

高レベル放射性廃棄物の地層処分 技術に関する知識基盤の構築

—平成17年取りまとめ—

—分冊1 深地層の科学的研究—

2005年9月22日

核燃料サイクル開発機構

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせください。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村大字村松 4 番地 49
核燃料サイクル開発機構
技術展開部 技術協力課

電話: 029-282-1122 (代表)
ファックス: 029-282-7980
電子メール: jserv@jnc.go.jp

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to :
Technical Cooperation Section,
Technology Management Division,
Japan Nuclear Cycle Development Institute
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki, 319-1184, Japan

© 核燃料サイクル開発機構
(Japan Nuclear Cycle Development Institute)
2005

要 約

第2次取りまとめ以降、サイクル機構では、地層処分技術に関する研究開発の「全体計画」を2001年度に策定し、これに沿って、処分技術の信頼性向上や安全評価手法の高度化を目指した「地層処分研究開発」と、その基盤となる「深地層の科学的研究」を進めてきた。全体計画では、「実際の地質環境への地層処分技術の適用性確認」と「地層処分システムの長期挙動の理解」という大きく2つの研究目標を設定した。「深地層の科学的研究」においては、上記の2つの研究目標の達成に向けて4つの研究課題、すなわち「地質環境特性の研究」、地質環境の長期安定性に関する研究、「深地層における工学技術の基礎の開発」、および「ナチュラルアナログ研究」を設定して調査研究を展開した。分冊1では、この「深地層の科学的研究」の第2次取りまとめ以降の進捗を示した。

分冊1は、全6章の構成とし、第1章「はじめに」と第2章「深地層の科学的研究の役割」に続き、第3章で「地質環境の長期安定性に関する研究」、第4章で「地質環境特性の研究」と「ナチュラルアナログ研究」、第5章で「深地層における工学技術の基礎の開発」について報告する。第6章の「おわりに」では、第3章から5章の研究成果を簡潔にまとめるとともに、今後の研究課題について記した。

以降、「深地層の科学的研究」における4つの研究課題ごとに分冊1における報告の要点をまとめ、末尾に今後の研究の展開について簡単に記す。

地質環境特性の研究

「地質環境特性の研究」について、第2次取りまとめまでは、東濃地科学センターが中心となって、その周辺での広域地下水流動研究、釜石鉱山における結晶質岩の研究を実施してきた。第2次取りまとめ以降は、主に2つの深地層の研究施設計画において研究を進めており、「結晶質岩を対象とした研究」と「堆積岩を対象とした研究」に分けられる。前者については、東濃地科学センターが超深地層研究所計画および広域地下水流動研究として、また後者については、幌延深地層研究センターが幌延深地層研究計画として進めている。

本研究は、深地層の研究施設計画の全体目標の1つである「深部地質環境の調査・解析・評価技術の開発」を目指したものであり、これは、「全体計画」に示した第2次取りまとめ以降における研究開発の大目標の1つである「実際の地質環境への地層処分技術の適用性確認」の基盤となる部分である。具体的には、深地層の研究施設等における調査研究を段階的に進めながら、これまでに整備してきた地質環境の調査技術や評価手法などを実際の地質環境に適用していくことを通じて、その信頼性や適用性などを確認していく。その過程で、地質環境への理解や取得する地質環境情報の精度の向上を図りつつ、地質環境モデルの検証や調査・評価技術の改良を進め、段階ごとに、実際の地質環境に適用可能な技術として体系化していく。この体系化においては、調査によるデータ取得からモデル化や解析作業を経た評価に至るまでの、地質環境を理解するための一連の方法論を例示することに重点をおきつつ、あわせて、その過程で得られた経験（失敗例を含む）やノウハウをできるだけ知識化して提示することを目指す。これは、処分事業や安全規制を支える技術基盤としての厚みを与えるものと考えている。

〔結晶質岩を対象とした調査研究〕

東濃地域における結晶質岩を対象とした調査研究では、地層処分にとって重要な地質環境特性を段階的に理解するために、4つの空間スケール（リージョナル、ローカル、サイト、ブロック）を設定した。さらに、ローカルおよびサイトスケールでは安全評価および地下施設の設計・施工への成果の反映を見据えて調査研究の個別目標と課題を設定した。この個別目標と課題に向けて、繰り返しアプローチを適用して様々な調査研究を進めてきた。

リージョナルスケール：ローカルスケールの研究実施領域を設定するために、深部地下水の涵養域から流出域までの地下水流動系に注目し、既存情報に基づく後背地地形と大規模な不連続構造を考慮した解析領域の異なる数段階の地下水流動解析を実施した。この結果、瑞浪超深地層研究所付近の深部地下水の流動系が推定でき研究実施領域を設定した。また、この妥当性については後述するローカルスケールの調査研究を通して確認できつつある。

ローカルスケール：ローカルスケールの調査研究は、リージョナルスケールの調査研究で予測した深部地下水の流動系および研究実施領域の設定の妥当性を実際の調査結果などに基づき評価すること、安全評価や地下施設の設計を見据えて設定した個別目標と課題の解決に向けて深部地質環境を段階的に理解し地質環境モデルの信頼性を向上していくこと、さらに、地下研究施設の設置場所を中心としてより詳細に地質環境を理解していくためのサイトスケールの解析領域や境界条件を設定することに重点をおいて調査研究を展開した。

ここでの調査研究は、①既存情報を用いた調査・解析、②空中および地表からの調査・解析および、③ボーリング孔を利用した調査・解析の3段階に区分した。これらの段階を経て、上述した地質環境モデルの構築と更新を行い地下水の流動経路を再評価しつつサイトスケールの解析領域などを設定した。加えて、地質環境モデルの信頼性向上に向けて、例えば地下水流動解析結果と地球化学モデルの整合性などについて考察した。

以上の調査研究の過程で得た知見は、実際の地質環境を対象とした経験に基づく体系的な方法論の一端として、上記の3つの段階ごとに調査から反映先にいたるデータの流れを系統的に記述した統合化データフローを提示した。この他、ここでの調査研究を通して得られた主な知見を以下に記す。

- ・基盤花崗岩中の高角度の不連続構造を把握するためには高密度電気探査が有効である。
- ・リニアメントの長さ別頻度分布から、基盤花崗岩中の不連続構造の空間的な分布頻度を推定することが可能である。
- ・ローカルスケールでの地下水流動解析結果の妥当性を確認するためには、地下水の流動方向に沿ったボーリング調査を行い、水圧や水質分布に関する情報を取得することが効果的である。
- ・地下水流動に大きく影響を与える不連続構造の把握のためには、地下水流動の主流動方向にほぼ直交する断層の水理特性を調査することが必要である。

サイトスケール（ブロックスケールを包含）：サイトスケールの調査研究は、ローカルスケールの調査研究を踏まえ、個別目標と課題の解決に向けて、より精緻に深部地質環境を段階的に理解し地質環境モデルの信頼性を向上していくことに重点をおいた。特に、地下水流動に大きく影響を与えている断層などの不連続構造、岩盤中の透水性と水みちとなる構造、地球化学特性、岩盤力学特性の分布に注目した。加えて、データ、モデルおよび解析結果に含まれる不確実性についても注目し、その幅の低減に向けた調査研究の進め方についても検討した。

ここでの調査研究はローカルスケールと同様に、①既存情報を用いた調査・解析、②空中および地表からの調査・解析および、③ボーリング孔を利用した調査・解析の3段階に区分した。これらの段階を経て、地質構造、水理地質構造、地球化学、岩盤力学および物質移動（概念）の各モデルの構築と更新を行い、地下水流動解析により研究所用地周辺の地下水移行経路を推定するとともに、応力・掘削解析などにより地下空洞周辺の力学・水理状態を予測した。

以上の調査研究の過程で得た知見は、実際の地質環境を対象とした経験に基づく体系的な方法論の一端として、上記の3つの段階ごとに統合化データフローとして提示した。また、第2段階以降の検討課題を抽出し整理した。この他、ここでの調査研究を通して得られた主な知見を以下に記す。

- ・地下水流動に影響を及ぼす可能性のある不連続構造を抽出するためには、その透水異方性に着目した地下水流動解析を実施し、不連続構造が動水勾配分布に及ぼす影響などを評価することが有効である。
- ・水理地質構造のモデル化にあたっては、トレース長に着目した不連続構造のスクリーニングが必要である。
- ・地質学的調査などにより同定された不連続構造の中から水理学的に重要な水みちを精度よく把握するためには、電気伝導度検層が有効である。
- ・局所的な応力場を把握するためには、ボーリング孔における水圧破碎試験などの原位置試験が有効である。

〔堆積岩を対象とした調査研究〕

幌延深地層研究センターの第1段階の調査研究は、大きく「研究所設置地区（主たる調査研究の展開場所、2～3 km 四方程度の領域）選定のための調査」と「研究所設置地区およびその周辺における調査研究」の2つに分けられる。「研究所設置地区選定のための調査」においては、研究所設置地区の選定のための要件などを設定し、段階的な調査により研究所設置地区を選定した。「研究所設置地区およびその周辺における調査研究」においては、結晶質岩を対象とした調査研究と同様に、安全評価および地下施設の設計・施工への調査研究成果の反映を念頭に置いた調査研究の個別目標と課題を設定し、段階的な調査・研究を展開した。以下に、第1段階の4年目である2004年度までに得られた主な成果について記す。

研究所設置地区選定のための調査：研究所設置地区の選定にあたっては、研究の対象となる地層と地下水が存在すること（地質環境要件）、安全に地下施設を建設でき、研究環境を確保できること（安全要件）を基本的要件と考えた。また、基本的な要件に加えて、調査・研究のための許認可や用地取得が容易なこと（社会的要件）、調査研究の展開や施設建設において有利であること（地形要件）、道路状況および土地利用状況を考慮して調査研究を進めた。ここでの調査研究は、①既存情報を用いた調査・解析、②空中からの調査・解析、③地表からの調査・解析、④ボーリング孔を利用した調査・解析の順序で段階的に実施することにより研究所設置地区を絞り込み、上記の要件に照らして最終的に幌延町北進地区に研究所設置地区と研究所用地を選定した。ここでの調査研究を通して得られた主な知見を以下に記す。

- ・調査研究の対象となる地層と地下水が存在すること（地質環境要件）を概略的に判断するためには空中物理探査（空中電磁探査、磁気探査、放射能探査）が有効である。
- ・しかしながら、大規模断層のような不連続構造の位置を特定するまでに十分な情報が取得できるとは言えない。
- ・地上物理探査や地表地質調査は、空中物理探査や既存の地質情報の妥当性の確認を行うための重要な情報を提供しうる。

研究所設置地区およびその周辺における調査研究：ここでの調査研究においては、安全評価や地下施設の設計を見据えて設定した個別目標と課題の解決に向けて、研究所設置地区とその周辺を対象に①既存情報を用いた調査・解析、②空中および地表からの調査・解析および、③ボーリング孔を利用した調査・解析に区分した段階的な調査研究により深部地質環境を効率的に理解すること、さらに情報量の増加とともに地質環境モデルを更新し、その信頼性を向上していくことに重点をおいて調査研究を展開している。上述した調査研究により得られた主な知見を以下に記す。

- ・既存情報を用いた調査・解析段階において、地下水流動解析を感度解析的に実施することで、パラメータの重要度が把握できるとともに、地下水流動方向や流速の概略的な値を示すことができる。
- ・異常高圧が存在する可能性のある堆積岩地域では、地下水の流動方向に大きな影響を与えることから、地質学的観点からの異常高圧の原因究明を優先的に行う必要がある。
- ・幌延地域のような地下深部に塩水系地下水が存在する場では、混合が重要な地下水水質形

成プロセスの1つと考えられるので、表層水の水質に関する情報が重要となる。

- ・水理特性の観点で、幌延地域の岩盤は、亀裂性岩盤と多孔質とみなされる岩盤の特性をあわせ持つ。
- ・結晶質岩、堆積岩に関わらず、あらかじめ亀裂性岩盤であることを視野に入れて調査・解析を実施することが、効果的な調査計画策定に役立つと考えられる。
- ・幌延地域のように塩水系地下水を有する場においては、塩化物イオンの挙動を地下水流動解析と併せて検討することで、地下水流動特性の理解に役立つ。
- ・ただし、塩水系地下水の分布（塩淡境界を含む）は、長期的な地質環境変化の影響を強く受けているため、地球化学特性を含めた地質環境の長期安定性に関する調査・評価と整合するような解析の実施が必要である。
- ・岩盤力学特性については、幌延で対象とするような均質性の高い岩盤では、既往の物理検層・応力測定や標準的な室内試験の組み合わせにより、地質環境が有する特徴を考慮した物性分布や応力場の把握が可能であると考えられる。
- ・岩盤力学特性のうち変形特性に関しては、コア試験結果と物理検層結果からおおむね原位置岩盤のそれを把握することが可能で、特に一軸圧縮試験は、安価・短時間で実施できるため、可能な限り多点で実施しておくことが調査対象岩盤の特長を早期に捉え次段階の調査を合理化する観点から望ましい。

地質環境の長期安定性に関する研究

「地質環境の長期安定性に関する研究」について、第2次取りまとめまでは、地層処分に適した安定な地質環境がわが国にも広く存在し得るとの見通しを得るため、関連する地球科学の分野に蓄積された情報や知見を分析するとともに、過去の天然現象に認められる傾向や規則性にに基づき、将来の活動の可能性や変動の規模などを検討した。

第2次取りまとめ以降の研究開発については、従来から進めてきた全国レベルでのデータの蓄積や個別現象・メカニズムの解明といった学術的な研究を継続する一方で、概要調査地区等の選定や安全規制に必要な調査技術や評価手法の整備に重点をおいて研究を進めることとした。当面の研究開発では、①調査技術の開発・体系化、②長期予測・影響評価モデルの開発および、③研究情報基盤の整備の3つの目標を設定し、隆起・侵食／気候・海水準変動、火山活動、地震・断層活動に関連するそれぞれの研究課題に取り組んでいる。

〔調査技術の開発・体系化〕

「調査技術の開発・体系化」では、天然現象に関する過去の記録や現在の状況を調査するための体系的な技術の整備を進めている。現段階では、最終的な体系化に向け、主に個別の要素技術の開発や既存の調査技術の適用性の確認などを進めており、「隆起・沈降量などに関する調査技術」、「侵食速度に関する調査技術」、「第四紀の火山・地熱活動などの調査技術」、「地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術」、「地下の活断層に関する調査技術」の5つの研究課題について取り組んでいる。

隆起・沈降量などに関する調査技術：北海道北部における事例研究を通じて、沿岸域の隆起量や旧汀線の変遷や地殻水平短縮量を推定するための技術についての検討を行った。その結果、過去数～数十万年程度の時間スケールでは、海成段丘を指標とした垂直変動量や地下地質構造断面図を用いた地殻水平歪速度の解析などといった地質学的手法が測地学的手法に比べて有効であることを確認した。

侵食速度に関する調査技術：ボーリングによって得られた堆積岩中の自生鉱物を利用して埋没深度や削剥量を推定するとともに、古地温勾配と最大埋没時期から現在までの年代を用いて数十年以上のオーダーでの侵食速度を計算する方法を提示した。

第四紀の火山・地熱活動などの調査技術：肉眼では識別できないテフラ降灰層準を認定す

る方法(RIPL法)によって、更新世中期までの火山の同定が可能であることを示すとともに、岩石や鉱物を用いた熱年代学的手法が古地温・熱水系の復元に有効な方法であることを示した。

地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術：地震波トモグラフィー、MT法などの地球物理学的手法に加えて、希ガス同位体などを指標とした地球化学的手法を組み合わせた体系的な調査技術を提示した。また、紀伊半島南部の非火山性温泉の熱源は、沈み込むスラブの脱水に由来する深部流体であることを明らかにした。

地下の活断層に関する調査技術：顕著な地表地震断層を伴わずに、過去数十万年以降繰り返し活動した活断層を「地下の活断層」と定義し、これらの分布を調査するための方法について検討した。その結果、リニアメントの抽出と地震データおよびDEMデータの解析などによって、「地下の活断層」の存在の可能性やその方向を推定することができる見通しを得た。

〔長期予測・影響評価モデルの開発〕

「長期予測・影響評価モデルの開発」では、将来の天然現象に伴う地質環境条件の変化を予測・評価するための手法の整備を図るため、現象の発生頻度を空間統計学的に求める方法や現象のプロセスを考慮した数値シミュレーション技術などの開発を進めている。現段階では、「三次元地形変化モデル」、「火山活動等の長期予測モデル」、「熱水活動等の影響評価モデル」、「断層活動の影響評価モデル」の4つの研究課題に取り組んでいる。

三次元地形変化モデル：隆起・侵食、断層活動などに伴う地形変化を予測するため、従順化モデルによるシミュレーション技術を開発するとともに、地下水流動モデルとの結合を図り、東濃地域を事例に将来の地下水流動の変遷について検討を行った。

火山活動などの長期予測モデル：新たに火山の発生する可能性を確率論的アプローチによって評価するため、カーネル関数による空間モデルや最近隣接法による時空間モデルなどを構築するとともに、独立単成火山群（東伊豆単成火山群、神鍋・扇ノ山単成火山群）を事例にモデルの適用性などについて検討を行った。

熱水活動などの影響評価モデル：地下深部からの熱流束（熱エネルギー）や流体の上昇速度を評価するため、実際に測定された坑井温度プロファイルについて複数の解析方法を適用し、解析方法の違いによる熱流束の見積り誤差などについて検討した。また、マグマ溜り周辺岩盤の熱や地下水理などの変化を計算するための解析コード(Magma2002)を開発した。

断層活動の影響評価モデル：断層活動によって引き起こされる周辺岩盤の力学的、水理学的影響を予測・評価するため、断層活動に伴う地下水流動の変化モデルと逆断層帯の三次元構造発達モデルの開発に向けた基盤情報の整備を進めた。

〔研究情報基盤の整備〕

「研究情報基盤の整備」については、上記の「調査技術の開発・体系化」「長期予測・影響評価モデルの開発」の基盤となる最新の学術的知見やそれを支える最先端の観測・分析技術に関する情報の収集・整備を進めている。また、次世代の調査技術として地下深部の高分解能の探査技術やモニタリング技術についての基盤的な研究を進めている。

このうち、全国レベルでの天然現象の情報の収集・整備については、第2次取りまとめ以降についても引き続き実施し、「最近約10万年間の隆起速度分布図」、「地すべり地形分布図」、「坑井温度プロファイルデータベース」、「温泉地化学データベース」を新たに作成し、学術雑誌などを通じて公表した。また、天然現象を考慮した安全評価に必要となる変動シナリオや物質移行解析の前提となる一般的かつ現実的な現象のプロセスに関する情報や地質環境条件（力学、熱、地下水理、水質など）の変化などに関するデータを整備するためのデータベースのプロトタイプを作成した。

地下深部の高分解能の探査技術やモニタリング技術については、精密制御定常信号システム（アクロス）の研究開発を進めており、これまでに、弾性波と電磁波の送受信システムとデータの解析手法を構築し、高分解能と探査深度の向上に必要な、高い信号対雑音比の信号観測を実現している。

深地層における工学技術の基礎の開発

第2次取りまとめ以降に開始した2つの深地層の研究施設計画は、実際の地質環境への適用を通じて地質環境を調査・解析・評価する技術の信頼性や適用性を確認していくことが大きな目標である。一方で、得られた地質環境情報に基づき地下の研究坑道を設計・施工していくことを通じて、地層処分に特有の『情報の取得や技術の実証を目的とした地下施設』を設置・維持するための工学技術の基盤を確立していくことも重要な目標である。ここに、地下施設建設そのものは目的ではなく、地質環境を理解するための調査手段であり、また深部の地質環境下での試験を行う場に到達するための手段である。このような深地層の研究施設での研究坑道の設計、施工および維持管理を通じて培われた技術や経験は、実際の処分事業において、処分地選定に向けた最終段階の調査（精密調査）での掘削の際に活用されることになる。また、本研究で得られた成果は、処分施設の設計・施工や人工バリアなどに関する工学技術の開発にも寄与する。

〔瑞浪超深地層研究所〕

瑞浪超深地層研究所では、岐阜県瑞浪市明世町を設置場所として2本の立坑によるアクセス方式を採用した地下1,000mに到達する地下施設の建設を2003年7月に開始した。地下施設の設計は、地下施設の建設深度が深いこと、また坑道のレイアウトが複雑で入坑者も多様となることなどに留意し、第1段階の調査研究により得られる地質環境情報を基に、地震時を含めた空洞安定性の評価、突発事象対策、通気網解析に基づく防災の検討、安全対策などを主要な課題として実施した。設計の妥当性については、地下施設建設時に取得される情報や第3段階において実施する原位置試験によって最終的に評価する。現時点における設計の成果は、以下のとおりである。

空洞安定性評価と支保設計：第2次取りまとめの手法を踏襲し、地表からの調査結果に基づいて地山区分を行い、この区分に応じて物性値を設定して、トンネル標準示方書を参考に支保を仮設定した。これに対して二次元および三次元有限要素解析により各坑道の力学的安定性を評価するとともに、支保発生応力が許容応力を満足することを確認し、設計としての支保を確定した。

耐震設計：瑞浪地域の特徴を考慮して、歴史地震、周辺の活断層、東海地震および東南海地震を震源と想定して地震波を作成し、これに対して第2次取りまとめの手法を踏襲して立坑および覆工コンクリートの許容応力度を照査した。さらに、大深度立坑の特徴を考慮して鉛直地震動についても検討を行い、耐震性を確認した。

計測結果の設計・施工計画へのフィードバック技術（情報化施工）：観察、計測および解析による地山評価を組み合わせた具体的なフィードバックフロー図を作成した。地質観察については、複数の岩盤分類法を適用して立坑壁面の地質状況を評価するうえで最適な方法を検討している。

突発湧水に対する対策技術：基本的には地上へ排水しなければならないこと、および、周辺環境への影響を最小限にとどめるという本計画の理念を考慮して、グラウトによる止水を基本とし、その計画を立案した。突発湧水や大量出水が発生した後での対応には期間と予算が多くなるのが想定されるため、プレグラウト（事前のグラウト）を実施することとした。

深地層の研究施設計画を推進するうえで最も重要な安全対策：入出坑、火災、環境および通信システムと通気網解析を組み合わせた統合管理システムを構築するとともに、立坑の特徴を考慮したリスクマネジメント手法を活用することにより、リスクを抽出し、安全対策に反映している。

