

UNE METHODE DE MESURE DE LA STABILITE VERTICALE DE L'ATMOSPHERE PRES DU SOL

J. FONTAN, D. GUEDALIA, A. DRUILHET et A. LOPEZ

Université Paul Sabatier, Centre de Physique Atomique, Physique des Aérosols et Echanges Atmosphériques, (Equipe de recherche associée au C.N.R.S. n° 378) Toulouse, France.

(Received 30 November, 1978)

Abstract. For a ground-level continuous release of a trace substance like ^{222}Rn , for which the vertical profile of concentrations is exponential, a quantity, 'equivalent mixing height' h , is defined in this paper in the following way. If the substance were to be redistributed uniformly through a layer such that the concentration were to be equal to that at the surface, then the top of the layer would be h .

Relative values of h can be obtained from surface measurements of Radon concentrations, but absolute values require estimates of the vertical fluxes of Radon. A comparison is given of the estimates of h obtained from surface measurements with estimates derived from the vertical profile of Radon from the surface to 100 m.

Practical methods are proposed for estimating the surface flux of Rn.

1. Introduction

La surveillance de la pollution au-dessus d'un site urbain ou industriel nécessite la connaissance des propriétés diffusantes de l'atmosphère. Pour l'obtenir, il faudrait mesurer en continu la structure verticale de la température et du vent jusqu'à des altitudes de quelques centaines de mètres. Ces mesures sont difficiles à réaliser et surtout elles demandent un investissement important et une maintenance très coûteuse. On se contente donc de classer les propriétés diffusantes de l'atmosphère en fonction de critères faisant intervenir des paramètres simples à mesurer: la vitesse du vent près du sol, l'ensoleillement, la couverture nuageuse la hauteur des nuages, l'élévation du soleil, etc. (critères de Pasquill, (1961); Turner (1964)). Il s'agit là d'une approche intéressante qui toutefois reste approximative. Le sondage acoustique de l'atmosphère, en particulier si l'on fait appel à l'effet Doppler est une méthode très prometteuse. Nous avons pour notre part proposé (Fontan et al., 1976) une méthode simple de surveillance de la stabilité verticale. Elle fait appel à la mesure près du sol de la concentration d'un gaz radioactif naturel, le radon, qui permet d'avoir accès à la hauteur de mélange que l'on peut définir par la relation:

$$h = \int_0^{\infty} C(z) dz / C(0) \quad (1)$$

où $C(z)$ et $C(0)$ sont les concentrations à l'altitude z et au sol respectivement d'un constituant ou d'un polluant dont la source est située au sol. Cette définition proposée par Meetham (1950), et utilisée par Garland et al. (1976) a l'avantage de pouvoir être utilisée dans une couche où le mélange n'est pas homogène, c'est-à-dire

dans une couche stable du point de vue thermique, telle que la couche limite nocturne; on l'appellera alors la 'hauteur de mélange équivalente' (HME).

Toutefois, la valeur de h , donnée par la formule (1) peut être très différente suivant le traceur ou le polluant considéré. Elle ne peut avoir un caractère général que dans le cas d'une source au sol étendue et homogène. Le numérateur de la relation (1) dépend du temps depuis lequel s'est produit l'accumulation. Il dépend aussi de la durée de vie du polluant dans l'atmosphère.

Pour que h puisse être considérée comme une caractéristique des propriétés diffusantes des basses couches de l'atmosphère, il est nécessaire de définir le temps $t = 0$ qui correspond au début de l'accumulation, on écrira alors:

$$h = \int_0^{\infty} [C(z, t) - C(z, 0)] dz / [C(0, t) - C(0, 0)], \quad (2)$$

$C(z, t)$ est la concentration à l'altitude z du traceur considéré au temps t ; h , hauteur de mélange équivalente, est la hauteur d'une couche fictive dans laquelle le polluant qui a été émis depuis un temps $t = 0$ est supposé parfaitement mélangé, sa concentration étant celle qui existe au niveau du sol. Si la couche est effectivement mélangée, sans fuite vers le haut, c'est le cas de la couche limite planétaire le jour, lorsqu'elle est soumise à la convection thermique, h représente l'épaisseur de cette couche, c'est-à-dire en général, l'altitude de la base de la première inversion de température qui joue le rôle de barrière pour la diffusion vers le haut.

Le but de cet article est de présenter la méthode de mesure de h , qui fait appel à un traceur radioactif naturel, le radon. On trouvera dans Fontan *et al.* (1976), Cros (1977), Guedalia *et al.* (1978) des utilisations de cette méthode dans différents cas particuliers.

2. Méthode de Détermination de la 'Hauteur de Mélange Équivalente'

Le radon est un gaz radioactif naturel qui se trouve à l'état de trace dans l'atmosphère; sa période radioactive est longue (3.8 jours). Il est émis par les continents et son taux d'émanation est fonction de la teneur en radium de la couche superficielle du sol. Pour un sol donné, c'est principalement la variation de l'humidité du sol qui entraîne une variation de cette émanation.

