

Les phénomènes électriques dans l'atmosphère *

Si la foudre reste le phénomène le plus spectaculaire et le plus connu parmi les manifestations électriques dans l'atmosphère, il existe bien d'autres aspects de l'électricité atmosphérique dont certains ont une importance pratique considérable (par exemple le rôle joué par l'ionosphère dans la propagation des ondes radio). L'ensemble de ces phénomènes peut, au niveau de l'enseignement secondaire, constituer un champ d'application particulièrement intéressant (et parfois inattendu) des lois générales de l'électrostatique et de l'électrocinétique.

1. ATMOSPHERE, ELECTROSPHERE, IONOSPHERE.

La Terre peut être considérée comme un conducteur approximativement sphérique chargé en permanence négativement. La charge globale portée par la Terre est de l'ordre de 550 000 coulombs. Le potentiel croît régulièrement à partir de la Terre (dont le potentiel est fixé arbitrairement à zéro) jusqu'à une altitude de l'ordre de 50 km au-delà de laquelle le potentiel reste pratiquement constant (environ 300 kV) : c'est l'*électrosphère*. Sa conductivité électrique est suffisamment grande pour que l'on puisse considérer cette région de l'espace comme ayant les propriétés d'un conducteur. Ainsi, l'ensemble Terre, Atmosphère, Electrosphère se présente un peu comme un condensateur sphérique, mais l'analogie n'est pas parfaite ; en effet, la surface intérieure de l'électrosphère ne porte pas de charges positives, celles-ci étant réparties dans l'atmosphère. A l'intérieur de l'électrosphère se situent des couches fortement ionisées qui constituent l'*ionosphère*. On distingue : la couche D située à une altitude voisine de 80 km et dont la charge d'espace est de quelques milliers d'électrons par centimètre cube ; la couche E vers 100 km qui contient environ 10^5 électrons par cm^3 ; la couche F_1 vers 170 km dont la concentration est le double de celle de E et enfin la couche F_2 observable vers 300 km qui atteint 10^6 électrons par cm^3 . L'existence de ces couches ionisées est due à l'ionisation de l'oxygène et de l'azote atmosphérique par les radiations ultraviolettes et X émises par le soleil. Aussi, l'ionisation de ces couches est-elle fonction de la distance zénithale du

(*) Conférence du stage organisé par le C.N.E.S. et l'U.d.P. à Strasbourg en septembre 1979.

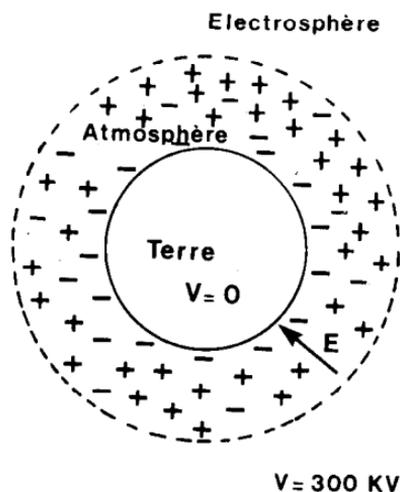


Fig. 1

soleil. Les concentrations sont maximales vers midi (sauf pour F_2), ce qui prouve que l'équilibre est rapidement atteint entre la production et la disparition des charges par recombinaison des électrons avec les ions positifs. Seule la couche F_2 la plus élevée persiste la nuit, la vitesse de recombinaison étant plus lente par suite de la raréfaction de l'atmosphère.

La mise en évidence de ces couches est possible par la méthode des échos qui consiste à envoyer vers l'ionosphère des signaux radio-électriques très brefs de fréquence variable.

On constate que pour une couche donnée, le signal est réfléchi si la fréquence est inférieure à une fréquence critique f_c au-delà de laquelle l'onde traverse la couche après avoir subi un certain amortissement. On montre que la fréquence critique correspond à la fréquence des oscillations libres des électrons dans le milieu ionisé (plasma). Celle-ci peut être déterminée simplement par le raisonnement suivant : considérons un milieu ionisé comprenant par unité de volume N électrons et N ions positifs. Imaginons un mouvement longitudinal des électrons, les ions positifs restant pratiquement immobiles par suite de leur plus grande inertie. La tranche d'électrons (de charge e et de masse m) située initialement à l'abscisse x se trouve à l'instant t à l'abscisse $x + s(x, t)$. Ce déplacement d'une charge négative $N s e$ par

unité de section laisse derrière elle une charge positive de même grandeur qui crée en son voisinage un champ $E = \frac{\sigma}{\epsilon_0} = \frac{N s e}{\epsilon_0}$.

