3-2-5　海域 3 次元数値解析

3-2-4 で述べた通り駿河湾奥部においては流速・流向の層構造が発達していることが分かった。また流況調査を行った 2015 年 10 月では水深 50m に温度躍層が確認された。これらの観測データと、過年度に実施された ^{222}Rn 調査の結果を基に、海底湧出地下水の湧出後の挙動に着目し数値解析を実施した。数値解析は、流況データを基にした流動モデルの構築と、流動モデルに対する地下水の湧出量の感度解析を含むものである。計算対象領域の位置を図 3-2-5-1 に、対象領域周辺の海底地形図を図 3-2-5-2 に示す。

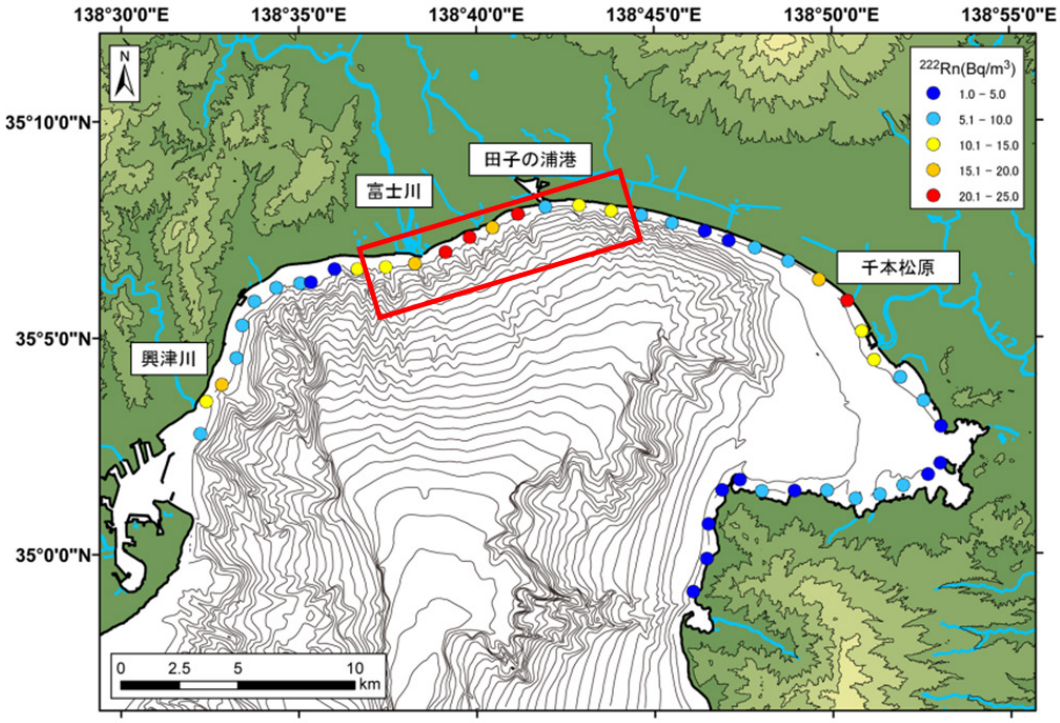


図 3-2-5-1　計算対象領域（赤枠内。^{222}Rn 濃度の分布は産総研，2014 より）

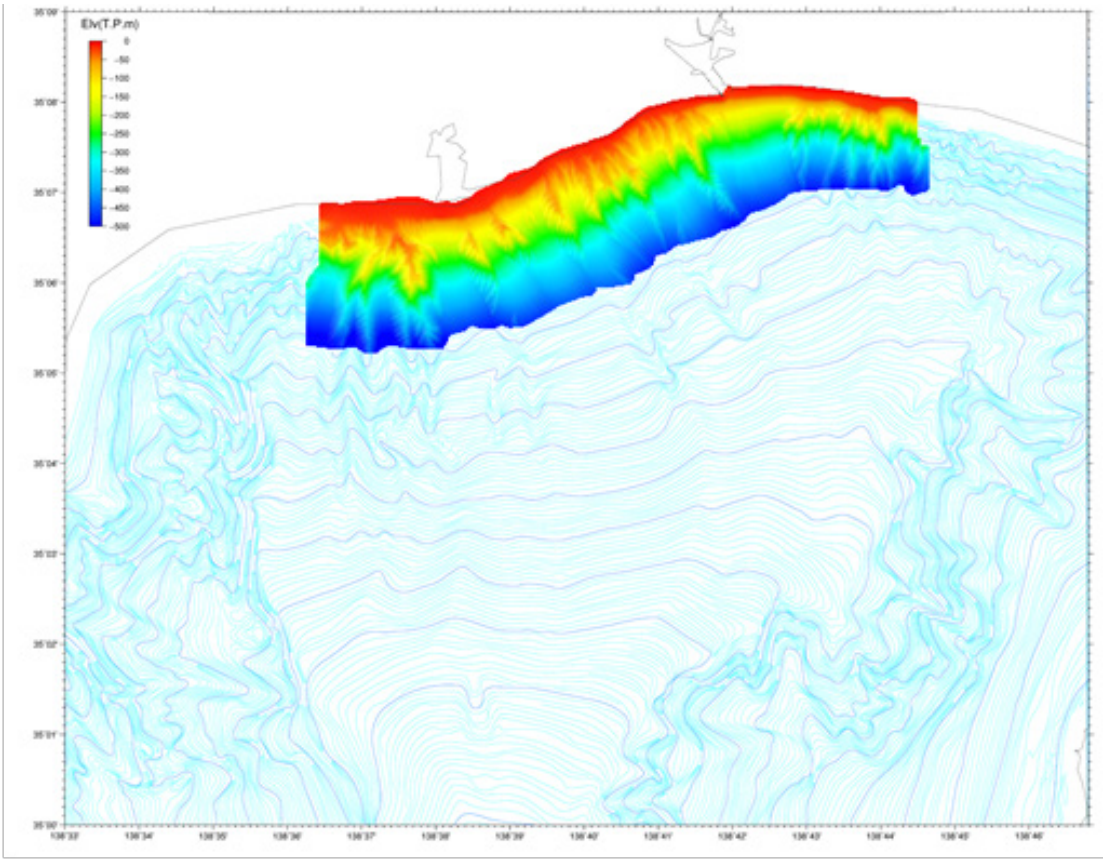


図 3-2-5-2　計算対象領域周辺の海底地形図

（カラーマップで示した領域は本事業で得られた海底地形データ、

背面の等深線は駿河湾奥部の海底地形のデジタルデータ（日本水路協会，2015）より）

3-2-5-1　流動モデルの構築

（1）数値計算の基礎方程式

3 次元シミュレーションモデルの基礎方程式は、流体力学分野において通常よく用いられる一般的な方程式系である。

・基礎方程式

運動方程式：

$$\frac{\partial u}{\partial t}+\frac{\partial(uu)}{\partial x}+\frac{\partial(uv)}{\partial y}+\frac{\partial(uw)}{\partial z}=-\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x}+\frac{\partial}{\partial x}\left(v_M\frac{\partial u}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(v_M\frac{\partial u}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(v_z\frac{\partial u}{\partial z}\right)+fv+F_x$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+\frac{\partial(uv)}{\partial x}+\frac{\partial(vv)}{\partial y}+\frac{\partial(vw)}{\partial z}=-\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial y}+\frac{\partial}{\partial x}\left(v_M\frac{\partial v}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(v_M\frac{\partial v}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(v_z\frac{\partial v}{\partial z}\right)-fu+F_y$$

$$\frac{\partial w}{\partial t}+\frac{\partial(uw)}{\partial x}+\frac{\partial(vw)}{\partial y}+\frac{\partial(ww)}{\partial z}=-\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial z}+\frac{\partial}{\partial x}\left(v_M\frac{\partial w}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(v_M\frac{\partial w}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(v_z\frac{\partial w}{\partial z}\right)-\frac{\rho}{\rho_0}g+F_z$$

乱流エネルギーk、散逸率 ε　の輸送方程式：

$$\frac{\partial k}{\partial t}+\frac{\partial(uk)}{\partial x}+\frac{\partial(vk)}{\partial y}+\frac{\partial(wk)}{\partial z}=\frac{\partial}{\partial x}\left(v_M\frac{\partial k}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(v_M\frac{\partial k}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{v_z}{\sigma_k}\frac{\partial k}{\partial z}\right)+P_r+G-\varepsilon$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t}+\frac{\partial(u\varepsilon)}{\partial x}+\frac{\partial(v\varepsilon)}{\partial y}+\frac{\partial(w\varepsilon)}{\partial z}=\frac{\partial}{\partial x}\left(v_M\frac{\partial \varepsilon}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(v_M\frac{\partial \varepsilon}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{v_z}{\sigma_\varepsilon}\frac{\partial \varepsilon}{\partial z}\right)$$

$$+C_1\frac{\varepsilon}{k}\left\{P_r+\left(1-C_3\right)G\right\}-C_2\frac{\varepsilon^2}{k}$$

物理量 φ（水温、塩分、ＳＳ、水質項目等）の輸送方程式

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t}+\frac{\partial(u\varphi)}{\partial x}+\frac{\partial(v\varphi)}{\partial y}+\frac{\partial\{(w-w_s)\varphi\}}{\partial z}=\frac{\partial}{\partial x}\left(v_M\frac{\partial \varphi}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(v_M\frac{\partial \varphi}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{v_z}{\sigma_t}\frac{\partial \varphi}{\partial z}\right)+F_\varphi$$

連続式

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}=0$$

［記号］

t：時間（s）

x、y、z：それぞれ東西方向、南北方向、鉛直方向（m）

u、v、w：それぞれx、y、z方向の流速（m/s）

p：圧力（Pa）

ρ_0：基準密度（kg/m^3）

k、ε：乱流エネルギー（m^2/s^2）、およびその散逸率（m^2/s^3）

g：重力加速度（m/s^2）

f：コリオリパラメータ（1/s）

F_x、F_y、F_z：それぞれx、y、z方向の生産項（m/s^2）

P_r、G：$k-\varepsilon$乱流モデルにおける生成項・減衰項（m^2/s^3）

ν_M、ν_z：それぞれ水平渦動粘性係数、鉛直渦動粘性係数（m^2/s）

φ：物理量（水温（℃）、塩分(psu）等）

w_s：物理量φの沈降速度（m/s）

F_φ：物理量φの生産項（水温（℃/s）等）

ただし、ν_Mは以下に示すSmagorinsky(1963)による経験式により算定する。

$$\nu_M=(C_S\Delta)^2\cdot\sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2+\frac{1}{2}\left(\frac{\partial u}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2}$$

C_s： スマゴリンスキー定数（C_s ≒0.1）

Δ： 格子の代表スケール（m）

ν_z は、Launder-Kato の改良 $k-\varepsilon$ 乱流モデルにより算定する。

$$\nu_z = \nu_0 + \nu_t \text{、} \quad \nu_t = C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \text{、} \quad P_r = \nu_t \cdot S \cdot \Omega \text{、} \quad G = \frac{g}{\rho}\frac{\nu_z}{\sigma_t}\frac{\partial \rho}{\partial z}$$

$$S = \sqrt{2\left\{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)^2\right\} + \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}$$

$$\Omega = \min\left[S, \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \right]$$

ν_0： 水の動粘性係数（≒10^{-6}m^2/s）

ρ： 水の密度（kg/m^3）

その他、$k-\varepsilon$ 乱流モデルのモデルパラメータは、以下の標準値を設定する。

$C\mu$	C_1	C_2	C_3	σ_k	σ_ε	σ_t
0.09	1.44	1.92	1.0	1.0	1.3	0.8

生産項 F_x、F_y に対しては、底面（河床・海底）において摩擦応力を考慮する。

$$\tau_x = \rho \cdot C_f \cdot u(z_b)\sqrt{u(z_b)^2 + v(z_b)^2}$$

$$\tau_y = \rho \cdot C_f \cdot v(z_b)\sqrt{u(z_b)^2 + v(z_b)^2}$$

z_b ： 境界条件設定位置の底面からの距離（m）

C_f ： 摩擦係数

摩擦係数 C_f は、以下の粗面に対する対数則により求める。

$$C_f = \left(\frac{1}{\kappa} \ln \frac{z_b}{k_s} + A_r \right)^{-2}$$

κ： カルマン定数（≒0.4）

k_s： 海底の粗度高さ（相当粗度）(m)

A_r： 粗面対数則の定数（=8.5）

・水面の条件

本モデルは非静水圧モデルであり、圧力場は SMAC 法により計算する。また、水面位置は、SMAC 法により得られた圧力場から、次式により算定する。

$$\xi = \frac{p_\xi}{\rho_0 g}$$

ξ： 水面直下のメッシュにおける圧力定義点から水面までの距離（m）

p_ξ： 水面直下のメッシュにおける圧力（Pa）

水面の境界条件（水温を除く）

水面における境界条件は、水温を除き以下の通りである。

$$p = 0 \text{、} \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial k}{\partial x} = \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} = \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0$$

水面の境界条件（水温）

水面における熱フラックスQ_{srf}は、大気から水中へ向かう方向（水を温める方向）を正としたとき、以下の式で表す（松梨，1993）。

$$Q_{srf} = Q_s - \left(Q_b + Q_c + Q_e \right)$$

ここで、Q_s：吸収日射量、Q_b：有効長波放射量（大気－水面間の正味の放射量）、Q_c：顕熱量（大気－水面間の乱流熱伝達）、Q_e：潜熱量（水の蒸発散に伴う熱放出）である。これらの熱量は、水面直上の気温（T_a）、相対湿度（f）、全天日射量（Q_{s0}）、雲量（n）、水面上 10m 地点の風速（W）から以下のように計算する。

・吸収日射量

水面に達した全天日射量をQ_{s0}、水面反射率（アルベド）をαとすると、吸収日射量Q_sは、次式で表される。

$$Q_s = (1-\alpha) Q_{s0}$$

水面におけるアルベドはα＝0.07（一般にはα＝0.06～0.08 程度）とする。

・有効長波放射量

有効長波放射量Q_bの算定には、Brunt の式に雲の影響や気温・水温の温度差を考慮した、以下に示す式を用いる（淵ほか，1970）。

$$Q_b = S\sigma\theta^4 \left\{ a - b\sqrt{f \cdot e(T_a)} \right\} \left(1 - cn^2 \right) + 4S\sigma\theta^3 \left(T_w - T_a \right)$$

ここで、S：水の黒体度（S＝0.97）、σ：シュテファンーボルツマン定数（σ＝5.67×10^{-8} J/m^{2}K^{4}s）、T_a：水面直上の気温（℃）、T_w：水面直下の水温（℃）、θ：気温の絶対温度（θ＝273.15+T_a、）、$e(T)$：気温T ℃における飽和水蒸気圧、f：相対湿度（0～1）、n：雲量（0～1）、a・b・c：モデル定数（a=0.39、b＝0.058、c＝0.65）である。

・顕熱量

顕熱量Q_cは、以下の式で表される。

$$Q_c = \rho_a c_p C_c (T_w - T_a) W$$

ここで、ρ_a：空気の密度（ρ_a＝1.293 kg/m^3）、c_p：空気の定圧比熱（c_p＝1007 J/kgK）、C_c：顕熱輸送係数（C_c＝1.2×10^{-3}）（近藤，1992）、W：水面上 10m 地点の風速である。

・潜熱量

潜熱量Q_eは、以下の式で表される。

$$Q_e = \frac{Q_c}{B}$$

ここで、Bはボーエン比と呼ばれ、以下の式で表される。

$$B = 0.66 \frac{T_w - T_a}{0.98 \cdot e(T_w) - f \cdot e(T_a)}$$

底面の境界条件（流れ場に対する条件）

底面における境界条件は、流れ場に対しては底面の摩擦を考慮し、乱流パラメータ（k、ε）に対しては壁法則（荒川，1994）を適用する。

まず、流速に対しては、底面摩擦応力τ_0は以下のように表わされる。

$$\tau_0 = \rho_0 u_*^2$$

ここで、u_*：摩擦速度である。また、底面が水理学的に粗面である場合、対数則によれば摩擦速度u_*と流速uの関係は以下の式で表現される。

$$\frac{u(z)}{u_*} = \frac{1}{\kappa}\ln\frac{z}{k_s} + A_r$$

ここで、$u(z)$：底面からの高さzの地点における流速、κ：カルマン定数（＝0.4）、k_s：相当粗度、A_r：定数（＝8.5）である。従って、流速uの定義点が底面から高さz_bの地点にあるとき、底面摩擦応力τ_0および摩擦係数C_fは、

$$\tau_0 = \rho_0 C_f \cdot u(z_b)^2$$

$$C_f = \left\{\frac{u_*}{u(z_b)}\right\}^2 = \left\{\frac{1}{\kappa}\ln\frac{z_b}{k_s} + A_r\right\}^{-2}$$

となる。また、対数則から求まる平均流速Uは、

$$U = \left(\frac{1}{\kappa}\ln\frac{h}{k_s} - \frac{1}{\kappa} + A_r\right)u_*$$

である。ここで、h：水深である。なお、一般的な開水路の一次元モデルでは、運動方程式の摩擦項を以下の式で表すことが多い。

$$\tau_0 = \rho_0 ghI \text{、} \quad U = \frac{1}{n}h^{2/3}I^{1/2} \quad \rightarrow \quad \tau_0 = \rho_0 \frac{n^2 g}{h^{1/3}}U^2$$

ここで、n：マニングの粗度係数、U：平均流速である。上式を変形すると、

$$n = \frac{h^{1/6}}{\sqrt{g}}\left(\frac{1}{\kappa}\ln\frac{h}{k_s} - \frac{1}{\kappa} + A_r\right)^{-1}$$

となる。

乱流パラメータ（k、ε）に対する底面の境界条件は壁法則に基づいて設定した。すなわち、

$$k=\frac{u_*^2}{\sqrt{C_\mu}}、\quad \varepsilon=\frac{u_*^3}{\kappa z_b}$$

・流体密度の算定

流体密度は、気象庁海洋観測指針（気象庁，1999）に基づき以下の式で算定する。

$$\begin{aligned}\rho(S,T)=&a_0+a_1T+a_2T^2+a_3T^3+a_4T^4+a_5T^5\\&+(b_0+b_1T+b_2T^2+b_3T^3+b_4T^4)S\\&+(c_0+c_1T+c_2T^2)S^{3/2}+d_0S^2\end{aligned}$$

a_0 =999.842594　b_0 = 8.24493×10^{-1}　c_0 =−5.72466×10^{-3}

a_1 = 6.793952×10^{-2}　b_1 =−4.0899×10^{-3}　c_1 = 1.0227×10^{-4}

a_2 = −9.095290×10^{-3}　b_2 = 7.6438×10^{-5}　c_2 =−1.6546×10^{-6}

a_3 = 1.001685×10^{-4}　b_3 =−8.2467×10^{-7}

a_4 = −1.120083×10^{-6}　b_4 = 5.3875×10^{-9}　d_0 = 4.8314×10^{-4}

a_5 = 6.536332×10^{-9}

ここで、ρ：1 気圧の条件下における海水密度（kg/m^3）、T：水温（℃）、S：塩分（psu）である。

（2）流況の変動特性

流況の調査結果については 3-2-4 で述べたとおりであるが、流動モデルの構築に当って既存の知見との整合性の確認を行った。Takeuchi and Hibiya(1997)で示された駿河湾奥の東部に位置する内浦湾における流況の概要を図 3-2-5-3、流速の鉛直方向の時間変化を図 3-2-5-4 に示す。また本事業の流況データのうち、鉛直方向の流速成分をまとめたものを図 3-2-5-5、図 3-2-5-6 に示す。流速成分を示した地点の位置は図 3-2-4-24 のとおりである。

Takeuchi and Hibiya(1997)によれば、駿河湾の流動は水深 60～70m 付近と 200～300m 付近で流向が入れ替わるような鉛直構造をもっている。このような特徴は、本事業の流況調査でも確認することができ、整合する結果が得られている。また、Takeuchi and Hibiya(1997)では長期の流速の鉛直構造を示しており、駿河湾の海域は鉛直的な 3 層構造の往復流が卓越しているような領域であると推定される。

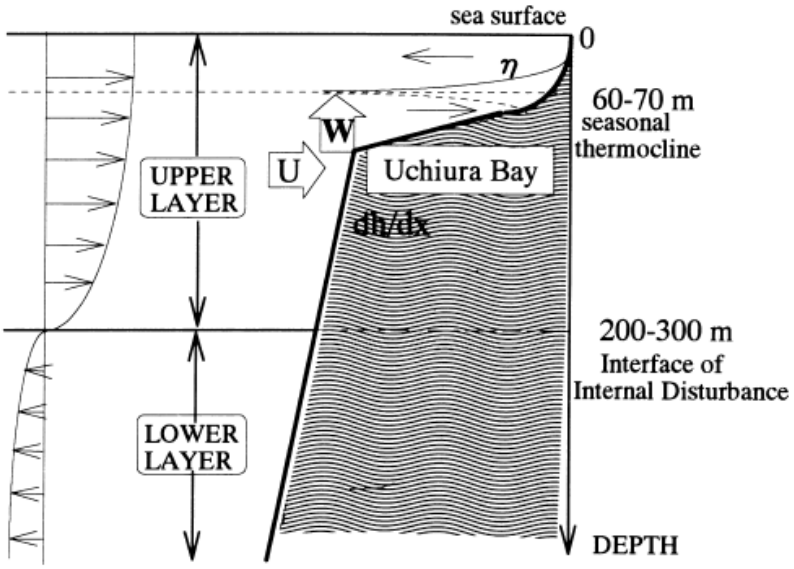


図 3-2-5-3　駿河湾沿岸の内浦湾における流況の概念図

（Takeuchi and Hibiya, 1997）

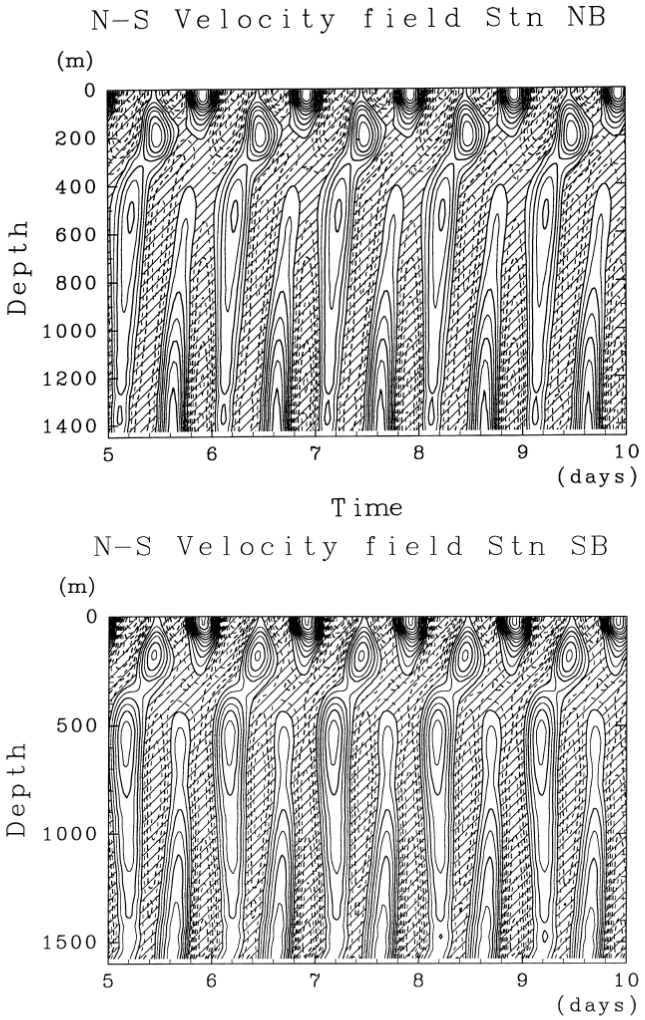


図 3-2-5-4　流速の鉛直構造の時間変化

(Takeuchi and Hibiya, 1997)

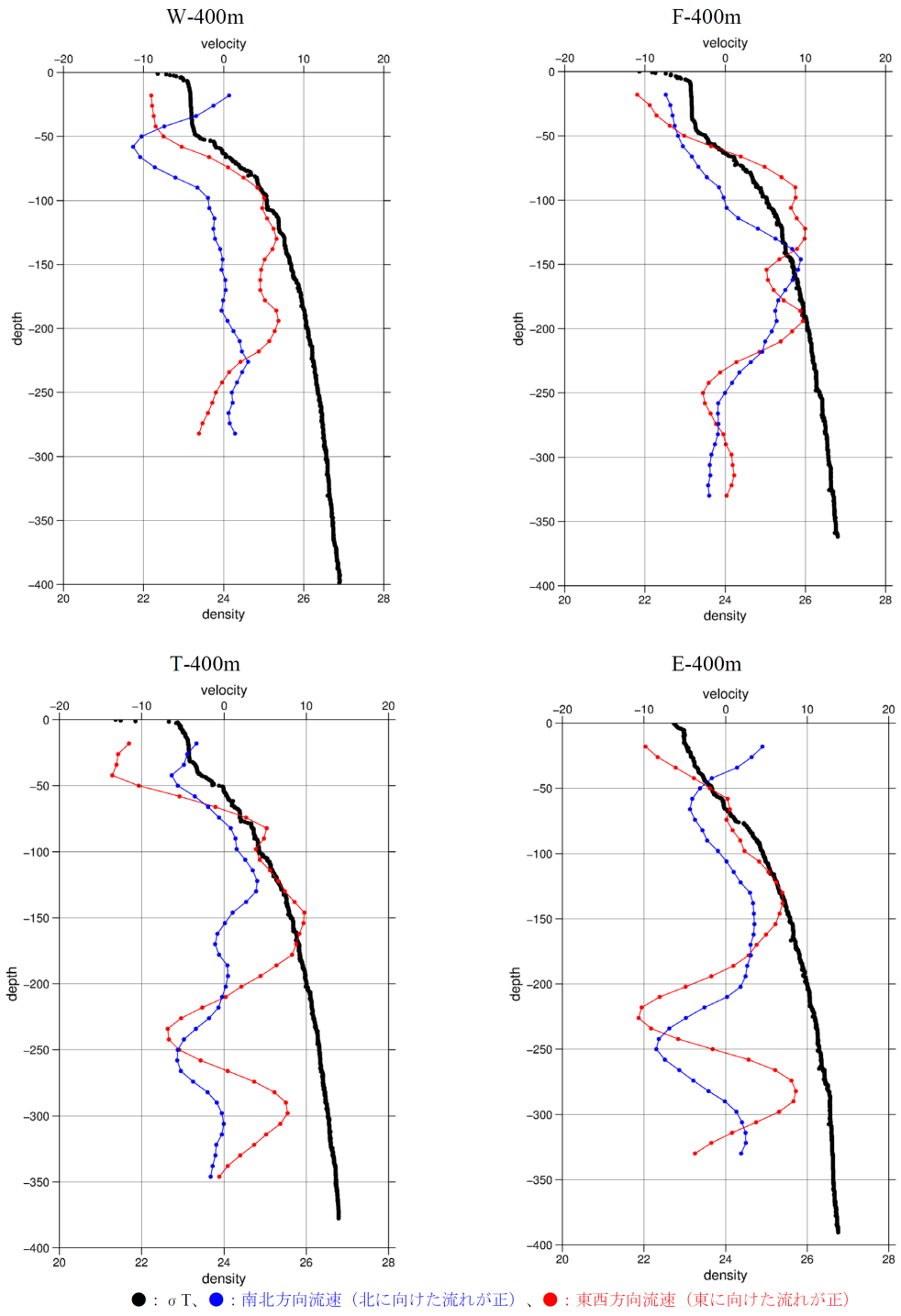


図 3-2-5-5　水質項目と流動場との対応関係　（下げ潮時）

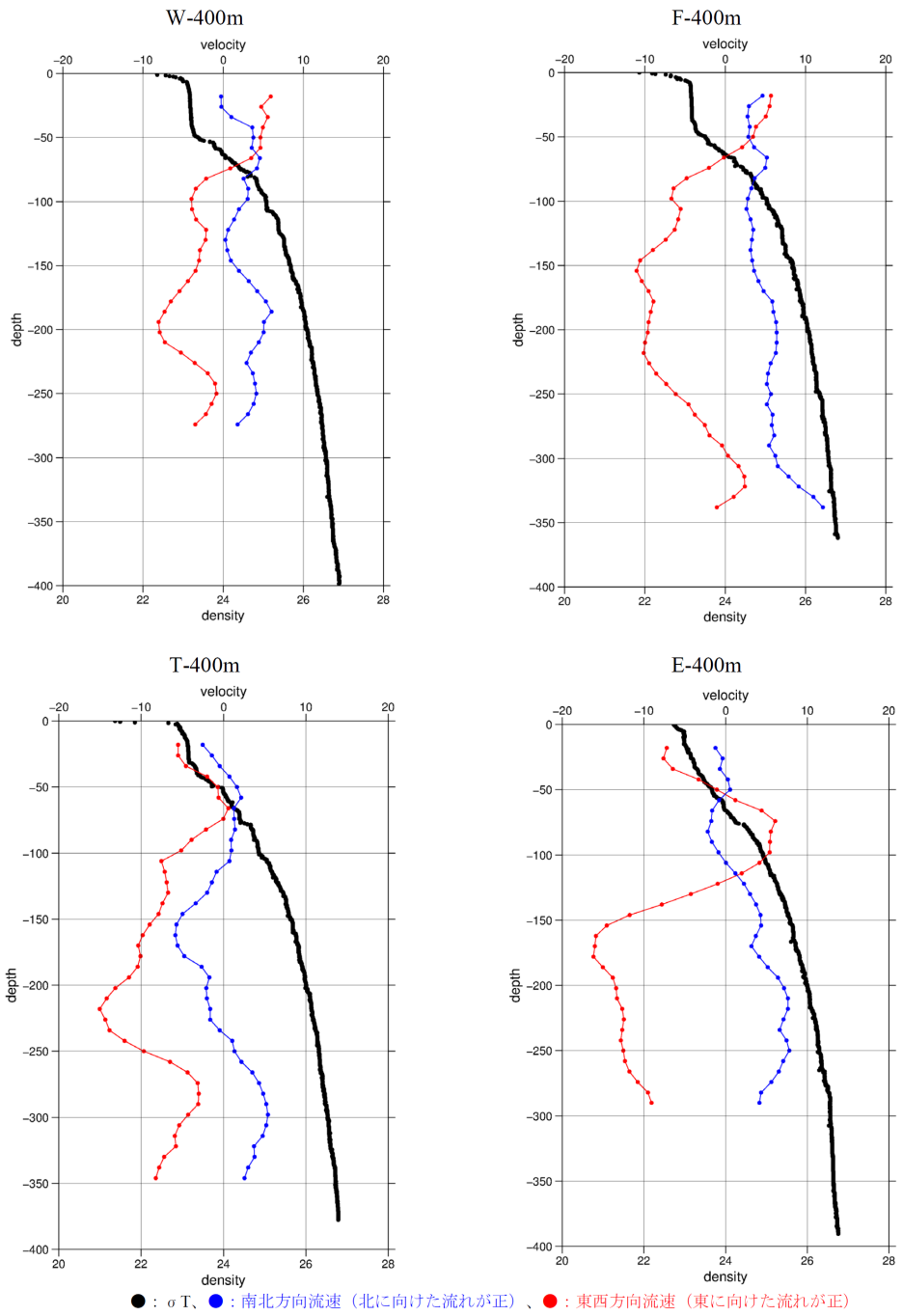


図 3-2-5-6　水質項目と流動場との対応関係　（上げ潮時）

（3）計算格子・タイムステップの設定

計算期間やタイムステップ等の計算条件を表 3-2-5-1 に示す。また、計算範囲・水深・格子表現等を図 3-2-5-7～図 3-2-5-9 に示す。海底湧出地下水の発生個所は、ROV 調査の結果を基に崖地形となっている谷部に設定した。また、感度解析は海底湧出地下水の発生個所を 1 格子の点源とするケースと、谷地形にそって湧出地点が帯状（面的）に存在するケースを想定して実施した。観測によれば海水の流れは鉛直的に 3 層構造になっていることが明らかとなっている。この流動場を再現するために、潮位条件や気象条件の検討とデータの整理を行った。以下にその方法を述べる。

潮位条件として、気象庁潮位観測地点の清水港での観測値を与えた（図 3-2-5-10）。また，気象庁の時潮データと合わせて、参考資料として、調和定数表（海上保安庁，1992）より、解析領域周辺の 5 地点分の調和定数を表 3-2-5-2、表 3-2-5-3 に整理した。

表 3-2-5-1　計算条件

計算期間	2015 年 10 月 11 日 9 時～2015 年 10 月 11 日 13 時
タイムステップ	0.15 秒
結果の出力間隔	400 タイムステップ（1 分）
基準密度	1024kg/m^3
底面粗度高さ	0.10m
X 軸方位	90.0°
コリオリ・パラメータの基準緯度	35.125°

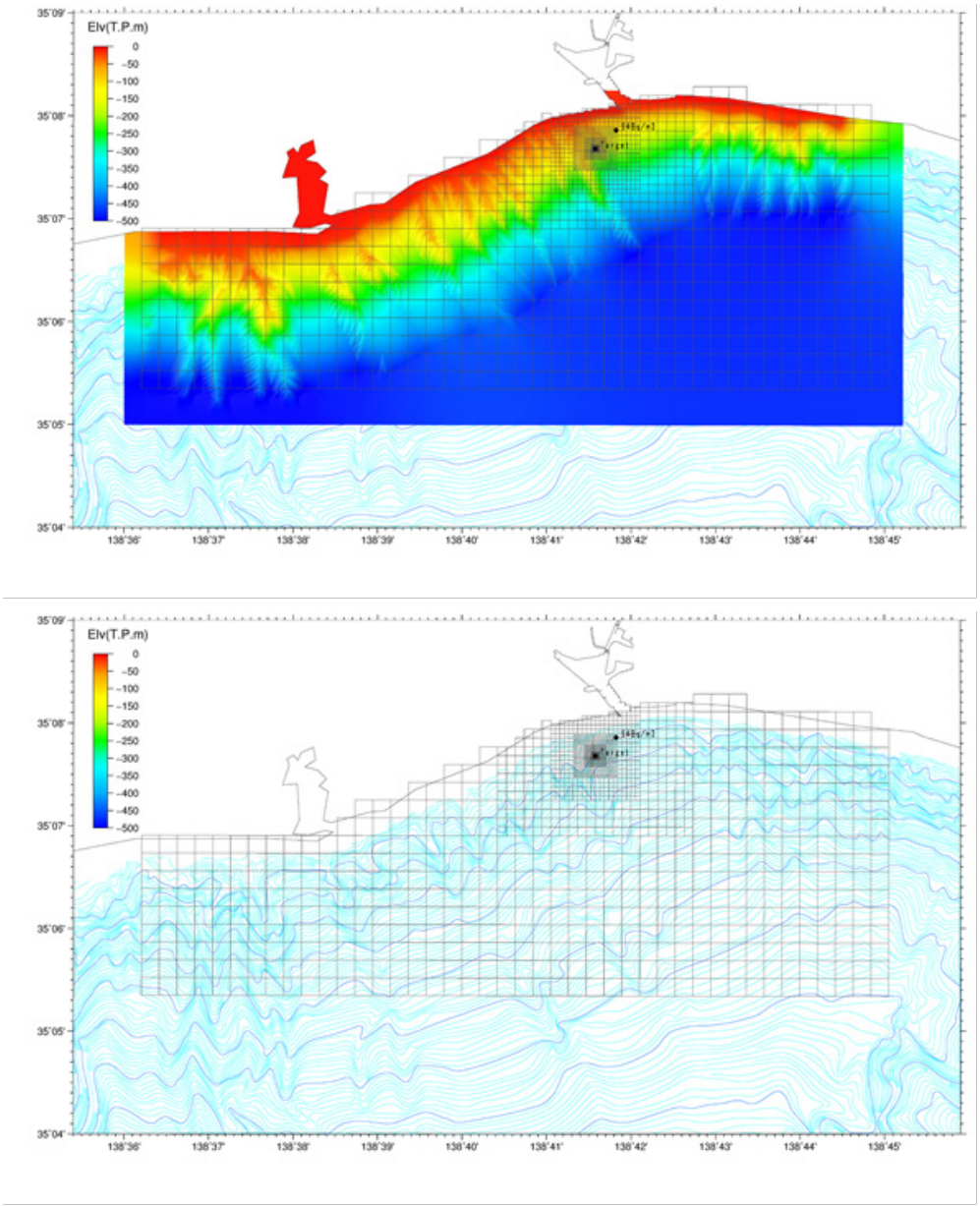


図 3-2-5-7　計算格子と海底地形の関係（モデル全体）

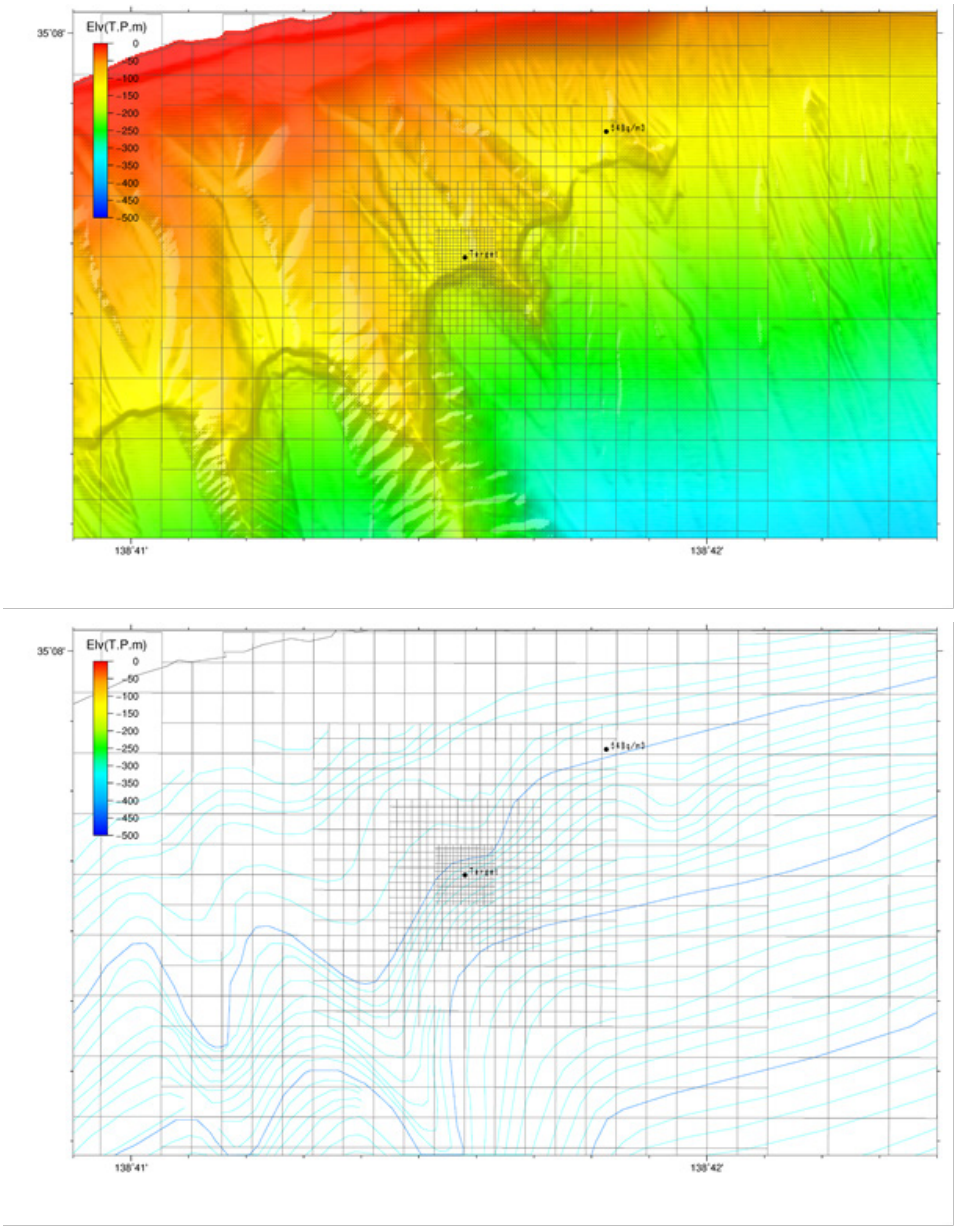


図 3-2-5-8　計算格子と海底地形の関係（海底湧出地下水の周辺）

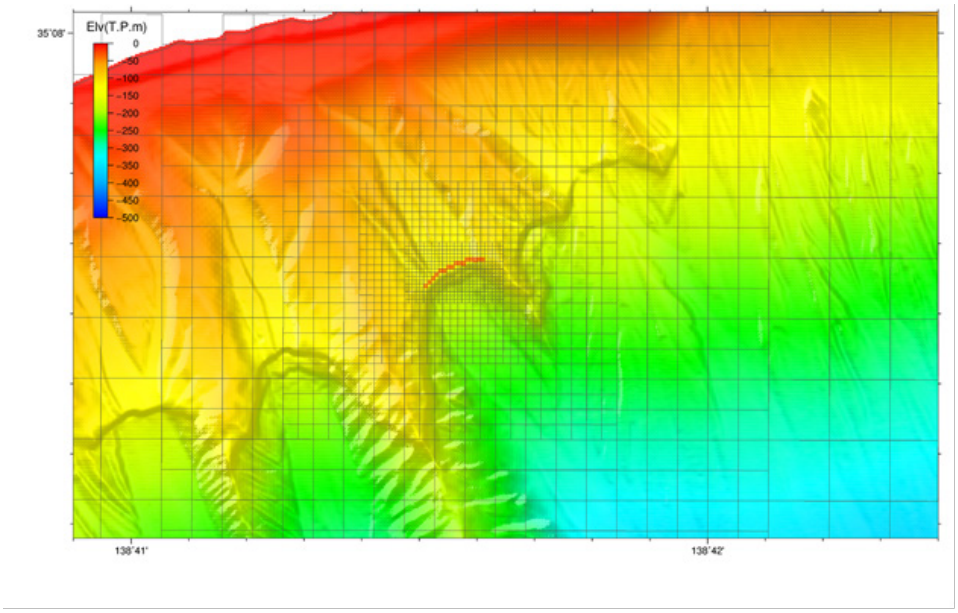


図 3-2-5-9　計算格子における面的な海底湧出地下水の配置例

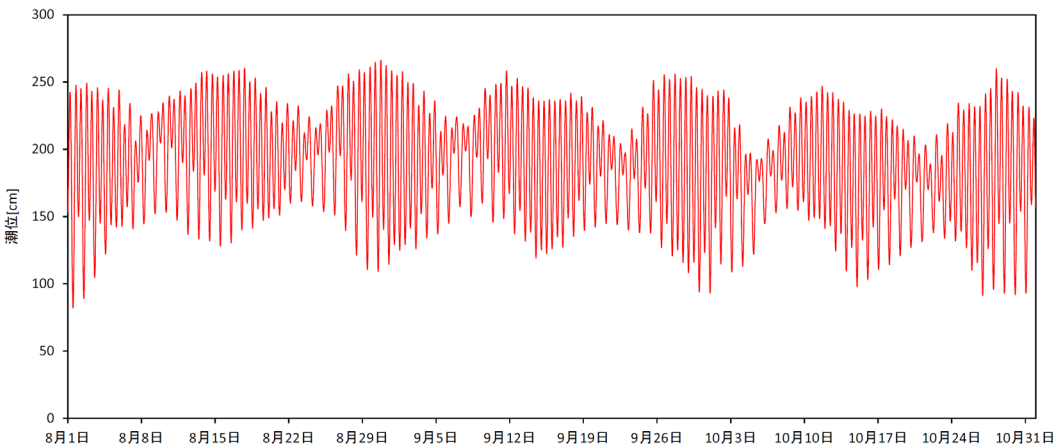


図 3-2-5-10　清水港における 10 分潮位データ

（気象庁，2016；対象期間は 2015 年 8 月～10 月）

表 3-2-5-2　計算領域周辺の調和定数（その 1）

2210　三津
Mito

Lat. :　35° 1' N.
Long. : 138° 54' E.

Tide	H cm	κ deg	Tide	H cm	κ deg
Sa	10.6	170.4	M_2	41.3	167.2
Ssa	1.5	300.7	MKS_2		
Mm	0.8	36.3	λ_2	0.4	178.3
MSf	0.7	26.0	L_2	1.4	178.9
Mf	0.5	131.6	T_2	1.1	196.1
			S_2	18.9	192.4
$2Q_1$			R_2	0.2	320.9
σ_1			K_2	5.3	188.4
Q_1	3.1	150.7	MSN_2		
ρ_1	0.6	149.9	KJ_2		
O_1	15.4	160.7	$2SM_2$	0.1	53.9
MP_1	0.5	182.6			
M_1	0.5	181.6	MO_3	0.0	258.9
χ_1			M_3	0.5	166.0
π_1	0.6	166.6	SO_3		
P_1	6.9	175.6	MK_3	0.1	260.4
S_1	0.2	338.8	SK_3	0.2	43.8
K_1	21.0	179.5			
ϕ_1	0.9	278.1	MN_4		
ϕ_1	0.3	115.2	M_4	0.1	83.9
θ_1			SN_4		
J_1	1.1	199.5	MS_4	0.0	4.3
SO_1	0.2	292.7	MK_4		
OO_1	0.7	218.2	S_4		
			SK_4		
OQ_2					
MNS_2			$2MN_6$		
$2N_2$	0.9	156.7	M_6	0.0	132.7
μ_2	1.0	168.8	MSN_6		
N_2	7.0	162.8	$2MS_6$	0.0	149.9
ν_2	1.3	164.6	$2MK_6$		
OP_2	0.3	354.2	$2SM_6$		
			MSK_6		

Z_0= 100 cm
計算期間　：S46-10Y
Sa, Ssa分潮：1971-1980
計算方法　：フーリエ解析法（1か年）
観測機関　：気象庁
計算機関　：気象庁

2213　清水
Simizu

Lat. :　35° 1' N.
Long. : 138° 30' E.

Tide	H cm	κ deg	Tide	H cm	κ deg
Sa	11.0	172.2	M_2	40.2	166.3
Ssa	1.1	322.6	MKS_2		
Mm	0.9	28.3	λ_2	0.4	176.6
MSf	0.6	5.5	L_2	1.8	166.7
Mf	0.0	241.3	T_2	1.1	179.6
			S_2	18.6	191.6
$2Q_1$			R_2	0.3	108.7
σ_1			K_2	5.3	186.3
Q_1	3.2	152.4	MSN_2		
ρ_1	0.7	142.2	KJ_2		
O_1	15.9	160.4	$2SM_2$	0.1	81.6
MP_1	0.1	228.0			
M_1	0.8	146.9	MO_3	0.1	34.5
χ_1			M_3	0.5	163.3
π_1	0.9	178.2	SO_3		
P_1	6.9	177.6	MK_3	0.1	227.7
S_1	1.3	347.4	SK_3	0.2	50.0
K_1	21.5	180.0			
ϕ_1	0.7	297.8	MN_4		
ϕ_1	0.4	202.8	M_4	0.1	170.4
θ_1			SN_4		
J_1	1.1	201.5	MS_4	0.1	112.4
SO_1	0.3	260.9	MK_4		
OO_1	0.7	225.6	S_4		
			SK_4		
OQ_2					
MNS_2			$2MN_6$		
$2N_2$	1.1	164.9	M_6	0.1	173.9
μ_2	1.1	176.2	MSN_6		
N_2	7.2	164.0	$2MS_6$	0.1	181.4
ν_2	1.3	160.3	$2MK_6$		
OP_2	0.6	69.5	$2SM_6$		
			MSK_6		

Z_0= 95 cm
計算期間　：S42.1-1Y
Sa, Ssa分潮：1971-1980
計算方法　：フーリエ解析法（1か年）
観測機関　：気象庁
計算機関　：気象庁

表 3-2-5-3　計算領域周辺の調和定数（その 2）

2211　田子の浦			2212　興津			2214　三保		
Tagonoura			Okitu			Miho		
35° 8' N.			35° 3' N.			35° 0' N		
138° 42' E.			138° 31' E.			138° 31' E		
Tide	H cm	κ deg	Tide	H cm	κ deg	Tide	H cm	κ de
Mm			Mm			Mm		
MSf			MSf			MSf		
Q_1	2.9	149.4	Q_1			Q_1		
O_1	16.4	158.1	O_1	15.5	169.0	O_1	15.7	158.
M_1			M_1			M_1		
P_1	7.5	179.9	P_1	8.7	185.4	P_1	7.8	183.
K_1	22.5	179.9	K_1	26.2	185.4	K_1	23.3	183.
J_1			J_1			J_1		
OO_1			OO_1			OO_1		
μ_2	1.0	155.3	μ_2	2.5	339.5	μ_2	0.4	22.6
N_2	6.1	157.8	N_2			N_2		
ν_2	1.2	157.8	ν_2			ν_2		
M_2	40.7	166.1	M_2	37.0	165.2	M_2	41.5	164.7
L_2	1.1	171.9	L_2			L_2		
S_2	18.0	193.5	S_2	22.5	189.8	S_2	18.9	193.6
K_2	4.9	193.5	K_2	6.1	189.8	K_2	5.2	193.6
$2SM_2$			$2SM_2$			$2SM_2$		
MO_3			MO_3			MO_3		
M_3			M_3			M_3		
MK_3			MK_3			MK_3		
MN_4			MN_4			MN_4		
M_4	0.2	172.5	M_4	1.8	40.0	M_4	0.7	317.2
SN_4			SN_4			SN_4		
MS_4	0.1	207.4	MS_4	0.2	342.9	MS_4	0.5	95.9
$2MN_6$			$2MN_6$			$2MN_6$		
M_6			M_6			M_6		
MSN_6			MSN_6			MSN_6		
$2MS_6$			$2MS_6$			$2MS_6$		
$2SM_6$			$2SM_6$			$2SM_6$		
Z_0= 97 cm			Z_0= 95 cm			Z_0= 95 cm		
S38.3,7-3M			S18.1-15D			S18.1-51D		
ﾀﾞｰｳｨﾝ法(1月)			ﾀﾞｰｳｨﾝ法(15日)			ﾀﾞｰｳｨﾝ法(1月)		
水路部			水路部			水路部		

気象条件は気象庁アメダス等の公表資料から収集し、計算領域に近い観測点「富士」における 10 月の気象について整理した（図 3-2-5-11）。流況観測を実施した 2015 年 10 月の気温は平年値と同程度であり、降水量は少なく、日照時間は多い傾向がみられた。そのため，表層の水温・塩分躍層は例年よりも明確に存在すると推定される。また、風向の季節変化は、最多風向を見る限りは例年通りであるが、平均風速は例年よりも年間を通じて大きめであった。

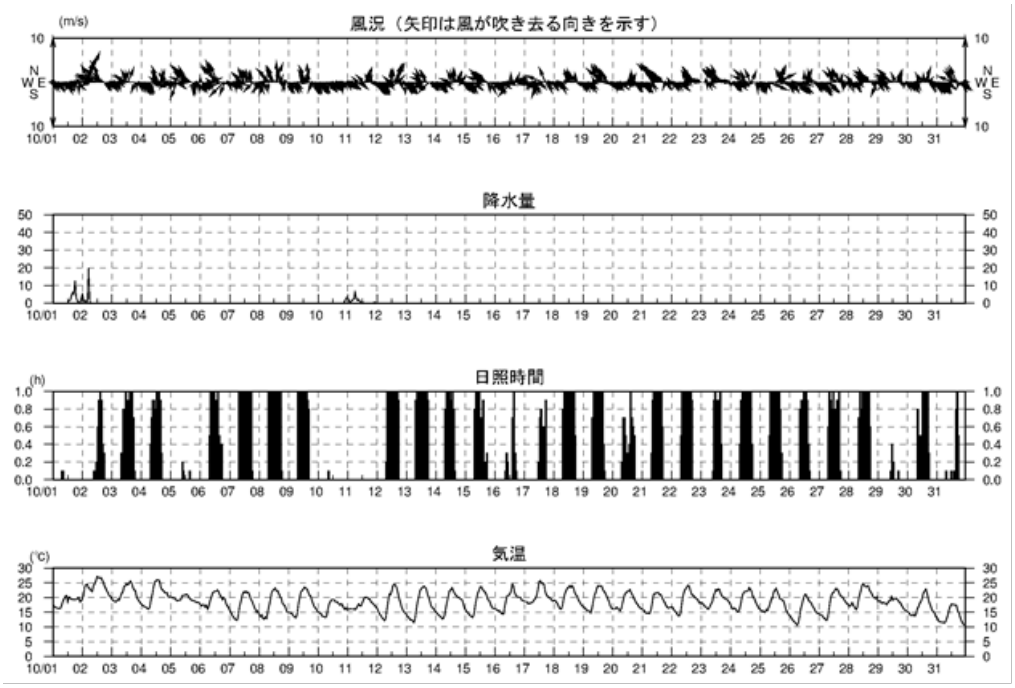


図 3-2-5-11　富士における 2015 年 10 月の気象条件（気象庁，2016）

（4）海底湧出地下水および開境界の条件設定

海底湧出地下水として与える設定は以下のとおりである。

・^{222}Rn 濃度：4451（Bq/m^3）：陸域地下水の平均値（下記）

・水温：20.0（℃）

・塩分：0（psu）

^{222}Rn 濃度は SGD を再現する詳細メッシュの領域（田子の浦西側）の近傍に位置している井戸（深度 180～250m）で、淡水地下水の組成を示し、火山系の帯水層の地下水と考えられる低いストロンチウム同位体比（^{87}Sr/^{86}Sr）を示した 4 地点を抽出して、その平均値を算出して用いた。

また、開境界の流速条件は、境界に潮位差を与えることで流速場を表現した。初期条件は以下のとおりとし、境界条件は図 3-2-5-12 のように設定した。また ^{222}Rn 濃度の初期条件、境界条件は海水であることからいずれも 0.0Bq/m^3 である。

・水温：20.0（℃）

・塩分：34.0（psu）

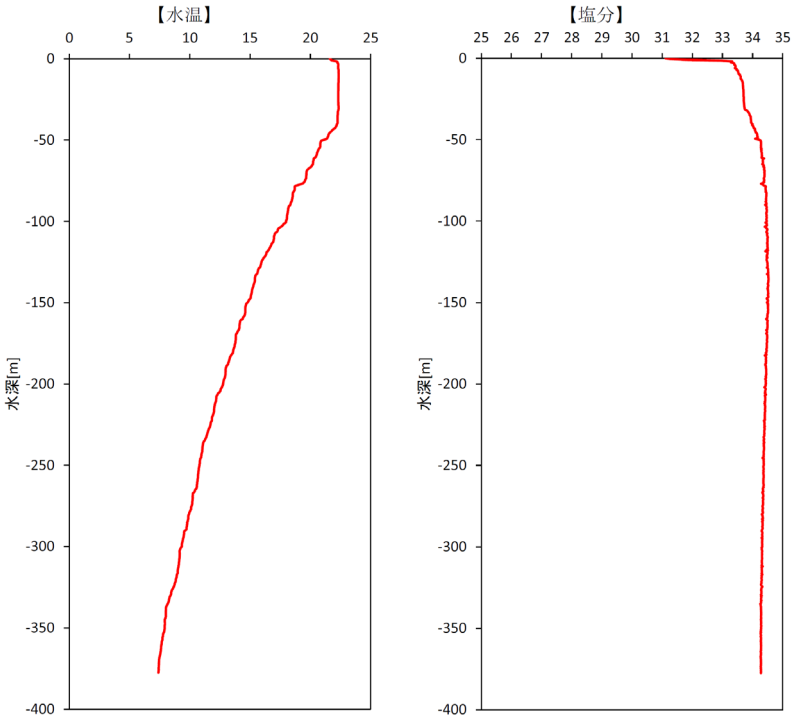


図 3-2-5-12　境界条件（T-400m の鉛直プロファイルを設定）

（5）流動モデルの再現性

流況調査の結果からは上げ潮時、下げ潮時に流速 10～30cm/s 程度を示すことが分かっている。この結果を踏まえて流動モデルにでは境界に水位の勾配を与えて、流速 20cm/s 程度の分布となるような状況を再現できるようにモデル構築を行った。また、計算結果を確認し、水温、塩分、流速の異常な値が入っておらず、地形の影響を受けて減衰している箇所の他は、概ね一様な流れ場が全体として形成されていることも確認した。

3-2-5-2　感度解析による海底湧出地下水の挙動の検討

（1）感度解析の条件

感度解析は表 3-2-5-13 に示した 3 ステージ、11 ケースで実施した。感度解析については ^{222}Rn の湧出後の分布を追跡する形とした。ステージ 1 では流量の大小に伴う ^{222}Rn 濃度の空間分布を検討した。ここでの湧出箇所は、1 メッシュの点源としての条件で固定した。ステージ 2 では、湧出箇所の配置を、崖部の湧水を模した帯状の形状として設定し、湧出箇所の形状の違いによる海底湧出地下水の挙動の確認を行った。詳細は後述するが、ステージ 1 とステージ 2 が終了した時点で、海底週出地下水が海表面まで到達したケースは、湧水流量 10m^3/s のケース（ケース 4）のみであった。

ステージ 3 では、現地調査によって湧出場所を検出するという観点から、海底湧出地下水が海表面に到達しうる外的条件（調査の時間帯や時期など）を検討するための感度解析を実施した。具体的には潮止まりのような状況を模した静穏（0 cm/s）の状態で、流量と湧出口の設定（点源/面的湧出）の影響をケース 6～ケース 9 にて解析した。さらに鉛直的な密度場が小さくなる冬季の場合を想定し、ケース 10 とケース 11 として計算した。

表 3-2-5-13　感度解析の各ケースにおける条件設定

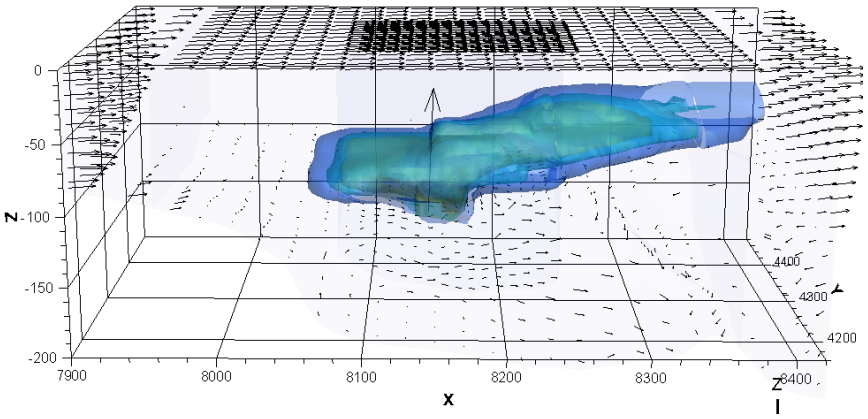
	ケース名	湧水流量	解析対象時期	湧水湧出口の設定	開境界の流況	開境界の密度場（水温・塩分）
stage1	case1	1m^3/s	2015年10月	点源湧出	20cm/s　東向き	10月観測結果より設定
	case2	2m^3/s	2015年10月	点源湧出	20cm/s　東向き	10月観測結果より設定
	case3	5m^3/s	2015年10月	点源湧出	20cm/s　東向き	10月観測結果より設定
	case4	10m^3/s	2015年10月	点源湧出	20cm/s　東向き	10月観測結果より設定
stage2	case5	10m^3/s	2015年10月	面的湧出	20cm/s　東向き	10月観測結果より設定
stage3	case6	5m^3/s	2015年10月	点源湧出	静穏 0cm/s	10月観測結果より設定
	case7	10m^3/s	2015年10月	点源湧出	静穏 0cm/s	10月観測結果より設定
	case8	5m^3/s	2015年10月	面的湧出	静穏 0cm/s	10月観測結果より設定
	case9	10m^3/s	2015年10月	面的湧出	静穏 0cm/s	10月観測結果より設定
	case10	5m^3/s	冬季	点源湧出	静穏 0cm/s	2014年冬季の水温、塩分データより設定
	case11	10m^3/s	冬季	面的湧出	静穏 0cm/s	2014年冬季の水温、塩分データより設定

（2）ステージ１の感度解析結果

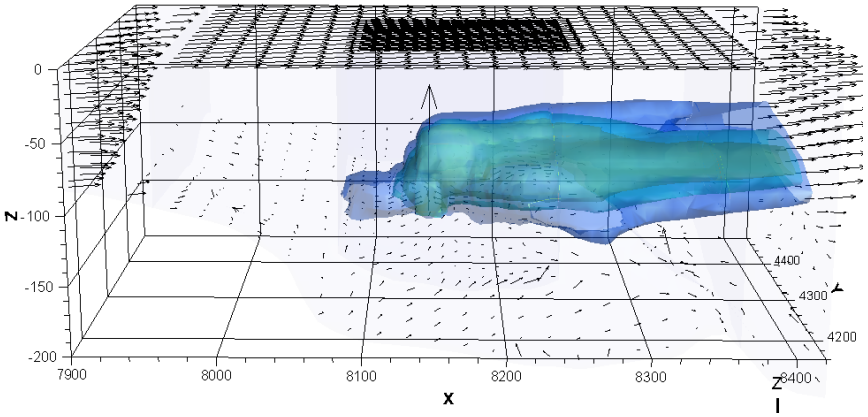
ステージ１の解析結果を図 3-2-5-13～図 3-2-5-16 に示す。ステージ１の解析結果からは、時間の経過とともに、^{222}Rn が流れの下流側に拡がっていく様子がわかる。また海底湧出地下水の湧出量が大きいほど、拡がる範囲も大きいことが分かる。鉛直方向の分布を見ると、ケース 1、2、3 では、湧出水が中層に留まった後に、水平方向に拡がっている。また湧出量が増えるほど、中層で留まる水深帯が浅い位置に遷移している。海底湧出地下水の湧出量を 10m^3/s に設定した場合、海底湧出地下水に由来する ^{222}Rn が表層に達している。

【 Q = 1m³/s 】

2015/10/11
11:00:00.00



12:00:00.00



13:00:00.00

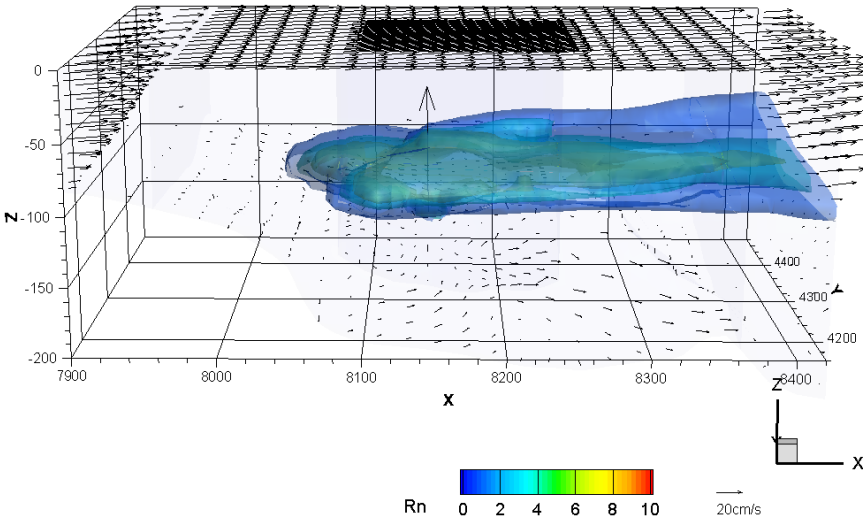
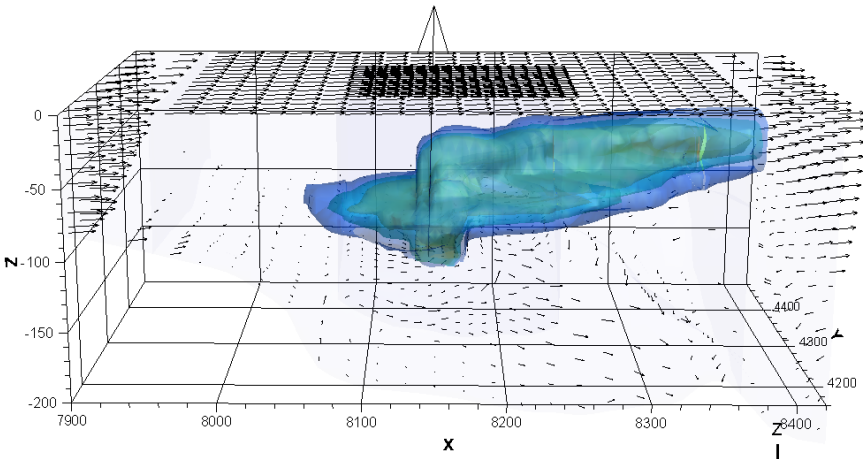


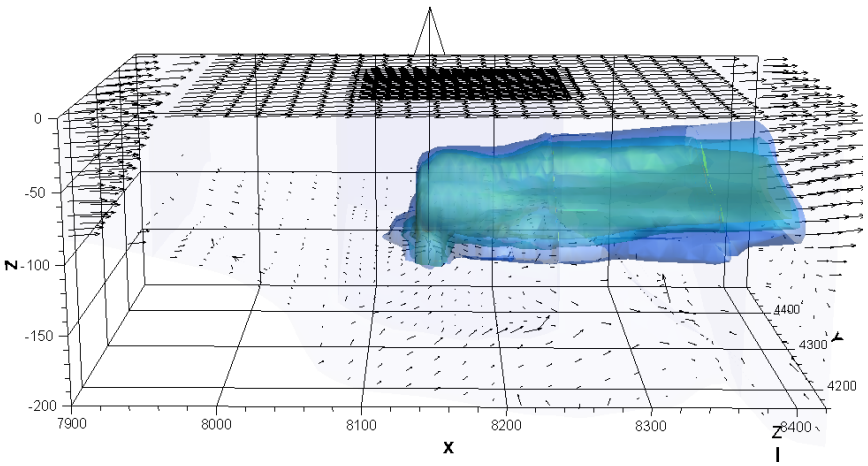
図 3-2-5-13　ケース 1（湧出量 1m³/s）における ^{222}Rn の空間分布

