

海域地質環境調査確証技術開発

成果報告書

平成 26 年 3 月

独立行政法人

産業技術総合研究所

海域地質環境調査確証技術開発 目 次

| | | |
|-----|--|-----|
| 第1章 | はじめに | |
| 1-1 | 研究の背景 | 4 |
| 1-2 | 研究の目的 | 5 |
| 1-3 | 研究の全体計画 | 5 |
| 1-4 | 本年度の研究内容 | 6 |
| 1-5 | 産業技術総合研究所が駿河湾で会場掘削調査を実施する事由 | 7 |
| 第2章 | 研究の位置づけと研究地域の概要 | |
| 2-1 | 地層処分研究における沿岸域研究の重要性 | 10 |
| 2-2 | 沿岸域研究のすすめ方 | 12 |
| 2-3 | 海陸接合物理探査研究 | 27 |
| 2-4 | 富士山・駿河湾地域の地形地質 | 44 |
| 2-5 | 駿河湾地域の水文環境 | 55 |
| 第3章 | 海上掘削調査技術の開発（物理探査の研究） | |
| 3-1 | 海域弾性波反射法探査 | 60 |
| 3-2 | 沿岸域物理探査データ評価のためのシミュレーションと解析 | 87 |
| 第4章 | 海上掘削調査技術の開発（地下水の研究） | |
| 4-1 | 海域調査 | 160 |
| 4-2 | ボーリング調査 | 179 |
| 4-3 | 富士山・駿河湾地域の広域・長期地下水流動解析 | 193 |
| 第5章 | 駿河湾における富士山地下水海底湧出機構の解明 （静岡県環境衛生科学研究所委託研究） | |
| 5-1 | 緒言 | 242 |
| 5-2 | 海底湧出地下水調査 | 245 |
| 5-3 | 海底湧出地下水流動系把握のための地下水環境調査 | 300 |
| 第6章 | おわりに | |
| 6-1 | おわりに | 373 |
| 6-2 | 課題と将来展望 | 373 |
| 付 録 | | |
| | 評価委員会報告 | 376 |

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。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十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。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、処分すべき廃棄物が増え続けるなか、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調査の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 研究の全体計画

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 1-1 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 | <ul style="list-style-type: none"> ・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 | <ul style="list-style-type: none"> ・ 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 | <ul style="list-style-type: none"> ・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 | <ul style="list-style-type: none"> ・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 | <ul style="list-style-type: none"> ・海底下地下水賦存調査・解析 ・海域掘削調査 | <ul style="list-style-type: none"> ・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 本年度の研究内容

(1) 沿岸域地質構造評価技術の開発

沿岸域地質構造評価技術の開発においては、弾性波地震探査等の物理探査手法を用いて沿岸浅海域における海底水理地質モデルを構築する。本年度は、対象海域の断層地形や底質の調査に加えて3次元弾性波探査シミュレーションおよび既存調査結果より、概念地質モデルを作成した。加えて、平成24年度まで実施していた「沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発」の研究成果である浅海域海底電磁探査法の適用をさらに容易にするため、複雑な沿岸域の地下比抵抗モデルの作成を支援する環境を整備した。それにより浅海域海底電磁探査法の利用をさらに普及拡大させ、沿岸域の地下水環境把握手法として確立をした。

(2) 海上掘削調査技術の開発

海上掘削調査技術の開発では、他の沿岸域研究課題による成果も活用し、既往の研究成果や情報をふまえた上で、海上ボーリング調査対象となる沿岸域の海底湧出地下水調査、海底下地下水流動解析を実施する。海底湧出地下水調査においては、対象海域の水質調査、ラドン調査、サイドスキャンソナー調査を面的に実施し、採取した地下水・海水の安定同位体測定や放射性同位体測定、ならびに溶存成分の測定を実施した(酸素・水素の環境同

位体ならびに溶存成分については数量が多いので自前分析とし、炭素や塩素などの同位体分析は外部に発注)。地下水流動解析においては、広域かつ長期的な解析を実施し、海底下に存在する淡水地下水の評価を行った。これらの結果と事前に収集した地質情報とから、海底下水理地質モデルを構築した。また水文調査により掘削地周辺の地下水環境の推定や掘削適地の評価を行いつつ、海上掘削のためのプラットフォーム（台座）の準備をするなど可能な限り海上掘削にも取りかかった。

1-5 産業技術総合研究所が駿河湾で海上掘削調査を実施する事由

地層処分研究が開始され、幌延と瑞浪において地質の違いに着目した研究が行われてきた。平成17年に国は基盤研究評価を行い、沿岸域という地域の特異性に注目することを決定した。これを受けて、平成19年度から幌延町において、「沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発」が開始された。その結果、産業技術総合研究所は世界で初め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。しかし、幌延地域では調査ができる季節が制限されており、国の処分事業を妨げない時間で成果を出すために通年研究ができる調査地を探す必要があった。さらに、東日本大震災を受けて国民の目は地震や断層活動を注視するようになり、断層がある地域において、地質構造を絡めた研究を行う必要が高まった。駿河湾地域は既存の研究によって、断層の存在がはっきりしていること、また、一年を通して調査が可能な温暖な地域であること、さらには新富士堆積層と古富士堆積層の地質的なコントラストがはっきりしているために地下水流動にも大きなメリハリがあることなどから、駿河湾地域を研究地として選定した。

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、当該事業においては、処分地のジャストポイントにおいて（数百m～1000m 程度の深度で）高品質なサンプルを得る必要があるため、海水の浸入を防がなければならない、また地層処分事業に必要な考慮事項として、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、泥水等の管理などが挙げられる。そのため、概要調査が開始される前までにはこれらの要素技術を確立しておく必要がある。

産業技術総合研究所はこれまでに、「海域地質環境調査技術高度化開発：平成 23-24 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」、「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」を実施してきており、沿岸地域の研究に関する実績がある。さらに、地質や地下水

に関する全国版のデータベースを有しており，研究成果を適用できる範囲や応用方法などを的確に示すことができる。物理探査研究と地下水研究において，基礎的かつ最先端研究の実績もあり，当該研究には最も適しているといえる。

第2章 研究の位置づけと研究地域の概要

2-1 地層処分研究における沿岸域研究の重要性

米国ヤカマウンテンの処分場建設に対するネバダ州政府の評価においても、全米から鉄道ないし車両による廃棄体輸送中の安全確保が技術上大きな課題とされたように、処分場のサイト選定を考える上で、サイトの地質環境とともに、輸送時の安全性確保が大きな検討課題となる。わが国では、発電所、再処理施設など原子力関連施設が海岸部に建設されており、地層処分場は、地質環境の隔離性能が満たされるならば、廃棄体の輸送の安全性確保などに有利な沿岸部に立地される可能性は十分に考えられる。

1997年、原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会は、地層処分研究開発に対し、実測データなどに基づいて信頼性の高い情報を充実させ、我が国における地層処分の技術的信頼性を示すことを求めた（「高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発等の今後の進め方について」）。これを受けて、1999年 地層処分研究開発の中核となっていた核燃料サイクル機構は、これまでの研究成果をまとめ、「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」（以下、「第二次取りまとめ」という）を公開した。この中で、地下水流動特性については、東濃地域の調査事例をもとに、内陸部の地下水特性は詳しく検討されたが、塩水地下水と淡水地下水が接する沿岸部については、地質調査所が千葉県蓮沼で実施していた、未固結な地層中での塩水地下水と淡水地下水の境界面を、ボーリングと物理探査によって明らかにする技術開発の研究など、限られた事例しかなく、十分な検討はされなかった。

産業技術研究所は、塩淡境界面の形状を三次元的に把握するための技術開発を目的として、2003年から茨城県東海村を主な調査地として、海岸部でのボーリング孔による検層・地下水の採水、観測井による水位、水温、電気伝導度の連続観測及び電磁気探査を実施した。この調査では、ガイベン・ヘルツベルグの法則で代表される、圧力バランスで形成される浅い塩淡境界面と、より深くに存在する、古い淡水地下水と塩水地下水との間に作られる二種類の塩淡境界面を対象とした。物理探査技術開発としては、広域・深部の塩分濃度分布を明らかにすることを目的とした、MT(Magnetotellurics)・AMT(Audio-frequency MT)法を、より浅部の探査を目的とした、TEM(Time-domain electromagnetic)法を用い、探査スケールの異なる手法を組み合わせることによって、さまざまな空間スケールの塩分濃度の高い領域の分布を把握することが可能であることを実証した。また、特に、浅部については、連続観測により、大強度陽子加速器(J-PARC)建設に伴った大量の地下水くみ上げによる塩淡境界面の内陸部への移動を観測し、塩淡境界面を形成する力学的な機構を明らかにすることができた。

沿岸部の地下水を把握する技術をより高度化させることにより、海上から内陸までの沿岸部地下水の挙動をあきらかにするため、2007年より産業技術研究所は、北海道幌延町の沿岸域で調査研究を実施した。広域物理探査から、深部に化石海水の存在することや反射境界と比抵抗境界が一致しない場所が存在することが明らかとなった。海岸線から約

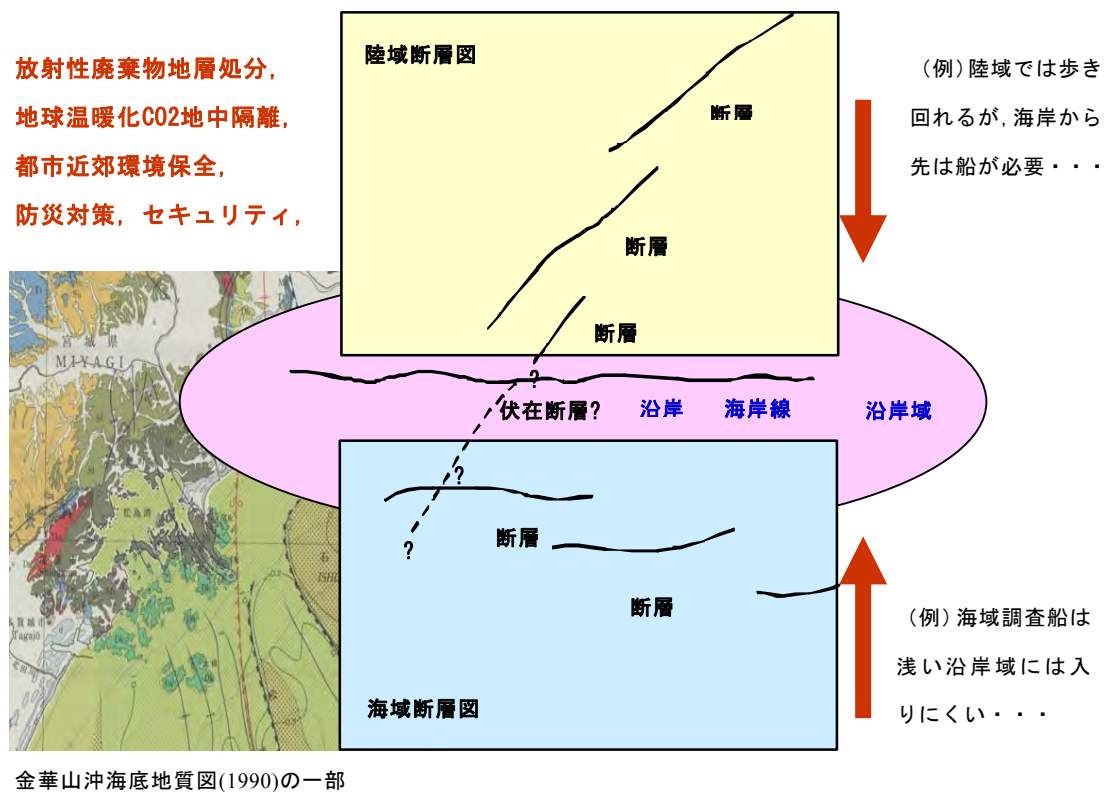
300mの浜里小学校跡地に掘られた1200mのボーリング孔を中心に、ボーリングコア・地下水試料の採取・分析、各種物理検層を適応して詳細な水理地質構造を明らかにした。また、沿岸部での地下水の塩分濃度分布を推定するため、浅い海底でも適応可能な電磁気探査技術の開発と、陸域と海底電磁探査データを合わせた解析手法の開発を行い、沿岸部内陸側から海側にむけて淡水地下水域が存在することなど、海・陸を統合した三次元的な水理地質構造を明らかにすることができた。特に、地下水の年代測定の結果から、海上に延びる深部の淡水域は氷期に発達したものが保存されたものであり、その下に存在する塩水地下水は、長期にわたって地下水の運動がない不動領域であることが明らかになった。沿岸部の既存地下水井戸データの見直しから、このような内陸部から海に向けた深部地下水の構造と長期に安定な塩水地下水領域の存在が、広く日本沿岸に存在することが予想された。

第2次とりまとめにおいて、地下水の長期的な安定性に影響を与える要因として、塩淡境界、断層、泥火山、異常高圧間隙水が挙げられている。このうち塩淡境界と断層は、本邦の地質環境を考えると沿岸部に存在する可能性が高く、地質環境を考える上で避けて通ることのできない要素である。これらに関する知識や調査技術、そこで起こりうる地下水流動などを把握する必要があることは言うまでもない。そこで、これまでに開発され、実証されてきた技術をもとに、沿岸域に関するノウハウのとりまとめを実施する必要性が生じた。本年度からは、海底下の地下水の水文学的な調査を行うことを前提として、海水の混入によっても水質分析結果などが乱されない地下水の採水法・分析技術などの確証試験を静岡県富士川河口で開始することとした。この地は富士山の火山堆積物によって構成された地質で覆われており、地下水流動が活発であることが知られている。地下水流動のコントラストが大きな場、すなわち地下水流動現象をとらえやすい場において技術を検証することの意義は大きいと考えた。

2-2 沿岸域研究のすすめ方

2-2-1 緒言

文献調査の段階を想定し、沿岸域に伏在する断層と大規模破砕帯の分布と性状を、隣接する複数の陸域と海域の活断層調査文献から推定し評価する手法を確立することを目的として、産総研は、平成15-17年度に資源エネルギー庁委託事業で「沿岸域断層評価手法の開発に関する研究調査」を実施している。沿岸域浅海部は、特に陸域断層調査と海域断層調査の空白域となることから、範囲・深度・手法・精度等の異なる陸域断層調査文献と海域断層調査文献を、それぞれの調査特性を考慮して総合的に検討・解析して、沿岸域の断層・大規模破砕帯調査に有効な基盤整備手法を明らかにするシステム展開を実施しているので、これを取りまとめた。下図は、沿岸域伏在断層の調査の基本概念である。



沿岸域の課題：漁業権，生活圏に近い，地震探査の発振，調査技術，解析・・・

図 2-2-1 沿岸域伏在断層調査の基本概念(平成15年度報告書より)

陸域・海域中間の断裂系・断層(活断層のみでない)調査は、陸側、海側いずれからも困難がある。陸と海の断層をつなぐ例は少ない(地質調査所,1987;同,1990等)。

経済産業省・国土交通省・文部科学省関係の沿岸調査各機関が行なった沿岸域調査の文

献の収集を行い、陸域断層データと海域断層データの統合を試み、統合の際の問題点を明らかにして、統合手法の最適化について調査した。その後、諸機関が保有するメタデータ・クリアリングハウスの試作を実施し、深度・手法・精度等の異なる陸域断層調査文献と海域断層調査の結果を統合する手法についても調査し、技術的な問題点を明らかにした。産業技術総合研究所では、独自に全国的な沿岸域研究が展開されることになり、活断層と地質分布を中心に陸域と海域をつなぐ沿岸域地質の解明が進んでいる。

2-2-2 文献調査

放射性廃棄物地層処分という地中隔離のために必要な地下構造を解明することは、処分の選定や、工事のための設計・安全確保だけでなく、閉鎖後のモニタリングを実施する上でも重要であるが、これに必要な情報基盤は全国的に安定して得られているわけではない。とりわけ、沿岸域には調査上の問題がある。陸側で可能な調査は海岸で行き当たり、逆に海洋調査船は浅海域で座礁してしまう。沿岸域の地下地質データ集約は最も遅れているところである。それでも、既存データを集約・統合して、現在知りうる最も確度の高い情報基盤構築へのアプローチなどがいくつか試みられている（阿部，2002；など）。このような試みは、時間と資金が必要であり、又、著作権法などの制度的制約もあって、重複した作業はコスト的にも避けたいところであろう。一方、既存資料はそれぞれの調査目的があって取得されているため、均質なデータから構成されるとは限らない。統一基準をどこにおくか、これらの課題の解決のため、各機関による沿岸域地下構造の共通情報基盤構築を検討することは急務である。

地層処分や地中貯留事業では、海岸や港湾に近い、あるいは、発電所や工場地帯に近い等の理由で、沿岸域の断層と断裂系の伏在分布の評価が極めて重要である。地震に関係する活断層情報は従来から活発に調査研究され、関係機関の間での統合化が進んでいる。海洋活断層についても進んでいる。しかし、活動したことが明らかな断層群と異なり、地上に兆候がうすい未知の伏在断層の推定などは、今後の地中隔離技術の死命を制するとさえ考えられている。沿岸域の地下構造・断層（活断層のみではない）・破碎帯の調査を実施する背景にはこれらの社会的なニーズがある。

一方、沿岸と地下構造は直接的な結びつきが考え難いこともある。資源探査などでは、深部の物理探査を行い地下数 km にボーリングを掘るが、相対的には水にぬれているか否か程度の差しか見えにくい沿岸域環境は、これまで重視されてこなかった傾向がある。海岸付近に至ると調査が停止し、沿岸近傍を省いた地図が出版されることが多い。また、海洋の地質情報は陸域より詳細に明らかにすることが難しいため、精度の高い陸の地下データを参照することは自然な流れであり、海と陸の双方の地下構造を示した地質図も散見される（図 2-2-2，2-2-3）。

これらの地下構造図の中には、沿岸付近の比較的詳しい地質分布と重要な地震断層、断

裂系、及び、陸域への延長構造などが書き込まれており、その地下構造のモデルの元となった反射法地震探査データや陸と海の双方に穿たれたボーリング情報を十分活用していると推定される。しかし、元となるデータが全て保存されていて、かつ、公開可能であるとは限らず、その詳細を遡るには課題が残っている。そこで、各機関は独自の保有データを調査し、国際標準に準拠したメタデータの形式で統合した。メタデータとは、データの存在する場所や、データについての概要、関連情報を一括した索引データである。メタデータが整備されることで、本格的なトレーサビリティを確保できるデータベースを構築することができる。

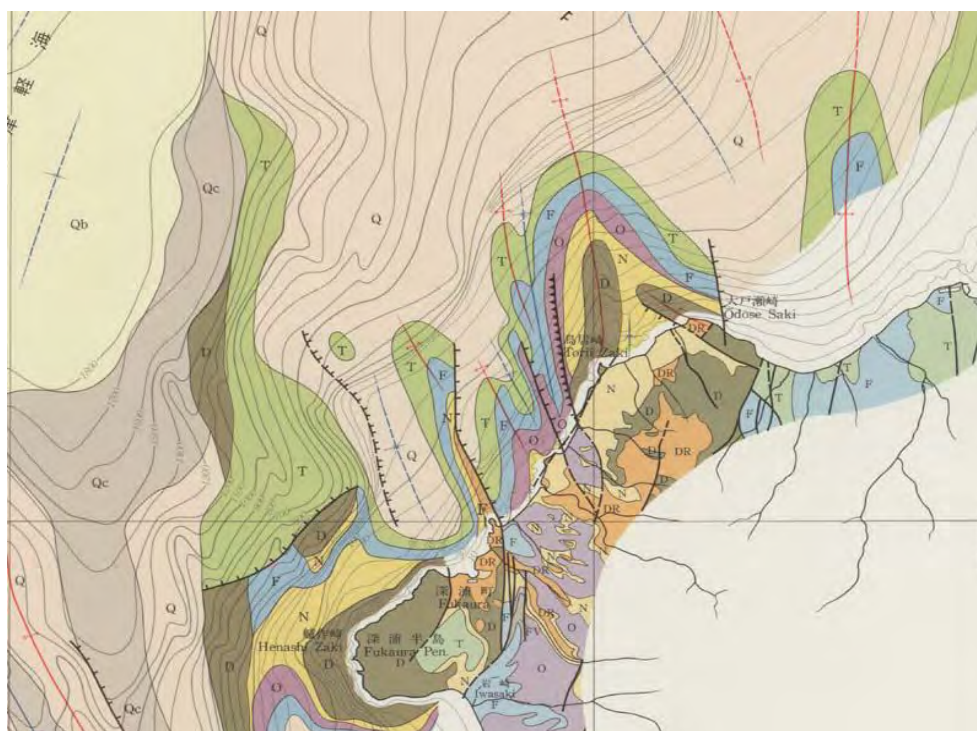


図 2-2-2 西津軽海盆海底地質図(1987)より, 深浦付近

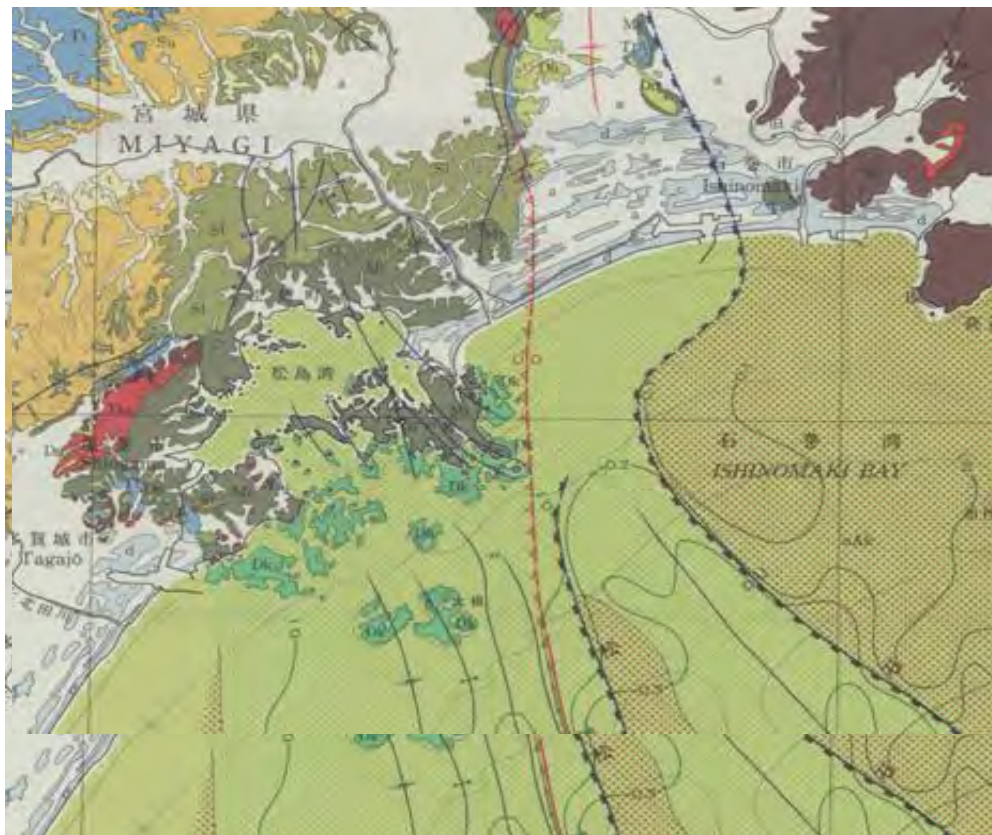


図 2-2-3 金華山沖海底地質図(1990)より, 松島湾付近

ISO19115 に準拠したメタデータによる情報統合化は、現在、海洋開発基本法と海洋開発基本計画においても主流となり、活用性の高いデータベースへの取り組みが国レベルで進められている。各機関は、沿岸域に関係して、概ね次のデータを調査・解析して公刊しており、公開入手可能な出版物のメタデータは、国の地理情報システムクリアリングハウスで閲覧可能になった。

●国土交通省 海上保安庁, 国土地理院

- 主として陸と海底の詳細で全国規模の地形データを測量して公刊, 国土の保全と開発に必要な地図や航海の安全のための海図等にして公開,
- 遠洋から, 内海や湾内などの反射法探査等に基づいた海底構造と地質分布などを解明して公刊, 内海などのデータは海底砂利採取等に用いられた,
- その他の, 道路地図や海図等を公刊。
- 国土交通省には, 他に, 港湾のデータを整理している機関等もあり, 国土と領海の基本地図情報整備に責任を持っていることが特徴。

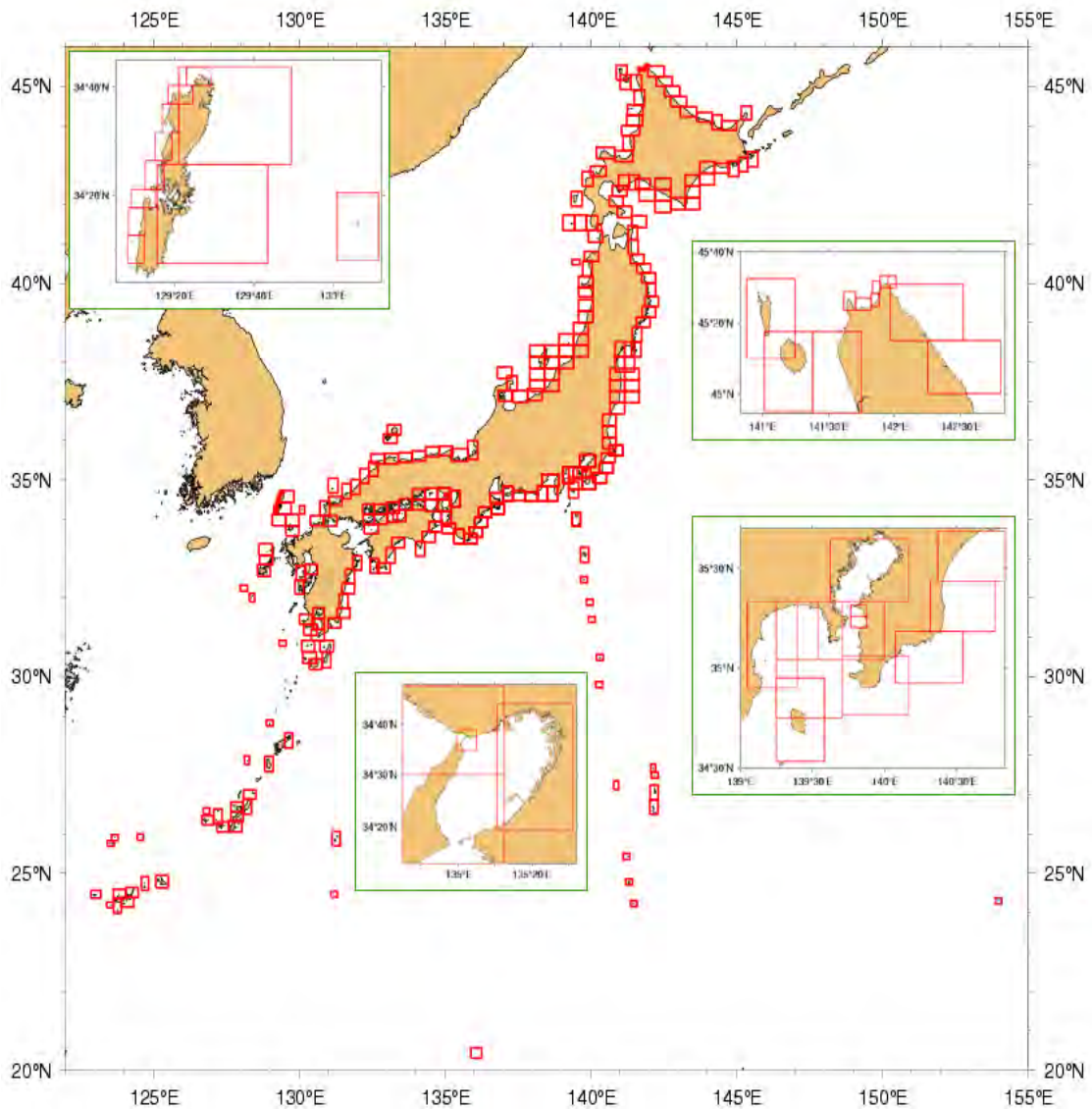


図 2-2-4 沿岸の海の基本図刊行図位置例(海上保安庁)

●文部科学省 海洋研究開発機構

- 文部科学省には大学や研究機関が多く、各種の研究報告・論文を主とした情報公開を行っており、科学的な解明を主目的としていることが多い、
- 海洋研究開発機構は地球全体を視野に、大洋の海底地形地質構造や海洋ボーリングなどのデータを公開している。

(1998年-2003年前期)

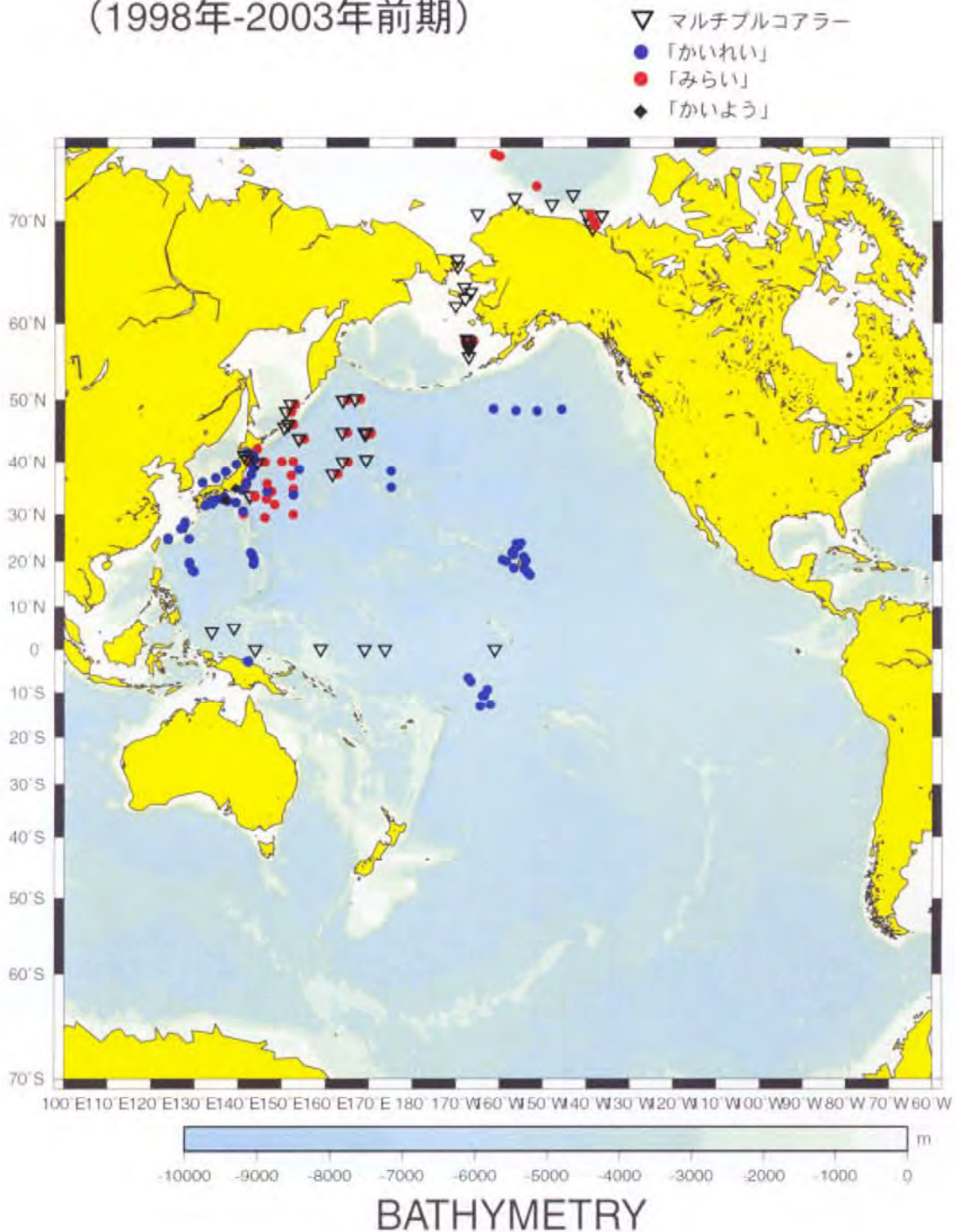


図 2-2-5 海洋研究開発機構のピストンコアリング・サイト例

- 経済産業省 産業技術総合研究所, 石油天然ガス・金属鉱物資源機構
- 産業立国に尽くすことを目的に, 主として陸と海の資源探査のための地下構造データやボーリングデータを整備してきた,
- 産業技術総合研究所は, 陸の地質図と海の海洋地質図に分けて公開, 近年は国際標準

や日本工業標準に基づく統一凡例を基準にしたシームレス地質図の公刊を重ねるようになり、沿岸域についても陸と海を接合を標準化することができるようになった。

— 石油天然ガス・金属鉱物資源機構では各種報告書等にまとめられたデータを公開しているが、資源ユーザーの他には、必ずしも一般に入手し易い公刊物ではない。

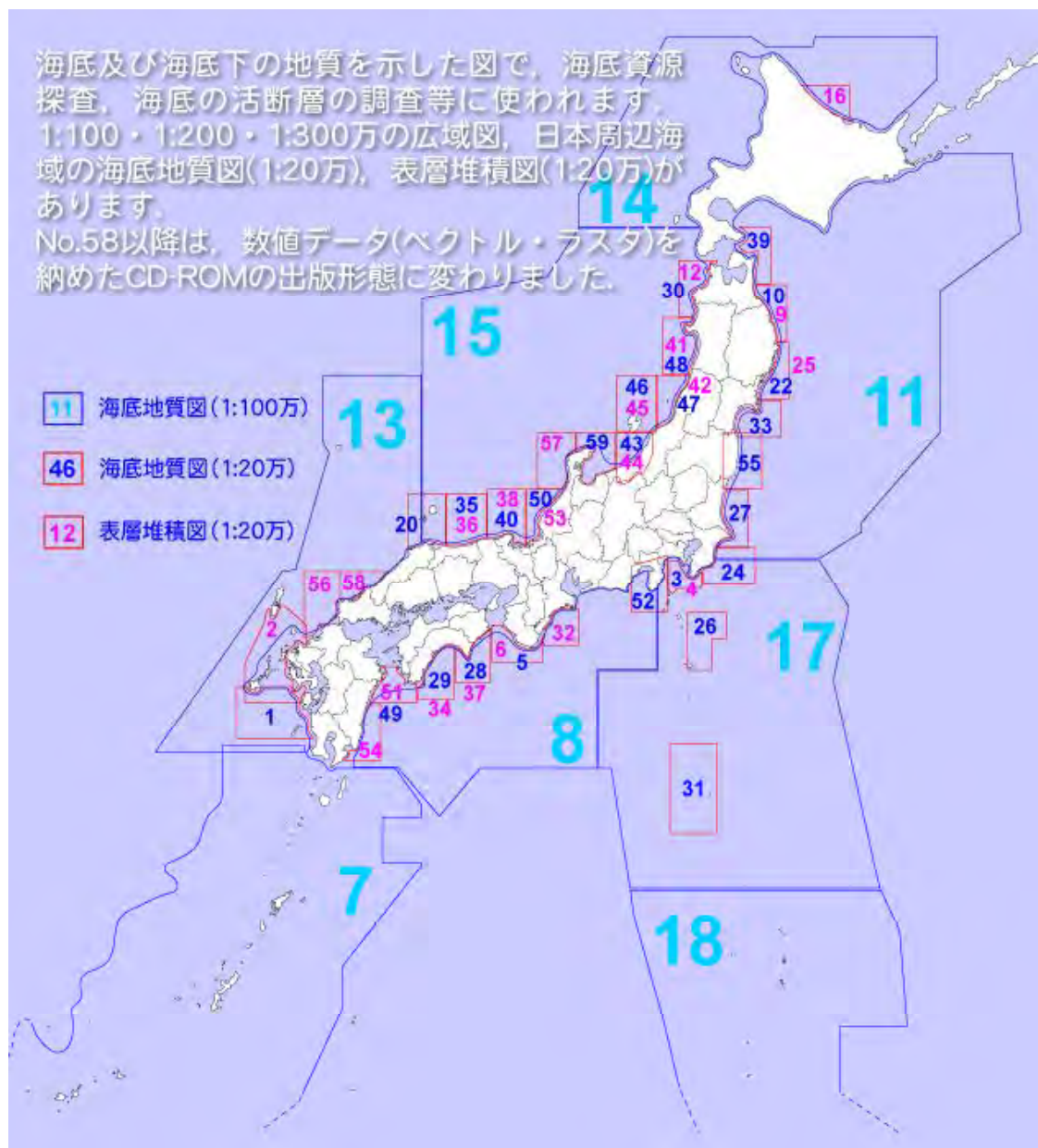


図 2-2-6 産業技術総合研究所の海域地質図刊行例

以上は、主に沿岸域の断層・断裂系推定を行うための基礎データを入手する観点でまとめた概略的傾向である。各機関の調査目的は、公共事業に使われるためや、自然の科学的解明のため、資源開発のため、などである。異なる目的でデータを観測取得し、各々の目的に沿った研究と解明を行って、目的に適合した公刊の仕方を採用している。

上記各機関の公刊データを統合すると、ほぼ全国をカバーするようになっており、空白地域があるものの、重複する領域はほとんど無い（図2-2-7）。事業実施にあたり、目的別に調整されたものと思われる。しかし、データ取得目的が各々異なるため、そのまま更に異なる地層処分事業などの目的に使うには無理がある。解析され、モデル化された報告は、予め設定された特定目的を実現するため、抽象化なり省略されることも当然ある。たとえ同じ要素を結果的に示している、元データは異なるかもしれないし、異なる表現であっても相似する元データから来たものかもしれない。目的実現には重要性が乏しい場合は、簡略な解析になることがある。活断層調査なら素通りしてよいことでも、地中処分という目的で考えると重視すべきでデータの詳細さが必要、というケースも考えられる。幸い、今回対象とした各公的機関は、それぞれ元データのアーカイブを保存しており、今後トレーサビリティの確証が必要となったり、事業見積上必要なデータアクセスが不可能とはいえない状況である。しかし、これまでこのようなニーズは限定的で、同じ専門家の間でしか発生しないことが多かったため、アーカイブの維持コストは低い。たとえアーカイブがあったとしても、ハード的・ソフト的な環境が十分であることはまれであり、多数が同時アクセスしようとしたらすると、かなり困難な状況も予想できる。古いデータは電子ファイル化も行われていないので劣化し、部分的な喪失も考えられる。

特に、データを国際標準に基づいて構築することは重要であり、標準化することで、陸と海の接合がスムーズに、かつ、統一基準で行われるようになったことは、最近の著しい進歩である。また、沿岸域の海域調査に主な手法を下表のように整理して、各々の概要等をまとめた。

表 2-2-1 汀線～水深 20 m 程度の極浅海部の海上調査技術一覧

| 調査項目 | 海底地形調査 | | | | 海底地質構造調査(地質層序、地質構造、地層の物性、強度) | | | | | | | |
|------------|----------------------------------|--|---|---|------------------------------|--|--|---------------------------------------|----------------------------------|--|--|---|
| | 汀線測量 | 深浅測量 | マルチビーム測深 | サイドスキャンソナー探査 | 海底面踏査 | ベイケーブ探査 | 音波探査 シングルチャンネル音波探査 | マルチチャンネル音波探査 | 海上磁気重力探査 | 海上弾性波探査 | 資料採取(採泥) | 海上ボーリング |
| 調査内容 | 調査船の航行不能な汀線部(水深2～3m)の水準測量、地形断面把握 | 従来の1素子の音響測深機による水路測量、地形断面把握 | 面的な水深測量、音波の照射範囲内の海底面を測定部分なく水深測量できる | 音響映像を用いた海底面状況把握、音波の照射範囲内の海底面の起伏、底質状況を把握 | 潜水して直接観察による地質調査 | 海底面に設置した受波器による反射法および屈折法海底探査 | 1チャンネルの受振器を用いた反射法探査 | 複数の受振器を用いたデジタル収録の反射法音波探査 | プロトン磁力計や海底設置式重力計を用いた地球物理計測 | 屈折波を用いた弾性波速度構造の把握 | 海底表層部の資料採取、弾性波速度による地質区分、地質層序・編年等のデータ抽出 | 直接的な地質層序確認、各種検層および採取資料分析、土質岩石試験などによる地質状況の把握 |
| 調査精度(機器能力) | 直接水準測量の精度数cm、位置精度は数m以内 | 音響測深機の精度数十潮位変動5～20cm程度、使用周波数帯域100～200KHz | 位置精度1m程度、水深精度はほぼ従来の深浅測量と同程度、使用周波数帯域200～500KHz | 曳航式では位置精度やや悪い数m程度、画像分解能cm～1m弱、使用周波数帯域100～500KHz | 観察者の経験、地質判断能力に遺贈 | 位置精度数m、記録分解能、探査深度は音源、地層層相に依存 | 位置精度数m、音源、装置により探査深度、鉛直分解能が変化する | 位置精度数m、音源、受振器数、記録条件などにより、探査深度および分解能変化 | 磁力計、重力計の計測能力に依存 | 受振点、発振点の位置精度は数m、探査深度は受振点設置全長に、分解能は受振点間隔に依存 | 位置精度:数m～数十m、直接的な資料採取のため試料採取の精度は高い | 位置精度数m、直接深度測定により鉛直方向の深度精度には優れる |
| 調査能力(適応範囲) | 水深5m程度まで、岩礁海岸での調査は困難 | 調査船の航行可能水深(2m程度)から | 調査船の航行可能水深(3m程度)から | 調査船の航行可能水深(3m程度)から | 適応水深最大30m程度(潜水可能水深まで) | 適応水深は沿岸線より20m～50m程度まで、汀線付近の調査は困難(水深5m程度から) | 沿岸部での調査船および曳航ケーブルが安全に航行できる水深は10m程度、可探深度200m～750m程度 | 沿岸部では地震計を海底に設置し有線では水深70～100m程度まで | 沿岸部では地震計を海底に設置し有線では水深70～100m程度まで | 重力式コアラでは泥質土で20m程度、パイプロープではコアラーでは8m程度 | 架設の足場では水深5m程度まで、それより深では必要 | |

沿岸域における地質調査法としては既存の遠洋の海域や陸域の調査手法が使い難いことから、

- 1) 地形学的な手法・現地地質調査等による面的な分布把握の手法が困難、
- 2) 沿岸域における深部構造を把握するための有効な探査手法が、陸域、海域に比較して限られる、
- 3) 結晶質岩に対する有効な物理探査手法が少ない、
- 4) 離散点としてのボーリングデータと離散的な物理探査情報による地質構造把握手段が確立されていない、

などの課題があり、今日でも必ずしも解決済みとはいえないが、本事業を始めた10年前に比較すれば、海底電気探査手法などの長足の進歩や沿岸地下水データベースの充実などがあり、伏在断層解明についても調査の進展に期待できるようになっている。

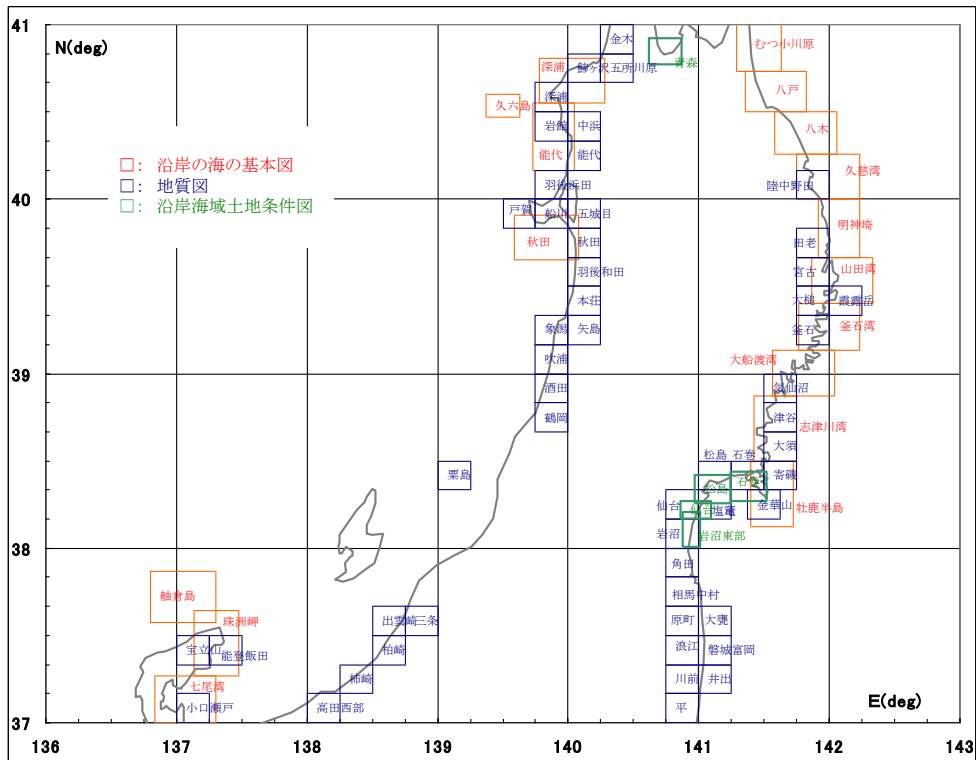


図 2-2-7 沿岸域主要機関の公表済データの範囲例（東北・北陸地域）

2-2-3 沿岸域データの統合解析

陸域の地形地質調査に基づく断層調査は、かつては起伏による判断が可能な山地を主体として行われてきたが、近年はトレンチなどで直接観察することが多くなり、平野部の調査が多い。しかし、一般断層については、地形解析が主流である。その方法として、①リモートセンシングと数値標高データに基づくリニアメントの3次元自動抽出と統計解析、②断層と関係するリニアメントの抽出、及び、③地表調査による検証と再解析が行われている。これに、④掘削やトレンチ調査を行い、潜在するものを含めた断層の存在が明らかにされてきた。

湖底や浅海底では、考古学的遺跡の発掘と共通した手法、即ち、排水して地表の調査と同じ手法でなされたり、物理探査による地下構造調査が行われている。一般に、湖底や海底では物理探査が主体としてなされている。陸上と海底をつなぐ沿岸域の探査例は少ない。しかし、全体として沿岸地域の探査の必要性は増大しており、そのための事業が継続している。

実際に調査事業に予算規模の制約があったため、主に文献からデータを抽出して、陸と海を接合する技術を検討した。対象地域としては、日本の沿岸域（房総半島鴨川沿岸域、東京湾、若狭湾、釧路炭田、琵琶湖沿岸、熊本平野、大阪湾）及び、日本の地質と関係が深く、比較対照としても好適と考えられるインドネシア沿岸域・湖岸域等

の実例を元に、文献調査データから沿岸域断層調査手法の統合化・三次元化を重点にまとめた。探査手法と解析フローをまとめると以下のようなものである。

表 2-2-2 従来例による沿岸域の探査法

| | 陸域 | 沿岸域 | 海域 |
|---|----------------|----------|----------|
| 1 | 地形調査 地表地質調査 | 浅海底地形調査 | 海底地形調査 |
| 2 | 掘削による調査 | 掘削による調査 | 掘削による調査 |
| 3 | — | 地震（音響）探査 | 地震（音響）探査 |
| 4 | 重力測定 | 海底重力測定 | 海底重力測定 |
| 5 | 磁力探査 | 磁力探査 | 磁力探査 |
| 6 | 電磁探査 MT法 | 電磁探査 | — |

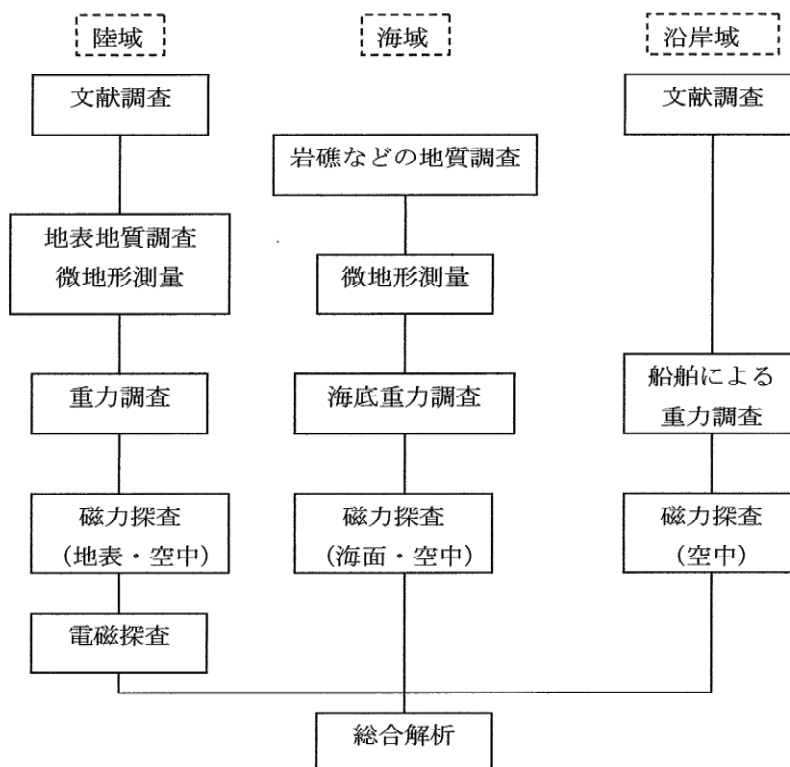


図 2-2-8 沿岸域断層の一般的調査フロー

ただし、熊本平野と沿岸については、MT法による深部破碎構造解析を行い、陸域と海域

を接合した断面図を得ている。即ち、九州中部においてB級の活断層として認められている日奈久断層の深部破碎構造を、MT法による2本の測線より推定した。

日奈久断層は陸域から沿岸域に伸展する沿岸域断層である。日奈久断層は、益城町小池から八代市日奈久付近を通過し、田浦港沖合の白神岩付近まで断続的に続いている。その走向は北東-南西であり、総延長は約60 kmである。日奈久断層に対する測線位置図を図2-2-9に示す。この2測線 hng-1, hng-2 における比抵抗構造から、断層の破碎構造を推定した。

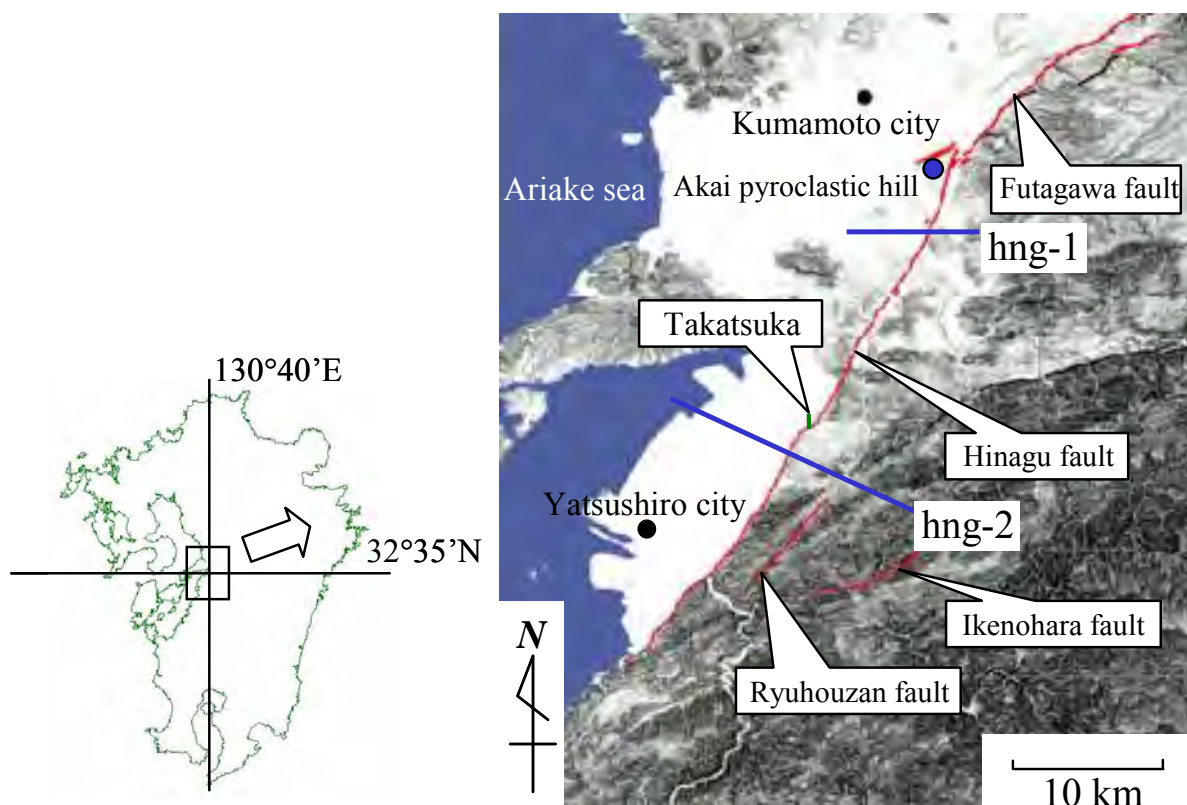


図 2-2-9 測定対象地域と測線位置図

2測線における比抵抗垂直断面図を図2-2-10に示す。hng-1のリニアメント付近に、約10(1.0) $\Omega \cdot m$ の極めて低い比抵抗部を中心として、50(1.7) $\Omega \cdot m$ 以下の低比抵抗帯が水平方向に分布している。この原因として、2000年6月8日のM4.8の地震により生じた亀裂部に、地表水が浸入した影響が考えられる。また、この位置の標高-2000 m以深に分布し、鉛直方向に伸長する比抵抗境界は、日奈久断層の破碎部と推定できる。

hng-2のリニアメントの下部に、明瞭な鉛直方向の比抵抗境界が現れている。これは、断層破碎帯と推定できる。表層部の北西側に分布する630(2.8) $\Omega \cdot m$ 以上の高比抵抗帯は、花崗岩類の貫入と、それにより生成したホルンフェルスに対応すると推定できる。また、これらは北西側の標高-4000 m以深から貫入していると考えられる。地質分布を考慮する

と、hng-2 の北西深部にある高比抵抗帯と、hng-1 のリニアメント北西深部にある高比抵抗帯は連続しており、花崗岩類の広域的な分布を現していると推定できる。

日奈久断層は、その北部に存在する布田川断層と連続性があるとされているが、MT 法による深部比抵抗構造の結果では、布田川断層の MT 法結果(図 2-2-11, 麻植ら(2004))と異なり破碎帯が現れていない。これより、両断層の形成時期や破碎メカニズムは異なるものであると考えられる。このことを鑑みると、日奈久断層の海域部も異なる形状を示す可能性がある。現在、海域での MT 法調査は困難であるので、MT 法による深部探査結果と他手法による浅部探査結果を統合し、沿岸域断層の連続性から断層の海域部地下構造の推定を行う必要がある。

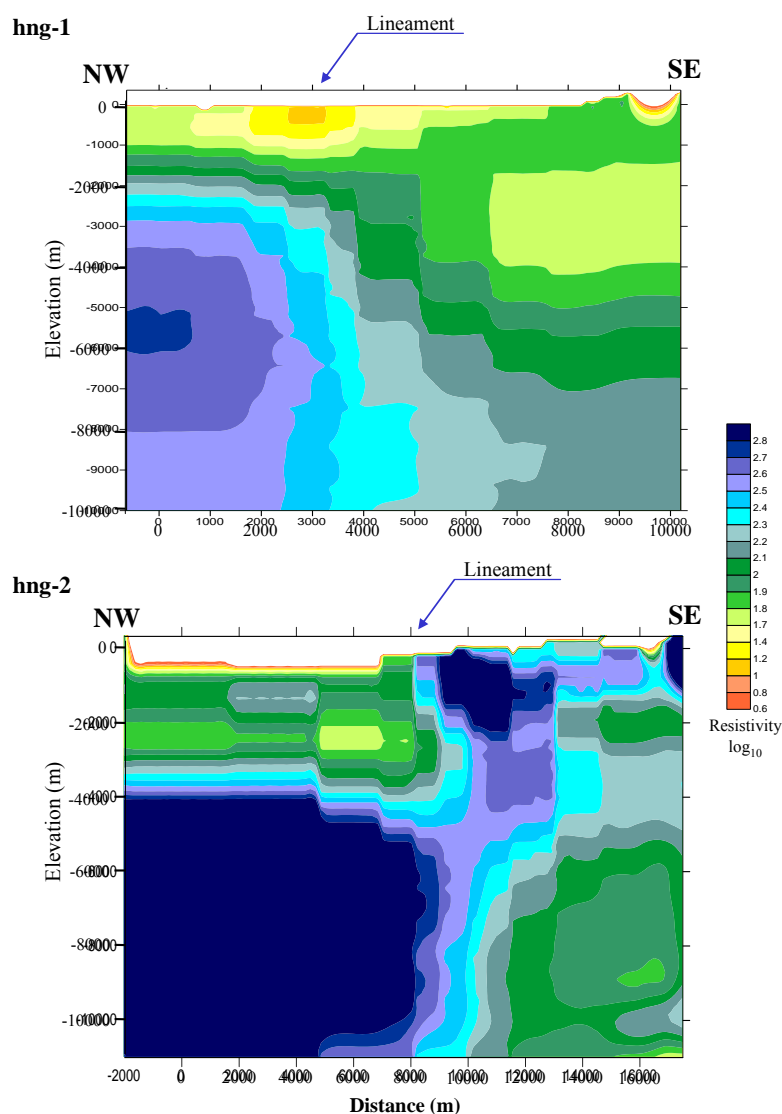


図 2-2-10 hng-1 と hng-2 における比抵抗垂直断面図

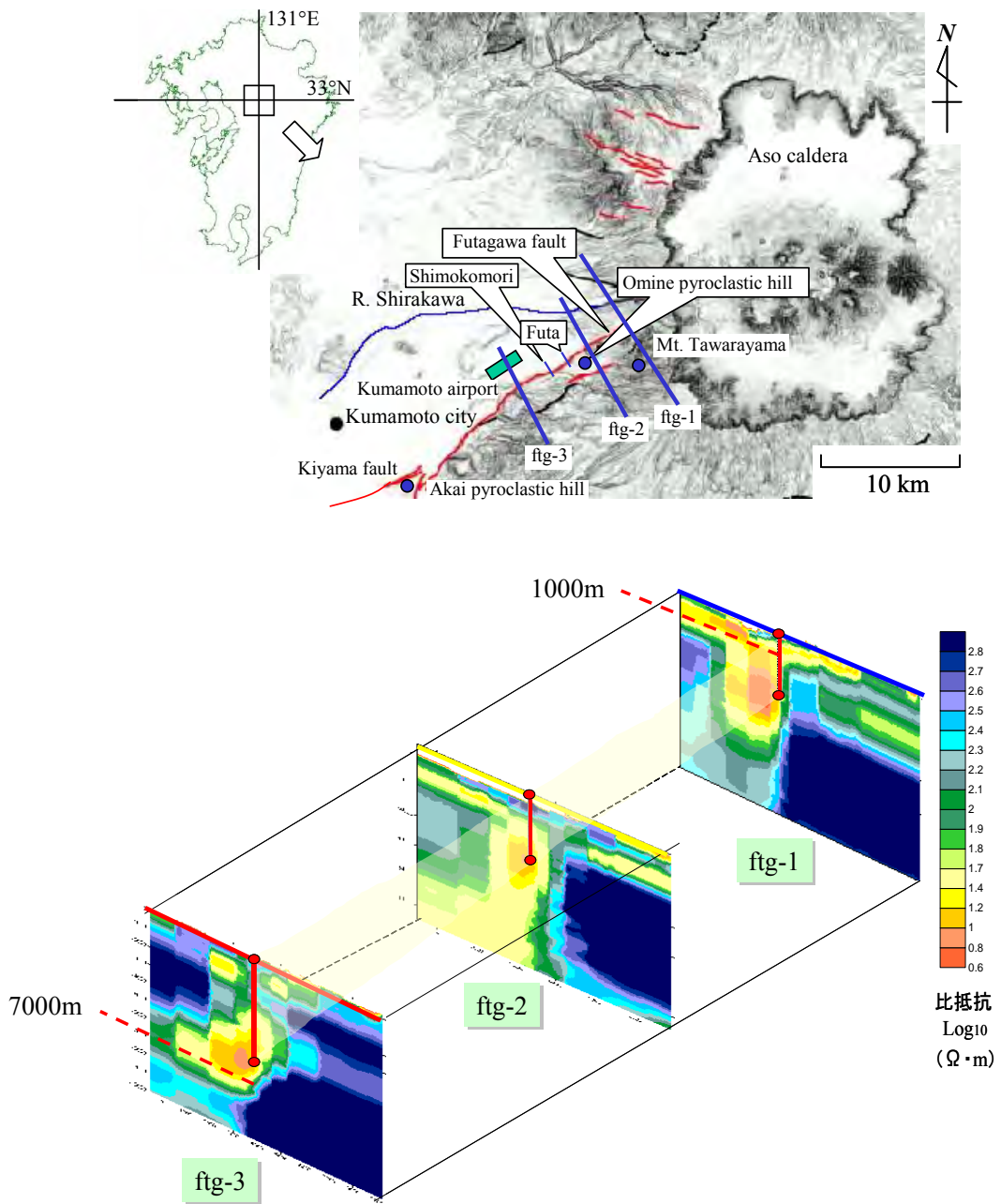


図 2-2-11 布田川断層における測線位置と比抵抗垂直断面図

2-2-4 結 言

本研究では、陸域・海域の地質・地形を調査している諸機関の断層・破砕帯関連データとその調査特性の代表的なものを洗い出して分類・整理し、各機関の調査データのメタデータを構築完了してシステム化した。又、深度・手法・精度等の異なる陸域断層調査文献と海域断層調査の結果を統合する手法についても調査し、内陸沿岸域も含めた技術的な問題点を明らかにした。

引用文献

産業技術総合研究所:沿岸域断層評価手法の開発に関する研究調査 平成 15 年度報告書, 2004。

産業技術総合研究所:沿岸域断層評価手法の開発に関する研究調査 平成 16 年度報告書, 2005。

産業技術総合研究所:沿岸域断層評価手法の開発に関する研究調査 平成 17 年度報告書, 2006。

地質調査所 (現・産業技術総合研究所): 西津軽海盆海底地質図, 1987。

地質調査所 (現・産業技術総合研究所): 金華山沖海底地質図, 1990。

2-3 海陸接合物理探査研究

2-3-1 反射法弾性波探査

2-3-1-1 陸域および海域での反射法弾性波探査の発展

陸域においては、1920年代より反射法弾性波探査が実施されるようになり、1930年代は石油探査の主流となっていった(Allen, 1980; Sheriff and Geldart, 1982)。その際には電磁式ジオフォンと真空管式アンプを用いて弾性波の波動を検知し、検流計オシログラフにより多チャンネルを同時記録するというアナログ機器による探査法が用いられた。1950年代には現在でも反射法データ処理の根幹を成すCDP重合法の特許が発表された。1960年代に入るとデジタル探鉱機が導入されるとともにアンプがIFP(Instantaneous Floating Point)方式の高精度なものとなったため、データ取得チャンネル数が急激に増した。そのチャンネル数は1970年代では100チャンネル程度であったが、1990年代に入るとデジタルテレメトリー方式が開発され、1000チャンネル以上の多チャンネルデータが取得されるようになった。

一方、海域において反射法弾性波探査が実施されるようになるのは終戦後であり、その主たる対象は油田の探査であった(Sheriff and Geldart, 1982; 奥田, 1993)。その当時はダイナマイトを震源としており、震源の制御に問題があった。その後、1950年代から1960年代初頭までは比較的取り扱いが容易なスパーカーが多く使用されてきたが、発生させるエネルギーが限定的であったため、1970年代に入り圧縮空気を海中に放出するエアガンが導入されると、エアガンを用いた海域での反射法弾性波探査が世界的に急激に広がることとなった。受振器はハイドロフォンと呼ばれる感圧式の圧電素子が利用されており、それを塩化ビニルなどのチューブに入れたストリーマケーブルとして用いられるのが一般的であった。1960年代から1970年代までは48チャンネル程度での記録をとられることが多かったが、1980年代には240チャンネル程度となった。1990年代に入るとデジタルテレメトリー方式の探鉱機およびそれに適合するデジタルテレメトリー方式の海域用受信器が開発され数千チャンネル以上のデータが取られるようになった。また、この開発により、複数のストリーマケーブルを曳航する探査船が開発されるようになり、海域においてはエアガン発震—複数のストリーマケーブル受振という方式で、効率的に三次元探査を行うことが可能となった。

そのようにして、陸・海域それぞれで反射法弾性波探査技術は発展していき、それぞれに高品質のデータを取得することは可能となった。しかしながら、沿岸域においてはそれぞれの技術ではデータ取得が困難であり、多くの領域で沿岸域の特に浅海部において反射法物理探査のデータ空白領域ができることとなった。

2-3-1-2 沿岸域における反射法物理探査の困難さおよびその克服

沿岸域では陸・海域での反射法地震探査技術をそのまま使用することはできない。震源を考えると、陸域の震源であるバイブロサイズ車は大型トラックであるため、沿岸域に乗り入れるわけには行かないし、海域の震源である大型のエアガンをオペレーションするためには数百トンクラスの調査船が必要となり、こちらも沿岸域に乗り入れることはできない。受振器の方では、陸域で通常使用されるスパイク付きの地震計を海底に設置するのは現実的ではないし、海域で通常使用されるストリーマーケーブルを沿岸域で曳航するのは困難である。データ処理・解析は陸・海域で大きな差は無いが、沿岸の特に浅海域では、海底と海面の間を往復する多重反射という波が観測されることが多いため、多重反射を抑制する処理が必要となる。

そのような困難さを克服するために、様々な工夫がなされてきた。震源に関しては、浅海域に浅い穴を掘り、軽量ケーシングを入れた上で爆薬をつめ、それを爆発させて震源とする方法がしばしば行われる。また、多少水深がある海域では平底のバージ船などを用いて、小容量のエアガンをを用いたデータ取得法も良く行われる。受振の方では、当初ハイドロフォンケーブルをそのまま用いることが試みられた。ハイドロフォンは通常中性浮力程度になっているため、錘をつけて海底に沈める方法がとられたが、波浪の影響でケーブルが動きやすいという難点があった。そのため、通常陸上で用いられる地震計にジンバルを取り付けて防水したケーブルが開発・作成され、使用されるようになった。このケーブルはベイケーブルと呼ばれ、陸域調査の延長という位置づけで極浅海域でのデータを取得するのに用いられた。その後このケーブルは、三成分地震計やハイドロフォンが組み込まれ、耐圧も向上して水深数百メートルの海底でも用いられるケーブルへと進化して、**Ocean Bottom Cable (OBC)** と呼ばれるようになっている。OBC を利用した海陸接合型反射法探査の概念図を図 2-3-1 に示す。OBC には三成分地震計が組み込まれているため、反射面で変換する PS 反射波をそれらで記録することにより、従来測定の大困難であった海域での S 波データの取得が可能となった。また、ハイドロフォンは P 波と S 波の識別や多重反射除去 (Barr and Sanders, 1989) 等に用いられる。

2-3-1-3 適用事例

海外では、主として石油探査のフィールドで 1990 年代初頭あたりから海陸接合型の反射法探査が行われるようになってきた。この時代には、デジタル探鉱機システムの導入時期でもあり増加したデータチャンネルを生かした三次元探査が実施されるようになってきた時期でもある (Vermeer and Beasley, 2002)。比較的浅海域の石油フィールドでは、石油開発のためのリグなどが多数存在し、長大なストリーマーケーブルを利用した三次元探査は困難であるため、OBC を用いた浅海用の反射法探査システムが用いられた (Hendrics and Plescia, 1991)。また、この後繰り返し三次元探査 (通常四次元探査と呼ばれる) が実施されるようになると、OBC を海底に設置したままにして置くことより受振器位置を高精度に保つことができるため (Beasley et al., 1997)、この探査システムは使用される頻

度が増してきている。

我が国では、周辺海域は一般に船の往来が多く、漁業活動も非常に盛んであるために、浅海域での反射法探査は一般に困難である。そのような状況化ではあるが、石油公団（現独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構）を中心に浅海域でのデータ取得の研究が実施されてきた（石油公団石油開発技術センター，1996；山根ほか，2000）。

石油業界では、OBC を用いた浅海システムを用いて沿岸域での適用実験も複数実施されているが、民間会社の鉱区の問題もあり簡単にアクセスできるデータはあまり多くはない。電力業界では沿岸域に建設される原子力発電所の立地調査として、いくつかの調査が実施されている（中部電力，2009）。独立行政法人防災科学技術研究所を中心として実施されているひずみ集中帯の重点的調査観測・研究（ひずみ集中帯プロジェクト）では、「ひずみ集中帯」と呼ばれる褶曲－断層帯において発生する地震像を明らかにするために様々の研究を実施している。このプロジェクトの地殻構造調査では、いくつかの測線で海陸接合型反射法探査が実施されている（佐藤ほか，2010；佐藤ほか，2011）。反射法探査結果に基づき地下深部までの断層が解釈されている（図 2-3-2～図 2-3-5）。しかしながら、このプロジェクトでは、地下 10 数 km～数十 km の地震発生域を主たる対象としているため、当該プロジェクトとは探査ターゲットのスケールが大きく異なる。二酸化炭素地中貯留のプロジェクトでは、北海道苫小牧の比較的浅海域において OBC を用いた三次元調査が実施されている（経済産業省，2013）。この例は、調査領域の最も近い場所でも沿岸より数百 m 離れており、海陸接合型の調査ではないが、浅海域での反射法探査という意味では海陸接合物理探査と類似の技術が用いられているといえる。

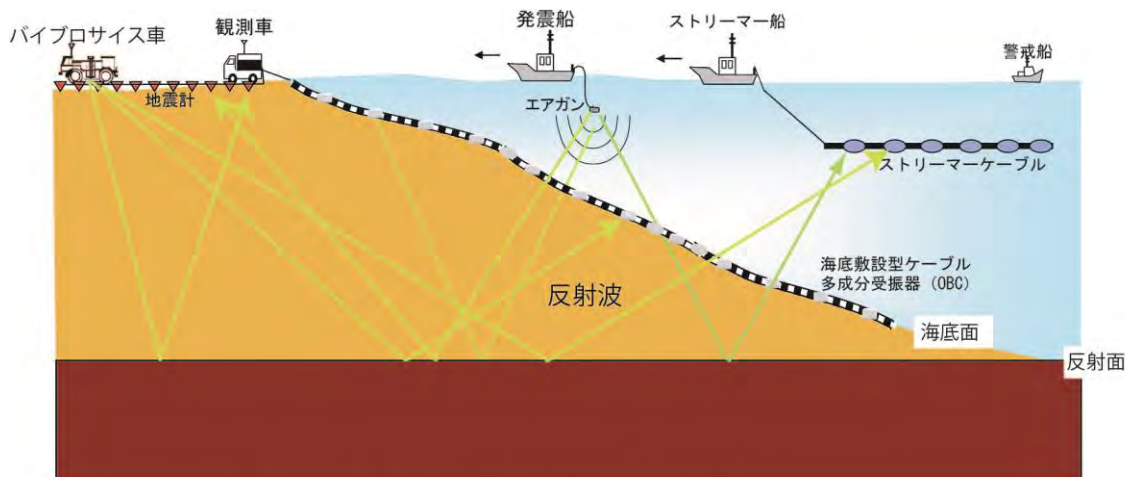


図 2-3-1 浅海域での反射法弾性波探査の模式図

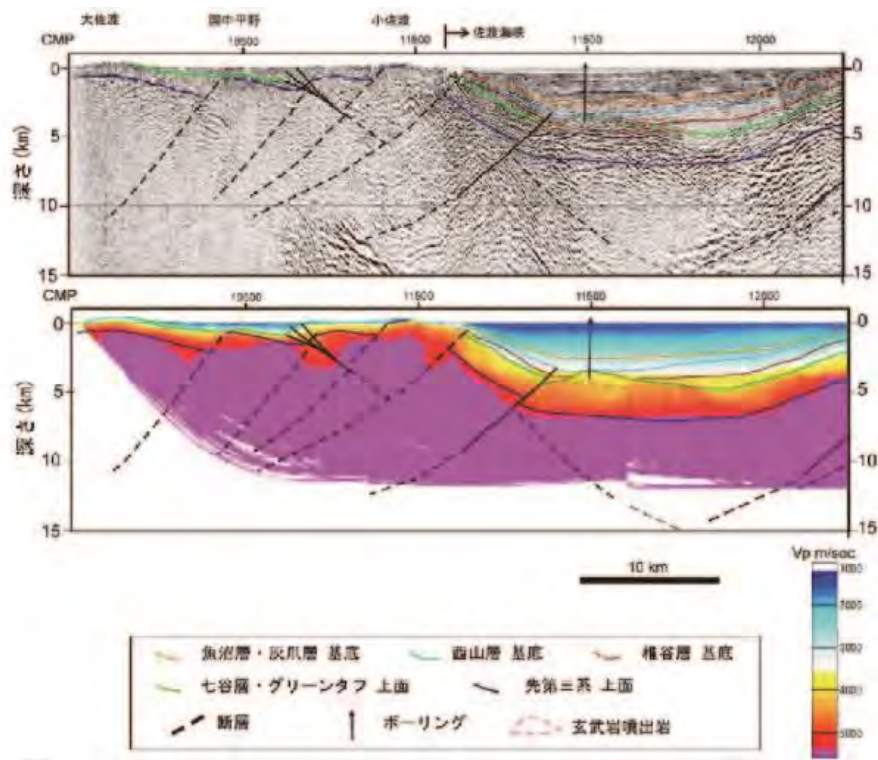


図 2-3-2 佐渡から佐渡海峡にかけての地質学的解釈（佐藤ほか、2010）

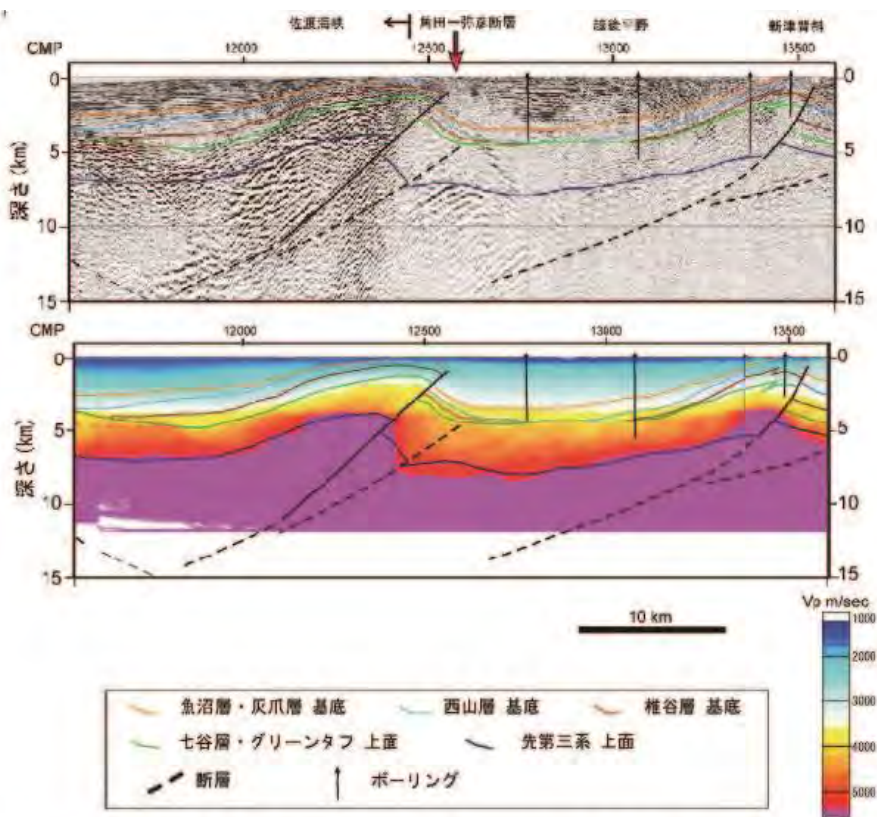


図 2-3-3 越後平野西縁から東縁にかけての地質学的解釈（佐藤ほか、2010）

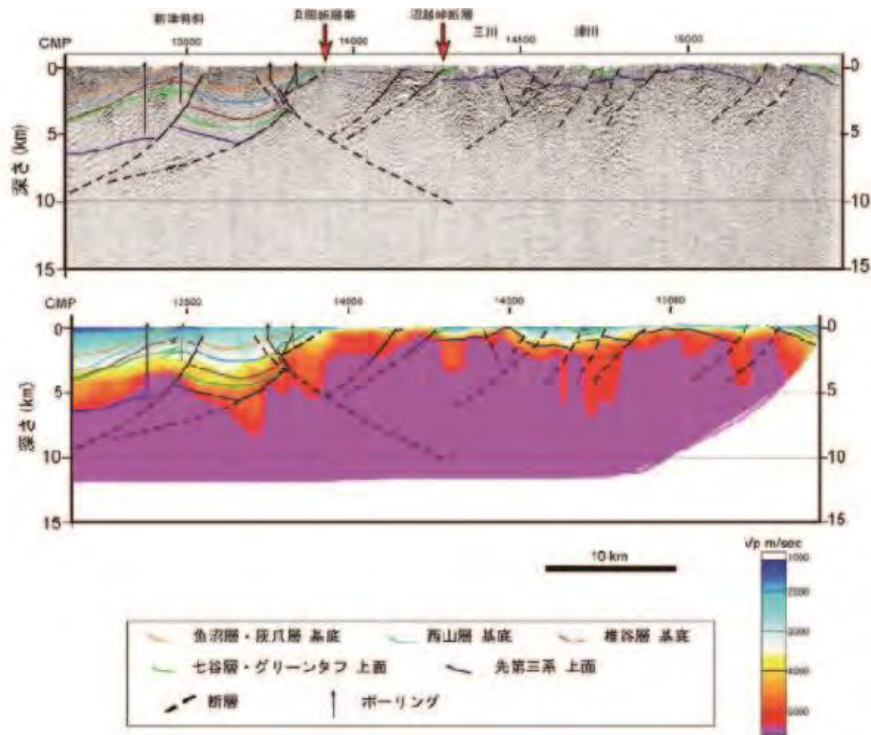


図 2-3-4 越後平野東縁から越後山脈にかけての地質学的解釈（佐藤ほか、2010）

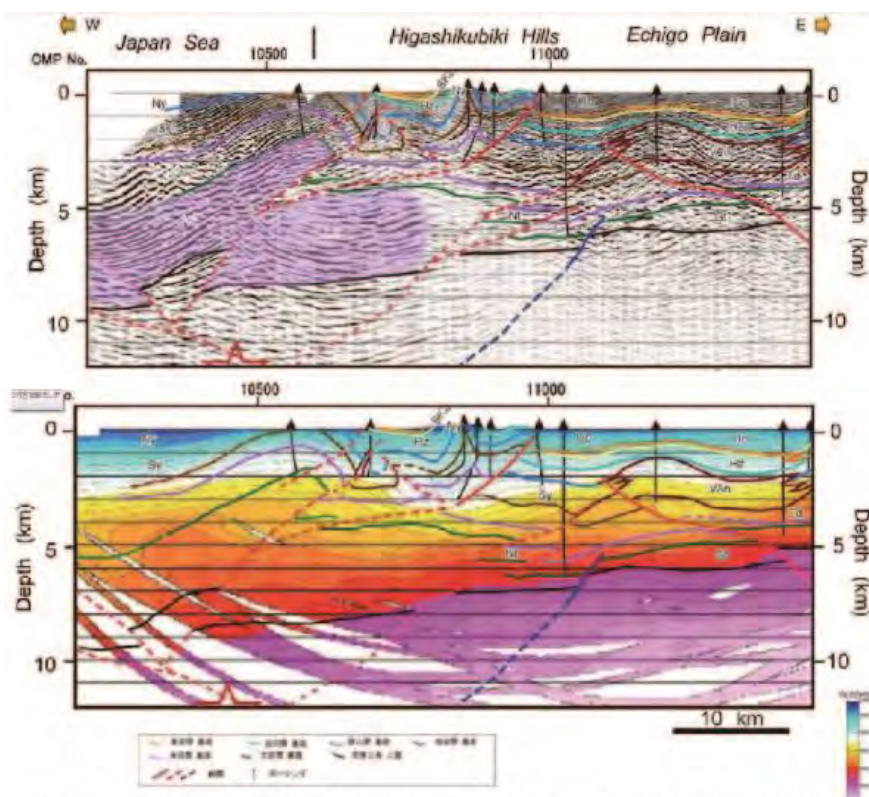


図 2-3-5 越後平野東縁から日本海にかけての地質学的解釈（佐藤ほか、2011）

参考文献

- Allen, S. J. (1980): Seismic method in fifty years of progress-A Review, 1930-1980. *Geophysics*, **45**, 1619-1633.
- Barr, F. J., and Sanders, J. I. (1989): Attenuation of water-column reverberations using pressure and velocity detectors in a water-bottom cable, *59th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 653-656.
- Beasley, C. J., Chambers, R. E., Workman, R. L., Craft, K. L. and Meister, L. J. (1997): Repeatability of 3-D ocean-bottom cable seismic surveys, *The Leading Edge*, **16**, 1281-1285
- 中部電力 (2009): 浜岡原子力発電所 3, 4 号機「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価に関わる報告 中越沖地震を踏まえた地価構造調査結果, 第 38 回地震・津波, 地質・地盤合同ワーキンググループ配布資料
<http://www.nsr.go.jp/archive/nisa/shingikai/107/3/038/38-5-1.pdf>
- Hendrics, J. D. and Plescia, J. B. (1991): A Review of the Regional Geophysics of the Arizona Transition Zone, *J. of Geophys. Res.*, **96**, 12,351-12,373
- 経済産業省 (2013): CCS 実証試験実施に向けた専門検討会 (第 1 回) - 配付資料
http://www.meti.go.jp/committee/kenkyukai/sangi/ccs/001_haifu.html
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・蔵下英司・加藤直子 (2010): 会津-佐渡測線地殻構造探査, ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 (平成 21 年度)成果報告書
http://www.hizumi.bosai.go.jp/pdf/report/H21/H21_3.2.1.pdf
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・石山達也・加藤直子 (2011): 東山-三島測線地殻構造探査, ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 (平成 22 年度)成果報告書, 182-227
http://www.hizumi.bosai.go.jp/pdf/report/H22/H22_3.2.1.pdf
- 石油公団石油開発技術センター(1996): 平成 8 年度石油開発技術センター年報
- Sheriff, R. E. and Geldart, L. P. (1982): *Exploration seismology*, Vol. 1 and Vol. 2, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- 奥田義久(1993): 第3章 音波探査技術, 海洋調査フロンティア～海を計測する～
- Vermeer, G. J. O. and Beasley, C. J. (2002): 3-D seismic survey design, geophysical reference vol. 12, Society of Exploration Geophysicists, 205p
- 山根照真・今野政明・藤田昌広・金田智久・阿部 進・青木 豊 (2000): 陸域・トランジションゾーン・浅海連続調査法について, 物理探査学会第 102 回 (平成 12 年度春季) 学術講演会講演論文集, 12-14

2-3-2 電気・電磁探査法

ここでは、これまでに沿岸域において実施された電気・電磁探査法の研究・適用についてまとめる。海陸接合を目的とした電気・電磁探査例は極めて少ないため、本節では、沿岸域における海陸接合電気・電磁探査の事例に加えて、沿岸域陸域、そして海域全般についても言及する。

上述のように陸海域を同時に探査・解析対象とする沿岸域電気・電磁探査法の例は極めて少ないが、電気探査法については国内ではTaniguchi et al. (2002)や上原ほか(2007)による海岸陸域から浅海底での連続的な海陸接合探査の事例がある。Taniguchi et al. (2006)では熊本県八代海の海岸において、電極10mのケーブル270m(28電極)を陸側120m、海側に150m展開しウェンナー法にて測定をおこない2次元解析を実施している。この場合探査深度は約50mと報告されている。上原ほか(2007)による沿岸域の海陸接合電気探査では水深40m未満の海域および連続する沿岸陸域に、海底側520m、陸域側360mの測線長で水平方向20mの電極間隔にて比抵抗トモグラフィ用の電極ケーブルを展開し、電気探査法を実施している(図3-2-2-1)。陸上に比べて測定される電位の大きさは1%程度であったが、海陸合わせての解析が可能であったと報告されている。解析は通常の陸上用電気探査法と同様に2次元解析を実施し、地下の比抵抗断面図を陸域から海域からまで連続的に作成している。探査深度については約40mであり、分解能を上げるためには電極間隔を小さくすることが必要だとしている。

一方、電磁探査については産総研が2007年度から実施してきた海陸接合MT法探査(Ueda et al., 2014)のように海底に電磁場受信器を設置して測定を行う手法の研究事例がある。具体的には陸域・深海域で利用されているMT法を浅海にも適用し、陸域から海域までのデータを同時に解析することで沿岸海陸域の連続的な地下比抵抗構造を推定するものである。浅海では主に水深が浅いことによる揺動ノイズが問題であり、これに対応するために自己浮上用のガラス球を用いずアンカーとケーブル・ブイを利用した投入・回収方式を採用することで装置の底床化を実現し(図3-2-2-2)、揺動ノイズを低減させた。この新型浅海用MT法装置を用いて、水深10mから60m程度の北海道幌延沿岸域における海陸接合MT法探査と、陸域から海域に連続する2次元解析が実施された(図3-2-2-3)。また、Ito et al. (2010)やAllah et al. (2013)は上原ほか(2007)の調査地域に近い九十九里浜において、陸上の接地電流電源ソースから送信した電磁場による地下の応答をヘリコプターに搭載した受信器を用いて時間領域で測定する陸上送信型空中過渡応答電磁探査法(GRAYTEM: Grounded Electrical-Source Airborne Transient Electromagnetic)探査(図3-2-2-4)を実施している。ヘリコプターを海岸線に直交する測線で飛行させ、連続的に海陸両域のデータ取得を行って、1次元及び3次元解析による海陸接合の比抵抗構造を推定している(図3-2-2-5)。

次に、陸域および海域における数多くの各種電気・電磁探査の適用例から、まず沿岸陸域での探査について国内の塩淡境界把握に係る調査を中心に述べる。沿岸陸域に分布する砂質層における探査として、前田・山田(1999)による宮城県南部での一次元電気探査、佐藤ほか(2000)の新潟市沿岸陸域での連続一次元電気探査、あるいは大年ほか(2006)による高知県沿岸陸域での電気探査がある。また堆積層や堆積軟岩を対象にした探査では、丸井ほか(2001)や高橋ほか(2001)が千葉県蓮沼地域で孔井間比抵抗トモグラフィを実施している。同じ地域では Mitsuhashi et al. (2006)がループループ法、TEM 法、AMT 法を実施している。AMT 法で広域かつ深部までの比抵抗構造を把握し、TEM 法により塩淡境界に関係する領域でより詳細かつ浅部の調査を実施し、さらに浅部は測定効率に優れたループループ法で極浅部の地下比抵抗構造を推定している。これらの手法の探査領域、深度が重なる部分で、それぞれの結果を比較した結果、良好な一致を示すことが明らかにされた。火山性堆積物や泥岩を対象にした陸域調査事例では地表孔井間比抵抗トモグラフィが丸井ほか(2001)によって北海道利尻島で実施されている。

次に、海域(特に浅海域)における電気・電磁探査法の研究・調査事例を挙げる。まず、沿岸浅海域での電気探査では、例えば井上ほか(2003, 2005)の富山県黒部川沖における曳航型電気探査による探査(図3-2-2-6)がある。具体的には、開発された装置の仕様、解析の方法、適用例として海底湧水探査、堤防基礎調査、海底遮水層の探査が報告されている。開発された海底電気探査は、浅海部での探査が可能なることに加え、音波を散乱するような海底地質でも深部まで探査が可能であるといった利点を持っているとされている。また、熊本県八代海では、前述のTaniguchi et al. (2002)による海陸接合電気探査以外にも御園生ほか(2012)が曳航型電気探査、西来路・徳永(2004)が熱赤外線画像による調査事例を紹介している。そのほか、海底、特に浅海域での MT 法受信装置に関して、吉村ほか(2004, 2006)の開発事例があり、浅海で使用可能な海底 MT 法電磁探査装置の開発が報告されている。ここで、浅海域では波浪の影響がノイズとなるが、0.1Hz を中心とする狭帯域に影響が現れることを明らかにした。そこで、MT 法測定装置を低床化し、波浪ノイズの低減を図っている。また、海岸線近傍では、さらに波浪の影響が大きくなるため、電極アレイをケーブルに装着する方式が採用されている。吉村ほか(2006)では、この浅海用 MT 法受信装置を地層処分候補地の評価を念頭にカリフォルニア州モンテレー湾にて実施テストを行っている。テストの結果、過去の調査では推定に留まっていた断層の性状を把握することができたとしている。

一方、深海域における電磁探査の研究・適用事例としては、例えば地球物理学的調査では、80 年以上前にイングランドの Cornish 沿岸での直流電気探査法が研究されたが、海洋電磁探査の発展は1970 年代より国内外で主に地殻構造の調査によるものが大きい。例えば、Sinha et al. (1990)やChave et al. (1991)による海底下構造の調査、そして海洋リソスフェアや中央海嶺の拡大活動に関する研究(Young and Cox (1981); Evans et al. (1994); Constable and Cox (1996); MacGregor et al. (1998, 2001); Kaya et al.

(2013); Key (2011); Key et al. (2013)) が代表例である。次の進展は1990年代後半から2000年代前半の海底石油ガス探鉱への適用が重要である。主に深海(一般的には水深300m以深)において人工信号源を用いる海底電磁探査法として, Constable and Srnka (2007); Constable et al. (1998); Hoversten et al. (1998), MacGregor et al. (2000); Eidesmo et al. (2002); Ellingsrud et al. (2002)など精力的な研究と商用利用への普及が進んだ。深海に比べ, 300m以浅の一般的に浅海と呼ばれる領域については発表された研究は少なく, 例えば Andréis and MacGregor (2008); Hoversten et al. (2000); Mittet and Morten (2013); Weiss (2007)などがある。海域における電気電磁探査法全般についてはConstable (1990), 笠谷他 (2006)や後藤他(2009)に詳しいレビューが, また2000年代の石油探鉱における海底人工信号源電磁探査についてはConstable (2010)に詳しくまとめられているので参照されたい。

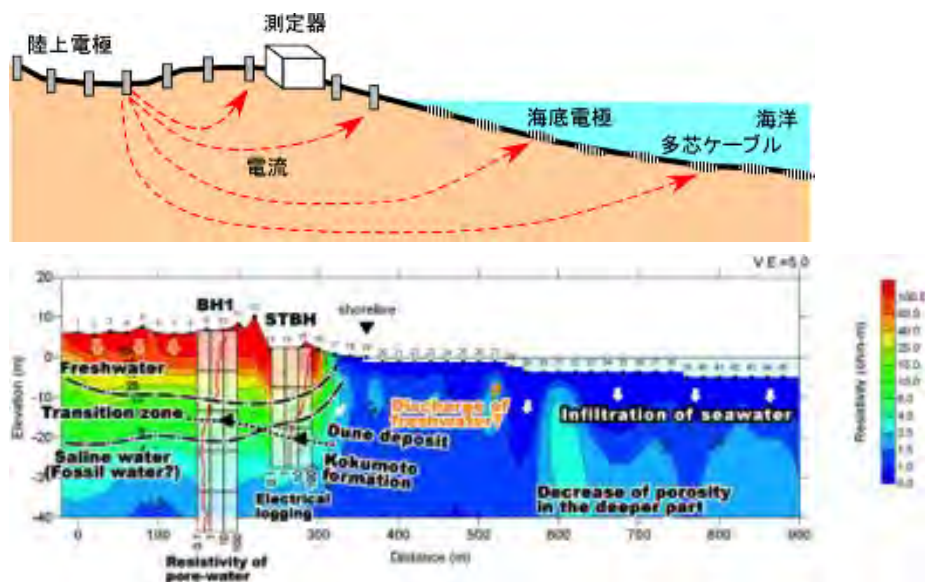


図3-2-2-1 九十九里浜沿岸域で実施された多芯ケーブル敷設式陸上-海底電気探査法測定の(上)測定概念図と(下)取得データから推定された地下比抵抗断面図(上原ほか, 2007より)。



図3-2-2-2 浅海域用海底電磁探査法装置 (Ueda et al. (2014)より)

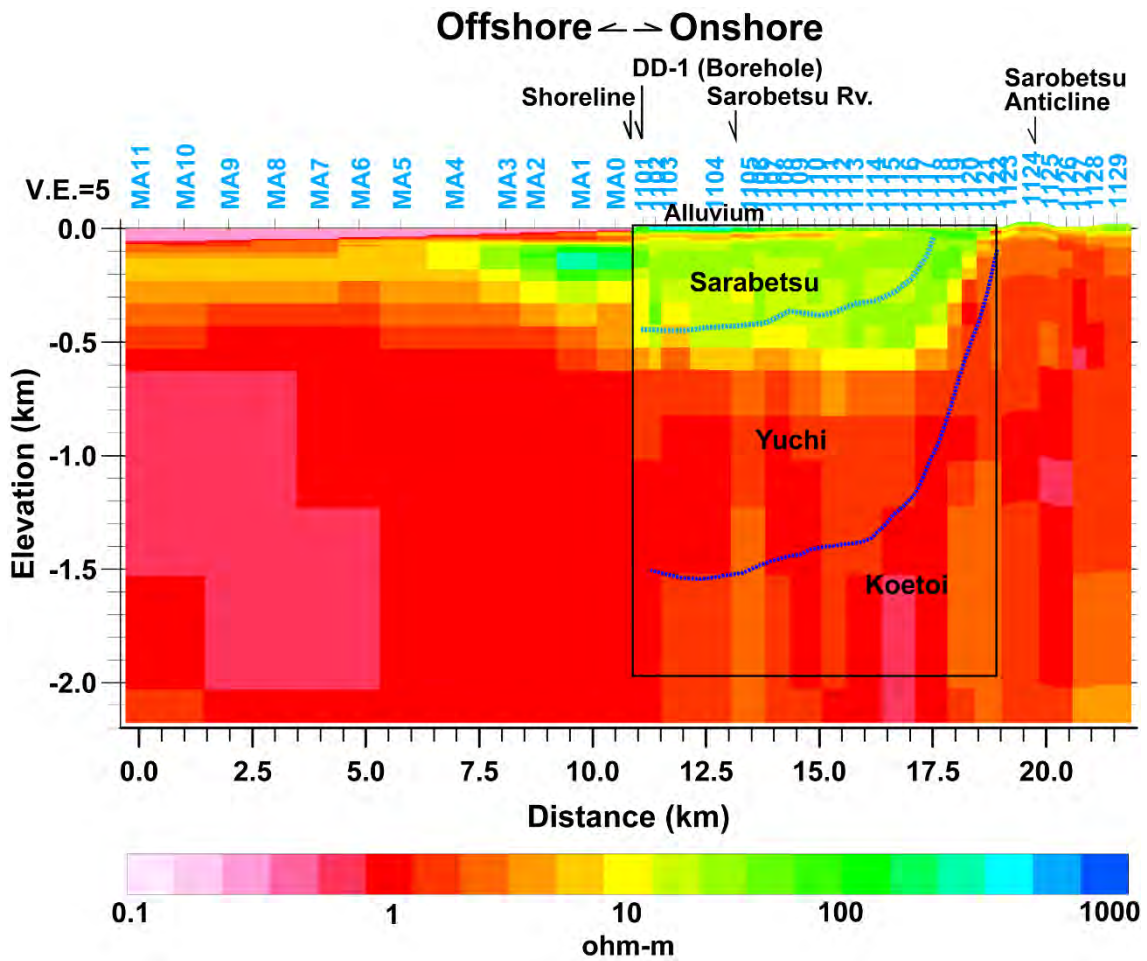


図3-2-2-3 海陸接合電磁探査による幌延沿岸域の2次元比抵抗解析結果 (Ueda et al. (2014)より)

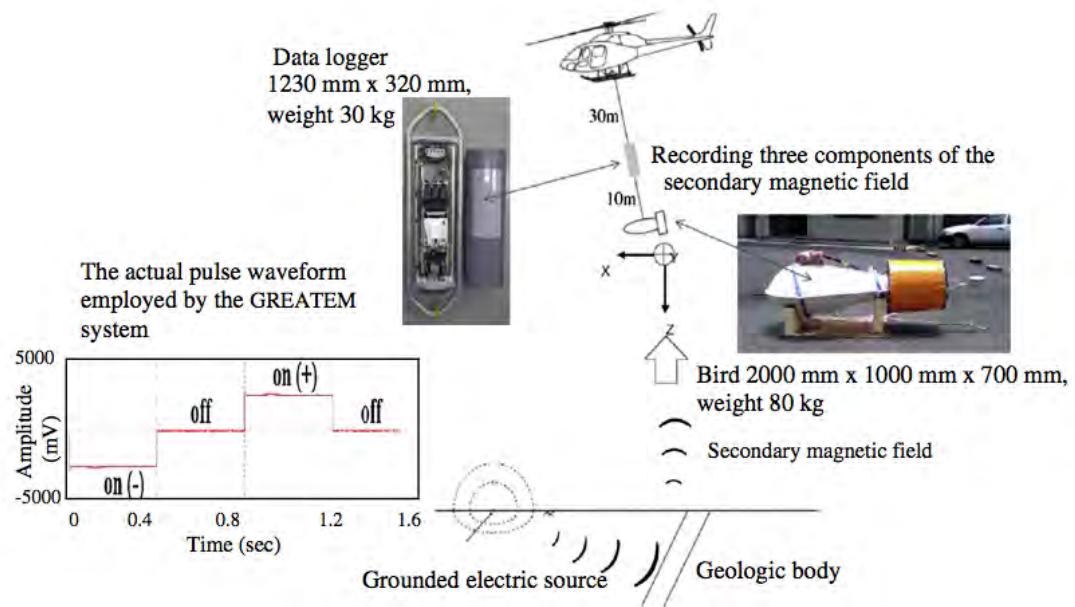


図3-2-2-4 陸上送信，空中（ヘリコプター）受信による電磁探査法（GRAYTEM）の概略（Allah et al. (2013)より）

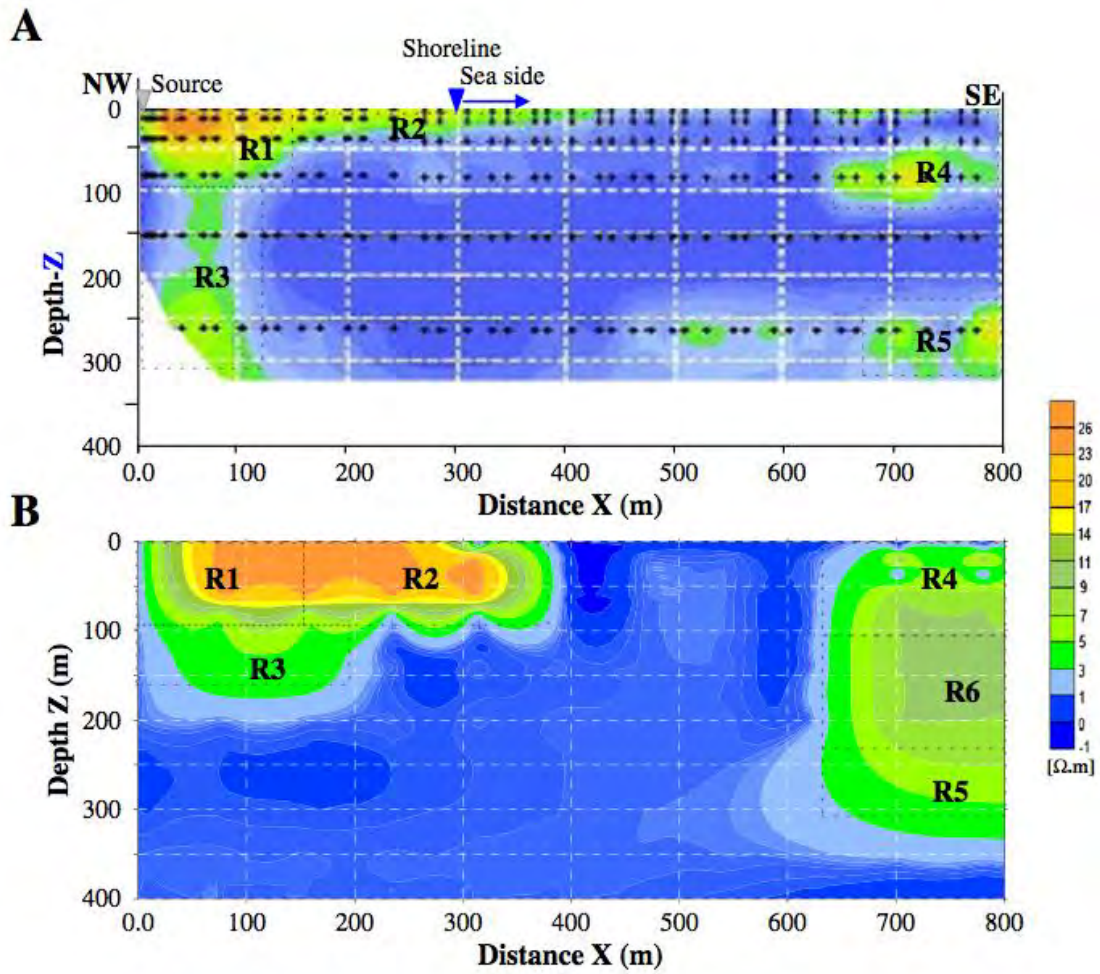


図3-2-2-5 GRAYTEMによる千葉県九十九里浜における海陸接合電磁探査法の(A)1次元および(B)3次元解析結果 (Allah et al. (2013)より)

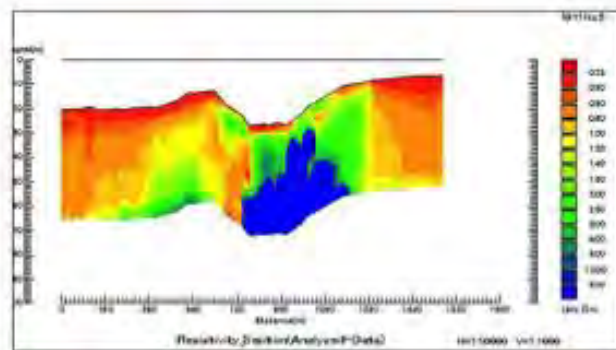
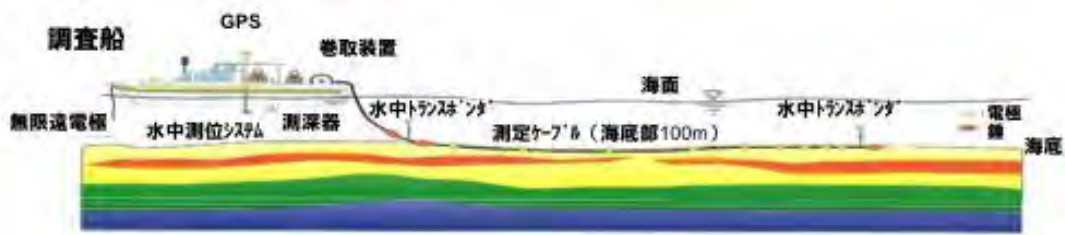


図3-2-2-6 ケーブル曳航式電気探査法の(上)測定システム断面図と(下)熊本県日奈久断層延長部沖合での調査で得られた比抵抗断面図(井上, 2005より)。日奈久断層に沿って山地から淡水が供給され, 陥没地形を成す海底面から淡水が湧出している可能性を示唆している。

参考文献

- Allah A., S., Mogi, T., Ito, H., Jomori, A., Yuuki, Y., Fomenko, E., Kiho, K., Kaieda, H., Suzuki, K., Tsukuda, K., 2013. Three-dimensional resistivity characterization of a coastal area: Application of Grounded Electrical-Source Airborne Transient Electromagnetic (GREATEM) survey data from Kujukuri Beach, Japan. *J. Appl. Geophys.* 99, 1–11.
- Andréis, D., MacGregor, L., 2008. Controlled-source electromagnetic sounding in shallow water: Principles and applications. *Geophysics*, 73, F21–F32.
- Chave, A. D., Constable, S.C., Edwards, R.N., 1991. Electrical exploration methods for the seafloor, in: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics*, vol. 2: Applications part B, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 931–966.
- Constable, S. C., 1990. Marine electromagnetic induction studies, *Surveys in Geophysics*, 11, 303–327.
- Constable, S. and C. Cox, 1996, Marine controlled source electromagnetic sounding - ii: The PEGASUS experiment: *Journal of Geophysical Research*, 97, 5519– 5530.
- Constable, S. C., Orange, A.S., Hoversten, G.M., Morrison, H.F., 1998. Marine magnetotellurics for petroleum exploration Part 1: A sea-floor equipment system. *Geophysics*, 63, 826–840.
- Constable, S. C., Srnka, L. J., 2007. An introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration. *Geophysics*, 72, WA3–WA12.
- Constable, S. C., 2010. Ten years of marine CSEM for hydrocarbon exploration. *Geophysics*, 75, 75A67–75A81.
- Eidesmo, T., S. Ellingsrud, L. M. MacGregor, S. Constable, M. C. Sinha, S. E. Johansen, F. N. Kong, and H. Westerdahl, 2002, Sea Bed Logging (SBL), a new method for remote and direct identification of hydrocarbon filled layers in deepwater areas: *First Break*, 20, 144–152.
- Ellingsrud, S., T. Eidesmo, S. Johansen, M. C. Sinha, L. M. MacGregor, and S. Constable, 2002, Remote sensing of hydrocarbon layers by seabed logging (SBL): Results from a cruise offshore Angola: *The Leading Edge*, 21, 972–982.
- Evans, R. L., M. C. Sinha, S. Constable, and M. J. Unsworth, 1994, On the electrical nature of the axial melt zone at 13 on the east pacific rise: *Journal of Geophysical Research*, 99, 577–588.

- 後藤忠徳, 桜井紀旭, 高木亮, 笠谷貴史, 2009. 海底電磁探査の近年の進歩とメタンハイドレート 検出への適用. 地学雑誌 118, 935-954.
- Hoversten, G. M., Morrison H. F., Constable, S. C., 1998. Marine magnetotellurics for petroleum exploration Part 2: Numerical analysis of subsalt resolution, *Geophysics*, 63, 826-840.
- Hoversten, G. M., Constable, S. C., Morrison H. F., 2000. Marine magnetotellurics for base-of-salt mapping: Gulf of Mexico field test at the Gemini structure, *Geophysics*, 65, 1476-1488.
- 井上誠, 徳永朋祥, 茂木勝郎, 浦越拓野, 戸井田克, 張勁, 松井喜治, 2003, 黒部川扇状地沖合の海底電気探査結果について, *情報地質*, 14, 144-145
- 井上誠, 2005, 海底電気探査システムの開発と適用事例, *物理探査*, 58, 241-250.
- Ito, H., Mogi, T., Jomori, A., Yuuki, Y., Kiho, K., Kaieda, H., 2011. Further investigations of underground resistivity structures in coastal areas using grounded-source airborne electromagnetics. *Earth, Planets Sp.* 63, e9-e12.
- 笠谷貴史・後藤忠徳・高木亮, 2006, 海洋における地殻構造探査のための電磁場観測技術とその動向, *物理探査*, 59, 585-594.
- Kaya, T., Kasaya, T., Tank, S.B., Ogawa, Y., Tuncer, M.K., Oshiman, N., Honkura, Y., Matsushima, M., 2013. Electrical characterization of the North Anatolian Fault Zone underneath the Marmara Sea, Turkey by ocean bottom magnetotellurics. *Geophys. J. Int.* 193, 664-677.
- Key, K., 2011. Marine Electromagnetic Studies of Seafloor Resources and Tectonics. *Surv. Geophys.* 33, 135-167.
- Key, K., Constable, S., Liu, L., Pommier, A., 2013. Electrical image of passive mantle upwelling beneath the northern East Pacific Rise. *Nature* 495, 499-502.
- MacGregor, L. M., S. Constable, and M. C. Sinha, 1998, The RAMESSES experiment - iii: Controlled source electromagnetic sounding of the Reykjanes Ridge at 57°45'N: *Geophysical Journal International*, 135, 773-789.
- MacGregor, L. M. and M. C. Sinha, 2000, Use of marine controlled source electromagnetic sounding for sub-basalt exploration: *Geophysical Prospecting*, 48, 1091-1106.

- MacGregor, L. M., M. C. Sinha, and S. Constable, 2001, Electrical resistivity structure of the Valu Fa Ridge, Lau basin, from marine controlled source electromagnetic sounding: *Geophysical Journal International*, 146, 217–236.
- 前田修吾, 山田毅, 1999, 宮城県南部海岸平野での電気探査による塩水地下水分布状況の推定, 全地連技術フォーラム99講演集, 10-13.
- 丸井敦尚, 今村杉夫, 林武司, 2001, 浅海部の海底湧出地下水と塩淡境界形状の関係に基づく地下水流動研究, 月刊地球, 23, 867-873 .
- 御園生敏治, 麻植久史, 小池克明, 嶋田純, 吉永徹, 井上誠, 2012. 電気探査法による有明・八代海の海底浅部の地質構造のイメージングと地下水湧出経路推定への応用. *応用地質* 53, 235–244.
- Mitsuhata, Y., T. Uchida, K. Matsuo, A. Marui, K. Kusunose, 2006, Various-scale electromagnetic investigations of high-salinity zones in a coastal plain: *Geophysics*, 71, B167–B173.
- Mittet, R., Morten, J. P., 2013. The marine controlled-source electromagnetic method in shallow water. *Geophysics*, 78, E67–E77.
- 西来路正彦, 徳永朋祥, 2004, 海底地下水湧出の探査手法. 日本応用地質学会平成16年度研究発表会講演論文集, 229-232.
- 大年邦雄, 安元純, 藤原拓, 2006, 電気探査比抵抗法による塩水侵入深の推定値と電気伝導度との対応, 地下水学会誌, 48, 169-181.
- 佐藤朗, 坂東和郎, 嶋田純, 2000, 高密度電気探査による海岸線の塩淡境界の構造把握, 日本応用地質学会研究発表会講演論文集.
- Sinha, M. C., P. D. Patel, M. J. Unsworth, T. R. E. Owen and M. G. R. MacCormack, 1990, An active source electromagnetic sounding system for marine use: *Marine Geophysical Research*, 12, 29-68.
- 高橋進, 東宏幸, 今村杉夫, 丸井敦尚, 2001, 物理探査・検層による沿岸地域における地下水の塩淡境界把握手法の適用例, 物理探査学会学術講演会講演論文集.
- Taniguchi, M., Burnett, W.C., Cable, J.E., Turner, J. V., 2002. Investigation of submarine groundwater discharge. *Hydrol. Process.* 16, 2115–2129.
- 上原大二郎, 菊池晃, 田中篤史, 勝田充, 永川誠, 大熊勝, 渡辺京志, 光畑裕司, 2007. 九十九里浜沿岸地域における陸上－海底横断電気探査法の適用. *物理探査* 60, 489–500.
- Ueda, T., Mitsuhata, Y., Uchida, T., Marui, A., Ohsawa, K., 2014. A new marine magnetotelluric measurement system in a shallow-water environment for hydrogeological study. *Journal of Applied Geophysics*, 100, 23–31.
- 吉村公孝, 山根一修, Steven Constable, Arnold Orange, 2004, 浅海域での電磁法調査の問題点と対策試案, *物理探査*, 57, 383-394.

- 吉村公孝, 大久保秀一, 山根一修, 2006, 海底電磁法探査による伏在断層や地下水理情報の取得可能性について, 地学雑誌, 115, 400-415
- Young, P. D. and C. S. Cox, 1981, Electromagnetic active source sounding near the east pacific rise: Geophysical Research Letters, 8, 1043-1046.
- Weiss, C.J., 2007. The fallacy of the “shallow-water problem” in marine CSEM exploration. Geophysics, 72, A93–A97.

2-4 富士山・駿河湾地域の地形地質

2-4-1 富士山・駿河湾地域の地形概要

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 3,776m 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。以下に、研究対象地周辺の地形概要を記載する。

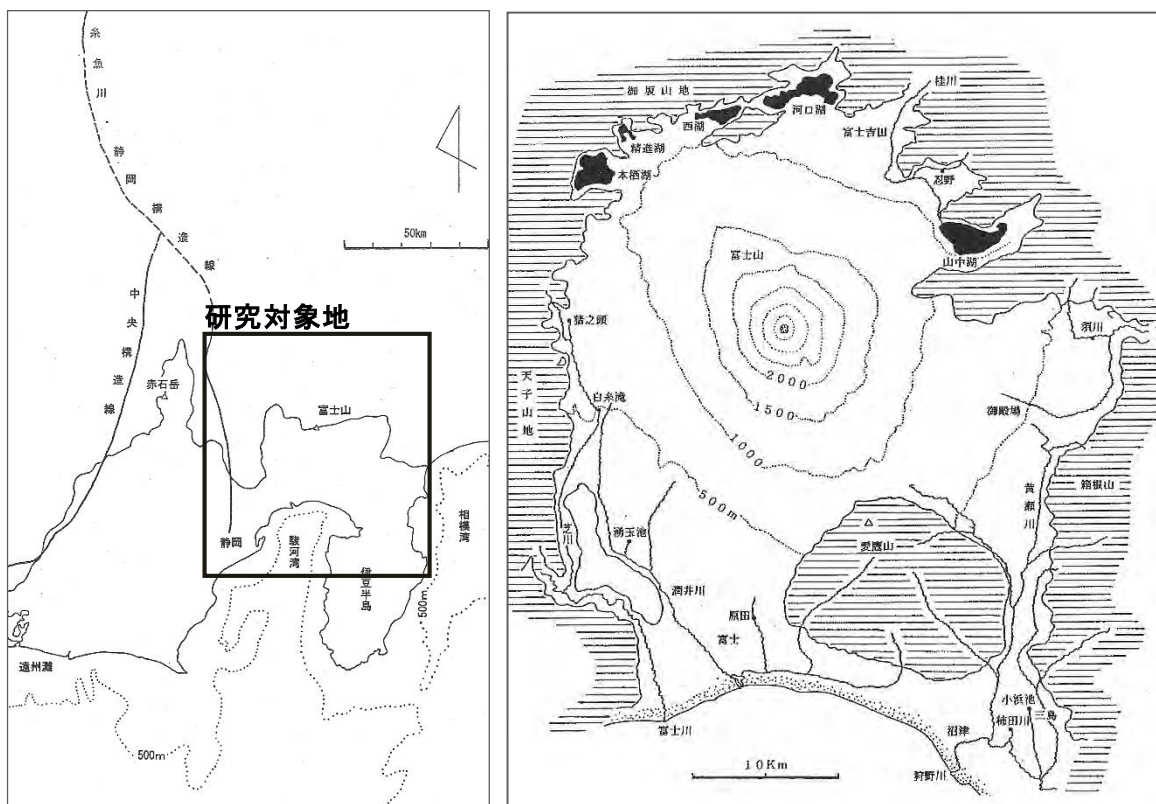


図 2-4-1 研究対象地位置図及び研究対象地周辺の地形概念図（土，2001）

(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 3,776m、底面の直径は約 35～45km、底面積は 873km²、体積は 1,500km³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)。

(2) 火山麓扇状地

富士火山の山体には浸食作用により多くの谷が発達し、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）。

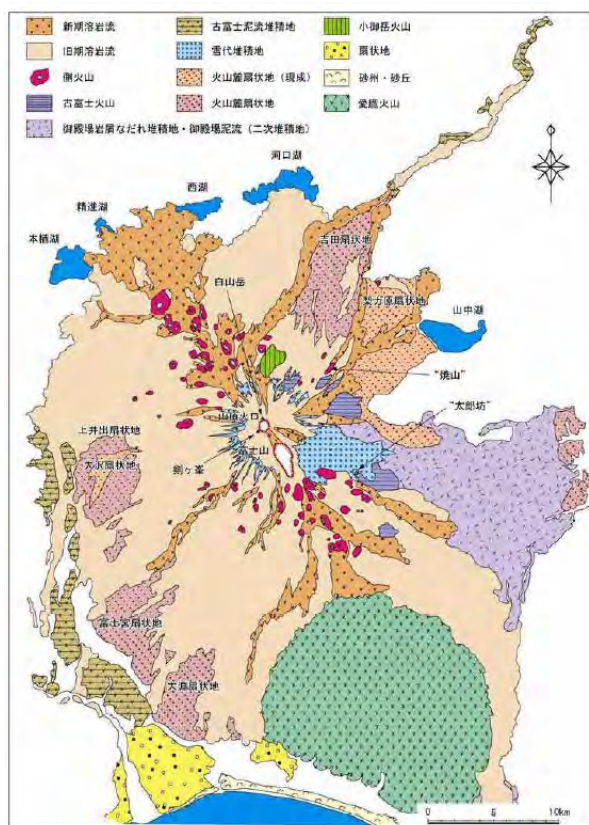


図 2-4-2 富士山麓周辺の地形区分図（国土地理院，2003）

(3) 御坂山地

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、堰き止め湖である河口湖、西湖、精進湖、本栖湖があり、北麓は甲府盆地に下る。山地の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 1,200～1,700m 級の峰や尾根が本栖湖付近まで続く。以西で富士川に向かって低くなるが、本栖湖の南西方では高度を増して南北方向の天守山地に連なる（松田，2011）。

(4) 天守山地

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。山地の北部に最高峰の毛無山（標高 1,945m）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）。

（5）丹沢山地

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 1,383m）や三国山（山頂標高 1,343m）などの 900～1,400m 前後の稜線が東西方向にのびる（松田，2011）。

（6）愛鷹火山

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 1,504m 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）。

（7）箱根火山

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 $20 \times 15 \text{km}^2$ である。最高峰は神山の 1,438m 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、新时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）。

（8）富士五湖

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 5,000 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、現在の富士五湖が形成された（濱野，1992）。

（9）主要河川

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。

(10) 駿河湾

駿河湾は、富山湾・相模湾ともに、湾奥まで1,000m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、石花海盆、駿河湾中央水道からなる。

駿河湾沿岸域の海底地形については、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150/1,000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1,300m、湾口部では2,500m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）。

2-4-2 地質概要

(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侵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2-4-1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 2-4-1 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 | 沖積層 | 泥 質 | a | 泥・砂・礫 |
| | | | 礫質堆積物 | ag | 礫・砂 |
| | | | 砂質堆積物 | as | 砂 |
| | 新 | 泥流堆積物 | | mf | 砂礫 |
| | | 火山泥流堆積物 | | vmf | 火山砂礫・砂 |
| | 世 | 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 | |
| | | 西柱層群 | 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 2-4-3，地質層序ならびに地質形成年代を表 2-4-2 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。

表 2-4-2 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 | |
|---------------------------------|------------|---------------------|-------|---------------------|-------------------|---------------|
| 完 新 世 四 紀 | 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 | |
| | 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 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 | | |

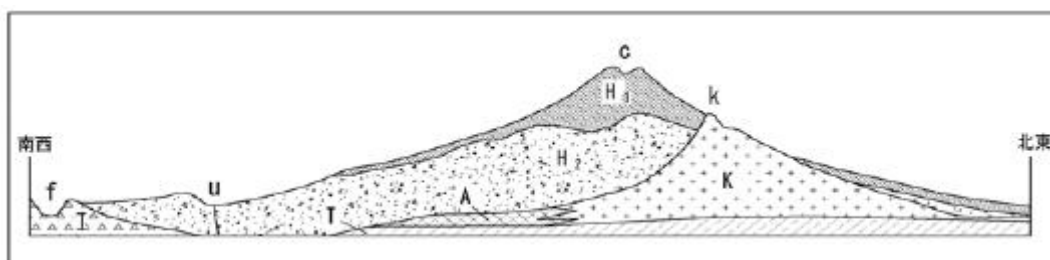


図 2-4-3 富士火山の地質構造概念図（津屋（1940）を一部加筆修正）

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

(3) 各地質の特徴

1) 新第三紀中新世中期（西八代時代）

新第三紀中新世中期（17－11。8Ma）は、西八代層群が堆積した時代である。この時代に、富士火山の基盤地域を含む南部フォッサマグナ全域は、広く深い外洋性の海域であったと考えられている（尾田・他，1987）。この時代の堆積物には、サンゴや大型有孔虫を含む浅海堆積物が稀に含まれるため、火山体の一部は一時海上に現れたことがあったと思われるが、概して地層は深海の堆積物である。水深は大部分の海域で2,000mかそれ以上、糸魚川－静岡構造線に近い西部地域では約4,000mと推定されている（Akimoto, 1991）。本州に由来する粗粒の碎屑物はこの時代にほとんど含まれていない。この時代の地層の厚さは数千

mもあり、全域が厚い海成層の堆積をもたらすような沈降域であったと推察される（島津・他，1976；天野・他，1995）。

2) 新第三紀中新世後期（富士川時代前期）

富士川時代前期（11.8–5.5Ma）は、富士川層群下位層であるしもべ累層と身延累層が堆積した時代である。この時期になると、天守山地および御坂山地周辺地域でも地層の中に関東山地起源の碎屑物（陸性碎屑物）が認められる。しもべ累層や河口湖累層（とくに白滝火山角礫岩層）には各種の火山岩の砂や礫が含まれており、関東山地だけではなく御坂地域の一部も陸上化し浸食されるようになったと推定される（松田，1958；松田，1984a；Soh，1986）。

また、この時期の地層は御坂山地–富士川谷北部でほぼ東西性の褶曲作用が進行しており、地層の厚さが向斜部で厚く、背斜部で薄いという特徴をもつ（松田，1958）。

この時期の海域は御坂地域の一部を除いてそれ以南の広い範囲に広がっており、その海の天守地域と御坂地域東南縁との間（現在の河口湖–本栖湖南の富士裾野北西部）には、三ツ峠–足和田山付近から天守地域にいたる海底チャネル（天守–三ツ峠チャネル）があって、関東山地起源の礫が大量に天守–富士川地域へ運ばれたと考えられる。このチャネルの充填堆積物が顕著に暑く、それが重力の負異常として現れていると推察される（松田，2011）。

3) 新第三紀鮮新世（富士川時代後期）

富士川時代後期（5.5–2.0Ma）は、富士川層群上位層である曙累層（松田，1958）あるいは浜石岳累層（杉山・下川，1990；柴，1991）の堆積時代である。曙累層は下位から安山岩質の鳥森火砕岩、貝化石を産する静川砂岩、粗粒の曙礫岩からなる。この曙累層は富士川谷北部まで分布し、比較的浅海の貝化石のほか外洋性の浮遊性有孔虫などを含むので、当時、富士川は最奥部まで駿河湾からの海流が入り込む外湾であったと考えられる。富士川谷の東部に立つ南北に長い天守山地は富士川谷北部（現在の駿河湾沿岸から北方約40km）を内湾化するほどに陸地化していなかったと推定される（松田，2011）。

この時期の礫質堆積物は、富士川谷北部（曙礫岩）から南部（浜石岳礫岩–川合野礫岩など）まで分布し、いずれの礫岩にもかなりの量の花崗岩礫と火山岩礫が含まれている。

曙礫岩はその礫種や古流向から北–西方（赤石山地・巨摩山地）から運ばれたものと推定されている（松田，1961；高木・岡田，1987）。一方、富士川谷南部の礫岩にも同様に多くの花崗岩礫と火山岩礫が含まれているが、これらの起源が西方（赤石山地南部）から由来したとは考えにくいので、北東方（御坂山地や丹沢山地方面）から運ばれたものと考えられ、当時、西桂方面から富士山の基盤地域を斜断して大量の礫を富士川谷に運び込んだチャネル（浜石岳–桂川チャネル）が存在していたと解釈される。浜石岳期の堆積物に相当する西桂地域の桂川礫岩や落合礫岩は主に関東山地起源のものであるため、この当時、

丹沢地域の少なくとも一部は陸地になっていたと解釈される（松田，2011）。

4) 第四期前期（更新世前期）

第四紀には富士火山の基盤地域の周辺は陸地となり，海成層を含む更新世前期の地層はわずかに富士火山南西麓の蒲原礫岩（津屋，1940；Yamazaki，1992）と丹沢山地南側の足柄層群とされる（別所礫岩も蒲原礫岩に含める）。蒲原礫岩と足柄層群最上部は河口性の堆積相を示しているため，その北側に広がる富士火山の基盤地域は丹沢地域を含めてほぼ全域陸地になっていたと推定される。蒲原礫岩と足柄層群はその南側の海の縁辺部の堆積物であり，両者は図 2-4-13 に示すように愛鷹火山の地下で連続していると考えられる（松田，2011）。

5) 箱根古期外輪山

箱根古期外輪山は，現在の山麓斜面を延長して，元の山体を復元すると，山頂標高約 2,700m，体積 130km³ 前後の巨大な円錐形火山であると推察されている。古期外輪山は，1/3 が溶岩，2/3 が火砕岩から構成される成層火山であり，その地質は，基底部には 200m の厚さの玄武岩質溶岩や集塊岩であるが，大部分は塩基性～中性の安山岩であり，多数のデイサイト質軽石層をはさんでいると考えられている。

古期外輪山ならびに新期外輪山を含む箱根火山噴出物の地質年代は，約 50～5.0 万年前頃と推定されている（日本の地質「関東地方」編集委員会編，1986）。

6) 愛鷹火山

愛鷹火山は，富士南東麓に位置しており，火砕物と溶岩からなる山頂標高 1,504m の成層火山である。山体中央部に爆裂火口があり，開析作用が進んでいる。愛鷹火山の地質は，侵食期をはさんで古期玄武岩層と新期安山岩層に区分できると考えられている。

古期玄武岩層は，愛鷹火山体に広く分布し，最下部凝灰角礫岩，中部凝灰角礫岩，上部玄武岩層に区分される。これらはいずれもソレイト質岩系のかんらん石玄武岩，普通輝石玄武岩からなる。

新期安山岩層は，山頂付近に分布し，下部は複輝石かんらん石玄武岩，中・上部は複輝石安山岩・角閃石複輝石安山岩質の黒岳溶岩などからなる。これらの岩石はいずれもカルクアルカリ岩系である。愛鷹火山噴出物の地質年代は，約 40～10 万年前頃と推定されている（日本の地質「中部地方 I」編集委員会編，1988）。

7) 小御岳火山・先小御岳火山

小御岳火山は，富士火山体北斜面の標高約 2,300m 付近に山頂部のみが現われている伏在火山であり，頂上部が北東にひらいた直径約 1.4km の馬蹄形の火口をもつ成層火山である。地質は，安山岩質溶岩，集塊岩，火山礫，シルト等の互層からなる。

小御岳火山の岩石は、斜長石斑晶の多いかんらん石を含む複輝石安山岩で、石基にはピジョン輝石と少量のシリカ鉱物が含まれる。小御岳火山の活動時期については、侵食が進んでいることと、構成岩石が愛鷹火山の古期玄武岩層のものと類似していることから、約70～10万年前と推定されている（日本の地質「中部地方Ⅰ」編集委員会編，1988）。

8) 古富士火山

古富士火山は、小御岳火山の活動がおさまりに、侵食期をはさんで噴火活動が始まり、その噴出物が小御岳火山を広く覆うことで形成された。古富士火山噴出物によって、標高約3,000mに達する大型の火山体ができあがった。そののち、爆裂と侵食によって、約2,700mまで低くなるとともに火口が拡大した。現在では新富士火山噴出物の下に、そのほとんどが伏在する。火山体は現在の山頂噴火口の下に噴火口をもった截頭円錐形の成層火山である。

古富士火山噴出物には、火山泥流堆積物、砂、火山角礫岩、火砕流堆積物などが多く、溶岩流は中腹の一部にみられるに過ぎない。これらの火砕物や溶岩の岩質は、複輝石かんらん石玄武岩である。

活動時期は、約10～1.7万年前と推定されている。古富士火山噴出物の地質年代は約10～3.0万年前頃、古富士泥流堆積物は約3.0～1.7万年前頃と考えられている（日本の地質「中部地方Ⅰ」編集委員会編，1988）。

9) 新富士火山

新富士火山は、古富士火山の活動が終わった後に、小御岳・古富士火山の両火山体を覆って中心火口から四方の山腹に玄武岩質溶岩を流出して成長した成層火山である。山頂には周囲3km、深さ約220mの噴火口がある。噴出物は山体上部で厚く、下部で薄い。溶岩類を主体とし、火砕物は相対的に少ない。溶岩類は、噴出時期の違いにより旧期、中期、新期に区分される。いずれも高アルミナ玄武岩ないしそれにちかいものである。

旧期溶岩類は、西麓から南西麓にかけてとくに広く分布する。大淵溶岩流、富士宮溶岩流、三島溶岩流、猿橋溶岩流などが代表的なもので、とくに、三島・猿橋溶岩流は遠方まで流下している。溶岩の多くは、5～10mm大の灰長石～曹灰長石の巨晶をふくむかんらん石玄武岩であり、そのほかにも輝石かんらん石玄武岩や無斑晶質玄武岩がみられる。旧期溶岩類の地質年代は、1.5万年～5,000年前頃と推定されている。

中期溶岩類は、標高1,500mより高い部分を形成し、複輝石かんらん石玄武岩が多いが、山頂火口周辺には複輝石玄武岩質の溶岩もみられる。中期溶岩類の地質年代は、4,000～1,600年前頃と推定されている。

新期溶岩類は、山頂火口やその周辺の割れ目から噴出し、火山体の斜面に沿って幅広く、あるいは侵食谷に沿って細長く分布している。岩質は中期溶岩類とほぼ同じであり、複輝石かんらん石玄武岩が多く、複輝石玄武岩溶岩もみられる。新期溶岩類の地質年代は、約

1,600年前以降と考えられている（日本の地質「中部地方Ⅰ」編集委員会編，1988）。

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.
- 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，古関一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 一静岡県地質図 20 万分の 1（2001 年改訂版）説明書一，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，大宮町地域の地質，地震研彙報，18，pp.419-445.
- 津屋（1971）：富士山の地形地質，「富士山」一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，富士山ーその自然のすべてー，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 ー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.

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.

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.

2-5 駿河湾地域の水文環境

2-5-1 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に関する取りまとめを行う。

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に定義は、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示している（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る。岳南地域における塩水化は 1950 年代にすでに報告されており、旧地質調査所（現（独）産業技術総合研究所）が静岡県とともに 1955 年に塩水化の要因把握に関する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いる。彼らは、水質データ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。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 年に淡水だった地下水（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、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、淡水化できる目途のついた 1978 年に調査を終了した。一連の地下水質調査研究の中身については尾崎（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詳細な検討をおこなった。池田（1995）は、過去における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。その後、本地域における塩水化の研究は行われておらず、Tasaki *et al.*（2011）における放射性塩素同位体（ ^{36}Cl ）を用いた地下水年代測定研究によって、滞留時間はおよそ 30 年程度であることが示された。

2-5-2 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 2,300km² を指し、最大水深は 2,500m の海域を指す（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%が観測され最低値となる一方、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/m³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 m³/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、4.7–180×10⁻⁷m/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 mm/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湧出している可能性を示唆した。

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。

引用文献

- 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—富土地域—, 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.
- 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.
- 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) 駿河湾の海流 (特に湾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.
- 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. *Groundwater*, **49** (6) , 891-902.

