

# 千葉県蓮沼海浜公園における地下水流動と塩水・淡水境界に関する研究

## その1; 研究方針と1号観測井の掘削状況

丸井 敦尚<sup>1)</sup>・石井 武政<sup>1)</sup>・内田 洋平<sup>1)</sup>・林 武司<sup>2)</sup>

### 1. はじめに

一般に地下水流動の末端は海洋であり、海洋の水質までも左右するほど大量の地下水が流出していると考えるのが近年の定説である(Charch, 1996)。本邦においては至るところで降水量が蒸発量を上回ることから、日本列島の周囲ではほぼ全域で海中に地下水が流出していると考えられており、数々の海底地下水流出に関する研究が報告されている(丸井, 1997など)。

地下水が海底に流出する際に、その位置を決定する要因に塩水地下水と淡水地下水の境界面の存在が挙げられる(丸井・安原, 1999)。塩淡境界に関する研究はこれまでも数々行われてきた。かつて、工業用水の過剰な汲み上げなどによる地下水の塩水化が大きな問題となった時は平面的に見た塩水の侵入位置が頻りに観測された、また最近ではシミュレーションを駆使した塩淡境界の断面形状を把握する研究が行われている。しかし、これまでの研究において、その位置や形状を三次元的に観測したものは見られないのが現状である。この理由には、地下水を観測する孔井を設ける際に孔井掘削に伴って、孔井近傍の場が乱れ塩分濃度などが正確に観測できないこと、さらに東京などの大都市では工業用水法やビル用水法などの施行により既存の観測井・揚水井の数が減少しているため地下水流動観測が実施しづらいこと、などが挙げられる。

地球の温暖化などで海水準が上昇したり、今後の都市開発で降水の浸透量が減少したりするとこの塩淡境界はさらに内陸に押し込まれ、新たな問

題を起こす危険性がある。また、海底に湧出する地下水は、水温が一定であるばかりでなく自然に流出するものであるから、これまでの様な地盤沈下を起こす危険性のない都市部隣接型の新資源としてその期待が大きい(丸井・安原, 1992)。その意味でも塩水淡水境界面に関しての三次元的な形状把握と地下水の流動や海水準の変動に伴う移動状況の観測が新たな研究課題として急浮上してきた。

### 2. 研究の概要

塩淡境界の形状を正確にとらえ、塩淡境界面上を流動する地下水の流動速度を観測するために、本研究では最もシンプルな塩淡境界が存在する地域として九十九里浜北部の蓮沼海浜公園を選定した。当該地域は、海岸線が平坦なばかりでなく沿岸より内陸に幅約5kmの平坦地(標高5m以下の低地)が続き、さらに地質的に見てもほぼ水平に堆積した層状構造を呈する堆積物(砂層と粘土層)が存在する。これらの状況から、当該地域では教科書的なガイベンヘルツベルグの法則に従った塩淡境界が各層に存在すると考えられる。しかし、当該地域は天然ガス採掘の鉱区に指定されており、深度200mを超す深層部には水溶性天然ガスの生産層が存在する可能性が大きい。天然ガスの採掘権を侵すおそれがあった。また、仮に研究用の観測井を設けたとしても天然ガスの流出がある場合には孔井内において井戸水の攪拌が起こり観測が不能になる恐れがあるため、研究対象深度を200mまでとした。

蓮沼海浜公園は千葉県の九十九里浜北部に位

1) 地質調査所 環境地質部

2) 千葉大大学院:

〒263-0022 千葉市稲毛区弥生町1-33

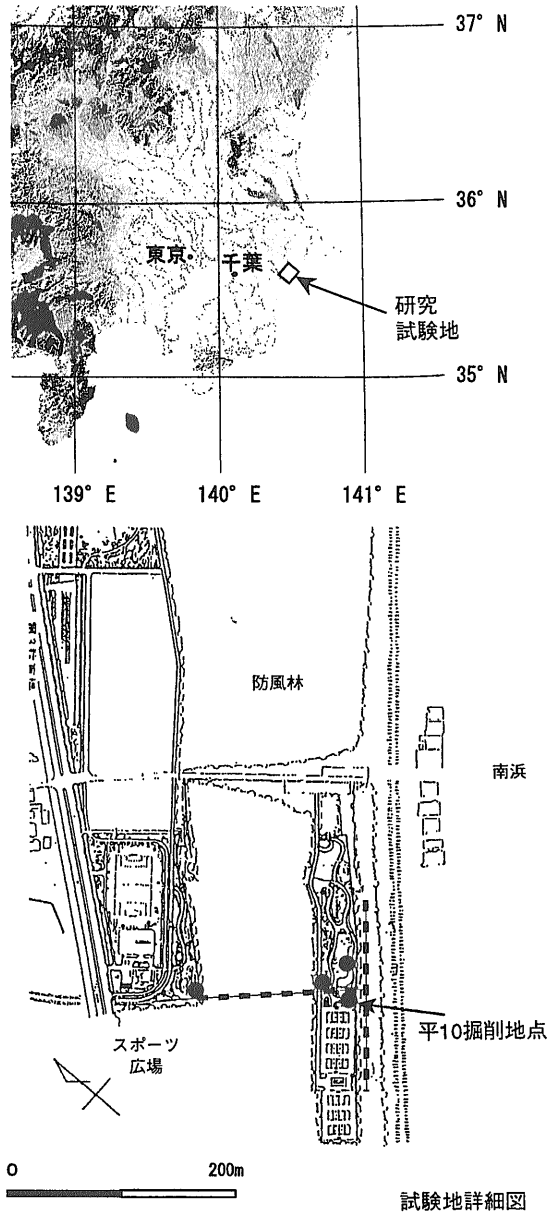
キーワード: 塩淡境界, 地下水流動

置する。公園施設の概要ならびに研究サイトの状況を第1図に示す。最終的な目標は深度200mの4本の孔井をウイッシュ・ボーン(Y字)型に配置し、孔井間の比抵抗トモグラフィー試験等を用いて不攪乱部分での塩淡境界の形状を非破壊的に観測することにある。この配置予定も第1図に示した。本研究では塩分濃度の差異を電氣的に(比抵抗トモグラフィー試験)検出し、現在行われている様々な手法と比較検討し、最終的にはより簡便な地表の電気探査などから塩淡境界位置を推定することができるような手法の開発を目指している。ただ、現状では孔井の掘削影響を調査するところから本研究を開始している。本研究においては、初年度に観測井を1本設け、これの掘削に伴いながら現場の地質と塩淡境界の概要を把握したいと考えた。また、地質ならびに地下水の試料を採取し、その分析結果から本研究の将来計画を検討することも考慮に入れている。

### 3. 現地の地質と第1号観測井の掘削

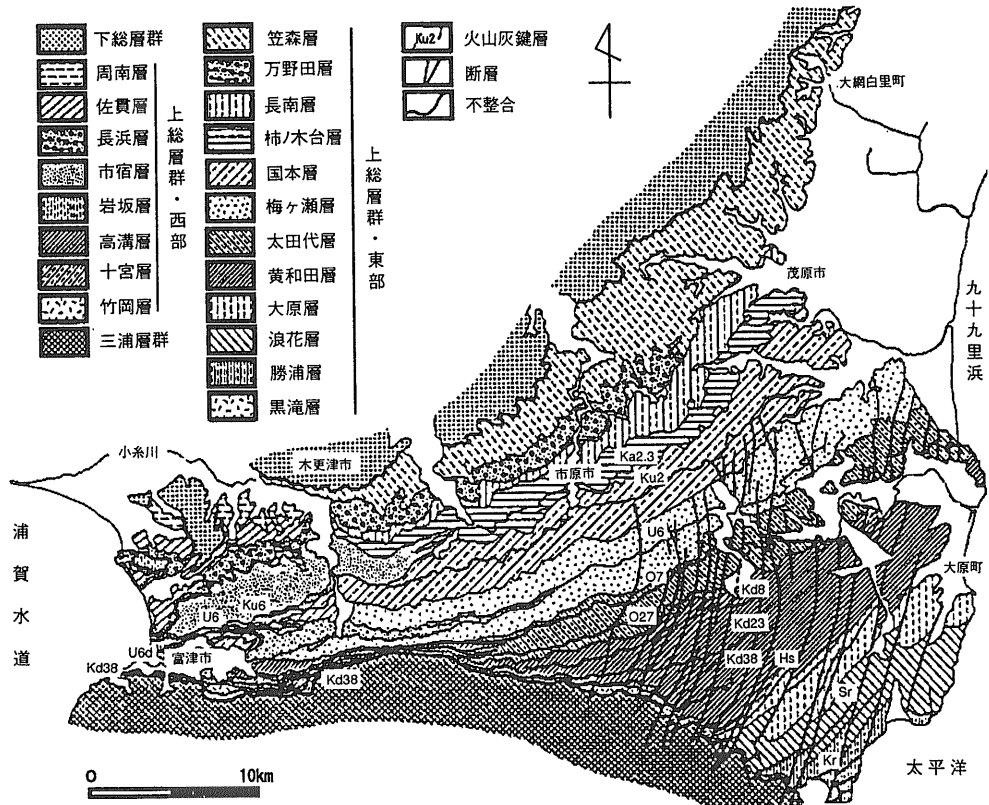
現場周辺の一般的な地質は、上位より以下のとおりである。尚、付近の地質図を第2図に示す(日本の地質関東地方編集委員会, 1986)。

