



**HAL**  
open science

# Étude du champ électrique terrestre, de l'ionisation atmosphérique et du courant vertical au Scoresby Sund, pendant l'année polaire ( Suite)

A. Dauvillier

► **To cite this version:**

A. Dauvillier. Étude du champ électrique terrestre, de l'ionisation atmosphérique et du courant vertical au Scoresby Sund, pendant l'année polaire ( Suite). *Journal de Physique et le Radium*, 1936, 7 (1), pp.40-48. 10.1051/jphysrad:019360070104000 . jpa-00233383

**HAL Id: jpa-00233383**

**<https://hal.science/jpa-00233383>**

Submitted on 4 Feb 2008

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# ÉTUDE DU CHAMP ÉLECTRIQUE TERRESTRE, DE L'IONISATION ATMOSPHERIQUE ET DU COURANT VERTICAL AU SCORESBY SUND, PENDANT L'ANNÉE POLAIRE (Suite) <sup>(1)</sup>.

Par M. A. DAUVILLIER.

## II. Conductibilité.

**Appareils.** — Les conductibilités, dues aux petits ions positifs et négatifs, ont été mesurées deux fois par jour, lorsque les conditions météorologiques le permettaient, à midi et à minuit (temps de Greenwich <sup>(2)</sup>) au moyen d'aspirateurs de Gerdien, munis d'électromètres bifilaires de Wulf, du modèle utilisé à l'Institut de Physique du Globe de Paris.

Ces aspirateurs G, d'un diamètre de 16 cm, étaient disposés en série, comme le montre, en plan, la figure 3, afin que l'air, parfois très froid, aspiré durant chaque mesure (4 min) ne pénètre pas dans le laboratoire. Ils ne pouvaient donc être utilisés que successivement. Le coffret de jonction C, fixé au plafond, contenait les moteurs M actionnant les ventilateurs. Afin de prévenir toute entrée de neige, durant les périodes de non utilisation, les orifices d'aspiration pouvaient être obturés par un large clapet K manœuvrable de l'intérieur. Au mois de juin, il fut nécessaire de les garnir de gaze pour prévenir l'aspiration des moustiques ! Pendant les mesures, la partie centrale des tubes d'aspiration était fortement chauffée par un enroulement de nichrome N absorbant une centaine de watts pour prévenir le givre. Néanmoins, toute mesure devenait impossible dès que l'air contenait en suspension de minuscules cristaux de glace.

L'électrode axiale, isolée de ces condensateurs, était successivement portée à des tensions de  $V = \pm 126$  volts, fournies par les batteries d'accumulateurs au nickel-cadmium alimentant les quadrants des électromètres Benndorf. Cette tension était assez faible pour éviter la saturation dans les condensateurs cylindriques, comme nous nous en sommes assuré.

La capacité totale  $C_1$  de l'appareil utilisé, préalablement déterminée par M. Salles, à l'Institut de Physique du Globe, était de 17,1 cm et celle  $C_2$  de l'électrode centrale captant les ions, de 6,8 cm. On sait que la conductibilité est alors donnée par l'expression :

$$\lambda = \frac{1}{4\pi} \frac{C_1}{C_2} \frac{dV}{V} \frac{1}{dt} \text{ Sec}^{-1}$$

Il fallait en moyenne 4 min pour obtenir une chute de tension  $dV$  d'une quinzaine de volts, correspondant à un déplacement des fibres d'environ autant de divisions du micromètre oculaire. Cette élévation

<sup>(1)</sup> Voir la première partie dans *J. Physique*, oct. 1935, 6, p. 420.

<sup>(2)</sup> Ces époques sont favorables pour mettre en évidence une variation diurne synchrone de celle du champ.

pouvait être mesurée à une demi-division près, ce qui correspondait à une approximation de 3 pour 100 (4 lectures). La valeur ainsi obtenue est la *moyenne* de la conductibilité pendant 4 min. Cette quantité varie, en effet, très rapidement d'une manière désordonnée, par suite du caractère accidentel de l'ionisation (gerbes d'électrons) due aux rayons cosmiques, si bien qu'il n'y a pas lieu de rechercher une approximation, que le principe même de la méthode d'aspiration ne saurait d'ailleurs justifier.

La vitesse  $v$  du courant d'air traversant le condensateur doit aussi être assez élevée pour éviter la production d'un courant de saturation.

Des mesures effectuées avec un anémomètre ont donné des vitesses supérieures à 2 m/sec.

Si l'on désigne par  $K$  la mobilité des ions, par  $l$  la longueur de l'électrode interne, par  $R$  et  $r$  les rayons des deux cylindres, la vitesse,  $v$  doit être supérieure à :

$$v > \frac{2KlV}{(R^2 - r^2) \ln \frac{R}{r}}$$

Si l'on pose  $K = 1$  cm/sec,  $l = 23$  cm ;  $R = 8$  cm et  $r = 0,75$  cm, on trouve que la condition précédente était largement assurée.

La fuite naturelle était contrôlée après chaque série de mesures, le cylindre d'aspiration fermé. Elle ne dépassait pas, lorsque l'isolement était normal, 3 pour 100 de la chute de tension mesurée, c'est-à-dire qu'elle était de l'ordre de grandeur de la précision des mesures. Cette fuite, très constante, correspondait à un courant de  $2 \cdot 10^{-14}$  A soit à la production de 20 paires d'ions par centimètre cube et par seconde dans le condensateur. Cette ionisation, due aux rayons  $\alpha$  issus des parois et aux électrons cosmiques, ne devrait donc pas être intégralement retranchée des valeurs de  $dV$ , et nous l'avons négligée.

La fuite, s'effectuant par la surface des isolants d'ambre et de silice, a généralement été négligeable, au Scoresby Sund, où l'air était très sec. Néanmoins, les isolants non chauffés furent toujours desséchés par la présence de sodium.

**Résultats.** — Le graphique de la figure 9 résume le résultat de 644 mesures des conductibilités bipolaires effectuées entre le 26 novembre 1932 et le 12 août 1933.