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>

第3章 沿岸域地質構造評価技術の開発 (物理探査の研究)

第3章 沿岸域地質構造評価技術の開発（物理探査の研究）

沿岸域海底下の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た。

弾性波探査法の開発においては、海底下の地質構造を把握し、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。まず、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質構造をより詳細に把握するための調査技術開発のため、沿岸陸域から浅海域を対象とした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の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。そのために、昨年度作成した当該地域の三次元弾性体グリッドモデルを更新し、それを用いた数値シミュレーション、データ処理、データ取得仕様の比較検討を実施した。

電磁法探査においては、浅海用海底電磁探査法装置で取得したデータの解析・解釈のための比抵抗モデル計算やインバージョン(逆解析)用の数値解析ソフトウェア入出力(比抵抗モデル・送受信配置など)作成支援ソフトを整備し、一連の数値解析・処理作業の効率化・迅速化を図った。

3-1 海域弾性波反射法探査

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。大型バイプロサイズ車 2 台を用いた反射法調査を実施して、深度 2000m 程度の地下構造および断層延長のイメージングを図った。ただし、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が可能となり、浅部構造の解釈も容易となる。

3-1-1 データ取得

約 12km の受振測線を富士川河口沿岸の高潮堤防上および砂浜に設置し、同測線上でのバイプロサイズ車での発震および同測線に平行に 16.5km の海域での発震を実施した。

3-1-1-1 調査測線

調査測線位置概略図を図 3-1-1 に、受振点、発震点及び CMP 重合測線を加筆した調査測線位置図を図 3-1-2 に示す。調査範囲は、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である。約 12km の受振測線を富士川河口沿岸の堤防上および砂浜に設置

し、同測線上でのバイブロサイズ車での発震および同測線に平行に 16.5km の海域発震測線を設定した。測線位置を加筆した調査地域の地質図を図 3-1-3 に示す。

受振測線は富士川河口より東側を LineL-1 (RP1001~1226)、西側を LineL-2 (RP2001~2223) とした。東側測線 LineL-1 では独立型受振器 MS2000 および GSR によるデータ取得を行い、西側測線 LineL-2 では通常の有線展開でのデータ取得を行った。有線測線上に設置された受振器で取得された反射波データは Sercel 428XL 型探鉱機に記録した。また富士川河口部において 5 点の三成分受振器による観測点を設け、三成分受振による S 波利用の可能性を検討した。

富士川河口より西側の有線展開区間では、基本的に堤防道路路上に測線が設定されているが、堤防道路路上で工事が実施されていた区間では、砂浜に測線を設定し受振器を設置した。RP2070 付近から測線終端 (RP2223) までの区間は国道 1 号富士由比バイパスに近接しているため、交通車両に起因するノイズレベルが高い。また、RP2001-2020 付近では、護岸工事が行われており、平日は重機によるノイズが発震記録に混入した。

富士川河口より東側の独立型受振器展開区間では、受振点は砂浜上に設定された。工事用重機が稼働及び交通しており、ノイズレベルが高かった。

3-1-1-2 データ取得

陸域発震は大型非爆薬人工震源バイブロサイズ車 2 台 (図 3-1-4) により受振測線上および河口部におけるオフセット発震 (VP5001~5047) を実施した。ホールドダウンウェイトに対する制御出力を 90% として 2 台発震を標準仕様としたが、調査測線近傍の建造物、構築物、路面強度及び埋設管設置状況についての保安上の配慮から、バイブロサイズ車の出力減および発震台数減を余儀なくされた発震点もある。測線西側の堤防道路区間では至る所で工事が実施されており、VP2145~2164 の 450m 区間及び VP2172~2181 の 200m 区間では発震点を確保することができなかった。測線東側の区間では、VP1212~1225 の 300m 区間は富士川河口部となるが、流木が多くバイブロサイズ車が進入できず、発震点の確保が困難であった。受振展開は全受振展開による固定展開とした。本観測開始前に実施した発震パラメータテストの結果から、6~60 Hz のスイープ周波数とした。また、屈折法解析の精度を確保するため、3 点で屈折法発震を実施した。屈折法発震については、スイープ周波数を 6~40Hz、重合回数を 50~175 回とした。受振展開は全受振展開による固定展開とした。

探鉱機とバイブロサイズ車の同期を行うために、PELTON 製発震制御装置を使用した。

スイープ周波数.....6-60 Hz

標準スイープ回数.....標準 10 回

海域発震 (LineM) は海域発震区間の西端から東へ進行し発震を実施した。発震船としてかいゆう (図 3-1-5) を用いた。

発震作業時には警戒船を発震船前方 500m に配置し、漁具や船舶の警戒を遂行した。エアガンには 1520cuin のアレイガンと 2 つのトリガン 600cuin と 900cuin 合計 1500cuin を使用

し、合計容量 3020cuin となる。エアガンアレイ構成図を図 3-1-6 に示す。エアガンの発震間隔は 25m であり、2.5knot 以下で航行し約 18~20 秒間隔で発震した。入線時の回頭半径は 250m である。

陸上探鉱機と航法装置の同期を行うために、MACHA 製発震制御装置を使用した。航法装置側をマスター、陸上探鉱機側をスレーブに設定し、無線機と MACHA を接続した。航法装置側から発震信号を出し、陸上探鉱機側で信号を受信し、データ取得を行った。受振展開は全受振展開による固定展開とした。

調査仕様を表 3-1-1 に示した。

3-1-1-3 データ品質

上で述べたように、測線上で工事が実施されている箇所があり、全般的にノイズレベルが高かった。本調査では、バイプロサイズ車による反射法発震記録を 434 点、エアガンによる反射法発震記録を 663 点で取得した。また、バイプロサイズ車による屈折法発震記録を 3 点で取得した。

図 3-1-7 に陸域発震（バイプロサイズ車）により取得された反射法発震記録例を示す。同図(a)VP1040 及び(b)VP1110 は富士川河口東側で取得された反射法発震記録である。屈折初動は測線西側ではオフセット約 4km/sec まで確認でき、確認される屈折初動の見かけ速度は約 2km/sec と 3.2km/sec である。往復走時 1.7 秒付近まで反射波を明瞭に確認できる。同図(c)VP5032 は富士川河口部での反射法発震記録である。屈折初動に関してはオフセット約 5.7km となる測線東端まで一部不明瞭であるが確認できる一方で、西側では国道 1 号の高ノイズ区間に阻害され、オフセット約 2km までしか確認できなかった。確認された屈折初動の見かけ速度は約 2.0~3.5km/sec である。反射波は往復走時 2 秒付近に不明瞭であるが確認できる。浅部反射波は明瞭には確認できない。同図(d)VP2045 及び(e)VP2100 は富士川河口西側での反射法発震記録である。屈折初動に関しては測線東端までは一部不明瞭であるがオフセット距離約 7.2km まで確認できるが、測線西端では初動が不明瞭である。確認された屈折初動の見かけ速度は約 2.0~3.7km/sec である。往復走時 0.5 秒付近まで反射波が確認できるものの、深部反射波列に関しては不明瞭である。同図(f)VP2218 は測線西端付近での反射法発震記録であるが、確認できる屈折初動はオフセット 2.4km までであった。反射波についても不明瞭で、明瞭な反射波群は見出されない。

図 3-1-8 に海域発震（エアガン）による反射法発震記録を示す。同図(a)SP7002、(b)SP7150、(c)SP7300 は富士川河口東側でのエアガン発震により取得された反射法発震記録である。オフセット約 8km まで屈折初動を確認できる記録が取得されている。確認された屈折初動の見かけ速度は約 2.5~3.0km/sec である。往復走時 1.5 秒から 2 秒付近に反射波を明瞭に捉えている。同図(d)及び(e)は富士川河口西側でのエアガン発震により取得された反射法発震記録である。オフセット約 9.3km まで屈折初動を確認できる記録が取得されている。確認された屈折初動の見かけ速度は約 2.7~3.5km/sec である。往復走時 2 秒付近に反射波を確

認できる。

図 3-1-9 に陸域発震による屈折法発震記録を示す。反射法発震記録の補完および屈折法解析の精度を確保するため、スweep周波数を 6-40Hz と低めに設定したうえで、スタック回数を 50 回~175 回として、屈折法発震を実施した。同図(a)VP11005 は、測線東端での屈折法発震記録である。明瞭に確認される初動はオフセット約 7km までに限定される。確認される屈折初動の見かけ速度は約 2km/sec と 3.2km/sec である。同図(b)VP11204 は、測線中央部となる富士川河口での屈折法発震記録である。明瞭に確認される初動はオフセット距離約 4km までに限定される。確認される屈折初動の見かけ速度は約 1.8km/sec と 3.0km/sec である。同図(c)VP12134 は、測線西側での屈折法発震記録である。屈折初動に関しては、一部区間で不明瞭であるものの、測線全域にわたって確認される。確認される屈折初動の見かけ速度は、2km/sec、3km/sec、3.5km/sec である。

図 3-1-10 及び図 3-1-11 に、エアガン発震時と富士川河口東側オフセット発震(バイプロサイス車での発震)時に限定して設置された、独立型受振システム及び 3 成分受振器にて取得された共通受振点記録を示す。後続波形の中に見かけ速度や周波数成分から S 波と考えられる波群が見られ、P-SV 変換波を探索に利用できる可能性が示唆された。

表3-1-1 データ取得仕様一覧

| 調査項目/測定諸元 | 反射法陸域発震 | 反射法海域発震 |
|--|---------------------------------------|---|
| 発震種別 | 反射法陸域発震 | 反射法海域発震 |
| 測線長 | 12.0 Km | 16.5 km |
| 発震系パラメータ | | |
| 震源(大型パイプレータ) | HEMI50 | - |
| パイプレータ台数 | 2台 | - |
| 標準発震点間隔(発震位置) | 25m | - |
| スweep長 | 20 sec | - |
| 標準発震回数/発震点 | 10回(反射法発震) 50-175回(屈折法発震) | - |
| スweep周波数 | 6-60Hz(反射法発震) 6-40Hz(屈折法発震) | - |
| パイプレータアレイ長 | 8m(B-B) | - |
| 震源(エアガン) | - | Bolt 1900LL Eight Guns-Array, 1520cu.in Bolt 1500LL Tri Gun-Array, 600cu.in + 900cu.in |
| エアガン容量及び圧力 | - | 3020cu.in, 2000PSI |
| エアガン深度 | - | 8m |
| 発震点間隔 | - | 25m |
| 発震点数 | 434点(反射法発震) 3点(屈折法発震) | 633点 |
| 受振系パラメータ | | |
| 受振点間隔 | 25m | |
| 受振器種別 | SM-24(10Hz速度計) | |
| 受振器数/受振点 | 3個組 | |
| 展開パターン | 固定展開 | |
| 展開長 | 12 km | |
| 受振点数(SERGELE) | 223点 | |
| 受振測線長(SERGELE) | 5.55 km | |
| 受振点数(独立型記録システム MS2000) | 138点 | |
| 受振点数(独立型記録システム GSR) | 88点 | |
| 受振測線長(独立型記録システム) | 5.62 km | |
| 総受振点数 | 449点 or 454点 | |
| 記録系パラメータ | | |
| SERGELE社製428XL(デジタル有線テレメトリシステム) | | |
| サンプルレート | 2msec | 2msec |
| チャンネル数 | 223(固定) | 223(固定) |
| Diversity Edit パラメータ | W=7.0sec(D vl=3.5sec) $\alpha=2.0$ | - |
| プリアンプゲイン | 12dB | 12dB |
| 相互相関 | OAS | - |
| 記録長(コリレーション後) | 8sec | 8sec |
| 独立型記録システム MS2000 GSR | | |
| サンプルレート | 2msec | 2msec |
| プリアンプゲイン | 31dB | 31dB |
| 記録長 | 連続観測 (データ取得後に編集作業を実施) | 連続観測 (データ取得後に編集作業を実施) |



図3-1-1 調査測線位置図
 国土地理院発行1/20万地勢図【静岡】に加筆



図3-1-2 調査測線位置図[受振点,発震点及びCMP重合測線]

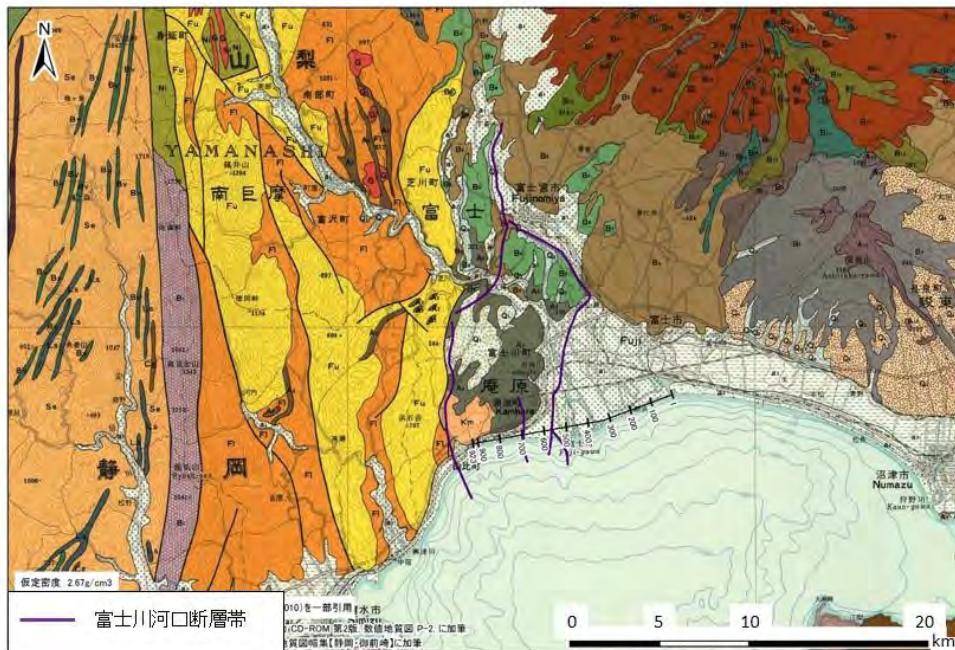


図3-1-3 調査測線地質図
 広川(まか)(1976) 20万分の1地質図「静岡・御前崎」および
 産業技術総合研究所 地質調査総合センター(編)(2012)に一部加筆
 断層走向位置は地震調査研究推進本部(2010)を参考とした

| | |
|----------|------------|
| 製作 | IVI(米国) |
| 仕様 | |
| スweep周波数 | 6-200Hz |
| 最大荷重 | 18.1 t |
| マス荷重 | 2.3 t |
| プレート荷重 | 1.9 t |
| プレート面積 | 1.24×2.1 m |
| 車両諸元 | |
| 全長 | 8.51 m |
| 全幅 | 2.46 m |
| 全重量 | 18.7 t |
| 全高 | 3.23 m |



図3-1-4 陸域震源(パイプロサイス車)



図3-1-5 海域震源(発震船かいゆう)

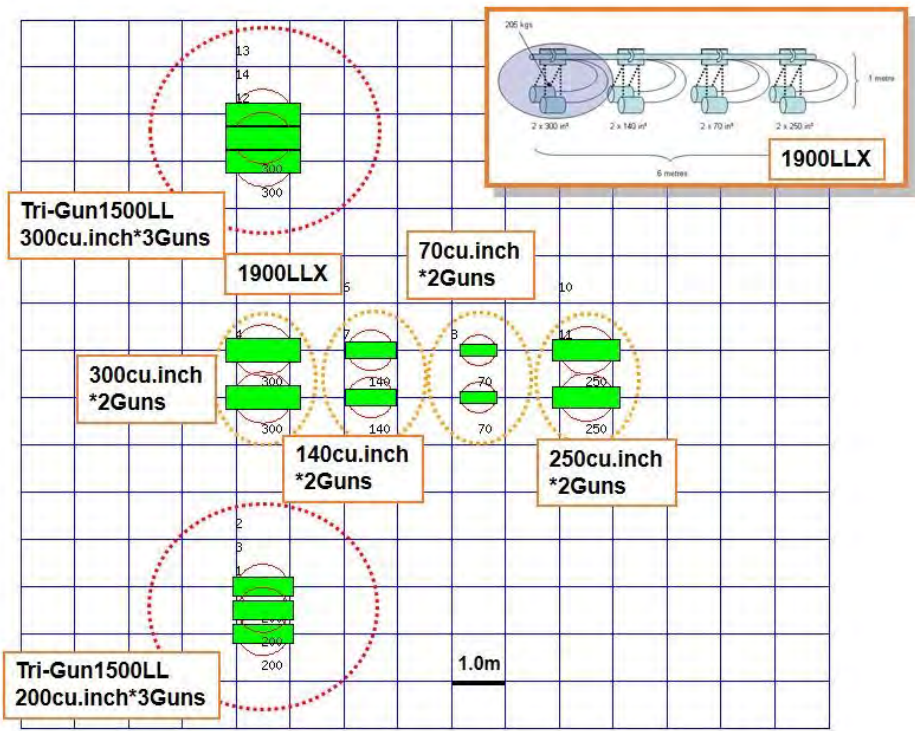


図3-1-6 エアガンアレイ構成図

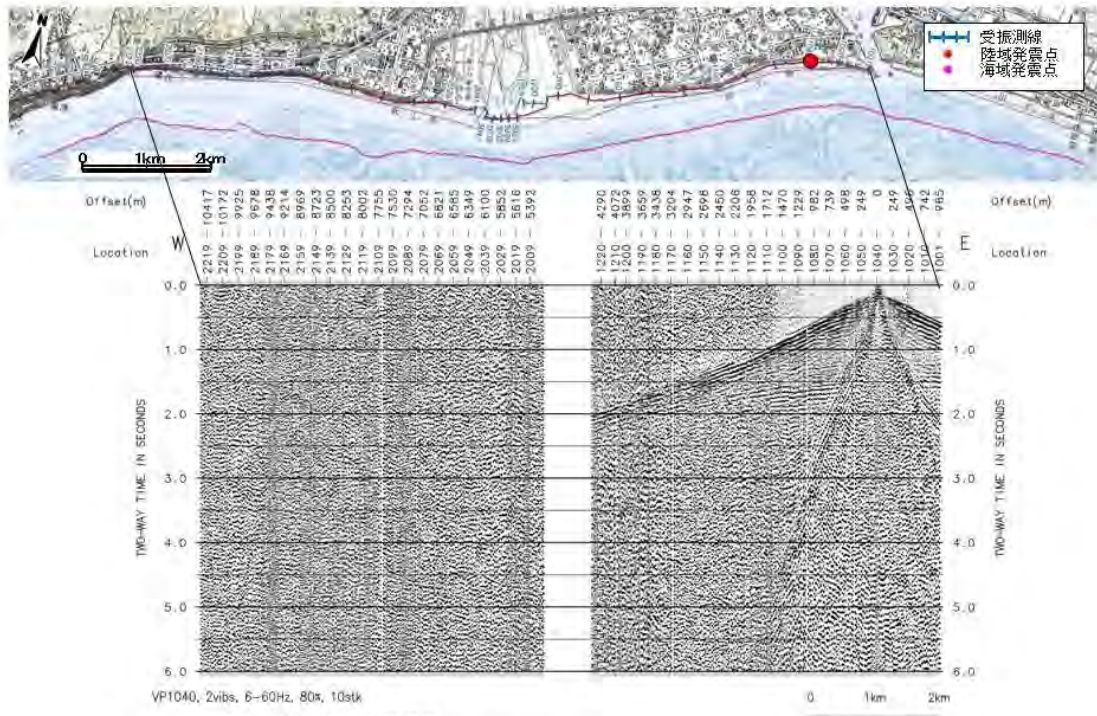


图3-1-7 反射法地震记录
(a) 陆域地震 VP1040

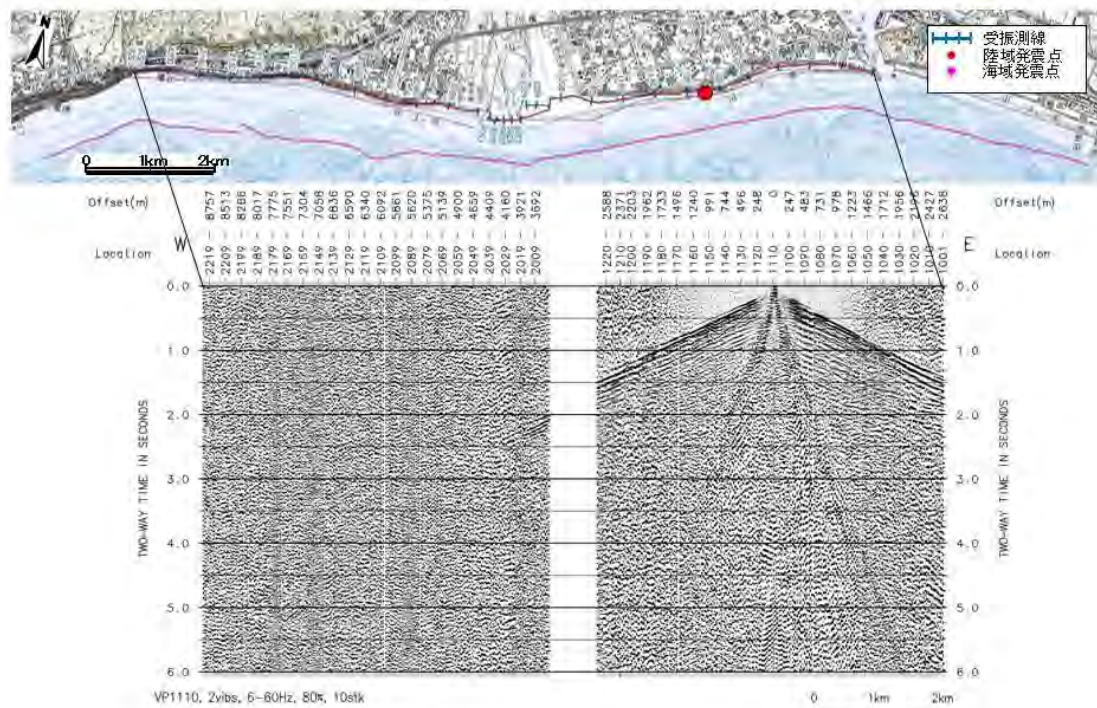


图3-1-7 反射法地震记录
(b) 陆域地震 VP1140

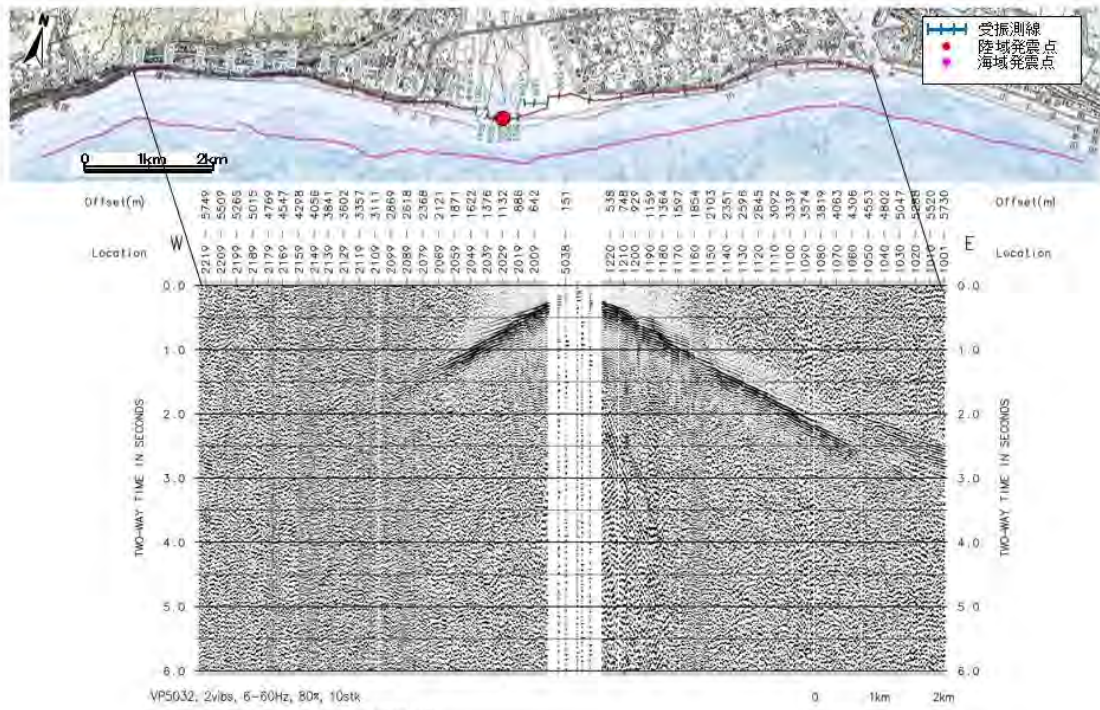


圖3-1-7 反射法地震記錄
(c)陸域地震 VP5032

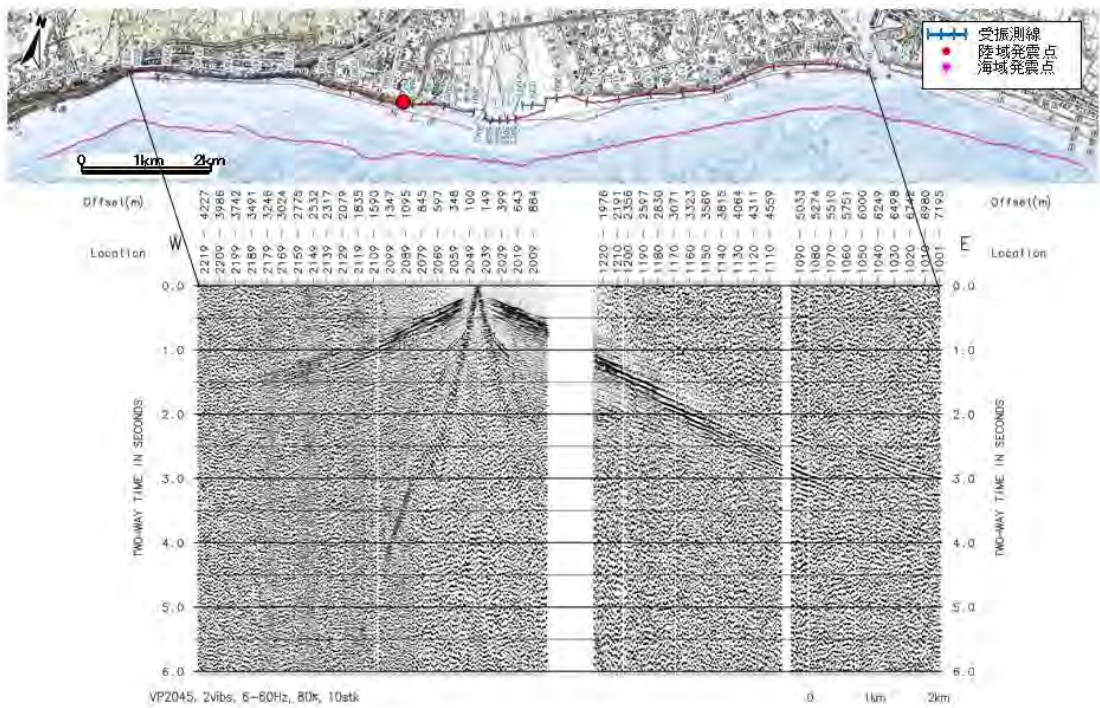


圖3-1-7 反射法地震記錄
(d)陸域地震 VP2045

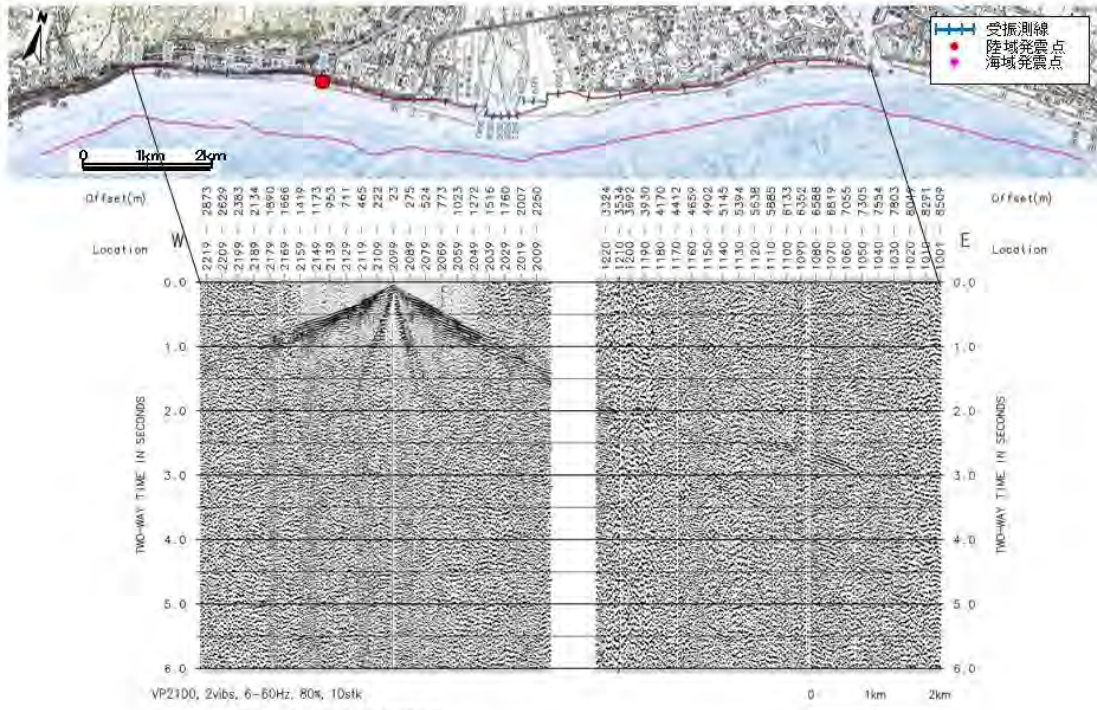


圖3-1-7 反射法發震記錄
(e)陸域發震 VP2100

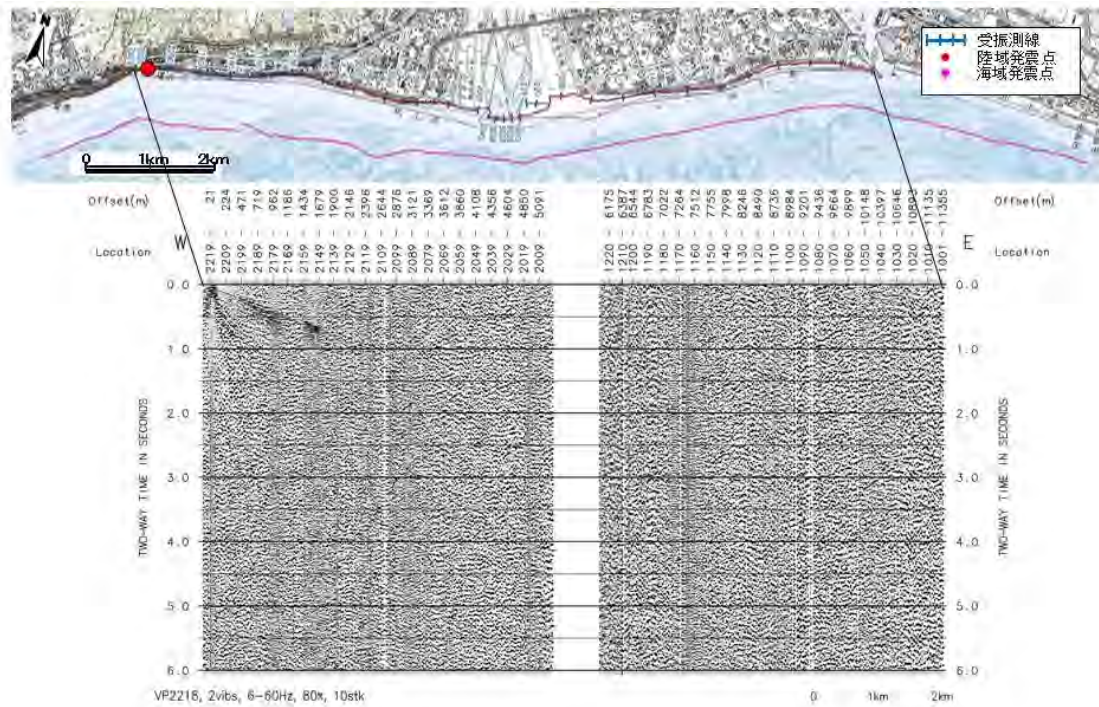


圖3-1-7 反射法發震記錄
(f)陸域發震 VP2218

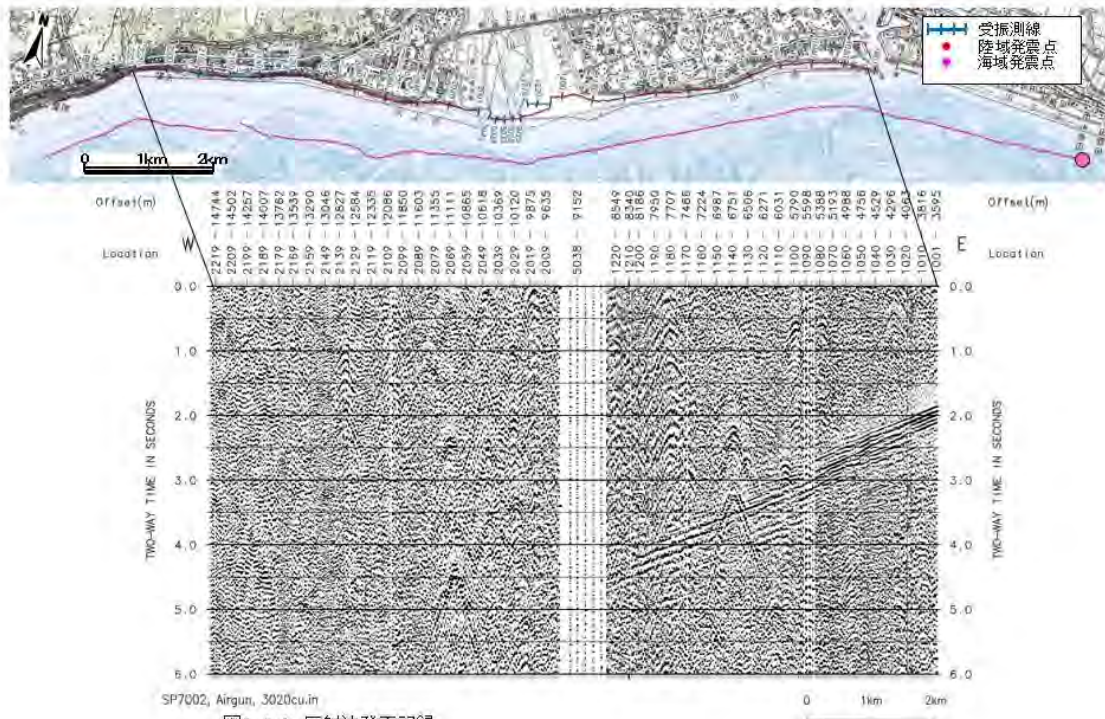


图3-1-8 反射法地震记录
(a)海域地震 SP7002

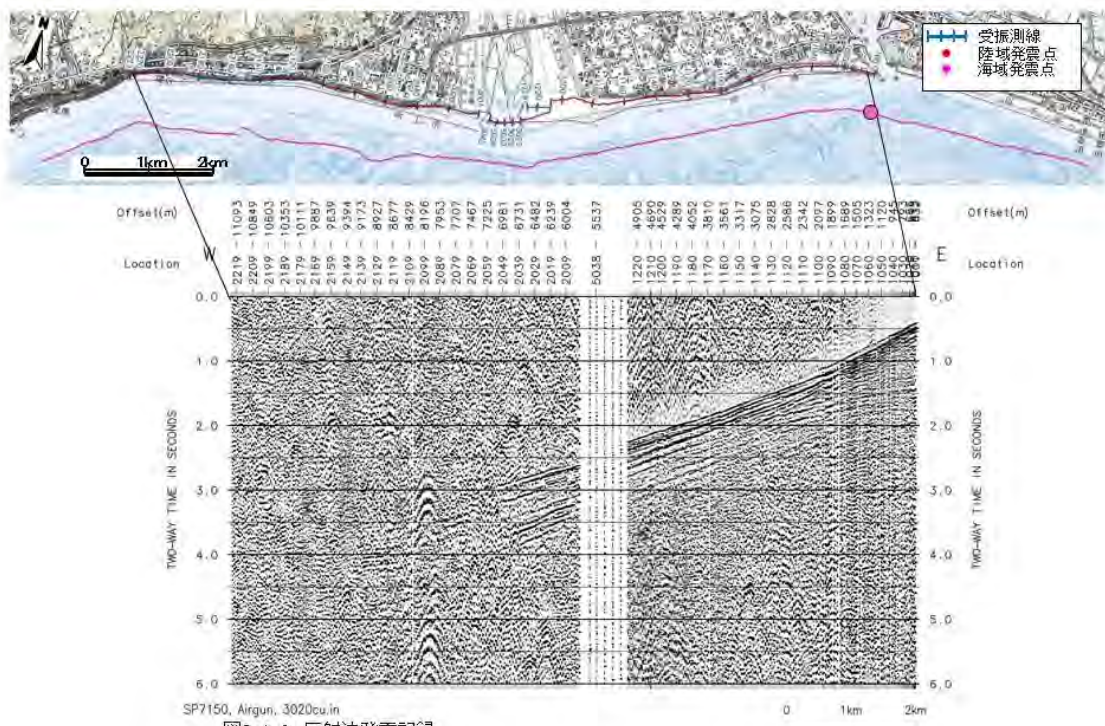


图3-1-8 反射法地震记录
(b)海域地震 SP7150

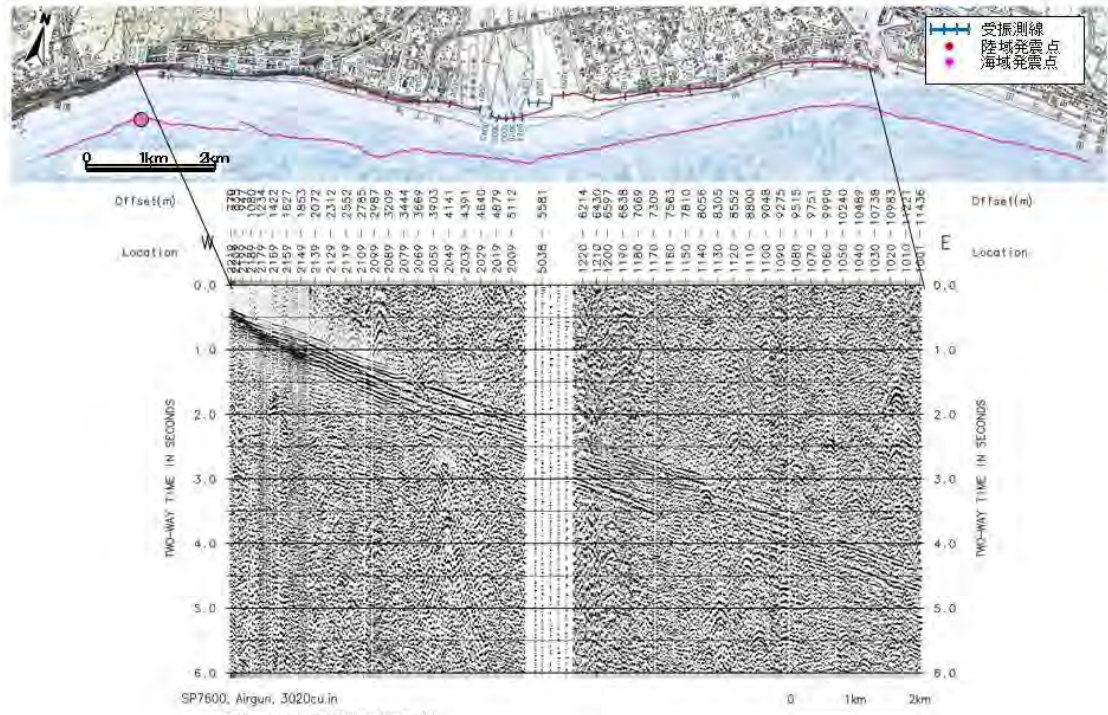


圖3-1-8 反射法發震記錄
(e) 海域發震 SP7600

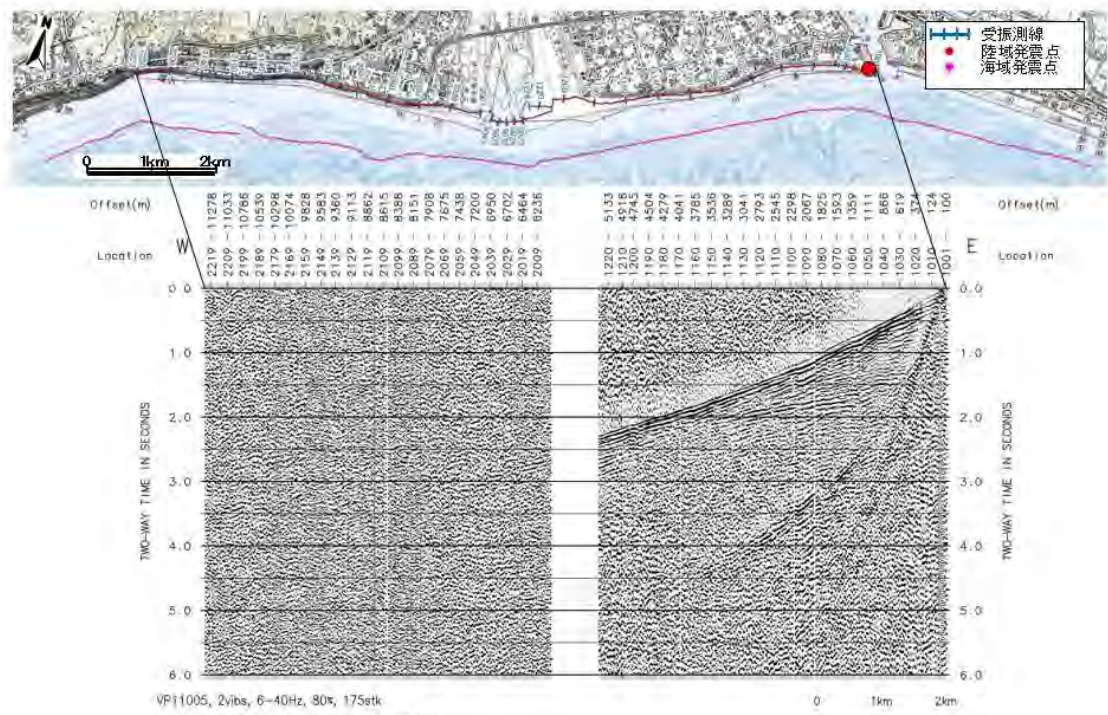


圖3-1-9 屈折法發震記錄
(a) 陸域發震 VP11005

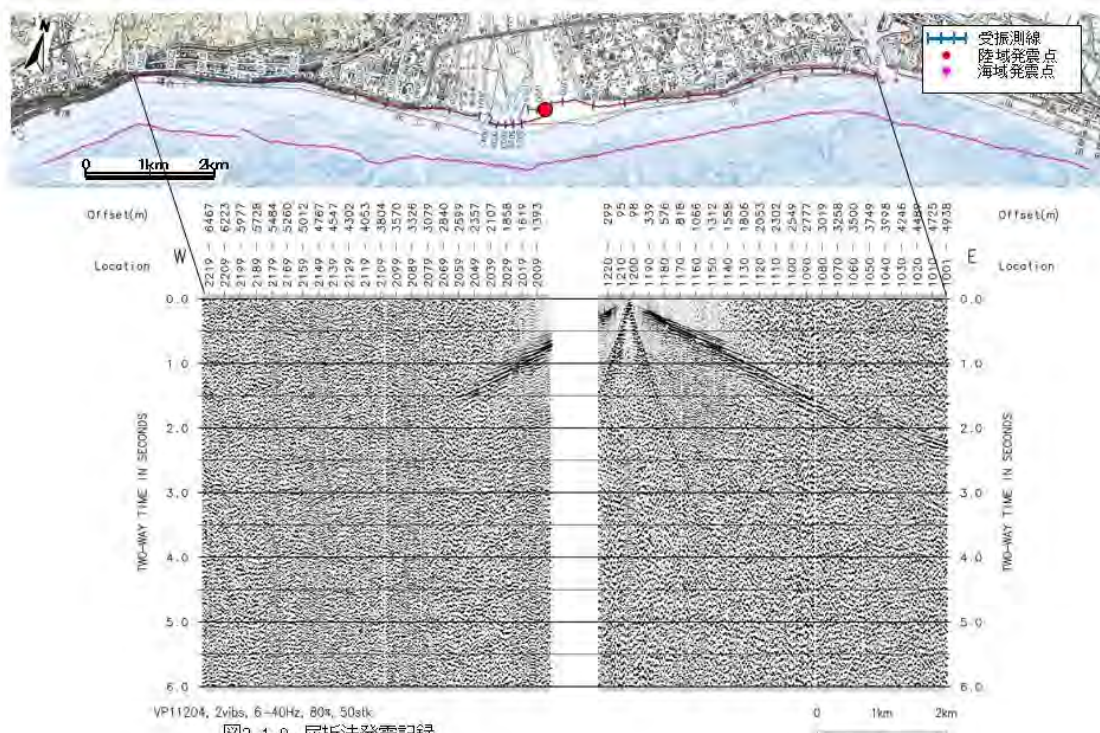


圖3-1-9 屈折法發震記錄
(b)陸域發震 VP11204

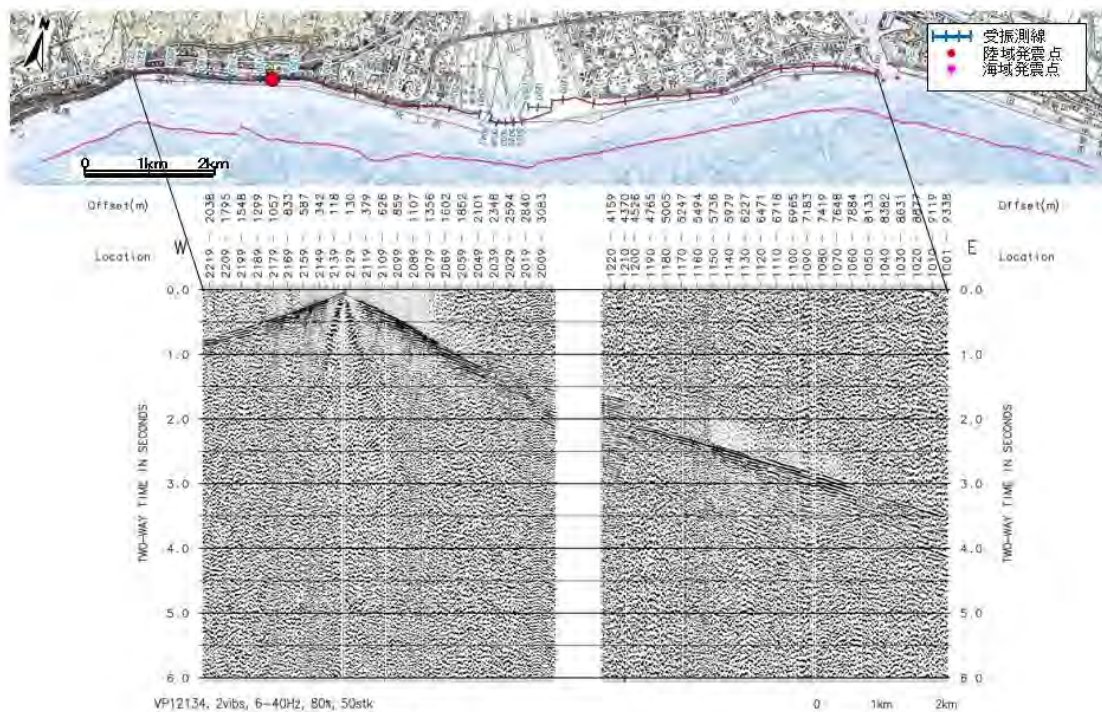


圖3-1-9 屈折法發震記錄
(c)陸域發震 VP12134

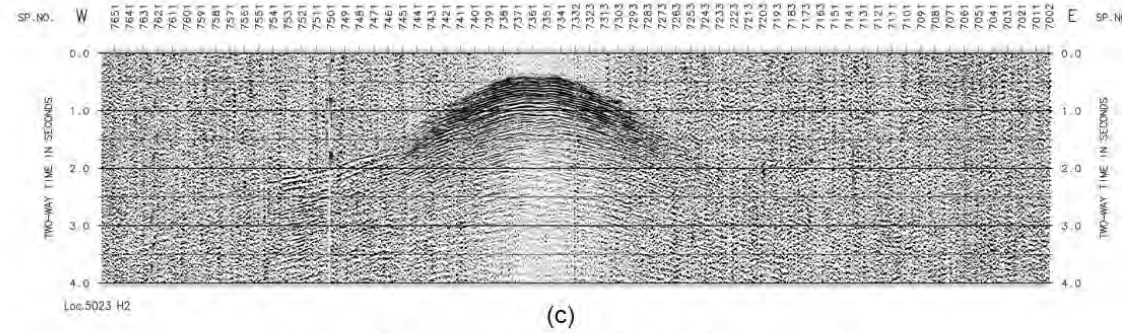
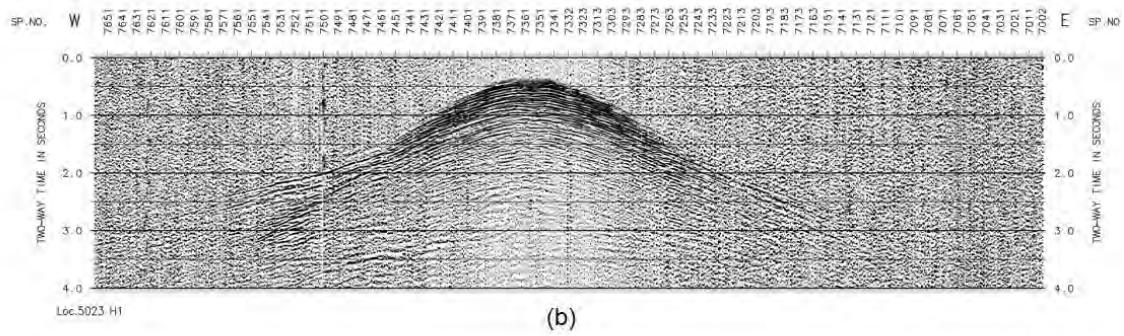
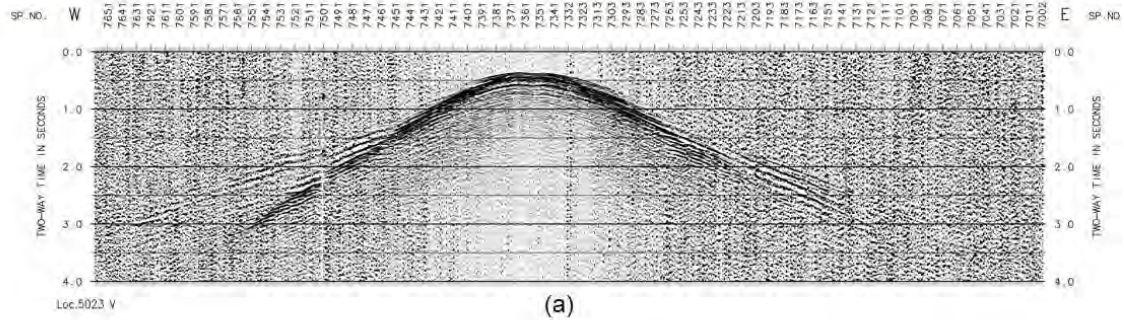


図3-1-10 三成分共通受振点記録(エアガン発震Loc5023)
 (a) Vertical成分、(b) Radial成分、(c) Transverse成分

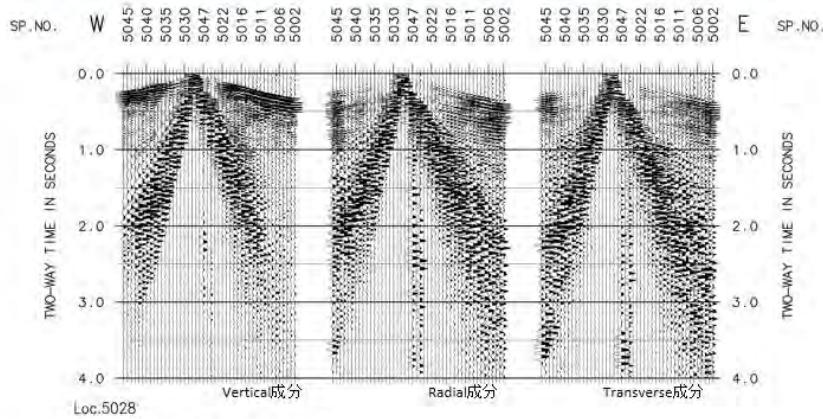


図3-1-11 三成分共通受振点記録
陸域発震 Loc5028

3-1-2 反射法データ処理・解析

反射法データ解析においては、図 3-1-12 に示した反射法地震探査データ解析フローのとおりに処理を行った。適用した反射法処理パラメータについては表 3-1-2 に示す。

以下、データ解析内容の詳細を記述する。

(1) フォーマット変換(Format Conversion)

フィールドデータに記録された原記録(Sercel428XL SEG-D Format)について、SuperX(JGI Internal Format)フォーマットへ変換を行った。

(2) トレースヘッダーへの測線情報の入力(Geometry Application)

SuperX トレースヘッダーに関して、発震点、受振点及び各 CMP のインデックス、座標、標高値、オフセット距離、基準面標高値等の測線情報を入力した。データ解析における基準標高面は海拔 100m に設定した。また、CMP 重合測線は下記の基準によって決定した。

| | |
|---------------|---------------|
| CMP 間隔 | 12.5m |
| CMP 範囲 | 1 - 923 |
| 重合測線からの最大偏倚制限 | 制限無し |
| 重合測線の決定基準 | 受振測線の屈曲度により決定 |

(3) 最小位相変換(Minimum Phase Conversion)

バイプロサイス車の発震記録については、零位相であるバイプロサイス震源のスイープ波形(探鉱機' A/D Decimation Filter(DCF)' 及び相互相関処理実施後のスイープ波形)を用

いて、エアガン発震記録についてはエアガン震源波形観測記録を用いて、それぞれ最小位相変換処理を適用した。

(4) 屈折波初動解析 (Refraction Analysis)

改良型タイムターム法による屈折初動解析を行い、受振点及び発震点タイムターム値と表層基底層速度を算出した。この手法では解析対象とする屈折面が 2 次元ブロックに分割され、各ブロックに対して表層基底層速度が定義される。このモデルは以下の関係式で記述される。

$$T_{ij} - \sum_k s_{k,0} \Delta_{ijk} = a_i + b_j + \sum_k \delta s_k \Delta_{ijk}$$

ここに、 T_{ij} は屈折初動走時、 a_i, b_j は発震点及び受振点タイムターム、 $s_{k,0}, \delta s_k, \Delta_{ijk}$ は各ブロックにおけるスローネス初期値、スローネス初期値からの偏倚量及び屈折波線長である。この受振点及び発震点タイムターム値と表層基底層速度はインバージョン(‘Generalized Linear Inverse Method’)によって算出される。この改良型タイムターム法解析には、以下のパラメータを採用した。

| | |
|-----------------------|-----------|
| 初動読み取り位相 | 正のピーク位置 |
| 表層基底速度を求める際のブロック区分 | 50 m |
| 屈折波インバージョンに用いるオフセット距離 | 200-400 m |

改良型タイムターム法解析の結果を用いて、表層基底深度は各発震点及び各受振点について以下の様に計算される。

$$D_w = \frac{T_m}{\sqrt{1 - \left(\frac{V_w}{V_{sw}}\right)^2}} \cdot V_w$$

ここに、 T_m は‘Time-Term’、 V_w は表層速度、 V_{sw} は表層基底層速度である。表層速度として受振点側及び発震点側共に 800m/sec を採用した。

(5) 浮動基準面に対する静補正 (Static Corrections to FDP)

浮動基準面に対する静補正を実施した。静補正については、下式で定義される標高補正量及び表層補正量の和として各発震点、受振点について与えられる。

[A] 標高補正 T_e : 観測面を一定基準面へ補正する。

$$T_e = - (H_e - H_b) / V_{ec}$$

[B] 表層補正 T_w : 低速度の表層構造変化による影響を除去する。

$$T_w = S_d * (-1/V_w + 1/V_{sw})$$

ここに、 H_e : 発震点あるいは受振点標高(m)

H_b : 基準面 [海拔 * m]

S_d : 表層厚(m)

V_w : 表層速度(m/s)

V_{sw} : 表層基底層速度(m/s)

V_{ec} : 標高補正速度(2500m/s)

である。本処理では標高補正速度(V_{ec})として下記の基準面補正速度(V_c)と同じ値を用いた。表層補正值は、前述(4)の屈折波初動解析による結果を用いて計算された。本測線の基準面(Datum)は海拔 100m に設定されたが、絶対値の大きい標高補正值の適用を回避するため、CMP に近接する受振点標高を基に長波長成分を抽出して CMP アンサンブル上において平均標高を定義し、これを浮動基準面(FDP: ' Floating Datum Plane')とした。この FDP から基準面までの基準面補正量 T_d は、下記のように定義される。

$$T_d = -2.0 * (H_f - H_b) / V_c$$

ここに、 H_f : 浮動基準面(FDP)

V_c : 基準面補正速度(2500m/sec)

である。

(6) 振幅補償(Gain Recovery)

弾性波の震源からの伝播に伴う幾何減衰、多層構造内を透過、多重反射することによる伝播損失及び非弾性効果による減衰、さらには受振点、発震点毎のカップリングの相異に起因する振幅特性の変化を補償することを目的として、自動振幅調整による振幅補償を行った。

Instantaneous AGC[ウィンドー長 : 300msec]

(7) デコンボリューション(Deconvolution)

デコンボリューション処理では、次式で示される 1 次元コンボリューションモデルが前提とされている。

$$F(t) = W(t) * R(t) + N(t)$$

ここに $F(t)$ は地震波トレース、 $W(t)$ は基本波形、 $R(t)$ はランダム定常な反射係数列、 $N(t)$ はランダムノイズである。このモデルにおいて基本波形を構成する要素としては、以下の項目を挙げることができる。

- ・ 震源波形 : バイブロサイス車スweep波形、震源カップリング効果、ゴースト効果
- ・ 地層効果 : 多重反射、非弾性による吸収
- ・ 記録系 : 受振器特性及び設置効果、表層に関わるゴースト効果、探鉱機の応答特性

こうした要素の集積としての基本波形を地震トレースから推定・除去し、記録の分解能向上を図るために以下に示すデコンボリューションを適用した。

予測距離

2.0 msec

零オフセット位置における

| | |
|----------------|------------------------------|
| 設計ゲートスタートタイム | 200 msec |
| 設計ゲート長 | 3000 msec |
| オペレータ長 | 300 msec |
| プリホワイトニングファクター | 0.5 % |
| ゲートタイプ | Non-tv |
| アルゴリズム | Trace by Trace Deconvolution |

(8) 共通反射点編集(Common Midpoint Sorting)

上述(2)のパラメータによって、共通反射点の編集を実施した。

(9) 重合速度解析(Stacking Velocity Analysis)

以下に示す定速度重合法による速度解析を実施した。解析点間隔及び解析速度数は以下に示す。

| | |
|-------|--------|
| 解析点間隔 | 1250 m |
| 解析速度数 | 9 |

(10) NMO 補正(Normal Moveout Corrections)

速度解析によって求められた重合速度-時間の関数を時間-空間方向に内挿し、その速度テーブルに従って NMO 補正を適用した。同時に、下記のストレッチミュートを実施した。

ストレッチミュートファクター 2.1

(11) 共通反射点重合処理(CMP Stacking)

NMO 補正後の共通反射点アンサンブルに関して、水平重合処理を実施した。

本処理では、バイプロサイズ車による発震重合断面図とエアガン発震による重合断面図を足し合わせることにより、最終的な重合断面図を作成した。二つの断面図を足し合わせるに当たり、各震源記録の重合記録を作成し明瞭な反射波が確認できる箇所に着目し、位相の回転及び時間差の補正を行った。その結果本処理では、エアガン記録に対して-100 度の位相の回転及び-40msec の時間差の補正を行った。

(12) 重合後振幅調整(Amplitude Conditioning before Stacking)

トレース間の振幅バランスを調整するため、自動振幅調整による振幅補償を行った。

Instantaneous AGC[ウィンドー長： 3000msec]

(13) 帯域通過フィルター(Bandpass Filter)

反射波の有効周波数帯域が周波数成分解析によって決定され、以下の時間可変型の零位相帯域通過フィルターを採用した。

オペレータ長： 300 msec

| 往復走時[ms] | 通過帯域[Hz] |
|----------|----------|
| 0 | 6-70 |
| 2000 | 6-70 |
| 4000 | 6-60 |
| 8000 | 6-50 |

(14) 周波数-空間領域予測フィルター(F-X Prediction Filter)

周波数-空間領域において複素型予測フィルターを設計、適用してランダムノイズを抑制し相対的に S/N を向上させる F-X 予測フィルター処理を実施した。ここでは以下のパラメータを用いた。

| | |
|---------------|----------|
| オペレータ長 | 7 CMPs |
| 空間ウィンドー長 | 49 CMPs |
| 時間ウィンドー長 | 500 msec |
| ウィンドーオーバーラップ長 | 375 msec |

(15) 基準面補正(Datum Corrections)

浮動基準面から基準面への時間補正を適用した。

(16) 重合後時間マイグレーション(Post-Stack Time Migration)

時間断面上の反射点位置を実際の位置に移動させ、回折波を回折点に復元することを目的として、時間-空間座標領域における差分法時間マイグレーションを実施した。マイグレーション処理では以下のパラメータを用いた。

最大傾斜角度 15 度

マイグレーション速度には時間及び空間方向に平滑化した重合速度を用いた。

(17) 深度変換(Depth Conversion)

時間及び空間方向に平滑化した平均速度分布を用いて、' Vertical Stretch ' 法による深度変換を実施した。

上述した解析によって得られた結果について記述する。CMP 重合測線及び重合数分布を図 3-1-13 に示す。CMP 重合測線は受振測線の屈曲度により決定した。タイムターム法によるインバージョン結果を図 3-1-14 に示す。図 3-1-15 に反射法速度構造図を示す。基準面補

正 (Datum Corrections) を行った重合時間断面図を図 3-1-16 に示す。重合後時間マイグレーション (Post-Stack Time Migration) を行ったマイグレーション断面図を図 3-1-17 に示す。深度変換 (Depth Conversion) を行った深度断面図を図 3-1-18 に示す。

表3-1-2 反射法データ処理パラメータ

| | Process | Parameters | Values |
|----|-------------------------------------|---|--|
| 1 | Format Conversion | | SEG-Y to SuperX format |
| 2 | Geometry Set | | |
| 3 | Minimum Phase Conversion | | Vibrator Source Data |
| 4 | Refraction Analysis | | |
| 5 | Static Correction to Floating Datum | Method Inversion Vw in shot location Vw in receiver location Estimation of Vsw Elevation Correction Velocity | Refraction Analysis Time-Term Method 800 m/sec 800 m/sec 2500 m/sec Vsw |
| 6 | Amplitude Recovery | Method AGC Gate Length | AGC 300 msec |
| 7 | Deconvolution | Method Mode Gate Start Time at 0m offset Gate Length Overlap Length Operator Length Prediction Distance Gate Sliding Velocity White Noise | Spiking Deconvolution Non Time Variant 200 msec 3000 msec - 300 msec 2 msec 2500 m/sec 0.5% |
| 8 | CMP Sort | Bin Size Radius Limit | 12.5m none |
| 9 | Velocity Analysis | Method Analysis Interval | Constant Velocity Stack with Long CVSK 1250 m |
| 10 | NMO Correction | Stretch Factor | 2.1 |
| 11 | CMP Stack | Method Divisor Type | Normal Stack Normalized by Square Root of Number of Fold |
| 12 | Amplitude Recovery | Method AGC Gate Length | AGC 3000 msec |
| 13 | TV Band-pass Filter | Method Operator Length Pass Band | Time Variant 300 msec 6/8 - 60/70 Hz (0.0 - 2.0 sec) 6/8 - 50/60 Hz (2.0 - 4.0 sec) 6/8 - 40/50 Hz (4.0 - 8.0 sec) |
| 14 | F-X Prediction Filter | Operator Length Gate Length Time Gate Length Operator Type Time Gate Overlap Length | 7 CMPs 49 CMPs 500 msec Two-Side 375 msec |
| 15 | Static Correction to Datum | Datum Plane Bulk Shift | Mean Sea Level 100 msec |
| 16 | Time Migration | Method Approximation Angle Extrapolation Step Velocity Type | T-X FD Migration 15 degree 2 msec Smoothed Velocity |
| 17 | Depth conversion | | |

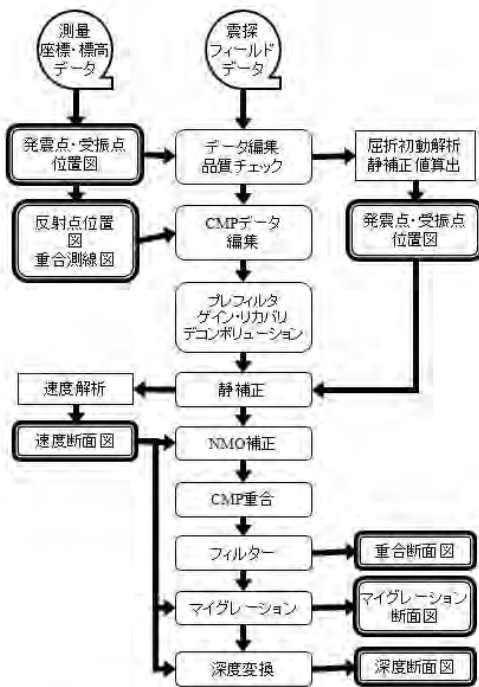


図3-1-12 反射法地震探査データ解析フロー

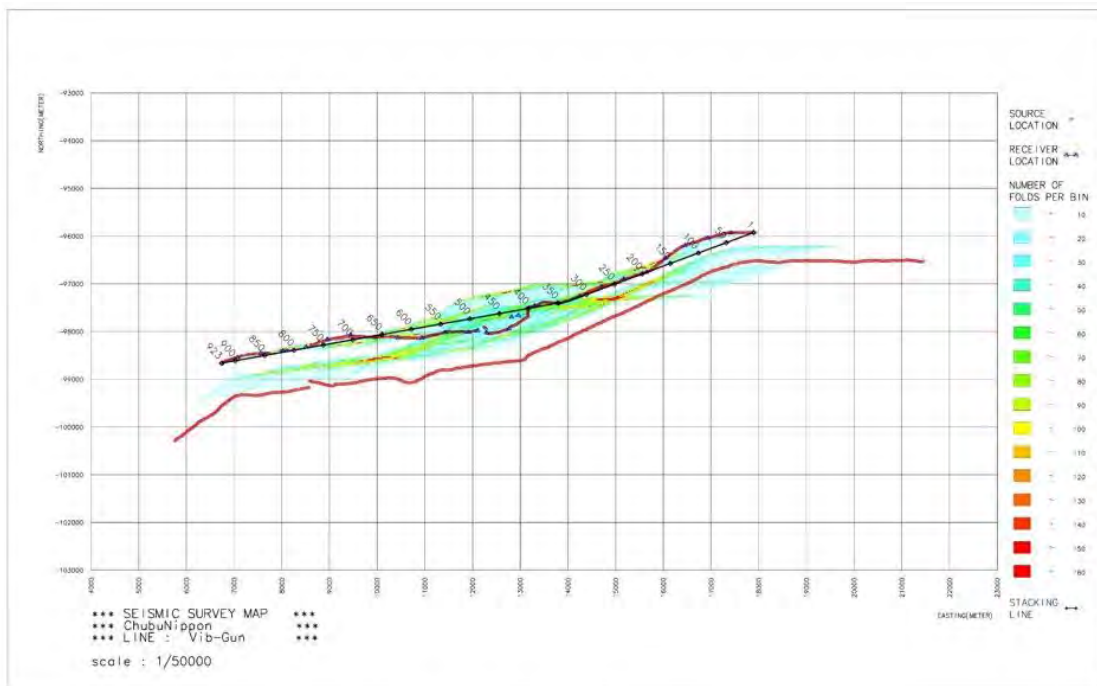


図3-1-13 CMP重合測線及び重合数分布図

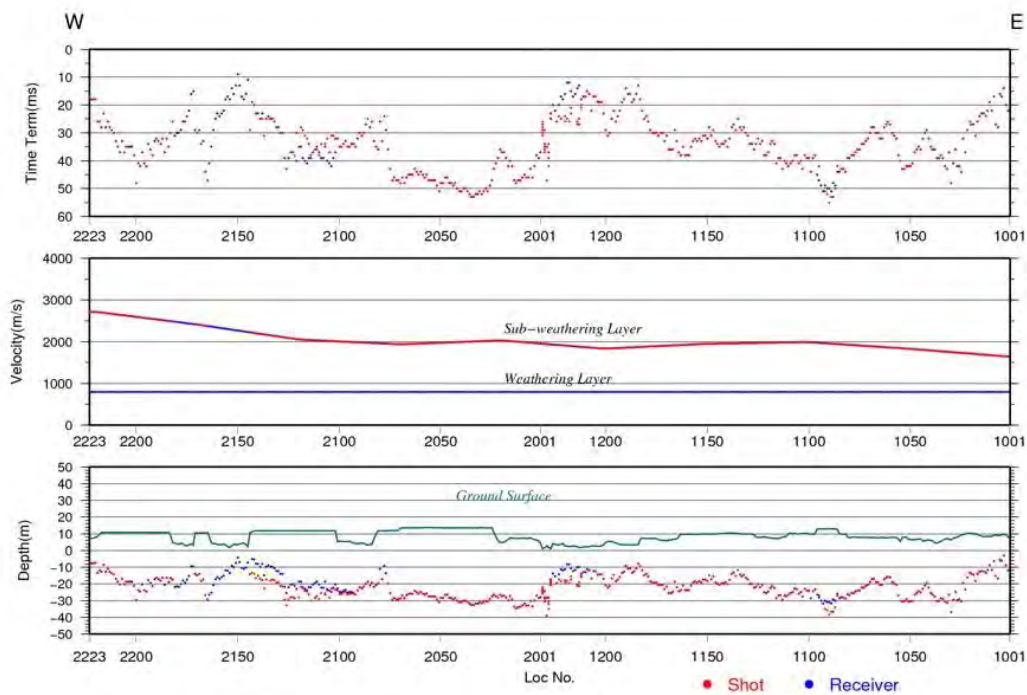


図3-1-14 タイムターム法によるインバージョン結果

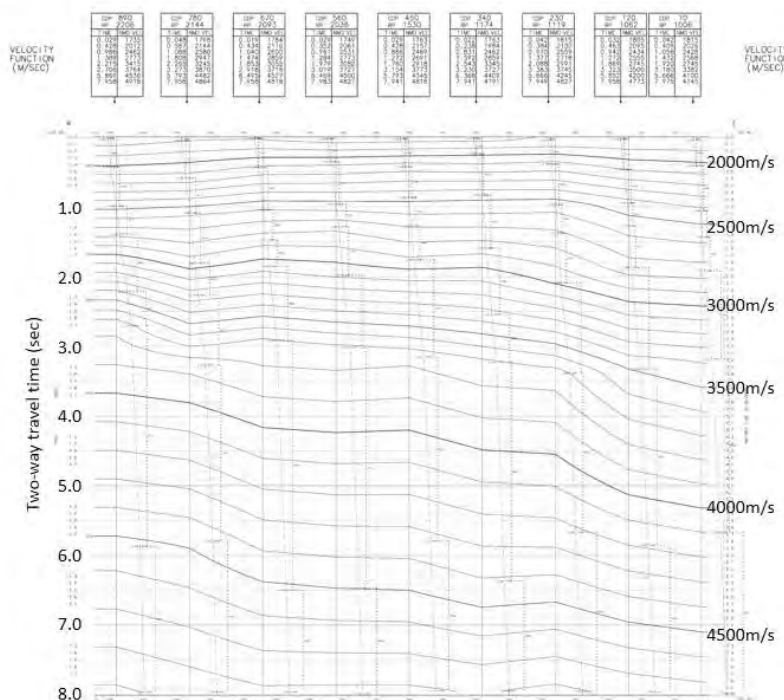


図3-1-15 反射法CMP重合速度解析による速度構造図

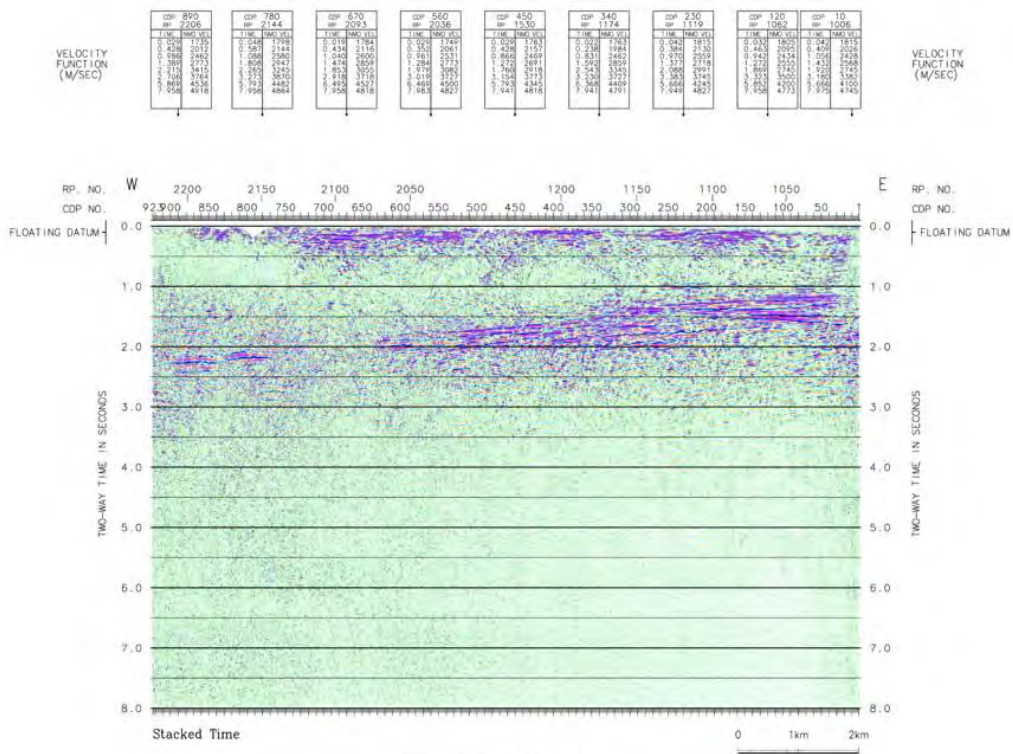


図3-1-16 反射法重合時間断面図

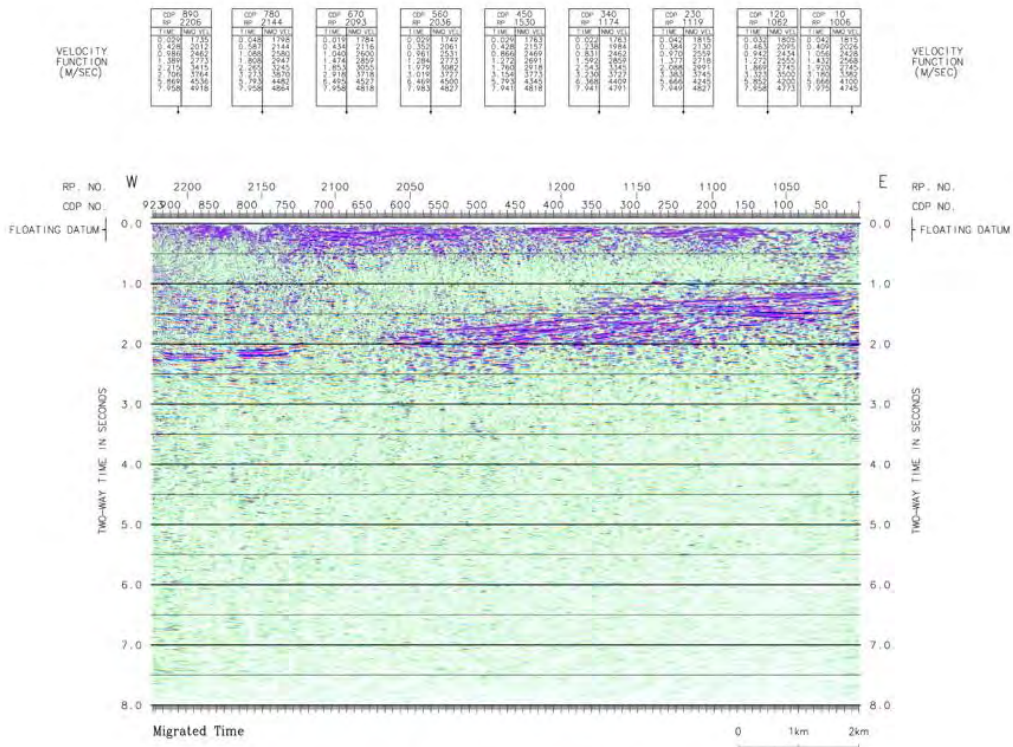


図3-1-17 マイグレーション時間断面図

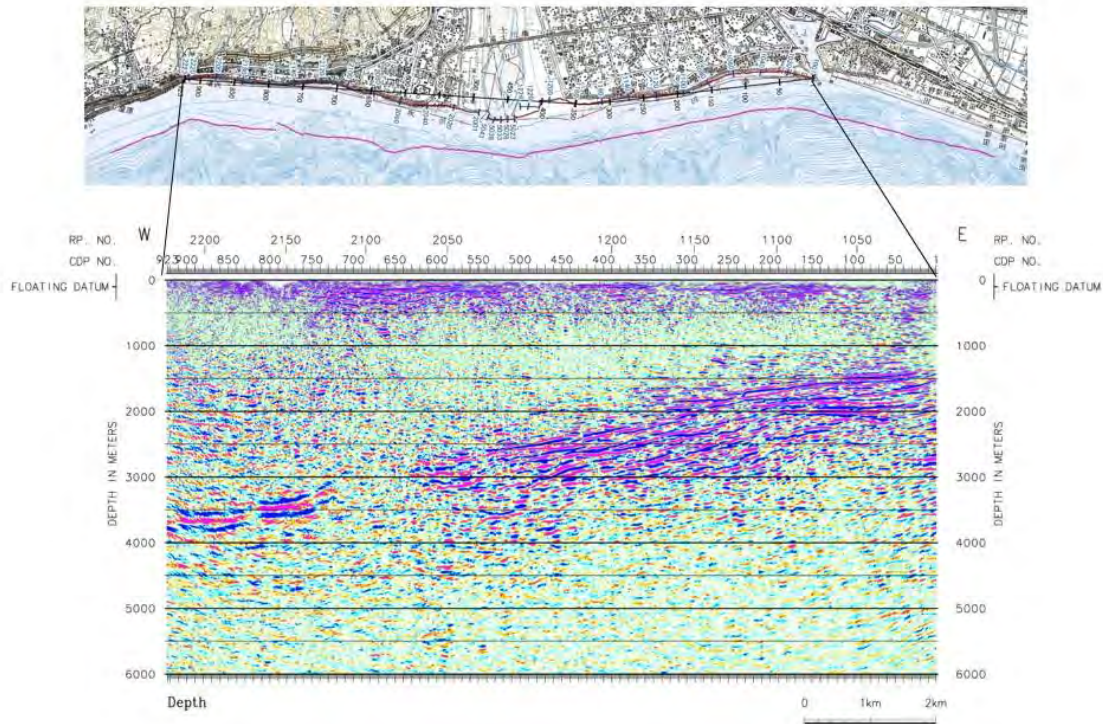


図3-1-18 マイグレーション深度断面図

3-1-3 反射法データ解釈

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（CMP450 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（伊豆弧）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（西南日本弧）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が存在が示唆される。

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。富士川河口部より西に約 2～3km ずれた区間（CMP600～700）で明瞭なギャップがあり、東側と西側で反射パターンが異なっている。このギャップを地表の富士川断層帯と関連づけた場合には、深部では中角から低角に西傾斜するスラストであることを示唆する。

4. 上述の強反射面は、東側では深度 1500 から 3000m に西に傾斜する反射面群（厚さ 1000m 以上）であるのに対し、西側では、深度 3500～4000m に西傾斜する孤立した反射面に見える。これらの強反射面は、それぞれ、伊豆小笠原弧（白浜層、湯ヶ島層、または、これらの下位層）、西南日本弧側基盤（四万十層上面）に対応する可能性が考えられる。

今回の反射法探査結果は、今後の反射断面の解釈作業を通して、富士川河口断層帯を横切る地質構造モデルの改良に活用されることが期待される。また、浅部の地下水流動解析やボーリングによる調査成果と統合して、当地域の水理地質モデルを構築することだけでなく、伊豆弧衝突帯北西部における構造発達過程の解明、ひいては、活構造や地震活動性の評価資料として防災上役立てられることが期待される。

参考文献

- 産業技術総合研究所 地質調査総合センター(編) (2004); 日本重力 CD-ROM 第2版、数値地質図 P-2、地質調査総合センター
- 広川 治・今井 功・坂本 亨・奥村公男 (1976); 20万分の1地質図「静岡・御前崎」、地質調査所
- 地震調査研究推進本部 (2010); 富士川河口断層帯の長期評価の一部改訂について
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10oct_fujikawa/
- 日本水路協会 (2012); M7001 関東南部 ver. 2.2、海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ

3-2 沿岸域物理探査データ評価のためのシミュレーションと解析

沿岸域で取得されたデータの評価を実施するため、弾性波反射法および電磁探査のシミュレーションおよび解析技術に関する研究を行った。

弾性波反射法では、静岡県静岡市～富士川市の富士川河口沿岸陸域から浅海域を模擬した三次元弾性体モデルの高精度化、数値実験を用いたデータ解析技術の検討、および当該沿岸陸域から浅海域を対象として実施予定の反射法弾性波探査の調査仕様の検討および探査計画の策定を実施した。

電磁探査は、取得されたデータを解析する際に解析セルを会話的に決定するためのポストプロセッサの開発、および解析結果をさまざまに表示し解釈を支援するポストプロセッサの開発を行った。

3-2-1 三次元弾性波シミュレーションを用いた探査仕様・解析手法の検討

平成 24 年度の研究において、富士川河口沿岸陸域から浅海域を模擬した三次元弾性体グリッドモデルの作成を行った（図 3-2-1-1）。本年度はそのモデルを高精度化し、より現実に近い検討が実施できるよう留意して、図 3-2-1-2 に示す対象地域に対して三次元弾性体グリッドモデルを作成した。続いて、高精度化された三次元弾性体モデルを用いて三次元数値シミュレーションを実施し、データ解析技術の検討、および当該沿岸陸域から浅海域を対象として実施予定の三次元反射法弾性波探査の調査仕様の検討および探査計画の策定を実施した。開発および検討を行った項目は以下の通りである。

- 1) 三次元弾性体グリッドモデルの更新・高精度化
- 2) 弾性波シミュレーション（三次元弾性場）による合成地震探査データの作成
- 3) 合成地震探査データを用いた反射法データ処理（三次元処理）
- 4) 合成地震探査データを用いた屈折トモグラフィー解析
- 5) 弾性波探査仕様の検討
- 6) 弾性波探査計画の策定

3-2-1-1 弾性体グリッドモデルの更新および高精度化

平成 24 年度作成の弾性体グリッドモデルの更新および高精度化を以下に述べる 3-2-1-1-1～3-2-1-1-3 のように実施した。

3-2-1-1-1 対象地域の地史と基本層序

調査対象地域はフィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界域に相当し、フィリピン海プレートは、ユーラシアプレートの下に沈み込んでいる（図 3-2-1-3）。両者の境界部には逆断層が形成されており、調査対象地域である富士川河口域では、入山瀬断層、入山断層、善福寺断層といった複数の活断層（富士川断層帯）が存在する（丸山・斎藤、2007；

杉山・下川、1982) (図 3-2-1-4)。

基本的な模式層序は、平成 24 年度と同様である (表 3-2-1-1)。ただし、庵原層群安山岩類については、既存文献 (柴ほか、1990 ; 杉山・下川、1982) を参照し層厚を 500m に修正している。

以下に富士川断層帯西側と東側に分け地史について記述する。

(1) 富士川断層帯西側

富士川断層帯の西側はユーラシアプレートであり、白亜系～第三系の四万十累層群とその上位に累重する新第三紀以降の地層からなる (表3-2-1-1(a))。四万十累層群は四国海盆の形成(30Ma～15Ma)以前、太平洋プレートの沈み込みにより形成された付加体堆積物からなり、タイトな褶曲構造が発達している。また、グリッドモデル作成地域の南西方に位置する掛川地域や基礎試錐「相良」や「御前崎沖」においては四万十累層群の上位に、古第三系の三倉層群や瀬戸川層群相当層が累重する。これらは、付加体上に形成された前弧海盆堆積物であると考えられている (上田ほか;2007)。

初期～中期中新世(20Ma-15Ma)の頃、日本海が拡大を開始した。掛川地域や基礎試錐「相良」や「御前崎沖」においては、古第三系の上位に下部～中部中新統の倉真層群・西郷層群が不整合で累重する。これらは、この時期に形成された前弧海盆堆積物と考えられている。

また、日本海の拡大に伴い大地溝帯 (フォッサマグナ) が形成された。三次元グリッドモデル作成対象地域は大地溝帯の西端である糸魚川-静岡構造線の東側に位置しており、大地溝帯の形成に伴い日本海から太平洋につながる堆積盆が形成された海域に位置する。後期中新統富士川層群は、砂岩泥岩互層を主体とする地層からなる。金栗・天野(1995)は、富士川層群の堆積場について検討し、トラフ充填堆積物であるとしている。また、この時期、フィリピン海プレートの北上に伴い伊豆・小笠原弧が本州に衝突を開始し、プレート境界である富士川断層帯の西側に分布する富士川層群をはじめとする一連の地層は、褶曲を伴う変形を被った。

鮮新世以降では、伊豆・小笠原弧の衝突によるユーラシアプレート側が隆起・侵食され鮮新統庵原層群が下部鮮新統を不整合で覆っている。庵原層群は、蒲原礫岩層と岩淵安山岩類からなり、入山断層の東側に分布している (柴ほか、1990)。また4種類の安山岩溶岩の噴出・貫入があったとされている (杉山・下川、1982)。

第四紀以降は、伊豆半島の衝突に伴い、ユーラシアプレート側が急速に隆起し、風化・浸食に伴う大量の碎屑物が、富士川を通して駿河トラフに供給された。

(2) 富士川断層帯東側

フィリピン海プレート側は伊豆・小笠原弧の火山岩類を主体としている (表 3-2-1-1(b))。伊豆・小笠原弧は、約1000万年前に日本列島に衝突を開始し、伊豆・小笠原弧上に位置する伊豆半島は、約100万年前に日本列島に衝突したと考えられている。

伊豆・小笠原弧の衝突に伴い、グリッドモデル作成地域には、伊豆・小笠原弧の火成活動に伴う火山性砕屑物が供給されるようになった。この時期、富士川断層帯西側に堆積しはじめている上部中新統～下部鮮新統富士川層群において、金栗・天野(1995)は、伊豆・小笠原弧に近い東側ほど火山砕屑物の含有量が多くなる傾向があることを指摘している。また、伊豆半島が本州に衝突した 100 万年前以降は、富士山や古富士山などの火山が形成され、プレート境界である富士川断層帯より東側には厚い火山噴出物からなる地層が堆積した。

3-2-1-1-2 三次元弾性体グリッドモデルの更新

表 3-2-1-2 に各断層の設定一覧を示す。断層については、平成 24 年度と同様に入山瀬断層、善福寺断層、入山断層の三つの断層面を地質モデルに反映させた。またそれぞれの断層面の走向や傾斜角度および断層面における地層の変位については、平成 24 年と同様としたが、各断層の活動開始時期については、推定により設定しており、また善福寺断層の変位については、入山断層と似た変位が見られるとされていることから入山断層と同じ変位であると仮定している（地震調査研究推進本部、1995；杉山・下川、1982）。

調査対象地域の広域的な概念を示すために東西 40km、南北 10km、深度 10km の範囲をモデル作成エリアとした。モデル作成には、平成 24 年度と同様にシュルンベルジェ社のソフトウェア「Petrel」を使用した。また地表および海域の地形は、平成 24 年度と同様に「国土地理院数値地図 50mメッシュ（標高）」および「日本海洋データセンター」の 500mメッシュ海底地形データを利用して作成した。またフィリピン海プレートの上面についても、平成 24 年度と同様に伊豆半島の主体部を構成する先古第三系の火成岩類の上面として設定し、その深度については Hirose et al. (2008)を参照した。

モデル作成対象地域の概念図を図 3-2-1-5 に示す。富士川断層帯東側には、火山岩類を主体とする伊豆・小笠原弧が存在し、入山瀬断層を介してユーラシアプレート側の付加体堆積物（四万十帯）および前弧海盆堆積物（倉真層群、西郷層群）の地層ユニットと接していると考えられる。また伊豆・小笠原弧は、先古第三系の上位に新第三系火山岩類（湯ヶ島層群相当層、白浜層群相当層）が墨重していると考えられる。

また両プレートの境界付近にはトラフ状の凹地が形成され、これらを富士川起源の砕屑岩や火山活動による火山砕屑岩などの堆積物（トラフ充填堆積物）が埋積しており、これらの堆積物は、富士川断層帯西側に分布している富士川層群、庵原層群とは同時異相と考えられる。

上述の概念図を基に本年度作成した三次元グリッドモデルを図 3-2-1-6 に示す。

平成 24 年度の重力解析では、上位層と基盤との密度差を 0.6g/cc と仮定し重力基盤構造図を作成した（図 3-2-1-7）。この重力解析で仮定した基盤は、ユーラシアプレート側において四万十帯に、またフィリピン海プレート側では、白浜層群相当層に相当すると考えられる。作成された重力基盤構造図は、富士川河口を中心に 30~40km 規模の盆状構造を成している。本年度は、四万十帯上限の深度構造図について、重力基盤構造が示している盆状構

造の形状を参考に修正した（図 3-2-1-8）。

また、鮮新統安山岩類が入山断層の東側のみに分布し、層厚が 500m とされているが、平成 24 年度成果モデルでは、安山岩類の分布を地質モデルに反映しきれていなかった。本年度では、鮮新統庵原層群と中部中新統～下部鮮新統富士川層群の分布を既存文献の地質図および地質断面図を基に修正した。

また、富士川断層帯東側のトラフ充填堆積物については、平成 24 年度成果モデルより詳細な物性値分布を反映させるために本年度モデルでは層厚により 5 層に細分している。

平成 24 年度モデルの P 波速度は、屈折法地震探査による御前崎地域の速度構造検討結果（中部電力、2009a, 2009b）や、物理探査学会（1990）を参照し各地質時代の地層の岩種による P 波速度のバリエーションを考慮し各地質時代の地層ごとに設定されていた（表 3-2-1-3(a)）。このモデルでは、富士川断層帯東側の各地層の埋没深度を考慮せず、1つの地層に対し単一の P 波速度を与えたため、入山断層を挟み接している富士川断層帯西側（ユーラシアプレート側）の地層との水平方向のギャップが大きくなり過ぎ、現実的な物性値の分布を反映しているといえなかった（図 3-2-1-9）。

そのため本年度では、富士川断層帯西側（ユーラシアプレート側）と富士川断層帯東側（トラフ充填堆積物・伊豆小笠原弧）ごとに埋没深度を考慮し、以下のように P 波速度の見直しを行った。

(1) 富士川断層帯西側（ユーラシアプレート側）

本年度は、埋没深度を考慮し各地層での P 波速度の見直しをおこなった。

図 3-2-1-10 に、上田ほか（2007）により基礎試錐「相良」の近傍で推測された静岡県南部前弧堆積盆地の(a) 概念図と(b) 埋没史埋没史を示す。前期～中期中新世には倉真層群と西郷層群が 2000m 近く堆積し、その後、隆起し現在の深度になっているとされている。

本対象地域での富士川断層帯西側の地層ユニットの最大埋没深度については、掛川・相良地域と同程度であったと仮定し、その後伊豆小笠原弧の衝突によって隆起し現在の深度となっていると考え、物性値（P 波速度）に反映させた。表 3-2-1-3(b)に西南日本弧の各地層の P 波速度を示す。

(2) 富士川断層帯東側（トラフ充填堆積物・伊豆小笠原弧）

トラフ充填堆積物および伊豆小笠原弧については、地表試料での P 波速度実測値がないため、屈折法探査等の既存文献をもとに P 波速度と深度の関係式を作成することとした。

トラフ充填堆積物については、中部電力資料（2009a; ; 2009b）を参照し（図 3-2-1-11、図 3-2-1-12）、図中に示している b 地点と c 地点での深度と P 波速度を読み取り、P 波速度と深度の関係式を作成した（図 3-2-1-13(a)）。また伊豆小笠原弧については、鍵山（2007）、Yoshii et al., (1985)、Asano et al., (1985)の既存文献を参照し、図 3-2-1-14 と図 3-2-1-15 で示している d 地点～f 地点での深度と P 波速度を読み取り、P 波速度と深度の関係式を作

成した (図 3-2-1-13(b))。

今年度の弾性体グリッドモデルの更新に当たっては、トラフ充填堆積物を層厚により 5 層に細分し、また伊豆小笠原弧は、下位より先古第三系、湯ヶ島層群相当層、白浜層群相当層の 3 層から構成されるとした。先に作成したトラフ充填堆積物の P 波速度と深度の関係式 (図 3-2-1-13(a)) を中心線として、±5%と±10%上下させ、計 5 個の関係式を作成し、グリッドモデルのトラフ充填堆積物の 5 層に適用した (図 3-2-1-16(b))。また伊豆小笠原弧の白浜層群相当層と湯ヶ島層群相当層については、先に作成した関係式 (図 3-2-1-13(b)) を±2.5%上下させた関係式をそれぞれに適用した (図 3-2-1-16(a))。

伊豆小笠原弧の先古第三系は、主に玄武岩からなる古第三系～下部中新統とされている。玄武岩の P 波速度は、物理探査学会 (1990) によると、地表で採取した試料で平均 5.0km/sec とされている。また深部では、先古第三系の P 波速度は、先に求めた伊豆小笠原弧の P 波速度の深度プロファイルに近い速度になると仮定し、図 3-2-1-16(c)に示しているような関係式を作成して、グリッドモデルの先古第三系の地層ユニットに適用した。

S 波速度については、平成 24 年度と同様に、中部電力が作成した V_p - V_s 関係式を適用し S 波速度を計算した (図 3-2-1-17(a))。また密度についても、P 波速度から密度を推定する Gardner の式 (Gardner et al., 1974)を適用した (図 3-2-1-17(b))。

表 3-2-1-4 には設定した各地層の物性値一覧を示す。ただし海域での物性値は、P 波速度を 1.5km/sec, S 波速度を 0 km/sec, 密度を 1.0g/cm³としている。

図 3-2-1-18 に、今年度更新した三次元弾性体グリッドモデルに適用した各物性値分布を示す。

3-2-1-1-3 平成 24 年度モデルからの更新点

平成 24 年度モデルからの更新点をあげる。本年度モデルでは、地質図等の既存文献から推定される地質構造に加えて、重力解析による重力基盤構造図が示すトレンドを使用することでより現実的な深部基盤構造図に改善した。また富士川層群、庵原層群、安山岩類の分布を地質図等の既存文献に合うように修正した (図 3-2-1-19)。

トラフ充填堆積物を平成 24 年モデルよりも細分し、富士川断層帯東側 (トラフ充填堆積物、伊豆小笠原弧) の物性値を深度との関係式として地質モデルに適用することにより、富士川断層帯西側との物性値のギャップが小さくなり、より現実的な物性値分布を表現することができた (図 3-2-1-20)。

表3-2-1-1 模式層序表

| (a)富士川断層帯西側 西南日本弧 | | | | (b)富士川断層帯東側 伊豆小笠原弧 | | | |
|----------------------|-------|------|--------|-----------------------|--------------|--------------|--------|
| | 層序 | 岩相 | 層厚 | | 層序 | 岩相 | 層厚 |
| 鮮新統 | 庵原層群 | 安山岩 | 500m | 更新統 ~ 鮮新統 | トラフ充填 堆積物 | 礫岩 | 2000m |
| | | 礫岩 | 200m | | | | |
| 下部鮮新統 ~ 中部中新統 | 富士川層群 | 砂礫互層 | 1000m | 下部鮮新統 ~ 上部中新統 | 白浜層群 相当層 | 安山岩 火山角礫岩 | 1000m |
| | | 砂泥互層 | 1000m | | | | |
| 中部中新統 | 西郷層群 | 泥岩 | 500m | 中部中新統 | 湯ヶ島層群 相当層 | 安山岩 | 1000m |
| 下部中新統 | 倉真層群 | 砂泥互層 | 500m | 下部中新統 ~ 古第三系 | 先古第三系 | | +2000m |
| | | 砂礫互層 | 500m | | | | |
| 下部中新統 ~ 白亜系 | 四万十帯 | | +2000m | | | | |

金栗・天野(1995), 狩野(1996), 柴(1996), 土(1996), 杉山・下川(1982)より作成

表3-2-1-2 各断層の設定一覧

| | 入山断層 | 善福寺断層 | 入山瀬断層 |
|--------|-------------|-------------|-------------|
| 傾斜 | 西傾斜(60-80°) | 西傾斜(38-76°) | 西傾斜(50-76°) |
| 断層のタイプ | 逆断層 | 逆断層 | 逆断層 |
| 活動度 | 0.25m/1000年 | 0.25m/1000年 | 7m/1000年 |
| 活動開始時期 | 100万年前 | 100万年前 | 100万年前 |

地震調査研究推進本部(1995), 杉山・下川(1982)より一部引用

表3-2-1-3 西南日本弧側での各地層のP波速度

| (a)平成24年度モデルに適用したP波速度 | | | | (b)本年度モデル | | | |
|-----------------------|-------|---------------|-----|---------------------|-------|---------------|-----------|
| 層序 | 岩相 | P波速度 (km/sec) | | 層序 | 岩相 | P波速度 (km/sec) | |
| 鮮新統 | 庵原層群 | 安山岩 | 3.3 | 鮮新統 | 庵原層群 | 安山岩 | 3.3 |
| | | 礫岩 | 2.3 | | | 礫岩 | 2.4 |
| 下部鮮新統 ~ 中部中新統 | 富士川層群 | 砂礫互層 | 2.2 | 下部鮮新統 ~ 中部中新統 | 富士川層群 | 砂礫互層 | 2.8 |
| | | 砂泥互層 | 2.0 | | | 砂泥互層 | 3.2 |
| 中部中新統 | 西郷層群 | 泥岩 | 2.8 | 中部中新統 | 西郷層群 | 泥岩 | 3.5 |
| 下部中新統 | 倉真層群 | 砂泥互層 | 3.6 | 下部中新統 | 倉真層群 | 砂泥互層 | 3.7 |
| | | 砂礫互層 | 4.2 | | | 砂礫互層 | 4.0 |
| 下部中新統 ~白亜系 | 四万十帯 | | 4.4 | 下部中新統 ~白亜系 | 四万十帯 | | 4.4 - 6.1 |

物理探査学会(1990), 中部電力(2009a; 2009b)より作成

物理探査学会(1990), 中部電力(2009a; 2009b), 上田ほか(2007)より作成

表3-2-1-4 各地層の物性値一覧

| (a)富士川断層帯西側 西南日本弧 | | | | | | (b)富士川断層帯東側 トラフ充填堆積物および伊豆小笠原弧 | | | | | |
|----------------------|-------|---------------|---------------|-------------------------|-----------|----------------------------------|---------------------|---------------|---------------|-------------------------|-----------|
| 層序 | 岩相 | P波速度 (km/sec) | S波速度 (km/sec) | 密度 (g/cm ³) | | 層序 | 岩相 | P波速度 (km/sec) | S波速度 (km/sec) | 密度 (g/cm ³) | |
| 鮮新統 | 庵原層群 | 安山岩 | 3.3 | 1.7 | 2.3 | 更新統 ~ 鮮新統 | トラフ充填 堆積物 | 礫岩 | 1.65 - 2.2 | 0.5 - 2.2 | 2.0 - 2.1 |
| | | 礫岩 | 2.4 | 1.1 | 2.2 | | | | 1.65 - 2.9 | 0.5 - 2.9 | 2.0 - 2.3 |
| 下部鮮新統 ~ 中部中新統 | 富士川層群 | 砂礫互層 | 2.8 | 1.3 | 2.3 | | | | 1.65 - 3.6 | 0.5 - 3.6 | 2.0 - 2.4 |
| | | 砂泥互層 | 3.2 | 1.6 | 2.3 | | | | 1.65 - 4.2 | 0.5 - 4.2 | 2.0 - 2.5 |
| 中部中新統 | 西郷層群 | 泥岩 | 3.5 | 1.8 | 2.4 | | | | 1.65 - 4.8 | 0.5 - 4.8 | 2.0 - 2.6 |
| 下部中新統 | 倉真層群 | 砂泥互層 | 3.7 | 1.9 | 2.4 | | 下部鮮新統 ~ 上部中新統 | 白浜層群 相当層 | 安山岩 火山角礫岩 | 1.65 - 6.0 | 0.5 - 3.5 |
| | | 砂礫互層 | 4.0 | 2.1 | 2.5 | 中部中新統 | 湯ヶ島層群 相当層 | 安山岩 | 1.65 - 6.2 | 0.5 - 3.6 | 2.0 - 2.8 |
| 下部中新統 ~白亜系 | 四万十帯 | | 4.4 - 6.1 | 2.4 - 3.6 | 2.5 - 2.7 | 下部中新統 ~古第三系 | 先古第三系 | | 5.0 - 6.5 | 2.8 - 3.8 | 2.6 - 2.8 |

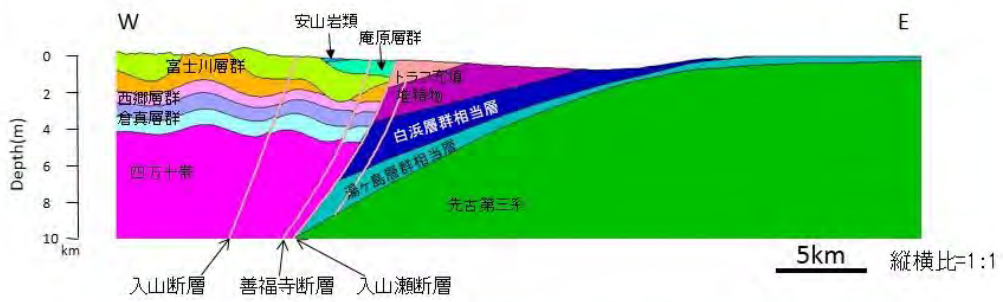
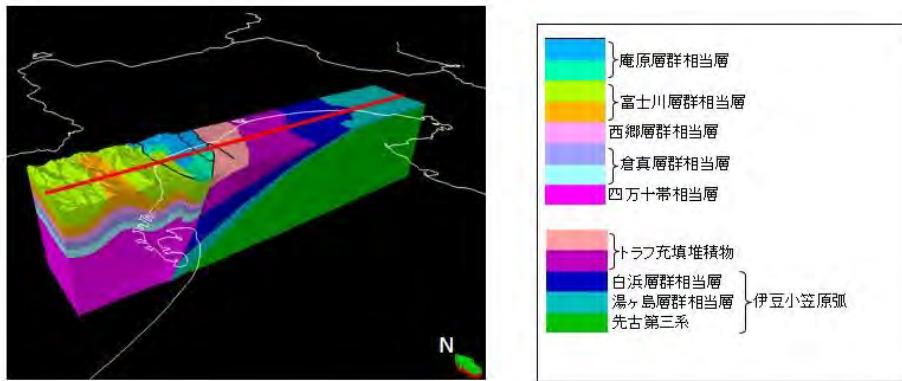


図 3-2-1-1 平成24年度作成の三次元弾性体グリッドモデル

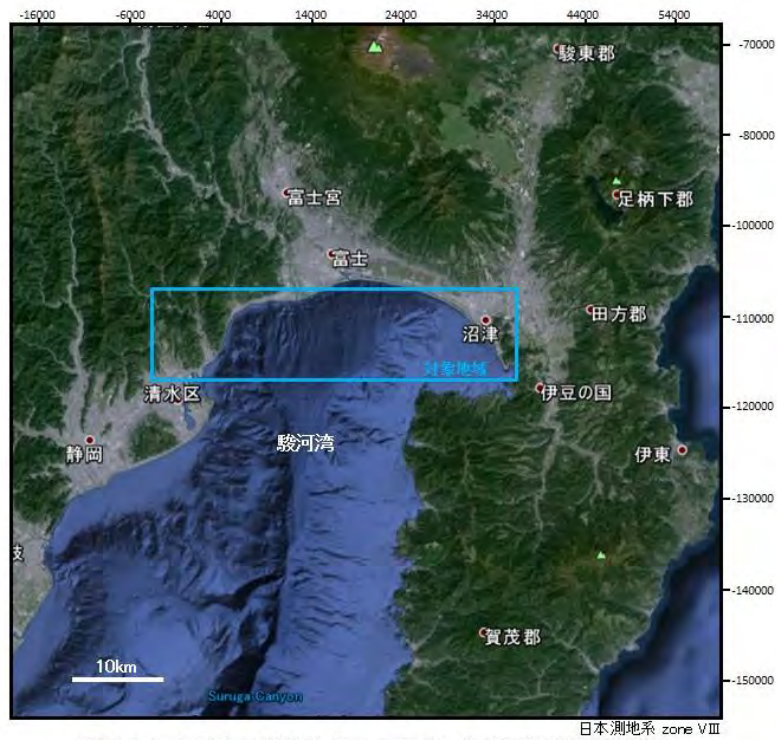


図 3-2-1-2 三次元弾性体グリッドモデル作成対象地域の位置図

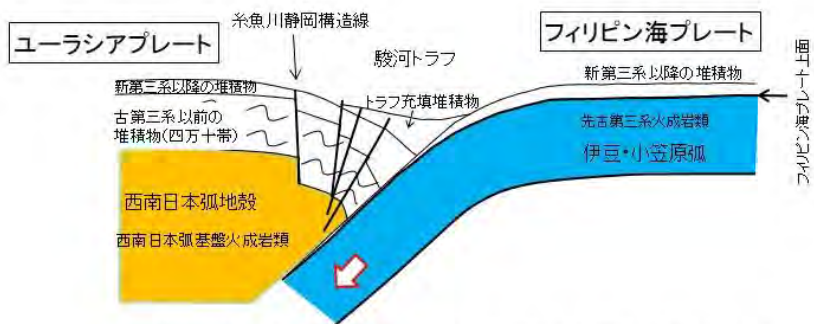
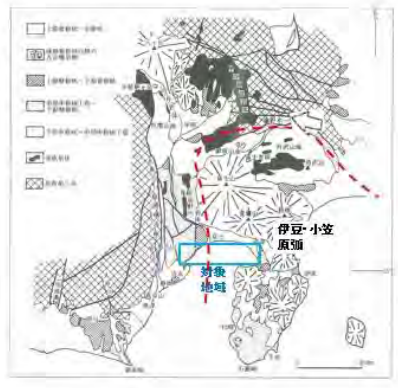
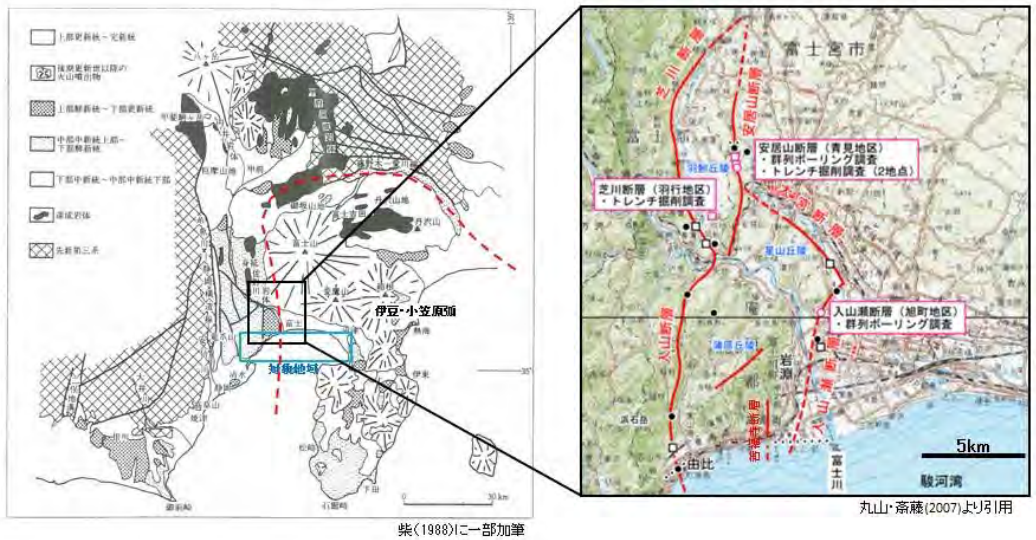


図 3-2-1-3 三次元弾性体グリッドモデル作成対象地域の広域概念図



柴(1988)に一部加筆

丸山・斎藤(2007)より引用

図 3-2-1-4 富士川断層帯位置図

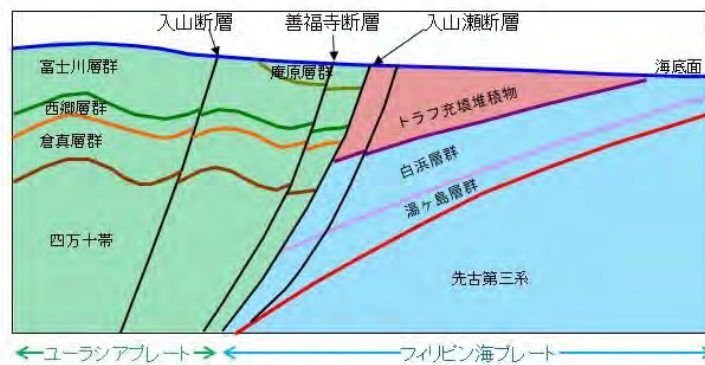
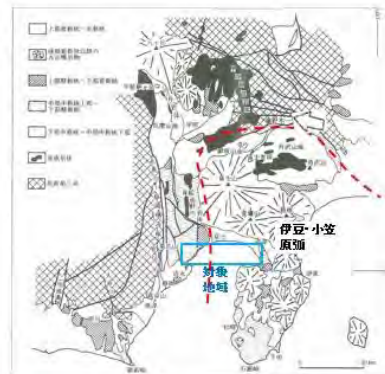


図 3-2-1-5 三次元モデルの概念断面図

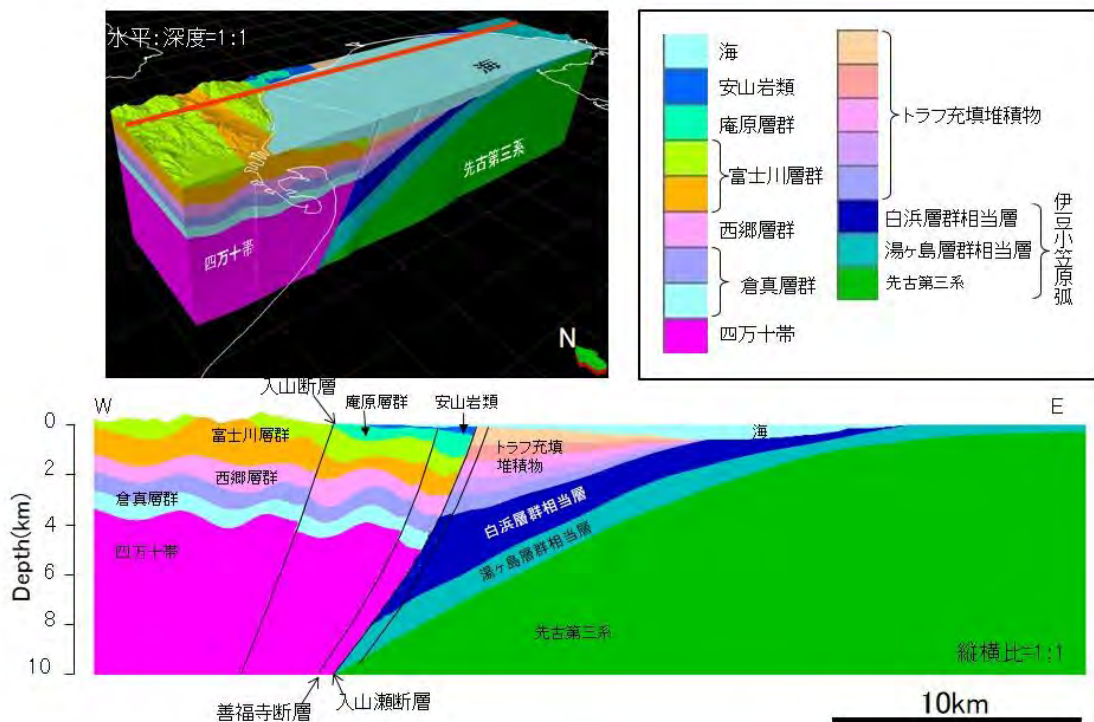


図 3-2-1-6 作成した3次元グリッドモデル

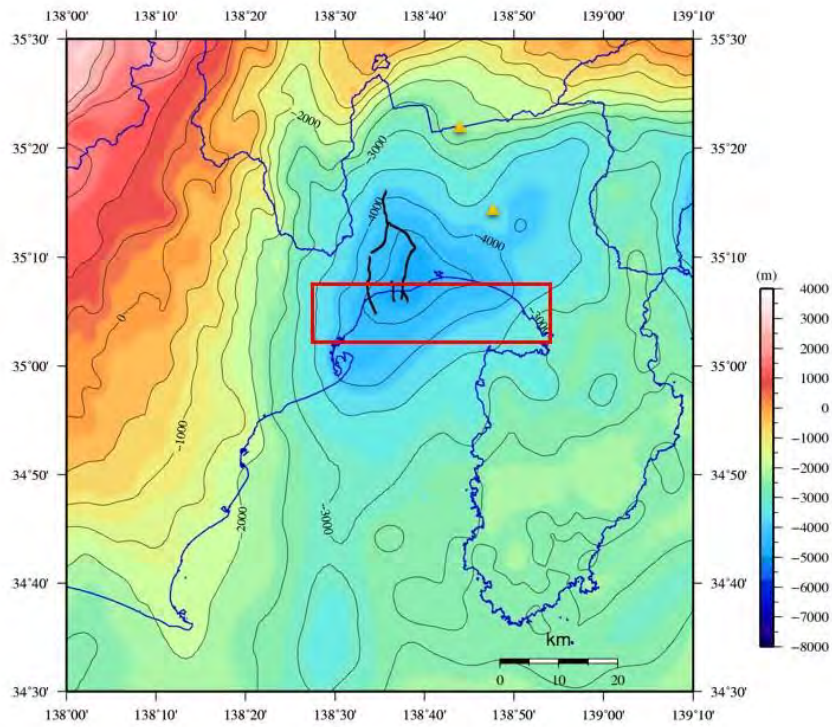


図 3-2-1-7 重力基盤構造図(上位堆積層との密度差0.60 g/ccを仮定)

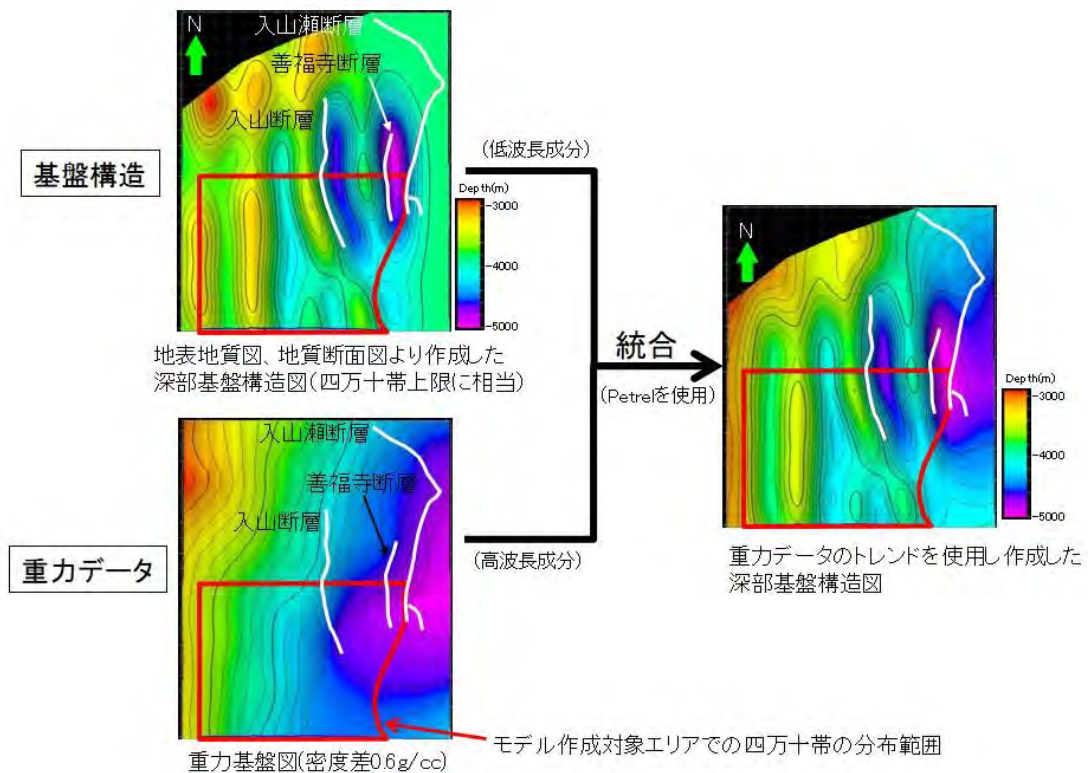


図 3-2-1-8 重力データのトレンドを利用した基盤構造図の作成

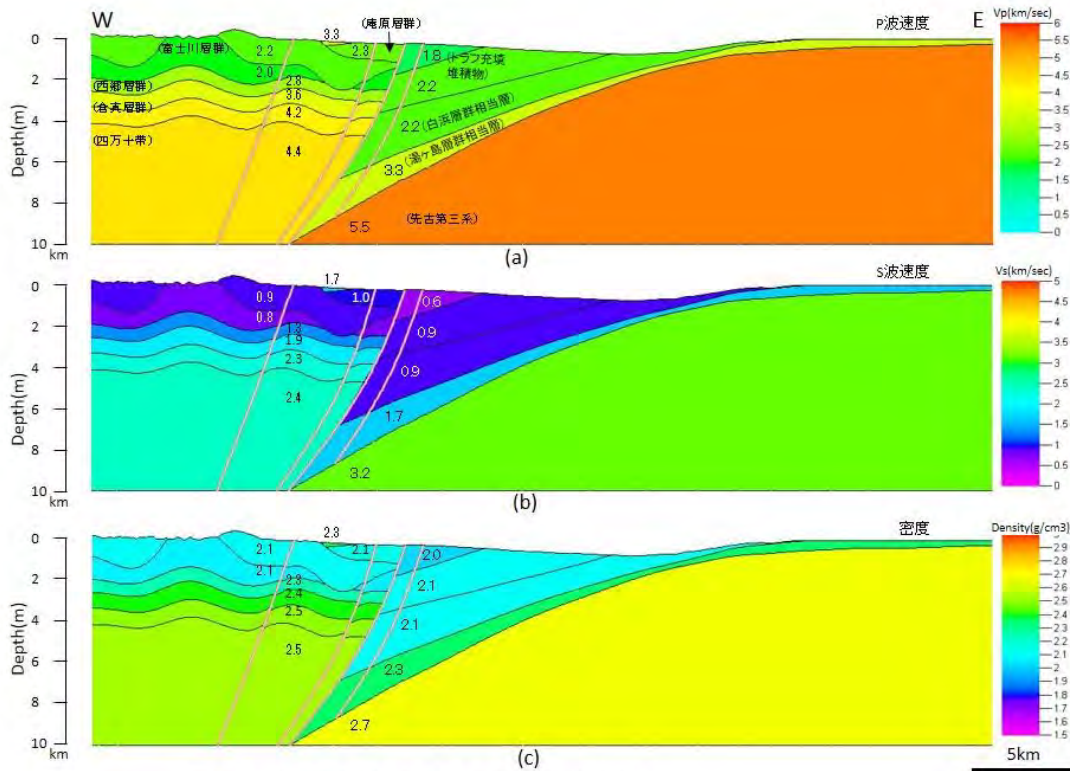


図 3-2-1-9 平成24年度成果モデルの物性値分布
(a) P波速度、(b) S波速度、(c) 密度

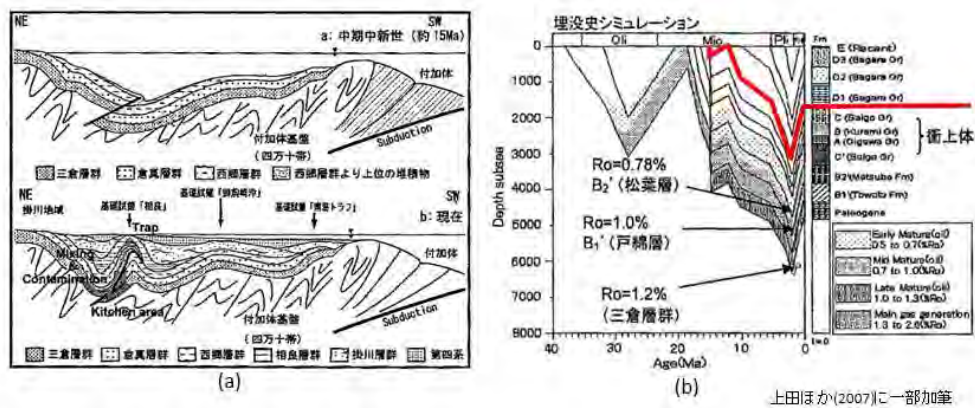


図 3-2-1-10 静岡県南部前弧堆積盆地の(a) 概念図と(b) 埋没史

屈折法探査 Line3 (中部電力(2009a; 2009b))

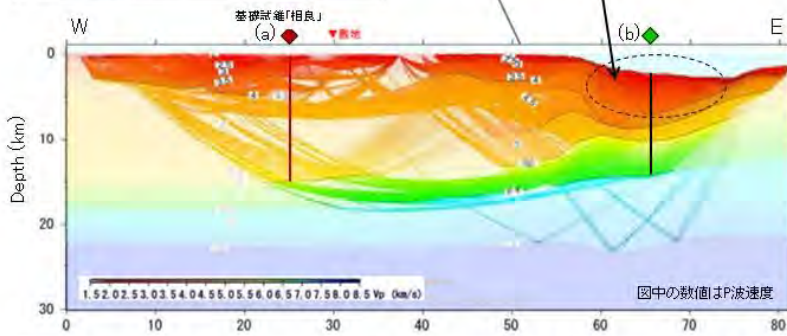
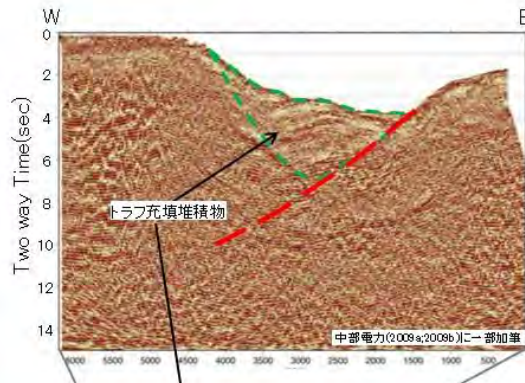
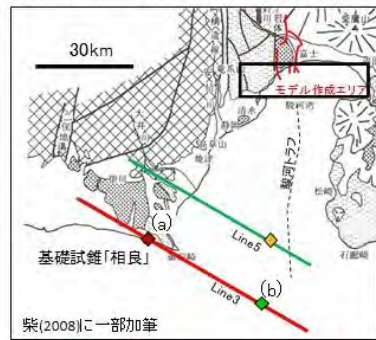


図 3-2-1-11 富士川断層帯東側(トラフ充填堆積物)におけるP波速度の深度プロファイルの推定 (屈折法探査 Line3: 中部電力(2009a; 2009b))

屈折法探査 Line5 (中部電力(2009a; 2009b))

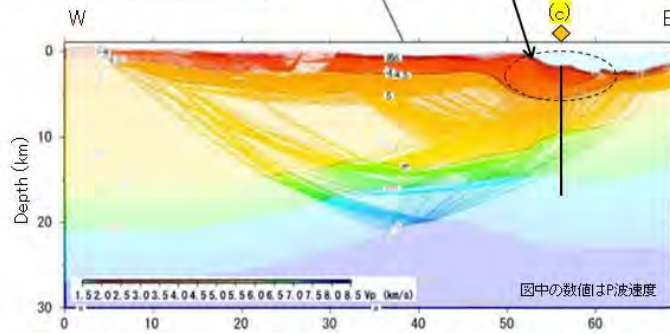
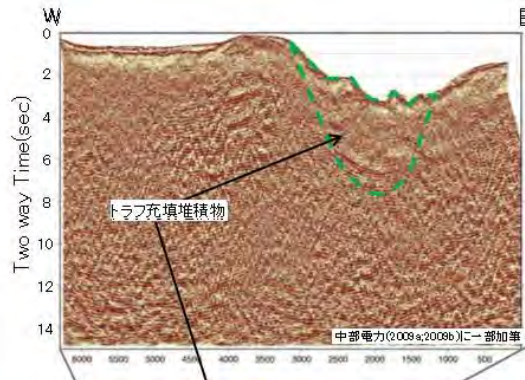
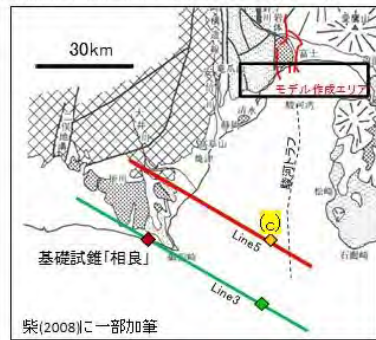


図 3-2-1-12 富士川断層帯東側(トラフ充填堆積物)におけるP波速度の深度プロファイルの推定 (屈折法探査 Line5: 中部電力(2009a; 2009b))

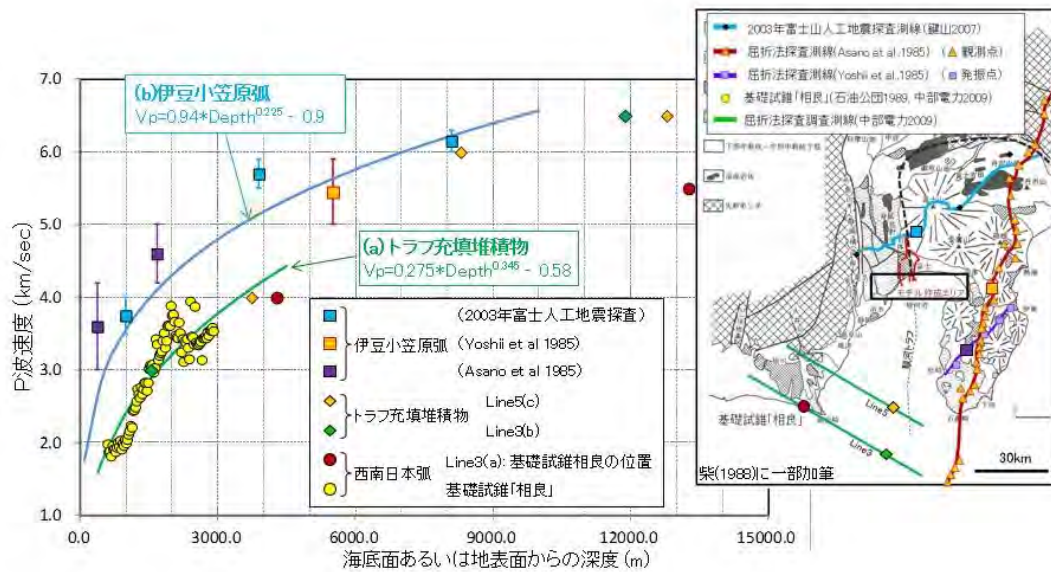


図 3-2-1-13 P波速度の深度プロファイル (a)トラフ充填堆積物、(b) 伊豆小笠原弧

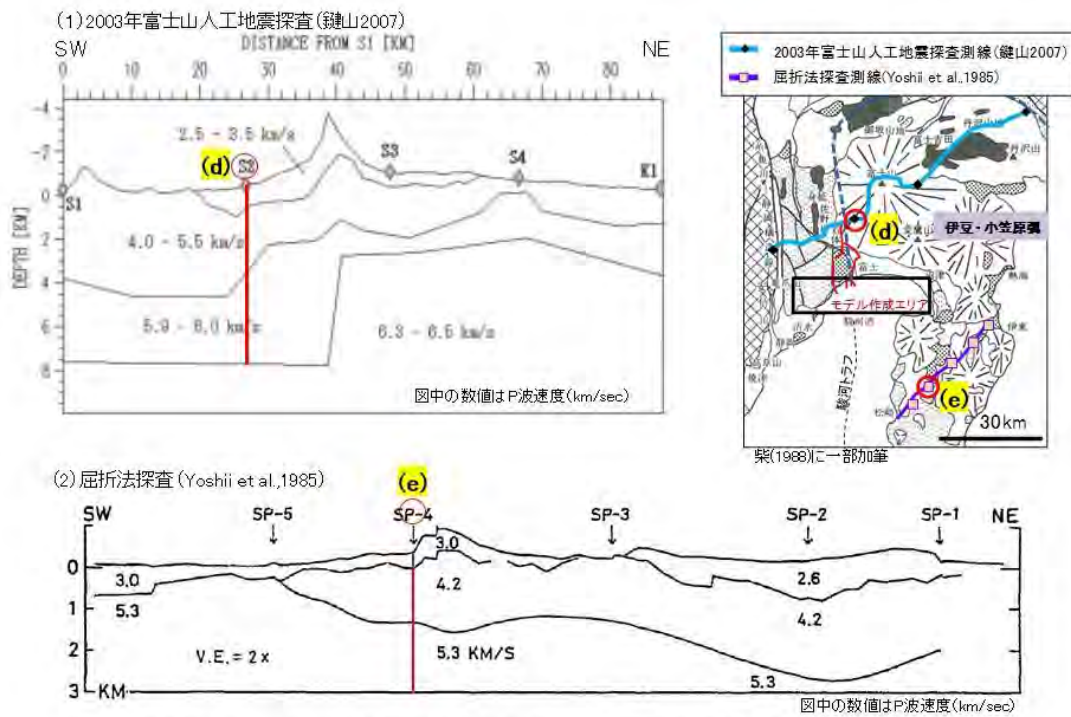


図 3-2-1-14 富士川断層帯東側(伊豆小笠原弧)におけるP波速度の深度プロファイルの推定
(1)2003年富士山人工地震探査(鍵山2007)、(2) 屈折法探査(Yoshii et al.,1985)

(3) 屈折法探査 (Asano et al., 1985)

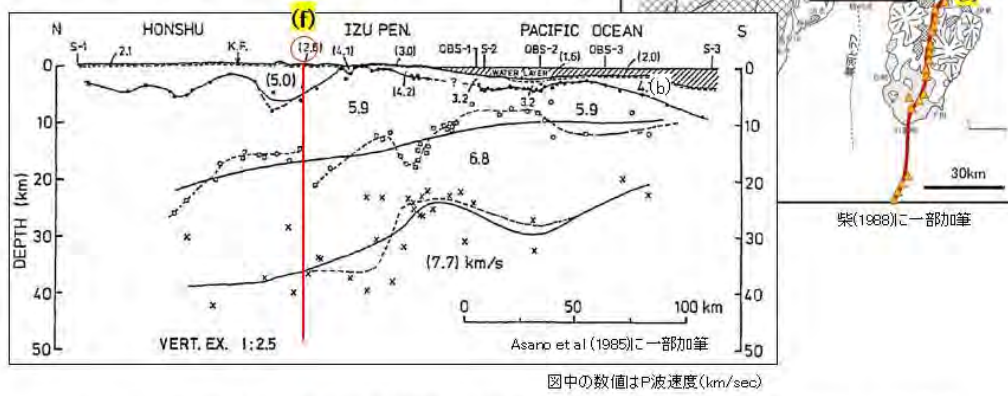


図 3-2-1-15 富士川断層帯東側(伊豆小笠原弧)におけるP波速度の深度プロファイルの推定
(3) 屈折法探査(Asano et al., 1985)

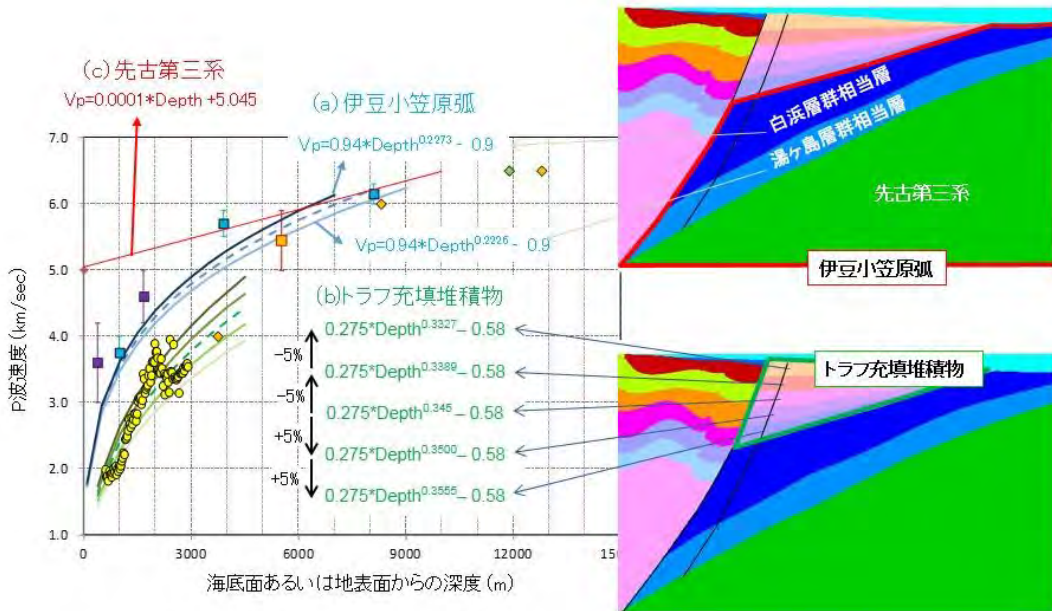


図 3-2-1-16 P波速度深度プロファイルと地層ユニットとの対応

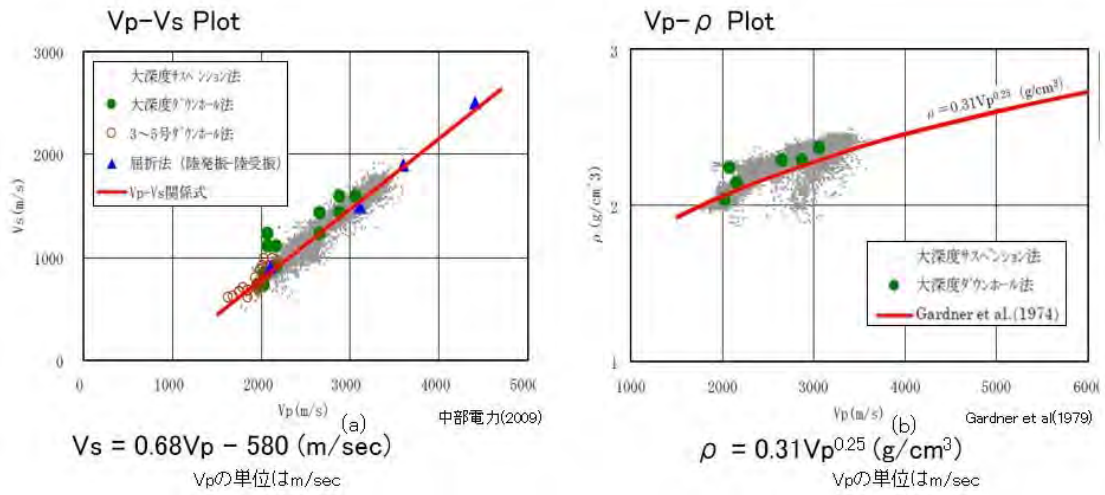


図 3-2-1-17 P波速度深度、S波速度深度、密度の関係
 (a) Vp-Vs プロット (b) Vp- ρ プロット

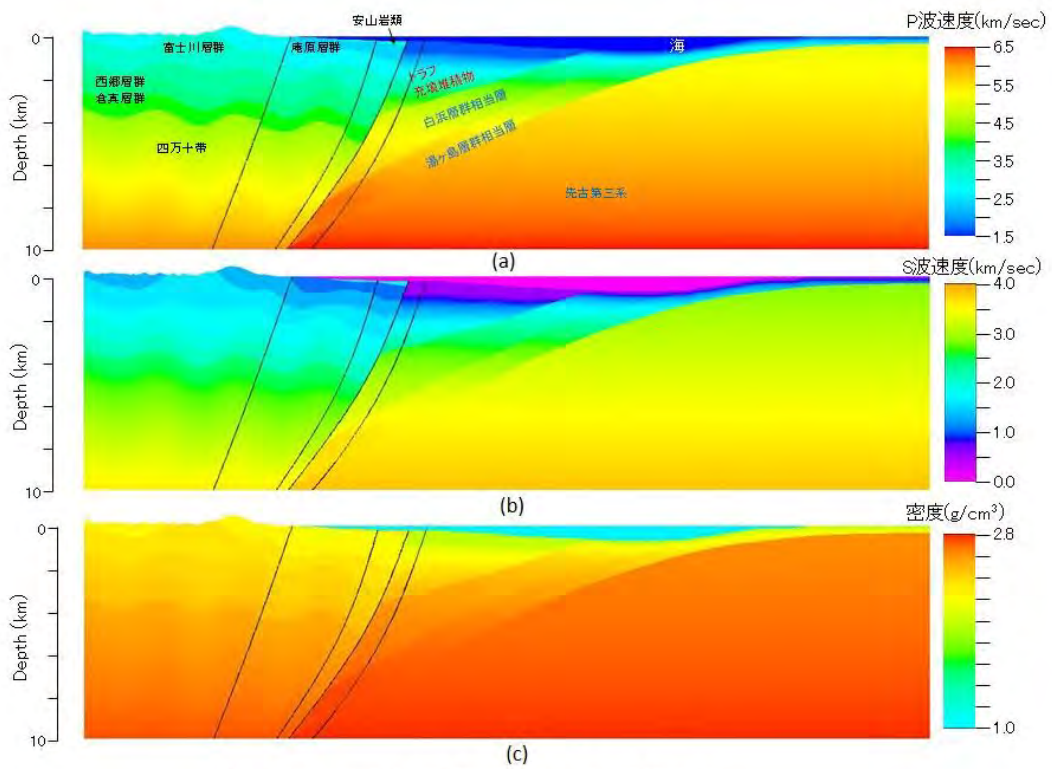


図 3-2-1-18 グリッドモデルに適用した物性値分布
 (a) P波速度、(b) S波速度、(c) 密度

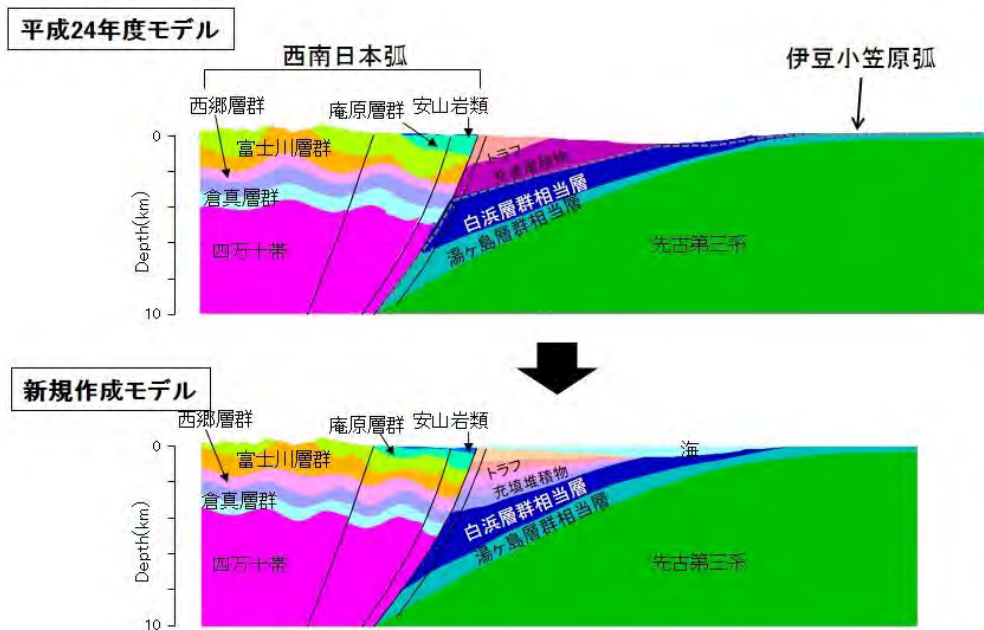


図 3-2-1-19 平成24年度モデルと新規作成モデルの比較(地質構造)

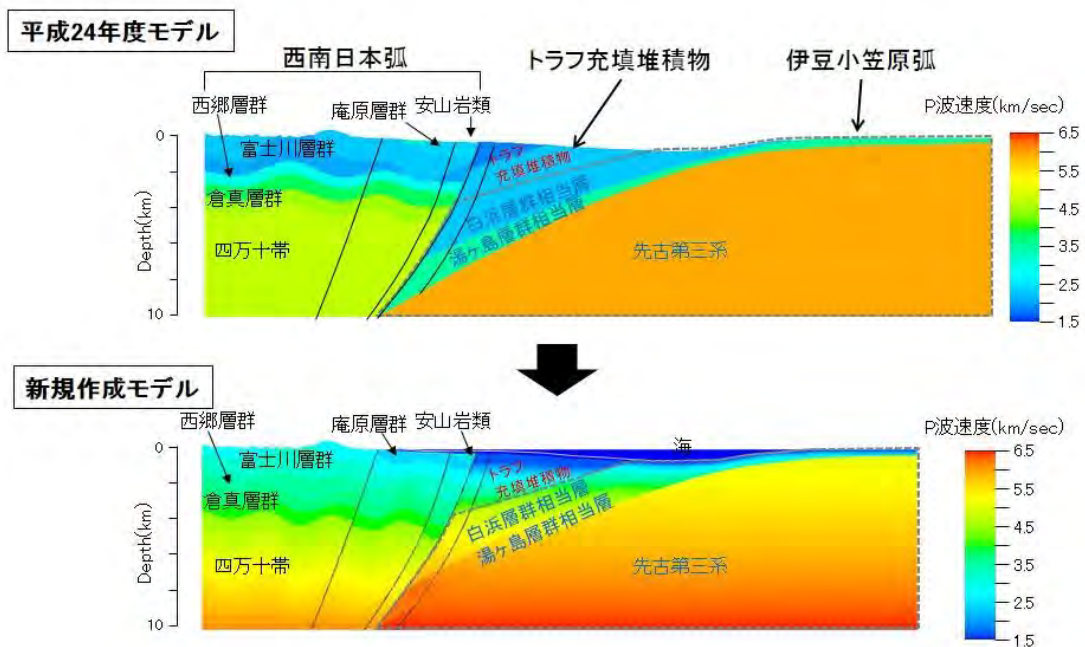


図 3-2-1-20 平成24年度モデルと新規作成モデルの比較(物性値分布)

3-2-1-2 弾性波シミュレーション（三次元弾性場）

更新した三次元弾性体モデルより一部を切り出し、以下の手順のように三次元弾性場の弾性波シミュレーションを実施した。

3-2-1-2-1 三次元構造モデルの切り出し

前節で作成した三次元弾性体グリッドモデルから実際に三次元弾性波シミュレーションを実施するためのモデルを作成した。シミュレーションに用いたモデルは境界からの反射によるノイズを軽減すること考慮して、エアガン発震点の端点から 1km 上げた 6km×6km×5km のサイズとした。

三次元弾性体グリッドモデルは 25m 間隔で不連続的に速度構造が求められている。シミュレーションを行う際には、計算効率を高めるために、幾つかの層に分割し層の速度を一定にしてモデルを作成して計算を行った。そこで、三次元弾性体グリッドモデルを海と最下層を除く 50 層に区分し新たな速度構造モデル作成した。層区分の方法は、下記の通りである。

- ①三次元弾性体モデルから、それぞれの層の V_p 値の最大値、最小値を抜き出し、シミュレーションモデルに使用する V_p の下限値と上限値を設定する。
- ②シミュレーションに用いたモデルには、この上限値と下限値の間を 50 個に等分割した値を各層の V_p 値として設定する。
- ③ V_s と ρ については、②で設定した V_p の値から以下の式で換算する。

$$V_s = 0.68 \times V_p - 580.0 \text{ [m/s]}$$

$$\rho = 0.31 \times V_p^{0.25} \text{ [kg/m}^3\text{]}$$

以上によって作成されたシミュレーションに用いたモデルに与えた物性値を表 3-2-1-5 に示す。また、シミュレーションに用いたモデルの鳥瞰図を図 3-2-1-21、主要な X-Z 断面における V_p の分布図を図 3-2-1-22～図 3-2-1-34 に示す。図を見ると、作成したデータは三次元弾性体モデルを再現できていることが確認できる。

3-2-1-2-2 弾性波シミュレーションの条件

弾性波シミュレーションに用いる計算条件の一覧を表 3-2-1-6 に示す。

震源には球面発散となるような爆破型点震源を用いる。入力する震源時間関数は図 3-2-1-35 に示す中心周波数 20Hz のリッカーウェーブレット波を用い、震源モーメントが $1.0 \times 10^{10} \text{Nm}$ となるように入力する。図 3-2-1-35 に示す波形の時間 0 が解析における $T=0\text{s}$ である。

ボクセル要素の最小サイズは 12.5m、深度 2500m 以下では 25m を用いており、モデル全体の要素数は約 5200 万要素である。波動伝播を有限要素法で数値シミュレーションするためには、最低でも波長の 10 分の 1～5 分の 1 程度以下の大きさの要素サイズを用いる必

要がある。今回のシミュレーションでは P 波に着目するため、最小 $V_p 1500\text{m/s}$ のモデルを対象周波数 20Hz で解くためには 1 波長 $1500\text{m/s} \times (1/20\text{Hz}) = 75\text{m}$ の 5 分の 1 以下の 15m の要素サイズが必要となる。そのため、図 3-2-1-36 に示す概念図のようにモデルの上側では 12.5m のサイズ、 V_p の値が大きくなる深度 2500m 以下では 25m のサイズとしている。シミュレーションで用いる計算時間間隔 Δt は 0.00169492 s である。 Δt は最小要素サイズ ΔL と最大速度 V_p から決定される下式のクーラン条件を満たす必要がある。

$$\Delta L > V_p \times \Delta t$$

ここで、クーラン数を C とすると 1 ステップ計算時間間隔 Δt は次式で求まる。

$$\Delta t = C \times (\Delta L / V_p)$$

クーラン数 C は 1 以下にする必要があり、 0.8 程度で解析精度を保ちつつ安定した解析を行うことができるため C を 0.8 にして Δt を決定している。

境界条件には粘性境界を用いる。これは地震波の伝播を解析で取り扱う場合に半無限的な広がりを持つ空間に仮想的な境界を仮定し、有限な領域に置き換える手法の一つである。ここでは半無限境界条件として粘性境界を用いている。波動の入射エネルギーを境界における粘性応力によって吸収するものであり、地盤を有限化して扱う場合の境界に入射する振動エネルギーを吸収するような境界応力として粘性応力を用いる方法である。

シミュレーションに用いた計算機のスペックは Intel Xeon L5640(2.26GHz) $\times 2$ CPU(計 12 コア)/ノード、メモリ 48GB /ノードであり、1 ショット 3540 ステップの計算を約 3 時間掛けて行う。 6601 ショットの計算を行うのに、計算機を 70 ノード用いて約 3 週間を要した。

3-2-1-2-3 弾性波シミュレーション手法

シミュレーションにはボクセル有限要素法による大規模地震動伝播解析コード「GeoWAVE」を用いた。

ボクセル有限要素法では、メッシュ生成時に同一地層内領域などユーザーが指定した解析効率上必要と思われる任意の領域（サブグリッド）毎に均一メッシュを用い、解析時にメッシュの均一性を用いて解析の効率化を行う手法である。

三次元地震波伝播解析には、少ない計算メモリと演算時間で結果が得られることから差分法が広く普及している。ただし、この方法では山・谷のような複雑な地形をモデル化するための自由表面の境界処理が煩雑となる点に問題が残る。一方、有限要素法では自由表面における境界条件が定式化の段階で自動的に設定されているため、複雑な地形を自由にモデル化できる利点がある。また、このコードでは並列化処理を行うことで計算に必要なメモリや演算時間を大幅に減少させることができる。さらに、三次元弾性場をボクセル要素でモデル化するにあたり、速度構造に応じて要素サイズを変化させることにより、要素数の増大を抑えて計算の効率化を図っている。図 3-2-1-36 に示したボクセル型有限要素法

によるモデル化の概念図のように、モデル境界は階段状になるがメッシュサイズを地震動波長に比べて十分小さくすることでその影響は無視できる程度に小さくなると考えられる。

3-2-1-2-4 合成地震記録の作成

図 3-2-1-37 にモデルのほぼ中央に相当する発震点 (SP21081) から発震された速度波動伝播 (X,Y,Z の 3 成分合成) の振幅値の二次元断面スナップショットを、図 3-2-1-38 に速度波動伝播 (X,Y,Z の 3 成分合成) の三次元等ボリューム値スナップショットを示す。二次元断面スナップショットでは値がゼロ (波が到達していない部分) も青色で塗られているため全体に色が塗られており、三次元等ボリューム値スナップショットでは値のある部分にのみ色が塗られている。両者の図を見ると解析が発散することなく正常に行えており、波動も震源から同心円状に広がっていく様子を確認することが出来る。

次に、X、Y、Z 方向と圧力場の合成波形出力例のうち断層走向に平行方向のものを図 3-2-1-39～図 3-2-1-50、直交方向のものを図 3-2-1-51～図 3-2-1-62 に示す。合成波形には AGC (Automatic Gain Control) 処理を施しており、AGC Window Length は 1000ms で可視化を行った。図を見ると全ての成分で直達波が明瞭に見えており、到達時間も震源からの距離に整合することから計算が正常に行えていることが確認できる。

図 3-2-1-39～図 3-2-1-42 の SP01081 の結果では X 成分があまり明瞭でないが、これは断面上に震源があり断面直角方向の成分を見ているためだと考えられる。また、P、Y 成分で RP16090 周辺の波形が乱れているのは、断層の存在によりモデルの物性値が急激変化しているのが影響しているためだと考えられる。Z 成分では断層の影響により RP16060～RP16080 周辺の受振点で後続波形の振幅が大きくなっている為、直達波の振幅が小さく表示されていると考えられる。

図 3-2-1-43～図 3-2-1-46 の SP21081 の結果では P、Y、Z 成分の直達波以外のイベントはあまり目立たない。X 成分では SP01081 と同様に RP16090 周辺の波形が乱れ、RP16060～RP16080 周辺の受振点では後続波形の振幅が大きくなっている。

図 3-2-1-47～図 3-2-1-50 の SP41081 の結果では SP01081 と発震点が逆位置にあるため、直達波の到達時間のセンスが逆になっているが、P、X、Y、Z 成分全てで断層の影響により RP16090 周辺の波形が乱れ、RP16060～RP16080 周辺の受振点では後続波形の振幅が大きくなっているのが確認できる。

図 3-2-1-51～図 3-2-1-58 の直交方向の断面図を見ると、どの成分も左側、真ん中、右側の 3 つの受振点グループで波形の特徴が別れており、物性値の影響を確認することが出来る。

ただし、記録例を詳しく見ると数値計算上のノイズ (数値分散) が少なからず発生していて、反射波のあとに 5 波長程度の後続波が確認できる。これらは、次節の反射法データ処理において 1 枚の反射面に対するイメージが後続波を伴う波群として表現される結果として表れることを示唆する。また、これらの後続波のイメージ部分において、フットプリ

ントが強調された表現となった。これらの数値分散を軽減させるためには、グリッド間隔をより小さくすることが求められる。しかし、例えばグリッド間隔を半分（1 波長あたり 10 グリッド程度）にした場合、三次元波動場では計算時間が 16 倍かかり数か月を要することになり今回の研究期間内には収まらないため、ここでは問題を提起するにとどめ、今後の課題とする。

表3-2-1-5 シミュレーションに用いた物性値

| 層番号 | Vp(m/s) | Vs(m/s) | ρ (kg/m ³) | 層番号 | Vp(m/s) | Vs(m/s) | ρ (kg/m ³) |
|-----|---------|---------|-----------------------------|-----|---------|---------|-----------------------------|
| 1 | 1500.00 | 0.00 | 1000.00 | 31 | 4115.00 | 2218.02 | 2482.87 |
| 2 | 1650.00 | 542.31 | 1975.75 | 32 | 4200.00 | 2275.91 | 2495.59 |
| 3 | 1735.00 | 599.35 | 2000.72 | 33 | 4285.00 | 2333.93 | 2508.13 |
| 4 | 1820.00 | 657.82 | 2024.79 | 34 | 4370.00 | 2391.82 | 2520.47 |
| 5 | 1905.00 | 715.55 | 2048.03 | 35 | 4455.00 | 2450.63 | 2532.64 |
| 6 | 1990.00 | 773.41 | 2070.50 | 36 | 4540.00 | 2507.25 | 2544.64 |
| 7 | 2075.00 | 830.94 | 2092.26 | 37 | 4625.00 | 2565.05 | 2556.46 |
| 8 | 2160.00 | 888.67 | 2113.37 | 38 | 4710.00 | 2622.78 | 2568.13 |
| 9 | 2245.00 | 946.51 | 2133.86 | 39 | 4795.00 | 2680.55 | 2579.64 |
| 10 | 2330.00 | 1004.22 | 2153.78 | 40 | 4880.00 | 2738.44 | 2591.00 |
| 11 | 2415.00 | 1059.28 | 2173.16 | 41 | 4965.00 | 2796.23 | 2602.21 |
| 12 | 2500.00 | 1119.94 | 2192.03 | 42 | 5050.00 | 2854.02 | 2613.27 |
| 13 | 2585.00 | 1177.93 | 2210.43 | 43 | 5135.00 | 2911.78 | 2624.20 |
| 14 | 2670.00 | 1235.59 | 2228.38 | 44 | 5220.00 | 2969.57 | 2634.99 |
| 15 | 2755.00 | 1293.49 | 2245.91 | 45 | 5305.00 | 3027.39 | 2645.65 |
| 16 | 2840.00 | 1343.96 | 2263.04 | 46 | 5390.00 | 3085.11 | 2656.19 |
| 17 | 2925.00 | 1408.90 | 2279.78 | 47 | 5475.00 | 3142.73 | 2666.60 |
| 18 | 3010.00 | 1466.65 | 2296.17 | 48 | 5560.00 | 3200.81 | 2676.89 |
| 19 | 3095.00 | 1524.52 | 2312.21 | 49 | 5645.00 | 3258.26 | 2687.06 |
| 20 | 3180.00 | 1585.46 | 2327.92 | 50 | 5730.00 | 3315.89 | 2697.12 |
| 21 | 3265.00 | 1641.29 | 2343.32 | 51 | 5815.00 | 3372.63 | 2707.07 |
| 22 | 3350.00 | 1697.99 | 2358.43 | 52 | 5900.00 | 3428.26 | 2716.91 |
| 23 | 3435.00 | 1755.78 | 2373.25 | | | | |
| 24 | 3520.00 | 1811.01 | 2387.80 | | | | |
| 25 | 3605.00 | 1871.29 | 2402.08 | | | | |
| 26 | 3690.00 | 1930.46 | 2416.12 | | | | |
| 27 | 3775.00 | 1986.95 | 2429.91 | | | | |
| 28 | 3860.00 | 2044.70 | 2443.48 | | | | |
| 29 | 3945.00 | 2102.48 | 2456.82 | | | | |
| 30 | 4030.00 | 2156.81 | 2469.95 | | | | |