- (1) 砂丘砂：砂堤の上を砂丘砂が覆うことがあり、古期(6,000～5,500年前に形成)・中期(2,000～1,500年前に形成)・新时期(約300年前以降)の3回の形成期のあるものがある。これらの砂丘砂は現在の海岸に分布する新时期砂丘砂の一部を除き、植生に固定されている。厚さは10m以下であり、砂堤堆積物より均質な中～細粒砂から構成される。
- (2) 砂堤堆積物：砂堤堆積物は斜交葉理のある均質な中～細粒砂で構成される。砂堤堆積物の下位には貝化石を多量に含む浅海性の砂層が30m以上の厚さで堆積している。
- (3) 提間湿地堆積物：提間湿地堆積物は砂提間の低湿地を構成し、所によっては1～2mの厚さの泥炭が海浜砂を覆うが、調査地の付近では泥炭の堆積はなく泥質砂から構成される。
- (4) 上総層群：上総層群は、調査地南方の上総丘陵に広く分布している。多くの研究者により調査・研究され、層序・時代が明らかとなってき



第1図 研究試験地の概要。試験地は九十九里海岸の北に位置する蓮沼海浜公園内に設定した。詳細図の●の地点に4本の観測井を設け塩淡境界の観測を実施する予定である。平成10年度には最も海岸より(汀線より約100m)の地点に口径200mm・深度200mの観測井を設けた。図中の点線は孔井と地表の比抵抗トモグラフィー試験を実施する予定の測線である。

ている。上総層群は、そのほとんどが砂岩あるいは砂岩泥岩互層である。主として泥岩からなる層は、下位より黄和田層(層厚：約670m)、



第2図 研究試験地付近の地質図(日本の地質関東地方編集委員会, 1986).

国本層(層厚:約320m), 笠森層(層厚:約300m)である。

- (4)-1 笠森層: 模式地は長生郡長南町笠森。塊状の砂質泥岩泥質砂岩から構成される。層厚は50mである。本層の下部に礫を含む中粗粒砂岩層があり、万田野層と呼ばれている。上位の下総層群には不整合で覆われているが、局部的とする見方もある。
- (4)-2 国本層: 模式地は養老川沿いの市原市国本。砂岩と泥岩の互層と塊状の砂質泥岩からなる。層厚は約320mで二枚貝と巻貝を含む。本層上部に挟まれる火砕質鍵層のKu2の付近に、古地磁気層序の松山逆磁極期とブリューン正磁極期の境界がある。堆積環境は地層中に含まれる貝や底生有孔虫の化石から大陸棚上の堆積物と考えられる。
- (4)-3 黄和田層: 模式地は小櫃川ぞいの君津市亀山の黄和田畑。泥岩を主とし、薄い砂岩を

挟むほかスランプ層を数枚挟んでいる。全体の層厚は670mである。黄和田層下部の堆積環境は、その化石から大陸棚斜面下部と考えられる。

試験地における孔井掘削は1999年2月18日に深度200mまでの掘削を終了した。現場での地質状況は、表層から22.1mまでが現世の砂丘砂層、その後200mまでが国本層と考えられる粘土・シルト層である。孔井掘削地点の南1.2kmに位置する既存調査井の地質から、国本層の下位には梅が瀬層が存在していると考えられるが、梅が瀬層は天然ガスを含む可能性が大きく今回の調査においては対象外であるため、掘削を200mで終了している(南1.2kmの調査井においては深度200mで水溶性天然ガスを含む梅が瀬層の砂泥互層が検出された)。また、当該地付近では成田層の存在が予想されたが、実際には確認できなかった。

