

京都大学原子炉実験所 正員 福井正美

I. 概説

天然の土壌中には質量数が $4n$, $4n+2$ および $4n+3$ の崩壊系列に属するトリウム, ウランおよびアクチニウム系列核種の他に, これらの系列に属さない ^{40}K , ^{87}Rb など多くの放射性核種が存在している。そして地中から放出される放射線には存在量および線エネルギーの大きさから ^{40}K の占める比率が大きい。他方, ウラン系列およびトリウム系列に属する ^{222}Rn (ラドン) および ^{220}Rn (トロン) は化学的に不活性であるため, それらの親核種である土壌中の ^{226}Ra および ^{224}Ra から α 崩壊により生成された後は地下水中に溶解し, 流動する。さらに Rn が不活性ガスであることから, その一部は大気中へ希散し, そのための雨水, 湖沼水, 海水および表流水など大気と直接的に接触している水中の Rn 濃度は地下水中濃度に比べて一般的に低い。以上のことから地下水中の Rn 濃度の時間的および空間的分布を測定することにより地層の状況, 雨水や表流水と地下水との混合状態などに関する知見の一部が得られるものと考えられる。従って, ここでは京都大学原子炉実験所の敷地内において高中性原子炉を増設するために行なつた地盤調査用ボーリング孔の地下水を採取し, Rn 濃度を測定した結果について報告する。

II. 調査地の地形, 地層および地下水位の概要

調査地は鎮家花崗岩類を基盤とする層に第三紀後半鮮新統から第四紀前半の洪積統にかけて堆積した大段層群と呼ばれる地層であり, これは大段層群南即位に位置している。採水地点であるNo.1~10のボーリング地点を記入した調査地域の地形概要をFig.1に掲げる。No.1~7は当初, 原子炉予定地をNo.3とした場合に試掘したものであり, No.8~10はそれをNo.5に変更した後に追加試掘したものである。地形は全般的に北東に傾斜している丘陵地であるが, ボーリングによる地質柱状図からは地層の傾斜はFig.2に示すように北西方向と推定される。ボーリング孔内の地下水位は通常1.5~12mの範囲内にあり, 各地点の年間変動巾はNo.2地点を除いて0.5~3m程度であった。No.2地点の水位変動は降雨現象との相関性が強く, 降雨後10m/週に及びここともあった。この原因はNo.2地点西側の約1000m²の凹地(湯地)に集水された雨水が局所的に浸透するものと考えられる。

III. 地下水の採取および水中 ^{222}Rn 濃度の測定法

地下水の採取は内径約10cmのボーリング孔内に挿入可能な採水器(容量約1.2l)を用いて1回/週の頻度で約6ヶ月間継続した。採取した地下水は1l用ポリエチレン容器に ^{222}Rn が希散しないように満水状態で密封して2~7日間静置, 保存した。そして, その上澄液1lを ^{222}Rn 濃度測定用試料水として用いた。

不活性ガスは一般的に水中よりも無機性の有機溶媒層に分配され易い性質があることからトルエン溶媒抽出法による ^{222}Rn の液体シンチレーション測定法が開発されている。これはZnSを用いた水相から気相へ希散した ^{222}Rn ガスを測定する方法や, 直接

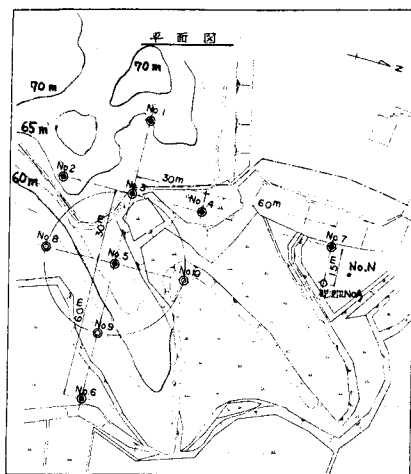


Fig.1 地形概要および採水地点

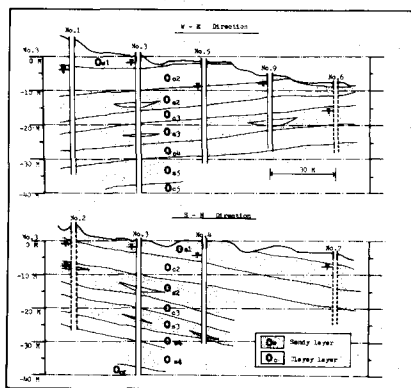


Fig.2 地層断面想定図

的にγ線スペクトルにより測定する方法に比べて検出感度が高い利点があり、本実験系では約1 pCi/l までの水中²²²Rn濃度の測定が可能であった。一般的に本法に従う系での水中濃度は次式により求められる。

$$C_0 = \left(\frac{1}{D_T} \frac{V_a}{V_w} + \frac{V_T}{V_w} + \frac{D_w}{D_T} \right) C_T$$

