横坑内におけるラドン濃度の変化

——豊橋および菊川における観測——

名古屋大学理学部地震予知観測地域センター* 山 内 常 生

名古屋大学工学部原子核工学教室** 下 道 国

名古屋大学理学部犬山地震観測所*** 宮 島 力 雄

(昭和 63 年 4 月 14 日受付, 昭和 63 年 6 月 25 日受理)

Variation of Radon Concentration in Air in Observation Tunnels at Toyohashi and Kikugawa, Tokai Area, Japan

Tsuneo YAMAUCHI

Regional Center for Earthquake Prediction Observation, School of Science,
Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya, 464-01, Japan

Michikuni SHIMO

Department of Nuclear Engineering, Faculty of Engineering, Nagoya University,
Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya, 464-01, Japan

Rikio MIYAJIMA

Inuyama Seismological Observatory, School of Science, Nagoya University,
Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya, 464-01, Japan

(Received April 14, 1988; Accepted June 25, 1988)

The observation of the concentration of ^{222}Rn in air in tunnels have been carried out using flow-type ionization chambers in Tokai area. Observations started in April, 1977 at Toyohashi (TY), June, 1980 at Kikugawa (KI) and August, 1986 at Toyone (TN), Inabu (IB) and Asahi (AS). The ^{222}Rn concentration observed at Toyohashi and Kikugawa shows pulse-like increase after heavy rainfall and is also affected by the atmospheric pressure change. It shows seasonal variation: it increases in summer and decreases in winter.

Measurements of ^{222}Rn concentration in groundwater flowing in the tunnel at Toyohashi had also been carried out using the method of a toluene extraction-liquid scintillation counting for 13 months from May, 1986 to May, 1987 in order to compare it with the ^{222}Rn concentration in air in the same tunnel. The ^{222}Rn concentrations in groundwater also showed seasonal variation, though its amplitude was about a half that in air.

We assumed that the ^{222}Rn rich soil gas supplied the tunnel with ^{222}Rn . We estimated the pulse-like disturbances of ^{222}Rn concentration in air observed after rainfall from local strain variation caused by rainfalls. In this calculation, it was supposed that the amount of the ^{222}Rn rich soil gas squeezed out from the basement rock, increases in proportion to the contraction rate of the basement rock. Relatively good agreement was obtained between observed and calculated values. We infer that the seasonal variations of ^{222}Rn concentration in air and in groundwater in the tunnel are due to the seasonal variation of the ^{222}Rn concentration in the soil gas in the basement rock.

昭和 62 年 4 月 9 日発表

* 〒464-01 名古屋市千種区不老町

** 〒464-01 名古屋市千種区不老町

*** 〒464-01 名古屋市千種区不老町

1. はじめに

筆者らは地震予知研究のために地殻変動観測用の横坑内で気体として遊離しているラドンの濃度を測定している。これらの観測坑におけるラドン濃度には年周変化があり、それに降雨や気圧の影響による短周期変化が重なっている。WAKITA *et al.* (1986) の報告によると地下水中のラドン濃度にも年周変化(鹿島, 檜葉)や短周期の変化(竜洋, 吉田)があることが報告されている。筆者らは観測坑におけるラドン濃度の年周変化や短周期変化の原因を調べる目的で1986年5月から1987年6月

Fig. 1. Locations of ^{222}Rn observation sites. AS, IB and TN represent sites newly added for future comparisons.

までの13カ月間、豊橋の観測坑内の複数の地点で定期的に坑内の側溝を流れている湧水中のラドン濃度の測定を行った。湧水中のラドン濃度は場所毎に違った値を示し、かつ、全ての地点で年周的な変化を示した。

この論文では、観測坑内へのラドン供給が岩盤内の空隙中に気体として存在しているラドンによってなされるとの仮定で、観測坑内のラドン濃度のシミュレーションを行う。シミュレーションの結果は満足すべきもので、観測坑内の大気中のラドン濃度の変化を推定するのに利用できる。また、観測坑内の大気中のラドン濃度と湧水中のラドン濃度の変化との比較を行い、それらの年周変化の原因について考察する。

2. 観測地点と観測方法

観測坑内で気体として遊離しているラドンの濃度(以下では坑内大気中のラドン濃度と書く)を測定している地点はFig. 1で示す豊橋(TY), 菊川(KI), 豊根(TN), 稲武(IB), 旭(AS), の5カ所である。測定方法は観測坑内の大気を毎分約1リットルの割合でシリカゲルの入った容器を通して除湿した後で通気式電離箱に導入し、その中でラドンが α 崩壊を起こす際の電離電流を検出するものである。測定方法の詳細は山内・下(1982)を参照されたい。ラドン濃度の観測は、豊橋では1977年4月、菊川では1980年6月、豊根、稲武、旭では1986年8月に開始した。全観測点ともに測定装置は安

Fig. 2. Changes of atmospheric pressure and variations of the ^{222}Rn concentration in air in the observation tunnel at Kikugawa since January, 1983 to December 1984. The precipitation shows vertical line on each year at the Makinohara meteorological station (JMA) about 1 km northward of the observation tunnel at Kikugawa.

