



INFLUENCE DES PARAMETRES METEOROLOGIQUES SUR LES EMANATIONS RADON

Etude bibliographique

A. DAVID

Mai 1990

R 30953

EAU 4S 90

PR 9304800331

**BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICES SOL ET SOUS-SOL
Département EAU
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - France - Tél. : (33) 38.64.34.34**

RESUME

Le Rn possède trois isotopes : l'actinon ^{218}Rn , le thoron ^{220}Rn et le radon (S.S.) ^{222}Rn , leurs atomes parents étant le ^{223}Ra , le ^{224}Ra et le ^{226}Ra . Les éléments appartiennent chacun à une chaîne de désintégration radioactive : ils sont issus respectivement de l' ^{235}U , du ^{232}Th et de l' ^{238}U (fig. 1).

L'intérêt du Rn pour la prospection en milieu fissuré a été démontré (MATHIEU, 1988 ; GUERIN, 1988 ; HENOU, 1986...). Cependant, notre compréhension de certains signaux anormaux de Rn n'est pas toujours parfaite. La théorie ne s'applique pas souvent à la nature perturbée par les variations plus ou moins aléatoires de nombreux paramètres.

Ainsi, il est intuitif d'imaginer que les paramètres météorologiques jouent un rôle non négligeable quant à la variation des concentrations et des flux des gaz du sol, notamment dans ses couches superficielles. De nombreux auteurs se sont déjà appliqués à dégager l'influence de l'humidité du sol liée aux précipitations, de la pression atmosphérique, de la température, de la vitesse du vent....

Ce rapport, tout en synthétisant les résultats déjà publiés à ce sujet, cherche à mettre en évidence l'intérêt de nouvelles investigations. Aussi, il s'est avéré nécessaire de procéder méthodiquement, et de définir avant tout les grandeurs caractéristiques des dégagements de Rn, conséquences de la présence d'U et de Th dans une roche. Les quantités, liées entre elles par des expressions analytiques, ont été rattachées par quelques auteurs à certaines lois plus ou moins applicables dans la nature. Les conclusions ainsi établies s'éloignent alors parfois de la réalité.

Dans l'ensemble, notamment de façon quantitative, l'état actuel des connaissances ne permet pas d'analyser clairement l'influence des paramètres météorologiques sur les signaux de Rn. Il arrive que, selon les auteurs, des résultats théoriques, expérimentaux ou de terrain se contredisent.

SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
1 - LES DEGAGEMENTS DE RADON - CONSEQUENCE DE LA PRESENCE D'U OU DE Th DANS UNE ROCHE	1
1.1 - L'EMANATION : POUVOIR ET COEFFICIENT	1
1.2 - LE TAUX DE PRODUCTION	2
1.3 - LA CONCENTRATION	3
1.4 - LE FLUX - L'EXHALATION	3
2 - LES RESULTATS THEORIQUES	6
2.1 - LES EXPRESSIONS LIEES AUX CAUSES INTERNES	6
2.2 - LES EXPRESSIONS LIEES AUX CAUSES EXTERNES	8
2.3 - RAPPEL DES RESULTATS - CRITIQUE	20
3 - LES RESULTATS EMPIRIQUES ET DE TERRAIN	23
3.1 - NOTION D'INTERACTION ENTRE LES PARAMETRES HYDROCLIMATOLOGIQUES	23
3.2 - INFLUENCE DE LA PRESSION ATMOSPHERIQUE	28
3.2.1 - Conséquence d'une variation de pression sur les gaz du sol	29
3.2.2 - Les résultats	30
3.2.3 - Les complexités d'interprétation	35
3.3 - INFLUENCE DE LA VITESSE DU VENT	36
3.4 - INFLUENCE DE LA TEMPERATURE	38
3.5 - INFLUENCE DES PRECIPITATIONS ET DE L'HUMIDITE	43
3.5.1 - Conséquences des précipitations	43
3.5.2 - Conséquences de l'humidité	44
3.6 - RAPPEL DES RESULTATS	46
4 - CONCLUSION	49

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

LISTE DES FIGURES

- 1 - Chaînes de désintégration de l' ^{238}U , de l' ^{235}U et du ^{232}Th
- 2 - Pouvoir d'émanation de ^{222}Rn de quelques types de roches
- 3 - Pouvoir d'émanation de ^{222}Rn de quelques types de sols
- 4 - Méthode de prélèvement des gaz des sols (mesures de Rn)
- 5 - Concentrations de ^{222}Rn , normalisées à l'état d'équilibre, en fonction de la profondeur dans le cas d'une diffusion moléculaire pure
- 6 - Effet d'une forte variation de pression sur les flux de ^{222}Rn
- 7 - Variations de pression des gaz du sol à plusieurs profondeurs, selon une fonction sinusoïdale de la pression barométrique
- 8 - Variations de vitesse des gaz du sol à plusieurs profondeurs selon une fonction sinusoïdale de la pression barométrique
- 9 - Variations des activités de ^{222}Rn dues au "barometrique pumping" - Période : 24 h.K = 1010 millidarcy
- 10 - Variations des activités de ^{222}Rn dues au "barometrique pumping" - Période : 24 h.K = 50 millidarcy
- 11 - Variations des activités de ^{222}Rn dues au "barometrique pumping" - Période : 7 j.K = 50 millidarcy
- 12 - Variations des activités de ^{222}Rn dues au "barometrique pumping" - Période : 30 j.K = 50 millidarcy
- 13 - Effets d'une variation cyclique de pression sur les flux de ^{222}Rn
- 14 - Evolution des flux de ^{222}Rn en fonction du temps, dans les deux cas d'une variation positive et négative de pression
- 15 - Schéma du modèle en cul-de-sac
- 16 - Flux de ^{222}Rn en fonction de la pression barométrique
- 17 - Flux de ^{222}Rn en fonction de la vitesse du vent
- 18 - Flux de ^{222}Rn en fonction du gradient de température du sol
- 19 - Vue en plan d'un site d'étude dans le SPOKANE COUNTRY, WA
- 20 - Carte du champ de pression-repère de la fig. 19
- 21 - Flux de Radon (FRN, atomes/cm².s) et de Thoron (FTN, atomes/cm².s) du sol de New Mexico
- 22 - Exemple de variations diurnes des flux et concentrations de Rn

LISTE DES FIGURES (suite)

- 23 - Evolution des mesures de ^{222}Rn à 57 cm de profondeur, de la vitesse du vent, de la pression et de la température atmosphérique
- 24 - Concentration de Rn, pression atmosphérique et température pendant une semaine
- 25 - Variations des flux et des concentrations de ^{222}Rn du sol conjuguées aux variations atmosphériques
- 26 - Mesures et flux de ^{222}Rn et ^{220}Rn , de la pression atmosphérique, de la température, et de la vitesse du vent sur une période de 10 jours
- 27 - Mesures de très haute précision des profils de ^{222}Rn de subsurface
- 28 - Evolution d'une courbe de concentration de ^{222}Rn fonction de la profondeur lors d'une hausse de pression atmosphérique
- 29 - Evolution d'une courbe de concentration de ^{222}Rn fonction de la profondeur lors d'une chute de pression atmosphérique
- 30 - Effet des changements de pression atmosphérique sur les concentrations de ^{222}Rn dans les gaz du sol à 69 pouces de profondeur dans des tuffs altérés
- 31 - Concentrations de ^{222}Rn en fonction du temps calculées pour un écoulement vertical nul et pour des écoulements par unité de porosité de $\pm 7/D/\tau$, où la distance moyenne de diffusion \sqrt{Dt} est 1,2 m et le temps moyen de diffusion t est de 5,5 j
- 32 - Enregistrements des mesures de concentrations de ^{222}Rn à différentes profondeurs et des principales variables climatologiques : températures de l'air et du sol, précipitations, pression atmosphérique
- 33 - Effet de la vitesse du vent sur les concentrations de ^{222}Rn du sol, à 42 et 44 pouces de profondeur dans des tuffs altérés
- 34 - Flux de ^{222}Rn pendant des périodes de grands vents et de brises légères
- 35 - Inversion de la différence de température air/sol - Influence sur les variations des exhalations de ^{220}Rn (points de données) d'après le modèle expérimental de (GUEDALIA et al., 1970)
- 36 - Influence d'une forte différence de température air/sol (courbe solide) sur les exhalations de ^{220}Rn (points de données) d'après le modèle expérimental de (GUEDALIA et al., 1970)
- 37 - Exemple de variations diurnes des exhalations de ^{220}Rn et de la température du sol
- 38 - Concentrations de ^{222}Rn et enregistrements des données hydroclimatologiques correspondantes

LISTE DES FIGURES (suite)

- 39 - Variations saisonnières des émissions gazeuses et des paramètres environnementaux
- 40 - Schéma de la convection hypothétique de subsurface sous des gradients de températures hivernale et estivale
- 41 - Modèle du processus saisonnier des émissions gazeuses
- 42 - Variations des exhalations de Radon et de Thoron en été et en hiver
- 43 - Un niveau imperméable empêche l'échappement du ^{222}Rn et augmente les concentrations de ^{222}Rn en subsurface
- 44 - Exemple de variations diurnes des concentrations de ^{222}Rn dans l'air du sol et des exhalations de ^{222}Rn
- 45 - Exhalations de ^{222}Rn , 2 jours après une chute de pluie, en fonction de la pluviométrie
- 46 - Variations des exhalations de ^{222}Rn en fonction de l'humidité du sol
- 47 - Tendances générales de l'influence de l'humidité sur les exhalations de ^{222}Rn issues d'un schiste argileux, d'un sol et d'un bloc de béton

LISTE DES TABLEAUX

- 1 - Mesures de flux de ^{222}Rn au Nouveau Mexique, au Texas, en Alaska et à Hawaii
- 2 - Valeurs publiées des flux de ^{222}Rn
- 3 - Corrélations entre les paramètres environnementaux
- 4 - Corrélations entre les paramètres environnementaux et les émissions de Rn
- 5 - Matrice de corrélation pour les données de KENSLOW FARM
- 6 - Matrice de corrélation pour les données d'HERMERDON BALL
- 7 - Corrélations entre quelques variables environnementales et les exhalations et concentrations de Rn
- 8 - Propriétés du sol 855 mbar - 25°C)
- 9 - Propriétés du sol (84,5 kPa - 25°C)
- 10 - Concentrations diurnes de Rn à 25 cm de profondeur, associées à la valeur absolue de la pression barométrique moyenne, enregistrée pendant 12 h précédant le prélèvement de gaz
- 11 - Vitesse du vent et teneurs en ^{222}Rn

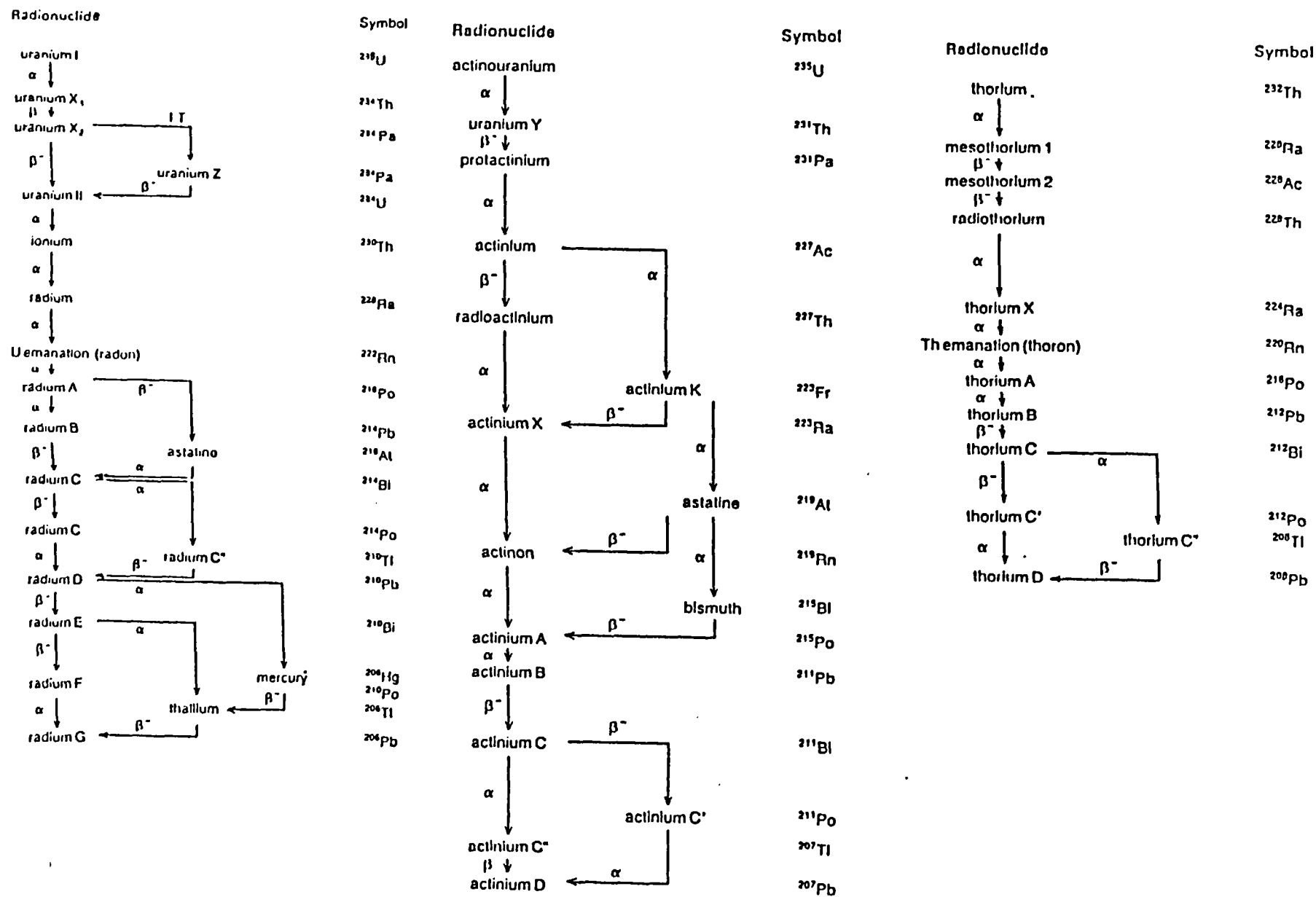


Fig. 1 Chaînes de désintégration de ^{238}U , de ^{235}U et du ^{232}Th (DURRANCE, 1986)

1 - LES DEGAGEMENTS DE RADON - CONSEQUENCE DE LA PRESENCE D'U OU DE Th DANS UNE ROCHE

Dans l'ensemble du globe, les roches, selon leur paragenèse, possèdent des teneurs plus ou moins fortes en U et/ou Th -de l'ordre de quelques ppm (ANDREWS et WOOD, 1972). Cependant, si minimes soient-elles, ces teneurs se détectent : en effet, chaque atome d'U ou de Th engendre une chaîne de désintégration radioactive. Outre les différents rayonnements, il en résulte une certaine production de Rn, matérialisée par un dégagement gazeux à la surface du sol.

Le Rn se déplace dans le milieu poreux de sa source vers l'atmosphère, c'est-à-dire sur quelques mètres voire dizaines de mètres. Des grandeurs bien spécifiques sont utilisées pour mesurer sa présence depuis son origine : le taux de production dépendant du pouvoir d'émanation, la concentration, le flux ou l'exhalation.

1.1 - L'EMANATION : POUVOIR ET COEFFICIENT (TANNER, 1980)

Pour qu'un atome de Rn puisse migrer, il doit s'échapper du site occupé par son parent le Ra. En effet, seule son éjection dans un pore -rempli d'air ou d'eau- lui permettra de diffuser et d'être transporté à travers le milieu géologique, qu'il soit poreux ou fracturé.

Or, d'une manière générale, seule une partie des atomes de Rn formés dans un solide s'en échappe. Cette fraction est définie par le pouvoir d'émanation du solide et s'exprime communément en pourcents. Dans la littérature soviétique, le terme utilisé est le coefficient d'émanation.

Théoriquement, ce pourcentage de Rn généré par des atomes de Ra, et qui s'échappe réellement des grains de la roche, correspond à une somme de trois fractions dues :

- au recul direct : les atomes de ^{222}Rn , par exemple, ont une énergie de recul initial de 10 Kev, qui correspond à une distance de recul d'environ 3.10^{-6} cm, 10^{-5} cm ou 6 à 9.10^{-3} cm dans le solide, l'eau ou l'air respectivement. Les atomes de Rn, dont le recul se termine dans un pore, constituent the direct-recoil fraction du pouvoir d'émanation (DURRANCE, 1986) ;

Fig. 1

Pouvoir d'émanation de ^{222}Rn de quelques types de sols (BARRETT et al., 1972)

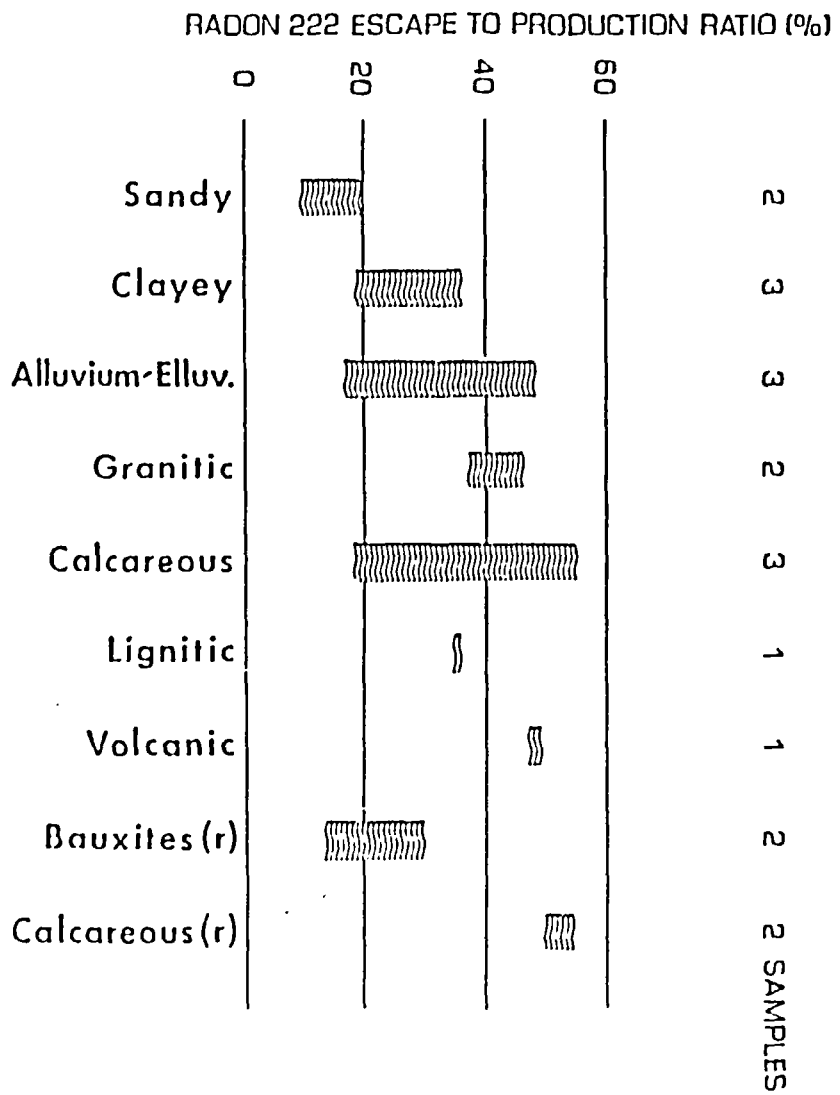
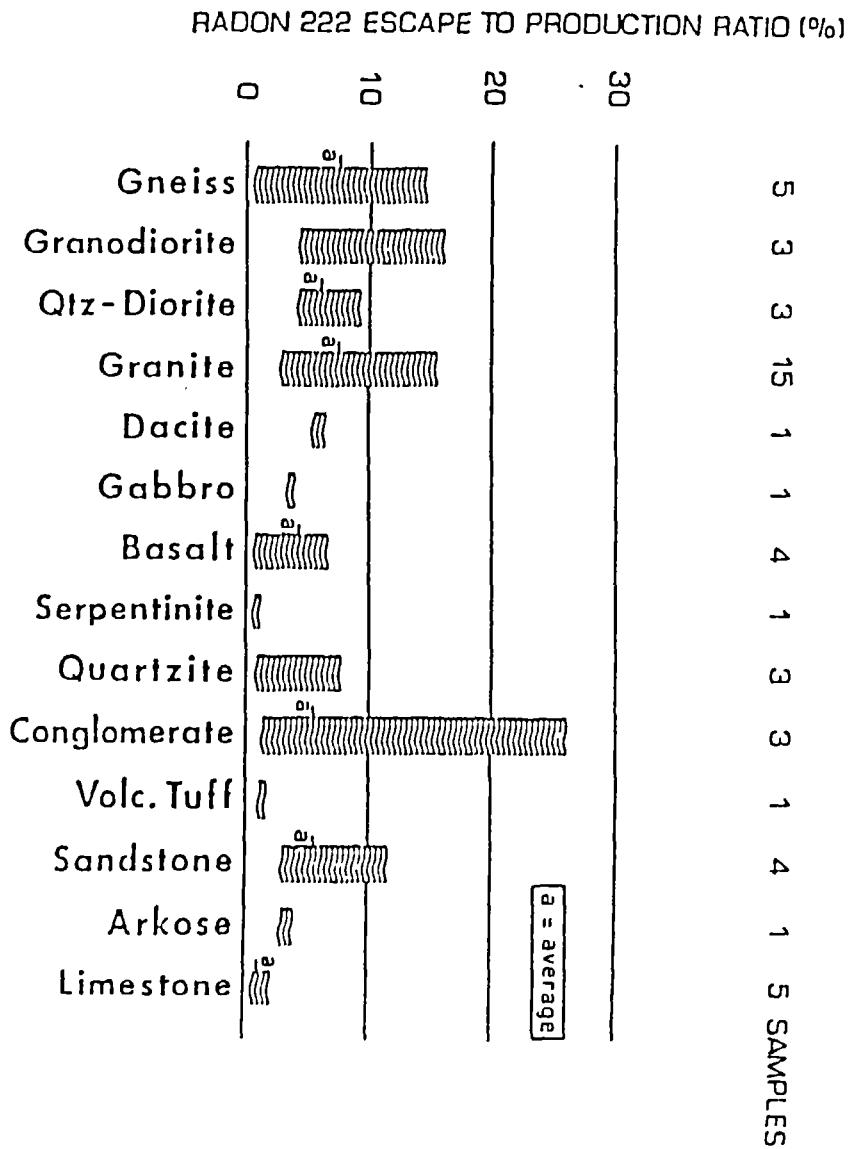


Fig. 2

Pouvoir d'émanation de ^{222}Rn de quelques types de roches (BARRETT et al., 1972)



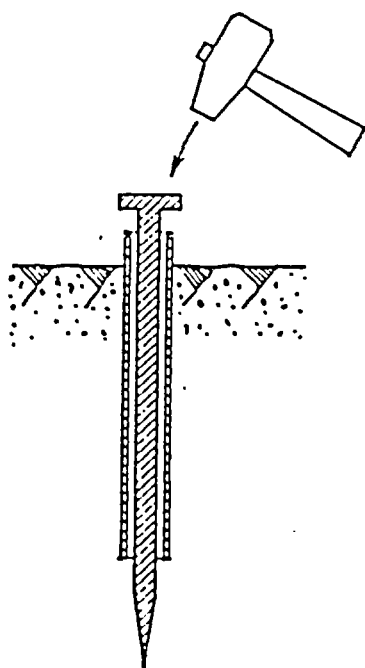
- au recul indirect : il arrive fréquemment qu'un atome de Rn, de part son recul initial, pénètre un autre grain. Selon FLUGGE et ZIMENS cités par (TANNER, 1980), certains atomes parviennent ensuite, en raison des dommages qu'ils ont causés au cristal le long de leur trace (LAMBERT et al., 1972), à rebrousser chemin par diffusion et terminent leur parcours dans un pore. Ces atomes constituent the indirect-recoil fraction du pouvoir d'émanation ;
- à la diffusion : ce processus consiste à réduire les zones où les concentrations en atomes de Rn sont les plus faibles. Lorsqu'il existe ainsi un déséquilibre dans le milieu, il se crée un gradient de concentration qui permet au Rn de migrer des zones de forte teneur vers les zones de faible teneur (ZETTWOOG, 1984). On suppose que la majeure partie du pouvoir d'émanation est due justement à la diffusion des atomes de Rn à travers le matériel solide (TANNER, 1980).

D'une manière générale, le pouvoir d'émanation des roches est de l'ordre de 5 % (DURRANCE, 1986). Mais ponctuellement, il est directement dépendant du type de roche (fig. 2). Les pourcentages peuvent être élevés, voire très élevés pour certains sols (fig. 3) ; (NERO et NAZAROFF, 1984) notent d'ailleurs des variations de 10 à 55 % selon le type de sol donc et la température. D'autres facteurs comme le taux d'humidité (STRANDEN et al., 1984 ; STRONG et LEVINS, 1982), la taille des grains (MEGUMI et MAMURO, 1974) ou le degré d'altération agissent sur sa valeur.

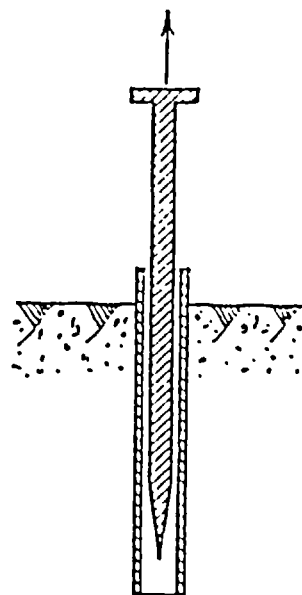
1.2 - LE TAUX DE PRODUCTION

Si le pouvoir d'émanation d'une roche est élevé, le taux de production sera d'autant plus élevé. En effet, le taux de production de ^{222}Rn représente le nombre d'atomes de ^{222}Rn produit par unité de temps et de volume d'espace interstitiel, et libre de migrer dans le milieu poreux (CLEMENTS, 1974). Parallèlement, ce taux de production se définit par le nombre d'atomes produit par le ^{226}Ra effectif. Le terme créé par (WILKENING et al., 1974) caractérise les atomes de ^{226}Ra qui, localisés dans une roche ou une matrice, se trouvent en position favorable pour permettre aux atomes de ^{222}Rn fils de s'échapper dans les pores et les capillarités du sol. Le Ra effectif représente, suivant le matériel crustal, 2 à 70 % du ^{226}Ra présent au total (PEARSON and JONES, 1966 ; WILKENING et al., 1974).

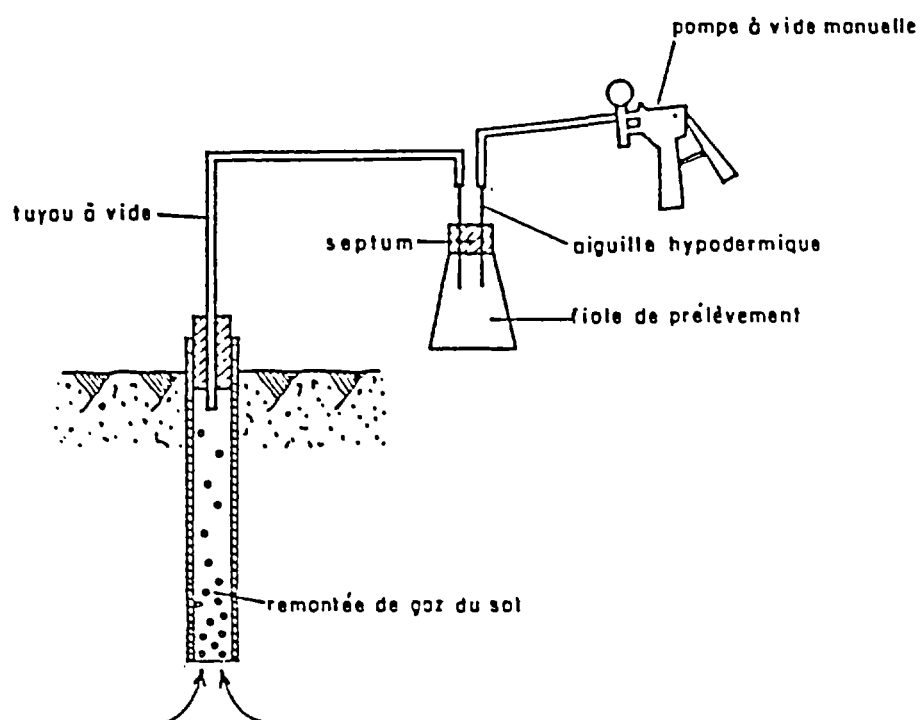
Selon le taux de production, le Rn existe donc plus ou moins dans le milieu poreux. Les mesures de concentrations et de flux permettent alors de quantifier sa présence.



mise en place de la canne
de prélèvement



extraction de la tige
centrale



prélèvement

Fig. 4 Méthode de prélèvement des gaz des sols (mesures de R_n) (LEBLANC, 1987)

1.3 - LA CONCENTRATION

Les systèmes de détection directs du Rn sont basés sur le fait qu'il est le seul gaz radioactif α naturel. Il se désintègre par émission de particules α , c'est-à-dire des noyaux d'hélium.

Les mesures de concentration de Rn sont aisées, notamment par la méthode décrite par LEBLANC (1987) (fig. 4) qui nécessite peu de matériel : une canne de prélèvement, une pompe à vide, une fiole tapissée de sulfure de zinc dopé à l'argent et un photomultiplicateur. Une mesure de concentration se résume en un comptage des particules α d'un certain volume de gaz du sol. Ramené à un volume unitaire, elle s'exprime en pCi/l.

