研究論文

3次元局地拡散モデルを用いた大気中ラドン濃度の 日変動シミュレーション

坂下哲哉^{*1}, 村上俊行^{*1,*2}, 飯田孝夫^{*1}, 池辺幸正^{*1}
茅野政道^{*3}, 鈴木國弘^{*4}

(1994年7月29日受理)
(1996年1月22日再受理)

Simulation of Diurnal Variation of Atmospheric ^{222}Rn Concentrations with Three-Dimensional Atmospheric Dispersion Model

Tetsuya SAKASHITA,^{*1} Toshiyuki MURAKAMI,^{*1,*2} Takao IIDA,^{*1} Yukimasa IKEBE,^{*1}
Masamichi CHINO^{*3} and Kunihiro SUZUKI^{*4}

The time variations of ^{222}Rn were calculated using a local three-dimensional atmospheric dispersion model. The contribution of ^{222}Rn emanated from an area near the measuring site to diurnal variations was estimated. The effects of a complex terrain were considered in this model. Some numerical analysis conducted in this study indicated that ^{222}Rn emanated within a 40-kilometer circle around the objective point mainly contributes to diurnal variation of concentrations at the point. Simulated results considering the horizontal distribution of exhalation rate showed better coincidence with the observed results, compared with the results assuming a homogeneous exhalation rate. Model results were compared with three series of observed data of ^{222}Rn concentrations at a height of 1 m above the ground at Nagoya University. The variations of calculated and observed ^{222}Rn concentrations were in good agreement.

KEY WORDS : ^{222}Rn , numerical simulation, diurnal variation, turbulent diffusion, exhalation rate

^{*1} 名古屋大学工学部原子核工学科; 名古屋市千種区不老町 (〒464-01)

Department of Nuclear Engineering, School of Engineering, Nagoya University; Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-01, Japan.

^{*2} 現在: 新日本製鉄(株); 愛知県東海市 (〒476) Nippon Steel Co., Ltd.; Tokai-shi, Aichi-ken 476, Japan.

^{*3} 日本原子力研究所環境安全研究部 環境物理研究室; 茨城県那珂郡東海村白方白根 2-4 (〒319-11) Environmental Physics Laboratory, Department of Environmental Safety Research, Japan Atomic Energy Research Institute; Tokai-mura, Nakagun, Ibaraki-ken 319-11, Japan.

^{*4} 中部大学工学部理学教室; 愛知県春日井市松本町 (〒487) Department of Sciences, College of Engineering, Chubu University, Kasugai-shi, Aichi-ken 487, Japan.

I 緒 言

ラドン (^{222}Rn : 以下ラドン) は, 天然放射性核種のひとつである。ウラン系列に属し, ^{226}Ra を親核種として半減期 3.82 日で崩壊する。 ^{226}Ra は, 花崗岩中などに普遍的に存在するため, その崩壊生成核種であるラドンは, 陸地の至る所から大気中へと散逸する。大気中ラドンの挙動については, 長年にわたるラドン濃度測定や気象解析により, 現在までに日変動, 季節変動等についての様々な知見が得られている。日変動は, 主に地表面への日射量の一単位の変化によって生じている。晴天の日中に, 地表面が日射により暖められ, 不安定になり対流・鉛直混合によって, 地表面から散逸したラドンは上

空へと拡散される。逆に夜間は、地表面の放射冷却により、地表面付近の気は日中より安定になり、ラドンの上方への拡散は減少する。BECK ら¹⁹は、大気の安定状態に依存した、代表的な拡散係数を用いた一次元拡散方程式の数値解析により、ラドンの日変動を説明した。また、季節変動については、池辺²⁰が、流跡線解析と大気の鉛直構造を2層とした簡単な拡散モデルを用いて、名古屋に輸送されてくる気塊の経路の差による、ラドン濃度の季節変化を明らかにしている。しかしながら、ラドン濃度の日変動や数日間の変動に対する、観測点以外で散逸したラドンの影響については未知の部分が多い。この理由とし、第1に、1点の測定だけから、他の場所で散逸したラドンの影響を見積もることができないこと、第2に、ラドンの散逸率についての情報が不足していること、第3に、複雑な地形に対応した3次元モデルによる数値実験解析が行われていないことが挙げられる。

