濃尾平野の超深層地下水の水質とラドン濃度の時期的変動

茶谷邦男*, 加賀美忠明*, 富田伴一*,
大沼章子*, 荘加 泰司*, 浜村憲克*

**Seasonal Variations of Quality and Radon Contents of Ultra
Underground Water in the Nobi Plain**

Kunio CHAYA**, Tadaaki KAGAMI**, Ban-ichi TOMITA**,
Shoko OHNUMA**, Taiji SHOKA**, Norikatsu HAMAMURA**

Abstract

On the underground of the Nōbi plain, the sedimentary layers exist over 1,500m thick. In the lowest part of these layers, there is the ultra underground water which temperature is about 50°C. We determined quality and Radon contents of the waters of 11 wells situated in the left bank of Kiso river. For the seasonal variation study one of these wells was continuously observed once a month during one year.

As the result, quality of this ultra underground water was higher concentration than ordinary ground water in the shallow layers, and belonged to NaCl type or NaCl+NaHCO₃ type. According to the results of Tritium concentration in this water, the NaCl component in this water was suggested not to originate from recent sea water but from fossil water.

The amounts of Radon in the ultra underground water were excessively higher level than those level which was calculated from radioactive equilibrium with Radium, and therefor it was suggested that Radon was supplied from the basements.

Results of the continuous observation of one well were that water quality was stable and did not change during one year and also Radon contents were unchanged. This suggested that the basements around this well were unchanged.

要 旨

濃尾平野の地下には厚さ1,500m以上に及ぶ堆積層が厚く堆積しており、その下部に50°C前後の高温の超深層地下水が存在する。

この超深層地下水の水質とラドン濃度の時期的変動を知る目的から、木曽川左岸の愛知県側にある

* 愛知県衛生研究所 ** Aichi Prefectural Institute of Public Health

11本の井戸について水質調査を行い、またこの中の1井については、水質とラドンについて1年間に亘って連続観測を試みた。

その結果、超深層地下水の水質はこの平野の浅層部の地下水よりも高濃度で、その水質組成はNaCl型またはNaCl+NaHCO₃型であった。そして、地下水中のトリチウム濃度から、地下水中のNaCl成分は現在の海水によるものではなく、むしろ化石水に由来すると考えられた。

地下水中のラドンはラジウムとの放射平衡量に比べて非常に多く、ラドンが基盤から供給されていることを示した。

連続測定の結果、1年間に亘って水質成分に変動は認められず、安定した地下水であることがわかった。地下水中のラドン濃度に変動が認められなかったことから、附近の地下の基盤に変動がなかったものと推定される。

1. はじめに

濃尾平野の地下には厚さ1,500 m以上におよび沖積層、洪積層、第三紀層の礫、砂、シルト、粘土より成る堆積層が厚く堆積しており、その堆積層の下部に高温の超深層地下水が存在し、その範囲は木曽川、長良川、揖斐川の流域を中心として、愛知県、岐阜県、三重県にまたがっているとされている¹⁻⁴⁾。そして現在までに約30本以上の1,000 m以深のさく井が行なわれ、その50°C前後の高温の地下水が温泉として利用されている。

さて最近、地下水中のラドン濃度の変動により、地殻変動の手掛かりをつかもうとする研究が脇田ら⁵⁻⁷⁾によって行なわれている。濃尾平野の超深層地下水は比較的基盤岩に近い所から由来していると思われるので、その地下水の水質を地殻変動の指標として用い得る可能性が期待される。

そこで、昭和42年以来現在までに木曽川左岸の愛知県側に掘られた1,000 m以深の15本の井戸のうち、11本について水質の調査を行なうとともに、その中の1本について予備的調査として、地下水中のラドン濃度の変動を知る目的で、比較的基盤に近いと思われる井戸を用いて、1年間に亘って毎月1回ずつ連続して測定を行なってみた。

2. 調査方法

2.1 調査地点

調査の対象とした超深層地下水のさく井位置（温泉の源泉位置）を図—1に示したが、以下、図および表中の符号は次の井戸を示す。

- A 1—1 大名古屋温泉
- I 1—1 尾張温泉・1号井
- I 1—2 “ 2号井
- I 1—3 “ 3号井
- I 2—1 飛島温泉・1号井
- I 2—2 “ 2号井
- I 3—1 永和温泉・1号井
- I 3—2 “ 2号井
- I 4—1 弥富温泉