ここで、 C_0 : 試料水中²²²Rn濃度 (10^{-10} Ci/l), C_T : トルエン中の²²²Rn濃度 (10^{-10} Ci/l),
 D_T : 空気・トルエン系の²²²Rnの分配比, D_w : 空気・水系の²²²Rnの分配比,
 V_a : 分液ロート内空気容積, V_T : 分液ロート内トルエン容積, V_w : 試料水容積
 本実験系では $V_a = 215 \text{ ml}$, $V_w = 1000 \text{ ml}$, $V_T = 30 \text{ ml}$ である。

IV. 結果および考察

1. 試料水中における放射性核種の同定 トルエンに抽出される放射性核種には化学的性状の類似したものにすべてが含まれる可能性がある。そこで、抽出後、シンテレーター中の放射能濃度の減衰曲線を求めた。その結果、初期には母核種の生成により濃度は増加するが、数時間後には平衡状態が達成され、その後、3.5 ~ 3.8 日の²²²Rnの半減期に近い減衰曲線が得られ、²²⁰Rn等のトルエン中への混入は無視できることが明らかにされた。

2. 浅層地下水中²²²Rn濃度とその変動 Fig. 3 にはNo. 1, 2, 4, 5, 6 および7の6地点における²²²Rn濃度結果を示す。これによればNo. 1, 4, 7地点の濃度はほぼ150 ~ 250 pCi/l 程度であり、それらの濃度はNo. 2 および6に比べて高く、且つその変動は小さい。そしてNo. 5は最も濃度変動が小さく、No. 2では最も濃度が低い。また、不定期に測定したNo. 3およびNo. 8 ~ 10地点の濃度はNo. 3がNo. 2程度に低く(50 pCi/l 程度)、No. 8 ~ 10はNo. 5地点の濃度とほぼ類似しており、約100 ± 20 pCi/l 程度であった。以上のことから、地下水面が通常Os1砂層に現われている地点のうちNo. 3を除くNo. 1, 4, 7地点、Os2砂層に現われているNo. 5, 8 ~ 10地点およびOs3砂層に現われているNo. 6地点と、同一地層の地下水ごとに類似した濃度が示されていることが推定された。No. 2地点の濃度が低く、且つその変動が大きいことは降雨による地下水位の変動が顕著に現われる地点であることを考慮すれば妥当な結果である。またNo. 3地点の濃度が低いことはその近傍に貯水池間の水路が敷設されており、池水の浸透による影響や地下水位が最も浅い地点(約1.5 m)であることから大気中への²²²Rnの希散などが考えられる。

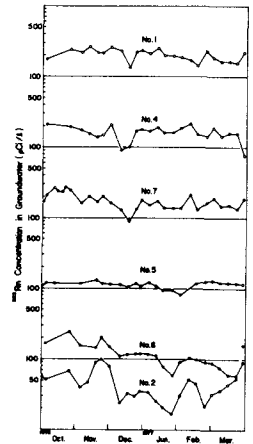


Fig. 3 ²²²Rn濃度

3. 浅層地下水中における²²²Rn濃度の短期的変動

Fig. 4 には濃度測定の頻度を1 ~ 2回/日とした場合の結果をNo. 7地点(地下水位約5 m)とNo. N地点(地下水位0 ~ 1 ~ 1.5 m)につき掲げる。これによれば粘性土層が地下水位の上部に位置するNo. 7地点の濃度は常に砂質土層が被覆しているNo. N地点に比べて数倍高いが、これらは²²²Rnの大気中への希散効果が大きいためである。そして、²²²Rn濃度の変動はNo. NがNo. 7に比べて大きい。降雨による濃度変化は必ずしも降雨量と一義的に対応していない。

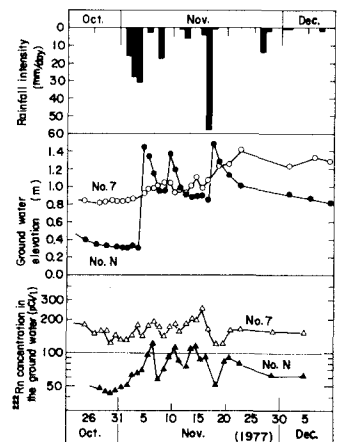


Fig. 4 ²²²Rn濃度日変動