D'une manière générale, la concentration de radon dans l'atmosphère dépend à la fois de la source locale, de la diffusion verticale et du parcours antérieur de la masse d'air. Près du niveau du sol, cette concentration présente une variation journalière bien caractéristique avec un maximum en fin de nuit (en raison de l'accumulation pendant la phase de stabilité nocturne) et un minimum dans l'après midi, lorsque la couche convective a atteint son développement maximum.

Il faut signaler que Hosler (1968; 1969) avait mis en évidence l'importance du mélange vertical vis-à-vis de la concentration de radon et surtout Druilhet et Fontan

(1972) qui ont calculé les coefficients d'échanges dans la couche 0-100 mètres à partir de mesures effectuées à plusieurs niveaux.

La méthode que nous proposons consiste à déterminer la variation de la 'hauteur de mélange équivalente' h à partir de la mesure continue de la concentration de radon près du sol. Deux hypothèses essentielles sont faites dans ce calcul:

- (1) la source de radon est constante pendant la durée de la mesure;
- (2) la variation de la concentration près du sol n'est due qu'à la stabilité verticale.

D'autre part, la période radioactive étant grande (3.8 jours), par rapport au temps de calcul de h qui est de l'ordre de 18 heures nous avons assimilé le radon à un traceur stable.

La valeur de h correspond à la hauteur d'une couche fictive où le radon est mélangé et où il n'y a pas de fuite au niveau supérieur. On prend comme origine du temps pour le calcul de h , le début de l'accumulation, c'est-à-dire l'instant en fin d'après-midi où la concentration de radon commence à augmenter; la concentration de radon étant homogène dans la C.L.P. pendant l'après-midi (Guedalia *et al.*, 1974; Birot *et al.*, 1970), on a: $C(z, 0) = C_0$.

On représente sur la Figure 1, le schéma de calcul. Lorsque la couche h diminue de

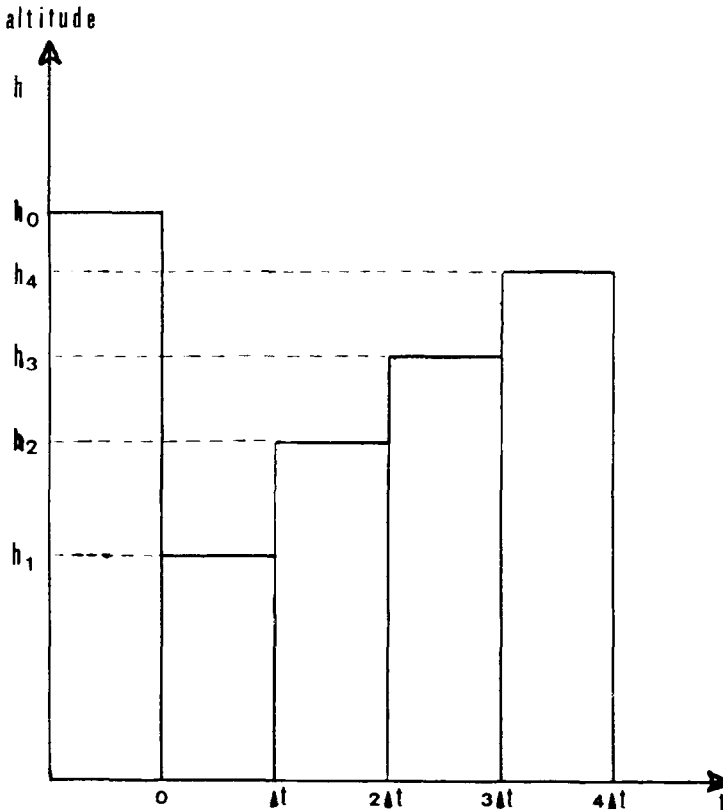


Fig. 1. Représentation schématique de la variation de la couche de mélange équivalente.

la valeur h_0 à la valeur h_1 , pendant un intervalle Δt on a:

$$h_1 C_1 = h_1 C_0 + \Phi_0 \Delta t$$

ou

$$h_1 = \Phi_0 \Delta t / C_1 - C_0. \quad (3)$$

Φ_0 est le flux de radon au sol; C_0 , C_1 sont les concentrations dans les couches de hauteur h_0 , h_1 . Ce sont en fait les concentrations au niveau du sol pour $t = 0$, $t = \Delta t$. On a ensuite, le radon continuant à diffuser dans une couche h_2 :

$$h_2 C_2 = \Phi_0 \Delta t + h_1 C_1 + (h_2 - h_1) C_0$$

$$h_2 = [\Phi_0 \Delta t + h_1 (C_1 - C_0)] / (C_2 - C_0)$$

et en continuant:

$$h_{i+1} = [\Phi_0 \Delta t + h_i (C_i - C_0)] / (C_{i+1} - C_0), \quad (4)$$

Cette définition de h est identique à celle donnée par la formule (2). Elle est valable si h_{i+1} est supérieur, égal ou inférieur à h_i . En effet, en combinant les relations (3) et (4) on voit bien que le numérateur de (4) n'est autre que la quantité totale de radon qui s'est dégagée, d'où:

$$h_{i+1} = (\Phi_0 \cdot t_{i+1}) / (C_{i+1} - C_0) \quad (5)$$

t_{i+1} étant le temps écoulé depuis le début de l'accumulation; on voit ainsi que la relation (5) permet de déterminer la valeur de h 'hauteur de mélange équivalente' à partir de la variation de la concentration de radon au niveau du sol.

Lorsqu'il y a une augmentation de la stabilité verticale en cours de nuit, ceci se traduit par une diminution de la valeur de h donnée par le calcul; on peut, suivant l'application que l'on veut faire de h , changer alors l'origine des temps et prendre pour $t = 0$, l'instant qui correspond à la diminution de h . On a alors:

$$h_i C_i = h_{i-1} C_{i-1} + \Phi_0 \Delta t$$

et on retrouve la relation (3).

$$h_i = (\Phi_0 \Delta t) / (C_i - C_{i-1}).$$

On a ensuite en tenant compte du radon qui avait précédemment diffusé entre h_{i-1} et h_i , c'est-à-dire $C_{i-1} (h_{i-1} - h_i)$ (on ne peut plus écrire ici comme précédemment que $C(z, 0) = C_0$):

$$h_{i+1} C_{i+1} = \Phi_0 \Delta t + (h_{i+1} - h_i) C_{i-1}$$

$$h_{i+1} = (\Phi_0 \Delta t + h_i C_i - h_i C_{i-1}) / (C_{i+1} - C_{i-1}), \quad (6)$$

Lorsque h_{i+n} devient supérieur à h_{i-1} , C_{i-1} est à nouveau remplacé par C_0 .

Ce changement de l'origine du temps qui peut être utilisé dans certaines applications ne peut se faire que lorsque h diminue.

3. Discussion des Hypothèses

La méthode de détermination de h est basée sur deux hypothèses simplificatrices que nous allons discuter

- le flux de radon est constant
- on néglige les variations de concentration dues à l'advection.

Le dégagement de radon du sol et ses variations avec les paramètres météorologiques a été étudié par de nombreux auteurs. Les résultats obtenus ne sont pas toujours concordants. C'est dû à la difficulté de séparer l'action d'une seule variable. On trouvera dans Tanner (1964) et Wilkening *et al.* (1974) une analyse des principaux résultats obtenus.

Pour un sol donné le flux de radon varie principalement en fonction de la teneur en eau qui en obturant les pores du sol s'oppose au dégagement. On observe ainsi des variations saisonnières de l'émanation du radon du sol. Les variations ne sont pas brutales sauf à la suite d'une précipitation. Pendant une période de 18 heures qui est le temps pendant lequel le calcul de h est fait en moyenne, la variation du flux de radon peut donc en général être considérée comme faible. Les situations où il est intéressant de connaître h , c'est-à-dire celles où il y a stabilité des basses couches, ne correspondent pas, en général, à des cas où se produisent des précipitations. La stabilité est en effet le résultat le plus souvent d'un refroidissement radiatif du sol, qui se produit par ciel clair ou peu nuageux.

L'influence de la pression atmosphérique a aussi été mise en évidence en particulier par Kraner *et al.* (1964) et Clements et Wilkening (1974).

Ces derniers sur un terrain désertique ont mis en évidence des variations du flux de radon de l'ordre de 60% sur une période de 1 à 2 jours pour des variations de 10 à 20 mb de la pression atmosphérique. Les fortes variations de pression correspondent le plus souvent à des situations perturbées qui ne sont pas, là encore, celles où la stabilité des basses couches est importante. De plus, les variations de concentration de radon qui résulteraient de ce changement de la valeur du flux sont faibles par rapport à celles dues à la stabilité.

Le paramètre le plus important pour l'émanation du radon est donc l'humidité du sol. Nous avons noté en fonction de l'humidité des valeurs du flux qui peuvent varier d'une saison à une autre d'un facteur 6. Il est donc nécessaire de mesurer pour une journée donnée le flux de radon si l'on veut obtenir h en valeur absolue. Sur une période de moins de 24 heures les variations peuvent être négligées.

La concentration du radon près du sol dépend de la stabilité des basses couches. Elle dépend aussi de l'origine de la masse d'air. Une masse d'air qui a séjourné longtemps sur un continent est plus chargée en radon qu'une masse d'air maritime. Les variations de concentration dues à l'advection sont le plus souvent faibles par rapport à celles de la stabilité verticale. Dans la formule (5) l'advection va se traduire en fait par la variation du terme C_0 . Lorsque la quantité $C_{i+1} - C_0$ devient faible, c'est-à-dire pendant la période d'instabilité diurne, l'erreur sur cette quantité et sur le calcul de h_{i+1} devient grande. Cela limite le calcul de h à la période de stabilité nocturne et pendant les premières heures de l'instabilité diurne.