図一 超深層地下水の採水地点

I 5-1 富吉温泉

S 1-2 祖父江温泉

いずれも現在、温泉として利用されているものを選んだ。なお、祖父江温泉（S 1-2）について

は連続測定を行なった。

2.2 測定方法

一般的な水質成分は主として温泉小分析法，中分析法⁹⁾に準じて測定を行なったが，pH はガラス電極法， K^+ ， Na^+ ， Ca^{2+} ， Mg^{2+} ， Fe^{2+} ， Mn^{2+} ， Cu ， Zn ， Cd は原子吸光法により測定を行なった。

トリチウムは電解濃縮したのち，インスタゲルをシンチレーターとして，ロウバック液体シンチレーション・カウンターで測定した¹⁰⁾。

ラドンはIM泉効計による方法⁹⁾と，野口—脇田の方法^{11, 12)}，すなわち，試料水中のラドンをトルエンシンチレーターに移行したのち，トルエンシンチレーター中のラドンを液体シンチレーション・カウンターで測定する方法，の両者を併せて行なった。野口—脇田の方法の回収率は75%であった¹³⁾ので，その補正を施こして測定値とした。

ラジウムは，試料水中のラドンを追い出したのち，ガラスびん中に密封状態にして， $^{226}Ra-^{222}Rn$ の放射平衡に達するまで，約1ヶ月間放置したのち，生じたラドンの量を上記の野口—脇田の方法で測定した。

3. 濃尾平野の地下構造の概略

濃尾平野の地下構造の概念図を東西断面により，図—2に示す⁸⁾。東から西へ向って傾斜する基盤

図—2 地下構造の概念図

の上に、礫、砂、シルト、粘土から成る堆積層が繰り返して厚く堆積しており、その最深部においては1,300 m以上の厚さに及んでいる。さく井は殆んどのが東海層群の中に打ち込まれており、一部のものが中新統にまで及んでいる。

調査を行なった井戸および今回の調査対象から除外した一部の井戸（I 1—4, I 5—2, I 6—1）の柱状図を図—3に示す。柱状図からみられる層序は、上部から沖積層が約50m位まで薄く被っており、洪積層が300～500m位にあり、その下に鮮新統の東海層群が約1,000 m位まで続く。ストレーナーの位置からみて、殆んどの井戸がこの東海層群の下部層から揚水していることが知られる。最下部に海成の中新統端浪層群が900 m以深に一部みられる。

4. 超深層地下水の水質上の特徴

地下水の水質成分の測定結果を表—1に示す。表中、祖父江温泉（S 1—2）については年間の測定値の平均を記してある。

4.1 水質の概略

外観は殆んど無色澄明であり、塩味を示す祖父江温泉および微に塩味を示す大名古屋温泉（A 1—1）を除いて、何れも微に硫化水素臭を示す。

水温は祖父江温泉の27.7°Cと言う微温を除いて、42.3～55.1°C（平均49.7°C）と高温である。地下増温率との関係については既に述べた³⁹⁾ので省略する。

祖父江温泉の水質は他のさく井と各種成分が著るしく異っているので、以下に述べる各成分の範囲および平均値は祖父江温泉を除いて計算したものである。

pHは7.8～8.4（平均8.0, S 1—2は7.5）であり、何れも弱アルカリ性である。RpHは8.3～8.8（平均8.7, S 1—2は8.2）である。

電導度は534～1,980 μ U/cm（平均1,150 μ U/cm, S 1—2は6,960 μ U/cm）であり、何れも当平野の浅層部の地下水に比べて高い。特に祖父江温泉では著るしく高くなっている。

溶存酸素は祖父江温泉を含めて、0.0～0.6mg/l（平均0.2mg/l）で、測定誤差を考慮すると、殆んど含まれていないと言える。

遊離炭酸は0.0～17.6mg/l（平均9.9mg/l, S 1—2は13.5mg/l）であり、祖父江温泉と他の地下水との差は認められない。

アンモニウムイオンは0.35～1.74mg/l（平均0.99mg/l, S 1—2は3.81mg/l）であり、祖父江温泉では可成り高い。

カリウムイオンは3.1～9.0mg/l（平均5.8mg/l, S 1—2は14.0mg/l）であり、祖父江温泉が高い。何れも浅層部の地下水に比べて高くなっている。

ナトリウムイオンは110～376mg/l（平均222mg/l, S 1—2は1,070mg/l）であり、祖父江温泉では著しく高く、また後述の塩素イオンと同様に浅層部の地下水に比べて高濃度である。