表3-2-1-6 シミュレーションの計算条件

| | |
|----------|-------------------------|
| 震源モーメント | 1.0×10 ¹⁰ Nm |
| 震源タイプ | 爆破型震源(球面発散) |
| 入力波形 | リッカーウェーブレット(中心周波数20Hz) |
| 解析モデルサイズ | 6000m×6000m×5000m |
| 発信点数 | 6601点 |
| 受信点数 | 3751点(海底面) |
| 発信点深度 | 12.5m |
| 要素サイズ | 12.5m(-2500m以下は25m) |
| 要素数 | 51,840,000 |
| 計算時間間隔Δt | 0.00169492 s |
| 並列化数 | 12 |
| 境界条件 | 粘性境界 |
| 波形出力間隔 | 4 ms |
| 記録長 | 6 s |

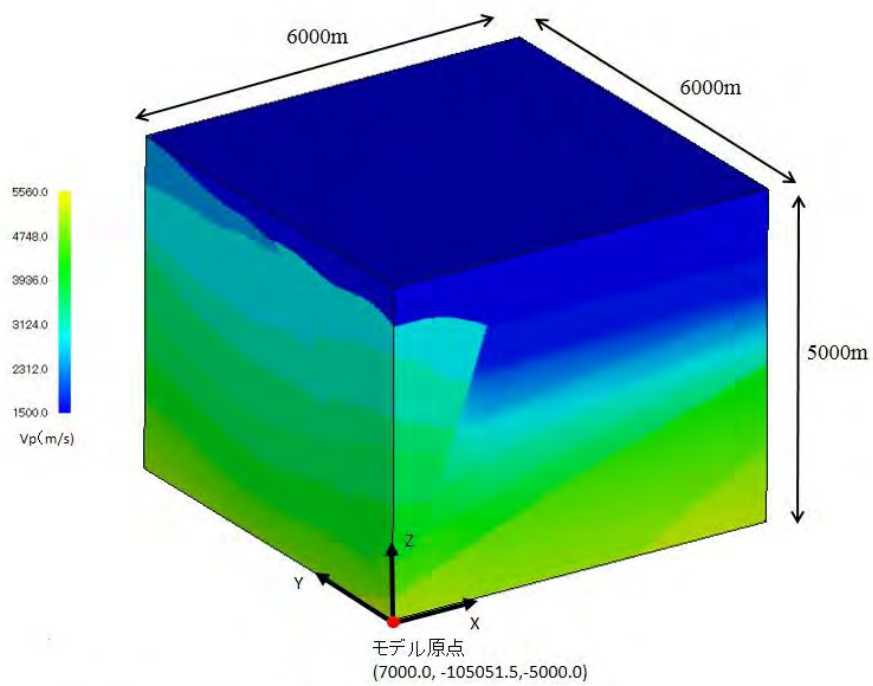


図 3-2-1-21 シミュレーションに用いたモデルの3次元鳥瞰図

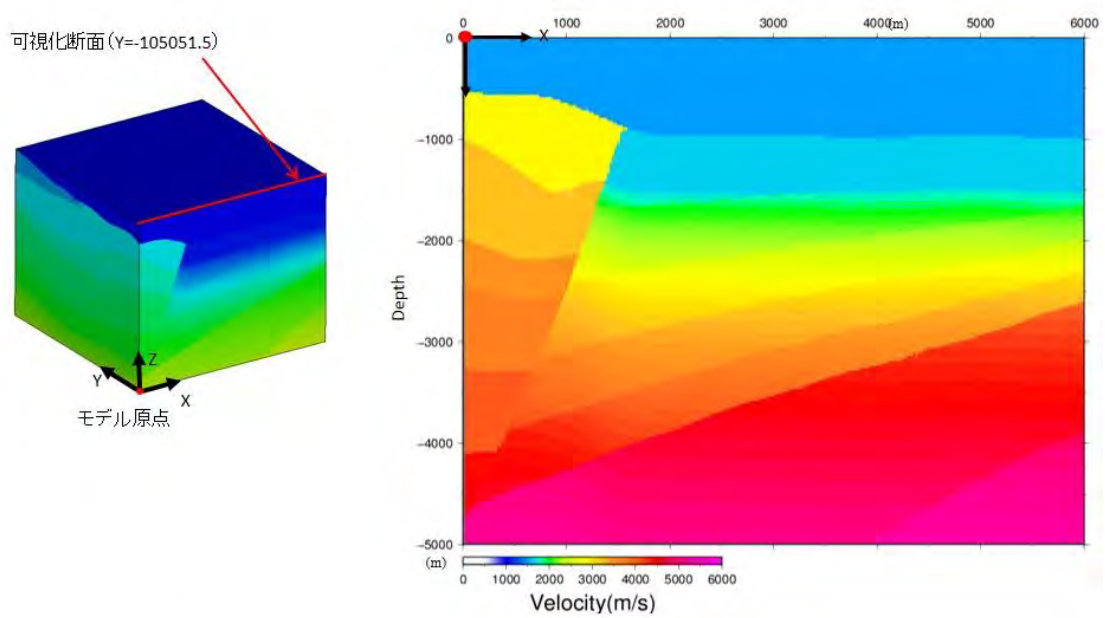


図 3-2-1-22 シミュレーションに用いたモデルのX-Z断面図 (Y=-105051.5)

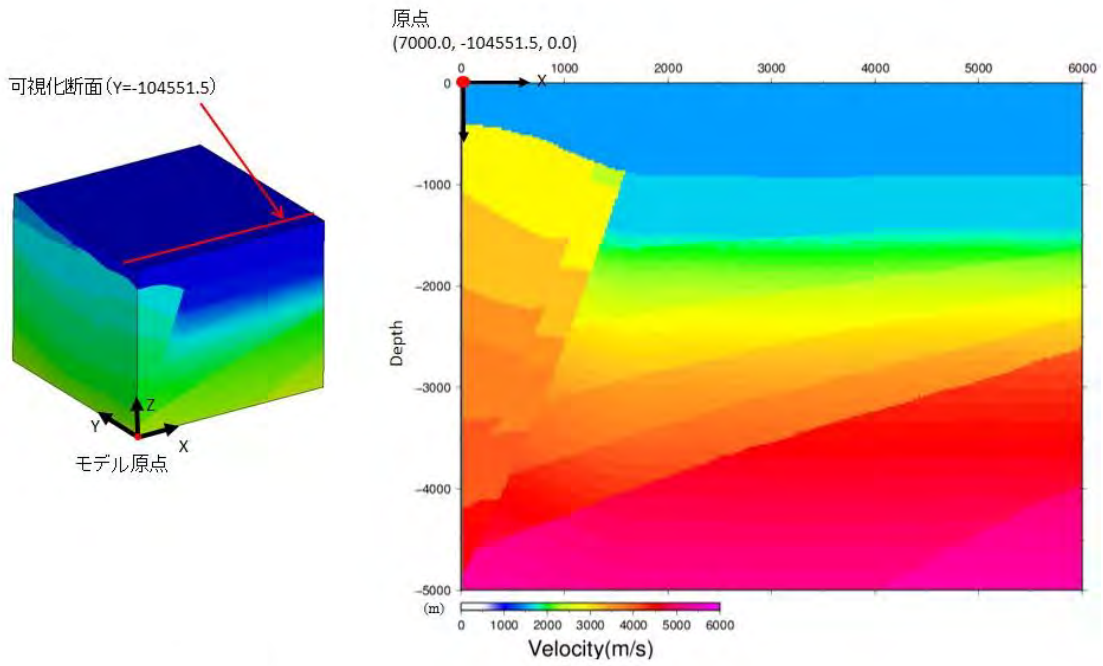


図 3-2-1-23 シミュレーションに用いたモデルのX-Z断面図(Y =-104551.5)

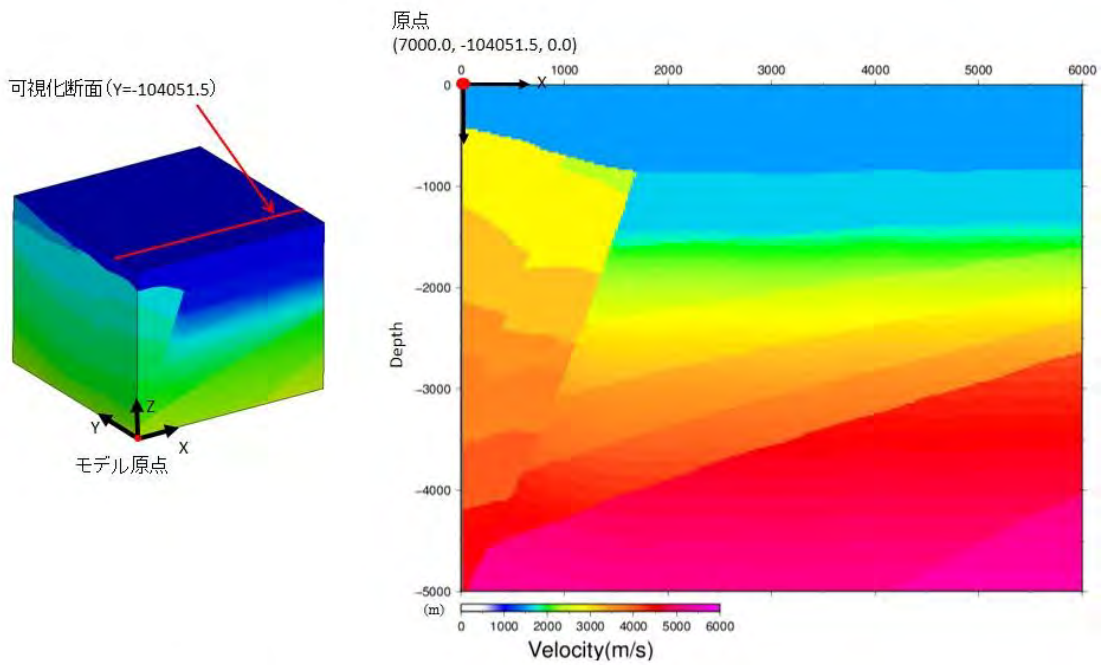


図 3-2-1-24 シミュレーションに用いたモデルのX-Z断面図(Y =-104051.5)

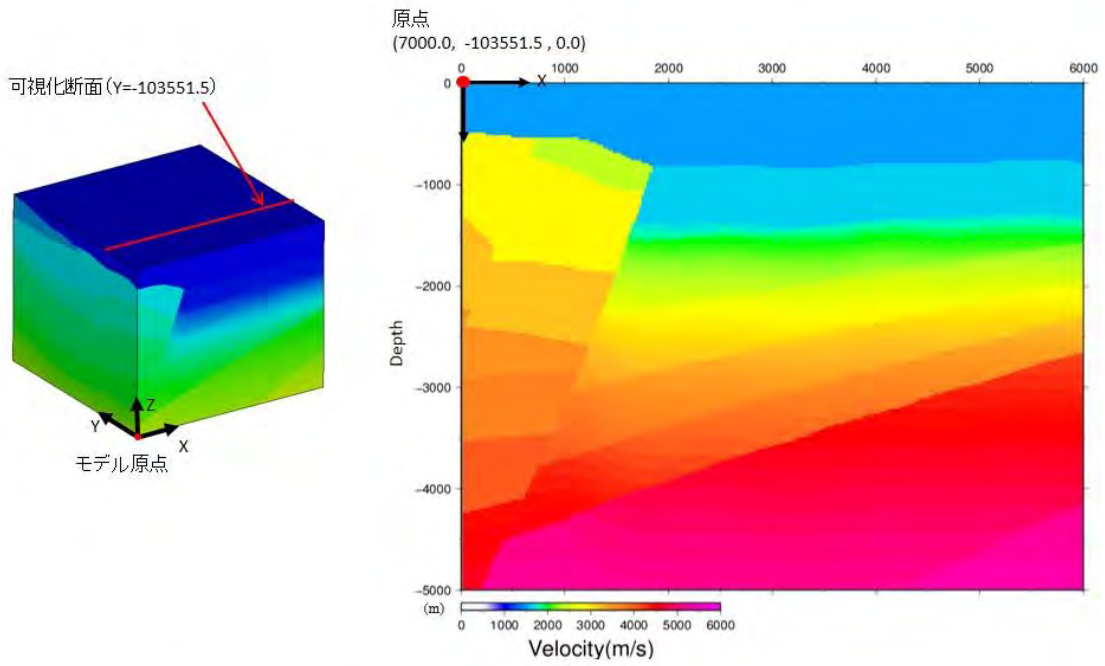


図 3-2-1-25 シミュレーションに用いたモデルのX-Z断面図(Y =-103551.5)

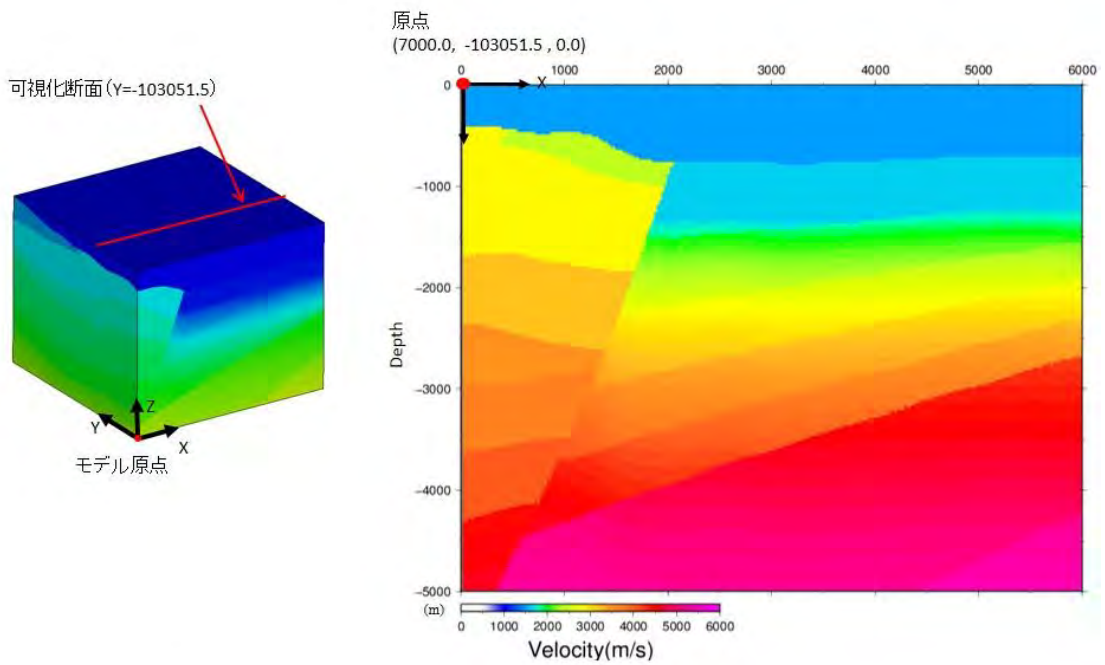


図 3-2-1-26 シミュレーションに用いたモデルのX-Z断面図(Y =-103051.5)

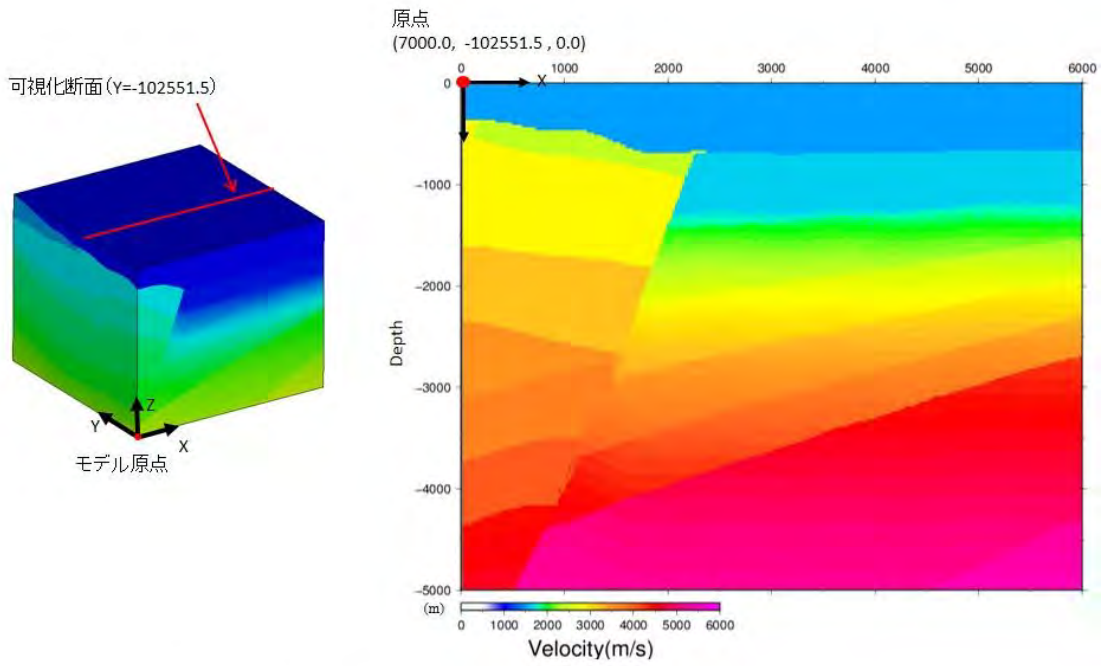


図 3-2-1-27 シミュレーションに用いたモデルのX-Z断面図(Y =-102551.5)

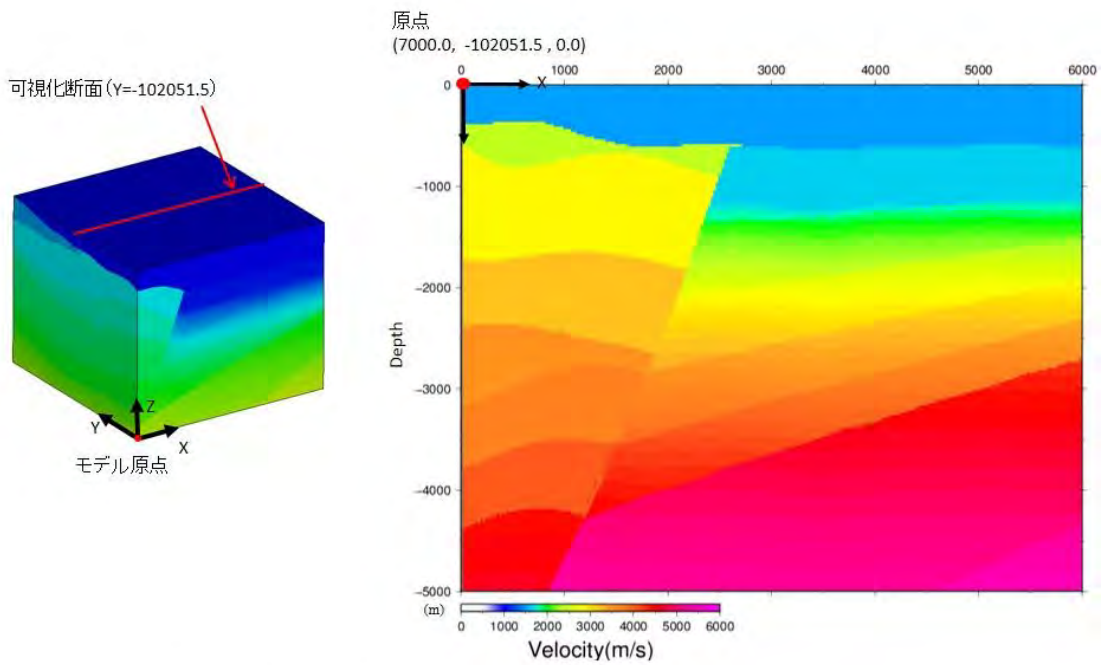


図 3-2-1-28 シミュレーションに用いたモデルのX-Z断面図(Y =-102051.5)

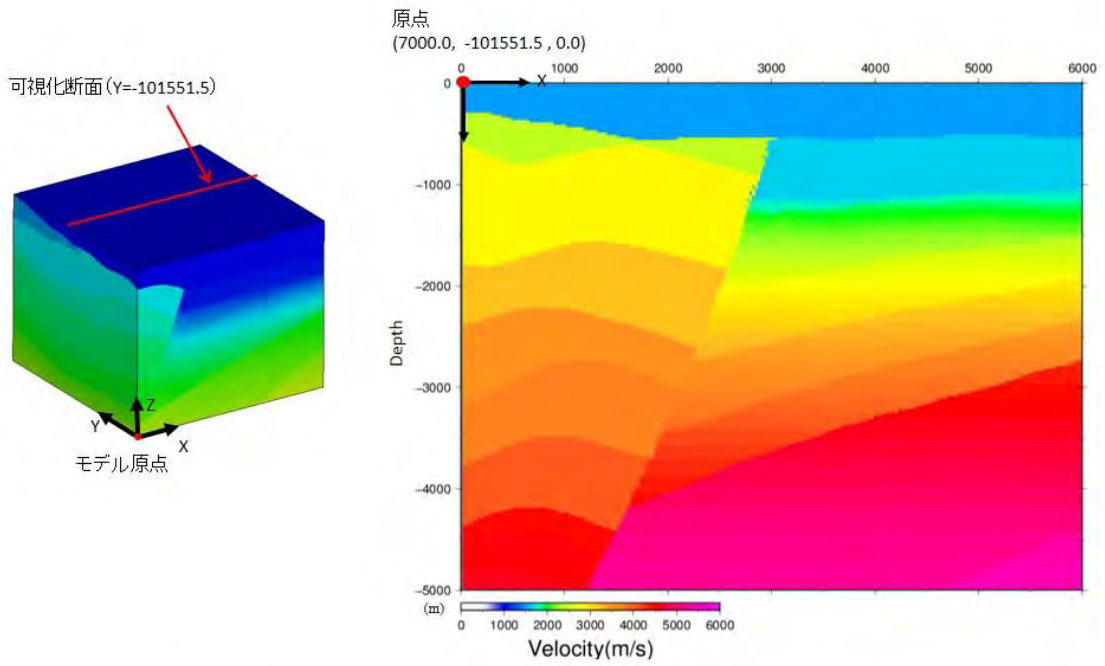


図 3-2-1-29 シミュレーションに用いたモデルのX-Z断面図(Y = -101551.5)

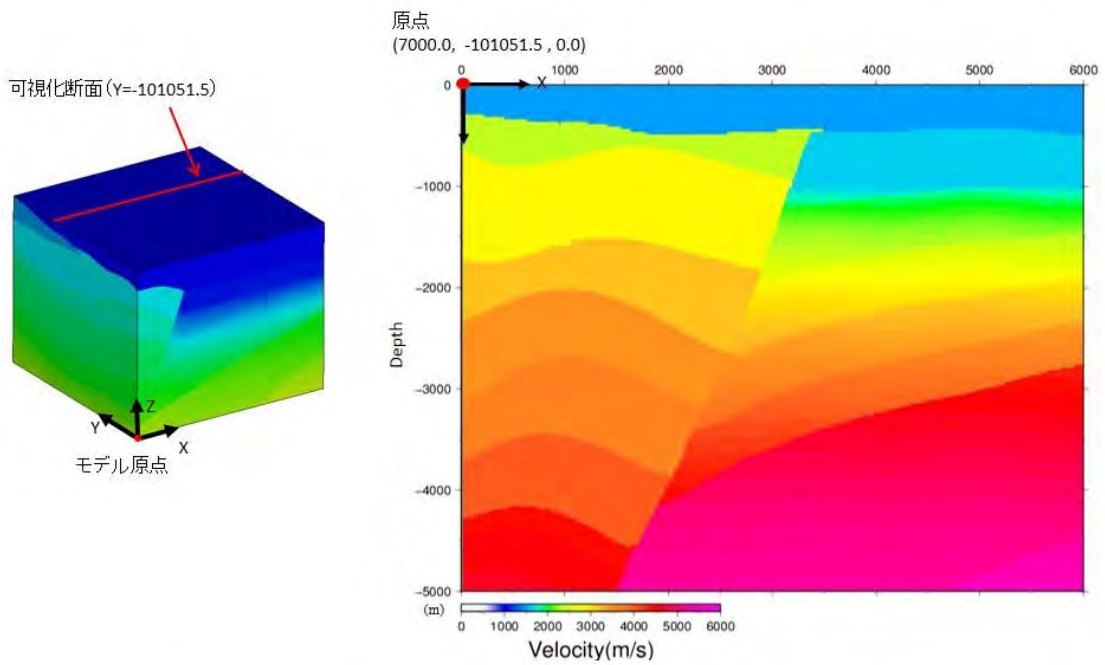


図 3-2-1-30 シミュレーションに用いたモデルのX-Z断面図(Y = -101051.5)

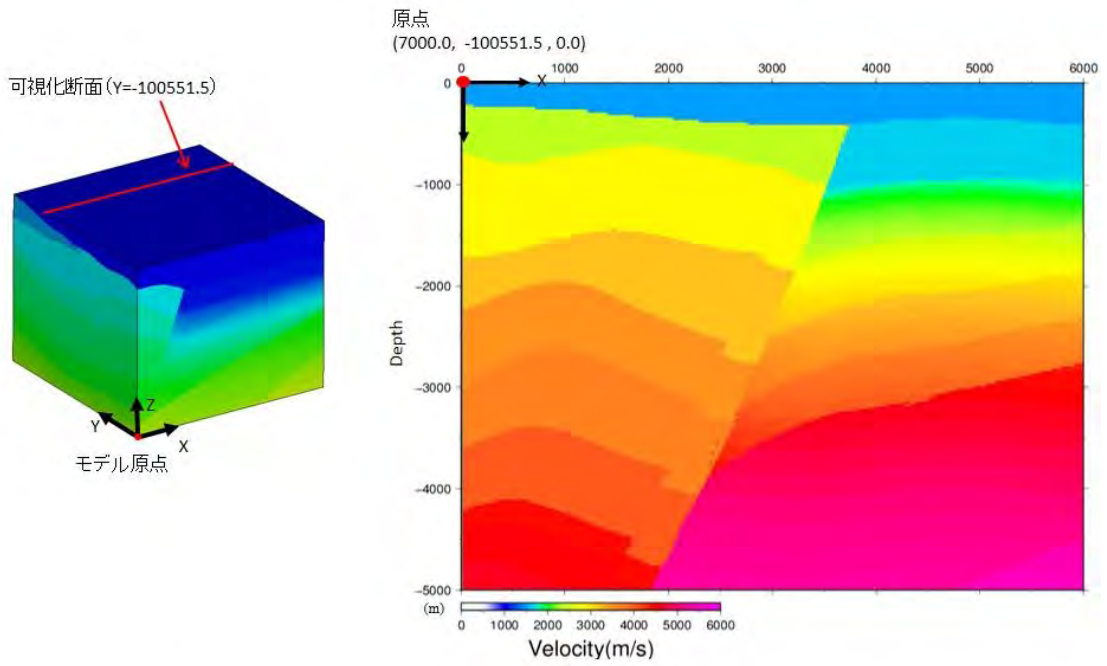


図 3-2-1-31 シミュレーションに用いたモデルのX-Z断面図(Y =-100551.5)

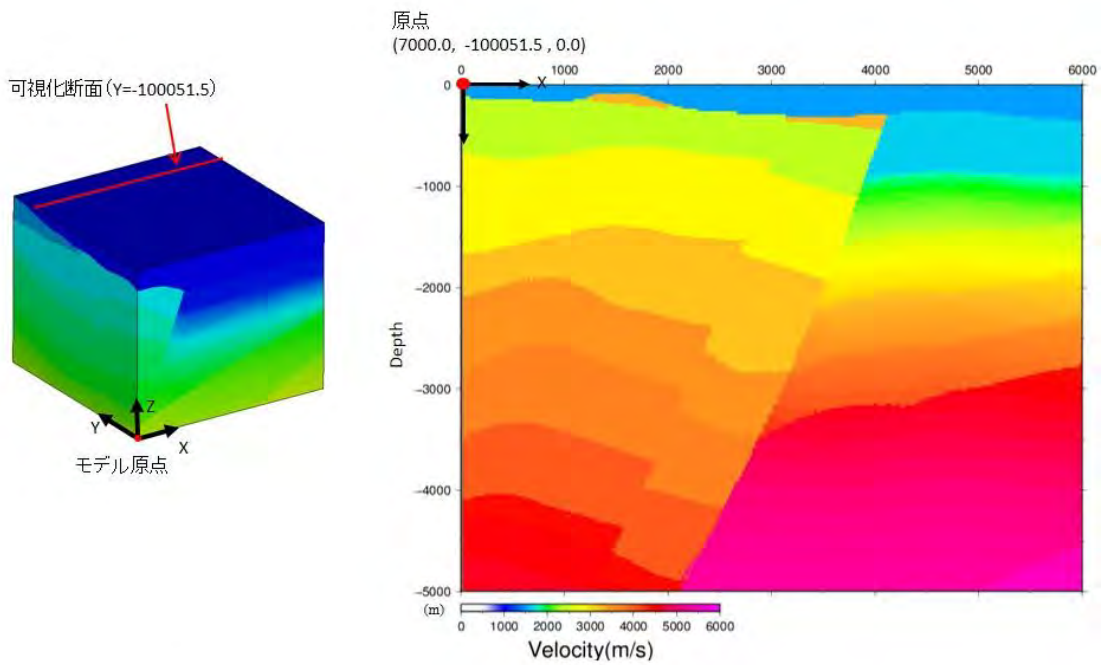


図 3-2-1-32 シミュレーションに用いたモデルのX-Z断面図(Y =-100051.5)

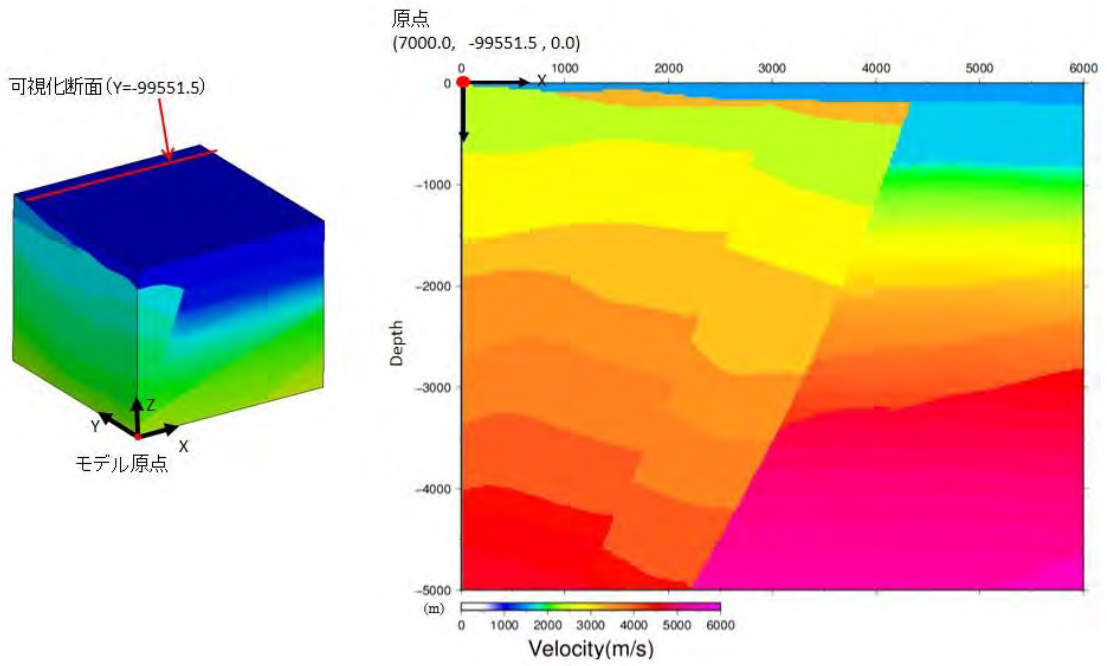


図 3-2-1-33 シミュレーションに用いたモデルのX-Z断面図(Y =-99551.5)

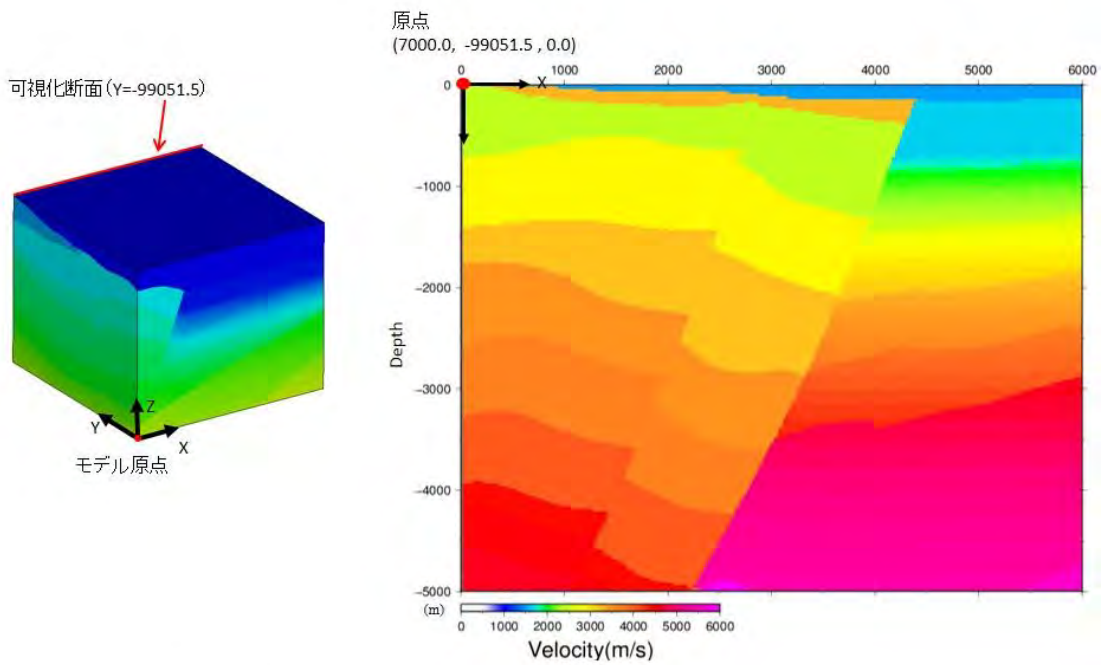


図 3-2-1-34 シミュレーションに用いたモデルのX-Z断面図(Y =-99051.5)

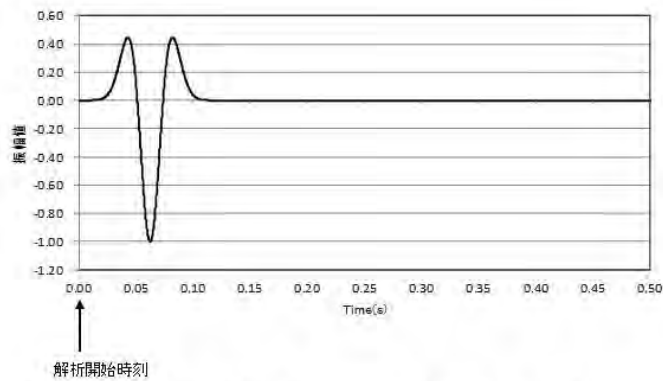


図 3-2-1-35 爆破型震源に用いたリックカーウェーブレット波形

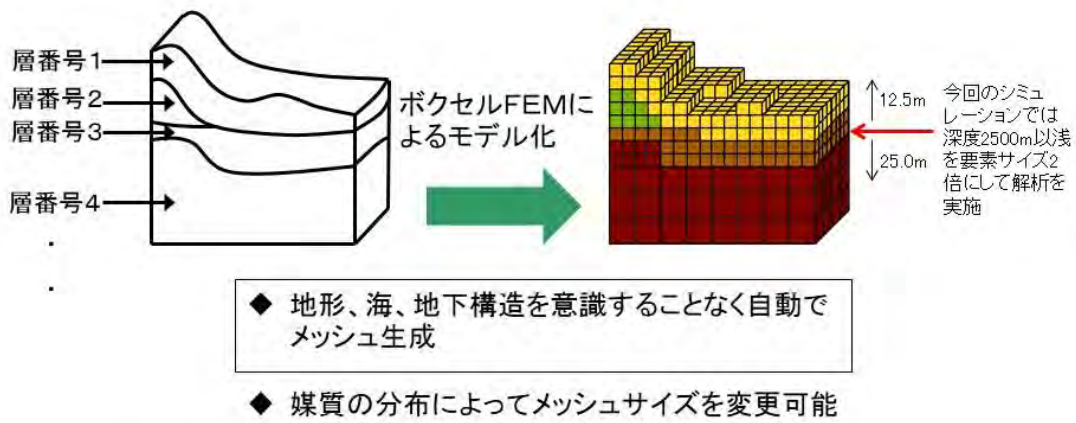


図 3-2-1-36 ボクセル有限要素法によるモデル化の概念図

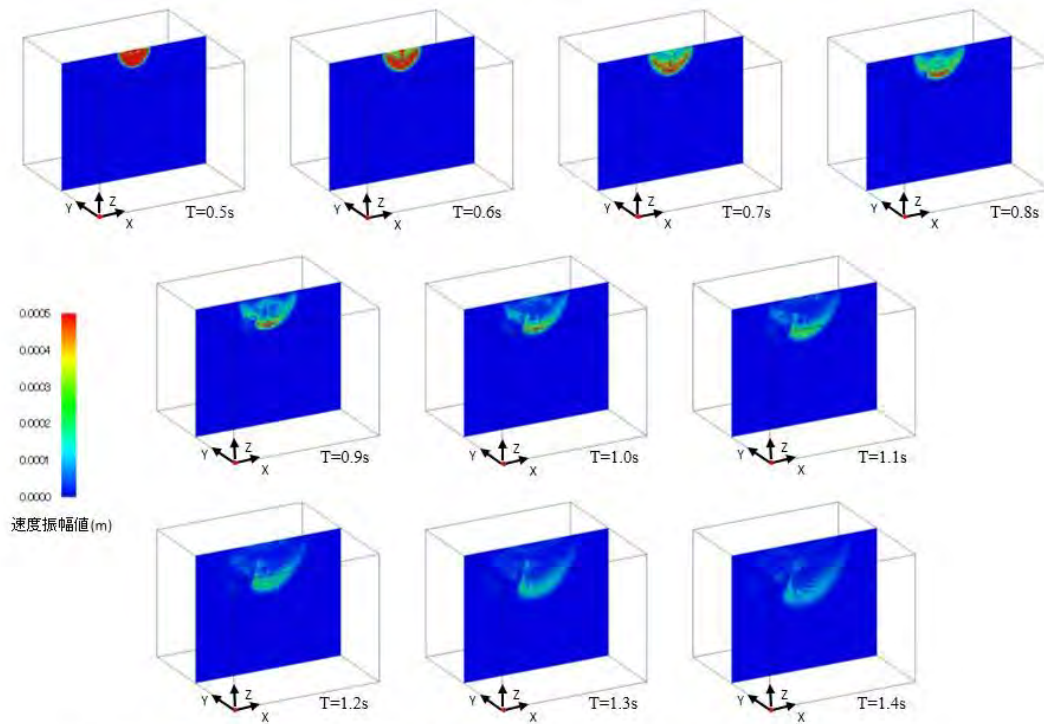


図 3-2-1-37 シミュレーションによる速度3成分合成波形の2次元断面可視化例(T=0.5~1.4s)

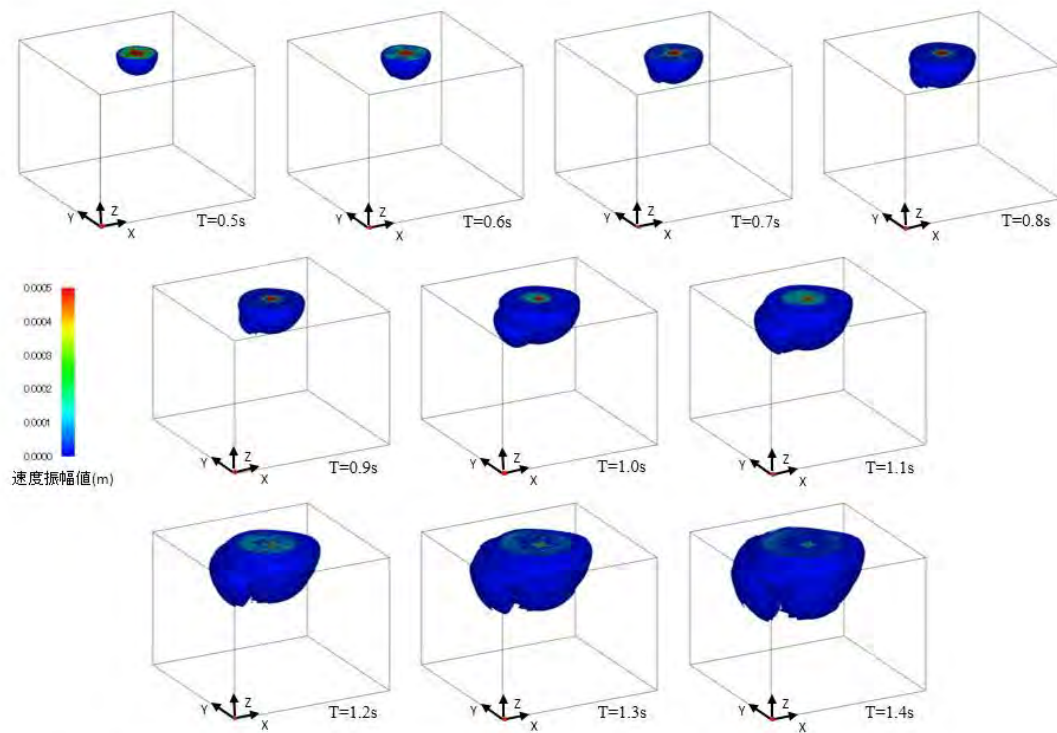


図 3-2-1-38 シミュレーションによる地震波形の3次元的ボリューム図(T=0.5~1.4s)

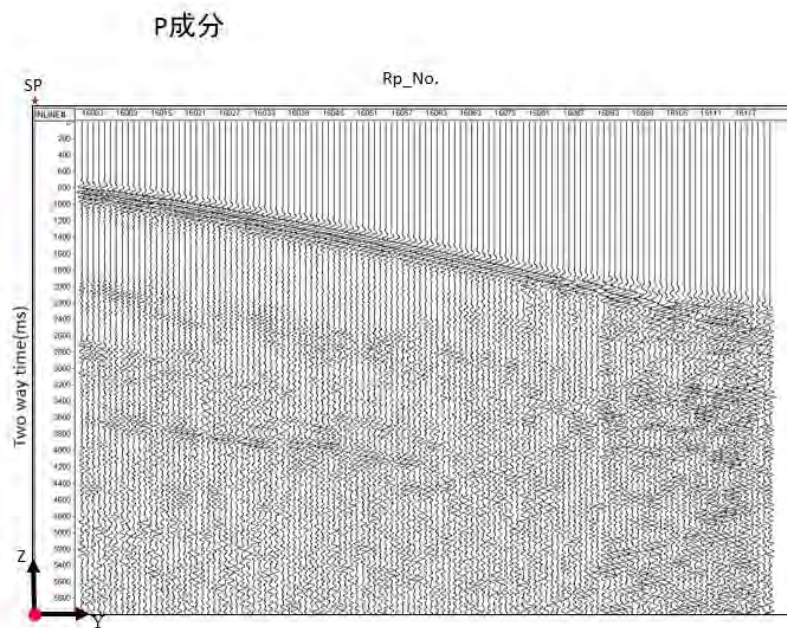
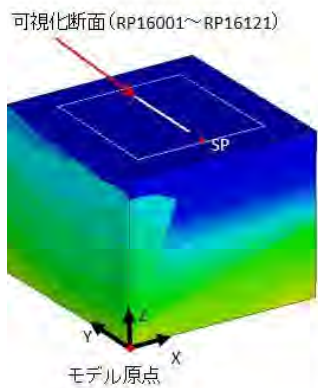


図 3-2-1-39 シミュレーションによる合成地震波形(SP01081、P成分)

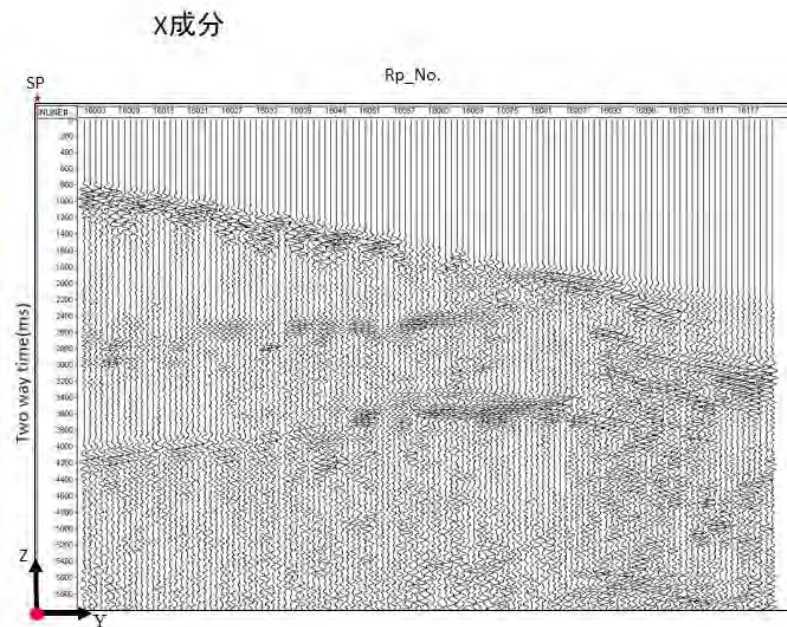
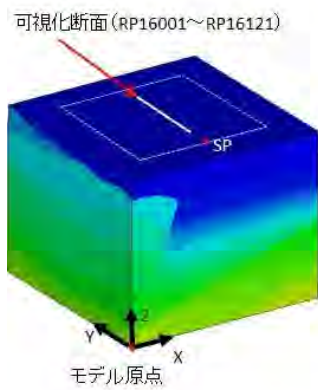


図 3-2-1-40 シミュレーションによる合成地震波形(SP01081、X成分)

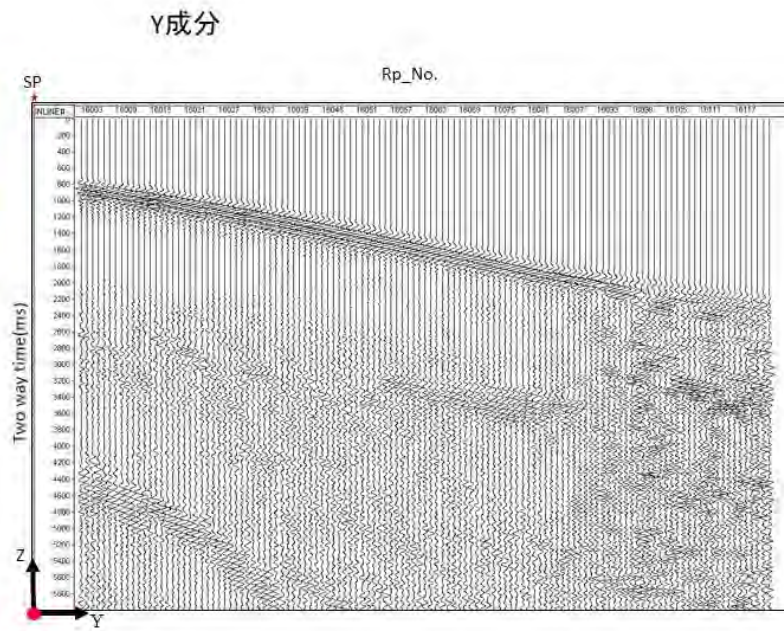
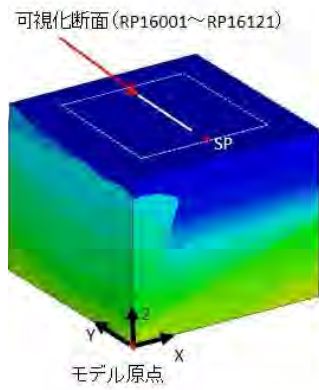


図 3-2-1-41 シミュレーションによる合成地震波形(SP01081、Y成分)

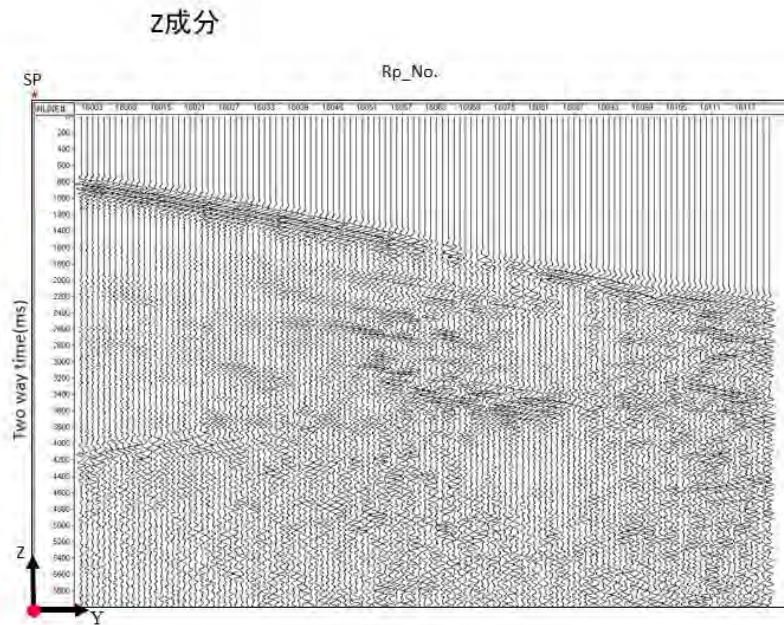
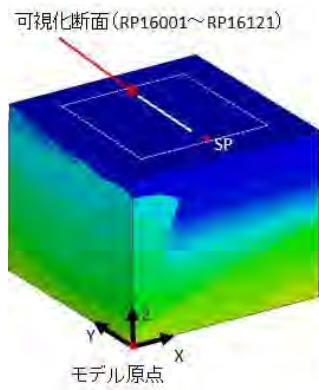
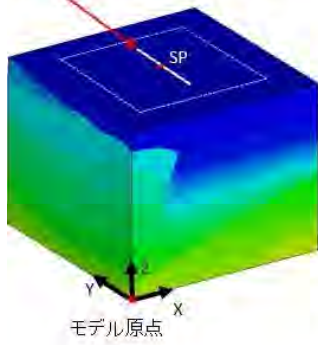


図 3-2-1-42 シミュレーションによる合成地震波形(SP01081、Z成分)

可視化断面 (RP16001~RP16121)



P成分

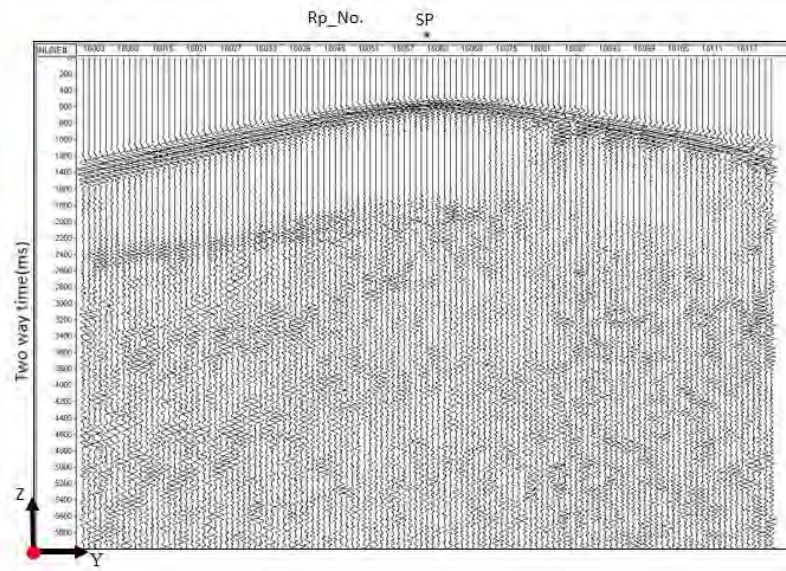
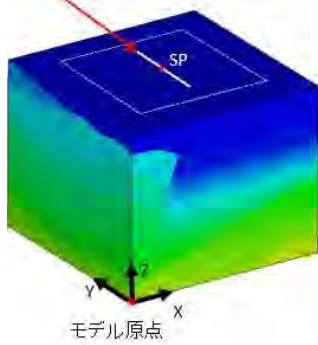


図 3-2-1-43 シミュレーションによる合成地震波形(SP21081、P成分)

可視化断面 (RP16001~RP16121)



X成分

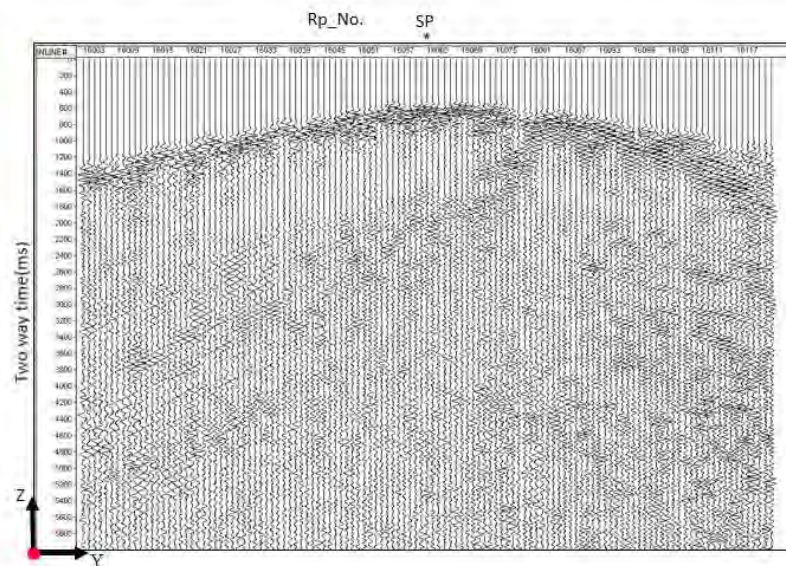
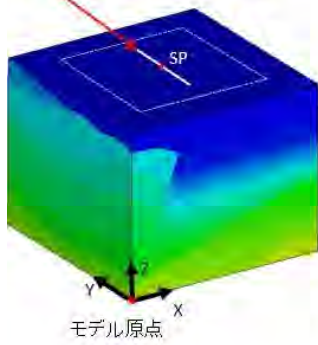


図 3-2-1-44 シミュレーションによる合成地震波形(SP21081、X成分)

可視化断面 (RP16001~RP16121)



Y成分

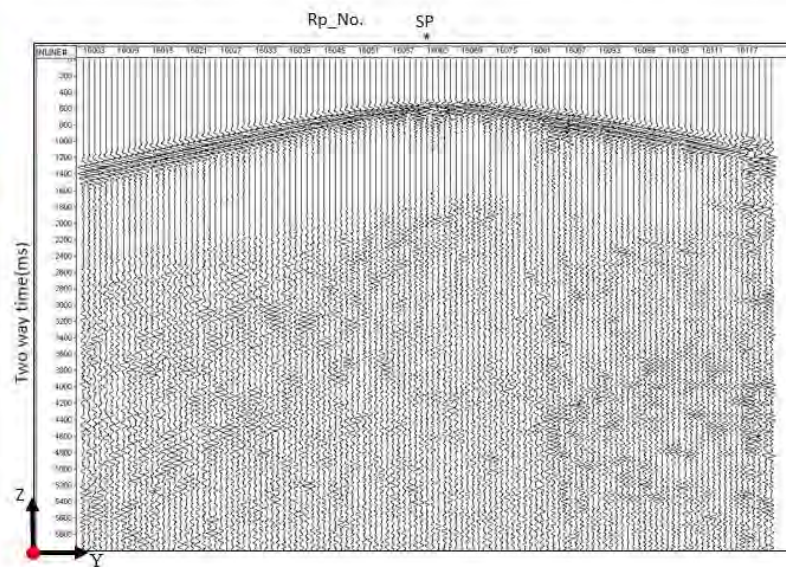
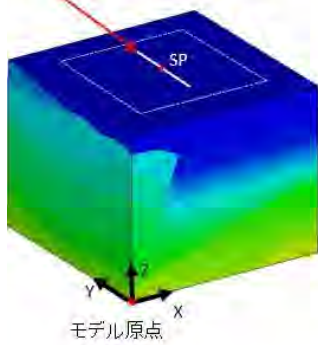


図 3-2-1-45 シミュレーションによる合成地震波形(SP21081、Y成分)

可視化断面 (RP16001~RP16121)



Z成分

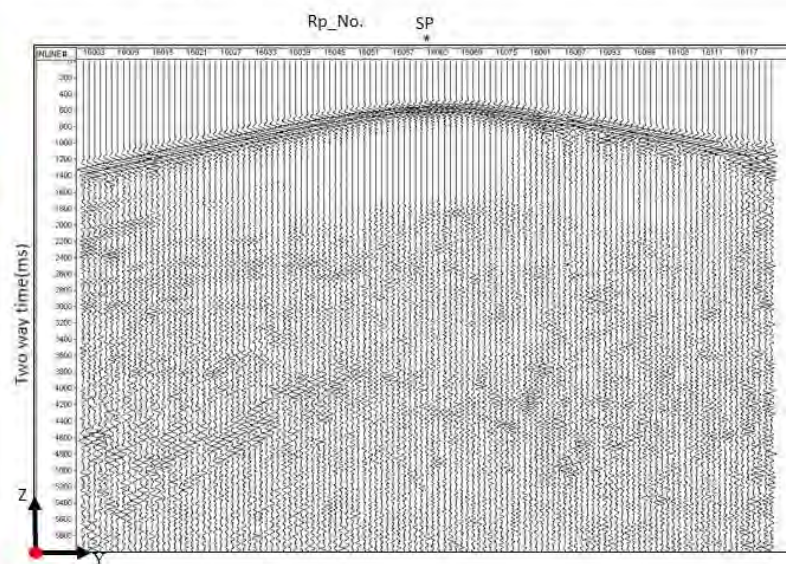
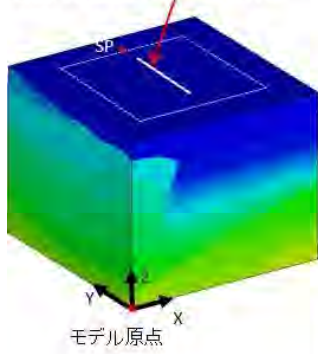


図 3-2-1-46 シミュレーションによる合成地震波形(SP21081、Z成分)

可視化断面(RP16001~RP16121)



P成分

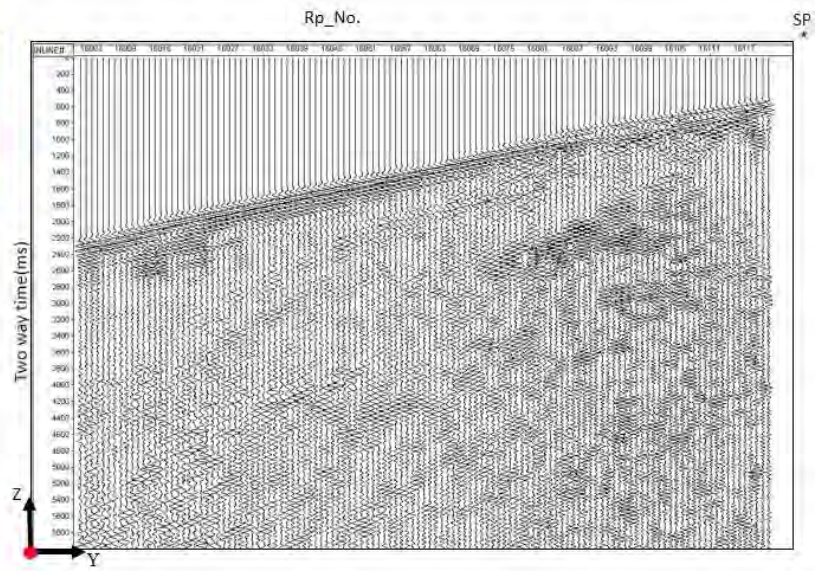
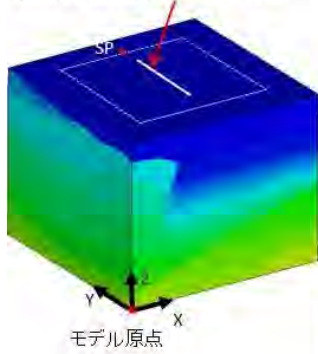


図 3-2-1-46 シミュレーションによる合成地震波形(SP41081、P成分)

可視化断面(RP16001~RP16121)



X成分

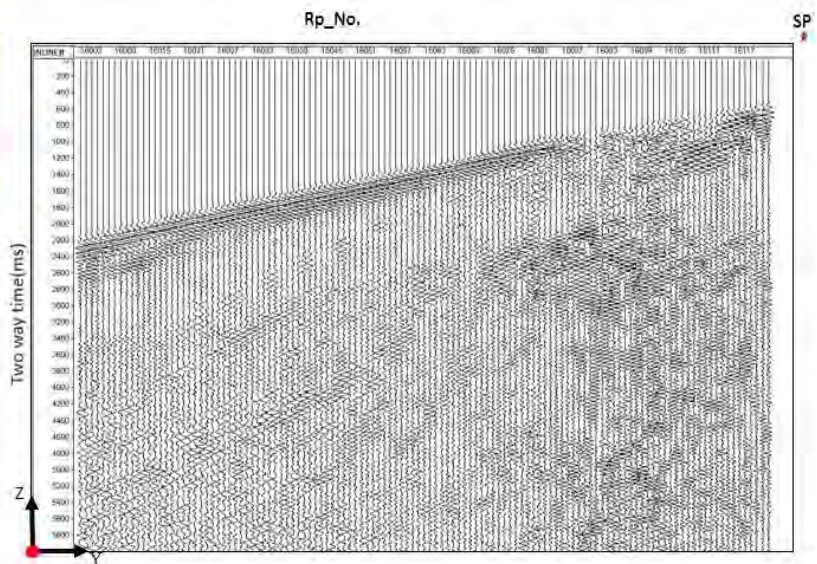
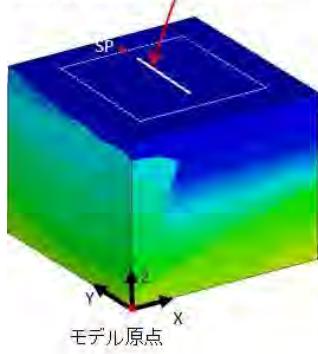


図 3-2-1-48 シミュレーションによる合成地震波形(SP21081、X成分)

可視化断面(RP16001~RP16121)



Y成分

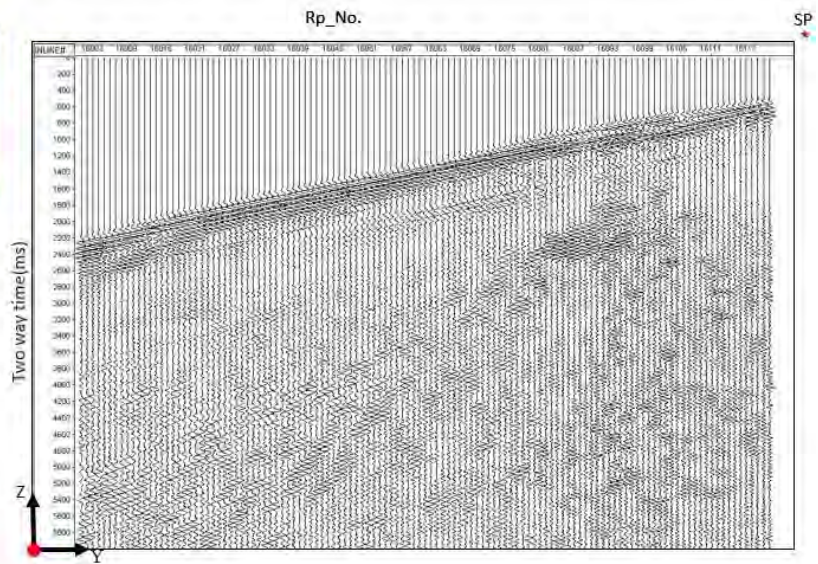
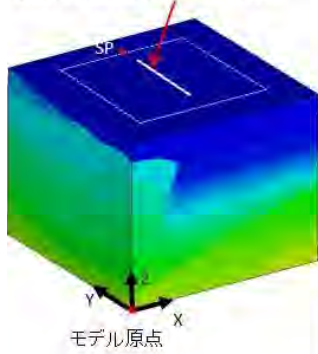


図 3-2-1-49 シミュレーションによる合成地震波形(SP21081、Y成分)

可視化断面(RP16001~RP16121)



Z成分

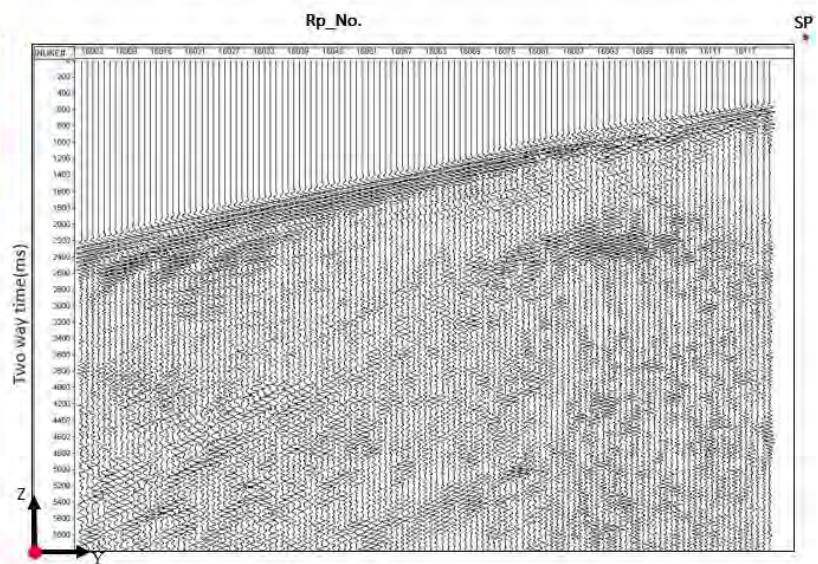
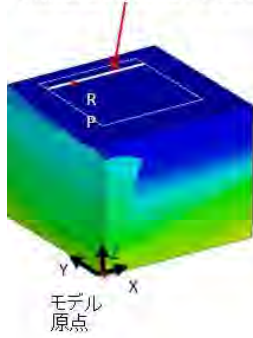


図 3-2-1-50 シミュレーションによる合成地震波形(SP21081、Z成分)

可視化断面 (SP36001~SP36161)



P成分

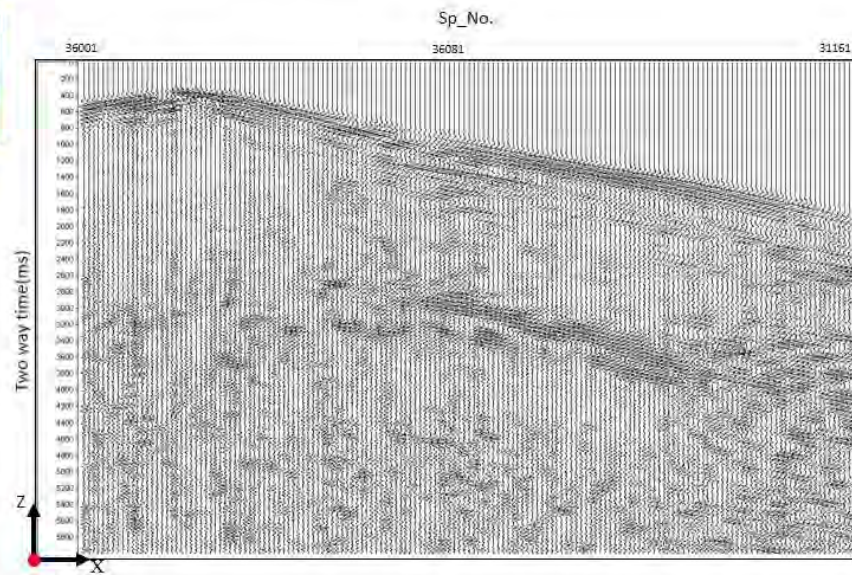
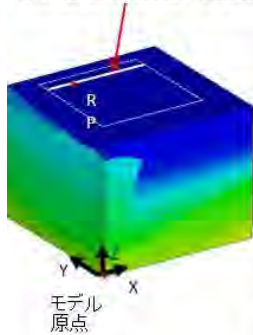


図 3-2-1-51 シミュレーションによる合成地震波形(RP01121、P成分、CrossSection)

可視化断面 (SP36001~SP36161)



X成分

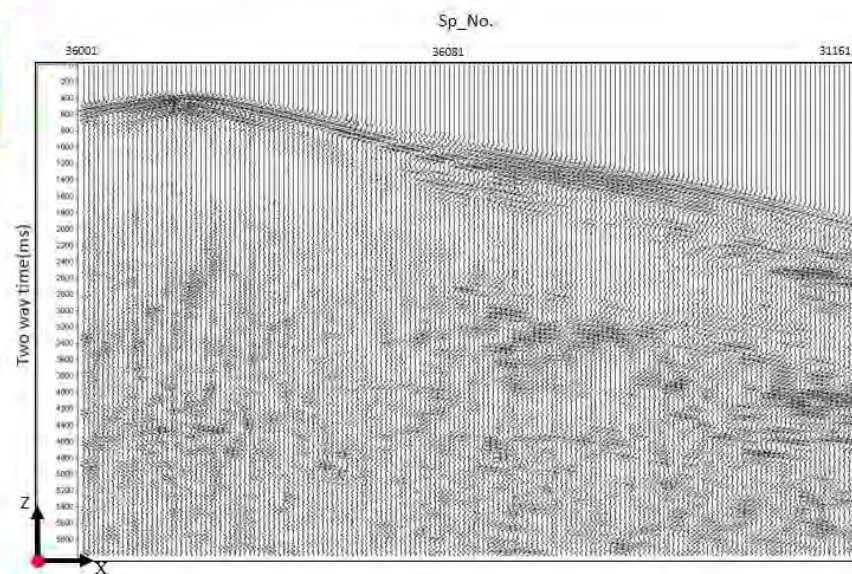
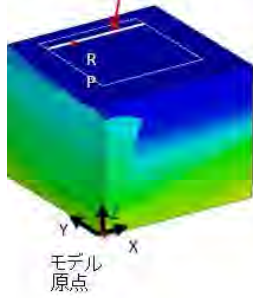


図 3-2-1-52 シミュレーションによる合成地震波形(RP01121、X成分、CrossSection)

可視化断面 (SP36001~SP36161)



モデル
原点

Y成分

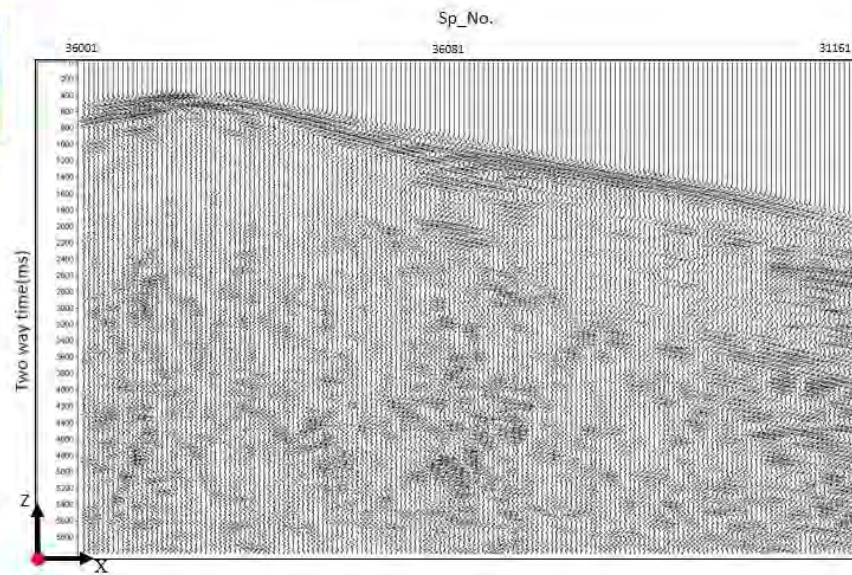
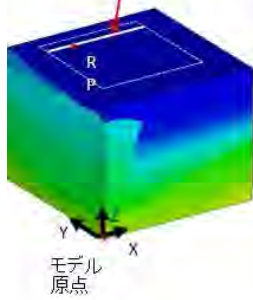


図 3-2-1-53 シミュレーションによる合成地震波形(RP01121、Y成分、CrossSection)

可視化断面 (SP36001~SP36161)



モデル
原点

Z成分

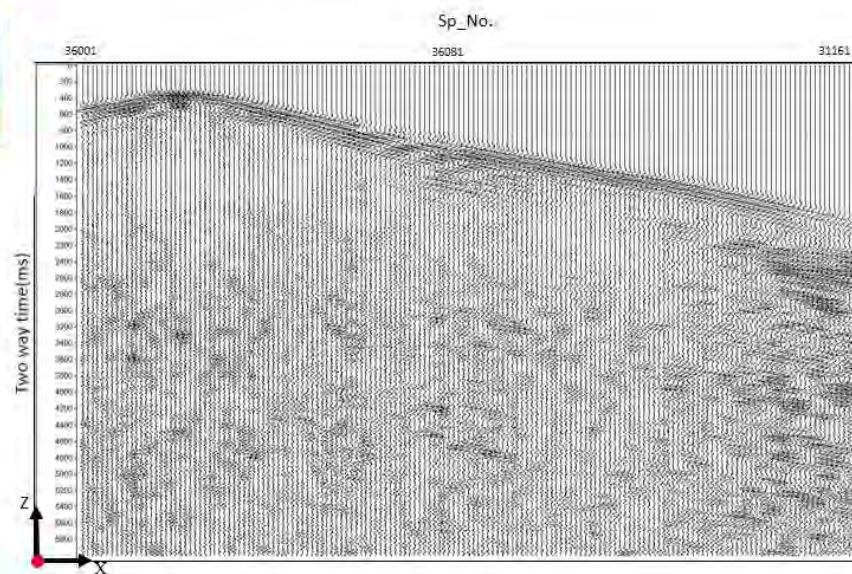
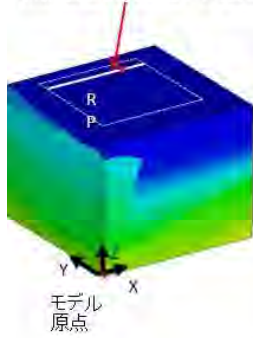


図 3-2-1-54 シミュレーションによる合成地震波形(RP01121、Z成分、CrossSection)

可視化断面 (SP36001~SP36161)



P成分

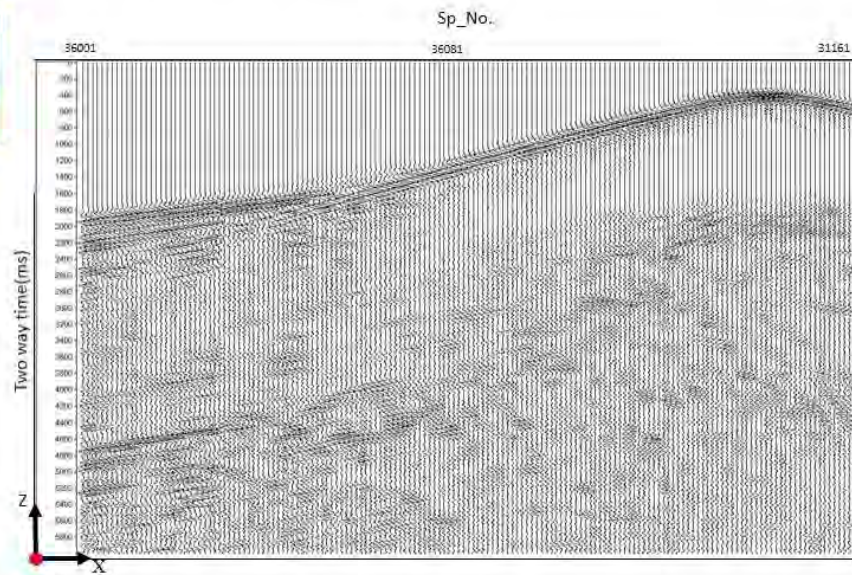
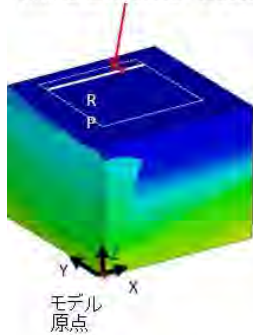


図 3-2-1-55 シミュレーションによる合成地震波形(RP31121、P成分、CrossSection)

可視化断面 (SP36001~SP36161)



X成分

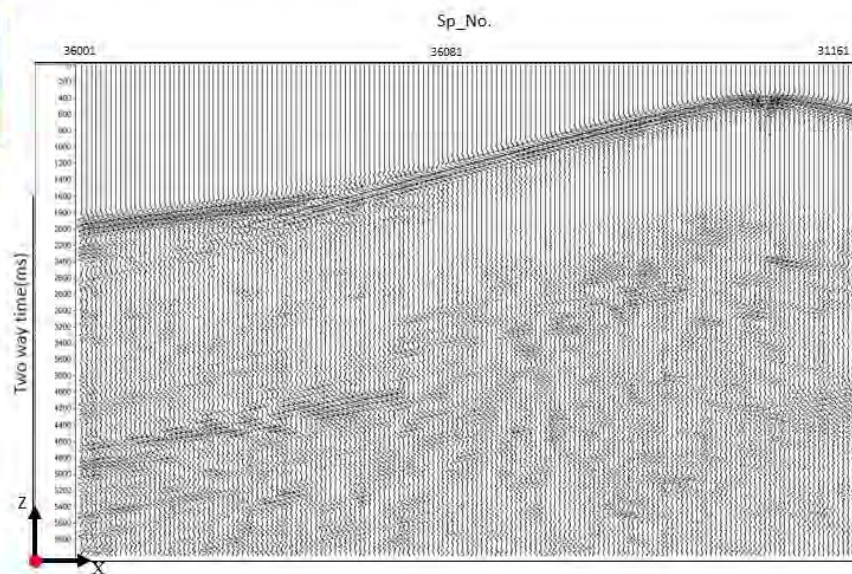
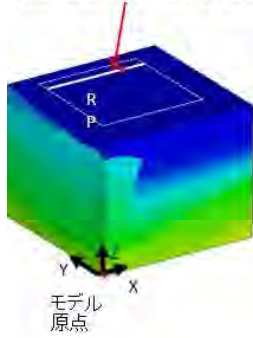


図 3-2-1-56 シミュレーションによる合成地震波形(RP31121、X成分、CrossSection)

可視化断面 (SP36001~SP36161)



モデル
原点

Y成分

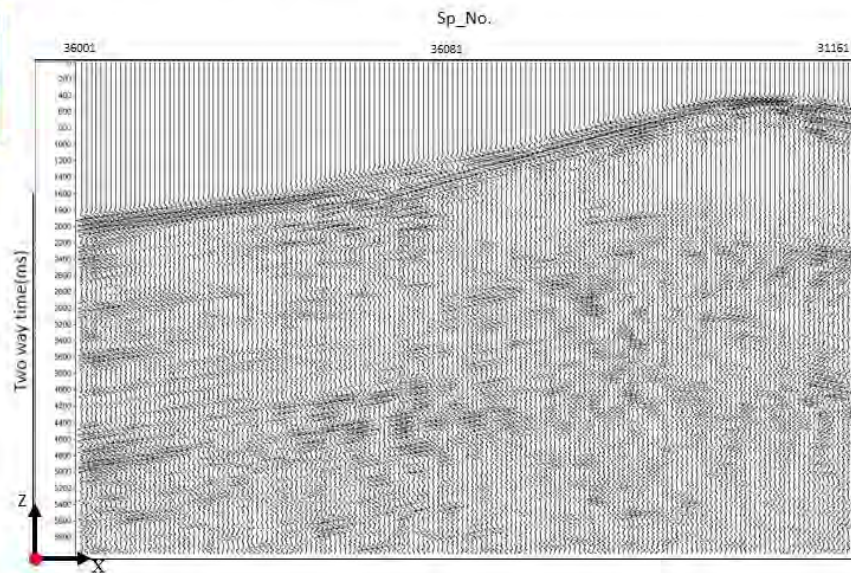
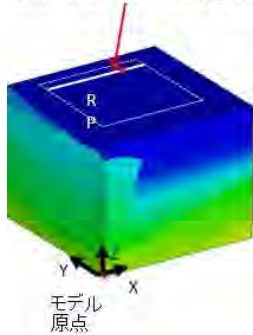


図 3-2-1-57 シミュレーションによる合成地震波形(RP31121、Y成分、CrossSection)

可視化断面 (SP36001~SP36161)



モデル
原点

P成分

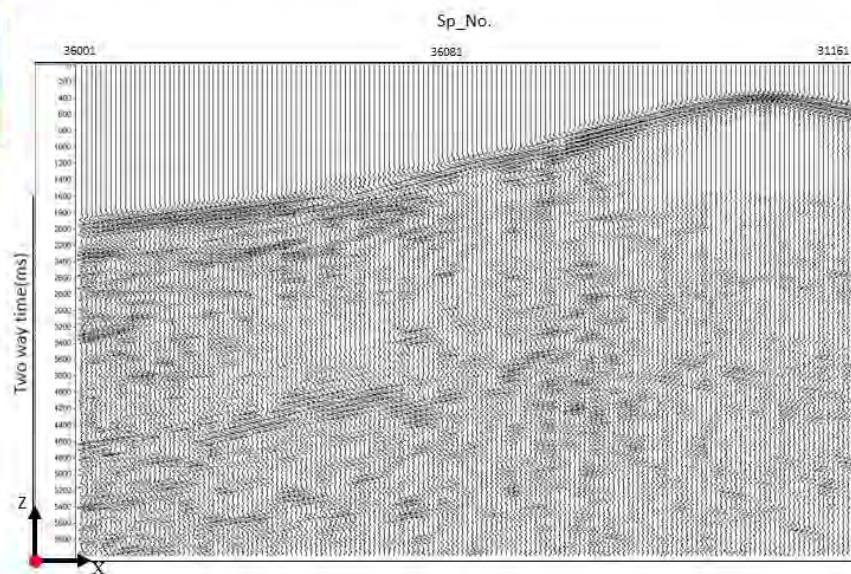


図 3-2-1-58 シミュレーションによる合成地震波形(RP31121、P成分、CrossSection)

3-2-1-3 合成地震波記録を用いた反射法データ処理（三次元処理）

前節の三次元弾性波シミュレーションによる合成地震記録について反射法データ処理フローに基づくイメージングを以下に述べるように実施した。

3-2-1-3-1 反射法データ処理の流れ

図 3-2-1-59 に示す反射法探査データ処理流れ図に従って実施し、表 3-2-1-7 に処理パラメタの一覧を示す。

(1) フォーマット変換およびデータ編集 (Data Format)

弾性波シミュレーションの出力フォーマット (IBM binary) から、SuperX (JGI Internal Format) フォーマットへの変換を行った。

(2) トレースヘッダーへの測線情報の入力 (Geometry Application)

SuperX トレースヘッダーに関して、発震点及び受振点のインデックス、オフセット距離等の測線情報を入力した。

(3) 最小位相変換 (Minimum Phase Conversion)

ピーク周波数 20 Hz の Ricker Wavelet を最小位相特性に変換するオペレータを作成し、記録にコンボリューションする。これにより記録は最小位相特性となり、デコンボリューション後の波列は、正の振幅ピークの位置が正の反射係数の位置となる。

(4) ケーブル・エアガン深度補正 (Static Correction)

ケーブル深度およびエアガン深度の相当する時間シフトを記録に適用することで、記録のゼロ時間が海水面となるように補正した。

(5) 振幅回復 (Amplitude Recovery)

波動場は三次元的に広がることで発生する球面的な振幅の減衰に対する補償処理を行う。ここで使用する速度モデルは(8)で作成する RMS 速度モデルである。

(6) デコンボリューション (Deconvolution)

フィールド観測記録では、地層の非弾性や観測系の諸特性により伸長した波形をパルスに戻すとともに、短周期の多重反射波を除去することを目的として、デコンボリューション (Deconvolution) を適用した。S/N の低い記録に対してホワイトニング・デコンボリューションを適用すると、ノイズを強調するだけでなく波形も歪むことから、重合効果の低下を招くことになる。ここでは基本波形への影響を抑えるため、予測型デコンボリューション (予測距離 16ms) を採用した。

(7) 速度モデル作成 (Velocity Model Building)

本処理はサーベイデザインのスタディであるため、イメージングに使用する速度モデルはシミュレーションデータを計算したときの速度モデルと同じものを使用する。次の PSTM で使用する RMS 速度モデルは、実際の深度速度モデルを鉛直方向に積算したものである。

(8) PSTM (Pre-Stack Time Migration)

RMS 速度構造に従って走時計算を行い、反射波をモデルに相当する時間位置にマッピングし、時間領域のイメージングを行う。イメージングに使用するオフセットは 100 m 間隔とした。この処理で得られるデータを CIP (Common Imaging Point) Gather と呼ぶ。

(9) ミュート (Mute)

PSTM に伴う波形の伸長及びオフセット距離の大きいトレースに残留する屈折波初動部分を抑制する目的で、アウトサイドミュート処理を適用した。

(10) CIP Stack (Common Imaging Point Stack)

PSTM によって得られた CIP Gather を重合する。

(11) 深度変換 (Time-Depth Conversion)

(7)と同様にシミュレーションデータを計算した速度モデルから平均速度モデルを作成し、バーティカルストレッチ法による深度変換を実施した。平均化は、深度方向にウィンドウ長を大きくする移動平均 (深度 3000m でウィンドウ長 2000m) を用いた。

(12) 振幅調整 AGC (Automatic Gain Control)

最後に、ゲート長 2000 m の AGC を適用した。

3-2-1-3-2 反射法データ処理結果

以上の処理により得られた合成地震記録に対するイメージング結果を示す。図 3-2-1-60 は PSTM によって得られる時間領域のマイグレーション断面図である。反射面が地下構造としてイメージングされている。海底面の時間位置を倍したところに多重反射波がイメージされていることがわかる。多重反射波については、実際の取得記録に対しては抑制処理手法を検討の上適用する必要がある。図 3-2-1-61~3-2-1-63 に深度変換後マイグレーション断面図を示す。イメージング領域北側、中央、南側の 3 箇所東西断面である。図 3-2-1-64 は 3D キューブでイメージング結果を見た図である。図 3-2-1-65 は 1000 m の深度スライス、図 3-2-1-66 は 2600 m の深度スライスである。断層の水平方向のつながりを見ることができる。

表3-2-1-7 3次元反射法イメージング処理パラメータ一覧

| 処理プロセス | パラメータ |
|--------------------------|--|
| Deconvolution | Operator Length = 100 ms |
| | Gate Length = 1000 m |
| | Prediction Distance = 16 ms |
| Pre-Stack Time Migration | Aperture Angle = 60° |
| | Anti-Alias Filter = 100 % |
| Mute | (Offset, Time) = (200, 0), (1000, 300) |
| Automatic Gain Control | Gate Length = 2000 m |

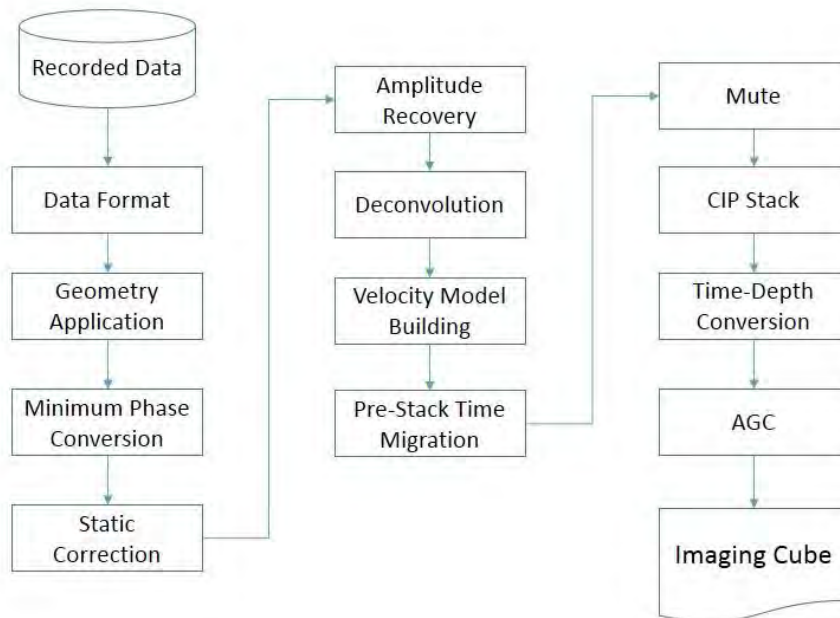


図 3-2-1-59 次元反射法イメージング処理フロー

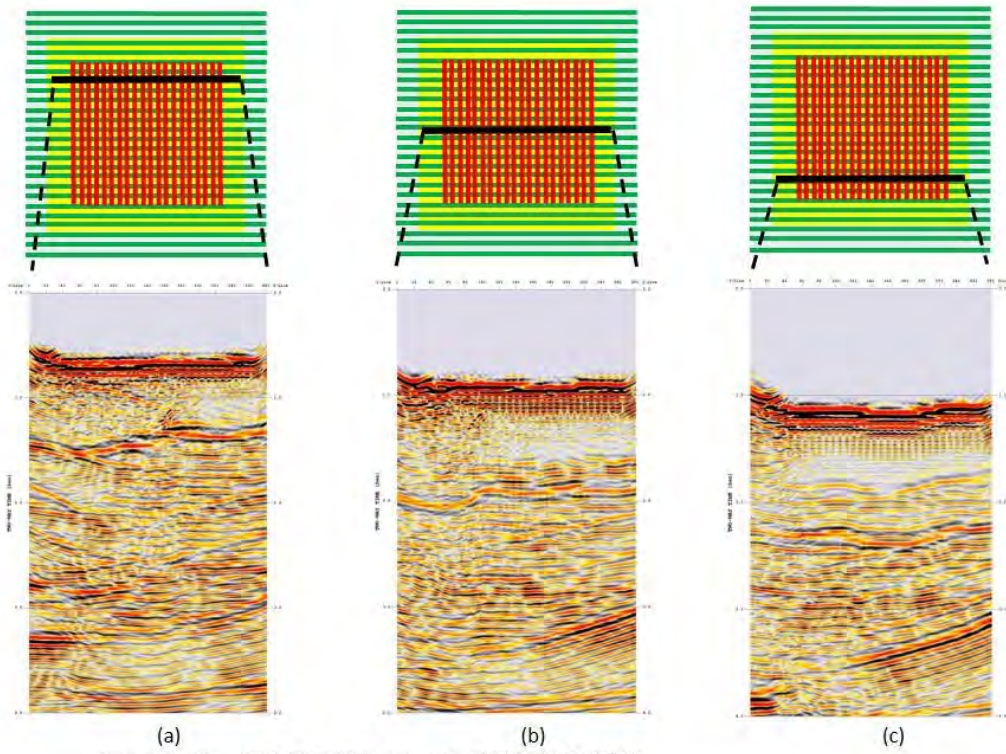


図 3-2-1-60 三次元反射法イメージング結果(時間領域)
 (a) 北側断面(IL 241)、(b) 中央断面(IL 141)、(c) 南側断面(IL 41)

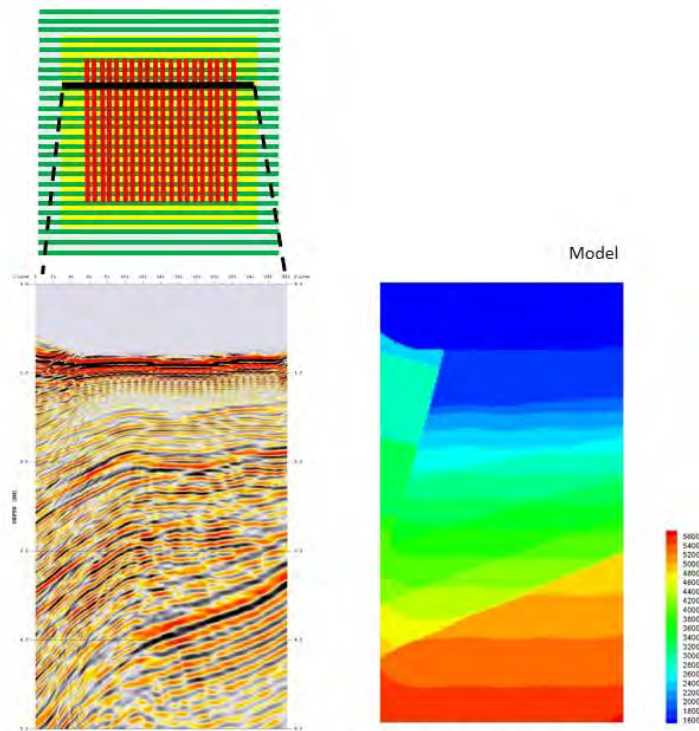


図 3-2-1-61 3次元反射法イメージング結果(北側断面 IL241)

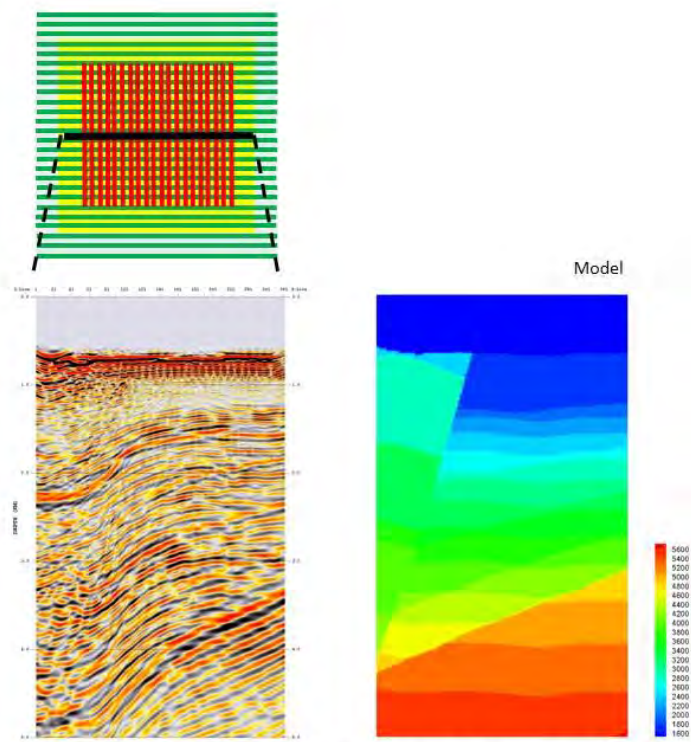


図 3-2-1-62 3次元反射法イメージング結果(中央断面 IL141)

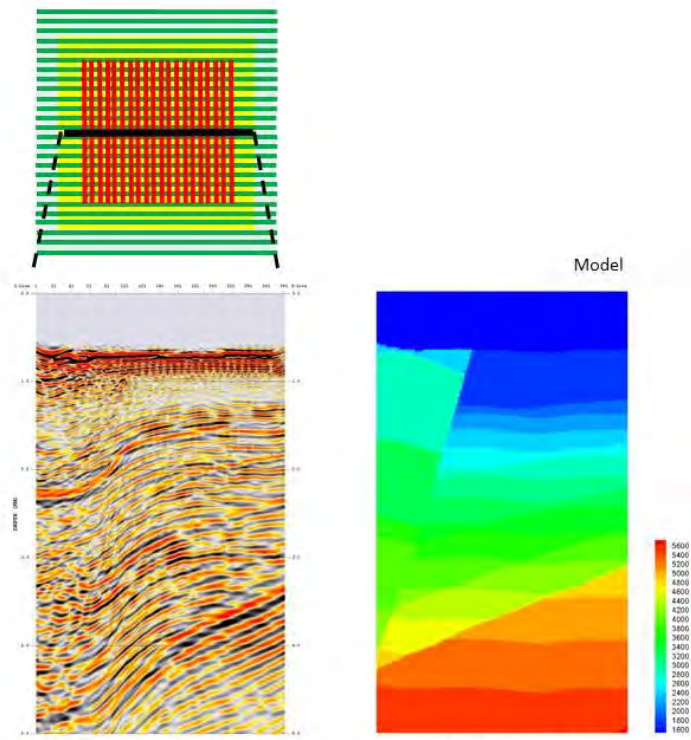


図 3-2-1-63 3次元反射法イメージング結果(南側断面 IL41)

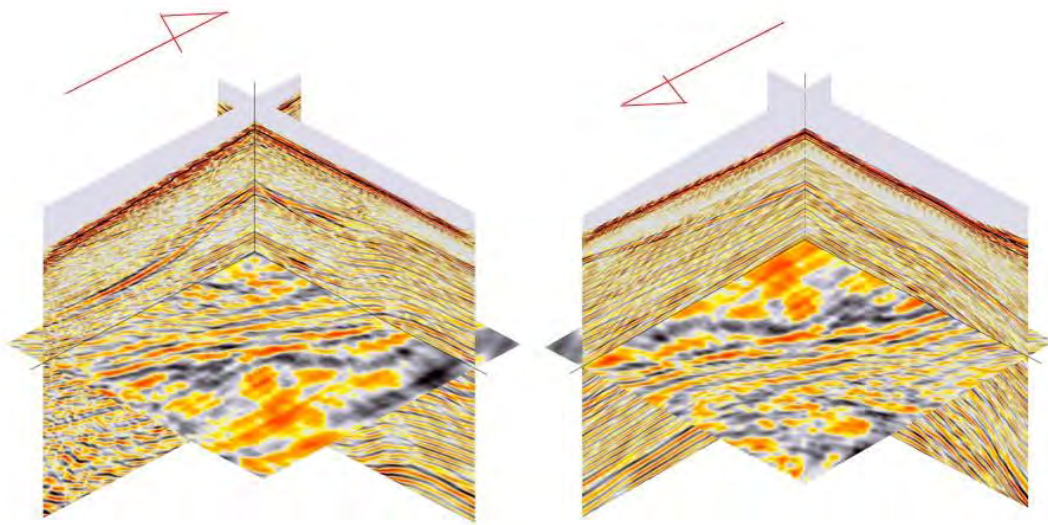


図 3-2-1-64 3次元反射法イメージング結果(3Dキューブ)

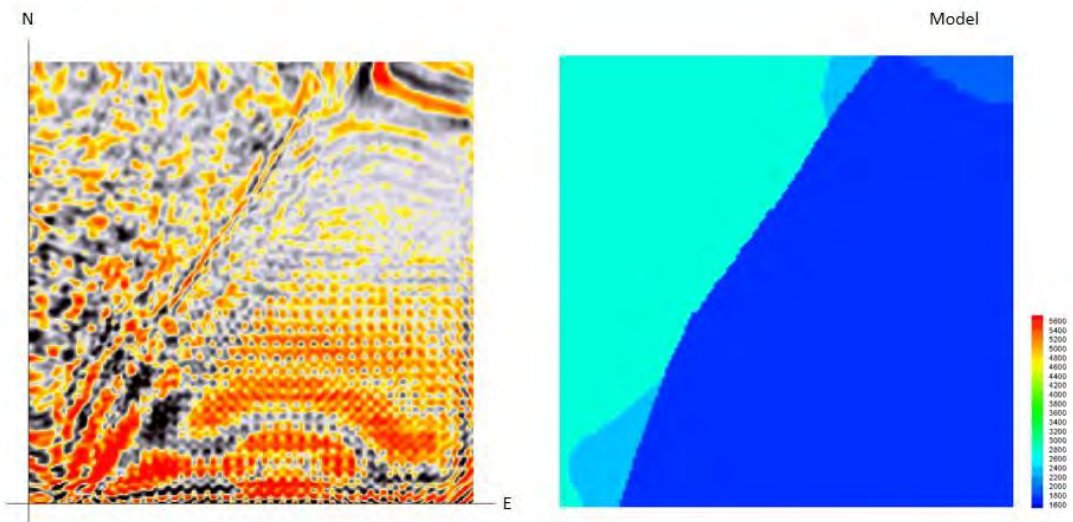


図 3-2-1-65 3次元反射法イメージング結果(深度スライス 1000 m)

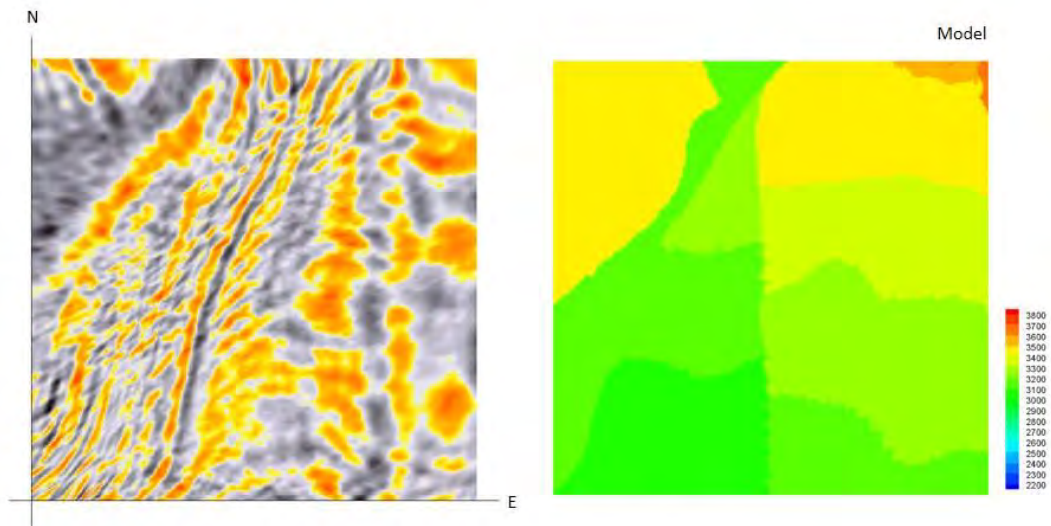


図 3-2-1-66 3次元反射法イメージング結果(深度スライス 2600 m)

3-2-1-4 合成地震波記録を用いた屈折トモグラフィー解析

作成した三次元弾性体モデルの速度構造を用いて、トモグラフィックインバージョン法による二次元 P 波屈折トモグラフィー解析を実施し、トモグラフィー解析による速度推定の有効性の検証を行う。

3-2-1-4-1 屈折トモグラフィー解析の概要

作成した三次元弾性体モデルの速度構造を用いて、トモグラフィックインバージョン法による二次元 P 波屈折トモグラフィー解析を実施し、トモグラフィー解析による速度推定の有効性の検証を行う。トモグラフィックインバージョン法の概要を 3-2-1-67 に示す。

トモグラフィックインバージョンにおける理論走時のフォワードモデリングには、**Linear Traveltime Interpolation 法(LTI 法, Asakawa and Kawanaka, 1993)**を用いた。波線の計算では対象の領域を格子に分割し、各格子を通る波線を求める。LTI 法においては各格子をさらに細かく分割し、隣接する同様に細かく分割された格子上的各分割点を結ぶ波線断片の走時を計算した後、得られた走時の組を用いて走時が最小になるよう波線断片を補間する。格子のサイズ・分割点にかかわらず走時が最小になる波線経路を計算することにより、他の走時計算法と比較して正確さと安定性に利点を持つ。

インバージョンのアルゴリズムは基本的に、**Simultaneous Iterative Reconstruction Technique(SIRT 法)**を用いた。トモグラフィックインバージョンでは一般に、格子に分割

された領域に対し波線経路に沿った格子上に走時の観測値と計算値の差を速度の修正値として割り振り、波線計算と速度修正値の決定の反復計算をする Algebraic Reconstruction Technique(ART 法)によるインバージョンを行う。通常の ART 法では各格子上で波線ごとに計算した速度の修正値をそれぞれ逐次的に適用するが、SIRT 法においては全波線で速度の修正値を計算して平均を取った値を以って同時に修正を適用する。さらに本解析に用いる SIRT 法では、速度の修正値の計算において各格子内を波線が通過する時間を用いて残差走時を比例配分する改良を施してある。また波線からの距離に応じた重み係数により波線周辺の格子を更新対象にすることで、計算の安定化を図っている。

インバージョンにおける信頼性評価として、初期モデルランダム化によるモンテカルロ不確実性解析(白石ほか, 2010)を行った。ランダムに生成した多数の初期モデルに対してトモグラフィー解析を実施し、全ての結果を平均した速度分布及びその平均値からのばらつきを示す標準偏差分布を得る。これら二つの情報は、それぞれ、トモグラフィー解析による速度構造モデル解とその確からしさの指標として提供できる。

3-2-1-4-2 屈折トモグラフィー解析結果および信頼性の検討

三次元弾性体モデルの速度構造より構成した二次元速度モデルを用いて屈折トモグラフィー解析を実施する。三次元シミュレーションの受発震ジオメトリーにおいて、陸側に最も近い受振点を含む発震ライン 36 にて水平方向 6km、深度方向 4km の二次元断面を切り出した。得られた二次元断面の水平端点の構造をそれぞれ延長し、水平方向 12km、深度方向 4km の二次元速度モデルを構築した。構築した二次元速度モデルを図 3-2-1-68 に示す。

発震点および受振点は三次元シミュレーションに準拠し、発震点間隔 25m、受振点間隔 100m とし、発震点深度は水深 12m、受振点は海底面上に設置するとした。発震点および受振点は二次元モデルの水平方向全体に配置し、二元速度モデルを用いて理論走時を計算し、観測走時として用いた。

メッシュサイズは水平方向・鉛直方向共に 25m とした。また速度の修正における更新対象格子の範囲は、波線から 200m までの距離とした。計算の安定化のため、水平方向 125m のボックス型移動平均によるスムージングを施した。

初期速度構造モデルは、ランダムな条件での 100 ケースについて構築し、各々についてトモグラフィックインバージョンを行った。初期速度構造モデルの生成条件としては、深度 0m で速度 1000~2000m/s、深度 6000m で 3000~7000m/s になる速度勾配の範囲でランダムに選択した単調増加なモデルを生成した。

拘束条件として、海水面から海底面の領域を海水の速度 1500m/s で固定した。構築した異なる初期構造モデルに対して、それぞれ反復回数 20 回とした。反復回数の設定においては、観測走時と計算走時の残差に十分な収束が得られる値を選択した。解析パラメタの一覧を表 3-2-1-8 に示す。

(2) トモグラフィー解析結果

100 ケースの初期速度構造モデルから得られた結果の平均をとって、トモグラフィックインバージョンによる最終的な速度分布とした。P 波トモグラフィックインバージョンによる最終的な速度分布及び各トモグラフィックインバージョン結果から計算される平均波線密度をそれぞれ図 3-2-1-69~70 に示す。速度分布においては、下図の波線密度が 1 より大きな値を持つ格子の結果のみ有効であるとみなし、その他の格子は NAN 値を以ってマスクすることにより表示している。また計算結果に対するスムージングは行っていない。得られたトモグラフィー解析結果の断面と二次元モデルのホライズンを比較した図を図 3-2-1-71 に示す。各層のホライズンおよび断層線を黒線で重ねて表示した。

トモグラフィー解析により、解析領域中央部においては深さ 3500m 程度、両端部においては深さ 500~1500m 程度までの波線範囲において速度構造が得られた。解析領域左端からの距離 6000m 程度を境に速度のギャップが見られ、解析領域左側の速度が速くなる構造が見られる。標準偏差分布において速度のばらつきが 50~200m/s 程度の範囲内に収まることより、解析結果は初期モデルに依存しない安定した結果が得られたとみなせる。

走時を計算した二次元速度モデルとの比較より、入山瀬断層および断層東側トラフ重点堆積物第 2 層、断層西側庵原層群・富士川層群までの構造は概ね再現できていると考えられる。下層の構造に対しては、層境界の形状についての再現性は低いが、深度方向の速度勾配および、層内の平均的な速度については二次元速度モデルとよく整合している。局所的に波線密度が高くなる領域では、距離 9000~10000m 程度に見られるように偽像としての速度異常が生じる場合があるため、留意する必要がある。

(3) 空間分解能の検討

トモグラフィックインバージョン法の空間分解能を検討するため、チェッカーボードテストを実施した。前項で得られた二次元速度モデルを背景モデルとして、格子状の擾乱を与えたモデルから理論走時を計算し、トモグラフィー解析による格子模様の再現性により分解能の検討を行った。

計算条件としては、前項のトモグラフィックインバージョン法と同様の受発震ジオメトリおよび解析パラメタを用いる。格子状の擾乱の摂動グリッドサイズは 200m、400m、800m の 3 パターンとし、摂動の大きさは格子内速度値に対し±5%とする。二次元モデルに与えた各パターンの摂動分布を図 3-2-1-72~74 に示す。

計算手順としては、まず二次元速度モデルを初期モデルとしてトモグラフィー解析を行った。次に得られた速度構造に対し各摂動パターンを与え、各摂動パターンから計算した理論走時を用いてトモグラフィー解析を実施した。最後に得られた速度構造と摂動パターンを与えないで得られた速度構造との差分を取った。

チェッカーボードテストにより得られた格子状の擾乱の再現結果を図 3-2-1-75~77 に示す。各摂動パターンを与えた場合と与えない場合の結果の差分を速度のパーセンテージで

示している。また与えた摂動パターンと再現結果の重ね図を図 3-2-1-78～80 に示す。再現結果の図面に各摂動パターンを 30%の透過で重ねて示している。

得られた結果より、摂動グリッドサイズ 200m では水平方向・深度方向共に再現性は低く、十分な分解能があるとは言えない。摂動グリッドサイズ 400m では、深さ 1200m 程度までは格子模様の再現性がある。摂動グリッドサイズ 800m では、1600～2400m 程度まで格子模様を再現している。以上の結果より、深度方向の分解能として、深さ 1000m 程度までは 400m 程度、深さ 2000m 程度までは 800m 程度の分解能があると考えられる。

表3-2-1-8 屈折トモグラフィー解析パラメーター一覧

| | |
|---------------|------|
| 測線長[km] | 12.0 |
| 発震点数 | 481 |
| 受振点数 | 121 |
| 格子間隔（水平方向）[m] | 25 |
| 格子間隔（鉛直方向）[m] | 25 |
| 格子数（水平方向） | 481 |
| 格子数（鉛直方向） | 481 |
| 初期モデルパターン数 | 100 |
| 反復修正回数 | 20 |

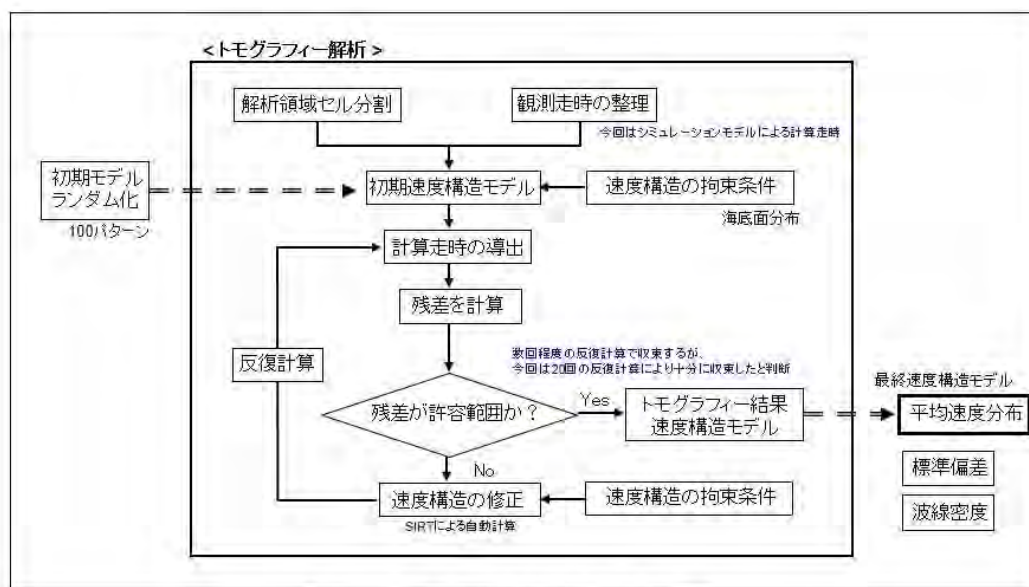


図 3-2-1-67 屈折トモグラフィー解析フロー

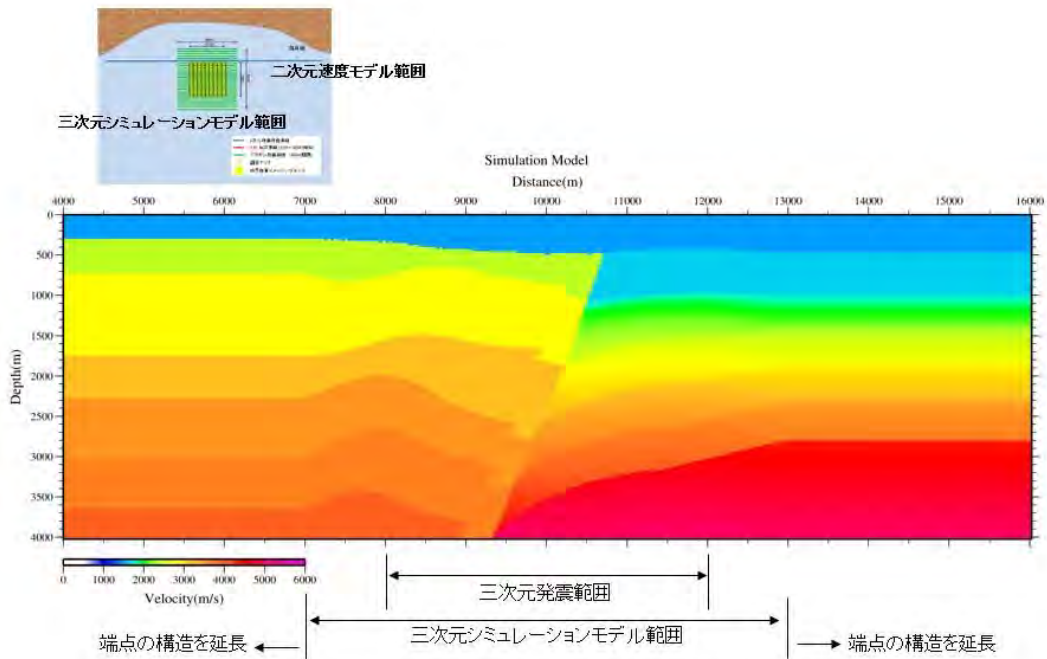


図 3-2-1-68 シミュレーションに用いた速度モデルより構成した二次元速度モデル

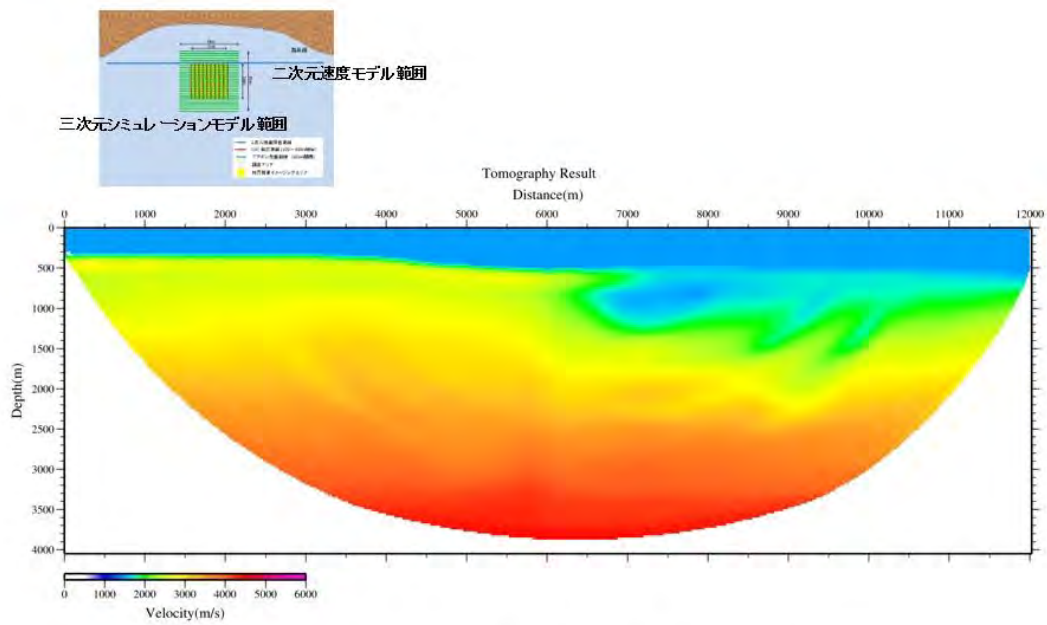


図 3-2-1-69 トモグラフィックインバージョン解析結果:速度断面図

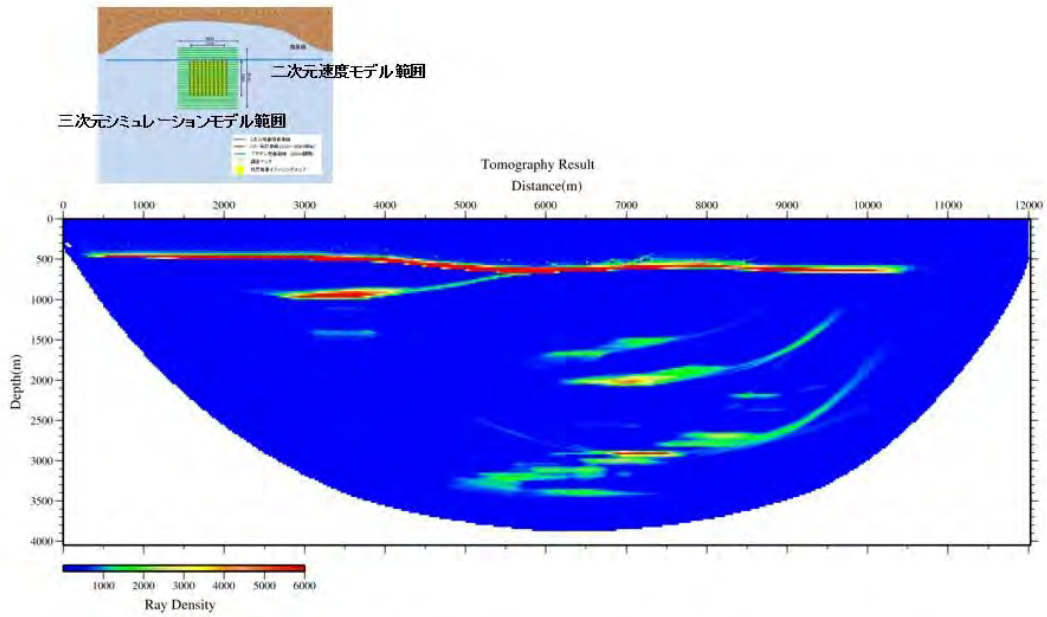


図 3-2-1-70 トモグラフィックインバージョン解析結果: 波線密度分布図

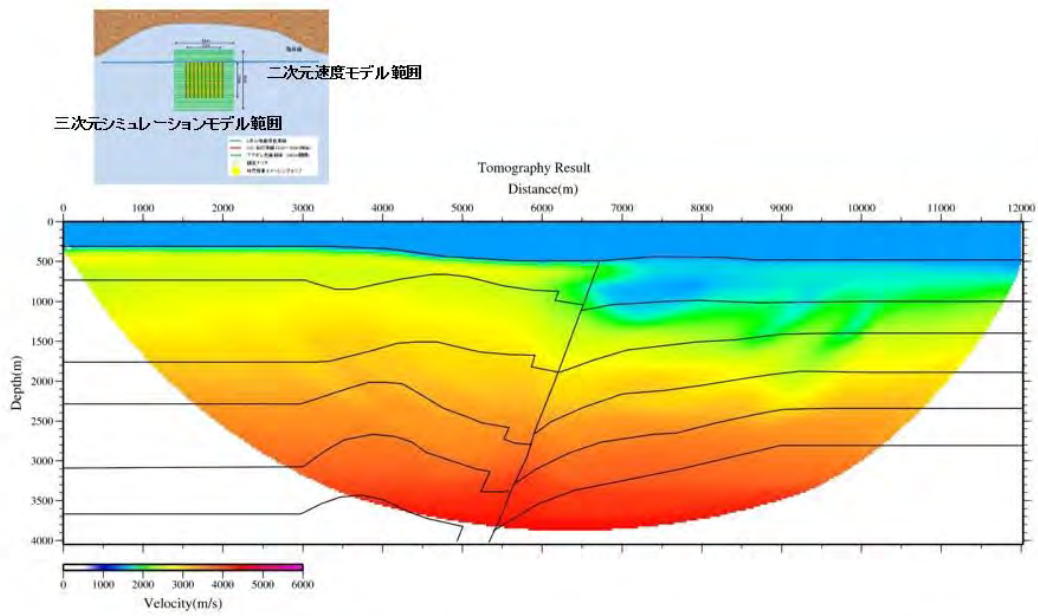


図 3-2-1-71 トモグラフィックインバージョン速度断面と二次元速度モデルのホライゾンの比較図

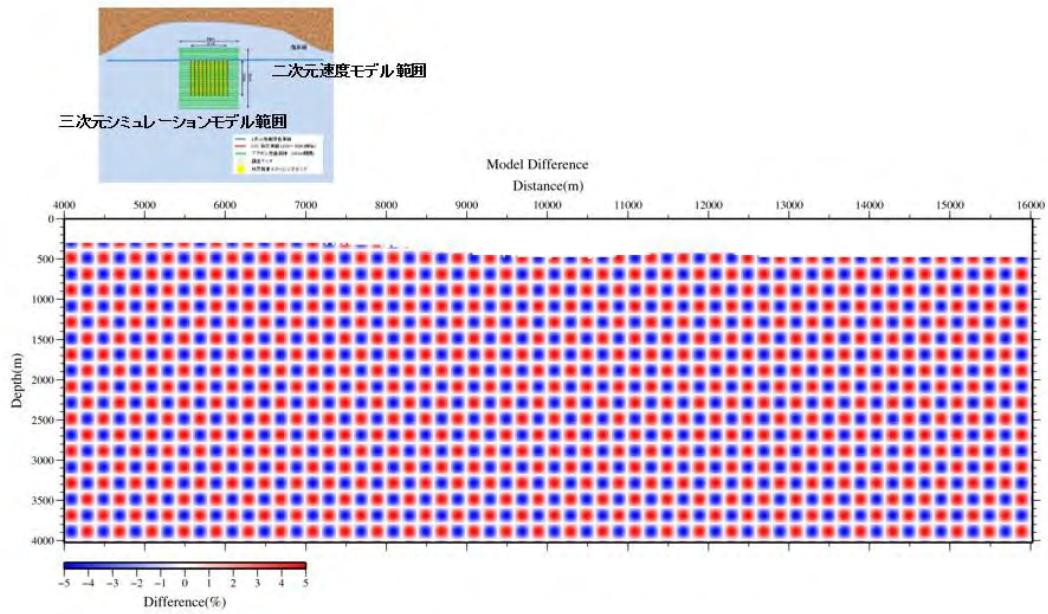


図 3-2-1-72 チェッカーボードテスト 摂動分布 摂動グリッドサイズ200m

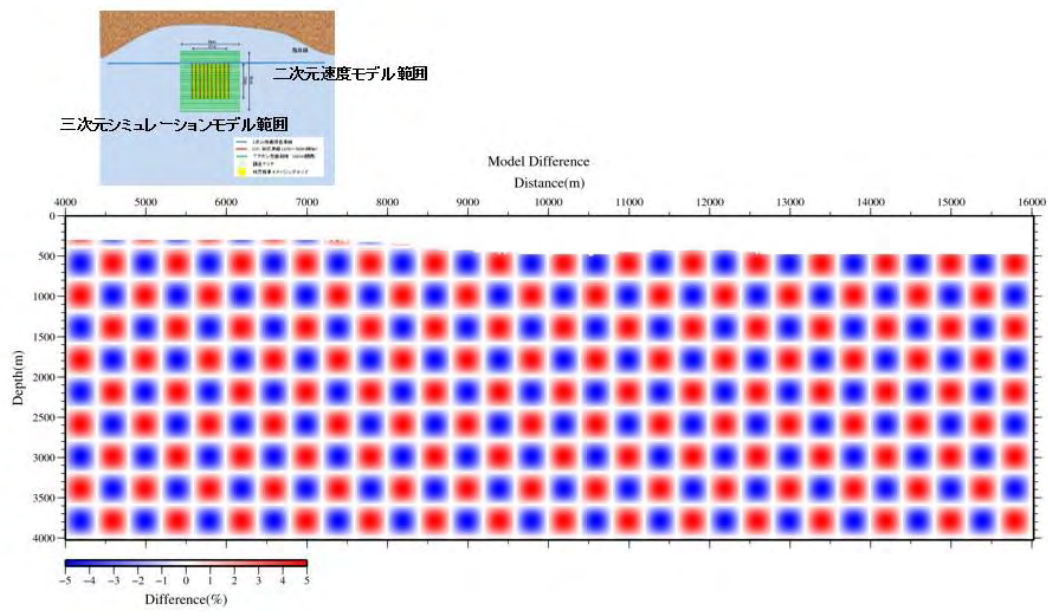


図 3-2-1-73 チェッカーボードテスト 摂動分布 摂動グリッドサイズ400m

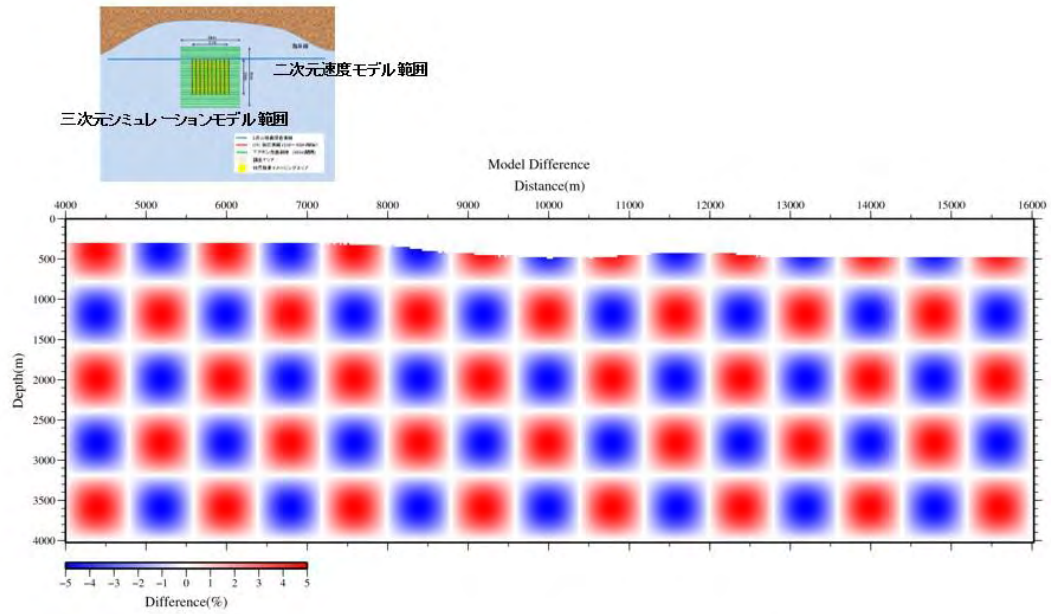


図 3-2-1-74 チェッカーボードテスト 摂動分布 摂動グリッドサイズ800m

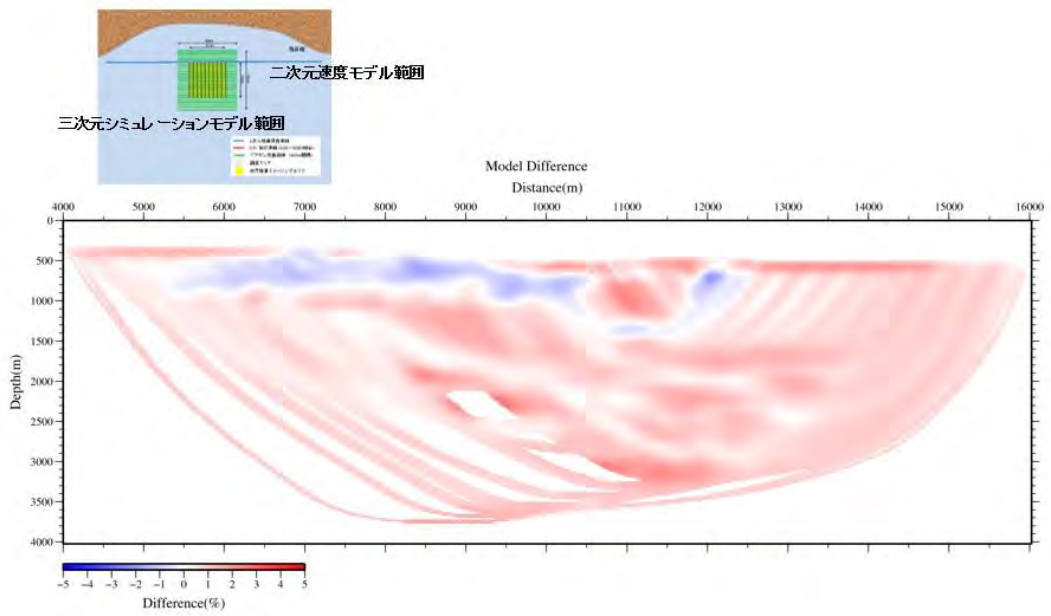


図 3-2-1-75 チェッカーボードテスト 再現結果 摂動グリッドサイズ200m

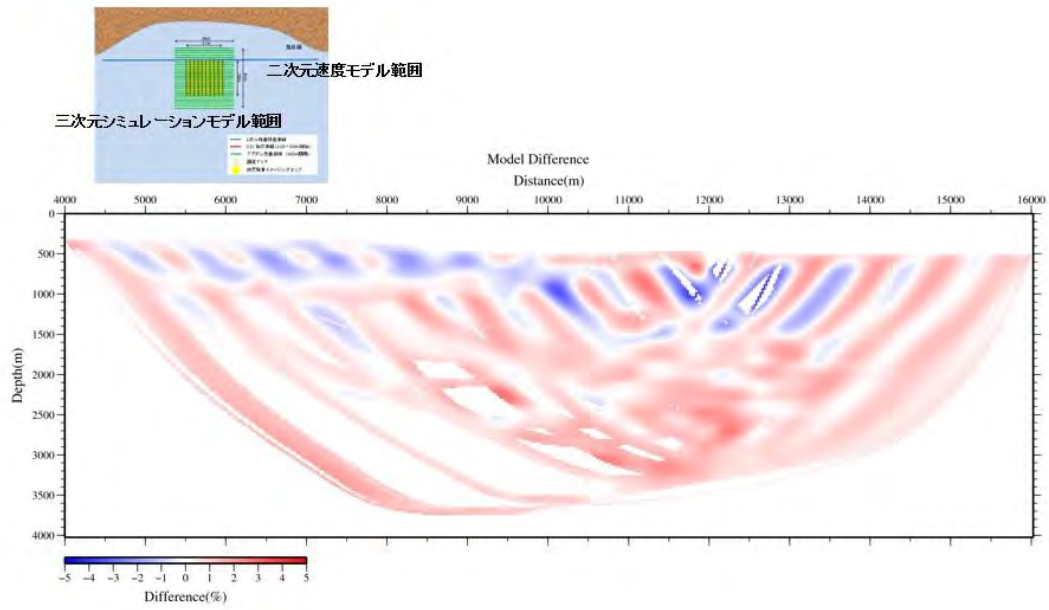


図 3-2-1-76 チェッカーボードテスト 再現結果 摂動グリッドサイズ400m

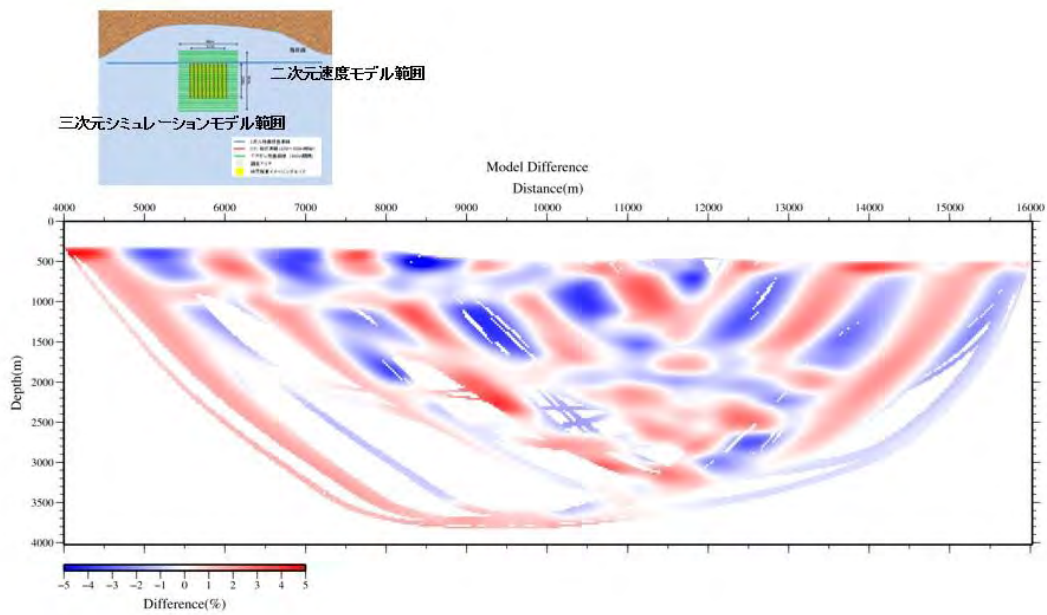


図 3-2-1-77 チェッカーボードテスト 再現結果 摂動グリッドサイズ800m

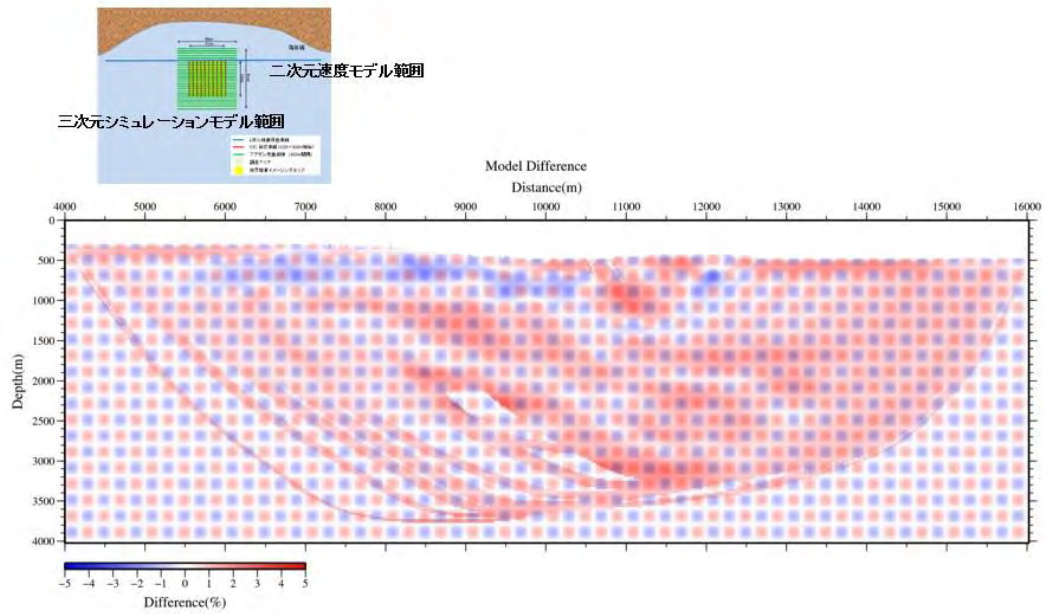


図 3-2-1-78 チェッカーボードテスト 摂動と結果の重ね図 摂動グリッドサイズ200m

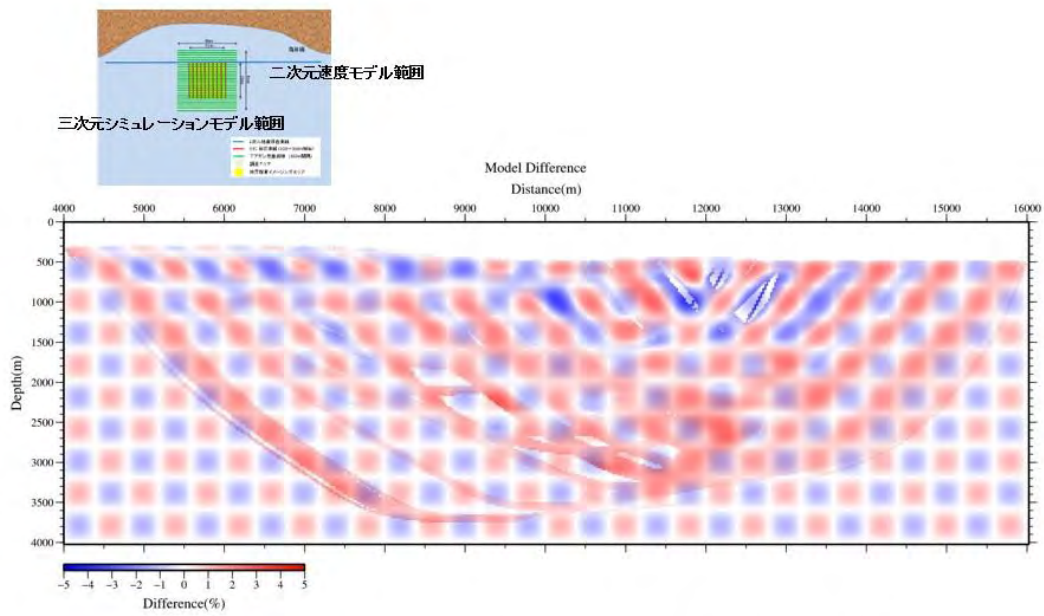


図 3-2-1-79 チェッカーボードテスト 摂動と結果の重ね図 摂動グリッドサイズ400m

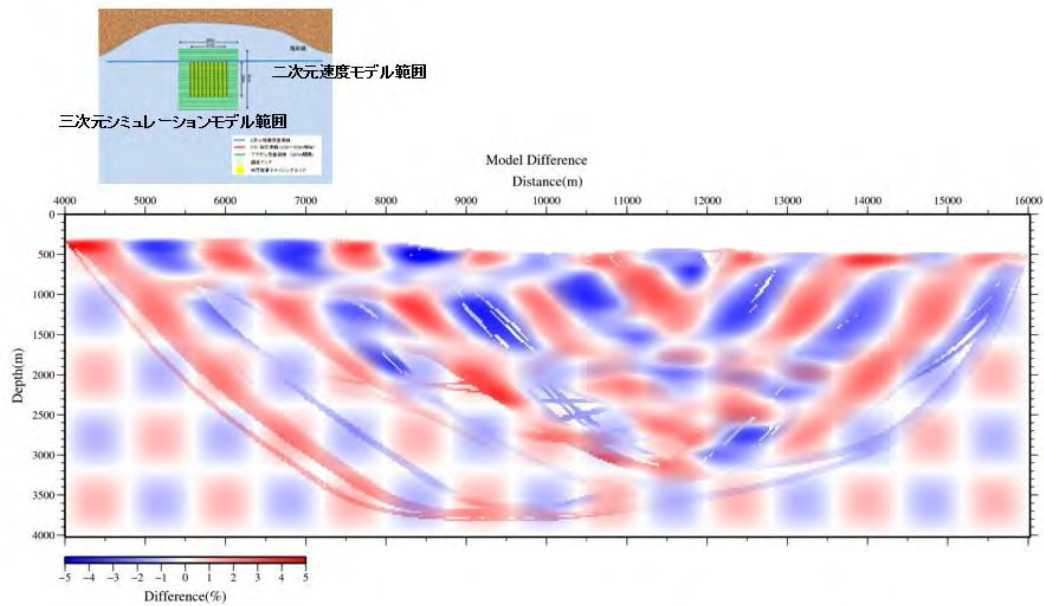


図 3-2-1-80 チェッカーボードテスト 摂動と結果の重ね図 摂動グリッドサイズ800m

3-2-1-5 弾性波探査仕様の比較検討

ここまで述べてきた弾性波探査結果を踏まえ、当該対象領域において有効な弾性波探査仕様について比較検討を行った。

3-2-1-5-1 受振測線間隔の検討

受振測線間隔が反射法探査結果に及ぼす影響について、検討を行った。図 3-2-1-81 に示すように、受振測線の間隔が(a)100 m、(b)200 m、(c)300 m と大きくなっていった場合について、反射法データ処理結果の深度断面図を比較して、それぞれの調査によって期待できるイメージング結果を示す。図 3-2-1-82 は、反射法データ処理により得られる深度断面である。受振測線の間隔が粗くなってゆくことで、海底面付近（浅部）になるにつれて、反射面の連続性が低下してゆくことがわかる。浅部を探査対象とする本研究においては、受振測線間隔は 100m 程度に設定することが望ましい。

3-2-1-5-2 発震領域（マージン部）設定の検討

シミュレーション実行時には、図 3-2-1-83(a)に示すように発震領域は受振領域よりも東西南北全方位に 500 m ずつのマージンを設けて受振記録の作成および反射法データ処理を実施した。ここでは、このマージンを(b)東西のみ、(c)マージンなしとして発震作業を行った場合についての反射法データ処理結果の深度断面図を比較して、それぞれの調査によっ

て期待できるイメージング結果を示す。図 3-2-1-84 は、2.3 節に示した反射法データ処理結果により得られる深度断面である。比較のため、受振領域北側の断面で比較する。(b)のように東西のみのマーzinの場合でも(a)東西南北すべてにマーzinをとった場合と比べて遜色のないイメージング結果が得られていることがわかる。(c)マーzinなしでは、東西に 250 m ずつイメージ不可能の部分が発生する。

3-2-1-5-3 二次元反射法と三次元反射法の比較検討

三次元反射法と二次元反射法の比較を行った。図 3-2-1-85 に三次元の調査と二次元調査の調査ジオメトリーを示す。ここでは、三次元の取得データと、そこから二次元測線図上の記録を抽出して二次元的な処理を行った結果を比較する。図 3-2-1-86(a)は、三次元データ処理結果、(b)は二次元の処理結果である。(a)の解析結果に比較して、(b)の結果は乱れて地下構造の把握が困難となっている。その原因は、二次元の処理結果では測線上以外からの地下構造の三次元性に起因するシグナルも、二次元測線上にイメージされるために、深度断面図内に多くの偽像が現われ、反射面の連続性が低下しているためである。