定して作動しており、装置の不安定さが原因で生じた欠測はない。観測当初は現地で記録をしていたが現在はテレメータ化し地殻変動のデータとともに名古屋大学にある地震予知観測地域センターで1時間毎に磁気ディスクに書き込んでいる。電離箱には高電圧をかける必要があるが、その影響が電離電流の測定に用いている振動容量型電位計の出力信号に重なっている。テレメータ化をする際にはこの影響を避けるためにダイナミックレンジの広い増幅器を使用している。本報告では菊川、豊橋の1983年1月以降の記録の解析をする。

豊橋における湧水中の溶存ラドンの定量はトルエン抽出-液体シンチレーション計測法で行った[石河(1977)]。測定誤差は湧水中のラドン濃度(以下では坑内湧水中のラドン濃度と書く)が低くなるほど増大するが今回の測定では7~11%であった。

Fig. 3. An example of short-term variation of ^{222}Rn concentration in air in the tunnel at Kikugawa. Broken line denotes the theoretical decay curve for ^{222}Rn .

3. ラドン濃度の観測および結果の考察

3.1 菊川における坑内大気中のラドン濃度

Fig. 2 に菊川における1983年1月から1984年12月までの坑内大気中のラドン濃度の変化を気圧変化、降雨量とともに示す。図より夏期には坑内大気中のラドン濃度が冬期よりも高く、短周期の乱れが大きいことがわかる。菊川の場合は降雨の影響による変化は後述する豊橋より少なく気圧変化による短周期変化が目立つ。この短周期変化は気圧変化との相関を示すことが多いが、時には原因不明の変化が観測される。

Fig. 3 に坑内大気中のラドン濃度が減衰する時の一例を示す。ラドンが自然崩壊する場合には図の破線に従って減衰するはずである。観測値は自然崩壊から予想されるよりもはや減衰をする。1986年5月に測定装置の点検のために、通気式電離箱へ流入する空気を断ち内部でラドンが減衰の様子を調べた。電離箱を閉じていた時期の観測結果をFig. 4で示す。Fig. 4のS点が電離箱への大気の流入を断った時間で、それ以後の観測値の減衰は理論的に予想されるラドン濃度の減衰曲線と一致した。したがって1986年5月以前の記録の乱れは装置の不安定な作動が原因で生じた現象ではない。

3.2 菊川における観測結果の考察

菊川における測定結果によると、坑内大気中のラドン濃度は複雑な変化を示す。測定装置を点検した限りでは安定に作動しており、坑内大気中のラドン濃度そのものが乱されていると考えざるを得ない。観測結果によると坑内大気中のラドン濃度はラドンの半減期よりも早く減衰し、一部が拡散によって失われていることを示している。下・他(1972)がすでに報告したように気象庁の松代地震観測所の観測坑でも同様の現象が観測された。菊川の観測坑は新設したものではなく坑内の空気を密閉できない状態にある。したがって、坑内の空気の散逸と

Fig. 4. Changes of atmospheric pressure and ^{222}Rn concentration in air in the tunnel at Kikugawa since April 11 to May 30, 1986. The rate of decay after the stopped time(s) of the air pump is precisely coincides with the theoretical value for ^{222}Rn .

