富山県内地下水の水質 (I)

— 射水平野の地下水 —

高 倉 盛 安

Quality of groundwater in Toyama Prefecture (I)

— Groundwater in Imizu Plain —

By Moriyasu TAKAKURA

1. 緒 言

射水平野は富山県のほぼ中央に位置し、日本海に面している。

この地域の地下水は水量に乏しく、水質も悪く、海岸付近では海水の浸入があり、工場付近の民家では井戸干渉があるなどのため、現在、殆んどすべての家庭用水は、地下水を水源とする上水道および簡易水道に切り換えられている。しかし、産業用水は、各事業所ごとに単独で地下水を利用している状態である。

著者は、この地域の地下水の水質組成を明らかにすると共に、地下においておこなわれつつある水質変動の模様、並びに、溶存アルゴンをトレーサーとする地下水の流速測定の一方法を試みることを目的として、1967年7月下旬より12月上旬にかけて、主として、事業所の井戸水を対象に23個所を採水し、その水質分析をおこない若干の知見を得たので報告する。

2. 地 学 的 概 要

図1には、採水地点と地形区分の概略(藤井, 1962)を示した。

射水平野(図1中D, W)は、庄川および神通川の三角州と放生津潟の埋積低地よりなっており、南には射水丘陵(M, 新第三紀の泥岩層)、南東には呉羽山丘陵(M, 新第三紀の砂岩層)がある。

この平野は、沖積世初頭において海水域であったのが、その後、庄川および神通川によって運ばれる土砂で砂州が発達し、潟湖が形成され、海退と埋積作用が相伴って作用し、現在の広範囲な湿地帯をもつ沖積平野と放生津潟ができた。従つて、この平野には広く泥炭層が分布している(高瀬, 1961)。その分布状態は地下0.1~0.5m、厚さ0.2~1.1mである。さらに、この泥炭層は現在の海岸線から約100mの沖合いまで分布しており、埋積

図 2. P-Q 地質断面

による平野の形成と同時に、海水準の上昇や海岸線の後退による平野の縮小もおこなわれてきたことを示している。

図 1 中の P-Q の地質断面は図 2 (藤井, 1962) のようであり、沖積層は淘汰のあまりよくない中粒砂と青灰色粘土層との 3～4m ごとの互層からなっている。洪積層は、上位は礫や砂の層 (境野新礫層)、中位は砂や泥の層 (射水累層)、下位は厚い礫層 (呉羽山礫層) を主としている。図 1 中の大部分の井戸水は、この洪積層の上位砂礫帯水層に求められている。

庄川右岸の F 地帯は庄川扇状地の扇端部であり、自噴井が多い。

射水丘陵および呉羽山丘陵の北側 G_2 は洪積世の砂泥互層 (射水累層) よりなり、両丘陵に挟まれた G_1 は洪積世の砂礫層 (境野新礫層) よりなる井田川の扇状地である。

3. 試料水の採取法および分析法

試料水の採取法：当地域の家庭用水は、殆んどすべて上水道を利用しているため、民家は井戸をもたない。従って、試料水は事業所の井戸に求めなければならず、図 1 および表 1 に示した採水地点となった。

また、採水の時期は、降雨のない天候が数日間以上続いたのちにおこなうようつとめた。

さらに、試料水は、揚水後、大気とできるだけ接触しない個所で採取する必要があるため、揚水ポンプ (主として水中ポンプ) の空気抜き部分から、充分水を溢出させたのち採取した。

自噴井では、湧出口へ約 50cm 位のガラス管を差し込んで採取した。

pH：比色法。アルカリ度：MR-BCG 混合指示薬 を使用して硫酸水溶液で滴定する。

COD：高温酸性過マンガン酸カリウム法。塩素イオンが 8000mg/l 以上の試料水については高温アルカリ性過マンガン酸カリウム法。ナトリウムイオンおよびカリウムイオン：炎光光度法。カルシウムイオンおよびマグネシウムイオン：EDTA 法。酸可溶性鉄：現地で塩酸酸性としたのち、実験室でオルトフェナントロリン法によって比色定量する。2 価鉄イオン：現地でオルトフェナントロリン法によつて発色させ、実験室で比色定量する。

2価マンガンイオン：現地で硫酸酸性としたのち、実験室で過ヨウ素酸カリウム法によって比色定量する。塩素イオン：Mohr 法。硫酸イオン：重量法。溶解性ケイ酸：モリブデン青法によって比色定量する。アンモニウムイオン：Nessler 法。他物質の共存量が多い試料水は、あらかじめ、蒸留をおこなう。亜硝酸イオンおよび硝酸イオン：酢酸アニリン法によって比色定量する。

以上の分析法は、主として、工業用水試験方法 (JIS KOIO1, 1966) によった。

全炭酸：小山ら (小山, 菅原, 1944; Koyama, 1953) の方法。すなわち、試水中で亜鉛と希硫酸によって水素を発生させ、その水素に伴って追い出されてくる二酸化炭酸を一定量の水酸化バリウム水溶液に吸収させたのち、逆滴定により定量する。

