海域地質環境調査確証技術開発

３箇年とりまとめ

(総括報告書)

平成 28 年 3 月

国立研究開発法人

産業技術総合研究所

海域地質環境調査確証技術開発

３箇年とりまとめ（総括報告書）

目　　次

第１章　はじめに

1-1　研究の背景　・・　4

1-2　研究の目的　・・　6

1-3　研究の計画　・・　6

1-4　産業技術総合研究所による沿岸域研究のあゆみ　・・・・・・・・・・・・　8

第２章　沿岸域地質構造評価技術の開発

2-1　研究地域の地形と地質　・・　12

2-2　物理探査研究　・・　26

第３章　海上掘削調査技術の開発

3-1　陸域の地下水調査　・・　43

3-2　海域の地下水調査　・・　52

3-3　ボーリング調査　・・　68

第４章　総合解析

4-1　長期非定常地下水流動解析　・・　100

4-2　研究のまとめと課題　・・　132

第５章　おわりに

5-1　おわりに・・　151

第１章　は　じ　め　に

1-1　研究の背景

平成 17 年 8 月、経済産業省資源エネルギー庁は、地層処分基盤研究調整会議を招集した。会議は、核燃料サイクル開発機構（現、日本原子力研究開発機構)、原子力環境整備促進・資金管理センター、電力中央研究所、産業創造研究所、放射線医学総合研究所に加えて産業技術総合研究所が構成機関として名を連ね、第 2 次取りまとめ（「わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性」）以降の処分研究の進捗状況について情報交換等をおこない、基盤研究開発の計画的かつ効率的な推進を目指した。傘下に組織された地質環境ワーキングでは、わが国特有の地質環境に関する議論が行われ、堆積岩地域と結晶質岩地域の基礎研究に関しては精力的な研究開発が実施されているものの、沿岸域というカテゴリーに関しては充分な知見が集積されていないという結論に達した。沿岸域の地質環境については、内陸地域に比べて調査の実績が少なく、海水の影響や塩淡境界の分布を考慮する必要があるため、研究開発の余地が大きいと考えられることが理由の一つである。本研究課題である地下水流動に限れば、内陸域と同様の水理地質構造（断層などの不連続構造、低透水性構造）や動水勾配などに加えて、塩淡境界や海底湧水を把握するための調査技術の整備、海水と淡水との密度勾配による流動や移流場から拡散場への移行、海水準変動の影響などに着目した解析技術の開発等が重要とされており、物理探査についても、作業効率や解析技術などの改良・高度化が図られるべきとされている。これを受け、資源エネルギー庁は平成 18 年 3 月の地層処分基盤研究開発報告会において、沿岸域に関する調査技術高度化の必要性を強調している。

しかし、沿岸域（とくに浅海域）では、これまでは物理探査などの調査が困難であることから断層等の地質構造調査が十分になされてこなかった。沿岸域に潜在する断層は、地質学

的な安定性を欠くばかりでなく、深層地下水の流路として核種の選択的な移行経路になる可能性がある。沿岸域が処分場の候補地となる可能性がある以上、沿岸域に係る調査法や既存データの再解析法の適用性や信頼性を向上させる必要があると考えた。そのような背景の中、本委託事業「海域地質環境調査確証技術開発」は、原子力発電環境整備機構（NUMO）の強い要請を受け、平成 19 年度より開始している「沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発」の発展的な研究課題として、「地質環境特性調査評価技術」における要素技術の一つとして位置付けられた。現在のわが国においては、処分すべき廃棄体が増え続けるなか、処分事業が、文献調査→概要調査→精密調査という流れに則って行われることを考えると早急に候補地を探し、なおかつ確実な調査を速やかに実施する必要がある。そのため、深部地下水の安定的な環境を評価する手法を確実に構築し、海陸いずれの地域においても活用できる体制を築いておかなくてはならない。

さらに、福島第一原子力発電所の事故を受け、国民の原子力発電事業やその廃棄物等に対する関心が高まっている。また、わが国は世界有数の火山＆地震大国であり、防災に対する国民の意識も高く、安全性を担保しなくては事業が成り立たない。しかし、沿岸域（とくに浅海域）では調査の困難さから断層等の地下水流動を左右する地質構造調査が十分になされてこなかった。調査法や既存データの再解析法を確立し、この問題を早急に解決しなければならない。安全な事業の成立性を監視する国民の目も厳しくなり、長期的な展望を視野に入れた確実な処分方法が求められている。地層処分が最も有力な処分方法であるなか、安定した地下水の不動領域を見出す技術を成立させる必要がある。

1-2　研究の目的

我が国において、これまでの原子力発電の利用に伴って既に放射性廃棄物が発生しており、その処理処分対策を着実に進める必要がある。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、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。

本委託事業ではこれらに加え、福島第一原子力発電所の事故を踏まえ、特に沿岸域における地質環境の調査・評価技術に着目して、国民が納得できるような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する。

1-3　研究の計画

高レベル放射性廃棄物等の地層処分において、処分システムの成立性や安全性を評価するうえで、海底下深部の地質構造や地下水等の状況を、ボーリング調査によって把握するとともに、その長期的な変遷を評価する必要があることも考えられる。本委託事業では、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。

具体的には、平成 23 年度から実施されている「海域地質環境調査技術高度化開発」事業

を継続しつつ、平成 25 年度から 3 年の期間において、これまでの国内外における関連研究開発の成果、また、資源エネルギー庁の関連委託事業で開発してきた手法や要素技術を活用し、

（1）沿岸域地質構造評価技術の開発

（2）海上掘削調査技術の開発

のそれぞれについて、既往の知見等に基づく課題整理と計画策定を踏まえ、以下に示すような年次展開で要素技術の開発・改良、実際の沿岸域フィールドにおける体系的な適用試験と総合評価を実施し、沿岸域での一連の地上からの調査技術と解析評価手法として体系化を図る。さらに、将来的に処分事業を開始した場合に地下水が移動する範囲等を的確に評価し、将来的な安全研究にも資する。

表 1-3-1　研究の全体計画

	平成 25 年度	平成 26 年度	平成 27 年度
沿岸域地質構造評価技術の開発	・弾性波地震探査（地質構造のモデル化のための調査） ・弾性波探査シミュレーション	・3 次元弾性波探査実験（海底下水理地質モデルの構築） ・断層探査	・海底下水理地質モデルの再解析 ・海域地質構造評価手法（3 次元物理探査）の体系化
海上掘削調査技術の開発	・海底湧出地下水調査 ・海底下水理地質構造モデリングを含む広域・長期地下水流動解析 ・海域掘削調査準備	・陸域の地下水流動調査・解析 ・海底下地下水賦存調査・解析 ・海域掘削調査	・海底下地下水賦存調査・解析 ・海域掘削調査 ・海域水理地質構造評価の体系化

1-4　産業技術総合研究所による沿岸域研究のあゆみ

産業技術総合研究所はこれまでに、「塩淡境界面形状把握調査：平成 14-18 年度」、「沿岸域断層評価手法の開発に関する研究調査：平成 15-17 年度」、「沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発：平成 19、21-24 年度」、「海域地質環境調査技術高度化開発：平成 23-24 年度」、「海域地質環境調査確証技術開発：平成 25 年度～」を実施してきた。

九十九里海岸蓮沼村（現在の山武市）においては、30m 間隔で掘削した観測井による地下水観測や物理探査、海底湧出地下水調査から、実際の塩淡境界がガイベン・ヘルツベルグの法則に示すような形状をして、淡水地下水が海域に湧出していることを確かめた（産業技術総合研究所、2003）。

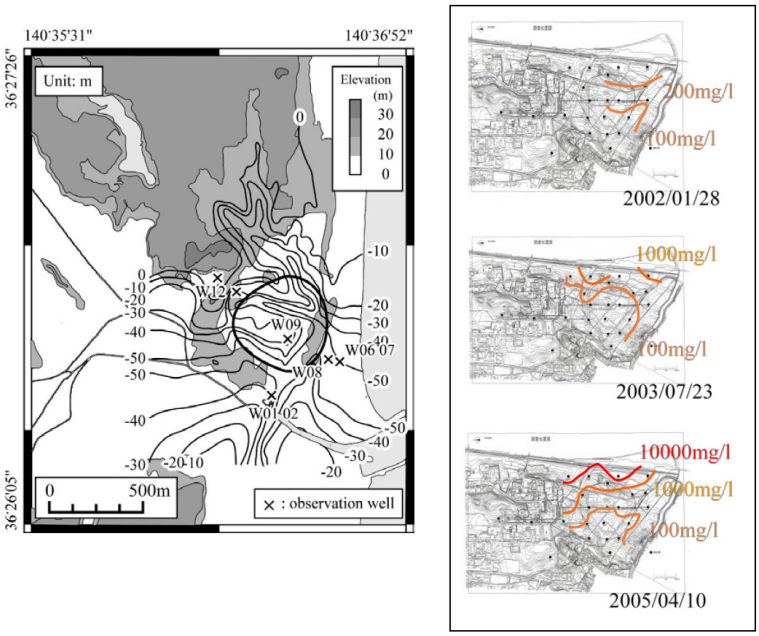


図 1-4-1　茨城県東海村における大規模工事に伴う塩淡境界の侵入

茨城県東海村では、J-PARC 加速器の建設に伴う塩淡境界面の移動や形状変化に関する現場実験を実施した。その結果、塩淡境界の位置や形状は海水準変動の影響を受けることや大

規模土木工事によって大きく移動することが世界で始めてとらえられた。

北海道幌延町で実施した研究においては、産業技術総合研究所が開発した浅海域でも探査可能な、海陸連続電磁探査技術によって沿岸海底下に淡水地下水領域があることを発見し、これが氷期の地下水流動によって形成されたことを解析的に示した。また、この現象は日本列島の各地において、堆積平野の沿岸域で共通して見られる事象であることも推定された（産業技術総合研究所、2013；世界で始めての技術）。

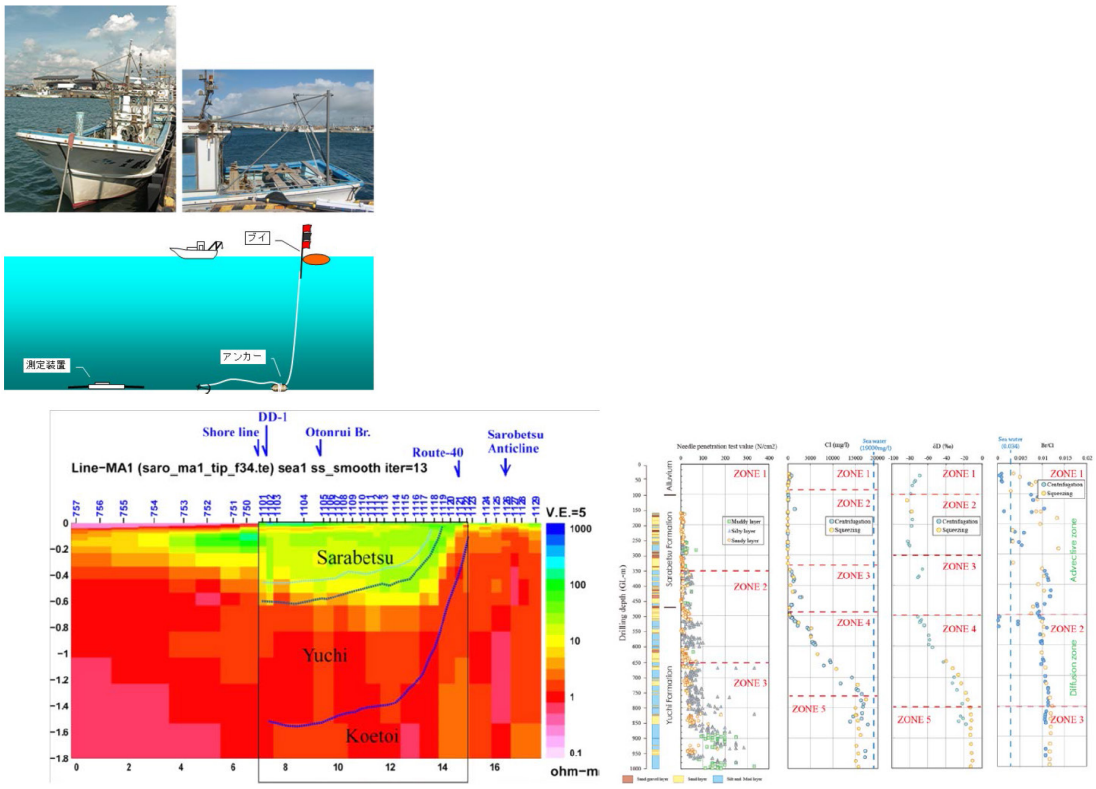


図 1-4-2　北海道幌延沿岸域で観測された、海底下の淡水地下水領域。

この淡水領域は氷期の地下水流動によって形成されたものであり、その下位の塩水地下水は 100 万年単位で安定していることも解析的に示すことができた。

これは本邦の海岸で一般性をもつものである。上の写真は実際の調査の様子。

産業技術総合研究所は独自に浅海域の調査手法を開発した。

これらの成果を受けて、対象とする深度（例えば海底下）の地下水水質や滞留時間が推定できるようになった。一般的に海上掘削調査が必要な事業としては、石油掘削や CCS 地中貯留などがあげられる。これらのための調査には通常 2000m～3000m 以上の掘削が実施されているが、超深部においては地下水が着色された“かん水”などであることが多く、海水よりも比重が大きいため、海水の混入を考慮しなくともサンプリングが可能になる。しかし、これまでの調査研究から、当該事業における処分地想定深度（数百 m～1000m 程度）では、海水のコンタミがあると高精度な分析・解析ができないことがわかった。そのため、当該事業の試料採水においては、海水の浸入を防がなければならない。

今回の駿河湾においては、先ずこれまでに実施した物理探査データを再解析し、その精度を高めることを試みる。さらに、海岸域において脱塩海水を使った新しい掘削手法にも取り組み、掘削に伴う地質・地下水試料の採取方法、掘削中の Cl、 D、 SO4 のモニタリング、海水侵入の制御、波浪対策、泥水等の管理などを徹底して調査・研究する。また、海域の調査においては、これまでにない精度で海底微地形を観測し、海底湧出地下水をとらえるほか、陸域からの地下水が流動する範囲を判定し、総合的に地下水の水理構造を明確にする。これによって、超長期的に安定した地下水領域の評価を実施する。

第 2 章　沿岸域地質構造評価技術の開発

2-1　研究地域の地形と地質

2-1-1　地形の概要

本研究対象地域である富士山麓－駿河湾地域は、本州弧の中央部に位置し、北北東－南南西～南北にのびる東北日本弧と、東北東－西南西～東西にのびる西南日本弧の接合部にあたる。当該地域の地形は、山頂標高 3776m を有する世界有数の大型成層火山である富士山と全般的に水深が深く湾奥部の水深が-800m 前後に達する駿河湾に特徴づけられる地形勾配が非常に大きい地域である。

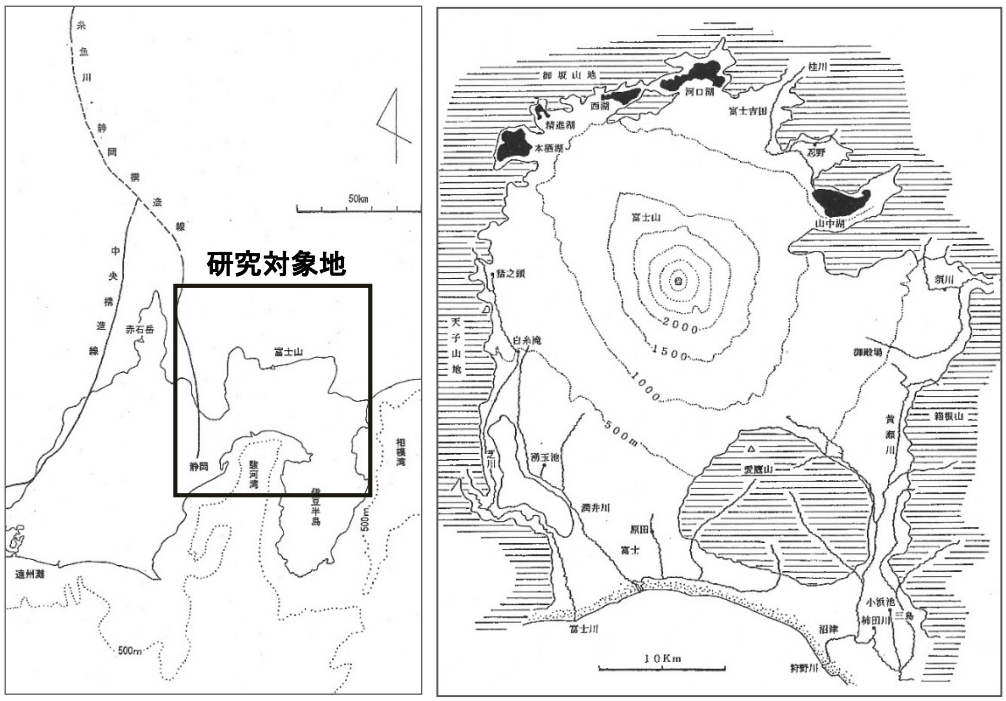


図 2-1-1-1　研究対象地位置図及び研究対象地周辺の地形概念図（土，2001）

（1）富士火山

富士火山は、静岡県と山梨県にまたがる日本の陸上で最大の玄武岩質成層火山である。山

体はほぼ円錐形を呈するが、全体としては山頂を中心とした北北西～南南東方向に長軸をもった楕円錐である。山頂標高は 3776m、底面の直径は約 35～45km、底面積は 873km²、体積は 1500km² と推定される。溶岩やスコリアを主体とする山麓斜面は、浸食が進み多数の谷筋が形成され、浸食作用が進んでいる（日本の地質「中部地方Ⅰ」編集委員会編、1988）。

また、富士火山の山体には浸食作用によって多くの谷が発達しており、その下流には谷筋に沿って流下した土砂（土石流）が形成した扇状地が広く分布する。西麓部の上井出扇状地、大沢扇状地、南西麓部の富士宮扇状地、大淵扇状地、北東麓部の梨ガ原扇状地、吉田扇状地は代表的な火山麓扇状地に区分される（国土地理院、2003）。

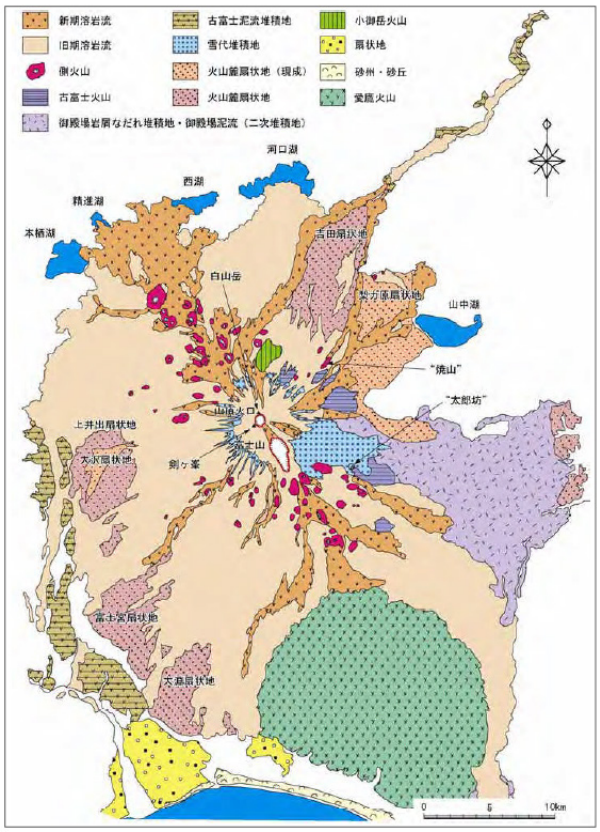


図 2-1-1-2　富士山麓周辺の地形区分図（国土地理院，2003）

（2）周辺山地・火山

御坂山地は、富士裾野北側に位置する東西に長い山地であり、新第三紀中期中新世以降に隆起して形成された褶曲山地である。御坂山地南麓には、河口湖～本栖湖があり、北麓は甲府盆地に下る。東部には三ツ峠山があり、その西に御坂山、節刀ヶ岳、三方山などの標高1200～1700m 級の峰や尾根が本栖湖付近まで続く（松田、2011）。

天守山地は、富士裾野と富士川谷との間に立つ南北に長い山地である。この山地は北端で御坂山地に続くが、本栖湖以南を天守山地とする。北部に最高峰の毛無山（標高 1945m）があり、それ以南に天子ヶ岳や思親山のある稜線が富士川下流部の芝川付近まで続く。山地東側の斜面はその下部を富士火山噴出物に埋められているが、山地の西側斜面は急勾配で富士川へ下る。御坂山地と同様に、新第三紀中期中新世以降に隆起して形成された褶曲山地である（松田、2011）。

丹沢山地は北側を桂川の谷に、南側を酒匂川（鮎沢川）の谷にはさまれた東西にやや長い山地である。山地の西部は、その山地高度を保ったまま富士火山噴出物に覆われている。山地には、大洞山（山頂標高 1383m）や三国山（山頂標高 1343m）などの 900～1400m 前後の稜線が東西方向にのびる（松田、2011）。

愛鷹火山は、富士火山の南南東および箱根火山の西側に接する直径 15km 以上の第四紀火山である。山頂標高は 1504m であり、富士火山をひとまわり小型にしたカルデラをもたない成層火山である。愛鷹火山には、溶岩ドームや一部の溶岩流に原地形が残っているが、中腹以上の斜面には全般的に放射谷が刻まれ、富士火山に比して開析作用が進んでいる（東京大学出版会、2006）。

箱根火山は、伊豆半島のつけねにあり、カルデラをもった大型の成層火山で、山体の平面積は約 20×15km^2 である。最高峰は神山の 1438m であり、火山体の体積は約 96km^3 と推

定される。新旧 2 つの外輪山と中央火口群からなる三重式の火山である。古期外輪山は、標高 900～1、200m の環状の山稜をなし、新期外輪山は古期カルデラの東半分を占め、標高 800～940m の平頂な山体である（日本の地質「関東地方」編集委員会、1986）。

（3）富士五湖と主要河川

現在から約 2.0～1.5 万年前の古富士火山の噴火時代に、富士五湖の前身である富士四湖が形成された。これらは火山性陥没湖であり、この陥没地に水が流れ込み湖となった。一時的な休止期間を経て、約 5000 年前頃より新富士火山の噴火活動が開始されると、富士四湖は溶岩流等を主体とする火山噴出物でせばめられ、瀬ノ海が現在の西湖から本栖湖に、忍野湖が忍野八海になることで、現在の富士五湖が形成された（濱野、1992）。

富士山麓を涵養源とする主な河川として、桂川、酒匂川（鮎沢川）、黄瀬川、柿田川、芝川、潤井川が挙げられる。桂川は北麓を主な涵養源とし北東方向に流下し、酒匂川は東麓を涵養源として東方向に流れ、相模湾に注いでいる。黄瀬川は富士南東麓と箱根火山西麓の裾合谷を南流し狩野川に合流した後、駿河湾に注ぐ。西麓および南西麓を涵養源とする潤井川は南東方向に流れ駿河湾に流入し、芝川は安居山断層帯の西側をほぼ南流し富士川に合流した後、駿河湾に注いでいる。これらの他に、箱根火山西麓斜面を涵養源とする大場川や愛鷹火山を涵養源とし、浮島ヶ原と呼ばれる海岸低地を西方向に流れる沼川がある。

（4）駿河湾

駿河湾は、富山湾・相模湾ともに湾奥まで 1000m を越す水深をもつ構造性の湾といわれている。主な海底地形として、大陸棚、急傾斜の大陸斜面、海底谷、石花海堆、石花海海盆、駿河湾中央水道からなる。駿河湾沿岸域の海底において、大陸棚は内浦湾をのぞき、富士川

河口沖などにはほとんど分布していない。湾奥部の大陸斜面の勾配は約 150/1000 で海底谷も多い。駿河湾中央水道は、駿河湾の中央を南北にはしる溝地形であり、湾奥部の水深は 1300m、湾口部では 2500m に達する。この水道は、湾口部以南で方向を南西方向にかえ、西南日本海溝につながる（日本の地質「中部地方Ｉ」編集委員会編、1988)。

2-1-2　地質の概要

(1)　地質層序

富士山麓－駿河湾沿岸地域の基盤地質は、富士火山を取り巻く御坂山地、天守山地および丹沢山地の山々を構成する新第三紀中新世－鮮新世に形成された海成堆積岩や海底噴出の火山岩類ならびにそれらに迸入した石英閃緑岩であり、その上位に第四紀更新世から活動を開始した箱根火山、愛鷹火山および富士火山の火山地質が分布していると考えられている（松田、2011)。一部の山麓表層部には、火山噴出物が二次堆積した泥流・火山泥流堆積物が分布し火山麓扇状地を形成する（国土地理院、2003)。また、駿河湾沿岸域の海岸低地ならびに富士川や狩野川沿いには谷埋め堆積物である沖積層が厚く分布し、海岸低地ならびに扇状地を形成している。研究対象地域の地質層序を表 2-1-2-1 に示す。地質層序表における地層名は、既往地質資料（例えば、津屋、1940；松田、2011）に準拠して記載した。

表 2-1-2-1　富士山麓－駿河湾沿岸地域の地質層序表

地質時代		地層名		地質記号	主な岩層
第四紀	完新世	沖積層	泥　質	a	泥・砂・礫
			礫質堆積物	ag	礫・砂
			砂質堆積物	as	砂
		泥流堆積物		mf	砂礫
		火山泥流堆積物		vmf	火山砂礫・砂
		段丘堆積物		d	礫・砂
		新富士火山噴出物	新　期	YV	玄武岩溶岩・火山灰・スコリア
			中　期	MV	スコリア・火山灰・玄武溶岩
			旧　期	OV	玄武岩溶岩・火山灰・スコリア
	更新世	古富士火山噴出物	泥流堆積物	OLFm	火山砂礫・スコリア・火山灰
			溶岩類	OLF	玄武岩溶岩・スコリア・火山灰
		湯船層		Yu	礫・砂・粘土
		小御岳火山噴出物		KOM	安山岩溶岩・火砕岩
		愛鷹火山噴出物		ASH	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩・礫・砂
		箱根火山噴出物		HAK	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩
		多賀・達磨火山噴出物		Tg・Da	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩
		足柄層群		ASG	礫岩・砂岩
		蒲原礫岩		Kg	礫岩
		岩淵火山岩類		IWAV	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩
新第三紀	鮮新世・中新世	富士川層群		FuKG	礫岩・砂岩泥岩互層
		西桂層群		HAG	礫岩
		白浜層群		SHIG	凝灰岩・凝灰質砂岩
		西八代層群		NYG	砂岩泥岩互層・礫岩
		丹沢層群		TAG	石英閃緑岩・玄武岩～安山岩溶岩、火砕岩
		湯ヶ島層群		YUG	玄武岩～安山岩火山岩類

（2）地質構造および地質形成年代

富士火山は、南部フォッサマグナ地域に活動した第四紀火山であり、新第三紀中新世～鮮新世に形成された火成岩および堆積岩を基盤地質とする。富士火山の地質構造は階層構造をなしており、下位より順に小御岳火山、古富士火山、新富士火山の順に分布すると考えられている（例えば、津屋、1971；日本の地質「中部地方Ⅰ」編集委員会編、1988；土、2001）。富士山麓－駿河湾沿岸地域の地質構造概念図を図 2-1-2-1、地質層序ならびに地質形成年代

を表 2-1-2-2 に整理した。地質形成年代については既往地質資料（例えば、日本の地質「中部地方Ｉ」編集委員会編、1988；国土地理院、2003；松田、2011）より引用した。書く地質の詳細説明は本編に譲る。

表 2-1-2-2　富士山麓－駿河湾沿岸地域の地質層序および地質形成年代対比表

地質時代		地　　層　　名		地質記号	主　な　岩　層	地質形成年代
第四紀	完新世	沖積層	泥　質	a	泥・砂・礫	---
			礫質堆積物	ag	礫・砂	---
			砂質堆積物	as	砂	---
		泥流堆積物		mf	砂礫	---
		火山泥流堆積物（御殿場泥流堆積物含む）		vmf	火山砂礫・砂	---
		段丘堆積物		d	礫・砂	---
		新富士火山噴出物	新　期	YV	玄武岩溶岩・火山灰・スコリア	1,600年前以降
			中　期	MV	スコリア・火山灰・玄武溶岩	約4,000～1,600年前
			旧　期	OV	玄武岩溶岩・火山灰・スコリア	約1.5万年～5,000年前
	更新世	古富士火山噴出物	泥流堆積物	OLFm	火山砂礫・スコリア・火山灰	約3.0～1.7万年前
			溶　岩　類	OLF	玄武岩溶岩・スコリア・火山灰	約10～3.0万年前
		小御岳火山噴出物（先小御岳火山噴出物）		KOM	安山岩溶岩・火砕岩	約70～10万年前
		愛鷹火山噴出物		ASH	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩・礫・砂	約40～10万年前
		箱根火山噴出物		HAK	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩	約40万年～3,000年前
		多賀・達磨火山噴出物		Tg・Da	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩	約200～100万年前
		足柄層群		ASG	礫岩・砂岩	
		蒲原礫岩		Kg	礫岩	
		岩淵火山岩類		IWAV	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩	
新第三紀	鮮新世・中新世	富士川層群		FuKG	礫岩・砂岩泥岩互層	約1,200～200万年前
		西桂層群		HAG	礫岩	
		白浜層群		SHIG	凝灰岩・凝灰質砂岩	
		西八代層群		NYG	砂岩泥岩互層・礫岩	約1,700～1,200万年前
		丹沢層群		TAG	石英閃緑岩・玄武岩～安山岩溶岩、火砕岩	
		湯ヶ島層群		YUG	玄武岩～安山岩火山岩類	

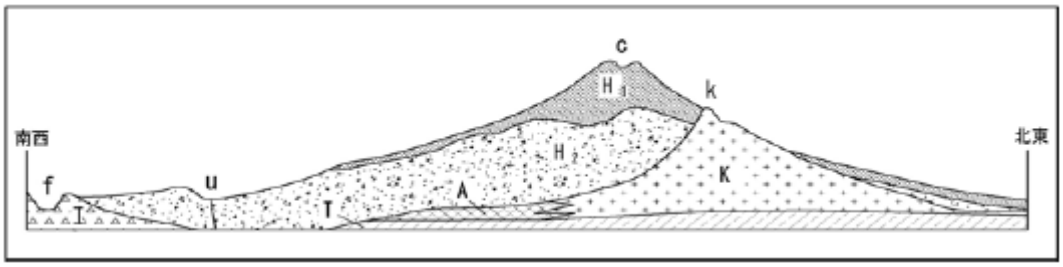


図 2-1-2-1　富士火山の地質構造概念図（津屋(1940)を一部加筆修正）

C 富士山頂、H1 新富士火山噴出物、 H2 古富士火山噴出物、k 小御岳山頂、K 小御岳火山、A 愛鷹火山、T 新第三紀層、f 富士川、u 潤井川

2-1-3　水文環境

（1）陸域の地下水研究

駿河湾周辺地域における過去の地下水研究の事例は多岐にわたることから、本項では、研究対象地域である富士地区岳南地域（富士川から狩野川まで）を対象に過去の研究を取りまとめる。

本地域における沿岸域地下水研究の歴史は、地下水の塩水化研究の歴史である。本稿でいう地下水の塩水化の定義は、産業用に開発された淡水帯水層に塩水が侵入し、その結果、地下水の水質が悪化して利用価値が低下することを意味している（村下，1982）。岳南地域における地下水利用の開始は明治 20 年（1887 年）まで遡り、パルプ・製紙工場が主な利用元であった。岳南地域における地下水質は 1950 年代から注目を集めており、1955 年には旧地質調査所（現（国研）産業技術総合研究所）が静岡県とともに地下水調査をおこなっている（蔵田ほか，1956）。この調査時の詳細な地下水質データは比留川ほか（1957）において報告されており、水質の分布から本地域における地下水を 1）富士川水系地下水と 2）富士山体から供給される地下水に大別した。また、本調査地域において潤井川を境に水質の不連続性が確認されたことから、ここを両者の境界としている。その後 1960 年の夏の調査において、1955 年に淡水だった井戸水（Cl^-＝6.0mg/l）が塩水（Cl^-=500mg/l）となっていることが確認され、年末にはこの井戸を含む田子の浦港周辺の工業・水道の深井戸が塩水化した。これが富士市における被圧地下水塩水化の発端であった（村下・岸，1967）。その後、1961 年から地質調査所は当地における塩水化機構とその防止策に関する研究を継続し、終息の目途のついた 1978 年に調査を終了した。一連の地下水質調査研究については尾崎（1978）、村下（1982）、池田（1982）などで報告がなされている。また、安藤・池田（1973）は代表

的な塩水化地下水試料の酸素・水素同位体比から、本地域の塩水化は塩水侵入によるものであることを明らかにし、さらに Ikeda（1989）は、帯水層の岩相と水質との関係について地化学的見地から詳細な検討をおこなった。池田（1995）は、既存の地下水塩水化研究を総括し、本地域において発生した海岸平野の塩水化現象は、過剰揚水による地下水位の低下がもたらした淡水帯水層への海水の侵入によるものであり、本地域に豊富な地下水資源をもたらす新富士溶岩層や愛鷹火山砂礫帯水層の透水性の高さが、世界的に見ても急激で大規模な地下水塩水化を引き起こす要因となったと指摘した。近年では Tosaki et al.（2011）における放射性塩素同位体（^{36}Cl）を用いた年代測定によって、岳南地域の地下水の年代がおよそ 30 年程度であることが示された。

（2）　海洋環境および海底湧出地下水に関する研究

本項では、駿河湾に関する海洋環境および海底湧出地下水を対象とした既往研究を対象に取りまとめを行う。駿河湾は御前崎と伊豆半島南端で区分される面積 2300km^2 の海域指し、最大水深は 2500m 程度である（国土交通省，2014）。駿河湾内における海流については、木村（1950）、中村（1972）、中村・村中（1979）で報告されている。木村（1950）は、漂流瓶を用いた調査により湾内の循環流の状況を示した。中村（1972）は、海流板を用いて駿河湾内の表層水の流動を調査した結果、湾奥部に位置する田子の浦港周辺では概ね西方向の流向が卓越していることを示した。また、中村・村中（1979）では駿河湾内に存在する水塊は、沿岸河川系水、表層水、外洋系水に区分され季節ごとにその分布域が異なることを明らかにした。

駿河湾内における水温や水質の状況は中村（1977）、Aruga（1977）、塩本・橋本（1999）で報告されている。中村（1977）は、1964 年から 1974 年の期間に、駿河湾内における 13

地点において観測された水温を解析した結果、6 月から 9 月の夏季に水温躍層が水深 20～75m 付近で発達し、冬季には表層から水深 150m 付近までは均一な水温分布を示すことを報告した。また、駿河湾内の安倍川－興津川間の沖合における塩分の長期観測の結果、夏季は水深 10m 程度まで塩分 33.0‰を示して最低値となる一方、冬季では水深 150m 付近までは均一になることを示した。Aruga（1977）は、駿河湾内のクロロフィル a について鉛直分布及び平面分布を明らかにし、有光層における平均のクロロフィル濃度は 0.3～1.8mg/m^3 であることを報告した。塩本・橋本（1999）は湾内における栄養塩類とクロロフィル a の関係について調査し、栄養塩類供給について栄養分に富む外洋系の流流水が存在すること、栄養塩類の内、亜硝酸塩や硝酸塩が先行して消費されることを示した。

海底湧出地下水に関する報告は、落合（1969）、石飛ほか（2005）、伊藤・丸井（2008）、伊藤・丸井（2010）、加藤ほか（2012）が挙げられる。落合（1969）は富士山の東麓に分布する三島溶岩流に存在する地下水を対象に水収支計算を行い、その結果 12 万 m^3/day の地下水が駿河湾の海底で湧出すると推定した。石飛ほか（2005）は駿河湾の西部に位置する安倍川河口を対象に、連続ヒートフロー式のシーページメータを用いた地下水湧出量の測定を行った結果、4.7～180×10^{-7}m/sec の湧出量が有ることを明らかにした。また同時に、安倍川流域の水収支計算結果から、河川を含めた全流出量の 39%に値する量が地下水として流出していると推定した。伊藤・丸井（2010）は、日本列島における海底における地下水湧出量を数値解析によって求めており、駿河湾沿岸域における湧出量は最大で 248 ㎜/yr と推定した。また、加藤ほか（2012）は塩分濃度の測定の結果、田子の浦港東部の水深 95.5m において低塩分の水が存在していると報告した。

以上をまとめると、駿河湾内においては沿岸河川系水や外洋からの流入水などの水塊が存在し、湾奥部の沿岸域においては海底から地下水が湧出するものと考えられる。

参考文献

天野ほか（1995）：南部フォッサマグナ・島弧衝突帯における水底火山，地質学論集，44，pp.93-100.

安藤直行・池田喜代治（1973）：地下水の塩水化に伴う水の酸素・水素同位体組成の変化－富士地域－，日本地球化学討論会年会講演要旨集，88p

池田喜代治（1982）：静岡県富士市における地下水の水質の研究，日本地下水学会誌，**24**（2），77-93.

池田喜代治（1995）：富士山南麓地域における地下水の水文化学的研究－地下水塩水化前後における水文と水質の挙動－，ハイドロロジー，25（2），57-70.

石飛智稔・谷口真人・佐伯憲一・小野恵子（2005）：駿河湾沿岸における海底地下水湧出量の定量的評価．地球化学，39，97-106.

