安定同位体を用いた足柄平野における地下水流動系の区分

藪崎 志穂^{*1}・嶋田 純^{*2}・宮岡 邦任^{*3}
宮下 雄次^{*4}・吉田 誠^{*5}

Classification of Groundwater Flow Region in the Ashigara Plain
by Stable Isotopes

Shiho YABUSAKI, Jun SHIMADA, Kunihide MIYAOKA,
Yuji MIYASHITA and Makoto YOSHIDA

Abstract

Water quality and stable isotopes in groundwater, river water and precipitation in the Ashigara Plain were analyzed to consider the groundwater flow-pattern in the plain. Regression analysis between isotope ratio in precipitation and those in groundwater both in summer and winter suggested that the groundwater was recharged mainly by summer precipitations.

The Ashigara Plain could be classified into four regions by the movement patterns of the unconfined groundwater. In the first area, the $\delta^{18}\text{O}$ values in groundwater was almost equal to that in the upper part of the Sakawa River, showing that the groundwater is recharged by infiltration of the irrigation water derived from the upper part of the Sakawa River. In the second area, the groundwater was judged to be local water which was unaffected by the Sakawa River, but mostly supplied from precipitation, because δD and $\delta^{18}\text{O}$ values in the groundwater were different from those in the river water of the Sakawa River, but were almost equal to the weighted mean of the values in the precipitation. In the third area, the groundwater was also judged to be unaffected by the Sakawa River, but isotope values in the groundwater was isotopically heavier than the weighted mean of those in the precipitation. In contrast, in the fourth region, the EC and water quality of the groundwater were different from those in the other regions, because the groundwater was supplied from the foot part of Mt. Hakone.

The plain was also classified into three confined groundwater-flow regions. The first region locates, in the center of the Ashigara Plain, where the $\delta^{18}\text{O}$ values of groundwater were equal to that in the river water of the upper part of the Sakawa River. This suggests that groundwater recharge from the upper part of the Sakawa River exists in this region. In the second region, i.e., the Kari River Basin, the EC in the confined groundwater was smaller than those in the other two areas. From this result and the geologic column, the groundwater recharge from the foot part of Mt. Hakone can be expected in this region. In the third region, i.e., in the southeast part of the Ashigara Plain, the $\delta^{18}\text{O}$ values of groundwater were isotopically lighter than that in the unconfined groundwater in the same region, suggesting that the isotopically light groundwater, which is affected by the altitude isotope effect, is supplied from the Ooiso-uplands.

Key words : Ashigara Plain, Sakawa River, Irrigation water, Stable isotopes,
Groundwater movement

キーワード : 足柄平野, 酒匂川, 灌漑水, 安定同位体, 地下水流動系

* 1 筑波大学大学院環境科学研究科
* 4 神奈川県温泉地学研究所

* 2 熊本大学理学部
* 5 (株) 日さく、調査課

* 3 文教大学教育学部

I. はじめに

近年地下水を大量に利用することによって、地下水位の低下や地盤沈下などの問題が生じている。神奈川県足柄平野は地下水が豊富な地域で多くの湧水や自噴井が分布している（吉田，1996）。この地域では昔から地下水が盛んに利用され、現在でも飲み水などの生活用水やフィルム工場、製紙工業用の工場用水として盛んに使用されている。しかし、このような地下水の大量揚水に伴い昭和40年代から地下水位の低下と自噴の停止が見られるようになってきており、地域の水資源としての地下水の総合的評価が求められてきている。こうした問題を考える際に、地下水を流動系としてとらえその実態を把握することは学術的に極めて意義が高い。

本研究地域では、これまで数多くの水文学的な研究が報告されている。その中でも地下水流動に関しては、横山ほか（1985，1986a，1988a）では、地下水温を指標として足柄平野上部の地下水流動機構の解明が行われており、平野上流部で涵養された水が平野下流部へと流れていくことが明らかにされている。横山ほか（1986b，1988b）では足柄平野上流部の地下水位の観測結果が報告され、降雨に対する地下水位の変動や、地下水位や自噴量の経年変化について考察がなされている。水質に関しては、平野ほか（1988）によって足柄平野とその周辺地域の広範囲にわたっての調査が行われている。この結果、周辺地域を扇状地・台地・相模湾沿岸・明神ヶ岳東麓（箱根火山側）に区分し、それぞれの地域の水質の特徴について考察が行われた。扇状地の地下水の特徴としては総溶存量が相対的に少なく HCO_3^- が60～80%を占めアルカリ土類炭酸塩型を示しているのに対し、台地の地下水は総溶存量が相対的に多くアルカリ土類非炭酸塩型からアルカリ土類炭酸塩型まで広く分布しており、異なった水質を示すことが明らかにされている。南足柄市企画部（1997）では、水素・酸素同位体比の測定結果から足柄平野西部における地下水流動系が想定されており、狩川沿いの地