遊離炭酸、炭酸水素イオンおよび炭酸イオン：水温、pH および全炭酸より、猿橋 (1955) が計算した炭酸物質のモル百分率より求める。

溶存気体の追い出しと溶存酸素：全炭酸以外の溶存気体の追い出しと溶存酸素の定量は菅原, 真谷, 小山 (1937) および小穴 (1954) の方法による。すなわち、試料水中で大理石と塩酸によって二酸化炭素を発生させ、その二酸化炭素に伴って追い出されてくる溶存気体を、濃水酸化ナトリウム水溶液をみたしたガスビュレットに集め、全炭酸以外の溶存気体 (酸素, 窒素, アルゴン, メタンおよび水素) の全体積を測る。次に、ピログロール水溶液で酸素を吸収させ、その体積減量を溶存酸素量とする。

溶存窒素, 溶存アルゴン, 溶存メタンおよび溶存水素：上記のピログロールによる吸収後の気体をガスクロマトグラフ法によって定量する。カラムは MS-5 A, キャリヤーガスは酸素。

4. 結果および考察

4.1. 主化学成分の分布と海水の影響

各井戸水中の溶存化学成分の分析値を表 1 に示した。以下、これにもとづいて述べる。

天然水中の主化学成分 7 種のイオン間の当量比を Key diagram で示したのが図 3 である。また、この水質区分を地図上に示すと図 4 のようになる。

I の水質区分に入る井戸水：図 4 にみられるように、庄川右岸から平野部の中央にかけて存在する井戸水 (No. 1 ~ No. 7) および神通川左岸寄りに存在する井戸水 (No. 15 ~ No. 17) がこの区分に入り、普通にみられる水質型である。

これらのうち、No. 1 ~ No. 6 は深度が 30m 以上、塩素イオンが 8mg/l 以下であるので、一応、地表からの汚染や海水の浸入等の影響のない化学的に隔離された状態のものであるとみて、 $\text{Na} + \text{K} / \text{M}$ および HCO_3 / A ($\text{M} = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Na} + \text{K}$, $\text{A} = \text{HCO}_3 + \text{CO}_3 + \text{Cl} + \text{SO}_4$) の値を、No. 1 ~ No. 3 と No. 4 ~ No. 6 の両者について比較すると、図 3 の I 区分図からわかるように、前者に比較して後者はいずれも大きな値を示している。このことは、地下水が地層中を流動するにつれて、粘土粒子によるイオン交換作用の結果、アルカ

水質区分

- I : Carbonate hardness
 II : Carbonate alkali
 III : Non-carbonate hardness
 IV : Non-carbonate alkali

図3. 主溶存化学成分の Key diagrams

図4. 水質区分

リ土類金属イオンが粘土粒子に吸着されると同時にアルカリ金属イオンを溶離するためと、地層中の有機物の生化学的分解による二酸化炭素の生成のためであると考えられる。すなわち、地下水の流動に伴う一般的な水質的進化の状態を現わしている（杉崎，柴田，1961；Sugisaki, 1962）。

Ⅱの水質区分に入る井戸水：No. 8～No. 11がこの区分に入る。

これらのうち，No. 10 および No. 11 は標高 2.5m 以下の埋積低地に存在する井戸水であり，表 1 にみられるように，ナトリウムイオンが 60.7 および 76.0 mg/l，塩素イオンが 22.0 および 66.0 mg/l であり，この大きな値を示す原因は，井戸の深度が 36 および 30 m であることから，地表からの汚染はあまり考えられず海水の浸入によるものと思われる。なお，塩素イオンが多いにもかかわらず， HCO_3/A が 50 % 以上（図 3 Ⅱ区分図参照）も占めるのは，泥炭質に富んだ地層のため，その生化学的分解による二酸化炭素の発生に原因するものと思われる。

ところで，海水の影響があると思われる各井戸水の Na/Cl および Ca/Cl （いずれも当量比）の値を示したのが表 2 である。

No. 10 および No. 11 の Na/Cl および Ca/Cl の平均値は，海水や海水の影響がないと考えられる No. 1～No. 6 の値に比較して大きな変化を示している。

このことは，海水が浸入していく場合，地層との間に複雑なイオン交換がおこなわれることを意味すると同時に，この平野が，かつて，海であつたということも影響しているように考えられる。

Ⅲの水質区分に入る井戸水：呉羽山丘陵地付近の No. 12～No. 14 がこの区分に入る。

これらのうち，No. 12 および No. 13 は表 1 に示したように，塩素イオンがそれぞれ 25.6 および 18.1 mg/l とやや大きな値をとっているけれども，井戸の深度はそれぞれ 3 および 7 m であり，また，海岸線より相当はなれていることから，この塩素イオンのやや大きい値は海水の浸入によるものとは考えられない。従って，地表面からの浸透水の影響によるものと思われる。ところで，地表面からの汚染としては，生活的汚染，産業的汚染および風送塩（菅原，1961）による汚染等が考えられるが，もし，生活的汚染であるならば Na/Cl 値はほぼ 1 に近い値をとるはずである。しかし，表 2 にみられるように，その平均値は 0.621 と差があり，生活的汚染による塩素イオンの増加とは考えにくい。さらに，表 1 にみられるように，アンモニウムイオンや亜硝酸イオンが殆んど認められないことから生活的汚染はないものと考えられる。また，この地域には，産業的汚染を地下水に与えるような事業所はない。従って，海水から分離した海塩粒子が風によって運ばれ，呉羽山丘陵で遮られて地表面に付着したのち，地下水中へ浸透してくるものと考えたい。