伊藤成輝・丸井敦尚（2010）：日本列島における海底地下水湧出量の分布.地下水学会誌，40（1），1-18.

植村・山田（1988）：日本の地質 4 中部地方Ｉ，日本の地質「中部地方Ｉ」編集委員会編，共立出版株式会社

尾崎次男（1978）：塩化物イオンの濃度変化からみた被圧地下水の塩水化について－静岡県富士地区の例－，地質調査所月報，29（10），645-666.

落合敏郎（1969）：三島溶岩流中の岩罅地下水に関する研究－溶岩流断面における地下水の流速分布と間ゲキ率ならびに地下水流動量の算定－.日本地下水学会会誌，16-17，7-16.

尾田ほか（1987）：南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナンノ化石の生層序と古環境，化石，43，pp.8-14.

大森・端山・堀口（1986）：日本の地質 3　関東地方，日本の地質「関東地方」編集委員会編，共立出版株式会社

国土地理院（2003）：火山土地条件図「富士山」解説書，pp.1-10.

柴ほか（1991）：富士山の基盤，地団研専報，38，pp.1-10.

島津ほか(1976)：御坂山地, 古関－高萩地域の地質および変成作用, 地質学論集, 13, pp.313-327.

杉山・下川（1990）：清水地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，pp.103.

高木・岡田（1987）：南部フォッサマグナ，曙礫層の堆積学的研究，静岡大学地球科学研究報告，13，pp.11-24.

土（2001）：静岡県の地形と地質 －静岡県地質図 20 万分の 1（2001 年改訂版）説明書－，内外地図株式会社，pp.1-63.

津屋（1940a）：富士火山の地質学的並びに岩石学的研究，地学雑誌，52，pp.347-361.

津屋（1940b）：富士火山の地質学的並びに岩石学的研究(Ⅲ)，富士山の南西麓，大宮町周域の地質，地震研彙報，18，pp.419-445.

津屋（1971）：富士山の地形地質,「富士山」―富士山総合学術調査報告書，富士急行，pp.1-127.

濱野（1992）：富士五湖は噴火のたびに形を変えた，富士山－その自然のすべて－，同文書院，pp.170-186.

町田ほか（2006）：日本の地形 5 中部 ，東京大学出版会，pp.42-89.

松田（1958）：富士川地域北部第三系の褶曲形成史，地質学雑誌，64，pp.325-345.

松田（1961）：富士川谷新第三系の地質，地質学雑誌，67，pp.79-96.

松田（1984）：南部フォッサマグナ －その湾曲構造形成史，藤田和夫編著「アジアの変動帯」第 7 章，海文堂，pp.127-146.

松田（2011）：富士山の基盤の地質と活動史，富士火山 荒牧他編，日本火山学会，pp.45-57.

加藤憲二・瀬川琢也・永翁一代（2012）：水循環と地下生命圏－富士山地下圏を例に． RIVER FRONT，74，12-16.

木村喜之助（1950）：漂流瓶による海流調査（第１報）駿河灣の海流（特に灣内の循環流に就いて），　日本海洋学会誌，5（2-4），70-83.

蔵田延男・森　和雄・尾崎次男（1956）：静岡県岳南地域工業用水源地域調査報告　東海地域調査　第８報，地質調査所月報，**17**（6），237-260.

塩本明弘・橋本慎治（1999）：1996 年 5 月の駿河湾におけるクロロフィル a と栄養塩との関係について.水産海洋研究，63（1），1-7.

中村保昭（1972）：駿河湾の海況学的研究－Ⅱ－湾奥表層における流動．　沿岸海洋研究ノート，9（2），44-53.

中村保昭（1977）：駿河湾ならびに隣接海域の海況変動，水産海洋研究会報，30，8-38.

中村保昭・村中文夫（1979）：駿河湾および遠州灘の海洋構造の変動特性，水産海洋研究会報，34，128-133.

比留川　貴・後藤隼次・池田喜代治（1957）：静岡県岳南地域工業用水源地域調査報告　東海地域調査　第 10 報，地質調査所月報，18（4），187-198.

村下敏夫・岸　和男（1967）：地下水の塩水化についての研究－第１報　熔岩帯水層の水理地質学的性質－，地質調査所月報，18（6），379-392.

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.

Akimoto,K.（1991）：Paleoenvironmental studies of the Nishiyatsushiro and Shizukawa Groups, South Fossa Magna region. Sci.Rept.,Tohoku Univ.2nd ser.(geol.)，61，pp.1-102.

Aruga Y.（1977）：Biomass of phytoplankton. In Productivity of biocenoses in coastal regions of Japan, 14, 54-62, JIBP Synthesis eds. Hogetsu K., Hatanaka M., Hanaoka T. and Kawamura T., University of Tokyo Press, Tokyo.

Ikeda K. （1989）：Chemical evolution of groundwater quality in the southern foot of Mount Fuji, Bulletin of the Geological Survey Japan, 40, 331-404.

Tosaki Y, Tase N, Sasa K, Takahashi T, and Nagashima Y. （2011）：Estimation of groundwater residence time using the 36Cl bomb pulse. Groundwa*ter*, 49 （6）, 891-902.

Soh,W. （1986）: Reconstruction of Fujikawa Trough in Mio-Plioceneage and its geotectonic implication, Memoir Fac. Sci.,Kyoto Univ.,Series Geol. Miner., 52, pp.1-68.

Yamazaki,H.（1992）: Tectonics of a Plate collision along the northern margin of Izu Peninsula,central Japan.Bull.Geol.Surv.Japan, 43, pp.603-657.

参考ホームページ

国土交通省中部地方整備局名古屋港湾空港技術調査事務所（2014）：伊勢湾データベース, 2014 年 2 月 20 日閲覧 http://www.isewan-db.go.jp/index.asp

2-2　物理探査研究

2-2-1　緒　言

本研究プロジェクトの一環として、沿岸域海底下に特徴的な地質環境の調査評価手法開発を目的として、沿岸域における物理探査技術に関する研究を実施してきた。弾性波探査法は物理探査手法の中でも、地下構造把握に適した手法である。本研究プロジェクトでは、当該研究で主たる対象領域である沿岸陸域から浅海域の地下および海底下地質構造を把握しその長期的な変遷を評価するために必要な反射法物理探査データ解析技術を確立するための研究を実施した。

平成 24 年度は二次元弾性波シミュレーションを実施し、沿岸陸域から浅海域の地下および海底下地質構造を把握するために適切な二次元反射法データ取得方法についての検討を行った。平成 25 年度は沿岸陸域から浅海域を対象とした二次元反射法弾性波探査の適用実験を実施した。また、三次元弾性波シミュレーションにより、当該海域で実施予定であった三次元反射法物理探査を効果的に実施するために必要な探査仕様の検討を行った。その結果、深部(1.5～4km)に連続性の良い強反射面群が認められ、沈み込むフィリピン海プレートの上に堆積した堆積層と推定された。浅部（1km 以浅）では、富士川の東西で地下構造および弾性波速度が異なり、富士川西部では褶曲構造が発達しており、富士川東部では比較的平坦な堆積構造が見られることがわかった。平成 26 年度には、前年の二次元反射法実験結果により領域を絞り込んだ上で、三次元シミュレーション結果を考慮し、海底敷設型ケーブル（OBC）を用いた小規模三次元反射法弾性波探査の適用実験を実施した。その結果、地下構造や断層の走向を三次元に捉えることできた。その一方で、浅部構造をさらに詳細に知る必要性、複雑な地下構造を知る必要性、速度構造をより正確に詳細に知る必要性などの検討課題が見つかった。

以上の経緯を踏まえ平成 27 年度は、データ解析手法の開発についての研究を行うとともに、

取得された二次元反射法データの再解析を実施した。沿岸域から浅海域の特徴的な地質環境に対する調査評価手法を確立するための研究の一環として、静岡県富士川河口沿岸陸域にて取得された二次元反射法地震探査データの再解析を実施した。

2-2-2　二次元反射法弾性波探査の適用実験

静岡県富士川河口沿岸陸域および駿河湾富士川河口沿岸海域における反射法弾性波探査の現地作業およびデータ処理・解析を実施した。大型バイブロサイス車 2 台および 2000PSI（≒13.8MPa）のエアガン震源を用いた反射法調査を実施して、深度約 2000m までの地下構造および断層走向を主たる対象としたイメージングを図った。データ取得の概要を図 2-2-2-1 に示す。対象沿岸域は、交通ノイズや波浪ノイズによる環境ノイズが大きく想定される地域であり、砂丘部における発震点の確保および起振エネルギーが不十分であることが懸念される。このため、陸域起振車（バイブロサイス車）による発震を補完し補強する目的で、海岸線に沿って大型エアガン（2000PSI）による海域オフセット発震でのデータ取得を行った。そのことにより、深部（5000m 以深）までの地下構造や断層深部延長のイメージングおよび浅部構造の解釈が同時に可能となった。

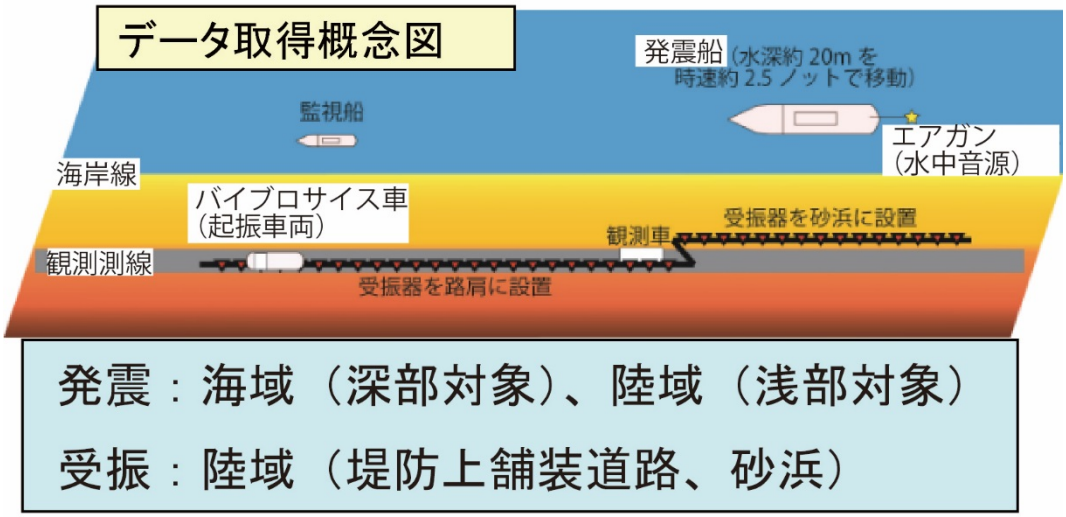


図 2-2-2-1　二次元反射法弾性波探査の適用実験データ取得概念図

CMP 重合法を主としたデータ処理を実施し、図 2-2-2-2 に示す深度断面を得た。反射法データ処理結果から、深度 5000m 程度までの深部構造情報が得られた。得られた成果の特徴は、当該地域の地質学的な観点を踏まえると以下のようにまとめることができる。

1. 浅部（1km 以浅）では、富士川河口部（CMP400～500 付近）を境にして、東側と西側で構造形態が異なっている。東側では、反射面が整然としていて水平な反射面が卓越しており褶曲などは明瞭でない。一方、西側では、複数の向斜・背斜構造が確認でき、傾斜を持つ反射面が多く複数のスラストシートの存在が示唆される。
2. 西側の深度 1～3km においては、コヒーレンスが悪い反射が捉えられている。要因の 1 つとして、反射面が高角になっている可能性が挙げられる。
3. 深部（1.5～4km）には、連続性の良い強反射面群が全測線にわたって見られる。この反射面群は、沈み込むフィリピン海プレート上に堆積した堆積物であると考えられる。

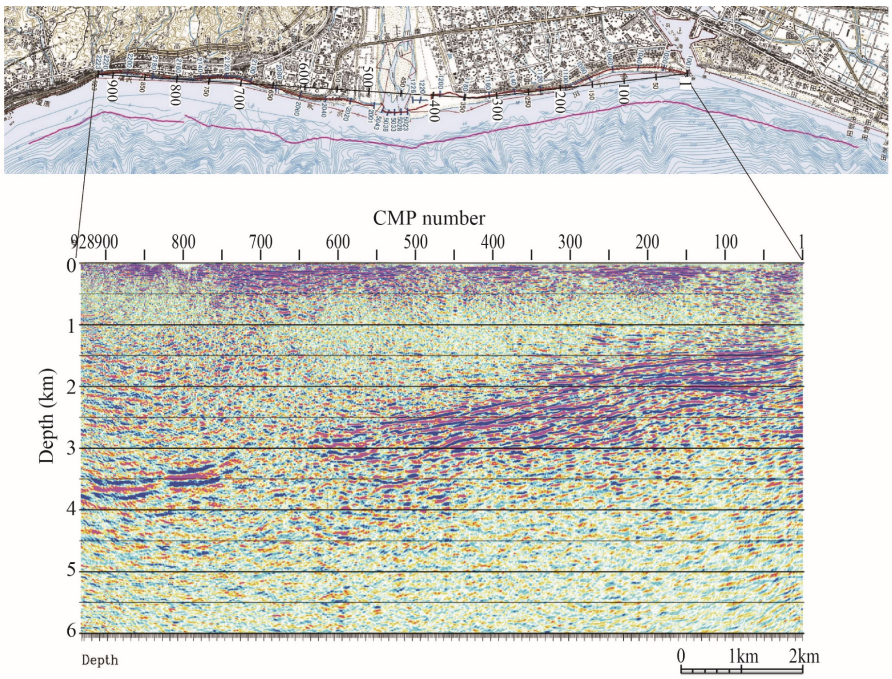


図 2-2-2-2　二次元反射法弾性波探査結果の深度断面図

図 2-2-2-3 に屈折初動トモグラフィ解析結果を示す。反射法結果で見られた深部（1.5～4km）の西傾斜反射面の下は速度 4500m/s 以上の高速度層が見られる。その反射面以浅では、富士川（CMP400～500）を境に東側は速度 2000m/s 以下の層（第四紀堆積層）が地表から比較的厚く堆積しているが、西側は速度 2000m/s 以下の層の層厚は薄く、西から東へと速度が増加する速度 2000～3500m/s の層が主として見られる。

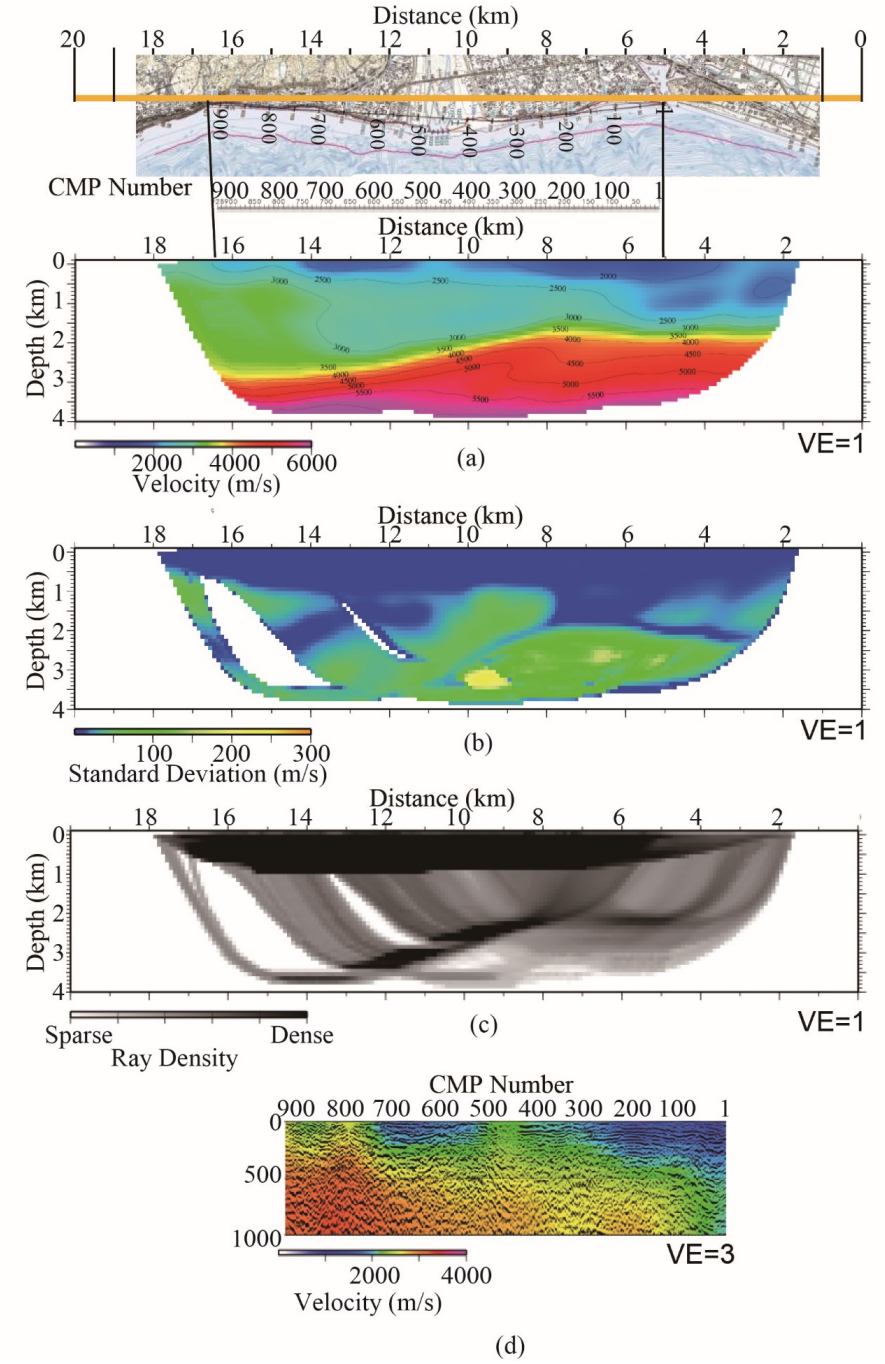


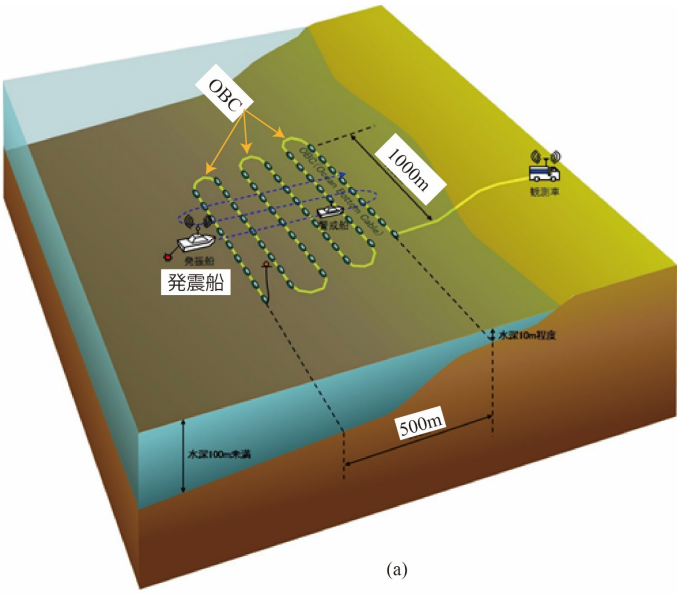
図 2-2-2-3　屈折初動トモグラフィ解析結果。

(a) 走時トモグラフィ解析結果の速度分布、(b) 初期ランダム化解析で求められた速度モデルの標準偏差、(c) 波線密度、

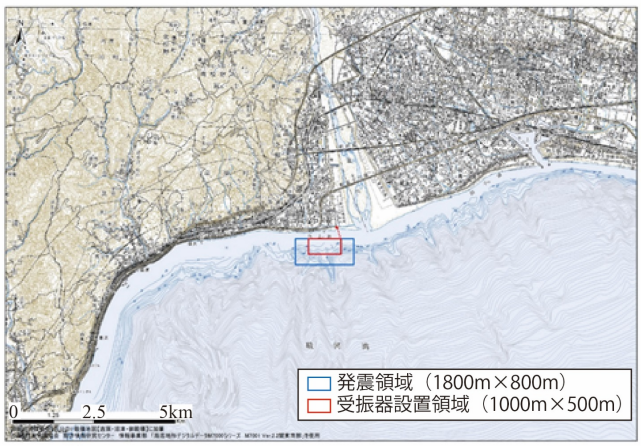
(d) 走時トモグラフィ解析結果の浅部拡大図を反射法結果と重ねた図

2-2-3　三次元反射法弾性波探査の適用実験

二次元反射法探査結果を基に絞りこみを行い、調査領域を決定した。三次元反射法実施領域は、本プロジェクトで掘削したボーリング孔（FGB 孔）の沖合に相当する。三次元反射法実験の概要および調査領域を図 2-2-3-1 に示す。浅海領域に OBC（Ocean Bottom Cable: 海底設置型受振器ケーブル）受振器を面的に設置し、エアガン震源で面的に発震をおこなうことで、対象領域の海底下を三次元的に詳細に捉えることを想定した。



(a)

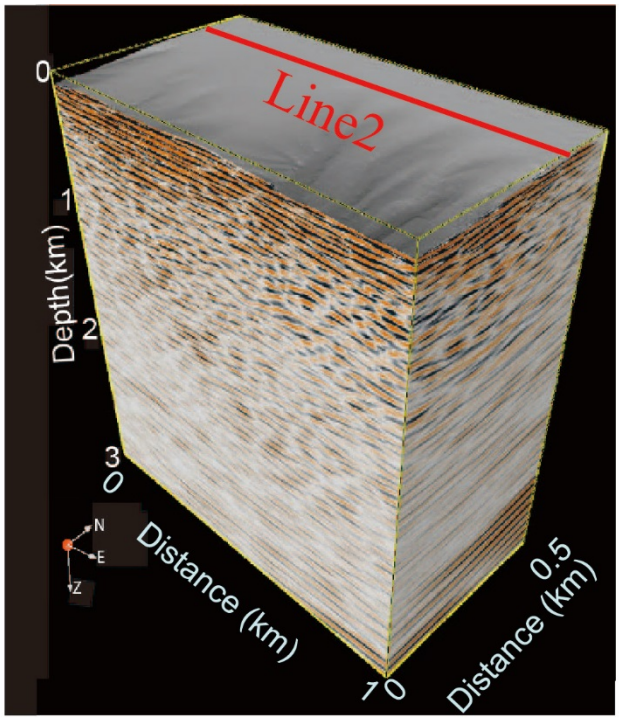


(b)

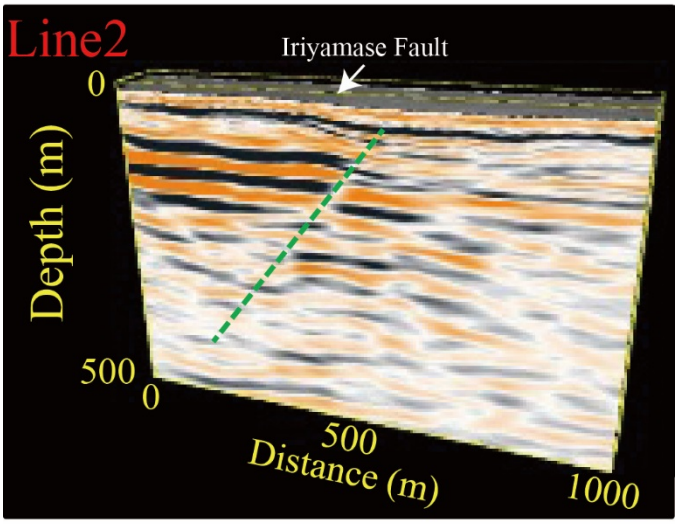
図 2-2-3-1　三次元反射法データ取得。(a) OBC を用いた三次元反射法のデータ取得概念図、(b) データ取得領域

調査区域・調査時期の調整を実施し、発振点の欠測や偏りのないデータの取得最適なレイアウトを策定することができた。発震受振点の位置精度がデータ解析時の品質に大きく影響する。そこで、調査時においては、スラスター付きの OBC 船を用いることなどによる正確な OBC 敷設、精度の高い音響測深の実施により、測定計画の高精度な実現に努め、データ解析時には、初動走時による位置補正により海面変動などを考慮した更なる位置情報の高精度化を図った。また、データ処理時には、波浪ノイズ抑制、多重反射の抑制、側方反射の抑制、などのノイズ除去処理を実施することにより良好な結果を得ることができた。図 2-2-3-2 に三次元反射法解析結果を示す。

1. 浅部(300m 程度まで)においては、海底地形に並行する反射面群および東落ちの反射面が見られる。反射面の傾斜の変化および反射面の不連続が領域の中央部で見られる。入山瀬断層の想定走向位置近傍にあたり、断層運動を反映している可能性がある。反射面の不連続を結ぶと約 60 度の西傾斜となり、入山瀬断層の想定傾斜角と良い一致を見ている。
2. 浅部～深部の中間においては、コヒーレンスの悪い水平に近い反射面が見られる。明瞭ではないが、反射面群として左右にギャップが見られており、断層の存在を示唆している　　可能性がある。
3. 深部（約 2km）には、低角で西落ちの連続性の良い強反射面が見られる。また沿岸近くから沖に反射面がやや上がる様子が見られる。解析範囲より東から連続する構造であり、二次元反射法解析結果を踏まえるとフィリピン海プレート上面直上に堆積した地層に相当すると考えられる。



(a)



(b)

図 2-2-3-2　三次元反射法解析結果。

(a) 三次元反射法解析結果のキューブ表示、南東より見た図、(b) Line2 に沿って切り出した断面、顕著な反射面の不連続を緑色破線で示した。

2-2-4　反射法物理探査データ解析技術の開発及び二次元反射法データの再解析

二次元反射法および領域を限定した小規模三次元反射法適用実験結果より、当該地域の地下構造や断層の走向について多くの情報が得られた。その一方で、浅部構造をさらに詳細に知る必要性、複雑な地下構造を知る必要性、速度構造をより正確に詳細に知る必要性などの検討課題が見つかった。それらの経緯を踏まえ、データ解析手法の開発についての研究を行うとともに、取得された二次元反射法データの再解析を実施した。再処理に用いたデータは、当該地域で取得された浅部および深部の二種類の二次元反射法データセットである。深部反射法データは当該プロジェクトで平成 25 年度に取得されたものであり、浅部反射法データは産総研により別途取得されたものである（伊藤ほか、2014）両データセットより得られた統合化反射法データセットを用いて、MDRS 法解析、波形インバージョン解析、および重合前深度マイグレーション解析を実施し、反射断面および速度構造の改善に関する研究を行った。

図 2-2-4-1 に平成 25 年度成果の反射法深度断面および今年度の再処理結果の反射法深度断面の比較を示す。反射法深度断面は、深度 1000m までを切り出した。その結果、浅部反射法データが存在する区間において平成 25 年度成果の深部反射法深度断面よりも分解能が向上し、浅部反射面の連続性の向上が見られる。特に富士川河口部(CMP450 付近)から西側区間では、深度約 500m までの褶曲構造が明瞭化し、浅部(200m 以浅)では褶曲構造の向斜部に水平に堆積した構造が顕著となった。入山瀬断層に相当する領域(CMP550 付近)の反射面のギャップもまた明瞭となり、深度 400m 程度まで追跡できる可能性がある。

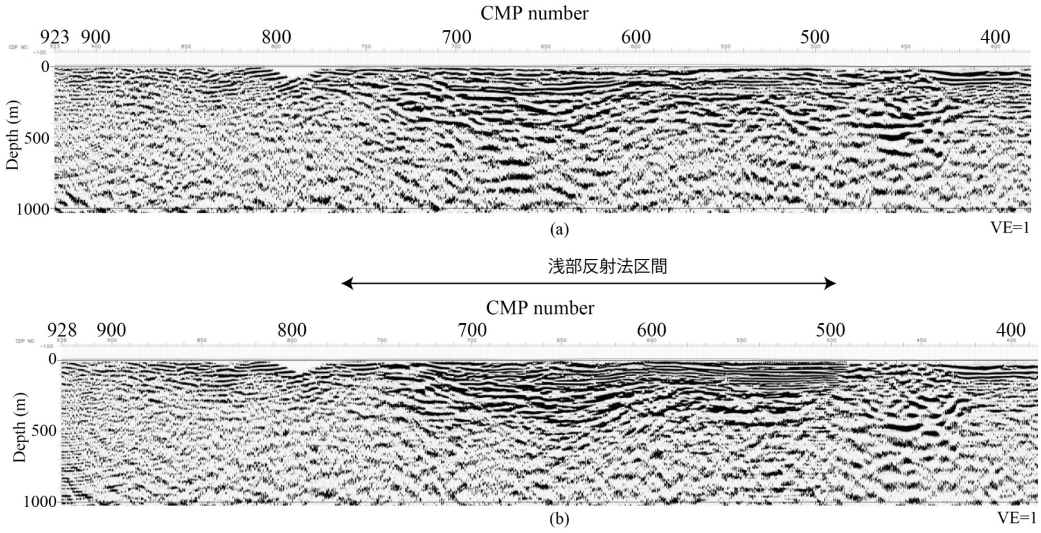


図 2-2-4-1　H25 年度深部反射法結果と深部・浅部統合解析結果の比較。

(a) H25 年度深部反射法深度断面

(b) 深部・浅部統合解析 CMP 重合解析結果、深度断面

図 2-2-4-2 に波形インバージョン解析結果を示す。深度 4500m までの結果と、深度 1500m までの結果をともに示す。(a)が深度 4500m までの初期モデル（屈折初動トモグラフィ結果）、(b)が深度 1500m までの初期モデル（屈折初動トモグラフィ結果）、(c)が深度 4500m までの最終結果、(d)が深度 1500m までの最終結果、(e)が深度 4500m までの初期モデルと解析結果の差分、(f)が深度 1500m までの初期モデルと解析結果の差分を示す。初期モデルの屈折初動トモグラフィ結果の速度構造と比較して、長波長的な（大局的な）速度分布の傾向に変化はないが、短周期的な（局所的な）速度変化が見られる。特に富士川河口付近(東端から 8000m、CMP400 付近)には層状に速度が低下する領域が見られる。一方、測線西端(東端から 13000m、CMP700 付近)には高速度の領域中にさらに一部に速度の速い領域が見られる。

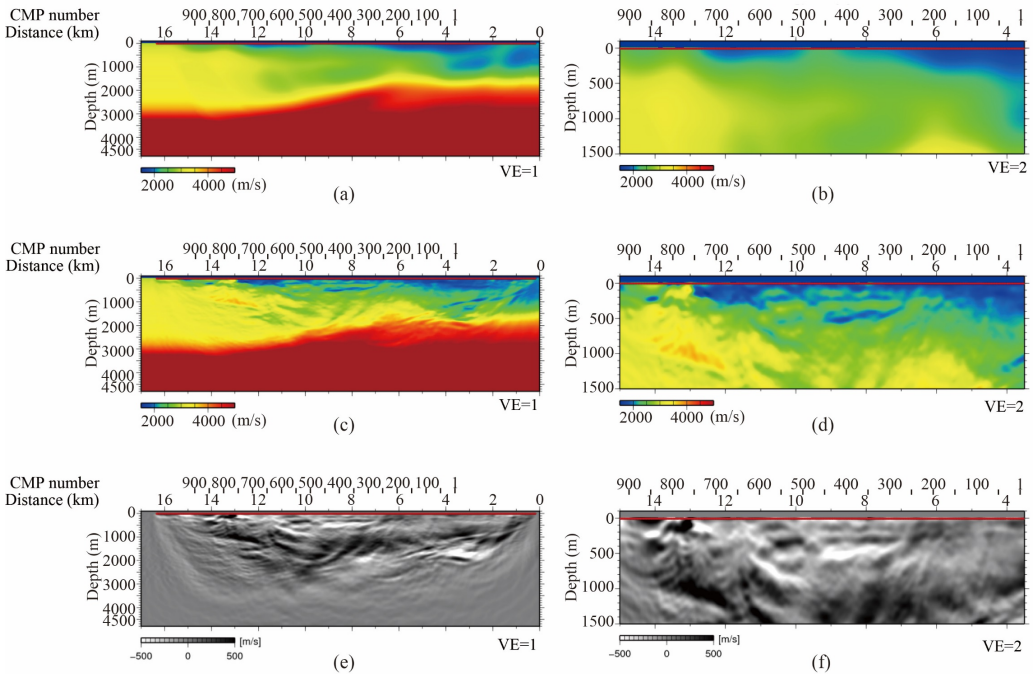


図 2-2-4-2　波形インバージョン解析結果。(a) 初期モデル（深度 4500m)、(b) 初期モデル（深度 1500m)、(c) インバージョン結果（深度 4500m)、(d) インバージョン結果（深度 1500m)、(d) 初期モデルと解析結果の差分（深度 4500m)、(e) 期モデルと解析結果の差分（深度 1500m)

屈折初動走時トモグラフィおよび波形インバージョン法に対するチェッカーボードテスト結果を図 2-2-4-3 および図 2-2-4-4 にそれぞれ示す。このテストでは、初動走時トモグラフィ解析結果に対して微小な（±5%）速度のゆらぎを与え、速度揺らぎを与えたモデルの速度異常が復元されるかどうかを調べることにより、インバージョンにどの程度の分解能があるかを示す指標となる。それぞれの図は、左側に速度モデルに与えた微小速度揺らぎのモデルを右側にそのインバージョン結果を示している。図 2-2-4-3 からわかるとおりに、初動走時トモグラフィでは 800m 程度の速度異常が存在した場合でもその検出は困難である。周波数 10Hz の場合の波長が約 200～300m であることを考慮すれば、屈折初動走時トモグ

ラフィの分解能は波長の数倍程度の構造を検知可能な程度であることがわかる。その一方で図 2-2-4-4 より、波形インバージョン解析では 100～200m 程度の速度異常が検出可能となり、波長の等倍から半分程度の分解能を示すことがわかる。以上の結果より、既往の初動走時トモグラフィ解析結果の速度分布と比較して、今回の波形インバージョン解析結果は速度分布の高分解能化が実現された。

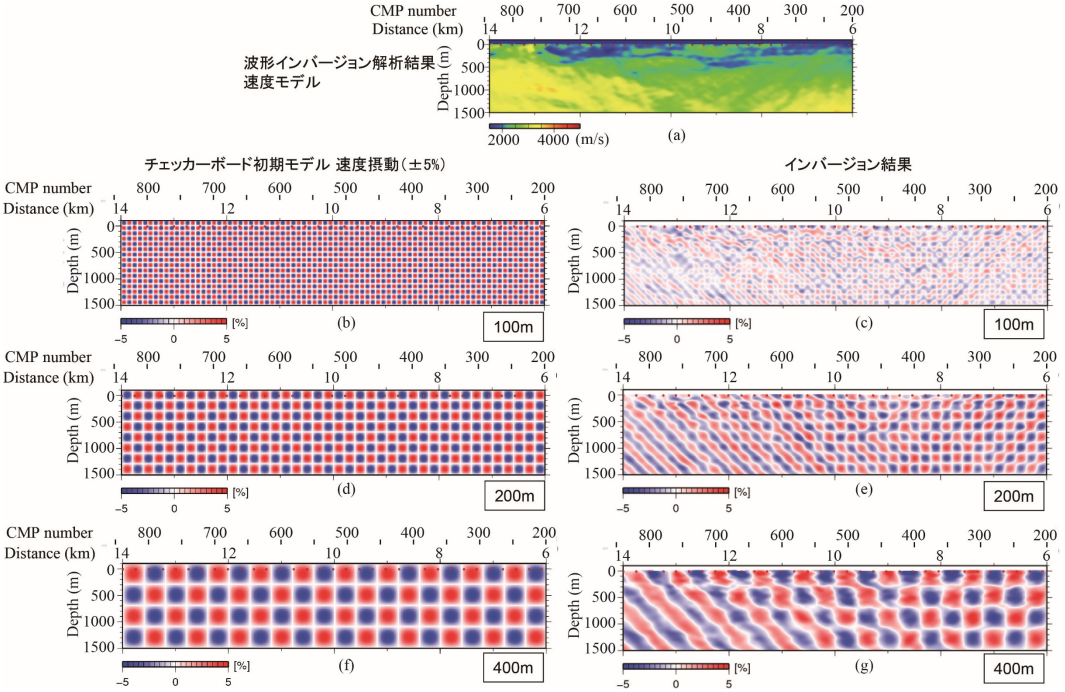


図 2-2-4-3　屈折初動走時トモグラフィのチェッカーボードレゾリューション。(a) 屈折初動走時トモグラフィ解析結果、(b) 200m の格子パターン、(c) 200m の格子パターンに対するインバージョン結果、(d) 400m の格子パターン、(e) 400m の格子パターンに対するインバージョン結果、(f) 800m の格子パターン、(g) 800m の格子パターンに対するインバージョン結果