Fig.1 Location of Study Area and observation wells

域では箱根火山側からの地下水流入が多く存在し、また酒匂川上流部から平野への涵養がなされていることが想定されている。

以上に示したこれまでの研究では、足柄平野全体を対象として涵養・流出域をベースとした地下水流動系の解明は行われていない。このような地下水流動系を解析する有効な方法の一つとして、地下水の安定同位体比を測定しその値の分布状況から推定する方法がある。本研究では、渇水期・豊水期における現地調査、及び採水した地下水の一般水質と水素・酸素同位体比の測定結果を用いて、足柄平野全体の地下水流動系の実態を明らかにすることを目的とする。

II. 研究地域の概要

足柄平野は神奈川県西部に位置し、西に箱根火山、北に足柄山地、東に大磯丘陵と三方を山で囲まれており、富士山麓、丹沢山地を源流にもつ酒匂川が形成した扇状地性の沖積平野である。平野の北東部には酒匂川の支流の川音川が形成した扇状地があり、それらが合わさり複合扇状地を形成している（Fig. 1）。平野の中心部には北西から南東にかけて酒匂川が流れており、足柄山地を源とする川音川や、箱根火山系の狩川が合流して小田原で相模湾に注いでいる。更に平野内には酒匂川、川音川から導水された灌漑用水路が存在している。

Fig. 2a Groundwater table (m) in April, 1997.

Fig. 2b Groundwater table (m) in July, 1997.

神奈川県温泉地学研究所 (1991) によれば、足柄平野の地質は、酒匂川や川音川が運搬・堆積した透水係数が 10^{-1} cm/sec のオーダーの良好な帯水層を形成している砂礫層と、平野の中央部から南部にかけて発達する粘土層があり、この粘土層下に被圧地下水が発達している。平野下流部の井戸深度が 30 m 以上あるような被圧井では自噴している所もみられる。しかし、平野の上流部では難透水性の粘土層は見られず、被圧地下水の涵養域として機能していることが考えられる。地形勾配は平野北部では比較的急であるが、南部ではほとんど平坦な三角州性の低地となっている。

土地利用としては、河川及び灌漑水路網を利用した水田が広がっており平野の大部分を占めている。

Ⅲ. 研究方法

足柄平野の約 100ヶ所の井戸で、1997 年の 4 月（水田灌漑を行う前の渇水期）と 7 月（水田に水が存在している最後の時期である豊水期）の 2 回、採水と現地調査を行った (Fig. 1)。現地調査では、地下水位、水温、pH、電気伝導度を測定した。100 地点のうち不圧地下水は 54 地点、被圧地下水は 27 地点、河川水は 10 地点、降水は 4 地点であり、このうち何点かは欠測となっている。不圧地下水の井戸深度は約 3～20 m であり、ほぼ同一の帯

水層中に存在している。降水は 1994 年の 6 月から 1997 年の 1 月までの期間、平野と山地の 4 地点において採取し、水素・酸素同位体比測定を行った。採水方法は、10 リットルのポリタンクに直径 20 cm のロートを取り付けた容器で、基本的に 1 ヶ月に 1 回採取した。蒸発による同位体分別の影響が現れている降水のサンプルは分析対象から除外した。また、降水採取地点は周辺に樹木等の障害物の無い平地を選定した。降水量のデータに関しては、日本気象協会発行、神奈川県気象月報の小田原の地域気象観測降水量月報のデータを用いた (Fig. 1)。

採取した地下水、河川水の陽イオン (K^+ , Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+})、陰イオン (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) の測定は、筑波大学地球科学系のキャピラリー電気泳動 (クオンタ 4000 CE システム) にて行った。また HCO_3^- については、pH 4.8 のアルカリ度滴定法 (1/100N 硫酸使用) を用いた。

水素・酸素同位体比は筑波大学地球科学系の質量分析計 (Finnigan MAT 252, Delta-S) を用いて測定を行った。水素同位体比の測定は、金属亜鉛を用いた還元法により、また酸素同位体比測定は、二酸化炭素による同位体交換法を用いた。同位体比の値は標準平均海水 (SMOW) からの千分率偏差 (δ 値: ‰) で示す。

$$\delta \text{ (‰)} = \left[\frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{SMOW}}}{R_{\text{SMOW}}} \right] \times 1000$$

