ラドン濃度を利用した地下水の浸透量の解析方法

長瀬 和雄
神奈川県温泉地学研究所*

Study of the Ground Water Flow System Using Radon Concentration

by
Kazuo NAGASE

Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture
Hakone, Kanagawa

(Abstract)

The concentration of Radon whose half period is 3.8 days reaches constant by being supplied with Radon gas from the materials of each layer under the ground.

When the ground water which gets constant Radon concentration in a layer removes to another layer, Radon gas is supplied from the new layer to the water, and soon its concentration reaches constant.

We can evaluate the mixing amount of vertical percolation of water to the ground water system by the change of the Radon concentration.

ま え が き

降水は地下に浸透し，地下水となって地下を流れ，再び地表へ湧出する。しかし，その流動の機構を確かめることは困難な問題である。大量の化学薬品や放射性元素を地下へ投入し，それを追跡する手法によって，地下水の流れを解明することができる。しかし，多くの地域で地下水は飲料水として利用され，貴重な水資源となっている。そのため，地下水汚染の危惧のある大量の薬品の地下への投入は避けなければならない。

地層から放出されるラドンガスは，半減期が3.829日で，地下水に溶けこみ，それぞれの地層で放射平衡に達して，地層ごとに一定の濃度となる。そこで，ある地域の地下水のラドン分布とその経時

* 神奈川県箱根町湯本997 〒250-03

神奈川県温泉地学研究所報告 第13巻，第5号，109-114. 1982

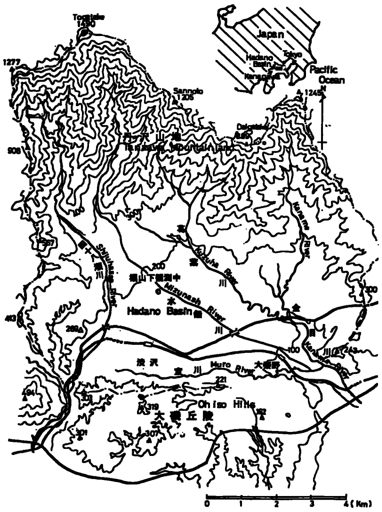

図 1　位　置　図

変化を知ることによって，その地域の地下水の流動機構を解明することができる。

この研究報告では流動機構解明の基本となる，ある一枚の帯水層へ他の地層から地下水が流入したときのラドン濃度の変化から，方程式を解いてその流入量を計算する手法を提案している。この手法により，帯水層の地下水涵養機構を明らかにすることができる。

原理と方法

ラドンはウラン系列に属する元素である。地層を構成している鉱物の中には，わずかではあるがウランが含まれている。その理由として，地球の成長の過程で大陸地殻の中にケイ素，アルミニュームなどとともにウランが集められたこと，また，地表における岩石の風化および地下の岩石内における放射性物質の崩壊のときの反跳エネルギーなどで岩石から遊離したウランが，地下水中で錯イオンを形成して流動し，堆積岩などの岩石中に分散させられたことなどがあげられる。地下水中のラドンは地層に含まれているラジウムの崩壊で発生したラドンガスが地下水中に溶け込んだものである。地層から放出されるラドンガスの量は地層の中に含まれる親核種であるラジウムの含有率に比例する。地下水中のラドン濃度が決まる因子としてこの他に地層を構成している粒子の表面積，間隙率などがあげられる。一般に粒径の小さい粒子ほど表面積が大きくなる。降水中にはラドンは全く含まれていない。また，ラドンは，水中より空気中においての方が存在しやすい性質があるため，地下水が地表へ流出すると急速に濃度を減じる。地表に長く存在する水には，ラドンはほとんど含まれていない。先に述べたように，地下水中のラドン濃度は地層が持っているいくつかの因子できまる。そのためある地点の井戸または湧水中のラドン濃度とその時間経過に伴う濃度変化を調べることにより，その地点の地下水の動きを知ることができる。このとき，ラドンが不活性元素であるため，地層を構成している物質や，地下水中の各種のイオン等と化学反応をおこす心配はない。またラドンの半減期が3.829日であることは，地下水の流動機構の解明にラドンを役立てるうえで貴重な性質となっている。