3-2-1-5-4 屈折法解析の有効性検討

弾性波シミュレーションによる数値実験から、弾性体モデルで設定された音響インピーダンスが現実的であれば、10km 以上の長大測線展開による二次元弾性波探査を実施することで、断層ジオメトリーなど深部構造の把握に成果が見込まれることがわかる。また、沿岸域の弾性波探査に対して、反射法と屈折トモグラフィーの統合的な解析を行うことで、調査成果に対する信頼性が向上するため、長大展開による反射法と屈折法の同時取得・解析を実施することの利点である。

一方、同時取得を行うためには、反射法の計測中も長大展開を行う必要があり、測線のメンテナンスにかかる労力は増大し機器費も増大する。しかしながら、屈折法と反射法を個別に実施する場合のコストに比較すると、両方の調査を同時に実施することにより、初期費用が共通になるものが多く、その分コスト削減が可能である。

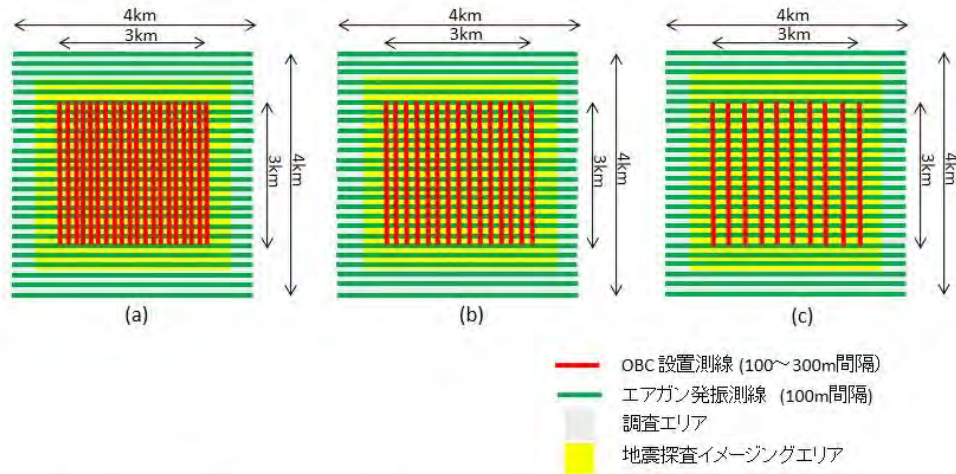


図 3-2-1-81 浅海域3次元地震探査の受振測線間隔の設定(3ケース)
 (a) 受振測線間隔: 100m、(b) 受振測線間隔: 200m、(c) 受振測線間隔: 300m

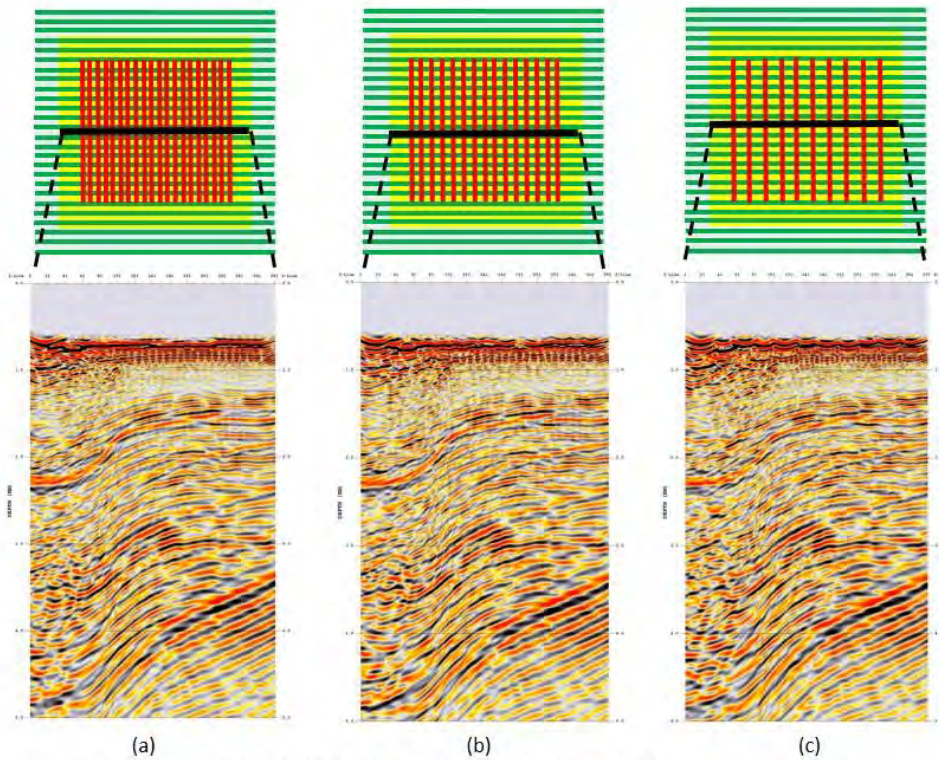


図 3-2-1-82 受振測線間隔(3ケース)ごとのイメージング結果
 (a) 受振測線間隔: 100m、(b) 受振測線間隔: 200m、(c) 受振測線間隔: 300m

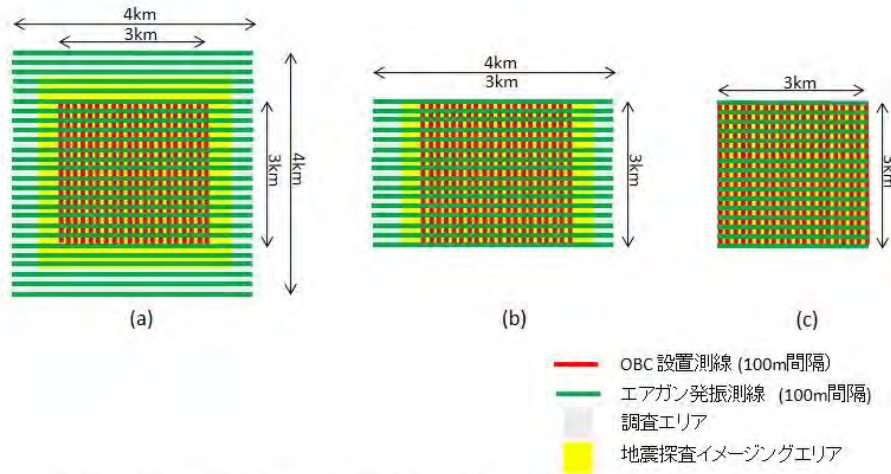


図 3-2-1-83 浅海域3次元地震探査の発震領域の設定(3ケース)
 (a)全方向に500mのマージン、(b) cross-line 方向に500mのマージン、(c)全方向にマージンなし

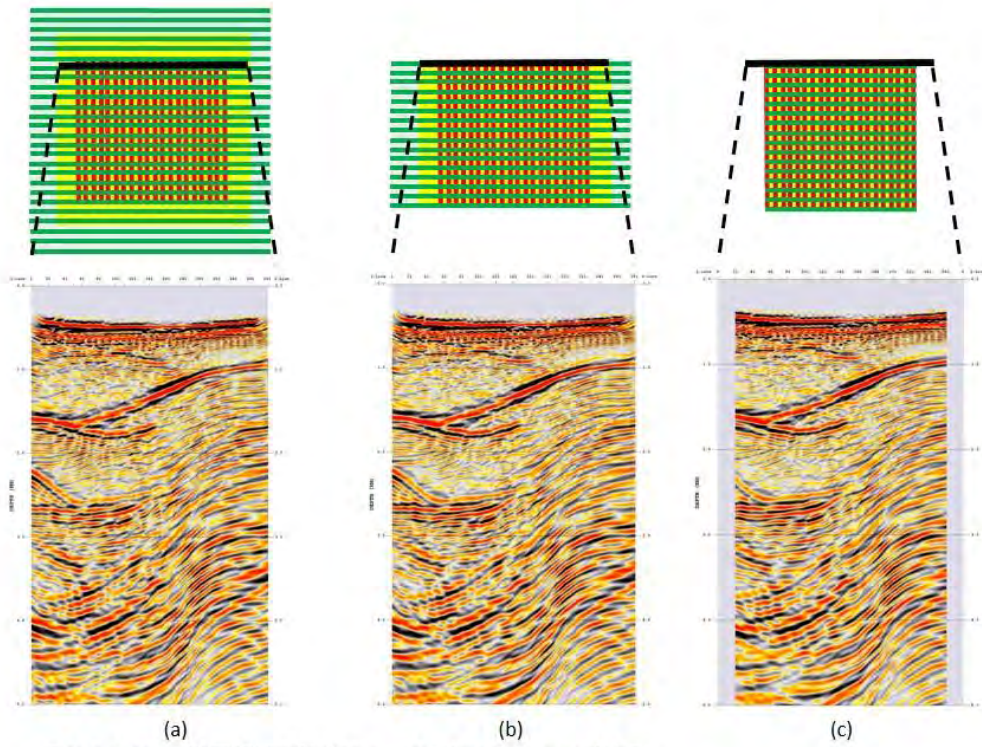


図 3-2-1-84 発震領域の設定(3ケース)ごとのイメージング結果
 (a)全方向に500mのマージン、(b) cross-line 方向に500mのマージン、(c)全方向にマージンなし

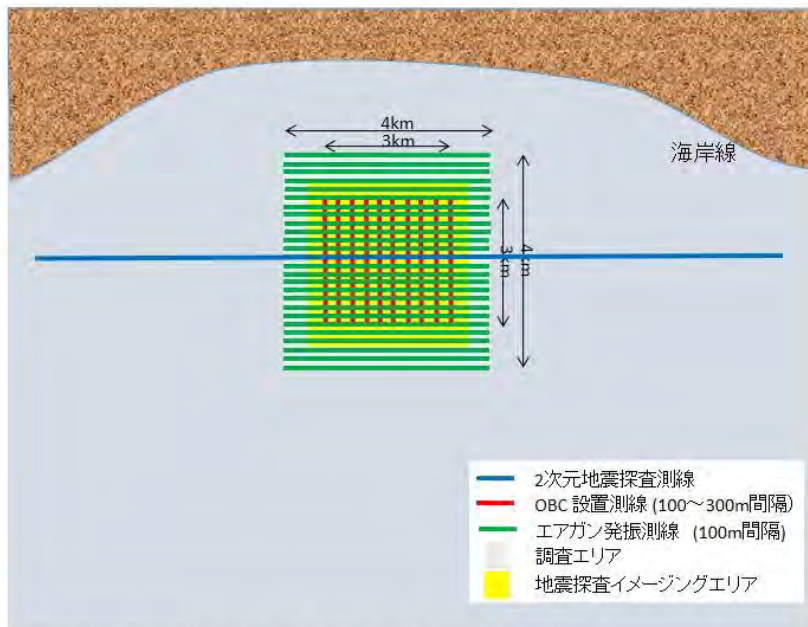


図 3-2-1-85 2次元地震探査と3次元地震探査の位置関係

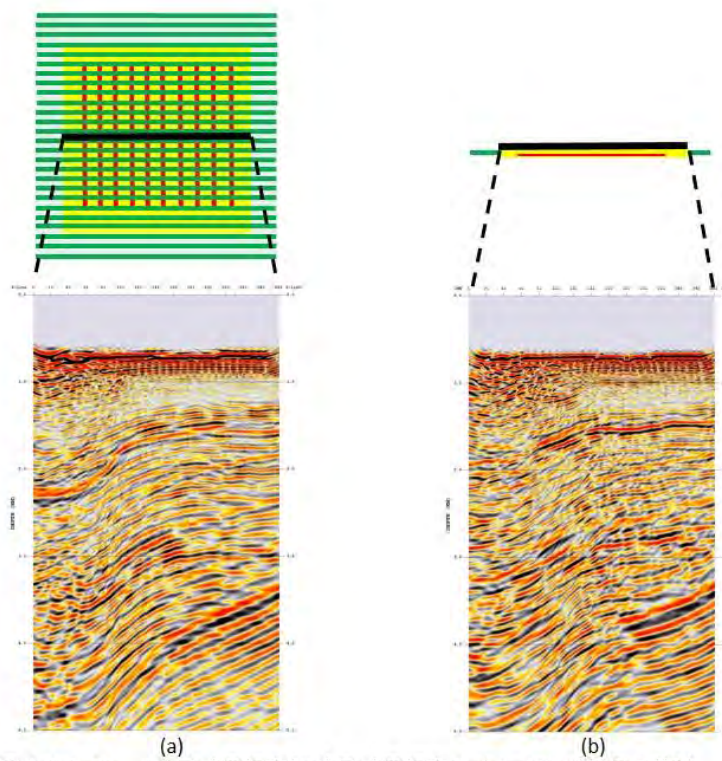


図 3-2-1-86 2次元地震探査と3次元地震探査のイメージング結果の比較
(a) 2次元、(b) 3次元

3-2-1-6 弾性波探査仕様案の策定

ここまで述べてきた沿岸海域における三次元弾性波探査のフィージビリティ・スタディ検討結果を踏まえ、当該対象領域において有効な弾性波探査の仕様案を策定した。

3-2-1-6-1 探査仕様案の項目および内容検討

当該対象領域の浅層領域を高精度に調査することを前提として、探査仕様の検討を行った。調査対象地域は、既に概要的な調査として二次元弾性波探査が実施され、調査候補地域が絞り込まれた段階を想定し、候補地域の地下構造をさらに精密に調査する目的で、三次元弾性波探査を実施することとした。このような条件下では、小規模な三次元地震探査が費用対効果を考えた上で望ましい。ここでは、それを前提に仕様案を策定する。調査対象は、以下の条件とする。

- ・ 領域： 800m×800m (X：東西方向、Y：南北方向)、深度～1000m
- ・ 水深： 10m 弱～100m
- ・ 垂直分解能： 約 25m
- ・ 水平分解能： 約 50m

仕様案は、OBCを用いた調査方式(図3-2-1-87)による探査手法を行った場合のものである。測定の基本となる作業は、発震船(ガン船)を航行しながら震源(エアガン)から音波を発生し、地下の地層境界面から反射してくる音波を受振器(OBC)にて受け、その信号を探査装置で記録する作業である。発震船は、測定時は船上に設置したGPSでリアルタイムに計画測線と船位置との関係を把握しながら船を計画測線上に誘導する。船速は、2～4ノット(3.7～7.4km/h)で航行する。当地域における反射法の調査対象深度を考慮して、かつ、浅層での高分解能イメージングを達成できるように、発震点間隔25m(標準)、発震測線間隔50mを基本とする。

なお、当該対象領域の浅海沿岸地域は、通航船舶が多く漁業活動が活発であるために、ストリーマ方式による三次元調査は海上交通安全上のリスクが高く、ストリーマケーブルの曳航長が極端に制限されるため、調査期間やコストの観点から非現実的である。従って、ストリーマ方式による三次元調査は採用しないこととした。なお、当海域では、年間を通して漁(シラス漁、底引き漁)が行われており、漁期においてOBCを敷設することは困難が予想される。ここでは、お盆休み(休漁期)を想定して、1週間程度以内でOBCの展開・撤収が実施できるような現実的な工程を考えた。

以下に、具体的な地震探査仕様案を示す。

3-2-1-6-2 静岡県富士川河口沿岸域の三次元反射法弾性波探査 仕様案

(1) 調査目的

既に概要的な調査として二次元弾性波探査が実施され、調査候補地域が絞り込まれた段階を想定し、沿岸陸域から浅海域にかけての調査対象地域の地下構造をさらに精密に調査する目的で三次元弾性波探査を実施する。例えば、二次元探査ではノイズにより反射波の連続性が損なわれて断層の広がりを経空間的に追跡することが困難なエリアでも、三次元調査で得られるサイスミックキューブから反射面の空間的な形状を調べることによって、駿河トラフ軸等に沿って分布する活断層群の走向や傾斜などの性状を精度よく把握することが期待される。

(2) 対象領域と分解能

静岡県の富士川河口沿岸浅海域を対象とする（図 3-2-1-88）。調査対象は、以下の条件とする。

- ・ 領域： 800m×800m（X：東西方向、Y：南北方向）、深度 50～1000m
- ・ 水深： 10m 弱～100m
- ・ 垂直分解能： 約 25m
- ・ 水平分解能： 約 50m

(3) データ取得仕様

- ・ 震源： エアガン（480cu.in. 2000PSI）
- ・ 発震点間隔： 25m（X方向）
- ・ 発震測線間隔： 50m
- ・ 発震測線長： 2400m
- ・ 発震測線数： 20 測線
- ・ 発震点数： 1920 点
- ・ 発震深度： 水深 5～10m
- ・ 受振： OBC(4成分:ハイドロフォンおよび3成分 MEMS センサー)
- ・ 受振点間隔： 25m（Y方向：発震測線と直交）
- ・ 受振測線間隔： 100m
- ・ 受振測線長： 800m
- ・ 受振測線数： 9 測線
- ・ 受振点数： 288 点
- ・ 受振深度： 海底（水深 100m 未満）
- ・ サンプリング： 2m秒
- ・ 記録長： 4 秒
- ・ 記録器： デジタルテレメトリ型システム
- ・ チャンネル数： 288*4ch（固定展開）
- ・ 測量： DGPS(発震点)、音響システムによる位置測量（受振点）

※発震作業は、海況によるが、4knot 航行で 25m 毎に約 12 秒間隔で発震する。

※本調査に先だって、本調査測線を確定するための事前資料を得るために、調査エリアに対して浅海（水深 5-20m）の海底調査を実施する。海底調査は、ナローマルチビーム深淺測量により実施する。

(4) データ処理・解析作業

標準的な三次元反射法データ処理および屈折法トモグラフィー解析を実施し、下記に示す図面類を作成する。

【反射法解析】

- ・速度断面図
- ・重合時間断面図（サイスミックキューブ）
- ・マイグレーション断面図（サイスミックキューブ）
- ・深度断面図（サイスミックキューブ）

【屈折法トモグラフィー解析】

- ・速度断面図
- ・反射法断面図との対比図
- ・解の信頼性および初期モデル依存性に関する検証結果

反射法の対象深度は、1000m以深とする。なお、屈折法トモグラフィー解析の対象深度は、最大で 100m 程度を想定する(測線長の 1/8 程度)。

(5) 調査期間および時期

業務全体の期間： 約 8 カ月

- ・事前準備作業： 約 3 ヶ月（深淺測量による事前海底調査を含む）
- ・現場作業期間： 7 日間（観測作業、お盆休みの休漁期を想定、深淺測量を除く）
17 日間（偽装、解装、回航を含んだ全体日数）
- ・解析作業： 約 4 ヶ月

(6) 成果品

- 1) 調査報告書
- 2) 電子ファイル
 - ・反射法データ（SEG-D 形式）
 - ・測線座標データ
 - ・オブザーバーズレポート

(7) 主要機材および現場作業人員

- ・エアガンシステム : 1 式 (480cu.in. 2000PSI システム)
- ・地震探鉱機 : 1 式 (デジタルテレメトリ型システム)
- ・OBC : 9000m (予備含む)
- ・発震船 : 1 隻 (50 トンクラスを想定)
- ・ケーブル敷設船 : 1 隻 (200 トンクラスを想定)
- ・監視船 : 2 隻 (10 トンクラス : 地元傭船漁船を想定)
- ・小型作業船 : 1 隻 (船外機付き : 地元傭船漁船を想定)
- ・観測車 : 1 台

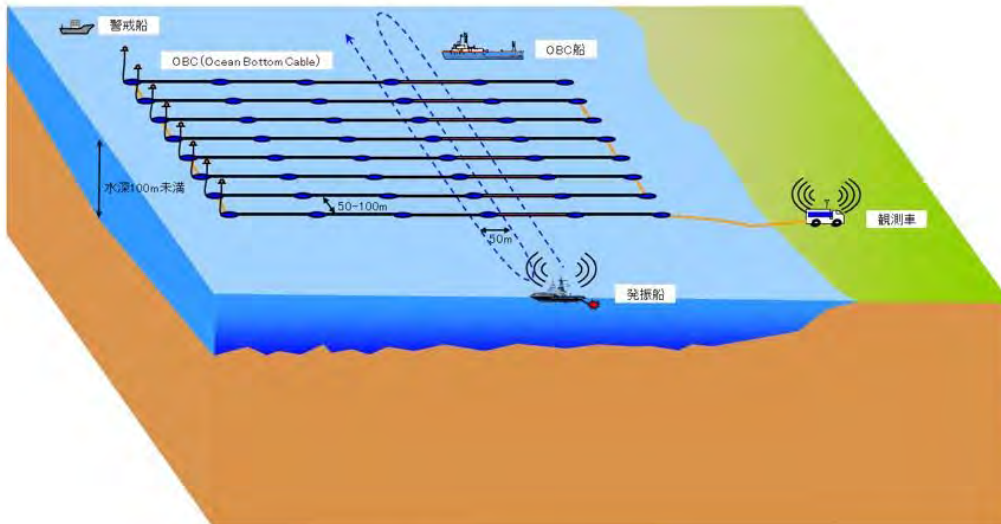


図 3-2-1-87 沿岸域の三次元音波探査概念図 (OBC方式)



図 3-2-1-88 富士川河口沿岸域の調査候補エリア

参考文献

- Asakawa, E. and Kawanaka T. (1993): Seismic raytracing using linear travelttime interpolation, *Geophy. Prosp.* **41**, 99-111
- Asano, S., Wada, K., Yoshii, T., Hayakawa, M., Misawa, Y., Moriya, T., Kanazawa, T., Murakami, H., Suzuki, F., Kubota, R., Suyehiro, K. (1985): Crustal Structure in the Northern Part of the Philippine Sea Plate as Derived from Seismic Observations of Hatoyama-off Izu Peninsula Explosions, *Journal of Physics of the Earth*, **33**, 173-189.
- 物理探査学会 (1990): “土と岩” の弾性波速度.
- 中部電力 (2009a): 浜岡原子力発電所 3、4 号機「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価に関わる報告 中越沖地震を踏まえた地価構造調査結果、第 38 回地震・津波、地質・地盤合同ワーキンググループ配布資料
<http://www.nsr.go.jp/archive/nisa/shingikai/107/3/038/38-5-1.pdf>
- 中部電力(2009b): 浜岡原子力発電所 3、4 号機「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価に関わる報告 中越沖地震を踏まえた地価構造調査結果、第 39 回地震・津波、地質・地盤合同ワーキンググループ配布資料
<http://www.nsr.go.jp/archive/nisa/shingikai/107/3/039/39-2-4.pdf>
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W., and Gregory A. R. (1974): Formation velocity and density-The diagnostic basics for stratigraphic traps, *Geophysics*, **39**, 770-780.
- Hirose, F., Nakajima J., and Hasegawa A. (2008), Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, *J. Geophys. Res.*, **113**, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
<http://www.mri-jma.go.jp/Dep/sv/2ken/fhirose/ja/PlateData.html>
- 地震調査研究推進本部 (1995): 平成 7 年度 富士川河口断層帯に関する調査成果報告書
<http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Shizuokafrm.htm>
- 鍵山恒臣 (2007): 富士山の地下構造、山梨県環境科学研究所、137-150.
- 金栗聡・天野一男 (1995): 南部フォッサマグナ富士川谷南部に分布する富士川層群の地質とナンノ化石層序、地質学雑誌、**101**、162-178.
- 狩野謙一 (1988): 四万十帯、日本の地質「中部地方 I」、pp.46-51.
- 丸山 正, 斎藤 勝 (2007): 富士川河口断層帯の古地震調査, 活断層・古地震研究報告, **7**, 129-155.
- 柴 正博 (1988): 富士川谷、日本の地質「中部地方 I」、98-104.
- 柴 正博・大久保正寿・笠原 茂・山本玄珠・小林 滋・駿河湾団体研究グループ (1990): 静岡県富士川下流域の更新統, 庵原層群の層序と構造、地球科学, **44**, 205-223

- 白石和也, 阿部進, 岩崎貴哉, 齊藤秀雄, 佐藤比呂志, 越谷信, 加藤直子, 新井隆太, 川中卓
(2010): 屈折初動走時トモグラフィ解析における初期モデルランダム化による解の
信頼性評価, 物理探査, **63**, 345-356.
- 杉山雄一・下川浩一 (1982): 静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系、地質調査所月報、
33、293-320.
- 土 隆一 (1988): 掛川地域、日本の地質「中部地方 I」、pp.108-113.
- 上田広和・三瓶良和・日浦祐樹・石橋正敏 (2007): 静岡県掛川ー相良油田地域における古
～新第三系前弧堆積盆地の根源岩と石油システム、石油技術協会誌、**72**、333-346.
- Yoshii, T., Asano, S., Kubota, S., Sasaki, Y., Okada, H., Matsuda, T., and Moriya, T.
(1985): crustal structure in Izu Peninsula, Central Japan, as derived from explosion
seismic observations, *Journal of Physics of the Earth*, **33**, 435-451

3-2-2 MT法2次元探査数値解析支援ソフトウェアの開発

概要

本研究では、平成19年度、および平成21～24年度に産業技術総合研究所(以下、産総研)が資源エネルギー庁の地層処分技術調査等事業(沿岸域塩淡水境界・断層評価技術高度化開発)の研究において開発した沿岸域における浅海用海底電磁探査法装置で取得したデータの解析・解釈のための比抵抗モデル計算やインバージョン(逆解析)用の数値解析ソフトウェア入出力(比抵抗モデル・送受信配置など)作成支援ソフト(以下、本ソフトウェア)を整備し、一連の数値解析・処理作業の効率化・迅速化を図った。

また、将来的には沿岸域および一般的な陸域・海域における電磁探査法調査を計画するための比抵抗モデル計算(フォワードモデリング・インバージョン)の効率化が重要であり、本ソフトウェアではそれら一連の数値解析・解析作業の効率化・迅速化にも資するものである。

平成25年度は本ソフトウェア開発の初期段階として、産総研が公開している電磁探査MT法2次元数値解析(フォワードおよびインバージョン計算)用プログラムソフトウェア「MT2-D」

(https://staff.aist.go.jp/uchida-toshihiro/files/fortran_code/programs.html)に関して、グラフィカルユーザインタフェース(以下GUI)関係の機能開発として、(1)入力パラメーターファイル設定用GUI、(2)地下比抵抗モデル・有限要素法メッシュ設定用GUI、(3)計算結果出力・可視化表示用GUI、等の機能の実装を行った。また、一連の作業手順についての操作説明書も併せて用意した。これらの整備により、テキスト・コマンドベースである「MT-2D」ソフトウェアにGUIを付加し、計算の前処理から後処理にかかる一連の作業の簡便化・効率化が可能となった。

実装機能と使用例

本ソフトウェアは、産総研が公開している電磁探査MT法2次元数値解析(フォワードおよびインバージョン計算)用プログラムソフトウェア「MT2-D」(以下、MT-2D)の入力ファイル作成を支援し、「MT2-D」の計算結果表示・確認・修正を支援するためのGUIソフトウェアである。本ソフトウェア以前の「MT2-D」の解析作業では、テキスト・コマンドベースで入力ファイルが用いられており、また解析結果の表示も各ユーザーが表示用の独自ソフトウェアを開発・利用していた。本ソフトウェアは、入力ファイルである有限要素法メッシュファイルおよび比抵抗ブロックファイルをGUIで作成することができ、解析で利用される計算グリッド・ブロックを確認しながら入力ファイルを作成する機能を搭載した。また、解析結果も同様のGUIで表示されるため、解析結果の確認に要する時間が軽減されると同時に、ファイル名やフォルダの誤処理リスクの低減を図った。具体的には、「MT-2D」利用において最も重要かつ対応時間を要する有

有限要素法のメッシュ及び比抵抗ブロックの設定・確認(図3-2-2-1)、インバージョン結果の表示・確認・保存(図3-2-2-2)に加え、インバージョン終了後に各反復回数における見掛比抵抗・位相応答グラフ(図3-2-2-3)や反復に伴う残差収束状況(図3-2-2-4)を容易に表示・確認する機能も実装した。さらには、インバージョンの初期モデルや中途段階、そして最終的な比抵抗モデルを選択、表示する機能(図3-2-2-5)も有しており、インバージョンの設定が妥当であるかの確認や、再計算のための設定を容易にできるよう設計・実装した。

本ソフトウェアでは、上記機能の他に、解析過程のプロジェクト化と管理、計算実行用バッチファイル(実行コマンドやファイル変名などの作業を記述したテキストファイル)の生成機能も有している。これらの機能を活用することで、従来の「MT-2D」利用において問題となっていた作業の遅延や誤処理を低減することが可能であると考えられる。

今後は本ソフトウェアを沿岸域等の2次元MT法探査計画作成や、数値シミュレーションの効率化のために積極的に利用するとともに、改良・改善を加えていきたい。

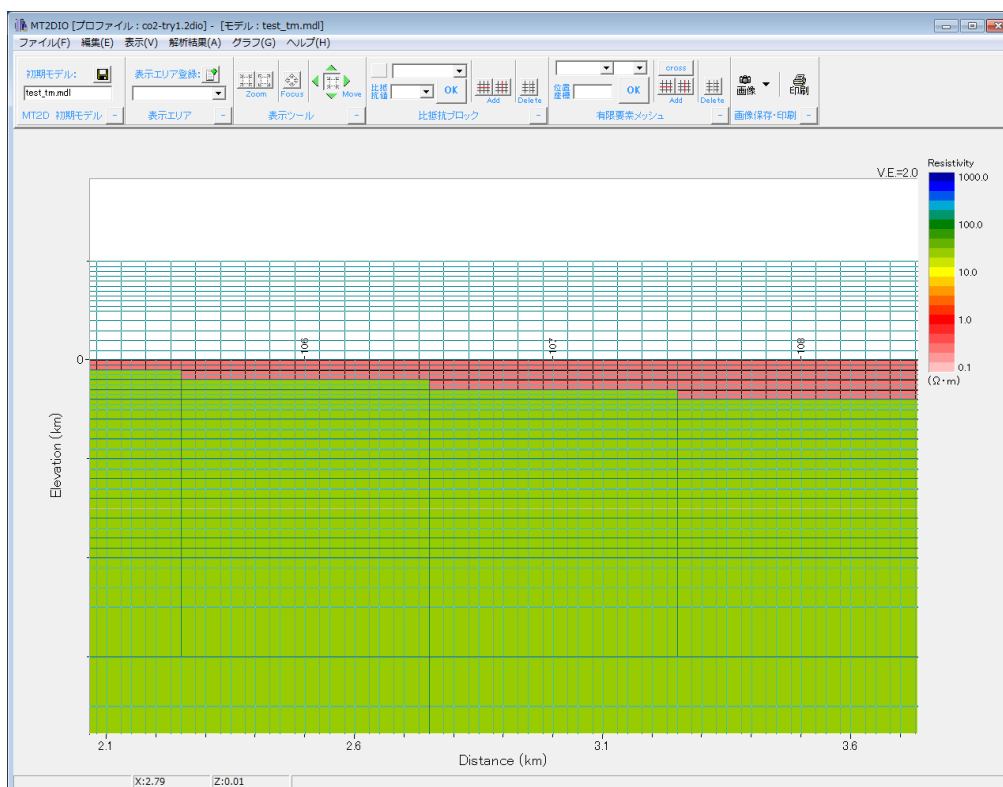


図3-2-2-1 有限要素法メッシュと比抵抗ブロックの設定画面

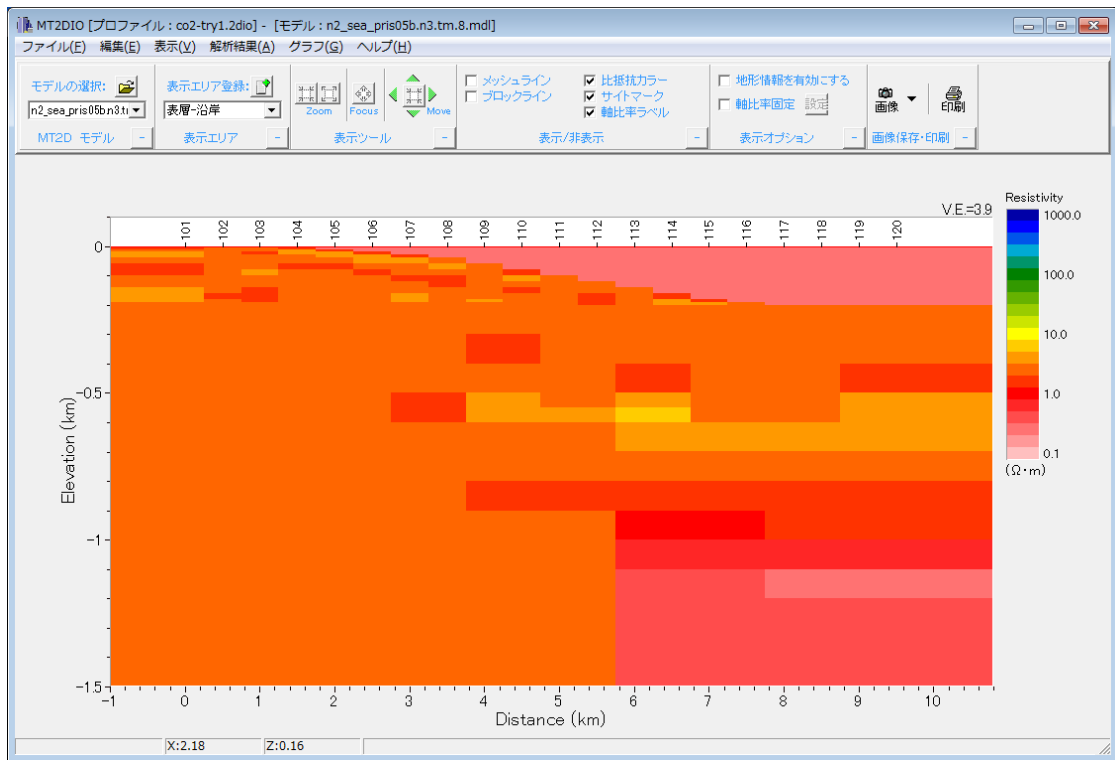


図3-2-2-2 測点および比抵抗モデル表示・確認画面

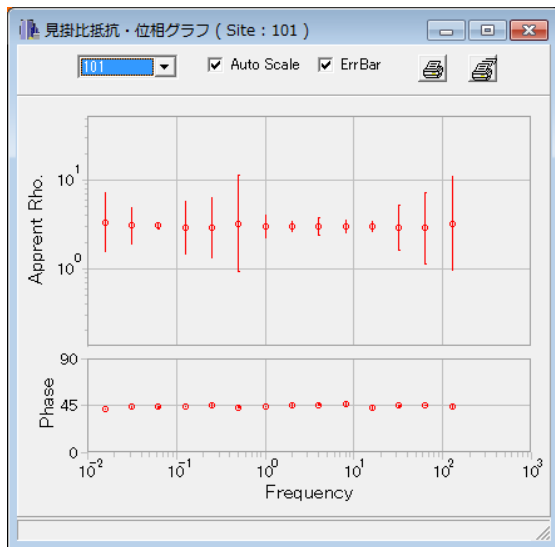


図3-2-2-3 MT応答(見掛比抵抗及び位相)表示画面

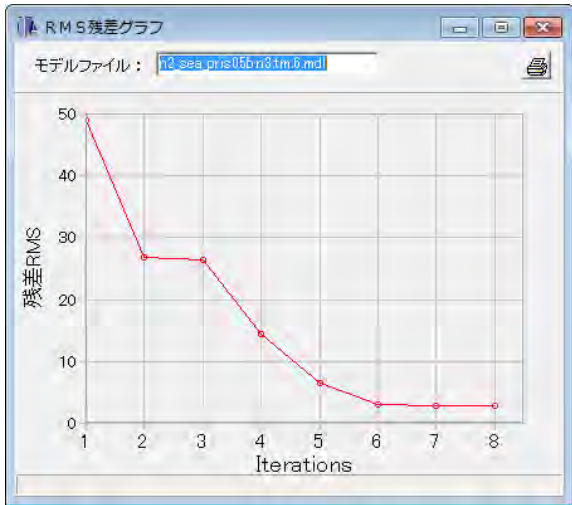


図3-2-2-4 インバージョン(残差)収束状況表示画面

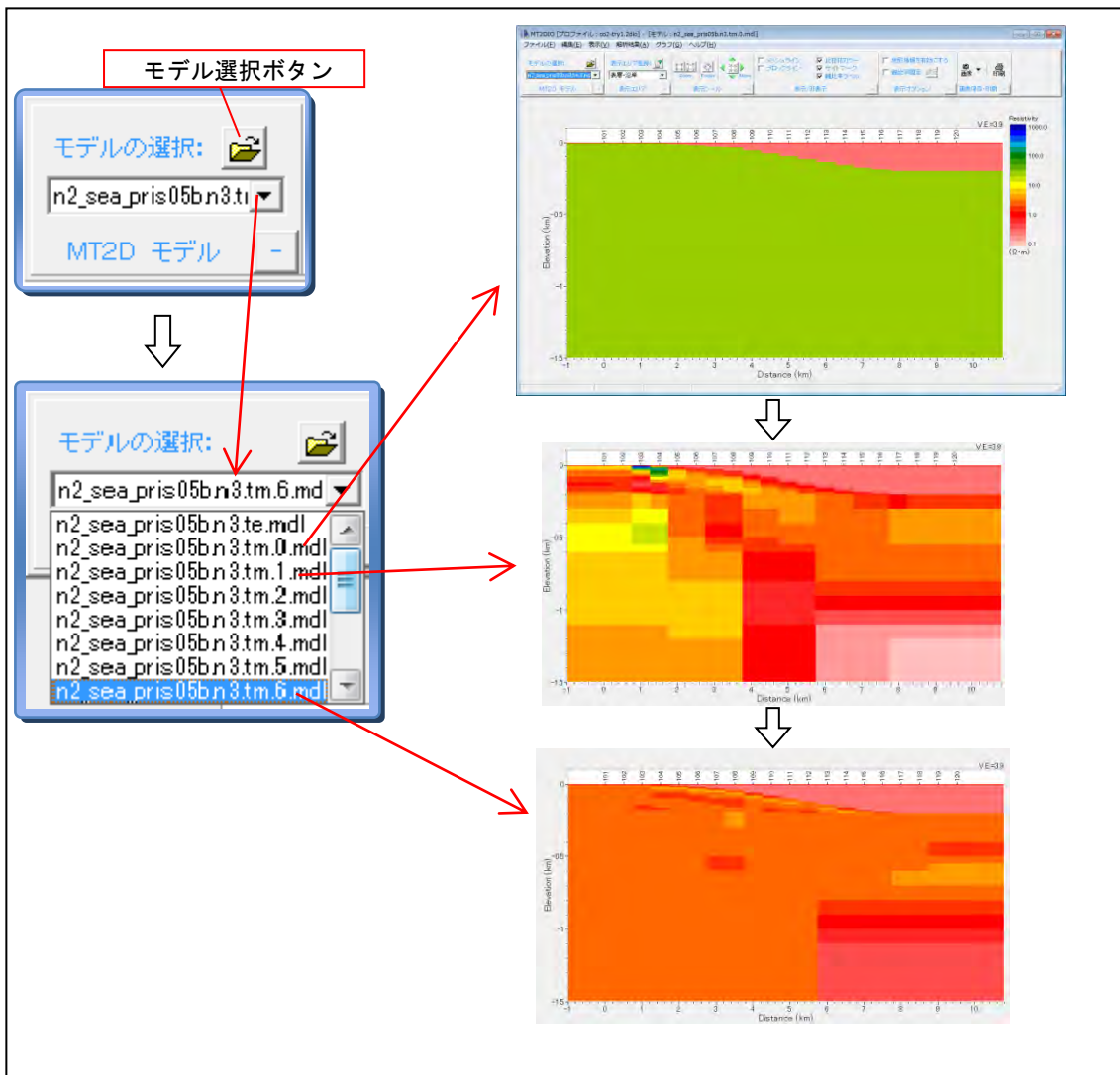


図3-2-2-5 インバージョン各反復回における比抵抗モデルの選択と表示

第4章 海上掘削調査技術の開発 (地下水の研究)

4-1 海域調査

本事業は沿岸域の地下環境を対象としている。また沿岸域では、地下水と海水の両者が地下地質・地下水環境に影響を及ぼしていると考えられる。そのため、掘削調査や物理探査、地下水流動解析によって得られる沿岸域地下環境の情報を解釈するためには、陸域の地下水環境の把握に加え、海域の水環境を把握しておく必要がある。本項では、掘削対象地域を含めた駿河湾沿岸域の水環境の把握を目的に海域調査を実施した。

4-1-1 広域曳航調査

駿河湾沿岸域における海水の水質の状況を把握するため、2014年1月16日および17日に広域曳航調査を行った。調査の概要を図4-1-1に示す。広域曳航調査では水深30m～40mを目安として約4ノットの速度で航行し、水温、電気伝導度、塩分、DO（溶存酸素量）、Chl-a（クロロフィルa）および ^{222}Rn （ラドン）濃度の測定を行った。各項目の測定に際して、調査船側面の水深1mに固定した揚水ポンプ（Bilge Pump 1100 GPH, rule社）から、揚水した海水をコンテナボックス内に導入して連続測定を行った。コンテナボックスから排水された海水は、後方へ排出されるよう留意した。船舶の位置はDifferential GPS（A100, Hemisphere社製）を用いて記録した。水温、電気伝導度、塩分、DO、Chl-aは、多項目水質プロファイラー（ASTD102, JFEアドバンテック社製）を用いて5分間隔で測定した。測定状況を図4-1-2に示す。

^{222}Rn はウラン崩壊系列に属する半減期3.8日の放射性元素で、 ^{226}Ra を親核種とし、 α 崩壊して ^{218}Po となる。親核種である ^{226}Ra は岩石の鉱物中に含まれており、半減期1599年に応じて α 崩壊し、 ^{222}Rn を大気や水などの接触している媒体中へ放出する。水への溶解性は高く、一方で水中に溶解している ^{222}Rn は大気と接触すると大気中へ散逸する性質を持つ（Porcelli, 2008）。そのため、常に地層内の鉱物から ^{222}Rn が供給される地下水は ^{222}Rn 濃度が高く、海水や河川水の ^{222}Rn 濃度は低くなる。このような特性から ^{222}Rn は沿岸域における海底における地下水の湧出を検出するためのトレーサーとして扱われてきた（Burnett et al., 2001 ; Burnett et al., 2010 ; Stieglitz et al., 2010）。本調査では海水、河川水、海底湧出地下水の混合状況を把握するため駿河湾沿岸域において ^{222}Rn 濃度の測定を行った。

^{222}Rn 濃度の測定はMulti-detector system（Dulaiova et al., 2005）に基づき、半導体検出器を有する ^{222}Rn 濃度測定器（RAD7, DurrIDGE社製）3台、平衡器（RAD AQUA, DurrIDGE社製）および周辺機器を用いて連続測定システムを構築して行った。連続測定システムの模式図を図4-1-3に、外観を図4-1-4に示す。本システムはRAD AQUAへ海水を導入して噴射することで、海水から ^{222}Rn が気体として解放され、RAD7内蔵のポンプによって気体がRAD7内へ導入され、濃度を測定する。本調査では十分な測定精度を得る

ために、測定間隔を 10 分に設定した。この設定で得られる ^{222}Rn 濃度は、測定間隔 10 分間に船が移動した区間（水平距離で約 1.2km）の海水に含まれる平均的な ^{222}Rn 濃度を意味する。そのため、得られた測定値は 10 分間に移動した区間の中央に図示する形とした。

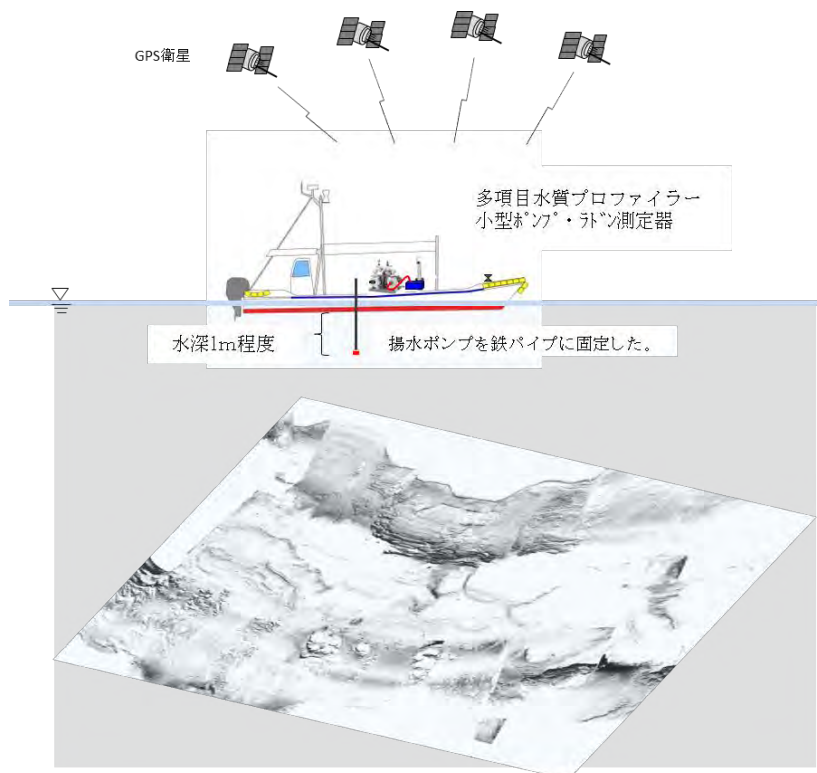


図 4-1-1 広域曳航調査の概要



図 4-1-2 水温、電気伝導度、塩分、D_O、Chl-a の測定状況
(青色コンテナボックス内に多項目水質プロファイラーを設置)

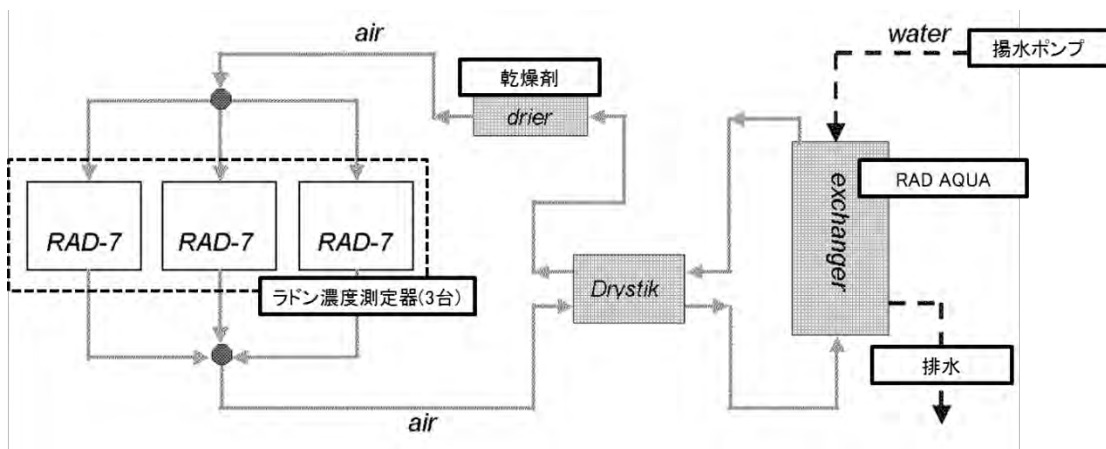


図 4-1-3 ^{222}Rn 濃度の連続測定システムの模式図
(Dulaiova et al., 2005 に加筆・修正)

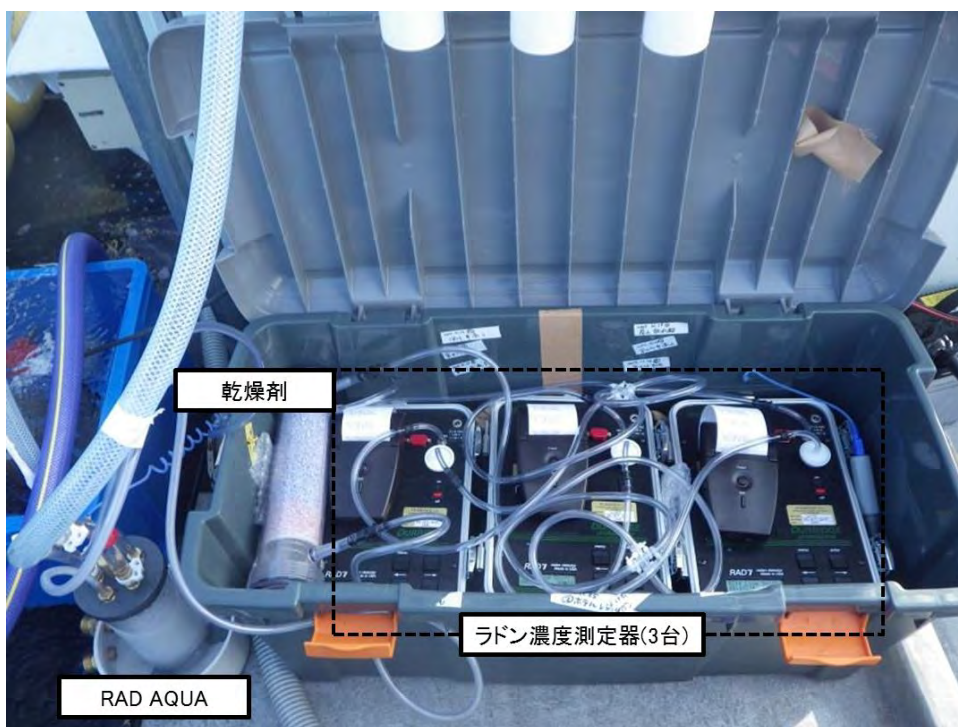


図 4-1-4 ^{222}Rn 濃度連続測定システムの外観
(青色コンテナボックスより海水を RAD AQUA に導入して測定を実施)

4-1-1 (1) 駿河湾沿岸域の水質分布

広域曳航調査で得られた駿河湾沿岸域の電気伝導度 (25°C換算), 塩分, DO, Chl-a, ^{222}Rn 濃度の分布図を図 4-1-5 (a) から (e) に示す。陸域の地形データは国土地理院の

数値標高モデル 10m メッシュデータ（国土地理院，2013），海域の地形データは海上保安庁「沿岸の海の基本図」を基に作成されたデジタルデータ（テラ株式会社，2003）を用いた。コンターは陸域で 200m 毎，海域で 50m 毎に描画した。なお，水温の分布に関しては，調査が半日に渡ったため気温の日較差が影響すると考えられたことから，本項では除くこととする。

電気伝導度および塩分は，興津川から富士川の区間，田子の浦港周辺，狩野川の河口において低い傾向が認められた。DO は興津川付近で高い傾向を示し，それ以外は比較的一様な分布を示す。 ^{222}Rn 濃度は興津川河口，富士川－田子の浦の区間，千本松原において高い傾向が認められた。 ^{222}Rn の半減期は 3.8 日と短いため，これらの地域やその近傍において河川水や海底湧出地下水などに伴い ^{222}Rn が供給されていると考えられる。

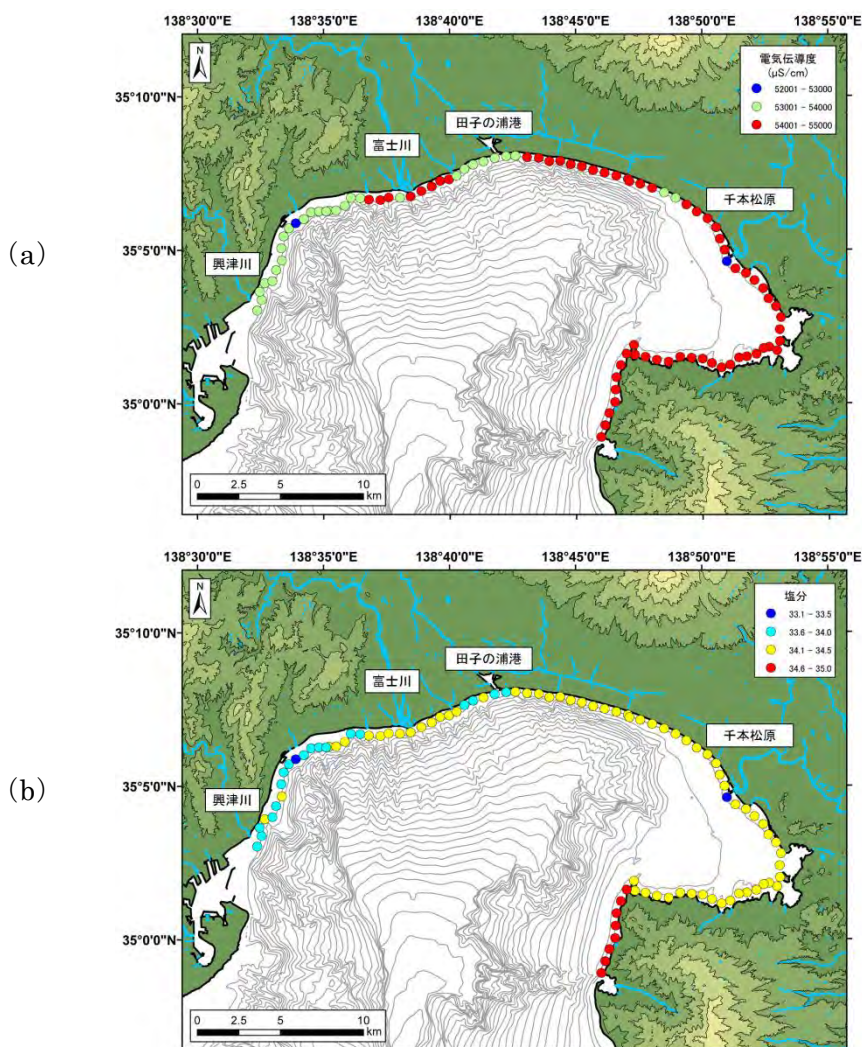


図 4-1-5 駿河湾沿岸域の水質の平面分布図
 (a) 電気伝導度 (25°C換算)，(b) 塩分

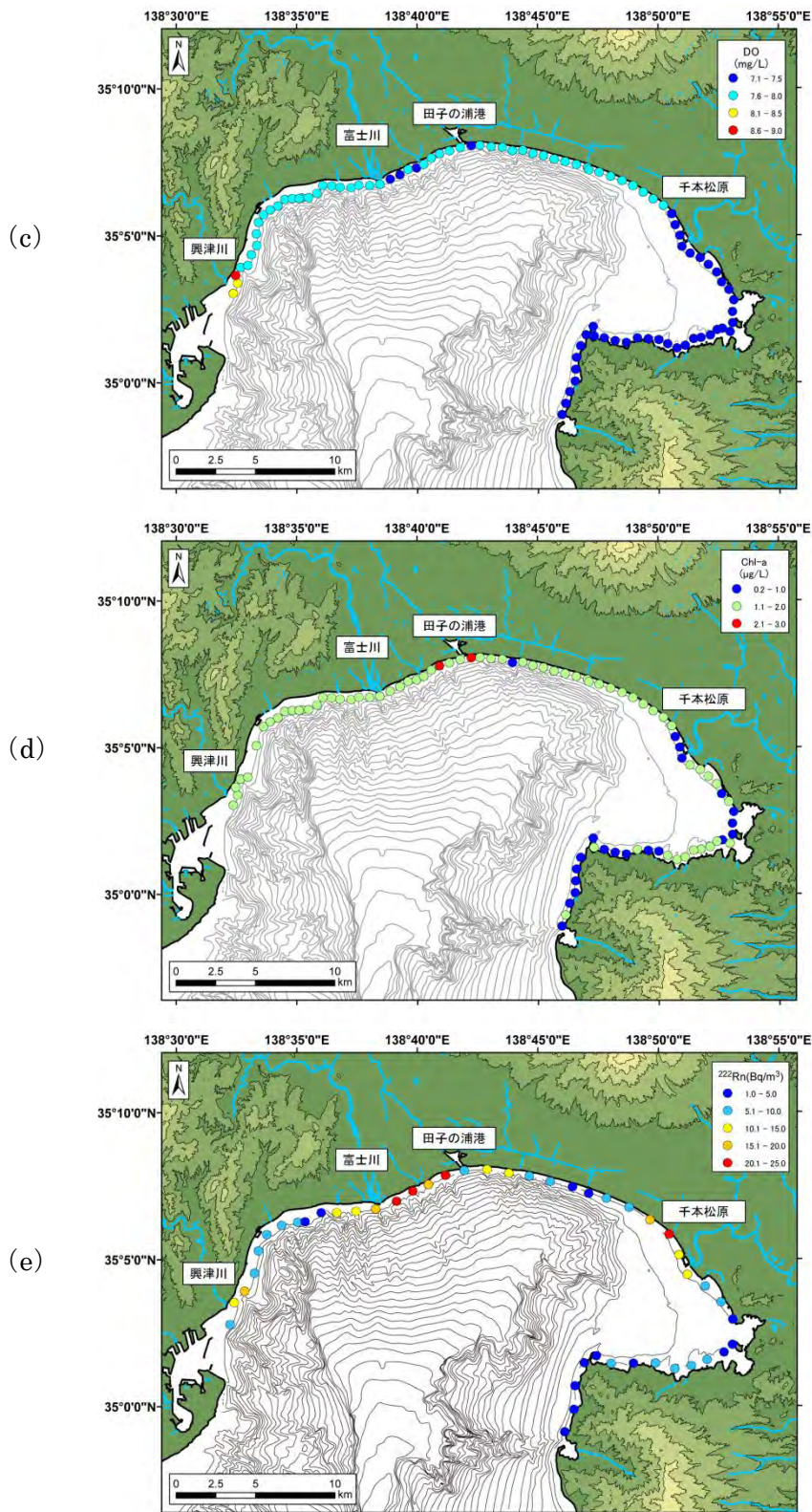


図 4-1-5 駿河湾沿岸域の海水の水温および水質の平面分布図
 (c) DO, (d) Chl-a, (e) ^{222}Rn 濃度

4-1-1 (2) 沿岸域における河川水と海底湧出地下水の成分分離

広域曳航調査の結果を踏まえ、沿岸域における河川水と海底湧出地下水の影響について、 ^{222}Rn 濃度と電気伝導度をトレーサーとして成分分離を試みた。成分分離を行うに当たり、2013年11月から12月にかけて富士山麓から沿岸域に分布する湧水81箇所、駿河湾へ流入する河川水17箇所を対象に採水調査を行った。調査を行った地点の分布図を図4-1-6、採水調査で得られた湧水と河川水の ^{222}Rn 濃度および電気伝導度の統計を表4-1-1に示す。湧水の調査は、海底から地下水が湧出する帯水層を沖積層、新富士溶岩層、古富士溶岩層と仮定し、これらの地質を反映した ^{222}Rn 濃度が、陸域の露頭および湧水から得られると考え、富士山麓の地域で実施した。湧水の採水調査は、 ^{222}Rn の大気への散逸の影響を除くため、湧出口またはその近傍で採水した地点を対象とした。河川水の採水は、駿河湾に流入する河川に加え、放水路も対象とした。

採水調査によって得られた情報を用いて、海水中の ^{222}Rn 濃度と電気伝導度(25°C換算)について解析を行った結果を図4-1-7に示す。グラフには海水の代表値(最も ^{222}Rn 濃度が低く、電気伝導度が高い地点)と、湧水・河川水との2成分混合を想定した混合線を示した。興津川河口周辺において ^{222}Rn 濃度が 10Bq/m^3 より高い領域は、海水と河川水の混合線3および4の近傍にプロットされることから、河川水の影響が大きいと考えられる。

富士川・田子の浦港間の区間および千本松原周辺における ^{222}Rn 濃度が高い領域($^{222}\text{Rn} > 10\text{Bq/m}^3$)は、混合線3よりも高い ^{222}Rn 濃度側へシフトし、湧水との混合線1および2の上に分布することが分かる。表4-1-1および図4-1-7に示した湧水の値は、富士山麓地域の様々な地質条件を一括したものであるため定性的な評価ではあるが、河川水から想定される混合状況(混合線3および4)より高い濃度へシフトすることは有意な差を意味しており、富士川・田子の浦港の区間や千本松原周辺では湧水(=海底湧出地下水)の影響を受けていると推測される。

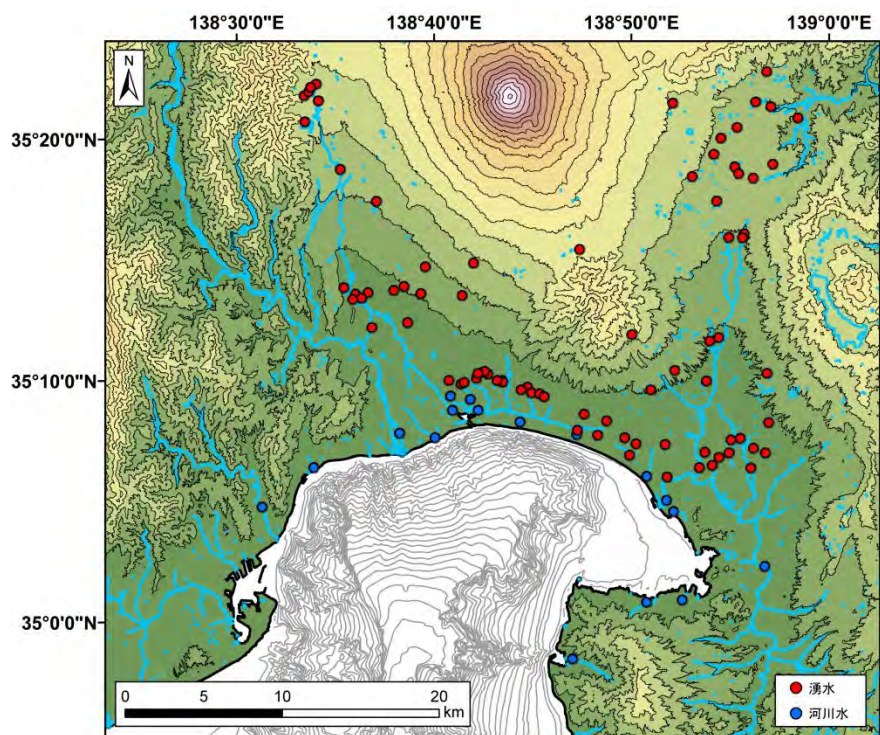


図 4-1-6 陸域における湧水および河川水の採水地点の分布図

表 4-1-1 河川水の ^{222}Rn 濃度と電気伝導度測定結果および
海水との 2 成分混合における線形式

| | X: ^{222}Rn 濃度 (Bq/m ³) | Y: 電気伝導度 ($\mu\text{ S/cm}$) | 海水との2成分混合 における線形式 |
|--------------------------------|--|--------------------------------------|---------------------------------------|
| 海水 | 1 | 54421 | - |
| 湧水 (^{222}Rn 濃度最大値) | 12,321 | 96.8* | $Y = -4.4094 * X + 54425$ (混合線1) |
| 湧水 (中央値, N=81) | 2,515 | 150 | $Y = -21.5875 * X + 54443$ (混合線2) |
| 河川水 (^{222}Rn 濃度最大値) | 1,142 | 238* | $Y = -47.4873 * X + 54468$ (混合線3) |
| 河川水 (中央値, N=17) | 487 | 238 | $Y = -111.4877 * X + 54532$ (混合線4) |

* ^{222}Rn 濃度が最大値を記録した地点の電気伝導度

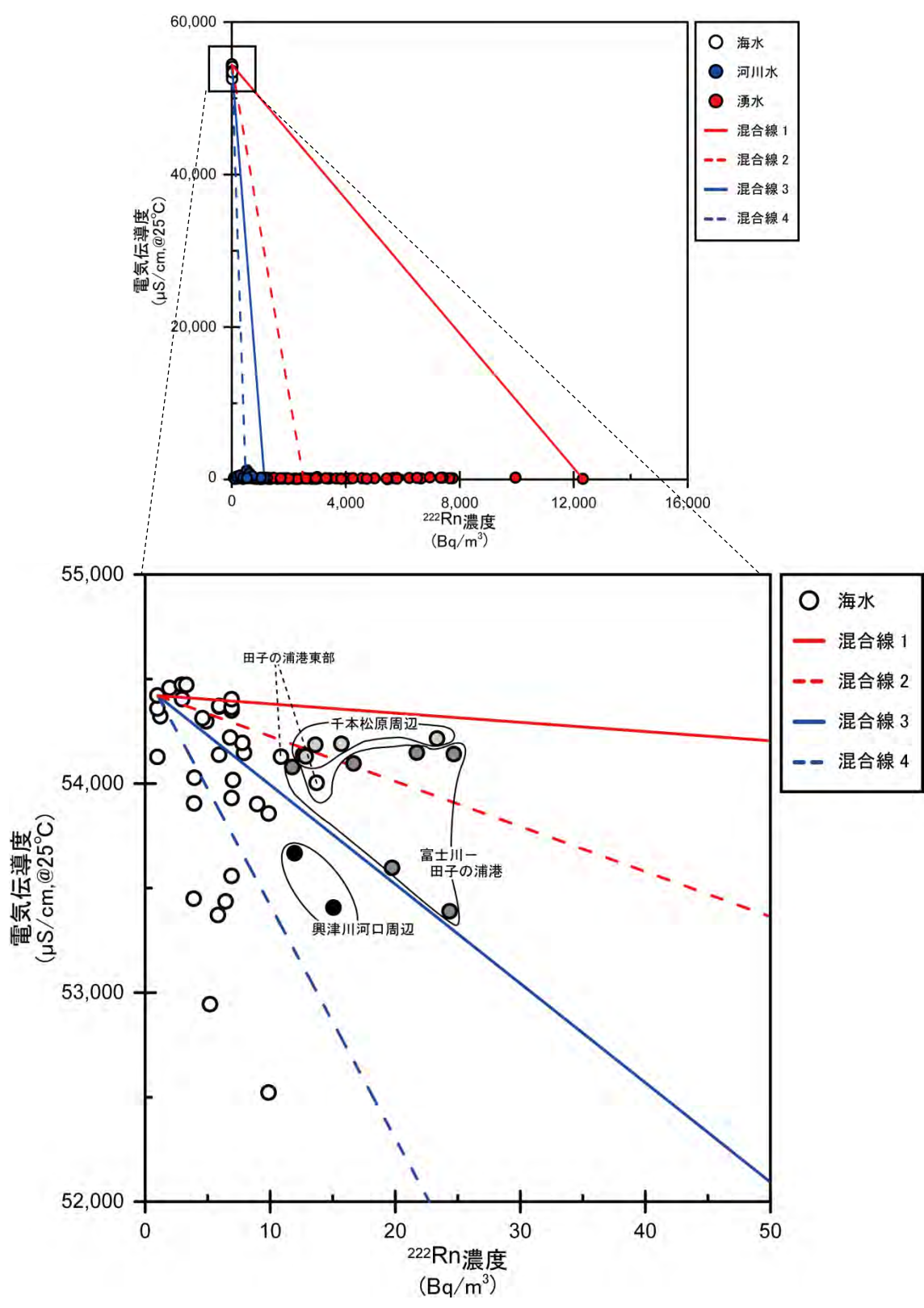


図 4-1-7 広域曳航調査で得られた海水の ^{222}Rn 濃度と電気伝導度の関係
 (混合線 1, 2, 3, 4 は海水と湧水・河川水との 2 成分混合を示す。
 各混合線の線形式は表 4-1-1 に記載した。)

4-1-2 採水調査

掘削地周辺の水質環境を把握するために海の表層水および底層水について採水調査を行った。調査の概要を図 4-1-8 に、採水地点の分布図を図 4-1-9 に示す。調査対象は掘削地近傍の富士川河口周辺と、比較対象として田子の浦港周辺を選定した。採水地点は、海底地形や海域推定断層（静岡県，1996）を考慮し決定した。採水は気象，海象，漁業などの現場状況に応じて富士川河口周辺は 37 地点，田子の浦周辺は 40 地点で実施した。調査期間は 2014 年 1 月 18 日から 24 日の期間で，待機日を除く 6 日間で実施した。

表層水は，小型の揚水ポンプ（Bilge Pump 800 GPH, rule 社）を用いて，表層 1m から揚水して採水した。底層水の採水はナイロンロープに採水器，多項目水質プロファイラー（RINKO プロファイラー）および錘（20kg）を接続し，海底面に沈めて行った（図 4-2-1）。採水器は水深 10m まではバンドーン型，10m 以深はニスキン型を用いた。採水器を沈めると同時に多項目水質プロファイラーによって，水温，電気伝導度，塩分，DO および Chl-a の鉛直プロファイルを取得した。

得られた海水は ^{222}Rn 濃度測定用に 250ml ガラスボトル 1 本に採水し密閉した。 ^{222}Rn 濃度の測定は，RAD7 および RAD H2O（DurrIDGE 社）を用いた。RAD H2O を用いた測定は，250mL の水試料 1 本につき 4 回の測定を行い，その平均値と標準偏差を求めるものである。その後，計算された平均値から同時期に測定した大気中 ^{222}Rn 濃度を差し引き，採水時から放射性崩壊により減少した量を経過時間と崩壊定数から補正して水試料中の ^{222}Rn 濃度とした。

栄養塩類は 10ml スピッツ管および 100ml 褐色ボトルに分注しクーラーボックス内で冷蔵保管した。分析項目は，硝酸態窒素（ $\text{NO}_3\text{-N}$ ），亜硝酸態窒素（ $\text{NO}_2\text{-N}$ ），アンモニウム態窒素（ $\text{NH}_4\text{-N}$ ），有機態窒素（DON），無機態リン（DIP），有機態リン（DOP）である。クロロフィル a（Chl-a）については，シリンジで海水 500ml を 25 mm GF/F フィルター（Whatman 社製）を用いて濾過した後に濾物をアルミ箔に包んだ。それぞれ得られた試料は分析実施まで冷蔵で保管した。分析に用いた機器情報および定量下限値は付表 4-1-1，分析結果は付表 4-1-2 に示した。

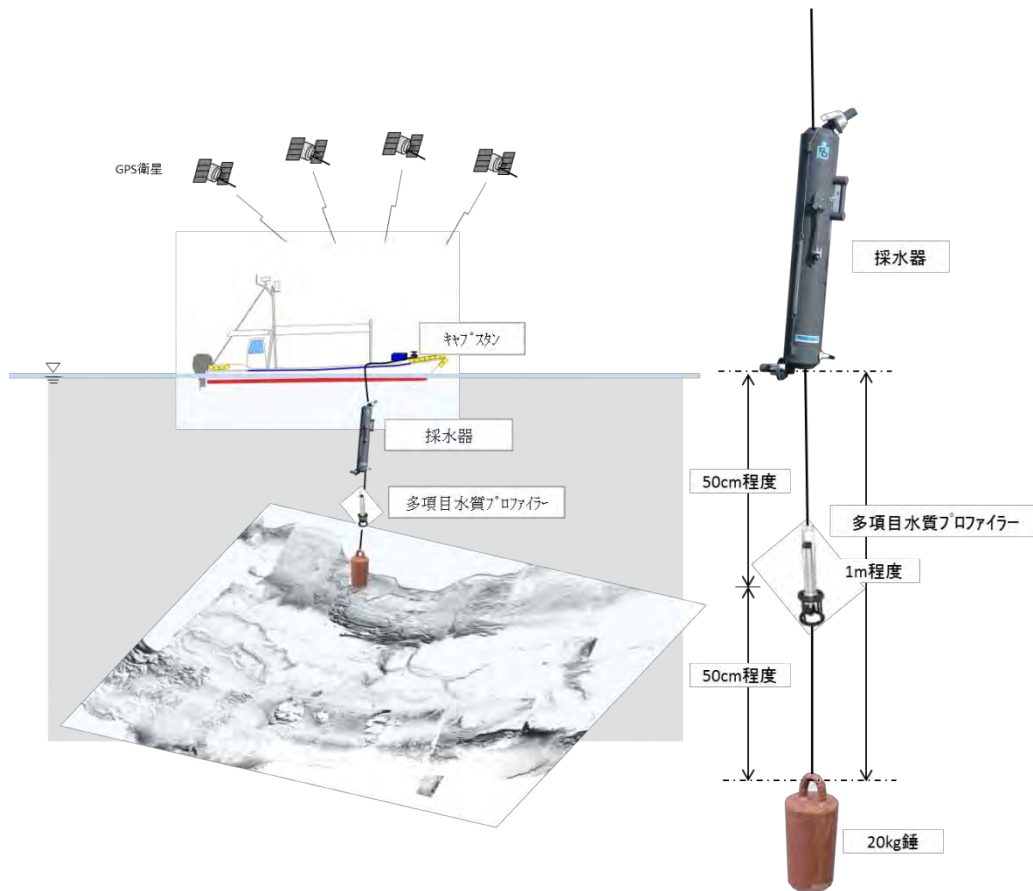


図 4-1-8 採水調査の概要（左図）と底層水採水用器具の構成（右図）

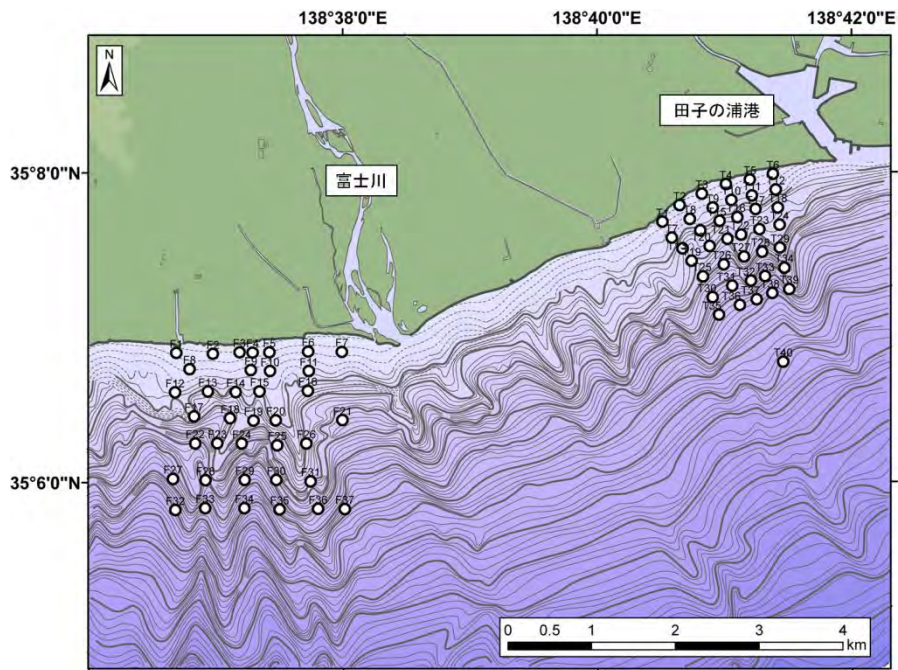


図 4-1-9 採水地点の分布図

(F1-F37 : 富士川河口周辺, T1-T40 : 田子の浦港周辺)

4-1-2 (1) 表層水と底層水の ^{222}Rn 濃度分布

採水調査で得られた表層水と底層水の ^{222}Rn 濃度の分布図を図 4-2-3 (a), (b) に示す。表層水の ^{222}Rn 濃度は、不均質な分布を示した。調査日毎の条件（気温、風速など）も一因と考えられるが、同一調査日において隣り合う地点で違いが見られたことは、地点近傍における ^{222}Rn 供給が考えられる。底層水の ^{222}Rn 濃度は、表層水と同様に部分的に高い傾向が見られ、富士川河口周辺では水深 327m、田子の浦周辺では浅海部から深海部（水深 401m）において確認された。これらの地点は、周囲に比べ ^{222}Rn の供給が大きいと考えられる。今回得られた海水中 ^{222}Rn 濃度は非常に低かったことから、RAD H2O で得られた値のばらつきが大きかった。今後は、より精度の良い測定を行う必要がある。

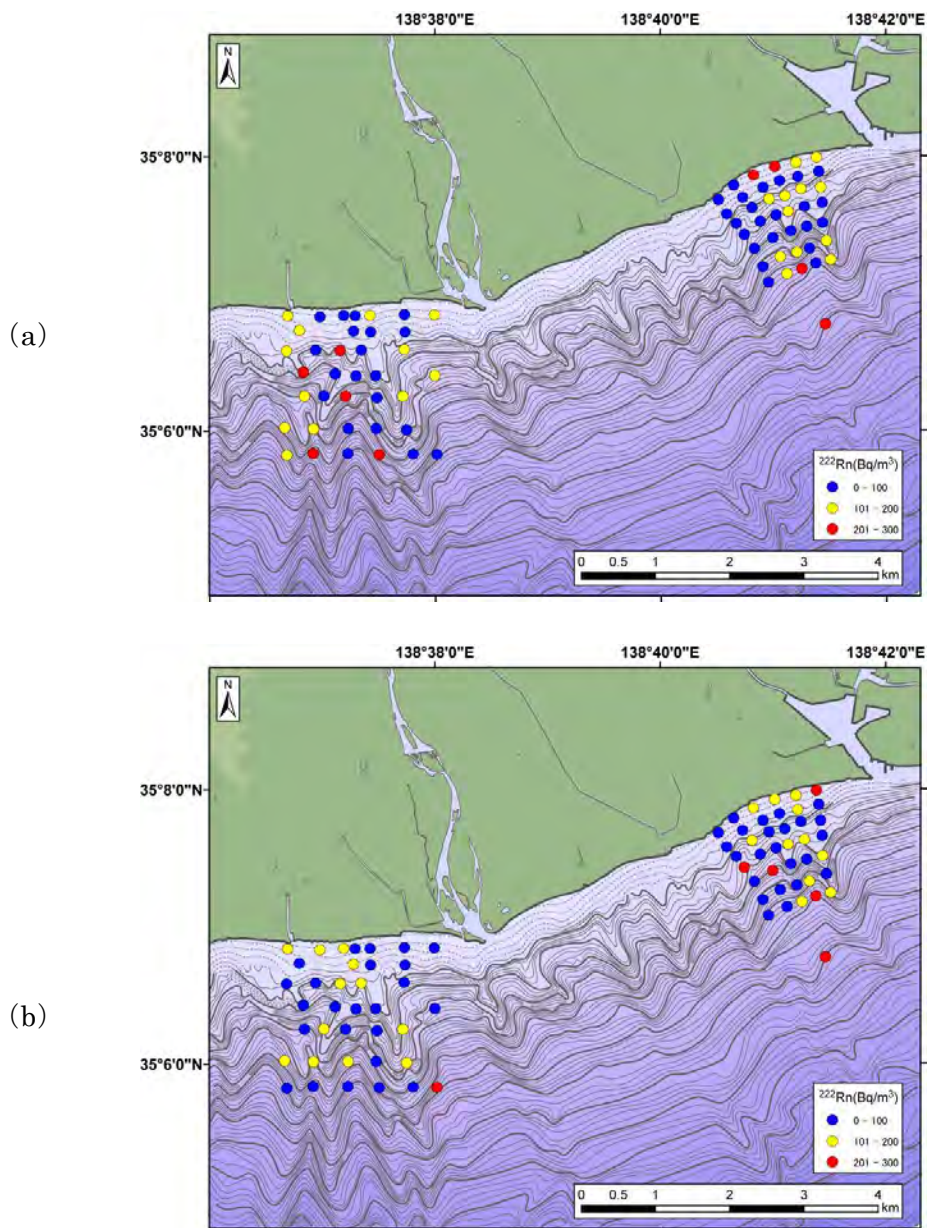


図 4-2-3 採水調査で得られた海水中の ^{222}Rn 濃度 (a) 表層水, (b) 底層水

4-1-2 (2) 水質の鉛直プロファイル

採水調査では図 4-1-8 に示した多項目水質プロファイラーによって水深 1m 毎の水温、電気伝導度、EC25（水温 25℃換算時の電気伝導度）、塩分、Chl-a（クロロフィル a）、DO を測定した。富士川河口周辺および田子の浦周辺における全 77 地点で得られた水質プロファイルの内、浅海部から深海部にかけての代表的な 3 地点の水質プロファイルを図 4-1-11、図 4-1-12 に示す。

富士川河口周辺では、水深 10m-65m において水温の変動層が数層確認される。また水深 65m-110m はほぼ一樣の水温となる一方、水深 200m 以深では水温は低下傾向にある。塩分は概ね上層から底層まで一樣であるが、水深 325m においてスパイク状の塩分低下が確認された。田子の浦港周辺では、水深 15m-65m にかけて水温や塩分が均一な傾向が認められた。水深 65m 以深は水温、塩分共に一旦増加した後、水深 100m に向けて水温のみ低下傾向を示した。また、水深 120m-401m は水温および塩分共に低下傾向を示し、複数深度でスパイク状の塩分低下が確認された。Chl-a については、富士川河口周辺および田子の浦港周辺で水深の増加と共に低下する傾向は同じであるが、富士川河口周辺においては、水深 120m-330m の間で数層にわたってスパイク状の増加が認められた。水深 100m 以深における塩分の低下については、河川水の影響等が考えられないことから、海底からの陸域地下水の供給が考えられる。

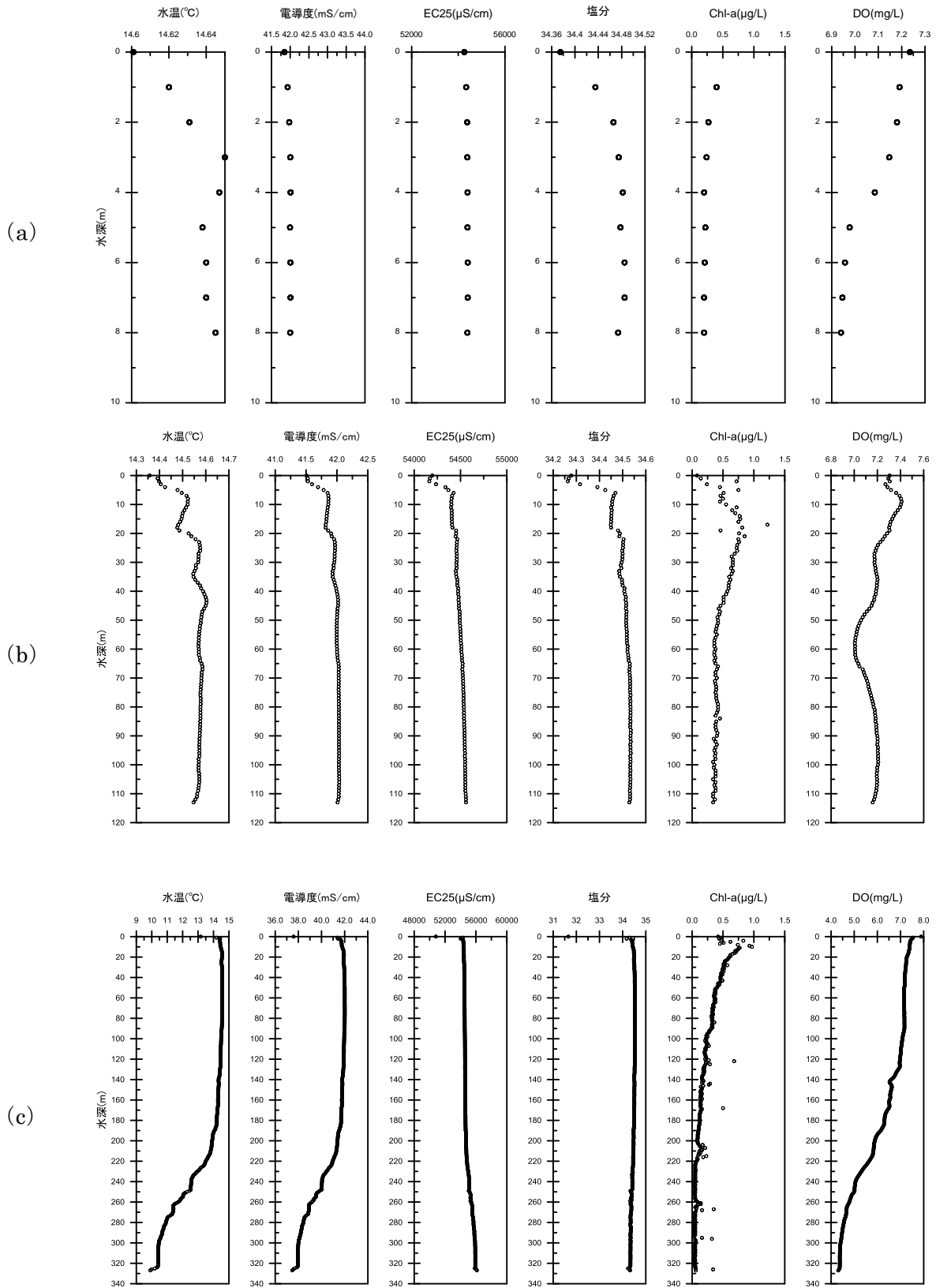


図 4-1-11 富士川河口周辺における水質の鉛直プロファイル
 (a) F5 : 水深 8m, (b) F26 : 水深 113m, (c) F37 : 水深 327m

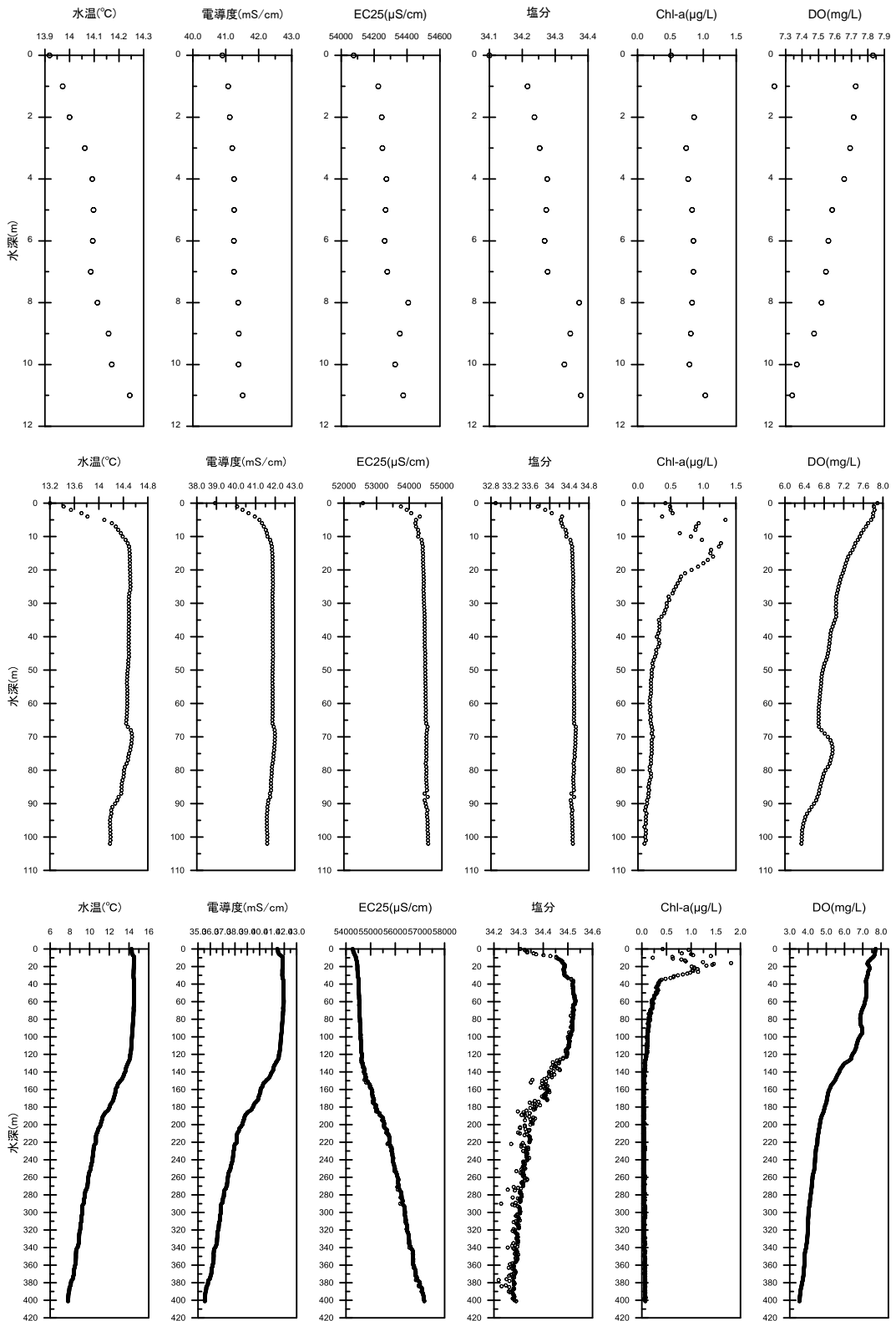


図 4-1-12 田子の浦港周辺における水質の鉛直プロファイル
 (a) T4 : 水深 11m, (b) T27 : 水深 102m, (c) T40 : 水深 401m

4-1-2 (3) 栄養塩類および Chl-a 濃度

底層水に含まれる栄養塩類の硝酸態窒素 ($\text{NO}_3\text{-N}$) と溶存無機態リン (DIP) の分布を図 4-1-12 (a) と (b), Chl-a の分布を図 4-1-13 に示す。 $\text{NO}_3\text{-N}$ は深海部ほど高く、浅海部ほど低い傾向が認められた。DIP についても同様の傾向が認められ、田子の浦港周辺の水深 401m で最も高い値を示した。これらは、2-5 に記載したように栄養分に富む外洋系の海水が駿河湾へ流入している状況と合致している。また ^{222}Rn 濃度の結果を踏まえると海底からの地下水湧出も一因に含まれると考えられる。また、Chl-a はほとんどが $0.5\mu\text{g/L}$ 以下であり、有光層以浅の場所でも低濃度であることが分かった。

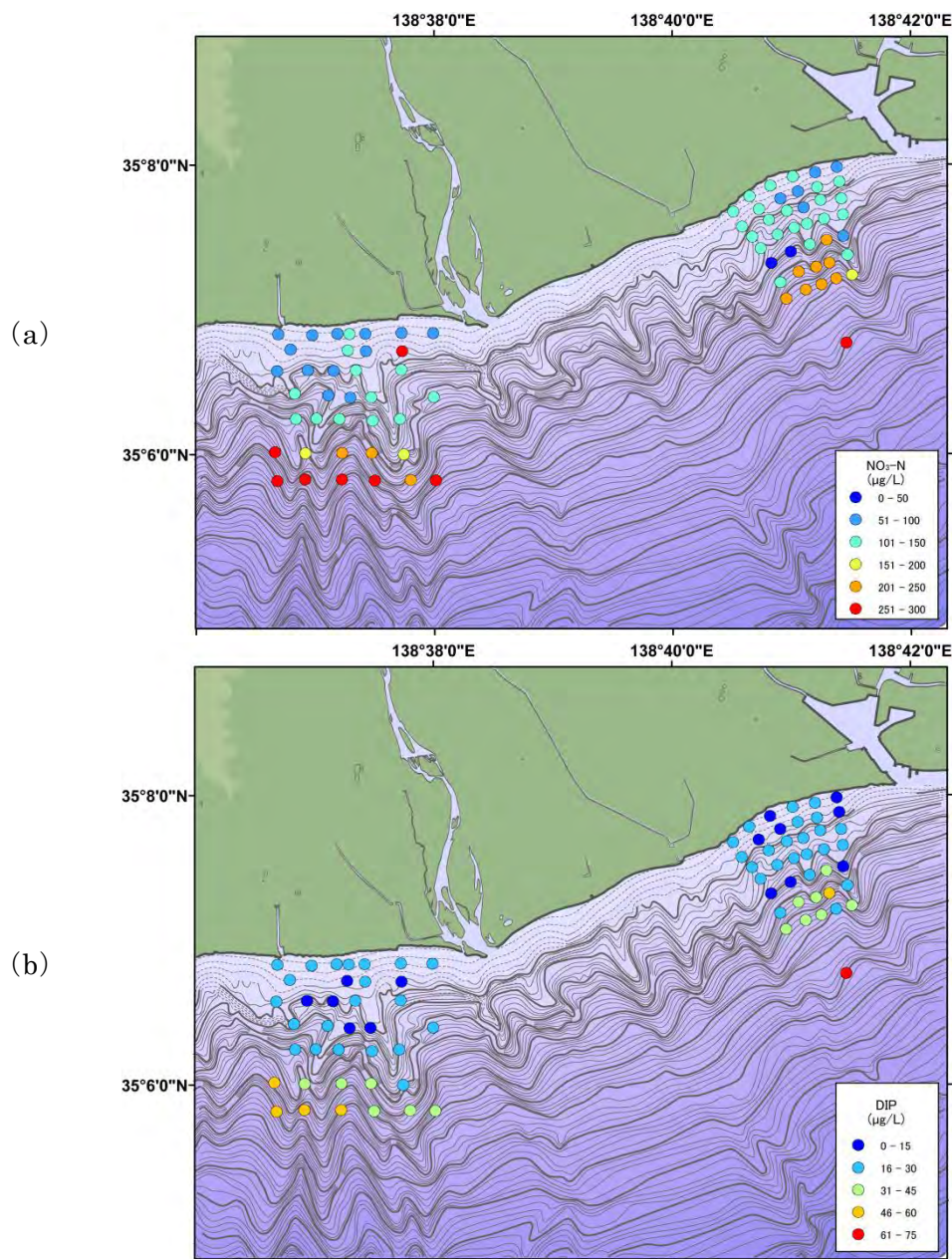


図 4-1-12 底層水中の栄養塩類の濃度分布図

(a) $\text{NO}_3\text{-N}$, (b) DIP

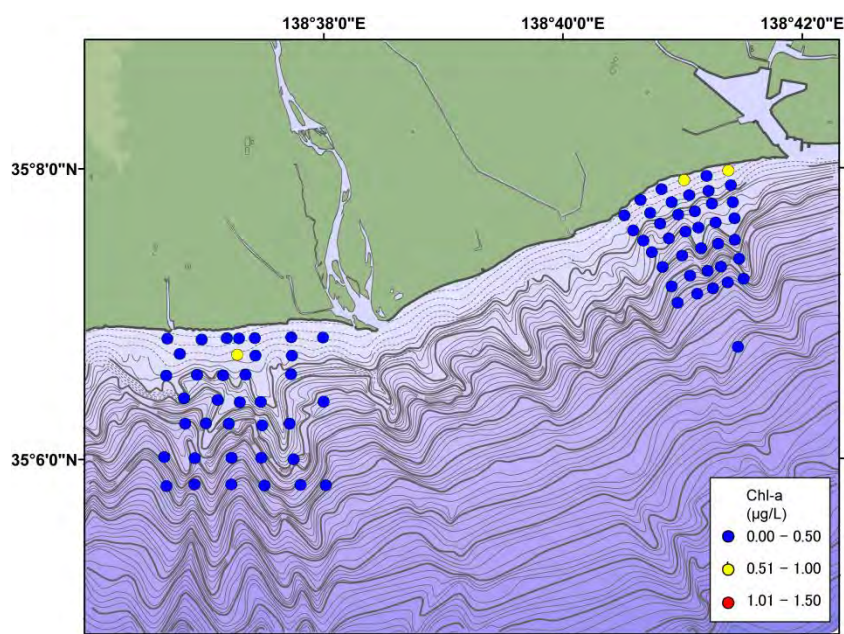


図 4-1-13 底層水の Chl-a 濃度

4-3 まとめ

駿河湾沿岸域の水環境を把握するため、広域曳航調査と採水調査を実施した結果を以下にまとめる。

(1) 駿河湾沿岸域における電気伝導度、DO、Chl-a は西部と東部で分布傾向に違いが認められた。 ^{222}Rn 濃度は興津川河口、富士川と田子の浦港の区間および千本松原において高い傾向が認められた。電気伝導度と ^{222}Rn 濃度を用いた成分分離の結果、掘削地が位置する富士川－田子の浦港の区間では、地域的に海底湧出地下水が存在していると考えられる。

(2) 掘削地周辺においては表層水と底層水の ^{222}Rn 濃度に差が認められ、その分布は均質ではないことが分かった。掘削地近傍に位置する富士川河口周辺の水深 327m 地点

において高い ^{222}Rn 濃度が確認され、同時に底層付近での塩分低下が確認された。

このことは、深海部において海底から地下水が湧出する可能性を示唆している。

この海底湧出地下水が本来持つ水質特性と陸域との地下水のつながりの解明については、

今後の課題である。

(3) 栄養塩類を分析した結果、掘削地周辺の深海部において相対的に栄養塩類が多いことが分かった。この結果は、栄養分に富む外洋系の海水や海底における地下水湧出を示唆するものである。掘削地における地下水水質を評価するためには、沿岸域の表層海水だけでなく外洋系の海水流入も視野に入れておく必要が有ると考えられる。

引用文献

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.

テラ株式会社（2003）：駿河湾北部海底地形 SHAPE データ.

Burnett W.C., Kim G. and Lane-Smith D.（2001）：A continuous monitor for assessment of ^{222}Rn in the coastal ocean. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 249(1), 167-172.

Burnett W. C., Peterson R. N., Santos I. R. and Hicks R. W.（2010）：Use of automated radon measurements for rapid assessment of groundwater flow into Florida streams. *Journal of Hydrology*, 380, 298-304.

Dulaiova H., Peterson R., Burnett W. C. and Lane-Smith D.（2005）：A multi-detector continuous monitor for assessment of ^{222}Rn in the coastal ocean. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 263（2）：361-365.

Porcelli D.（2008）：Investigating groundwater processes using U- and Th-series nuclides. *In U-Th Series Nuclides in Aquatic Systems, Radioactivity in the Environment*, 13, 105-153, eds. Krishnaswami S. and Cochran J.K..

Stieglitz T. C., Cook P. G. and Burnett W. C.（2010）：Inferring coastal processes from regional-scale mapping of ^{222}Rn and salinity: examples from the Great Barrier Reef, Australia. *Journal of Environmental Radioactivity*, 101, 544-552.

参考ホームページ

国土地理院（2013）：基盤地図情報サイト. 2013年4月5日閲覧

<http://www.gsi.go.jp/kiban/>

付表 4-1-1 栄養塩類および Chl-a 分析に用いた機器情報および定量下限値

| 項目 | 測定機器等 | 定量下限 |
|-----------|---|------------|
| 硝酸態窒素 | 測定器：オートアナライザー 社名：BRAN+LUEBBE 機器名：AutoAnalyzer III | 0.01mg/L |
| 亜硝酸態窒素 | 測定器：分光光度計 社名：(株)島津製作所 機器名：島津紫外可視分光光度計 UV-1800 | 0.001mg/L |
| アンモニウム態窒素 | 測定器：分光光度計 社名：(株)島津製作所 機器名：島津紫外可視分光光度計 UV-1800 | 0.01mg/L |
| 有機態窒素 | 測定器：オートアナライザー 社名：BRAN+LUEBBE 機器名：AutoAnalyzer III | 0.01mg/L |
| 無機態リン | 測定器：分光光度計 社名：(株)島津製作所 機器名：島津紫外可視分光光度計 UV-1800 | 0.001mg/L |
| 有機態リン | 測定器：分光光度計 社名：(株)島津製作所 機器名：島津紫外可視分光光度計 UV-1800 | 0.001mg/L |
| クロロフィル a | 測定器：分光光度計 社名：(株)島津製作所 機器名：島津紫外可視分光光度計 UV-1800 | 0.0001mg/L |

4-2 ボーリング調査

4-2-1 国内外における海上ボーリングの事例

海上ボーリング調査においては、技術的な調査・計測手法そのものは、陸上の場合と大きく異なることはないと言われる。ただし、気象・海象・水深などによって作業条件に様々な制約を受ける。また、作業環境も厳しく苛酷であることから、陸上に比較して作業能率が低下し、一般に海上ボーリング調査に要するコストは大きい。これらを反映してか、公表されている国内外の海上ボーリングの事例は、海洋掘削船を用いた学術調査によるもの、石油・天然ガスといった資源探査、大規模構造物の建設に伴うものが大部分を占める。

海洋掘削船による深海掘削プロジェクトにおいて調査掘削が行われた地点を図 4.2.1 に示す。深海掘削プロジェクトは、モホロビッチ不連続面まで掘削を行おうとした「モホール計画」以来、「深海掘削計画 (DSDP)」、「海洋掘削計画 (ODP)」、「統合国際深海掘削計画 (IODP)」へと引き継がれてきている。深海掘削プロジェクトでは地球システムの構造とその変化の過程に関する非常に多くの科学的実績を挙げてきており (小泉, 1997)、これまでに調査掘削の行われた地点は 3,000 地点以上におよぶ (IODP, 2014)。海洋掘削船で採用されている掘削システムの概要を図 4.2.2 に示す。ライザー掘削と呼ばれる掘削方式は、掘削水を循環させる掘削方式である。ライザー掘削は、2007 年に IODP 航海を開始した海洋掘削船「ちきゅう」によって初めて水深 2,000~3,000m 程度において実施可能となった掘削手法である (例えば、小林, 2003)。2007 年以前における海洋掘削船による調査掘削ではライザーレス掘削と呼ばれる掘削水 (海水を使用) を循環させずにカッティングスとともに海底に放出する掘削方式で掘削されてきた。ライザー掘削によって、軟弱な地層の大深度掘削、炭化水素の噴出防止、掘削作業の効率化、掘削孔の長期安定化確保、ドリルパイプの延伸が可能とされ、ライザーレス掘削と比較して炭化水素の存在域の掘削制限、掘削孔の崩壊による大深度掘削の技術的限界、コア回収率の低下等の問題を解決することが期待されている (田中, 2000)。

日本近海において大深度の掘削が行われた地点を図 4.2.3 に示す。図 4.2.3 における赤丸は図 4.2.1 と同じ海洋掘削船によって調査掘削が行われた地点であり、黄丸は石油・天然ガス鉱床の試掘井 (天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992) を示す。これらの掘削地点のほかに資源探査を目的とした大深度の海上掘削が行われた事例として、池島炭鉱 (相原, 1978) や太平洋炭鉱 (野畑ほか, 1985) などの石炭資源を対象とした事例がある。石油・天然ガス資源の探査における海上掘削は、1940 年代の固定式プラットフォームに始まり、着底式、甲板昇降型掘削船、舟型掘削装置、半潜水型の掘削船が建造され、ライザー掘削を含めた大水深に対応した技術開発が続けられている (小暮・中村, 1993)。資源探査の分野では、コアリングを主体とした掘削が行われておらず、孔内物理検層による物性値の把握 (例えば、日下, 2007) やカッティングスを活用して地質情報の取得 (例えば、

栗田, 2007) が行われている。

日本の大規模な海洋構造物と基礎地盤調査の実施地点を図 4.2.4 に示す。図 4.2.3 は本荘ほか(1994)によって大型電力構造物の第四紀地盤での人工島立地の検討に際して文献調査が行われた事例である。このほかに海洋構造物を対象とした海上での調査掘削の事例としては、青函トンネル(前田ほか, 1983; 前田, 1988)・新関門トンネル(吉川, 1975)・豊予海峡といった海底鉄道トンネルに冠する事例や、東京国際空港(渡部ほか, 2008; 2009)・中部国際空港(豊蔵ほか, 1990)などが知られる。本荘ほか(1994)によれば、海上における人工構造物の地盤調査・試験法として、外洋に面した波浪条件の厳しい沿岸域での詳細な調査・試験を実施している事例は少なく、水深 20m 前後の海域(砕波帯領域となる可能性)においては安全かつ効率的な調査・試験法の検討が必要とされる。また、高効率・高品質な試料採取が可能となるサンプリングシステムを含めた大深度までの調査法の確立が必要とされる。

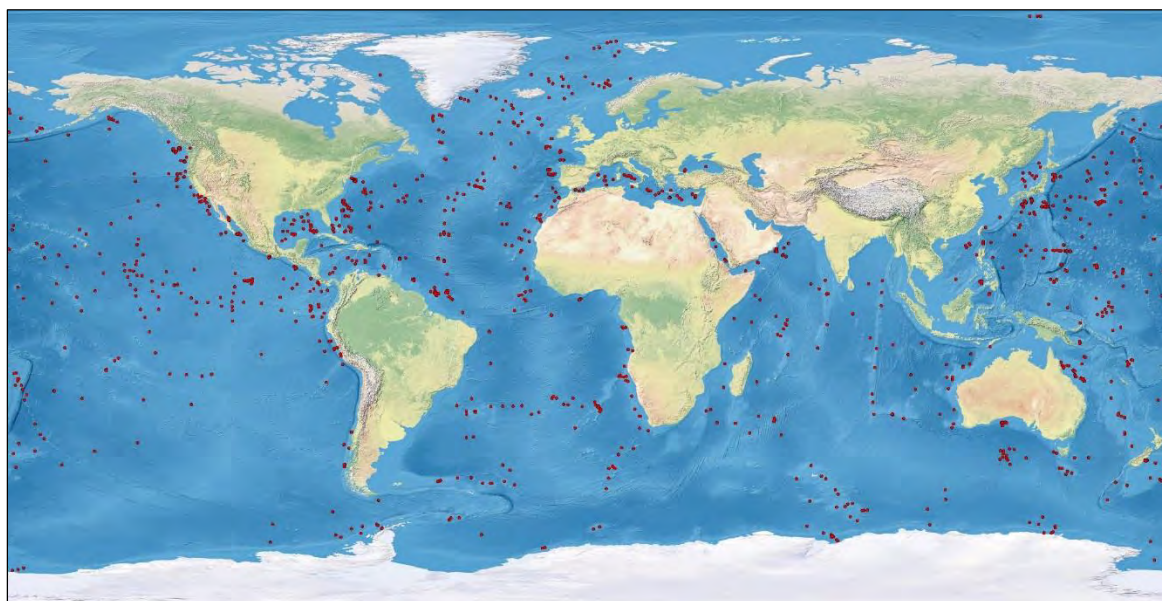


図 4.2.1 海洋掘削船による深海掘削プロジェクトにおいて調査掘削が行われた地点 (IODP, 2014)

海洋底および地球環境史の科学的解明を目的とした DSDP (Deep Sea Drilling Project), ODP (Ocean Drilling Program), IODP (Integrated Ocean Drilling Program) といった深海掘削プロジェクトにおいては、これまでに海洋掘削船による調査掘削が 3,000 地点以上(図中の赤丸で示す)で実施されている。背景は Natural Earth (<http://www.naturearthdata.com>) による。

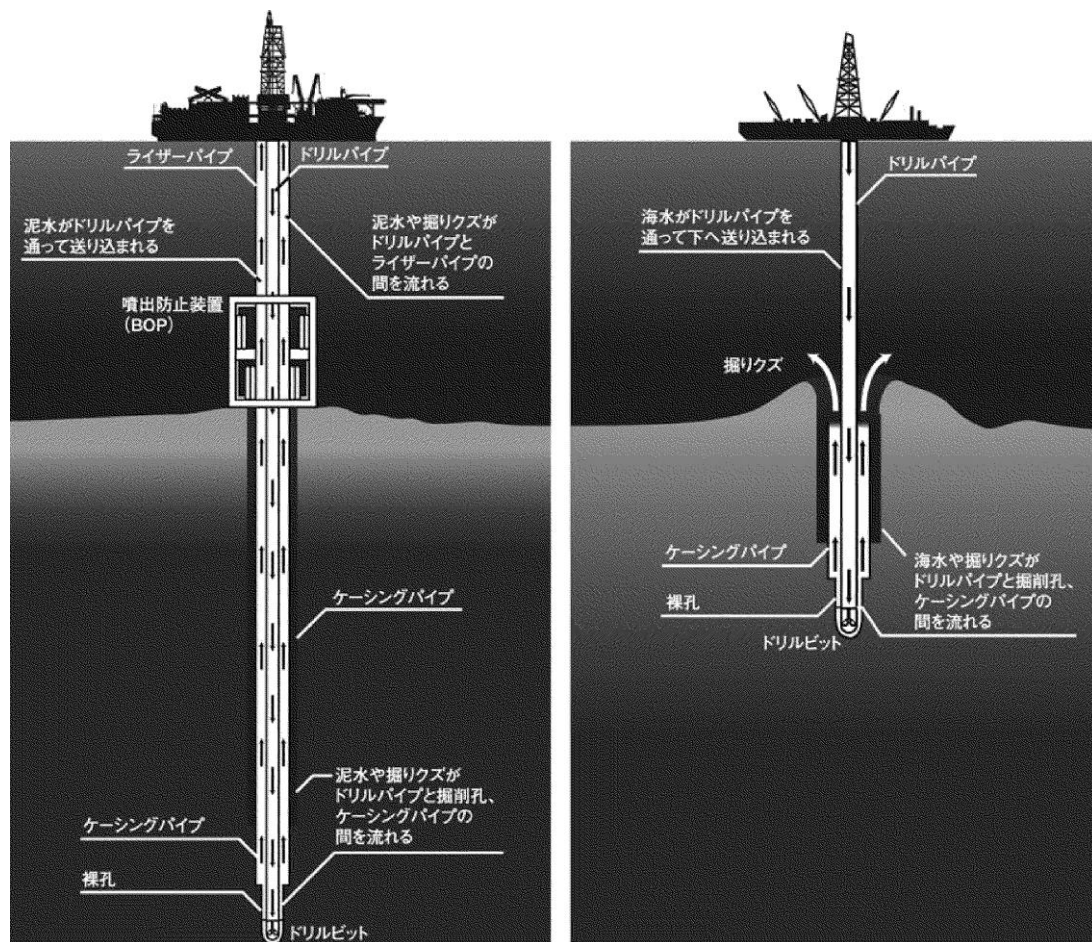


図 4.2.2 海洋掘削船における掘削システムの概要（久保ほか，2012）

左図はライザー掘削と呼ばれる掘削方式であり，ドリルパイプ内に船上から注入した掘削水が船上まで立ち上がるライザーパイプ内を流れて船上まで循環して掘削する。右図はライザーレス掘削と呼ばれる掘削方式であり，ドリルパイプ内に船上から注入した掘削水（主に海水を使用）はカッタースとともに海底に放出される。

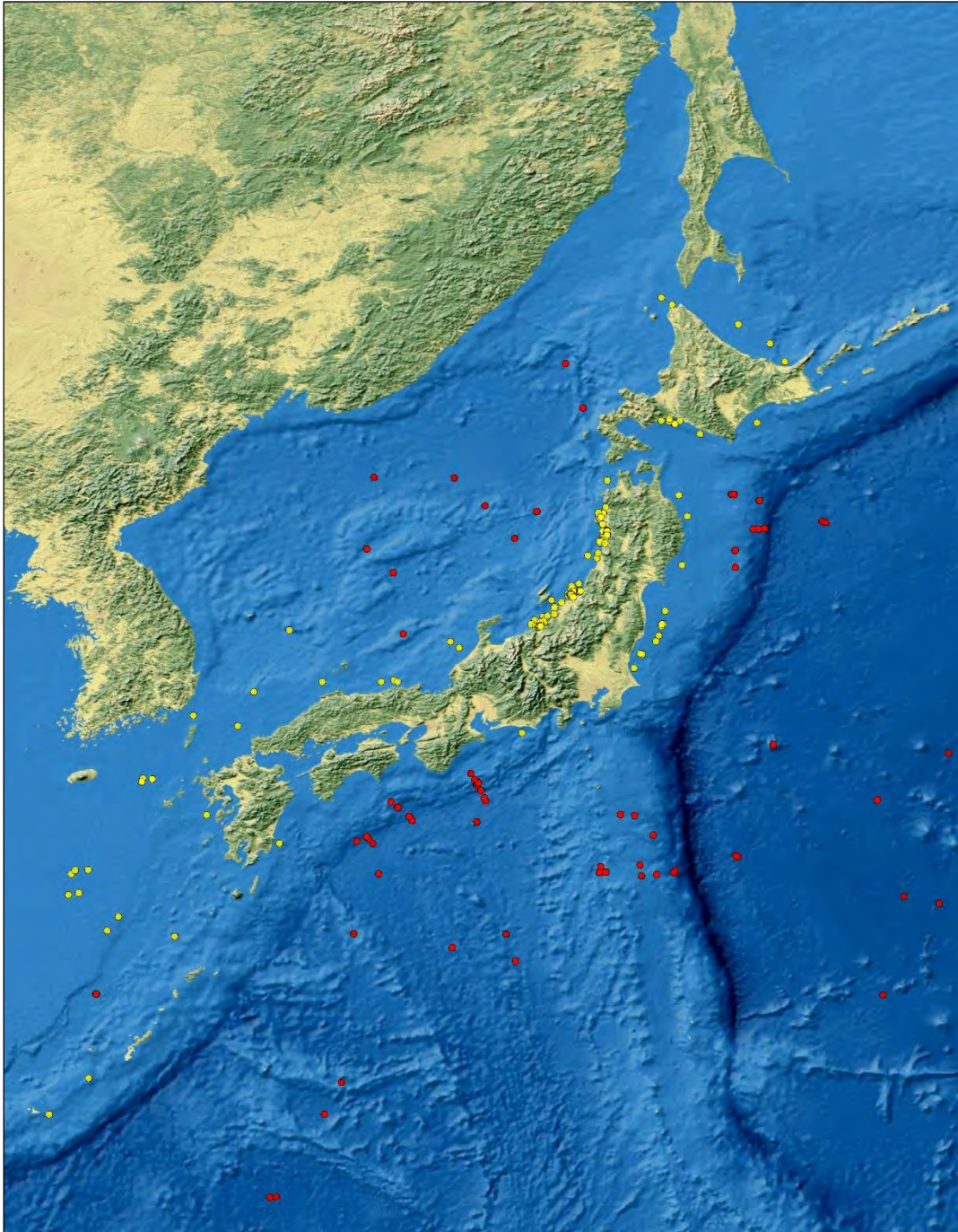


図 4.2.3 日本近海において大深度の掘削が行われた地点

赤丸は図 1 に示した海洋掘削船による調査掘削地点 (IODP, 2014), 黄緑丸は石油・天然ガス資源を対象とした試掘井 (天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992) の掘削地点であり, 海底下から深度 600~5,000m 程度の掘削が行われている。これらの他に, 資源探査を目的に大深度の海上掘削が行われた事例としては, 池島炭鉱 (相原, 1978)・太平洋炭鉱 (野畑ほか, 1985) などの石炭資源を対象とした事例がある。背景は Natural Earth (<http://www.naturearthdata.com>) による。



図 4.2.4 日本の大規模な海洋模構造物と基礎地盤調査の実施地点 (本荘ほか, 1994)
 本荘ほか (1994) によって大型電力構造物の第四紀地盤人工島立地の検討に際して大規模な海洋構造物と海上調査に関わる文献調査が行われた事例である。海洋構造物を対象とした海上掘削調査の事例としては、青函トンネル (前田ほか, 1983 ; 前田, 1988) ・新関門トンネル (吉川, 1975) ・豊予海峡 (吉川ほか, 1980) といった海底トンネルや東京国際空港 (渡部ほか, 2008 ; 2009) ・中部国際空港 (豊蔵ほか, 1999) などが知られる。

4-2-2 地下水を対象とした海上ボーリングの技術的課題

国内外の海上ボーリング調査において、海底下の地下水環境の把握のみを目的とした事例は認められず、海洋掘削船による学術調査で採取されたコアの間隙水や石油資源探査に伴う Drill Stem Test (DST) で採取された地下水の分析によって海底下の地下水環境が把握されてきている。近年、Post et al. (2013) は、これまでに報告された海底下、沿岸域での地下水調査の事例をレビューして、世界の大陸棚の地下に大量の淡水性地下水が分布することを報告した。図 4.2.5 に世界の海底下に賦存する淡水および汽水性地下水の分布を示す。図 4.2.5 には大量の淡水性地下水の賦存が直接確認された箇所が赤丸・赤枠、間隙水の水質から淡水性地下水の存在・混在が示唆された箇所は緑丸・緑枠、陸上の地下水流動の状況から沖合に淡水性地下水が賦存すると推定される箇所は青丸・青枠で示されている。確認された海底下淡水性地下水の概要を Post et al. (2013) のうち海上で確認された事例を抽出して表 4.2.1 に示す。表 4.2.1 によれば、揚水や DST で採取された地下水から推定された事例は 28 件のうち 5 件であり、ほかの大部分 (20 件/28 件) は海洋掘削船によって採取されたコアの間隙水から推定された事例である。ただし、各事例において掘削水の地化学パラメータやサンプルに及ぶ混入程度に関する記載は、BMB Basin における複数回実施した DST における水質変化 (Grasby et al., 2009) や Mahakam Basin における低濃度の溶存成分 (バリウム, 硫酸イオン) を指標とした事例 (Bazin et al., 1997) 以外にほとんど認められない。

地下深部の地下水環境を把握するためにはボーリング掘削を行う必要がある。ただし、掘削に伴い掘削水が掘削孔の周囲やコア試料に浸透するため、陸上の調査掘削においては掘削水の地化学パラメータやトレーサーを混入して掘削水を管理して、試料に及ぼす影響を把握することが行われている (例えば、古江ほか, 2005)。海洋掘削船による調査掘削においても掘削水等がコア試料に混入することは認識されており、作業スペースが限られる船上においてコア試料に及ぶ掘削の影響を可能な限り除去するように試料採取や分析が行われてきた (蒲生ほか, 1992)。また、ライザーレス掘削では海水がコア試料に混入している可能性があることが指摘されており、近年にライザー掘削が大水深で実現可能となったことから、掘削水に蛍光染料トレーサーを混入して濃度管理を行いつつ掘削する試みも行われるようになってきている (例えば、House et al., 2003)。

以上から、海底下の地下水環境の把握を目的とした海上ボーリング調査においては、国内外における先行事例が少ないことを含め、地下水環境の把握に大きく影響する掘削水の管理・取り扱いが技術的課題に挙げられる。例えば、実際の海上掘削を想定した場合には、輸送の困難さから海水の使用が必然的になる可能性があり、脱イオン水を用いた掘削を行うことや、限られた作業スペースにおける掘削水の管理手法についてさらなる技術開発が必要と考えられる。なお、近年の調査掘削に用いられている蛍光染料トレーサーについては pH 依存による定量誤差を生じる可能性が指摘されており (例えば、柏谷ほか, 2010)、

掘削トレーサーとしての有効性に課題が挙げられるため、蛍光染料以外の各種トレーサーの適用性についても検討を要する。

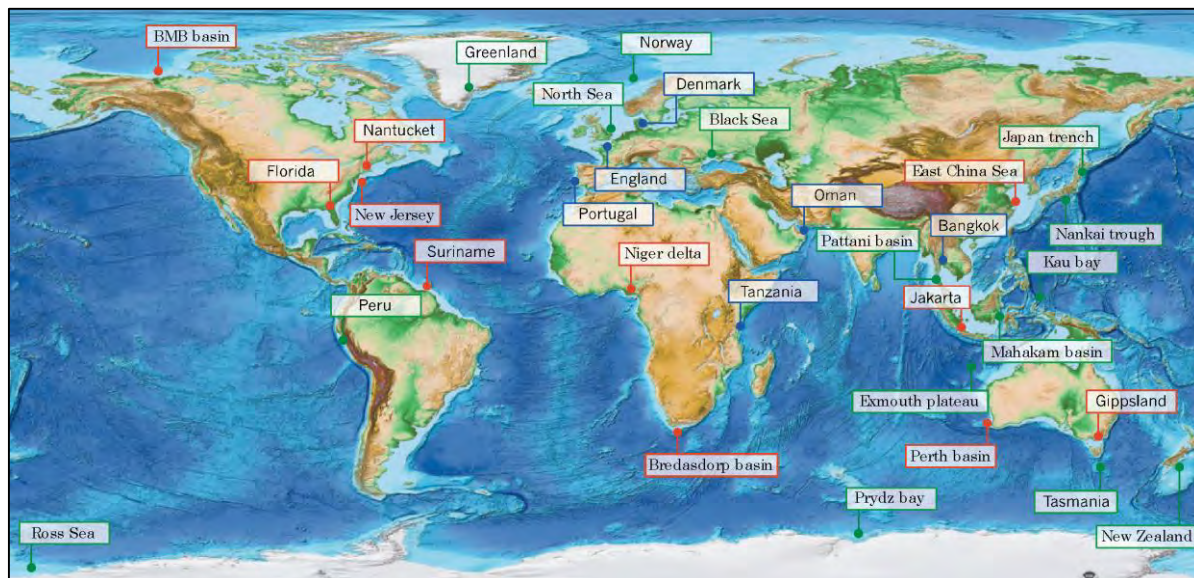


図 4.2.5 世界の海底下に賦存する淡水および汽水性地下水の分布 (Post et al., 2013)

大量の淡水性地下水が賦存することが直接確認された箇所は赤丸・赤枠，間隙水の水質から淡水性地下水の存在・混在が示唆される箇所は緑丸・緑枠，陸上の地下水流動の状況から当該箇所の沖合に淡水性地下水が賦存すると推定される箇所は青丸・青枠で示されている。背景は Amante and Eakins (2009) による。

4-2-3 海上ボーリング調査地点の選定

文献調査や予察的な地下水流動解析，海域の地下水調査や物理探査に続いて，ボーリング地点の選定に取りかかった。これまでに掲げてきた課題を克服し，海域での地質環境名把握や地下水流動モデルの構築ができる適地を求めた。本研究においては，①塩淡境界をとらえられること，②淡水の海底下への張り出しが確認できること，③地下水流動に与える断層の影響が評価できること，を目標として適地を探した。その結果，図 4-2-6 に示す富士川河口域において，地元自治体（静岡県・静岡市），管理者（国土交通省寡占事務所）ならびに漁業関係者（由比漁協・田子の浦漁協）の同意を得ることができた。

掘削の申請に必要な掘削計画を立案するため，同地において予察的地盤調査を実施した。この結果を図 4-2-7 に示す。現状では候補地の底質が砂地であり，地盤が強固でないことから，移動式の台座を使用することを前提に計画を立案している。

表 4.2.1 海底下淡水性地下水の概要 (Post et al., 2013 に加筆)

| Location | Offshore distance (km) | Depth (km) | Minimum TDS (g/L) | Observation type | Number of offshore observations | Water depth (m) | Onshore connection | Reference |
|---|------------------------|------------|-------------------|------------------|---------------------------------|-----------------|--------------------|--|
| Vast Meteoric Groundwater Reserves | | | | | | | | |
| BMB Basin | <100 | 3-4.5 | 1 | DST | >20 | <60 | Unclear | Grasby et al. (2009) |
| Bredasdorp Basin | 80-120 | 2-2.5 | 2 | LOG | >30 | 100-120 | No | Davis (1997) |
| Florida | 100 | 0.2-0.6 | 13 | PW | 3 | <100 | Yes | Jhonsto (1983), Hathaway et al. (1979) |
| Gippsland | 70 | 1-4 | 5 | LOG/PU | 6 | <100 | Yes | Varma & Michel (2012) |
| Jakarta | 18 | <0.3 | 0.3 | PW | 2 | <10 | Yes | Maathuis et al. (2000) |
| Nantucket | 60 | <0.6 | 0.1 | PW | 3 | <100 | Yes | Person et al. (2003), Person et al. (2013) |
| New Jersey | 130 | <0.6 | 1.5 | PW | 4 | <100 | Yes | Malone et al. (2002), Geldern et al. (2013) |
| Niger delta | 40 | 0.1-2 | 0.2 | LOG | 11 | <100 | Yes | Oteri (1988) |
| Perth Basin | 50 | 1.3-4.0 | 5 | LOG/DST | 11 | <100 | Yes | Hennig & Otto (2005) |
| East China Sea | 60-100 | <0.2 | 1 | PW | 2 | 10-15 | Unclear | Zhang et al. (2011) |
| Suriname | 90 | <0.6 | 0.9 | LOG | 3 | <50 | Yes | Groen et al. (2000) |
| Other offshore groundwater | | | | | | | | |
| Black Sea | 95 | <0.03 | 2 | PW | 1 | 350 | Unclear | Soulet et al. (2010) |
| Exmouth Plateau | 225-300 | 0.85-1 | 28 | PW | 2 | <1,500 | Unclear | Carlo (1992) |
| Greenland | 50 | <0.25 | 26 | PW | 3 | 400-450 | Unclear | Foor et al. (2011) |
| Kau Bay | 10 | <0.01 | 27 | PW | 3 | 300-450 | Unclear | Middelburg & Lange (1989) |
| Mahakam Basin | 20 | 1-3 | 2 | DST | 27 | <50 | Unclear | Bazin et al. (1997) |
| Nankai Trough | 125 | <1.3 | 29 | PW | 1 | 4,675 | No | Kastner et al. (1991) |
| Japan Trench | 115 | <1.2 | 19 | PW | 1 | 2,681 | No | Mora (2005) |
| New Zealand | 42 | <0.3 | 24 | PW | 1 | 84 | Unclear | Expedition 317 Scientists (2011) |
| North Sea | 100 | <0.006 | 16 | PW | 1 | 36 | Unclear | Post et al. (2000) |
| Norway | 300 | <0.5 | 30 | PW | 2 | 1,300-1,450 | Unclear | Gieskes et al. (1978) |
| Pattani Basin | 150-200 | 1.6-2.65 | 0.3 | PU | 20 | 50-70 | Unclear | Lundegard & Trevena (1990) |
| Peru shelf | 20 | <0.01 | 13 | PW | 1 | 96 | Unclear | Kriete et al. (2004) |
| Peru shelf | 65 | <0.35 | 20 | PW | 1 | 460 | Unclear | Kastner et al. (1990) |
| Peru deep | 200 | <0.6 | 28 | PW | 3 | 3,000-5,000 | No | Kastner et al. (1990) |
| Prydz Bay | 60 | <0.224 | 31 | PW | 1 | 792 | Unclear | Chambers (1991) |
| Ross Sea | 350 | <0.380 | 27 | PW | 2 | 619-633 | Unclear | Mann & Gieskes (1975) |
| Tasmania | 70-550 | 0.2-0.95 | 28 | PW | 4 | 2,147-2,705 | No | Exon et al. (2001) |

Observation typeのうち、LOGは孔内物理検層から塩分濃度(TDS)が推定された事例、PUは揚水、PWは間隙水、DSTはDrill Stem Testで採取された水試料の化学分析からTDSが推定された事例を示す。なお、原典にTDSの記載のない事例については、塩化物イオン濃度の1.8倍として推定された値が示されている。

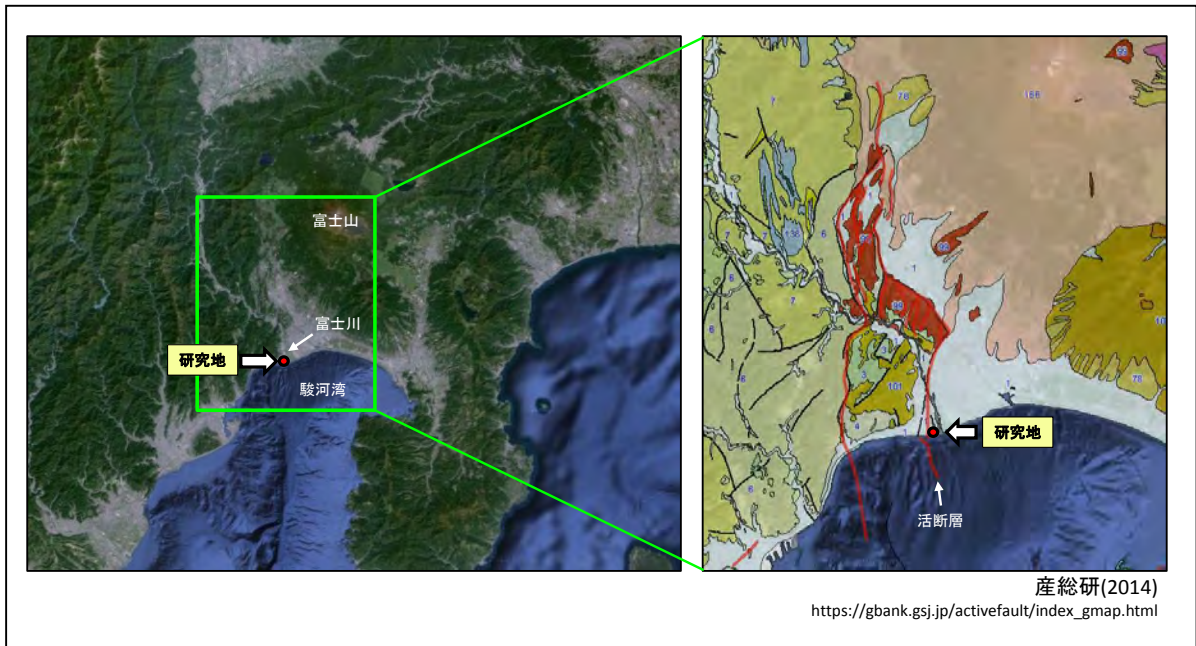


図 4.2.6 掘削候補地点

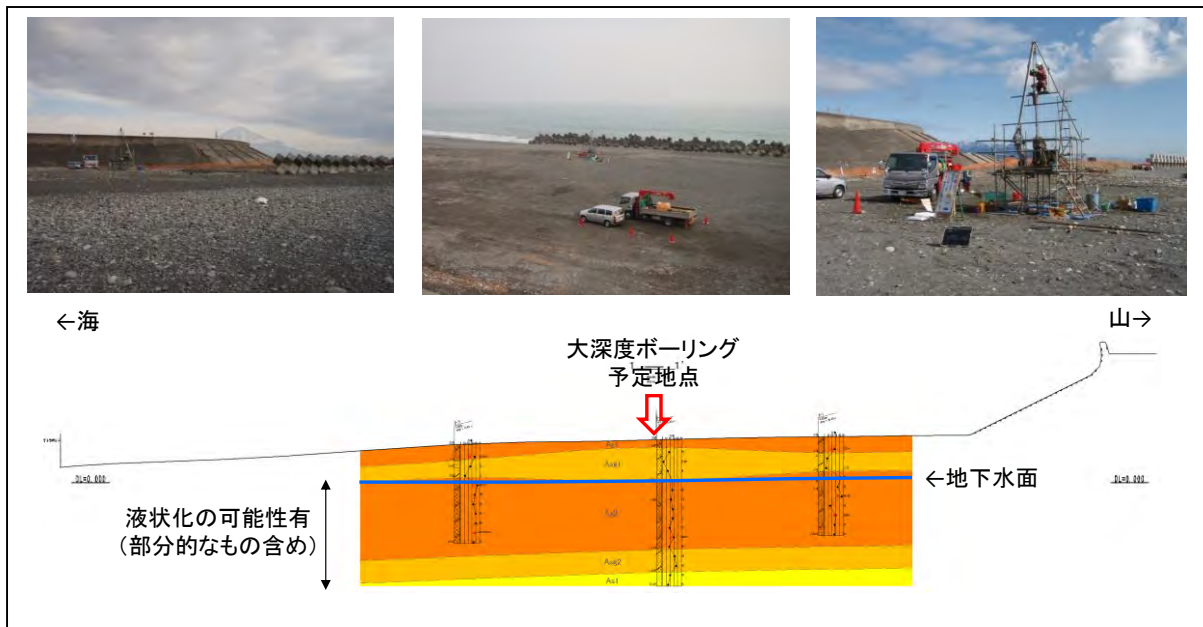


図 4.2.7 掘削候補地点における地盤調査の結果

参考文献

- 相原裕一 (1978) : 池島炭鉱における海上ボーリングについて. 日本工業会誌, Vol.94, No.1088, 695-696.
- Amante, C. and Eakins, B. W. (2009) : ETOPO1 1Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis 19, NOAA.
- Bazin, B., Brosse, E., and Sommer, F. (1997): Chemistry of oil-field brines in relation to diagenesis of reservoirs 1: use of mineral stability fields to reconstruct in situ water composition. Example of the Mahakam basin. *Marine and Petroleum Geology*, Vol.14, No.5, 481-495.
- Chambers, S. R. Solute distributions and stable isotope chemistry of interstitial waters from Prydz Bay, Antarctica. *Proceedings of the Ocean Drilling program, Scientific Results*, Vol.119, 375-392.
- Davies, C. P. N. (1997) : Hydrocarbon evolution of the Bredasdorp basin, Offshore SouthAfrica: from Source to Reservoir. PhD thesis, Univ. Stellenbosch (1997).
- De Carlo, E. H. (1992): Geochemistry of pore water and sediments recovered from the Exmouth Plateau. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol.122, 295-308.
- DeFoor, W., Person, M., Larsem, H. C., Lizarralde, D., Cohen, D., and Dugan, B. (2011): Ice sheet-derived submarine groundwater discharge on Greenland's continental shelf. *Water Resour. Res.* <http://dx.doi.org/10.1029/2011WR010536>.
- Edmunds, W. M. (2005): in *Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science*, Springer, 341-352.
- Exon, N. F., Kennett, J. P., Malone, M. J., Brinlhuis, H., Chaproniere, G. C. H., Ennyu, A. Fothergill, P., Fuller, M. D., Grauert, M., Hill, P. J., Janecek, T. R., Kelly, D. C., Latimer, J. C., McGonigal, K., Nees, S., Ninnemann, U., Nurnberg, D., Perker, S. F., Pellaton, C. C., Pfuhl, H. A., Robert, C. M., Rohl, U., Schellenberg, S. A., Shevenell, A. E., Stickley, C. E., Suzuki, N., Touchard, Y., Wei, W., and White, T. S. (2001): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, Vol.189. College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.189.2001.
- Expedition 317 Scientists (2011): Site U1353. *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*, Vol.317, 103p.
- 蒲生俊敬・Joris M. Gieskes (1992) : 国際深海掘削計画 (ODP) 第 131 航海における堆積物間隙水の船上化学分析. *地球化学*, Vol.26, No.1, 1-15.
- Geldern, V. R., Hayashi, T., Bottcher, M. E., Mottl, M. J., Barth, J. A. C. and Stadler, S. (2013): Stable isotope geochemistry of pore waters and marine sediments from the

- New Jersey shelf: Methane formation and fluid origin. *Geosphere*, Vol.9, No.1, 96-112.
- Gieskes, J. M., Lawrence, J. R., and Galleisky, G. (1978): Interstitial water studies, Leg 38. The Initial Report of Deep Sea Drilling Project, Vol.38-41, 121-133.
- Grasby, S. E., Chen, Z., Issler, D. and Stasiuk, L. (2009) : Evidence for deep anaerobic biodegradation associated with rapid sedimentation and burial in the Beaufort-Mackenzie basin, Canada. *Applied Geochemistry*, Vol.24, 536-542.
- Groen, J., Velstra, j. and Meesters, A. G. C. A. (2000): Salinization processes in paleowaters in coastal sediments of Suriname: evidence from $\delta^{37}\text{Cl}$ analysis and diffusion modelling. *Journal of Hydrology*, Vol.234, No.1-2, 1-20.
- Hathaway, J. C., Poaq, C. W., Valentine, P. C., Manheim, F. T., Kohout, F. A., Bothner, M. H., Miller, R. E., Schultz, D. M., and Sanqrey, D. A. (1979): United-States geological survey core drilling on the Atlantic shelf. *Science*, Vol.206, No.4418, 515-527.
- Hennig, A., and Otto, C. (2005): A Hydrodynamic Characterisation of the Offshore Vlaming Subbasin. Research Program 1.2 Technologies for Assessing Sites for CO2 Storage. CO2CRC, Canberra, Report No. RPT05-0223.
- 本荘静光・金谷 守・阿部信太郎・猪原芳樹・国生剛治・鹿島遼一 (1994) : 電力施設第四紀地盤人工島立地の基礎的検討ー地質・地盤に関する文献調査ー. 電力中央研究所報告・調査報告, No.U93062, 74p.
- House, C.H., Cragg, B.A., Teske, A., and the Leg 201 Scientific Party (2003): Drilling contamination tests during ODP Leg 201 using chemical and particulate tracers. In D'Hondt, S.L., Jørgensen, B.B., Miller, D.J., et al., Proc. ODP, Init. Repts., 201: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1-19. doi:10.2973/odp.proc.ir.201.102.2003.
- International Ocean Discover Program (2014) : Site Survey Data Bank . <http://ssdb.iodp.org/>. (2014.1.24 閲覧).
- Johnston, R. H. (1983) : The saltwater-freshwater interface in the Tertiary limestone aquifer, southeast Atlantic outer-continental shelf of the U.S.A. *Journal of Hydrology*, Vol.61, No.1-3, 239-249.
- 柏谷公希・中田弘太郎・長谷川琢磨 (2010) : 簡便で高精度な地下水の蛍光染料濃度測定法の提案-ボーリング調査における信頼性の高い地化学データ取得のために-. 電力中央研究所報告, No.N09026, 14p.
- Kastner, M., Elderfield, H., Matin, J. B., Suess, E., Kvenvoldem, K. A., and Garrison, R. E. (1990): Diagenesis and interstitial-water chemistry at the Peruvian continental margin; major constituents and strontium isotopes. *Proceedings of the Ocean Drilling*

- program, *Scientific Results*, Vol.112, 413-440.
- Kastner, M., Elderfield, H. , and Martin, J. B. (1991): Fluids in convergent margins – what do we know about their composition, origin, role in diagenesis and importance for oceanic chemical fluxes? *Philosophical Transactions, Physical Sciences and Engineering*, Vol.335, No.1638, 243–259.
- 小泉 格 (1998) : 21 世紀の深海掘削計画. *地質学論集*, No.49, 227-232.
- 小暮栄治・中村雅洋 (1993) 2.7.2 大水深掘削, *石油技術協会, 最近のわが国の石油開発*, 311-318.
- 小林照明 (2003) : ライザー掘削とは. *月刊地球*, 号外, No.40, 231-235. Kriete, C., Suckow, A., and Harazim, B. (2004): Pleistocene meteoric pore water in dated marine sediment cores off Callao, Peru. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol.59, No.3, 499-510.
- 久保雄介・杉原孝充・木戸ゆかり・真田佳典 (2012) : ライザー掘削航海で望まれる新たな堆積学的分析手法. *堆積学研究*, Vol.71, No.1, 45-50.
- 栗田裕二 (2007) : ロータリー式掘削井におけるカッティングス試料の特性, *月刊地球*, Vol.333, No.29, 168-175.
- 日下浩二 (2007) : コア試料を補完する検層技術, *月刊地球*, Vol.333, No.29, 159-167.
- Lundegard, P. D., and Trevena, A. S. (1990): Sandstone diagenesis in the Pattani Basin (Gulf of Thailand): history of water-rock interaction and comparison with the Gulf of Mexico. *Applied Geochemistry*, Vol.5, No.5-6, 669-685.
- 前田憲一 (1988) : 青函トンネルの地質調査に携わって. *応用地質*, Vol.29, No.2, 174-177.
- 前田憲一・殿田広太郎・鈴木 隆 (1983) : 青函トンネル海底部の地質—地質調査方法と地質の概要 (その 1) —. *応用地質*, Vol.24, No.3, 113-123.
- Malone, M. J., Claypool, G., Martin, J. B. and Dickens, G. R. (2002). Variable methane fluxes in shallow marine systems over geologic time - the composition and origin of pore waters and authigenic carbonates on the New Jersey shelf. *Marine Geology*, Vol.189, No.3-4, 175–196
- Mann, R. and Gieskes, J. M. (1975): Interstitial water studies, Leg 28. The Initial Report of Deep Sea Drilling Project, Vol.28, 805-814.
- Middelburg, J. J. & de Lange, G. J. (1989): The isolation of Kau Bay during the last glaciation: direct evidence from interstitial water chlorinity. *Netherlands Journal of Sea Research*, Vol.24, No.4, 615-622.
- Mora, G. (2005): Isotope-tracking of pore water freshening in the fore-arc basin of the Japan Trench. *Marine Geology*, Vol.219, No.2-3, 71-79.
- 野畑 肇・佐藤松男・下山 正 (1985) : 太平洋炭鉱西部区域の探査について. *鉱山地質*,

Vol.35, No.6, 383-396.

- Oteri, A. U. (1988): Electric log interpretation for the evaluation of salt water intrusion in the eastern Niger Delta. *Hydrological Sciences Journal*, Vol.33, No.1, 19-30.
- Person, M., Dugan, B., Swenson, J. B., Urbano, L., Taylor, J., and Willett, M. (2003): Pleistocene hydrogeology of the Atlantic continental shelf, New England. *Geological Society of America Bulletin*, Vol.115, No.11, 1324-1343.
- Person, M., Marksamer, A., Dugan, B., Sauer, P. E., Brown, K., Bish, D., Licht, K. J., and Willett, M. (2012): Use of a vertical $\delta^{18}\text{O}$ profile to constrain hydraulic properties and recharge rates across a glacio-lacustrine unit, Nantucket Island, Massachusetts, USA. *Hydrogeology Journal*, Vol.20, No.2, 325-336.
- Post, V. E. A., Groen, J., Kooi, H., Person, M., Ge, S. and Edmunds, W. M. (2013) : Offshore fresh groundwater reserves as a global phenomenon. *Nature*, Vol.504, 71-78.
- Post, V.E.A., Hooijboer, A.E.J., Groen, J., Gieske, J.M.J. and Kooi, H. (2000): Pore water chemistry of clay layers in the southern North Sea: clues to the hydrogeological evolution of coastal areas. *Proceedings 16th Salt Water Intrusion Meeting Conference*, 127-132.
- Soulet, G., Delaygue, G., Vallet-Coulomb, C., Boettcher, M. E., Sonzogni, C., Lericolais, G. and Bard, E. (2010): Glacial hydrologic conditions in the Black Sea reconstructed using geochemical pore water profiles. *Earth Planet. Science Letter*, Vol.296, No.1-2, 57-66.
- 高橋幸造・杉田 楽 (1972) : 本州・四国連絡橋海底地盤 (明石海峡) の調査について. *土と基礎*, Vol.20, No.9, 21-26.
- 田中武男 (2000) : 深海地球ドリリング計画 (OD21) と統合国際深海掘削計画 (IODP). *地質ニュース*, No.546, 35-44.
- 天然ガス工業会・大陸棚石油開発協会 (1992) 改訂版日本の石油・天然ガス資源. 天然ガス鉱業会・石油開発協会, 520p.
- 豊蔵 勇・岡田篤正・牧野内 猛・堀川義夫・長谷川 淳 (1999) : 「中部国際空港」海域 (知多半島常滑市沖) の海底地形・地質. *地学雑誌*, Vol.108, No.5, 589-615.
- Varma, S. and Michael, K. (2012): Impact of multi-purpose aquifer utilisation on a variable-density groundwater flow system in the Gippsland Basin, Australia. *Hydrogeology Journal*, Vol.20, No.1, 119-134.
- 渡部要一・田中正典・野口孝俊・宮田正史 (2008) : 東京国際空港 D 滑走路の海底地盤調査結果と設計値の統計的位置づけ. *土木学会論文集*, Vol.64, No.3, 685-697.
- 渡部要一・田中正典・佐々真志・野口孝俊・宮田正史 (2009) : 東京国際空港 D 滑走路の事前海底地盤調査結果に関する一考察. *港湾技術研究所報告*, Vol.48, No.2, 103-121.

吉川恵也（1975）：新関門トンネルの海底区間地質調査. 応用地質, Vol.16, No.2, 3-13.

吉川恵也・白井慶治・蝦名克彦（1980）：豊予海峡における海底トンネル地質調査. 応用地質, Vol.21, No.1, 19-28.

Zhang, Z., Zou, L., Cui, R. and Wang, L (2011): Study of the storage conditions of submarine freshwater resources and the submarine freshwater resources at north of Zhoushan sea area. Marine Science Bulletin, Vol.30, 47-52.