On voit que les valeurs varient énormément, la plus faible conductibilité totale (27 janvier) étant de  $\lambda = 0,10 \cdot 10^{-4}$  sec<sup>-1</sup> et la plus forte (14 mai) de

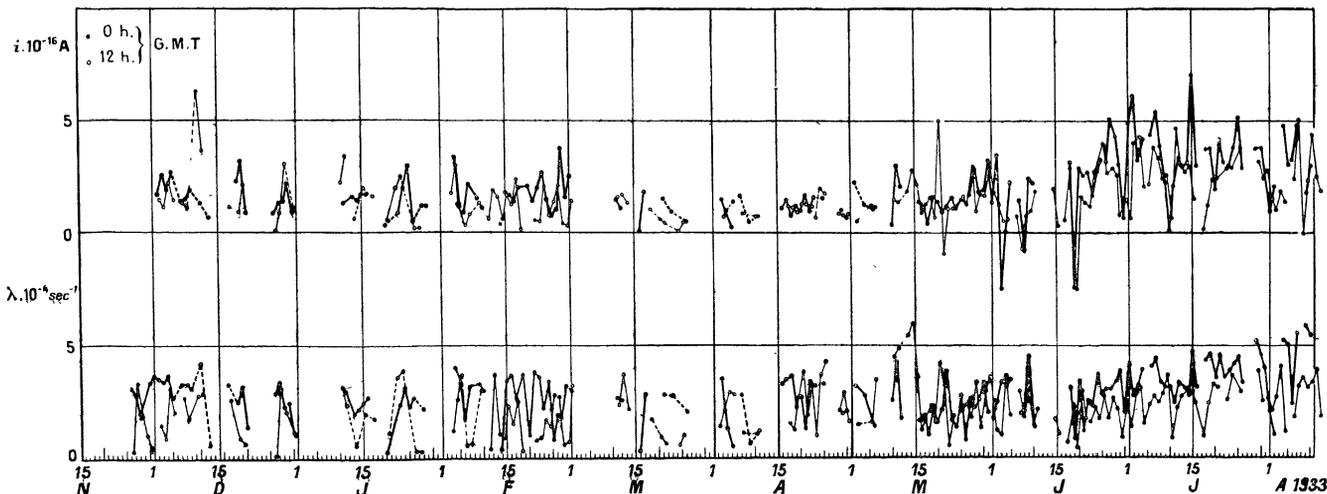


Fig. 9.

$\lambda = 6,0 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ , soit une variation de 1 à 60. Une variation diurne se reconnaît nettement en hiver et en été, la conductibilité étant plus élevée à 0 h qu'à 12 h. Cette différence, qui disparaît en avril et en mai, n'est due ni à l'insolation, ni à la température, puisque le rayonnement solaire est beaucoup plus considérable à minuit pendant le jour polaire qu'à midi pendant la

rapprocher du phénomène analogue que nous avons observé pour le champ électrique, et en est très probablement la cause.

On voit aussi que les deux courbes, diurne et nocturne, quoique présentant de grandes fluctuations, ne sont pas parfaitement désordonnées, mais qu'elles montrent souvent des variations analogues, persistant pendant plusieurs jours consécutifs, prouvant que la cause des variations de la conductibilité peut évoluer lentement. Ce phénomène est particulièrement net en été.

Ces caractères se retrouvent sur les courbes de la figure 10, qui montrent les variations diurne et nocturne moyennes bimensuelles des deux conductibilités et de leur somme. On voit que la conductibilité  $\lambda +$  due aux ions positifs est presque toujours supérieure à la conductibilité  $\lambda -$  due aux ions négatifs. La même variation annuelle est accusée par les deux courbes (1).

Si l'on fait les moyennes annuelles des conductibilités diurne et nocturne, la variation diurne se confirme. Les conductibilités des deux signes sont toutes deux plus grandes à midi qu'à minuit, et leur dissymétrie est maximum pendant le jour :

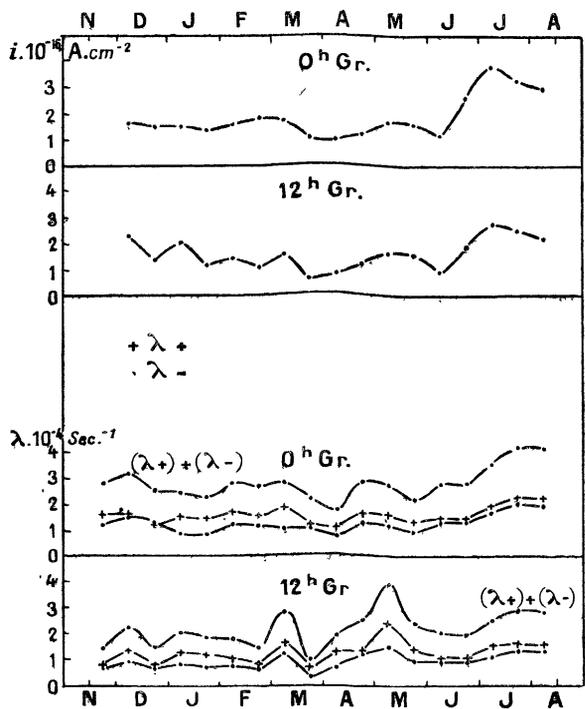


Fig. 10.

nuit polaire, et que la variation diurne de la température durant cette dernière période est nulle. Cette disparition de la variation diurne en avril et mai est à

TABLEAU II.

	0 h. Gr.		12 h. Gr.	
	$\lambda +$	$\lambda -$	$\lambda +$	$\lambda -$
$\lambda$	1,55	1,22	1,25	0,90
$(\lambda +) + (\lambda -)$	2,77		2,15	
$\lambda + / \lambda -$	1,27		1,39	

(1) M. C. MAURAIN, effectuant des mesures de conductibilité par la méthode apparemment moins précise de déperdition, a trouvé au Scoresby Sund en août 1932, des valeurs en bon accord avec les valeurs diurnes d'août 1933. En mer, la conductibilité était moitié moindre.