Ⅳの水質区分に入る井戸水：臨海部に散在する No. 18～No. 22 の井戸水がこの区分に入る。

これらは，極端に海水の浸入が認められる井戸水であり，その成分組成は図 3 のⅣ区分

表 1 各 井 戸 水 の 溶 存 化 学 成 分

採水 地点	採 水 地 点 名	地下水の用途	揚水方法	収水層の位置または井戸の深度	採取期日 1967年	採水時 水 温 °C	採水時 水 温 °C	pH	アルカリ 度	COD	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	酸可溶性鉄 (Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	Fe ²⁺	Mn ²⁺	全炭酸	遊離炭酸	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	溶解性 ケイ酸	NH ₄ ⁺ -N	NO ₂ ⁻ -N	NO ₃ ⁻ -N	溶 存 気 体						
																												O ₂		N ₂		Ar	CH ₄	H ₂
																												ml/l	飽和%	ml/l	飽和%	ml/l	ml/l	ml/l
m	月一日	°C	°C	meq/l	O ₂ mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	CO ₂ ml/l	CO ₂ ml/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	SiO ₂ mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	ml/l	飽和%	ml/l	飽和%	ml/l	ml/l	ml/l
1	庄川生コン工業KK 大島工場	原 料, 飲 用	P (ポンプ)	38～46	11—9	14.4	14.7	6.2	0.88	0.40	7.6	1.3	13.3	4.5	0.13	0.03	0.23	46.4	29.2	46.7	0.00	8.2	5.1	21.7	0.00	0.003	0.54	3.04	36.5	15.42	100.	0.38	0.000	0.000
2	新湊市水道局 中野水源地	上 水 道 用	P	35～60	7—25	31.9	15.5	6.4	1.01	0.44	6.0	1.1	14.2	3.7	0.01	0.01	0.15	19.7	10.1	26.2	0.00	5.7	11.4	22.1	0.00	0.000	0.49	4.72	84.3	14.45	133.	0.27	0.000	0.000
3	KK高 木 製 作 所	空 調, 飲 用	P	25	8—3	28.5	13.5	6.9	0.71	0.64	4.8	0.9	9.4	2.5	0.19	<0.01	0.22	19.6	5.04	39.6	0.00	3.7	4.1	16.3	0.00	0.000	0.19	4.18	60.7	15.48	120.	0.32	0.021	0.000
4	小 杉 町 浄 水 場	現在使用せず	P	89～122	10—13	24.2	18.7	6.9	1.04	1.16	13.5	3.6	9.5	3.7	1.96	1.56	0.35	30.6	7.94	62.7	0.00	8.0	0.33	90.0	0.21	0.004	0.02	0.13	1.54	17.01	109.	0.39	0.22	0.000
5	新湊市津幡江 有沢敏夫宅	同 上	S (自 噴)	41	7—25	28.8	15.9	7.0	2.12	5.96	23.5	3.3	10.0	8.8	2.96	2.91	0.60	56.4	9.08	94.0	0.00	8.0	7.1	35.1	0.04	0.002	0.01	0.00	0.00	16.96	119.	0.36	2.16	0.000
6	新 湊 市 作 道 宮島祐八宅	家 庭 用	S	56	7—25	29.0	15.2	6.4	1.42	0.44	11.1	1.6	10.6	8.8	0.11	0.06	0.25	62.1	31.8	82.2	0.00	6.8	18.4	27.4	0.00	0.001	0.22	0.24	3.40	16.37	124.	0.33	0.000	0.002
7	新湊市水道局 新湊業務場2号井	現在使用せず	S	97～107	7—25	29.0	15.5	6.4	0.91	0.22	10.2	1.5	12.8	5.2	1.90	1.69	0.17	67.7	4.27	173.	0.18	21.7	11.3	2.5	0.05	0.000	0.01	0.13	1.85	16.93	129.	0.33	0.57	0.000
8	大門町浄水場2号井	上 水 道 用	P	45	10—13	24.7	13.0	6.5	0.53	0.37	3.7	7.8	5.2	0.6	0.09	0.01	0.13	17.4	8.08	25.3	0.00	10.4	3.7	15.4	0.00	0.003	0.19	5.12	58.2	15.70	96.9	0.40	0.000	0.000
9	大 関 山 温 泉	浴 用	P	60	8—4	31.2	17.3	6.8	1.06	1.89	11.1	4.1	6.7	1.2	4.04	3.33	0.63	32.2	9.36	62.4	0.00	6.4	0.74	45.5	0.30	0.003	<0.01	1.40	15.8	18.46	113.	0.41	1.10	0.000