Chaque électron placé dans ce champ est soumis à une force de rappel $-eE$. L'équation du mouvement d'un électron est :

$$m s = - \frac{N e^2}{\epsilon_0} s.$$

Le mouvement est harmonique, de pulsation : $\omega = \sqrt{\frac{N e^2}{\epsilon_0 m}}$

et de fréquence :

$$f = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{N e^2}{\epsilon_0 m}}$$

Par exemple, la couche E pour laquelle la concentration maximale d'électrons est de l'ordre de $N = 10^{11} \text{ m}^{-3}$ correspond à une fréquence critique $f_c = 2,85 \cdot 10^6$, soit à une longueur d'onde $\lambda_c = 105 \text{ m}$.

Ainsi la couche E réfléchit-elle les ondes hectométriques (ondes moyennes) alors que la couche D et la couche F ($F_1 + F_2$) réfléchissent respectivement les ondes kilométriques (ondes longues) et décamétriques (ondes courtes). On comprend l'impor-

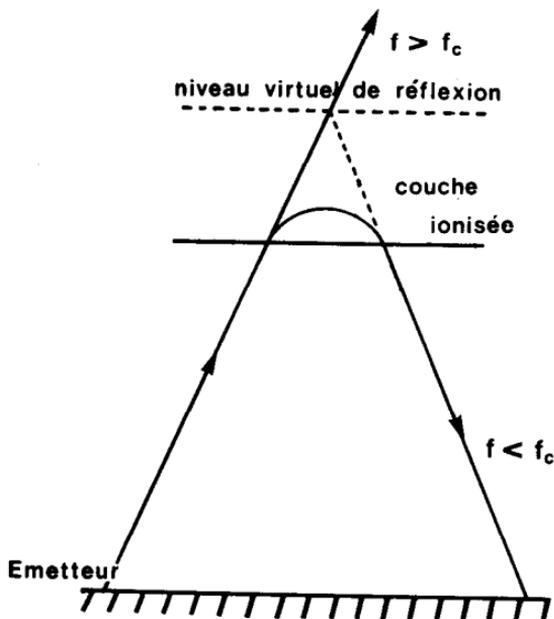


Fig. 2

tance de l'ionosphère dans la propagation des ondes hertziennes. Grâce à elle les ondes peuvent atteindre des lieux situés très au-delà de l'horizon. L'existence des couches ionisées étant essen-

tiellement dépendante du rayonnement solaire, cela explique les modifications observées dans la réception des ondes en cours de journée. En particulier, les ondes longues sont mal reçues après le coucher du soleil, la couche D qui les réfléchit pendant le jour disparaissant la nuit. Par contre, les ondes courtes sont mieux reçues pendant la période nocturne car elles peuvent être réfléchies par la couche la plus élevée (F_2) sans être gênées par l'absorption des couches inférieures. En période de grande activité solaire (éruptions dans la chromosphère solaire), on observe par contre un renforcement des ondes longues dû à une augmentation de l'ionisation de la couche D et un affaiblissement (ou même la disparition) des ondes courtes qui sont alors absorbées par cette couche.

En ce qui concerne l'*atmosphère*, celle-ci est le siège d'un gradient de potentiel dirigé verticalement vers le haut, ce qui correspond à un champ électrique $\vec{E} = -\vec{\text{grad}} V$ dirigé vers le sol. En période de beau temps, l'intensité de ce champ est de l'ordre de 120 volts par mètre. La charge spatiale ρ peut être déduite de l'équation de Poisson $\frac{\partial E}{\partial z} = \frac{\rho}{\epsilon_0}$ (z étant la coordonnée verticale).