【 Q = 2m³/s 】

2015/10/11
11:00:00.00



12:00:00.00



13:00:00.00

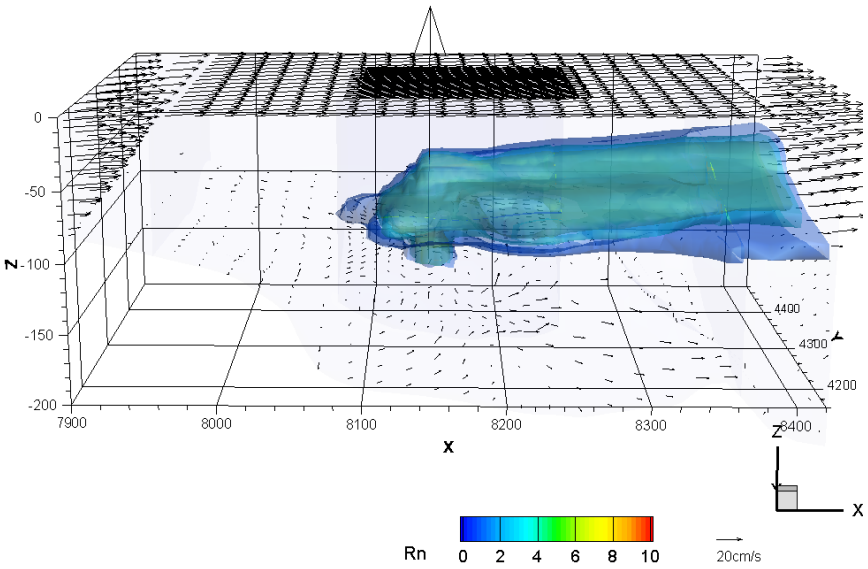


図 3-2-5-14　ケース 2（湧出量 2m³/s）における ^{222}Rn の空間分布

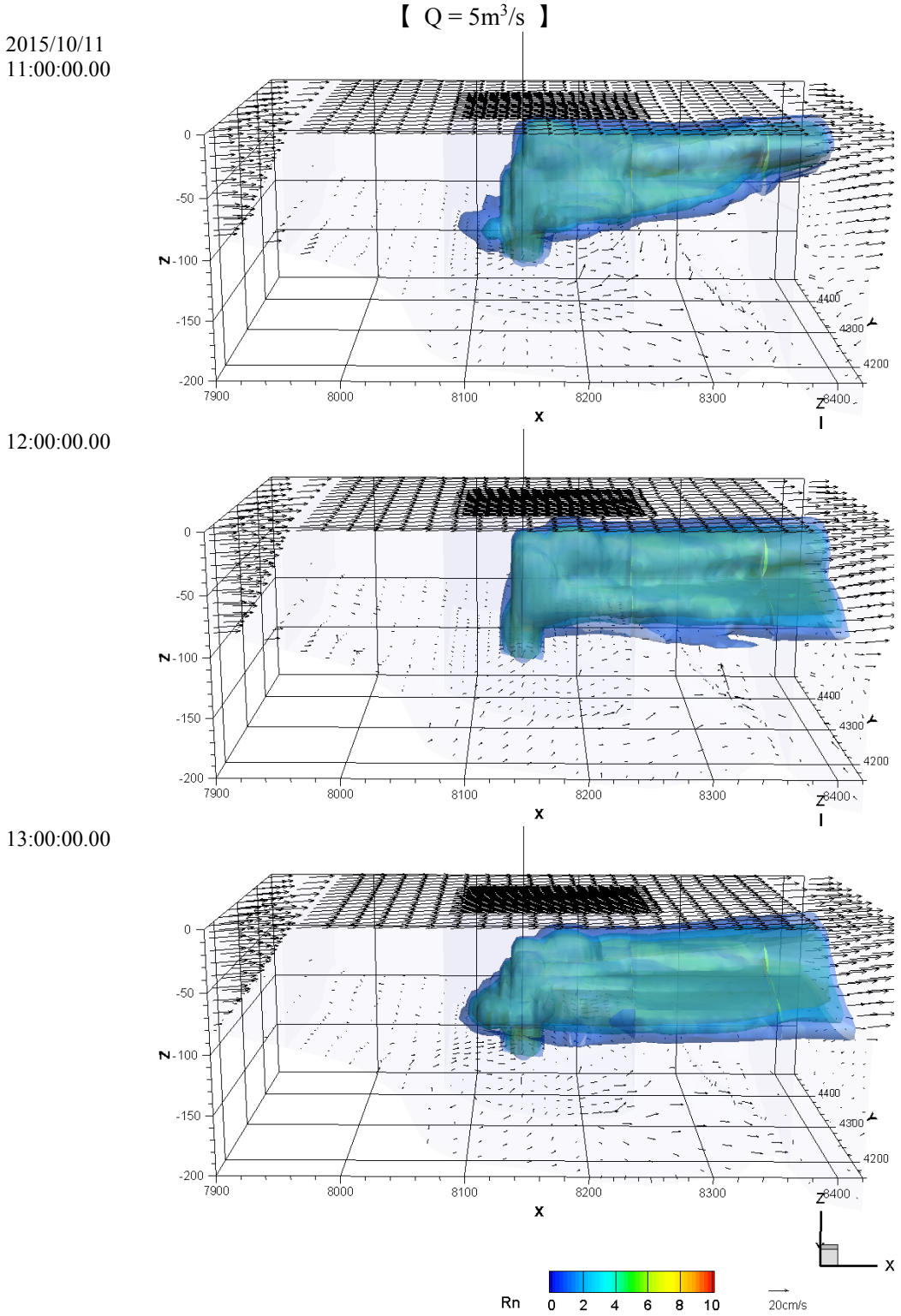


図 3-2-5-15　ケース 3（湧出量 5m³/s）における ^{222}Rn の空間分布

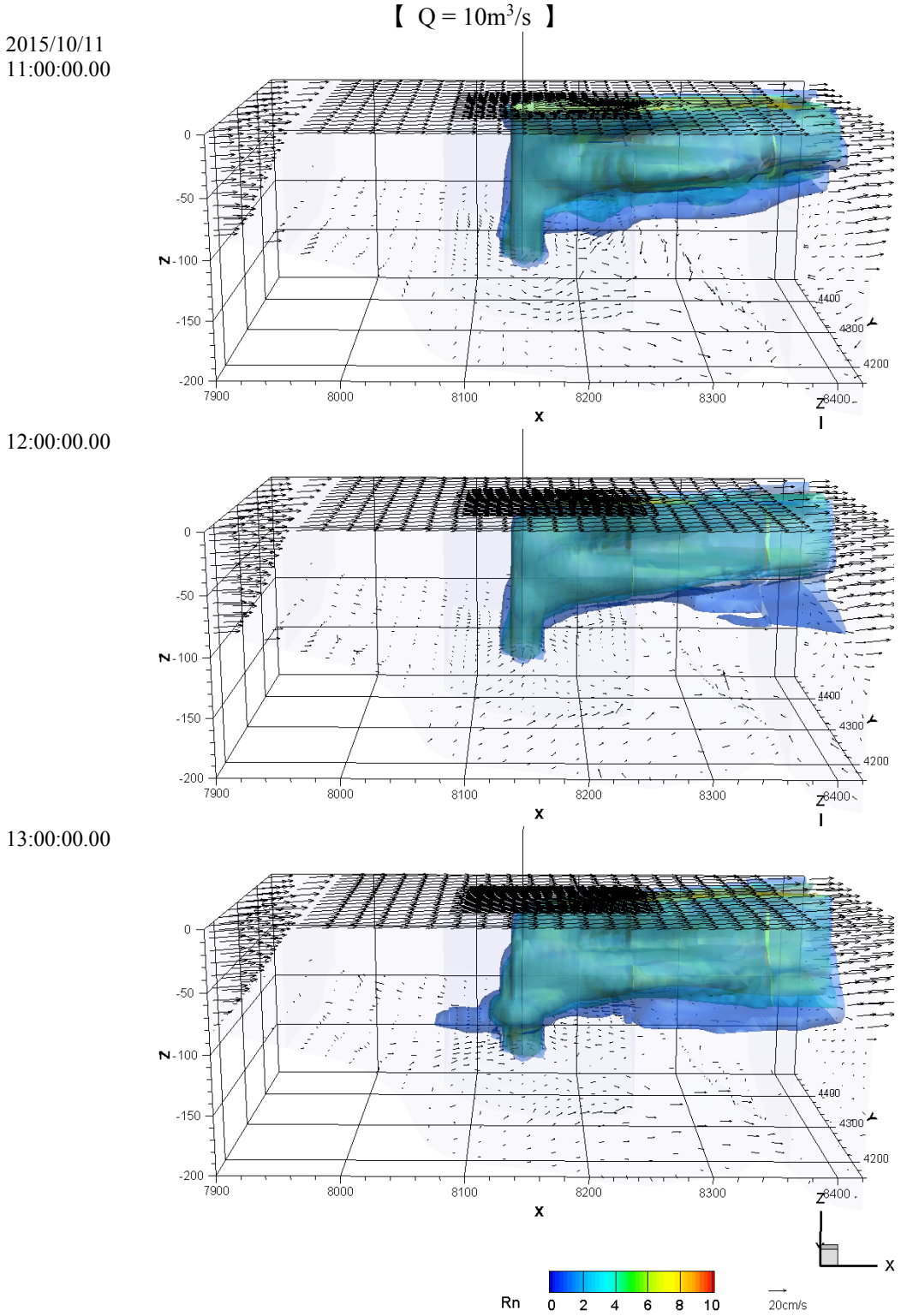


図 3-2-5-16　ケース 4（湧出量 10m³/s）における ^{222}Rn の空間分布

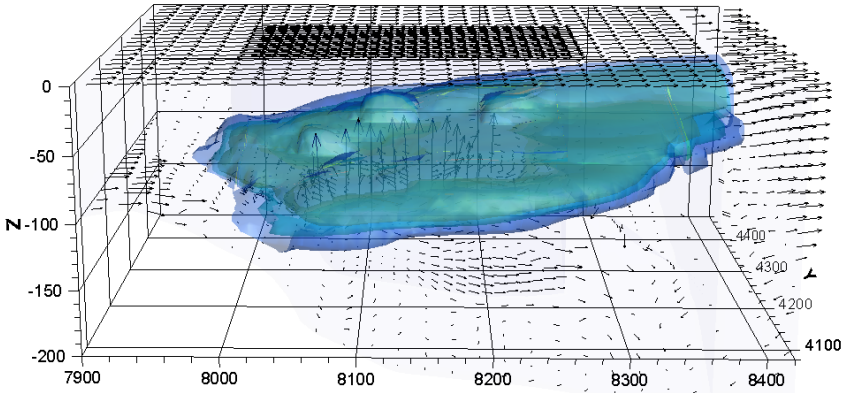
（3）ステージ 2 の感度解析結果

ステージ 2 の解析結果を図 3-2-5-17 に示す。ここでは流動場を東流 20cm/s、湧出水の流量を 10m^3/s として、面的に湧出した場合（図 3-2-5-9 参照）の挙動について検討した。

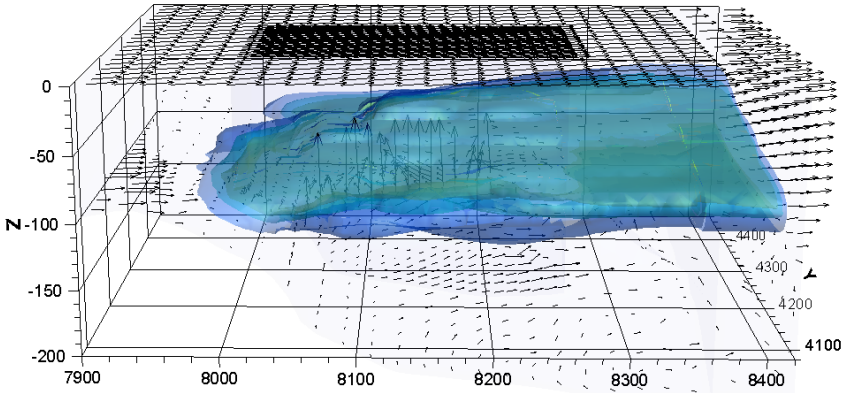
面的に総量 10m^3/s の湧出量とした場合、海底湧出地下水は海面付近まで上昇せず、比較的深い水深帯（100m 程度）に留まり、水平的に拡がる結果が得られた。これはステージ 1・ケース 4 で与えた点源（1 格子）から 10m^3/s が湧出した場合と大きく異なっていた。

【 Q = 10m^3/s 】

2015/10/11
11:00:00.00



12:00:00.00



13:00:00.00

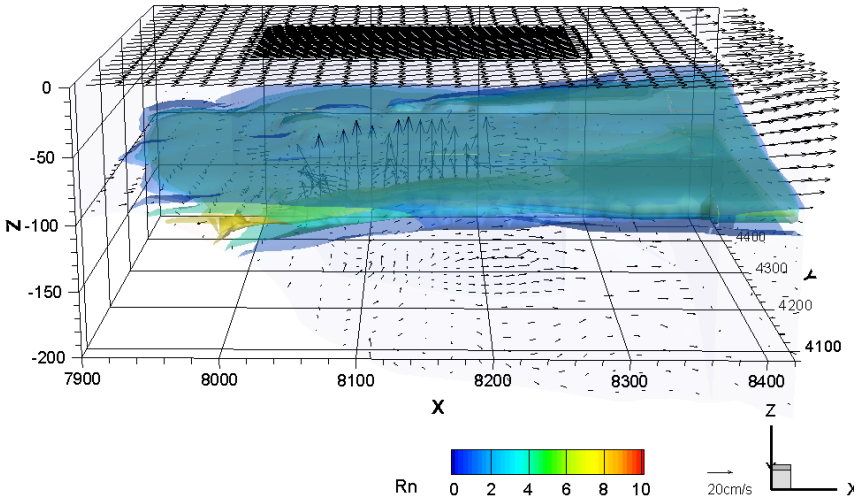


図 3-2-5-17　ケース 5（湧出量 10m^3/s、面的湧出）における ^{222}Rn の空間分布

（4）ステージ 3 の感度解析結果

ステージ 1 とステージ 2 の感度解析の結果では、海底湧出地下水が海表面まで到達したケースは、湧水流量 10m^3/s のケース（ケース 4）のみであった。この結果を受けて、ステージ 3 では、海底湧出地下水が海表面に到達する外的条件の検討を視野にいれて、以下の 2 つの方針で検討した。

・静穏場での海底湧出地下水の挙動の把握（ケース 6～ケース 9）

流速が 0cm/s に近い場合、混合が弱まるため、より長期間海水と海底湧出地下水の密度差が保たれることで、流れがある場よりも海表面近くまで到達することが想定される。

・冬季の密度場での海底湧出地下水の挙動の把握（ケース 10 とケース 11）

鉛直的な密度差が小さいため、海底湧出地下水が海表面まで輸送されることが想定される。

静穏場における解析結果を図 3-2-5-18～3-2-5-21 に示す。湧出流量は 5m^3/s または 10m^3/s とし、点源湧出および面的湧出それぞれの海底湧出地下水の挙動について確認した。静穏場においては点源で湧出量 10m^3/s とした場合（ケース 7）、ケース 4 と同様に湧出水が海表面に到達するが、面的湧出では 5m^3/s（ケース 8）、10m^3/s（ケース 9）のいずれのケースも海水面に達する様子は確認されなかった。

次に冬季の密度場での解析結果を図 3-2-5-22、図 3-2-5-23 に示す。冬季の密度場の再現には 2014 年の冬季の鉛直プロファイルデータ（産業技術総合研究所，2014）を用いた。冬季の密度場の場合、湧出流量 5m^3/s（点源湧出）、湧出流量 10m^3/s（面的湧出）のいずれのケースでも海底湧出地下水は海表面に到達することが分かった。また海面付近の ^{222}Rn 濃度は 10Bq/m^3 のオーダーを示し、産業技術総合研究所（2014）における曳航調査で得られ

た ^{222}Rn 濃度のオーダーと同じであった。このように秋季と冬季の塩分（密度）構造によって、湧出水の到達深度が顕著に異なることが明らかとなった。

今回の解析は限定的な条件下の結果であるものの、場の条件に応じて海底からの湧出水が中層まで影響を及ぼし、場合によっては表層に達することが明らかとなった。また海底湧出地下水の挙動において、海域の密度場の影響の感度が大きいことが示された。このような情報は、海底湧出地下水の実態把握に向けた現地調査の時期や、調査箇所の設定に資するものと考えられる。

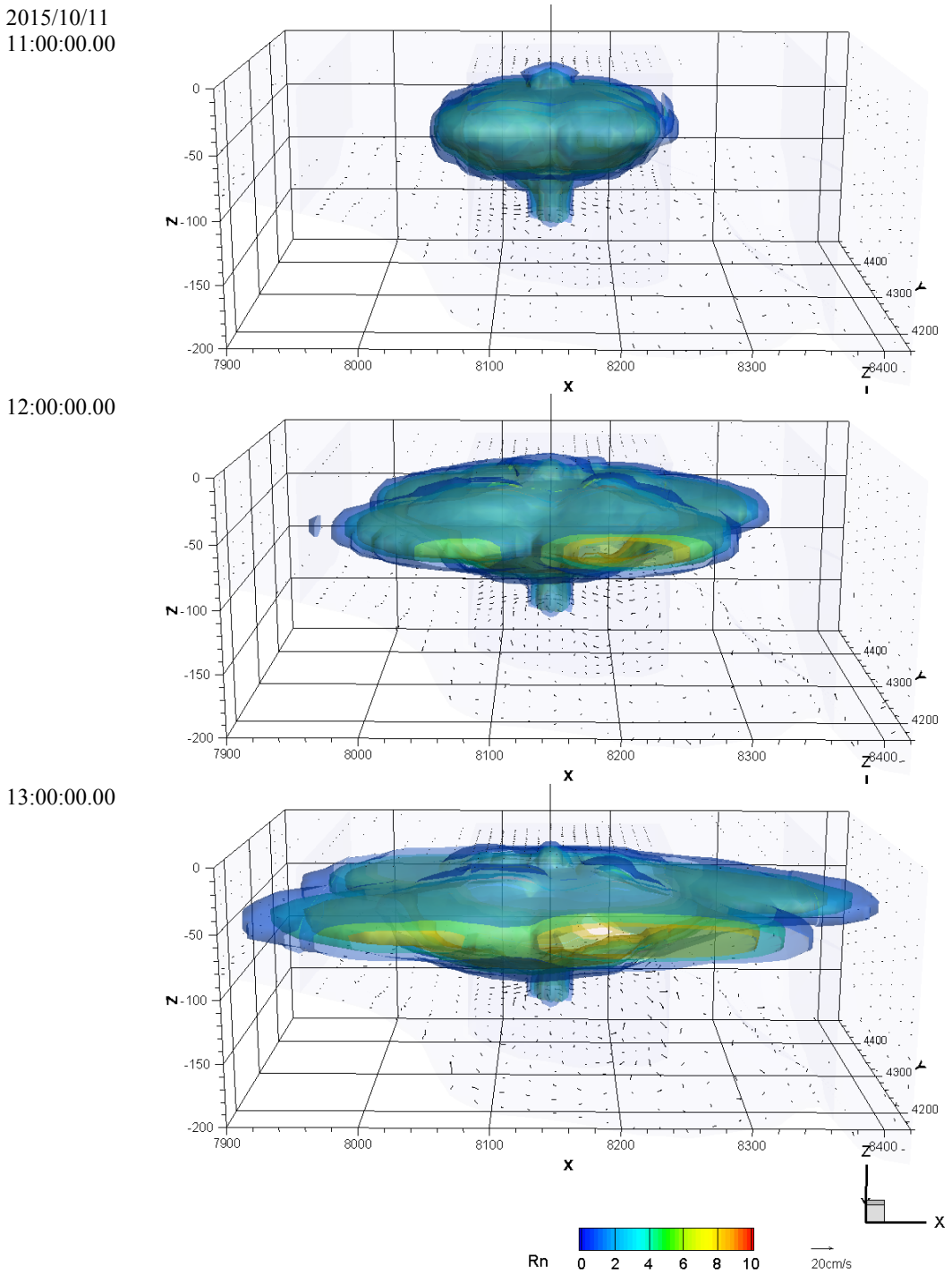


図 3-2-5-18　ケース 6（湧出量 5m³/s、点源、静穏）における ^{222}Rn の空間分布

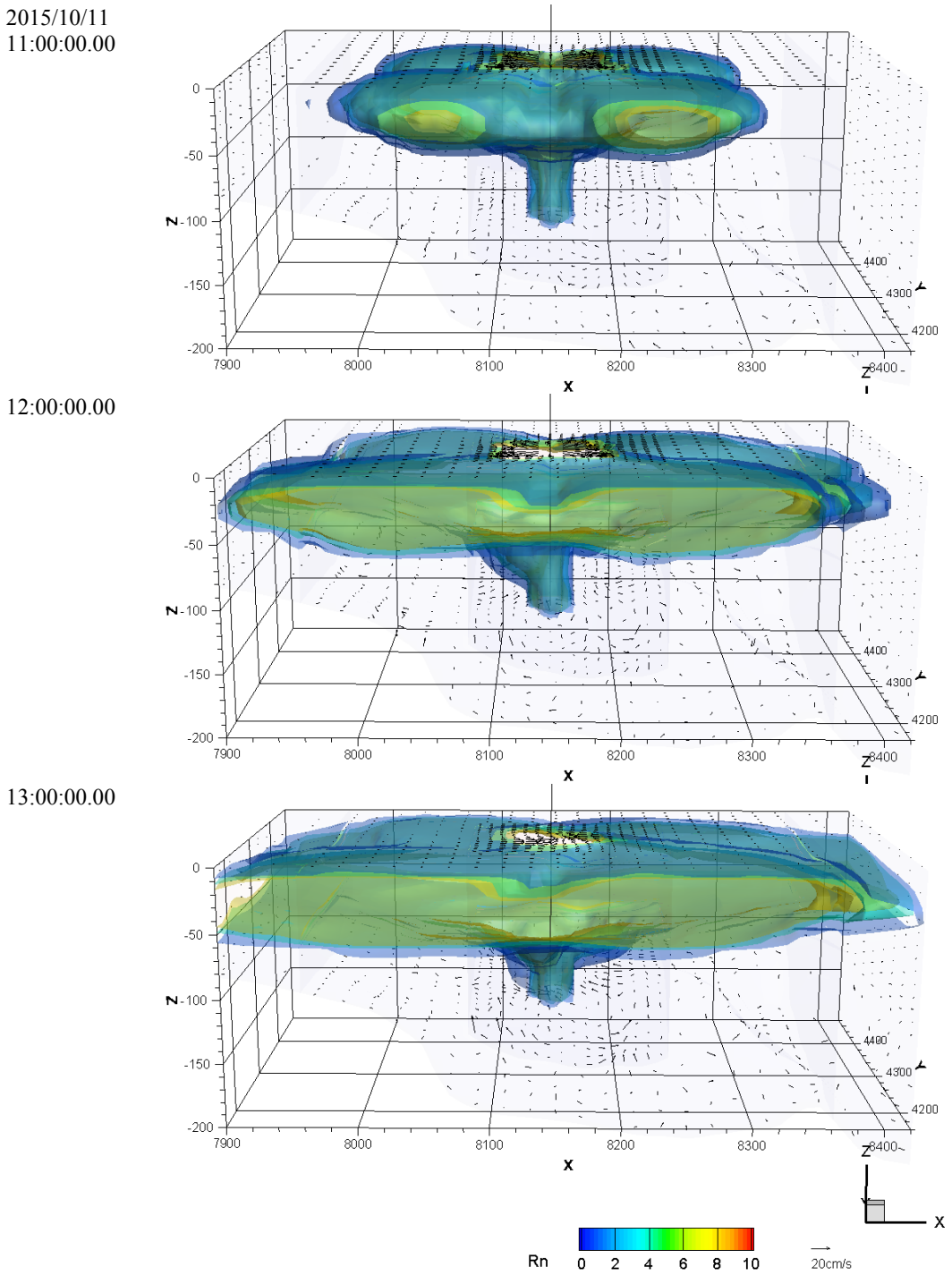
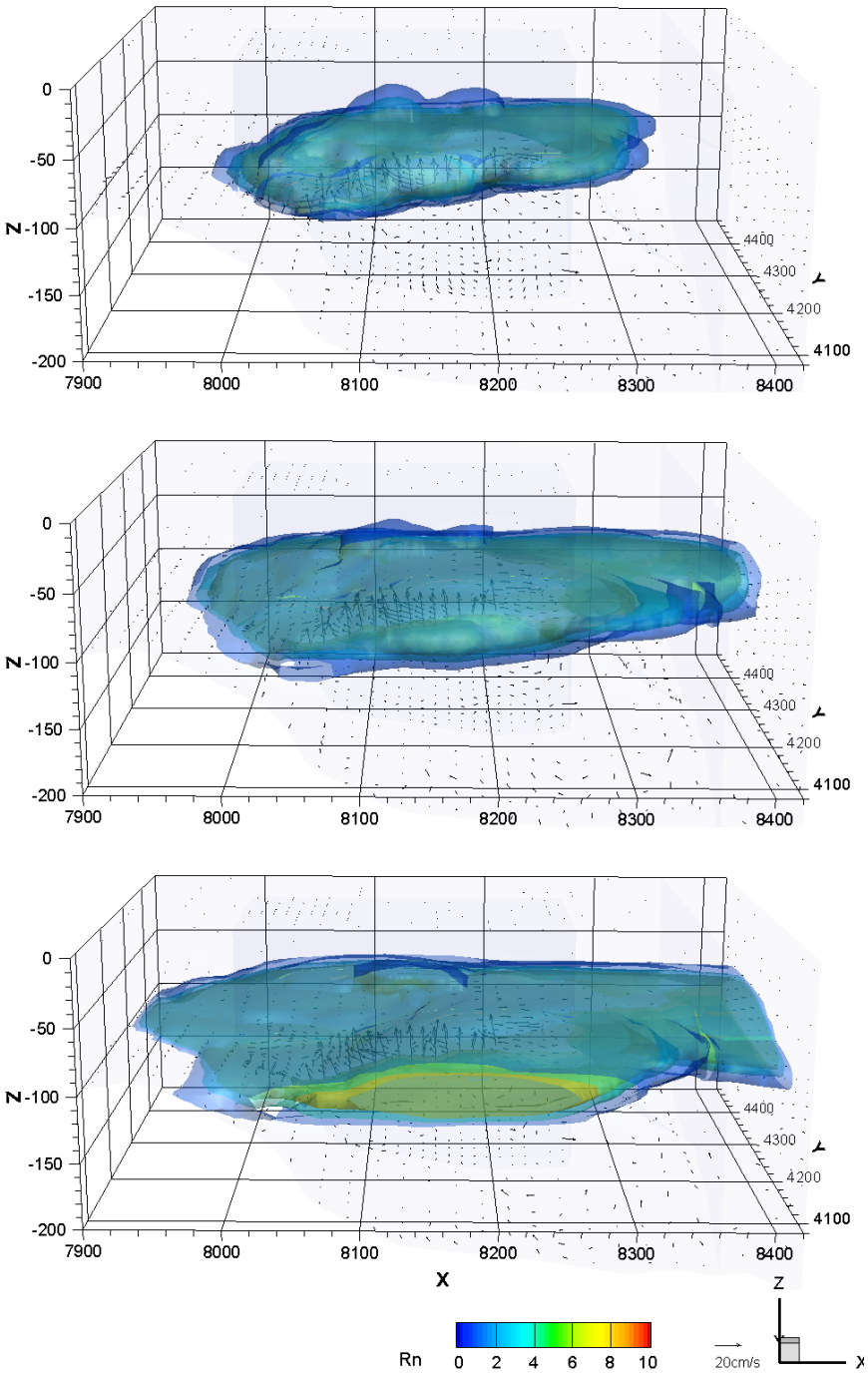


図 3-2-5-19　ケース 7（湧出量 10m³/s、点源、静穏）における ^{222}Rn の空間分布

2015/10/11
11:00:00.00

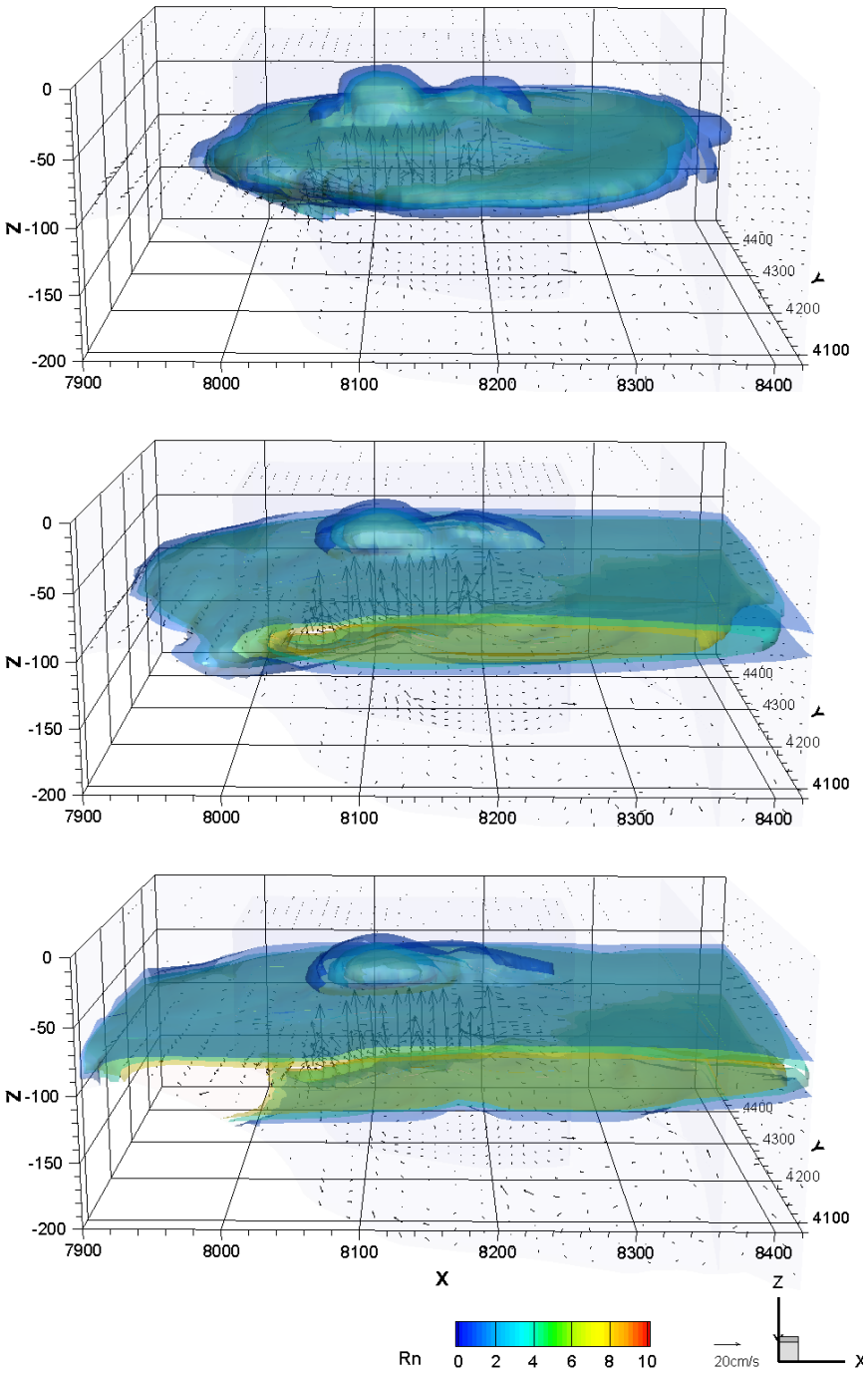


12:00:00.00

13:00:00.00

図 3-2-5-20　ケース 8（湧出量 5m^3/s、面的、静穏）における ^{222}Rn の空間分布

2015/10/11
11:00:00.00



12:00:00.00

13:00:00.00

図 3-2-5-21　ケース 9（湧出量 10m³/s、面的、静穏）における ^{222}Rn の空間分布

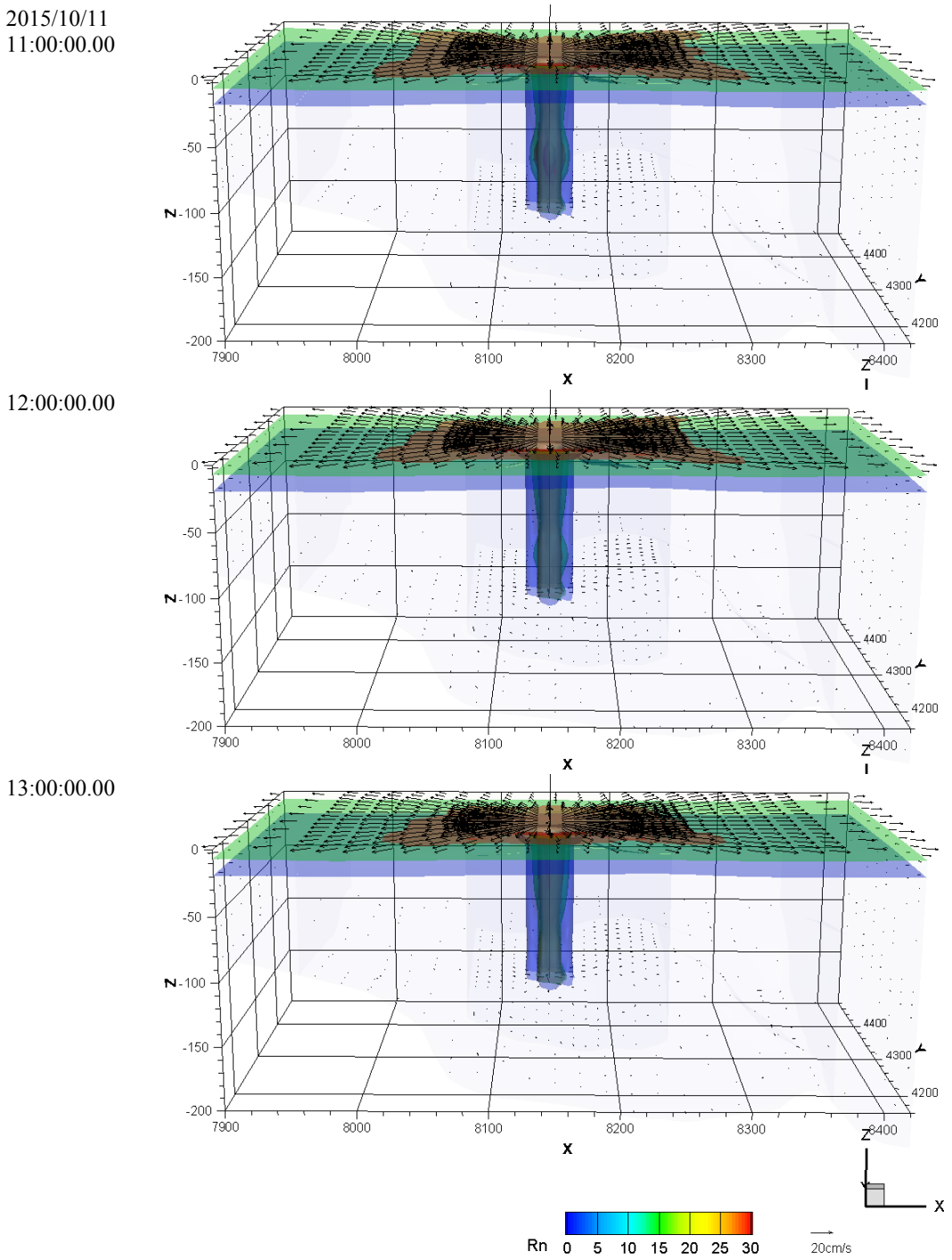
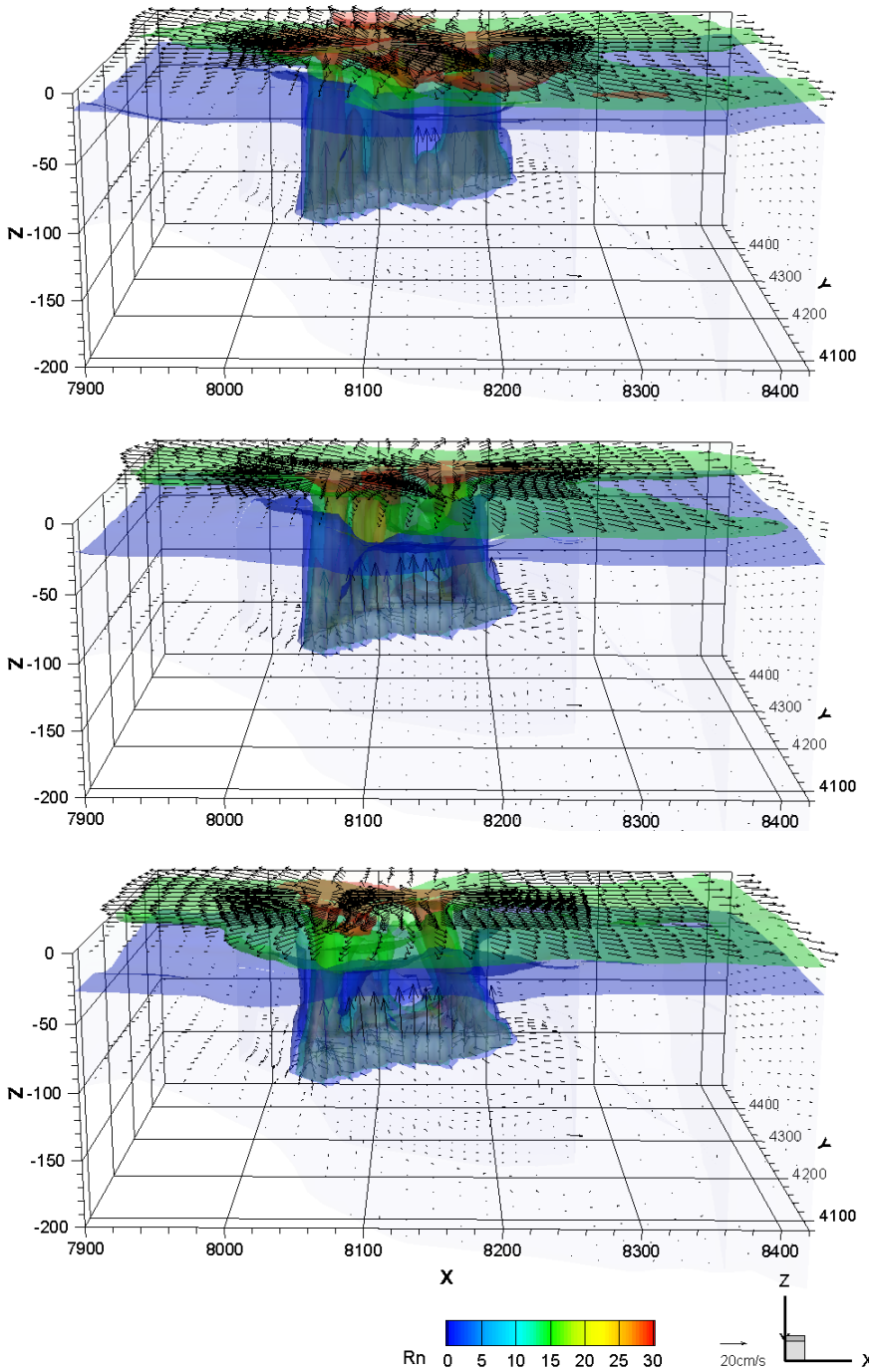


図 3-2-5-22　ケース 10（湧出量 5m³/s、点源、静穏、冬季の密度構造）における

^{222}Rn の空間分布

2015/10/11
11:00:00.00



12:00:00.00

13:00:00.00

図 3-2-5-23　ケース 11（湧出量 10m³/s、面源、静穏、冬季の密度構造）における

^{222}Rn の空間分布

3-2-5-3　海域 3 次元数値解析のまとめ

駿河湾奥部を対象に、3 次元の流動モデル構築と湧出量の感度解析を行った。以下に得られた成果をまとめる。

・海底湧出地下水が点源から湧出している場合の挙動

^{222}Rn は時間の経過とともに、流れの下流側に拡がっていき、3 時間程度で定常状態に達する。また、海底湧出地下水は湧出量が大きいほど拡がる範囲が大きいことが明らかとなり、湧出量に応じた湧出水の空間分布の把握が出来た。湧出量が 1～5m^3/s 程度の場合、中層に留まってその後水平的に拡がっており、湧出量が大きいほど留まる水深帯が、より浅い位置にまで遷移することが分かった。湧出量が 10m^3/s に達すると、海面付近に湧出水が到達すると考えられる。

・面的に湧水が発生した場合の湧水の挙動の特徴

海底湧出地下水を面的に湧出させることで海底湧出地下水が海面付近まで上昇せず、比較的深い水深に留まった後、水平的に拡がる結果が得られており、1 格子からの湧出量を 10m^3/とした結果と大きく異なる結果が得られた。

・海底湧出地下水の挙動に及ぼす海域密度場の影響

10 月の密度場と冬季の密度場で海底湧出地下水の挙動の確認を行ったところ、冬季の鉛直的な密度場の小さい状況では、海底湧出地下水が 5m^3/s 程度であっても海表面まで到達しうることが示された。また密度場が、海底湧出地下水の挙動に及ぼす感度が大きいことが示された。

参考文献

荒川忠一（1994）：数値流体工学，東京大学出版会，248pp.

稲葉 栄生（2002）：駿河湾表層の海流と変動,日本プランクトン学会報，49，2，96-97.

海上保安庁（1992）：日本沿岸潮汐調和定数表（平成 4 年 2 月刊行）

気象庁（1999）：海洋観測指針（第 1 部），168pp.

気象庁（2016）：気象統計情報

http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html

国土交通省港湾局（2016）：ナウファス波浪資料

http://www.mlit.go.jp/kowan/nowphas/

近藤純正（1992）：水面のバルク輸送係数，水文水資源学会誌，5, 3，50-55.

産業技術総合研究所（2014）：平成 25 年度海域地質環境調査確証技術開発成果報告書, 402pp

産業技術総合研究所（2015）：平成 26 年度海域地質環境調査確証技術開発成果報告書, 336pp

産業技術総合研究所（2016）：LANDSAT-8 日本公開サイト（Image produced and distributed by AIST, Source of Landsat 8 data: U.S. Geological Survey.）

http://landbrowser.geogrid.org/landbrowser/index.html/

第三管区海上保安本部（2016）：海況情報

http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAN3/kaikyo.htm

東海大学海洋学部（編）（1996）：新版　駿河湾の自然，343pp.

日本水路協会（2015）：海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ，M7001（関東南部）.

淵秀隆・西村実・菱田耕造・岩下光男・相馬正樹・鳥羽良明・大久保明（1970）：海洋科学基礎講座 1 海洋物理Ⅰ，東海大学出版会，

松梨順三郎（1993）：環境流体汚染，森北出版，407pp.

Smagorinsky, J.(1963) :General Circulation Experiments with the Primitive Equations Ⅰ. The Basic Experiment, Monthly Weather Review, 91, 99-164.

Takeuchi, K. and Hibiya T.(1997) :Numerical Simulation of Baroclinic Tidal Currents in Suruga Bay and Uchiura Bay Using a High Resolution Level Model, Journal of Oceanography, 53, 539-552.

3-3　ボーリング調査

3-3-1　緒言

高レベル放射性廃棄物の地層処分においては、多重バリアシステムによって長期的な安全確保がなされる。この処分システムの成立性や安全性に関わる信頼性をより一層高めるためには、天然バリアである地下深部の地質環境の状況把握と将来変化に関わる調査・評価技術の信頼性向上が重要である。沿岸域には、核種の移行経路となりうる塩淡境界や伏在断層などの沿岸域に特徴的な地質環境が存在する。しかし、沿岸域において地下深部に及ぶ地質環境の詳細を明らかとした調査・研究の事例は少なく、調査・評価手法の高度化開発、地下水環境の把握に関わる研究が続けられている（例えば、産業技術総合研究所，2012）。

本報では、富士川河口の右岸において実施した掘削調査の結果を報告する。富士川河口域には、富士川断層帯と呼ばれる活断層帯が分布し複雑な地質状況が想定される。一昨年度の調査の結果から、海底地下水湧出の分布は富士川を境に差異があることが示唆され（産業技術総合研究所，2014）、富士川河口の両岸において地下水の動態が異なることが考えられた。そのため、昨年度に富士川の両岸において掘削調査を実施し、沿岸の地質環境に関わる地球科学情報を取得した。本年度は、富士川右岸の掘削地において、昨年度からの継続調査として深度 180～350m までを対象とした掘削調査を行った。

3-3-2　調査の方法

（1）掘削地の概要

掘削地の位置を図 3-3-2-1 に、掘削地および周辺の地下地質の概要を図 3-3-2-2 に示す。

掘削地は、静岡県静岡市清水区蒲原地内、汀線から約 50m 内陸に入った海岸に位置する。風・波浪が作業工程に及ぼす影響が大きい箇所であり、台風時には隣接する高潮堤防の頂部（標高 15m 程度）付近まで波が達する気象条件にある。

掘削地および周辺の地下地質は、富士川扇状地を構成する砂礫を主体とした堆積物（富士川砂礫層）が厚く分布し、その下位に蒲原丘陵に露出する安山岩質火山噴出物からなる第四系の岩淵累層が分布することが想定される（例えば、柴ほか，1990）。ただし、富士川右岸地区の西側の海岸で実施されたボーリング調査（深度 110m 程度）によると、砂礫・砂・粘土からなる堆積物が厚さ 100m 以上にわたり堆積しており、岩淵累層の上限深度は確認されていない（恒石ほか，1982）。

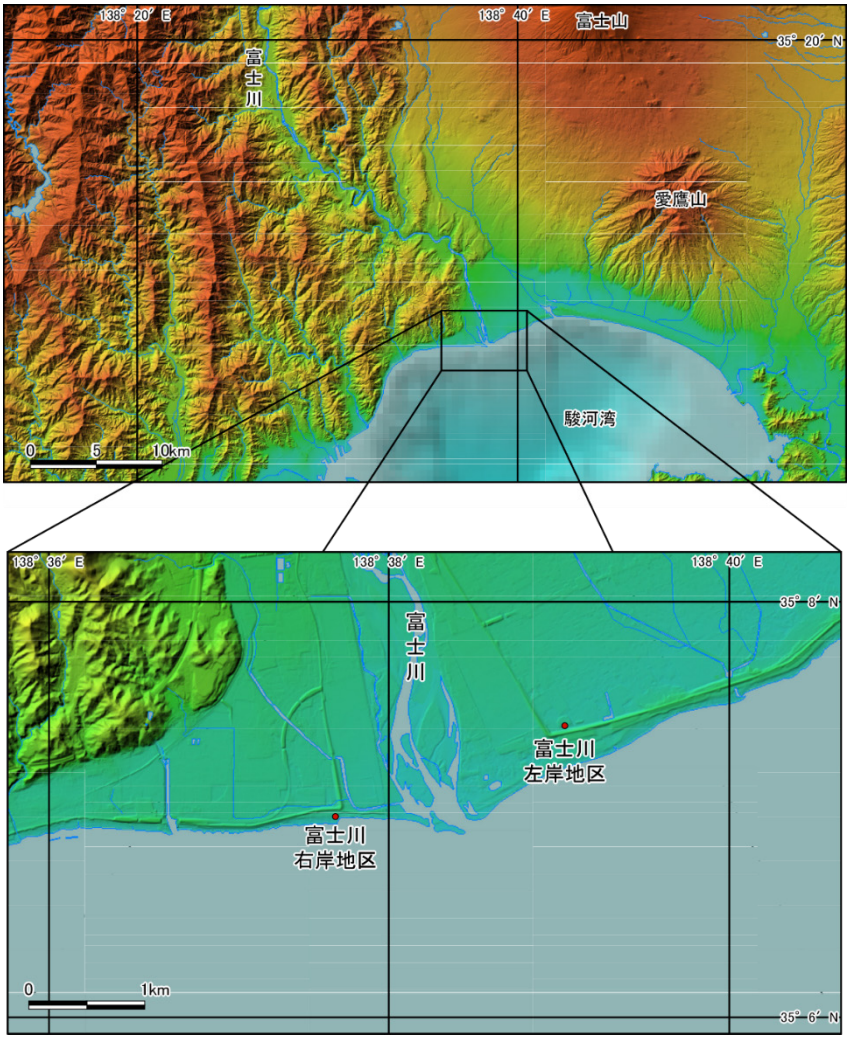


図 3-3-2-1　掘削地の位置

（地理院地図（http://maps.gsi.go.jp）に加筆）

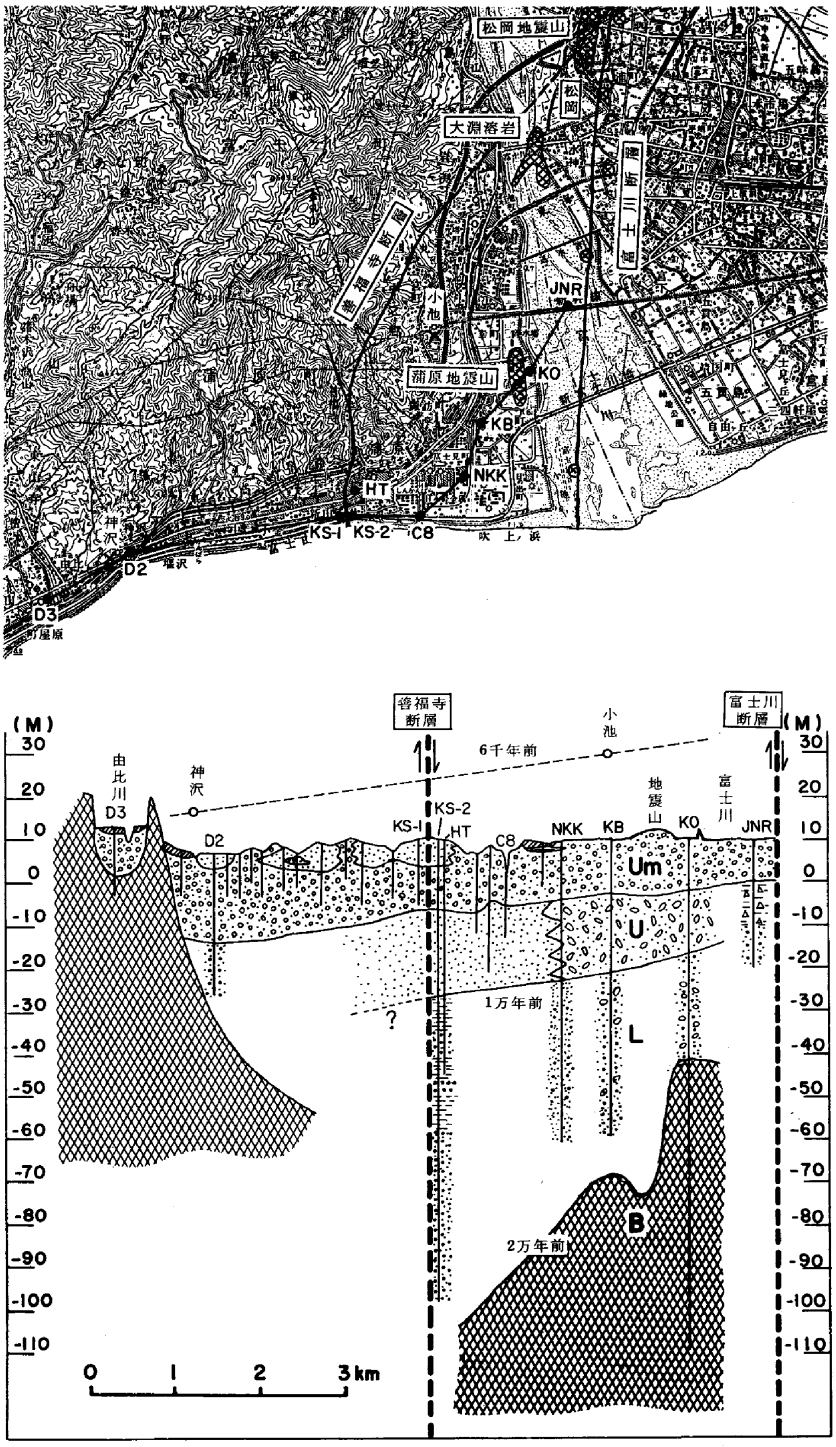


図 3-3-2-2　富士川右岸地区および周辺の地下地質の概要（恒石ほか，1982）

地質断面図における記号は、Um：沖積層最上部層、U：沖積層上部層、L：沖積層下部層、B：基盤（庵原層群）を示す。

（2）掘削

1）ケーシングプログラム

SKB-2 孔におけるケーシングプログラムを図 3-3-2-3 に、掘削で使用した主要な資機材を表 3-3-2-1 に示す。

調査孔の孔番は SKB-2 孔とし、ケーシングプログラムは昨年度の調査結果を踏まえて深度 180m 以深でコアリングを行うものとして計画した。昨年度に実施した SKB-1 孔および SKB-1'孔において、深度 180m までのコアリングが終了したため、SKB-2 孔では深度 0～168m でノンコア掘削とし、コアリングは地質の対比を行うための重複区間を含む深度 168～350m とした。SKB-2 孔でのコアリングには、深度 168～310.5m で HQ-WL（二重管）、深度 301.5～352.1m では地質の固結が進行している状況が認められたために HQT-WL（三重管）を採用した。

2）コア掘削

コア掘削は、深度 168～300m 間においては二重管式のコアバーレルを用いた HQ-WL 工法、深度 300～350m 間においてはスプリットを内蔵した三重管式のコアバーレルを用いた HQT-WL 工法で実施した。掘削泥水は、海水を脱塩した脱塩水にベントナイトとポリマー系の増粘剤を添加したベントナイト泥水とした。掘削時には、掘削パラメータ（掘進速度、ビット荷重、回転数、送水圧、送水量、排水量）をモニタリングし、経時的に記録した。

3）ノンコア掘削および拡孔掘削

ノンコア掘削および拡孔は、ツースタイプとインサートタイプのトリコンビットを使用して実施した。掘削径は、深度 50m まで 12-1/4”（311.2mm）、深度 50～168m を 9-5/8”（244.4mm）、 深度 168～300m を 7-5/8”（193.7mm）とし、掘削後にケーシングパイプを挿入するとともにケーシングの外周をフルホールセメンチングした。掘削泥水は、海水を脱塩した脱塩水にベントナイトとポリマー系の増粘剤を添加したベントナイト泥水とした。掘削時には、掘削パラメータ（掘進速度、ビット荷重、回転数、送水圧、送水量、排水量）をモニタリングし、経時的に記録した。

4）掘削水の管理

掘削水には、コア間隙水と地下水の試料の品質を確認するために、蛍光染料（Amino G.acid：CAS No.842-15-9）を添加して濃度管理を行った。蛍光染料の濃度管理は、作業全般に用いる作業用水を対象に行い、管理目標値を 30mg/L±10%とした。また、採泥・分析・蛍光染料濃度調整は 2 時間間隔で行い、併せて掘削泥水の温度、電気伝導度、pH、泥水比重、粘速および蛍光染料濃度測定に用いる検体の濁度を測定した。なお、蛍光染料の濃度測定の手順は以下のとおりとした。

①掘削泥水を約 500mL 採取

②掘削泥水の温度，電気伝導度，pH，泥水比重，粘速を測定・記録

③脱イオン水を用いて，掘削泥水を 50 倍に希釈し，掘削泥水と脱イオン水の重量を計測・記録

④50 倍に希釈した掘削泥水に凝集剤を添加し，撹拌

⑥凝集剤により分離した試料を 1μフィルターでろ過

⑦ろ液（検体）の pH・濁度を測定・記録

⑧蛍光分光光度計（日立製作所 F-2700）を用いて，検体の蛍光強度を定量

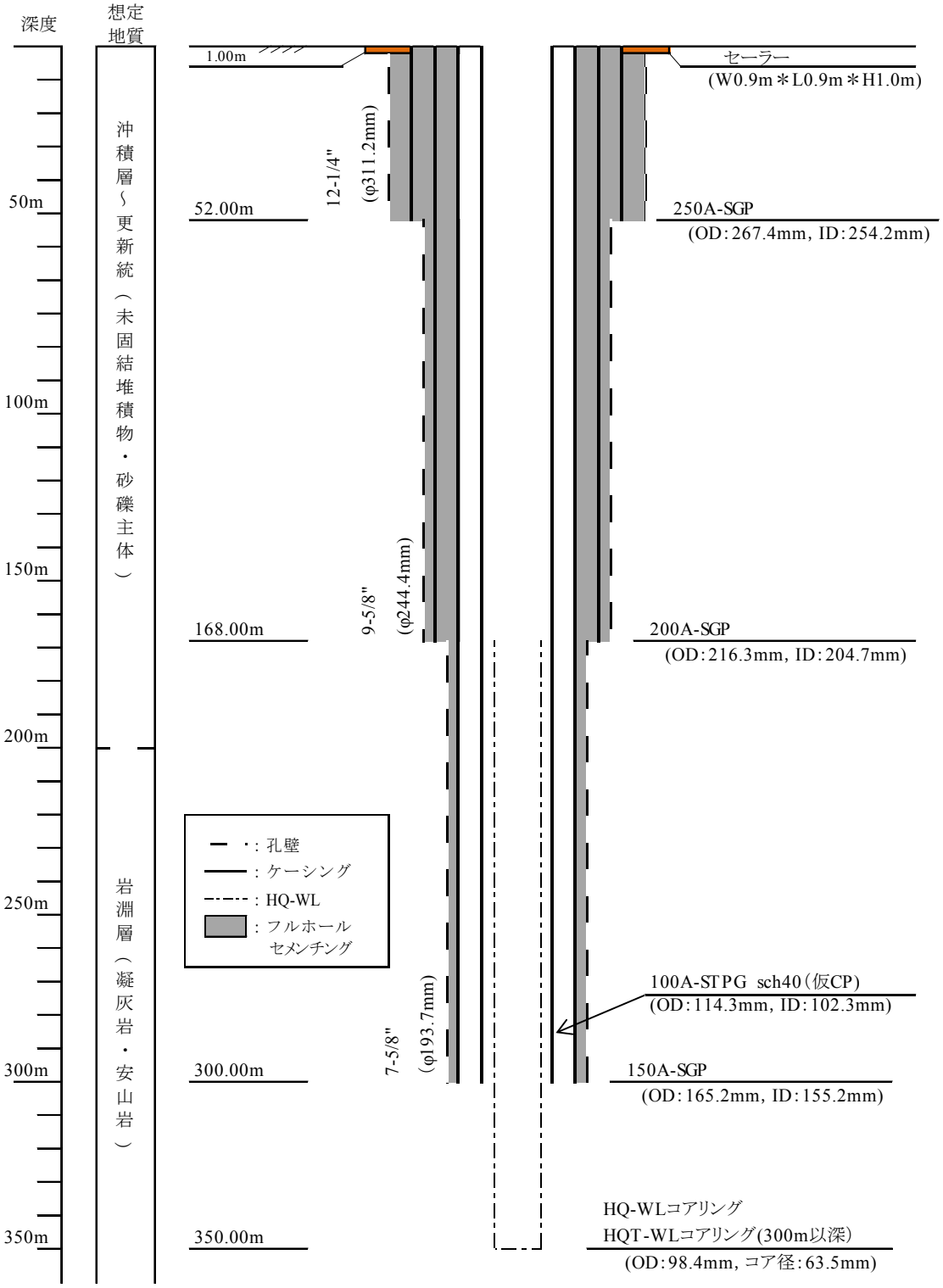


図 3-3-2-3　SKB-2 孔におけるケーシングプログラム

表 3-3-2-1　掘削に使用した主要な資機材の一覧

	機材・材料		名　称	備　考	数　量
SKB-2孔	試錐櫓			L:6.2m×W:6.2m×H:22m，四脚鋼製	1基
	サブストラクチャー			L:3m×W:2m×H:2m，H250	9基
	試錐機		東亜利根製 TL-2000	ホイスト能力・シングル6t ウィンチ搭載型，モーター 30KVA	1台
	試錐ポンプ （拡孔用）		鉱研工業製 MG-30	最大吐出量 270ﾘｯﾄﾙ/min（ﾗｲﾅｰ径100mm) 最大吐出圧 3.5MPa，モーター30VA	1台
	試錐ポンプ （コアリング用）		鉱研工業製 MG-15	最大吐出量 195ﾘｯﾄﾙ/min（ﾗｲﾅｰ径85mm) 最大吐出圧 2.5MPa，モーター11KVA	1台
	電動ウィンチ		トーヨーコーケン製 MA-20	最大吊り荷重1.5t モーター15KW	2台
	水タンク		3.3m^3	鋼製	1基
			3.0m^3	マリンタンク	1基
			5.0m^3	マリンタンク	1基
	泥水タンク		0.6m^3	鋼製，練り返し用	1基
			3.0m^3	鋼製，サクションタンク	1基
			3.7m^3	鋼製，シェーカータンク	1基
	廃泥タンク		4.3m^3	鋼製	1基
			7.0m^3	鋼製	1基
	泥水ミキサ		鉱研工業製　HM-400S	容器容量:400L，モーター5.5KW	1台
	マッドスクリーン		東邦地下工機製　TM-1000	モーター1.5KW	1台
	水中ポンプ		ﾂﾙﾐﾎﾟﾝﾌﾟ KTZ45.5	最大吐出量 400ﾘｯﾄﾙ/min，揚呈15m，200V	2基
			ﾂﾙﾐﾎﾟﾝﾌﾟ KT411	最大吐出量 200ﾘｯﾄﾙ/min，揚呈35m，200V	2基
	ワイヤーラインビット		ＨＱ，インプリ（二重管）	ＯＤ：97.5mm，ＩＤ：63.5mm	一式
			ＨＱ，インプリ（三重管）	ＯＤ：97.5mm，ＩＤ：59.5mm	一式
	ワイヤーラインリーマー		ＨＱ，サーフェス（標準仕様）	φ98.4mm	一式
	HQコアバレル		二重管	適用深度168.00～301.50m	一式
			三重管	適用深度301.50～352.10m	一式
	ワイヤーラインロッド		ＨＱ	3m/本	118本
	トリコンビット		12-1/4"（311.2mm)	インサートタイプ	1個
			9-5/8"（244.5mm)	ツースタイプ・インサートタイプ	1個
			7-5/8"（193.7mm)	インサートタイプ	1個
	拡孔用ロッド		T-90	3m/本	4本
			2-7/8"	6m/本	49本
	ケーシング		250A-SGP	5.45m/本，両ネジ加工，孔壁保護用	10本
			250Aフロートシュー	フルホールセメンチング用	1個
			200A-SGP	5.45m/本，両ネジ加工，孔壁保護用	34本
			200Aフロートシュー	フルホールセメンチング用	1個
			150A-SGP	5.45m/本，両ネジ加工，孔壁保護用	56本
			150Aフロートカラー	フルホールセメンチング用	1個
			150Aフロートシュー	フルホールセメンチング用	1個
	発電機		デンヨー製　DCA150ESM	150KVA（掘削用）	1台
	敷鉄板		6096×1524mm		25枚
			3048×1524mm		11枚
	オペレーターハウス			4坪	1棟
共通	コア整理棟			4坪	1棟
	蛍光染料管理棟			4坪	1棟
	発電機		デンヨー製　DCA60ESM	60KVA（付帯作業用）	1台
	コア試料の保管	脱酸素剤	三菱ガス化学㈱　RP-3K	1,000個/箱	一式
		酸素インジケータ	三菱ガス化学㈱　NDE7	500個/箱	
		エスカルフィルム	三菱ガス化学㈱　ET160100M	160mm×100m/巻	
		半割り管	塩ビ製		
		コア箱		1m＊3列	62箱
		冷蔵庫		コア保管用	1台
	蛍光染料分析	蛍光分光光度計	日立製作所製　F-2700	測定波長範囲：220～730nm	1基
		水質計	東亜DKK製　WM-32EP	水温・電気伝導度・pH	1台
		蛍光染料	Amino G.acid		一式
		凝集剤		20kg/袋	一式
	脱塩装置	脱塩装置	㈱笹倉 アクアペットMARKⅡ HM-150M	製造水量150ton/day，モーター38KVA	1基
		ポンプ	ﾂﾙﾐﾎﾟﾝﾌﾟ KTZ45.5	最大吐出量 550ﾘｯﾄﾙ/min，揚呈20m，200V	1基
		鋼製タンク	3m^3	海水用	1基
			5m^3	海水用	1基
			10m^3	脱塩水用	1基
	泥剤	ベントナイト	㈱テルナイト　クニゲルV1	無機コロイド剤，25kg/袋	一式
		有機コロイド剤	㈱テルナイト　ﾃﾙｾﾛｰｽﾞTE-MS	20kg/袋	
			㈱テルナイト　ポリマーHG	20kg/袋	
		逸泥防止剤	㈱テルナイト　テルストップ(P)	25kg/袋	
			㈱テルナイト　テルストップ(G)	20kg/袋	
		泥水用一般薬品	重曹（炭酸水素ナトリウム）	25kg/袋，ゲル化防止剤（セメンチング時）	
	セメント		普通ポルトランドセメント	25kg/袋，フルホールセメンチング用	一式

5）ボーリングコアの記載および処理

採取したボーリングコアは、コアチューブからコア処理ハウスに運搬してコア外周に付着した泥水膜のクリーニングを行い、コアの記載と保管処理を実施した。コアの記載は、地盤材料特性に着目した工学的な記載と堆積環境などを把握するためにおこなった。コアの保管処理は、コアを 10～30cm 程度ごとに裁断した後にラッピングして、脱酸素剤と酸素インジケータを同封したビニールパックに入れ、真空ポンプで脱気するとともにパッキングした。間隙水の抽出用コアは 1～3℃に調整した冷蔵庫に入れて保管し、間隙水抽出用を除く試料はコア箱に入れ常温で保管した。

（3）孔内物理検層

孔内物理検層の実施概要を表 3-3-2-2 に、孔内物理検層で使用した主要な資機材を表 3-3-2-3 に示す。

孔内物理検層は，地盤の物理特性を把握することを目的に，拡孔掘削時のケーシング挿入前とオールコアリングの実施後に裸孔の状態で 2 回に分けて実施した。孔内物理検層の項目は，温度検層・電気（比抵抗）検層・自然ガンマ線検層・孔径検層・音波検層・密度検層の 6 項目とした。深度方向の測定間隔は 0.1m とした。

表 3-3-2-2　孔内物理検層の実施概要

孔番	No.	孔径	孔井深度 (m)	検層項目	備考
SKB-2孔	LOG-1	7-5/8" (193.7mm)	301.5	温度検層 電気（比抵抗）検層 自然ガンマ線検層 キャリパー（孔径）検層 音波検層 密度検層	同時測定
	LOG-2	HQ (98.4mm)	351.2	温度検層 電気（比抵抗）検層 自然ガンマ線検層 キャリパー（孔径）検層 音波検層 密度検層	同時測定

表 3-3-2-3　孔内物理検層で使用した主要な資機材

種　目	機　器	型　式	仕　　様	備考
全種目共通	検 層 車	三菱ファイター	三菱自動車・軽油車	LOG1～2
	ケーブル	7芯硬鋼線 ｱｰﾏｰﾄﾞｹｰﾌﾞﾙ	外径: 9.5 mm　耐熱: 260 ℃	
	エンコーダ	深度ﾊﾟﾙｽｴﾝｺｰﾀﾞｰ	分解能:　1,000ｶｳﾝﾄ/m 許容速度: 200m/min	
	データ収録 ・ データ処理 (SYSTEM VI MATRIX Logger EXCELL 2000-G 使用検層 種目を除く)	BINﾓｼﾞｭｰﾙ型 GSC検層データ 収録システム	多ペンレコーダ(RO-300) Ch数:6Chs 入力形式:ﾌﾛｰﾃｨﾝｸﾞ方式 測定範囲: 0.5mV～50V/F.S. 精度:±0.25%F.S.以下(DC電圧の場合) 感度:±0.1%F.S.以下 外部データ出力:各Ch1V/F.S.	
			ICカード型データ収録装置(ID-06 GSC) 収録ﾒﾃﾞｨｱ:SRAM(2MB*2ｽﾛｯﾄ),内蔵RAM 記録ﾃﾞｰﾀ分解能:12bits (0.025%F.S.) ｻﾝﾌﾟﾘﾝｸﾞ周期:1Sample/1外部深度ﾊﾟﾙｽ ﾃﾞｰﾀ形式:ASCII、16進ﾃﾞｰﾀ	
			ﾌﾟﾚｲﾊﾞｯｸｽｹｰﾗ(PBS-mini) 外部深度ﾊﾟﾙｽ出力:深度1cm/10cm毎 (外部分周器により2cm/5cmｻﾝﾌﾟﾙ可能) 検層深度方向切替機能:Up/Down Survey	
	データ収録 データ処理 ツール制御	SYSTEM VI	ツール制御インターフェイス 使用OS:Windows 98 以降 電源: AC115V　50/60 Hz 供給電流:250 mA, 供給電圧:Max180V	
	データ収録 データ処理 ツール制御	MATRIX Logger	ツール制御インターフェイス 使用OS:Windows 2000/XP/Vista 電源: AC100-240V　50/60 Hz Dual DSP	

表 3-3-2-3　（つづき）

種　目	機　　器	型　　式	仕　　様	備考
温度検層 Temperature Survey	地上機器	SYSTEM VI	電源： AC115V 50/60 Hz 供給電流：250 mA，供給電圧：Max180V	LOG1～2
	孔内機器	8044	外径: 51 mm　全長: 2.4 m 測定範囲: 0～70 ℃ 測定精度: ±5.0 %/F.S. 分解能: 0.07℃	
電気検層 Electrical Survey	地上機器	SYSTEM VI	電源： AC115V 50/60 Hz 供給電流：250 mA，供給電圧：Max180V	
	孔内機器	8044	外径: 51 mm　全長: 2.4 m 電極: 16inchﾉﾙﾏﾙ / 64inchﾉﾙﾏﾙ / SP	
自然ｶﾞﾝﾏ線 検　層 Gamma Ray Log	地上機器	SYSTEM VI	電源： AC115V 50/60 Hz 供給電流：250 mA，供給電圧：Max180V	
	孔内機器	8044	外径: 51 mm　全長: 2.4 m 耐圧: 20MPa ﾃﾞﾃｸﾀｰ:ｼﾝﾁﾚｰｼｮﾝｶｳﾝﾀｰ	
孔径検層 Caliper Log	地上機器	LPM-202 RMM-2003 (×2)	電源: AC 10 0V ±10%　50/60 Hz BIN DC 300 V ・測定電源 90 mA	
	孔内機器	X-Y AXIS	外径： 89 mm 全長： 318 cm 測定範囲: 127 ～ 444 cm 耐圧： 124MPa 測定温度： Max 150 ℃	
密度検層 Density Log	地上機器	SYSTEM VI		
	孔内機器	CDL-9139	外径： 56 mm　全長: 280 cm 線源：^{137}Cs(7.4 GBq) ﾃﾞﾃｸﾀｰ:NaIｼﾝﾁﾚｰｼｮﾝ 測定誤差：0.05g/cm^{3}以内	
音波検層 Sonic Log	地上機器	SWL-486D デジタル波形収録装置	出力： ΔT，WAVE FORM，VDL 分解能： 12bit，500 samples/trace 収録深度間隔：10 cm 収録時間間隔：最小2 μS	LOG1
	孔内機器	COMPENSATED SONIC TOOL	外径： 83 mm　全長： 519 cm T-R1： 0.9 m (3 ft) T-R2： 1.5 m (5 ft) 基本周波数：30kHz	
音波検層 Sonic Log	地上機器	MATRIX Logger		LOG2
	孔内機器	FWS50	外径：5.0cm　全長：320.0cm 対応坑径：4-14in 耐圧：20MPa　耐温：70℃ ｾﾝｻｽﾍﾟｰｼﾝｸﾞ：80,100,120cm 基本周波数：20kHz	

（4）水理試験

水理試験の実施概要を表 3-3-2-4 に、水理試験で使用した主要な資機材を表 3-3-2-5 に示す。また、水理試験の方法・結果の詳細は付録に付す。

水理試験は、掘削と並行して、地盤工学会基準（単孔を利用した透水試験方法：JGS 1314-2003）に準じた段階揚水試験、定流量揚水試験、回復試験を連続的に実施し、揚水終了前に揚水する地下水を採水した。試験深度は砂礫が連続したため概ね深度 50m ごととし、試験区間は孔底から上部 3～6m 程度の区間をシングルパッカーよって設定した。試験区間へのパッカー降下後には、蛍光染料を添加した清水または清水を試験管および試験区間の容積相当量を注入し、掘削泥水を排除・希釈した。水圧センサーは、試験区間内と試験区間外（パッカーによる遮水状況の確認）に設置した。

水理試験で測定した孔内水位には、潮汐変動に伴う水位の変動が認められたため、水位の潮汐補正を行い、補正後の水位に基づいて水理定数を算出した。段階揚水試験の解析は、算術軸上に各段階の定常時と推定される水位変動量と流量をプロットし、これらから得られる直線部分の勾配を求めて、透水係数を算出した。定流量揚水試験の解析は、Cooper-Jacob の解析式（Cooper and Jacob，1946）との解析式 Hvorlev の解析式（Hvorslev，1951）を適用した。回復試験の解析は、Agarwal の解析式（Agarwal，1980）を適用した。

表 3-3-2-4　水理試験の実施概要

孔番	掘削深度（GL-m)	試験区間（GL-m)	区間の設定	試験実施日時	実施項目
SKB-2孔	184.25	179.14 ～ 184.25	シングルパッカー	15/12/19 19:41 ～ 15/12/20 16:07	採水，平衡水位測定
	238.85	235.51 ～ 238.85		16/1/9 17:39 ～ 16/1/10 23:22	段階揚水試験，定流量揚水試験，回復試験，採水，平衡水位測定
	301.50	295.51 ～ 301.50		16/1/20 15:01 ～ 16/1/22 12:47	
	352.10	346.51 ～ 352.10		16/2/13 12:59 ～ 16/2/16 12:01	

表 3-3-2-5　水理試験で使用した主要な資機材

機材・材料	名　称	備　考
水圧センサー(試験区間用)	JTEKT製	測定範囲：0～30m，出力：4～20mA，
	TD-8300	精度：±0.1% F.S
水圧センサー(試験区間外)	JTEKT製	測定範囲：0～100m，出力：4～20mA，
	TD-8200	精度：±0.3% F.S
流量計	キーエンス製	測定範囲：0.25～5L/min，出力：4～20mA，
	FD-M(Z)5AY	精度 1s：±3.5%F.S，5s：±1.6%F.S
	キーエンス製	測定範囲：2.5～50L/min，出力：4～20mA，
	FD-M(Z)50AY	精度 1s：±3.5%F.S，5s：±1.6%F.S
水質計	堀場製作所製	測定項目：EC，pH，温度，DO，ORP，濁度
	W-22XD	
揚水ポンプ	グルンドフォス製	最大揚水量：30L/min
	MP-1	最大揚程：55m（300Hz)
揚水管	NQロッド	揚水ポンプ設置区間，内径:63mm，外径:70mm
	BQロッド	内径:mm46，外径:55.6mm
シングルパッカー	GeoPro製	収縮径：85mm
	φ85	最大拡張径：150mm
データ収録・表示部	大倉電気製	9ch，測定周期：100ms
	VM7000	記録周期：1s～60min

（5）室内試験・分析

1）室内土質試験

室内土質試験は、採取したコア試料のうち細粒な粒度の試料を対象として、物理特性および透水性を把握する目的に、JIS 規格または地盤工学会基準に準拠した試験を実施した。室内土質試験の実施項目は、土粒子の密度試験、土の含水比試験、土の粒度試験、土の湿潤密度試験、土の透水試験とした。なお、透水試験は、三軸圧縮試験機を使用して、土被り圧に相当する拘束圧を加圧した状態で実施した。