Dans une roche, les concentrations en atomes de Rn sont proportionnelles à l'activité volumique des Ra parents, et inversement proportionnelles aux constantes de désintégration radioactive des atomes de Rn (ZETWOOG, 1984). C'est pourquoi, étant donné les courtes, voire très courtes périodes du Thoron $-T^{220}\text{Rn} = 54,4 \text{ s-}$ et de l'Actinon $-T^{219}\text{Rn} = 3,92 \text{ s-}$, les auteurs ne s'intéressent généralement qu'aux concentrations de radon (s.s.) $-T^{222}\text{Rn} = 3,8 \text{ j.}$

Notons pour finir que des facteurs extérieurs, tels que les paramètres atmosphériques, agissent sur les gaz du sol situés à faible profondeur -moins de 3 m- influençant ainsi les concentrations et à fortiori les flux de Rn.

1.4 - LE FLUX - L'EXHALATION

Le flux de Rn se mesure en général à l'interface sol/atmosphère ou à faible profondeur. Il correspond au nombre d'atomes de Rn par unité de temps et de surface géométrique transportés par diffusion moléculaire et par écoulement de fluide interstitiel. Il dépend donc respectivement du gradient de concentration et de la vitesse d'écoulement (CLEMENTS, 1974). De plus, il varie selon :

- la concentration en Ra de la roche et du sol ;
- le pouvoir d'émanation de la roche ;
- la porosité du sol et la profondeur de mesure ;

Tab. 1

- 4 -

Mesures de flux de ^{222}Rn au Nouveau Mexique, au Texas, en Alaska et à Hawaii
(WILKENING et Al., 1972)

PLACE, MONTH AND YEAR	LOCATION*	SOIL	METHOD**	RADON-222 FLUX (ATOMS $\text{cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$)
NEW MEXICO				
Mar 1971; Feb, Mar Apr, July 1972	Valley (130) 2 sites	Desertic; gravelly sandy loam grading to caliche or coarse gravel	A	$0.51 \pm 0.41^\dagger$
Mar, Apr 1971	Plains (4) Dry Lake	Desertic; surface calcareous loam; limy loam, shallow depth	A	2.1 ± 0.6
Mar, Apr 1971	Plains (8) 2 sites	Same as above	A	0.95 ± 0.23
Mar, Apr 1971	Mountains (10) 2 sites	Mountain, rock out- crops and shallow soils, rock slides	A	0.32 ± 0.10
July 1972	Others (3)	Desertic; sandy and sandy loam	A	1.1 ± 0.3
Aug 1966	Grants, Carlsbad Socorro Area (6)	Desertic; gravelly loam soils, and valley alluvium	VP	0.38 ± 0.26
Oct-Dec 1970	Socorro Area (3)	Same as above	VP	0.98 ± 0.29
Dec 1957	NMIMT, Weir Hall	Desertic; fine sandy loam with some clay	F	1.6 ± 0.16
Jan 1958	(10) Wilkening and Hand, 1960	Same as above	F	$1.3 \pm 0.53^\dagger$
29 July 1963	NMIMT, Weir Hall (6) Pearson et al., 1965	Same as above	F	
TEXAS				
May 1972	Plains (3) Big Springs Brownfield, Plains	Chernozemic; clay-loam soils, subsurface clay	A	0.72 ± 0.22
May 1972	Central (3) Hamilton, Junction Mountain Home	Chernozemic; dark organic soils, moderately shallow	A	0.35 ± 0.10
May 1972	Coastal (3) Kingville, Aransas Pass, Huntsville	Latosolic; clayey soils	A	0.41 ± 0.12
ALASKA				
Oct 1969	Tanana basin (14) Ballaine Lake, Fairbanks Airport, Chena Valley	Podsolc; silt loam with permafrost in- regularly at depths of 2 m or more; also fine sandy loams with underlying gravel	A	0.23 ± 0.07
Oct 1969	Tanana basin (3)	See above	VP	0.37 ± 0.11
Oct 1969	Yukon basin (1)	Podsolc; similar to Tanana basin; silt and sandy loams, organic surface	VP	0.39 ± 0.12
HAWAII				
June 1969, 1971	Deep Soils (6) Akaka, Honouliuli, Lapaohoe	Latosolic; well drained fine textured soils formed from volcanic ash; high in organic material	A	1.5 ± 0.4
June 1969, 1971	Thin Soils (18) Milo, Saddle Road, Kulani	Mountain; porous, thin soils; shallow organic matter over lava base	A	0.08 ± 0.02
June 1969, 1971	Lava (5) Mauna Loa, Point Kumukahi	Mountain; open lava beds, aa or pahoehoe	A	0.01 ± 0.003

* numbers in parentheses give number of measurements

** A-accumulator, F-flow, VP-vertical profile

† standard deviation

Tab. 2

Valeurs publiées des flux de ^{222}Rn (WILKENING et al., 1972)

LOCATION*	SOIL GROUP	REFERENCE	METHOD**	RADON-222 FLUX (ATOMS $\text{cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$)
<u>AUSTRIA</u>				
Graz	Mountain	Kosmath (1933)	F	0.95, 0.44
Innsbruck	Mountain	Zupancic (1934)	A	0.41
Innsbruck	Mountain	Zellinger (1935)	A	0.88
<u>FRANCE</u>				
Saclay (80)	Podsollic	Servant (1964)	A, VP	0.7, 0.65
<u>GERMANY</u>				
Aachen	Podsollic	Israel (1970)	F	0.8
<u>IRELAND</u>				
Dublin	Podsollic	Smyth (1904)	F	1.3
<u>JAPAN</u>				
Osaka (4,4)	Latosolic	Megumi and Mamuro (1972)	C	0.16, 0.42
<u>PHILIPPINES</u>				
Manila	Latosolic	Wright and Smith (1915)	F	0.52
<u>USA</u>				
<u>NEW MEXICO</u>				
Socorro, NMIMT (10)	Desertic	Wilkening and Hand (1960)	F	1.6 ± 0.16
Socorro, NMIMT (6)	Desertic	Pearson et al. (1965)	F	$1.8 \pm 0.53^\dagger$
<u>NEVADA</u>				
Yucca Flat	Desertic	Kraner et al. (1965)	A	0.84
<u>MASSACHUSETTS</u>				
Lincoln (10)	Podsollic	Kraner et al. (1964)	A	2.4
<u>ILLINOIS</u>				
Champaign County (472)	Chernozemic	Pearson and Jones (1966)	F	2.5
Argonne (8)	Chernozemic	Pearson and Jones (1966)	F	1.0 ± 0.09
<u>USSR</u>				
Kirov (36)	Podsollic	Milin et al. (1964)	VP	0.70
Moscow (6)	Podsollic	Milin et al. (1964)	VP	0.18
Cent. European Terr. (40)	Podsollic	Sisigina (1964)	A	0.33
	Chernozemic			
Southwest Kazakhstan (5)	Desertic	Sisigina (1964)	A	0.24
Sandy desert (10,5)	Desertic	Kirichenko (1970)	A, VP	0.23, 0.61
Muyun Kum, Ashkhabad, Dzhusaly				
The North (6)	Podsollic	Kirichenko (1970)	VP	0.18
Murmansk, Arkhangelsk				
Cent. European Terr. (35)	Podsollic	Kirichenko (1970)	VP	0.35
Leningrad, Moscow	Chernozemic			
Kuluga city regions				
The Caucasus (15)	Mountain	Kirichenko (1970)	VP	0.53
Grozny, Baku,	Chernozemic			
Tbilisi, Adler				
Middle Asia (10)	Mountain	Kirichenko (1970)	VP	0.88
Tashkent, Alma, Ala, Frunze	Desertic			
South Urals (5)	Mountain	Kirichenko (1970)	VP	0.53
Sverdlovsk,	Podsollic			
Chelyabinsk	Mountain	Kirichenko (1970)	VP	0.53
	Podsollic			

* numbers in parentheses give number of measurements

** A-accumulator, C-charcoal sorption, F-flow, VP-vertical profile

† standard deviation

- l'état de la couverture végétale ;
- la quantité d'eau et/ou de glace présente dans le sol ;
- les variations de paramètres atmosphériques qui agissent sur les processus de transport entre les gaz du sol et les basses couches atmosphériques (WILKENING et al., 1972).

L'exhalation correspond à un flux. Les deux grandeurs ne se distinguent que par leurs unités : le flux s'exprime en atomes/cm².sec et l'exhalation en Ci/cm².sec. On a : 1 atome/cm².sec = $56,7 \cdot 10^{-18}$ Ci/cm².sec.

Donner un ordre de grandeur des valeurs de flux de Rn a priori s'avère embarrassant compte tenu de leur dépendance avec de nombreux paramètres ; les fluctuations des mesures en un lieu donné pendant une période de plusieurs mois sont déjà de l'ordre de 30 %. Une synthèse très intéressante de (WILKENING et al., 1972) a cependant permis de s'en faire une idée, à l'échelle du globe. Les résultats de 237 déterminations de flux de Rn au Nouveau Mexique, au Texas, en Alaska et à Hawaï sont récapitulés dans le tableau 1. Parallèlement, le tableau 2 donne les résultats de différentes études effectuées dans des laves et autres roches solidifiées. Un total de 994 mesures donnent une valeur moyenne du flux de Rn de 0,75 atomes/cm².sec calculée dans une éventail de 0,01 à 2,5 atomes/cm².sec.

Les méthodes utilisées pour mesurer les flux de Rn du sol sont nombreuses (HESSELBOM, 1985 ; BIGU, 1984 ; FLEISCHER, 1980 ; FLEISCHER et LIKES, 1979). (WILKENING et al., 1972) attirent d'ailleurs l'attention sur le fait que, en un site donné, les fluctuations des flux de Rn peuvent dépendre de la méthode d'investigation.

Lorsque l'on s'intéresse à un gaz, en l'occurrence le Rn lors de prospection hydrogéologique en milieu fissuré, il est important de savoir mesurer sa concentration, son flux ; mais il est surtout nécessaire de comprendre l'essence de ces valeurs : de connaître leurs causes internes -pouvoir d'émanation de la roche, taux de production- et enfin de tenir compte des contraintes externes agissant sur la phase gazeuse elle-même. En d'autres termes, il est nécessaire de connaître leurs relations et de distinguer leur influence respective.

2 - LES RESULTATS THEORIQUES

Deux phénomènes distincts mais complémentaires permettent au Rn de migrer de sa source à l'atmosphère : la diffusion et le transport par l'intermédiaire d'un écoulement liquide ou gazeux. Certains chercheurs tentant de modéliser cette migration se sont contentés d'étudier un milieu poreux homogène. En effet, si l'on s'intéresse à un milieu discontinu, on est tout de suite confronté à la complexité de la géométrie des réseaux de fractures et aux propriétés hydrauliques très variables dans l'espace (DROGUE, 1987).

2.1 - LES EXPRESSIONS LIEES AUX CAUSES INTERNES

Etant donné la difficulté de modéliser le processus de transport réel se déroulant dans le milieu naturel, plusieurs hypothèses ont été posées (CLEMENTS, 1974) :

- le milieu poreux est homogène, isotherme et dénué d'humidité ;
- la diffusion moléculaire du ^{222}Rn dans le sol est gouvernée par le gradient de concentration local d'après la loi de FICK ;
- la concentration de ^{222}Rn à l'interface sol/air est négligeable comparée à sa valeur en profondeur.

La variation de concentration par rapport au temps dépend :

- du taux de production en atomes de ^{222}Rn résultat de la désintégration nucléaire ;
- de la diffusion moléculaire ;
- de la vitesse d'écoulement du fluide interstitiel.

On définit les paramètres suivants :

- ϵ : porosité du sol
- D : coefficient de diffusion moléculaire des atomes de ^{222}Rn dans l'air du sol, $\text{cm}^2.\text{s}^{-1}$
- λ : constante de désintégration du ^{222}Rn , s^{-1}
- C : concentration en atomes de ^{222}Rn , $\text{atomes}.\text{cm}^{-3}$
- \emptyset : taux de production de ^{222}Rn , $\text{atomes}.\text{cm}^{-3}.\text{s}^{-1}$

- \vec{v} : volume de fluide interstitiel, s'écoulant par unité de temps et de surface géométrique, correspondant à la vitesse de DARCY d'écoulement du fluide, cm.s^{-1}
- J_d : flux de ^{222}Rn dû à la diffusion moléculaire, $\text{atomes.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$
- J_t : flux de ^{222}Rn dû aux processus de transport advectifs, $\text{atomes.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$

Le taux de production en atomes de ^{222}Rn dans le milieu donné est considéré comme constant. La diffusion moléculaire conduit à la relation :

$$\vec{J}_d = -D.\vec{\nabla}C$$

La vitesse d'écoulement du fluide interstitiel entraîne :

$$\vec{J}_t = C.\vec{v}$$

L'équation du transport s'écrit alors :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \phi - \lambda C - \frac{1}{\epsilon} \vec{\nabla}.\vec{J}_d - \frac{1}{\epsilon} \vec{\nabla}.\vec{J}_t$$

Si on considère D indépendant des coordonnées spatiales, on a :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{D}{\epsilon} \nabla^2 C - \frac{1}{\epsilon} \vec{\nabla}.C\vec{v} - \lambda C + \phi$$

L'équation unidimensionnelle correspondante étant :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{D}{\epsilon} \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - \frac{1}{\epsilon} \frac{\partial (vC)}{\partial z} - \lambda C + \phi$$

Si l'on ne tient compte que de la diffusion moléculaire en supposant une vitesse de transport nulle $-v = 0-$, la solution de cette équation est :

$$C = (\phi/\lambda) < 1 - \exp. [-(\epsilon\lambda/D)^{1/2}z] >$$

équation publiée par (KRANER, 1964) dès 1964 qui formulait au préalable les hypothèses suivantes :

- concentration en ^{226}Ra constante et homogène dans le sol,
- pouvoir d'émanation du ^{222}Rn des particules du sol constant,
- porosité invariable avec la profondeur.

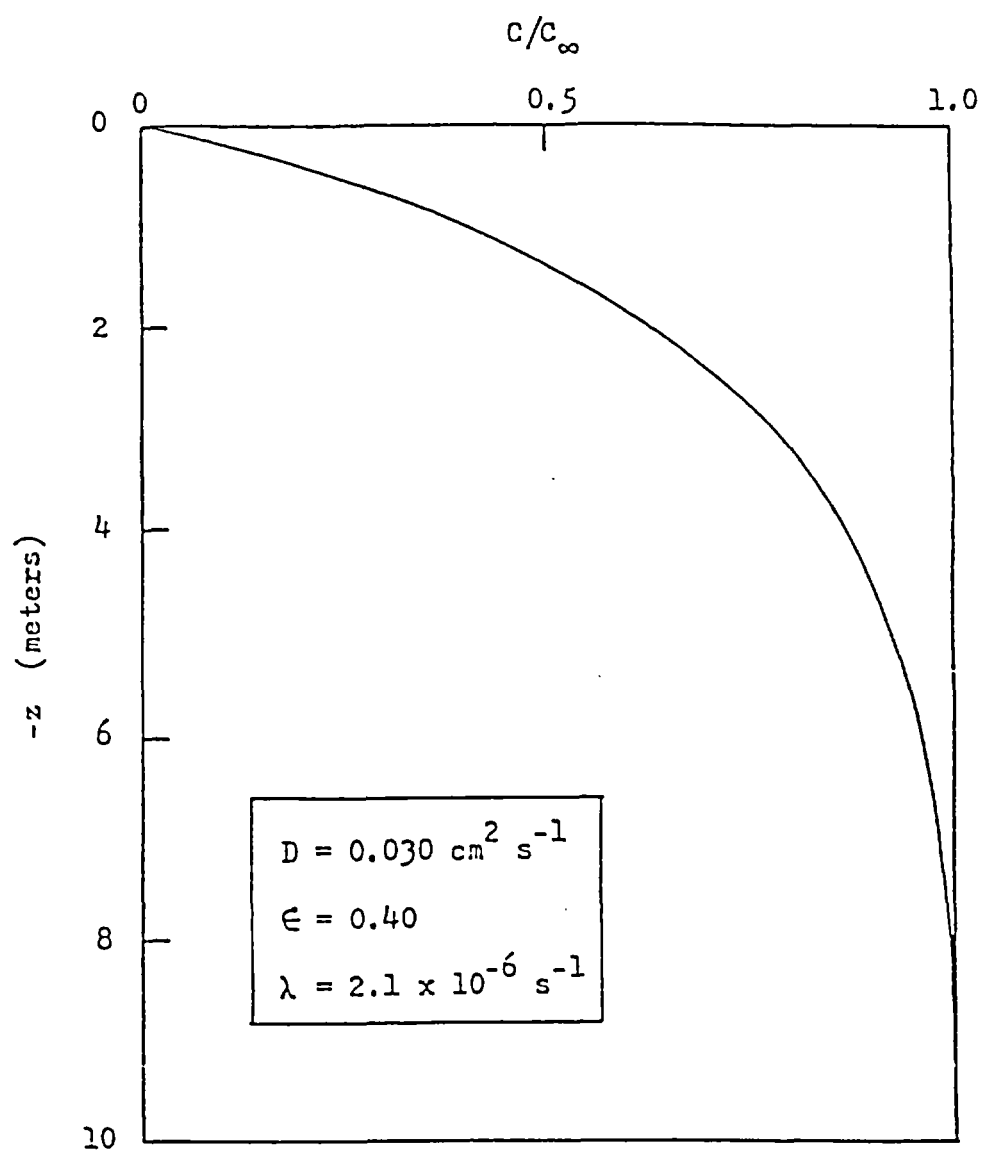


Fig. 5 Concentrations de ^{222}Rn , normalisées à l'état d'équilibre, en fonction de la profondeur dans le cas d'une diffusion moléculaire pure (CLEMENTS, 1974)

Les conditions aux limites sont telles que :

$$C(0,t) = 0$$

$$C(-\infty,t) = 0/\lambda = C^\infty$$

La concentration augmente avec la profondeur comme l'illustre la courbe de la figure 5.

L'axe z est perpendiculaire au sol et dirigé positivement de la profondeur vers l'interface sol/air.

L'expression du flux total est donc :

$$J = -D(\partial C/\partial z) + C_v \text{ dans le sol,}$$

et $J = -D(\partial C/\partial z)$ en surface. Il dépend directement du gradient de concentration.

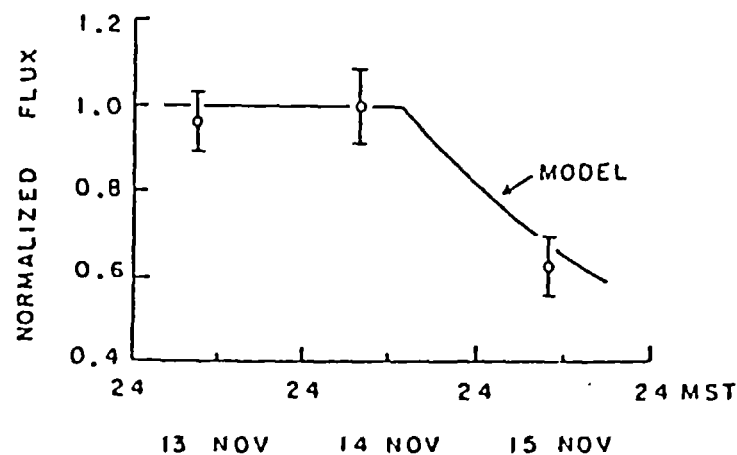
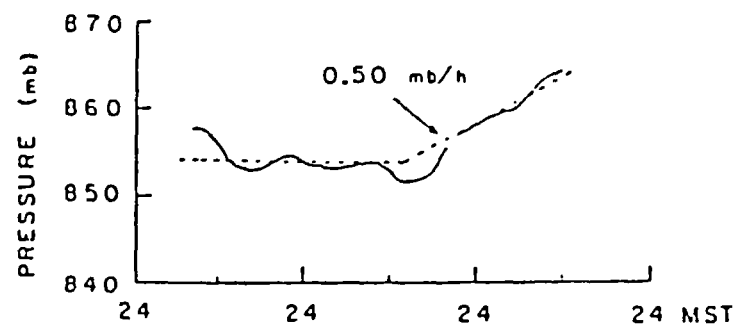
Nous ne sommes pas cependant dans des conditions d'hypothèses très réalistes ; nous en discuterons ultérieurement.

2.2 - LES EXPRESSIONS LIEES AUX CAUSES EXTERNES

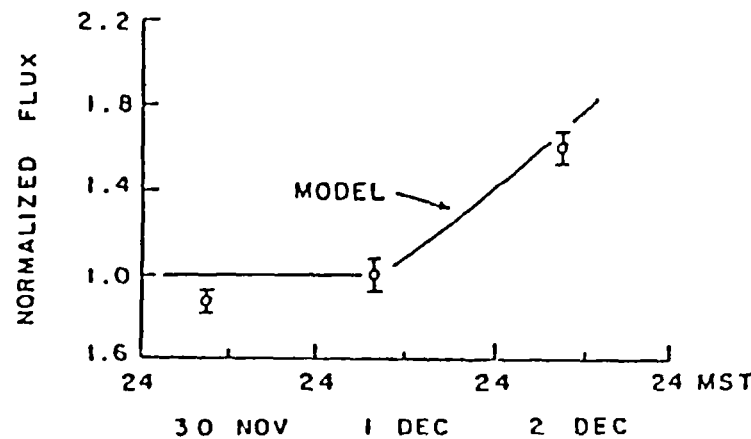
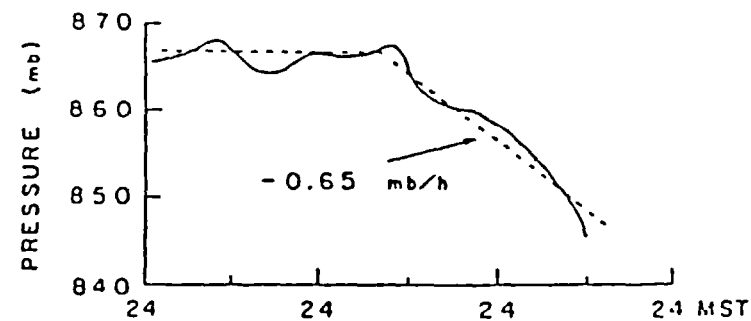
Les publications traitant de l'impact des variables météorologiques sur les signaux de ^{222}Rn fournissent rarement des résultats théoriques. D'une part, les chercheurs travaillant sur ce sujet sont peu nombreux, et d'autre part, la modélisation ne se développe que depuis quelques années. De plus, l'établissement d'un modèle suppose déjà une bonne compréhension du phénomène étudié ; et nous verrons par la suite que le paramètre atmosphérique le mieux corrélé aux concentrations et aux flux de ^{222}Rn est la pression.

C'est pourquoi la pression barométrique est la seule variable ayant fait l'objet d'études théoriques. En 1974, les premiers résultats de "l'effet de la variation de la pression atmosphérique sur le transport du ^{222}Rn du sol à l'atmosphère", sont publiés (CLEMENTS, 1974).

L'implication des variations barométriques nécessite de compléter les hypothèses du § 2.1 :



Hausse linéaire de pression
 $J = 0.56 \text{ atomes/cm}^2.\text{s}$



Chute linéaire de pression
 $J = 0.48 \text{ atomes/cm}^2.\text{s}$

Fig. 6 Effet d'une forte variation de pression sur les flux de ^{222}Rn . L'intervalle d'erreur des valeurs de flux représente l'erreur de comptage sigma. Les lignes brisées sont issues d'un modèle de pression simplifié (CLEMENTS, 1974)

- l'écoulement de gaz interstitiel est gouverné par le gradient local de pression suivant la loi de DARCY :

$$v = - \frac{K}{\eta} \cdot \nabla P$$

où P est la pression,
 K la perméabilité du sol, cm²,
 η la viscosité dynamique du fluide interstitiel,
 g.cm⁻¹.s⁻¹ ;

- les variations de pression sont faibles comparées à la pression moyenne.

CLEMENTS établit donc un modèle numérique unidimensionnel. Il collecte un ensemble de données pendant l'hiver et le printemps 1972 et l'été et l'automne 1973 sur un site à 2 km à l'Ouest du Campus du New Mexico Institute of Mining and Technology. Le terrain repose entre la plaine alluviale irriguée du Rio Grande et les Socorro Mountains. La pluie atteint en moyenne 23 cm/an d'où une végétation clairsemée à prédominance de buissons de créosote.

La pression atmosphérique est enregistrée en continu. Il sélectionne ensuite les séries de mesures pour lesquelles la pression, après être restée relativement constante pendant au moins 24 h, varie subitement de manière prononcée. A partir de variations linéaires de pression, il calcule le flux de ²²²Rn à la surface du sol. Ses résultats de terrain et théoriques concordent (fig. 6). Une hausse progressive mais considérable de pression entraîne une diminution tout aussi linéaire du flux et vice-versa.

Pour résoudre l'équation du transport, il est nécessaire de connaître la dépendance fonctionnelle entre la vitesse de transport et les variables z et t, ceci pour la solution et les conditions aux limites posées. Si l'on suppose que v est induite par la pression, on peut, connaissant le champ de pression dans le sol, obtenir v d'après la loi de DARCY. Pour de petites variations de pression dans le sol, l'équation de pression s'écrit :

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{K \rho}{\epsilon \eta} \nabla^2 p$$

d'où la forme unidimensionnelle :

$$\frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = \alpha^2 (\partial p / \partial t)$$

$$\text{avec } \alpha^2 = \frac{\epsilon \eta}{K P_0}$$

P_0 est la pression moyenne telle que $P = P_0 + p$ et $p \ll P_0$.

Afin d'obtenir la solution de cette équation, CLEMENTS suppose les conditions aux limites suivantes :

- $p(0, t) = p^*(t)$;
où $p^*(t)$ est la variation de la pression atmosphérique à la surface du sol ;
- $p(-\infty, t) = \text{une valeur finie.}$

La solution de l'équation de pression conduisant à déterminer la solution de l'équation de transport, la condition initiale de variation de pression doit correspondre à la condition initiale de concentration ; on a ainsi :

$$p(z, 0) = 0$$

On obtient alors, sous les conditions spécifiées, l'équation générale de pression pour une variation de pression $p^*(t)$ appliquée en surface :

$$p = - \frac{1}{2} \alpha z \pi^{-1/2} \int_0^t p^*(t-\tau) \tau^{-3/2} \cdot \exp\left(-\frac{1}{4} \alpha^2 z^2 \tau^{-1}\right) d\tau$$

CLEMENTS s'intéresse particulièrement aux variations linéaires de pression atmosphérique. Il pose donc :

$$p^*(t) = at \quad (t \geq 0)$$

où a est une constante.

Ce qui donne :

$$p = -\frac{1}{2} \pi^{-1/2} \alpha z \int_0^t a(t-\tau) \tau^{-3/4} \cdot \exp\left(-\frac{1}{4} \alpha^2 z^2 \tau^{-1}\right) d\tau$$

conduisant, après évaluation de l'intégrale et des différents termes, au champ de pression dans le sol :

$$p = \left(at + \frac{1}{2} a \alpha^2 z^2\right) \operatorname{erfc}\left(-\frac{1}{2} \alpha z t^{-1/2}\right) + a \alpha z (t/\pi)^{1/2} \cdot \exp\left(-\frac{1}{4} \alpha^2 z^2 t^{-1}\right)$$

$$\text{avec } \operatorname{erfc}(x) = 1 - \operatorname{erf}(x) = 2\pi^{-1/2} \int_x^\infty \exp(-u^2) du$$

Appliquant la loi de DARCY à ce champ de pression, il obtient le champ de vitesse dans le sol pour une variation linéaire de pression :

$$v = -2a\alpha(k/\eta)(t/\pi)^{1/2} \left[-\frac{1}{2} \alpha z t^{-1/2} \pi^{1/2} \operatorname{erfc}\left(-\frac{1}{2} \alpha z t^{-1/2}\right) + \exp\left(-\frac{1}{4} \alpha^2 z^2 t^{-1}\right) \right]$$

Cette vitesse en surface s'écrit :

$$v(z=0) = 2a\alpha(K/\eta)(t/\pi)^{1/2} = 2a[\{K/(\eta P \cdot \pi)\}]^{1/2} t^{1/2}$$

La connaissance du champ de vitesse permet alors la résolution de l'équation du transport, d'où les valeurs de concentration et de flux.

Notons pour résumer que, d'après ce modèle combinant la diffusion moléculaire au transport induit par des changements de pression, des variations de pression de 1 à 2 %, associées au passage des systèmes de front, produisent des fluctuations du flux de ^{222}Rn de 20 à 60 % selon le taux de variation de pression et sa durée. Pour 10 à 20 mbars de fluctuations en l'espace de 1 ou 2 jours, il se crée des variations de vitesse de DARCY de l'ordre de 10^{-4} cm/s près de la surface du sol, pour une perméabilité de 10^{-8} cm².

Les travaux de CLEMENTS ne traitent que de variations linéaires de pression. Or, dans la nature, les fluctuations barométriques semblent plus complexes.