Les C_i sont les concentrations mesurées au niveau du sol. C_0 est en fait la concentration du radon en altitude. On peut admettre en première approximation, c'est-à-dire en supposant qu'il n'y a pas eu de variation due à l'advection, que C_0 est la concentration correspondant au minimum du jour précédent. Si l'on a la possibilité de mesurer le radon en altitude, par exemple à quelques centaines de mètres, on améliore la précision sur le calcul de h , surtout pendant la période d'instabilité.

En site maritime, l'effet de l'advection doit être plus important qu'en site continental. L'étude de ce problème particulier a été entreprise par Gonzales et Garzon (Gonzalez, 1977) en bordure de l'océan Atlantique à Oviedo (Espagne).

4. Comparaison du Calcul de h à Partir de la Concentration au Sol et par Intégration du Profil Vertical

Nous avons effectué en 1967 et 1968 des mesures de la concentration de radon à trois niveaux, 1,5; 30 et 100 mètres, sur le site de Roissy, près de Paris (Druilhet et Fontan, 1974).

Nous avons pris 5 cas où la variation journalière de la stabilité est importante. D'une part, on calcule la variation de la 'hauteur de mélange équivalente' à partir des

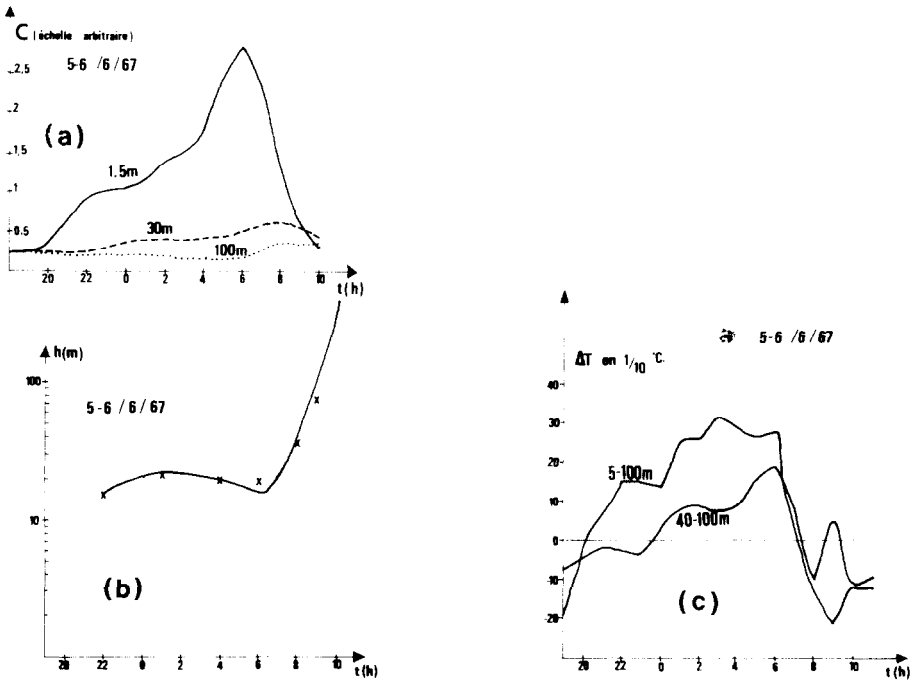


Fig. 2.

Figs. 2 à 6. (a) Variation des concentrations en radon (C) en fonction du temps pour les niveaux au-dessus du sol 1,5, 30 et 100 m. (b) Variation en fonction du temps de h calculée: - par la concentration du radon à 1,5 m (Courbe en trait plein) - par intégration du profil (x). (c) Variations des différences de températures entre le niveau 100 m pris comme référence et respectivement les niveaux 5 et 40 m.