カルシウムイオンは3.5～30.6mg/l（平均15.3mg/l, S 1—2は271mg/l）で、祖父江温泉が著しく高い。

マグネシウムイオンも0.6～4.3mg/l,（平均1.6mg/l, S 1—2は60.7mg/l）で、祖父江温泉が著しく高い。

第1鉄イオンは0.05～0.35mg/l（平均0.22mg/l, S 1—2は0.22mg/l）であり、祖父江温泉

表-1 超深層地下水の水質

No.	A1-1	I1-1	I1-2	I1-3	I2-1	I2-2	I3-1	I3-2	I4-1	I5-1	S1-2
井 深 (m)	1,085	1,097	1,080	1,121	1,265	1,313	1,230	1,251	1,253	1,233	1,140
採 水 年 月 日	50.11.13	50.11.18	50.11.18	50.11.19	50.11.25	50.11.25	50.12. 3	50.12. 3	50.12. 4	50.11.19	50.4.23~51.3.24
気 温 (°C)	13.3	20.5	19.8	13.8	12.0	11.7	11.5	14.5	14.5	16.8	
水 温 (°C)	42.3	51.8	49.9	51.2	48.5	47.1	48.7	50.4	55.1	52.4	27.7
湧出量 (l/min)	706.					617.	1,200.	1,050.	1,140.		140.
pH	7.9	7.8	8.1	7.8	7.9	7.8	8.0	8.1	8.4	7.8	7.5
RpH	8.3	8.8	8.8	8.7	8.6	8.7	8.8	8.8	8.8	8.8	8.2
電導度($\mu\text{S}/\text{cm}$)	1,190.	895.	780.	867.	1,220.	534.	1,980.	1,480.	872.	1,680.	6,960.
外 観 ※	○	●	●	●	●	●	●	●	●	●	○
臭 味 ※	■	△	△	△	△	△	△	△	△	△	□
O ₂ (mg/l)	0.2	0.3	0.0	0.1	0.6	0.0	0.3	0.0	0.0	0.2	0.0
CO ₂ (")	4.3	17.6	11.0	11.2	7.2	7.4	14.7	9.0	0.0	16.3	13.5
NH ₄ ⁺ (mg/l)	0.94	0.42	0.41	0.35	1.50	0.67	1.74	1.35	1.12	1.44	3.81
K ⁺ (")	9.0	5.6	5.2	5.7	6.0	3.1	5.9	6.2	4.1	7.3	14.0
Na ⁺ (")	186.	183.	160.	178.	241.	110.	376.	293.	185.	310.	1,070.
Ca ²⁺ (")	30.1	9.6	10.0	12.2	4.9	3.5	28.0	19.4	4.7	30.6	271.
Mg ²⁺ (")	4.3	0.7	0.8	0.8	1.4	0.9	2.7	1.8	0.6	2.3	60.7
Fe ³⁺ (")	0.05	0.20	0.24	0.25	0.21	0.18	0.27	0.21	0.21	0.35	0.22
Mn ²⁺ (")	0.12	0.04	0.08	0.08	0.03	0.04	0.21	0.14	0.04	0.22	0.90
NO ₂ ⁻ (")	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NO ₃ ⁻ (")	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.00
Cl ⁻ (")	292.	122.	88.3	134.	267.	57.4	451.	291.	130.	356.	2,300.
F ⁻ (")	0.55	0.34	0.40	0.46	1.25	0.48	0.38	0.48	0.73	0.78	0.20
SO ₄ ²⁻ (")	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
HCO ₃ ⁻ (")	105.	297.	305.	256.	193.	203.	325.	325.	273.	310.	117.
HPO ₄ ²⁻ (")	0.38	0.89	1.28	0.92	1.24	2.05	0.42	0.51	0.90	0.58	0.02
H ₂ SiO ₃ (mg/l)	32.5	69.5	48.7	62.6	30.3	57.8	42.3	43.1	42.3	57.3	25.2
Zn (mg/l)	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Cu (")	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cd (")	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

※ ○は無色澄明 ●は殆んど無色澄明 △は微に硫化水素臭 □は塩味 ■は微に塩味

他の地下水とに差は認められない。

マンガンイオンは $0.03 \sim 0.22 \text{mg/l}$ (平均 0.10mg/l , S 1—2 は 0.90mg/l) であり, 祖父江温が可成り高い。

亜硝酸オインは祖父江温泉も含めて, 全て 0.000mg/l である。

硝酸イオンも祖父江温泉を含めて, 全て 0.00mg/l である。

塩素イオンは, 前述のナトリウムイオンと同様にこの超深層地下水の特徴を最もよく現わしており, その濃度は $57.4 \sim 451 \text{mg/l}$ (平均 219mg/l , S 1—2 は $2,300 \text{mg/l}$) であり, 浅層部の地下水 (深さ約 50m の第 1 帯水層の平均濃度 11.7mg/l , 深さ約 190m の第 2 帯水層の平均濃度 2.3mg/l)¹⁴⁾ に比べて, 相当に高く, 特に祖父江温泉では著しく高濃度である。