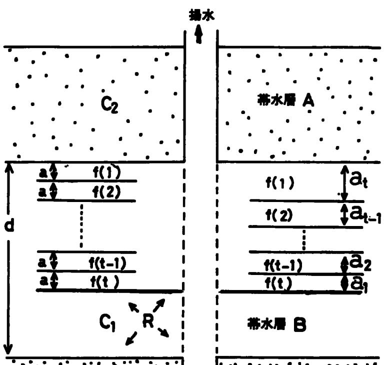

図 2　計算のモデルと記号
d：帯水層Bの厚さ，C_1 C_2：帯水層B，Aで放射平衡に達したときのラドン濃度

いま，A層，B層，C層の三枚の帯水層が重なっていて，帯水層Aで放射平衡に達した地下水が帯水層Bに流入すると

きを考える。

帯水層A，Bで放射平衡に達しているときのラドン濃度をそれぞれC_2，C_1とする。濃度C_2の帯水層Aの地下水塊が帯水層Bに流入すると流入後の時間tに応じてラドン濃度が減衰してゆく。その減衰してゆく濃度C_2'は

$$C_2' = C_2 \cdot e^{-\lambda t}$$

λはラドンの壊変定数

次に帯水層Bにおいて単位時間あたりの地層から地下水へのラドンの供給量をRとすると，t時間の間に地下水の中へ供給されるラドンの量C_rは

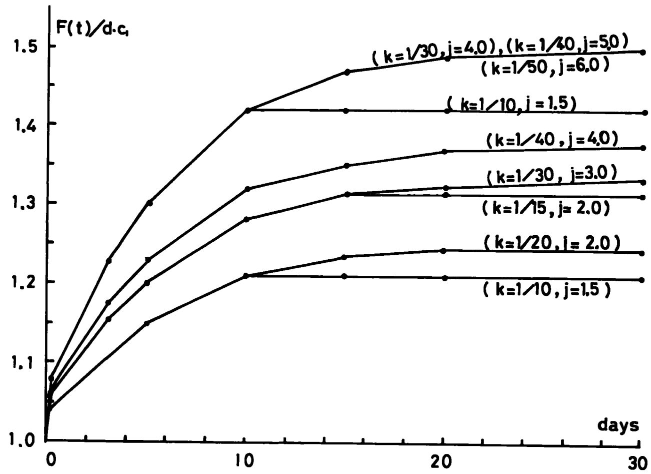

図 3　帯水層Bのラドン濃度の変化 (1)
毎日等しい量の地下水の浸透のあるとき

$$C_r = \int_0^t R \cdot e^{-\lambda t} dt = R \cdot (1 - e^{-\lambda t})/\lambda$$

である。

帯水層Aから帯水層Bへ流入した地下水のラドン濃度C_{12}は

$$C_{12} = C_2' + C_r = R/\lambda + (C_2 - R/\lambda) \cdot e^{-\lambda t}$$

となる。帯水層Aから帯水層Bへ流入した地下水のラドン濃度は，指数曲線を描いて急速に変化し，ラドンの壊変率が0.181であるため，約30日間でB層の岩石が放出する約5.5倍のラドン濃度を持って放射平衡に達することになる。

次に帯水層Aの地下水が帯水層Bの地下水を涵養する場合の帯水層Bのラドン濃度を考えよう。

（1） 一定の割合で涵養のおこる場合

帯水層Aで放射平衡に達した地下水が単位時間に常にaメートルの厚さで，dの厚さを持つ帯水層Bに浸透する場合を考える。いまここでC_1，C_2，Rなどのラドン濃度を単位体積の帯水層に含まれる地下水のラドンの量と再定義する。涵養が始まってからt時間経過後の帯水層Bのラドン濃度$F(t)$は，それぞれの時間に浸透したラドン濃度を$a \cdot f(t)$，$a \cdot f(t-1)$，………$a \cdot f(2)$，$a \cdot f(1)$とすると

$$\begin{aligned}F(t) &= (d - a \cdot t) \cdot C_1 + a \cdot f(t) + a \cdot f(t-1) + \cdots\cdots\cdots + a \cdot f(2) + a \cdot f(1)\\ &= (d - a \cdot t) \cdot C_1 + a \cdot \{R/\lambda + (C_2 - R/\lambda) \cdot e^{-\lambda t}\} + \cdots\cdots\cdots + a\{R/\lambda + (C_2 - R/\lambda) \cdot e^{-\lambda}\}\\ &= (d - a \cdot t) \cdot C_1 + a/\lambda\{t \cdot R + (C_2 \cdot \lambda - R)(e^{-\lambda t} + e^{-\lambda(t-1)} + \cdots\cdots\cdots + e^{-2\lambda} + e^{-\lambda})\}\\ &= (d - a \cdot t) \cdot C_1 + a/\lambda\{t \cdot R + (C_2 \cdot \lambda - R) \cdot \int e^{-\lambda t} dt\}\end{aligned}$$