Fig. 3a Water qualities represented by hexadaiagram and EC in unconfined groundwater in July, 1997.
 ||||| EC : under 200 μ S/cm
 ■■■■ EC : over 300 μ S/cm

Fig. 3b Water qualities represented by hexadaiagram and EC in confined groundwater in July, 1997.
 ||||| EC : from 110 to 140 μ S/cm

ただし、 $R=D/H$ ，または $^{18}O/^{16}O$ ，測定精度は， δD は $\pm 1\%$ ， $\delta ^{18}O$ は $\pm 0.1\%$ である。

Ⅳ. 結 果

1. 現地調査

4月と7月の不圧地下水の地下水面等高線図をFig. 2a, 2bに示した。4月と比べ7月では全体的に地下水面が上昇しており，特に酒匂川上流の右岸地域では，水田面への灌漑水の導入に伴って7月には井戸に地下水面が現れるようになった。夏期における地下水面の上昇は横山ほか（1988b）においても観測されており，この傾向は特に足柄平野の上部で著しい。また足柄平野北西部の地域では，箱根火山側からの地下水の流入が示唆される。

不圧地下水の電気伝導度は4月，7月共にほぼ同様な傾向が現れているため，7月の電気伝導度に関して，200 μ S/cm以下の値を示す地域と，300 μ S/cm以上となっている地域をFig. 3aに表示した。この結果から，狩川周辺の地下水は200 μ S/cm以下の値を示しており，平野内の地下水においては相対的に低い値となっている。これに対し，平野の東側の大磯丘陵西部地域では300 μ S

/cm以上と相対的に伝導度が高く，酒匂川（R-2, R-17）の電気伝導度（135 μ S/cm, 137 μ S/cm）とは異なっている。従って，大磯丘陵西部地域では，酒匂川河川水の影響は少ないと思われる。

被圧地下水の電気伝導度については，大きな季節変化は見られず，箱根火山側からの地下水流入による低伝導度域（110～140 μ S/cm）が，狩川中流部を中心に発達していることが特徴的である（Fig. 3b）。

2. 一般水質

不圧地下水の水質は4月，7月共ほぼ同様の結果が現れており，7月のデータをFig. 3aに示した。全体的には $HCO_3^- - Ca^{2+}$ 型が主体である。狩川周辺では相対的に溶存物質が少ないという傾向が現れている。

被圧地下水の水質（Fig. 3b）も $HCO_3^- - Ca^{2+}$ 型を示し，4月，7月の両時期の水質の変化はほとんど見られない。平野西部，特に狩川沿いの地域では溶存物質濃度が低い。また NO_3^- はほとんど検出されておらず， NO_3^- の起源となる農業の肥料などによる人為的影響が少ない。よって，相対的に NO_3^- が多く含まれている灌漑水が，地下水を涵養している割合は小さいと推定される。

Table 1 $\delta^{18}\text{O}$ and δD values(‰) in precipitation(1994~1997).

POINT (altitude)	P-4 (55m)		P-3 (70m)		P-2 (255m)		P-1 (740m)		Precipitation (mm)
DATE	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	
'94.06.30	-62	-9.2	-64	-9.2	-68	-9.2	-73	-10.4	169
07.27	-37	-5.6	-34	-5.2	-41	-5.7	-46	-7.0	51
08.19	-20	-3.2	-14	-2.1	-24	-3.8	-31	-5.0	39
09.30	-19	-3.5	-18	-3.4	-20	-3.9	-20	-3.9	355
11.07	-34	-5.6	-33	-5.6	-32	-5.6	-30	-6.2	136
12.02	-57	-8.6	-54	-8.4	-60	-9.3	-68	-10.5	35
'95.01.30	-31	-6.5	-28	-6.5	-37	-6.8	-45	-8.7	142
03.29	-56	-9.4	-57	-9.2	-61	-10.1	-57	-9.7	186
04.27	-26	-5.4	-25	-5.0	-24	-5.1	-32	-6.2	190
06.16	-73	-10.0	-73	-9.9	-76	-10.1	-84	-11.9	109
07.12	-80	-11.7	-80	-11.6	-76	-11.0	-71	-10.5	322
08.24	-47	-6.6	-44	-6.2	-50	-7.1	-51	-7.5	15
09.27	-87	-12.6	-83	-11.9	-86	-12.5	-92	-12.7	114
10.31	-36	-6.2	-37	-6.2	-39	-6.5	-43	-7.5	146
11.28	-50	-8.2	-47	-7.8	-56	-8.7	-57	-9.0	73
'96.02.08	-53	-8.9	-51	-8.9	-56	-9.2	-58	-9.9	68
03.26	-43	-7.5	-46	-7.6	-44	-7.5	-36	-6.4	234
05.14	-50	-6.8	-44	-7.0	-45	-7.2	-59	-8.1	293
06.29	-59	-8.3	-61	-8.7	-51	-8.4	-64	-9.2	138
08.30	-63	-8.9	-62	-8.8	-57	-8.1	-72	-10.2	565
10.04	-60	-8.3	-61	-8.4	-61	-8.8	-72	-10.5	124
11.02	-44	-7.4	-43	-7.3	-42	-7.5	-50	-8.7	138
12.27	-41	-6.8	-42	-7.2	-43	-7.4	-51	-8.9	69
'97.01.27	-61	-10.4	-64	-10.5	-60	-10.4	-68	-11.8	43
Weighted mean	-51	-7.8	-50	-7.7	-50	-7.8	-55	-8.6	3754