地下施設の建設は、全体を大きく3段階（坑口上部工、坑口下部工、一般部掘削）に分けて施工している。瑞浪超深地層研究所用地の造成工事を2002年7月より開始し、引き続き2003年7月より坑口上部工、2004年4月より坑口下部工、2005年2月に一般部掘削に着手した。また、施工の進捗に合わせて、坑道壁面の地質観察、湧水量測定、各種計測（岩盤変位、支保工応力）を実施し、設計・施工へのフィードバックを行っている。また、掘削工事に伴う周辺環境への影響調査として、水文調査（河川流量調査、地下水位調査）、騒音・振動調査、水質・底質調査を工事開始前から継続して実施している。

〔幌延深地層研究センター〕

幌延深地層研究計画の第1段階では、地下深部で遭遇する様々な現象を考慮した坑道の安全確保、坑内環境の維持のために必要となる対策工（支保工の選定など）、施工管理方法について検討した。また、これらの成果を踏まえ、第1段階の調査研究で得られた地質環境情報を基に、2005年度より建設を開始する立坑によるアクセス方式を採用した深度約500mの地下施設の設計を行った。

設計・施工計画の検討：施設を安全に建設・維持するための空洞安定性評価や防災対策（可燃性ガス対策、坑内作業環境、火災など）だけでなく、研究に資するための各種データを取得することを考慮した。さらに、一般の人々が深地層を体験する場であることも考慮に入れた。

空洞安定性の検討：2003年度までに地下施設予定位置近傍で実施したボーリング調査で得られた力学試験結果などに基づいて解析条件を設定し、空洞安定性の検討を行った。地下施設の空洞安定性の検討では、割れ目の影響を考慮した評価を加え、ボーリングコアで柱状となる岩盤において乾燥や外的荷重により顕在化する潜在割れ目（ヘアークラック）に対しても強度・変形特性の低減する可能性があるとして地山区分および岩盤物性値を設定し、完全弾塑性モデルを用いた二次元有限要素法による予測解析を行った。

防災対策：可燃性ガスの発生が見込まれる坑内の研究・作業環境や入坑者の安全を確保するために、可燃性ガス対策、坑内作業環境対策、火災時対策、坑内情報管理システムなどの検討を行った。

ナチュラルアナログ研究

「ナチュラルアナログ研究」では、地層処分の長期安全性を傍証する情報の体系化や具体的な評価に寄与できるような科学的根拠の整備を目指し、東濃ウラン鉱床を利用して、ウラン系列核種を中心とした物質の長期挙動やこれを取り巻く地質環境の変遷を解明するための研究を進めている。第2次取りまとめまでにおいて、地質環境中でのウラン系列各種に注目した研究を行い、放射性核種は地質環境中に長期間にわたって保持されることを定性的に示した。第2次取りまとめ以降のナチュラルアナログ研究においては、東濃ウラン鉱床を事例の場として、「地質環境が有する放射性核種保持機能の定量化」と「保持機能に影響を及ぼす主要因子の抽出」を主要な目的として研究を進めてきた。それぞれの目的に対するこれまでの主な成果を以下に簡潔に記す。

地質環境が有する放射性核種保持機能の定量化：東濃ウラン鉱床を胚胎する土岐夾炭累層中の地下水組成に基づいて、ウランの長期的な溶解度を検討した。その結果、主要な溶解度制限固相は $\text{UO}_2(\text{am})$ であり、その溶解度には pH、酸化還元電位および炭酸ガス分圧が影響

することが明らかになるとともに、長期的なウランの溶解度が非常に低い範囲にあったことを確認した。

物質移動に影響を及ぼす主要因子の抽出：地質環境特性に関わるデータの取得、影響解析用のデータセット案の作成、影響解析、核種移行に影響を及ぼす主要な要因の抽出、という一連の作業を通じて、ウラン鉱床の移行／保持に影響を及ぼす主要な要因の抽出を行ってきた。影響解析の結果とウラン鉱床中のウラン量およびウラン鉱床の形成年代を比較することによって、ウラン鉱床形成に重要な影響を及ぼした要因として、地下水の流動様式が挙げられることを確認した。

なお、東濃鉱山の坑道内での研究は 2003 年度末をもって終了し、現在は、地表からの調査を主体に研究を進めている。

今後の研究の展開

「地質環境特性の研究」については、2つの深地層の研究施設計画が第1段階から第2段階へ移行する時期を迎えており、H17 取りまとめを1つの礎として、第1段階の終了後速やかにその研究成果を総括し報告書として取りまとめしていく。深地層の研究施設計画を中心とした今後の調査研究においては、「実際の地質環境に適用可能な体系的な技術の提示」の信頼性をより高めていくために、段階的に進められる深地層の研究計画に沿って地質環境を理解するための一連の方法論の詳細化とその評価を重ねつつ、あわせて、その過程で得られた経験（失敗例を含む）やノウハウをできるだけ知識化して提示していく。

「地質環境の長期安定性に関する研究」では、「調査技術の開発・体系化」において概要調査開始前までに天然現象に関する過去の記録や現在の状況を調査するための個別の調査技術の適用性の確認を進めつつ、信頼性の高い総合的かつ体系的な調査手法の構築に向けて研究を進める。「長期予測・影響評価モデルの開発」では、それぞれの天然現象に応じた予測手法の検討や個別のシミュレーション技術の開発を進めるほか、予測結果の検証方法を検討していく。また、「研究情報基盤の整備」では、天然現象を考慮した安全評価に必要な地球科学に関する最新の知見のほか、天然現象に伴う地質環境条件（力学、熱、地下水理、水質など）の変化に関するデータを重点的に整備していく。

「深地層における工学技術の基礎の開発」においては、第1段階の地質環境情報を基に実施した地下施設の設計結果を第2段階以降に得られる計測データなどに基づき確認・評価していく。なお、瑞浪超深地層研究所では 2003 年 7 月に地下施設の建設に着手しており、は 8 月末現在、2本の立坑は深度約 150m まで到達している。今後、2009 年度までに、地下 500 m 程度までの立坑を掘削したうえで、当該深度に試験用の水平坑道を展開して坑道内での調査研究を開始する計画である。また、2010 年代前半頃には、深度 1000m 程度に至る地下施設が完成する見込みである。幌延深地層研究センターにおいては、2005 年度後半に立坑掘削に着手し、2006 年度より掘削機を用いた本格掘削を開始する。2009 年度までに、3本の立坑のうち、換気立坑を深度 500m まで完成し、東立坑（主立坑 2本のうちの1本）を地下 300 m 程度まで掘削する計画である。また、2010 年代前半頃には、深度 500m 程度に至る地下施設が完成する見込みである。

「ナチュラルアナログ研究」では、ウラン系列核種の挙動と地質環境条件の関係を明確にすることを目指して、地殻変動などによって生じる地質環境の変化がウラン鉱床の長期にわたる保存に及ぼした影響の評価や、微生物などがウラン系列核種の移行・遅延に及ぼす影響の評価を引き続き行っていく

(以 上)

目 次

1. はじめに	
1.1 第2次取りまとめ以降の研究開発方針	1-1
1.2 サイクル機構の研究開発計画	1-2
1.2.1 全体計画の作成	1-2
1.2.2 全体計画に沿った研究開発の進展	1-4
1.3 H17取りまとめの位置づけと構成	1-6
1.4 本書の目的と構成	1-7
参考文献	1-8
2. 深地層の科学的研究の役割	
2.1 地層処分における地質環境の役割	2-1
2.2 第2次取りまとめ以降の研究課題	2-2
2.3 深地層の科学的研究の進め方	2-3
2.3.1 各研究課題への取り組み	2-3
2.3.2 研究のアプローチ	2-4
参考文献	2-6
3. 地質環境の長期安定性に関する調査・評価技術	
3.1 研究の概要	3-1
3.1.1 調査技術の開発・体系化	3-2
3.1.2 長期予測・影響評価モデルの開発	3-2
3.1.3 研究情報基盤の整備	3-4
3.2 調査技術の開発・体系化	3-5
3.2.1 隆起・侵食／気候・海水準変動	3-5
(1) 隆起・沈降量に関する調査技術	3-5
(2) 侵食速度に関する調査技術	3-17
3.2.2 火山活動	3-27
(1) 第四紀の火山・地熱活動などの調査技術	3-27
(2) 地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術	3-35
3.2.3 地震・断層活動	3-43
(1) 地下の活断層に関する調査技術	3-43
3.3 長期予測・影響評価モデルの開発	3-58

3.3.1 隆起・侵食／気候・海水準変動	3-58
(1) 三次元地形変化モデルの開発	3-58
3.3.2 火山活動	3-71
(1) 火山活動などの長期予測モデル	3-71
(2) 熱水活動などの影響評価モデル	3-74
3.3.3 地震・断層活動	3-84
(1) 断層活動の影響評価モデルの開発	3-84
3.4 研究情報基盤の整備	3-98
3.4.1 地質環境の長期安定性に係るデータベース	3-98
(1) 最近約 10 万年間の隆起速度分布図	3-98
(2) 地すべり地形分布図	3-98
(3) 坑井温度プロファイルデータベース	3-100
(4) 温泉地化学データベース	3-100
(5) まとめと今後の展望	3-100
3.4.2 次世代の調査技術を目指した基盤研究	3-102
(1) 地下深部の高分解能の探査・モニタリング技術の開発	3-102
参考文献	3-104
4. 地質環境特性の調査・評価技術	
4.1 研究の概要	4-1
4.1.1 深地層の研究施設計画	4-2
(1) わが国における深地層の研究施設の役割	4-2
(2) 深地層の研究施設計画と課題	4-3
(3) 深地層の研究施設計画と地層処分技術の信頼性	4-3
4.1.2 東濃地科学センターでの研究開発	4-4
4.1.3 幌延深地層研究センターでの研究開発	4-6
4.2 結晶質岩を対象とした調査研究	4-8
4.2.1 調査研究の進め方	4-8
(1) 調査研究の個別目標と課題の設定	4-8
(2) 空間スケールの設定	4-9
(3) 繰り返しアプローチの適用	4-10
(4) 統合化データフローの構築	4-12
4.2.2 リージョナルスケールにおいて研究領域を設定するための解析技術	4-13
(1) 研究領域の設定	4-13

(2) 設定された領域における地質環境の評価	4-15
4.2.3 ローカルスケールにおける地質環境の調査・評価技術	4-18
(1) ローカルスケールにおける調査・解析の考え方	4-18
(2) 既存情報を用いた調査・解析	4-22
(3) 空中および地表からの調査・解析	4-28
(4) ボーリング孔を利用した調査・解析	4-35
4.2.4 サイトスケールにおける地質環境の調査・評価技術	4-46
(1) サイトスケールにおける調査・解析の考え方	4-46
(2) 既存情報を用いた調査・解析	4-47
(3) 地表からの調査・解析	4-59
(4) ボーリング孔を利用した調査・解析	4-64
4.2.5 地下施設の建設が地質環境へ与える影響を観測する技術	4-77
(1) 観測の考え方・進め方	4-77
(2) 地下施設の建設に伴う地下水の間隙水圧の変化の観測技術	4-77
(3) 地下施設の建設に伴う地下水の水質の変化の観測技術	4-79
4.2.6 地質環境の調査・評価技術の整備	4-81
(1) 地上物理探査技術	4-81
(2) ボーリング調査技術	4-85
(3) 地質環境情報に含まれる不確実性の取り扱いに関する解析技術	4-90
4.3 堆積岩を対象とした調査研究	4-93
4.3.1 研究の進め方	4-93
(1) 調査研究の個別目標と課題の設定	4-93
(2) 調査研究のアプローチ	4-93
4.3.2 研究所設置地区選定のための調査	4-96
(1) 調査の進め方（選定のための要件）	4-96
(2) 既存情報を用いた調査・解析	4-96
(3) 空中からの調査・解析	4-97
(4) 地表からの調査・解析	4-98
(5) ボーリング孔を利用した調査・解析	4-99
(6) 研究所設置地区選定のための地質環境の理解に関わる情報の整理	4-102
(7) まとめ	4-102
4.3.3 研究所設置地区およびその周辺における調査研究	4-105
(1) 重要な要素とそれを把握するための調査・評価の考え方	4-105
(2) 既存情報を用いた調査・解析	4-107

(3) 地表からの調査・解析	4-118
(4) ボーリング孔を利用した調査・解析	4-128
4.3.4 地下施設の建設が地質環境へ与える影響を観測する技術	4-147
(1) 観測の考え方・進め方	4-147
(2) 地下施設の建設に伴う地下水位・水圧・水質の変化の観測技術	4-147
4.3.5 地質環境の調査・評価技術の整備	4-150
(1) 深層ボーリング調査	4-150
(2) まとめと今後の課題	4-155
4.4 ナチュラルアナログ研究	4-157
4.4.1 研究の背景とアプローチ	4-157
4.4.2 放射性核種保持機能の定量化	4-157
(1) ウランの溶解度の長期的な変動幅	4-157
(2) 隆起・沈降の変遷と地質環境への影響	4-159
4.4.3 物質移動に影響を及ぼす主要因子の抽出	4-161
(1) シナリオ作成	4-161
(2) モデル開発	4-161
(3) 影響解析	4-163
参考文献	4-168

5. 深地層における工学技術の基礎の開発

5.1 瑞浪超深地層研究所	
5.1.1 全体計画の概要	5-1
(1) 地下施設建設地点	5-2
(2) 地形・地質概要	5-2
(3) 地下施設概要	5-2
5.1.2 第1段階における地下研究施設の設計	5-3
(1) 進め方	5-3
(2) 空洞安定性・支保安定性評価	5-3
(3) 地下施設における地震時安定性に関する検討	5-11
(4) 計測結果の設計・施工計画へのフィードバック技術の検討	5-13
(5) 突発湧水に対する掘削・施工対策技術の検討	5-14
(6) 通気網解析	5-15
(7) 安全対策	5-16
5.1.3 深地層の研究施設の施工の現状	5-19

(1) 工程	5-19
(2) 施工設備	5-19
(3) 施工状況	5-20
(4) 地下施設建設時の調査, 計測の状況	5-22
5.1.4 周辺環境への影響調査	5-22
(1) 騒音・振動調査	5-24
(2) 河川（表流水）水質・底質調査	5-24
(3) 水文調査	5-25
5.2 幌延深地層研究センター	5-26
5.2.1 全体計画の概要	5-26
5.2.2 第1段階における地下施設の設計・施工計画	5-26
(1) 地山性状	5-26
(2) 地下施設配置計画	5-26
(3) 施工計画	5-28
(4) 空洞の安定性	5-30
(5) 防災対策	5-37
5.2.3 周辺環境への影響調査	5-39
(1) 環境調査の概要	5-39
(2) 環境調査の内容および結果	5-39
(3) モニタリング調査の内容および結果	5-43
参考文献	5-44
6. おわりに	
6.1 成果のまとめ	6-1
6.1.1 地質環境の長期安定性に関する調査・評価技術	6-1
(1) 調査技術の開発・体系化	6-1
(2) 長期予測・影響評価モデルの開発	6-2
(3) 研究情報基盤の整備	6-2
6.1.2 地質環境特性の調査・評価技術	6-2
(1) 結晶質岩を対象とした調査研究	6-2
(2) 堆積岩を対象とした調査研究	6-4
(3) ナチュラルアナログ研究	6-8
6.1.3 深地層における工学技術の基礎の開発	6-9
(1) 瑞浪超深地層研究所	6-9

(2) 幌延深地層研究センター	6-10
6.2 今後の展望	6-10
6.2.1 地質環境の長期安定性に関する研究	6-10
6.2.2 地質環境特性の調査・評価技術	6-11
6.2.3 深地層における工学技術の基礎の開発	6-12
用語の説明	付-1(1)
略語集	付-2(1)

目 次

図 1.2-1	全体計画の 2 つの研究開発目標と研究開発項目の展開	1-3
図 1.3-1	H17 取りまとめ報告書の構成	1-6
図 3.1-1	地質環境の長期安定性に関する研究の成果の反映先	3-2
図 3.1.2-1	地質環境の長期安定性に関する研究の枠組み	3-4
図 3.2.1-1	幌延地域周辺における地形と海成段丘面および汀線位置	3-7
図 3.2.1-2	海成段丘面を利用して推定した幌延地域における隆起速度	3-8
図 3.2.1-3	幌延地域北西部のサロベツ背斜における海成段丘面の分布および 同背斜軸をまたいだ MIS5c と 5e における汀線高度	3-8
図 3.2.1-4	海成段丘の分布に基づき推定した汀線位置の変遷	3-9
図 3.2.1-5	幌延地域周辺における活構造の分布	3-9
図 3.2.1-6	石狩湾周辺における埋積谷の分布および北海道北部の最終氷期 最盛期 (MIS2) における汀線位置	3-10
図 3.2.1-7	北海道周辺におけるプレート配置図および北海道北部地域における 第四系と活構造の分布	3-12
図 3.2.1-8	北海道北部地域に設置された GPS 観測点	3-13
図 3.2.1-9	HDB-1 観測点と各 GEONET 観測点間の基線長変化	3-13
図 3.2.1-10	幌延地域とその周辺地域で実施された反射法地震探査の測線位置	3-15
図 3.2.1-11	地殻水平短縮量の解析結果 (1)	3-16
図 3.2.1-12	地殻水平短縮量の解析結果 (2)	3-16
図 3.2.1-13	異なるデータに基づく地殻変動の傾向の解釈模式図	3-17
図 3.2.1-14	幌延町北進地区における侵食量のコンターマップ	3-21
図 3.2.1-15	幌延町北進地区における地質構造と侵食量の関係	3-22
図 3.2.1-16	ステラン/ステレン比と古地温の相関性	3-23
図 3.2.1-17	鉱物学的・有機地球化学的温度指標の関係	3-23
図 3.2.1-18	第三紀珪質岩の分布図	3-24
図 3.2.1-19	シリカ鉱物の鉱物相転換温度を利用した侵食量および侵食速度 推定のための作業フロー	3-25
図 3.2.1-20	有機物組成を利用した侵食量および侵食速度推定のための作業フロー	3-25
図 3.2.2-1	むつ燧岳新期 2 火砕流堆積物の分布	3-28
図 3.2.2-2	RIPL 法によるガラス、鉱物の屈折率ヒストグラム	3-29
図 3.2.2-3	田名部低地帯の海岸段丘およびテフラ降灰層準の関係	3-30
図 3.2.2-4	高浜地域の地質図	3-32
図 3.2.2-5	高浜花崗岩類の冷却史	3-33

図 3.2.2-6	貫入岩からの距離と年代値との関係	3-33
図 3.2.2-7	大分県直入町新屋敷入口の露頭スケッチ	3-34
図 3.2.2-8	境界部からの距離と年代値・トラック長	3-34
図 3.2.2-9	一次元熱拡散モデルによる深度-温度曲線	3-35
図 3.2.2-10	鳴子火山周辺地域における P 波速度 (V_p), S 波速度 (V_s), V_p/V_s 断面図	3-37
図 3.2.2-11	鳴子火山周辺の電磁気観測点の配置	3-38
図 3.2.2-12	観測点 211 の見掛比抵抗, 位相と鳴子火山下の比抵抗構造	3-38
図 3.2.2-13	西南日本の温泉の温度コンター図	3-39
図 3.2.2-14	紀伊半島, 四国の温泉ガスのヘリウム同位体比の分布	3-40
図 3.2.2-15	地震波トモグラフィーによる三次元地震波速度構造	3-41
図 3.2.2-16	紀伊半島南部の二次元比抵抗構造	3-42
図 3.2.3-1	活断層による水平歪速度と震源および火山の分布	3-45
図 3.2.3-2	過去の主な被害地震の規模と地表地震断層の有無	3-46
図 3.2.3-3	活断層両側のブロック運動の概念図	3-47
図 3.2.3-4	GPS データの解析により求めた跡津川断層周辺の地殻変動速度	3-48
図 3.2.3-5	断層活動に伴う周辺岩盤中の誘発性のすべり	3-50
図 3.2.3-6	震源断層の長さおよび変位量, 幅, 上限深度と周辺岩盤の変動量	3-50
図 3.2.3-7	活断層および河川屈曲を伴うリニアメントの分布	3-51
図 3.2.3-8	地震前後のせん断応力の変化とリニアメントおよび断層の分布	3-52
図 3.2.3-9	DEM の解析により抽出した線素の卓越方向分布	3-52
図 3.2.3-10	中国地方の重力異常の標準偏差と活断層およびリニアメントの分布	3-55
図 3.2.3-11	中国地方の第四紀火山の分布	3-55
図 3.2.3-12	中国地方のレシーバー関数解析断面	3-56
図 3.3.1-1	地形システムと物質移動	3-59
図 3.3.1-2	解析対象位置図	3-60
図 3.3.1-3	解析範囲 DEM 陰影図	3-60
図 3.3.1-4	土岐川本流の河床断面図とそのフィッティング	3-62
図 3.3.1-5	シグモイド曲線を利用した実効侵食率の推定	3-62
図 3.3.1-6	寒冷期の平衡河川縦断面型の推定	3-62
図 3.3.1-7	断層運動のシミュレーションに用いた地殻変動量図の例	3-63
図 3.3.1-8	時間ごとの地形変化	3-64
図 3.3.1-9	地形変化陰影図 (拡大図)	3-64
図 3.3.1-10	侵食・堆積量図	3-64
図 3.3.1-11	地下水流動解析の作業フロー	3-66