2）地質学的分析

地質学的分析は、昨年度に採取したコア試料に含まれる有機物を対象に、堆積物の地質年代を把握する目的で AMS による放射性炭素年代測定を実施した（3-3-3-2）。

3-3-3　結果と考察

3-3-3-1　掘削調査の結果

（1）地質および水理地質

富士川右岸地区で実施した掘削調査のコア観察による地質・孔内物理検層による物性値・水理定数・地下水と間隙水の水質の深度分布を図 3-3-3-1 に、富士川左岸で昨年度に実施した掘削調査のコア観察による地質・孔内物理検層による物性値・水理定数・地下水と間隙水の pH および電気伝導度の深度分布を図 3-3-3-2 に示す。

富士川右岸の掘削地に分布する地質は、コアの観察および孔内物理検層の結果から、深度 6.6m 以浅は埋土、深度 6.6～352.1m までは富士川扇状地砂礫層に区分された。埋土は、灰褐～暗褐色を呈し、コンクリート・ビニール・ガラス片が混入する礫混り中～粗粒砂・砂礫・玉石混り砂礫から構成される。富士川扇状地砂礫層は、全体に灰～暗灰色を呈し、深度 320m 以深は砂～シルトの薄層が挟在する砂礫、深度 94.7～320.0m 以深は玉石混り砂礫、深度 94.7m 以浅は深度 10～20m 間隔で厚い砂や粘土か挟在する全体に上方細粒化する玉石混り砂礫から礫混り粗粒砂を主体とする。深度 94.7m 以浅に挟在する砂～粘土は、有機物（木片・葉・根・炭化物）や生痕化石が認められるとともに、色調から汽水成層と判断される。これらの層相から、掘削地は、扇状地として砂礫が供給される富士川の河口部において、相対的な海水準の上昇に伴い、扇状地と後背湿地またはエスチュアリーの堆積環境が繰り替えされつつ、海進が進んできたものと考えられる。

孔内物理検層で得られた物性値は、孔径による乱れがあるものの、密度と P 波速度がコア観察による地質状況・土質試験で得られた物性値と良い相関が認められた。電気比抵抗値は、同様の地質においても差異を示しており、地質と地下水の合成された性状を反映してい

ると判断される。電気比抵抗の深度分布の傾向が大きく異なるのは深度 55m 付近、深度 125m 付近、深度 320m 付近である。深度 55m 以浅は、相対的に比抵抗値の小さな区間であり、比抵抗値が上方へ徐々に大きくなる。深度 55～125m 間は全体に比抵抗値の大きな区間である。深度 125～320m 間は、ロングノルマルとショートノルマルの逆転が認められるともに、深度の増加に伴い比抵抗値が減少する区間である。深度 320m 以深は、ロングノルマルとショートノルマルが概ね同様の値を示すとともに、深度の増加に伴い比抵抗値が減少する区間である。

水理試験と土質試験で得られた透水係数は地質によって異なり、砂礫が 10^{-4}～10^{-5}m/s、砂が 10^{-5}～10^{-6}m/s、シルトが 10^{-5}～10^{-8}m/s、粘土が 10^{-9}m/s のオーダーを示し、弱い相関であるものの、深度の増加に伴って小さくなる傾向が認められた。平衡水位は深度の増加に伴い上昇、下降、上昇する傾向を示し、平衡水位が特に大きく異なる箇所は深度 70m 付近と深度 160m 付近であった。ただし、深度 70m 付近には難透水層が挟在するものの、深度 170m 付近には難透水層が認められなかった。地下水・間隙水の電気伝導度は、電気比抵抗値の深度区分と相関があり、後述する 3-3-3-3 の間隙水および揚水地下水の水質分析結果を加味すると、深度 57m 以浅が最大 10mS/cm 程度で淡水～汽水が賦存する塩淡境界、深度 57～125m 間が 1mS/cm 程度以下で淡水が賦存する領域、深度 125m 以深が最大 50mS/cm 程度で塩淡境界もしくは塩水が賦存する領域であった。

これらから、全体的な帯水層構造は、挟在するシルト～粘土が難透水層として、砂～砂礫からなる帯水層をそれぞれ区分する多層構造をなしていると考えられる。ただし、地下水の賦存状況と平衡水位から示唆される地下水の境界は異なっている。深度 57m 付近以浅の塩淡境界と深度 57～125m 間の淡水の領域を境する粘土の上下では相対的な平衡水位に大きな違いがなく、深度 70m 付近に挟在する粘土を境として平衡水位の相対的な変化が認めら

れる。一方、125m 付近には難透水層となるシルト～粘土が挟在せず、また、平衡水位の大きな違いが認められないにも関わらず、地下水の水質が変化している。

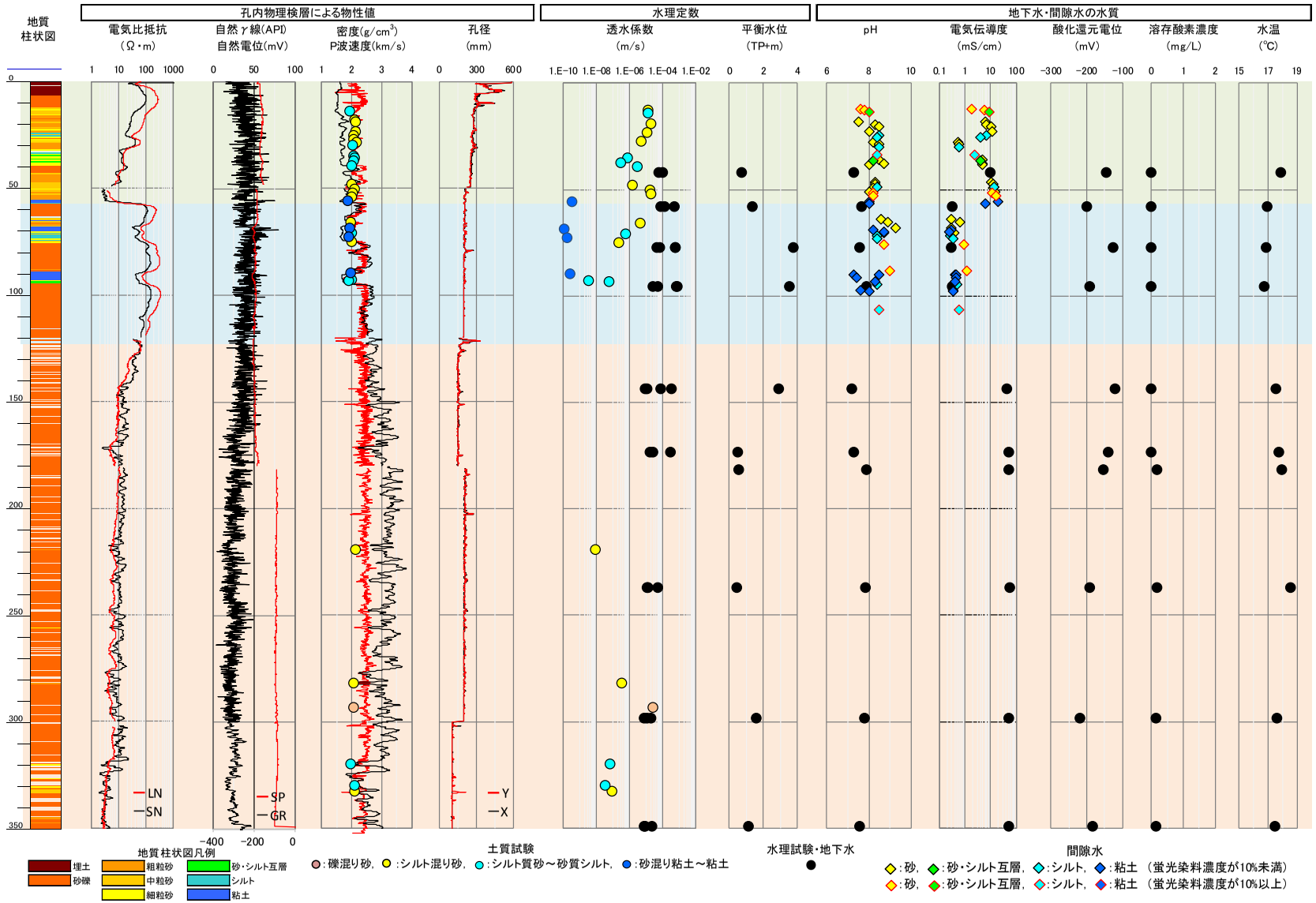


図 3-3-3-1　富士川右岸地区におけるコア観察による地質・孔内物理検層による物性値・水理定数・地下水と間隙水の水質の深度分布

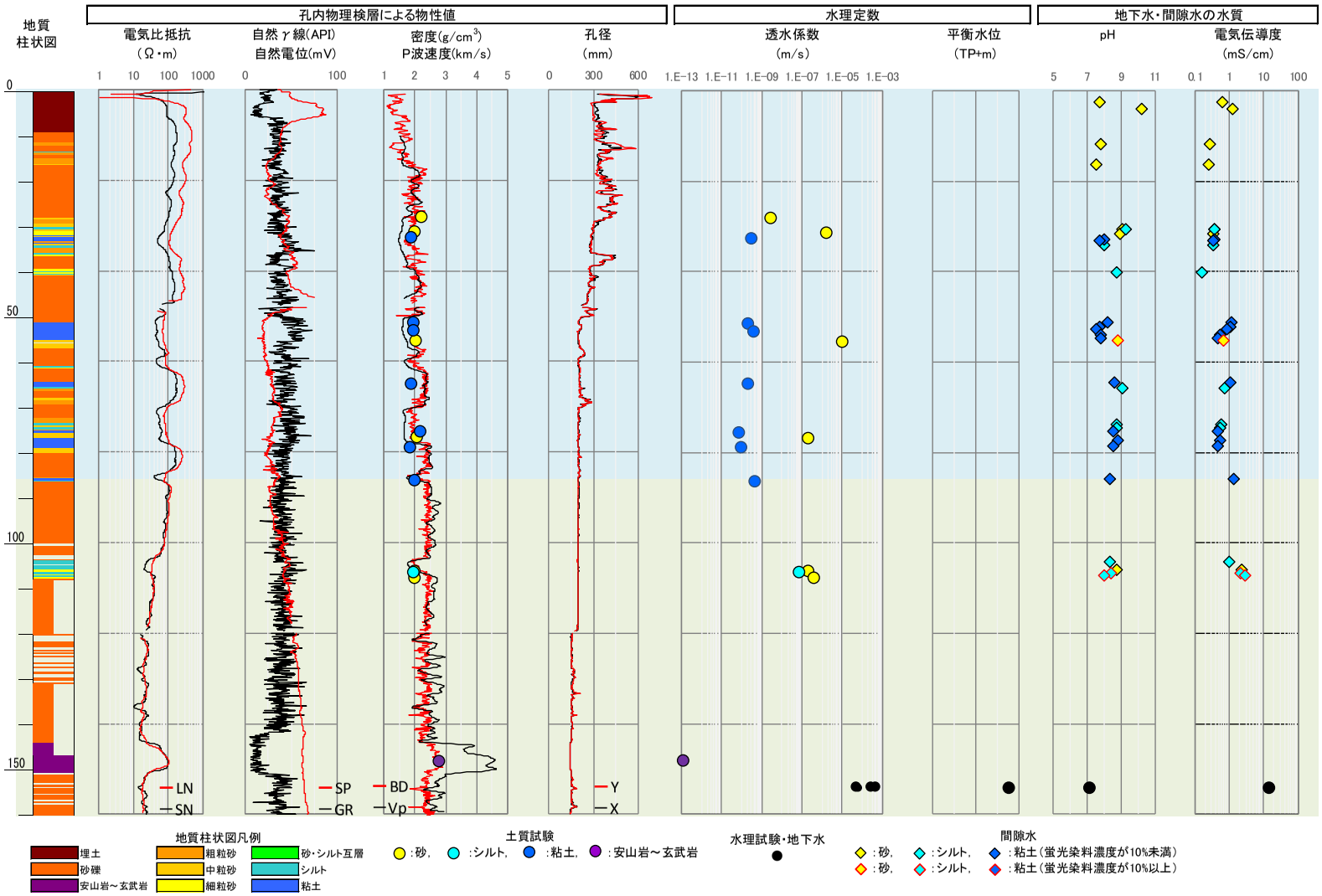


図 3-3-3-2　富士川左岸地区におけるコア観察による地質・孔内物理検層による物性値・水理定数・地下水と間隙水の水質の深度分布

（2）掘削状況

本年度に富士川右岸地区の SKB-2 孔で実施したコア掘削時の掘削記録を図 3-3-3-3 に、富士川右岸地区における工法・地質ごとの掘削パラメータとコア採取率を表 3-3-3-1 に、富士川右岸地区における工法・地質ごとの掘削泥水の性状・水質を表 3-3-3-2 に、逸水箇所の一覧を表 3-3-3-3 に示す。

地質ごとのコア採取率は、普通工法の平均値が砂礫で 96.2%、粗粒砂で 99.2%、中粒砂で 98.2%、細粒砂で 89.3%、シルトで 98.0%、粘土で 100%であり、HQ-WL 工法の平均値が砂礫で 71.4%、粗粒砂で 98.1%、細粒砂で 56.3%を示した。普通工法と HQ-WL 工法ともに掘削した砂礫に着目すると、コア採取率は普通工法の方が高い値を示す。普通工法ではセジメントチューブなどのツールスを付加することでカッティングスを排除できるため、送水量を抑えて掘削することが可能である。一方で、HQ-WL 工法では普通工法に比較してカッティングスを排除するために 6～8 倍の送水量で掘削を行っている。普通工法で高いコア採取率となった要因として、送水量が抑えることで砂礫の基質の流失を抑制し、コアの撹乱を防止できたためと考えられる。昨年度と本年度の HQ-WL 工法を比較すると、本年度は 8%程度の採取率の向上が認められた。向上した要因としては、深度の増加に伴う地質の固結程度の進行が推測される。

地質ごとの掘進速度は、普通工法の平均値が砂礫で 114.8cm/h，粗粒砂で 365.1cm/h，中粒砂で 361.8cm/h、細粒砂で 332.4cm/h、シルトで 289.3cm/h、粘土で 196.5cm/h、HQ-WL 工法の平均値が砂礫で 55.0cm/h、粗粒砂で 80.1cm/h、細粒砂で 89.6cm/h を示した。砂礫に着目すると、掘進速度は普通工法の方が 3 倍程度大きい傾向を示す。ただし、日掘進量（ロッドの昇降等の雑作業を含む）は、普通工法が深度の増加とともに 1/3 程度まで低下す

る。一方で HQ-WL 工法の日掘進量は深度の増加に関わらず変化しないまたは増加する傾向が認められ、深部の掘削における掘進能率は HQ-WL 工法が高いことが追認された。

送排水比は、送水量に対する排水量の比率であり、送排水比が小さいほど、逸水を生じたことを意味する。地質別の送排水比は、普通工法の平均値が砂礫で 73.6%、粗粒砂で 94.3%、中粒砂で 94.3%、細粒砂で 94.5%、シルトで 98.7%、粘土で 95.2%、HQ-WL 工法の平均値が砂礫で 91.6%、粗粒砂で 95.9%、細粒砂で 97.3%を示した。工法による送排水比の差異は砂礫で大きく、HQ-WL 工法が未固結な地盤においても逸水を抑制して安定した孔壁を維持するのに有効と考えられる。

以上から、掘削状況は地質・地下水の状況によって異なり、各工法を適切に組み合わせた掘削を行うことが有効と考えられる。また、富士川右岸地区と昨年度に実施した富士川左岸地区の掘削状況に大きな差異は認められず、海上掘削を想定し脱塩水を用いた掘削は、掘削作業に支障を及ぼさないものと判断される。加えて、コア間隙水の pH と電気伝導度や水理試験・孔内物理検層の結果は、掘削地における地下水の性状を反映したものであり、例えば、海底下に賦存する淡水性地下水の把握など、地下水性状の把握におよぶ掘削の影響を抑制することが可能であるものと考える。

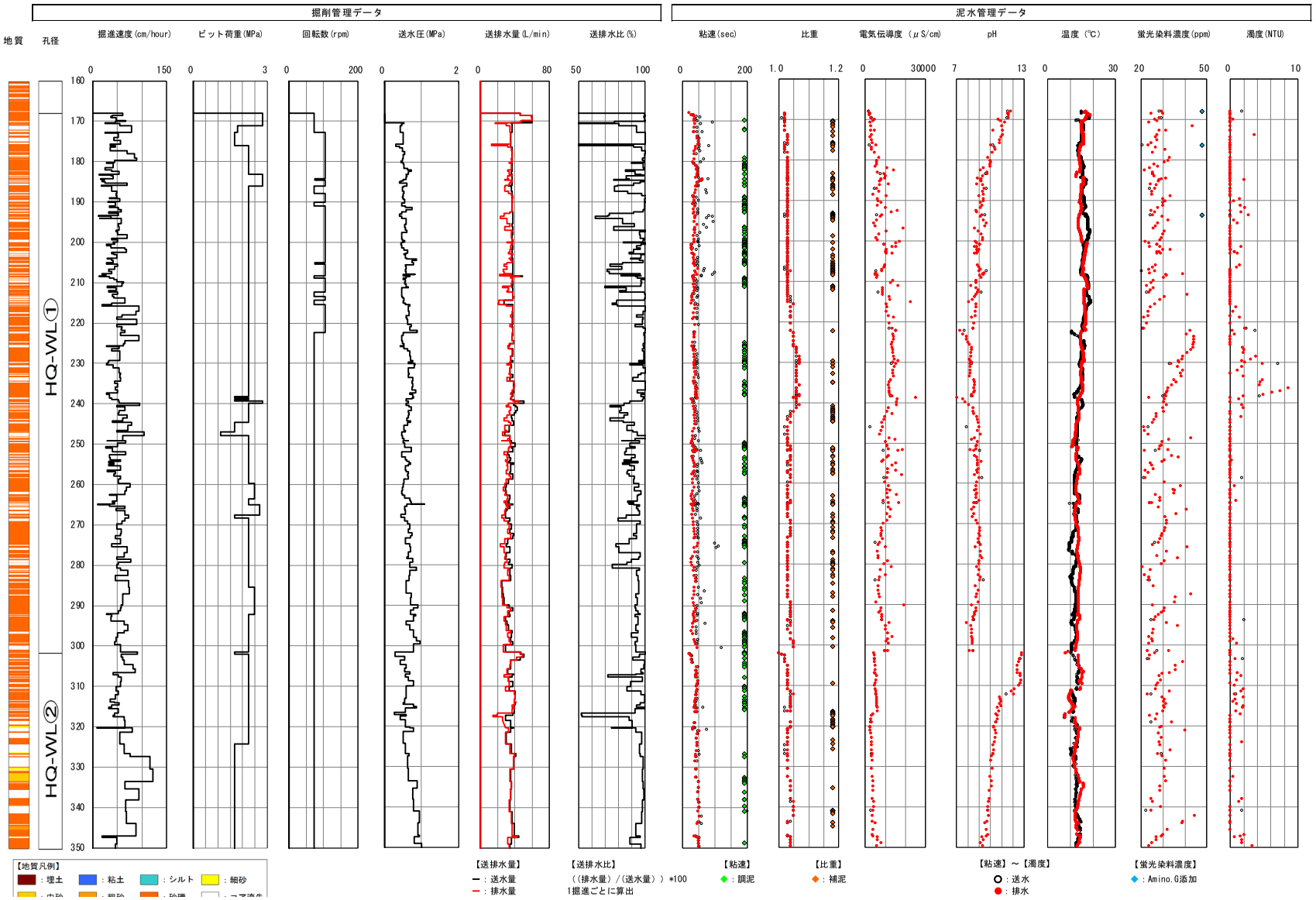


図 3-3-3-3　富士川右岸地区の SKB-2 孔におけるコアリング時の掘削記録

表 3-3-3-1　富士川右岸地区における工法・地質ごとの掘削パラメータとコア採取率

地質	孔番	工法	コア採取率（%）			掘進速度（cm/hour）			荷重(MPa)		
			最小	最大	平均	最小	最大	平均	最小	最大	平均
砂礫	SKB-1'	普通	35.7	100.0	96.2	19.6	660.0	114.8	0.0	1.0	0.3
	SKB-1	HQ-WL	0.0	100.0	62.0	8.5	111.1	41.4	1.8	2.5	2.1
	SKB-2	HQ-WL①	0.0	100.0	71.4	10.0	103.6	48.1	1.1	2.8	2.3
		HQ-WL②	0.0	100.0	70.6	8.0	93.7	55.0	1.7	2.3	2.1
粗粒砂	SKB-1'	普通	90.0	100.0	99.2	83.9	1063.0	365.1	0.0	1.0	0.3
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	96.3	100.0	98.1	71.7	88.4	80.1	2.3	2.3	2.3
		HQ-WL②	93.5		-	86.9		-	1.7		-
中粒砂	SKB-1'	普通	84.6	100.0	98.2	150.0	1200.0	361.8	0.0	1.0	0.1
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	100		-	36.4		-	2.3		-
		HQ-WL②	-	-	-	-	-	-	-	-	-
細粒砂	SKB-1'	普通	23.3	100.0	89.3	60.0	840.0	332.4	0.0	1.0	0.4
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	85.7		-	55.8		-	2.3		-
		HQ-WL②	25.8	94.8	56.3	55.4	122.4	89.6	1.7	2.3	2.0

地質	孔番	工法	回転数(rpm)			送水圧(MPa)			送水量(L/min)		
			最小	最大	平均	最小	最大	平均	最小	最大	平均
砂礫	SKB-1'	普通	0	180	128.0	0.0	1.1	0.2	0.0	10.0	4.4
	SKB-1	HQ-WL	80	80	80.0	0.0	0.7	0.2	24.3	62.9	31.8
	SKB-2	HQ-WL①	73	105	85.6	0.0	1.1	0.6	25.3	60.2	36.3
		HQ-WL②	73	73	73.0	0.3	1.0	0.6	28.9	50.7	37.8
粗粒砂	SKB-1'	普通	0	180	63.3	0.0	1.2	0.3	0.0	10.0	3.1
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	73	105	89.0	0.6	0.7	0.6	34.0	37.6	35.8
		HQ-WL②	73		-	0.9		-	39.3		-
中粒砂	SKB-1'	普通	0	150	34.1	0.0	0.8	0.2	0.0	10.0	2.5
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	73		-	0.8		-	29.4		-
		HQ-WL②	-	-	-	-	-	-	-	-	-
細粒砂	SKB-1'	普通	0	160	66.7	0.1	1.6	0.8	0.0	10.0	4.8
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	73		-	0.6		-	35.0		-
		HQ-WL②	73	73	73.0	0.5	0.6	0.6	30.1	39.0	35.4

地質	孔番	工法	排水量(L/min)			送排水比(%)		
			最小	最大	平均	最小	最大	平均
砂礫	SKB-1'	普通	0.0	9.5	3.2	6.8	100.0	73.6
	SKB-1	HQ-WL	11.5	52.2	22.8	40.3	98.4	71.0
	SKB-2	HQ-WL①	13.0	60.0	33.3	37.1	103.0	91.6
		HQ-WL②	15.0	48.5	34.9	51.9	100.2	91.9
粗粒砂	SKB-1'	普通	0.0	8.2	2.1	26.0	100.0	84.3
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	31.8	36.9	34.4	93.7	98.2	95.9
		HQ-WL②	36.5		-	93.0		-
中粒砂	SKB-1'	普通	0.0	9.6	2.0	66.7	100.0	94.3
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	27.9		-	94.7		-
		HQ-WL②	-	-	-	-	-	-
細粒砂	SKB-1'	普通	0.0	9.5	4.3	87.0	100.0	94.5
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	32.1		-	91.7		-
		HQ-WL②	29.3	38.4	34.5	95.9	98.3	97.3

※送水側の値を使用

【適用深度】SKB-1'孔　普通工法（深度0～120m）
SKB-1孔　HQ-WL（深度120～180m）
SKB-2孔　HQ-WL①（深度168～301.5m）
SKB-2孔　HQ-WL②（深度301.5～352.1m）

【送排水比】
((排水量)/(送水量))＊100
1掘進ごとに算出

表 3-3-3-2　富士川右岸地区における工法・地質ごとの掘削泥水の性状・水質

地質	孔番	工法	比重			粘速(sec)		
			最小	最大	平均	最小	最大	平均
砂礫	SKB-1'	普通	1.01	1.18	1.06	23	58	36
	SKB-1	HQ-WL	1.01	1.08	1.02	23	110	41
	SKB-2	HQ-WL①	1.00	1.07	1.04	22	120	47
		HQ-WL②	1.02	1.05	1.04	43	200	59
粗粒砂	SKB-1'	普通	1.01	1.12	1.06	26	91	45
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	1.03	1.04	1.04	43	49	46
		HQ-WL②	1.03	1.03	1.03	40	42	41
中粒砂	SKB-1'	普通	1.02	1.10	1.07	28	71	44
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	1.03		-	46		-
		HQ-WL②	1.04		-	50		-
細粒砂	SKB-1'	普通	1.01	1.10	1.07	34	65	48
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	1.04	1.04	1.04	36	45	41
		HQ-WL②	1.02	1.03	1.03	43	51	47

地質	孔番	工法	EC（μS/cm）			pH		
			最小	最大	平均	最小	最大	平均
砂礫	SKB-1'	普通	376	3710	1153	8.49	11.22	9.40
	SKB-1	HQ-WL	747	16320	2885	8.29	13.14	9.96
	SKB-2	HQ-WL①	1547	17560	7876	7.38	11.53	9.17
		HQ-WL②	1990	9830	4537	8.47	12.82	10.74
粗粒砂	SKB-1'	普通	690	1540	1185	9.12	11.76	9.77
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	4800	11780	8290	8.55	9.39	8.97
		HQ-WL②	2910	3930	3420	9.73	9.77	9.75
中粒砂	SKB-1'	普通	787	1590	1290	9.03	10.32	9.48
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	8320		-	8.58		-
		HQ-WL②	2370		-	10.01		-
細粒砂	SKB-1'	普通	840	1250	1055	8.99	10.20	9.59
	SKB-1	HQ-WL	-	-	-	-	-	-
	SKB-2	HQ-WL①	8320		-	9.42		-
		HQ-WL②	2350	3210	2787	10.10	10.26	10.18

【適用深度】SKB-1'孔　普通工法（深度0～120m）　※送水側の値を使用
SKB-1孔　HQ-WL（深度120～180m）
SKB-2孔　HQ-WL①（深度168～301.5m)
SKB-2孔　HQ-WL②（深度301.5～352.1m)

表 3-3-3-3　富士川右岸地区におけるコアリング時の逸水箇所

地質	深度（G.L-m)			逸水比(%) 最小	最大	平均	備考
埋土	4.65	～	5.15	-	-	62.8	SKB-1'孔，普通工法
砂礫主体	7.45	～	13.10	6.8	26.0	13.5	〃
中粒砂～砂礫	14.25	～	17.50	59.1	71.4	66.2	〃
砂礫	40.50	～	41.10	-	-	66.6	〃
中粒砂～粗粒砂	43.00	～	45.00	27.9	66.7	47.3	〃
粗粒砂	51.55	～	52.70	-	-	74.6	〃
砂礫	57.90	～	58.60	-	-	74.8	〃
中粒砂	65.45	～	66.20	-	-	71.0	〃
砂礫	78.50	～	80.00	73.5	74.3	73.9	〃
砂礫	81.30	～	81.50	-	-	63.2	〃
砂礫	97.65	～	99.15	24.3	63.3	43.8	〃
砂礫	101.90	～	106.20	37.8	69.5	56.0	〃
砂礫	109.30	～	109.90	-	-	66.0	〃
砂礫	114.80	～	120.00	8.4	65.9	41.5	〃
砂礫	122.30	～	124.50	57.9	68.3	61.9	SKB-1孔，HQ-WL
砂礫	126.40	～	126.70	-	-	40.3	〃
砂礫	126.90	～	128.00	61.3	67.7	64.6	〃
砂礫	129.50	～	131.10	53.9	63.9	58.4	〃
砂礫	131.40	～	132.50	71.2	72.5	72.1	〃
砂礫	132.70	～	134.50	56.6	73.2	64.5	〃
砂礫	134.90	～	135.10	-	-	67.3	〃
砂礫	135.40	～	137.00	43.9	74.0	57.6	〃
砂礫	138.00	～	140.60	41.2	62.5	55.0	〃
砂礫	142.90	～	144.10	60.5	69.3	65.2	〃
砂礫	145.90	～	146.30	-	-	62.6	〃
砂礫	148.70	～	149.40	-	-	62.6	〃
砂礫	151.70	～	152.00	-	-	65.7	〃
砂礫	153.50	～	153.70	-	-	58.3	〃
砂礫	156.30	～	156.70	-	-	56.4	〃
砂礫	157.00	～	158.00	53.1	58.1	55.6	〃
砂礫	163.30	～	165.10	65.3	73.2	68.5	〃
砂礫	165.60	～	166.20	-	-	68.2	〃
砂礫	167.00	～	167.30	-	-	60.9	〃
砂礫	168.40	～	169.10	-	-	60.2	〃
砂礫	169.70	～	180.20	52.9	72.0	62.6	〃
砂礫	170.30	～	170.50	-	-	47.6	SKB-2孔，HQ-WL①
砂礫	175.60	～	176.10	-	-	37.1	〃
砂礫	192.85	～	194.10	62.5	73.0	70.1	〃
砂礫	205.45	～	205.95	-	-	73.5	〃
砂礫	206.70	～	207.85	71.8	73.1	72.4	〃
砂礫	210.95	～	211.25	-	-	70.0	〃
砂礫	240.45	～	240.85	-	-	73.5	〃
砂礫	307.15	～	307.70	-	-	72.2	SKB-2孔，HQ-WL②
砂礫	316.55	～	317.10	-	-	51.9	〃
砂礫	317.10	～	317.45	-	-	52.6	〃

（送排水比が 75%以下の区間を抽出）

3-3-3-2　地質コアの分析結果

（1）SKB 孔より得られた地質コア資料の XRD 分析結果

水－鉱物反応に関する知見を得るため、主に SKB-1 孔および SKB-2 孔（以下 SKB 孔）より得られた地質コア 30 検体について XRD 分析をおこなった。水－鉱物反応では細粒部が影響すると考えられるため、粒子の大きな物質を取り除いた。

・前処理：地質コアを風乾させたのち 500μm でシーブした。また、それを必要に応じてマルチビーズショッカーで粉砕した後 250μm でシーブした。

・分析機関：ジオテクノス株式会社

・分析期間：平成 27 年 12 月 9 日～平成 28 年 1 月 28 日

・試料量：　3 g

・分析内容：XRD 分析（不定方位）による鉱物同定

・使用機器：RIGAKU　試料水平型多目的 X 線回折装置　UltimaⅣ

分析結果を表 3-3-3-4 に示す。鉱物量比は、石英指数（標準石英の第 1 ピーク強度を 100 としたときの各試料の鉱物第 1 ピーク強度の比率）で標記した。産業技術総合研究所（2015）によれば、本地点の深度 6.6～180m は富士川扇状地砂礫層に区分され、挟在する砂～粘土は汽水成層と判断されている。層相より、本掘削地は扇状地として砂礫が供給される富士川の河口部において、相対的な海水準の上昇に伴い、後背湿地またはエスチュアリーの堆積環境が繰り返されつつ海進が進んできたものと考えられている。

テスト測定によれば、ふるいの目（250μm と 500μm）の違いによる X 線ピークパターン、強度比にはほとんど差が認められなかったため、250μm でシーブした試料を分析した。同定された鉱物は深度によらず、石英、斜長石、セリサイト（絹雲母）、緑泥石が認められ、普通角閃石、スメクタイトなども多く含まれる。難透水性と視認される深度においてはやや

スメクタイトが多く含まれ、タルクを含む場合もある。一方、炭酸塩鉱物はほとんど見当たらない。

（2）全岩分析結果

地下水の He 年代の計算に用いる目的で、SKB 孔の地質コア試料 20 検体について全岩分析をおこなった。仕様は以下の通りである。

・前処理：地質コアを風乾させたのち 500μm でシーブし、それをマルチビーズショッカーで 74μm 以下に粉砕した。

・分析機関：ACTLABS 社（カナダ）

・分析期間：平成 27 年 12 月 9 日～平成 28 年 1 月 28 日

・試料量：　10 g

・分析内容：定量下限とともに表 3-3-3-5 に記載

・使用機器：ICP-MASS および INAA（機器中性子放射化学分析）

分析結果を表 3-3-3-5 に示す。地下水に含まれる主要なカチオン（Na^{+}、K^{+}、Mg^{2+}、Ca^{2+}、Fe、 Mn など）や酸化物を除く、いわゆる微量元素においては以下の元素が多く含まれていることが明らかになった。

・100ppm 内外及びそれ以上：Ba、Co、Cr、Sr、V、W、Zr

・10～100ppm のもの：Cu、Ga、Ni、Rb、Sc、Y、Zn、La、Ce、Nd

（3）地質コア中の有機物の $\delta^{13}C$ と ^{14}C

本地域の陸上起源の有機物の $\delta^{13}C$ について、山元ほか（2005）は、約 100 の試料（炭化物、木片、炭質土壌）を分析し、その約 8 割が－30～－20‰の範囲内にあることを示した。

また、和田・中井（1981）は駿河湾の海岸線から約 6～18km の位置にて、海底表層泥試料（4 地点）の $\delta^{13}C$ 測定し、－25.1～－20.4‰を得た。これら表層泥の C/N は、$\delta^{13}C$ に関係なく 7.4～9.7 であり、有機物は海棲生物起源と考えられる。一方、海底表層堆積物中の有機物の ^{14}C に関しては報告が皆無である。

SKB 孔より得られた地質コア中の土壌・植物片の $\delta^{13}C$ および ^{14}C 値は表 3-3-3-6 の通りである。深度に対する ^{14}C は図 3-3-3-4 のようにプロットされ、関係式は、

深度（m）＝（0.01×^{14}C 年代）－19　　式（3-3-3-1）

となる。この関係式に基づくと、深度 170m の ^{14}C 年代は 18900 年となる。すなわち、この深度領域に有機物が存在する場合、その ^{14}C は 9 pMC 程度となることが予想される。

表 3-3-3-4　　SKB 孔および FGB 孔より得られた地質コアの XRD 分析結果

SKB	珪酸塩鉱物									炭酸塩鉱物				硫化鉱物		備　考	目視によるメモ	
	石英	クリストバライト	斜長石	カリ長石	普通角閃石	スメクタイト	セリサイト	緑泥石	タルク	方解石	マグネサイト	菱鉄鉱	ドロマイト	黄鉄鉱				
36.00 ～ 36.25	22.4		6.4	0.5	0.4	1.1	1.0	1.3	0.3								細砂	透水層
38.75 ～ 39.00	25.5		5.2		0.3	0.5	0.8	0.9									砂まじり細砂	透水層
43.30 ～ 43.60	40.7		5.8		0.2		1.7	2.7									細砂と粘土	透水層
47.30 ～ 47.50	33.9		5.3				0.9	1.5									砂	透水層
49.30 ～ 49.60	27.6		5.3				1.7	2.3									粘土と砂	透水層
51.25 ～ 51.55	31.0		5.6		0.3		2.0	2.7									砂と粘土	透水層
53.25 ～ 53.45	34.2		5.7		0.6		0.8	1.4									石と砂	透水層
54.35 ～ 54.40	29.7		6.7	2.1	0.3		0.9	1.4					3.3				石と砂	透水層
57.40 ～ 57.70	33.6		5.7				1.0	1.5									石と砂	透水層
60.50 ～ 60.70	35.3		5.4		0.5		1.1	1.5									石と砂	透水層
63.80 ～ 64.00	36.6	?	5.1			0.6	1.2	1.7									石と砂	透水層
69.00 ～ 69.30	21.2		3.9		0.2	1.4	1.8	2.0	0.3								粘土	難透水層
71.60 ～ 71.80	25.1		4.5		1.9	0.8	1.1	1.6									粘土	難透水層
72.40 ～ 72.70	17.0		3.6			1.1	1.4	2.1						0.9			粘土	難透水層
74.40 ～ 74.65	18.9		3.9		0.3	1.4	1.0	1.7	0.3					0.4			粘土	難透水層
75.30 ～ 75.50	32.7		9.0		0.3	0.7	1.2	1.9									砂	透水層
76.50 ～ 76.70	33.4		6.9			0.6	1.0	1.6									小石と砂	透水層
78.00 ～ 78.25	33.8		9.6	0.9		0.8	1.3	1.8									小石と砂	透水層
80.70 ～ 80.92	31.3		13.6		0.4	1.0	1.5	2.0		?						HCl反応なし	砂と石	透水層
83.25 ～ 83.50	38.2		7.5			1.2	1.4	2.1									小石と砂	透水層
85.25 ～ 85.50	43.0		14.8			0.9	1.2	2.0									石と砂	透水層
88.20 ～ 88.50	28.3		6.0			0.6	0.8	1.6						0.3			小石と砂	透水層
90.30 ～ 90.50	15.4		2.9		0.2	1.6	0.8	1.5	0.4		?						粘土	難透水層
92.15 ～ 92.35	16.0		3.2				1.5	2.0				1.1					粘土	難透水層
94.00 ～ 94.20	23.7		15.4		2.2	1.5	2.2	3.2	0.5								粘土	難透水層
95.90 ～ 96.00	27.2		11.7		0.4	1.2	1.2	1.9									砂と小石	透水層
97.22 ～ 97.50	32.6		5.8		0.4	0.8	1.2	1.6	0.3								砂と小石	透水層
106.75 ～ 107.00	28.2		9.4		0.3	1.2	1.1	1.9									砂と小石	透水層
117.70 ～ 118.00	30.4		6.9		0.8	1.2	2.0	2.3									小石と砂	透水層
FGB																		
130.80 ～ 131.00	56.6		10.0				1.8	?									溶岩	

石英指数による表示
14Å（2θ=6.2°　付近）のピークが、7Å（2θ=12.5°　付近）のピークより高いとき（例　90.3～90.5m）あるいはよりブロードなときは緑泥石のほかにスメクタイトも含まれていると判断した。

表 3-3-3-5　SKB 孔より得られた地質コアの全岩分析結果（その 1）

（グレーに着色されているのは難透水層と視認された深度）

Analyte Symbol	SiO2	Al2O3	Fe2O3(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	Total	Au	Ag	As	Ba	Be	Bi	Br	Cd	Co	Cr
Unit Symbol	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01		0.01	1	0.5	1	1	1	0.1	0.5	0.5	0.1	0.5
Analysis Method	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	INAA	MULT INAA / TD-ICP	INAA	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-MS	INAA	TD-ICP	INAA	INAA
36.00~36.25	64.61	14.46	5.94	0.085	2.71	3.54	2.25	1.88	0.643	0.08	4.44	100.6	2	< 0.5	5	391	1	< 0.1	< 0.5	< 0.5	130	101
38.75~39.00	66.36	13.09	4.97	0.09	2.44	3.21	2.41	1.96	0.553	0.08	3.41	98.57	2	< 0.5	2	407	2	< 0.1	< 0.5	< 0.5	320	73.2
39.75~40.00	67.37	13.41	5.22	0.093	2.46	3.04	2.35	1.81	0.574	0.08	3.18	99.59	< 1	< 0.5	3	386	1	< 0.1	< 0.5	< 0.5	112	87
41.50~46.75	70.33	12.39	4.31	0.088	1.81	2.05	2.31	1.89	0.498	0.08	2.71	98.47	< 1	< 0.5	< 1	424	1	< 0.1	< 0.5	< 0.5	133	66.7
43.30~43.60	70.38	12.52	4.58	0.093	1.9	2	2.3	2.09	0.462	0.08	3.43	99.82	< 1	< 0.5	< 1	464	2	< 0.1	< 0.5	< 0.5	332	151
45.00~45.30	70.23	12.17	4.46	0.097	1.96	2.05	2.22	1.88	0.513	0.07	2.84	98.47	4	< 0.5	12	443	1	< 0.1	< 0.5	< 0.5	95.7	77.9
47.30~47.50	70.95	11.86	4.41	0.093	1.88	1.97	2.3	2.04	0.454	0.08	2.71	98.75	5	< 0.5	< 1	469	2	< 0.1	< 0.5	< 0.5	376	49.7
49.30~49.60	66.48	13.92	5.53	0.117	2.38	2.26	2.44	2.32	0.662	0.1	3.71	99.92	< 1	< 0.5	5	513	2	< 0.1	< 0.5	0.5	304	97.1
51.25~51.55	67.98	13.2	5.04	0.107	2.3	2.03	2.4	2.31	0.612	0.06	3.41	99.44	< 1	< 0.5	3	506	2	< 0.1	< 0.5	< 0.5	94.7	77.9
53.25~53.45	71.64	11.47	4.36	0.077	2.03	2.64	2.45	1.75	0.462	0.06	2.22	99.15	< 1	< 0.5	< 1	343	1	< 0.1	< 0.5	< 0.5	116	154
71.60~71.80	63.33	14.57	5.7	0.098	2.51	2.56	2.36	2.17	0.662	0.09	5.82	99.87	5	< 0.5	8	446	2	< 0.1	< 0.5	< 0.5	73.9	77.3
74.40~74.65	58.46	15.33	6.09	0.087	2.79	2.27	2.06	2.16	0.733	0.09	10.65	100.7	< 1	< 0.5	10	475	2	< 0.1	< 0.5	< 0.5	16.4	76.6
80.70~80.92	68.25	12.73	6.03	0.1	2.39	2.88	2.27	1.99	0.664	0.09	2.75	100.1	< 1	< 0.5	3	424	2	0.1	< 0.5	< 0.5	152	108
81.60~81.80	70.16	12.56	3.96	0.053	1.54	1.86	3.19	1.74	0.531	0.07	3.36	99.03	3	< 0.5	6	355	1	< 0.1	< 0.5	< 0.5	155	53.1
85.25~85.50	71.72	12.29	4.79	0.09	1.89	2.16	2.48	1.97	0.5	0.08	2.77	100.8	< 1	< 0.5	< 1	450	1	< 0.1	< 0.5	< 0.5	86.6	133
94.00~94.20	62.98	14.6	5.36	0.092	2.59	3	2.5	2.02	0.695	0.1	6.51	100.4	8	< 0.5	7	441	2	< 0.1	< 0.5	< 0.5	55.7	90.4
95.90~96.00	65.78	13.1	7.14	0.11	2.67	3.42	2.44	1.86	0.792	0.1	2.8	100.2	4	< 0.5	4	395	2	< 0.1	< 0.5	< 0.5	67.2	129
97.22~97.50	66.79	13	5.81	0.099	2.51	3.36	2.49	1.88	0.632	0.08	3.05	99.7	< 1	< 0.5	3	403	1	0.1	< 0.5	< 0.5	43.8	161
106.75~107.00	64.66	13.25	6.23	0.1	3	4.3	2.4	1.73	0.666	0.08	3.3	99.72	6	< 0.5	3	369	2	0.1	< 0.5	< 0.5	26.4	114
117.70~118.00	68.24	12.78	5.56	0.093	2.38	2.93	2.43	1.82	0.585	0.09	3.05	99.95	< 1	< 0.5	3	394	2	< 0.1	< 0.5	< 0.5	56.9	85.8

表 3-3-3-5　SKB 孔より得られた地質コアの全岩分析結果（その 2）

（グレーに着色されているのは難透水層と視認された深度）

Analyte Symbol	Cs	Cu	Ga	Ge	Hf	Hg	In	Ir	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sn	Sr	Ta	Th	U
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0.1	1	1	0.5	0.1	1	0.1	1	2	0.2	1	5	1	0.001	0.1	0.01	0.5	1	2	0.01	0.05	0.01
Analysis Method	FUS-MS	TD-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	INAA	FUS-MS	INAA	FUS-MS	FUS-MS	TD-ICP	TD-ICP	FUS-MS	TD-ICP	INAA	INAA	INAA	FUS-MS	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
36.00~36.25	2.9	31	15	1.2	3	< 1	< 0.1	< 1	< 2	4.6	30	7	55	0.109	1	19.8	< 0.5	1	228	0.88	5.35	1.45
38.75~39.00	2.9	23	15	1.4	2.9	< 1	< 0.1	< 1	< 2	3.5	25	6	60	0.025	0.7	17.1	< 0.5	1	229	0.92	9.77	1.78
39.75~40.00	2.7	171	14	1.3	3.1	< 1	< 0.1	< 1	< 2	4.2	26	11	56	0.04	< 0.1	16.9	< 0.5	2	215	1.03	6.28	1.75
41.50~46.75	2.8	50	13	1.4	2.9	< 1	< 0.1	< 1	< 2	4.2	20	13	60	0.017	0.6	13.4	< 0.5	4	175	1.16	5.79	1.44
43.30~43.60	3	25	14	1.5	2.7	< 1	< 0.1	< 1	2	3.9	24	7	66	0.015	< 0.1	13.5	< 0.5	1	157	0.9	6.47	1.37
45.00~45.30	2.9	59	14	1.2	2.9	< 1	< 0.1	< 1	< 2	4.6	29	10	62	0.15	0.7	14.2	< 0.5	2	168	1.01	5.87	2.32
47.30~47.50	2.9	30	14	1.3	2.6	< 1	< 0.1	< 1	< 2	4.3	23	9	66	0.028	0.7	13.3	< 0.5	1	173	1.08	6.03	1.82
49.30~49.60	3.5	38	16	1.5	3.5	< 1	< 0.1	< 1	< 2	5.4	30	11	72	0.048	0.5	16.5	< 0.5	2	183	1.04	7.47	1.65
51.25~51.55	3.7	31	16	1.5	3.2	< 1	< 0.1	< 1	< 2	5.2	28	11	77	0.042	0.6	15.5	< 0.5	2	176	1.11	8.08	1.75
53.25~53.45	2	22	12	1.4	2.2	< 1	< 0.1	< 1	2	3.2	21	6	48	0.026	< 0.1	15.8	< 0.5	1	172	0.96	5.45	1.15
71.60~71.80	3.9	74	16	1.1	3.5	< 1	< 0.1	< 1	< 2	5.7	31	9	66	0.152	0.6	17.2	< 0.5	2	212	1.03	8.18	1.94
74.40~74.65	4.5	61	15	0.9	3.3	< 1	< 0.1	< 1	< 2	5	42	16	65	0.715	1.3	18.9	< 0.5	1	188	0.79	7.47	1.87
80.70~80.92	3.3	64	14	1.5	2.7	< 1	< 0.1	< 1	< 2	4.3	30	11	64	0.011	0.5	18.3	< 0.5	2	183	0.85	10.5	1.77
81.60~81.80	2	25	13	1.2	3	< 1	< 0.1	< 1	< 2	4.8	21	12	51	0.033	0.2	11.5	< 0.5	1	231	1.35	6.2	1.4
85.25~85.50	2.9	114	14	1.5	2.5	< 1	< 0.1	< 1	3	3.9	23	11	59	0.02	< 0.1	13.7	< 0.5	2	212	0.85	6.61	1.43
94.00~94.20	3.2	42	15	1.2	3.7	< 1	< 0.1	< 1	< 2	5	37	12	59	0.234	0.8	18.2	< 0.5	1	234	0.84	6.92	1.58
95.90~96.00	2.7	32	15	1.3	2.7	< 1	< 0.1	< 1	< 2	4.1	28	9	52	0.131	0.8	20.3	< 0.5	1	224	0.72	7.09	1.5
97.22~97.50	3.3	37	14	1.5	2.3	< 1	< 0.1	< 1	2	3.4	28	9	52	0.008	0.6	19.5	< 0.5	1	223	0.63	5.93	1.17
106.75~107.00	2.6	41	14	1.5	2.7	< 1	< 0.1	< 1	< 2	4.3	34	12	47	0.008	0.7	21.5	< 0.5	1	232	0.63	5.16	1.11
117.70~118.00	3.1	37	14	1.5	2.6	< 1	< 0.1	< 1	< 2	4.2	27	8	55	0.009	0.5	17.7	< 0.5	1	204	0.67	6.05	1.29

表 3-3-3-5　SKB 孔より得られた地質コアの全岩分析結果（その 3）

（グレーに着色されているのは難透水層と視認された深度）

Analyte Symbol	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tl	Tm	Yb	Lu	Mass
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	g
Detection Limit	5	1	1	1	1	0.05	0.05	0.01	0.05	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.005	0.01	0.002	
Analysis Method	FUS-ICP	INAA	FUS-ICP	MULT INAA / TD-ICP	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	INAA
36.00~36.25	154	221	18	70	122	15	32.1	3.62	14.5	3.15	0.806	2.93	0.51	3.11	0.61	1.83	0.26	0.277	1.85	0.288	1.34
38.75~39.00	130	229	18	63	118	15.1	32.1	3.59	14.2	3.11	0.777	2.86	0.46	2.73	0.57	1.69	0.3	0.259	1.74	0.269	1.455
39.75~40.00	134	411	17	85	115	16.2	33.3	3.7	14.7	2.94	0.778	2.89	0.49	2.98	0.59	1.71	0.28	0.266	1.8	0.28	1.458
41.50~46.75	107	533	16	73	113	15.4	32.7	3.51	13.9	2.94	0.732	2.76	0.45	2.72	0.55	1.63	0.3	0.255	1.64	0.255	1.358
43.30~43.60	104	224	16	56	101	16.1	33.6	3.7	13.9	2.96	0.719	2.63	0.45	2.68	0.54	1.6	0.32	0.243	1.59	0.25	1.268
45.00~45.30	109	335	15	76	112	15.9	33.9	3.7	14.3	3.11	0.742	3.01	0.46	2.73	0.57	1.67	0.31	0.252	1.68	0.265	1.653
47.30~47.50	104	415	17	58	97	14.7	31.6	3.52	13.6	2.92	0.723	2.63	0.44	2.64	0.52	1.54	0.3	0.239	1.63	0.251	1.505
49.30~49.60	146	194	21	70	133	19.5	42	4.55	17.5	3.55	0.801	3.25	0.57	3.44	0.66	1.94	0.35	0.302	1.98	0.299	1.609
51.25~51.55	133	331	17	70	122	20.2	43	4.48	17.2	3.51	0.8	3.26	0.53	3.15	0.62	1.85	0.36	0.28	1.87	0.289	1.598
53.25~53.45	111	432	15	48	82	15.3	31.3	3.48	13	2.76	0.642	2.45	0.41	2.48	0.49	1.47	0.24	0.223	1.49	0.241	1.383
71.60~71.80	140	229	21	73	139	19	40.6	4.47	17.2	3.81	0.939	3.6	0.6	3.55	0.71	2.14	0.33	0.325	2.1	0.327	1.319
74.40~74.65	152	< 1	26	93	132	19.8	43.5	4.79	18.6	4.07	1	3.96	0.64	3.8	0.75	2.21	0.35	0.345	2.27	0.339	1.378
80.70~80.92	173	204	19	69	123	23.5	49.1	5.12	19.1	3.78	0.764	3.21	0.51	3.04	0.6	1.74	0.3	0.268	1.85	0.289	1.686
81.60~81.80	85	684	16	46	117	14.2	29.5	3.41	13.4	3.09	0.697	2.84	0.45	2.79	0.53	1.56	0.26	0.246	1.7	0.254	1.29
85.25~85.50	117	356	16	108	97	17.1	35.3	3.76	14.4	2.98	0.732	2.78	0.45	2.75	0.53	1.54	0.28	0.248	1.65	0.252	1.204
94.00~94.20	142	141	20	70	147	17.6	37.4	4.2	16.6	3.59	0.859	3.39	0.56	3.44	0.67	1.96	0.32	0.301	2.04	0.315	1.71
95.90~96.00	215	173	18	77	101	18.5	38.1	4.09	15.5	3.19	0.854	3.06	0.47	2.94	0.58	1.69	0.26	0.258	1.75	0.269	1.298
97.22~97.50	169	138	16	69	92	16.5	33.9	3.79	14.2	3.06	0.74	2.95	0.48	2.86	0.57	1.72	0.27	0.261	1.79	0.276	1.205
106.75~107.00	180	57	19	73	99	15.5	33.1	3.71	14.5	3.1	0.795	3.2	0.52	3.14	0.62	1.76	0.24	0.274	1.88	0.281	1.119
117.70~118.00	149	117	18	72	97	15.6	32.4	3.62	14.1	3.07	0.802	2.86	0.45	2.7	0.55	1.63	0.26	0.26	1.74	0.264	1.069

表 3-3-3-6　　地質コア中の土壌・植物片の $\delta^{13}C$ および ^{14}C

（加速器分析研究所による）

地点	深度	試料携帯	処理方法	$\delta^{13}C$		$\delta^{13}C$補正あり	
				‰	±	Libby Age(yrBP)	pMC(%)
FGB	30.70	土壌・植物片	HCL	−25.24	±0.60	8,980±30	32.72±0.14
	52.75	土壌・植物片	HCL	−27.12	±0.65	9,040±40	32.45±0.15
	64.52	土壌	HCL	−22.69	±0.40	9,460±30	30.81±0.13
	70.60～73.65	土壌・植物片	HCL	−26.51	±0.71	10,020±40	28.73±0.14
	85.97	土壌	HCL	−26.51	±0.73	10,240±40	27.97±0.13
	106.73～106.74	土壌・植物片	HCL	−20.08	±0.64	11,450±40	24.03±0.13
	107.08	土壌	HCL	−23.69	±0.54	12,820±40	20.27±0.11
SKB	24.25～24.50	土壌・植物片	HCL	−23.03	±0.59	4,210±30	59.19±0.20
	34.95	木片	AAA	−25.90	±0.64	4,660±30	56.01±0.21
	56.10～56.30	土壌・植物片	HCL	−25.75	±0.42	8,730±30	33.73±0.15
	73.12	土壌	HCL	−24.62	±0.62	9,760±40	29.68±0.13
	89.86～89.87	土壌・植物片	HCL	−24.51	±0.44	9,750±40	29.73±0.13
	94.48～94.52	土壌・植物片	HCL	−27.26	±0.47	10,060±40	28.60±0.13
	97.86	土壌・植物片	HCL	−22.51	±0.39	10,620±40	26.64±0.13

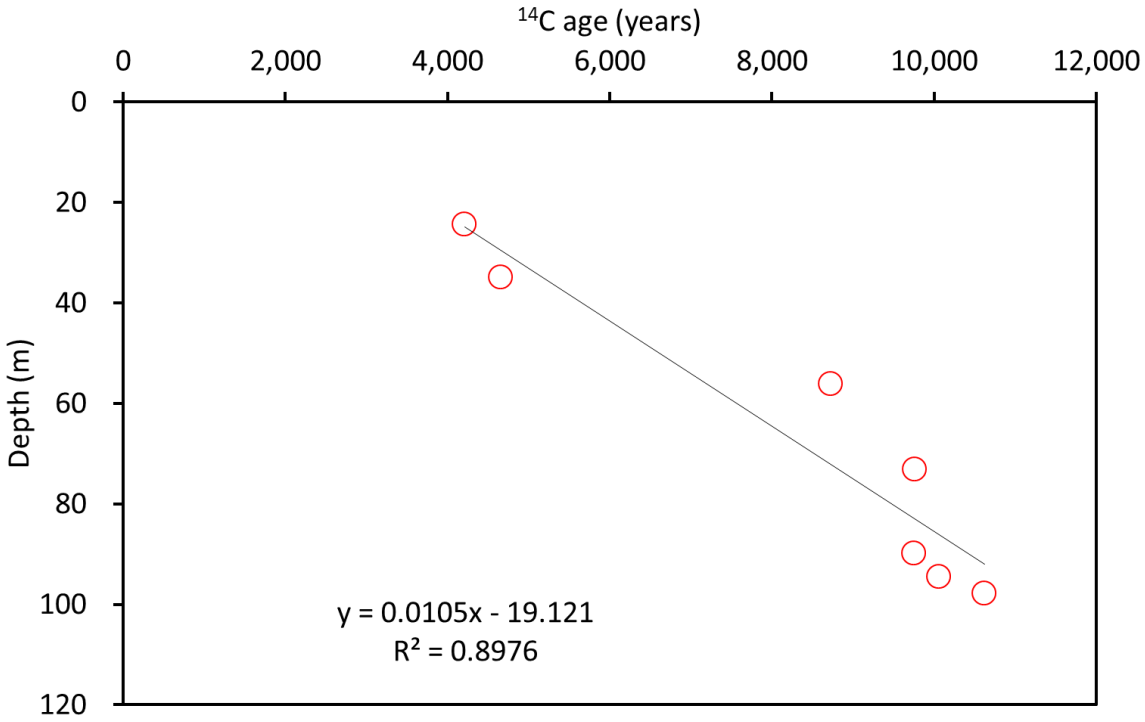


図 3-3-3-4 SKB 孔の地質コア中の有機物中の ^{14}C 年代と深度の関係

3-3-3-3　地下水・間隙水の化学的性質

駿河湾沿岸部にてボーリングをおこなった理由の1つに、異なる深度の地下水を採取することが挙げられる。得られた水試料の化学的特性から、放射性核種の移動経路となりうる塩淡境界の位置ならびに動態を把握することが目的である。本年度の調査ではSKB孔にて掘進が行われたため、SKB孔での間隙水や揚水地下水の化学的特性についてまとめる。なお、以下では簡単のため、揚水地下水については略称を用いる。略称と対応する採水深度は下記の通りである。

SKB42：　SKB孔の40.96～43.00m深

SKB57：　57.10～58.60m深

SKB77：　76.20～78.50m深

SKB95：　94.60～96.65m深

SKB143：　142.73～144.78m深

SKB173：　172.48～174.53m深

FGB154：　FGB孔の150.83～157.33m

SKB孔の柱状図、揚水地下水水質、間隙水水質のシュティッフダイヤグラムを並べたものが図3-3-3-5である（揚水地下水の水質データは表3-3-3-7）。産業技術総合研究所（2015）で述べたように、水質からは107m深までを4つに区分できるが、ここでは地下水流動解析の概念モデルを意識して以下の3つに区分した。

・塩淡境界（浅層）：　0～57m深

・淡水ゾーン：　57～125m深

・塩淡境界（深層）：　125m以深

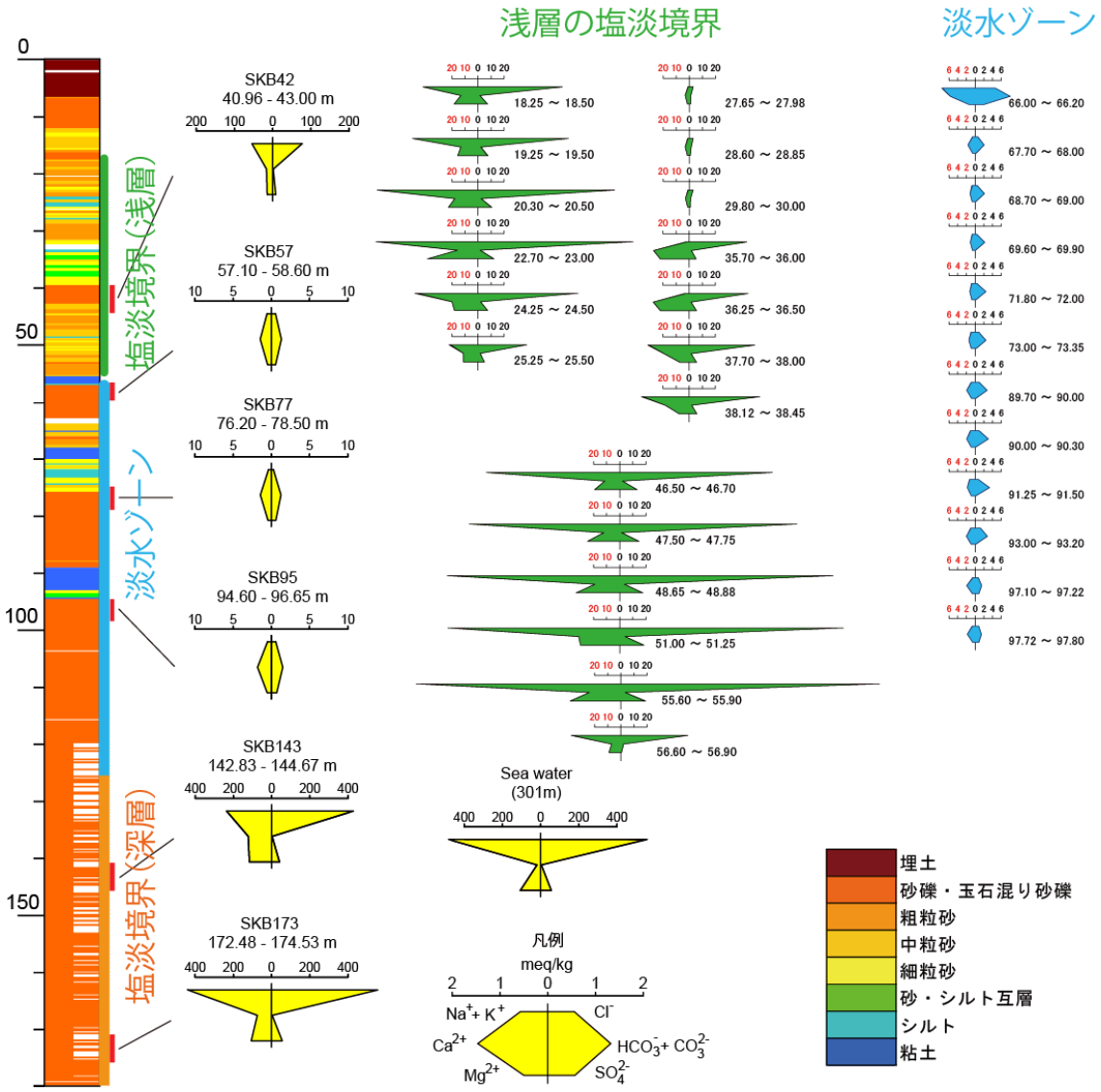


図3-3-3-5　SKB孔の柱状図、揚水地下水と間隙水の水質シュティッフダイヤグラム

陸域地下水の調査結果をふまえ、領域を3つ（0～57m深を塩淡境界（浅層）、57～125m深を淡水ゾーン、125m以深を塩淡境界（深層））に区分した。

表3-3-3-7　SKB孔の揚水地下水の水質一覧

Depth	Alkalinity	Cl^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
m	meq/L	mg/L					
40.96～43.00m	1.59	2773	407	1249	21	178	328
57.10～58.60m	1.34	20	28	12	2	6	30
76.20～78.50m	1.28	10	29	8	2	6	29
94.60～96.65m	1.52	21	35	11	2	7	37
142.83～144.67m	5.86	15578	2024	5540	61	1451	2515
172.48～174.53m	4.19	20444	2760	10372	111	1328	1539
179.14～184.25m	4.20	19432	2407	10724	136	1235	890
235.51～238.15m	4.63	23047	2900	13001	391	1493	596
295.51～301.50m	4.55	19099	2503	10797	341	1257	510
346.51～352.10m	4.40	18990	2327	10683	299	1240	483

塩淡境界（浅層）の領域のシュティッフダイヤグラムはNaCl型が卓越しており、塩水楔が陸側に侵入していることを示唆する。ただし、塩水楔の侵入度合いは深度ごとに異なり、深度18.25～25.50mや、深度46.50～56.90mの領域では塩水楔が陸側に深く入り込んでいることが予想されるのに対し、深度27.65～38.45mでは塩淡境界はやや海側にあると考えられる。塩水楔は27.65～30.00mを境にして上下2つに分かれているように見えるものの、3-1節の陸域地下水調査では、この深度領域を境にした水文地質学的な境界は認められない。そのため、広域地下水流動の立場からみれば18.25～56.90mをひとまとまりとして考えるべきであろう。淡水ゾーンの地下水は主に$Ca(HCO_3)_2$型である。Cl^-濃度の平均は約50mg/Lであり、通常の浅層地下水と比較しても溶存成分量は大差はない。したがって、この領域の地下水では塩水混合はほとんど生じていないと判断される。これ以深の間隙水は得られていないが、142.83～144.67mからの揚水地下水のCl^-濃度が海水の約75%であることや、電気比抵抗プロファイル（図3-3-3-1）を考えると、125m深あたりまでが淡水ゾー

ンになっていると考えられる。それ以深は塩淡境界（深層）となり、少なくとも172.48～174.53mにて淡水との混合が認められない塩水となる。したがって、塩淡境界の幅は50m程度と推定される。

また産業技術総合研究所（2015）で誤差の大きかったSKBの間隙水についてδD、$\delta^{18}O$の再分析を行ったので、改めて揚水地下水の値とともに示す（表3-3-3-8）。これをデルタダイヤグラム上で示したものが図3-3-3-6である。塩淡境界（浅層）のプロットは塩水の混合割合に応じて$\delta^{18}O$＝－5.7～－9.3‰に広く分布しており、淡水地下水の分布特性が判読しにくい。そこでCl^-濃度から塩水混合率を求め、淡水部分のみの$\delta^{18}O$およびδDの関係を示したものが図3-3-3-7である。なお、このとき海水のCl^-濃度を20444 mg/L、$\delta^{18}O$=δD=0‰、淡水のCl^-濃度を0 mg/Lとした。図3-3-3-7ではより浅部に位置する塩淡境界（浅層）が淡水ゾーンの地下水よりも重い。この傾向はFGB孔（産業技術総合研究所，2015）や陸域調査結果（3-1）でも認められており、この原因として涵養標高の違いが考えられている。したがって、本掘削地点においても淡水ゾーンを形成する地下水の涵養域は塩淡境界（浅層）の地下水よりも高所にあると考えられる。また、塩淡境界に位置するSKB143とFGB154の淡水部分の$\delta^{18}O$は－11‰前後に及んでいる。そのため、これらの水がより涵養標高が高い淡水地下水によって形成されていることが予想されるものの詳細については不明である。

なお、FGB孔においては間隙水の水質から少なくとも78mまでは塩淡境界が現れていない（産業技術総合研究所，2015）。柱状図と電気比抵抗から判断すると（図3-3-3-1）、86m以深から塩淡境界になっているようであるが、FGB154は（Cl^-濃度から）海水が25%程度混合したものと判断されるため、FGB孔での塩淡境界はSKBよりも浅い深度からはじまり、SKBよりも厚いと考えられる。

表3-3-3-8　SKB孔より得られた間隙水のδD、δ^{18}O。産総研（2015）の分析データを修正した。また、参考のため一部の揚水地下水の値も掲載した。グレーで示したデータは泥水の混入の影響が大きいと判断されたものであり、考察には用いていない。

Sample						$\delta^{18}O$	δD	AminoG	Cl^-
	深度(m)			分類		(‰)		(mg/L)	
SKB	12.08	~	12.35	細～中粒砂		-8.6	-58.8	35.5	380
	12.35	~	12.60	細～中粒砂		-8.3	-56.9	20.6	1439
	13.50	~	13.75	シルト・砂互層		-8.7	-58.4	27.9	3729
	18.25	~	18.50	礫混り粗粒砂		-7.4	-50.9	4.0	2289
	19.25	~	19.50	中粒砂		-7.8	-52.0	0.0	2448
	20.30	~	20.50	礫混り粗粒砂		-7.2	-47.6	0.4	3698
	22.70	~	23.00	細～中粒砂		-6.8	-45.4	2.7	4197
	24.25	~	24.50	砂混りシルト		-7.5	-49.4	0.0	2705
	25.25	~	25.50	砂混りシルト		-8.3	-55.0	2.9	1321
	27.65	~	27.98	細粒砂		-8.4	-55.8	0.9	106
	28.60	~	28.85	礫混り中粒砂		-8.7	-58.6	0.0	106
	29.80	~	30.00	砂混りシルト		-8.8	-58.8	1.1	103
	33.45	~	33.75	砂混りシルト		-6.8	-44.6	45.1	724
	35.70	~	36.00	シルト質砂		-9.0	-59.9	0.3	1565
	36.25	~	36.50	シルト・砂互層		-8.7	-59.6	0.5	1593
	37.70	~	38.00	シルト質砂		-8.8	-58.5	0.0	1774
	38.12	~	38.45	シルト混り砂		-8.7	-58.0	0.0	1913
	46.50	~	46.70	礫混り粗粒砂		-6.5	-43.0	2.6	4124
	47.50	~	47.75	礫混り中粒砂		-6.4	-43.2	2.4	4825
	48.65	~	48.88	砂質シルト		-6.5	-43.5	1.0	5760
	49.00	~	49.30	礫混り中粒砂		-8.7	-59.7	6.0	5560
	51.00	~	51.25	シルト質砂		-5.7	-38.5	4.3	6007
	51.55	~	51.85	細～中粒砂		-4.4	-29.9	55.6	3835
	52.70	~	53.00	礫混り中粒砂		-9.3	-62.0	43.5	5575
	55.60	~	55.90	シルト質粘土		-6.2	-41.6	0.0	6961
	56.60	~	56.90	シルト質粘土		-7.8	-52.8	1.3	1805
	64.00	~	64.30	中～粗粒砂		-5.6	-38.2	6.2	27
	65.15	~	65.40	中～粗粒砂		-8.4	-55.8	7.2	52
	66.00	~	66.20	中～粗粒砂		-1.5	-8.7	1.5	21
	67.70	~	68.00	細～中粒砂		-9.2	-62.0	0.0	167
	68.70	~	69.00	シルト質粘土		-9.3	-64.3	1.0	16
	69.60	~	69.90	シルト質粘土		-9.8	-66.3	0.5	11
	70.20	~	70.50	細粒砂		-8.6	-57.9	9.2	35
	71.80	~	72.00	砂質シルト		-9.6	-64.9	1.0	13
	73.00	~	73.35	砂質シルト		-9.5	-63.6	1.2	29
	75.50	~	75.80	細～中粒砂		-2.8	-16.1	56.2	128
	88.00	~	88.20	中～粗粒砂		-3.3	-20.9	54.8	114
	89.70	~	90.00	シルト質粘土		-9.6	-64.4	0.4	31
	90.00	~	90.30	シルト質粘土		-9.6	-64.6	0.4	34
	91.25	~	91.50	シルト質粘土		-9.0	-60.6	2.9	27
	93.00	~	93.20	シルト質粘土		-9.7	-66.1	0.2	43
	94.35	~	94.55	粘土質シルト		-9.0	-60.8	6.1	75
	97.10	~	97.22	シルト質粘土		-9.1	-61.0	0.0	25
	97.72	~	97.80	シルト質粘土		-9.2	-61.2	1.0	29
	106.63	~	106.73	火山灰		-9.2	-60.6	6.8	91
SKB	40.96	~	43.00	揚水		-8.8	-58.0		2773
	57.10	~	58.60	揚水		-9.5	-63.0		20
	76.20	~	78.50	揚水		-9.5	-63.0		10
	94.60	~	96.65	揚水		-9.7	-65.0		21
	142.83	~	144.67	揚水		-2.6	-18.0		15578
	172.48	~	174.53	揚水		-0.2	0.0		20444
FGB	150.83	~	157.33	揚水		-8.4	-57.0		4986