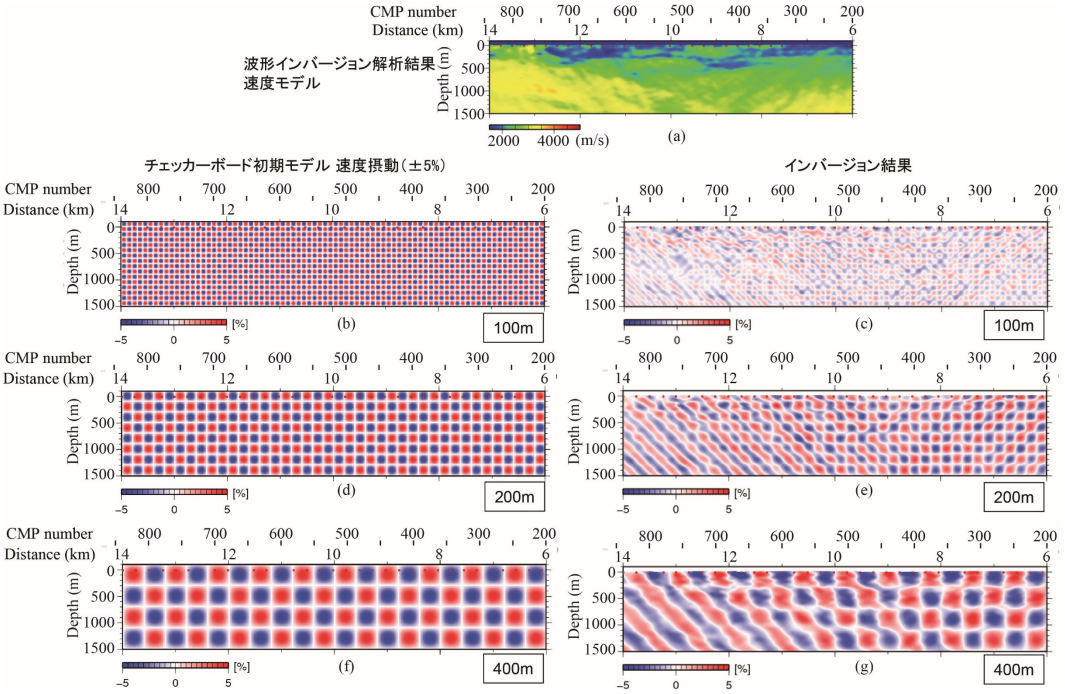


図 2-2-4-4　波形インバージョンのチェッカーボードレゾリューション。(a) 波形インバージョン解析結果、(b) 100m の格子パターン、(c) 100m の格子パターンに対するインバージョン結果、(d) 200m の格子パターン、(e) 200m の格子パターンに対するインバージョン結果、(f) 400m の格子パターン、(g) 400m の格子パターンに対するインバージョン結果

2-2-5　結　言

沿岸陸域地下から浅海域海底下における地質構造を詳細に把握するための適切な解析法を検討するため、富士川河口浅海域にける浅部および深部の二種類のデータの統合解析を実施した。反射法処理として、CMP 重合法、MDRS 法および重合前深度マイグレーション（PSDM）、速度解析として波形インバージョン（FWI）を実施した。本業務で実施した各

種解析の結果および既往の走時トモグラフィ解析の結果から、データ取得方法および各種解析手法の特徴をまとめ、沿岸陸域地下から浅海域海底下に適したデータ取得法および総合的な解析フローを提案した。

本年度実施した項目の結果および考察は、下記のようにまとめられる。

(1) 浅部反射法と深部反射法の統合解析

・浅部反射法データと深部反射法データを同一測線上で再編集し、統合化反射法データセットを作成した。

・統合化反射法データセットに対して CMP 重合法処理を施し、重合断面、マイグレーション断面、深度断面を得た。

・平成 25 年度深部反射法解析結果と比較して、浅層反射法区間の高分解能化、連続性の向上が見られた。

・入山瀬断層に相当する領域(CMP550 付近)の反射面のギャップが深度 400m まで追跡できるようになるなど、地下構造や断層に関する解釈に使用できる結果が得られた。

(2) MDRS 法解析

・統合化反射法データセットに対して MDRS 法解析を施し、MDRS 法重合・マイグレーション・深度断面を得た。

・反射法統合解析結果に対し、特に浅部で反射面の連続性の向上および強調が見られた。

・特に富士川河口より東側(CMP300 付近)および西端(CMP800 付近)浅部の SN が悪い部分において前後と整合する複数の反射面が解釈可能となった。

・富士川を挟んで東部と西部で褶曲構造のパターンの変化が解釈可能となった。

(3) 波形インバージョン解析（FWI）

・統合化反射法データセットに対して FWI 解析を実施して、FWI 結果速度構造を得た。

・平成 25 年度解析の初動走時トモグラフィ結果速度構造を初期モデルに、周波数領域での波形インバージョンを実施した。

・初動走時トモグラフィ結果速度構造に比較して、より高分解能の速度分布が得られた。チェッカーボードテストからは初動走時トモグラフィ解析の分解能は約 800m 程度であったのに対し、FWI 解析では 100～200m 程度の分解能が示された。

(4) 重合前深度マイグレーション解析（PSDM）

・統合化反射法データセットに対して、FWI 結果速度構造を用いた PSDM 解析を施し、PSDM 深度断面を得た。

・浅部の反射面および褶曲構造の連続性は向上し、特に測線東部(CMP50 前後、300 前後)では、周囲の反射面との連続性がある傾斜構造として明瞭に確認可能となった。

・PSDM 入力速度のチューニングにさらなる改善の余地があると考えられる。

・連続性の乏しい不均質構造が存在する箇所では、強振幅の散乱波の存在によりマイグレーションに伴う円弧状の偽像が多く発生した。前処理におけるノイズ抑制に関して改善の余地がある。

(5) 沿岸陸域地下から浅海域海底下調査法に関する検討

・マルチスケール的アプローチにより、コストを低減しながら調査領域の情報をできる限り抽出する手法が望ましい。

・速度構造は、初動走時トモグラフィ結果を初期モデルとした FWI 解析結果により高分解

能な速度分布を求めることが望ましい。

・深度断面については、CMP 重合法による統合解析では特に浅部の高分解能化が見込まれ、MDRS 法解析では深部の SN 向上及び連続性の向上が見込まれる。

・FWI 速度構造を用いた PSDM 法解析では、高精度の速度構造を用いることにより深部の高精度化が見込まれるが、浅部において他の解析より連続性が低下する可能性がある。

・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 法解析、FWI 解析、PSDM 解析による高分解能統合解析法のフローを構築した。

参考文献

伊藤忍・山口和雄・入谷良平, 2014: 富士川河口地域における反射法地震探査, 産業技術総合研究所平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, **65**, 59-64.

第 3 章　海上掘削調査技術の開発

3-1　陸域の地下水調査

3-1-1　緒　言

本事業では海上掘削調査を見据えて、駿河湾の沿岸域堤外地（海岸線から直線距離で 50m の位置、高潮時には水没）において深度 350m の掘削（SKB という）を行い、その場における地下水環境を評価することが目的である。このような沿岸域の地下水を評価するためには、後背にある富士山周辺の地下水流動の実態を予め把握する必要がある。駿河湾沿岸域には都市部が広がり、地下水の水資源開発や地下水の塩水化問題に関連して、様々な調査・研究が成されてきた。しかしながら本事業で掘削地とした静岡市清水区蒲原周辺や中深度（160m）の掘削を行った富士市五貫島周辺では、広域地下水流動の観点から体系的に実施された地下水調査がなく、その性状は明らかではなかった。

一方で、産業技術総合研究所地質調査総合センターは、知的基盤整備の一環として富士山周辺地域の水文地質情報をとりまとめた「水文環境図 No.9　富士山」（小野ほか、2016）を整備している。この中では、過去に公表された広域の地下水調査の成果を取りまとめるとともに、2013 年から 2015 年にかけて産総研が実施した富士山周辺の広域地下水調査の成果が報告されている。そこで本事業ではこれらのデータを活用し、掘削地周辺が含まれる富士山南西麓の地下水の実態を把握するための情報を収集した。また、それらの水試料を二次的に活用し、希ガス（He など）やストロンチウム同位体比（$^{87}Sr/^{86}Sr$）を分析することで沿岸域の水文地質情報の収集を行った。以下に陸域の地下水研究の中で代表的な成果を記す。

3-1-2　地下水流動

図 3-1-2-1 は掘削地（SKB）の後背に位置する富士山南西麓の地質、地下水面図および水試料の水素安定同位体比（δD）の分布である。この地域の地下水は概ね南西方向から南へと流動し、駿河湾へ流動していると考えられる。また沿岸域の W32 の井戸（標高 8m、深度 180m、スクリーン深度 150～170m）ではδD が-65‰と周囲よりも軽い値が確認されている。富士山周辺において軽い同位体比を示す地下水は高標高域での涵養に特徴づけることができ、地下水涵養線（Yasuhara et al., 1997）による平均涵養標高は 2000m 付近と推定される。このため、富士山の高標高域から駿河湾の沿岸域へと至る地下水流動系が存在していると考えられる。

また、図 3-1-2-1 の中で沿岸域の標高 200m より低地に位置する揚水井を対象に、スクリーンの平均標高（あるいは井戸下端標高）と水温および同位体との関係を図 3-1-2-2 に示す。駿河湾の沿岸域では、深層ほど軽い同位体比かつ低い水温と特徴付けることができることから、高標高域で涵養された地下水は、地温勾配の影響をあまり受けずに、水温を保持した形で流動していると考えられる。さらにトリチウム濃度は、深層では定量下限に相当する 0.3T.U.未満の地下水がに多く分布しており、浅層は定量下限値以上で幅広い濃度を示す。そのため、地下水年代は浅層で 50 年未満、深層で 50 年以上と推測される。このように陸域の地下水から判断すると、沿岸域の地下水は富士山の高標高域から駿河湾に至る陸域地下水流動系の末端部に相当すると考えられる。

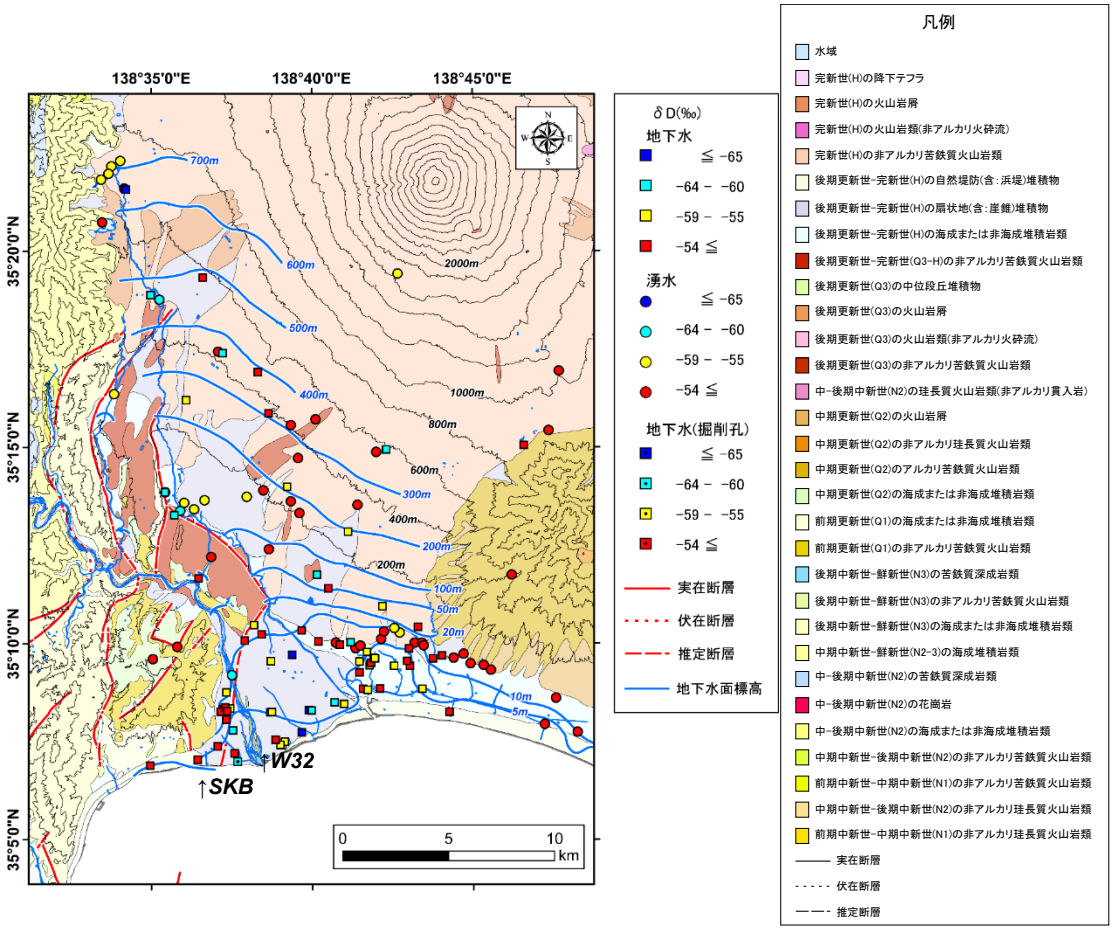


図 3-1-2-1　掘削地周辺の地下水の水素安定同位体比（δD）の平面分布

（地質は産総研シームレス地質図、地下水面図は静岡県（2014）、δD 値は小野ほか（2016）を用いた。）

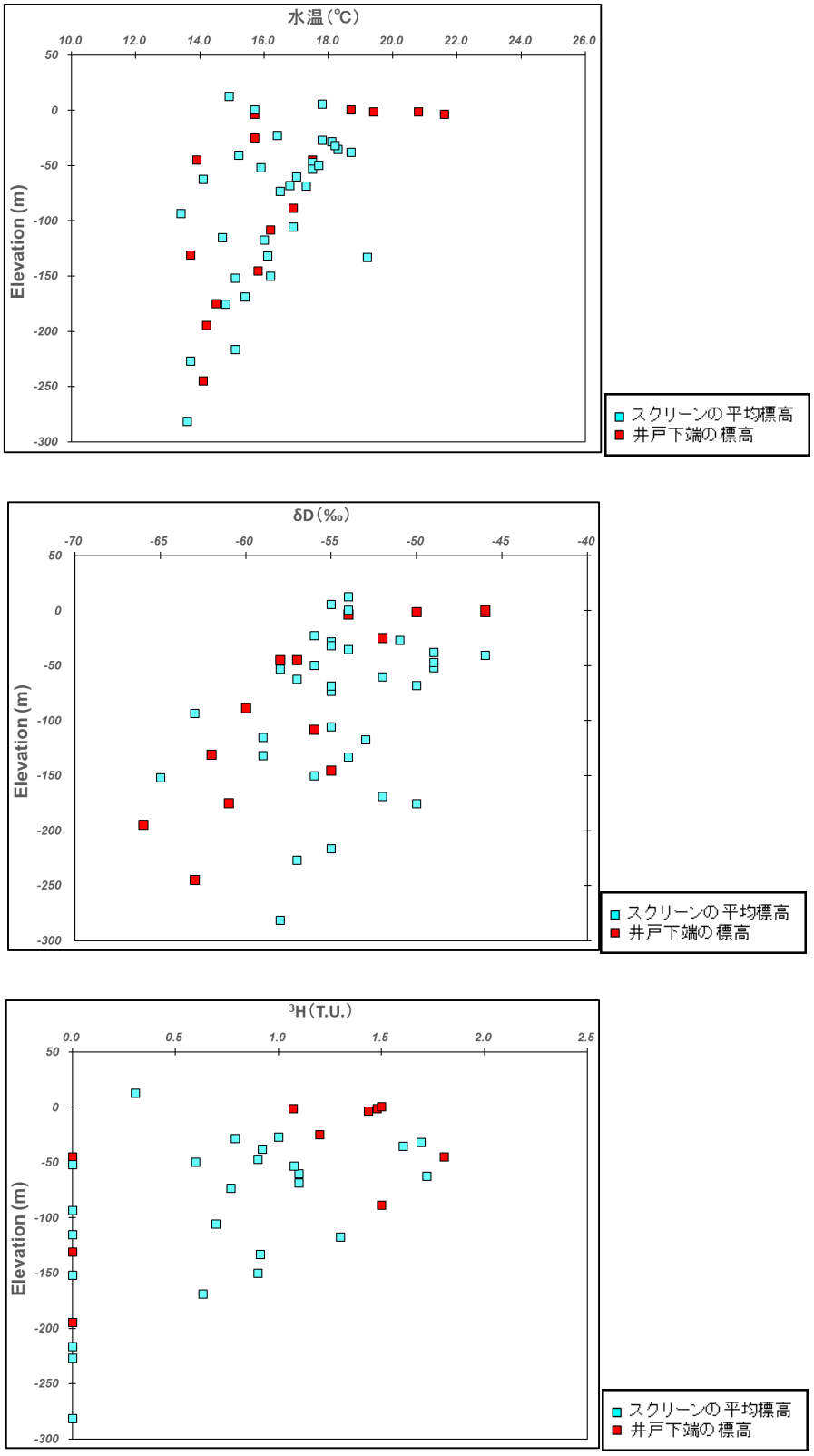


図 3-1-2-2　掘削地周辺の地下水の水温、δD、トリチウムの鉛直分布

3-1-3　帯水層を構成する地質

平成 25 年度～平成 27 年度に、掘削地周辺に分布する揚水井を対象にストロンチウム同位体比（$^{87}Sr/^{86}Sr$）の分析を実施した。$^{87}Sr/^{86}Sr$ は帯水層を構成する地質に反映されるため、採水地点近傍の帯水層を構成する地質を推測することができる。平成 26 年度の成果では富士山体に分布する湧水や地下水の $^{87}Sr/^{86}Sr$ は、富士山から噴出した溶岩が有する低い $^{87}Sr/^{86}Sr$（永井ほか、2004）と同程度の値を示すことから、溶岩の影響を強く受けていることが分かる。また、これらの地下水は相対的に V 濃度が高いことから、溶岩由来の地下水が低 $^{87}Sr/^{86}Sr$ および高 V 濃度という傾向が見出された。この傾向は、後述の「海域調査」において、海底湧出地下水の淡水成分を推定する際のトレーサーとして活用した。

一方で平成 27 年度の成果（図 3-1-3-2）では、掘削地 SKB における淡水地下水（SKB57、SKB77、SKB95；数値は深度 m）の $^{87}Sr/^{86}Sr$ は平均 0.706542 であり、相対的に高い値を示している。SKB の柱状図によれば、淡水地下水が存在する深度は砂礫層を主体としていることから、溶岩と異なる高い $^{87}Sr/^{86}Sr$ は、砂礫層に影響を受けた地下水を示すと考えられる。一方で、塩水地下水（SKB143、SKB173、FGB154）は $^{87}Sr/^{86}Sr$ が平均 0.706537 を示し、砂礫層地下水と同程度であるものの、駿河湾の海水（0.709175）と溶岩由来の地下水との混合、あるいは海水と砂礫層地下水との混合といった両者の混合状況が想定される。

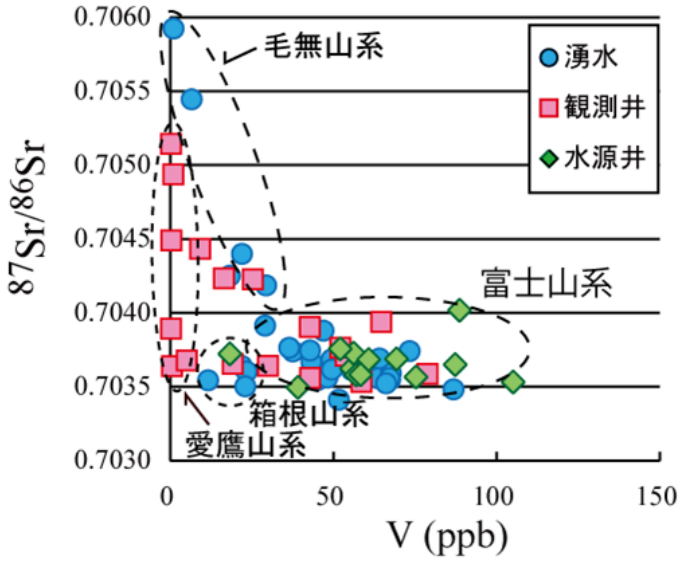


図 3-1-3-1　富士山周辺地域における $^{87}Sr/^{86}Sr$ と V 濃度の関係（産総研、2015）

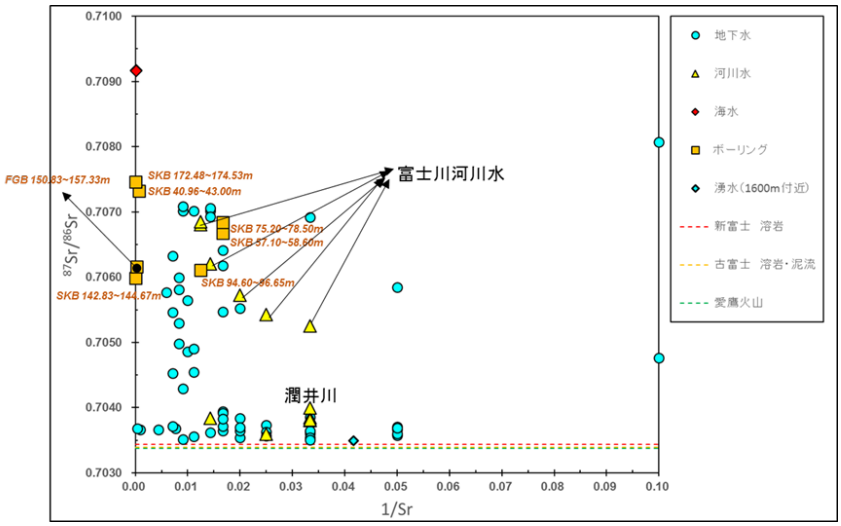


図 3-1-3-2　掘削地周辺地域における $^{87}Sr/^{86}Sr$ と Sr 濃度の関係

3-1-4　深部フラックスの存在

図 3-1-4-1 は駿河湾沿岸域の地下水におけるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）およびヘリウム濃度の関係を示したものである。縦軸は地下水の $^3He/^4He$、横軸は温度 15℃における大気平衡濃度に対する地下水の濃度を比で表している。本地域の地下水は富士山東麓の三島溶岩流に由来する地下水の報告値（馬原ほか、1993）に比べて、同位体比が高い傾向を示す。このような高い $^3He/^4He$ はマントルヘリウムの付加と考えられることから、本地域の地下水に対して深部フラックスが混入していることが明らかである。本地域には富士川河口断層帯が存在していることから、断層を介した深部フラックスの混入も想定されるが、断層周辺に分布する地下水では高い $^3He/^4He$ は認められなかった。一方で、図 3-1-4-1 に示したように沿岸域の井戸（W32、SKB、FGB）において高い $^3He/^4He$ を示す特徴がある。このことは、深部フラックスの混入は断層を介した現象ではなく、地下水流動の末端（沿岸域地下水）で顕著な現象であるといえる。

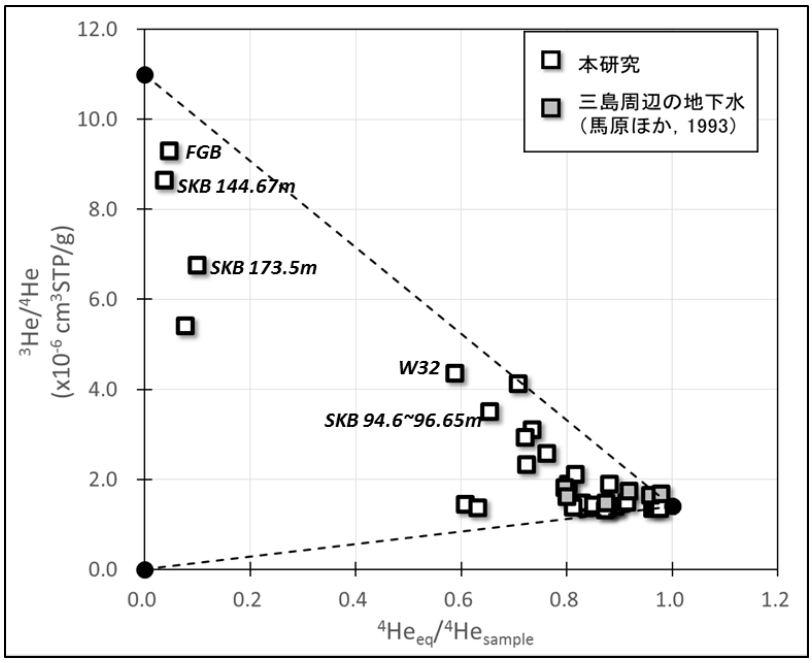


図 3-1-4-1　富士山南西麓の地下水のヘリウム濃度および同位体比の関係

（灰色は富士山東麓三島溶岩流に由来する地下水（馬原ほか、1993）

3-1-5　本事業から見出された課題

富士山南西麓に位置する掘削地の地下水の評価に先立ち、既往研究で取りまとめられた地下水流動および同位体情報をとりまとめた。掘削地周辺の地下水は天水を起源としており、沿岸域において軽い値が確認された。これは高標高域で涵養された地下水が沿岸域に到達していることを示唆している。また、Sr 同位体比は溶岩層の影響と考えられる値を示す地点が大半で、一方で掘削地の淡水地下水は砂礫層の影響と考えられる高い同位体比を示した。さらに掘削地を含めた沿岸域の地下水では、マントルヘリウムの付加が顕著であった。これらの地下水について一定の仮定をおいて地下水年代を推定したところ、淡水地下水と塩水地下水は 2 オーダー前後の年代の違いがあると推定される。

水文環境図のデータや本事業の分析結果から、掘削地周辺には高標高域から沿岸域に至る地下水流動が存在し、深部フラックスの混入が認められた。しかしながら、深部フラックスの混入は定性的な評価に留まっており、定量的評価にはさらなる調査・研究が必要である。深部フラックスが混入するプロセスを解明するためには、沿岸域での掘削調査に加えて、地下水流動の上流側に位置する内陸での大深度掘削調査および採水が必要になると考えられる。また深部フラックスの値は地域によって大きく異なっており、本地域で推定された He 年代もケースによって多様に変化すると考えられる。この点については、本地域における深部フラックスを定量的に評価し、それに基づく地下水年代の再解析を行う必要がある。

参考文献

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　59pp.

馬原保典・五十嵐敏文・田中靖治(1993)　三島溶岩流内地下水の年代について、日本地下水学会誌. 35（3）、201-215.

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地質調査総合センター　（編）（2015）： 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2015 年 5 月 29 日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター. https://gbank.gsj.jp/seamless/

静岡県（2014）　平成 25 年度東部地域地下水脈調査業務委託報告書.

永井匡・高橋正樹・平原由香・周藤賢治（2004）富士・小御岳・愛鷹火山岩類の Sr・Nd 同位体組成、日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要、39、205-215.

3-2　海域の地下水調査

3-2-1　緒　言

「陸域の地下水調査」で述べたように、本事業では駿河湾近傍の掘削地における地下水の性状を把握することが目的である。駿河湾においては落合（1969）により陸域の地下水が駿河湾へ流出すると考えられており、その量は 12 万 m^3/day（＝1.4m^3/s）とされている。これは、富士山から駿河湾に至る急峻な地形や想定される駆動力、地下水の涵養量、あるいは透水性の良い火山噴出物の存在など、この地域特有の諸条件に伴った現象と考えられる。本事業で対象とした掘削地周辺地域においても、陸域の地下水が海底湧出地下水となって海へ流出している可能性があるため、沿岸域地下水の実態を把握する上で重要な要素といえる。加えて、掘削地の塩水地下水を適切に評価するためには現在の海水試料の採取も必須となる。

そこで、本事業では陸域の地下水調査に並行して、陸域地下水の出口である海底湧出地下水に着目し、平成 25 年度から平成 27 年度に掛けて実態を把握するための海域調査を実施した。調査の項目は以下のとおりである。

・^{222}Rn や塩分をトレーサーとした広域曳航調査

・マルチビーム深浅測量による海底地形調査

・サイドスキャンソナーによる海底面状況探査

・サブボトムプロファイラーによる地層探査

・^{222}Rn、主要無機イオン、酸素・水素安定同位体比をトレーサーとした採水調査

・遠隔無人探査機（ROV）を用いた潜行調査

・超音波多層流向流速計（ADCP）を用いた流況調査

・3 次元数値解析

以上の調査を各々組み合わせ、海底湧出地下水の分布とその起源を解明し、さらに湧出

後の挙動について検討を行った。以下に海域調査成果の概要と課題を述べる。

3-2-2　広域曳航調査と海底湧出地下水のシグナル

^{222}Rn（ラドン）は半減期 3.8 日の放射性元素であり、岩石・鉱物中に含まれる ^{226}Ra（ラジウム）の崩壊によって地下水中に供給され、濃度が高くなる。一方で、海水では ^{222}Rn 濃度が低くなるため、海域における海底湧出地下水の位置を推定するためのトレーサーとして世界各地で適用されてきた。図 3-2-2-1（左上図）は、駿河湾沿岸域の広域曳航調査の結果を示したものである。曳航調査では、表層 1m 付近の海水を連続的に汲み上げ、海水中の ^{222}Rn 濃度を連続的に測定している。曳航調査の結果によれば、掘削地周辺の富士川から田子の浦港周辺において、周囲に比べて高い ^{222}Rn 濃度が確認される。この ^{222}Rn 濃度が高い領域について、同時期に調査した湧水と河川水の ^{222}Rn 濃度を基に成分分離を行った結果（図 3-2-2-1 左下図）、河川水と海水の 2 成分混合から想定される ^{222}Rn 濃度よりも高いことが分かり、陸域の地下水（湧水）との混合が示唆された。

また、広域曳航調査の結果に対して、河川水の流出状況から検討を行った。図 3-2-2-1 内に示した Q は富士川河口から内陸 3.8km に位置する松岡観測所における河川流量の推定値である。2016 年 3 月現在で同地点における 2014 年～2015 年の流量は報告されておらず、観測水位も暫定値である。そのため、過去の公表値（国交省、2016）から H-Q 曲線を推定し、2014 年～2015 年の調査時の水位（暫定値）から富士川河川流量を推定した。なお H-Q 曲線は 2010 年～2012 年の水位と流量データを用いて 5 次多項式近似により求めた（$Q=-2.4H^5-8.2H^4+62.5H^3+421.4H^2+1129.7H+1460.2$、$R^2=0.997$）。加えて、USGS が取得し産総研が公開している LANDSAT-8 の衛星画像（産総研、2016）の中から、駿河湾奥部が視認できる画像を抽出し、推定河川流量と比較した。これらのデータによれば、河川流量が 180m^3/s より多いケースでは河川流出に伴う懸濁物質が南西方向に流されている様子が確認される。一方で河川流量が 27m^3/s の場合、顕著な河川流出は確認できない。曳航調査時

（2014 年 1 月 16 日～17 日）の衛星画像は得られないが、調査期間の河川流量は前後 2 日間を含めて 20m^3/sec であった。つまり、河川水が海水におよぼす影響は小さい時期にあったと推測される。その結果として、曳航調査のように地下水由来の ^{222}Rn のシグナルが表れたと考えられる。

また数値解析もこの状況をサポートするデータが得られている（図 3-2-2-2）。本事業では駿河湾奥部の海底地形データ（産総研、2014；産総研、2015）と、2015 年 10 月に実測した流況分布を基に流動モデルを構築した。さらに ROV 調査の結果から確認された崖上の湧水を数値解析のモデル上に模擬的に配置し、湧出水に対して ^{222}Rn 濃度と塩分を与えることで、海底湧出地下水の湧出量および挙動について検討を行った。全 11 ケースの解析の中で、秋季の密度構造を再現した条件では、湧出水が海面に達する条件として 10m^3/s の点源湧出が必要であった。しかし冬季の水温、塩分、密度構造と、潮止まりのような静穏場の場合（報告書本編、ケース 10～11）、湧出量を 5m^3/s として面的に配置した場合でも海面表層に達することが明らかとなった。つまり曳航調査をおこなった 2014 年 1 月の冬季の条件においては、海底面からの湧出水に伴うシグナルが表れている可能性は高いと考えられる。

以上のように河川水の流量状況や、塩分等の鉛直構造、流況の時間変化に応じて、海底湧出地下水は表層にまで影響をおよぼすと推測される。

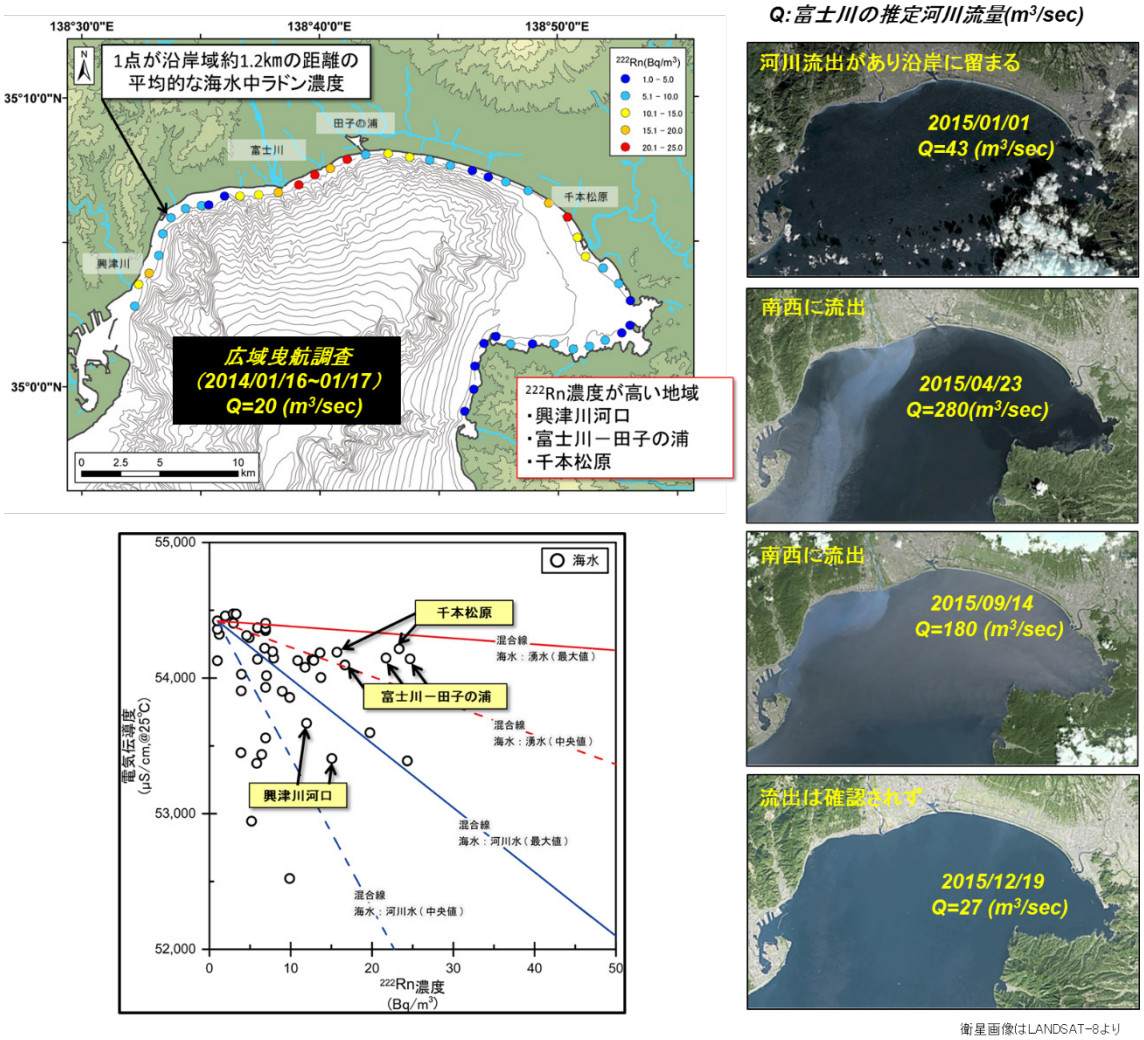


図 3-2-2-1　駿河湾内の ^{222}Rn 濃度分布、湧水と河川水の成分分離、LANDSAT 衛星画像および富士川流量（駿河湾の ^{222}Rn 濃度分布は産総研（2014）、LANDSAT-8 画像は産総研（2016）より。富士川の河川流量は松岡観測所における推定値）

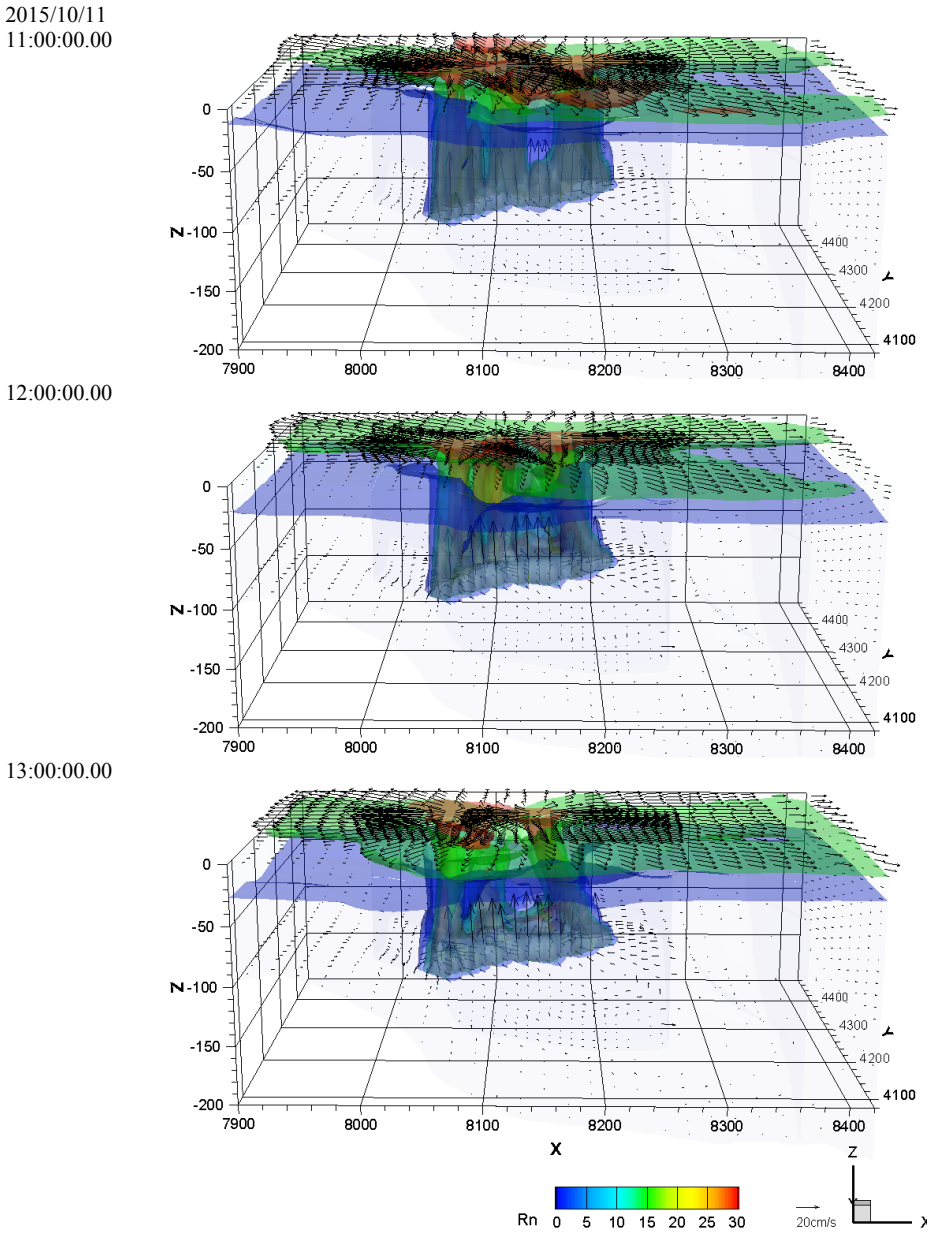


図 3-2-2-2　海底湧出地下水を谷部に面的に配置し、総湧出量 5m^3/sec とした場合の ^{222}Rn の空間分布（流況は静穏場とし、冬季の密度構造を適用）