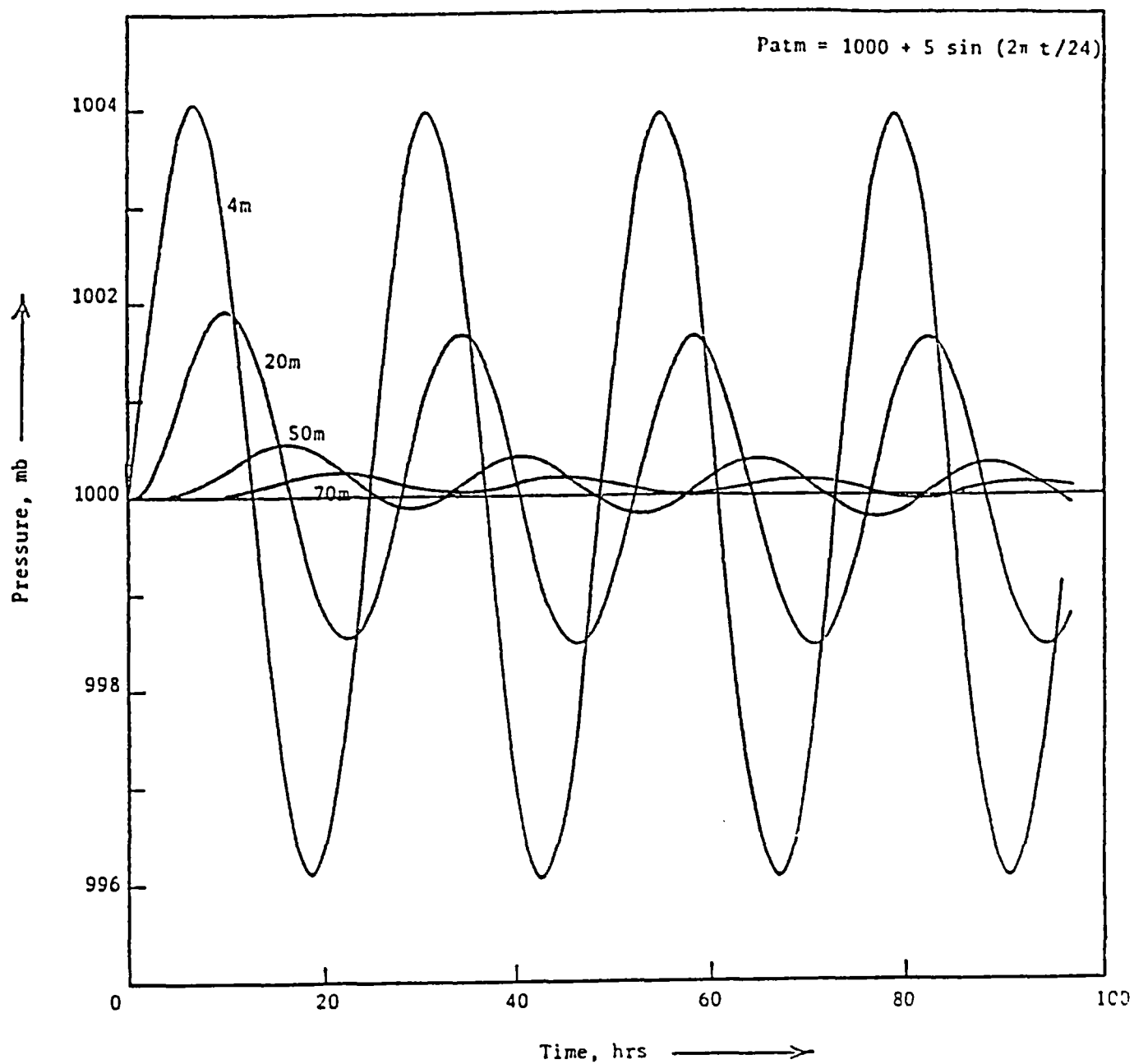


Fig. 7 Variations de pression des gaz du sol à plusieurs profondeurs, selon une fonction sinusoïdale de la pression barométrique (JETER et Al., 1977)

Aussi, en 1977, un nouveau modèle numérique transitoire unidimensionnel est utilisé pour simuler l'influence de la pression sur la migration du ^{222}Rn depuis sa source uranifère (JETER and al., 1977). Il diffère de celui de CLEMENTS car il prend en compte le cas d'un "barometric pumping", ce qui correspond à une variation sinusoïdale de la pression atmosphérique.

L'équation considérée est la suivante :

$$\frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - \frac{v}{D} \frac{\partial C}{\partial z} - \frac{1}{D} \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \epsilon \lambda \right) C = \frac{\epsilon}{D} \frac{\partial C}{\partial t}$$

ce qui revient à résoudre l'équation du transport précédemment citée (§ 2.1) sans tenir compte cependant du terme de production locale \emptyset .

L'exécution nécessite plusieurs conditions :

- une pression initiale uniforme ;
- une vitesse de transport initiale constante égale à zéro ;
- des activités initiales de ^{222}Rn calculées à partir de la diffusion moléculaire pure telle que :

$$C(z) = \frac{-F \sinh(\sqrt{\epsilon \lambda / D} z)}{D \sqrt{\epsilon \lambda / D} \cosh(\sqrt{\epsilon \lambda / D} L)}$$

où F est le flux à la limite inférieure du modèle
L la profondeur à la limite inférieure du modèle

Les figures suivantes illustrent l'effet du "barometric pumping" sur :

- la variation de pression des gaz (fig. 7) et de leur vitesse de transport (fig. 8) à plusieurs profondeurs. Il se crée un retard de phase fonction de l'augmentation de la profondeur ;
- la variation de l'activité⁽¹⁾ du ^{222}Rn (fig. 9-12).

⁽¹⁾ Les activités sont exprimées en désintégrations par seconde et par unité de volume des vides du sol (cm^2). L'équation du transport peut être exprimée, soit en terme de concentration ($\text{atomes}/\text{cm}^3$), soit en terme d'activités (dps/cm^3), cette dernière étant une mesure directe de la première.

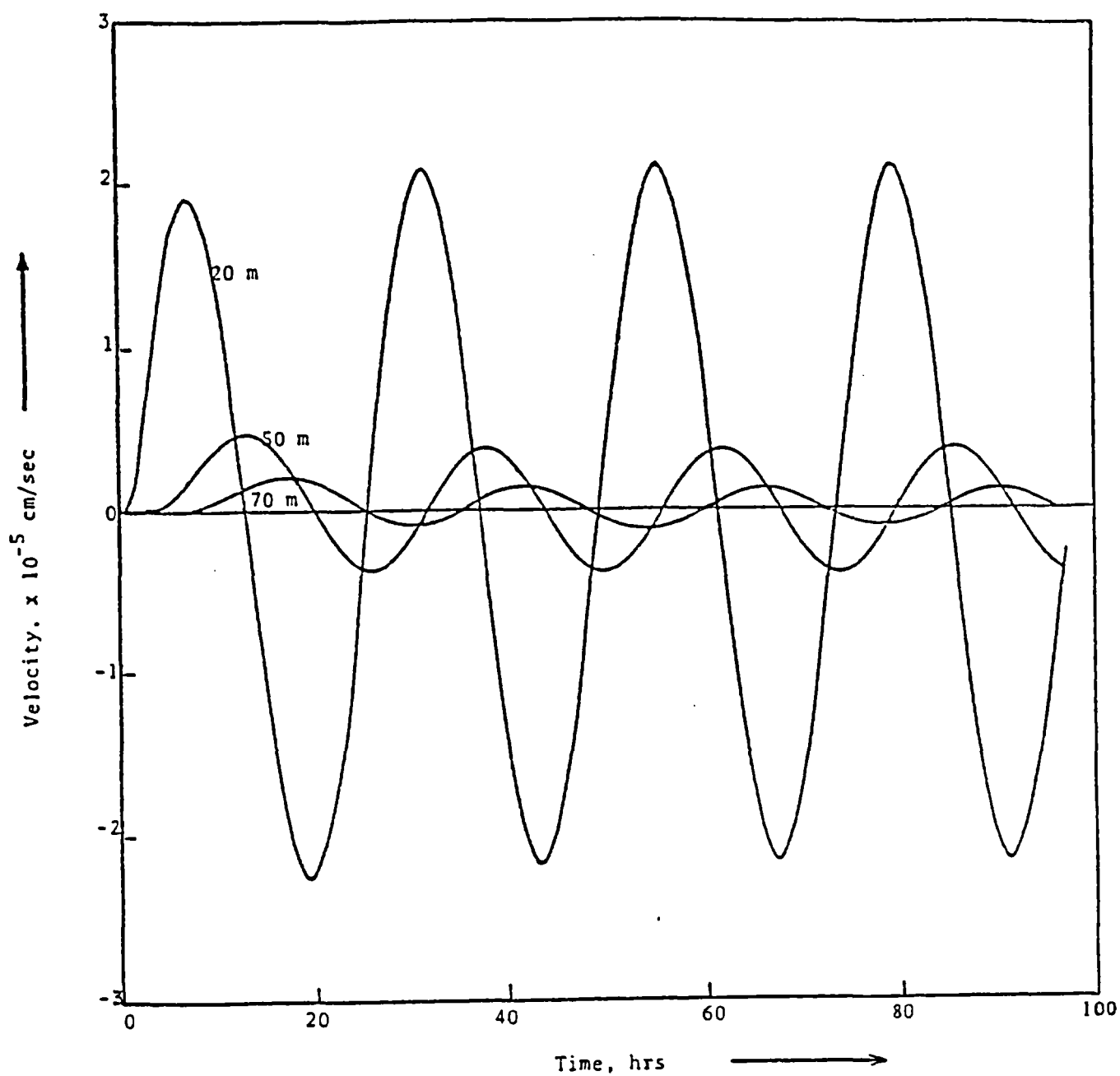


Fig. 8 Variations de vitesse des gaz du sol à plusieurs profondeurs selon une fonction sinusoïdale de la pression barométrique (JETER et Al., 1977)

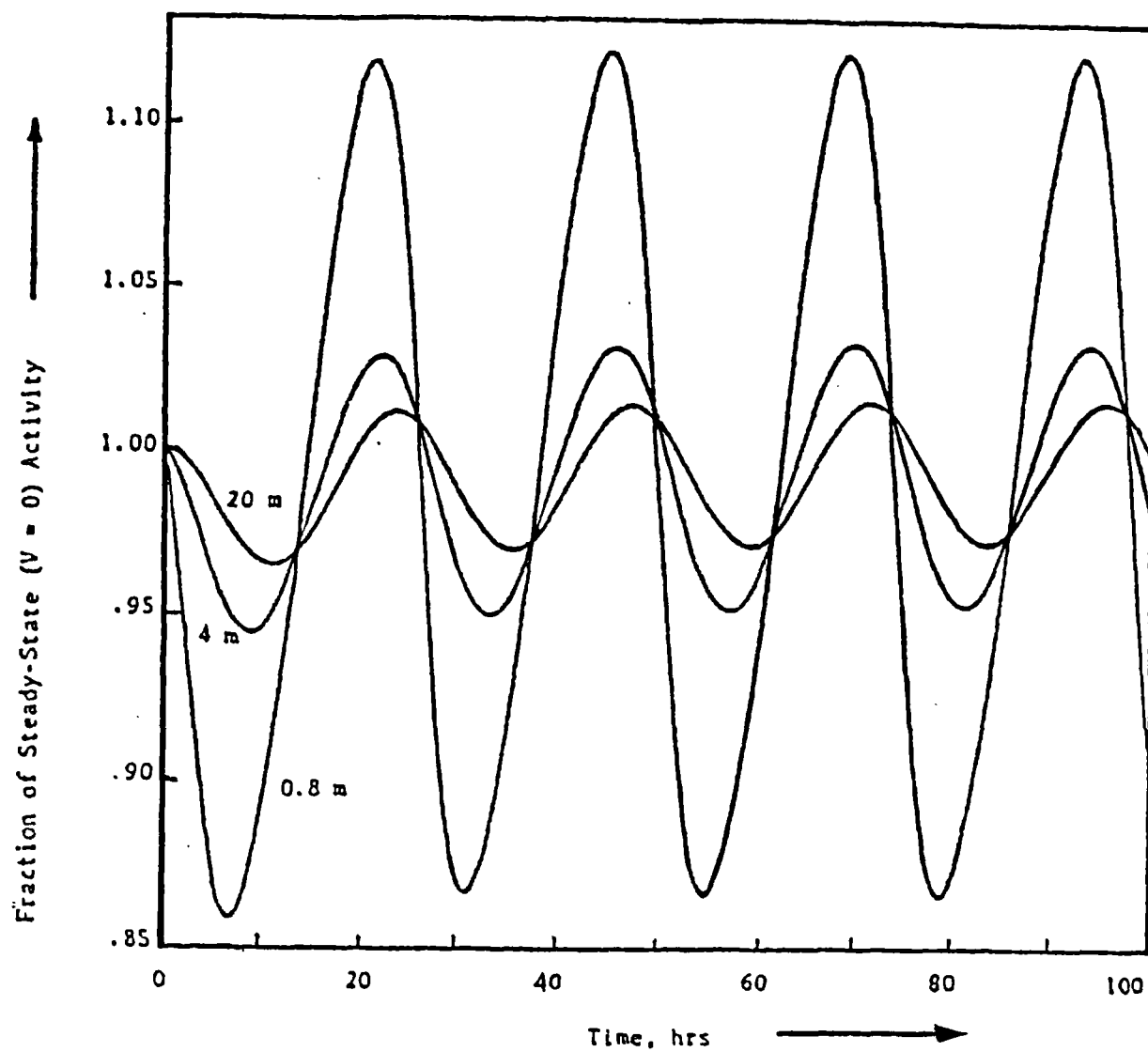


Fig. 9 Variations des activités de ^{222}Rn dues au "barometrique pumping". Période : 24 h. $K = 1010$ millidarcy (JETER et Al., 1977)

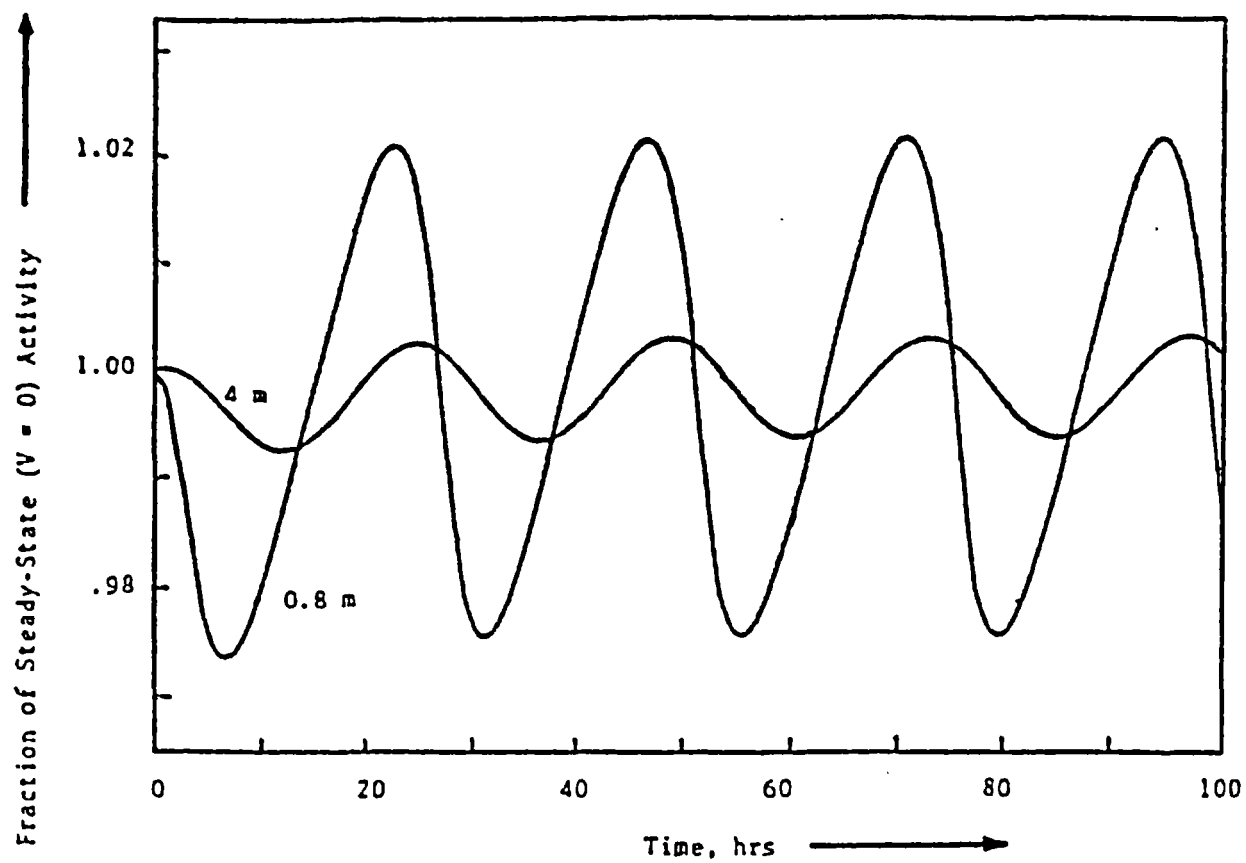


Fig. 10 Variations des activités de ^{222}Rn dues au "barometrique pumping".
 Période : 24 h. $K = 50$ millidarcy (JETER et Al., 1977)

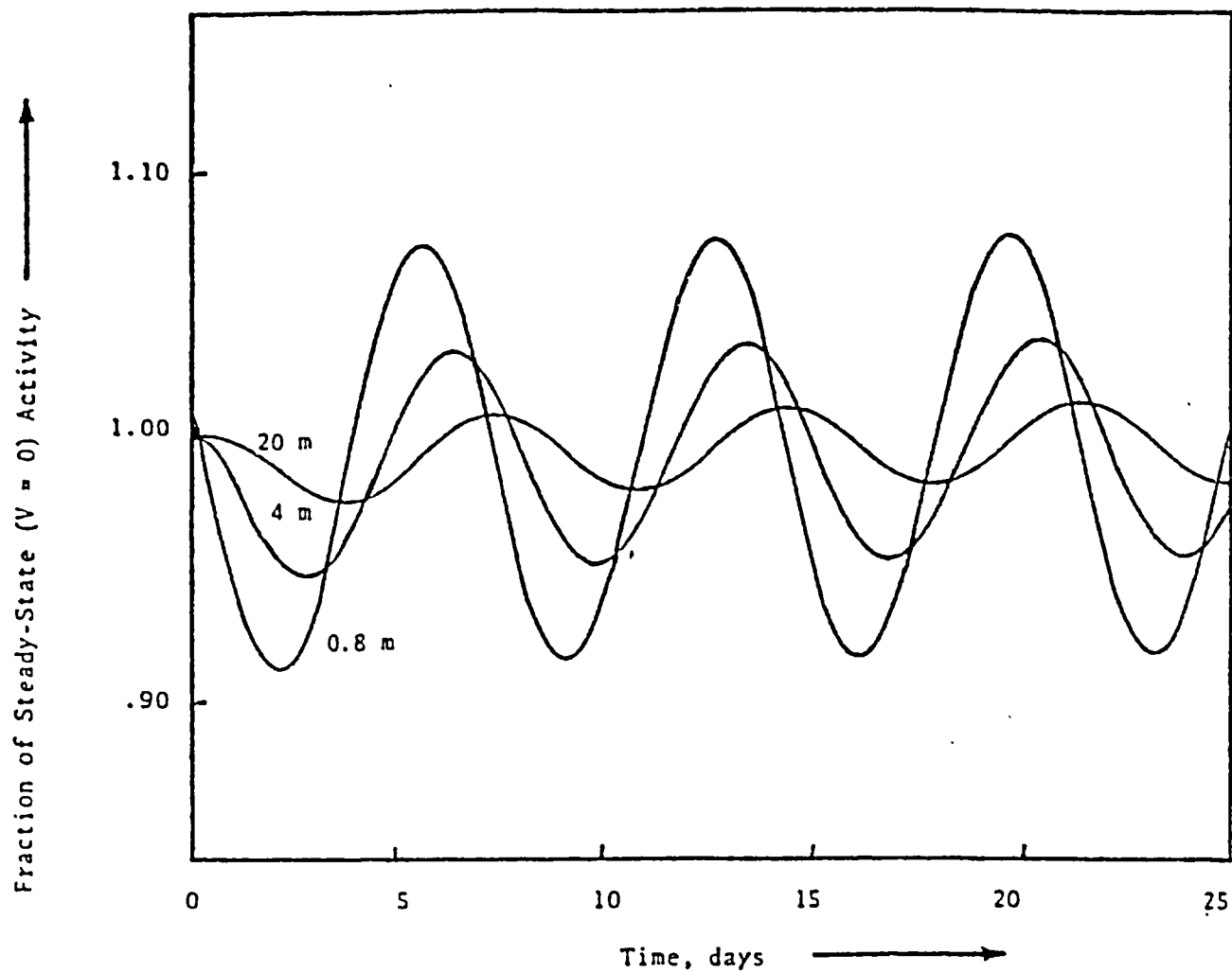


Fig. 11 Variations des activités de ^{222}Rn dues au "barometrique pumping".
Période : 7j. $K = 50$ millidarcy (JETER et Al., 1977)

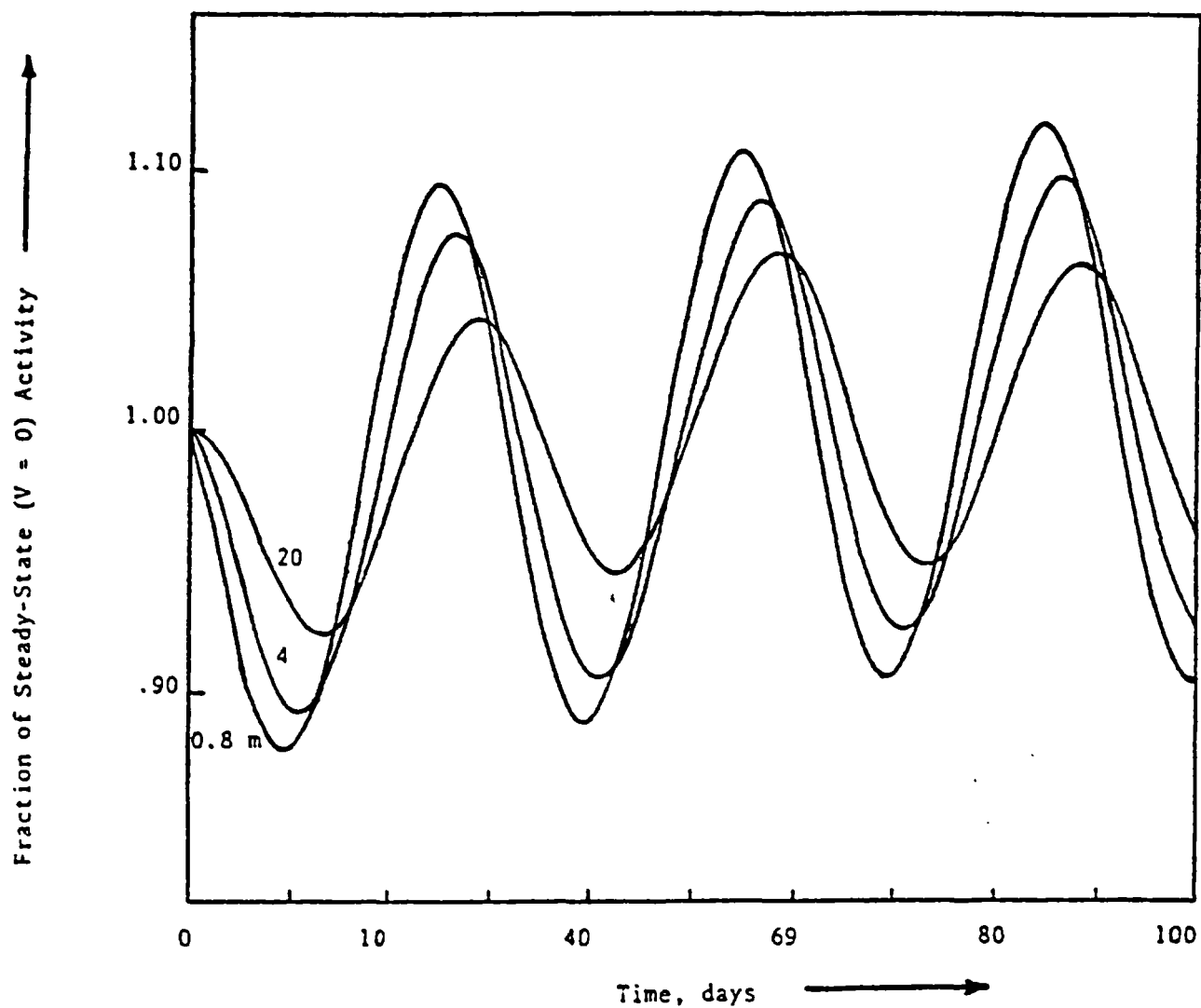


Fig. 12 Variations des activités de ^{222}Rn dues au "barometrique pumping".
Période : 30 j. $K = 50$ millidarcy (JETER et Al., 1977)

Les courbes sont sinusoïdales ($P = P_0 + A \sin(2\pi t/\psi)$) avec une amplitude de 5 à 10 mbars pour des périodes de 24 h ou 7 jours puis 30 jours.

Cette amplitude A est d'autant plus grande que la période est importante. De plus, en réponse à la variation de pression, elle s'atténue avec la profondeur ; après plusieurs oscillations, il se crée un état d'équilibre. Notons enfin (fig. 9 et 10) qu'une faible perméabilité entraîne des réponses moins prononcées.

Dans l'ensemble, ce modèle met en évidence des fluctuations de concentrations de ^{222}Rn de l'ordre de $\pm 15 \%$ près de la surface, s'atténuant avec la profondeur.

Résoudre une équation unidimensionnelle est certainement plus simple que de considérer le milieu poreux en deux ou trois dimensions.

En 1980, certains auteurs établissent un modèle bidimensionnel appliqué au problème d'environnement des mines d'Uranium (EDWARDS et BATES, 1980). Ce modèle mathématique prend en compte des coordonnées cylindriques. Le système est symétrique avec une coordonnée axiale x et une coordonnée radiale r. L'interface air/sol est considérée plane et normale à x.

Sans rentrer dans les détails des équations du modèle, notons toutefois que :

- comme les modèles précédents, la vitesse de transport des gaz v est reliée au gradient de pression par la loi de DARCY ; celui-ci est supposé suivre la loi des gaz parfaits :

$$P = \frac{RT}{M} \rho$$

où M est le poids moléculaire de l'air

R la constante des gaz parfait

T la température, °K

ρ la masse volumique totale des gaz, g.cm^{-3}

- la variation de pression de l'air à la surface correspond à une variation de masse volumique utilisant la loi des gaz parfaits :

$$\rho(x = 0, r, t) = \rho_0(1 + at)$$

où t est le temps écoulé en sec

a une constante

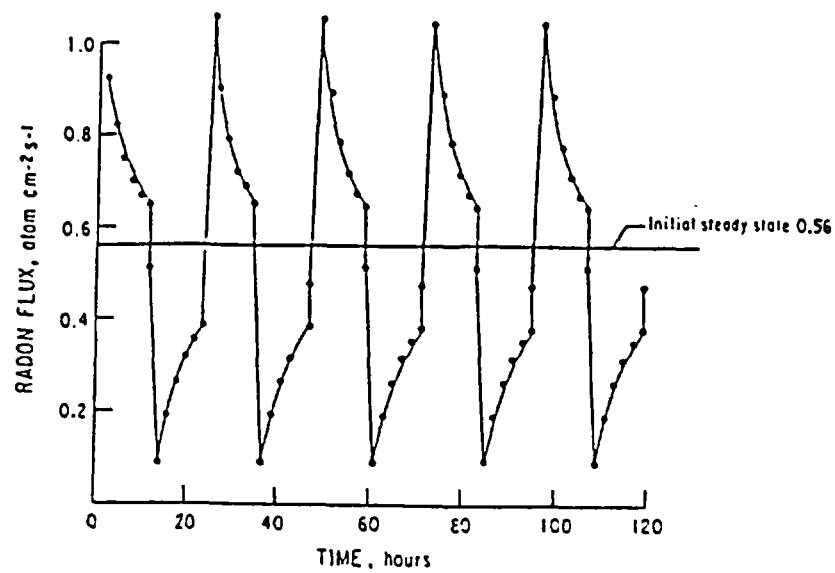


Fig. 13 Effets d'une variation cyclique de pression sur les flux de ²²²Rn (EDWARDS et BATES, 1980)

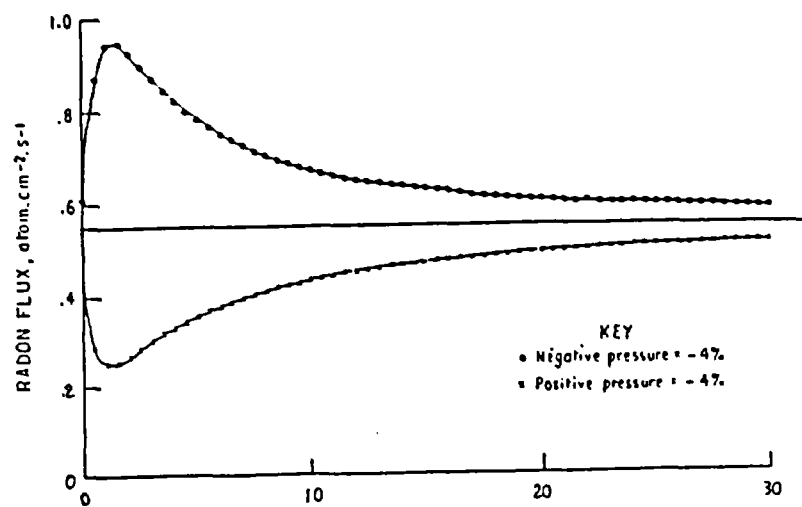


Fig. 14 Evolution des flux de ²²²Rn en fonction du temps, dans les deux cas d'une variation positive et négative de pression (EDWARDS et BATES, 1980)

- l'équation représentant la distribution initiale à l'équilibre de ^{222}Rn dans le milieu s'écrit :

$$\rho_{\text{Rn}}(x) = \frac{q}{\lambda} \left[1 - \frac{e^{(\gamma x - 2\lambda x)} + e^{-\gamma x}}{e^{-2\gamma x} + 1} \right]$$

$$\text{où } \gamma = \left(\frac{\lambda \phi}{D} \right)^{1/2}$$

x_n limite inférieure des coordonnées axiales
 ρ_{Rn} masse volumique de ^{222}Rn

Cette définition permet de calculer un flux à l'équilibre, en surface :

$$J_s = q \left(\frac{D \phi}{\lambda} \right)^{1/2}$$

d'où la valeur de q , terme de production de ^{222}Rn

- les conditions aux limites sont telles que :

$$\frac{\partial}{\partial r} \left[\frac{\rho_{\text{Rn}}}{\rho} \right] \Big|_{r_n} = 0 \text{ et } \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\rho_{\text{Rn}}}{\rho} \right] \Big|_{x_n} = 0$$

où r_n est la limite extérieure des coordonnées radiales

Ce modèle a été utilisé pour illustrer l'effet de cycles multiples de variations de pressions négatives et positives sur le flux de Rn . Des demi-cycles de 12 h fonction du temps sont représentés sur la figure 13. Il semble exister une symétrie par rapport à un état initial stable. De plus, il n'y a pas de variation substantielle du flux de ^{222}Rn d'une période de 24 h à l'autre. D'un point de vue général, le "pompage barométrique" n'affecte pas de façon significative la disponibilité du ^{222}Rn dans le milieu envisagé. Notons que l'on peut assimiler indirectement ces variations régulières de pression à des variations diurnes. Des mesures, effectuées quotidiennement à la même heure seraient indépendantes de la pression...