Au voisinage du sol, ρ est d'environ une dizaine de charges élémentaires par cm^3 . La grandeur du champ électrique peut être déterminée expérimentalement par la mesure directe de la différence de potentiel entre deux points situés verticalement à une certaine distance l'un de l'autre. En fait, la conductibilité atmosphérique étant faible, la mise en équilibre du potentiel des sondes avec celui de l'atmosphère est lente (constante de temps de l'ordre d'un quart d'heure). On accélère cette mise en équilibre en rendant radioactive l'extrémité des sondes afin d'augmenter par ionisation la conductivité de l'atmosphère en leur voisinage.

Une autre méthode (qui est la plus couramment utilisée) consiste à utiliser un moulin à champ. Il est constitué par une plaque conductrice plane P (de surface S) qui est alternativement exposée au champ électrique terrestre (fig. 3a) et masquée par l'interposition d'une plaque P' (fig. 3b) disposée sur l'axe d'un moteur. La plaque P étant réunie à la Terre par l'intermédiaire d'une résistance R, celle-ci est alternativement parcourue par un courant i correspondant au déplacement de la charge $Q = \sigma S$ (la densité superficielle de charge σ étant de l'ordre de 10^{-9} C/m² en période de beau temps). Si l'on veut mesurer le courant i , la résistance R doit être la plus faible possible. Au contraire, on peut prendre une résistance très grande et mesurer, à l'aide d'un électromètre, les variations de potentiel à ses bornes.

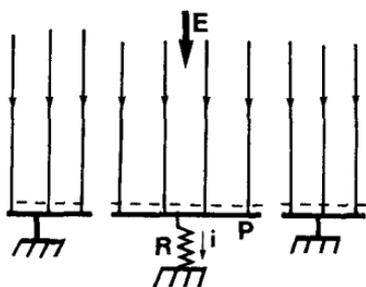


Fig. 3 a.

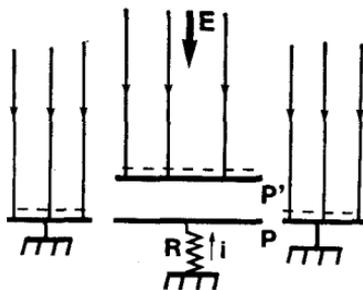


Fig. 3 b.

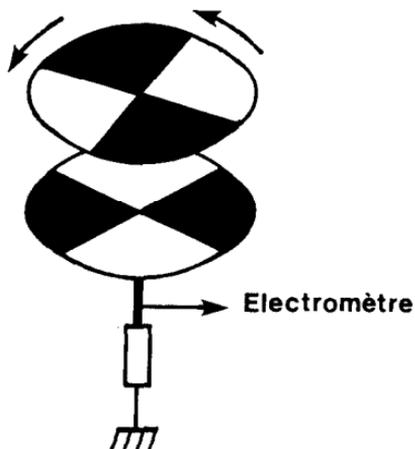


Fig. 3 c.

Rappelons que le champ E peut être fortement modifié par la présence de bâtiments, d'arbres... à proximité du moulin à champ ; il faut donc prendre la précaution de disposer l'appareil mesureur en terrain plat, loin de toute cause perturbatrice.

2. LES IONS ATMOSPHERIQUES.

a) Production :

Les ions des deux signes qui se trouvent normalement dans l'atmosphère ont une double origine : la radioactivité naturelle du sol et le rayonnement cosmique. Au voisinage du sol, ce sont le Radon et le Thoron, émanations du Radium et du Thorium

contenus dans le sol, qui ionisent l'atmosphère. La production est d'environ une dizaine de paires d'ions des deux signes par cm^3 et par seconde. En altitude, c'est le rayonnement cosmique (rayons X, protons, particules α et noyaux lourds) qui est prépondérant. Les deux effets ont une importance de même ordre vers 1 km d'altitude.

b) Classification :

La grandeur caractérisant l'ion et qui est accessible à la mesure est sa mobilité définie par le rapport $K = \frac{v}{E}$ de sa vitesse v acquise dans un champ électrique E . La mobilité de l'ion est évidemment fonction de sa dimension. On distingue :

- les *petits ions* dont la mobilité est de l'ordre de $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{V}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$. Ils sont produits directement par ionisation des molécules d'air suivant le schéma de la fig. 4.

