dépasse rarement 5 mm. C'est le grésil qui constitue en majeure partie les giboulées de printemps.

Dans les circonstances orageuses, la précipitation se produit sous forme de masses compactes et dures de glace, qui s'appellent les *grêlons* ou la *grêle*. Les dimensions des grêlons sont variables, généralement comprises entre 5 et 15 millimètres, mais on a observé des grêlons plus gros, atteignant la taille d'un œuf et davantage. La chute de masses de glace aussi pesantes cause naturellement des dégâts considérables à l'agriculture.

Les conditions de formation de la neige, des aiguilles de glace, du grésil, de la grêle ne sont pas encore complètement élucidées. Au sujet de la grêle, il est sûr que les grêlons ne se forment pas instantanément : ils sont souvent composés, en effet, de couches con-

(1) Par température inférieure à 0° , la précipitation peut rester à l'état liquide dans des circonstances exceptionnelles. On dit alors que la pluie est en *surfusion*.

centriques de glace, les unes translucides, les autres d'un blanc plus ou moins opaque ; pour acquérir les dimensions que l'on observe, ils doivent rester en l'air un certain temps, et cela suffit à prouver que, dans un orage, les courants ascendants sont très puissants, pour arriver à les soulever.

Mesure des précipitations. — La quantité d'eau tombée se mesure par la hauteur qu'elle occuperait sur un sol horizontal, s'il n'y avait ni évaporation, ni absorption. Une pluie de 1 mm. représente donc un litre d'eau tombé par mètre carré.

L'instrument qui sert à mesurer la pluie est le *pluviomètre*. C'est un simple récipient, dont l'ouverture a une surface connue. Il suffira de mesurer, avec une éprouvette graduée, la quantité d'eau recueillie par le récipient, pour connaître la hauteur d'eau tombée, puisque la surface d'ouverture du récipient est connue. Afin de diminuer l'évaporation, le récipient est recouvert d'un entonnoir, terminé par un trou assez petit. Dans le même but, il peut être nécessaire de le garantir contre l'insolation, en le mettant dans une caisse en bois. Le pluviomètre s'installe à 1 ou 2 mètres de hauteur, dans une situation dégagée, afin d'éviter les remous du vent. L'installation sur un toit donne des résultats mauvais.

On construit des *pluviomètres enregistreurs*, dont le principe est généralement le suivant : le récipient du pluviomètre ordinaire communique avec une petite auge, qui bascule lorsqu'elle contient une quantité d'eau déterminée. Chaque basculement de l'auge s'inscrit par des transmissions mécaniques ou électriques sur un cylindre enregistreur : on a ainsi la quantité d'eau tombée à un instant donné.

Pour la neige, la mesure est difficile, car le vent

chasse la neige du récipient du pluviomètre, ou quelquefois l'y accumule. Afin d'atténuer cet effet du vent, on se sert d'un récipient cylindrique ayant une cinquantaine de centimètres de longueur. On fait fondre la neige contenue dans le récipient au moment de l'observation, pour la transformer en hauteur d'eau.

En montagne, on emploie des pluviomètres *totalisateurs*, qui gardent les précipitations recueillies dans l'intervalle de deux lectures espacées de plusieurs semaines ou de plusieurs mois. Le *totalisateur Mougin* est un pluviomètre assez volumineux pour contenir l'eau tombée pendant une année au moins. On y a versé préalablement une solution concentrée de chlorure de calcium dans l'eau et assez d'huile de vaseline pour former à la surface de celle-ci une couche continue. La neige, étant plus lourde que l'huile, la traverse, entre en contact avec la solution saline et se liquéfie. La couche d'huile empêche l'évaporation.

On mesure aussi la hauteur de neige tombée sur le sol.

D'ordinaire, on observe le pluviomètre une seule fois par jour ; mais lorsque l'évaporation est à craindre, il est nécessaire de faire des observations plus fréquentes. On fait le total, par jour et par mois, de la quantité d'eau tombée. On relève aussi chaque mois le nombre de jours où l'on a observé de la pluie, de la neige, des orages, etc. La durée de la pluie se calcule aussi, lorsqu'on dispose d'un pluviomètre enregistreur.

Pour bien caractériser les climats, on doit noter en détail les phénomènes remarquables : durée et intensité des averses, dimensions et poids de grêlons remarquables, relation des différentes formes de neige avec la température, etc,

Rosée, givre, verglas. — On observe la *rosée* lorsque l'humidité contenue dans l'air se condense sous forme de petites gouttelettes sur les objets. Cette condensation se produit par beau temps, surtout la nuit, lorsque les objets se refroidissent par rayonnement plus vite que l'air. Leur température peut alors tomber au dessous du point de rosée correspondant à l'humidité de l'air et la rosée se produit. C'est en somme l'application du principe de la paroi froide, bien connu en physique.

La rosée est particulièrement abondante sur les corps qui ont un grand pouvoir émissif et qui se refroidissent vite, comme l'herbe, les feuilles des arbres. Toute cause qui tend à diminuer le rayonnement nocturne (abri, nuages, etc.), diminue, par là-même, la rosée.

Si la température des objets descend au-dessous de 0° , la rosée se transforme en *gelée blanche*.

Lorsque le brouillard recouvre le sol et que la température des objets est inférieure à 0° , l'humidité se condense sur eux sous forme de cristaux de glace, de minces lamelles orientées dans le sens du vent et dont l'ensemble est d'un blanc éblouissant. On appelle ce phénomène le *givre*. Il est très fréquent dans les régions polaires et dans les montagnes de nos régions.

Lorsque la pluie tombe sur le sol gelé, ce qui se produit surtout lorsque la pluie est en surfusion, les objets et le sol se recouvrent d'une couche de glace transparente et continue, qui est le *verglas*.

On n'a pas trouvé de procédé commode permettant de mesurer la quantité d'eau déposée sur le sol par la rosée, donnée qui a pourtant pour l'agriculture un grand intérêt puisque, dans certaines régions et en certaines saisons, la rosée est la seule forme de précipitations. Pour le givre et le verglas, on se contente de noter leurs poids sur des objets déterminés, lorsque ces phénomènes présentent des proportions remarquables,

V. — LE VENT

Girouettes. Anémomètres. — Le vent se note par la direction d'où il vient et par sa vitesse. La direction du vent s'observe avec une girouette. La plus simple et la plus sensible est un simple ruban léger, attaché par une extrémité au bout d'une perche.

Il est facile de combiner un appareil, qui indiquera à distance la direction d'une girouette métallique, par un système de contacts électriques convenablement espacés. Si les indications de cet appareil s'inscrivent sur un cylindre enregistreur, on a une *girouette inscrivante*.

La direction du vent s'évalue en rhumbs du compas, généralement suivant les 16 rhumbs principaux, désignés par les abréviations suivantes : N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE SSE, S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW, NNW. On se contente parfois des 8 rhumbs : N, NE, E, SE, S, SW, W, NW.

La vitesse du vent s'évalue à l'œil suivant une échelle conventionnelle, dite *échelle de Beaufort*, dont on trouvera plus loin la concordance avec la notation en mètres par seconde, kilomètres à l'heure, ou pression par mètre carré. Cette notation à l'œil demande beaucoup d'exercice pour présenter quelque garantie d'exactitude. Mais, lorsqu'on a affaire à des observateurs exercés, on obtient souvent une précision étonnante, supérieure, ou tout au moins égale, à celle que donnent les instruments destinés à mesurer la vitesse du vent et qu'on appelle *anémomètres*.

Ces anémomètres sont de plusieurs modèles. Le plus répandu est l'*anémomètre Robinson*. Il se compose essentiellement d'une croix horizontale, dont le centre porte un axe vertical, qui peut tourner librement sur

un support. A chacune des extrémités des bras de la croix sont fixées des coupes creuses hémisphériques, dont la partie convexe est tournée du même côté. Lorsqu'un des bras de la croix est en travers du vent, l'une des deux coupes opposées présente au vent sa face convexe, l'autre sa face concave. Le vent tend à glisser sur la partie convexe, tandis que sa pression est plus forte sur le côté concave. La croix va donc tourner dans le sens de la face creuse. On étalonne le moulinet dans un courant d'air de vitesse connue (tunnel ou manège d'un laboratoire d'aérotechnique) et on déduit du nombre de tours qu'il fait la vitesse du vent qui le fait tourner. Le nombre de tours n'est pas exactement proportionnel à la vitesse du vent, comme on l'admet d'ordinaire, et, si l'on veut faire des mesures très précises, il faut avoir une table d'étalonnage correspondant à différentes vitesses. Si l'appareil inscrit à distance le nombre de tours, par exemple par un procédé électrique, on a un *anémomètre enregistreur*.

Au lieu du moulinet Robinson, on se sert aussi d'une petite hélice verticale, maintenue face au vent par une girouette. Le nombre de tours de l'hélice donne la vitesse du vent.

Un instrument, fort répandu en Angleterre, est basé sur un autre principe : l'air en mouvement pénètre dans un tuyau horizontal, porté par une girouette, et qui communique avec une sorte de manomètre à eau. Plus le vent est fort, plus est forte la pression qu'il exerce dans le tuyau, et les différences de pression, marquées par le manomètre à eau, donnent les différences de vitesses de vent (1). Cet anémomètre, qui se prête à l'enregistrement des variations instantanées de la vitesse du vent, porte le nom d'*anémomètre de Dines*.

(1) En réalité le manomètre à eau indique la différence de pression entre le tube horizontal, qui fait face au vent, et un tube vertical, placé au-dessous et percé de trous,

Correspondance des différentes notations du vent. —

Le tableau suivant donne la correspondance de notations du vent suivant l'échelle de Beaufort, en mètres par seconde, en kilomètres à l'heure et en pression en kilogrammes par mètre carré.

NUMÉROS de l'Échelle de Beaufort	DÉSIGNATION DES VENTS	VITESSE	VITESSE	PRESSION
		en MÈTRES par seconde	en KILOMÈTRES à l'heure	en KILOGR. par m ²
0	Calme.	0 à 1	0 à 4	0 à 0,1
1	Presque calme.	1 à 2	6	0,2
2	Légère brise.	2 à 4	11	0,7
3	Petite brise.	4 à 6	17	1,6
4	Jolie brise.	6 à 8	24	3,1
5	Bonne brise.	8 à 10	32	5,6
6	Bon frais.	10 à 12	38	7,9
7	Grand frais.	12 à 14	46	11,6
8	Petit coup de vent.	14 à 16	55	17,6
9	Coup de vent.	16 à 20	65	23,2
10	Fort coup de vent.	20 à 25	75	30,8
11	Tempête.	25 à 30	100	55,0
12	Ouragan.	plus de 30	plus de 100	plus de 55

On emploie souvent, surtout pour les transmissions télégraphiques, l'échelle dite télégraphique, qui groupe sous le chiffre 9, les nombres 9, 10, 11 et 12 de l'échelle de Beaufort.

Utilisation des observations. — On calcule, comme pour les autres éléments météorologiques, les vitesses moyennes diurne, mensuelle, annuelle de la vitesse du vent.

Sauf dans des cas spéciaux, le calcul assez long de la direction moyenne est inutile.

On établit, de préférence, des *roses de fréquence des*

vents : on calcule, par mois, par saison et par année, le nombre de fois où l'on a observé un vent de direction donnée. Chacun de ces nombres indique, d'une façon très nette, les vents fréquents et les vents rares. On peut les réduire en pourcentage, afin de savoir le nombre de chances que l'on a sur 100 d'avoir un vent de direction donnée.

Si l'on désire encore plus de précision, on peut classer, dans chaque direction, les vents suivant leur vitesse. On notera, par exemple, le nombre de fois où l'on a observé des vents modérés (1 à 4 de l'échelle de Beaufort), des vents forts (5-6) ou des tempêtes (7 et au-dessus) dans chaque direction.

Le calcul de la vitesse moyenne de chaque direction donne des indications moins précises.

Enfin, comme le vent est en relation étroite avec les autres éléments météorologiques, on peut calculer la température moyenne, la pression barométrique moyenne, l'humidité moyenne, la nébulosité moyenne correspondant à chaque direction du vent. On dresse ainsi ce qu'on appelle des *roses de température*, de *pression barométrique*, etc. Ces roses permettent de préciser les caractères climatériques des vents : elles montreront, par exemple, que tel vent est froid et sec, tel autre, chaud et humide.

Vents ascendants ou descendants. — En général, on ne s'occupe en météorologie que des vents horizontaux. Mais l'atmosphère est brassée de courants à composante verticale, intéressants à connaître pour l'aéronautique, pour la construction de certains ouvrages (ponts suspendus). Bien que la question préoccupe de nombreux météorologistes, on n'a pas encore trouvé d'instrument pratique permettant de mesurer ces courants verticaux avec précision.

VI. — OBSERVATIONS AÉROLOGIQUES

L'*aérologie* est la partie de la météorologie qui s'occupe de la haute atmosphère. Cette partie, presque complètement négligée autrefois, au point que d'excellents traités de météorologie, par ailleurs fort copieux, ne disent pas un mot des procédés aérologiques, a pris tout récemment une grande importance. Lorsqu'en 1898, le savant météorologiste français Léon Teisserenc de Bort présenta à l'Académie des Sciences les premiers résultats de ses explorations de la haute atmosphère, il pensait certes que ses observations avaient, au point de vue météorologique, une grande importance, puisqu'elles bouleversaient les idées admises jusqu'alors, mais il ne pouvait pas se douter que, vingt ans après, on se préoccuperait de ce qui se passe à 10 kilomètres de hauteur, non plus seulement dans le but de spéculations scientifiques, mais pour savoir dans quelles conditions on peut y voyager et y vivre.

Observatoires de montagne. — Les premières mesures des variations des éléments météorologiques avec l'altitude furent faites en montagne. Mais les éléments qu'on y observe sont certainement influencés par le voisinage du sol et ne donnent pas les conditions exactes de l'atmosphère libre. D'autre part, les observations sont limitées en hauteur. Sur les pentes du Mont Everest, l'homme n'a pas pu encore dépasser l'altitude de 8.321 mètres, à 520 mètres du sommet (mai 1922), et l'observatoire le plus élevé, où l'on ait fait des observations d'une durée un peu longue, est l'observatoire du Mont Blanc. Enfin il n'y a pas, dans toutes les régions du globe, des sommets accessibles.

Ballons libres montés. — Une deuxième étape de l'exploration de la haute atmosphère fut franchie à l'aide des ballons libres montés. Les aéronautes observent, pendant leur voyage, la température, l'humidité, etc., et on connaît ainsi les variations de ces éléments en air libre. Les membres de l'Académie des Sciences, chargés du rapport sur la machine de Montgolfier, avaient entrevu, dès 1783, les ressources que présentent les aérostats pour l'étude de la météorologie ; c'est le physicien Robertson, qui inaugura les ascensions véritablement scientifiques : en juillet 1803, il put atteindre l'altitude de 7200 mètres au-dessus de Hambourg. Les ascensions scientifiques furent, dans la suite, fort nombreuses, et d'éminents physiciens, comme Biot, Gay-Lussac, Glaisher — pour n'en citer que quelques-uns — n'hésitèrent pas à entreprendre eux-mêmes cette exploration directe de l'atmosphère, indispensable si l'on veut bien connaître les phénomènes météorologiques (1).

Les ballons libres montés ne peuvent pas être employés par tous les temps. L'altitude atteinte est généralement faible, le record actuel est de 10800 mètres (1901).

Cerfs-volants. Ballons captifs. — Aujourd'hui, l'exploration régulière de la haute atmosphère se fait au moyen d'instruments enregistreurs, transportés par cerfs-volants, ballons captifs ou ballons libres non montés.

Il y a plus de cent ans qu'on a fait quelques mesures en suspendant à un cerf-volant des thermomètres ; mais les observations systématiques de cette sorte fu-

(1) L'avion rend aujourd'hui cette exploration très facile, et il a été pour nous pendant la guerre un précieux auxiliaire.

rent inaugurées par Lawrence Rotch, à Blue-Hill, près de Boston, en 1895. En employant un train de cerfs-volants, et en se servant comme câble d'une corde à piano et d'un treuil à vapeur pour ramener les appareils, il réussit à atteindre de grandes hauteurs. Le record du cerf-volant est de 7200 mètres ; mais ce n'est que très rarement qu'on peut dépasser des altitudes de 3000 à 4000 mètres. Et encore faut-il un vent de 4 à 5 mètres par seconde pour soutenir le cerf-volant.

Par ballon captif, on peut atteindre les mêmes altitudes. On emploie le ballon captif quand il n'y a pas assez de vent pour se servir des cerfs-volants. Les deux procédés se complètent.

En France, des observations méthodiques par cerf-volant ont été faites à Trappes par Teisserenc de Bort. Des observations par ballons captifs ont été faites pendant la guerre (1).

Ballon-sonde. — Pour observer l'atmosphère dans les couches plus élevées, on emploie le ballon libre non monté. Si l'on veut observer les éléments météorologiques (pression, température, humidité) on suspend au ballon libre des instruments enregistreurs appropriés qu'on retrouve après la chute du ballon. On exécute ainsi un sondage par ballon-sonde.

Ce procédé, dont les résultats devaient être si féconds, a été inauguré, le 21 mars 1893, par deux aéronautes français, MM. Hermite et Besançon. Leur ballon avait 113 mètres cubes et était gonflé au gaz d'éclairage. Il enlevait des instruments divers pesant en tout 17 kilogrammes. Parti de Paris-Vaugirard, il fut retrouvé dans l'Yonne, après avoir atteint l'altitude de 16000 mètres.

(1) Les ballons captifs employés pendant la guerre par le service météorologique aux armées avaient 160 à 180 mètres cubes ; ils étaient du type allongé, avec empennage à l'arrière, dit ballon-cerf-volant. Nous ne dépassions pas l'altitude de 2000 mètres, et le ballon pouvait résister à un vent de 20 mètres par seconde.

Actuellement les ballons-sondes généralement employés en France sont en caoutchouc ou en papier. Les ballons de papier ont un diamètre variant de 3 mètres à 8 mètres (14 mètres cubes à 270 mètres cubes). Les ballons de caoutchouc partent du sol avec un diamètre de 0 m. 40 à 2 mètres. Les ballons sont gonflés à l'hydrogène et ils s'élèvent très rapidement (4 à 8 mètres par seconde). En général, les ballons éclatent à leur altitude maxima et les appareils redescendent. Pour amortir la chute, le ballon est recouvert d'un parachute de soie, qui se déploie quand le ballon éclate. D'autres fois, on lance deux ballons, dont un seul éclate, le second restant gonflé pour diminuer la vitesse de descente. Les instruments sont protégés par des amortisseurs en cercles d'osier. On perd très peu d'appareils et ce fait est remarquable : en France, Teisserenc de Bort, qui a exécuté des sondages par ballons-sondes très fréquents, de 1895 à 1912, a signalé qu'il ne perdait pas plus d'un appareil sur dix. En Angleterre, les pertes sont plus grandes, elles atteignent 30 à 40 %, car plusieurs ballons tombent à la mer.

Le record d'altitude par ballon-sonde fut obtenu par un ballon de caoutchouc de 1 m. 90 de diamètre, lancé à Pavie en décembre 1912. Le ballon atteignit l'altitude de 37700 mètres.

Instruments employés en ballons-sondes. — Les instruments emportés par les ballons-sondes sont de deux sortes.

En France, Teisserenc de Bort a employé un instrument à monture d'aluminium, où le baromètre, le thermomètre et l'hygromètre sont combinés de telle façon que les trois plumes inscrivent leurs indications sur le même cylindre, portant une feuille de papier ou de métal mince noirci au noir de fumée.

L'organe thermométrique est formé par une lame bimétallique en laiton et en métal invar, recourbée en arc de cercle, le laiton à l'extérieur. Lorsque la température varie, la différence de dilatation entre le laiton et le métal invar fait varier la courbure de la lame et

ces variations sont transmises, par des leviers, à une plume de l'enregistreur.

L'organe barométrique est un simple tube de Bourdon de section elliptique. L'hygromètre, souvent supprimé, est un hygromètre à cheveu ordinaire.

L'instrument se met dans une boîte en liège, ficelée dans une cage à claire-voie très légère, munie de trois cercles amortisseurs en osier. L'appareil pèse environ 1 kilogramme.

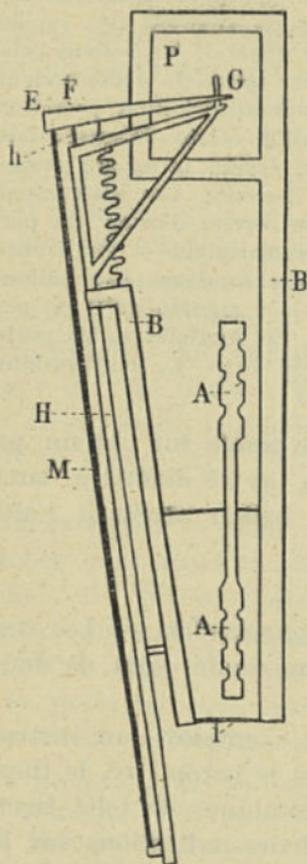


FIG. 1
MÉTÉOROGAPHE DE DINES

le haut de la barre d'invar H. En G, le levier EFG coulisse sur un guide porté par la barre d'invar. Le châssis de l'appareil est formé de deux branches BB, dont l'une porte la tige de maillechort et ses accessoires, l'autre la plaque P. C'est la boîte anéroïde A, qui, suivant la pression de l'air extérieur, règle l'écartement des deux branches BB articulées par la tige flexible i,

On a ainsi, sur la plaque P, une courbe, dont les abscisses sont déterminés par la pression et les ordonnées par la température.

La plaque P, qui reçoit les diagrammes, est du format d'un timbre-poste. On lit les courbes au moyen d'un microscope, muni d'un micromètre gradué. L'appareil pèse, en tout, 18 grammes.

Précision des observations par ballons-sondes. —

Les observations par ballons-sondes ayant révélé plusieurs faits nouveaux et inattendus, la première question qui se pose est l'exactitude des observations. Les observations peuvent être entachées d'erreur pour deux raisons :

1° Les instruments employés au voisinage du sol permettent d'enregistrer l'amplitude habituelle des éléments mesurés, par exemple le baromètre permettra une amplitude de 60 mm., le thermomètre une amplitude de 50°. Mais pour observer, avec le même instrument, la pression barométrique au voisinage du sol et à 15 kilomètres de hauteur, il faut un baromètre qui permette une amplitude dix fois plus grande, et l'amplitude des variations thermométriques est de l'ordre de 100°. Pour avoir des observations inscrites à une aussi grande échelle qu'au voisinage du sol, il faudrait des instruments très grands et par suite très lourds, ce qui ne peut être le cas. La petitesse des instruments rend les échelles très petites, et on ne peut pas compter sur une approximation supérieure à 1° ou 2° pour la température et à 2 ou 3 millimètres pour la pression.

2° En ce qui concerne la température, le rayonnement solaire direct et le rayonnement du ballon qui porte les instruments peuvent fausser les indications. Pour pallier à cette cause d'erreurs, on emploie des écrans de formes diverses, en papier argenté, en liège ou en aluminium. Au moment où le ballon atteint le

sommet de sa trajectoire, pendant un certain temps le ballon n'est plus ventilé par la vitesse ascensionnelle et il faut employer un dispositif spécial pour créer une ventilation artificielle.

La meilleure preuve que les observations sont correctes, c'est que lorsqu'elles ont été faites au même instant par deux stations rapprochées, elles ont été toujours comparables entre elles, même quand les dispositifs instrumentaux étaient différents.

Sondages aérologiques par ballons-pilotes. — Si l'on désire observer seulement la direction et la vitesse du vent en altitude, éléments très importants à connaître pour les aviateurs et les artilleurs, on lâche des petits ballons en caoutchouc gonflés d'hydrogène et on suit leur déplacement au théodolite (1).

Cette opération s'appelle un *sondage aérologique par ballon-pilote*.

Les ballons-pilotes, dont on se sert en France, pèsent une cinquantaine de grammes ; ils ont au départ un diamètre de 70 centimètres environ. On leur donne une vitesse ascensionnelle voisine de 200 mètres à la minute. Pendant la nuit, on suspend au ballon une lanterne vénitienne très légère ou une petite lampe électrique. On a pu suivre ces petits ballons le jour jusqu'à une altitude de 30 kilomètres, et la nuit jusqu'à une dizaine de kilomètres.

Il est commode d'employer des théodolites spéciaux à lunette coudée, permettant de viser le ballon aussi bien au zénith qu'à l'horizon. L'observateur est obligé de

(1) L'hydrogène nécessaire au gonflement se transporte comprimé dans des tubes en métal. Si l'on ne veut pas s'encombrer de ce matériel, on peut confectionner un petit gazomètre portatif, permettant de recueillir l'hydrogène produit par l'action de l'hydrure de calcium sur l'eau.

garder l'œil à la lunette pendant toute la durée du sondage, car le ballon n'est plus visible à l'œil nu, dès que sa distance dépasse 1000 à 2000 mètres. Un ou deux aides lisent les angles verticaux et horizontaux, à des intervalles de temps exactement mesurés.

Si, des extrémités d'une base de longueur connue, on mesure au même instant les angles de hauteur et de direction du ballon, on a tous les éléments pour déterminer sa trajectoire et, par suite, son altitude, ainsi que sa projection sur le plan horizontal. C'est un simple problème de triangulation, qu'on peut résoudre par le calcul ou, plus simplement, graphiquement. La distance, qui sépare deux projections horizontales, donne le chemin horizontal parcouru pendant l'intervalle considéré et, par suite la vitesse et la direction du vent à l'altitude correspondante.

Sondage aérologique à un théodolite. — Le sondage aérologique à deux théodolites exige un personnel assez nombreux, des calculs assez longs et l'établissement préalable d'une base. Or, l'expérience a montré que, dans certaines limites, lorsque les courants ascendants ou descendants de l'atmosphère sont faibles, la vitesse ascensionnelle du ballon peut être considérée comme à peu près constante. Dans ces conditions, l'altitude du ballon est connue à tout instant, et il suffit d'une visée à un seul théodolite pour déterminer sa projection horizontale. Le problème est ainsi très simplifié.

La vitesse ascensionnelle dépend du poids du ballon et de la force ascensionnelle au départ. Plusieurs formules ont été proposées. Nous nous contenterons de citer celle qui est employée en Angleterre :

$$V = 84 \frac{F^{\frac{1}{2}}}{(F + P)^{\frac{1}{3}}}$$

celle du Signal Corps des Etats-Unis :

$$V = 72 \left[\frac{F}{(F + P)^{\frac{4}{3}}} \right]^{\frac{5}{3}}$$

celle que nous avons employée nous-même :

$$V = 42 \frac{F}{(F + P)^{\frac{2}{3}}}$$

Dans ces formules, V est la vitesse ascensionnelle en mètres par minute, F la force ascensionnelle en grammes, P le poids du ballon en grammes. Chacune de ces formules est bonne pour le type de ballon qui a servi à l'établir et moins bonne pour des ballons différents. Les unes et les autres donnent, dans la pratique, une assez bonne approximation.

Pour déterminer la force ascensionnelle au départ F, on pèse le ballon en lui suspendant des poids, jusqu'à ce qu'il reste en équilibre dans l'atmosphère. Dans la pratique, on donne au ballon toujours la même force ascensionnelle, afin de faciliter les calculs par des tables dressées à l'avance. Une sorte de balance sert à mesurer la force ascensionnelle pendant le gonflement, et on ferme le robinet d'arrivée d'hydrogène, dès que le ballon soulève le poids voulu (1).

Sondages aérologiques par temps couvert. — Les sondages aérologiques par ballons-pilotés ne peuvent être exécutés que si le ballon est visible du théodolite, c'est-à-dire quand il n'y a pas de nuages. Ils conviennent donc parfaitement pour les besoins des avions ou des

(1) Il faut signaler aussi le sondage aérologique *par éclatement d'obus*. En faisant éclater à une hauteur connue un obus de petit calibre et en suivant au théodolite le déplacement du flocon d'éclatement, il est facile d'en déduire le vent à la hauteur correspondante. Ce procédé, qui a l'avantage d'être très rapide, et qui permet d'utiliser la moindre éclaircie entre les nuages, nous a rendu parfois de grands services pendant la guerre.

dirigeables, qui, en général, ne traversent pas les nuages.

Mais, pour les besoins de l'artillerie, on a été forcé d'étudier des procédés permettant de déterminer la vitesse et la direction du vent au-dessus de la brume et des nuages. On peut employer dans ce but des cerfs-volants ou des ballons captifs, qui emportent des anémomètres dont on compte du sol le nombre de tours, soit au moyen d'une transmission électrique ordinaire par le câble du ballon ou du cerf-volant et un fil auxiliaire de retour, soit au moyen d'appareils émetteurs d'ondes hertziennes, qu'on capte au sol à l'aide d'une boîte de réception de T. S. F. (1).

Mais le ballon captif et le cerf-volant dépassent difficilement l'altitude de 3000 mètres. Le service météorologique militaire a mis au point, pendant la guerre, un procédé de *sondage par le son*, dont le principe est le suivant :

Un ballon s'élève en portant des pétards, qui éclatent à différentes altitudes. Des appareils ordinaires de réperage par le son enregistrent les explosions, ce qui permet de déterminer la position dans l'espace des points d'éclatement des pétards. La trajectoire du ballon se trouve ainsi jalonnée par les points d'éclatement, comme dans le sondage au théodolite, elle se trouve jalonnée par des visées à intervalles réguliers.

Le sondage par le son est une opération délicate et coûteuse qui exige un personnel nombreux, et spécialisé.

(1) Ce dernier procédé, qui a l'avantage de supprimer le fil de retour, est dû à M. Rothé.

CHAPITRE II

LES RÉSULTATS

I. — VARIATIONS LOCALES DES ÉLÉMENTS ATMOSPHÉRIQUES

TEMPÉRATURE

Les premières observations météorologiques — et celles, toutes imparfaites, que firent les premiers hommes entrent dans cette catégorie — portèrent sur les variations locales de la température. L'invention du thermomètre (1620 environ) donna de la précision à ce qui n'avait été, jusque-là, qu'une impression. Ce sont bien les observations thermométriques qui souvent caractérisent le mieux un climat. Elles servent de base à la classification géographique en zones torride, tempérée, glaciale. Elles ont pour l'agriculture une importance de premier ordre.

La température de l'air dépend de trois facteurs principaux :

1° Puisque c'est le soleil qui est la source de la chaleur reçue par la terre, la température de l'air dépendra de la position relative de la terre et du soleil. Plus le soleil sera haut sur l'horizon, plus il aura d'action. Et son action sera d'autant plus efficace qu'elle durera plus longtemps. La variation diurne de la température, la variation saisonnière, les zones thermiques distribuées à la surface du globe suivant la température s'expliquent naturellement ainsi.

2° Mais la température de l'air n'est pas due à

l'échauffement direct de l'air par le soleil : elle est due à l'échauffement de l'air au contact du sol. La nature du sol intervient. La terre, les forêts, les eaux n'auront pas le même effet, car elles ne prendront pas la même température. Des stations situées à la même latitude n'auront donc pas des températures équivalentes. Plus on s'éloigne du sol, moins l'échauffement du sol a d'action. L'altitude de la station modifiera donc dans de grandes proportions la température de l'air.

3° Enfin, puisque c'est le soleil qui est la source de chaleur, et que, pour échauffer le sol, ses rayons doivent d'abord traverser l'atmosphère, la transparence ou l'opacité de l'atmosphère interviendront. Une atmosphère pure laissera le soleil avoir tout son effet ; une atmosphère humide atténuera la chaleur de ses rayons ; des couches nuageuses opaques la diminueront énormément. D'un jour à l'autre, on pourra éprouver de grandes variations de température, suivant que le ciel sera clair ou couvert. L'influence des perturbations atmosphériques sera, dans cet ordre d'idées, manifeste, non seulement parce que ces perturbations, dans la plupart des régions, sont les causes des variations de l'humidité et de l'état du ciel, mais encore par les vents qui les accompagnent. On conçoit, en effet, que la variation de la température en un point ne dépende pas uniquement des circonstances locales : un vent qui soufflera de régions voisines, chaudes ou froides, pourra la modifier dans de fortes proportions.

Variations diurnes de la température de l'air. — Si les conditions astronomiques intervenaient seules, la variation diurne de la température ne dépendrait que de la variation de la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon. Elle serait très grande pour les stations intertropicales, qui ont le soleil au zénith à midi ; elle se-

rait nulle pour les stations polaires, où la hauteur du soleil ne varie pas sensiblement dans le cours d'une journée. Les premières stations sont celles où la latitude est égale à la déclinaison du soleil ; les deuxièmes sont les deux pôles. Toutes choses égales d'ailleurs, on peut dire que la variation diurne de la température décroît des régions équatoriales vers les régions polaires.

Mais cette loi simple n'est pas vérifiée complètement par l'expérience.

Dans les régions polaires, on observe bien une variation diurne très faible. En hiver, pendant la longue nuit polaire, elle est généralement inférieure à 1° . En été, dans beaucoup de stations, elle ne dépasse pas 1° à 2° (1).

Mais dans les régions tempérées et équatoriales, l'exposition des stations, la nature du sol, l'altitude interviennent pour modifier très largement les variations diurnes.

A l'intérieur des continents, la variation diurne est très forte. Le sol, fortement échauffé pendant le jour, se refroidit beaucoup par rayonnement pendant la nuit, et l'air au contact du sol suit ces rapides fluctuations. Le minimum de température se produit au voisinage du lever du soleil, car c'est à ce moment-là que le sol s'est le plus refroidi par rayonnement. Le maximum de température se produit une ou deux heures après midi; au moment où la quantité de chaleur reçue par le sol ne compense plus celle qu'il perd par rayonnement.

(1) Il s'agit, bien entendu, de la variation diurne, telle que nous l'avons définie dans le chapitre premier, page 12. L'amplitude diurne est beaucoup plus grande, les perturbations atmosphériques causant, à leur passage, des variations considérables de température. L'amplitude diurne moyenne peut atteindre, en toutes saisons, dans les régions polaires, une dizaine de degrés, et des amplitudes diurnes de 20° ne sont pas rares.

La variation diurne dans les déserts peut atteindre 35° à 40° . Au Sud de Tripoli, on a observé $37^{\circ},7$.

Si nous considérons maintenant les stations voisines de la mer, stations qu'on appelle *maritimes*, par opposition aux précédentes qu'on appelle *continentales*, la variation diurne présentera, à latitude égale, un aspect tout différent. L'eau a, en effet, une chaleur spécifique plus grande que la terre. Lentement échauffée le jour par le soleil, elle se refroidit la nuit plus lentement aussi. Elle joue le rôle de modérateur. Les stations maritimes auront une température moins froide la nuit que les stations continentales, et une température moins chaude le jour.

Au-dessus des océans, quelle que soit la latitude, la variation diurne est de l'ordre de 1° à 2° seulement, elle dépasse rarement 3° . A Lisbonne elle est de 6° à peine, tandis qu'elle atteint 15° à Madrid. A Batavia, elle varie dans le courant de l'année de 4° à 7° .

L'humidité de l'air, la nébulosité, jouent un rôle analogue à celui de la mer ; rendant l'atmosphère moins transparente, elles atténuent la chaleur du jour, diminuent le rayonnement de la nuit. A Paris, la variation diurne par ciel clair, en juillet, est de 15° , elle est de 4° par ciel couvert.

L'action de l'humidité s'ajoute, dans les régions maritimes, à l'action directe de la mer. Elle explique que la variation diurne de la température soit très faible dans certaines régions équatoriales maritimes, alors que les conditions astronomiques leur imposeraient une forte variation. (Exemple de Batavia, cité plus haut.) La végétation, par l'humidité qu'elle entretient, joue le même rôle.

Quand le sol est couvert de neige, la variation diurne est au contraire, augmentée, car la neige possède un grand pouvoir émissif et favorise le rayonnement nocturne.

Influence de l'altitude. — L'altitude diminue la variation diurne, au moins dans l'atmosphère libre. Au sommet de la Tour Eiffel (302 m.), la variation diurne n'atteint pas, en moyenne, 4°. Les sondages aérologiques par cerf-volant ont révélé une variation diurne de 0°2 seulement à 1000 mètres de hauteur, et une variation nulle à des altitudes supérieures.

En montagne, la température est influencée par le voisinage des masses terrestres et la diminution de la variation diurne n'est pas aussi rapide. Au sommet du Puy de Dôme (1470 m.) la variation diurne est de 0°8 en janvier, de 3° en juillet. Au Sonnblick (3100 m.) on observe encore une variation diurne de 1°7.

Sur les hauts plateaux, l'altitude a un effet inverse. L'atmosphère pure, qui règne à grande hauteur, favorise la nuit le rayonnement, qui devient intense, tandis que, le jour, les rayons du soleil sont brûlants. Ainsi s'expliquent les fortes différences entre le jour et la nuit qu'on observe en Perse par exemple, où une variation diurne de 25° est habituelle (1).

Une surface convexe, telle qu'une colline ou une montagne, diminue la variation diurne de la température ; une surface concave, telle qu'une vallée, l'augmente.

Variations annuelles de la température. — Comme la variation diurne, la variation annuelle de la température est sous la dépendance de la position relative de la terre et du soleil, et des circonstances locales.

Au point de vue astronomique, la variation annuelle de la température dépend de la variation de la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon, et de la durée du jour.

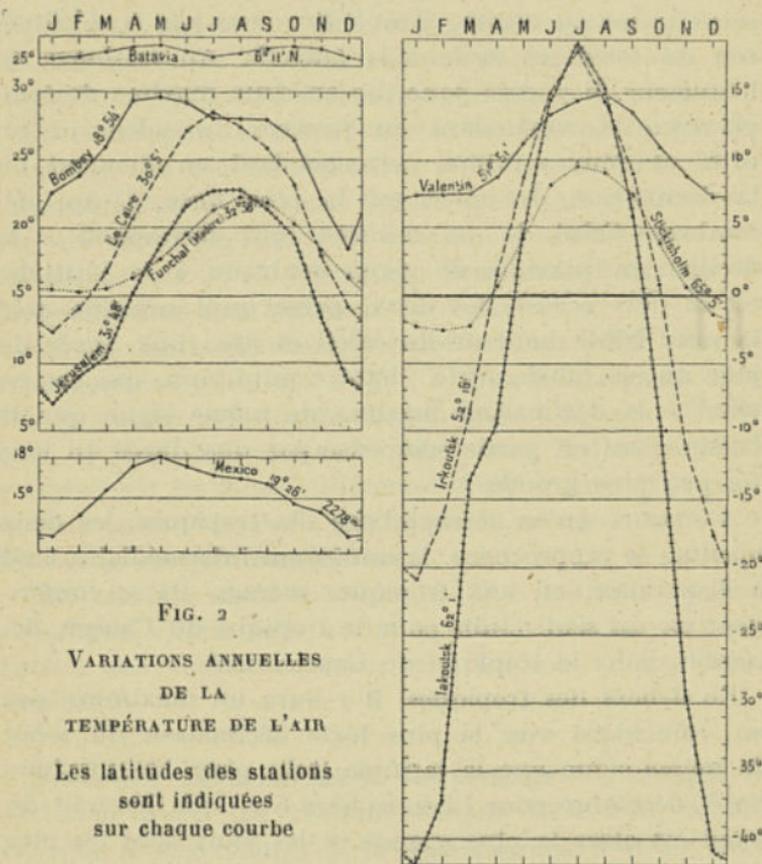
(1) Le vent a dans certain cas un effet très net sur la variation diurne de la température. Voir plus loin, page 121.

Entre les tropiques, la variation annuelle de la température est faible, car la durée du jour, ainsi que la hauteur du soleil, varient peu au cours de l'année. Toutefois, les mois les plus chauds seront ceux où le soleil passe au zénith, c'est-à-dire ceux où la déclinaison du soleil est égale à la latitude. Au voisinage de l'équateur, il y aura donc par an deux maxima de température, correspondant au passage du soleil au zénith, et deux minima, correspondant au moment où la déclinaison du soleil est la plus forte. (Juin, décembre). Celui de ces minima, qui correspond à la déclinaison maxima de signe contraire à la latitude, est le plus accusé des deux, parce qu'il coïncide avec la plus faible hauteur du soleil et avec une durée de jour un peu plus courte ; l'autre minimum, qui correspond à la déclinaison maxima de même signe que la latitude, est en partie compensé par une durée du jour un peu plus grande.

A mesure qu'on se rapproche des tropiques, les deux maxima se rapprochent, le minimum intermédiaire tend à disparaître, et, aux tropiques mêmes, ils se confondent en un seul. (Juin pour le tropique du Cancer, décembre pour le tropique du Capricorne.)

En dehors des tropiques, il y aura un maximum par an, coïncidant avec la plus forte déclinaison du soleil de même signe que la latitude (juin pour l'hémisphère Nord, décembre pour l'hémisphère Sud) ; la hauteur du soleil est alors la plus grande et les jours sont les plus longs. Le minimum correspond à la plus forte déclinaison du soleil de signe contraire à la latitude (décembre pour l'hémisphère Nord, juin pour l'hémisphère Sud) ; la hauteur du soleil est alors la plus petite et les jours sont les plus courts. L'été d'un hémisphère correspond à l'hiver de l'autre, et inversement. La figure 2 illustre par des exemples ces considérations.

Ces lois générales se vérifient dans toutes les stations. Cependant, comme pour la variation diurne, il existe un retard entre la cause et l'effet : les maxima et



les minima se produisent généralement un ou deux mois après l'époque astronomique à laquelle ils correspondent.

Si les conditions astronomiques existaient seules, la variation annuelle de la température devrait augmenter progressivement des régions équatoriales jusqu'au pôle et

ne devrait dépendre que de la latitude ; on observe bien dans les régions polaires, les plus fortes variations annuelles, de l'ordre de 40° environ, et, dans les régions équatoriales des variations annuelles très faibles, de moins de 5° . Mais les mêmes raisons locales, qui agissent sur la variation diurne, agissent sur la variation annuelle.

Les stations maritimes ont une variation annuelle beaucoup plus faible que les stations continentales. C'est ainsi, par exemple, qu'en Europe, sur les côtes de l'Océan, la différence entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid est de 10° environ, tandis qu'elle dépasse 40° en Sibérie à la même latitude. Dans les stations maritimes, les minima et les maxima ont lieu généralement plus tard que dans les stations continentales. (Février-mars, minimum ; août, maximum, dans notre hémisphère.)

L'altitude diminue la variation annuelle ; elle est de 13° au Puy-de-Dôme, alors qu'on observe 18° à Clermont-Ferrand. Mais elle reste encore relativement assez forte en air libre jusqu'à une dizaine de kilomètres de hauteur, où elle est de l'ordre de 10° .

Une atmosphère humide, un ciel couvert diminuent aussi la variation annuelle. L'influence des forêts est analogue. Il est très remarquable que, dans les régions équatoriales, l'air, au-dessus des régions forestières, ait la même température que l'air au-dessus des océans. Au Congo, à Equateurville, la température oscille autour de 25° , qui est la température moyenne de la côte. Le refroidissement dû au rayonnement et à l'évaporation des forêts, rendues humides par des pluies très fortes, est aussi grand que le refroidissement dû à l'Océan.

Pour terminer ces considérations rapides sur la variation annuelle de la température, je signalerai que les températures extrêmes observées jusqu'ici sont de $+ 57^{\circ}$,

au Sahara, et de -70° , à Verkhoiansk en Sibérie. Les minima, observés au sommet des hautes montagnes, sont voisins de -40° ; au Pic du Midi (2680 m.) -35° ; au Mont Blanc (4810 m.) -43° (1). Les minima des régions polaires sont de -50° à -60° .

Variation de la température avec l'altitude. Troposphère. Stratosphère. — La température décroît, en moyenne, assez rapidement à mesure qu'on s'élève. Non seulement, en effet, on s'éloigne alors du sol, qui, par contact, est la principale cause d'échauffement de l'air, mais, à mesure qu'on s'élève, la pression atmosphérique diminue. Une masse d'air, entraînée vers le haut, se détend et, par suite, se refroidit. Par temps calme, en hiver, dans nos régions, les exceptions sont fréquentes dans les couches basses de l'atmosphère : il arrive que la température augmente avec l'altitude, parfois de plusieurs degrés. On dit qu'il y a alors *inversion de température*. L'explication de l'anomalie est la suivante : par temps calme, les couches atmosphériques ont tendance à se superposer par ordre de densité décroissante ; les plus froides, qui sont les plus lourdes, se trouvent en bas.

Avant les expériences mémorables de Teisserenc de Bort, la décroissance de la température jusqu'à la limite de l'atmosphère ne faisait aucun doute pour les météorologistes. Sur cette température limite, ils n'étaient pas d'accord : les uns, d'après les observations faites en montagne, admettaient que la température à la limite de l'atmosphère devait être de -45° ; les autres, qu'elle devait descendre jusqu'au zéro absolu, soit -273° .

Or, il se trouve, en réalité, que « dans les couches

(1) Sur les pentes du Mont Everest, au-dessus de 6000 mètres, le maximum observé en été a été de -17° .