Une autre application très intéressante de ce modèle consista à analyser les effets de variations subites de pression. Deux cas sont traités :

- la pression ambiante est augmentée de + 4 % et gardée à ce niveau ;

- la pression ambiante est diminuée de - 4 % pendant 12h30 puis augmentée de + 4 % au-dessus de la pression ambiante de référence.

Dans le premier cas, le flux atteint 55 % de sa valeur minimale en une heure. Le système perd 75 % de sa vitesse d'écoulement induite par la variation de pression selon la loi de DARCY en l'espace de 45 min. Au bout de 3 heures, la vitesse de transport est nulle. Le rétablissement du flux vers ses conditions initiales s'effectue alors par diffusion moléculaire. C'est ainsi qu'en 10 heures, le flux est à 78 % de sa valeur stable et à 90 % 12 heures plus tard, c'est-à-dire en 22 heures.

Dans le second cas, les effets sur le flux de ^{222}Rn sont plus marqués. Au moment de l'inversion de pression, le flux est déjà retourné à 90 % de sa valeur initiale ; et 11h30 plus tard, le flux est seulement à 67 % de sa valeur à l'équilibre.

Ce type de variation de pression peut être assimilé au passage extrêmement violent d'un front.

La figure 14 illustre l'évolution du flux de ^{222}Rn dans le temps pour un saut positif ou négatif de pression.

Les modèles que nous venons d'aborder considèrent un milieu poreux homogène bien loin du milieu naturel. C'est en 1982 que SCHERY et al. s'attaquent au problème des milieux fissurés. Ils envisagent l'élaboration d'un modèle composite plus ou moins cohérent avec leurs observations. Ils distinguent trois processus importants contribuant à l'échange de Rn entre un tunnel et la roche environnante :

- le premier est décrit par le modèle conventionnel de transport appliqué aux milieux perméables comme les sols, et combine la diffusion et l'écoulement. Ce modèle aspire toutefois à certaines modifications telles que l'incorporation d'une condition aux limites non nulle en surface : la contribution d'un flux résultant directement de l'écoulement ;
- du second dérive le "Cul-de-sac Model" qui tient compte de la diffusion et de l'écoulement provenant de chambres en cul-de-sac. Ces chambres peuvent représenter des fissures ou de petits pores alimentant directement ou indirectement le tunnel, mais jouent un rôle indépendant des gradients de concentrations environnants sur les variations du flux. Elles constituent des témoins non négligeables de la dépendance du flux effectif aux variations de pression ;

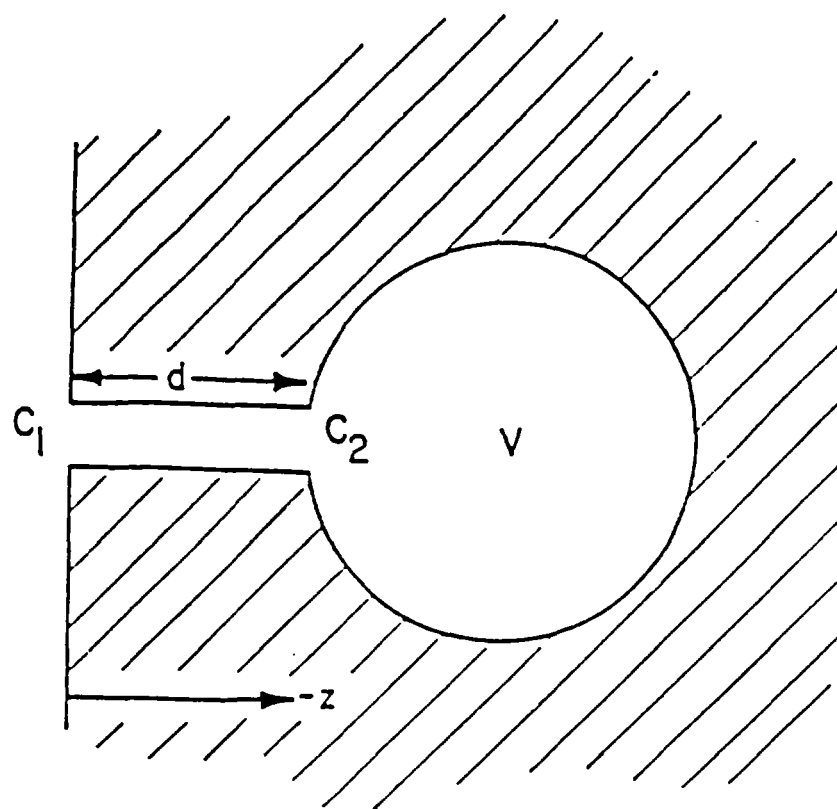


Fig. 15 Schéma du modèle en cul-de-sac (SCHERY, GAEDDERT et WILKENINC, 1982)

- le troisième exploitable spécialement sous certaines conditions -facteur transport important- envisage une contribution de larges fractures ouvertes. Leur rapport surface/volume doit être suffisamment grand pour contenir et garder constantes de fortes concentrations en Rn . Ainsi, dans le milieu fissuré, l'augmentation du flux lors d'une variation de pression provient non seulement de l'interaction entre la diffusion et le transport par écoulement, mais aussi éventuellement d'un effet de limite : la réponse attendue lors d'un saut positif de pression -réduction du flux- est plus lente que celle obtenue lors d'une chute de pression -augmentation du flux ; en effet, aux interfaces sol/air -entre autres dans les fractures-, le Rn , lors d'une chute de pression, pénètre et se mélange plus facilement à l'air que vice-versa lors du passage de l'air dans le sol.

Le modèle en cul-de-sac mis au point par (SCHERY, GAEDDERT et WILKENING, 1982) prend donc en compte des cavités de volume fini et permet d'obtenir la dépendance entre le flux et la pression. Le schéma utilisé est illustré sur la figure 15 où V est le volume de la chambre, connectée par un petit conduit de longueur d et de section a à une plus grande ouverture -accessoirement le tunnel-. La diffusion et l'écoulement sont supposés suffisamment faibles pour garder constante les concentrations de Rn C_1 et C_2 respectivement à l'entrée et à la sortie du conduit. Les variations de pression fluctuent à gauche.

Supposons que le volume du conduit soit petit par rapport à V et que les murs de la chambre soient imperméables. La vitesse d'écoulement dans le conduit utilise la loi des gaz parfaits :

$$v = - \frac{V}{aP} \cdot \frac{dP}{dt} \quad \text{où } P \text{ est la pression ambiante moyenne (g.cm}^{-1}\text{.s}^{-2}\text{)}$$

A la limite extérieure, le flux est directement dû à l'écoulement :

$$F_v = \frac{-C_1 \cdot V}{aP} \cdot \frac{dP}{dt}$$

Combinons maintenant l'effet de la diffusion et de l'écoulement ; l'équation unidimensionnelle du transport, négligeant la désintégration radioactive et le terme de production de Rn s'écrit :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \cdot \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - v \cdot \frac{\partial C}{\partial z}$$

$\epsilon = 1$ pour ne pas exclure l'application d'un conduit ouvert sur le tunnel. Pour $v = 0$, on obtient la concentration à l'équilibre dans le conduit :

$$C(z, t=0) = C_1 - \left(\frac{C_2 - C_1}{d} \right) z$$

$$\text{et le flux à la sortie : } F(z=0, v=0) = Fd = D \frac{C_2 - C_1}{d} \quad (1)$$

Supposant alors que pour $t < 0$, $v=0$ et pour $t > 0$, v est une valeur non nulle, SCHERY et al. déterminent une concentration à l'équilibre égale à :

$$C(z, \infty) = C_1 + (C_2 - C_1) \left[\frac{e^{vz/d} - 1}{e^{-vz/d} - 1} \right]$$

$$\text{qui donne : } F(z=0, v) = Fd + Fv = \frac{(C_1 - C_2)v}{e^{-vz/d} - 1} + vC_1 \quad (2)$$

Si $|vz/D| \ll 1$, on a :

$$F(z=0, v) = (C_2 - C_1) \frac{D}{d} + vC_1$$

$\frac{dP}{dt}$

Puisque v est proportionnel à $\frac{dP}{dt}$, il existe une influence de la pression sur le flux.

De plus, pour de plus fortes valeurs de $|vz/D|$, le flux moyen (2) est nettement accentué par rapport au flux induit uniquement par diffusion (1) ; ceci en raison d'une dépendance asymétrique du flux lors d'une hausse ou d'une chute de pression.

Notons par exemple une variation sinusoïdale de l'écoulement :

$$v = v_0 \sin(\omega t)$$

due à la variation sinusoïdale de la pression. L'équation (2) permet d'obtenir un flux moyen $\bar{F}(z=0)$ tel que :

$$\bar{F}(z=0) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} F(z=0, v=v_0 \sin(\omega t)) d(\omega t)$$

$$\approx F(z=0,0) \left[1 + \frac{1}{8} \frac{dv}{D} \right]$$

Cette équation démontre que, dans ce modèle, pour des valeurs fixes de d et D , des variations de pression -donc d'écoulement- de petites amplitudes fourniront une légère augmentation du flux, supérieure à la valeur obtenue par diffusion $-v=0$; alors que de grandes variations de pression produiront une hausse considérable du flux.

Ainsi, dans l'ensemble, les données de SCHERY et al. indiquent une augmentation d'un facteur 2 du flux lors de variations naturelles de pression atmosphérique. Notons que leurs mesures proviennent du Woods Tunnel qui est une mine d'argent abandonnée au Socorro Peak, Socorro, New Mexico. La roche est une argilite précambrienne fracturée située en région géothermale- $33^\circ \pm 2^\circ\text{C}$.

Ces observations sont difficiles à expliquer hors contexte mais ramenée au modèle composite exposé précédemment, les travaux de SCHERY et al. s'avèrent fort intéressants, notamment par leur application aux milieux fracturés.

2.3 - RAPPEL DES RESULTATS - CRITIQUE

La première réflexion quant aux conclusions de ces modèles est quelque peu surprenante ; les études aboutissent à des résultats dissemblables :

- CLEMENTS obtient une variation du flux de ^{222}Rn de 20 à 60 % selon le taux et la durée des variations de pression. Notons que son modèle ne s'intéresse qu'à des variations linéaires de pression en fonction du temps (1974) ;
- JETER et al. se rapportant aux études de CLEMENTS se penchent sur les fluctuations sinusoïdales de pression ou "barometric pumping". Leurs études dégagent certains résultats intéressants relatifs à la propagation des ondes de pression et à l'évolution du champ de vitesse d'écoulement des gaz dans le sol. Ils déterminent des fluctuations de l'activité du ^{222}Rn de l'ordre de $\pm 15\%$ près de la surface, s'atténuant avec la profondeur. Les activités en valeur absolue s'avèrent d'ailleurs d'autant plus importantes que la perméabilité du sol est grande. De plus, l'amplitude des fluctuations sinusoïdales varie selon la valeur de la période considérée par le "barometric pumping" : elle est grande pour une longue période et vice-versa (1977) ;

- EDWARDS et BATES quant à eux, déterminent un modèle bidimensionnel à coordonnées axiale et radiale. Ils prennent également en compte le "barometric pumping". L'effet de cycles multiples de pression engendre selon leurs études des fluctuations tout aussi cycliques du flux dégageant semble-t-il une symétrie par rapport à un état initial stable. Ainsi, sur une période de 24 h, il n'existerait pas de variation substantielle du flux de ^{222}Rn . Lors d'un saut positif ou négatif de pression -en l'occurrence $\pm 4\%$ - maintenue ensuite à sa valeur, le flux varie immédiatement en conséquence puis amorce, au bout de 3 h son retour aux conditions initiales par simple diffusion moléculaire -la vitesse d'écoulement étant alors nulle (1980) ;
- SCHERY et al., par la suite, s'attaquent au problème des milieux fissurés, considérant que la présence de fractures à l'échelle métrique modifie l'écoulement -par rapport à un milieu poreux homogène- et influence ainsi nettement les flux de ^{222}Rn . Ils proposent l'élaboration d'un modèle composite tenant compte des contraintes du milieu naturel. Ils y introduisent leur modèle dit "en cul-de-sac" : ils démontrent que le facteur vitesse v conjugué à la diffusion est le paramètre directement responsable des variations du flux de ^{222}Rn -par rapport à un milieu où n'existe qu'un phénomène de diffusion pure. Ils insistent d'autre part sur le fait que de petites variations de pression -donc de vitesse d'écoulement- engendrent de faibles fluctuations du flux ; alors que de fortes variations produisent une hausse considérable du flux. D'après leurs résultats, ils quantifient ces fluctuations d'un facteur 2 pour des variations naturelles de pression atmosphérique (1982).

Il est ainsi bien difficile de se faire une idée précise de l'ampleur des fluctuations de flux ou de concentrations de ^{222}Rn à partir des résultats théoriques. Il existe en effet une marge non négligeable entre une variation de flux de 15 % et de 60 % ! On comprend cependant que ces résultats résultent de modèles développés :

- chacun selon son optique,
- suivant des démarches différentes,
- à partir d'équations différentes,
- à partir de données provenant de sites différents.

De plus, notons qu'entre la publication des travaux de (CLEMENTS, 1974) et celle de (SCHERY, GAEDDERT et WILKENING, 1982), huit années se sont écoulées... d'où cette disparité entre le modèle linéaire de CLEMENTS et le modèle composite envisagé par SCHERY et al..

En dehors de ces considérations, plusieurs remarques s'imposent :

- les caractéristiques du sol sont à prendre en considération : teneur en eau du milieu non saturé, morphologie et degré d'interconnection des pores, des fractures ;
- de même, des phénomènes comme le mécanisme de lessivage, l'adsorption ou le mouvement de la nappe peuvent également présenter, dans certains cas, un intérêt non négligeable ;
- enfin, le facteur vitesse d'écoulement, même s'il n'est pas induit par la variation de pression, s'avère jouer un rôle primordial dans le mécanisme de migration du ^{222}Rn . Or, bien que la pression soit le paramètre météorologique présentant le plus d'influence sur les flux ou concentrations de ^{222}Rn , on imagine aisément que d'autres paramètres entrent en ligne de compte (cf. § 3)

La difficulté d'apprécier les valeurs de tous ces facteurs sur le terrain implique des simplifications au sein même de la modélisation. Les résultats ne retranscrivant que partiellement les processus naturels sont donc approximatifs.

3 - LES RESULTATS EMPIRIQUES ET DE TERRAIN

La composition en gaz des couches superficielles du sol peut varier dans le temps. Ces variations temporelles ont été observées de l'échelle diurne à annuelle. Plusieurs auteurs ont ainsi reconnu qu'une des composantes majeures de cette variation est due au changement des conditions météorologiques. En effet, l'influence de l'environnement sur les émissions de gaz s'avère bien réelle.

Sur l'ensemble des publications concernant le R_n , l'intérêt porté aux relations paramètres hydroclimatologiques/concentrations en R_n du sol -ou flux, exhalation- n'est pas négligeable. Ces études mettent en évidence le rôle de la pression atmosphérique, des précipitations, de la température de l'air ou du sol, de la vitesse du vent..., ou l'impact des variations diurnes ou saisonnières.

Je tiens cependant à signaler que les résultats mentionnés ci-dessous sont à prendre avec précaution. Etant donné qu'ils proviennent de centres de recherche différents, donc souvent de régions différentes, ils retranscrivent, indépendamment de la variabilité des signaux de R_n , des environnements différents et à fortiori des paramètres météorologiques spécifiques. Nous attacherons donc toute notre attention à synthétiser ces résultats tout en évitant de généraliser les conclusions ponctuelles.

3.1 - NOTION D'INTERACTION ENTRE LES PARAMETRES HYDROCLIMATOLOGIQUES

L'objectif optimal de notre étude serait de mettre en évidence, voire de quantifier, le rôle de chaque paramètre hydroclimatologique sur les concentrations de R_n . Notre tâche serait simplifiée si ces paramètres étaient indépendants. Or, on imagine aisément que, par exemple, l'humidité du sol dépend en grande partie de la pluviométrie, qu'un orage est précédé d'une chute de pression, ou qu'une baisse de température peut entraîner une chute de neige, voire du gel. Ainsi, afin de distinguer leur influence respective, il s'avère tout d'abord indispensable de s'intéresser aux interactions entre ces différentes variables.

Citons, par exemple, les travaux de (KLUSMAN et JAACKS, 1987) réalisés sur un site près de Denver, Colorado, dans un gneiss altéré riche en biotite. Le tableau 3 rapporte les coefficients de corrélations calculés à partir de l'ensemble de ses données couvrant presque deux années.

	Air temp.	Soil temp.	Humidity	Pressure	Soil moisture	Water table	Earth tide
(n=663)							
Air temperature	1.00						
Soil temperature	0.88	1.00					
Humidity	-0.29	0.02	1.00				
Pressure	0.51	0.56	0.02	1.00			
Soil moisture	0.29	0.35	0.16	-0.18	1.00		
Water table	0.06	0.06	-0.06	-0.05	-0.28	1.00	
Earth tide	-0.01	0.04	0.11	0.01	0.04	-0.05	1.00

TAB. 3 - Corrélations entre les paramètres environnementaux (KLUSMAN et JAACKS, 1987)

On remarque à l'évidence :

- une forte corrélation entre les températures du sol et de l'air ;
- une corrélation positive non négligeable entre la température du sol et la pression barométrique et entre la température et l'humidité du sol. On s'attendrait d'ailleurs à voir une corrélation inverse entre ces deux paramètres étant donné l'aptitude de la pluie à rafraîchir le sol. Cependant, l'influence prépondérante des conditions de dégel induites par la chaleur du printemps, dans la région d'étude, explique le signe positif de la corrélation ;
- une corrélation inverse entre l'humidité du sol et la pression, résultat des chutes de pression avant et pendant les orages ;
- une corrélation positive entre l'humidité du sol et l'humidité de l'air, reflet de la croissance de la valeur de l'humidité relative lors du cycle d'évaporation consécutif aux chutes de pluies ;

TAB. 5 - Matrice de corrélation pour les données de KENSLOW FARM (BALL et al., 1983)

	CO ₂ A	O ₂ A	CO ₂ B	O ₂ B	CO ₂ C	O ₂ C	Atmos. press.	Moist. tens.	Soil temp.	Rn A	Rn B	Rn C	Rn D	Solar rad.	Net rad.	Air temp.	R.H.	Wind speed
CO ₂ A	1.00	-0.45	0.79	-0.23	0.71	-0.39	0.55	-0.43	0.14	0.27	0.32	0.55	-0.18	0.07	0.08	0.02	-0.04	0.02
O ₂ A	---	1.00	-0.31	0.67	-0.14	0.51	-0.33	0.68	-0.36	-0.13	-0.07	-0.12	-0.10	-0.06	-0.06	-0.44	-0.12	0.06
CO ₂ B	+++	--	1.00	-0.23	0.75	-0.24	0.49	-0.44	0.11	0.20	0.26	0.49	-0.22	0.15	0.16	0.04	0.06	0.22
O ₂ B	--	+++	--	1.00	-0.03	0.61	-0.29	0.65	-0.24	-0.11	-0.08	-0.08	-0.09	-0.21	-0.20	-0.31	-0.24	-0.05
CO ₂ C	+++		+++		1.00	-0.26	0.35	-0.20	0.02	0.11	0.19	0.42	-0.12	0.10	0.12	-0.07	0.00	0.18
O ₂ C	---	+++	--	+++	--	1.00	-0.35	0.43	-0.19	-0.11	-0.10	-0.21	0.06	-0.13	-0.13	-0.11	-0.09	-0.07
Atmos. press.	+++	--	+++	--	++	--	1.00	-0.65	0.14	0.11	0.09	0.41	-0.18	0.03	0.03	0.09	-0.02	-0.14
Moist. tens.	---	+++	---	+++	--	+++	---	1.00	-0.31	-0.12	-0.08	-0.30	0.04	-0.16	-0.15	-0.41	-0.19	-0.12
Soil temp.	+	---		--		-	+	--	1.00	0.21	0.09	0.18	0.32	0.52	0.51	0.73	0.63	-0.26
Rn A	++		++						++	1.00	0.69	0.43	-0.05	0.05	0.04	0.02	0.22	0.07
Rn B	++		++		++				+++	1.00	0.52	-0.03		0.09	0.07	-0.01	0.13	0.15
Rn C	+++		+++		+++	--	+++	--	+	+++	+++	1.00	-0.23	0.00	-0.01	0.03	0.04	0.04
Rn D	--		--				--		++			--	1.00	0.28	0.27	0.43	0.22	-0.19
Solar rad.			+	--				-	+++				++	1.00	0.99	0.43	0.62	0.17
Net rad.			+	--				-	+++				++	+++	1.00	0.44	0.57	0.19
Air temp.		---		--				---	+++				+++	+++	+++	1.00	0.34	-0.15
R.H.				--				-	+++	++			++	+++	+++	++	1.00	0.08
Wind speed			++		+		-		--		+		-	+	+	-		1.00

Highly significant (99.9% confidence limit): --- negative, +++ positive; significant (99.0% confidence limit): -- negative, ++ positive; probably significant (95.0% confidence limit): - negative, + positive. Abbreviations: atmos., atmospheric; moist., soil moisture; press., pressure; R.H., relative humidity; rad., radiation; temp., temperature; tens., tension.

- une franche corrélation entre la température et la pression atmosphérique qui diminuent lors du passage des fronts cycloniques, alors que l'humidité relative augmente ; d'où la corrélation négative.

A titre indicatif, KLUSMAN et JAACKS se sont intéressés à la cote de la surface libre de la nappe et aux marées terrestres qui ne semblent pas être influencées par les paramètres hydroclimatologiques et vice-versa. Notons toutefois la relation discutable existant entre la surface libre de la nappe et l'humidité du sol.

Parallèlement, KLUSMAN et JAACKS établissent, d'après leurs mesures, les coefficients de corrélations entre les variables hydroclimatologiques et les émissions de Rn (tab. 4).

	Rn (n=652)
Air temperature	-0.887
Soil temperature	-0.856
Relative humidity	0.103
Barometric pressure	-0.437
Soil moisture	-0.345
Water table elevation	0.035
Earth tide	-0.023

TAB. 4 - Corrélations entre les paramètres environnementaux et les émissions de Rn (KLUSMAN et JAACKS, 1987)

Il met en évidence :

- de fortes relations inverses entre les dégagements gazeux et les températures de l'air et du sol ;
- des rapports plus faibles avec la pression barométrique et l'humidité du sol ;
- une humidité relative quasiment indépendante.

Comparons maintenant ces résultats aux coefficients de corrélation publiés par (BALL et al., 1983), suite à des travaux réalisés en Angleterre à Kenslow Farm, sur des dolomies minéralisées -fluorite, barite, sulfures- et à Hemerdon Ball sur un granite minéralisé -tungstène- encasté dans des ardoises.

TAB. 6 - Matrice de corrélation pour les données d'HEMERDON BALL (BALL et al., 1983)

	CO ₁	O ₁	CO ₂	O ₂	CO ₃	O ₃	CO ₄	O ₄	Rn 1	Rn 2	Rn 3	Rn 4	Atmos. press.	Moist. tens.	Soil temp.	Solar rad.	Net rad.	Air temp.	R.H.	Wind speed
CO ₁	1.00	-0.55	0.41	-0.25	0.63	0.06	-0.35	0.38	0.19	0.35	0.04	0.08	-0.46	-0.29	-0.24	-0.08	-0.08	-0.33	0.03	0.05
O ₁	---	1.00	-0.10	0.33	-0.25	0.19	0.18	0.04	-0.15	-0.27	-0.11	0.05	0.38	0.42	0.07	-0.20	-0.16	-0.04	0.23	0.02
CO ₂	+++		1.00	-0.37	0.35	-0.02	0.07	0.14	-0.04	0.29	-0.01	0.11	-0.36	-0.20	-0.26	-0.14	-0.14	-0.26	-0.09	-0.13
O ₂	--	++	---	1.00	-0.24	0.48	0.05	0.24	0.01	-0.34	0.10	0.01	0.28	0.18	0.06	-0.12	-0.09	0.07	-0.16	0.14
CO ₃	+++	--	+++	--	1.00	-0.17	-0.36	0.44	0.35	0.26	0.02	0.14	-0.21	-0.03	-0.41	-0.14	-0.16	-0.43	0.03	-0.07
O ₃		+		+++	-	1.00	-0.09	0.35	0.09	-0.10	0.08	0.12	-0.05	0.01	0.09	-0.02	0.01	0.03	-0.03	0.26
CO ₄	---	+			---		1.00	-0.49	-0.31	-0.16	0.04	-0.09	0.22	-0.02	0.10	-0.18	-0.17	0.12	-0.17	-0.23
O ₄	+++			++	+++	++	---	1.00	0.39	-0.03	0.00	0.15	-0.06	0.18	-0.23	-0.03	-0.01	-0.23	0.00	0.22
Rn 1	++	-			+++		---	+++	1.00	0.28	0.15	0.27	0.18	0.06	-0.01	0.16	0.14	0.07	0.27	0.35
Rn 2	+++	--	++	--	++		-		++	1.00	0.05	0.19	-0.52	-0.31	-0.14	0.15	0.12	0.02	0.28	0.05
Rn 3											1.00	0.36	-0.01	-0.06	0.06	0.11	0.11	0.10	0.06	0.09
Rn 4							+	++	+	+++	1.00	-0.13	-0.14	-0.02	0.03	0.02	0.01	0.12	0.00	
Atmos. press.	---	+++	---	++	--		++		+	---			1.00	0.53	0.29	0.11	0.12	0.35	0.02	0.17
Moist. tens.	--	+++	-	+			+		--				+++	1.00	-0.18	-0.05	-0.04	-0.11	-0.13	0.11
Soil temp.	--		--		---		---						++	-	1.00	0.40	0.38	0.69	0.36	0.28
Solar rad.		--					-		+	+					+++	1.00	0.99	0.75	0.62	0.41
Net rad.					-		-								+++	+++	1.00	0.75	0.57	0.43
Air temp.	--		--		---		---						++		+++	+++	+++	1.00	0.52	0.37
R.H.		++		-					++	++					+++	+++	+++	+++	1.00	0.23
Wind speed						++		++	++				+		++	+++	+++	+++	++	1.00

Highly significant (99.9% confidence limit): --- negative, +++ positive; significant (99.0% confidence limit): -- negative, ++ positive; probably significant (95.0% confidence limit): - negative, + positive.
Abbreviations: atmos., atmospheric; moist., soil moisture; press., pressure; R.H., relative humidity; rad., radiation; temp., temperature; tens., tension.

Les tableaux 5 et 6 dégagent :

Une corrélation positive entre :

- la température de l'air et du sol -cf. KLUSMAN ;
- la température de l'air et la pression atmosphérique -cf. KLUSMAN ;
- la température du sol et l'humidité relative ;
- la température du sol et la pression atmosphérique -cf. KLUSMAN ;
- la température de l'air et l'humidité relative -cf. KLUSDMAN #.

Une anticorrélation entre :

- la température de l'air et l'humidité du sol -cf. KLUSMAN #,
- la température et l'humidité du sol -cf. KLUSMAN #,
- l'humidité du sol et de l'air -cf. KLUSMAN #,

des coefficients contradictoires entre la pression atmosphérique et l'humidité du sol.

Comme nous le remarquons précédemment, le site et toutes les caractéristiques géologiques, hydroclimatologiques, agronomiques, etc..., qui en découlent, ne sont pas négligeables. Il est donc difficile de généraliser le degré de corrélation existant entre tel et tel paramètre atmosphérique ; certaines évidences méritent toutefois quelques attentions : la température du sol et la pression sont fonction, semble-t-il, de la température de l'air, et vice-versa.

Les 2 tableaux de (BALL et al.) retranscrivent également les coefficients de corrélation relatifs aux dégagements gazeux. Ainsi, ils constatent :

- de faibles corrélations avec l'humidité de l'air -corrélation positive- et du sol -corrélation inverse ;
- des rapports peu précis mais semble-t-il réels avec la pression atmosphérique ;
- une relation peu convaincante avec les températures de l'air et du sol, la vitesse du vent et le rayonnement solaire.

Il serait intéressant de connaître le degré de fiabilité de ces résultats ; surtout que les concentrations de Rn mesurées par l'équipe de BALL sont excessivement faibles.

Examinons enfin les coefficients de corrélation publiés par (DUENAS et FERNANDEZ, 1987). Leurs études ont été réalisées dans le sable grossier du campus universitaire de la Faculté des Sciences de Malaga, située en banlieue de la ville à quelques 500 m du bord de mer. Les prélèvements ont été effectués pendant l'été 1983, le printemps et l'automne 1984 et l'hiver, le printemps et l'été 1985. Le climat est chaud, tempéré, avec des étés chauds et de petites pluies (550 mm par an). La seule végétation présente dans la zone d'étude est la pelouse des alentours. La nappe est à 2 m de profondeur. Leurs travaux concernent en l'occurrence les relations quantitatives entre les exhalations de ^{222}Rn et quelques variables météorologiques.

Le tableau 7 expose leurs résultats :

	Exhalation Rn	Concentration Rn (15 cm)
Pression	-0,89	-0,78
Vitesse du vent	0,82	
Δ Température 15 cm-80 cm	0,64	0,86

TAB. 7 - Corrélations entre quelques variables environnementales et les exhalations et concentrations de Rn (DUENAS et FERNANDEZ 1987)

Les coefficients sont nettement plus forts que ceux des études précédentes. Mais il existe tout de même une certaine marge d'incertitude comme le prouvent les figures 16, 17 et 18 relatives, respectivement, aux interactions entre l'exhalation et la pression atmosphérique, la vitesse du vent et la différence de température du sol à deux profondeurs $-\Delta T = T_{15 \text{ cm}} - T_{80 \text{ cm}}$.