3. 水素・酸素同位体比

足柄平野において、1994年から1996年のほぼ3年間の毎月の降水を採取し、その水素・酸素同位体比の分析結果をTable 1に示した。地点P-1の標高は740mであり平野部(標高100m以下)と比べると高い標高である(Fig. 1)。また、P-1の水素・酸素同位体比は、P-2、P-3、P-4と比較すると軽い(小さい)値となる傾向が現れている。従って、平野に直接影響を与えている降水として、地点P-2、P-3、P-4のデータを用いた。

本研究では、夏期と冬期の降水の同位体比をそれぞれ回帰直線で代表し、地下水の同位体比と比較することにより、地下水の涵養時期の推定を行った。今回の研究においては定期的に降水の採取を行っており、また一定時期のみに多量の降水が集中することが少ない気候環境においては、降水量が天水線に与える影響は少ないと思われる。更に、降水量による重み付けを行い天水線を求めた場合と、重み付けを行わず天水線を求めた場合では、結果には差が見られなかった。従って本研究では、降水量による重み付けを行わずに回帰直線を求めた。降水のデータは、5月~10月の夏期と11月~

Fig. 4 δ diagram for precipitation.

○:from May to October(1994~1997).

●:from November to April(1994~1997).

4月の冬期とに分け、それぞれの回帰直線を求め、結果をFig. 4に示した。我が国では一般的に季節によって降水をもたらす気団に変化があることにより水蒸気の起源が異なっており、それに伴う天水線の切片の値に変化が生じている(早稲田・中井, 1983)。足柄平野における天水線は、5月~10月(夏期)では $\delta\text{D}=7.5\delta^{18}\text{O}+5.2$, 11月~4月(冬期)では $\delta\text{D}=7.1\delta^{18}\text{O}+9.9$ が得られ、切片は冬季に高い値を示し、夏期に低い値を示している。

早稲田・中井(1983)では、標高が高くなるに

Fig. 5a: δ diagram for groundwater and river water in April, 1997.

●:unconfined groundwater

△:confined groundwater

□:river water

Solid line:Regression line for precipitation from May to October (1994~1997)

Broken line:Regression line for precipitation from November to April(1994~1997)

Fig. 5b: δ diagram for groundwater and river water in July, 1997.

●:unconfined groundwater

△:confined groundwater

□:river water

Solid line:Regression line for precipitation from May to October (1994~1997)

Broken line:Regression line for precipitation from November to April(1994~1997)

つれ、降水の酸素同位体比は軽くなるという、高度効果が明らかにされている。本研究地域においても、標高の高いところに降る雨は水素・酸素同位体比が軽く、高度効果が認められる。

Fig. 6a $\delta^{18}\text{O}$ values(‰) in unconfined groundwater in April, 1997.

Fig. 6b $\delta^{18}\text{O}$ values(‰) in unconfined groundwater in July, 1997.

Fig.5a, 5bに示した地下水・河川水の水素・酸素同位体比と天水線の関係から、4月、7月共に夏期の天水線側にプロットされており、足柄平野の地下水・河川水は、夏期の降水の影響を強く受け、この時期に涵養される割合が高いということが示唆される。このことから、水田に水が存在している夏期において、灌漑水の地下への浸透が存在していることが予測される。また不圧地下水は被圧地下水よりも同位体比が重い(大きい)という傾向が現れている。※

不圧地下水中の、酸素同位体比の平面分布をFig.6a, 6bに示した。これによると、酒匂川上流の右岸の地域の同位体比は他の地域と比べると

Table 2 $\delta^{18}\text{O}$ and δD values(‰) in groundwater, river water in the Ashigara Plain.