本研究では、観測点近傍で散逸したラドンが、観測地点での、大気中ラドン濃度の日変動に与える影響を、明らかにすることを目的とした。そして、濃尾平野地区でのラドン散逸率分布を考慮することにより、中部地区を対象に以下の内容について検討した。

- ① 着目地点のラドン濃度の日変動に影響を与えているラドン散逸領域の推定
- ② ラドン散逸率の水平分布による影響
- ③ 観測値と計算値との比較

II 計算モデル

^{226}Ra の放射性崩壊により生成したラドンは、地中の空隙を拡散し大気中へ散逸する。その後ラドンは、大気の平均的な流れによって風下に流される効果(移流)と、大気乱流による攪拌(拡散)とによって大気中を輸送される。

ラドンの大気拡散を計算するモデルは、大気の流れを求める気流計算モデルと、ラドンの移流・拡散を計算する大気拡散モデルから構成されている。

1. 気流計算モデル

気流計算モデルには、日本原子力研究所の緊急時環境線量情報予測システム SPEEDI に組み込まれている WIND04²¹を用いた。

WIND04 は、診断型の気流計算モデルである。はじめに、計算対象領域内で観測された風速値を3次元の格子点上に内外挿し、ある時刻における風速場を推定する。この内外挿により得られた風速場は、密度一定を仮定した質量保存則

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

を満たしていない。ここで、 x, y, z は直交座標系、 u, v, w は x, y, z 方向への各風速成分である。このため、内外挿後の風速場が質量保存則を満たすように、最小の修正を加える必要がある。修正は、(1)式を束縛条件とした変分解析により行っている。境界条件に地形を考慮しているため、この風速場は地形の影響を受けた気流である。

2. 大気拡散モデル

ラドンの大気拡散シミュレーションには、ランダムウォーク法²²を用いた。ランダムウォーク法は、第一ステップとして、ラドンを模擬した多数の粒子群を、計算領域内地表に発生させる。次に、時間ステップ Δt 間の移流・拡散とによる粒子の移動量を計算し、 Δt 後の位置を求める。最後に崩壊を考慮し、次ステップの計算に入る。この一連の流れを、多数の模擬粒子に対して繰り返すことにより、ラドンの大気拡散を再現した。以下、ランダムウォーク法における、大気拡散の各ステップでの取り扱いについて述べる。

ラドンの散逸は、地表面からのラドン模擬粒子発生によって再現した。ラドンは陸地の至る所から散逸するため、面源として取り扱わなければならない。このため粒子を、メッシュで分割された区画で、陸地に相当するすべての区画より発生させた。粒子の発生には、各区画ごとに、450 秒間隔で1個発生させる条件を用いた。

粒子の平均流による移動は、式

$$\begin{aligned} X_p' &= X_p + u \Delta t \\ Y_p' &= Y_p + v \Delta t \\ Z_p' &= Z_p + w \Delta t \end{aligned} \quad (2)$$

に従って行った。ここで Δt は計算時間ステップ、 (X_p, Y_p, Z_p) は移動前の粒子位置、 (X_p', Y_p', Z_p') は移動後の新しい粒子位置である。各粒子位置での風速値は、気流計算モデルで計算された格子点上の風速値を、空間的・時間的に内挿して得た。

大気の乱れによる拡散について、鉛直方向のみ考慮した。拡散手法には、DIEHL らの提案した手法²³を用いた。DIEHL らによると、拡散係数が1次の勾配を持つとき、上下方向の拡散による移動量(混合距離)は、それぞれ

$$\begin{aligned} l_{up} &= \sqrt{2\Delta t(K_0 + K_1 Z) + (K_1 \Delta t)^2} + K_1 \Delta t \\ l_{down} &= \sqrt{2\Delta t(K_0 + K_1 Z) + (K_1 \Delta t)^2} - K_1 \Delta t \end{aligned} \quad (3)$$

として表される。ここで、 l_{up}, l_{down} は上下方向の拡散による移動量、 Δt は計算時間ステップ、 K_0 は渦動拡散

係数の鉛直分布を1次式で近似したときの切片, K_1 は渦動拡散係数の一次勾配である。鉛直方向の各セル内において K_0, K_1 を決定し, (3)式に従い, 上下方向の拡散による移動量を計算した。渦動拡散係数の鉛直分布は, YAMADA と MELLOR の乱流クロージャモデル⁵⁾の level 2 を用いて計算した。level 2 では, 気温と風速の鉛直シアが入力値となり, 拡散係数が得られる。この入力値には, II.3 節で述べる機関の実気象データを用いた。