Enfin, il est intéressant de connaître la variation annuelle de la conductibilité totale en faisant les moyennes mensuelles de toutes les mesures diurnes et nocturnes, afin d'éliminer les influences météorologiques.

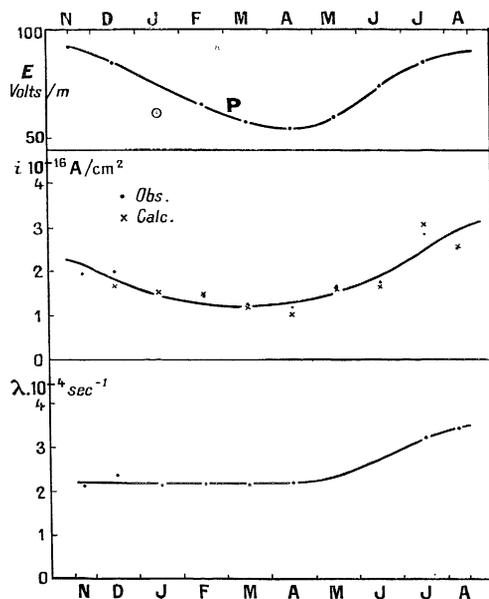


Fig. 11.

Cette variation est représentée graphiquement sur la figure 11. On voit que la conductibilité, sensiblement constante de novembre à mai, croît, au moment de la fonte des neiges, de mai à août. On admet généralement que les variations de conductibilité et du champ sont inverses l'une de l'autre, aussi bien statistiquement que dans les cas isolés, auquel cas le courant vertical serait constant. Or, nous verrons que ce courant est fort loin d'être constant et nous trouvons des variations annuelles du champ et de la conductibilité nullement inverses, mais plutôt de même sens. Seules les variations diurnes de la conductibilité et du champ semblent inverses, les grandes conductibilités nocturnes (0 h) étant proches du minimum du champ (2 h) et les faibles conductibilités diurnes (12 h) étant peu éloignées du maximum du champ (18 h). Dans de nombreux cas isolés, cette apparente constance du courant vertical s'observe également. Cependant, il existe des cas où cette relation est en défaut.

Par exemple, le 17 juillet à 12 h, le champ et la conductibilité sont tous deux extrêmement faibles ; le 18 à 0 h, par brouillard, la conductibilité est très grande, et le champ faible, etc...

La relation précédente n'est donc vérifiée que *statistiquement*.

**Moyenne annuelle.** — Si l'on fait la moyenne générale annuelle on trouve :

$$\lambda_{+} = 1,40 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$$

$$\lambda_{-} = 1,06 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$$

soit une conductibilité totale égale à :

$$\lambda = 2,46 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$$

et un rapport des deux conductibilités de :

$$\lambda_{+} / \lambda_{-} = 1,32.$$

Cette conductibilité totale est très inférieure aux valeurs admises jusqu'ici pour les régions polaires. Elle n'atteint même pas la valeur moyenne des mesures effectuées sur les Océans ( $\lambda = 3,0 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ ) et est tout à fait du même ordre que les valeurs obtenues en Europe. Par contre, la dissymétrie des deux conductibilités est plus accentuée que partout ailleurs et un rapport aussi élevé n'avait été obtenu que dans les régions polaires ou aux grandes altitudes.

**Enregistrement des conductibilités.** — Dans le but d'étudier d'une façon plus précise la variation diurne et l'influence des phénomènes géophysiques et météorologiques sur les conductibilités, j'ai établi, en janvier 1933, un enregistreur susceptible de fonctionner 24 h consécutives : 52 enregistrements ont été obtenus entre le 26 février et le 9 août 1933. L'appareil utilise l'un des aspirateurs de Gerdien, dont l'électrode axiale isolée est chargée, chaque demi-heure, au potentiel positif ou négatif de 126 V par le jeu d'un contact tournant mû par un mouvement d'horlogerie. L'électrode est reliée à l'électromètre enregistreur photographique de Kolhörster déjà mentionné. Le cylindre d'aspiration était alors chauffé électriquement en permanence. Dans un but de commodité de lecture, les potentiels négatifs étaient, au moyen d'une batterie auxiliaire, rendus légèrement plus élevés que les potentiels positifs. Les courbes accusent, par les accidents présentés par leurs pentes variables, non seulement les variations lentes des conductibilités, mais encore de curieuses variations rapides, principalement dans la soirée, où la dissymétrie des conductibilités est particulièrement marquée.

Par exemple, l'enregistrement effectué le 9 juin 1933, et reproduit sur la figure 12, montre des conductibilités égales et très élevées dans la matinée, diminuant régulièrement vers le milieu du jour. En même temps, apparaît une forte dissymétrie : tandis que la conductibilité due aux ions positifs varie peu, celle due aux ions négatifs diminue beaucoup et cet effet persiste dans la soirée. La transparence de l'atmosphère, très grande ce jour-là, n'a pourtant pas changé, le temps étant demeuré calme et beau. Les mesures directes sont en accord avec ces résultats.

Les enregistrements des 25 avril et 10 juillet, reproduits sur la figure 13, montrent aussi de grands accidents qui perturbent beaucoup la variation diurne reconnaissable seulement statistiquement. Tous deux montrent une décroissance brusque des deux conducti-

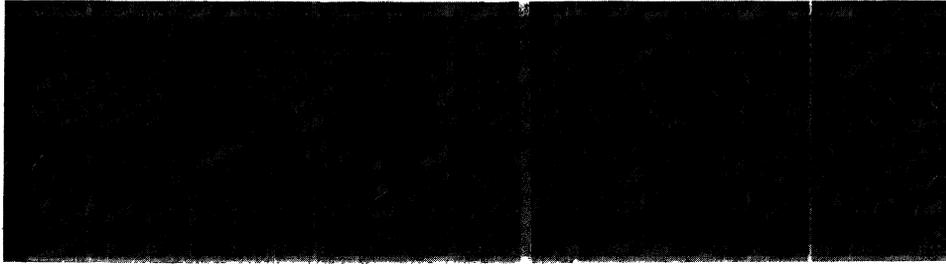


Fig. 12.