弗素イオンは $0.34 \sim 1.25 \text{mg/l}$ (平均 0.59mg/l , S 1—2 は 0.20mg/l) であり, 祖父江温泉がやや低い値を示す。

硫酸イオンは祖父江温泉を含めて, 全て 0mg/l であり, その臭味よりして硫化水素の存在が認められる。

ヒドロ炭酸イオンは $105 \sim 325 \text{mg/l}$ (平均 259mg/l , S 1—2 は 117mg/l) であり, 祖父江温泉との差は認められない。

ヒドロ磷酸イオンは $0.38 \sim 2.05 \text{mg/l}$ (平均 0.92mg/l , S 1—2 は 0.02mg/l) であり, 祖父江温泉が非常に低い値を示す。

メタ珪酸は $30.3 \sim 69.5 \text{mg/l}$ (平均 48.6mg/l , S 1—2 は 25.2mg/l) であり, 祖父江温泉においてやや低い。

亜鉛は $0.00 \sim 0.02 \text{mg/l}$ (平均 0.00mg/l), 銅は $0.00 \sim 0.06 \text{mg/l}$ (平均 0.01mg/l), カドミウムは全て 0.000mg/l である。

トリチウム, ラドン, ラジウムについては後に述べる。

4.2 水質の組成

全般的に超深層地下水の水質は, この平野の浅層部の地下水^{14, 15)} に比べて濃度がやや高く, 特に祖父江温泉においては著しく高濃度である。しかも図—4 にそれぞれの地下水について, 全陰イオン中に占める塩素イオンの割合と全陽イオン量との関係を示すが, 図から見られる如く, 水質中に占める塩素イオンの割合が高い地下水ほど, 全イオンの量は多くなっており, 塩素イオンによって水質濃度が高められていることがわかる。

図—5 に地下水の水質組成を示す。祖父江温泉, 大名古屋温泉は NaCl 型の組成であり, 他は $\text{NaCl} + \text{NaHCO}_3$ 型の組成であることがわかる。水質濃度が最も高い祖父江温泉は海水の組成比に非常に近く, 濃度が最も低い飛島温泉・2号井 (I 2—2) は海

図—4 全陰イオン中に占める塩素イオンの割合と全陽イオン量の関係

表-2 主成分の増減率

NO	Cl ⁻ (meq/l)	rK ⁺	rNa ⁺	rCa ²⁺	rMg ²⁺
Sea	560.				
A1-1	8.24	1.6	1.1	5.1	0.2
I1-1	3.44	2.3	2.7	3.9	0.1
-2	2.49	2.9	3.3	5.6	0.2
-3	3.78	2.2	2.4	4.5	0.1
I2-1	7.53	1.1	1.6	0.9	0.1
-2	1.62	2.8	3.5	3.1	0.2
I3-1	12.72	0.7	1.5	3.1	0.1
-2	8.21	1.1	1.8	3.3	0.1
I4-1	3.67	1.7	2.6	1.8	0.1
I5-1	10.04	1.1	1.6	4.3	0.5
S1-2	64.9	0.3	0.8	5.8	0.4

$$rM = (M / Cl)_{\text{samp.}} / (M / Cl)_{\text{sea.}}$$

カルシウムイオンは、 $rCa^{2+} = 0.9 \sim 5.8$ (平均3.8) で、飛島温泉・1号井 (I2-1) の0.9を除いて全て増加している。しかも他の成分に比べて、その増加率は最も高い。

マグネシウムイオンは、 $rMg^{2+} = 0.1 \sim 0.5$ (平均0.2) で、全て減少しており、その割合も非常に高い。

平均して、地層からカリウム、ナトリウム、カルシウムが与えられ、マグネシウムが奪われた結果となっている。南関東ガス田についての杉崎らの結果¹⁶⁾ では、ナトリウムイオンが増加し、カリウム、カルシウム、マグネシウム各イオンが減少しているが、カリウム、カルシウムの場合にみられるこの相違は地質の差異によるものと思われる。特にこの地域の地下水にみられるカルシウムイオンの著しい増加は、当平野の西側山地に露出がみられるが、古生層の石灰岩に起因すると思われる。

各成分間の増減率の相関をみてみると、 rK^{+} と rNa^{+} との間に高い相関 ($r = 0.903$, $rNa^{+} = 0.92 \times rK^{+} + 0.59$) が認められるが、他成分間には相関はみられない。 rK^{+} 、 rNa^{+} に相関が高いことから、カリウムとナトリウムは同じような挙動をしていることが知られる。