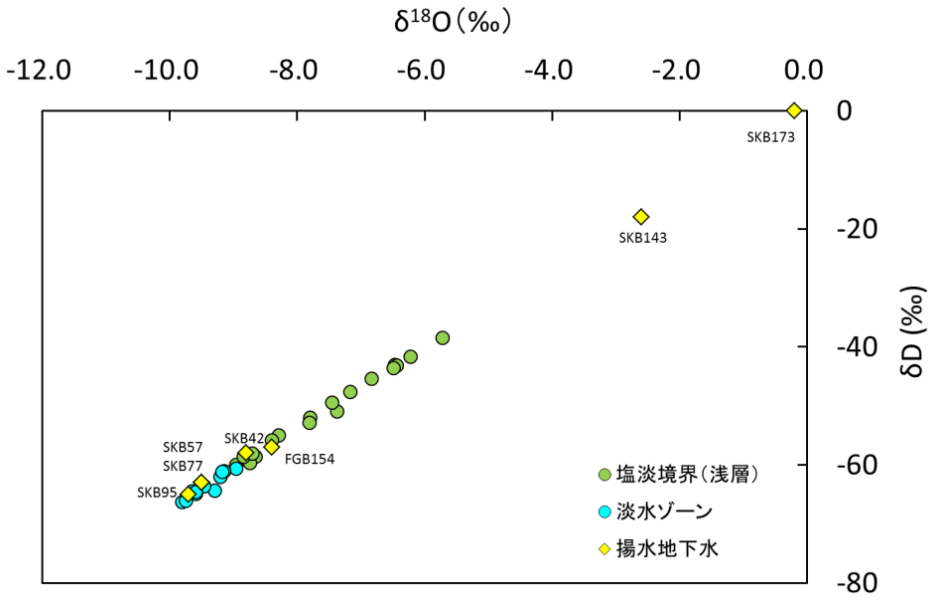


図3-3-3-6　SKB孔から得られた間隙水および揚水地下水のδDとδ^{18}Oの関係

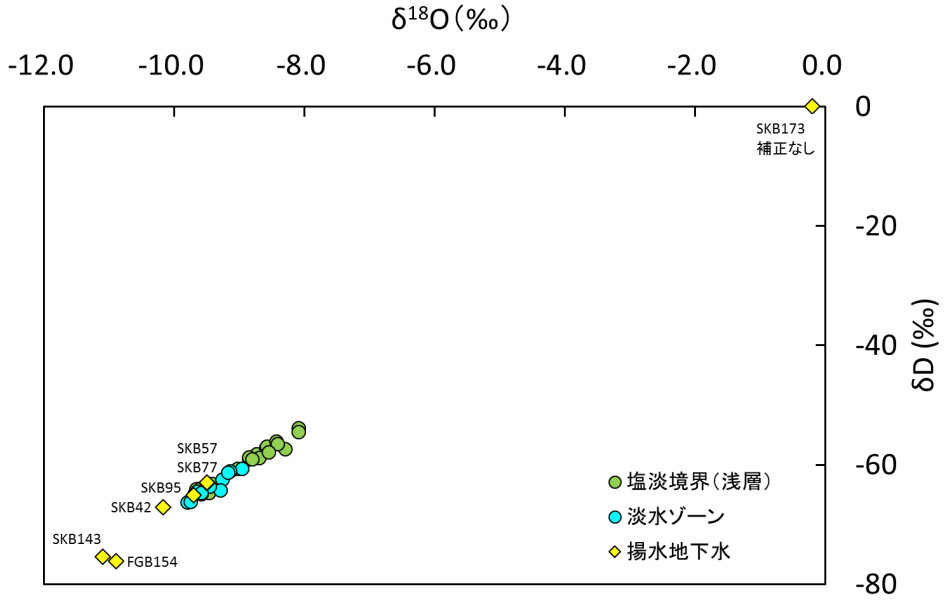


図3-3-3-7　SKB孔から得られた間隙水および揚水地下水のδDとδ^{18}Oの関係

Cl^-濃度で海水（塩水）の混合率を求めて淡水地下水の値に補正したもの（SKB173は補正しておらず測定値をそのままプロットした）。

3-3-3-4　塩淡境界周辺地下水の ^{14}C

（1）陸域地下水の ^{14}C 調整年代

1）序論

最終処分に係る地下水年代測定法の中で、^{14}C 法は最も頻繁に用いられる手法の 1 つになると考えられる。無機 ^{14}C 法では DIC の ^{14}C の濃度変化から地下水年代を求める。地下水が上流から下流に移動するとき、その ^{14}C の変化が放射壊変のみに依存するなら、^{14}C 年代は以下の式で求められる。

$$\tau = \frac{1}{\lambda}\ln\left(\frac{A}{A_0}\right) \qquad \text{式（3-3-3-2）}$$

ここで τ は地下水年代、λ は壊変定数である。ここで $\lambda = 5730/\ln 2$ であり、これは ^{14}C の半減期が 5730 年であることによる。A は観測点における ^{14}C 濃度（pMC：per Modern Carbon）、A_0 は涵養時の地下水の ^{14}C 濃度（pMC）である。しかし、一般に ^{14}C 濃度は地下水流動中に受ける炭素の付加もしくは除去によっても変化する。この理由で式（3-3-3-2）にて得られる値は見かけの年代と呼ばれる。見かけの年代を真の年代に近づけるためには、炭素の付加や除去を基にした補正を行う必要がある。この作業をおこなった後の ^{14}C 年代を ^{14}C 調整年代という。あらゆるサイトに適用できる補正方法はないため、得られた調整年代は調査結果として扱われるべきではなく考察の 1 つとして扱われるべきである。そのため、正しい地下水年代を知るためには ^{14}C だけでなく、他の年代トレーサーも利用した、マルチトレーサーによる検証が重要である。

図 3-3-3-8 は、地下水年代測定法と測定できる年代の範囲を示したものである（長谷川ほか，2010）。地下水年代が 10^2～10^3 年の地下水に対する評価手法には ^{14}C の他にも ^{39}Ar があるが、^{39}Ar の測定のためには多くの労力が必要であり（Kazemi et al.，2006）、実績は

少ない。そのため、10^2～10^3 年の ^{14}C 調整年代を持つ地下水に対しては、十分な検証ができていないという問題がある。

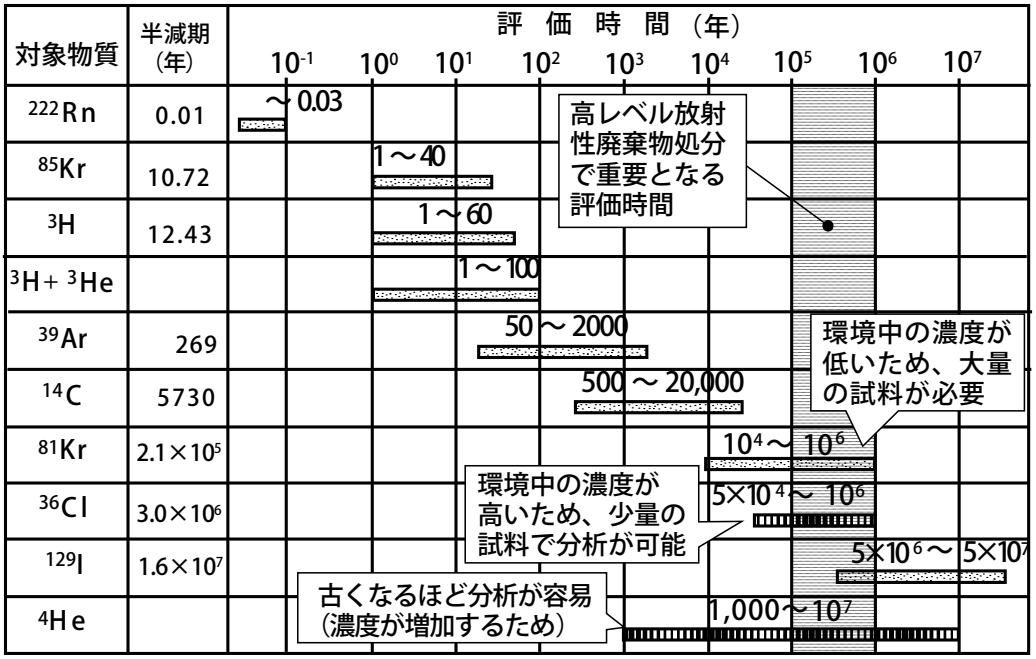


図 3-3-3-8　地下水年代測定法と測定できる年代の範囲（長谷川ほか，2010）

2）上流側の地下水（Initial water）について

本節では、地下水流動パスの上流側と下流側の 2 点間の ^{14}C 調整年代を求める。上流側の地下水を Initial water、下流側の地下水を Final water という（Plummer et al.，1994）。Final water として、^{3}H の検出されていない沿岸域近傍の淡水地下水を選択した。該当するのは②SKB95、⑨、⑩、⑭、⑰である（図 3-3-3-9）。同様の地下水として⑮があるが、この地点は明らかに塩水浸入の影響を受けているため除外する。

3-1 より、②SKB95、⑨、⑩、⑭、⑰の地下水は富士山体斜面が涵養域となっていると考えられるが、その具体的なエリアは不明であるとともに、斜面に位置する湧水等の ^{14}C や

$\delta^{13}C$ も不明である。そこで、ここではひとまず ^{3}H が検出されるあるいは定量限界付近の、流域の上流側に位置する⑪、⑫を Initial water として選択した。このように ^{14}C 年代が 0 年とみなせる地下水を Initial water として用いることで、2 点間の ^{14}C 調整年代はそのまま Final water の年代となる。

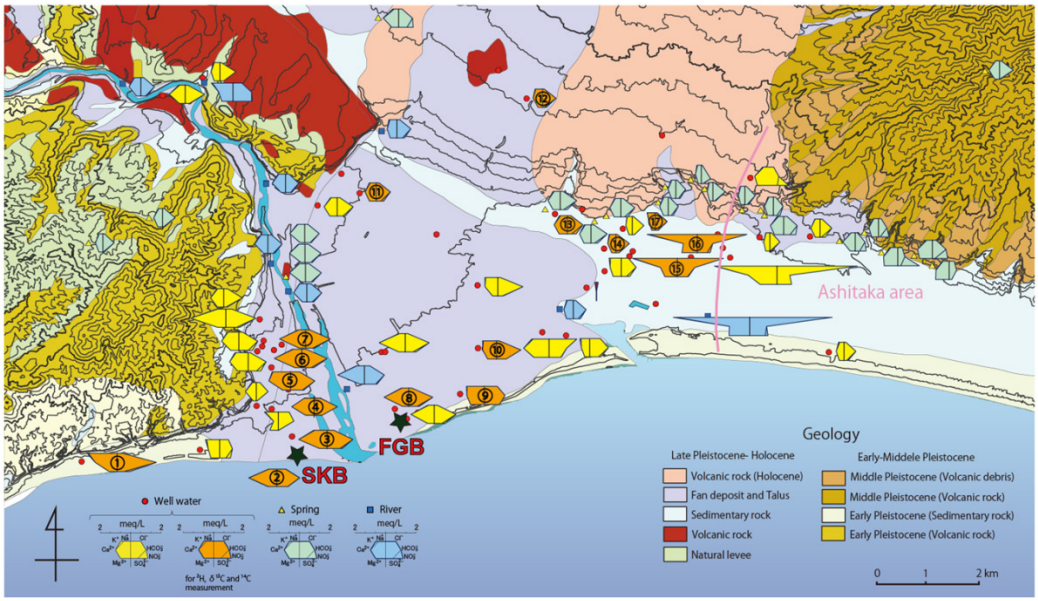


図 3-3-3-9　解析に用いた地下水の位置と水質

Initial water として⑪、⑫、Final water として②SKB95、⑨、⑩、⑭、⑰を選択した。Initial water とは、地下水流動パスの上流側の地下水、Final water は下流側の地下水であり、本節の計算では、両地点間の ^{14}C 調整年代を求めている（一般水質データは、小野ほか，2016）。

3）地層中の炭素源

・炭酸塩鉱物

炭酸塩は地下水中の炭酸種の形成に大きな影響を与える。Machida et al.（2013）は、XRD分析にてわずかに検出される程度のカルサイトを含む砂泥互層帯水層にて ^{14}C 年代調査を実施し、地下水年代が 50 年未満の地下水であっても、カルサイトに対して飽和することを示した。一方、本地域内の SKB 孔から得られた地質コアからは炭酸塩鉱物は認められておらず（表 3-3-3-4）、淡水地下水のカルサイトに対する飽和指数は－1 から 0 の間になる（図 3-3-3-10）。なお、^{3}H の低下に対してカルサイトの飽和指数が上昇しているようにみえるのは長石類の溶解によって地下水中の Ca^{2+}やアルカリ度が上昇したためと推定される。この理由から、以下の ^{14}C 調整年代の算出（後述）には炭酸塩は考慮しなかった。

・深部起源の CO_2

地下水中の ^{3}H、$\delta^{13}C$、^{14}C、DIC の関係を示したものが図 3-3-3-11、図 3-3-3-12 である。^{3}H が検出される地点の $\delta^{13}C$ は－21.0～－16.7‰であり、^{3}H が定量下限以下の地点では－19.1～－10.6‰となる。また、^{3}H が定量下限以下の地下水については、^{14}C の低下に伴い $\delta^{13}C$ は重くなり DIC は上昇する傾向が認められる。したがって、本地域では地下水流動に伴って、重い $\delta^{13}C$ を持つ炭素が地下水中に付加されていると考えられる。一般に地層中に存在する重い $\delta^{13}C$ の起源としては炭酸塩鉱物があるが、前節で述べたように炭酸塩は地層中に存在していないか、あるいは存在していても $\delta^{13}C$ に影響を及ぼさない程度の量と考えられる。よって、この現象を説明するためには、炭酸塩以外の重い $\delta^{13}C$ の付加を考える必要がある。

この起源については火山ガスあるいは深部起源の CO_2 が有力と考えられる（以下、深部

CO_2)。その理由として、本地域は火山が近傍にあることや、深部起源の He の付加が認められること（3-1-6)、^3H が検出されない地点では ^{14}C の低下方向に DIC が増加するだけでなく、pH が低下することが挙げられる（図 3-3-3-12、図 3-3-3-13)。

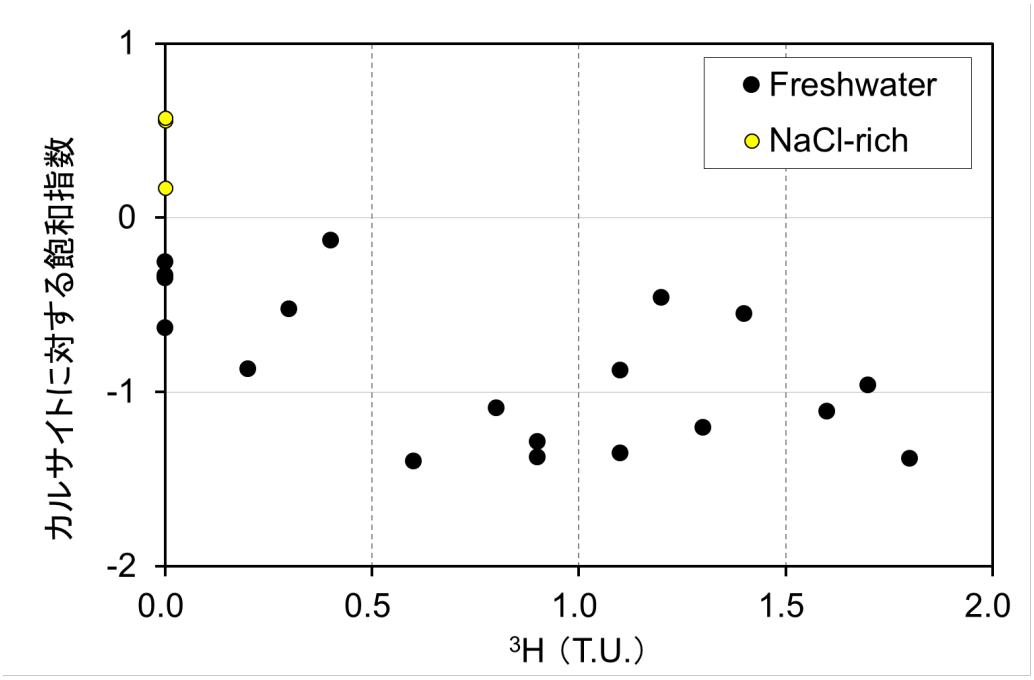


図 3-3-3-10　地下水の ^3H 濃度とカルサイトに対する飽和指数の関係

^3H が低い地点では飽和指数は上昇しているが、SKB 孔より得られた地質コアからは炭酸塩鉱物は認められていない。飽和指数が上昇しているのは、長石類との反応によって Ca^{2+}やアルカリ度が上昇したためと推定される。NaCl-rich は、NaCl 型を示す地下水である。

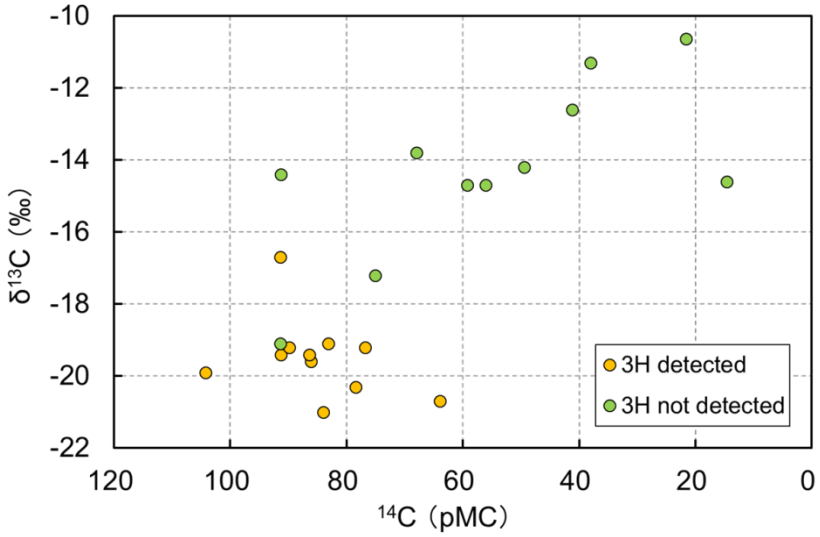


図 3-3-3-11　^{14}C と $\delta^{13}C$ の関係

^{3}H が検出される若い地下水よりも、^{3}H が定量下限以下の古い地下水の方が $\delta^{13}C$ は重い。さらに、その中でも ^{14}C の低下に伴って $\delta^{13}C$ は重くなる傾向が認められる。

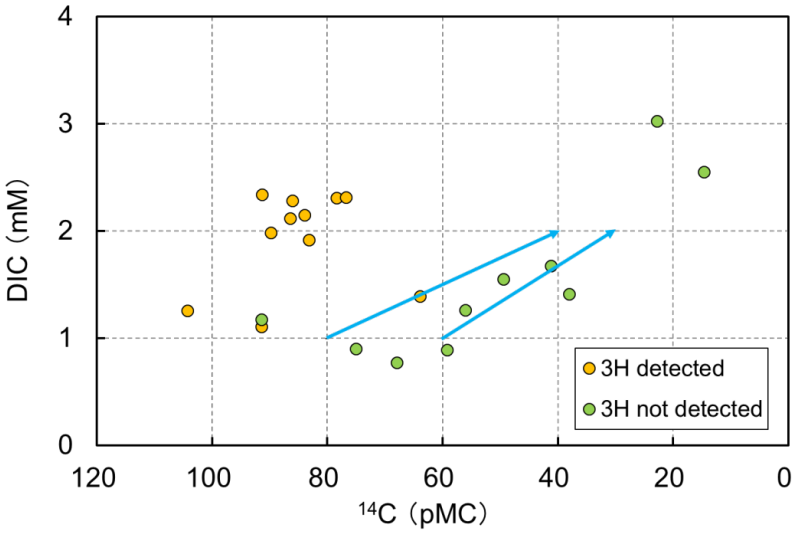


図 3-3-3-12　^{14}C と DIC の関係

^{3}H が定量下限以下の地下水では ^{14}C の低下に伴い DIC は上昇する。^{3}H が検出される地下水の方が DIC が高いことは、両者が異なる地下水流動系にある可能性を示唆する。

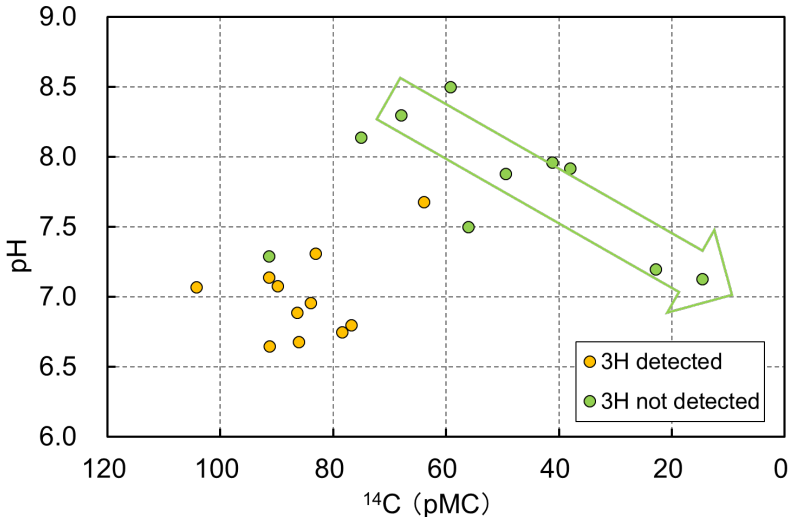


図 3-3-3-13　^{14}C と pH の関係

^{3}H が定量下限以下の地下水では ^{14}C の低下に伴い pH は低下する。深部起源の CO_2 の付加によって、地下水の pH が低下した可能性を示唆する。

4）NETPATH を用いた計算結果

上記の条件にて NETPATH（Plummer et al.,　1994）にて ^{14}C 調整年代の計算をおこなった。計算に与えた条件は以下の通りである。

Constraints：Carbon，Carbon-13

Phases：

CH2O（dissolution のみ）

Deep_CO2　（dissolution のみ）

CO2（precipitation のみ）

Carbon fractionation factor： Mook set

Model： Original Data

前節までの議論により、Phases には有機物、深部 CO_2、CO_2 の脱ガスを与えた（深部 CO_2 は新たに Phase を create した）。有機物の $\delta^{13}C$ は山元ほか（2005）の測定結果から、その 8 割が－30～－20‰なので（3-3-3-2）、計算条件として－20、－25、－30‰の 3 つを与えた。一方、^{14}C は深度によって異なるが、ここでは深層地下水から深層地下水の進化を考えて、9 pMC と仮定した（式（3-3-3-1））。深部 CO_2 の $\delta^{13}C$ は Sano and Marty（1995）は－9.7～－2.7‰としているため、ここでは－10、－5、0‰の 3 つを与え、深部起源であることを考えてその ^{14}C は 0 pMC とした。CO_2 の脱ガスは計算結果の評価のために加えた（後述）。

上の計算条件では、Initial water の流動中に、有機物と深部 CO_2 が加わっていくことを想定している。定量的な炭素の収支関係は、Initial water の $\delta^{13}C$ と DIC が、Final water の $\delta^{13}C$ と DIC となるように、フィッティングによって求められるわけである。すなわち、この作業によって ^{14}C の“希釈分”が定量化される。

その後、放射壊変による ^{14}C の減少分を次の式で計算して、^{14}C 調整年代を求める。

$$\Delta t(years) = \frac{5730}{\ln 2}\ln\left(\frac{A_{nd}}{A_{Finalwater}}\right) \qquad \text{式（3-3-3-3）}$$

ここで A_{nd} は Initial water の ^{14}C が“希釈分”によって変化したときの値であり、NETPATH の計算結果の画面では Original Data の Computed (no decay)の欄に表示される。Initial water と Final water の水質データの一部を表 3-3-3-9 に、結果を表 3-3-3-10～表 3-3-3-14 に示す。なお、表 3-3-3-10～表 3-3-3-14 には、有機物は CH_2O、深部 CO_2 は Deep_CO_2、

CO_2の脱ガスはCO_2_gas と表記した。

・⑪→⑨

表 3-3-3-10 の“解なし”について $\delta^{13}C_{CH2O}$=－20‰、$\delta^{13}C_{Deep_CO2}$=0‰のケースを例として述べる。NETPATH による計算結果によると、⑪から⑨への DIC と $\delta^{13}C$ の変化を説明するためには、深部 CO_2 の付加（0.405mM）と CO_2 の脱ガス（0.103mM）が必要である。脱ガスは計算上 DIC の $\delta^{13}C$ を重くする役割があり、計算結果に脱ガスが現れるということは、深部 CO_2 と有機物から付加される C の収支だけでフィッティング解が得られないことを意味する。したがって、計算結果に脱ガスが発生したときは“解なし”であり、両地点は同一地下水流動パス上にはないと考えるべきだろう。今回、脱ガスを加えた解を示したのは“解なし”のケースが非常に多く、その理由を明確にすべきと考えたためである。例えば $\delta^{13}C_{CH2O}$=－20‰の列をみると、深部 CO_2 の $\delta^{13}C$ が 0‰以下であれば解を得られると予想できる（実際には深部 CO_2 の $\delta^{13}C$ を＋5‰とすると脱ガスなしにフィッティング解が得られる）。解が得られない理由を明確にしておくことは、今後の調査計画を考える上でも重要である。

・⑪→⑭、⑪→⑰

⑪の DIC は 1.11mM、⑭は 0.90mM、⑰は 0.78mM である。もし⑪がこれらに対して地下水流動の上流側に位置するなら、この 2 点間を流動する間に脱ガスが必要になる。そのためフィッティング解はなしとなる。

・⑪→⑩（表 3-3-3-11）

⑪からの⑩へのフィッティング計算では、深部 CO_2 を 0‰としたときに有機物と深部 CO_2 の付加のみで解が得られる。^{14}C 調整年代は 3300 年である。

・⑪→②（表 3-3-3-12）

⑪からの②へのフィッティング計算では、深部 CO_2 が－5‰および 0‰のときに有機物と深部 CO_2 の付加のみで解が得られる。^{14}C 調整年代は 2400 年である。

・⑫→⑨（表 3-3-3-13）

⑫から⑨へのフィッティング計算では、深部 CO_2 が 0‰のときに有機物と深部 CO_2 の付加のみで解が得られる。^{14}C 調整年代は 1900 年である。

・⑫→⑰

⑫の DIC は 0.91mM、⑰は 0.78mM である。もし⑫がこれらに対して地下水流動の上流側に位置するなら、この 2 点間を流動する間に脱ガスが必要になる。そのためフィッティング解はなしとなる。

・⑫→⑭

⑫の DIC は 0.91mM、⑭は 0.90mM である。両地点の DIC はほぼ同じであるが、⑫の $\delta^{13}C$ は－17.2‰、⑭は－12.6‰と、大きく異なる。$\delta^{13}C$ が下流側で重くなるためには、深部 CO_2 の付加と脱ガスが繰り替えされなくてはならない。脱ガスを考慮せざるを得ないため、フィッティング解はなしとなる。

・⑫→⑩（表 3-3-3-14）

⑫からの⑩へのフィッティング計算によれば、深部 CO_2 が－5‰と 0‰のときに、有機物と深部 CO_2 の付加のみで解が得られる。これらの場合、希釈効果のみで⑩の ^{14}C 濃度となるため調整年代は 0 年である。

・⑫→②（表 3-3-3-15）

⑫からの②へのフィッティング計算では、有機物と深部 CO_2 の付加のみで解が得られるものの、^{14}C 調整年代はいずれもマイナスとなる。そのため、フィッティング解はなしと判断される。

以上をまとめると、表 3-3-3-16 のようになる。⑩では 0 年が算出されているが、それ以外では 1900 年以上の年代値となっている。⑭や⑰では調整年代が算出されていないことは、Initial water に誤りがある可能性を示唆する。陸域地下水の δD や $\delta^{18}O$ の分析結果から、地下水の涵養域が標高 2000m 付近にまで及ぶことが明らかになったが（3-1-3）、今回はデータ不足から⑪や⑫を Initial water として用いざるを得なかった。今後は高標高域にて地下水を採取し、Initial water について改めて検討する必要があるだろう。

表 3-3-3-9　NETPATH への入力データ

DIC は WATEQ より求めた。データの一部は小野ほか（2016）による

		Temp (℃)	DIC (mM)	$\delta^{13}C$ (‰)	^{14}C (pMC)
Initial water	⑪	19.2	1.11	-16.7	91.4
	⑫	14.9	0.91	-17.2	75.1
Final water	②SKB97	16.7	1.55	-14.2	49.4
	②SKB143	17.5	3.02	-9.4	22.8
	FGB154	20.1	2.55	-14.6	14.7
	⑨	15.1	1.42	-11.3	38.0
	⑩	14.2	1.68	-12.6	41.2
	⑭	13.6	0.90	-14.7	59.2
	⑰	13.7	0.78	-13.8	68.0
	SKB173	17.7	4.229	-9.1	16.1

表 3-3-3-10　NETPATH の解（Initial water⑪→Final water⑨）

CH_2O、Deep_CO_2、CO_2gas の付加量の単位は mM、Adjusted age の単位は年

		CH_2O		
		−20 (‰)	−25 (‰)	−30 (‰)
Deep_CO_2	−10 (‰)	CH_2O Deep_CO_2 0.675 CO_2 gas −0.373 Adjusted age 2800 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.675 CO_2 gas −0.373 Adjusted age 2800 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.675 CO_2 gas −0.373 Adjusted age 2800 解なし（脱ガスのため）
	−5 (‰)	CH_2O Deep_CO_2 0.506 CO_2 gas −0.205 Adjusted age 3900 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.506 CO_2 gas −0.205 Adjusted age 3900 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.506 CO_2 gas −0.205 Adjusted age 3900 解なし（脱ガスのため）
	0 (‰)	CH_2O Deep_CO_2 0.405 CO_2 gas −0.103 Adjusted age 4600 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.405 CO_2 gas −0.103 Adjusted age 4600 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.405 CO_2 gas −0.103 Adjusted age 4600 解なし（脱ガスのため）

表 3-3-3-11　NETPATH の解（Initial water⑪→Final water⑩）

CH_2O、Deep_CO_2、CO_2gas の付加量の単位は mM、Adjusted age の単位は年

		CH_2O		
		−20 (‰)	−25 (‰)	−30 (‰)
Deep_CO_2	−10 (‰)	CH_2O Deep_CO_2 0.769 CO_2 gas −0.206 Adjusted age 2000 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.769 CO_2 gas −0.206 Adjusted age 2000 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.769 CO_2 gas −0.206 Adjusted age 2000 解なし（脱ガスのため）
	−5 (‰)	CH_2O Deep_CO_2 0.576 CO_2 gas −0.014 Adjusted age 3100 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.576 CO_2 gas −0.014 Adjusted age 3100 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.576 CO_2 gas −0.014 Adjusted age 3100 解なし（脱ガスのため）
	0 (‰)	CH_2O 0.127 Deep_CO_2 0.436 CO_2 gas Adjusted age 3300	CH_2O 0.102 Deep_CO_2 0.461 CO_2 gas Adjusted age 3300	CH_2O 0.085 Deep_CO_2 0.478 CO_2 gas Adjusted age 3300

表 3-3-3-12　NETPATH の解（Initial water⑪→Final water②）

CH_2O、Deep_CO_2、CO_2gas の付加量の単位は mM、Adjusted age の単位は年

		CH_2O		
		−20 (‰)	−25 (‰)	−30 (‰)
Deep_CO_2	−10 (‰)	CH_2O Deep_CO_2 0.503 CO_2 gas −0.061 Adjusted age 1900 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.503 CO_2 gas −0.061 Adjusted age 1900 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.503 CO_2 gas −0.061 Adjusted age 解なし（脱ガスのため）
	−5 (‰)	CH_2O 0.086 Deep_CO_2 0.356 CO_2 gas Adjusted age 2400	CH_2O 0.064 Deep_CO_2 0.377 CO_2 gas Adjusted age 2400	CH_2O 0.051 Deep_CO_2 0.390 CO_2 gas Adjusted age 2400
	0 (‰)	CH_2O 0.175 Deep_CO_2 0.267 CO_2 gas Adjusted age 2400	CH_2O 0.140 Deep_CO_2 0.302 CO_2 gas Adjusted age 2400	CH_2O 0.116 Deep_CO_2 0.325 CO_2 gas Adjusted age 2400

表 3-3-3-13　NETPATH の解（Initial water⑫→Final water⑨）

CH_2O、Deep_CO_2、CO_2gas の付加量の単位は mM、Adjusted age の単位は年

		CH_2O		
		−20 (‰)	−25 (‰)	−30 (‰)
Deep_CO_2	−10 (‰)	CH_2O Deep_CO_2 0.821 CO_2 gas −0.310 Adjusted age −300 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.821 CO_2 gas −0.310 Adjusted age −300 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.821 CO_2 gas −0.310 Adjusted age −300 解なし（脱ガスのため）
	−5 (‰)	CH_2O Deep_CO_2 0.615 CO_2 gas −0.105 Adjusted age 1200 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.615 CO_2 gas −0.105 Adjusted age 1200 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.615 CO_2 gas −0.105 Adjusted age 1200 解なし（脱ガスのため）
	0 (‰)	CH_2O 0.022 Deep_CO_2 0.488 CO_2 gas Adjusted age 1900	CH_2O 0.018 Deep_CO_2 0.492 CO_2 gas Adjusted age 1900	CH_2O 0.015 Deep_CO_2 0.495 CO_2 gas Adjusted age 1900

表 3-3-3-14　NETPATH の解（Initial water⑫→Final water⑩）

CH_2O、Deep_CO_2、CO_2gas の付加量の単位は mM、Adjusted age の単位は年

		CH_2O		
		−20 (‰)	−25 (‰)	−30 (‰)
Deep_CO_2	−10 (‰)	CH_2O Deep_CO_2 0.914 CO_2 gas −0.143 Adjusted age −1100 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.914 CO_2 gas −0.143 Adjusted age −1100 解なし（脱ガスのため）	CH_2O Deep_CO_2 0.914 CO_2 gas −0.143 Adjusted age −1100 解なし（脱ガスのため）
	−5 (‰)	CH_2O 0.114 Deep_CO_2 0.657 CO_2 gas Adjusted age −25	CH_2O 0.086 Deep_CO_2 0.685 CO_2 gas Adjusted age −56	CH_2O 0.068 Deep_CO_2 0.703 CO_2 gas Adjusted age −74
	0 (‰)	CH_2O 0.278 Deep_CO_2 0.493 CO_2 gas Adjusted age 151	CH_2O 0.223 Deep_CO_2 0.548 CO_2 gas Adjusted age 92	CH_2O 0.186 Deep_CO_2 0.585 CO_2 gas Adjusted age 52

表 3-3-3-15　NETPATH の解（Initial water⑫→Final water②）

CH_2O、Deep_CO_2、CO_2gas の付加量の単位は mM、Adjusted age の単位は年

		CH_2O					
		−20 (‰)		−25 (‰)		−30 (‰)	
Deep_CO_2	−10 (‰)	CH_2O	0.002	CH_2O	0.002	CH_2O	0.001
		Deep_CO_2	0.647	Deep_CO_2	0.648	Deep_CO_2	0.548
		CO_2 gas		CO_2 gas		CO_2 gas	
		Adjusted age	−1000	Adjusted age	−1000	Adjusted age	−1000
	−5 (‰)	CH_2O	0.218	CH_2O	0.164	CH_2O	0.131
		Deep_CO_2	0.431	Deep_CO_2	0.486	Deep_CO_2	0.519
		CO_2 gas		CO_2 gas		CO_2 gas	
		Adjusted age	−800	Adjusted age	−900	Adjusted age	−900
	0 (‰)	CH_2O	0.326	CH_2O	0.261	CH_2O	0.217
		Deep_CO_2	0.324	Deep_CO_2	0.389	Deep_CO_2	0.432
		CO_2 gas		CO_2 gas		CO_2 gas	
		Adjusted age	−700	Adjusted age	−700	Adjusted age	−800

表 3-3-3-16　NETPATH によって得られた解（一覧）

^{14}C 調整年代に関して、⑩は Initial water を⑪とした場合と⑫とした場合の 2 通りで解が得られた。⑰や⑭では解が得られなかったのは、与えた Initial water とこれら 2 地点が同一地下水流動パス上にないことを示唆している。

		^{14}C調整年代
	⑨	1900
	⑩	0，3300
	⑭	―
	⑰	―
	FGB154	―
	SKB95	2400
②	SKB143	8900
	SKB173	10000

（2）塩水の ^{14}C 調整年代

1）序論

淡水地下水の ^{14}C 調整年代は数多くの地域で求められているが、沿岸域塩水についての研究例は少ない（Yechieli et al.,2001）。Sivan et al.（2005）がおこなったイスラエル地中海沿岸の研究では、陸域の深度 100m 以浅から得られた浅層の塩水と海底堆積物中の間隙水を採取して ^{14}C 調整年代を求めている。この研究では海底から陸域へと流動する塩水の ^{14}C に関わる反応プロセスとして、①海底堆積物中での有機物の酸化、②地層中での有機物酸化、炭酸塩溶解、イオン交換、③陸域の淡水との混合が考えられている。

①の反応は、海底堆積物中の間隙水の DIC の上昇や δ^{13}C の低下に基づくマスバランス式

から推定されているが、この間隙水からは ^{3}H が検出されており、有機物の酸化は数十年スケールの現象であることが示唆されている。②に関してはこの地域の帯水層に炭酸塩が含まれていることが関係しているだろう。イスラエル地中海沿岸では帯水層からの揚水が行われているが（Kafri and Goldman, 2006）、海岸から 50m および 120m の距離にある浅層の（淡水とほとんど混合していない）塩水の地下水年代は、その ^{3}H 濃度から 15～40 年と考えられている。しかし、この塩水と淡水が混合した地下水の ^{14}C は 60 pMC であり、見かけの ^{14}C 年代は約 5000 年となってしまう。この理由として有機物の酸化と炭酸塩の溶解による ^{14}C 濃度の低い C が付加されたことによる希釈効果が考えられている。

一方、Yechieli et al.（2009）も同じ地域で、深層（深度 110～170m）の帯水層から塩水を採取し、^{14}C 調整年代を求めている。その結果、2 つの帯水層（Upper sub-aquifer と Lower sub-aquifer）から得られた塩水（海岸からの距離は約 500～700m）の年代は 10000 年よりも古いことを示した。2 つの sub-aquifer の年代には違いがみられたが、その理由として最終氷期後の海水準の上昇に伴い、海水面が 2 つの sub-aquifer に到達した時期の違い、あるいは、密度差に起因する塩水の循環を挙げている。また、Lower sub-aquifer の一部では、海との間に難透水性の粘土を多く含む地層が分布していると考えられている。そのため、このような領域では地下水の動きが著しく制限され、海へのパスが失われて Stagnant に近い状態となっている、と述べられている。

2）上流側の地下水（Initial water）について

まずは SKB173 の ^{14}C 調整年代を求める。SKB173 は Cl^{-} 濃度が海水とほぼ等しく、淡水との混合が認められない。Initial water としたのは海水である。

3）海水から SKB173 への水質進化

表 3-3-3-17 に SKB173 と海水の水質を示す。アルカリ度と NO_3^-を除く SKB173 のアニオンの濃度は海水でほぼ等しく、淡水による希釈は認められない。SKB173 の NO_3^-が海水と比較して低いのは NO_3^-の還元のためであり、アルカリ度の増加は海底堆積物内および地層中の有機物の酸化によって炭酸種が地下水中に付加されたためと考えられる。また、海水と比較して Na^+、K^+が低く、Ca^{2+}が増加しているのはスメクタイトが関係したイオン交換のためであろう（表 3-3-3-4）。ここで海水の Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}濃度から SKB173 のカチオン濃度の変化を当量で表すと

Na^+＋K^+：－45.5（meq/L）

Mg^{2+}＋Ca^{2+}：51.9（meq/L）

となる。Na^+＋K^+の減少量に対し、Ca^{2+}＋Mg^{2+}（実際は全て Ca^{2+}）が 6 meq/L ほど過剰であるが、XRD 分析の結果を考えると（表 3-3-3-4）、この Ca^{2+}は長石等の鉱物の溶解によってもたらされたと推定される。6 meq/L という値は Ca^{2+}濃度に換算すると 240mg/L に相当し、SKB173 が、陸域地下水よりも遥かに長い地下水年代を有することを予想させる。

表 3-3-3-17　SKB173 と海水の水質。海水の採水地点は SKB 付近の駿河湾水深 301m。ただし、$\delta^{13}C$ は土屋・和田（2002）、^{14}C 値は坪井ほか（2012）が測定した値のうち、水深約 250m の値とした。

	SKB 172.48～174.53m	Sea water (301m)	
Temp (℃)	17.7	9.3	
pH	7.3	7.8	
Eh (mV)	0.070	0.463	
Alkalinity (meq/L)	3.91	2.20	
F- (mg/l)	0.0	0.00	
Cl^- (mg/L)	20444	20279	
Br^- (mg/L)	60.8	64.3	
NO_3^- (mg/L)	0.0	14.5	
SO_4^{2-} (mg/L)	2760	2783	
Li^+ (mg/L)	0.0	0.5	
Na^+ (mg/L)	10372	11250	
K^+ (mg/L)	111	399	
NH_4^+ (mg/L)	3.7	0.0	
Mg^{2+} (mg/L)	1328	1365	
Ca^{2+} (mg/L)	1540	440	
$\delta^{13}C$(‰)	-9.09	-0.6*	土屋・和田(2002)
^{14}C (pMC)	16.05	100*	坪井ほか(2012)

4）地層中の炭素源

塩水（SKB173）と海水の、カルサイトに対する飽和指数はそれぞれ 0.57 および 0.19 である（表 3-3-3-18）。その他の炭酸塩に対しても 0 を超えているが、XRD 分析の結果からは地層中にて存在が認められない（表 3-3-3-4）。飽和指数が 0 以上でもカルサイトが沈殿しないという現象は Berner（1975）によって報告されており、この実験では海水レベルの Mg^{2+} の存在によってカルサイトの沈殿速度が飽和指数 0.6 程度まではゼロに近いことが示されている。なお、アラゴナイトはカルサイトと同じ $CaCO_3$ で表されるが密度が高く高圧下で

安定であり、アサリの貝殻や真珠やサンゴ等、生物の働きによって生成される（遠藤, 2008）。また、ドロマイトは極めて秩序のある結晶構造を有しており、常温の溶液からの沈殿で生じるかどうかは現在も議論がある（Appelo and Postma, 2007）。以上の理由により、海水から SKB173 の 2 地点間の ^{14}C 調整年代の計算の際には、カルサイト、ドロマイト、アラゴナイトの沈殿量をゼロと仮定した。

海水の ^{14}C 濃度は 100 pMC 程度であるが、上述したようにイスラエルの研究例（Sivan et al., 2005）では、海底堆積物中の古い有機物によって、数 10 年スケールで DIC の ^{14}C 濃度が低下することが報告されている。このように海底堆積物中の有機物の影響は無視できないが、本研究では海底堆積物を採取しておらず、その $\delta^{13}C$ と ^{14}C は不明である。そこで、海底堆積物中と陸域地下に存在する有機物の $\delta^{13}C$ と ^{14}C は同じ値とし、（1）前節と同様のケース（$\delta^{13}C$＝－20～－30‰、^{14}C＝9 pMC）と、（2）古い有機物が堆積しているケース（$\delta^{13}C$＝－20～－30‰、^{14}C＝0 pMC）の 2 つのパターンを与えて計算をおこなった。

表 3-3-3-18　塩水（SKB173）と海水の鉱物に対する飽和指数

Mineral	SKB173	Sea water
Calcite	0.57	0.19
Aragonite	0.42	0.03
Dolomite	1.39	1.03
Gypsum	-0.07	-0.53

5）NETPATH を用いた計算結果

上記の条件にて NETPATH（Plummer et al.，1994）を用いて ^{14}C 調整年代の計算をおこなった。計算に与えた条件は以下の通りである。

Constraints：Carbon，Carbon-13

Phases：

CH2O（dissolution のみ）

Deep_CO2 （dissolution のみ）

CO2_gas（precipitation のみ）

Carbon fractionation factor： Mook set

Model： Original Data

得られた解を表 3-3-3-19 に示す。有機物（CH_2O）の $\delta^{13}C$ が－20‰のときは解が 2 通り得られる。1 つは CH_2O＝－20‰の列のうち左列に記載した解であり、これは土壌 CO_2 ガスの混入が生じるケースである。ただし、SKB173 の深度や ORP を考えると土壌 CO_2 ガスの混入は極めて考えにくい。もう 1 つは右列に記載した解であり CO_2 ガスの脱ガスが生じるケースである。SKB173 での採水時には試料中にわずかに気泡が認められたこともあり、今回は脱ガスを生じさせるケースでも解とみなした。結果として、SKB173 の ^{14}C 調整年代は、有機物の ^{14}C が 9pMC のケースでは 9900～10400 年、有機物の ^{14}C が 0pMC のケースでは 8800～9900 年となった。すなわち、^{14}C 調整年代は約 10000 年という結果になった。

今日の海水準は、10000 年前と比較すると 30m 程度上昇していると思われ（田辺ほか,

2012)、かつ掘削地点は著しく沈降している。そのため、この年代値と塩水の流動を結びつけるためには地形や海水準の変動を考慮した地下水流動解析を行う必要がある。

表 3-3-3-19　NETPATH の解（Initial water：海水→Final water：SKB173）

地層中の有機物（CH_2O）の ^{14}C 濃度を 9 pMC に設定して計算した年代。カッコ内の年代は有機物の ^{14}C 濃度を 0 pMC で設定して計算した年代である。有機物の $\delta^{13}C$ が- 20‰のとき、解は 2 通り得られる。

		CH_2O					
		-20 (‰)		-25 (‰)		-30 (‰)	
Deep_CO_2	-10 (‰)	CH_2O	1.739	CH_2O	1.159	CH_2O	0.869
		Deep_CO_2		Deep_CO_2	0.806	Deep_CO_2	1.096
		CO_2 gas	0.227	CO_2 gas		CO_2 gas	
		Adjusted age	10500 (9900)	Adjusted age	10300 (9900)	Adjusted age	10200 (9900)
	-5 (‰)	CH_2O	1.814	CH_2O	1.361	CH_2O	1.089
		Deep_CO_2		Deep_CO_2	0.605	Deep_CO_2	0.877
		CO_2 gas	0.151	CO_2 gas		CO_2 gas	
		Adjusted age	10500 (9900)	Adjusted age	10400 (9900)	Adjusted age	10300 (9900)
	0 (‰)	CH_2O	1.852	CH_2O	1.482	CH_2O	1.234
		Deep_CO_2		Deep_CO_2	0.484	Deep_CO_2	0.731
		CO_2 gas	0.113	CO_2 gas		CO_2 gas	
		Adjusted age	10500 (9900)	Adjusted age	10400 (9900)	Adjusted age	10300 (9900)

（3）塩淡境界の塩水の ^{14}C 調整年代

1）上流側の地下水（Initial water）について

SKB143 および FGB154 は、NaCl 型の水質を有しているが、Cl^-濃度は海水よりも低い。これらの地下水は塩淡境界に位置しており、塩水と淡水地下水の混合によって形成されたと考えられる。したがって、Initial water は SKB173 と淡水地下水の混合水となる。SKB143 の Cl^-濃度が 15000mg/L を超えていることを考えると、Initial water における SKB173 の混合率は 75%程度になると推定されるため、淡水地下水の性質は調整年代に大きく影響しないだろう（表 3-3-3-9 の DIC の欄を参照）。一方、FGB154 については Cl^-濃度が約 5000mg/L と低く、塩水の混合率は 25%程度になるため、淡水地下水の性質によっては ^{14}C 調整年代が変化する可能性がある。図 3-3-3-7 の通り、塩淡境界を形成する地下水の淡水部分の δD、$\delta^{18}O$ は極めて軽いが、本調査ではその詳細を明らかにすることができなかったため、ここでは計算上、塩淡境界の上位にある SKB95 を与えることにした。

2）計算結果

NETPATH（Plummer et al.， 1994）に与えた条件は以下の通りである。Constraints に Chloride を加えたのは、Initial water を形成する SKB173 と SKB95 の混合率を Cl^-濃度を用いて決定するためである。

Constraints：Carbon，Carbon-13，Chloride

Phases：

CH2O（dissolution のみ）

Deep_CO2 （dissolution のみ）

CO2_gas（precipitation のみ）

Carbon fractionation factor： Mook set

Model： Original Data

・SKB173（75%）＋SKB95（25%）→SKB143

塩淡境界の下位に位置する塩水（SKB173）と、上位に位置する淡水地下水（SKB95）が混合して塩淡境界（SKB143）が形成されるケースである。Cl^-濃度を指標にすると、SKB173の混合率は75%になるため、混合直後の Initial water の ^{14}C 年代は、

$$^{14}C年代_{Initialwater} = \frac{\left(^{14}C年代_{SKB173} \times DIC_{SKB173} \times 0.75\right) + \left(^{14}C年代_{SKB95} \times DIC_{SKB95} \times 0.25\right)}{(DIC_{SKB173} \times 0.75) + (DIC_{SKB95} \times 0.25)}$$

式（3-3-3-4）

で算出される。SKB173、SKB95 の ^{14}C 調整年代を、それぞれ 10000 年、0 年とすると、混合直後の Initial water の ^{14}C 年代は 8900 年となる。

フィッティング計算では、SKB143 の深度を考慮し、有機物の ^{14}C 濃度を 14 pMC とした（式（3-3-3-1））。得られた解を表 3-3-3-20 に示す。CH_2O が－20‰、－25‰のときは深部 CO_2 の脱ガスを考えなくてはならないため、フィッティング解は存在しない。CH_2O が－30‰のときは、CO_2 の脱ガスを考えることによって解を得ることができるが、得られた ^{14}C 調整年代は－3000 年となった。なお、混合比の計算をする際、Cl^-濃度の代わりに $\delta^{18}O$ を用いても結果にはほとんど影響せず－2000 年となった。ただし、この年代に対応する ^{14}C 濃度はわずか 4 pMC である。高橋ほか（2015）や中田ほか（2015）による ^{14}C 年代法の誤差等も考慮すると、SKB143 の ^{14}C 年代は式（3-3-3-4）の混合式によって得られた 8900 年前後とするのが妥当と考えられる。

・SKB173（24%）＋SKB95（76%）→FGB154

Initial water として、SKB173 と SKB95 の混合水を用い、Final water の FGB154 の ^{14}C 調整年代を求めた。Initial water の年代を式（3-3-3-4）で求めると 1800 年となる。有機物の ^{14}C 濃度を上と同様 14 pMC とした場合の解を表 3-3-3-21 に示す。CH_2O が－20‰、－25‰のときは深部 CO_2 の脱ガスを考えなくてはならないため、フィッティング解は存在しない。CH_2O が－30‰のときは、CO_2 の脱ガスを考えることによって解を得ることができるが、得られた ^{14}C 調整年代は 6200 年となった。これは SKB173 と SKB95 が混合してから 6200 年経過したという意味のため、実際の ^{14}C 調整年代は 8000 年と算出される。FGB154 は塩淡境界上部の値であるため、この年代はやや古すぎると考えられる。この理由は FGB154 を形成する淡水地下水の性質が SKB95 とは大きく異なっていることが考えられる。上述したように FGB154 を形成する淡水地下水は高標高域からもたらされたと推定されるため、正しい ^{14}C 調整年代を求めるためには、適切な Initial water を与えることが必要である。

3）^{14}C 年代に関するまとめと課題

本節では、塩淡境界に位置する SKB143 と FGB154 の 2 つの地下水について ^{14}C 調整年代を求めた。SKB173 と SKB95 の混合水を Initial water とした場合、SKB143 の年代は 8900 年、FGB154 の ^{14}C 調整年代は 8000 年となった。しかし、SKB143 の年代については測定誤差が大きく影響しており、FGB154 の年代は Initial water の不確実性により信頼できる値が得られていない。正しい ^{14}C 調整年代を求めるためには下記の検討が必要である。

・塩淡境界を形成する淡水地下水データを取得する必要性

^{14}C 調整年代の算出において、最も影響を及ぼすのが Initial water である。特に FGB154 のような淡水成分が多く含まれる塩淡境界の地下水年代を議論しようとする場合は、淡水成分の性質を正しく把握する必要がある。FGB154 において古すぎる年代が算出された理由は、淡水成分として SKB95 を用いたためと推定される。今後、正しい淡水成分を用いて再計算することにより、より正しい年代を得ることができると考えられる。

・^{14}C 調整年代算出の際の地化学情報の取得の必要性

^{14}C 調整年代は仮定された地化学条件の下での年代値である。今回は特に塩淡境界以深の地質コアがほとんど採取できなかったため、この領域の二次鉱物の情報がほとんど得られていない。そのため、与えた地化学条件が実際とは異なっている可能性がある。特に炭酸塩鉱物に関する情報は計算精度を高めると考えられる。

・地形の変動や海水準変動を考慮した地下水流動解析の必要性

得られた ^{14}C 調整年代は、他の年代手法とのクロスチェックが必要であるとともに地下水流動解析等の方法での検証も必要である。本地域は 10000 年前と比較すると海水準は 30m 程度上昇していると思われ、かつ掘削地点は著しく沈降している。そのため、^{14}C 年代と塩水の流動を結びつけるためには地形や海水準の変動を考慮した地下水流動解析を行う必要がある。

以上の結果は図 3-3-3-14 の通りまとめられる。

表 3-3-3-20　NETPATH の解

（Initial water：SKB173＋SKB95）→（Final water：SKB143）。地層中の有機物（CH_2O）の ^{14}C 濃度を 14 pMC に設定して計算した年代。

		CH_2O		
		−20（‰）	−25（‰）	−30（‰）
Deep_CO_2	−10（‰）	CH_2O Deep_CO_2 −0.511 CO_2 gas −0.032 Adjusted age 解なし（深部ガスの脱ガス）	CH_2O Deep_CO_2 −0.511 CO_2 gas −0.032 Adjusted age 解なし（深部ガスの脱ガス）	CH_2O 1.523 Deep_CO_2 CO_2 gas −2.075 Adjusted age −3000
	−5（‰）	CH_2O Deep_CO_2 −0.383 CO_2 gas −0.16 Adjusted age 解なし（深部ガスの脱ガス）	CH_2O Deep_CO_2 −0.383 CO_2 gas −0.16 Adjusted age 解なし（深部ガスの脱ガス）	CH_2O 1.523 Deep_CO_2 CO_2 gas −2.075 Adjusted age −3000
	0（‰）	CH_2O Deep_CO_2 −0.306 CO_2 gas −0.237 Adjusted age 解なし（深部ガスの脱ガス）	CH_2O Deep_CO_2 −0.306 CO_2 gas −0.237 Adjusted age 解なし（深部ガスの脱ガス）	CH_2O 1.523 Deep_CO_2 CO_2 gas −2.075 Adjusted age −3000

表 3-3-3-21　NETPATH の解

（Initial water：SKB173＋SKB95）→（Final water：FGB154）。地層中の有機物（CH_2O）の ^{14}C 濃度を 14 pMC に設定して計算した。

		CH_2O		
		−20（‰）	−25（‰）	−30（‰）
Deep_CO_2	−10（‰）	CH_2O 0.768 Deep_CO_2 −0.397 CO_2 gas Adjusted age 解なし（深部ガスの脱ガス）	CH_2O 0.512 Deep_CO_2 −0.141 CO_2 gas Adjusted age 解なし（深部ガスの脱ガス）	CH_2O 0.424 Deep_CO_2 CO_2 gas −0.054 Adjusted age 6200
	−5（‰）	CH_2O 0.635 Deep_CO_2 −0.265 CO_2 gas Adjusted age 解なし（深部ガスの脱ガス）	CH_2O 0.476 Deep_CO_2 −0.106 CO_2 gas Adjusted age 解なし（深部ガスの脱ガス）	CH_2O 0.424 Deep_CO_2 CO_2 gas −0.054 Adjusted age 6200
	0（‰）	CH_2O 0.569 Deep_CO_2 −0.199 CO_2 gas Adjusted age 解なし（深部ガスの脱ガス）	CH_2O 0.455 Deep_CO_2 −0.085 CO_2 gas Adjusted age 9900 解なし（深部ガスの脱ガス）	CH_2O 0.424 Deep_CO_2 CO_2 gas −0.054 Adjusted age 6200

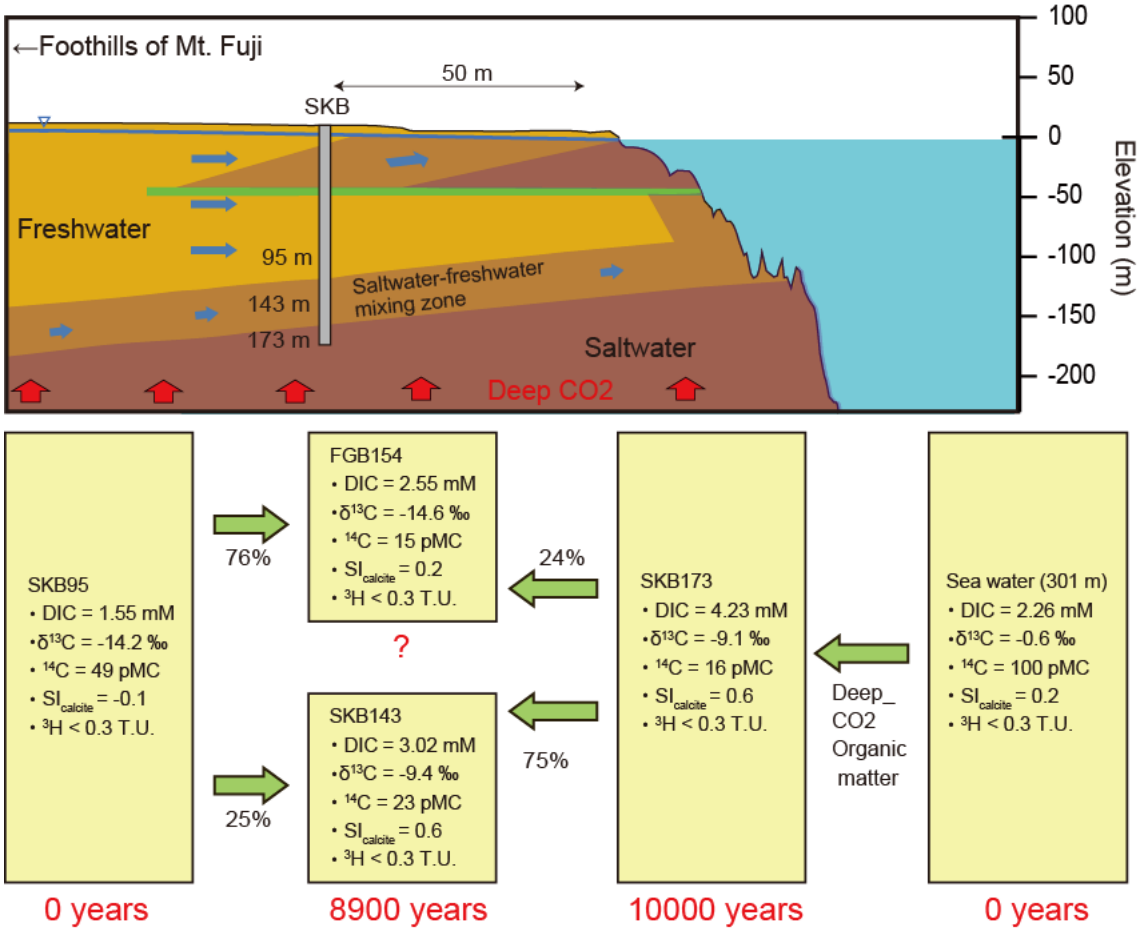


図 3-3-3-14　駿河湾沿岸域深層の塩淡境界周辺地下水の ^{14}C 調整年代

塩淡境界の下位の塩水（SKB173）は 10000 年と算出された。塩淡境界下部の SKB143 は、SKB173 と SKB95 の単純混合からほとんど時間が経過しておらず 8900 年程度と推定された。FGB154 の年代を正しく導くためには、より深層の地下水試料を採取する必要がある。

（4）^{14}C 年代と ^{4}He 年代

NETPATH で得られた ^{14}C 調整年代は SKB95 で 2400 年、⑨で 1900 年、⑩で 0 年もしくは 3300 年であった。一方、^{4}He 年代では陸域地下水は 10^{2} 年オーダーであった（表 3-1-6-1）。^{14}C 調整年代に対しては上流側の地下水（Initial water）が不明という不確実性があるのに対し、^{4}He 年代は深部 He フラックスや間隙率等が不明という不確実性があり、現時点ではどちらが真の年代に近いのか、はっきりしない。

今回調査をおこなったのは深度 9～320m の井戸である。^{3}H はおおむね深度方向に低くなるものの、ばらつきは大きい（図 3-3-3-15）、スクリーン上端深度が 80m 以深で ^{3}H が定量下限以下の地点が現れ始めるが、156m 深でも ^{3}H が検出される地点がある。3-3-3-1 節および 3-3-3-3 節を参照すると、富士山体斜面に涵養された地下水は約 60m 以深にてさまざまな年代をもって分布していると考えられる。一方、図 3-3-3-16、図 3-3-3-17 によると、60m 以深までは電気伝導度、アルカリ度が低くなるが、60m 以深では電気伝導度は深さ方向にやや低くなる程度であり、アルカリ度には大きな変化はない。すなわち、^{3}H が定量下限以下の地下水であっても極端に地下水年代が古いということはありそうもない。また、図 3-3-3-18 は FGB から富士山方面への断面と井戸水の水質のシュティッフダイヤグラムを表示したものであるが、海側でダイヤグラムが大きくなるものの、深度方向には大きな差が見られない。^{3}H が定量下限以下の淡水地下水では、^{14}C 調整年代は 0～3300 年の値をとるが、水質面を考慮するとこれらは古すぎる印象があるため、^{4}He によって推定された年代のほうが現実に近いと考えられる。これらの年代値は今後、^{39}Ar などを用いての手法にて検証していく必要があるだろう。一方、塩淡境界に位置する SKB143 の ^{4}He 年代は 21407 年であり、SKB173 よりも古い年代が示された（3-1-6）。このような結果になった理由は不明であり、今後は前節で述べたような地下水流動解析もあわせて、さらなる調査を行う必要があ

る。

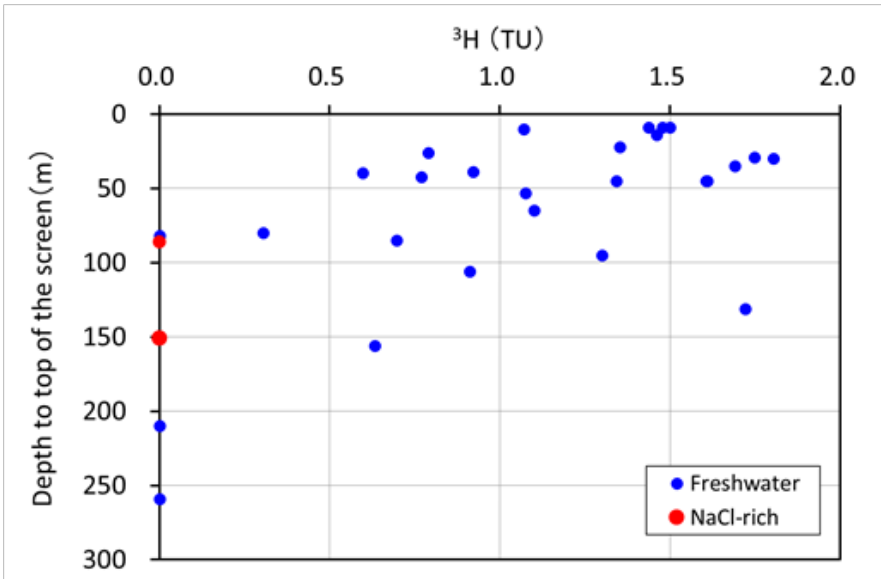


図 3-3-3-15　スクリーンの上端深度までの距離と ³H 濃度の関係

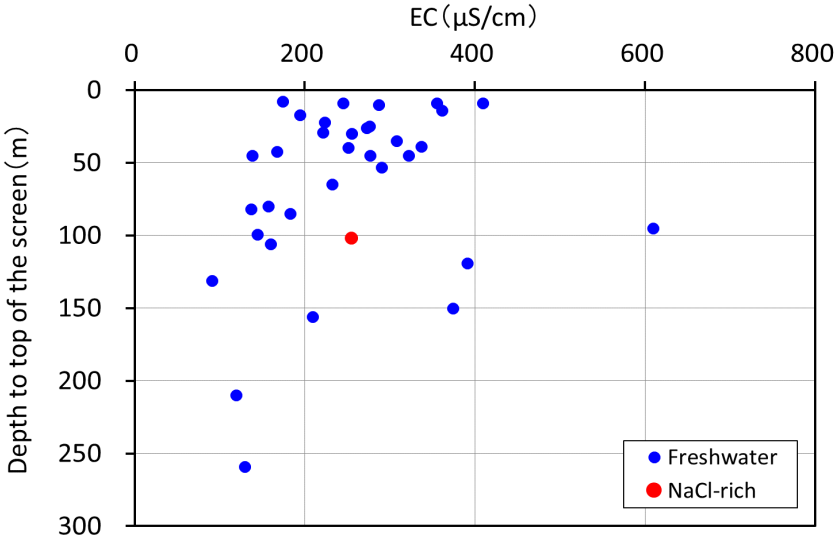


図 3-3-3-16　スクリーンの上端深度までの距離と電気伝導度の関係

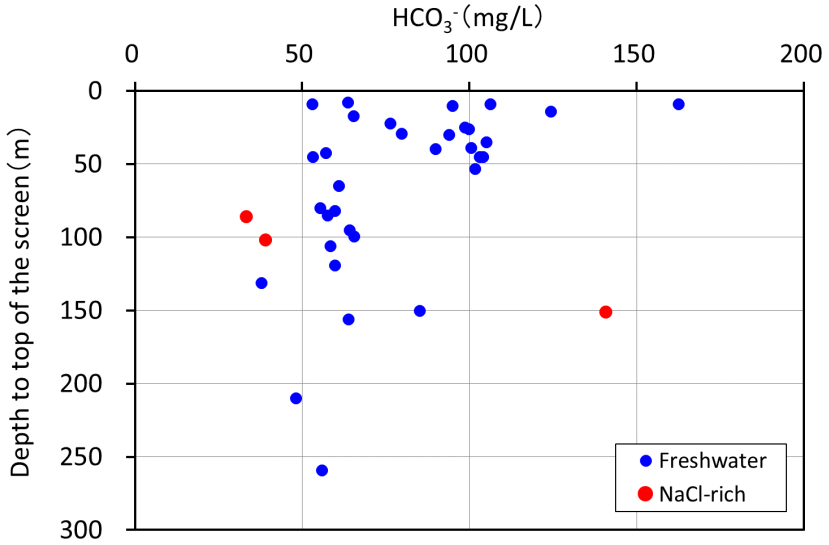


図 3-3-3-17　スクリーンの上端深度までの距離とアルカリ度の関係

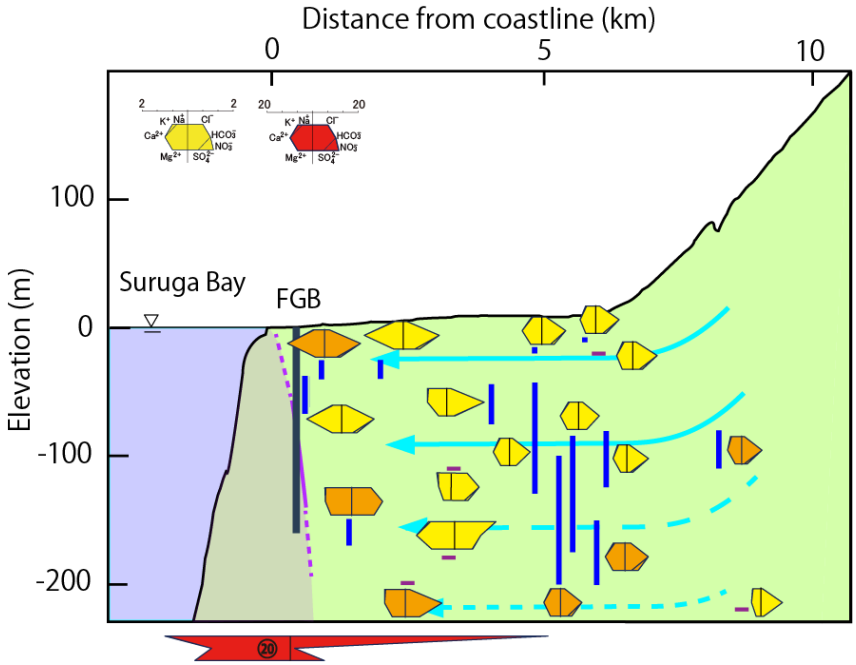


図 3-3-3-18　水質のシュティッフダイヤグラム

色は図 3-3-3-10 と同様。青色のバーはスクリーン幅。紫のバーは井戸底（スクリーン幅の情報がない井戸）。

参考文献

遠藤一桂（2008）:「カルサイトーアラゴナイト問題」に挑む～分子生物学で迫る生態鉱物学最大の難問～．日本地球惑星科学連合ニュースレター，4（4）.

小野昌彦・井川怜欧・町田　功・丸井敦尚・村中康秀・神谷貴文・大山康一・伊藤　彰（2016）：水文環境図 No.9「富士山」説明書，産総研地質調査総合センター，59p.

気象庁（2015a）：潮汐・海面水位に関する診断表，データ. http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/index_tide.html【Cited：18/02/18】.

気象庁（2015b）：過去の気象データ検索. http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php【Cited：15/02/18】.

産総研（2015）：平成 26 年度　海域地質環境調査確証技術開発　成果報告書，平成 27 年 3 月，独立行政法人産業技術総合研究所，352p.

三和功喜・川元智司・石本正芳（2008）：験潮自動化集中管理システムの高度化に関する研究．国土地理院平成 20 年度調査研究年報．http://www.gsi.go.jp/common/000057254.pdf【Cited：15/01/15】.

高田渉太郎・佐藤靖彦・平岡博明・明石　健・原田弘幸・松野忠彦（1999）：現場透水試験における観測地下水位の潮位補正．土木学会年次学術講演会講演概要集第 3 部（A），54，690-691.

高橋　浩・半田宙子・南　雅代・新巻能史・中村俊夫（2015）：地下水試料の保管と炭素同位体比の経時変化．日本地球惑星科学連合 2015 年大会，ポスター.

田辺　晋・中島　礼・内田昌男・柴田康行（2012）：東京低地臨海部の沖積層にみられる湾口砂州の形成機構．地質学雑誌，118（1），1-19.

地下水調査解説執筆委員会編（2004）：地盤調査の方法と解説，第 7 編　地下水調査．地盤工学会，339-492.