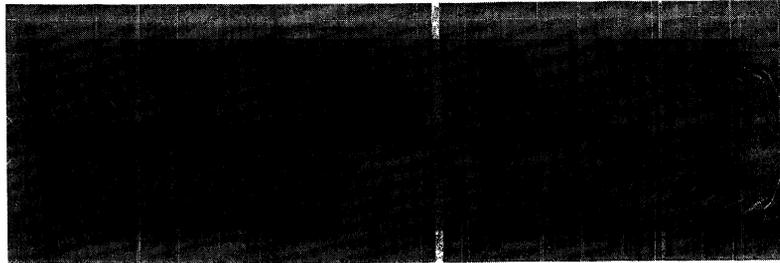


Fig. 13.

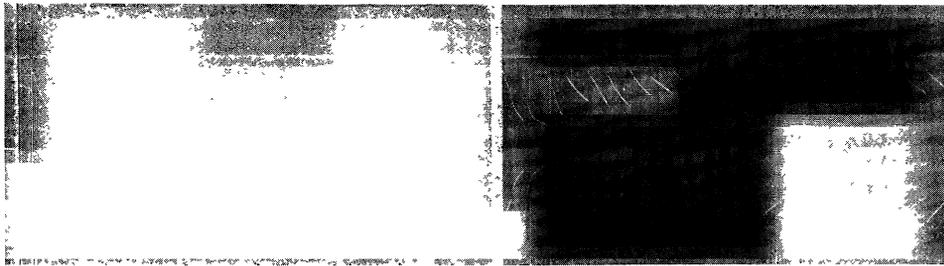


Fig. 14.

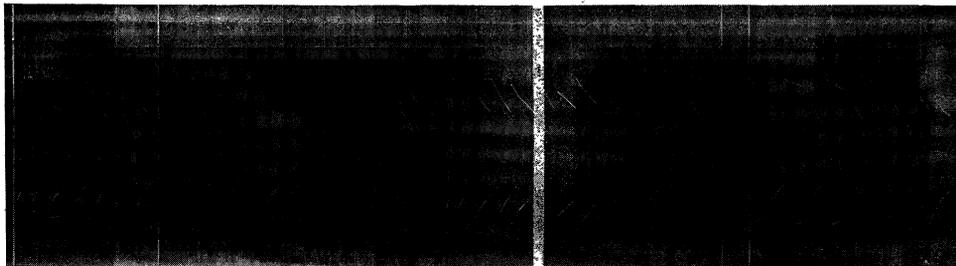


Fig. 15.

bilités durant quelques heures, qui n'est attribuable à aucun phénomène météorologique apparent.

En été, les jours de beau temps, un phénomène météorologique régulier remarquable se manifestait au Scoresby Sund. Il consistait dans la formation, au-dessus de la mer, d'un banc de brouillard dense, depuis sa surface jusqu'à l'altitude de deux ou trois cents mètres. Ce stratus, qui s'étendait sur plusieurs

dizaines de kilomètres au large, formait une langue de forme géométrique pénétrant dans le Sund, mais débordait rarement sur la côte. Parfois, cependant, la station fut atteinte par ce brouillard, dans lequel la visibilité se réduisait à une centaine de mètres. L'enregistrement du 25 mai (fig. 14) montre que les conductibilités tombaient aussitôt toutes deux à une faible valeur. Le champ atteignait alors une grandeur élevée

(170 V/m). Pourtant, des conductibilités élevées furent aussi observées par des brouillards denses.

La pluie, qui est fort rare au Scoresby Sund, se traduit, au contraire, par une réduction considérable de la seule conductibilité due aux ions positifs, comme le montre l'enregistrement du 18 juin 1935 (fig. 15). Ce phénomène s'accompagne d'un renversement du champ dû à l'induction d'une charge positive sur le sol. La fumée produit un effet analogue.

**Discussion.** — Les variations de la conductibilité ne peuvent se rapporter à aucun phénomène géophysique apparent. Ainsi la variation diurne accusée par les courbes de la figure 9 pendant la nuit polaire, pourrait être rapprochée de la variation diurne analogue de l'activité aurorale. Cependant, les mesures effectuées en février, mois durant lequel l'activité aurorale a considérablement varié d'une manière systématique (1), montrent que l'aurore n'est pour rien dans la conductibilité *au sol*, comme on peut d'ailleurs s'y attendre (2).

M. Paul Langevin, auquel j'ai fait part de ces résultats, a bien voulu rechercher par le calcul, si les accroissements brusques de la conductibilité ne pourraient s'expliquer par des apports verticaux d'air fortement ionisé par les rayons cosmiques qui, comme Regener l'a montré, produisent leur maximum d'ionisation vers 13 km d'altitude. Mais, en admettant des vents verticaux de l'ordre de ceux que décèle l'observation, il n'est pas possible de rendre compte des grandes variations observées et cet effet demeure négligeable. Il est probable que les variations observées doivent être rapportées à celles du nombre des noyaux de condensation, microscopiques aiguilles de glace assez peu nombreuses pour ne pas être décelables par des variations de la transparence de l'air.

Ces noyaux sont, en effet, toujours plus nombreux (plusieurs dizaines de fois) que les petits ions présents dans l'air.

La conductibilité normale observée au Scoresby Sund :  $\lambda = 2,2 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$  est entièrement explicable par l'ionisation produite par les rayons cosmiques.

Nous avons trouvé (3) pour la valeur moyenne de l'intensité de ceux-ci, sur un sol inactif, la valeur  $q = 2,8$  paires d'ions par centimètre cube d'air normal et par seconde. Si l'on admet que l'influence des gros ions et des noyaux de condensation est négligeable et si  $\alpha$  est le coefficient de recombinaison (4) ( $\alpha = 3 \cdot 10^{-6}$  au sol), l'équation :

$$q = \alpha n^2$$

conduit à un nombre d'ions  $n$  de chaque signe de l'ordre de  $10^{-3}$ , en accord avec les valeurs observées.