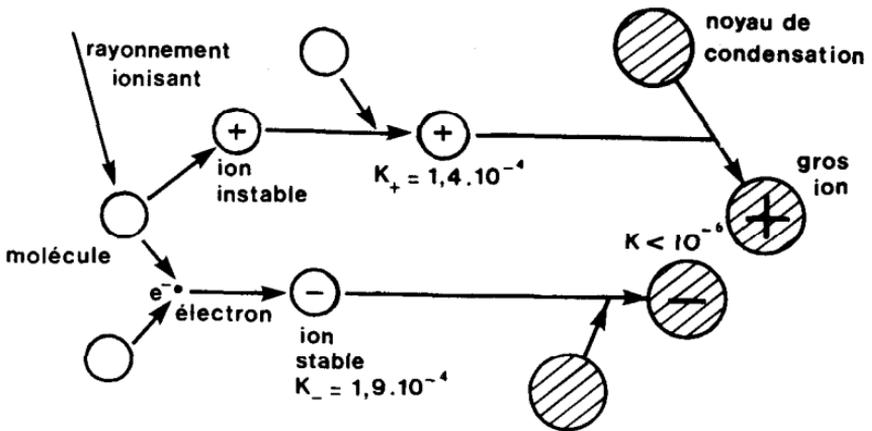


Fig. 4

Les formules théoriques qui relient leur mobilité à leur taille montrent que celle-ci est bien de dimension moléculaire. Leur nombre est variable, en moyenne quelques centaines par cm^3 ;

- les *gros ions* : ils sont produits par la captation des petits ions par les particules plus grosses que constituent les noyaux de condensation atmosphériques. La mobilité des gros ions est, suivant leur taille, de 100 à 100 000 fois celle des petits ions. Leur concentration est très variable et dépend essentiellement de l'état de pollution de l'atmosphère, leur nombre va de quelques centaines par cm^3 pour des atmosphères pures (haute montagne, air océanique) à plusieurs centaines de milliers pour des lieux pollués comme les centres urbains.

c) **Equilibre ionique :**

Un équilibre s'établit entre la production des petits ions, leur disparition par recombinaison entre eux, leur combinaison avec des gros ions de signe contraire et leur fixation sur des particules neutres. A noter que lorsque les petits ions perdent leur charge (par recombinaison entre eux), ils redonnent les molécules neutres dont ils sont issus et cessent d'avoir toute individualité alors que les gros ions neutralisés restituent les noyaux de condensation qui continueront éventuellement à jouer un rôle dans la microphysique de l'atmosphère.

d) **Compteur d'ions :**

Le principe des appareils de détection des ions atmosphériques consiste à faire passer l'air ionisé entre les armatures d'un condensateur entre lesquelles on établit un champ E de manière à collecter les ions d'un même signe par l'une des armatures. A titre d'exemple, considérons un condensateur cylindrique de longueur L dont les armatures soumises à une d.d.p. V ont pour rayon a et b . Le champ E à une distance r de l'axe du condensateur est :

$$E = \frac{V}{r \operatorname{Log} \frac{a}{b}}$$

Faisons passer un flux d'air ionisé avec la vitesse U . La vitesse de déplacement d'un ion de mobilité K est :

$$\frac{dr}{dt} = KE \quad \text{d'où} \quad dt = \frac{\operatorname{Log} \frac{a}{b}}{KV} dr.$$

Le temps mis par un ion pour aller d'une armature à l'autre est :

$$T = \frac{\operatorname{Log} \frac{a}{b}}{KV} \int_a^b r dr = \frac{b^2 - a^2}{2} \cdot \frac{\operatorname{Log} \frac{a}{b}}{KV}.$$

Pour que tous les ions soient collectés, il faut que :

$$T < \frac{L}{V}, \quad \text{soit} \quad U < \frac{2 KVL}{(b^2 - a^2) \operatorname{Log} \frac{a}{b}}$$

ou encore :

$$V > \frac{U(b^2 - a^2) \operatorname{Log} \frac{a}{b}}{2KL} = V_c$$

Le courant recueilli est alors $I = \pi q(b^2 - a^2)$ où q est la charge spatiale qu'il est possible de déterminer par la mesure de I . Le nombre d'ions est calculable si l'on fait l'hypothèse que chaque ion ne porte qu'une charge élémentaire. Si $V < V_c$, seuls les ions entrant à une distance $a < R < b$ seront collectés.