図 3.3.1-12	解析領域	3-66
図 3.3.1-13	解析領域の三次元地質構造モデル	3-67
図 3.3.1-14	解析領域の水頭分布	3-69
図 3.3.2-1	空間モデル (Epanechnikov kernel function)	3-72
図 3.3.2-2	東伊豆単成火山群における今後 1 万年間の火山の発生する確率分布	3-72
図 3.3.2-3	時空間モデル (nearest-neighbor method)	3-73
図 3.3.2-4	東伊豆単成火山群における 2 万年前～現在の火山の発生する確率分布	3-73
図 3.3.2-5	一次元熱輸送モデル概念図	3-75
図 3.3.2-6	一次元熱輸送モデルによるモデル曲線フィッティングの例	3-77
図 3.3.2-7	総熱流束の解析手法による違い	3-77
図 3.3.2-8	総熱流束分布 (局所幾何平均)	3-78
図 3.3.2-9	雲仙火山付近の 1 坑井の坑井温度プロファイルと 一次元熱輸送モデルのモデル曲線	3-80
図 3.3.2-10	雲仙火山周辺の坑井の分布と総熱流束および流体上昇速度	3-80
図 3.3.2-11	基本ケースのシミュレーション結果 (CASE1)	3-81
図 3.3.2-12	母岩の浸透率を大きくした場合の結果 (CASE2)	3-82
図 3.3.2-13	マグマ溜まりが浅い場合の結果 (CASE3)	3-82
図 3.3.2-14	マグマ溜まりが浅く母岩の浸透率を大きくした場合の結果 (CASE4)	3-82
図 3.3.3-1	兵庫県南部地震後の湧水および水位の変化	3-86
図 3.3.3-2	鳥取県西部地震の震源断層モデルと余震分布	3-87
図 3.3.3-3	鳥取県西部地震震源域における地震前後の水位変化	3-88
図 3.3.3-4	岐阜県東濃鉦山周辺の主な地下水位観測井	3-89
図 3.3.3-5	地震の規模と震源までの距離と地下水位と理論歪量の関係	3-90
図 3.3.3-6	観測地域周辺における堆積岩直下約 10 m の花崗岩の 比抵抗 (最大値) 分布	3-90
図 3.3.3-7	SN-3 における地震に伴う地下水位変化	3-91
図 3.3.3-8	SN-3, DH-2, DH-9 における鳥取県西部地震に伴う地下水位変化	3-92
図 3.3.3-9	横手盆地東縁断層帯位置図	3-95
図 3.3.3-10	横手盆地東縁断層帯－北上低地西縁断層帯の関係	3-95
図 3.3.3-11	太田断層南部・反射法地震探査結果図	3-95
図 3.3.3-12	横手盆地東縁断層帯・バランス断面解析結果図	3-96
図 3.3.3-13	横手盆地東縁断層帯の変形量分布図と断層発達史	3-97
図 3.4.1-1	最近約 10 万年間の隆起速度分布図	3-99
図 3.4.1-2	200 万分の 1 日本列島の地すべり地形分布図	3-99
図 3.4.1-3	坑井温度プロファイルデータベースの表示例	3-100

図 3.4.1-4	日本列島の温泉水の pH 分布図	3-100
図 3.4.1-5	THMC データベース	3-101
図 3.4.2-1	線形力学系の計測モデルとアクロスの要素技術	3-103
図 3.4.2-2	弾性波アクロスによる長期観測結果の例	3-103
図 4.1.1-1	2つの深地層の研究施設計画	4-2
図 4.1.2-1	東濃地域の地質概要	4-5
図 4.1.2-2	研究の実施場所	4-5
図 4.1.2-3	地下施設レイアウトと建設工程のイメージ	4-5
図 4.1.3-1	幌延町の地質概要	4-6
図 4.1.3-2	活構造分布	4-7
図 4.1.3-2	研究所用地	4-7
図 4.2.1-1	調査研究の個別目標と課題	4-8
図 4.2.1-2	空間スケール概念	4-9
図 4.2.1-3	調査研究の繰り返しアプローチ	4-11
図 4.2.1-4	地質構造概念(例)	4-12
図 4.2.2-1	研究所用地からの距離と最大標高との関係	4-13
図 4.2.2-2	地下水流動解析領域およびモデルに取り込んだ断層	4-14
図 4.2.2-3	地下水流動解析結果(研究所用地を通過する地下水の流線)	4-15
図 4.2.2-4	ローカルスケールの研究領域周辺の標高分布	4-15
図 4.2.2-5	LANDSAT 画像とリニアメント判読図	4-16
図 4.2.2-6	活断層に囲まれた領域ごとのリニアメント長さのローズダイアグラム	4-17
図 4.2.3-1	統合化データフロー (ローカルスケール:既存情報を用いた調査・解析)	4-19
図 4.2.3-2	統合化データフロー (ローカルスケール:空中・地表からの調査・解析)	4-20
図 4.2.3-3	統合化データフロー (ローカルスケール:ボーリング孔を利用した調査・解析)	4-21
図 4.2.3-4	地質図	4-23
図 4.2.3-5	リージョナルスケールにおける水頭分布	4-24
図 4.2.3-6	東濃地域における三角測量結果	4-27
図 4.2.3-7	空中および地表からの調査・解析結果に基づき作成した地質図	4-29
図 4.2.3-8	地上物理探査の調査結果の一例	4-29
図 4.2.3-9	リニアメントおよび割れ目の長さ別累積頻度分布図(花崗岩分布域)	4-30
図 4.2.3-10	地下水位標高と地表標高との関係	4-31

図 4.2.3-11	観測流域位置図	4-32
図 4.2.3-12	各年度の降水量と岩盤涵養量との関係	4-32
図 4.2.3-13	ボーリング調査により明らかとなった土岐花崗岩中の岩相分布	4-36
図 4.2.3-14	MIU-2 号孔における低角度傾斜 (0~30°) を有する割れ目の累積 本数および上部割れ目帯と瑞浪層群の厚さとの相関	4-36
図 4.2.3-15	ローカルスケールを対象に構築した地質構造モデル (構造区分モデル)	4-37
図 4.2.3-16	水理地質構造モデル (透水性の三次元分布)	4-38
図 4.2.3-17	水頭分布 (地下水流動解析結果)	4-40
図 4.2.3-18	ダルシー流速分布	4-42
図 4.2.3-19	ローカルスケール (DH-6~8 号孔) における岩盤の物理・力学特性	4-44
図 4.2.3-20	DH-6~8 号孔における岩盤の熱特性値	4-44
図 4.2.3-21	ボーリング調査における温度検層の結果	4-45
図 4.2.4-1	瑞浪超深地層研究所における調査研究の進め方	4-46
図 4.2.4-2	統合化データフロー (サイトスケール: 既存情報を用いた調査・解析)	4-48
図 4.2.4-3	統合化データフロー (サイトスケール: 地表からの調査・解析)	4-49
図 4.2.4-4	統合化データフロー (サイトスケール: ボーリング孔を利用した調査・解析)	4-50
図 4.2.4-5	既存情報を用いた調査・解析結果に基づき作成した地表地質図および 地質構造モデル	4-51
図 4.2.4-6	研究所用地周辺における土岐花崗岩と瑞浪層群との不整合面の分布	4-51
図 4.2.4-7	水理地質構造モデル (三次元的な透水性分布)	4-53
図 4.2.4-8	全水頭分布図 (標高-300 m: 立坑位置での深度約 500 m)	4-53
図 4.2.4-9	既存情報から予測されるサイトスケールの pH と塩化物イオン濃度の 分布	4-54
図 4.2.4-10	ダルシー流速分布	4-56
図 4.2.4-11	水圧破碎試験による初期応力測定結果 (AN-1, MIU-2, MIU-3 号孔)	4-58
図 4.2.4-12	反射法弾性波探査結果における反射断面記録の地質構造解釈	4-60
図 4.2.4-13	地表からの調査・解析結果に基づき更新した地表地質図および 地質構造モデル	4-60
図 4.2.4-14	水理地質構造モデル (三次元的な透水性分布)	4-61
図 4.2.4-15	断層の透水異方性に着目した感度解析結果の一例 (標高-300 m: 立坑位置での深度約 500 m)	4-62
図 4.2.4-16	ダルシー流速分布	4-63
図 4.2.4-17	MIZ-1 号孔におけるボーリング調査結果	4-66
図 4.2.4-18	ボーリング孔を利用した調査・解析結果に基づき更新した地表地質図	

	および地質構造モデル	4-66
図 4.2.4-19	MIZ-1 号孔における電気伝導度検層および水理試験結果	4-67
図 4.2.4-20	水理地質構造モデル（三次元的な透水性分布）	4-68
図 4.2.4-21	調査の進展に伴う全水頭分布の変遷	4-69
図 4.2.4-22	調査の進展に伴う解析ケース数と解析結果のばらつきの変遷	4-69
図 4.2.4-23	サイトスケール周辺における端成分地下水の混合率	4-71
図 4.2.4-24	ダルシー流速分布	4-73
図 4.2.4-25	ダルシー流速分布	4-74
図 4.2.4-26	研究所用地近傍（MIZ-1 号孔）における水圧破砕法による 初期応力測定結果	4-76
図 4.2.4-27	坑道掘削後の亀裂開口量および透水係数変化率の分布	4-76
図 4.2.5-1	間隙水圧のモニタリング方法	4-78
図 4.2.5-2	間隙水圧の実測例	4-78
図 4.2.5-3	間隙水圧のノイズ成分分離の例	4-79
図 4.2.5-4	人為的な影響を含む期間における間隙水圧変動の解析値と実測値 との比較	4-79
図 4.2.5-5	立坑周辺における水質観測の結果	4-80
図 4.2.6-1	通常の反射法処理・解析結果と再処理・解析結果との比較（1）	4-82
図 4.2.6-2	通常の反射法処理・解析結果と再処理・解析結果との比較（2）	4-82
図 4.2.6-3	高密度電気探査解析結果	4-83
図 4.2.6-4	再解析結果とその地質構造解釈	4-84
図 4.2.6-5	VSP 重合断面記録	4-85
図 4.2.6-6	MIU-4 号孔の計画と実績の孔跡	4-87
図 4.2.6-7	MIZ-1 号孔の計画と実績の孔跡	4-87
図 4.2.6-8	水理試験におけるシーケンシャル試験	4-90
図 4.2.6-9	トレーサ濃度と主要化学成分濃度の関係	4-90
図 4.3.1-1	調査研究の個別目標と課題	4-94
図 4.3.1-2	第 1 段階における調査研究の進め方	4-95
図 4.3.2-1	A, B1, B2, C 区域の位置	4-96
図 4.3.2-2	比抵抗平面図	4-99
図 4.3.2-3	ボーリング調査（HDB-1, 2 孔）実施位置	4-100
図 4.3.2-4	ボーリング柱状図（HDB-1 孔）	4-101
図 4.3.2-5	研究所設置地区の位置	4-104
図 4.3.3-1	統合化データフローの例	4-106
図 4.3.3-2	HDB-1 孔柱状図	4-108

図 4.3.3-3	幌延町の地質図	4-109
図 4.3.3-4	地質断面図 (A-A', B-B')	4-109
図 4.3.3-5	文献に基づく調査・解析段階における有限要素メッシュ	4-110
図 4.3.3-6	解析から得られた全水頭分布 (一例) と感度解析の全ケースにおける 研究所設置地区からの地下水流動経路	4-111
図 4.3.3-7	感度解析結果の一例	4-112
図 4.3.3-8	研究所設置地区およびその周辺の地下水流動系の概念と 広域スケール領域	4-112
図 4.3.3-9	地下水と間隙水の酸素・水素同位体比	4-114
図 4.3.3-10	地下水と間隙水の水質分布	4-114
図 4.3.3-11	物理物性値深度分布	4-116
図 4.3.3-12	力学物性値深度分布	4-116
図 4.3.3-13	国内に分布する新第三紀堆積岩 (泥質岩・凝灰岩) との比較	4-116
図 4.3.3-14	ボアホールブレイクアウト発生場所の EMI 検層による 孔壁画像 (HDB-1 孔)	4-117
図 4.3.3-15	断層露頭における大曲断層の断層核とその近傍に発達する ダメージゾーン	4-119
図 4.3.3-16	二酸化炭素濃度の計測結果	4-120
図 4.3.3-17	層理面に高角な小断層とほぼ平行な小断層	4-120
図 4.3.3-18	簡略な地質構造概念モデル	4-121
図 4.3.3-19	表層水理調査の体系	4-123
図 4.3.3-20	表層水理調査位置図	4-123
図 4.3.3-21	北進気象観測所模式図	4-124
図 4.3.3-22	河川流量観測システム模式図	4-124
図 4.3.3-23	気象観測および河川流量観測結果の一例	4-124
図 4.3.3-24	降水量測定結果 (北進観測所)	4-125
図 4.3.3-25	蒸発散量算出結果 (北進観測所)	4-125
図 4.3.3-26	河川流出高算出結果	4-125
図 4.3.3-27	地下水涵養量算出結果	4-125
図 4.3.3-28	河川水の変化	4-126
図 4.3.3-29	HDB-4 孔付近での降水の化学組成変化	4-126
図 4.3.3-30	深層地下水および河川水の採水位置	4-127
図 4.3.3-31	表層水の酸素・水素同位体比	4-127
図 4.3.3-32	広域テフラ層の調査ルートおよびボーリング孔の位置	4-128
図 4.3.3-33	幌延町内のテフラ層の柱状対比図	4-129

図 4.3.3-34	研究所設置地区周辺の総合地質柱状図	4-129
図 4.3.3-35	推定される大曲断層の三次元分布	4-130
図 4.3.3-36	ボーリング孔で認められるタイプ 3 およびタイプ 4 の分布	4-131
図 4.3.3-37	地質構造のモデル化	4-131
図 4.3.3-38	広域スケールの解析領域	4-133
図 4.3.3-39	水理試験によって得られた透水係数の深度分布	4-133
図 4.3.3-40	解析により得られた全水頭と実測の水圧から算定した全水頭の比較	4-135
図 4.3.3-41	Case003 の全水頭分布と各ボーリング孔位置からの地下水流動経路	4-135
図 4.3.3-42	地下水の水質分布	4-138
図 4.3.3-43	水素・酸素同位体比	4-138
図 4.3.3-44	M3 による解析結果	4-139
図 4.3.3-45	塩化物イオン濃度の分布	4-139
図 4.3.3-46	室内試験および検層により得られた岩石・岩盤物性の深度変化	4-141
図 4.3.3-47	水圧破碎法による初期応力測定結果	4-143
図 4.3.3-48	孔内载荷試験結果	4-143
図 4.3.3-49	研究所設置地区およびその周辺における岩盤力学的概念モデル	4-144
図 4.3.3-50	岩盤の熱特性分布の一例	4-145
図 4.3.3-51	岩盤の地温勾配評価の一例	4-145
図 4.3.4-1	モニタリング結果の事例	4-148
図 4.3.4-2	HDB-4 孔における長期モニタリング装置を用いた地下水の水質の変化	4-149
図 4.3.5-1	清水掘削とベントナイト泥水掘削による孔径拡大の違い	4-152
図 4.3.5-2	水理試験手順の一例	4-153
図 4.3.5-3	試験装置概念図（地上部）	4-153
図 4.3.5-4	試験装置概念図（孔内部）	4-153
図 4.3.5-5	一軸圧縮試験機を改良したタイプの間隙水抽出装置	4-154
図 4.3.5-6	封圧地下水採水装置（ピストン型サンプラー）の概念図	4-155
図 4.4.2-1	25°C, 1bar におけるウラン鉱物と溶存化学種の安定度の関係図	4-158
図 4.4.2-2	計算された瑞浪層群中の地下水でのウランの飽和指数	4-158
図 4.4.2-3	ウラン鉱化帯周辺で見られる酸化還元プロセス	4-159
図 4.4.2-4	東濃鉱山周辺における隆起・沈降の履歴	4-160
図 4.4.3-1	東濃ウラン鉱床周辺における水理に係わる概念モデル	4-162
図 4.4.3-2	影響解析における時代区分と入力値の割り振りの例	4-164
図 4.4.3-3	影響解析結果の一例	4-165
図 4.4.3-4	解析結果における各パラメータの分散の程度	4-167

図 5.1.1-1	瑞浪超深地層研究所の地下施設の基本レイアウト	5-2
図 5.1.2-1	空洞および支保の安定性評価に関する検討フロー	5-4
図 5.1.2-2	研究所用地周辺のボーリング調査位置	5-5
図 5.1.2-3	初期地圧の測定結果	5-5
図 5.1.2-4	坑道の安定性に関する検討フロー	5-7
図 5.1.2-5	坑道の力学的安定性に関する検討位置（縦断面図）	5-8
図 5.1.2-6	坑道の力学的安定性に関する検討位置（平面図）	5-8
図 5.1.2-7	立坑および水平坑道一般部の検討結果の概要	5-10
図 5.1.2-8	歴史地震，活断層によるスペクトルと検討用ターゲットスペクトル	5-12
図 5.1.2-9	上下／水平方向スペクトル比	5-12
図 5.1.2-10	地山評価のフィードバックフロー	5-14
図 5.1.2-11	局所安全係数の分布	5-14
図 5.1.2-12	突発湧水対策の基本的な考え方	5-15
図 5.1.2-13	グラウト注入の実施フロー	5-15
図 5.1.2-14	通気網解析結果に基づいて設定した通気システム	5-16
図 5.1.2-15	坑内統合管理システム概念	5-17
図 5.1.2-16	東濃鉾山での避難ルート 3D 表示例	5-18
図 5.1.2-17	リスクの相関関係	5-19
図 5.1.2-18	工事損失日数の算定例	5-19
図 5.1.3-1	地上設備の配置	5-20
図 5.1.3-2	掘削工法の適用	5-21
図 5.1.3-3	坑口下部工の掘削終了後	5-21
図 5.2.3-4	櫓・防音ハウスの構築状況	5-21
図 5.1.3-5	坑壁調査の実施状況	5-22
図 5.1.3-6	坑壁調査の実施例（主立坑：深度 37.6～38.6m）	5-23
図 5.1.3-7	接続部における計測計画の例	5-23
図 5.2.2-1	地下施設配置検討図	5-27
図 5.2.2-2	坑道断面図	5-27
図 5.2.2-3	立坑掘削工法のイメージ図（換気立坑機械掘削の例）	5-29
図 5.2.2-4	一軸圧縮試験供試体におけるヘアークラックでの破断状況	5-30
図 5.2.2-5	一軸圧縮試験結果におけるヘアークラックの影響	5-31
図 5.2.2-6	支保設計フロー（立坑標準部の場合）	5-33
図 5.2.2-7	塑性領域および最大せん断歪分布	5-34

図 5.2.2-8	支保パターンの例	5-35
図 5.2.2-9	入力地震動（応答スペクトル）の比較	5-36
図 5.2.2-10	耐震解析用メッシュ（立坑・交差部）	5-36
図 5.2.2-11	部位ごとの増分最大主応力分布（東立坑の場合）	5-37
図 5.2.2-12	立坑模型の概要および模型実験による煙挙動の例	5-39
図 5.2.3-1	研究所設置対象区域内調査位置図	5-40
図 5.2.3-2	研究所設置地区内調査位置図	5-41
図 5.2.3-3	モニタリング調査位置図	5-43
図 6.2.1-1	東濃地域を例とした空間スケールに応じた調査・解析の進め方 （その 1）	6-5
図 6.2.1-2	東濃地域を例とした空間スケールに応じた調査・解析の進め方 （その 2）	6-6

目 次

表 2.3.1-1	4つの研究課題とプロジェクト	2-4
表 3.1-1	地質環境の長期安定性に関する研究で取り組んでいる主な研究課題	3-3
表 3.2.1-1	幌延町北進地区において掘削した各ボーリング孔における オパール CT 化の深度および侵食量の推定値	3-20
表 3.2.1-2	オパール CT 化条件から得られる埋没深度	3-26
表 3.2.2-1	主な鉱物の各年代測定法における閉鎖温度	3-31
表 3.3.1-1	シミュレーションで用いた斜面域の従順化係数	3-61
表 3.3.1-2	各ケースのシミュレーション結果	3-65
表 3.3.1-3	地形変化シミュレーションの概要	3-67
表 3.3.1-4	各地質・地質構造の水理特性	3-67
表 3.3.1-5	地下水流動解析の解析ケース	3-68
表 3.3.2-1	Magma2002 の特徴	3-79
表 3.3.2-2	解析モデルの概要	3-81
表 4.2.1-1	空間スケールの対象範囲と位置づけ	4-10
表 4.2.3-1	既存情報から得られる地下水の水質	4-25
表 4.2.3-2	単孔式水理試験における試験・解析方法と結果概要	4-38
表 4.2.3-3	ローカルスケールにおける地下水水質の概要と課題	4-40
表 4.2.4-1	サイトスケールにおける地下水水質の概要と課題	4-70
表 4.2.6-1	ボーリングの基本仕様	4-86
表 4.3.3-1	層序・岩相データに関する情報の整理	4-107
表 4.3.3-2	大規模な不連続構造（断層）に関する情報の整理	4-108
表 4.3.3-3	水圧破碎法による初期応力測定結果一覧	4-117
表 4.3.3-4	各層の地質学的特徴	4-118
表 4.3.3-5	方向性・変位センス・変位量の特徴に基づく断層の分類	4-121
表 4.3.3-6	ボーリング孔のデータを用いて推定された割れ目帯	4-132
表 4.3.4-1	水圧計測・採水手法の取りまとめ	4-148
表 4.3.5-1	各計測項目とその精度	4-155
表 4.4.2-1	東濃鉱山周辺の隆起・沈降の見積りに使用した諸データ	4-160
表 4.4.3-1	東濃ウラン鉱床の地史	4-161
表 4.4.3-2	影響解析の入力値に用いたパラメータの範囲	4-163

表 5.1.1-1	立坑概要の一覧	5-3
表 5.1.1-2	水平坑道概要の一覧	5-3
表 5.1.2-1	設計に用いる岩盤物性値	5-5
表 5.1.2-2	安定性評価の基準となる支保工物性値	5-6
表 5.1.2-3	立坑一般部の暫定標準支保パターン	5-9
表 5.1.2-4	通気網解析による火災時解析の結果概要	5-16
表 5.1.3-1	立坑掘削のサイクルタイムの例 (深度 500m, 花崗岩, 岩盤等級 B の場合)	5-22
表 5.1.4-1	環境アセスメントの対象となる環境要素の範囲, および 瑞浪超深地層研究所・地下施設建設工事で影響が懸念される項目	5-24
表 5.1.4-2	水質・底質調査の分析項目	5-24
表 5.2.2-1	岩盤の物理性状 (HDB-3, 6 孔データによる)	5-26
表 5.2.2-2	ボーリングコアでの岩盤等級区分	5-31
表 5.2.2-3	解析用岩盤物性値	5-32
表 5.2.2-4	コンクリートの物性値	5-32
表 5.2.2-5	鋼製支保工の物性値	5-33
表 5.2.3-1	調査項目・調査方法 (研究所設置対象区域内)	5-40
表 5.2.3-2	確認された重要種 (研究所設置対象区域内)	5-40
表 5.2.3-3	調査項目・調査方法 (研究所設置地区内)	5-42
表 5.2.3-4	確認された重要種 (研究所設置地区内, 2002 (平成 14) 年度, 2003 (平成 15) 年度)	5-42

1. はじめに

1.1 第2次取りまとめ以降の研究開発

わが国においては、資源の有効利用の観点から原子炉から取り出された使用済み燃料を再処理し、ウランやプルトニウムを回収した後に発生する高レベル放射性廃棄物対策として、これをガラス固化し冷却のための貯蔵を経て深部の安定な地層に処分（地層処分）するとの方針の下、技術的可能性について幅広い地質環境を対象として研究開発が進められてきた（原子力委員会、1976 など）。