4-3 富士山・駿河湾地域の広域・長期地下水流動解析

4-3-1 緒元

沿岸域では陸水起源の淡水性地下水と海洋起源の塩水性地下水とがぶつかるところに塩淡境界が楔状に形成され、この境界の末端部の海底からは大量の地下水流出があると考えられている（例えば、Church, 1996）。しかし、この塩淡境界は数千～数万年という長期間にわたって一定でなく、長期地質変動事象（気候変動や海水準変動等）によって、その位置が大きく変動する可能性があると言われている（例えば、Meisler et al., 1984）。このような塩淡境界形状の推定やその変化予測は、長期的な地下水流動環境の変遷を推定する上で重要な課題として認識されている（資源エネルギー庁・日本原子力研究開発機構、2006）。

本研究で実施する地下水流動解析は地下水流動環境の定量的評価及びその将来予測を行うだけでなく、上記した水文学的特徴に対して評価を行い、現地の地下水流動メカニズムを統合的に解釈するような現象論モデルを構築することにも主眼が置かれている。現在の沿岸域地下水流動環境を適切に評価することによって、モデルの信頼性が向上し、将来にわたる地下水環境の安定性評価にも資するものと考えられる。

過年度には、我が国の代表的な堆積盆構造を示す幌延沿岸域を対象とした超長期地下水流動解析を実施し、過去に涵養された地下水が深度 500m 付近、沖合 10km 程度までの海底下まで拡がり、その痕跡が現在でも残っていることを示した。この淡水域を見つけ出すことによって、天水起源の地下水流動範囲を推定する事が期待され、この範囲のさらに深部に存在する長期的に安定した地下水の不動領域を見つけ出すための定量的評価手法として有用であると考えられた。

本研究では、幌延地域と地形、地質、地下水条件の大きく異なる富士山麓－駿河湾地域を対象として、水循環解析ならびに広域地下水流動解析により当該地域の淡水地下水流動場の特性および海域への淡水地下水流動量を評価するとともに、幌延研究と同様の手法を用いて超長期地下水流動解析を実施し、海底下淡水地下水の賦存状況を予測するとともに、その解析手法としての適用性について検討した。

4-3-2 水循環解析

(1) 解析コードの選定

一般に、水循環モデルはタンクモデルのように流域情報を一元化してモデル化する集中型モデルと、流域を要素により分割し、それぞれの要素に様々な流域特性を与えてモデル化を行う分布型モデルに大別される。集中型モデルは流域全体の水や汚濁負荷物質の流出等について検討することができるが、流域内の局地的な特性変化や施策の実施効果を空間

的に把握することは難しい。近年、計算機の処理能力の向上に伴い、分布型モデルが適用される事例が多くなっている。

分布型モデルでは、様々な物理型流出解析モデルが提案されており、その大部分が矩形グリッドを基本とするが、本研究で適用した SHER MODEL の分割流域要素は、一つで数平方キロメートルの大きさを持つため、一般的にグリッドベースのモデルの計算要素と比較して大きい計算単位となる。しかし、山岳地域では 1km 四方のグリッドでも、平均標高や平均勾配といったモデルパラメータが正確に得られるものではない。SHER MODEL では、斜面勾配、地質等の水文流出過程の視点で同様と判断される要素分割を行うことから、その標高、勾配、土地利用、地質パラメータなどの代表性が高くなり、計算精度は高解像度のグリッド型物理モデルに対して遜色ないとされている。また、SHER MODEL は（社）雨水貯留浸透技術協会のホームページにて無償で公開されており、汎用性の高い解析ソフトである。以上より、本研究では、解析精度、開発コスト、計算時間等を総合的に考慮して、分布型流出解析モデルである SHER MODEL を適用し、富士山麓－駿河湾地域の水収支ならびに地下水涵養量を算定した。

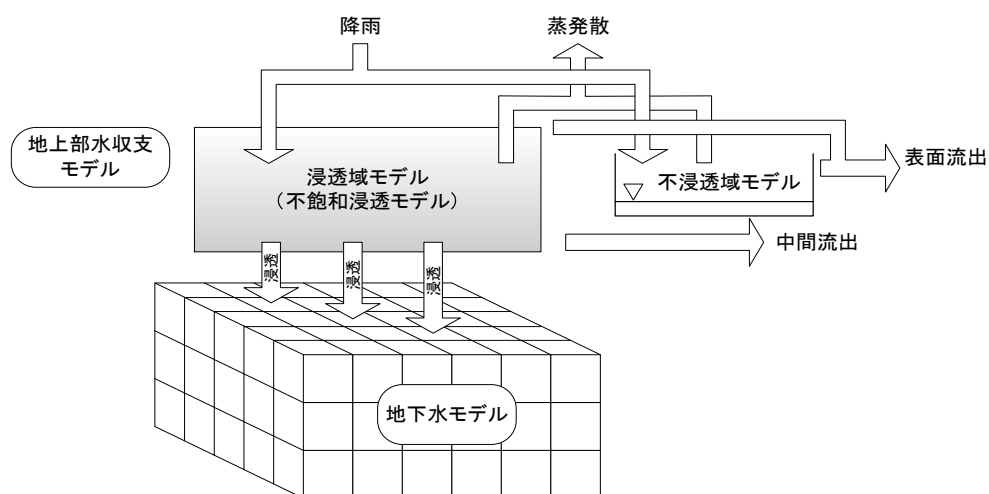


図 4-3-1 水循環解析 (SHER MODEL) による地下水涵養量の算定に係る概念図

(2) 解析コードの概要

SHER (Similar Hydrologic Element Response) Model は、不飽和浸透現象の物理過程を可能な限り忠実に数値計算してモデルパラメータの物理的な根拠を明らかとし、また、水文学的に均一と見なせる範囲毎（特に地下水深度に着目して）に流域要素を設定して、それによって地形要因による流出特性を客観的に反映できるという特徴を有する (Herath and Musiak, 1994)。これらの特徴により、単に不浸透面積率が増加するときの影響のみならず、造成などにより土壌の透水性が減少した場合のシミュレーションが可能となった。また、地形・地質データが得られれば、流量観測データが取得されていない地域で

も、ある程度の水循環系の推定が可能である。

SHER Model は、河川を中心として、支川単位の分割流域ブロックが基本の計算単位となる。分割流域をさらに河川周りの流出寄与域と台地部の涵養域に区分する。

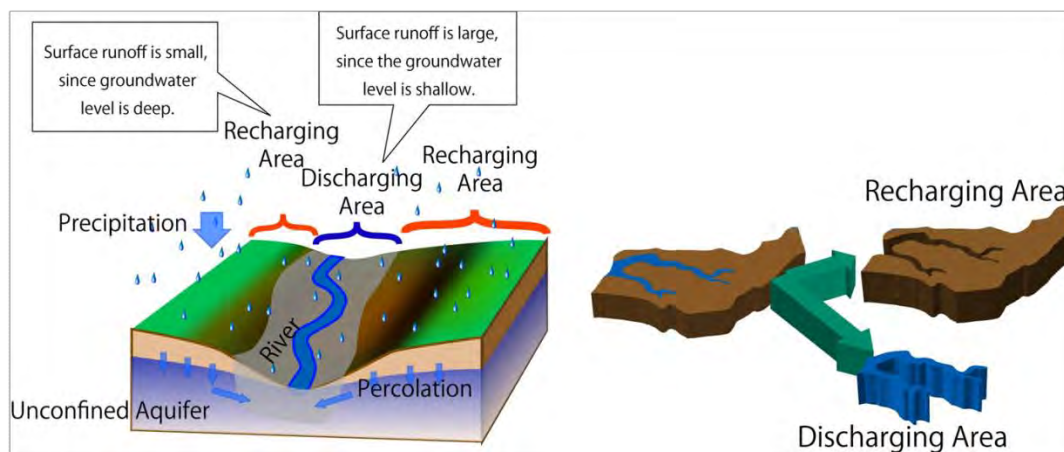


図 4-3-2 SHER Model における流域要素分割模式図

(3) 水循環解析モデルの構築

水循環解析の対象領域は図 4-3-3 に示すように、富士火山および周辺山麓を包括する大流域（2010.33km²）を設定した。流域要素は、斜面勾配状況、流路形状および地質状況等が等しく、水文流出過程が同一と判断される範囲を流域要素（計算単位）とする。本研究では、研究対象地域を 243 の流域要素に分割した。

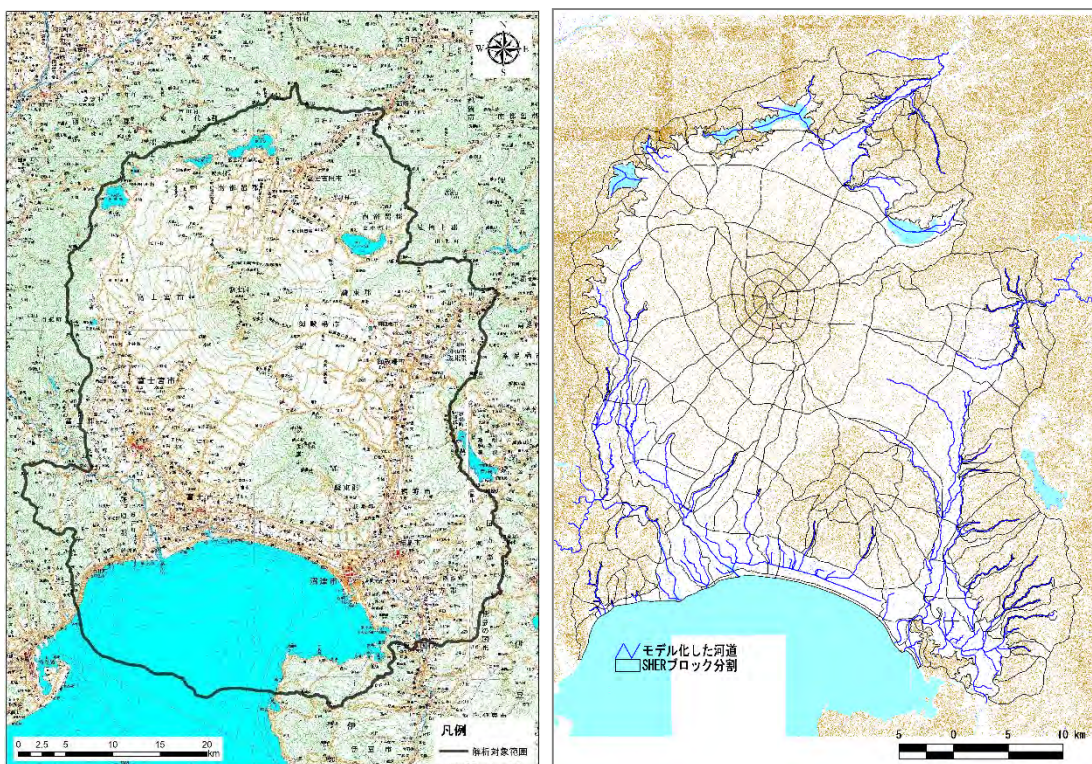


図 4-3-3 水循環解析対象領域（左図）および流域要素分割図（右図）

(4)水収支検討方針

本研究では、地形分水嶺、既往地下水位コンター、主要河川水系網分布ならびに河川流量データ取得状況を勘案し、図 4-3-4 に示すように 8 つの水収支区（地下水区）に分割し、各収支区の水収支が成立することを検定したうえで、解析対象領域全体の水収支を算定した。

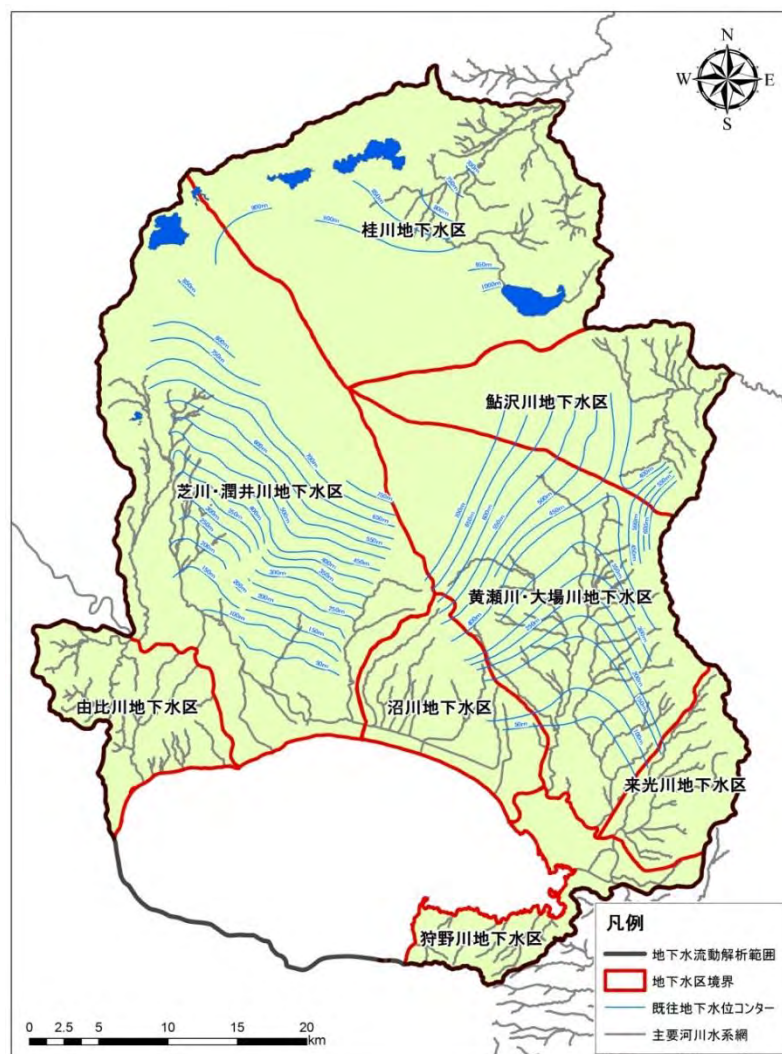


図 4-3-4 研究対象地における水収支区分割図

(5)水収支構成要素

本研究における水収支構成要素を図 4-3-5 に示す。本研究では、深部地質への地下水流去成分は無視し得るほど小さい、もしくは、いずれ海域に流出すると仮定し、地下水流去成分は海底地下水湧出量のみと定義した。また、後述する広域地下水流動解析では、富士五湖および海域に固定水頭境界を設定しており、入力した涵養量が河川流出量、地下水揚水量、地下水流去量のそれぞれにどのように分配されるかを計算したため、便宜上、下図のように表記した。現象論としては、青矢印で示すように、富士五湖に流出した地下水は河川流出成分か、あるいは蒸発散量成分に含まれる。

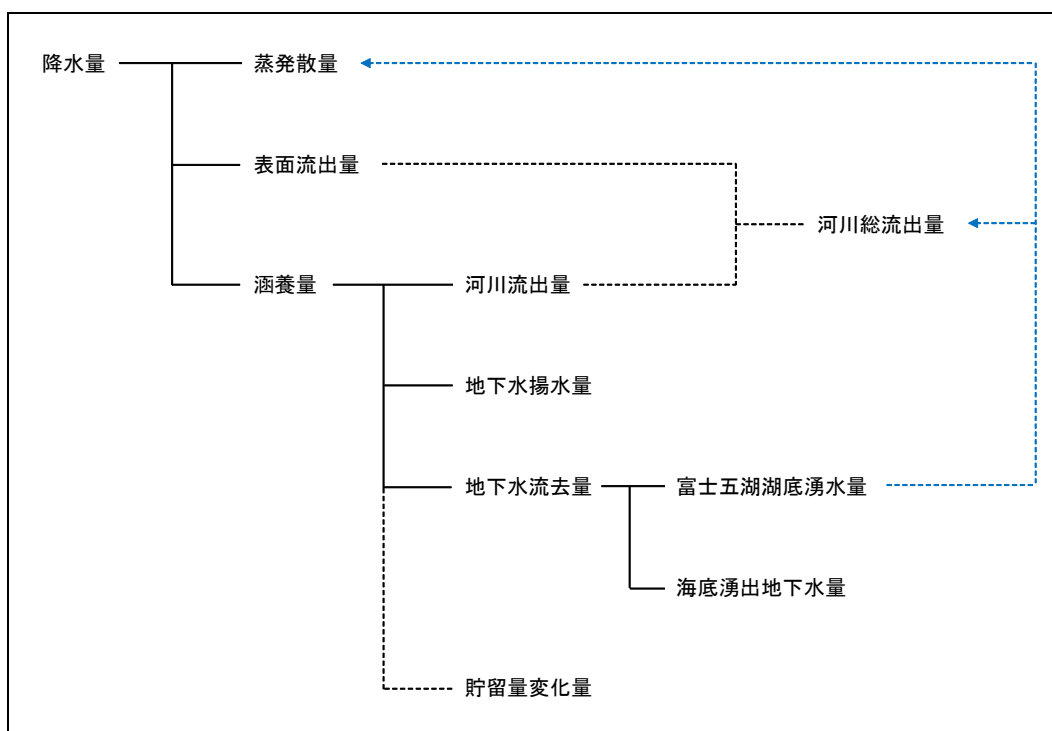


図 4-3-5 本研究における水収支構成要素

(6)パラメータの設定

1) 地表面勾配と地表面等価粗度係数の設定

河川に早く到達する流出経路は、地表面や表層土場内を斜面方向に移動する流水であり、この運動の支配的なパラメータとなるのが地表面勾配と等価粗度係数である。

等価粗度係数は、地表面の水みちを河道に到達する流れに対応する地表面等価粗度と表層土壌内のパイプ流での粗度係数を与えており、これらには下記に示す一般値を使用した。

表 4-3-1 等価粗度係数の設定値

| 区 分 | 等価粗度係数 |
|-----------|--------|
| 地表面流 | 0.03 |
| 表層土壌内パイプ流 | 0.05 |

地表面勾配は、50m 数値標高データを用いて各グリッドの勾配（隣接セルとの標高差のうち最大となるセルとの勾配）の平均値を使用した。解析対象領域およびその周辺地域の地表面勾配図を図 6 に示す。

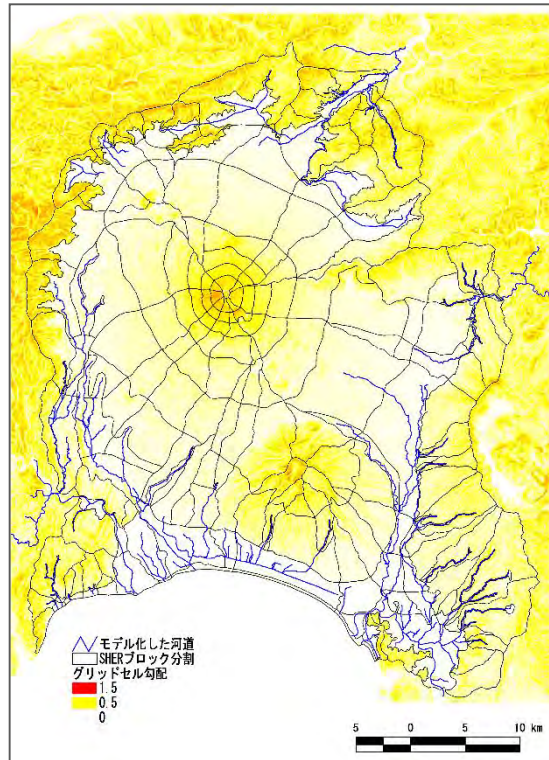


図 4-3-6 解析対象領域およびその周辺地域の地表面勾配図

2) 不浸透域の設定

アスファルトや屋根など、降雨が浸透できずに表面流出が生じる不浸透域は、特殊な水文流出過程であり、これを適切にモデル化する必要がある。パラメータとなる不浸透面積率は、国土数値情報 3 次メッシュ土地利用データの項目に不浸透面積率を表のように設定した。流域要素ごとに不浸透面積を集計し、不浸透面積率を設定した。解析対象領域およびその周辺地域の不浸透面積率分布状況を図 7 に示す。

表 4-3-2 国土数値情報の土地利用項目分類と不浸透面積率の設定値

| コード | 土地利用種別 | 土地利用の定義 | 不浸透面積率 |
|------|---------|--|--------|
| 100 | 田 | 湿田・乾田・沼田・蓮田及びび田とする。 | 0.0% |
| 200 | その他農用地 | 麦・陸稲・野菜・草地・芝地・りんご・梨・桃・ブドウ・茶・桐・はぜ・こうぞ・しゆる等を栽培する土地とする。 | 0.0% |
| 500 | 森林 | 多年生植物の密生している地域とする。 | 0.0% |
| 600 | 荒地 | 荒地・がけ・岩・万年雪・湿地・採鉱地等で旧土地利用データが荒地であるところとする。 | 0.0% |
| 700 | 建物用地 | 住宅地・市街地等で建物が密集しているところとする。 | 60.0% |
| 901 | 道路 | 道路などで、面的に捉えられるものとする。 | 80.0% |
| 1000 | その他の用地 | 運動競技場、空港、競馬場、野球場・学校港湾地区・人工造成地の空き地等とする。 | 0.0% |
| 1100 | 河川地及び湖沼 | 人工湖・自然湖・池・養殖場等で平水時に常に水を湛えているところ及び河川・河川区域の河川敷とする。 | 0.0% |
| 1400 | 海浜 | 海岸に接する砂、れき、岩の区分とする。 | 0.0% |
| 1500 | 海水域 | 隠顕岩、干潟、シーパースも海に含める。 | 0.0% |
| 1600 | ゴルフ場 | ゴルフ場のゴルフコースの集まっている部分のフェアウェイ及びラフの外側と森林の境目を境界とする。 | 0.0% |

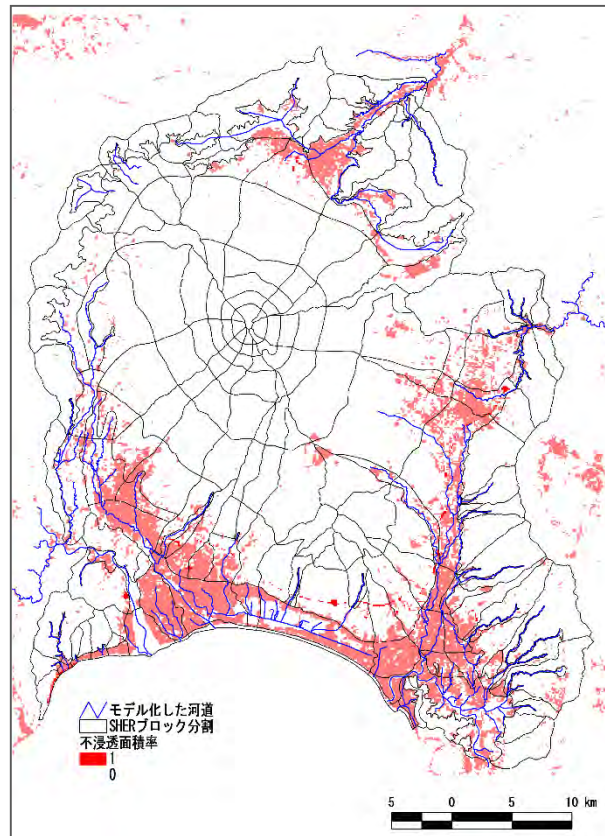


図 4-3-7 解析対象領域およびその周辺地域の不透水面積率分布状況

3) 表層土壌および地質パラメータの設定

帯水層厚の分布については、古富士火山噴出物底面までを帯水層と仮定した。SHER Model では地下水の流動方向を予め定めておく必要があることから、地下水の流動方向は地形傾斜方向と一致するものと設定した。

なお、表層土壌についてもこの地質分布に応じてパラメータを設定した。表層土壌の最終的なパラメータについては、計算流量と河川観測流量の再現性を考慮し決定した。水分保持特性および水分伝達特性については、富士山体及び谷底低地と平地については砂質土、周辺山地斜面についてはロームとして既往文献値（建設省，2000）を引用した。帯水層の透水係数については、平水年（1,999年）の地下水涵養量をその1年間で流下させ得る透水係数を逆算した。これらの検定作業から求められた表層土壌の設定パラメータを表3に示す。

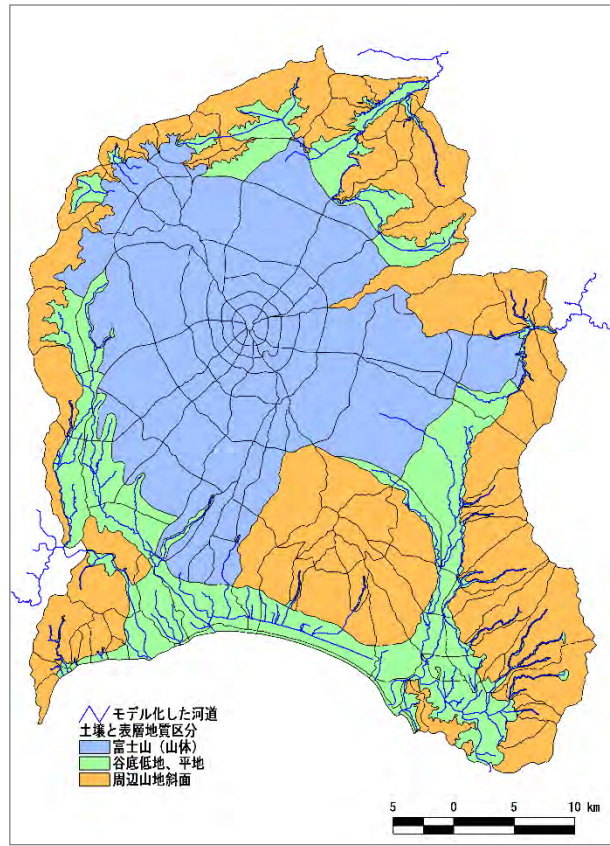


図 4-3-8 水循環解析モデルに設定した表層地質および表層土壌区分図

表 4-3-3 表層土壌のパラメーター一覧表

| 区 分 | 水分保持特性 | | | | 不飽和透水係数特性 Mualem 係数n | 飽和透水係数 | |
|----------|-----------------------|---------|------------|------------|-------------------------|----------------------|----------------------|
| | α | β | θ_0 | θ_r | | 鉛直方向 (m/s) | 斜面方向 (m/s) |
| 富士山体 | 1.75×10^{10} | 16.95 | 0.5 | 0.2 | 3.37 | 1.0×10^{-5} | 0 |
| 谷底低地, 平地 | 1.75×10^{10} | 16.95 | 0.5 | 0.3 | 3.37 | 1.0×10^{-6} | 1.0×10^{-4} |
| 周辺山地斜面 | 366 | 4.13 | 0.772 | 0.589 | 4.17 | 3.0×10^{-6} | 1.0×10^{-4} |

(7) 入力データの整理

富士山頂付近の高標高地域では地上雨量データが取得されていないため、富士山麓全域の水収支を算定するには、当該地域の降水量分布を推定することが必要となる。気象庁観測所における地上雨量データのみを用いた単純なティーセン分割では富士山麓のような高標高地域の降水量を正確に算定できないと判断した。検証期間である過去 30 年間

(1,982~2,012 年) のレーダー雨量を収集整理したところ、至近 5 年間についてはレーダー雨量と地上雨量が概ね整合するが、それ以外の期間については誤差が大きいことが明

らかになった（図9）。そこで、至近5年間のレーダー雨量データに基づき、標高と降水量の関係について図11に示すとおり整理した。

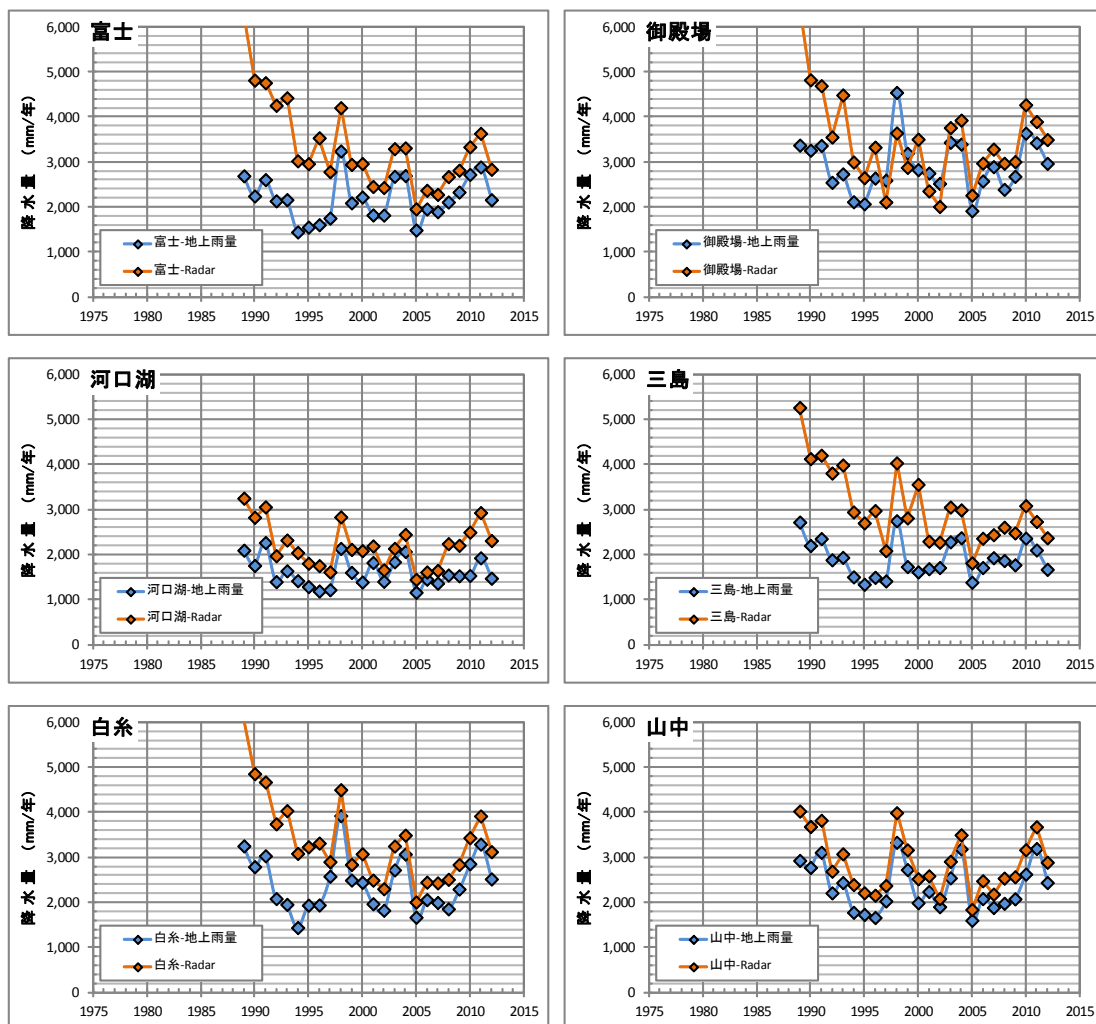


図 4-3-9 研究対象地周辺の地上雨量とレーダー雨量の経年変化

至近5年間のレーダー雨量データに基づき、高度補正係数を算定するにあたり、研究対象地域を図4-3-10（左図）に示すように、74地域の集計区に分割し、各集計区ごとにレーダー雨量を集計した。降水量と標高の関係については、富士山の斜面方向によって異なる可能性があることから、図4-3-10（右図）のように富士山頂を中心とした放射状に11の領域を設定し、各領域ごとに降水量と標高の関係を図11に示すように整理し、それぞれ高度補正係数を表4のように算定した。なお、降水量と標高に高い相関が認められた領域については高度補正を行ったが、相関関係が認められなかった領域では気象庁および国交省の地上雨量データを使用した。

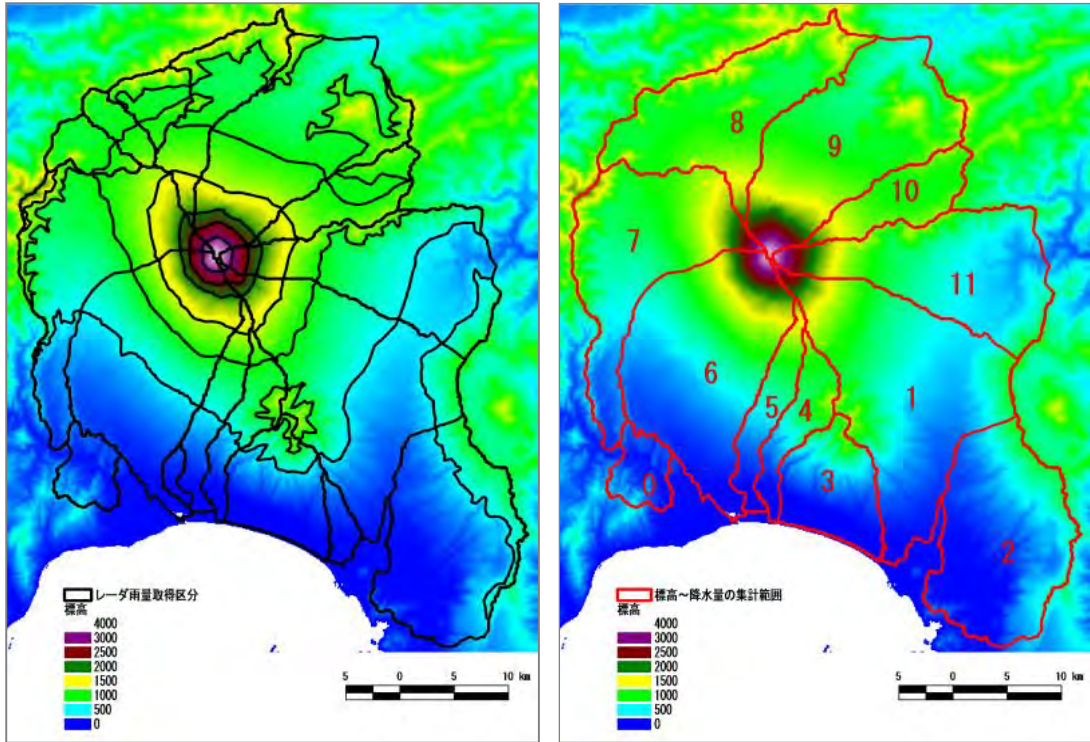


図 4-3-10 レーダー雨量集計区分割図

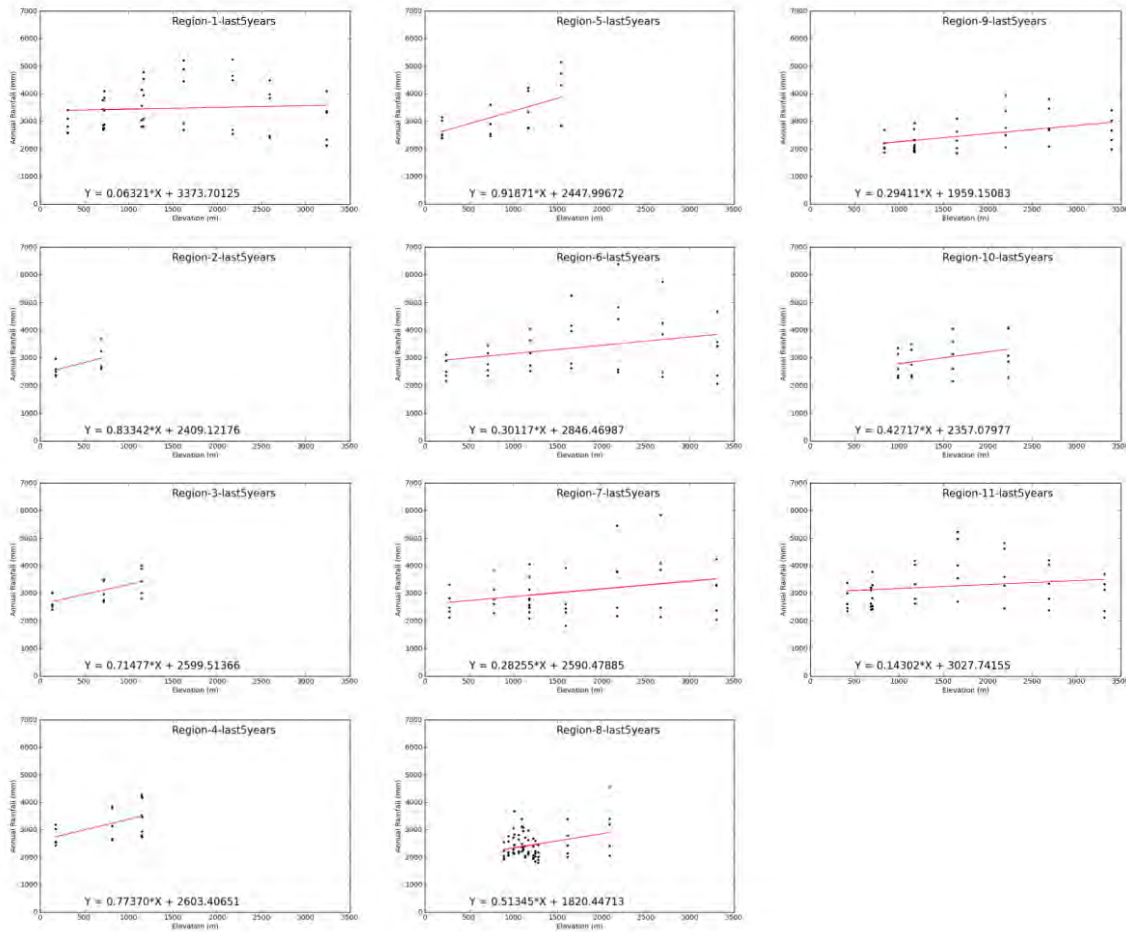


図 4-3-11 各領域ごとの標高と降水量の関係整理結果

表 4-3-4 各領域ごとの高度補正係数算定結果

| 領域 | 係数 a | 係数 b (mm/年) |
|----|---------|-------------|
| 1 | 0.06310 | 3,373 |
| 2 | 0.83342 | 2,409 |
| 3 | 0.71477 | 2,600 |
| 4 | 0.77370 | 2,603 |
| 5 | 0.91871 | 2,448 |
| 6 | 0.30117 | 2,846 |
| 7 | 0.28255 | 2,590 |
| 8 | 0.51345 | 1,820 |
| 9 | 0.29411 | 1,959 |
| 10 | 0.42717 | 2,357 |
| 11 | 0.14302 | 3,028 |

平水年（1,999年）における研究対象地周辺の降水量分布推定図を図12に示す。富士山頂付近（標高2,000m以上）の高標高部ならびに富士東麓・南東麓部の標高1,000m以上の地域において降水量が多く、3,500～3,800mm前後と推定された。また、解析対象領域全体の降水量は48.98億 m^3 /年（2,440mm）と算定され、気候値メッシュ雨量2,010ならびに既往文献（山本, 1970；山本, 1971；土, 2011）と概ね良く整合することが確認された。

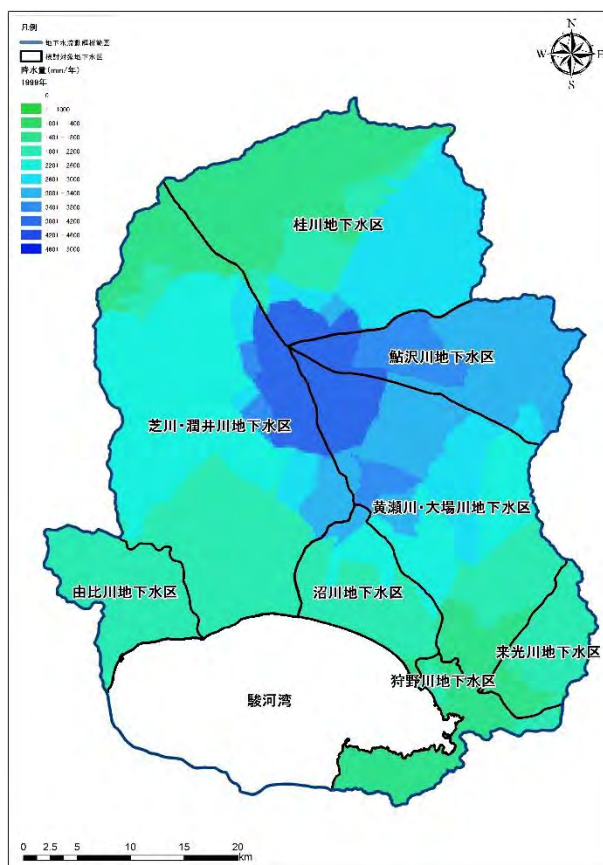


図 4-3-12 平水年（1,999年）における研究対象地周辺の降水量分布推定図

検証期間30年間（1,982～2,012年）における解析対象領域全体の降水量は26.49～72.36億 m^3 /年（1,320～3,605mm/年に相当）の間で変動し、平均値は47.30億 m^3 /年（2,356mm/年）であった。また、平水年である1,999年の降水量は48.98億 m^3 /年（2,440mm/年）と算定された。本研究では、この推定降水量を水循環解析の入力データとして使用した。

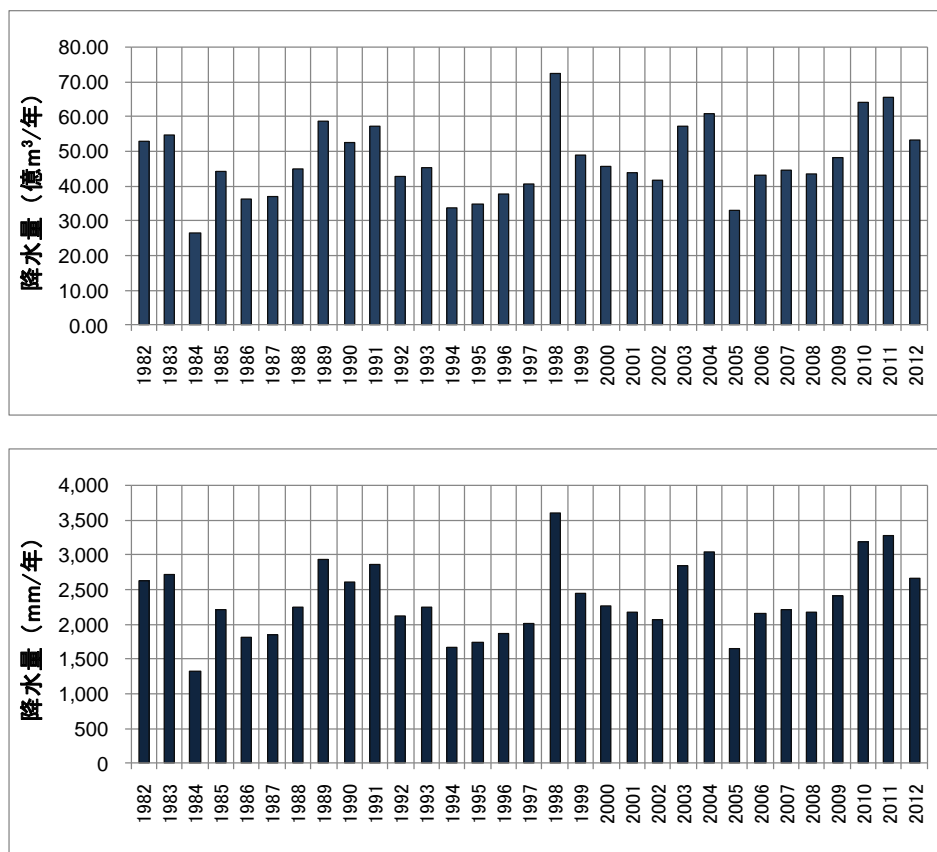


図 4-3-13 解析対象領域全体における推定降水量の経年変化

(8) モデル検証結果

本研究では、国交省が所管する水文水質データベースならびに静岡県及び山梨県が公用水域水質調査で実施する河川流量観測データ（以下、河川観測流量）と静岡県が所管する地下水位観測データ（以下、観測水位）を検証データとして使用した。検証期間 30 年間の非定常計算結果（図 4-3-14 と図 4-3-15）をみると、各地点の河川観測流量および観測水位ともに非常に再現性の良い結果が得られた。

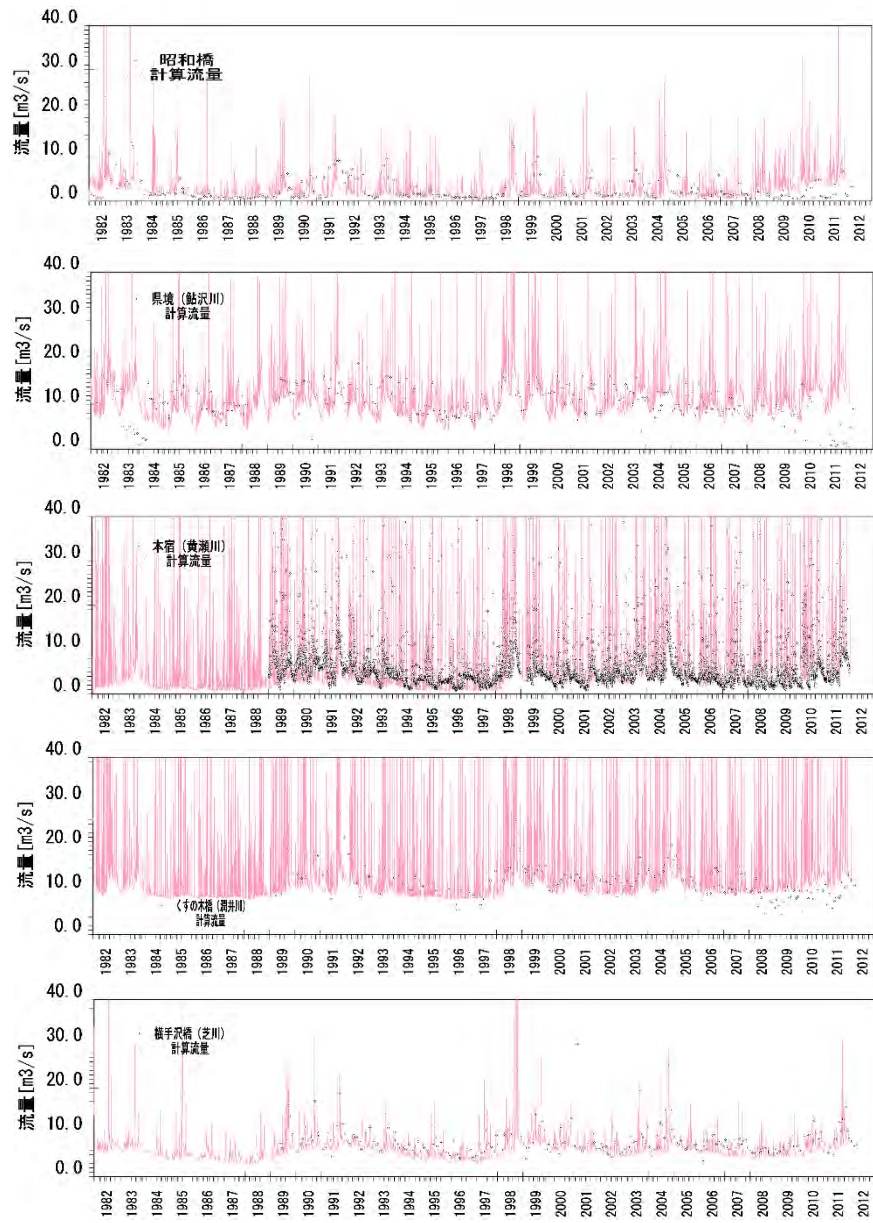


図 4-3-14 主要河川における河川流量観測値と計算流量の比較

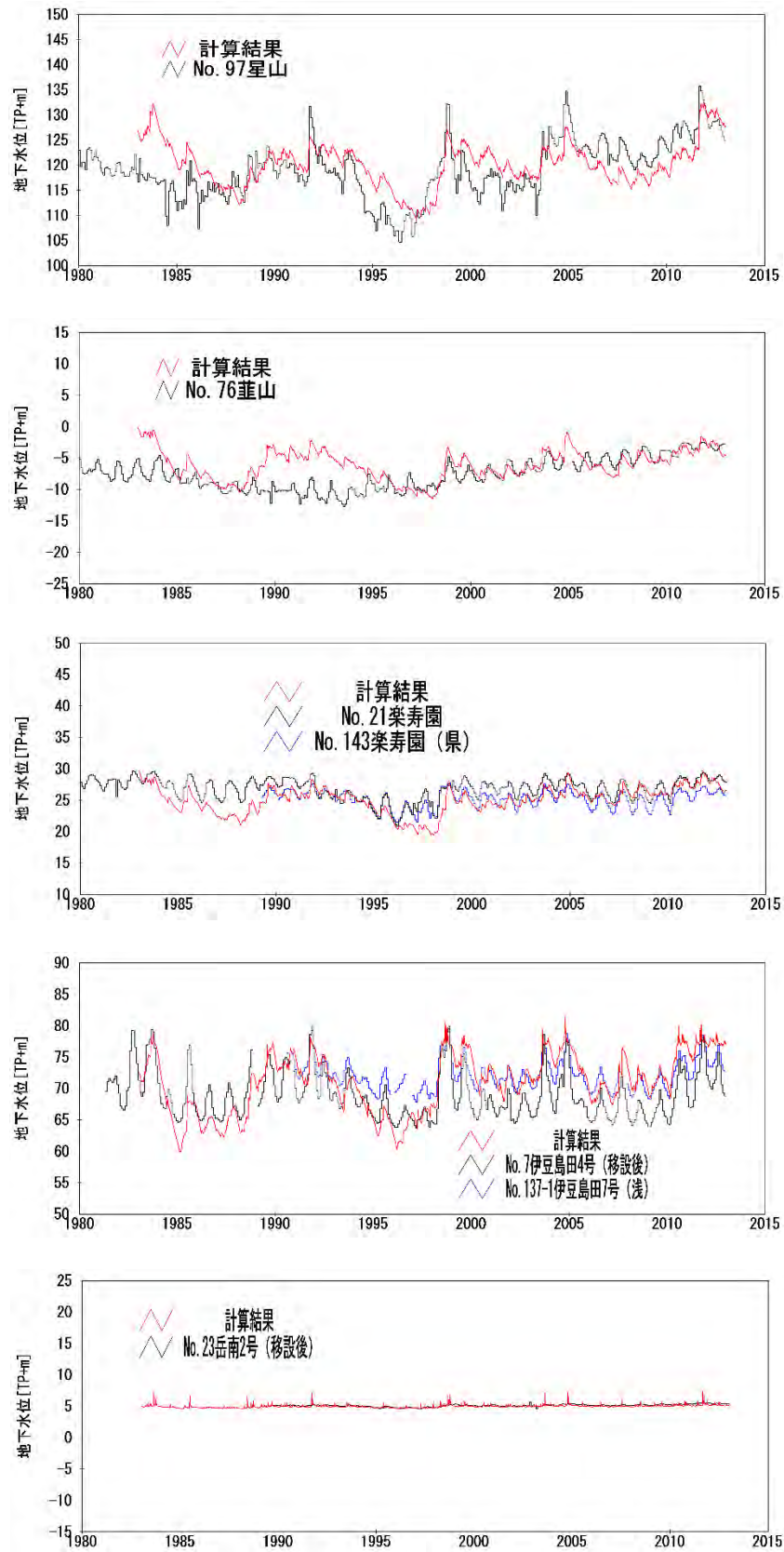


図 4-3-15 主要地点における地下水水位観測値と計算水位の比較

(9) 地下水涵養量の算定結果

水循環解析（SHER MODEL）より算定された平水年（1,999年）の地下水涵養量分布図を図4-3-16に示す。富士山麓標高1,000m以上の高標高部は地下水涵養量が3,000～3,500mm/年と大きいものと推定された。解析対象領域全体の地下水涵養量は、降水量の71.5%に相当する35.01億m³/年（1,744mm/年）と算定された。これは、既往文献値（山本, 1970；山本, 1971；土, 2011）と概ね整合する値であった。

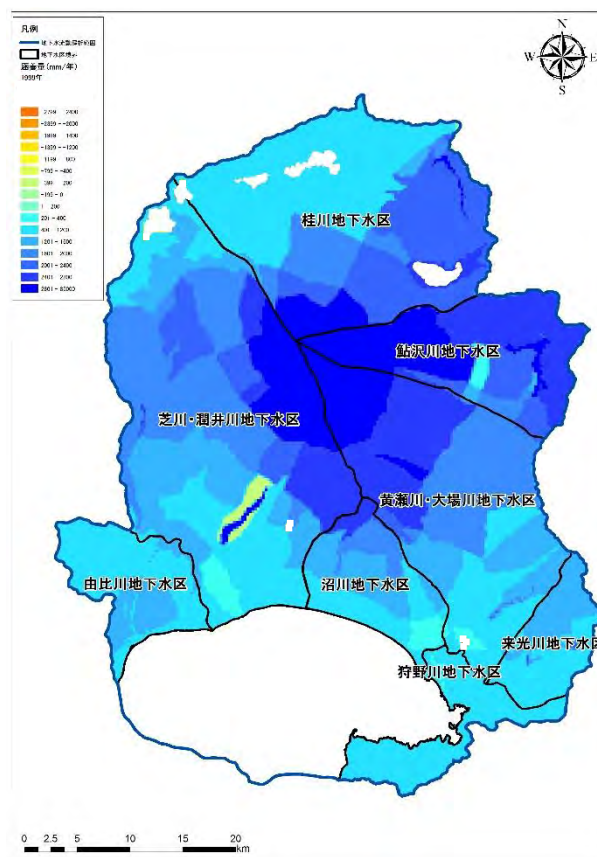


図4-3-16 平水年（1,999年）における研究対象地周辺の地下水涵養量分布推定図

水循環解析結果より、検証期間30年間（1,982～2,012年）における解析対象領域全体の地下水涵養量は14.54～53.42億m³/年（724～2,661mm/年）の間で変動し、平均値は33.37億m³/年（1,662mm/年）であると算定された（図4-3-17）。この地下水涵養量はいずれの年も降水量の65～70%前後に相当する傾向がみられ、当該地域は降水量および地下水涵養量ともに非常に大きな地域と考えられる。

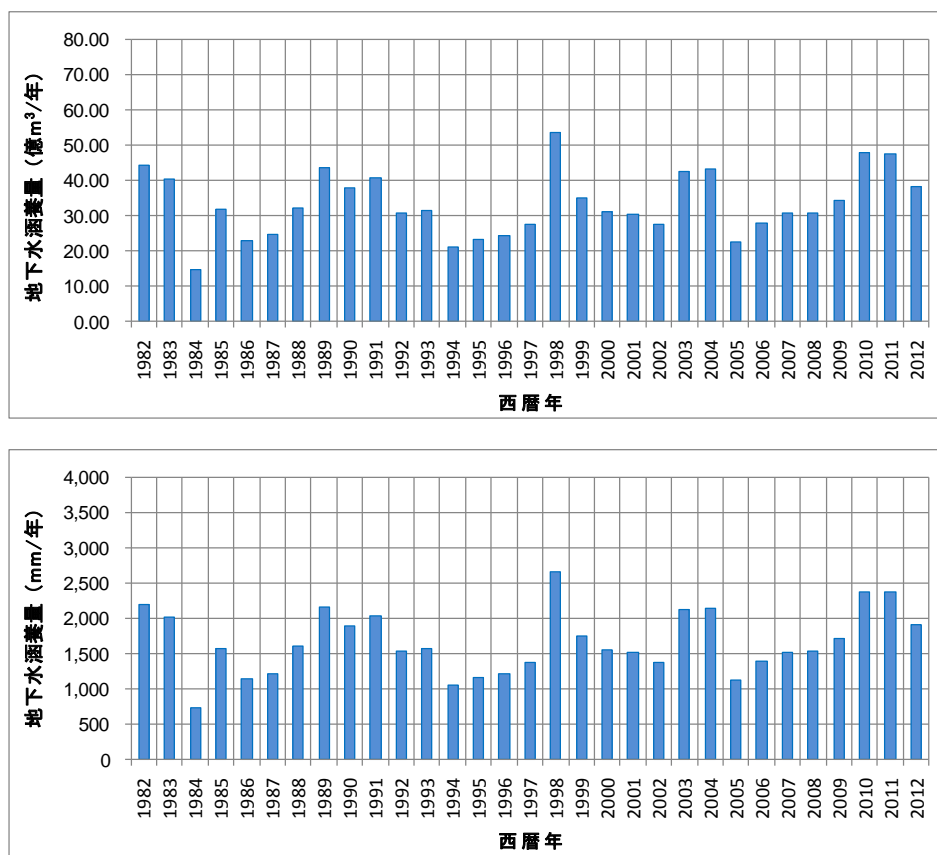


図 4-3-17 水循環解析より算定された解析対象領域全体の地下水涵養量の経年変化

(10) 水循環解析に基づく富士山麓一駿河湾地域の水収支評価

水循環解析 (SHER MODEL) に基づく平水年 (1,999 年) の富士山麓一駿河湾地域の水収支算定結果を図 4-3-18 に示す。水循環解析では、降水量 48.98 億 m³/年のうち、23.5%が蒸発散量、5.0%が表面流出量、71.5%が地下水涵養量になると算定された。また、海底湧出地下水量を主体とする地下水流去量は降水量の 6.8%に相当する 3.30 億 m³/年と算定され、涵養された地下水の大部分は陸域において湧水もしくは河川流出水として駿河湾に流入しているものと考えられた。

本研究で構築した SHER MODEL では地質構造・地下水位状況 (動水勾配) を非常に単純化して、ダルシー式に基づき地下水流去量を算出しているため、富士山麓地域のように地形勾配の大きな地域では地下水流去量を過大評価するおそれがある。そこで、次頁以降に記載した地下水流動解析モデルを構築し、詳細な地質構造ならびに地下水位状況を反映させて地下水流去量 (とくに、海底湧出地下水量) の算定を行った。

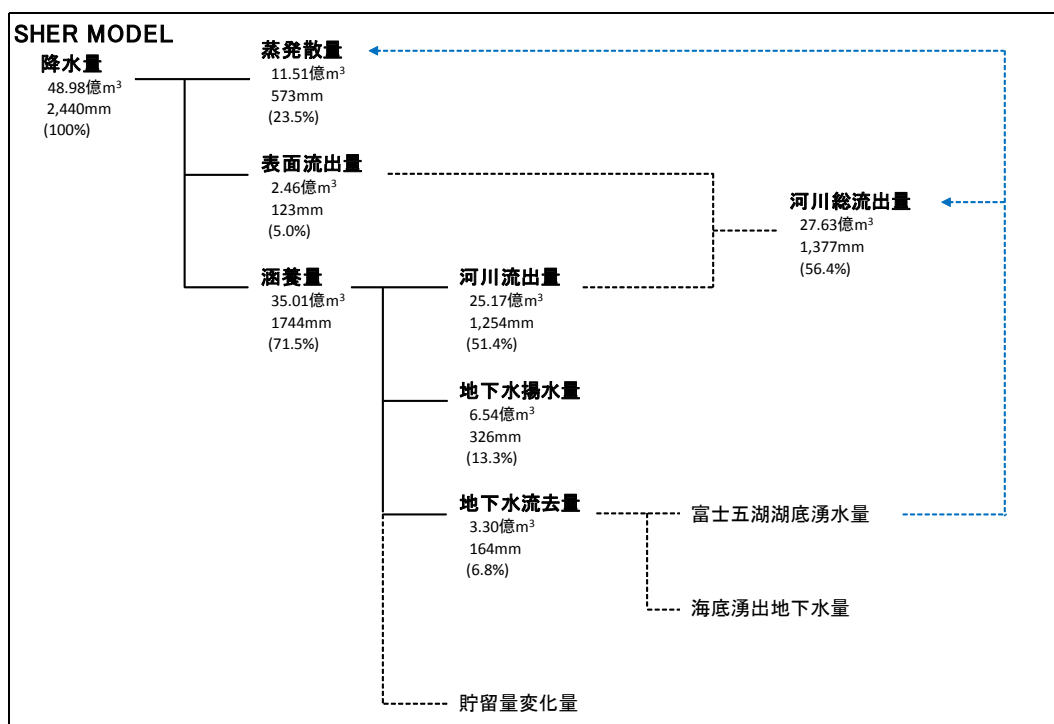


図 4-3-18 水循環解析に基づく平水年（1,999年）における富士山麓－駿河湾地域の水収支算定結果

4-3-3 広域地下水流動解析

(1) 解析コードの選定

近年、地下水流動や地下水汚染の問題を解析するためのプログラムが多く発表されているが、解析コードの選定に当たっては、対象地域あるいは検討目的に合致する最適なコードを選定するとともに、経済性ならびに解析に要する時間効率等も勘案する必要がある。

本研究では、ソースコードがインターネットにより公開され、世界的にも適用事例が多く、物質輸送のモデルとパッケージ化されている MODFLOW (ESI 社製) を地下水流動解析コードとして選定した。MODFLOW は、アメリカ合衆国地質調査が開発した差分法による三次元地下水流動解析モデルを搭載した解析コードである。なお、ソルバーには MODFLOW-NWT を使用した。

(2) 解析コードの概要

地下水流動解析に用いられる主な解析法としては、差分法と有限要素法がある。MODFLOW で採用されている差分法とは、計算領域を矩形の格子または面で区切り、隣り合う格子や面に入出入りする物質量の収支を計算する解析法である。一方、有限要素法は、計算領域に任意の点(節点)を設定し、この節点で囲まれた要素内の物質量を計

算する解析法である。

差分法は、有限要素法と比べ、計算領域を矩形で表現するため空間表現の柔軟性に
限度があるものの、計算量が比較的少なく計算時間が短いというメリットがある。

MODFLOWに限らずほとんどの解析では、一般化された地下水の流れの方程式は、流
れ流域内にある帯水層のコントロールボリュームにおける質量保存則を適用すること
で定式化される。この体積に流入する正味の流量は解析対象の体積のなかで水が累積
される率 (S_s :比貯留係数) に等しくなければならず、次式が誘導される。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = +S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

ここに、

K_{xx} , K_{yy} , K_{zz} : x, y, z 軸方向の透水係数 (LT⁻¹)

H : 被圧地下水頭 (L)

W : 単位体積あたりの流入または流出量 (T⁻¹)

S_s : 比貯留量 (L⁻¹)

T : 時間 (T)

また、定常流解析(時間変化を考慮しない)の場合は、時間変化を無視することがで
きることから、次式の右辺項を 0(ゼロ)とした以下の式が用いられる。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = 0$$

ここに、

K_{xx} , K_{yy} , K_{zz} : x, y, z 軸方向の透水係数 (LT⁻¹)

H : 被圧地下水頭 (L)

W : 単位体積あたりの流入または流出量 (T⁻¹)

S_s : 比貯留量 (L⁻¹)

T : 時間 (T)

(3) 広域地下水流動解析モデルの構築

1) 解析対象領域の設定

広域地下水流動解析の対象範囲は、図 4-3-3 に示した水循環解析対象範囲と等しい
富士山麓を包括する大流域 (2,375km² : 陸域 2,010km²、海域 365km²) を設定した。

2) 水理地質構造のモデル化範囲

本研究では、①沖積層・泥流堆積物相当層 (A・MF 層)、②新富士火山噴出物層 (FV
層)、③古富士火山噴出物層 (OLF 層) を帯水層、古富士火山噴出物下位層を水理基盤

層（BS層）に区分した。地下水流動解析に供する三次元水理地質構造モデルは、地質断面図に基づき作成した各帯水層の基底面コンターを地球統計学的手法である普通クリギング法を用いて、対象層ごとに250mメッシュのグリッドデータを作成することで構築した。

表 4-3-5 地質層序と帯水層区分

| 地質時代 | 地層名 | 地質記号 | 主な岩層 | 解析モデル上の帯水層区分 | | |
|------------|-------|---------------------|-----------|---------------------|--------------------------|--------------------------------|
| 第四紀 | 完新世 | 沖積層 | 泥質 | a | 泥・砂・礫 | 第Ⅰ帯水層 沖積層・泥流堆積物相当層 A・MF層 |
| | | 礫質堆積物 | ag | 礫・砂 | | |
| | | 砂質堆積物 | as | 砂 | | |
| | 泥流堆積物 | mf | 砂礫 | | | |
| | 新世 | 火山泥流堆積物（御殿場泥流堆積物含む） | vmf | 火山砂礫・砂 | 第Ⅱ帯水層 新富士火山噴出物 FV層 | |
| | | 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・玄武岩 | | |
| | 旧期 | | OV | 玄武岩溶岩・火山灰・スコリア | | |
| | 第四紀 | 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 | 第Ⅲ帯水層 古富士火山噴出物 OLF層 |
| | | | 溶岩類 | OLF | 玄武岩溶岩・スコリア・火山灰 | |
| | | 新世 | 小御岳火山噴出物 | KOM | 安山岩溶岩・火砕岩 | 水理基盤層 BS層 |
| | | | 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 | Bs3 | 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 | | 富士川層群 | FuKG | Bs2 | 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 | BS1 | 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 | | |

3) 解析メッシュ構造

本研究では水平方向のグリッドサイズを250mに設定した。鉛直方向については地表面から深度-2,000mまでを解析対象範囲とし、グリッドサイズについては、①A・MF層を1層、②FV層を3層、③OLF層を4層、④BS層を3層に等分割した。計算対象領域の総メッシュ数は、421,784個となった。三次元水理地質構造モデルの構築状況を図4-3-19と図4-3-20に示す。

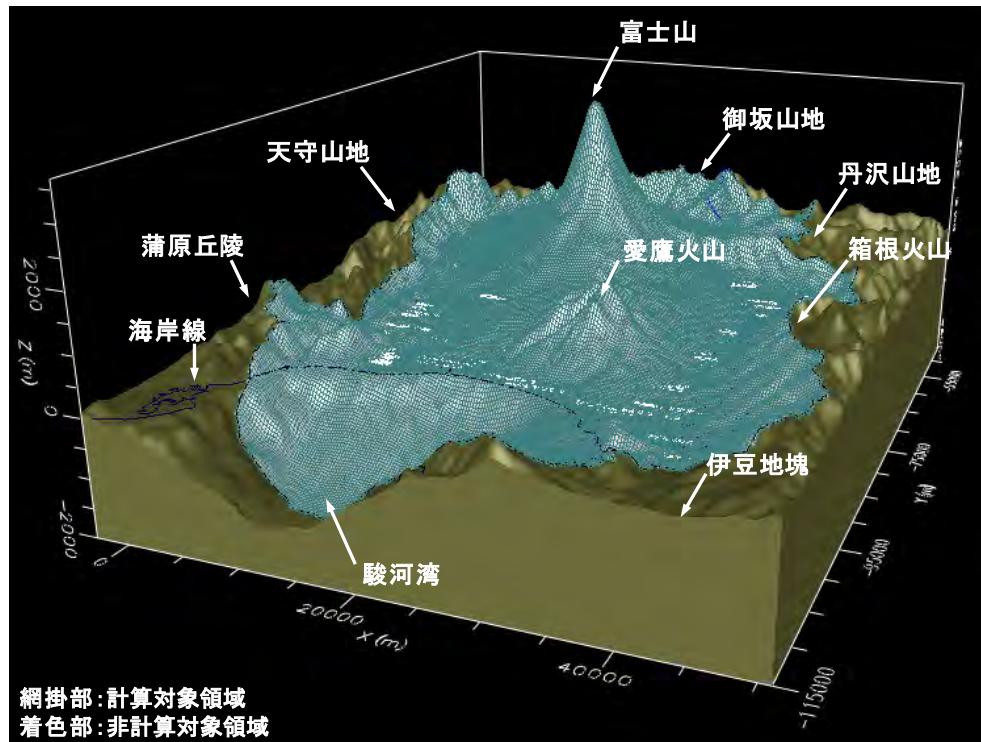


図 4-3-19 三次元水理地質構造モデル鳥瞰図

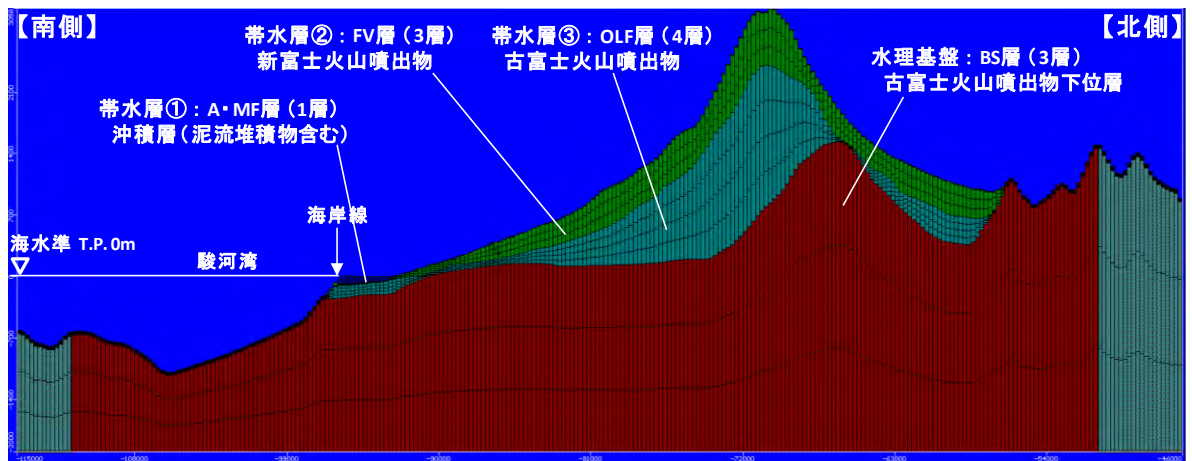


図 4-3-20 水理地質構造のモデル構築状況 (南北代表断面)

(4) 入力データの整理

1) 地下水涵養量

広域地下水流動解析では、前節に記載した SHER MODEL を用いた水循環解析により算定された 1982～2012 年までの過去 30 年間の地下水涵養量を入力データとして使用した (図 4-3-17)。

2) 透水係数

既往文献に基づく地質毎の透水係数の整理結果を図 21 に示す。各地質の透水係数の分布範囲は広く、A 層（沖積層）は $10^{-6} \sim 10^{-2} \text{m/sec}$ 、MF 層（泥流堆積物層）は $10^{-6} \sim 10^{-3} \text{m/sec}$ 、FV 層（新富士火山噴出物層）は $10^{-7} \sim 10^{-1} \text{m/sec}$ 、OLF 層（古富士火山噴出物層）は $10^{-7} \sim 10^{-3} \text{m/sec}$ 、OLFm 層（古富士泥流堆積物層）は $10^{-7} \sim 10^{-4} \text{m/sec}$ であった。OLF 層及び OLFm 層は FV 層に比較して相対的に透水係数が低い傾向がみられるが、著しく透水性が低いとは判断できないことが明らかになった。したがって一般の堆積岩地域（例えば幌延であれば $10^{-7} \sim 10^{-4} \text{m/sec}$ に分布）に比べて地下水現象のコントラストが大きいと考えられる。

広域地下水流動解析に使用する透水係数については、各地質の中央値を基本ケースとして感度解析を行い、富士山麓周辺の地下水位状況を最も良く再現できる透水係数値を選定した。

| 地質区分 | 地質記号 | | 透水係数 (m/s) | | | | | | | | |
|---------------|------|------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | | | 10^{-9} | 10^{-8} | 10^{-7} | 10^{-6} | 10^{-5} | 10^{-4} | 10^{-3} | 10^{-2} | 10^{-1} |
| 沖積層 | A・MF | A | | | | ■ | ■ | ■ | ■ | | |
| 火山泥流堆積物・泥流堆積物 | | MF | | | | ■ | ■ | ■ | ■ | | |
| 新富士火山噴出物 | FV | | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | |
| 古富士火山噴出物 | OLF | OLF | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | | |
| 古富士泥流堆積物 | | OLFm | | | ■ | ■ | ■ | ■ | | | |

図 4-3-21 既往文献に基づく地質毎の透水係数整理結果

3) 有効間隙率

地本研究では、いずれの地質についても幌延研究における間隙水抽出試験から得られた平均的な有効間隙率である 20% を使用した。なお、幌延研究では間隙水抽出試験から得られた水分特性曲線に基づき、飽和堆積含水率と残留体積含水率の差を有効間隙率と定義している（産業技術総合研究所，2013）。

4) 比貯留係数

比貯留係数については既往文献値（徳永，1998）及び地下水位変動の再現状況を鑑み、A・MF 層は 1.0×10^{-5} (1/m)、FV 層は 1.0×10^{-6} (1/m)、OLF 層は 5.0×10^{-7} (1/m)、BS 層は 1.0×10^{-7} (1/m) に設定した。

(4) 検証データの整理

地下水流動解析の検証データとして、既往地下水位コンターと富士山麓周辺の観測水位を使用した。既往文献に掲載された地下水位コンター図を統合し、図 4-3-22 に示すように富士山麓全体の地下水流動方向を表す地下水位コンター図を作成した。観測水位については、静岡県が所管する地下水位観測井のうち、観測井分布状況、水位観測対象層なら

びに観測データ取得状況を勘案し、27地点の検証対象地点を選定した。



図 4-3-22 既往地下水位コンター図

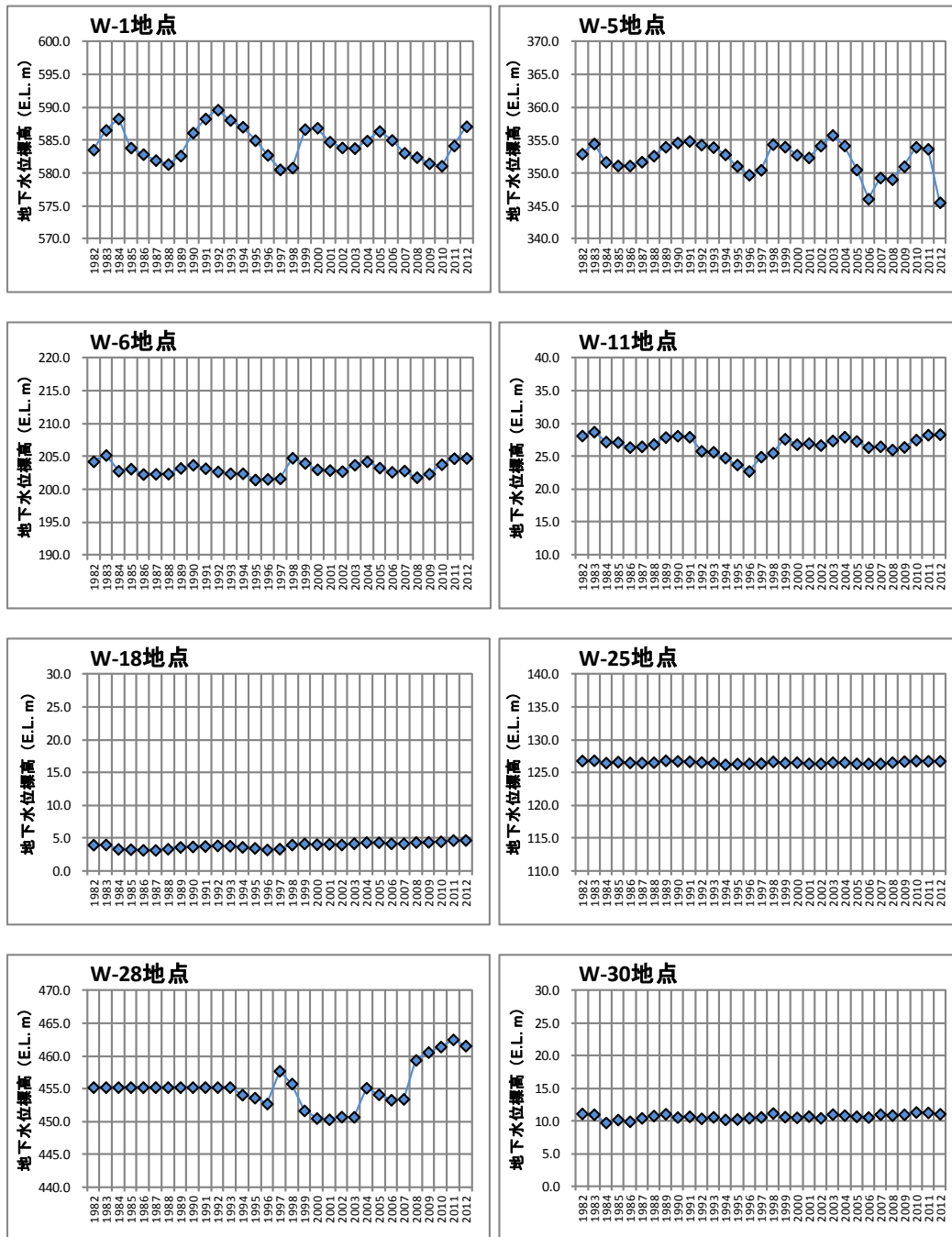


図 4-3-23 検討対象地点における年平均地下水位変動図（代表地点）

(5) 解析ケースの設定

本研究では、富士山麓全域の大局的な地下水の流動方向ならびに地下水位状況を最も良く再現する透水係数の最適値を求めるために、表 4-3-6 に示す解析ケースを設定した。なお、透水係数の異方性については考慮しておらず、各水収支区における地質の透水係数は等しいものと仮定した。

表 4-3-6 解析ケース表

| ケース名 | 地層毎の透水係数の設定 | | | | 透水係数の設定根拠 | 透水係数の異方性 | 水収支ごとの透水係数の設定 |
|--------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------|------------------------------|------------------------|
| | 透 水 係 数 (m/s) | | | | | | |
| | A・MF層 | FV層 | OLF層 | BS層 | | | |
| Case 1 | 1.0×10^{-4} | 5.0×10^{-4} | 1.0×10^{-5} | 1.0×10^{-8} | 中央値より半オーダー高い | 異方性考慮せず (X, Y, Z方向ともに等しい) | 各水収支区ともに 地質の透水係数は同じ |
| Case 2 | 5.0×10^{-5} | 1.0×10^{-4} | 5.0×10^{-6} | 1.0×10^{-8} | 中 央 値 | '' | '' |
| Case 5 | 2.5×10^{-5} | 7.5×10^{-5} | 2.5×10^{-6} | 1.0×10^{-8} | Case2とCase3の中間 | '' | '' |
| Case 3 | 1.0×10^{-5} | 5.0×10^{-5} | 1.0×10^{-6} | 1.0×10^{-8} | 中央値より半オーダー低い | '' | '' |
| Case 4 | 5.0×10^{-6} | 1.0×10^{-5} | 5.0×10^{-7} | 1.0×10^{-8} | 中央値より1オーダー低い | '' | '' |

(6) 解析結果

1) 透水係数の最適値

各ケースについて定常計算を行い、既往地下水位コンターならびに観測水位との再現状況を勘案し、解析結果を表 4-3-7 に整理した。透水係数の最適値を求めるために行った定常計算では、検証期間 30 年間の平均涵養量を入力データとし、同様に 30 年間の平均観測水位を検証データに使用した。

Case1 については大局的な地下水の流動方向を再現できなかったため棄却した。Case4 は地下水の流動方向を再現しているが、計算水位と観測水位との誤差が大きいため不適と判断した。Case2、Case5 および Case3 を比較すると、計算水位と観測水位の誤差については有意な差異が認められないが、既往地下水位コンターとの再現状況を鑑みると、Case5 が最適と判断された。以上より、今回の検討では、A・MF 層を 2.5×10^{-5} m/sec、FV 層を 7.5×10^{-5} m/sec、OLF 層を 2.5×10^{-6} m/sec、BS 層を 1.0×10^{-8} m/sec に設定した場合が、富士山麓全域の地下水流動方向ならびに地下水位状況を良く再現できると判断された。

表 4-3-7 解析結果一覧表

| ケース名 | 地層毎の透水係数の設定 | | | | 現況再現状況 | | | | 評価結果 |
|--------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|------------------|-------------|-------------|------|------|
| | 透 水 係 数 (m/s) | | | | 大局的な 地下水の流動方向 | 最大誤差 (m) | 平均誤差 (m) | RMSE | |
| | A・MF層 | FV層 | OLF層 | BS層 | | | | | |
| Case 1 | 1.0×10^{-4} | 5.0×10^{-4} | 1.0×10^{-5} | 1.0×10^{-8} | × | --- | --- | --- | |
| Case 2 | 5.0×10^{-5} | 1.0×10^{-4} | 5.0×10^{-6} | 1.0×10^{-8} | △ | 14.93 | 4.51 | 5.72 | |
| Case 5 | 2.5×10^{-5} | 7.5×10^{-5} | 2.5×10^{-6} | 1.0×10^{-8} | ○ | 15.11 | 4.48 | 5.68 | 最 適 |
| Case 3 | 1.0×10^{-5} | 5.0×10^{-5} | 1.0×10^{-6} | 1.0×10^{-8} | △ | 15.59 | 4.36 | 5.52 | |
| Case 4 | 5.0×10^{-6} | 1.0×10^{-5} | 5.0×10^{-7} | 1.0×10^{-8} | △ | 22.18 | 5.80 | 7.45 | |

2) 地下水位の再現状況

富士山麓全体の地下水流動方向ならびに地下水位状況を最も良く再現した Case5 について、検証期間 30 年間（1,982～2,012 年）を対象とした非定常計算を行った。非定常計算結果を図 4-3-24 に示す。検討対象とした 27 地点において、計算水位と観測水位が概ね良く整合する結果が得られた。

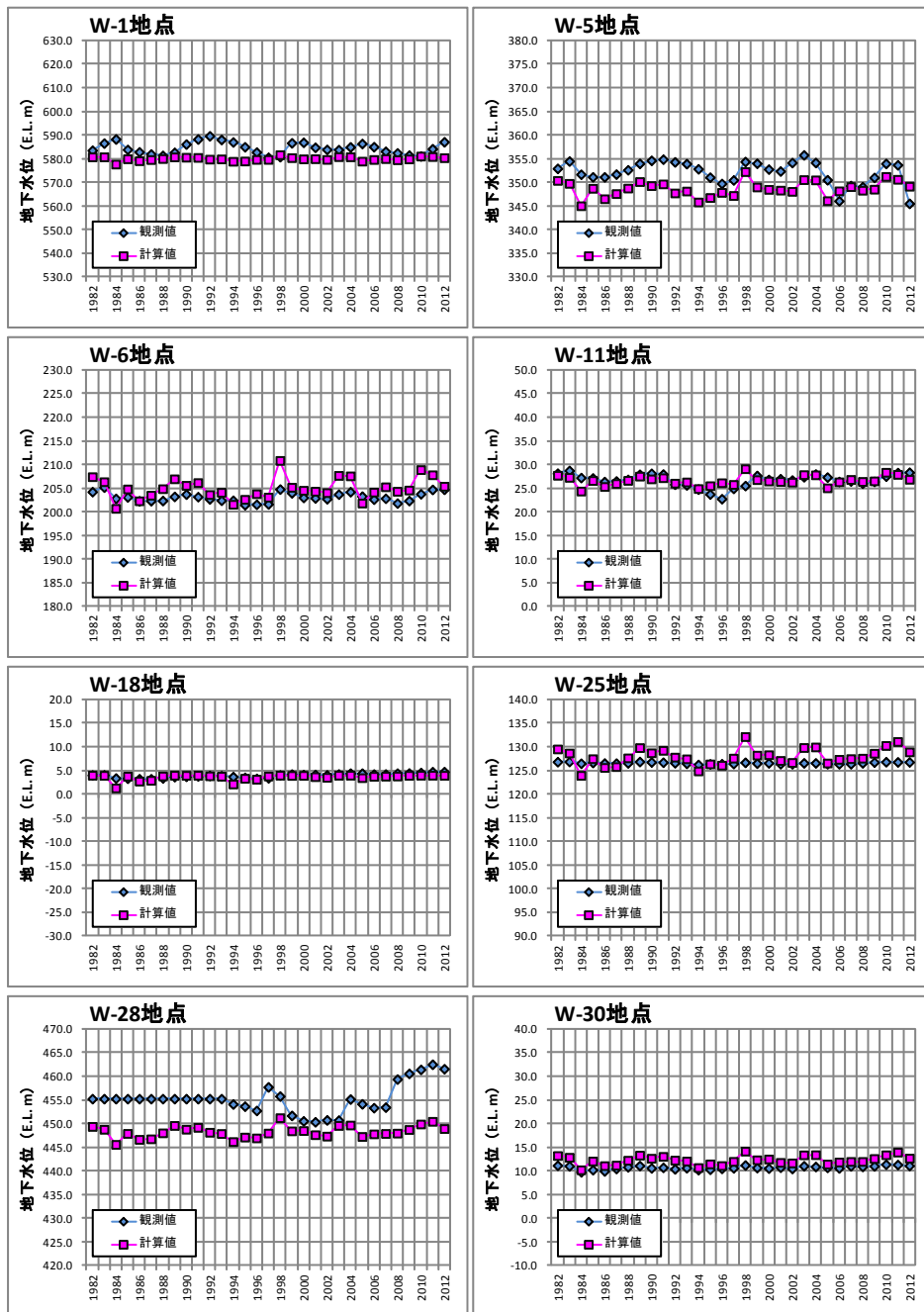


図 4-3-24 非定常計算における計算水位と地下水位観測値との比較

非定常計算における平水年（1,999年）の地下水位再現状況は図 4-3-25 に示すように、一部地点（3地点）では 10m 以上の誤差が生じているが、その他地点（24地点）では計算水位と観測水位の誤差が概ね 5m 程度以下に収まっているため、広域地下水流動解析モデルの再現性は高いと判断された。

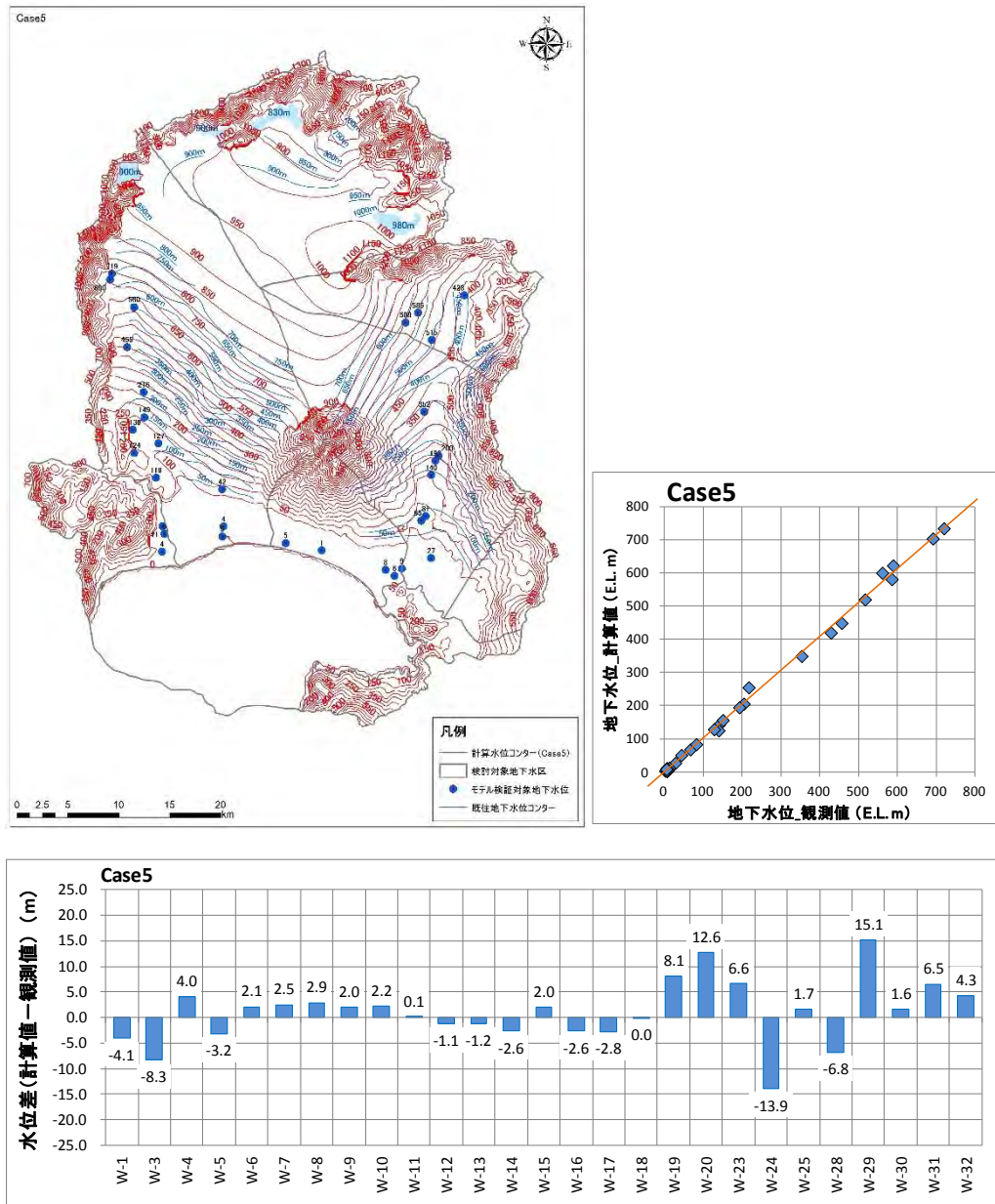


図 4-3-25 非定常計算における平水年（1,999 年）の計算水位と観測水位の比較

広域地下水流動解析結果に基づく富士山麓周辺の地下水面形状鳥瞰図を図 4-3-26 に示す。小御岳火山山頂付近と山中湖南部の丹沢山地を帯状に結ぶように楕円形状の地下水位の高まりが形成され、富士火山の各山麓へと向かう地下水流動場が再現されている状況が読み取れる。本研究では、古富士火山噴出物を帯水層として透水係数を設定したため、富士山頂付近の地下水位が標高 950m 前後まで大きく低下する解析結果が得られた。これは、富士山体の地下水位が 800m 前後にあることで、標高 800m 以下の山麓湧水帯が形成されていると提唱した山本（1971）の地下水流動メカニズムに非常に良く類似するものであると考えられる。

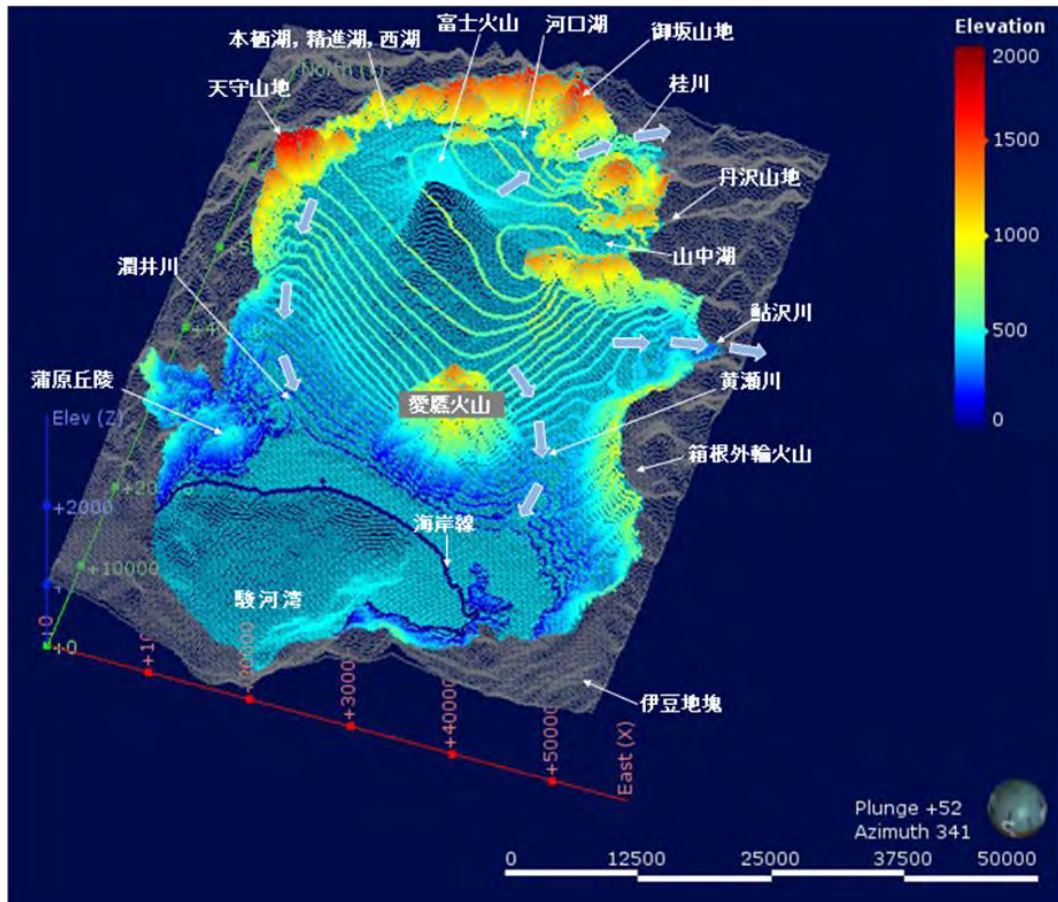


図 4-3-26 地下水位流動解析結果に基づく富士山麓周辺の地下水面形状鳥瞰図

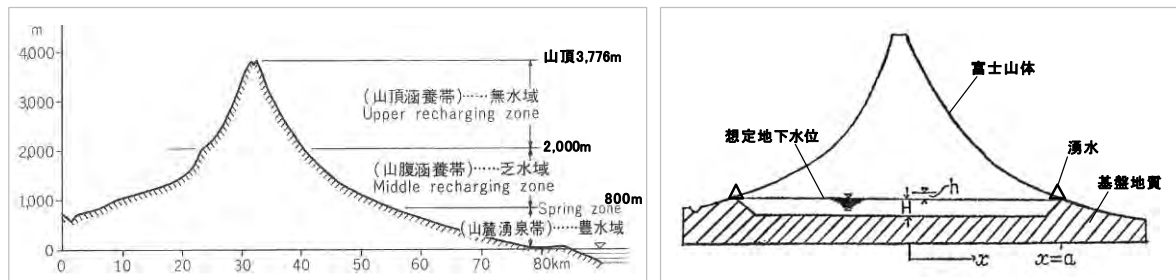


図 4-3-27 富士山体の地下水面形状ならびに湧水メカニズム模式図
(山本, 1971 を一部加筆)

3) 水収支算定結果

検証期間 30 年間のうち平水年に相当する 1,999 年について、富士山麓—駿河湾地域の水収支を算定した。なお、水収支を算定する際には、貯留量変化量が小さくなるように、定常計算を実施した。

広域地下水流動解析に基づく平水年（1,999 年）の水収支評価結果を図 4-3-28 に示す。当該地域では、地下水涵養量 35.01 億 m^3 /年（1,744mm）に対して大部分は陸域での湧水もしくは河川流出水 27.98 億 m^3 /年（1,394mm）として流出し、海底湧出地下水とし

て系外に流出する成分はわずか 0.11 億 m³/年であり、地下水涵養量の 0.3%程度と算定された。

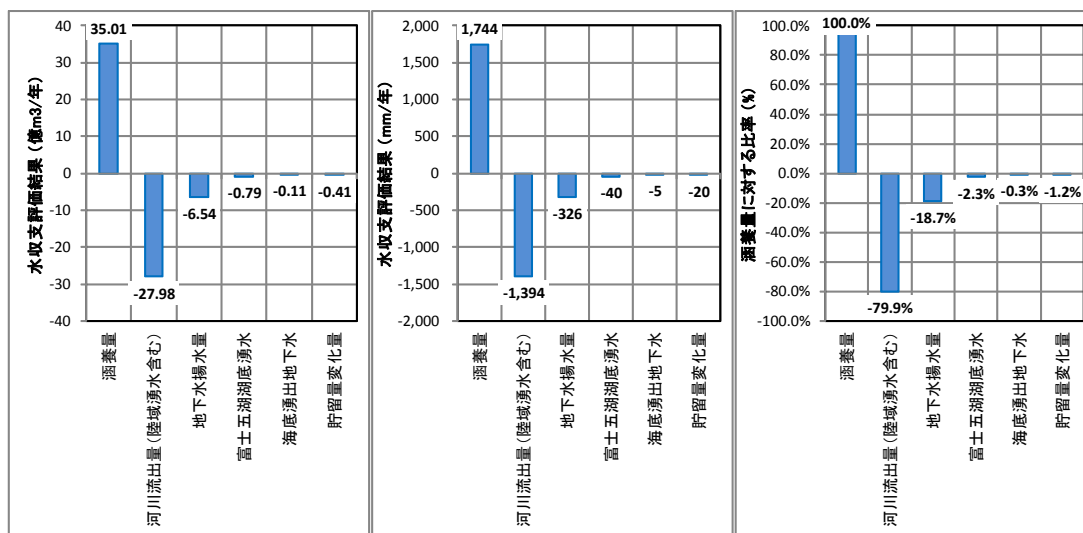


図 4-3-28 広域地下水流動解析に基づく平水年（1,999 年）の水収支算定結果

(7) 広域地下水流動解析に基づく水収支評価

MODFLOW を用いた広域地下水流動解析に基づく平水年（1,999 年）の富士山麓—駿河湾地域の水収支算定結果を図 4-3-29 に整理した。当該地域は、降水量（2,440mm）ならびに地下水涵養量（1,744mm）ともに非常に大きな地域であると考えられる。また、涵養された地下水の大部分は陸域での湧水もしくは河川流出水（1,394mm）として駿河湾に流入しており、海底湧出地下水は降水量のわずか 0.2%（5mm）と非常に小さいと推定された。なお、解析ケース（Case1～Case5）毎の水収支算定結果を比較したところ、河川流出水および海底湧出地下水の分配比率に有意な差異が見出せなかったため、当該地域の地下水流動は地形勾配に大きく支配されていると推察される。

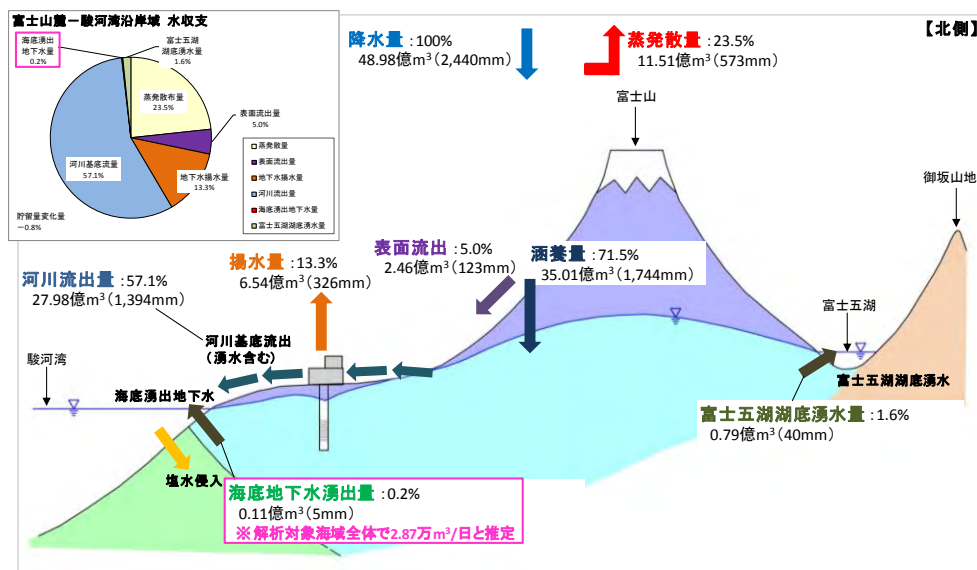


図 4-3-29 地下水流動解析に基づく富士山麓—駿河湾地域の水収支算定結果

2-6-4 長期地下水流動解析

(1) 解析コードの選定及び解析コードの概要

幌延沿岸域を対象とした既往研究においては、Dtransu-2/3D・EL や FEFLOW といった有限要素法による解析事例が多い。本業務では、流速の計算が厳密に出来ること、世界中で利用されており汎用性が高いこと、塩濃度や地下水年代を連成して計算できること等から有限差分解析プログラムである「SEAWAT2000」を選定した。SEAWAT は地下水流動解析プログラムである MODFLOW と溶質輸送解析プログラムである MT3DMS を連成させたプログラムであり、塩濃度の変化に応じて流体密度を適宜変更し、地下水流動の駆動力に反映させ

ることが可能である。本プログラムは、90年代後半の初期バージョンの公開以来、世界中の塩水化問題に適用されており、現在でも多くの研究者が利用している（例えば、SWIM、2010）。本プログラムの基礎方程式を式 3-1～3-3 に示す。

$$\nabla \cdot \left[\rho K_f \left(\nabla h_f + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \nabla z \right] = \rho S_f \frac{\partial h_f}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} - \rho q_s \quad \text{式 3-1}$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \nabla \cdot (D \cdot \nabla C) - \nabla \cdot (\bar{v}C) - \frac{q_s}{\theta} C_s + \sum_{k=1}^N R_k \quad \text{式 3-2}$$

ρ : 流体密度、 ρ_f : 淡水密度、 K_f : 透水係数テンソル、 h_f : 等価淡水水頭、 S_f : 比貯留係数、 θ : 間隙率、 C : 溶質濃度、 $\rho q_s \cdot C_s$: ソース/シンク項、 D : 水理学的分散係数、 R_k : 反応項

地下水年代のシミュレーションは、無次元変数の地下水年代が輸送方程式や保存則に支配されるという仮定の下、任意の時間における地下水年代の空間分布を知る手法である（Goode, 1996）。これによって、拡散や分散、ミキシング、イオン交換反応などの物理現象が地下水年代に与える影響を考慮する事が出来、水質形成機構を踏まえた地下水年代の推定が行えるものと考えられる。

$$\frac{\partial A}{\partial t} = 1 - \nabla \cdot A \frac{\mathbf{q}}{\theta} + \nabla \cdot \mathbf{D} \cdot \nabla A + \frac{F}{\theta \rho} \quad \text{式 3-3}$$

A : 平均滞留時間、 q : 固有流動ベクトル、 θ : 含水率、 D : 拡散係数テンソル、 F : 滞留時間の内部発生源、 ρ : 流体密度

(2) 長期地下水流動解析モデルの構築

1) 解析対象領域の設定

本業務では、地形・地質条件の異なる、①潤井川沿い海底低地部と②愛鷹火山南麓部の2測線を着目し、断面二次元解析モデルを実施した。側線の設定にあたっては、広域地下水流動解析結果から得られる流動方向の並行する箇所を選定し、また、モデル上流端は地下水分水嶺となる箇所と一致させた。具体的には、①潤井川沿い海底低地部では断層位置を、②愛鷹火山南麓部では愛鷹山山頂部を地下水分水嶺と仮定した。さらに、モデル下流端は水深-500mまでをモデル化対象とした。

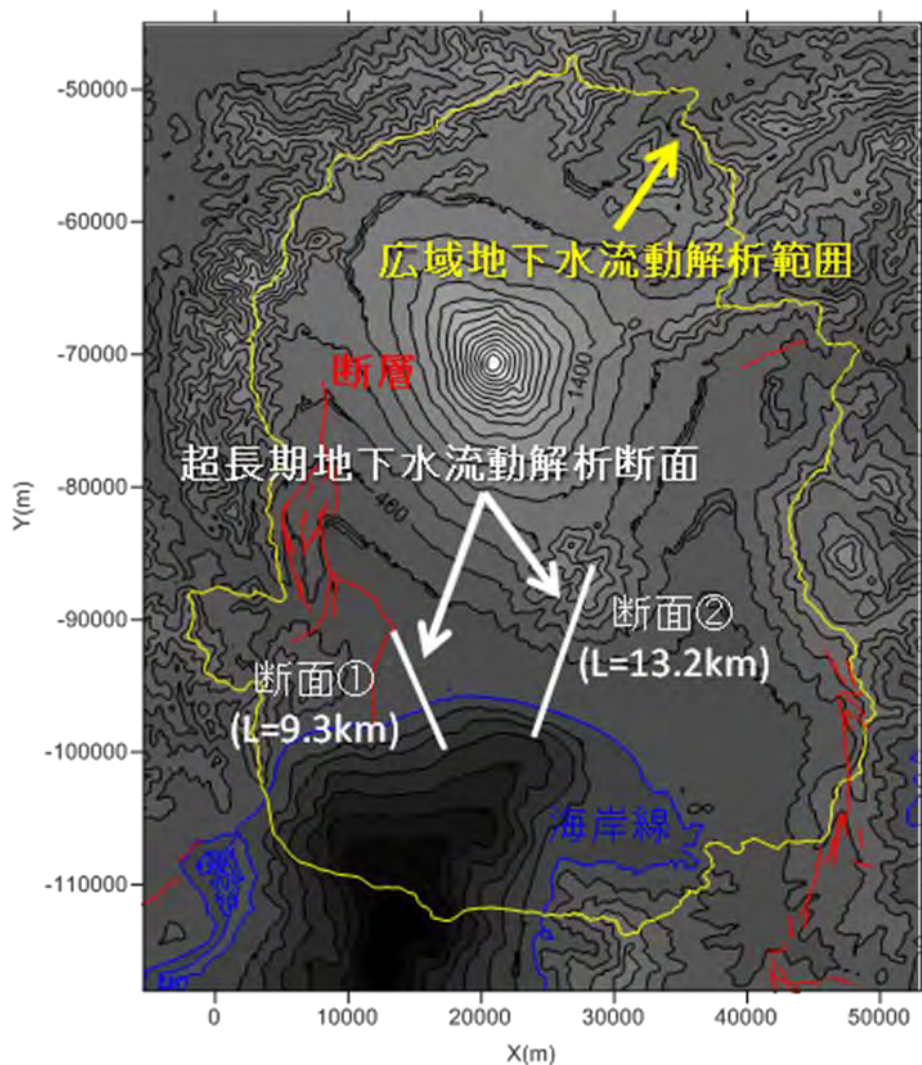


図 4-3-30 本業務における長期地下水流動解析の対象測線

2) 解析メッシュ構造

本研究では、数値分散を出来るだけ小さくすることを目的として、水平方向に 100m グリッド、鉛直方向には地表面から深度 500m までを 10m に分割し、深度 500m から基底標高までを 50 等分割した。モデル基底標高は、定常状態の塩淡境界が解析モデル内に現れることを原則とし、下記検討フローの下、可能な限り小規模な範囲となるよう、試行錯誤により設定した。これによって、潤井川沿い海岸低地部モデル（断面①モデル）は -2km、愛鷹山南麓部モデル（断面②モデル）は -5km となった。最終的に構築された解析モデル構造図を図 32 と図 33 に示す。

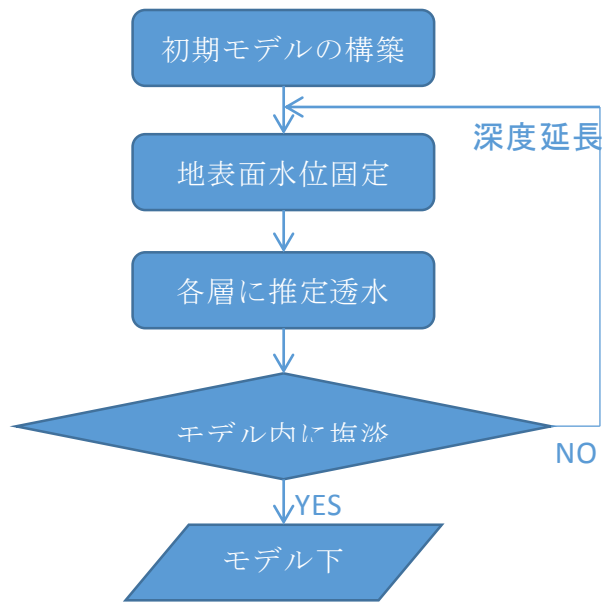


図 4-3-31 モデル基底標高の選定フロー

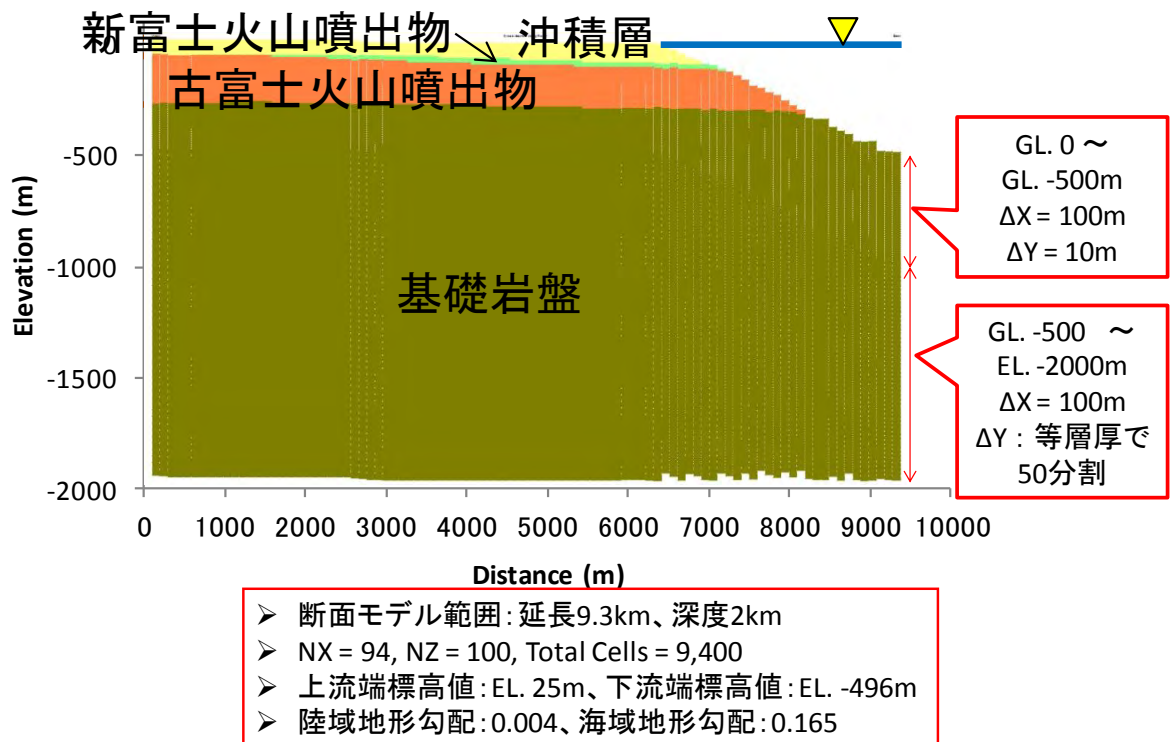
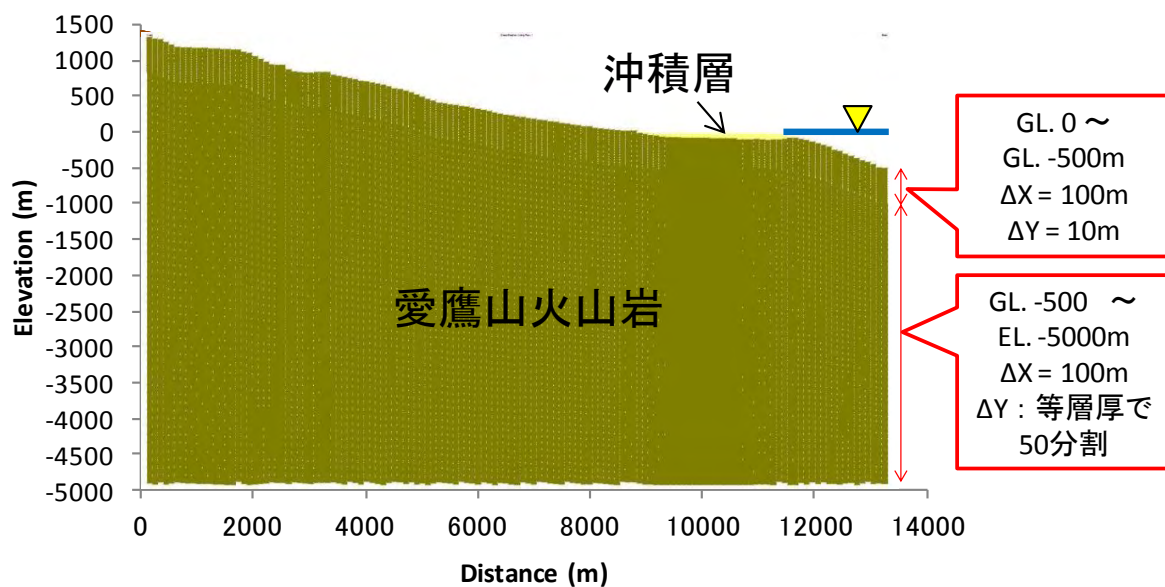


図 4-3-32 潤井川沿い海岸低地部の解析モデル構造図



- 断面モデル範囲: 延長13.2km、深度5km
- NX = 133, NZ = 100, Total Cells = 13,300
- 上流端標高値: EL. 1,375m、下流端標高値: EL. -484m
- 陸域地形勾配: 0.123、海域地形勾配: 0.244

図 4-3-33 愛鷹火山南麓部の解析モデル構造図

(3) 解析条件及び水理定数等の設定

1) 境界条件

a. 海水準変動

海水準は最近 50 万年程度においては、約 12 万年周期で変動し、変動幅は現海水準の-120m~+5m 程度と言われている（核燃料サイクル機構、2000）。本業務では海退時は 10 万年間で 120m 海水位が低下し、海進時は 2 万年間で 125m 海水準が上昇する海水準変動曲線を 5 周期分設定した（図 4-3-34）。モデルの設定上は、海進海退過程でそれぞれ 25 ステップずつに境界条件を更新し、海域と陸域での境界条件の切り替わりがよりシームレスに行われるように工夫した。海域には塩濃度および流体密度が 35kg/m³、1025kg/m³となる固定水頭・濃度境界を与え、モデル内部からの流出がある場合は濃度勾配がゼロになるように設定した。また、陸上部には地表面に SEAWAT に付随するモジュールである DRAIN PACKAGE (McDonald & Harbaugh, 1988) を設定し、Conductance=86,400 (m²/day) として地下水位が地表面を超えた場合に自由排水されるよう設定した。周辺境界は既往の解析事例を参考に、モデル測部、底部を不透水境界とした（図 4-3-35）。

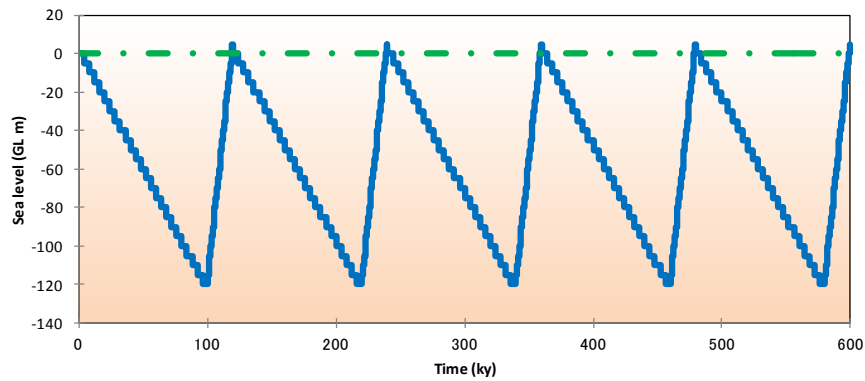


図 4-3-34 長期地下水流動解析において設定した海水準変動曲線

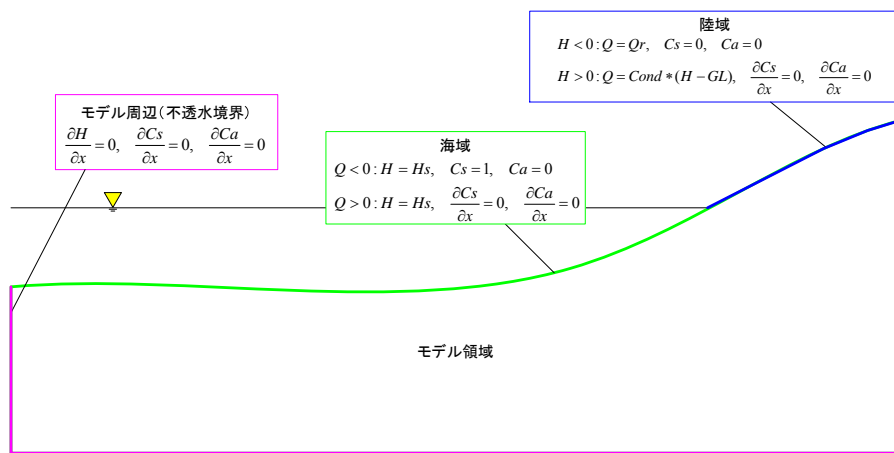


図 35 長期地下水流動解析において設定した地下水涵養量変動曲線

b. 地下水涵養量

地下水涵養量は、今井ら(2009)を参考に、海水準変動と同様、約 12 万年周期で変動するモデルを仮定した。本業務では現況を想定した定常解析によって得られる結果を基準として、海退最盛期に 0 となるよう線形補間し、地下水涵養量変動曲線を 5 周期分設定した(図 4-3-36)。なお、定常解析では陸域は地形面標高に、海域は標高 0m に水頭固定して解析を実行し、この時に得られる第一層の鉛直下方流動量を地下水涵養量であると仮定した。地下水涵養量の設定も海水準変動曲線での設定と同様に、海進海退過程でそれぞれ 25 ステップずつに境界条件を更新し、海域と陸域での境界条件の切り替わりがよりシームレスに行われるように工夫した。

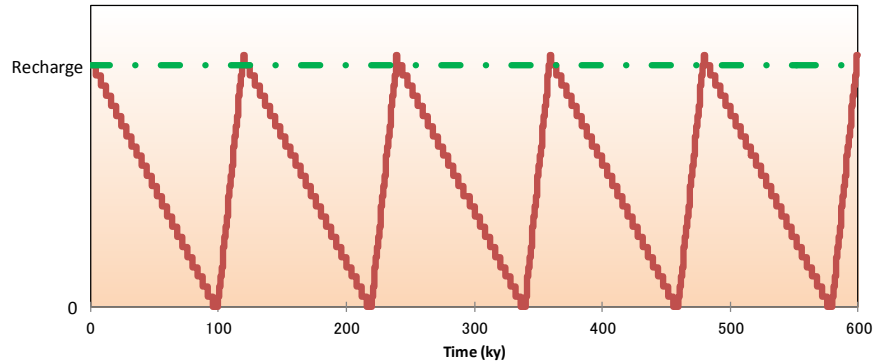


図 4-3-36 長期地下水流動解析において設定した地下水涵養量変動曲線

2) 水理定数

a. 透水係数

モデルに与える透水係数は、原位置での試験データが得られていないため、既往文献値を参考に下記を基本とし、感度解析項目とした。

表 4-3-8 モデルに設定した透水係数（基本ケース）

| 地層名 | 透水係数 (m/sec) |
|----------|----------------------|
| 沖積層 | 5.0×10^{-5} |
| 新富士火山噴出物 | 1.0×10^{-4} |
| 古富士火山噴出物 | 1.0×10^{-5} |
| 基礎岩盤 | 1.0×10^{-8} |

b. その他の流動パラメータ

その他の流動パラメータについても、原位置での試験データが得られていないため、既往文献値を参考に、有効間隙率は 15%、貯留係数は 1.0×10^{-4} (/m)、拡散係数は 0.00001 (m^2/sec)、縦分散長は 100m、横分散長 20m とし、固定値とした。

c. 初期条件

モデルの初期条件は、妥当な設定方法に関して様々な議論があるが、現海水準における定常状態を採用する場合（産業創造研究所、2002；登坂、2002；長谷川ほか、

2009) と全領域塩水状態から始める場合 (産業創造研究所、2006 ; 今井ら、2009 ; 伊藤ほか、2010) の 2 通りがある。本研究では、計算時間を短縮するため、前者を採用した。地下水年代の解析については、定常状態を形成した時点をも 0 年として、計算を開始した。

(4) ケーススタディの設定

本業務では地下水流動モデルに最も影響を与えるパラメータの一つである透水係数について、それぞれの断面について 3 つずつの感度解析を実施した。感度解析ケースは下表の通りに設定した。

表 4-3-9 感度解析ケース表

| ケース名 | 対象断面 | 透水係数 (m/sec) | | | |
|-------------|------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| | | 沖積層 | 新富士火山 | 古富士火山 | 基礎岩盤 |
| Case I -01 | 潤井川沿い海岸低地部 | 5.0×10^{-5} | 1.0×10^{-4} | 1.0×10^{-5} | 1.0×10^{-8} |
| Case I -02 | | 5.0×10^{-5} | 1.0×10^{-3} | 1.0×10^{-5} | 1.0×10^{-8} |
| Case I -03 | | 5.0×10^{-5} | 1.0×10^{-4} | 1.0×10^{-4} | 1.0×10^{-8} |
| Case II -01 | 愛鷹火山南麓部 | 5.0×10^{-5} | - | - | 1.0×10^{-8} |
| Case II -02 | | 5.0×10^{-5} | - | - | 1.0×10^{-7} |
| Case II -03 | | 5.0×10^{-5} | - | - | 1.0×10^{-9} |

※愛鷹火山南麓部断面については、新富士火山噴出物層ならびに古富士火山噴出物層が分布していない。

(5) 解析結果

1) 潤井川沿い海岸低地部断面

a. 現況水理条件での比較

潤井川沿い海岸低地部断面における基本ケースの定常解析時、及び感度解析ケースの 5 周期目現況水理条件下における塩淡境界形状で比較を行った (図 4-3-37)。ここ

で塩淡境界位置は、便宜的に塩分濃度が 10% (3,500mg/L) を境界線とした。これによると、10%塩淡境界は海岸線から約 2km の範囲において、新富士及び古富士火山噴出物中に現れることが予測された。また、定常解析では基礎岩盤中に塩淡境界が侵入しないのに対し、海水準変動を考慮した感度解析ケースでは、基礎岩盤中に 200~300m ほど淡水が賦存する状況が見られた。また、感度解析ケースの全てにおいて、沖合 200~300m 程度、水深 100m 以下の範囲で海底湧水現象が見られることが分かった。ただし、その湧水量に関しては、海域からの再循環水の混合影響があり、いわゆる淡水性の海底湧水を分離する事は難しかった。

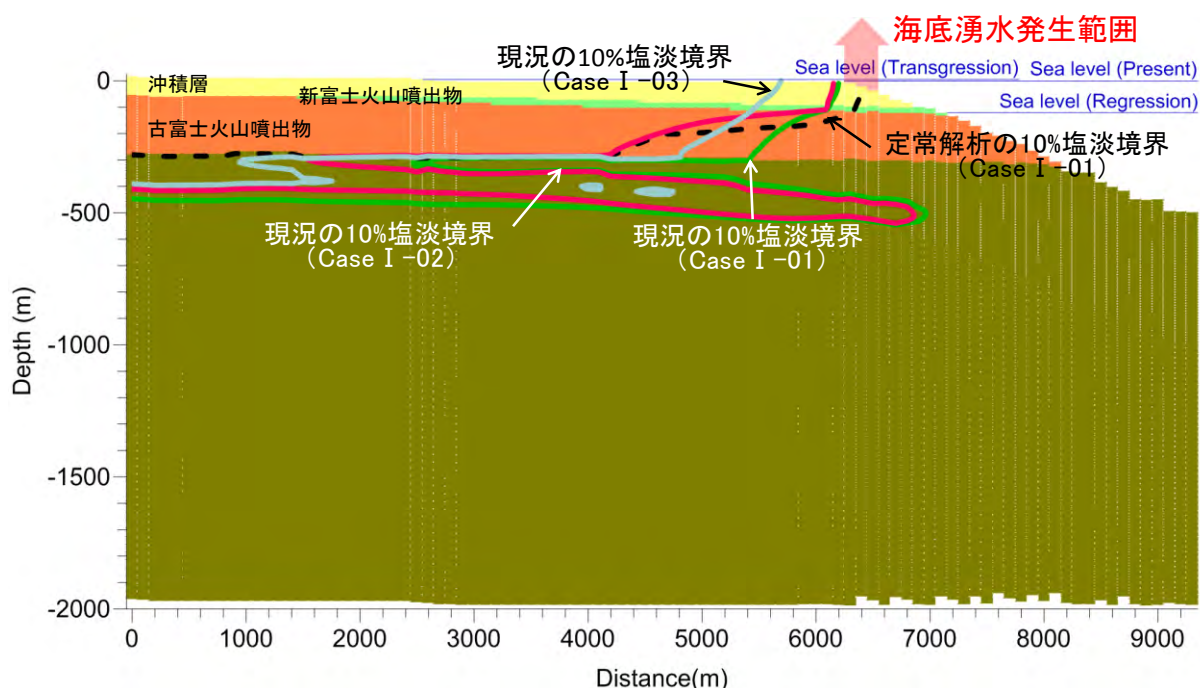


図 4-3-37 潤井川沿い海岸低地部断面における 5 周期目の現況水理条件下での塩淡境界形状

b. 1 サイクル内での比較

潤井川沿い海岸低地部断面における基本ケースの定常解析時、及び 5 周期目の現況、海進最盛期、海退最盛期における塩淡境界形状で比較を行った (図 4-3-38)。これによると、現海域は海退時に 1km 程度陸地化し、淡水侵入域はそこから更に 500m 程度沖合まで進むものの、その後の海進によって、表層付近の地層は塩水へと置き換わり、幌延沿岸域で見られたような、過去に涵養された地下水が海底下に取り残される現象は見られないことが予測された。一方、基礎岩盤中は 1 サイクル中の各段階のいずれを取りだしても、深さ 200~300m の範囲で淡水の残余が見られた。これは、海退時に深部まで侵入した淡水が

その後の海進時の塩水置換に遅れが生じたことが原因であると考えられる。このため、幌延沿岸域のように海底下表層付近で淡水が見つかる可能性は低いものの、より深部で淡水が見つかる可能性を残した。

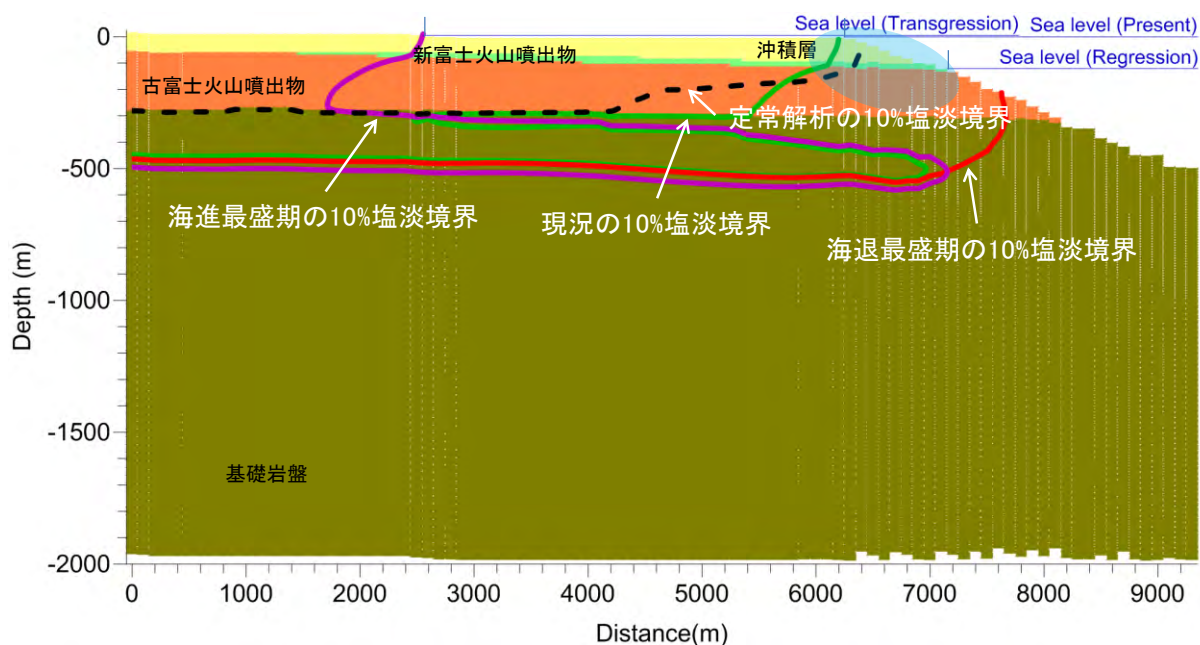


図 4-3-38 潤井川沿い海岸低地部断面における 5 周期目各段階の塩淡境界形状

c. 地下水年代

潤井川沿い海岸低地部断面における基本ケースの 5 周期目の現況時における地下水年代分布図を図 4-3-39 に示す。陸域～沖合 2km までの範囲では、標高-500m 程度まで、変動 1 サイクル以内の比較的若い地下水が存在する可能性がある。解析モデル全体としては、ごく小さな流動場が生じているため、5 周期分の解析を実施した後でも、地下水年代の最大値は 30 万年程度であった。

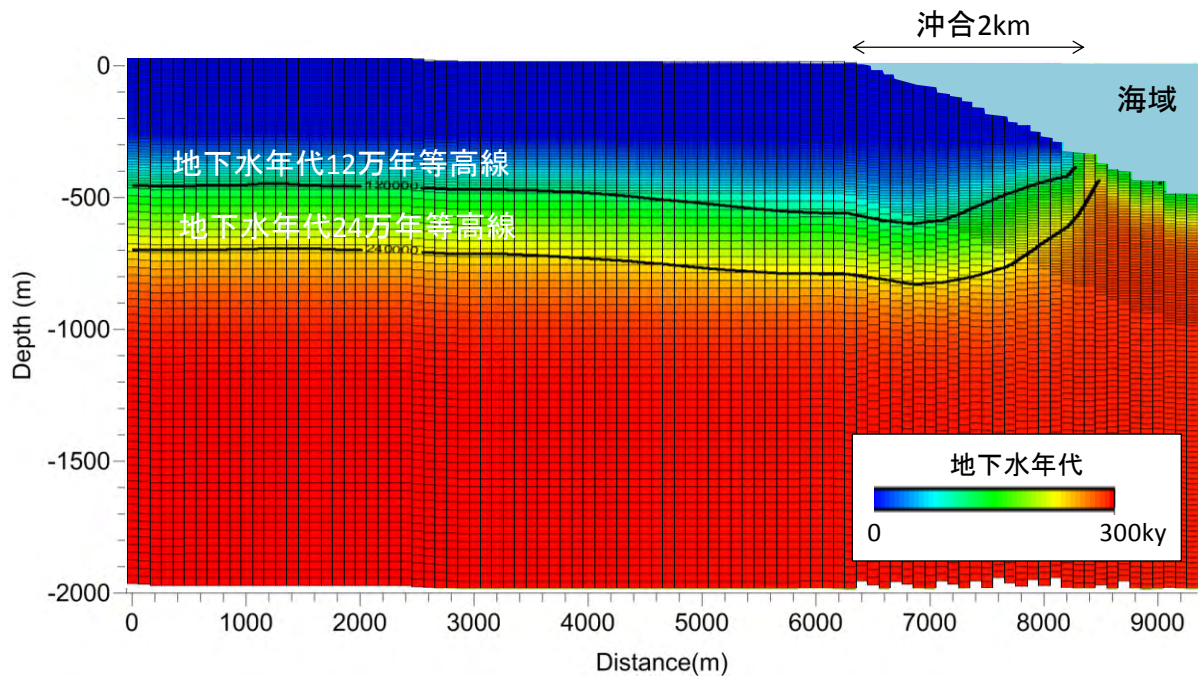


図 4-3-39 潤井川沿い海岸低地部断面における基本ケースの地下水年代分布

2) 愛鷹火山南麓部断面

a. 現況水理条件での比較

愛鷹火山南麓部断面における基本ケースの定常解析時、及び感度解析ケースの5周期目現況水理条件下における塩淡境界形状で比較を行った（図 4-3- 40）。基礎岩盤の透水係数の違いによって、淡水の侵入範囲が大きく異なり、塩淡境界形状を推定するためには、基礎岩盤の透水係数を把握する必要が考えられた。また、基本ケースでは、沖合 100m 程度、水深 100m 以下の範囲で海底湧水現象が見られることが分かった。ただし、その湧水量に関しては、海域からの再循環水の混合影響があり、いわゆる淡水性の海底湧水を分離する事は難しかった。

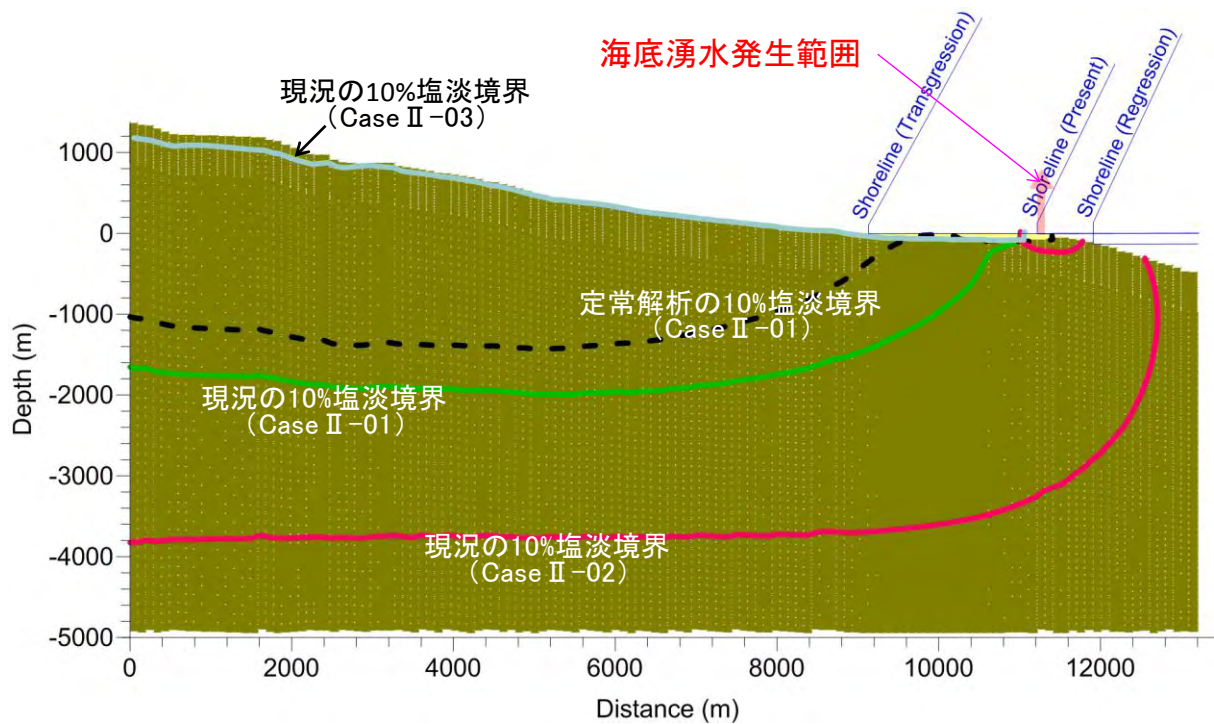


図 4-3-40 愛鷹火山南麓部断面における 5 周期目現況水理条件下での塩淡水境界形状

b. 1 サイクル内での比較

愛鷹火山南麓部断面における基本ケースの定常解析時、及び 5 周期目の現況、海進最盛期、海退最盛期における塩淡水境界形状で比較を行った（図 4-3-41）。これによると、海水準・気候変動による地下水流動環境への影響は、沖積層中のみ顕著であった。このため、海底下への淡水の拡がりは殆んど無く、幌延沿岸域で見られたような海底下の淡水性地下水の残余は見られなかった。ただし、海水準・気候変動を考慮した場合、これを考慮しない場合と比較して、10%塩淡水境界が 800m 程度下方に形成されることが予測された。この違いを利用して現地調査等を行えば、現状の地下水流動環境が長期間の海水準・気候変動の影響を受けたものかどうかを判断する材料の一つになると考えられた。

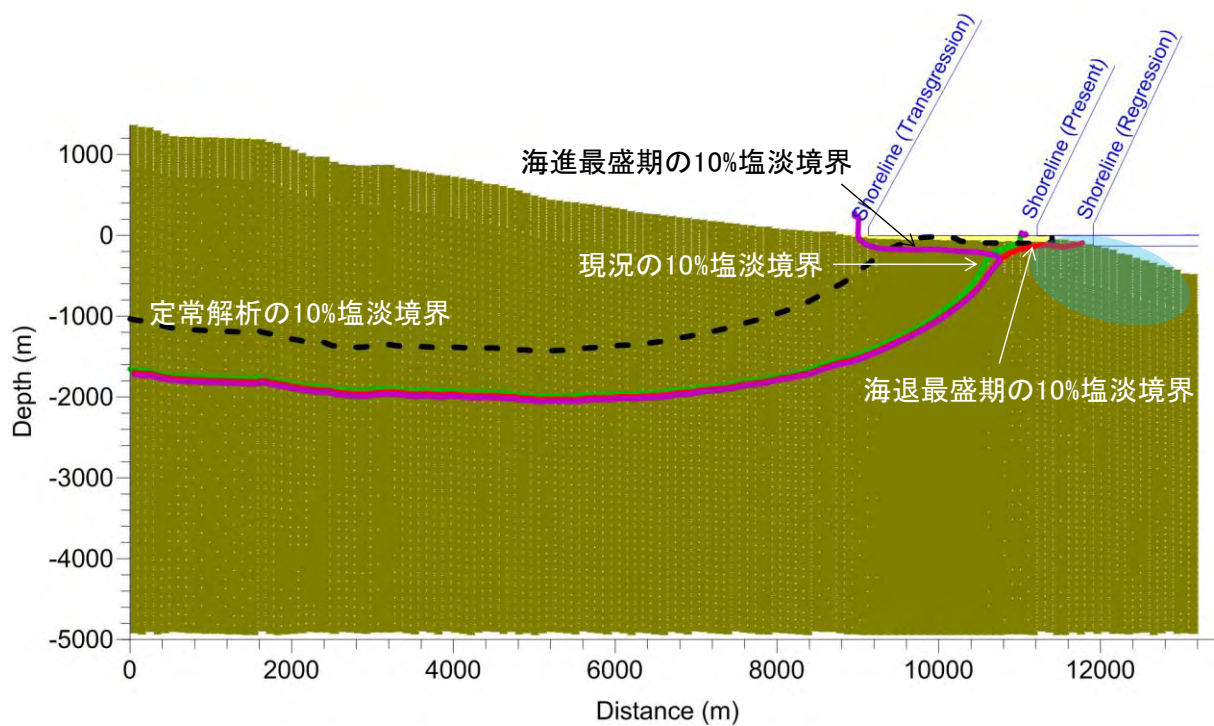


図 4-3-41 愛鷹火山南麓部断面における 5 周期目各段階における塩淡水境界形状

c. 地下水年代

愛鷹火山南麓部断面における基本ケースの 5 周期目の現況時における地下水年代分布を図 4-3-42 に示す。これによれば、現海底下において海水準変動による影響を受ける範囲は、沖合 400m 深度 250m 程度に限定される可能性が予測された。降雨により涵養された地下水が透水性の高い沖積層中を選択的に流動し、そのまま海域へと流出されることから、陸域地下水流動の影響が海底下に大きく広がらない結果となったものと想定される。

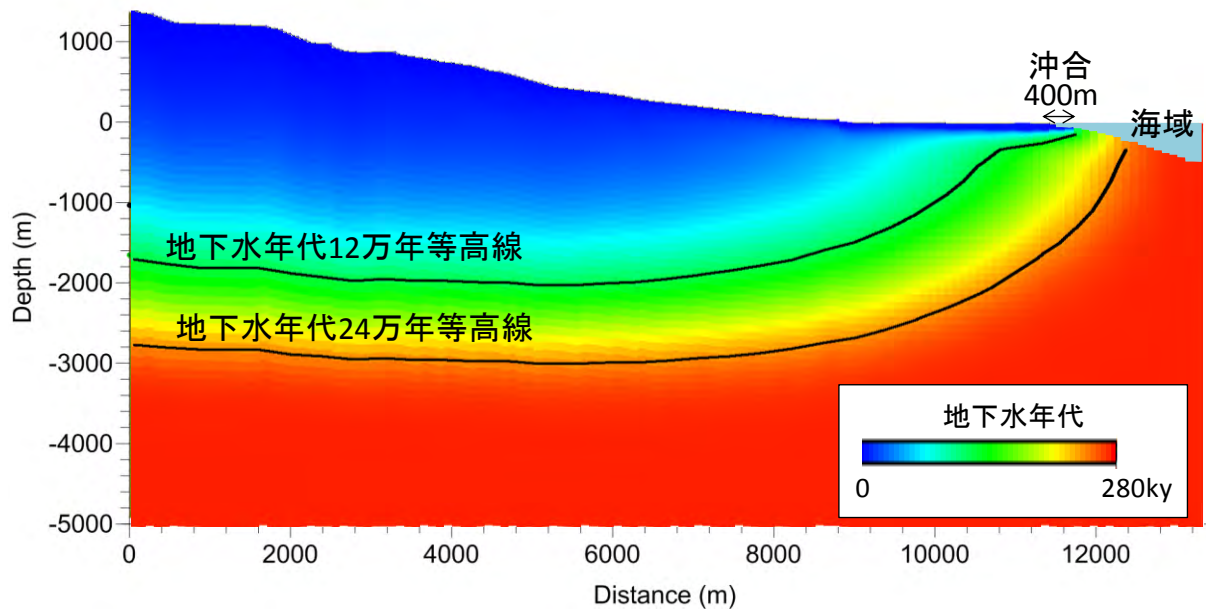


図 4-3-42 愛鷹火山南麓部断面における基本ケースの地下水年代分布

(6) 結論

長期地下水流動解析による結論は以下のとおりである。

- ・ 駿河湾沿岸域の海岸線から 1km 内陸部における 10%塩淡境界は、潤井川沿い海岸低地部で GL. -90~280m の古富士火山噴出物中、愛鷹山南麓部で GL. -580 程度に現れることが予測された。
- ・ 海底湧水は、潤井川沿い海岸低地部で沖合 200~300m 程度、愛鷹山南麓部で沖合 100m に発生することが予測された。
- ・ 海底地形が急峻な地域では、過去に涵養された地下水が海底下に取り残される現象は殆んど見られなかった。
- ・ 表層付近に高透水の地層が存在していた場合、ここを選択的に地下水が流動し、陸域地下水の海域への影響が軽減される効果があることが予測された。これは火山岩地域のような亀裂水が存在する地域では、より顕著に影響が出るものと想定され、本手法の適用には更なる検証が必要であることが分かった。
- ・ 本年度は現地データが殆んど無い状況での試解析であったため、今後本プロジェクトで実施される現地調査を踏まえて、予測精度を向上させる必要がある。

参考文献

- 伊藤成輝・越谷賢・丸井敦尚(2010)：幌延沿岸域における地下水流動・塩淡境界解析の初期モデル構築，地下水学会誌，52(4)，381-394
- 今井久・山下亮・塩崎功・浦野和彦・笠博義・丸山能生・新里忠史・前川恵輔(2009)：地下水流動に対する地質環境の長期的変遷の影響に関する研究，JAEA-Report, 2009-001, 128p
- 核燃料サイクル機構(2000)：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 - 地層処分研究開発第2次とりまとめ - 分冊1 わが国の地質環境
- 資源エネルギー庁・日本原子力研究開発機構(2006)：“高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開発に関する全体計画”
- 産業技術総合研究所(2011)：沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発 平成22年度成果報告書
- 産業技術総合研究所(2012)：沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発 平成23年度成果報告書
- 産業技術総合研究所(2013)：沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発 平成24年度成果報告書
- 産業創造研究所(2002)：地下水流動調査総括報告書
- 産業創造研究所(2006)：平成18年度地層処分技術調査等バリア機能総合調査(塩水環境下処分技術調査) 報告書
- 土(2011)：富士山の地下水・湧水，富士火山 日本火山学会 編，375-387.
- 登坂博行(2002)：地質時間にわたる淡塩漸移帯の形成過程と形態変化に関する数値解析的検討(その2) -動的境界条件下における検討-, 応用地質, 43(5), 306-315
- 長谷川琢磨・宮川公雄(2009)：海水準変動を考慮した地下水流動解析モデルの検証 - 花崗岩が分布する沿岸域を対象として -, 電力中央研究所報告, N08013
- 山本(1970)：富士山の水文学的研究 - 火山体の水文学序説 -, 地理学評論, Vol 43-5, 267-284.
- 山本(1971)：富士山とその周辺の陸水, 「富士山」富士山総合学術調査報告書, 富士急, 151-209.
- Church, T.M. (1996): An underground route for the water cycle. *Nature*, 380(18), 579-580.
- Goode, D.J. (1996): Direct simulation of groundwater age. *WATER RESOURCES RESEARCH*, 32, 289-296.
- Herath S., Mushiak K. (1994) : Simulation of Basin Scale Runoff Reduction by Infiltration Systems. *Wat Sci. Tech.* Vol 29, No.1-2, 267-276
- McDonald, M.G. and Harbaugh, A.W. (1988): A modular three-dimensional finite-

difference ground-water flow model, USGS TWRI Chapter 6-A1, 586 pp.