(1) A. DAUVILLIER. *J. Phys.*, août 1934, t. 5, p. 348.

(2) La cause de cette variation diurne ne peut être discutée avant de savoir si elle dépend de l'heure locale ou du temps universel.

(3) A. DAUVILLIER. *J. Phys.*, déc. 1934, t. 5, p. 650.

(4) BRNDORF. *Handbuch der Experimental Physik*: Atmosphärische Elektrizität, p. 277.

On peut alors se demander si l'accroissement de conductibilité observé en été ne correspond pas simplement à une augmentation de l'ionisation de l'air due à l'addition des rayons  $\gamma$  issus du sol, alors partiellement dégarni de neige. Nous avons, en effet, observé que, sur les gneiss, constituant la roche en place, l'intensité des rayons  $\gamma$  était égale à environ la moitié de celle des rayons cosmiques. C'est précisément la grandeur dont s'est accrue l'ionisation.

M. A. Lepape a bien voulu mesurer la radioactivité d'un échantillon de gneiss sur lequel était édiflée la station. La roche, mise en solution, a donné une teneur en radium ( $10,6 \cdot 10^{-12}$  g Ra par gramme) cinq fois plus forte que celle admise pour ce type de roche et dépassant même celle trouvée par Joly dans le gneiss du St-Gothard ( $9,9 \cdot 10^{-12}$  g Ra et  $0,9 \cdot 10^{-5}$  g Th). Etant donnée cette concentration  $\rho$  on peut calculer approximativement l'intensité  $q$  des rayons  $\gamma$  issus du sol, exprimée en paires d'ions libérées par  $\text{cm}^3$  d'air normal et par seconde (1).

Si  $\mu$  est le coefficient d'absorption des rayons  $\gamma$  dans le sol ( $\mu = 0,1 \text{ cm}^{-1}$ )  $K$  le coefficient d'Eve, on a :

$$q = \frac{2\pi\rho K}{\mu}$$

soit une production de 3 paires d'ions par  $\text{cm}^3$  et par seconde, du même ordre de grandeur que l'intensité des rayons cosmiques au Scoresby Sund.

Il est donc extrêmement probable que les fortes valeurs de la conductibilité, souvent observées l'été dans les régions polaires, et qui ont fait croire à une ionisation plus forte dans ces régions, sont attribuables à cette cause d'erreur. Les continents polaires sont, pour la plupart, d'origine volcanique et la roche en est particulièrement active. Les mesures d'électricité atmosphérique doivent tenir compte de cette particularité. Les mesures de Malmgren et de Béhounek, non perturbées par la radiation locale du sol, sont en accord avec les nôtres.

Il résulte du fait que l'ionisation atmosphérique sur les Océans et dans les régions polaires, étant principalement due aux rayons cosmiques, la conductibilité doit être indépendante de la pression atmosphérique. En effet, l'ionisation due à l'absorption de ces rayons est proportionnelle à la pression barométrique, tandis que leur intensité au sol varie inversement avec la masse de l'écran atmosphérique traversé (effet barométrique). Les mesures d'ionisation en récipient non étanche, soit sous la pression atmosphérique variable, donnent, en effet, un nombre  $q$  constant.

Ce résultat, obtenu au sol, est naturellement encore plus valable pour les hautes régions de l'atmosphère, où l'intensité et l'absorbabilité des rayons cosmiques croissent rapidement, pour atteindre leur maximum vers 25 km. Mais, la pression décroissant suivant la loi de Laplace, le nombre  $q$  passe par un maximum ( $q = 47$ ) vers 43 km, comme Regener l'a montré

(1) ST. MEYER et SCHWEINLER. *Radioaktivität*, p. 602.

expérimentalement. Moyennant quelques simplifications, Benndorf (1) avait déjà calculé que le coefficient de recombinaison décroissant rapidement avec l'altitude, la conductibilité pouvait atteindre celle de l'eau douce ( $\lambda = 10^9 \text{ sec}^{-1}$ ) vers 100 km, rendant ainsi compte de l'existence d'une «couche» conductrice permanente (Kennelly-Heaviside).

En réalité, il semble que les sondages de l'ionosphère exécutés par la méthode des radio-échos, placent le centre de gravité de la couche réfléchissante nocturne attribuable aux rayons cosmiques, à une altitude supérieure, en fait à 400 km (couche F) tandis que la couche diurne (couche E à 100-200 km) serait attribuable à l'ionisation due à l'ultra violet solaire, auquel doit se superposer l'ionisation variable due à l'aurore mondiale (2). Au-delà de la couche F, l'ionosphère demeure ultra-raréfiée ( $p < 1$  barye) et constituée, ainsi que celle d'un tube à vide, d'ions positifs et d'électrons libres. Ces derniers, par suite de leur mobilité, ont tendance à s'échapper de l'ionosphère en entourant celle-ci d'une couche négative.

Il pourrait donc exister, aux confins de l'ionosphère à une altitude de l'ordre du rayon terrestre, un champ électrique de sens opposé à celui que nous mesurons dans la troposphère. Ce champ pourrait y subsister car, la pression diminuant constamment avec l'altitude, la conductibilité passe par un maximum dans la région des couches réfléchissantes. L'existence des aurores, jusqu'à 2 000 km d'altitude, ne prouve pas l'absence d'un tel champ (effet « d'espace obscur » dans un tube à vide), la phosphorescence aurorale semblant beaucoup plus due à des réactions « chimiques » lentes entre gaz ultra raréfiés qu'à un simple effet de recombinaison d'ions positifs et d'électrons lents.