核燃料サイクル開発機構（以下、「サイクル機構」という）は前身である動力炉・核燃料開発事業団（以下、「動燃事業団」という）以来、中核的研究開発機関として、2つの技術報告書（動力炉・核燃料開発事業団、1992；核燃料サイクル開発機構、1999）をまとめ、わが国においても高レベル放射性廃棄物の地層処分が技術的に可能であることを示した。特に、1999年に公表した技術報告書「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次取りまとめ—」（以下、「第2次取りまとめ」という）を技術的な基盤として、2000年6月には「特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律」（平成12年、法律第117号）（以下、「最終処分法」という）が公布され、また、安全規制の策定に関する議論が進められてきている（原子力安全委員会、2000、2004；総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会廃棄物安全小委員会、2003）。

最終処分法は、高レベル放射性廃棄物の最終処分を計画的かつ確実に実施することを目的として制定され、処分実施主体の設立、最終処分費用の確保・拠出制度の確立、3段階の処分地選定プロセス（文献調査に基づく概要調査地区の選定、ボーリング調査など地上からの調査に基づく精密調査地区の選定、地上および地下での詳細な調査に基づく最終処分施設建設地の選定）等をその主要な内容としている。最終処分法に従い2000年10月に実施主体である原子力発電環境整備機構（以下、「原環機構」という）が設立された。

最終処分法に基づき、「特定放射性廃棄物の最終処分に関する基本方針」（通商産業省、2000a）（以下、「基本方針」という）と「特定放射性廃棄物の最終処分に関する計画」（通商産業省、2000b）が示された。このうち、基本方針には、事業段階における研究開発について、実施主体や国および関係機関の役割が述べられている。処分の安全な実施、経済性や効率性の向上等を目的とする技術開発は実施主体が担い、国とその関係機関は、最終処分の安全規制、安全評価のために必要な研究開発や深地層の科学的研究等の基盤的な研究開発及び地層処分技術的信頼性の向上に関する技術開発等を積極的に進めていくことが必要であるとされている。「原子力の研究、開発及び利用に関する長期計画（平成12年）」（原子力委員会、2000）（以下、「原子力長計」という）においても、基本方針を踏襲して関係機関の役割が示され、特に、サイクル機構等は、これまでの研究開発成果に基づき、深地層の研究施設、地層処分放射化学研究施設（QUALITY）等を活用し、今後とも地層処分技術的信頼性の確認や安全評価手法の確立に向けて研究開発を着実に推進することが必要であるとされた。

さらに、総合資源エネルギー調査会原子力部会は、原子力長計を具体化するための検討を行い、「原子力の技術基盤の確保について」（総合資源エネルギー調査会原子力部会、2001）（以下、「原子力部会報告書」という）の中で、サイクル機構は、これまでの研究開発成果を踏まえ、今後ともその研究開発施設等を活用し、深地層の科学的研究、実測データの着実な蓄積とモデル高度化による地層処分技術的信頼性向上と安全評価手法の高度化に向けて研究開発を着実に推進することを求めている。

以上のように、第2次取りまとめまで、わが国全体の研究開発を集約してきたサイクル機構は、第2次取りまとめ以降の新たな研究開発の枠組みの中で、それまでの研究開発の経験や充実した研究施設を活かし、地層処分技術的信頼性の確認や安全評価手法の確立に焦点を

あてた研究開発を進めるという役割を与えられてきた。

2005年10月に、サイクル機構は日本原子力研究所との統合により日本原子力研究開発機構となる。「原子力二法人の統合に関する報告書」(文部科学省原子力二法人統合準備会議, 2003)において、新法人は、わが国における地層処分技術に関する研究開発の中核的役割を担うことが期待されており、事業と規制の両面を支えるわが国全体としての技術基盤を構築していくことが求められるといえる。

1.2 サイクル機構の研究開発計画

第2次取りまとめ以降の役割に沿った研究開発を効率的かつ効果的に進めるため、サイクル機構では「国の研究開発全般に共通する評価の実施方法の在り方についての大綱的指針」(内閣総理大臣, 1997)に沿って、取り組んでいる研究開発課題についての外部評価を実施するため研究開発課題評価委員会を設置し、その評価を受けて研究開発計画を作成している。

1.2.1 現在の全体計画

現在の研究開発計画は、2001年に「高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の全体計画」(以下、「全体計画」という)として作成されたものである(核燃料サイクル開発機構研究開発課題評価委員会(廃棄物処理処分課題評価委員会), 2001)。処分事業のスケジュールなどを勘案し長期的視点を念頭に置きつつ、5年程度の研究開発計画を作成し適宜見直しを行うものとしている。これらの研究開発を進めるにあたっては、処分事業や安全規制の双方へ基盤的な情報を反映していくという観点から、課題評価委員会の評価結果に示されたように独立性、主体性をもって進めていくことに留意している

全体計画では、上記基本方針や原子力長計、原子力部会報告書で示されたサイクル機構の役割を果たすため、国による第2次取りまとめの評価で示された技術開発課題(原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会, 2000)や安全規制の基本的考え方に示された検討項目(原子力安全委員会, 2000)を勘案し、図1.2-1に示すように、「実際の地質環境への地層処分技術の適用性確認」と「地層処分システムの長期挙動の理解」という2つの目標を設定した。前者については、深地層の研究施設における各調査研究段階で、地質環境の調査・評価技術、地下施設の建設・維持等に関わる工学技術、実際の地質環境情報に基づく設計・安全評価手法それぞれの適用性を確認することとした。一方、後者については、事例研究や深地層の研究施設及びナチュラルアナログを利用した地質環境の長期的変遷の理解、地層処分基盤研究施設(ENTRY)やQUALITYを中心とした設計や安全評価に関するデータの蓄積と現象理解によるモデルの高度化、およびシステムの挙動をより現実的に評価し理解を深めるための総合的予測・評価手法の整備・高度化を行うこととしている。

この2つの目標を達成するために展開される研究開発項目を、従来からの研究開発の枠組みを勘案し新たに設定した「深地層の科学的研究」、「処分技術の信頼性向上」、「安全評価手法の高度化」という3つの分野における研究開発課題として明らかにしている。

「深地層の科学的研究」の分野には、岐阜県瑞浪市及び北海道幌延町における2つの深地層の研究施設計画で進められている研究開発、日本全国を対象とした事例研究、諸外国の研究機関との共同研究などが含まれている。これらによって、実際の地質環境を対象とした調査技術や評価手法、情報の統合に関する技術的実証や、地下施設を建設し維持・管理するうえで必要となる安全で実際的な工学技術の検討が行われてきた。また、地層処分システムの長期挙動を理解するうえで、変動帯に位置するわが国においては特に重要である地質環境の長期安定性に関する研究を継続するとともに、ウラン鉱床を利用したナチュラルアナログ研究を実施している。2つの深地層の研究施設については別途計画を作成し、課題評価委員会に図るなど適宜評価を受けてきている(核燃料サイクル開発機構研究開発課題評価委員会(廃

棄物処理処分課題評価委員会) , 2000)。2005 年度は, 深地層の研究施設計画における第 1 段階(地上からの調査研究段階)から第 2 段階(坑道掘削時の調査研究段階)への移行期にあっている。

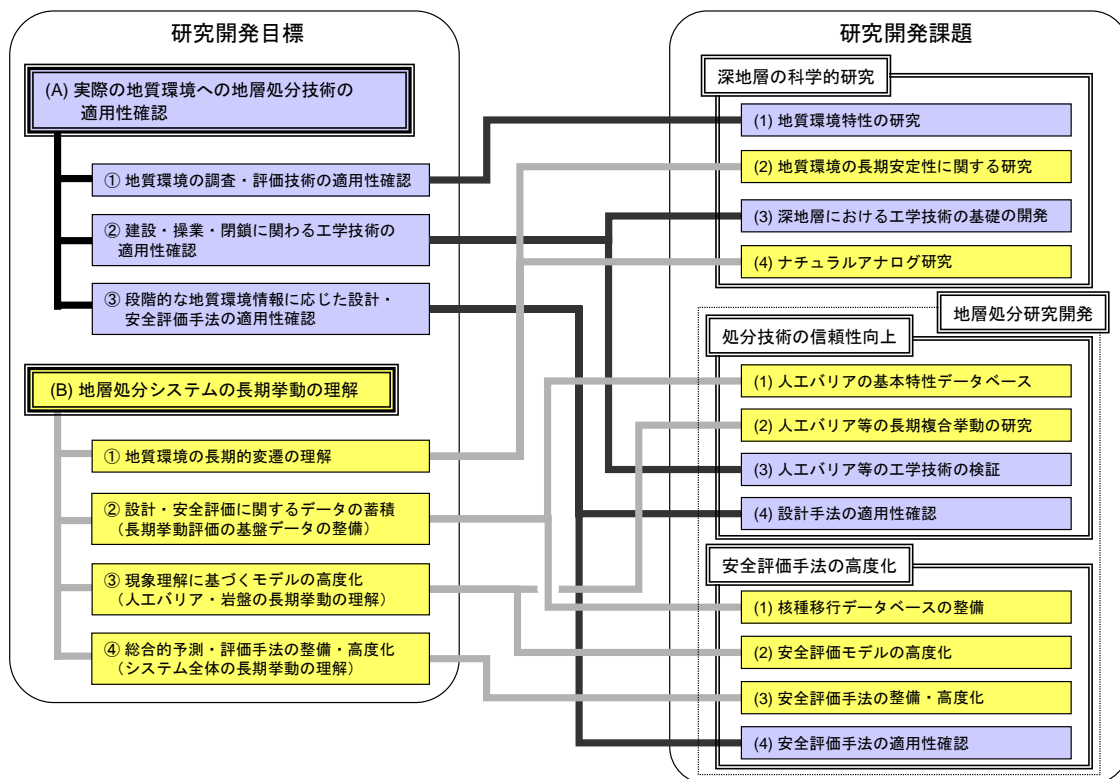


図 1.2-1 全体計画の 2 つの研究開発目標と研究開発項目の展開

地層処分に関する工学技術(「処分技術の信頼性向上」)に関する分野では, 人工バリアと周辺岩盤を含むニアフィールド環境における長期的な個別現象や連成現象など, 処分システムの長期性能に関する評価の信頼性向上に焦点を当てて研究を進めてきた。そのため, ENTRY での工学試験による炭素鋼オーバーパックなどの腐食挙動や緩衝材の基本特性に関するデータベースを整備するとともに, 温度, 水理, 力学, 地球化学条件が複雑に変化する処分初期の遷移状態におけるニアフィールドの挙動を評価するために, 国際共同研究なども活用して熱-水-応力-化学連成モデルの開発などを進めてきた。また, ナチュラルアナログ研究により, 人工バリア材料の長期挙動に関するデータの蓄積と評価手法の妥当性確認を行ってきた。さらに, 海外の地下研究施設を活用した閉鎖技術の開発や低アルカリ性セメントの開発, 深地層の研究施設における地上からの調査で得られた地質環境情報に基づく設計手法の適用性確認などを進めた。

安全評価に関連する研究開発(「安全評価手法の高度化」)では, 第 2 次取りまとめのような全体システムの解析評価を実施することではなく, 将来特定のサイトにおいてこうした評価を行うために必要となるアプローチや, 評価ツールとしてのモデル, データベースを開発することに主眼を置いている。このため, 安全評価のモデル体系の適用性に関する検討は部分的なものにとどまっている。より注力したのは, サイトの条件に即した処分場の安全性の定量的評価に用いるための方法論やモデル, データベースの開発である。こうした方法論の開発には, 火成活動による変動シナリオの作成に伴う不確実性, 天然バリア中における核種移行の定量化に用いる概念モデルやパラメータに伴う不確実性の影響度の検討を挙げるこ

ができる。モデルの開発においては、特定の人工バリアや天然バリアの挙動をできるだけ忠実に表現できるようにすることを目標に、実験室やフィールドにおける試験結果を再現するための計算コードの改良を行うことが主眼となっている。データベースに関しては、安全評価において放射性核種の放出や移動を定量化するために用いられるパラメータ（溶解度、系に応じた分配係数など）の決定に必要な元素毎のデータ（熱力学データ、経験的収着係数）の蓄積と評価が主要な研究対象となっている。このようなデータの取得にあたってはQUALITYを利用するとともに経済協力開発機構原子力機関（OECD/NEA）で進められているプロジェクトとの連携を図っている。

1.2.2 研究開発を取り巻く状況

図 1.2-1 に示すように多岐にわたる専門領域を含む研究開発を全体目標に沿って管理するうえでは、例えば第 2 次取りまとめで実施されたような成果の集約、統合を行うことが効果的である。第 2 次取りまとめにおいてはこのような統合を、全体システムの安全評価によって実施し、課題の抽出を行っている。サイクル機構における第 2 次取りまとめ以降の研究開発の成果は、図 1.2-1 の右側に示された個々の研究開発分野ごとにまとめ、2001 年度以降、「年報」として公表している（核燃料サイクル開発機構、2002, 2003, 2004）。これらは、第 2 次取りまとめの 3 つの分冊と同様な構造としており、それぞれの分野における進捗と残された課題は比較的容易に明らかにすることができる。

一方、全体計画に沿って第 2 次取りまとめ以降の研究開発を進めていく過程においても、実施主体による計画の推進や安全規制に関する議論、地層処分に関する国際的な議論に進展があった。

原子力安全委員会では、2000 年の安全規制の基本的考え方で示した処分地に要求される環境要件のあり方に基づき、「高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階で考慮すべき環境要件について」（原子力安全委員会、2002）（以下、「環境要件」という）を取りまとめた。これは、概要調査地区を選定する際に文献調査によって明らかに処分地として不適切な地域を除外するための要件を示したもので、文献調査で十分な評価ができない場合には、概要調査やそれ以降の調査で再評価しなければならない。また、放射線障害防止の観点から、低レベル放射性廃棄物から高レベル放射性廃棄物にわたる放射性廃棄物処分全般についての安全規制を考えていく上で共通する事項を取り上げ、国際的な動向等を参考に入れ、わが国の今後の検討の方向性を示している（原子力安全委員会、2004）。

総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会の下に設置された廃棄物安全小委員会では、高レベル放射性廃棄物処分の安全規制の在り方や安全規制の内容について検討を進め、安全規制の基盤確保についての審議結果を報告書として取りまとめている（総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会廃棄物安全小委員会、2003）。この報告書では、安全規制制度の検討に先立ち、今後調査を進めるべき研究課題と、研究を実施して規制機関を支援する体制についての提言が行われている。

原環機構では、最初のマイルストーンである概要調査地区の選定に向け、2001 年 11 月に処分地選定プロセスの透明性確保と地域との共生の観点から、公募による選定の考え方を示し、概要調査地区等を選定する方法や時期などを含め選定手順の基本的考え方を公表した（原子力発電環境整備機構、2001）。これに基づき、2002 年 12 月に日本全国の市町村を対象に「高レベル放射性廃棄物の最終処分施設の設置可能性を調査する区域」の公募が開始された。公募にあたり、市町村の応募に向けた検討資料として、「応募要領」（原子力発電環境整備機構、2002a）、「処分場の概要」（原子力発電環境整備機構、2002b）、「概要調査地区選定上の考慮事項」（原子力発電環境整備機構、2002c）及び「地域共生への取組み」（原子力発電環境整備機構、2002d）が示されている。このうち「概要調査地区選定上の考慮事項」（原子力発電環境整備機構、2002c）には、原子力安全委員会の示した環境要件が反映されている。また、

「処分場の概要」や「概要調査地区選定上の考慮事項」の技術的根拠となる報告書をそれぞれ公開している（原子力発電環境整備機構，2004a, 2004b; NUMO, 2004a, 2004b）。特に，今後の事業計画の段階的な進展に応じて，各段階で得られたサイトの環境条件に関するデータや情報を適切に反映しサイトに適合した処分場概念を開発していくためのアプローチを構築するとともに，その具体的な方法論について検討が行なわれている（原子力発電環境整備機構，2004a; NUMO, 2004a）。この検討においては，第2次取りまとめを技術的な基盤とし，閉鎖後の長期安全性の確保に加え，実用的な観点からより総合的に評価を行い，処分場概念の最適化を図っていくことの重要性が示されている。

関係する研究開発機関では，サイクル機構と同様，上記の国の方針や計画に従い処分事業や安全規制に資する技術基盤の強化を目的とした研究開発が進められてきている。こうしたサイクル機構を含む関係機関の取り組みについて，体系的かつ中長期的な視点でわが国全体の研究開発計画を検討していく必要性も認識されている。これに対応するため，サイクル機構と経済産業省資源エネルギー庁が進める調査事業を実施している関係機関は，共同作業等を通じ，実施主体や規制関係機関との情報交換，大学の有識者などとの意見交換を行ってきた。その成果は，今後の研究開発の体系化や効率化に向けた議論等に資することができるよう，「研究開発全体マップ」としてまとめられている（原子力環境整備促進・資金管理センター，2005）。こうした議論を経て，2005年7月には，資源エネルギー庁の統括の下，国の基盤的研究開発¹⁾を進める関係機関による「地層処分基盤研究開発調整会議」（資源エネルギー庁原子力政策課放射性廃棄物対策室，2005）が組織され，関係研究機関がわが国全体としてどのように研究開発を進めるべきかについて検討を行う基盤が整えられた。この会議体には，原環機構や原子力安全・保安院及びその関係研究機関がオブザーバーとして参加することになっている。

国際的には，「地層処分計画における段階的アプローチ」や「セーフティケース」に関する議論が活発に行われ，その重要性が広く認識されてきた（OECD/NEA, 2005）。地層処分計画は数十年以上の長い期間を要するため，世代間の公平性の観点から，計画を一気に進めるのではなく，段階的に意思決定のプロセスを踏みながら進めていくという考え方（段階的アプローチ）が提案されている（OECD/NEA, 1995）。また，このようなアプローチにおいて各段階で行われる意思決定のための材料の中心をなすものとして，セーフティケースの概念が重要視されてきている。セーフティケースとは，地層処分の長期的な安全性とその信頼性のレベルについての記述や定量化及びそれらを保証するための議論や証拠を統合したものと定義される（IAEA and OECD/NEA, 2004）。セーフティケースは基本的には処分事業の実施主体によって作成され，規制当局など意思決定に関わる利害関係者にとって満足のいくものとなることが要求される。それぞれの段階で地層処分システムの理解度や利用可能な技術情報のレベルは異なることから，各段階で構築されるセーフティケースは，関連する研究開発分野の最新の技術や知見を取り込み，論理的な合理性をもって相互に関係付けられていくことが必要であるとともに，処分計画全体を通じて常に信頼性を高めていくことが要求される。このため，研究開発によってセーフティケースに供給される科学技術情報の強化は，実施側，規制側を問わず，長期間にわたる処分事業全体に対する信頼を支えるうえで不可欠なものとなる。このような観点から OECD/NEA では，放射性廃棄物の地層処分でのセーフティケースの目的と一般的な内容を取りまとめ，報告書として公表している（OECD/NEA, 2004）。また，段階的アプローチに従い処分計画を実際に進めるうえで，意思決定に関する可逆性と廃棄物の回収可能性を確保することの重要性が認識されてきており，国際的な議論において，回収可能性に関する技術開発は今後も継続すべきこと，特にその技術的な信頼性を高めるための実証が重要であること，また回収可能性の考慮は主に閉鎖前の期間を対象とし，技術開

¹⁾ わが国の高レベル放射性廃棄物地層処分に関する地層処分計画を円滑に進めるため，処分事業と安全規制の技術基盤の強化，及び国民理解の増進に資することを目的として国が行う基盤的な研究開発（原子力環境整備促進・資金管理センター，2005）

発もこの期間に焦点を置くべきことが提言されている（OECD/NEA, 2001）。

以上のような、国内外の最近の動向については、今後、サイクル機構（日本原子力研究開発機構）が進める研究開発を考えるうえで念頭においておく必要がある。

1.3 H17 取りまとめの目標と構造

上述したように、多岐にわたる研究開発を管理するうえで報告書の作成を通じて成果を集約することは重要であり、全体計画が5年の節目を迎え、深地層の研究施設計画が第1段階から第2段階へ移行しつつあること、研究開発を取り巻く国内外の状況が大きく変化していることなどを勘案すれば、第2次取りまとめ以降進めてきた研究開発成果を一旦取りまとめ、全体計画で示した個々の研究開発課題に対する達成度と今後の課題を明らかにするとともに、今後行うべき研究開発の方向性を合わせて提示することは意義のあることである。

このためサイクル機構では「高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築—平成17年度取りまとめ—」（以下、「H17 取りまとめ」という）として、これを行うこととした。H17 取りまとめは、図 1.3-1 に示すように研究開発の進捗を記述した3つの分冊レポートと、これらの研究成果に基づいて知識基盤の構造化を試みた知識化レポートで構成される。

分冊レポートは、図 1.2-1 に示した全体計画で展開している「深地層の科学的研究」、「処分技術の信頼性向上」、「安全評価手法の高度化」の3つの分野における研究開発成果を取りまとめたものである。このため、目次構成を図 1.2-1 の研究開発課題に対応させている。これらは、第2次取りまとめにおける分冊の構成にほぼ相当するものである。記載にあたっては、第2次取りまとめとの対比によって、その後の知見の充足、新たな課題、第2次取りまとめでは対象としていなかった領域での知見の取得を明示することにより、研究開発の進捗を明らかにすることとした。

一方、地層処分計画の進展のなかで研究開発を捉え、成果を技術基盤として統合するとともに将来の研究開発の優先順位を明らかにするための新たな視点として知識管理（knowledge management）に注目し、「地層処分技術の知識基盤の開発と管理」と題する報告書（知識化レポート）を作成した。第2次取りまとめの成果に加え、上記分冊レポートに示された研究開発成果を処分事業と安全規制を支える技術基盤としてより確かなものとすることができるよう、必要な科学技術情報を構造化し継続的に最適化していく（知識基盤化）ための考え方を提示することに主眼をおいた。知識化レポートは、わが国における地層処分の技術的成立性を示した第2次取りまとめの「総論レポート」とは大きく異なっている。

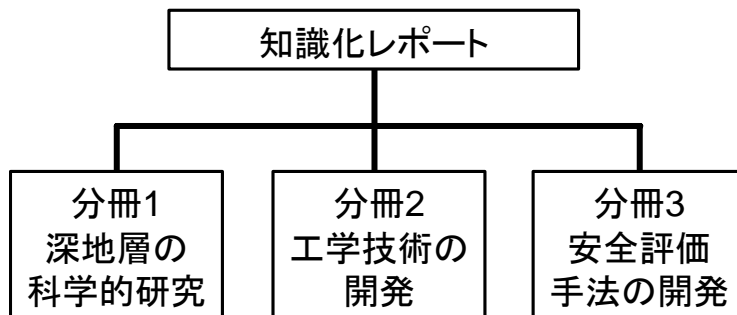


図 1.3-1 H17 取りまとめ報告書の構成

1.4 本書の目的と構成

本書は、H17 取りまとめ分冊レポートの一つとして、東濃地科学センターと幌延深地層研究センターにおいて進めている深地層の科学的研究について、「第2次取りまとめ」以降、2004年度（2005年3月末）までの研究成果を中心に取りまとめたものである。本書の構成は以下の通りである。

第2章「深地層の科学的研究の役割」では、わが国における深地層の科学的研究の意義や役割について概括している。

第3章「地質環境の長期安定性に関する調査・評価技術」では、地質環境の長期安定性にかかわる天然現象について、「第2次取りまとめ」で確認された課題を中心に、現象を把握するための方法論や現象理解にかかわる研究の進展を記述しており、「全体計画」の「地質環境の長期安定性に関する研究」に対応している。

第4章「地質環境特性の調査・評価技術」では、瑞浪・幌延の2つの深地層の研究施設計画等における地上からの調査段階の成果を中心に、地質環境を調査・解析・評価するための技術や手法を取りまとめるとともに、結晶質岩（瑞浪）と堆積岩（幌延）という、わが国における代表的な2つの地質環境を対象とした調査の事例を提示しつつ、地上からの調査において活用できる技術やノウハウ、関連する知識や経験を整理している。「全体計画」の「地質環境特性の研究」および「ナチュラルアナログ研究」に対応している。

第5章「深地層における工学技術の基礎の開発」では、瑞浪・幌延の2つの深地層の研究施設計画における地上からの調査研究段階の地質環境情報に基づく地下研究施設的设计および施工の現状などについて記述しており、「全体計画」の「深地層における工学技術の基礎の開発」に対応している。

第6章「おわりに」では、第3章から第5章の記述をふまえて深地層の科学的研究の成果を取りまとめ、その達成度と今後の課題について記述している。

参考文献

動力炉・核燃料開発事業団 (1992): 高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の技術報告書-平成3年度-, 動力炉・核燃料開発事業団, PNC TN1410 92-081.