観測井の掘削口径は深度26.1mまでが口径300mmであり、この部分がルーズな砂丘砂層であ

るためパイロハンマー工法を用いた。それ以深200mまでは270mmの径で掘削し、最終的には全層にわたり内径194mmの塩ビパイプを挿入した。このパイプは深度25.25m以深全てに開孔率5%のスクリーンが入っており、全層ストレーナ仕様となっている。また、掘削孔とのクリアランスは三分砂利を用いてバックフィルした。地表から管壁沿いに侵入する水の影響を避けるために、22.50~25.25mの間をベントナイトペレットで封じ、さらにその上部は地表までセメントミルクを注入した。観測井掘削に伴い、確認された地質の状況と観測井の概要を第3図に示す。

掘削(パイロット孔掘削)に伴う孔内水位の変化の様子を第4図に示す。パイロット孔の掘削は1998年12月より開始された。掘削深度が50~60mおよび150~170mにかけて孔内水位が大きく低下している。これはこれらの深度において、難透水層的な粘土層を貫通したため、下位の帯水層の水位を

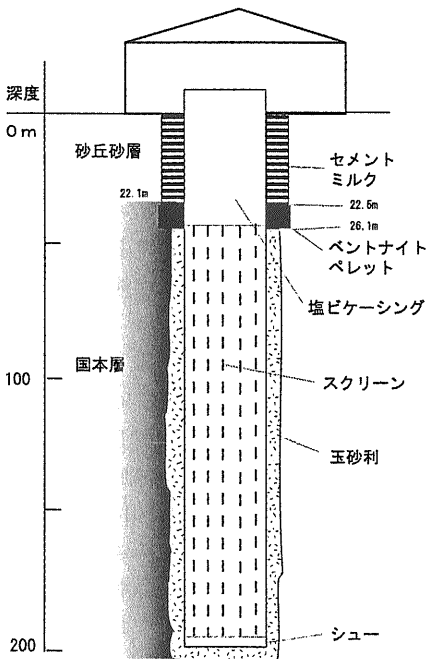
反映して一時的に水圧低下が発生したと考えられる。従って、地下水サンプルを採取する場合のサンプリング区間設定にはこれを考慮し、水理的に連続しない可能性のある地下水試料を採取した。

#### 4. 検層結果ならびに地質・地下水サンプル分析結果

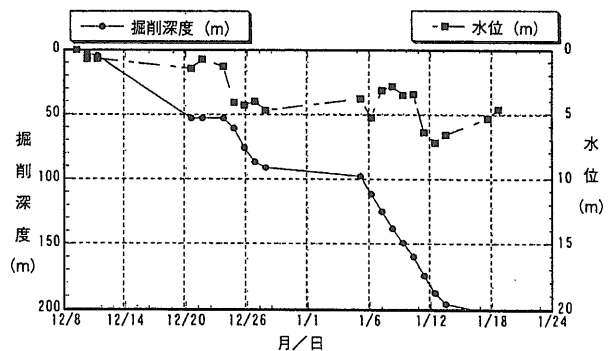
第1号観測井の設置に伴って実施された物理検層は以下のとおりである。これら検層の結果を第5図に示す。

- (1) 自然放射能検層：自然放射能の測定
- (2) 泥水比抵抗検層：孔内泥水の比抵抗測定
- (3) 電気検層：岩盤の比抵抗と自然電位の測定
- (4) 温度検層：孔内水温の測定
- (5) 音波検層：孔壁の弾性波伝播時間測定
- (6) ガンマ線検層：岩相の判定や密度検層の更正
- (7) 中性子検層：水素濃度(水分量ひいては間隙率)の測定
- (8) キャリパー検層：孔内径の測定