3-2-3　海底地形

広域曳航調査のデータを踏まえて、富士川～田子の浦港周辺を対象に海底湧出地下水に関わる集中的な調査を実施した。集中的な調査の実施に当って、はじめに海底地形調査を実施した。これは当該地域の地形が急峻であることから、後段に続くサイドスキャンソナーや流況調査のデータを解析において、正確な海底面を描くため必須の調査であった。その成果の中で、付随して沿岸域の地下水環境や海底下地質および地下水に関わる情報が得られた。

図 3-2-3-1 は海底地形図から、田子の浦周辺と富士川河口周辺の海底地形を抽出したものである。本事業で得られた海底地形データは、既存の海底地形データにはない詳細な谷や尾根などの微地形を捉えており、さらには水深 140～170m に 1 段あるいは 2 段からなる急崖部を検出することができた。一方で、富士川河口周辺では急崖部は認められず、推定断層（静岡県、1996）の付近では台地状の地形が認められた。

田子の浦周辺に分布する急崖は、富士山南西麓に分布する新富士溶岩（沿岸域では標高-140m に存在 ; 村下、1982）の末端である可能性や、馬蹄形の特徴から海中での地すべりの痕跡、あるいは最終氷期に形成された海岸線など、いくつかの形成プロセスが想定される。また ROV 調査では、これらの急崖部の上に海底湧出地下水が確認されることがわかり、海底地形（地質）と地下水の湧出域には一定の関係性があると考えられる。そのため、急崖部の形成がいずれのプロセスであったとしても、海底の詳細な地形は、海底下地下水の流動解析における境界条件の設定や、海水準変動に関わる古環境の把握といった点において活用できる情報となることが見込まれる。実際にこれらの急崖部の形成プロセスを明らかにするためには、海底の堆積物や岩石の採取や分析といったさらなる研究が必要である。

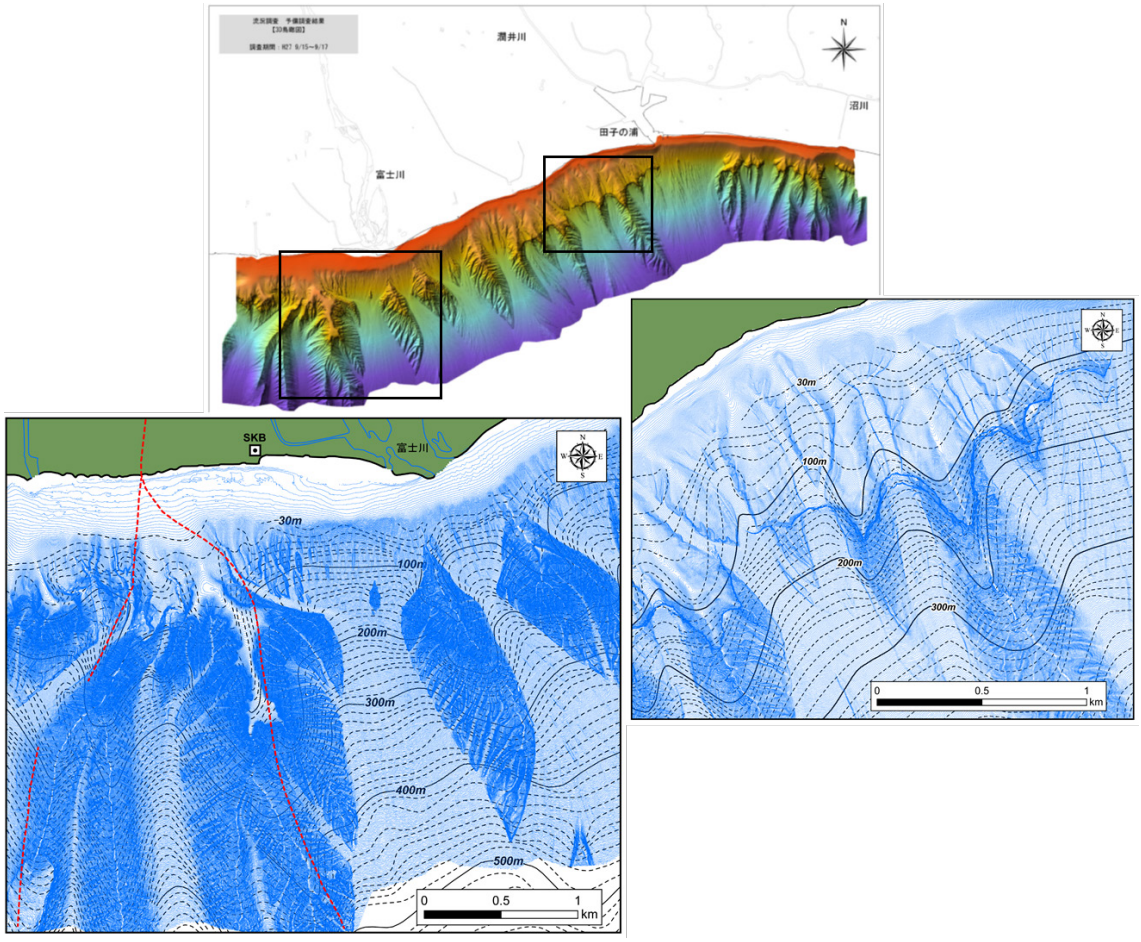


図 3-2-3-1　富士川河口周辺（左）と田子の浦周辺（右）の海底地形図

（青線は本事業データ、黒線は既存の海底地形図（海上保安庁、1978）、

赤線は海域の推定断層（静岡県、1996））

3-2-4　音波散乱記録と海底湧出地下水の分布域

本事業では、平成 25 年度～平成 26 年度にサイドスキャンソナーとサブボトムプロファイラーと用いて、海底面の状況および海底下地層探査を実施した。これらは海底の堆積物の構成や分布を把握することに加えて、調査中に観測される散乱記録に注目した。通常、淡水（真水）と海水の音波散乱強度の違いはわずかであり、音波散乱記録を基に淡水の湧出箇所を特定することは困難である。しかし、海底面からの湧出の際に微小な気泡の混入や土砂の巻上げが伴った場合、散乱が記録される可能性がある。そこで、本事業では曳航調査からシグナルが確認された地域（富士川～田子の浦港周辺）を対象に、散乱記録を抽出した。

図 3-2-4-1 は、散乱記録の一例と田子の浦周辺での散乱記録の空間分布、および塩分の鉛直プロファイルを示したものである。最も明瞭に記録された散乱記録は鉛直方向 20～30m 程度に広がる影となっている。この散乱記録を大小含めてプロットした結果、富士川～田子の浦港周辺で 170 箇所程度が検出された（産総研、2015）。また、図 3-2-4-1 に示した塩分プロファイルは、平成 27 年度の流況調査時に散乱領域の直上で取得したものである。この結果から、海底面付近の鉛直方向 20～30m 程度で塩分の顕著な低下が確認され、散乱記録から確認された現象と同程度のオーダーであった。また散乱記録を基に実施した ROV 調査では急崖部の上部に位置する 7 地点において湧出の画像が捉えられ、塩分の低下が確認できた（報告書本編）。調査地点数が限られているため、更なる現地調査の実施で確証を行う必要はあるものの、現時点においても広域スケールから局所スケールの海底湧出地下水にフォーカスする際の有効なツールの一つになると考えられる。

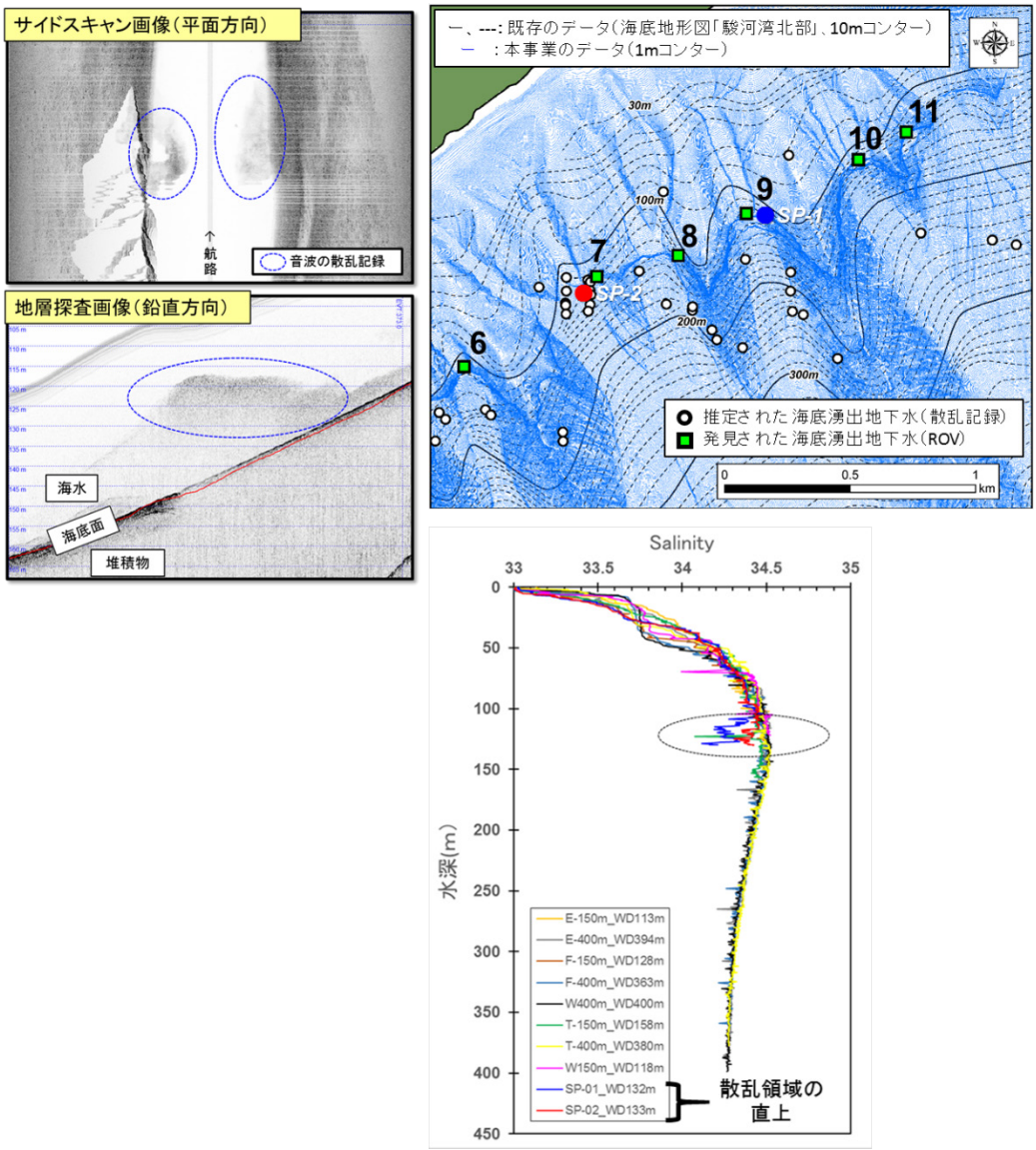


図 3-2-4-1 音波の散乱記録の例、田子の浦港周辺における散乱記録から推定された湧出地点、ROV で発見された湧出地点、および塩分の鉛直プロファイル

(散乱記録位置は産総研 (2015)、既存の海底地形図は海上保安庁 (1978)。ROV で発見された湧出地点番号は報告書本編に対応する。)

3-2-5　海底湧出地下水の起源推定

表 3-2-5-1 は ROV と装着したニスキン採水器（容量 0.5L）で採水した水試料の分析値を示したものである。海底湧出地下水（地点 7-2）は海水に比べて、Cl^-や Br^-といった溶存成分の低下が確認される。いずれの成分も海水で高濃度という特徴を持つため、海水と陸域の淡水地下水が混合していると考えられる。また、前節の陸域の地下水調査で示したように、富士山に由来する溶岩の影響を受けた地下水は V 濃度が高い傾向にある。そのため、海底湧出地下水の V 濃度の増加は、陸域の淡水地下水が富士山の溶岩層に由来する地下水であることを意味している。また陸域地下水の混合率は 4～15%程度と見積もられた。

本事業では平成 25 年度から平成 27 年度にかけて船上からのニスキン採水器（容量 10～12L）による採水調査も実施したが、得られた水試料の塩分濃度の低下は 1%前後であった。そのため ROV を用いた採水は、より海水の混入率が低い試料の採取が可能な方法といえる。本事業で用いた ROV は小型のものであり、現地調査で ROV 本体やケーブルが潮流で流され、予定していた地点に接近できないことがあった。また本体サイズの制約上、採水器を側面に設置したため、採水の瞬間を正面の光学カメラで押さえられなかった。そのため機器の大型化や改良によって、大容量かつ低混入率の水試料の採取も可能になると期待される。もし大容量の試料が採取可能になれば、地下水年代トレーサー（トリチウム、炭素 14 など）の分析によって、湧出水の起源となっている沿岸域地下水の年代評価も行えるであろう。

表 3-2-5-1　ROV で採水した海底湧出地下水および海水試料の分析値

成分	地点7-2	海水	陸域地下水 (平均値，最小値～最大値)	陸域地下水混合率(%) (平均値，最小値～最大値)
$\delta^{18}O$ (‰)	-0.7	0	-9.5 （-10.0～-8.5）	7 （7～8）
δD (‰)	-5	0	-62 （-66～-55）	8 （8～9）
Cl (mg/L)	17,460	19,030	24.5 （2.4～66.5）	8 （8～8）
Na (mg/L)	9,900	10,940	20.8 （13.5～27.0）	10（10～10）
Br (mg/L)	57.9	63.7	0.07 （0.01～0.20）	9 （9～9）
V (μg/L)	5.5	2.3	74.5（46.9～114.9）	4 （3～7）
Si (μg/L)	2,940	790	15,240 （14,200～16,800）	15 （13～16）

3-2-6　ROV 調査のまとめ

・海底の状況・性状及び地質構造調査結果から推定された湧出位置周辺において、多項目水質計を取り付けた遠隔無人探査機を用いて探査した結果、田子の浦西に分布する水深 130m 程度にある崖の上部において海水と比べ電気伝導率が 33%程度、塩分濃度が 36%程度低下し、海底湧出地下水の存在が確認された。

・海底湧出地下水は ROV からの光学カメラによる画像で確認でき、田子の浦から西 2km の間の崖上部に分布していることが分かった。

・ 海底湧出地下水は崖や崖上部の縁、崖上部の窪みから、噴流状、シート状、糸状に湧出し、様々な状況および湧出形態が存在することが分かった。本地域は様々な状況・状態で湧出現象が確認されたことから、効率的に湧出位置を把握する手法を検討する地域として望ましい場所であると考えられる。

3-2-7　海域調査まとめ

（１）　海底湧出地下水に関する水質分析

海域調査によって確認された海底湧出地下水の分布域において ROV およびニスキン採水器を用いて採水を行い、各種成分を分析した結果、以下のことが明らかとなった。

・ ROV を用いた海底湧出地下水の採取・水質分析により、陸域地下水が海底から湧出していることが確認でき、V（バナジウム）濃度の比較等により、富士山の溶岩に影響された地下水が含まれていると考えられる。

・酸素、水素安定同位体比や Cl^-濃度を用いて 2 成分混合による計算から、海底湧出地下水における陸域地下水の混合割合は 8%程度と推定された。

・海底湧出地下水の採水に関しては、年代トレーサー等の分析も見据えて、大容量で海水が混合しないような採水方法を検討する必要がある。

（２）　流況調査の成果

駿河湾沿岸域の流況を把握するため、水深 400m までを対象とした 3 次元の流況調査と採水調査を行った結果をまとめる。

・流況調査の結果から流速および流向の層構造が確認された。また、上げ潮・下げ潮ともに層構造を呈していることが分かった。

・水温では水深 50m 付近に躍層が確認された。また海底湧出地下水の付近においては、鉛直方向 20～30m に渡って塩分濃度の低下が確認された。

・本事業で得られた流況データは気象や海象が比較的穏やかな条件で取得することが出来た。また、調査期間中に外洋の黒潮の直接的な影響は顕著でないと考えられる。

（３）　海域 3 次元流況数値解析

駿河湾奥部を対象に、3 次元の流況モデル構築と湧出量の感度解析を行った。以下にその成果をまとめる。

・海底湧出地下水が点源から湧出している場合の挙動

時間の経過とともに、流れの下流側に拡がっていき、3 時間程度でラドンの分布状況は定常状態に達する。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。また海底湧出地下水の挙動に及ぼす密度場の感度は、大きいことが考えられた。

3-2-8　海域調査に関する今後の課題

各種の海域調査から、駿河湾奥部における海底湧出地下水の存在を明らかにし、その起源が富士山に由来する地下水であることが明らかとなった。その過程では、広域調査から始まり、シグナルが確認された領域における集中的な物理的・化学的調査を行い、さらにはROVを用いて確証を行った。同時に数値解析によって、現場の流況を再現したモデルを構築した上で、湧出水の挙動を検討した。

一方で、沿岸域の地下水環境に関わる海域調査を行う際の技術的・学術的課題が見出された。以下にそれらの課題を記す。

（1）海域における長期観測

海域は潮汐や風向など陸域地下水に比べて短い時間スケールで場の条件が変化する。そのため本事業で取得されたデータは、ある時間断面におけるデータである。通常、海域における代表的なデータを得るためには、1ヶ月以上の長期にわたる定点観測が必要とされている。本事業においても 1 ヶ月を超える定点観測の実施を検討したものの、海底地形が急峻であることや年間を通じて水産業が盛んな地域であることから、観測機材の長期間設置に大きなリスクが伴うことが想定されたため、調査の実現は困難であった。一方で、ある一定の期間（休漁期）での観測や、重量構造物を伴う水質計や ADCP の設置によって観測が行える余地は残されていたことから、現状の技術でも精緻なデータの取得が期待できる。今後、沿岸域地下水を海側から追跡する上では、現場海域の諸条件に応じた観測体制を十分に検討し、長期的な観測を行う必要があると考えられる。

（2）海底湧出地下水の湧出量

地下水の湧出量に関しては 1～10 m^3/と仮定して数値解析を実施した。その中で、湧出水が海面表層に達するには、少なくとも湧出量 5 m^3/が必要であり、富士川の推定河川流量

（2014 年 1 月：20 m^3/sec 、2015 年 10 月：50 m^3/sec）の 10～40%程度に相当する。Taniguchi et al.（2002）によれば、海洋に流入する全体の水フラックスに対して、ローカルスケールでの地下水湧出フラックスは 17~87%程度と報告されており、本地域における値は非現実的なものではない。また富士山東麓部の一大湧水地帯をなす柿田川湧水群は、総湧出量が 1.0×10^6 m^3/day（=12m^3/s）と算定されており、数値解析で設定した湧出量 5m^3/s はその 42%に相当するが、陸域の地下水調査で示唆されたような富士山の高標高域から沿岸域に至る地下水流動系の存在を踏まえれば、富士山東麓部の湧出量に匹敵する可能性はあるといえるだろう。この地下水の湧出量を確証するためには（1）で述べたような現場での長期観測の体制を整えた上で、シーページメータ等の実測が可能な機器を用いた調査の実施が必要と考えられる。

参考文献

落合敏郎（1969）三島溶岩流中の岩罅地下水に関する研究－溶岩流断面における地下水の流速分布と間ゲキ率ならびに地下水流動量の算定－. 日本地下水学会会誌, 16-17, 7-16.

国土交通省（2016）水文水質データベース　富士川水系　松岡観測所 http://www1.river.go.jp/

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/

静岡県総務部地震対策課（1996）：平成 7 年度静岡県地域活断層調査業務報告書. 49p.

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.

Taniguchi M., Burnett W. C. and Cable J. E. (2002) Investigation of submarine groundwater discharge. Hydrological Processes, 16, 2115-2129.

3-3　ボーリング調査

3-3-1　緒　言

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ならびにその関連調査を行った。

3-3-2　掘削調査

（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）。

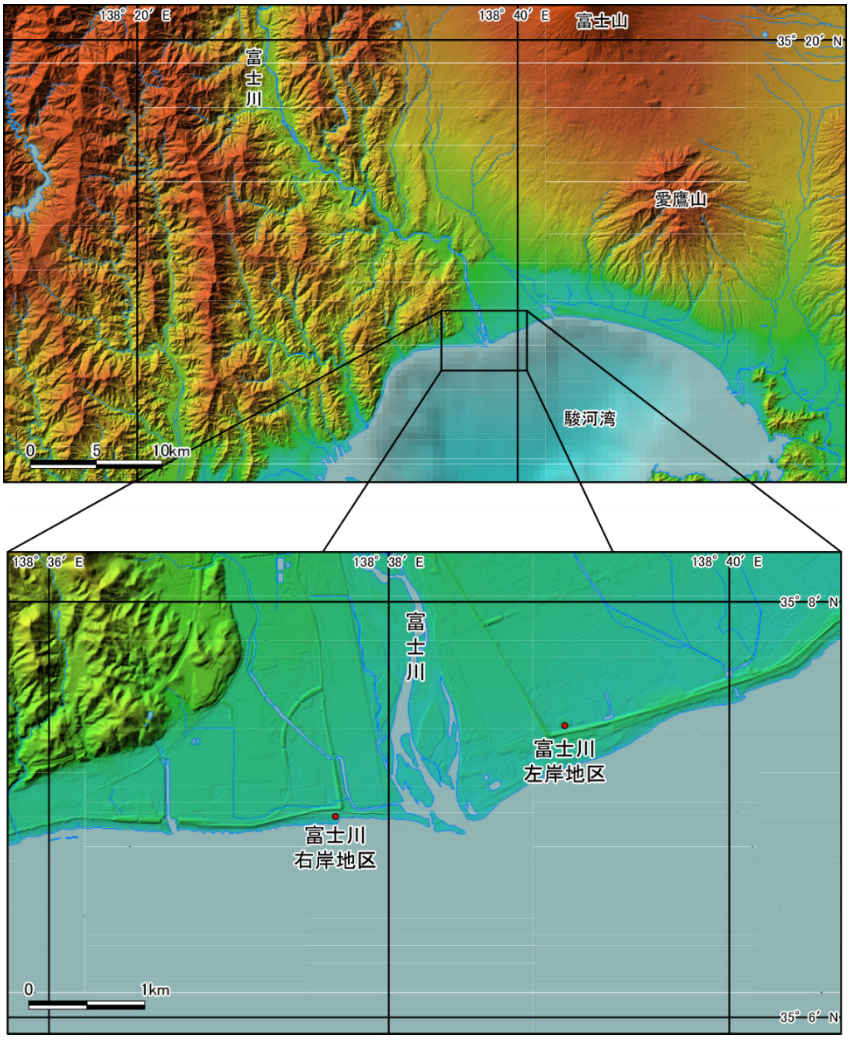


図 3-3-2-1　掘削地の位置

（地理院地図（http://maps.gsi.go.jp）に加筆）

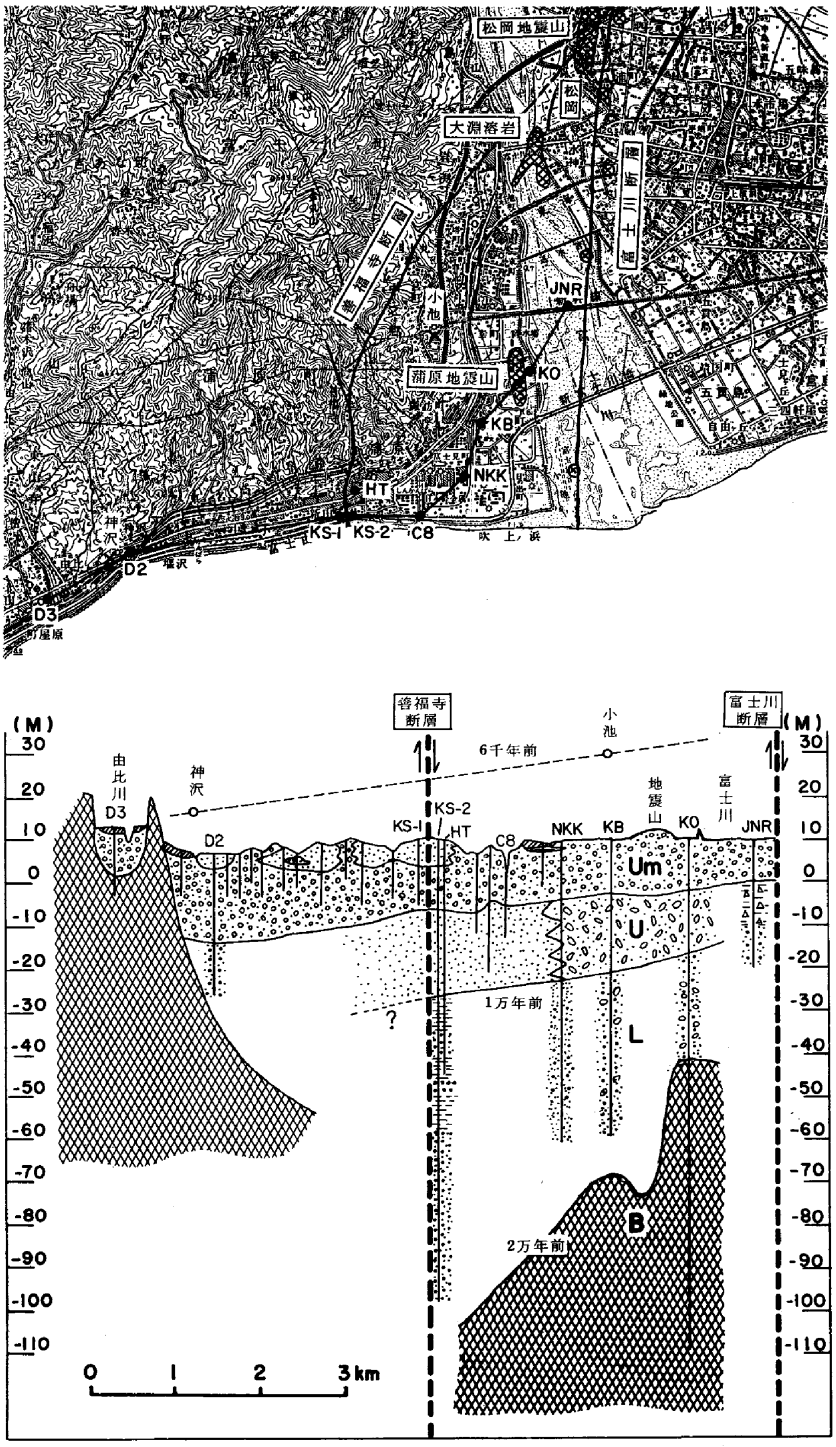


図 3-3-2-2　富士川右岸地区および周辺の地下地質の概要（恒石ほか，1982）

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

SKB-2 孔におけるケーシングプログラムを図 3-3-2-3 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。

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。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。

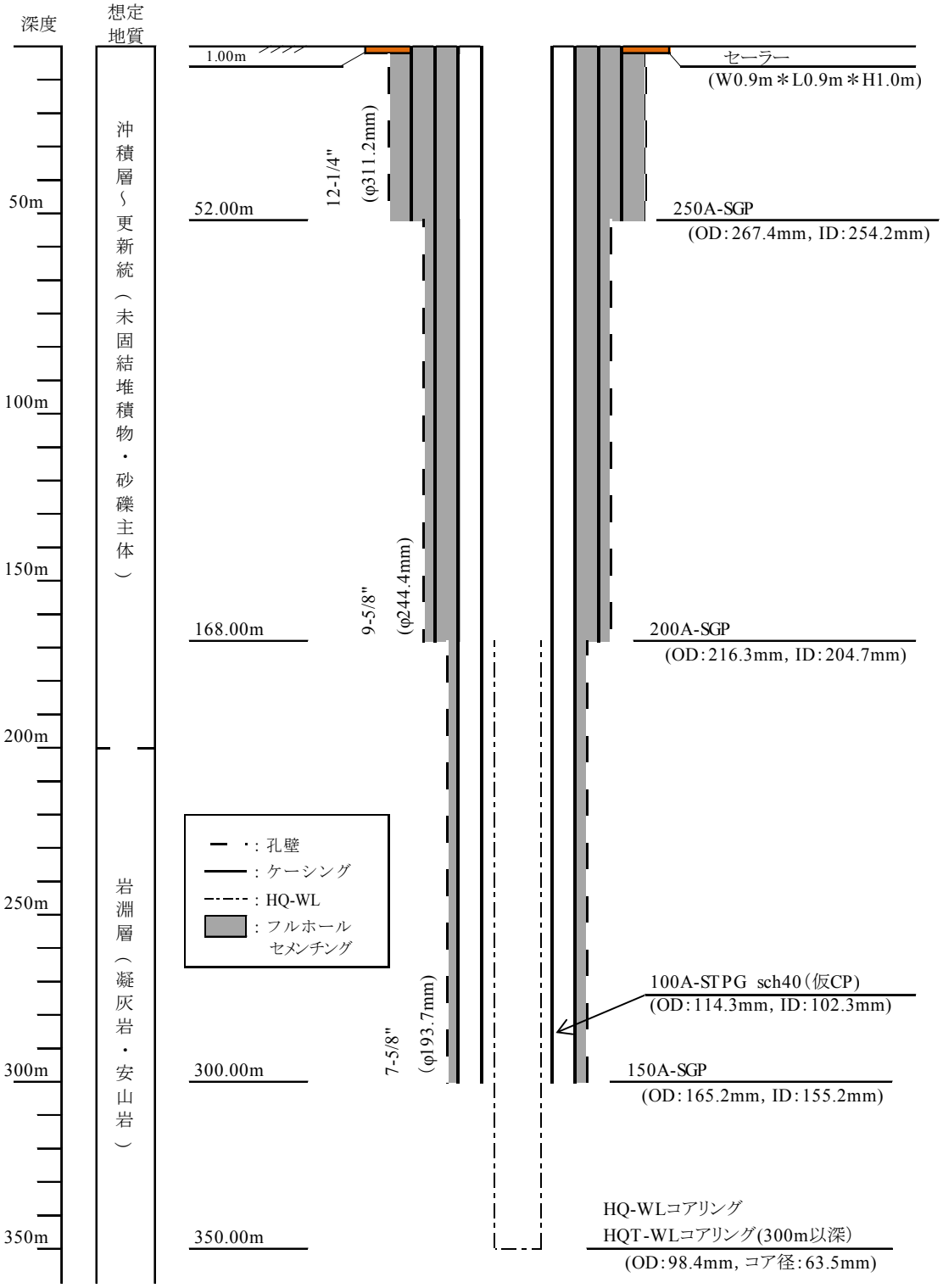


図 3-3-2-3　SKB-2 孔におけるケーシングプログラム

採取したボーリングコアは、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。コアの記載をした後に、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て管理保管した。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。

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。

（3）水理試験

水理試験の実施概要を表 3-3-2-1 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 3-3-2-1　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	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	

（4）室内試験・分析

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。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。

（5）　結果と考察

・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3-3-2-4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3-3-2-5に示す。

富士川右岸の掘削地SKB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。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。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。また、表 3-3-2-2 には掘削時の逸水の記録を載せる。

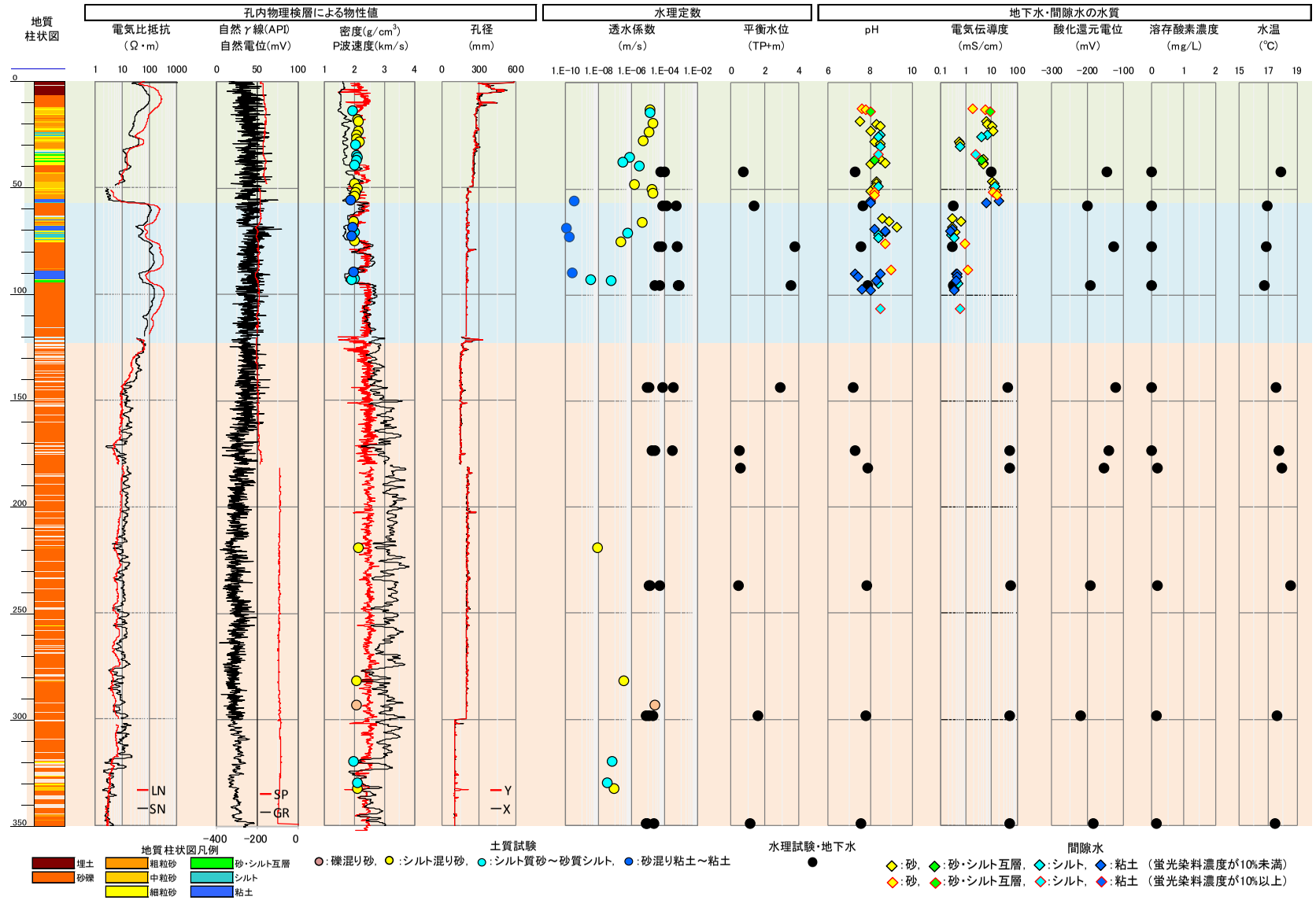


図 3-3-2-4　富士川右岸地区におけるコア観察による地質・孔内物理検層による物性値・水理定数・地下水と間隙水の水質の深度分布

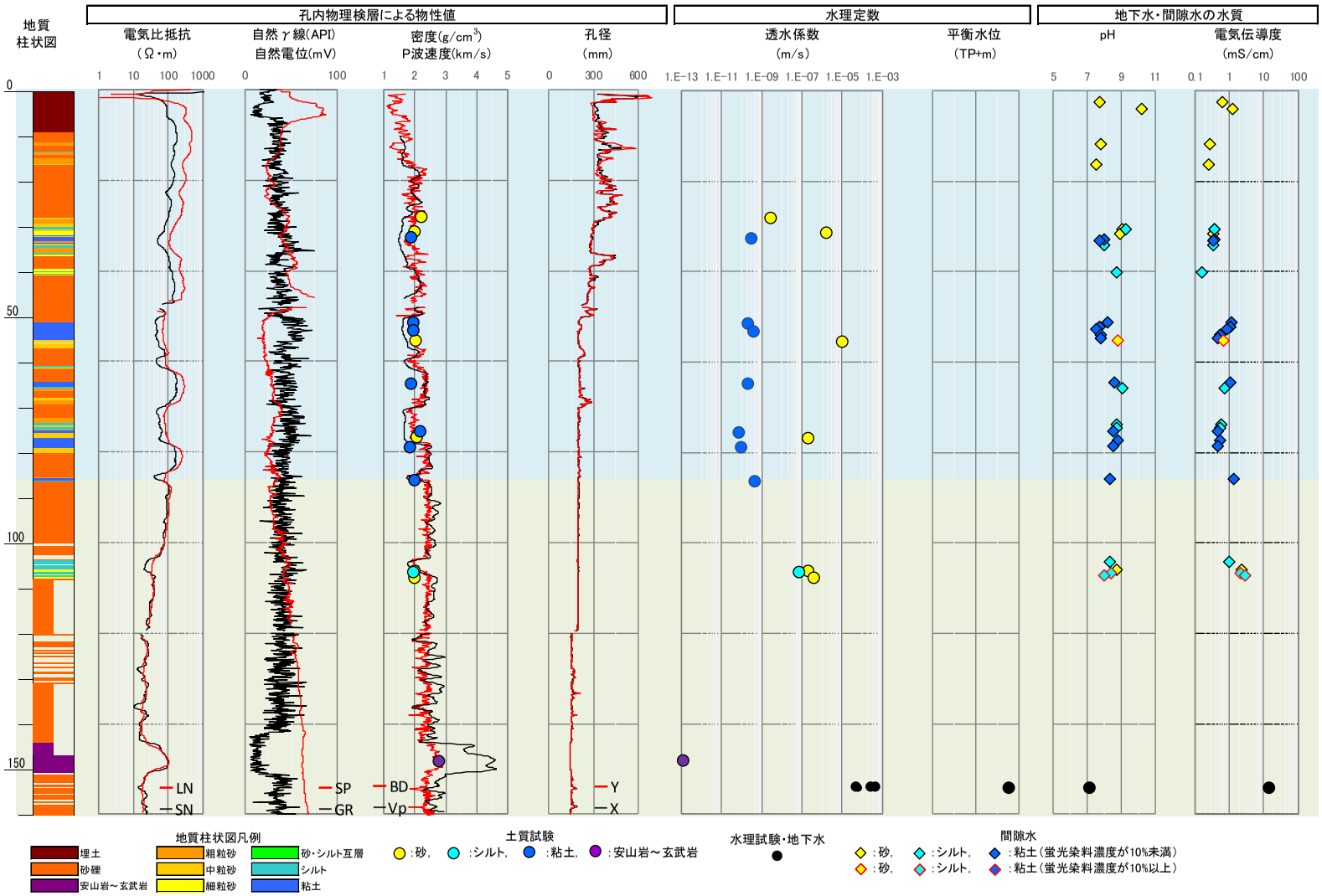


図 3-3-2-5　富士川左岸地区におけるコア観察による地質・孔内物理検層による物性値・水理定数・地下水と間隙水の水質の深度分布

表 3-3-2-2　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）

・地質コアの分析結果

①SKB 孔より得られた地質コア資料の XRD 分析結果

水ー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。水ー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。分析結果を表 3-3-2-3 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。分析結果を表 3-3-2-4 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 3-3-2-4 の通りである。深度に対する ^{14}C は図 3-3-2-6 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 3-3-2-2　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 3-3-2-3　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 3-3-2-3　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 3-3-2-3　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 3-3-2-4　　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