原子力安全委員会(2000): 高レベル放射性廃棄物の処分に係る安全規制の基本的考え方について (第1次報告), 平成12年11月6日.

原子力安全委員会 (2002): 高レベル放射性廃棄物の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について, 平成14年9月30日.

原子力安全委員会 (2004): 放射性廃棄物の安全規制における共通的な重要事項について, 平成16年6月10日.

原子力委員会 (1976): 放射性廃棄物処理処分対策について, 昭和51年10月8日.

原子力委員会 (2000): 原子力の研究, 開発及び利用に関する長期計画 (平成12年), 平成12年11月24日.

原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会(2000): 我が国における高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の技術的信頼性の評価, 平成12年10月11日.

原子力発電環境整備機構 (2001): 特定放射性廃棄物処分の概要調査地区等の選定手順の基本的考え方について, 官報, 号外第238号, 平成13年11月8日.

原子力発電環境整備機構 (2002a): 応募要領, 高レベル放射性廃棄物の最終処分施設の設置可能性を調査する区域の公募関係資料-1.

原子力発電環境整備機構 (2002b): 処分場の概要, 高レベル放射性廃棄物の最終処分施設の設置可能性を調査する区域の公募関係資料-2.

原子力発電環境整備機構 (2002c): 概要調査地区選定上の考慮事項, 高レベル放射性廃棄物の最終処分施設の設置可能性を調査する区域の公募関係資料-3.

原子力発電環境整備機構 (2002d): 地域共生への取組み -地域と事業を結ぶために-, 高レベル放射性廃棄物の最終処分施設の設置可能性を調査する区域の公募関係資料-4.

原子力発電環境整備機構 (2004a): “高レベル放射性廃棄物地層処分の技術と安全性-「処分場の概要」の説明資料-”, 原子力発電環境整備機構, NUMO-TR-04-01.

原子力発電環境整備機構 (2004b): “概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠-「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料-”, 原子力発電環境整備機構, NUMO-TR-04-02.

原子力環境整備促進・資金管理センター (2005): “高レベル放射性廃棄物地層処分に関する研究開発全体マップの整備”, 原子力環境整備促進・資金管理センター, RWMC-TRJ-04005-1.

IAEA and OECD/NEA (2004): Geological Disposal of Radioactive Waste, IAEA Safety Standards Series, Draft Safety Requirements DS154, International Atomic Energy Agency, Vienna (Status: Out for comment by Member States).

核燃料サイクル開発機構 (1999): “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次取りまとめ-, 総論レポート”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 99-020.

核燃料サイクル開発機構研究開発課題評価委員会 (廃棄物処理処分課題評価委員会) (2000): “平成12年度研究開発課題評価 (中間評価) 報告書, 課題評価「深地層の研究施設における研究計画」-主に超深地層研究所計画第2段階の計画案について-”, 核燃料サイクル開発機構,

JNC TN1400 2005-014

JNC TN1400 2000-010.

核燃料サイクル開発機構研究開発課題評価委員会（廃棄物処理処分課題評価委員会）（2001）：“平成 13 年度研究開発課題評価（中間評価）報告書，課題評価「高レベル放射性廃棄物地層処分研究の全体計画」”，核燃料サイクル開発機構，JNC TN1400 2001-008.

核燃料サイクル開発機構（2002）：“高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発－平成 13 年度報告－”，核燃料サイクル開発機構，JNC TN1400 2002-003.

核燃料サイクル開発機構（2003）：“高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発－平成 14 年度報告－”，核燃料サイクル開発機構，JNC TN1400 2003-004.

核燃料サイクル開発機構（2004）：“高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発－平成 15 年度報告－”，核燃料サイクル開発機構，JNC TN1400 2004-007.

文部科学省原子力二法人統合準備会議（2003）：原子力二法人の統合に関する報告書，平成 15 年 9 月 19 日.

内閣総理大臣（1997）：国の研究開発全般に共通する評価の実施方法の在り方についての大綱的指針，内閣総理大臣決定，平成 9 年 8 月 7 日.

NUMO（2004a）：“Development of Repository Concepts for Volunteer Siting Environment”，Nuclear Waste Management Organization of Japan，NUMO-TR-04-03.

NUMO（2004b）：“Evaluating Site Suitability for a HLW Repository, Scientific Background and Practical Application of NUMO’s Siting Factors”，Nuclear Waste Management Organization of Japan，NUMO-TR-04-04.

OECD/NEA（1995）：The Environmental and Ethical Basis of Geological Disposal, A Collective Opinion of the Radioactive Waste Management Committee of the OECD / Nuclear Energy Agency, Paris, France.

OECD/NEA（2000）：Stakeholder Confidence and Radioactive Waste Disposal, Workshop Proceedings, OECD, Paris.

OECD/NEA（2001）：Reversibility and Retrievability in Geologic Disposal of Radioactive Waste, Reflections at the International Level, OECD / Nuclear Energy Agency, Paris, France.

OECD/NEA（2004）：Post-closure Safety Case for Geological Repositories, Nature and Purpose, OECD / Nuclear Energy Agency, ISBN 92-64-02075-6.

OECD/NEA（2005）：Geological Repositories: Political and Technical Progress, Workshop Proceedings, Stockholm, Sweden, 8-10 December 2003, ISBN: 92-64-00830-6.

資源エネルギー庁原子力政策課放射性廃棄物対策室（2005）：“高レベル放射性廃棄物処分に関する基盤的研究開発の動向について”，第 33 回原子力委員会資料第 2 号，平成 17 年 8 月 30 日.

総合資源エネルギー調査会原子力部会（2001）：原子力の技術基盤の確保について，平成 13 年 6 月.

総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会廃棄物安全小委員会（2003）：高レベル放射性廃棄物処分の安全規制に係る基盤確保に向けて，総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会報告書，平成 15 年 7 月 8 日.

通商産業省（2000a）：特定放射性廃棄物の最終処分に関する基本方針を定めた件，平成 12 年 10 月 2 日，通商産業省告示第 591 号.

通商産業省（2000b）：特定放射性廃棄物の最終処分に関する計画を定めた件，平成 12 年 10 月 2 日，通商産業省告示第 592 号.

2. 深地層の科学的研究の役割

サイクル機構が進めている地層処分技術に関する研究開発は、処分技術の信頼性向上や安全評価手法の高度化を目指した地層処分研究開発と、その基盤となる深地層の科学的研究からなる。深地層の科学的研究は、わが国で地層処分の研究開発を進めていくには、まず地層処分の場合となる深地層（地下深部の地質環境）を科学的に理解することが重要との認識から生まれた研究領域である。この点について、「高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発の重点項目とその進め方」（原子力委員会放射性廃棄物対策専門部会、1989）は、「深地層中の現象を解明するという研究領域を新たに設定して、地層の科学的研究を着実に進めることが重要」と述べている。わが国で地層処分の研究開発が始まってから、すでに30年が経過しているが、その当初には、このような考え方は示されていなかった。今では、深地層の科学的研究も約20年の実績を有し、特に第2次取りまとめでは、わが国においても「安定な地質環境」が存在する見通しを提示するなど、地層処分の技術的信頼性を示すうえで重要な役割を果たした。この第2次取りまとめを契機に、わが国における地層処分計画は事業段階へと進展し、深地層の科学的研究の内容も様変わりした。第2次取りまとめまでは、東濃地科学センターが中心となって、東濃鉱山でのナチュラルアナログ研究や堆積岩の研究、その周辺での広域地下水流動研究、釜石鉱山における結晶質岩の研究、天然現象を対象とした全国規模での長期安定性に関する研究などを網羅的に実施してきたが、第2次取りまとめ以降は、2つの深地層の研究施設計画への重点化を進め、ナチュラルアナログ研究や長期安定性に関する研究については、研究の枠組みを維持できる程度の規模での継続とした。

以下、2.1で地層処分における地質環境の役割と第2次取りまとめまでの研究を概説したうえで、2.2以降に、第2次取りまとめ以降の研究の課題と進め方を示す。

2.1 地層処分における地質環境の役割

地層処分の長期的な安全性を確保するうえで、地質環境には、まず処分場として確保した場所が長期にわたって十分に安定であること（地質環境の長期安定性）、次いで岩盤とそこに含まれる地下水の物理的・化学的性質（地質環境の特性）が、人工バリアの設置環境および天然バリアとして適切であることが求められる。地質環境の長期安定性に関しては、地下深部の地質環境に影響を及ぼす可能性のある天然現象に着目して、それらの特徴や影響の程度・範囲を把握することが重要であり、処分地の選定に際しては、火山活動や隆起・侵食といった天然現象によって地層処分システムの性能が著しく損なわれることのないような場所を選ぶことが前提となる。そのうえで、人工バリアの設置環境として重要な岩盤の熱や力学に関する特性および地下水の動きや水質などを総合的に評価する必要がある。また、天然バリアの機能としては、これらに加えて、岩盤中での地下水を介した物質の移動や遅延作用にも留意する必要がある。地層処分の実施に際しては、このような地質環境の条件を十分に把握したうえで、それに応じて人工バリアや処分施設を設計・施工することにより、多重バリアシステムとしての最適化が図られる。

このような観点から、第2次取りまとめでは、地質環境の長期安定性に影響を与える可能性のある天然現象について、活動の履歴が記録されている地質や地形などを手がかりとした事例研究や文献情報に基づき、過去から現在までの活動の中に認められる傾向や規則性を分析することにより、将来における天然現象の活動の可能性や変動の規模などを検討した。その結果、わが国においても地層処分の観点から十分に安定な地質環境が広く存在するとの見通しを得た。また、地質環境の特性については、東濃地域や釜石鉱山での研究で得られた成果と文献情報を比較検討することにより、人工バリアの設置環境や天然バリアとして重要な岩盤と地下水の特性について検討した。その結果、わが国における地質環境の一般的な傾向として、深部地下水は動きが遅く還元的な状態にあるため、物質を溶解・運搬する能力が低

く、また、処分場を建設するうえで、地温が十分に低く応力の偏りが小さい深部岩盤がわが国にも広く存在し得るとの見通しを得た。また、地下水を介して物質が動く際に鉱物への収着や微小空隙中への拡散により移動が抑制されることなどを確認した。これらの検討に基づき、第2次取りまとめでは、火山活動や地震・断層活動、急激な隆起・侵食が予測される地域などを除けば、将来十万年程度の期間にわたって、①廃棄物を人間環境から物理的に隔離し、②人工バリアの性能にとって好ましい設置環境を維持するとともに、③天然バリアとして廃棄物に含まれる放射性核種の人間環境への移動を妨げる、といった地層処分システムに期待される機能を有する（地層処分にとって適切な）地質環境がわが国に広く存在すると結論した。

2.2 第2次取りまとめ以降の研究課題

第2次取りまとめ以降、すなわち事業段階における研究開発の大きな課題は、第2次取りまとめに示したわが国における地層処分の技術的信頼性をさらに向上していくことである。具体的には、国による第2次取りまとめの評価報告（原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会、2000）や「安全規制の基本的考え方」（原子力安全委員会放射性廃棄物安全規制専門部会、2000）に今後の重要課題や検討項目が示されている。そのうち、深地層の科学研究に関連する課題として以下が挙げられる。

<第2次取りまとめの評価報告>

- ・工学技術や安全評価と関連付けた地表から地下深部までの調査の体系化
- ・深地層の研究施設等を活用した深部地質環境データの蓄積
- ・深地層の研究施設等を活用した建設・操業・閉鎖技術の実証試験
- ・実際の場所の特性を精度良く再現できるモデルの確立

<安全規制の基本的考え方>

- ・実際の地質環境条件を適切に考慮した設計、シナリオに基づく評価
- ・緩慢な天然現象による地質環境の長期にわたる変化を考慮した評価
- ・科学的合理性のある範囲での地下水シナリオの設定

これら国の報告書に共通して示されているように、第2次取りまとめ以降の研究開発に求められる課題は、第1に、実際の地質環境への適用を通じて、あるいは現実の地質環境条件に基づいて、技術的信頼性を確認していくことである。加えて、現象への理解をさらに深め、データの蓄積やモデルの改良などを進めて、処分システムの長期安全性を評価する手法を確立していくことである。一方、原子力委員会は、第2次取りまとめを拠り所としてわが国の地層処分計画が事業段階に進展したことを踏まえて、原子力長期計画の見直しに際し、最終処分の実施に向けた取組みや役割分担を示した（原子力委員会、2000）。その中で、国の基盤的な研究開発として深地層の科学研究を継続していくこと、特にサイクル機構は深地層の研究施設の活用をはかることが求められた。

これらを受けて、サイクル機構が進める深地層の科学研究においては、まず、結晶質岩と堆積岩を対象とした2つの深地層の研究施設計画を重点的に進めることとした。これらの計画を通じて、第2次取りまとめまでに整備してきた地質環境の調査技術や評価手法を実際の地質環境に適用することにより、地下深部の地質環境についての理解を深めながら、これを体系的に調査・解析・評価するための技術基盤を整備していくことが主たるねらいである。あわせて、得られた地質環境情報に基づき、地下の研究坑道を設計・施工していくことを通じて、地層処分の観点から地下深部にアクセスするうえで必要となる工学技術の基盤を整備していくことも重要な目標である。また、地質環境の長期的な変化への理解をさらに深め、地層処分の信頼性向上や安全評価に反映していく観点から、第2次取りまとめまでに実施してきた地質環境の長期安定性に関する研究やウラン鉱床を対象としたナチュラルアナログ研

究を継続していくこととした。

サイクル機構が2001年度に作成した「全体計画」(核燃料サイクル開発機構研究開発課題評価委員会, 2001)においては、「実際の地質環境への地層処分技術の適用性確認」と「地層処分システムの長期挙動の理解」という2つの研究開発目標を達成するため、「深地層の科学的研究」「処分技術の信頼性向上」「安全評価手法の高度化」の3つの研究分野を設けて、それぞれに課題を設定した。その中で、「深地層の科学的研究」においては、上述したような議論を踏まえて、以下の4つの研究課題を設定した。

1) 地質環境特性に関する研究

地質環境の特性として重要な地下水の動きや性質、岩盤の熱・力学特性、岩盤中での物質の挙動、坑道掘削が周辺の岩盤に与える影響などを明らかにしていく。具体的には、第2次取りまとめまでに整備してきた地質環境の調査技術や評価手法を深地層の研究施設等の実際の地質環境に適用していくことを通じて、深部地質環境への理解を深めながら、これを体系的に調査・解析・評価するための技術基盤を整備していく。

2) 地質環境の長期安定性に関する研究

天然現象に関する評価の信頼性をさらに高める観点から、天然現象が起こるメカニズムやその地域性を規制する要因に着目して、また、地質環境の安定性を評価するうえで必須となるような技術に焦点を当てて、事例研究や調査・解析技術の開発を進める。特に、第2次取りまとめやその評価を通じて確認された、非火山地域における地熱メカニズムの解明、西南日本における単成火山活動の将来予測、不明瞭な活断層の評価手法、隆起・侵食や海水準変動の複合による地形変化の将来予測などが優先課題である。

3) 深地層における工学技術の基礎の開発

深地層の研究施設における地下の研究坑道を設計・施工・維持していくことを通じて、地層処分に特有の『情報の取得や技術の実証を目的とした地下施設』を設置するための工学技術の基盤を整備していく。

4) ナチュラルアナログ研究

東濃ウラン鉱床を対象とした調査研究により、ウラン系列核種を中心とした物質の長期挙動やこれを取り巻く地質環境の変遷を理解することを通じて、地層処分の長期安全性を傍証する情報や具体的な評価に寄与できるような科学的根拠を蓄積する。特に、隆起・侵食や断層運動などの天然現象がウラン鉱床の長期保存に及ぼした影響や、ウラン系列核種の地質環境中での移動・遅延特性と影響要因の分析を進める。

2.3 深地層の科学的研究の進め方

2.3.1 各研究課題への取り組み

前節で示した深地層の科学的研究における4つの研究課題については、サイクル機構の研究資源を有効活用して効率的に進める観点から、表2.3.1-1に示すように、東濃地科学センターおよび幌延深地層研究センターにおいて分担して取り組んでいる。

地質環境特性の研究については、結晶質岩を対象とした研究を東濃地科学センターにおける超深地層研究所計画および広域地下水流動研究として、また、堆積岩を対象とした研究を幌延深地層研究センターにおける幌延深地層研究計画として進めている。なお、東濃地科学センターが、深地層の研究施設計画に先立つ既存坑道を利用した研究として1986(昭和61)年度より実施してきた、東濃鉱山における堆積岩を対象とした調査試験研究は2003(平成15)年度末をもって終了した。また、東濃鉱山を含む10km四方程度の領域を対象に1992(平成4)年度より進めてきた広域地下水流動研究については、2004(平成16)年度末をもって現地作業を終了した(既存のボーリング孔を用いた地下水の長期観測は継続)。

地質環境の長期安定性に関する研究については、東濃地科学センターが中心となって、全国を視野に入れて、各天然現象を対象とした事例研究およびデータベースの整備を進めている。また、幌延深地層研究センターにおいては、地震・断層活動など幌延町の地域特性に着目した事例研究を実施している。

深地層における工学技術の基礎の開発については、結晶質岩（硬岩）を対象とした超深地層研究所計画および堆積岩（軟岩）を対象とした幌延深地層研究計画における地下の研究施設的设计、施工、維持などの工程を通じて、現有の施工技術などを適用・改良しつつ、関連する工学技術の信頼性や有効性を確認していく。

ナチュラルアナログ研究については、東濃地科学センターの東濃鉱山における調査試験研究の重要課題として、天然のウラン鉱床を活用して、地質環境中での物質の長期挙動や環境条件を解明するための調査研究を進めてきた。2003（平成 15）年度末をもって東濃鉱山の坑道内での研究を終了し、2004（平成 16）年度からは、地質環境の長期安定性に関する研究の一環と位置づけて、ウラン鉱床の広い範囲を対象に地表からの調査を主体として実施している。

表 2.3.1-1 4つの研究課題とプロジェクト

プロジェクト 課題項目	東濃地科学センター				幌延深地層 研究センター
	広域地下水 流動研究	超深地層 研究所計画	東濃鉱山での 調査試験研究	地質環境の 長期安定性 に関する研究	深地層研究計画
地質環境 特性に 関する研究	○	○	△		○
地質環境の 長期安定性 に関する研究				○ (日本全国)	△ (幌延地層)
深地層における 工学技術の 基礎の開発		○			○
ナチュラル アナログ研究			○		

○：課題項目に対応するプロジェクト
△：課題項目の一部に対応するプロジェクト

2.3.2 研究のアプローチ

上述の各研究を進めるに際しては、それらが単に地層処分のための研究ということだけではなく、わが国の地層処分計画を段階的に進めていくうえでの技術基盤となっていくことを十分に認識しておく必要がある。処分事業は最終処分法に基づいて段階的に進められ、これに伴い安全規制に関する指針なども段階的に整備されていく。その技術基盤となる研究開発は、それらの進展に先行して進めることが必要であり、特に深地層の研究施設計画については、「地上からの調査研究段階」、「坑道掘削時の調査研究段階」、「地下施設での調査研究段階」の各段階の成果が、処分地の選定プロセスに対して適切なリードタイムをもって整備されていくことが重要である。また、深地層の研究施設などで得られた実際の地質環境に関する情報や知見が、地層処分システムの設計や安全評価手法に関する検討の中で有効に活用されていく必要がある。そのような検討は、調査の進展に応じて、すなわち得られる地質環境情報が詳細化されるのに応じて、繰り返し進めることが重要である。これにより、関連する技術全体としての適用性を確認することができ、また検討結果を調査側へフィードバックすることにより、地質環境の理解度と安全評価上の感度や必要な調査量との関係などを検討することができる。このような過程を通じて、地質環境を合理的に調査・評価する技術や、限られた地質環境情報あるいは段階的に得られてくる情報に基づいて、効率的に処分システムの設計や安全性の検討を進める手法などが整備されていくことになる。