élevées, la température cesse de décroître à partir d'une hauteur variable avec les circonstances météorologiques, mais oscillant autour de l'altitude de 11 kilomètres. A partir de là, il n'y a plus de décroissance systématique générale, mais des inflexions peu étendues, le régime de la température en fonction de la hauteur tendant, dans son ensemble, à se rapprocher de l'isotherme ». (Teisserenc de Bort..)

L'atmosphère, au point de vue thermique, peut donc être divisée en deux parties (fig. 3) :

La partie inférieure, dans laquelle on observe une baisse de température plus ou moins régulière à mesure qu'on s'élève, et que Teisserenc de Bort a nommée la *troposphère* ;

La partie supérieure, dans laquelle la température reste à peu près constante à mesure qu'on s'élève, et que Teisserenc de Bort a appelée la *stratosphère*.

Dans nos régions, la température de la stratosphère est de -55° environ, de -52° en été et de -58° en hiver. Elle varie d'un jour à l'autre, et elle peut pré-

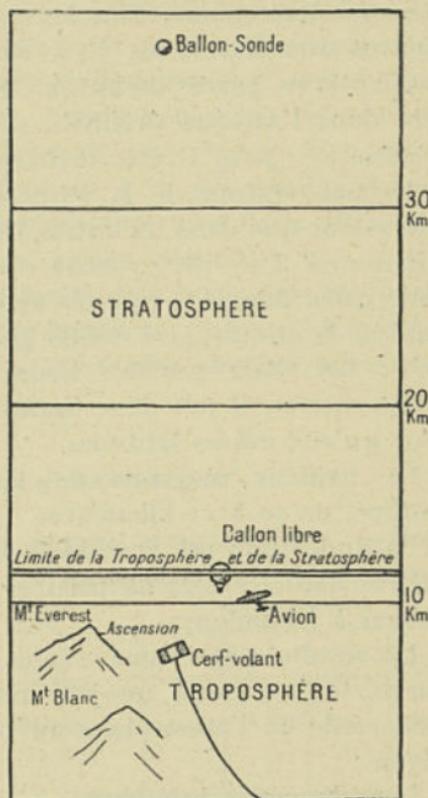


FIG. 3
DIVISION THERMIQUE
DE L'ATMOSPHÈRE

senter, à quelques jours d'intervalle, des écarts équivalents, ou même supérieurs, à ceux qu'offre la température près du sol dans le même intervalle de temps.

Les températures les plus basses, observées jusqu'ici dans la stratosphère, sont les suivantes : — 80° à 14800 mètres aux Etats-Unis ; — 82° à 14500 mètres dans l'Atlantique, par 8° de latitude Sud ; — 84° à 19800 mètres dans l'Afrique Orientale ; — 85° à 9700 mètres à Vienne ; — 90°,9 à 16500 mètres à Java.

La température de la stratosphère est plus basse à l'équateur que dans les autres régions. Les températures inférieures à — 80° y sont courantes, tandis qu'elles sont rares dans les régions tempérées, où la température de la stratosphère oscille généralement entre — 50° à — 60°. Aux grandes hauteurs, par exemple vers 16000 mètres, il fait donc beaucoup plus froid à l'équateur qu'aux autres latitudes.

La hauteur moyenne de la stratosphère est, en Europe, de 10 à 11 kilomètres. Cette hauteur varie avec la latitude. Elle est probablement inférieure à 10 kilomètres dans les régions polaires et elle dépasse 15 kilomètres à l'équateur.

Les résultats, que nous venons de résumer d'une façon succincte, apportent un jour nouveau sur la constitution réelle de l'atmosphère au point de vue météorologique :

Dans la partie inférieure ou troposphère, qui s'étend dans nos régions jusqu'à une hauteur de 10 à 11 kilomètres, la température diminue, en moyenne, de 5° à 6° par kilomètre (sauf les exceptions assez fréquentes de la couche tout à fait voisine du sol où les variations sont très irrégulières). Cette diminution de la température avec l'altitude se rapproche de celle qui correspond aux lois de la détente et il se produit, dans toute cette

partie de l'atmosphère, un brassage dû à des mouvements verticaux.

Dans la partie supérieure, ou stratosphère, la température reste constante à mesure qu'on s'élève et il n'y a plus alors de mouvements verticaux. Les mouvements, qui animent l'atmosphère à de grandes hauteurs, doivent être surtout horizontaux. Une masse d'air qui, pour une raison quelconque, serait échauffée, et deviendrait plus légère, ne pourrait pas s'élever bien haut, puisque le refroidissement dû à la détente lui donnerait tout de suite une température plus basse et la rendrait plus lourde que les masses voisines.

Pour employer l'expression très juste de Teisserenc de Bort, aux très grandes hauteurs, l'atmosphère paraît formée d'une sorte de *feuilleté* des couches atmosphériques.

PRESSION ATMOSPHÉRIQUE

Variation diurne de la pression atmosphérique. — Dans les régions tropicales, un baromètre enregistreur trace chaque jour une courbe très régulière, présentant deux maxima et deux minima (fig. 4) : le baromètre monte de 4 heures à 10 heures; il baisse de 10 heures à 16 heures, remonte de 16 heures à 22 heures et baisse

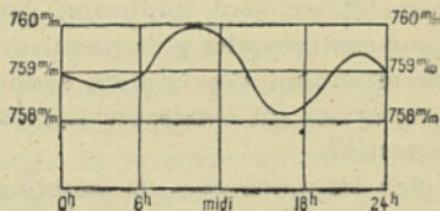


FIG. 4

VARIATIONS DIURNES
DE LA PRESSION ATMOSPHÉRIQUE

de nouveau de 22 heures à 4 heures. Le maximum du matin est plus élevé que le maximum du soir, le minimum de l'après-midi est plus bas que celui du matin. L'amplitude de cette variation atteint normalement

2 mm., quelquefois 3 mm., exceptionnellement 4 mm. C'est ce qu'on appelle la *marée barométrique*.

Quand on s'éloigne de l'équateur, l'amplitude de la marée barométrique diminue, mais elle est encore apparente jusqu'aux latitudes de 60°. On la retrouve dans les moyennes, et on l'observe d'une façon très nette par beau temps, surtout quand le baromètre est haut. A Paris, elle a une amplitude moyenne de 0,7 mm., mais il n'est pas rare que, par beau temps, son amplitude dépasse 1,5 mm. et même atteigne 2 mm.

Dans les stations continentales, le maximum de 10 heures et le minimum de 16 heures sont beaucoup plus marqués que dans les stations maritimes. Le maximum du soir (22 h.) et le minimum du matin (4 h.) sont, au contraire moins marqués dans les stations continentales que dans les stations maritimes. Si bien que, surtout dans les régions tempérées, pour les stations situées au milieu des continents ou au milieu des océans, la marée barométrique, au lieu d'être nettement semi-diurne, suivant la règle générale, se rapproche d'une marée diurne avec un seul maximum et un seul minimum par jour : mais les stations continentales présentent un maximum le matin et un minimum l'après-midi, tandis que les stations maritimes ont un maximum l'après-midi et un minimum le matin.

Sur les montagnes, la variation diurne de la pression présente, comme dans les stations maritimes, un minimum dans la matinée et un maximum dans l'après-midi.

Sous les latitudes élevées, la variation diurne est très faible. Les variations de la pression barométrique sont tellement irrégulières, qu'il faut de nombreuses années pour la mettre en évidence d'une façon certaine dans les moyennes. Quinze années d'observations aux Orcades du

Sud (latitude $60^{\circ},5$) donnent une variation diurne moyenne où l'on retrouve l'allure de la marée habituelle ; l'amplitude ne dépasse pas 0,2 mm. Dans plusieurs stations polaires, on a trouvé une variation présentant de grandes analogies avec la variation diurne observée en montagne.

On n'a pas trouvé d'explication satisfaisante, qui rende compte d'une façon complète de la variation diurne de la pression atmosphérique. Il est certain que l'amplitude de cette variation est en relation avec la variation de la température : par temps couvert, elle est beaucoup plus faible, que par ciel clair. De même, l'allure spéciale de la variation en montagne est un résultat immédiat de la contraction ou de l'expansion, dues aux changements de température, de la couche atmosphérique comprise entre la station d'observation et le pied de la montagne. Mais puisque la variation diurne de la pression se produit en mer où la variation diurne de la température est très faible, aussi bien qu'à terre, la température n'est certainement pas le seul facteur qui entre en jeu.

Au point de vue pratique, la variation diurne de la pression barométrique présente un grand intérêt dans les régions tropicales : une altération est le signe certain du passage d'une perturbation atmosphérique dans le voisinage. (Voir le chapitre III, p. 159). Dans les régions tempérées, lorsque la variation diurne est bien marquée sur le baromètre enregistreur, c'est le signe d'un temps stable.

Variation annuelle de la pression barométrique. — Si l'on prend la moyenne des pressions barométriques observées chaque mois, on constate que les nombres obtenus ne restent pas constants dans le cours de l'année. D'une façon générale, la pression varie peu d'un mois

à l'autre dans les régions équatoriales. Elle suit les variations de la température, qui dépendent elles-mêmes des mouvements en déclinaison du soleil : la pression est plus basse au moment du maximum de température et inversement.

Dans les régions tempérées, d'ordinaire la pression est plus basse en été, au milieu des continents, qu'en hiver. Le régime est inverse sur les océans.

Sur les montagnes, la pression barométrique présente un maximum en été et un minimum en hiver, de même que la variation diurne présente un minimum la nuit et un maximum l'après-midi. L'explication est, dans les deux cas, la même : lorsque la température est élevée, l'air se dilate dans les régions inférieures, et une certaine quantité d'air, qui était au-dessous de la station de montagne, passe au-dessus et augmente la pression. L'effet inverse se manifeste quand il fait froid.

Dans les régions polaires, la variation est irrégulière. Certaines stations ont donné une pression plus basse en hiver qu'en été, d'autres l'inverse et on ne peut pas formuler à ce sujet de règles précises.

La considération des valeurs moyennes mensuelles de la pression barométrique ne paraît avoir d'intérêt pratique que dans les régions tropicales, car tout écart à la moyenne, dans ces régions où la pression barométrique varie très régulièrement, est important pour la prévision du temps, comme nous le verrons dans le chapitre sur les cyclones.

Variations irrégulières. — L'amplitude moyenne des variations barométriques pendant chaque mois, c'est-à-dire la différence moyenne entre les maxima et les minima observés chaque mois pendant de nombreuses années, donne un nombre qui indique, d'une façon approximative, la fréquence et l'importance des pertur-

bations atmosphériques, principaux facteurs, comme nous le verrons, du temps qu'il fait.

Ces amplitudes sont généralement plus faibles en été qu'en hiver.

Dans les régions équatoriales, l'amplitude mensuelle est de 6 mm. à 10 mm. Sous nos latitudes, elle est de 30 mm. à 50 mm. en hiver et de 20 mm. à 25 mm. en été. Elle est aussi très forte dans les régions polaires, plus forte peut-être dans l'Antarctique, où des valeurs de 50 mm., et même 60 mm., ne sont pas rares.

Les valeurs extrêmes de la pression barométrique, réduite au niveau de la mer, observées jusqu'ici, sont les suivantes : 802 mm. en 1877, à Tomsk (Sibérie), 628 mm. en 1899, pendant un cyclone, à Madagascar. (Voir plus loin, page 138, en note, la liste des observations inférieures à 690 mm.)

Variation de la pression barométrique avec l'altitude.

— La loi de la variation de la pression barométrique avec l'altitude peut être établie théoriquement, en faisant diverses hypothèses sur les lois de la variation de la température, de l'humidité, de la gravité avec la hauteur. La formule usuelle, connue sous le nom de *formule de Laplace*, correspond au cas le plus simple, celui où la température, le quotient de la tension de vapeur par la pression et la gravité sont supposés constants dans la couche d'air considérée.

Dans la pratique, on peut se servir de la formule approchée :

$$h - h_0 = 18400 (1 + \alpha t) \log \frac{p_0}{p}$$

où h , p , h_0 , p_0 sont les valeurs correspondantes de l'altitude et de la pression, α est le coefficient de dilatation de l'air ($\alpha = \frac{1}{273}$) et t la température moyenne de la couche d'air comprise entre les deux stations,

Si la température est exprimée en degrés absolus, soit T , la formule devient :

$$h - h_0 = 67,4 T \log \frac{p^2}{p}$$

Pour les faibles altitudes, on peut employer la formule simplifiée :

$$h - h_0 = \frac{15982 \times (1 + \alpha t)}{p + p_0} \times (p_0 - p)$$

La mesure directe de la pression en altitude est difficile. On pourrait évidemment suivre avec deux théodolites un ballon-sonde, portant un baromètre enregistreur, déterminer ainsi sa hauteur et, par les indications du baromètre, la pression à cette hauteur-là. Mais, aux grandes altitudes, il est souvent impossible de suivre le ballon au théodolite, et, d'autre part, la détermination de l'altitude est, par ce procédé, entaché d'erreurs assez grandes.

On procède généralement de la façon suivante : on lit la pression au sol sur un baromètre qui servira d'étalon. Supposons que cette pression soit de 1000 millibars (1). D'après les températures de l'air entre 900 millibars et 1000 millibars, on calcule la hauteur à laquelle correspond la pression de 900 millibars. Et ainsi de suite en partant de 900 millibars jusqu'à 800 millibars, etc.

Voici les valeurs moyennes trouvées pour l'Europe :

ALTITUDE	TEMPÉRA-TURE	PRESSION	ALTITUDE	TEMPÉRA-TURE	PRESSION
0 Km	9°	1014 mb	11 Km	- 54°	225 mb
1	5°	899	12	- 55°	192
2	- 1°	794	13	- 54°	164
3	- 6°	699	14	- 54°	140
4	- 12°	614	15	- 54°	120
5	- 18°	538	16	- 54°	102
6	- 25°	470	17	- 54°	88
7	- 32°	408	18	- 54°	75
8	- 40°	353	19	- 54°	64
9	- 46°	305	20	- 54°	55
10	- 51°	262			

(1) On se sert généralement du millibar comme unité de pression dans tous les travaux se rapportant à la haute atmosphère.

Si l'on calcule, par le procédé que nous venons d'indiquer, les pressions barométriques pour les différentes stations d'Europe où les observations en altitude sont assez nombreuses, on trouve que les différences de pression sont grandes d'un point à l'autre jusqu'à 12 kilomètres. A 8 kilomètres, la différence est, en moyenne, d'un millibar par degré de latitude, les pressions étant plus hautes à mesure qu'on s'avance vers le Sud. Les stations situées sur le même parallèle de latitude n'ont, à ces altitudes, aucune différence de pression.

A partir de 12 kilomètres, les différences de pression d'un point à l'autre diminuent rapidement et, à 20 kilomètres, il n'y a plus de différence de pression.

Ces divers résultats sont importants au point de vue de l'étude de la circulation atmosphérique.

HUMIDITÉ DE L'AIR

Humidité absolue. Humidité relative. — L'humidité absolue (ou tension de vapeur) varie fort peu dans le courant de la journée, surtout en hiver. Elle est minimum vers le moment du lever du soleil et maximum dans l'après-midi. La quantité de vapeur d'eau, introduite par l'évaporation dans les couches inférieures de l'atmosphère, varie, en effet, directement avec la température. En été, dans les stations basses, où la variation diurne de la température est assez grande, la tension de la vapeur d'eau présente deux maxima (9 h., 20 h.) et deux minima (4 h., 16 h.). Le minimum de 16 heures est dû aux courants ascendants qui, aux heures chaudes de la journée, diffusent dans les couches supérieures de l'atmosphère la vapeur d'eau formée au voisinage du sol. Ce minimum ne se retrouve pas dans les stations maritimes ni en montagne (1).

Dans le courant de l'année, l'humidité absolue varie comme la température. L'amplitude de cette variation

(1) Les brises de terre et de mer, comme nous le verrons page 120, ont une influence importante sur la variation de l'humidité.

annuelle, assez faible à l'équateur dans les stations maritimes (2 mm.), augmentée dans les latitudes tempérées (5 à 10 mm.), décroît dans les régions polaires (2 mm.).

L'humidité absolue diminue de l'équateur, où elle dépasse 20 mm., aux pôles, où elle est parfois inférieure à 1 mm.

L'humidité relative a une variation diurne et une annuelle, inverses de celles de la température. Les maxima d'humidité relative se trouvent sur les océans (80 à 100, les minima au centre des continents (moins de 50). Des déserts comme le Sahara ont une humidité relative très faible (moins de 10). Il faut remarquer, d'ailleurs, que ces déserts peuvent avoir une humidité absolue peu différente de celle des régions tempérées. C'est le cas du Sahara, dont l'humidité absolue atteint 10 mm.

La décroissance de l'humidité absolue avec l'altitude est très rapide et, à partir d'une dizaine de kilomètres de hauteur, il n'y a plus dans l'atmosphère que des traces de vapeur d'eau.

Nébulosité. — La nébulosité présente une variation diurne analogue à celle de la température, avec maximum vers le milieu du jour. En mer, la variation diurne est inappréciable. Dans les régions polaires, on observe en certaines stations une variation diurne inverse de celle de la température.

La variation annuelle est très irrégulière. Généralement, dans nos régions, il y a moins de nuages en été qu'en hiver. Mais les exceptions sont nombreuses. Dans les régions tropicales, la saison des pluies semble devoir être évidemment la saison des nuages. Il y a cependant des exceptions : au Gabon, c'est pendant la saison des pluies que, dans l'intervalle des averses, se montre le ciel bleu ; pendant la saison sèche le ciel reste couvert d'un voile continu de nuages. En plusieurs

points des régions polaires, la nébulosité est plus faible en hiver qu'en été. Il semble que ce soit la loi générale sur les montagnes.

Brume. — La brume de beau temps présente une variation diurne assez nette : elle se forme la nuit, dès que la température tombe au-dessous du point de saturation et elle disparaît dans la matinée, dès que le soleil a suffisamment échauffé l'air.

En mer, la brume est plus fréquente au printemps et en été ; sur terre, elle est plus fréquente en hiver et surtout en automne.

La pluie (Variation diurne, variation annuelle). — La condensation de l'humidité de l'atmosphère, sous forme de pluie, est due à un refroidissement provoqué généralement par des courants ascendants. Ces courants ascendants peuvent être causés : 1° par des différences de densité des masses atmosphériques diversement échauffées (*courants de convection*) ; 2° par le relief terrestre qui oblige les courants horizontaux à s'élever ; 3° par la rencontre des courants atmosphériques de direction différente, qui obligent, eux aussi, l'air à monter. Cette dernière cause est très importante et est liée, comme nous le verrons, au passage des dépressions barométriques.

On ne possède que peu de renseignements sur les heures de la journée où il tombe le plus de pluie. Certaines stations présentent un maximum le matin (c'est le cas de nos côtes du golfe de Gascogne), d'autres un maximum dans l'après-midi (c'est le cas de Paris, en été). En mer, la variation de la pluie est inverse de la variation de la température : il pleut plus la nuit que le jour. Dans beaucoup de régions tropicales, la pluie est plus forte et plus fréquente l'après-midi.

Les pluies de convection, qui s'observent dans les régions équatoriales présentent une variation annuelle très nette. Le maximum se produit au moment du passage du soleil

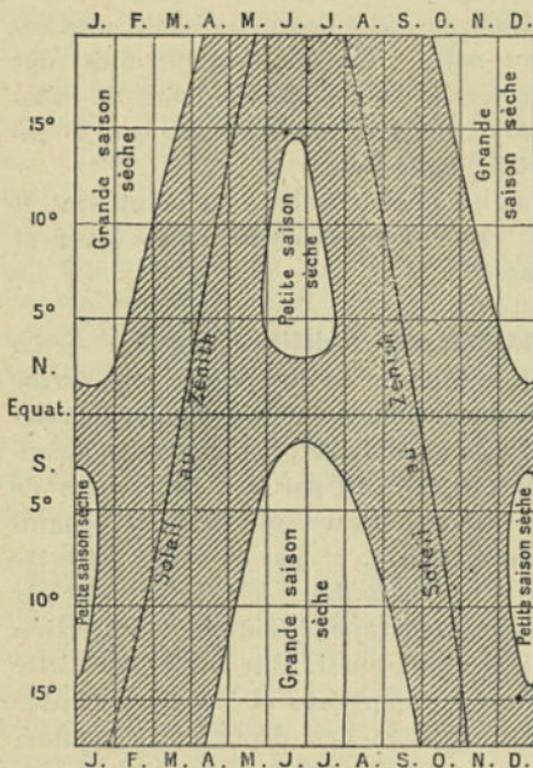


FIG. 5. — RÉGIMES DE PLUIE INTERTROPICAUX

La partie hachurée correspond à la saison des pluies

se confondre : il n'existe alors qu'une saison sèche, en hiver, et une saison pluvieuse (appelée *hivernage* par les colons français), en été. Par exemple au Sénégal, la saison pluvieuse a lieu du mois de juin à novembre.

En dehors des régions équatoriales et tropicales, les pluies de convection sont très rares. Les pluies sont sou-

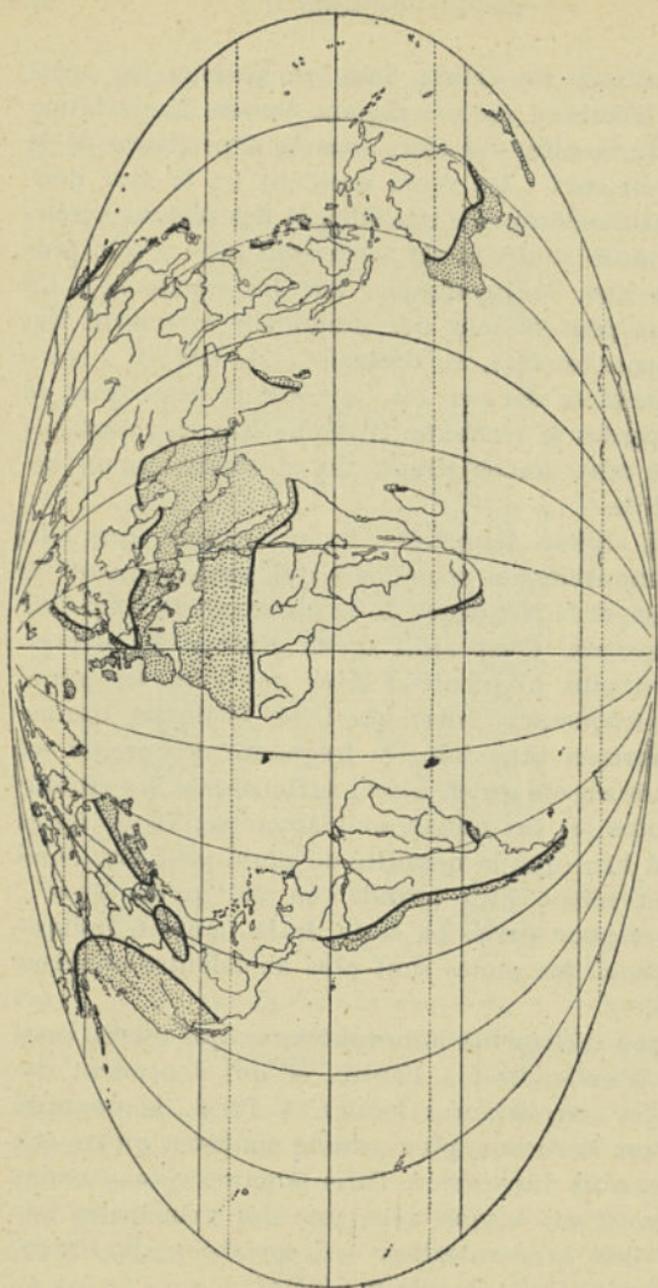
au zénith. Il y a généralement deux saisons de pluies, comme il y a deux maxima de température, et deux saisons sèches. La fig. 5, que j'emprunte au *Traité de Géographie Physique*, de M. de Martonne, donne un schéma des régimes de pluies intertropicaux.

A mesure qu'on se rapproche des tropiques, les deux saisons de pluie se rapprochent et finissent par

vent des pluies de relief, dues au passage de vents chargés d'humidité sur des régions élevées. La variation annuelle de la pluie est alors sous la dépendance de la variation du vent : les vents soufflant de la mer donnent des pluies lorsqu'ils rencontrent des régions surélevées, les vents soufflant de terre sont secs. (Voir plus loin, page 116, le paragraphe sur les moussons). Le même vent peut donner des pluies sur le versant qui lui est opposé, et être, au contraire, très sec sur l'autre versant. Dans ce dernier cas, le courant descendant le long des pentes se réchauffe et donne lieu en montagne à un vent très caractéristique, sec et chaud, qu'on appelle le *föhn*.

Dans les régions tempérées, les pluies sont dues surtout aux mouvements ascendants qui accompagnent les dépressions, et la fréquence de la pluie suit la fréquence des dépressions. C'est ainsi qu'en Europe les dépressions étant plus fréquentes l'hiver que l'été, les pluies sont plus fréquentes l'hiver que l'été. Toutefois, comme nous le verrons plus loin, la fréquence des orages est plus grande en été qu'en hiver, surtout dans les régions continentales, et ces orages sont accompagnés de fortes averses, si bien que la quantité de pluie peut être aussi grande, et même plus grande, en été qu'en hiver : c'est le cas pour Paris. La carte de la figure 6 indique les régions où les pluies sont plus abondantes en hiver qu'en été.

Il y a peu d'éléments atmosphériques qui soient aussi variables d'un endroit à l'autre, et qui dépendent davantage des circonstances locales. A Brest, la quantité de pluie est beaucoup plus grande en hiver qu'en été, alors que c'est l'inverse à Paris, comme nous venons de le voir. C'est, à mon avis, une des principales raisons qui doit « décentraliser » la prévision du temps, comme j'aurai l'occasion de le répéter.




 Régions où les pluies d'hiver sont le plus abondantes
 (Octobre - Mars : Hémisphère Nord // Avril - Sept.^{bre} : Hémisphère Sud)

FIG. 6. — VARIATION ANNUELLE DE LA PLUIE

L'influence de l'altitude sur la variation annuelle de la pluie est très importante : dans les régions où dominent les pluies d'été dans les parties basses, il y a des pluies d'hiver sur les montagnes. (Europe centrale, par exemple). A une certaine hauteur, il y a donc égalité entre les pluies d'été et les pluies d'hiver. Ce niveau a été appelé par Supan le *niveau d'inversion*. L'altitude du niveau d'inversion augmente à mesure qu'on s'éloigne de la mer. Il peut même se faire qu'il y ait deux niveaux d'inversion, sur une montagne assez haute.

Les quantités les plus fortes de pluie observée jusqu'ici sont de 1036 mm. en un jour à Tcherrapoundji (Inde), soit à peu près le double de ce qui tombe en moyenne dans toute l'année à Paris (512 mm.) ; on a observé 209 mm. en une heure dans les Pyrénées-Orientales.

Orages. — Les orages de chaleur présentent une variation diurne : ils éclatent, de préférence, aux heures chaudes de la journée. En mer, les orages, d'ailleurs rares, sont cependant plus fréquents la nuit que le jour. Ces orages de chaleur sont naturellement plus fréquents en été qu'en hiver. Dans les régions équatoriales, ils n'existent que pendant la saison humide.

Les orages de dépression ne présentent aucune variation diurne marquée, mais ils présentent une variation annuelle, qui est la variation de la fréquence de dépression. Dans nos régions, ils seront plus fréquents en hiver qu'en été, et comme les orages de chaleur sont rares dans les stations maritimes, il en résultera que, dans l'ensemble, sur les côtes, il y aura plus d'orages l'hiver que l'été.

LE VENT

Variation diurne de la direction du vent. — La direction du vent ne présente une variation diurne importante que dans le cas des *brises de terre et de mer*, que nous étudierons spécialement plus loin, et dans le cas de *brises de montagne et de vallée* ou de *relief*. Ce dernier phénomène se présente de la façon suivante : pendant les belles journées d'été, le vent souffle, pendant le jour, de bas en haut, remontant les vallées et la pente des montagnes, et, pendant la nuit, de haut en bas. Pendant la nuit, l'air refroidi a tendance à glisser le long des pentes, pour s'accumuler dans les parties les plus basses, surtout si la vallée débouche dans une plaine dont le rayonnement nocturne est moins fort. L'explication du vent qui remonte les pentes pendant le jour est plus difficile. Voici l'explication classique, à laquelle on peut faire quelques objections : l'échauffement de l'air qui repose sur les pentes des montagnes, crée un courant ascendant, déterminant un appel d'air, d'où un vent soufflant des parties basses vers les parties hautes.

Variation diurne de la vitesse du vent. — La vitesse du vent, au voisinage du sol, présente une variation diurne assez régulière, qu'on observe dans la plupart des stations lorsqu'il n'y a pas de perturbations atmosphériques : la vitesse est plus grande dans la journée que la nuit. Cette variation diurne est due aux remous causés par l'échauffement solaire ; ces remous, bien connus des aviateurs, brassent, dans la journée, les couches d'air voisines du sol avec les couches d'air élevées, et ont pour effet d'augmenter le vent au sol, puisque la vitesse du vent augmente avec l'altitude, ainsi que nous le verrons.

Toutes choses égales d'ailleurs, la variation diurne du vent est plus forte en été qu'en hiver, plus forte par ciel clair que par ciel couvert. En mer, l'échauffement solaire est beaucoup moins important qu'à terre, et il n'y a pas de variation diurne du vent qui soit appréciable. Il en est de même dans les régions polaires, en hiver.

L'amplitude de la variation diurne peut être très grande. Dans nos régions, la vitesse maxima dépasse rarement le double ou le triple de la vitesse minima. Mais, à Batavia, le maximum est 20 fois plus fort que le minimum.

Sur les montagnes, la variation diurne de la vitesse du vent est inverse de celle qu'on observe dans les stations basses : la vitesse est plus grande la nuit que le jour. Pour les couches élevées de l'atmosphère, le brassage dont nous avons parlé a un effet inverse de celui causé au voisinage du sol.

Cette inversion de la variation diurne s'observe à des altitudes très basses. Elle est déjà manifeste au sommet de la Tour Eiffel, et les sondages aérologiques ont montré qu'on l'observe souvent à partir de 100 ou 200 mètres de hauteur. (Voir les courbes de Bayonne, fig. 7.)

En air libre, à partir d'un millier de mètres de hauteur

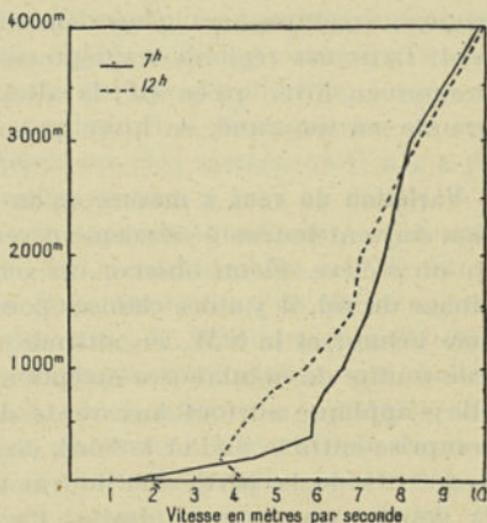


FIG. 7. — VARIATIONS DIURNES DE LA VITESSE DU VENT

on n'observe plus de variation diurne de la vitesse du vent.

Variation annuelle de la direction et de la vitesse du vent. — La variation annuelle de la direction du vent est presque toute entière liée à l'influence des terres et des mers, et nous l'étudierons dans un paragraphe ultérieur.

Quant à la variation annuelle de la vitesse du vent, elle dépend surtout du passage des dépressions barométriques, accompagnées généralement de forts coups de vent. Dans nos régions, les dépressions étant plus nombreuses en hiver qu'en été, la vitesse du vent est plus grande, en moyenne, en hiver qu'en été.

Variation du vent à mesure qu'on s'élève. — La direction du vent tourne généralement vers la droite à mesure qu'on s'élève. Si on observe un vent de S. W. au voisinage du sol, il y a des chances pour que le vent tourne vers l'Ouest et le N.W. en altitude. Mais cette loi générale souffre de nombreuses exceptions. Dans nos régions, elle s'applique surtout aux vents dont la direction est comprise entre le Sud et le Nord, en passant par l'Ouest. Les vents de la partie Est tournent plus souvent vers la gauche que vers la droite. Une règle, plus exacte dans nos régions, est la suivante :

Les composantes du vent de l'Ouest vers l'Est augmentent avec la hauteur jusqu'à la limite de la stratosphère, les composantes vers l'Ouest, vers le Nord ou vers le Sud présentent des variations plus irrégulières.

La vitesse du vent augmente, en moyenne, avec la hauteur jusqu'à la limite de la stratosphère. L'augmentation, d'abord rapide, se ralentit entre 500 et 1000 mètres de hauteur, au point parfois de devenir nulle. A partir de 1000 mètres, l'augmentation se continue régulièrement et la vitesse atteint normalement une tren-

taine de mètres par seconde à 10 kilomètres de hauteur. L'augmentation de vitesse est beaucoup plus régulière pour les vents d'Ouest que pour les vents d'Est.

Si l'on considère séparément les sondages aérologiques exécutés la nuit et le jour, on trouve, aux différentes altitudes, la variation diurne de vitesse que nous avons signalée plus haut, et cette variation diurne donne, la nuit et le jour, une allure différente à la variation de la vitesse du vent à mesure qu'on s'élève. La nuit, la vitesse du vent augmente très rapidement lorsqu'on s'élève ; dans l'après-midi, au contraire, souvent elle n'augmente pas et parfois elle diminue jusqu'à 400 ou 500 mètres de hauteur. Les deux courbes se rejoignent vers 1000 mètres ou 1500 mètres, où il n'y a plus de variation diurne (fig. 7).

La vitesse du vent paraît diminuer rapidement, dès que la limite de la stratosphère et de la troposphère est passée. Cette diminution de vitesse a donné lieu à quelques controverses. M. Maurain, d'après l'étude de cinquante-cinq sondages aérologiques, par ballons-pilotes ayant atteint 15000 mètres, a montré que le maximum de vitesse s'observe à une altitude de 11000 mètres, voisine de la limite de la stratosphère (fig. 8). Plus haut, la vitesse du vent diminue lentement. Mes propres observations n'indiquent pas un résultat aussi net et j'ai trouvé plusieurs cas où la vitesse du vent ne diminue pas dans la stratosphère, mais continue au contraire à augmenter.

En plus des observations directes des ballons-pilotes, on a quelques renseignements sur les vents qui règnent aux très grandes altitudes par les points de chute où sont retrouvés les ballons-sondes. Le résultat des ascensions de ballons-sondes faites en Europe montre que les ballons sont généralement soumis à un courant atmosphérique dont la direction est vers le SEqE. Ces ascensions durent, en moyenne, 1 h. $\frac{3}{4}$ et le point moyen de chute est situé à 50 kilomètres environ

du point de départ. Les ballons-sondes, qui atteignent de grandes hauteurs, ne tombent pas plus loin que ceux qui vont moins haut. Le ballon-sonde, lancé à Pavie, qui atteignit l'altitude de 37700 mètres, est tombé seulement à 38 kilo-

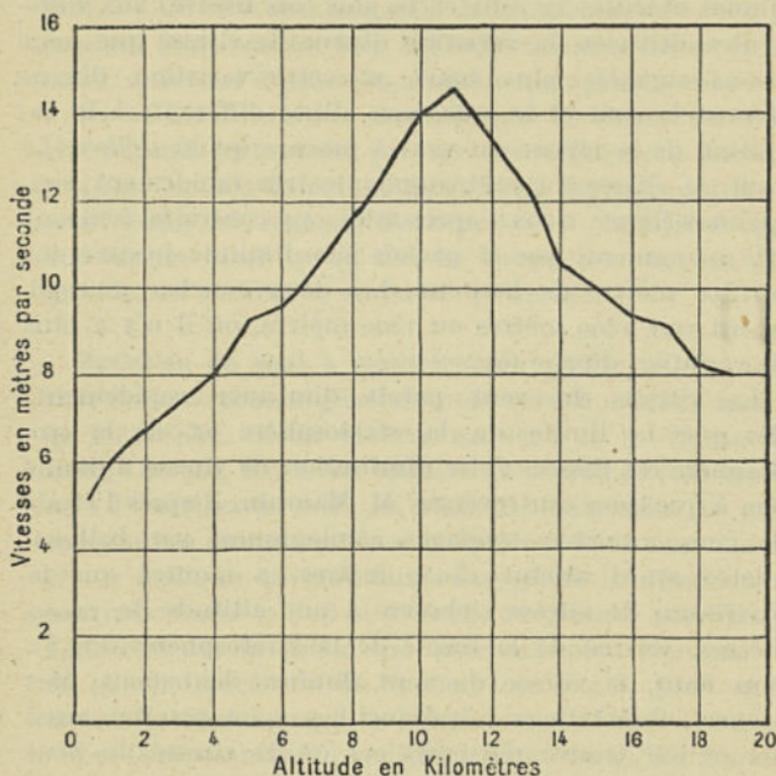


FIG. 8. — VARIATIONS DU VENT AVEC L'ALTITUDE

mètres de son point de départ. S'il n'y a pas, au point de vue de la vitesse du vent, une limite aussi nette entre la stratosphère et la troposphère que pour la température, il semble bien que le vent soit faible aux très hautes altitudes.

II. — DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS ATMOSPHÉRIQUES A LA SURFACE DU GLOBE

Lorsqu'on eut observé, en plusieurs points du globe, la valeur des éléments atmosphériques, il fut naturel de comparer ces observations les unes aux autres. On eut ainsi notion des différences de climat. On s'aperçut aussi que tous ces éléments réagissent les uns sur les autres, que la température, la pression, l'humidité, les vents et la pluie sont dans une dépendance mutuelle.

En réunissant, par une ligne, les points où ces éléments sont les mêmes, on dresse, comme nous l'avons indiqué dans la première partie, les cartes d'égale température, d'égale humidité, d'égale pression, etc., et ces cartes donnent des indications utiles, dont nous tirerons profit dans la suite de ce livre. Mais je dois répéter que ces cartes ne donnent souvent qu'un aspect conventionnel de la réalité, lorsqu'elles résultent de moyennes. Si les éléments météorologiques varient peu de part et d'autre de la moyenne — ce qui est le cas pour les climats réguliers des tropiques — les cartes donnent une représentation assez exacte de ce qui se passe chaque jour ; mais si les éléments météorologiques sont très variables, la moyenne ne signifie pas grand'chose, et, de la carte, disparaissent justement les accidents habituels, qui sont les phénomènes intéressants. Ces accidents, ces perturbations atmosphériques, ce sont les cartes simultanées qui seules les mettent en évidence, et nous les étudierons spécialement dans les paragraphes IV et V. D'autre part, ces lignes isothermes, isobares, etc., ne sont rien de plus qu'une figuration commode des observations. Par elles-mêmes, elles ne représentent souvent aucun phénomène réel. Gardons-nous de

conclure que deux villes situées sur la même ligne sont soumises forcément aux mêmes phénomènes météorologiques.

TEMPÉRATURE

Je me contenterai de donner des indications succinctes sur la distribution de la température pendant les deux mois caractéristiques des saisons extrêmes, janvier et juillet. (Fig. 9 et 10.) (1)

Janvier. — Le mois de janvier est le mois le plus froid de l'hémisphère Nord (2). La plus basse température moyenne de janvier s'observe à Verkhoïansk, au nord-est de la Sibérie : — 52°. Un autre centre de froid (— 40°) existe sur le Nord de l'Amérique et un autre sur le Groenland.

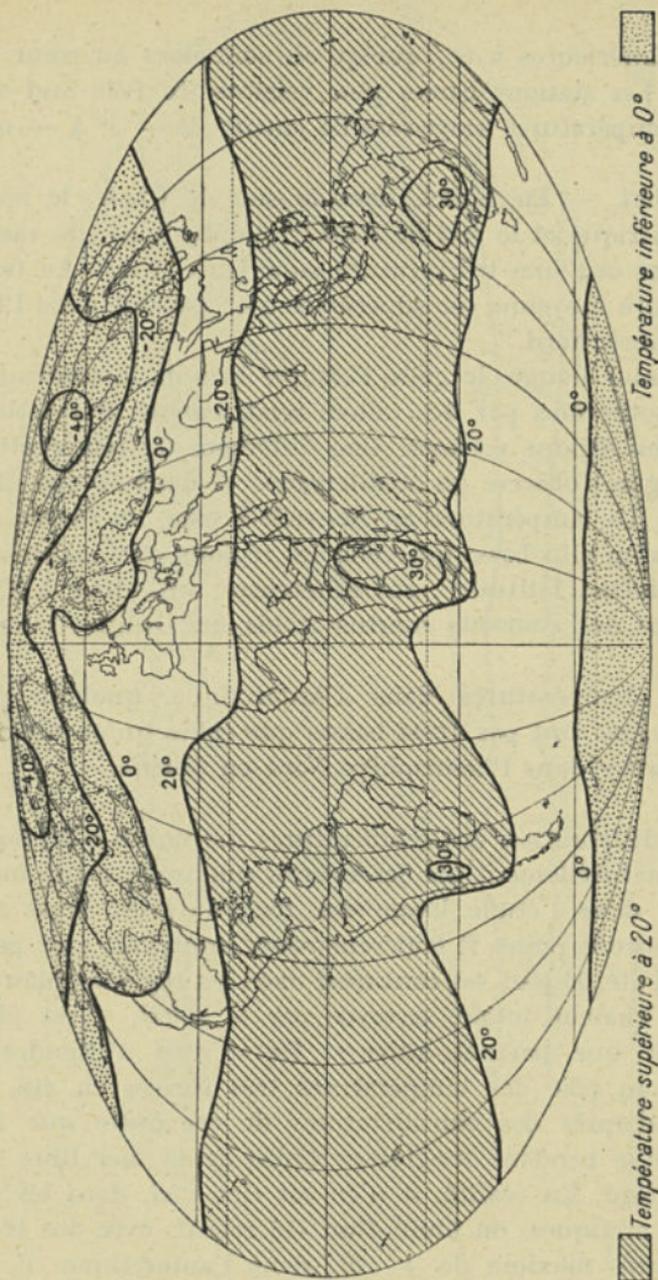
L'Océan, plus chaud, modifie le tracé des isothermes le long des rivages de l'Océan Pacifique et de l'Océan Atlantique. Dans l'Atlantique Nord, l'isotherme de 0° traverse le cercle polaire arctique, sous l'influence des courants marins chauds, venant du Sud (Gulf-Stream et dérive de l'Atlantique Nord) (3).

Dans l'hémisphère Sud, il existe, en janvier, trois maxima de température sur les trois continents. Le long du cercle polaire antarctique, les températures

(1) Il ne faut pas oublier que les températures sont ramenées au niveau de la mer. Pour les régions élevées, elles ne correspondent que de très loin aux températures réellement observées.

(2) Les plus basses températures sont notées cependant au mois de février dans les stations maritimes des latitudes tempérées et des hautes latitudes.

(3) Dans beaucoup de traités de météorologie, on étudie les courants marins, sous le prétexte qu'ils ont sur les climats une influence importante. Mais c'est là une question d'océanographie. Je me permets de renvoyer le lecteur à mon *Manuel d'océanographie physique*.



Température supérieure à 20°

Température inférieure à 0°

FIG. 9. — ISOTHERMES MOYENNES DE JANVIER

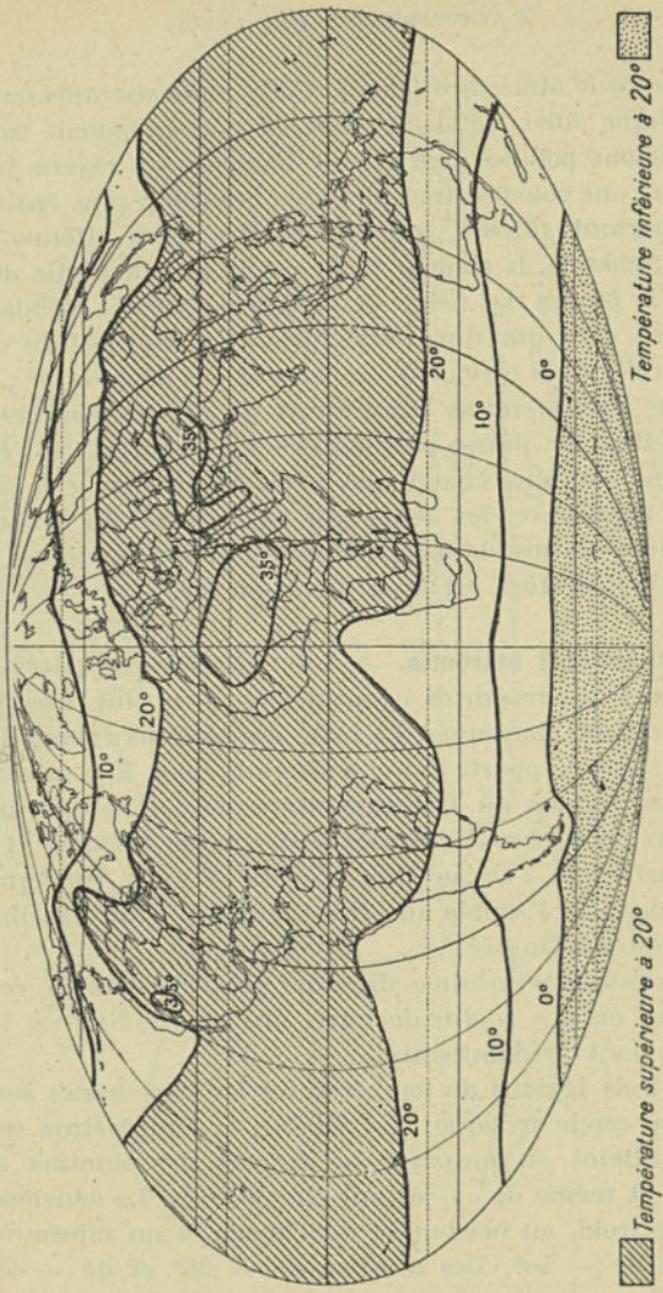
sont inférieures à 0° , quoiqu'on soit alors au cœur de l'été. Les stations basses plus voisines du Pôle Sud ont des températures moyennes de janvier de -5° à -10° .