Point	April (‰)		July (‰)		Well depth (m)	Point	April (‰)		July (‰)		Well depth (m)
	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$			δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	
1	-51	-7.8	-52	-7.7	4.39	61	-56	-8.0	-55	-8.0	5.60
3	—	—	-56	-8.4	22.10	62	-52	-7.9	-53	-7.5	5.40
4	—	—	-56	-8.2	17.18	63	-50	-7.6	-50	-7.1	2.96
6	—	—	-54	-8.0	12.34	64	-54	-8.1	-47	-6.6	1.10
7	—	—	-48	-7.8	16.25	66	-48	-7.3	-52	-7.5	4.44
8	—	—	-55	-7.8	8.40	67	-50	-7.7	-53	-7.8	—
9	—	—	-55	-8.1	11.23	68	-50	-7.6	—	—	—
10	—	—	-53	-7.8	8.32	101	-54	-8.1	-55	-8.2	39.60
12'	-55	-8.4	-55	-8.3	6.08	102	-54	-8.1	-55	-8.1	25.20
13	—	—	-53	-8.0	3.50	103'	-55	-8.1	-54	-8.2	43.00
14'	—	—	-53	-8.0	5.10	103-1	-56	-8.0	-55	-8.0	—
15	-52	-7.8	-51	-7.6	3.31	104	-56	-8.3	-55	-8.0	64.80
16	-50	-7.2	-49	-6.9	3.90	105	-56	-8.2	-59	-8.4	—
17	-51	-7.8	-53	-8.0	6.23	106	-54	-8.1	-55	-8.1	—
18	-54	-7.6	-54	-8.0	19.80	107	-57	-8.3	-57	-8.2	36.00
19	-51	-7.7	-55	-8.0	13.40	108	-51	-7.7	-51	-7.8	25.00
20'	-54	-7.8	-54	-7.8	—	109	-56	-8.1	-56	-8.1	54.00
20a	-51	-7.7	-54	-7.9	4.92	110	-56	-8.1	-57	-8.1	30.00
21	-52	-7.5	-53	-7.8	7.85	111	-54	-7.8	-54	-7.8	58.10
23	-48	-7.3	-48	-6.9	2.78	112	—	—	-53	-7.8	60.00
24	-50	-7.7	-48	-6.9	3.34	113	-52	-7.8	-55	-7.9	60.00
25	-49	-7.4	-50	-7.3	5.42	114	-54	-8.1	-55	-8.1	63.00
26'	-49	-7.6	-49	-7.6	3.80	115	-52	-7.6	-52	-7.6	100.00
28	-54	-7.9	-52	-8.0	5.78	116	-54	-8.1	-54	-8.0	48.00
29'	-48	-7.1	-48	-6.9	3.98	117	-55	-7.9	-55	-7.8	45.00
30	-43	-6.3	—	—	2.45	118	-53	-8.0	-54	-8.0	45.00
31	-49	-7.2	-48	-7.0	5.70	M	-54	-8.2	-54	-8.2	200.00
32	-50	-7.4	-50	-7.3	3.11	W-2	-57	-8.2	-57	-8.2	40.00
33	-51	-7.1	-50	-7.0	2.03	W-4	—	—	-55	-7.9	70.00
34	-50	-7.3	-49	-7.1	4.90	W-11	—	—	-65	-8.3	516.00
35	-50	-7.4	-49	-7.3	5.30	W-12	-54	-8.0	-54	-7.8	—
37	-47	-6.9	-45	-6.5	3.05	W-20	-54	-8.0	-53	-7.8	100.00
38	-48	-7.3	-50	-7.1	3.50	W-25	-55	-8.0	-54	-7.9	85.00
40	-52	-7.7	-50	-6.9	3.37	W-27	-56	-8.3	-57	-8.1	60.00
41	-50	-7.4	-50	-7.4	3.15	R-1	-53	-8.1	-56	-8.2	—
42	-50	-7.4	-50	-7.2	3.72	R-2	-59	-8.5	-59	-8.1	—
51	-52	-7.8	-54	-7.6	7.84	R-3	-52	-7.9	-55	-8.0	—
52	-51	-7.6	-50	-7.5	10.40	R-4	-51	-7.8	-56	-8.0	—
53'	-52	-7.6	-50	-7.6	5.96	R-12	-51	-7.9	-53	-7.8	—
54	-50	-7.7	-52	-7.7	4.66	R-13	-53	-8.2	-56	-8.4	—
55	-51	-7.8	-52	-7.7	6.72	R-14	-52	-7.8	-54	-8.0	—
56	-53	-7.7	-51	-7.4	6.10	R-15	-57	-8.4	—	—	—
57	-55	-8.2	-53	-8.1	5.60	R-16	—	—	-56	-8.6	—
59	-52	-7.7	-52	-7.7	3.41	R-17	—	—	-56	-8.6	—
60	-50	-7.8	-51	-7.5	3.76

Fig. 7 $\delta^{18}\text{O}$ values(‰) in confined groundwater in July, 1997.