ここで、地質環境の合理的な調査・評価や、その結果を踏まえた効率的な処分システムの設計・安全性の検討を目指すうえでの大きな課題は、実際の地質環境が有する空間的な不均質性をどう理解し、これに起因する不確実性にいかに対処していくかである。そこには多くの試行錯誤や反復的なフィードバック作業が伴う。一般的に言えば、調査の量に応じて理解は深まるが、調査が進むにつれて調査量に対する理解の感度は鈍くなる。端的に言えば、コストパフォーマンスの低下である。地質環境を詳細に調べるためには大きな費用が必要となるが、いかに詳細な調査を行っても地質環境を完全に理解し尽くすことはできない。一方、地質環境をどの程度具体的に理解できたかによって、換言すれば地質環境情報の不確かさの程度に応じて、評価に見込むべき安全裕度が違ってくる。実際の処分事業であれば、それが処分場の設計における安全率の取り方、ひいては建設コストに反映される。地質環境をどの程度まで理解し、残る不確実性を設計や安全評価上の裕度としてどう扱うかは、まさに「総合的課題」なのである。処分地の選定に向けた各調査段階においては、その段階で目標とすべき理解の程度や判断すべき要件と、次段階に保留すべき課題や不確実性などを見定めながら、調査の目的や内容を検討することが重要となる。また、同規模の調査であっても、対象とするサイトの地質・地形条件や社会的な制約などに応じて、得られる情報の精度や理解の程度は異なってくる。このようなスペシフィックな現実の条件に対応していくためには、調査技術・機器のカタログを整備するだけでなく、現場での経験を積み、実際の適用事例に学ぶことが重要である。例えば、瑞浪・幌延での現実の地質環境を通して培った経験は、処分地選定の調査を進めるための技術を支え、また安全規制を具体化していくための議論を支える知識として、生かしていかなければならない。深地層の科学研究を進めていくに当たっては、学術的な成果や技術開発の実績だけではなく、失敗事例なども含めた経験・ノウハウを重要な研究成果と認識し、それらをできるだけ知識化、体系化して継承していく工夫が必要である。深地層の科学研究、特に深地層の研究施設計画においては、淡々と調査を進めるのではなく、調査の段階とその進展を明確に認識して、段階ごとに計画から実施、評価までの流れを意識的に繰り返していくアプローチをとっている。これは、調査の進捗と理解の進展や不確実性の低減との関係を明確に意識することにより、前段階の成果を次段階に反映しつつ調査全体を最適化し、収束をはかっていくことを意図している。それは、理解や不確実性の程度を定量的にとらえ、経験を知識化していくプロセスでもある。

次章以降においては、深地層の科学研究として第2次取りまとめ以降に実施してきた研究の成果を実際の事例を中心に報告する。その過程で得られた経験やノウハウについても伝承を心がけたが、十分に知識化、体系化できるまでには至っていない。この点については、本報告書を支える一連の技術資料などによって補足するとともに、今後の研究を進める中でさらに検討していきたい。

なお、深地層の科学研究で得られた情報を活用した処分システムの設計・安全評価に関する検討として、「地質環境の調査から物質移行解析までの技術の適用」「実際の地質環境条件への設計技術の適用」「現象論を踏まえた現実的な天然現象影響評価」の各課題に取り組んでいる。これまでの検討結果については、各々の技術資料として取りまとめるとともに、その概略を分冊2および分冊3の該当箇所に示した。

参考文献

原子力安全委員会放射性廃棄物安全規制専門部会 (2000): “高レベル放射性廃棄物の処分に係る安全規制の基本的考え方について (第1次報告)”.

原子力委員会 (2000): “原子力の研究, 開発及び利用に関する長期計画 (平成12年)”.

原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会 (2000): “我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の評価”.

原子力委員会放射性廃棄物対策専門部会 (1989): “高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発の重点項目とその進め方”.

核燃料サイクル開発機構研究開発課題評価委員会 (2001): “平成13年度研究開発課題評価 (中間評価) 報告書 研究課題「高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発の全体計画」”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1440 2001-008.

3. 地質環境の長期安定性に関する調査・評価技術

3.1 研究の概要

わが国における地層処分概念は、地質環境の長期的な安定性について特に配慮し、「安定な地質環境」に、多重バリアシステムを構築するという特徴がある（核燃料サイクル開発機構，1999a；梅木ほか，2001）。すなわち、天然現象によって地層処分システムの性能が著しく損なわれるおそれのないようなサイトを選ぶことが前提であり、その上で、サイトの地質環境条件やその長期的な変化を見込んで、合理的な多重バリアシステムを構築し、長期的な安全性を確認することが必要となる。そのため、サイトの評価にあたっては、火山活動などのように地層処分システムの性能に著しい影響を与える現象が新たに発生する可能性や地殻変動などによって生じる地質環境条件（例えば、地下水理、水質、岩盤物性など）の長期的な変化をあらかじめ検討しておくことが重要である（武田ほか，2004）。サイクル機構では、深地層の科学的研究の一環として、これらの予測・評価に係わる研究開発（地質環境の長期安定性に関する研究）を実施している。

第2次取りまとめでは、関連する地球科学の分野に蓄積された情報や知見を分析するとともに、地層や岩石の年代測定などを補足的に実施し、過去から現在までの活動の中に認められる傾向や規則性に基づいて、天然現象の将来の活動の可能性や変動の規模などを検討した。その結果、地層処分に適した安定な地質環境がわが国にも広く存在し得るとの見通しが得られた。また、その科学的な根拠となる基盤情報として、活断層や第四紀火山、海成段丘の分布・形成年代などに関する全国レベルでのデータベースを整備した（核燃料サイクル開発機構，1999b）。

第2次取りまとめ以降は、わが国の地層処分計画が事業段階に進展したことを踏まえ、「最終処分法」に定められた段階的な処分地選定の要件や「安全規制の基本的考え方」（原子力安全委員会，2000）を念頭において、また、第2次取りまとめやその評価（原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会，2000；OECD/NEA，1999など）の過程で明らかにされた課題に焦点を当てて研究を進めた。具体的には、「全体計画」（核燃料サイクル開発機構研究開発課題評価委員会，2001）に示したように、地形変化や非火山地域の温度異常など、注目すべき現象のモデル化やメカニズムの解明に焦点をあてた事例研究を進めるとともに、第2次取りまとめまでに整備した全国レベルでのデータベースの拡充を継続した。

その後、原子力安全委員会から、「概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について」（原子力安全委員会，2002）が示され、これを踏まえて、2002年12月には原環機構による「高レベル放射性廃棄物の最終処分施設の設置可能性を調査する区域」の公募が始まり、その中で「概要調査地区選定上の考慮事項」が公表された。また一方で、「高レベル放射性廃棄物処分の安全規制に係る基盤確保に向けて」（総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会，2003）により、安全規制にとって重要な研究分野や課題が示されるなど、研究開発を進めていく上での方向性や具体的な課題がより明確になってきた。

このような状況の進展を受け、サイクル機構では、従来から進めてきた全国レベルでのデータの蓄積や個別現象・メカニズムの解明といった学術的な研究を継続する一方で、概要調査地区等の選定や安全規制に必要な調査技術や評価手法の整備に重点をおいて研究を進めることとした。具体的には、研究成果をタイムリーに反映していけるよう、処分事業や安全規制のスケジュールを考慮して、以下の3つの目標を設定した（図3.1-1）。

- ・調査技術の開発・体系化：天然現象に関する過去の記録や現在の状況を調査するための体系的な技術の整備（概要調査地区等の選定や安全性の検討に必要なデータの取得）
- ・長期予測・影響評価モデルの開発：将来の天然現象に伴う地質環境条件の変化を予測・評

価するための手法の整備（天然現象による影響を考慮した安全評価への反映）

- ・研究情報基盤の整備：上記 2 項目の基盤となる情報のデータベース化，最新の学術的知見や観測・分析技術に関する情報の収集・整備

特に，上記については，対象とすべき天然現象ごとに重要性の高い課題を絞って研究開発を進めた（武田ほか，2004；梅田ほか，2005）。また，本研究で得られた知見や情報を踏まえて，別途（地層処分研究開発として），天然現象による影響を考慮した安全評価手法の検討を行っている。これまでの検討結果については，分冊 3「安全評価手法の開発」にまとめた。以下には，それぞれの目標について，その位置づけと研究開発の方向性，主な研究課題などを示す。

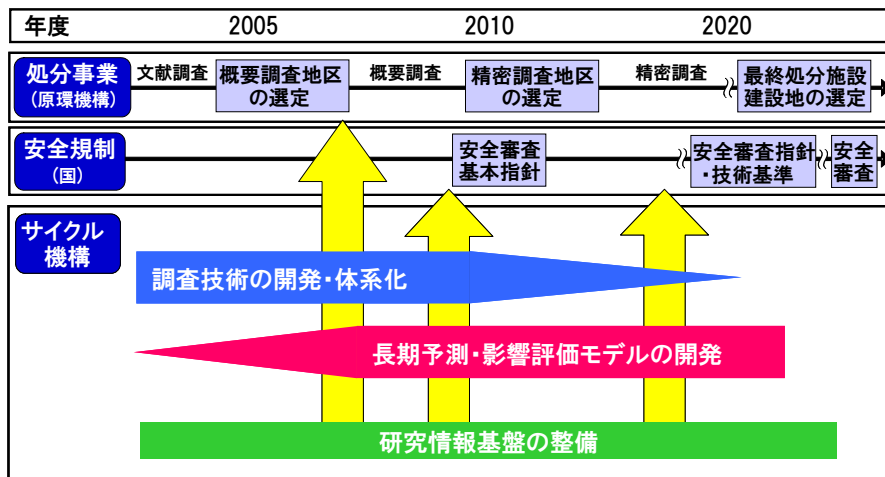


図 3.1-1 地質環境の長期安定性に関する研究の成果の反映先

3.1.1 調査技術の開発・体系化

調査技術の開発・体系化については、「環境要件」（原子力安全委員会，2002）に示されているように，概要調査地区及びその周辺地域において，活断層，第四紀火山などの存在を確認するための調査技術を整備することが不可欠である。そのため，個別の要素技術の開発・改良のほか，それぞれの地質環境に応じた最適な技術の組合せを提示することを目指している。また，地層処分システムに重大な影響を及ぼすと想定される現象の潜在的なリスクを排除するため，地下深部の震源断層，マグマ・高温流体などの存在を予め確認しておく必要がある。これらについては，地球物理学的データの観測・解析などを主体となるが，地球化学的な手法を併用することにより，調査技術の体系化と信頼性の向上を目指している。

一方，「最終処分法」によると，過去においても概要調査地区及びその周辺地域において地層処分システムの性能に著しい影響を及ぼすような現象が発生した痕跡がないことを確認することが必要となる。これらについては，過去数十万年に地殻変動，火成活動などの履歴のみならず，地質環境が有する地下水理，水質，岩盤物性などの性質が大きく変化していないことを直接的（例えば，断層破碎帯・プロセスゾーンの岩盤物性，熱水変質帯の熱史など），あるいは間接的（例えば，過去の地下水理を推定するための古地形・水系など）に示すデータを取得するための調査技術を整備していく必要がある。現段階では，最終的な体系化に向け，主に個別の要素技術の開発や既存の調査技術の適用性の確認などを進めており，表 3.1-1 に示した 5 つの研究課題について取り組んでいる。これらの研究成果については 3.2 で報告する。

3.1.2 長期予測・影響評価モデルの開発

長期予測・影響評価モデルの開発では，処分施設の設計・施工などの工学的対策や地層処

表 3.1-1 地質環境の長期安定性に関する研究で取り組んでいる主な研究課題

	研究課題	研究内容	主な成果
3.2.1(1)	隆起・沈降量等に関する調査技術	海成段丘等により隆起量や旧汀線を推定するための技術を整備する。また、測地学的手法や地質学的手法により地殻水平短縮量を推定するための技術を整備する。	新里・安江 (2005)
3.2.1(2)	侵食速度に関する調査技術	岩石・鉱物の化学組成・結晶構造、有機物組成等を指標に局所的な侵食速度を推定する技術を整備する。	高橋ほか (2005)
3.2.2(1)	第四紀の火山・地熱活動等の調査技術	肉眼では識別できないテフラ降灰層準の認定によって第四紀の火山噴出物を同定するための技術のほか、熱年代学的手法により古地温の変遷や熱水対流系の有無等を推定する技術を整備する。	梅田ほか (2001) 梅田・古澤 (2004) 金沢ほか (2005)
3.2.2(2)	地下深部のマグマ・高温流体等の調査技術	地震波トモグラフィ、深部比抵抗構造等の地球物理学的手法に加えて、希ガス同位体等を指標とした地球化学的手法を組合わせた体系的な調査技術を整備する。	梅田ほか (2003a) 梅田ほか (2004) Umeda et al. (2005) 浅森・梅田 (2005)
3.2.3(1)	地下の活断層に関する調査技術	明瞭な地表地震断層を引き起こさない活断層等を抽出するため、詳細な地質調査・地形判読に加えて、微小地震観測・重力構造等の地球物理学的数据の解析や剪断応力のシミュレーション等を用いた総合的な調査技術を整備する。	野原・木下 (2004) Kudo et al. (2004) 木下ほか (2005)
3.3.1(1)	三次元地形変化モデルの開発	隆起・侵食に伴う将来の地形変化等を予測するため、従順化モデル等による三次元のシミュレーション技術を開発する。また、地下水理等への影響を把握するため、地下水流動モデルとの結合を行う。	Nogami et al. (2002)
3.3.2(1)	火山活動等の長期予測モデルの開発	火山フロントの日本海側の地域や単成火山群の周辺地域における新たな火山の形成の可能性を評価するため、空間統計学的手法を用いた確率モデル等の開発を行う。	Martin et al. (2003a, b) 高橋・マーン (2004) Martin et al. (2004)
3.3.2(2)	熱水活動等の影響評価モデルの開発	地下深部のマグマや高温流体等から放出される熱エネルギーを適切に評価するための解析手法のほか、熱源周辺の地下水理の変化を予測するためのシミュレーション技術を開発する。	梅田ほか (2003b) 坂川ほか (2005a) 坂川ほか (2005b)
3.3.3(1)	断層活動の影響評価モデルの開発	断層活動に伴う周辺岩盤の力学的影響やそれに伴う地下水流動の変化、将来の断層の拉幅、延伸および移動等を予測するためのモデルの開発を行う。	佐藤ほか (2000) 野原ほか (2003)

象が発生する可能性や地殻変動などに伴う地質環境条件（例えば、地下水理、水質、岩盤物性など）の変化の幅などを予測・評価するための手法の開発を目指している。

予測・評価についての方法論としては、第2次取りまとめでも述べているように、過去から現在までの現象の変動傾向から将来を外挿する方法や現象の生起を統計的に求めて発生確率を予測する方法などを基本となる（例えば、小出、1992；田中・千木良、1997）。さらに、今後は経験則に加えて現象のプロセスを考慮した数値シミュレーションモデルの研究開発を進めていくことにより、予測・評価に対する科学的信頼性の向上を図っていくことが重要となる。具体的には以下のアプローチをとる（図3.1.2-1）。

- ・現象を理解するための、過去から現在までの地質・地球物理・地球化学的数据の取得
- ・データに基づく現象の理解と概念モデルの構築
- ・現象の発生の可能性および地質環境条件の変化の幅を予測するための数値シミュレーションモデルの開発

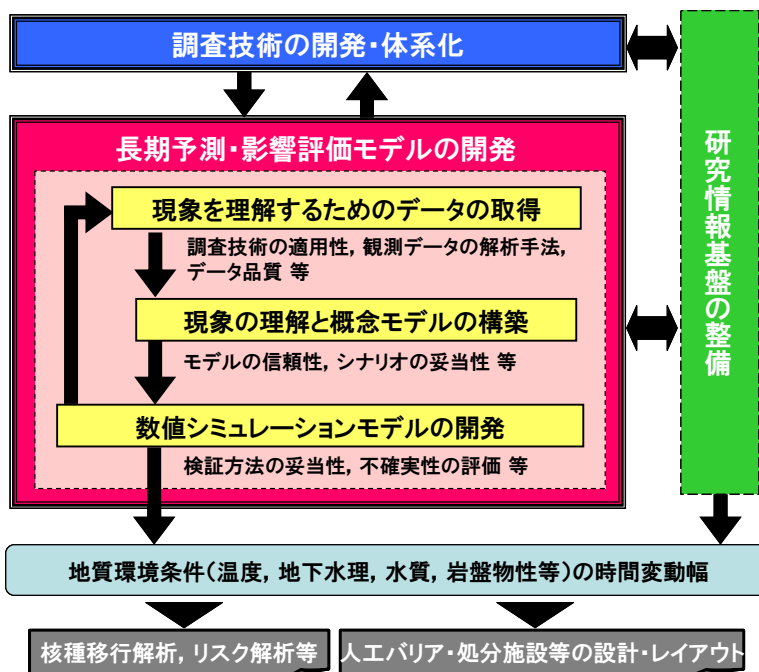


図 3.1.2-1 地質環境の長期安定性に関する研究の枠組み

これらの結果は、例えば、断層活動に伴う周辺岩盤の歪や地形変化に伴う動水勾配などの変化の幅として、工学的対策や安全評価に反映されることになる。また、モデル開発に際しては、取得したデータの品質（物理探査などの分解能、分析方法に係る誤差・精度など）やモデルの信頼性、検証方法の妥当性などを検討しつつ、予測・評価結果に係る不確実性を定量的に把握する必要がある（武田ほか，2004）。

また、長期予測・影響評価モデルの開発では、「環境要件」（原子力安全委員会，2002）に示された今後検討すべき課題を考慮しつつ、隆起・沈降・侵食，地震・断層活動，火山・火成活動に関連する4つの研究課題を設定した（表 3.1-1）。これらに関する具体的な研究成果については 3.3 にて報告する。

3.1.3 研究情報基盤の整備

研究情報基盤の整備については、これまでに進めてきた全国レベルでの天然現象データのGIS（地理情報システム）化を行っているほか、現象のメカニズムに関する最新の学術的知見やそれを支える最先端の観測・分析技術（例えば、物理探査技術，年代測定法など）に関する情報の収集・整備を進めている。特に、天然現象を考慮した安全評価に必要となる変動シナリオや物質移行解析の前提となる一般的かつ現実的な現象のプロセスに関する情報や地質環境条件（力学，熱，地下水理，水質など）の変化などに関するデータを重点的に整備している。なお、情報の整備にあたっては、データに関する品質やトレーサビリティなどを明らかにするとともに、これらの情報を包含したデータベースの開発を進めている。

また、地層処分の技術的信頼性を向上させるためには、次世代の調査技術を目指した基盤的な研究を着実に進めていくことも必要となる。特に、地下深部における高分解能の探査技術やモニタリング技術は、将来の地層処分技術にとって重要な課題の一つである。そのため、サイクル機構においては、地下深部の微小な地殻内変動を地震波や電磁波を用いてモニタリングするため、新たな信号理論を核とする精密制御定常信号システム（アクロス）の研究を進めている。

3.2 調査技術の開発・体系化

3.2.1 隆起・侵食／気候・海水準変動

(1) 隆起・沈降量に関する調査技術

プレート収斂境界に位置する日本列島では地殻変動が活発であり、程度の違いこそあれ、各地で隆起や沈降などが生じている。概要調査に際しては、処分施設の深度との関連を含め、隆起・侵食に伴って処分施設および廃棄体が地表近くに接近する可能性の有無やそれらが地質環境に及ぼす影響などを検討しておく必要がある（原子力安全委員会、2002）。そのためには、地表調査やボーリングなどを利用して、対象とする地域の過去の隆起・沈降量を精度良く把握するための調査技術を整備しておく必要がある。また、気候・海水準変動については、約 10 万年周期の氷期－間氷期サイクルに伴う海水準変動などに起因して、陸域の拡大や海域の縮小を生じ、河口付近での侵食速度や沿岸地域における塩淡水境界の位置などに変化を及ぼすことが想定されることから、過去の汀線位置の履歴などを把握する調査技術の整備が重要と考えられる。

近年、GPS（Global Positioning System：全地球測位システム）や地震観測網などの整備によって、現在の地殻変動に関する多くの情報が得られるようになった。また、火山灰層序を基礎とした段丘や地層の対比精度が向上し、それらを基準とした地殻変動についての定量的な解析も進んでいる（例えば、小池・町田編、2001）。一般に、隆起・沈降量を求めるためには、測地学的手法、地形学的手法および地質学的手法が用いられることが多い。測地学的手法は、三角測量や GPS などの測地データや検潮のデータによって、全国レベルでの変動の速さや分布を高精度で把握できる（例えば、鷺谷ほか、2002a）。これに対して、海成段丘や河成段丘などの変動地形を指標として変動量を求める地形学的手法（例えば、米倉ほか編、2001）や形成時の堆積環境と年代が推定できる堆積面や地層の層厚などを指標として変動履歴を解析する地質学的手法（例えば、増田、1989；池田ほか編、2002）は、長期的かつローカルな隆起・沈降量の推定に用いられる。これらの方法は、対象とする期間や空間的広がり、変動指標の認定などに応じてそれぞれ長所・短所があり、相補的に用いていくことが重要である（核燃料サイクル開発機構、1999c）。

サイクル機構では、北海道北部における事例研究を通じて、隆起・沈降量を推定するためのそれぞれの方法について、地質環境の長期安定性の観点からの長所・短所や最適な組み合わせなどに関する検討を進めている。以下では、これまでに行った海成段丘を指標として過去数十万年の垂直変動量と旧汀線の変遷を求めた研究事例および測地学的手法と地質学的手法を組合せて地殻水平歪速度を検討した研究事例について紹介する。

(i) 海成段丘による隆起速度・旧汀線の変遷の推定

(a) 研究の概要

隆起速度の推定には、変動量を算定する基準によって幾つかの研究手法が試みられてきた（米倉ほか編、2001）。沿岸部に発達する海成段丘は、隆起速度を算定するための良い指標である。特に、現在から約 12.5 万年前の最終間氷期最盛期（海洋酸素同位体ステージ（以下、「MIS」という）5e）に形成された海成段丘は、全国的な分布がほぼ把握され、隆起速度の指標として広く用いられている。それらの旧汀線高度から MIS5e 当時のユースタティックな変動による海水準高度（現在比約 +5 m）を差し引くことにより隆起量を求め、約 12 万年間の隆起速度を推定することができる。三陸海岸などのように MIS9（約 32 万年前）、あるいはより古い時代に形成された海成段丘が保存されている地域では、それらを用いてより長期の隆起速度の推定が可能である。しかしながら、一般に、時代を遡るにつれて侵食のために海成段丘の分布は不明瞭になる。このため、海成段丘を利用して長期の隆起速度を推定する場合には、結果に伴われる不確実性が大きくなることに注意する必要がある。