10	下村, 白石水源地	簡 易 水 道 用	P	36	12—7	8.1	15.1	7.2	2.75	0.71	60.7	1.3	1.7	2.0	0.10	0.03	0.24	41.4	6.01	96.5	0.00	22.0	0.82	21.4	0.11	0.000	<0.01	0.04	0.44	17.03	103.	0.41	0.11	0.002
11	下村, 加茂水源地	同 上	P	30	11—24	9.9	15.5	7.4	3.32	1.70	76.0	4.0	4.4	4.2	0.72	0.62	0.20	48.0	4.51	118.	0.13	66.0	0.49	24.2	0.67	0.001	<0.01	0.40	4.34	17.69	105.	0.42	4.13	0.000
12	富山市杉谷 奥田欣治宅	家 庭 用	P	3	11—24	10.4	14.7	5.6	0.44	0.75	7.5	0.7	11.4	2.4	0.24	0.03	0.26	29.4	25.6	10.2	0.00	25.6	8.6	9.2	0.00	0.000	0.74	2.29	34.2	16.20	129.	0.31	0.004	0.005
13	呉羽製鉄KK 5号井	冷 却, 洗浄用	P	7	12—8	3.0	17.4	6.2	0.98	1.10	9.3	2.6	17.8	5.8	2.36	2.33	0.26	17.8	11.0	18.4	0.00	18.1	18.1	27.3	0.07	0.000	0.52	2.45	30.4	16.74	112.	0.37	0.000	0.012
14	東洋紡績KK 呉羽工場3号井	空 調 用	P	66～96	12—8	2.0	15.5	7.0	0.75	1.12	9.0	2.0	6.2	6.8	2.48	2.44	0.19	6.50	1.36	14.0	0.00	15.0	3.9	90.5	0.11	0.000	0.01	0.11	1.30	17.95	115.	0.39	0.42	0.000
15	北陸電力KK 富山変電所	社宅専用水道用	P	52	11—17	12.0	14.6	6.6	0.59	0.64	10.2	1.6	4.9	3.6	0.53	0.09	0.16	15.3	6.18	24.9	0.00	8.2	2.9	55.8	0.10	0.003	<0.01	0.37	4.75	18.69	129.	0.36	0.000	0.057
16	鯉 温 泉 元 湯	浴 用	P	28	11—10	8.3	16.0	6.8	1.70	2.14	11.5	3.9	15.8	6.9	16.5	16.0	1.10	61.1	17.9	117.	0.00	6.9	0.25	60.3	1.33	0.004	<0.01	0.00	0.00	14.15	106.	0.33	5.62	0.003
17	四 方 製 氷 冷 蔵 所	アンモニア冷却用	P	10	11—9	9.6	15.5	6.2	0.96	1.10	9.6	1.5	19.0	7.1	1.92	1.46	0.46	57.8	36.2	58.8	0.00	14.1	17.3	27.4	0.05	0.011	0.28	0.40	7.80	12.43	123.	0.25	0.000	0.000
18	射水天然ガス鉱業所	天然ガス採取用	P	200	10—13	19.7	21.2	7.4	12.1	*5.80	8875.	367.	252.	751.	10.1	9.77	2.25	236.	9.45	605.	12.7	16270.	0.70	34.2	157.	0.005	0.02	0.00		0.38		0.11	28.1	0.000
19	新湊市, 校長商店	魚加工 洗浄用	P	73	11—25	10.0	17.3	6.9	2.24	*0.51	3410.	243.	1050.	1270.	95.4	47.6	3.33	113.	27.9	232.	0.00	10450.	741.	17.9	12.0	0.004	0.01	0.00	0.00	14.62	118.	0.31	0.36	0.011
20	日本高周波鋼業KK 富山工場, 北日本井戸	冷 却, 洗浄用	P	70～75	7—26	30.3	16.8	6.4	2.10	*0.51	3060.	139.	941.	758.	1.99	0.87	5.43	97.6	49.4	131.	0.00	8350.	864.	25.5	1.80	0.001	0.08	0.13	1.76	14.50	105.	0.34	0.081	0.000
21	同 上, 第2庄延井戸	同 上	P	70～75	7—26	30.2	16.3	6.3	2.10	*0.78	3090.	139.	922.	769.	1.36	0.26	5.00	98.5	55.8	116.	0.00	8130.	928.	25.0	1.95	0.002	0.08	0.23	2.99	16.72	117.	0.36	0.000	0.002
22	新湊冷蔵製氷KK	アンモニア冷却用	P	68～79	8—3	28.7	15.3	6.4	1.57	*2.91	8500.	679.	1540.	1000.	0.72	0.71	1.90	67.6	21.5	126.	0.00	17560.	2128.	20.7	0.17	0.000	0.01	0.24	3.78	12.22	102.	0.30	0.055	0.001
23	新湊市, 殿村商店	同 上	P	58	8—3	29.8	15.7	7.1	0.71	0.67	9.0	2.2	15.8	7.1	0.58	0.52	0.39	11.2	2.16	27.6	0.00	33.9	4.9	25.5	0.20	0.000	0.01	0.31	3.74	17.24	112.	0.38	0.20	0.000