Juillet. — En juillet, dans le sud de l'Asie, le nord de l'Afrique et le sud de l'Amérique du Nord, de vastes régions ont une température supérieure à 32° . La température moyenne est supérieure à 0° partout dans l'hémisphère Nord.

La mer Rouge, le golfe Persique brisent la continuité des isothermes par des vallées relativement plus froides que les régions voisines. Une différence de température analogue s'observe en Méditerranée et dans la mer Baltique. La température en Nouvelle-Ecosse, au Maroc est beaucoup plus basse que celle des régions voisines situées à la même latitude ; ces différences sont dues à l'influence des courants marins froids qui baignent leurs côtes.

Les températures dans l'Antarctique, quoique très basses, ne sont pas aussi basses que celles qu'on observe en janvier dans l'hémisphère Nord en Sibérie.

La distribution des températures moyennes s'explique tout naturellement par les raisons que nous avons indiquées dans l'étude locale des températures. Nous n'y reviendrons point. Il faut remarquer, toutefois, que, pendant l'été, le jour est continu dans les régions polaires, et la chaleur totale, envoyée par le soleil, y est plus grande que partout ailleurs. On devrait s'attendre à avoir au pôle des températures très élevées en été, et c'est d'après des considérations de cet ordre que fut défendue pendant longtemps l'idée de la mer libre du Pôle Nord. En réalité, il n'en est rien : si, dans les régions arctiques, on jouit d'un été relatif, avec des températures maxima de $+15^{\circ}$, dans l'antarctique, il ne



Température supérieure à 20°

 Température inférieure à 20°

FIG. 10. — ISOTHERMES MOYENNES DE JUILLET

dégèle pour ainsi dire jamais. Cette anomalie apparente s'explique ainsi : d'abord, le soleil n'ayant jamais dans les régions polaires une grande hauteur, ses rayons traversent une couche atmosphérique beaucoup plus épaisse que partout ailleurs, qui les absorbe et en atténue la force ; ensuite, la chaleur reçue est en grande partie utilisée à fondre la neige et la glace formées pendant l'hiver : tant que dure cette fusion, la température du sol et celle de la mer gelée ne peuvent pas dépasser 0° ; et comme l'air prend sa température au sol, on comprend que celle-ci ne puisse pas dépasser beaucoup 0° . Si l'été arctique est plus chaud que l'été antarctique, cela est dû à l'influence des vents qui ont soufflé sur les régions dépourvues de neige entourant la zone arctique, et où la température est assez élevée en été.

Températures extrêmes. — Les températures extrêmes sont aussi intéressantes à considérer, sinon plus, que les températures moyennes. La carte des minima reproduite figure 11, se rapporte à une année moyenne. Elle montre que les régions où la température ne tombe pas au-dessous de 20° , sont réduites à la côte de Guyane, et à une partie de l'Océan Indien et de l'Océan Pacifique, s'étendant de l'Arabie aux îles Carolines et de Zanzibar à la Nouvelle-Guinée.

La valeur des minima diminue plus rapidement vers le Nord, où il y a plus de terre, que vers le Sud où les océans sont prédominants.

Les trois régions de températures les plus basses sont près du cercle arctique : En Sibérie, la température minima atteint en moyenne — 60° , et des minima de — 67° et même de — 70° ont été observés. Le deuxième pôle de froid, au nord-ouest du Canada, a un minimum moyen de — 50° . Des minima de — 56° et de — 58°

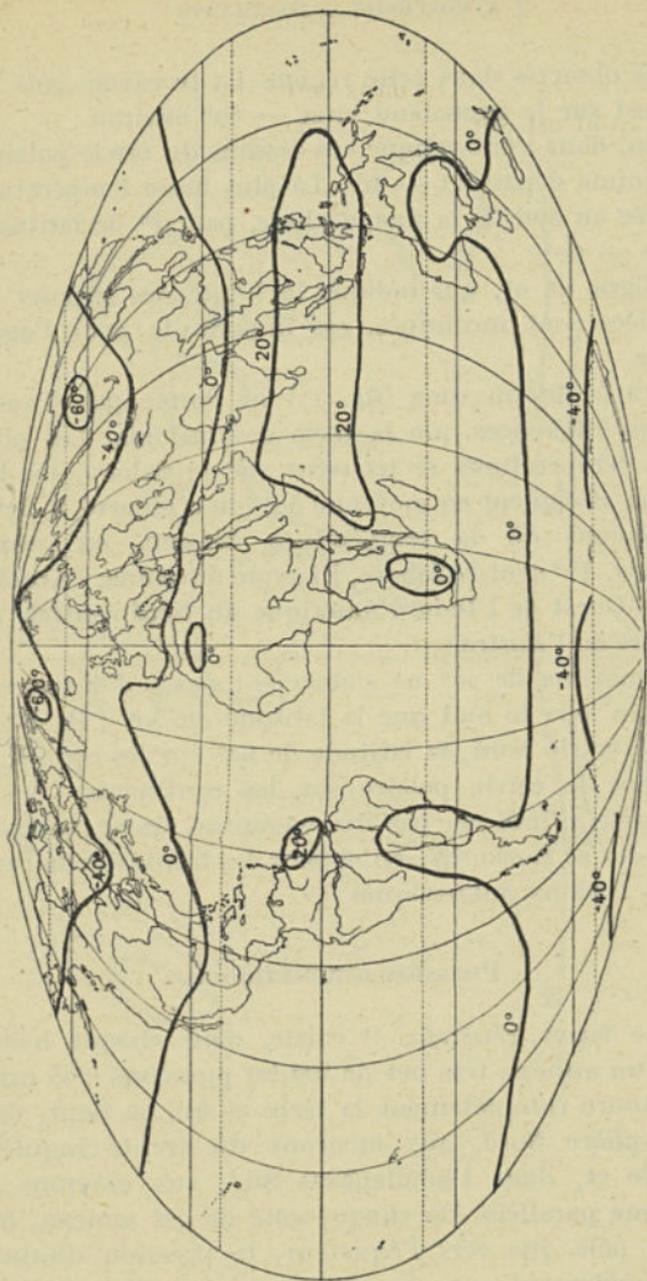


FIG. 11. — TEMPÉRATURES MINIMA

ont été observés dans cette région. Le troisième pôle de froid est sur le Groenland, avec -60° environ.

Enfin, dans l'antarctique, au-dessous du cercle polaire, les minima dépassent -40° . La plus basse température observée au sud de la mer de Ross, par 78° de latitude, est de -60° .

La ligne de 0° , qui indique la limite des régions où les gelées sont inconnues, est importante pour l'agriculture.

La carte des maxima (fig. 12) ne donne pas d'aussi grandes différences que la carte des minima. Les plus hautes températures se trouvent sur le Sahara, où les maxima atteignent en moyenne 50° (on a observé $+57^{\circ}$). Les régions où la température dépasse, en année moyenne, 45° sont le Sahara, l'Egypte moyenne, l'Arabie, le Nord-Ouest de l'Inde, l'Amérique du Nord centrale et le centre de l'Australie.

Les maxima de 20° ne s'observent pas, en moyenne, plus loin vers le Sud que la latitude de 50° ; ils atteignent, vers le Nord, la latitude de 60° sur les océans, et dépassent le cercle polaire sur les continents.

La carte n'indique pas de maximum de 0° , mais ce maximum se rencontre, en dehors des limites de la carte, sur les régions antarctiques.

PRESSION BAROMÉTRIQUE

D'une façon générale, il existe, dans chaque hémisphère, un anneau très net de hautes pressions (765 mm.) qui entoure complètement la terre et qui se tient, dans l'hémisphère Nord, aux environs du trente-cinquième parallèle et, dans l'hémisphère Sud, aux environs du trentième parallèle. De chaque côté de cet anneau, tant vers le pôle que vers l'équateur, la pression diminue, plus rapidement vers le pôle que vers l'équateur.

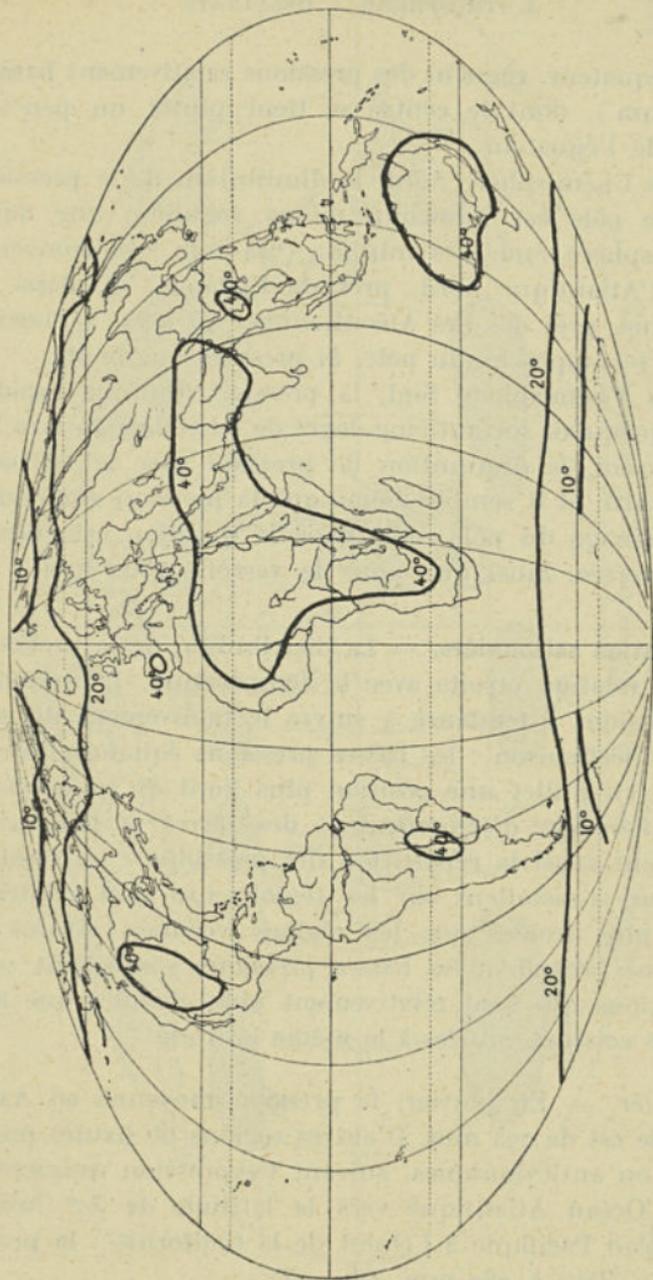


FIG. 12. — TEMPÉRATURES MAXIMA

A l'équateur, règnent des pressions relativement basses (759 mm.), dont le centre se tient plutôt un peu au Nord de l'équateur.

Dans l'hémisphère Nord, la diminution de la pression vers le pôle est beaucoup moins régulière que dans l'hémisphère Sud. Les minima (754 mm.) se trouvent, dans l'Atlantique Nord, près de l'Islande, et, dans le Pacifique, près des îles Aléoutiennes. Au delà, à mesure qu'on se rapproche du pôle, la pression augmente.

Dans l'hémisphère Sud, la pression diminue rapidement jusqu'au soixantième degré de latitude (740 mm.) ; après quoi, la diminution de pression avec la latitude se ralentit, et il semble même que la pression augmente au voisinage du pôle Sud, mais la question est encore controversée, ainsi que nous le verrons plus loin.

Variation saisonnière. — La distribution de la pression est en relation étroite avec la température. Le système de pressions a tendance à suivre le mouvement du soleil en déclinaison : les basses pressions équatoriales occupent en juillet une position plus Nord qu'en janvier. Les différences d'échauffement des terres et des mers modifient aussi la répartition des pressions : les hautes pressions s'installent sur les régions qui sont relativement plus froides que les régions voisines, situées à la même latitude ; les basses pressions s'installent sur les régions qui sont relativement plus chaudes que les régions voisines, situées à la même latitude.

Janvier. — En janvier, la pression moyenne en Asie centrale est de 775 mm. D'autres régions de hautes pressions, ou anticycloniques, suivant l'expression consacrée, sont l'Océan Atlantique vers la latitude de 30° Nord, et l'Océan Pacifique à l'Ouest de la Californie : la pression s'y élève à 767 mm. (fig. 13).

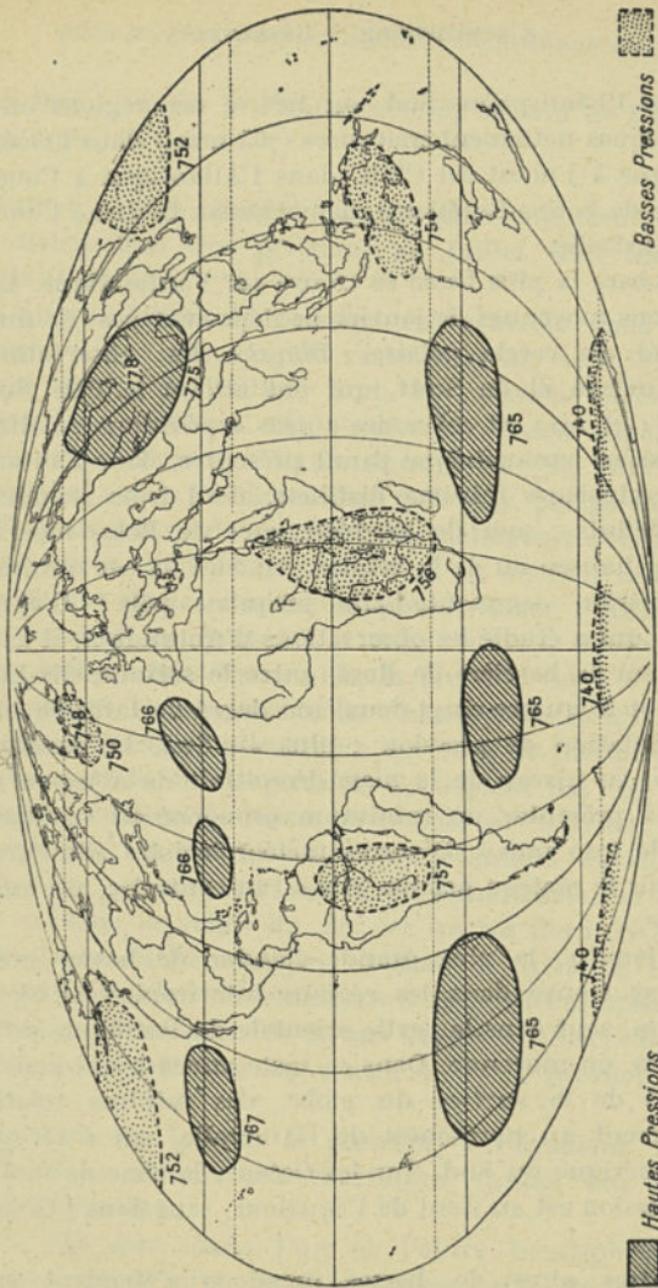


FIG. 13. — ISOBARES MOYENNES DE JANVIER

Dans l'hémisphère Sud, on trouve des régions anti-cycloniques nettement marquées (765 mm.) dans l'Océan Pacifique à l'ouest du Chili, dans l'Atlantique à l'ouest du cap de Bonne-Espérance, dans l'Océan Indien à l'ouest de l'Australie.

L'isobare la plus basse se trouve sur l'antarctique. Les pressions moyennes de janvier ne dépassent pas 740 mm. au sud du cercle polaire. D'après les observations d'Amundsen et de Scott, qui ont atteint le Pôle Sud, en 1911 et 1912, et celles des autres expéditions polaires, la pression barométrique paraît présenter, dans l'antarctique, plusieurs minima distincts, dont trois semblent bien définis : mer de Weddell, mer de Ross, mer de Bellingshausen ou de la Belgica. Au Sud de ces minima, la pression augmente-t-elle jusqu'au pôle ? D'après Mohn, qui a étudié les observations d'Amundsen, il existerait sur la barrière de Ross, entre le soixante-dix-huitième et le quatre-vingt-deuxième degré de latitude une augmentation de pression ; plus au Sud, la pression, réduite au niveau de la mer, décroîtrait de nouveau de façon à présenter un minimum prononcé au voisinage du pôle (720 mm.). D'autres météorologistes admettent que, sur le plateau polaire, il y a, au contraire, un anti-cyclone.

En janvier, la plus grande étendue de basses pressions se trouve dans les régions intertropicales, où la pression, sauf dans la partie orientale du Pacifique, est à 758 mm. en moyenne. Dans ce vaste anneau, qui couvre les $\frac{2}{5}$ de la surface du globe, des minima relatifs s'observent au nord-ouest de l'Australie, sur l'Afrique et l'Amérique du Sud. Sur les Océans, la zone de moindre pression est au nord de l'équateur, sauf dans l'Océan Indien.

D'autres aires de basses pressions s'étendent sur l'Atlantique Nord, de l'Islande au sud du Groenland

(749 mm.), et sur le Pacifique Nord, au sud de l'Alaska (750 mm.).

Juillet. — Les changements les plus importants dans la distribution des pressions en juillet sont les suivants (fig. 14) :

L'augmentation de pression est générale dans l'hémisphère Sud, où, sur de vastes régions, vers le trentième degré de latitude Sud, la pression s'élève en moyenne à 767 mm. On observe aussi une augmentation de pression sur l'Atlantique Nord (769 mm. aux Açores) et sur le Pacifique Nord (766 mm. par 40° N.).

En plus des quatre anticyclones nettement définis sur l'Atlantique, le Pacifique, au Nord et au Sud des tropiques, on trouve des hautes pressions sur l'Océan Indien austral, en Australie et dans l'Afrique du Sud.

En juillet, dans l'ensemble, la pression est à son minimum sur les continents de l'hémisphère Nord. Cette grande dépression saisonnière est surtout marquée sur l'Asie centrale, où la pression ne dépasse pas 746 mm. D'autres centres de basses pressions se trouvent dans l'Amérique du Nord, entre le Groenland et la baie d'Hudson, au sud de l'Islande, en Scandinavie, en Espagne et dans la vallée du Pô, les quatre derniers étant cependant relativement peu accusés. En Afrique, l'augmentation de chaleur semble avoir pour effet simplement d'écarter les isobares, de la mer Rouge au Sierra-Leone, plutôt que de former un centre de basse pression distinct.

Au mois de juillet, la pression à l'équateur dans l'Atlantique atteint son maximum annuel aux environs de 760 mm.

On voit que, dans l'un et l'autre hémisphère, la pression sur la terre, pendant l'hiver, est nettement au-dessus de la moyenne annuelle, et nettement au-dessous

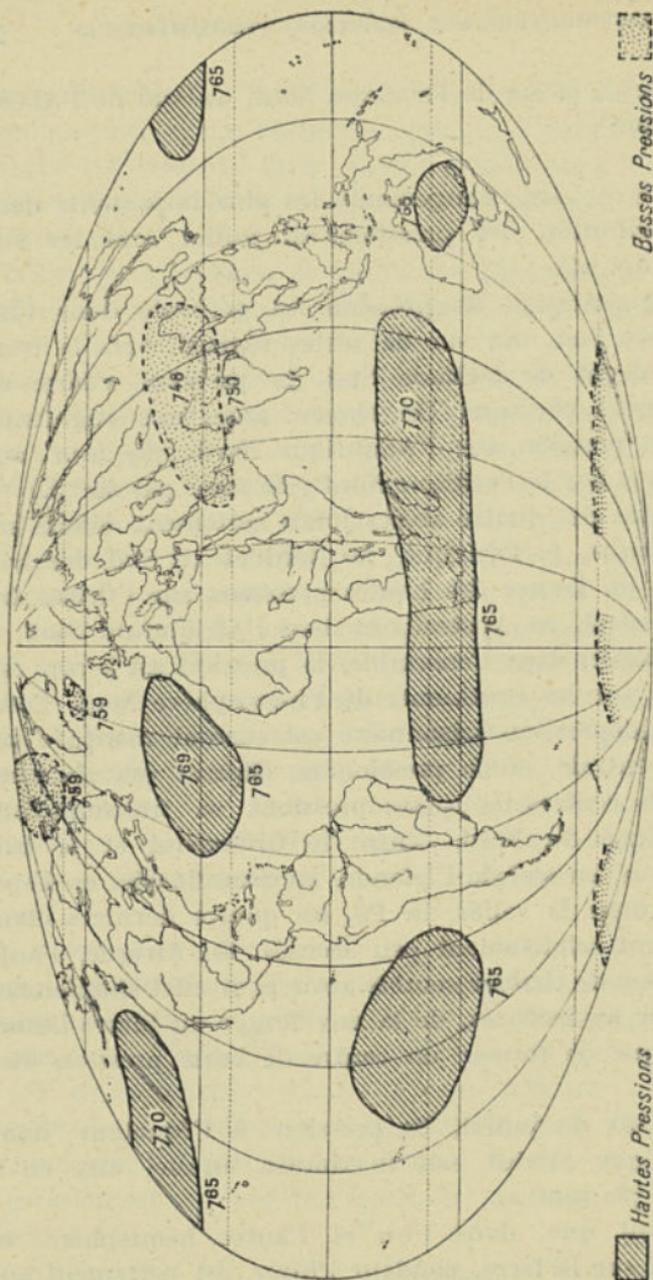


Fig. 14. — DISTRIBUTION DES PRESSIONS EN JUILLET

pendant l'été : les variations de ce genre les plus importantes s'observent en Asie, où la différence entre les pressions moyennes de janvier et de juillet atteint 30 mm., soit $1/25^e$ environ de la pression barométrique totale ; dans le nord de l'Amérique et en Australie, la différence entre janvier et juillet est de 12 mm. Sur les océans du Nord, les conditions sont inversées : les pressions d'été sont un peu plus hautes que les pressions d'hiver. Les minima de janvier de l'Islande et des îles Aléoutiennes disparaissent presque complètement en juillet, les anticyclones au Nord des tropiques se renforcent. Dans les océans du Sud, les différences de température entre l'hiver et l'été sont beaucoup plus faibles, et on n'observe pas des variations de pression aussi prononcées.

Variation mensuelle de la pression barométrique. —

Parmi les centres de basse et haute pression des cartes moyennes, il faut distinguer ceux qui sont pour ainsi dire permanents et qu'on retrouve à peu près chaque jour sur les cartes simultanées, et ceux qui proviennent de moyennes de pressions présentant, autour de la moyenne, des écarts plus ou moins grands. Il est bon de considérer, en outre des cartes de pression moyenne, les cartes des variations mensuelles de la pression, qui permettent de se rendre compte de la valeur de ces écarts. D'autre part, les mauvais temps étant, comme nous le verrons, en relation directe avec les variations de pression, ces cartes donnent une idée assez exacte de la fréquence des tempêtes dans une région.

Les deux cartes représentées, figure 15 et 16, donnent, d'après Köppen, la variation moyenne de la pression, pendant un mois d'hiver et un mois d'été, c'est-à-dire la différence moyenne entre les plus hautes et les plus basses pressions observées ce mois-là pendant de nom-

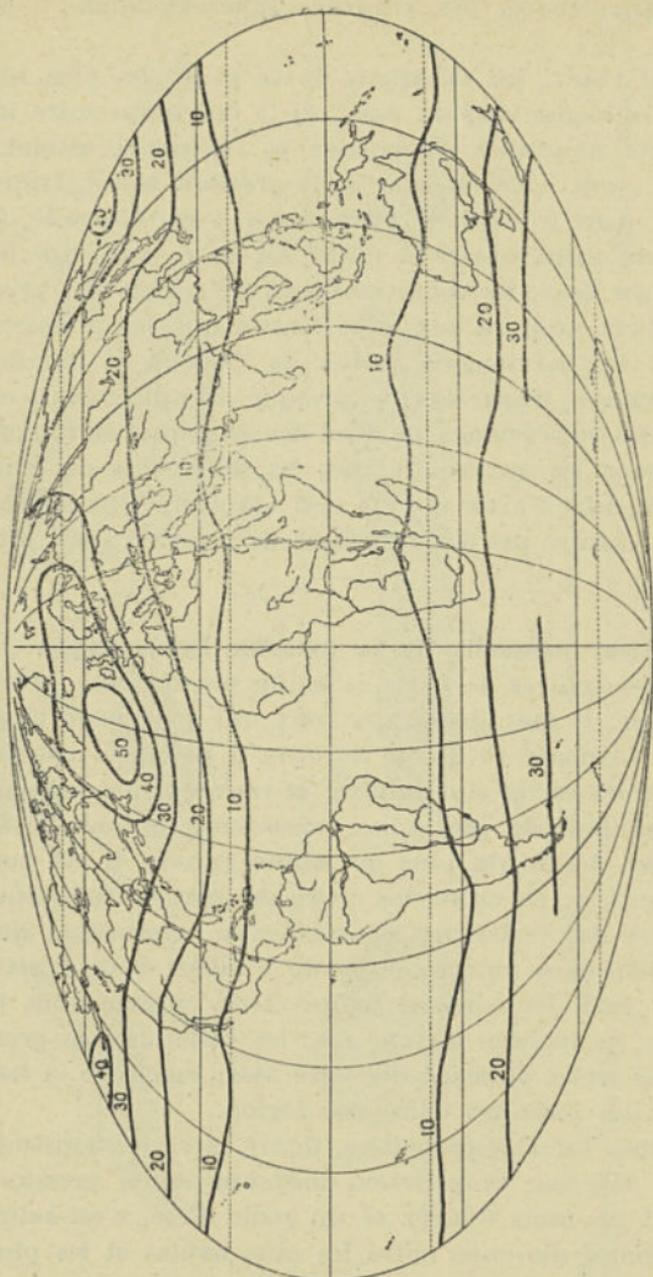
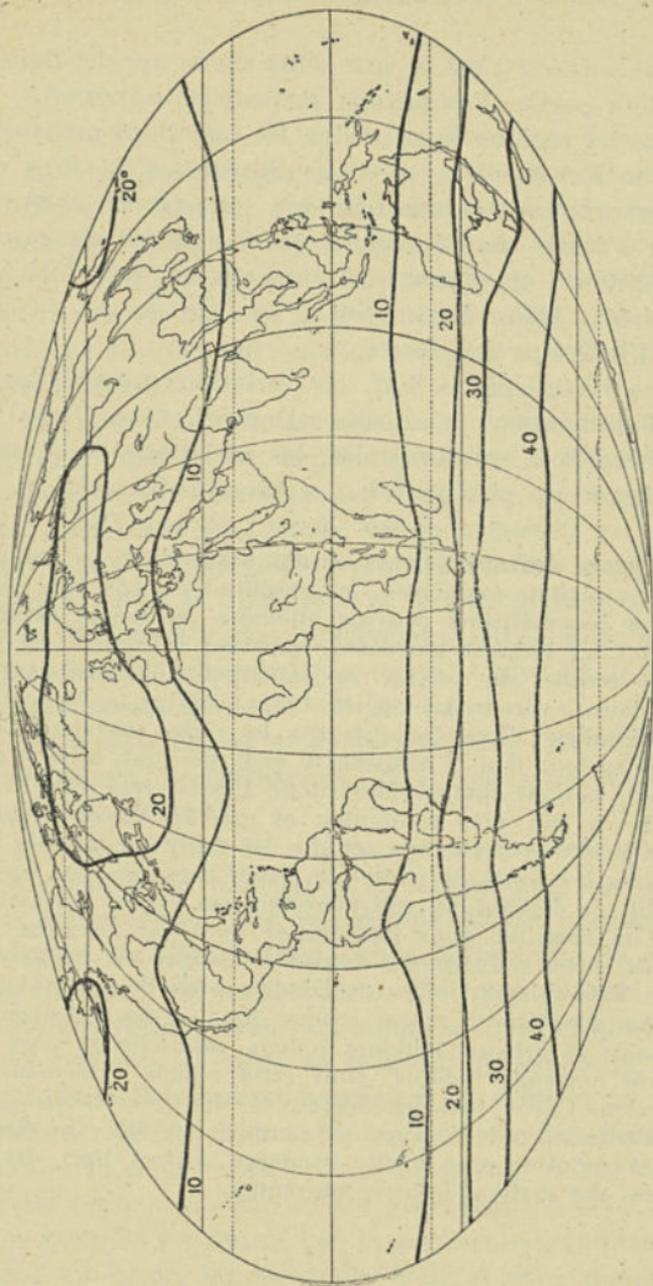


FIG. 15. — AMPLITUDE MENSUELLE DE LA PRESSION BAROMÉTRIQUE EN JANVIER



F. 16. — AMPLITUDE MENSUELLE DE LA PRESSION BAROMÉTRIQUE EN JUILLET

breuses années (c'est ce que nous avons appelé, dans la première partie, l'*amplitude mensuelle moyenne*).

Dans les régions équatoriales, les variations mensuelles sont de l'ordre des variations diurnes, c'est dire que les perturbations barométriques y sont rares ; mais, dès qu'on s'écarte de l'équateur, les variations mensuelles augmentent, et deviennent importantes aux latitudes tempérées. Elles diminuent à mesure qu'on s'avance dans l'intérieur des terres.

Dans l'hémisphère Sud, les variations mensuelles de pression changent peu d'une saison à l'autre. Dans l'hémisphère Nord, au contraire, les variations de pression sont beaucoup plus grandes en hiver qu'en été.

Fréquence des anticyclones et des dépressions. — Puisque, dans les régions tempérées, les amplitudes mensuelles de la pression barométrique peuvent atteindre, et même dépasser, 40 mm., les isobares moyennes, dans ces régions-là, ne sont que le résultat du passage de perturbations atmosphériques en certains endroits privilégiés. On a montré, en effet, que les anticyclones fixes, indiqués sur les cartes moyennes, sont causés, surtout dans l'hémisphère sud, par une série d'anticyclones, passant continuellement de l'Ouest vers l'Est à des latitudes à peu près constantes, et que les basses pressions d'Islande, des Aléoutiennes, et du 60° degré de latitude Sud sont dues à la série de centres de basses pressions, ou, comme l'on dit, de dépressions, qui traversent ces parties des Océans.

Si l'on consulte, pour l'Atlantique nord par exemple, une série de cartes simultanées, comme celles qui ont été dressées par le Meteorological office de Londres pour l'année 1883, on constate que l'on a affaire chaque jour à deux dépressions au moins et presque toujours à deux anticyclones, alors que la carte moyenne indique, pour cette région, seulement un anticyclone, situé vers les Açores, et une dépression, située vers l'Islande, celle-ci à peine marquée en été. Ce résultat suffit à montrer avec quelle prudence il faut tirer des déductions des cartes d'isobares moyennes.

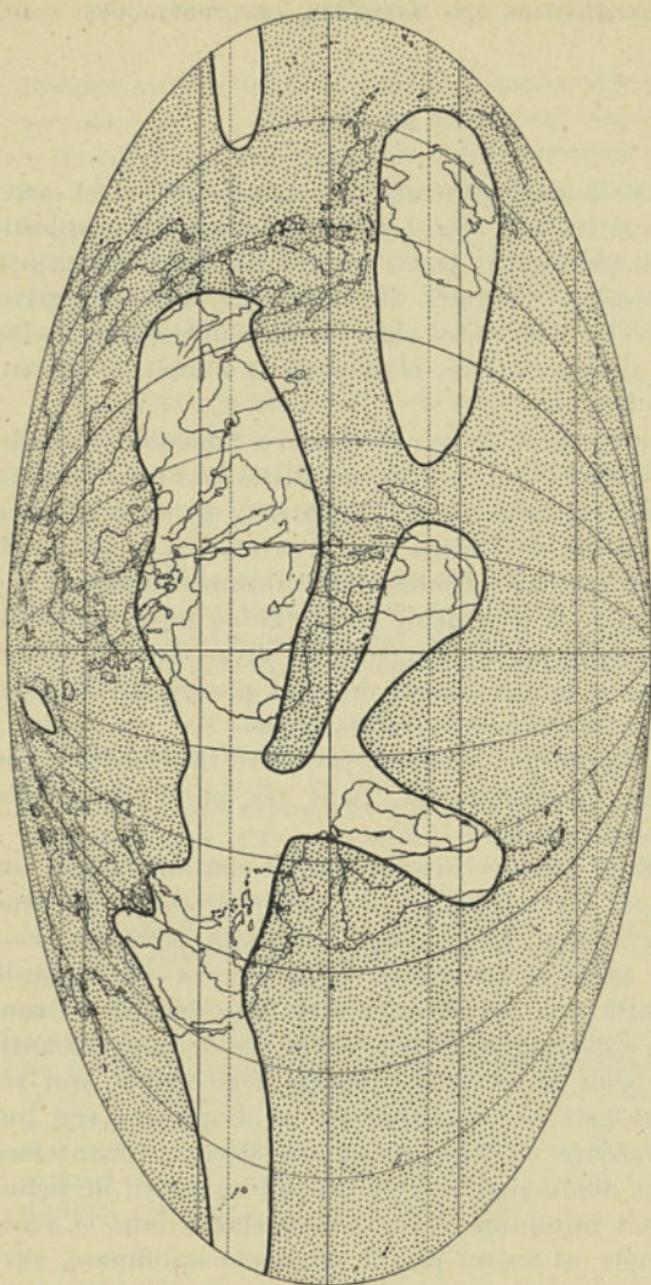
LA NÉBULOSITÉ

La distribution générale de la nébulosité est assez difficile à étudier, car les observations de nébulosité sont peu précises et peu nombreuses. Voici les principaux résultats auxquels Teisserenc de Bort est arrivé. La figure 17, tirée de sa carte de la nébulosité annuelle, indique simplement les régions où la nébulosité est supérieure à 5.

En toutes saisons, la nébulosité a tendance à se distribuer suivant des bandes parallèles à l'équateur. La nébulosité est maxima à l'équateur, et ce maximum suit, au cours de l'année, les mouvements en déclinaison du soleil. La nébulosité est minima vers les tropiques, entre le quinzième et le trente-cinquième parallèle. Une autre région nuageuse est située entre le trentecinquième et le soixantième degré. A plus haute latitude, la nébulosité diminue vers les pôles.

Cette distribution générale peut être très modifiée par des causes perturbatrices, dont les plus importantes sont les suivantes :

On trouve plus de nuages sur les continents que sur les océans, sur les centres de basses pressions que sur les anticyclones. Les centres de basses pressions sont en effet, le siège, comme nous le verrons, de courants ascendants, qui refroidissent l'air par détente et causent des condensations abondantes, tandis que les anticyclones sont le siège de courants descendants, qui réchauffent l'air par compression, et diminuent son humidité relative. Toutes les régions élevées, faisant face aux vents dominants, ont un maximum relatif de nébulosité ; un minimum existe généralement sous le vent. Un exemple est fourni par la péninsule scandinave, surtout en hiver, où les vents d'Ouest sont dominants :



▣ Régions où la nébulosité moyenne annuelle est supérieure à 5

F. 17. — NÉBULOSITÉ ANNUELLE

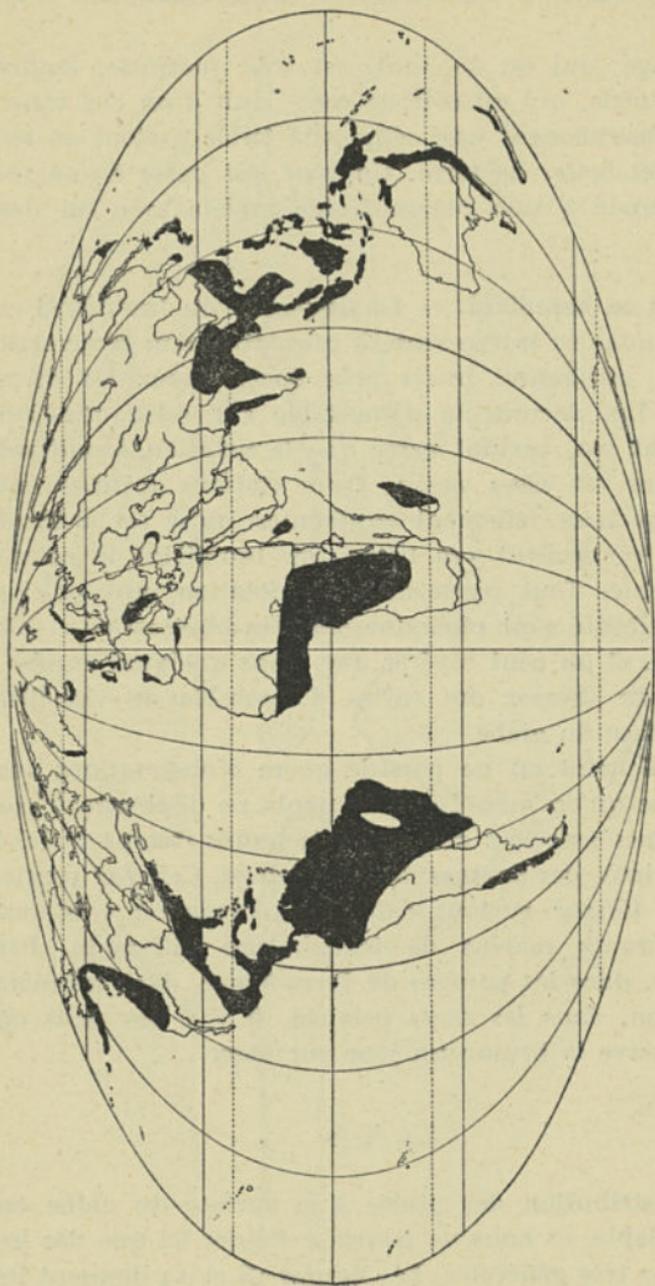
la Norvège, qui est au vent, est très nuageuse, tandis que la Suède, qui est sous le vent, jouit d'un ciel clair. Il y a généralement une nébulosité faible partout où règnent des brises de terre. Un vent qui passe d'une région chaude à une région froide amène avec lui des nuages.

Brume ou brouillard. — La fréquence du brouillard et de la brume est intéressante à connaître, non seulement pour la navigation, mais plus encore pour les aéronautes. Les documents d'ensemble sur cette question n'existent pas, surtout parce que la notation brouillard ou brume est assez vague. Deux stations voisines ont des fréquences tellement différentes qu'il est évident qu'elles n'appellent pas brume ou brouillard le même phénomène. Tout récemment, la notation plus précise de la visibilité s'est répandue dans les observations (voir page 36), et on peut espérer que, dans quelques années, on pourra dresser des cartes d'ensemble de visibilité à la surface du globe.

Actuellement on ne possède guère d'observations sur la brume qu'en mer. Les documents ne distinguent pas les brumes associées aux mauvais temps (temps bouché des marins), des brumes de beau temps. Celles-ci paraissent se former surtout dans les régions où voisinent des courants marins de température différente. Par exemple, dans les parages de Terre-Neuve, dans les mers du Japon, dans les mers polaires, il y a des mois où l'on observe la brume un jour sur deux.

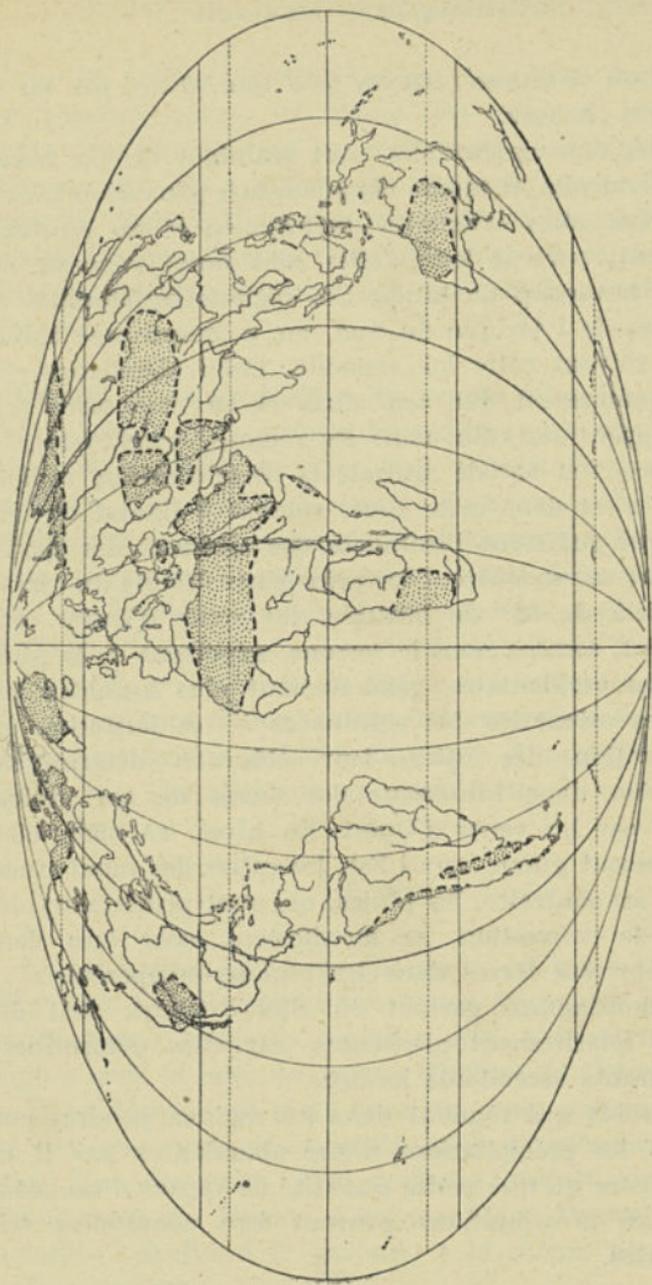
LA PLUIE

La distribution des pluies à la surface du globe est très variable, et nous ne pouvons donner ici que des indications très générales. Les figures 18 et 19 donnent les



■ Régions du globe où la quantité annuelle de pluie est supérieure à 1000^{mm}

FIG. 18. — DISTRIBUTION DES PLUIES



 Régions du globe où la quantité annuelle de Pluie est inférieure à 250 m/m

FIG. 19. — DISTRIBUTION DES PLUIES

régions où il tombe plus de 1000 mm. d'eau par an et moins de 250 mm.

Les régions équatoriales sont humides et, en beaucoup d'endroits, il tombe chaque année plus d'un mètre d'eau. Les côtes orientales de l'Ancien et du Nouveau Continent, surtout lorsqu'elles sont montagneuses, reçoivent beaucoup de pluie. Les régions équatoriales et tropicales de l'Afrique du Sud, en y comprenant Madagascar suivent cette loi générale. Cette abondance des précipitations est due aux alizés et aux moussons (1), qui frappent ces côtes dans les régions équatoriales.

Entre 20° et 35° de latitude la pluie diminue rapidement : c'est dans cette zone, surtout à l'ouest des régions qui subissent l'influence des alizés et des moussons, que se rencontrent les principaux déserts du globe.

Au delà de 35° de latitude, les vents d'Ouest, qui dominent, comme nous le verrons, apportent de la pluie aux côtes occidentales, généralement plus humides que les côtes orientales des continents à ces latitudes. La configuration des côtes, leur élévation déterminent l'extension dans l'intérieur des terres de ces pluies, causées par les vents d'Ouest. En hiver, en effet, elles ne dépassent guère, vers l'Est, les crêtes des montagnes. En été, au contraire, les pluies, qui sont plutôt alors des pluies de convection, se manifestent assez loin dans l'intérieur des terres dans les régions tempérées.

Les montagnes, partout où elles existent, sont des régions relativement pluvieuses, car elles déterminent des courants ascendants locaux.

Les froids qui règnent dans les régions polaires empêchent les précipitations d'être abondantes, car il ne peut exister qu'une petite quantité de vapeur d'eau dans l'air. Ces précipitations peuvent être néanmoins très fréquentes.

(1) Voir le paragraphe suivant pour la circulation atmosphérique.

Sur les océans, la distribution des pluies suit, dans ses grandes lignes, les même lois que sur les continents : maximum dans les régions équatoriales, où l'on observe plus de 2 mètres de pluie par an, minimum dans les régions tropicales où soufflent les alizés, augmentation dans les régions tempérées et polaires, par suite du passage fréquent des perturbations atmosphériques.