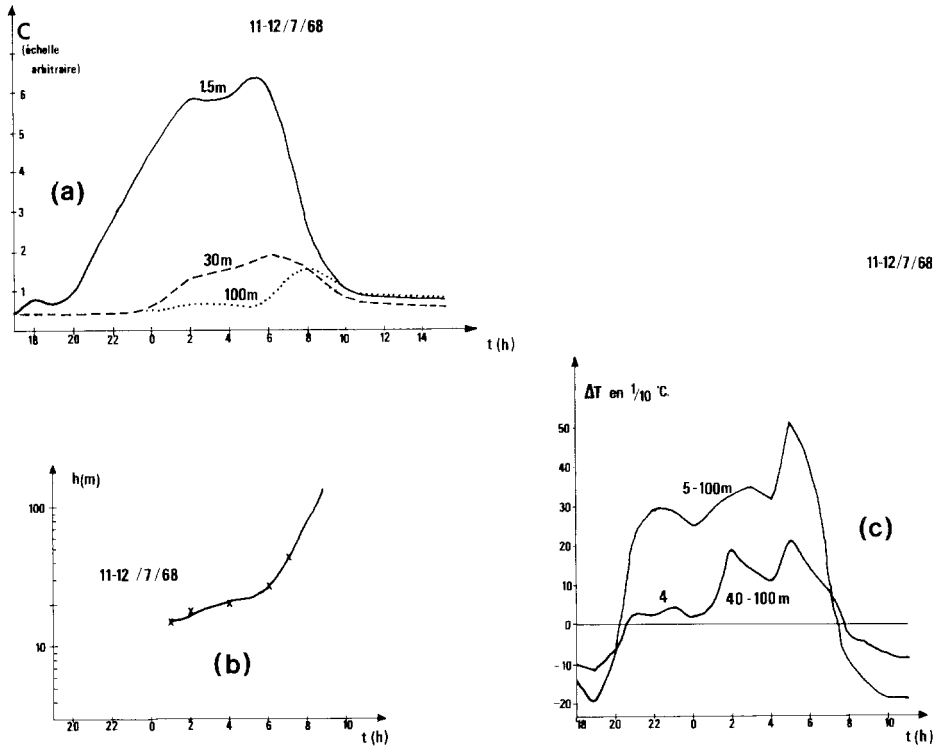


Fig. 3.

concentrations au niveau 1.5 m, à l'aide des relations (3) et (5). D'autre part, on calcule h à partir du profil vertical entre 0 et 100 mètres à l'aide de la relation (2).

Pour calculer l'intégrale: $\int_0^\infty (C(z, t) - C(z, 0)) dz$, nous avons considéré une variation linéaire entre les trois niveaux de mesure et une extrapolation linéaire au-dessus de 100 m. Pour éviter une trop grande imprécision, résultant de l'extrapolation du profil de concentration entre 30 et 100 m, nous avons limité le calcul de l'intégration du profil aux cas où l'extrapolation conduit à une diffusion du radon à une altitude inférieure à 200 m. Les Figures 2 à 6 montrent les variations des concentrations en radon, mesurées aux 3 niveaux, ainsi que les variations des écarts de température entre 100 et 5 m et 100 et 40 m.

Ces dernières mesures ont été effectuées par J. Saissac. On constate en général une variation comparable du radon à 1.5 et 30 m et respectivement des écarts de température entre 100-5 m et 100-40 m.

Sur les mêmes figures, nous avons représenté les valeurs de h calculées par les deux méthodes les x correspondent aux valeurs obtenues par intégration du profil. La valeur du flux de radon pour le calcul de h à partir du radon à 1.5 m, a été déterminée en égalant h mesuré par cette méthode avec la 1^o valeur de h obtenue par intégration du profil. Notons que cette dernière méthode ne nécessite pas la connaissance de Φ_0 . On peut constater que les valeurs suivantes de h calculées par les 2 méthodes sont en bon accord.

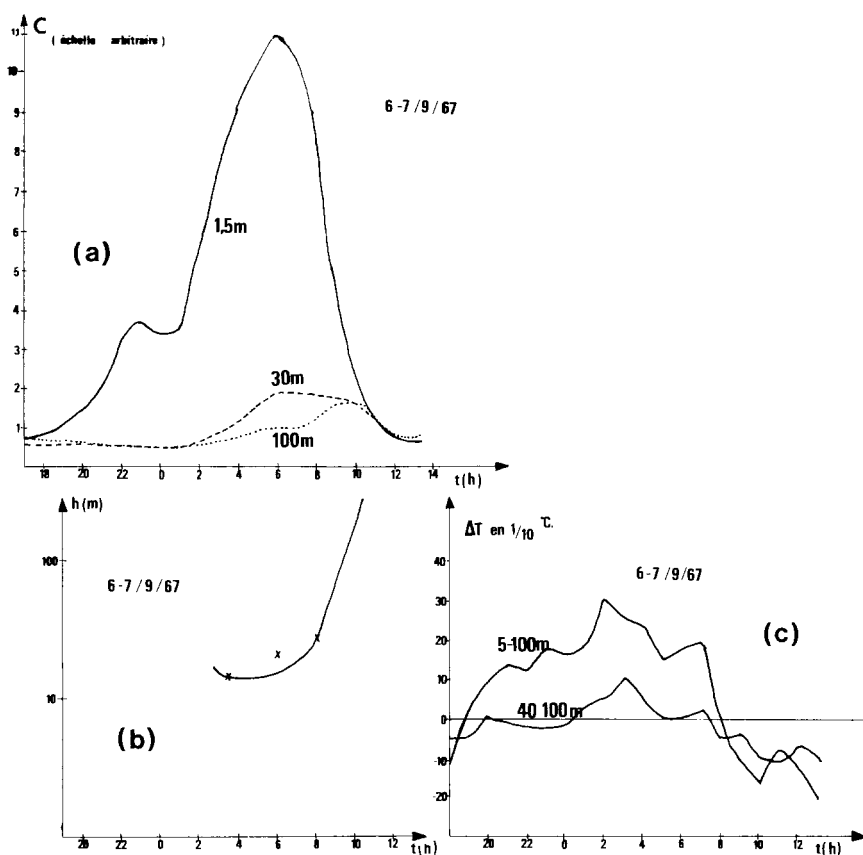


Fig. 4.