On a alors : $U(b^2 - R^2) \operatorname{Log} \frac{a}{b} = 2KVL$. Le courant recueilli sera : $i = \pi q U(b^2 - R^2) = \frac{2\pi q KVL}{\operatorname{Log} \frac{a}{b}}$, formule qui permet de calculer la mobilité K des ions.

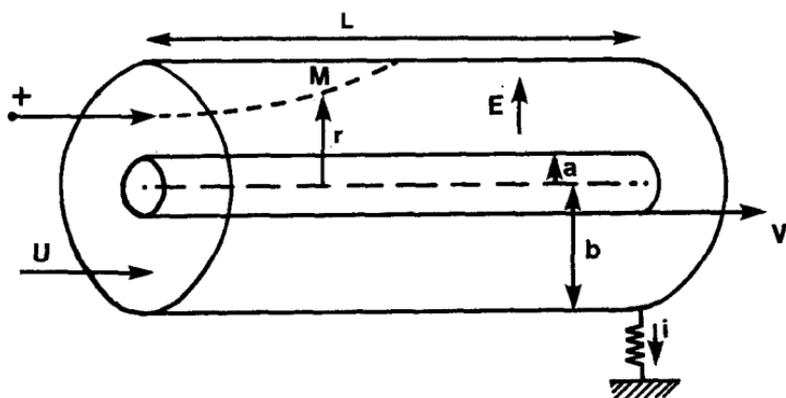


Fig. 5

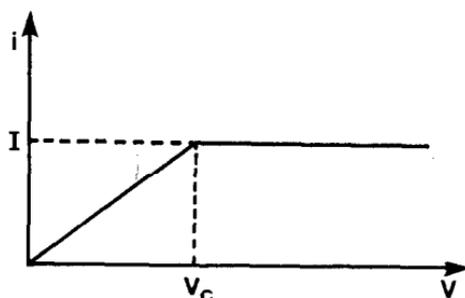


Fig. 6

3. LES COURANTS IONIQUES DANS L'ATMOSPHERE.

On peut distinguer divers types de courants dus aux mouvements des ions dans l'atmosphère.

a) Le courant de conduction :

Il est dû au mouvement simultané des ions des deux signes dans le champ électrique atmosphérique. La densité de courant dû au déplacement des n_+ ions positifs (par unité de volume) de charge q_+ avec la vitesse v_+ est :

$$i_+ = n_+ q_+ v_+ = n_+ q_+ K_+ E = \gamma_+ E$$

où γ_+ est la conductivité due aux ions positifs. De même, les ions négatifs qui se déplacent en sens contraire du champ participent pour leur part à un courant $i_- = \gamma_- E$. Au total, la densité du courant de conduction est $i = \gamma E$ où $\gamma = \gamma_+ + \gamma_-$ est la conductivité de l'atmosphère. Le courant de conduction est de l'ordre de 2 à 3 10^{-12} A. m⁻², soit pour tout le globe une intensité de 1500 A environ. A noter que ce sont les petits ions qui contribuent à ce courant, les gros ions dont la mobilité est plus faible, y participent pour une part négligeable. Le champ électrique au voisinage de la Terre est :

$$E = \frac{\sigma}{\epsilon_0} = \frac{Q}{\epsilon_0 S}$$

où Q est la charge négative de la Terre et S sa surface.