D'une manière générale, DUENAS et FERNANDEZ admettent que :

- l'exhalation et la concentration de ^{222}Rn varient à l'inverse de la pression ;
- la présence de vent fort favorise l'exhalation ;

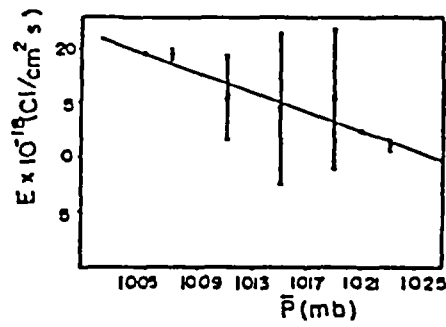


Fig. 16 Flux de ^{222}Rn en fonction de la pression barométrique. Coefficient de corrélation: $r = -0.89$ (DUENAS et FERNANDEZ, 1987)

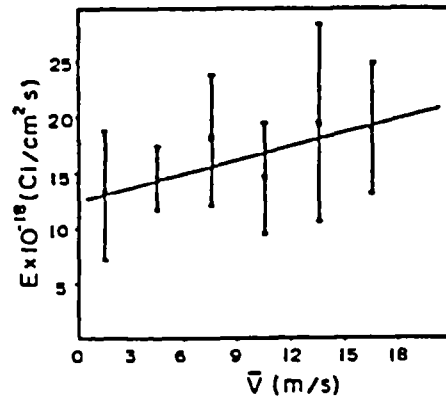


Fig. 17 Flux de ^{222}Rn en fonction de la vitesse du vent. Coefficient de corrélation: $r = 0.82$ (DUENAS et FERNANDEZ, 1987)

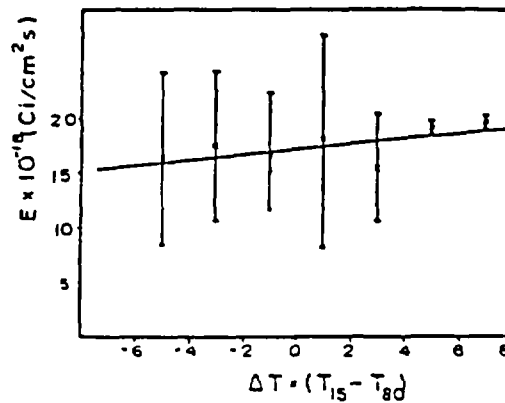


Fig. 18 Flux de ^{222}Rn en fonction du gradient de température du sol-entre 15 et 80 cm de profondeur. Coefficient de corrélation : $r = 0.64$ (DUENAS et FERNANDEZ, 1987)

- la variation du gradient de température influence l'exhalation et la concentration de ^{222}Rn , dans les quelques premiers décimètres du sol. La corrélation est correcte et s'avère cohérente avec la théorie cinétique de diffusion selon laquelle le flux diffusif est proportionnel à la racine carrée de la température. D'un autre côté, il est possible que l'humidité du sol soit un des facteurs contribuant à corréler le gradient de température du sol et l'exhalation : une diminution de l'humidité dans les couches superficielles du sol pourrait augmenter la température du sol en diminuant la conductivité thermique du sol ainsi isolée, et en minimisant les pertes de chaleur par évaporation normale due au vent, et associées aux turbulences de surface les jours de grand vent. Cette hausse de température en surface augmenterait le gradient de température du sol et entraînerait ainsi des exhalations plus importantes.

Nous pouvons donc conclure, d'après l'ensemble de ces données -KLUSMAN, BALL, DUENAS- que les exhalations, flux et concentrations de ^{222}Rn sont affectées par les variables hydroclimatologiques, et principalement par la pression atmosphérique, l'humidité du sol et la température- du sol et de l'air puisqu'elles sont étroitement dépendantes. Il faut admettre que d'autres paramètres peuvent être impliqués, mais que leur rôle n'est pas toujours significatif.

Remarquons enfin que bien que ces relations puissent paraître complexes dans un pays tempéré comme le notre où les conditions météorologiques sont variables, voire inattendues, ces études seraient intéressantes dans des régions de climat plus équilibré -notons par exemple les grandes campagnes en pays africains. Les interactions sont certainement plus claires et le suivi d'un seul paramètre -voire deux- suffirait peut-être à déterminer l'influence de l'ensemble des variables atmosphériques sur les concentrations de ^{222}Rn .

Tâchons donc de distinguer, de comprendre et peut-être de quantifier le rôle de chacun de ces paramètres.

3.2 - INFLUENCE DE LA PRESSION ATMOSPHERIQUE

Les scientifiques les plus concernés, à l'évidence, par les variations de pression atmosphérique sont les météorologistes. On connaît l'influence de la pression sur le temps : dépressions, anticyclones...

3.2.1 - Conséquence d'une variation de pression sur les gaz du sol

Indirectement, le suivi des variations de pression peut présenter un intérêt dans les autres sciences telle que l'hydrogéologie : en l'occurrence, lors de prospection Rn, principalement lors de l'interprétation des résultats. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, les fluctuations naturelles de pression semblent affecter la dynamique des gaz du sol et engendrent par conséquent des phénomènes tels que le "barometric pumping" lors de variations barométriques sinusoïdales. Cette notion de continuité existant semble-t-il entre l'atmosphère et les gaz du sol -ou plus généralement du milieu poreux- mérite quelque intérêt.

La bibliographie recense de nombreux articles relatifs aux risques liés à la présence de Rn dans les habitations (NERO, 1989 ; SEXTRO, 1987 ; SEXTRO et al., 1987 ; ZARCONI et al., 1986 ; STRANDEN et BERTEIG, 1980...). Des concentrations parfois alarmantes de Rn ont poussé les chercheurs à se pencher sur le problème. De nombreux facteurs tels que la concentration en radium, la teneur en eau, la perméabilité et la distribution de la taille des grains des sols s'avèrent affecter la production et le transport des gaz, du sol vers les maisons. Ainsi, afin de diminuer leur pénétration dans les maisons, notamment par les sous-sol, des traitements expérimentaux, fondés sur l'influence de la pression, ont été entrepris, calqués sans doute sur les travaux réalisés dans les mines d'uranium (EDWARDS et BATES, 1980).

Une dépressurisation de l'ordre de 34 Pa sous la pression atmosphérique est effectuée dans le sous-sol d'une maison (SEXTRO et al., 1987). Afin de mettre en évidence la variation du flux convectif issu du sol environnant, des sondes de pression sont implantées de 0,5 à 1 m de profondeur autour des murs extérieurs. La dépressurisation implique alors, en chaque point, une variation différentielle négative de pression, par rapport à la pression atmosphérique. On remarque ensuite, lorsque l'on coupe le ventilateur de dépressurisation, que les valeurs mesurées retournent progressivement à zéro. Notons que les perméabilités déterminées préalablement montrent sur la figure 19 des valeurs de l'ordre de $5,7.10^{-11} \text{ m}^2 \pm 50 \%$ quasiment uniformes, à l'exception toutefois de la sonde située au Nord-Est de la maison indiquant une valeur de $1,5.10^{-11} \text{ m}^2$. Les variations de pression sont donc ici indépendantes de la perméabilité.

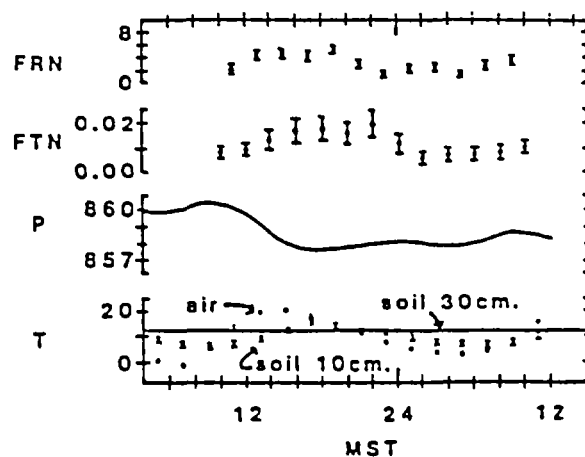


Fig. 21 Flux de Radon (FRN, atomes/cm².s) et de Thoron (FTN, atomes/cm².s) du sol de New Mexico, pression barométrique (P, mbar), et températures (T, °C) de l'air et du sol pendant une période de 24 h. entre les 6 et 7 Novembre 1982 (SCHERY et PETSCHKE, 1983)

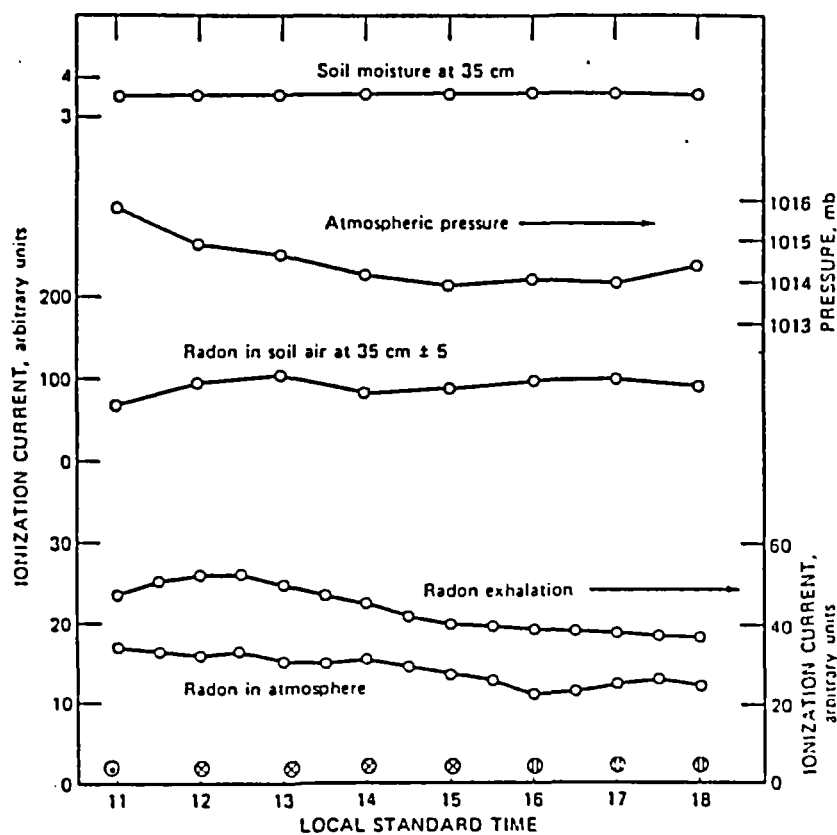


Fig. 22 Exemple de variations diurnes des flux et concentrations de Rn (MOCHIZUKI et SEKIKAWA, 1980)

Contrairement à ces mesures, le champ de pression n'est pas uniforme dans l'espace (fig. 20). Certaines dépressions ponctuelles élevées sont significatives, résultant de discontinuités dans les murs de pierre du bâtiment ou de la présence de conduites scellées. Mais dans l'ensemble, il existe une progression décroissante des valeurs, notamment à l'Est et au Nord, démontrant l'extension du champ de pression du périmètre de la maison vers l'extérieur.

L'objectif de ces expériences spécifiques de sites détaillés permet de démontrer qualitativement l'influence de la dépressurisation des habitations sur le mouvement des gaz du sol et les pénétrations du Rn. En ce qui nous concerne, retenons qu'une variation de pression artificielle induit une variation naturelle de pression différentielle des gaz dans le sol ; ceci sous-entend, d'une manière générale, que les variations de pression atmosphérique -significatives- sont à l'origine de fluctuations de pression dans le sol, donc de mouvements des gaz, et, par conséquent engendrent la création de vitesses d'écoulement. Notons enfin que si les variations différentielles de pression dans le sol s'atténuent en fonction de l'éloignement du point d'application de la dépressurisation -la maison-, on se doute qu'il en est de même sur l'échelle verticale -notamment en fonction de la profondeur (cf. les études de JETER et al., 1977).

3.2.2 - Les résultats

Les publications ne s'accordent pas sur la valeur du pourcentage de variation des concentrations et des flux ou exhalations de Rn dues aux fluctuations barométriques. Le degré d'incertitude attribué à l'ensemble des interprétations est surprenant. Cependant, une notion rassemble tous les points de vue : les signaux de Rn répondent aux cycles naturels de pression et, a fortiori, augmentent ou diminuent respectivement selon une chute ou une hausse de pression.

L'interprétation de données brutes nécessite avant tout de définir une échelle d'observation, spatiale et/ou temporelle. Les fluctuations météorologiques s'inscrivent en effet en un lieu donné, dans un cycle diurne, plurijournalier, saisonnier, voire annuel.

Considérons les résultats publiés dans la littérature :

Soil type	gravelly sandy loam
Density	$1.5 \pm 0.1 \text{ g/cm}^3$
Porosity (ϵ , interconnected pore space)	0.35 ± 0.05
Permeability (air)	$(1.1 \pm 0.5) \times 10^{-8} \text{ cm}^2$
Diffusion constant (D , effective)	$0.0074 \pm 0.0015 \text{ cm}^2/\text{s}$
Diffusion length radon ($\sqrt{D/(\epsilon\lambda)}$)	$100 \pm 12 \text{ cm}$
Diffusion length thoron	$1.3 \pm 0.2 \text{ cm}$
Interstitial radon at depth	$1200 \pm 200 \text{ pCi/l}$
^{226}Ra	$0.9 \pm 0.15 \text{ pCi/g}$
^{224}Ra	$1.2 \pm 0.2 \text{ pCi/g}$
Moisture content	$4 \pm 1\%$

Tab. 8 Propriétés du sol (855 mbar - 25°C) (SCHERY et PETSCHKE, 1983)

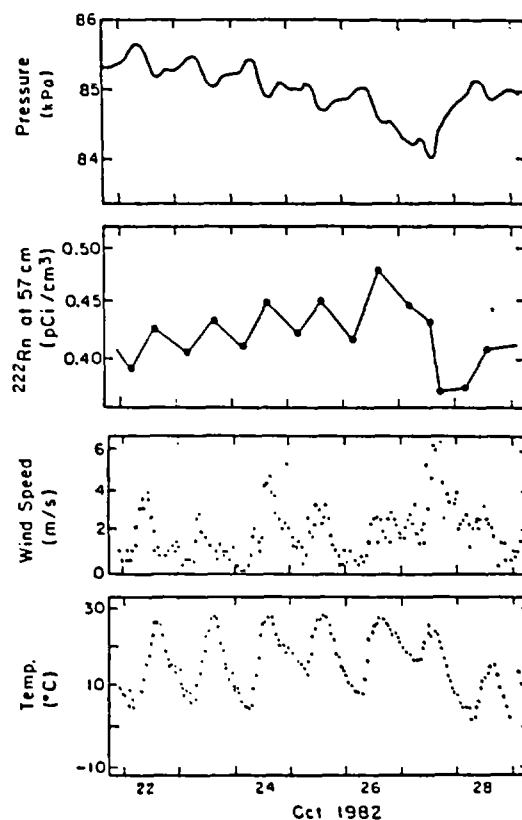


Fig. 23 Evolution des mesures de ^{222}Rn à 57 cm de profondeur, de la vitesse du vent, de la pression et de la température atmosphériques (SCHERY et Al., 1984)

Le suivi des activités diurnes de R_n conjuguées aux fluctuations barométriques n'apporte pas de résultats très probants. D'après les études de (SCHERY et PETSCHKE, 1983) effectuées au New Mexico dans des terres sableuses et caillouteuses (tab. 8), il existerait une hausse conséquente du flux de R_n en fin d'après-midi -en réponse à la chute diurne de pression- alors qu'en début de matinée les valeurs diminuent -en réponse à l'augmentation progressive de pression enregistrée le matin. La figure 21 illustre cette évolution, surimposée à une légère tendance à la baisse. Par ailleurs (MOCHIZUKI et SEIKAWA, 1980) observent une diminution de l'exhalation dans l'après-midi associée à une décroissance de la pression atmosphérique (fig. 22). Une discussion détaillée des corrélations existant entre le facteur pression et les exhalations et concentrations de R_n du sol n'est donc pas vraiment évidente.

Les observations ponctuelles sur 1 ou 2 jours sont cependant intéressantes en ce sens qu'elles rendent compte de la complexité d'interprétation. En effet, les aléas de la nature ne permettent pas souvent d'obtenir des résultats aussi expressifs que ceux de (SCHERY et al., 1984) provenant également de New Mexico. Deux mesures de concentrations de R_n par jour, une pression atmosphérique enregistrée en continu témoignant de la juxtaposition de cycles diurnes bien déterminés et une chute de pression conjuguée à une hausse des concentrations de R_n légèrement décalée dans le temps : la figure 23 illustre remarquablement l'étroite corrélation pouvant exister entre la pression atmosphérique et les concentrations de R_n dans le sol, en l'occurrence à quelques 60 cm de profondeur.

Lorsque l'on suit les variations, hebdomadaires par exemple, des concentrations de R_n dans le sol, le fait d'effectuer plusieurs prélèvements par jour ou de comparer des mesures effectuées à des heures différentes peut présenter un inconvénient. Les fluctuations diurnes sont susceptibles d'entraîner des erreurs d'interprétation. La nature ne fournit que rarement des intervalles suffisamment longs de stabilité atmosphérique permettant de traiter les données indépendamment des paramètres extérieurs, en l'occurrence de l'historique des pressions. L'idéal serait de prélever chaque jour à la même heure ou mieux, de travailler dans des conditions équilibrées de diffusion pure -sans mouvement de convection- puis de comparer les résultats aux mesures effectuées en présence d'une variation de pression.

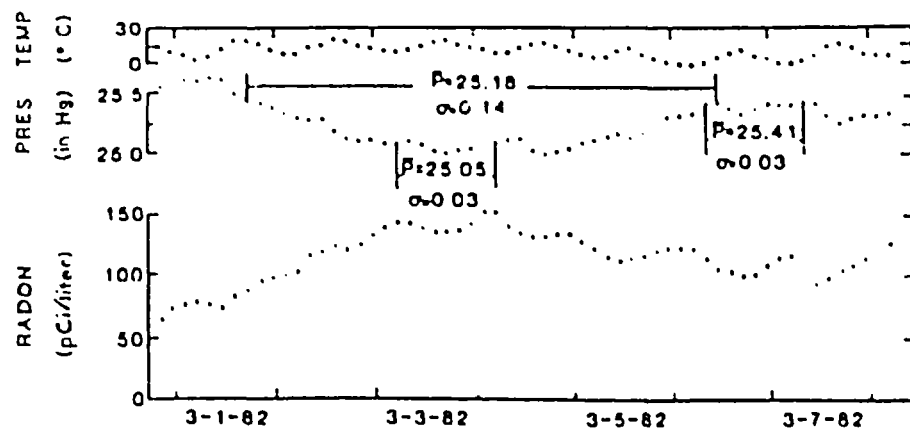


Fig. 24 Concentration de Rn, pression atmosphérique, et température pendant une semaine. Pression moyenne et écarts type sur 3 intervalles de référence (SCHERY et GAEDDERT, 1982)

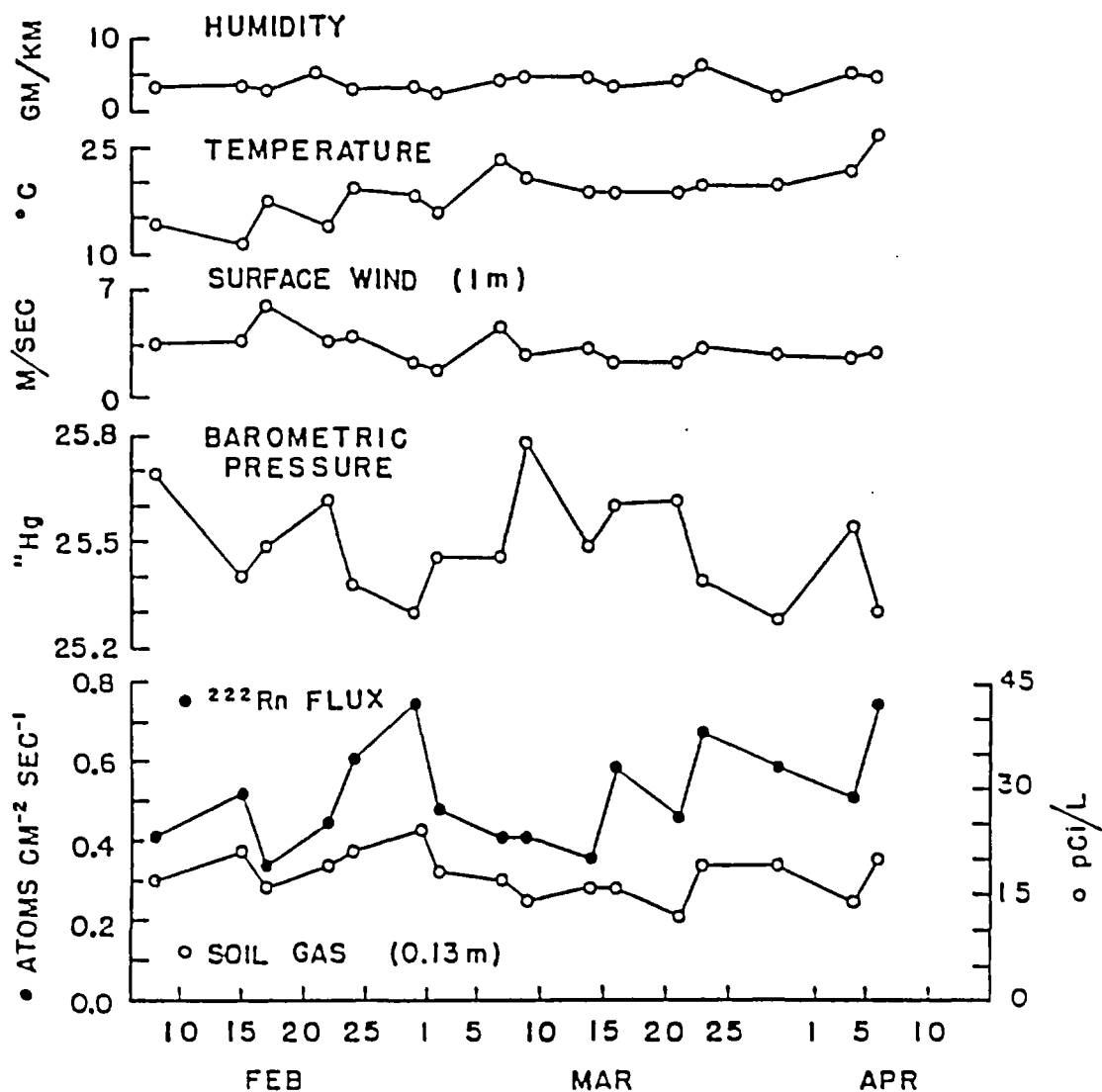


Fig. 25 Variations des flux et des concentrations de ^{222}Rn du sol conjuguées aux variations atmosphériques. Les points de données représentent les valeurs moyennes des mesures effectuées entre 8h00 et 16h00 (WILKENING et Al., 1972)

C'est pourquoi, partisans des approximations et des compromis pratiques (SCHERY et GAEDDERT, 1982) -toujours dans les terres sablo-gravelleuses de New Mexico- s'affranchissent de ces éventualités en comparant plutôt des moyennes temporelles de flux pendant des périodes de variations barométriques très petites et des périodes de grandes variations de pression, correspondant aux passages des systèmes de fronts cycloniques. Ils utilisent la procédure suivante (fig. 24) : pour estimer les petits changements barométriques, les périodes considérées couvrent un intervalle $\Delta T = 24$ heures -afin de contrôler les effets diurnes potentiels. L'écart type de la variation de pression est faible ; la variation globale de pression sur l'intervalle est nulle. Le flux ainsi évalué est comparé à un flux moyen pendant un intervalle plus long $\Delta T =$ plusieurs jours. L'écart type est plus fort mais il n'y a toujours pas de variation globale de pression. Cette méthode d'analyse se rapportant à des données réelles indique une augmentation modeste $\approx 10\%$ du flux pour des écarts type de pression atmosphérique de l'ordre de 0,5 cm de Hg.

Plusieurs auteurs estiment que la pression est le facteur hydroclimatologique prépondérant quant aux variations des flux et concentrations de R_n (SCHUMANN et al., 1988 ; SCHERY et al., 1984 ; SCHERY et PETSCHKE, 1983 ; WILKENING et al., 1972). Sur certains graphiques, les corrélations sont flagrantes :

- des variations de flux de R_n du sol et de concentrations à 0,13 m de profondeur sont illustrées sur la figure 25, accompagnées des enregistrements de la pression barométrique, de la vitesse du vent, de la température et de l'humidité atmosphérique. Les mesures, effectuées pendant l'hiver et le printemps de 1972, proviennent d'un site dans la Rio Grande Valley près de Socorro, New Mexico. Les données représentent une moyenne évaluée entre 8h00 et 16h00. Les concentrations et les flux sont déterminés 4 à 5 fois par jour. Il existe de bonnes corrélations entre ces deux variables ; une relation inverse les relie à la pression. Le facteur de variation est supérieur à 2 pour des changements barométriques approximatifs de 1 %. Les autres paramètres ne semblent pas significatifs ;

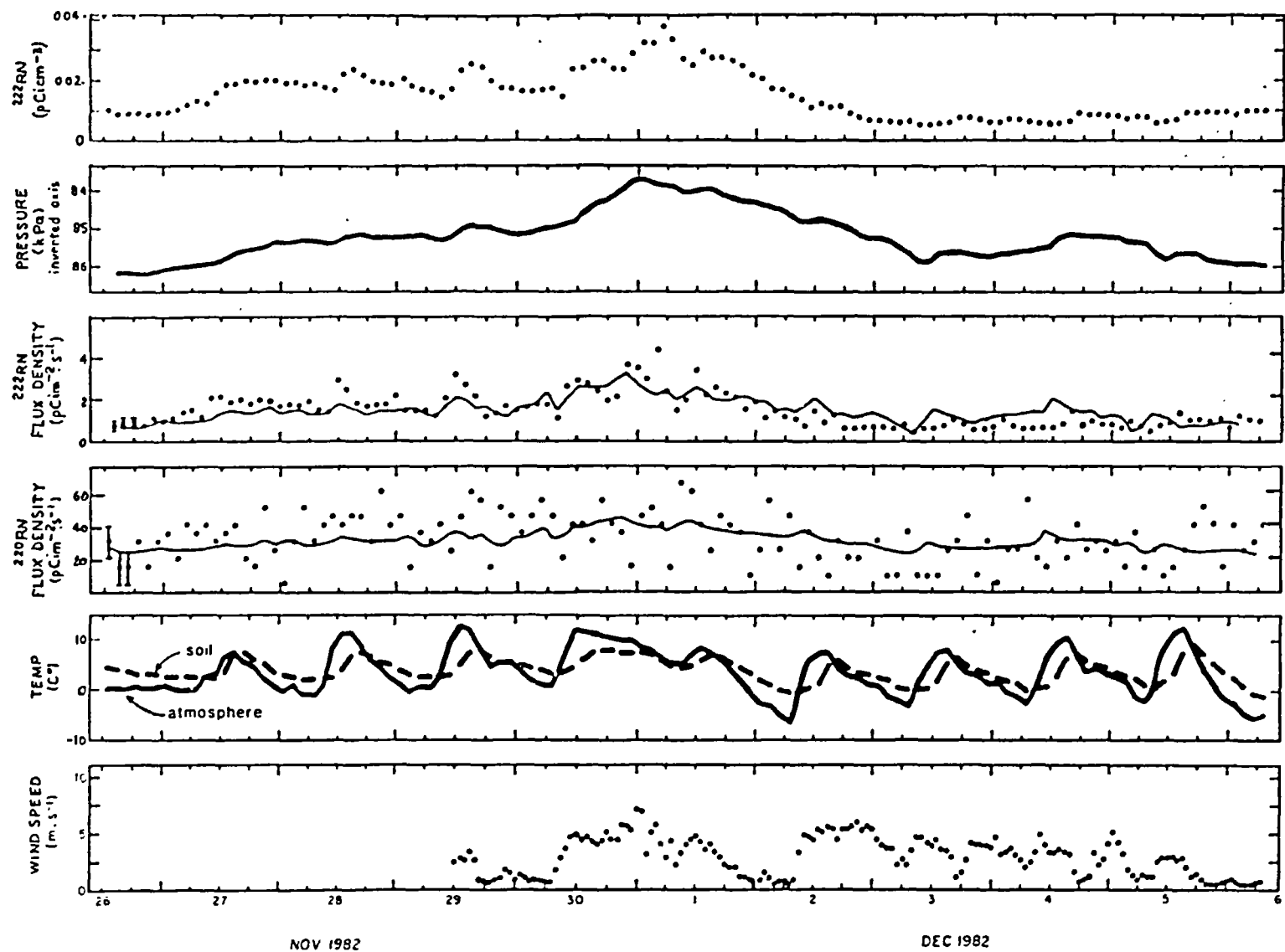


Fig. 26 Mesures de flux de ^{222}Rn et ^{220}Rn , de la pression atmosphérique, de la température, et de la vitesse du vent sur une période de 10 jours. La température du sol est mesurée à 10 cm de profondeur (SCHERY et Al. 1984)

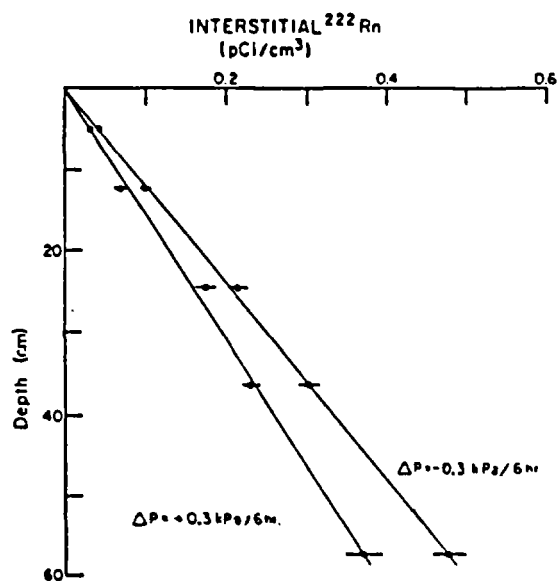


Fig. 27 Mesures de très haute précision des profils de ^{222}Rn de subsurface. Profils représentatifs pour un cas de hausse et un cas de chute de pression atmosphérique (SCHERY et Al., 1984)