備 考. (1) COD 中 *印は高温アルカリ性過マンガン酸カリウム法, 他は酸性法,
(2) 遊離炭酸, HCO₃⁻ および CO₃²⁻ の値は pH と全炭酸より算出した.
(3) 溶存酸素および溶存窒素の飽和%は溶存アルゴン量より算出した.

表2 井戸水中の Cl^- に対する Na^+ および Ca^{2+} の当量比

	井戸の深度 (m)	Cl^- (mg/l)	Na/Cl	Ca/Cl
No. 1 ~ No. 6の平均	30~60	6.7	2.11	3.15
No. 10, No. 11 の平均	30~60	44.0	3.01	0.127
No. 12, No. 13 の平均	3~7	21.9	0.621	1.27
No. 19 ~ No. 22の平均	70~80	11122.	0.601	0.184
海 水		18980.	0.857	0.037

からわかるように、海水の組成に類似している。

しかし、ただ単に、海水が地下水で希釈された状態の水ではなく、やはり、ある程度、地層とのイオン交換反応が認められる。たとえば、表2にみられるように、No. 19 ~ No. 22 の Na/Cl の平均値は海水の 0.857 より小さく 0.601、 Ca/Cl の平均値は海水の 0.037 よりも大きく 0.184 である。さらに、これらの井戸水のナトリウムイオンの平均値を表1から求めると 4.515 g/l で海水の 10.56 g/l の 0.43 倍に減少しているのに対し、カルシウムイオンの平均値は 1.113 g/l で海水の 0.400 g/l の 2.8 倍にも増加しており、カルシウムイオンが大量に付加されていることを示している。

この現象は、普通の地下水における水質的進化の過程とは逆である。その理由は、海水が地層中へ浸入してくる際、地下水による希釈効果が少なく塩類濃度がなお相当に高く、そして、ナトリウムイオンの当量濃度がカルシウムイオンの当量濃度に比較して極めて大きいので、地下水中のナトリウムイオンが地層に吸着され、逆に、吸着されていたカルシウムイオンが地下水へ溶離する結果であると考えられる。これと同様の現象を、富士市の被圧地下水について池田（1967）が報告している。

No. 18 は天然ガス採取水であり、その SO_4/Cl 値（当量比）は 0.000 で海水の 0.103 に比べて著しく小さい。これは、極端な還元的环境のため、硫酸イオンは生化学的還元を受けて消失しているためと思われる。このような状態は、他の井戸水にもみられ、また、溶存酸素量と硫酸イオン量とは正相関にあることがうかがわれる（表1参照）。ところで、海水浸入の分布を塩素イオン量で追求する際、 SO_4/Cl 値は地下の還元の度合いを知る上において興味深い。

海水浸入地帯：以上述べてきたことをもとにして、海水浸入地帯を図示すれば図4のようになる。

4.2. 2価鉄イオン、2価マンガンイオンおよび無機態窒素化合物

表1にみられるように、埋積平野部の地下水は庄川右岸付近の井戸水に比べ、2価鉄イ

オン、2価マンガンイオン、アンモニウムイオンおよび亜硝酸イオンは一般に多く見出し、逆に、硝酸イオンは少ない傾向にある。

また、表1の溶存酸素量をみると、平野部の井戸水は、いずれも、相当の不飽和性を示している。すなわち、還元状態の発達した地層中においては、 $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Mn}^{4+} \rightarrow \text{Mn}^{2+}$ 、 $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{NH}_4^+$ の嫌気性菌による生化学的反応がおこなわれていることをよく示している。

ところで、海水の影響を極端に受けている No. 18~No. 22 は、他の井戸水に比べて著しく2価鉄イオン、2価マンガンイオンおよびアンモニウムイオンの量が多く、上述の嫌気性菌による還元作用のみで地下水中へ供給されたと考えることは困難であり、次に述べる現象によって、地下水へ供給されるのではないだろうかと考えられる。

その現象とは、小山、富野および菱田（1966）によっておこなわれた研究である。

同氏は、水田土壌を各種濃度の食塩水で湛し、その浸出水中の2価鉄イオン、2価マンガンイオンおよびアンモニウムイオンの濃度をしらべた結果、湛水液の食塩濃度が高いほど、これらのイオンが浸出水中に多量存在することを認め、この現象は、土壌のイオン交換性によって、土壌粒子の表面に吸着している2価鉄イオン、2価マンガンイオンおよびアンモニウムイオン等は、湛水液中の高濃度のナトリウムイオンによって多量溶離される結果であると報告している。

このような現象は、還元状態の発達した地層中へ多量の海水が浸入してきた場合にも当然起こり得るものと考えられる。

4.3. 溶存酸素および溶存窒素

一般に、地下水は流動期間が長くなるにつれて、溶存酸素は好気性菌による生化学的反応のため、次第に消費される。そして、還元的環境が形成されるにつれて、嫌気性菌の活動が旺盛になり、窒素酸化物から窒素の脱離がおこなわれるようになり、溶存窒素は増加する。

ところで、この溶存酸素や溶存窒素の変動の模様を知るには、地下水中で変化しない化学物質を基準にする必要がある。この基準になり得る物質はアルゴンである（小穴、1954；Oana, 1957）。何故ならば、アルゴンは地中で化学変化をおこなわず、また、普通問題とする地下水の流動期間中では、 ^{40}K より生成される ^{40}Ar は無視でき、すべて大気起源と考えられ、さらに、溶解度は水温のみによって決まるからである。

従って、いま、ある地点において、地下水を採取し、その溶存アルゴン量を測定すればそのアルゴン量は、その水が地表にあって大気と接していたときに飽和した量を示すことになる。それ故、このアルゴン量から、その水が大気に接していたときに飽和した酸素や窒素の量を知ることができる。この酸素や窒素の量と採水時のそれらの量を比較すれば、地層中での消長を知り得ることになる。表1に示した飽和度とは、このようにして求めた