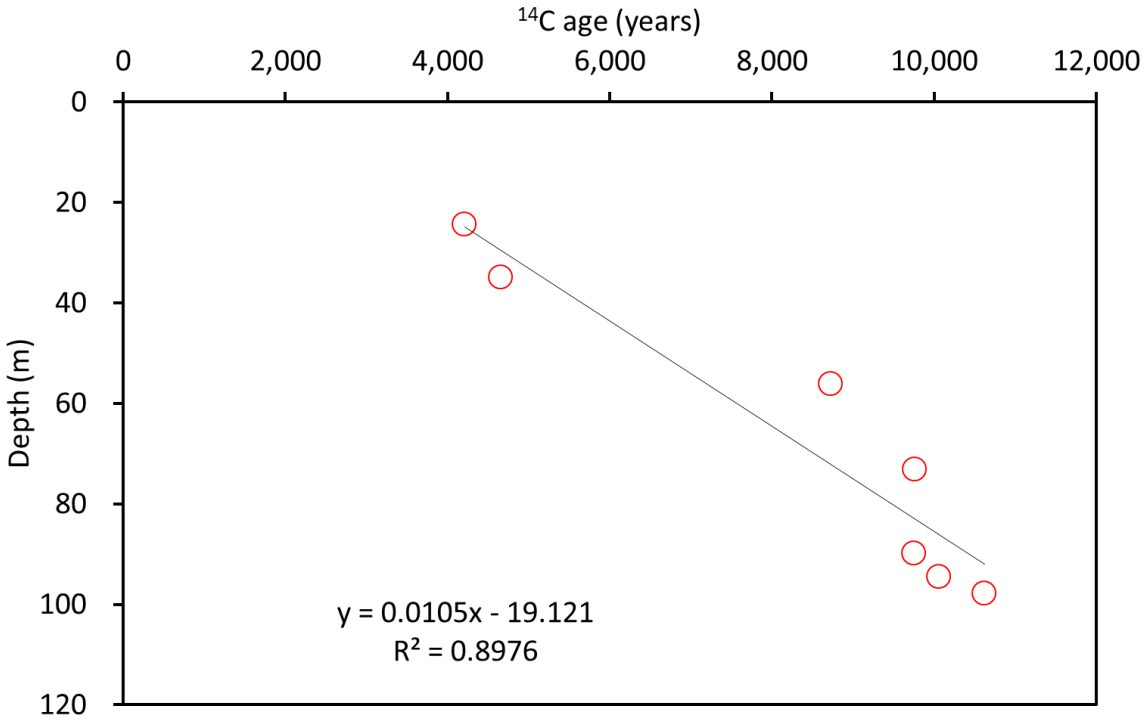


図 3-3-2-6 SKB 孔の地質コア中の有機物中の ^{14}C 年代と深度の関係

3-3-3　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

なお、水質データは小野ほか（2016）を使用した。

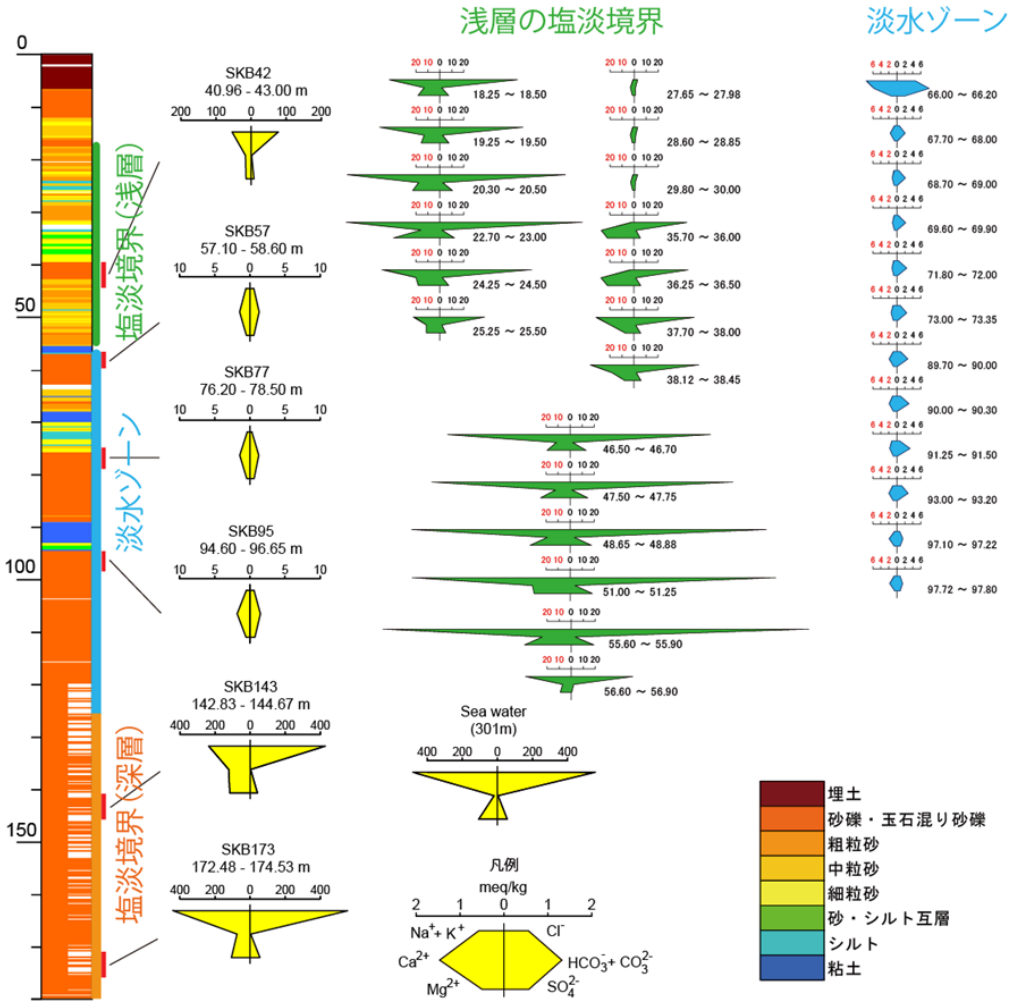


図3-3-3-1　SKB孔の柱状図および揚水地下水（黄色）と間隙水（緑色・水色）の水質

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、120m以深を塩淡境界（深層））に区分した。浅層の塩水楔は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、陸域調査では、この深度領域に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る。これは陸域調査がボーリング調査結果を解釈するための手助けとなった例であるが逆のパターンも多い。正しい解釈のためには2つの調査をおこない、流動理論と結びつけて結果を考察する必要がある。

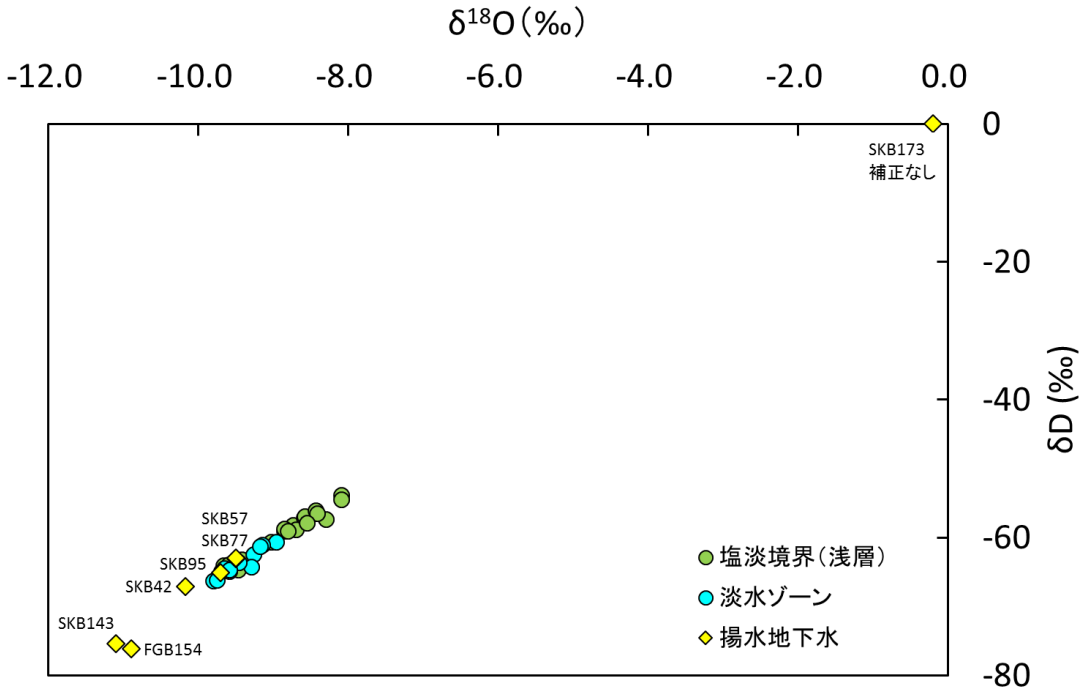


図3-3-3-2　SKB孔から得られた間隙水および揚水地下水のδDとδ^{18}Oの関係

ここでプロットしたのは、それぞれの水試料のCl⁻濃度から海水（塩水）の混合率を求めて得られた、淡水成分のδDとδ^{18}Oである（SKB173は補正しておらず測定値をそのままプロットした）。塩淡境界（浅層）の地下水に対し、その下位の淡水ゾーンの地下水は軽い。この傾向はFGB孔や陸域調査でも認められており、原因として涵養標高の違いが考えられている。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。一方、塩淡境界に位置するSKB143とFGB154の淡水部分のδ^{18}Oは－11‰前後に及んでいる。これらの淡水は涵養標高が高いことが予想されるが、最終氷期に涵養された地下水の可能性もある。最終氷期での地下水流動深度（動きうる地下水の範囲）を把握する意味で、最終氷期に涵養された地下水を見出すことは極めて重要である。今後のさらなる調査が望まれる。

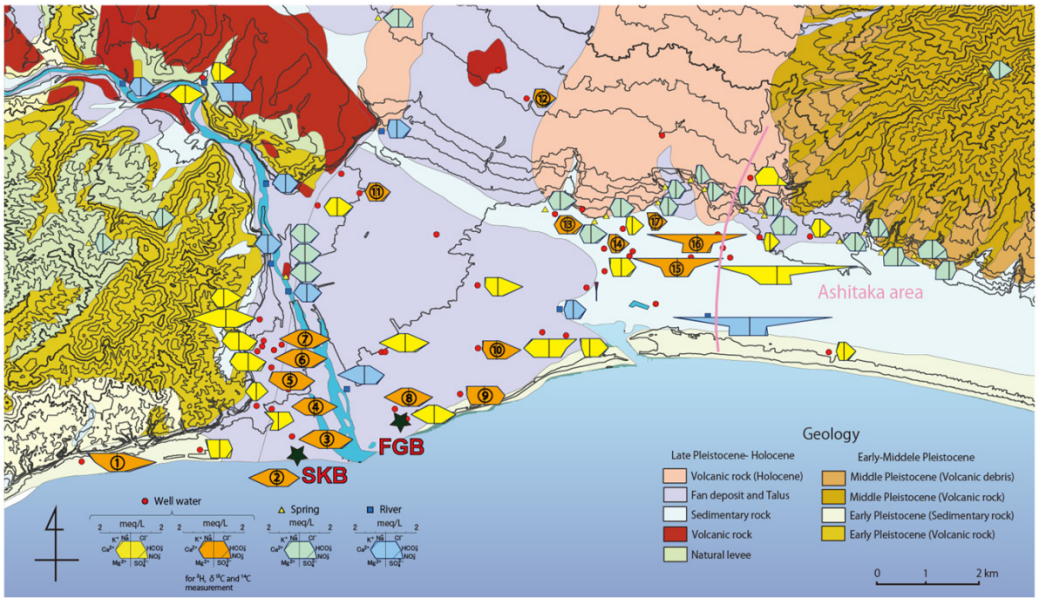


図 3-3-3-3　^{14}C 調整年代の計算に用いた地下水の位置と水質

NETPATH（Plummer et al., 1994）を用いて、淡水地下水、塩淡境界の水、塩淡境界下位の塩水の ^{14}C 調整年代（帯水層内の炭酸種に関する化学反応を補正した年代）を求める。ここでは、地下水流動パスの上流側と下流側の 2 点間の ^{14}C 調整年代を求めるが、上流側の地下水を Initial water、下流側の地下水を Final water という。

Final water として、^{3}H の定量限界以下の沿岸域近傍の淡水地下水を選択した（^{3}H が検出される地下水は地下水年代が 50 年未満の若い地下水であるか、あるいは若い地下水が混合した地下水であるため年代を算出しにくい）。該当するのは②SKB95、⑨、⑩、⑭、⑰である。②SKB95、⑨、⑩、⑭、⑰の涵養域は富士山体斜面であるが、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、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 2 地点は ^{3}H が検出されたか、あるいは定量限界付近である。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。

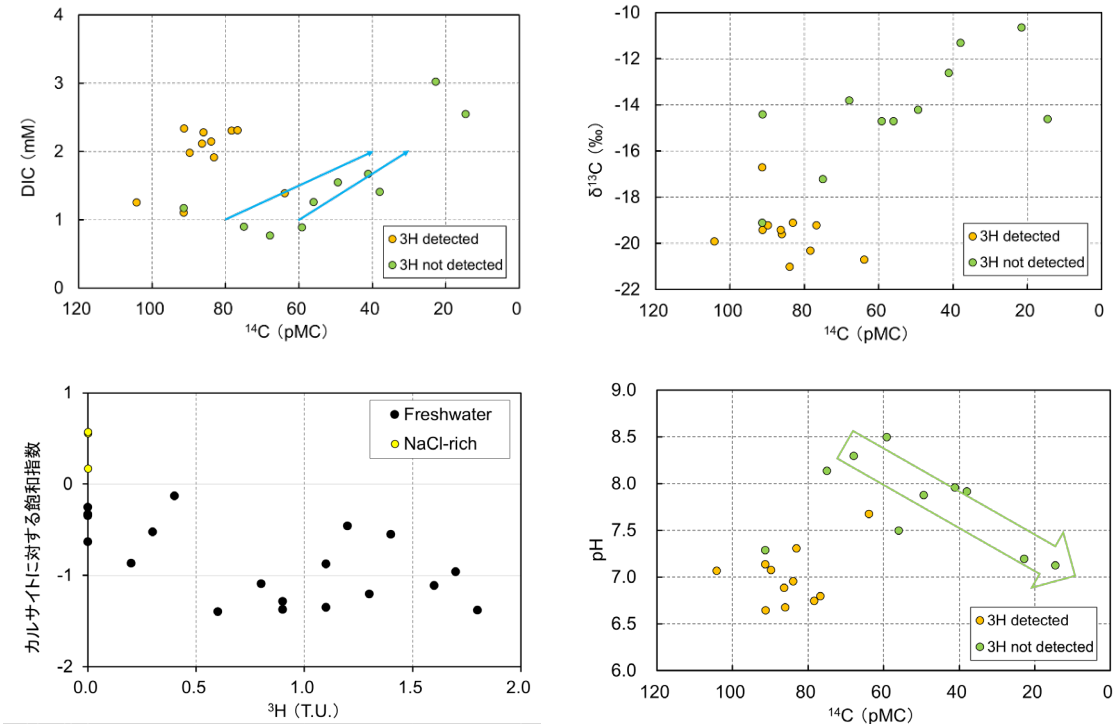


図 3-3-3-4　地下での炭素の起源を検討するためのグラフ

NETPATH にて ^{14}C 調整年代を計算するためには、計算条件として、地下に存在する炭素の源と、それらの $\delta^{13}C$、^{14}C を与える必要がある。炭素の源については、地質コアの鉱物分析、地下水流動に伴う炭酸種の濃度、同位体などの増減から考察していく。

^{3}H が定量下限以下の地点では ^{14}C 濃度の低下に伴う DIC,$\delta^{13}C$ の上昇が認められるが（左上、右上）、XRD 分析ではカルサイトが認められず、淡水地下水のカルサイトに対する飽和指数も 0 以下である（左下）。そのため帯水層中には炭酸塩鉱物は存在しないか、存在したとしても炭酸種の水質形成に影響を与えるほどではないと判断される。一方、DIC と $\delta^{13}C$ の上昇を深部からの CO_2 ガスの付加によるものと考えると、^{14}C 濃度の低下に伴う pH の低下が説明できる（右下）。この仮説は ^{4}He、$^{3}He/^{4}He$ の調査結果によって強く支持される（図 3-3-3-6）

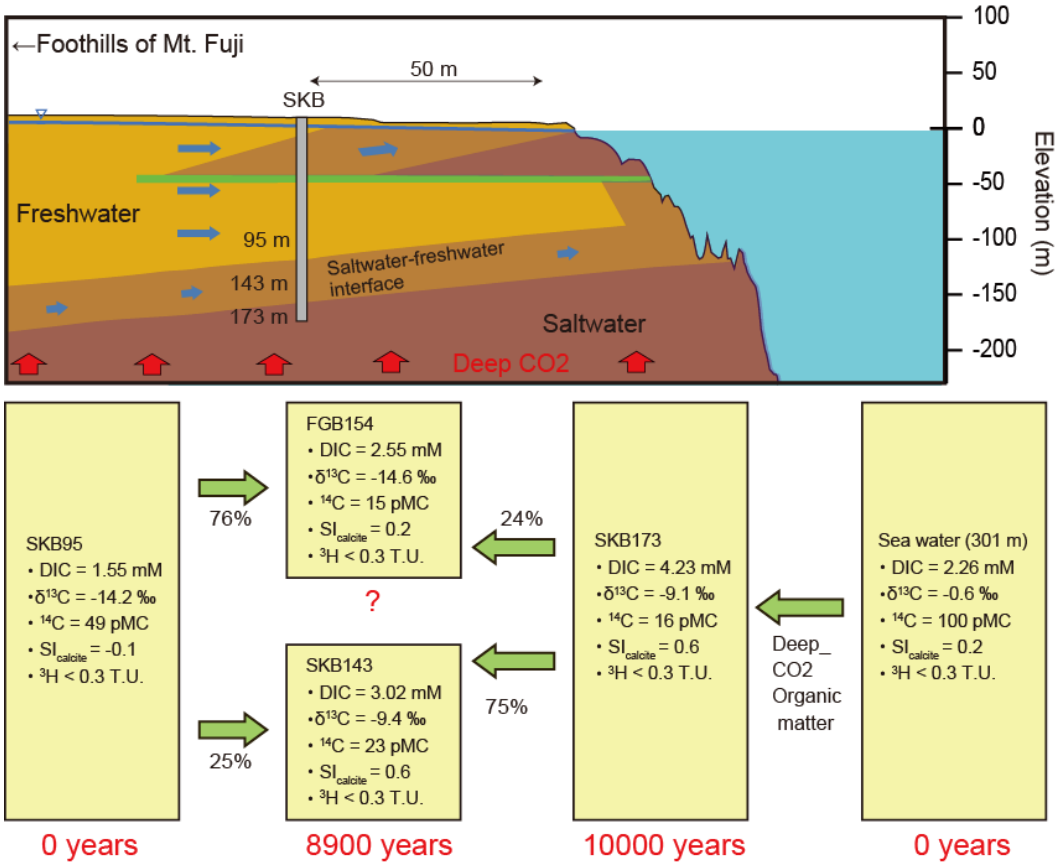


図 3-3-3-5　駿河湾沿岸域深層の塩淡境界周辺地下水の ^{14}C 調整年代

沿岸域塩水についての ^{14}C 調整年代を求めた数少ない例として、イスラエルの地中海における Sivan et al.(2005)、Yechieli et al.（2009）がある。本論でもこれらの研究を参考に塩水の ^{14}C 調整年代を算出した。塩淡境界の下位の塩水（SKB173）に関しては、地下における炭素の起源やそれらの同位体比を変化させて様々なケースを計算したが、いずれも 10000 年前後となった。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 の年代は SKB173 と SKB95 が混合してから 6200 年という結果になったが、この値はかなり古いといえ、Initial water が正しく与えられていなかった可能性がある。正しい年代を導くためには、より深層

の淡水地下水を採取する必要がある（図 3-3-3-2 参照）。

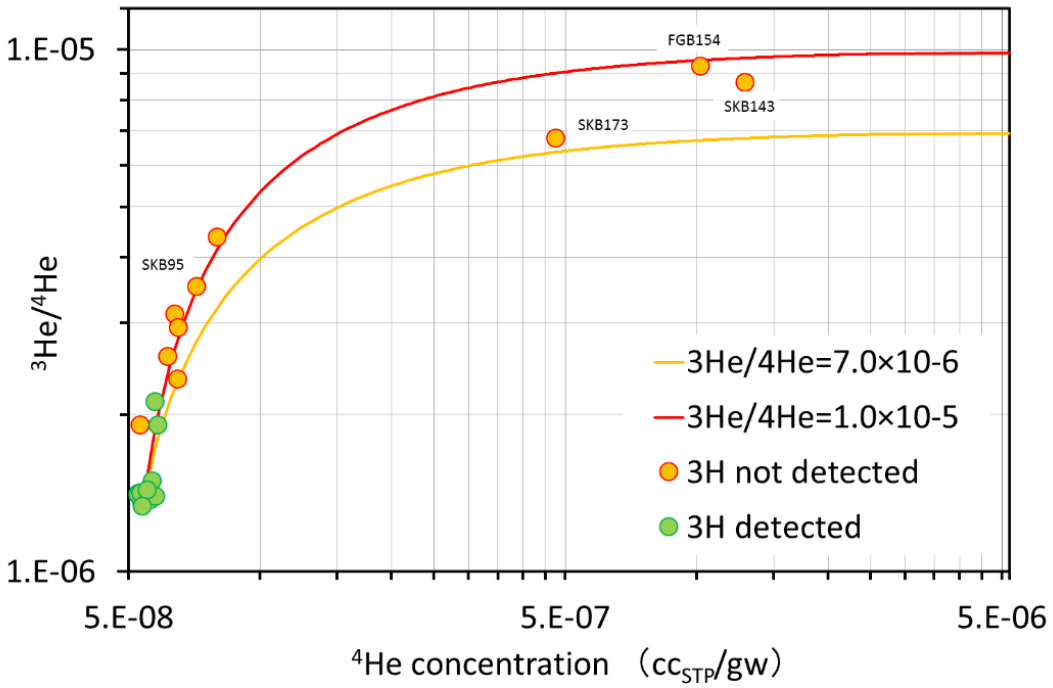


図 3-3-3-6　^{4}He と ^{3}H/^{4}He の関係

^{3}H が検出される地下水は、図の左下にプロットされる。これを起点とした赤色と橙色の 2 つのラインは、7.0×10^{-6} および 1.0×10^{-5} の ^{3}He/^{4}He を有する He が加わり続けたときの変化を示したものであり、ほぼ全ての地下水が 2 つのラインの間にプロットされた。このうち ^{3}He/^{4}He＝1.0×10^{-5} という値は Nagao et al.(1981)の示した、日本列島の火山ガスに含まれる上部マントル起源の値と一致する。すなわち、本流域では深部起源の He が地下水中の He 濃度に大きな影響を与えている。この結果は水質や安定同位体の解析から推定された、深部起源の CO_2 ガスの付加を強く支持する（図 3-3-3-4）。He も CO_2 も地下深部から供給されており、地下水中に溶け込んでいる、ということである。これは富士山が火山であることと無関係ではないと思われる。

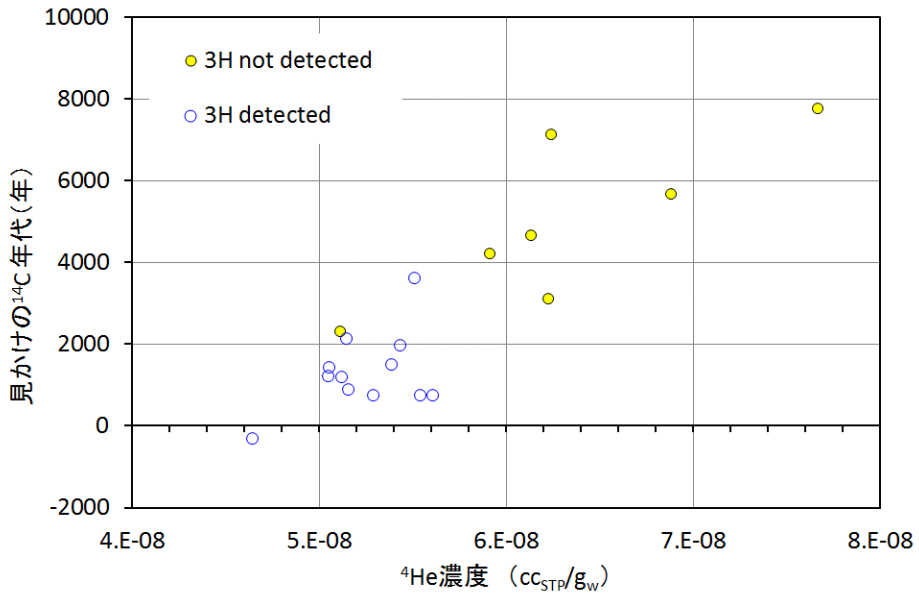


図 3-3-3-7　みかけの ^{14}C 年代と ^{4}He 濃度の関係

^{3}H が定量下限以下の地点ではみかけの ^{14}C 年代と ^{4}He 濃度の間に相関が認められる。みかけの ^{14}C 年代と ^{4}He 年代の関係が直線関係になる現象は、東濃地区（長谷川ほか, 2010）でも得られているが、その原因は本地域とは異なっている。東濃では涵養域を除き、地下水流動中に炭酸種に関係した地化学反応をほとんど受けない。したがって ^{14}C の減少速度が放射壊変によって規定されることになり、^{4}He 濃度との比例関係が現れる。本地域の場合は、^{14}C 濃度の低下にはデッドカーボンによる希釈が大きく影響している。深部から上昇してくる流体の $^{4}He/CO_2$ 比はほぼ一定と考えられ、この CO_2 が地下水中の主たる炭酸の起源になっているため、両者に比例関係が現れると考えられる。

^{14}C 調整年代に関して、⑩は Initial water を⑪とした場合、⑫とした場合の 2 通りで解が得られた。⑭や⑰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。^{4}He 年代について関して、F/nb=4.0×10^{-11} cm^{3}$_{STP}$/g/y と仮定すると（本文中の式（3-3-3-1））、SKB173 の年代はおよそ 10000 年となり ^{14}C 年代と一致する。この値が流域内で一定と仮定して他の年代を計算したものが下記の ^{4}He 年代である。

この表のように両手法によって得られた年代値は異なっている。水質を勘案すると SKB95、⑨、⑩、⑭、⑰については、^{4}He によって得られた年代の方が真の年代に近いと推定される。しかし、SKB143 や FGB154 の ^{4}He 年代は地層形成年代よりも古い値になってしまっているだけでなく。塩淡境界に位置する SKB143 が、下位の塩水の SKB173 よりも古くなる、という“逆転現象”が生じてしまっている。この原因は不明であり、今後の調査研究が必要である。

表 3-3-3-1　^{14}C 調整年代と ^{4}He 年代の比較

		^{14}C調整年代	^{4}He年代
	⑨	1900	600
	⑩	0，3300	260
	⑭	―	180
	⑰	―	260
	FGB154	-	23200
	SKB95	2400	420
②	SKB143	8900	30000
	SKB173	10000	10100

課　題

・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 の選択である。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。今回 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思われる。そのためには、陸域部における 1000m 深のボーリング調査が必要であるが、この調査は本地域における最終氷期での地下水流動の到達深度を明らかにする意味も含んでいる（図 3-3-3-2）。

・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

塩淡境界の ^{14}C 調整年代や ^{4}He 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での検証も必要である。表 3-3-3-1 で述べた逆転現象の理由は塩淡境界付近の地下水の流れと関係している可能性もあることから、地下水流動解析による確認も必要である。ただし、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、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。

参考文献

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」，産総研地質調査総合センター，59p（CD）

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.

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.

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., 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.

第 4 章　総合解析

4-1　長期非定常地下水流動解析

4-1-1　緒　言

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。

4-1-2　地下水流動解析の方法

（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。

⑵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。

(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。

4-1-3　既存の資料から構築された地質環境モデル

（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 4-1-3-1 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。

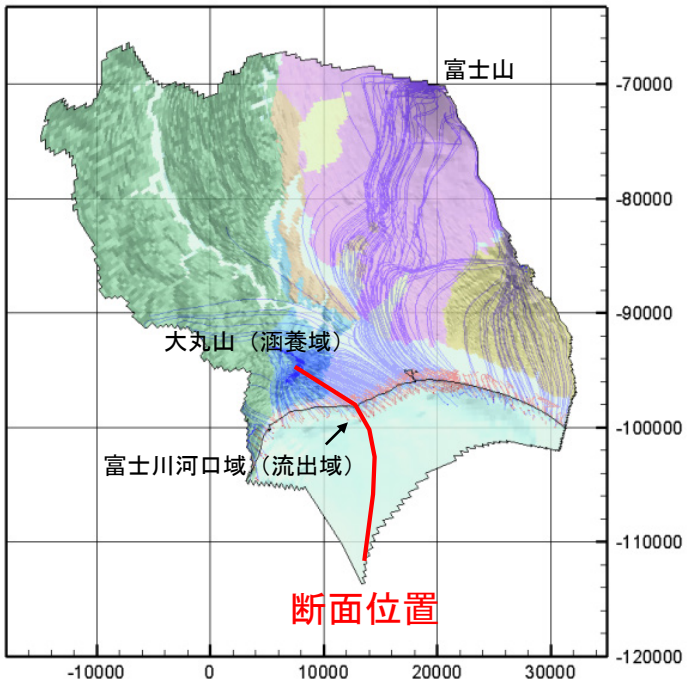
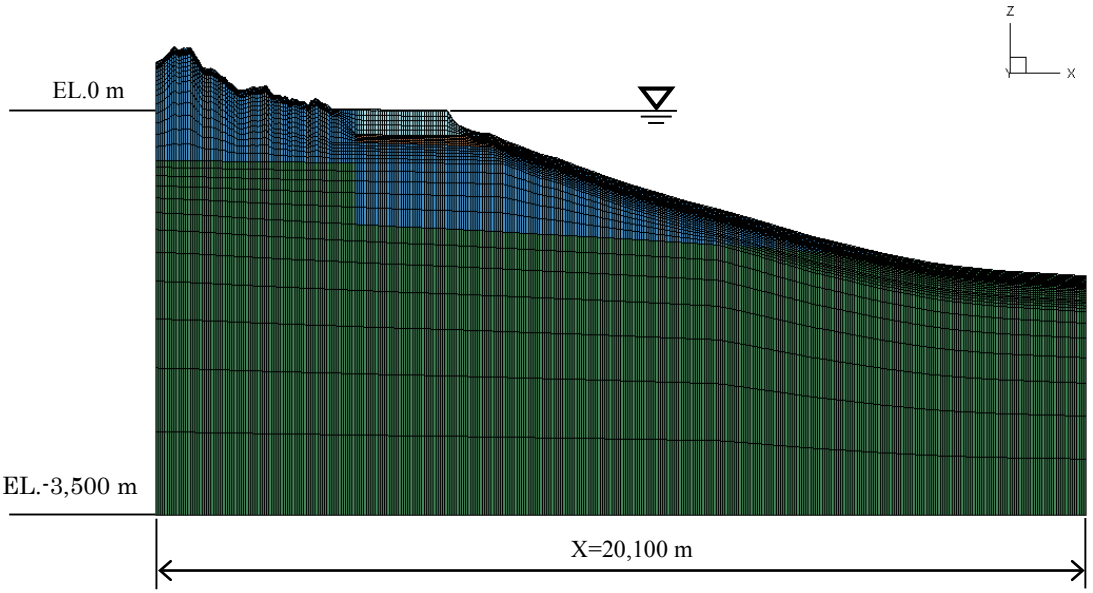


図 4-1-3-1　三次元流跡線解析結果および解析断面位置（図内赤線）

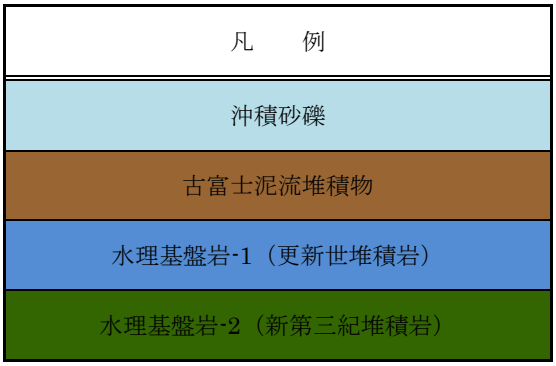
（2）　2 次元格子モデル

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 4-1-3-2 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。



*鉛直方向を 4 倍で表示



*表土層は地表全域に一律 1 m の深さで分布している

図 4-1-3-2　本検討で作成した格子モデル

（３）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。

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 4-1-3-3 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。

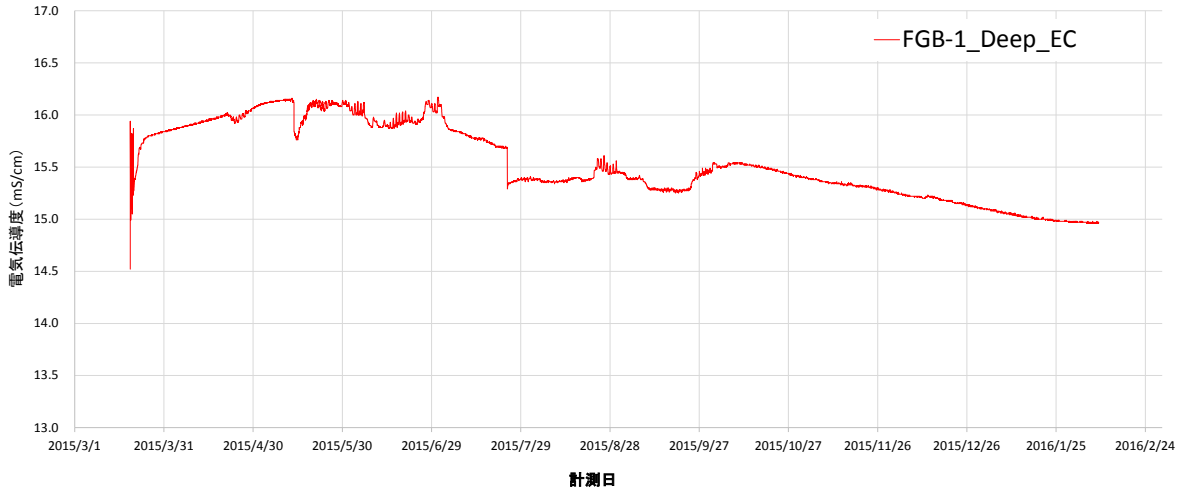


図 4-1-3-3　ボーリング孔（FGB-1）で観測された電気電導度

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 4-1-3-1 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 4-1-3-4 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（$Kv=1.0\times10^{-8}$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。