土屋理恵・和田秀樹（2002）：加速器質量分析計による ^{14}C 測定のための海水溶存無機炭素真空抽出法．静岡大学地球科学研究報告，29，113-118.

坪井辰哉・和田秀樹・宗林留美・松崎浩之（2012）駿河湾における溶存無機炭素の ^{14}C 濃度と栄養塩濃度．日本地球化学会年会要旨集，59（0），115.

中田弘太郎・長谷川琢磨・岩月輝希・加藤利弘（2015）：無機 ^{14}C を用いた地下水年代評価における沈殿法とガス化法の適用限界．日本地下水学会 2015 年秋季講演会講演予稿，32-33.

長谷川琢磨・中田弘太郎・近藤浩文・五嶋慶一郎・富岡祐一・後藤和幸・柏谷公希（2010）：地下水年代測定による現海水と化石海水の同定－三浦半島西部沿岸ボーリングへの地下水年代測定法の適用－．電力中央研究所報告，N10008，22p.

山元孝広・高田　亮・石塚吉浩・中野　俊（2005）：放射性炭素年代測定による富士火山噴出物の再編年．火山，50，2, 53-70.

和田秀樹・中井信之（1981）：堆積物中の有機物の炭素同位体組成と C/N 比：駿河湾表層泥について．静岡大学地球科学研究報告，6，73-81.

Agarwal, R. G（1980）: A new method to account for producing time effects when drawdown type curves are used to analyze pressure buildup and other test data. SPE paper9289, 55th Annual Fall Meeting, Dallas, Tex., 1-13.

Appelo, C.A.J. and Postma,,D. (2007): Geochemistry, groundwater and pollution 2nd edition. A.A.Balkema Publishers, 649p.

Berner, R. A.（1975）：The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from sea water. Geochem. Cosmochim. Acta, 39, 489-504.

Cooper,H.H., Jr. and Jacob, C.E., (1946) : A generalized graphic method for evaluating formation constants and summarizing well-field history.,American geophysical Union Transactions , 27, 4, 526-534.

Horne.R.N. （1995）: Modern Well Test Analisis.A Computer-Aided Approach. Second Edition, Petroway, Inc., 257p.

Hvorslev, M. T. (1951): Time lag and soil permeability in ground water observations. U.S. Army, Corps of Engineering, Water ways Experiment Station, Bull No.36, 50p.

Kafri, U., Goldman, M. (2006): Are the lower subaquifers of the Mediterranean coastal aquifer of Israel blocked to seater intrusion ? Results of a TDEM (Time Domain Electromagnetic) study. Israel Journal of Earth Sciences, 55, 55-68.

Kazemi, A. Lehr, H. and Perrochet, P. (2006): Groundwater age. Wiley,Hoboken, 325p.

Machida, I, Suzuki,y. and Mio Takeuchi(2013): Carbon-14 age and chemical evolution of Ca(HCO3)2-type groundwater of age less than 8,000 years in a confined sandy and muddy Pleistocene aquifer, Japan, Hydrogeology Journal, 21, 1289-1305.

Nagao, K., Takaoka, N. and Matsubaya, O. (1981): Rare gas isotopic compositions in natural gases of Japan. Earth and Planetary Letters, 53, 175-188.

Plummer, N., Prestemon, C. E. and Parkhurst, L. D. (1994): An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path version 2.0., USGS, Water- resources investigations reports, 94-4169.

Sano, Y. and Marty, B. (1995): Origin of carbon in fumarolic gas from island arc, *Chemical Geology*, 119, 265–274.

Sano, Y. and Wakita, H. (1985): Geographical distribution of 3He/4He ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism. JGR, 90, B10, 8729-8741.

Sivan, O., Yechieli, Y., Herut, B., and Lazar, B. (2005): Geochemical evolution and timescale of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(3), 579-592.

Yechieli, Y., Sivan, O., Lazar, B., Vengosh, A., Ronen, D. and Herut, B. (2001): Radiocarbon in seawater intruding into the Israeli Mediterranean coastal aquifer. Radiocarbon, 43, 2B, 773-781.

Yechieli, Y., Kafri, U., and Sivan, O. (2009): The inter-relationship between coastal sub-aquifers and the Mediterranean Sea, deduced from radioactive isotopes analysis. Hydrogeology Jounal, 17(2), 265-274.

3-4　長期非定常地下水流動解析

3-4-1　緒　言

我が国では、これまでの原子力発電の利用に伴う放射性廃棄物が既に発生しており、その処理処分対策を着実に進める必要がある。特に高レベル放射性廃棄物の地層処分に係る研究開発については、国、研究開発機関等が、それぞれの役割分担を踏まえつつ、密接な連携の下で、基盤研究開発を着実に進めていくことが重要である。

高レベル放射性廃棄物等の地層処分においては、天然の岩盤（天然バリア）と人工的なバリア（人工バリア）から構築される多重バリアシステムによる長期的な安全確保が要求される。この処分システムの成立性や長期安全に係る信頼性を一層高めていくためには、天然バリアである深部地質環境の状況把握と将来変化に係る調査評価技術の信頼性向上が重要である。

本節では、沿岸域海底下の特徴的な地質環境の調査評価手法を高度化することを目的に、沿岸域深部の塩水・淡水の賦存状態やその長期的な変遷を生み出すための条件、陸域地下水、海底湧出地下水の関係に関する知見を得るために地下水流動解析を実施した。

3-4-2　地下水流動解析の手法

（1）対象流体系

沿岸域の地下水の動態を評価するためには、陸域から沿岸域へ連続する地下水流動を適切に捉えることが重要である。沿岸域では海水と淡水の密度差により、密度の小さい淡水の下方に密度の大きい塩水が潜り込む密度流が発生し、塩淡境界を形成する。海水と淡水の密度差は主に海水中の塩分によるものであり、淡水と塩水が接触する塩淡境界では、塩水と淡水が混合している。また、地表面付近においては、地下水面の上方に不飽和帯が発達し、地下水と土壌中の空気が相互に流れる状態となる。そこで本検討では、対象とする流体システムを水・空気の 2 相流とし、それに加え地下水中の塩分を追跡することにより海水・淡水の密度流を考慮することとした。

(2)支配方程式

以下に水、空気、塩分濃度を対象とした支配方程式を示す。各式は、それぞれ標準状態での水、空気、塩分に関する質量収支式を表す。

（水）
$$\nabla \cdot \left(\rho_w \frac{Kkr_w}{\mu_w B_w} \nabla \Psi_w \right) - \rho_w q_w = \frac{\partial}{\partial t} \left(\rho_w \phi \frac{S_w}{B_w} \right)$$

（空気）
$$\nabla \cdot \left(\rho_g \frac{Kkr_g}{\mu_g B_g} \nabla \Psi_g \right) - \rho_g q_g = \frac{\partial}{\partial t} \left(\rho_g \phi \frac{S_g}{B_g} \right)$$

（塩分）
$$\nabla \cdot \left(\frac{Kkr_w R_s}{\mu_w B_w} \nabla \Psi_w \right) + \nabla \cdot D_p \nabla R_s + f_s = \frac{\partial}{\partial t} \left(\phi \frac{S_w R_s}{B_w} \right)$$

ここに、添え字 p は水相および空気相を示し、水(w)、空気(g)に関する諸量であることを表わし、各変数を以下に示す。

K ：絶対浸透率 [m²]

k_{rp} ：P 相の相対浸透率 [-]

μ_p ：P 相の粘性係数 [Pa·s]

B_p ：P 相の容積係数 [-]

Ψ_p ：P 相の流体ポテンシャル [Pa]

ρ_p ：P 相の密度 [kg/m³]

q_p ：単位体積当たりの P 相の生産圧入速度 [m³/m³/s]

ϕ ：有効空隙率 [-]

S_p ：P 相の飽和度 [-]

R_s ：溶存物質の単位体積当たりの地下水体積に対する溶存比 [m³/m³]

D_p ：分散係数 [m²/s]

f_s ：吸着・脱離による物質の相間移動量 [m³/m³/s]

水と空気の支配方程式は、以下の式を満足することで連成解析とする。ここで P_c は毛管圧[Pa]、P_g、P_w は各相の圧力である。

$$P_c = P_g - P_w$$

$$S_w + S_g = 1$$

また、分散係数 D_p の各方向成分のそれぞれについて次式に従う。

$$D_{pXX} = \frac{D_m \varphi G}{\tau} + \alpha_L \frac{v_x^2}{V} + \alpha_T \frac{v_y^2}{V} + \alpha_T \frac{v_z^2}{V}$$

$$D_{pYY} = \frac{D_m \varphi G}{\tau} + \alpha_T \frac{v_x^2}{V} + \alpha_L \frac{v_y^2}{V} + \alpha_T \frac{v_z^2}{V}$$

$$D_{pZZ} = \frac{D_m \varphi G}{\tau} + \alpha_T \frac{v_x^2}{V} + \alpha_T \frac{v_y^2}{V} + \alpha_L \frac{v_z^2}{V}$$

$$D_{pXY} = D_{pYX} = \left(\alpha_L - \alpha_T\right) \frac{v_x v_y}{V}$$

$$D_{pYZ} = D_{pZY} = \left(\alpha_L - \alpha_T\right) \frac{v_y v_z}{V}$$

$$D_{pXZ} = D_{pZX} = \left(\alpha_L - \alpha_T\right) \frac{v_z v_x}{V}$$

$V = \sqrt{v_x^2 + v_y^2 + v_z^2}$ 、 $G = \left(\frac{S_w - S_{wr}}{1 - S_{wr}} \right)$

ここで、D_mは分子拡散係数（m²/s）、α_Lは縦分散長(m)、α_Tは横分散長(m)、τは屈曲度(-)、Gは有効飽和度(-)、Vおよびv_x、v_y、v_zはダルシー流速(m/s)のノルムと各方向成分である。

また、単位体積当たりの地下水に対する塩分の体積比R_sと塩分濃度C_s(mg/ℓ)との関係は以下のように書ける。

$$C_S = \frac{R_S \rho_s}{1 + C_\alpha R_S} \times 10^6$$

ここでR_s塩分密度（g/cm³)、C_S□は固体塩分が水に溶解した際の塩分の体積減率を示す。V_sを固体塩分の体積(m³)、V_{sol}を溶液の体積(m³)、V_wを水の体積(m³)とすると、$C\alpha$は以下のように書ける。

$$C_\alpha = \frac{V_{sol} - V_w}{V_s}$$

以上の基本方程式を数値的に解くことで、任意の時刻、地点における圧力、水飽和度、塩分濃度を得ることができる。

(3)使用コード

本検討では、汎用地圏流体シミュレータ GETFLOWS（GEneral purpose Terrestrial fluid-FLOW Simulator）を用いた。本コードは、空間離散化に積分型有限差分法(IFDM)

を採用し、コーナーポイント型差分格子を用いることにより、柔軟な空間表現が可能となっている。また、時間差分については完全陰的に取り扱う。陰解法のため、線形マトリックスソルバーが搭載され、その前処理に Nested Factorization(NF)を採用し共役残差法(Orthomin)を用いている。本解析コードは、接続する各格子間の流量と格子内の物質収支を完全に満たす解を得ることが特徴である。また、大容量計算を高速処理するため、非線形反復過程の中で収斂した格子をソルバーから自動的に除外する逐次陽化処理や領域分割法によるスカラー並列計算手法を採用した。

3-4-3　既存の資料から構築された地質環境モデル

3-4-3-1　解析領域の設定

産業技術総合研究所（2015）で述べたように、SKB および FGB 孔周辺には地下水位測定に適した井戸が少なく、かつ揚水も盛んなため、詳細な地下水面図を描くだけのデータがそろっていない。昨年度までの調査では本地域の地下水流動方向が明らかでなかったこともあり、本年度は過去に実施した三次元の流跡線解析結果を参考にして解析位置を決定した。断面位置は図 3-4-3-1 に示す通り、FGB 孔から、その北西に位置する大丸山（標高 572m）である。FGB 孔や SKB 孔の計算対象深度の地下水の涵養域は、実際には富士山南斜面（3-1 参照）と推定されるため、ここで与えた計算条件は実際よりも背後の動水勾配が小さいケースとなる。水平方向の設定においては、着目地域（海岸線周辺）に及ぼす境界条件の影響が小さくなるよう、海岸線と解析領域の端部から十分に距離を取ることとした。その際、非定常解析の最海退時における海岸線の位置においても十分な距離が設けられるよう深度、海底地形について留意し、現在の海岸線から十分に離れた位置を解析領域の端部とした。

鉛直方向の設定についても、水平方向と同様に、着目する浅部（標高－1000m 以浅）と解析領域の下端に十分な距離を設け、着目地域に及ぼされる境界条件の影響が小さくなるよう、標高－3500m を解析領域の下端とした。なお、地形データについては DEM データや海底地形図を用いた。

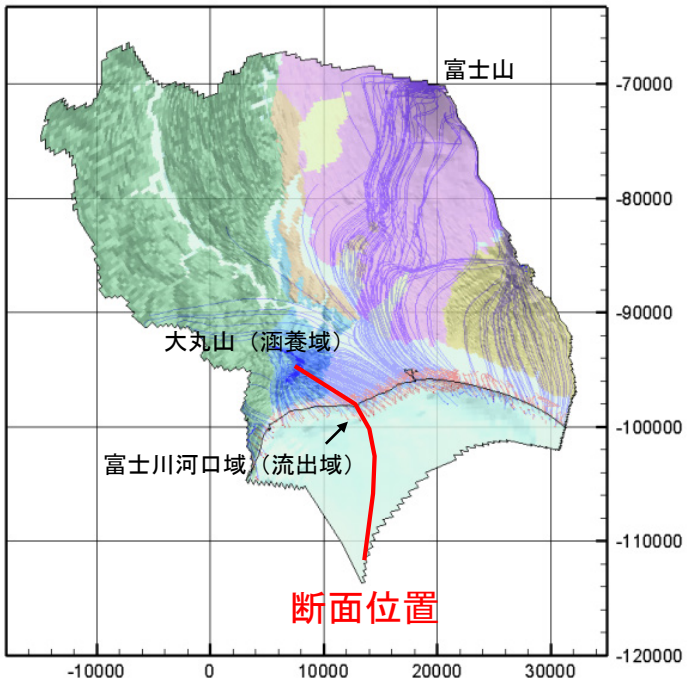


図 3-4-3-1　三次元流跡線解析結果および解析断面位置（図内赤線）

3-4-3-2 地質モデル

既往の調査、研究事例（表 3-4-3-2 参照）を基にモデル化した地質構造より解析対象とした断面を抽出した。抽出した 2 次元断面モデルに含まれる地質を表 3-4-3-1 に、地質の概要を以下に示す。

（1）表土層

本解析では、降雨量から涵養量を解析的に与えるために表土層（厚さは地表から一律 1 m）を領域全域に与えた。

（2）沖積砂礫層（完新統堆積物）

海岸平野の沖積層基底面について、沼津市付近は、表 3-4-3-2 の文献 2 を参考に、富士市の富士川断層入山瀬断層より東側については、文献 3 に示されたボーリングデータ（雁

堤付近）を参考に作成した。また、文献 1 に示されていない富士川沿いの沖積層砂礫の分布は、地形から判断して追加した。

海岸平野部以外の沖積層の厚さは一律 10 m とした。文献 3 および文献 4 に示された断面図では 20 m～30 m の厚さがあるが、解析結果に大きな影響を与えないと考えられるため、その情報は反映していない。

（3）古富士泥流堆積物

富士宮市の富士川断層安居山断層東側における、古富士泥流堆積物の基底面は、文献 3 に示された青木地点のボーリングデータを参照に修正した。富士川断層大宮断層、安居山断層西側、富士川および芝川に挟まれた丘陵地帯の古富士泥流堆積物の基底面標高については、文献 3 の山本地点のトレンチのスケッチ、および文献 4 の青見南地点の断面図を参照に修正した。

（4）水理基盤岩（更新世堆積岩、新第三紀堆積岩）

文献 1 で「BS3」とされている更新世堆積岩の地表における分布（主に入山山層と富士川に挟まれた範囲）と、厚さについては文献 5 を参照して決定した。ただし、厚さについては基底面標高が確認できなかったため、図から読み取れる最小の標高－1000 m とした。　また、富士火山体、古富士火山体、古御岳火山体の下部に分布する更新世堆積岩については、新第三紀堆積岩類との境界を鉛直方向にし、その厚さについては情報がないため、文献 5 を参照して決定した

表 3-4-3-1　２次元断面モデルに用いた地質区分

番号	名　　称
1	表土
2	沖積砂礫
3	古富士泥流堆積物
4	水理基盤岩-1（更新世堆積岩）
5	水理基盤岩-2（新第三紀堆積岩）

表 3-4-3-2　地質構造モデルの作成に用いた文献一覧

文献	タイトル
1	津屋弘逵(1968)：富士火山地質図(5 万分の 1)、地質調査所
2	静岡県地震対策課(1984)：静岡県地質断面図、地震対策資料、No.27-1984
3	下川浩一ら(1996)：富士川断層系の活動履歴及び活動性調査、平成 7 年度活断層研究調査概要報告書、工業技術院地質調査所、地質調査所研究資料集、No.259、73 - 80
4	産業技術総合研究所（2007）：富士川河口断層帯の活動性および活動履歴調査「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H18－4、33p
5	柴正博(1991)：南部フォッサマグナ地域南西部の地質構造-静岡県清水市および庵原郡地域の地質-.地団研専報、40、1-98

3-4-3-3　2 次元格子モデル

格子形状はすべて四角形とし、格子サイズは提供された地質分布図を再現できる程度の大きさとして水平方向を 50m とし、鉛直方向については海岸線周辺や地下水の流れが速くなる浅部については、格子サイズが解に与える影響を小さくするため、サイズを相対的に小さく一辺を 40m 程度とした。作成した格子モデルを以下の図 3-4-3-2 に示す。格子数は 12462 となった。

なお、本検討では解析モデルや解析結果等の可視化については Tecplot を用いた。

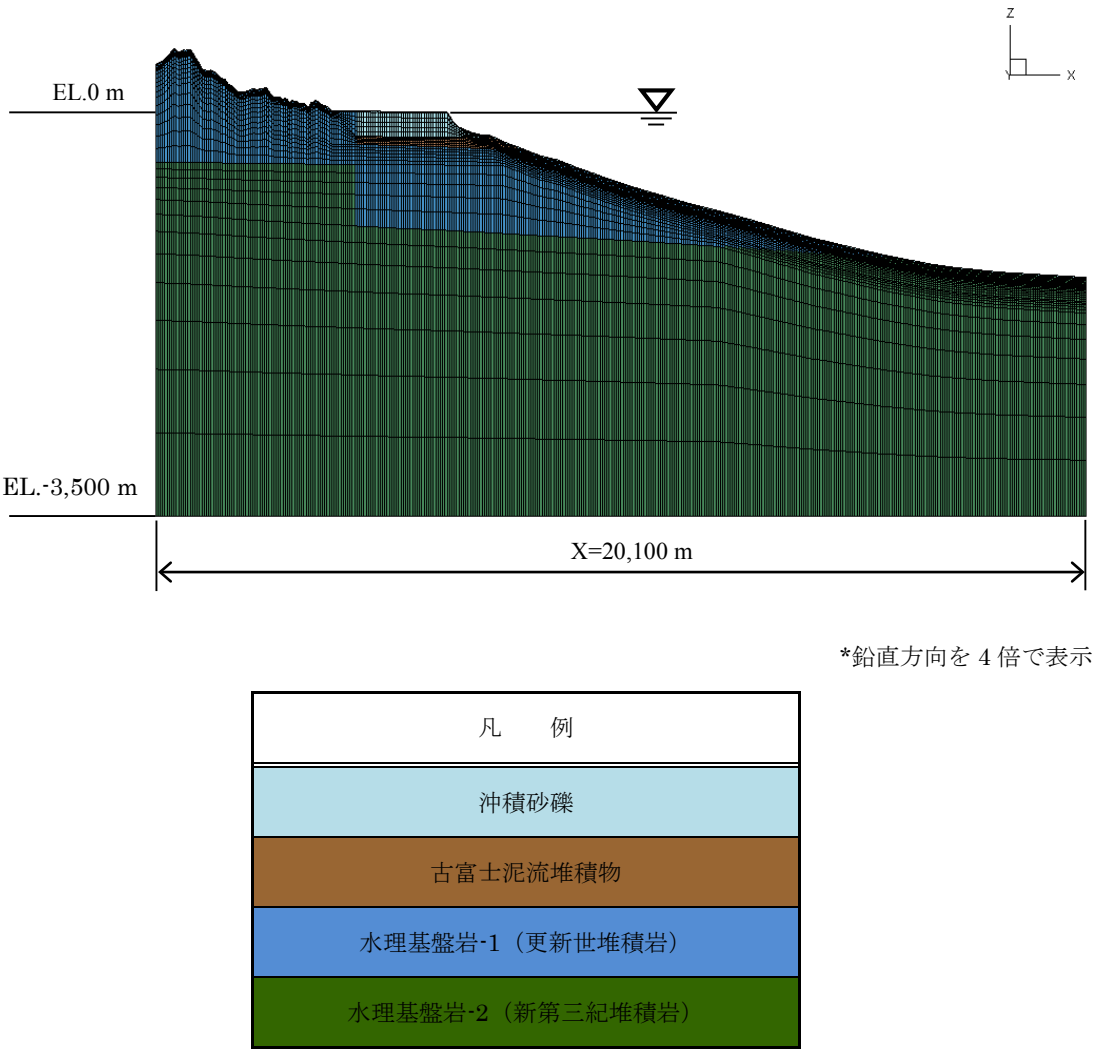


図 3-4-3-2　本検討で作成した格子モデル

3-4-4　定常解析による現在の地下水流動の再現

前節で構築した格子モデルを用いて、地下水流動の定常解析を実施した。なお、本検討では定常状態を得るために、沖積層ができた時代（10 万年前）を塩水飽和とした塩水洗い出し解析を行った。また、実データと解析結果のフィッティングによって、物性値と降雨量に係るキャリブレーションを行った。

3-4-4-1　パラメータの初期設定

解析に必要な物性値の初期値については、既往の文献や過年度の検討事例を参考に設定した。以下に本検討で用いたパラメータについて記す。

（1）水理地質ごとの透水係数および有効間隙率

表 3-4-4-1 初期定常解析に用いた透水係数および有効間隙率を示す。これらの値は昨年度の検討で求めた値を用いた。

表 3-4-4-1　解析に用いた透水係数および有効間隙率の初期設定値

水理地質構造	水理定数　初期設定値		
	水平方向の透水係数 kh [m/s]	鉛直方向の透水係数 kv [m/s]	有効間隙率 n_e [-]
表土・新期火山灰	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-4}	0.40
沖積砂礫	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-4}	0.20
古富士泥流堆積物	1.0×10^{-6}	1.0×10^{-8}	0.10
水理基盤岩-1（更新世堆積岩）	1.0×10^{-6}	1.0×10^{-7}	0.15
水理基盤岩-2（新第三紀堆積岩）	1.0×10^{-8}	1.0×10^{-8}	0.05

（2）比貯留係数

比貯留係数は、既往のデータを参考に以下の値を設定した（表 3-4-4-2）。

表 3-4-4-2　解析に用いた比貯留係数

水理地質構造	比貯留係数 Ss [1/m]
表土・新期火山灰	6.97×10^{-4}
沖積砂礫	
古富士泥流堆積物	
水理基盤岩-1（更新世堆積岩）	
水理基盤岩-2（新第三紀堆積岩）	7.06×10^{-6}

（3）不飽和浸透特性

解析に用いた飽和・不飽和浸透特性を図 3-4-4-1 に示す。飽和・不飽和浸透特性には、van Genuchten(1980)モデルを採用し、van Genuchten パラメータとして、既往の文献より n=1.629、α=5.75 [m^{-1}]とした。これは全地質で共通とした。

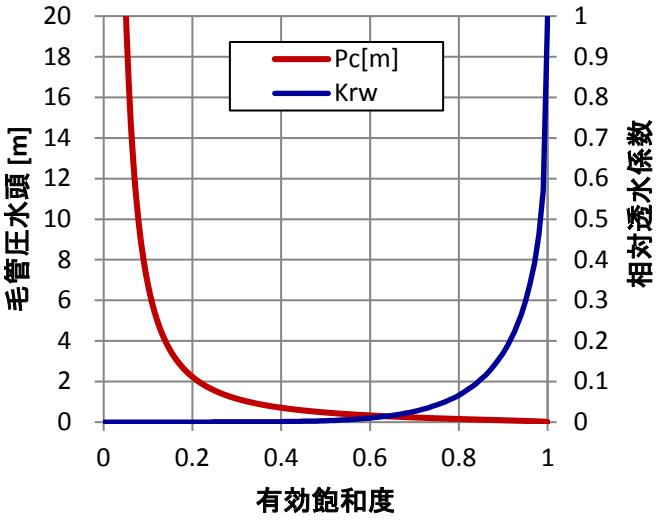


図 3-4-4-1　解析に用いた飽和・不飽和浸透特性

（4）拡散係数

海水中の塩分の拡散係数は、自由水中における塩化物イオンとナトリウムイオンの値を参考に決定した（表 3-4-4-3）。なお、解析では自由水中における拡散係数に有効間隙率を掛けて実効拡散係数として取り扱った。

表 3-4-4-3　解析に用いた塩の拡散係数

	自由水中の拡散係数 Dm [m²/s]
塩化物イオン	2.03×10^{-9}
ナトリウムイオン	1.33×10^{-9}
採用値	2.00×10^{-9}

（5）分散長

分散長は、移行距離に依存するパラメータであるといわれており、また、横分散長は縦分散長の 1/10 程度とされている。本検討のような広域を対象とした塩水洗い出し解析では、海水中に含まれる塩分の移行距離から分散長を設定することが適切であると考えられる。ここでは、代表的な移行距離を 1 km 程度とし、移行距離と分散長の関係より縦分散を 100 m、横分散長を 10m とした。

（6）海水の塩分濃度

海水の塩分濃度は、日本近海の表面塩分を参考に平均的な値として 35 PSU とした。PSU とは「実用塩分 1978」と呼ばれ単位はなく、海水 1 kg 中に含まれる固形物質を g で表した物に相当する。海水中に含まれる固形物質が全て塩分であると仮定した場合、一般的な海水の密度 1.025 (g/cm³)から、海水の塩分濃度 C_sは 35875(mg/L)となる。

海水 1kg をリットルになおすと，1000 (g)/1.025(g/cm^3) = 975.6(cm^3) = 0.9756 (L)

35 PSU = 35(g/kg) = 35000(mg)/0.9756(L) = 35,875(mg/Lℓ) = C_s

また、塩分濃度 35 PSU の海水において塩分が水に溶解した場合の固体体積からの体積減率 C_a [-]と単位体積当たりの地下水に対する塩分の体積比 R_s は塩分の固体密度 ρ_s を 2.17(g/cm^3)としたとき以下の式より C_a =0.657[-]、R_s = 1.67×10^{-2}(m^3/m^3)となる（図 3-4-4-2 参照）。

なお、本解析では、単位体積当たりの地下水に対する塩分の体積比 R_s を目的変数としている。

海水の体積 V_{sol} = M_{sw}/ρ_{sw} =1000(g)/1.025(g/cm^3) = 975.6 (cm^3)

水の体積は， V_w = (M_{sw} - M_s)/ρ_w =(1000(g)-35(g))/1(g/ cm^3) = 965 (cm^3)

塩の体積は， V_s = M_s/ρ_s =35(g)/2.17(g/ cm^3) = 16.13 (cm^3)　より

$$R_S = \frac{C_S}{\rho_s - C_S C_\alpha} = \frac{35{,}875(\mathrm{mg}/\ell)}{2.17\times10^6(\mathrm{mg}/\ell) - 35{,}875(\mathrm{mg}/\ell)\times0.657(-)} = 1.67\times10^{-2}(\mathrm{m}^3/\mathrm{m}^3)$$

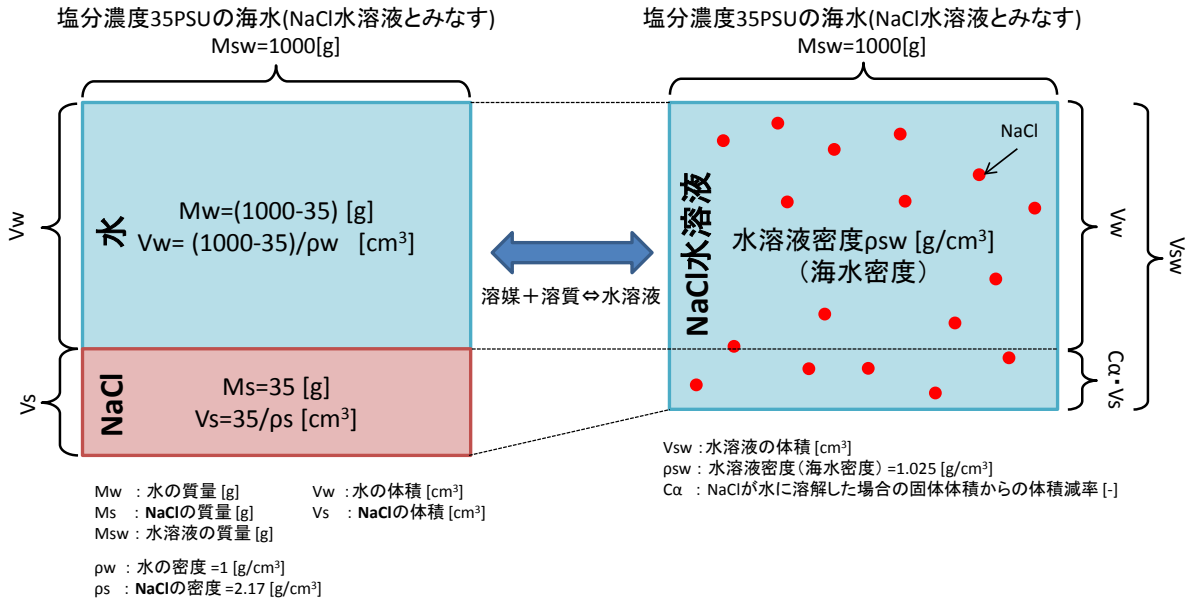


図 3-4-4-2　塩分濃度 35PSU の海水の体積濃度（R_s）及び体積減率（C_α）の定義

3-4-4-2　解析条件

定常解析の境界条件として、上部境界は陸域地表部には降雨涵養を反映した境界条件を、海域地表部（海底面）には海水による静水圧相当の圧力および海水の塩水濃度を反映した境界条件を与え、側面、底面の境界条件は不透水境界とした。ここで、降雨涵養量については、静岡県の降水量等の公開されている気象データとして、気象庁が公開しているメッシュ平年地図の平均気温と降水量を参考に設定した。また、海水位は標高 0mの位置とした。なお、初期条件については、沖積層ができた時代（10 万年前）を塩水飽和として、雨水による塩水洗い出し解析を行った。

3-4-4-3　解析結果およびモデルキャリブレーション

（1）原位置データ

本検討では、解析の精度を向上させるため、解析結果と原位置データとのフィッティングを行った。図 3-4-4-3 にボーリング地点で観測された電気電導度の経時変化を示す。この図によると計測値は 15～16 mS/cm を示しているのに対し、一般的な海水の電気伝導度

は 25℃で 5.3 S/m 程度であることから、観測地点の塩分濃度は約 30%となると考えられる。そこで本検討では、ボーリング孔の位置の GL.－120 ~ 160 m の位置で塩分濃度が 30%程度になるように、透水係数の調整によるフィッティングを実施した。

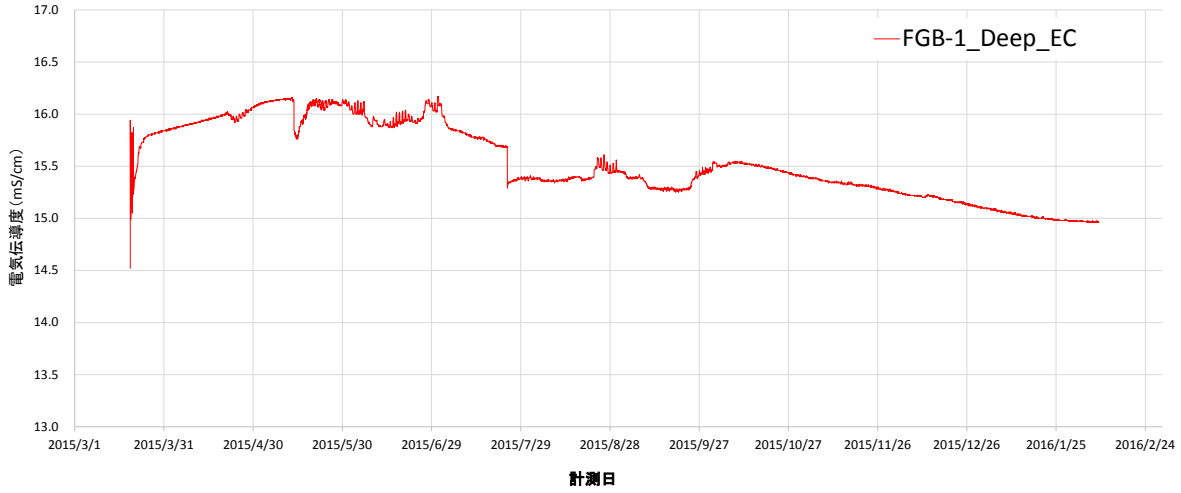


図 3-4-4-3　ボーリング孔（FGB-1）で観測された電気電導度

（2）フィッティング結果

ここでは、前項を踏まえて、ボーリング地点の GL.－120 および －160 m における塩分濃度を 30%と仮定し、これをフィッティングの目標値とした。当該位置の解析結果と実データに乖離がある場合には、透水係数を推定し直し、その値に変更して再度定常解析を実施した。この作業を解析結果が目標値に近づくまで繰り返して、実データと解析結果のフィッティングを行った。なお、対照となる原位置データが 2 点しかないので、パラメータの推定は解析結果に応じて、有効と考えられる地質区分の透水係数を適宜変化させる方法とした。

表 3-4-4-4 にキャリブレーションケースおよび解析におけるボーリング地点における塩水の混合率と原位置の混合率を 0.3（30%）としたときの残差二乗和を示す。また、図 3-4-4-4 に全解析ケースにおける原位置データのボーリング地点周辺の塩分濃度分布を示

す。本検討におけるフィッティングは、Case-0 での対象区間の塩水の洗い出しが不十分であったことから、Case-1 および Case-2 において古富士泥流堆積物に設定した異方性を見直すところから始めた。Case-0 との比較で明らかになったのは、Case-0 では古富士泥流堆積物（Kv=1.0×10^{-8}m/s）がキャプロックとなっていることである。これにより、古富士泥流の下位の地下水は高水理水頭となり、Case-0 では海底下に淡水が張り出す形となっている。Case-1 および Case-2 では古富士泥流堆積物の Kv を 10 倍、100 倍としたものであるが、古富士泥流の下位の水理水頭は大きく低下し、陸域に塩水が侵入している。今回の計算では標高 572m の大丸山を涵養域としており、これは実際の涵養標高よりも低いと予想される（3-1）。Case-0 では、このような条件にも関わらず低透水層の存在によって、海底下にも淡水が分布することができることが示された。海域調査では海域の水深 325m においてスパイク状の塩分低下が確認されており、これは海底湧出地下水のシグナルと考えられているが（産業技術総合研究所，2015）、これは地下に存在する低透水層と関連している可能性がある。

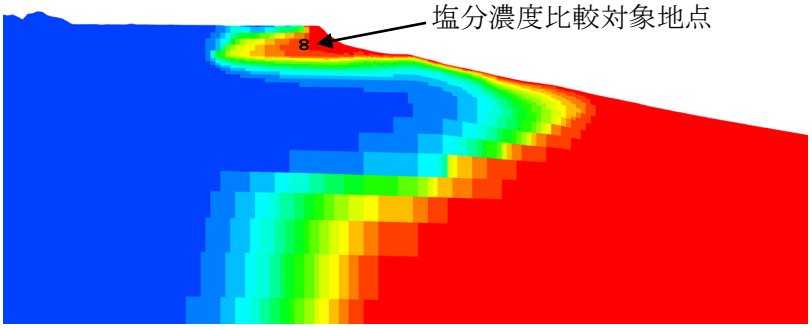
Case-1 および Case-2 では FGB 孔の塩分濃度が十分に低下しなかったため、Case-3 以降は古富士泥流の異方性を元に戻したうえで、沖積層の透水係数を変化させるケースに変更した。結果的に沖積層の透水係数を下げることで、比較位置の塩分濃度が低下していったため、2 点の残差二乗和が 0.01 以下となった Case-6 をもってモデルのキャリブレーションを終了した。Case-6 にて与えた沖積砂礫層の K=2.0×10^{-6}m/s という値は、実測値よりも 1 オーダー低い（付録 1　SKB 孔における水理試験）。この理由として、本モデルでは大丸山を涵養域としているため、海に向かう地下水流動の流れが実際よりも弱いため、フィッティングさせるためには実際よりも低い透水係数を与える必要があったためと推測される。このように、本解析により、陸域の地質が沿岸部深層の塩淡境界の分布に大きく影響することが明らかになった。一方、今回のモデルにおいて陸域では、下部境界（標高－3500m）まで淡水化しているが、実際は岳南地域の深度 1000m からは Cl^-濃度が 6900mg/L の地下水が得られており、1000m 深では完全に洗い出しが生じていない可能性

がある。そのため、内陸部でボーリングを行い、実際に淡水と塩水の分布を把握し、それを再現するような Kv、Kh を与えることによって、より陸域の地下水流動を正しく計算することができると考えられる。

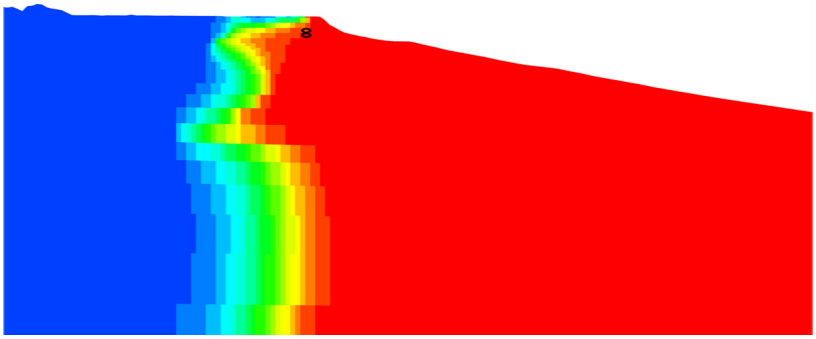
得られたモデルを用いて得られた全水頭、飽和度、ダルシー流速（ノルム・X 成分・Z 成分）の分布図を図 3-4-4-5～図 3-4-4-9 に、計算水位と観測水位の比較を図 3-4-4-10 に示す。計算水位と観測水位の差が最も大きい箇所では 13m 程度であった。次章の非定常解析では、塩分濃度分布を含めたこれらの結果を初期値として解析を行う。

表 3-4-4-4　キャリブレーションケース

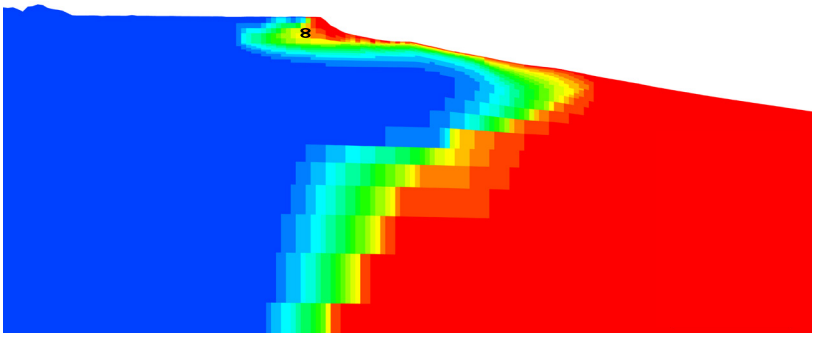
ケース名	変更点 （初期設置値からの相違のみ記載）	ボーリング地点における 塩水の混合率（%）		残差二乗和
		G.L.-120m	G.L.-160m	
Case-0	初期条件	100	100	0.98
Case-1	古富士泥流の鉛直方向 透水係数を 1.0×10^{-7} m/s に変更	100	100	0.98
Case-2	古富士泥流の鉛直方向 透水係数を 1.0×10^{-6} m/s に変更	100	100	0.98
Case-3	沖積砂礫層の透水係数を 1.0×10^{-3} m/s に変更	97	97	0.8978
Case-4	沖積砂礫層の透水係数を 1.0×10^{-5} m/s に変更	78	77	0.4513
Case-5	沖積砂礫層の透水係数を 1.0×10^{-6} m/s に変更	20	18	0.0244
Case-6	沖積砂礫層の透水係数を 2.0×10^{-6} m/s に変更	36	34	0.0052



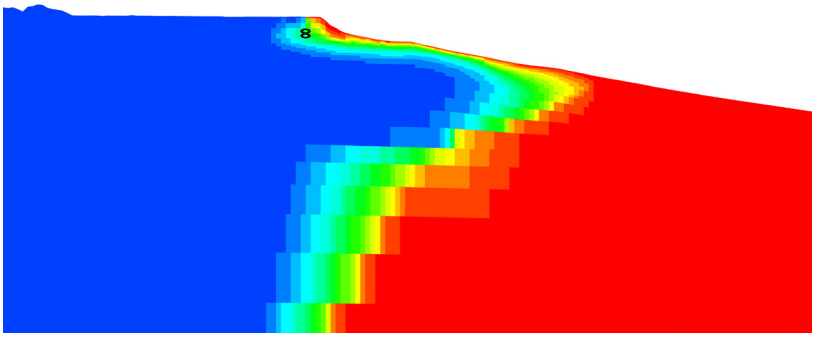
Case-0（初期条件）



Case-2（古富士泥流層の Kv=1.0×10^{-8} ⇒ Kv=1.0×10^{-6} に変更）

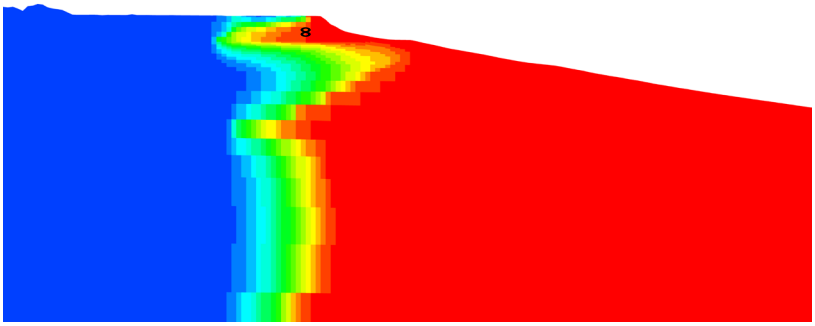


Case-4（沖積砂礫層の透水係数を K=1.0×10^{-4} m/s ⇒ K=1.0×10^{-5} m/s に変更）

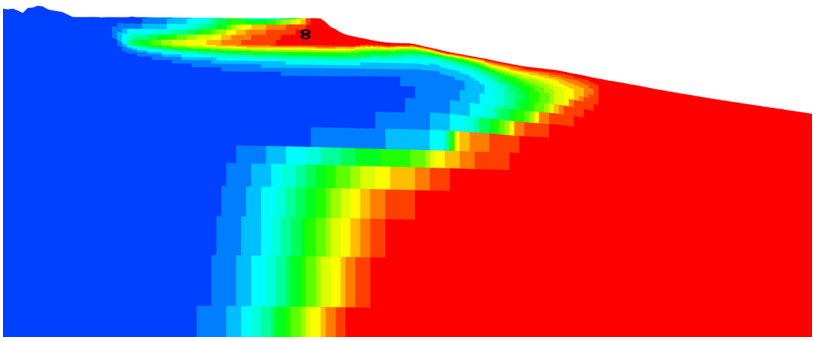


Case-6（沖積砂礫層の透水係数を K=1.0×10^{-4} m/s ⇒ K=2.0×10^{-6} m/s に変更）

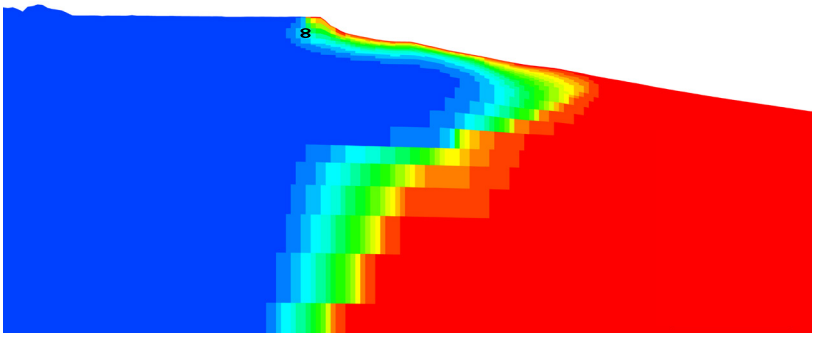
図 3-4-4-4（1）　全解析ケースにおける塩分濃度比較対象地点付近の塩分濃度分布



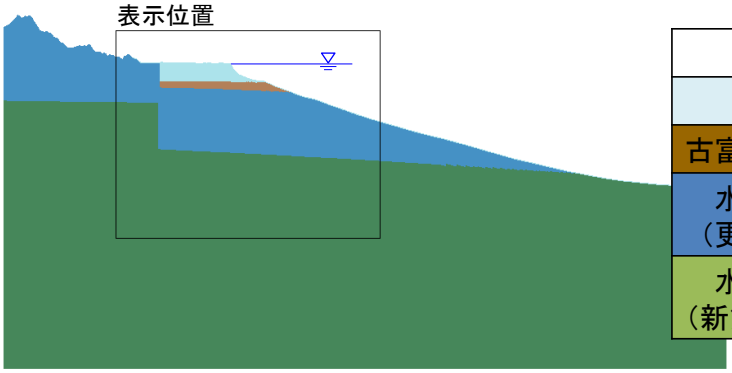
Case-1（古富士泥流層の Kv=1.0×10^{-8} m/s⇒ Kv=1.0×10^{-7} m/s に変更）



Case-3（沖積砂礫層の透水係数を K=1.0×10^{-4} m/s ⇒ K=1.0×10^{-3} m/s に変更）



Case-5（沖積砂礫層の透水係数を K=1.0×10^{-4} m/s ⇒ K=1.0×10^{-6} m/s に変更）



凡例	K_h [m/sec]	K_v [m/sec]
沖積砂礫	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-4}
古富士泥流堆積物	1.0×10^{-6}	1.0×10^{-8}
水理基盤岩-1（更新世堆積岩）	1.0×10^{-6}	1.0×10^{-7}
水理基盤岩-2（新第三紀堆積岩）	1.0×10^{-8}	1.0×10^{-8}

キャリブレーションケースの塩分濃度表示範囲と初期条件の透水係数

図 3-4-4-4（2）　全解析ケースにおける塩分濃度比較対象地点付近の塩分濃度分布

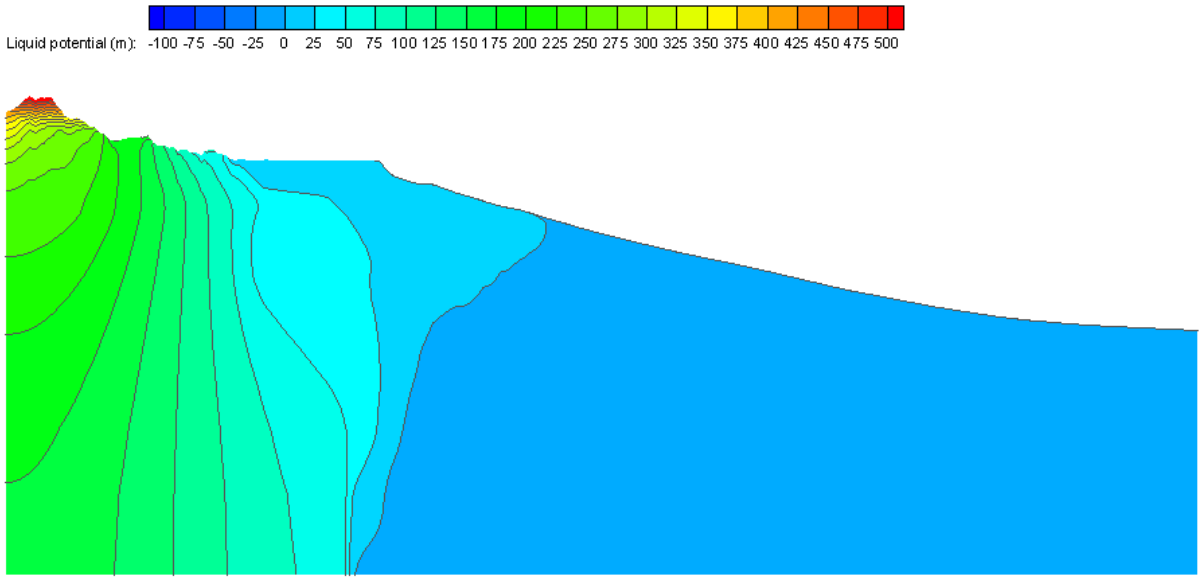


図 3-4-4-5　キャリブレーションケース解析結果（全水頭分布；Case-6）

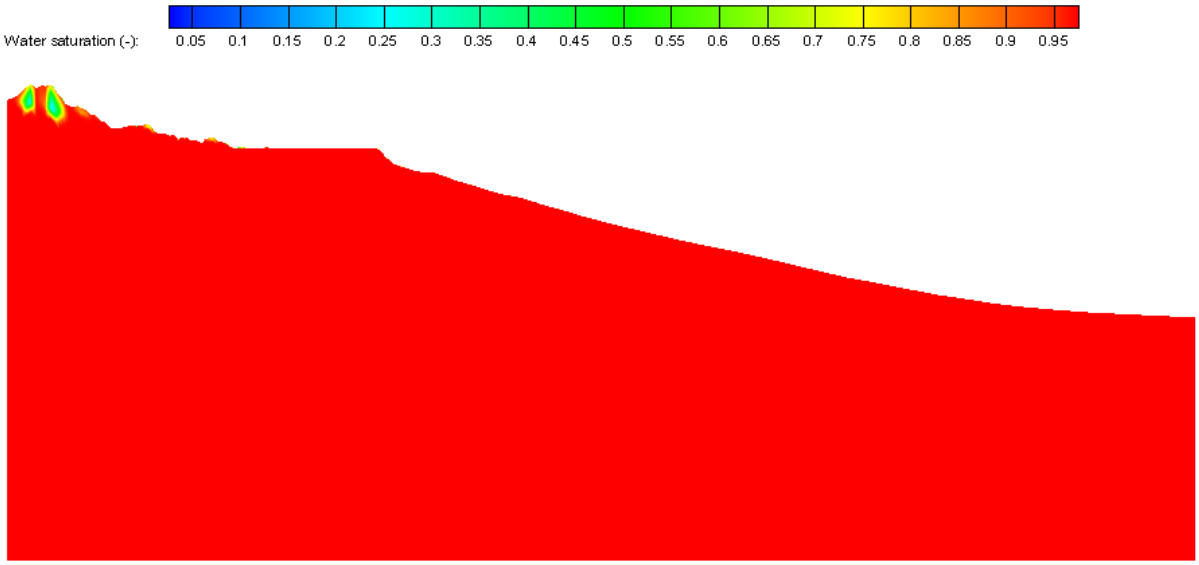


図 3-4-4-6　キャリブレーションケース解析結果（飽和度分布；Case-6）

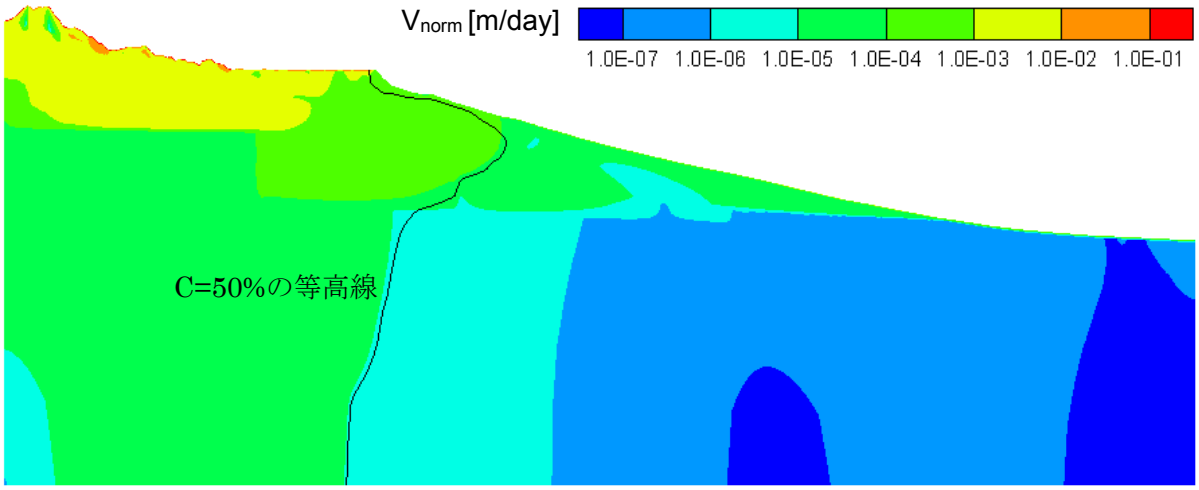


図 3-4-4-7　キャリブレーションケース解析結果（ダルシー流速ノルム；Case-6）

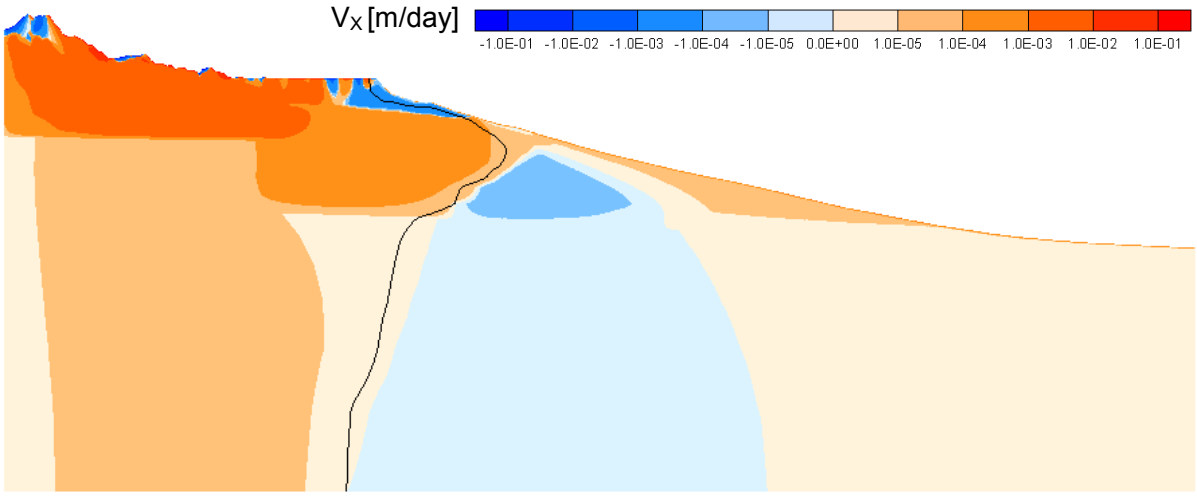


図 3-4-4-8　キャリブレーションケース解析結果
（ダルシー流速 X 成分；Case-6）

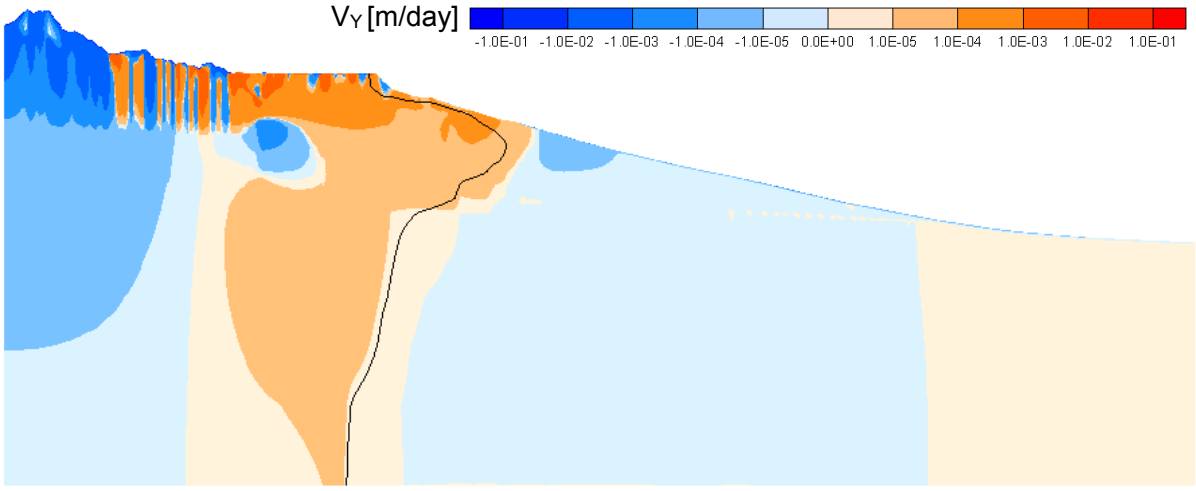
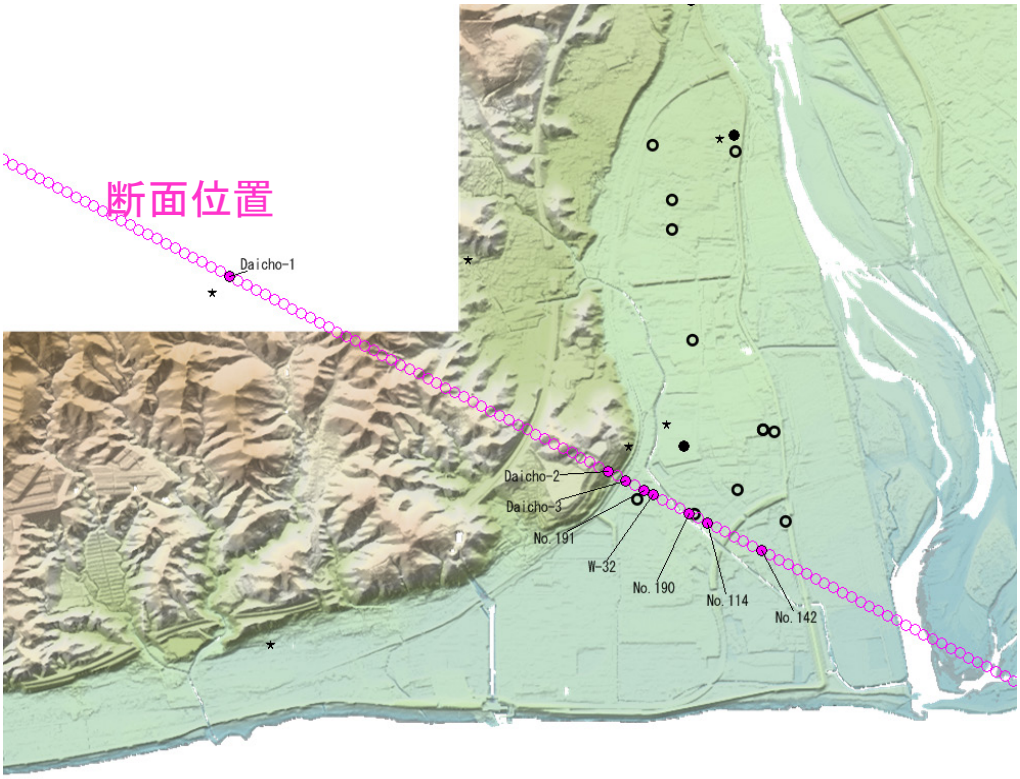


図 3-4-4-9　キャリブレーションケース解析結果
（ダルシー流速 Z 成分；Case-6）



断面位置と原位置データ分布

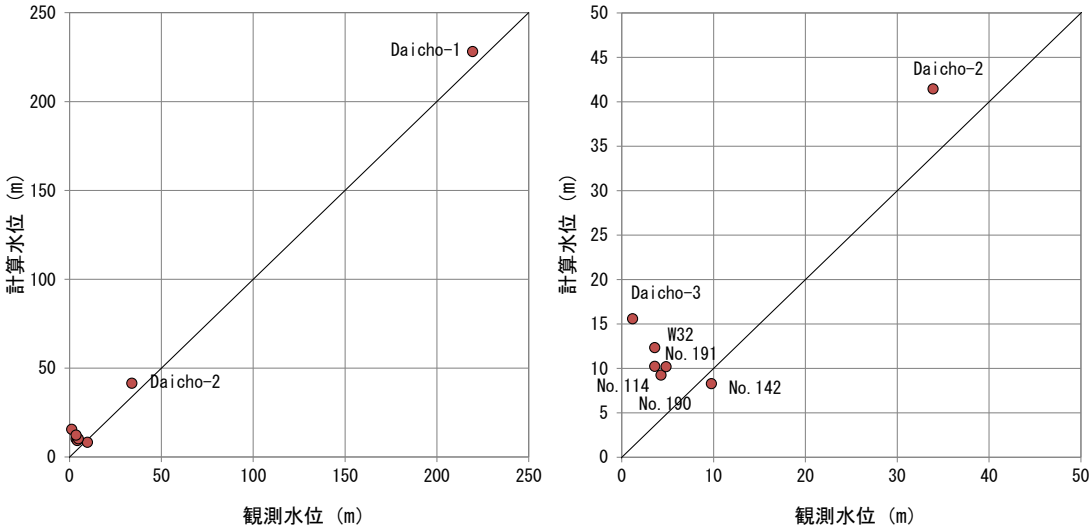


図 3-4-4-10　計算水位と観測水位の比較

3-4-5　将来の地下水流動を予測するための海水準変動を考慮した非定常解析

キャリブレーション後の定常解析で求めた現在の地下水流動と将来の地下水流動を比較するために海水準変動を考慮した非定常解析を実施した。非定常解析の結果については定常解析と同じ項目を最海退時と最海進時のそれぞれ 1 周期目と 2 周期目の値を出力した。

3-4-5-1 解析条件

非定常解析の条件設定を以下に示す。

① 解析期間

現在から海水準変動 2 周期を想定した約 24 万年間とした。

② 初期条件・境界条件

初期条件はキャリブレーション後の定常解析で得られた値を用いて設定した。境界条件については定常解析と同様に、陸域地表部には降雨涵養を想定した境界条件を、海底面には海水圧相当の圧力と塩水濃度を想定した境界条件を、側面および底面の境界条件は不透水境界を与えた。

海水準変動については既往の検討を参考に 10 万年間で 125m 海退、2 万年間で 125m 海進するものとし、過程は線形で表すものとした。なお、現在の海水位は最海進時から-5m の位置にあるとした。

3-4-5-2　降雨による涵養量に係るケース設定

降雨涵養量については、複数の条件を想定して以下の 4 ケースを与えた。

ケース 1：現在（3-4-4 節の定常解析）と同じ涵養量を陸域に与え続けたケース。

ケース 2：現在の涵養量を基本値とし、気候変動を考慮して変動させたケース。

最海退時を 0、最海進時を現在の 125/120 倍として線形に変動させた。

ケース 3：地表面に地下水面を与えた飽和解析ケース

ケース 4：涵養量を 0 としたケース

3-4-5-3　解析結果

ケース 1～4 の解析結果として、塩分濃度、全水頭、飽和度、ダルシー流速（ノルム、X 成分、Z 成分）を図 3-4-5-1～図 3-4-5-6 に示す。

ケース 1 については、最海進に近い現時点の地下水流動場を再現した 3-4-4 節の解析の延長であるため、最海進の結果は 3-4-4 節の解析結果に近い結果となっている。また、最海進と最海退の結果は 1 周期目と 2 周期目との間に大きな違いはなく周期的である。塩淡境界については、沖積層を除く地質区分が鉛直方向の透水係数が低いため、海退に伴って海岸線が移動して海域が陸化し、涵養が与えられたとしても、鉛直方向の塩水の浸入量は少なくなる。また、海進によって陸域が海底になった場合も海岸線付近では透水性の低い古富士泥流層が標高－200~－300m に分布しているため塩水の侵入量が少ない。このような理由から、再海進／再海退が起こっても陸域では、全水頭分布があまり変わっていない。水の流れも水平方向については古富士泥流堆積物よりも下方で向きが変わっているが、鉛直方向は大きな変化がみられない。塩淡境界の位置も水平成分の透水係数の比較的高い解析領域上部で、水平方向の移動が見られる程度である。

ケース 2 については、地表からの涵養が気候に応じて線形で与えられ、最海進時が 100%、最海退時は 0 となる設定である。そのため、時期が最海退に近づくほど降水量が減ることによって、陸域地下水による塩淡境界の海域への押し出しが弱くなり、塩淡境界の形状がほとんど最海進時と変わらない結果となっている。また、標高の高い範囲から不飽和帯が拡大している。一方で、最海進時はケース 1 と同じ条件に戻ることから、最海進時はケース 1 と類似した結果となる。

ケース 3 については、陸域の地表面に地下水面を与えた飽和解析ケースであるが、標高の高い部分に一部不飽和となっている範囲がある。これは、初期状態が不飽和であったところを、解析開始と同時に飽和条件としたことによって、初期に存在していた間隙中の空気が動けなくなり、取り残されたためであると考えられる。なお、本ケースは降雨量が最も多くなることを想定したケースであったが、前述のケース 1 がほとんどの範囲で飽和状態であるために、すべてのパラメータにおいてケース 1 とケース 3 は非常に類似した結果が得られている。

ケース 4 については、他のケースとは異なり、地表面の境界条件は涵養量を 0 としたことによって、塩分の陸域への侵入が非常に広範囲に及ぶ結果になっている。また、解析開始直後から一貫して陸域からの淡水の供給がまったくないことで、他のケースで見られる周期的な結果ではなく、1 周期目と 2 周期目で塩分濃度分布の結果が異なっていることが特徴である。これは、塩分が分散現象によって陸域に侵入し塩淡境界が移動するためであり、これに伴い全水頭やダルシー流速も周期的でない結果となっている。ケース 3 と 4 を比較することにより、涵養量の大小によって淡水が分布する深度領域が変わることがわかる。陸域地下水調査では本地域では少なくとも約 300m 深までは淡水地下水が分布していたが、これらの地下水は富士山での豊富な地下水涵養によって維持されていると推定される。

これらより涵養量を変更することで陸域の地下水位が変化するため、それに伴い塩淡境界も変化することがわかった。特に海岸線周辺に山が分布している地域では山の地下水位が降雨量に応じて顕著に変化するため影響が大きい。このような地域をモデル化する場合は、山の地下水位を正確に設定することで塩淡境界位置の予測精度を上げることができると考えられる。