各成分の増減率と塩素イオン濃度との関係を見てみると、 rK^{+} との関係を図-5に、 rNa^{+} との関係を図-6に示す。 rK^{+} の場合は $r = -0.97$ 、 rNa^{+} の場合は $r = -0.93$ で共に高い負の相関がみられる。しかし、 rCa^{2+} 、 rMg^{2+} の場合には相関性は認められなかった。図-5、6からみられる如く、塩素イオン濃度の高いものは殆んど海水の比率に近いが塩素イオン濃度が低くなるにつれて rK^{+} 、 rNa^{+} は高くなって行く。このことは、海水が $NaHCO_3$ を主成分とする淡水により薄められて行くことを示唆する。すなわち、海水の組成に最も近い祖父江温泉の水質 (NaCl 型) が、塩素イオン濃度

図—6 カリウムイオンの増減率と
塩素イオン量の関係

図—7 ナトリウムイオンの増減率と
塩素イオン量の関係

の最も低い飛島温泉・2号井の水質（当平野の浅層部の地下水の水質に最も近い、 NaHCO_3 型）によって稀釈されて、これらの超深層地下水の水質組成ができていいるものと思われる。

図—3に示したさく井柱状図からみて、地下帯水層の状態は比較的よく連絡が保たれているようである。上述の如く、水質濃度および組成に差がみられるのは、図—3にストレーナーの位置が示してあるが、各井戸は数層の帯水層に亘って揚水を行なっている。各帯水層毎に水質が異なると思われるため、それぞれの帯水層別の揚水量の違いによって、水質に差が出てくるものであろう。

5. 超深層地下水中のトリチウム濃度

この超深層地下水中にみられる高濃度の成分が何に由来するかを知るもう一つの手掛かりとして、地下水中のトリチウム濃度の測定を行ない、地下水の年代測定を試みた。測定結果を表—3に示す。

トリチウムによる地下水の年代測定は、過去の地表水のトリチウム濃度が十分に明らかにされていないため、まだ不確かではあるが、ここでは一応、過去の地表水のトリチウム濃度が 10 T. U. であったとして計算を行なった。得られたトリチウム濃度の結果からは、勿論昭和29年以降の核実験の影響を受けていないそれ以前の水であることがわかる。計算の結果を表中の最右欄に示す。

表—3 地下水中のトリチウム濃度

NO	採水年月	^3H 濃度(T.U.)	年代($N_0=10\text{T.U.}$ として)
I1-1	48/3. 49/10. 50/11	0.0 ± 1.7	∞ 年 (31 ~ ∞)
I3-1	48/3. 49/10. 50/12	1.3 ± 1.7	36 年 (21 ~ ∞)
S1-2	49/10. 50/11	0.6 ± 1.7	50 年 (26 ~ ∞)

測定値の誤差を考慮すると、これらの値はむしろ ∞ 年前のものであると考えた方が良いでしょう。これらの地下水中の NaCl 成分は、現在あるいは少なくとも昭和29年以降の海水によりもたらされたものではなく、かなり古いものであろうと考えられる。むしろ、化石水に由来するものと考えた方が適当であらう。

しかし、それを確かめるためには、トリチウムによる方法では限界的に不可能であるので、これに代わる年代測定の方法を試みなければならない。そのためには木越¹⁷⁾の $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ による方法などが適していると思われる。

6. 超深層地下水中のラドン、ラジウム濃度

地下水中のラドンの IM 泉効計による測定値、液シン法による測定値およびラジウムの測定値を表一4に示す。両者の比較を図一8に示す。

ラドン濃度の IM 泉効計による測定値 (Y) と液シン法による測定値 (X) は、 $Y = 1.15X - 0.18$, $r = 0.984$ で、約1割の誤差範囲で一致し、液シン法が充分に実用され得ることが確かめられた。

地下水中のラドン濃度は、祖父江温泉の $19.6 \times 10^{-10}\text{Ci/l}$ を除いて、 $2.4 \sim 10.0 \times 10^{-10}\text{Ci/l}$ (平均 $4.2 \times 10^{-10}\text{Ci/l}$) であり、祖父江温泉のみが温泉法の規定⁹⁾に適用し得るほどの量の高いラドン濃度を示す。

ラジウム濃度は、祖父江温泉の $0.36 \times 10^{-10}\text{Ci/l}$ を除いて、 $0.00 \sim 0.09 \times 10^{-10}\text{Ci/l}$ (平均 $0.04 \times 10^{-10}\text{Ci/l}$) と非常に低い値であり、ラドンとの放射平衡量の約1/100の値である。