である。

溶存酸素：表1にみられるように、一般に、不飽和となっている。しかし、庄川右岸寄りの No. 1～No. 3 および呉羽山丘陵近辺の No. 12～No. 13 は他の井戸水に比べて飽和度は割合に高い。このことは、それらの地下水は地下流動期間が短く、また、流路途中の地層はあまり、還元的でないことを意味している。

それに対し、平野部の No. 5～No. 7, No. 10 および No. 11 は極端に不飽和となっている。このことは、流動期間が長いと同時に、流路途中の地層中には還元性物質をかなり多く含んでいることを示すものである。還元性物質をかなり多く含んでいるだろうということは、この平野は埋積作用によって形成され、広く泥炭層が分布していることから、また、表1に示した2価鉄イオンや2価マンガンイオンの分布状態からも理解される。

臨海部の No. 19～No. 22 は極端に海水の浸入を受けている井戸水であり、このような場合には、流動期間の長短にかかわらず、2価鉄イオン、2価マンガンイオンおよびアンモニウムイオン等の還元性物質が非常に多いために溶存酸素が殆んど消費されてしまうものと考えられる。

溶存窒素：表1にみられるように、一般に、過飽和となっている。これは、溶存酸素が消費され還元状態が進むと、嫌気性菌の作用によって、 $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{N}_2$ の変化を辿って窒素が付加される結果であると考えられる。

ところで、溶存酸素がある程度存在（15%以上）しており、まだ、酸化的環境であるにもかかわらず、溶存窒素が110～130%の過飽和状態を祭すものが23箇所中5箇所も見受けられる。すなわち、No. 2, No. 3, No. 9, No. 12 および No. 13 である。この現象に対して、次の二つの理由が考えられる。その一つは、還元状態が発達して溶存窒素が過飽和となった地下水に、溶存酸素を多く含んだ地下水が混入してきたためではなからうかということ、他は、溶存酸素がある程度存在する酸化的環境においても脱窒作用がおこなわれるのではなからうかということである。

後者について、有力な手掛かりとなる研究がある。それは、Koyama および Tomino (1967) によっておこなわれた湖水の研究である。両氏は、湖水中の酸化帯の部分において脱窒現象が認められることを指摘し、次のような微生物による生化学的反応を推定した。

上記の反応は地下水においてもおこなわれるであろうと考えられる。

No. 18 は天然ガス（水溶性ガス）を採取するために汲み上げている水であり、表1中にみられるように溶存酸素は全く認められず、溶存窒素は0.38ml/l、溶存アルゴンは0.11ml/lで、他の井戸水（窒素14～18 ml/l、アルゴン0.30～0.40ml/l）に比較して僅かしか含まれていない。溶存酸素が全く認められないということは、旺盛なメタン発生の

あるような還元的環境としては当然の結果と思われるが、溶存窒素や溶存アルゴンがこのように僅かししか含まれていないのは、多量のメタンによって地下水中から追い出された結果によるものと思われる。

4.4. 溶存メタンおよび溶存水素

溶存メタン：表1にみられるように、還元状態の発達した埋積平野の井戸水中に比較的多量に見出され、埋積地層をよく反映している。

地下の帯水層中で、どのような機構でメタンが生成するかは明らかでないが、高井、小山および加村（1955, 1956a, 1956b, 1956c）によっておこなわれた湛水水田土壌の微生物代謝に関する研究によれば、湛水した水田では、まず、好気性菌の作用によって溶存酸素が消失し、次に、嫌気性菌によって、(1) $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{N}_2$ (2) $\text{Mn}^{4+} \rightarrow \text{Mn}^{2+}$ (3) $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ (4) $\text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{S}^{2-}$ (5) メタン、水素および有機酸の生成の反応が段階的におこなわれ、メタンは増加の一途を辿るが、水素や有機酸は硫酸還元菌やメタン菌の代謝基質として利用されるから、一時は、生成されるけれども、その後は、次第に減少していくと報告している。また、Koyama (1964) は湖底堆積物中においても、このような変化がおこなわれていることを指摘している。これらの事実より、地下水中のメタンも同様な機構で生成されるものと考えられる。

溶存水素：平野部の井戸水中に極く少量認められるものもあるが、一般に、メタンがある程度存在しているにもかかわらず、水素は全く認められない井戸水が割合に多い。特にNo.18の天然ガス採取水中には全く認められない。この現象は、もともと、水素の生成はメタンに比べて少ない上に、先に述べたように、硫酸還元菌やメタン菌の代謝基質として利用されているためと考えられる。

4.5. 溶存アルゴンによる地下水の平均流速の推定

地下水の流速を求める方法には、従来、水理学的方法、化学物質（色素、塩類、ラジオアイソトープ）投入法等があるが、これらは、いずれも、各観測井間の距離が短い場合には割合有効であるが、長距離間の流速測定には不向きである。また、このような短距離間の流速は地下水利用の面からも実用性に乏しいものと思われる。従って、数 km にもわたるような長距離間の平均流速を知ることが大切である。この長距離間の平均流速を求める方法として、Sugisaki (1961) は地下水中のアルゴンをトレーサーとした。