軽くなっている。この傾向は、地下水位の上昇する7月 (Fig.6b) に顕著であり、酒匂川上流の同

位体比 (R-1, -8.2‰) とこの地域の同位体比がほぼ同じ値となっていることから、酒匂川からの涵養の影響が顕著に現れているものと考えられる。大磯丘陵の西側の地域では、4月、7月共に他の地域と比べて酸素同位体比が相対的に重く、平野を流れる河川水のいずれよりも重くなっている。よって、この地域では河川水による涵養の影響が少なく、現地調査の項目でも述べたように、平野地表面からの降水の直接的涵養が主体となっているものと考えられる。また、同地域の地下水の同位体比が、平野部の降水の同位体比とほぼ等しいことから、降水による涵養が想定される。

被圧地下水の酸素同位体比の分布 (Fig. 7) によれば、同位体比は不圧地下水に比べ相対的に軽く、4月と7月の同位体比の変化も小さいという

Fig. 8 Plot of EC versus $\delta^{18}\text{O}$ unconfined groundwater in July, 1997

特徴を示している。酒匂川上・中流域の被圧地下水は、主として酒匂川 (R-1, -8.2‰) の酸素同位体比とはほぼ等しく、水素同位体比についても同様の傾向が現れた。よって、酒匂川上・中流域の被圧地下水は酒匂川上流部の河川水によって涵養されている可能性が示唆される。これは、横山ほか (1986a, 1988a) において報告されている結果とも整合している。

一方、大磯丘陵西側の地域は、酸素同位体比が相対的に重く、酒匂川以外の地下水涵養の存在が示唆される。また、大磯丘陵西側地域の被圧地下水の同位体比は、同地域の不圧地下水の同位体比よりは明らかに軽くなっている。これは前述した高度効果の影響を受けていると考えられ、平野面よりは高位置である大磯丘陵からの涵養が想定される。また、W-11においては-8.3‰と小さい値を示しているが、この井戸深度は500m以上あり、他の被圧地下水とは異なった帯水層中の水であると推定される。

V. 考 察

1. 不圧地下水の流動系

地下水面図および水質、水素・酸素同位体比のデータを用いて足柄平野の不圧地下水の流動系区分を試みた。Fig. 8に酸素同位体比と電気伝導度の値をプロットしたものを示した。現地調査時の

Fig. 9 Zoning of unconfined groundwater in the Ashigara Plain.

- I : Area of Sakawa River
- II : Area of Oiso-uplands
- III : Area of Kamonomiya-uplands
- IV : Area of Hakone

井戸の状態や、電気伝導度、同位体比等のデータから、各流動系に属していない停滞水の可能性がある井戸のデータは、このプロットの対象から外した。それらの結果と地理的な位置を考慮して、以下の4つの地域に区分した。

まず、Fig. 8から $\delta^{18}\text{O}$ が大きく電気伝導度の高いII・IIIの地域と、その逆で $\delta^{18}\text{O}$ が小さく電気伝導度の値が低いI・IVの地域が区分される。更にIIとIII、およびIとIVの区分は地理的な位置を考慮して区分を行った。IIとIIIの区分については、IIIに相当する地域には鴨宮台地が存在しており、周辺部よりも標高が多少高く、IIの大磯丘陵の西側の地域とは異なった地下水涵養の存在が考えられる。足柄平野の上・中流部に相当するIと、箱根火山側のIVに関しては、4月の酸素同位体比 (Fig. 6a) に違いはないが、水田の灌漑期に相当する7月のデータ (Fig. 6b) では、Iの地域の酸素同位体比が-7.8‰以下の値となっておりIVの地域と比べて軽くなっている。また電気伝導度に関してもIVの地域がIの地域に比べて低い値を示していることから、IとIVの区分が可能であると思われる。特にIの地域では4月と7月の水素・酸素同位体比に変化が生じる傾向が見られる。これらの

Fig.10 Plot of EC versus $\delta^{18}\text{O}$ confined groundwater in July, 1997