この結果は、地下水中のラドンは何れも、地下水中に溶在するラジウムに由来するもののみではないと言える。ラドンの供給源としては、帯水層をなす地層または下部の基盤が考えられるが、この地下水を包含する帯水層は鮮新統東海層群または中新統瑞浪層群の堆積層であり、これらの地層中に多量のラジウムが存在するとは考え難い。また、東海層群に帯水層をもつ井戸に比べて瑞浪群に帯水層をもつ井戸のラドン濃度が高いが、東海層群の地層に比べて瑞浪層群の地層にラジウムの存在量が多いとも考え難い。従って地下水中のラドンはその殆んど全てが帯水層以外の所から供給されている。

表一4 地下水中のラドン、ラジウム濃度

NO	$^{222}\text{Rn} (\times 10^{-10} \text{Ci/l})$		$^{226}\text{Ra} (\times 10^{-10} \text{Ci/l})$
	液シン法 (X)	泉効計法 (Y)	
A1-1	10.0	11.8	0.01
I1-1	2.4	—	0.03
-2	3.6	—	0.09
-3	3.6	—	0.00
I2-1	3.7	—	0.05
-2	4.1	4.0	0.00
I3-1	2.8	3.1	0.03
-2	4.4	—	0.05
I4-1	4.7	4.6	0.05
I5-1	2.7	—	0.07
S1-2	19.6	22.3	0.36

S1-2の値は年間の平均値

図一8 液シン法と泉効計法の比較

る、すなわち当平野の基盤から供給されているものであることを示唆している。しかも、このことを裏づける如く、帯水層の位置が中新統にまで及んでおり、最も基盤に近いと思われる祖父江温泉において、ラドン濃度は最も高く、次に基盤に近いと思われる大名古屋温泉がそれに次ぐ濃度を示している。

7. 地下水の水質成分およびラドン、ラジウム濃度の連続測定結果

地下水中のラドン濃度の変動により、地殻の変動を知ろうとする研究は最近よく行なわれている。

濃尾平野の超深層地下水のうちラドン濃度が最も高く、その水質（NaCl 成分が高濃度である）および帯水層の位置（中新統瑞浪層群にまで及んでいる）からみても、基盤の影響をより多く受けていると思われる祖父江温泉を選んで、昭和50年4月～51年3月の1年間に亘って、各月1回ずつ、その水質成分およびラドン、ラジウム濃度の測定を試みた。

測定結果を表一5に示す。水質の主成分およびラドン濃度の年間の推移の状態を図一9に示す。各成分の年間の変動率（ $\sigma/\bar{x}\%$ ）を図中の右側に示す。

図一9 水質の主成分およびラドン濃度の年間推移

表一五 地下水の水質成分およびラドン、ラジウム濃度の連続測定結果

採水年月日	50. 4. 23	50. 5. 28	50. 7. 23	50. 8. 27	50. 9. 26	50.10.22	50.11.26	51. 2. 25	51. 3. 24
気 温(°C)	14.5	27.3	34.0	27.0	28.3	20.7	14.7	9.0	10.7
水 温(°C)	25.4	28.7	27.5	28.0	29.0	28.0	27.9	25.7	28.9
湧出量 (l/min)							140		
pH	7.7	7.5	7.5	7.4	7.4	7.5	7.6	7.6	7.6
RpH	8.4	8.3	8.2	8.3	8.3	8.2	8.2	8.2	8.1
電導度($\mu\Omega/\text{cm}$)	7,150.	6,910.	6,520.	6,450.	7,250.	7,170.	7,310.	7,100.	6,780.
外 観 臭 味							無色澄明 塩 味	無色澄明 塩 味	
O ₂ (mg/l)	0.1	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CO ₂ (/)			11.4	13.6	9.2	12.8	8.5	22.0	16.9
NH ₄ ⁺ (mg/l)	4.24	4.11	3.99	3.60	3.86	3.73	3.21	3.73	3.73
K ⁺ (/)	15.1	13.5	11.8	14.6	14.6	14.2	14.9	13.5	13.6
Na ⁺ (/)	1,040.	1,020.	1,040.	1,110.	1,040.	1,100.	1,080.	1,120.	1,120.
Ca ²⁺ (/)	250.	262.	246.	233.	280.	262.	290.	314.	304.
Mg ²⁺ (/)	53.5	55.5	58.0	58.6	55.1	61.2	65.9	70.0	68.3
Fe ²⁺ (/)							0.22		
Mn ²⁺ (/)	0.81	0.68	0.78	0.88	0.91	0.86	1.05	1.25	0.84
NO ₂ ⁻ (/)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NO ₃ ⁻ (/)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl ⁻ (/)	2,350.	2,340.	2,330.	2,330.	2,330.	2,320.	2,260.	2,220.	2,240.
F ⁻ (/)							0.20		
SO ₄ ²⁻ (/)	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
HCO ₃ ⁻ (/)	114.	117.	113.	120.	118.	119.	119.	116.	116.
HPO ₄ ²⁻ (/)	0.01	0.01	0.04	0.01	0.04	0.02	0.03	0.02	0.04
H ₂ SiO ₃ (mg/l)			26.7	26.4	24.5	22.8	24.7	25.4	25.8
Zn (mg/l)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02
Cu (/)	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Cd (/)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
²²² Rn($\times 10^{-10}\text{Ci/l}$)	液シン法	22.4	20.8	19.7	20.5	18.7	17.9	19.1	18.0
²²² Rn($\times 10^{-10}\text{Ci/l}$)	泉効計法	20.4	22.5		24.5	23.6	22.3	22.6	20.1
²²⁶ Ra($\times 10^{-10}\text{Ci/l}$)		0.36	0.35	0.39		0.43	0.29	0.30	0.49
²²⁶ Ra/ ²²² Rn		0.015	0.013	0.014		0.018	0.010	0.015	0.020