Meisler, H., P.P. Leahy, L.L. Knobel (1984): Effect of Eustatic Sea-Level Changes on Saltwater-Freshwater in the Northern Atlantic Coastal Plain. U.S. GEOLOGICAL SURVEY WATER-SUPPLY PAPER 2255, 12-28.

SWIM(2010) : Proceedings “21st Salt Water Intrusion Meeting”, 402p

第5章 委託研究報告

「駿河湾における富士山地下水海底湧出機構の解明」

委託先：静岡県環境衛生科学研究所

5-1 緒 言

5-1-1 研究の背景と目的

富士山の地質や水収支に関しては村下(1982)、土(2004)、安原ほか(2007)らにより多くの研究が実施され、現在の富士山(新富士火山噴出物)の下には難透水性の古富士火山が存在するため、透水性に富む新富士火山が地下水を溜める帯水層であること、東麓の小浜池、柿田川、西・南麓の湧玉池、白糸ノ滝、猪之頭湧水など規模の大きな湧水はいずれも新富士旧期溶岩流の末端(三島地区、富士の宮地区では厚さ50~60m)に存在していることなどが明らかになっている。また、安原ほか(2007)が降水と湧水の酸素・水素安定同位体比から、静岡県側の湧水の平均涵養標高を1,100~2,200mと推定している。

富士山地域の海水と地下水との相互作用については、落合(1969)が富士山南東麓に分布する三島溶岩中の地下水が駿河湾に流出するとしている。富士市沿岸域では新富士溶岩が深さ100~200mに分布しており、村下(1982)は沿岸部の新富士溶岩地下水における塩水化は海水侵入によるものとしている。

このように駿河湾周辺では、透水性に富む新富士火山(古富士泥流上面以浅)が主要な帯水層であり、かつ地下水の流路にもなっている。富士山にもたらされた降水は海域で海底湧水として湧出していると考えられている。特に、駿河湾を臨む富士山西南麓では、富士川河口断層帯が南北方向に分布し(国土地理院(2014)、文科省地震研究推進本部(2014)、断層が富士山から駿河湾にかけての地下水流動に大きな影響を与えている可能性がある。

本研究では、これまでに得られた富士山地域の水循環システムについての知見を踏まえ、海底湧出地下水調査及び海底湧出地下水流動系把握のための地下水環境調査により駿河湾における地下水海底湧出機構を解明し、富士山から駿河湾への水循環システムの解明に資する。

引用文献

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

安原正也他(2007)：富士山の地下水とその涵養プロセスについて，*富士火山*，389-405，山梨県環境科学研究所.

落合敏郎(1969)：三島溶岩流中の岩盤地下水に関する研究，*日本地下水学会誌*，16・17，7-16.

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*，10，479-530.

ホームページ

国土地理院(2014)：都市圏活断層図

http://www.gsi.go.jp/bousaichiri/active_fault.html

2014年2月7日閲覧

文科省地震研究推進本部(2014)：富士川河口断層帯の評価（一部改訂）

http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/43_fujikawa_2.pdf

2014年2月7日閲覧

5-1-2 研究の概要

本研究は海底湧出地下水調査と地下水環境調査で構成される。①海底湧出地下水調査とは、富士山水循環系の末端である駿河湾における海底湧水位置を推定し、採水・分析（安定同位体比等）により富士山周辺からの海底湧出地下水を評価するものである。また、②地下水環境調査においては、海底湧出地下水流動系把握のために、断層を主とした地質構造把握や地下水性状等把握のための地下水環境調査を実施し、富士山から駿河湾にかけての海底湧出地下水流動系を把握し、駿河湾海底における地下水の湧出機構を推定する。

5-1-3 実施内容

本年度、各調査項目において具体的には以下を実施した。

1) 海底湧出地下水調査

- ・海底面状況探査による海底の状況・性状把握
- ・音波探査による海底地質構造の把握
- ・海底湧出位置の推定

2) 海底湧出地下水流動系把握のための地下水環境調査

- ・物理探査による断層を主とした地質構造把握
- ・富士山及び沿岸域の地下水性状把握

5-2 海底湧出地下水調査

富士川河口断層がある富士川河口周辺及び深さ 100～200m に新富士溶岩が分布する富士川～田子の浦間の奥駿河湾の海底において水深 250m までの海底の状況・性状及び地質構造調査を実施した。これら調査により海底における湧水位置を推定し、遠隔無人探査機（以下、ROV とする。）により海底の状況を観察して海底湧水確認のための資料とする。

5-2-1 海底の状況・性状及び地質構造調査

富士川河口断層がある富士川河口周辺及び深さ 100～200m に新富士溶岩が分布する富士川～田子の浦間の奥駿河湾の海底において水深 250m までの海底面状況探査及び地層探査を実施し地下水海底湧水位置を推定するための資料を得ることを目的とした。

本年度は富士川～田子の浦間のうち富士川河口断層がある富士川河口周辺を対象として調査した。

5-2-1 (1) 調査方法

1) 調査地と測線配置および測線方向

調査に先立ち、関係漁協と打ち合わせを実施した結果、本調査海域は富士川を境に西側が由比漁協、東側が田子の浦漁協の管轄であった。由比漁協との打ち合わせの結果、西側海域には刺し網が多数設置されている情報を得たため、先に東側海域を実施し、西側海域においては刺し網の撤去を依頼したのち実施した。測線方向は調査記録の品質を考慮し、原則として南～北方向（斜面上り方向）とした。また地層探査記録のデータ検証のため、東西方向に 5 測線の検測線を設定した。（図 5-2-1）

またサイドスキャンソナーは原理上、曳航体直下のデータが取得しにくいため、曳航体直下も隣の測線でカバーできるような測線とするため、探査レンジは 150m、調査間隔は 100m とした（図 5-2-2）。

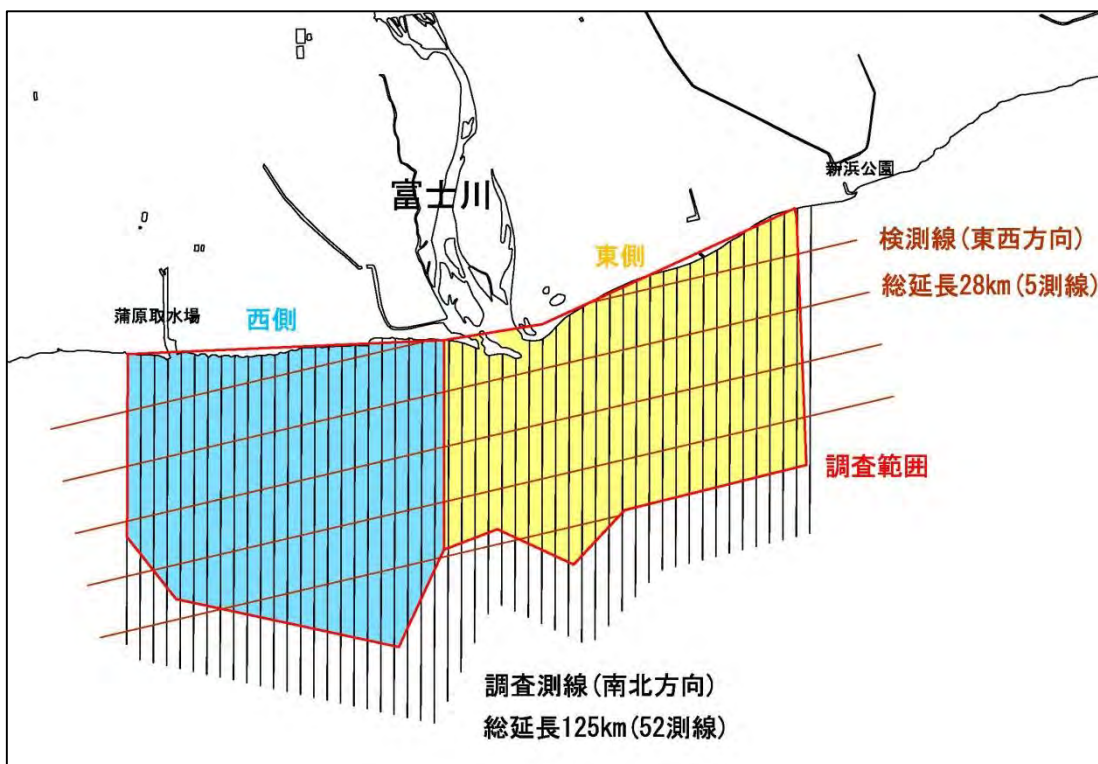


図 5-2-1 測線配置図

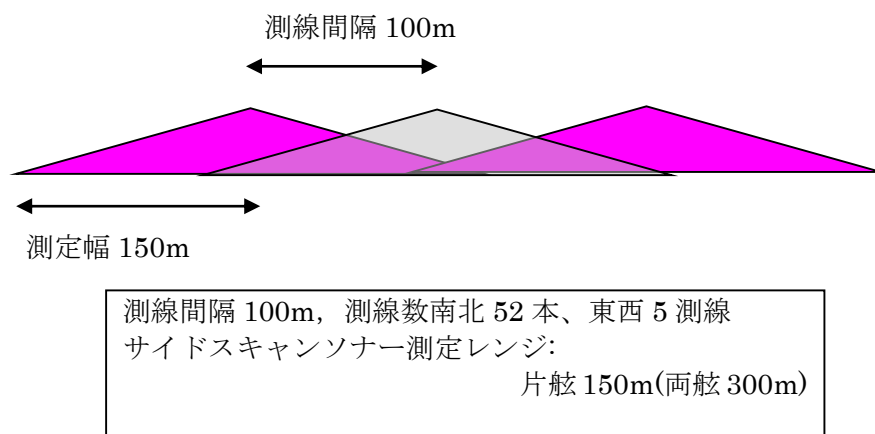


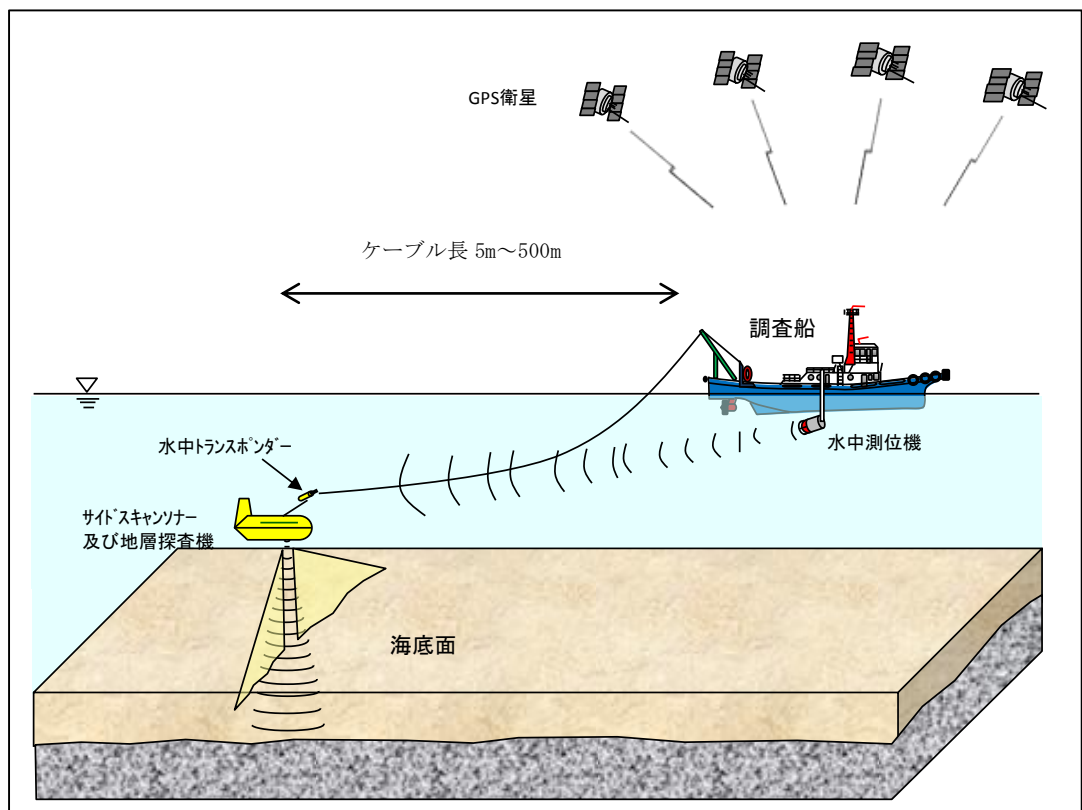
図 5-2-2 調査間隔 設定概念図

2) 調査方法

調査船にサイドスキャンソナー音響画像および地層探査記録が同時取得可能な2000-DSSシステムおよびDGPSを艀装して海底面状況探査および地層探査を実施した。図5-2-3に調査概念図を示す。

測定は2000-DSSシステム曳航体を船尾から5m～500mの長さで曳航して実施した。調査船の誘導は専用の誘導ソフトを用い、曳航体が予定測線上を通過するように約2ノットで航走した。

曳航体の曳航高度は、データが精度よく取得されるように、使用レンジの30%程度とした。



音響基盤(岩盤)

図5-2-3 調査概念図

(1) 海底面状況探査

サイドスキャンソナーは、曳航体の左右舷にある送受波器より調査船進行方向と直交する方向へ指向性を持った超音波を扇状に発振し、海底で跳ね返った音波(後方散乱波)を受振し画像化するシステムである。取得される音響画像は海底を上から見下ろすイメージとして出力される。これは陸上における航空写真を想像すると理解しやすい。

図 5-2-4 にサイドスキャンソナーを用いた調査の状況と取得される音響画像の関係を模式的に示す。

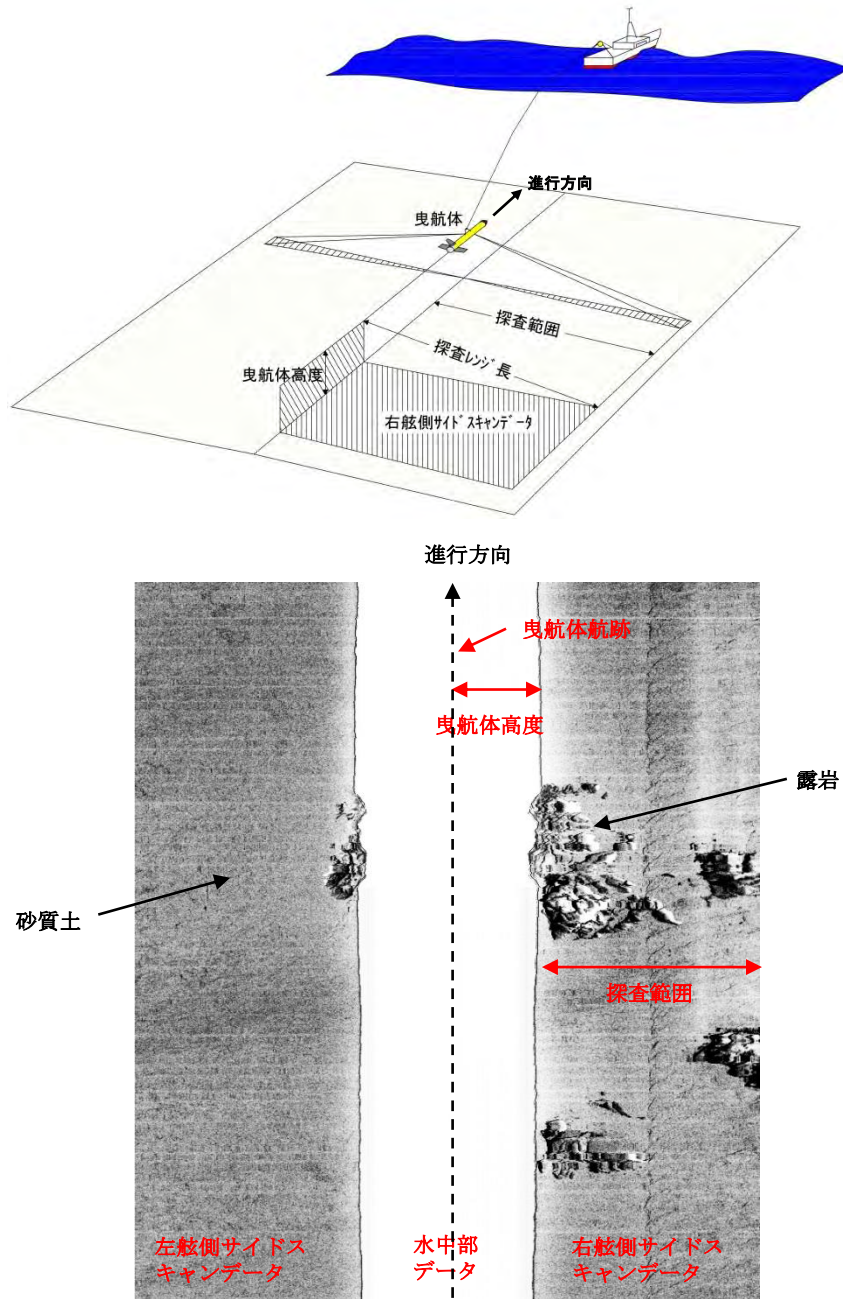


図 5-2-4 サイドスキャンソナー調査模式図(上図：調査状況 下図：取得データ例)

(2) 地層探査

本稿で述べる地層探査とは、音波を用いて海底下の地質層序を明らかにするための手法である。調査計画測線に沿って船を航走させながら、送波器及び受波器で音波を送受振し、海底及び海底下の音波反射記録を取得する。送波器より発振された音波は、一部が海底で反射し、一部は海底を透過しその下にある音響的な不連続面(物性の変化点)で反射して戻ってくる。これらの反射波を受波器で連続して受振し、記録機で反射強度に応じて濃淡記録として記録する(図 5-2-5)。

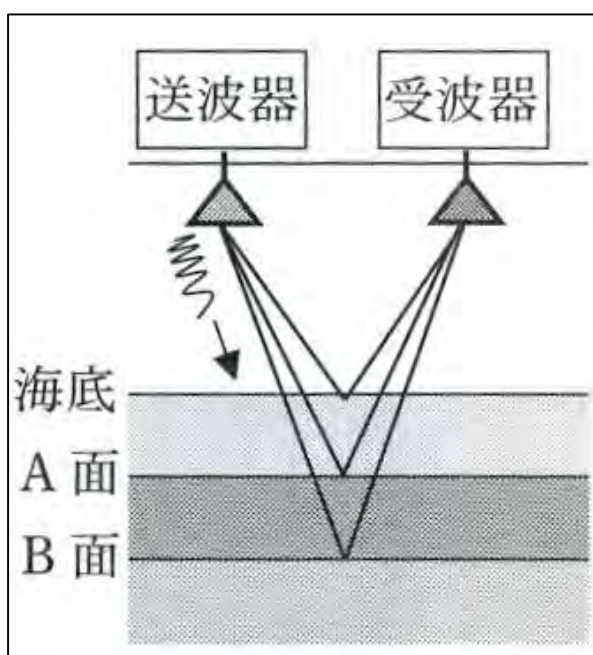


図 5-2-5 地層探査 測定原理概念図(水路測量, 2012)

サイドスキャンソナー音響画像および地層探査記録を取得することで、海底の底質(泥質、砂質、礫質、岩盤、人工構造物)、湧水地点の選定のために海底面における地形的、地質的特徴(段差、溝、急崖)の分布を推定した。

表 5-2-1 に本調査で使用した調査機材の仕様を示す。

表 5-2-1 使用機器 (DGPS、海底面状況探査および地層探査機)

| 機 器 | 型 式 | 性 能 | 製 造 元 |
|--------------------------|--------------|---|--------------|
| DGPS | VS100 | 水平精度：<math><0.6\text{m}</math> 方位精度：<math><0.15^\circ\text{rms}@1.0\text{m}</math> アンテナ間隔 | Hemisphere 社 |
| 海底面探査機 サイドスキャンソナー | 2000- DSS | 適応水深：耐圧 2000m 周波数：100/400kHz 最大レンジ：500m(100kHz) 150m(400kHz) | Edge-Tech 社 |
| 地層探査機 サブボトムプロファイ ー | 2000- DSS | 送受信周波数：2kHz~16kHz 最大探査深度：砂 6m、粘土 80m | Edge-Tech 社 |

3) 水中測位方法

水中測位機とは、音波の水中伝搬を利用して海上の船舶より水中の潜水船、無人探査機、曳航体等の目標物の位置（距離、方位、深度等）を計測・追尾することにより、目標物を所定の位置、方向に誘導するためのシステムである。

本調査では海底面における湧水地点の検出が目的であるため、海底面における段差や溝、急崖といった局所的な位置が精度よく測定されることが重要である。そのため、海底面状況探査および地層探査機の曳航体位置を精度よく測定するために高精度の水中測位機が求められる。

本調査に使用した水中測位機、HIPAP350P (KONGSBERG・SIMRAD 社製；表 5-2-2) は、送受波機が多素子（46 素子）で構成されており図 5-2-6 に示すように、全方位に向けて 15° のナロービームを発信している。通常の水中測位機とは異なり、46 個の受波素子を用いて音波の到来距離および角度を検知するため、（通常は 1 個の受波素子）水中位置の検出位置精度が非常に高精度である。また送受波器に加速度計方式の精密な動揺センサーを内蔵しているため、船の動揺による位置誤差を大幅に軽減している。また送受波機内部には動揺センサー (MRU-H) を内蔵し、送受波器の取り付け傾斜を補正するとともに、測定時の船の動揺補正を行っている。

水中部のサイドスキャンソナーおよび地層探査機の曳航体には、トランスポンダーを曳航体上部に取り付け測定を行う。トランスポンダーは、音響信号を送受信する機能を有し、送受波器から発信された特定周波数の音響信号を受信すると、予め設定された特定周波数で音響応答信号を返信する。一般に円筒型の耐圧容器に送受波器が組み入れられ、容器内に送受信機、電池が内蔵されたタイプとなる。

水中測位は、受信器への音波の到来時間や角度から位置を測定する SSBL 測位方式

を採用している。SSBL 測位方式とは、トランスポンダー（水中部）からの音波の到来方向を送受波器内の近接した複数の受波素子を用いて受信器間の位相差から測定し、伝搬時間から求められる距離と組み合わせることにより位置を計測する手法である。サイドスキャンの曳航体位置は、計測された送受波器とトランスポンダーの相対関係に対し船上に設置した GPS のデータを組み合わせることにより算出している。また水中測位では、音波伝搬速度が精度に影響するため作業開始前に調査海域において水中音速度を測定し補正を行った。

表 5-2-2 使用機器（水中測位機）

| 機 器 | 型 式 | 性 能 | 製造元 |
|-------|-----------|----------------|-------------|
| 水中測位機 | HIPAP350P | 周波数：21～30.5Khz | Kongsberg 社 |

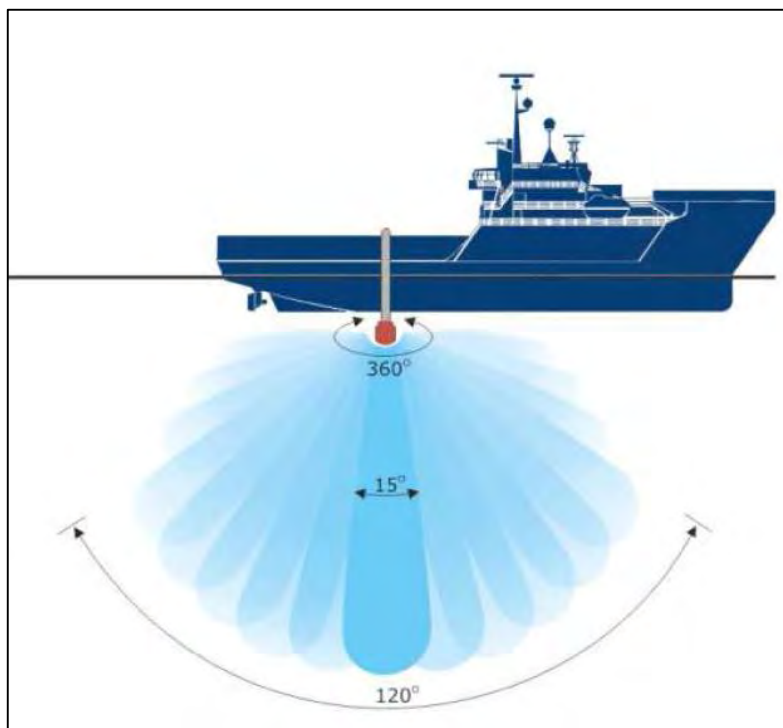


図 5-2-6 HIPAP350P の音波指向性
(Kongsberg Maritime 社 Hipan350P カタログより引用)


4) 解析方法

(1) 海底面状況探査

海底面状況探査で取得される後方散乱波の振幅は、海底の底質や地形、音波が当たる角度等に依存し、一般に硬い物質だと大振幅に、軟らかい物質だと小振幅となる。この受振波の振幅の大小が画像の濃淡として記録される。表 5-2-3 に受振波振幅とサイドスキャンソナー音響画像の濃淡条件を示す。

また、海底面上に魚礁などの突起物が存在する場合は、突起物からの後方散乱波は強く、その背面には音波が届かない”影”の部分が生じる。図 5-2-7、5-2-8 に海底状況と音響画像の関係を模式図として示した。同図からわかるように、サイドスキャンソナーで得たオリジナルの音響画像は、曳航体直下に記録のない部分が生じる。この記録がない部分は、海底面から曳航体までの高さに相当するが、斜距離補正を施すことで除去できる。補正後の画像を成果として音響画像図に使用した。

表 5-2-3 サイドスキャンソナーの音波散乱強度

| | | | | |
|--------|--|----|---|----------|
| 振幅の大小 | 小 | 大 | | |
| 記録濃度 | 薄い | 濃い | | |
| |  | | | |
| 底質 | 泥 | 砂 | 礫 | 岩 |
| 海底の堅さ | 軟 | | | 硬 |
| 凹凸・質感 | 平坦（ツルツル） | | | 凹凸（ザラザラ） |
| 地形傾斜方向 | 曳航体と反対 | | | 曳航体向き |

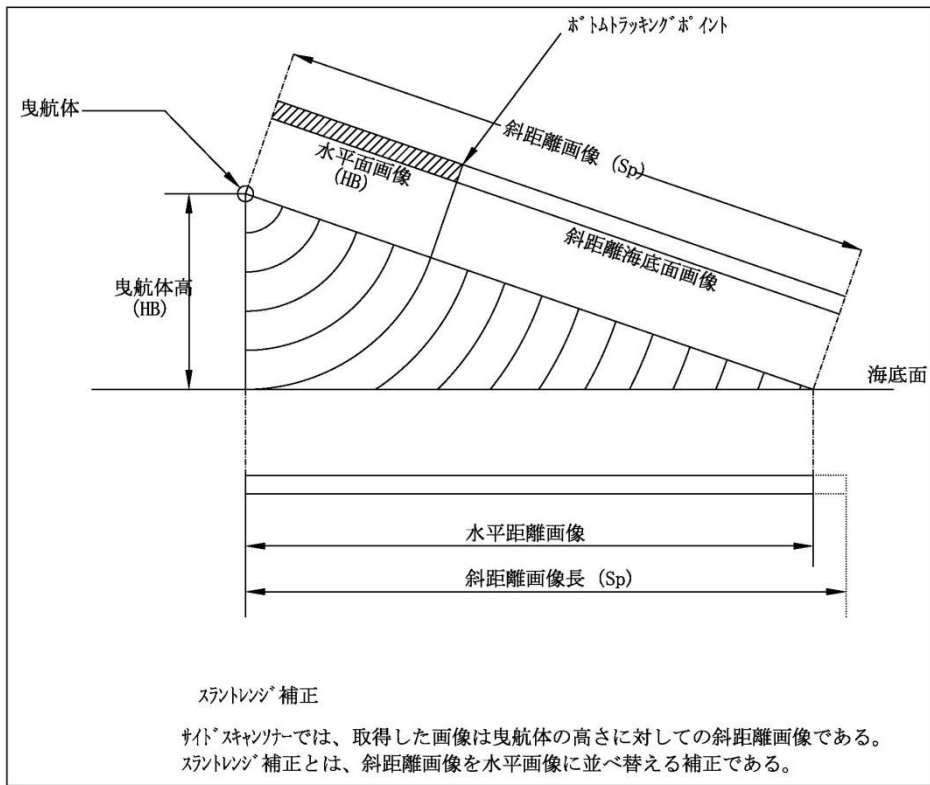


図 5-2-7 海底状況と音響画像の関係模式図 (1)

(海洋調査技術学会編集委員会, 1993)

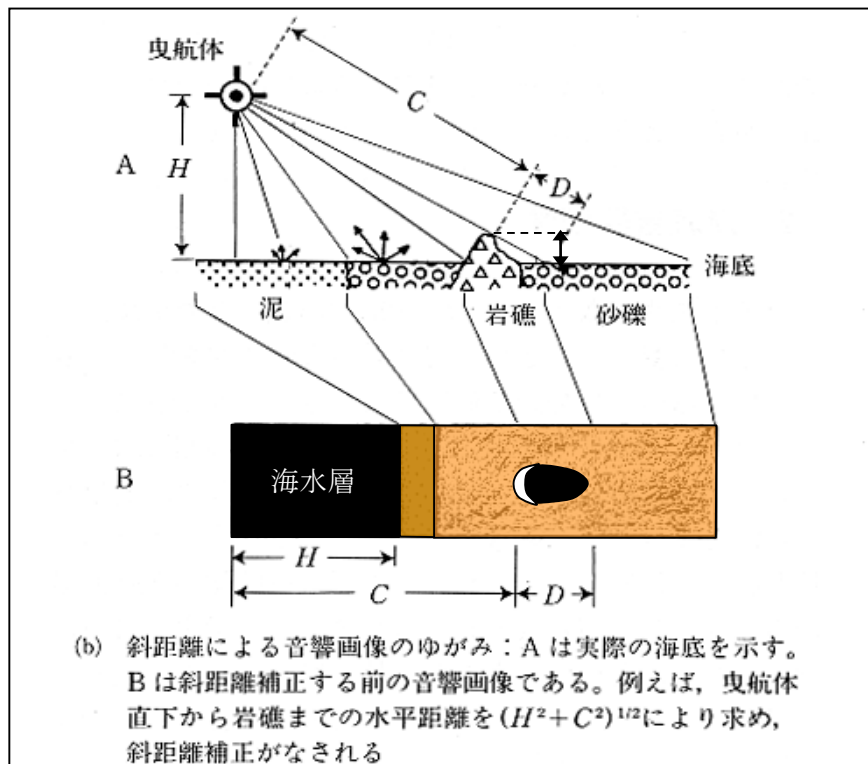


図 5-2-8 海底状況と音響画像の関係模式図 (2)

本調査で使用したサイドスキャンソナーシステムは、高周波数帯(400kHz)と低周波数帯(100kHz)2周波を用いた同時収録が可能である。媒質中を伝わる音波は伝搬距離が増すに従い減衰するが、その程度は周波数に依存し、一般に低周波数帯は減衰を起しにくく遠くまで伝わりやすい。一方音波の広がる範囲(指向性)は高周波数帯の方が狭くなり、より小さな対象物の検出が可能となる。表 5-2-4 に今回使用したシステムの周波数帯別性能諸元を示す。

表 5-2-4 サイドスキャンソナー周波数帯別性能諸元

| | |
|-----------------|---|
| 探査レンジ幅(最大) | 100kHz : 500m/片舷 400kHz : 150m/片舷 |
| ビーム幅及び分解能(進行方向) | 100kHz : 1.08°または 1.9m@100m 400kHz : 0.56°または 0.96m@100m |
| 分解能(直交方向) | 100kHz : 6.3 cm 400kHz : 1.8 cm |

以上のような音波の物理特性を利用し、本調査では低周波数帯の音波を用い大局的な底質分布図の作成を行い、高周波数帯の音波を用い断層・段差・その他特徴的な地形の分類を行った。図 5-2-9 にほぼ同一地点での低周波数帯・高周波数帯それぞれの記録例を示す。

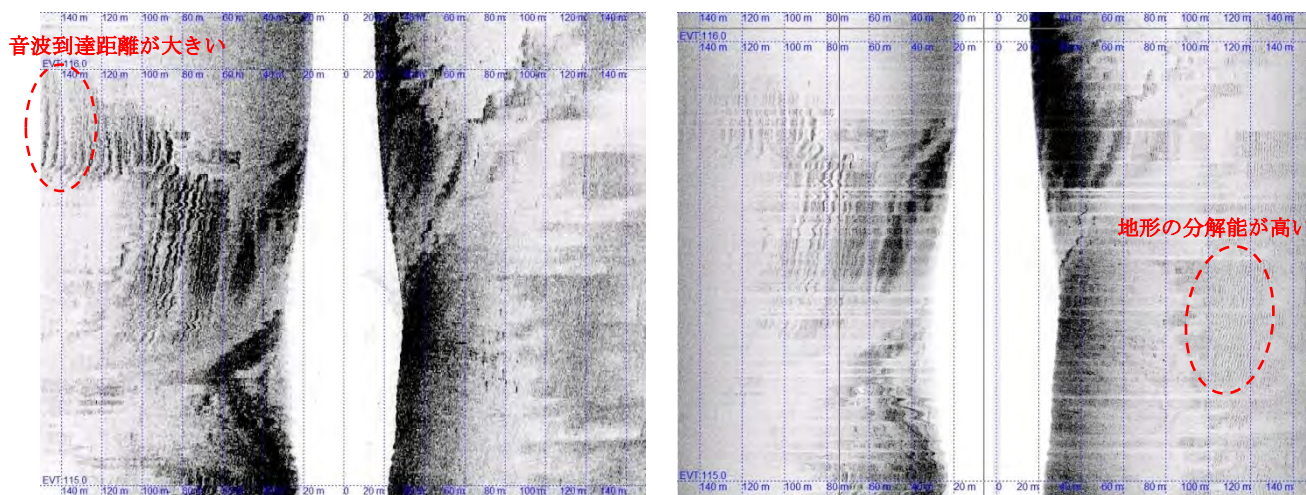


図 5-2-9 サイドスキャンソナー周波数帯別記録例
(左図 : 100kHz 右図 : 400kHz)

海底面からの音波の強さの状況を表すモザイク図（音響画像図、解析ソフト：SonerwizMap5より作成）を元に、表5-2-5、5-2-6に示す判読基準を用いて底質、段差、溝、急崖、および湧水箇所等の分布状況を推定した。

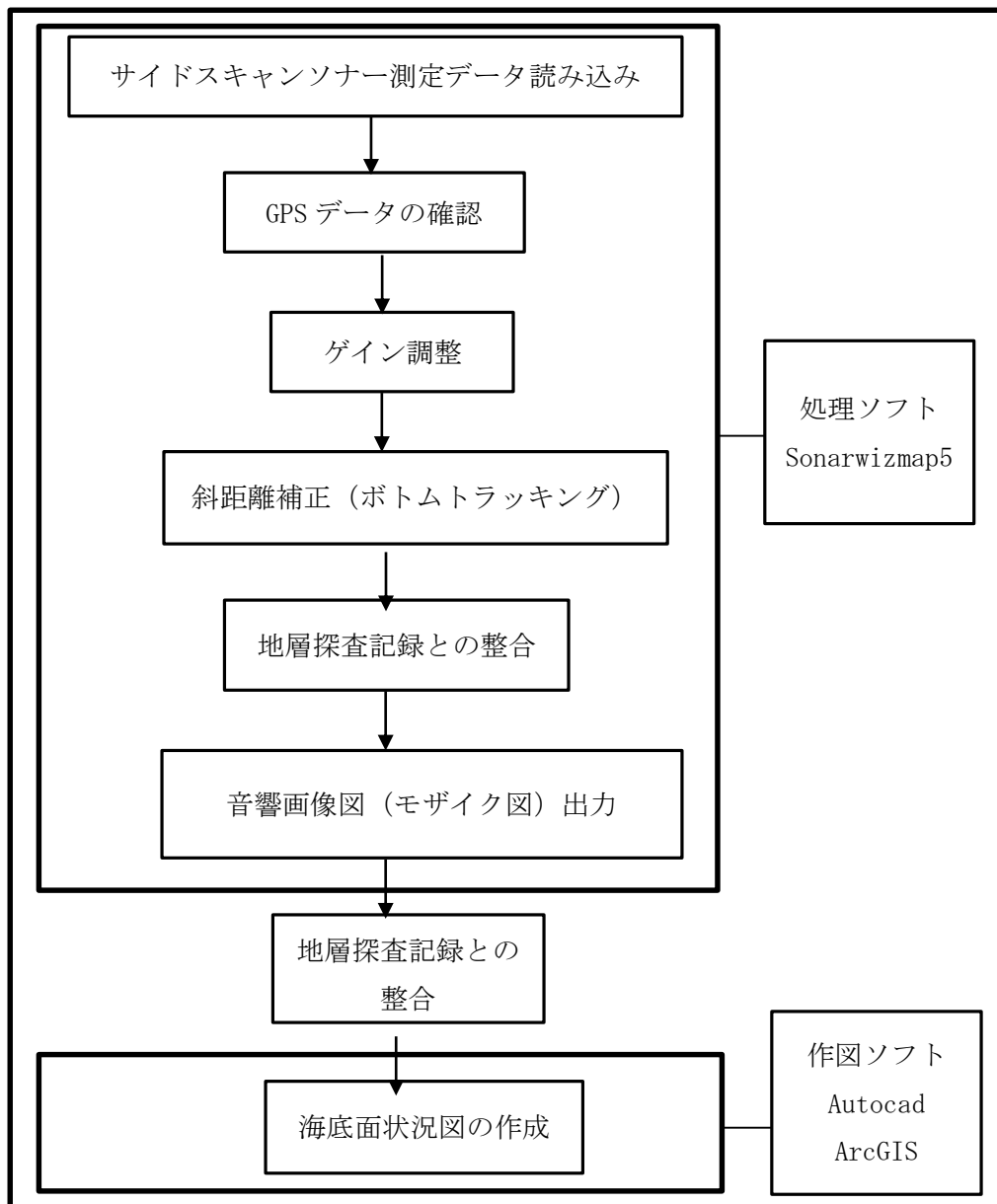
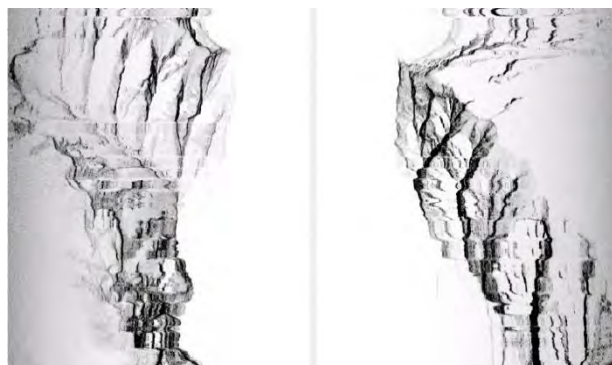


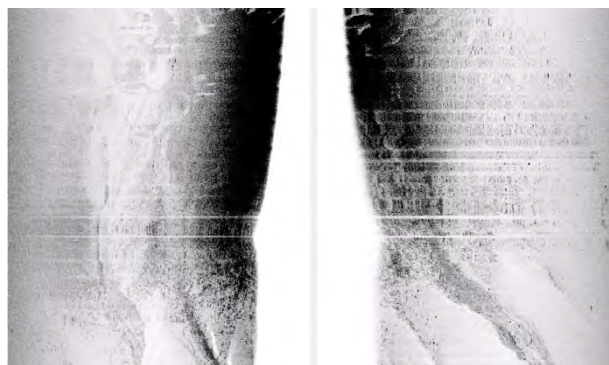
図 5-2-10 底質分布調査データ解析、図面作成フロー

表 5-2-5 底質判読基準及び記録例(海洋調査協会, 2004)

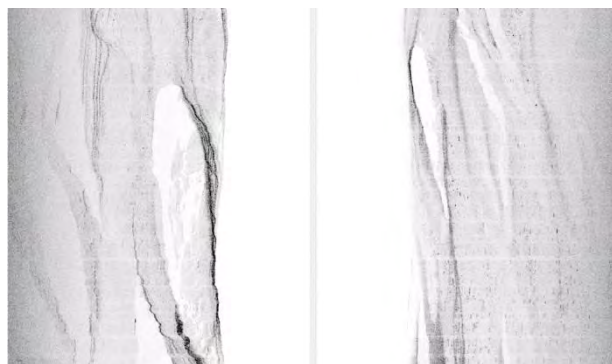
| 底 質 | | 音 響 映 像 パ タ ー ン |
|--------------------|-----------|---|
| 岩 盤 | 岩盤 (起伏あり) | 突起部の黒色部分とその影になる白色部分が交互に断続的に現れる。岩質によっては層理・節理が見られる。 |
| | 岩盤 (平滑) | 均質な暗灰色。層理節理が見られる。 |
| 礫、礫質砂 砂質礫、貝殻 | | 均質な濃い黒色。灰色の斑状模様を伴う場合もある。 |
| 細砂、砂泥 シルト、泥砂、粘土 | | 暗灰～灰白色の基調で、灰色の斑状模様を伴う場合もある。粘土は均質な白から灰白色。 |



岩盤(起伏あり)



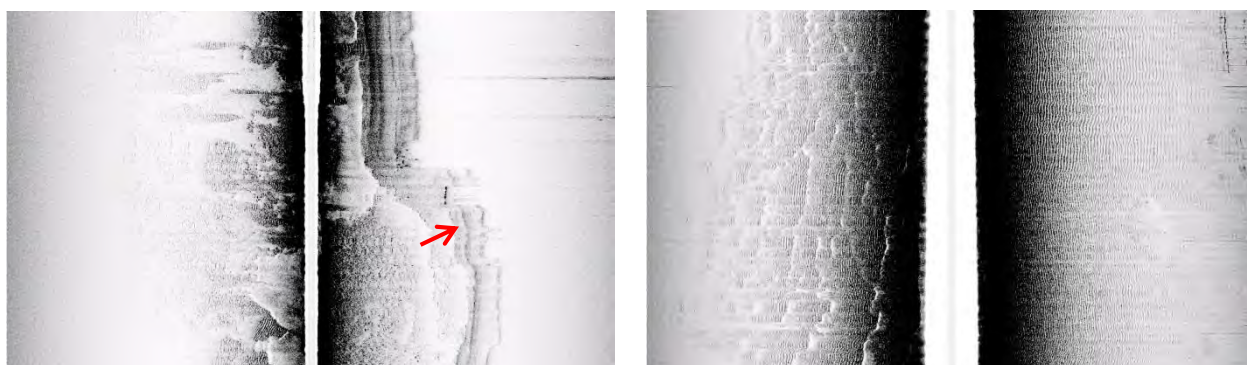
礫質砂



細砂～シルト

表 5-2-6 地形判読基準と記録例(海洋調査協会, 2004)

| 地 形 | 音 響 映 像 パ タ ー ン |
|---------------------|--|
| 露岩地形 | 岩質・表面形状によりことなる。互層がケスタ状*1に侵食された場合は、黒白の縞模様が連続してみられる。 |
| 砂・泥質堆積地形 | 映像パターンの区分は、底質判読基準に準じる。 |
| 段差 | 断層地形などの壁の部分が黒～暗灰色の細長い帯状の模様で描かれる。 |
| サンドウェーブなど (リップル) | 黒白の縞模様が連続して見られる。白と黒の色調は凸部と凹部だけでなく、底質の差も反映している。 |



段差

サンドウェーブ

*1 交互に重なった硬軟の地層が地殻変動により緩く傾斜すると、軟らかい層は浸食が進み低地となり、硬い層は浸食がされにくく丘陵になるので、緩い傾斜と急な傾斜が交互に続く状況をケスタ地形と呼ぶ。



ケスタ地形

(2) 地層探査

地層探査機によって得られた地層探査記録は海底下の地質断面のイメージに近く、堆積層各層の厚さや音響基盤の深度、伏在断層、褶曲構造などを読み取ることができる。地層探査記録は表 5-2-7 に示した判読基準を用いて解釈を行った。

図 5-2-11 に地層探査解析フローを示す。

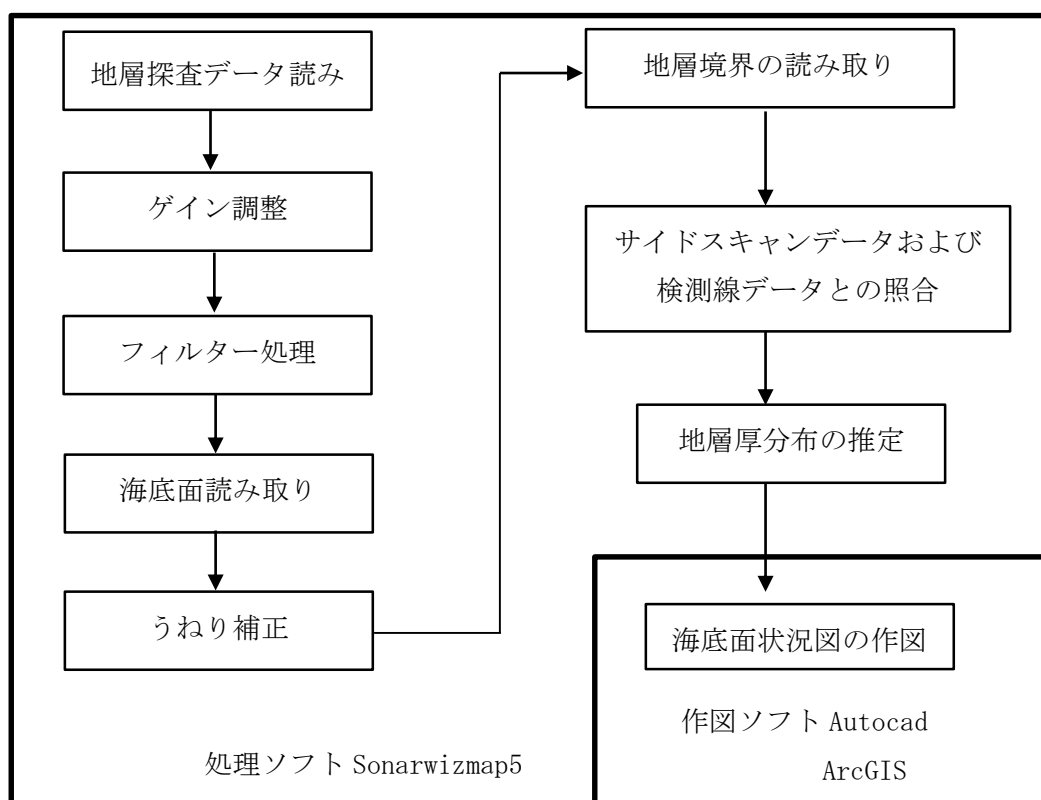


図 5-2-11 地層探査データ解析、図面作成フロー

表 5-2-7 地層探査記録の判読基準(海洋調査協会, 2004)

| パターン | 解釈 | |
|-------------------|--------------|--------------------------|
| 連続性の良い反射面 | 連続した境界面 | 不整合面、地層面 |
| 連続性の良い線の集合 | 成層状態 | 粘性土主体の成層互層 |
| 断続的な反射波 | 境界層の側方変化 | 側方層相変化、指交堆積構造 |
| 断続的な反射波で乱れた線模様の集合 | 内部構造の乱れた堆積状態 | クロスラミナ、砂州状堆積物、乱堆積、タービダイト |
| 線模様は形成せず点の集合 | 面的構造が無く、均質物性 | ある程度厚い均質粘土層、均質砂層 |
| 双曲線模様 | 硬い反射体 | 断層、貫入岩、埋没谷 |
| 双曲線の集合 | 非常に硬い境界 | 礫層の上面、古期岩類との境界、不整合面 |
| 線の分岐 | 境界面の分岐 | 不整合面、地層の薄化、層相変化、指交堆積構造 |
| 白っぽく無反射 | 均質物性 | ある程度厚い均質粘土層、均質砂層、音響基盤 |
| 垂直変位を伴う線の切断 | 層の垂直的ずれ | 断層による垂直的ずれ |
| 垂直変位を伴う線の切断 | 断層による | 断層による境界 |

地層探査記録の解析の際、データ上に疑似記録と呼ばれるノイズが発生する場合があります。このノイズは海中での通常の音波伝搬経路である「①音波発振器 - 海底(または地層境界) - 音波受振器」の他に、「②音波発振器 - 海底(または地層境界) - 海面 - 海底(または地層境界) - 音波受振器」という経路や、「③音波発振器 - 海面 - 音波受振器」という経路をたどる音波が存在するためである。前者の場合を特に多重反射、後者の場合を特に水面反射と呼ぶ。また②及び③の合成ノイズや、地層境界間で複数回反射した音波がノイズとして現れる場合もある。これらのノイズを記録から完全に除去することは現状では困難であり、解析の際に曳航体の深度、海底からの高度を勘案し削除することが必要となる。図 5-2-12 に疑似記録発生原理概念図を、図 5-2-13 に疑似記録例を示す。

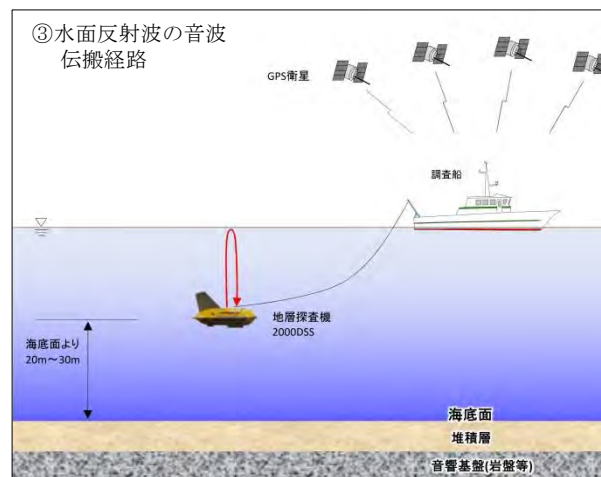
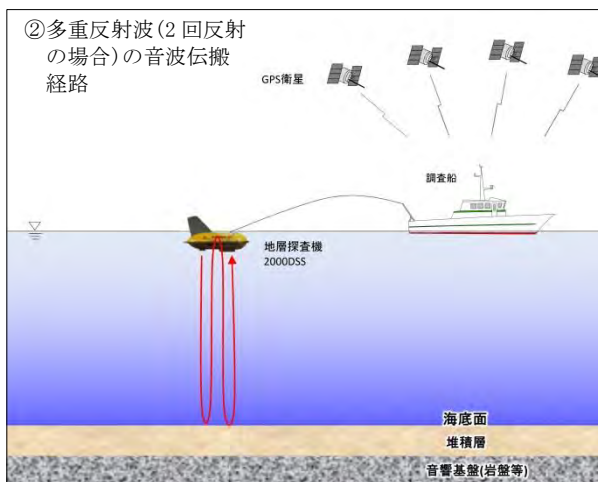
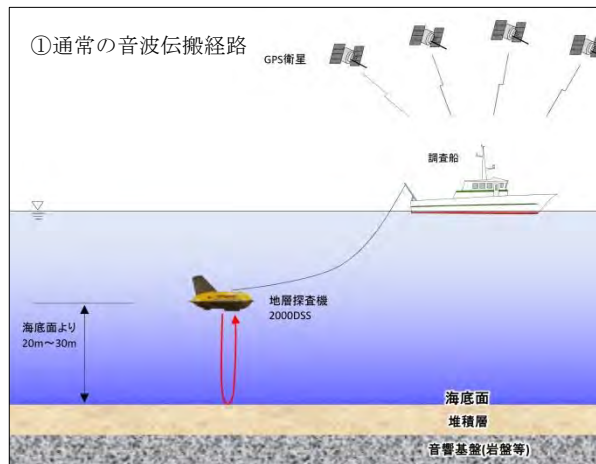


図 5-2-12 疑似記録発生原理概念図

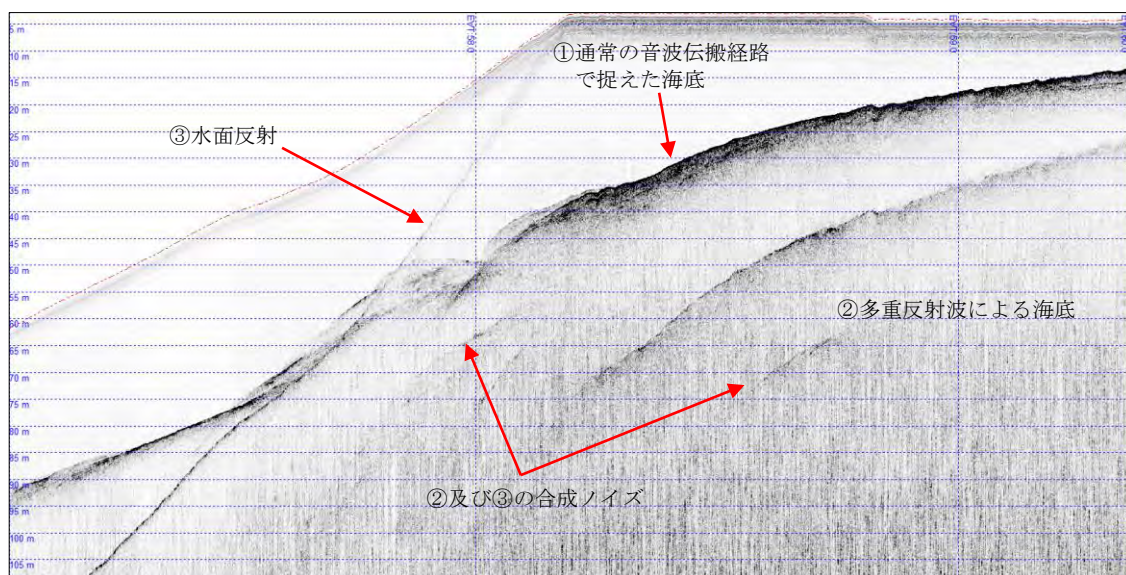


図 5-2-13 疑似記録例

5-2-1 (2) 調査結果

1) 調査海域概説

本調査域は駿河湾奥部の駿河トラフ北端の富士川河口沖扇状地の北側に位置する。調査域の陸域には富士川河口断層帯の存在が知られ、調査域の東側には入山瀬断層が海域部に南北方向に延長する海域である。大陸棚の幅は非常に狭く、海岸線から500m～1kmの水深50m以浅では、地形的には比較的平坦であるが、水深50mを境に平均斜度10度～30度程度の急勾配をもつ斜面域となり大陸斜面へとつながっている。特に水深100m～200mまでは、新富士溶岩流によるものと考えられる尾根・谷地形が認められ、北北西～南南東方向に幅500m～1km、比高150m程度で激しい起伏をもった尾根状の張り出しが連続的に認められる海域である。

2) 海底面の底質分布

本調査で得られたサイドスキャンソナー画像から海底面音響画像図を作成し**図 5-2-14、5-2-15**に示した。使用した機材は100kHzおよび400kHzの2周波のサイドスキャン画像を記録できるため、音響画像は100kHzの音波を用いた低周波のものと、400kHzの音波を用いた高周波の2種類を作成した。さらに海底面音響画像図における音波の散乱強度および地層探査記録から、海底面表層部における底質分布域を推定し、**図 5-2-16**に示した。下記に本調査域の海底表層部の底質分布について概説する。

本調査域である富士川河口沖扇状地には、富士川から大量の砂・礫が供給される。富士川河口部においては細～中砂等の細粒土が厚く堆積している。細粒土の厚さは数mから厚い箇所では20m以上となる。また水深50m以浅の浅海部では、海岸線に沿って、礫または粗砂といった比較的音波散乱強度の強い粗粒土の分布が確認された。これらの粗粒土は、海岸線に平行に分布する傾向が認められ、堆積域には砂礫が認められる。

一方、水深50m以深には、幾筋もの海底谷がみられる。海底谷の谷筋には、基底礫層と考えられる反射強度の強い地層が露出している。これは地震による海底地すべりや洪水時等に発生した混濁流が、海底谷にそって流れ込んだために海底表面の堆積物が侵食されたために地層が露出したものと考えられる。また先述した水深100m～200mの新富士溶岩による尾根状の地形部において、沖側急斜面部で、サイドスキャン画像上に部分的に露岩域が認められた。

図 2-1-1-17～図 2-1-1-20にサイドスキャンソナーおよび地層探査記録例を示した。



图 5-2-14 海底面音響画像図 (100Khz)



图 5-2-15 海底面音響画像図 (400Khz)

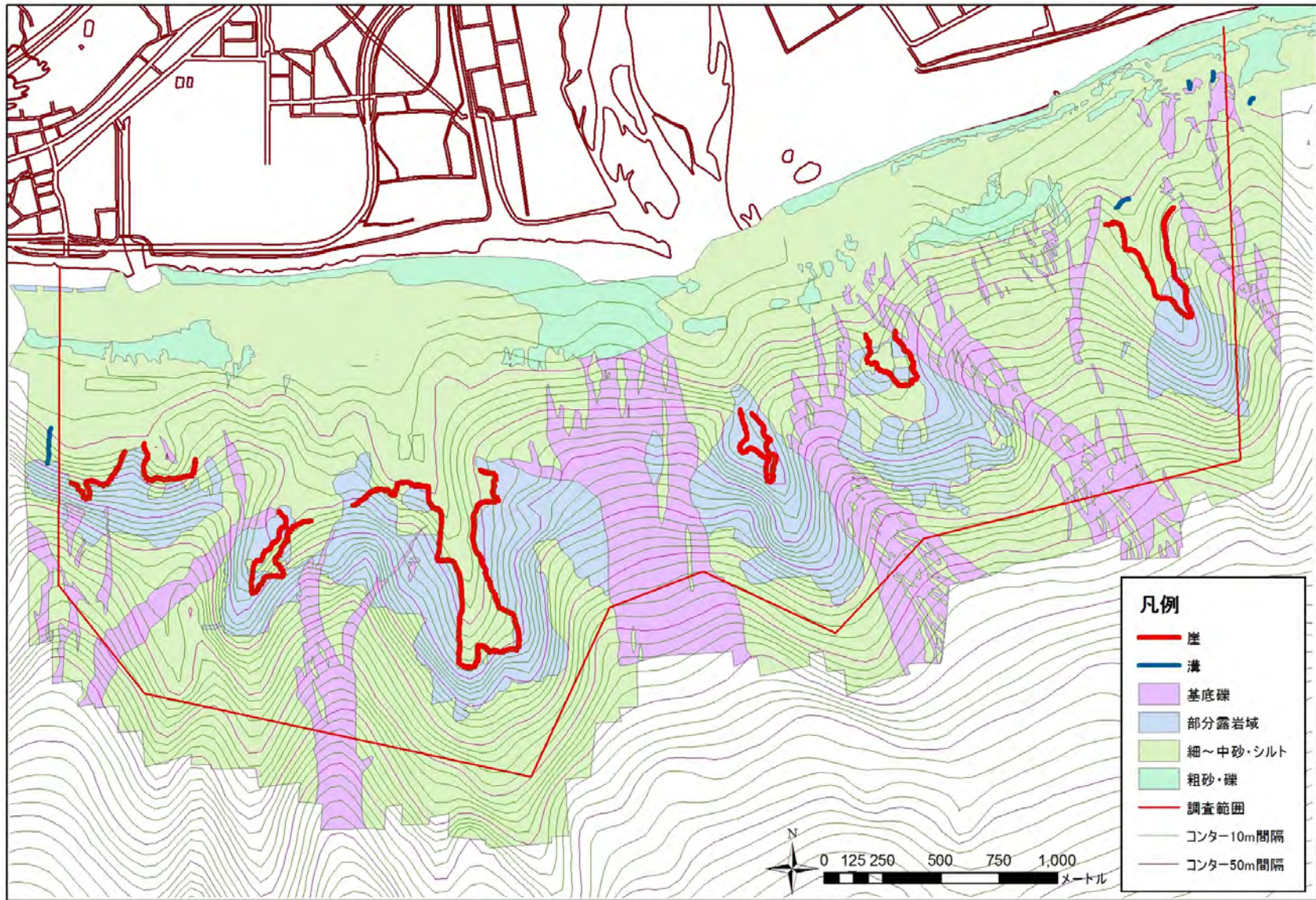


図 5-2-16 海底面状況図

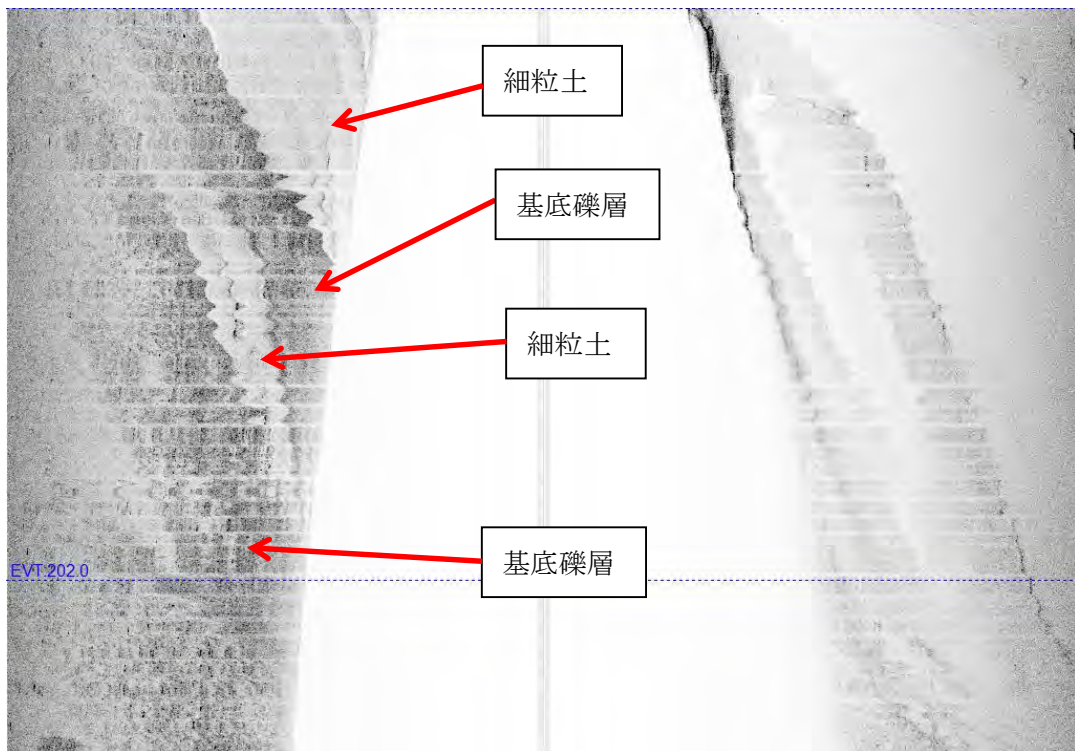


図 5-2-17 粗粒土と細粒土の分布域におけるサイドスキャン画像

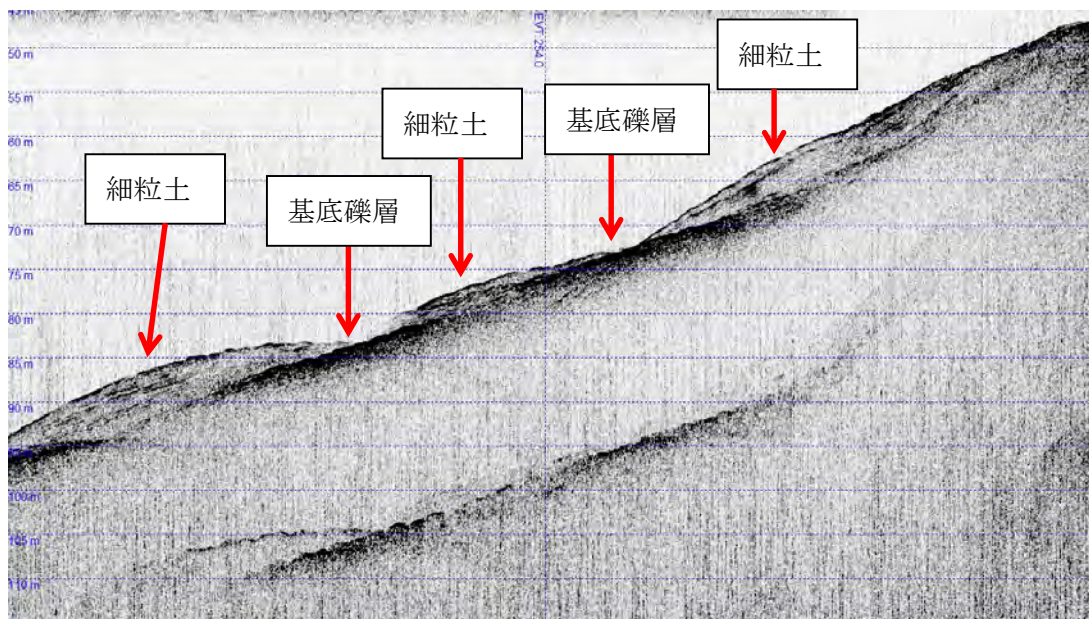


図 5-2-18 基底礫層と細粒土の分布域における地層探査画像

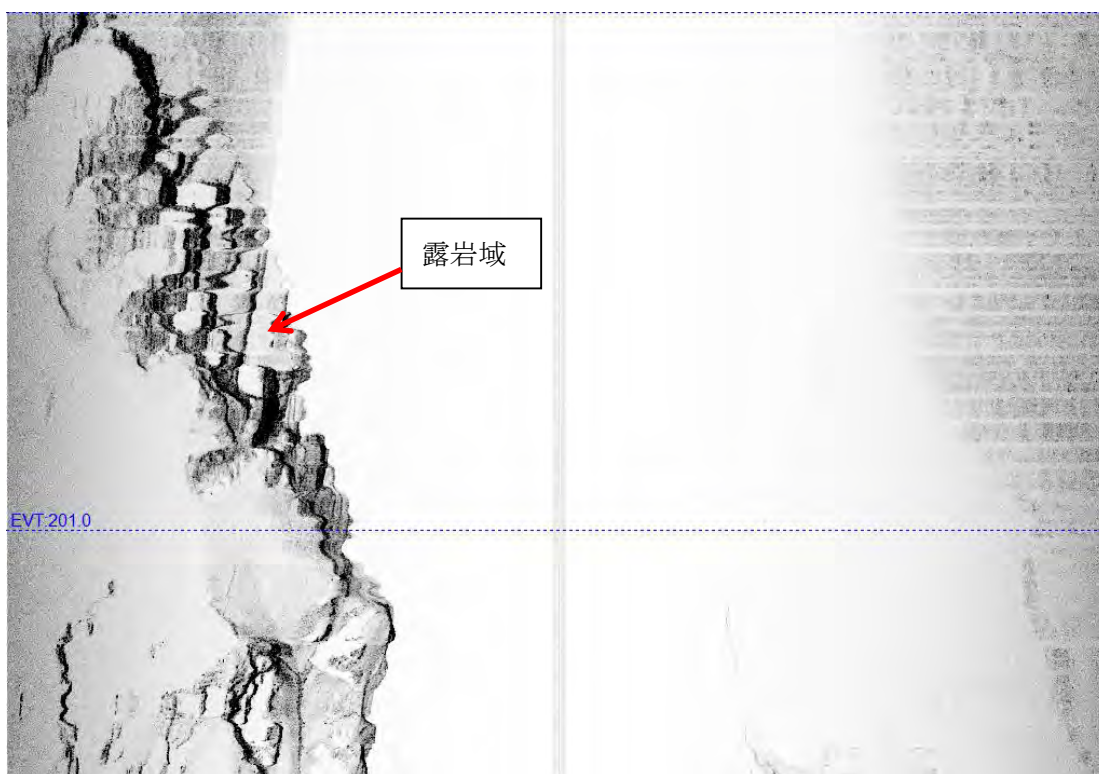


図 5-2-19 露岩域におけるサイドスキャン画像

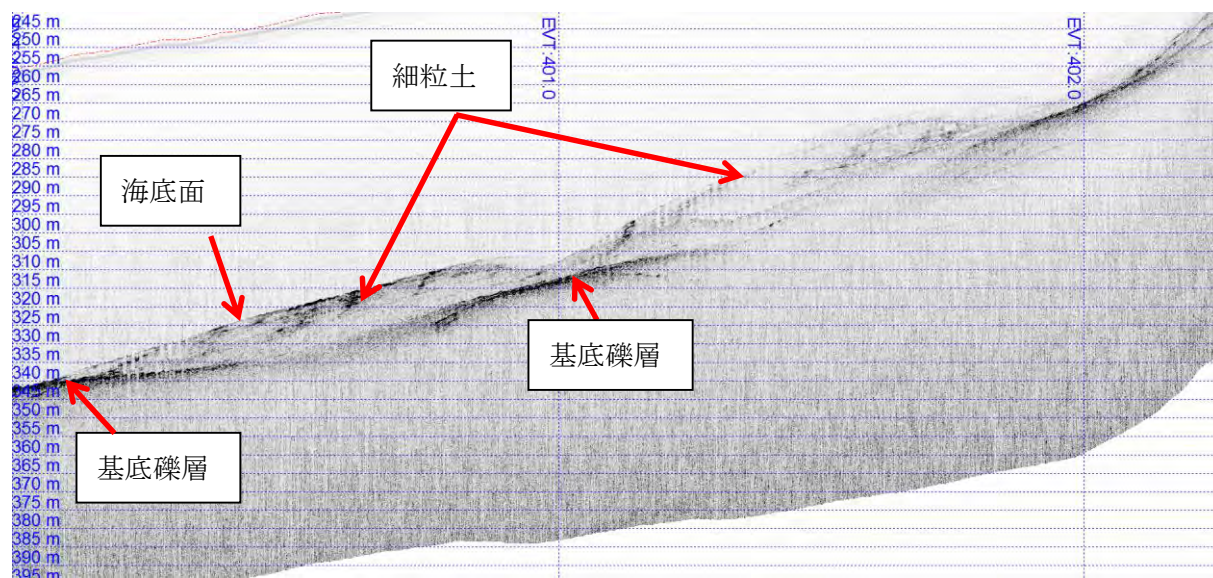


図 5-2-20 沖合部における細粒土の堆積域

3) 海底面における段差、溝、急崖の分布域について

本調査域は前述したように、駿河トラフの延長線上に位置する富士川河口断層帯が分布する海域であり、さらに新富士溶岩の影響により尾根地形、海底谷が幾筋にも連なる海域である。このため、段差、溝、急崖といった特徴的な地形、地質構造が多数存在し、湧水箇所となりうる。今回取得したサイドスキャンソナーおよび地層探査記録上には図 5-2-21 に示すような特徴的なパターンをもつ記録が広範囲でみとめられた。記録例を図 5-2-22～図 5-2-33 に示した。

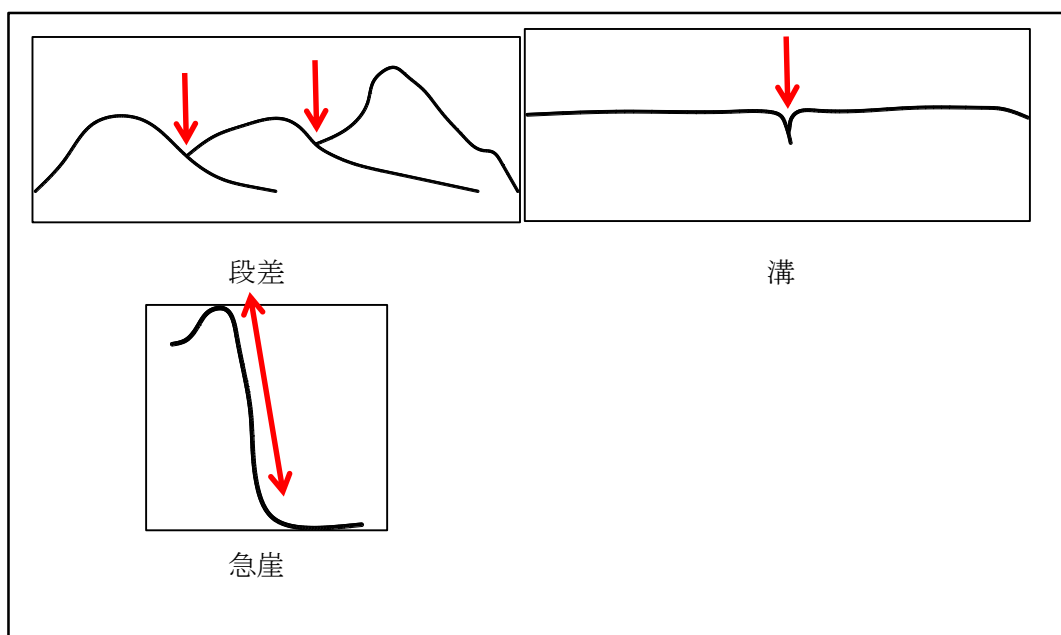


図 5-2-21 特徴的な地形の例

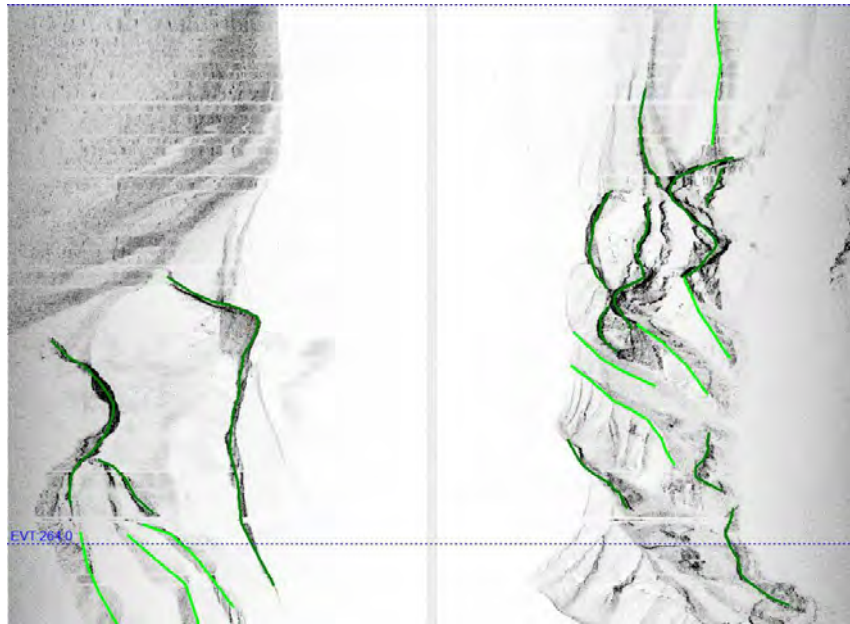


図 5-2-22 サイドスキャンソナー記録例（濃緑：段差（大）薄緑：段差（小））

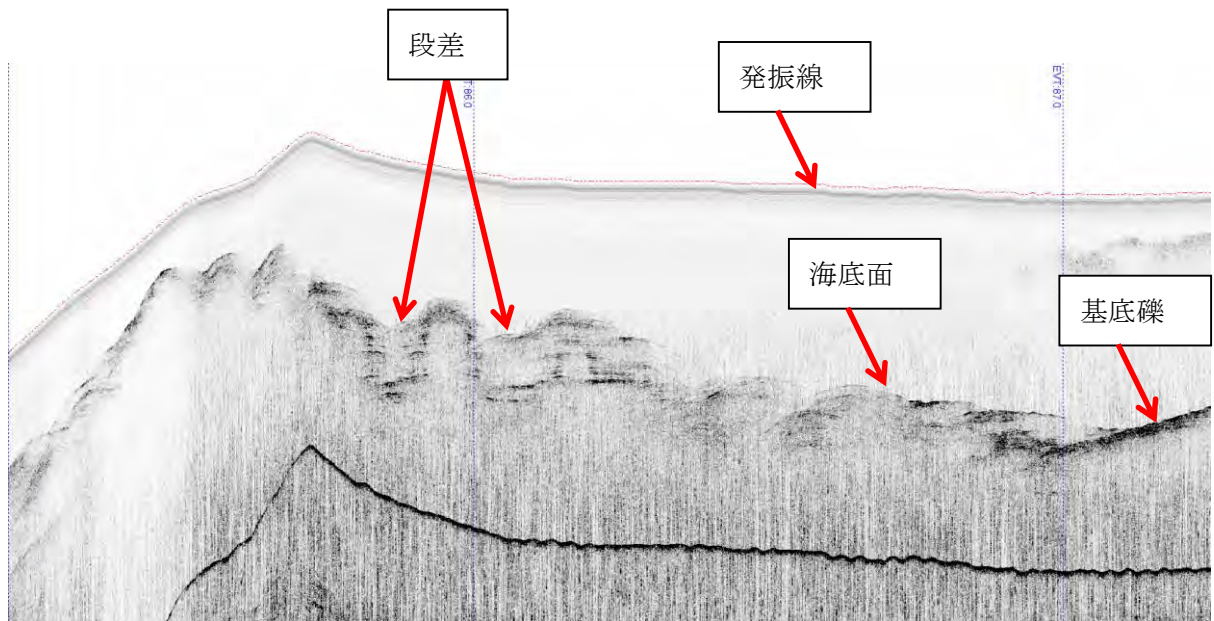


図 5-2-23 地層探査記録例（段差）

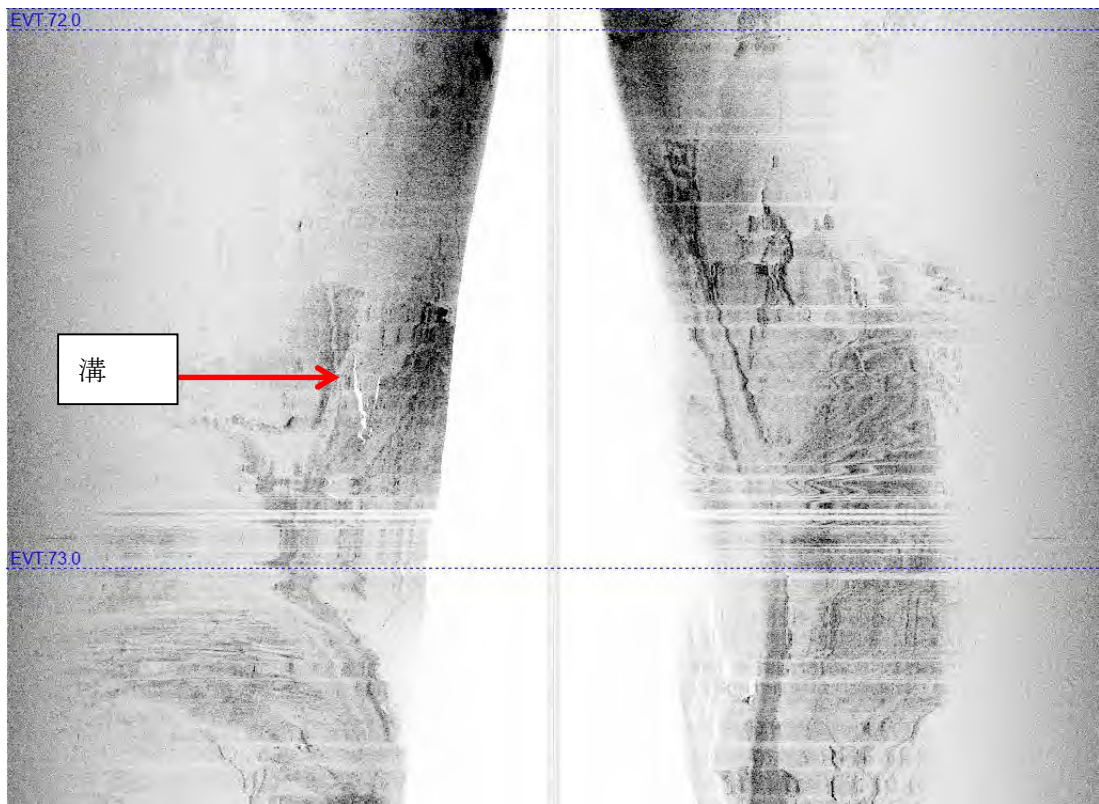


図 5-2-24 サイドスキャンソナー記録例（溝）

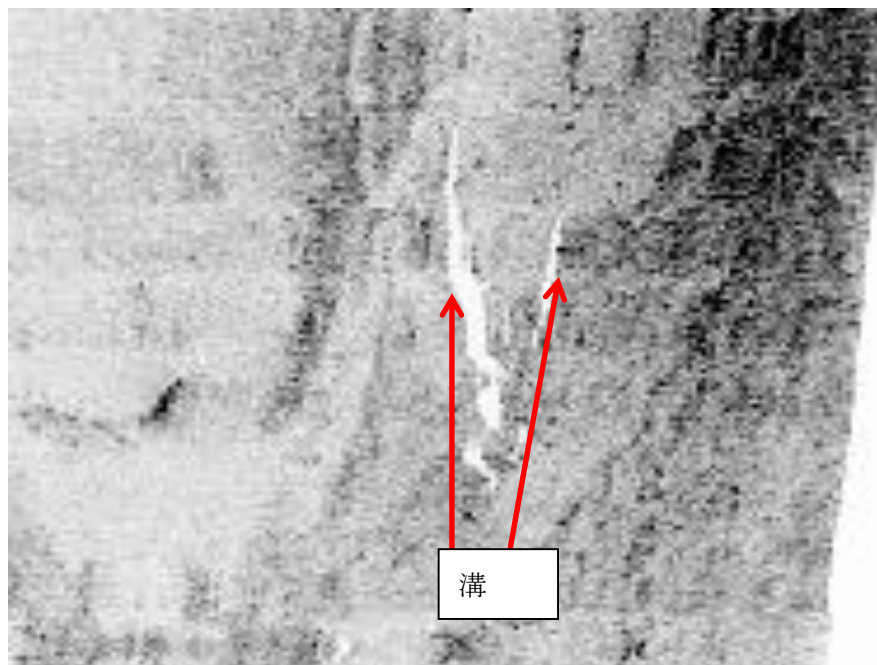


図 5-2-25 サイドスキャンソナー記録例（溝）拡大

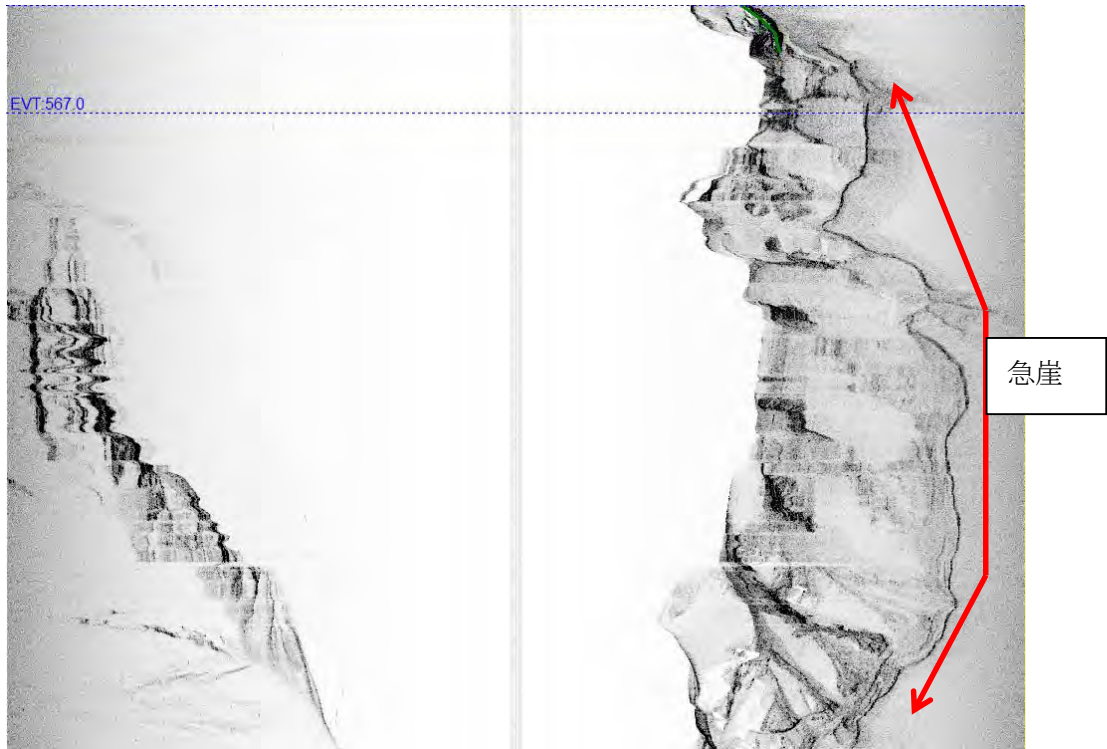


図 5-2-26 サイドスキャンソナー記録例（急崖）

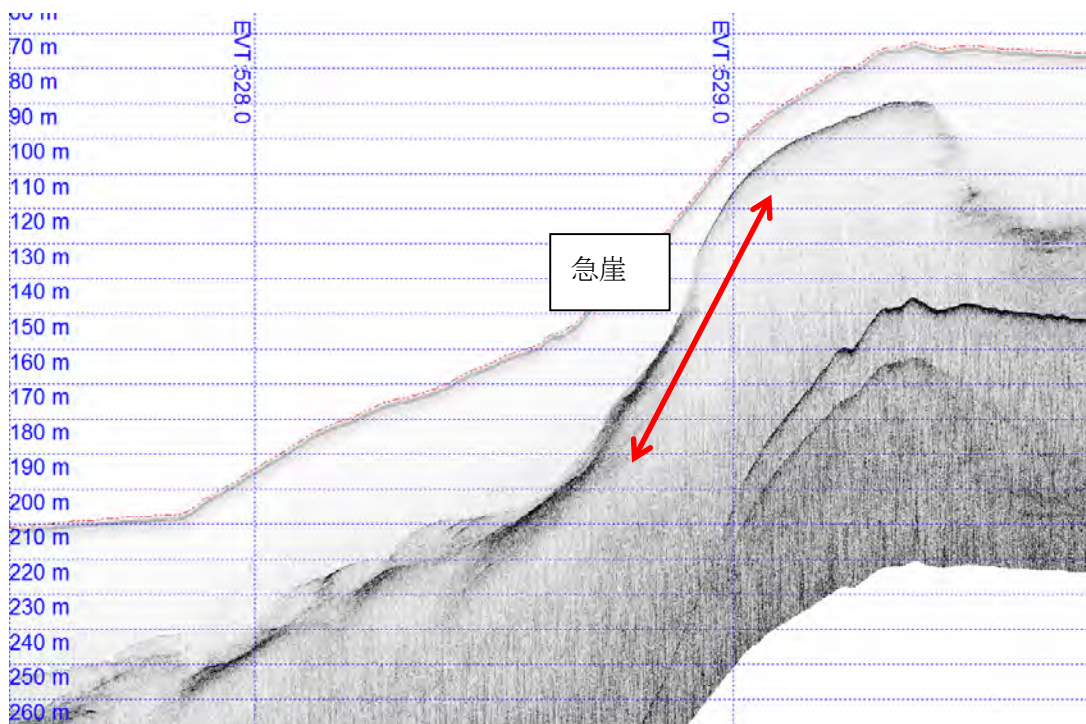
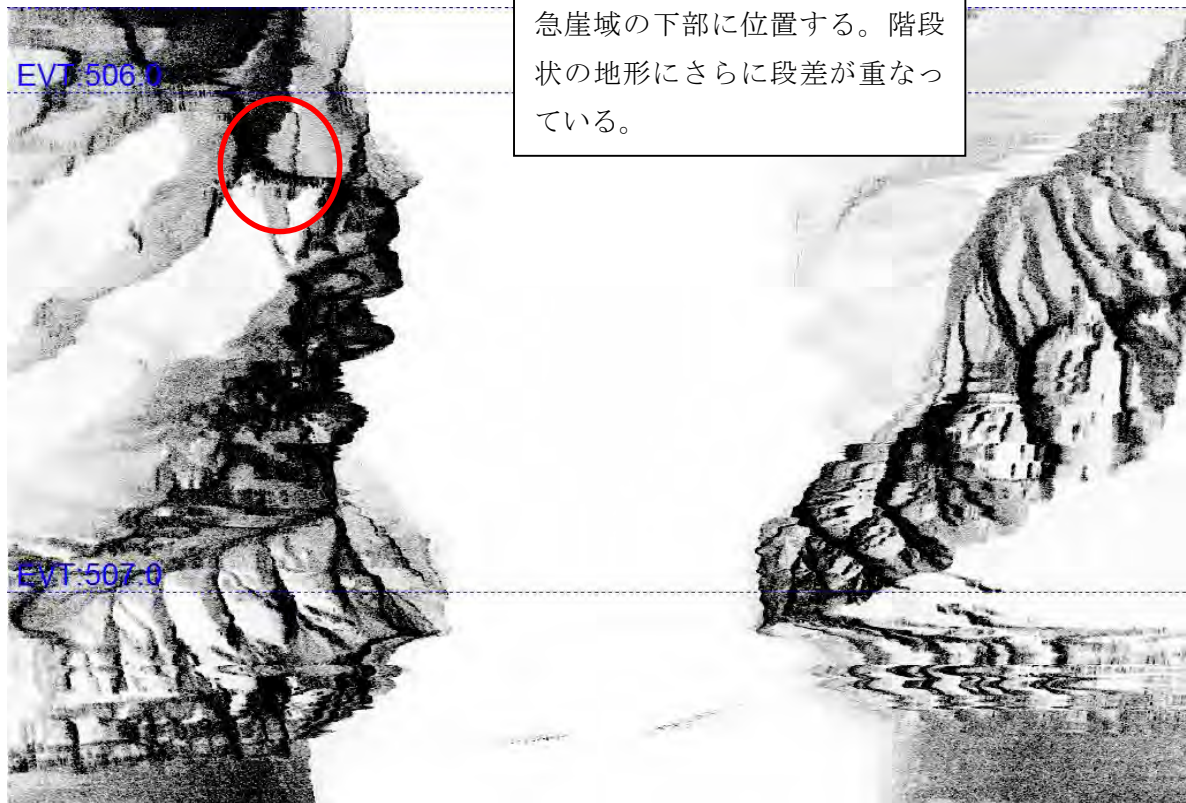
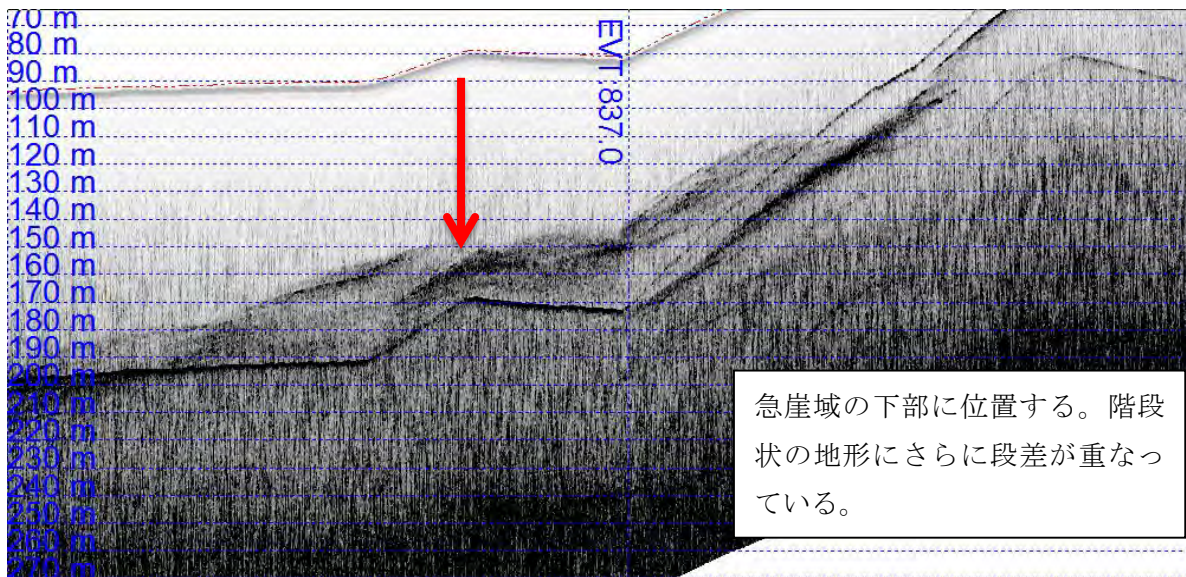


図 5-2-27 地層探査記録例（急崖）



急崖域の下部に位置する。階段状の地形にさらに段差が重なっている。

図 5-2-28 サイドスキャンソナー記録例（入山瀬断層付近における段差）



急崖域の下部に位置する。階段状の地形にさらに段差が重なっている。

図 5-2-29 地層探査記録例（入山瀬断層付近における段差）



図 5-2-30 サイドスキャンソナー記録例（入山瀬断層付近における段差）

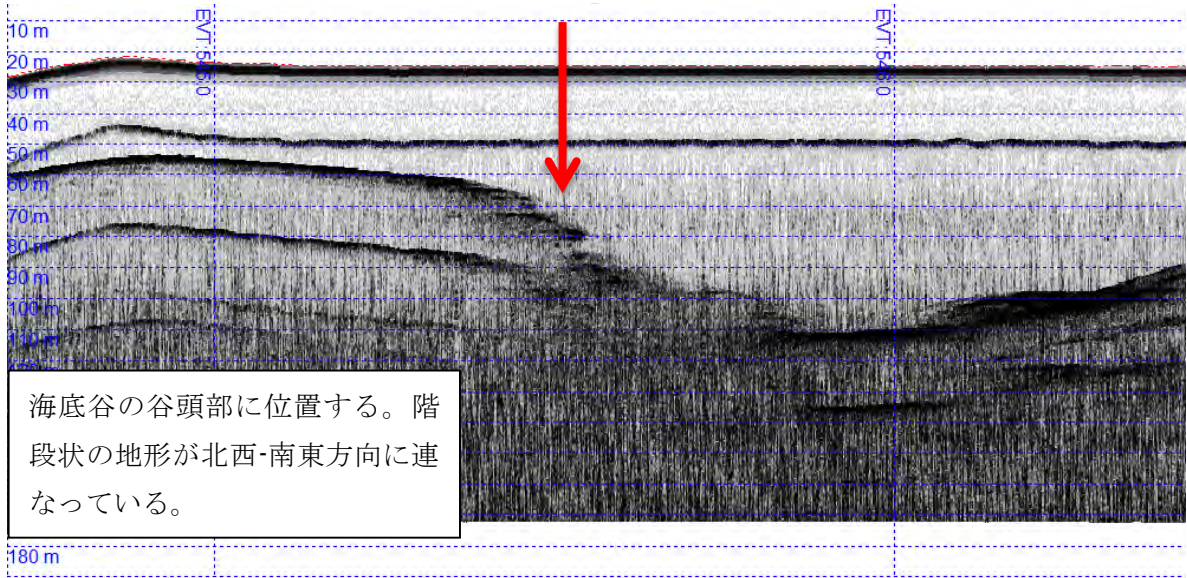


図 5-2-31 地層探査記録例（入山瀬断層付近における段差）

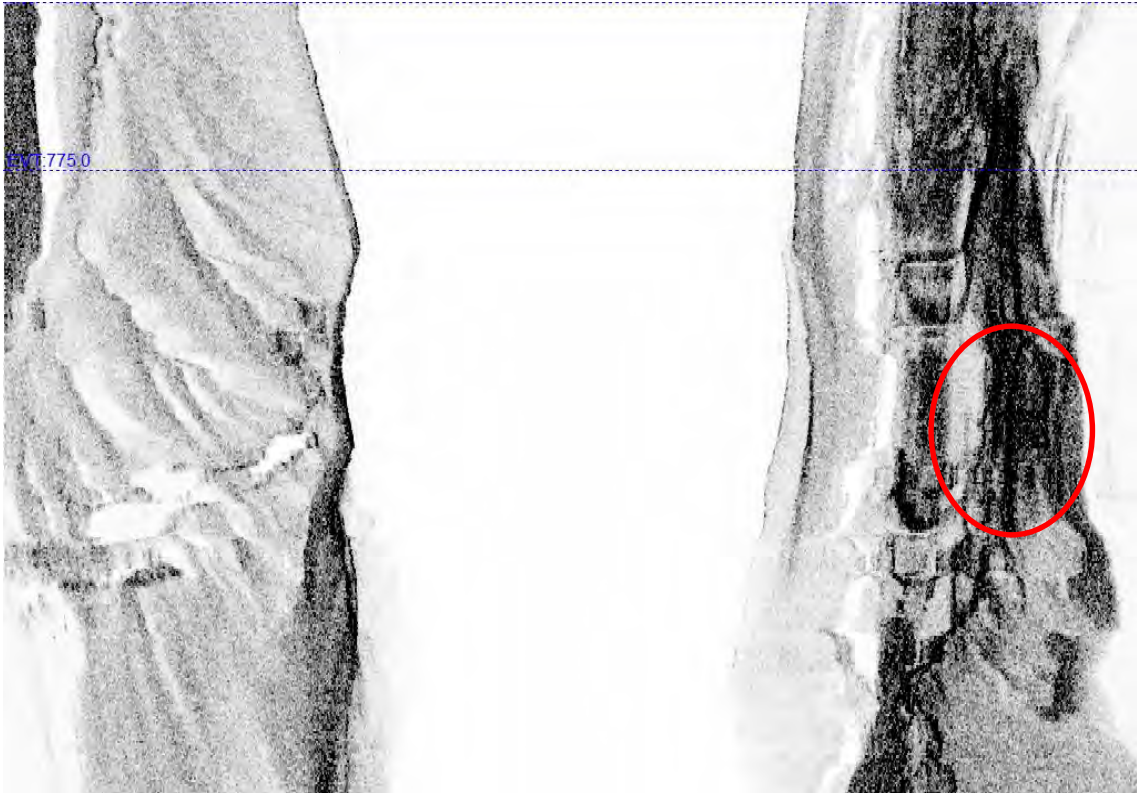


図 5-2-32 サイドスキャンソナー記録例（入山瀬断層付近における段差）

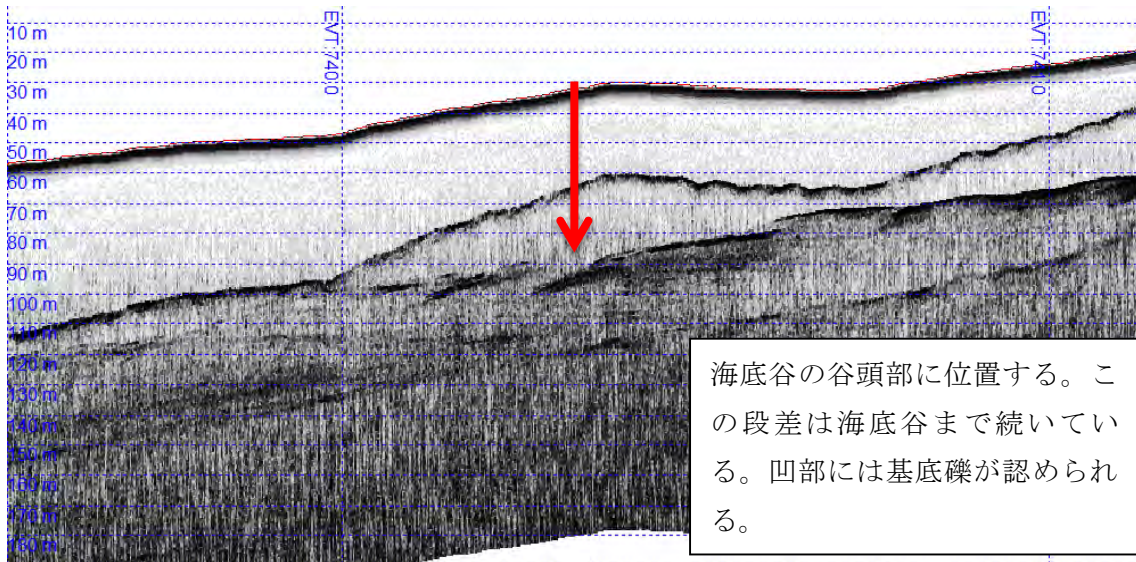


図 5-2-33 地層探査記録例（入山瀬断層付近における段差）

5-2-1 (3) まとめ

本調査で得られた結果を下記にまとめた。

- (1) 富士川河口域周辺では主に、礫または粗砂といった比較的音波散乱強度の強い、粗粒土の分布が確認された。粗粒土は水深 50m 以浅の浅海部において、富士川河口部周辺では海岸線に平行に分布する傾向が認められ、その上部には細～中砂等の細粒土が覆う形で堆積している。細粒土の厚さは数 m から厚い箇所では 20m 以上となる。
- (2) 水深 50m 以深の急斜面域では、海底谷筋に沿って沖積層の堆積が薄く、基底礫層の露出が認められる。これは地震による海底地すべりや洪水時等に発生した混濁流が、海底谷にそって流れ込んだために海底表面の堆積物が侵食され地層が露出したものと考えられる。
- (3) 水深 100m～200m の新富士溶岩による起伏域の沖側急斜面部では、一部で露岩が認められた。
- (4) 特に水深 100m～200m の新富士火山流により形成されたと考えられる起伏域には段差、溝、急崖といった特徴的な地形、地質構造が多数存在する。

5-2-2 海底湧水位置の推定

海底の状況・性状及び地質構造調査結果から海底湧水の位置を推定し、ROVにより海底の状況を観察して海底湧水確認のための資料とする。

5-2-2 (1) サイドスキャンソナーおよび地層探査による海底湧水位置の推定

本調査で使用したサイドスキャンソナーおよび地層探査機は、音波散乱強度を用いて海底面を可視化する機器である。このため海底面からの音波散乱記録のほかに、魚群、水塊、気泡等といった水中部分における物質からの音波散乱を捉えることができる。水中における音波散乱係数は下式によってもとめられる。

REFLECTION COEFFICIENT

$$R = \frac{I_r}{I_i} = \left[\frac{\rho_2 c_2 - \rho_1 c_1}{\rho_2 c_2 + \rho_1 c_1} \right]^2$$

R - reflection coefficient ρ - density
 I_r - reflected intensity c - sound velocity
 I_i - incident intensity ρc - acoustic impedance

図 5-2-34 音波散乱係数計算式 (Mazel, 1985)

図 5-2-35 に物質毎の音波散乱係数を示す。下表から真水の散乱係数を海水と比較すると僅かに高い程度である。

したがって真水からの散乱強度のみから、湧水箇所をサイドスキャンソナーで特定することは容易ではない。しかしながら湧水地点において、湧水の際に微小な気泡が混じる可能性や湧水の際に海底の土砂が巻き上げられる可能性等を考慮すると、サイドスキャンソナーおよび地層探査機で湧水箇所を捉えられる可能性があるといえる。

| MATERIAL | ACOUSTIC IMPEDANCE $\times 10^6 \frac{\text{kg}}{(\text{m}^2)(\text{sec})}$ | REFLECTION COEFFICIENT R, % |
|---------------|---|-----------------------------------|
| AIR | 0.000428 | 99.9 |
| CASTOR OIL | 1.45 | 0.09 |
| WATER (FRESH) | 1.48 | 0.04 |
| WATER (SEA) | 1.54 | ---- |
| PINE | 1.57 | 0.009 |
| OAK | 2.90 | 9.4 |
| CONCRETE | 8.0 | 46 |
| STEEL | 47.0 | 88 |

(Values of acoustic impedance from *Fundamentals of Acoustics*,
Kinsler & Frey, John Wiley & Sons, Inc., 1962)

図 5-2-36 物質毎の散乱係数 (海水を 0 とする)
(Mazel, 1985)

本調査ではサイドスキャンソナー記録および地層探査記録上の水中部分に、湧水の影響の可能性がある音響散乱記録の有無を検討した。

検討の際には以下の点について考慮しながら選定を実施した。

1. データの再現性はあるか。
2. 測線毎の検出地点に位置的な関連性はいいか。
3. 水中におけるノイズの可能性はないか。
4. 魚群等による可能性はないか。
5. 海底面との連続性。(海底から湧出している画像イメージであるか)

図 5-2-36～図 5-2-38 に湧水箇所と考えられる箇所における音響画像例を示した。

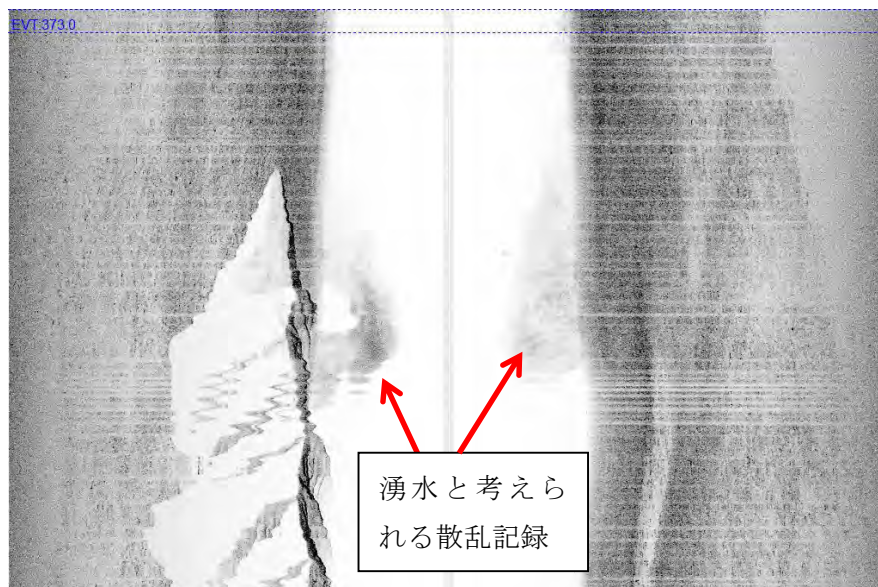


図 5-2-36 湧水地点におけるサイドスキャン画像

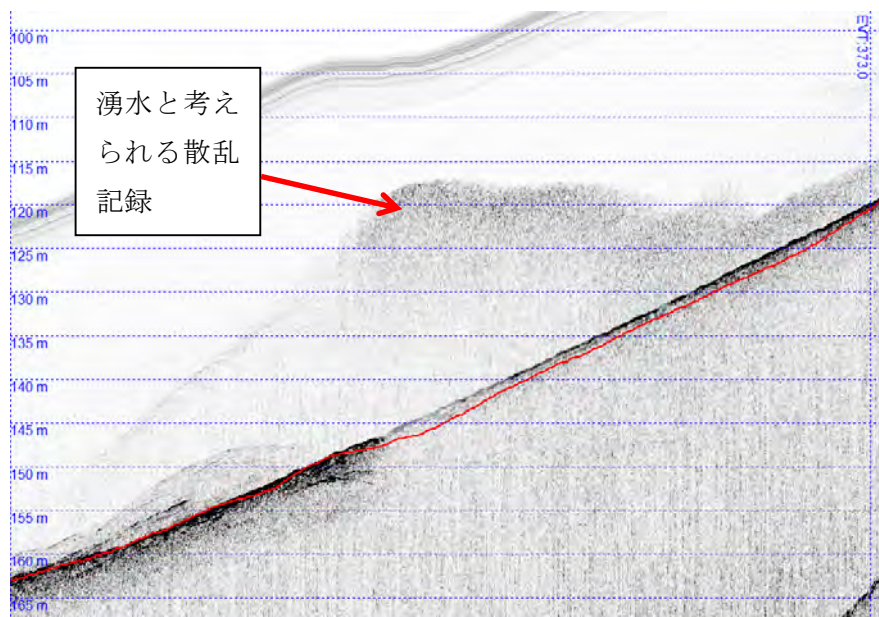


図 5-2-37 湧水地点における地層探査画像

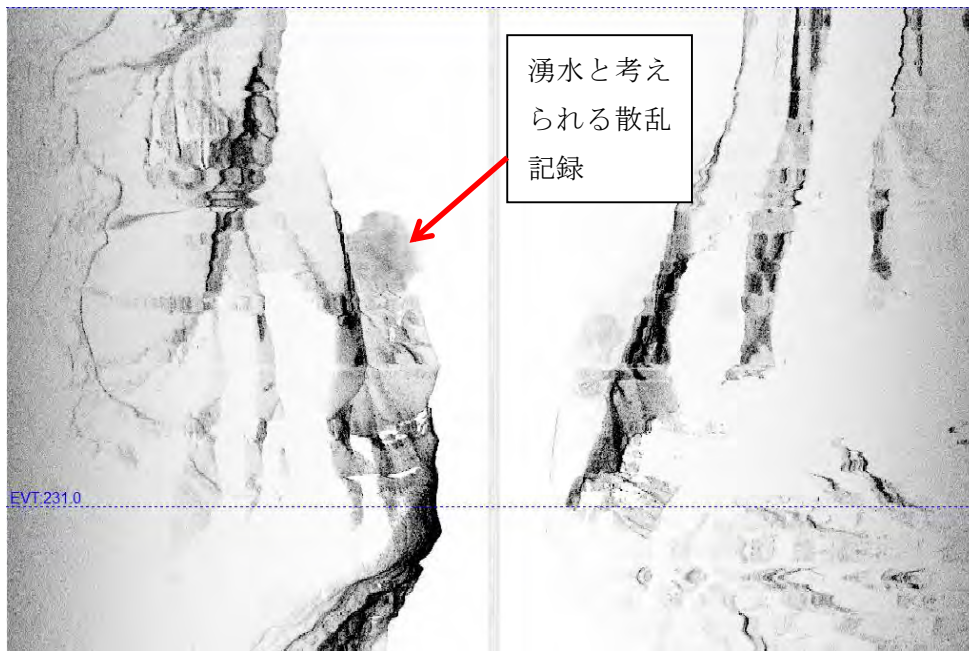


図 5-2-38 湧水地点におけるサイドスキャン画像

この結果、湧水箇所と考えられる範囲は水深 100m～200mにおいて多く認められ、特に基底礫層が露出する海底谷筋の斜面部に沿って多く分布する傾向がみられた(図 5-2-39)。

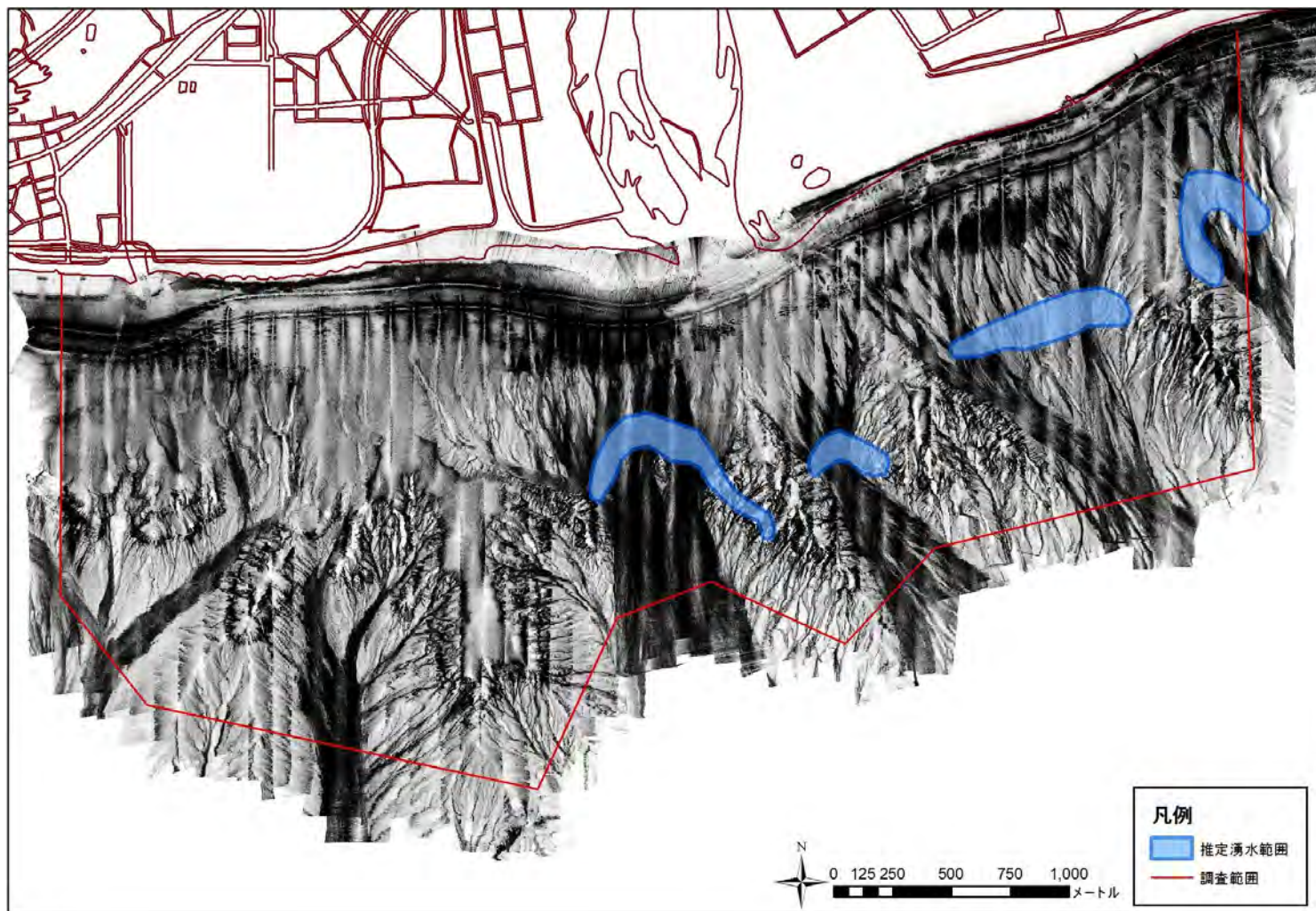


図 5-2-39 海底湧水の存在が推定された範囲

5-2-2 (2) 遠隔無人探査機による海底状況の把握

海底の状況・性状及び地質構造調査結果から推定された海底湧水位置周辺や推定されている断層周辺において ROV により海底の状況を観察した。

1) 調査方法

ROV は LBV300-5 (SeaBotix 社製) を使用し、海底に投入して海底の状況を観察した。併せて錘 7kg を付けた EXO 多項目水質計 (ワイエスアイ・ナノテック社製) を船上から海中に投入して海水の電気伝導度、水温及び水深等を測定した。なお、EXO 多項目水質計は着底を確認した後、海底から水面にむけて測定した。調査場所は図 5-2-40 のとおりである。

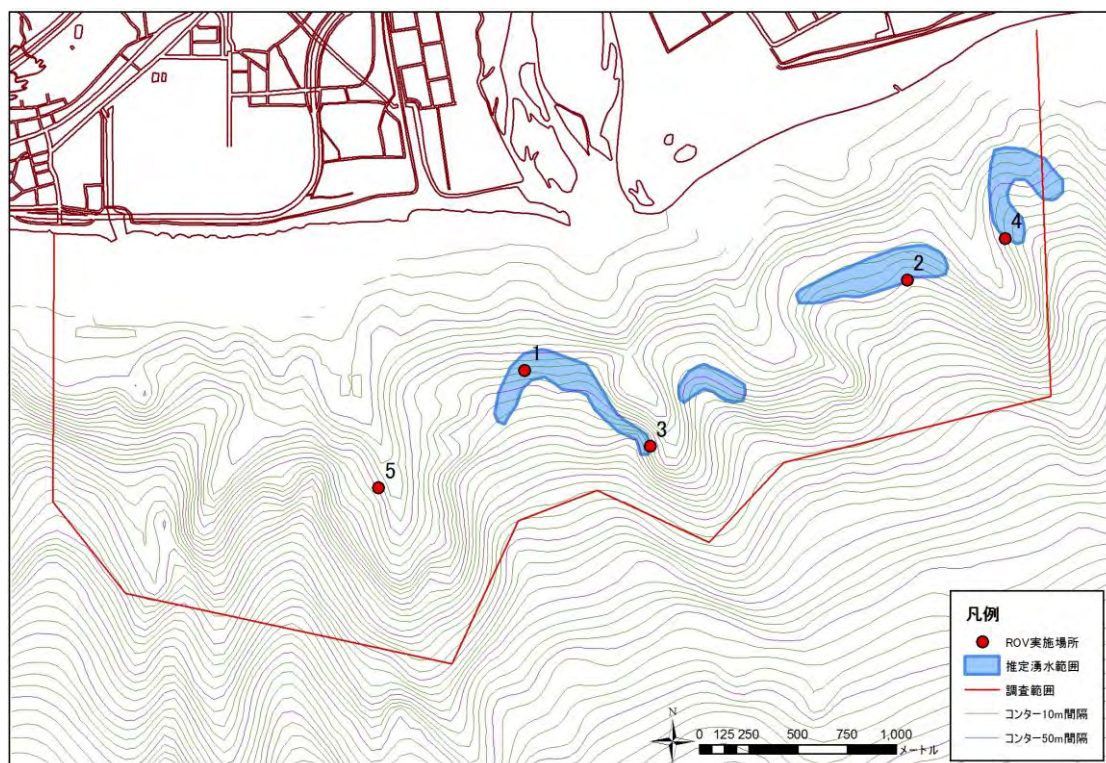


図 5-2-40 海底湧水調査場所

(図中番号は以降の地点番号①～⑤を示す)

2) 海底湧水と推定された地点及びその周辺

調査地点は4地点で、そのうち2地点は基底礫層が露出する海底谷筋の斜面部、他2地点は急崖部とした。

① 富士川河口の先の海底谷

写真5-2-1～写真5-2-3のとおり、海中にあまり生物は見え、海底は沈殿物が堆積しており一面に小さな穴があり、所々に礫がある。礫は沈殿物により覆われている物があれば、周囲が洗われているような物もあった。また海底直上で水の揺らぎのような映像があった。この地点での水深毎の電気伝導度及び水温を図5-2-41に示す。水温は水深50m以上で低下する傾向であり、電気伝導度は水深により変化はなかった。



写真5-2-1 海底湧水と推定された地点周辺の海底の様子
-泥に覆われた礫と一面の穴-



写真 5-2-2 海底湧水と推定された地点周辺の海底の様子 -洗われたような礫-



写真 5-2-3 海底湧水と推定された地点周辺の海底の様子 -洗われたような礫-

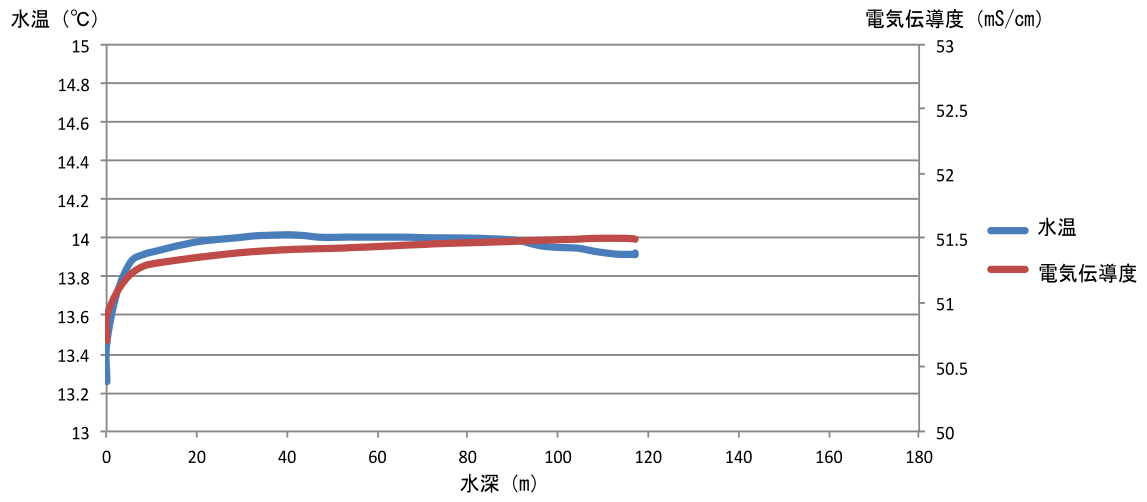


図 5-2-41 水深と水温及び電気伝導度との関係

② 富士川河口左岸側の海底谷

写真 5-2-4～写真 5-2-6 のとおり、エビや魚など生物が多い。写真 5-2-4 のように海底は沈殿物が堆積しており一面に小さな穴があり、所々に礫がある。また海底直上で水の揺らぎのような映像があった。礫は沈殿物により覆われている物もあれば、周囲が洗われているような物があった。この地点での水深毎の電気伝導度及び水温を図 5-2-42 に示す。水温は水深 80m 以上で低下する傾向であり、電気伝導度は水深により変化はなかった。



写真 5-2-4 海底湧水と推定された地点周辺の海底の様子
-泥に覆われた礫と一面の穴-



写真 5-2-5 海底湧水と推定された地点周辺の海底の様子 -洗われたような礫-



写真 5-2-6 海底湧水と推定された地点周辺の海底の様子 -洗われたような礫-

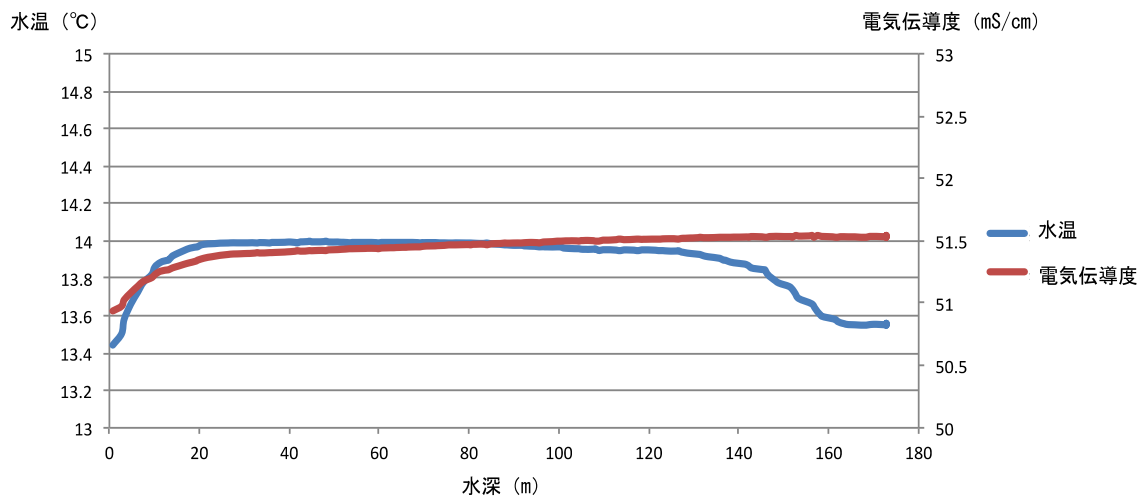


図 5-2-42 水深と水温及び電気伝導度との関係

③ 富士川河口の先の急崖部

写真 5-2-7 のとおり、急崖の下には生物がいる。水深 120m 程度の急崖の上部から下部にかけての状況を写真 5-2-8～写真 5-2-15 に示す。泥が堆積した様子や岩のようなものが露出したような状況がうかがえ、写真 5-2-14 や写真 5-2-16 のとおり大きな穴や小さな穴が散在している。写真 5-2-17、写真 5-2-18 のように棚が突き出たベランダ状の地形や隙間が見られ、写真 5-2-19、写真 5-2-20 のように堆積物から顔を出す固結物や棚状の固結物が見られた。この地点での水深毎の電気伝導度及び水温を図 5-2-43 に示す。水温は水深 90m 以上で低下する傾向であり、電気伝導度は水深により変化はなかった。



写真 5-2-7 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 150m の海底の様子
-ウミシダ類と思われる生物群-



写真 5-2-8 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 120m の海底の様子 -急崖 1-



写真 5-2-9 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 120m の海底の様子 -急崖 2-



写真 5-2-10 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 120m の海底の様子 -急崖 3-



写真 5-2-11 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 120m の海底の様子 -急崖 4-



写真 5-2-12 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 120m の海底の様子 -急崖 5-



写真 5-2-13 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 120m の海底の様子 -急崖 6-



写真 5-2-14 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 120m の海底の様子 -急崖 7-



写真 5-2-15 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 120m の海底の様子 -急崖 8-



写真 5-2-16 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 120m の海底の様子 -大きな穴-



写真 5-2-17 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 120m の海底の様子
-ベランダ状の崖-



写真 5-2-18 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 120m の海底の様子
-ベランダ状の崖-



写真 5-2-19 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 120m の海底の様子
-顔を出す固結物-



写真 5-2-20 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 120m の海底の様子
- 棚状の固結物 -

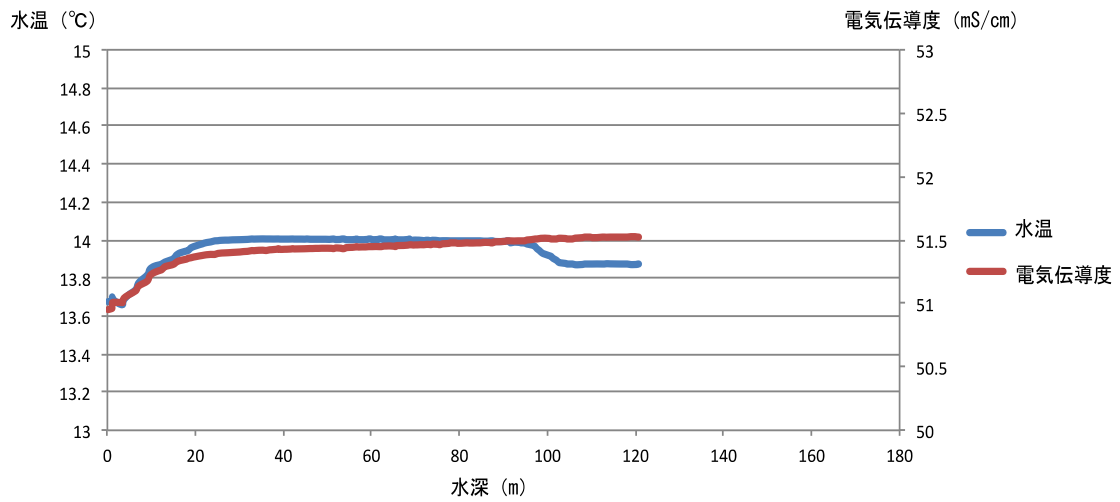


図 5-2-43 水深と水温及び電気伝導度との関係

④富士川河口左岸側の急崖部

富士川河口左岸側の急崖部は漁場の下部に相当する。**写真 5-2-21** のとおり、急崖の下にはエビが多くいる。**写真 5-2-22**、**写真 5-2-23** のとおりエビの大群の上部には固結物が棚状にあり生物が張り付いている。**写真 5-2-22** や**写真 5-2-24** のとおり魚も見られた。また海底直上で斜面を登るような水の揺らぎが認められた。この地点での水深毎の電気伝導度及び水温を図 5-2-44 に示す。水温は水深 60m 以上で低下する傾向にあり、電気伝導度は水深によりあまり変化はないが海底付近で少し低下した。



写真 5-2-21 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 100m の海底の様子
-エビの大群-



写真 5-2-22 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 100m の海底の様子 -エビと魚-



写真 5-2-23 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 100m の海底の様子
-生物が張り付いている固結物-



写真 5-2-24 海底湧水と推定された地点周辺の深さ 100m の海底の様子 -エビと魚-

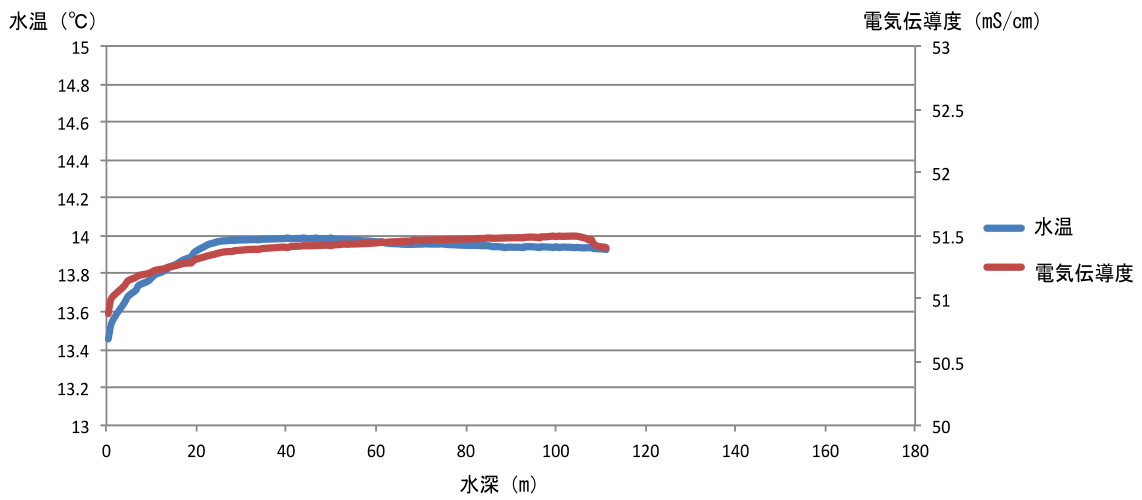


図 5-2-44 水深と水温及び電気伝導度との関係 -EX0 多項目水質計-

3) 推定されている断層周辺

調査地点は推定されている断層周辺 1 地点で、富士川河口右岸側で深さ 100m 程度の急崖部である。写真 5-2-25、写真 5-2-26 は急崖の状況である。最近、崩れたためか泥が堆積した様子うかがえる。写真 5-2-27 は急崖を俯瞰したものであるが、階段状に崩れた様子うかがえる。



写真 5-2-25 推定されている断層周辺の海底の様子 -急崖-



写真 5-2-26 推定されている断層周辺の海底の様子 -急崖-



写真 5-2-27 推定されている断層周辺の海底の様子 -俯瞰した急崖-

5-2-2 (3) まとめ

本調査で得られた調査結果を下記にまとめた。

- (1) 本調査ではサイドスキャンソナー記録および地層探査記録上の水中部分に、湧水の影響の可能性がある散乱記録が複数個所で認められた。
- (2) 湧水推定箇所は水深 100m～200mにおける地点で多く認められた。分布範囲は基底礫層が露出または沖積層の堆積が薄い、海底谷筋の斜面域が主であった。
- (3) サイドスキャンソナーおよび地層探査機により推定された海底湧水位置周辺や推定されている断層周辺において ROV により海底の状況を観察した。海底湧水が推定された海底は沈殿物が堆積しているが、礫は沈殿物により覆われている物があれば、礫が洗われていたり、海底直上で水の揺らぎが認められた地点があり、水の揺らぎのような映像もいくつかあった。海底付近において電気伝導度が低下した事例が 1カ所あり海底湧水の存在が示唆された。また、大きな穴や小さな穴が散在し、海底湧水の存在の可能性が示唆された。
- (4) これらの地点の海底付近の電気伝導度の低下はあまり見られず、湧水が局所的である、または湧水による影響範囲が海底付近に止まり海上から計測器を降ろす計測法では把握できない可能性が示唆された。

5-3 海底湧出地下水流動系把握のための地下水環境調査

富士山周辺では、透水性に富む新富士火山（古富士泥流上面以浅）が主要な帯水層であり、かつ地下水の流路にもなっている(土, 2004)。富士山にもたらされた降水は海域で海底湧水として湧出していると考えられている(落合, 1969 ; 伊藤・丸井, 2010)。駿河湾を臨む富士山西南麓では、富士川河口断層帯が南北方向に分布し、断層が富士山から駿河湾にかけての地下水流動に大きな影響を与えている可能性がある。

このため、富士山から駿河湾にかけての海底湧出地下水流動系を把握し富士山における地下水海底湧出機構を推定するため断層を主とした地質構造を把握する必要がある。富士川河口断層帯等を対象としマルチ周波数比抵抗探査（以下、FDEM 探査とする。）を実施して富士山西南麓における断層位置等の地質構造を把握するとともに、湧水・地下水等の水質調査を実施して地下水性状を把握し、海底湧出位置を推定するための資料を得ることを目的とする。

5-3-1 物理探査による断層を主とした地質構造把握

富士山西南麓におけるボーリング調査及び断層調査等による地質関係の資料を収集するとともに、富士山西南麓において新富士火山噴出物が分布する深度 100m 以浅を対象とした FDEM 探査を実施した。

5-3-1 (1) 調査方法

1) 調査地と調査数量

既存の図 5-3-1 に示したトレンチ調査等が実施され断層が確認されている場所において FDEM 探査機器のキャリブレーションを実施し、ほかの断層が推定されている場所において具体的な断層位置を推定するため FDEM 探査を実施した（以下、断層調査とする。）。併せて図 5-3-2 に示した沿岸域において地中における淡水域を推定するため FDEM 探査を行った（以下、沿岸域調査とする。）。

表 5-3-1 に各調査の数量を示す。

表 5-3-1 調査数量

| 調査名称 | 単位 | 数量 | 適用 |
|-----------|----|-----|--|
| (1) 断層調査 | km | 5.4 | トレンチ調査等実施地域：測定間隔 1m 又は 2m 断層推定地域：地形変曲点付近の測点間隔 1m、ほかは 5m |
| (2) 沿岸域調査 | km | 0.2 | 測定間隔：5m |



図 5-3-1 断層調査位置



图 5-3-2 沿岸域調査位置

2) 既往調査資料の収集と整理

・断層調査

FDEM 探査によって断層位置を確認するためには、断層によって変位を受けた地質の物理量（ここでは比抵抗とする）の違いを認識できることが条件である。地層区分が詳細に分かっている地盤で FDEM 探査を実施すれば、地層別の物理量の対比（キャリブレーション）が可能になる。そこで、既往調査資料を収集し、詳細な地質区分を FDEM 探査の事前に把握をおこなった。

また、都市圏活断層図（国土地理院，2014）から断層が存在すると想定される箇所を抽出し、上述のキャリブレーション結果を適用することで、FDEM 探査によって断層の位置を把握した。

・沿岸域調査

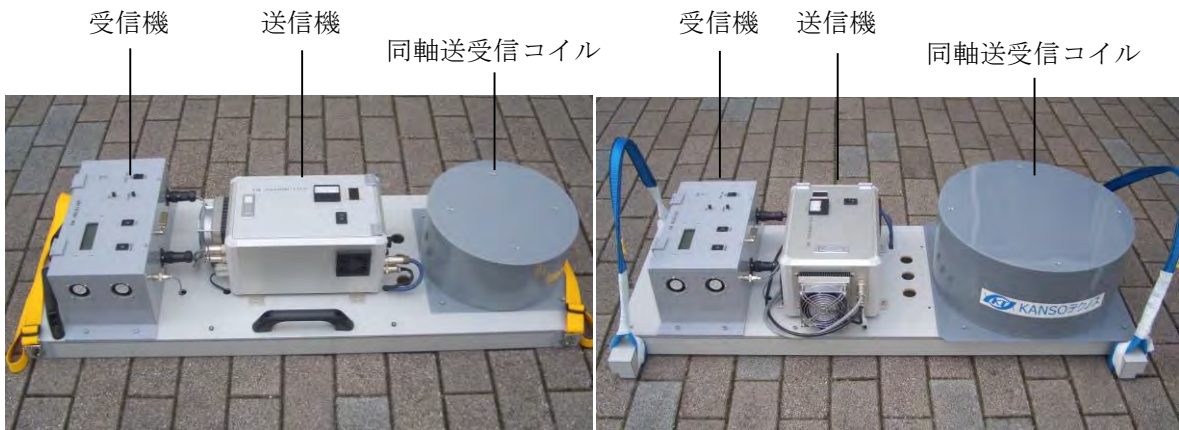
淡水域を把握するためには、各地層の地下水が海水または淡水である場合の比抵抗値を事前に捉えておくことが必要であり、そこで、地層区分や海水・淡水の分布状況が分かっている既往ボーリングを抽出した。

3) FDEM 探査

現地では地形の変曲点毎に標高の計測を行い、地盤の比抵抗を測定するための調査は高周波及び低周波の FDEM 探査機により実施した。

FDEM 探査 (Frequency Domain Electromagnetic Method) は、周波数を深度のパラメータとした電磁探査である。本調査における FDEM 探査機は、16 種類の周波数を使用することで、高密度電気探査と同等レベルの分解能の比抵抗断面図が得られる。

本調査では、①深さ 20~30m を対象とした FDEM 探査機【1 型】及び、②深さ 100m を対象とした FDEM 探査機【2 型】を使用する。図 5-3-3 に FDEM 探査機の写真を、表 5-3-2 に探査機の仕様を示した。



① FDEM 探査機【1 型】

② FDEM 探査機【2 型】

図 5-3-3 FDEM 探査機

表 5-3-2 FDEM 探査機の仕様

| 機器名称 | 周波数 | 対象深度 | 備考 |
|---------------|------------|-------------|--------|
| FDEM 探査機【1 型】 | 2~364kHz | 20~30m 程度まで | 16 周波数 |
| FDEM 探査機【2 型】 | 0.7~128kHz | 100m 程度まで | 16 周波数 |

断層調査を実施するにあたり、当地域は起伏の激しい地形が想定され古富士泥流上面までの深度が不明な状況で調査を実施するため、測線の設定、測点間隔及び機器の選定については、地形及び古富士泥流上面までの深度を考慮しつつ適切な断面が得られるよう調査して行った。

・断層調査の測線計画

FDEM 探査は調査精度が測定点の密度に依存するため、目的に応じて測線ピッチを変更する。既往調査資料により選定した測線では、地層の情報量の大小に比例させて測点間隔を設定した。また、都市圏活断層図から断層が存在すると想定される測線では、測線延長を道路に沿って長く設け、地形変局点では断層が存在する可能性が高いため、詳細な探査が行えるよう測点ピッチを細かく設定した。それらのパターン図を図 5-3-4 に、一覧表を表 5-3-3 に示す。また、図 5-3-5～図 5-3-7 に本調査における FDEM 探査測線を示す。

- 既往調査実施箇所（地質・比抵抗断面）
 - 測線設定 断面線に沿って線状に設定
 - 測定ピッチ 2.0m
- 既往調査実施箇所（トレンチ）
 - 測線設定 トレンチに沿って線状に設定
 - 測定ピッチ 1.0m
- 断層想定箇所
 - 測線設定 道路に沿って線状に設定
 - 測定ピッチ 5.0m
- 断層想定箇所（地形変局点）
 - 測線設定 道路に沿って線状に設定
 - 測定ピッチ 1.0m

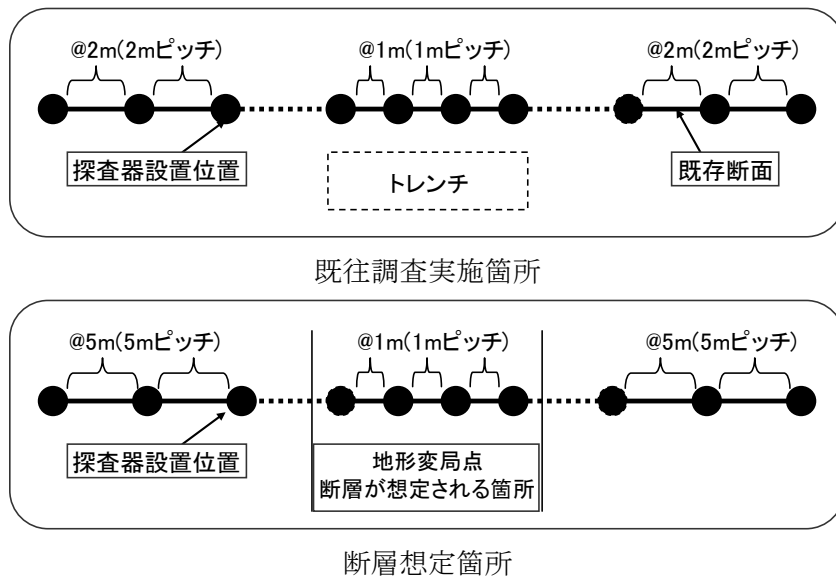


図 5-3-4 FDEM 探査測点パターン図（断層調査）

表 5-3-3 FDEM 探査測線一覧 (断層調査)

■断層調査

| 調査箇所 | 測線番号 | 既往調査 | | FDEM探査 | | | | 備考 |
|---------|--------|-----------------------|----------------|---------|-----------|---------|-------|---------|
| | | 調査内容 | 実施者 | 測線長 (m) | 測定ピッチ (m) | 測点数 (点) | 探査機 | |
| ①安居山断層1 | An-1 | トレンチ | 産総研 | 50 | @1.0 | 51 | 【1型】 | |
| ②安居山断層2 | As-1 | 地質・比抵抗断面 | 産総研 | 70 | @5.0 | 15 | 【1型】 | |
| | As-2 | トレンチ | | 63 | @1.0 | 65 | 【1型】 | |
| | As-2-1 | | | 65 | @5.0 | 14 | 【2型】 | |
| ③入山瀬断層1 | Ah-1 | 地質・比抵抗断面 | 産総研 | 137 | @1.0 | 113 | 【1型】 | |
| ④入山瀬断層2 | Kn-1 | 都市圏活断層図 (富士宮市) | 国土地理院 | 520 | @5.0 | 105 | 【2型】 | |
| | Kn-2 | | | 180 | @5.0 | 37 | 【2型】 | |
| | Kn-3 | | | 65 | @5.0 | 14 | 【2型】 | |
| | Kn-1-1 | | | 100 | @1.0 | 101 | 【1型】 | 地形変曲点付近 |
| ⑤大宮断層1 | Is-1 | 都市圏活断層図 (富士宮市) 及びトレンチ | 国土地理院 及び 地質調査所 | 160 | @5.0 | 33 | 【2型】 | |
| | Is-2 | | | 60 | @5.0 | 13 | 【2型】 | |
| | Is-3 | | | 180 | @5.0 | 37 | 【2型】 | |
| | Is-4 | | | 215 | @5.0 | 44 | 【2型】 | |
| | Is-1-1 | | | 100 | @1.0 | 101 | 【1型】 | 地形変曲点付近 |
| | Is-2-1 | | | 50 | @1.0 | 51 | 【1型】 | |
| | Is-3-1 | | | 180 | @1.0 | 181 | 【1型】 | |
| ⑥大宮断層2 | On-1 | 都市圏活断層図 (富士宮市) | 国土地理院 | 585 | @5.0 | 118 | 【2型】 | |
| | On-2 | | | 250 | @5.0 | 51 | 【2型】 | |
| | On-3 | | | 500 | @5.0 | 101 | 【2型】 | |
| | On-4 | | | 980 | @5.0 | 197 | 【2型】 | |
| | On-5 | | | 260 | @5.0 | 53 | 【2型】 | |
| | On-1-1 | | | 100 | @1.0 | 101 | 【1型】 | 地形変曲点付近 |
| | On-2-1 | | | 100 | @1.0 | 101 | 【1型】 | |
| | On-3-1 | | | 100 | @1.0 | 101 | 【1型】 | |
| | On-3-2 | | | 100 | @1.0 | 101 | 【1型】 | |
| | On-4-1 | | | 100 | @1.0 | 101 | 【1型】 | |
| | On-4-2 | | | 100 | @1.0 | 101 | 【1型】 | |
| | On-5-1 | | | 100 | @1.0 | 101 | 【1型】 | |
| | 合計 | | | | | | 5,470 | |