Orages. — La production des orages exige une température élevée, une grande humidité et un mouvement d'ascension rapide de l'air. Les régions où les orages sont les plus fréquents sont : l'Amérique centrale et le Mexique, où l'on observe, en plusieurs points, plus de cent cinquante orages par an et même deux cents ; la côte du golfe de Guinée (100 orages par an) ; les îles de la Sonde (100 à 150 orages par an). Dans les régions tempérées, on observe de dix à trente orages par an. Les orages sont naturellement très rares dans les déserts, dans les régions polaires (manque d'humidité), ainsi qu'en mer (température pas assez forte).

LE VENT

La circulation générale des vents est régie toute entière par l'emplacement des zones de hautes pressions et de basses pressions, qu'on a donc pu justement désigner sous le nom de *centres d'action de l'atmosphère*.

Si un liquide est placé dans des vases communicants, et que pour une raison quelconque, la pression change dans l'un des vases, il se produira immédiatement un écoulement du liquide d'un vase dans l'autre, afin de rétablir l'équilibre et partout, à la même hauteur, la même pression.

Dans l'atmosphère aussi, lorsqu'il se produit en un point un changement de pression, l'équilibre tend immédiatement à se rétablir et les mouvements que causent ces changements de pression au sein de l'atmosphère, sont comparables, quoique plus compliqués, à l'écoulement d'un liquide d'un vase dans l'autre.

Ces mouvements de l'atmosphère sont les vents. Leur direction n'est pas celle qui joint les points où la pression est plus haute aux points où elle est plus basse, car la rotation de la terre intervient, comme elle intervient sur toutes les particules en mouvement, pour les dévier vers la droite dans l'hémisphère Nord, vers la gauche dans l'hémisphère Sud, ainsi qu'on le démontre dans les cours de mécanique (1).

Ainsi que l'a montré Buys-Ballot, dans l'hémisphère Nord, le vent tourne autour d'un centre de haute pression dans le sens des aiguilles d'une montre, autour d'un centre de basse pression dans le sens inverse des aiguilles d'une montre ; dans l'hémisphère Sud, le vent tourne autour d'un centre de haute pression dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, autour d'un centre de basse pression, dans le sens des aiguilles d'une montre.

D'autre part, plus la différence de pression entre régions voisines est grande, autrement dit plus le gradient barométrique est fort, plus le vent est fort. Si le gradient est nul, il n'y a pas de vent du tout.

Ces lois s'appliquent aux cartes d'isobares moyennes comme aux cartes d'isobares simultanées. Mais, comme nous l'avons dit, la réalité de chaque jour peut s'écarter beaucoup des isobares moyennes, surtout dans les régions tempérées, et, de même, les vents observés chaque jour pourront différer beaucoup de la circulation atmosphérique moyenne.

(1) Voir H. BÉGIN, *Statique et Dynamique* I, p. 81 et suivantes. (Collection Armand Colin.)

Cette réserve faite — et il ne faut pas la perdre de vue — nous pouvons parler de la circulation atmosphérique générale (fig. 20 et 21).

Les alizés. — Conformément à la loi de Buys-Ballot, autour des centres de hautes pressions des tropiques, on trouve, dans la partie orientale des océans, ainsi qu'entre les tropiques et l'équateur, des vents de Nord-Est et d'Est dans l'hémisphère Nord, des vents de Sud-Est et d'Est dans l'hémisphère Sud. Ce sont les *alizés*. Leur limite varie, suivant la position des centres de hautes pressions eux-mêmes. Ils atteignent, en général, la force 3 ou 4 de l'échelle de Beaufort. On regarde d'ordinaire les vents alizés comme les plus constants de la terre, mais, bien qu'ils puissent souffler pendant des jours et même des semaines sans changer de direction et d'intensité, il ne faut pas s'exagérer leur uniformité. Parfois les alizés s'affaiblissent et leur direction réelle s'écarte de leur direction habituelle. Il ne faut pas prendre à la lettre les limites moyennes tracées sur les cartes des figures 20 et 21, qui ne sont que des schémas simplifiés pour parler rapidement à l'œil. Il existe des régions tropicales où les alizés sont normalement déformés, notamment dans les groupes d'îles du Pacifique Sud, où en janvier et février, ils sont pratiquement inexistantes.

Les alizés atteignent leur plus fort développement dans l'Atlantique Sud et dans l'Océan Indien du Sud ; ils sont partout plus forts pendant l'hiver que pendant l'été. Ils sont rarement troublés par les tempêtes cycloniques : les cyclones et les typhons, que nous étudierons dans un paragraphe spécial, se manifestent surtout dans la partie ouest des océans, et leur arrivée est généralement limitée à la fin de l'été et en automne. Toutefois, seul, l'Océan Atlantique du Sud jouit d'une complète immunité pour les cyclones tropicaux.

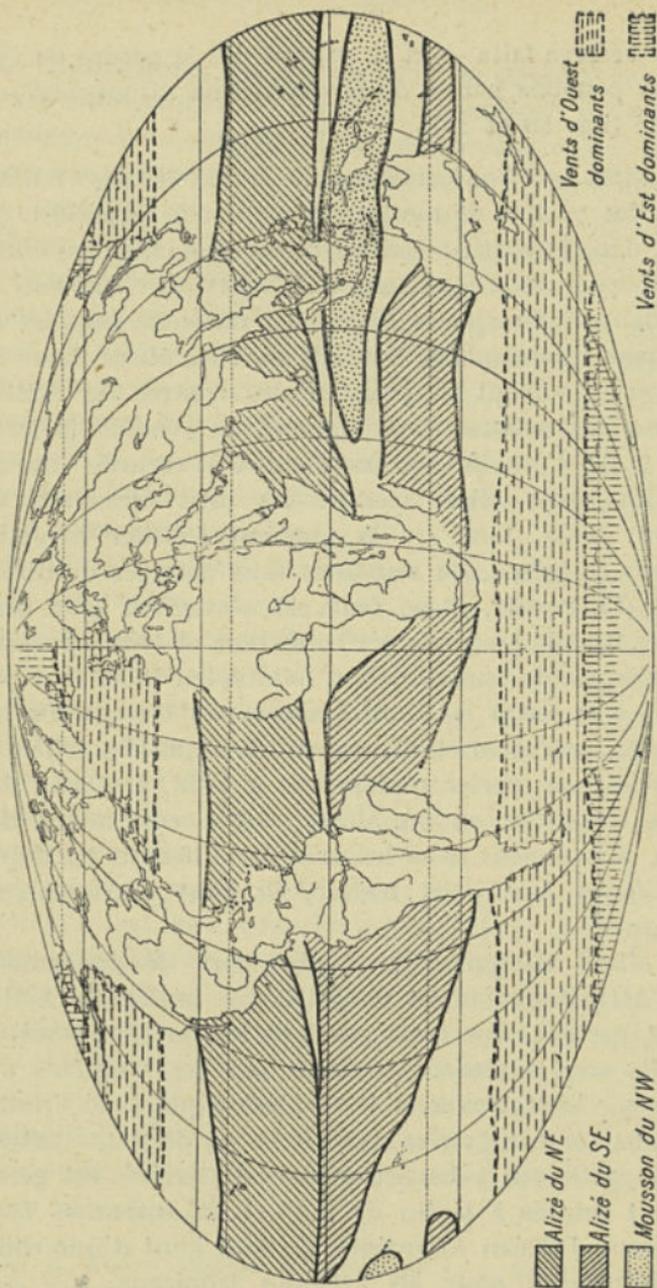


FIG. 20. — CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE EN JANVIER

Les calmes équatoriaux. — Une bande équatoriale de basses pressions occupe, comme nous l'avons vu, une position intermédiaire entre les hautes pressions des tropiques du Nord et du Sud. Dans cette bande, la pression, sauf de légères variations diurnes, est pratiquement uniforme et le gradient barométrique est nul ou très faible. Aussi les vents sont variables, les calmes fréquents, accompagnés de ciel couvert et de pluies (pluies de convection), d'orages et de grains violents. C'est cette région que les navigateurs français désignent sous le nom de *pot-au-noir*, et les marins anglais sous le nom de *doldrums*.

Les calmes équatoriaux n'ont pas la même extension tout autour de la terre : ils sont plus développés dans les parties orientales de l'Océan Atlantique et de l'Océan Pacifique que partout ailleurs. Sur les parties occidentales de ces océans, il arrive qu'on passe presque sans transition d'un alizé à l'autre (dans un grain, par exemple). La position et l'étendue des calmes équatoriaux varie un peu avec la saison. En février et en mars, les calmes se rencontrent presque à l'équateur et leur zone est réduite en largeur ; en juillet et août, ils se sont déplacés vers le Nord, jusque vers 7° ou 8° de latitude, et ils couvrent une région beaucoup plus large.

Les calmes tropicaux. — Au nord et au sud des hautes pressions tropicales, à la limite des alizés, on rencontre une deuxième région où les gradients barométriques sont faibles et où les vents sont variables. C'est la région des calmes des tropiques du Cancer et du Capricorne, qu'une ancienne tradition fait désigner sous le nom de *Horse latitudes* par les navigateurs anglais, car les navires à voiles, pris dans ces calmes, étaient parfois forcés, à cause de la disette d'eau, de jeter les chevaux à la mer. A la différence des calmes équatoriaux,

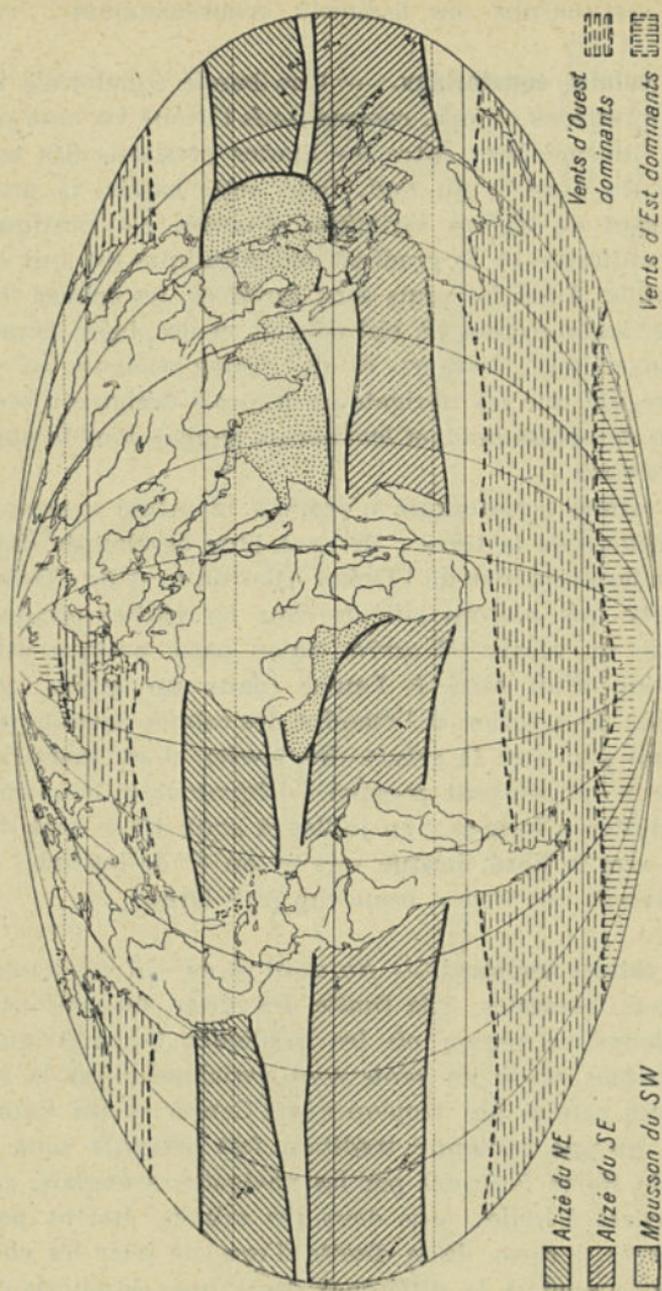


FIG. 71. — CIRCULATION ATMOSPHERIQUE EN JUILLET

aux calmes tropicaux, en effet, le temps est souvent clair et sec. Ces calmes ont d'ailleurs une existence intermittente et ne montrent pas la persistance si caractéristique de la région équatoriale. Les variations de la pression barométrique sont déjà importantes vers le trentième degré de latitude, et l'influence des perturbations, qui ne cessent de parcourir la zone tempérée, s'y fait sentir. Aussi peut-on traverser plusieurs fois les tropiques, sans observer de calmes tropicaux.

Les vents d'Ouest dominants. — Entre les tropiques et le cercle polaire, la pression barométrique diminue en moyenne à mesure qu'on approche des pôles et les courants atmosphériques sont dirigés généralement de l'Ouest à l'Est. Dans l'hémisphère Sud, ces vents d'Ouest soufflent toute l'année, en oscillant entre le N.-W. et le S.-W., avec une fréquence qui n'est pas éloignée de 85 à 90 %, à peine moindre que celle des alizés, et avec une vitesse qui, quoique variable, est beaucoup plus grande. Ce sont les *braves vents d'Ouest* des marins français, les *roaring forties* des marins anglais.

Dans l'hémisphère Nord, les vents d'Ouest sont souvent interrompus par des périodes de vent d'Est. Les résultats des statistiques montrent que, dans toute la portion de l'Atlantique Nord comprise entre les parallèles de 40° et de 50° et les méridiens de 10° W. et de 50° W., les vents du demi-cercle Ouest (S.S.-W. à N.N.-W.) sont observés soixante-quatorze fois sur cent observations, leur fréquence étant un peu plus grande en hiver qu'en été. Leur force moyenne décroît de la force 6 (Beaufort), en hiver, à la force 4 en été.

Au voisinage des cercles polaires, la fréquence des vents d'Ouest diminue. Sur l'Océan Arctique, les vents sont variables et les vents d'Est sont assez fréquents. Dans l'hémisphère austral, les vents d'Est, au sud du

cercle polaire, sont beaucoup plus fréquents que les vents d'Ouest et, en certaines régions, ils sont aussi fréquents que les vents d'Ouest dans les latitudes tempérées. Mais là, comme dans les latitudes tempérées, les vents sont sous la dépendance de perturbations barométriques perpétuellement changeantes, et la fréquence des vents d'Est indique simplement — ce qui est d'ailleurs important — que les dépressions passent plutôt au nord de la région considérée.

INFLUENCE DE LA RÉPARTITION DES TERRES ET DES MERS

La répartition des terres et des mers a une telle influence sur la distribution des éléments atmosphériques, qu'il nous paraît nécessaire d'y insister particulièrement.

Moussons. — A latitude égale, en été, les terres sont normalement plus chaudes que les mers et, en hiver, elles sont plus froides. Conformément à la loi que nous avons énoncée page 94, il s'établira donc sur les terres, en été, des pressions barométriques plus basses que sur les mers voisines, et l'inverse aura lieu en hiver. Puisque ces centres de basse et de haute pression commandent la circulation atmosphérique, il y aura un changement de vent très important, souvent une véritable opposition entre l'hiver et l'été, et ce changement de vent déterminera des modifications considérables dans le caractère du climat, nébulosité, pluie, etc. Ce sont ces variations saisonnières du vent qu'on appelle *moussons*. L'exemple des moussons de l'Inde est le plus caractéristique et permet de bien mettre en évidence le phénomène (fig. 22 et 23).

Nous avons vu qu'en hiver l'Asie présente des températures extrêmement basses, avec des pressions très

élevées. En été, au contraire, les températures sur l'Asie sont très élevées et les pressions relativement basses. Si l'on prend le cas particulier de l'Inde, en janvier la pression est plus haute sur le Pendjab et elle diminue vers le Sud, tandis qu'en juillet elle est plus basse sur le Pendjab et elle augmente vers le Sud.

Janvier : Lahore 764 mm., Colombo 758 mm. ; différence : + 6 mm.

Juillet : Lahore 747 mm., Colombo 756 mm. ; différence : - 9 mm.

Aussi, en janvier, les vents soufflent du Nord au Nord-Est (*mousson du Nord-Est*), tandis qu'en juillet nous avons des vents de S.W. (*mousson du Sud-Ouest*). La

mousson du Nord-Est commence en octobre, pour finir en mars-avril ; la mousson du Sud-Ouest commence en mai, pour finir en septembre.

La mousson du Sud-Ouest est plus forte que la mousson du Nord-Est, car le gradient barométrique est plus fort entre la mer et la terre en été. La mousson du Sud-Ouest atteint normalement la force 6 ou 7 de l'échelle de Beaufort, et elle crée sur l'Océan Indien une mer assez dure pour obliger les petits bâtiments, et même les navires moyens, à changer de route.

Ce renversement des vents a un effet extrêmement net sur le climat. Les six mois de novembre à avril présen-

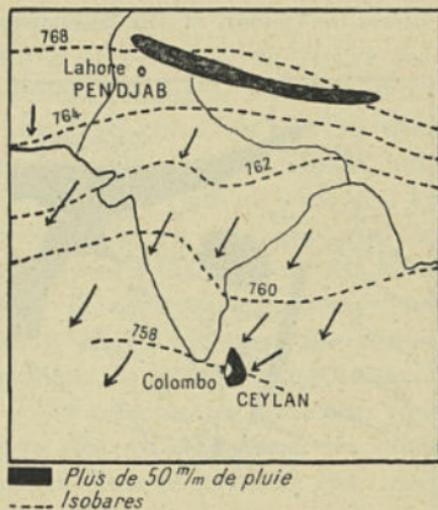


FIG. 22. — MOUSSON DU N.-E.
(Janvier)

tent, dans l'Inde, un contraste très marqué avec les six mois de mai à octobre. Dans la première partie de l'année, l'Inde reçoit moins de 125 mm. de pluie ; l'autre partie de l'année est très pluvieuse, surtout pendant les quatre mois de juin à septembre. Les pluies commencent avec la mousson de Sud-Ouest en mai : à l'ouest de Ceylan et sur les pentes de l'Himalaya, on observe alors plus de 400 mm. d'eau par mois.

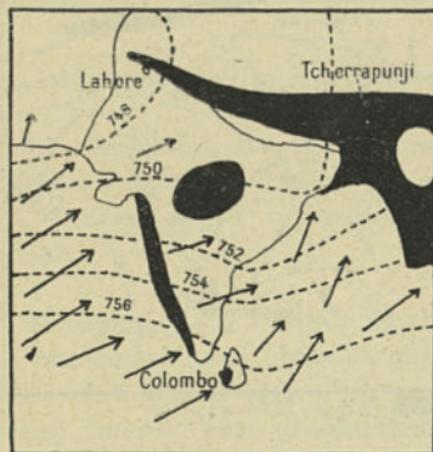


FIG. 23. — Mousson du S.-W.
(Juillet)

septentrionales de l'Himalaya, on recueille à peine une dizaine de millimètres d'eau par mois.

Le phénomène de la mousson, qui se manifeste avec beaucoup d'intensité dans l'Inde, n'est pas particulier à ce pays. La variation des pressions du continent asiatique exerce son influence sur les vents de toutes les côtes : par exemple, dans les mers de Chine, les vents soufflent du Nord et du Nord-Est en janvier et en février, du Sud et du Sud-Est en juillet et en août.

Le continent australien constitue, lui aussi, un centre

observe alors plus de 400 mm. d'eau par mois. Les mois suivants, la quantité d'eau augmente encore, et des villes comme Tcherrapunji reçoivent plus de 2 mètres d'eau par mois. De juin à août, en trois mois, Tcherrapunji reçoit plus de 7 m. 50 d'eau. La quantité d'eau diminue les mois suivants et, en janvier et février, sauf sur la côte sud-est de l'Inde et de Ceylan et sur les pentes

d'appel ou de divergence important : en juillet et août, pendant la saison froide, les vents divergent tout autour de l'Australie, tandis qu'ils convergent en janvier et février, créant sur les côtes Nord-Ouest une mousson de Nord-Ouest, dont les caractères sont nettement tranchés avec ceux de l'alizé de Sud-Est, qui souffle au large au milieu de l'Océan Indien austral.

Sur les côtes de l'Afrique occidentale, de Dakar jusqu'au Gabon, un phénomène analogue se manifeste. Quoiqu'il soit moins marqué au point de vue du vent que dans l'Inde et en Australie, il a, sur le climat, une influence importante. Pendant la saison chaude, en juillet et août, l'Afrique constitue un centre d'appel et, sur les côtes du golfe de Guinée, l'alizé de Sud-Est franchit l'équateur et devient la mousson de Sud-Ouest, dont l'effet est ressenti loin dans l'intérieur des terres. C'est souvent, dans l'intérieur, une brise très faible, à peine perceptible, mais il est néanmoins beaucoup plus agréable de voyager contre elle qu'avec elle : ses effets rafraîchissants se font sentir dans le premier cas, alors qu'ils sont nuls dans le deuxième. Cette mousson arrête, sur les côtes du Sénégal et de la Guinée, l'alizé du Nord-Est, et c'est alors l'hivernage, avec ses lourdes températures, ses calmes étouffants, coupés d'orages fréquents appelés *tornades*. Pendant les mois d'hiver, l'alizé, au contraire, peut descendre jusqu'à la côte de la Guinée, rafraîchir l'atmosphère et rendre le climat de Dakar agréable pendant six mois.

Une mousson analogue s'observe sur les côtes Pacifiques du Mexique et de l'Amérique centrale.

Dans les régions tempérées, les différences d'échauffement des terres et des mers ne sont pas toujours suffisantes pour créer une mousson véritable, mais il y a peu de régions du globe où il ne soit pas possible de mettre en évidence une influence de cette sorte sur la

direction et sur la vitesse du vent. Le phénomène de la mousson peut être considéré comme un phénomène très général à la surface du globe.

Brises de terre et de mer. — Un autre phénomène dû à la répartition des terres et des mers, qui se superpose à la circulation générale et qui est parfois assez important pour l'inverser, est l'alternance de la brise de terre et de la brise de mer sur les côtes.

La nuit, la terre est plus froide que la mer, le jour, elle est plus chaude, par suite des différences des cha-

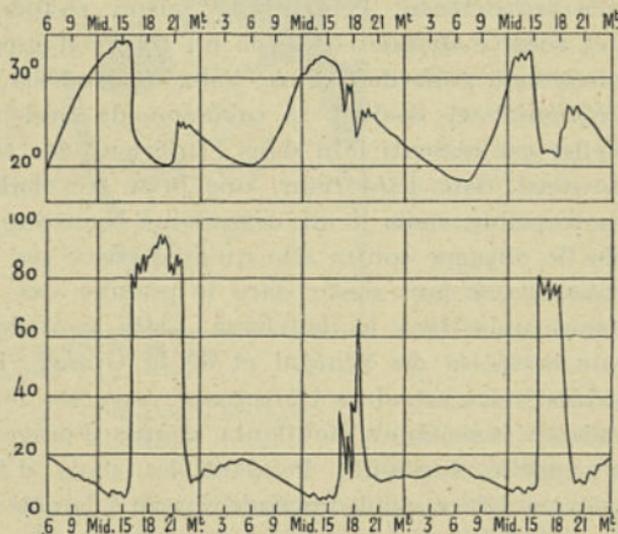


FIG. 24. — VARIATIONS DE LA TEMPÉRATURE
ET DE L'HUMIDITÉ RELATIVE

à Joal (Sénégal), pendant les brises de terre et de mer

leurs spécifiques de la terre et de l'eau. Il se produit donc, pour la même cause que la mousson, une alternance de la brise, mais avec une variation diurne. La brise de terre souffle pendant la nuit, la brise de mer souffle pendant le jour. Généralement la brise de mer

se lève vers 10 heures du matin et souffle jusqu'au coucher du soleil.

Le phénomène existe sur toutes les côtes, mais surtout dans les régions tropicales, où il constitue souvent le facteur principal du climat : on attend chaque jour avec impatience la brise de mer, qui fait baisser d'une façon très sensible la température. M. Bigourdan a observé à Joal, au Sénégal, des chutes de température de plus de 10° (fig. 24).

La brise de mer commence à souffler au large avant d'atteindre le rivage. On observe parfaitement cette propagation à Rio-de-Janeiro et la vitesse de propagation de la brise de mer est sensiblement égale à la vitesse de la brise elle-même. Ce retard de la brise de mer à atteindre le rivage est dû à une expansion latérale des couches d'air échauffées sur la terre : la brise de mer n'arrive à vaincre cette expansion que quand la différence de pression entre la mer et la terre est assez forte.

LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE SUPÉRIEURE

La circulation atmosphérique supérieure présente un grand intérêt pratique depuis le développement de l'aéronautique. Elle est beaucoup plus régulière que la circulation atmosphérique au voisinage du sol, sujette, comme nous l'avons dit, à des exceptions si nombreuses qu'elles masquent complètement, en certaines régions, le phénomène général.

M. Hildebrandson a résumé récemment, dans un compte rendu de l'Académie des Sciences, les principaux résultats auxquels conduit l'étude des observations de la haute atmosphère, en dehors de toute théorie préconçue. Ces observations, comme nous l'avons indiqué dans le chapitre premier, consistent surtout actuellement en

observations des nuages. Mais peu à peu les sondages aérologiques par ballons-sondes et par ballons-pilotes viennent compléter la documentation, et ils constitueront, dans l'avenir, la source la plus importante d'informations.

1° Autour de l'équateur, il existe un grand courant atmosphérique dirigé de l'Est vers l'Ouest. Faible à la surface terrestre où règnent les calmes équatoriaux, il est constant et très fort dans les couches supérieures de l'atmosphère où, vers 8 à 10 kilomètres de hauteur, sa vitesse atteint 30 mètres par seconde.

La rotation de la terre agit sur ces courants supérieurs pour les dévier à droite dans l'hémisphère Nord, à gauche dans l'hémisphère Sud. Ainsi le courant équatorial de l'Est souffle en altitude successivement du Sud-Est, du Sud et du Sud-Ouest, pour finir par constituer le *contre-alizé* de l'hémisphère boréal ; du N.-E., du Nord et du N.-W., pour constituer le *contre-alizé* de l'hémisphère austral. Ces contre-alizés se rencontrent parfois à des altitudes assez basses, inférieures à 2000 mètres.

2° Au nord des tropiques, les courants supérieurs, comme ceux de la surface, soufflent de l'Ouest. Mais la fréquence des vents d'Ouest, qui est parfois, au voisinage du sol, à peine plus grande que la fréquence des vents d'Est, augmente d'une façon considérable à mesure qu'on s'élève.

3° Les courants supérieurs de l'Ouest se font sentir jusque dans les hautes latitudes. Les observations sont peu nombreuses dans les régions polaires, mais elles indiquent presque toutes un mouvement des nuages élevés de l'Ouest à l'Est.

4° Les moussons n'appartiennent pas aux mouvements généraux de l'atmosphère. Il faut les considérer comme des perturbations grandioses et locales, dont la hauteur ne dépasse pas 4500 mètres.

5° Il n'existe pas, contrairement à ce que l'on a cru pendant longtemps, suivant un schéma trop simpliste, de courant direct supérieur de l'équateur vers les pôles, pas plus qu'il n'existe de courant inférieur du pôle vers l'équateur. Le seul échange qui arrive à se faire, d'ailleurs lentement, entre l'air des pôles et celui de l'équateur est dû au passage des dépressions et des anticyclones, qui se succèdent sans arrêt dans les régions tempérées. Chacune de ces perturbations transporte, en effet, d'après la loi de Buys-Ballot, d'un côté, de l'air du Sud au Nord, et de l'autre côté, de l'air du Nord au Sud.

III. — *LES PHÉNOMÈNES OPTIQUES DE L'ATMOSPHÈRE* (1)

L'atmosphère dans laquelle nous vivons, et qui nous entoure de toutes parts, est le siège de phénomènes optiques très importants. Les uns, comme la couleur bleue de la voûte céleste, comme les teintes variées du crépuscule, comme l'arc-en-ciel, nous sont si familiers que nous ne leur prêtons qu'une attention distraite et superficielle, laissant aux poètes le soin d'épancher leur lyrisme à leur occasion ; d'autres, comme les halos, les couronnes, les parhélies sont plus rares ou plus difficiles à observer et ils passent, le plus souvent, inaperçus. Tous ces phénomènes offrent cependant un vif intérêt, ils donnent sur la constitution de l'atmosphère des renseignements que l'on n'aurait pas sans eux et plusieurs d'entre eux sont considérés, à juste titre, comme des signes précurseurs du beau et du mauvais temps.

(1) Nous n'étudions pas, dans ce chapitre, les phénomènes qui se rattachent à l'électricité atmosphérique, qui n'entre pas dans le cadre que nous nous sommes tracé, tels que les aurores boréales, les feux Saint-Elme. La lumière zodiacale est du ressort de l'astronomie et non de celui de la météorologie.

Coloration du ciel. — Un ciel sans nuages apparaît bleu ; la teinte bleue peut varier du bleu foncé au bleu pâle, presque blanc. Lorsque le soleil s'abaisse, le ciel prend une teinte bleu clair, tournant au vert d'eau. En même temps que le soleil s'approche de l'horizon, la teinte s'adoucit, passe au vert jaunâtre, puis au jaune orange ; lorsque le soleil est très bas, elle vire au rouge ; lorsqu'enfin le soleil est à l'horizon et se couche, les teintes crépusculaires sont d'un rouge cramoisi. Le ciel présente cette même richesse de nuances quand le soleil se lève. Les teintes crépusculaires et aurorales ont été, depuis longtemps, signalées comme signes annonciateurs des tempêtes, suivant leur intensité ou leur tonalité. Les teintes rouges « cuivrées » des régions tropicales sont, comme nous le verrons, un signe de l'arrivée prochaine d'un cyclone ou d'un typhon.

L'explication de la couleur du ciel a donné lieu à maintes controverses. Lord Rayleigh, qui a consacré de nombreux travaux à cette question, faisait l'expérience suivante, qui illustre bien la théorie généralement admise aujourd'hui. Un faisceau lumineux traverse une cuve de verre contenant une solution diluée d'hyposulfite de sodium et tombe ensuite sur un écran blanc où il donne une tache lumineuse. Une petite quantité d'acide ajoutée à la solution la décompose en donnant une précipitation lente de particules de soufre très finement divisées. Dès que la précipitation commence, la lumière est diffusée et on la voit s'écarter sur l'écran de part et d'autre de sa direction primitive de propagation. Cette lumière diffusée est bleue, tandis que la tache primitive devient plus jaune. La lumière, diffusée latéralement, doit être comparée au bleu du ciel, la lumière jaune à la lumière directe du soleil couchant, qui a traversé une grande épaisseur d'air. A mesure que la précipitation progresse, la lumière transmise directement devient orangée et même rouge, mais en même temps les particules de soufre deviennent plus grosses et diffusent latéralement un bleu moins pur.

Un nuage de petites particules quelconques est capable de produire des effets analogues, à condition que leurs dimen-

sions soient petites, comparées à la longueur d'onde de la lumière, qui est, comme on le sait, inférieure à un millième de millimètre. Le violet et le bleu, qui ont des longueurs d'onde plus courtes ($0,4 \mu$) sont plus diffusés que le rouge et le jaune, dont les longueurs d'onde sont plus longues (entre $0,6 \mu$ et $0,8 \mu$). La lumière directe, qui traverse un tel milieu, garde un excès de rouge, tandis que la lumière diffusée par les particules a un excès de bleu. C'est par un effet analogue qu'une solution aqueuse de savon paraît jaune, quand on regarde directement à travers elle une lumière blanche, tandis qu'elle paraît bleue quand on la regarde de côté. Si donc la plus grande partie du ciel paraît bleue, c'est que la lumière qu'il émet est diffusée par les particules contenues dans l'atmosphère. Plus ces particules sont petites, moins la lumière est intense, mais plus elle paraît bleue. Quand les particules sont plus grosses, elles diffusent indistinctement toutes les radiations et le ciel est plus blanchâtre. La quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air joue, dans ce sens, un rôle important. Près de l'horizon le ciel est plus blanc qu'au zénith, parce que la lumière a alors à traverser une grande épaisseur d'air dans les couches inférieures de l'atmosphère où les grosses particules en suspension sont relativement plus nombreuses. Les couleurs du soleil au couchant sont rouges, parce que les rayons, qui nous atteignent directement, ont perdu beaucoup de leur lumière bleue par diffusion. Le ciel, vu d'une haute montagne ou d'un aéroplane à grande hauteur, est d'un bleu plus foncé et plus pur, parce qu'il y a dans l'air beaucoup moins de grosses particules et de vapeur d'eau qu'à des altitudes plus basses. Une perturbation comme un cyclone, en brassant très violemment l'atmosphère inférieure, peut y accumuler des poussières que les courants supérieurs entraînent à la périphérie et les colorations du ciel au couchant en sont changées : les signes précurseurs des tempêtes, qui ont pour base ces différences de colorations, sont donc rationnels et il ne faut pas systématiquement les négliger.

La présence de particules étrangères, ainsi que l'a montré Lord Rayleigh, n'est pas indispensable pour expliquer le bleu du ciel : ces particules ont plutôt pour effet d'en modifier la tonalité que de créer la couleur elle-même. Les véritables particules diffusantes sont les molécules de l'air, qui réalisent les petits obstacles nécessaires pour la diffusion de la lumière. Chaque molécule, suivant l'expression de M. Fabry, devient un petit astre bleu.

La théorie précédente a sa vérification dans le fait que la lumière diffusée est polarisée, c'est-à-dire que la vibration lumineuse, au lieu d'être dirigée d'une manière incohérente dans toutes les directions, se fait dans un plan bien déterminé. Or, la lumière du ciel, elle aussi, est polarisée.

Une autre théorie, parfois invoquée, attribue la couleur bleue du ciel à la présence dans l'air de l'ozone, qui, sous une épaisseur assez grande, a une couleur bleue. Mais, d'après cette théorie, le soleil au couchant devrait être très bleu, puisque ses rayons traversent une plus grande épaisseur d'air, ce qui n'est pas vrai. La polarisation de la lumière du ciel ne s'expliquerait pas non plus (1).

Par nuit claire, le ciel n'est pas absolument sombre. Si, comme on pourrait le supposer, le ciel nocturne tirait sa lumière d'une atmosphère atténuée, assez élevée pour être extérieure à l'ombre de la terre, on devrait avoir la même polarisation que pendant le jour. Comme il n'en est rien, il faut attribuer à la lumière du ciel nocturne une origine différente. Les théories modernes attribuent la lumière du ciel pendant la nuit à une extension de la lumière zodiacale, mais cette question est loin d'être définitivement résolue.

Réfraction atmosphérique. Mirage. — Dans un milieu homogène, la lumière se propage en ligne droite. Mais l'atmosphère n'est pas un milieu homogène et la lumière s'y propage en ligne courbe. Dans les conditions ordinaires, l'atmosphère présente des couches de moins en moins denses à mesure qu'on s'élève et un rayon lumineux parti d'une étoile A, qui traverse obliquement cet ensemble, est réfracté suivant une trajectoire AB, dont la concavité est tournée vers le sol (fig. 25,1). La déviation croît avec l'obliquité du rayon : les astres sont re-

(1) La présence de l'ozone a été invoquée pour expliquer certaines observations bleuâtres du soleil, parfois signalées comme pronostics de mauvais temps, par exemple les *ceruleus pluviam annuntiat*, de Virgile. Cette explication n'est guère soutenable, car il faut énormément d'ozone pour que la couleur bleue apparaisse.

Rappelons à ce propos que l'ozone contenue dans l'atmosphère jouit de la propriété importante de faire écran aux rayons ultra-violets du soleil, qui ont une influence considérable sur la vie organique de la planète.

levés d'autant plus qu'ils sont plus près de l'horizon (d'environ $1'$ à $45''$, et de $35'$ à l'horizon). Nous voyons pendant plus de deux minutes une étoile déjà couchée et, inversement, nous l'apercevons deux minutes avant son vrai lever.

La stratification normale de l'atmosphère peut être fortement troublée au voisinage du sol par les fortes différences de température entre le sol et l'air. Si le sol est chauffé sur une grande étendue, les couches inférieures de l'atmosphère sont plus légères que les couches plus élevées et un rayon parti du point A aura sa concavité tournée vers le haut. L'observateur, placé en O, voit l'horizon se rapprocher et les objets A situés au-dessus de l'horizon lui semblent se réfléchir en A' comme dans une nappe d'eau tranquille. C'est le mirage des déserts (fig. 25, 2).

Si le sol est plus froid que l'air, le rayon lumineux a sa concavité tournée vers le bas, et l'image A' paraît au-dessus de l'objet A vu directement. Les mirages de cette sorte s'observent fréquemment en montagne et dans les régions polaires (fig. 25, 3).

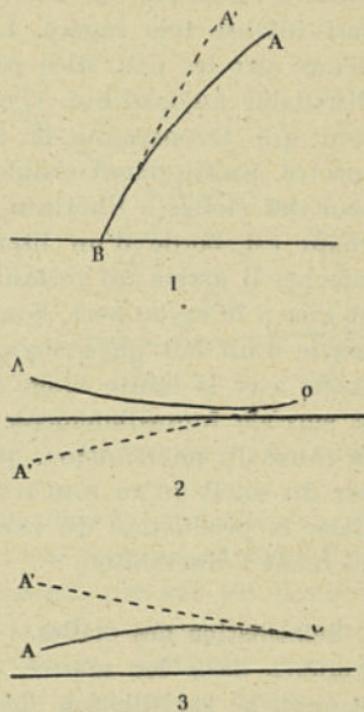


FIG. 25. — MIRAGE

Rayon vert. — Par temps très clair, et de préférence au bord de la mer, il arrive qu'avant de voir le soleil disparaître à l'horizon, on observe un faisceau lumineux d'un vert intense très fugace. L'existence du rayon vert affirmée par les uns, niée par les autres, ne paraît plus discutable aujourd'hui. C'est un phénomène de dispersion qui accompagne la réfraction et qui donne un spectre, parfaitement visible avec une bonne lunette autour des étoiles à l'horizon (1). Le disque du soleil couchant est bordé d'un liseré vert ; quand le soleil se couche, il arrive un instant où ce seul liseré est visible et l'on a le rayon vert. Son éclat remarquable relève en partie d'un fait physiologique ; l'œil l'exagère par contraste avec la teinte rouge du soleil couchant, à laquelle il succède immédiatement. Mais ce contraste n'est pas la cause du phénomène, qui s'observe aussi bien au lever du soleil qu'au coucher. La mer ne joue aucun rôle dans la production du rayon vert, elle en facilite simplement l'observation.

Scintillation des étoiles. — C'est à des réfractions irrégulières dans les masses d'air qu'on attribue généralement la scintillation des étoiles, continuel changement d'intensité et de coloration de leur lumière. La scintillation exagérée ou l'absence de scintillation ont été tour à tour signalées comme signe précurseur du beau ou du mauvais temps. C'est dire que le pronostic est loin d'être sûr.

Arc-en-ciel. — L'arc-en-ciel est connu de toute antiquité. On aperçoit généralement deux arcs concentriques : l'arc intérieur est plus brillant, l'arc extérieur est

(1) La réfraction n'est pas, en effet, la même pour tous les rayons lumineux : elle croît du rouge au violet. La distance angulaire du rouge moyen au vert moyen est de 10° environ à l'horizon.

plus pâle. En outre, la disposition des couleurs n'est pas la même : dans l'arc intérieur, le rouge se trouve à l'extérieur, dans l'arc extérieur, c'est l'inverse. Autrement dit, les deux arcs se présentent l'un à l'autre la couleur rouge.

L'arc-en-ciel ne peut être observé que dans la partie du ciel opposée au soleil par rapport à l'observateur. D'après cette position, il est clair que la lumière à laquelle

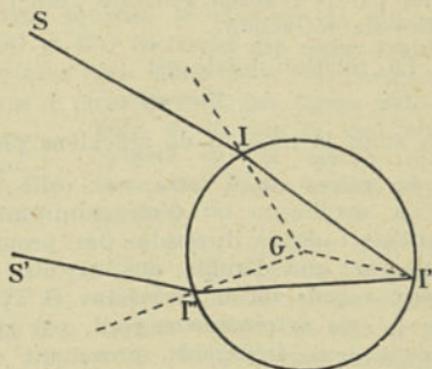


FIG. 27. — THÉORIE DE L'ARC-EN-CIEL

Sa coloration montre

qu'elle a été réfractée. Ces réflexions et réfractions s'opèrent sur les gouttes de pluie, qui se trouvent dans l'atmosphère. L'arc-en-ciel n'apparaît que sur les nuages, origines des traînées de pluie ; il en suit la marche, s'interrompt si la traînée se sépare, s'affaiblit graduellement à mesure que le nuage pluvieux se disperse et disparaît. L'eau en gouttelettes, telle que celle des cascades, des jets d'eau, des embruns ou même de simples pulvérisations, reproduit l'aspect de l'arc-en-ciel.

Le premier physicien qui a donné la théorie de l'arc-en-ciel est Descartes, dans son *Traité des météores*, publié en 1637 à la suite du *Discours sur la Méthode*. Voici les éléments essentiels de cette théorie élémentaire, qui ne peut être considérée que comme approchée.

Considérons un rayon solaire SI, tombant en I sur une goutte d'eau G (fig. 26). Ce rayon se réfractera en I', se réfléchira en I'' et émergera suivant I'S'. Au lieu d'émerger en I'S', il pourra se réfléchir encore un certain nombre de fois dans la goutte et sortir dans une autre direction. Les

rayons solaires sont tous parallèles entre eux, mais leur angle d'incidence varie avec le point de la surface de la goutte qu'ils touchent. A son entrée et à sa sortie, la direction du rayon tourne, de l'angle $i - r$ et, à chaque réflexion, de $\pi - 2r$, les angles d'incidence et de réfraction i et r étant liés par la relation générale : $\sin i = n \sin r$, où n est l'indice de réfraction.

La rotation totale est :

$$\delta = 2(i - r) + m(\pi - 2r)$$

m étant le nombre de réflexions produites dans la goutte.

La valeur de δ varie avec celle de i . Si δ est susceptible d'un maximum ou d'un minimum pour une valeur particulière I de i , il résulte des propriétés des maxima et des minima que l'angle des rayons émergents, provenant de deux rayons incidents voisins et ayant une incidence voisine de I , sera extrêmement petit, par rapport à celui que formeraient deux émergents, provenant d'incidents également voisins, mais dont l'angle d'incidence aurait une valeur très différente de I . Donc les incidents correspondant à I enverront, dans la direction où ils émergent, un éclaircissement plus vif de la goutte, puisque dans cette direction, un plus grand nombre d'émergents pourront être réunis.

Le calcul montre que I est donné par la relation :

$$\cos I = \sqrt{\frac{n^2 - 1}{m(m + 2)}} \quad (1)$$

Les rayons incidents correspondants à I donnent lieu à des émergents, qu'on appelle, pour la raison précédente, *rayons efficaces*.

Si nous appelons Δ la rotation correspondant à la valeur de I , et R l'angle de réfraction correspondant à I ($\sin I = n \sin R$), on aura :

$$\Delta = 2(I - R) + m(\pi - 2R)$$

Δ est fonction de l'indice de réfraction n , et il y aura autant de rayons efficaces que de radiations différentes dans le spectre solaire.

Supposons un observateur en O (fig. 27), le soleil étant dans la direction OS , une goutte d'eau en G , tel que l'angle

(1) Cette valeur correspond à un minimum, car la dérivée seconde de δ est positive.

$\widehat{S'GO} = \Delta$. L'observateur recevra le rayon efficace, correspondant à cette valeur de Δ . Une goutte d'eau voisine G' enverra à l'observateur, placé toujours en O , les rayons efficaces correspondants à une déviation $\widehat{S'G'O} = \Delta'$, pour une autre valeur de n , c'est-à-dire des rayons efficaces d'une couleur différente. En faisant tourner le plan de la figure autour de OS , les droites GO et $G'O$ décrivent des cônes ayant OS pour axe, les intersections des cônes avec les nuages

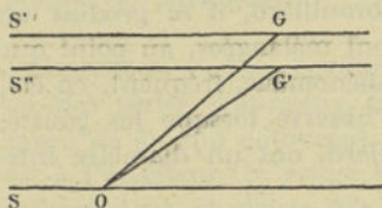


FIG. 27. — MULTIPLICITÉ
DES RAYONS EFFICACES

dessineront des lignes colorées, et comme le tout est projeté sur la sphère céleste, ces lignes seront des cercles.

Le calcul montre que le rayon angulaire de l'arc-en-ciel est de $40^{\circ}17'$ pour les rayons violets, et de $42^{\circ}2'$ pour les rayons rouges, lorsque $m = 1$, c'est-à-dire

lorsqu'il n'y a qu'une seule réflexion. Lorsqu'il y a deux réflexions ($m = 2$), le rayon angulaire de l'arc-en-ciel est $50^{\circ}59'$ pour les rayons rouges, et de $54^{\circ}9'$ pour les rayons violets.

Il peut se produire d'autres arcs-en-ciel, correspondant à 3, 4, 5, réflexions intérieures. Mais on ne les observe généralement pas dans la nature (1).

Parfois, au-dessous du premier arc, et plus rarement au-dessus du second, on observe des franges violettes et vertes, qu'on appelle des *arcs surnuméraires*. La dimension de ces franges dépend de la grosseur des gouttes de pluie.