**Mesure de la densité des petits ions et de leur mobilité.** — Ces mesures ont été tentées, au moyen d'un aspirateur d'Ebert muni d'un électromètre bifilaire de Wulf. Cet aspirateur se compose d'un étroit condensateur cylindrique dans lequel règne un champ assez intense pour capter tous les petits ions ( $R=1,5 \text{ cm}$ ,  $r = 0,27 \text{ cm}$ ,  $l = 30 \text{ cm}$ ,  $V = 250 \text{ volts}$ ) dans lequel un volume d'air connu ( $4 \text{ m}^3/\text{h}$ ) est aspiré par une turbine munie d'un anémomètre.

Le nombre d'ions de chaque signe renfermé dans  $1 \text{ cm}^3$  d'air est donné par l'expression :

$$n = \frac{CV_1}{300M} \frac{10^6}{4,8 \cdot 10^{-10}} \text{ ions/cm}^3.$$

$C$  étant la capacité ( $C = 16,1 \text{ cm}$ ) du système isolé,  $V_1$  sa chute de potentiel,  $M$  le débit en mètres cubes.

Dans une expérience durant 5 min, le débit est voisin de  $1 \text{ m}^3$ . Sachant que la teneur moyenne de l'air en petits ions est de l'ordre de  $10^3$  par  $\text{cm}^3$ , on voit que

(1) BENNDORF. *Physik. Z.*, 1926, t. 27, p. 686.

(2) On sait que la propagation des ondes hertziennes est empêchée, durant les aurores, par la forte conductibilité provoquée, jusqu'à près de 80 km d'altitude, par l'ionisation due aux électrons auroraux.

la chute de tension  $V$  ne dépasse pas 3,6 volts, soit 2 divisions du micromètre oculaire. Le débit, où la sensibilité de l'électromètre, étaient donc malheureusement, dans cet appareil, 10 fois trop petits pour permettre des mesures précises et il ne fut pas possible de changer l'électromètre ni de consacrer quotidiennement plusieurs heures consécutives à une mesure complète.

La mobilité des ions peut être mesurée, avec l'appareil d'Ebert, en insérant, avant le condensateur de mesure, un condensateur cylindrique porté à un faible potentiel ( $V_3 = +16 \text{ volts}$ ).

La chute de potentiel  $V_1$  devient alors plus faible ( $V_2$ ) et la mobilité est donnée par l'expression :

$$u = \frac{M}{V_3 V_1} \frac{\ln R/r}{2\pi l} \text{ cm/sec. par volt/cm.}$$

$M$  étant le débit en centimètres cubes par seconde,  $R$ ,  $r$  et  $l$ , les constantes du condensateur auxiliaire. Sachant que les mobilités des petits ions sont de l'ordre du centimètre par seconde dans un champ de 1 V/cm, l'expression  $(V_1 - V_2)/V_1$  était, dans l'appareil utilisé, de l'ordre de  $1/2$ .

Enfin, la conductibilité étant égale au produit de la densité  $n$  des ions par leur mobilité  $u$ , on voit que ces mesures permettent de contrôler les déterminations directes effectuées avec l'appareil de Gerdien.

Une douzaine de tentatives furent faites, avec cet appareil, pour mesurer  $n$  et  $u$ . La fuite naturelle, sans aspiration, était négligeable (4 divisions en 24 h, soit  $10^{-15} \text{ A}$ ).

La plupart du temps, les chutes de potentiel obtenues en 1/4 d'heure n'étaient pas mesurables. Cependant quelques essais effectués en été, lors des grandes conductibilités, donnèrent des chutes de tension appréciables, quoique ne dépassant pas quelques volts. Les résultats en sont réunis, à titre d'indication, dans le tableau III.

On voit que le nombre des petits ions positifs (1 300) excède, en moyenne, celui des ions négatifs (900) et que la mobilité de ceux-ci est la plus grande. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par Běhounek, lors du voyage de l'*Italia* au Pôle Nord.

Mais, tandis que Běhounek observait presque la même densité en ions des deux signes, à 500 m d'altitude, les chiffres précédents accusent une dissymétrie marquée. Cet effet (action d'électrode) est dû au passage du courant vertical au voisinage du sol, lequel se comporte comme une électrode négative accumulant les ions du signe opposé.

Le nombre d'ions semble aussi plus grand qu'en Europe, probablement par suite de la présence d'une moindre quantité de noyaux de condensation (1) se tra-

(1) M. CH. MAURAIN a effectué au Scoresby Sund, en août 1932 une dizaine de mesures du nombre des noyaux de condensation par la méthode d'Aitken, et a trouvé des valeurs comprises entre 4 000 et 30 000 par  $\text{cm}^3$  d'air, notablement plus faibles que dans nos régions.

TABLEAU III.

DATE 1933	Heure G.M.T.	$n^-$   $n^+$		$u^-$   $u^+$		$\lambda^-$   $\lambda^+$		$\lambda$ calculée	$\lambda$ Gerdien (12 h. et 0 h.)
		cm <sup>3</sup>		cm/sec.		10 <sup>4</sup> sec. <sup>-1</sup>			
10/1.....	14	270	660	1,3	1,02	0,53	0,97	1,50	3,2
15/7.....	1	1 090	1 600	1,13	1,03	1,78	2,38	4,16	4,8
1/8.....	1	850	850	1,4	0,68	1,74	0,83	2,57	2,0
9/8.....	1 1/2	1 400	2 100	1,26	0,94	2,54	2,84	5,38	5,9
Moyennes... ..		900	1 300	1,27	0,92	1,65	1,75	3,4	3,9

duisant par une très grande transparence de l'air. Cette transparence était, au Scoresby Sund, des plus remarquables. Les montagnes de la côte Sud (1 500 m) éloignées de plus de 30 km, se distinguaient le plus souvent dans leurs moindres détails et avec une netteté qui n'est égalée, sous nos climats qu'en hiver et en haute montagne.

La dissymétrie des mobilités des petits ions est la même que sous nos latitudes.

Enfin, la conductibilité calculée est du même ordre de grandeur que la conductibilité observée (bien qu'à un moment un peu différent) avec l'appareil de Gerdien.