ここで$R = \lambda \cdot C_1$の関係があるのでこれを代入すると

$$F(t) = d \cdot C_1 + a \cdot (C_2 - C_1) \cdot \int e^{-\lambda \cdot t} dt$$

となり，さらに$k = a/d$，$j = C_2/C_1$とすると

$$F(t)/a\cdot c_1=1+k\cdot(j-1)\cdot\int e^{-\lambda t}dt\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(1)$$

の関係が成り立つ。

図3にk，jがいろいろな値をとるときの初めの帯水層Eのラドン濃度に比べたt時間後の帯水層Bのラドン濃度を示した。このモデルでは，帯水層Aから帯水層Bへの地下水の流入にともない帯水層のラドン濃度が初めのたとえば約1.4倍になるためには，帯水層Aから非常に高濃度の流入を考えねばならず，また，短時間で放射平衡に達してしまうことになる。

(2) 涵養の量が時間により変わる場合

多くの場合，帯水層Aから帯水層Bへ流入する地下水の量は時間とともに変化する。浸透する地下水の量a_1，……a_tが帯水層Bの水位h_tで決まり，その水位変化が時間tの一次式で表わされる場合

$$h_t=h_0+\triangle h\cdot t \qquad \text{また}\ a_t=K\cdot h_t$$

であらわすことができる。ただし，h_0は浸透が始まるときの水位，$\triangle h$は単位時間の水位の変化量である。浸透が始まってt時間経過したときの帯水層Bのラドン濃度$F(t)$は

$$\begin{aligned}F(t)&=(d-a_1-a_2-\cdots\cdots\cdots-a_t)C_1+a_1f(t)+a_2f(t-1)+\cdots\cdots\cdots+a_tf(1)\\&=d\cdot C_1+(C_2-C_1)\cdot\{e^{-\lambda t}\cdot K(h_0+\triangle h)e^{-\lambda(t-1)}\cdot K(h_0+2\cdot\triangle h)+\cdots\cdots\cdots+e^{-\lambda}\cdot K\cdot(h_0+t\cdot\triangle h)\}\\&=d\cdot C_1+(C_2-C_1)\cdot\{(e^{-\lambda t}+e^{-\lambda(t-1)}+\cdots\cdots\cdots+e^{-\lambda})\cdot K\cdot h_0\\&\qquad+(e^{-\lambda t}+2\cdot e^{-\lambda(t-1)}+\cdots\cdots+t\cdot e^{-\lambda})\triangle hK\}\\&=d\cdot C_1+(C_2-C_1)\cdot K\cdot(h_0\cdot\int e^{-\lambda t}dt+\triangle h\cdot\iint e^{-\lambda t}dt)\end{aligned}$$

前回と同様$j=C_2/C_1$，$k=K/d$とすると

$$F(t)/d\cdot C_1=1+k\cdot(j-1)(h_0\cdot\int e^{-\lambda t}dt+\triangle h\cdot\iint e^{-\lambda t}dt)\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(2)$$

を得る。

次に帯水層Aの水位の変化率が変わる場合を考える。帯水層Aの水位の変化率を初めは$\triangle h_1$とし，その後$\triangle h_2$に変わったとする。浸透が始まってt時間経過したときの帯水層Bのラドン濃度$F(t)$は，前回と同様に計算すると

$$F(t)/d\cdot C_1=1+k\cdot(j-1)\cdot\{h_0\int e^{-\lambda t}dt+\triangle h_1\iint e^{-\lambda t}dt-(\triangle h_1-\triangle h_2)\iint e^{-\lambda n}dn\}\cdots\cdots\cdots(3)$$

ただし，n時間前に帯水層Aの水位の変化率が$\triangle h_1$から$\triangle h_2$に変化したものとする。

最後に，浸透する地下水の割合が大きく，帯水層Eに浸透した地下水の前面がB層を通過し，C層にまで達した場合を考える。浸透した地下水の前面がE層の底に達した時間をt_1とすると，t_1は，

$$d=\int_0^{t_1}K\cdot(h_0+\triangle h\cdot t)dt=K(h_0\cdot t_1+\triangle h\cdot t_1^2/2)$$

$$\therefore\ t_1=(-K\cdot h_0+\sqrt{K^2\cdot h_0^2+2\cdot\triangle h\cdot K\cdot d})/\triangle h\cdot K$$

浸透した地下水の前面がC層に達しているときの帯水層Eのラドン濃度$F(t)$は，

$$F(t)/d\cdot C_1=1+(j-1)\cdot k\cdot\left[\{h_0+\triangle h\cdot(t-t_1)\}\cdot\int_0^{t_1}e^{-\lambda\cdot t}dt+\triangle h\iint_0^{t_1}e^{-\lambda t}dt\right]\cdots\cdots(4)$$