一方、内陸部では隆起速度を推定するための指標が乏しいことが多い。第三紀末に形成されたと想定される「小起伏侵食面」や第四紀層と第三紀層の境界を基準面とし、それらの現在の高度分布を第四紀における垂直変動量として、隆起・沈降量分布図が描かれたこともある（第四紀地殻変動研究グループ、1969）。過去十万年程度の内陸の隆起速度については、河成段丘を指標にその推定が行われている。河川では一般に、気候・海水準変動に対応して、河床の侵食と堆積が繰り返され、下刻期の河床は埋積谷底、堆積期の河床は堆積段丘として保存される。従って、最終氷期の堆積段丘の埋没谷底と現河床の比高を求めることにより、隆起速度が推定できる。さらに、約 14 万年前の最終氷期に先立つ氷期（MIS6）と約 2 万年前の最終氷期最盛期（MIS2）に形成された河成段丘はお互いにその形成プロセスが類似していると仮定し、両者の比高から過去 10 万年間程度の隆起速度を算定する方法（TT 法）なども提案されている（吉山・柳田、1995）。この方法は調査が簡便であることから、最近では東北地方、関東地方、北海道東部などで隆起速度の推定に活用されている（例えば、高木ほか、2000）。こうした地形学的方法によるデータを総合して、全国を対象に最近約 10 万年間の隆起・沈降量分布図も作成されている（図 3.4.1-1 参照）。

海水準変動について、海進期における過去の汀線位置を把握する手法としては、海成段丘形成時の海岸線を示す旧汀線アングルの分布調査（小池・町田編、2001 など）などがある。海退期の汀線位置については、海底における過去の陸上堆積物の分布および主要河川に連続する海底谷もしくは埋積谷の分布調査などが挙げられる（海津、1994 など）。

(b) 幌延地域における海成段丘の特徴

① 地形分布

幌延町の位置する北海道北部地域の地形は、南北系の山地と丘陵、および沿岸部に広がる平野で特徴づけられる（図 3.2.1-1（左図））。北海道北端の宗谷岬から日本海沿岸の遠別にかけては、標高 80～300 m 程度の宗谷丘陵が分布する。宗谷丘陵西部には、サロベツ原野とウブシ原野などからなる天塩平野が広がる。宗谷丘陵の東部には、猿払川―間寒別川沿いの谷を挟んで北海道北部地域の脊梁をなす天塩山地が分布している。北見山地中部の天塩岳一帯を水源とし、天塩山地の東麓を北に流れ下る天塩川は、音威子府付近で天塩山地を横断し、その後さらに幌延付近で宗谷丘陵を横断して日本海へ達する。その西部が海に面する幌延地域では、西部にサロベツ原野、東部に宗谷丘陵と天塩山地が分布しており、サロベツ原野の縁辺には、約 30～10 万年前（MIS9～5c）に形成された海成段丘面が分布している（小池・町田編、2001）。また、幌延地域を含む北海道北部地域では、小疇ほか（2003）による海成段丘区分も行われている。このため、幌延地域では、海成段丘面の空間的分布、標高および形成時期に基づき、過去数十万年間を対象とした隆起量および隆起速度の見積もりが可能である。幌延地域の西部の大部分を占めるサロベツ原野は、平均 2.5～3.0 m、大部分が 5 m 以下の海拔高度である。幌延地域の西方は、水平距離にして約 30～45 km にわたり水深 100 m 以浅の海域である。このため、幌延地域では、海水準変動などにより汀線位置が変化し、将来 10 万年以上の期間において、陸域の拡大や海域の縮小が生じると考えられる。

② 海成段丘面の分布図の作成

幌延地域に分布する海成段丘について、空中写真判読を行うとともに、既存文献を参考にして幌延地域における海成段丘面分布図を作成した（図 3.2.1-1（右図））。海成段丘面の分布を把握するために実施した空中写真判読に際しては、実体鏡を用いて空中写真を実体視し、段丘面分布図を作成した。使用した空中写真は、米軍 1947 年撮影 4 万分の 1、国土地理院 1977 年撮影 1 万分の 1、および幌延町 2000 年撮影 2 万分の 1 である。段丘面および旧汀線の判読にあたっては、面の分布高度、傾き、連続性、開析の程度、および傾斜変換点などを参考にした。相対的に高い（古い）段丘面では侵食などにより平坦面が不明瞭であったため、定高性のある地形をつなげて想定される平らな面（背面）を参考に区分した。判読した結果は、国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図と合わせて段丘面分布図として表現した。

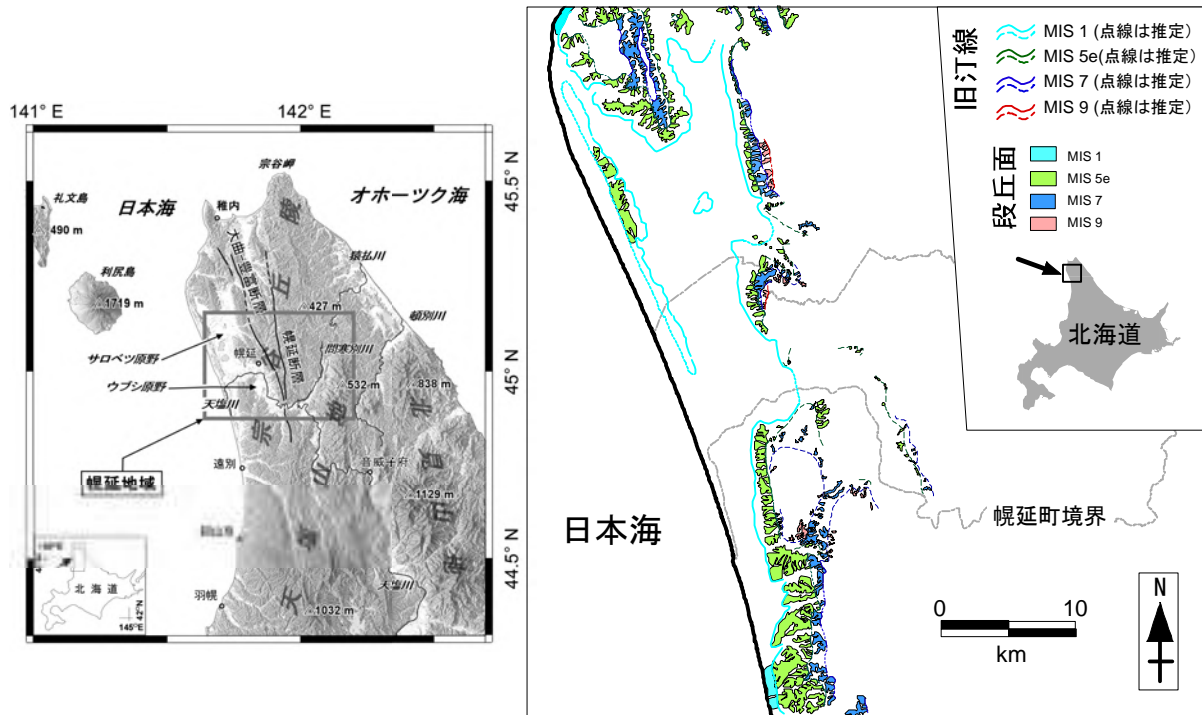


図 3.2.1-1 幌延地域周辺における地形（左図）と海成段丘面および汀線位置
（海洋酸素同位体ステージ(MIS)9 から 1；右図）

（陰影図は国土地理院（2001）を使用；海成段丘面分布は、小池・町田編（2001）を参考に、サイクル機構による研究成果を加味して作成）

なお、旧汀線高度は、国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図のコンター間隔を 10 分割して読み取った。

(c) 幌延地域における海成段丘を用いた隆起速度の推定

既存文献（小池・町田編，2001；小疇ほか，2003）による海成段丘面の MIS 対比に基づき、幌延地域西部に分布する海成段丘面の形成時期と段丘面高度を利用して、過去数十万年間における同地域の隆起速度を推定した（図 3.2.1-2）。隆起量については、小池・町田編（2001）による方法に従い、海成段丘面が示す相対的な旧汀線高度からユースタティックな変動による海水準高度を差し引いて隆起量（垂直変動量）を算定した。一方、小池・町田編（2001）と小疇ほか（2003）では、海成段丘面の MIS 対比が異なっている。そのため、隆起速度の見積もりには、最大で 2 倍程度の差が生じている（新里・安江，2005）。すなわち、MIS7 から推定した隆起速度は、小池・町田編（2001）では約 0.29～0.34 m/千年であり、小疇ほか（2003）では約 0.16～0.26 m/千年となる。

さらに、活褶曲であるサロベツ背斜付近（図 3.2.1-3 (a) の範囲）の隆起速度は、小池・町田編（2001）によると、その周囲（図 3.2.1-3 (a) の範囲外）における隆起速度より大きく見積もられる。例えば、MIS5e について見た場合、背斜軸部では、約 0.60 m/千年であるが、その翼部では、約 0.48 m/千年となる。これは、サロベツ背斜の活動により、背斜軸部において局所的な隆起が生じていることを示唆している（新里・安江，2005）。なお、地質構造に基づくと、サロベツ背斜はほぼ北西に向かいプランジする。この場合、同一ステージに区分される海成段丘面の高度を褶曲軸に直交する方向で比較すると、北西に向かい低くなる傾向が予想される。しかし、サロベツ背斜では、そのような傾向が認められず、褶曲軸のプランジを考慮した場合には、背斜軸部における局所的な隆起は、さらに大きくなる。

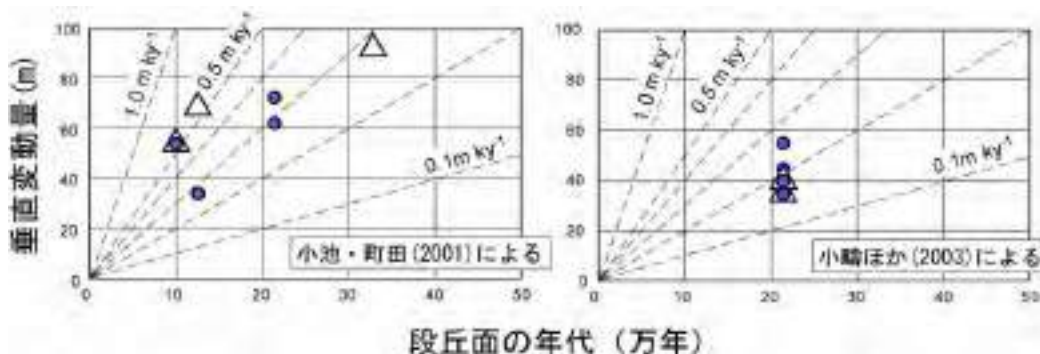


図 3.2.1-2 海成段丘面を利用して推定した幌延地域における隆起速度
 (小池・町田編 (2001) および小疇ほか (2003) の文献データに基づき推定。白抜き三角プロットはサロベツ背斜近傍における海成段丘面のデータ, 図 3.2.1-3 (a) を参照)

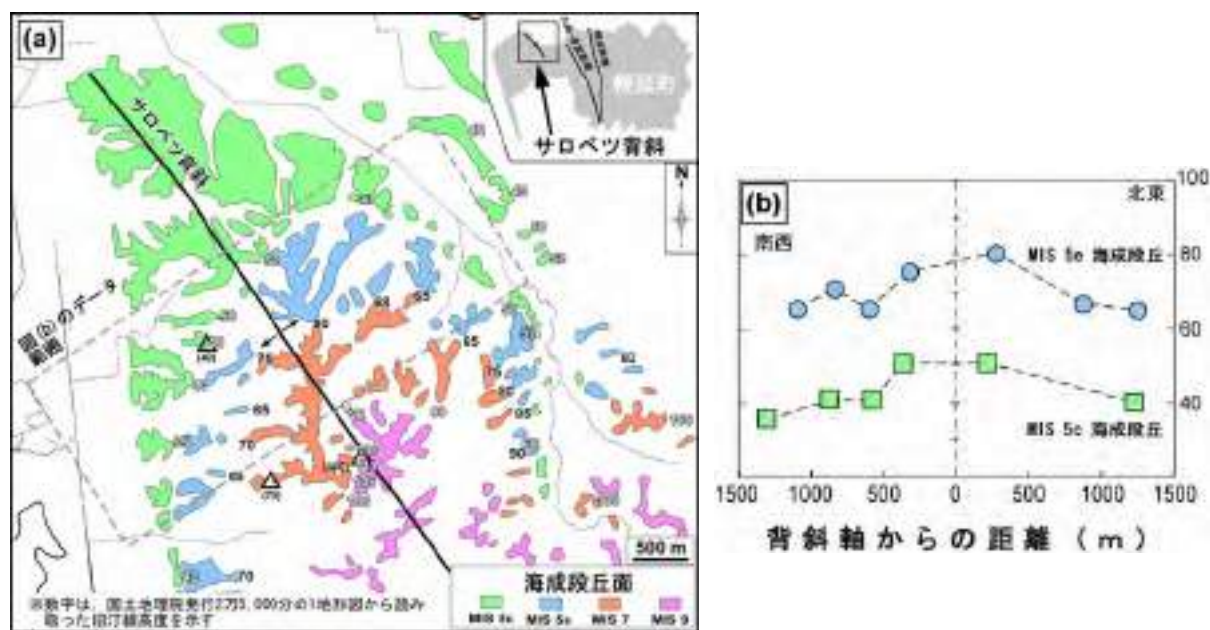


図 3.2.1-3 幌延地域北西部のサロベツ背斜における海成段丘面の分布 (a) および同背斜軸をまたいだ MIS5c と 5e における汀線高度 (b)
 (海成段丘面の分布および形成時期は小池・町田編 (2001) を参考にした。(a) における白抜き三角プロットおよび括弧数字は, 図 3.2.1-2 へのプロットデータ位置および旧汀線高度を示す)

(d) 幌延地域西部における汀線位置の変遷

① 海進時における汀線位置 (MIS7 および MIS1)

前述のように, 幌延地域には MIS9~5c に対比される海成段丘が分布している。このため, それら海成段丘面の分布と形成時期とから, 海進期における旧汀線の時間的・空間的分布を推定することが可能である。MIS1 における汀線位置は小池・町田編 (2001) を参照し, MIS7 における汀線位置は図 3.2.1-1 による海成段丘面分布図に基づき, 幌延地域における海進時の旧汀線位置図を作成した (図 3.2.1-4)。なお, 小疇ほか (2003) による海成段丘面分布図は MIS7 (MIS5e を一箇所含む) しか記載されておらず, 汀線位置の時間的変遷が追えない。このため, ここでは小池・町田編 (2001) による MIS 対比を用いた。また, 汎地球的な海水準変動は, MIS1 および MIS7 とともに現在比-10~+10 m の範囲である (Chappell and Shackleton, 1986 ; Chappell, 1994 ; 増田・阿部, 1996 など)。MIS1 と MIS7 の海陸分布を比較した場合, 海進期の陸域は MIS1 の方が拡大している。海陸分布の特徴は地質構造の分布と調和的であり, 特に MIS1 における海陸境界付近には, 活構造が分布している (図 3.2.1-5 (右))。これらのことは, 幌延地域における汀線位置の変化について, 汎地球的な海水

準変動のみならず，幌延地域を含む広域の隆起および褶曲や断層周辺における局所的な地殻変動の変遷も考慮した上で，検討する必要があることを示唆する。

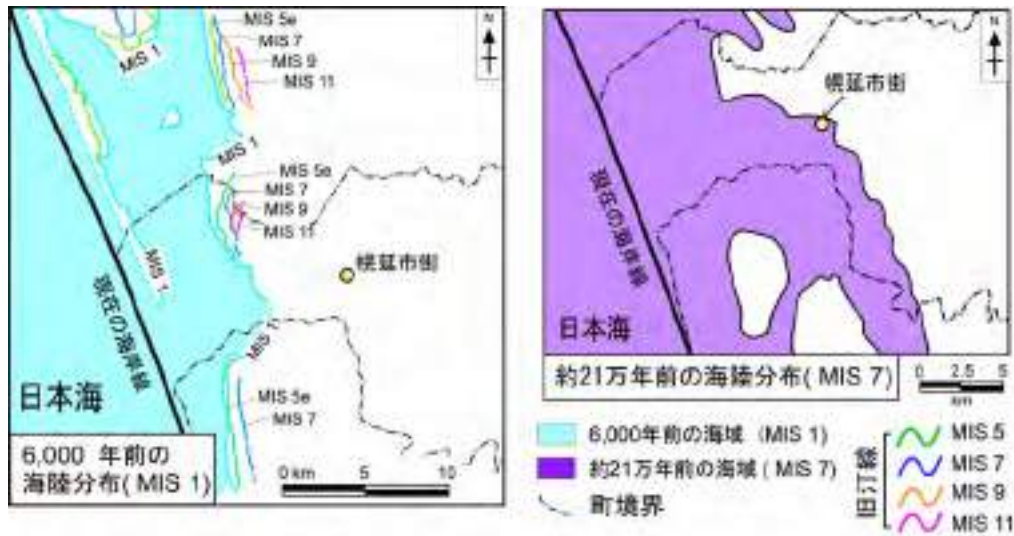


図 3.2.1-4 海成段丘の分布に基づき推定した汀線位置の変遷

(海成段丘の形成時期は小池・町田編 (2001) に基づき，海成段丘の分布は小池・町田編 (2001) を一部改変)

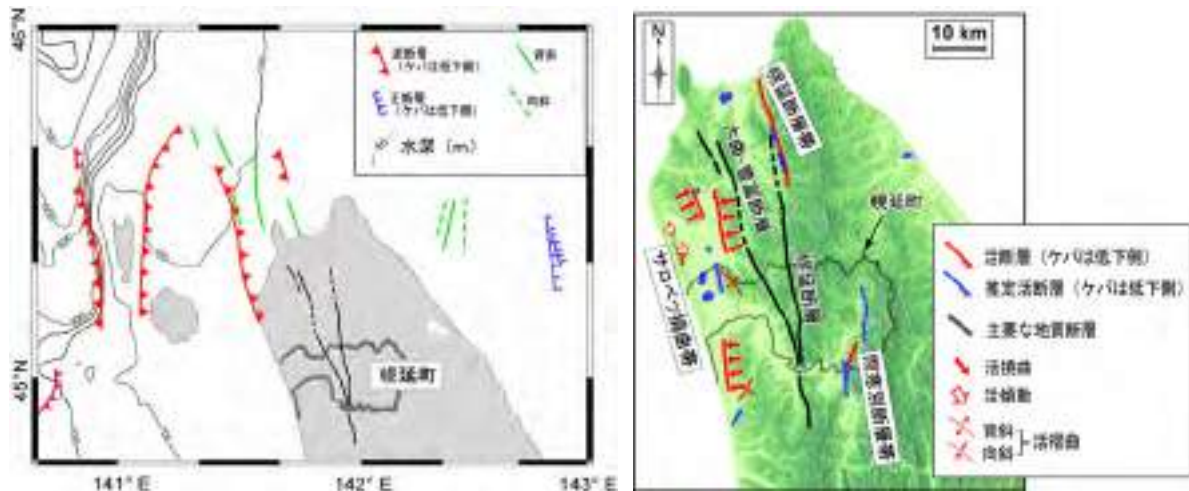


図 3.2.1-5 幌延地域周辺における活構造の分布 (左図：海域，右図：陸域)

(左図：海域における断層・褶曲構造の分布は徳山ほか (2001) による。右図：陰影図は国土地理院 (2001) を使用，活構造の分布・名称は杉山ほか (1987) および中田・今泉編 (2002) による。)

② 海退時における汀線位置 (最終氷期, MIS2)

日本における最終氷期の海水準は，多くの研究において現在比 $-100\sim-140$ m 程度であったとされている (Kaizuka et al., 1977; 佐藤・茂木, 1982; 亀井ほか, 1981 など)。 -80 m 程度とする研究もあるが，様々な問題点が指摘されている (海津, 1994; 太田, 2001)。北海道では，札幌の北西側に位置する石狩湾および苫小牧南方海域において，最終氷期 (約 7 万 \sim 1 万年前) に石狩川や沙流川の下刻により形成されたと考えられる顕著な埋積谷が，現在的水深で 100 m 程度まで発達している (図 3.2.1-6 (左))。石狩湾では，水深 83 m の海底で約 2.3 万年前の年代を示す泥炭が採取されており，最終氷期最盛期 (2 万 \sim 1.8 万年前) に近いことが明らかとなっている。また，泥炭の上下の地層には，潮間帯に生息する生物の生痕化石 (サンドパイプ) およびカバノキの材化石が確認されている。このため，泥炭とその上下の地層は，海岸に近い湿原の堆積物と考えられている (石井ほか, 1981)。泥炭が海岸線

より陸側の湿原に形成されることを考慮すると、上記の泥炭が形成された最終氷期最盛期における海面は、泥炭層の発見された水深である 83 m よりさらに低い側にあったと推測される（五十嵐，1991）。また、北海道立地質研究所（2003）によると、留萌港沖の水深 80 m 程度まで、留萌川もしくは小平薬川によると推測される埋積谷が発達している。

ここでは、石狩湾や留萌沖などにおける埋積谷の分布、石狩湾における泥炭の分布、日本海沿岸地域における海水準の見積もり結果を踏まえて、幌延地域を含む北海道北部での最終氷期最盛期における海水準を現在比 -100 m 程度とした。この場合、深度 150 m までの地形勾配が $0.0019\sim 0.0026 \tan$ と小さいこともあり、最終氷期最盛期における汀線位置は現在のそれに比べて、約 50 km 海側に位置していたと考えられる。図 3.2.1-6（右）では、最終氷期最盛期における海水準を現在比 -100 m として当時の汀線位置を示した。汀線位置の見積もり誤差については、埋積谷の分布する水深（80~100 m）や日本における最終氷期の海水準見積もり（現在比 $-100\sim -140$ m）を踏まえると、現在比約 $-80\sim -140$ m 程度と考えられる。また、海域において MIS2 の海陸分布と地質構造との関連を見ると、MIS2 の汀線位置付近である利尻・礼文島は、逆断層などを伴う構造的高まりをなしている（徳山ほか，2001）。このため、海退期における汀線位置についても海進期におけるそれと同様に、汎地球的海水準変動のみならず褶曲作用などの地殻変動の変遷も加味して検討する必要がある。