ラドンの放射性崩壊は, 粒子を消去することによって考慮した。計算時間ステップ (Δt) ごとにラドンが崩壊する確率は, $1 - \exp(-\lambda \Delta t)$ である。そこで, Δt 時間ごとに, それぞれの粒子に対して 0 から 1 の間で一様乱数を発生させ, その値が $\exp(-\lambda \Delta t)$ 以上であれば, その粒子を消滅させた。

3. 計算領域及び計算条件

ラドンの大気拡散を計算する領域として, 水平方向 200 km 四方, 上方 1 km の計算領域 (以下狭域計算領域とする: Fig. 1) をとった。計算領域は, 水平方向に対して 50×50 , 鉛直方向に 20 メッシュに分割している。メッシュ幅は, 水平方向に 4 km, 鉛直方向に 50 m になる。

さらに, 名古屋大学の大気中ラドン濃度には, これより遠方で散逸したラドンの寄与も含まれるため, 広域計算領域をもうけた。この広域計算領域は, 名古屋から西に 3,000 km, 北に 2,500 km をとった 4,000 km 四方, 上方 4 km の領域 (広域計算領域: Fig. 2) である。メッシュ幅には, 水平方向 80 km, 鉛直方向 200 m をとった。計算値には, 前述の狭域計算領域の結果と, 広域計算領域での結果とを加えた値を用いた。ラドンの散逸領域の重複を避けるため, 広域計算領域の中の名古屋

Fig. 1 Local computational area.

Fig. 2 Regional computational area.

を含んだ区画を, 狭域計算領域用のラドン散逸領域とした。そして, 広域計算領域でのラドン散逸領域から, この区画を除いた。なお広域計算領域での計算手法は, 石川⁶⁾により示されている。

気流計算に用いた地上風観測データには, 気象庁の AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) データ, 浜岡の原子力発電所での観測データ, 愛知県環境部中京 TV 塔のデータと 福井県公害センターのデータを使用した。上層データとして, 浜松での高層データを用いた。用いた気象データは, 1990 年 3 月 28 日から 4 月 18 日, 1990 年 11 月 1 日から 11 月 18 日, 1990 年 12 月 10 日から 1991 年 1 月 3 日の 3 期間である。

大気拡散計算では, ラドンを模擬した粒子を, 計算領域内に最大 33 万個発生させた。計算中には, 常時 10 万から 20 万の粒子が, 計算領域内に存在した。計算時間ステップは 150 s, 気象データの入力時間間隔を, 3 時間に設定した。

III 計算結果及び考察

名古屋大学での大気中ラドン濃度観測値と, 計算結果とを比較した。そして, 観測点近傍を起源とするラドンの, 観測点での濃度変動に与える影響を検討した。

計算値と比較されるラドン濃度測定値は, 静電捕集型ラドン濃度連続測定装置⁷⁾により, 地上 1 m の場所で観測された濃度である。この装置では, 1 時間ごとの平均値が得られるが, 計算値と比較するために 3 時間単位の移動平均を取り観測値とした。

1. 着目地点のラドン濃度の日変動に影響を与えているラドン散逸領域の推定

ラドン散逸場所の観測点からの距離が、どの程度、観測点でのラドン濃度変動に影響を与えているかを計算により推定した。

この計算を行うため、ラドン散逸領域を、Fig. 3 に示すように名古屋大学を中心とした同心円状に分割した。そして、ドーナツ状の各領域から散逸したラドンごとに計算を行った。計算には、複雑地形上での実気象データを用いた。計算期間は、1990年12月15日～1991年1月3日である。この計算では、ラドン散逸点からの距離依存に着目するために、ラドンの散逸率を、すべての領域で単位放出 ($1.0 \text{ atom/cm}^2\text{s}$) とした。また、この値は、WILKENING ら⁸⁾ と TUREKIAN⁹⁾ とがそれぞれ推定した、ラドンの世界平均散逸率 $0.75 \text{ atom/cm}^2\text{s}$ と、 $1.2 \text{ atom/cm}^2\text{s}$ とのほぼ中間値である。