もにラドンが直接外部に散逸していると思われる。一方、この観測坑は第4紀の地層内にあって岩盤はやわらかく床面や壁面は簡単に砂ないし泥の状態になってしまう。片岡(1982)は通常の土壌では地表面下2m程度まではラドンの動きがあり地表面から地中に向かってラドンの濃度が上昇すると報告している。このことは通常の土壌ではかなりの深さまでラドンの移動があることを意味している。菊川の観測坑の扉は床面や側面に20cm程度しか埋まっていない。このために、観測坑の入口付

近のラドン濃度の勾配が大きい場所では観測坑内のラドンは床面や壁面よりかなり散逸していると考えられるべきである。菊川における観測値が自然崩壊から予想されるよりもはやく減衰するのは以上述べたような原因によると思われる。地表近くでラドン濃度の観測をおこなう場合、資料の解析に当たっては拡散によって失われるラドンの量を考慮しなければならない。

菊川地殻変動観測点の場合には、夏期には観測結果の乱れが大きく坑内大気中のラドン濃度の変化が長期間続かなければ異常かどうかの判断ができない。けれども冬期は記録の乱れが少なく、異常変化の検出がしやすい。現在のところでは降雨や気圧変化に伴う変動量を推定できるまでに至っていない。

3.3 豊橋における坑内大気中および湧水中のラドン濃度とその比較

Fig. 5 に豊橋における1984年1月から1986年12月までの坑内大気中のラドン濃度の変化を示す。Fig. 5より坑内大気中のラドン濃度は冬期に低く夏期には高くなる年周変化をしている。この年周変化に重なって短周期変化がみられる。Fig. 6に1986年6月1日から1987年6月30日までの13カ月間の坑内大気中のラドン濃度の変化、伸縮変化(N19°E方向)および観測坑の入口で測定した半日毎の降雨量を示す。多量の降雨があった後には収縮変化と坑内大気中のラドン濃度の増加が認められる。他の期間においても同様の現象が降雨後に観測されることから上述の短周期変化は降雨の影響によるものである。

Fig. 5. Variations of ^{222}Rn concentration in air in the observation tunnel at Toyohashi since 1984 to 1986.

Fig. 6. Comparison of the strain variation detected by NE40 and the variation of ^{222}Rn concentration. The bottom indicates half day's precipitation. Frequent pulse-like disturbances of ^{222}Rn concentration are caused by heavy rainfalls. Noticeable strain variation are also seen on the record of the detector NE40 after heavy rainfalls.

Fig. 7. Changes of ^{222}Rn concentration in groundwater at various points (A-K). The observation of ^{222}Rn concentration in air has been measured at the point R.

Fig. 8. The variation of ^{222}Rn concentration in air (middle curve) and output (upper curve) simulated from strain change in the tunnel. Changes of ^{222}Rn concentration in groundwater (E, F and G) in the tunnel observed near the place R (point R in Fig. 3) are also plotted at the bottom.

Fig. 7 に坑内湧水中のラドン濃度の測定結果を資料の採取場所とともに示す。坑内湧水中のラドン濃度は場所毎に違っている。けれども、どの観測地点の時間的変化も同じパターンで夏期は冬期のおおむね 2 倍の濃度である。Fig. 7 の R 地点が坑内大気中のラドン濃度を測定している場所である。この観測坑のある岩盤はチャート・頁岩・砂岩の互層より成っているが軟弱なために 6 割以上の部分はコンクリートで巻立てである。また、床面は計器台の近くを除いてコンクリートが打ってある。岩盤からの湧水は床や壁のコンクリートの隙間から湧出しておりそれらが集まって側溝を流れ、観測坑の入口に近いほど水量が多くなっている。湧水の採取は地層とか

湧出の状況等は考慮せずに単に明るく作業のしやすい地点で行った。

Fig. 8 に 1986 年 6 月 1 日から 1987 年 6 月 30 日までの坑内大気中のラドン濃度とその濃度を測定をしている地点に近い 3 カ所の坑内湧水中のラドンの濃度を示した。坑内大気中のラドン濃度が高い時期には坑内湧水中のラドン濃度も高いことがわかる。Fig. 8 の上部に示したのは、後述するようにシミュレーションによって求めた坑内大気中のラドン濃度の変化である。

3.4 豊橋における坑内大気中のラドン濃度のシミュレーション

豊橋の場合、観測坑へのラドンの供給が地下水に溶存

しているラドンによるのではなく観測坑のまわりの岩盤にある地下気（岩盤内の空隙にある空気でラジウムの多い岩盤内ではラドンが濃縮していると思われる）によってなされるとの考えでシミュレーションを行い、降雨後に観測される短周期の坑内大気中のラドン濃度の変化を説明した [山内・下 (1982)]。計算は以下に示す (1)~(3) 式を用いて行った。時刻 t_n に坑内に存在していたラドンの量を Q_n とすると、時刻 t_{n+1} のラドンの量 Q_{n+1} はラドンの崩壊定数を λ として

$$Q_{n+1} = Q_n \cdot (1 - \exp(-\lambda(t_{n+1} - t_n))) + C_s + C_r \quad (1)$$