Le courant de décharge dû à l'arrivée d'ions positifs est :

$$\frac{dQ}{dt} = -i_+ S = -\gamma_+ ES = -\gamma_+ \frac{Q}{\epsilon_0}$$

$$\int_{Q_0}^0 \frac{dQ}{Q} = -\frac{\gamma_+}{\epsilon_0} \int_0^t dt \quad Q = Q_0 e^{-\frac{\gamma_+}{\epsilon_0} t}$$

Si l'on considère une atmosphère contenant 500 petits ions positifs par cm³ dont la mobilité est $K_+ = 1,4 \cdot 10^{-4}$ m². v⁻¹. s⁻¹ et portant une charge élémentaire, $e = 1,6 \cdot 10^{-19}$ C, la conductivité due aux ions positifs est :

$$\gamma_+ = 5 \cdot 10^8 \times 1,6 \cdot 10^{-19} \times 1,4 \cdot 10^{-4} = 1,12 \cdot 10^{-14} \Omega^{-1} \text{ m}$$

et la constante de temps :

$$\tau = \frac{\epsilon_0}{\gamma_+} = 790 \text{ s} \approx 13 \text{ mn.}$$

Ainsi, au bout d'un temps relativement court, la charge négative de la Terre serait neutralisée par l'apport de charges positives. Comme la charge négative de la Terre est permanente,

il faut imaginer d'autres types de transfert de charges pour expliquer cette maintenance.

b) Le courant de convection :

Il correspond aux mouvements convectifs naturels qui entraînent les charges en altitude avec une vitesse \vec{v} , ce qui produit un courant de densité $\vec{i} = q\vec{V}$. Celui-ci est surtout important sous les nuages orageux, là où les courants ascendants emportent la charge spatiale produite au sol par effet de pointe (voir § f).

c) Le courant de diffusion :

Il est égal à $\vec{i} = -D \overrightarrow{\text{grad}} q$ où D est le coefficient de diffusion des ions dans l'atmosphère. Il tend à homogénéiser la concentration en ions lorsqu'il existe un gradient de charge spatiale.

d) Le courant de déplacement :

Lorsque le champ électrique atmosphérique varie, la charge au sol varie également. Si l'on considère la fig. 3 a, on voit qu'une augmentation de la valeur absolue du champ provoquera l'arrivée d'une charge négative supplémentaire à travers la résistance R. Tout se passe comme si, au courant de conduction, venait s'ajouter un courant, dit de déplacement de densité :

$$\vec{i} = \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}$$

e) Le courant de précipitation :

Les éléments de précipitation (gouttes de pluie, neige...) sont plus ou moins chargés d'un signe ou de l'autre. Leur charge est très variable mais on estime que globalement la charge apportée sur l'ensemble du globe est positive.

f) Le courant de décharge par effet de pointe :

Sous les nuages orageux, le champ peut atteindre des valeurs très importantes de l'ordre de 10^3 à 10^4 V.m⁻¹ ou même plus, valeurs qui peuvent être encore augmentées au voisinage des pointes (arbres, végétations...). Les ions atmosphériques accélérés par ces champs intenses sont alors capables de produire d'autres ions par collision avec les molécules d'air (effet couronne).

Le champ sous un nuage orageux étant généralement inversé par rapport à celui du beau temps, c'est-à-dire dirigé vers le haut, les ions positifs fournis par l'effet de pointe produiront un cou-

rant ascendant qui peut atteindre 1 ampère sous le nuage, pendant que les charges négatives s'écouleront au sol par les pointes. On estime à environ 3 000 le nombre d'orages existant à chaque instant sur la planète. Bien que l'effet de pointe soit très localisé, il permet d'expliquer la maintenance de la charge négative terrestre par l'apport de charges négatives au sol.

g) Les éclairs :

Ils correspondent à des décharges entre le nuage et le sol apportant globalement des charges négatives à la Terre.

Le bilan de tous ces courants est difficile à évaluer quantitativement. Ce que l'on peut dire c'est que le nuage orageux joue le rôle d'un générateur qui s'insère dans le circuit fermé constitué par les différents mouvements de charges et dans lesquels l'effet de pointe et le courant de conduction jouent les rôles prépondérants.