Property	Value
Density	$1.5 \pm 0.2 \text{ g cm}^{-3}$
Porosity, ϵ	0.35 ± 0.05
Permeability (k, air)	$(1.1 \pm 0.5) \times 10^{-8} \text{ cm}^2$
Diffusion coefficient (D, effective)	$0.009 \pm 0.002 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$
^{226}Ra (average)	$0.90 \pm 0.15 \text{ pCi g}^{-1}$
^{224}Ra (average)	$1.2 \pm 0.2 \text{ pCi g}^{-1}$
Moisture	$0.04 \pm 0.01 (\text{g H}_2\text{O})(\text{g soil})^{-1}$
Emanating fraction ^{226}Ra	0.38 ± 0.08
Interstitial ^{222}Rn at depth, $C(\infty)$	$1.4 \pm 0.3 \text{ pCi cm}^{-3}$
Diffusion length ^{222}Rn , $(D/(r\lambda))^{1/2}$	$110 \pm 15 \text{ cm}$
Diffusion length ^{220}Rn	$1.4 \pm 0.2 \text{ cm}$

Tab. 9 Propriétés du sol (84,5 kPa - 25°C) (SCHERY et Al., 1984)

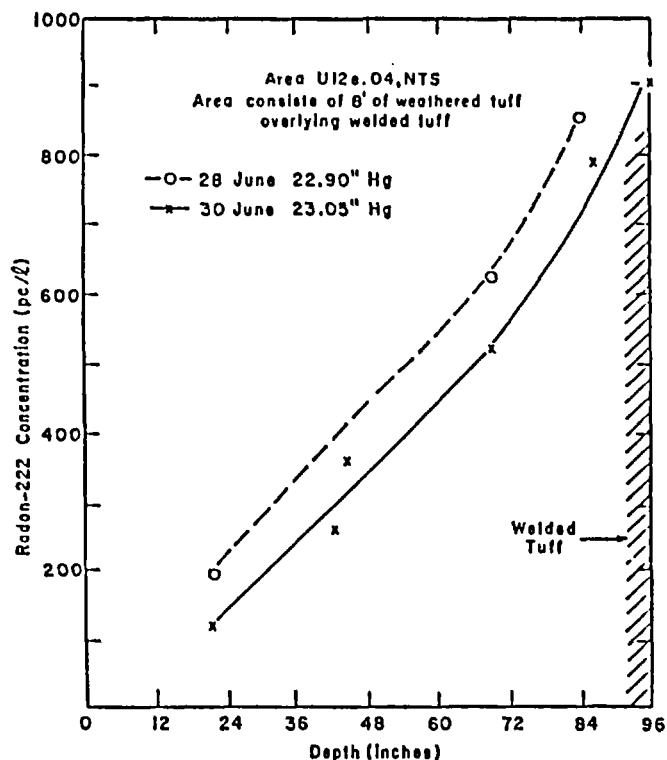


Fig. 28 Evolution d'une courbe de concentration de ^{222}Rn fonction de la profondeur lors d'une hausse de pression atmosphérique. (KRANER et Al., 1964)

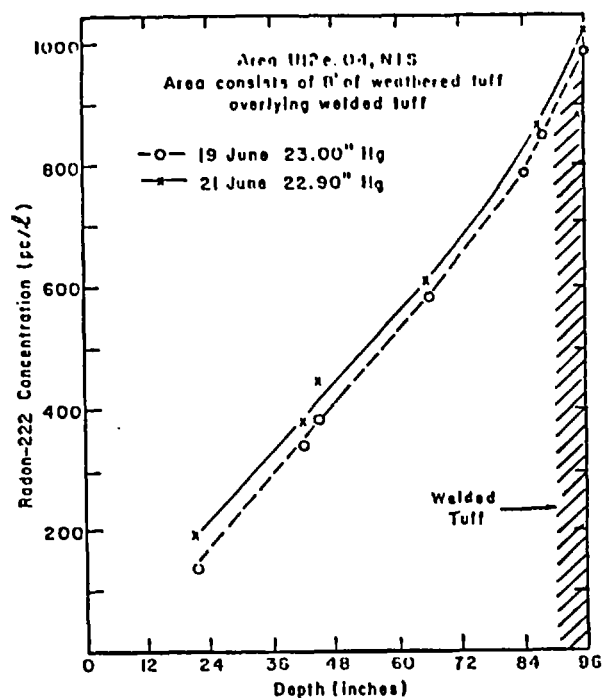


Fig. 29 Evolution d'une courbe de concentration de ^{222}Rn fonction de la profondeur lors d'une chute de pression atmosphérique. (KRANER et Al., 1964)

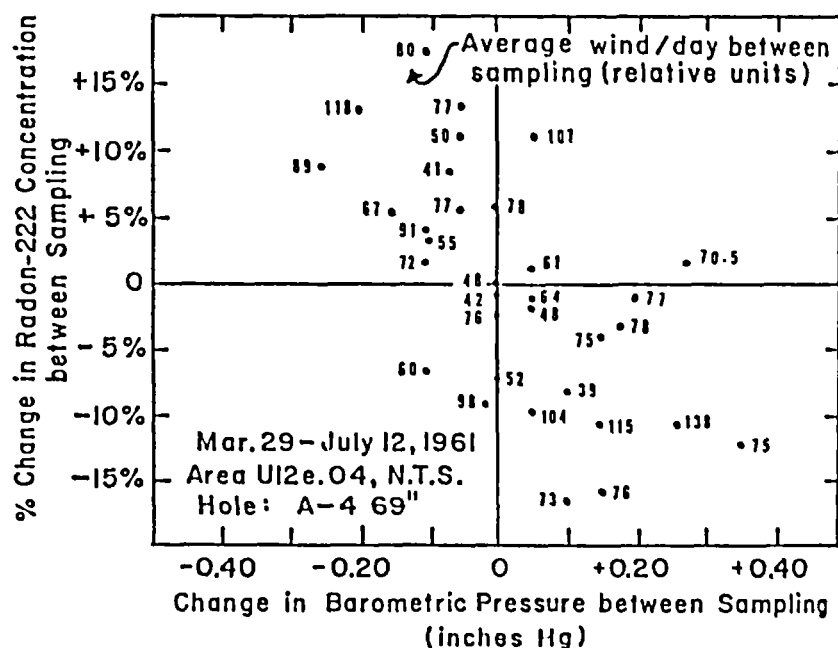


Fig. 30 Effet des changements de pression atmosphérique sur les concentrations de ^{222}Rn dans les gaz du sol à 69 pouces de profondeur dans des tuffs altérés (KRANER et Al., 1964)

- les trois premières courbes de la figure 26 représentent des fluctuations de concentrations et flux de Rn, et de la pression barométrique -l'échelle des ordonnées est inversée- sur une période de 10 jours entre novembre et décembre 1982. Le site d'étude est localisé à environ 1 km de celui de (CLEMENTS et WILKENING, 1974) et les caractéristiques du sol sont à peine différentes (tab. 9) : le climat est semi-aride -20 cm de pluie par an- et la teneur en humidité du sol est faible ; la végétation est éparpillée, limitée à des buissons isolés et des touffes d'herbe ; la nappe est à quelques 30 m sous la surface du sol. SCHERY et al. établissent des moyennes journalières variant d'un facteur 1 à 3 entre des périodes de forte et basse pression. Ils notent aussi la présence de petites structures diurnes tout à fait significatives -cf. 28-29 novembre ; 4 décembre, par exemple- correspondant à une augmentation, dans l'après-midi, de la densité du flux de Rn -d'un facteur 1,5 à 2- associée à une chute de pression.

Dans les couches supérieures du sol, on observe habituellement une augmentation des concentrations de Rn vers la profondeur (fig. 5). Cette courbe serait d'ailleurs presque linéaire dans les premiers centimètres, avec cependant une pente variant en réponse aux facteurs environnementaux (SCHERY et al., 1984). La figure 27 le montre dans le cas d'une hausse et d'une chute de pression. En 1964, déjà (KRANER et al., 1964) représentaient l'effet des variations de pression atmosphérique sur les concentrations de Rn en fonction de la profondeur : les gaz du sol, comprimés puis dilatés, se déplacent dans les couches supérieures. Ce déplacement est continu et progressif, soit vers la profondeur (fig. 28), soit vers la surface (fig. 29). Si une nouvelle pression barométrique se stabilise pendant quelques jours, le gradient de concentration de Rn retourne à sa valeur originelle, c'est-à-dire à l'équilibre, par diffusion, altéré seulement légèrement par une petite variation du coefficient de diffusion, étant donné sa dépendance fonctionnelle avec la pression. La figure 30 représente les changements de pression en fonction du pourcentage de variation des concentrations de Rn -les échantillons ont été prélevés successivement à environ 1,75 m -69 pouces- de profondeur, dans des tuffs altérés sur le site test de la US Atomic Energy Commission au Nevada. La droite de corrélation s'avère quasiment linéaire.

Parallèlement, des résultats intéressants mais plus théoriques publiés par (FLEISCHER et MOGRO-CAMPERO, 1979 et 1980) mettent également en évidence l'effet de la présence d'une vitesse de transport -positive ou négative- surimposée à un déplacement diffusif des gaz dans le sol. Le gradient de concentration de Rn se trouve modifié. La figure 31 l'illustre

Radon-content in (curies/cc) $\times 10^{-14}$

Date	Pressure	Con- tent	Date	Pressure	Con- tent	Date	Pressure	Con- tent
	In			In			In	
May 17	30.03(D)	10.5	June 23	29.95(C)	13.2	Aug. 4	30.15(I)	15.7
18	30.10(I)	5.8	24	29.80(D)	13.6	5	30.03(D)	16.4
19	30.30(V)	5.8	July 10	20.25(I)	5.6	14	30.10(D)	9.2
June 6	30.17(D)	8.1	11	30.25(C)	6.4	15	30.13(D)	11.8
7	30.05(I)	7.5	12	30.15(D)	6.9	16	30.02(D)	10.3
8	30.35(I)	7.0	31	30.20(I)	13.5	17	29.96(D)	14.7
20	29.81(D)	18.7	Aug. 1	30.34(I)	8.5	18	29.95(I)	14.3
21	29.85(I)	12.4	2	30.35(C)	14.8	19	30.25(I)	13.2
22	30.01(I)	11.2	3	30.10(D)	17.6			

TAB. 10 - Concentrations diurnes de Rn à 25 cm de profondeur, associées à la valeur absolue de la pression barométrique moyenne, enregistrée pendant les 12 heures précédant le prélèvement de gaz (KOVACH, 1945)

"D" : diminution de pression ; "I" : augmentation de pression ; "C" : pression constante ; "V" : pression variable

- ♦ Le 18 mai, la pression augmente, entraînant une chute remarquable des concentrations de Rn. La progression se poursuit en partie le 19 puis la pression chute ; le résultat est presque le même ;
- ♦ Le 7 juin se caractérise par une autre augmentation de pression ; cependant, une valeur absolue, la pression moyenne est inférieure à celle du jour précédent ;
- ♦ La plus forte pression, le 8 juin, conduit à la plus faible teneur ;
- ♦ La pression, constante le 23 juin, chute le 24, d'où les teneurs plus élevées en Rn. Le même phénomène se produit les 11 et 12 juillet, puis les 2 et 3 août ;
- ♦ Le 16 août est une exception. Etant donné la chute de pression, les valeurs de concentration de Rn auraient dû augmenter. Ceci s'explique semble-t-il par l'existence ce jour-là d'une température élevée -33° associée à de fortes radiations solaires responsables selon KOVACH de la chute des teneurs.

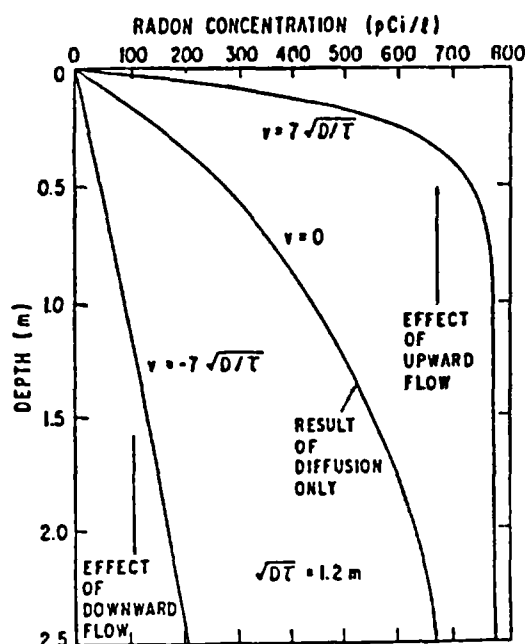


Fig. 31 Concentrations de ^{222}Rn en fonction du temps calculées pour un écoulement vertical nul, et pour des écoulements par unité de porosité de $\pm 7\sqrt{D/t}$, où la distance moyenne de diffusion \sqrt{Dt} est 1,2 m, et le temps moyen de diffusion t est de 5,5 j. L'échelle horizontale correspond au champ de valeurs typique de Thoreau, New Mexico (FLEISCHER et MOGRO-CAMPERO, 1979)

d'après ces courbes et relativement aux valeurs mesurées en présence d'une diffusion pure -pas de transport advectif-, les concentrations de R_n enregistrées lors d'un suivi régulier à 60 cm de profondeur près de Thoreau, New Mexico, n'augmentent que d'un facteur 2 à 3 pour une vitesse d'écoulement ascendante et peuvent diminuer d'un facteur 6 si la direction est descendante -les variations de ces vitesses étant dues aux changements de pression barométrique.

3.2.3 - Les complexités d'interprétation

Considéré intuitivement, le rôle des variations de pression atmosphérique sur les gaz du sol s'explique donc simplement. Déjà en 1945 (KOVACH, 1945) l'exprimait clairement : "apparemment quand la pression atmosphérique décroît, les couches superficielles relâchent une partie des gaz du sol donc de R_n dans l'atmosphère et sont alors enrichies par les plus fortes teneurs des couches sous-jacentes, en raison du flux ascendant de l'air provenant de la profondeur : (...) Il y a à l'évidence une augmentation en R_n migrant progressivement vers la surface. Quand la pression atmosphérique croît, le gaz des couches supérieures du sol est mélangé au complément d'air atmosphérique pauvre en R_n . Ce mélange dilué est à son tour repoussé en profondeur, entraînant une chute des teneurs. (...) C'est le gradient de pression qui a de l'importance et non le seul fait d'avoir une forte ou une faible pression. C'est la hausse de pression qui entraîne une diminution des teneurs et la chute de pression qui conduit à une augmentation des valeurs...". Ses données concordaient d'ailleurs avec ses pensées (tab. 10).

Mais l'exception confirme la règle. Plusieurs auteurs d'ailleurs publient des résultats beaucoup moins parlants que ceux précédemment cités. Notons par exemple le cas de (SCHUMANN et al., 1988) qui nuancent leur propos : la diffusion est le processus de migration dominant pour de faibles perméabilités -généralement inférieure à 10^{-7} cm²- alors que le transport convectif tend à dominer dans des sols plus perméables -généralement supérieure à 10^{-7} cm². La figure 32 illustre une partie de leurs enregistrements récoltés sur un site dans le Denver Federal Center à Denver, Colorado, entre les mois de mars 1987 et avril 1988. Le sol est composé d'alluvions, de mudstones et de calcaires et possède de fortes teneurs en argile ; il s'y développe un système de dessiccation sur plus de 1,20 m de

profondeur qui partage le terrain en structures prismatiques ; la présence d'argile suscite une faible perméabilité intergranulaire mais les mudcraks induisent une perméabilité aux gaz modérée -approximativement 10^{-9} cm² à 1 m- dans ces conditions -teneur en humidité très faible. Les fluctuations des concentrations de Rn ne semblent pas dépendre directement des variations de pression atmosphérique.

Le manque d'uniformité de l'ensemble de ces résultats pourraient s'expliquer par l'influence des autres paramètres caractéristiques du sol et/ou hydroclimatologiques telles que la teneur en eau, la vitesse du vent, la température, voire les radiations solaires. Lorsque l'on étudie la nature telle qu'elle est, il semble qu'il n'existe pas de méthode propre à quantifier le rôle de chaque variable, indépendamment des autres. Les auteurs, en effet, se lancent rarement dans les chiffres pour estimer le pourcentage de variations des concentrations ou flux de Rn lors des changements de pression barométrique. La rigueur ne permet pas de généraliser ; on ne peut que constater les fluctuations relatives et, éventuellement, calculer, à partir des données propres au site étudié, l'effet ponctuel de tel ou tel saut de pression.

3.3 - INFLUENCE DE LA VITESSE DU VENT

Le vent favorise l'échange entre les gaz du sol et l'atmosphère. Selon le principe de BERNOULLI (KOVACH, 1945), il crée une baisse de pression à la surface du sol et augmente ainsi l'émission des gaz du sol vers l'atmosphère. De plus, comme le vent, d'ordinaire, souffle en rafales, l'air atmosphérique s'infiltré dans le sol lors d'une accalmie et diminue les teneurs en Rn dans les couches superficielles -les répercutions en profondeur sont faibles. Vu sous cet angle, ce principe s'avère quelque peu erroné car les concentrations en Rn ont tendance à chuter par vent fort.

D'après (KRANER et al., 1964), l'effet classique de BERNOULLI est pour ainsi dire insignifiant pour deux raisons :

- tout d'abord, la vitesse moyenne du vent au niveau du sol est effectivement nulle ; donc le gradient de pression de BERNOULLI est égal à zéro (cf. aussi HESSELBOM, 1985) ;

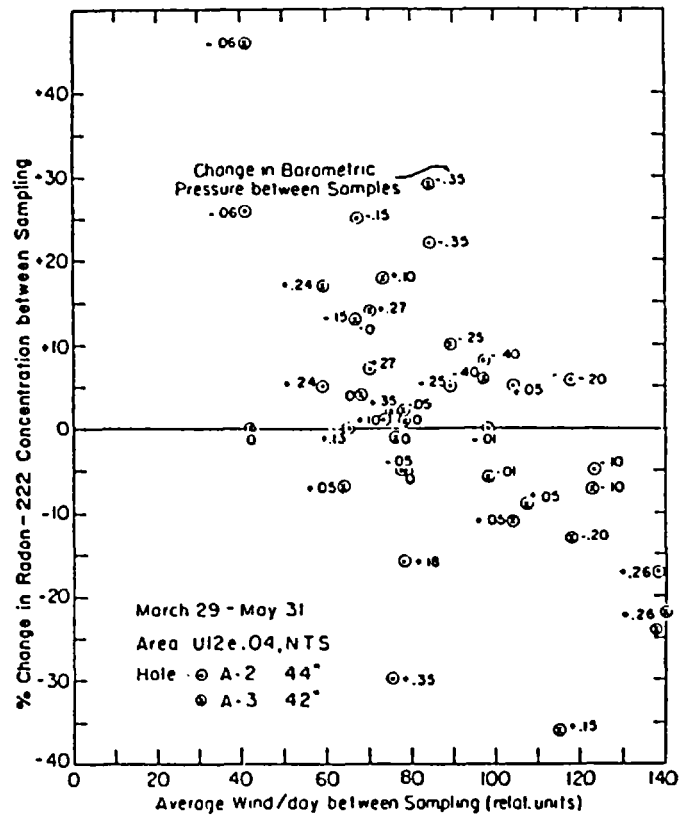


Fig. 33 Effet de la vitesse du vent sur les concentrations de ^{222}Rn du sol, à 1,00 m et 1,10 m de profondeur dans des tuffs altérés (KRANER, 1964)

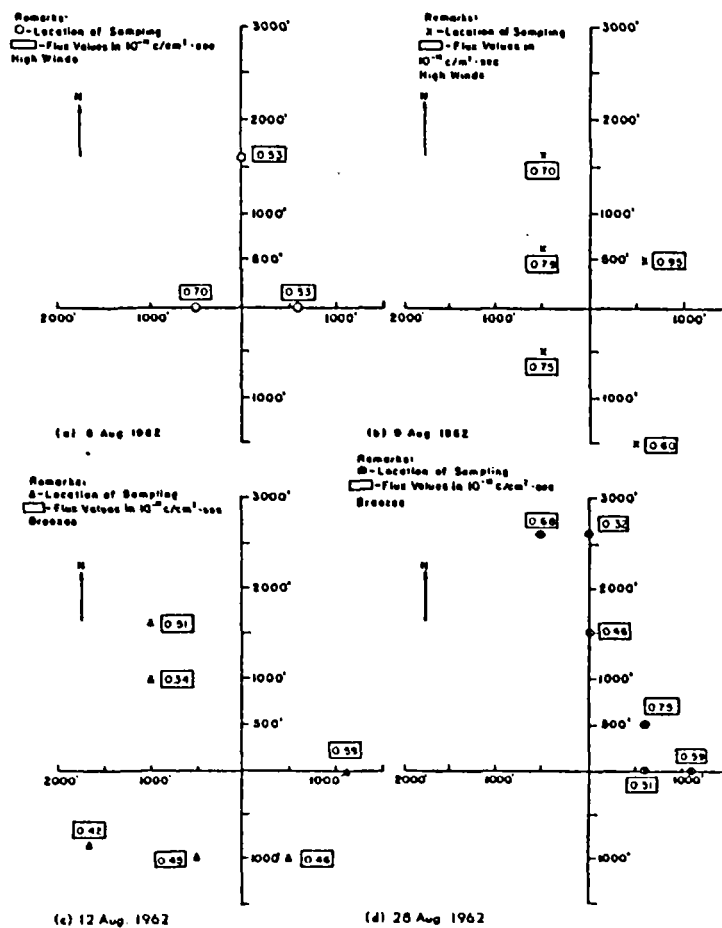


Fig. 34 Flux de ^{222}Rn pendant des périodes de grands vents et de brises légères (KRANER 1964)

- ensuite, certaines considérations élémentaires tendent à supposer que, si on compare la résistance à l'écoulement des gaz dans le sol d'une part, et dans l'atmosphère d'autre part, le gradient de pression existant au-dessus du sol d'après BERNOULLI entraînerait vraisemblablement un mouvement latéral horizontal de l'air plutôt qu'une remontée verticale des gaz interstitiels.

Ainsi, d'après ses travaux, le mécanisme par lequel le vent -et l'instabilité thermique atmosphérique- "démunissent" les couches superficielles de Rn, semble être un mouvement de convection limité, induit dans les niveaux supérieurs du sol par des micro-oscillations de la pression barométrique associée au vent. Ces oscillations tendraient à accentuer l'effet de "pompage turbulent" qui dilue et remplace en partie les gaz des couches superficielles du sol par l'air atmosphérique pauvre en Rn. L'importance de ces fluctuations turbulentes augmente avec la vitesse croissante du vent.

Ceci ne concerne que les premières dizaines de cm du sol : il est probable, en effet, que, comparées aux pressions différentielles induites par les variations de pression barométrique qui affectent -§3.2- les concentrations de Rn à plus fortes profondeurs, ces petites fluctuations de pression issues du "pompage turbulent" n'affectent les concentrations de Rn qu'en subsurface. Notons que la rugosité du sol, ou plus précisément la perméabilité, sont directement responsables de l'extension des répercussions.

Certains résultats de terrain permettent de conforter ces observations :

- la figure 33 illustre la relation statistique existant entre le vent et les concentrations de Rn dans les tuffs altérés du site test de la US Energy Commission's Nevada, à environ 1 m -42 pouces- 1,10 m -44 pouces- de profondeur. Les données intègrent évidemment les effets des autres variables, mais on note tout de même une relation par laquelle le vent provoque effectivement une diminution des concentrations de Rn. Cette tendance (KRANER et al., 1964) s'observe également, mais à plus faible mesure, à 1,75 m -70 pouces- de profondeur, mais elle est carrément absente à 2,20 m -90 pouces ;
- la figure 34 -les repères sont gradués en pieds (30,48 cm)- représente une série de mesures de flux effectuées dans un secteur vierge sur des terrasses alluvionnaires, en région désertique. Comme on s'y attendait, les données des 8 et 9 août 1962 -grands vents, temps clair et chaud- montrent des flux plus élevés que celles des 12 et 28 août 1962 -brises légères ;

Date	Wind-velocity and interval		Radon- content	Date	Wind-velocity and interval		Radon- content
1944	mi/hr	hr		1944	mi/hr	hr	
Sep. 21	12	24	21.9	Dec. 11	10	24	31.8
22	28	8	17.9	12	36	12	7.2
Oct. 30	32	24	17.3	13	33	24	5.3
31	15	24	27.8	14	27	24	12.3
Nov. 6	48	12	12.8	Dec. 26	38	12	14.6
7	33	24	28.1	27	11	12	34.3
Nov. 21	36	10	42.8	28	39	24	4.8
22	34	24	23.2	29	27	24	8.9
Nov. 29	7	27	38.2	Feb. 19	28	12	73.3
30	38	7	7.7	20	9	24	83.1
Dec. 1	43	24	2.8				

Tab. 11 Vitesse du vent et teneurs en ^{222}Rn (curies/cc) 10^{-14} (KOVACH, 1945)

- de même, l'effet du vent est mis en évidence sur le tableau 11. Les mesures proviennent d'un terrain couvert de pelouse situé près d'un building de Fordham University ; les prélèvements ont été effectués à 25 cm de profondeur. Les vitesses du vent correspondent à des moyennes évaluées sur les quelques heures -indiquées en colonne 3- précédant les prélèvements. Les concentrations de R_n répondent -corrélations inverses- aux fluctuations de ces vitesses. Quatre des périodes d'enregistrement laissent supposer une répercussion non négligeable en profondeur. On constate toutefois que, alors que le 7 novembre une chute conséquente de la vitesse du vent entraîne une nette augmentation des concentrations, le 22 novembre, le phénomène inverse se produit, suite à une légère baisse de la vitesse du vent. (KOVACH, 1945) explique cette singularité par la chute importante de pression enregistrée le 21 novembre -la veille-, et responsable de la valeur relativement élevée de concentration de R_n .

Notons enfin, pour conclure, que peu d'auteurs s'appliquent en fait à étudier l'influence de la vitesse du vent sur les concentrations de R_n :

- d'une part, l'aptitude du vent à modifier le dynamisme des gaz du sol n'est flagrante qu'en présence de fortes perturbations provoquant les turbulences atmosphériques -nécessaires dans ce cas au cours de la période d'investigation. (KOVACH, 1945) estime d'ailleurs que l'effet du vent sur les concentrations de R_n n'est remarquable que sous certaines conditions : lorsqu'il souffle à plus de 40 km/h -25 miles/h- et pendant plusieurs heures. Parallèlement, bien que l'effet du vent leur paraisse faible en comparaison avec les effets attribués à la pression et aux précipitations, (SCHERY et al., 1984) constatent que des variations de pression atteignant de hautes fréquences -supérieure à 1 Hz- accompagnent généralement des vents levants. Il leur semble alors possible que ceux-ci créent un mécanisme affectant les exhalations de R_n . Leurs résultats et leurs calculs impliquent pour des vents dont les vitesses dépassent 7 m/s, une hausse proportionnelle de la densité des flux de surface d'environ 15 % ;
- d'autre part, sur l'ensemble des paramètres pris en compte, les rôles de la pression, de la température ou de l'humidité du sol liée aux précipitations sont souvent plus marqués, donc plus intéressants à développer.

3.4 - INFLUENCE DE LA TEMPERATURE

Comme chacun sait, il existe un gradient géothermal ; mais on imagine aisément que la température des niveaux superficiels du sol est plutôt dépendante des fluctuations saisonnières -voire diurnes- de la température atmosphérique. Les forts coefficients de corrélation entre ces deux paramètres (§3.1) le confirment.

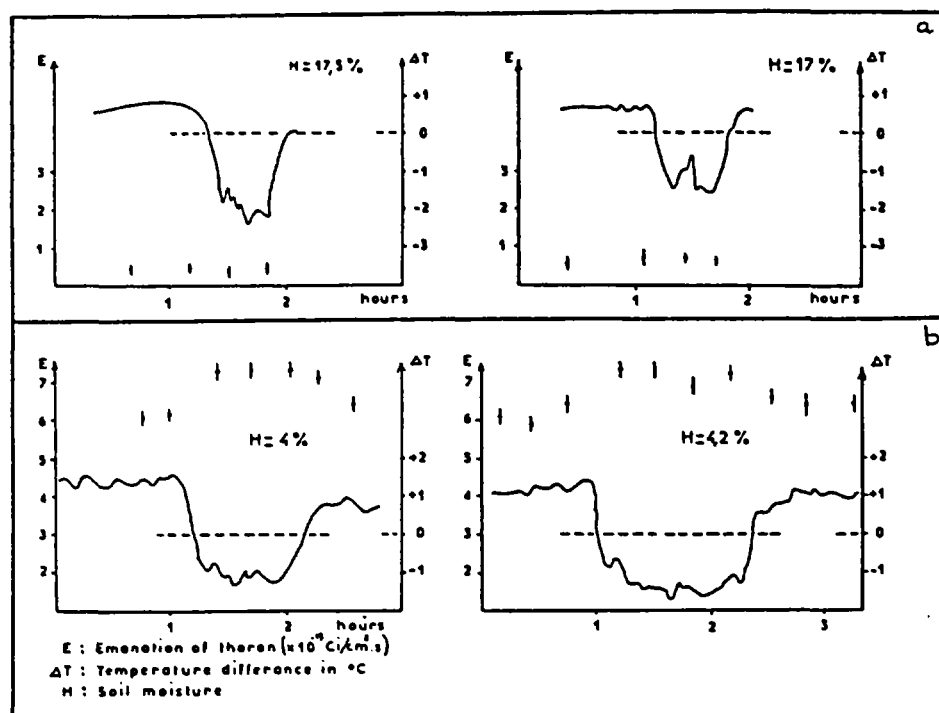


Fig.35 Inversion de la différence de température air/sol. Influence sur les variations des exhalations de ^{220}Rn (points de données) d'après le modèle expérimental de (GUEDALIA et Al., 1970)

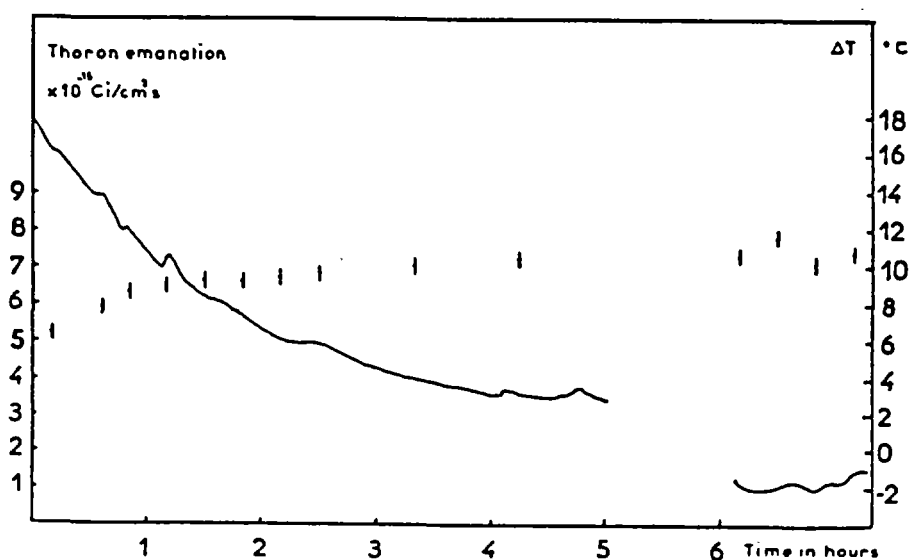


Fig.36 Influence d'une forte différence de température air/sol (courbe) sur les exhalations de ^{220}Rn (points de données) d'après le modèle expérimental de (GUEDALIA et Al., 1970)

Cette étude bibliographique s'est focalisée volontairement sur les variations des signaux de ^{222}Rn . Cependant, le grand intérêt des travaux expérimentaux de (GUEDALIA et al., 1970) sur les flux de ^{220}Rn mérite une petite digression. L'influence de la température de l'air et du sol, ou plus particulièrement de leur différence, est effectivement bien analysée.