と表せる。ただし C_s , C_r はそれぞれ時刻 t_n から t_{n+1} の間に岩盤から観測坑に流入した地下気によって供給されると仮定したラドンの量である。 C_s は定常的に供給されて長周期変化の原因となる量、 C_r は降雨直後で岩盤が圧縮されている時のみ供給される量で岩盤が単位時間に収縮する量 dX/dt に比例すると仮定した。

$$C_r = a \cdot (dX/dt) \quad dX/dt > 0 \quad (2)$$

岩盤が収縮しない時には観測坑への地下気の流入が止まり (3) 式が成り立つと考えた。

$$C_r = 0 \quad dX/dt \leq 0 \quad (3)$$

先のシミュレーションでは C_s の値をその時々を実測値に合うように決めていたが、今回はあらかじめその値をモデルに組み込んで計算を行った。モデルに組み込んだ C_s の値は Fig. 5 の変化から推定したもので夏期は冬期の約 4 倍となるような年周変化をしていると仮定した。また、(2) 式を (4) 式のようにあらためた。

$$C_r = b \cdot C_s \cdot (dX/dt) \quad dX/dt > 0 \quad (4)$$

計算結果は Fig. 8 で示す様に観測値とよく一致する。別の期間であってもこのモデルによる結果は観測値とよく一致し坑内大気中のラドン濃度の推定に利用できる。

3.5 豊橋における観測結果の考察

豊橋における坑内大気中のラドン濃度のシミュレーションでは降雨後にラドンの濃縮した地下気が単位時間当りの岩盤の収縮量に比例して観測坑内に放出されると仮定したが、雨水が岩盤内に浸透することで地下気が置換され、置換された地下気の一部が観測坑に流入するとの考え方もできる。観測坑内に放出される地下気の量を v 、岩盤の収縮量（実際の計算では N19°E 方向の伸縮計の記録を用いた）を X とすると前節の計算では両者は (5) 式の関係にあるとした。

$$v \propto dX/dt \quad (\text{ただし } X < 0 \text{ のとき } v = 0) \quad (5)$$

一方、豊橋の観測坑の場合には、流出解析で用いられているタンクモデル [菅原 (1972)] を適用して、降雨量から観測坑の近傍における降雨後の伸縮変化を推定できるようになった。伸縮変化の推定に用いたモデルは 3 段のタンクで構成されており、最下部のタンクの水位に対

応して岩盤が収縮すると仮定した。解析の結果、短周期の岩盤の収縮量 X は降雨の影響による変化と考えるとよく、 X は (6) 式の様に雨水の浸透に伴って生じる最下部のタンクの水位 H （伸縮変化に影響を及ぼす地下水面の高さ）に比例する [山内 (1982), YAMAUCHI (1987)]。

$$X \propto H \quad (6)$$

この地下水面の単位時間当りの変化量は雨水の岩盤内への浸透量 V に比例するはずで (7) 式が成り立つ。

$$V \propto dH/dt \quad (7)$$

(5)~(7) 式より観測坑内に放出される地下気の量 v と雨水の岩盤内への浸透量 V は比例することがわかる。

$$v \propto V \quad (8)$$

地下水に溶存しているラドンが短周期の坑内大気中のラドン濃度の変化に影響をあたえるとすれば降雨後に坑内大気中のラドン濃度が急増するとき、湧水に溶存しているラドンの量ないしは観測坑内の湧水量が増加するはずである。今までに観測した限りでは降雨後に坑内大気中のラドン濃度が 10 倍近く変化した場合でも坑内湧水中のラドン濃度や、湧水量が大幅に変化した例はない。したがって、岩盤から観測坑内へのラドンの供給はシミュレーションを行う際に仮定したように主として岩盤中の地下気の移動によってなされるものと思われる。

通常、岩盤内で発生するラドンの量は親元素であるラジウムの移動がない限り一定しているはずである。片岡 (1982) が求めた土壤中のラドンの実効的な拡散係数（濃度勾配がある時の拡散係数； $5 \times 10^{-6} \sim 5 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ ）から岩盤中での実効的拡散係数 D は $5 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ 以下であると推測される。また、加藤他 (1985) によれば岩盤中のラドンの実効的移動速度は $u = 1 \times 10^{-2} \text{ m/s}$ 程度であるから拡散によるラドンの平均移動距離 L は (9) 式よりおよそ $5 \times 10^{-7} \text{ m}$ となる。