Les arcs-en-ciel ne peuvent pas être observés si la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon est supérieure à 51° . Dès que cette hauteur dépasse 42° , le premier arc est tout entier au-dessous de l'horizon.

(1) La théorie complète de l'arc-en-ciel, déduite des lois de la diffraction montre que le rayon des arcs est fonction du diamètre des gouttes d'eau, diamètre qui n'intervient pas dans la théorie élémentaire de Descartes.

On aperçoit parfois un arc-en-ciel horizontal, lorsque les rayons du soleil frappent les gouttes de rosée sur l'herbe.

La lune peut donner naissance à un arc-en-ciel comme le soleil, mais l'intensité lumineuse des arcs est beaucoup plus faible.

Arc-en-ciel blanc. — Par brouillard, il se produit un arc-en-ciel où les couleurs sont mélangées, au point que l'arc est presque blanc. Ce phénomène, fréquent, en été, dans les régions polaires, s'observe lorsque les gouttelettes qui forment le brouillard, ont un diamètre inférieur à 0,25 mm.

Auréole. — Parfois un observateur, tournant le dos au soleil, aperçoit son ombre sur le brouillard, sur un nuage en montagne, et même sur la rosée. Autour de cette ombre se dessinent un ou plusieurs cercles colorés, ayant la tête de l'observateur pour centre. Le violet est à l'intérieur du cercle, le rouge à l'extérieur. Ce phénomène s'appelle l'*auréole* ou la *gloire*, et est dû à la diffraction. On peut apercevoir une auréole entourant l'ombre d'un aéroplane sur un nuage, et c'est alors un fort beau spectacle.

Arche crépusculaire. — Après le coucher du soleil, on aperçoit parfois, dans l'Est, une arche sombre, bordée de rose. L'espace sombre est, en réalité, l'ombre de la terre. Dans les contrées montagneuses, l'ombre dessine souvent, d'une façon très nette, le contour des montagnes.

Recoloration du ciel. — Lorsque le ciel est sans nuages, on aperçoit souvent, une vingtaine de minutes après le coucher du soleil, une recoloration de ciel, que les Anglais appellent *purple light*. Cette zone lumineuse, dont

la couleur varie du rose au violet, a une forme sensiblement parabolique et se montre à très grande hauteur au-dessus du point où le soleil a disparu à l'horizon. Par très beau temps, on aperçoit parfois une deuxième recoloration, de couleur plus pâle, après la disparition de la première. La diffraction permet d'expliquer le phénomène.

Couronnes. — Les couronnes sont des anneaux colorés, ou des séries d'anneaux colorés, ordinairement d'un rayon de 5° , qui entourent le soleil ou la lune. Le bleu est à l'intérieur, le rouge à l'extérieur des cercles, qui se succèdent plusieurs fois. Les couronnes sont dues à la diffraction : les gouttelettes d'eau du brouillard ou du nuage, interposées entre l'astre et l'œil de l'observateur, jouent le rôle d'écrans. L'intensité des couleurs de la couronne est proportionnelle au nombre des particules, et le rayon est inversement proportionnel à leur grosseur : une couronne dont le rayon augmente indique que les particules d'eau diminuent de taille, et que, par suite, la pluie a moins de chances de tomber.

La couronne se distingue du halo, dont nous parlerons plus loin, non seulement parce que son diamètre est généralement plus petit, mais aussi par la disposition des couleurs, inverse dans les deux phénomènes : le rouge est à l'intérieur dans le halo, tandis qu'il est à l'extérieur dans la couronne.

Anneau de Bishop. — Ainsi nommé du nom de l'observateur qui l'a signalé le premier, l'anneau de Bishop est un cercle d'un brun rougeâtre, dont le rayon varie d'environ 20° à 40° . C'est une couronne et non un halo, car la couleur rouge a été nettement observée à l'extérieur. On l'aperçoit, autour du soleil, après les grandes éruptions, qui projettent dans l'air des quantités con-

sidérables de poussières minuscules, et il est dû à la diffraction causée par ces poussières.

Après l'éruption du Krakatoa, en 1883, cet anneau a été visible pendant deux ans. On l'a vu de nouveau

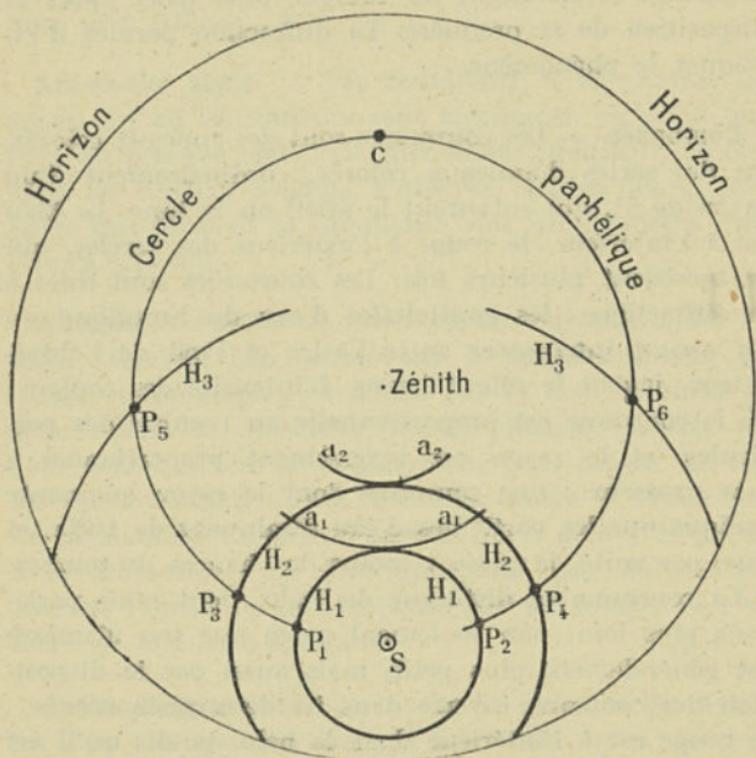


FIG. 28. — HALOS

après l'éruption de la montagne Pelée, en 1902. Le diamètre des particules qui lui donnent naissance est compris entre 0,0016 mm et 0,0037 mm.

Halos. — Plusieurs sortes de halos ont été observés. Le plus commun est le *halo de 22°* (H₁, fig. 28), large anneau entourant le soleil S, ou la lune, et ayant un

rayon d'environ 22° . Quand il n'est pas très intense, l'anneau apparaît blanc, mais on y reconnaît souvent les couleurs du spectre : le bord le plus près du soleil est rouge, l'orangé, le jaune, et parfois le vert, se succèdent à mesure qu'on va vers l'extérieur. Les couleurs suivantes sont plus pâles et blanchâtres.

Un halo H_2 , d'un rayon environ deux fois plus grand (exactement 46°) se montre plus rarement. Sa lumière est beaucoup plus faible que celle du halo de 22° . L'arrangement des couleurs, lorsqu'elles sont visibles, est le même.

Parfois on aperçoit encore un cercle blanc, parallèle à l'horizon, et à la hauteur du soleil. Ce cercle est appelé *cercle parhélique*, parce qu'il passe par les parhéliés, dont il sera question plus loin.

Un quatrième halo H_3 , de 90° de rayon, est très rare.

Les halos de 46° , de 90° et le cercle parhélique sont très souvent incomplets.

Il existe beaucoup d'autres phénomènes optiques, rattachés aux halos, qui apparaissent surtout sous forme d'arcs et non de cercles complets. Ce sont, par exemple, les *arcs de contact* ou *arcs tangents*, dont deux sont indiqués sur la figure (a_1 , a_2), appartenant l'un au halo de 22° , l'autre au halo de 46° . Ils ont leur côté convexe tourné vers le soleil ; leurs couleurs sont brillantes, le rouge près du soleil. Des arcs tangents apparaissent, mais beaucoup plus rarement, sur le bord inférieur des halos. Les arcs tangents sur les côtés des halos sont aussi très rares.

De tous les phénomènes de halos, ce sont certainement les *faux soleils*, ou *parhéliés*, qui sont signalés avec le plus de surprise par les observateurs. Ils apparaissent comme des images très brillantes du soleil, à l'intersection du halo de 22° , et plus rarement du halo de 46° , avec le cercle parhélique horizontal (P_1 , P_2 ,

P_3 , P_4). Vivement colorés, ils présentent toujours le rouge du côté du soleil, le jaune, le vert, le bleu suivant dans l'ordre. Les faux soleils, P_5 , P_6 , du halo de 90° sont très rares.

Une image blanche s'aperçoit parfois à l'opposé du soleil, sur le cercle parhélique. C'est le *contre-soleil* C. Toujours sur le cercle parhélique, il peut apparaître d'autres faux soleils, en plus de ceux que nous venons de signaler. Il arrive même que ces faux soleils soient seuls visibles, sans halos ordinaires.

D'autres beaux phénomènes se rattachant aux halos sont les *piliers du soleil*, colonnes de lumière s'étendant sur une vingtaine de degrés, visibles de préférence au lever et au coucher du soleil, très lumineuses et clignotantes. Quand le soleil est haut, une colonne de lumière verticale forme, avec la partie horizontale du cercle parhélique qui passe par le soleil, le phénomène impressionnant de la *croix*.

Dans les régions polaires, où les phénomènes de halos sont très fréquents, il arrive de n'apercevoir que des fragments de cercles lumineux diversement placés dans le ciel, se coupant obliquement, avec des faux soleils, et l'ensemble est un des spectacles les plus étranges.

Les halos sont produits par des réflexions et des réfractions dans les cristaux de glace, qui constituent les nuages élevés du type cirrus ou cirro-stratus et presque tous les nuages des régions polaires. Ces cristaux de glace sont du système hexagonal et se présentent sous forme de prismes droits à six faces, ou d'étoiles à six branches. En faisant diverses hypothèses sur leur orientation, on explique tous les phénomènes de halos (1).

(1) Il est important, chaque fois qu'on observe un halo de forme un peu étrange, de mesurer avec précision les distances angulaires de ses différents éléments, car les mesures de ce genre sont encore peu nombreuses.

IV. — CYCLONES ET TYPHONS

Les mauvais temps dépendent tous du passage de dépressions barométriques, météores caractérisés, comme nous l'avons dit, par une distribution des isobares présentant une diminution de pression de la périphérie vers le centre.

De toutes les dépressions, les plus simples sont celles qu'on observe dans les régions tropicales, et qu'on appelle des *cyclones* ou des *typhons*, cette dernière dénomination étant réservée aux mers de Chine (1). Les tempêtes, qui les accompagnent, causent à terre des ravages considérables ; elles risquent, en mer, de mettre en péril les plus gros navires, et c'est parfois une question de vie et de mort pour le navigateur d'en prévoir l'approche, d'en déterminer l'évolution et de manœuvrer à temps pour éviter d'en être victime. D'ailleurs, tout ce que nous dirons des cyclones et des typhons s'applique naturellement aux dépressions des régions tempérées et c'est la raison pour laquelle nous nous étendrons assez longuement sur leur étude.

Caractère du tourbillon cyclonique. — *Variations barométriques.* — Dans les cyclones, comme dans toutes les dépressions, les isobares ont une forme plus ou moins circulaire, généralement assez régulière. La région affectée par la baisse barométrique a, dans les cyclones tropicaux, un diamètre plus petit que dans les dépressions des régions tempérées : il n'est pas rare que ce diamètre soit inférieur à 500 kilomètres, et il est encore beaucoup plus faible au moment de la formation du

(1) Aux Antilles et dans le golfe du Mexique, les cyclones sont parfois appelés *ouragans* (*Hurricanes*).

météore. On a observé des cyclones dont le diamètre ne dépassait pas 50 kilomètres.

La pression barométrique au centre d'un cyclone est très basse. Le baromètre descend ordinairement plus bas que 720 mm. (960 millibars) et on cite beaucoup de cyclones où le baromètre est descendu jusqu'à 700 mm. (933 millibars) (1). La baisse considérable de pression se faisant sentir sur une région peu étendue, il en résulte des gradients barométriques extrêmement élevés. Ces gradients, qui, selon leur définition (page 24), expriment la différence de pression, mesurée perpendiculairement aux isobares, pour une distance de 60 milles marins, ou 111 kilomètres, peuvent atteindre une valeur de 20 à 25 millimètres, et parfois bien davantage, tandis que, dans les régions tempérées, les gradients de 5 mm. sont très rares. Au centre même du météore, il existe souvent une région plus ou moins étendue où le baromètre reste étale.

Vent. — Conformément à la loi de Buys-Ballot, le vent est incliné sur le gradient barométrique, à droite dans l'hémisphère Nord, à gauche dans l'hémisphère Sud. Des tourbillons aériens, tournant toujours dans le même sens, prennent naissance : sens inverse des ai-

(1) Voici, d'après le *Monthly Weather Review* (mars 1911), la liste des pressions inférieures à 690 mm. observées au niveau de la mer.

LIEU	SITUATION GÉOGRAPHIQUE	PRESSION	DATE
Vohémar	Côte NW de Madagascar	628,9	3 février 1899
En mer	13°35'N 134°30'E	664,4	16 décembre 1900
Morne Rouge	Martinique	682,8	19 août 1891
Basilah	Bay Frank Helon	682,0	25 septembre 1905
En mer	20°44'N 123°2'E	686,5	2 août 1901
Favorita	Port d'Apia, Samoa	687,0	6 avril 1850
La Havane	Cuba	687,3	10 novembre 1846
False-Point	Orissa (Inde)	687,8	22 septembre 1885

guilles d'une montre dans l'hémisphère Nord, sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère Sud. Le vent converge en spirales vers le centre ; la convergence diminue à mesure qu'on se rapproche du centre et le mouvement tourbillonnaire est presque circulaire dans la partie centrale (fig. 29).

Les très forts gradients barométriques observés dans les cyclones donnent lieu à des vents d'une violence inouïe. On n'a qu'une idée approchée de la vitesse que

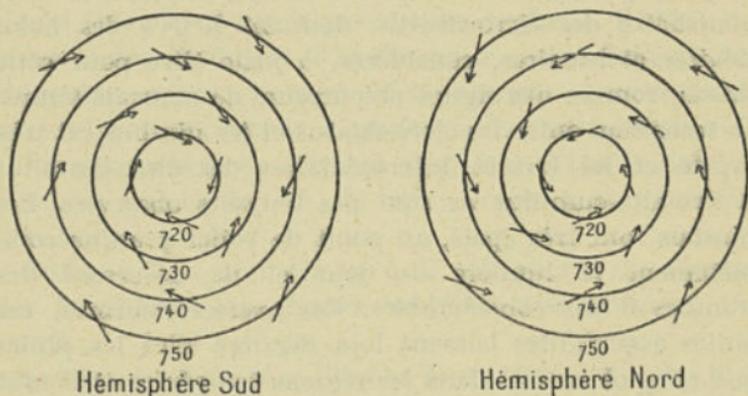


FIG. 29. — TOURBILLONS CYCLONIQUES

peut atteindre le vent dans un cyclone tropical car les anémomètres en usage ne résistent pas à des vents aussi violents. Des vitesses de 60 mètres à la seconde (plus de 200 kilomètres à l'heure) ont été observées, et, si l'on en juge par certains dégâts causés par ces météores, il est possible que ces vitesses-là soient souvent dépassées.

Le vent augmente d'intensité depuis la périphérie du météore jusqu'àuprès de la partie centrale. Au centre même du cyclone, on observe un calme nettement caractérisé. Le diamètre de cette région centrale est fort variable, mais il ne paraît pas dépasser une quarantaine de kilomètres. En mer, ce calme central est loin d'être

une région de sécurité relative, car les vents violents, qui accompagnent le cyclone, soulèvent une mer très grosse, et au voisinage de la région centrale, où viennent se rencontrer des houles de toutes les directions, la mer est démontée.

État du ciel. — Lorsqu'un cyclone s'approche, on commence par observer des cirrus, en panaches ou en filaments, qui paraissent émerger de la région déjà atteinte par le météore. A ces cirrus, succède le voile blanchâtre des cirro-stratus, donnant lieu à des halos solaires et lunaires, considérés, à juste titre pour cette raison, comme des signes précurseurs de mauvais temps. La transition entre les cirro-stratus et les nimbus est très rapide et les formes intermédiaires des cirro-cumulus et des alto-cumulus ne sont pas toujours observées. Les nimbus sont très épais, au point de voiler presque complètement la lumière du jour et ils déversent des trombes d'eau considérables. Ces averses énormes, ces pluies aveuglantes laissent loin derrière elles les pluies que nous observons dans les régions tempérées et il faut les avoir subies pour s'en faire une idée juste.

Au centre même du météore, la couche nuageuse diminue d'épaisseur et laisse même apercevoir le bleu du ciel. Cette éclaircie momentanée est connue sous le nom *d'œil de la tempête*.

Généralement, la montée du baromètre est plus rapide que ne l'a été la baisse et le beau temps revient plus vite que n'est arrivée la tourmente. Pendant la remontée du baromètre, on observe souvent des grains, rarement accompagnés de tonnerre et d'éclairs, au moins dans la partie voisine du centre. Une opinion courante, parmi les marins, est que la fin de la tempête est proche quand les phénomènes électriques se produisent.

Il est important d'attirer l'attention sur une forme de nuages qui accompagne les cyclones et dont l'intérêt a été mis récemment en lumière par le Père Froc, directeur de l'observatoire de Zi-ka-Wei (Chine). Plusieurs observations faites en France montrent, d'ailleurs, que ces nuages accompagnent souvent aussi nos dépressions européennes. Il s'agit des lambeaux de nuées basses et noirâtres, que les Anglais appellent *scuds*. Le Père Froc décrit ces nuages de la façon suivante :

« Les *scuds* se voient infailliblement, parfois plusieurs journées avant le passage des typhons. Ils ressemblent à des lambeaux d'étoffe noire, fréquemment déchiquetés, ayant l'aspect d'immenses chauves-souris glissant sournoisement à quelques degrés au-dessus de l'horizon, parfois en files, en chapelets, dans la lumière affaiblie du matin ou du soir, souvent sur un ciel très pur. »

Enfin il faut signaler qu'à la périphérie du cyclone des brouillards très denses sont très fréquemment observés.

Les *scuds* et les brouillards font déjà partie du météore. A l'extérieur du cyclone, on observe généralement une atmosphère très limpide, à travers laquelle les étoiles brillent la nuit d'un vif éclat.

A l'arrivée du cyclone, le temps est lourd, oppressant, causant une impression physiologique très nette, qui n'échappe pas aux marins habitués à observer les phénomènes atmosphériques. Ce calme, qui précède la tempête, est troublé parfois par des bouffées d'air subites, d'un caractère très particulier, qu'on appelle des *rafales sourdes*.

Effet du cyclone sur la mer. — Non seulement les cyclones créent, par la violence du vent, une mer démontée, mais les variations rapides de pression qui

les caractérisent, variations d'ailleurs souvent irrégulières, produisent, dans la masse de l'Océan, un ébranlement plus profond, capable de se répercuter à distance sous forme de houle. Cette houle sourde, allongée, se distingue parfaitement des agitations de surface, soulevées par la force du vent. Elle se propage souvent jusqu'à une distance de 2000 kilomètres du centre du cyclone, et constitue, pour le navigateur attentif, un signe précurseur très important, si une barrière d'îles ou de récifs ne vient pas troubler sa propagation. En arrivant au rivage, cette houle de fond détermine souvent des raz-de-marée désastreux : un raz-de-marée, causé par un cyclone le 31 octobre 1876, a fait périr 100000 personnes à l'embouchure du Gange. Aux Antilles, la corrélation de ces raz-de-marée avec le cyclone qui les provoque et qui les suit, n'a pas échappé aux populations riveraines. Les houles qui battent, par beau temps, les côtes non abritées des régions tempérées ont une origine analogue : elles sont déterminées par des dépressions, qui sévissent sur les océans au large.

Trajectoire des cyclones. — Les cyclones, comme toutes les dépressions, ne restent pas immobiles. Les trajectoires qu'ils suivent sont souvent irrégulières, mais, dans l'ensemble, elles se ramènent à un type simple qui rappelle — très vaguement — la forme d'une parabole dont l'axe serait parallèle à l'équateur et la concavité tournée vers l'Est (fig. 30). Ils prennent naissance vers 5° de latitude, suivent une direction générale vers l'Ouest, qui s'incline progressivement vers le pôle, atteignent le sommet de leurs trajectoires entre 20° et 30° de latitude, puis continuent leur course dans une direction générale vers l'Est. Les courants marins chauds, tels que le Gulf-Stream et le Kuro-Shivo, en créant une zone de pressions relativement basses et de grande hu-

midité, ont l'air de favoriser leur marche. Souvent, le cyclone ne parcourt qu'une partie de cette trajectoire et se comble avant d'atteindre le sommet. Souvent aussi, la trajectoire est très sinueuse, et l'on n'y retrouve en rien la forme parabolique. Au point de vue pratique, la seule règle, qui résulte de l'étude des cartes de trajectoires, est la suivante :

1° Entre l'équateur et 15° de latitude, on a de très grandes chances que le cyclone se dirige vers l'Ouest ;

2° Entre 15° et 30° de latitude, la trajectoire est incertaine, mais cette trajectoire a, dans l'hémis-

phère Nord, une composante vers le Nord et, dans l'hémisphère Sud, une composante vers le Sud ;

3° Au-dessus de 30° de latitude, la trajectoire a généralement une composante vers l'Est.

La vitesse du cyclone sur la trajectoire est très variable. Elle est très influencée par les conditions barométriques qui l'entourent : une région dépressionnaire l'attire, un anticyclone l'arrête. Les observations donnent les résultats moyens suivants : dans la partie de la trajectoire dirigée vers l'Ouest, la vitesse est assez faible, de 5 à 15 milles à l'heure ; dans la deuxième partie de la trajectoire, au moment où elle s'incurve vers le Nord ou vers le Sud, la vitesse reste faible, parfois elle di-

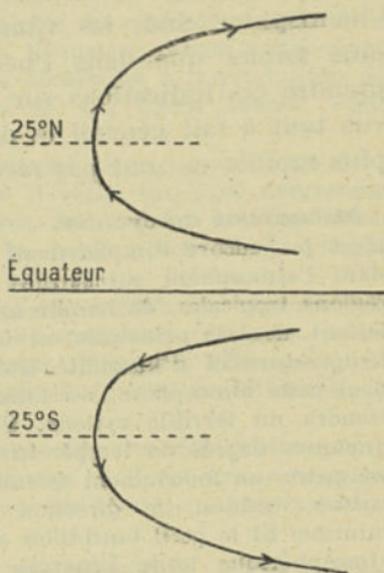


FIG. 30. — TRAJECTOIRE
DES CYCLONES

minue légèrement jusqu'à 5 ou 6 nœuds ; enfin dans la troisième partie de la trajectoire, la vitesse augmente et peut atteindre une trentaine de milles à l'heure. Dans l'hémisphère Sud, les vitesses des cyclones paraissent plus faibles que dans l'hémisphère Nord. Il ne faut prendre ces indications sur la vitesse qu'à un point de vue tout à fait général et des cyclones stationnaires ou plus rapides ne sont pas rares.

Mécanisme du cyclone. — La cause primitive des cyclones n'est pas encore complètement élucidée. Il est probable que, dans l'atmosphère surchauffée et surchargée d'humidité des régions tropicales, de nombreuses causes d'instabilité se manifestent, dont la principale est la contiguité de masses d'air de température et d'humidité très différentes. Pour déclencher, dans cette atmosphère, un tourbillon dépressionnaire, qui deviendra un terrible cyclone, il suffit d'une cause minime : quelques degrés de température de plus en un point qu'en un autre, un mouvement ascendant plus prononcé, deux brises faibles voisines, de direction opposée, peuvent être cause minime. Et le petit tourbillon ainsi né trouve dans l'humidité atmosphérique toute l'énergie nécessaire à son entretien, à son développement et à sa propagation. D'après des théories récentes, la baisse barométrique originelle peut être due à des causes extérieures à la basse atmosphère, dépendre de variations dans la stratosphère, et il est illusoire de vouloir tout expliquer en ne tenant compte que des phénomènes observés dans les couches basses.

La hauteur des cyclones est très faible, comparée à leur diamètre. Ils n'atteignent certainement pas la stratosphère, qui commence à 12 à 15 kilomètres dans les régions tropicales, et les observations, faites pendant le vol transatlantique du dirigeable anglais *R-34*, ont montré que les dépressions ont souvent une hauteur inférieure à 2 kilomètres. Un cyclone, comme une dépression, a plutôt la forme d'un disque plat que d'une colonne.

Le mouvement tourbillonnaire circulaire est plus schématique que réel, et des courants de directions différentes se heurtent, se chevauchent, se poussent mutuellement vers le haut. Ces irrégularités ont été souvent signalées avec quelque surprise par les navigateurs, qui avaient pris un peu trop à la lettre les explications simples. L'augmentation d'intensité du

vent est loin d'être progressive, et sa giration autour du centre se fait par à-coup (1).

Ce conflit de courants atmosphériques voisins, joints à l'influence de la composante centripète du vent, d'autant plus active que l'on est plus près de l'équateur, cause certainement les violents courants ascendants nécessaires à la production des puissantes pannes de nuages et des fortes averses cycloniques (1).

Les courants ascendants paraissent cesser au voisinage de la partie centrale du météore, où il règne un léger mouvement descendant qui, par compression, fait monter la température et occasionne l'éclaircie dans les nuages, l'œil de la tempête si souvent observé.

Les mouvements ascendants et convergents qui règnent dans la partie basse du cyclone, sont compensés, dans les parties supérieures, par des mouvements divergents (divergence des cirrus) et descendants à la périphérie (pureté exceptionnelle de l'atmosphère avant le cyclone).

Lorsqu'un cyclone aborde une côte, les déformations qu'il subit sont souvent très importantes et il est très rare qu'un cyclone accomplisse à l'intérieur des terres un long parcours.

Régions du globe sujettes aux cyclones. — Les régions du globe où l'on observe des cyclones ou des typhons sont données dans le tableau suivant, qui indique en même temps leur fréquence annuelle et leur fréquence mensuelle, cette dernière en pourcentage.

La carte de la figure 31 indique leurs trajectoires principales.

D'une manière générale, les cyclones sont surtout fré-

(1) Quoique l'étude des cyclones soit fort ancienne, on est réduit encore à des hypothèses, car les observations précises sont peu nombreuses : les rares observatoires météorologiques au voisinage desquels est passé un cyclone, ont eu le plus souvent leurs instruments mis hors d'usage par la tempête.

(1) La déviation du vent sur le gradient est due, en effet, à la force centrifuge composée due à la rotation de la terre, cette force étant toujours dirigée perpendiculairement à la direction de la vitesse, et proportionnelle au sinus de la latitude. Elle est donc faible au voisinage de l'équateur, puisque le sinus de la latitude est alors voisin de zéro, et la composante centripète est alors importante.

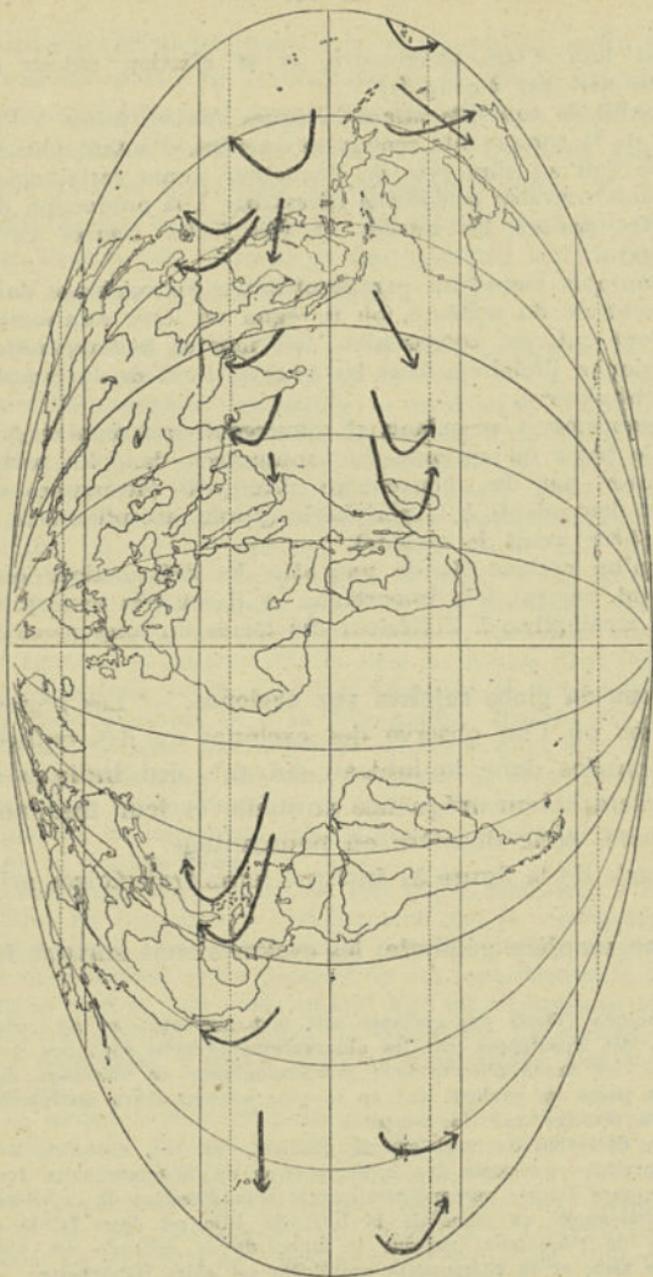


FIG. 21. — PRINCIPALES TRAJECTOIRES DES CYCLONES TROPICAUX

quents à la fin de la saison chaude, appelée *hivernage* sous les tropiques. Alors les calmes équatoriaux sont éloignés de l'équateur, et les calmes sont favorables à l'établissement de régions d'instabilité atmosphérique, propices à la formation du météore. On peut s'expliquer ainsi pourquoi on n'observe pas de cyclones dans l'Atlantique austral : la zone des calmes équatoriaux est tout entière au Nord de l'équateur. Pour une raison analogue, dans les pays à mousson, comme le golfe de Bengale, il y a deux saisons de cyclones, correspondant aux périodes de calme qui séparent les deux moussons. Mais la saison principale est l'automne, où l'air, après la mousson du Sud-Ouest, est beaucoup plus humide qu'au printemps.

RÉGIONS	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Nombre par an
Antilles.....					1	6	4	25	32	31	1		4
Mers de Chine.....	2		1	2	5	9	16	16	19	14	11	5	21
Océan Indien Nord....					6	19	12	10	15	20	14	4	9
Océan Indien Austral..	22	19	18	15	6	1	1			1	7	10	9
Océan Pacifique Austr.	29	18	28	6	1				1	1	3	15	4

V. — DÉPRESSIONS ET ANTICYCLONES DES RÉGIONS TEMPÉRÉES

Analogie des dépressions et des cyclones. — Entre les cyclones tropicaux que nous venons d'étudier dans le paragraphe précédent, et les dépressions barométriques qui affectent les régions tempérées et même les régions polaires, il n'y a pas de différence essentielle. Les uns et les autres sont soumis aux mêmes lois.

Les dépressions des régions tempérées ont un diamètre

beaucoup plus grand que celui des cyclones. Il arrive, en effet, qu'une seule dépression commande la direction des vents, ainsi que le temps qu'il fait sur toute l'Europe septentrionale et sur la plus grande partie de l'Atlantique Nord.

Les gradients barométriques y sont beaucoup plus faibles : les coups de vent habituels de nos régions sont loin d'atteindre la violence des cyclones tropicaux.

Les isobares sont beaucoup plus irrégulières et s'écartent souvent de la forme circulaire. Elles présentent fréquemment des coudes brusques, forment des V. De chaque côté des V, les courants atmosphériques sont de sens opposé, puisque les gradients barométriques changent eux-mêmes de sens.

Comme les cyclones, les dépressions des régions tempérées se déplacent. Aussi bien dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud, le sens du déplacement est dirigé, d'une façon générale, de l'Ouest vers l'Est, du moins jusque vers le soixantième ou le soixante-dixième degré de latitude. Plus près des pôles, le manque d'observations simultanées a empêché de dresser des cartes synoptiques permettant l'étude complète des dépressions, et leur marche n'est pas encore bien connue. D'ailleurs, à toute latitude, les anomalies sont fréquentes et les dépressions se dirigent aussi souvent du Nord-Ouest vers le Sud-Est que du Sud-Ouest vers le Nord-Est. Toutefois une marche vers l'Ouest est assez rare. Ces météores paraissent être des accidents dans la circulation atmosphérique générale : ils sont entraînés vers l'Ouest, aux latitudes tempérées, par cette circulation (voir page 115).

La vitesse des dépressions sur leur trajectoire, très variable, est de l'ordre de 10 à 30 kilomètres à l'heure.

Sur la fréquence des dépressions, on n'a des renseignements suffisamment précis que pour l'hémisphère

Nord. Dans la bande comprise entre le trente-cinquième et le soixante-dixième parallèle, les régions présentant le maximum de fréquence sont les suivantes : la région des grands lacs de l'Amérique du Nord et du Saint-Laurent, avec 30 à 45 dépressions par an, le Nord des Iles Britanniques avec 30 dépressions par an, le Japon avec 15 dépressions par an.

Les dépressions sont plus nombreuses en hiver qu'en été.

Distribution des vents et des états du ciel dans une dépression. — Les dépressions ne sont pas symétriques par rapport au centre, du moins en ce qui concerne la direction des vents et les états du ciel. Un examen attentif y révèle des discontinuités nombreuses.

Le vent ne tourne pas régulièrement autour du centre. D'après des études récentes, commencées par Shaw en Angleterre, conti-

nuées par Bjerknes en Norvège, la dépression consiste essentiellement, dans les couches inférieures, en deux courants opposés, un courant froid, représenté par la figure 32 par des traits continus, un courant chaud représenté par des traits pointillés.

Ces deux zones sont séparées par des lignes rayonnant à partir du centre de la dépression : l'une, la *ligne de direction*, grossièrement dirigée dans la direction de la propagation du météore, sépare, dans nos ré-

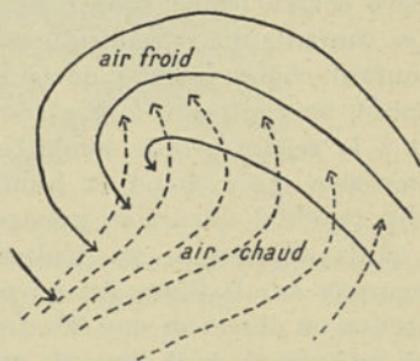


FIG. 32. — DISTRIBUTION DES VENTS DANS UNE DÉPRESSION

gions, la zone des vents chauds du Sud des vents froids de l'Est ; l'autre, beaucoup plus nette que la précédente et signalée depuis longtemps par le savant français Durand-Gréville, est la *ligne de grain*, qui est dirigée à droite de la trajectoire et presque normalement à elle, et qui sépare les vents du Sud chauds des vents du Nord froids. C'est au passage de cette ligne que se manifestent les sautes de vent, accompagnées d'averses et d'orages, qu'on appelle des *grains*.

Au passage de la ligne de direction, les vents du Sud chauds ont tendance à s'élever par dessus les courants froids, situés à gauche de la trajectoire : l'air froid, comme l'a dit Bjerknes, joue le rôle d'un continent élevé contre lequel souffle un vent chaud et humide. Les courants d'air froid, qui soufflent à la rencontre du courant chaud le long de la ligne de grain, ont tendance, au contraire, à se glisser sous ce courant chaud et à le rejeter vers le haut. Dans les deux cas, il y a ascension d'air chaud et humide, ascension beaucoup plus rapide d'ailleurs au passage de la ligne de grain.

Si la dépression se déplace suivant la trajectoire marquée sur la figure 32, au passage de la ligne de direction on observera une élévation de température, tandis qu'au passage de la ligne de grain on observera une diminution de température. Dans nos régions, en effet, sur la droite de la trajectoire, on observe une hausse de température, surtout marquée en hiver, à l'arrivée de la dépression et une baisse au passage de la ligne de grain. A gauche de la trajectoire, ces changements de température ne sont pas observés.

La figure 33 donne, d'après Bjerknes, la répartition schématique des nuages et des précipitations dans une dépression en mouvement.

L'aire de pluie s'étend sur une large zone du côté froid de la ligne de direction et sur une bande beau-

coup plus étroite le long de la ligne de grain. En avant de la zone de pluie, qui borde la ligne de direction, s'étend une vaste région nuageuse. Ces pluies et ces nuages sont causés par l'ascension de l'air chaud sur la zone froide, ascension qui peut atteindre progressivement plusieurs milliers de mètres de hauteur. Lorsque la dépression arrive, on commence par apercevoir des

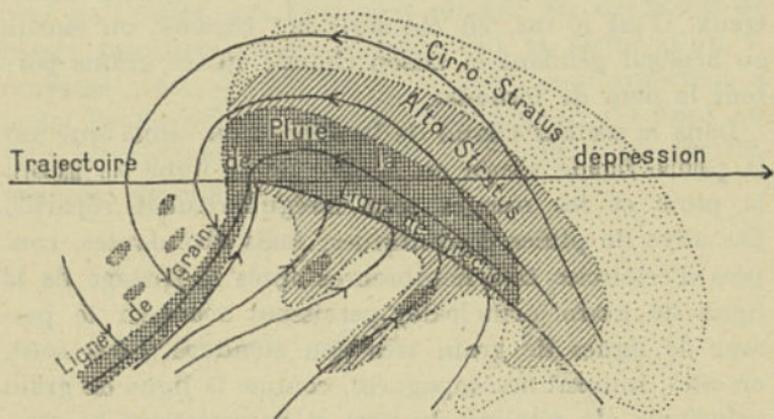


FIG. 33. — RÉPARTITION DES NUAGES ET DES PRÉCIPITATIONS dans une dépression en mouvement

cirrus et des cirro-stratus, nuages très élevés, puis les alto-stratus et enfin des nimbus, qui donnent de la pluie. Les pluies de la partie gauche de la trajectoire, généralement continues, ne sont pas très abondantes.

Les formes nuageuses intermédiaires de cirro-cumulus et d'alto-cumulus ne paraissent pas indispensables et il est hors de doute, que, malgré les proverbes sur le ciel pommelé ou le ciel moutonné, ces apparences du ciel ne sont pas toujours précurseurs de mauvais temps.

Les grains, caractérisés, en outre de la rotation du vent, par une augmentation brusque de pression de 1 à 2 millimètres et par la baisse de la température dont

nous avons parlé, donnent des averses très abondantes. Le conflit des masses d'air froid et des masses d'air chaud, auxquelles les premières tendent à se substituer, crée des tourbillons à axe horizontal, très favorables à la production de la grêle, car ils maintiennent les grêlons en l'air pendant longtemps.

Des dépressions où les variations barométriques sont faibles, peuvent donner naissance à des grains désastreux. C'est le cas, en été dans nos régions, ou encore au Sénégal pendant la saison chaude où ces grains portent le nom de *tornades*.

Dans le secteur chaud de la dépression, ainsi que sur la partie froide située en arrière de la ligne de grain, la pluie et les nuages sont irrégulièrement répartis. Ces aires de pluies discontinues, mais abondantes, coupées d'éclaircies très nombreuses après le passage de la ligne de grain principale, paraissent marquer le passage de lignes de grain très peu étendues. Elles sont, en effet, souvent accompagnées, comme la ligne de grain principale, de rotation du vent et de variations barométriques et thermiques.

En plus de ces grains, tourbillons horizontaux qui balayent de vastes régions, on éprouve parfois, surtout dans la partie méridionale de la dépression, des tourbillons à axe vertical, qui n'exercent leurs ravages que sur des régions très limitées. On appelle ces tourbillons des *trombes* ; aux Etats-Unis, où ils sont très fréquents et désastreux, on les appelle *tornadoes*.

Anticyclones. — Dans nos régions, les anticyclones sont beaucoup plus stables que les dépressions, à la marche desquelles ils paraissent présenter un sérieux obstacle. Ils sont accompagnés de beau temps, de vents faibles, parfois de brouillards, de températures très froides en hiver ou au printemps, très chaudes en été.

Dans d'autres régions du globe, par exemple aux Etats-Unis et en Australie, les anticyclones ont une individualité plus marquée. Ils se succèdent sur les cartes synoptiques aussi rapidement que les dépressions. Aux Etats-Unis, ils déterminent, lorsqu'ils succèdent à une dépression, de fortes baisses de température, des *vagues de froid*, qui ont, sur l'agriculture, des effets souvent désastreux. En Australie, les anticyclones qui se déplacent de l'Ouest vers l'Est sont séparés par des zones de basses pressions où les isobares ont la forme d'un V renversé : au passage de V, le vent, conformément à la loi de Buys-Ballot, tourne brusquement du Nord au Sud, occasionnant des *Bursters*, sortes de grains caractéristiques du climat australien.

CHAPITRE III

LES APPLICATIONS

I. — LA PREVISION DU TEMPS A COURTE ÉCHÉANCE

Quoique tout le monde parle du temps qu'il fera, et que beaucoup de gens donnent leur opinion à ce sujet sur un ton péremptoire, il n'y a rien de moins connu que les méthodes rationnelles de prévision du temps. Cette partie de la météorologie s'enveloppe de mystère, volontairement peut-être et, à mon avis, à tort, car c'est la meilleure façon de donner la main au charlatanisme et de le laisser s'accréditer. N'est-il pas préférable de dire franchement ce que nous savons, comment nous procédons et où nous en sommes, plutôt que de prendre un air inspiré, de parler de méthodes secrètes et de laisser croire que nous sommes les confidents des dieux ? Pourquoi ne pas avouer que nous ne savons que fort peu de choses ? Si ce que nous savons est bien établi et a des fondements solides, n'est-ce pas déjà beaucoup ?

En prévision du temps, comme il ne s'agit encore aujourd'hui que d'impressions, d'appréciations assez peu précises, il ne manque pas de charlatans qui prétendent toujours faire mieux qu'on n'a fait, et qui battent de la grosse caisse autour de leur soi-disant découverte. Il ne se passe pas de mois sans que quelque magazine ne

nous vante l'infaillible méthode de tel ou tel. Des inventeurs sont allés jusqu'à écrire de longs et ennuyeux volumes sur l'emploi de leurs procédés. Ils se sont contentés, à l'ordinaire, de citer des cas où leur méthode a paru s'appliquer, en laissant dans l'ombre les exemples, parfois plus nombreux, où elle ne s'appliquait pas.

Les nombreux échecs de la prévision du temps ont fait dire qu'il valait autant ne pas s'en mêler. Dans une des dernières pages qu'a écrites Henri Poincaré sur le Hasard, il n'a pas manqué de citer l'exemple de la prévision du temps :

« Pourquoi les météorologistes, dit-il, ont-ils tant de peine à prédire le temps avec certitude ? Pourquoi les chutes de pluie, les tempêtes elles-mêmes nous semblent-elles arriver au hasard ? Nous voyons que les grandes perturbations se produisent généralement dans les régions où l'atmosphère est en équilibre instable. Les météorologistes savent bien que cet équilibre est instable, qu'un cyclone va naître quelque part, mais où, ils sont hors d'état de le dire. Un dixième de degré en plus ou en moins en un point quelconque, le cyclone éclate ici et non là, et il étend ses ravages sur des contrées qu'il aurait épargnées. Si on avait connu ce dixième degré, on aurait pu le savoir d'avance, mais les observations n'étaient ni assez serrées, ni assez précises, et c'est pour cela que tout semble dû au hasard. »

Certes, le problème, posé de cette façon, est encore insoluble ; aussi se contente-t-on d'une solution qui, quoique plus modeste, n'est pas dénuée d'intérêt pratique. Nous n'essayons pas de prévoir la naissance d'un phénomène, mais seulement, lorsque le phénomène est né, d'en prévoir l'évolution. Et alors le problème, dans ses grandes lignes, revient toujours à celui-ci : déceler assez tôt l'existence d'un phénomène et prévoir ensuite son sens et sa vitesse de propagation.

Prévision du temps d'après la carte du temps. — Les considérations développées paragraphes IV et V du Chapitre II, sur les cyclones ou dépressions et les anticyclones, montrent suffisamment que le temps qu'il fait dans les régions sujettes à ces météores dépend tout entier de leur présence et de leur situation respective. Prédire le temps, c'est donc avant tout prédire l'arrivée d'une dépression ou d'un anticyclone, et comme c'est le mauvais temps qui nous affecte le plus, qui est le plus important à annoncer, c'est dans la prévision de l'arrivée d'une dépression ou d'un cyclone que consistera, presque tout entier, le problème de la prévision du temps.

La prévision rationnelle des dépressions est basée sur l'étude des cartes simultanées ou synoptiques des éléments météorologiques. Pour dresser ces cartes synoptiques et en tirer à temps des conclusions, il faut recevoir, par télégraphe ou par télégraphie sans fil, les observations de plusieurs stations plus ou moins éloignées, et, par suite, la prévision nécessite une organisation préalable, autrefois irréalisable, aujourd'hui possible, non seulement dans des pays civilisés, mais dans la plupart des régions du globe, les câbles télégraphiques, les stations radiotélégraphiques s'étant multipliées et la plupart des navires ayant la T. S. F. (1).