Cet accord montre que la méthode de détermination de h à partir de la mesure du radon à 1.5 m donne une variation relative correcte de cette hauteur.

La comparaison des deux méthodes permet en plus de déterminer la valeur de Φ_0 qui est indispensable pour calculer h en valeur absolue, en utilisant la formule (5).

La première mesure par intégration est obtenue lorsque la concentration du radon commence à augmenter à 30 m. En ajustant les deux méthodes sur cette valeur on observe que les résultats ne divergent pas ensuite. On peut donc sur le plan pratique déterminer le flux de radon, en mesurant sa concentration à deux niveaux, l'un près du sol, l'autre à une altitude qui est ajustée en fonction du site. Lorsque la concentration commence à augmenter au niveau le plus élevé, en supposant une variation linéaire de la concentration, la hauteur du mélange est égale à la moitié de l'altitude du prélèvement le plus haut. Nous avons déjà utilisé cette méthode pour mesurer le flux de radon sur le site de Roissy (Druilhet, 1973).

Une autre manière de déterminer le flux consiste à utiliser un sodar; celui-ci permet dans certains cas de visualiser l'épaisseur de la couche de mélange matinale

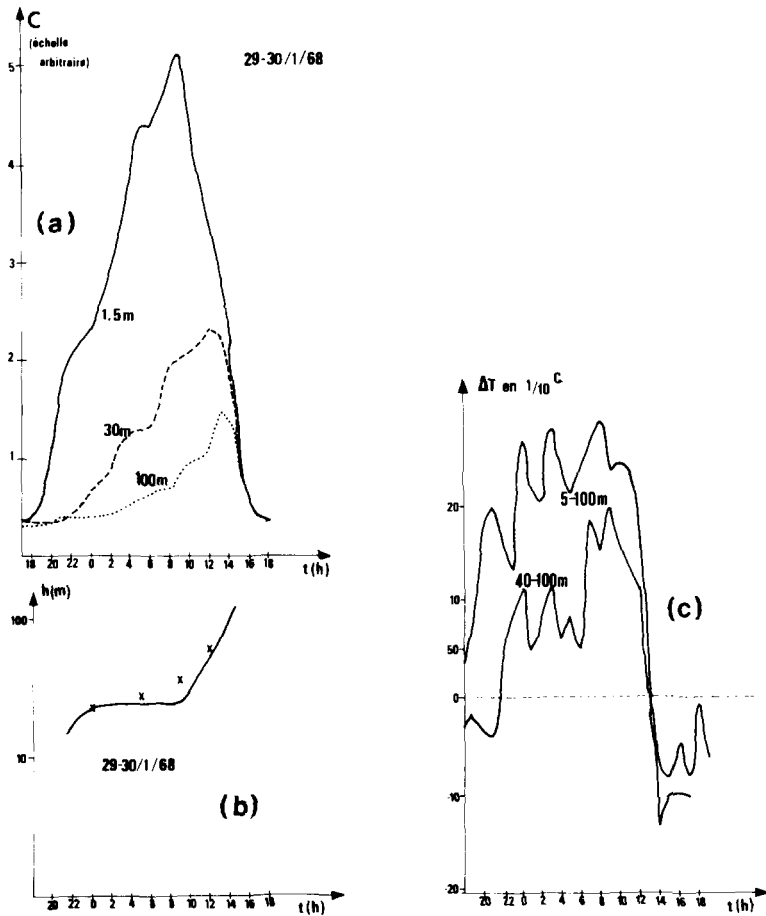


Fig. 5.