アルゴンがトレーサーとして有効な理由は、4.3. ですでに述べたように、ある地点において測定された地下水中のアルゴン量は、その水が地下へ浸透する以前に大気と接していた時に、その水温に応じて飽和した量を、流動中もそのまま保持しているということによるのである。

Sugisaki はこの考えをもとにして、同一帯水層に属する 2 個所の井戸水について溶存アルゴン量を 1 年間にわたって連続測定して、その量がそれぞれ最高値を示したときの定期的ずれと、その井戸間の距離より平均流速を算出することができること、または、同一帯水層に属する多数の井戸水中のアルゴン量の同時測定をおこない、そのアルゴン量より浸透時の表流水の水温を算出し、地図上にその等水温線をえがき、最低水温間の距離を地下水が 1 年間かかって流動したとして平均流速を算出することができることを報告している。

しかし、上述の連続測定法や同時測定法は実施に当っては多くの労力や人手を要するものである。従って、もっと簡便な方法で流速を求めることができないだろうかということを検討したのが、次に述べる著者の任意時測定法である。

流速測定に用いた井戸は、図 1 中の No. 1, No. 5 および No. 6 である。これらの井戸を選んだ理由は、(1) 井戸の深さは 40~50m で、第一帯水層の深さと大体一致している。No. 1 付近で近年盛んに揚水がおこなわれるようになったため、No. 5, No. 6 付近の自噴井の自噴能力が低下した。以上のことから、これらの井戸水は同一帯水層に属し、その流動方向は No. 1→No. 5 および No. 1→No. 6 であり、そのかん養源は庄川の表流水である、(2) 溶存化学成分の状態からみて、地表面からの浸透水の影響は考えられず化学的に隔離された水系である、といったことによる。

表 3 には、これらの地点間における平均流速の算出に必要な情報を掲載した。

推定浸透時水温：水が地表にあって大気と接しておれば、その水温に対する飽和量のアルゴンを溶存している。その水が地中へ潜り大気と遮断されても、あまり長期間でなく、流速がかなり速いところではアルゴン量はそのまま保持されることになる。従って、逆に地下水中のアルゴン量を測定し、その量が飽和量であるときの水温を求めれば、その水温が推定浸透時水温となる。

表 3 溶存アルゴンの任意時測定法による地下水の平均流速

採地 水点	採水期日 (年, 月, 日)	採水時 水温 (C°)	Ar (ml/l)	推定浸 透時 水温 (C°)	推定浸透時期 (年, 月, 日)	地下流 動期間 (day)	No. 1 か らの流動 期間 (day)	距 離 (km)	平均流速 (m/day)
No. 1	1967, 11, 9	14.7	0.38	8.0	1966, 12, 5 1967, 4, 20	(335) 200		(A地点→ No. 1) 4.0	(同 左) 20
No. 5	1967, 7, 25	15.9	0.36	10.5	1966, 11, 20 1967, 5, 10	245 (75)	45 —	(No. 1→ No. 5) 3.5	(同 左) 78
No. 6	1967, 7, 25	15.2	0.33	14.7	1966, 10, 5 1966, 6, 15	290 (40)	90 —	(No. 1→ No. 6) 3.5	(同 左) 39

図5. 庄川表流水年間水温分布

推定浸透時期：かん養源と考えられる表流水の1年間の各日時における水温をあらかじめ測定しておき、推定浸透時水温が表流水の水温にできるだけ近い値をとっているときの月日を推定浸透時期とする。この場合、表流水の最低および最高水温以外の時期は2時点存在することになる。

いま、No. 1, No. 5 および No. 6 の井戸水のかん養源となる庄川表流水の地下への浸透箇所は、水理地質学的にみて図1に示したA地点付近（浅井地区）と考えられるので（高岡市地下水調査委員会，1963），この地点の表流水の年間水温分布がわかれば浸透時期を推定することができる。

いまの場合、A地点の表流水の年間水温分布の資料がないので、この地点より上流約15kmの地点にある扇頂部表流水（庄川合口堰堤）の1965, 1966, 1967年の水温の平均値を用いた（図5参照）。この水温測定は富山県耕地地課において、10日間隔でおこなわれている。なお、各年における測定値は平均値に対し、 $\pm 1.0^{\circ}\text{C}$ 以内である。

ところで、A地点表流水の水温（1968年5月～10月、著者測定）は図5にみられるように、6月中旬から10月上旬にかけて、扇頂部表流水の水温より相当高くなっているが、推定浸透時期を求めるために必要な月日に対するA地点表流水の水温は、扇頂部表流水の水温に近似してくる傾向にあるから、扇頂部表流水の水温を代用しても差し支えないと考えられる。

地下流動期間：推定浸透時期と採水期日との差が流動期間となる。表3中に（ ）を付してあるのは流速の算出に使用できないことを示す。その理由は、地下水の流動方向がNo. 1→No. 5 および No. 1→No. 6 と考えられるから、No. 1の335日はNo. 5 および No. 6

の井戸水より長期間地下に潜伏していたことになり不合理である。また、No. 5 の 75 日および No. 6 の 40 日は No. 1 の井戸水より短期間地下に潜伏していたことになり、やはり、不合理である。従って、No. 1 の 200 日、No. 5 の 245 日および No. 6 の 290 日が適当となる。