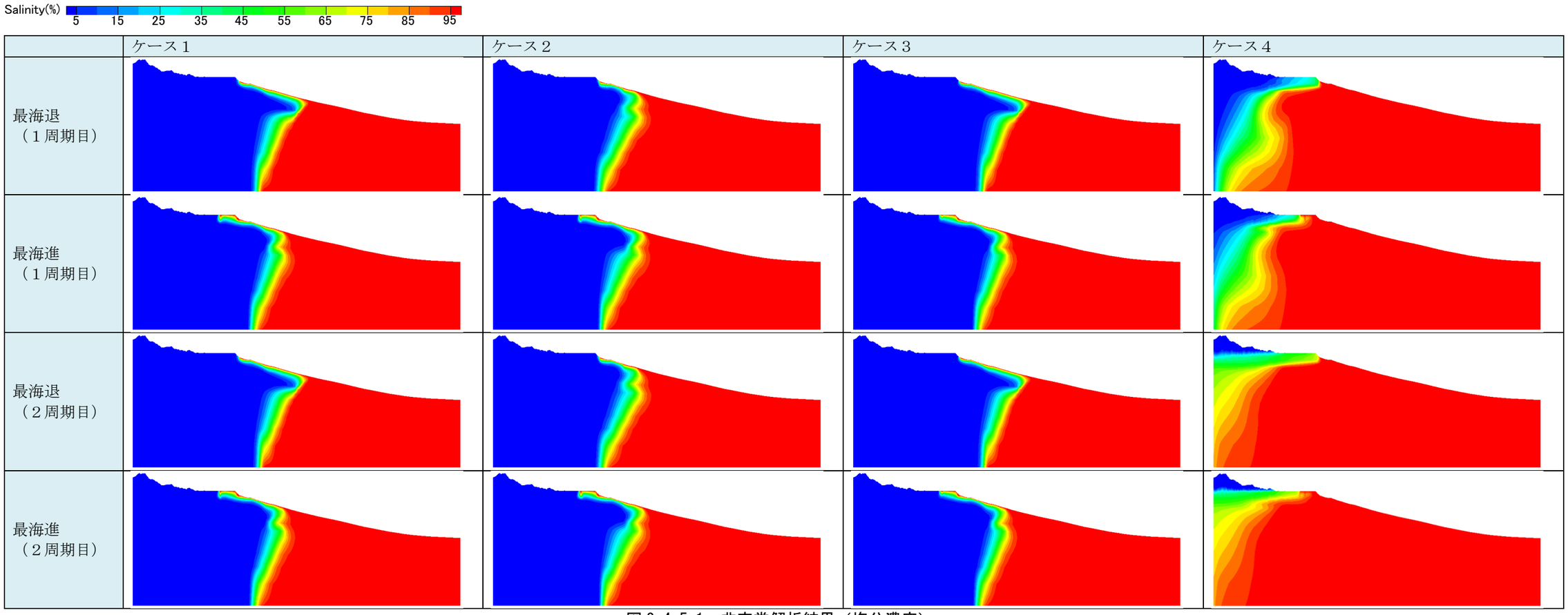


図 3-4-5-1　非定常解析結果（塩分濃度）

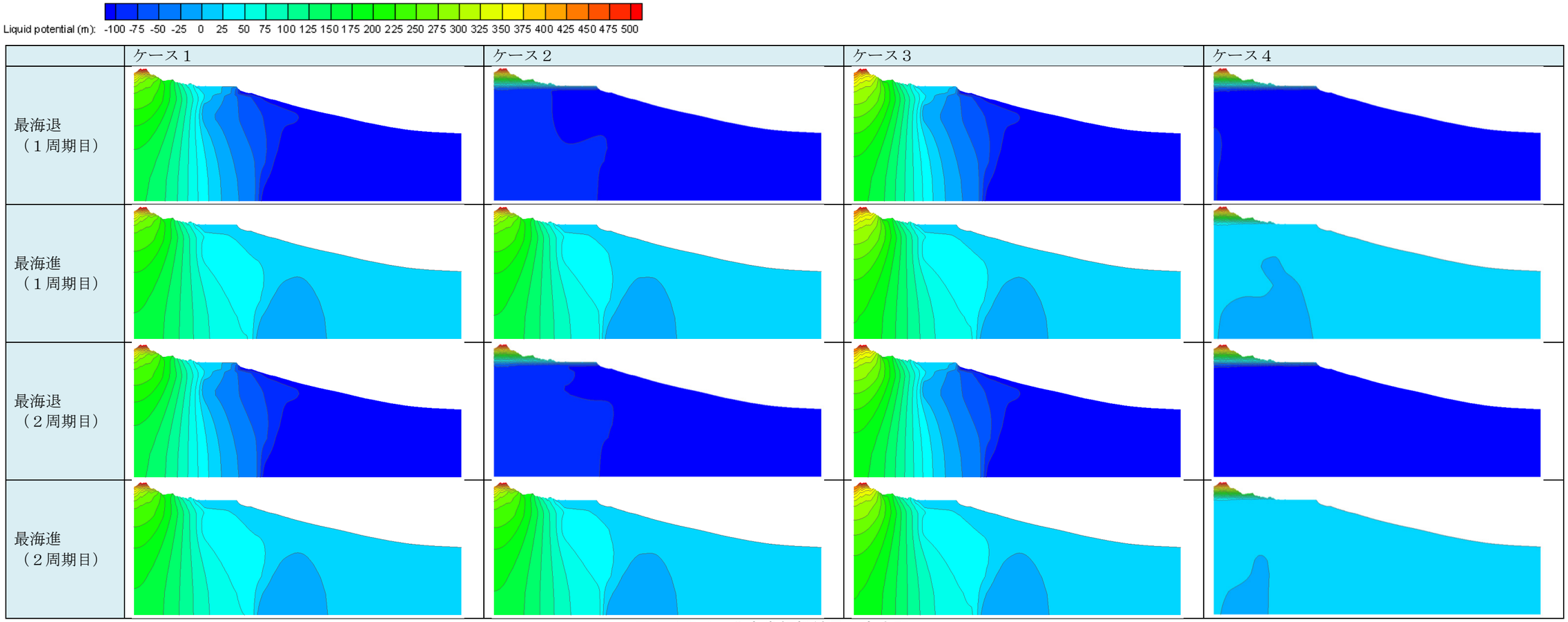


図 3-4-5-2　非定常解析結果（全水頭）

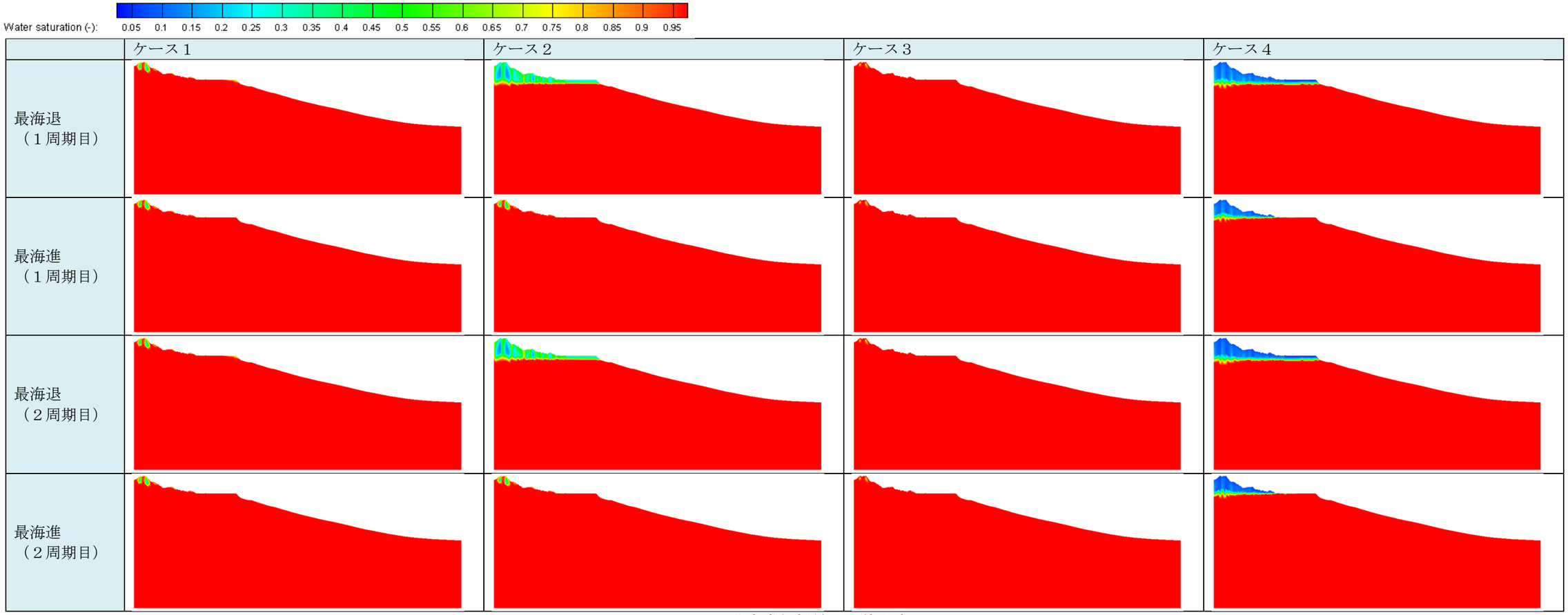
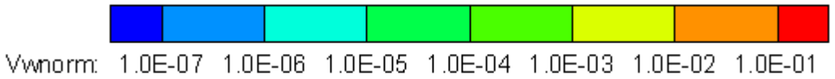


図 3-4-5-3　非定常解析結果（飽和度）



Vnorm [m/day]

* 図中黒線は、塩分濃度が 50%の等高線

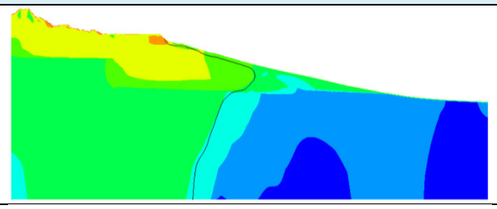
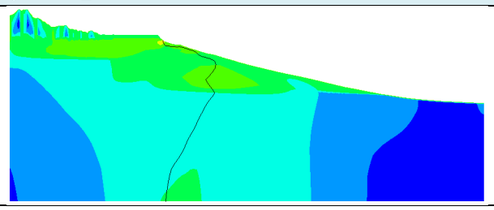
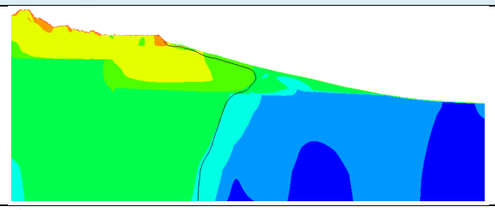
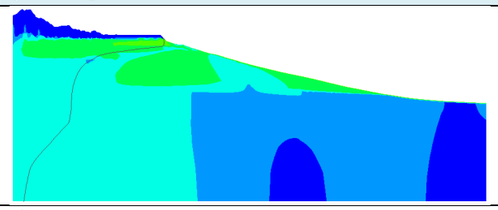
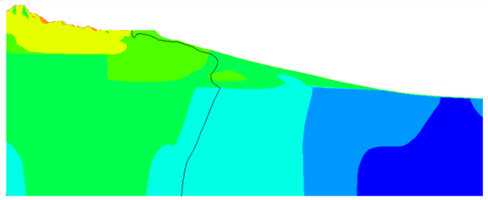
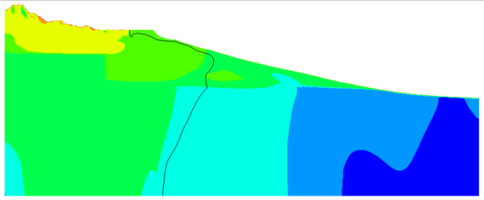
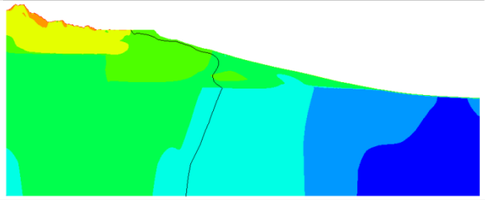
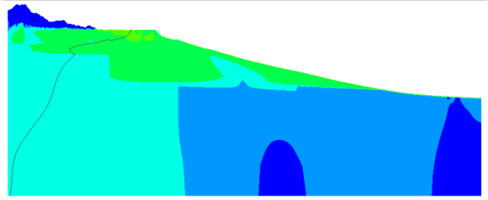
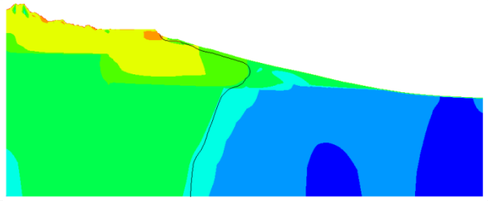
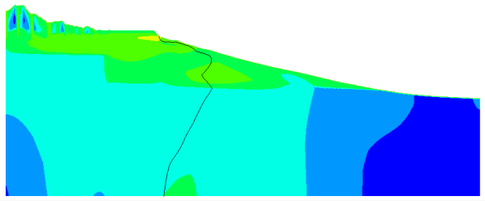
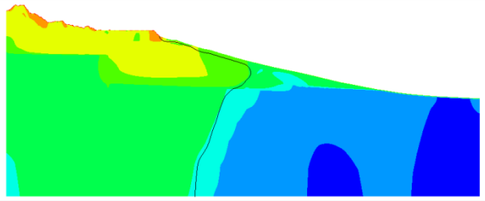
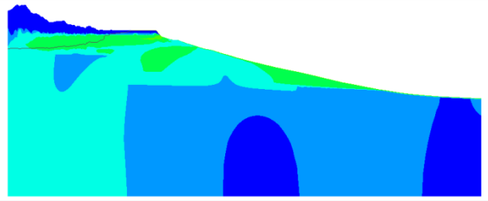
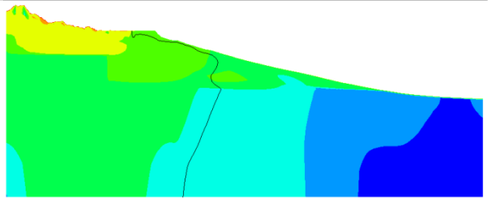
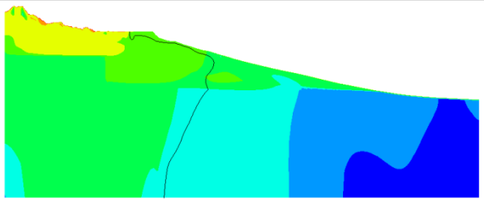
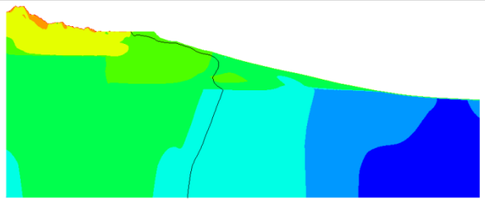
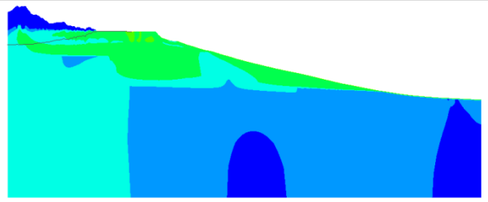
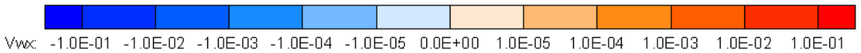
	ケース１	ケース２	ケース３	ケース４
最海退 （１周期目）				
最海進 （１周期目）				
最海退 （２周期目）				
最海進 （２周期目）				

図 3-4-5-4　非定常解析結果（ダルシー流速；ノルム）



* 図中黒線は、塩分濃度が 50%の等高線

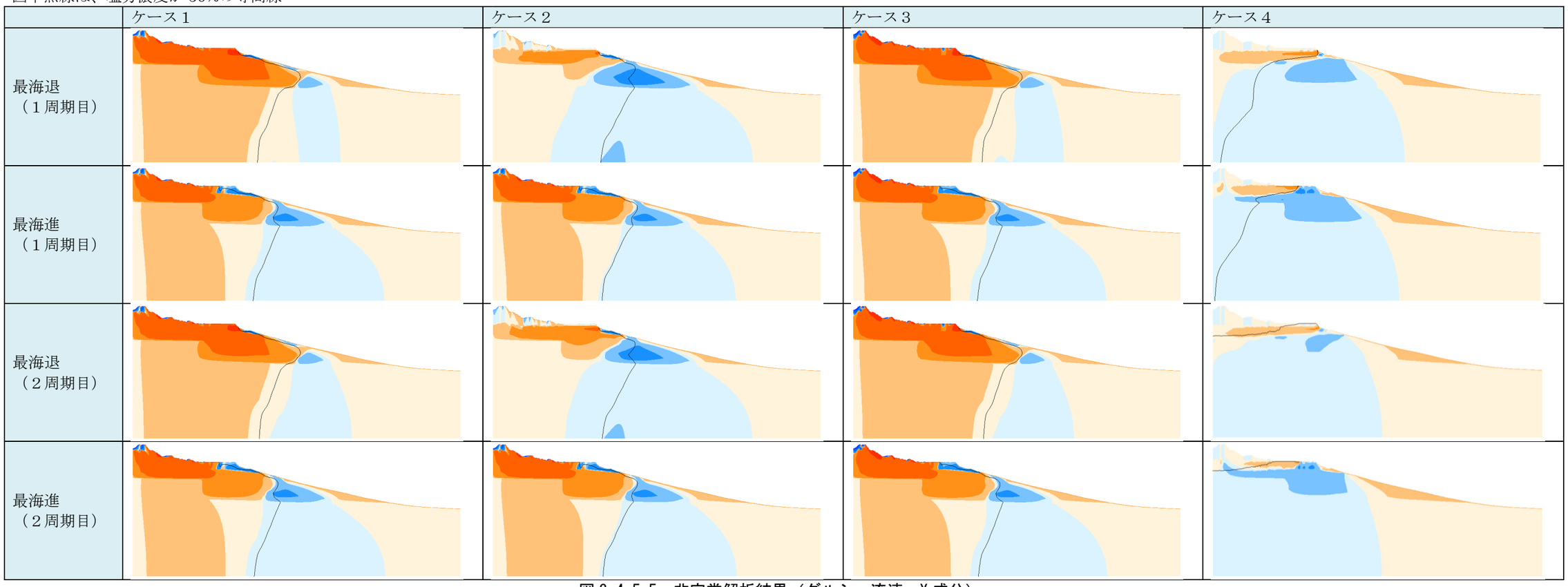
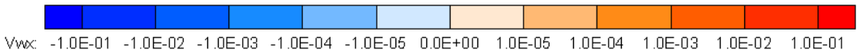


図 3-4-5-5　非定常解析結果（ダルシー流速；X 成分）



* 図中黒線は、塩分濃度が 50%の等高線

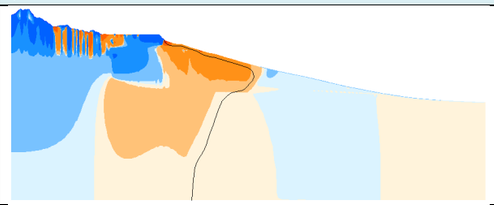
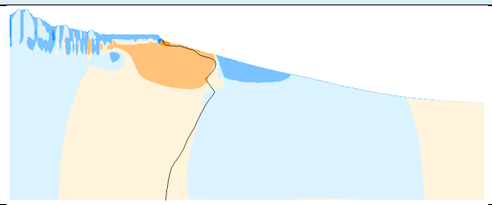
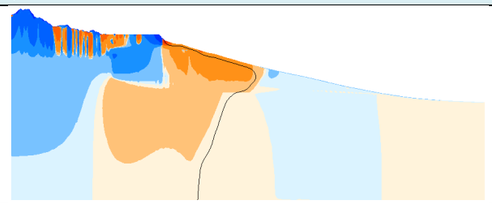
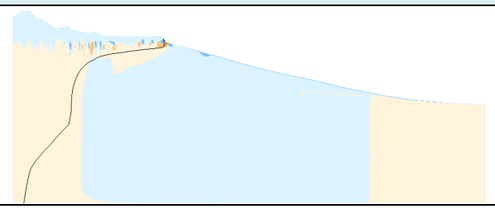
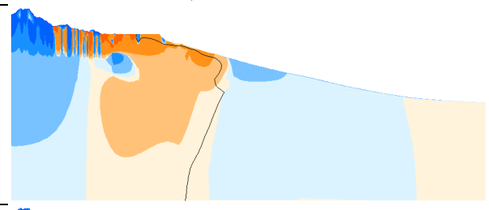
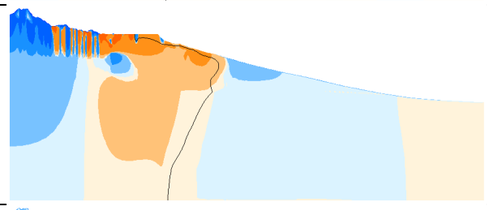
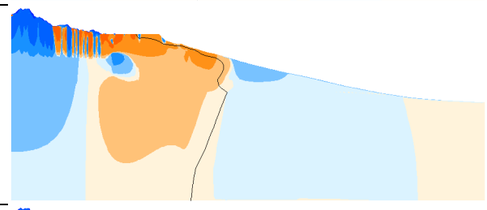
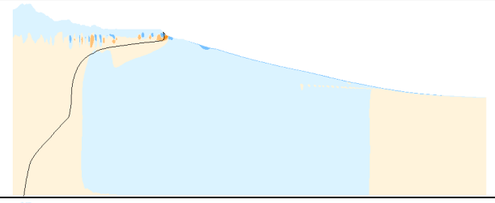
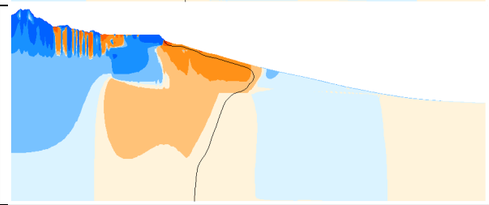
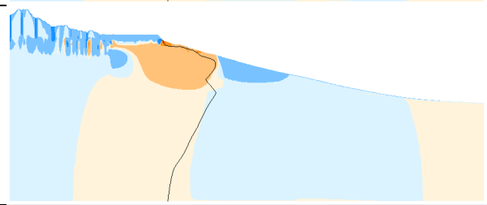
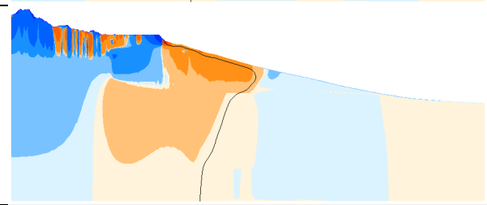
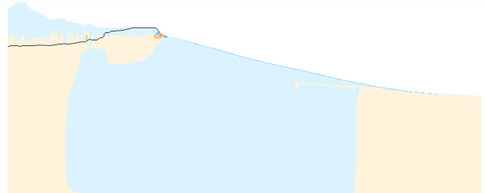
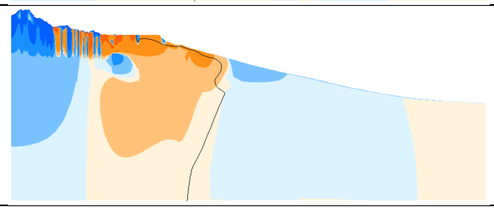
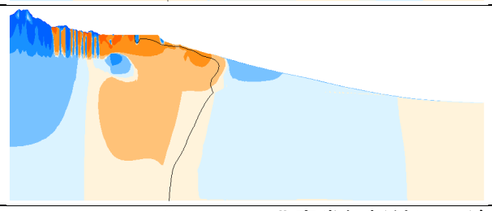
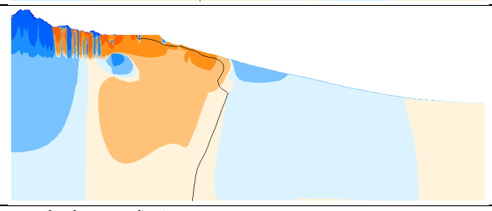
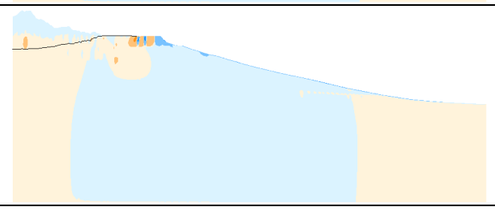
	ケース１	ケース２	ケース３	ケース４
最海退 （１周期目）				
最海進 （１周期目）				
最海退 （２周期目）				
最海進 （２周期目）				

図 3-4-5-6　非定常解析結果（ダルシー流速；Z 成分）

3-4-6　沿岸域を対象とした地下水流動解析における定常解析と非定常解析の適用性における検討

本章では、沿岸域を対象とした非定常解析と定常解析の対比のため、最海退時における地下水流動を再現する定常解析を行った。これを前章で実施した非定常解析のケース 1 と比較することにより、地下水流動解析における定常解析と非定常解析の適用性について検討を行った。

3-4-6-1　最海退時の海水位を想定した定常解析

（1）解析条件

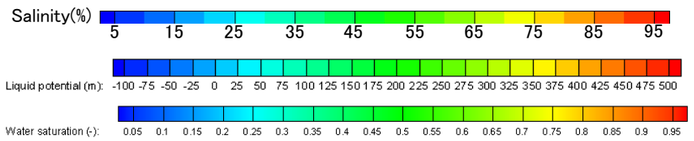
定常解析の境界条件は 3-4-4 節を参考に設定した。ただし、海水位については、3-4-5 の非定常解析における最海退時のもの（標高－120m）を適用し、透水係数は 3-4-4-3 におけるキャリブレーション後の設定値とした。解析に用いた透水係数に表 3-4-6-1 に示す。

表 3-4-6-1　解析に用いた透水係数

水理地質構造	水理定数　初期設定値		
	水平方向の透水係数 kh [m/s]	鉛直方向の透水係数 kv [m/s]	有効間隙率 n_e [-]
表土・新期火山灰	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-4}	0.40
沖積砂礫	2.0×10^{-6}	2.0×10^{-6}	0.20
古富士泥流堆積物	1.0×10^{-6}	1.0×10^{-8}	0.10
水理基盤岩-1（更新世堆積岩）	1.0×10^{-6}	1.0×10^{-7}	0.15
水理基盤岩-2（新第三紀堆積岩）	1.0×10^{-8}	1.0×10^{-8}	0.05

(2)解析結果

上記の条件で行った定常解析と前章で実施した非定常解析のケース 1 の一周期目の最海退時、二周期目の最海退時の解析結果について、全水頭分布、飽和度分布、ダルシー流速分布を図 3-4-6-1、図 3-4-6-2 に示す。



Liquid potential (m)

Water saturation (-)

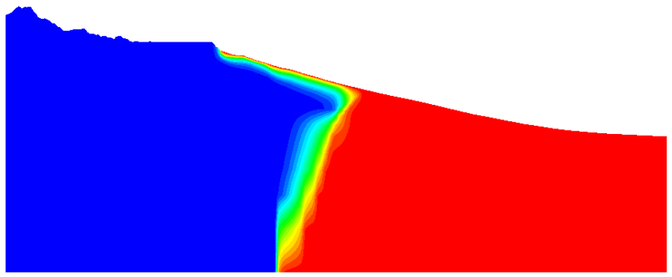
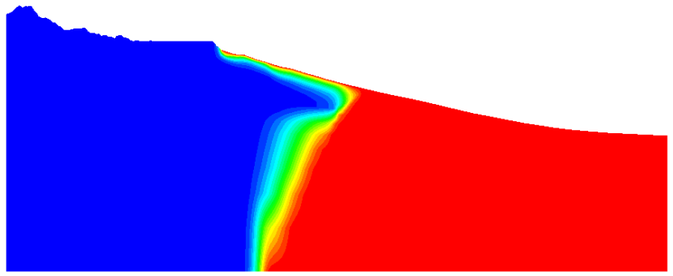
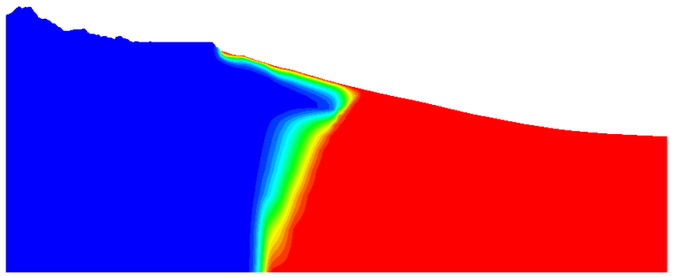
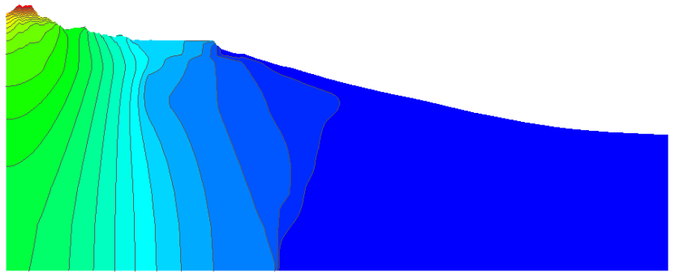
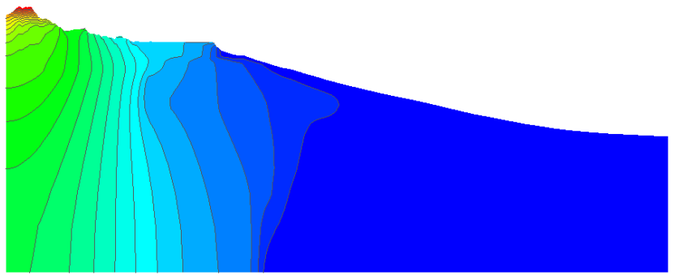
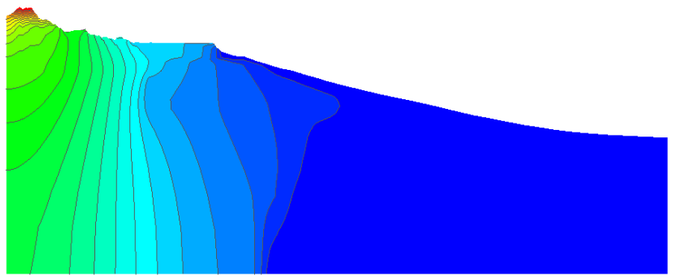
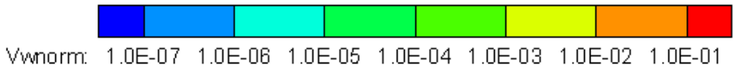
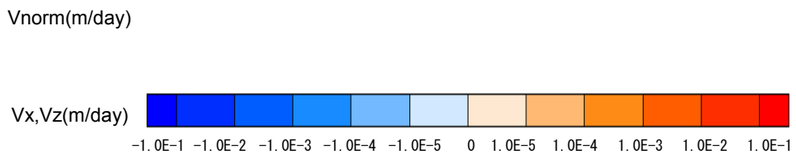
	定常解析	非定常解析（ケース１_最海退１周期目）	非定常解析（ケース１_最海退２周期目）
塩分濃度			
全水頭			
飽和度			

図 3-4-6-1　最海退時の定常解析と非定常解析（１周期目と２周期目の最海退時）の塩分濃度、全水頭、飽和度





* 図中黒線は、塩分濃度が 50%の等高線

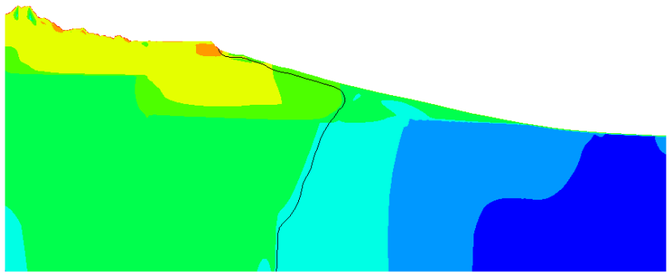
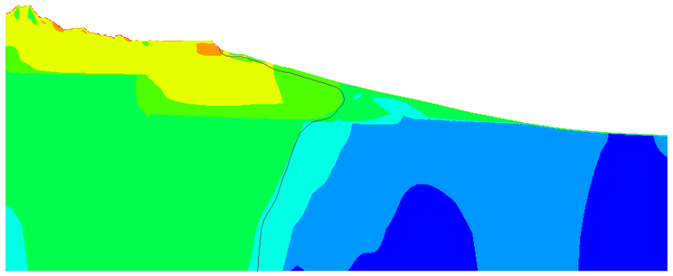
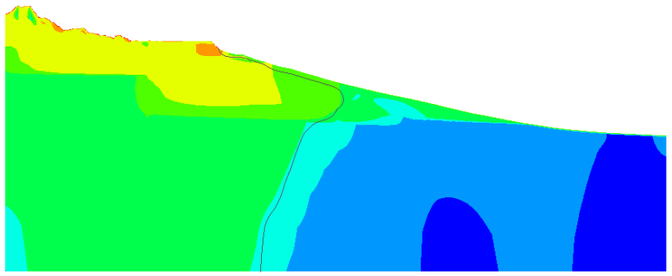
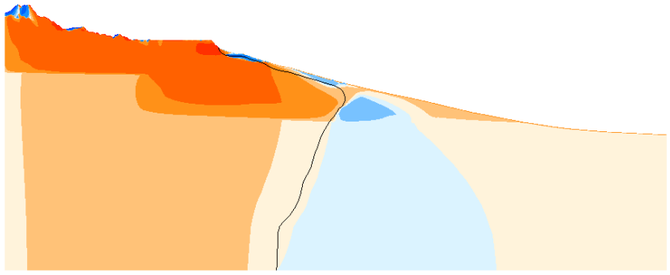
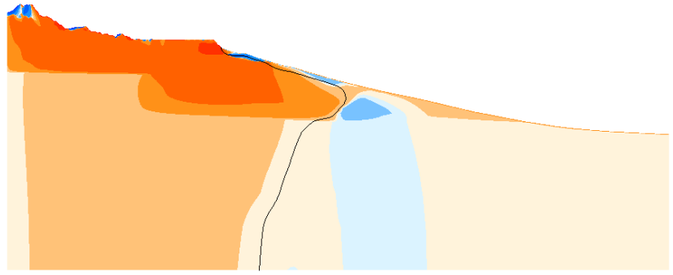
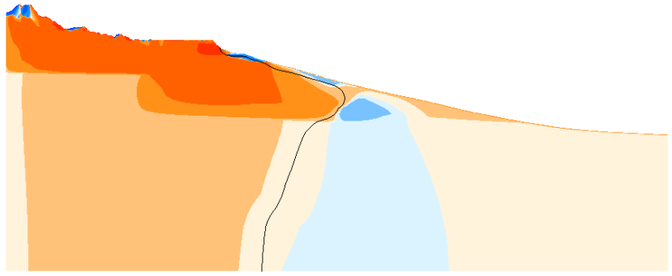
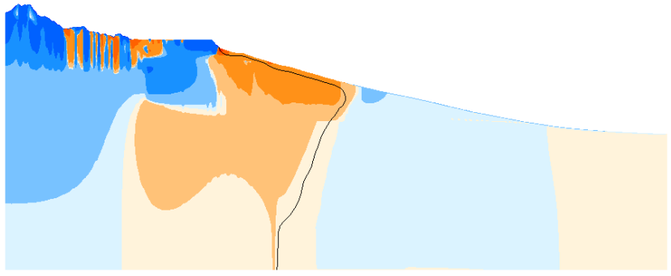
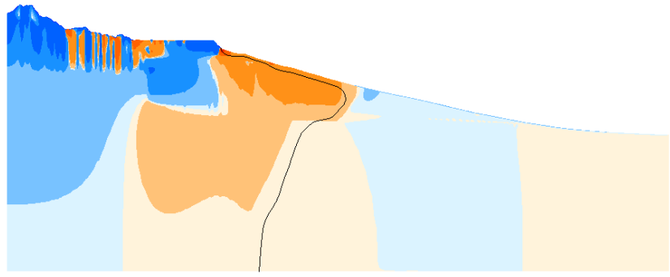
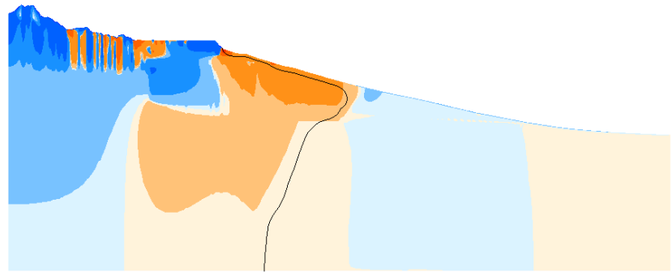
	定常解析	非定常解析（ケース１_最海退１周期目）	非定常解析（ケース１_最海退２周期目）
ダルシー 流速ノルム			
ダルシー流速 X 方向分布			
ダルシー流速 Z 方向分布			

図 3-4-6-2　最海退時の定常解析と非定常解析（１周期目と２周期目の最海退時）の流速分布

3-4-6-2　非定常解析結果との比較

前節で得られた 1 周期目および 2 周期目の最海退時の定常解析の結果と、対応する非定常解析の結果について以下のとおり比較した。比較の対象は、全水頭、塩分濃度、ダルシー流速とし、それぞれ非定常解析の結果と定常解析の結果の差を指標とした。なお、比較対照となる非定常解析は 3-4-5-2 のケース 1（現在と同じ涵養量を陸域に与え続けたケース）とした。図 3-4-6-4 に非定常解と定常解の差分をコンター図にしたものを示す。なお、図中に示した紺色の線は定常解析、桃色の線は非定常解析の 1 周期目最海退時、赤色の線は非定常解析の 2 周期目最海退時における塩分濃度が海水の 50%の等値線であり、およその塩淡境界の位置を表している。図 3-4-6-3 に各ケースで塩淡境界の位置を比較した図を示す。これを見ると水理基盤岩-1（更新世堆積岩）が分布している標高約－1000m 以浅では全ケースで一致していることがわかる。これは、標高－1,000m 以浅の範囲では海水準変動や涵養に伴う動水勾配の変化が生じても、短い時間でほぼ定常状態に達することを意味する。逆に標高約－1,000m 以深では定常状態に到達しておらず、非定常解では塩淡境界が陸側にある。

本検討では定常に到達した領域としない領域の境界が標高－1,000m 付近になっていたが、この深度は水文地質条件によって変化しうる。特に沿岸域深層が低透水性になる場合は、必ずしも現在の環境が定常状態での状況を示しているとは限らないことに留意すべきである。

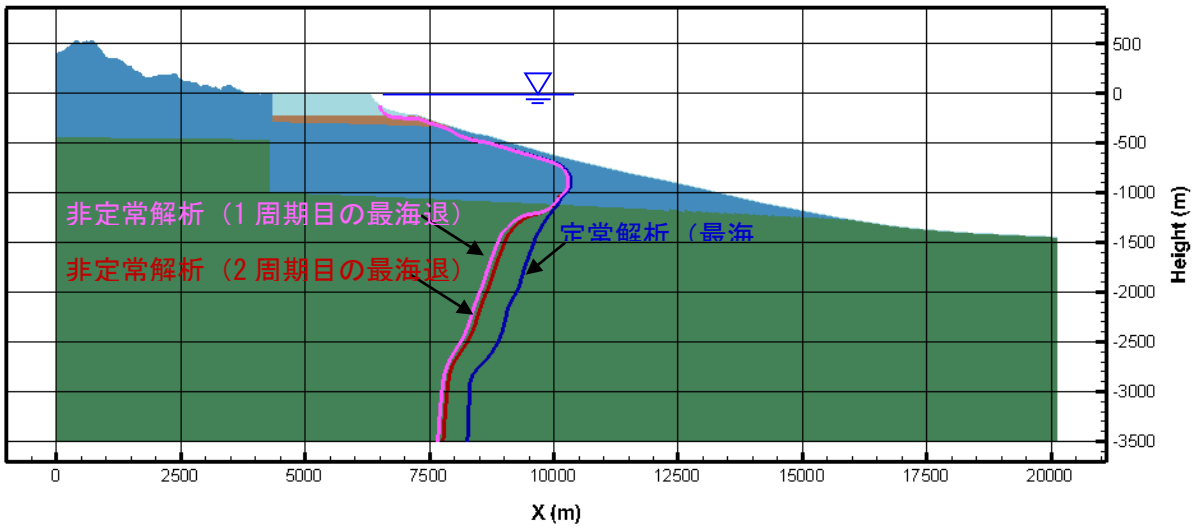
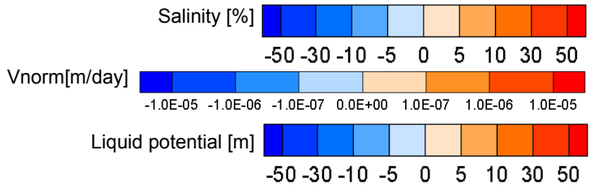


図 3-4-6-3　非定常解析と定常解析の最海退時における塩分濃度 50%の等高線



* 差分は非定常解 – 定常解で計算している。赤系統の範囲は非定常解が定常解より大きく、青系統の範囲は定常解が非定常解より大きい。
* 図中の紺色の線は定常解析、桃色の線は非定常解析のそれぞれの時間断面における塩分濃度が 50%の等高線

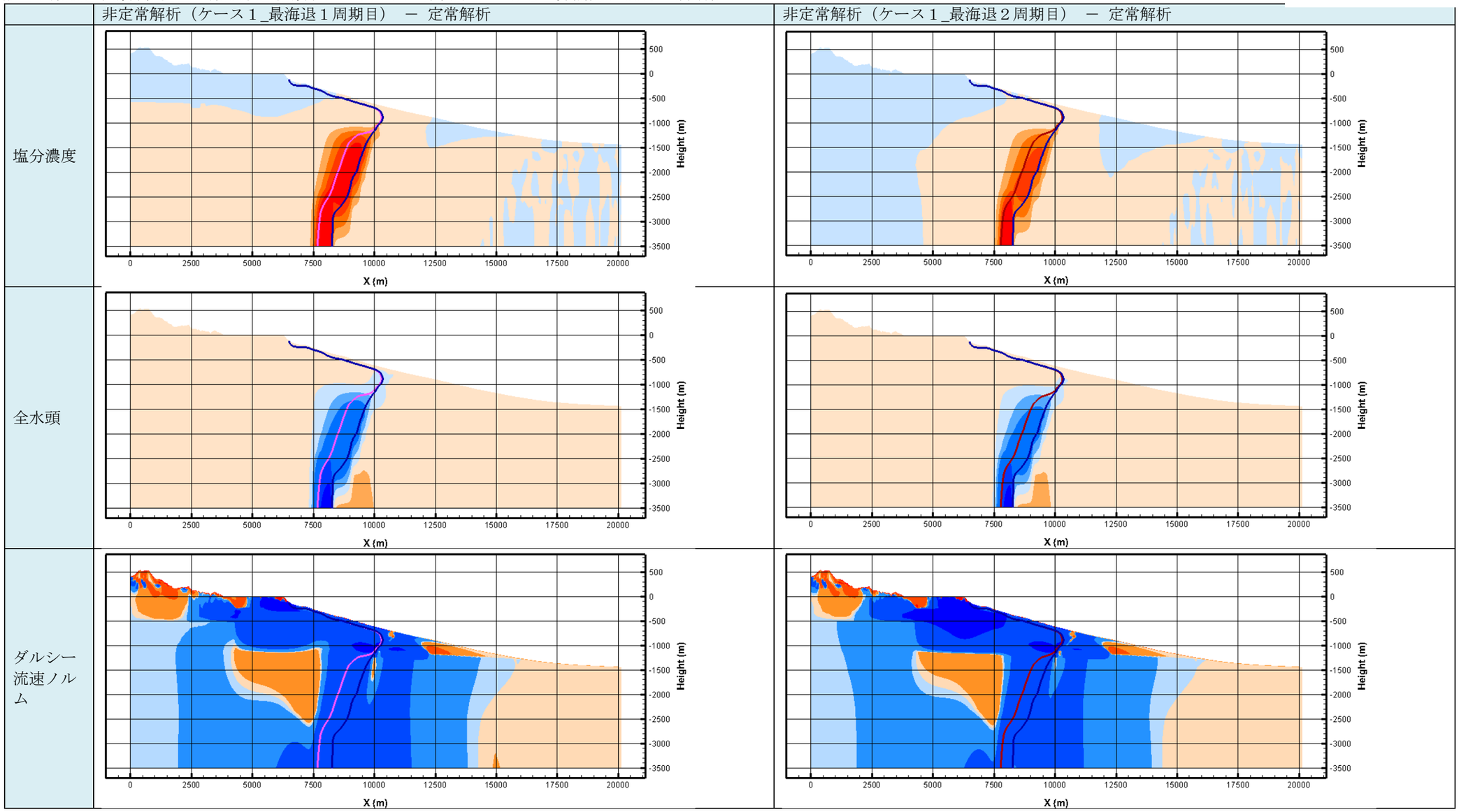


図 3-4-6-4　非定常解析結果（塩分濃度）

3-4-7　まとめ

昨年度構築した地質構造モデルから地下水流動方向を推定した。このモデルを用い、調査から得られた塩分濃度にフィッティングするように透水係数を対象としたキャリブレーション解析を実施し、その後、海水準変動を考慮した長期非定常解析における涵養量の影響について調査した。今まで述べてきたように、今回の計算は本年度調査の結果が得られる前の成果である。そのため、本節（3-4）は NUMO（2011）が示した、概要調査において行われる地質環境モデルの再構築の過程と考えることができるだろう。

3 次元流跡線解析モデルでは、SKB 孔や FGB 孔の約 150m 深にて得られる地下水の涵養域は大丸山となった（図 3-4-3-1）。これは既存の文献や昨年度までの調査結果から流動解析によって求められたものである。一方、3-1～3-3 節までの野外調査結果から明らかなように、当該地点の地下水の涵養域は富士山南麓斜面であり、この成果を受けて、今後、地質環境モデルは大幅にリバイスされることになる。見方を変えれば、この食い違いは野外調査の行われていない段階での地下水流動解析結果が、陸域調査および沿岸域のボーリング調査によって、いかに精度が高まったのかを示す好例といえる。一方、今回得られた 3 次元流跡線解析モデルの結果からは、例えば大丸山近辺の涵養量を低くすることによって、富士山方面からの流線が掘削地点に到達することを推測することができる。このように地質環境モデルの繰り返しの作成により、地域の水文地質に係る新たな知見を得ることができるであろう。

3-4-4-2 では、古富士泥流堆積物の鉛直方向の透水係数を変化させた計算をおこなった。駿河湾の海域調査では海域の水深 325m においてスパイク状の塩分低下が確認されており、海底湧出地下水のシグナルと考えられている。一方、この水深 150m を超えるような海底湧出地下水は、現在までに得られている図 3-3-3-14 のモデルでは説明ができない。図 3-4-4-4 の結果は、このような海底湧出地下水が低透水層によって存在しうることが示されたものと考えられ、これはサイドスキャンソナーやサブボトムプロファイラーで得られた

散乱記録から推定した、ある深度領域に帯状に分布する海底湧出地下水群の要因とも関連している可能性がある。

非定常解析では、現在の降雨涵養量を基に、4 ケースの非定常解析を実施した。降雨境界を変更することで塩淡境界は超長期的に変化するが、内陸部の塩分濃度分布も変化していることが注目される。すなわち、塩淡境界の位置と動態を正しく評価するためには、背後にある淡水地下水の流動を正しく評価する必要がある、ということである。今後、内陸部でコア採取ボーリングを行い、間隙水の化学的特性のプロファイル等を得ることによって、陸域地下水の流動をより正確に把握することができ、ひいては、それが塩淡境界の動態をより正しく予測することにつながるだろう。

参考文献

GETFLOWS：URL：http://www.getc.co.jp/software/aboutgetf/

TECPLOT：URL：http://www.tecplot.com/products/tecplot-focus/

日本地下水学会(2010)：地下水シミュレーション これだけは知っておきたい基礎理論、技報堂出版、 p.89

地盤工学会(2002)：地盤工学・実務シリーズ 15「土壌・地下水汚染の調査・予測・対策」、地盤工学会、 p.103

Spitz、K. and J.Moreno(1996)

日本地下水学会(2010)：地下水シミュレーション これだけは知っておきたい基礎理論、技報堂出版、 pp.94-96

国立天文台(2004)：理科年表平成 16 年版、 p.610、 丸善

国立天文台(2004)：理科年表平成 16 年版、 p.370 「食塩」の密度、 丸善

NUMO（2011）：概要調査計画立案の基本的考え方．NUMO-TR-10-08、42p.

F.Durbiano and E.Orrù、et al (2014)：Report of key comparison CCQM-K105、Electrolytic conductivity at 5.3 S m－1 Final Report.

3-5　沿岸域調査の総合解析

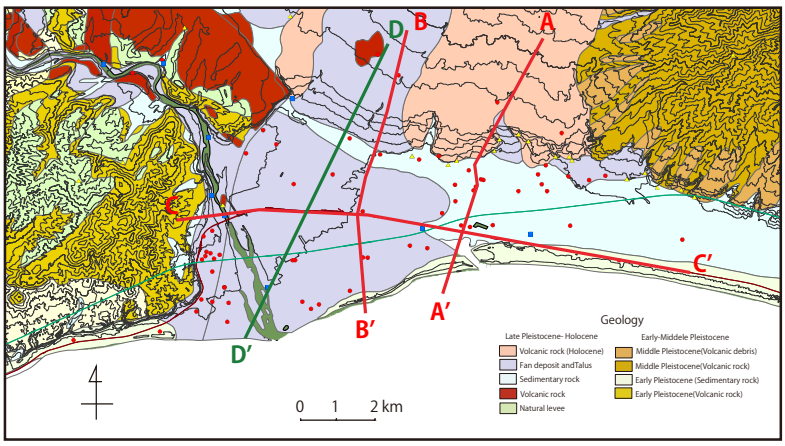
海域地質環境調査確証技術開発は平成 25 年より始まり、本年度まで陸域、沿岸域、海域での調査を行ってきた。従来、地下水調査は陸域のみで実施されたものが大半であり、海と陸の接合部である沿岸域の深層地下水については調査例が少なく、さらに海域の調査から沿岸域の水文地質を明らかにしようという試みは皆無であった。本事業は本年度が最終年度となるため、ここでは得られた結果を元に、改めて陸域から海へ至るまでの地下水流動についてまとめる。

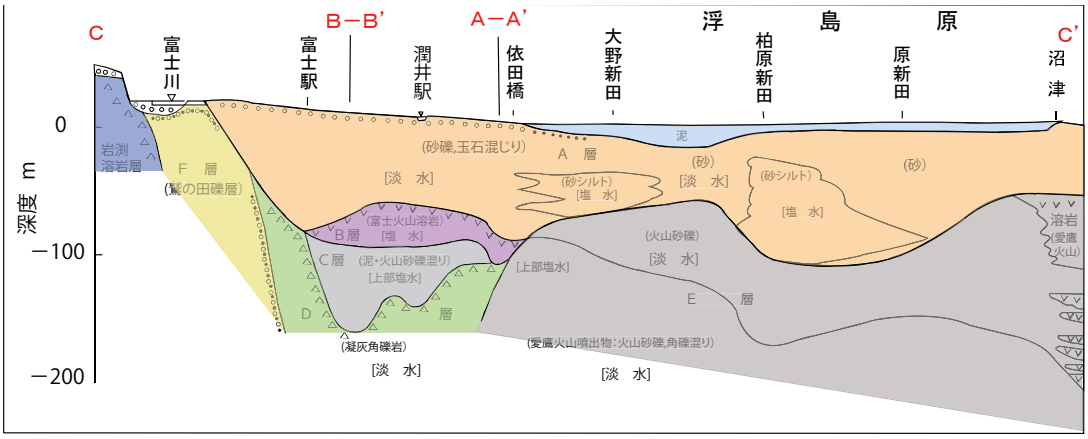
3-5-1　富士山南麓－岳南地域の地下水流動系

富士山南麓から岳南地域の地質断面図は村下（1982）によって示されている（図 3-5-1-1）。測線 A－A’および B－B’より、岳南地域の海側は扇状地堆積物の粗砂、玉石、シルトが堆積しており、その下位に新富士火山溶岩層と古富士泥流が続く。C－C’断面で示されているように富士川付近には鷺の田礫層相当層が分布すると考えられているが、富士川河口部では扇状地堆積物が厚く堆積する（3-3-1）。本節では、村下（1982）の A－A’、B－B’断面よりも西側の測線 D－D’（図 3-5-1-1）に沿った、地下水流動や塩淡境界の分布について述べる。

D－D’断面の地下水流動の概念図は図 3-5-1-2 のように表される。富士市市街地がある平坦部にもたらされた浸透・涵養した雨は、そのほとんどは約 60m 以深まで流動することができず、水平方向に海に向かって流動すると考えられる（①）。これは、その下位に位置する帯水層が被圧されていることによる（②および表参照）。これを水質の面から裏付

けているのが図 3-5-1-3 である。溶存酸素（DO）は地表から 60m 深までは深度方向に低下するが、60m 以深になると 8 mg/L を超える地点が卓越する。地下水面以下には酸素（O_2）の供給源はないと考えられるため、これらの地下水は浅層とは別の涵養域を持つと考えられる。60m 以深の被圧地下水の $\delta^{18}O$、δD は深度方向に軽くなる傾向がある（3-1）。すなわち、南山麓斜面から平坦部にかけては涵養域が高い地下水ほど深層を流動し、層状の流れを形成していることになる。これら地下水の涵養域は高標高に及ぶと考えられるが（③；3-1）、このように涵養域が高標高域であっても地下水が高い DO を示すことは、地下水が粗粒かつ有機物の少ない堆積物中を急速に流動していることを示唆する（④）。同様のことは水温の鉛直分布からも認められる（図 3-1-3-3）。





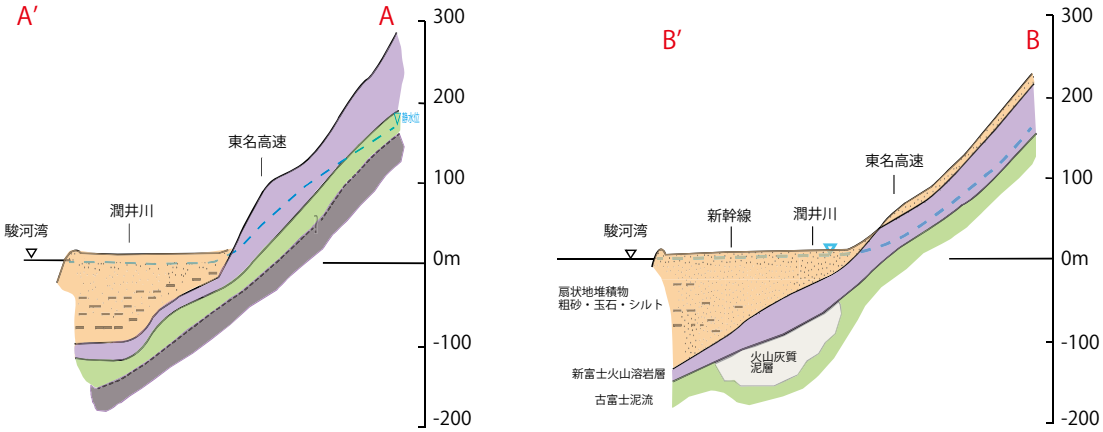


図 3-5-1-1　研究地域の地下地質断面（村下，1982、一部簡略化）

測線 D-D’ を加筆した。

	実施深度(GL-m)	平衡水位 (TP +m)	透水係数 (m/s)
SKB	40.96 ~ 43.00m	0.74	5.72×10^{-5}
	57.10 ~ 58.60m	1.34	7.27×10^{-5}
	76.20 ~ 78.50m	3.74	4.30×10^{-5}
	94.60 ~ 96.65m	3.55	2.73×10^{-5}
	142.73 ~ 144.78m	2.92	9.22×10^{-6}
	172.48 ~ 174.53m	0.50	1.69×10^{-5}
	179.14 ~ 184.25m	0.56	
	235.51 ~ 238.85m	0.46	1.20×10^{-5}
	295.51 ~ 301.50m	1.57	1.20×10^{-5}
FGB	150.83~157.33m	3.55	4.84×10^{-5}

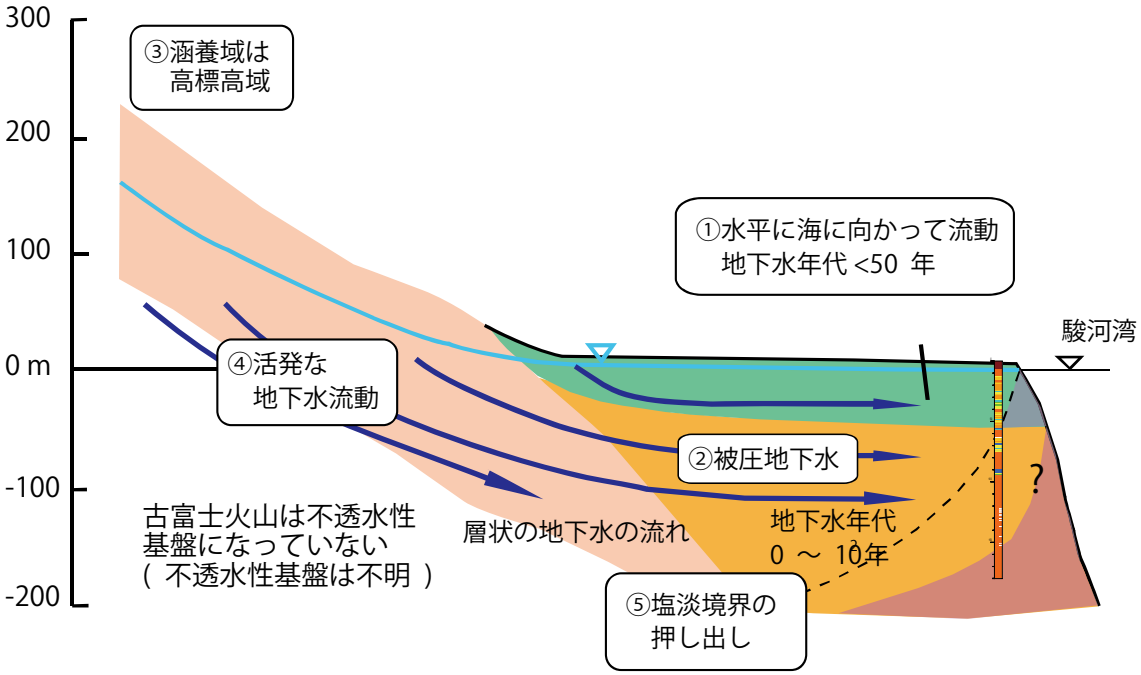


図 3-5-1-2　地下水流動の概念図

塩淡境界が浅層と深層に分かれているのは（図 3-3-3-2)、SKB 孔の深度 60～120m に見られる活発な地下水流動によって塩淡境界が海側に押し出されているためと考えられる。塩淡境界の詳細については 3-5-2 参照。

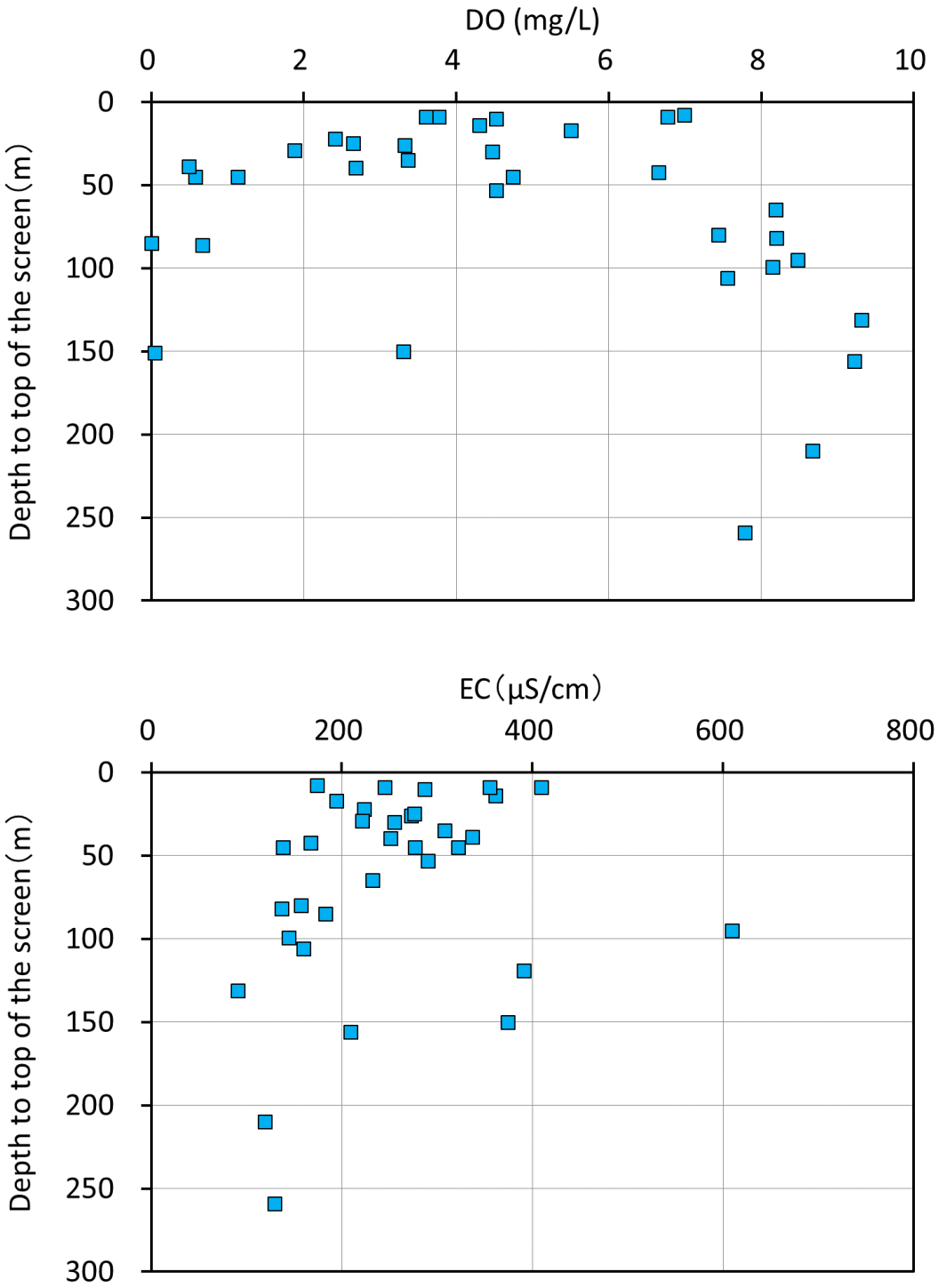


図 3-5-1-3　岳南地域周辺の標高 200m以下で得られた地下水の溶存酸素（上）と電気伝導度率の鉛直分布（下）

一般に地下水の温度は地温勾配（と移流の影響）によって深層に向かって上昇するが（Stallman,　1963)、本地域では深度方向に低下する。これは熱伝導の影響が地下水温に顕著に現れる前に、絶えず新しい地下水が流入してくる（帯水層内の地下水が新しい水に入れ替わっている）ためと考えられる。以上のように、本地域には 60m 以浅とそれ以深の 2 つの地下水流動系が存在すると考えられる。

^{3}H の分析結果より、ほとんどの 60m 以浅の淡水地下水の年代は 50 年未満と判断されるが（図 3-1-3-3)、その電気伝導率は深層よりも高い（図 3-5-1-3)。上述の通り、富士市の 60m 以深では富士山から流動してきた酸素を含む電気伝導率の低い地下水が分布しているが、水理水頭が高いために市街地で涵養された地下水の下方への流動が防がれている。これらは富士市の深層地下水の地下水水質を良好に保つ役割を果たしているだろう。

本地域の井戸深度は 9～320m であるため、村下（1982）の断面を考慮すると、一部の井戸は古富士泥流以深を採取深度にしていると考えられる。170m 以深の井戸から得られた全ての地下水からは ^{3}H が検出されていないが、^{4}He 濃度や水質を考慮すると地下水年代が極端に古いとは考えにくい（3-3-4-2)。これらの地下水は、地下水年代は 0～10^{2} オーダーと推定されるが、正しい年代評価のためにはさらなる調査が必要である（3-3)。

3-5-2　岳南地域－沿岸域の地下水流動

塩淡境界から海底にかけての淡水地下水および塩水は、図 3-5-2-1 のように分布していると推定される。SKB 孔では 57～125m 深に高比抵抗領域が存在するが（3-3-3-3）、この領域では地下水の溶存成分が低い（図 3-3-3-2）。さらに水理水頭も高いことを考えると（図 3-5-1-2）、この領域では富士山体からの活発な地下水の供給があり、塩淡境界を海側に押し出していると考えられる（図 3-5-1-2 の⑤）。

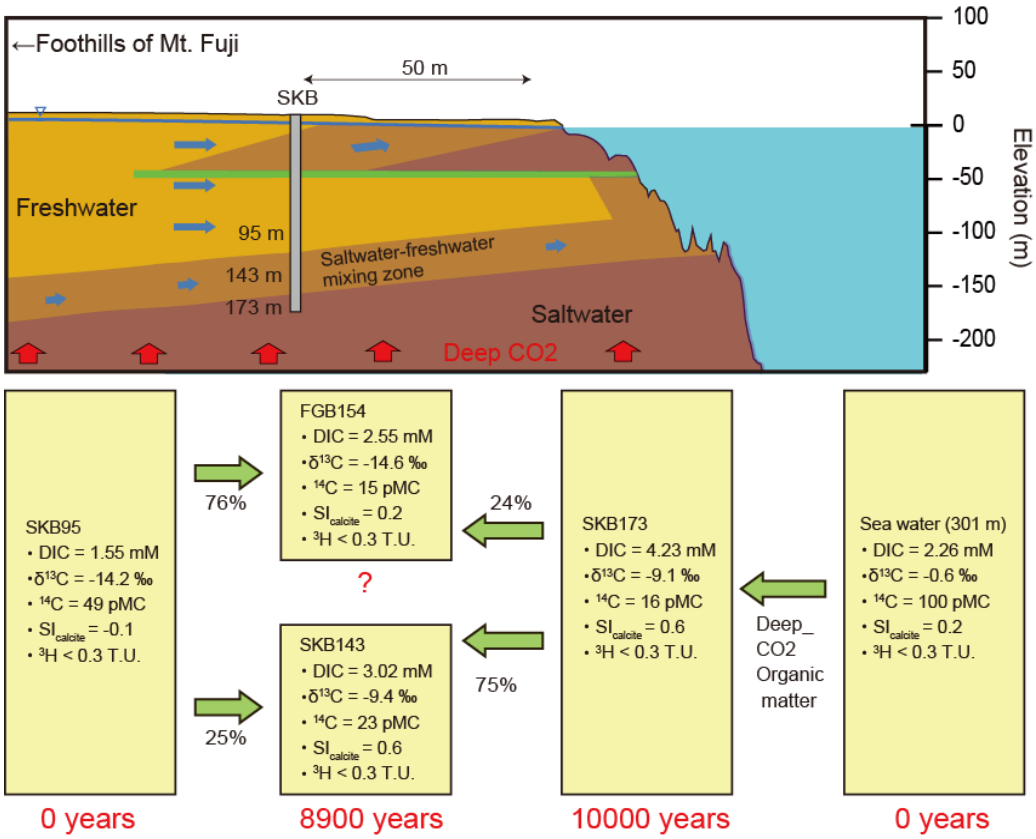
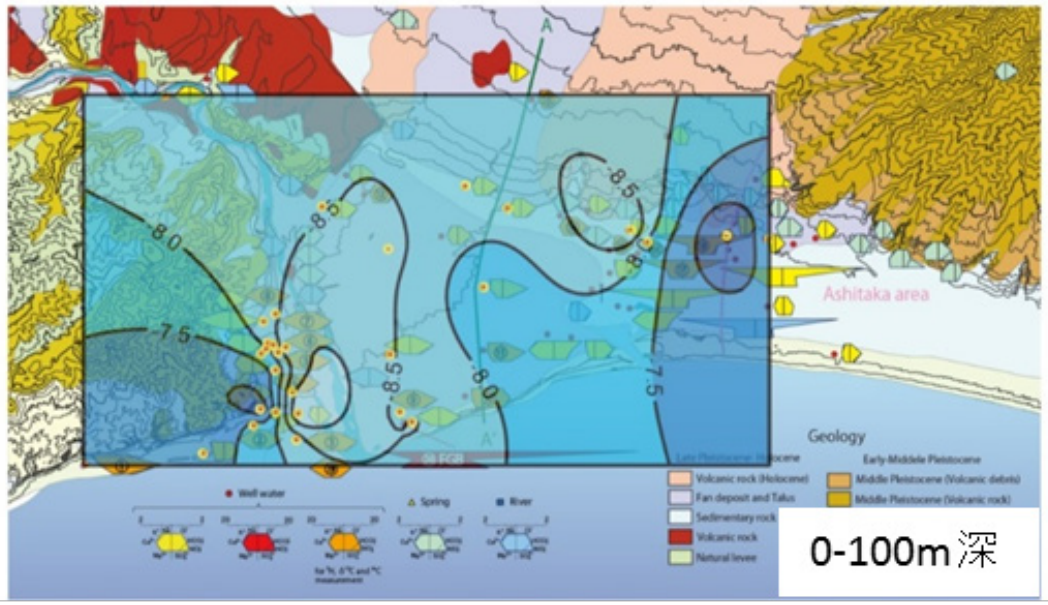


図 3-5-2-1　塩淡境界周辺の淡水地下水及び塩水の分布と地下水の流れ

海域調査結果より、陸域地下水の海底への流出部についてはある程度の幅をもつと考えられる。

。



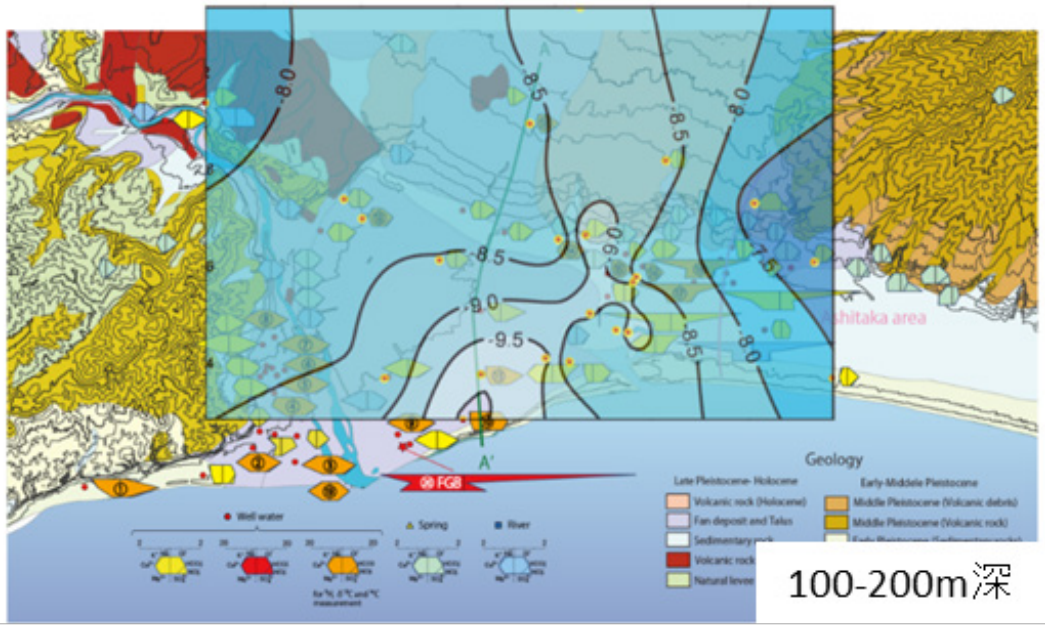


図 3-5-2-2　塩淡境界に沿って上昇する地下水

スクリーンの上端が 0～100m の井戸から採取した地下水（上）と 100～200m 深（下）

の $\delta^{18}O$（‰）

この領域の地下水年代は 0～10^2 オーダーと推定されているが（3-1-6）、一方で、SKB 孔の 172.48～174.53m から得られた塩水の ^{14}C 年代は約 10000 年と算出されている（3-3-3-4）。このように両者の年代が 2 オーダー異なっていることは、塩水が淡水地下水と比較して極めて動きにくいことを意味する。このような条件では、淡水地下水は塩淡境界付近で上昇するだろう（図 3-5-2-1）。陸域地下水の $\delta^{18}O$ の水平分布は全体的に深層にて軽くなっており、沿岸域周辺では特に軽い同位体比が認められるが（図 3-5-2-2）、この結果は上記の上昇流を考えると説明が可能である。

なお、SKB 孔や FGB 孔の塩淡境界の水の Cl^- 濃度から、これらの淡水部分の $\delta^{18}O$ を求めると約－11‰以下となる（図 3-3-3-4）。岳南地域の淡水地下水の $\delta^{18}O$ は地表～250m 深まで深度方向に軽くなるが、－11‰以下の地点は確認されていない（3-1）。そのため、塩淡境界の形成には、より深層の地下水が関与している可能性がある。

3-5-3　沿岸域－海への流出

海域調査（3-2）では地下水の流出域となる、沿岸域海側にて調査を行い、以下の 2 つの事実を得た。

・海域調査のサイドスキャンソナーやサブボトムプロファイラーによる調査によれば、海面下 100～200m 深にて散乱領域が直線状に分布しているだけでなく、この領域にて低塩分濃度が認められた。また、海面下 50～160m の底層海水にも ^{222}Rn が高い地点が存在した（3-2）。この結果を考慮すると、淡水もしくは塩淡境界の海底湧出地下水の湧出部は、ある程度の幅があると推定される（図 3-5-2-1）。

・田子の浦周辺の ROV 調査では、海底の崖地形上部にて海底湧出地下水の存在が確認され、海底湧出地下水の淡水部分の $\delta^{18}O$、δD は陸域地下水との連続性を示唆した（3-2）。この崖地形は、溶岩の末端、最終氷期の海岸線、海底地すべりの痕跡などの可能性がある。これは海底湧出地下水が、ある特定の深度から湧出するケースであると考えられるが、散乱領域がほぼ一直線状に並ぶという事実や、それとほぼ同深度に存在する崖地形の存在は、地下水の流れが海底地形に影響を及ぼしているか（崖地形が海底地すべりの場合）、溶岩流や第四系の基底礫層などが海底湧出地下水の存在に影響を及ぼしている可能性を示すものである。

以上の結果は、地質構造、地下水流動、海底地形、海底湧出地下水に何らかの関連があり、海域調査から陸域の地下水流動を把握できる可能性を示したという点で大きな成果といえるが、本手法を別の地域にて適用可能かどうかについては、いまだ不確実な部分も多い。今後は海域調査の有効性をさらに検討するために、限定した範囲で集中的な調査を行う必要があるだろう。特に課題となるのは、以下の 2 点である。

・富士山麓では溶岩流が地下水のパスになっていることはしばしば報告されている（例えば土，2004）。海底崖地形が溶岩流の末端だとすると、崖地形上部から湧出しているという観測結果と地質断面図（図 3-5-1-1）との関連を説明しやすい。しかし、FGB 孔にて得られた電気比抵抗プロファイルからは地下水のパスのようなものは認められていない（産業技術総合研究所，2015）。

・沿岸域の淡水地下水と塩水の分布は図 3-5-2-1 のように示されるが、しかし、海域調査では海底湧出地下水が海面下 200m 以深にも得られており、その湧出メカニズムは不明である。現状では図 3-5-2-1 の概念図で全ての現象が説明できていない。

これらの課題を解決するためには、海域での詳細な調査が不可欠であるが、同時に塩淡境界自体に地域差が存在する可能性も念頭に置くべきである。今回の ROV 調査では田子の浦の西に海底湧出地下水が顕著な地点が認められたが、これは SKB 孔や FGB 孔の掘削地点から 4～5km 程度の距離的な隔たりがある。このような地域差が掘削で得られた情報と、海域調査で得られた情報の不整合を生み出している可能性も否定できない。

以上より今後は、図 3-5-3-1 の領域を対象として物理探査手法を使って海岸線に沿った 100～300m 深の地質構造や比抵抗構造を調査し、この領域の東西、特に田子の浦港の西と FGB 周辺において何らかの違いがあるかどうかを確認する必要がある。さらに必要に応じて掘削調査をおこない、崖地形上部からの海底湧出地下水と陸域地下水との関連性を調査するべきと考えられる。両者に関連が認められた場合、海域調査の位置づけは物理探査と同様、空間的に変化しうる水文地質の連続性の評価に際して、重要な位置を占めることになる。

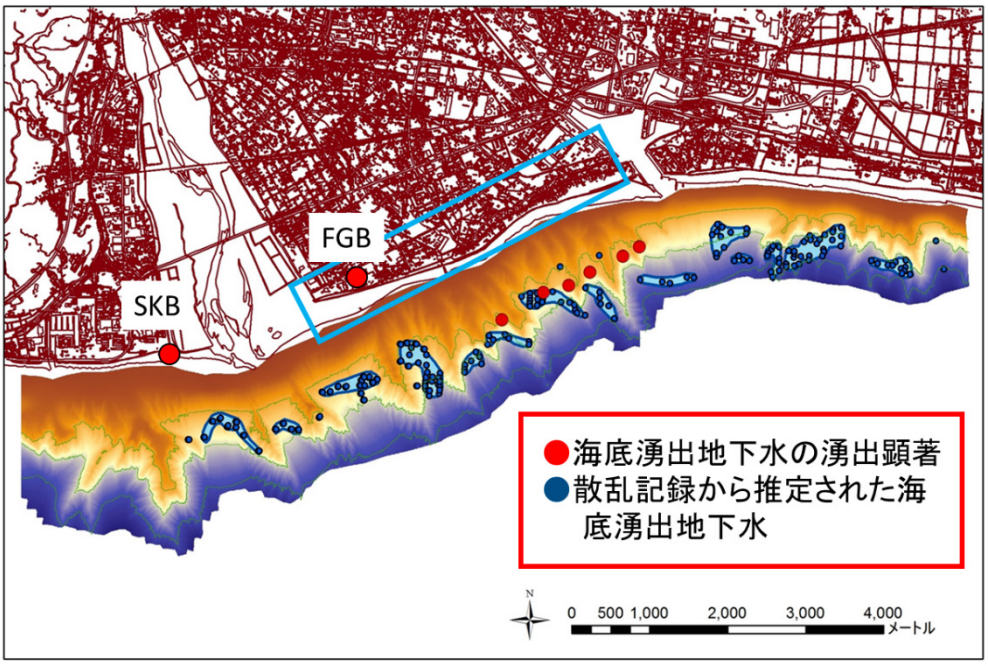


図 3-5-3-1　今後の調査案塩淡境界の地域性や連続性の評価に対し、海域調査は有効な手法となりうる。本年度の調査結果を元にすると、FGB 孔から田子の浦周辺にかけての詳細な物理探査と海域調査を行い、必要に応じて掘削調査をおこなうべきである。

参考文献

産業技術総合研究所（2015）：海域地質環境調査確証技術開発成果報告書，336p.