Comme on le voit, une étude complète de l'ionisation de l'air devrait comporter des enregistrements multiples : celui du nombre des noyaux de condensation présents dans l'air, celui du nombre d'ions petits et gros des deux signes, et de leurs mobilités, celle des conductibilités et du champ. Il y aurait, dans ce programme, matière à occuper exclusivement toute l'activité d'un observateur.

### III. Le courant vertical.

J'ai profité des mesures quotidiennes des conductibilités pour effectuer simultanément celle du courant vertical. A cet effet, des pointés étaient effectués sur les enregistrements du champ électrique pendant les mesures de conductibilité et la valeur moyenne du champ pendant les quatre minutes correspondantes, était relevée sur la courbe.

L'intensité  $i$  de ce courant, exprimée en ampère, est égale, d'après la loi d'Ohm, au produit du champ, exprimé en volts par centimètre et de la conductibilité. Celle-ci, exprimée en unités pratiques, est voisine de  $2 \cdot 10^{-4} / 9 \cdot 10^{11}$ , soit sensiblement  $2 \cdot 10^{-16}$  ohms<sup>-1</sup> cm<sup>-1</sup>.

Le champ étant de l'ordre du volt par centimètre, le courant vertical  $i$  aura une densité de :

$$i = 1 \times 2 \cdot 10^{-16} = 2 \cdot 10^{-16} \text{ A/cm}^2.$$

Le champ électrique étant généralement dirigé de telle sorte que la surface du sol soit négative, ce courant correspond à un apport d'ions positifs au sol et à un flux inverse d'ions négatifs, ceux-ci toutefois moins nombreux, comme nous l'avons vu.

Les variations du courant vertical à 0 h et à 12 h sont représentées sur la figure 9. La conductibilité variant plus que le champ électrique, on voit que le courant suit assez nettement les variations de la conductibilité. La variation diurne, qui disparaît encore en avril et en mai, est visible à la fois sur les courbes directes, sur les moyennes bi-mensuelles (fig. 10) et sur les moyennes annuelles.

La variation annuelle est montrée par la courbe de la figure 11. Elle présente une onde simple, fort régulière, avec un minimum à l'équinoxe de printemps et probablement un maximum à l'équinoxe d'automne. Sur cette courbe nous avons porté, à la fois, les moyennes mensuelles des mesures directes du courant vertical, et les moyennes mensuelles calculées à partir des valeurs moyennes mensuelles du champ et de la conductibilité. L'excellent accord régnant entre ces deux déterminations du courant vertical prouve l'élimination complète des accidents d'origine météorologique.

La variation diurne du courant vertical se reconnaît encore sur les moyennes annuelles : on trouve en effet :

$$\begin{array}{l} \text{Heure (T.M.G.) : } 0 \text{ h} \quad 12 \text{ h} \\ i \quad \quad \quad 1,84 \quad 1,58 \quad 10^{-16} \text{ amp/cm}^2 \end{array}$$

La moyenne générale de toutes les mesures donne pour valeur annuelle :

$$i = 1,71 \cdot 10^{-16} \text{ A/cm}^2$$

tandis que le produit des valeurs moyennes annuelles du champ et de la conductibilité donne :

$$i = 0,71 \times 2,73 \cdot 10^{-16} = 1,94 \cdot 10^{-16} \text{ A/cm}^2$$

en parfait accord avec les mesures directes.

Cette valeur est plus faible que celle résultant de l'ensemble des mesures ( $i = 2,0 \cdot 10^{-16}$ ) effectuées jusqu'à ce jour en diverses régions du globe, et surtout sur les océans ( $i = 3,0 \cdot 10^{-16}$ ).

Les valeurs négatives du courant vertical sont fort rares (6 mesures sur 634, soit 1 pour 100). Elles n'apparaissent qu'en été par temps couvert et pluvieux, ou par pluie. Ce sont donc des accidents purement météorologique.

*L'existence d'un grand courant vertical dans les*

régions polaires, supposé à la suite des mesures dont nous avons parlé, n'est donc pas confirmée.

Ce courant permanent, qui correspond au passage de 1 200 charges élémentaires par seconde et par unité de surface terrestre, ou à un débit de 1400 A pour toute la Terre, constitue le problème fondamental de l'électricité atmosphérique, comme l'ont montré Gockel, Bendorf, C. T. R. Wilson, Schweidler et d'autres savants. Il traduit l'existence d'une force électromotrice permanente, d'origine probablement cosmique, entretenue entre les deux électrodes du condensateur sphérique que forment la surface du sol et la couche conductrice de Kenelly-Heaviside. Si cet isolant était parfait, il en résulterait seulement un champ constant invariable avec l'altitude. Mais la troposphère est ionisée par les rayons cosmiques et *fuit*. C'est là l'origine du courant vertical, dont les variations nous renseignent sur celles de la force électromotrice cosmique, l'ionisation étant relativement constante. La différence de potentiel correspondante, presque localisée au voisinage du sol où la conductibilité est minimum (intensité minimum des rayons cosmiques et pression maximum), constitue le champ électrique terrestre. Les variations, diurne et annuelle, reflètent aussi celle de la force électromotrice cause du courant vertical.

L'entretien de ce courant ne met en jeu qu'une faible puissance : la différence de potentiel existant entre le sol et l'ionosphère ne dépasse guère 200 000 V, ce qui correspond à une puissance de :  $W = 2.10^5 \times 1400 = 2,8.10^8$  Kw, presque équivalente à celle dépensée dans la troposphère par les rayons cosmiques.

Plusieurs théories ont été proposées pour expliquer ce remarquable phénomène.

D'après C. T. R. Wilson, le courant vertical, aussi bien que les rayons cosmiques, sont dus à la manifestation violente de l'électricité atmosphérique. c'est-à-dire de la foudre. Bien que nous ne sachions encore presque rien de ce phénomène — dont la connaissance aura des conséquences théoriques et pratiques incalculables, — on peut affirmer que les rayons cosmiques ne sont pas dus à la foudre et qu'il est peu vraisemblable que le courant vertical soit entretenu par un courant de sens opposé, de grande densité, discontinu et accidentel.