水質の主成分は、各成分について、2～10%の変動率であり、殆んど変動がないと云える。図中、カルシウム、マグネシウムイオンの濃度は経時的にやや増加しているように見えるが、この期間の前半の値と後半の値を比較してみたところ有意な差は認められなかった。この様に、水質的にも年間を

通して殆んど変化のない安定した地下水である。これはトリチウムによる年代測定の結果から得られた、古い水であると云う事実ともよく一致している。

次に、この様な安定した地下水へ基盤から絶えず供給されていると思われるラドンの量についてみる。地下水中のラドン濃度は、液シン法による値の年間平均値 $19.6 \times 10^{-10} \text{Ci/l}$ 、変動率 8 % であった。図—9 にみられる如く、ラドン濃度は経時的にやや減少しているように見える。この期間の前半の値 ($\bar{x}=20.9$, $\sigma=1.1$) と後半の値 ($\bar{x}=18.4$, $\sigma=0.6$) を比較したところ有意な差が認められた。然し、この測定方法の誤差 (約一割) を考慮すると、変動率の 8 % はその範囲の中に含まれてしまうので、経時的に減少していると云うわけにはいかない。むしろ年間を通じて比較的安定している (但し変動率 8 % で) と云える。また、ラジウム濃度も $0.23 \sim 0.49 \times 10^{-10} \text{Ci/l}$ (平均 $0.36 \times 10^{-10} \text{Ci/l}$) で、殆んど変動はない。さらに Ra/Rn の値においても、 $0.010 \sim 0.020$ (平均 0.015) であり、変動が殆んど認められない。

ラジウムがラドンとの放射平衡量に対して約 1/100 の量しか存在せず、地下水中のラドンが他から供給されていることを示している。しかも、この基盤から由来すると考えられるラドンの供給量は、地下水中のラドン濃度の変動率および Ra/Rn 比の値の変動率からみて年間を通じて定常的であると云える。

タシメント地震 (1966年4月26日) の例に見られるように¹⁸⁾、基盤からのラドンの供給量は基盤の状態に作用されるはずであるから、この調査期間を通じて、祖父江温泉の附近の地下の基盤に変動がなかったものと推定することができる。

8. 結 論

濃尾平野の地下には厚さ 1,500m 以上に及ぶ堆積層が厚く堆積しており、その下部に 50°C 前後の高温の超深層地下水が存在する。

超深層地下水の水質はこの平野の浅層部の地下水に比べて濃度が高く、特に祖父江温泉においては著るしく高濃度である。

その水質組成は、祖父江温泉、大名古屋温泉は NaCl 型の組成であり、他は $\text{NaCl} + \text{NaHCO}_3$ 型の組成である。塩素イオン量を基準にして海水の組成と比較すると、カリウム、ナトリウム、カルシウムイオンが増加し、マグネシウムイオンが減少している。各地下水の組成の差は、帯水層毎に異なる水質組成の地下水を 2 層以上に亘って揚水しているためと思われる。

地下水のトリチウム濃度は非常に低く、その年代測定の結果から非常に古い地下水であると考えられ、地下水中の NaCl 成分は現在の海水によりもたらされたものではなく、化石水に由来すると考えた方が適当であろう。

地下水中のラドンの測定において、液シン法による測定値は IM 泉効計による測定値とよく一致し、液シンによる方法が十分に実用され得ることが確かめられた。

地下水中のラドン濃度は、祖父江温泉は $19.6 \times 10^{-10} \text{Ci/l}$ と高い値を示すが、他は $2.4 \sim 10.0 \times 10^{-10} \text{Ci/l}$ (平均 $4.2 \times 10^{-10} \text{Ci/l}$) と低い値である。一方、ラジウム濃度は、祖父江温泉の $0.36 \times 10^{-10} \text{Ci/l}$ を除いて、 $0.00 \sim 0.09 \times 10^{-10} \text{Ci/l}$ (平均 $0.04 \times 10^{-10} \text{Ci/l}$) と非常に低い値であり、ラドンとの放射平衡量の約 1/100 であり、地下水中のラドンが他から供給されているものであることを示している。