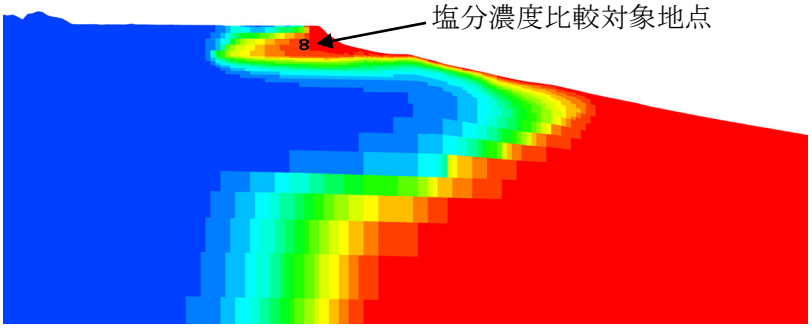
Case-1 および Case-2 では FGB 孔の塩分濃度が十分に低下しなかったため、Case-3 以降は古富士泥流の異方性を元に戻したうえで、沖積層の透水係数を変化させるケースに変更した。結果的に沖積層の透水係数を下げることで、比較位置の塩分濃度が低下していったため、2 点の残差二乗和が 0.01 以下となった Case-6 をもってモデルのキャリブレーションを終了した。Case-6 にて与えた沖積砂礫層の $K=2.0\times10^{-6}$m/s という値は、実測値よりも 1 オーダー低い。この理由として、本モデルでは大丸山を涵養域としているため、海に向かう地下水流動の流れが実際よりも弱いため、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。

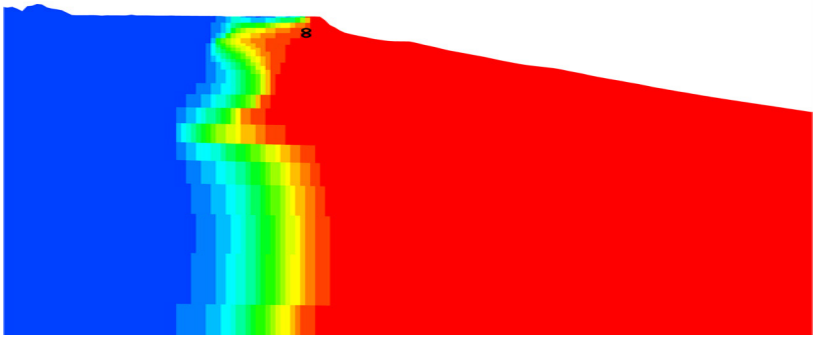
得られたモデルを用いて得られた全水頭、飽和度、ダルシー流速（ノルム・X 成分・Z 成分）の分布図を図 4-1-3-5～図 4-1-3-9 に、計算水位と観測水位の比較を図 4-1-3-10 に示す。計算水位と観測水位の差が最も大きい箇所では 13m 程度であった。次章の非定常解析では、塩分濃度分布を含めたこれらの結果を初期値として解析を行う。

表 4-1-3-1　キャリブレーションケース

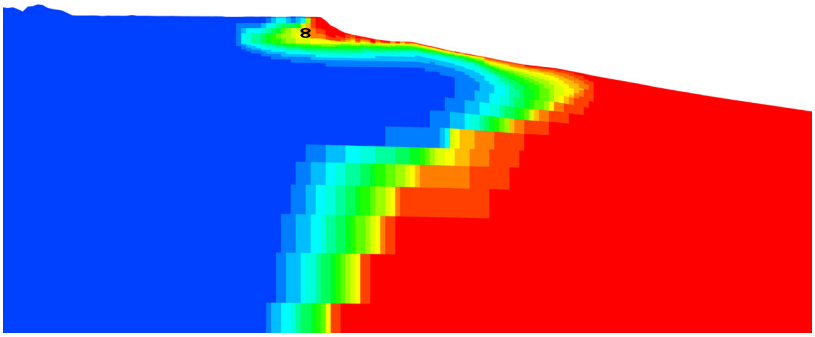
ケース名	変更点 （初期設置値からの相違のみ記載）	ボーリング地点における 塩水の混合率（%）		残差二乗和
		G.L.-120m	G.L.-160m	
Case-0	初期条件	100	100	0.98
Case-1	古富士泥流の鉛直方向 透水係数を 1.0×10^{-7} m/s に変更	100	100	0.98
Case-2	古富士泥流の鉛直方向 透水係数を 1.0×10^{-6} m/s に変更	100	100	0.98
Case-3	沖積砂礫層の透水係数を 1.0×10^{-3} m/s に変更	97	97	0.8978
Case-4	沖積砂礫層の透水係数を 1.0×10^{-5} m/s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



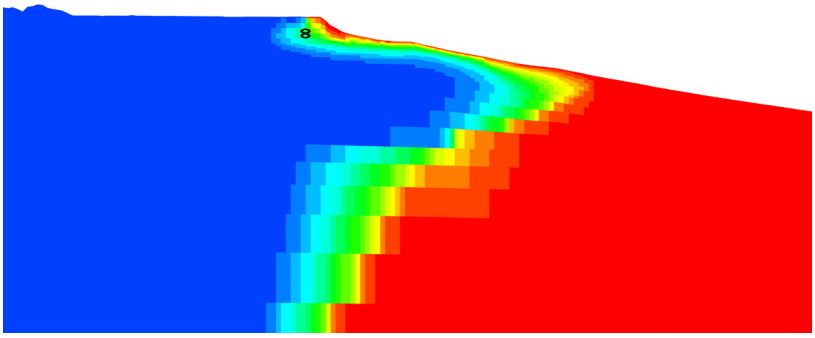
Case-0（初期条件）



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

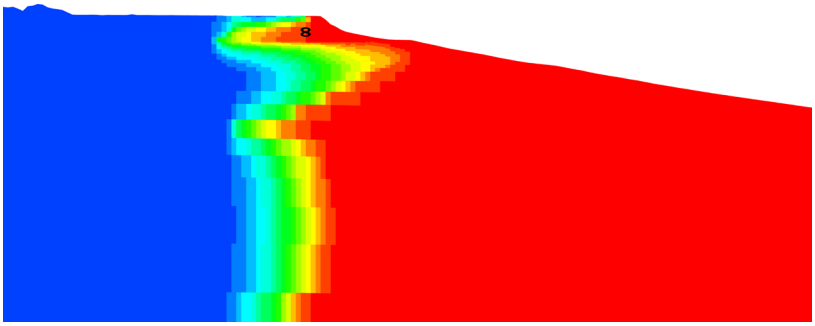


Case-4（沖積砂礫層の透水係数を K=1.0×10^{-4} m/s ⇒ K=1.0×10^{-5} m/s に変更）

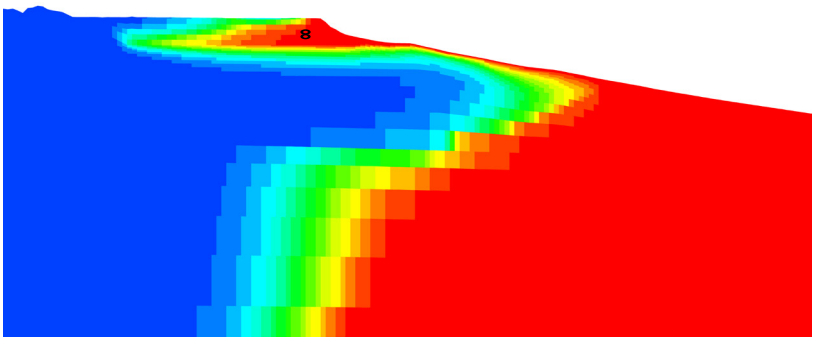


Case-6（沖積砂礫層の透水係数を K=1.0×10^{-4} m/s ⇒ K=2.0×10^{-6} m/s に変更）

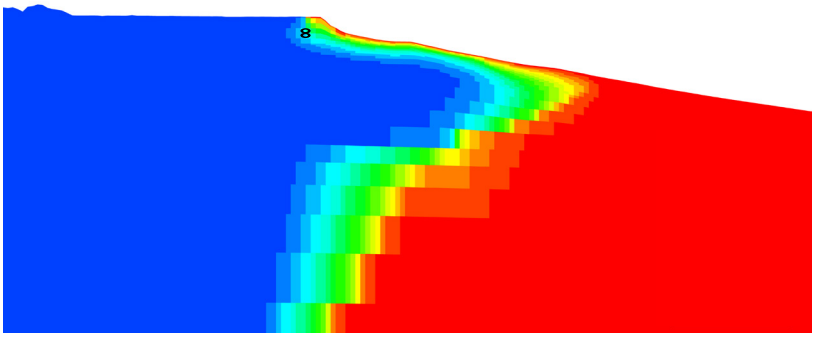
図 4-1-3-4（1）　全解析ケースにおける塩分濃度比較対象地点付近の塩分濃度分布



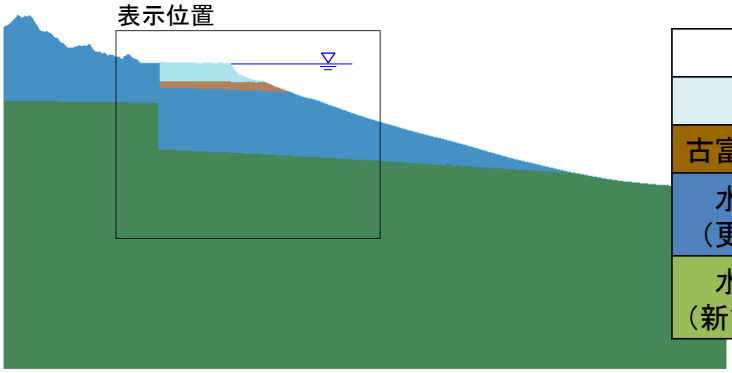
Case-1（古富士泥流層の Kv=1.0×10^{-8} m/s⇒ Kv=1.0×10^{-7} m/s に変更）



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 4-1-3-4（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

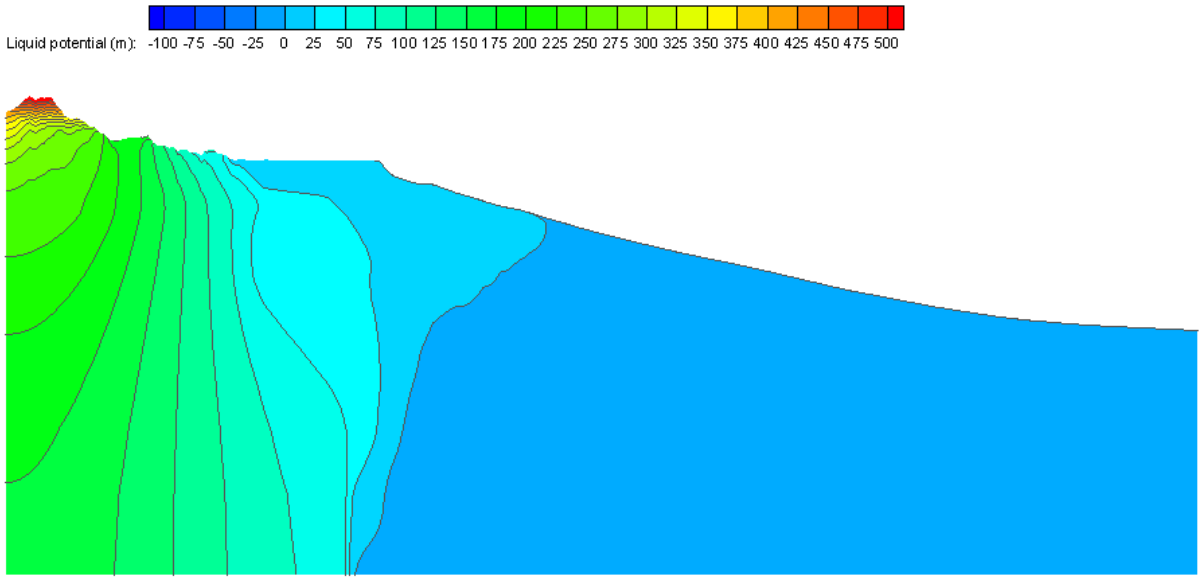


図 4-1-3-5　キャリブレーションケース解析結果（全水頭分布；Case-6）

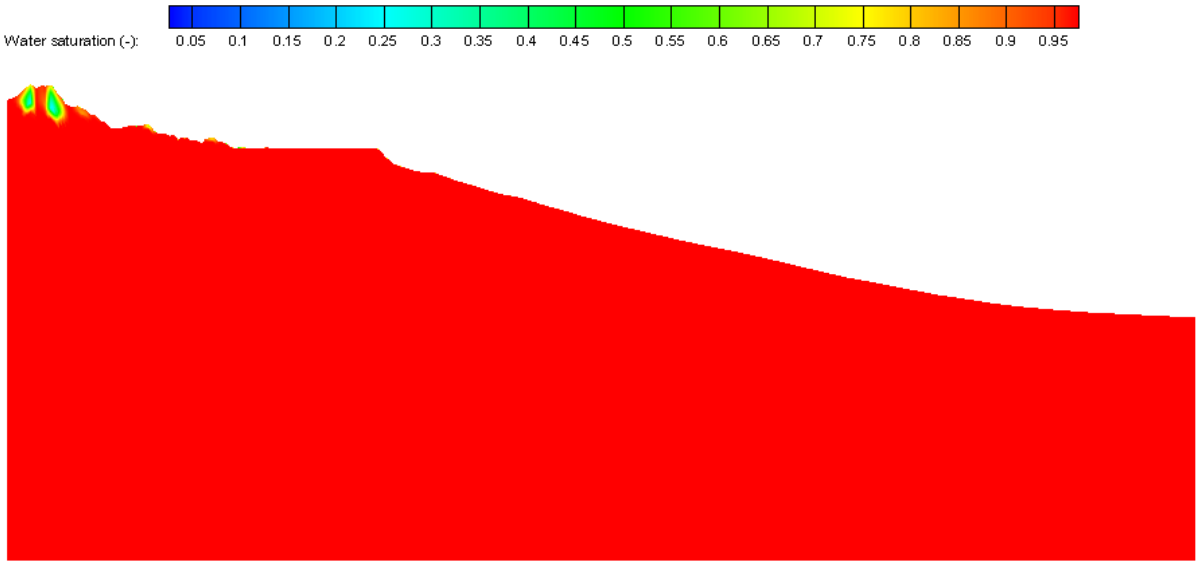


図 4-1-3-6　キャリブレーションケース解析結果（飽和度分布；Case-6）

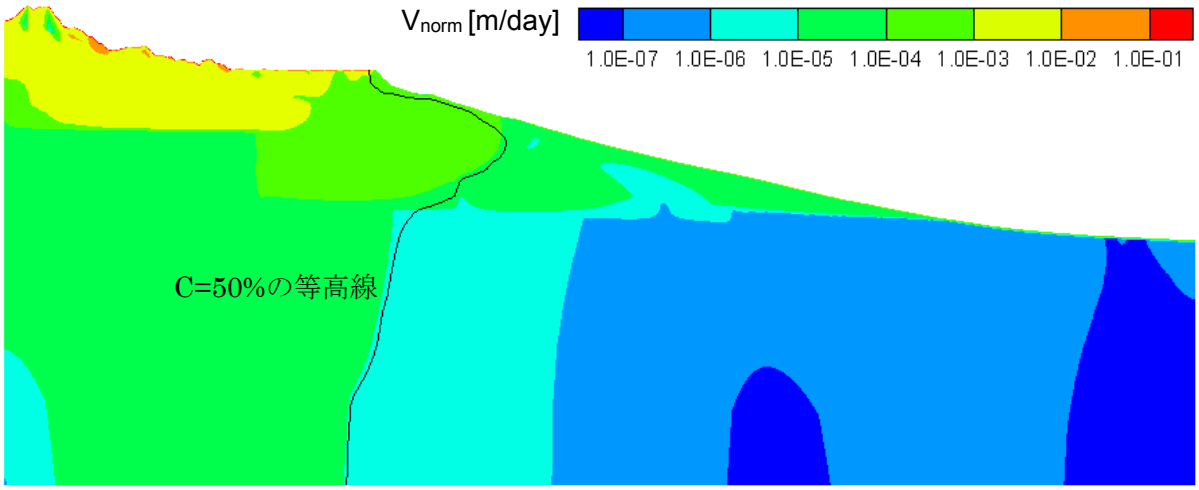


図 4-1-3-7　キャリブレーションケース解析結果（ダルシー流速ノルム；Case-6）

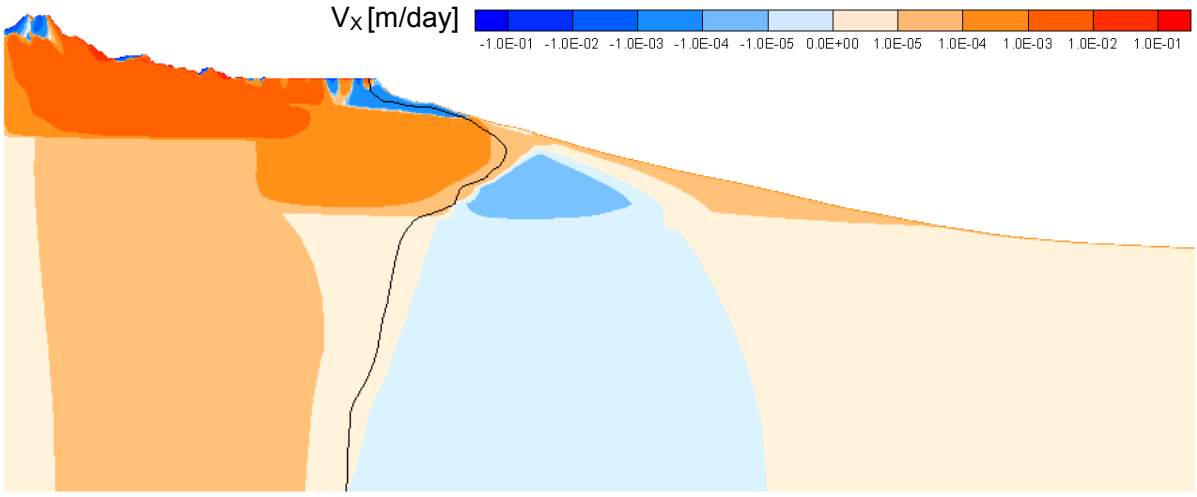


図 4-1-3-8　キャリブレーションケース解析結果
（ダルシー流速 X 成分；Case-6）

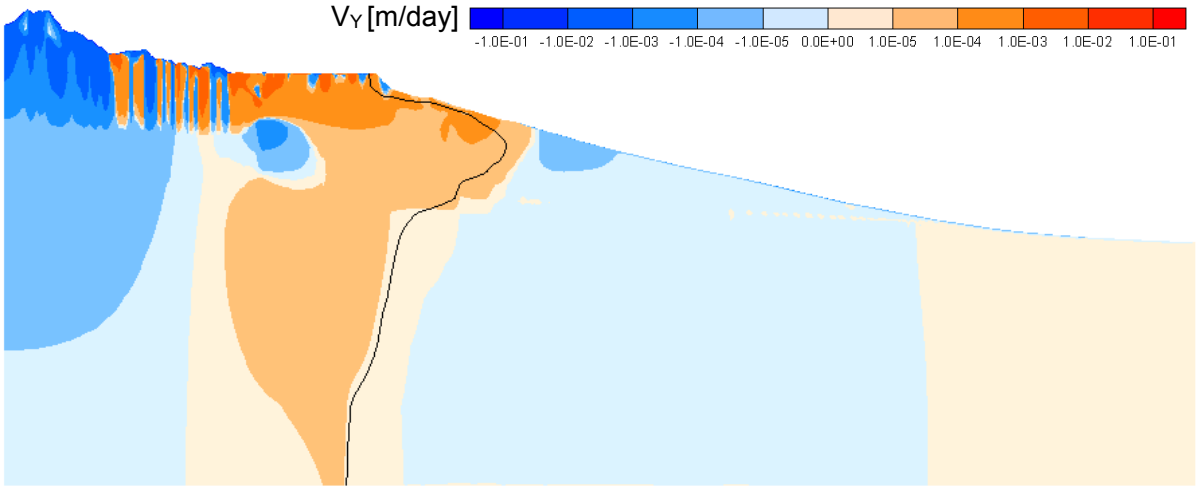
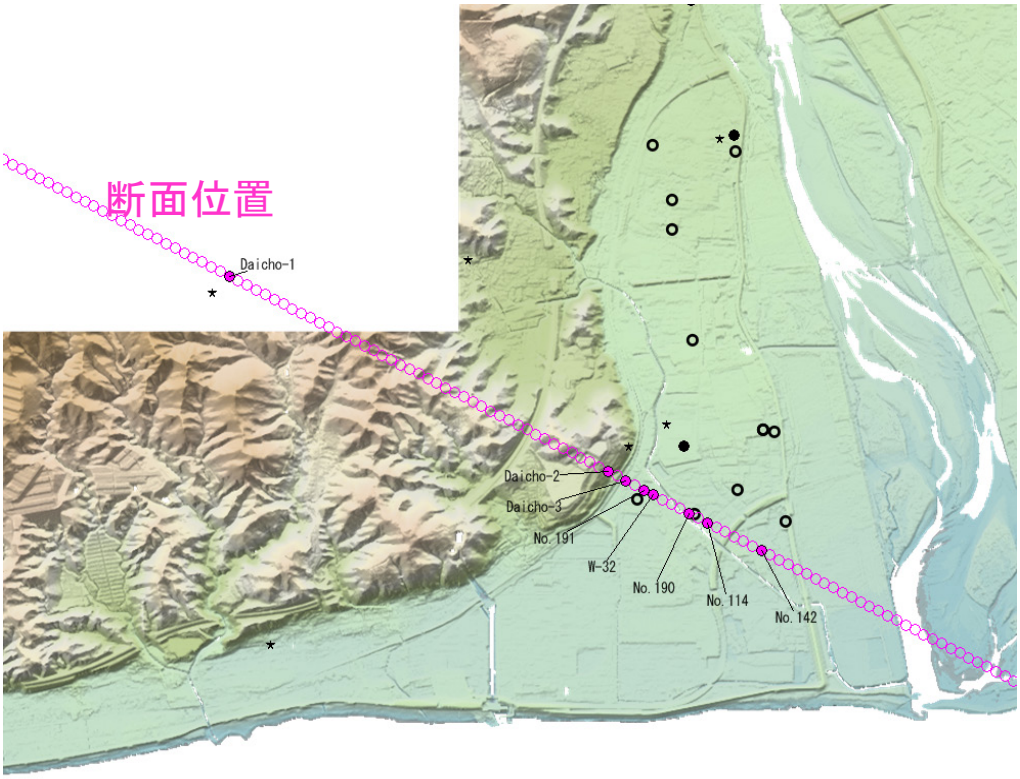


図 4-1-3-9　キャリブレーションケース解析結果
（ダルシー流速 Z 成分；Case-6）



断面位置と原位置データ分布

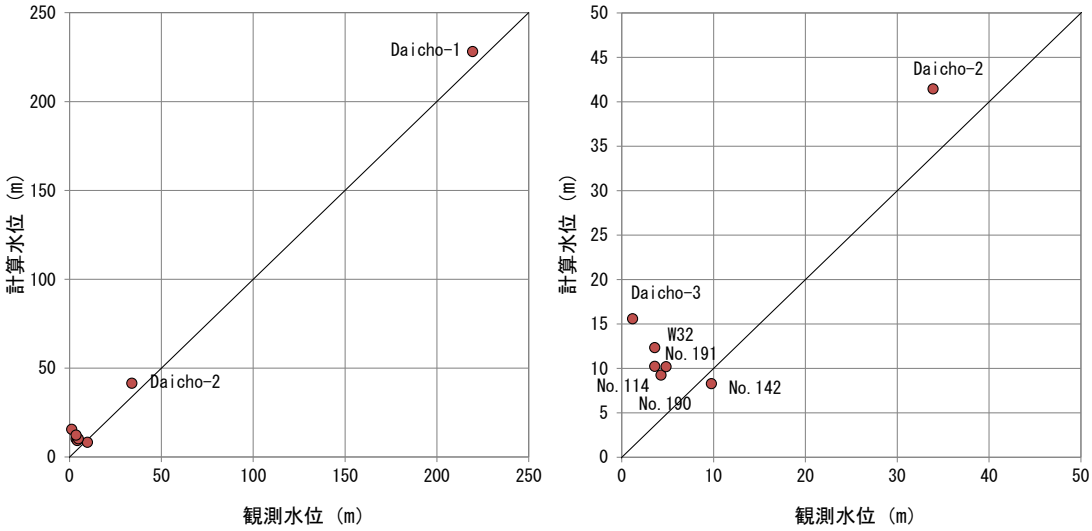


図 4-1-3-10　計算水位と観測水位の比較

4-1-4　地下水流動を高精度に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。

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。

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

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 4-1-4-1～図 4-1-4-6 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解析の延長であるため、最海進の結果はその解析結果に近いものとなっている。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。

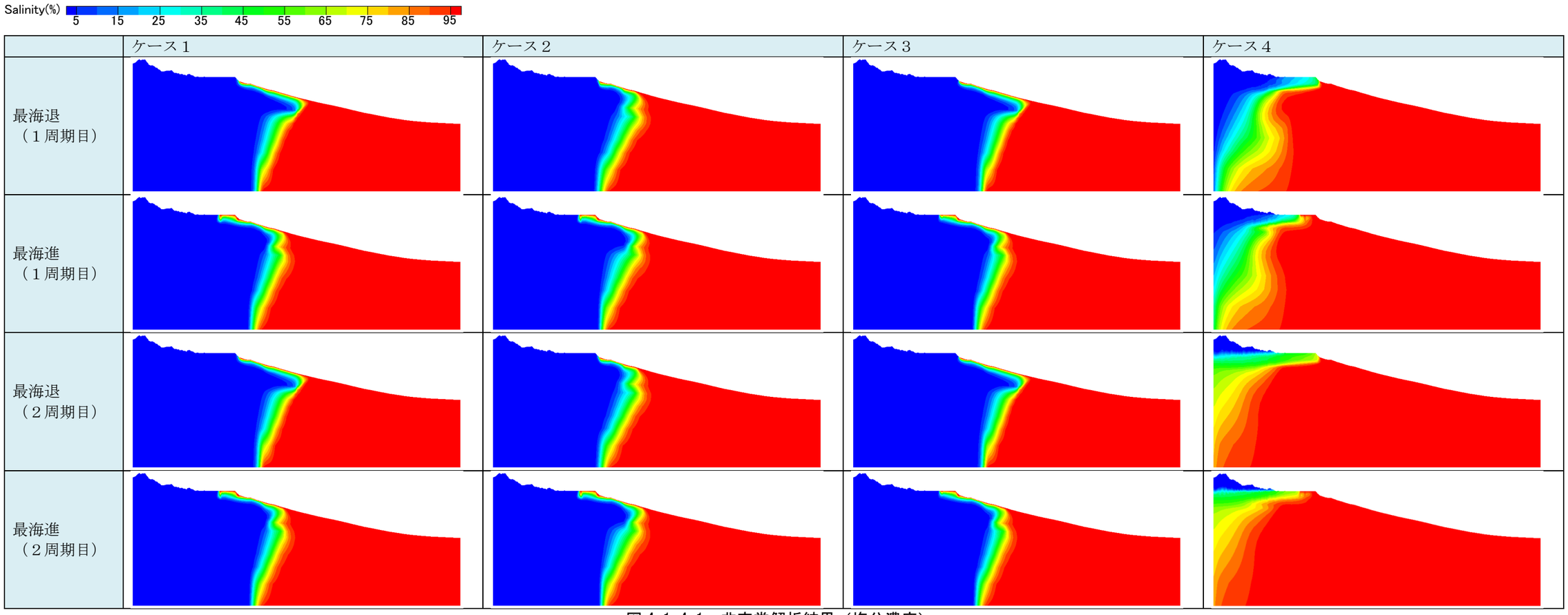


図 4-1-4-1　非定常解析結果（塩分濃度）

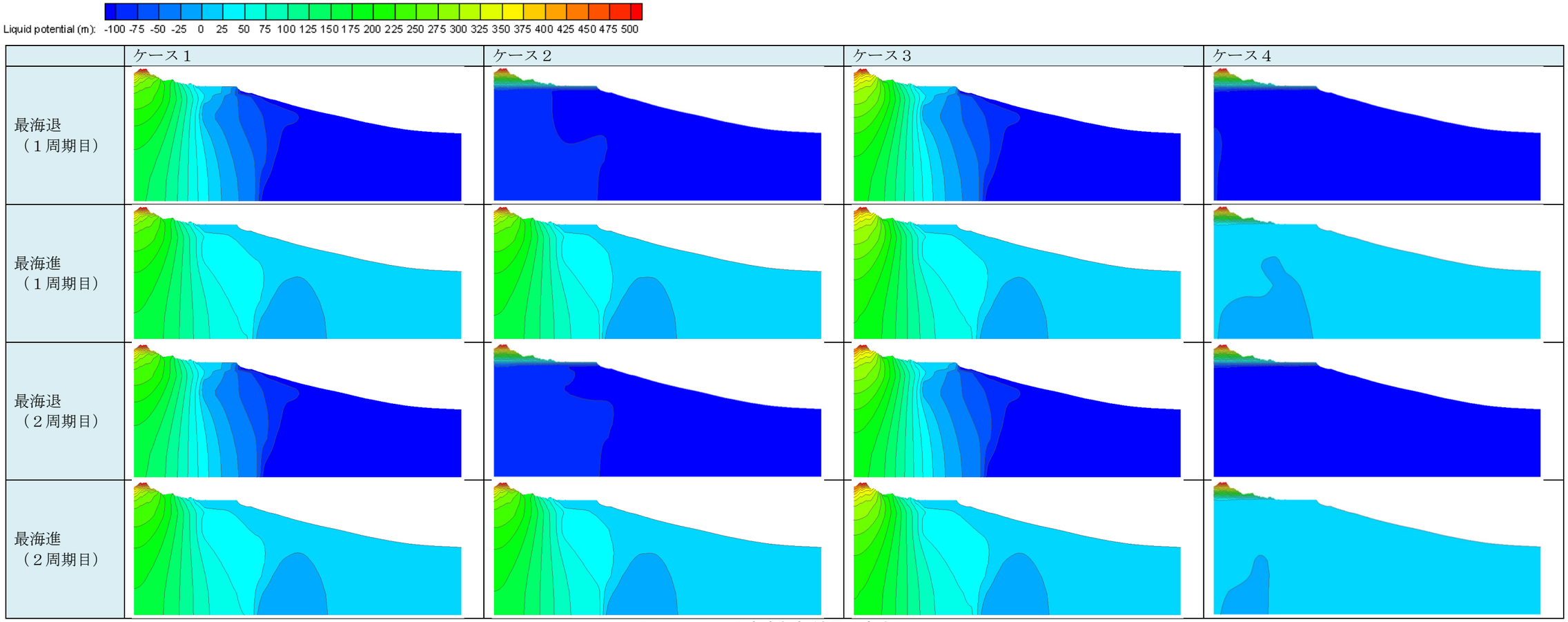


図 4-1-4-2　非定常解析結果（全水頭）

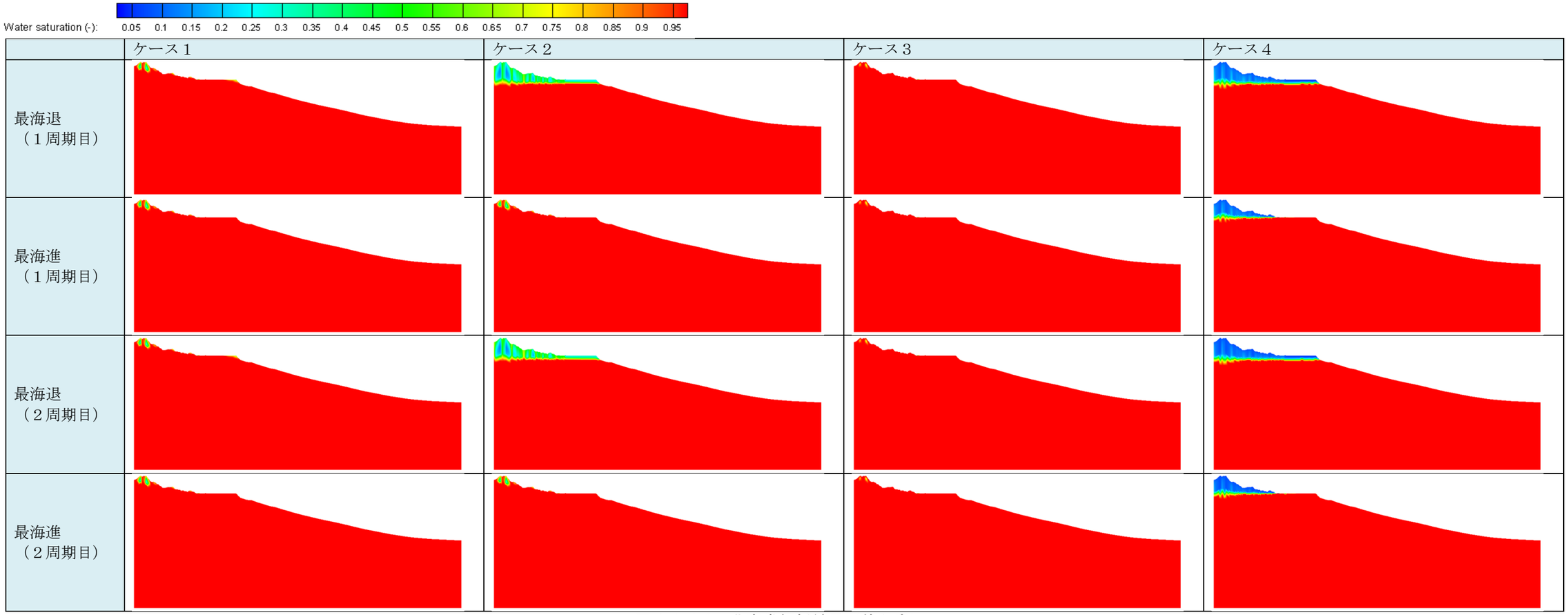
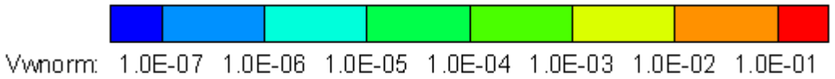


図 4-1-4-3　非定常解析結果（飽和度）



Vnorm [m/day]