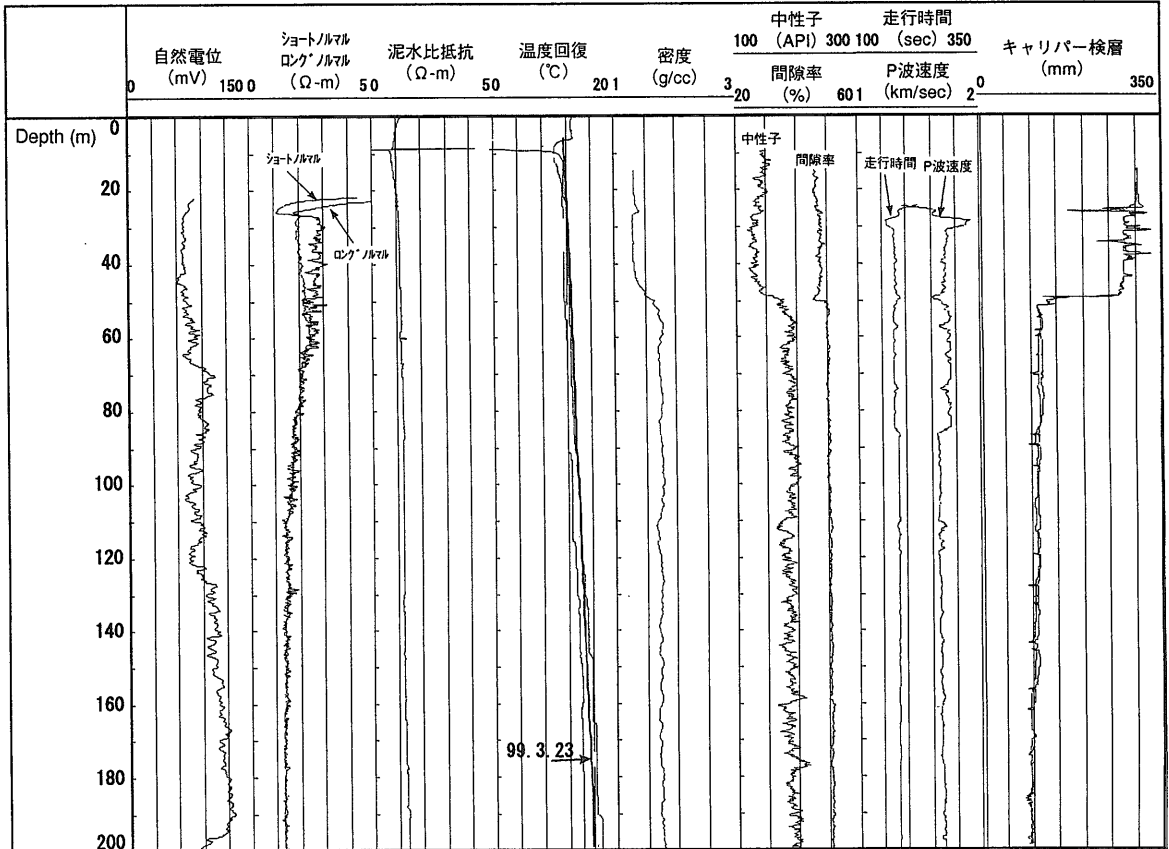
各検層は深度26.1m~200mの間で実施し、0.1m毎に測定した。また、温度検層に関しては観測井設置後の3月23日に再度観測を実施した。これらの検層の結果を第5図に示す。各種検層実施時点では、深度50mまでが口径290mmで掘削され、それ以深の掘削口径が86mm(キャリパー検層結果より)であったため、浅層部では電気検層(ショートノルマルの電極間隔は275mm)に影響を及ぼし、深度50mまでの電気検層結果が部分的に信用できない値を示してしまった。しかし、深部の小口径部分に関しては電気検層も信頼できる値を呈し



第3図 観測井の完成概要と地質。観測井の口径は200mmであり塩ビ製パイプが挿入してある。さらに、泥質部分(国本層)は全てスクリーン仕様となっている。これは将来的に孔井間の比抵抗値によって塩淡境界を検出するためである。



第4図 観測井の掘削に伴う孔内水位の変化。深度50~60mならびに150~170mを掘削した時点で孔内水位が大きく減じた。



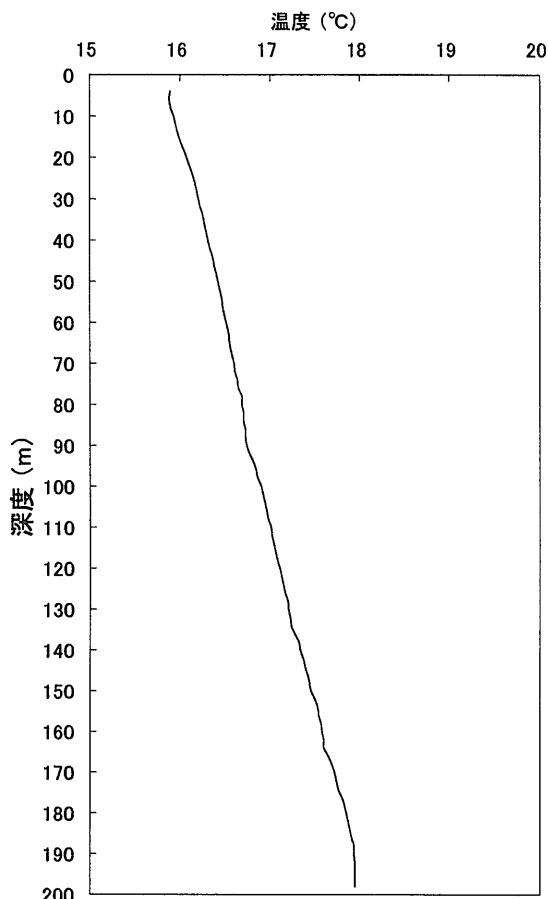
第5図 各種物理検層の結果.