この平野の超深層地下水のうち最も基盤の影響を受けていると思われる祖父江温泉について、昭和

50年4月～51年3月に亘って連続測定を行なった。

水質の主成分は、各成分について2～10%の変動率で、殆んど変動のない安定した地下水であると云える。ラドン濃度については変動率8%で、やはり年間を通じてよく安定していることが確かめられた。また、ラジウム濃度も殆んど変動がなかった。

地下水中のラドン濃度およびRa/Rn比に変動が認められなかったことから、この調査期間を通じて、祖父江温泉の附近の地下の基盤に変動がなかったものと推定される。

この調査に当って地球化学上の御指導を頂いた名古屋大学理学部地球化学研究室杉崎隆一博士、地質学上の御指導を頂いた名城大学理工学部桑原徹教授、液シン法によるラドンの測定法について御指導を頂いた日本分析センター野口正安博士、東京大学理学部化学教室脇田宏博士、および本稿の御校閲を頂いた愛知県衛生研究所長井上裕正博士に深謝致します。

本稿の要旨は1976年度日本地球化学会年会（昭和51年10月）において発表した。

文 献

- 1) 大野武男, 小瀬洋喜 (1971): 温泉の泉質に関する研究Ⅲ—超深層地下水の水質, 温泉工会誌, Vol. 8, No. 1, 1～8.
- 2) 佐藤幸二 (1973): “非火山性” 温泉に関する研究, 温泉科学, Vol. 24, No. 2, 55～64.
- 3) 茶谷邦男, 中島治男, 林 閔一 (1971): 濃尾平野の超深層地下水について (第1報), 愛知衛所報, No. 21, 103～109.
- 4) 茶谷邦男, 中島治男, 浜村憲克 (1974): 濃尾平野の超深層地下水について (第2報) 主として水質の経時変動について, 愛知衛所報, No. 24, 15～24.
- 5) 脇田宏, 野津憲治, 中村裕二, 浅田敏, 野口正安, 森岡正名 (1974): 地下水中のラドン濃度の変化による地震の予知, 1974年度地球化学討論会要旨集, 159.
- 6) 脇田宏 (1974): ラドン放出量測定による地震の予知, Isotope news, No. 7, 10～11.
- 7) 脇田宏 (1976): 地球化学的方法による地震予知の研究, ぶんせき, No. 1, 16～22.
- 8) 桑原徹: 私信
- 9) 厚生省 (1957): 衛生検査指針Ⅵ 鉱泉分析法指針 (改訂)
- 10) 茶谷邦男, 加賀美忠明, 浜村憲克 (1975): 環境中のトリチウムの測定 (第1報) 測定法の検討, 愛知衛所報, No. 26, 1～8.
- 11) 野口正安 (1964): 液体シンチレーターによる Radon の放射能測定, Radio isotopes, Vol. 13, No. 5, 362～367.
- 12) 脇田宏: 私信
- 13) 加賀美忠明, 茶谷邦男, 富田伴一, 大沼章子, 莊加泰司, 森田登喜子, 浜村憲克 (1976): 液体シンチレーションカウンタによる地下水中のラドンの測定について, 第13回全国衛生化学技術協議会要旨集, 110～111.
- 14) 富田伴一, 茶谷邦男, 加賀美忠明, 大沼章子, 莊加泰司, 森田登喜子, 浜村憲克 (1976): 愛知県尾張地区の地下水中のリン酸濃度について, 愛知衛所報, No. 27, 9～11.
- 15) 浜村憲克, 茶谷邦男, 富田伴一, 大沼章子, 莊加泰司, 加賀美忠明, 森田登喜子, 井上裕正 (1976): 愛知県尾張地区における地下水について, 1976年度日本地球化学会年会要旨集, 45.

- 16) 杉崎隆一, 吉本泰介, 加藤喜久雄, 杉浦孜 (1963) : 南関東ガス田の地球化学的考察—とくにガス成分と鉱床の存在状態との関連について—, 地質誌, Vol. 69, No. 809, 67~81.
 - 17) 木越邦彦 (1973) : $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ による地下水の年代測定, 1973年度地球化学討論会要旨集, 82.
 - 18) 脇田宏, 野津憲治 (1976) : 地球化学的方法による地震予知論文集, 1~4.
- (受付: 1977年8月4日, 受理: 1977年9月13日)