土　隆一（2004）：富士山の地下水涵養量について．地下水技術，46（6），1-10.

村下敏夫（1982）：本邦における地下水の塩水化．地質調査所月報，33（10），479-530.

Stallman,　R. W.　（1963）Computation of ground-water velocity from temperature data. USGS Water Supply Paper,　1544-H,　36-46.

第4章　お　わ　り　に

4-1　おわりに

産業技術総合研究所は、これまで千葉県蓮沼村（現山武市）、茨城県東海村、北海道幌延町、静岡県静岡市ならびに富士市において、現地研究を実施してきた。それぞれにおいて、塩淡境界面の形状や移動、海底に湧出する地下水などを観測し、最終的には、超長期的に安定した地下水領域が存在することを確認している。

今回のプロジェクトで産業技術総合研究所の実施した沿岸域の地質構造評価においては、海陸連続探査のために電磁探査法に用いる浅海用センサーなどを開発してきた。今回のようにノイズが大きく電磁法が利用できないところにおいては、浅部反射法と深部反射法データによる統合化反射法データセットの作成から、MDRS 法、波形インバージョン（FWI）解析、重合前深度マイグレーション（PSDM）解析による高分解能統合解析法フローを構築することができた。

陸域の地下水流動に関して、過去の調査との比較から、酸素・水素同位体比が軽い場合に標高効果によるものと寒冷化によるものの区別が可能となってきた。また、当該地域においては、マントルヘリウムの付加も確認されており、深部の塩水地下水の滞留時間が極めて大きなことも推定できた。

駿河湾において実施した海底地形調査においては、（陸域のように障害物がないことも幸いして）原地形を 2m ピッチの精度で詳細に観測することができた。また同時に実施した ROV 調査では、海底に湧出する地下水を観測・採水することもできた。その結果、富士山地域の特注であるバナジウムを含む地下水が採取でき、陸域からの地下水の連続性も確認できた。さらに、当該湾の流況調査ならびに解析を実施することで、流速及び流向に層構

造が確認でき、海底湧出地下水の調査方法を体系化することに方向性を見出せた。

沿岸部で実施したボーリングにおいては、蛍光染料を用いた掘削水の管理法や脱塩海水による試料管理を実施することで、海水のコンタミを避けた高品質な地下水・地質試料を採取することに成功した。

さらに、長期的かつ広域的な地下水流動解析を実施した結果、事前の文献調査や地形・地質を参考にした解析と深部地下水の年代測定結果を受けての解析に違いを見出すこともでき、今後の事業展開における精度向上のチェックポイントを検討することもできるようになってきた。

このように、幌延など一般的な堆積平野と比べて地下水流速が速く、水理構造のコントラストがはっきりした当該地域の地下水調査を実施したことで、沿岸域深部地下水環境を把握する手法やその水理構造を高精度に評価できるようになってきた。

本プロジェクトにおいては、富士山から駿河湾におよぶ地域の地下水流動や塩水地下水が長期的に停滞していることも判別できた。降水から河川水・地下水・海底湧水など一連の水循環を見極めることで環境や資源管理などへの波及効果を持つことも考えられる。また、今回のプロジェクト終了と時を同じくして、新版富士火山地質図、富士山地域水文環境図、駿河湾沿岸域（海陸連続）地質図（仮称：いずれも年度明け早々に産業技術総合研究所からリリース予定）が計画されている。さらには共同研究先である静岡県環境衛生科学研究所も本年度末に静岡県知事より表彰を受けた。本研究の地元に対する貢献や波及効果は一定の成功を収めたといえる。

付　　録

A-1　SKB における水理試験

A-1-1　はじめに

富士川右岸の調査地における水理特性を把握するために、SKB-2 孔において水理試験を実施した。

A-1-2　方法

水理試験の実施概要を表 A-1-2-1 に、水理試験で使用した主要な資機材の一覧を表 A-2-2 に、水理試験の装置の概要を図 A-1-2-1 に示す。

水理試験は、掘削と並行して、地盤工学会基準（単孔を利用した透水試験方法：JGS 1314-2003）に準じた段階揚水試験、定流量揚水試験、回復試験を連続的に実施し、揚水終了前に揚水する地下水を採水した。試験深度は砂礫が連続したため概ね深度 50m ごととし、試験区間は孔底から上部 3～6m 程度の区間をシングルパッカーで遮へいした。試験区間へのパッカー降下後には、蛍光染料を添加した清水または清水を試験管および試験区間の容積相当量を注入し、掘削泥水を排除・希釈した。水圧センサーは試験区間内と試験区間外に設置した。

揚水する地下水は、温度、pH、電気伝導度、酸化還元電位、溶存酸素濃度を多項目水質計（堀場製作所製 W-22XD）によって連続モニタリングするとともに、 1 時間以下ごとに採取して掘削水にトレーサーとして添加した蛍光染料の濃度を測定した。

採水は、揚水する地下水の地下化学パラメータが安定するとともに、蛍光染料の濃度が十分に低下したことを確認して実施した。

表 A-1-2-1　水理試験の実施概要

孔番	掘削深度（GL-m)	試験区間（GL-m)	区間の設定	試験実施日時	実施項目
SKB-2孔	184.25	179.14 ～ 184.25		15/12/19 19:41 ～ 15/12/20 16:07	採水，平衡水位測定
	238.85	235.51 ～ 238.85	シングルパッカー	16/1/9 17:39 ～ 16/1/10 23:22	段階揚水試験，定流量揚水試験，回復試験，採水，平衡水位測定
	301.50	295.51 ～ 301.50		16/1/20 15:01 ～ 16/1/22 12:47	
	352.10	346.51 ～ 352.10		16/2/13 12:59 ～ 16/2/16 12:01	

表 A-1-2-2　水理試験で使用した主要な資機材

機材・材料	名　称	備　考
水圧センサー(試験区間用)	JTEKT製	測定範囲：0～30m，出力：4～20mA，
	TD-8300	精度：±0.1% F.S
水圧センサー(試験区間外)	JTEKT製	測定範囲：0～100m，出力：4～20mA，
	TD-8200	精度：±0.3% F.S
流量計	キーエンス製	測定範囲：0.25～5L/min，出力：4～20mA，
	FD-M(Z)5AY	精度 1s：±3.5%F.S，5s：±1.6%F.S
	キーエンス製	測定範囲：2.5～50L/min，出力：4～20mA，
	FD-M(Z)50AY	精度 1s：±3.5%F.S，5s：±1.6%F.S
水質計	堀場製作所製	測定項目：EC，pH，温度，DO，ORP，濁度
	W-22XD	
揚水ポンプ	グルンドフォス製	最大揚水量：30L/min
	MP-1	最大揚程：55m（300Hz)
揚水管	NQロッド	揚水ポンプ設置区間，内径:63mm，外径:70mm
	BQロッド	内径:mm46，外径:55.6mm
シングルパッカー	GeoPro製	収縮径：85mm
	φ85	最大拡張径：150mm
データ収録・表示部	大倉電気製	9ch，測定周期：100ms
	VM7000	記録周期：1s～60min

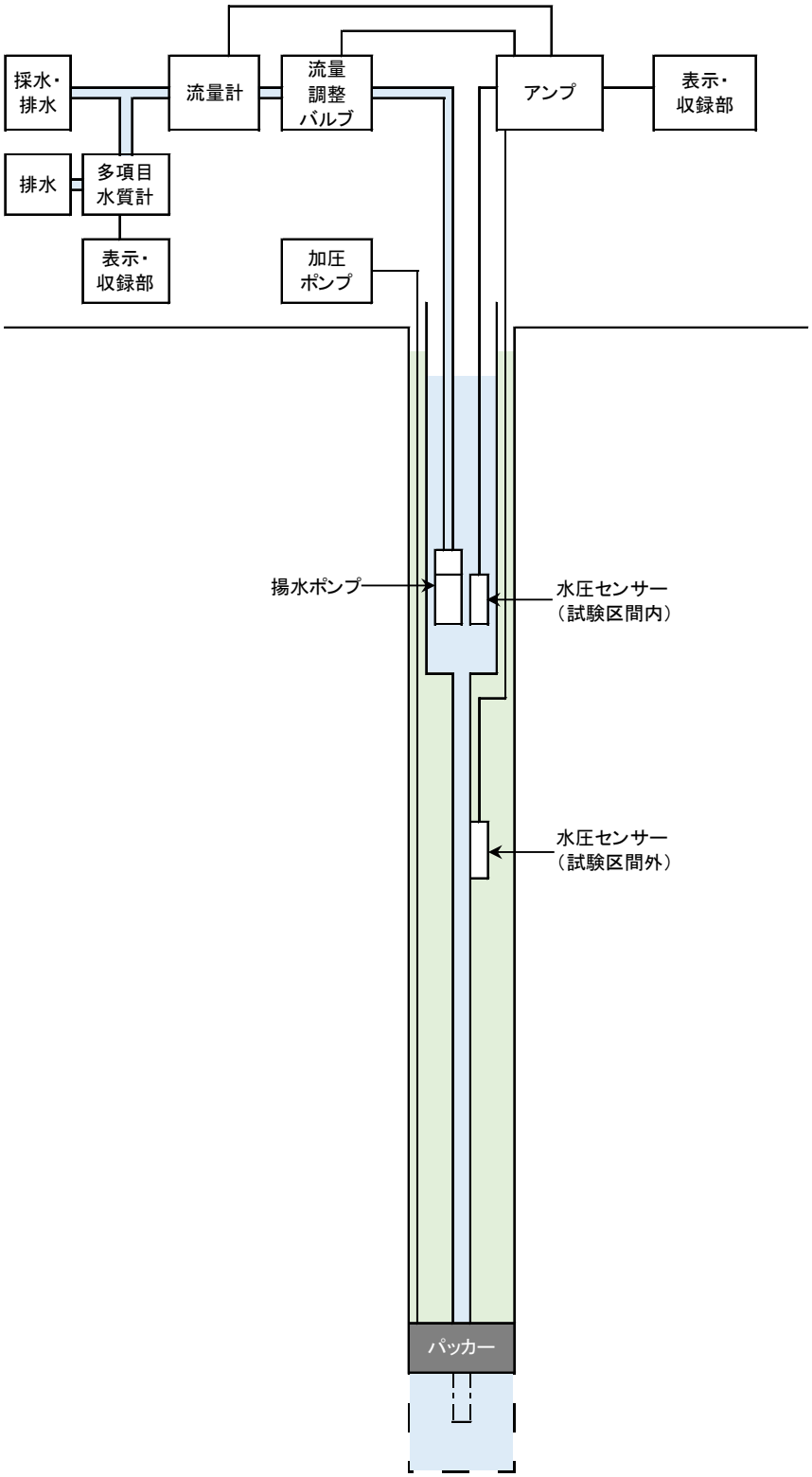


図 A-1-2-1　水理試験の装置の概要

A-1-2-1　解析方法

（1）潮汐変動に伴う水位の補正

測定した水位には、潮汐変動に伴う水位の変動（規則的な概ね 12 時間周期の変動）が認められたため、水位の潮汐変動の補正を行った。水位の潮汐変動の補正は、まず、水理試験実施期間における調査地に最も近接する清水港の 1 時間あたりの実測潮位（気象庁, 2016a）と測定した水位を比較して変動の傾向が類似することを確認した。そして、水理試験実施時のモデル潮位を清水港の 1 時間あたりの実測潮位に基づき、次式（例えば、三和ほか, 2008）から算出した。

$$T_n = a_0 + a_1 t_n + a_2 \sin(\frac{2\pi t_n}{M_2}) + a_3 \cos(\frac{2\pi t_n}{M_2}) + a_4 \sin(\frac{2\pi t_n}{S_2}) + a_5 \cos(\frac{2\pi t_n}{S_2}) + a_6 \sin(\frac{2\pi t_n}{K_1})$$

$$+ a_7 \cos(\frac{2\pi t_n}{K_1}) + a_8 \sin(\frac{2\pi t_n}{O_1}) + a_9 \cos(\frac{2\pi t_n}{O_1}) + a_{10} P$$

ここで、T_n : n 時におけるモデル潮位（m）、t_n : 観測時間（h）、P : 気圧（hPa）、M_2・S_2・K_1・O_1 : 主要 4 分潮の周期でそれぞれ 12.42（h）・12（h）・23.93（h）・25.82（h）、a_0～a_{10} : 係数である。なお、気圧は静岡気象台の 10 分あたりの海面気圧（気象庁、2015b）とした。

次に、モデル潮位と観測した水位を比較して、これらの位相差と振幅比を求め、次式の潮位補正量（高田ほか、1999）を観測した水位から差引いた。

$$WL_T = (T_{n+\alpha} - B)\beta$$

ここで、WL_T：潮位補正量（m）、$T_{n+\alpha}$：位相差 α を足し合わせた時刻におけるモデル潮位（m）、B：対象期間のモデル潮位の平均値（m）、β：振幅比でモデル潮位の振幅と観測した水位に認められる周期的な水位変動の振幅の比である。なお、位相差と振幅比は、定流量揚水試験時における水位の変動から求めた。

（2）段階揚水試験

段階揚水試験の解析は、算術軸上に各段階の定常時と推定される水位変動量と流量をプロットし、これらから得られる直線部分の勾配を求めて、次式（例えば、地下水調査解説執筆委員会，2004）から透水係数を算出した。

$$k = \frac{1}{2\pi L}\log_e\left(\frac{2L}{D}\right)a$$

ここで、k：透水係数（m/s）、L：試験区間長（m）、D：試験区間径（ストレーナ外径）（m）、　a：Q-s 直線の勾配、Q：定常時の揚水流量（m^3/s）、s：平衡水位からの変動量（m）である。

（3）定流量揚水試験

定流量揚水試験の解析は、Cooper-Jacob の解析式（Cooper and Jacob，1946）との解析式 Hvorlev の解析式（Hvorslev，1951）を適用した。

Cooper-Jacob の解析式に適用に際しては、片対数グラフの対数軸に経過時間 t（s）を、算術軸に初期水位からの水位低下量 s（m）をとり Log t-s 曲線を作成し、Log t-s 曲線に近似する直線を引いて Log t の 1 サイクル間における水位差⊿s（m）を求め、透水量係数 T(m^2/ s)を算出した。貯留係数は Log t-s 曲線の直線勾配が s=0 と交わる交点 t_0を求め算

出した。Log$t$-s の直線勾配は Derivative Plot（例えば、Horne，1995）の IARF 領域とした。透水量係数と貯留係数の算出式は次式から算出した

$$T = \frac{0.183 \cdot Q}{\Delta s}$$

$$S = \frac{2.25 \cdot T}{r^2} \cdot t_0$$

ここで、T : 透水量係数（m²/ s）、S : 貯留係数（－）、Δs : Log t の 1 サイクル間における水位低下量（m）、r : 試錐孔半径（m）、Q : 平均揚水流量（m³/ s）、t_0 : s ＝0 における経過時間 t(s)である。

また、Hvorslev の解析式は、水位の変動から定常状態に達したと見なされる区間の水位と揚水流量に適用し、次式から透水係数を算出した。

$$k = \frac{Q}{2\pi s L} \log_e \left(\frac{2L}{D} \right)$$ 、L’ =∞または L’ ≧4D

$$k = \frac{Q}{2\pi s L} \log_e \left(\frac{4L}{D} \right)$$ 、L’ ＜4D

ここで、k : 透水係数（m/s）、Q : 平均揚水流量（m³/s）、s : 平衡水位からの平均水位低下量（m）、 L : 試験区間長（m）、L' : 試験区間と難透水層との離れ（m）、D : 試験区間径（ストレーナ外径）（m）である。

（4）回復試験

回復試験の解析は、Agarwal の解析式（Agarwal，1980）を適用した。Agarwal の解析式の適用に際しては、片対数グラフの対数目盛りに Agarwal の等価時間（ $tp \cdot \Delta t$ /（ $tp + \Delta t$))を、算術目盛りに水位回復量 Sr（m）をとり、Log（ $tp \cdot \Delta t$ /（ $tp + \Delta t$))-Sr 曲線を作成し、Log（ $tp \cdot \Delta t$ /（ $tp + \Delta t$))-Sr 曲線に近似する直線を引き、Log（ $tp \cdot \Delta t$ /（ $tp + \Delta t$))-Sr の 1 サイクル間における水位差 ΔSr（m）を求め、透水量係数 T（m^2/ s)を算出した。Log-（ $tp \cdot \Delta t$ /（ $tp + \Delta t$))-Sr の直線勾配は Derivative Plot（Horne、1995）の IARF 領域とした。貯留係数は Log（ $tp \cdot \Delta t$ /（ $tp + \Delta t$))-Sr 曲線の直線部分の延長が、$Sr = 0$ と交わる点（ $tp \cdot \Delta t$ /（ $tp + \Delta t$))$_0$ を求めた。透水量係数と貯留係数は次式から算出した。

$$T = \frac{0.183 \cdot Q}{\Delta Sr}$$

$$S = \frac{2.25 \cdot T}{r^2} \cdot (tp \cdot \Delta druta)$$

ここで、T : 透水量係数（m^2/s)、S : 貯留係数（－）、ΔSr : Log (tp・Δt /(tp＋Δt))1 サイクル間での水位回復量（m)、r : 試錐孔半径（m)、Q : 平均揚水流量（m^3/s)、$\Delta druta$:（$tp \cdot \Delta t$ /（$tp + \Delta t$))$_0$: s ＝0 における（$tp \cdot \Delta t$ /（$tp + \Delta t$)) (s)である。

A-1-3　結果

水理試験で得られた水理定数を表 A-1-3-1 に、採水時の多項目水質計による水質および蛍光染料濃度を表 A-1-3-2 に示す。

水理試験における孔内水位・揚水量・水質の変動、段階揚水試験・定流量揚水試験・回復試験の解析結果を次から深度ごとに述べる。

表 A-1-3-1　水理試験で得られた水理定数

孔番	実施深度 (GL-m)	平衡水位		透水係数 (m/s)				比貯留係数 (1/m)	
		(GL-m)	(TP+m)	段階揚水試験	定流量揚水試験		回復試験	定流量揚水試験	回復試験
					Jacob	Hvorslev	Agarwal	Jacob	Agarwal
SKB-2	179.14 ～ 184.25	4.06	0.56	―	―	―	―	―	―
	235.51 ～ 238.85	4.21	0.41	1.20E-05	5.47E-05	1.34E-05	―	4.94E-02	―
	295.51 ～ 301.50	3.05	1.57	1.23E-05	1.95E-05	8.08E-06	―	1.77E-02	―
	346.51 ～ 352.10	3.49	1.13	8.12E-06	2.27E-05	8.42E-06	―	2.10E-02	―

表 A-1-3-2　採水時の多項目水質計による水質および蛍光染料濃度

孔番	実施深度 (GL-m)	pH	電気伝導度 (mS/cm)	酸化還元電位 (mV)	溶存酸素濃度 (mg/L)	水温 (℃)	蛍光染料濃度 (mg/L)	積算揚水量 (m^3)	システムボリューム (m^3)
SKB-2	179.14 ～ 184.25	7.86	52.7	-155	0.2	17.94	0.5	―	0.41
	235.51 ～ 238.85	7.85	53.8	-193	0.2	18.53	0.0	19.12	0.49
	295.51 ～ 301.50	7.77	51.5	-219	0.1	17.58	0.0	14.98	0.61
	346.51 ～ 352.10	7.57	51.5	-184	0.1	17.50	0.0	23.42	0.69

（1）深度 179.14～184.25m

深度 179.14～184.25m の水理試験における孔内水位の変動を図 A-1-3-1 に、揚水した地下水の水質の変化を図 A-1-3-2 に示す。

深度 179.14～184.25m の水理試験は、昨年度に観測された同深度の平衡水位の確認、地下水の採水を目的とした。試験期間中の揚水量は、流量計の不具合によって、測定できなかった。また、多項目水質計の収録部の不具合によって、水質の経時変化が欠測した。試験区間内と試験区間外の水位は独立した挙動を示し、試験区間の閉塞は良好であった。また、試験区間内の水位は潮汐変動と相関した水位の変動を示しているものの、補正後の水位は潮汐と相関した変動が減少しており、潮汐の影響を緩和できたものと考えられる。揚水した地下水の水質は、 揚水開始から 6000 秒程度経過した段階で、pH が 7.8 程度、電気伝導度が 52mS/cm 程度、水温が 18℃程度の値に収束した。酸化還元電位と溶存酸素濃度は揚水開始から 6000 秒程度まで大きく値が変化した後に揚水終了までわずかに変化を続け、採水時には酸化還元電位が-150mV 程度、溶存酸素濃度が 0.2mg/L 程度を示した。蛍光染料濃度は、揚水開始から 13000 秒程度まで大きく値が現象した後に揚水終了までわずかに減少を続け、採水時には 0.5mg/L 程度を示した。

平衡水位は TP+0.56m（GL-4.06m）を示し、昨年度に同深度付近で測定された平衡水位（深度 172.48～174.53m における平衡水位 TP+0.50m）と大きな差異は認められなかった。

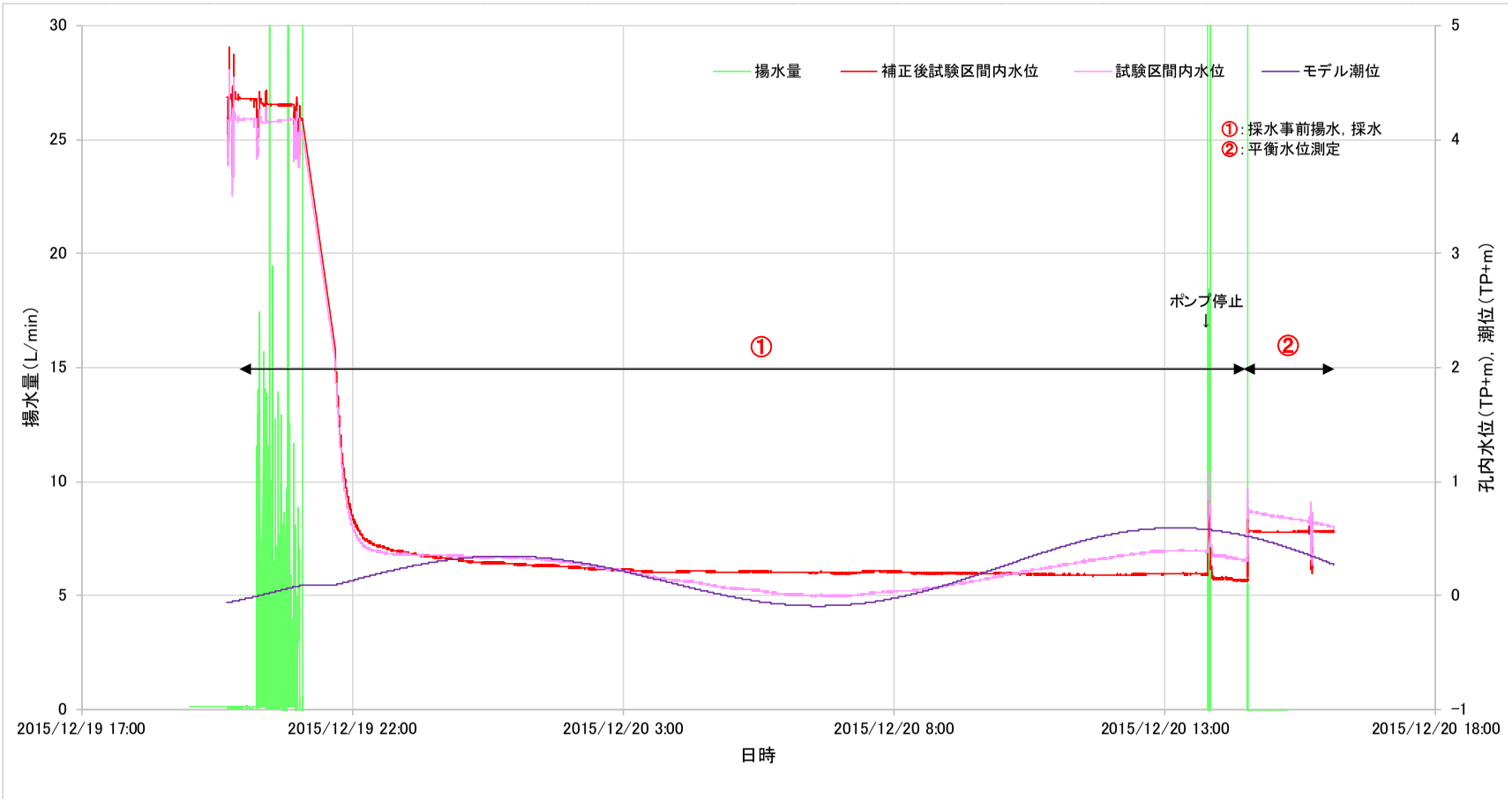
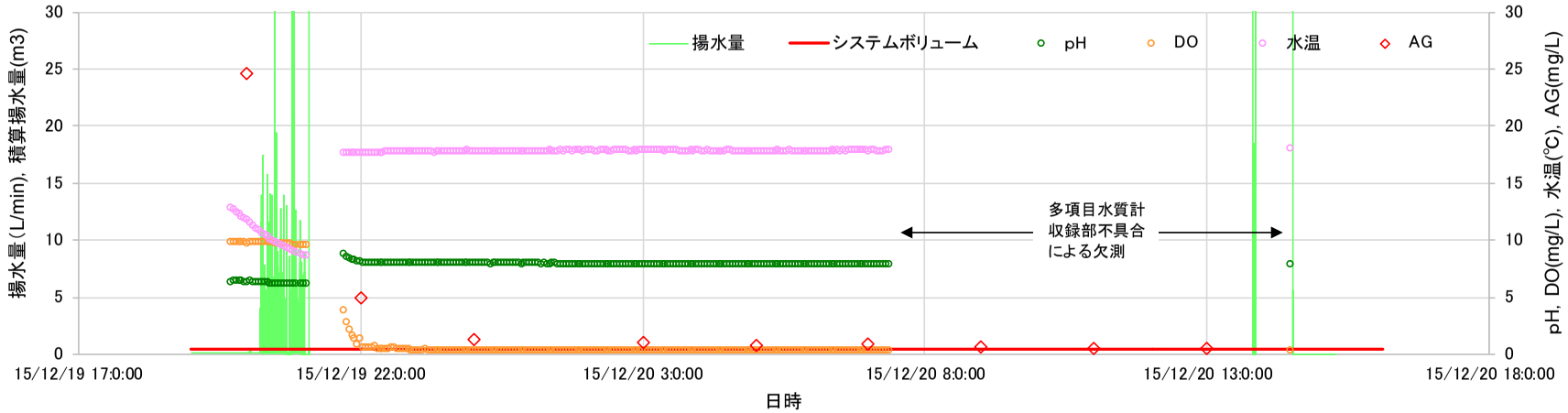
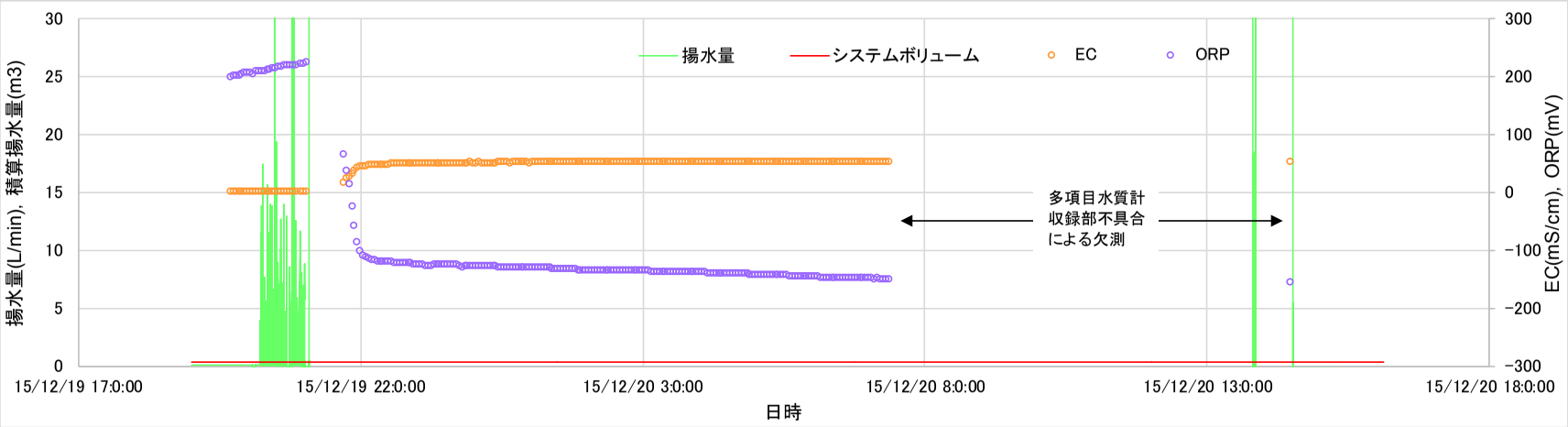


図 A-1-3-1　深度 179.14～184.25m での水理試験における孔内水位の変動



(a)pH, 溶存酸素濃度, 水温, 蛍光染料濃度



(b)電気伝導度, 酸化還元電位

図 A-1-3-2　深度 179.14～184.25m での水理試験における揚水した地下水の水質の変化

（2）深度 235.51～238.85m

深度 235.51～238.85m の水理試験における孔内水位の変動を図 A-1-3-3 に、揚水した地下水の水質の変化を図 A-1-3-4 に、段階揚水試験の解析結果を図 A-1-3-5 に、定流量揚水試験の解析結果を図 A-1-3-6 に、回復試験の解析結果を図 A-1-3-7 に示す。

深度 235.51～238.85m では、洗浄揚水、段階揚水試験、定流量揚水試験・採水、回復試験・平衡水位の測定を連続的に実施した。試験期間中の試験区間内と試験区間外の水位は独立した挙動を示しており、試験区間の閉塞は良好であるものと判断された。また、試験区間内の水位は潮汐変動と相関した水位の変動を示しているものの、補正後の水位は潮汐と相関した変動が減少しており、潮汐の影響を緩和できたものと考えられる。

段階揚水試験における各揚水段階の孔内水位は数十秒以下で変化がほとんど認められなくなり、設定した 15 分／段階の揚水時間で段階揚水試験を満足するものと判断した。
回復試験における孔内水位は、脈動が認められるものの、100 秒程度で概ね回復した。

揚水した地下水の水質は、揚水量の増減に伴い変化するものの、積算揚水量でみると、pH が 1.82m^3 で 7.8、電気伝導度が 3.41m^3 で 50mS/cm、酸化還元電位が 1.57m^3 で-180mV、溶存酸素濃度が 5.17m^3 で 0.2mg/L の値に概ね収束した。水温は、気温の影響を受けて変動したものの、概ね 18℃程度を示した。蛍光染料濃度は、揚水開始から 0.72m^3 揚水した後に定量下限値以下となった。

段階揚水試験係から算出された透水係数は、1.20×10^{-5}m/s を示した。

定流量揚水試験における水位は、IARF 領域の直線勾配を特定できたため、Cooper-Jacob 法による解析を実施し、算出された透水係数は 5.47×10^{-5}m/s、比貯留係数は 4.94×10^{-2} を示した。Hvorslev 法による透水係数は 1.34×10^{-5}m/s を示した。

回復試験における水位は、平衡水位までの回復速度が大きく、IARF 領域の直線勾配を特定できなかった。そのため、回復試験の Agarwal 法による解析を行わなかった。
平衡水位は、TP+0.41m（GL-4.21m）を示した。

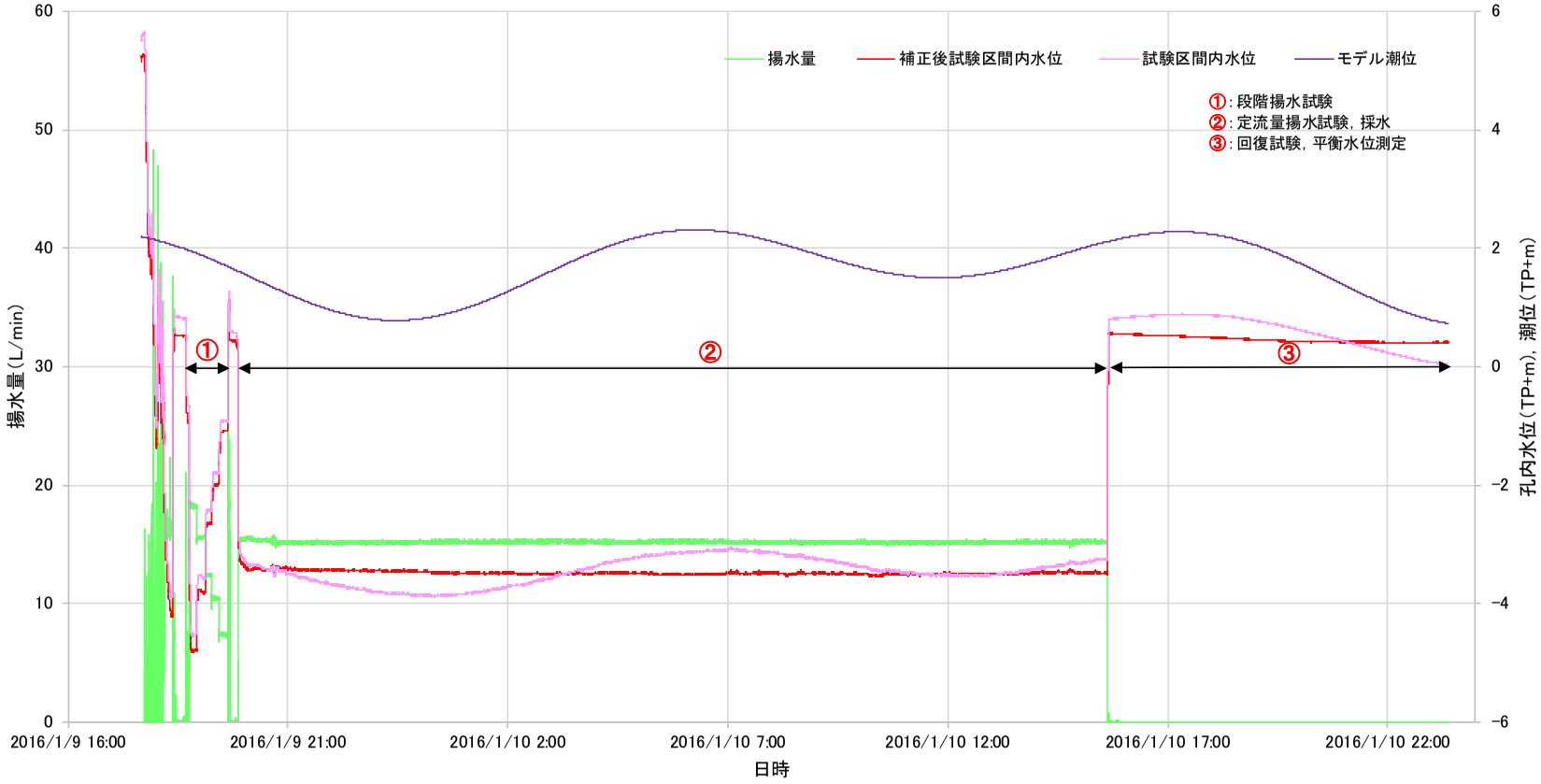
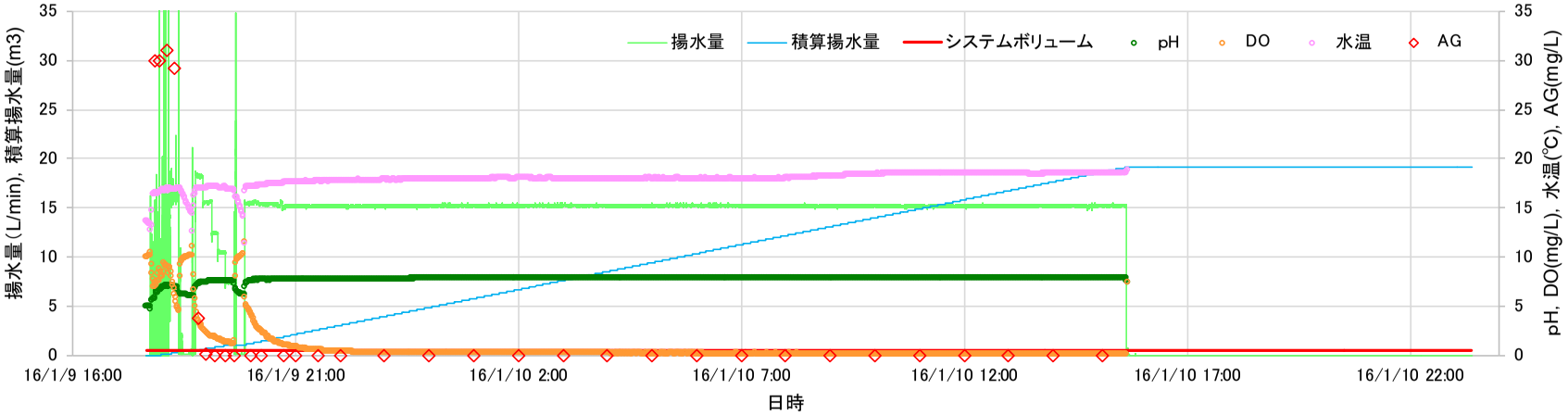
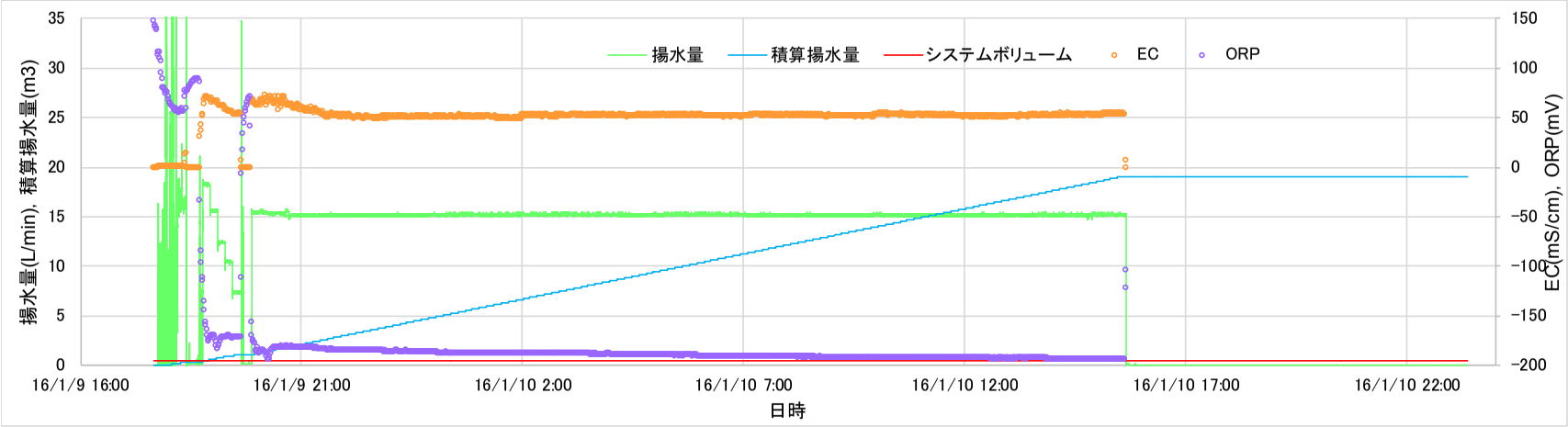


図 A-1-3-3　深度 235.51～238.85m での水理試験における孔内水位の変動



(a)pH, 溶存酸素濃度, 水温, 蛍光染料濃度



(b)電気伝導度, 酸化還元電位

図 A-1-3-4　深度 235.51～238.85m での水理試験における揚水した地下水の水質の変化

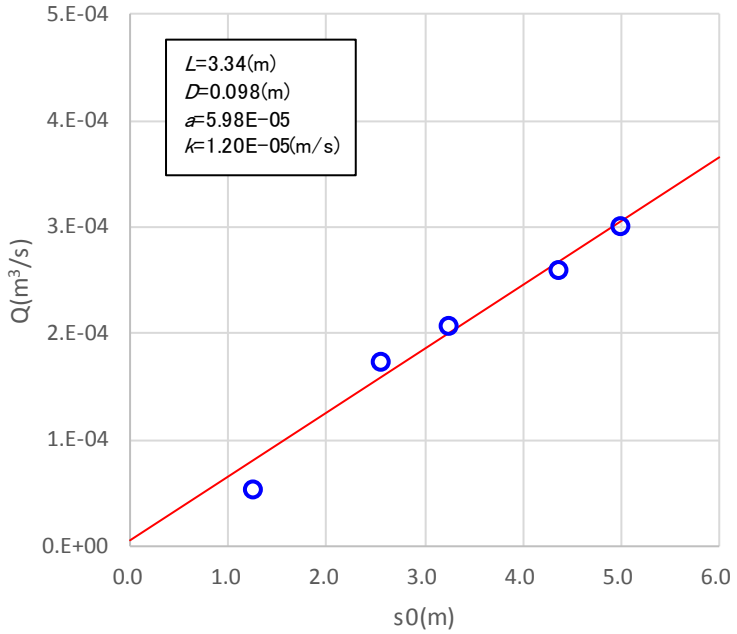
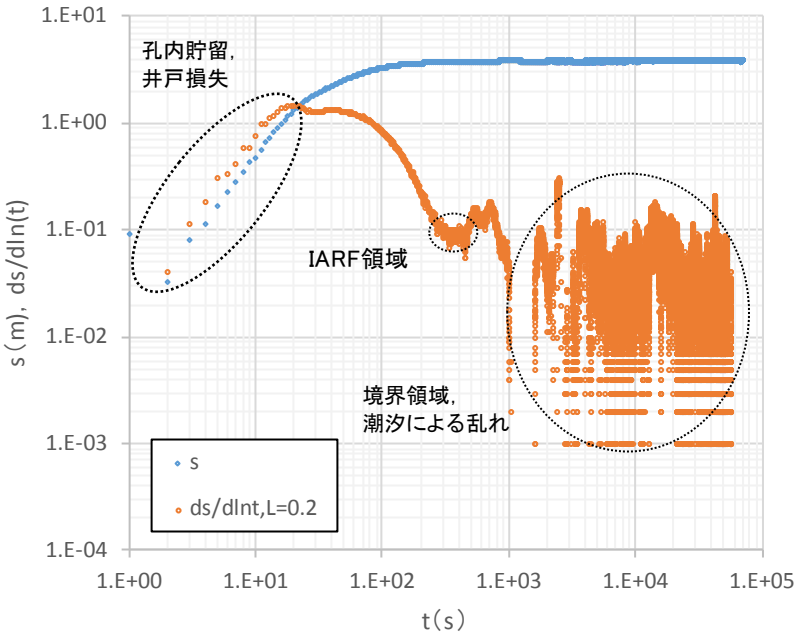
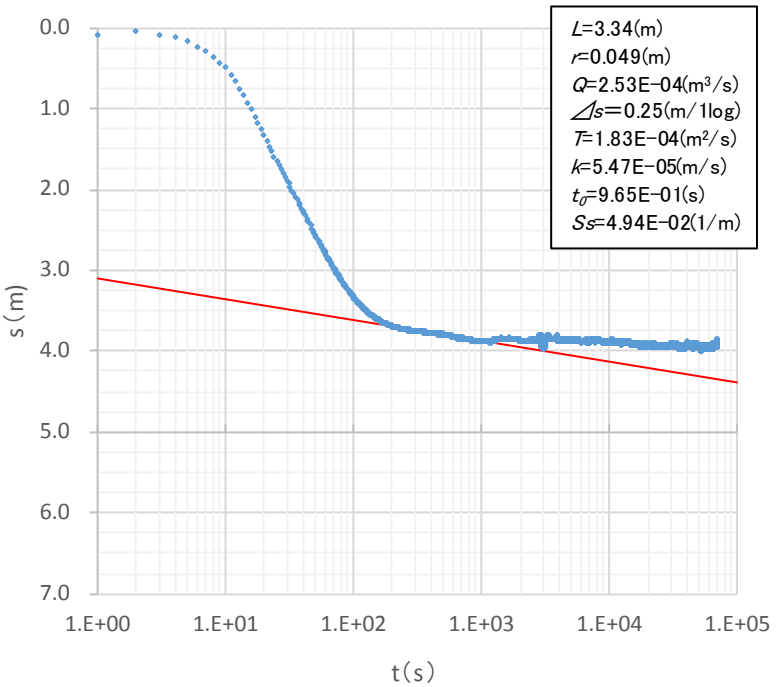


図 A-1-3-5　深度 235.51～238.85m における段階揚水試験の解析結果



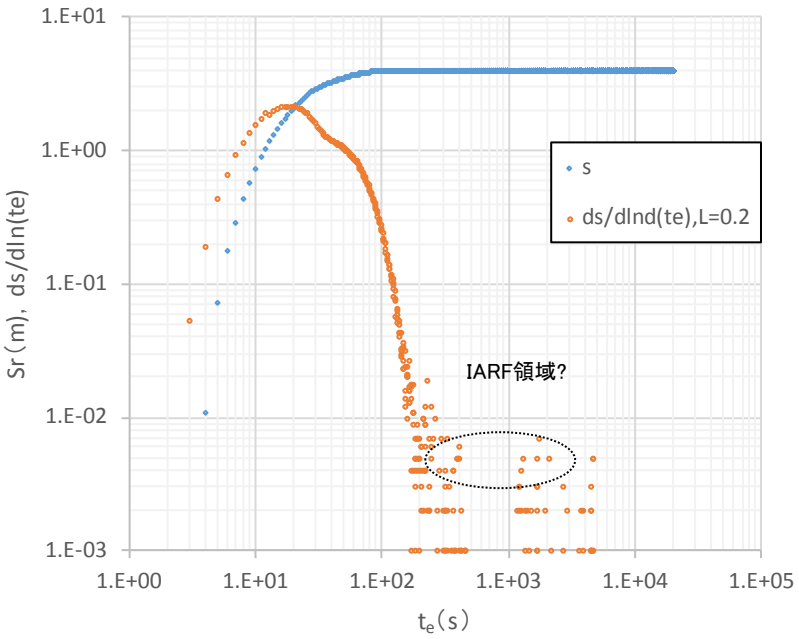
(a)水位および時間微分の変化



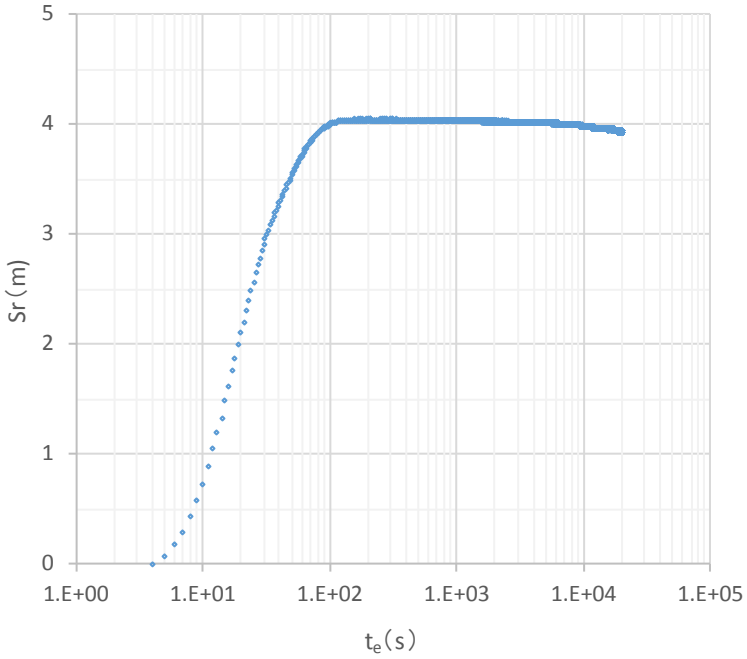
(b)水位の変化およびCooper-Jacob法による解析結果

図 A-1-3-6　深度 235.51～238.85m における定流量揚水試験の

Cooper-Jacob 法による解析結果



(a)水位および時間微分の変化



(b)水位の変化およびAgarwal法による解析結果

図 A-1-3-7 深度 235.51～238.85m における回復試験の Agarwal 法による解析結果

（3）深度 295.51～301.50m

深度 295.51～301.50m の水理試験における孔内水位の変動を図 A-1-3-8 に、揚水した地下水の水質の変化を図 A-1-3-9 に、段階揚水試験の解析結果を図 A-1-3-10 に示す。

深度 295.51～301.50m では、定流量揚水試験、回復・平衡水位測定、採水事前揚水・採水、段階揚水試験を連続的に実施した。期間中の試験区間内と試験区間外の水位は独立した挙動を示しており、試験区間の閉塞は良好であった。また、試験区間内の水位は潮汐変動と相関した水位の変動を示しているものの、補正後の水位は潮汐と相関した変動が減少しており、潮汐補正によって水位におよぶ潮汐の影響を緩和できたものと考えられる。

段階揚水試験における各揚水段階の孔内水位は数十秒以下で変化がほとんど認められなくなり、設定した 15 分／段階の揚水時間で段階揚水試験を満足するものと判断した。

回復試験における孔内水位は、脈動が認められるものの、100 秒程度で概ね回復した。

揚水した地下水の水質は、揚水量の増減に伴い変化するものの、積算揚水量でみると、pH が 1.23m^3 で 7.8、電気伝導度が 1.15m^3 で 50mS/cm、酸化還元電位が 0.96m^3 で-200mV 程度、溶存酸素濃度が 1.31m^3 で 0.2mg/L の値に概ね収束した。水温は、気温の影響を受けて変動したものの、概ね 17℃程度を示した。蛍光染料濃度は、揚水開始から 1.39m^3 程度揚水した後に定量下限値となった。

段階揚水試験から算出された透水係数は、1.23×10^{-5}m/s を示した。

定流量揚水試験における水位は、 IARF 領域の直線勾配を特定できたため、Cooper-Jacob 法による解析を実施し、算出された透水係数は 1.95×10^{-5}m/s、比貯留係数は 1.77×10^{-2} を示した。Hvorslev 法による透水係数は 8.08×10^{-6}m/s を示した。

回復試験における水位は、平衡水位までの回復速度が大きく、IARF 領域の直線勾配を特定できなかった。そのため、回復試験の Agarwal 法による解析を行わなかった。
平衡水位は、TP+1.57m（GL-3.05m）を示した。

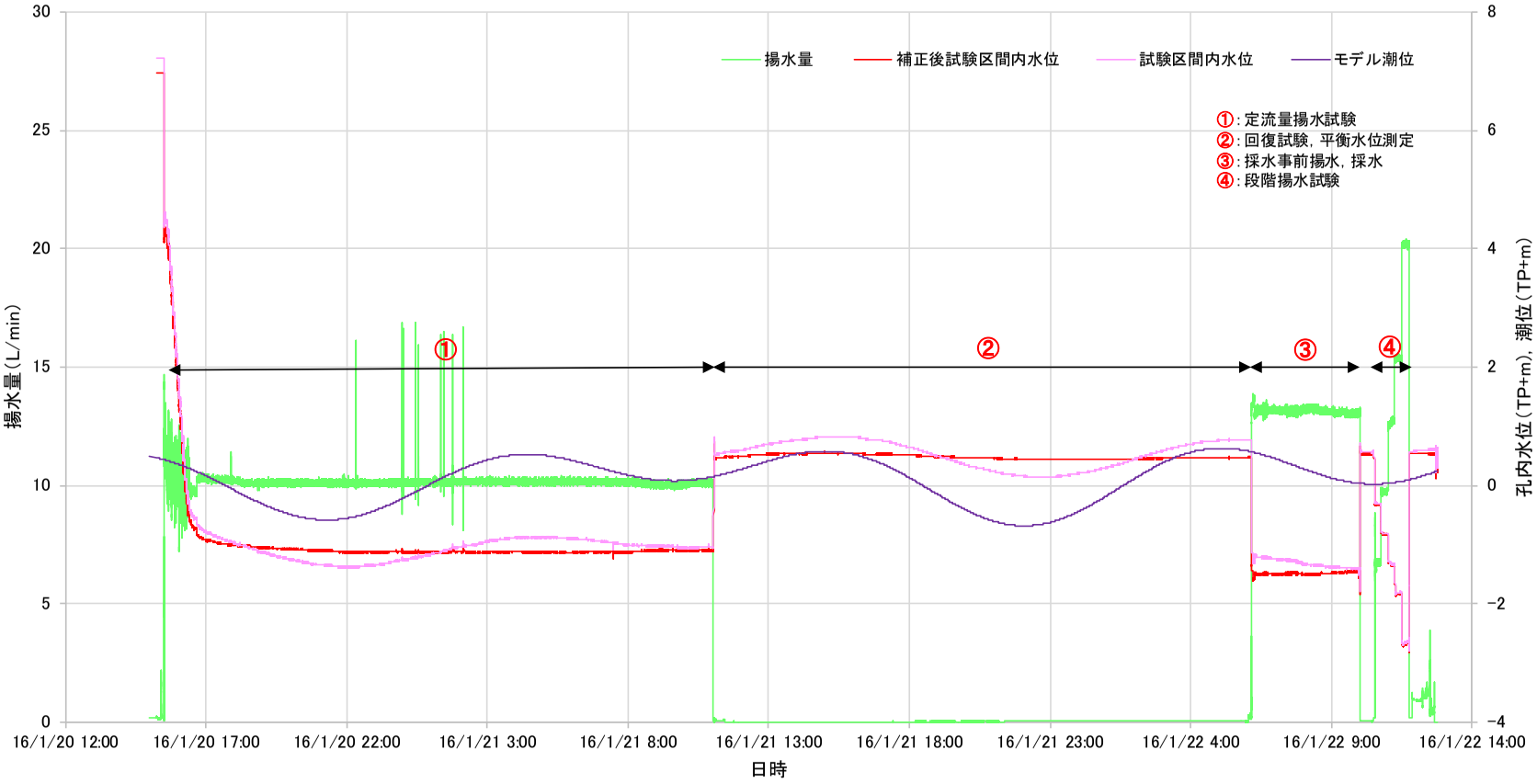
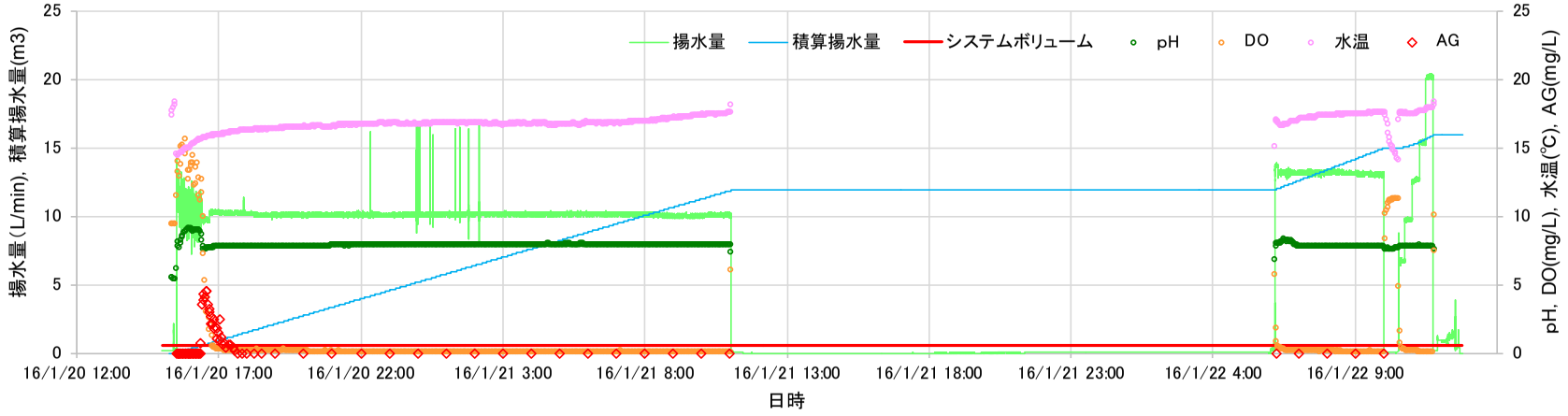
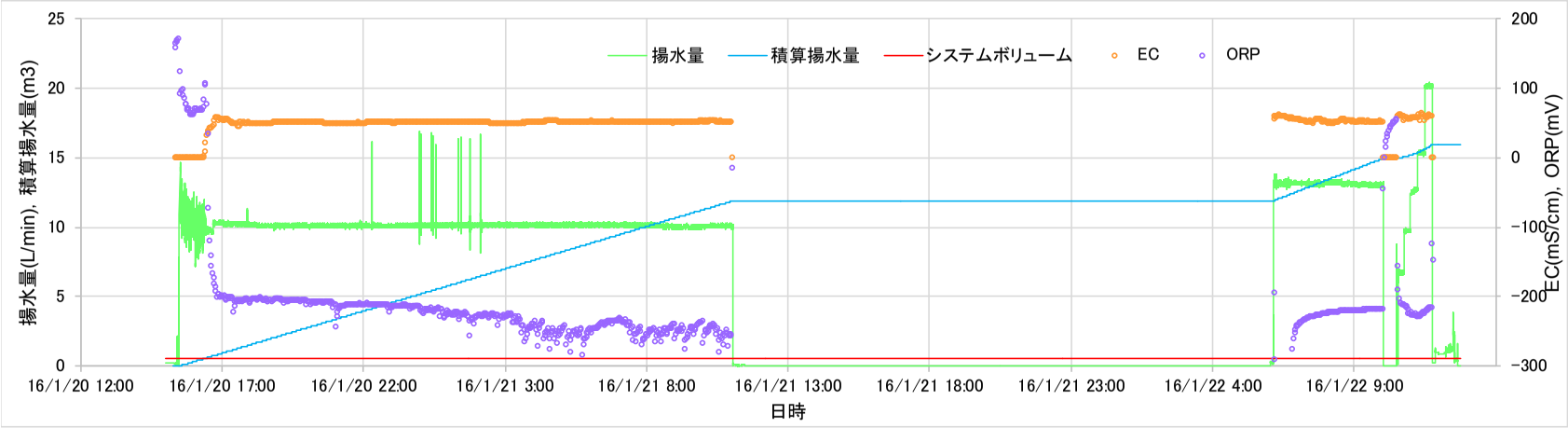


図 A-1-3-8　深度 295.51～301.50m での水理試験における孔内水位の変動



(a)pH，溶存酸素濃度，水温，蛍光染料濃度



(b)電気伝導度，酸化還元電位

図 A-1-3-9　深度 295.51～301.50m での水理試験における揚水した地下水の水質の変化

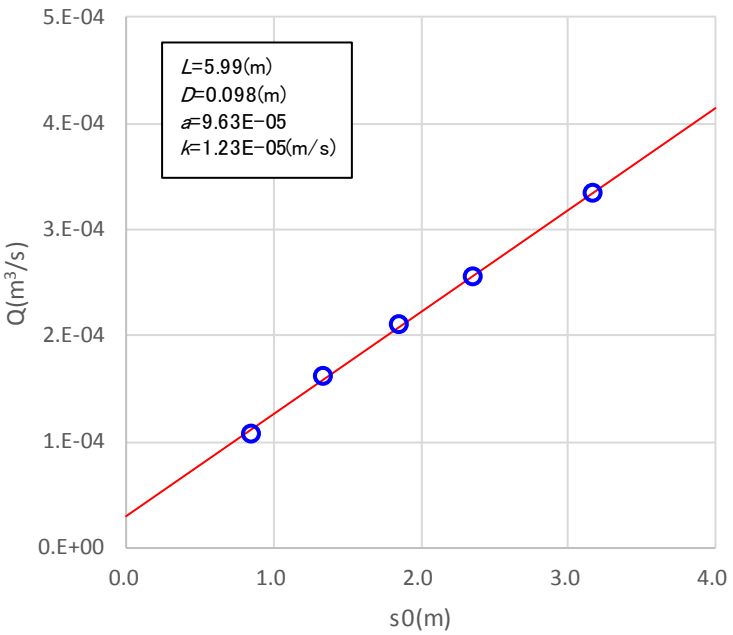
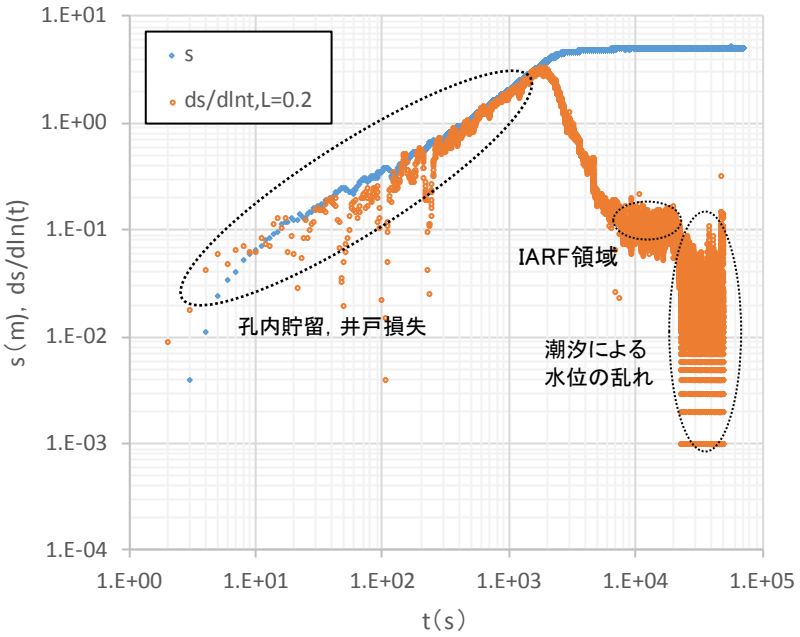
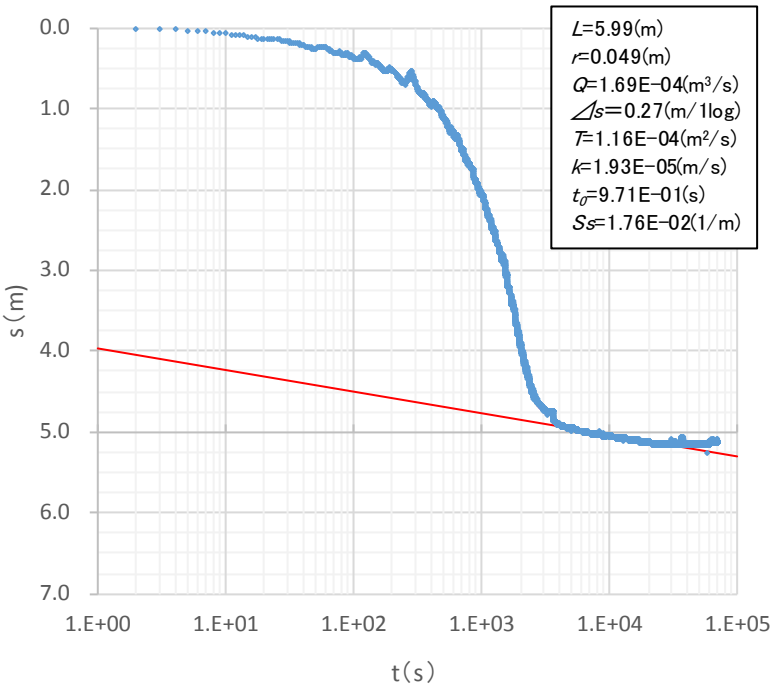


図 A-1-3-10 深度 295.51～301.50m における段階揚水試験の解析結果

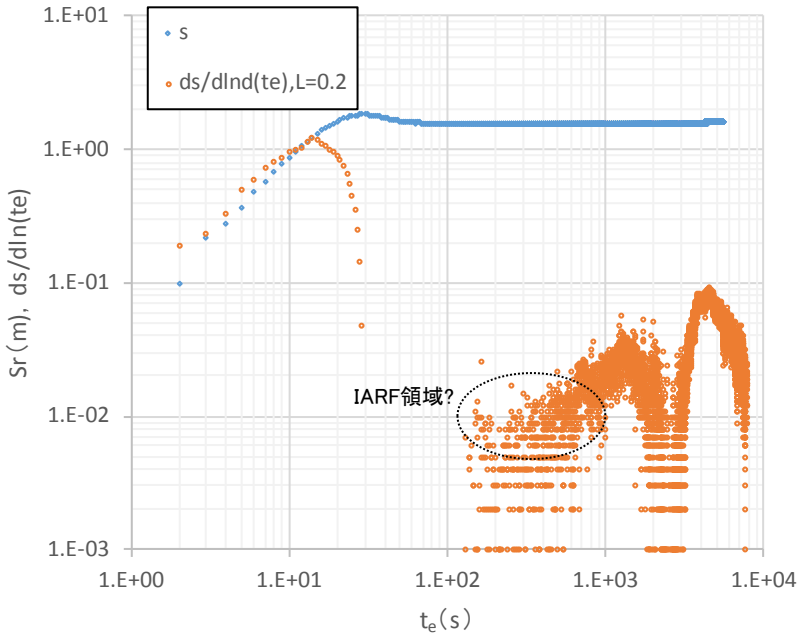


(a)水位および時間微分の変化

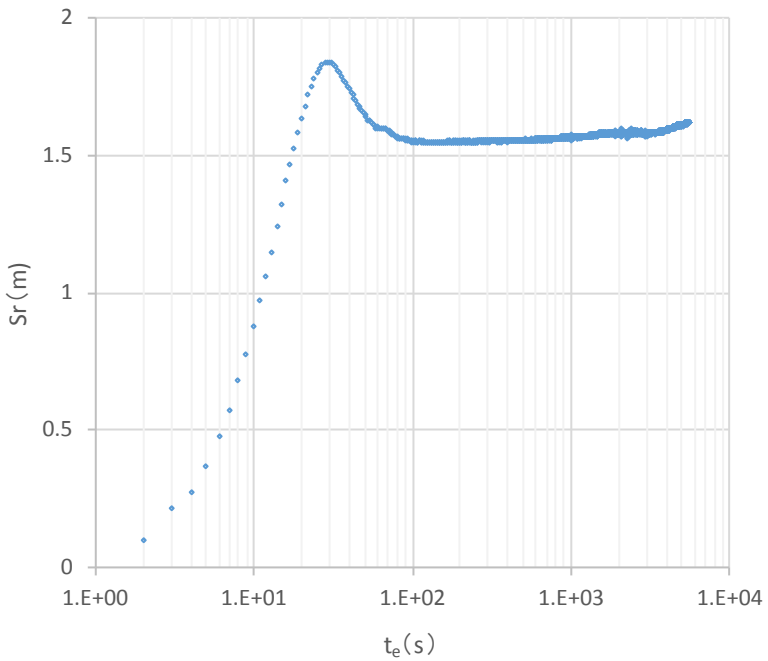


(b)水位の変化およびCooper-Jacob法による解析結果

図 A-1-3-11 深度 295.51～301.50m における定流量揚水試験の Cooper-Jacob 法による解析結果



(a)水位および時間微分の変化



(b)水位の変化およびAgarwal法による解析結果

図 A-1-3-12　深度 295.51～301.50m における回復試験の Agarwal 法による解析結果

（4）深度 346.51～352.10m

深度 346.51～352.10m の水理試験における孔内水位の変動を図 A-1-3-13 に、揚水した地下水の水質の変化を図 A-1-3-14 に、段階揚水試験の解析結果を図 A-1-3-15 に、定流量揚水試験の解析結果を図 A-1-3-16～A-1-3-17 に、回復試験の Agarwal 法による解析結果を図 A-1-3-18～A-1-3-19 に示す。