La foudre mondiale représente bien une puissance largement suffisante pour entretenir ce courant. D'après Bureau, avec une réception de 100  $\mu$  V/m, on reçoit sur  $\lambda = 10$  km, 2 000 atmosphériques par minute, issus d'un rayon de 3 000 km. Or un éclair de 2 km de longueur correspond en moyenne à un débit de  $10^4$  A sous  $10^8$  V pendant  $10^{-2}$  sec, soit à une énergie de  $10^{10}$  joules. La puissance correspondante serait :  $W = 2\ 000/60 \times 10^{10}$  soit  $3.10^8$  Kw, mille fois plus grande que celle du courant vertical.

Mais l'intensité des rayons cosmiques semble particulièrement élevée dans les régions polaires, comme nous l'avons montré pour le Scoresby Sund, et pourtant comme on le sait, la foudre y est un phénomène absolument inconnu. La statistique mondiale des orages

montre que leur fréquence décroît rapidement lorsque la latitude augmente et qu'on n'en observe plus au delà de 70°. Ils sont nettement confinés dans les zones à température élevée où ils constituent un phénomène purement météorologique de caractère quotidien et régulier (1).

On pourrait, sans doute, imaginer que la charge de la couche ionosphérique conductrice s'effectue principalement dans les régions équatoriales et que, par suite de la conductibilité ionosphérique, le courant vertical de retour, est uniformément distribué sur toute la Terre.

La statistique de la foudre est aussi donnée par celle des atmosphériques de grande longueur d'onde. Or, Austin (2) a montré que la fréquence de ceux-ci, d'origine tropicale, avait varié entre 1918 et 1930 ( $\lambda = 12\ 500$  m) en opposition de phase avec l'activité solaire, c'est-à-dire contrairement à la propagation des ondes longues à grande distance, à la température dans la zone tropicale et à l'intensité du champ électrique terrestre.

Le courant vertical ne semble donc pas dépendre de la foudre et, outre qu'il est difficile de prouver l'existence d'un excès de coups de foudre correspondant au passage d'un courant dirigé du sol vers la haute atmosphère, le champ présente des variations annuelle et diurne ayant un caractère cosmique marqué. Il ne saurait donc dépendre d'un phénomène météorologique.

La seconde théorie célèbre du courant vertical est celle de Schweidler et de Swann (1904) d'après laquelle la charge négative du Globe serait entretenue par l'absorption d'électrons cosmiques de très grande énergie, assez grande pour éviter leur déviation par le champ magnétique terrestre et leur absorption par la troposphère. De tels électrons ne seraient donc plus ionisants.

Quelques expériences ont été faites pour prouver l'existence de ce flux électronique. Swann, Schweidler, puis Behounek au Spitzberg, ont tenté de déceler la charge négative acquise par un gros bloc matériel soigneusement isolé, qui aurait absorbé une fraction de ce flux. Toutes ces expériences ont conduit à des résultats négatifs, interprétés par une émission possible d'électrons secondaires.

L'intérêt de cette théorie s'est accru à la suite de la découverte, au moyen des chambres de Wilson, des trajectoires électroniques de grande énergie associées aux rayons cosmiques.

Les électrons de Swann, non ionisants, doivent aujourd'hui posséder une énergie beaucoup plus grande que celle manifestée par les électrons cosmiques qui — aux plus grandes énergies — produisent encore 90 paires d'ions par centimètre de longueur de trajectoire dans l'air normal. Cette énergie doit dépasser

(1) Ce phénomène est évident dans les îles montagneuses de basse latitude.

(2) III<sup>e</sup> Rapport de la Commission Internationale des rapports entre les phénomènes solaires et terrestres.

$10^{10}$  eV et la théorie doit admettre l'impact de 1 200 électrons de ce genre par unité de surface terrestre et par seconde, tandis que les électrons cosmiques représentent une densité considérablement plus faible, ne dépassant guère un électron par centimètre carré et par minute au sol.

Le flux traversant chaque unité de surface terrestre représenterait donc une puissance d'au moins  $W = 10^{11} \times 2 \cdot 10^{-16} = 2 \cdot 10^{-5}$  watt, tandis que celui des rayons cosmiques, en dehors de l'atmosphère, ne dépasse pas  $w = 5 \cdot 10^{-10}$  watt, soit une valeur  $10^5$  fois plus petite. Il faudrait donc que le pouvoir ionisant des électrons de Swann fut réduit dans la même proportion. Or, il ne semble pas que le nombre des paires d'ions, produites par unité de longueur de trajectoire des électrons cosmiques, diminue appréciablement avec leur énergie — jusqu'à  $10^{10}$  eV, limite appréciable dans un champ magnétique de l'ordre de 20 000 gauss.

La théorie se heurte donc à des difficultés très sérieuses sans parler de celles d'ordre astrophysique : si ce flux est d'origine stellaire, il faut admettre,

puisqu'il n'est plus dévié par le champ magnétique terrestre, que les étoiles rayonnent  $10^5$  fois plus d'énergie sous forme électronique que sous forme thermique. On peut alors s'étonner que le Soleil ne se comporte pas de même, auquel cas notre sol recevrait une quantité de chaleur correspondant à une constante solaire accrue dans la même proportion.

Ce flux serait absorbé par les parties superficielles de l'écorce terrestre et en élèverait notablement la température. Or, la température de ces couches est interprétée quantitativement par leur radio-activité.

Enfin, si le courant vertical était dû à des électrons cosmiques d'énergie telle qu'ils ne soient plus influencés par le champ magnétique terrestre, il ne serait pas possible d'expliquer par cette théorie, ni sa variation diurne, ni sa variation annuelle. Nous devons donc admettre qu'un phénomène de mécanisme inconnu, d'origine probablement cosmique, entretient une différence de potentiel sensiblement constante entre le globe et l'ionosphère.

Manuscrit reçu le 10 juillet 1935.

---