となる。

堀山下観測井への応用

前述の原理を用いて，堀山下観測井のラドン濃度の変化から地下水涵養機構を計算してみよう。

図4は，堀山下観測井のラドン濃度の変化と水位変化を示している。1976年には6月，7月，8月とラドン濃度は約100日間にわたって増加を続けた。このことは，前述した方程式(1)を適応することはできない。帯水層Aから帯水層Bへの浸透量の増加がラドン濃度の増大をおこしているわけである。初めの44日間の水位の変化(Δh)は1日に5.6cmの増加であったが45日目から変化率が変わり，1日に0.7cmの増加となった。そこで最初の44日間は方程式(4)を用い，次の60日間は方程式(3)，(4)を用いて解析する。堀山下観測井において，方程式でいう帯水層Bの厚さには，ストレーナの厚さをあて20mとした。また，帯水層Bへ地下水の浸透がおこる基準面からの帯水層Bの水位の高さh_0を計算を始めた6月において2.66mとし，帯水層A，帯水層Bで放射平衡に達したときのラドン濃度C_2，C_1をそれぞれ140 pCi/l，100pCi/lとした。計算の結果を図5に示す。計算の結果から測定値に最も近くなるようなkの値を求め，これから地下水の浸透量を求めることができる。図5から$k=0.018$を用いると水位が比較的低い6月の中頃で，帯水層Aの地下水の浸透により，帯水層Bでは1日に0.93mの地下水が入れ換わることになる。そのため帯水層Aから浸透した地下水は21日間で帯水層Eを通過し，帯水層Cへ流出する。また，水位の高い8月には1日に約1.80mの厚さの地下水がA層からB層に流入することになる。

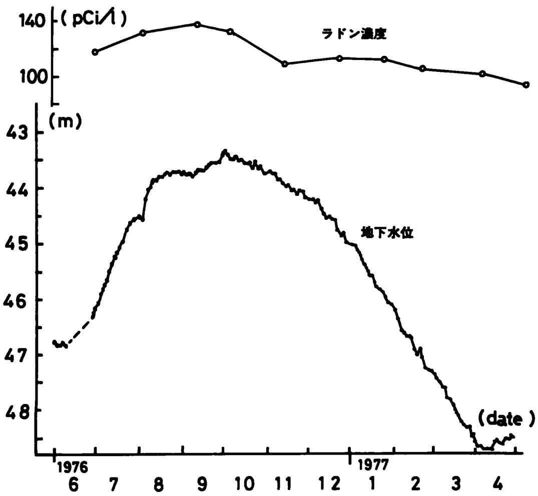

図4　堀山下観測井の水位変化とラドン濃度の変化

あとがき

従来，地下水中のラドン濃度の変化を調べることにより，一つの地域の地下水の流動機構を明らかにすることができるとよく言われていた。しかし，その手法は確立されてはいなかった。この論文では上・下に重なる二枚の地層の間で地下水の流動について述べ，ラドン濃度から流動量を明らかにする方程式を導いた。この方程式を解くことにより，広い地域において地下水の浸透のおこる涵養地域の地下水の涵養機構を明らかにすることができる。

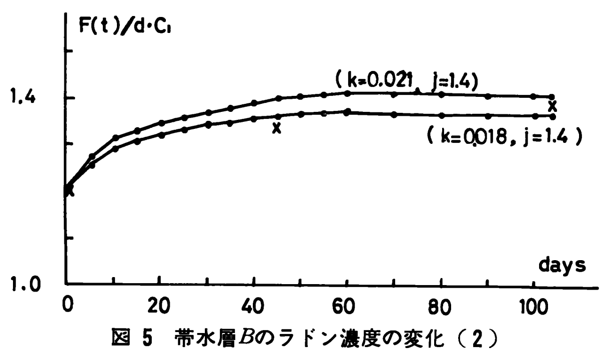

図5　帯水層Bのラドン濃度の変化（2）
日によって変化する地下水の浸透のあるとき

この研究にあたって，農林水産省農業土木試験場の木村重彦氏，通商産業省地質調査所の池田喜代治氏には貴重なご意見をいただいたり，ラドンの測定をしていただいた。神奈川県温泉地学研究所大木靖衛所長には，ご指導，ご意見をいただいたほか，研究に関するいろいろの便宜をはかっていただいた。ここに厚く感謝の意を表します。

参考文献

木村重彦（1980)，地下水流の新らしい調査法，地下水ハンドブック，323-338.

長瀬和雄，大木靖衛，荻野喜作（1973)，秦野盆地における観測井のさく井資料，神奈川温研報告，Vol. 4, No. 3, 145-152.