No. 1 からの潜伏期間：No. 5 の 245 日および No. 6 の 290 日より No. 1 の 200 日を差し引いた値。

以上のようにして算出された平均流速が表 3 中の右端の値である。

なお、庄川左岸扇状地（高岡市周辺）の地下水の流速は建設省（1963）によって、水理学的方法で求められており、50～145 m/day と報告されている。

以上の方法で求められる平均流速は浸透時の表流水の年間水温分布を基準にするから、地下水の流動は 1 年間という時間内でのみ、その流速を求めることができるわけである。

現在、この方法を、水理地質学的に割合よくわかっている他の地域の地下水についても実施、検討中である。

5. 要 約

射水平野は富山県のほぼ中央に位置し、日本海に面している。この平野（約 80 km²）は沖積世初頭において海であったのが、河川の埋積作用の結果できたものである。

著者は、平野内に散在する深度 30～100m の井戸 23 箇所について、その溶存成分の化学分析をおこない、次の結果を得た。

(1) Key diagram による水質区分をおこなった結果、海水の浸入は平野中央部（海岸線より約 4 km）にまで及んでいる。特に、海岸地帯に存在する井戸水は極端に海水の浸入を受けており、その Na/Cl 値は海水よりも小さく、逆に、Ca/Cl 値は海水より大きな値を示し、さらに、2 価鉄イオン、2 価マンガンイオンおよびアンモニウムイオンは著しく多量認められ、土壌粒子によるイオン交換作用を端的に示している。

(2) 溶存アルゴン量を基準にして、溶存酸素や溶存窒素の飽和度を検討した結果、平野中央部の井戸水は溶存酸素が著しく不飽和であり、溶存窒素は過飽和となっており、埋積地層に由来する還元的环境をよく現わしている。

(3) 溶存メタンが認められる井戸水は割合多いが、溶存水素が認められる井戸水は殆んどない。このことは、還元状態の進んだ環境では、メタンと共に生成した水素は微生物の代謝基質として利用されるためであると考えられる。

(4) 溶存アルゴンをトレーサーとして、著者の任意時測定法によって地下水の流速を求めた結果、庄川右岸の三角州地帯では 20～80m/day の値が得られた。

終りにあたり、本研究に対し、種々御教示下された名古屋大学理学部、小山忠四郎教授に厚く感謝の意を表します。

(1968 年 10 月 20 日)

参 考 文 献

- 藤井昭二：表層地質図「富山（5万分の1）」および同説明書。富山県，1962。
- 池田喜代治：地下水の塩水化についての研究，第2報，塩水化地下水の地球化学的研究。地質調月，18，393～411，1967。
- 小山忠四郎，菅原 健：溶解全炭酸及び固体の炭酸塩並びに重炭酸塩の微量定量法，日化，65，703～709，1944。
- KOYAMA, T.: Measurement and analysis of gases in sediments. J. Earth sci., Nagoya Univ., 1, 107～118, 1953.
- KOYAMA, T.: Biogeochemical studies on lake sediments and paddy soils and the production on atmospheric methane and hydrogen. "Recent Researches in the Fields of Hydrosphere, Atmosphere and Nuclear Geochemistry." Sugawara Festival Volume, Maruzen Co. Ltd., 143～177, 1964.
- 建設省：庄川低水流量調査報告。1963。
- 小山忠四郎，富野孝生，菱田昌孝：「水田土壌の塩害に関する生化学的研究」災害の地域的特異性に関する基礎的総合研究。名古屋大学，137～143，1966。
- KOYAMA, T., TOMINO, T.: Decomposition process of organic carbon and nitrogen in lake water. Geochem. J., Geochem. Soc. Japan, 1, 109～124, 1967.
- 日本工業標準調査会：工業用水試験方法，JIS K 101，日本規格協会，1966。
- 小穴進也：水中に溶存するガスの分析法。分析化学，3，522～628，1954。
- 小穴進也：アルゴンの地球化学。科学，24，117～121，1954。
- OANA, S.: Bestimmung des Argon im besonderen Hinblick auf gelöste Gase in natürlichen Wässern. J. Earth Sci., Nagoya Univ., 5, 103～124, 1957.
- 猿橋勝子：天然水中の物質代謝の研究(第2報)，水中の炭酸物質の平衡濃度比について。日化，76，1294～1308，1955。
- 菅原 健，真谷真二，小山忠四郎：湖沼溶在瓦斯の分析並びに其結果より得たる湖沼代謝に関する知見。日化，58，890～903，1937。
- 菅原 健：陸水の Na, Cl 及び Na/Cl に就て。陸水雑，22，49～65，1961。
- 杉崎隆一，柴田 賢：地下水の地球化学的研究(第2報)，濃尾平野における地下水と地質構造との関連性，地質学雑誌，67，427～437，1961。
- SUGISAKI, R.: Measurement of effective flow velocity of ground water by means of dissolved gases. Am. J. Sci., 259, 144～153, 1961.
- SUGISAKI, R.: Geochemical study of ground water. J. Earth Sci., Nagoya Univ., 10, 1～33, 1962.
- 高井康雄，小山忠四郎，加村崇雄：水田土壌の微生物代謝に関する研究(第1報)。農化。