Ce problème de la prévision du temps, pour être traité complètement, nécessiterait à lui seul tout un volume. Je me contenterai d'indiquer succinctement les règles de prévision de la dépression-type, le cyclone tropical. Ces règles d'ailleurs s'appliquent, sans grande modification, aux dépressions des régions tempérées.

(1) On trouvera les codes employés en France pour la transmission des observations météorologiques par T. S. F. dans l'ouvrage de M. GURTON, intitulé *Télégraphie et Téléphonie sans fil*. (Collection Armand Colin.)

La carte synoptique, dans les régions tropicales, est presque toujours extrêmement simple. La distribution des isobares y est très régulière, et elle n'est pour ainsi dire troublée que par les cyclones. Dans ces conditions, rien n'est plus facile que de déceler, sur une carte, l'existence de ces météores, dont les manifestations barométriques sont si importantes. Le problème est un peu plus compliqué dans les régions tempérées, car les dépressions se déplacent au milieu d'une situation isobarique toujours tourmentée. Les isobares de la carte du lendemain sont le résultat des isobares de la carte d'aujourd'hui, auxquelles viennent se superposer les isobares de la dépression qui se déplacent. La forme des isobares du lendemain peut par suite à peine laisser entrevoir la dépression en question (1).

Pour savoir où se dirige le cyclone révélé par la carte synoptique, on a proposé de nombreuses règles, parfois contradictoires. A mon avis, celle qui donne les meilleurs résultats — ou des résultats au moins équivalents à ceux que donnent des règles beaucoup plus compliquées — est une vérité de La Palisse : le cyclone se dirige vers les régions où le baromètre baisse et s'éloigne des régions où le baromètre monte. Pour appliquer cette règle, il faut que la carte indique, outre les isobares, les variations de la pression. On a choisi, par entente internationale, l'intervalle des trois heures qui précèdent l'heure de l'observation, et la variation de la pression pendant cet intervalle s'appelle la *tendance barométrique*, affectée du signe +, si le baromètre a monté, du signe —, s'il a baissé. Le cyclone se dirige vers les stations où les tendances barométriques sont

(1) C'est la raison pour laquelle la propagation des variations de pression, c'est-à-dire des hausses et des baisses, mises nettement en évidence sur la carte synoptique en traçant les lignes isallobares, est souvent plus régulière que la propagation des systèmes mêmes d'isobares.

négatives et s'éloigne des stations où les tendances barométriques sont positives.

La trajectoire d'un cyclone dépend de la distribution des pressions sur les régions voisines. La présence d'un anticyclone à l'avant d'un cyclone fait infléchir la trajectoire. Dans notre hémisphère, le cyclone a tendance à laisser sur sa droite les anticyclones. Au contraire, un cyclone trouve un chemin tout tracé dans une zone de basses pressions ou de pressions uniformes. Il semble aussi que des cyclones successifs suivent volontiers la même route, comme si les obstacles y avaient été aplatis (1).

Connaissant la trajectoire du cyclone par rapport au lieu d'observation, on peut, en se reportant à ce que nous avons dit paragraphes IV et V du Chapitre II, sur la rotation du vent et les états du ciel, prédire les directions du vent et la succession du temps à venir.

Prévision d'après les observations locales. — L'échange des renseignements météorologiques par télégraphe ou par T. S. F. est souvent fort réduit, surtout en mer ou sur les côtes, car les navires ne sont pas toujours nombreux dans les parages intéressants. Dans ce cas, il faut suppléer à la carte synoptique inexistante ou incomplète par des observations locales, de toute façon nécessaires d'ailleurs, car elles permettent de préciser les données de la carte et elles sont indispensables à une

(1) Les recherches de cette sorte se résument difficilement, et il faut la patiente étude de nombreuses cartes synoptiques pour acquérir à ce sujet une expérience. J'ai donné dans le *Manuel Pratique de Météorologie* (Masson, éditeur), tout entier consacré à l'étude de la prévision du temps dans nos régions, plusieurs exemples qui ne peuvent prendre place dans ce petit livre. Il ne faut pas oublier que, dans cet ordre de recherches, on n'aboutit pas à des lois absolues. On ne pourra jamais dire : la dépression suivra *obligatoirement* tel chemin, mais, simplement : la dépression a devant elle plusieurs chemins *possibles*.

interprétation judicieuse des phénomènes. Même réduit à ses seules ressources, l'observateur avisé n'est pas complètement désarmé (1).

Les cyclones causent à l'atmosphère un tel ébranlement que les effets s'en font sentir à grande distance. Ces effets constituent autant de *signes précurseurs*, qu'il est indispensable de connaître, mais en se rappelant bien qu'ils ne donnent pas la certitude absolue de l'arrivée d'un cyclone, car ils peuvent se produire dans d'autres cas. De plus, ils ne se manifestent pas tous ensemble dans tous les cyclones, mais quand ils apparaissent dans des pays à cyclones et surtout pendant la saison où ces phénomènes sont fréquents, ils doivent mettre l'observateur en éveil. Un signe isolé doit toujours attirer l'attention, la simultanéité de deux ou trois d'entre eux donne la certitude du mauvais temps prochain.

Variations du baromètre. — La pression barométrique est très régulière dans les régions tropicales où sévissent les cyclones. En temps normal, la pression ne change pas sensiblement d'un jour à l'autre, si ce n'est pour la très lente variation annuelle, dont l'amplitude totale ne dépasse pas généralement une dizaine de millimètres. Chaque jour, la courbe barométrique présente la double oscillation, connue sous le nom de marée barométrique : les hauteurs maxima s'observent vers 10 heures et 22 heures et les hauteurs minima vers 4 heures et 16 heures (page 67). Dans ces conditions, toute variation anormale de la pression est importante.

À l'approche d'un cyclone, et lorsque le météore est encore éloigné, on observe souvent une augmenta-

(1) En réalité, il essaye de deviner comment est faite cette carte du temps qui lui manque.

tion de pression. Le baromètre est notablement plus haut que les jours précédents, et plus haut que ne l'indique la valeur normale du mois. Cette augmentation de pression est considérée par certains météorologistes comme le premier signe de l'existence de la tempête et comme une indication de son importance. C'est, par exemple, une opinion courante aux Antilles que, sans augmentation préalable de pression, il peut y avoir tempête, mais pas tempête destructive.

C'est la baisse du baromètre qui constitue l'avertissement le plus important. A la périphérie d'un cyclone, à 1000 ou 2000 kilomètres du centre, il existe une zone assez étendue où la baisse barométrique est lente, par exemple de 1 mm. à 2 mm. par jour (fig. 34). Pendant cette *baisse lente*, la marée barométrique continue à se faire

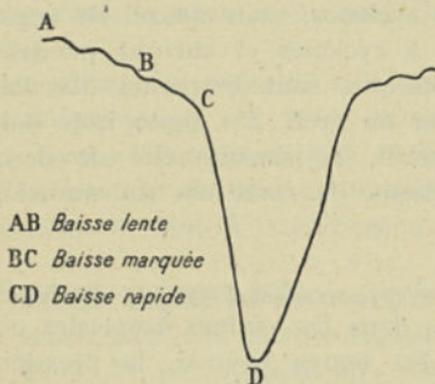


FIG 34. — BAISSÉ BAROMÉTRIQUE DANS
DANS LA RÉGION D'UN CYCLONE

sentir, mais en s'altérant peu à peu : les périodes de baisse sont plus prononcées, les périodes de hausse beaucoup moins accusées. Si le cyclone passe très loin de la station, le baromètre ne tarde pas à remonter et la marée barométrique à reprendre son allure normale.

Si le cyclone continue à se rapprocher, à cette période de baisse lente succède une période de *baisse marquée*, pendant laquelle la marée barométrique s'atténue de plus en plus, jusqu'à ne plus se faire sentir. Au point de vue pratique, dès que le baromètre ne

monte plus pendant les périodes normales de hausse de la marée barométrique (de 4 heures à 10 heures et de 16 heures à 22 heures), mais reste stationnaire ou baisse, il faut s'attendre à ressentir les effets de la tempête et il faut prendre toutes les précautions nécessaires. On peut d'ailleurs, surtout si l'on n'est pas trop près de l'équateur, avoir une vingtaine d'heures devant soi avant d'essuyer le maximum de la tempête. A partir du moment où commence la baisse marquée, l'aspect du ciel prend une allure plus menaçante et les grains de pluie et de vent commencent bientôt.

A la période de baisse marquée, souvent de très courte durée, succède une période de *baisse rapide*, la courbe du baromètre enregistreur dessinant une ligne presque verticale très impressionnante. On a observé dans les cyclones tropicaux des baisses barométriques dépassant 20 mm. en une heure. Dans les régions tempérées, des baisses de 5 mm. à l'heure sont très rares. Au moment de la baisse rapide, on est en plein cyclone, et il ne s'agit plus d'en prévoir l'approche, mais de s'en tirer sans trop de dommages.

États du ciel et vents. — Les cirrus, qui s'échappent du cyclone en panaches divergents, sont souvent observés bien avant la baisse barométrique. Ils constituent donc un signe précurseur de premier ordre (1). On a souvent observé le cirrus, à Manille, à 1000 kilomètres du centre. Dès que les cirrus apparaissent dans le ciel, il faut déterminer leur mouvement : s'il est rapide, il y a des chances pour que le sens de leur mouvement indique la direction d'une perturbation atmosphérique importante. Il faut alors veiller très soigneu-

(1) Surtout dans les régions tropicales. Dans les régions tempérées en été, les cirrus ne sont pas toujours le signe de l'approche d'une dépression.

sement à la baisse barométrique. Lorsque les cirrus se présentent en bandes convergentes vers l'horizon, le point de convergence indique approximativement le relèvement du centre du cyclone. Des cirrus pâles, aux contours diffus, indiquent un cyclone formé depuis longtemps et de grande étendue ; des cirrus très blancs et très nets indiquent un cyclone récemment formé, de petit diamètre, mais d'une grande violence.

Si les cirrus s'épaississent en voile de cirro-stratus de couleur blanc sale, donnant naissance à des halos solaires et lunaires et à de brillantes colorations rouges cuivrées au lever et au coucher du soleil, le signe précurseur est encore plus valable.

Enfin, rappelons que les petits nuages déchiquetés et noirâtres, désignés sous le nom de scuds ou lambeaux constituent aussi un précieux avertissement (voir page 141).

Parfois, dès que la marée barométrique commence à s'altérer, on aperçoit à l'horizon un amas considérable de nuages très épais, qui constituent ce qu'on appelle la *panne d'ouragan*. On a aperçu la panne d'ouragan, qui, sur mer, ressemble à une terre lointaine, plusieurs jours avant l'arrivée du cyclone. Mais, généralement, lorsqu'elle apparaît, le cyclone est proche et la panne indique exactement dans quelle direction il se trouve. Cette observation serait donc infiniment précieuse, si elle était toujours possible : aux tropiques et dans les latitudes tempérées, le ciel se couvre progressivement et on n'observe vraiment la panne d'ouragan que quand on en subit directement les effets.

La cessation de phénomènes réguliers, comme la brise de terre et de mer, constitue aussi un signe qu'il ne faut pas négliger.

Houle. — En mer, l'observation de la houle donne de bonnes indications sur l'existence du cyclone. La direction de la houle est modifiée au voisinage des terres et il ne faut pas attribuer à cette direction une importance trop grande pour indiquer l'endroit où se trouve le cyclone.

Détermination de la trajectoire d'un cyclone d'après des observations locales. — Dès que la baisse barométrique, l'état du ciel et les autres signes précurseurs ont donné l'éveil, il faut, pour prédire le temps avec précision, connaître la route que suit le cyclone et la vitesse avec laquelle il se rapproche. Mais il faut bien dire qu'une pareille détermination est, le plus souvent, impossible pour un observateur isolé et les règles données à ce sujet ne s'appliquent qu'à un cyclone théorique, présentant une baisse de pression régulière autour du centre, progressant en ligne droite et avec une vitesse constante : or, chaque cyclone a une physionomie particulière et sa trajectoire est souvent capricieuse. La carte synoptique, tracée à intervalles rapprochés, permet seule de résoudre le problème.

Tout ce que peut faire l'observateur isolé, et encore avec une approximation grossière, c'est de déterminer le sens général du déplacement du centre. Il ne peut le faire que quand il est en plein dans la zone d'action du météore. Dans l'hémisphère Nord, le mouvement du tourbillon est inverse de celui des aiguilles d'une montre : en faisant face au vent, conformément à la loi de Buys-Ballot, l'observateur a le centre sur sa droite et un peu en arrière, à 110° environ, à la périphérie du cyclone, quand la baisse barométrique marquée est commencée, à 100° et même à 90° dans la partie voisine du centre, lorsque la baisse du baromètre a atteint 12 à 15 millimètres.

Dans l'hémisphère Sud, le mouvement du tourbillon est dans le sens des aiguilles d'une montre : en faisant face au vent, l'observateur a donc le centre sur sa gauche.

Si l'on note à des heures successives la direction du vent, en appliquant la règle précédente, on obtiendra les directions successives du centre du cyclone. Si l'on admet l'uniformité de la vitesse de propagation, sans faire d'hypothèse sur la valeur de cette vitesse que l'on ne connaît pas, et si l'on intercale entre les directions du centre du cyclone des segments proportionnels aux intervalles écoulés entre deux observations successives, on peut avoir la direction de la trajectoire.

Quant à la distance du centre, elle est toujours difficile à estimer. La façon dont varie le vent et l'allure du baromètre permettent de l'apprécier, au moins approximativement. Si le baromètre baisse assez vite, si le vent force assez rapidement, tout en conservant à peu près la même direction, le relèvement du centre varie très peu, on se trouve sur la trajectoire, ou du moins très près de cette trajectoire.

Si, au contraire, la direction du vent change graduellement, qu'en même temps le baromètre ne baisse pas trop vite et que la vitesse du vent augmente lentement, on est assez loin de la trajectoire.

Le tableau suivant donne, très grossièrement, en fonction de la valeur de la baisse barométrique, la distance du centre.

BASSE PAR HEURE	DISTANCE DU CENTRE
0,5 mm. à 1,5 mm.	500 à 300 km.
1,5 — à 2 —	300 à 200 —
2 — à 3 —	200 à 150 —
3 — à 4 —	150 à 100 —

Sur un navire, il est recommandé, dès qu'on est à peu près sûr d'aborder un cyclone tropical, de faire route à la plus petite vitesse possible, afin d'apprécier, dans les meilleures conditions, les variations du vent pour en déduire le relèvement du centre. On perdra peut-être plusieurs heures en agissant ainsi, mais les renseignements recueillis pourront faire éviter des avaries graves, ou un danger plus considérable encore.

Manœuvre à faire par un navire surpris par un cyclone. — A la mer, un navire surpris par un cyclone et qui n'a pas pu rallier un port abrité — on appelle en Extrême-Orient ces ports abrités, des *ports à typhons* — doit s'efforcer de s'éloigner le plus possible du centre.

Suivant une appellation très ancienne, on désigne sous le nom de *demi-cercle dangereux* la partie du cyclone qui se trouve à droite de la trajectoire dans l'hémisphère Nord, à gauche de la trajectoire dans l'hémisphère Sud, et *demi-cercle maniable*, la partie du cyclone qui se trouve à gauche de la trajectoire dans l'hémisphère Nord, à droite de la trajectoire dans l'hémisphère Sud. Ces dénominations ont été données parce qu'on croyait que le vent était plus fort dans un demi-cercle que dans l'autre, la vitesse de translation du météore s'ajoutant dans le demi-cercle dangereux à la vitesse de rotation. Mais il est à peu près prouvé qu'il n'en est rien. Toutefois ces dénominations peuvent être conservées, car, dans le demi-cercle dangereux, le vent, dans la partie antérieure du météore, tend à entraîner un navire sur l'avant du centre, tandis qu'il tend, dans le demi-cercle maniable, à l'écartier de la trajectoire.

La façon dont varie la direction du vent indique dans quel demi-cercle on se trouve (fig. 35). Si on observe que le vent tourne de gauche à droite dans l'hémisphère Nord — de droite à gauche dans l'hémisphère Sud — on est dans le demi-cercle dangereux. S'il tourne en sens inverse, on est dans le demi-cercle maniable. Pour bien reconnaître cette rotation du vent, le navire devra faire route à la plus petite vitesse possible, et comme il est prudent de supposer a priori qu'on est dans le demi-cercle dangereux, on prend tout de suite l'allure qui convient à ce demi-cercle et qui consiste, comme nous allons le voir, à recevoir le vent à 3 ou 4 quarts

(30° à 45°) de l'avant, par tribord dans l'hémisphère Nord — par babord dans l'hémisphère Sud.

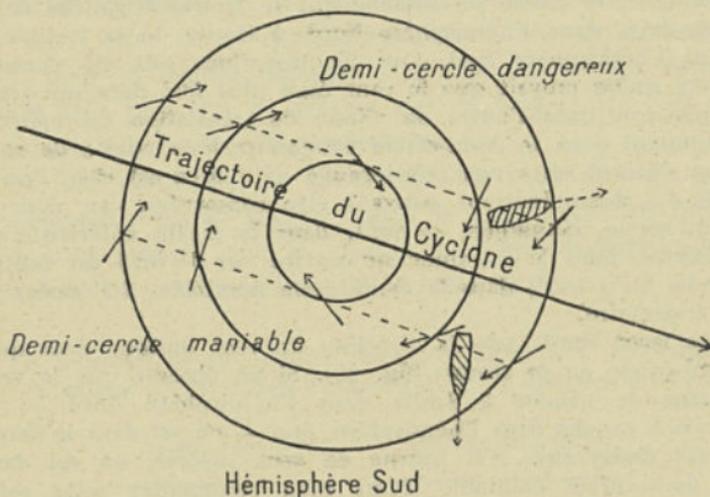
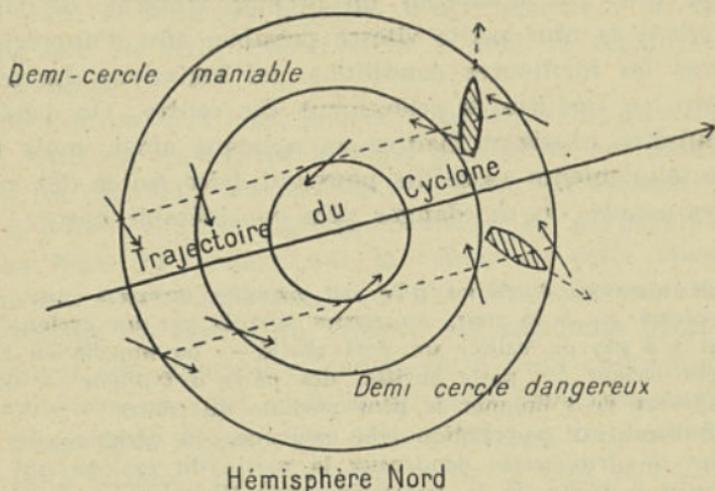


FIG. 35. — MANŒUVRE D'UN NAVIRE SURPRIS PAR UN CYCLONE

Dans le demi-cercle dangereux (fig. 35), cette route est, en effet, celle qui fait éloigner du centre, et dès qu'on aura

reconnu, par la rotation du vent, qu'on est bien dans le demi-cercle dangereux, il y aura intérêt à marcher à cette allure aussi rapidement que le permettra l'état de la mer.

Si l'on reconnaît, au contraire, que l'on est dans le demi-cercle maniable, il faut recevoir le vent à 10 à 12 quarts (100 à 125°) de l'avant, par tribord dans l'hémisphère Nord, — par babord dans l'hémisphère Sud. Il faut conserver ensuite toujours la même route vraie, sans tenir compte des rotations de vent ultérieures. Si la mer est trop grosse pour qu'on puisse naviguer en recevant ainsi le vent et la mer par la hanche, et qu'on soit obligé, pour la sécurité du navire, de faire route debout à la lame, il faudra faire le moins de route possible à cette allure.

Si le vent varie très peu en direction, on se trouve près de la trajectoire. Si l'on est encore assez loin du centre, on peut gagner le demi-cercle maniable en faisant la route prévue pour ce demi-cercle ; si l'on se croit plutôt dans le demi-cercle dangereux et qu'on craigne de ne pas avoir le temps de passer sur l'avant du centre, il faut prendre l'allure qui convient au demi-cercle dangereux.

On ne saurait trop recommander aux navigateurs de ne pas attendre le dernier moment pour manœuvrer. Et il est très important aussi de manœuvrer avec décision. Si l'on change souvent de route et d'allure, on finit par ne plus savoir exactement où l'on en est, ni la route qu'on fait par rapport au météore. Il ne faut, dans aucun cas, fuir vent arrière dans un cyclone. Cette manœuvre conduit infailliblement à passer au centre et même, comme il est arrivé, à y passer plusieurs fois.

Les dépressions des régions tempérées, beaucoup plus étendues que les cyclones tropicaux, n'ont jamais leur violence. La région centrale n'est pas aussi nettement délimitée que dans un cyclone et elle ne présente pas, le plus souvent, de danger particulier. D'autre part, le vent est très sensiblement parallèle aux isobares et la composante centripète est négligeable. Aussi l'application des règles de manœuvre, que l'on doit considérer comme impérieuse dans un cyclone, sous peine des plus grands dangers, même pour les plus gros navires, cesse d'être indispensable dans une dépression.

Les avertissements à très courte échéance. — Nous avons vu, paragraphe V du chapitre II, qu'une dé-

pression comprend des secteurs assez nettement délimités, qui suivent son déplacement en conservant sensiblement leurs caractères propres. En particulier, les lignes de grains se propagent à la même vitesse que les dépressions. Si donc l'on dispose d'un réseau de stations suffisamment rapprochées les unes des autres, capables d'expédier rapidement leurs observations, on pourra marquer sur une carte les heures auxquelles sera passée la ligne de grain aux différentes stations et, en admettant que la vitesse et la direction de sa propagation ne change pas, on pourra annoncer son arrivée plusieurs heures à l'avance avec une très grande précision. Ce procédé d'avertissements à très courte échéance est extrêmement fécond ; il ne fait appel à aucune théorie préconçue des phénomènes, et il n'est que l'application à la météorologie d'une idée très simple.

Les avertissements à courte échéance ne s'appliquent pas seulement aux grains et aux orages, ils permettent d'annoncer les éclaircies, les averses, les variations brusques de température, les vagues de froid et de chaleur, en un mot, tous les phénomènes qui se propagent d'un endroit à l'autre. Et à mesure que se développent nos observations, il semble bien que les phénomènes qui naissent et disparaissent inopinément, sans s'être propagés au moins sur une certaine distance, sont très rares.

La variabilité des climats et les bulletins de prévision du temps. — Chaque fois qu'un agriculteur, un marin, un aéronaute ou un touriste s'abonne à un service de prévision du temps, par exemple à celui qui est organisé depuis de nombreuses années en France par le Bureau central météorologique et par l'Office national météorologique qui lui a succédé (1), c'est dans l'espoir de recevoir chaque jour un avis

(1) La diffusion quotidienne par téléphonie sans fil des bulletins de prévision les met aujourd'hui rapidement à la disposition de tout le monde.

précis et infaillible sur le temps qu'il fera le lendemain. Si cet avis se trompe parfois, si les indications qu'il contient sont vagues ou ne s'appliquent pas exactement aux besoins ruraux, à la navigation ou même simplement au tourisme, l'abonné pense qu'il a donné son argent en pure perte.

Il serait logique, avant tout, d'étudier les conditions du problème, afin de bien connaître ce que peut seulement indiquer un bulletin de prévision du temps, établi par un service central, quelle que soit la science de celui qui l'établit. On n'éprouvera alors aucune surprise, si les bulletins de prévision ne réussissent pas à tous les coups.

Généralement, ces bulletins sont établis de la façon suivante : la prévision du temps est centralisée ; le météorologiste, chargé de la prévision, reçoit, dans un office central, tous les renseignements nécessaires à la construction des cartes synoptiques, permettant l'étude des modifications atmosphériques. Cette étude faite, le météorologiste rédige un bulletin de prévision, qui, pour être envoyé aux abonnés rapidement et à peu de frais, ne peut comporter qu'une ou deux lignes. La France est divisée en une dizaine de secteurs, et un avis spécial est envoyé à chacun d'eux.

Dans ces conditions — toute habileté du météorologiste mise à part, je le répète —, quel pourcentage de réussites pouvons-nous espérer ?

D'abord, le bulletin de prévision doit, forcément, être rédigé en termes assez vagues. En effet, le temps est tellement variable d'un point à l'autre et d'une heure à l'autre, que si nous voulons définir après coup, en une ligne, le temps d'une journée dans un secteur donné, par exemple en Bretagne, nous serons obligés d'éliminer les accidents locaux ou momentanés, d'adopter des termes généraux, qui s'appliqueront peut-être à la fois à Brest, à Nantes et à Saint-Brieuc, mais qui ne pourront pas donner exactement la physionomie particulière du temps de ces trois villes.

S'il est des pays où le temps conserve, pendant des lieues, le même caractère, ce n'est pas toujours le cas du nôtre. L'examen d'une carte quelconque d'observations simultanées montre que, d'ordinaire, les phénomènes se répartissent d'une façon en apparence capricieuse, et il arrive souvent qu'à côté d'une station qui jouit d'un ciel clair, une station voisine et toute proche a son ciel couvert de nuages, une troisième est dans la brume et il pleut dans une quatrième.

Par exemple, pour l'année 1912 choisie au hasard, à Brest

on a observé 233 jours de pluie, à Nantes 204 jours, à Saint-Brieuc 180 jours.

Si donc nous avons fait une prévision de pluie exacte pour Brest, elle aura été erronée 10 fois sur 100 à Nantes et 25 fois sur 100 à Saint-Brieuc.

Les différences mensuelles seraient souvent beaucoup plus grandes. Au mois d'août, alors qu'on a observé 30 jours de pluie à Brest, on n'en a observé que 17 à Saint-Brieuc. La prévision de pluie, parfaite pour une station, aurait été erronée pour l'autre presque une fois sur deux.

L'examen de n'importe quel secteur de la France conduirait à des conclusions analogues (1).

Pour le météorologiste, la prévision de pluie est bonne si, dans le secteur considéré, une seule station a observé de la pluie. Mais cette vérification est un peu d'ordre académique. L'abonné au bulletin de Saint-Brieuc est indifférent au fait que le bulletin se vérifie à Brest ou à Nantes. Ce qui lui importe, c'est le temps qu'il fait chez lui, et c'est d'après le temps qu'il observe de sa fenêtre, dans sa rue ou dans son champ, qu'il porte son jugement.

Les autres éléments météorologiques, température, direction du vent, etc, sont aussi sujets que la pluie à des différences locales. La direction du vent au sol est tellement influencée par la topographie que les écarts de direction entre stations voisines sont souvent considérables, et, si nous notons exacte toute prévision du vent qui donne la direction à 45° près, nous ne pouvons espérer, en une station particulière, plus de 80 pour 100 de réussites et, dans les régions accidentées, beaucoup moins.

La variabilité de notre climat impose donc à la prévision du temps centralisée un certain nombre d'erreurs. Ces erreurs entrent dans la catégorie des erreurs qu'on désigne à l'école sous le nom d'erreurs dues à l'esprit de généralisation « qui ne veut voir partout qu'harmonie, accord et similitude, alors que la nature est pleine d'exceptions et de différences » (Bacon).

Pour augmenter les chances de réussites, il faudrait diviser la France en des secteurs plus nombreux, en supposant toutefois que le météorologiste du Service central ait assez de compétence locale pour tenir compte, de loin, de toutes les influences particulières, et aussi qu'il ait le pouvoir de rédiger tous ces bulletins spéciaux assez rapidement pour parvenir aux intéressés avant les phénomènes qu'ils annoncent.

(1) Voir la *Revue scientifique* du 15-22 février 1919.

Quelques exemples montrent d'ailleurs qu'il faudrait que le nombre des secteurs soit considérable.

A Paris, le nombre de jours de pluie est loin d'être le même dans tous les quartiers. En 1912, alors que le Bureau central météorologique (176, rue de l'Université) observait 202 jours de pluie, l'observatoire du Parc de Montsouris n'en observait que 190, et la Tour Saint-Jacques 188. Une prévision, bonne pour le Bureau central météorologique, aurait été mauvaise une fois sur dix à la Tour Saint-Jacques.

Pour les orages, une prévision bonne pour Montsouris serait mauvaise presque 5 fois sur 10 pour le Bureau central météorologique. On pourrait multiplier les exemples d'observations faites dans la même ville, et qui conduiraient à des conclusions analogues.

Des considérations qui précèdent il résulte :

1^o Que, même en divisant la France en très nombreux secteurs, les bulletins de prévision, pour s'appliquer à l'ensemble de ces subdivisions, devront être souvent rédigés en termes généraux et forcément assez vagues. Au lieu de dire qu'il y aura de la pluie ou un orage, on devra simplement en énoncer la possibilité, sous les termes : temps pluvieux, temps orageux ;

2^o Qu'il faut compter, pour la prévision centralisée, sur un pourcentage minimum d'erreurs de 10 à 20 pour 100.

Ce sont ces conditions du problème que doivent connaître les abonnés du Bulletin de prévision, s'ils ne veulent éprouver aucune désillusion et s'ils veulent utiliser, d'une façon judicieuse, les renseignements qu'ils reçoivent. A la vérité, il faudrait créer un poste de prévision spécial pour chaque colline, chaque vallon, chaque forêt, et, comme il n'est pas possible d'avoir un météorologiste spécialiste pour chacun de ces postes, il faut que celui qui utilise la prévision du temps, qu'il soit aéronaute, agriculteur ou marin, apprenne à interpréter lui-même, à son point de vue particulier, la prévision générale établie par le Service central. Le rôle du Service central est donc de fournir rapidement à son abonné des renseignements assez détaillés pour que celui-ci ne soit pas obligé de les accepter les yeux fermés, mais qu'il puisse, d'après eux et d'après ses observations locales, se faire une opinion personnelle, en étudiant lui-même au besoin la carte synoptique, dont les éléments sont aujourd'hui envoyés partout par T. S. F.

Pour préciser, citons un exemple emprunté à l'aéronautique. La manœuvre d'un dirigeable au sol exige que la vitesse du vent ne dépasse pas 7 mètres ou 8 mètres par se-

conde. Cette exigence est tout à fait locale : il faut que la vitesse du vent reste dans les limites indiquées juste à la sortie des hangars et, souvent, des abris artificiels diminuent la vitesse du vent. Le météorologiste, qui prédit le temps, même s'il est installé dans la ville voisine, ne peut pas tenir compte de ces dispositions particulières. Tout ce qu'il peut faire, c'est annoncer la direction et la vitesse du courant aérien général qui soufflera sur la région. Il est indispensable que le commandant du dirigeable connaisse l'influence de la situation de son hangar et des abris naturels ou artificiels qui l'entourent, sur la vitesse et la direction d'un courant aérien donné. Cette interprétation particulière des renseignements fournis par le service météorologique ne sera évidemment pas la même que celle que ferait au large le capitaine d'un voilier, qui navigue hors de tout abri. Si le commandant du dirigeable prend la prévision telle qu'elle est et vient se plaindre qu'elle n'est pas bonne pour lui, il ne fera qu'apporter un témoignage de sa propre ignorance et non une preuve que les méthodes de prévision du temps sont mauvaises.

II. — LA PRÉVISION DU TEMPS A LONGUE ÉCHÉANCE

Le problème de la prévision du temps à longue échéance, à quelques semaines, à quelques mois et même à quelques années, passionne toujours les chercheurs. Il présente évidemment un intérêt de premier ordre, même si l'on ne prévoit que les caractères généraux d'une saison : la vie économique d'un peuple n'est-elle pas, en effet, en grande partie, sous la dépendance d'un hiver doux ou rigoureux, d'un été sec ou pluvieux ? Malheureusement, les nombreuses tentatives de résoudre ce problème n'ont pas encore abouti à un résultat pratique.

Avant de montrer la façon dont la question a été abordée pendant ces dernières années, et les espérances qu'on peut raisonnablement fonder sur elle, je mentionnerai quelques-unes des tentatives qui ont fait le plus de bruit, qui ont encore des partisans, et qui restent

controversées, malgré leur inefficacité reconnue, ou, pour être moins sévère, malgré que leur efficacité n'ait pas été démontrée.

Effet de la lune. — L'opinion que la lune exerce une influence sur les phénomènes météorologiques remonte à une époque très reculée. On en trouve la trace dans Virgile et dans les auteurs anciens. Le célèbre navigateur anglais Dampier écrivait, en 1687, que « les typhons, qui règnent sur les côtes du Tonkin, viennent ordinairement lorsque la lune change ou devient pleine ». On trouve la même croyance chez certaines peuplades de l'Afrique. L'amiral Mouchez fut étonné, lors de la mission du passage de Vénus à l'île Saint-Paul, d'entendre les marins malgaches, qu'il avait à son bord, prédire une accalmie pour le jour de la Nouvelle-Lune.

L'influence de cet astre, à supposer qu'elle existe, n'a pourtant jamais pu être mise en évidence par des statistiques sérieuses. Arago a déjà montré, d'une façon irréfutable et définitive, que les relations qu'on a cru établir entre les changements de temps et la lune n'ont aucun fondement. Les nombreuses règles proposées sur les jours importants de la lune au point de vue météorologique (une des règles les plus connues en France porte le nom du maréchal Bugeaud), montrent, par leur diversité même, qu'elles ne peuvent avoir aucune application pratique (1).

Demandez, disait Fitz-Roy, à ceux qui attribuent les changements du temps à l'action de la lune, quelles sont les phases les plus critiques d'une lunaison de quatre semaines. Ils vous répondront généralement :

(1) Voici la règle du maréchal Bugeaud, d'après sa correspondance : la lunaison toute entière se comporte comme le quatrième jour, dix fois sur douze, comme le cinquième jour, onze fois sur douze, si le temps ne change pas au sixième jour.

« Ce sont les quartiers, à 2 ou 3 jours près, avant ou après. » Or, un jour quelconque d'une lunaison sera nécessairement à 2 ou 3 jours près d'un des quartiers, soit avant, soit après. Par conséquent, les réponses de ce genre ne servent à rien.

Il faut d'ailleurs remarquer que les phases de la lune ont lieu à un instant précis, le même pour toute la terre. Si ces phases ont une influence sur le temps, cette influence doit s'exercer à la fois sur tout le globe, et l'expérience montre, avec évidence, que les manifestations de cette influence, à supposer qu'elles existent, sont, à tout le moins, fort différentes d'un endroit à l'autre.

Il n'est pas douteux que la lune produise dans l'air, comme dans la mer, une marée de l'atmosphère, dont l'amplitude est de l'ordre de 1 à 2 dixièmes de millimètres de pression. La variation de pression, due à la rotation de la lune autour de la terre, c'est-à-dire aux phases de la lune, n'est pas plus forte. Une variation aussi faible peut-elle avoir un effet sensible sur le temps ? Aucune statistique ne l'a jamais démontré.

Antony Poincaré a cherché une relation entre les phénomènes météorologiques généraux et le mouvement de la lune en déclinaison. Il est probable que ce mouvement de la lune cause un déplacement général de l'atmosphère, qui peut se traduire par un changement dans la répartition des pressions, accompagné d'un changement dans la circulation générale. Nous aurons l'occasion, plus loin, de parler de ces modifications, sinon périodiques, mais parfois régulières, des centres de basse et de haute pression. Il n'a pas été possible, cependant, de prouver, d'une façon indiscutable, que le mouvement en déclinaison de la lune est en partie responsable de ces modifications.

En somme, il est probable que la croyance populaire

à l'influence de la lune n'a d'autre fondement que notre façon habituelle d'apprécier les durées. Quand les périodes de beau temps et de mauvais temps sont assez longues, atteignent quelques jours — ce qui est le cas général dans nos climats — on a tendance à les évaluer en semaines, et de là à les rapporter à l'influence d'un quartier de la lune, il n'y a qu'un pas facile à franchir. Il ne faut pas attacher plus d'importance qu'il ne convient à quelques coïncidences curieuses. Si nous étions habitués à compter le temps par décades, il serait plus difficile de faire intervenir les quartiers de la lune.

Taches solaires. — Une opinion, plus savante que la croyance populaire à la lune, et défendue parfois avec vigueur, est l'influence des taches du soleil.

On sait que la surface du soleil présente fréquemment des taches, constituées par une ombre centrale, une pénombre et, autour de la pénombre, une portion plus brillante que le reste de l'astre, la facule. Le nombre des taches, ainsi que leur surface totale, subit une variation périodique, dont la cause est mystérieuse. La période moyenne est de 11 ans et 1 mois. Elle n'est d'ailleurs pas rigoureuse et elle varie de 8 à 14 ans. La période d'augmentation des taches est de 4 ans et demi, plus courte que celle de la diminution, qui est de 6 ans et demi. Au cours du cycle, l'abondance moyenne des taches varie dans la proportion de 1 à 20. Le dernier minimum a eu lieu en 1913, le dernier maximum en septembre 1917. Actuellement, le nombre des taches doit diminuer jusque vers 1924.

Les taches solaires ont une influence très nette sur les éléments magnétiques : l'amplitude de l'oscillation diurne de l'aiguille aimantée, la fréquence des perturbations magnétiques manifestent des variations parallèles à celles du nombre des taches. Il était donc naturel d'essayer de trouver une relation entre les taches et les

phénomènes météorologiques. Les taches solaires doivent amener des variations dans la quantité de chaleur émise par le soleil, un maximum de taches devant diminuer cette quantité. Ce n'est là qu'une hypothèse, que les observations actinométriques n'ont pas encore vérifiée et on peut lui objecter que les taches ne constituent pas le seul signe de la variation de la chaleur solaire : les facules, les protubérances et d'autres phénomènes peuvent agir en sens inverse des taches et compenser leur influence.

Puisque la chaleur solaire est l'agent moteur principal des phénomènes météorologiques, une variation, même légère, de cette quantité de chaleur suffit sans doute à modifier certains phénomènes : par exemple, la quantité de pluie, la force les alizés ou des moussons, la fréquence des dépressions et des cyclones.

Il faut remarquer d'ailleurs qu'une augmentation de la chaleur du soleil n'amènera pas forcément une hausse de température sur toute la surface de la terre à la fois. La zone tropicale sera d'abord plus fortement échauffée, par suite l'évaporation des mers tropicales augmentera. Mais si l'évaporation augmente, les pluies augmentent aussi. Or, dans les régions tempérées, un été pluvieux est relativement froid. Donc, si la chaleur du soleil augmente, la température sera supérieure à la moyenne dans la zone tropicale, et elle pourra être inférieure à la moyenne dans les régions tempérées. Des considérations de ce genre ont amené Bigelow à diviser les différentes régions du globe en trois groupes : le groupe *direct*, où la température suit les variations de l'activité solaire, le groupe *indirect*, où la température a une marche inverse et le groupe *indifférent*.

Voyons dans quelle mesure les observations ont confirmé ces suppositions. D'après Köppen, la température suit bien une variation périodique, à peu près parallèle à la variation des taches solaires, l'amplitude de cette variation étant, à l'équateur, de $0^{\circ},7$. Hildebrandsson

a montré aussi que les années de minima des taches solaires présentent, dans la zone tropicale, des températures légèrement supérieures à la moyenne.

Meldrum et Lockyer ont cherché une relation entre les quantités de pluie et les taches, mais il n'est résulté de leur étude aucun renseignement précis. Toutefois, il semble que les années de famine de l'Inde, dont la cause principale est la sécheresse, présentent une période de 11 ans, comme les taches du soleil.

On a dit aussi que les cyclones tropicaux sont plus fréquents et plus violents au moment du maximum des taches.

Le phénomène étudié jusqu'à ce jour, qui présente la corrélation la plus nette avec les taches, est le niveau du lac Victoria Nyanza en Afrique.

L'intérêt pratique de ces études est, pour le moment, minime. Une relation indiscutable entre les taches et les phénomènes météorologiques existerait-elle, il ne faudrait pas d'ailleurs oublier que la périodicité des taches est elle-même irrégulière et qu'on ne peut, le plus souvent, annoncer le maximum ou le minimum qu'à deux ou trois ans près.

Statistiques annuelles. — Une des premières questions qui me furent posées, lorsque je fus nommé chef du Service météorologique aux armées pendant la guerre, fut la suivante : Y a-t-il des dates dans l'année où il ne pleut jamais, ou très rarement ? La question me parut étrange, mais, seule, une statistique, portant sur un grand nombre d'années, permettait d'y répondre avec précision. L'Etat-Major préparait alors la première bataille de la Somme et j'eus la chance d'avoir à ma disposition la très longue série d'observations météorologiques, faites à Montdidier, par les frères Chandon, pendant 84 années (1784-1869). Ces observations, faites

par deux personnes seulement pendant toute la série, ont l'avantage d'être certainement comparables entre elles : la notation *jour de pluie* correspond à la même appréciation.

La fréquence journalière de la pluie, c'est-à-dire le nombre de fois où l'on a observé de la pluie à la même date de l'année, est très variable d'un jour à l'autre. Il faudrait disposer d'une série d'observations très longue pour tirer des conclusions certaines. Je cite les particularités les plus saillantes, qui résultent des observations de Montdidier, sans leur attribuer, bien entendu, la rigueur d'une loi.

Pendant la période considérée, les dates où l'on a eu une chance sur deux au moins d'avoir de la pluie, sont les suivantes :

20, 30 janvier ; 23 avril ; 13 mai ; 24 juillet ; 22, 23, 24 septembre ; 8, 18 octobre ; 2, 4, 6, 17, 27 décembre.

Le 23 septembre est la date la plus pluvieuse : 48 fois sur 84 on a observé de la pluie, c'est-à-dire 57 fois sur 100.

La coïncidence des trois jours pluvieux des 22, 23, 24 septembre, avec l'équinoxe d'automne, est curieuse. Elle ne manqua pas de frapper les Etats-Majors, qui avaient gardé le souvenir des mauvais temps de l'offensive de septembre 1915 en Champagne, mauvais temps annoncés d'ailleurs à l'époque par les météorologistes.

L'équinoxe de mars n'est pas marqué par une augmentation de la fréquence journalière de la pluie.

Les dates où l'on a une chance sur trois au plus d'avoir de la pluie, sont les suivantes :

5, 18 février ; 17, 26, 27, 29, 30 mars ; 19 avril ; 5, 19, 21, 24 mai ; 12, 14, 24, 28 juin ; 10, 11, 13, 14, 16, 22, 31 juillet ; 1, 2, 11, 25, 27 août ; 2, 9, 12, 13, 15, 16, 17, 26 septembre ; 13, 20, 21, 23 octobre ; 7, 10 décembre.

Le jour où l'on a le moins de chances d'avoir de la pluie est le 11 août, où l'on a observé 19 fois seulement de la pluie, soit 22 fois sur 100.

Une statistique analogue a été publiée par sir Napier Shaw, dans *The Weather of the British Coasts*, sur les coups de vent observés en Angleterre pendant 40 ans.

La fréquence journalière des coups de vents présente une variation annuelle très nette, mais la fréquence est très irrégulière, comme la fréquence des jours de pluie à Montdidier. Le 28 janvier et le 3 décembre sont les dates où l'on a observé le plus de coups de vent sur les côtes d'Irlande (17 fois sur 40, soit presque une chance sur deux). Les jours d'hiver où les coups de vent sont le moins fréquents sont le 19 et le 20 décembre, le 4 février, le 21 et le 22 janvier. On constate une légère augmentation des coups de vent vers le 30 mars et le 29 septembre : le 30 mars, on a observé, en 40 ans, 8 coups de vent, le 29 septembre 10, c'est-à-dire à peine une chance sur quatre environ.

Le jour d'été où l'on a le plus de chances d'avoir un coup de vent (une chance sur dix) est le 2 juin.

Des études du même genre ont été faites sur la température. Dès le début du XIX^e siècle, on remarqua que l'accroissement de chaleur, qui suit le minimum annuel de janvier, ne dépasse pas la fin du mois : la température décroît, derechef, jusqu'au 12 février. Le savant français Ch. Sainte-Claire Deville a étudié la question dans des notes très nombreuses et très documentées, présentées à l'Académie des Sciences en 1865 et 1866. Plus tard, le savant anglais Alexander Buchan, dont les travaux sur les observations météorologiques du *Challenger* sont universellement connus, a étendu les recherches à l'année entière et a signalé que la température présentait, au cours de l'année, de remarquables interruptions. Entre le minimum du milieu de janvier et le maximum du milieu de juillet, la courbe de la température procède par sauts brusques dans un sens ou dans l'autre. A peu près chaque année, on peut

observer, dans les mêmes saisons, et à certaines dates plus ou moins bien définies, soit une température stationnaire ou même une baisse, alors que, normalement, la température devrait augmenter, et, inversement, une hausse, alors que la température devrait normalement diminuer.

Ces résultats ont été confirmés par d'autres savants et les dates suivantes sont considérées comme des dates critiques pour l'Europe :

Périodes de froid : 6 au 11 février ; 11 au 14 avril ; 9 au 14 mai ; 29 juin au 4 juillet ; 6 au 11 août ; 6 au 10 novembre.