Le sol utilisé dans leur modèle expérimental présente les caractéristiques générales suivantes : porosité, $(47,5 \pm 2,5) \%$; teneur en ^{228}Th , $(4,76 \pm 0,25) \cdot 10^{-13}$ curies/gramme. Les températures sont créées artificiellement ; elles sont à l'origine, semble-t-il, d'un phénomène de convection s'ajoutant à la diffusion. Deux cas sont envisagés : soit le sol est plus chaud que l'air situé au-dessus, auquel cas la convection tend à augmenter le flux ; soit il est plus froid et le flux diminue.

La figure 35 donnent quelques exemples de variations de flux de ^{220}Rn dans le cas où la différence de température entre l'air et le sol devient négative, c'est-à-dire lorsque la température du sol devient supérieure à la température extérieure. Ainsi, pour un flux relativement élevé, et pour des différences de températures de 0 à 2°C entre le sol et l'air, les variations de flux sont de l'ordre de 15 %. A titre indicatif, ces variations sont nettement plus importantes en terrain sec (fig. 35b) qu'en terrain humide (fig. 35a). Parallèlement, la figure 36 montre que, lorsque la différence de température entre l'air et le sol chute d'une quinzaine de °C, les flux passent de 6 à $7,2 \cdot 10^{-15}$ curies/cm².sec, soit une augmentation de 17 %.

Leurs applications aux variations diurnes, effectuées à la Faculté des Sciences de Toulouse en période d'humidité et de pression constantes, recourent leurs résultats expérimentaux (fig. 37) :

- les variations notables des flux de ^{220}Rn -hausse puis chute- répondent aux inversions du gradient de température correspondant au coucher et au lever du soleil ;
- les flux de ^{220}Rn augmentent de 20 % pendant la nuit, mais les variations sont beaucoup plus faibles que pendant la journée, compte tenu de la grande stabilité du gradient thermique la nuit.

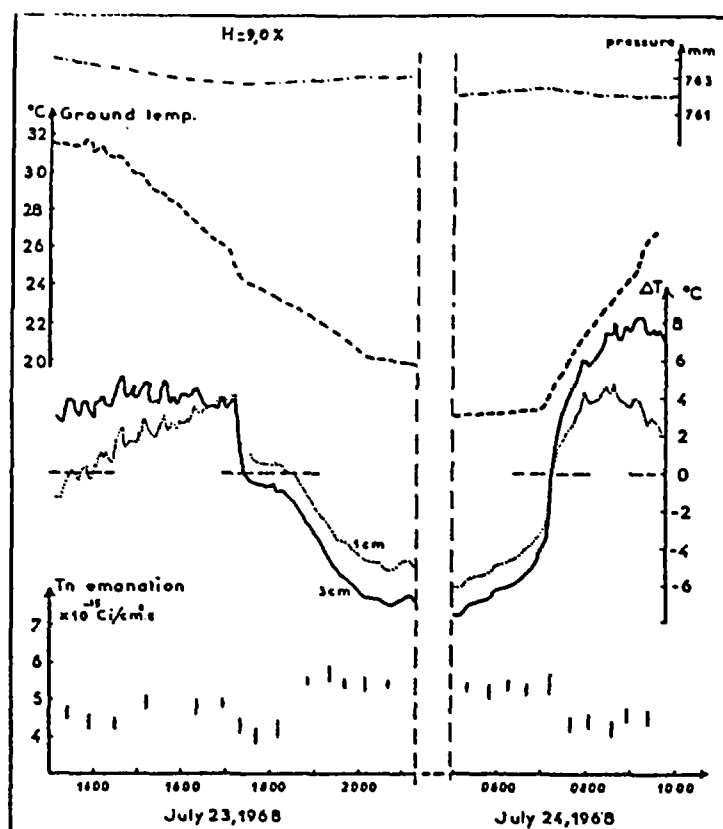


Fig.37 Exemple de variations diurnes des exhalations de ^{222}Rn et de la température du sol (GUEDALIA et Al., 1970)

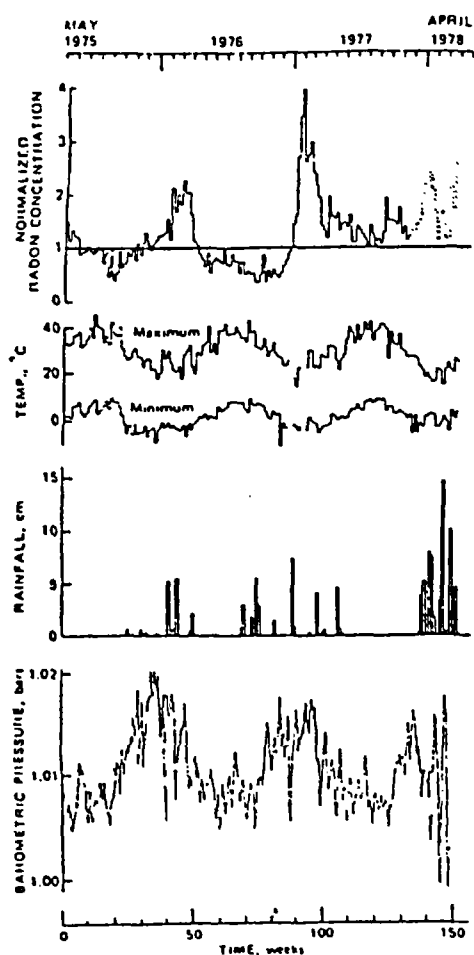


Fig.38 Concentrations de ^{222}Rn et enregistrements des données hydroclimatologiques correspondantes (KING, 1980)

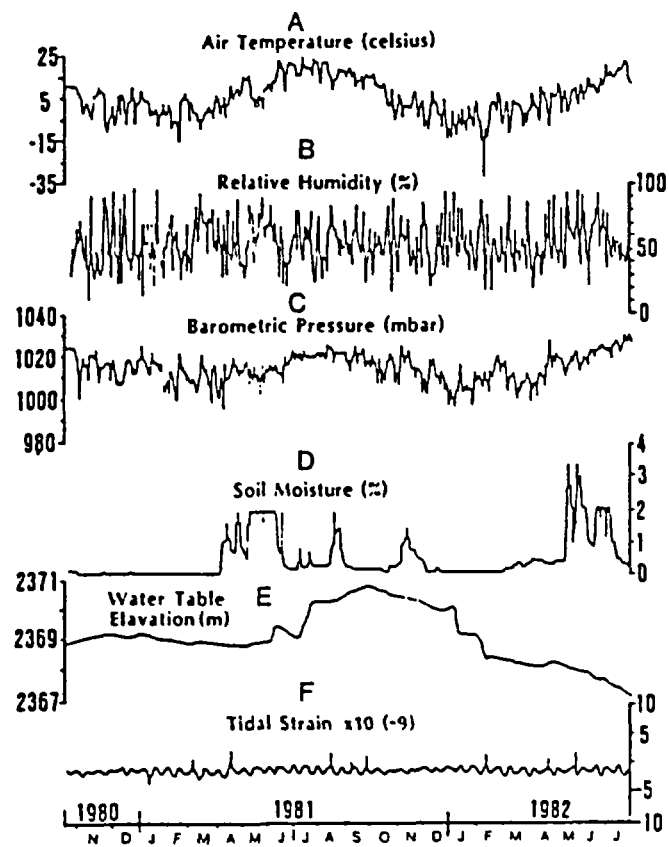
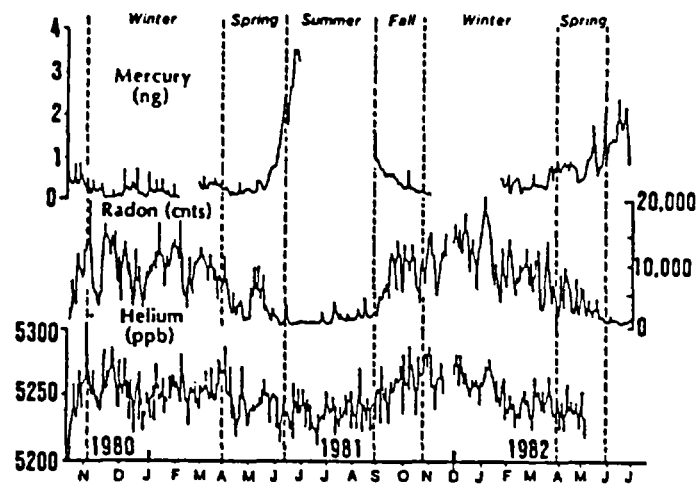


Fig.39

Variations saisonnières des émissions gazeuses et des paramètres environnementaux (KLUSHAN et JAACKS, 1987)

(GUEDALIA et al., 1970) n'ont pas trouvé de relation remarquable entre les flux de ^{220}Rn et la température du sol ; presque toujours, les variations de température sont associées aux variations du gradient, et il s'avère difficile de séparer ces deux paramètres.

Cependant, (KING, 1980), s'intéressant au Rn à 70 cm de profondeur en tant que traceur dans les prédictions de tremblements de terre en Californie centrale, observe une variation des concentrations de Rn inversement proportionnelle aux fluctuations de température de l'air atmosphérique (fig. 38).

Certains auteurs même, suggèrent que la température est le paramètre atmosphérique le plus influent sur les variations de surface des émissions gazeuses (KLUSMAN et JAACKS, 1987). Leurs résultats conduisent à des concentrations de Rn plus importantes pendant les mois d'hiver, et qui diminuent pendant le printemps pour atteindre leurs plus faibles valeurs en été. La température suit, en effet, un cycle annuel très significatif, grossièrement sinusoïdal avec de longues crêtes et creux écrasés, séparés par de courtes ascensions et chutes de fronts d'onde. L'allure générale reflète une prédominance de deux saisons : hiver et été. Ces longues saisons se distinguent par deux périodes de valeurs transitoires ascendantes et descendantes représentant le printemps et l'automne. Celles-ci sont courtes, de l'ordre -souvent- de moins de 30 jours quoique pouvant s'étendre sur 80-90 jours, suivant la récurrence des conditions hivernales et estivales (fig. 39).

Après les travaux de (MOGRO-CAMPERO et FLEISCHER, 1977), plusieurs publications découvrant une influence non négligeable de la température sur les flux et concentrations de Rn, attribue cet effet à un mécanisme de transport convectif induit par des variations du gradient de température de surface (KLUSMAN et JAACKS, 1987 ; BIGU, 1984 ; MEGUMI et MAMURO, 1973). Le mécanisme correspond à un écoulement de fluide -en l'occurrence de gaz-, à l'origine imaginé dans les niveaux plus profonds de formations perméables, et provoqué par le gradient géothermique. Le phénomène a donc été envisagé en subsurface.

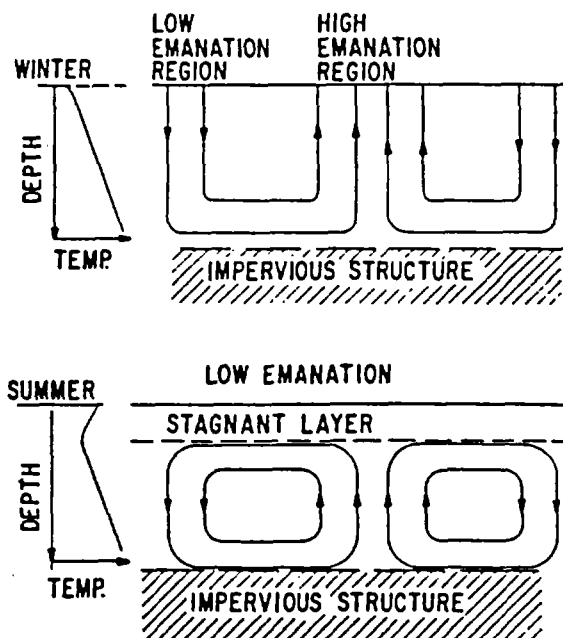


Fig.40

Schéma de la convection hypothétique de subsurface sous des gradients de températures hivernale et estivale. La chaleur de l'été crée une inversion qui empêche l'écoulement direct des gaz vers la surface (MOGRO-CAMPERO et FLEISCHER, 1977)

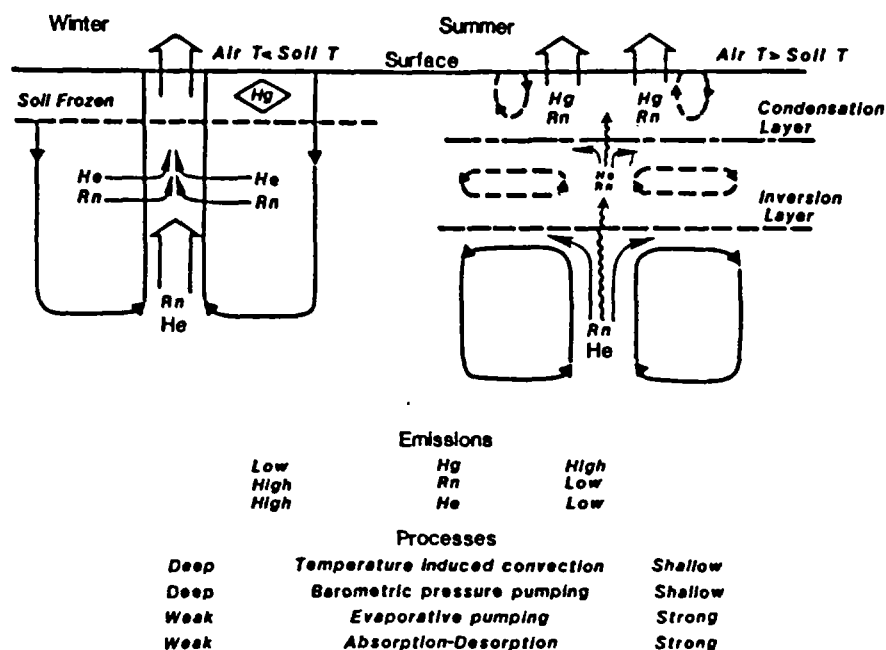


Fig.41

Modèle du processus saisonnier des émissions gazeuses (KLUSMAN et JAACKS, 1987)

Schématiquement, on conçoit l'existence, dans les couches supérieures du sol, de cellules de convection qui impliqueraient, dans le milieu poreux, des mouvements ascendants et descendants de l'air (fig. 40) :

- en hiver, la température extérieure est inférieure à la température du sol qui augmente progressivement vers la profondeur. Les mouvements convectifs se propagent directement dans l'air des basses couches atmosphériques. Il en résulte une variation spatiale organisée des signaux de R_n , avec des zones de fortes et des zones de faibles concentrations ; ces dernières donnent d'ailleurs des valeurs inférieures d'un facteur au moins égal à 10 à celles attendues (MOGRO-CAMPERO et FLEISCHER, 1977) ;
- en été, la chaleur à la surface de la terre réchauffe le sol -les variations saisonnières semblent pouvoir pénétrer à 5 m de profondeur selon (LACHENBRUCH et al., 1976) cités par (MOGRO-CAMPERO et FLEISCHER, 1977). Les mouvements ascendants seraient alors stoppés par cette "barrière thermique", d'où les faibles valeurs des concentrations et flux de R_n à cette époque.

Ce modèle de convection a été repris et modifié par (KLUSMAN et JAACKS, 1987). On retrouve le schéma classique avec de fortes émissions de R_n en hiver opposées aux faibles émissions en été (fig. 41). Le système prend en compte l'impact de quelques paramètres environnementaux, d'où les modifications : en hiver, le gel peut provoquer une imperméabilisation des niveaux superficiels du sol ; en été, la majeure partie des gaz peuvent être bloqués en profondeur au niveau de la couche hypothétique d'inversion surmontée d'une couche dite de condensation, induite par la chaleur de surface. C'est au cours des saisons transitoires, que les cellules de convection ont été formées ou détruites ; la température a ainsi l'effet le plus significatif sur les émissions gazeuses durant ces deux saisons.

Il convient cependant de ne pas généraliser ces résultats ; entendons-nous : bien qu'il y ait presque 15 ans entre les deux publications, les données de (KLUSMAN et JAACKS, 1987) contredisent en quelque sorte celles de (MEGUMI et MAMURO, 1973). La figure 42 montre que la température de l'air est supérieure à la température du sol -à 5 cm de profondeur- en hiver et vice versa l'été. Les fluctuations des flux de R_n sont faibles d'une saison à l'autre, alors que les flux de Thoron - ^{220}Rn - sont plus importants en été qu'en hiver.

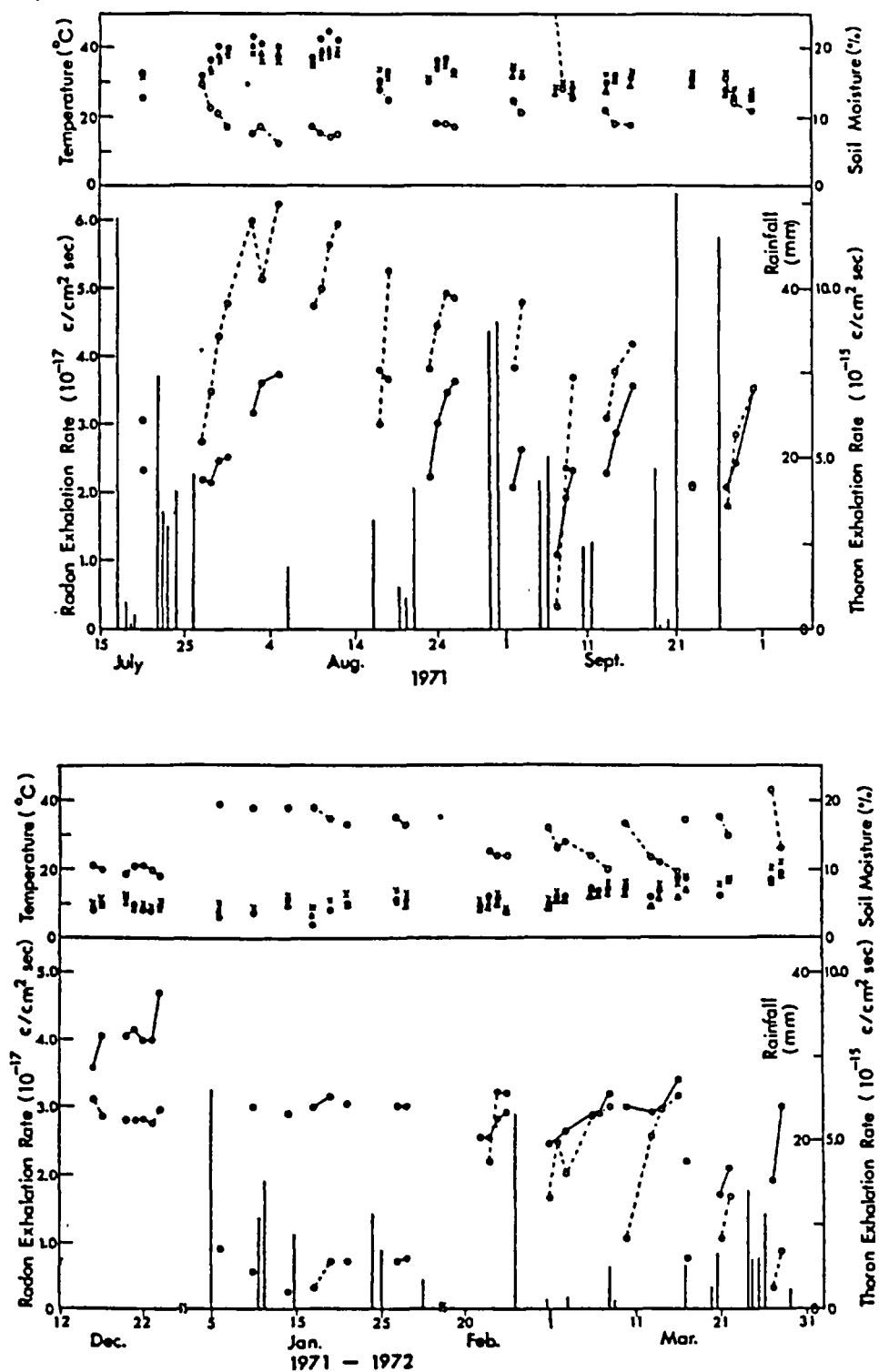


Fig.42

Variations des exhalations de radon et de thoron en été et en hiver (MEGUNI et MANURO, 1973)

A ce propos, les études sur les flux et concentrations de ^{220}Rn ne sont pas à négliger : compte tenu de sa faible période -54 sec-, le Thoron ne peut provenir que de couches peu profondes contrairement au ^{222}Rn dont la demi-vie -3,82 j- lui permet des origines plus profondes. C'est pourquoi, étant donné que les variations hydroclimatologiques sont plus marquées dans les couches superficielles du sol (FAUL, 1955), les émissions de ^{220}Rn représentent en quelque sorte les réponses amplifiées des signaux de ^{222}Rn .

3.5 - INFLUENCE DES PRECIPITATIONS ET DE L'HUMIDITE

Lorsqu'il pleut, une partie de l'eau s'infiltré, l'autre ruisselle. Seules les pluies efficaces s'infiltreront. Elles contribuent donc à augmenter le taux d'humidité du sol.

3.5.1 - Conséquence des précipitations

L'eau des pluies efficaces agit directement sur le milieu poreux, réduisant ainsi la porosité verticale des couches superficielles du sol. Pour caractériser ce phénomène correspondant en quelque sorte à une obstruction des pores par l'eau, la littérature s'est appropriée le terme de (KRANER et al., 1964) qui parle d'un "capping effect".

Les conséquences des précipitations dépendent non seulement des caractéristiques du sol -porosité, perméabilité...- mais également de la quantité et surtout de la durée de la pluie : une averse humidifiera à peine un sol desséché alors qu'une pluie fine, à long terme, pourra saturer en eau les niveaux supérieurs du sol, au même titre qu'une pluie lourde et abondante. C'est la quantité de pluies efficaces qu'il faut prendre en considération.

Le "capping effect" diminue la perméabilité aux gaz en subsurface. Les flux de Rn, évidemment, chutent. Par contre, en profondeur -inférieure à 1 m- les concentrations de Rn ont tendance à augmenter. En effet, si on considère que l'eau et les particules solides jouent le rôle d'une barrière plus ou moins imperméable aux gaz, la migration du Rn est freinée, voire stoppée à ce niveau, et les concentrations atteignent des valeurs que l'on trouve habituellement à plus forte profondeur. Imaginons une déformation des surfaces d'isoconcentrations dans les zones les moins perméables : (FLEISCHER et LIKES, 1979), étudiant une nouvelle technique de mesures, ont repris ce

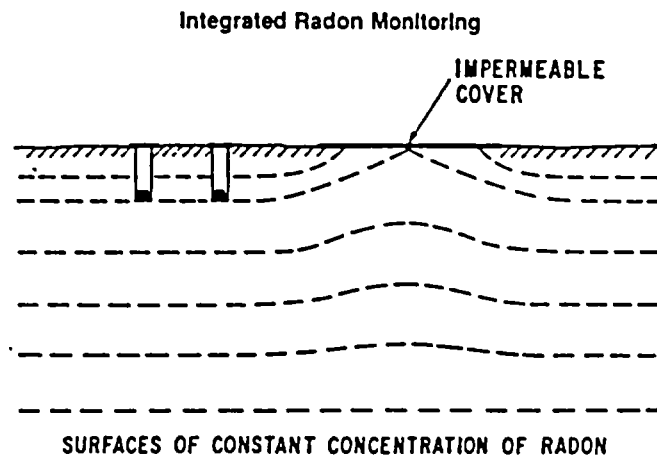


Fig.43 Un niveau imperméable empêche l'échappement du ^{222}Rn et augmente les concentrations de ^{222}Rn en subsurface; sur ce schéma, la valeur au centre du niveau imperméable équivaut à celle des fonds de trous (FLEISCHER et LIKES, 1979)

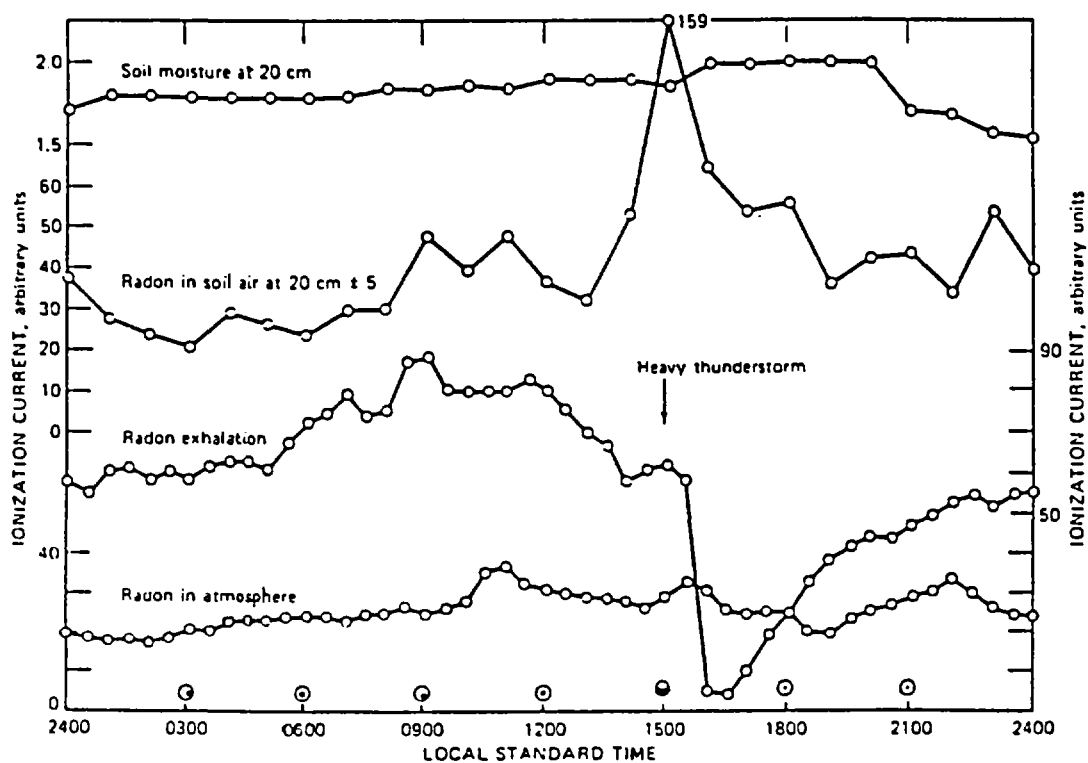


Fig.44 Exemple de variations diurnes des concentrations de ^{222}Rn dans l'air du sol et des exhalations de ^{222}Rn (MOCHIZUKI et SEKIKAWA, 1980)

principe schématisé sur la figure 43. Lors de violentes précipitations, on peut retrouver, dans les couches superficielles, des concentrations de Rn correspondant d'ordinaire à des profondeurs trois fois supérieures (KRANER et al., 1964).

Considérons enfin l'impact de la neige ; on imagine aisément son rôle de couverture d'autant plus efficace qu'elle est épaisse et compacte (HESSELBOM, 1985). Les concentrations sont les plus élevées lorsqu'elle persiste pendant les mois d'hiver.

L'effet de la pluie n'est cependant pas immédiat. On observe habituellement un temps de réaction plus ou moins long suivant le type de sol et de précipitation :

- La figure 44 donne un exemple de variations diurnes des exhalations et des concentrations de Rn du sol ; le début d'un orage, précédé de fortes chutes de pluie, est indiqué ; les réactions sont brutales et prononcées : on note une chute énorme des émissions de Rn conjuguée à une hausse considérable des concentrations mesurées à 20 cm de profondeur. L'espace interstitiel est obturé rapidement par l'eau de pluie et ouvert progressivement lorsque le sol sèche. L'influence de la pluie se ressent en fait 5 heures après le début des précipitations (MOCHIZUKI et SEKIKAWA, 1980) ;
- (MEGUMI et MAMURO, 1973), quant à eux, enregistrent une succession de chutes de pluie pendant la deuxième partie du mois de juillet 1972. Sur 93 mm d'eau tombée au total, les exhalations de Rn diminuent de moitié par rapport aux valeurs moyennes mesurées en période de sèche, et restent faibles pendant plusieurs jours. La figure 45 représente les relations observées entre la quantité de pluie et le taux d'exhalation de Rn mesurés deux jours après la pluie.