* 図中黒線は、塩分濃度が 50%の等高線

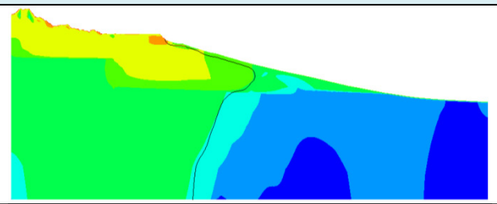
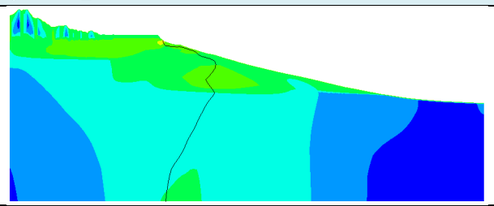
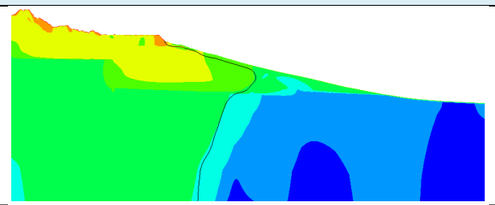
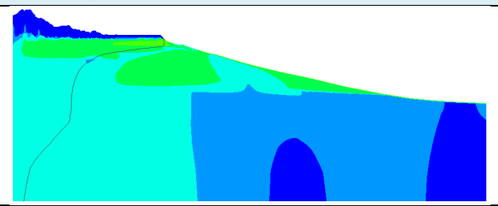
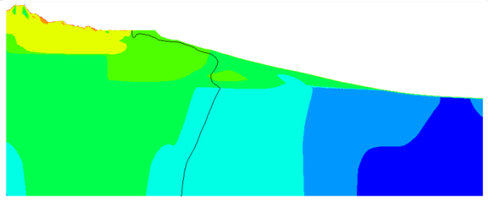
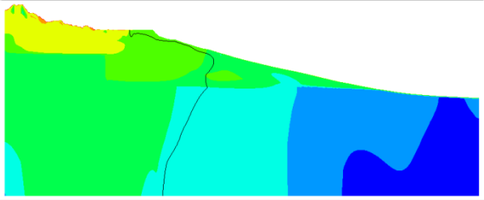
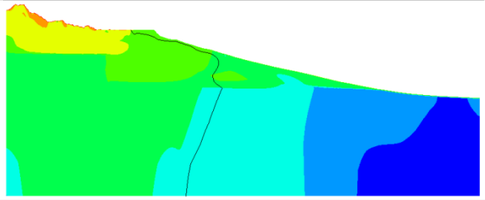
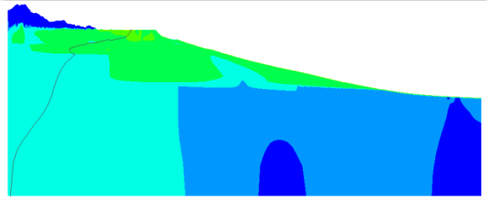
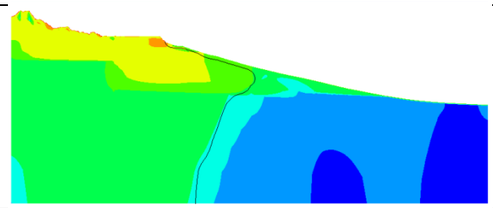
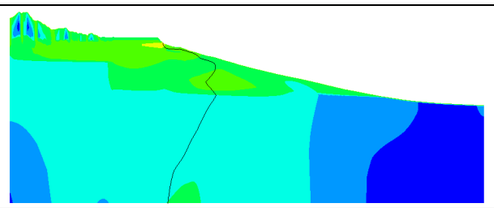
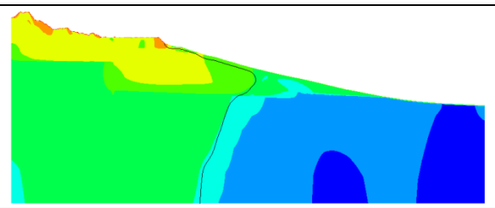
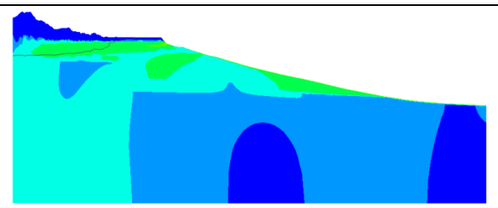
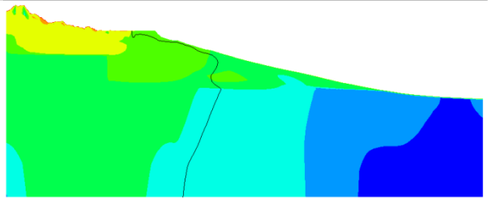
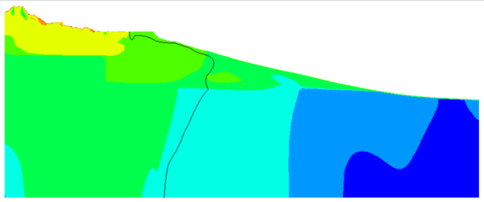
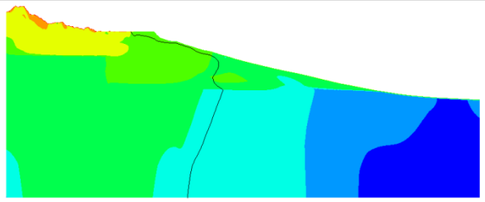
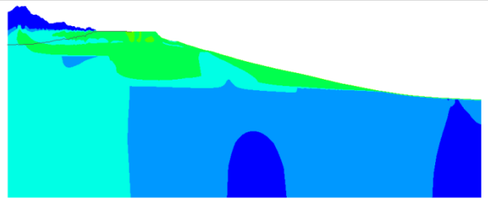
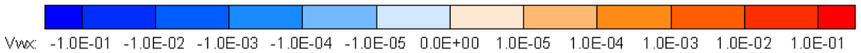
	ケース１	ケース２	ケース３	ケース４
最海退 （１周期目）				
最海進 （１周期目）				
最海退 （２周期目）				
最海進 （２周期目）				

図 4-1-4-4　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

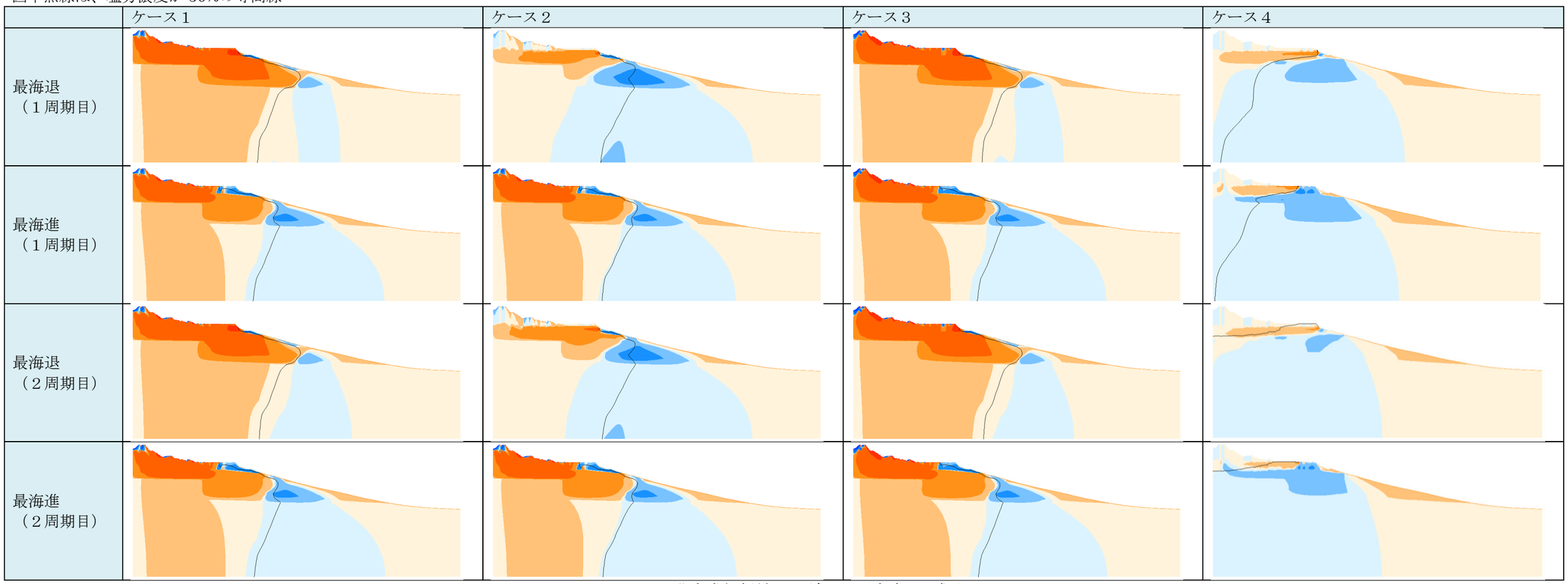
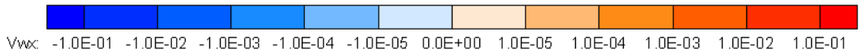


図 4-1-4-5　非定常解析結果（ダルシー流速；X 成分）



* 図中黒線は、塩分濃度が 50%の等高線

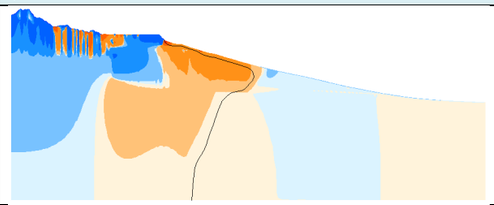
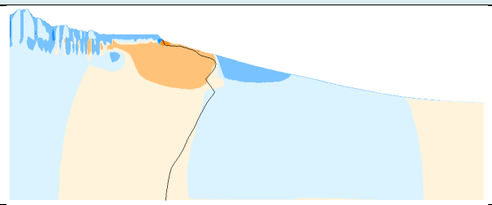
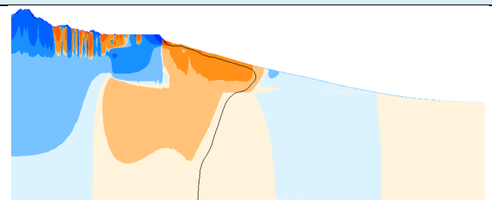
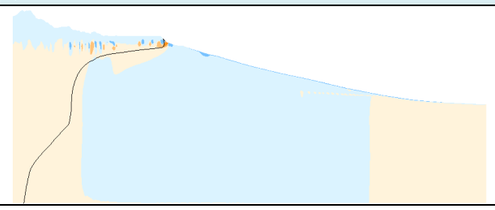
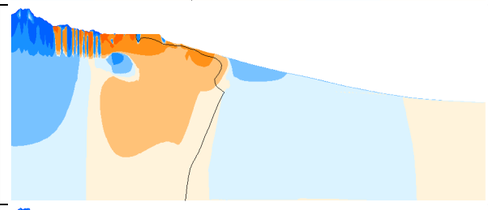
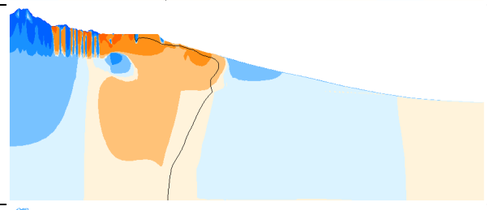
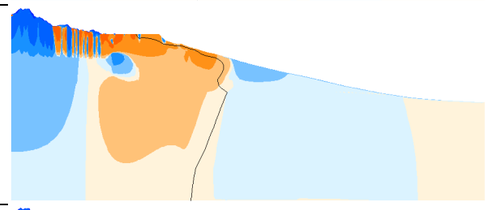
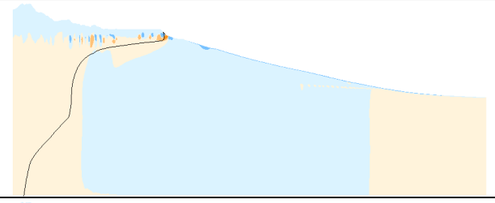
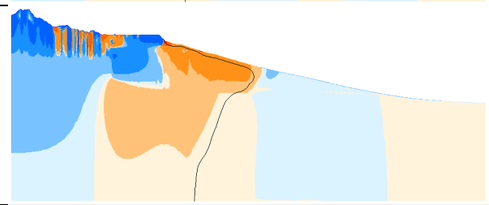
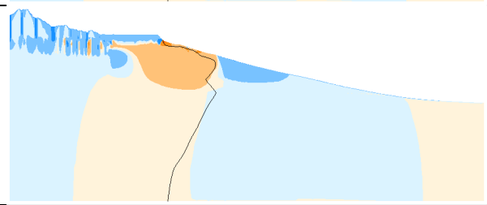
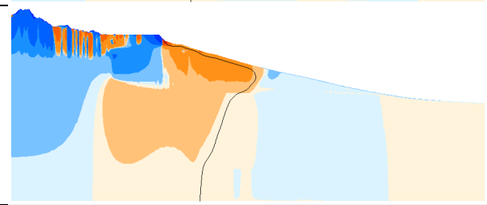
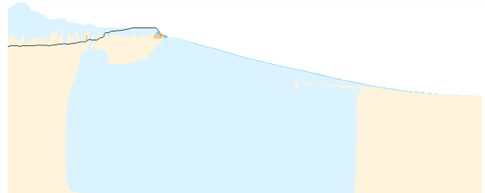
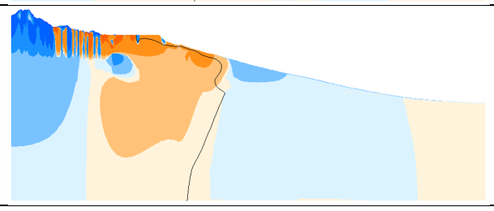
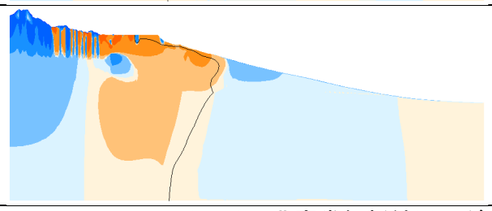
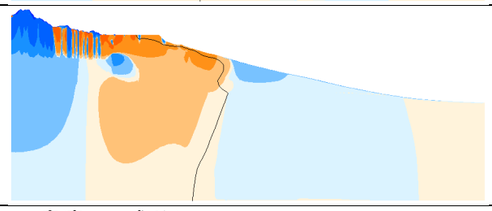
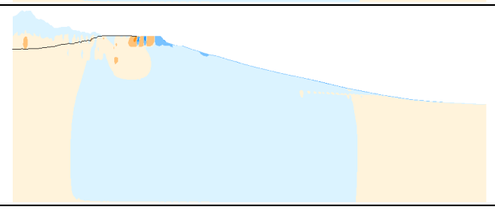
	ケース１	ケース２	ケース３	ケース４
最海退 （１周期目）				
最海進 （１周期目）				
最海退 （２周期目）				
最海進 （２周期目）				

図 4-1-4-6　非定常解析結果（ダルシー流速；Z 成分）

4-1-5　定常解析と非定常解析の適用性

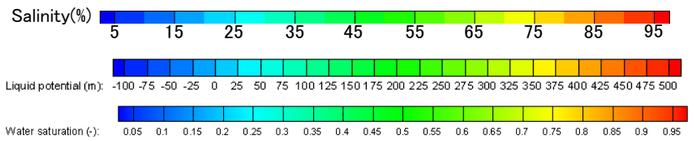
沿岸域を対象とした非定常解析と定常解析の対比のため、最海退時における地下水流動を再現する定常解析を行った。これを前章で実施した非定常解析のケース 1 と比較することにより、地下水流動解析における定常解析と非定常解析の適用性について検討を行った。

定常解析の境界条件は前々節を参考に設定した。ただし、海水位については、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 4-1-5-1 に示す。

表 4-1-5-1　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

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 4-1-5-1、図 4-1-5-2 に示す。



Liquid potential (m)

Water saturation (-)

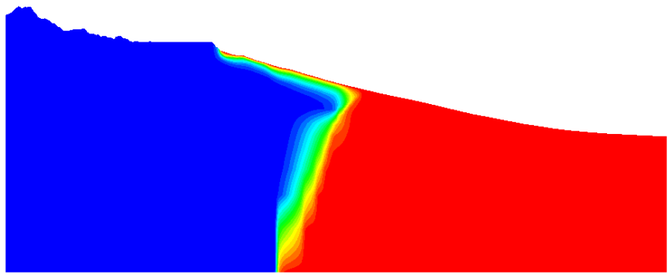
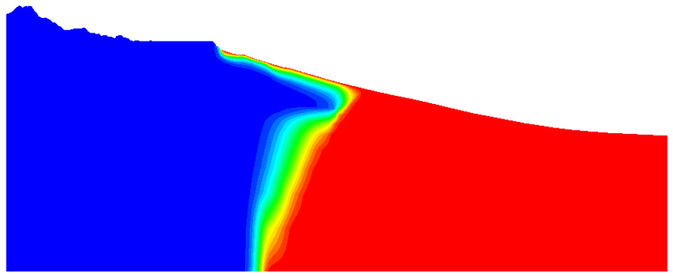
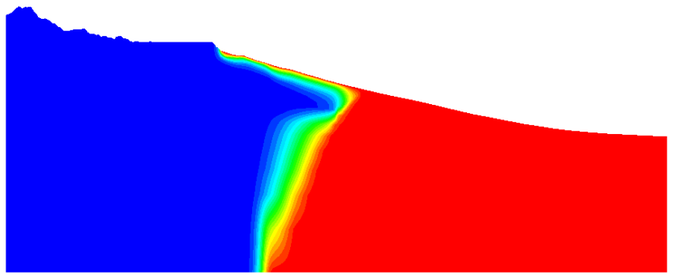
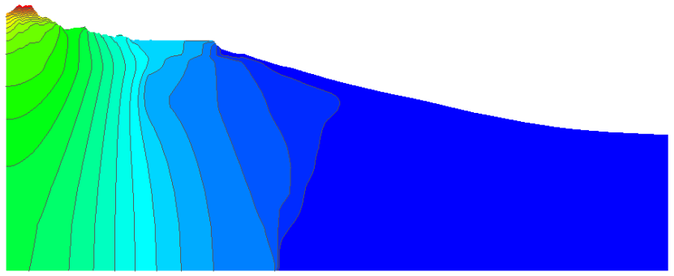
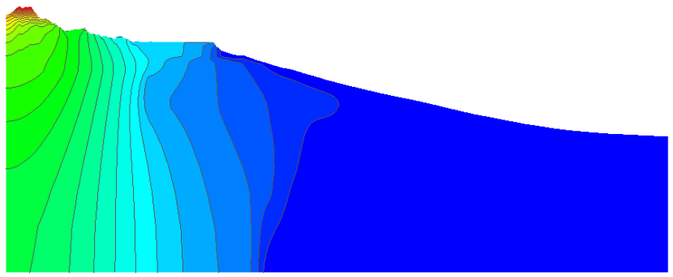
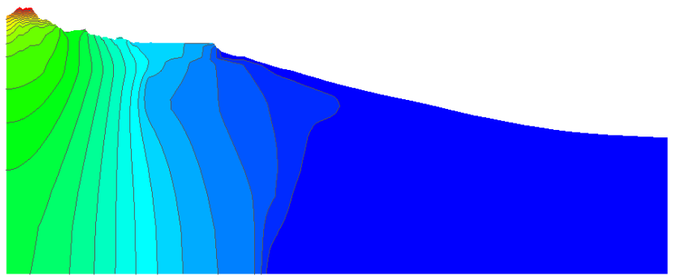
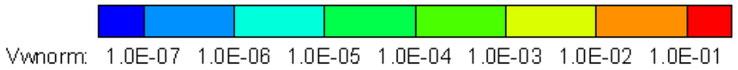
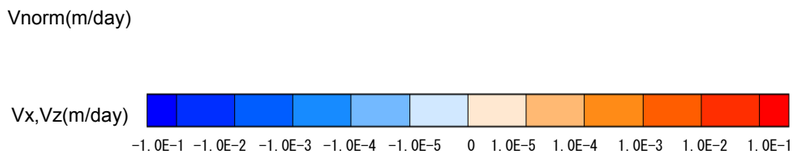
	定常解析	非定常解析（ケース１_最海退１周期目）	非定常解析（ケース１_最海退２周期目）
塩分濃度			
全水頭			
飽和度			

図 4-1-5-1　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

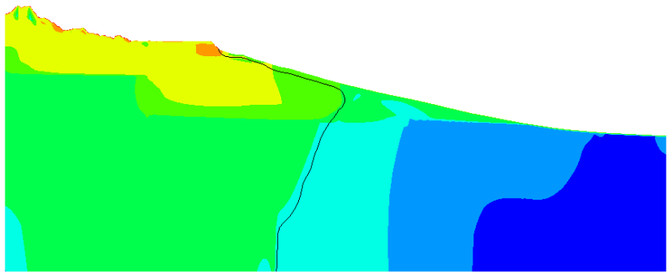
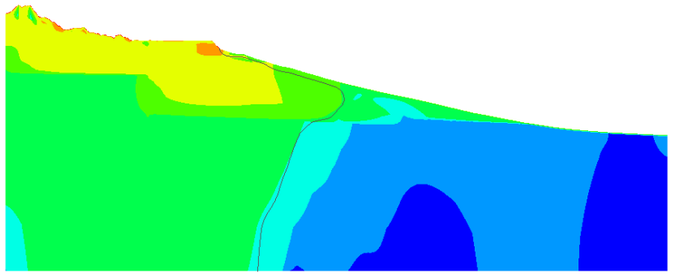
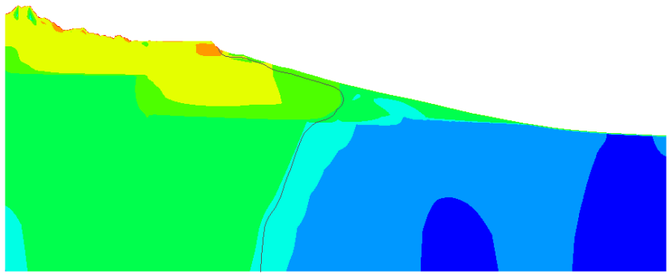
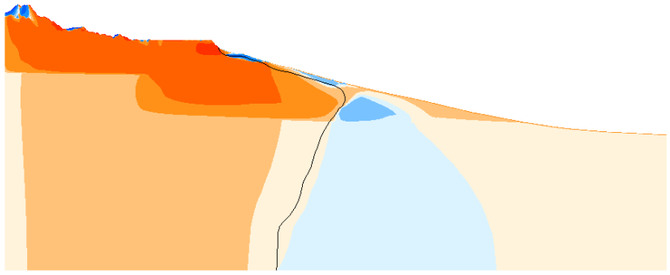
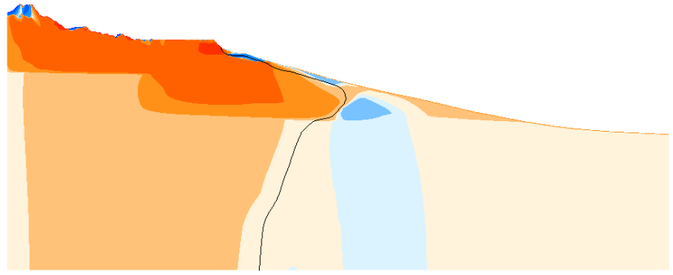
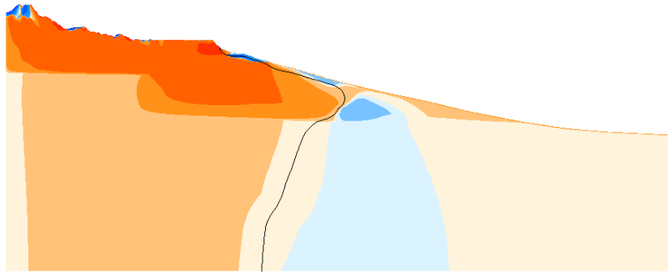
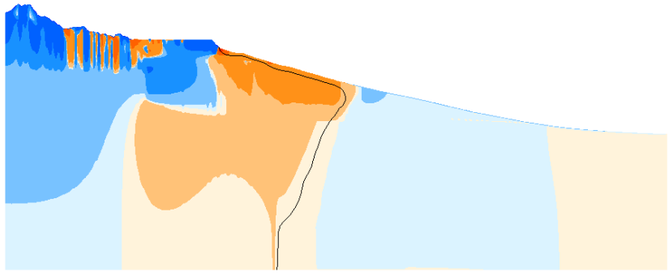
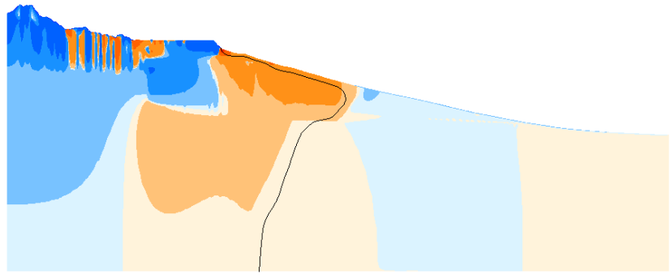
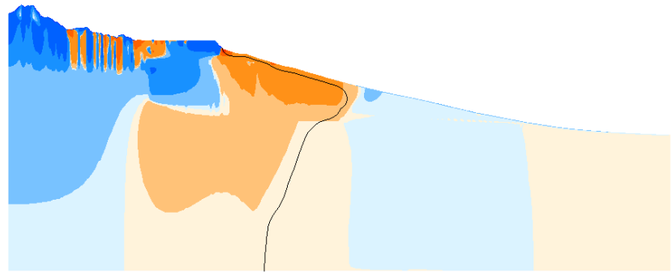
	定常解析	非定常解析（ケース１_最海退１周期目）	非定常解析（ケース１_最海退２周期目）
ダルシー 流速ノルム			
ダルシー流速 X 方向分布			
ダルシー流速 Z 方向分布			

図 4-1-5-2　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

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 4-1-5-3 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 4-1-5-4 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。

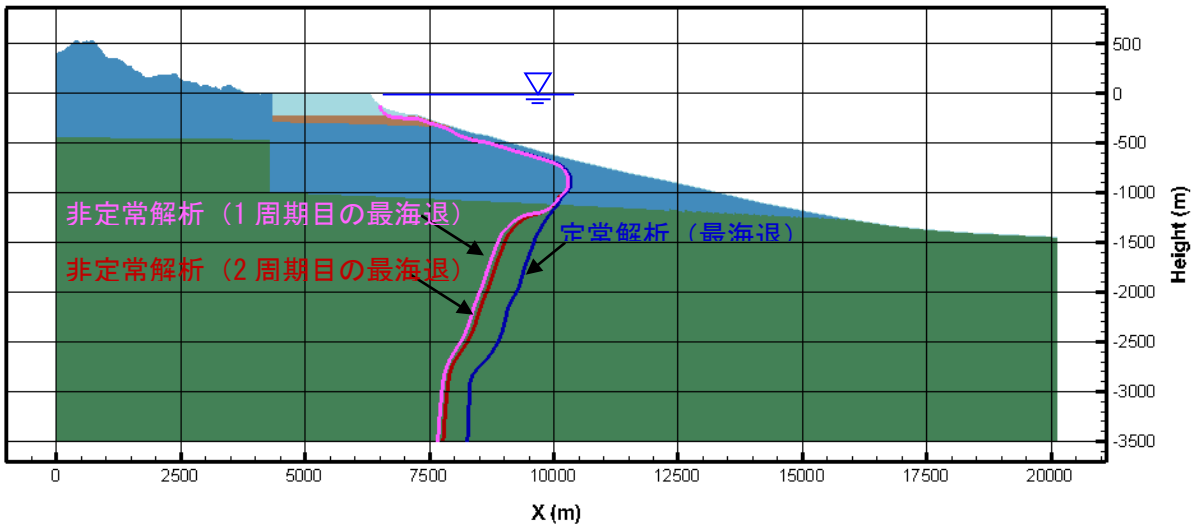
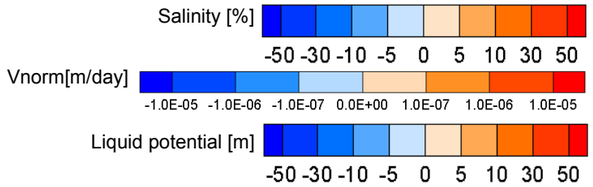


図 4-1-5-3　非定常解析と定常解析の最海退時における塩分濃度 50%の等高線



* 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

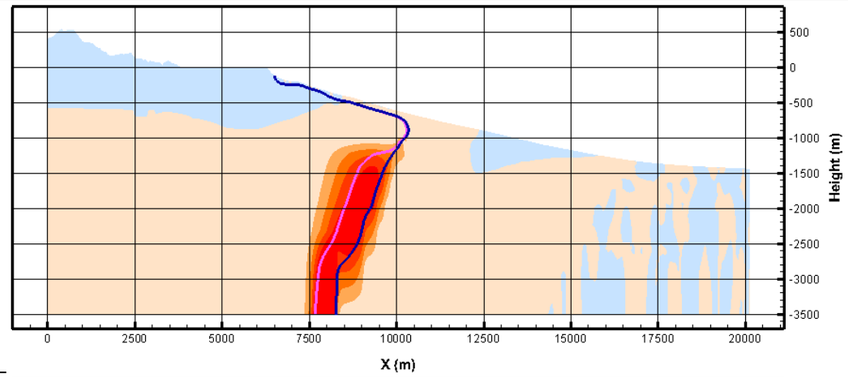
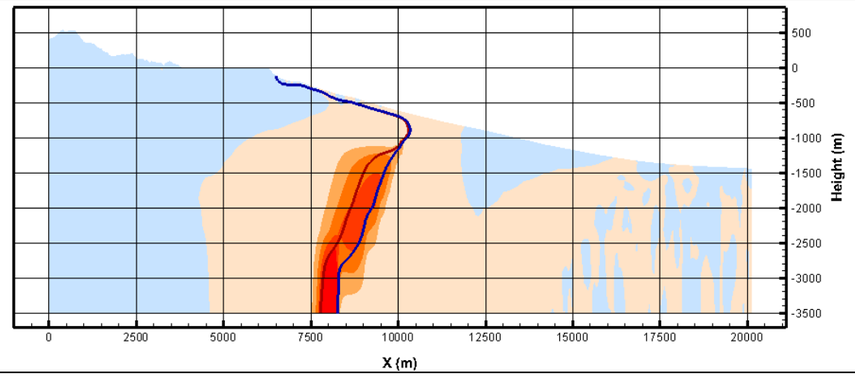
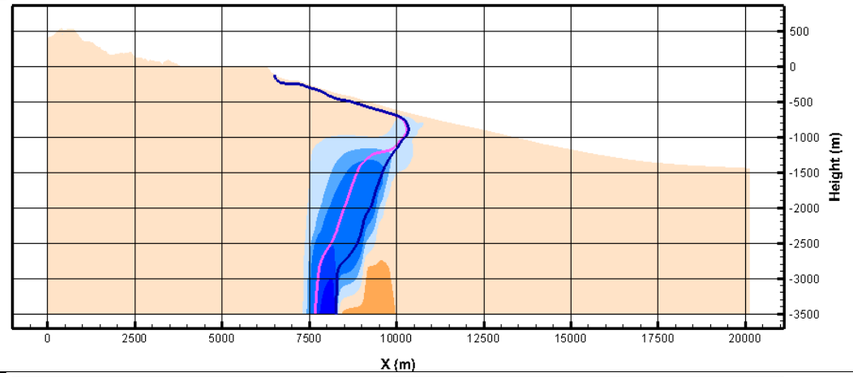
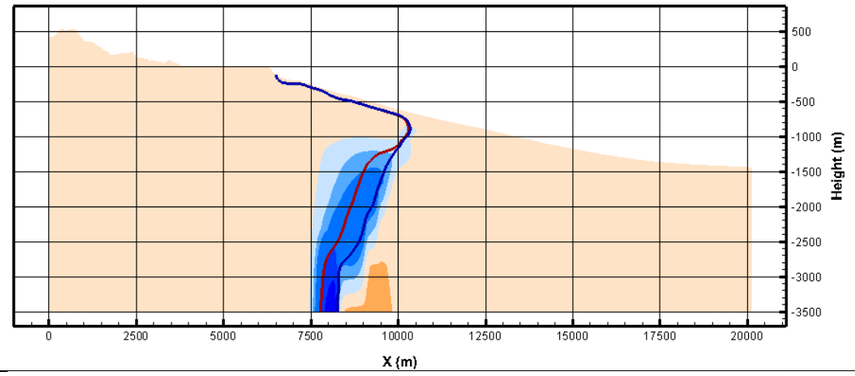
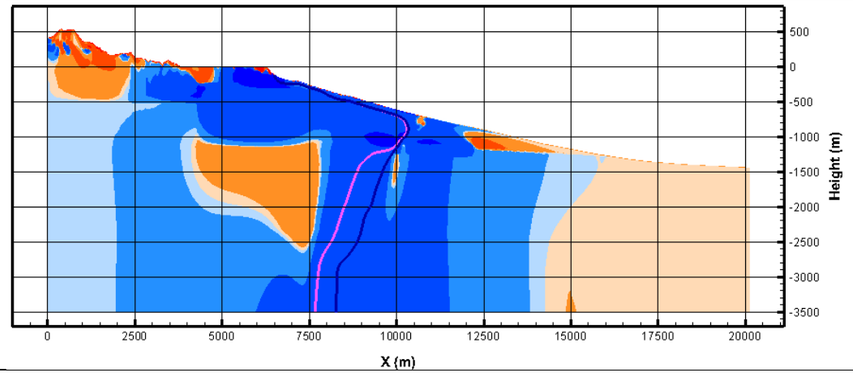
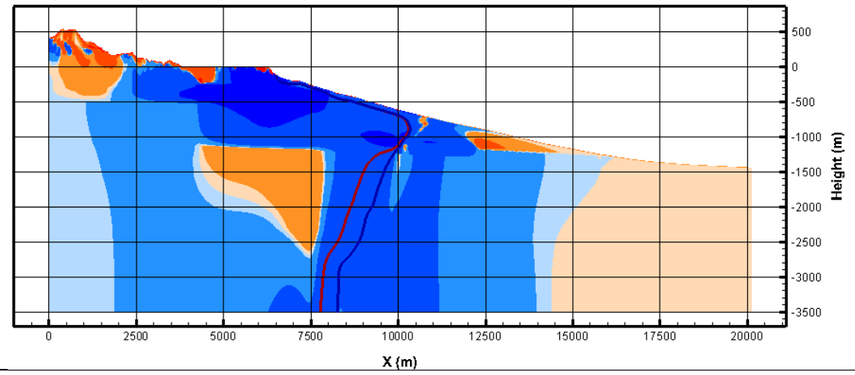
	非定常解析（ケース１_最海退１周期目） － 定常解析	非定常解析（ケース１_最海退２周期目） － 定常解析
塩分濃度		
全水頭		
ダルシー流速ノルム		

図 4-1-5-4　非定常解析結果（塩分濃度）

4-1-6　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。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、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。

また、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モデルでは説明ができない。従って、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.