たとえられる。電気検層結果によれば、深度110m付近まではショート、ロングともに減衰しており、それ以深ではほぼ一定の値を保つ、特に深度165mを越えると極大値をとり続けることが明らかになった。さらに、ショートノーマルの値に関しては全層を通じて数カ所に測定値が局所的に若干大きくなる箇所が存在し、これが掘削時に現地で観察した国本層の粗粒物質を含む位置と一致していた。このことから、ショートノーマルの微妙な極大値は地下水の流入の可能性のある砂層と一致していると考えられた。また、最終的な温度検層の結果(第6図)によれば、一般的に深度が増す毎に孔内水温も上昇するが、ガス流出が起こった深度97mと深度170mに若干の乱れが発生していた。これに基づき、今後は温度観測を連続的に行うことを決定した。

中性子検層の結果からは、深度160m以深で若干間隙率が大きくなるのが判明した。さらに、自

然電位の検層結果によれば、深度180mを超えるあたりから極大値をとり続ける。また、他の検層項目に関しては、ごく一般的な沿岸堆積物地域の値を呈すると考えられる。これらのことを総合すると、本地域の国本層においては、深度を増す毎に塩分濃度が増し、下端部の20~30mでは各検層値とも一定になることから、塩水が侵入しているものと推定できる。従って、本地域における国本層の塩淡水境界深度は160~170m程度と考えられる。これは Reilly and Goodman (1985)の堆積物地域における塩淡水境界の形状理論(各帯水層がそれぞれ塩淡水境界を持つ)を支持するものである。

観測井掘削に伴い採取した地質サンプルの分析結果を第1表に示す。深度22.1mまでの砂層部分に関しては、自立したコアサンプルが確保できなかったため、国本層に相当する部分から分析試料を得た。有効間隙率には多少のばらつき(7.9ポイント)が見られるが、全層を通しての傾向は存在し得



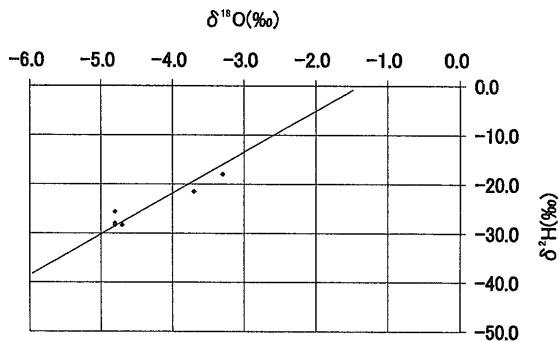
第6図 掘削終了1ヶ月後(1999年3月23日)に実施した温度検層の詳細図(第5図の一部を拡大したもの)。