3.5.2 - Conséquence de l'humidité

Les précipitations créent en général une augmentation de l'humidité de l'air et du sol. Or, étant donné la faible influence de l'humidité atmosphérique sur les émissions gazeuses, nous ne considérerons que le facteur humidité lié au sol.

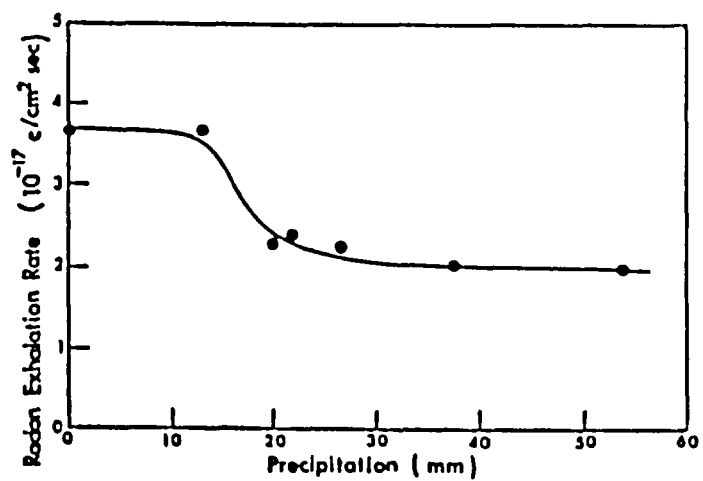


Fig.45 Exhalations de ^{222}Rn , 2 jours après une chute de pluie, en fonction de la pluviométrie (MEGUMI et MAMURO, 1973)

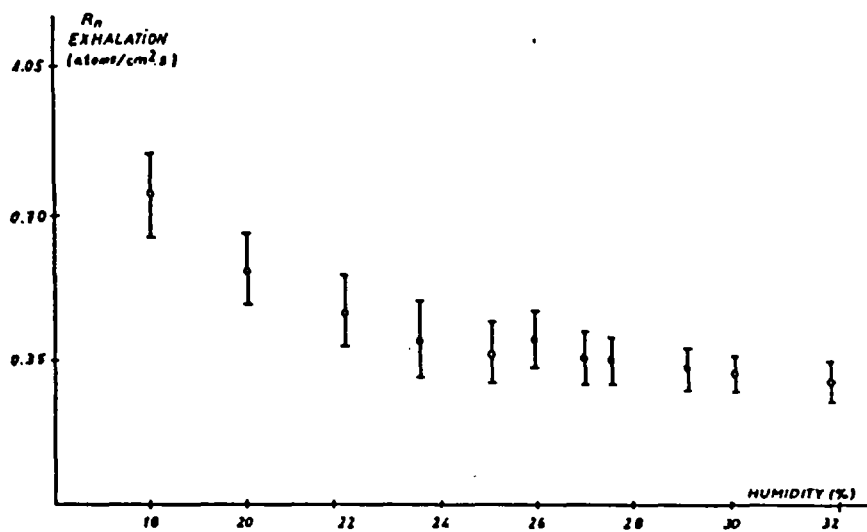


Fig.46 Variations des exhalations de ^{222}Rn en fonction de l'humidité du sol. (FERNANDEZ et Al., 1983)

Dans un premier temps, tâchons d'établir les relations existant entre ce paramètre et les exhalations de Rn. Examinons les résultats de (FERNANDEZ et al., 1983) : leurs études ont été effectuées en novembre 1979, février et août 1980 sur un terrain proche de l'Université de Santander en Espagne. Les précipitations y sont fréquentes, notamment en automne. Il s'agit d'un sol de texture sableuse dont la porosité est de 33 %, la perméabilité de $3,5.10^{-6}$ m/s et la teneur en ^{226}Ra de $0,53.10^{-12}$ g/g de sol. Chaque évènement pluvieux provoque une chute des exhalations de Rn ; l'humidité du sol s'avère en être directement responsable, comme l'illustre la figure 46. Au fur et à mesure que l'humidité du sol augmente, les exhalations de Rn diminuent progressivement tendant vers une valeur minimale constante correspondant, semble-t-il, à un taux d'humidité supérieur à 25 %.

L'effet de l'humidité du sol sur les flux et concentrations de Rn est cependant largement dépendant des caractéristiques du terrain étudié (SCHUMANN et al., 1988 ; STRANDEN et al., 1984). La figure 47 le confirme : on se rend compte que le taux d'exhalation varie avec l'humidité mais différemment selon le matériau considéré. L'allure de la courbe se retrouve cependant avec une évolution en cloche des exhalations -normalisées aux valeurs moyennes des échantillons secs respectifs- fonction de l'humidité croissante. Les valeurs les plus fortes correspondent à des taux d'humidité différents : l'échantillon de schistes argileux émet au maximum avec 12 % d'eau, l'échantillon de sol avec 25 % d'eau et le bloc de béton avec 4,7 % d'eau. Le taux d'exhalation est plus important lorsque le sol est légèrement humide que lorsqu'il est complètement sec. (STRANDEN et al., 1984) propose une explication possible à propos de cette divergence de comportement des matériaux : dans un premier temps, les exhalations augmentent car la présence d'eau (TANNER, 1964 et 1980) accentue le coefficient d'émanation ; ensuite, lorsque les pores se remplissent d'eau, il se forme une barrière réduisant le passage des gaz -le coefficient de diffusion et éventuellement la vitesse de transport diminuent (cf. aussi MEGUMI et MAMURO, 1974).

Les fluctuations entre les différentes roches sont donc dépendantes de la porosité. D'ailleurs, en 1966, (PEARSON et JONES, 1966) observaient déjà que lorsque le sol est très humide -17 % du volume total de sol occupé par de l'air-, les exhalations diminuent d'environ 1/3 par rapport au même sol dans

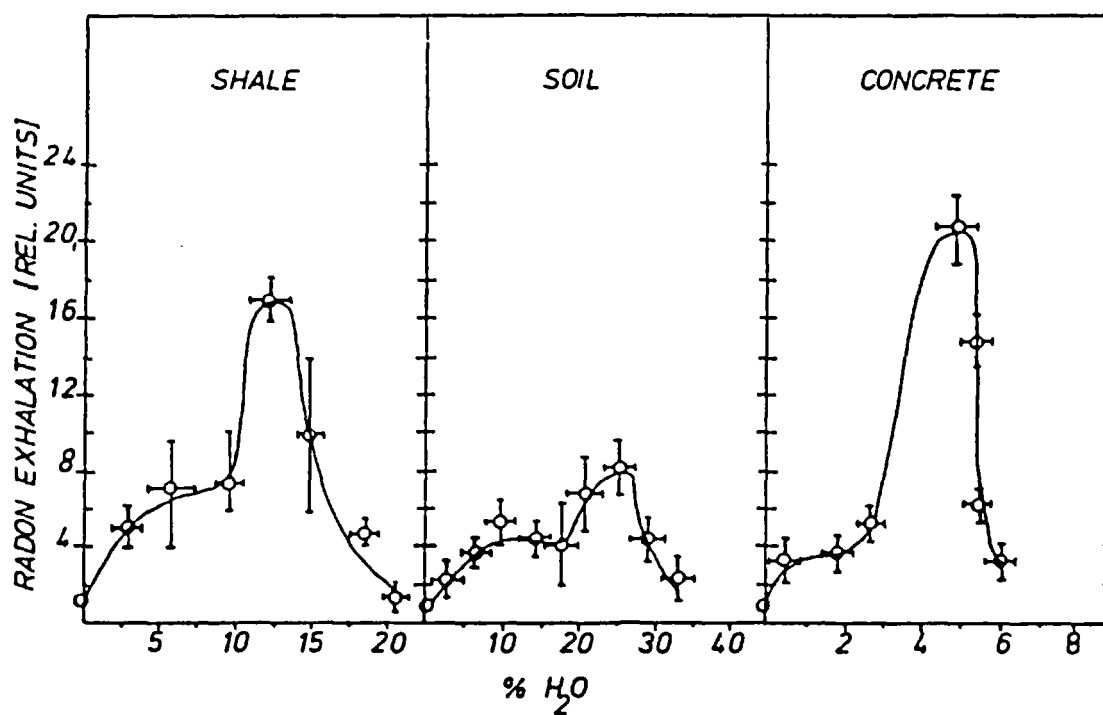


Fig. 47 Tendances générales de l'influence de l'humidité sur les exhalations de ²²²Rn issues d'un schiste argileux, d'un sol et d'un bloc de béton (STRANDEN et Al., 1984)

des conditions moyennes d'humidité -40 % du volume total de sol occupé par de l'air. Ils remarquaient, d'autre part, que ces observations n'étaient significatives que sur de longues périodes -jours, semaines ; lorsque le sol sèche en 8 heures, les variations des exhalations sont très faibles.

3.6 - RAPPEL DES RESULTATS

Les travaux de (KLUSMAN et JAACKS, 1987) et de (BALL et al., 1983) ont permis de se rendre compte de la complexité des phénomènes naturels tels que l'interaction des paramètres hydroclimatologiques. L'ordre de grandeur des coefficients de corrélation en effet varie d'une étude à l'autre et semble dépendre des caractéristiques du site d'investigation -du climat principalement. Leurs résultats se contredisent parfois, mais s'accordent sur certains points ; retenons les relations les plus significatives : la température du sol et la pression barométrique sont fonction de la température de l'air.

Etant donné que la variabilité des paramètres hydroclimatologiques présentent une certaine part de phénomènes aléatoires, on imagine les difficultés d'interpréter l'influence de ces paramètres sur les émissions gazeuses et en l'occurrence sur les flux et concentrations de R_n du sol. L'intérêt n'est cependant pas négligeable car des variables telles que la pression barométrique, la vitesse du vent, les températures de l'air et du sol, les précipitations et l'humidité du sol s'avèrent manifestement intervenir sur la dynamique des gaz du sol, comme le laissent présumer les études de corrélations statistiques effectuées par (KLUSMAN et JAACKS, 1987 ; DUENAS et FERNANDEZ, 1987 et BALL et al., 1983).

Quantifier l'effet respectif de chaque paramètre hydroclimatologique sur les exhalations et concentrations de R_n n'est donc pas envisageable formellement, mais certaines tendances plus ou moins implicites provenant de différentes études ponctuelles méritent d'être dégagées.

* Les variations de pression atmosphérique sont à l'origine de fluctuations différentielles de pression -s'atténuant en fonction de la profondeur- dans les gaz du sol. Ceux-ci, en mouvement dans le milieu poreux, engendrent par conséquent la création de vitesses d'écoulement : à une chute de pression correspond alors une hausse des signaux de R_n et vice versa.

- (SCHERY et GAEDDERT, 1982) indiquent une augmentation modeste de 10% du flux de Rn pour des variations standard de pression atmosphérique de l'ordre de 0,5 cm de Hg.
- (WILKENING et al., 1972) calculent un facteur de variation des flux de concentrations -à 0,13 m de profondeur- de Rn supérieur à 2 pour des changements barométriques approximatifs de 1%.
- (SCHERY et al., 1984) établissent des moyennes journalières de flux et de concentrations de Rn variant de 1 à 3 entre des périodes de forte et basse pression. Ils mettent en évidence des variations diurnes de la densité de flux qui augmentent l'après-midi d'un facteur 1,5 à 2, suite à une chute de pression atmosphérique.
- (FLEISCHER et MOGRO-CAMPERO, 1979 et 1980) estiment que les signaux de Rn, relativement aux valeurs mesurées en présence d'une diffusion pure, ne peuvent augmenter que d'un facteur 2 à 3 lors de variations négatives de pression barométrique, ou diminuer d'un facteur 6 si ces variations de pression sont positives.
- selon (SCHUMANN et al., 1988), le transport convectif tend à dominer dans des sols de perméabilité supérieure à 10^{-7} cm², par rapport au déplacement diffusif des gaz.

* Le vent, selon sa vitesse, peut également affecter les flux et concentrations de Rn du sol. Lorsque sa vitesse est élevée, les turbulences des basses couches atmosphériques sont accentuées et les flux de Rn augmentent en conséquence, alors que les concentrations diminuent.

L'influence du vent se ressent jusqu'à environ 2,00 m de profondeur (KRANER et al., 1964). Selon (KOVACH, 1945) cette influence n'est effective qu'à des vitesses supérieures à 40 km/h, et seulement si le vent souffle pendant plusieurs heures. Cependant, (SCHERY et al., 1984) notent une hausse de 15 % de la densité des flux de Rn associée à des vitesses de 25 km/h - 7 m/s - et plus.

* Une relation inversement proportionnelle existe semble-t-il entre la température atmosphérique et les concentrations de Rn du sol (KING, 1980). Cependant, l'effet de la température est controversé : selon certains auteurs les flux de Rn sont plus importants en hiver qu'en été (KLUSMAN et JAACKS, 1987 ; MOGRO-CAMPERO et FLEISCHER, 1977) alors que d'autres obtiennent des résultats contradictoires (MEGUMI et MAMURO, 1973).

Certaines considérations sur les fluctuations des émissions de Thoron ^{220}Rn apportent des résultats intéressants. (GUEDALIA et al., 1970), par exemple, mettent en évidence l'influence de la différence de température air/sol sur les flux de ^{220}Rn :

- pour une variation de 0 à 2°C de ce gradient, les flux de ^{220}Rn varient de l'ordre de 15 %.
- lorsque cette différence de température air/sol chute d'une quinzaine de degrés celcius, les flux de ^{220}Rn augmentent de 17 %.
- pendant la nuit, ils observent une grande stabilité du gradient thermique ainsi que des flux de ^{220}Rn . Par contre, les fluctuations sont plus marquées dans la journée, notamment au coucher et au lever du soleil, au moment où les flux augmentent puis diminuent respectivement de 20 %.

* L'effet des précipitations et de l'humidité sur les émissions de Rn dépend beaucoup des caractéristiques du sol, notamment de la porosité et de la perméabilité (STRANDEN et al., 1984 ; PEARSON et JONES, 1966). L'eau obstrue les pores du milieu et joue ainsi un rôle de filtre ou de barrière plus ou moins étanche au passage des gaz. Les flux diminuent et les concentrations augmentent dans les couches superficielles du sol. La neige couvrant la surface a le même effet, d'autant plus marqué qu'elle est épaisse et compacte.

L'influence de la pluie est effective à plus ou moins long terme : 5 heures , selon les résultats de (MOCHIZUKI et SEIKAWA, 1980), 2 jours pour (MEGUMI et MAMURO, 1973) dont les valeurs d'exhalations diminuent de moitié après 93 mm de pluie par rapport aux valeurs mesurées en période sèche.

A priori, un faible pourcentage d'humidité tend à augmenter les flux de Rn jusqu'à un seuil variant selon le matériau considéré. Les taux d'émissions gazeuses chutent ensuite en fonction de l'humidité croissante. La complexité des phénomènes existant dans le milieu non-saturé ne permet pas de généraliser les observations ponctuelles rescencées dans la littérature.

4 - CONCLUSION

La prospection par la méthode de détection des émanations Radon a pour but de rechercher des sites favorables à l'implantation de forages d'eau en milieu fissuré ; l'objectif étant surtout de déterminer les sites susceptibles de fournir les débits les plus élevés possibles. Cependant il arrive que certaines études de la variabilité spatiale des concentrations de Rn -prélevé à 60-70 cm de profondeur- fournissent des résultats négatifs.

Les cartes en courbes d'isoconcentrations de Radon, représentatives des données de terrain, mettent généralement en évidence une structuration des teneurs ; c'est sur l'examen de ces plages anormales plus ou moins organisées qu'est fondée l'interprétation. La difficulté réside alors dans la compréhension de ces signaux anormaux, qui marquent semble-t-il, le plus souvent, soit l'existence d'une fracturation perméable, soit la présence sous-jacente d'une source radifère concentrée.

Cependant, d'autres facteurs peuvent être responsables de ces anomalies : en effet, beaucoup d'auteurs invoquent l'influence non négligeable des paramètres hydroclimatologiques, sur les flux et concentrations de Rn du sol, mais il s'avère difficile de généraliser les résultats publiés ponctuellement dans la littérature.

Cette synthèse bibliographique dégage donc les principaux résultats des travaux théoriques, empiriques et de terrain entrepris par différents auteurs, et permet d'apprécier les conséquences des fluctuations de la pression barométrique, des températures de l'air et du sol, de la vitesse du vent, des précipitations récentes et de l'humidité du sol sur les signaux de Rn. Les teneurs en Rn réagissent en permanence aux changements de l'un ou l'autre des paramètres cités, étant donné l'extrême et incessante variabilité des conditions atmosphériques. Les chiffres parlent ; les flux et concentrations de Rn peuvent varier de :

- 10 à 200 % selon les fluctuations de pression barométrique
- 15 % suivant la vitesse du vent
- 15 à 20 % lors des variations naturelles de température
- 50 % selon le taux d'humidité du sol

Etant donné que les campagnes de prospection Rn durent plusieurs jours, voire semaines, on comprend la nécessité de suivre parallèlement

l'évolution des paramètres hydroclimatologiques. Confondre une forte concentration de R_n due à une chute de pression avec une anomalie présumant une zone fracturée serait déplorable... et coûteux... C'est pourquoi l'influence des paramètres hydroclimatologiques sur les signaux de R_n mérite d'être éclaircie.

Programmer les campagnes de prospection pendant les périodes annoncées de stabilité atmosphérique est la meilleure attitude que l'on puisse conseiller aux opérateurs. Toutefois la saisie des paramètres climatiques, surtout si ceux-ci viennent à évoluer, permettra la mise en oeuvre de procédures de correction, dont la mise au point fait partie de nos prochains travaux.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANDREWS (J.N.), WOOD (D.F.) (1972).- Mechanism of radon release in rocks matrices and entry into groundwaters.- In : Institution of Mining and Metallurgy Transaction Bulletin, T. 81, p. 198-209, 1972.
- BALL (I.K.), NICHOLSON (R.A.) and PEACHEY (D.) (1983).- Effects of meteorological variables on certain soil gases used to detect buried ore deposits.- In : Trans. Instr. Min. Metall. (section B : Appl. earth sci.), 92, November 1983, p. 183-190.
- BARRETTO (Paulo M.C.), CLARK (Ronald B.) and ADAMS (John A.S.) (1972).- Physical characteristics of Radon²²² emanation from rocks, soils and minerals : its relation to temperature and alph dose.- In : The Natural Radiation Environment II, August 7-11, 1972, Houston, Texas, USA, p. 731-740.
- BARRETTO (P.M.C.) (1975).- Radon²²² Emanation characteristics of rocks and minerals.- In : Radon in Uranium Mining : Panuel Proceeding, Vienna, IAEA-PL-565-1, 1975, p. 129-150.
- BIGU (J.) (1984).- Use of an automated fluxmeter employing solid-state diffused-junction alpha-detectors and a meteorological package to determine surface flux.- In : IEEE Transactions on Nuclear Science, vol. NS-31, n° 6, December 1984.
- CLEMENTS (William E.) (1974).- The effect of atmospheric pressure variation on the transport of Rn²²² from the soil to the atmosphere.- Ph.D. dissertation, New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, New Mexico, 1974.- Now at Los Alamos Scientific Laboratory of the University of California, Los Alamos, New Mexico 87544.
- CLEMENTS (W.E.) and WILKENING (M.H.) (1974).- Atmospheric pressure effects on ²²²Rn transport across the earth-air interface, 1974. In : Journal of Geophysical Research, vol. 79, n° 33.
- DROGUE (C.), LELONG (F.), de MARSILY (G.), POINTET (T.) (1987).- Réflexions sur quelques problèmes liés à la quantification de la ressource en eau exploitable en aquifères fissurés.- In : Hydrogéologie, n°3, 1987, p. 185-194.
- ✓ DÚENAS (C.) and FERNANDEZ (M.C.) (1987).- Dependence of Radon²²² flux on concentrations of soil gas and air gas and an analysis of the effects produced by several atmospheric variables.- In : Annales Geophysical, 1987, 5B, (6), p. 533-540.
- ✓ DUENAS (C.) and FERNANDEZ (M.C.) (1988).- Temporal variations in soil gas radon : any possible relation to earthquakes ?- In : Tectonophysics, 152 (1988), p. 137-145.
- ✓ DURRANCE (Eric Michael).- Radioactivity in geology : principles and applications / by E.M. Durrance.- Chichester : Ellis Horwood Ltd, New York, Chichester, Brisbane : J. Wiley & Sons, 1986.- 441 p. : ill., 24 cm.- (Ellis Horwood Series in Geology).- ISBN : 0-470-20389-7.
- EDWARDS (John C.) and BATES (Robert C.) (1979).- Theoretical evaluation of Radon emanation under a variety of conditions. In : Health Physics, vol. 39 (August), p. 263-274.

FAUL (Henry) (1955).- Radon.- A Symposium on Nuclear Phenomena in the Earth Sciences - John Wiley & Sons, INC., New York, Chapman & Hall, Limited, London.- Ch. 4-1-c, p. 138-143.

FERNANDEZ (P.), QUINDOS (L.S.), SOTO (J.), VILLAR (E.) and GUEDALIA (D.) (1983).- A new method for measuring Radon exhalation. In : Journal of Geophysical Research, vol. 88, n° C2, p. 1519-1524, February 20, 1983.

FLEISCHER (Robert L.) and MOGRO-CAMPERO (Antonio) (1979).- Radon enhancements in the earth : evidence for intermittent upflows ?- In : Geophysical Research Letters, vol. 6, n° 5, p. 361-364, May 1979.

FLEISCHER (Robert L.) and LIKES (Richard S.) (1979).- Integrated Radon monitoring by the diffusional barrier technique.- In : Geophysics, vol. 44, n° 12 (December 1979), p. 1963-1973, 8 figs., 3 tables.

FLEISCHER (Robert L.) and MOGRO-CAMPERO (Antonio) (1980).- Techniques and principles for mapping of integrated Radon emanation within the earth.- In : The Natural Radiation Environment, 1980, p. 57-71.

FLEISCHER (Robert L.) (1980).- Radon flux from the earth : methods of measurement by the nuclear track technique. In : J. of Geoph. Research, vol. 85, n° C12, p. 7553-7556, December 20, 1980.

GUEDALIA (D.), LAURENT (J.L.), FONTAN (J.), BLANC (D.) et DRUILHET (A.) (1970).- A study of Radon²²² emanation from soils. In : J. of Geoph. Research, vol. 75, n° 2 (10 janvier 1970).

GUERIN (F.), coll. C. BOUCHET (1988).- Dosage du radon dans les sols de trois sites de productivité contrastée. Expérimentation en milieu fissuré de socle. Communes de Saint-Didier et d'Etang-sur-Arroux (Saône-et-Loire).- BRGM 88 SGN 999 EAU/BOU

HENOU (B.), coll. G. JUNCY (1986).- Prospection hydrogéologique en socle par dosage du radon dans le sol. Expérimentation de la méthode sur un massif granitique, commune de Santo Pietro Di Tenta (Haute-Corse).- BRGM 86 SGN 340 EAU

HESSELBOM (Ake) (1985).- Radon in soil gas. A study of methods and instruments for determining Radon concentrations in the ground.- Sveriges geologiska undersökning, Série C NR803 avhandlingar och uppsatser arsbok 78 NR 1, p. 1-57, uppsala 1985.

JETER (H.W.), MARTIN (J.D.), SCHUTZ (D.F.) (1977).- The migration of Gaseous Radionuclides Through Soil overlying a Uranium Ore Deposit : A modeling Study.- USDOE Report GJBX-67 (77). Teledyne Isotopes

KLUSMAN (Ronald W.) and JAACKS (Jeffrey A.) (1987).- Environmental influences upon mercury, Radon and helium concentrations in soil gases at a site near Denver, Colorado.- In : Journal of Geochemical Exploration, 27 (1987), p. 259-280.

KOVACH (Edward M.) (1945).- Meteorological influences upon the Radon-content of soil-gas.- In : Transactions, American Geophysical Union, vol. 26, n° II, October 1945.

- KRANER (H.W.), SCHROEDER (G.L.) and EVANS (R.D.) (1964).- Measurements of effects of atmospheric variables on Rn^{222} flux and soil gas concentration.- In : The Natural Radiation Environment, p. 191-215, University of Chicago Press, Chicago, Ill., 1964.
- LAMBERT (G.), BRISTEAU (P.) et POLIAN (G.) (1972).- Notes des membres et correspondants et notes présentées ou transmises par leurs soins.- Mise en évidence de la faiblesse des migrations du Radon à l'intérieur des grains de roche.- Note présentée par Jean Wyart, C.R. Acad. Sc. Paris, t. 274 (19 juin 1972).
- LEBLANC (Ph.) (1987).- Utilisation des données de pompage d'essai pour la connaissance des structures et des propriétés hydrodynamiques des milieux fracturés - Elaboration d'un logiciel d'interprétation.- In : Thèse, Université de Bordeaux III.
- MATHIEU (R.), PUYOO (S.), RICOLVI (M.) (1988).- Prospection des fractures aquifères du socle cristallin par dosage du gaz radon contenu dans le sol.- In : The Sahel forum on the state-of-the-art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid reas of Africa. Ouagadougou, Burkina-Faso, november 7-12, 1988
- MEGUMI (Kazuko) and MAMURO (Tetsuo) (1973).- Radon and thoron exhalation from the ground.- In : J. of Geoph. Research, vol. 78, n° 11 (10 April 1973), p. 1804-1808.
- MEGUMI (Kazuko) and MAMURO (Tetsuo) (1974).- Emanation and exhalation of Radon and thoron gases from soil particules.- In : J. of Geoph. Research, vol. 79, n° 23, p. 3357-3360.
- MOCHIZUKI (Sadamn) and SEKIKAWA (Toshio) (1980).- Radon²²² exhalation and its variation in soil air.- In : The Natural Radiation Environment, p. 105-116.
- MOGRO-CAMPERO (Antonio) and FLEISCHER (R.L.)(1976).- Subterrestrial fluid convection : a hypothesis for long-distance migration of Radon within the earth.- In : Earth and Planetary Science Letters, 34 (1977), p. 321-325.
- X NERO (Anthony) (1987).- Earth, air, Radon and home.- In : Physics Today, April 1987, p. 32-39.
- PEARSON (J.E.), JONES (G.E.) (1966).- Soil concentrations of "emanating radium-226 and the emanation of radon-222 from soils and plants.- In : Tellus XVIII (1966), 2
- SCHERY (S.D.), GAEDDERT (D.H.) and WILKENING (M.H.) (1982).- Transport of Radon from fractured rock.- In : J. of Geoph. Research, vol. 87, n° B4, p. 2969-2976, April 10, 1982.
- SCHERY (S.D.) and GAEDDERT (D.H.) (1982).- Measurements of the effect of cyclic atmospheric pressure variation on the flux of Rn^{222} from the soil.- In : Geophys. Res. Letters, vol.9, n° 8, p. 835-838, August 1982.
- SCHERY (S.D.) and PETSCHKE (A.G.) (1983).- Exhalation of Radon and thoron : the question of the effect of thermal gradients in soil.- In : Earth and Planetary Science Letters, 64 (1983), p. 56-60.

SCHERY (S.D.), GAEDDERT (D.H.) and WILKENING (M.H.) (1984).- Factors affecting exhalation of Radon from a gravelly sandy loam.- In : J. of Geophys. Research, vol. 89, n° DS, p. 7299-7309, August 20, 1984.

✓ SEXTRO (S.D.) (1987).- Understanding the origin of radon indoors - Building a predictive capability.- In : Atmosphere Environment, vol. 21, n°2, p. 431-438, 1987

X SEXTRO (R.G.), MOED (B.A.), NAZAROFF (W.W.), REVZAN (K.L.) and NERO (A.V.) (1987).- Investigations of soil as a source of indoor Radon.- In : Radon and its Decay Products - Occurrence, Properties and Health effects - Edited by Philip K. Hopke 331 ASC Symposium Series.

SCHUMANN (R.R.), OWEN (D.E.) and ASHER-BOLINDER (S.) (1988).- Weather factors affecting soil-gas Radon concentrations at a single site in the semi-arid western U.S.- In : Proceedings of the 1988 EPA Symposium on Radon and Radon Reduction Technology, Oct. 17-21, 1988, Denver, CO.

X STRANDEN (E.) and BERTEIG (L.) (1980).- Radon in dwellings and influencing factors.- In : Health Physics, 39, p. 275-284 (1980).

STRANDEN (E.), KOLSTAD (A.K.) and LIND (B.) (1984).- The influence of moisture and temperature on Radon exhalation.- In : Rad. Prot. Dos., 7, p. 55-58 (1984).

STRONG (K.P.) and LEVINS (D.M.) (1982).- Effect of moisture content on Radon emanation from uranium ore and tailings.- In : Health Phys., 42, p. 27-32 (1982).

TANNER (Allan B.) (1964).- Radon migration in the ground. A review.- In : The Natural Radiation Environment, Symposium Proceedings, Houston, Texas, Apr. 10-13, 1963, John A.S. Adams and Wayne M. Lowder (Eds.), p. 161-190, University of Chicago Press, Chicago.

TANNER (Allan B.) (1980).- Radon migration in the ground : a supplementary review.- In : J.A.S. Adams, W.M. Lowder et T.F. Gesell, Eds. The Natural Radiation Environment II. US ERDA, Springfield (Va.), p. 5-56.

WILKENING (M.H.), CLEMENTS (W.E.) and STANLEY (D.) (1974).- Radon²²² flux measurements in widely separated regions.- In : The Natural Radiation Environment II : Proceeding of the Second International Symposium on the Natural Radiation Environment, August 7-11, 1972, Houston, Texas, USA, p. 717-730, in press 1974.

WILKENING (Marvin) (1980).- Radon transport processes below the earth's surface.- In : The Natural Radiation Environment III, p. 90-104, 1980.

X ZARCONE (M.J.), SCHERY (S.D.), WILKENING (M.H.), Mc NAMEE (E.) (1986).- A comparison of measurements of thoron, radon and their daughters in a test house with model predictions.- In : Atmospheric Environment, vol. 20, n°6, p. 1273-1279, 1986, printed in Great Britain.

ZETTWOOG (Pierre) (1984).- Exploration des signaux fournis par les isotopes du Radon pour la mesure de la vitesse effective des fluides de transport dans les milieux géologiques.- In : Rapport interne CEA (SPIN/7.4).