$$D = u \cdot L \quad (9)$$

岩盤内では拡散によるラドンの移動はあまりないといえる。

岩盤中のラジウムから発生したラドンは岩盤内をゆっくりと移動して岩盤内の空隙中（地下気）に出てくるが、この地下気中のラドン濃度は、岩盤中のラジウムの含有量の違い、空隙の大きさ、地下気と岩石との接触面積、含水量、地下気の移動や交換の割合等の物理的な条件に依存していると考えられている。これらの物理的な条件が違えば地下気中のラドン濃度もいろいろな値になると推定される。測定している坑内大気中のラドン濃度は地殻変動観測用の計器が設置してある 200 m 程度の長さの観測坑のいろいろの場所から流出してくるラドンによって平均化されたものである。坑内大気中のラドン濃度には明瞭な年周変化がみられるがその原因として、

Fig. 9. Relation between ^{222}Rn concentration in air in the tunnel at Toyohashi and the amount of variation of ^{222}Rn concentration per unit atmospheric pressure change at the time. The amount of variation of ^{222}Rn concentration per unit atmospheric pressure change is roughly proportional to the ^{222}Rn concentration in air in the tunnel.

1) 地下気の供給される場所は変わらず地下気中のラドン濃度が年周変化する場合, 2) 地下気中のラドン濃度は変わらずに地下気の供給される場所が季節によって変化する場合, 3) 地下気の供給量が季節によって変化する場合等が考えられる。実際にはこれらの原因が重なり坑内大気中のラドン濃度が変化するとと思われるが, シミュレーションの結果から判断して1)が主要な要因になっていると推定される。

すでに報告したように坑内大気中のラドン濃度の変化と気圧変化との負の相関関係は, 外気と地下気との気圧差に比例して地下気が観測坑に流出してくると考えれば定性的に説明できる [下・山内 (1980), 山内・下 (1982)]. 両者の定量的な関係を調べるために縦軸に気圧 1 mb の変化に対する坑内大気中のラドン濃度の変化量 (気圧に対する応答係数) を, 横軸にその時の坑内大気中のラドン濃度をとりプロットしてみた (Fig. 9). Fig. 9 の結果からわかるように坑内大気中のラドン濃度の気圧に対する応答係数は一定ではない。坑内大気中ラドン濃度の変化に対応して応答係数が変わることから, 気圧変化によって観測坑内に供給されるラドンの量も坑内大気中ラドン濃度と同様に年周変化をしていると推測される。この観測結果は先に述べた様に地下気中のラドン濃度が年周変化をしていると考えたと説明しやすい。なお, 坑内大気中のラドン濃度の気圧変化に対する応答係数は降雨の影響があまりない 10~20 日間のデータを用いて最小自乗法で決定した値である。計算には 1 時間毎のデータを使用した。気圧変化と坑内大気中のラドン濃度との間には通常 8~12 時間のタイムラグがある。

筆者らは岩盤内において地下気中のラドン濃度が年周変化するという単純な仮定で坑内大気中ラドン濃度のシミュレーションを行った。この地下気へのラドンの蓄積は複雑なメカニズムによるであろうし地下気が観測坑に流入する過程も複雑であろう。坑内大気中のラドン濃度の年周変化に対する詳しい解析には岩盤内における地下気の容積を測定したり, 岩盤から地下気へのラドンの散逸率や場所による地下気の流入量の違いを求めることが必要である。

UNSCEAR (1982) の報告によれば 15°C におけるラドンの空気と水との分配は 4:1 である。したがって岩盤内で発生したラドンの一部は地下水に溶解して移動するはずである。観測結果によると地下水中のラドン濃度は場所毎に種々の値を示し, かつ, 明瞭な季節変化をする。地下水が岩盤内を移動するとき岩盤内で発生したラドンや地下気中のラドンとの相互作用によって地下水中のラドン濃度はさまざまな値を示すようになるであろう。岩盤内でラドンの移動を支配している物理的な条件が季節変化をする様な場合は地下気中あるいは地下水中のラドン濃度が年周変化をするであろう。豊橋の場合, 地下水温は約 17°C で一定しておりほとんど変化せず (年間 $\pm 0.02^{\circ}\text{C}$ 以内である), 観測値が地下水温の変化によって乱されることはないと思われる。