Fig. 4(a), (b) に、各領域で散逸したラドンによる、大気中ラドン濃度の日々変動を示す。Fig. 4(a), (b) において 0～80 km とは、観測点を中心とした 80 km の円内で散逸したラドンによる計算結果を表す。この図から、60～80 km のドーナツ領域から散逸したラドンと比較して、0～60 km の円内で散逸したラドンが、より観測点での日変動を支配していることが分かる。また、濃度の最大値の発生時刻には、60～80 km 内で散逸したラドンによる計算値は、80 km の円内で散逸したラドンによる計算値の約 1/10 以下である。

Table 1 に、20 km ごとに区切った各ドーナツ状領域から散逸したラドンによる、期間平均ラドン濃度への寄与を示す。この期間平均値に着目すると、80 km 内からのすべての寄与を 100% として、半径の小さい側から順

Fig. 3 ^{222}Rn source area divided into some rings.

Fig. 4(a) Variations of ^{222}Rn concentration emanated from each area (1990.12.15-12.24).

Fig. 4(b) Variations of ^{222}Rn concentration emanated from each area (1990.12.25-1991.1.3).

Table 1 The ratio of average concentration at Nagoya University originated from each area to one originated from 0-80 km area.

Source area	Average concentration at Nagoya Univ. (Bq/m^3)	Ratio (%)
0-20 km	6.67	74.9
20-40 km	1.32	14.8
40-60 km	0.62	7.0
60-80 km	0.30	3.4
0-80 km	8.91	100.0

に、74.9、14.8、7.0、3.4% である。半径 20 km 内で散逸したラドンの日変動への寄与は、約4分の3になる。

この計算例から、地表面付近のラドン濃度の日変動が、観測点近くで散逸したラドンによって大きく支配されていることが示唆される。

本研究では、狭域計算領域でのラドン散逸領域を、名古屋を中心とした 80 km 四方の領域とした。この計算は、上記の半径 40 km 内で散逸したラドンの計算例に相当する。半径 40 km 内からの日変動への寄与は、約

90%である。以上より、狭域計算におけるラドン散逸領域は、ラドンの日変動を再現するのに適当な領域であると考えられる。

2. ラドン散逸率の水平分布による影響

散逸率の水平分布を与えた計算結果と、一様分布を与えた計算結果とを比較した。検討した領域は、濃尾平野地域である。一様分布として与えた狭域計算領域のラドン散逸率は、名古屋大学内外において測定された、年平均ラドン散逸率 $0.48 \text{ atom/cm}^2\text{s}$ ¹⁰⁾、広域計算領域ではラドン散逸率に $1.0 \text{ atom/cm}^2\text{s}$ を与えた。

本研究では、散逸率の水平分布の推定に、池辺ら¹¹⁾の研究結果を用いた。池辺らは、濃尾平野の19地点について、ラドン散逸率と大気中ラドン濃度の同時測定を行い、ラドン散逸率と大気中ラドン濃度との間に以下の関係を得た。

$$Q = 0.48E + 2.3 \quad (4)$$

ここで、 Q はラドン濃度 (Bq/m^3)、 E はラドン散逸率 ($\text{mBq/m}^2\text{s}$)である。 Q と E の相関係数は0.78であった。この関係と年平均ラドン濃度の地域分布を利用して、本研究の計算領域での散逸率の水平分布を推定した。ただし、散逸率の時間的変動は考慮していない。本研究の計算領域内での散逸率の水平分布図を、Fig. 5に示す。Fig. 5の散逸率の単位には、 1 cm^2 あたりの大気中へ散逸するラドン原子数による表現を用いた。なお、名古屋を中心とした80 km四方以外の領域での散逸率値は、広域計算領域で与えた値である。

1990年12月15日～1991年1月3日の期間で行った計算結果の例を、Fig. 6(a),(b)に示す。この事例では、

Fig. 5 Map of the distribution of ^{222}Rn emission rate in local computational area.

Fig. 6(a) Comparison between the results using the condition of the nomogeneous emission (h.e.) and the distribution of emission (d.e.) (1990. 12. 15-12. 24).

Fig. 6(b) The same as Fig. 6(a), except for the term (1990. 12. 25-1991. 1. 3).