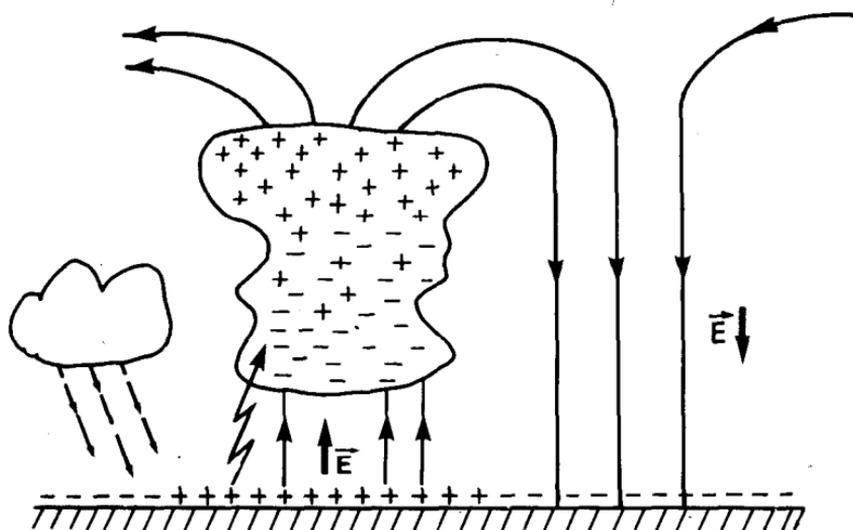


Fig. 7

4. L'ELECTRISATION DES NUAGES ORAGEUX.

a) Structure électrique d'un nuage orageux (cumulonimbus) :

L'électrification des nuages orageux est un phénomène encore mal connu. De nombreuses théories tentent de l'expliquer. Parmi celles-ci, plusieurs mécanismes de séparation de charges de signes contraires ont été proposés : par exemple la captation sélective d'ions d'un seul signe par les gouttes nuageuses polarisées par influence dans le champ électrique atmosphérique et qui tombent

en chute libre (fig. 8 a), le rebondissement de gouttelettes sur des grosses gouttes polarisées ou sur des cristaux de glace (fig. 8 b); la rupture de gouttes qui ont atteint la taille limite compatible avec leur stabilité (fig. 8 c), etc.

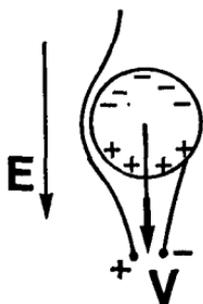


Fig. 8 a.

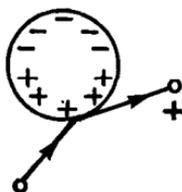


Fig. 8 b.

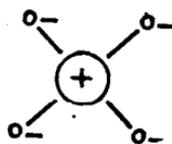


Fig. 8 c.

La dynamique du nuage serait pour d'autres responsable de l'électrification, les courants ascendants qui alimentent le nuage emportant vers le sommet la charge spatiale positive, les courants compensateurs descendants à la périphérie du nuage amenant vers le bas les charges négatives provenant du dessus du nuage et qui ont été attirées par la charge positive supérieure. Dans l'état actuel de nos connaissances, il est difficile de faire la part des origines microphysiques et dynamiques de l'électrification. Quoi qu'il en soit, on admet que le nuage est généralement chargé positivement vers le haut et négativement vers le bas, l'ensemble étant globalement neutre. Un modèle très schématique consiste à assimiler l'ensemble à un dipôle dont les charges seraient de l'ordre d'une vingtaine de coulombs. Si l'on admet cette hypothèse simplificatrice, il est alors facile de calculer le champ créé au sol par le dipôle, et son image par rapport au sol considéré comme un conducteur plan au potentiel zéro.

Le champ créé par la charge $-Q$ situé en A est :

$$E_1 = \frac{Q}{4 \pi \varepsilon_0 (x^2 + h^2)}$$

Pour le dipôle (A, A') :

$$\begin{aligned} E' &= 2 E_1 \cos \alpha = \frac{2 Q}{4 \pi \varepsilon_0 (x^2 + h^2)} \cdot \frac{h}{(x^2 + h^2)^{1/2}} \\ &= \frac{2 Q h}{4 \pi \varepsilon_0 (x^2 + h^2)^{3/2}} \end{aligned}$$

De même pour le dipôle (B, B'). Au total :

$$E = E' - E'' = \frac{2Q}{4\pi\epsilon_0} \left[\frac{h}{(x^2 + h^2)^{3/2}} - \frac{H}{(x^2 + H^2)^{3/2}} \right]$$

Pour des charges de ± 20 coulombs situées à $h = 3$ km et $H = 6$ km, on trouve un champ maximal sous le nuage de $51,8$ kV. m⁻¹. Le champ s'inverse ($E = 0$) à une distance $X \approx 6$ km.