4-2　研究のまとめと課題

4-2-1　緒　言

原子力発電環境整備機構（2011）（以下、NUMO という）によれば、最終処分施設建設地の選定は、文献調査、概要調査、精密調査の 3 つの段階を経て進められる。概要調査の主な目標は，概要調査地区の中から精密調査地区を選定するために、自然現象が著しく影響するような地域を回避すること、そして閉鎖後長期および事業期間中の安全性確保の見通しを得ることである。この目的を達成するために、地質環境モデルの構築・評価・再構築が行われるが、そのうち、地下水に関しては地下水流動およびその化学特性の評価と、予測される長期変遷の不確実性を明らかにすることが課題となる。特に長期変遷に関する不確実性の取り扱いについては、処分施設の長期安全性を考える上で重要である。

産業技術総合研究所は、平成 19 年度からの一連の研究（海域地質環境調査確証技術開発および沿岸域塩淡境界／断層評価技術高度化開発）の中で、第四系堆積岩地域（幌延）と第四系火山岩地域（駿河湾）という、極端に地形地質の異なる 2 つの地域の沿岸域を調査した。本節では概要調査計画の立案に資するため、一連の研究を通じて得られたた知見をもとに沿岸域水文地質学的調査のとりまとめを行う。

4-2-2　駿河湾と幌延調査にて明らかになった知見

（1）局所流動系の存在

図 4-2-2-1 は、駿河湾 SKB 孔から富士山山頂へ向かう断面と、幌延浜里 DD-1 孔から東へ向かう断面を比較したものである。駿河湾では背後の富士山の斜面は急峻かつ高標高に及ぶのに対し、幌延では背後の丘陵地のなだらかで標高は低い。ただし両地域ともに沿岸域では完新世の海進と沈降にともなう堆積物からなる平坦部を形成している。

これらの平坦部（駿河湾地域では富士市市街地、幌延ではサロベツ原野）では、自由地下水面は地表面付近にある（図 4-2-2-2）。幌延では浜里の深度 25m 以深に厚いシルト層が存在し、駿河湾の平坦部では深度 60m 以深に被圧地下水が存在する。この理由で、両地域ともに平坦部にもたらされた降雨は深層まで流動することはできない（図 4-2-2-2）。平坦部に涵養された地下水がたどるのは、いわゆる局所流動系であり、自由地下水は概ね水平方向に流動して海あるいは河川に流出すると考えられる。地下水の流線からも分かるとおり、局所流動系は沿岸域周辺に涵養された地下水の、深層への流動を防いでいると捉えることもできる。

駿河湾および幌延あるいは日本の主要な平野では、沿岸域に新第三紀末～第四紀の地層が厚く堆積して平坦地を形成し、その背後に丘陵や山地が位置することが多い。そのため、地質的には表層付近の地下水は下方に流動しにくく、地形的には（丘陵や山地で涵養された地下水の）流出域となるため、やはり表層付近の地下水は下方へと流動しにくい。このように、沿岸域は局地流動系を形成しやすい条件にあると考えられる。局地流動系が及ぶ範囲は図 4-2-2-3 に示したとおり、水平方向には新期の堆積物が分布する領域と考えられるが、深度方向に対しては、駿河湾と幌延での規定要因が異なることからも地域に依存すると考えられる。地質環境モデル構築の一環として、文献調査あるいは概要調査の初期段階で、沿岸域の地形地質から局地流動系の存在と流動系が及ぶ深度領域を把握する必要がある。

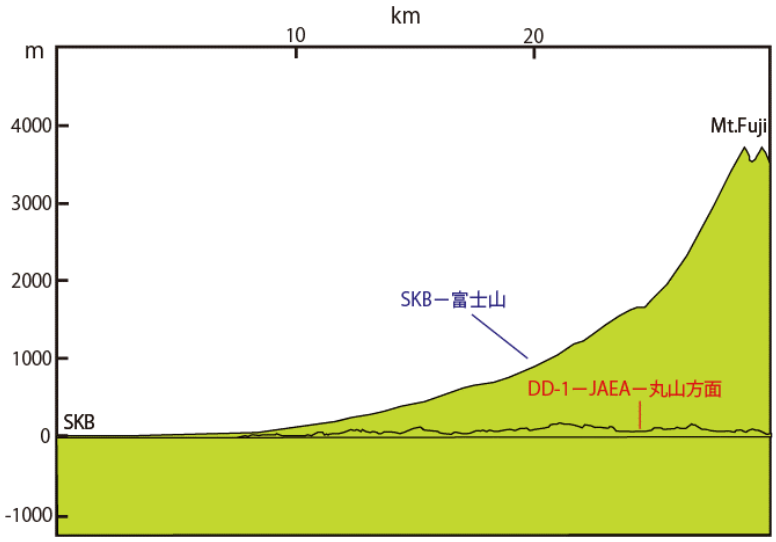


図 4-2-2-1　駿河湾と幌延の地形断面の比較

駿河湾は急峻、幌延は平坦という大きな違いがある

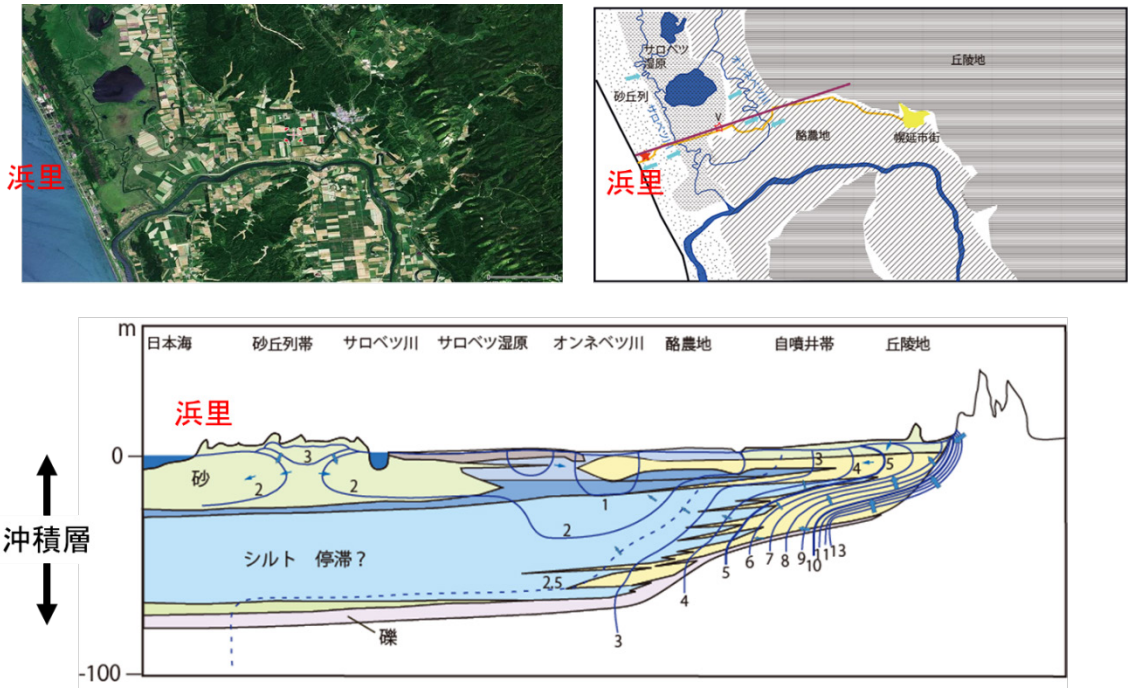


図 4-2-2-2　幌延浅層の断面

酪農地・サロベツ湿原・砂丘列の一部にもたされた降雨は、地下浅層を流動し

オンネベツ川やサロベツ川に流出（HRISE, 2006）し、

更別層（浜里では 88m 以深）には流動しない。

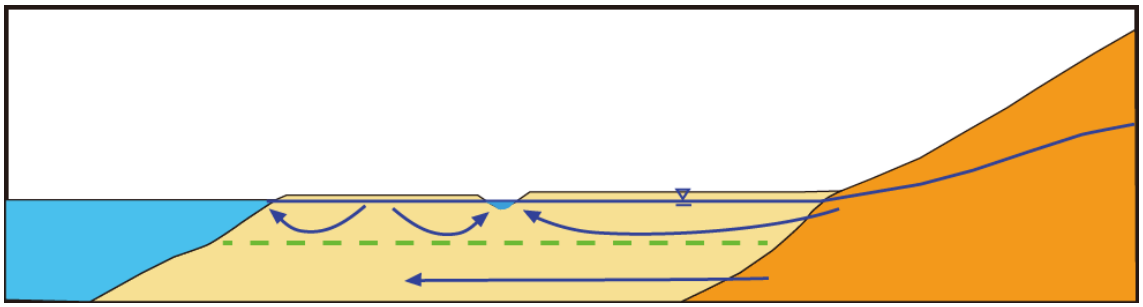


図 4-2-2-3　二つの地域に共通して存在する局所流動系

駿河湾では深度 60m 程度まで、幌延では 88m 深程度まで続くと推定される。

（2）局所流動系の下位の地下水流速

局所流動系の直下に位置する被圧地下水の性質を整理する。駿河湾および幌延沿岸域での地下水流速の違いを示すために、駿河湾 SKB95（SKB 孔 94.60～96.65m 深より採取した地下水）と幌延 DD-2（スクリーン深：90.7～99.7m）の地下水を比較する（表 4-2-2-1）。当該深度の地質は、駿河湾は富士川扇状地堆積物、幌延は第四系更別層の最上部である（写真１および写真２）。

この 2 つの被圧地下水の涵養域は駿河湾では富士山の南斜面、幌延では幌延背斜周辺と考えられる（Ikawa et al., 2014；本節の幌延に関する記載は全てこの論文を参考にする）。両地点の地下水年代は大きく異なっており、駿河湾沿岸域では 0～数 100 年（SKB95 の年代）、幌延 DD-2 では 1.2～4.2 万年である。涵養域までの距離を勘案すると、ダルシー流速の違いは 50 倍以上となる（表 4-2-2-1 の透水係数×動水勾配の欄）。このように、幌延では地下水流速が著しく遅いため、地層堆積時の海塩が十分に洗脱されておらず、電気伝導度は 0.70mS/cm、水質は $NaHCO_3$ 型を示す。駿河湾では 60～300m 深の地下水全体が活発に流動していると考えられ（次節）、幌延では 75～280m 深までが上部更別帯水層として 1 つの帯水層に分類されている。そのため、この流速差の関係は両地域の 280m 深付近まで続くと考えられるが、それ以深については不明である。

SKB95 の地下水年代は 0～数 100 年と見積もられているが、ここでは ^{4}He 年代から推定された 300 年とした。また、DD-2 の地下水年代は 1.2～4.2 万年と考えられているが、ここでは 2 万年とした。後背地の動水勾配として、駿河湾については平均動水勾配を与え、幌延の動水勾配は図 4-2-2-2 の基底礫層中の平均動水勾配を与えた。地下水の流速については、流動距離/年代および透水係数×動水勾配から求めた。両者はオーダーとしてはほぼ一致する。結果として、駿河湾と幌延では地下 100m深の地下水の流速に 50 倍以上の差があると推定される。

表 4-2-2-1　両地域の地下水の比較

ボーリング名	海岸からの距離 (m)	地盤項 (TP−m)	スクリーン (GL−m)	電気伝導度 (mS/cm)	透水係数 (m/s)	後背地の動水勾配	涵養域までの推定最大距離 (km)	地下水年代 (年)	**流動距離/年代 (m/y)**	**動水勾配×透水係数 (m/y)**
駿河湾 SKB95	50	4.88	94.60～96.65	0.32	3×10^{-5}	0.017	25	300	**83**	**16.1**
幌延DD−2	270	5.14	90.7～99.7	0.70	6×10^{-6}	0.0018	10	20000	**0.5**	**0.3**

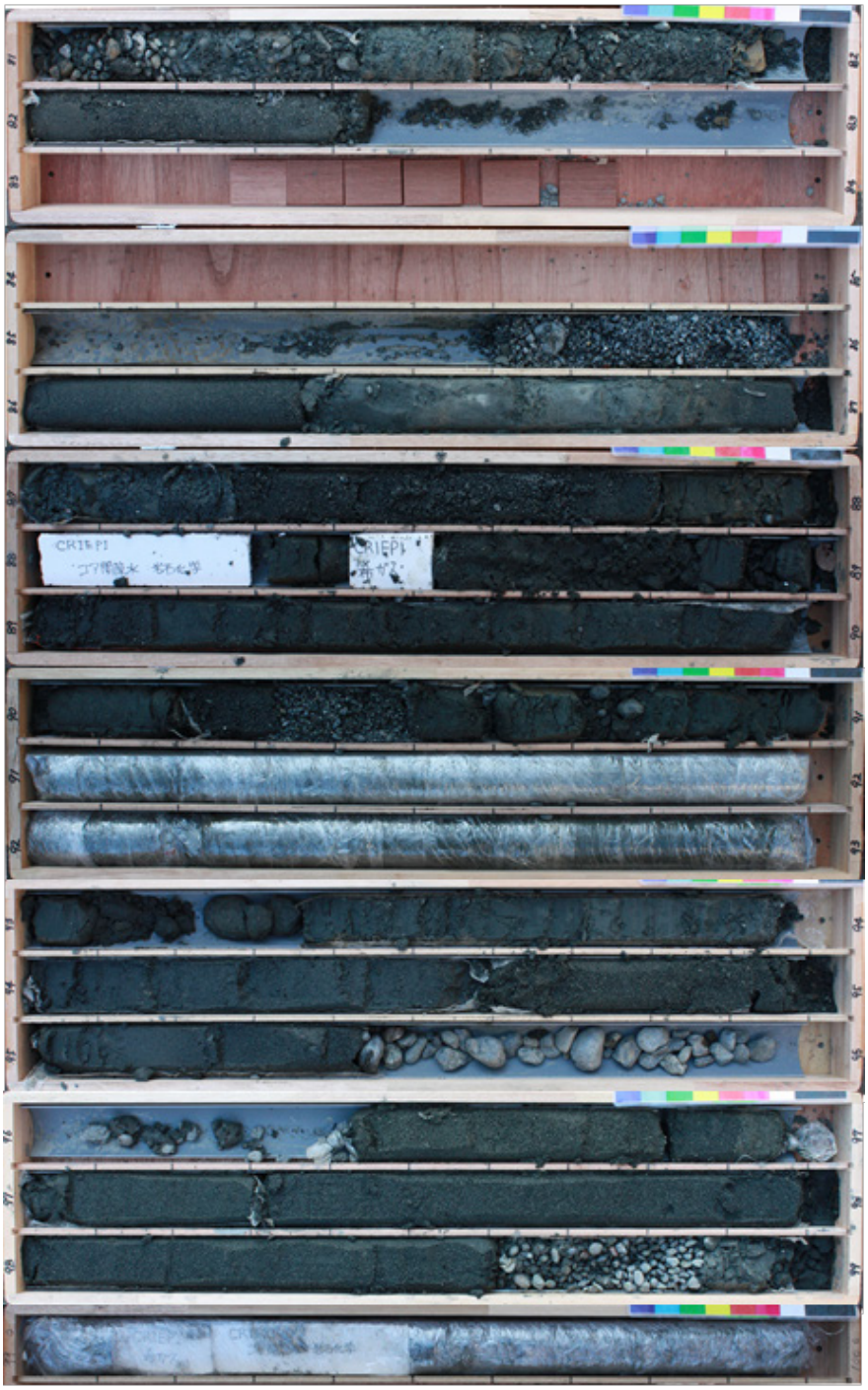


写真 4-2-2-1　DD-2 孔より得られた深度 81.0～100.0m 深の地質コアの写真。

上から下に向かって深度方向である。81～87.8m までは基底礫層、

それ以深は第四系更別層であり、極めて脆弱な砂層および礫層からなる。

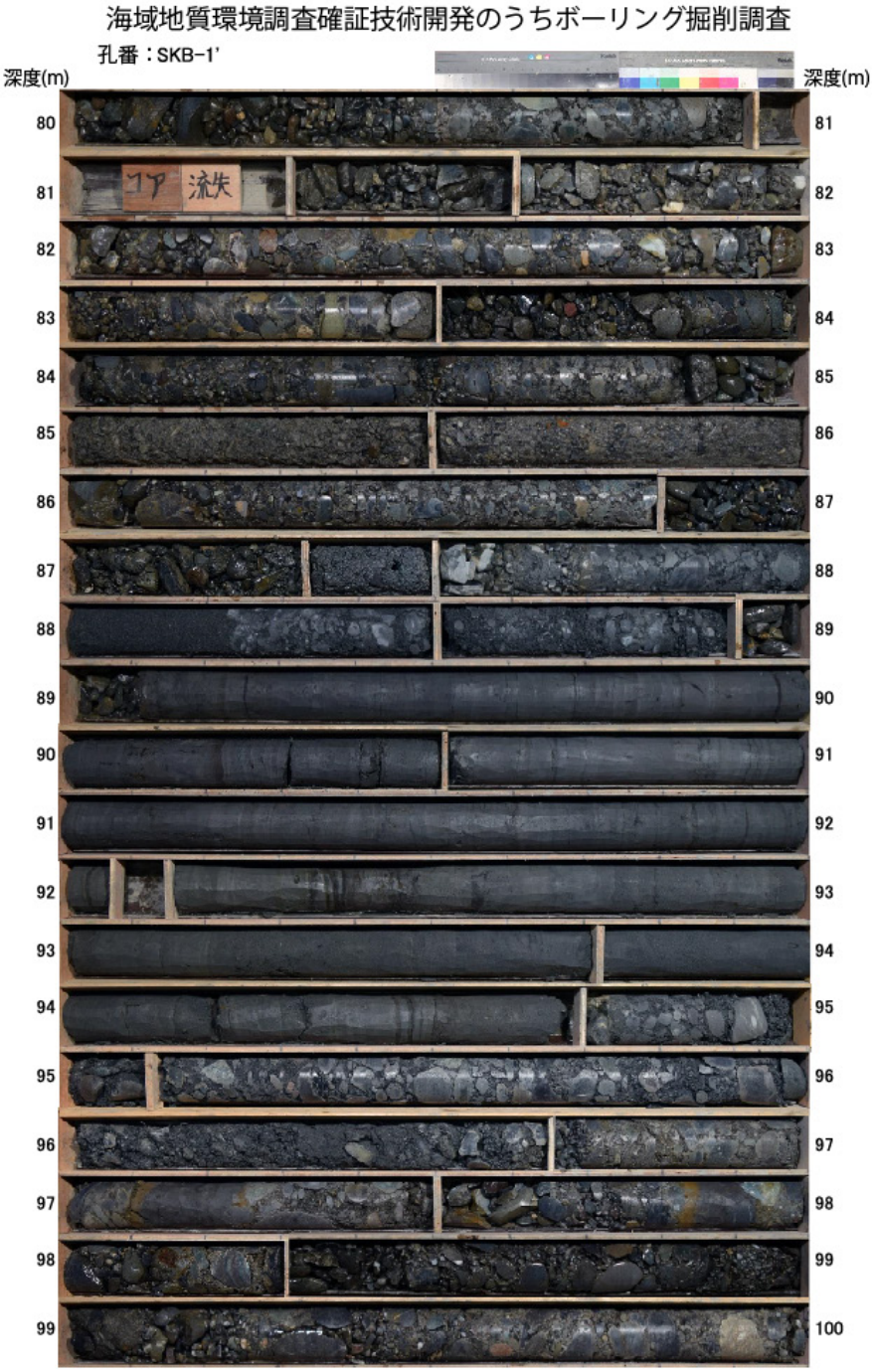


写真 4-2-2-2　SKB 孔より得られた深度 80～100m 深の地質コアの写真。写真横の数値は深度。地下水採取深度の 94.60～96.65m 深は玉石混じりの砂礫層よりなる。地質は脆弱で周辺深度には地質コアが採取できなかった領域もある。

（3）地下水年代の不整合面

幌延 DD-1 孔の 75～280m の地下水は δD や $\delta^{18}O$ が軽い値を示すことから最終氷期に涵養されたと考えられ、これが 1 つの帯水層を形成する（図 4-2-2-4 の Zone 2； Ikawa et al.,2012）。300m 深では δD や $\delta^{18}O$ が不連続に変化するが、300m 深付近では ^{4}He 年代も急激に古くなる（図 4-2-2-5）。すなわち、最終氷期では 300m 以浅の地下水は活発に流動し、下位の流動はそれよりも緩やかに流動したと考えることができる。ここで注目すべき点は、この地下水年代の不整合は更別層内に存在しており地質境界ではないこと、さらに更別層内では粘土層が 250m 深から分布しているにも関わらず、地下水年代の不整合は 300m 深周辺で生じていることである。Anderson and Woessner（1992）によれば、透水係数に 2 桁程度の違いがあれば、その境界は不透水性境界とみなすことができるとされているが、上記のような地質境界と地下水年代の境界の差異を考えると、不透水性基盤（水理地質基盤）は地質の透水性と背後の動水勾配との関係でも変化すると考えられる。そのため、海水準変動などで陸域の動水勾配が大きく変化するようなケースでは、今日流動していない深度領域の地下水が動き出すと推定される。

図 4-2-2-1 で示したように、駿河湾の平坦部ではおおよそ 150m 以深からは古富士泥流が分布する。この深度領域では ^{3}H が定量下限以下となる地下水が多いものの、これらの地下水の溶存酸素（DO）は高く、電気伝導度（EC）は低い（図 4-2-2-3）。さらに ^{4}He 蓄積量を勘案すると、（少なくとも地層処分という観点からは）60～150m 深の地下水と 150～300m 深の地下水を分けるよりも、60～300m 深の地下水全体が活発に流動していると考えたほうが良いだろう。駿河湾では地下水水質や年代に層状構造が認められるが、この程度の差であればひとまとめにして扱うということである。しかし、陸域においては最終氷期に涵養されたと思われる地下水すら見出されておらず（SKB143 と FGB154 の淡水部分については現時点では不確実）、最終氷期にどの程度の深度まで地下水が流動したのかが不明である。一方、富士市内では深度 1000m から Cl^{-} 濃度が 6900mg/L の地下水が得られている。これが

地層堆積時にとりこまれた化石塩水のシグナルと考えられるなら、本地域でも深度方向に地下水年代が古くなると推定できる。

このように、駿河湾においては最終氷期に涵養された地下水の分布が把握できていないため、今後、陸域にて深度 300～1000m 深の地質コア採取を行い、その分布を明らかにする必要がある。富士山のような高透水性の山体を背後に有する地域において、最終氷期に涵養された地下水の分布を把握することは、最終氷期に流動しうる最大深度を把握することにつながるだろう。また、その知見が得られれば、駿河湾と幌延という水文地質が極端に異なる地域のデータを併記することができるため、駿河湾および幌延以外の地域での調査結果に対する有益なリファンレスとなりうる。

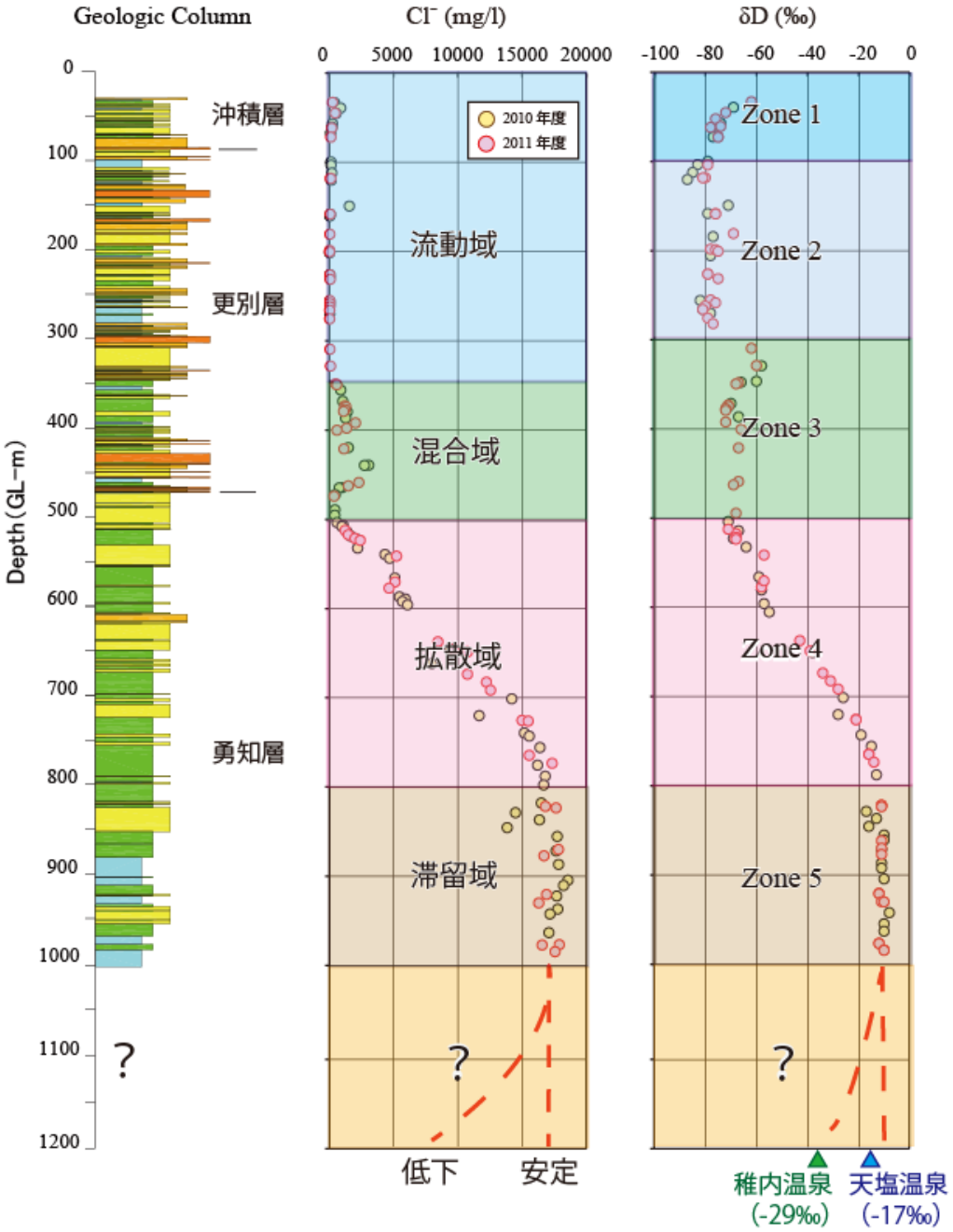


図 4-2-2-4　幌延 DD-1 孔の柱状図および Cl^-濃度と δD の鉛直プロファイル

（Ikawa et al.,2014）

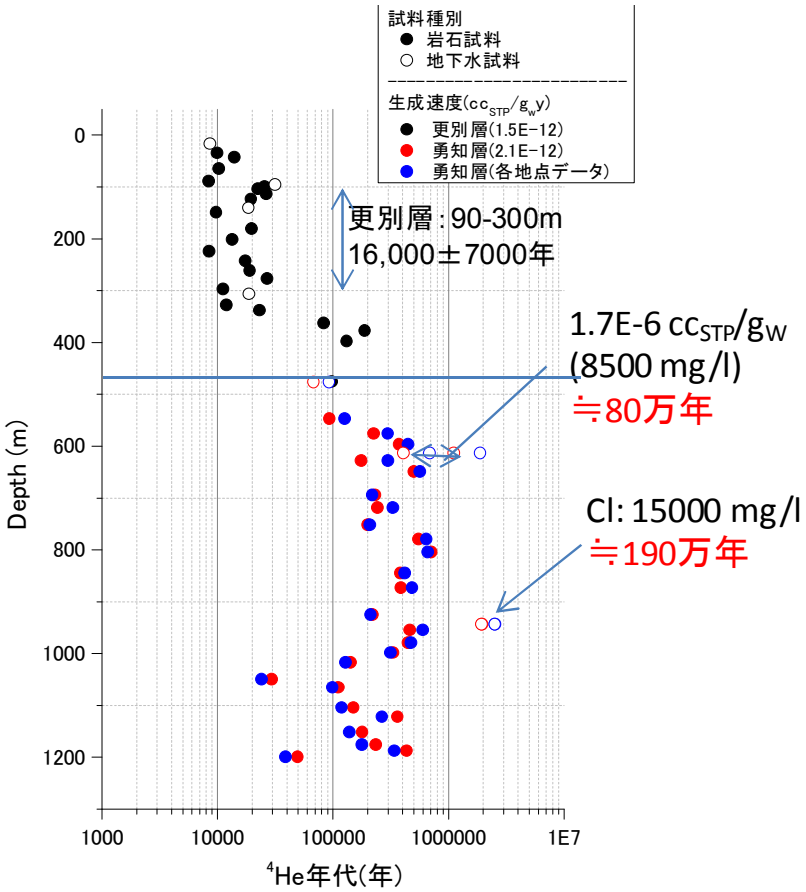


図 4-2-2-5　幌延 DD-1 孔における ^{4}He 年代の鉛直プロファイル（電中研，2013）

（4）塩淡境界の実態把握

表 4-2-2-1 は駿河湾の FGB 孔と浜里の DD-2 孔での井戸および水文地質データを比較したものである。塩淡境界の深度について、FGB 孔では 86m 深と推定されているが、幌延では海側に張り出している（図 4-2-2-6）。

駿河湾の SKB 孔の 60～120m 深では高水頭によって塩淡境界が海側に押し出されていることを述べたが、これは塩淡境界の位置が陸域地下水の水頭によって左右される例である。一方で、DD-2 と FGB の水頭を比較すると DD-2 では+1.1m であり、FGB（+3.6m）の方が遥かに高い。したがって、海底下に淡水が張り出すような現象は、必ずしも帯水層内

の高水頭を必要としないと考えられる。むしろ、海底を覆う難透水層の存在、海底地形、地質の透水性の連続性や異方性が影響していると考える。

ただし、この海底下の淡水地下水は、あくまで比抵抗探査によって求められたものであり、実際に地下水試料を採取して、その存在を確認したわけではない。今後はまず陸域より傾斜掘削等を行って海底下の地下水試料を採取し、物理探査による解析結果を検証すべきであろう。このとき、同時に海底下地下水の流動状況の把握を試みることも重要である。海底下への掘削によって地下水試料を採取することができれば、その水質と各種同位体を求めて、陸域地下水との比較が可能となる。また、水理水頭の連続観測を陸域と同時に行うことにより、そこからも流動に関する知見が得られるかもしれない。

以上の調査は塩淡境界の形成メカニズムとも密接に関係する。上述したように形成メカニズムには、水理特性（特に地質の連続性や異方性）が影響している可能性がある。これに関しては、多孔式帯水層試験によって実測することによって把握が可能と思われる。実測にて得られた水理特性を地下水流動解析に用いることにより、塩淡境界の形成メカニズムがより正確に把握できると思われる。

表 4-2-2-1　駿河湾 FGB と幌延 DD-2 の塩淡境界の比較

	海岸からの距離 (m)	スクリーン (GL-m)	電気伝導度 (mS/cm)	塩淡境界	地質	地盤項 (m)	自然水位 (TP-m)	透水係数 (m/s)	潮汐変動 (±mm)
駿河湾 FGB	340	150.83～157.33	15.11	86m	砂礫	4.61	3.6	5×10^{-5}	25
幌延DD-2	270	90.7～99.7	0.701	海側	粗砂～中粒砂	5.14	1.1	6×10^{-6}	8

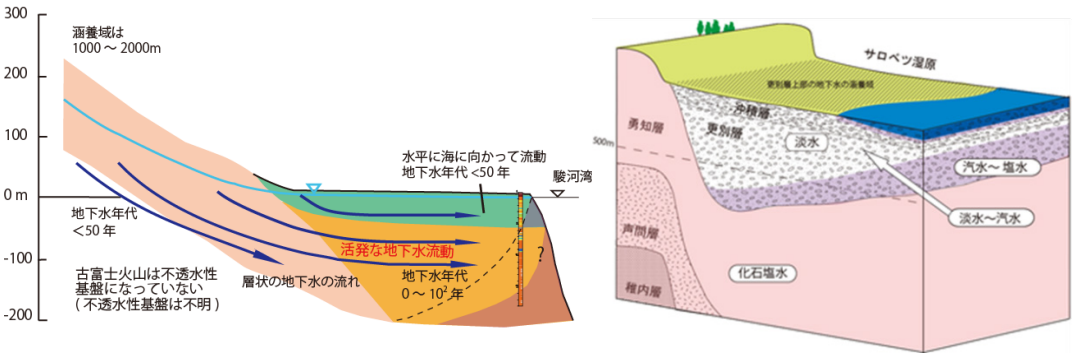


図 4-2-2-6　2 つの地域の沿岸域の塩水地下水および淡水地下水の分布の違い

（5）新たな手法の開発　～海域調査～

概要調査で用いられる手法は、主に陸域での水文調査、物理探査、ボーリング掘削に大別でき、それらの強みと弱みを相補的に用いることで地質環境モデルを向上させていく。すなわち、陸域での水文調査とボーリング掘削では点と鉛直 2 次元方向の詳細な情報を入手でき、その空間的な広がりは物理探査によって知見が得られる。地質環境モデルの課題となっているモデルの不確実性を低減させるためには、様々な物理探査手法を用いて点データや鉛直 2 次元のデータの連続性を評価することが重要となるが、本研究で海域調査は塩淡境界の空間的な広がりや差異を把握するための数少ない手法の 1 つになりうる可能性が示された。本事業の開始当初は、深層の海底湧出地下水に関する知見は学術的にも皆無であったことを考えると大きな進歩といえるだろう。

しかしながら、海域調査の有効性についてはまだ可能性の域を出ない。これを確証するためには、駿河湾における詳細な調査を行う必要がある。また、幌延においても仮に海底下の地下水は Stagnant 状態であるなら、海域での ^{222}Rn や塩分濃度の変化は認められないはずである。そのため、幌延の海域でも調査をおこない、駿河湾での調査結果と比較することによって、その有効性を確認できると思われる。

（6）概要調査のターゲット

文献調査後、地下水流動評価に関わる概要調査の流れは、物理探査（海域調査）→ボーリング調査→モデル構築となり、必要に応じてこの流れが繰り返される。処分施設の長期安全性の評価を目的とした地質環境モデルを構築する上で重要となるのは、それぞれの調査にてターゲットとする項目を明確にすることと思われる。今までの議論から、沿岸域調査でのターゲットは以下の 5 点と考える。

①局地流動系の把握

②“地下水の容器”の把握（物理探査）

③塩淡境界の形状の把握（物理探査と海域調査）

④陸域と沿岸域の地下水年代の不整合面と塩水分布域の把握（陸域・塩淡境界の掘削）

⑤陸域地下水流動と塩淡境界の関係を考慮した地質環境モデルの構築

①②はいわゆる流動系の把握であるが、①については上述したため省略する。②に関して、幌延では反射法による地質構造解析と比抵抗探査より、地質構造に類似した高比抵抗領域と低比抵抗領域の明瞭なコントラストが得られている。ボーリングデータとの比較から、それぞれ淡水分布域と塩水分布域を示すと考えられている（図 4-2-2-7）。この図によれば内陸の背斜を形成する地層内に塩水地下水がかなり浅い深度まで分布していることや、DD-1 孔周辺では 500m 深程度にて淡水地下水が分布することが示されている。このように物理探査によって地下水の容器の大枠を把握する。この物理探査結果はボーリング調査の位置や深度を決めるときに参考となり、例えば図 4-2-2-7 のケースでは局地流動系の底面 25m 深から、高比抵抗領域 600m 深までの間に地下水年代の不整合が、そして 600m 以深には塩水地下水が存在すると予想できる。③以降の調査については、特に海域調査の有効性に関するさらなる確証が必要のため、今後も変化しうる。現在までの研究結

果から考えるのであれば、まずターゲットとすべきは塩淡境界の空間的な差異を把握することだと思われる。そのために、海岸線に沿った海域調査と物理探査（陸側と海陸接合部）を行うべきだろう。

以上が概要調査で先行すべき物理探査と海域調査のターゲットである。ここで陸域と沿岸域（場合によっては海域）にてボーリング調査をおこなうことにより、地下水流動に関する詳細な知見を得る。特に重要となるのが、最終氷期に涵養された地下水と、それ以前に涵養された地下水、そして塩水分布域を見出すことであり、それらの動態を知ることである。そしてボーリング調査の結果を元に再び物理探査データの解釈を検討する。また、沿岸域においては、海域調査と物理探査から、海底湧出地下水に関するシグナルが得られた地域とそうでない地域のそれぞれで掘削を行い、塩淡境界の状況との関連を把握するべきと思われる。これらの調査の結果、海底湧出地下水が存在しない、という結論が得られれば理想的である（すなわち、海底下の地下水は停止しているという結果）。しかし、そうでないときは海底湧出地下水と地下水流動との関係を明らかにし、その超長期の安全性を示す必要がある。

最終的に構築する地質環境モデルでは、物理探査、海域調査、ボーリング調査によって明らかになった、陸域から海へと連続する地下水流動を含める。このとき、陸域地下水流動と沿岸境界の分布との関連、そして塩淡境界の形成メカニズムが明らかになっていることが必要である。

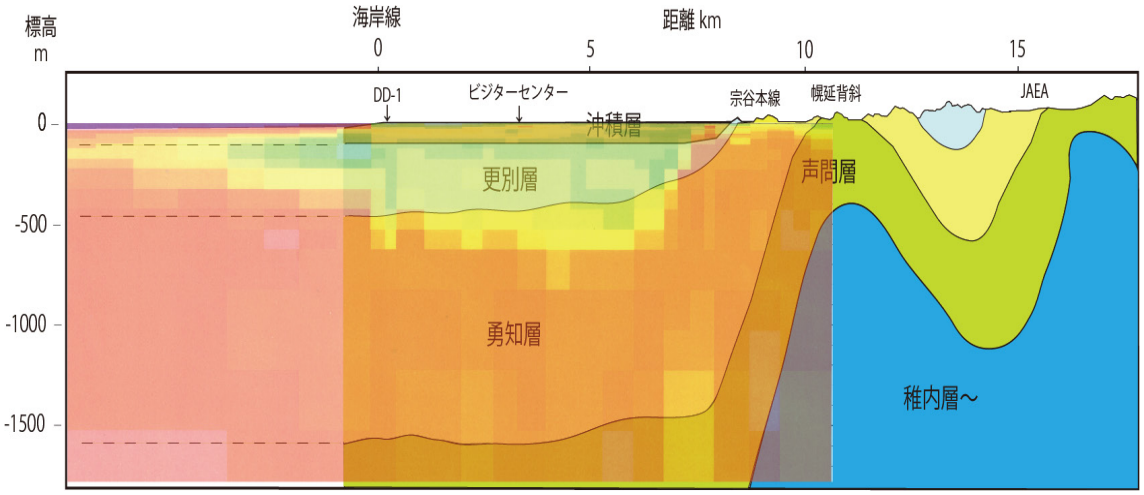


図 4-2-2-7　幌延で得られた比抵抗分布図（産総研，2013）

4-2-3　今後の課題

（1）沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発の物理探査によって幌延海底下に淡水地下水が分布するという結果を得た。これを検証するための海底下地下水を採取する。その際、海底下地下水の動態に関する実態把握を試みる。海底下地下水が流動しているか停滞しているかを知ることは、沿岸域処分の超長期安定性を考える上で極めて重要である。なお、堆積岩地域（幌延）の海底下地下水の形成は、地質の連続性や不均一性に大きく左右されるようである。そのため、幌延においては地質の水理特性を求めるための多孔式の原位置試験を行い、その実態を把握することも有益である（海底下掘削の重要性）。

（2）駿河湾では塩淡境界の形状は陸域地下水流動によって左右されている。このような状況は他の地域でも同様のため、沿岸域のみならず、流域全体の水文地質を把握する必要がある。この点に関して、駿河湾では、300m 以深の地下水情報は乏しく、より深層の情報が得られていない。周辺の既存情報や新規ボーリングなどによって情報量を増やすこと、さらには情報の解釈によって深部情報を推定することも必要になる。例えば、富士市内において

1000m 深の地下情報を得ることで、300m 以深の地下水年代や不動領域の深度についても幌延と対比ができる。極端に異なる駿河湾と幌延の水文地質を併記することにより、他の地域での深部地下情報の解釈に対して有益なリファンレスとなると考える（情報整理の重要性）。

（3）海域調査については、沿岸域の水文地質を理解するためのツールとしての可能性が示された。物理探査手法は物性の空間情報を得ることができるが、ボーリングで得られる情報と併用すべきである。沿岸域では海域調査が塩淡境界の分布等の把握に貢献する可能性があることから、その有効性を検証するための調査を行う必要がある。具体的には、幌延において駿河湾と同様の調査を行い、両地域を比較することである。例えば、幌延での海域調査にて ^{222}Rn が高い地点や海底付近での塩分の低下が認められないならば、それは海底下地下水がほとんど動いていないという根拠になりうる。また、一方駿河湾においては FGB 孔から田子の浦間で詳細な調査をおこなうことも有効である。田子の浦周辺では特に海底湧出地下水のシグナルが強いことから、海岸線に沿った物理探査によって地質構造や比抵抗等を調査し、同時にこの範囲の海域を調査することにより、海域調査の有効性を検証できると考える（海域調査の重要性）。

参考文献

井川怜欧・町田　功・越谷　賢・小野昌彦・内田洋平・丸井敦尚（2014）：既存データを用いた“（地下水）不動領域”の推定－石狩低地帯を事例として－，地下水学会誌，56（2），121-133.

原子力発電環境整備機構（2011）：概要調査計画立案の基本的考え方．NUMO-TR-10-08.

電力中央研究所（2013）：地層処分技術調査等事業（地層処分共通技術調査：岩盤中地下水移行評価技術高度化開発）-地下水年代測定技術調査-，資源エネルギー庁，421p.

産総研（2013）：沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発（とりまとめ），平成25年3月，産総研.

産総研（2015）：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．産総研

Ikawa, R., Machida, I., Koshigai, M., Nishizaki, S. and Marui, A. (2014): Coastal aquifer system in late Pleistocene to Holocene deposits at Horonobe in Hokkaido, Japan. Hydrogeology Journal, 22, 987-1002.

Anderson, M. and Woessner, W. (1992)：Applied groundwater modeling, Simulation of flow and advective transport，藤縄克之監訳：地下水モデル，共立出版，246p.

第５章　お　わ　り　に

5-1　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、これまでに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的確に把握する手法やその水理構造を高精度に評価する方法が開発できた。

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。

海域地質環境調査確証技術開発　３箇年とりまとめ（総括報告書）

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・井川怜欧・小野昌彦・
上田匠・楠瀬勤一郎・越谷賢・樽沢春菜・磯前沙也加
（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