Périodes de chaleur : 12 au 15 juillet ; 12 au 15 août ; 3 au 14 décembre.

A Paris, la courbe des températures moyennes présente aussi une période de refroidissement très marqué du 4 au 11 mars. On a aussi signalé que le début du mois d'octobre est généralement troublé par une tempête très violente, suivie d'une période de temps chaud.

Certaines de ces irrégularités ont été retrouvées dans d'autres régions du globe. M. Mossman a montré que la période froide du mois de mai s'observait jusque dans les régions polaires du Nord et du Sud.

Il est curieux de constater que plusieurs dictons locaux s'appliquent à quelques-unes des dates indiquées. Par exemple, l'abaissement de température observé du 9 au 14 mai coïncide avec les fêtes des *Saints de Glace* (Saint-Mamert, Saint-Pancrace, Saint-Gervais), bien connues des cultivateurs, car c'est à cette époque de l'année que les variations de la température sont le plus nuisibles. L'été de la Saint-Martin, qui devrait avoir lieu vers le 11 novembre, est plus douteux.

Les anomalies signalées ci-dessus ne se produisent pas chaque année, et, lorsqu'elle se produisent, elles n'arrivent pas exactement aux dates prévues. Elles ne consti-

tuent pas cependant des renseignements sans intérêt au point de vue de la prévision du temps. Le météorologiste, qui sait qu'un changement de temps risque de se produire, tâchera d'en découvrir à l'avance les signes et pourra, dans certains cas, préciser sa prévision.

On a attribué ces irrégularités à différentes causes. On a invoqué, par exemple, le passage de la terre auprès d'astéroïdes, passage signalé par des essaims d'étoiles filantes plus ou moins abondants. Les essaims d'astéroïdes, appelés *Léonides* et *Perséides*, qu'on rencontre sur l'écliptique respectivement vers le 13 novembre et vers le 10 août, s'interposent annuellement entre la terre et le soleil, le premier entre le 10 et le 13 mai, le deuxième entre le 5 et le 11 février. Chacune de ces conjonctions opérerait annuellement une extinction notable des rayons calorifiques du soleil et, par suite, ferait baisser la température pour tous les points du globe.

Les anomalies de température observées peuvent n'être que la conséquence d'anomalies dans d'autres éléments atmosphériques, en particulier dans la circulation des vents. Buchan a montré que les périodes de chaleur sont fréquemment accompagnées de vents équatoriaux, les périodes de froid de vents polaires. Ces modifications persistantes de la circulation atmosphérique peuvent être dues à des modifications corrélatives de la distribution des pressions barométriques, et ceci se rattache à l'étude des centres d'action de l'atmosphère, que nous allons traiter dans un prochain paragraphe.

Périodes diverses. — On a aussi essayé de découvrir, dans les phénomènes météorologiques, des périodes diverses, basées sur les observations, sans avoir recours, a priori, à une cause extra-terrestre. La littérature abonde encore sur cette partie de la question et toutes sortes de périodes ont été proposées. La plupart d'entre elles sont d'ailleurs invérifiables, car, pour démontrer l'existence d'une période, il faut observer plusieurs maxima et plusieurs minima, et les observations météorologiques précises ne sont pas assez anciennes pour permettre de déceler l'existence d'une période un peu longue.

La plus connue des périodes météorologiques de cette sorte est la période de 35 ans environ, signalée par Brückner. Elle est basée sur l'étude du niveau des lacs et des rivières et elle prétend indiquer la succession des périodes sèches et des périodes humides. Mais cette période de 35 ans est vérifiée d'une façon tellement irrégulière, et les documents publiés à son sujet sont tellement contradictoires, qu'il est difficile de dire si nous sommes actuellement dans une période sèche ou dans une période humide.

On a cru trouver confirmation de la loi de Brückner dans la variation de plusieurs éléments météorologiques et jusque dans le prix du blé, qui serait de 13 pour 100 plus élevé pendant les périodes humides que pendant les périodes sèches. Quelques enthousiastes sont allés jusqu'à prétendre que si les spéculateurs s'appuyaient sur la loi de Brückner pour jouer à la hausse, ou à la baisse, ils auraient plus de chance de faire fortune !

Les autres périodes proposées sont moins connues que celles de Brückner, parce qu'on leur a fait moins de réclame. Nous citerons la période de 11 ans, signalée par Renou pour le retour des grands hivers en Europe, la période de 19 ans, proposée pour l'Australie, de 4 ans $\frac{2}{3}$ pour les pluies, de 3 ans $\frac{1}{2}$ pour la pression barométrique.

Les centres d'action pour l'atmosphère. — Nous venons de montrer que, dans l'état actuel de la science, il est vain de chercher à établir une prévision à longue échéance sur des influences astrales ou sur des retours périodiques des mêmes caractères. Pourtant, lorsque l'on étudie la suite des phénomènes météorologiques dans les régions tempérées, on ne peut manquer d'être frappé du fait suivant : bien que le temps soit très variable d'un jour à l'autre, au point d'avoir été pris,

dans maint' dicton malicieux, comme un exemple d'inconstance, il arrive très fréquemment que des périodes assez longues présentent un caractère particulier : des mauvais temps se succèdent pendant des semaines, tandis qu'il fera beau pendant une suite d'autres semaines.

Ces caractères généraux d'une saison, s'ils paraissent accidentels, n'en sont pas pour cela inexplicables. Teisserenc de Bort, qui a inauguré une série de recherches dans cet ordre d'idées, a montré que les variations saisonnières dépendent, en partie, des variations d'intensité et de position des aires de haute et de basse pression.

Les cartes de pression barométrique, résultant de la moyenne de plusieurs années, montrent qu'il existe à la surface du globe, des maxima et des minima de pression, qui ne sont pas répartis arbitrairement. (Voir le paragraphe II du chapitre II). Si les cartes de chaque jour ressemblaient aux cartes moyennes, nous aurions des isobares peu rapprochées, affectant une forme variable suivant les époques de l'année, mais à peu près fixe pour la même époque. Les vents seraient faibles et le temps changerait peu d'un jour à l'autre. Mais, comme nous avons eu l'occasion de le répéter, ces moyennes ne sont que la somme de multiples accidents et ne donnent du temps qu'un aspect, pour ainsi dire, estompé, atténué et souvent fort éloigné de la réalité quotidienne.

Il est vrai que les phénomènes de chaque jour s'écartent des moyennes, mais ils n'en diffèrent cependant pas tout à fait. Les centres de hautes et de basses pressions des cartes moyennes ne disparaissent pas des cartes journalières : on les retrouve, presque toujours, avec des variations plus ou moins importantes, mais avec leurs caractères essentiels. Comme ils commandent la circulation des vents sur une assez grande étendue,

qu'ils facilitent ou empêchent le passage des dépressions barométriques, que certains d'entre eux constituent des lieux d'élection pour les dépressions, ce sont eux qui jouent un rôle capital dans la circulation de l'atmosphère et c'est à juste titre que Teisserenc de Bort les a désignés sous le nom de *centres d'action*. Que ces centres d'action se combent ou se creusent, qu'ils se rapprochent ou s'éloignent, il en résultera des gradients barométriques plus ou moins forts, des tempêtes plus ou moins fréquentes, des vents de direction différente et les pays voisins en subiront, dans leur climat, le contre-coup.

Par exemple, l'Europe occidentale est sous l'influence de trois centres d'action principaux, le minimum d'Islande, le maximum des Açores, le maximum de Sibérie, ce dernier, comme nous le savons, surtout marqué en hiver. Dès 1881, Teisserenc de Bort a montré que les différents types d'hiver dépendent de la prédominance d'un de ces centres d'action sur les deux autres. L'extension des basses pressions de l'Islande vers l'Angleterre et vers la France, détermine un hiver doux dans le Nord-Ouest de l'Europe. Lorsque les hautes pressions de l'Asie s'étendent sur l'Europe et rejoignent le maximum des Açores, l'hiver en France est froid et sec. Lorsque le maximum des Açores est déplacé vers le Nord jusque sur l'Angleterre, tandis que le maximum sibérien conserve sa position, l'intervalle, ou, comme on dit, le *couloir*, entre ces maxima est parcouru par des dépressions, qui sèment de la neige sur leur parcours, ou, au printemps, des averses de grésil, qu'on appelle des *giboulées*. L'hiver et le printemps sont alors froids et neigeux.

La Suède offre un exemple tout à fait caractéristique : située entre la dépression d'Islande et l'anticyclone de Sibérie, suivant que l'un ou l'autre prédomine, la Suède

a un hiver aussi doux que celui de l'Ecosse, ou aussi rigoureux que celui de la Russie.

En poursuivant ces recherches et en les étendant à des régions de plus en plus nombreuses, on n'a pas tardé à remarquer que les centres d'action sont en relation les uns avec les autres. La pression ne peut évidemment pas varier dans le même sens sur toute la surface de la terre : cela correspondrait à un accroissement ou à une diminution de la masse totale de l'atmosphère. Il doit y avoir *compensation* entre les différents centres d'action.

A ce genre de recherches sont attachés surtout les noms d'Hildebrandsson, qui leur a consacré des mémoires fort importants, de Mossman, de Walker. Nous résumons les principaux résultats trouvés jusqu'à ce jour.

En hiver, la marche des éléments météorologiques, sur la partie de l'océan située entre l'Islande et la Norvège, est presque toujours d'accord avec celle qu'on observe sur tout le nord de l'Europe, entre le cap Nord et Hambourg, mais elle est opposée à la marche des mêmes éléments dans la région subtropicale (Açores-Méditerranée).

Dans l'Amérique du Nord, nous retrouvons la même opposition qu'en Europe, entre le Nord et le Sud. En effet, dans la vaste région boréale limitée à l'Ouest par la Californie et la Colombie britannique, à l'Est, par le Groenland et Terre-Neuve, l'allure des courbes météorologiques est, en général, opposée à celle qu'on observe dans la région méridionale, s'étendant du Mexique à l'Ouest, aux Bermudes à l'Est, et de Toronto au Nord, à Key-West au Sud.

Si l'on compare l'Europe à l'Amérique du Nord, on voit qu'il y a généralement accord entre l'allure des

courbes dans la partie septentrionale de l'Europe et dans la partie méridionale de l'Amérique du Nord, et opposition entre les parties septentrionales des deux continents. Si, par exemple, l'hiver est froid au nord de l'Europe, cette saison est généralement rigoureuse au Mexique, mais douce, au contraire, dans l'Europe du Sud et dans le Nord de l'Amérique.

En général, ces résultats restent les mêmes, qu'il s'agisse de la pression barométrique, de la température et de la pluie.

Bien d'autres compensations ont été signalées et quelques-unes sont fort curieuses : accord entre les Açores et la Sibérie, entre Thorshavn (îles Fer-Oer) et Zikawei (Chine), entre les quantités de pluies tombées au Chili et le niveau du Nil, entre la température des Orcades du Sud et les pluies du Brésil, entre la température de l'Australie et la pluie de Cordoba (République Argentine), entre la vitesse du vent à Sainte-Hélène et la pluie en Angleterre ; opposition entre Tahiti et la Terre de Feu, entre Bombay et Cordoba, entre le Chili et la Nouvelle-Guinée, entre l'Islande (65° de latitude Nord) et les Orcades du Sud (latitude 61° Sud), entre la pluie à l'île Malden (latitude 4° Sud, longitude 155° Ouest) et la température à Punta-Arenas (détroit de Magellan).

Ces compensations simultanées sont par elles-mêmes fort instructives. Mais elles ne sont pas les seules : il existe aussi des compensations successives. Une perturbation, survenue en un point quelconque, non seulement se fait sentir à des distances considérables, mais parfois l'ébranlement de l'atmosphère ne se transmet que lentement, au bout de plusieurs mois et même parfois après une année et davantage. La cause d'un phénomène, qui se produit en un endroit donné, il faut souvent la chercher dans un autre phénomène, qui a eu lieu précédemment à un endroit éloigné, peut-être situé dans l'autre hémisphère.

Par exemple, il y a concordance entre la quantité

d'eau, tombée à Thorshavn (Iles Fer-Oer), de janvier à mars, et celle qui tombe à Berlin, d'avril à septembre suivant. La quantité d'eau tombée d'octobre à mars en Sibérie, est, à peu d'exception près, inverse de la quantité d'eau qui va tomber dans l'Inde pendant la saison des pluies suivante. La pluie d'octobre à mars à Buenos-Ayres est inverse de la pluie tombée à la Trinité (Antilles) du mois d'avril au mois de septembre précédents.

En prenant la précipitation à Java d'octobre à mars comme terme de comparaison, on trouve qu'elle est inverse de la pression barométrique observée au Cap de Bonne-Espérance d'octobre à mars de l'année précédente, à l'île Maurice, en avril-septembre immédiatement précédents, dans le sud de l'Australie à la même époque qu'à Java, à Bombay en avril-septembre suivants immédiatement, à Cordoba et à Santiago du Chili en avril-septembre de l'année suivante. Du Cap de Bonne-Espérance, on pourrait donc prédire, avec une assez grande probabilité, la pluie à Java un an d'avance.

La méthode a été essayée pour les pluies australiennes. On a essayé de prédire aussi, par des procédés analogues, l'importance des récoltes, par exemple de la récolte de riz au Japon, du blé en Russie.

Voici quelques autres compensations signalées par M. Mossman :

La pluie, en Ecosse, de janvier à mars, est opposée à la température de Sainte-Hélène de mai à août suivants. La température de Sainte-Hélène, de janvier à avril, est inverse de la pression barométrique à Punta-Arenas de mai à août suivants.

Tout récemment, M. Hessling, du Bureau météorologique argentin, a montré qu'il existe une corrélation très nette entre la température aux Orcades du Sud pendant l'hiver et la pluie qui tombe en été, à Buenos-Aires, trois ans et demi plus tard: un hiver très froid aux Orcades est suivi par une sécheresse en République Argentine trois ans et demi après, tandis qu'un

hiver doux est suivi de pluies abondantes après le même intervalle.

On peut expliquer plusieurs des relations successives qui existent entre les éléments météorologiques des diverses régions du globe par la considération de la circulation océanique. Un exemple simple, emprunté à l'Atlantique Nord, permettra de se rendre compte de la nature de ces explications.

Supposons que l'alizé du N.-E. soit plus fort que d'ordinaire pendant une période assez longue. Ces vents forts pousseront vers l'équateur les couches superficielles de l'eau de mer, qui seront remplacées à la surface par des eaux venant des profondeurs, et qui sont plus froides. Il en résultera, sur une étendue assez grande de l'Océan, une température de l'eau de mer inférieure à la normale. Ces eaux froides vont être entraînées dans la circulation générale ; quatre ou six mois après, elles passeront par le Golfe du Mexique et, huit ou dix mois plus tard, elles pourront arriver au voisinage de l'Europe. Sur tout leur parcours, ces eaux relativement froides tendront à modifier la distribution des pressions barométriques, le régime des vents et, par suite, les climats.

M. Hildebrandsson pense qu'une des causes principales des variations des saisons est l'état des glaces des mers polaires. Un été chaud détermine dans ces mers une débâcle abondante de glaces, qui seront transportées, plus ou moins rapidement, vers les latitudes tempérées par les courants marins. Une mer couverte de glace abaisse la température de l'air et favorise l'installation des hautes pressions. Une extension plus ou moins grande des glaces polaires équivaut, au point de vue météorologique, à un changement dans la distribution des terres et des mers, les mers glacées se comportant comme des terres.

L'aperçu rapide que je viens de donner des résultats obtenus dans la voie tracée par Teisserenc de Bort et Hildebrandsson permet d'entrevoir la possibilité de faire un jour des prévisions du temps à longue échéance sur une base rationnelle. Nous n'en sommes pas arrivés là encore, pour la simple raison que, dans l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas possible d'étudier, dans tous leurs détails, les compensations des différentes saisons à la surface de la terre. Si, comme le disait déjà Kaemtz en 1840 : « Nul phénomène n'est isolé, s'il est toujours lié à ceux de l'atmosphère tout entière », ce ne sont pas simplement les observations météorologiques faites autour de nous qui nous donneront la clef des phénomènes qui nous intéressent. Il faut observer partout, sur les mers comme sur les continents, au pôle aussi bien qu'à l'équateur ; il faut tracer des cartes synoptiques, non pas simplement d'une petite région, mais de la surface de la terre.

Or, de notre atmosphère terrestre, nous ne connaissons que bien peu de choses. Sur de très vastes régions du globe, il n'existe aucune observation météorologique régulière. Les lacunes, très importantes, de nos connaissances nous empêchent de résoudre bien des problèmes. Où en serait la médecine, si elle ne connaissait qu'une ou deux parties du corps humain, et à peu près rien du reste ? Avant d'essayer de bâtir des théories, il faut leur donner un fondement, qui ne peut être que l'observation. Une science, qui n'a pas un siècle d'existence, qui ne connaît encore, d'une façon un peu précise, qu'une infime partie du domaine qui lui est attribué, ne peut pas apporter de réponse à tout. L'homme, d'ailleurs, n'est pas tout puissant pour hâter l'évolution de cette science : il ne peut pas multiplier les expériences à son gré, il faut qu'il attende que les années passent et que chacune apporte, avec elle, ses événements météorologiques.

III. LES APPLICATIONS DE LA MÉTÉOROLOGIE AUX ARTS MILITAIRES

On se rappelle le début de la description de la bataille de Waterloo dans *Les Misérables* :

« S'il n'avait pas plu dans la nuit du 17 au 18 juin 1815, l'avenir de l'Europe était changé. Quelques gouttes de plus ou de moins ont fait pencher Napoléon. Pour que Waterloo fût la fin d'Austerlitz, la Providence n'a eu besoin que d'un peu de pluie, et un nuage, traversant le ciel à contre-sens de la saison, a suffi pour l'écroulement d'un monde. »

En faisant la part de l'exagération d'un poète, il reste hors de doute que les éléments atmosphériques exercent sur les opérations militaires une influence souvent décisive. Sans parler de la chute de la France sous Napoléon, commencée d'ailleurs plutôt en 1812 par les rigueurs du climat de la Russie, que par les pluies de Waterloo en 1815, l'issue de quelques-uns des événements les plus saillants de l'histoire de l'Europe, aurait été probablement tout autre, si le temps ne s'était mis de la partie. Parmi ces événements dont l'échec ou la réussite devait changer l'histoire des peuples et peut-être même la civilisation humaine, et où les pluies, les neiges et les vents, favorables aux uns, hostiles aux autres, ont été, en définitive, plus forts que les hommes, il suffira de rappeler la destruction des hordes Perses, qui avaient envahi l'Europe en 480 avant J.-C., le recul des armées de Soliman le Magnifique devant Vienne en 1529, l'échec des armées catholiques d'Espagne dans leurs trois tentatives d'asservissement de l'Angleterre, en 1588, 1597 et 1719.

Dans les guerres modernes, le temps est resté un facteur de premier ordre. L'aviation joue un rôle de plus

en plus important dans les batailles et son action peut être nulle, si les circonstances atmosphériques sont contraires. L'artillerie tire à l'aveuglette, si elle n'a pas pu régler son tir et si on ne lui fournit aucune observation météorologique, permettant d'en calculer avec précision les éléments. Des routes sèches ou défoncées par la pluie peuvent changer du tout au tout la physionomie du combat, puisqu'elles permettent ou interdisent les transports de troupes et les mouvements de l'artillerie lourde. L'émission de gaz toxiques, soit par nappes, soit par tir d'obus, est réussie ou manquée, suivant que les renseignements météorologiques ont été justes ou faux. Enfin, il n'est pas indifférent au fantassin de partir à l'assaut sous la pluie ou la neige, ou par une belle matinée claire et fraîche.

Sur mer, les éléments atmosphériques ont une influence encore plus immédiate : un banc de brume, une tempête non seulement modifient les actions navales, mais souvent les empêchent complètement.

La climatologie et le commandement. — Le premier souci du commandement dans la conduite des opérations militaires et maritimes est de connaître le temps qu'il peut faire, autrement dit, le climat de la région où l'on doit rencontrer l'ennemi. Une partie très importante de l'organisation matérielle d'une expédition dépend du climat. On n'envoie pas des soldats se battre avec le même équipement en Palestine, à Salonique ou en Belgique. Des précautions d'hygiène, indispensables en un endroit, sont inutiles ou différentes en un autre. Les appareils, canons, avions, véhicules, ne peuvent être employés partout avec le même rendement.

La climatologie fournit aux chefs militaires tous les renseignements nécessaires à une préparation judicieuse et leur évite des surprises. Cette étude est facile. Il

suffit de consulter quelques tableaux de chiffres. Et pourtant, que d'exemples on pourrait citer d'expéditions militaires entreprises sans souci des circonstances atmosphériques, sans même tenir compte des variations des saisons, ou d'un élément aussi connu que la température.

Pendant la campagne de Russie de 1812, l'une des principales causes de la perte de la cavalerie et de l'abandon forcé, dès le début de la retraite, de la plupart des voitures, fut l'oubli, vraiment invraisemblable, d'outils pour ferrer les chevaux à glace. Plus récemment, n'a-t-on pas envoyé se battre, à Madagascar, des soldats n'ayant d'autre équipement que la tenue de campagne prévue pour les guerres européennes, la lourde capote de laine et pas de casque colonial ? Ou bien, quand il s'est agi d'organiser un centre d'aviation au Sénégal, n'a-t-on pas négligé de faire, au préalable, quelques études sur la composition de l'atmosphère, négligence qui causa divers accidents, car les carburateurs se remplissaient de sable ?

La prévision du temps à longue échéance à la guerre.
— Si l'étude des climats permet de dire le temps qu'il peut faire, les écarts de température à craindre, les vents dominants, les changements habituels des saisons, les variations diurnes, elle ne permet pas d'annoncer le temps qu'il fera tel jour donné, et c'est pourtant cette prévision qui intéresse au plus haut point le commandement. Car, si la connaissance des conditions atmosphériques possibles est indispensable à une bonne préparation, c'est la connaissance du temps qu'il fera qui permet de prendre, au dernier moment, les décisions de combat.

Pour être toujours utile, cette prévision du temps, dans les guerres modernes, devrait être faite plusieurs

jours d'avance. Dans la guerre de position, une bataille est décidée un mois au moins avant d'être livrée. Les mouvements de troupes, les destructions préliminaires de l'artillerie exigent souvent plusieurs journées. Une préparation d'artillerie commencée ne peut pas être interrompue, sans perdre le bénéfice du travail déjà fait, ni indéfiniment prolongée par manque d'approvisionnement. L'ordre d'assaut, qui n'est qu'un épisode final, avec son heure impérative à une minute près, doit être envoyé aux troupes assez tôt pour qu'on soit bien sûr qu'il parvienne à tous les éléments. Et dans les deux ou trois jours qui précèdent l'assaut, la densité des troupes est telle, dans la zone avancée, que tous les coups de l'ennemi portent, que prolonger l'attente, dans l'espoir d'un temps propice, conduirait à des pertes plus graves que celles qu'entraînent des circonstances atmosphériques défavorables.

Dans l'état actuel de la science, la prévision du temps à plusieurs jours d'intervalle, telle que la désire le commandement pour la conduite des grandes opérations, est à peu près impossible. Comme nous l'avons vu au paragraphe précédent, le balancement des saisons sur la terre entière, l'avance ou le recul des glaces polaires fourniront peut-être un jour une base rationnelle pour annoncer le passage d'une période, ou, comme l'on dit, d'un type de beau temps à un type de mauvais temps. Mais on ne pourra sans doute prévoir ainsi que les caractères généraux d'une saison ou d'une année, ce qui sera d'un maigre secours pour le commandement militaire. Et d'ailleurs la science n'en est pas encore là, de pouvoir prédire les caractères généraux d'une saison.

La prévision du temps à brève échéance. — La collaboration du météorologiste chargé de la prévision n'ap-

porte donc pas une aide très efficace au commandement, lorsqu'il s'agit de décider la date et l'heure d'une opération de grande envergure. Mais il n'y a pas, dans la guerre moderne, que de vastes opérations. Les grandes opérations mêmes sont souvent faites d'opérations limitées où les nécessités militaires n'obligent pas à fixer très longtemps à l'avance la date et l'heure de l'assaut. Toute la guerre de mouvement en est là, et, dans la guerre de position, pour conquérir une tranchée qui doit servir de base de départ, pour améliorer les positions d'attaque, pour exécuter les reconnaissances aériennes, les bombardements lointains, les destructions préliminaires, le programme n'est pas impératif à une heure et souvent même à un jour près. Les préparatifs de ces opérations restreintes n'exigent pas de longs délais et le commandement peut les faire exécuter peu de temps après le moment où il a décidé d'en envoyer l'ordre. Sur mer, la mobilité des forces navales, leur préparation au combat toujours réalisée fait entrer dans cette catégorie la plupart des opérations maritimes. Un bulletin de prévision pour vingt-quatre heures est alors très utile, et le météorologiste peut fournir, avec chance de succès, des renseignements de cette sorte.

Pendant la première bataille de la Somme (1916), qui comportait une série d'attaques à objectifs limités, plusieurs fois l'heure de ces attaques a été changée d'après le bulletin de prévision du temps. Des opérations, comme le blocus d'Ostende, ont été décidées au dernier moment, au vu des bulletins météorologiques. Plusieurs attaques de Zeppelins sur Londres ont échoué et ont même abouti à des catastrophes, parce que l'ennemi ne possédait pas suffisamment de renseignements pour établir des prévisions rationnelles du temps. Dans les longs voyages de dirigeables de Paris en Algérie, ou d'Italie en Angleterre, n'aurait-ce pas été folie, puisqu'on n'en était pas

à un jour près, de partir sans tenir compte des bulletins de prévisions ? Grâce à eux, malgré toutes leurs incertitudes — que nous connaissons mieux que personne — ces difficiles voyages se sont tous passés sans incidents.

D'ailleurs, dans beaucoup d'opérations militaires, il est question d'une échéance beaucoup plus courte que 24 heures. Il suffit souvent de connaître le temps 12 heures, 6 heures à l'avance et parfois encore moins. Si, par exemple, une batterie doit exécuter un tir de destruction, qui doit durer une ou deux heures, il lui suffit de savoir, au moment de commencer son tir, que le temps restera favorable pendant ces deux heures-là. Une escadrille d'avions de bombardement, dont l'expédition demande 4 ou 5 heures, un dirigeable qui doit faire une patrouille de 7 à 8 heures, doivent connaître le temps qu'il fera, pour ainsi dire juste au moment de leur départ, et si le météorologiste annonce alors un temps contraire, il est toujours facile de suspendre l'expédition. Certes, toutes ces opérations nécessitent des préparatifs et il est préférable de savoir le plus longtemps possible à l'avance s'il vaut la peine de faire ces préparatifs. Mais auraient-ils été faits en pure perte, il n'en résulterait pas un grand dommage.

Un exemple de l'heureuse application de la météorologie aux prévisions locales à courte échéance est donnée par l'avertissement des grains. Pendant la guerre, la bourrasque du 5 mai 1916, qui avait enlevé sur l'ensemble du front une vingtaine de ballons captifs, avait attiré l'attention sur l'importance que présentait l'annonce de pareils phénomènes, afin de prendre à temps les précautions indispensables. Un service d'avertissement de grains, qui devait, dans la suite, recevoir un développement considérable, fut organisé. Les grains se propageant d'un endroit à l'autre avec une vitesse d'une cin-

quantaine de kilomètres à l'heure, comme nous l'avons vu au paragraphe V du chapitre II, des postes d'avertissements, placés à une certaine distance des formations à protéger, purent annoncer le passage du phénomène. Ces avertissements furent très efficaces et l'on n'eut plus à déplorer des accidents semblables à celui du 5 mai.

Ce système d'avertissements peut s'appliquer d'ailleurs, comme nous l'avons dit, à l'annonce de tous les phénomènes atmosphériques, qui se propagent en gardant des caractères nettement accusés et l'on peut en faire l'application à l'annonce des éclaircies. Il arrive, en effet, fréquemment qu'à un ciel complètement couvert succède rapidement un ciel presque pur, puis, au bout de quelques heures, les nuages envahissent de nouveau le ciel. Nous avons vu que, dans certains cas, par exemple dans la partie Sud des dépressions, ces éclaircies rapides se propagent de proche en proche. Il est très utile, pour de nombreuses opérations militaires, d'en connaître à l'avance la venue, afin de profiter, sans perdre de temps, des circonstances favorables, souvent attendues depuis plusieurs jours. L'éclaircie, annoncée une ou deux heures à l'avance, permettra, par exemple, aux escadrilles de reconnaissance de prendre toutes leurs dispositions de départ pour s'envoler dès que le bleu du ciel apparaît, et aux batteries de se tenir prêtes à tirer. Faute d'avertissement, une éclaircie de deux ou trois heures risque d'être complètement perdue. Si l'avertissement des grains permet aux formations aéronautiques de prendre toutes les mesures de précaution qu'exige leur sécurité, les avertissements d'éclaircies leur permettent d'augmenter leur rendement.

Nous ne pouvons citer, dans ce chapitre très bref, que quelques-unes des applications de la prévision du temps aux arts militaires. « A la guerre, il n'y a pas que

les principes, a écrit le maréchal Foch, il y a le temps... dont on n'est pas maître. »

Certes, on n'en est pas maître, mais on peut espérer le connaître, et l'enjeu vaut la peine qu'on s'y efforce. Au point de vue météorologique, les arts militaires évoluent de deux façons en apparence opposées. D'une part, les progrès accomplis dans la construction du matériel arrivent à le soustraire de plus en plus à l'influence atmosphérique : l'avion d'aujourd'hui vole par tous les temps, le char d'assaut se soucie fort peu de l'état des routes, l'abondance de l'artillerie permet de réduire la longueur des préparations préliminaires, des équipements bien compris rendent le fantassin presque indifférent à la pluie ou au soleil ; le navire de combat moderne n'est plus à la merci d'un caprice du vent, comme le navire à voiles d'autrefois. Mais, d'autre part, la guerre devient de plus en plus précise, les portées des canons modernes rendent considérable l'influence atmosphérique sur les tirs ; une erreur de quelques mètres dans la vitesse du vent peut faire échouer une opération aérienne ; une perte de quelques heures dans un convoi, causée par un camion embourbé, peut avoir les pires conséquences sur la suite des événements. Dans ces masses énormes jetées l'une contre l'autre, on pourrait croire que les détails n'ont aucune importance. Il n'en est rien. Pour faire chavirer le colosse, il peut suffire de la plus petite poussée, d'une erreur minime, d'un retard insignifiant, dont saura profiter l'ennemi, dont l'attention est toujours aux aguets, et l'on peut dire des opérations militaires ce qu'Amundsen disait des expéditions polaires : « Le succès dépend, avant tout, des mesures prises à l'avance pour triompher de toutes les difficultés ! La victoire est réservée à celui qui a su tout prévoir. » Nous ajouterons : même le temps.

Les renseignements du moment. — En dehors de la prévision du temps à longue et à courte échéance, et des documents statistiques utiles à la préparation générale d'une opération, la météorologie a des applications immédiates dans les renseignements qu'elle fournit à certaines armes pour leur permettre d'exécuter leur mission correctement et avec le maximum de rendement. Parmi ces renseignements, je me contenterai de signaler ceux qui sont nécessaires aux aéronautes pour naviguer — et cette application de la météorologie à l'aéronautique est la même en temps de paix et en temps de guerre — et aux artilleurs pour régler leur tir.

Applications à l'aéronautique. — Pour se diriger correctement en navigation aérienne, il faut, de toute nécessité, connaître exactement sa route et sa vitesse, ou, comme on dit dans la marine, il faut naviguer à l'estime.

Or, le problème de la navigation à l'estime présente en l'air des difficultés plus grandes que sur mer, car la vitesse des courants aériens est de l'ordre de la vitesse des aéronefs et souvent supérieure. Il ne suffit plus alors d'avoir une boussole bien réglée pour faire le point : il faut encore connaître le vent avec précision à l'altitude du vol. Les sondages aérologiques par ballons-pilotes fournissent ces observations du vent, Connaissant le vent, une construction géométrique très simple permet de calculer l'angle de route au départ et la vitesse réelle de l'appareil, et, par suite, si le vent est uniforme, d'atteindre le but dans un temps connu à l'avance. Si le vent ne reste pas constant en direction et en vitesse tout le long du parcours — et c'est le cas qui se présente sûrement pour les longs

voyages — il faut que l'aéronaute soit tenu au courant par T. S. F. des variations du vent (1).

La connaissance des vents en altitude n'est pas simplement utile pour faire le point estimé à l'altitude du vol qu'on a choisi, elle permet aussi de choisir rationnellement l'altitude propice, où le vent est un auxiliaire. Les changements de la direction et de la vitesse du vent avec l'altitude sont souvent considérables, ainsi que nous l'avons indiqué au paragraphe I du chapitre II, et il faut savoir en profiter. Le bénéfice, qui résulte du choix de l'altitude favorable, peut être très sérieux, même sur des trajets très courts.

Le vent n'est pas le seul élément qui importe aux aéronautes, la température est loin de leur être indifférente. La perte des Zeppelins du 19 octobre 1917 fut due beaucoup plus aux températures extrêmement basses, rencontrées à l'altitude de 5000 mètres, qu'à des courants atmosphériques imprévus : les aéronautes, engourdis par le froid, ne furent pas capables de réparer les avaries des moteurs dues à ces basses températures. Guynemer se préoccupait souvent, avant de partir en chasse, de la température qu'il rencontrerait à l'altitude de vol qu'il s'était fixée. « Pour conserver ses moyens, disait-il, il ne faut pas avoir trop chaud ou trop froid, et un vêtement de plus ou de moins peut me faire perdre la fraction de seconde qui décide de la victoire. »

Les conditions de navigabilité des dirigeables, le poids utile qu'ils peuvent transporter sont, pour une part très importante, sous la dépendance de la température et de l'humidité.

(1) Des appareils, mis en service récemment, tels que le dérivo-
graphe de M. Le Prieur, permettent de calculer le vent à bord d'un
aéronef, en faisant deux mesures de la dérive.

Application à l'artillerie. — Au nombre des facteurs, qui interviennent dans le calcul des éléments initiaux d'un tir, figurent en bonne place les observations météorologiques ; le vent dévie le projectile, et la portée diminue quand augmente la résistance de l'air, résistance qui dépend de la densité, laquelle est fonction, comme nous le savons (voir page 31) de la pression de la température et de l'humidité.

On ne se contente plus aujourd'hui, comme on le faisait autrefois, d'observer le vent au voisinage du sol, mais on fait entrer, dans les calculs de tir, les variations du vent tout le long de la trajectoire, telles que les donnent les sondages aérologiques. De même, on n'admet plus que la densité de l'air décroît en altitude suivant une loi toujours la même : on mesure, au moment du tir, la variation réelle de la température et de l'humidité en altitude, soit par ballon-sonde, soit par avion. Enfin, des influences jusqu'alors négligées, comme celles de la pluie, des brouillards, des nuages, etc., ont pris place aussi dans les calculs des éléments de tir.

L'artillerie est encore plus exigeante que l'aéronautique. Elle demande les éléments météorologiques par tous les temps et jusqu'à des altitudes considérables. Les méthodes d'observations ont dû être modifiées en conséquence. C'est surtout pour elle qu'il a fallu développer les sondages aérologiques par ciel couvert dont nous avons parlé (page 54), par ballons-captifs, par cerfs-volants, ou par ballons-pilotes repérés au son.

Dans le tir à la mer, les applications de la météorologie sont aussi très importantes. Dans les batailles navales, un réglage rapide et précis du tir est encore plus nécessaire, si l'on peut dire, que dans les batailles terrestres : l'approvisionnement en munitions des navires est, en effet, très limité et il importe de ne pas

les gaspiller ; d'autre part, le tireur sert lui-même de cible à l'ennemi, et la supériorité est acquise à celui qui met le premier au but. L'augmentation de la portée, sur mer comme sur terre, a obligé de tenir compte d'éléments atmosphériques en altitude : l'anémomètre de tête de mât ne suffit plus et il a fallu lui substituer le sondage aérologique. L'emploi des ballons-captifs d'observation, qui s'est généralisé en armée navale, a permis de mesurer le vent jusqu'à 500 ou 600 mètres. Pour les altitudes supérieures, on a recours au sondage aérologique par ballon-pilote, pas plus difficile à exécuter à bord qu'à terre : on vise le ballon au sextant et au compas, au lieu de se servir du théodolite, et on peut ainsi déterminer sa trajectoire (1).

IV. — LES APPLICATIONS DE LA MÉTÉOROLOGIE A L'AGRICULTURE (2)

Les applications de la météorologie à l'agriculture sont nombreuses. Beaucoup d'entre elles sont tellement évidentes qu'il est inutile d'y insister :

L'étude systématique des facteurs du climat (températures extrêmes, hygrométrie, nivométrie), qui président à la distribution géographique des essences forestières susceptibles d'être utilisées pour les reboisements, présente une grande utilité pour l'administration des Eaux et Forêts.

De même, les études de glaciologie, de nivométrie et de pluviométrie sont autant de précieux documents pour

(1) On peut aussi se servir, dans le même but, des télémètres à base.

(2) Une grande partie de ce paragraphe est empruntée à une étude sur le *Service des avertissements agricoles au Ministère de l'Agriculture*, par M. Léon Dabat, directeur général des Eaux et Forêts.

l'établissement des barrages-réservoirs en montagnes, l'aménagement des eaux pour les usages industriels et agricoles, les irrigations, le drainage, etc.

Les travaux de MM. Capus, Prunet, Ravaz et Viala ont montré l'influence de la température et de l'humidité sur le déclenchement, la durée et l'intensité du développement des parasites animaux et végétaux : ils permettent l'application des traitements préventifs au moment propice, c'est-à-dire plusieurs jours avant la manifestation extérieure visible de la maladie cryptogamique.

La défense des récoltes contre la grêle, tant à l'aide de tirs au canon que de fusées, a fait l'objet de contrôles précis et ne paraît pas avoir donné de résultats positifs. Pas plus d'ailleurs que l'emploi de câbles conducteurs destinés à désélectriser les nuages, et baptisés du nom pompeux de *niagaras électriques*.

L'annonce des gelées de printemps aux Etats-Unis, basée sur l'étude des cartes synoptiques et sur la propagation des vagues de froid, évite tous les ans aux agriculteurs des pertes considérables : toutes les gelées sont prédites avec succès de 12 à 36 heures à l'avance. En 1911, les planteurs de cannes à sucre de la Louisiane ont été prévenus, 40 heures à l'avance, de l'arrivée d'une vague de froid.

Il est aussi possible de prévoir l'importance des récoltes, nous avons dit comment, en traitant le problème de la prévision du temps à longue échéance. En France, M. Saillard a établi une méthode permettant, en fonction des quantités d'eau de pluie tombée, des heures de soleil par semaine, des moyennes des températures maxima et minima de l'année, de prévoir l'importance de la récolte des betteraves et sa valeur en sucre.

Les Etats-Unis ont fait des efforts particulièrement

importants en vue de faire bénéficier les agriculteurs des données de la météorologie. Voici ce que dit à ce sujet M. Dop, vice-président de l'Institut international d'agriculture.

« Le Ministre de l'Agriculture des Etats-Unis a organisé un système spécial de renseignements agricoles et météorologiques dans les districts où l'on cultive en grand le maïs, le froment, le coton, le tabac, la canne à sucre et le riz. Des bulletins quotidiens, contenant ces renseignements, sont répandus à profusion par les moyens les plus rapides, dans les régions de production et dans les centres commerciaux importants. Producteurs et consommateurs sont tenus au courant, non seulement de l'état des cultures, mais aussi du temps probable dans les différents districts, ce qui permet aux agriculteurs de prendre certaines mesures de protection. A Saint-Louis, centre mondial du marché du coton, les affaires ne commencent jamais à être traitées qu'après l'affichage du bulletin officiel, publié par le département de l'Agriculture, indiquant l'état des récoltes et le temps probable.

« Dans les régions où l'on se livre en grand à l'élevage des bovins, des stations spéciales donnent des informations sur les pâturages. Ces informations sont surtout utilisées par les éleveurs et les marchands de bétail pour la répartition des animaux dans les districts où la pâture est abondante. Elles permettent également d'apprécier les conditions d'existence des animaux et de prévoir les prix des marchés.

« Dans les régions arides des Etats des montagnes occidentales où l'on emploie l'irrigation, il a été établi, dans les grandes chaînes montagneuses, un réseau d'observatoires destinés à mesurer les précipitations de neige, d'où dépend la provision d'eau pour l'irrigation des vallées pendant l'été. En évaluant l'épaisseur de la

couche de neige, la quantité d'eau qu'elle peut fournir et la superficie des bassins des divers cours d'eau alimentés par la fonte de ces neiges, il est possible de déterminer, avec une exactitude notable, la quantité d'eau qui sera disponible pour l'irrigation de chaque district ; les agriculteurs peuvent ainsi agrandir ou limiter la superficie de leurs cultures irriguées, selon la provision d'eau prévue, ou même remplacer ces cultures par d'autres demandant une moindre quantité d'eau, dans le cas où l'on prévoit qu'elle fera défaut. »

En France, les applications de la météorologie à l'agriculture sont encore à leur début et ne peuvent être jugées sur leurs résultats. L'envoi par téléphonie sans fil des bulletins de prévision du temps destinés à l'agriculture, commencé en 1922, rendra probablement de grands services. Il est vrai qu'en agriculture, comme ailleurs, la météorologie a à lutter en France contre l'esprit critique, qui ne manque pas de s'exercer à son sujet, presque toujours avec beaucoup d'injustice.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

Ouvrages

- ANGOT. — *Traité Élémentaire de Météorologie* (Gauthier-Villars).
- BALDIT. — *Etudes élémentaires de météorologie pratique* (Gauthier-Villars).
- HILDEBRANDSON ET TEISSERENC DE BORT. — *Les Bases de la météorologie dynamique* (Gauthier-Villars).
- KLEIN. — *Météorologie agricole* (Baillière).
- MÉLLOT. — *Notions de météorologie* (Berger-Levrault).
- DE SUGNY. — *Éléments de météorologie nautique* (Berger-Levrault).
- TEISSERENC DE BORT. — *Atlas de météorologie maritime* (Gauthier-Villars).
- BARTHOLOMEW. — *Atlas of meteorology* (Londres).
- SHAW. — *Forecasting Weather* (Londres).
- Weather Forecasting in the United states* (Weather Bureau, Washington).
- MAURAIN. — *Physique du Globe*, (collection Armand Colin).

Périodiques

- Annales du Bureau central météorologique.*
- Annuaire de la Société météorologique de France.*
- Monthly Weather Review* (Washington).
-

TABLE DES MATIÈRES

PRÉFACE.....	1
--------------	---

CHAPITRE PREMIER

Les Procédés d'Observation

I. La Température.....	3
II. La Pression Barométrique	14
III. L'Hygrométrie.....	25
IV. L'Insolation. La Nébulosité. Les Précipitations.....	32
V. Le Vent.....	42
VI. Observations aérologiques.....	46

CHAPITRE II

Les Résultats

I. Variations locales des éléments atmosphériques.....	56
II. Distribution des éléments atmosphériques à la surface du globe.....	85
III. Les Phénomènes optiques de l'atmosphère.....	123
IV. Cyclones et Typhons.....	137
V. Dépressions et anticyclones des régions tempérées....	147

CHAPITRE III

Les Applications

I. La prévision du temps à brève échéance.....	154
II. La Prévision du temps à longue échéance.. . . .	173
III. Les Applications de la météorologie aux Arts militaires et à l'aéronautique.....	190
IV. Les Applications de la météorologie à l'Agriculture....	201
Bibliographie.....	205

COLLECTION ARMAND COLIN

Chaque volume in-16, broché 5 fr.
Relié 6 fr.

“Vulgariser sans abaisser”

BUT DE LA COLLECTION

- 1° Fournir **aux jeunes gens** qui désirent s'initier à la pratique d'une profession ou se perfectionner dans celle qu'ils ont choisie, des instruments commodes de travail, sous la forme de livres courts, et cependant complets, rédigés par des savants, par des spécialistes en chaque matière.
- 2° Mettre à la portée de **toute personne cultivée** que les nécessités de la vie ont obligée à se spécialiser, des exposés clairs et précis des connaissances jusqu'ici acquises dans les domaines les plus variés.

La COLLECTION ARMAND COLIN répond ainsi à ce besoin qu'a tout homme intelligent de sortir de temps en temps de sa spécialité pour faire, dans les champs d'action d'autrui, une excursion qui ne peut être instructive que si elle a lieu sous la direction d'un guide sûr. *C'est ce guide que fournit la «Collection Armand Colin».*

- 3° Répandre au dehors des livres exposant les idées, les méthodes et le goût français, et faire ainsi rayonner dans le monde la science et la culture françaises.

N° 1

A. BLANC

Professeur à la Faculté des Sciences de Caen
-----**RAYONNEMENT****Principes scientifiques de l'Éclairage***35 figures*

CET ouvrage intéresse tous ceux qui ont à faire un choix raisonné entre les différents procédés d'éclairage.