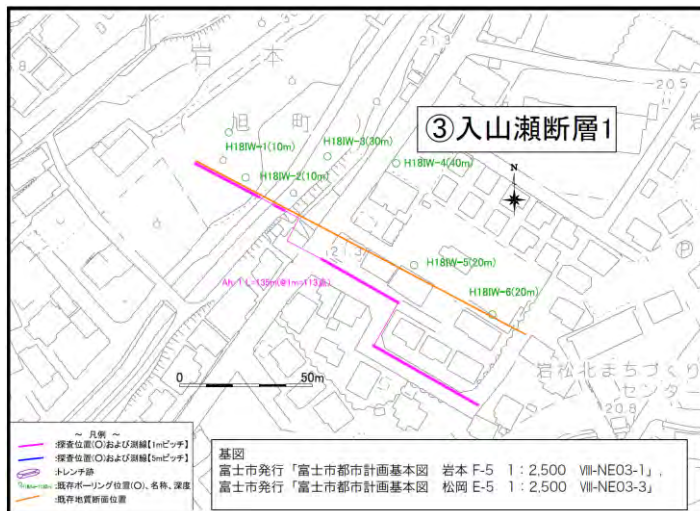
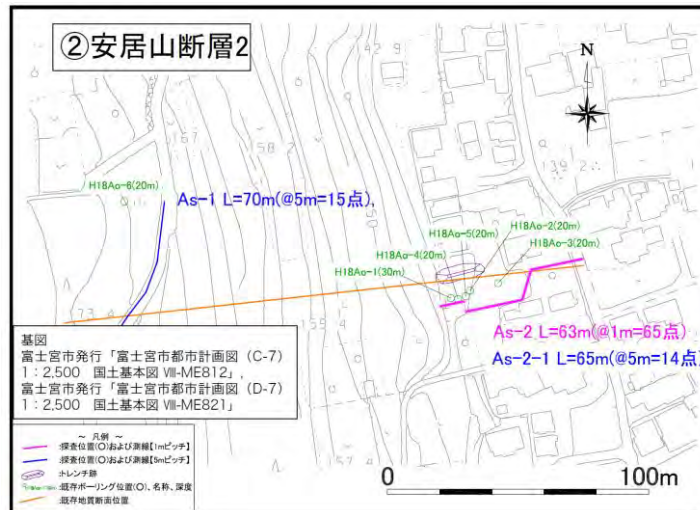
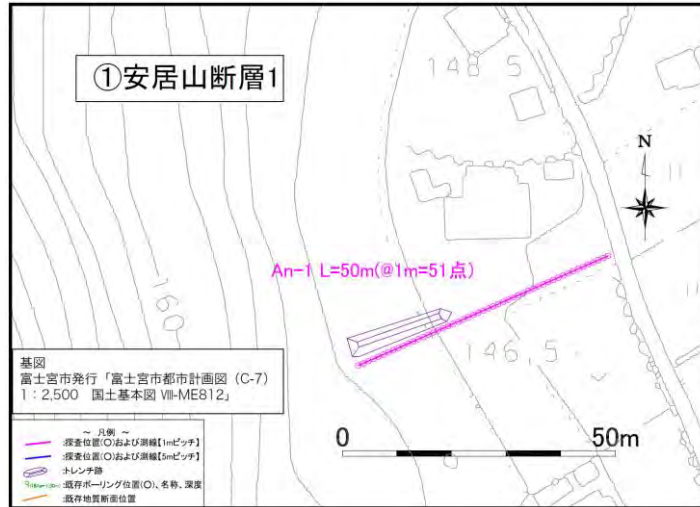


図 5-3-5 FDEM 探査測線一覧 (断層調査) その 1

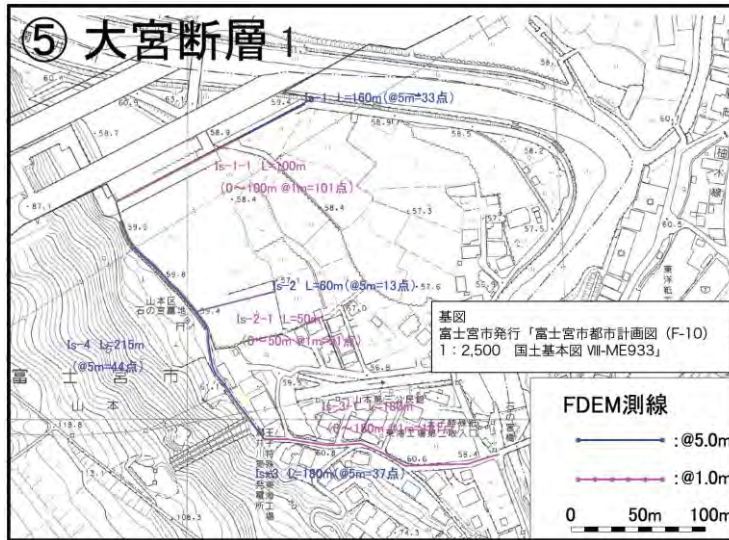
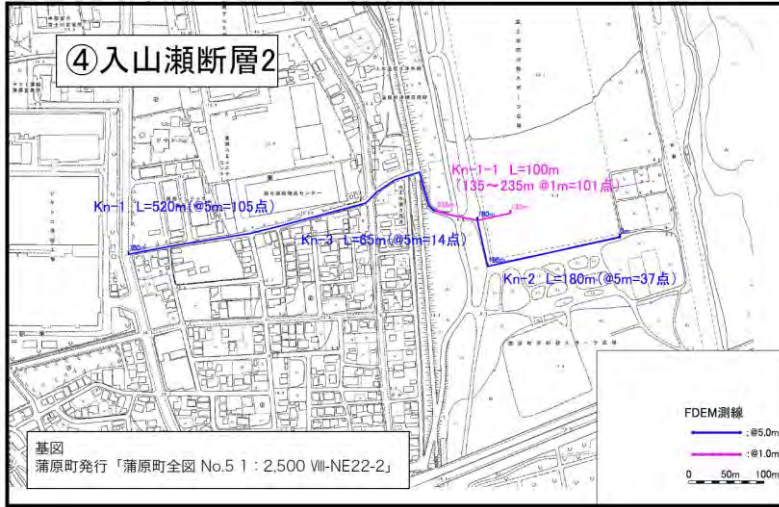


図 5-3-6 FDEM 探査測線一覧 (断層調査) その 2

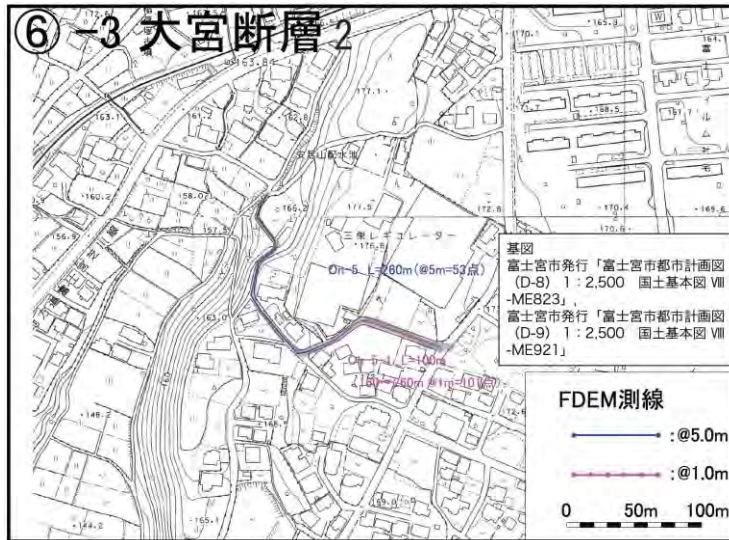


図 5-3-7 FDEM 探査測線一覧 (断層調査) その 3

・沿岸域調査

FDEM 探査測線は、既存のボーリングの近傍で図 5-3-8 のパターン図に示すように実施した。一覧表を表 5-3-4 に示す。図 5-3-9、5-3-10 に本調査における FDEM 探査位置を示す。

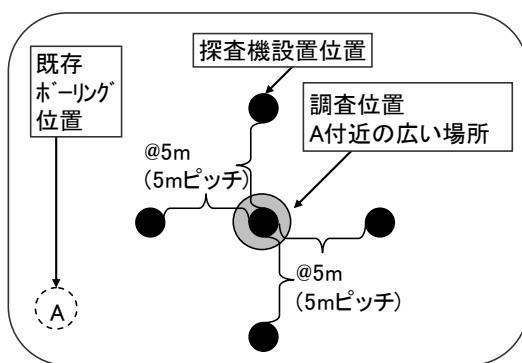


図 5-3-8 FDEM 探査測点パターン図（沿岸域調査）

表 5-3-4 FDEM 探査測線一覧（沿岸域調査）

■沿岸域調査

| 調査箇所 | 測線番号 | 既往ボーリング | | FDEM探査 | | | | 備考 |
|------|------|---------|-----|--------|----------|--------|------|----|
| | | 深度(m) | 実施者 | 測線長(m) | 測定ピッチ(m) | 測点数(点) | 探査機 | |
| ⑦ | SE-1 | 200 | 通産省 | 40 | @5.0 | 9 | 【2型】 | |
| ⑧ | TA-1 | 200 | 通産省 | 40 | @5.0 | 9 | 【2型】 | |
| ⑨ | WY-1 | 200 | 通産省 | 40 | @5.0 | 9 | 【2型】 | |
| ⑩ | NO-1 | 220 | 通産省 | 40 | @5.0 | 9 | 【2型】 | |
| ⑪ | UK-1 | 200 | 通産省 | 30 | @5.0 | 7 | 【2型】 | |
| 合計 | | 1,020 | | 190 | | 43 | | |

・現地測定手順

現地での測定手順を図 5-3-9 に示す。現場周辺の基準点となりうる構造物等から探査測線の基点位置を割り出し、各測点にスプレーやチョークでマーキングを行うことで測線を設定した。探査機を測点に設置し、測定を開始する。得られた探査曲線によってデータを確認し、次の測点に進む。探査時間は、2～3 分／測点（移動を含む）である。

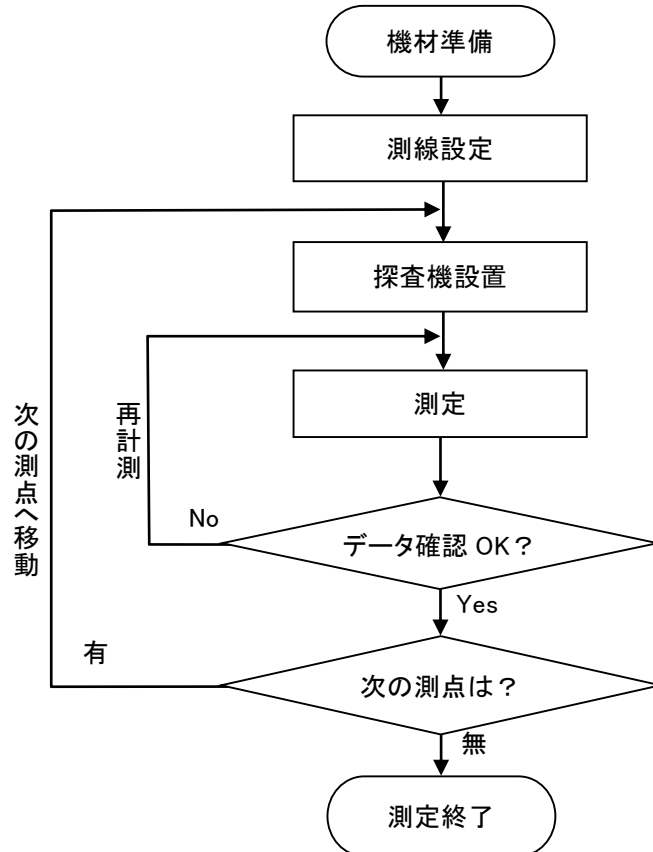


図 5-3-9 測定フロー図

・解析手順

FDEM 探査の解析では、各測点で比抵抗モデルの 1 次元逆解析を行い、得られた比抵抗柱状図からマッピングソフトにより比抵抗断面図を作成した。1 次元逆解析は、物理モデルから計算される理論値と観測値とが十分に近似するようなパラメーター（比抵抗・層厚分布）を決定することである。図 5-3-10 に解析のフロー図を示す。

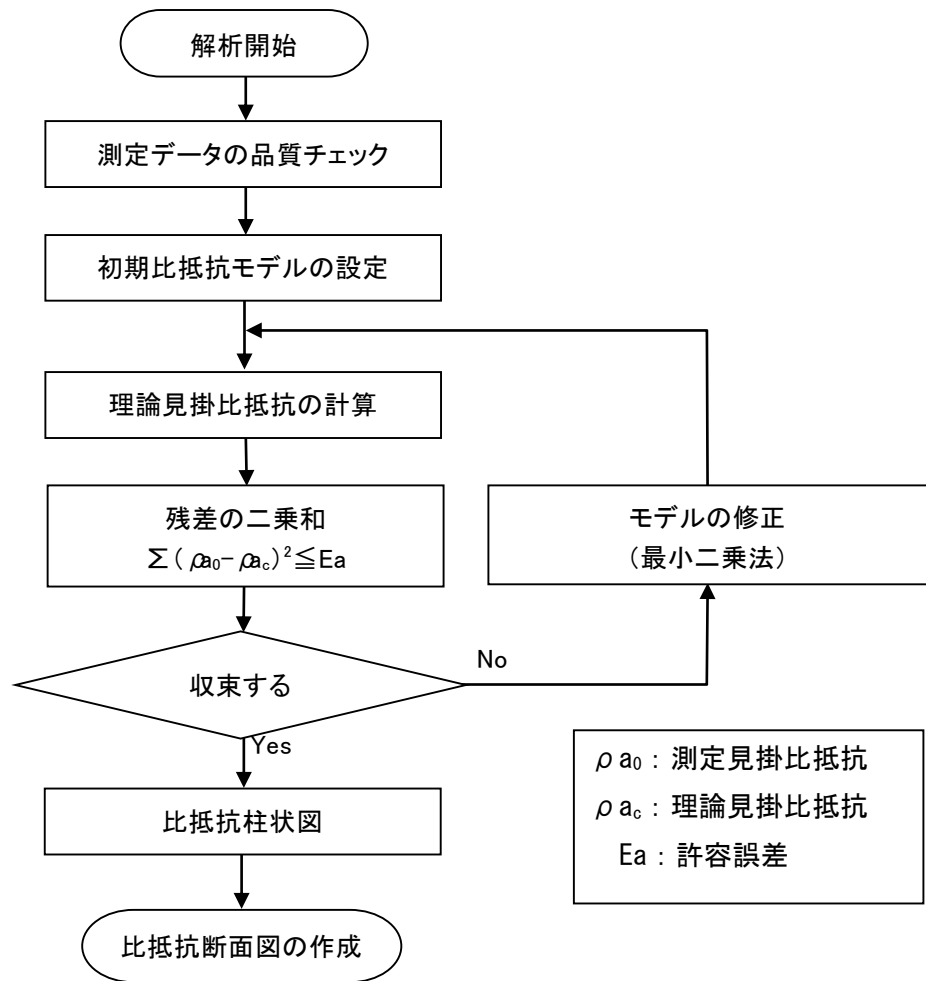


図 5-3-10 解析フロー図

・結果の解釈

FDEM 探査によって測定される物理量は比抵抗である。比抵抗は地盤や岩盤の多くの要因で変化する。表 5-3-5 は、一般的な比抵抗の変化要因を示したものである。また、表 5-3-6 は、地盤や地質による比抵抗の範囲を整理したものである。同表を参考にすると、地層が異なっても比抵抗は同じような値をとることがある。したがって、探査結果の解釈はこのような要因を考えて評価する必要がある。

本調査では、FDEM 探査によって得られた地盤の比抵抗断面図と既往調査資料を対比することで、断層位置及び淡水域位置を推定した。

表 5-3-5 比抵抗の変化要因(災害科学研究所トンネル調査研究会, 2001)

| 要因 | | 地盤の比抵抗の高低 | | 地盤の関連現象 |
|--------------------|------|---------------|-----|---------|
| | | 低い ←←←← →→→→ | 高い | |
| 間隙率 | 飽和状態 | 大きい ←←←← →→→→ | 小さい | 風化・破砕帯 |
| | 乾燥状態 | 小さい ←←←← →→→→ | 大きい | |
| 飽和度 (間隙率一定) | | 大きい ←←←← →→→→ | 小さい | 地下水位 |
| 体積含水率 (間隙率×飽和度) | | 大きい ←←←← →→→→ | 小さい | 風化・破砕帯 |
| 粘土鉱物含有量 (導電性鉱物) | | 多い ←←←← →→→→ | 少ない | 風化・変質 |
| 地下水の比抵抗 | | 低い ←←←← →→→→ | 高い | 塩水楔など |
| 温度(地温) | | 高い ←←←← →→→→ | 低い | 地熱・温水 |

表 5-3-6 地質別比抵抗(災害科学研究所トンネル調査研究会, 2001)

| 地質 | 比抵抗 (Ω m) | | | | | | | | 大分類 |
|----------|-----------------|-------------------|-----------------|-------------------|-----------------|-------------------|-----------------|-------------------|-----|
| | 10 ⁰ | 5×10 ⁰ | 10 ¹ | 5×10 ¹ | 10 ² | 5×10 ² | 10 ³ | 5×10 ³ | |
| 花崗岩 | | | | | ■ | ■ | ■ | | 火成岩 |
| まさ土 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 流紋岩類 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 安山岩 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 玄武岩 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 砂岩 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 頁岩 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| チャート | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 石灰岩 | | | | | | ■ | ■ | | |
| 緑色岩 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 互層(識別せず) | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 砂質結晶片岩等 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 泥質結晶片岩等 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 砂岩・礫岩 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 泥岩 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 凝灰岩 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 互層(識別せず) | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 粘土・シルト | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 段丘礫層 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 砂礫 | | | | | ■ | ■ | ■ | | |
| 互層(識別せず) | | | | | ■ | ■ | ■ | | |

5-3-1 (2) 調査結果

1) 断層調査

①安居山断層1

安居山断層1地点でのFDEM探査は、1型機にて既往トレンチ実施箇所沿い及びその東側で測線長50m、測定間隔1mにて実施した(測線An-1)。測線An-1のFDEM探査結果の比抵抗分布図を図5-3-11に示す。また、既往のトレンチ断面図を図5-3-12にあわせて示す。

調査の結果、比抵抗分布は以下の3層に分類できた。

【①層】

地表からGL-1～2mまでに分布する70Ωm以下の低比抵抗層で、トレンチ調査結果の【1～6層】に対応する盛土および堆積物(シルト・砂・礫)と思われる。

【②層】

GL-1～2m以深に分布する70Ωm前後の比抵抗層で、トレンチ調査結果の【6～9層】に対応する層と思われる。

【③層】

GL-2～6m以深に分布する70Ωm以上の比較的高比抵抗層で、トレンチ調査結果では調査範囲外で出現していないが、新富士溶岩層に対応するものと思われる。

また、断層面を示唆するような、明瞭な不連続面は認められなかった。

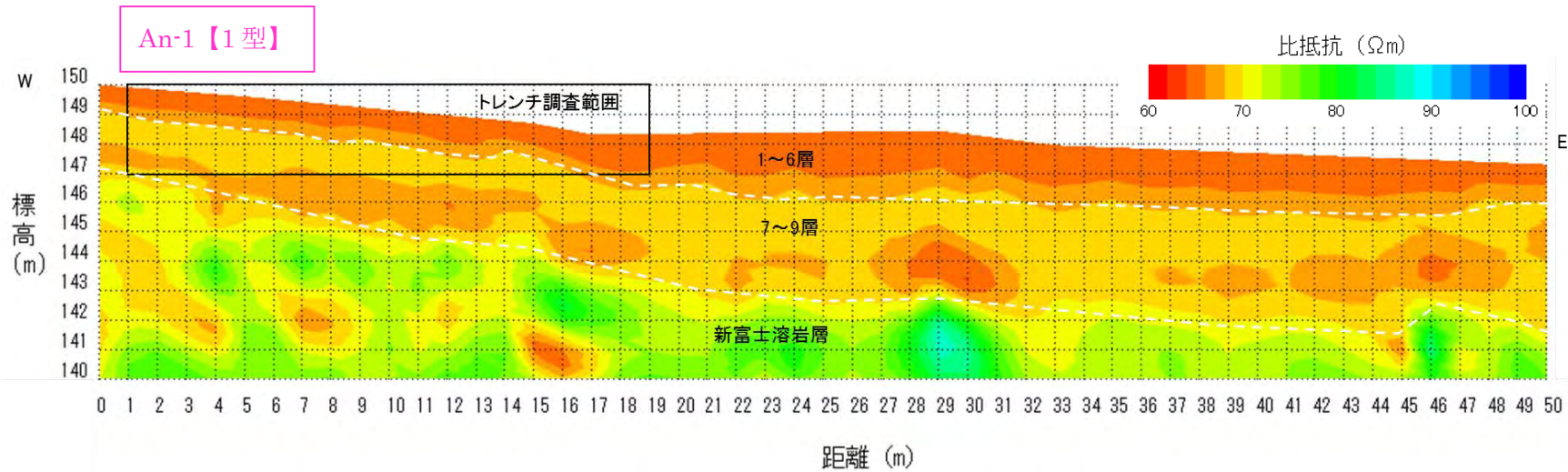


図 5-3-11 安居山断層 1 の比抵抗分布図

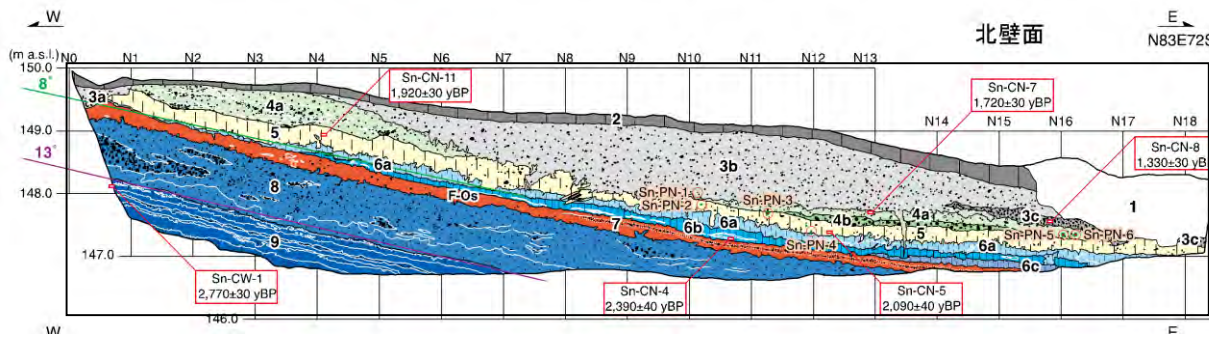


図 5-3-12 安居山断層 1 の既往のトレンチ断面図 (青見北)

(産業技術総合研究所, 2007)

| 地層名 | 層相 | |
|-----|----------------|---|
| 1層 | 埋土・盛土 | シルト、砂、礫、炭化セルロース、ポリプロピレン樹脂等を含む。 |
| 2層 | 埋土 | 礫質シルト |
| 3層 | 埋土堆積物、斜面堆積物 | シルト、砂、礫 |
| 4層 | 斜面堆積物、小川川流路堆積物 | シルト、砂、礫 |
| 5層 | 斜面堆積物 | シルト、砂、礫。 N4付近に炭が散在する。 |
| 6層 | 氾濫原堆積物 | シルト、砂、礫。ヤブ腐植質のシルトを主体とする。 |
| 7層 | 扇状地堆積物 | 黒色スコリア、棕色スコリアを主体とする。N8、S13付近には水流の影響を受けたとみられる成層構造が発達する。岩相と上下の地層の年代から富士大沢テフラに対比される。 |
| 8層 | 氾濫原堆積物 | 細粒砂を主体とし、中粒～粗粒砂および細礫の薄層をレンズ状に挟む。 |
| 9層 | 氾濫原堆積物 | 砂・シルト互層 (一部腐植質) |

②安居山断層2

安居山断層2地点でのFDEM探査は、既往トレンチ実施箇所ではトレンチ沿い及びその東側で、1型機にて測線長63m測定間隔1m(測線As-2)、2型機にて測線長65m測定間隔5m(測線As-2-1)にて実施した。また、1型機にて既往調査によりボーリング調査が実施されている、トレンチ実施箇所西側(山側)の標高約170m地点にて、測線長70m測定間隔1mにて実施した(測線As-1)。測線As-2(トレンチ部)でのFDEM探査結果の比抵抗分布図を図5-3-13、図5-3-15に、既往のトレンチ断面を図5-3-14に示す。また、測線As-1(トレンチ上の道路)でのFDEM探査結果の比抵抗分布図を図5-3-16に、既往の地質想定断面図を図5-3-17にあわせて示す。測線As-1では、都市計画図からFDEM探査の距離50m地点を標高173.4mとし、レベル測量の結果を反映した。

調査の結果、トレンチ実施箇所の1型機による比抵抗分布は以下の3層に分類できた。<図5-3-13>

【①層】

地表からGL-1～2mまでに分布する70Ωm以下の低比抵抗層で、トレンチ調査結果の【1～3層】に対応する堆積物と思われる。

【②層】

GL-1～2m以深に分布する70Ωm前後の比抵抗層で、トレンチ調査結果の【4～7、9層】に対応する層と思われる。

【③層】

GL-3～6m以深に分布する70Ωm以上の比較的高比抵抗層で、トレンチ調査結果の【8層】新富士溶岩層に対応するものと思われる。

また、断層面を示唆するような、明瞭な不連続面は認められなかった。

トレンチ実施箇所の2型機による比抵抗分布は以下の3層に分類できる。<図5-3-15>

【①層】

地表からGL-3～10mまでに分布する70Ωm前後の比抵抗層で、トレンチ調査結果の【1～7層】に対応する堆積物と思われる。

【②層】

GL-3～10m以深に分布する70Ωm以上の比抵抗層で、トレンチ調査結果の【8層】新富士溶岩層に対応するものと思われる。

【③層】

GL-65m以深(標高75～70m以深)に分布する70Ωm以下の低比抵抗層で、古富士泥流堆積物に対応する層と思われる。

また、断層面を示唆するような、明瞭な不連続面は認められなかった。

トレンチ実施箇所西側の1型機による比抵抗分布は以下の2層に分類できる。<

図 5-3-16>

【①層】

地表からGL-5m前後（標高166～168m）以浅に分布する比抵抗層で、既往調査結果の【8層】新富士溶岩に対応する層と思われる。

【②層】

GL-5m前後（標高166～168m）以深に分布する比抵抗層で、既往調査結果（ボーリング調査結果）の古富士泥流堆積物に対応する層と思われる。

以上のFDEM探査結果は既往調査結果と整合的な結果となった。

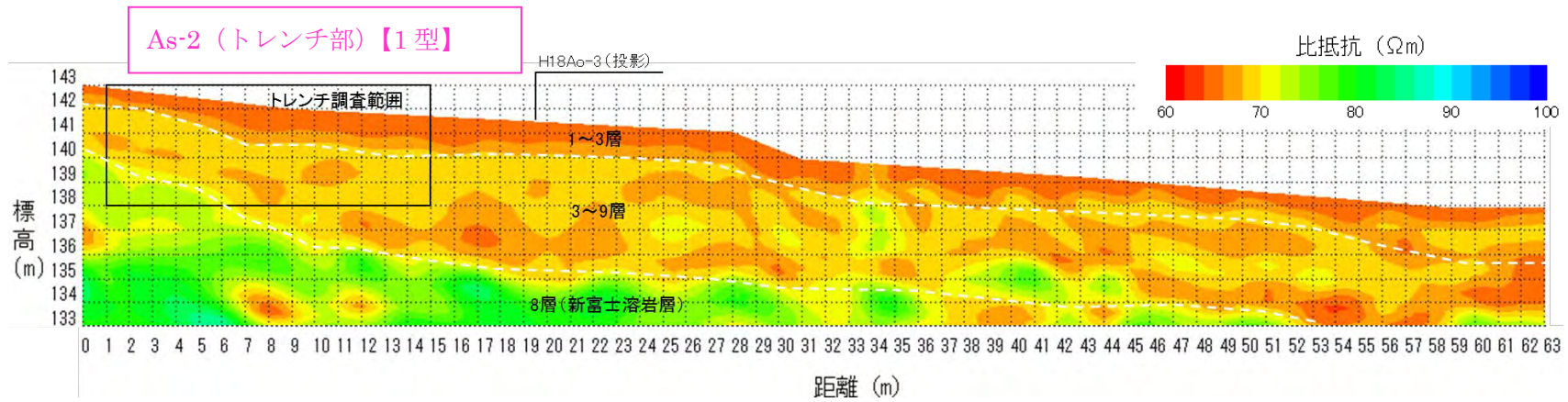


図 5-3-13 安居山断層 2 の比抵抗分布図 (As-2 (トレンチ部) 【1 型】)

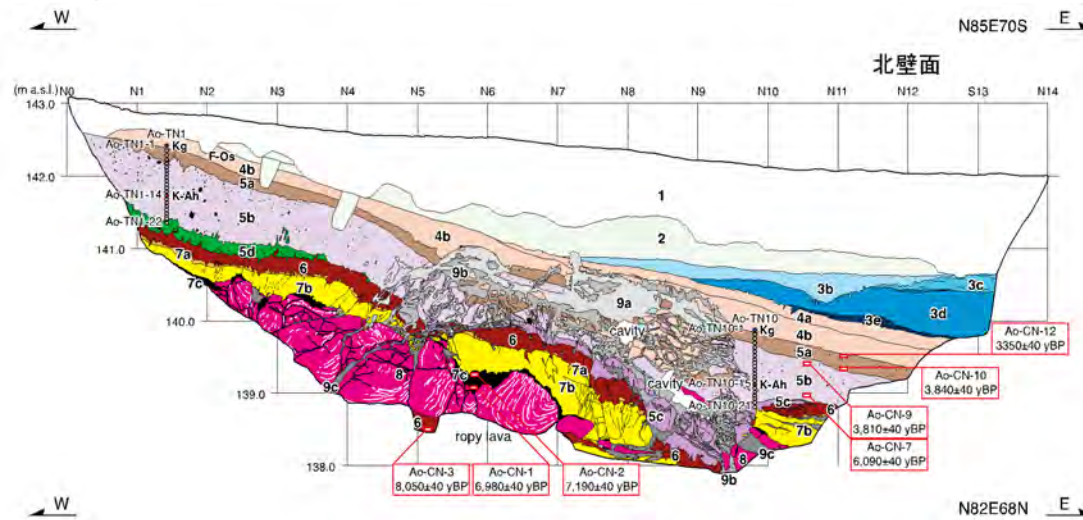


図 5-3-14 安居山断層 2 の既往のトレンチ断面図 (青見南) (産業技術総合研究所, 2007)

As-2-1 (トレンチ部) 【2型】

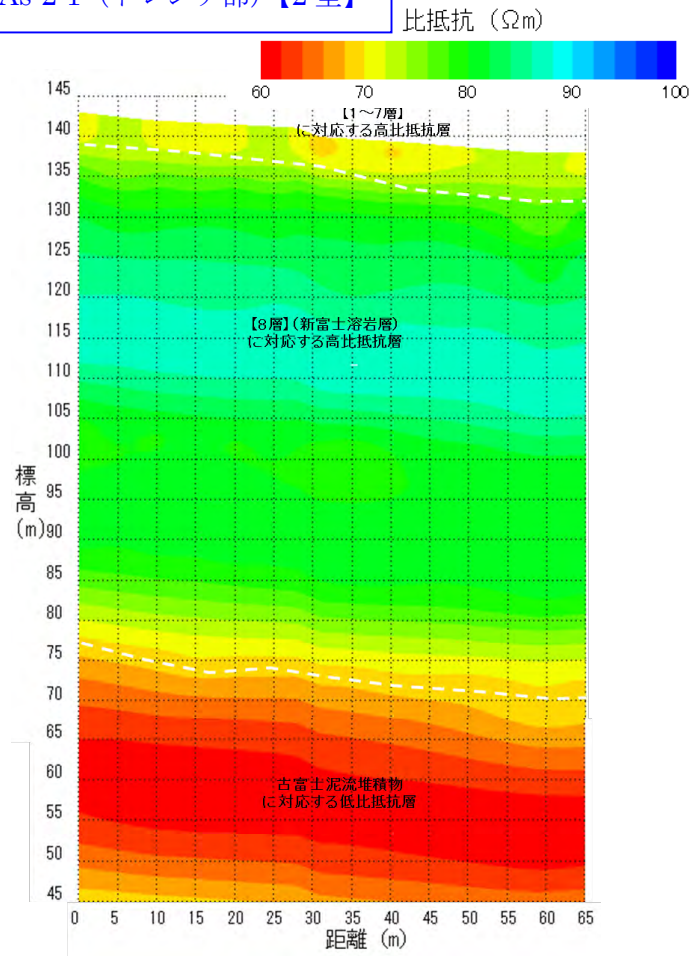


図 5-3-15 安居山断層 2 の比抵抗分布図
(As-2-1 (トレンチ部) 【2型】)

As-1 (トレンチ上の道路) 【1型】

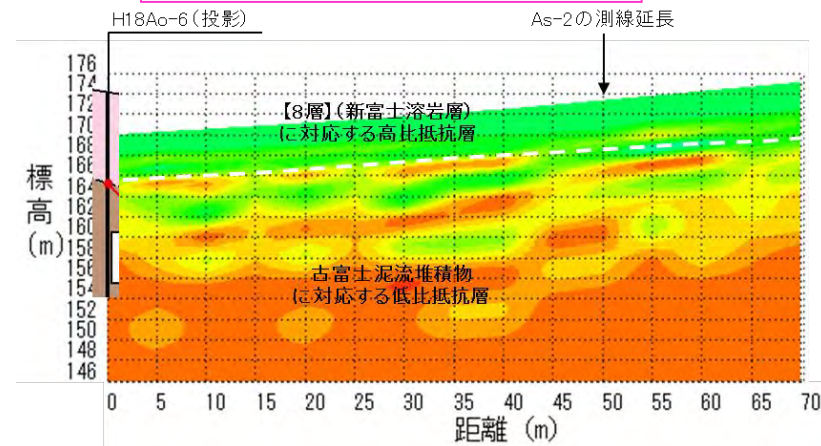


図 5-3-16 安居山断層 2 の比抵抗分布図 (As-1 (トレンチ上の道路) 【1型】)

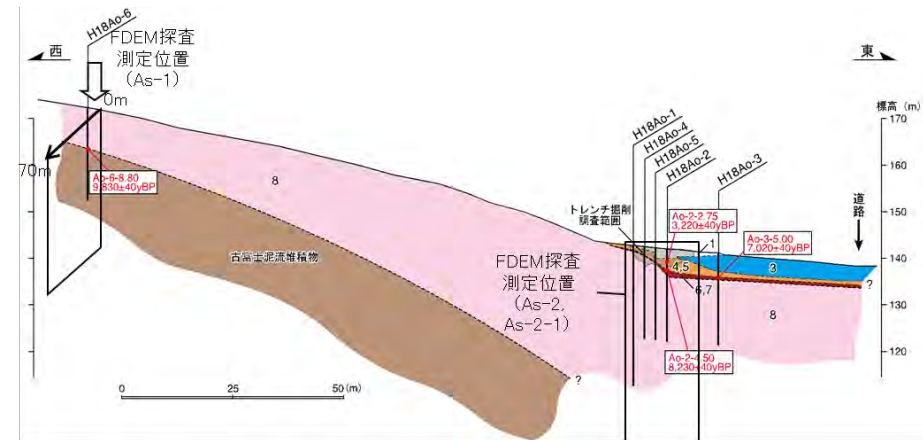


図 5-3-17 安居山断層 2 の既往の地質想定断面図 (青見南)
(産業技術総合研究所, 2007)

③入山瀬断層1

入山瀬断層1地点でのFDEM探査は、既往ボーリング実施箇所沿いで、1型機にて測線長135m測定間隔1mにて実施した(測線Ah-1)。また、距離28～33m間の水路上及び距離38m～68m間の民家上及び県道横断部は測定できなかったためデータはない。測線Ah-1のFDEM探査結果の比抵抗分布図を図5-3-18に示す。また、既往の地質想定断面図を図5-3-19にあわせて示す。

調査の結果、1型機による比抵抗分布は以下の2層に分類できた。

【①層】

距離0～40m付近の地表からGL-4～8mまでに分布する70Ωm以下の比抵抗層で、既往ボーリング調査結果の【1, 3, 5層】に対応する堆積物と思われる。

距離60～135mの地表からGL-4m前後までに分布する70Ωm前後の比抵抗層で、既往ボーリング調査結果の【2層】に対応する堆積物と思われる。

距離60～135mの地表からGL-4m以深に分布する70Ωm以下低比抵抗部分、及び80Ωm以上の高比抵抗の部分が混在する比抵抗層で、一部の低比抵抗部分は水平に分布し、堆積構造を示唆するものであると考えられる。既往ボーリング調査結果の【4層】に対応する堆積物と思われる。

上記の通り、①層は主に3区分出来るが、欠測部分もありそれぞれの境界が不明瞭であるためまとめて①層とした。

【②層】

距離0～90m付近までのGL-4以深に分布する80Ωm以上の比抵抗層で、既往ボーリング調査結果の【7層】古富士泥流堆積物に対応する層と思われる。東側に分布する①層との境界は①層中に見られる70Ωm以下の低比抵抗部による水平構造の西端部分とした。

当地点のFDEM探査結果は欠測部分もあり、詳細な地質構造の判別は難しいが、概ね既往地質調査結果に整合的な結果となった。

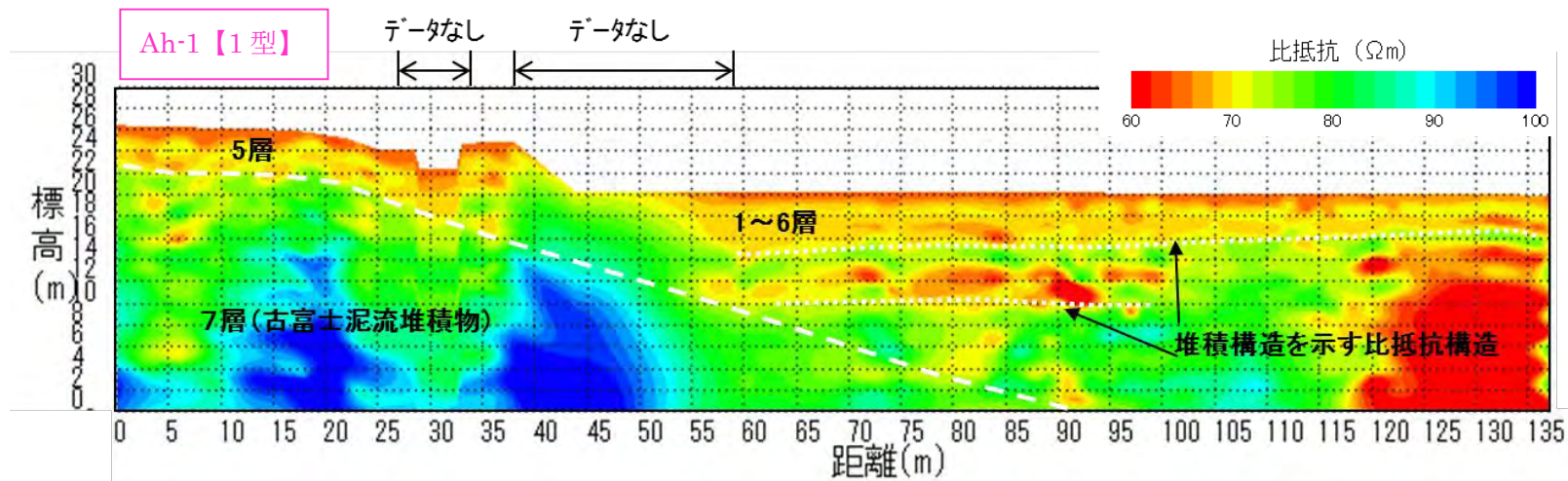


図 5-3-18 入山瀬断層 1 の比抵抗分布図

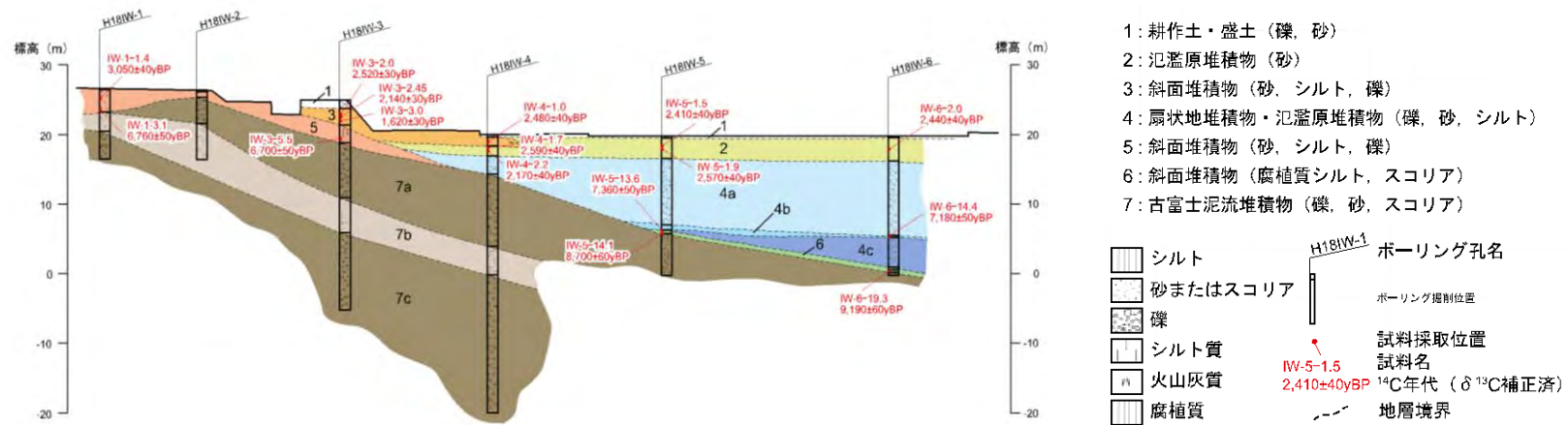


図 5-3-19 入山瀬断層 1 の既往の地質想定断面図 (旭町) (産業技術総合研究所, 2007)

④入山瀬断層2

入山瀬断層2地点でのFDEM探査は、2型機にて測線長700m測定間隔5m(測線Kn-1、Kn-2)、及び1型機にて距離135～235mの100m間を1m間隔(測線Kn-1-1)にて実施した。測線Kn-1及び測線Kn-2のFDEM探査結果の比抵抗分布図を図5-3-20に、また測線Kn-1-1のFDEM探査結果の比抵抗分布図を図5-3-21に示す。また、都市圏活断層図に掲載されている推定断層位置を図5-3-22にあわせて示す。

2型機による比抵抗分布は以下の通りである。なお測線近傍にボーリングデータなど地層対比の深度情報がないため比抵抗分布の深度方向は推定である。<図5-3-20>

【測線西側(距離300～700m)】

地表からGL-5m付近の表層では約70Ωm以下の比抵抗値となっている。

GL-5～15m(標高0～10m)付近では、100Ωm以上の高比抵抗値となっている。

GL-15～35m(標高0～-20m)では、80～100Ωmの比抵抗値となっている。

GL-35～45m(標高-20～-30m)では、70～90Ωm程度の比抵抗の部分が断続的に見られる。

GL-45m以深(標高-30m以深)では、100Ωm以上の比抵抗値となっている。

測線西側では比抵抗分布は上記のように5層に区分される。いずれの層もほぼ水平に分布しており、河川堆積物や扇状地性堆積物などの堆積層の堆積構造を示しているものと考えられる。

【測線東側(距離0～300m)】

地表からGL-5～10m付近の表層では70Ωm以下の比抵抗値となっている。

GL-10m(標高0m)以深では、100Ωm以上の高比抵抗値となっている。距離175～275m間ではGL-25m(標高-10m)付近まで80Ωm前後のやや低い比抵抗値となっている。

測線東側で見られるような堆積構造を示唆するような比抵抗構造は見られない。

以上のように、距離300m付近を境に比抵抗構造に変化が見られることから、この付近に不連続面が存在すること考えられる。

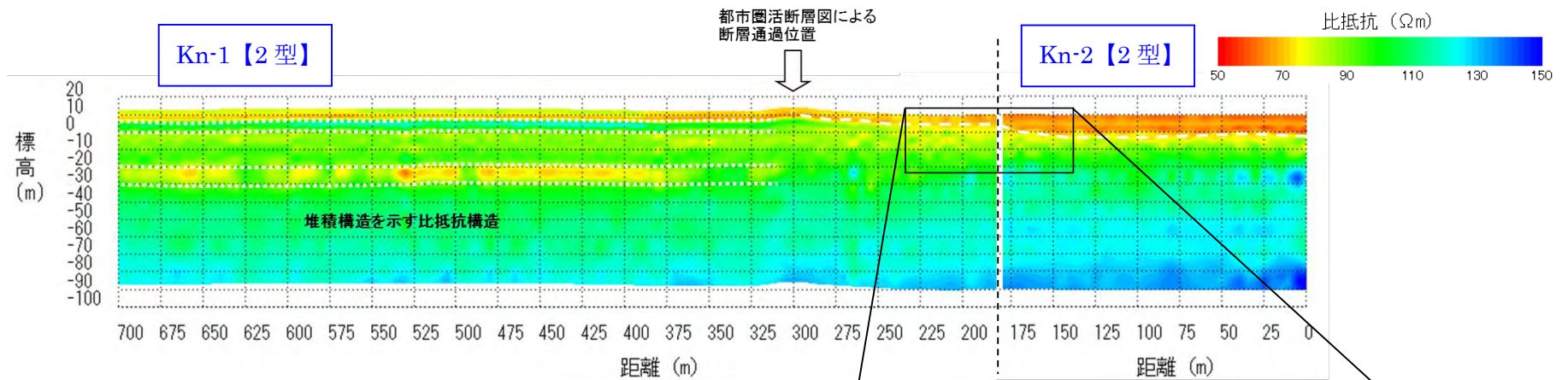


図 5-3-20 入山瀬断層 2 の比抵抗分布図 (Kn-1、Kn-2【2型】)



図5-3-22 入山瀬断層2における推定断層位置
国土地理院 (2014) に加筆・修正.

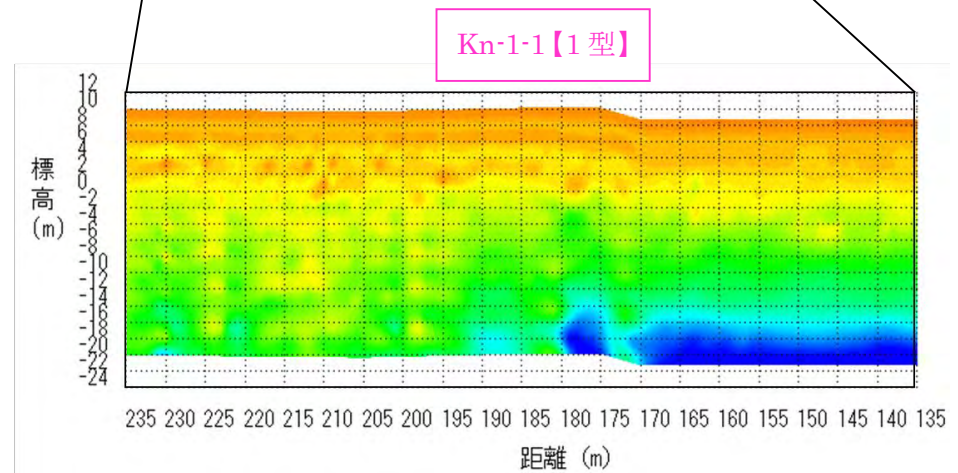


図 5-3-21 入山瀬断層 2 の比抵抗分布図 (Kn-1-1【1型】)

⑤大宮断層1

大宮断層1地点でのFDEM探査は、2型機にて4測線（測線Is-1～Is-4）、総測線長615m測定間隔5m、及び1型機にて3測線（測線Is-1-1、Is-2-1、Is-3-1）、総側線長330m測点間隔1mにて実施した。測線Is-1～Is-4のFDEM探査結果の比抵抗分布図を図5-3-23～図5-3-26に、また測線Is-1-1、Is-2-1、Is-3-1のFDEM探査結果の比抵抗分布図を図5-3-27～図5-3-29に示す。なお測線近傍にボーリングデータなど地層対比の深度情報がないため比抵抗分布の深度方向は推定である。

2型機による比抵抗分布は以下の3層に分類できた。〈図5-3-23～5-3-26〉

【①層】

地表から表層GL-10m程度までの70～80Ωm程度の比抵抗層

【②層】

GL-10m～-20mまでに分布する90～100Ωm前後の比抵抗層

【③層】

GL-20m以深に分布する120Ωm前後の比抵抗値を示す比抵抗層

トレンチ調査結果によれば、断層東側の堆積層の層厚は7m以上あることから、①層が堆積層、その下層の②、③層が古富士泥流堆積物であると思われる。

また、断層面を示唆するような、明瞭な不連続面は認められなかった。

1型機による比抵抗分布は以下の3層に分類できた。〈図5-3-27～5-3-29〉

【I層】

地表から表層GL-15m程度までの60～80Ωm程度の比抵抗層で2型機での探査結果の①層に相当すると考えられる。Is-3-1測線では、GL-5～-10m間に100Ωm程度のやや比抵抗の高い部分が存在し、堆積構造を示すものであると考えられる。

【II層】

GL-15m～-25mまでに分布する90～100Ωm前後の比抵抗層で2型機での探査結果の②層に相当すると考えられる。

【III層】

Is-3-1測線のGL-25m以深に分布する120Ωm前後の比抵抗値を示す比抵抗層で2型機での探査結果の③層に相当すると考えられる。

いずれの測線に置いても、比抵抗構造はほぼ水平であり、断層面を示唆するような、明瞭な不連続面は認められなかった。

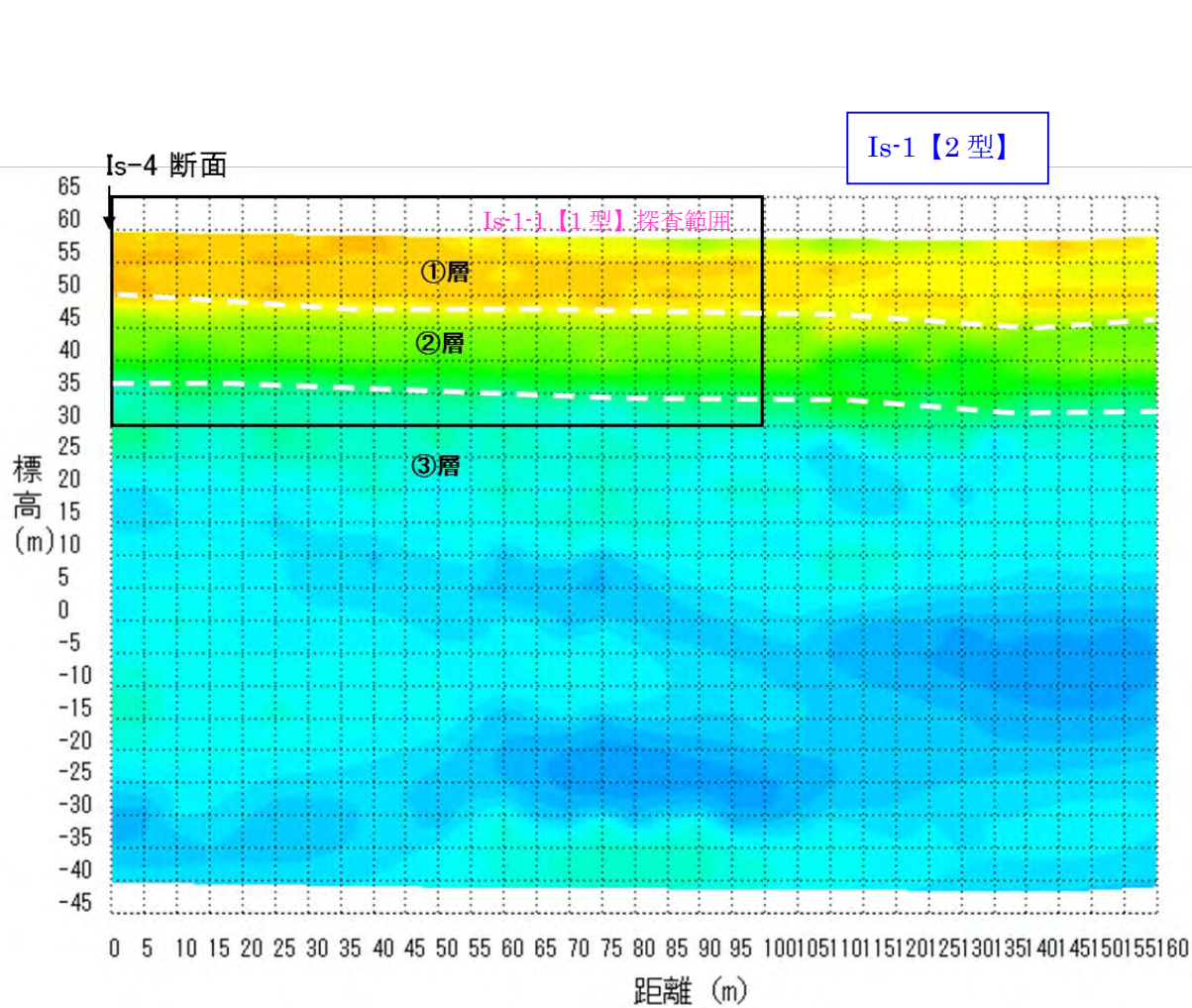


図 5-3-23 大宮断層 1 の比抵抗分布図 (Is-1 【2型】)

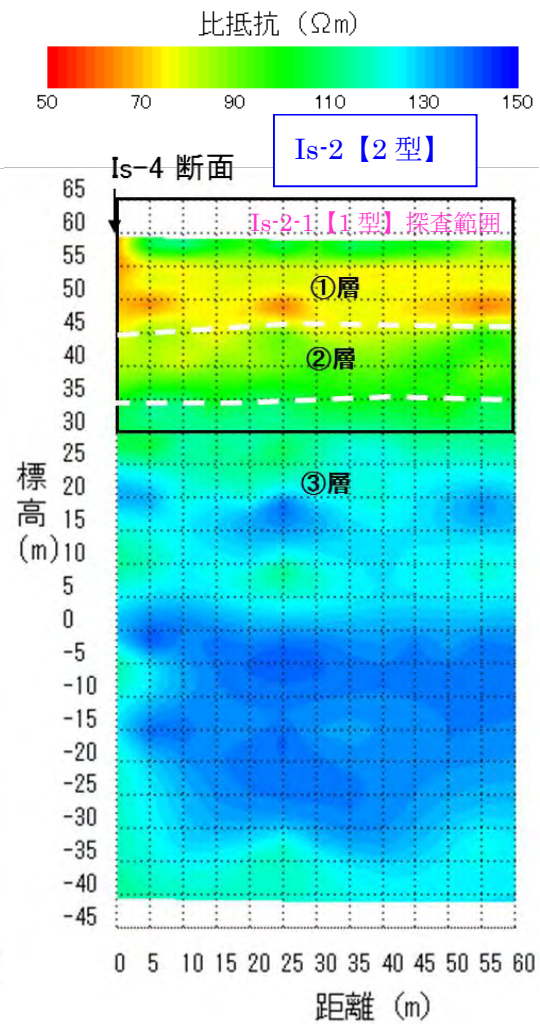


図 5-3-24 大宮断層 1 の比抵抗分布図 (Is-2 【2型】)

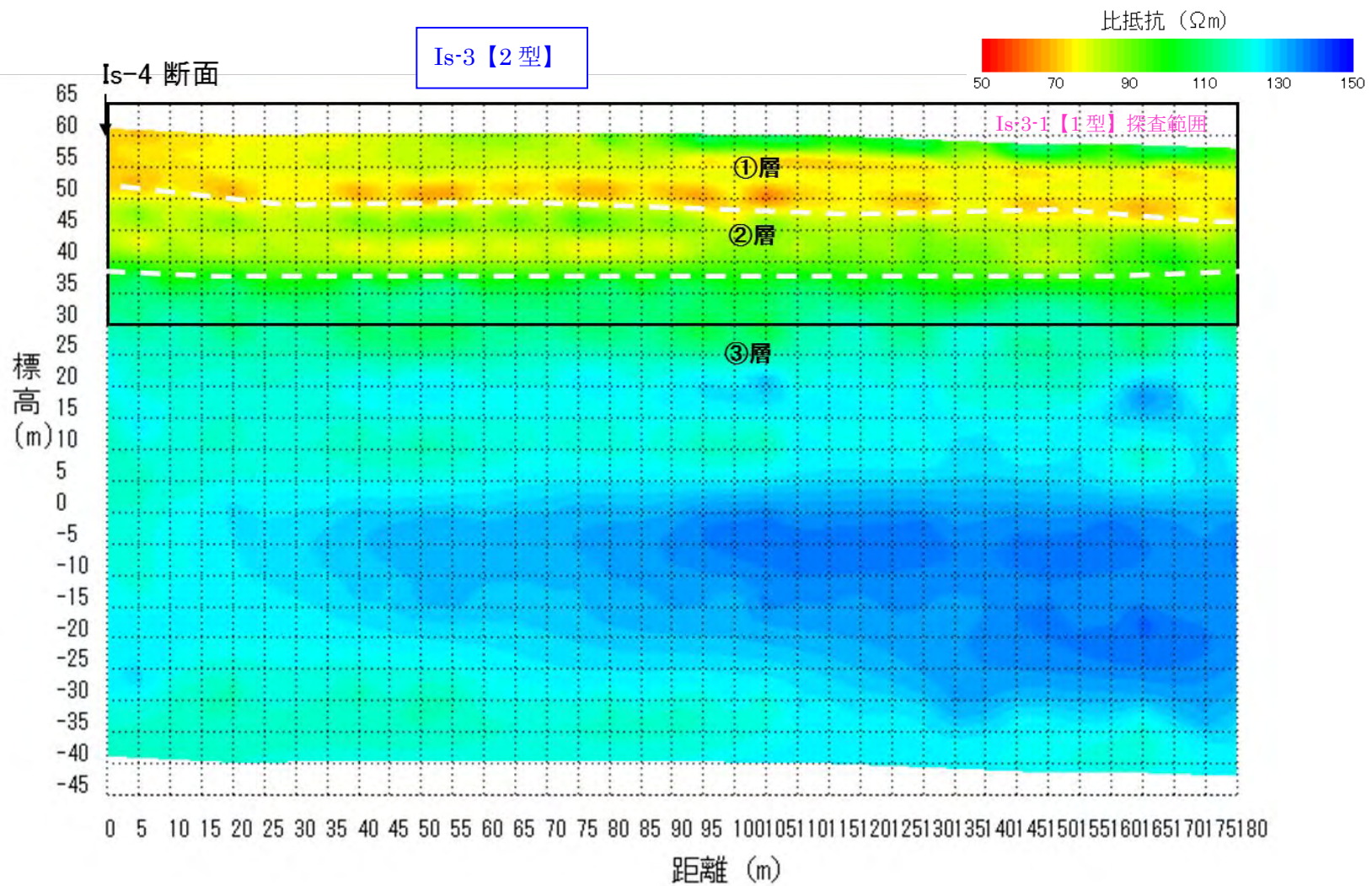


図 5-3-25 大宮断層 1 の比抵抗分布図 (Is-3 【2型】)

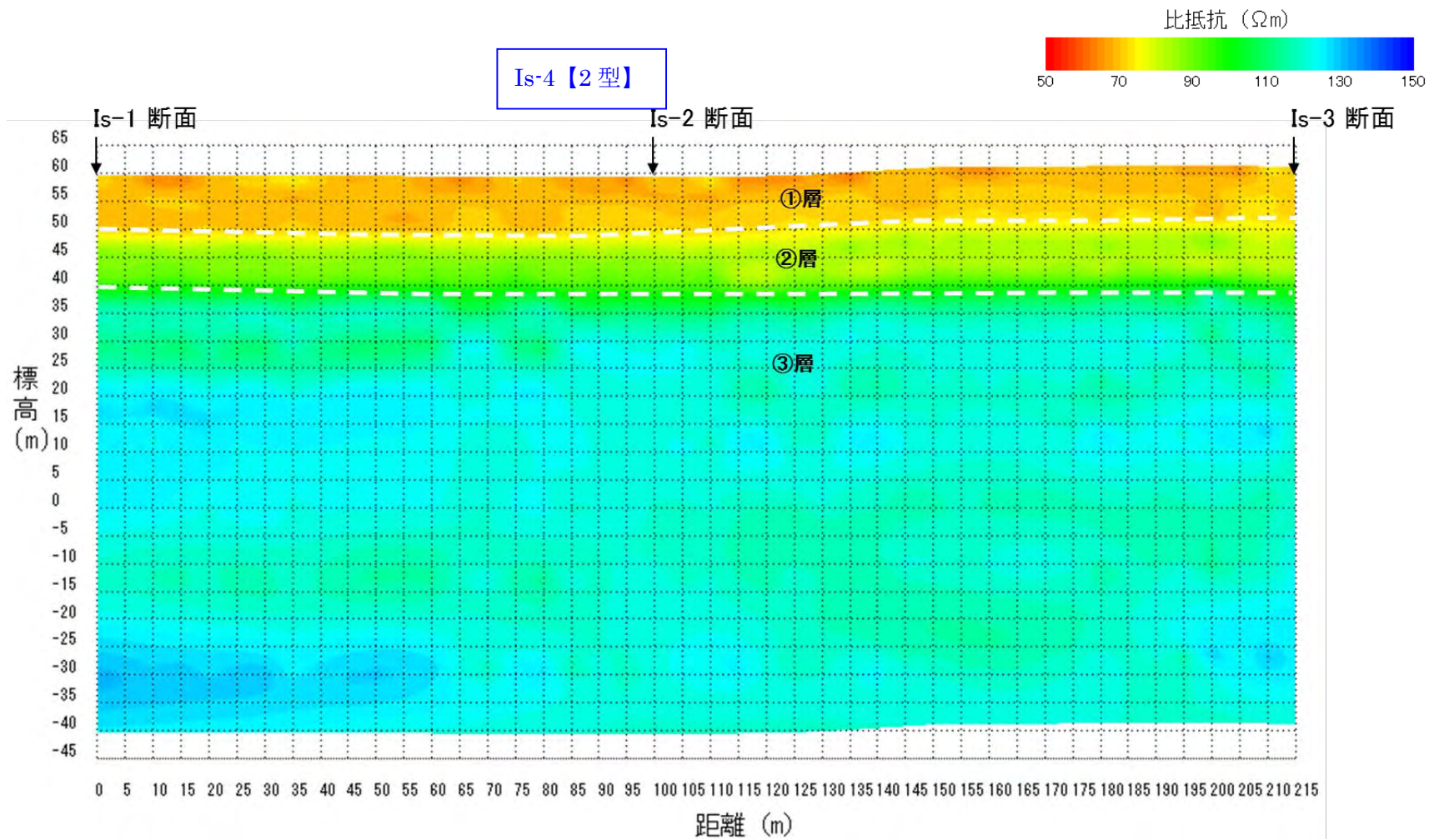


図 5-3-26 大宮断層 1 の比抵抗分布図 (Is-4 【2型】)

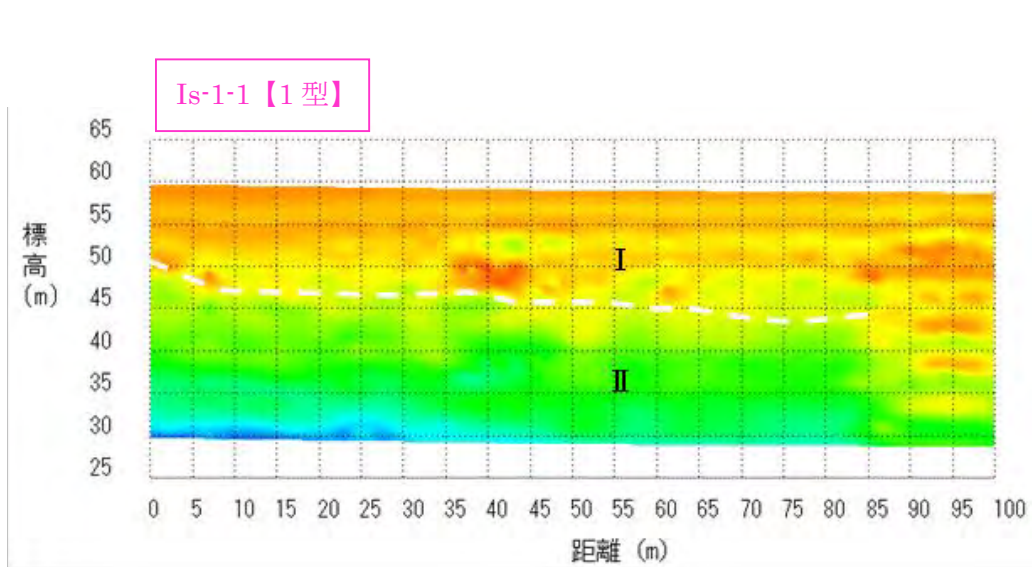


図 5-3-27 大宮断層 1 の比抵抗分布図 (Is-1-1【1 型】)

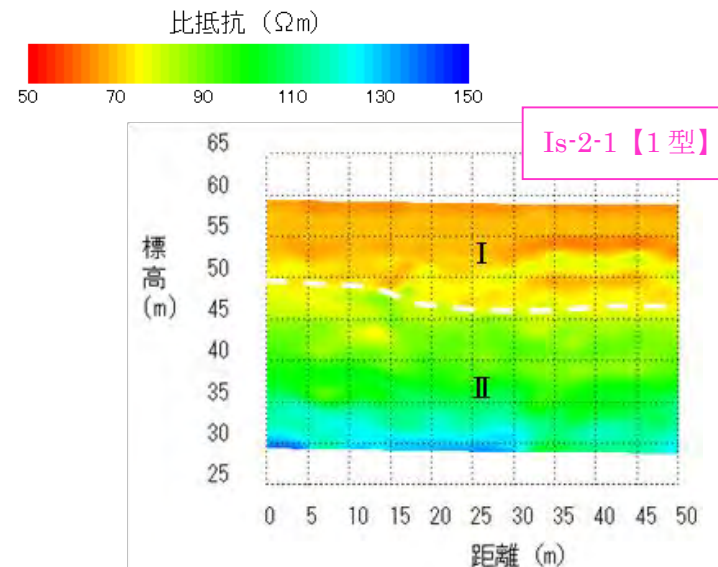


図 5-3-28 大宮断層 1 の比抵抗分布図 (Is-2-1【1 型】)

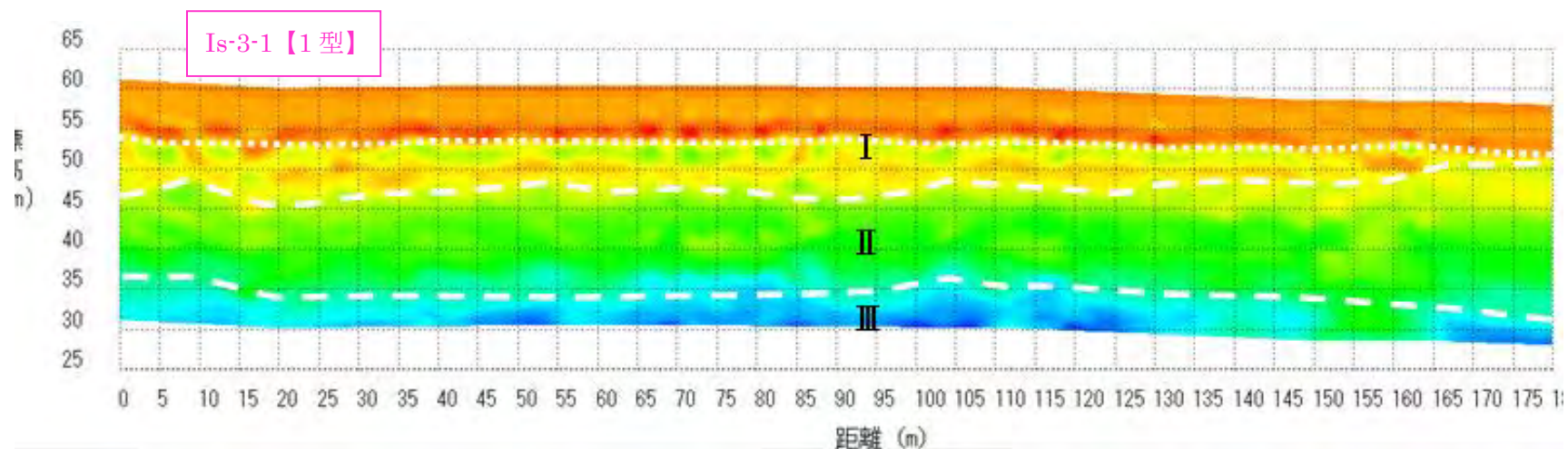


図 5-3-29 大宮断層 1 の比抵抗分布図 (Is-3-1【1 型】)

⑥大宮断層2

大宮断層2地点でのFDEM探査は、2型機にて5測線(測線On-1～On-5)、総測線長2575m測定間隔5m、及び1型機にて6測線(測線On-1-1、On-2-1、On-3-1、On-3-2、On-4-1、On-4-2、On-5-1)、総側線長600m測点間隔1mにて実施した。以上のFDEM探査結果の比抵抗分布図を図5-3-30～図5-3-39に示す。なお測線近傍にボーリングデータなど地層対比の深度情報がないため比抵抗分布の深度方向は推定である。

(測線On-1)

測線On-1における2型機による比抵抗分布は以下の5層に分類できた。<図5-3-30>

【①層】

距離0～450m間のGL-10mまでの100Ωm程度の比抵抗層

【②層】

距離450～580m間のGL-10mまでの80～100Ωm程度の比抵抗層

【③層】

GL-10m～-20mまでに分布する120～150Ωmの比抵抗値を示す層

【④層】

GL-20m～-70mまでに分布する90Ωm前後の比抵抗値を示す層

【⑤層】

それ以深に分布する70Ωm以下の比抵抗値を示す層

以上の5層に区分される。近傍のボーリング結果を参考とすると、①、②層は表土、及び河川堆積物、③、④層は新富士溶岩、⑤層は古富士泥流堆積物であると考えられる。また、ボーリング地点の地下水位は③層と④層との境界付近にあり、③層と④層の比抵抗値の違いは、地下水を反映したものである可能性がある。

側線は都市圏活断層図によれば、活撓曲のたわみの範囲を大部分が占めている。各側線の比抵抗構造も地形なりの構造を示しており、撓曲構造を示唆する結果となっている。

また、断層面を示唆するような、明瞭な不連続面は認められなかった。

1型機による比抵抗分布は以下の3層に分類できた。<図5-3-31>

【I層】

GL-10mまでの100Ωm程度の比抵抗層で②層に相当すると考えられる。

【II層】

GL-10m～-20mまでに分布する120～150Ωmの比抵抗値を示す層で③層に相当すると考えられる。

【III層】

GL-20m～-30mまでに分布する90Ωm前後の比抵抗値を示す層で④層に相当すると考えられる。

いずれの測線に置いても、比抵抗構造は地形なりの構造を示しており、撓曲構造を示唆する結果となっている。断層面を示唆するような、明瞭な不連続面は認められなかった。

(測線On-2)

測線On-2における2型機による比抵抗分布は以下の4層に分類できた。<図5-3-32> 当地域は付近の既存のボーリングデータによればGL-50～-70m付近まで新富士溶岩、以深が古富士泥流堆積物に相当する地層が分布する地域である。

【①層】

GL-7m程度までの100Ωm程度の比抵抗層

【②層】

GL-7m～-25mまでの110～150Ωm以上の比抵抗層

【③層】

距離50m～250mのGL-25m以深に分布し、距離50m付近では極薄く、距離250mではGL-80mまでに分布する80～100Ωmの比抵抗値を示す層

【④層】

それ以深に分布する70Ωm以下の比抵抗値を示す層

以上の4層に区分される。周辺の地質情報を参考とすると、On-2～4測線沿いは、既存の地質図等によれば地表より新富士溶岩が分布しており標高の高い所では古富士泥流堆積物が分布している。他地点でのFDEM結果では古富士泥流堆積物の比抵抗値は概ね70Ωm以下の比抵抗値を示していることから、地表部～上層部の高比抵抗層は古富士泥流堆積物ではなく新富士溶岩に相当すると考えられる。

以上の事から、①層は表土、及び河川堆積物、②、③層は新富士溶岩、④層

は古富士泥流堆積物であると考えられるが、③層は②層とは異なる地層である可能性もある。また、③層と④層との境界は距離50m～140mにかけて東側に大きく傾いており、断層の存在を示唆する可能性がある。

1型機による比抵抗分布は以下の2層に分類できた。<図5-3-33>

【I層】

GL-10mまでの100Ωm程度の比抵抗層で①層に相当する。

【II層】

GL-10m以深に分布する120～150Ωmの比抵抗値を示す層で②層に相当する。

また、GL-20m付近には150Ωm以上の高比抵抗を示す層が見られた。

表層部には断層面を示唆するような、明瞭な不連続面は認められなかった。

(測線On-3)

測線On-3における2型機による比抵抗分布は以下の5層に分類できた。<図5-3-34> 当地域は付近の既存のボーリングデータによればGL-50～-70m付近まで新富士溶岩、以深が古富士泥流堆積物に相当する地層が分布する地域である。

【①層】

GL-5m程度までの100Ωm程度の比抵抗層

【②層】

GL-5m～-25mまでの110～150Ωm以上の比抵抗層

【③層】

距離0～390mのGL-25m～50m及び、距離420～500mのGL-25m～80mに分布し、距離50m付近では極薄く、距離250mではGL-80mまでに分布する80～100Ωmの比抵抗値を示す層

【④層】

距離0～390mのGL-50m～80mに分布する70～80Ωmの比抵抗値層

【⑤層】

それ以深に分布する70Ωm以下の比抵抗値を示す層

以上の5層に区分される。周辺の地質情報を参考とすると、On-2～4測線沿いは、既存の地質図等によれば地表より新富士溶岩が分布しており標高の高い所では古富士泥流堆積物が分布している。他地点でのFDEM結果では古富士泥流堆積物の比抵抗値は概ね70Ωm以下の比抵抗値を示していることか

ら、地表部～上層部の高比抵抗層は古富士泥流堆積物ではなく新富士溶岩に相当すると考えられる。

以上の事から、①層は表土、及び河川堆積物、②、③層は新富士溶岩、④、⑤層は古富士泥流堆積物であると考えられるが、④層は⑤層とは異なる地層である可能性もある。

また、④層は距離420m～5000mにかけて欠落しており、断層の存在を示唆する可能性がある。

1型機による比抵抗分布は以下の3層に分類できた。<図5-3-35>

【I層】

GL-10～-15mまでの80～90Ωm程度の比抵抗層で①層に相当する。

【II層】

GL-10～-15m以深に分布する120～150Ωm以上の比抵抗値を示す層で②層に相当する。

【III層】

GL-25m以深に分布する80～90Ωm程度の比抵抗値を示す層で②層に相当する。

表層部には断層面を示唆するような、明瞭な不連続面は認められなかった。

(測線On-4)

測線On-4における2型機による比抵抗分布は以下の4層に分類できた。<図5-3-36> 当地域は付近の既存のボーリングデータによればGL-50～-70m付近まで新富士溶岩、以深が古富士泥流堆積物に相当する地層が分布する地域である。

【①層】

GL-5～-15m程度までの100Ωm程度の比抵抗層、東側ほど厚くなり、距離700mより東側では比抵抗値は80～90Ωmと低くなる傾向である。

【②層】

GL-5m～-30mまでの150Ωm以上の比抵抗層、東側ほど薄くなり、距離600m付近で層厚5～10mで比抵抗も130Ωmと低くなる傾向である。距離740mより東側では150Ωm以上の高比抵抗を示す部分がなくなり、120Ωm程度の比抵抗層が層厚5m程度で連続している。

【③層】

GL-30m～-75m分布する80～100Ωmの比抵抗値を示す層、距離

340m付近ではGL-55m付近までの分布で若干薄い。

【④層】

それ以深に分布する主に70Ωm以下の比抵抗値を示す層、距離340mでの上面標高は90m付近、距離350mでの上面標高は65m付近と地形の変化以上の食い違いが見られる。距離760mより東側では、70Ωm以下の比抵抗値を示す部分が少なくなる。

以上の4層に区分される。周辺の地質情報を参考とすると、On-2～4測線沿いは、既存の地質図等によれば地表より新富士溶岩が分布しており標高の高い所では古富士泥流堆積物が分布している。他地点でのFDEM結果では古富士泥流堆積物の比抵抗値は概ね70Ωm以下の比抵抗値を示していることから、地表部～上層部の高比抵抗層は古富士泥流堆積物ではなく新富士溶岩に相当すると考えられる。

以上の事から、①層は表土、及び河川堆積物、②、③層は新富士溶岩、④層は古富士泥流堆積物であると考えられる。

また、全体に距離600m～760mより東側では、全体に比抵抗のコントラストが弱くなり、西側との地層の連続性が弱く地層の不連続を示唆する可能性がある。

1型機による比抵抗分布は以下の2層に分類できた。<図5-3-37>

【I層】

GL-10～-15mまでの80～100Ωm程度の比抵抗層で①層に相当する。

【II層】

GL-10～-15m以深に分布する120～150Ωm以上の比抵抗値を示す層で②層に相当する。On4-2測線の距離685m以降では比抵抗値が100～120Ωm程度と若干低くなる。

表層部には断層面を示唆するような、明瞭な不連続面は認められなかった。

(測線On-5)

測線On-5における2型機による比抵抗分布は以下の4層に分類できた。<図5-3-38>

【①層】

GL-10mまでの70～90Ωm程度の比抵抗層

【②層】

GL-10m～-30mまでに分布する100～120Ωmの比抵抗値を示す層

【③層】

GL-30m～-75mまでに分布する80～90Ωm前後の比抵抗値を示す層

【④層】

それ以深に分布する70Ωm以下の比抵抗値を示す層

以上の4層に区分される。近傍のボーリング結果を参考とすると、①層は表土、及び斜面堆積物、②、③層は新富士溶岩、④層は古富士泥流堆積物であると考えられる。

また、測線On-1の結果を参考とすれば、②層と③層の比抵抗値の違いは、地下水位を反映したものである可能性がある。

側線は都市圏活断層図によれば、活撓曲のたわみの範囲を大部分が占めている。各側線の比抵抗構造も地形なりの構造を示しており、撓曲構造を示唆する結果となっている。

また、断層面を示唆するような、明瞭な不連続面は認められなかった。

1型機による比抵抗分布は以下の3層に分類できた。<図5-3-39>

【I層】

GL-10mまでの80～100Ωm程度の比抵抗層で、①層の表土、及び斜面堆積物に相当すると考えられる。

【II層】

GL-10～-15mmまでに分布する100～120Ωm程度の比抵抗層で、②層の新富士溶岩に相当すると考えられる。

【III層】

それ以深に分布する80～100Ωmの比抵抗値を示す層で③層の新富士溶岩に相当する。

以上の3層に区分される。また、測線On-1の結果を参考とすれば、②層と③層の比抵抗値の違いは、地下水位を反映したものである可能性がある。

いずれの測線においても、比抵抗構造は地形なりの構造を示しており、撓曲構造を示唆する結果となっている。断層面を示唆するような、明瞭な不連続面は認められなかった。

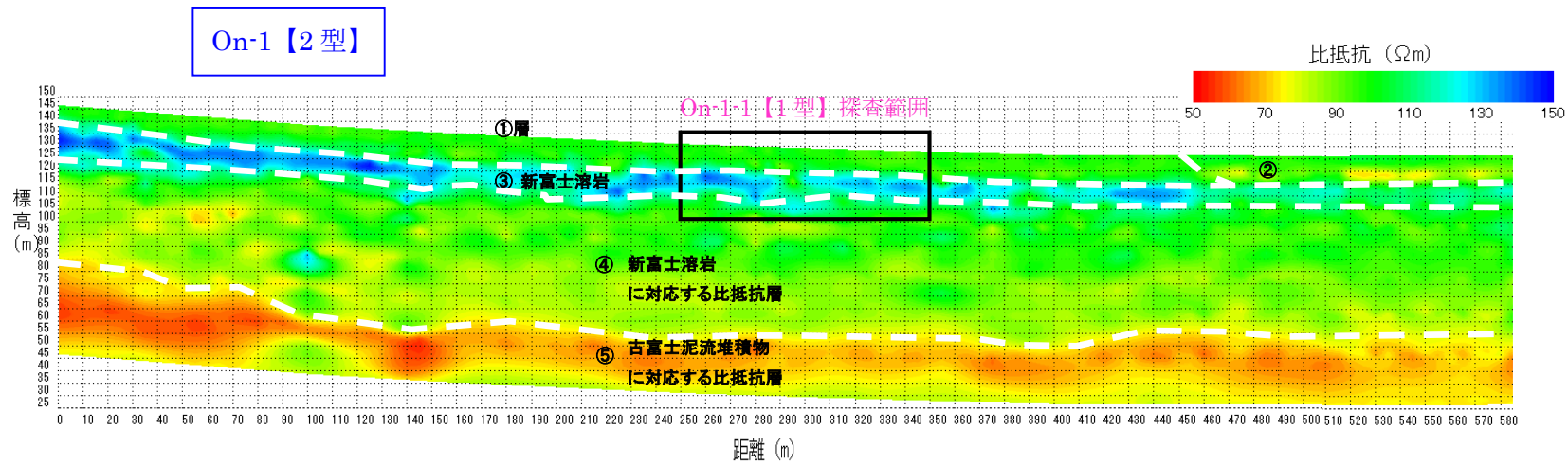


図 5-3-30 大宮断層 2 の比抵抗分布図 (On-1 【2 型】)

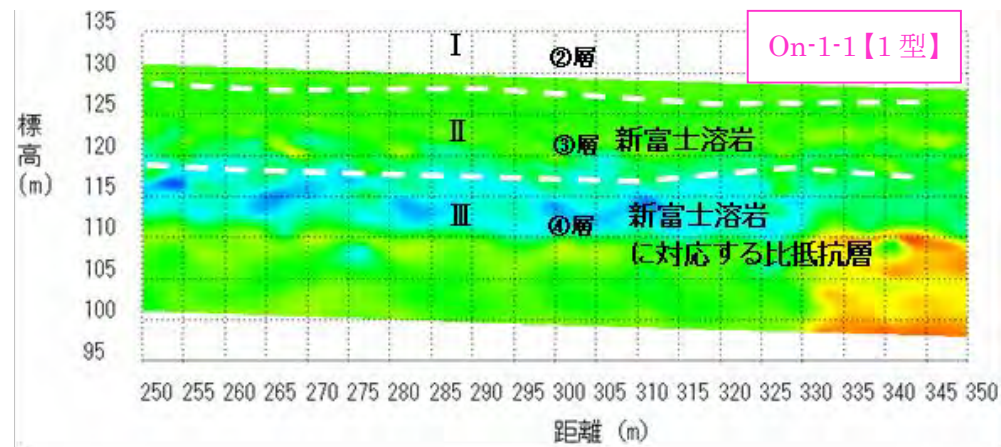


図 5-3-31 大宮断層 2 の比抵抗分布図 (On-1-1 【1 型】)

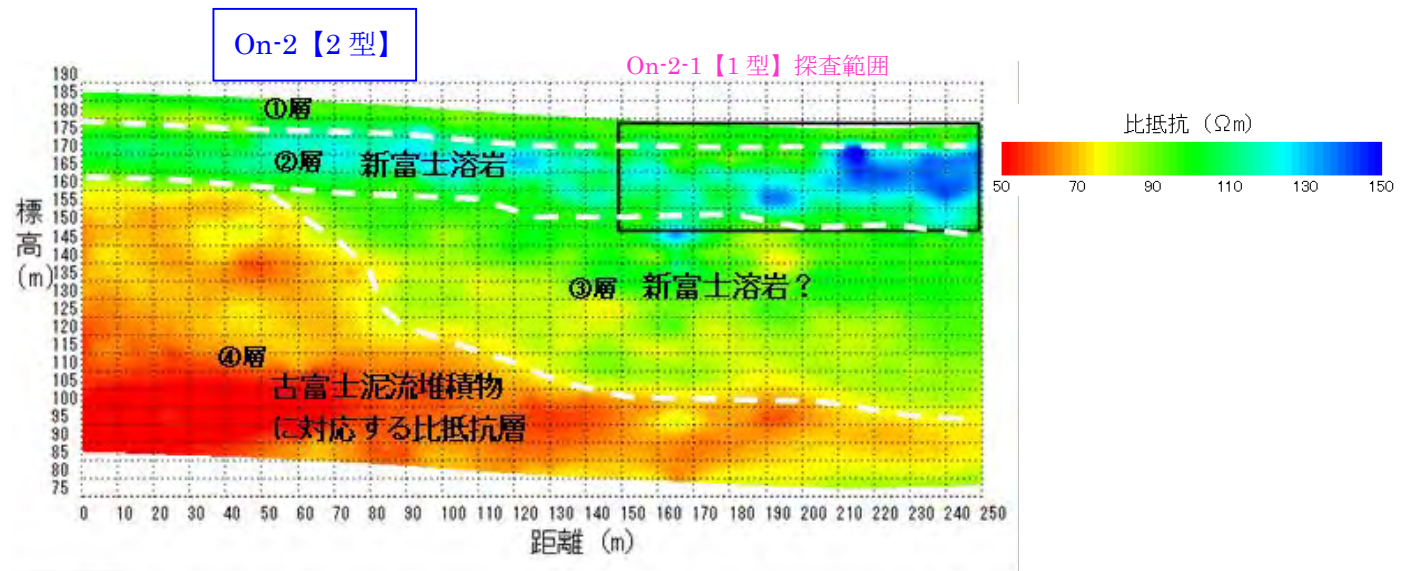


図 5-3-32 大宮断層 2 の比抵抗分布図 (On-2 【2 型】)

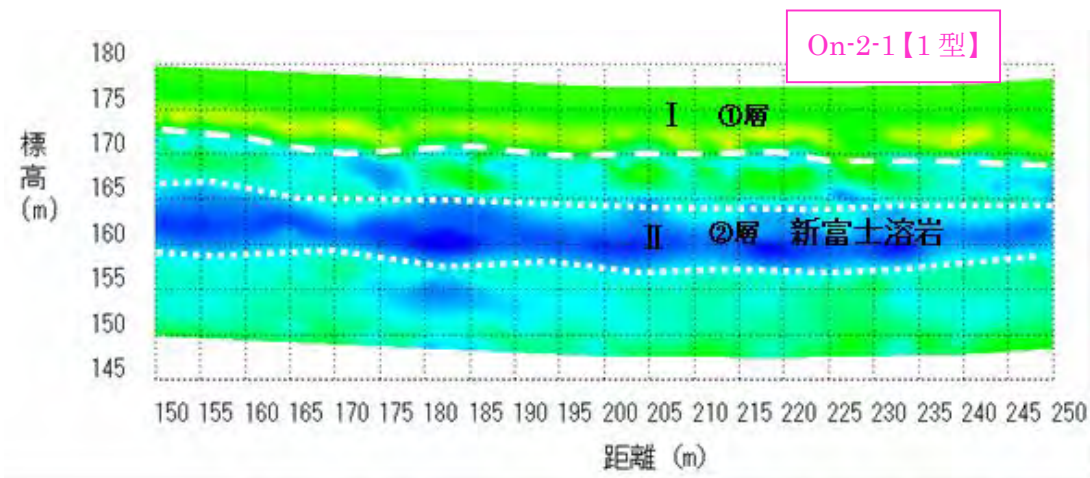


図 5-3-33 大宮断層 2 の比抵抗分布図 (On-2-1 【1 型】)

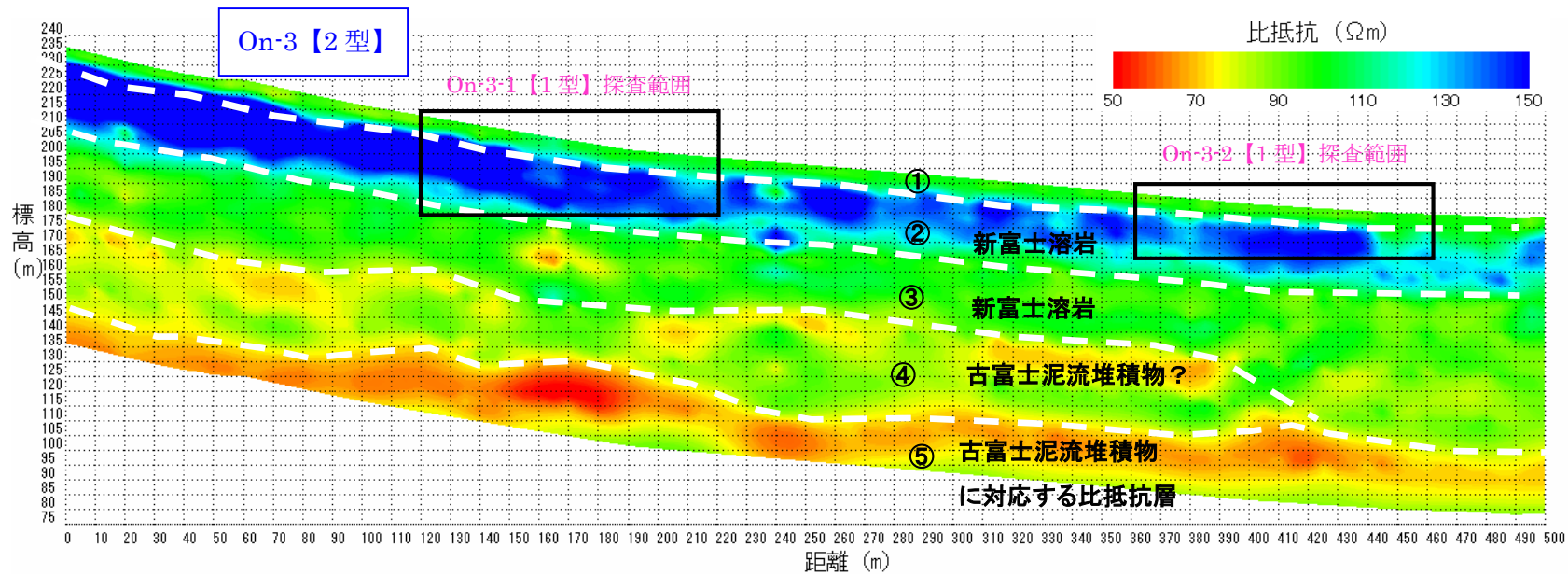


図 5-3-34 大宮断層 2 の比抵抗分布図 (On-3 【2 型】)

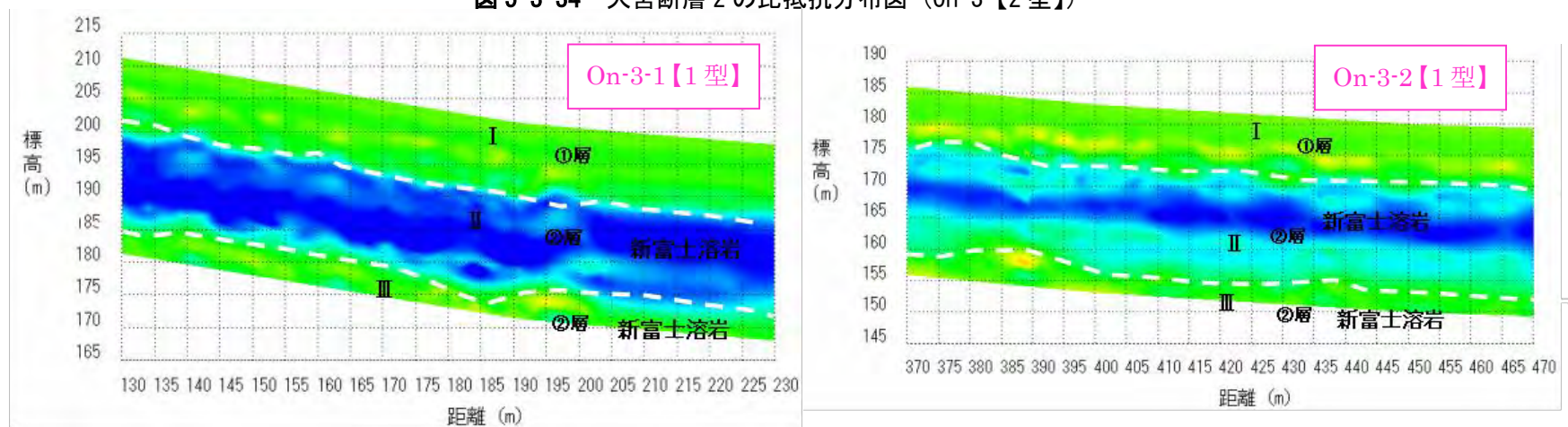


図 5-3-35 大宮断層 2 の比抵抗分布図 (On-3-1、On-3-2 【1 型】)

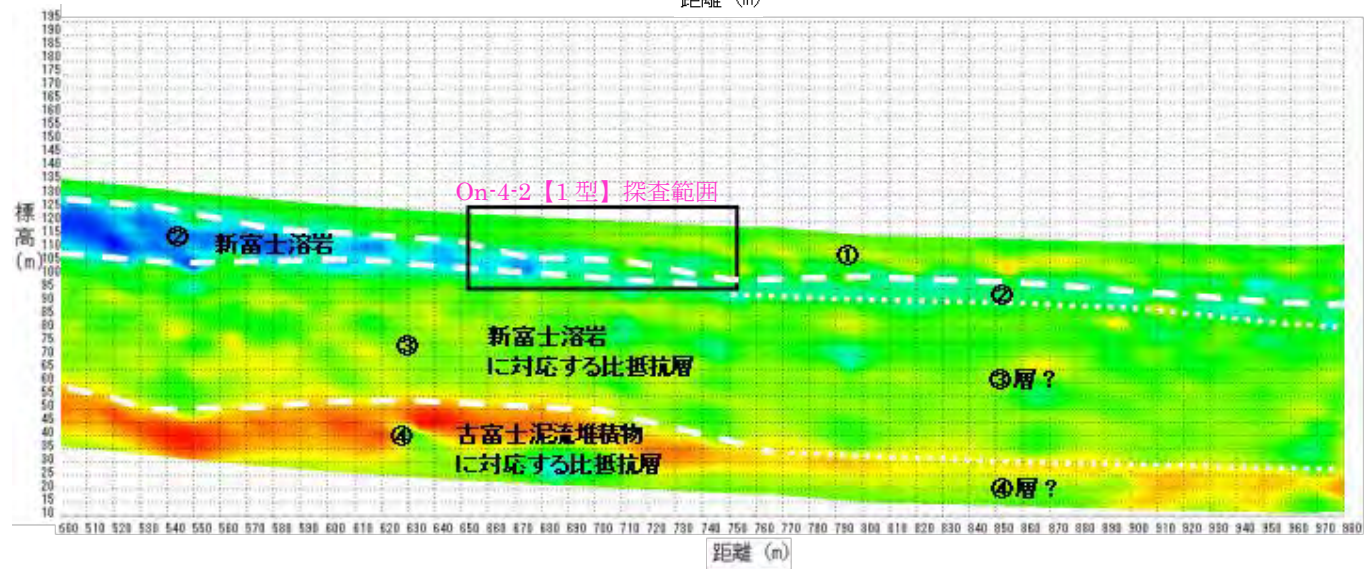
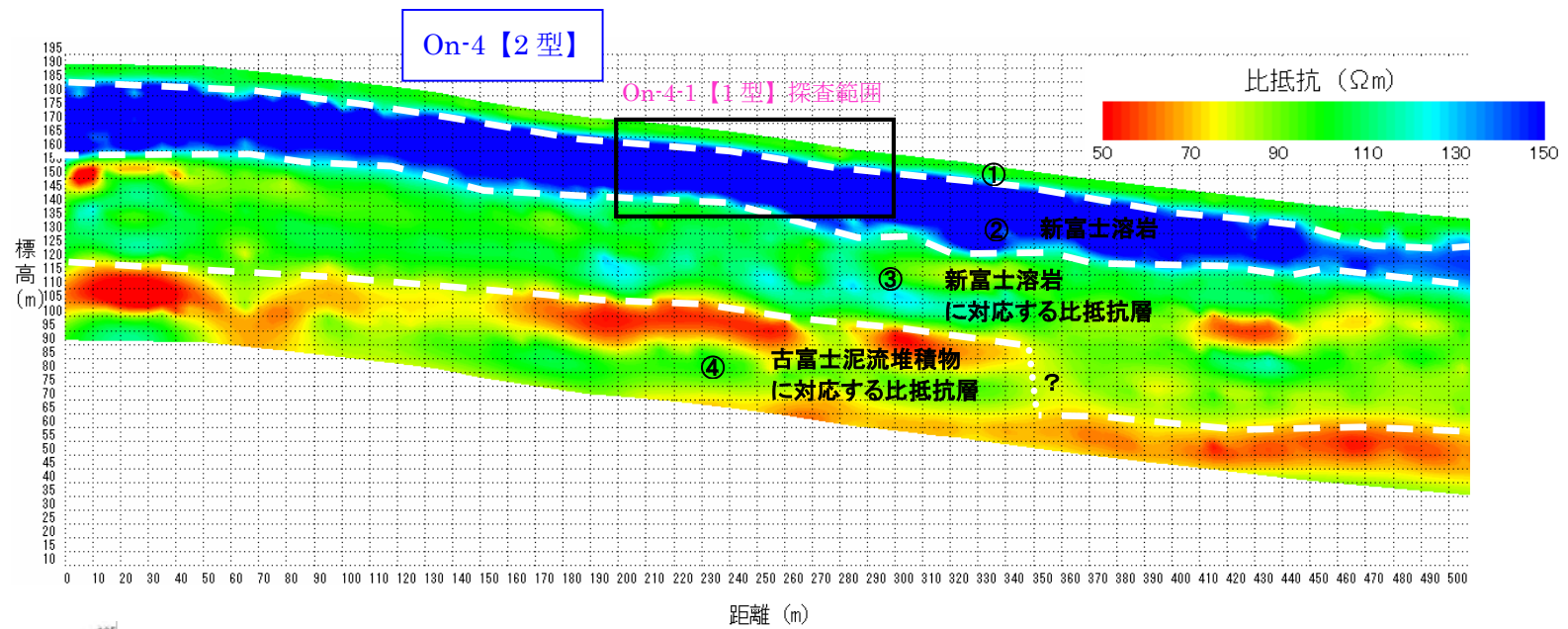


図 5-3-36 大宮断層 2 の比抵抗分布図 (On-4 [2 型])

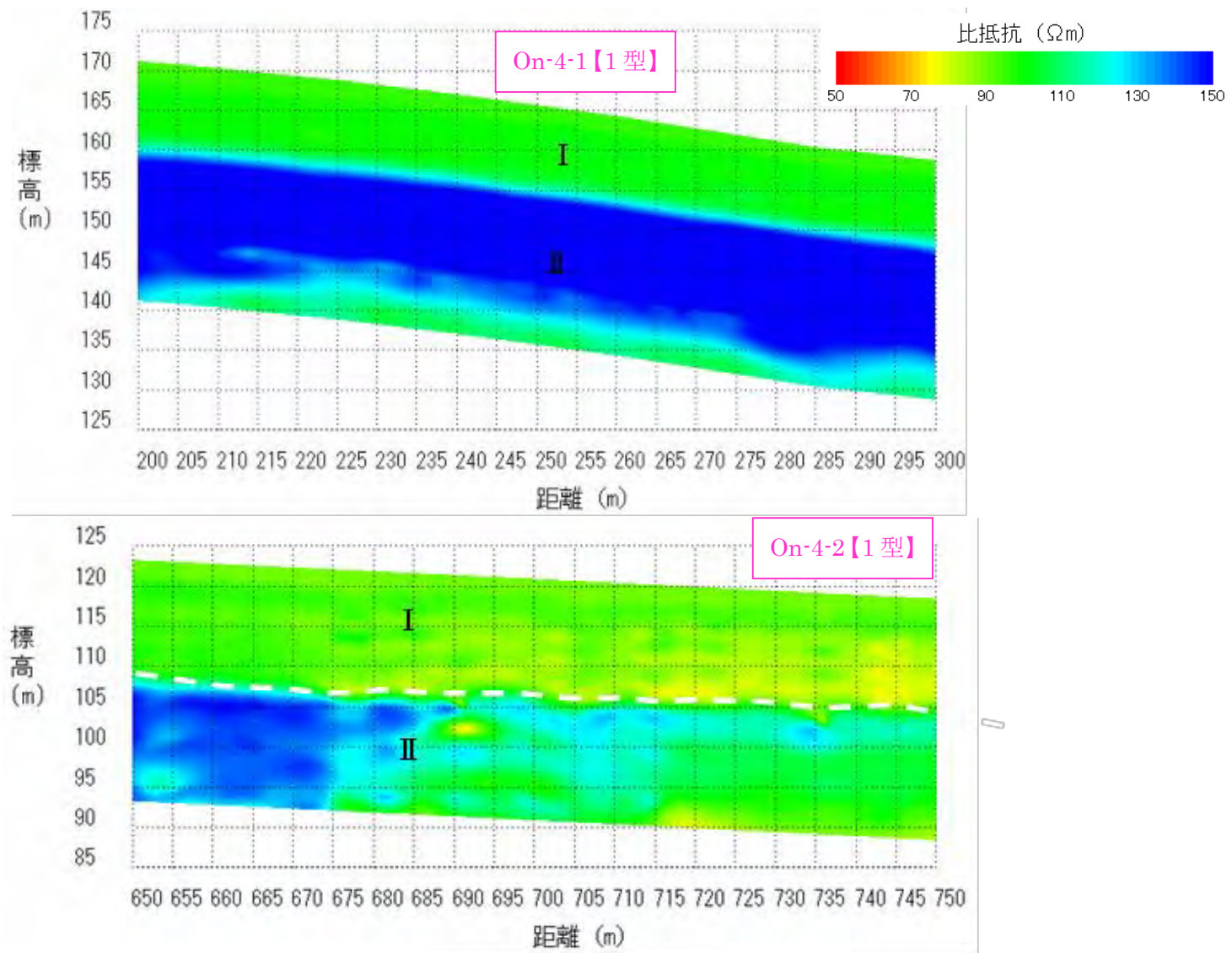


図 5-3-37 大宮断層 2 の比抵抗分布図 (On-4-1、On-4-2【1型】)

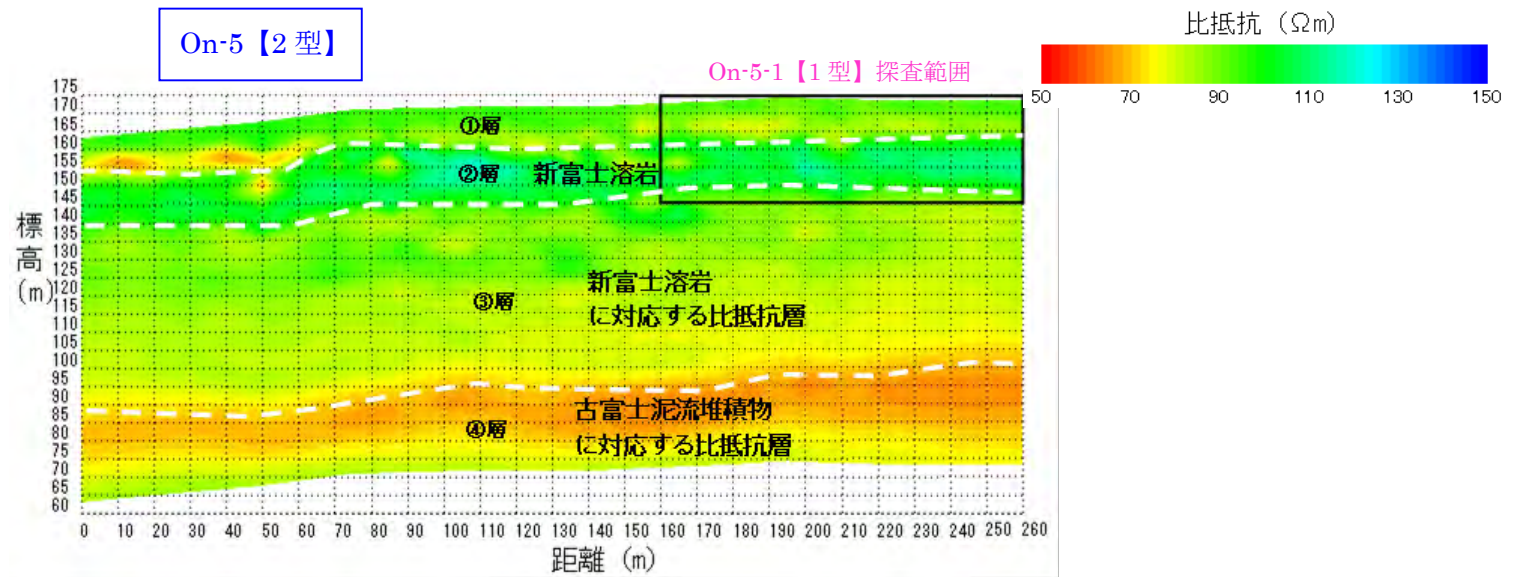


図 5-3-38 大宮断層 2 の比抵抗分布図 (On-5 【2 型】)

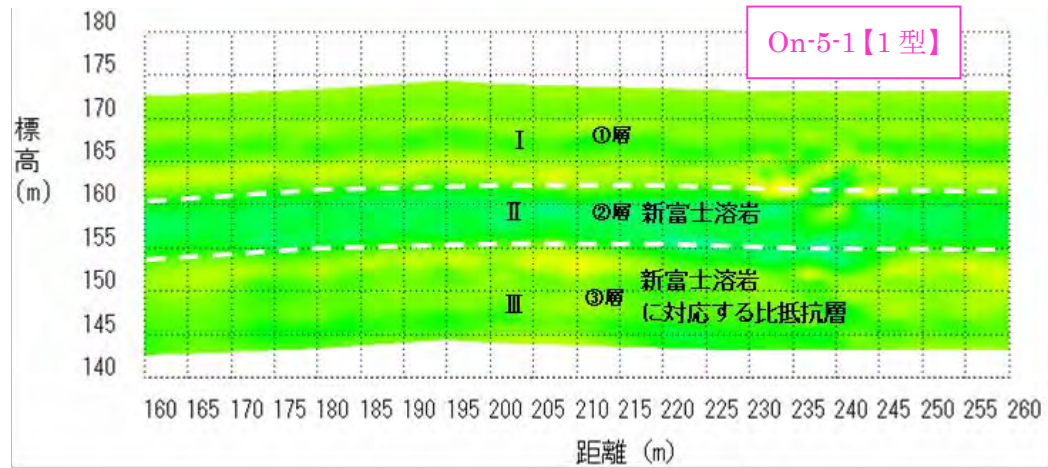


図 5-3-39 大宮断層 2 の比抵抗分布図 (On-5-1 【1 型】)

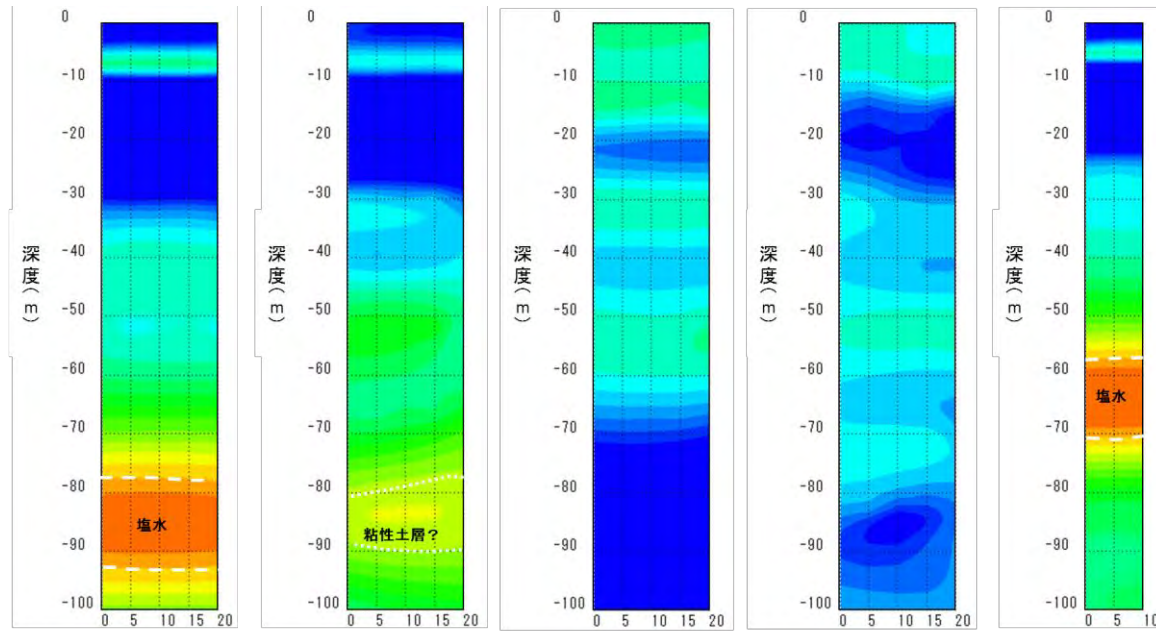
2) 沿岸域調査

沿岸域調査箇所でのFDEM探査は、5地点にて実施し、2型機にて2測線、測線長25m測定間隔5mにて実施した。沿岸域調査のFDEM探査結果の比抵抗分布図及び地質想定断面図を図5-3-40に示す。

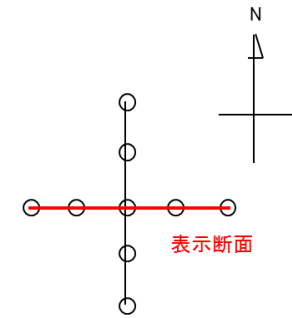
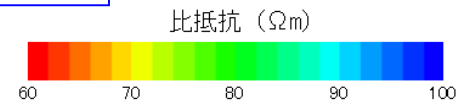
地下水が塩水化していると思われる、低比抵抗の部分は、⑦地点のGL-75m～-95m付近の20Ωm以下の比抵抗を示す部分、⑪地点のGL-58m～-70m付近の20Ωm以下の比抵抗を示す部分の2箇所である。

⑧地点のGL-80m～-90m付近に見られる30Ωm程度を示す低比抵抗箇所があるが、既調査によれば、当地点での塩水化した地下水はGL-100m以深に分布しておりボーリング柱状図より当該深度では粘土層の分布が見られることからこの影響による低比抵抗箇所の可能性がある。

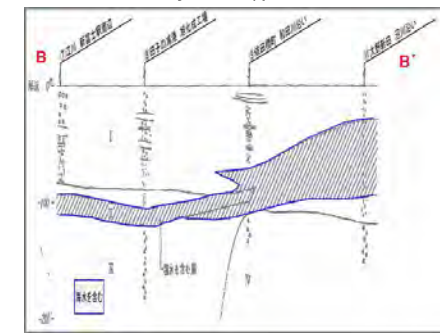
その他、⑨地点、⑩地点では、地下水の塩水化を示すような、低比抵抗箇所は見られなかった。



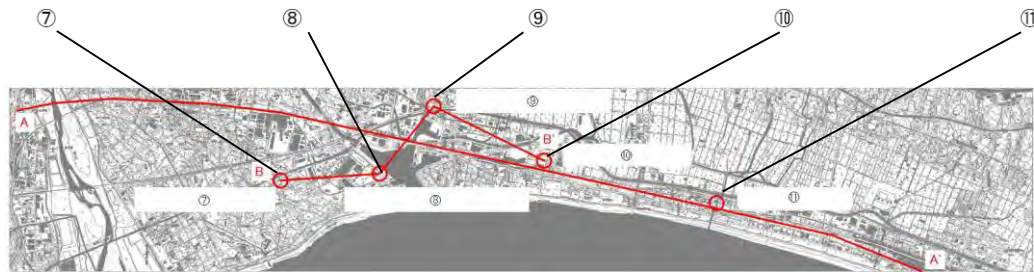
【2型】



FDEM調査測線



【B-B' 断面図】
村下・岸(1967)に加筆・修正



【A-A' 断面図】
村下(1982)に加筆・修正

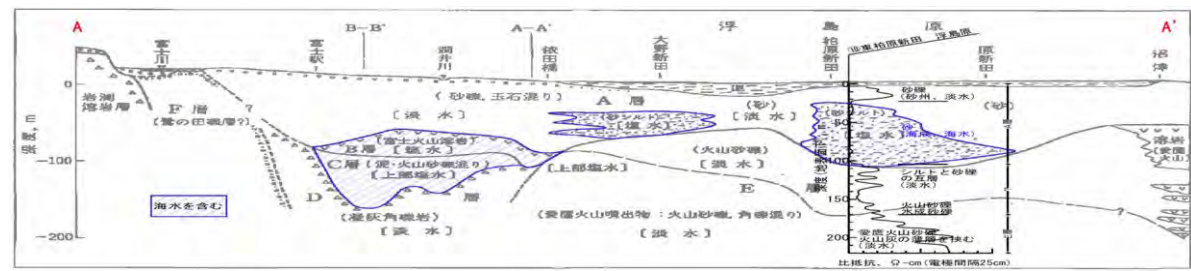


図 5-3-40 沿岸域調査の比抵抗分布図と地質想定断面図

5-3-1 (3) まとめ

本調査で得られた結果を下記にまとめた。

- (1) FDEM 探査結果は、既往トレンチ調査（青見北、青見南）やボーリング調査（旭町）と整合的な結果となり、新富士溶岩層や古富士泥流堆積物に対応する層を把握できると考えられた。
- (2) 入山瀬断層 2 地点では不連続面が存在し、断層を示唆している可能性があると考えられた。
- (3) 大宮断層 1 地点は比抵抗構造が地形なりの構造を示しており、撓曲構造を示唆する結果となり、断層面を示唆するような、明瞭な不連続面は認められなかった。
- (4) 大宮断層 2 地点では深部で不連続面が存在し、断層を示唆している可能性があると考えられた。上部では比抵抗構造が地形なりの構造を示しており、撓曲構造を示唆する結果となり断層運動の結果による可能性も考えられた。
- (5) 沿岸域調査では、既往調査結果（昭和 40 年度の地下水塩水化調査）と比較すると塩水化した領域は減少していると考えられ、現行の静岡県の調査結果と整合する。
- (6) 特に田子の浦周辺で淡水化しており、海底湧水調査に有益な情報と考えられた。

5-3-2 富士山及び沿岸域の地下水性状把握

駿河湾周辺では、透水性に富む新富士火山（古富士泥流上面以浅）が主要な帯水層であり、かつ地下水の流路にもなっている。特に富士山南西麓には富士川河口断層帯が南北方向に分布し、この断層が富士山から駿河湾にかけての地下水流動に大きな影響を与えている可能性がある。この調査では、断層帯近辺を含めた富士山南西麓周辺域において、湧水、地下水、河川の水質調査を実施し、駿河湾海底湧水の起源解明に資することを目的とした。

5-3-2 (1) 調査方法

1) 調査地

富士山南西麓（富士市、富士宮市、静岡市清水区）（**図 5-3-41** 調査位置図 参照）

2) 調査項目

本調査における水質測定項目の一覧を**表 5-3-7**に整理した。

表 5-3-7 水質測定項目および地点数

| 測定項目 | 調査対象（ 図 5-3-43 参照） |
|---|---|
| 現地水質測定項目 pH, 電気伝導度, 酸化還元電位, 溶存酸素量, 水温 | 湧水：36 地点（うち、自噴井戸 1） |
| 酸素・水素安定同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$, δD ） | 地下水：32 地点 （地下水位観測井 19, 水道水源 13） |
| 主要無機イオン HCO_3 , Cl , NO_3 , SO_4 , PO_4 , Na , K , Mg , Ca | 河川水：19 地点 |
| 微量元素 B , Al , V , Cr , Mn , Fe , Ni , Co , Cu , Zn , As , Se , Sr | 各地点の番号を 図 5-3-42 ～ 図 5-3-44 に記した。 |

3) 調査方法

(1) 採水

調査地点において、同位体、主要無機イオン、微量元素の分析用にそれぞれボトルを分けて採取した。湧水は気泡が入らないように湧出口から直接採取した。地下水については、地下水位観測井ではスクリーン深度まで採水器を降ろして採水し、水道水源は揚水ポンプにより蛇口から各ボトルに採取した。河川水はバケツにて採水し、各ボトルに分けた。採水したボトルはビニルテープで密封した。

(2) 分析

現地水質測定項目に関しては原位置で測定した。主要無機イオン、微量元素については $0.2\mu\text{m}$ のメンブレンフィルターでろ過後、それぞれイオンクロマトグラフ、ICP-MS にて測定を実施した。酸素・水素安定同位体比はキャビティリングダウン分光分析装置にて測定した。

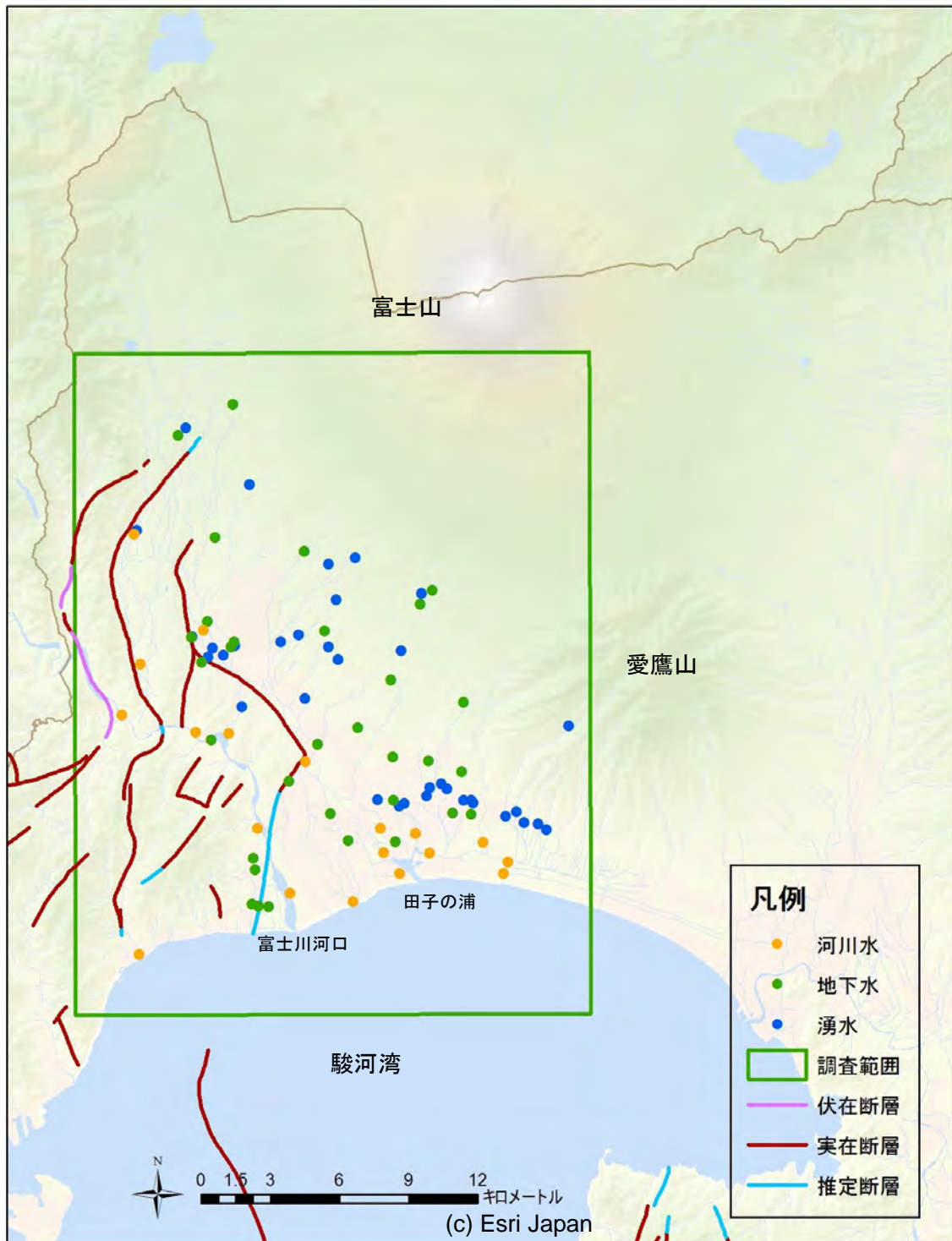


図 5-3-41 調査位置図

(断層位置は産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2012) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース (2012 年 7 月 3 日版) に依った.)

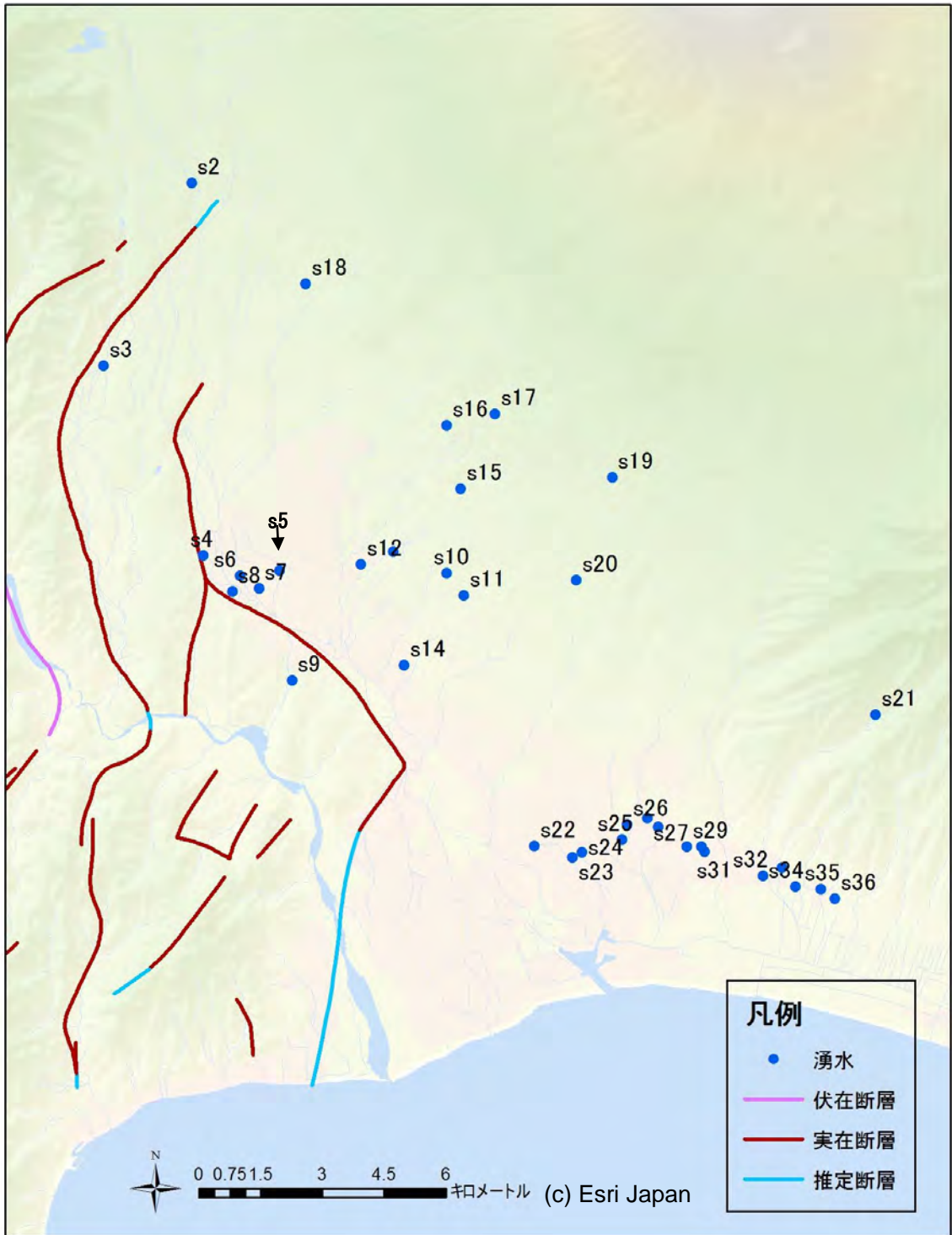


図 5-3-42 湧水調査地点番号 (s1 は欠番)

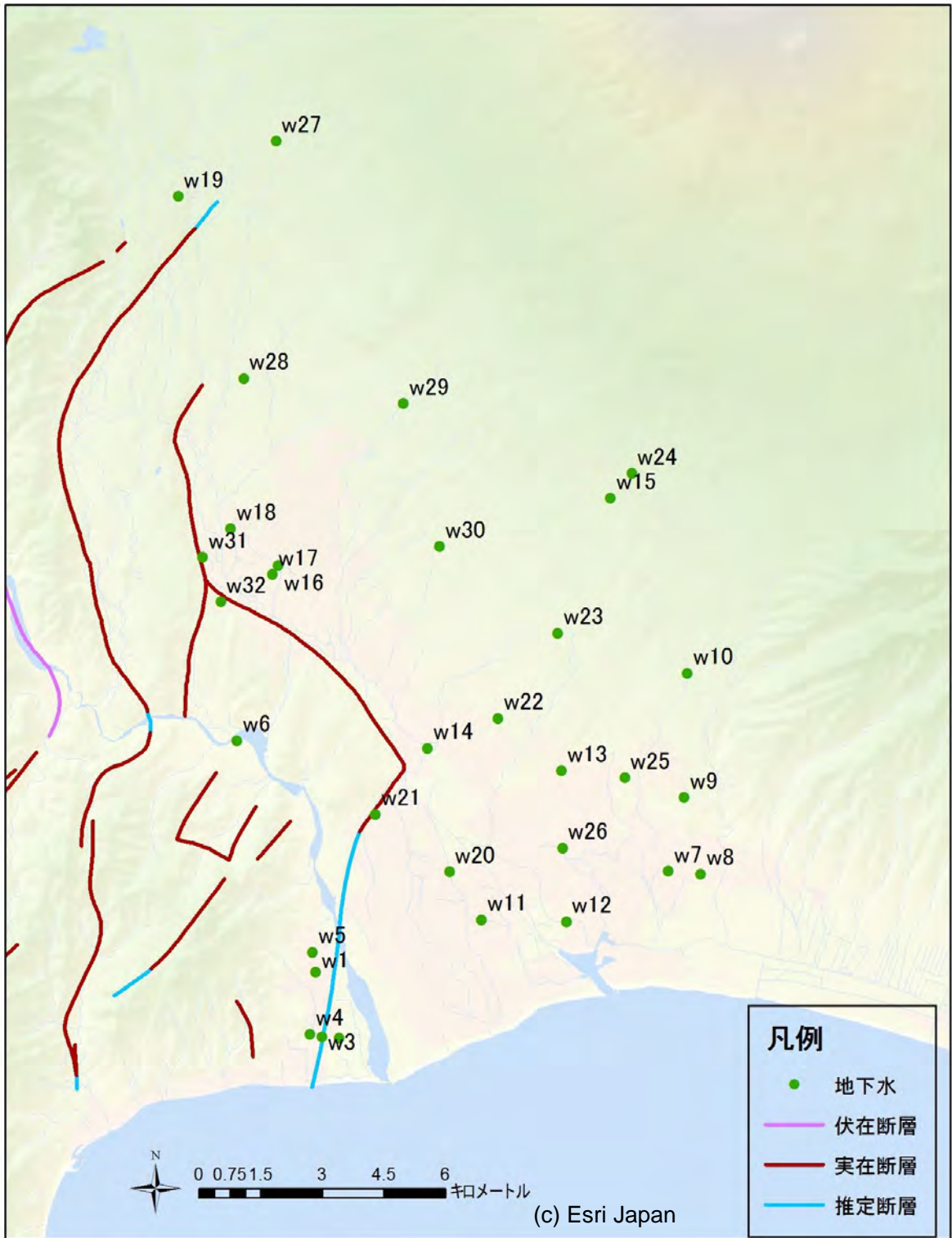


図 5-3-43 地下水調査地点番号

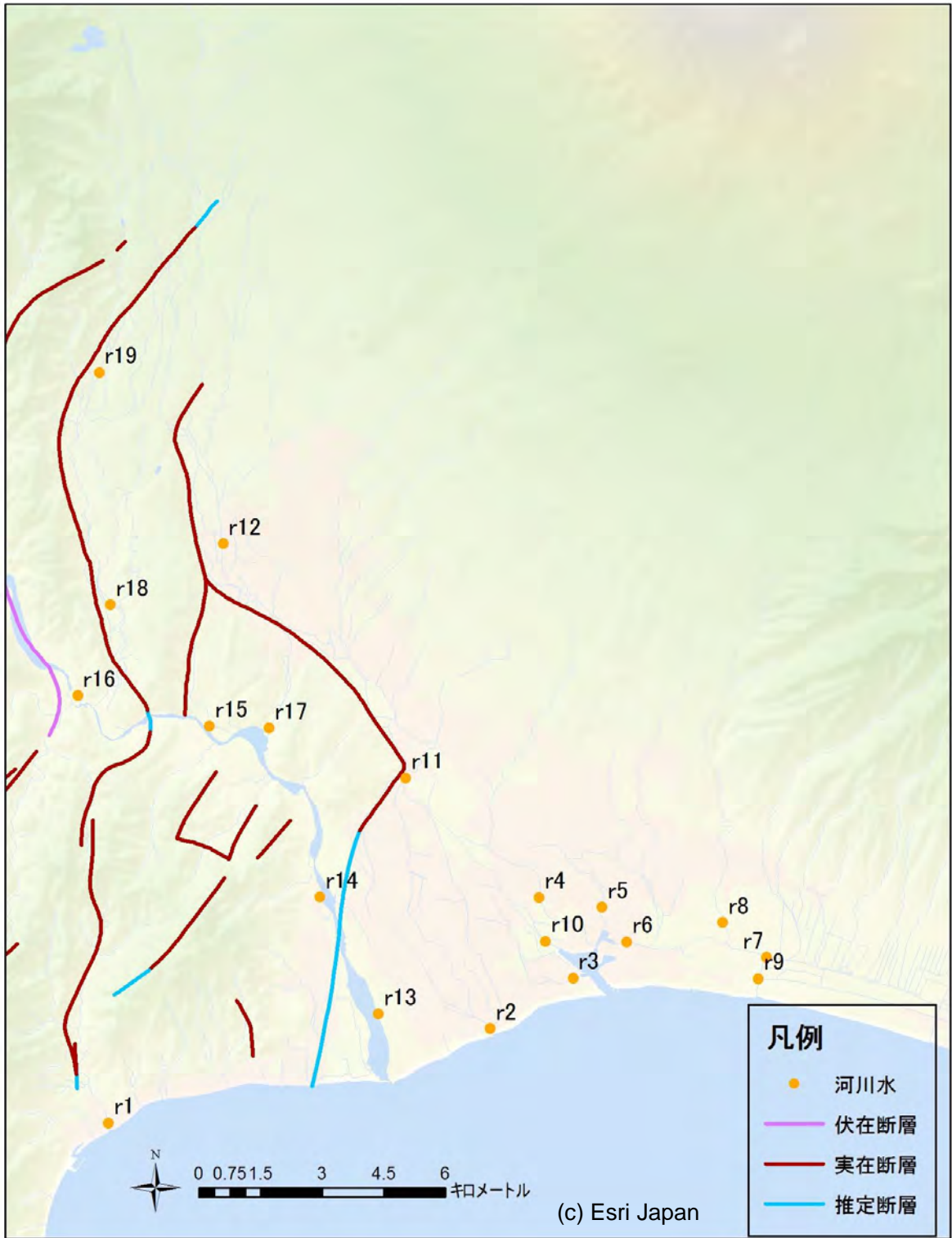


図 5-3-44 河川水調査地点番号

5-3-2 (2) 調査結果

湧水・地下水・河川水の調査結果について、以下にその概要を記す。

1) 現地水質測定項目 (図 5-3-45～図 5-3-48)

富士山南西麓の湧水の pH はおおよそ 7 前後であるが、愛鷹山では若干高くなる傾向が見られた (図 5-3-45)。地下水は 8 以上の地点が多く、富士川も高い傾向が見られた。電気伝導度 (EC) は湧水で 100～200 μ S/cm 程度を示し、やや愛鷹山で高くなった (図 5-3-46)。地下水では標高の高い地域で低く、麓では高くなる傾向があり、これは地下水が溶岩中を流動する過程において成分が溶出するためと考えられる。なお、沿岸部の地下水で高い EC を示すのは海水の影響と思われ、沿岸部の河川ではそれに加えて人為的な影響も含まれると推測される。酸化還元電位は多くの地点で 100～250mV となったが、沿岸部ではマイナスになる井戸もみられた (図 5-3-47)。湧水や河川の溶存酸素は高い地点が多いものの、地下水については地下水観測井を中心に低い井戸も多い (図 5-3-48)。

2) 酸素・水素安定同位体比 (図 5-3-49、図 5-3-50)

湧水の $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD を測定した結果、両者の関係には線型性がみられたため、以降は $\delta^{18}\text{O}$ のみを用いて概要を示す。湧玉池 (s5) や白糸の滝 (おびん水, s2) などは $\delta^{18}\text{O}$ 値が-9‰前後と小さく、富士山の標高の高い地域で涵養された地下水と考えられる。一方、標高の低い愛鷹山麓に近い地下水 (w8-10) や湧水 (s21,s32-36) は-8‰よりも大きく、隣り合った富士山南麓の湧水 (s22-31) が-8～-8.5‰を示すことから涵養域 (涵養標高) の違いが明らかになった。富士山南西麓に位置する標高 300～500m あたりの湧水 (s10-17) に関しては、 $\delta^{18}\text{O}$ 値が-8～-7‰と比較的大きく、富士山系の地下水にもかかわらず涵養標高が低いことが分かるが、同じ地域の地下水 (w30 等) は-9‰前後と値が小さいことから、高標高で涵養された地下水は深層を通り、中標高で涵養された地下水が比較的浅い部分を通してこの地域で湧き出していることが示唆された。富士川と田子の浦に囲まれた地域や富士川右岸では $\delta^{18}\text{O}$ 値が富士山麓の地下水よりも大きくなるが、富士川の $\delta^{18}\text{O}$ 値は-9‰以下と小さくなる特徴が見られた。

3) 主要無機イオン (図 5-3-51～図 5-3-59)

この地域は Ca-HCO_3 型の湧水や地下水となっている。まず特徴として、田子の浦沿岸の地下水で Cl, Na 濃度が高いことが挙げられ (図 5-3-52、図 5-3-56)、海水による塩水化の影響を受けていることを示している。また、愛鷹山麓の湧水 (s32-36) の NO_3 濃度が顕著に高く (図 5-3-53)、この周辺に多い茶園の施肥の影響と考えられる。また、 $\delta^{18}\text{O}$ 値が比較的大きい富士山南西麓の湧水 (s10-17) においても

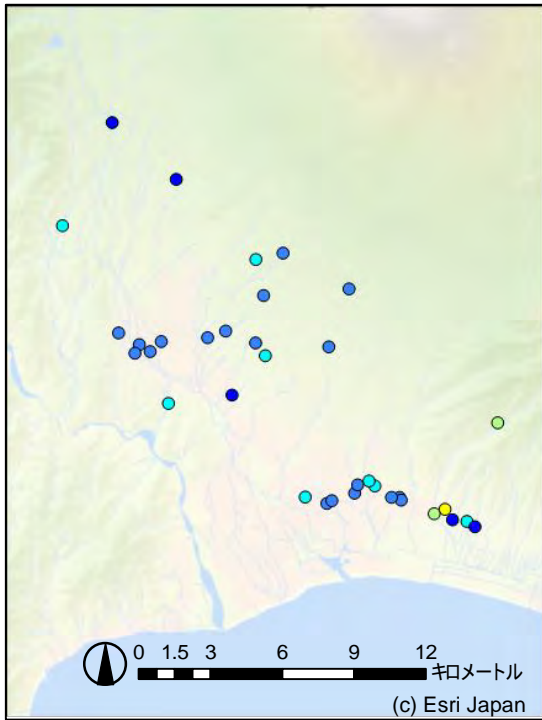
NO₃濃度が高い傾向にあり、この地域の浅層の地下水は人為的な影響を受けていることがわかる。田子の浦周辺の河川は各イオン濃度が高く、海水の影響や人為的な負荷がかかっているとみられるが、富士川はCa濃度がやや高いものの溶存イオンが少ない傾向にある(図 5-3-59)。なお、富士宮市街地に近い断層近辺の水道水源(w31,32)では、場所が近距離にもかかわらず陰イオン、陽イオン濃度に顕著な違いがみられることから、断層との関連性が明らかになる可能性がある。

4) 微量元素(図 5-3-60~図 5-3-63)

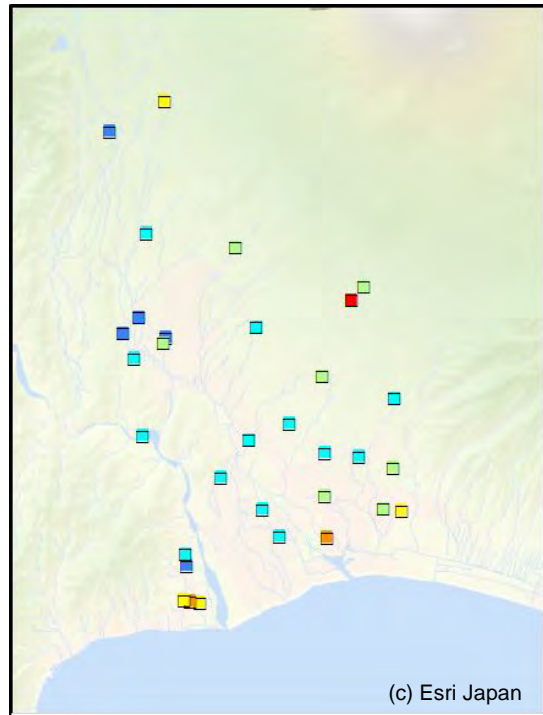
微量元素の中で最も地域の特徴を示すような結果が得られたのはバナジウム(V)である(図 5-3-61)。δ¹⁸O値が小さい富士宮市街や富士山南麓においてV濃度が顕著に高い一方で、δ¹⁸O値が大きい愛鷹山や富士山南西麓では濃度が低いことから、Vは涵養標高が高い地下水が流下する過程で長期間岩石と接触することにより溶出したと考えられる。なお、V濃度は富士川やその右岸側の井戸では濃度が低い。Vは富士山系地下水の特徴を示す元素と考えられ、同様の傾向を示す元素としてAsも挙げられる(図 5-3-62)。

他の元素の濃度分布は一様ではない。また元素によっては地下水位観測井で濃度が高くなる傾向にあるが、これは地下水の特徴というよりも井戸固有の特徴とも考えられることに留意する必要がある。

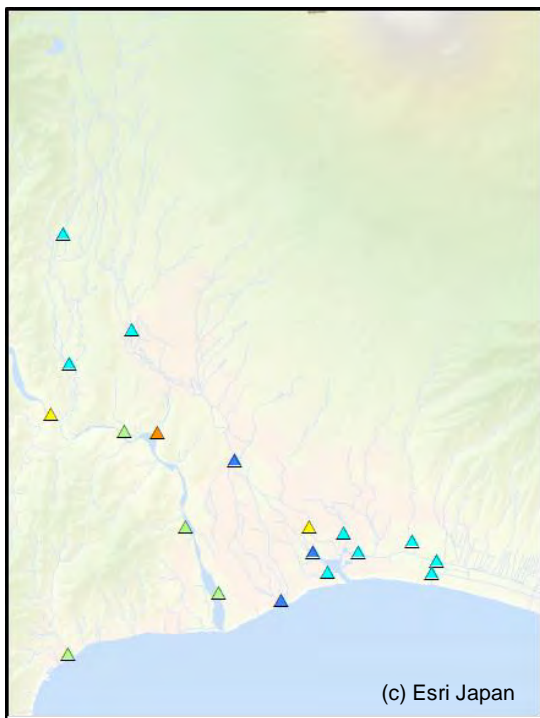
前出の断層近辺の水道水源(w31,32)では、特にホウ素(B)濃度に違いがみられた(図 5-3-60)。また、ストロンチウム(Sr)は(図 5-3-63)同族元素であるCaと同様の傾向を示している。Sr安定同位体比は地質起源の評価に用いられるが、特に富士川右岸の断層近辺では地下水位観測井間のSr濃度差が大きく、Sr安定同位体比による比較も断層と地下水質との関連性の解明に有効であると考えられる。



a)湧水



b)地下水



c)河川水

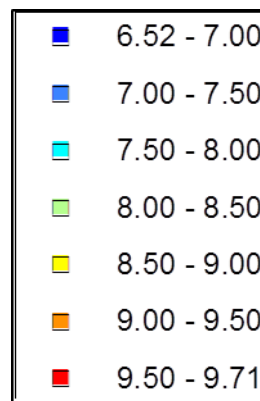
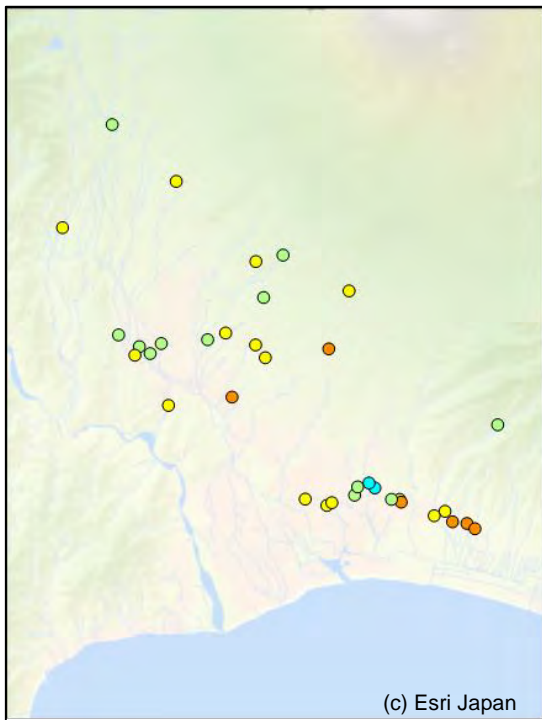
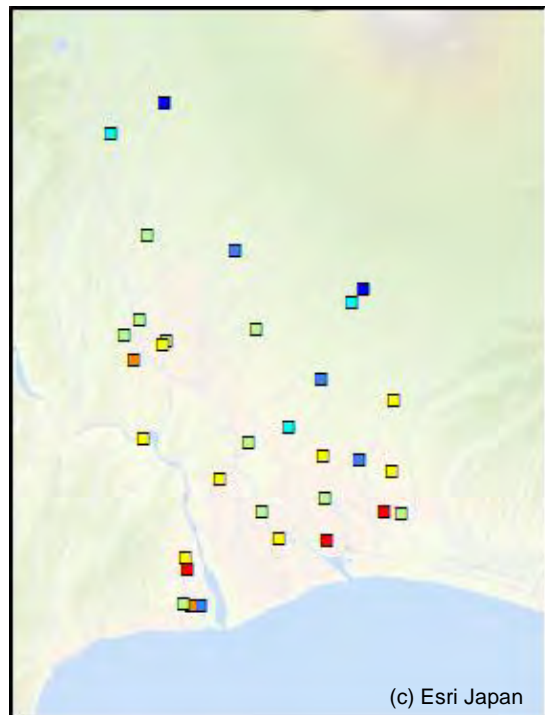