結果、足柄平野を、Ⅰ：酒匂川系、Ⅱ：大磯丘陵系、Ⅲ：鴨宮台地系、Ⅳ：箱根系の4つの地下水流動系に区分した (Fig. 9)。

Ⅰにおいては、酒匂川上流部で農業用として引かれている水が地下へ浸透して、その水が平野上部から中央部へと広がっている。この地域では、4月には井戸枯れしている所が多いが、水田に水が入る5月以降には地下水面が上昇し、井戸内に水位が回復する傾向が顕著である。酸素同位体比は相対的に軽い値を示しており、酒匂川の同位体比を反映しているものと思われる。またⅠには川音川周辺の地下水も含まれているが、横山ほか (1986b) では地下水温を指標とする調査結果から、川音川扇状地と酒匂川扇状地の地下水が連続しているとされており、水質および水素・酸素同位体比の結果からもこのことが支持された。Fig.7bにおいてⅠに相当する地域の酸素同位体比は上流部と中流部では中流部の方が重くなっており (-8.0‰)，中流部付近での川音川扇状地 (約-8.0‰) からの地下水流入が想定される。

Ⅱの大磯丘陵系では、地下水の水素・酸素同位体比 (約-50‰，-7.5‰) は比較的重く、河川水の値 (R-17：-56‰，-8.6‰) とは異なっており、河川水の影響をあまり受けていないと思われる。一方、平野部の降水の水素・酸素同位体比 (P-3, P-4両地点の加重平均値) はそれぞれ、-50‰，-7.8‰であり、この値がⅡの地域の地下水とほぼ同様の値となっていることから、同地域の地下水

Fig.11 Zoning of confined groundwater in the Ashigara Plain.

V:Area of Sakawa River
VI:Area of Karikawa and Hakone
VII:Area of Ooiso-upland

は主に降水の影響を受けていると考えられる。

Ⅲの鴨宮台地系は、Ⅰ・Ⅳと電気伝導度が異なり、大きい値を示している。またこの地域では水素・酸素同位体比も重く、酒匂川系河川水の同位体比とは明らかに異なっており、同位体比の分布範囲も広がっている。この地域では水田が少なく、相対的に河川水の影響が少ないものと考えられる。

Ⅳの箱根系は狩川に沿った地域であり、箱根火山側からの水の流入が想定される地域である。この地域の酸素同位体比の値は、隣接しているⅠの地域よりも重くなっており、電気伝導度は最も低い値を示している。また、箱根火山側からの地下水流入に関しては、南足柄市企画部 (1997) においても報告がなされており、これらの結果からも、Ⅳの地域の区分が示唆される。

2. 被圧地下水の流動系

被圧地下水の流動系の分類についても、地下水面図および水質、水素・酸素同位体比のデータを用いて足柄平野の不圧地下水の流動系区分を試みた。Fig.10に被圧地下水の酸素同位体比と電気伝導度の値をプロットしたものを示した。W-11のように、異なった帯水層中の地下水であると思わ

れる地点のデータは、このプロットから除いた。これらの結果、被圧地下水を以下の3つの地下水流動系、Ⅴ：酒匂川系、Ⅵ：狩川・箱根系、Ⅶ：大磯丘陵系に区分を行った（Fig.11）。

Fig.10より、Ⅴ・ⅦとⅥは電気伝導度の違いにより区分することができる。またヘキサダイアグラム表示した水質及び電気伝導度（Fig.3b）からも、Ⅵの狩川・箱根系地下水の溶存成分濃度が明らかに低く、異なる流動域として区分される。大磯丘陵側からの地下水涵養が想定されるⅦの大磯丘陵系の酸素同位体比は-8.0‰よりも重く、酒匂川からの灌漑水による涵養が主体と思われるⅤの地域とは区分される。

それぞれの地域の特徴として、Ⅴの酒匂川系の地域では、酒匂川上流部の涵養河川が地下へと浸透し、平野の主要な被圧地下水として流下しているものと考えられる。これは、酒匂川上流部の酸素同位体比とⅤの地域の酸素同位体比がほぼ等しいことから推定できる。また、同地域の不圧地下水よりも酸素同位体比は軽い傾向が現れている。これは上記でも述べたように、不圧地下水には同位体比のやや重い川音川の影響を受けている川音川扇状地の地下水流入が推定され、これに伴い、不圧地下水は酒匂川の同位体比よりも多少重い値になっていると思われる。一方、被圧地下水の場合は酒匂川からの涵養水が地下深部へと浸透し、地質構造上、他からの地下水の流入の影響が少ないと考えられ、酒匂川河川水の酸素同位体比の値をより強く反映していると思われる。