第1表 地質サンプルによる国本層の有効間隙率と透水係数。

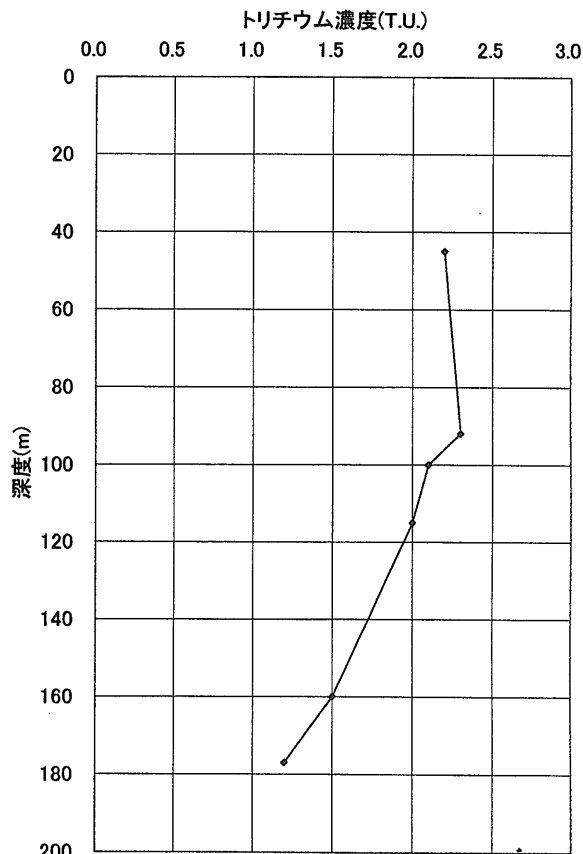
試料名	深度 (m)	有効間隙率 (%)	透水係数 (Darcy)
HS1	45.50-45.65	59.9	1.03E-05
HS2	92.45-92.60	54.0	4.40E-05
HS3	103.45-103.60	52.0	2.63E-05
HS4	116.90-117.00	58.0	4.06E-05
HS5	162.30-162.45	59.5	3.56E-05
HS6	180.25-180.45	54.0	4.18E-05

なかった。本研究では同時にトランジェントパルス法によって透水係数を測定した。透水試験結果にも多少のばらつき(4倍程度)が見られたが、そのオーダーは一定であり、深度ならびに有効間隙率との関係は見られなかった。

孔井掘削後に各深度より採取した地下水サンプルの分析結果を第2表に示す。一般水質の分析結



第7図 地下水の水素および酸素の安定同位体組成。各深度から採取した地下水試料は天水線( $\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$ )の極めて近傍にプロットされることから、本地域の地下水は降水を起源に持つと考えられる。



第8図 地下水のトリチウム濃度と深度の関係。放射性同位体元素であるトリチウムの濃度は12.4年の半減期で減衰する。深度が増す毎にトリチウム濃度が低下することから、深部ほど古い地下水が存在することが明らかになった。

第2表 地下水サンプルの分析結果.

項目	単位	45m	92m	100m	115m	160m	177m
現地観測項目							
温度	°C	19.5	19.9	19.5	19.8	19.5	19.5
pH	—	8.5	8.3	8.3	8.3	7.9	8.0
電気伝導度	mS/m	2530	2630	2540	2560	3670	3780
pH4.8アルカリ度	mg/l	540	716	581	473	1192	972
pH8.3酸度	mg/l					10.1	36.3
同位体							
トリチウム	T.U.	2.2	2.3	2.1	2.0	1.5	1.2
2H	‰	-28.3	-25.6	-27.9	-28.3	-21.5	-18.0
18O	‰	-4.7	-4.8	-4.8	-4.8	-3.7	-3.3
陰イオン							
OH	mg/l	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cl	mg/l	9380	8880	8780	9690	13000	14200
HNO3	mg/l	699	888	692	577	1340	1130
SO4	mg/l	103	80	88	59	26	18
NO3	mg/l	1.25	1.01	0.92	0.88	0.83	0.93
F	mg/l	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15
Br	mg/l	35.0	35.7	5.3	36.4	61.0	63.6
I	mg/l	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
HS	mg/l	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
CO3	mg/l	11.5	8.7	7.5	6.6	2.7	2.3
SiO2	mg/l	24.9	18.8	17.5	16.8	13.1	14.2
陽イオン							
Na	mg/l	5280	5600	5510	5650	7360	8220
K	mg/l	232	283	270	268	343	383
Ca	mg/l	156	165	127	162	212	203
Mg	mg/l	255	279	264	304	419	482
Fe2+	mg/l	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4
Fe3+	mg/l	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4
Mn	mg/l	0.02	0.04	0.04	0.05	0.08	0.10
Li	mg/l	0.08	0.08	0.08	0.09	0.11	0.11
Al	mg/l	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	mg/l	2.4	2.5	2.5	2.5	3.2	3.6