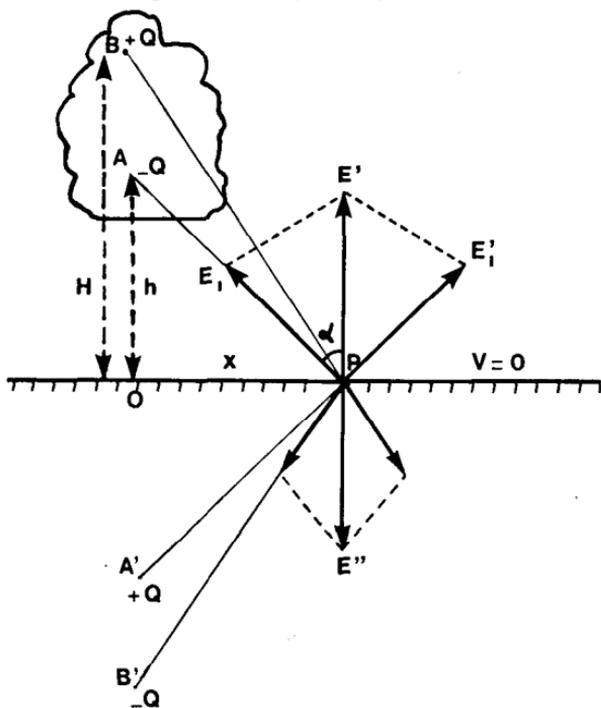


Fig. 9

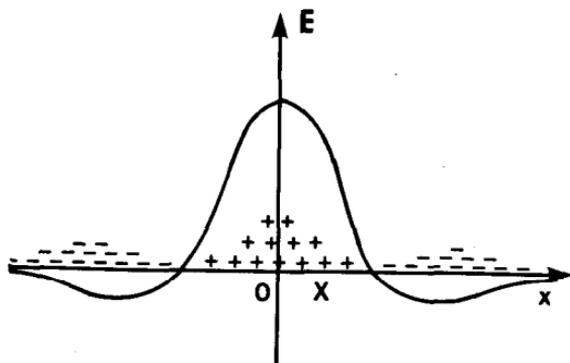


Fig. 10

b) L'éclair :

Les champs électriques à l'intérieur du nuage peuvent atteindre des valeurs importantes ($\gg 10^4 \text{ V. m}^{-1}$) et il s'établit des différences de potentiel de l'ordre de 10^8 à 10^9 V entre le nuage et la Terre. Néanmoins ces différences de potentiel sont très inférieures aux tensions rendant possible une décharge disruptive.

Un éclair se compose d'une série de pré-décharges (traits flèches) de faible luminosité, partant du nuage et progressant par bonds successifs vers la Terre jusqu'à ce que la jonction soit faite avec les effluves montant du sol. Un trait brillant part alors du sol et remonte vers le nuage par le canal pré-ionisé. Un nouveau traceur part de nouveau du nuage en un ou deux traits flèches et un deuxième trait de retour remonte vers le nuage. On a ainsi une succession de 3 ou 4 traits brillants de retour. L'ensemble des décharges dure de quelques dixièmes de seconde à 2 s. La largeur du canal est de l'ordre de quelques centimètres et l'intensité est d'environ 20 000 A pour une charge transportée de 20 à 30 C. La température du canal atteint $1\,000^\circ$ à $2\,000^\circ \text{ C}$, produisant un échauffement et une rapide détente, cause du tonnerre. La décharge correspond à une énergie d'environ 10^{10} Joules.

Quant à la foudre en boule, elle reste encore un des mystères de la nature, les théories qui tentent de comprendre le phénomène ne sont guères convaincantes. En particulier, il est difficile d'expliquer la durée du phénomène (plusieurs secondes, voire la minute) sans un apport d'énergie extérieur qu'il est bien malaisé d'imaginer.

R. PICCA,

*Laboratoire de Physique de l'Atmosphère
(Université Paul-Sabatier de Toulouse).*