Ⅵの狩川・箱根系では、透水性の高い平野上流域で涵養された地下水の流入の影響が現れている地域と考えられる。地質断面図（神奈川県温泉地学研究所、1991）から、この地域は箱根火山側の層と連続しており、また狩川周辺の平野面の透水性はあまり良くないことから、狩川からの涵養よりも箱根火山側からの涵養が多くなされているということが推測される。

Ⅶの大磯丘陵系では、酸素同位体比が酒匂川系の被圧地下水よりは重いが、同地域の不圧地下水の酸素同位体比よりも軽い水の存在が認められる。

これは平野よりも標高の高い大磯丘陵上部において、高度効果の影響を受けた同位体比が軽い水による地下水涵養が存在していることが推定される。

Ⅵ. ま と め

本研究では、足柄平野の現地調査や水質分析、水素・酸素同位体比の分析結果から考察を行い、また同平野の不圧・被圧地下水の流動系区分を行った。その結果、以下のことが明らかとなった。

1) 足柄平野の地下水の涵養は、夏期の降水によるものが多くなっている。降水として平野に降下した水は直接地表面から地下へと浸透するか、もしくは河川に流入し農業用灌漑水路を通して水田に導かれ、地下水面に達して涵養している。

2) 不圧地下水の流動系は4つに区分することができる。Ⅰの酒匂川系は酒匂川上流部での農業用水として取水されている水の影響が強い地域であり、Ⅱの大磯丘陵系は酒匂川の影響をほとんど受けておらず、降水による涵養が卓越している地域、Ⅲの鴨宮台地系は酒匂川の影響が少なく、地下水の水素・酸素同位体比が降水の同位体比（加重平均値）と比べても重い値となっている地域、Ⅳの箱根系では箱根火山側からの地下水流入が示唆される地域である。

3) 被圧地下水の流動系は3つに区分できる。Ⅴの酒匂川系では平野の上部で涵養された主に酒匂川からの灌漑水が主体となった地下水が存在する地域であり、Ⅵの狩川・箱根系では箱根火山側で涵養された地下水の存在が認められる地域、Ⅶの大磯丘陵系では大磯丘陵上部で涵養された地下水が存在すると思われる地域である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり現地調査では、南足柄市水資源政策課の方々に多大な御協力を頂きました。また、南足柄市、開成町、松田町、山北町、大井町、小田原市の多くの民家の方々には快く井

戸の調査をお許し頂き研究を進めることができました。多くの方々の御好意に感謝致します。

本論文は、1997年度筑波大学第一学群自然科学類卒業論文の一部に修正・加筆を行ったものである。

注

各地点の δD ・ $\delta^{18}O$ 値、井戸深度は Table 2 を参照

参考文献

- 神奈川県温泉地学研究所 (1991) : 平成 2 年度地下地質資料集, 50p.
- 平野富雄・石坂信之・荻野喜作・横山尚秀・大木靖衛・栗屋徹・結田康一 (1988) : 足柄平野とその周辺地域の地下水の水質について. 神奈川県温泉地学研究所報告, 19 (4), 31-56.
- 南足柄市企画部 (1997) : 平成 8 年度地下水等水質・鉛直分布調査報告書, 150p.
- 横山尚秀・荻野喜作・大木靖衛・結田康一 (1985) : 足柄平野上流部の地下水流動機構と水温変化 (足柄平野の地下水 その 8). 神奈川県温泉地学研究所報告, 16 (4), 77-90.
- 横山尚秀・荻野喜作・大木靖衛・結田康一 (1986a) :

足柄平野上流部の地下水温変化と地下水かん養機能 (足柄平野の地下水 その 10). 神奈川県温泉地学研究所報告, 17 (5), 141-158.

横山尚秀・荻野喜作・大木靖衛 (1986b) : 足柄平野及び大磯丘陵の地下水位観測結果 (足柄平野の地下水 その 9). 神奈川県温泉地学研究所報告, 17 (5), 127-140.

横山尚秀・荻野喜作・平野富雄・大木靖衛 (1988a) : 地下水温を指標とした足柄平野上部の地下水流動機構調査. 神奈川県温泉地学研究所報告, 19 (4), 21-30.

横山尚秀・荻野喜作・大木靖衛 (1988b) : 足柄平野上部の地下水位上昇について. 神奈川県温泉地学研究所報告, 19 (3), 1-16.

吉田誠 (1996) : 名水を訪ねて (35) 神奈川県足柄の名水. 地下水学会誌, 38 (4), 359-368.

早稲田周・中井信之 (1983) : 中部日本・東北日本における天然水の同位体組成. 地球化学, 17, 83-91.

(受付 1998年9月1日)

(受理 1999年10月27日)

この論文に対する「討論」を2000年8月31日まで受付けます。