散逸率の水平分布を与えた計算値が、一様分布を与えた場合の計算値より、全体的に低いことが分かる。

この計算結果を、定量的に評価するために次の方法を用いた。時刻 t で観測されたラドン濃度を C_{ot} 、同時刻の計算されたラドン濃度を C_{ct} 、3時間単位の濃度出力時刻の計算期間にわたる総数を n とした場合、観測値 C_{ot} と計算値 C_{ct} のラドン濃度の高低の類似度 L_{co} を、

$$L_{co} = \frac{\sum_{t=1}^n \left(\frac{C_{ct}}{C_{ot}} \right)}{n} \quad (5)$$

という指標で表す。 L_{co} が1に近い方が、計算値が測定値によく合うことを意味する。この指標を使い、一様分布を与えた場合と散逸率の水平分布を与えた場合との結果を、他期間の結果及び標準偏差も含めて、Table 2に示す。

Table 2より、指標の値がいずれも1前後の値である。これより、両分布ともに計算値が観測値と同程度の値を得ていることが分かる。また、指標の標準偏差は、いずれの計算結果も、散逸率の水平分布を考慮した計算結果の方が、散逸率を一様分布とした計算結果よりも、小さ

Table 2 For each term, the ratio of observed and calculated values (L_{CO}), items show model-simulated results using the conditions of the homogeneous emission (h.e.) and the distribution of emission (d.e.). S.D. is the standard deviation.

Term	L_{CO}			
	h.e.	S.D.	d.e.	S.D.
1990. 4	1.19	1.71	1.33	1.05
1990.11	1.08	0.46	0.84	0.35
1990.12	1.22	0.51	0.98	0.39

い値を得ていることが分かる。以上より、散逸率の水平分布を用いた計算が、より観測値の変動に近いことが推測できる。

3. 各期間の観測値と計算値との比較

散逸率の水平分布データを用いた計算結果の信頼性を確かめるために、気候が異なる3期間の観測値との比較を行った。比較した期間は、1990年4月2日～4月18日、1990年11月5日～11月18日、1990年12月15日～1991年1月3日である。いずれの期間も、計算開始から5日間を助走期間として比較の対象から除いている。これは、初期条件を計算領域全体においてラドン濃度を0としたことから、広域計算領域内に、十分ラドンが移流・拡散するまでに、数日程度の時間を要したためである。各図において、Total は狭域計算領域と広域計算領域との結果を加え合わせた値を、Regional は広域計算領域の結果を表す。

(1) 1990年4月2日～1990年4月18日

Fig. 7.1(a), (b) に、この期間の観測値と計算値との比較を示す。この期間は、低気圧の通過にともない降水がもたらされることが多いが、この影響によるラドン散逸率の低下があるかどうかは、今回の計算からは判別できなかった。

(2) 1990年11月5日～1990年11月18日

Fig. 7.2(a), (b) に、この期間の観測値と計算値との比較を示す。この期間、名古屋では、夜間放射冷却時に大気が安定になることが多い。これは、ラドンの朝方の高濃度の原因となり、11月の特徴的なラドン濃度変動を与えている。**Fig. 7.2(a), (b)** より、計算値は、よくこの変動を再現していることが分かる。

(3) 1990年12月15日～1991年1月3日

Fig. 7.3(a), (b) に、この期間の観測値と計算値との比較を示す。天気図から、この期間には西高東低の気圧配置によって、大陸からの季節風の吹き出しが数回あつ

Fig. 7.1(a) Comparison of calculated and observed ^{222}Rn concentrations. The curves correspond to the calculated value (Regional) in the regional computational area and the calculated value (Total) in the local and regional computational areas (1990.4.2-4.9).

Fig. 7.1(b) The same as Fig. 7.1(a), except for the term (1990.4.10-4.18).

Fig. 7.2(a) Comparison of calculated and observed ^{222}Rn concentrations. The curves correspond to the calculated value (Regional) in the regional computational area and the calculated value (Total) in the local and regional computational area (1990.11.5-11.11).

た。西高東低の気圧配置となったのは、12月15日～17日、22日～26日、27日～29日、1月3日である。西高東低の気圧配置時における、計算値と観測値との変動傾

Fig. 7.2(b) The same as Fig. 7.2(a), except for the term (1990.11.12-11.18).