En comparant la valeur ainsi obtenue à celle calculée au même moment à l'aide du radon (relation (5)) on en déduit la valeur du flux (Guedalia *et al.*, 1978)

5. Relation Entre h et le Coefficient de Diffusion Vertical K_z

h est un paramètre intéressant dans le cas où l'on représente l'atmosphère par un modèle de boîte. On utilise souvent dans les problèmes de pollution la notion de coefficient de diffusion vertical K_z . On peut obtenir une relation entre h et K_z dans le cas le plus simple où K_z est constant avec z et dans le temps:

On a près du sol, c'est-à-dire pour $z = 0$:

$$\Phi_0 = K_z (\partial C / \partial z)_{z=0}$$

on a d'autre part:

$$h = \Phi_0 t / C(0, t)$$

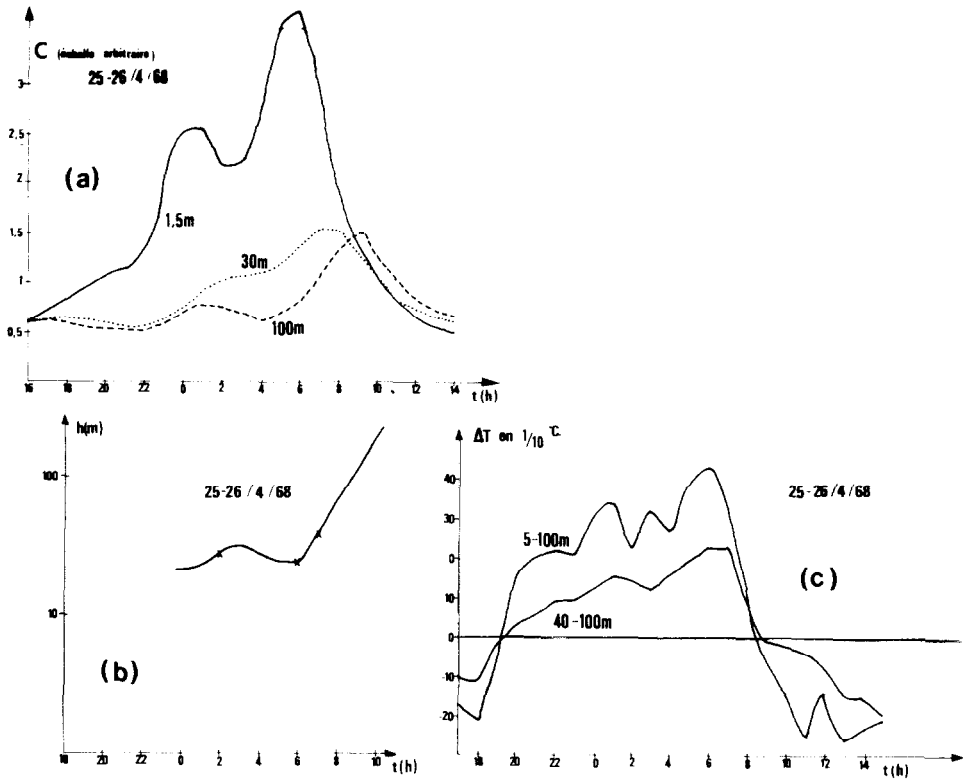


Fig. 6.

t étant le temps pendant lequel s'est produit l'accumulation. On en déduit:

$$h = [(\partial C / \partial z)_{z=0} / C(0, t)] K_z t.$$

Dans le cas d'un coefficient K_z constant avec z , la solution de l'équation de diffusion est (Sutton, 1953; Servant, 1967):

$$C(0) = 2\Phi_0 K_z^{-1/2} (t/\pi)^{1/2}$$

On a alors:

$$h^2 = \pi K_z t / 4 \approx 0.8 K_z t \quad (8)$$

La mesure de h permet ainsi d'estimer le coefficient K_z supposé constant dans la couche d'inversion de température due au refroidissement. En fait, K_z varie avec t . S'il y a une augmentation de la stabilité pendant la nuit, on a intérêt à changer l'origine des temps pour déterminer la variation de K_z .

La relation (8) qui suppose K_z constant avec z et t est dans les cas réels une approximation trop simple. Elle peut toutefois être utile dans certains problèmes de pollution, pour caractériser la période de stabilité nocturne.

6. Conclusion

La méthode que nous proposons à partir du radon est une méthode simple de surveillance de la stabilité verticale des basses couches de l'atmosphère. Elle permet de mesurer de façon quantitative le pouvoir diffusant dans les inversions de rayonnement. On peut le caractériser par h , que nous avons défini ou par un coefficient d'échange constant K_z . Elle nécessite toutefois la connaissance du flux de radon qui se dégage du sol. Celui-ci qui est lié essentiellement à l'humidité du sol peut être obtenu indirectement, en particulier en mesurant avec une autre méthode comme le sodar pendant une période où cela est possible, la hauteur de mélange. On peut l'obtenir aussi en mesurant la concentration du radon à deux niveaux. Un sondage de température pourrait aussi permettre de mesurer h en début de matinée et permettrait de calculer alors Φ_0 , le flux de radon au sol. La méthode du radon présente l'avantage majeur d'être utilisable en période de stabilité, c'est-à-dire lorsqu'il y a risque de pollution et donc nécessité de mesurer les propriétés diffusantes de l'atmosphère. Elle ne demande pas un équipement coûteux; de plus, les appareils de mesure de la radioactivité sont fiables.