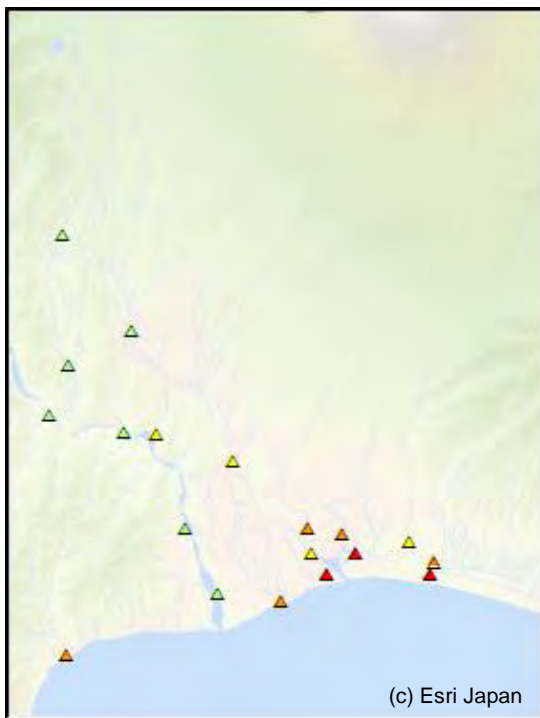
図 5-3-45 湧水・地下水・河川水の pH



a)湧水



b)地下水



c)河川水

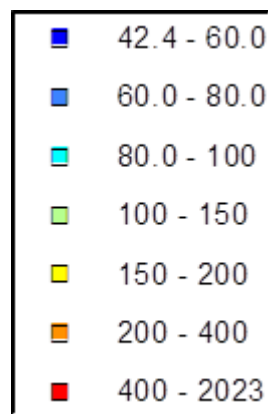
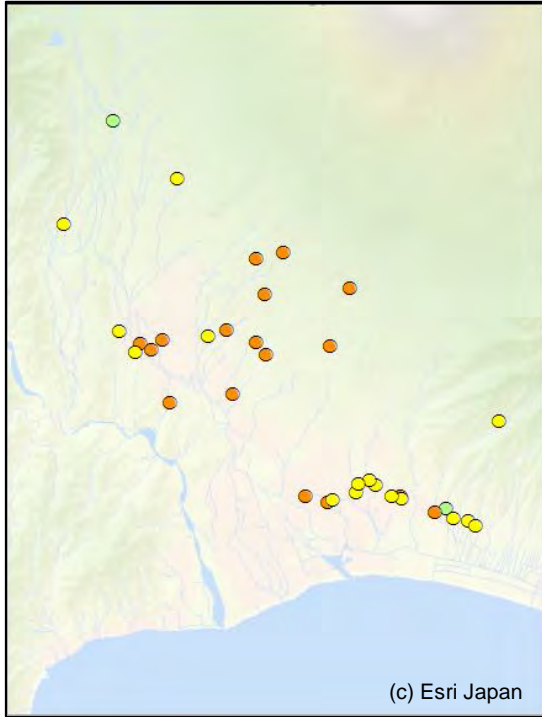
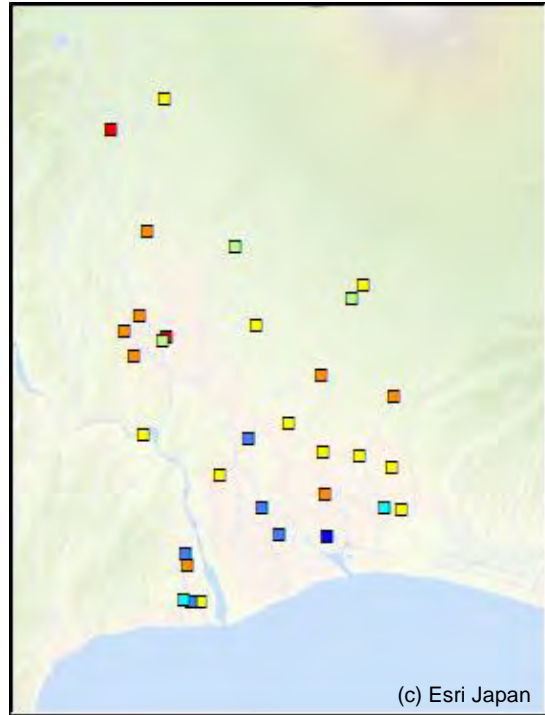


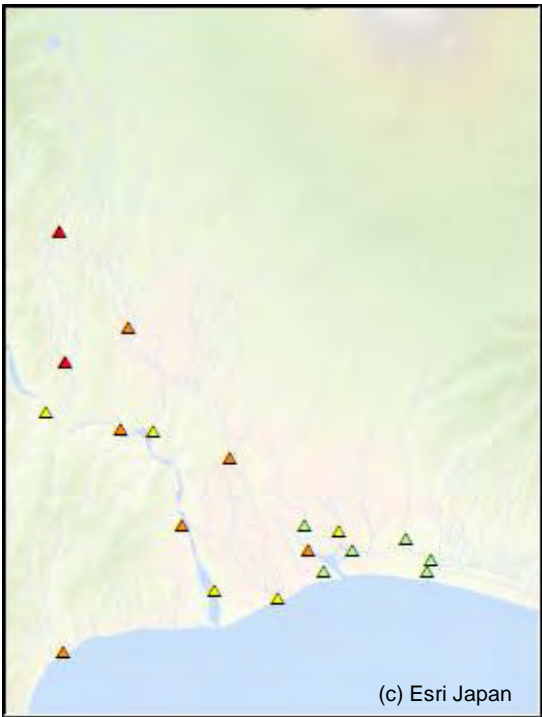
図 5-3-46 湧水・地下水・河川水の電気伝導度 (単位: $\mu\text{S}/\text{cm}$)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

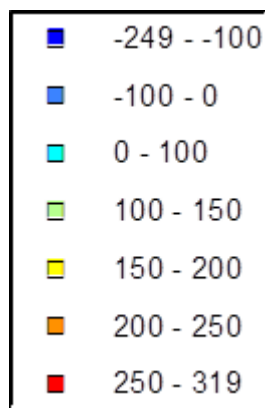
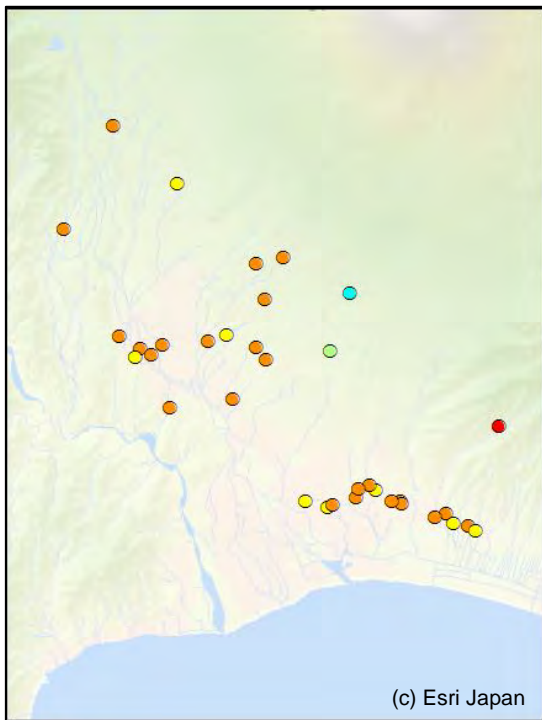
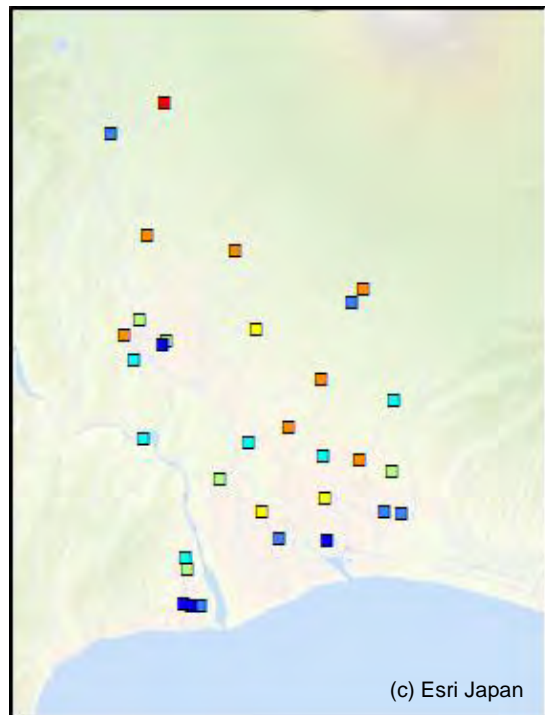


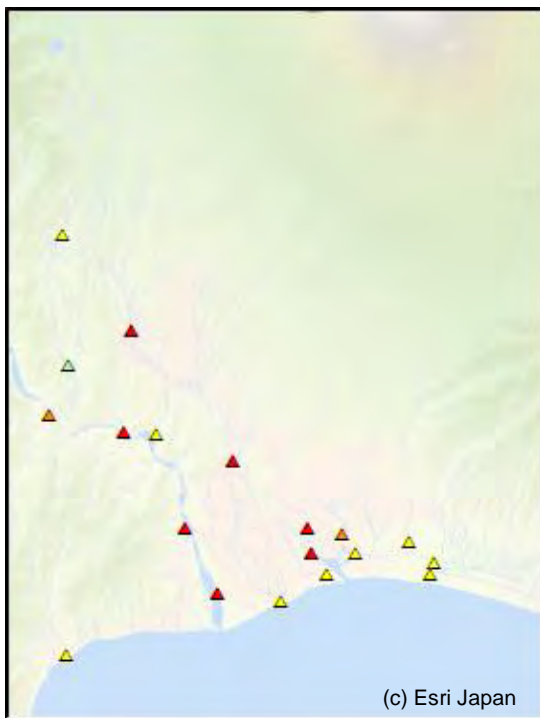
図 5-3-47 湧水・地下水・河川水の酸化還元電位（単位：mV）



a)湧水



b)地下水



c)河川水

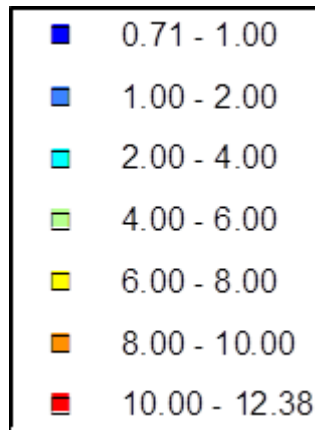
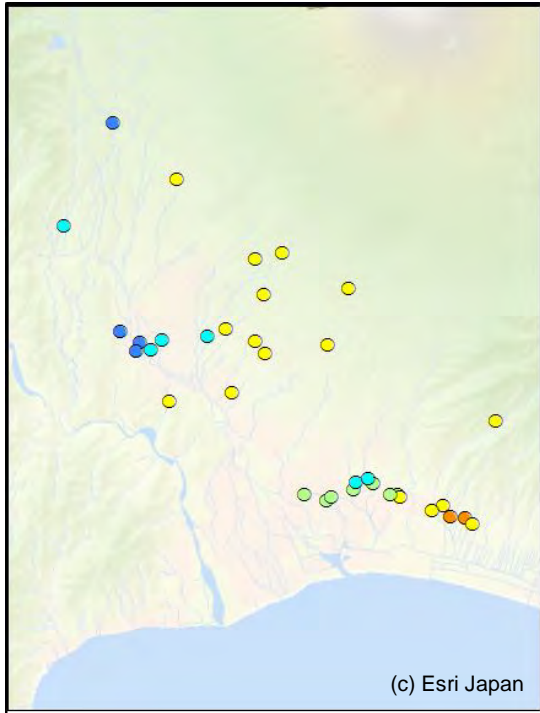
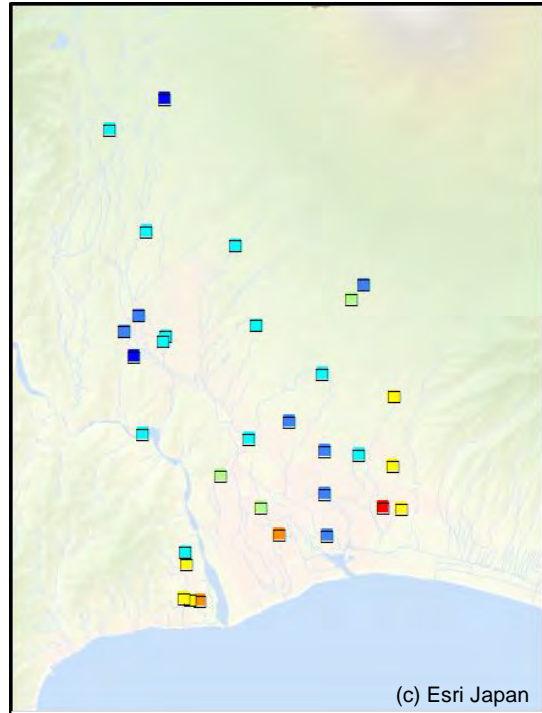


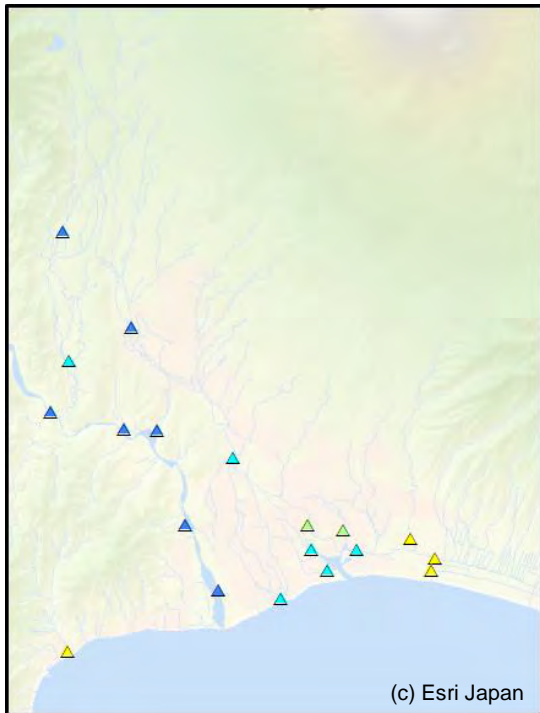
図 5-3-48 湧水・地下水・河川水の溶存酸素（単位：mg/L）



a)湧水



b)地下水



c)河川水

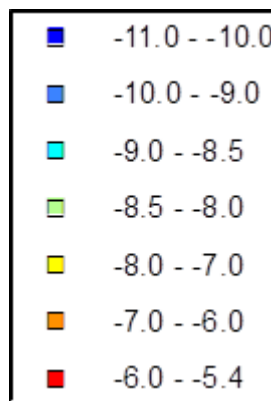
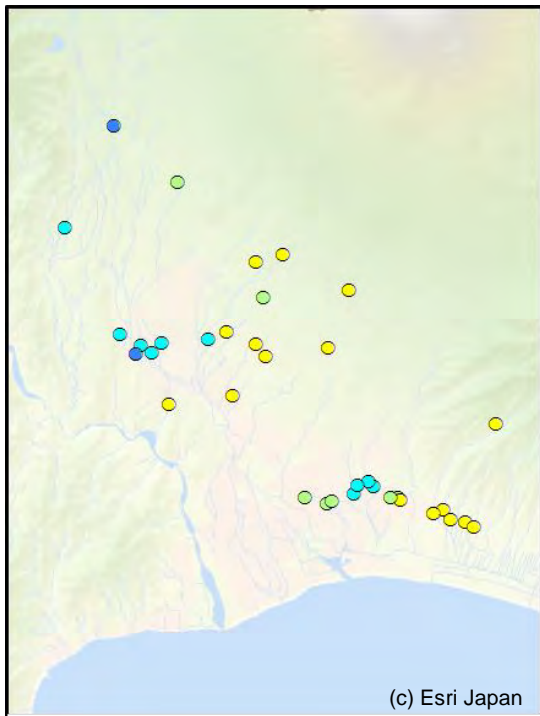
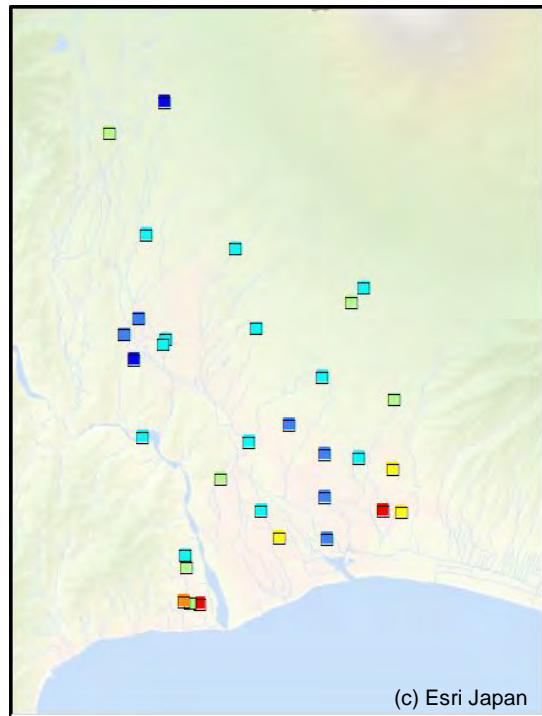


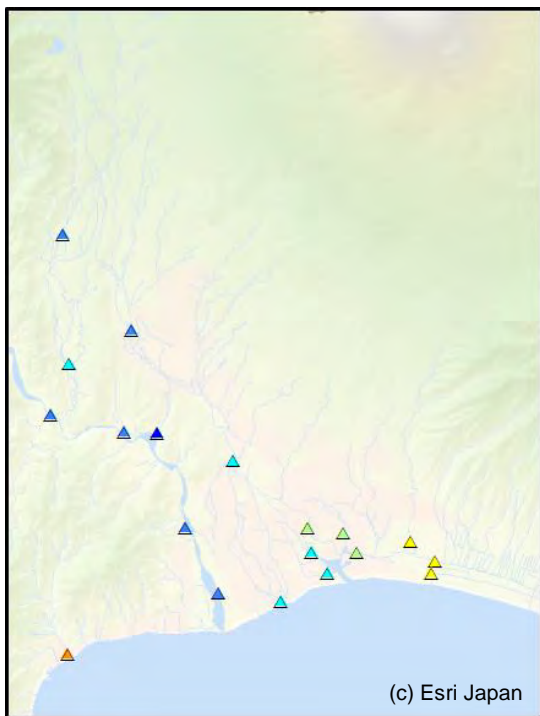
図 5-3-49 湧水・地下水・河川水の酸素安定同位体比 (単位: ‰)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

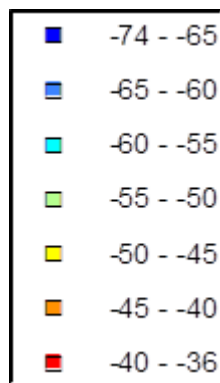
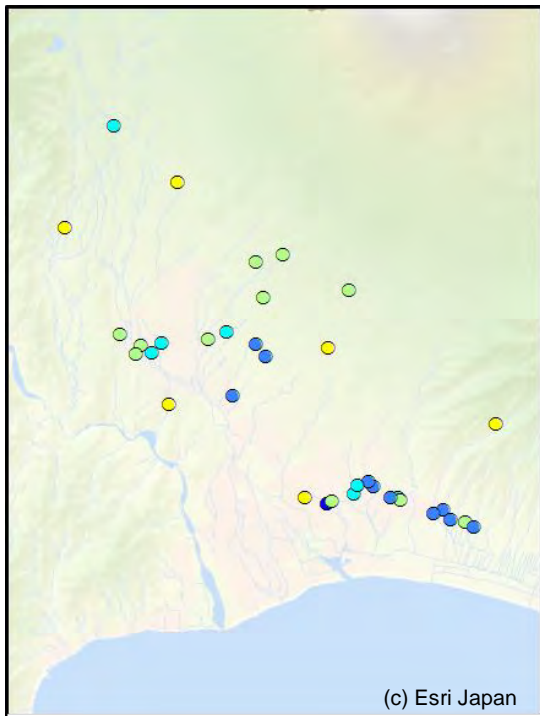
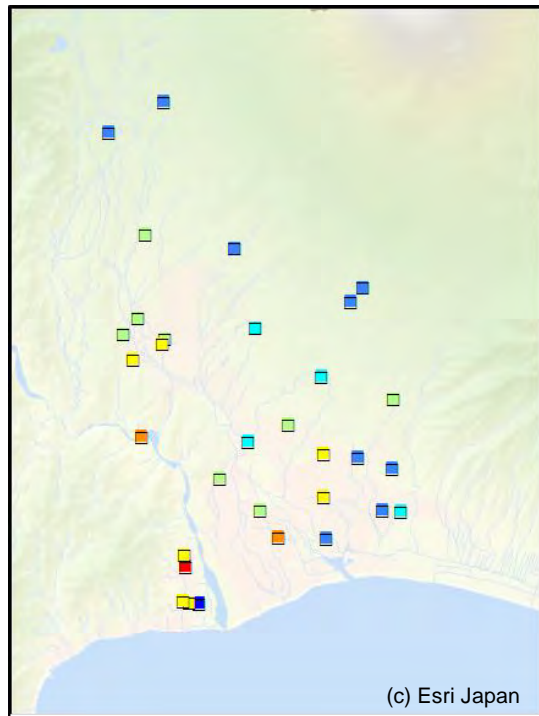


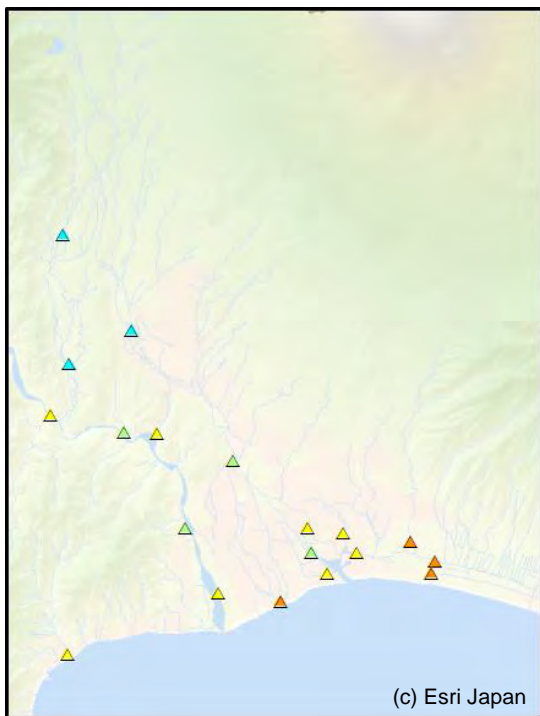
図 5-3-50 湧水・地下水・河川水の水素安定同位体比 (単位: ‰)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

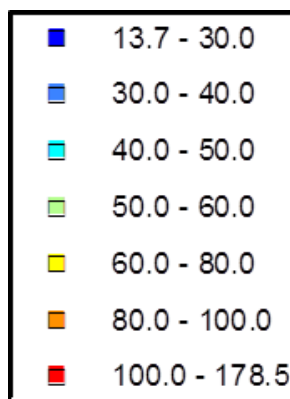
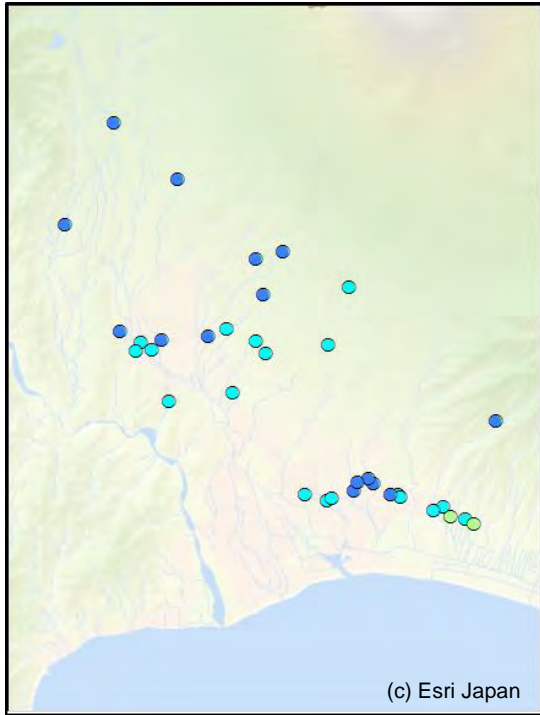
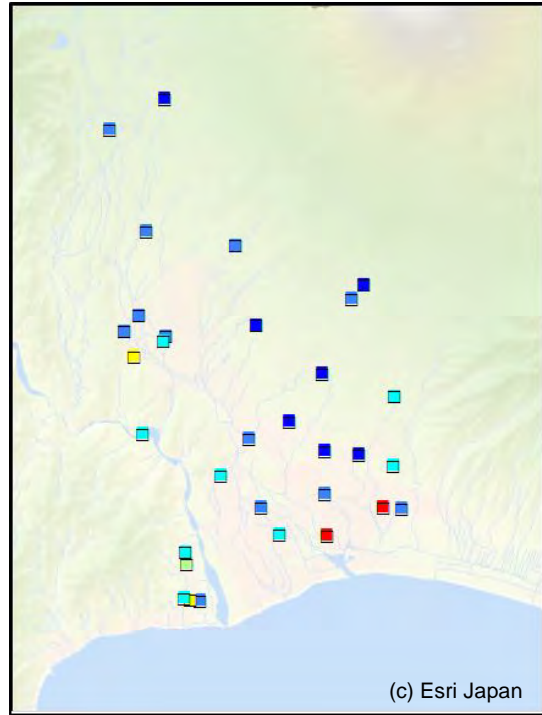


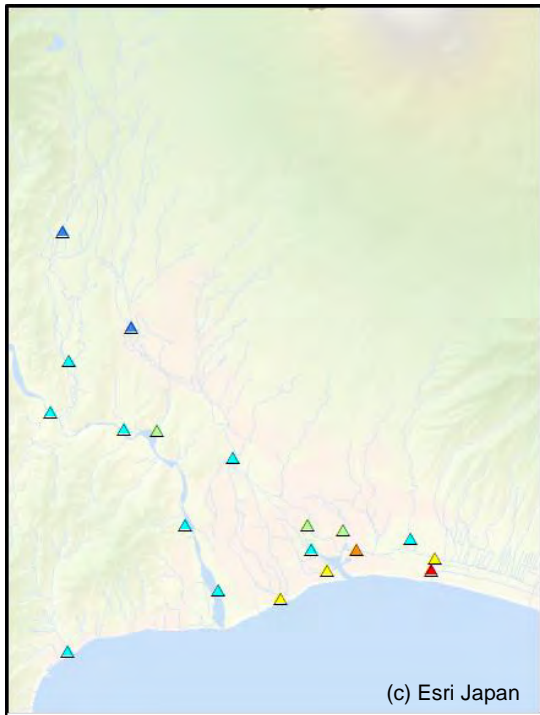
図 5-3-51 湧水・地下水・河川水の HCO_3^- 濃度 (単位 : mg/L)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

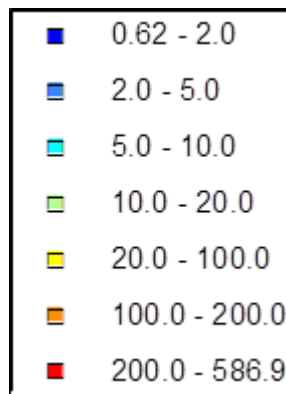
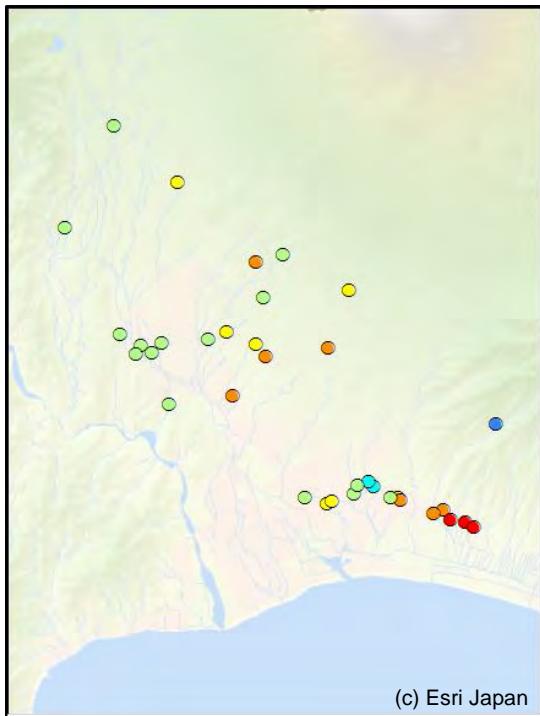
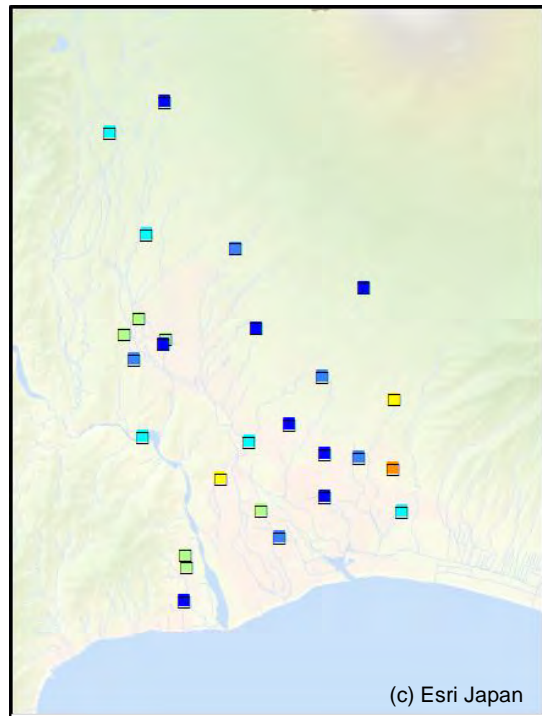


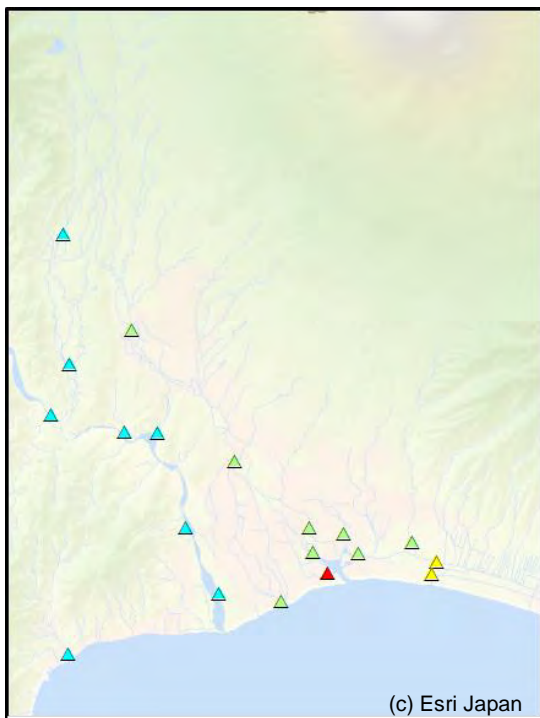
図 5-3-52 湧水・地下水・河川水の Cl 濃度 (単位 : mg/L)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

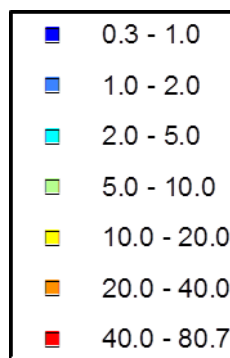
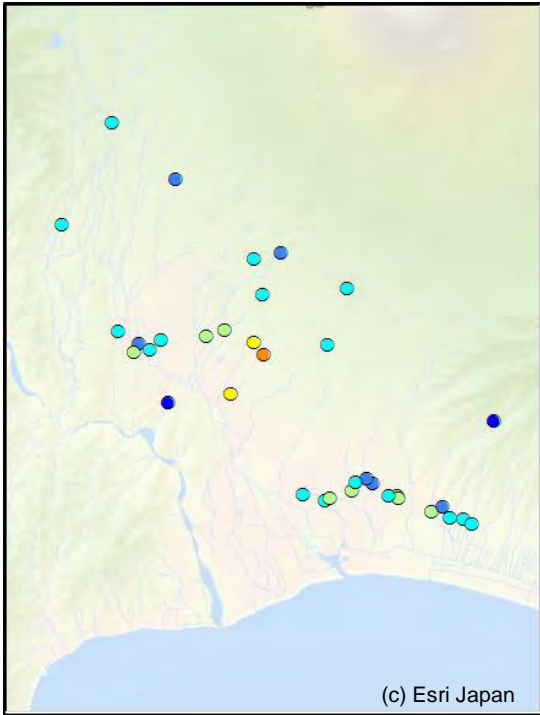
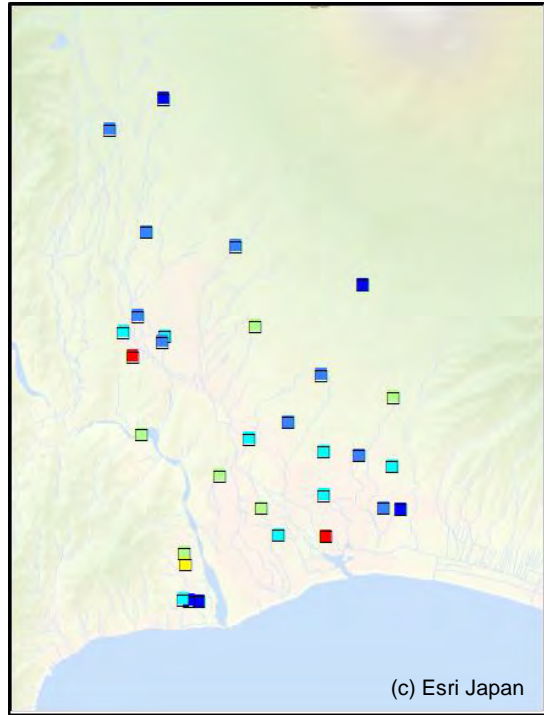


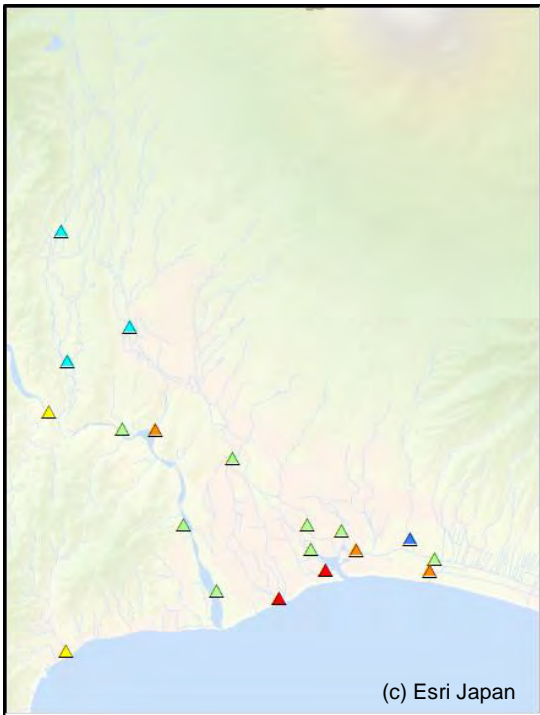
図 5-3-53 湧水・地下水・河川水の NO_3 濃度 (単位 : mg/L)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

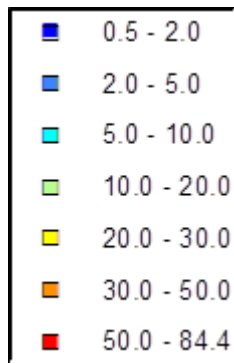
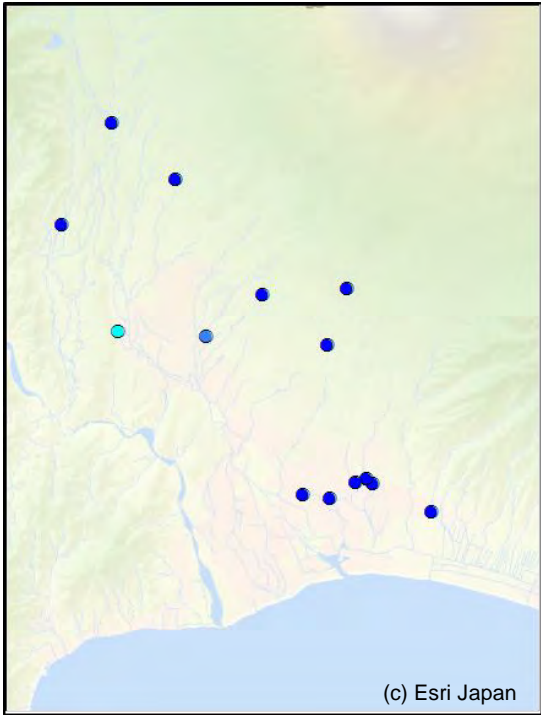
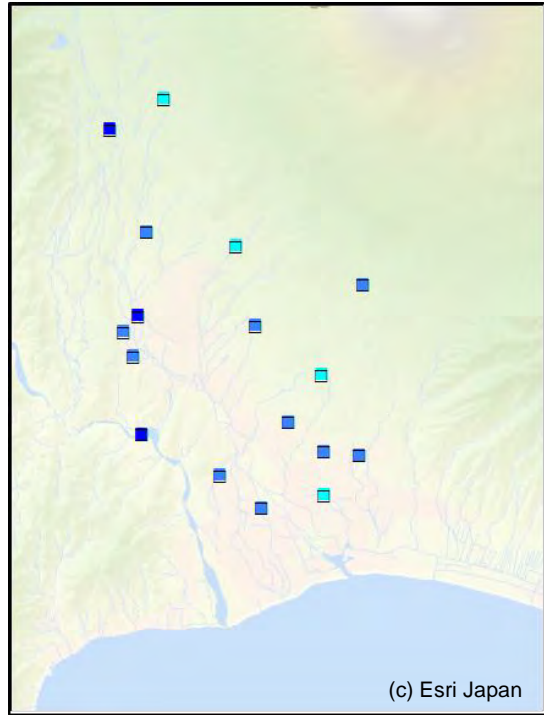


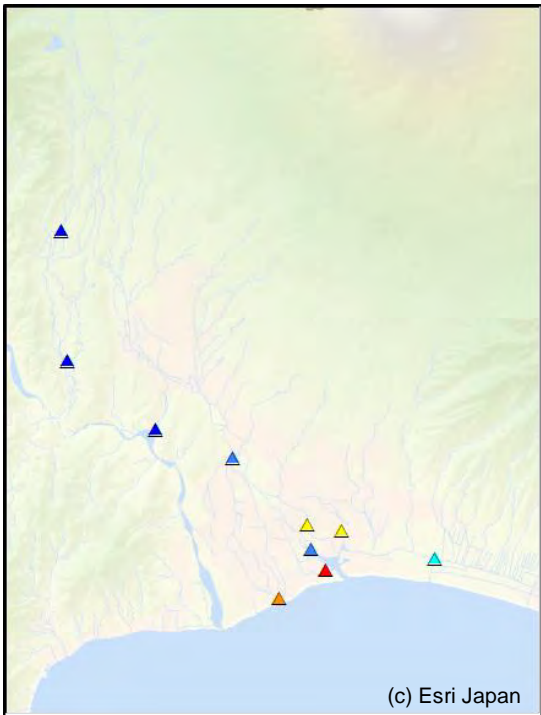
図 5-3-54 湧水・地下水・河川水の SO_4 濃度 (単位 : mg/L)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

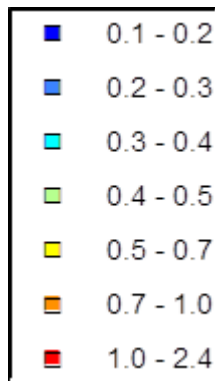
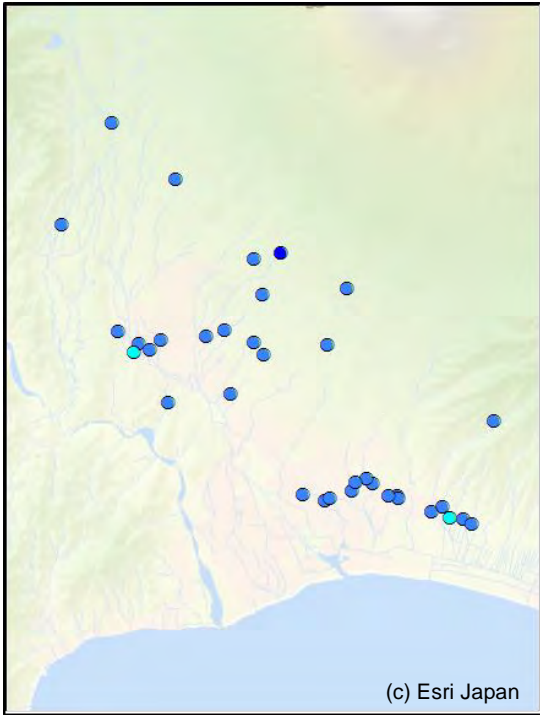
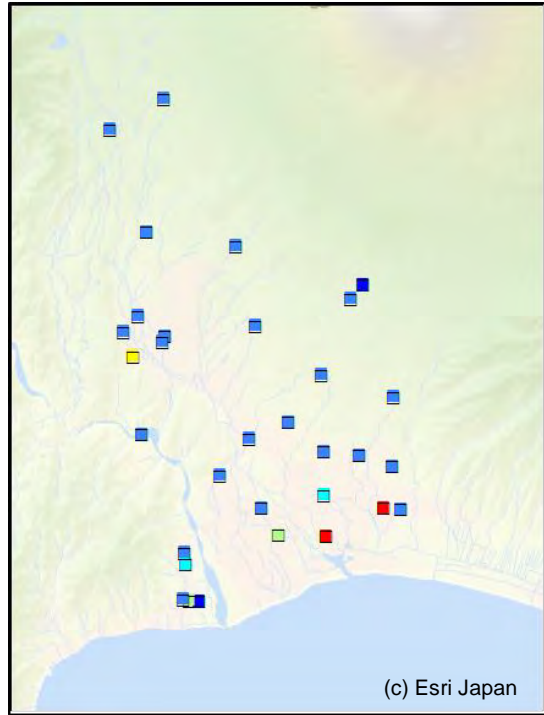


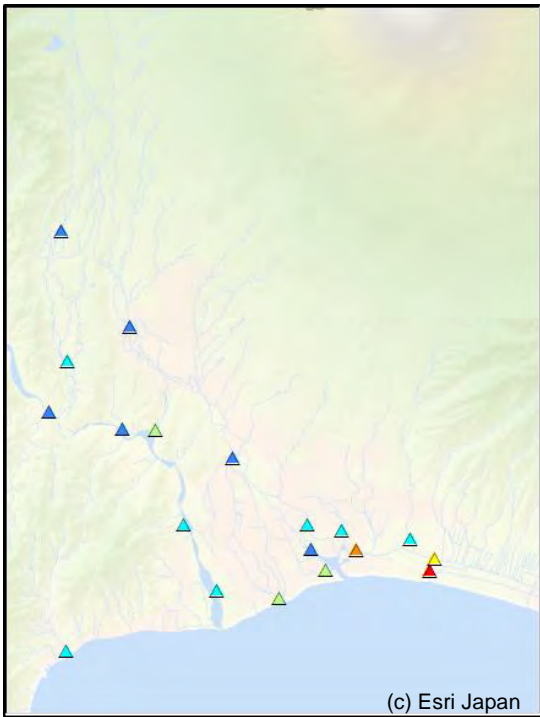
図 5-3-55 湧水・地下水・河川水の PO_4 濃度 (単位: mg/L)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

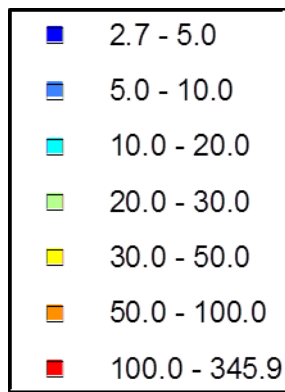
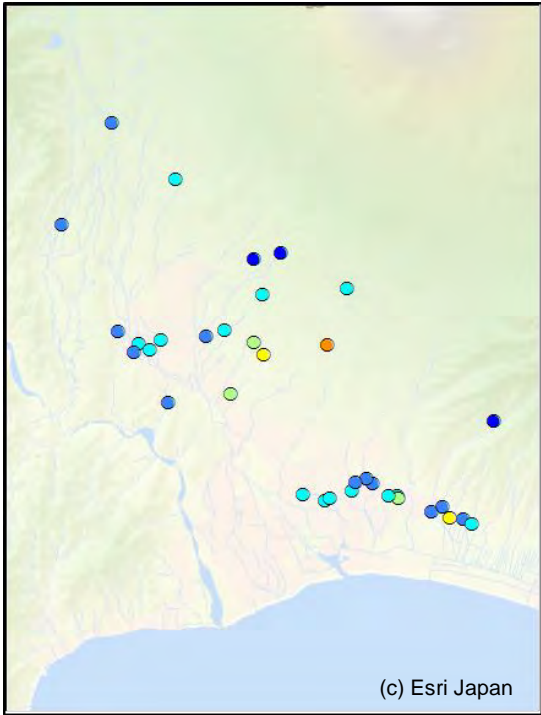
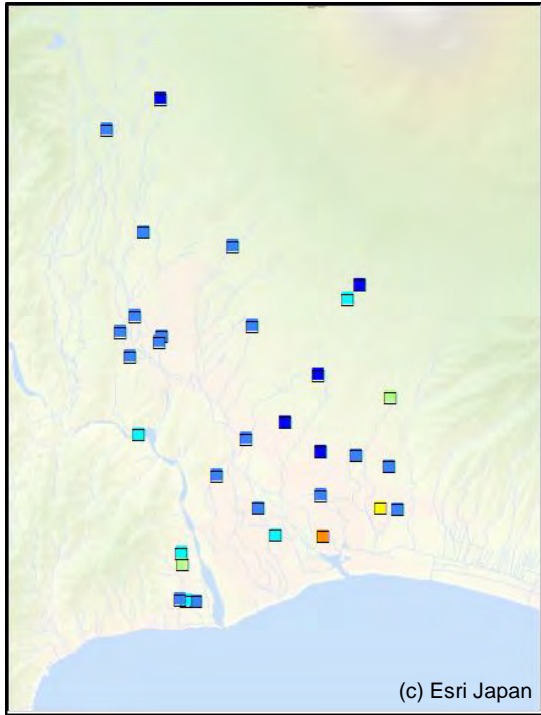


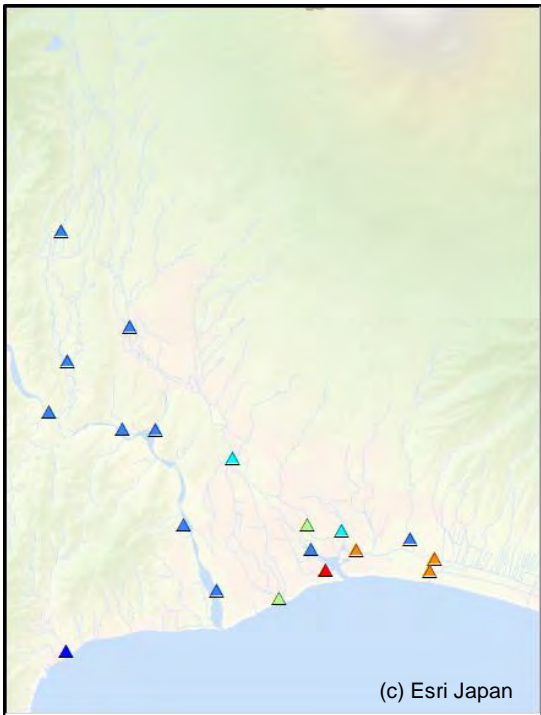
図 5-3-56 湧水・地下水・河川水の Na 濃度 (単位 : mg/L)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

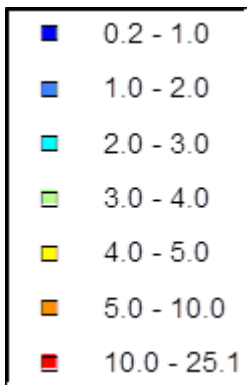
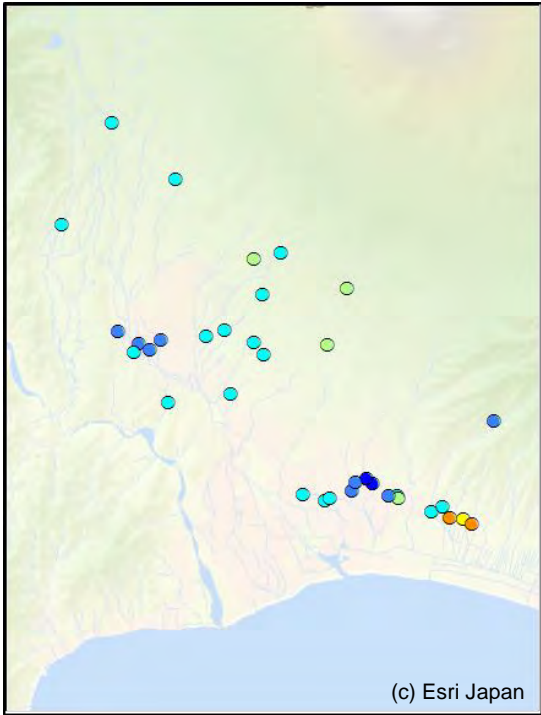
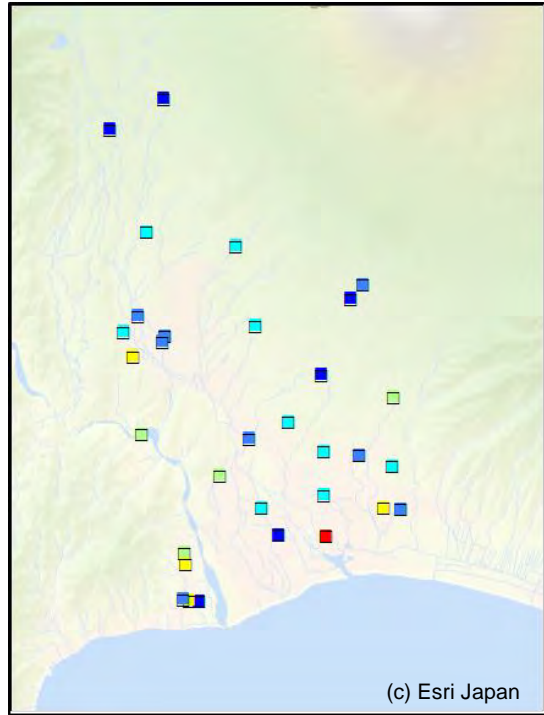


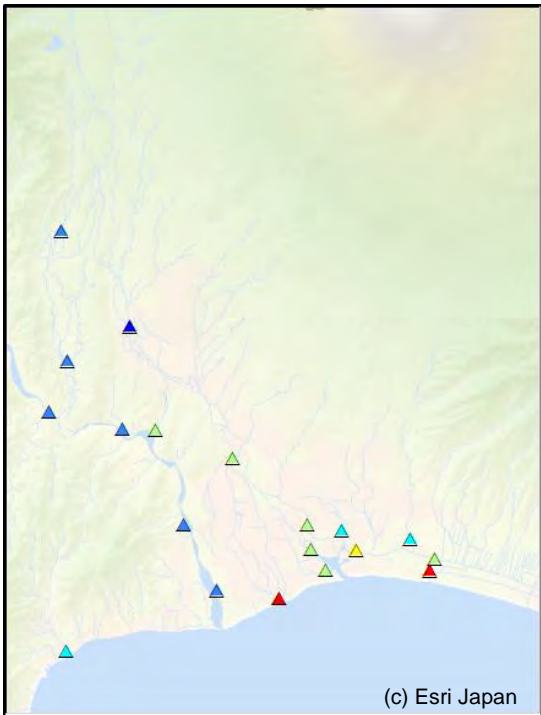
図 5-3-57 湧水・地下水・河川水の K 濃度 (単位 : mg/L)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

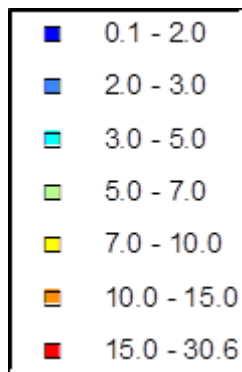
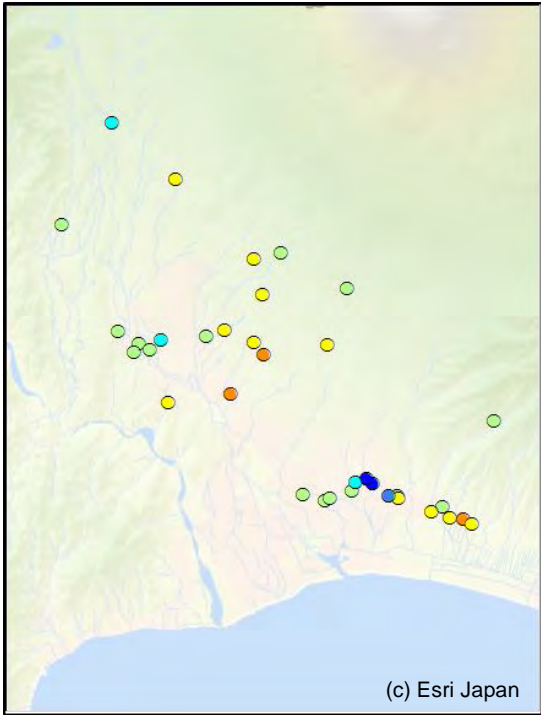
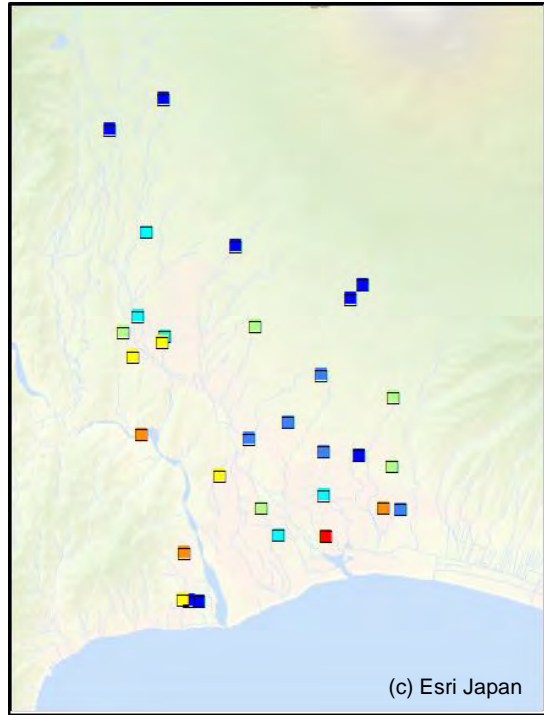


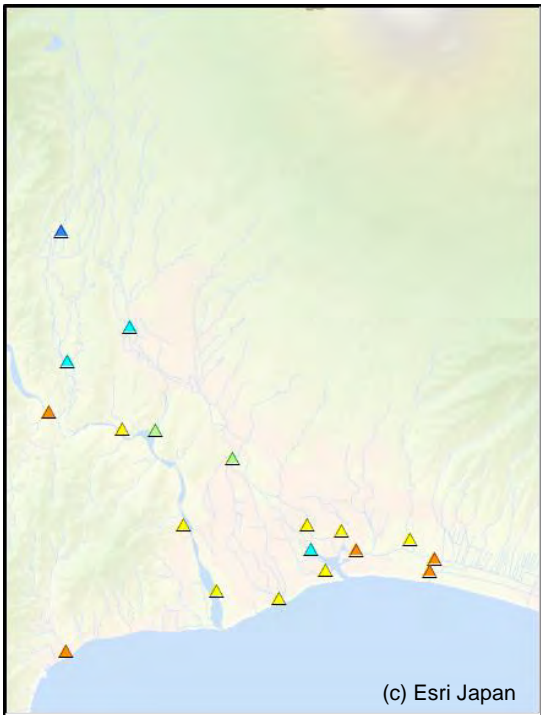
図 5-3-58 湧水・地下水・河川水の Mg 濃度 (単位 : mg/L)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

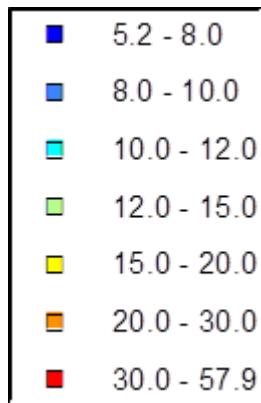
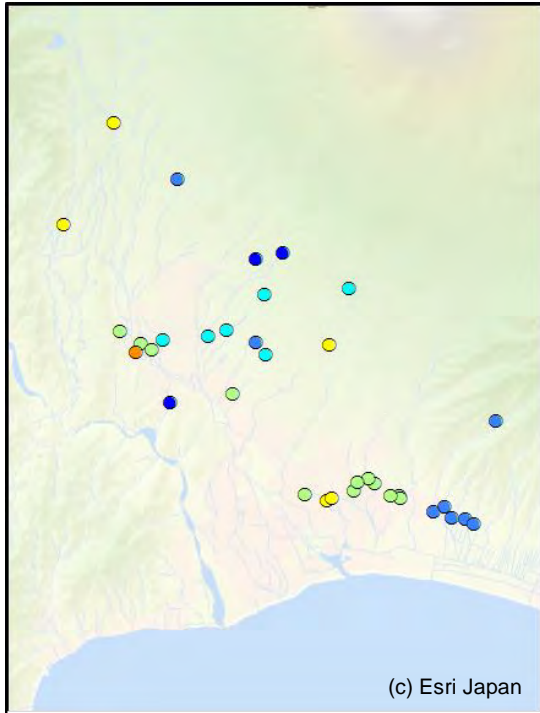
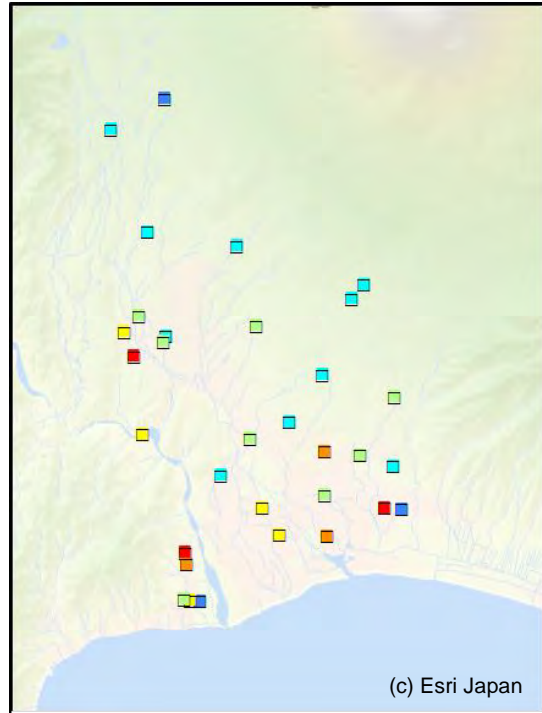


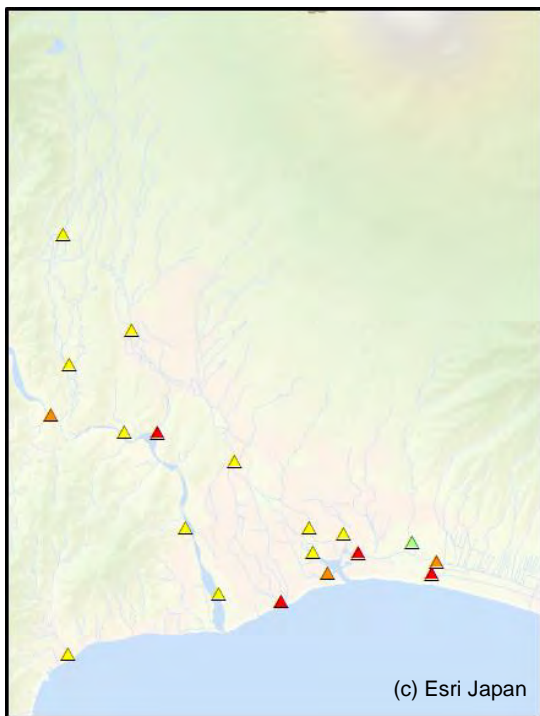
図 5-3-59 湧水・地下水・河川水の Ca 濃度 (単位 : mg/L)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

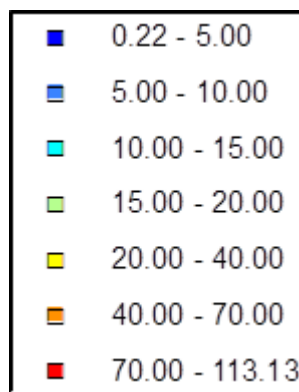
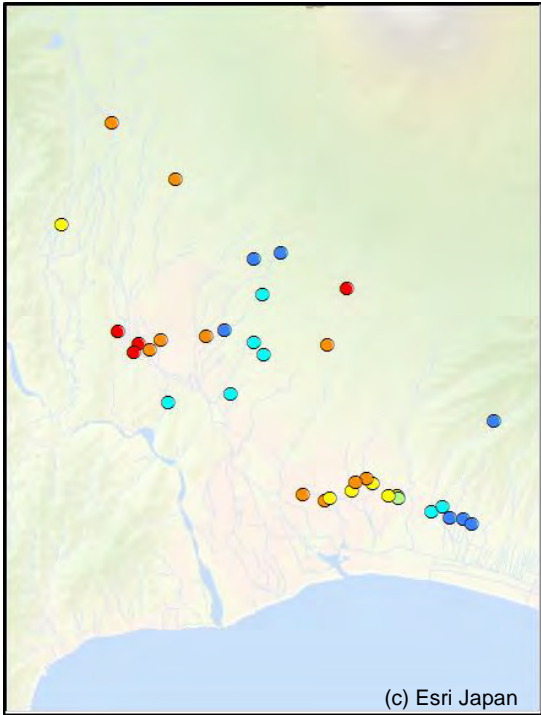
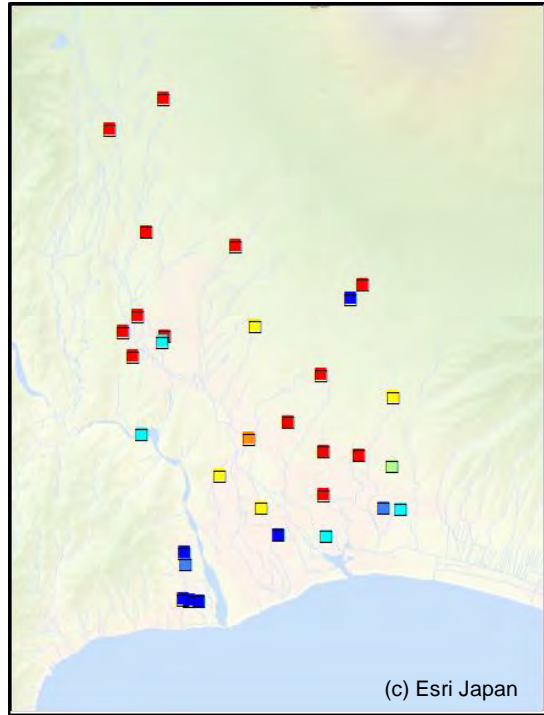


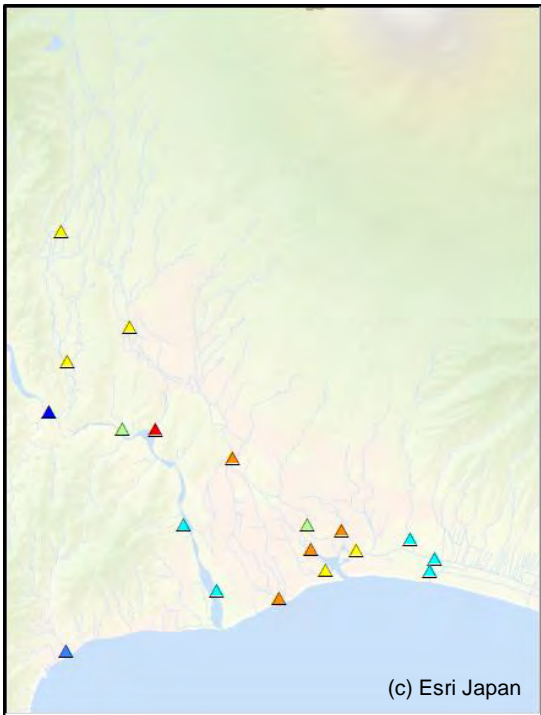
図 5-3-60 湧水・地下水・河川水の B 濃度 (単位 : $\mu\text{g/L}$)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

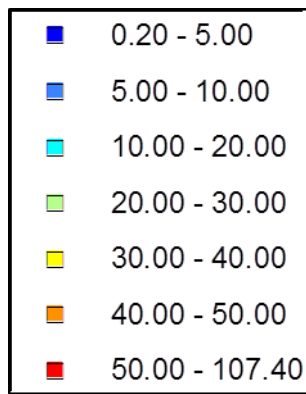
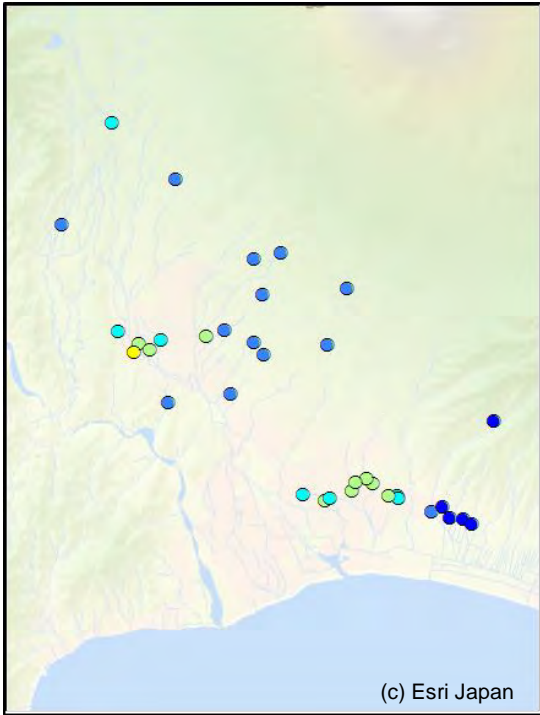
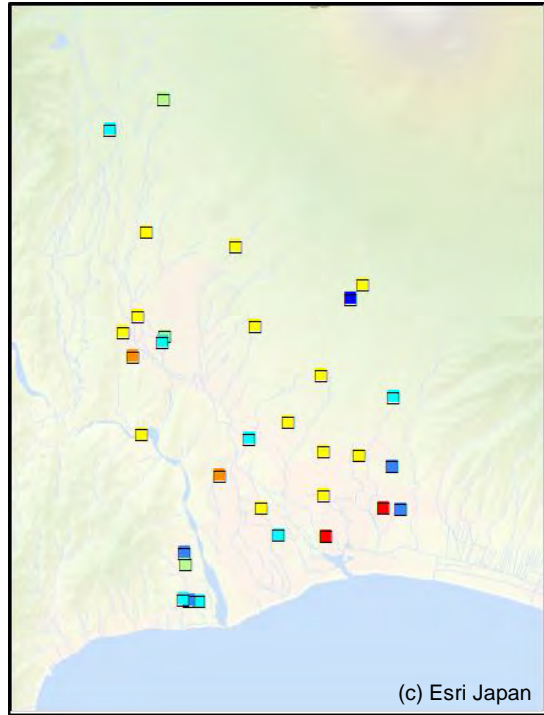


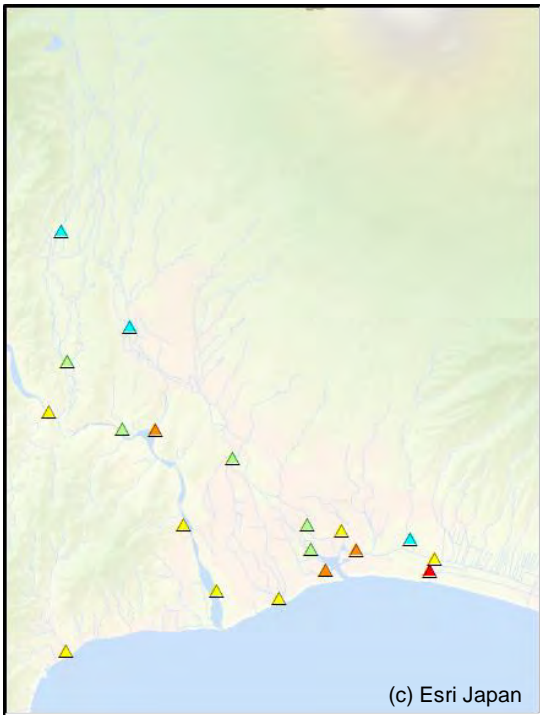
図 5-3-61 湧水・地下水・河川水の V 濃度 (単位 : $\mu\text{g/L}$)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

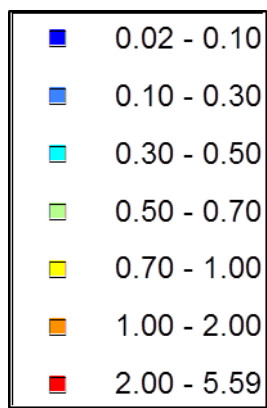
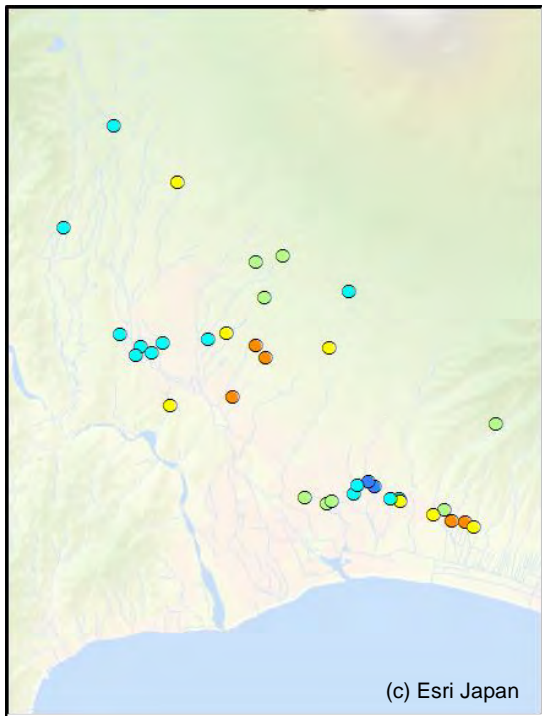
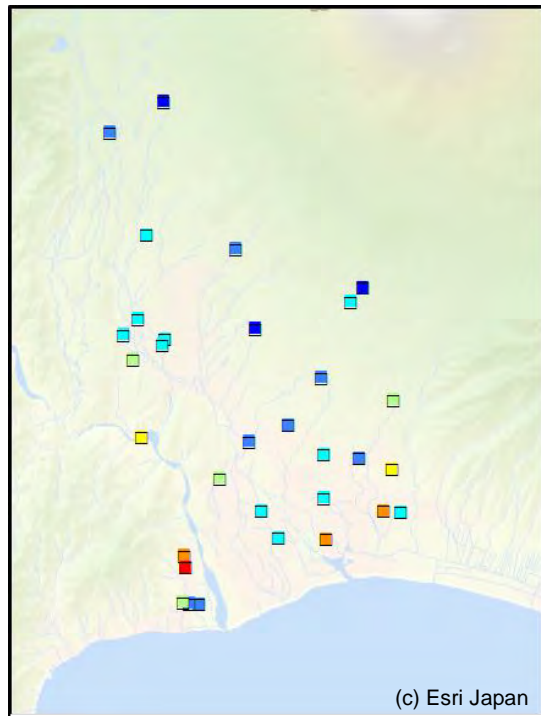


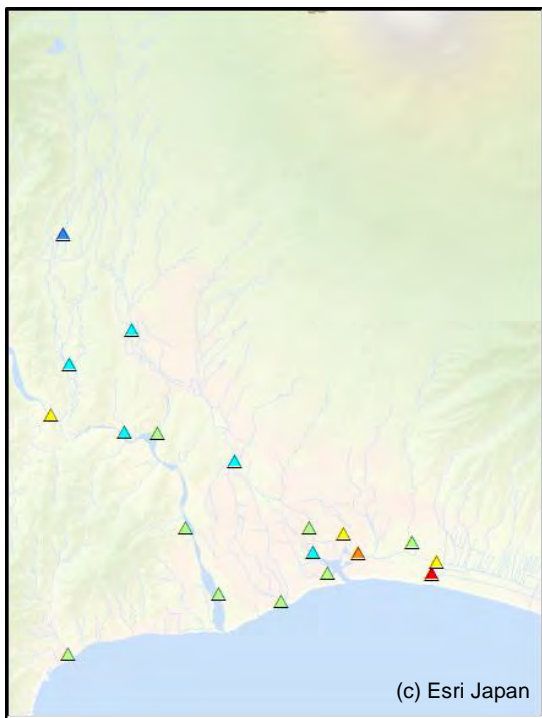
図 5-3-62 湧水・地下水・河川水の As 濃度 (単位: $\mu\text{g/L}$)



a)湧水



b)地下水



c)河川水

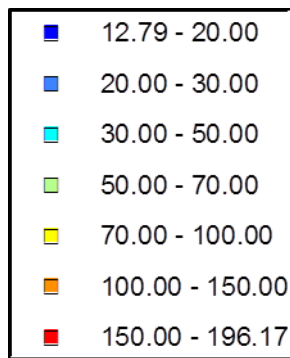


図 5-3-63 湧水・地下水・河川水の Sr 濃度 (単位 : $\mu\text{g/L}$)

5-3-2 (3) まとめ

水質面からみた駿河湾の海底湧水の起源の解明につながる要素として、以下の事項が挙げられる。

- (1) 小さい $\delta^{18}\text{O}$ 値、 δD 値は富士山系地下水の指標となるが、富士川も同様に小さな値をとることから、富士川河口域の沿岸において、水の同位体比のみで海底地下水が富士川の伏流水起源なのか富士山地下水起源なのかを判別するのは難しいと思われる。
- (2) 主に岩石起源と考えられるバナジウム (V) は富士山地下水の指標となっている。富士川の V 濃度は低いことから、海底地下水の起源判別には有用と思われるが、富士川河口から田子の浦にかけての地下水 (井戸) の水質の情報が不足しており、この地域のデータ蓄積が課題となる。
- (3) 他の微量元素として、ホウ素 (B) が断層帯の地下水動向に有用である可能性が示唆された。断層帯近辺の地下水や湧水に関しては、ストロンチウム (Sr) などの同位体による評価が有効であると考えられる。

引用文献

- 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.
- 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.
- 海洋調査協会(2004) : 海洋調査技術マニュアル海洋地質調査編. 一般社団法人海洋調査協会, 217p.
- 海洋調査技術学会編集委員会(1993) : 海洋調査フロンティア : 海を計測する. *海洋調査技術学会*, 304p.
- 水路測量 (2012) : 財団法人日本水路協会, 第3巻, 187p.
- 災害科学研究所トンネル調査研究会(2001) : 地盤の可視化と探査技術—比抵抗高密度探査法の実際. *鹿島出版会*, 187p.
- 産業技術総合研究所(2007) : 富士川河口断層帯の活動性および活動履歴調査. 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・保管調査」成果報告書No.H18-4, 33p.
- 土隆一(2004) : 富士山の地下水涵養量について. *地下水技術*, 46(6), 1-10.
- 村下敏夫・岸和男(1967) : 地下水の塩水化についての研究—第1報溶岩帯水層の水理地質学的研究. *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.
- Mazel Charles(1985) : Side Scan Sonar Record Interpretation. Klein Associates, 144p

ホームページ

国土地理院(2014) : 都市圏活断層図

http://www.gsi.go.jp/bousaichiri/active_fault.html

2014年2月7日閲覧

産業技術総合研究所(2012) : 20万分の1日本シームレス地質図データベース.

<https://unit.aist.go.jp/igg/igi2-rg/seamless/seamlessJ.html>

2012年7月3日閲覧

第6章 おわりに

6-1 おわりに

国の地層処分事業においては、文献調査－概要調査－精密調査と段階的に絞込みや安全評価がなされることになっている。これを念頭に入れると当該研究は、地上からの調査と呼ばれる概要調査から精密調査の前半部分に対応している。今年度は気負う文献にもとづいた予察的な地下水流動解析を行い、富士山から駿河湾にいたる概略的な地下水の流動（プロセス）や塩淡境界面の形状を推定した。さらに、これを検証するためのボーリング調査の準備も開始した。文献調査や予察的な解析によって得られる地下水情報を確実なものにするために、物理探査（弾性波地震探査）による地質構造の把握や陸海の既存地下水情報の整備、海底湧出地下水調査を用いた深部地下水流動状況の把握にも取りかかった。

本研究の前段に行われた「沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発」においては、わが国の堆積平野沿岸域においては、氷期に形成されたと考えられる淡水地下水領域が海底下に張り出しており、この下位には超長期的に安定した地下水環境が存在する可能性が高いことを示している。今回調査の対象とした駿河湾地域では、富士火山噴出物（新富士・古富士火山）による堆積平野が広がっているため、地下水流動速度が大きくコントラストのはっきりした現象を観測することができる。また、断層に関する地質学的な研究も盛んに行われており、既に多くの断層が明確に示されている。断層の存在によって影響される地下水流動や塩淡境界の形状などをはっきりととらえることができる調査地点であり、富士川断層帯の中に掘削地点を決定し、ボーリング調査に取り掛かった（地元の同意を得られた）ことは、重要な成果であったと考える。

6-2 課題と展望

本邦の堆積平野は、海水準変動と隆起によって形成されている。多くの場合沿岸域には断層かあるいは潜在的なそれが存在し、処分サイト選定に影響を与えることが考えられる。また、堆積層中の断層は教科書では透水性を上げるものと下げる働きをするものが紹介されているが、実際にはどちらの働きをするかなど原位置調査に頼るところが大きい。しかし、事前の文献調査や地下水流動解析において評価ができれば、大きな進歩である。列島を構成する地質が概観できる状況にある現在、これ（文献に基づく事前地下水流動解析により、長期的に安定した地下水環境の存在を示すこと）を示すことも

重要な課題といえる。さらに、海水準変動や隆起現象を組み込んだ長期的な地下水流動解析手法の整備も重要である。

本研究においては、処分場選定のプロセスに基づいた研究展開を行うことは勿論、段階（ステージ）が上がっていくのにあわせて評価を意識しつつ、調査手法や評価手法の確立を目指してゆきたい。

付 録

評価委員会報告

平成 25 年度「海域地質環境調査確証技術開発」評価委員会 報告書目次

評価委員会委員名簿

1. 研究評価の目的
2. 評価の方法
3. 評価結果
 3. 1 総評
 3. 2 総括表
 3. 3 評価票（各委員）
4. 第1回評価委員会
 4. 1 議事次第
 4. 2 議事録
5. 第2回評価委員会
 5. 1 議事次第
 5. 2 議事録
6. 第3回評価委員会
 6. 1 議事次第
 6. 2 議事録

平成25年度 海域地質環境調査確証技術開発
評価委員会 委員名簿

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

以上

1. 研究評価の目的

独立行政法人産業技術総合研究所は経済産業省資源エネルギー庁から委託を受けて「平成 25 年度地層処分技術調査等事業（海域地質環境調査確証技術開発）」の研究開発を行っている。当該委託事業は①高レベル放射性廃棄物等の地層処分における天然バリアとしての深部地質環境の状況把握と将来変化に係る調査評価技術の信頼性向上、②特に沿岸域海底下の特徴的な地質・地下水環境の調査・評価手法の確証を行うことを目的としている。

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

2. 評価の方法

当該分野について高度な専門知識を保有する委員からなる評価委員会（委員長：登坂博行 東京大学大学院教授）を公益社団法人日本地下水学会内に設置し、計 3 回の委員会を開催して評価作業を行った。その後、各評価委員の評価結果を評価票としてまとめた。

3. 評価結果

3. 1 総評（東京大学 登坂博行）

<全体について>

本研究は、地層処分の安全性を評価するための技術の高度化（陸・海域地下水調査、ボーリング調査、三次元地震探査、地下水流れの数値解析）の高度化が図られている。このような総合的な研究は関連他機関では行われて居らず、産総研ならではのきわめて有意義なものと考えられる。

なお、対象地域として富士山・駿河湾が選定されているが、なぜ地層処分研究をこのような地域において行うのかという理由については、一般の方にはわかりにくいと思われるので、ぜひ背景の説明を入れていただきたい。

<研究内容>

地形・地質の研究では、過去の様々な研究の蓄積を利用し、地下構造が描き出されている。本地域の地下構造は複雑であると予想されるので、今後は、数値解析や地下水調査の結果と合わせ、その信頼性を検討していただきたい。

沿岸・海域調査として、地下水の海底流出の調査が行われており、特に Rn 等を利用した連続的探査には今後の発展が期待される。

物理探査研究では、三次元探査の適用性の検討が盛り込まれており、大変評価できる。油田などの深部の地下構造マッピングは三次元探査により大きな信頼性向上があった。地層処分でもこのような探査の適用が不可欠と思われる。次年度以降の成果に期待したい。

ボーリング調査については、場所の制約から海岸付近の地盤利用が計画されているが、地下状態を乱さない掘削方法などが考えられており、成果を期待したい。今後、水平掘

りなどの技術を適用すれば、海岸部から海側や内陸の調査も可能であろうから、その辺の検討もお願いしたい。

数値解析技術を適用して、富士山から駿河湾までの地下水解析が行われており、一定の成果が得られている。まだグリッドも粗く、水理パラメータに様々な不確実性があるから、今後より精細化やパラメータスタディを行っていただきたい。

<まとめ>

地層処分の安全評価においては、特に文献調査から概要調査段階までがきわめて重要である。精細調査に入ると後戻りはきわめて難しくなる。そのために、最先端の調査技術（環境調査、掘削調査、物理探査）、最先端の数値解析技術を結合した安全評価が求められる。それを意識しつつ研究を行っていただきたい。次年度以降の成果に期待している。

3. 2 総括表

評価委員から提出された評価コメント、評点をそれぞれ表 3-1、表 3-2 に示す。

| 表 3-1 評価コメント総括表 | | |
|--------------------------------|--|--|
| 大項目 | 【肯定的意見】 | 【問題点・改善すべき点】 |
| 1. 事業の目的・政策的立場づけの妥当性 | <p><概要> 沿岸部では、沿岸部の調査・解析手法の確立が極めて重要で、その開発は国が関与すべきと考えられる。 <利点> 原子力発電により発生した高いレベル放射性廃棄物の処分は、早急かつ確実に進めなければならない状況にある。処分場の調査・選定に利用する沿岸部の地質調査技術の確立を目的とする本事業は国の事業として適切である。 <留意点> ・これまで情報が蓄積できなかった沿岸部における3次元地質情報構築のための基盤的な方法論を確立しようとする試みは重要であり、高い放射性廃棄物の処分場分については地質調査技術の確立が前提となる。調査の事業の目的としては適切である。 ・沿岸部における地質調査技術の確立は、放射性廃棄物の処分場の選定に不可欠な技術的基盤となる。科学的・技術的観点から見ても極めて重要かつ強靱性を有するものとなる。 ・科学的・政策的観点から見て、処分場分に対する社会的受容性を高めることにつながる。このような取り組みは社会的意義を有している。 <今付< ・沿岸部地質調査技術開発および地質調査技術の確立に、高いレベル放射性廃棄物の処分場分への地質調査、地下水流動等の評価のための技術開発である。高いレベル放射性廃棄物の処分場分については、建設中の原子力発電所をベースとした調査技術の開発が重要である。調査の事業の目的としては適切である。 ・沿岸部における地質調査技術の確立は、放射性廃棄物の処分場の選定に不可欠な技術的基盤となる。科学的・政策的観点から見て、処分場分に対する社会的受容性を高めることにつながる。このような取り組みは社会的意義を有している。 ・科学的・政策的観点から見て、処分場分に対する社会的受容性を高めることにつながる。このような取り組みは社会的意義を有している。 ・科学的・政策的観点から見て、処分場分に対する社会的受容性を高めることにつながる。このような取り組みは社会的意義を有している。 ・科学的・政策的観点から見て、処分場分に対する社会的受容性を高めることにつながる。このような取り組みは社会的意義を有している。</p> | <p><松島> ・「明らか」な予算・スケジュールに対応している感があり（現実的に仕方が無い側面もあるが）、事業自体の目的の先鋭化がきちんとされている点に賛同がある。国が責任をもって関与するのであれば、中長期的な視点も持って、何を科学的に明らかにしなければならないか、そのためのどのような技術開発が必要で（予想される困難性も含めて）、最終的に得られた成果を用いて、社会にどのようにインフラリアクションしていくのか、きちんとしたロードマップが必要なのではないか。今回の事業も大きな文脈の中で位置づけが必要であるように感じる。明確な文脈が存在しないし、事業を実際に前に進める方々には不安定を伴った困難性を生じさせてしまい、結局効率的な成果の達成に至らないのではないかと危惧される。 <今付< ・「明らか」な予算・スケジュールに対応している感があり（現実的に仕方が無い側面もあるが）、事業自体の目的の先鋭化がきちんとされている点に賛同がある。国が責任をもって関与するのであれば、中長期的な視点も持って、何を科学的に明らかにしなければならないか、そのためのどのような技術開発が必要で（予想される困難性も含めて）、最終的に得られた成果を用いて、社会にどのようにインフラリアクションしていくのか、きちんとしたロードマップが必要なのではないか。今回の事業も大きな文脈の中で位置づけが必要であるように感じる。明確な文脈が存在しないし、事業を実際に前に進める方々には不安定を伴った困難性を生じさせてしまい、結局効率的な成果の達成に至らないのではないかと危惧される。 <今付< ・「明らか」な予算・スケジュールに対応している感があり（現実的に仕方が無い側面もあるが）、事業自体の目的の先鋭化がきちんとされている点に賛同がある。国が責任をもって関与するのであれば、中長期的な視点も持って、何を科学的に明らかにしなければならないか、そのためのどのような技術開発が必要で（予想される困難性も含めて）、最終的に得られた成果を用いて、社会にどのようにインフラリアクションしていくのか、きちんとしたロードマップが必要なのではないか。今回の事業も大きな文脈の中で位置づけが必要であるように感じる。明確な文脈が存在しないし、事業を実際に前に進める方々には不安定を伴った困難性を生じさせてしまい、結局効率的な成果の達成に至らないのではないかと危惧される。</p> |
| 2. 研究開発等の目標の妥当性 | <p><利点> (1) 海中における物質輸送を担う地下水は、地層分層によってその安全性を脅かす主要の一つであり、沿岸部におけるその動きを解明しようとする本研究の目的は適切である。海軍廃棄物は地下水の地層への出口であり、その動きを把握するという本事業の目的は、地下水の流動を明らかにすることによって、事故の発生を防ぐという観点から見て、極めて重要かつ強靱性を有するものとなる。 (2) 富士山地域は海に面している。地下水に関する既往研究が多く、またその動きが活発なことが予測される。その意味で、沿岸部を含めた地質調査技術の開発に適切である。 <留意点> ・海底下の地質調査環境における調査・評価方法の確立を目的としており、この目標を達成するために、沿岸部地質調査技術の開発ならぬ海上調査技術の開発も必要である。調査技術の開発に際しては、当該分野で十分な技術的基盤が確保されており、定性的には問題はないが、調査の事業の目的としては適切である。 ・富士山地域は海に面している。地下水に関する既往研究が多く、またその動きが活発なことが予測される。その意味で、沿岸部を含めた地質調査技術の開発に適切である。 <今付< ・海底下の地質調査環境における調査・評価方法の確立を目的としており、この目標を達成するために、沿岸部地質調査技術の開発ならぬ海上調査技術の開発も必要である。調査技術の開発に際しては、当該分野で十分な技術的基盤が確保されており、定性的には問題はないが、調査の事業の目的としては適切である。 ・科学的・政策的観点から見て、処分場分に対する社会的受容性を高めることにつながる。このような取り組みは社会的意義を有している。</p> | <p><松島> ・「明らか」な予算・スケジュールに対応している感があり（現実的に仕方が無い側面もあるが）、事業自体の目的の先鋭化がきちんとされている点に賛同がある。国が責任をもって関与するのであれば、中長期的な視点も持って、何を科学的に明らかにしなければならないか、そのためのどのような技術開発が必要で（予想される困難性も含めて）、最終的に得られた成果を用いて、社会にどのようにインフラリアクションしていくのか、きちんとしたロードマップが必要なのではないか。今回の事業も大きな文脈の中で位置づけが必要であるように感じる。明確な文脈が存在しないし、事業を実際に前に進める方々には不安定を伴った困難性を生じさせてしまい、結局効率的な成果の達成に至らないのではないかと危惧される。 <今付< ・「明らか」な予算・スケジュールに対応している感があり（現実的に仕方が無い側面もあるが）、事業自体の目的の先鋭化がきちんとされている点に賛同がある。国が責任をもって関与するのであれば、中長期的な視点も持って、何を科学的に明らかにしなければならないか、そのためのどのような技術開発が必要で（予想される困難性も含めて）、最終的に得られた成果を用いて、社会にどのようにインフラリアクションしていくのか、きちんとしたロードマップが必要なのではないか。今回の事業も大きな文脈の中で位置づけが必要であるように感じる。明確な文脈が存在しないし、事業を実際に前に進める方々には不安定を伴った困難性を生じさせてしまい、結局効率的な成果の達成に至らないのではないかと危惧される。</p> |
| 3. 成果、目標の達成度の妥当性 | <p><利点> (1) 沿岸部における地質調査環境では、海軍廃棄物地下水が存在する可能性のある地点・地域が特定された。また、3次元シミュレーションによる物理探査手法の確立が図られた。そのほか、沿岸部地質調査技術の開発に際しては、当該分野で十分な技術的基盤が確保されており、定性的には問題はないが、調査の事業の目的としては適切である。 (2) 海軍廃棄物地下水の地層への出口であり、その動きを把握するという本事業の目的は、地下水の流動を明らかにすることによって、事故の発生を防ぐという観点から見て、極めて重要かつ強靱性を有するものとなる。 (3) 科学的・政策的観点から見て、処分場分に対する社会的受容性を高めることにつながる。このような取り組みは社会的意義を有している。 <留意点> ・海底下の地質調査環境における調査・評価方法の確立を目的としており、この目標を達成するために、沿岸部地質調査技術の開発ならぬ海上調査技術の開発も必要である。調査技術の開発に際しては、当該分野で十分な技術的基盤が確保されており、定性的には問題はないが、調査の事業の目的としては適切である。 ・科学的・政策的観点から見て、処分場分に対する社会的受容性を高めることにつながる。このような取り組みは社会的意義を有している。</p> | <p><松島> ・「明らか」な予算・スケジュールに対応している感があり（現実的に仕方が無い側面もあるが）、事業自体の目的の先鋭化がきちんとされている点に賛同がある。国が責任をもって関与するのであれば、中長期的な視点も持って、何を科学的に明らかにしなければならないか、そのためのどのような技術開発が必要で（予想される困難性も含めて）、最終的に得られた成果を用いて、社会にどのようにインフラリアクションしていくのか、きちんとしたロードマップが必要なのではないか。今回の事業も大きな文脈の中で位置づけが必要であるように感じる。明確な文脈が存在しないし、事業を実際に前に進める方々には不安定を伴った困難性を生じさせてしまい、結局効率的な成果の達成に至らないのではないかと危惧される。 <今付< ・「明らか」な予算・スケジュールに対応している感があり（現実的に仕方が無い側面もあるが）、事業自体の目的の先鋭化がきちんとされている点に賛同がある。国が責任をもって関与するのであれば、中長期的な視点も持って、何を科学的に明らかにしなければならないか、そのためのどのような技術開発が必要で（予想される困難性も含めて）、最終的に得られた成果を用いて、社会にどのようにインフラリアクションしていくのか、きちんとしたロードマップが必要なのではないか。今回の事業も大きな文脈の中で位置づけが必要であるように感じる。明確な文脈が存在しないし、事業を実際に前に進める方々には不安定を伴った困難性を生じさせてしまい、結局効率的な成果の達成に至らないのではないかと危惧される。</p> |
| 4. 事業化、波及効果についての妥当性 | <p><利点> (1) 沿岸部における地質調査環境では、海軍廃棄物地下水が存在する可能性のある地点・地域が特定された。また、3次元シミュレーションによる物理探査手法の確立が図られた。そのほか、沿岸部地質調査技術の開発に際しては、当該分野で十分な技術的基盤が確保されており、定性的には問題はないが、調査の事業の目的としては適切である。 (2) 海軍廃棄物地下水の地層への出口であり、その動きを把握するという本事業の目的は、地下水の流動を明らかにすることによって、事故の発生を防ぐという観点から見て、極めて重要かつ強靱性を有するものとなる。 (3) 科学的・政策的観点から見て、処分場分に対する社会的受容性を高めることにつながる。このような取り組みは社会的意義を有している。 <留意点> ・海底下の地質調査環境における調査・評価方法の確立を目的としており、この目標を達成するために、沿岸部地質調査技術の開発ならぬ海上調査技術の開発も必要である。調査技術の開発に際しては、当該分野で十分な技術的基盤が確保されており、定性的には問題はないが、調査の事業の目的としては適切である。 ・科学的・政策的観点から見て、処分場分に対する社会的受容性を高めることにつながる。このような取り組みは社会的意義を有している。</p> | <p><松島> ・「明らか」な予算・スケジュールに対応している感があり（現実的に仕方が無い側面もあるが）、事業自体の目的の先鋭化がきちんとされている点に賛同がある。国が責任をもって関与するのであれば、中長期的な視点も持って、何を科学的に明らかにしなければならないか、そのためのどのような技術開発が必要で（予想される困難性も含めて）、最終的に得られた成果を用いて、社会にどのようにインフラリアクションしていくのか、きちんとしたロードマップが必要なのではないか。今回の事業も大きな文脈の中で位置づけが必要であるように感じる。明確な文脈が存在しないし、事業を実際に前に進める方々には不安定を伴った困難性を生じさせてしまい、結局効率的な成果の達成に至らないのではないかと危惧される。 <今付< ・「明らか」な予算・スケジュールに対応している感があり（現実的に仕方が無い側面もあるが）、事業自体の目的の先鋭化がきちんとされている点に賛同がある。国が責任をもって関与するのであれば、中長期的な視点も持って、何を科学的に明らかにしなければならないか、そのためのどのような技術開発が必要で（予想される困難性も含めて）、最終的に得られた成果を用いて、社会にどのようにインフラリアクションしていくのか、きちんとしたロードマップが必要なのではないか。今回の事業も大きな文脈の中で位置づけが必要であるように感じる。明確な文脈が存在しないし、事業を実際に前に進める方々には不安定を伴った困難性を生じさせてしまい、結局効率的な成果の達成に至らないのではないかと危惧される。</p> |
| 5. 研究開発マネジメント・体制・資金・費用対効果等の妥当性 | <p><利点> (1) 沿岸部における地質調査環境では、海軍廃棄物地下水が存在する可能性のある地点・地域が特定された。また、3次元シミュレーションによる物理探査手法の確立が図られた。そのほか、沿岸部地質調査技術の開発に際しては、当該分野で十分な技術的基盤が確保されており、定性的には問題はないが、調査の事業の目的としては適切である。 (2) 海軍廃棄物地下水の地層への出口であり、その動きを把握するという本事業の目的は、地下水の流動を明らかにすることによって、事故の発生を防ぐという観点から見て、極めて重要かつ強靱性を有するものとなる。 (3) 科学的・政策的観点から見て、処分場分に対する社会的受容性を高めることにつながる。このような取り組みは社会的意義を有している。 <留意点> ・海底下の地質調査環境における調査・評価方法の確立を目的としており、この目標を達成するために、沿岸部地質調査技術の開発ならぬ海上調査技術の開発も必要である。調査技術の開発に際しては、当該分野で十分な技術的基盤が確保されており、定性的には問題はないが、調査の事業の目的としては適切である。 ・科学的・政策的観点から見て、処分場分に対する社会的受容性を高めることにつながる。このような取り組みは社会的意義を有している。</p> | <p><松島> ・「明らか」な予算・スケジュールに対応している感があり（現実的に仕方が無い側面もあるが）、事業自体の目的の先鋭化がきちんとされている点に賛同がある。国が責任をもって関与するのであれば、中長期的な視点も持って、何を科学的に明らかにしなければならないか、そのためのどのような技術開発が必要で（予想される困難性も含めて）、最終的に得られた成果を用いて、社会にどのようにインフラリアクションしていくのか、きちんとしたロードマップが必要なのではないか。今回の事業も大きな文脈の中で位置づけが必要であるように感じる。明確な文脈が存在しないし、事業を実際に前に進める方々には不安定を伴った困難性を生じさせてしまい、結局効率的な成果の達成に至らないのではないかと危惧される。 <今付< ・「明らか」な予算・スケジュールに対応している感があり（現実的に仕方が無い側面もあるが）、事業自体の目的の先鋭化がきちんとされている点に賛同がある。国が責任をもって関与するのであれば、中長期的な視点も持って、何を科学的に明らかにしなければならないか、そのためのどのような技術開発が必要で（予想される困難性も含めて）、最終的に得られた成果を用いて、社会にどのようにインフラリアクションしていくのか、きちんとしたロードマップが必要なのではないか。今回の事業も大きな文脈の中で位置づけが必要であるように感じる。明確な文脈が存在しないし、事業を実際に前に進める方々には不安定を伴った困難性を生じさせてしまい、結局効率的な成果の達成に至らないのではないかと危惧される。</p> |

| | | |
|--------------------------|---|--|
| 6. 総合評価 | <p><豊坂> 地層処分では、調査技術としてのボーリング調査、物理探査の高度利用、そして遠い将来までを予想するために数値シミュレーション技術が不可欠である。これらの技術開発のために、本事業の内容は極めて有用なものと考えられる。</p> <p><杉田> 海城を含め、富士山地域の地下水流動系、および地質構造の解明手法の高度化は、研究として有用である。得られる成果は直接的とは限らないが、地層処分地の調査に適用でき、地層処分技術開発に貢献していると考えられる。</p> <p><松島> 沿岸域における地層処分に係る3次元水理地質モデルを構築するための基盤的な方法論を確立することは極めて重要であり、これを突破できれば大変価値のあることである。その観点で本事業は継続して行うことは意義がある。現時点で、最終的に一定の成果は期待できる。</p> <p><今村> 沿岸域地質構造評価技術および会場掘削調査技術ともに、高レベル放射性廃棄物の地層処分サイトの地質構造、地下水流動等を評価するための技術開発である。高レベル放射性廃棄物処分サイトでは、通常の工学的利用やエネルギー資源探査のための調査とは比較にならない高精度の調査が求められるとともに、広域かつ長期間の評価を可能にするデータ取得が求められる。その意味で実サイトにおいて陸域からデータの少ない海域にわたって評価しようとする研究開発は、非常に有用であるとともに地層処分技術の開発に貢献している。</p> <p>現在、原子力発電を数多く稼働しているものがあるが、ベース電源として安価かつ莫大なエネルギー源となりうる原子力発電は必須である。ただ今回のような事故を起こさないためにも、原子炉の構造、地震や津波、高潮、竜巻等の自然災害、ヒューマンエラーやテロによる事故、航空機墜落等の事故に備えるハード・ソフトのシステムを備えたものにするための努力が必要である。産業物の問題もいまままシステムと増強されないように安全システム構築の入り口の技術であり社会的、科学的意義は大きいので、できるだけ成果を上げて国民の理解に役立てほしい。</p> <p><早山> 複数の研究テーマを設定し、新たな技術の開発や新たな知見の取得が得られていることから、本事業は研究として有用であり、地層処分技術の開発に貢献していると考えられる。</p> | <p><杉田> 当該評価年度は、研究実施期間が短く、費用に対して十分な成果を得ることが、大変困難な状況であった。資金のみでなく、適切な時間を配分することも、より良い研究成果を得るためには必要であり、次年度からは改善されることを期待したい。</p> <p><松島> 作業実施体制が分野によって不足している点は、改善する必要がある。</p> <p><今村> 目的は明確であり、得られるデータも貴重であるが、技術開発という意味では、一歩前進した感がない。また難しいことであるが、ある程度原子力に理解ある国民に何かが進歩したのかというアピールは少ない。世界の地層処分に貢献するような新技術の開発をしてほしい。</p> <p><早山> 本研究は、本年度、テーマ毎に高度化を目指している段階と理解する。今後、各テーマ間の連携についても留意し、より良い研究成果とすることを期待する。</p> |
| 【 備 考 】 | | |
| 7. 今後の研究開発の方向性に関する技術 | <p><杉田> 実際の地層処分地をイメージし、より焦点を絞った技術検証をおこなっていくべきと考える。</p> <p><松島> 今回の事業で一定の成果は期待できるが、当初の目的を完全に達成できることは現実的には不可能であるので、事業を進めて行く中で、当該事業の貢献性について具体性を持って検討していく必要がある。</p> <p><今村> 全体的に陸域から海域にわたる地質構造、地下水流動評価をやろうとする観点は非常に良いと思う。ただ、この分野での世界に一石を投じるような技術開発はあまり見当たらない。実際に広域のサイトにおける地下水流動場を評価することは難しく、ましてや数万年にわたる評価となるとハードルは高くなる。既往の技術、既往の知見の集大成があるサイトで実施するしかないかもしれないが、どこかブレイクスルーを見つければよいと思う。</p> <p><早山> 陸域から海域における地下水を対象とした本研究は、地層処分において有効かつ重要であり、本研究の方向性を、大幅に変更する必要はないと考える。さらに研究を高度化し、日本だけでなく世界の地層処分に貢献していただきたい。</p> | |
| 8. 個別研究テーマに関するコメント | 【成果に対する評価】 | 【実用化の見直しに関する評価】 |
| ① 沿岸域地質構造評価技術の開発(物理探査研究) | <p><杉田> 直接的に処分地に適用可能な深部地質構造調査手法として、3Dモデルの開発および、実測とその解析結果が得られており、事業開始初年度としては十分な成果が得られていると考えられます。</p> <p><松島> 実際の研究期間も短かったため、予備的な解析結果、検討に留まっているが、今後の詳細解析に進めば然るべき成果が出てくるものと期待している。ただ、そのためには現状の実施体制で十分か検討してほしい。データ取得部分は外注でも良いが、データ解析部分は、多角的な検討をお願いしたい。</p> <p><今村> 研究手法は適切で、良好な成果が得られている。今後の高度化を期待する。</p> | <p><豊坂> 海域での三次元探査の成果を期待したい。</p> <p><杉田> 今後、実際の処分地を想定した、深度、明らかにならない地質構造など、焦点を絞った技術開発が望まれます。</p> <p><松島> 沿岸域での地震探査手法を高度に確立し、水理地質構造モデル構築に如何に貢献できるかが鍵になるので、水理分野グループとの情報共有を十分に行っていただきたい。</p> <p><今村> 実用化している。</p> <p><早山> 地下水等の学術面、地層処分に関わる事業面での寄与度は大きいと考える。</p> |
| ② 海上掘削調査技術の開発(地下水研究) | <p><杉田> 地質調査、探水調査においては、海面における地下水湧水地点が明らかとなりつつあり、事業初年度としては十分な成果が得られています。また、数値シミュレーションにおいては、先行研究の成果を活かして、短期間でモデルが構築され、一定の結果が得られており、こちらも初年度としては十分な成果と言えます。</p> <p><今村> まだ準備段階なのでわかりませんが、期待している。</p> <p><早山> 研究手法は適切で、良好な成果が得られている。今後の高度化を期待する。</p> | <p><杉田> 地質調査、探水調査においてはターゲットとなる深度について、より詳細に吟味する必要があるかもしれません。モデルは、今後、地域特性をさらに組み込んでいくことになるとは思いますが、同時に、具体的な処分地をイメージしながらリアルタイムにいくことにより、より実用的なモデル構築方法が開発されると考えます。ボーリングに関しては陸上と海上での違いをより精密に明らかにし、海上での掘削をイメージしながら、実際のボーリング計画を立て、実施していく必要があると考えられます。</p> <p><今村> まだ準備段階なのでわかりませんが、期待している。</p> <p><早山> 地下水等の学術面、地層処分に関わる事業面での寄与度は大きいと考える。</p> |

| | A委員 | B委員 | C委員 | D委員 | E委員 |
|-----------------------------------|----------------|-----|-----|-----|-----|
| 1. 事業の目的・政策的位置づけの妥当性 | A | A | B | A | A |
| (1) 国の事業として適当であるか、国の関与が必要とされる事業か。 | a | a | a | a | a |
| (2) 事業目的は妥当で、政策的位置づけは明確か。 | b | a | c | a | a |
| 2. 研究開発等の目標の妥当性 | A | A | A | B | A |
| (1) 研究開発等の目標は適切かつ妥当か。 | b | | | | a |
| ① 沿岸域地質構造評価技術の開発(物理探査研究) | | b | b | b | a |
| ② 海上掘削調査技術の開発(地下水研究) | | b | N/A | b | a |
| (2) これまでの研究成果の活用は適切かつ妥当か。 | b | | | | b |
| ① 沿岸域地質構造評価技術の開発(物理探査研究) | | a | b | a | b |
| ② 海上掘削調査技術の開発(地下水研究) | | a | N/A | a | b |
| 3. 成果、目標の達成度の妥当性 | B | B | B | A | B |
| (1) 成果は妥当か。 | b | | | | b |
| ① 沿岸域地質構造評価技術の開発(物理探査研究) | | b | b | b | b |
| ② 海上掘削調査技術の開発(地下水研究) | | b | N/A | c | b |
| (2) 目標の達成度は妥当か。 | b | | | | b |
| ① 沿岸域地質構造評価技術の開発(物理探査研究) | b | b | b | b | b |
| ② 海上掘削調査技術の開発(地下水研究) | b | b | N/A | c | b |
| 4. 事業化、波及効果についての妥当性 | | A | B | A | B |
| (1) 事業化については妥当か。 | 事業化を定義しないと言えない | | | | b |
| ① 沿岸域地質構造評価技術の開発(物理探査研究) | | c | N/A | a | b |
| ② 海上掘削調査技術の開発(地下水研究) | | c | N/A | a | b |
| (2) 波及効果は妥当か。 | 評価できない | | | | b |
| ① 沿岸域地質構造評価技術の開発(物理探査研究) | | b | b | a | b |
| ② 海上掘削調査技術の開発(地下水研究) | | b | N/A | a | b |

表3-2 評点表(続き)

| | A委員 | B委員 | C委員 | D委員 | E委員 |
|---------------------------------------|--------------|-----|-----------------|-----|-----|
| 5. 研究開発マネジメント・体制・資金・費用対効果等の妥当性 | A | C | B | | B |
| (1) 研究開発計画は適切かつ妥当か。 | b | b | b | b | b |
| (2) 研究開発者の事業体制・運営は適切かつ妥当か。 | a | a | d (物理探査のみ対象) | b | b |
| (3) 資金配分は妥当か。 | 判断するための情報がない | c | b | b | b |
| (4) 費用対効果は妥当か。 | c | c | b | b | b |
| (5) 変化への対応は妥当か。 | c | a | b | a | b |
| (6) 研究の基盤整備は妥当か。 | c | b | b | b | b |
| (7) 情報の公開・透明性。 | b | a | b | | b |
| 6. 総合評価 | A | A | B | A | A |

4. 第1回評価委員会

4. 1 議事次第

経済産業省 資源エネルギー庁
電力・ガス事業部 放射性廃棄物等対策室 委託事業
平成25年度 地層処分技術調査等事業 海域地質環境調査確証技術開発

第1回 評価委員会 議事次第

日時：平成26年1月10日（金） 10：00～11：45

場所：茨城県つくば市東1-1-1

独立行政法人 産業技術総合研究所 第7事業所 本館810会議室

議 事：

- (1) 開会および出席者紹介
- (2) 挨拶
 - ・資源エネルギー庁
 - ・産総研プロジェクトリーダー
- (3) 事業の目的および研究計画
- (4) 平成25年度事業の進捗状況
- (5) 質疑応答および総合討論
- (6) 今後の委員会日程
- (7) その他

資 料：

- 資料1 実施計画書
- 資料2 広域地下水流動解析（地形・地質概説）
- 資料3 陸域の地下水調査
- 資料4 海底湧出地下水調査
- 資料5 物理探査計画
- 資料6 ボーリング調査計画

4. 2 議事録

平成 26 年 1 月 15 日

経済産業省 資源エネルギー庁
電力・ガス事業部 放射性廃棄物等対策室 委託事業
平成 25 年度 地層処分技術調査等事業 海域地質環境調査確証技術開発
第 1 回 評価委員会 議事録

日 時：平成 26 年 1 月 10 日（金） 10：00～12：00

場 所：茨城県つくば市東 1-1-1

独立行政法人 産業技術総合研究所 第 7 事業所 本館 810 会議室
（なお同日 14：30～16：30 に同等内容の説明・審議を同場所で開催し評
価委員全員に周知）

出席者（順不同敬称略）：

評価委員会委員：登坂博行（東京大学）、松島潤（東京大学）、
杉田文（千葉商科大学）、今村聡（大成建設株式会社）、
平山利晶（国際航業株式会社）

資源エネルギー庁（オブザーバー）：松井裕哉（放射性廃棄物等対策室）
産業技術総合研究所：丸井敦尚（PL）

<地下水 G> 町田功、井川怜欧、小野昌彦、平野智章、楠瀬勤一郎、
古宇田亮一、越谷賢、小原直樹、樽沢春菜、
クラウディア・ハートヴィック

<物理探査 G> 横田俊之

日本地下水学会（事務局）：蛭原雅之、友澤孝

配布資料：

評価委員表、議事次第

資料 1 実施計画書

資料 2 広域地下水流動解析（地形・地質概説）

資料 3 陸域の地下水調査

資料 4 海底湧出地下水調査

資料 5 物理探査計画

資料 6 ボーリング調査計画

(1) 開会および出席者紹介

事務局より評価委員会委員および資源エネルギー庁出席者の紹介を行い、産業技術総合研究所丸井プロジェクトリーダーより研究メンバーの紹介が行われた。

出席者全員の賛成により、登坂教授が評価委員長に選任された。

(2) 挨拶

資源エネルギー庁松井課長補佐、および産業技術総合研究所丸井プロジェクトリーダーより挨拶があった。

(3) 事業の目的および研究計画

産業技術総合研究所丸井プロジェクトリーダーより、資料1により事業の目的および研究計画が説明された。

(4) 平成25年度事業の進捗状況

各研究担当者より、資料2～6により進捗状況が説明された。

説明者は以下の通り。

資料2 平野智章

資料3 井川怜欧

資料4 小野昌彦

資料5 横田俊之

資料6 越谷賢

(5) 質疑応答および総合討論

主な内容は以下の通り。

【資料1 実施計画書（事業の目的および研究計画）】について

平山委員：「地下水学的な安定性をどう評価するのか」と「活断層の扱い」について十分に説明して欲しい。また、工期的に厳しいようだが実施可能か。

丸井：幌延よりも気候的に安定しており、また、現場の地域特性からすると台風の時期より冬場の方がやりやすい。工期に余裕はないが実施は可能である。また、活断層については、本来はもう少し時間をかけて断層調査をしてから地下水調査に進むべきとも考えられるが、東海トラフの調査等により既存資料がそれなりに有るので、それらを事前調査として活用する。具体的な調査にはこれから入る段階なので、このような調査も必要では、といった助言を頂ければありがたい。

登坂委員：実施計画書には駿河湾とは明記されていないが、場所は決定事項か。

丸井：産総研として受けている仕様上は、研究テーマは定められているが場所の指定はない。発注を受けて産総研として場所決めを行った。

仕様書との対応上、実施計画書に場所を明記していないが駿河湾で実施する方針である。

平山委員：配付資料では、いくつかのテーマは工程で3年間を前提としているが、本事業は何年間で実施する予定か。

丸井：この事業自体は2年間の予定だが、その後の3年目は、現場の原状回復等を行いつつ、幌延の予察的研究へフィードバックするための追加作業やデータ整理、情報発信等を行う予定であり、その辺も考慮して3年間の工程を示している項目もある。

平山委員：各テーマ成果の相互反映プロセスが見えないが、どのように考えているか。

丸井：本来であれば、まず文献調査から入って、断層調査をして、地下水調査をして、といった流れでやっていくべきものもあるが、今回は2年間で同時平行して実施するため通常のプロセスに載らない部分もある。その辺の各テーマ間の相互反映や、とりまとめる上での話のつなげ方などもアドバイス頂ければと考えている。

平山委員：基本的には各テーマ毎にしっかり研究を進めて、相互の反映等は今後の課題という認識でよいか。

丸井：そのように認識頂きたい。また、今後の住民への情報発信といった面も念頭にアドバイス頂きたい。

松島委員：実質3年のうちの1年目ということで、ファーストステージという印象を受けたが、今後どのように精緻化していくのか。例えば1号線のノイズでデータがうまく取れず次のステップに進めないといったリスク等を、どうマネジメントしていくのか。

丸井：2040年までに4万本を埋めないといけないといった地層処分プロセスの中で、文献調査や現場調査を進めていく際に「確証」するためには、要素技術の適切組合せや体系的な整理が不可欠となる。このような背景から本事業は、限られた期間の中で調査・評価手法を確証することが目的であり、必ずしもステップを踏んで新しい技術を開発するものではない。

松島委員：目的からすると、むしろ既存の技術やデータに基づく文献調査で体系的に整理してしまう方が良い面もある。必ずしも想定をサポートするような裏付けデータばかりが得られるとは限らない。

丸井：文献調査のみで整理する方がやりやすい面はあるが、できる限りは現場での確証・実証というところを試みていく。

今村委員：説明頂いたような全体像と研究の位置づけ・方向性について、1枚に整理していただくと分かりやすい。

丸井：報告書の冒頭に示すようにする。今後の評価委員会で、分かりやすい表現の仕方などもアドバイス頂きたい。

【資料2 広域地下水流動解析（地形・地質概説）】について

登坂委員：全体の水収支を考えるなら、計算領域をもう少し広く考え直した方が良い。私もこの地域の広域解析を行っているので参考にしてはどうか。SHER と MODFLOW は本来は望ましい組合せではないと考えられるので、2年間あるのなら組合せも考えた方が良い。

平野：桂川等への流出はあるものの、北側エリアで影響は閉じており、今回の研究目的で実施する地下水流動解析としては今のところ妥当な範囲と考えている。今後、先生の既往解析も改めて参照させて頂く。

平山委員：SEAWAT も三次元で解析するのか。

平野：今年は断面二次元を予定している。

今村委員：SHER モデルと MODFLOW で期間はどうか設定する予定か。

平野：両方とも 30 年の計算で検証する。

今村委員：SEAWAT には 30 年の検証結果を反映するのか。

平野：そのようになる。SEAWAT の長期計算では現在の気象・涵養条件に海水準変動を考慮する。

今村委員：長期の計算にどのパラメータが効くのか、といった感度解析はやるのか？

平野：透水係数について実施する。

平山委員：古富士火山噴出物よりも下位の地層は水理基盤と解釈しているが、ここから取水している井戸がないかどうかや主成分のイオンバランスを確認した方がよい。

平山委員：解析の説明で連成解析を実施することだが、解析フローでは一方向の流れのように思える。連成解析を行うのか。

平野：連成解析ではなく、それぞれのモデルで順次解析する。

平山委員：SHER モデルは分布型モデルか。落水線を使うのか。

平野：ブロック要素分割で分布は考慮するが、計算手法としては基本的に集中型の概念モデルである。落水線は使う。

平山委員：地中流・側方流の部分がブラックボックスになるので、その辺の数字の扱いには気をつけた方がよい。

今村委員：MODFLOW のメッシュ分割で鉛直方向を 5 分割しかしないのは粗くないか。

杉田委員：パラメータもこの粗さで一括で入力するのか。

丸井：当初段階の計算で大まかな流動状況を把握するためのモデルであり、今後、細かいモデルも予定している。

平山委員：境界条件はどのように設定するのか。
平野：境界条件は巻末資料に示してあるのでご参照頂きたい。排水境界ではドレーンを使い標高値を与えて排水する。
平山委員：その場合は季節変化はどうなるのか。
平野：年単位の計算なので季節変化は対象外となる。
平山委員：WET&DRY を使うのか、完全な飽和解析でやるのか検討した方がよい。

【資料3 陸域の地下水調査】について

登坂委員：「最終氷期に涵養された地下水」の意味を確認したい。
井川：最初の図の「古水」にあたり、これより前に涵養された部分を、海水準変動の影響を受けない不動領域と呼んでいる。
登坂委員：解析をまわすと1万年程度で変化が出てきてしまうと思うので、何を安定性の指標にするか、やり方などをよく考えた方がよい。

平山委員：この地域の塩水化の経緯や状況は把握されているか。
井川：把握している。
平山委員：多くの観測地点が示されているが、これらは既存井戸か。
井川：県や市の地盤沈下観測井などであり、スクリーン深度のはっきりしている井戸を対象として、それらのデータは全て取る予定である。
平山委員：マルチの井戸や他の井戸も活用するのか。
井川：岳南地域の協議会の協力を得て、民間井戸で単一帯水層から取水しているものを活用する方針である。
平山委員：実際にはマルチがほとんどで面的な整理は難しいと思われるので、断面図の中にスクリーン深度と値を示すような整理も考えた方がよい。

登坂委員：地下水採水の深さはどの程度か。
井川：数十mから300m程度である。

今村委員：トリチウムは有効か。
丸井：60年より古いかどうかの判断には使える。

登坂委員：来年の予定は。
井川：来年は、断層が水みちに果たす役割等に着目し、断層に絞った研究とする予定である。

【資料4 海底湧出地下水調査】について

今村委員：河川からの流れもあるし、沿岸流や離岸流の影響もあるので、データの評価が困難ではないか。

小野 : あくまで概略調査として行うものであり、データの評価の際は他の調査との相互チェックで分析する。河川水と地下水の分離もそこで考えたい。

杉田委員 : 成分は鉛直方向にもかなり混ざるのか。

小野 : 水平方向に比べると鉛直方向にはあまり混ざらない。

今村委員 : 極力風の無い日に実施するのがよいと思う。

登坂委員 : 採水調査は何回実施するのか。何日くらいで行う予定か。

小野 : 今年度は1回の実施予定であり、1週間程度を見込んでいる。

登坂委員 : 静岡大学の加藤先生の研究は把握されているか。

小野 : 田子の浦港の東で出ているという報告は確認している。

平山委員 : 採水の際のコンタミの防止についてどうするのか。

小野 : バンドン採水器を用いる予定で、コンタミはありきで採水し、その後成分分離を行う。

松島委員 : 調査範囲が解析モデルの領域と同じ範囲までとなっているが、もう少し延ばした方がモデル領域の妥当性を確認できるといったメリットがあるのではないか。解析範囲のバウンダリーの内と外で状況が異なっていると想定で調査範囲を設定されたのか。

丸井 : あくまで富士山からの湧出水を捉えることが目的であり、曳航調査でモデル化の境界を決めるのは難しい。調査目的からすれば十分に広い範囲を対象としている。ただし、調査範囲の拡張で何か他に有効な結果が得られるようであれば拡張も検討する。

【資料5 物理探査計画】について

登坂委員 : 三次元の反射法で地質をきっちり把握するというのは非常に重要であり、国民への説明にも有用であるので是非しっかりやって欲しいが、今回の調査だけで十分な測定データといえるのか。

横田 : 今回のデータだけでは通常の意味での広域解析は難しく、限定的な評価にならざるを得ない。その部分は今後の課題である。

松島委員 : JAEA で陸域での地層処分の探査を研究されているが、そういった研究との情報共有はされているのか。

横田 : まだ本事業の研究当初段階ということもありしていないが今後考えたい。

松島委員 : 目標の一つ目については、既存の色々な事例をもとに整理すればよい話で、敢えて目標に位置づける必要はないのでは。

横田 : 一般的な意味では先行研究による整理でもよいが、今回はモデルを詳細に作った上でやることの意義を明確にするという趣旨がある。

松島委員：陸上でも三成分の方がよいのでは。

横田：一部には置く予定だが、1号線のノイズもあり、全部はやらない方針としている。

松島委員：情報としての重要性を示すという意味で、シミュレーションで示す事も含めて検討してはどうか。陸上でとったクオリティと海上でとったクオリティの比較などができるのでは。

横田：検討してみる。

【資料6 ボーリング調査計画】について

登坂委員：ボーリング調査は陸上だけで実施するのか。

越谷：陸上で実施するが、地下水を対象とする調査である点や擾乱の評価を行うなど、着目点をしっかり押さえれば結果を海上調査に適用できると考えている。

登坂委員：富士川の右岸で淡水ゾーンをうまく捉えることができるか。

越谷：淡水ゾーンというよりも、断層が近いという位置づけで場所を選定した。

平山委員：遮水はどのようにするのか。

越谷：フルホールで遮水する。

(6) 今後の委員会日程

- ・第2回目：報告書の目次案をベースに、今日の審議結果の反映や成果の流れ、過不足、つながり等を審議。2月上旬メール審議とする。
- ・第3回目（最終委員会）：2月24～26日の間、於都内で調整。

以上

5. 第2回評価委員会

5. 1 議事次第

経済産業省 資源エネルギー庁
電力・ガス事業部 放射性廃棄物等対策室 委託事業
平成25年度 地層処分技術調査等事業 海域地質環境調査確証技術開発

第2回 評価委員会 議事次第

日時：平成26年2月10日（月）～17日（月）

方法：メール審議

議事：

(1) 本年度研究内容構成の審議

研究報告書ドラフトを精読のうえ、以下の諸点等を中心に報告に盛り込むべき内容、不足している検討事項等について、審議を行う。

- ①研究目的と全体構成の整合性
- ②研究内容と成果へのつながり
- ③第1回評価委員会での指摘事項への対応
- ④その他、付記すべき事項など

審議結果については、添付資料（研究報告書ドラフト）の該当場所へコメントを入れ、事務局まで返信する。

(2) 今後の予定

①第3回評価委員会

<日時>平成26年2月24日（月）13:30～17:00

<場所>東京八重洲ホール 611号室

<議事予定>本年度研究成果の発表及び質疑応答など

②評価票の作成

・各委員作成および事務局提出：2月25日（火）～26日（水）

③評価委員会報告書の作成：2月27日（木）

④提出：2月28日（金）

資料：

資料1 H25 海域地質 契約書

資料2 実施計画書（静岡H25）

資料3 報告書目次案

以上

5. 2 議事録

平成 26 年 2 月 18 日

経済産業省 資源エネルギー庁
電力・ガス事業部 放射性廃棄物等対策室 委託事業
平成 25 年度 地層処分技術調査等事業 海域地質環境調査確証技術開発
第 2 回 評価委員会 議事録

日 時：平成 26 年 2 月 10 日（月）～17 日（月）

方 法：メール審議

参加者（順不同敬称略）：

評価委員会委員：登坂博行（東京大学）、松島潤（東京大学）、
杉田文（千葉商科大学）、今村聡（大成建設株式会社）、
平山利晶（国際航業株式会社）

産業技術総合研究所：丸井敦尚（PL）

日本地下水学会（事務局）：友澤孝

配布資料：

- 資料 1 H25 海域地質 契約書
- 資料 2 実施計画書（静岡 H25）
- 資料 3 報告書目次案

（1）審議結果

各評価委員からの結果は別紙 1 の通りであった。

（2）結果の取り扱い

産総研は当審議結果で示された評価委員のコメントを参考として、今後の研究開発および平成 25 年度報告書作成に反映することとした。

（3）今後の予定

・第 3 回評価委員会

<日時>平成 26 年 2 月 24 日（月）13：30～17：00

<場所>東京八重洲ホール 611 号室

<議事予定>本年度研究成果の発表及び質疑応答など

以上

6. 第3回評価委員会

6. 1 議事次第

経済産業省 資源エネルギー庁
電力・ガス事業部 放射性廃棄物等対策室 委託事業
平成25年度 地層処分技術調査等事業 海域地質環境調査確証技術開発

第3回 評価委員会 議事次第

日 時：平成26年2月24日（月） 13：30～17：00

場 所：東京都中央区日本橋3-4-13 新第一ビル
東京八重洲ホール 611 会議室

議 事：

- (1) 開会
- (2) 挨拶
 - ・産総研プロジェクトリーダー
- (3) 事業報告
- (4) 質疑応答および総合討論
- (5) 総括
- (6) 評価作業
- (7) その他

資 料：

- 資料1 実施計画（丸井：前回説明）
- 資料2 地形・地質概説（平野：前回説明）
- 資料3 陸域の地下水調査（町田）
- 資料4 海底湧出地下水調査（小野）
- 資料5 物理探査（横田）
- 資料6 ボーリング調査（越谷）
- 資料7 広域・長期地下水流動解析（平野・小原）

以上

6. 2 議事録

平成 26 年 2 月 26 日

経済産業省 資源エネルギー庁
電力・ガス事業部 放射性廃棄物等対策室 委託事業
平成 25 年度 地層処分技術調査等事業 海域地質環境調査確証技術開発
第 3 回 評価委員会 議事録

日 時：平成 26 年 2 月 24 日（月） 13：30～17：00

場 所：東京都中央区日本橋 3-4-13 新第一ビル
東京八重洲ホール 611 会議室

出席者（順不同敬称略）：

評価委員会委員：登坂博行（東京大学）、松島潤（東京大学）、
杉田文（千葉商科大学）、平山利晶（国際航業株式会社）

産業技術総合研究所：丸井敦尚（PL）

<地下水 G>町田功、小野昌彦、平野智章、越谷賢、小原直樹、
樽沢春菜

<物理探査 G>横田俊之

日本地下水学会（事務局）：蛭原雅之、友澤孝

配付資料：

- 資料 1 実施計画（丸井）
- 資料 2 地形・地質概説（平野）
- 資料 3 陸域の地下水調査（町田）
- 資料 4 海底湧出地下水調査（小野）
- 資料 5 物理探査（横田）
- 資料 6 ボーリング調査（越谷）
- 資料 7 広域・長期地下水流動解析（平野・小原）

質疑応答および総合討論

主な内容は以下の通り。

【資料1 実施計画】について

松島委員：資金配分が適切かどうかを評価することになっているが、どのような項目に重点をおいたのか、といった研究のスタンスについて補足していただきたい。

丸井：全体の資金配分にあたっては、まずはフィールドとなる静岡県の断層および海底湧出地下水調査に対する必要資金の配分を優先し、次に電気探査等の現場調査の費用等を積み上げた。できれば設備費や職員の増強も図りたかったが、スタートが11月となり、限られた工期内で成果を出す必要があったため、外注費等の外部への資金配分が厚めとなった。

登坂委員：本年度の研究実施期間が11月から2月と短いのに対して、比較的額が多いように思うが予算的にも予定通り実施できたのか。

丸井：概ね予定通り予算を執行できた。

【資料2 地形・地質概説】について

登坂委員：資料2は地形・地質のみの説明か。地下水に関する情報にあまり触れられなかったように思う。

平野：基本的には上位の地層は水が豊富で、下位の地層は水が少ないといった状況だが、地下水に関しては、後ほど別の資料で詳しく説明する。

平山委員：地下の古富士泥流堆積物や小御岳火山噴出物など、地下の構造の把握にあたり、地質断面図はどのように作成したのか。

平野：文献資料として表層地質図や「富士火山地質図」、重力探査による調査結果などを用いた。また、東名高速関連の断面図も参照している。

登坂委員：この地質断面図は、どのくらいの精度のものと考えればよいか。

平野：沿岸域は、既往の調査研究資料が多いことから、それなりの精度があると考えている。一方、西北部は重力探査を参照しているものの細かい精度があるとはいえない。井戸データの密度は関東地方のデータ等と比べると少ない。

松島委員：250m四方というメッシュサイズの設定の考え方は何か。

平野：地下水流動解析で地下水位等を再現する趣旨からはできるだけ細かいメッシュとしたいが、一方で100m四方だと細かすぎて計算処理に支障をきたす。解析の目的と作業性を総合的に判断して250m四方とした。

松島委員：メッシュを細かくすれば良いという話なのか？

平野：必ずしも細かくすればそれで良いという考えではない。基本データである地形データは国土地理院の三次メッシュの値を用いている。これは1km四方単位である。このメッシュサイズだと山地部の急峻な地形や地下水位分布を表現するには問題があると判断し、更に4分割して250m四方とした。

登坂委員：4000m級の立ち上がりを表現する中で、地下も同じくらい深くまで表現しているが、P12で赤茶色で均一としている部分はよく分からないということか。

平野 : ご指摘のとおり。詳細が分かっていないため、水理基盤として一括の地層として処理した。

【資料3 陸域の地下水調査】について

松島委員 : 調査結果を地下水流動解析に反映することを考えたときに、P5のような帯水層構造の把握をしたとして、一方で鉛直方向のメッシュ分割が粗いものに、どう対応させるのか。

町田 : 鉛直方向の分割が粗い全体モデルは境界条件を決めるために用いて、帯水層構造に関しては別の独立した小さなモデルを作成することも、今後の対応策の一つとして考えている。

登坂委員 : 塩水化の状況については村下さんの資料を参照されるとよい。

町田 : 確認する。

登坂委員 : 製紙工場があったのは、どの辺りか。

平山委員 : 今、対象としているあたりだが、塩水化はスポット的に生じており、メカニズムはよく分かっていないと思われる。個々の塩水化よりも、もっとマクロな見方をしてもよいと思われるがどうか。

登坂委員 : 目的にもよるが、塩水化を細かくチェックするのか、あるいは海底湧出をメインに考えるのか？

町田 : 沿岸域の塩水化過程から脱塩過程を細かく見ていきたい。この状況を調べることで周囲の地下水流動や帯水層に関する情報が得られることもある。

【資料4 海底湧出地下水調査】について

平山委員 : P7, 8の図について、海水・湧水・河川水ごとに標準的な濃度は決まっているのか。河川水は図の左下に外れているように見えるが問題ないか。

小野 : この地域においてはこの程度の濃度という目安としている。河川水は左下に偏っているが、これは、青色で示した混合線より右側には河川水単体では分布しないという意味合いで示している。

登坂委員 : ラドンを測っている目的は。

小野 : ラドンは、地下水中では高濃度だが、河川水や海水中では濃度が低い。このため、河川水や海水中のラドン濃度は湧水のシグナルとなると判断した。

杉田委員 : 地下水湧出の影響を受けていないデータのプロットはあるか。

小野 : 最もラドン濃度が低く、電気伝導度の高い、東側調査領域端部のプロットを海水の値と見なしている。

登坂委員 : 赤や黄色の部分で湧水が生じているということか。

小野 : そのように解釈している。

登坂委員 : 海面下の深部の状況は把握されているのか。

小野 : 水深30~40mを中心に調査したため100~200mといったところの詳細は今後の課題となる。ただし、ROVで確認した感触としては、深い所の湧水が上昇して影響を及ぼしているのではと考えている。一方で、水深11mといった浅い赤丸の箇所等で湧いている可能性はある。

登坂委員：潮の流れの影響はあるか。

小野：影響はあるが、潮の異なる二つの時期に実施して、同様の傾向の結果を得られることを確認した。

松島委員：P 1 2の地層探査では、十分に砂や気泡を捉えられるものとは思いますが、砂は30mも舞い上がるのか。

小野：これは予想外だったため、次年度の課題としたい。

松島委員：オリジナルデータに対してフィルタリング等の処理をすれば何か見えるようにも思うが、その辺の検討はしているか。

小野：今回は、まずはノイズではないことの確認までをしている段階で、今後さらに分析したい。

松島委員：検証はやはりROVでやるのか。

小野：ROVでは淡水が数地点しか見つかっておらず精緻な検証は難しい。

松島委員：説得力に関わる部分なので、しっかりとした検証をした方が良い。

小野：密度流の可能性もあり、今後の課題として考えていく。また、陸域の帯水層等の流れやすそうな所との対応もみたい。

登坂委員：エビの群れは淡水の指標になるのか。

小野：淡水というよりも栄養塩とそれに伴うプランクトンの存在により集まっていると考えられる。

【資料5 物理探査】について

松島委員：今回の資料はプレリミナリーな紹介とのことだが、P 6の三次元モデルの図は多層にも見える。本来は要求精度や要求仕様というものがあって、どこまで見たいかによってエアガンを決めたりするものだが、二次元の方も含めて、どういったことを目的にして、どこまで達成できたのか。

横田：断層の走向や形状を調べたいという目的だが、まだプレリミナリーな結果なので、がたつきの評価などはできていない。

松島委員：浅海域に特有の課題、例えば多重反射とか水自体が反射しているような、クリアすべき課題に対してはどうか。

横田：高周波を出すといった工夫などはしているが、多重反射の問題等はシミュレーションの方で考えていきたい。現時点では、本来検討すべき部分に対する結論のようなものではない。

松島委員：今後はどういった検討をされるのか。

横田：三次元でうまくデータを取って、断層の形状や浅部構造を把握したい。

松島委員：二次元の結果を見ると必ずしもベストではなかった印象を受けるが、データのクオリティ自体は想定と比べてどうであったか。あるいは方針の見直し等を考えられているのか。

横田：これまで多くの方から「難しいのでは」と言われていたので、そのような場所であることからすれば、クオリティはこんなものかなと考えている。今後、調査結果の処理や解釈を詰めていく。

平山委員：反射面は、地層構造としてはどのような層に該当するのか。

横田：東側は古第三紀のトップであり基盤より深いため、地下水流動との絡みからは、もっと浅いところが必要。今回は全体を見ていただいたが、今後、浅い部分についてもデータの解析を進める。

松島委員：空白域については、相対的な表示の都合で空白のようになっているだけで、ターゲットを絞って表示すればもっと分かるのではないか。空白域のシグナルがどの程度あって、どれくらい引き出しているかによる。

横田：想定では空白域のあたりにバウンダリーが見えると考えていたので、今後分析を進める。

松島委員：二次元はもっと調査する予定か。

横田研：とくに予定はない。

松島委員：1000m内外がもう少し見れると良いのでは。

横田：スペック上はそのように設定しており、データ処理でもう少し見えると考えている。

登坂委員：P 8 の三次元の提案は次年度に実施するのか。

横田：やれるとしたら漁業との関係でお盆しかないため、8月中旬にやる方向で準備していく。

登坂委員：データを取る費用はどの程度か。

横田：今回のミニ三次元程度であれば1億数千万程度だが、フルスペックとなると10億程度かかる。

松島委員：P 8 に示した2箇所を実施するのか。

横田：この図は、とりあえずサイズのイメージを示したもので確定ではないが、入山瀬断層のあたりが面白いだろうとは考えている。

松島委員：物理探査結果の掘削位置選定への反映はどうなっているのか。

横田：本来は物理探査をして掘削位置を選定するという流れだが、本研究に関しては既に掘削位置を指定されている事情もあり、少し順番がずれている。本番の事業ではそのような事はない。

松島委員：掘削位置も含めて三次元の調査をするのか。掘削位置の確証に三次元・二次元がどれだけ貢献できるのか。

横田：基本的には、今回は要素技術の確証として物理探査を実施している。

【資料6 ボーリング調査】について

登坂委員：調査はどのくらいの深さの予定か。

越谷：500m程度で検討している。

平山委員：波を被る所での実施になるが仮設は大丈夫か。

越谷：時期を台風シーズンの前や後に分けるといった対応を考えている。

平山委員：フルホールセメンティングでの掘削か。

越谷：掘削状況や地下水などによる。比較的浅層の200m程度まではフルホールでしないかもしれない。

平山委員：コンタミの問題との兼ね合いはどうするのか。フルホールをどこまでとするかの根拠付けの部分で、考え方を整理する必要があると思う。とくに、季節によっては孔口から海水などが浸入する可能性もある。

越谷：今後、整理していきたい。台風を避けるにしても、まとまった期間で避けるのか、天気予報を見ながら対応するのかといったやり方もある。

登坂委員：ボーリングの予算はどの程度か。

越谷：今年で1億円程度かかっており、500mの実施で4億円程度と見込んでいる。

登坂委員：地下水位はどの程度の位置にあるか。

越谷：GL-4m程度で、概ね海水位と一致している。

松島委員：本来は物理探査で掘削位置を決めるところだが、今回の位置は理想的な位置になっていると考えて良いのか。

越谷：色々な要素技術を蓄えていくという意味では良い場所と考えている。海水準が下がると300m位下まで影響するため、400~500m程度下で直接サンプルを取ってくるテクニックを確証できれば有益であり、それができる場所といえる。

松島委員：実際の事業においては、掘削位置を決めるのはそれほど難しいことではないのか。

越谷：難しいというよりも、例えば場所が先に与えられてしまうような場合も多いと考えられ、そこでどれだけ掘るか決めないといけないといったケースもある。

平山委員：それなりの掘削能力のある機械が必要と思われるが確保はできているのか。

越谷：これから準備する。脱イオン水の装置も準備を始めている。

【資料7 広域・長期地下水流動解析】について

平山委員：広域の地下水位分布図に、愛鷹山の形は出るのに、富士山の形が現れていないのはなぜか。

平野：愛鷹山は全体が水理基盤に相当する地層と考えており、水理基盤の小さな透水係数が効いていると考えている。

平山委員：各ケースの水理基盤の透水係数は同じである。とすると、水理基盤よりも上位の地層の透水係数によって山体に沿った地下水の分布が出る、出ないということになる。この点を、どう考えているか。

平野：帯水層に相当する透水係数によるものと考ええる。

平山委員：前回、今村委員が話していた「垂直方向のメッシュが大きい」ことが影響しているのではないかと。用いている計算コード(MODFLOW)ではグリッド単位で、透水係数ではなく透水量係数で計算しているため、垂直方向の大きさはかなり効くと思われる。飽和・不飽和の扱いは、疑似飽和不飽和の条件を用いているのか。

平野：指摘のとおり。

平山委員：P30の水収支の図は、一旦浸透してから河川に流出しているという状況を意味しているが、全体にかん養量が大きいように思われる。計算地下水位が低くなっているために地表から水が入りやすくなっているのでは。

平野：4.78mm/dayという涵養量は、この程度ないと基底流量が維持できない値ともいえるが、もう少し精査したい。

丸井：今回の計算は山本荘毅先生の説に近く、1000m位に地下水面があるという状況になっている。研究の趣旨として、海底湧水にどのくらい寄与するかという点では今回の計算でよいと考えているが、実際の現場の理解という点では課題があると考えている。

登坂委員：地下浸透したものは再度地表に出るのか。透水係数に異方性は考慮しているか

平野：河川に流出するようになっている。異方性は考慮していない。

登坂委員：異方性により答えが全然変わってくる場合があるので留意した方が良い。

杉田委員：もう少し地層を増やしてみてもどうか。ほとんど陸地の中の透水係数の大きな層で抜けてしまっているのでは。

平野：たしかに、計算上は海域ではあまり出ない結果となっている。

登坂委員：計算結果と調査結果との整合はどうか。

平野：一般的には、固い地層の場合は河川流出の10%程度が海底湧出し、堆積岩であれば半分から三分の一程度と考えられている。今回は後者と考えていたが、実際は思ったよりも小さく出た。

丸井：大局的にはよく合っていると思う。新富士を選択的に流れるという場合は表層の透水係数や涵養量の与え方をもっと考えないといけないが、実際には北側には河川がないと行った状況とも合致する面もある。

平山委員：巻末資料のCase4とCase2を見ると、一桁違うだけで富士山の形が出たり出なかったりしている。表に資料を出した時に「おかしいな」という言われ方をしないようにという趣旨で、一つの可能性として、透水量係数や縦方向のメッシュサイズの影響を考えてはどうか。

平野：今後、同じ水理地質構造モデルを共有する中で、色々なやり方で計算して考える必要がある。

平山委員：広域モデルと長期モデルとでパラメータが異なる。解析手法や目的が異なるので、やむを得ない部分はあるが、説明をできるようにしておく必要がある。

小原：現地データが無い中で、幌延と同じようなやり方をやった時に、どのような違いがあるのかという観点で、ケーススタディ的に実施した。今回は、幌延のやり方の確認という趣旨だが、今後、塩分濃度のプロファイル等を比較する中で、与えるべき透水係数を考えていく。

松島委員：幌延では電磁探査とシミュレーションの二つのエビデンスで確認されたのに対して、今回のエリアがどうかを確認するのが目的かと考えていたが、そういう理解でよいのか。

小原：今回は電磁探査はまだなので、まずシミュレーションをやってみた。

松島委員：シミュレーションで「無い」という結論だとすると、何を確認するのか。

小原：本番の候補地が例えば2箇所あり、それらの透水係数が大きく異なるような場合に、どちらを先に概要調査するか、といった場面での参考になる。

松島委員：方法論自体の確認ということか。

小原 : そのような趣旨である。

杉田委員 : 境界条件の確認だが、地表面はどのような設定となっているのか。

平野 : ドレイン条件とし、地下水位が地表面よりも高くなった場合には排水する。涵養量は地表面全体に与えているが、地表面ではなく地下水面に直接入れている。

登坂委員 : その辺は、もう少し自然に合わせた設定を考える余地がある。

【総括】登坂委員長

- なぜ、この地域（処分地にはなりえない地域）で、こういう研究をやらなければならなかったかの説明を、第三者が納得できるように報告書には記載して欲しい。
- 物理探査の改善を考えられている（特に三次元）のは評価できる。概要調査くらいから三次元でやった方が一般の方は納得できるのでは。
- 井戸も適切な位置に掘る必要があるが、これに関してはシミュレーションをしっかりと全体の流れを捉える必要がある。
- そう考えると、地表面の状態と地質から、それなりの流動系を描くことが重要であり、それから物理探査なりをかけていく。
- 全体として、今後に向けて重要な技術であり、あと2年間で更に伸ばしてもらいたい。

その他（今後の予定）

- 2月26日（水）までに評価委員は評価票を作成、学会事務局まで送付
- 2月27日（木）：評価報告書作成
- 2月28日（金）：産総研提出

以上

海域地質環境調査確証技術開発
平成 25 年度 成果報告書

平成 26 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・上田匠・
小野昌彦・平野智章・楠瀬勤一郎・古宇田亮一・小原直樹・
越谷賢・樽沢春菜・伊藤成輝・吉澤拓也・西崎聖史
(独立行政法人 産業技術総合研究所)

発行者 独立行政法人 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 独立行政法人 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 独立行政法人 産業技術総合研究所 copyright AIST, 2004
本誌掲載記事の無断転載を禁じます

印刷製本 独立行政法人 産業技術総合研究所