Fig. 7.3(a) Comparison of calculated and observed ^{222}Rn concentrations. The curves correspond to the calculated value (Regional) in the regional computational area and the calculated value (Total) in local and regional computational areas. The term, when the high pressure area is to the west and the low pressure area is to the east, is represented by the arrow (1990.12.15-12.24).

Fig. 7.3(b) The same as Fig. 7.3(a), except for the term (1990.12.25-1991.1.3).

向は、よく一致した。しかし、12月20日～22日、12月31日～1月2日の低気圧通過時には、計算値の過小評価がみられた。

IV 結 論

観測点近傍を起源とするラドンの影響を検討した結果、以下のことが明らかとなった。

(1) ドーナツ状にラドンの散逸領域を分けた計算を行った。この計算例では、半径 40 km 以内で散逸したラドンによる、中心点での地上観測濃度の日変動に対する寄与は、期間平均濃度に着目すると、約 90% であった(ただし、80 km 内からのすべての寄与を 100% として計算)。この結果は、ラドン濃度の日変動がごく近傍で散逸したラドンによって、大きく支配されていることを示唆した。

(2) 散逸率に一様分布を与えた計算と、水平分布を与えた計算とを比較した結果、後者の方がよい結果を得た。

(3) 3期間について、観測値と散逸率の水平分布を考慮した計算値とを比較した。各期間の特徴的な変動を、本シミュレーション方法でよく再現できた。しかし、降水の影響や、12月の低気圧通過時の計算値の過小評価について検討が必要である。また、遠方を起源とするラドンの影響も重要であり、今後の研究が望まれる。

本研究の手法は、ラドンの大気中動態に関連して、ラドン濃度の日変動の解明、ラドン濃度の未測定場所での濃度値の推定、濃度変動に対する散逸率の水平分布が与える影響の評価等に役立つと考えられる。

最後に、本研究を進めるにあたり気象データを提供していただいた中部電力浜岡原子力発電所、福井県公害センター、愛知県環境部の関係の方々に御礼を申し上げます。なお、本研究の一部は文部省科学研究費(2302088)によった。

参 考 文 献

- 1) H.L. BECK and C.V. GOGOLAK; Time-dependent calculations of the vertical distribution of ^{222}Rn and its decay products in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **84**, 3139-3148 (1979).
- 2) Y. IKEBE, S. KOJIMA and M. SHIMO; On the origin and transport of Rn-222 in the atmosphere, *Res. Lett. Atmos. Electr.*, **3**, 51-54 (1983).
- 3) 石川裕彦; 変分法を応用した3次元風速場計算コード (WIND04), JAERI-M 83-113 (1983).
- 4) S.R. DIEHL, D.T. SMITH and M. SYDOR; Random-walk simulation of gradient-transfer

- processes applied to dispersion of stack emission from coal-fired power plants, *J. Appl. Meteor.*, **21**, 69-83 (1982).
- 5) T. YAMADA and G. MELLOR; A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2309-2330 (1975).
 - 6) H. ISHIKAWA, H. YAMAZAWA, M. CHINO, T. SAKASHITA, Y. IKEBE and K. SUZUKI; A simulation study on long-range transport of Radon-222 over Eastern Asia, International Conference on RADIATION EFFECTS AND PROTECTION, 385-389 (1992).
 - 7) T. IIDA, Y. IKEBE and K. TOJO; An electrostatic radon monitor for measurements of environmental radon, *Res. Lett. Atmos. Electr.*, **11**, 55-59 (1991).
 - 8) M.H. WILKENING, W.E. CLEMENTS and D. STANLEY; Radon-222 flux measurements in widely separated regions, The natural radiation environment II (eds. by J.A.S. ADAMS *et al.*), USERDA CONF-720805, pp. 717-730 (1972).
 - 9) K.K. TUREKIAN, Y. NOZAKI and L.K. BENNINGER; Geochemistry of atmospheric radon and radon products, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **5**, 227-255 (1977).
 - 10) 東条啓司; 土壌からの ^{222}Rn 散逸率の測定及び大気中濃度との関連, 名古屋大学修士論文 (1989).
 - 11) 池辺幸正, 山西弘城, 東条啓司, 飯田孝夫; 土壌からのラドン散逸率と大気中ラドン濃度との関連, 日本原子力学会誌, **35**, 735-738 (1993).