Après avoir clairement exposé les principes sur lesquels doit reposer tout système d'éclairage qui veut être économique et satisfaisant, l'auteur passe en revue et compare tous les appareils, même les plus modernes, et en établit le rendement avec précision.

N° 2

E. JAMMY

Ingénieur en chef aux Forges et Chantiers de la Méditerranée
-----**LA CONSTRUCTION DU
VAISSEAU DE GUERRE***183 figures, 4 planches hors texte*

CET ouvrage écrit par l'un des hommes à qui nous devons la construction de puissantes unités navales, abondamment illustré, est à la fois le livre des spécialistes des constructions navales et le livre de tout homme cultivé qui veut s'orienter dans ce carrefour des sciences modernes que forme un de nos navires de guerre.

N° 3

R. BRICARD

Professeur au Conservatoire des Arts et Métiers
-----**CINÉMATIQUE ET MÉCANISMES***79 figures*

D'UNE remarquable simplicité, l'ouvrage de M. Bricard permet à tous ceux qui veulent étudier les mécanismes dans leurs rapports avec les lois du mouvement, de s'initier à cette science avec des connaissances mathématiques très réduites. C'est aussi le livre du praticien qui veut comprendre et perfectionner son travail.

LIBRAIRIE ARMAND COLIN,

N° 4

A. BAILLY

Professeur au Lycée Pasteur

L'ÉCOLE CLASSIQUE
FRANÇAISE

Les Doctrines et les Hommes 1660-1715

L'AUTEUR s'est proposé de caractériser l'esprit français à l'époque de sa perfection, d'analyser ses qualités de logique, de clarté, de profondeur ; de montrer l'identité de doctrines et d'idéal par où se rejoignent des œuvres aussi diverses en apparence que celles d'un Racine, d'un La Fontaine, d'un Bossuet. De larges extraits complètent l'ouvrage.

N° 5

YVES HENRY

Ingénieur Agronome, Inspecteur général de l'Agriculture aux Colonies

ÉLÉMENTS D'AGRICULTURE COLONIALE
PLANTES A HUILE

35 figures

TOUS ceux qui s'occupent de nos produits coloniaux, trouveront dans ce livre, écrit par un homme qui a longtemps vécu dans les pays dont il parle, des renseignements sûrs et indispensables. Les industriels ou commerçants qui utilisent les corps gras d'origine végétale puiseront dans cet ouvrage des indications précises.

N° 6

C. GUTTON

Professeur à la Faculté des Sciences de Nancy

TÉLÉGRAPHIE
ET TÉLÉPHONIE SANS FIL

(3^e Édition)

107 figures

AVEC une rare simplicité de moyens, presque sans formules mathématiques, l'auteur, savant doublé d'un technicien, permet à tous de comprendre l'ensemble des phénomènes de la Télégraphie et de la Téléphonie sans fil, ces deux sciences appliquées qui prennent dans notre vie quotidienne une place sans cesse plus étendue.

103, Boulevard Saint-Michel, PARIS

N° 7

EUGÈNE BLOCH

Maitre de Conférences à la Sorbonne

THÉORIE CINÉTIQUE DES GAZ

7 figures

C'EST le premier exposé en langue française d'une théorie qui fait partie de toute culture scientifique complète. Sobre, clair, précis, ce livre est accessible à tous ceux qui possèdent des éléments des mathématiques et veulent s'initier rapidement à une discipline élevée.

N° 8

J. GEFFROY

Ingénieur des Arts et Manufactures, ancien Professeur à l'École Centrale

TRAITÉ PRATIQUE DE GÉOMÉTRIE DESCRIPTIVE

248 figures

C'EST le livre du débutant en Géométrie Descriptive. L'exposé très simple et très compréhensif des méthodes est suivi d'applications pratiques à la taille des pierres et au trait de charpente. Les théoriciens peuvent y apprendre le rôle pratique de la Géométrie Descriptive, les praticiens peuvent aisément y retrouver l'explication des procédés qu'ils utilisent.

N° 9

H. BÉGHIN

Professeur à l'École Navale

STATIQUE ET DYNAMIQUE (TOME I)

76 figures

CE sont les lois essentielles de la Mécanique qui sont exposées dans ce livre. L'auteur oriente immédiatement chaque théorie vers les applications qu'elle comporte dans l'industrie. Une foule d'exercices choisis dans le domaine de l'expérience quotidienne de la Mécanique appliquée permettent au lecteur de se familiariser avec les procédés de la Mécanique.

LIBRAIRIE ARMAND COLIN,

N° 10

H. BÉGHIN

Professeur à la Faculté des Sciences de Montpellier

STATIQUE ET DYNAMIQUE

(TOME II)

151 figures

CE second volume complète heureusement les notions exposées dans le premier. Le sens du concret n'abandonne jamais l'auteur qui enveloppe de réalités les formules, et qui, inversement, dans chaque application pratique, sait discerner et faire comprendre le jeu et le rôle des lois. C'est pourquoi cet ouvrage rendra service aux étudiants des Facultés et des grandes Écoles, ainsi qu'aux ingénieurs qui se sont, dès le début, orientés vers les applications.

N° 11

CH. FABRY

Professeur à la Sorbonne

ÉLÉMENTS D'ÉLECTRICITÉ*70 figures*

C'EST un livre pour les débutants, dans lequel les praticiens trouveront matière à réflexion, car il résume l'expérience de longues années d'enseignement et de recherches scientifiques. Tous seront étonnés de la simplicité que revêt l'exposition d'une science donnée parfois comme mystérieuse et compliquée.

N° 12

Colonel J. ROUELLE

LA FONTE

(ÉLABORATION ET TRAVAIL)

29 figures

CET ouvrage donne, en un style clair et précis, les principes fondamentaux, les points essentiels et les plus importants détails du travail de la fonte. Extrêmement documenté, malgré sa concision, il sera étudié avec fruit par les jeunes gens qui désirent entrer dans l'industrie métallurgique, et il sera lu avec intérêt par tous ceux qui veulent se tenir au courant du mouvement économique de notre pays.

103, Boulevard Saint-Michel, PARIS

N° 13

ET. RABAUD

Professeur à la Faculté des Sciences de Paris

L'HÉRÉDITÉ*34 figures*

CET ouvrage intéresse toutes les personnes cultivées ; il est en outre précieux pour les éleveurs qui veulent obtenir des sélections raisonnées. C'est un résumé simple et clair de nos connaissances actuelles sur l'hérédité, une analyse de son mécanisme et des facteurs qui nous permettent d'en modifier les conséquences au moyen de l'éducation.

N° 14

V. AUGER

Professeur de Chimie analytique à la Sorbonne

PRINCIPES DE
L'ANALYSE CHIMIQUE

77 figures

M. AUGER a condensé dans ce petit traité tout ce qu'une expérience de vingt années d'enseignement lui a appris à regarder comme nécessaire au chimiste qui veut connaître, comprendre et même perfectionner les méthodes analytiques. Aux étudiants comme aux initiés, ce livre présente les données nécessaires à la connaissance raisonnée de la chimie analytique.

N° 15

M. SORRE

Maitre de Conférences à la Faculté des Lettres de Bordeaux

LES PYRÉNÉES*3 cartes dans le texte — 3 cartes hors texte — 6 photographies*

DANS cette remarquable synthèse de nos connaissances sur les Pyrénées, l'auteur s'est attaché d'abord à faire ressortir le côté pittoresque de la grande chaîne. Les explications claires et précises ne manqueront pas de satisfaire la curiosité des géographes et des géologues, amateurs ou professionnels.

LIBRAIRIE ARMAND COLIN,

N° 16

P. VEROLA
Ingénieur en Chef des Poudres**CHIMIE ET FABRICATION DES
EXPLOSIFS***9 figures*

CE livre d'une haute portée scientifique, propre à satisfaire les plus exigeants des techniciens et à fournir des documents précis à ceux qui veulent le devenir, est une lecture saine et réconfortante. En étudiant cet exposé si lumineux et si précis des explosifs anciens et modernes, on ne peut qu'admirer l'énergie, l'ingéniosité qu'ont dû déployer nos ingénieurs et nos savants pour vaincre un ennemi supérieurement outillé.

N° 17

A. MATHIEZ
Professeur à l'Université de Dijon**LA RÉVOLUTION FRANÇAISE
(TOME I)****La Chute de la Royauté**

M. MATHIEZ a su accomplir ce miracle de renouveler un sujet qu'on pouvait croire épuisé : admirablement documenté par ses recherches personnelles sur les hommes de la Révolution, il projette des lumières nouvelles sur une époque que tant d'historiens éminents semblaient avoir éclairée jusque dans les coins les plus obscurs.

N° 18

F. MAURETTE
Professeur à l'École des Hautes Études Commerciales**LES GRANDS MARCHÉS DES
MATIÈRES PREMIÈRES***8 cartes et 3 graphiques*

QUELS sont les grands marchés de ces matières dont dépend la vie des individus et des nations : la houille et le pétrole, le coton, la laine et la soie, le fer, le caoutchouc, le blé ? Comment fonctionnent ces marchés ? Se sont-ils déplacés durant la crise que nous venons de traverser ? Quels sont ceux qui ont le plus bel avenir ? Voilà autant de questions que traite M. F. Maurette en des chapitres clairs et brefs qu'illustrent heureusement des croquis et des diagrammes.

103, Boulevard Saint-Michel, PARIS

N° 19

J. LEVAINVILLE

Docteur de l'Université de Bordeaux

L'INDUSTRIE DU FER EN FRANCE

4 cartes

TECHNICIEN doublé d'un économiste, mettant à profit une expérience longuement acquise dans les mines de France et dans celles de l'Afrique du Nord, M. J. Levainville nous documente merveilleusement sur l'Industrie sidérurgique en France. Suivant son évolution tantôt progressive, tantôt régressive, il nous expose avec une clarté faite de logique les raisons économiques des fluctuations qu'elle a subies au cours des siècles.

N° 20

Colonel J. ROUELLE

L'ACIER (ÉLABORATION ET TRAVAIL)

45 figures

CET ouvrage qui, avec celui relatif à la *Fonte*, et avec le livre écrit par M. J. Levainville sur l'Industrie du *Fer*, forme une trilogie documentaire de tout premier ordre, sera consulté avec intérêt par tous ceux que préoccupe l'avenir de la France. N'oublions pas, en effet, que grâce aux territoires récupérés, nous occupons la seconde place sur le marché mondial du fer et que le développement de l'Industrie sidérurgique est destiné à être l'un des principaux facteurs de notre relèvement économique.

N° 21

GEORGES SCELLE

Professeur à la Faculté de Droit de Dijon

LE DROIT OUVRIER

Tableau de la Législation française actuelle

L'AUTEUR étudie successivement l'évolution historique du Droit ouvrier, dominée par le facteur parlementaire et par l'action syndicaliste ; la vie interne, c'est-à-dire le mécanisme juridique des lois ouvrières ; enfin la vie de l'ouvrier qui utilise, de sa naissance à sa mort, les armes légales que ce Droit lui fournit.

Le livre est alerte, vivant, prenant, comme les objets dont il traite. C'est le livre d'un juriste rompu aux doctrines les plus récentes du droit public et privé, en même temps qu'une œuvre de science sociale.

LIBRAIRIE ARMAND COLIN,

N° 22

D^r P. RAVAUT

Médecin de l'Hôpital Saint-Louis

LES MALADIES DITES VÉNÉRIENNES*22 figures*

CE livre écrit par un maître incontesté, pousse un cri d'alarme et nous donne en même temps une raison d'espérer.

Un cri d'alarme, car les statistiques qu'on y trouve nous montrent quel effroyable danger menace la race française, surtout depuis que la guerre a étendu, dans de si inquiétantes proportions, le domaine de ces maladies, cause de dépopulation et facteurs de dégénérescence.

Une raison d'espérer, car le Docteur Ravaut nous montre qu'il est possible de lutter contre elles et même de les vaincre. Il en indique les moyens.

N° 23

HENRI CAVAILLÈS

Professeur au Lycée de Bordeaux

LA HOUILLE BLANCHE*8 cartes et 4 figures*

L'ÉTUDE géographique de la houille blanche, que l'auteur nous présente, est *le premier ouvrage d'ensemble* renseignant le public sur ce qu'est la houille blanche, et donnant, par régions, l'état actuel de l'Industrie hydro-électrique en France et à l'Étranger.

Ce livre, où M. Cavallès discute avec une rare compétence toutes les conditions du problème, est donc indispensable à tous ceux qui veulent suivre les phases de la lutte ouverte entre la Houille blanche et la Houille noire, lutte que les besoins croissants de l'Industrie rend de plus en plus ardente.

N° 24

G. ANDRÉ

Professeur à l'Institut Agronomique

**PROPRIÉTÉS GÉNÉRALES
DES SOLS EN AGRICULTURE**

JUSQU'A ce que MM. André et Berthelot nous aient initiés à la vie souterraine des infiniment petits, les pratiques agricoles, relatives au sol, étaient restées empiriques. Elles sont, grâce à ces deux savants, entrées dans une voie scientifique où la marche est plus ferme, surtout si l'on a soin de prendre un guide auquel on puisse, en toute sûreté, se confier. Ce guide c'est le livre que nous offre M. André, et où, dans un langage à la fois simple, clair et précis, il nous met au courant des dernières données de cette science qui lui doit presque tout.

103, Boulevard Saint-Michel, PARIS

N° 25

GEORGES HARDY

Directeur général de l'Enseignement au Maroc

VUE GÉNÉRALE DE

L'HISTOIRE D'AFRIQUE

AL'HEURE où les œuvres de colonisation et les partages de terres africaines passent au premier rang des préoccupations internationales, nous n'avons plus le droit d'ignorer une histoire qui, jusqu'ici, n'avait pas encore été écrite, et dans laquelle l'Europe, par son intervention continuelle, a sa part de responsabilité. Tout le monde voudra donc lire ce livre extrêmement attachant, dans lequel, à aucun moment, l'intérêt ne faiblit et où l'auteur pose, avec autant de clarté que de méthode, le passionnant problème africain.

N° 26

H. PARISELLE

Professeur à la Faculté des Sciences de Lille

LES

INSTRUMENTS D'OPTIQUE*82 figures*

CE livre a été écrit par un maître pour réagir contre la défaveur dont l'étude de l'Optique géométrique était l'objet en France, ce qui nous avait rendu tributaires de l'Allemagne pour les Instruments d'optique.

La création récente d'un Institut d'Optique a mis fin à ce regrettable état de choses ; mais M. Pariselle n'a pas voulu que, seuls, les Ingénieurs opticiens sortis de cet Institut fussent au courant de la théorie des instruments d'optique : c'est pourquoi il a écrit son livre.

N° 27

P. MARTINO

Professeur à la Faculté des Lettres d'Alger

LE

NATURALISME FRANÇAIS

QUELLE est l'origine du naturalisme ? Comment et pourquoi cette doctrine s'écarta-t-elle si vite des rigides théories qui lui avaient servi de base et avaient constitué comme l'ossature de ses premières grandes œuvres ? Comment sa fortune fut-elle brusquement arrêtée par des changements survenus dans l'atmosphère politique du pays ? Que reste-t-il de ce grand mouvement ?

Tels sont quelques-uns des problèmes que nous pose et résout M. Martino dans ce livre attachant comme un roman.

LIBRAIRIE ARMAND COLIN,

N° 28

M. LE BESNERAIS
Ingénieur en Chef du Génie Maritime**THÉORIE DU NAVIRE**

TOME I

61 figures

ON a toujours construit des bateaux, mais ce n'est que depuis peu qu'on connaît les conditions de leur stabilité. M. Le Besnerais dont la réputation n'est plus à faire, nous apprend, dans ce petit livre appelé à rendre à bon compte les mêmes services que de longs et coûteux ouvrages, tout l'essentiel de la "Théorie du Navire". Il s'impose aux techniciens et plaira aux gens instruits, curieux des choses de la mer.

N° 29

L. JOLEAUD
Maitre de Conférences à la Faculté des Sciences de Paris**ÉLÉMENTS DE PALÉONTOLOGIE**

TOME I

ENTRE les formes animales qui peuplèrent le globe naissant et l'homme qui est au sommet de l'échelle des êtres, beaucoup de formes étranges apparurent, évoluèrent et disparurent. C'est à cette évolution passionnante pour le philosophe comme pour tous ceux qui s'intéressent à la question de nos origines, que M. Joleaud nous fait assister dans ces pages où, à aucun moment, l'intérêt ne faiblit.

N° 31

M. LARROUY
Ingénieur de l'École Supérieure d'Aéronautique**LE BALLON, L'AVION**
LA ROUTE AÉRIENNE*25 figures*

INGÉNIEUR, M. Larrouy a eu de fréquentes occasions d'appliquer les théories qui servent de base à l'aéronautique. — Pilote et commandant de centres aériens, il a pu contrôler lui-même ces théories. — Professeur de pilotes, il les a enseignées et a ainsi appris à les rendre accessibles à tous. — Romancier, enfin, il sait intéresser et charmer le lecteur. C'est assez dire que son livre est clair pour les profanes, attrayant pour les gens cultivés, précis pour les techniciens.

103, Boulevard Saint-Michel, PARIS

N° 32

J. CALMETTE
Professeur à l'Université de ToulouseLA
SOCIÉTÉ FÉODALE

IL fallait, pour condenser en deux cents pages cet immense sujet, un homme qui connût à fond ce régime étrange qui s'oppose si complètement au statut antique comme au statut moderne. Personne mieux que M. Calmette ne pouvait mener à bien cette gageure.

On s'en rend compte en lisant ce livre qui jette un jour éclatant sur les origines et l'évolution du système féodal, car il semble à chaque instant, que l'auteur a vraiment vécu ce qu'il raconte.

N° 33

H. LECOMTE
Membre de l'Institut, Professeur au Muséum d'Histoire Naturelle

BOIS COLONIAUX

28 figures

AVEC une ardeur d'apôtre, M. Lecomte dont la compétence et le savoir sont universellement reconnus, nous montre dans ce petit livre de quelles richesses nous disposerions si l'on savait exploiter les cent millions d'hectares de nos forêts coloniales.

Ce livre sera pour beaucoup de Français une révélation et un réconfort au moment où se pose l'angoissant problème de la reconstruction de nos régions dévastées.

N° 34

ÉMILE BOREL
Membre de l'Institut, Professeur à la Sorbonne
et
ROBERT DELTHEIL
Professeur à la Faculté des Sciences de Toulouse

PROBABILITÉS, ERREURS

10 figures

PERSONNE, pour écrire un livre de haute vulgarisation sur le calcul des probabilités, n'était mieux qualifié que MM. Borel et Deltheil. Aussi, n'y a-t-il pas lieu de s'étonner que ce petit livre soit un modèle de méthode et de clarté. Il sera apprécié non seulement par les mathématiciens, mais aussi par tous les gens cultivés qui s'intéressent aux divers problèmes dont la solution paraît livrée aux fantaisies de ce dieu fantasque qu'on nomme le Hasard.

9636. — Paris. — Imp. Hemmerlé, Petit et C^{ie}. (6-23).

Les méthodes de prévisions
du temps.

par J. Rouch

2^e Edition en 1933.

Pour peu que le météorologiste soit donc du sens divinatoire, il se trouve porté à pressentir l'aboutissement des forces en mouvement dont il perçoit les vibrations lointaines comme le médecin diagnostique la nature du mal d'après ses symptômes.

Boutade d'Arag.

Jamais, quels que puissent être les progrès des sciences, les savants de bonne foi et soucieux de leur réputation ne se hasarderont à prédire

Precession des equinoxes
Mouvement des lieux par lequel
l'axe de la terre de leur lieu cõtes
opposés par le grand axe
au centre de celle-ci, et produit
aussi un déplacement
radial des equinoxes par
l'obliquité, l'on veut en decider
de ce point par Hippocrate
128 ans av. J. C.

~~2462~~

25/9/31

La foudre en boule

Pendant les orages

L'abbé Moreux nous dit qu'à la suite d'une foule d'observations personnelles, il a remarqué que, d'une façon générale, le tonnerre tombe en boule ; or, dans ces conditions, le fluide condensé subit l'action du moindre courant d'air : évitez donc de vous placer près d'un poêle métallique ou entre une cheminée et une porte. Asseyez-vous plutôt dans l'angle d'une pièce, loin d'une canalisation d'eau ou de gaz ou même d'un simple fil électrique, et en évitant de vous appuyer à la muraille.

Si vous possédez une antenne extérieure, mettez le fil à la terre.

De même, coupez le courant de votre compteur, si vous vous éclairez à l'électricité ; non pas que les fils électriques ou les fils d'antenne attirent la foudre, comme on l'entend dire souvent, mais parce que si le tonnerre tombe loin de votre habitation, sur un fil relié à votre appartement, il se produira chez vous une sorte de choc en retour, une onde à potentiel tellement élevé qu'elle produira les mêmes effets que la chute directe de la foudre.

Enfin, évitez les arbres, éloignez-vous des troupeaux, ne prenez ni enfant, ni chien, ni chat sur vos genoux, ne tenez à la main aucun instrument métallique.

B14652



N. 16
P. 2

Prévision de la Température et taches solaires

En Europe occidentale, toute
recrudescence de taches solaires
est suivie d'une hausse de tempé-
rature et inversement
toute diminution, d'un abais-
sement de temp^{re} et aussi de l'apparition
de dépressions sur l'Atlantique
Nord qui, en raison de la domi-
nante des vents d'Ouest, va
sur l'Europe.

La méthode à suivre,
dit M^r H. Mément, consiste
à surveiller de près l'activité
solaire, et à en faire des
observations sur ce qui se passe.
Et cette méthode présente
un grand avantage; c'est qu'en
réalité, une fois enregistrée
une apparition notable de
taches solaires, on sait d'avance

peu près à quel moment
ils disparaissent, du
fait de la rotation de
la terre lui-même en 24
heures environ, qui fait
avancer la date de dispa-
rition. Dans ces conditions
il serait possible de prévoir
environ près de 2 semaines
à l'avance.

Cette idée est intéressante.

PARATONNERRES D'HIER ET D'AUJOURD'HUI

Parlons maintenant du « pouvoir des pointes ». Nous avons appris que l'électricité tend à s'accumuler sur les parties saillantes telles que les pointes. Franklin

émette sur la conductibilité de l'eau du puits dans laquelle les chaînes viennent tremper nous en donnerons la raison tout à l'heure. L'exposé montre donc le

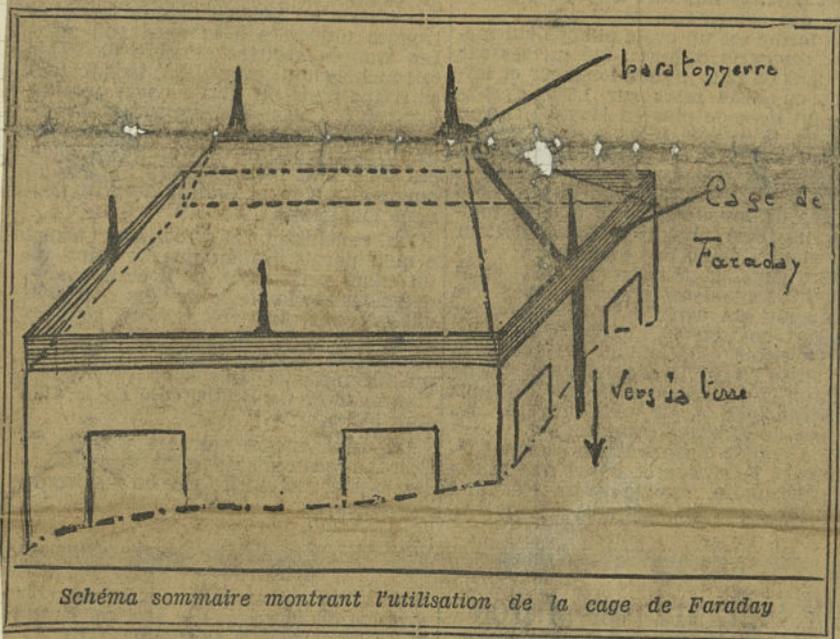


Schéma sommaire montrant l'utilisation de la cage de Faraday

imagina alors le paratonnerre qui est constitué d'une longue tige métallique à bout platine.

L'expérience montre que lorsqu'un nuage fortement électrisé passe au-dessus d'une maison, la longue tige pointue de Franklin ne saurait complètement décharger la maison de l'électricité qu'elle emmagasine. On voit donc que le pouvoir des pointes est illusoire et qu'il faut se méfier de la règle empirique qui disait : Que le rayon de protection était égal à deux fois la hauteur de la tige du paratonnerre.

Puisque nous parlons du paratonnerre, y a-t-il d'autre part quelques doutes à

grand danger que court le voyageur en marche sur la route, en raison des vents des pluies et de l'accumulation de l'électricité dans le corps de la personne qui fait saillie par rapport au sol.

Par contre la voiture automobile en marche a peu de chance d'être atteinte par la foudre en raison des pneumatiques en caoutchouc qui l'isolent du sol de sa grande vitesse qui ne donne pas le temps au fluide de s'accumuler.

La voiture hippomobile même isolée du sol par des bandages en caoutchouc ne présente pas du tout la même sécurité.

La photographie montre que les décharges électriques sont oscillantes ; par vent violent, il arrive que la foudre est déviée de sa trajectoire initiale, c'est ainsi que la foudre tombe sur le toit à quelques mètres d'un paratonnerre.

On remarque que la foudre tombe fréquemment au voisinage des mares, des étangs, des rivières, la majeure partie des eaux contient des matières radioactives dont les émanations rendent l'atmosphère en contact parfaitement conductrice de l'électricité : C'est le conducteur de tout à l'heure qui nous permettait de mettre les armatures du condensateur en court circuit.

La même théorie s'applique à la conductibilité des terrains, on a démontré que les terrains les plus atteints ne sont pas ceux qui sont les plus élevés, mais qui contiennent des minerais plus ou moins radioactifs, comme les massifs granitiques, les terrains possédant du minerai de fer ou même simplement argileux ; par contre les terrains calcaires sont favorisés.

On conçoit donc aisément comment il se fait que ce sont toujours les mêmes maisons, les mêmes lieux qui enregistrent les coups de foudre.

4° Pour protéger son habitation contre ce danger, il faut avoir recours au dispositif connu sous le nom de « Cage de Faraday ».

Si on électrifie une chambre à parois conductrices, il est impossible de trouver sur la surface intérieure ou sur les objets enfermés, la plus petite trace d'électricité. Le résultat est identique si les parois ne sont pas continues mais constituées par un grillage.

Ce principe a reçu déjà de grandes applications. Les poudrières sont entourées d'enveloppes métalliques communiquant avec le sol.

D'autre part Melsens fit l'expérience sur l'Hôtel de Ville de Bruxelles, qu'il a entourée d'un réseau de fil de fer galvanisé de grosse section.

Ces fils qui sont reliés au sol sont dissimulés dans les moulures de la façade. Pour augmenter les décharges partielles de l'électricité emmagasinée l'expérimentateur ajouta un certain nombre de faisceaux de pointes de faible longueur.

Accidentellement, il arrive par suite de pluies abondantes qu'une maison joue le rôle d'une cage de Faraday en raison de l'humidité qui rend les murs extérieurs parfaitement conducteurs de l'électricité.

La sécurité étant un facteur non négligeable, nous donnons à nos lecteurs le sage conseil de se préserver par nos données contre les coups de foudre meurtriers, et souhaitons qu'un jour, on puisse capter cette énergie naturelle qui représente une puissance considé-

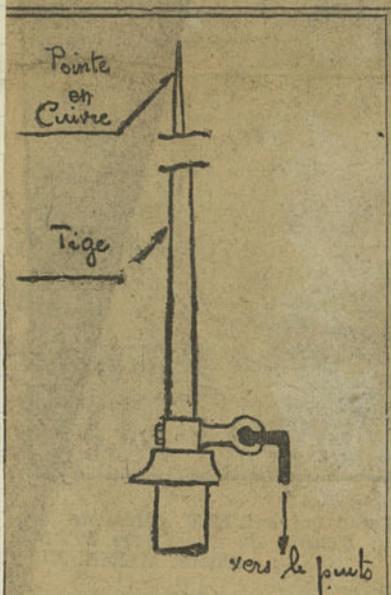
CE QU'EST LA FOUDRE

COMMENT S'EN PRÉSERVER

Il ne se passe pas d'été ou d'arrière-saison sans que la foudre n'exerce des ravages. Comment se préserver contre ce fleau du ciel? Quelles sont les théories adoptées actuellement dans la lutte à mener contre ses effets désastreux? C'est ce que nous allons exposer.

LA CONCEPTION NOUVELLE DE LA FOUDRE

l'électricité et la foudre sont une forme de l'énergie. Les lois qui régissent les phénomènes électriques sont identiques à celles de l'électricité atmosphérique.



LE PARATONNERRE

facteurs. De ceci, il résulte que l'opinion scientifique a beaucoup changé depuis des années, et en particulier depuis Franklin. On considérait autrefois que l'éclair jaillissait entre deux nuages élevés ou entre un nuage et le sol.

Rappelons à ce sujet une expérience très simple qui consiste à relier les armatures d'un condensateur préalablement chargé, et présentant une capacité de quelques centaines de microfarads.

La mise en court circuit provoque :
1° une étincelle, résultant de la transformation de l'énergie emmagasinée en chaleur

Il y a dans cet exemple une analogie avec la foudre puisque nos sens perçoivent le tonnerre et l'éclair.

Il faut donc examiner attentivement le milieu intermédiaire qui constitue le diélectrique, dans le cas du condensateur et qui n'est autre que l'atmosphère dans l'étude actuelle.

(On appelle diélectrique l'isolant qui se trouve entre les armatures d'un condensateur.

On remarque alors qu'au cours de l'orage, les décharges électriques ont souvent lieu dans les parties de l'atmosphère où se trouvent des gouttes de pluie, ce qui explique que des personnes ont été foudroyées sans qu'elles soient atteintes directement par le fluide.

Comme l'électricité, la foudre suit le chemin le moins résistant, ceci montre qu'il est nécessaire d'éviter les courants d'air.

Dans le premier cas, le phénomène se passe dans des conditions connues, alors

REVUE DES SCIENCES

L'univers en expansion

Longtemps cela a été un dogme que les cieux sont immuables et éternels, de quoi l'on tirait des conclusions optimistes, mais peut-être déçues.

Avec le temps, toutefois, des phénomènes apparurent, qui surprirent. Par exemple, Orion ou la Grande Ourse ne se retrouvent pas dans la même direction à la même heure tous les soirs de l'année. Il semblait y avoir du mouvement. Cette anomalie, toutefois, s'expliqua tant bien que mal.

D'autres événements surgirent, d'interprétation moins facile. De tout temps ont, tout à coup, apparu des étoiles nouvelles, les *Novae*, dans les régions les plus diverses des cieux. D'autre part, les vagabondes du ciel, les comètes, ont souvent inquiété l'homme, bien qu'à la vérité jusqu'ici elles ne l'aient guère incommodé physiquement. Décidément, les cieux ne sont ni immuables ni permanents. On y découvre beaucoup de mouvement et d'irrégularité. Une immensité débordante encore. Car, depuis trente ou quarante ans, les limites du monde céleste ont prodigieusement reculé; l'Univers est apparu démesuré, et, visiblement, ils sont plusieurs. En dehors de la Voie Lactée, à laquelle nous appartenons,

il existe quantité de galaxies, d'univers-îles, séparés les uns des autres, indépendants. Chaque nouvelle conquête instrumentale recule les bornes de l'Univers, des univers, et il a fallu créer une nouvelle unité de longueur, le mégaparsec, qui vaut un million de parsecs, le parsec valant lui-même 3,25 années-lumière, et le mégaparsec, un million de parsec, unité nécessaire à l'indication des distances des nébuleuses — des univers — les plus lointains.

Les cieux sont démesurés : les télescopes le font voir; et ils s'agrandissent encore : le spectroscopie le démontre, et, visiblement, l'Univers est en expansion, en dilatation. D'où le titre d'un captivant petit volume de Sir Arthur Eddington, *The Expanding Universe* (L'Univers en expansion, Cambridge University Press, 3 sh. 6 p.)

Le thème se résume en deux lignes : le monde des astres se dilate, les galaxies se fuient les unes les autres, de telle façon que le volume occupé par elles s'accroît sans cesse. Les cieux sont furieusement en mouvement, en mouvement actuel, et qui s'accroît. De cette débandade, de Sitter a, le premier, eu l'idée en 1917. Ce qu'on en peut savoir, Eddington le résume de façon très intéressante dans ce petit volume — qui, sans doute, sera traduit en français, qui, en tout cas, le mérite.

Au moment présent, l'Univers comprendrait quelque cent mille millions d'univers, îles ou galaxies, et, en gros, chaque galaxie comprendrait cent mille millions d'étoiles, de soleils. M. Perrichon se sentirait plus petit que jamais, et on ne pourrait que l'approuver... Ce qu'il faut voir, c'est que ces galaxies s'éloignent de nous. On a pu évaluer la distance de 90 de

celles-ci : elles sont 85 à se sauver, comme si la Voie Lactée était pestiférée, et 5 seulement à se rapprocher de celle-ci. Fait que le spectroscopie permet de vérifier tous les jours : par exemple, dans les Gémeaux, une nébuleuse nous fuit à la vitesse de 25.000 kilomètres par seconde. D'autres doivent aller plus vite encore : les vitesses augmenteraient avec la distance, de sorte que, s'il y a longtemps que l'Univers se dilate, il y a bien des chances pour que nous ne découvririons jamais les galaxies les plus lointaines, celles qui déjà sont les plus distantes. En 1.300 millions d'années, nous dit Eddington, elles doublent leur distance originelle. Du moins, si l'on interprète correctement la donnée spectroscopique, le déplacement du spectre de la nébuleuse vers le rouge.

Peut-on se faire une idée du temps depuis lequel s'opère cette dilatation des univers? Eddington le croit, et, partant de ce fait que la vitesse d'éloignement des univers-îles est de 528 kilomètres à la seconde par mégaparsec de distance, il arrive à cette conclusion que le rayon initial de l'Univers avant le commencement de la dilatation en cours était de 328 mégaparsecs, de 1.068 millions d'années-lumière. Mais quand?... On ne sait. Et où en sont les choses, quel est le présent rayon de l'Univers? On ne sait. Et comment cela finira-t-il? Vous êtes bien gourmand...

Mais Eddington a prévu le cas. En somme, la dilatation de l'embryon de l'Univers a dû commencer il y a environ 10.000.000.000 d'années seulement. Elle aboutira à la séparation des différentes galaxies par des distances telles qu'il sera impossible de rien savoir, dans l'une, des

autres : mais les galaxies elles-mêmes ne seront pas détruites de ce fait. Chacune d'elles périra ultérieurement, sans doute, de quelque maladie non encore déterminée, mais vraisemblablement par mort thermique, par dégradation de l'énergie, par entropie.

On observera qu'à la force newtonienne d'attraction des corps, s'en ajoute une autre, de répulsion cosmique, qui dépend de la constante cosmique et lui est proportionnelle. Cette répulsion cosmique est imperceptible dans le système solaire. Mais elle est d'autant plus existante et appréciable que l'on considère des groupes plus éloignés. Et, à 150 millions A. L., elle existe et est dominante; elle l'emporte sur l'attraction. Cette répulsion cosmique, dit Eddington, dépend de la constante cosmique introduite par Einstein dans sa loi de gravitation, et dont la valeur dépend de la vitesse d'éloignement des objets éloignés par seconde et par distance en mégaparsecs. Cette valeur serait de 528 pour Eddington (vitesse d'éloignement), qui, toutefois, se demande si elle n'est pas du double environ, en réalité.

L'éminent physicien de Cambridge s'occupe nécessairement du rayonnement cosmique, lequel semble nous arriver des profondeurs de l'espace. Ce rayonnement, qui aurait été engendré depuis le commencement des temps (??), a été beaucoup discuté, est peut-être bien enfermé dans un espace clos, sphérique, ce qui explique qu'il vienne de toutes directions. Il est d'origine atomique : mais laquelle? Et que devient-il? Fait-il retour à la matière? De Sitter en doute, car la somme totale de rayonnement dans l'Univers, mesurée par la masse ou l'énergie, est en diminution.

Le nombre des quanta reste constant, mais l'énergie de chaque quantum diminue.

Au total, l'Univers change, et avec une vitesse considérable, peut-être inquiétante. Car il ne peut être aussi vieux qu'on l'a cru. Et il ne saurait rester bien longtemps jeune, du train dont il va. Que se passera-t-il quand toutes les galaxies se seront éparpillées, séparées les unes des autres, se fuyant si vite que la lumière même ne saurait passer l'intervalle — la fuite se faisant à une vitesse supérieure à celle de la lumière? Que se passera-t-il dans chacun de ces univers épars, qui s'ignorent sans doute? La dilatation est-elle réelle?

En tout cas, elle présente ceci de particulier que, dans un monde qui se dilate, ni vous ni moi ne changeons de dimensions. Le phénomène se passe dans l'espace sphérique, et voilà pourquoi il ne nous incommodé pas, bien que l'homme soit très porté à exagérer son importance cosmique. Il ne faut pas s'imaginer que, dans cette dilatation, cette expansion, de l'Univers, le chat va devenir gros comme l'éléphant, que les distances vont s'accroître entre les électrons dans l'atome, entre planètes dans le système solaire. Seuls, se dilatent les espaces intergalactiques, mais les galaxies elles-mêmes ne sont pas affectées, et tout leur contenu, tous leurs éléments, conservent leurs dimensions et écartements, parce que, dans ces systèmes insignifiants, l'attraction l'emporte de beaucoup. Ces systèmes mourront de façon différente, de quelque maladie qui leur sera propre. Mais nous n'en sommes pas là. Nous avons beaucoup de noix à ouvrir; nous avons à suivre les progrès du phénomène. Si ce n'est pas une continuation de la création,

c'est, tout au moins, une phase de l'évolution, et non la moins imposante.

HENRY DE VARIGNY.

Les neiges colorées

Contrairement à ce que croient beaucoup de personnes, les neiges et les pluies ne sont jamais de l'eau chimiquement pure. Elles contiennent, notamment, certaines substances minérales, un peu d'ozone, quelques particules électrisées ou radioactives, etc...

En général, ces divers éléments sont en petite quantité ; mais, parfois, ils sont assez abondants pour donner aux eaux tombées du ciel une coloration très marquée. C'est ainsi que dans les hautes régions des Alpes, dans les contrées circumpolaires et même dans d'autres lieux, on a signalé souvent la chute de neiges colorées de différentes teintes : rouge, jaune, bleue, noire, violet-brun.

L'imagination ignorante des foules a créé les hypothèses les plus fantaisistes considérant les neiges colorées comme des présages de malheur. On appelait *neiges de sang*, celles qui étaient colorées en rouge, et *neiges de soufre*, celles qui étaient colorées en jaune.

La neige rouge est celle dont l'existence a été le plus souvent rapportée ; sa teinte, en effet, est particulièrement sensible à la vue, par le contraste qu'elle offre avec la blancheur immaculée du pourtour. On est assez mal fixé sur la cause exacte de l'étrange phénomène. Il nous souvient d'avoir lu une note dans laquelle la rougeur de la neige était attribuée à une algue voisine de celle qui donne aux troncs d'arbres leur coloration verte... A notre connaissance, cette algue n'a jamais été identifiée ; mais on a réellement reconnu, dans les neiges rouges tombées dans les Alpes, les Carpathes, les Andes, et les régions polaires, un microorganisme de 25 millièmes de millimètre de longueur, mobile au moyen de deux cils vibratiles ; ce petit végétal paraît être le frère jumeau d'une algue qui tapisse en rougecinabre les abreuvoirs en bois des montagnes.

M. Chodat a découvert une autre espèce d'algue dans la neige rouge du col des Ecandies, mais la coloration observée ne peut pas à son avis être certainement attribuée à ce microorganisme. « Il semble, écrit le professeur Henri Coupin, que certaines espèces d'algues ne deviennent rouges que lorsqu'elles vivent dans la neige. » La coloration rouge de cette dernière serait due à un phénomène d'adaptation au milieu.

Lors de sa campagne arctique, le duc d'Orléans recueillit de notables quantités de neige jaune. Les êtres microscopiques qui habitaient cette neige bizarre furent étudiés par le professeur A. Meunier, de l'université de Louvain. La faune mise en évidence par les travaux fut très variée. La plupart des microorganismes observés avaient une allure globulaire et une surface lisse dépourvue de tout cil vibratile susceptible de permettre le mouvement. Mais, ce qui surprit, et à juste titre, le savant belge, c'est l'existence, dans chaque globule, en dehors de gouttelettes d'huile, de deux gros — tout est relatif — grains de fécule. Ceux-ci constituaient évidemment, une réserve pour les mauvais jours.

M. Meunier constata également la présence d'une trentaine d'espèces microscopiques nommées *Diatomées*, et *Péridiniacées*, microscopiques aussi, ayant les formes les plus inattendues et les plus charmantes : coffrets minuscules, toupies élégamment guillochées, haltères hérissées de pointes, boules couvertes d'aiguillons, des algues filamenteuses, des protozoaires, animaux unicellulaires, dont certains vêtus de grains de sable, etc...

Tous ces petits êtres, qui sont reproduits dans le remarquable *Album général des cryptogames*, de M. Henri Coupin, vivaient dans la neige comme chez eux, et se nourrissaient vraisemblablement de poussières apportées par le vent, et parmi lesquelles on a reconnu des grains de pollen de pin et de différentes plantes à fleurs, des spores de divers cryptogames vasculaires ou de champignons, ainsi que des fibres ou des cellules de végétaux supérieurs.

Le moyen d'improviser un baromètre ?

On triture, tout ensemble, pour bien les pulvériser : 8 grammes de camphre ; 4 grammes de salpêtre et 2 grammes de sel ammoniac, en y ajoutant quelques gouttes d'alcool, pour faciliter la trituration. On dissout ce mélange dans 60 grammes d'alcool et l'on verse cette dissolution dans un flacon de forme allongée, comme celui qui sert à la vente des eaux de Mélisse. On ferme le flacon avec un petit morceau de vessie, que l'on perce au milieu d'un coup d'épingle, pour laisser entrer l'air en contact avec le liquide.

Quand les particules solides qui sont en suspension dans le liquide se réuniront au fond, tandis que ce liquide sera limpide, on pourra prévoir du beau temps. Lorsque les particules monteront graduellement et flotteront au milieu du liquide, sans le troubler, il faudra s'attendre à la pluie. Et, à l'approche des grands vents, il se formera une légère couche de matières solides à la surface du liquide, qui s'élevassera et tremblera en fermentation.

Il fut récemment question, ici-même, de la prévision du temps, et de la difficulté que le météorologiste éprouve à formuler des prévisions à longue échéance, à prédire le temps des mois et des années à l'avance. L'abbé Gabriel, on le sait, considère toutefois le problème comme pouvant être résolu. Sa méthode, en la ma-

tière, est autre que celle dont il fait usage dans les prévisions quotidiennes qu'il fait paraître à *l'Intransigeant*. Elle repose sur une périodicité. L'abbé Gabriel a constaté, en 1924, l'existence d'un cycle luni-solaire de 3.72 ans, qui ramène le Soleil, la Terre et la Lune à peu près exactement dans les mêmes situations respectives. En outre, les grands hivers et les grands étés se reproduiraient selon le même rythme, et l'abbé Gabriel insistait sur le fait dans une note à l'Académie des sciences en 1925 : il a encore publié un article sur la question dans la *Revue Scientifique*.

Grâce à la méthode qu'il a élaborée en prenant pour base la périodicité indiquée plus haut, l'abbé Gabriel a pu annoncer l'été chaud de 1928 et l'hiver froid de 1928-1929. Cette année 1932, il a pu annoncer les froids tardifs de février-mars, et le double caractère de l'été, pluvieux dans sa première partie, sec et chaud dans la seconde, comme nous nous le rappelons.

Ses prévisions quotidiennes, l'abbé Gabriel les base sur l'étude des cartes synoptiques et l'observation des nuages supérieurs, et voici vingt-cinq ans qu'il les formule.

Pour ce qui est des prévisions à échéance moyenne, une dizaine de jours, la méthode, dit l'abbé Gabriel, n'est pas tout à fait encore au point. Mais la prévision se fait d'après le déplacement des anticyclones, et celui des courbes paraboliques décrites par les dépressions à la surface du globe. Voilà où en est la question d'après la communication que l'abbé Gabriel a bien voulu nous faire, et dont il le faut remercier.

Les grands froids,

En 1760, l'Atlantique et le Rhône étaient de gigantesques patinoires et en 1733, le Po fut entièrement gelé de Côme à la mer, soit sur 300 Kilomètres environ.

En 1494, 1594 et 1638, la glace emprisonna les galères dans le port de Marseille.

La Seine fut gelée à plusieurs reprises, notamment en 1776, en 1788 et en 1829. Mais c'est au 17^e siècle qu'elle demeura prise le plus longtemps, du 2 décembre 1676 au 13 janvier 1677 c.à.d. pendant 43 jours consécutifs.