果(陽イオンと陰イオン)によると、採取した地下水はいずれも海水型を呈しており、Na-Clの溶存量が現場で観測した電気伝導度に反映されている。深度50mならびに160mを超える部分での水質の変化が期待された。深度50mを超えたところでは水質的に有意な差異は測定されなかったが、深度160mを超えた部分では水質的に見て海水に近づいていたことが分かった。従って、国本層全体が一つの大きな帯水層であり、深部ほど塩分濃度が大きくなり、国本層の下部は海水が侵入している可能性が大きいという結果を得た。これらの地下水サンプルを用いて、同時に水の同位体試験を実施した。安定同位体である<sup>2</sup>H(デュートリウム)と<sup>18</sup>O(重酸素)の組成を示したデルタダイアグラムを第7図に示す。これによれば、本地域の地下水の安定同位体組成はほぼ天水線上にあり、降雨を起源とする地下水で構成されていることが判明した。さらに水素の放射性同位体であるトリチウム濃度の測定結果(第8図)からは、深度が増す毎に地下水の年代が古くなることが判明した。しかし、このトリチ

ウム濃度の減少傾向は同様な地層を持つ東京湾部(房総半島の反対側)よりも小さく(丸井ほか1999)、従って深度の割には新しい地下水が流動していることが判明した。

これらのことを総合すると、本地域国本層では天水起源の淡水地下水が流動しているが、深度と共に塩分濃度が高まり、深度160m以深においてはほぼ海水と同様な水質を呈することが確認された。

## 5. まとめ

本研究は、塩淡水境界形状を把握し最終的にはその場での地下水の流速成分を観測するために実施した。その結果、地下200mまで存在する国本層の下部において塩水の浸入が推定される塩淡水境界が観測された。しかし、Rubin and Pistiner (1986)などによれば、観測井の掘削に伴い塩淡水境界の形状が乱れるために一定時間を経たないと信頼のおける観測が実施できないと示唆されている。従って、今後の地下水流動観測に伴い塩淡水境界深

度を連続的に観測することで、観測井の掘削による影響などを評価し、塩淡水境界研究手法を確立したい。

謝辞：本研究を実施するにあたり千葉県ならびに山武土木事務所、蓮沼海浜公園には多大なご協力を頂いた。記して感謝の意を表します。

参考文献

Charch, T. M. (1996) : An groundwater route for the water cycle, Nature, 380, 579-580.

Reilly, T. E. and A. S. Goodman (1985) : Quantitative analysis of saltwater-freshwater relationships in groundwater systems, A historical perspective, J. Hydrology, 80, 125-160.

Rubin, H. and A. Pistiner (1986) : Modelling freshwater injection into a partially saline partially fresh aquifer, J. Hydrology, 87, 351-378.

関東地方編集委員会 (1986) : 日本の地質3 関東地方, 共立出版, 東京, 335p.

丸井敦尚 (1997) : 海底湧出地下水 新たな資源としての可能性, ハイドロロジー, 27 (2), 85-94.

丸井敦尚・安原正也 (1992) : 東京湾海底湧出地下水の存在の可能性とその有効利用, 地域研究, 32 (2), 38-42.

丸井敦尚・安原正也 (1999) : 塩淡水境界に関わる地下水流動研究, ハイドロロジー, 29 (1), 1-12.

丸井敦尚・安原正也・林 武司・樋口宏之 (1999) : 東京湾岸の深部地下水, 日本水文科学会1999年度学術大会発表要旨集, 52-53p.

MARUI Atsunao, ISHII Takemasa, UCHIDA Youhei, HAYASHI Takeshi (1999) : Study on Groundwater Flow and Sea-water and Fresh-water Interface in Hasunuma Parkland, Chiba - Part 1 ; Study Plan and Situation of Drilling about Well #1 -.

<受付：1999年6月1日>

### くらしと地質Q&A (1)

**Q** 最近、水道水の中にトリハロメタンなどの発ガン性物質が入っていることがあると聞きました。味もおいしくないのも、もし可能なら井戸水にしようかと思いますが、井戸水に使う地下水には、トリハロメタンのような人工的な化学物質は入っていないとっていいのでしょうか。

**A** 地下水といっても場所によってはつい昨日の水から何十年も前の水まで様々で、すべての地下水が「\*\*のおいしい水」みたいに飲用に適しているわけではありません。

地表から掘って最初の難透水層(水を通しにくい地層)の上に存在している地下水は、肥料、農薬、家庭からの雑排水、産業廃棄物などに汚染されている可能性が十分にあります。その難透水層の下にある地下水(地学用語では被圧地下水と言います)だと汚染以前の水である可能性もありますが、透水層から汚染物質が混入しないように注意する必要があります。

ある地域のある深度の被圧地下水が何年前のものかは、場所によっては論文などで報告されています。地下水は利用価値のとても高い資源ですが、100%安全なものとは言えないのが現状です。利用に先立ち水質検査を受けると良いでしょう。