La détermination de la 'hauteur de mélange équivalente' est utile pour certains problèmes de détermination de sources de constituants en traces. Ainsi, cette méthode a été utilisée pour déterminer la variation de la source de noyaux d'Aitken dans des sites urbains (Fontan et al., 1976; Cros, 1977).

Cette étude a été financée en partie par la commission de recherche du Ministère de la qualité de la vie.

Bibliographie

- Birot, A., Adroguer, B., and Fontan, J.: 1970, 'Vertical Distribution of Radon-222 in the Atmosphere and its Use for Study of Exchange in the Lower Troposphere', *J. Geophys. Res.* **75**, 2373.
- Clements, W. E. and Wilkening M. H.: 1974, 'Atmospheric Pressure Effects on Radon Transport Across the Earth-Air Interface', *J. Geophys. Res.* **20**, 5025-5029.
- Cros, B.: 'Contribution à l'étude des noyaux d'Aitken en Afrique Equatoriale'. Thèse de doctorat d'état. Université Paul Sabatier Toulouse 1977, no. 789.
- Druilhet, A.: 1973, 'Etude des transferts turbulents de matière dans l'atmosphère au voisinage du sol'. Thèse doctorat ès sciences. Université Paul Sabatier Toulouse no. 527.
- Druilhet, A. and Fontan, J.: 1972, 'Détermination des coefficients de diffusion verticale entre 0 et 100 mètres à l'aide du radon et du ThB', *Boundary-Layer Meteorol.* **3**, 476.
- Druilhet, A. and Fontan, J.: 1974, 'Utilisation du Radon comme indicateur de l'intensité des échanges près du sol', *Boundary-Layer Meteorol.* **6**, pp. 387-412.
- Fontan, J., Druilhet, A., Lopez, A., Bernis, M. J., and Cautenet, G.: 1976, 'Surveillance de la stabilité verticale dans un site urbain. Pollution atmosphérique', no. 1 pp. 231, 240.
- Garland, J. A. and Branson, J. R.: 1976, 'The Mixing Height and Mass Balance of SO₂ in the Atmosphere above Great Britain', *Atm. Env.* **10**, pp. 353-362.
- Gonzales, F. C.: 1977, 'Contribucion al estudio de la estabilidad vertical de la atmosfera de un nucleo urbano'. Thèse doctorat es sciences Université d'Oviedo Mai 1977.
- Guedalia, D., Allet, C., and Fontan, J.: 1974, 'Vertical Exchanges Measurements in the Lower Troposphere Using ThB and Radon', *J. Appl. Meteorol.* **13**, p. 27.

- Guedalia, D., Druilhet, A., Fontan, J., et A. N'Tsila: 1978, 'The Variation of Vertical Atmospheric Stability by Means of Radon Measurements and of Sodar Monitoring', In *III Natural Radiation Environment*, Houston, April. (in Press).
- Hosler: 1969, 'Vertical Diffusivity from Radon Profiles', *J. Geophys. Res.* **74**, p. 7018.
- Hosler: 1978, 'Urban-Rural Climatology of Atmospheric Radon Concentration', *J. Geophys. Res.* **73**, pp. 1155-1156.
- Kraner, H. W., Schroeder, G. L., Evans, R. D.: 1964, 'Measurements of the Effects of Atmospheric Variables on Radon 222 Flux and Soil-Gas Concentrations', *The Natural Radiation Environment*, University of Chicago Press. pp. 191, 215.
- Meetham, A. R.: 1950, 'Natural Removal of Pollution from the Atmosphere', *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **76**, 359-371.
- N'Tsila, A.: 1977, 'Surveillance de la stabilité verticale de l'atmosphère à l'aide, du radon et du sodar. Comparaison des deux méthodes'. Thèse de 3^e cycle, Université Paul Sabatier no. 2063.
- Pasquill: 1961, 'The estimation of the Dispersion of Wind-Borne Material', *Meteorol. Mag.* **90**, 33-49.
- Pearson J. E. and Jones, G. E.: 1966, 'Soil Concentration of Emanating Radium 226 and the Emanation of Radon 222 from Soils and Plants', *Tellus* **18**, 655.
- Servant, J.: 1967, 'La détermination du coefficient de diffusion turbulente verticale dans la basse atmosphère à l'aide du Radon', *La Météorologie* **I**, p. 3.
- Sutton, O. G.: 1953, *Micrométéorology*, McGraw-Hill p. 131.
- Tanner, A. B.: 1964, *Radon Migration in the Ground: a Review; the Natural Radiation Environment*, University of Chicago Press, pp. 161, 190.
- Turner, B.: 1969, *Workbook on atmospheric dispersion estimates*, Env. Prot. Agency, Research Triangle. NC 84pp.
- Wilkening, M. H., Clements, W. E. and Stanley, D.: 1974, 'Radon 222 Flux in Widely Parted Regions', *Natural Radiation Environemnt II*. Technical Information Division US Atomic Energy Commission.