地震発生前に地下水の濁りや水位の変化が観測されたという報告があるが, 地震発生に関連した応力が観測坑に働いた場合, 地下水の流れが変わったりラドンを供給している岩盤中の含水量が変化することがあるであろう。この様な時にはラドンの移動するメカニズムが変わり坑内大気中のラドン濃度や坑内湧水中のラドン濃度が変化するとと思われる。遠方で発生した地震の際にも坑内大気中あるいは坑内湧水中のラドン濃度の変化が観測される場合があるのではなからうか。ラドン濃度の高い地点で観測を行うことができれば変化の検出がしやすくなるはずである。

4. ま と め

地殻変動用の観測坑内で測定した坑内大気中のラドン濃度と坑内湧水中のラドン濃度の解析結果から以下の様なことが明らかになった。

(1) 菊川, 豊橋ともに坑内大気中のラドン濃度は夏期に高く冬期に低い年周変化をする。両地点ともに坑内大気中のラドン濃度と気圧変化とは負の相関を示す。

(2) 菊川の場合には, 坑内大気中のラドン濃度が複雑に変化し予測することができない。坑内大気中のラドン濃度が複雑に変化するのはラドンが壊変だけでなく拡散によって失なわれているためである。地表近くの浅い

地点でラドン濃度の観測をする際には、拡散によって失われるラドンの量がかなりあることを考慮する必要がある。

(3) 豊橋の場合には、観測坑内へのラドンの供給は坑内の湧水に溶存しているラドンではなく主として岩盤中の地下気によることがわかった。この地下気中のラドン濃度は年周変化をしていると推定される。伸縮計の記録から坑内大気中のラドン濃度の年周変化と降雨後の短周期変化を予測することができる。

(4) 坑内湧水中のラドンの濃度は、岩盤中のラジウムの含有量の違いや岩盤から地下気への散逸率の差を反映していると推測され、資料の採取場所ごとに2~3倍違った値を示す。けれども、その時間的変化は同じパターンである。

(5) 坑内湧水中のラドンの濃度は坑内大気中のラドン濃度と同様に年周変化をする。両者の年周変化の位相はおおむね一致するが変化量は2倍ほど違う。坑内湧水中のラドン濃度の変化量の方が少ない。

筆者らは岩盤中の地下気によって観測坑にラドンが供給されるというモデルを考えて坑内大気中のラドン濃度の測定結果を説明した。岩盤に応力が作用しラドンの移動のメカニズムや地下水の流れが変わる場合、坑内大気中あるいは坑内湧水中のラドン濃度は大きな影響を受けるはずである。同じ様な現象が地震発生に関連した応力の作用によって生じれば、その影響に伴う坑内大気中あるいは坑内湧水中のラドン濃度の変化が観測されることがあるであろう。

終わりにあたりこの原稿を読んでいただき多くのご批

判とご指導を下さった名古屋大学理学部地震予知観測地域センターの青木治三教授に深く感謝致します。

参考文献

- 石河寛昭, 1977, 液体シンチレーション計測法, 南山堂.
- 片岡敏夫, 1982, 土壌及び大気中の ^{222}Rn 短寿命核種に起因する自然環境ガンマ線場に関する研究, 名古屋大学工学部博士論文.
- 加藤隆夫・下 道国・池辺幸正, 1985, 建物内におけるフリー RaA 原子の沈着率と沈着速度の測定, 日本原子力学会誌, 27, 78-85.
- 下 道国・山崎敬三・石田健二・池辺幸正・川野 実, 1972, 気中の自然放射能による内部照射(II)―高濃度環境における RaA イオン濃度―, 日本原子力学会講演会予講集.
- 下 道国・山内常生, 1980, 地下道内ラドン濃度におよぼす大気圧と降水の影響, Radioisotopes, 29, 23-25.
- 菅原正巳, 1972, 流出解析法, 水文学講座 7, 共立出版.
- United Nations Scientific Committee on the Effect of Atomic Radiation (UNSCEAR), 1982, Ionizing Radiation, Source and biological effects, United Nation, 141-210.
- 山内常生, 1981, 降雨に対する地殻歪レスポンスのシミュレーション, 測地学会誌, 27, 40-49.
- 山内常生・下 道国, 1982, 通気式電離箱による横坑内のラドン濃度の測定, およびその濃度変化と地震発生の関係, 地震 2, 35, 435-446.
- YAMAUCHI, T., 1987, Anomalous strain response to rainfall in relation to earthquake occurrence in the Tokai area, Japan, J. Phys. Earth, 35, 19-36.
- WAKITA, H., Y. NAKAMURA and Y. SANO, 1986, Background fluctuations in groundwater radon observation, J. Phys. Earth, 34, 81-89.