深度 346.51～352.10m では、定流量揚水試験 1 回目、回復試験・平衡水位測定 1 回目、段階揚水試験、定流量揚水試験 2 回目、回復試験・平衡水位 2 回目、採水事前揚水・採水を連続的に実施した。試験期間中には揚水ポンプの故障が発生したが、揚水ポンプを修復して試験を完了した。期間中の試験区間内と試験区間外の水位は独立した挙動を示しており、試験区間の閉塞は良好であった。試験区間内の水位は潮汐変動と相関した水位の変動を示しているものの、補正後の水位は潮汐と相関した変動が減少しており、潮汐補正によって水位におよぶ潮汐の影響を緩和できたものと考えられる。

段階揚水試験における各揚水段階の孔内水位は数十秒以下で変化がほとんど認められなくなり、設定した 15 分／段階の揚水時間で段階揚水試験を満足するものと判断した。

回復試験における孔内水位は、脈動が認められるものの、100 秒程度で概ね回復した。

揚水した地下水の水質は、揚水量の増減に伴い変化するものの、積算揚水量でみると pH が 0.56m^3 で 7.8、電気伝導度が 1.36m^3 で 50mS/cm、酸化還元電位が 0.76m^3 で-170mV、溶存酸素濃度が 1.49m^3 で 0.2mg/L の値に概ね収束した。水温は、気温の影響を受けて変動したものの、概ね 17℃程度を示した。蛍光染料濃度は、揚水開始から 0.83m^3 揚水した後に定量下限値となった。

段階揚水試験から算出された透水係数は、2.73×10^{-5}m/s を示した。

定流量揚水試験における水位は、潮汐補正を行ったものの、潮汐の影響によると考えられる周期的な水位の変動が認められた。ただし、1 回目の試験においては、IARF 領域の直線勾配を特定できたため、Cooper-Jacob 法による解析を実施し、算出された透水係数は 2.27×10^{-5}m/s、比貯留係数は 2.10×10^{-2} を示した。Hvorslev 法による透水係数は 8.42×

10^{-6}m/s を示した。2 回目の試験においては、IARF 領域の直線勾配を特定できなかったため、Cooper-Jacob 法による解析を行わなかった。

回復試験における水位は、1 回目と 2 回目ともに平衡水位までの回復速度が大きく、IARF 領域の直線勾配を特定できなかった。そのため、回復試験の Agarwal 法による解析を行わなかった。

平衡水位は、TP+1.13m（GL-3.49m）を示した。

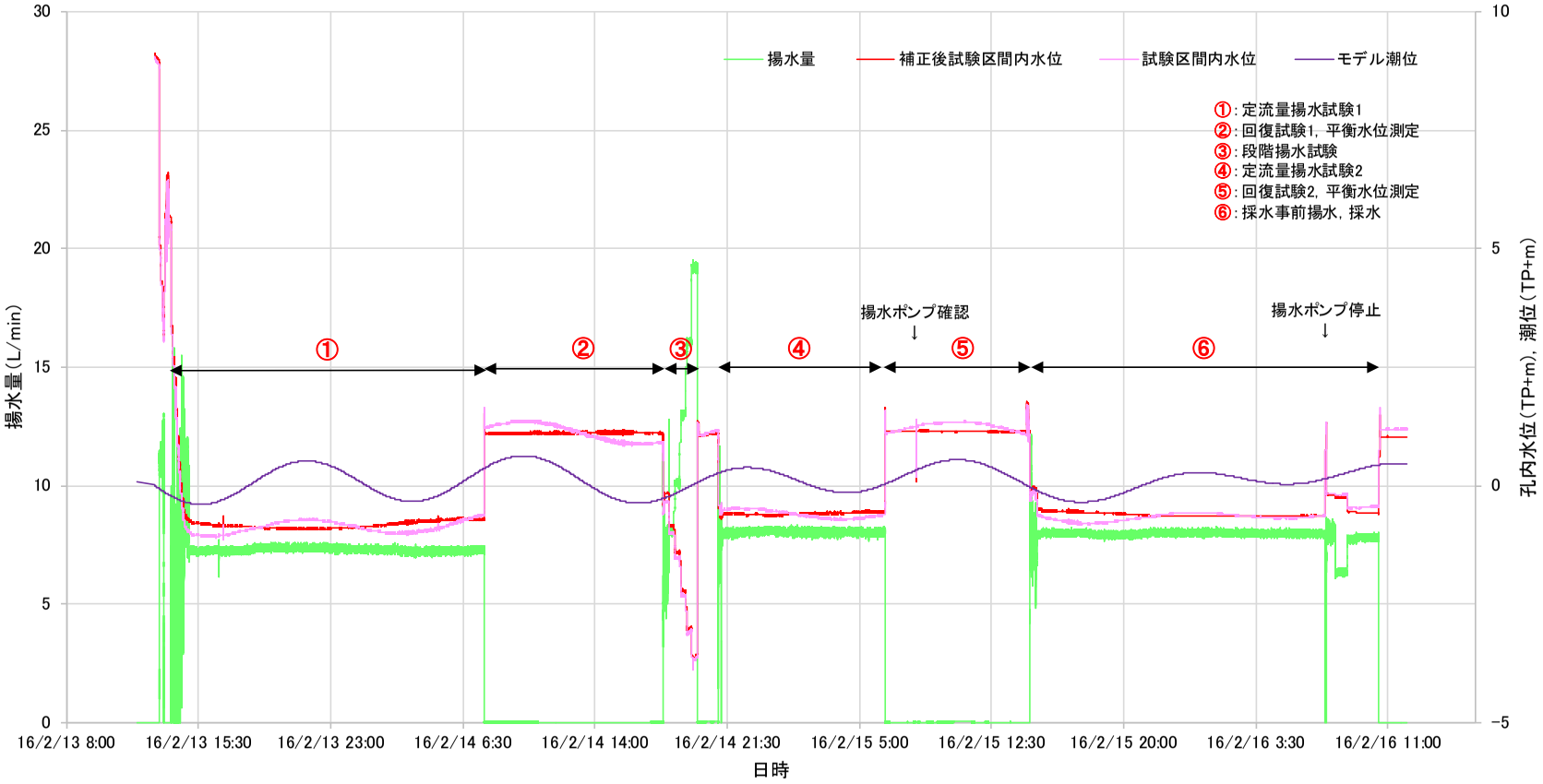
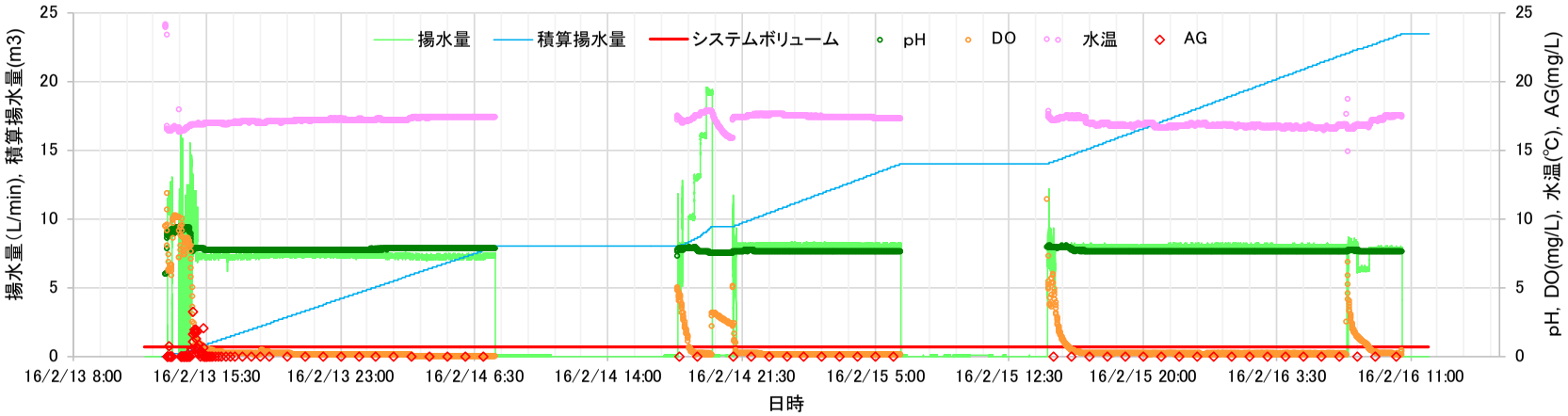
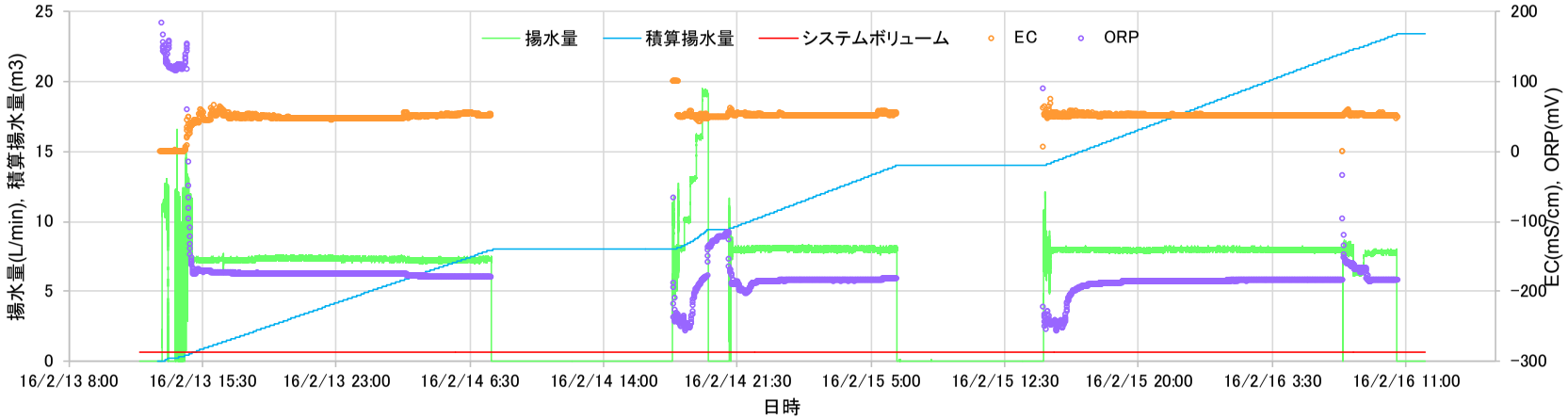


図 A-1-3-13　深度 346.51～352.10m での水理試験における孔内水位の変動



(a)pH, 溶存酸素濃度, 水温, 蛍光染料濃度



(b)電気伝導度, 酸化還元電位

図 A-1-3-14　深度 346.51～352.10m での水理試験における揚水した地下水の水質の変化

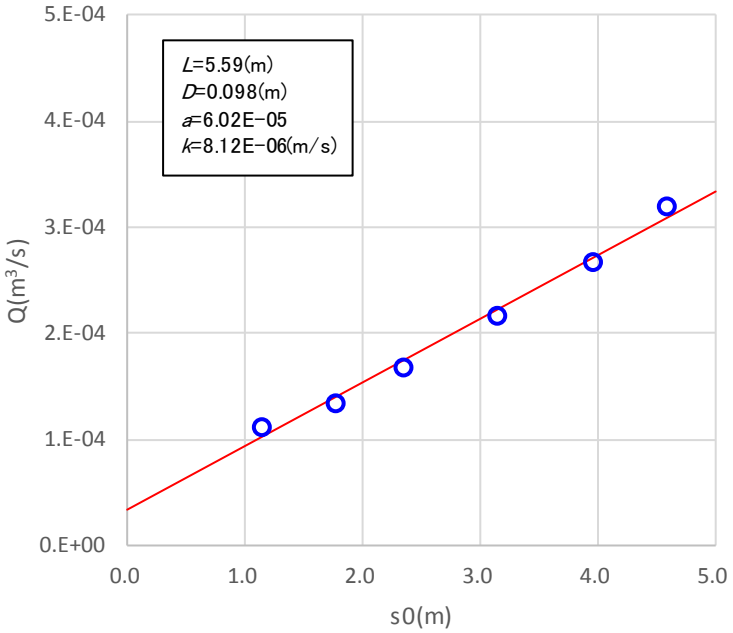
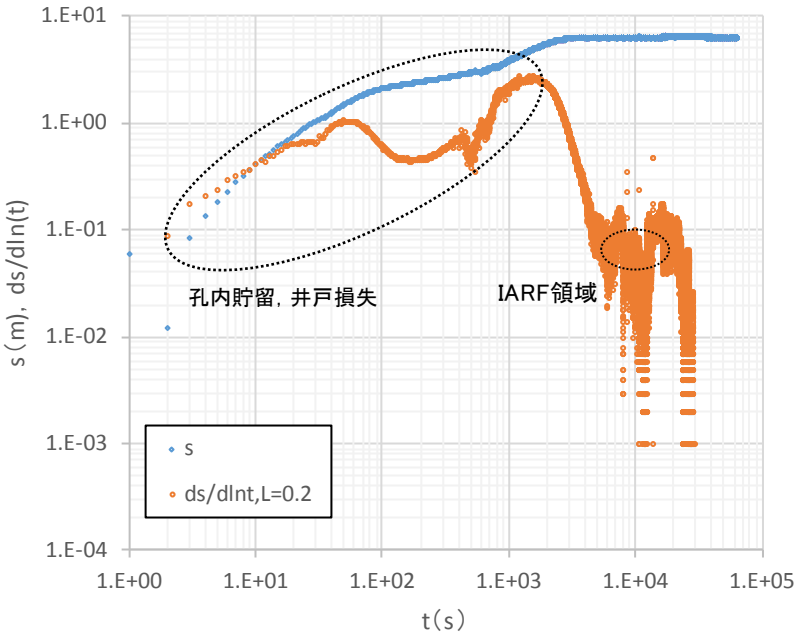
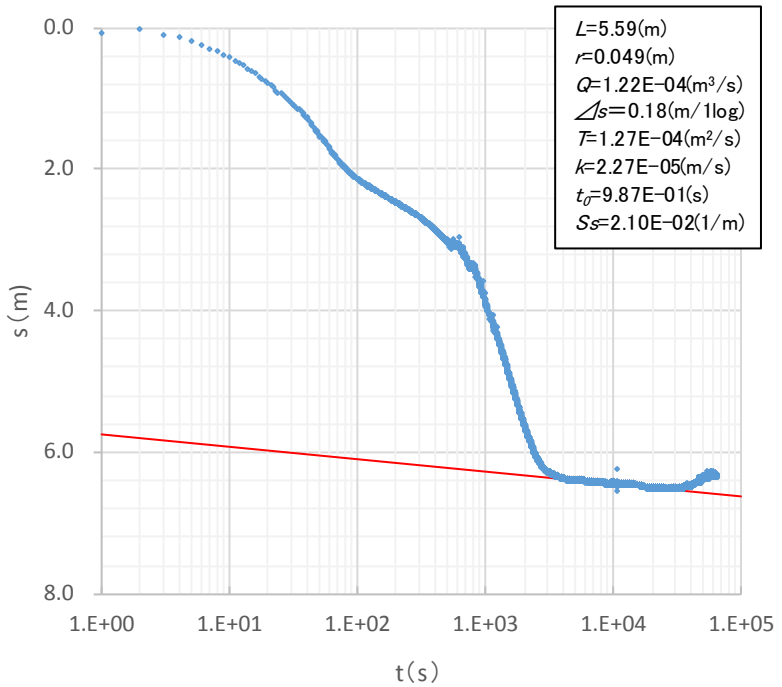


図 A-1-3-15　深度 346.51～352.10m における段階揚水試験の解析結果

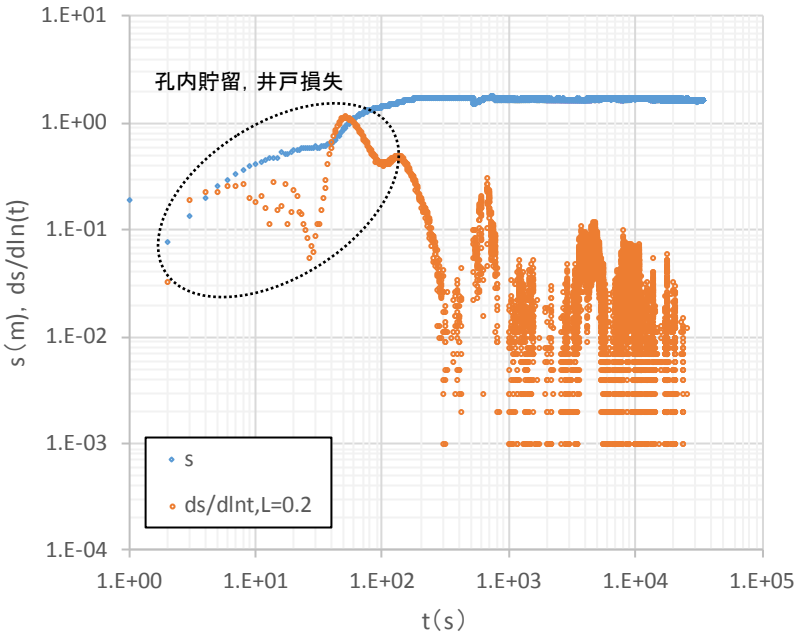


(a)水位および時間微分の変化

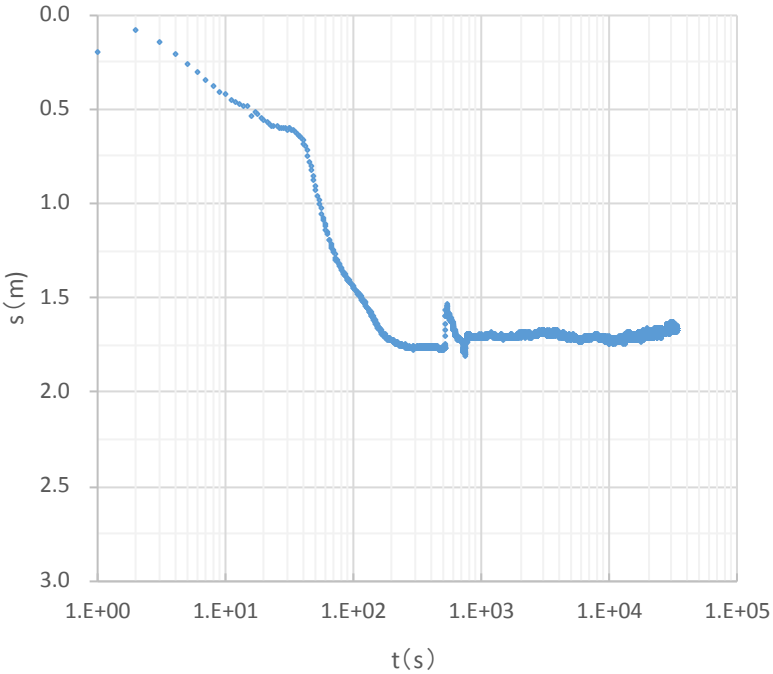


(b)水位の変化およびCooper-Jacob法による解析結果

図 A-1-3-16　深度 346.51～352.10m における 1 回目の定流量揚水試験の Cooper-Jacob 法による解析結果

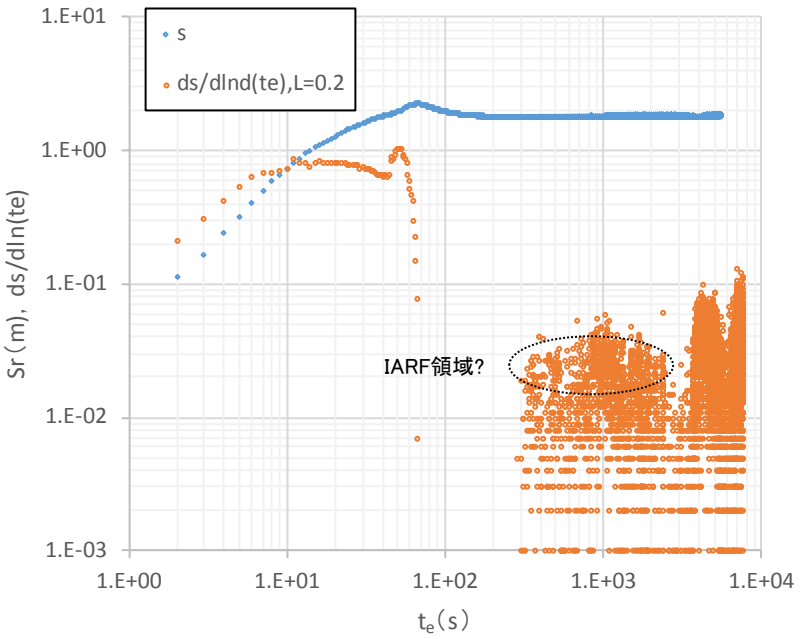


(a)水位および時間微分の変化

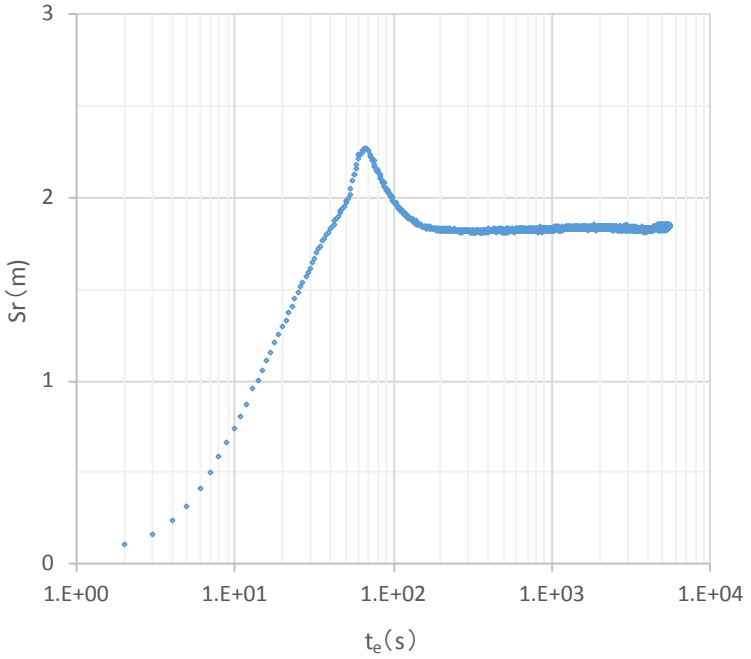


(b)水位の変化およびCooper-Jacob法による解析結果

図 A-1-3-17　深度 346.51～352.10m における 2 回目の定流量揚水試験の Cooper-Jacob 法による解析結果

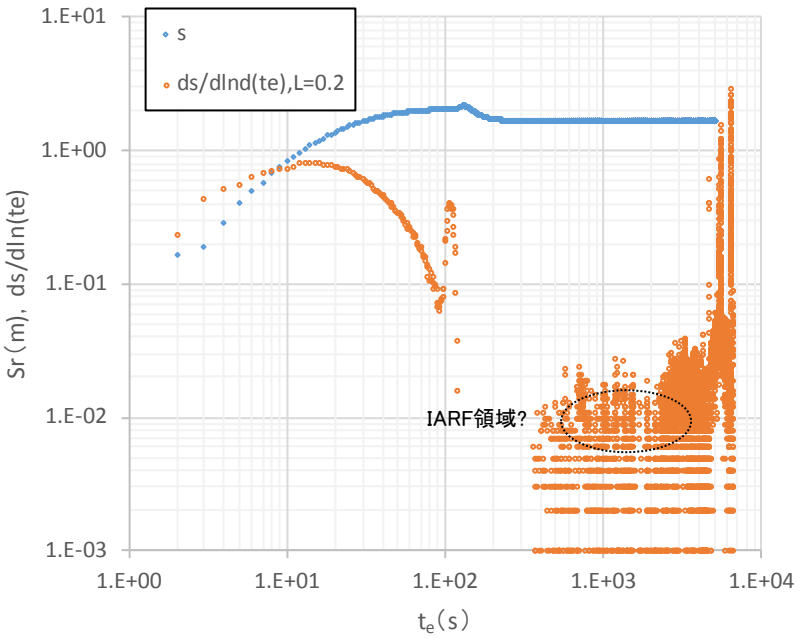


(a)水位および時間微分の変化

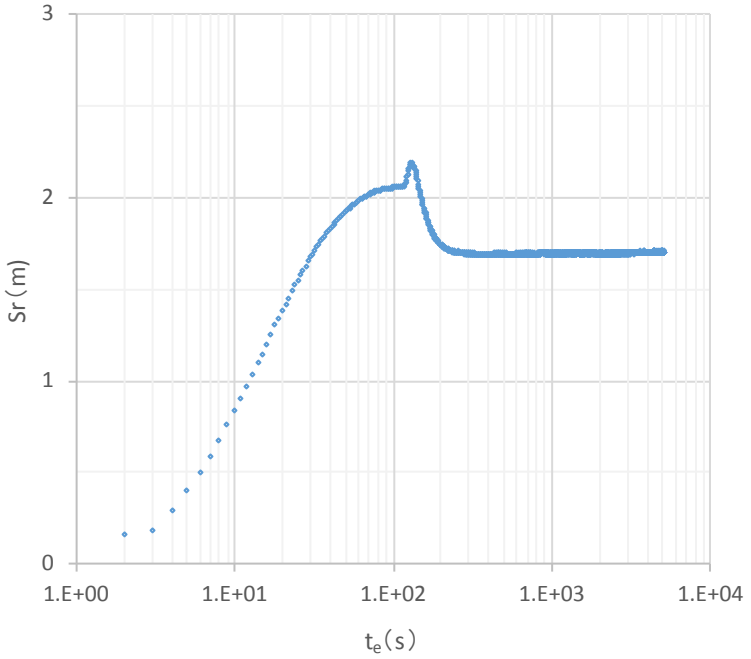


(b)水位の変化およびAgarwal法による解析結果

図 A-1-3-18　深度 346.51～352.10m における 1 回目の回復試験の Agarwal 法による解析結果



(a)水位および時間微分の変化



(b)水位の変化およびAgarwal法による解析結果

図 A-1-3-19　深度 346.51～352.10m における 2 回目の回復試験の Agarwal 法による解析結果

参考文献

地下水調査解説執筆委員会編（2004）：地盤調査の方法と解説，第 7 編　地下水調査．地盤工学会，339-492.

気象庁（2015a）：潮汐・海面水位に関する診断表，データ．http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/index_tide.html【Cited：18/02/18】.

気象庁（2015b）：過去の気象データ検索．http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php【Cited：15/02/18】.

三和功喜・川元智司・石本正芳（2008）：験潮自動化集中管理システムの高度化に関する研究．国土地理院平成 20 年度調査研究年報．http://www.gsi.go.jp/common/000057254.pdf【Cited：15/01/15】.

高田渉太郎・佐藤靖彦・平岡博明・明石　健・原田弘幸・松野忠彦（1999）：現場透水試験における観測地下水位の潮位補正．土木学会年次学術講演会講演概要集第 3 部（A），54，690-691.

Agarwal,　R. G（1980）：A new method to account for producing time effects when drawdown type curves are used to analyze pressure buildup and other test data. SPE paper9289,　55th Annual Fall Meeting,　Dallas,　Tex.,　1-13.

Cooper，H.H.,　Jr. and Jacob,　C.E.,　(1946)：A generalized graphic method for evaluating formation constants and summarizing well-field history.，American geophysical Union Transactions ，　27,　4,　526-534.

Horne.R.N.（1995）：Modern Well Test Analisis.A Computer-Aided Approach. Second Edition,　Petroway,　Inc.,　257p.

Hvorslev,　M. T. (1951): Time lag and soil permeability in ground water observations. U.S. Army,　Corps of Engineering,　Water ways Experiment Station,　Bull No.36, 50p.

A-2　海外動向調査

A-2-1　国際水文地質学会（IAH）

調査先：International Association of Hydrogeologists、 AQUA 2015

日程：2015 年 9 月 13 日～18 日

場所：ローマ（イタリア）　サピエンツァ大学

概要：

今回の参加目的は 2013 年度および 2014 年度の海域地質環境調査確証技術開発（資エ庁委託事業）の成果報告と、国外の沿岸域研究の動向を探ることである。本学会では研究は 7 つのカテゴリーに分類され、7 つの発表会場で平行して発表が行われた。

そのうちの 1 つ、Groundwater Management in Coastal Areas のセッションでは、沿岸域浅層の地下水資源に焦点があてられた研究が多かった。特に揚水に伴う塩水侵入を取り扱ったものが多く、深い地域の地下水の挙動に焦点を当てたものは稀であった。ただし、少数ながらも興味深い発表もあり、以下ではそれらを紹介する。

写真 A-2-1-1　イタリア　ローマ・サピエンツァ大学（講演会場は正面の本館（左写真）と、地球科学科と化学科の教室（右写真奥の建物）で行われた。

そのうちの１つが、カリフォルニア州オレンジ郡でおこなわれた傾斜ボーリングを用いた海底下での帯水層試験である（著者は Matt Charette （Woods Hole Oceanographic Institution）and Richard Bell（Municipal water distinct of orange country））。本研究については、次節で述べる米国でも情報収集を行い、実際に掘削を手がけた Dennis Williams 氏（GEOSCIENCE Support Service 社　社長）より資料をいただいた。下記はそのときの成果もふまえて記述する。

過剰揚水による地下水位低下が生じているカリフォルニアでは、州外からの導水によって貯水池を設け、水道水源としているが、将来生じうる水リスクへの対応のため、デサリネーション（脱塩）を水資源獲得法の１つとして考えている。2015 年 6 月現在、小型の脱塩プラントがいくつか存在するが、さらに大型のプラントが提案されている（California State Water Resources Control Board ホームページ）。ただし、海水の直接採取によるデサリネーションでは、海洋生物等も同時に給水してしまう。そのため、海岸から海底下に向かって傾斜掘削を行い、そこから揚水を行うことによって、海底下地質によって濾過された海水を採取する方法が考えられている。この原理はドイツ等でおこなわれている Bank filtration と同じであり、地層を介すると海水中の海藻類のほぼ 100%、微生物の 90%以上が除去される。また TOC や DOC の低下、さらにデサリネーションの際に用いる逆浸透膜の生物付着を引き起こす、バイオポリマーや多糖類もほぼ完全に取り除かれる。結果として、この方法を用いると脱塩コストが 5～30%安価になるとされている。

IAH にてポスター発表がおこなわれていた Charette and Bill の実験では沿岸域から海底下に向かって全長 100～150m 程度の傾斜ボーリングをおこない（図 A-2-1-1）、海底下地下水を 2 年間揚水した記録が報告されていた。この間、地下水は常に嫌気的あったが、

揚水当初、塩分の低い地下水（TDS≒3000 mg/L）が得られていたものの、徐々に上昇し最終的には 17000 mg/L 程度になったことが述べられている（図 A-2-1-2）。また、^{4}He、^{3}H 等を用いた解析により、揚水開始時から時間の経過とともに得られる水の起源が変化することを示した（図 A-2-1-1）。彼らはこのような年代指標は地下水流動解析結果の検証と海底下地下水の起源を考える上で有用であると述べている。

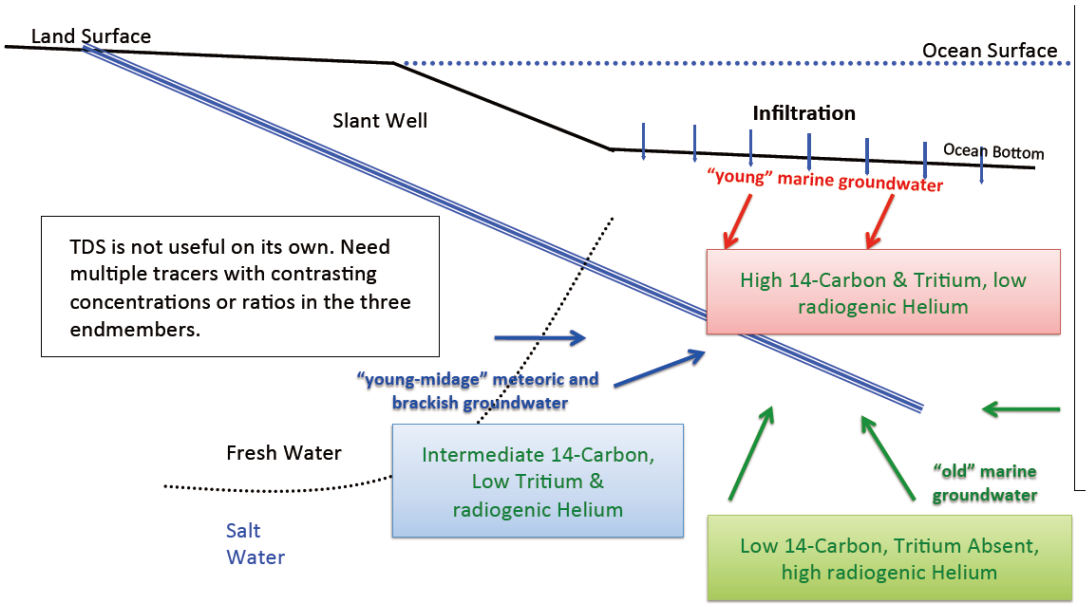


図 A-2-1-1　傾斜ボーリングによる実験（Charette and Bell、 2015. e-poster より）揚水される水は、①現海水、②古い海底下塩水、③陸域からの汽水よりなる。TDS、^{3}H、^{4}He、^{14}C を用いて 3 成分の混合率を計算し、揚水中での混合割合の変化をモニタリングしていた。②の水は 1 年で枯渇。徐々に現海水が入ってくるようになる。

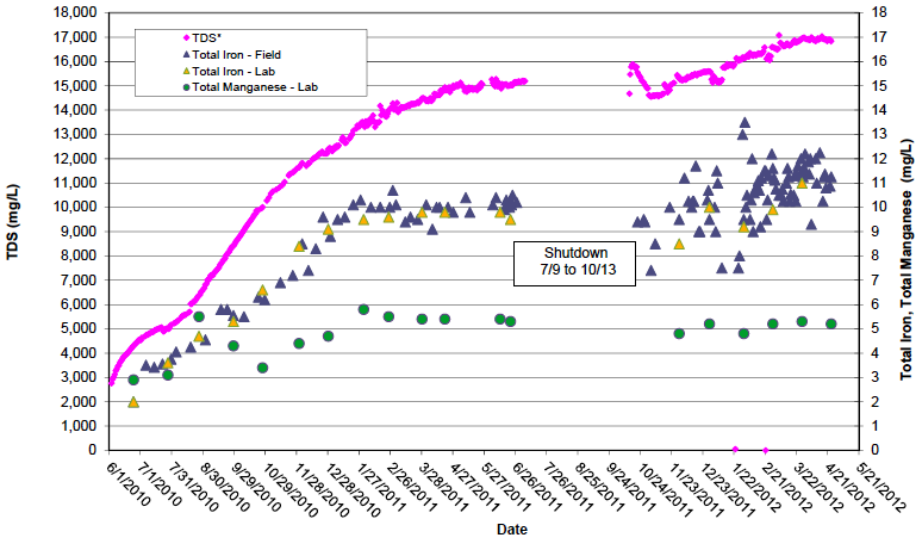


図 A-2-1-2　2 年間の連続揚水の長期揚水試験での TDS、全 Fe、全 Mn 濃度の変化

揚水速度は 130L/秒。透水係数は 2.4×10^{-4}m/s である。

（図は Bell（2013）。ポスターにも同様の図あり）

また、Vincent Post 氏（Finders University）の発表（Assessing the potential for offshore freshwater occurrence: Data needs and future research opportunities）では、南オーストラリアの水深 40m にて海底湧水を見出したことや、海岸付近の 3 地点にてボーリングからの採水調査をした結果を述べており、本事業と類似した部分があった。この海底湧水は LGM（最終氷期の最大海退時）では地表に存在していたことになる。彼の発表では地域の地質モデルを 3 つの層に分け地下水流動解析をおこない、最も流れやすい地層を流れることにより海底に湧水が発生するプロセスを考察していた。また、この地域では深度 80m 深に古海水（地下に蒸発岩が存在するため、海水よりも塩分濃度が高い）が認められ、その ^{14}C は著しく低く、^{4}He 濃度が非常に高いことが報告されていた。^{4}He が高いことは富士川沿岸 FGB 孔や SKB 孔からの揚水地下水と良く似ている（3-3）。

また、Manuel Sapiano 氏（Ministry for Energy and the Conservation of Water、Italy）による発表（Assessment of sub-surface groundwater discharge in the Malta Mean Sea Level Aquifer system）では、Malta 島にて海底湧水を ROV 調査にて確認していた。海底湧水は海水よりも 5℃温度が高く、非常に細いクラックから湧出しているとのことである。学会にて紹介された動画では、海底湧水付近は（密度差に起因する）光の屈折によりゆらゆらと揺れてみえ、駿河湾にて光学カメラにより確認されたものとほぼ同一に見えた。海底湧水の採取はできておらず、今後はバイオインジケーターを使いたいと述べていた。

一方、Water Resource Department、 Water Office Reunion、 Saint-Denis の Anli Bourhane 氏は、電気伝導度、水位、比抵抗トモグラフィー等から火山島沿岸域の塩水侵入を解析していた。空中電磁探査を海底下の淡水を調査するために用いていたが、映像からははっきりとした淡水のシグナルは読み取れないと感じた。この点については場内から質問が出たが、Bourhane 氏の返答は良い結果が得られるかどうかは場合によるというものだった。

上述したように、全体的には沿岸域の浅い地下水を扱ったものがほとんどであったが、総じて、野外調査から SEAWAT 等のコンピュータシミュレーションまでおこなっている研究が非常に多かった。例えば、現在の地下水利用が続くと数年後には沿岸域の地下水が塩水化する、という内容である。そのため、地下水流動解析は沿岸域の地下水研究ではもはやスタンダードな手順の 1 つに組み込まれているとの印象を受けた。反対に水質に関しては飲用適不適に関する調査は見られたものの、地球化学的な考察をおこなった研究は数が少なかった。

A-2-2　米国地球物理学連合（AGU）

調査先：AGU 2016 Fall Meeting

日程：2015 年 12 月 14 日～18 日

場所：米国サンフランシスコ　ダウンタウン　MOSCONE North & South & West

概要：

American Geophysical Union（AGU）は、地球科学系では世界最大の学会であり、1700 を超えるセッション、約 24000 人の参加者があるとされている。今回の参加目的は前節と同様、2013 年度および 2014 年度の海域地質環境調査確証技術開発（資エ庁委託事業）の成果報告と、国外の沿岸域研究の動向を探ることである。

AGU では地球科学系の様々な分野の発表がなされていたが、Hydrology のセッションでのポスター発表数は最大規模であった（1200 件）。そのためこれらのポスターの内容確認だけでも 1 日の大半を使うことになった。まず、全体的な傾向として現地調査結果をまとめたものは想像以上に少なく、反面、シミュレーション等の結果と実験が多かった。日本でしばしば行われている小流域（とはいってもかなり範囲が広いが）での研究もみられたが、米国における旱魃や山火事による流域の保水力（河川流出量）の変化などを扱ったものが多かったことが印象的である。この類の研究例は日本ではほとんど見ることがないが、前節のカリフォルニアの例にもあるように、米国のいくつかの地域にて水事情が逼迫していることが原因だと言えよう。

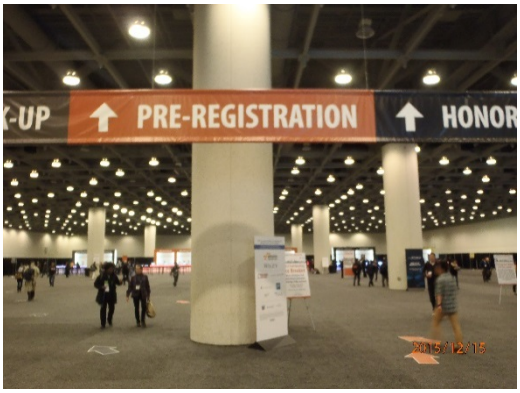


写真 A-2-2-1　AGU 会場の MOSCONE Center（左）と受付（右）

沿岸域研究の動向に関して、セッション名“Groundwater Flow and Transport in Coastal Aquifers”では、ポスターセッションとオーラルセッションの 2 つがあった。 ポスターセッションにおいて最も興味深かった発表は、ドイツの Helmholtz-Centre 所属の Walther 氏による海底地形を考慮した密度流解析である。解析の目的は、水平の地表に対する海底面の落ち込み角度 θ（つまり、遠浅の海であるか（θ=小）、海底が急に深くなっているか（θ=大））が塩水楔の形状にどのように影響するかを調べたものであり、θ が小さいほど塩水楔が陸側に張り出す距離が短くなることが示された。なお、この研究は Vincent Post 氏が共著になっている。Post 氏は 2013 年の Nature 誌に掲載された論文“Offshore fresh groundwater reserves as a global phenomenon”にて、”Therefore、 it seems very likely that shelf topography (large width and low gradient) and the presence of relatively thick、 low-permeability strata at shallow depths beneath the sea floor played a key part in preserving fresh water by preventing major salinization during the Holocene.”と述べており、淡水楔あるいは塩水楔と海底地形の関係について、注目しているようである。Walther 氏は今後、地質の透水性の異方性を考慮した計算も行いたいと述べていた。

オーラルセッションで最も印象に残ったのは、Delaware 大学の Kaileigh Scott 氏（第一著者は Holly Micheal 氏）による沿岸域のシミュレーションである。彼女は大量のボーリングデータを統計学的に処理し、そこから得られた地質データを密度流解析に組み込んで計算を行った結果、塩淡境界の位置、大きさ、海底湧出地下水の湧出量は、地質の連続性に大きく影響されることを示した。Scott 氏が対象としているのは、海底湧出地下水が分布する地域のケースのようだが、海底に発達する淡水楔の存在には、必ずしも非定常条件（海水準変動）が必要であるとは述べておらず斬新であった。今後の研究に注目したい。

注）

なお、本節の執筆は産総研の町田功による。執筆者の語学力、知識不足による誤解があった場合、その責任は全て執筆者にある。

A-3　平成 27 年度　海域地質環境調査確証技術開発
研究評価委員会報告

委員名簿

評価委員 （委員長）	登坂　博行	東京大学　大学院工学系研究科 システム創成学専攻　教授
評価委員	杉田　文	千葉商科大学 商経学部　教授
評価委員	松島　潤	東京大学　工学系研究科 エネルギー・資源フロンティアセンター 准教授
評価委員	今村　聡	大成建設株式会社　技術センター 副技術センター長　エグゼクティブフェロー
評価委員	平山　利晶	国際航業株式会社　東日本事業本部 河川・水域情報グループ　技術部長

技術アドバイザー　　太田　久仁雄　原子力発電環境整備機構　技術部
調査技術グループマネージャー

技術アドバイザー　　國丸　貴紀　　原子力発電環境整備機構
サイト調査計画グループ課長代理

以上

A-3-1　研究評価の目的

国立研究開発法人産業技術総合研究所は経済産業省資源エネルギー庁から委託を受けて「平成 27 年度地層処分技術調査等事業（海域地質環境調査確証技術開発）」の研究開発を行っている。当該委託事業は①高レベル放射性廃棄物等の地層処分における天然バリアとしての深部地質環境の状況把握と将来変化に係る調査評価技術の信頼性向上、②沿岸域海底下の特徴的な地質・地下水環境の調査・評価手法の確証を行うことを目的とし、特にボーリング調査を用いた評価技術を対象として地下水の長期的な流動解析を含めた要素技術の確証技術開発を行い、沿岸域海底下の地質環境の総合評価手法を構築することを目指している。

本研究評価は、産業技術総合研究所が実施する上記研究開発に対して、世界的な研究動向や研究開発の地域特性を把握したうえで、研究の計画・実施方法・結果について、学術的・社会的な観点から評価するものである。

A-3-2　評価の方法

当該分野について高度な専門知識を保有する 5 名の委員からなる評価委員会（委員長：登坂博行　東京大学大学院教授）を公益社団法人日本地下水学会内に設置し、計 3 回の委員会を開催して評価作業を行った。委員会には技術アドバイザーとして原子力発電環境整備機構の専門家 2 名の出席を要請し、評価にあたっての議論をより深めるものとした。

その後、各評価委員の評価結果を評価票としてまとめた。

A-3-3　評価結果

＜総評＞

本プロジェクトでは、地層処分事業におけるサイト評価技術（陸・海域の地下水調査、ボーリング調査、海底湧出地下水調査、地下水流動解析、三次元地震探査）の高度化が図られている。いずれも地層処分のサイト選定段階からその後の段階にも共通したきわめて重要な技術開発であり、全体として、研究内容は明確に絞り込まれており、目標も十分達成されていると考えられる。

＜研究内容＞

ボーリング調査については、富士川の両側の 2 地点で行われ、地層プロファイル、塩分濃度プロファイル、水理試験、水質分析が行われている。両地点の差異が考察され、塩分濃度プロファイルの違いから地下水流動の違いが考察されている。富士山から駿河湾にかけての地層の連続性や海底湧水の関係を見極めるうえで有用なものと考えられる。

物理探査による地質構造評価では、既取得の三次元データを、より高度な手法で解析する試みがなされ、分解能の向上が図られている。地下構造（地層の積層状態、断層など）のマッピングは数値解析との組み合わせによる処分サイトの安全評価上きわめて重要なものであり、一層の高精度化が期待される。

陸域の地下水調査として、前年度までに取得されているデータ（富士山周辺の多数の湧水・井戸サンプル、各種安定同位体・希ガス・放射性同位体分析値など）を総合的にまとめ、地下水流動系の推定が行われている。多種のトレーサーによる地下水水質の研究は、サイトの科学的解釈や数値モデルによる予測の信頼性を担保する上でもきわめて重要なデータとなるものと期待される。

海域の地下水調査として、前年度までのマルチビーム音波探査による海底地形調査、ROV・CTD による湧出点調査などから、海底湧出分布域の推定、成分分析、湧出挙動の

モデル化が行われている。サイト選定や概要調査の際に陸と海の地下水を知る重要な技術となるものと期待される。

陸域から沿岸域における ^{14}C 地下水年代の算出を行い、陸域から海域までの地下水流動系の詳細な検討が行われ、概念図が描かれると共に、幌延との比較・共通点などが論じられている。このような同位体的解析・解釈の深化は、数値解析との組み合わせによる安全評価の上で極めて重要であると考えられ、今後の発展に期待したい。

＜まとめ＞

地層処分のサイト選定における文献調査、概要調査段階では、本プロジェクトで扱われている地下構造、地下水情報、それらと数値解析を組み合わせた総合的評価が必要不可欠となろう。その技術的基盤の構築という観点では、本プロジェクトの目標は十分達成されていると考えられる。

今後は、各段階で必要となる具体的評価シナリオなどをより明確化しながら、産総研が長年蓄積してきた地球科学的データや最先端の地下調査・解析技術の一層の進展を図っていただきたい。

登坂博行（委員長）

総括表

評価委員から提出された評価コメントを以下に示す。

表 A-3-3-1　評価コメント総括表（1）

大項目	【肯定的意見】	【問題点・改善すべき点】
1．事業の目的・政策的位置づけの妥当性	＜登坂＞ 国の事業として適当であり、主導的関与が必要とされる事業と考えられる。 特に今後の地層処分事業の安全評価上必要となる先進的解析・探査技術の検討・開発が目標となっており、位置づけは明確であり、事業の安全評価上きわめて有意義と考えられる。 ＜杉田＞ 本事業は、高レベル放射性廃棄物の処分地選定において最重要選定要素である「深部地質環境の状況」を把握し、その「将来変化を予測する」調査技術の開発を目的としており、国の事業として行うべき課題である。 放射性廃棄物の処分に対する国民・社会の高い関心のもと、「地質・地下水環境の調査・評価手法の確証」をおこなうという具体的な目的も明確である。 ＜松島＞ ・沿岸域海底下における海底水理地質構造の構築に資するため、3次元反射法地震探査を実施したことは、結果としては必ずしも良好でない一面もあるが、我が国における高レベル放射性廃棄物等の地層処分についての地質環境評価手法の確立という観点から、本邦発の試みであり国の事業として適当である。また、その探査仕様としても概ね妥当な仕様が設定され、適切に当該探査が実施された。今回の結果は、当該沿岸海域における一定の成果を得たと評価できる。 ・沿岸域における水理特性を主軸にした地質環境評価手法を確立し、処分システムの成立性や安全性を評価できることを目指しており、実現できれば世界的な科学・技術的視点から見ても極めて先導的かつ独創性を有することとなる。また、同時にどこまで科学的に把握できてどこからが厳しいのかという技術的課題を提示することも、地層処分に対する社会的受容性を高めることに繋がるので、このような取り組みは社会的意義を有している。 ＜今村＞ （1）沿岸域深部の陸域から海域にわたる連続的な地質、地化学、地下水に関する情報を取得し、解析的な評価を行うことは、民間企業ではなしえない国の関与が必要とされる事業である。 （2）放射性廃棄物処分は、国の原子力政策のバックエンドとして大変重要な部分であり、この問題に対する我が国の対処は今後のアジアにおける先導的役割を果たすべきである。有数の火山国であり、頻発する地震、数多く存在する断層等いずれも、欧州や米国にはない環境条件のなかでの立地であり、事業の社会的意義は大きい。 陸域から海域にいたる連続的な評価は、あまり例がなく科学的・技術的意義は高い。 ＜平山＞ ⑴ 国の事業として適当であるか、国の関与が必要とされる事業か。 ・本事業は、科学的有望地の選定の後の、概要調査にあたる調査方法を、系統化するための研究である。そこで、沿岸域を対象に、複数の調査方法を組み合わせ、所定の成果を得るための総合化は、難易度が高く、国の事業として妥当と判断する。 ・地層処分では、地下水が大きな問題となるが、沿岸域は地層処分の適地の一つと考えられるが、広域的な調査・研究実績は少ない。様々な事業分野の基礎となることからも、国民や社会ニーズに、十分に合致していると思われる。 ・研究全体のマネジメントと結果の評価は産総研が担当し、その技術管理の下で、自治体の機関や民間の調査会社が調査を実施している。研究の役割分担は、適切と考える。 ⑵ 事業目的は妥当で、政策的位置づけは明確か。 ・地層処分のための基礎的な研究であり、社会的意義は十分にある。 ・ボーリング調査、物理探査、地下水調査、海域調査など、複数の技術を駆使しており、事業の科学的・技術的意義は高い。 ・外部への公表を前提としたとりまとめ方針についても、評価できる。	＜登坂＞ 特になし ＜杉田＞ 特になし ＜松島＞ ・今回の探査作業は民間会社に委託したものと思われるが、世界的な視点で業者選択をする等、良好な結果を積極的に追求するアプローチの可能性も検討してほしい。沿岸域を得意とするサービス会社は存在すると思うので、是非そういう分野で世界的な競争的環境を醸成していただき、長期的視点で当該分野における国内産業を育成する方向も検討いただきたい。 ＜今村＞ 先端的な物理探査の実施やサイドキャンソナーによる海底湧水のスクリーニング、4Hを用いた地下水年代の推定等興味深い研究開発がなされていると思うが、全体として、それぞれのデータの信頼性、確からしさの検討が少し不足している。実際の地層処分のときに必要不可欠な調査は何か？データの不確かさが評価に及ぼす影響を把握しておかないと信頼性の高い評価にはつながらない。今後の研究開発に期待する。 ＜平山＞ 複数の技術を組み合わせて、より高度な成果を得る一連の知見は、多方面で応用できることが期待できるので、広範な利活用を念頭において公表していただくことを、お願いする。
2．産業技術総合研究所が行う事業の研究開発等の目標設定の妥当性	＜登坂＞ 沿岸域地下水の調査手法として、ボーリング調査による地質と地下水の検討、各種安定同位体・希ガス・放射性同位体など既取得データの分析・解釈のまとめ、マルチビーム音波探査等の海底地形調査、ROV・CTDによる湧出点調査などによる既取得データの分析とまとめ、三次元地震探査データの高度化処理技術の検討が行われており、いずれの目標設定も適切と考えられる。学術的にも設定水準は高いと考えられる。 ＜杉田＞ 高レベル放射性廃棄物処分地選定のための「地層・地下水環境の調査・評価手法の確証技術開発」という本事業全体の目標は適切かつ妥当である。 1．沿岸域地質構造評価技術の開発 「物理探査により、沿岸海域における海底地形と地質構造を把握し、海底水理地質モデルを構築する」という目的および到達目標は具体的かつ明確である。 2．海上掘削技術の開発 海上掘削調査の対象となる沿岸域の海底地下水流動を調査し、沿岸域全体の地下水流動を明らかにすることは処分地選定プロセスにおいて不可欠であり、目的・目標ともに具体的かつ明確である。 ＜松島＞ ・目標達成のための指標については、当該分野では定量的な指標が困難であり、定性的になっているが現状としては概ね妥当ではないか。【問題点・改善すべき点】の欄では、厳しい指摘を行うが、最終的成果は調査結果に大きく依存してしまうため、仮に明確かつ定量的な目標を設定しまうことにどのような意味があるのかという疑問が残る。既存坑井が1本も無い状況では、全体的に厳しいスケジュールを考えると、調査すること自体が目的化してしまっても、そこには一定の成果があると思う。 ＜今村＞ 沿岸域の地質、地下水環境を評価するという全体の目標設定については時宜を得た適切かつ妥当な目標設定である。それに対して必要な具体的な目標も設定されている。 ＜平山＞ ⑴ 研究開発等の目標は適切かつ妥当か ・目的達成のために具体的かつ明確な研究開発等の目標及び目標水準を設定しているか 具体的な研究テーマは、以下のとおり。 沿岸域を想定したボーリング技術の実証 物理探査による海底下を含めた地質構造 陸域と海域の地下水・湧水 沿岸域の地下水年代評価 各テーマについて、成果が挙げられている。成果内容から、適切な目標設定がなされていたと判断する。 ・目標達成度を測定・判断するための適切な指標が設定されているか 計画で得るべき成果を挙げており、その内容は適切と考える。	＜登坂＞ 特になし ＜杉田＞ 課題2「海上掘削技術の開発」の目的・到達目標は適切であるが、課題タイトルが内容全体を的確に表していない。可能であれば、課題名を変更することが望ましい。 ＜松島＞ ・事業の目的は明確であるが、その目的を達成するための個別具体的な目標設定が弱いように感じる。ともすると調査自体が目的化してしまっている印象が拭えない。確かに、定量的かつ具体的な目標を設定することは難しい側面もあるが、目指している目標があいまいになってしまっているのではないかと感じる部分がある。この問題を解決するために分野間でのコミュニケーションも積極的に行って相互理解することにより、どのあたりの目標が妥当なのか折り合いをつけていくプロセスを導入してはどうか。 ・上記とも関連するが、個別具体的な目標が若干不明瞭なため、得られた成果との対比が若干困難であり評価が容易ではない。当該分野においては正解がわからないため、定量的な目標設定が難しいのは理解できるが、少なくとも何を考えているのかを明示し、どのようなところで行き詰まっているのかを明確にしていただくことは重要である ＜今村＞ 昨年度に比べ、目標設定に対し適切な指標を設けて技術開発がなされている。信頼性の評価を行い、確証された技術とまだ途上にあるものとそのために必要な技術開発を明確化してほしい。 ＜平山＞ とくに、ない。

表 A-3-3-1　評価コメント総括表（2）

大項目	【肯定的意見】	【問題点・改善すべき点】
3. 成果、目標の達成度の妥当性	＜登坂＞ 当初設定された目標に対して、おおむね期待された成果が得られている。 地下水研究に関しては、様々な取得データからの総合的解釈により流動系が推定されており、学術的にも価値が高い。 物理探査に関しては、最新の技術を反映すべく試行が行われており、今後の一層の発展が期待される。 ＜杉田＞ 1.　沿岸域地質構造評価技術の開発 物理探査においては複数の解析手法を試行し、それらの特性が詳細に明らかとなった。また、処分候補地が複数に絞られた際に各地の特性により、適用する解析方法および解析手順をフローチャートより示した。これらは処分地地質構造の概要把握において重要な役割を果たすと考えられる。期待された成果が得られたと判断される。 2. 海上掘削技術の開発 海上掘削調査の対象となる沿岸域の海底地下水については、海底湧出が目視でも確認された他、採水・水質分析により、従来情報の少なかった海域地下水に関する多くの成果を得ることができた。また、これらの成果を、掘削および周辺地下水から得られた結果と統合し、塩淡境界を含む沿岸域全体の地下水流動系を明らかにしたことにより、本年度の目標が達成されたと判断される。 ＜松島＞ ・当該沿岸域において取得された地震探査データに対して。様々な地震探査データ解析を実施し、適用性や技術的な課題を整理しつつ、当該沿岸域の地質特性を部分的ではあるが、特殊解析により従来法より改善したことが成果として示されており、一定の成果が認められる ＜今村＞ (1)まだ目標に対して終了していないテーマもあるようだが、興味深い知見が得られつつある。社外的な発表は特許等については説明を受けていないのでわからない。 (2)達成度は80%ていどであろうか？ ＜平山＞ (1) 成果は妥当か ・得られた主な成果 以下の成果が得られており、期待とおりと評価する。 ボーリング調査：淡水性地下水の把握 物理探査：複数の解析方法による地質構造評価 陸域の地下水調査：三次元的な地下水流動、地下水の不動領域の把握 海底湧水：湧出地点の把握と現地確認 沿岸域調査：同位体による地下水年代の推定と、地層処分適地選定の際の反映方法 ・設定された目標以外に得られた成果はあるか 科学的有望地選定の後の概要調査を想定した構成となっており、目標以外の成果と言える。 ・論文の発表、特許の出願、国際標準の形成等が適切であったか 当評価委員は、これからの作業と認識している。 (2) 目標の達成度は妥当か ・設定された目標の達成度はどうか 十分に、目標を達成しているものと考える。	＜登坂＞ 特になし ＜杉田＞ 処分候補地の調査において、流動の遅い、古い地下水の正確な年代同定は極めて重要である。本成果で得られた以上の精度が求められると考えられ、今後、地下水の年代同定に関しては、複数の方法を駆使し、より精度を高めていく必要がある。 ＜松島＞ ・特殊解析の優位性を示しているが、数多くある手法の中で何故に3種類を選別したのか、最適な選別であったのか、疑問が残る。これは上述したように、手段が目的化してしまったことに起因すると思われる。すなわち、反射面（地質構造）を一生懸命に綺麗に描き出そうという意図がうかがえるわけだが、もちろん大規模な断層に関する情報は、水理特性に起因した情報は反射面（地質構造）から想定できる可能性があり妥当であるが、異方性や各種アトリビュート等の解析がなされていないのは残念（今後の課題にも記載されていない）。これは大規模な断層のみが目標となっており、小規模の断層は無視していることに相当しないだろうか（時空間的な大きなスケールで構造運動を議論し、亀裂帯を推定できる可能性もあるが、工学的問題としては精度に堪えないのではないか）。 ・特殊解析の優位性・問題点が表にされているが、沿岸域特有の問題や水理構造推定に資する情報の観点からの視点・記述が足りないように思う。繰り返しになるが、手段が目的化してしまっている。 ＜今村＞ 地層処分技術として妥当性を認められるためには、論文に限らず多くの方にレビューしてもらうように努力が必要である。こんかいの報告会ではその点の説明がなかった。私も内容に興味がいき、確証技術としての一般社会への普及・啓蒙への配慮についての質問をしなかったので、別の機会に教えてほしい。 ＜平山＞ 契約時期や、地元協議との関係で、タイトな工程の中で、十分に研究目的を達成したと思われる。契約に伴う時間的な制約については、研究を委託する上部機関と協議し、さらに良好な研究環境を整備していくことも必要と考える。
4. 事業化への貢献、成果発表についての妥当性	＜登坂＞ 地層処分のサイト選定段階（文献調査・概要調査）では、市民に対する客観的・科学的説明が不可欠であり、このような調査・解析技術を踏まえた安全評価手法の高度化を図っておくことがきわめて重要である。 ＜杉田＞ 本事業における物理探査手法の高度化、海上ボーリング手法の確証、海底地形・湧水調査を含む沿岸域地下水流動系を明らかにすることは、すべて、今後の適地選定事業に大きく貢献すると予測され、今後完成度が上がれば、橋渡し事業として期待される。 ＜松島＞ ・「事業化」という視点からは、現時点では貢献度が少し見通せない状態ではなかろうか。ただ、必要な調査であり、今後の展望にも記載されている通り、他機関と十分連携をとり、日本の技術・知恵を結集する方向に動いていることは望ましい。 ＜今村＞ ・調査成果は妥当であり、貴重なデータもある。最終年度に向けて、見通しは立っていると思う。 ＜平山＞ (1) 事業化については妥当か ・事業化の見通しは立っているか 本研究は、地層処分の科学的有望地の選定の後の、概要調査に位置づけられるものである。系統的に研究テーマを設定し、長中期的な視点も踏まえて工程設定され、且つ、成果を得ている。したがって、橋渡しの見通しは立ったものと判断する。	＜登坂＞ 今後は、実際の文献調査段階で必要となる安全評価のシナリオ、概要調査段階で必要な調査・解析の種類・レベル、評価のシナリオなどをより明確にイメージしつつ進めていただきたい。 ＜杉田＞ 事業化や橋渡しのためには、想定される候補地の地下環境に的を絞り、それらに適応可能な技術の開発・確証研究を行うことが効率の面で望ましいと考える。 ＜松島＞ ・事業化に向けた課題を徹底的に整理・体系化してほしい。 ・国内のみでの対応は難しい可能性もあり、国際協力を呼びかけられないか。 ＜今村＞ 確証技術としての信頼性を明らかにして、地層処分評価としてガイドラインのようなものを想定してまとめてほしい。 ＜平山＞ とくに指摘すべき問題点等はない。

表 A-3-3-1　評価コメント総括表（3）

大項目	【肯定的意見】	【問題点・改善すべき点】
5. 研究開発マネジメント・体制等の妥当性	＜登坂＞ (1) 研究開発計画は適切かつ妥当か 事業の目標を達成するために本計画は適切で、採択された実施者も適切であったと考えられる。 (2) 研究開発実施者の事業体制・運営は適切かつ妥当か 適切な研究開発チーム構成での実施であり、統括するプロジェクトリーダーも十分リーダーシップを発揮していたと考えられる。 (3) 変化への対応は妥当か コメントできない。 (4) 研究の基盤整備は妥当か 妥当と考えられる。 ＜杉田＞ 全体を統括するプロジェクトリーダーの元に、目標達成及び効率的な研究実施のために必要な研究実施者間の連携が十分に行われる体制がとられている。特に、海域・陸域地下水調査においては、静岡県の協力を得て、研究が大変効率よく進められた。 ＜松島＞ ・プロジェクトリーダーが十分リーダーシップをとっていることがうかがえた。 ＜今村＞ ・研究開発計画は概ね妥当であった。 ・実施体制はベストではないかもしれないが、限られた人材、限られた時間、限られた資金のなかで適切に行われている。 ＜平山＞ (1) 研究開発計画は適切かつ妥当か 成果から見て、適切かつ妥当であったと評価する。 (2) 研究開発実施者の事業体制・運営は適切かつ妥当か 多岐に渡るテーマの研究が同時に遂行し、且つ、連携していることから、適切なマネジメントのもとで、研究体制がとられたものと推察する。 (3) 変化への対応は妥当か 研究地域は、漁業事業者との調整や、台風等により高波対策など、沿岸部での作業には様々な制約条件が伴う。この点を踏まえ、研究計画を立案し、実行されている。地域特性に柔軟に対応しているものと考える。 (4) 研究の基盤整備は妥当か 委員への説明内容、質問回答は、簡潔かつ適切であり、研究に関する人材の育成がなされていると評価する。研究支援体制や知的基盤の整備等は、今後の課題と考える。	＜登坂＞ 特になし ＜杉田＞ 特に無いが、研究に関する人材の育成・確保については報告がなく、研究の知的基盤の整備については口頭で少し触れられたのみで、その状況についてはよくわからなかった。 ＜松島＞ ・様々なアイディアを結集させるための予算支出を検討してはどうか（例えば、提案公募型など）。また、国際公募も視野にいれるべき。結果的に、そのような形式の方が、市民の理解を得やすいのではないか。 ・過去の評価表にも述べたが、実施体制として強化する必要がある。組織横断型で臨まないと、おそらく体制が充実した組織化ができないであろう（人材不足の問題）。 ＜今村＞ 特になし ＜平山＞ とくに指摘すべき問題点等はない。
6. 総合評価	＜登坂＞ 地層処分事業の進展のためには、産業技術総合研究所が保有する地球科学的蓄積データ、探査技術、データ分析・解析技術、専門技術者・研究者の知見の蓄積が不可欠であると考えられ、今後の貢献が期待される。 ＜杉田＞ 高レベル放射性廃棄物処分地調査のために必要な深部地下環境調査技術の開発・確証を目的とした本事業は、地層処分地の最終決定および地層処分そのものに欠くことのできない技術の研究開発であり、その成果は、地層処分技術開発に大きく貢献すると考えられる。 物理探査手法の高度化により得られる地質構造概要、確証された海上掘削技術、正確な海域・陸域地下水流動系の解明は、想定されている処分候補地中の「地下水の不動領域」の存在を把握、明らかにすることを可能にし、地層処分地の最終決定において重要な役割を担うと考えられる。 いづれの課題も研究としても有用である。 ＜松島＞ 陸域と海域との遷移帯である沿岸域における水理特性の連続性・不連続性を解明し、安定的な水理特性箇所をすることは、我が国における高レベル放射性廃棄物等の地層処分についての地質環境評価手法の確立という観点からも重要であり、有用な研究成果が期待される。現在の最先端の技術を適用することで、何をどこまで明らかにできるのか、また何が明らかに出来ないのか、という問いに対してある程度の回答を得ることは極めて重要である。 ＜今村＞ 沿岸域地質構造評価技術および会場掘削調査技術ともに、高レベル放射性廃棄物の地層処分サイトの地質構造、地下水流動等を評価するための技術開発である。高レベル放射性廃棄物処分サイトでは、通常の工学的利用やエネルギー資源探索のための調査とは比較にならない高精度の調査が求められるとともに、広域かつ長期間の評価を可能にするデータ取得が求められる。その意味で実サイトにおいて陸域からデータの少ない海域にわたって評価しようとする研究開発は、非常に有用であるとともに地層処分技術の開発に貢献している。 現在、原子力発電を取り巻く環境は厳しいものであるが、それがゆえにより高精度の評価が求められている。廃棄物の問題は原子力政策のバックエンド部をなす根幹技術である。今年度の成果も科学的意義は大きいので、国民の理解に役立ててほしい。 ＜平山＞ 複数の研究テーマを設定し、新たな知見の取得が得られていること、また、既往の幌延地区での研究成果とも対比されており、本事業は研究として有用であり、地層処分技術の開発に貢献していると評価する。	＜登坂＞ 地層処分事業の文献調査、概要調査などの各段階の具体的評価シナリオをイメージしつつ、必要なデータベース、探査解析技術の種類やレベル、解析技術のレベルなどをより具体的に考えた研究開発が望まれる。 ＜杉田＞ 調査対象を、候補地となりうるような地下環境に絞ることにより、より効率よく技術開発・確証研究が可能になると推定される。国民が納得するような選定手順を踏むために、今後、全国の沿岸域を調査対象とするとの報告が口頭であったが、国民理解のために不要な調査を研究費を費やして行うことは、却って国民の利とならない。国民理解は別の事業等にゆだねるなどし、本事業は国民理解とは少し離れても、地層処分地選定のために、高い優先順位で実施することが必要な研究は何か各課題の内容をより吟味して、遂行する方がよいと感じた。 今後、流速が零に近い流れ場における、地下水の流れと物質輸送を予測する必要があると考えられる。非常に遅い流れの場においては、報告の中で言及された水の粘性以外にも、通常の流れ場では考慮されない物質輸送に関与する因子が存在すると推察され、それらの丁寧な吟味を行うことが今後の本事業の研究開発において極めて重要と考えられる。 ＜松島＞ 上述のように極めて重要な案件であるため、日本国内の関連機関との連携、さらには国際的な連携を目指して人類の英知を結集してほしい。 ＜今村＞ 目的は明確であり、得られるデータも貴重であるが、先端的な技術の評価も踏まえ、信頼性評価を高めてほしい。極めて評価の難しいわが国特有の立地条件下で立派な評価体系を作り上げて、世界の地層処分に貢献するような技術開発をしてほしい。その成果をどんどん社会に発信すべきである。処分後のモニタリングも視野に入れることもその一助かもしれない。 ＜平山＞ とりまとめに当っては、各テーマ間の連携についても留意し、さらによい研究成果とすることを期待する。

評価票

評価委員から提出された評価票は以下のとおりであった。

表 A-3-3-2　評点表

	A　委員	B　委員	C　委員	D　委員	E　委員
1．事業の目的・政策的位置づけの妥当性					
2．研究開発等の目標設定の妥当性	A	A	B	B	A
（1）研究開発等の目標は適切かつ妥当か。					
①地下水の研究	a	a	N/A	b	a
②物理探査の研究	a	a	○	b	a
3．成果、目標の達成度の妥当性	A	B	B	B	A
（1）成果は妥当か。					
①地下水の研究	a	b	N/A	b	a
②物理探査の研究	a	b	○	b	b
（2）目標の達成度は妥当か。					
①地下水の研究	a	b	N/A	b	b
②物理探査の研究	a	b	○	b	b
4．事業化、橋渡しについての妥当性	A	B	C	A	A
（1）事業化や橋渡しへの貢献については妥当か。					
①地下水の研究	b	b	N/A	a	b
②物理探査の研究	b	b	○	a	b
5．研究開発マネジメント・体制等の妥当性					
（1）研究開発計画は適切かつ妥当か。	a	a	c	a	b
（2）研究開発者の事業体制は適切かつ妥当か。	a	a	c	a	b
（3）変化への対応は妥当か。	b	a		b	b
（4）研究の基盤整備は妥当か。	b	c		b	b
6．総合評価	A	A	B	A	A

平成 27 年度
海域地質環境調査確証技術開発　成果報告書

平成 28 年 3 月 31 日　発行

編著者　丸井敦尚・光畑裕司・町田功・横田俊之・小野昌彦・樽沢春菜
越谷賢・磯前沙也加・楠瀬勤一郎・井川怜欧・上田匠
（国立研究開発法人　産業技術総合研究所）

発行者　国立研究開発法人　産業技術総合研究所
地圏資源環境研究部門　http://unit.aist.go.jp/georesenv/

発行所　国立研究開発法人　産業技術総合研究所
〒305-8567　茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7
電話　029-861-2605
http://www.aist.go.jp/

著作権者 国立研究開発法人　産業技術総合研究所　copyright AIST、2016
本誌掲載記事の無断転載を禁じます

印刷製本　国立研究開発法人　産業技術総合研究所