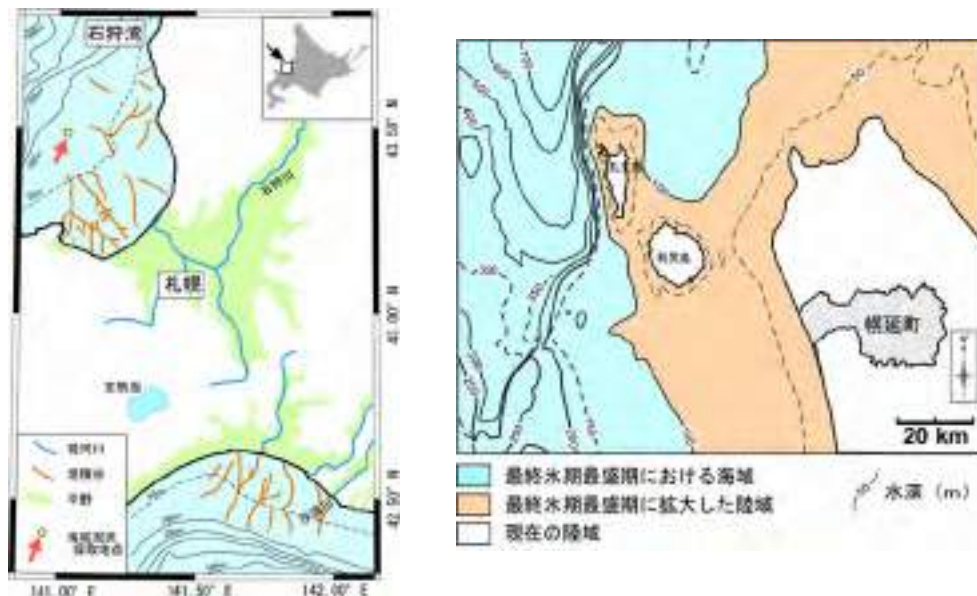


図 3.2.1-6 石狩湾周辺における埋積谷の分布（左）および北海道北部の最終氷期最盛期（MIS2）における汀線位置（右）

（左図：埋積谷は日本第四紀学会編（1987）、海底泥炭採取地点は石井ほか（1981）による。右図：最終氷期最盛期における海水準を現在比 -100 m と仮定し、水深等高線は小崎ほか（2003）を参考にして作成。）

(e) まとめと今後の展望

概要調査では、対象地域における数万年の期間にわたる過去の垂直変動量や速度を求めることが必要である。海成段丘が分布する場合には、それらを利用して数万年~数十万年の期間を対象とした隆起量や隆起速度を求めることが可能である。また、海成段丘の分布やその形成時期とから、旧汀線位置の変遷を推定することも可能である。さらに、同一ステージに属する海成段丘面は、数万~数十万年の時間スケールでは同一時間面とみなすことができることから、その海成段丘面の高度差や傾動などにより、活構造の分布および形成時期や活動履歴、特に、活褶曲については、その影響範囲とその程度（局所的隆起の程度）などを把握することが可能である。このように、海成段丘を用いた調査では、同じデータソースを用いて、対象地域の天然現象の履歴に係わる様々な情報を得ることができる。そのため、沿岸部

においては、海成段丘を指標とすることにより、非常に効率的な調査ができるものと期待される。

幌延地域の事例が示すように、海成段丘を用いた調査では、その MIS 対比が重要であり、対比の違いによって隆起速度の見積もりや旧汀線位置の推定などが大きく異なってくる。例えば、小池・町田編（2001）では、稚内市の恵北において、海成段丘面を覆うテフラの年代から海成段丘面の形成時期を推定し、その段丘面の形成時期と地形学的特徴を基準として、海成段丘の MIS 対比を幌延地域まで延長している。一方、小疇ほか（2003）では、MIS 5e の海成段丘面について、苫前・羽幌地域で得られているテフラ層序、および段丘面の保存状況や開析度などの地形学的特徴を基準として、幌延地域まで MIS 対比を行っている。いずれの場合においても、幌延地域での現地調査によって段丘面の形成時期を把握してはいない。このため、隆起速度の推定値の解像度を高くし、隆起速度のより詳細な時間的・空間的分布を把握するためには、対象地域における現地調査によって、対象地域に分布する海成段丘面の形成時期を明らかにし、形成時期が明確となった海成段丘面を基準として、その周辺に分布する海成段丘面の対比を行う必要がある。また、隆起量・隆起速度の空間分布を推定する際には、対象地域における活構造の分布を考慮することが重要となる。

このように、海成段丘を利用した調査では、その段丘面の形成時期が非常に重要な基礎データとなる。一般に、段丘面の形成時期を把握する場合には、段丘面構成層に含まれる、もしくは段丘面を覆うテフラやレスの広域対比および年代決定などを実施することになる。すなわち、海成段丘を利用して得られる隆起速度などの値について、その解像度や推定範囲の精度向上のためには、段丘面の形成時期を把握するために用いる年代決定手法の信頼性や測定精度の向上が必須となる。

(ii) 水平方向における地殻変動（地殻水平歪速度）の推定

(a) 研究の概要

水平方向の地殻変動（地殻水平歪速度）を推定するためには、三角測量や GPS データを用いた測地学的手法（鷲谷ほか，2002a）、活断層の長さとその変位速度から計算する方法（Kaizuka and Imaizumi, 1984）、および反射法地震探査などにより得られる地下地質構造断面を用いた地質学的手法（岡村，1998；2002）などが用いられている。これらの方法によって推定された地殻水平歪速度は、それぞれのデータが有する時間スケール、空間スケールを反映していると考えられる（例えば、核燃料サイクル開発機構，1999c）。このため、対象地域における地殻変動を検討する際には、それぞれの方法によって推定された結果に含まれる時空間スケールを考慮しつつ、地質環境の長期安定性の観点から最適な方法やその組合せを提示することが重要となる。本研究では、幌延地域を事例にして、GPS 観測データや三角測量データを用いた測地学的手法と活断層データや地下数 km までの地下地質構造断面を用いた地質学的手法によって幌延地域周辺の地殻水平歪速度を推定するとともに、それぞれの方法の有効性や問題点などについて検討を行った。

(b) 幌延地域におけるネオテクトニクス

幌延地域が位置する北海道北部では、神居古潭帯を含む中生界の構造的高まりが中央部付近に存在し、その東西両側に新生代堆積盆が分布する。西側の堆積盆は天北（第三紀）堆積盆（山本，1979）と呼ばれ、ほぼ南北に走る主要な構造線である大曲－豊富断層および幌延断層により、3つの構造区に区分される（図 3.2.1-7）。幌延地域には、白亜系を基盤とし、それを不整合に覆う古第三紀堆積岩類、白亜系と古第三系を不整合に覆う新第三紀堆積岩類（下位から宗谷夾炭層、鬼志別層、増幌層、稚内層および声問層）および新第三紀末から第四紀にかけての堆積岩類（下位から勇知層、更別層、段丘堆積物）が分布している（福沢，1987；岡・五十嵐，1997 など；4 章参照）。幌延地域西部の天塩平野区は、第四紀以降の沈降量、活構造や震源分布など（岡，1997；中田・今泉編，2002；田村ほか，2003）に示されるように、北海道北部において地殻変動が最も活発な地域と考えられている（新里・安江，2005）。

幌延地域の西方の日本海東縁には、オホーツクプレートとアムールプレートの境界部に相当すると考えられている「日本海東縁変動帯」が存在する（中村，1983；小林，1983；図 3.2.1-7）。同変動帯の形成時期は、奥尻海嶺上における深海掘削の結果や日本海東縁の海域で実施された音波探査による地質層序の解析結果などにより、約 300~200 万年前と推定されている（平，2002；岡村・加藤，2002）。日本海東縁変動帯の形成は、同変動帯を取り巻く地質体に影響を及ぼしており（大竹ほか編，2002），幌延地域におけるネオテクトニクスおよびその開始時期についても、同変動帯による影響を被っている可能性がある。また、幌延地域西部に発達する褶曲構造は、微小地震のメカニズム解、海域の音波探査断面および陸域の反射法地震探査断面に基づくと、東西圧縮場における fold-and-thrust 帯の一部を構成しており、東から順次、褶曲構造が形成されたと考えられている（小椋・掃部，1992；伊藤，1999）。以上のことから、幌延地域は現在、東西圧縮場のテクトニクス下に置かれていると考えられる。

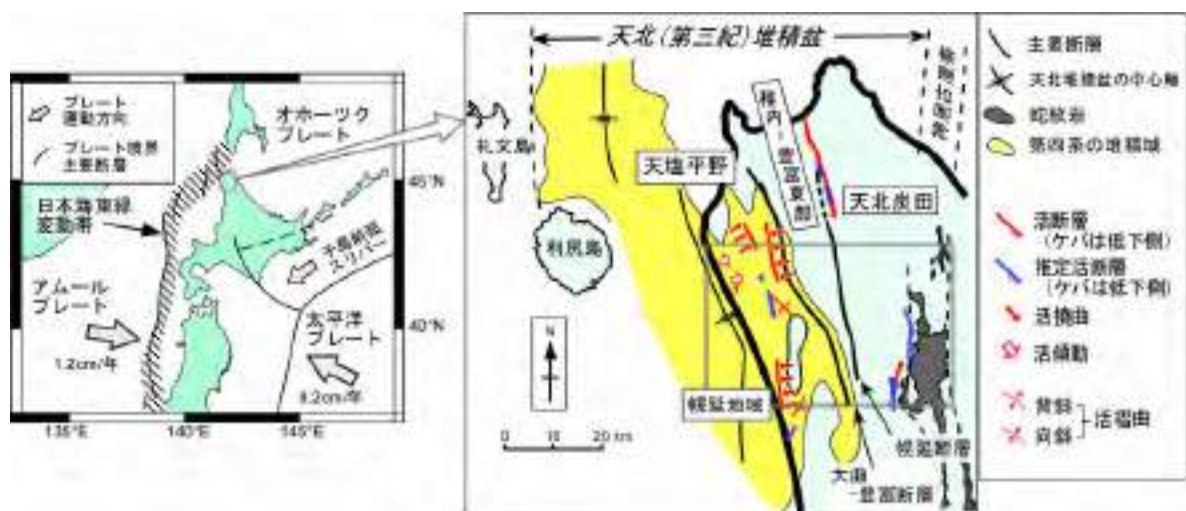


図 3.2.1-7 北海道周辺におけるプレート配置図（左）および北海道北部地域における第四系と活構造の分布（右）

（プレート配置図は平（2002），プレート運動方向と相対速度はWei and Seno（1998），活構造分布は杉山ほか（1987）および中田・今泉編（2002），第四系の分布は岡・五十嵐（1993）を一部改変；左図はThe Generic Mapping Tools（GMT）により作図）

(c) 幌延地域における地殻水平変動量・速度の解析

① GPS 観測データを用いた解析

GPS 観測データの解析には、HDB-1 孔敷地内に設置した GPS 観測点（HDB-1 観測点；津久井，2005），国土地理院が北海道北部地域に設置した計 12 点の GPS 連続観測システム（GEONET）観測点，および IGS（International GPS Service；国際 GPS 事業）のグローバル観測網に属する 4 点を加えた合計 17 点の観測データを用いた（図 3.2.1-8）。解析対象は、HDB-1 観測点での観測を開始した 2003 年 1 月から 2004 年 11 月（但し、雄武観測点については 2004 年 12 月）までに取得したデータを用いた。また、解析ソフトウェアには、アメリカのマサチューセッツ工科大学（MIT）とスクリプス海洋研究所で開発された GAMIT（GPS software at MIT）を使用した。HDB-1 観測点と各 GEONET 観測点との基線長変化を解析した結果（図 3.2.1-9）によると、2003 年 9 月 26 日の十勝沖地震の発生前後において変位の傾向が変化した観測点が多く認められる。解析を行った図 3.2.1-8（右）の範囲内では、地震発生前において HDB-1 観測点より北側（稚内，利尻，礼文観測点）は短縮傾向，南側（天塩，遠別，枝幸，枝幸-2，音威子府，雄武観測点）は伸張傾向であるのに対して、地震発生後では HDB-1 観測点より北側の稚内，稚内-2 および猿払観測点で伸張傾向，それ以外ではほぼすべて短縮傾向に変化している。

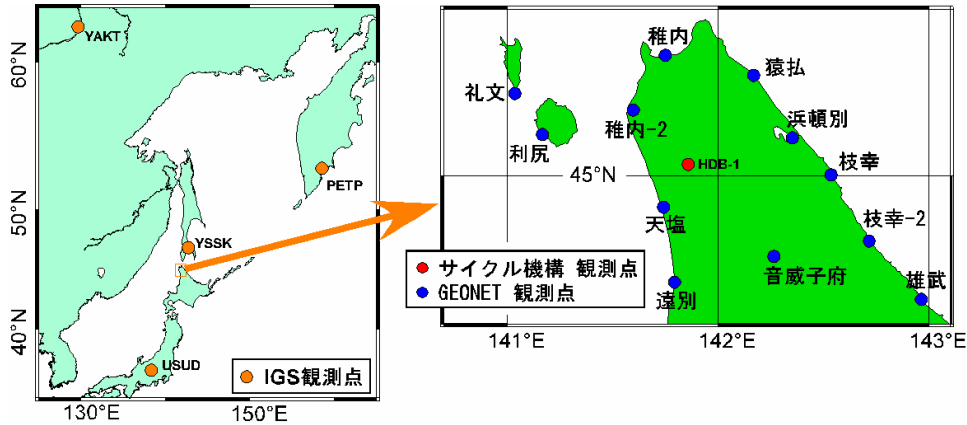


図 3.2.1-8 北海道北部地域に設置された GPS 観測点

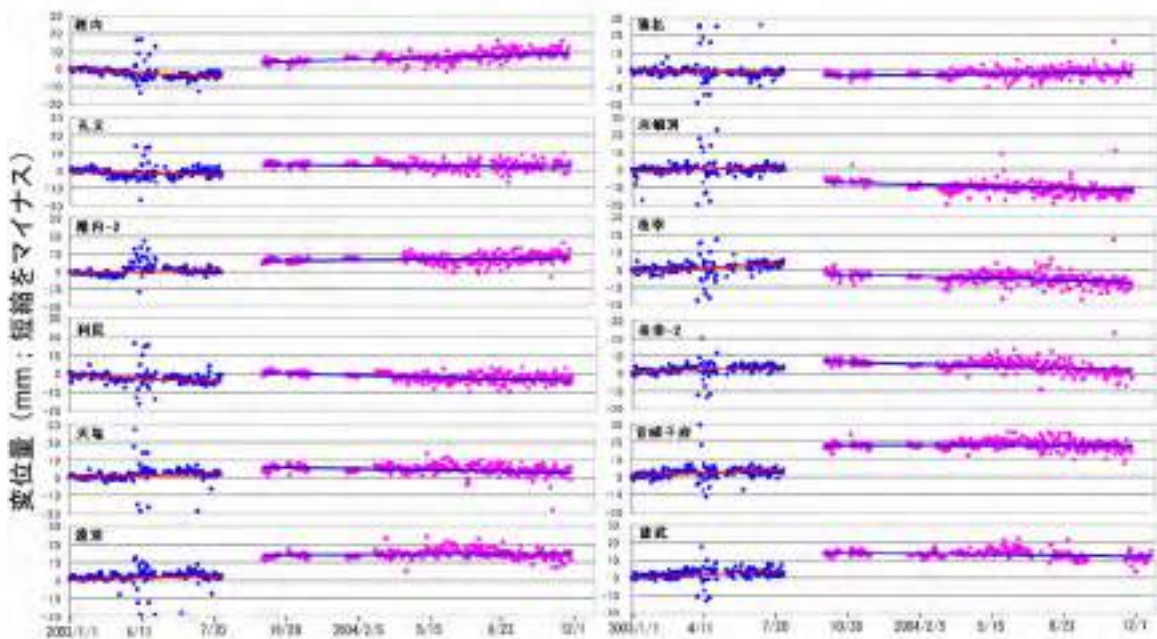


図 3.2.1-9 HDB-1 観測点と各 GEONET 観測点間の基線長変化

(青丸印は 2003 年十勝沖地震発生前、ピンク丸印は地震発生後における基線長変化傾向を示す。青もしくはピンクの直線は一次関数による近似直線。青およびピンクの直線が右下がりの場合は短縮傾向、右上がりの場合は伸張傾向を示す。2003 年 4 月のデータは、観測時のトラブルに起因するデータばらつきであり、地殻変動によるものではない。)

幌延地域は、前述のとおり東西圧縮場のテクトニクス下にあると考えられる。このため、東西方向について、HDB-1 観測点と各 GEONET 観測点間（利尻、浜頓別、および枝幸観測点）の基線長を用いて、歪速度 [year^{-1}] を求めた。解析では、①観測期間内での基線長の変化量を求め、②その基線長の変化量と GPS 観測を開始した時の基線長との比から、観測期間あたり（ここでは約 2 年間）の歪を計算し、③1 年間あたりの歪に換算して歪速度 [year^{-1}] を求めた。その結果、2003 年十勝沖地震の発生前後で変動の傾向および歪速度が変化している。東西方向の歪速度は、短縮をマイナスとすると、地震発生前では、HDB-1 観測点と利尻、浜頓別および枝幸観測点間では、それぞれ $-6.09 \times 10^{-8} \text{ year}^{-1}$ 、 $5.78 \times 10^{-8} \text{ year}^{-1}$ 、 $8.45 \times 10^{-8} \text{ year}^{-1}$ となる。一方、地震発生後では、HDB-1 孔と利尻、浜頓別および枝幸観測点間で、それぞれ $-7.12 \times 10^{-8} \text{ year}^{-1}$ 、 $1.12 \times 10^{-7} \text{ year}^{-1}$ 、 $-8.95 \times 10^{-8} \text{ year}^{-1}$ となり、地震前後に歪の方向や速度に変化が認められるものの、GPS 観測によって推定される北海道北部の東西方向の歪速度のオーダーは、 $10^{-8} \sim 10^{-7} \text{ year}^{-1}$ と考えられる。

② 三角測量データを用いた解析

鷺谷ほか(2002a)は、1883～1901年に陸地測量部(国土地理院の前身)が実施した三角測量結果と、1977～1994年に国土地理院が実施した第2回精密測地網の測量結果から、日本全国における約100年間分の水平歪分布を求めている。また、地震予知総合研究振興会(1990)では、1908～1909年および1911～1916年に実施された一等および二等三角測量結果と、1983～1984年に実施された一次基準点測量の結果から、北海道北部の水平歪分布を求めている。これらによると、幌延地域とその周辺では、 $0.8\sim 1.9\times 10^{-5}$ 程度の東西方向の圧縮性の歪が認められる。測量期間を100年間とし、1年間あたりの水平歪に換算すると $10^{-8}\sim 10^{-7}\text{year}^{-1}$ オーダーとなる。しかし、明治時代における測量結果には 5.0×10^{-6} 程度のスケール誤差が含まれると考えられている(Komaki, 1985)。仮に基線長を20 kmとした場合には、このスケールでの誤差は100 mmとなる。幌延地域とその周辺における水平歪を見た場合、このスケール誤差を考慮しても得られる歪のオーダーに変化は生じない。このため、1年間あたりの東西方向の圧縮性歪は、 $10^{-8}\sim 10^{-7}\text{year}^{-1}$ オーダーになると考えられる。

③ 活断層データを用いた解析

Kaizuka and Imaizumi (1984)は、活断層の長さや平均変位速度のデータを用いて地殻の水平方向の歪速度を算定する手法を提案し、活断層研究会(1980)による活断層データを用いて、日本列島における水平歪速度を算定している。また、核燃料サイクル開発機構(1999c)、野原ほか(2000)および今泉(2000)では、Kaizuka and Imaizumi (1984)の解析方法を用いて、活断層研究会(1980)以降に新たに作成された活断層GISデータベース(中田ほか, 1999)の情報に基づき、過去数十万年間の断層活動から推定される地殻の水平歪速度分布図を作成している。これらによると、幌延地域周辺の水平主応力軸は東西方向であり、水平方向の地殻歪速度は圧縮をマイナスとして、 $-7.0\times 10^{-9}\sim -1.0\times 10^{-8}\text{year}^{-1}$ と推定されている。

④ 地下地質構造断面を用いた解析

幌延地域とその周辺地域で実施された反射法地震探査によって解釈された地下数10 kmまでの地質断面図(図3.2.1-10)について、バランス断面法の概念を適用し、岡村(1998, 2002)の方法に従って北海道北部における地殻水平短縮量の推定を行った。バランス断面法では、変形前と変形後の地層の収支バランスを考慮して、褶曲や断層などの変形を元に戻したときに変形前の地層が積み重なった状態に過不足なく復元した断面図を作成する(村田, 2000; Marshak and Woodward, 1998)。ここで、断面図における「地層の面積」や「地層面などの長さ」は、変形の前後で変化しないと仮定している。日本海東縁の逆断層は非対称な背斜構造を伴い、それら逆断層および背斜構造の形成とともに地層が堆積している(岡村, 2002)。このため、背斜構造の形成開始前に形成されたと推定される地層の基底面(函淵層, 稚内層, 勇知層)について、断面図上における長さを測定して変形前の長さとし、現在の直線的な長さを変形後の長さとして短縮量を推定した(図3.2.1-11に断面図1～3, 図3.2.1-12に断面図4を示す)。その結果、東西方向の地殻水平短縮量は、断面図1で0.679 km, 断面図2で1.29 km, 断面図3で0.858 km, および断面図4で4.45 kmとなる。短縮量を用いて東西方向の歪をとった場合、短縮をマイナスとすると、断面図1において -2.11×10^{-2} , 断面図2で -6.31×10^{-2} , 断面図4で -6.17×10^{-2} および断面図3で -10.8×10^{-2} となり、南に向かい歪が高い傾向にある。なお、東西に最も長い断面図である図3.2.1-12において各地点間の歪を比較した場合、東部で高く西部で低い。これは、幌延地域西部における褶曲構造がその東部から順次、形成されたことと矛盾しない。

伊藤(1999)は、幌延地域西部のサロベツ背斜から大曲-豊富断層に至る地域において石油公団が実施した反射法地震探査の結果を解釈した。その結果、反射法地震探査断面の背斜軸部における地層の薄化と向斜軸部における地層の厚化から、幌延地域における褶曲構造の形成が勇知層堆積時に開始されたと推定し、背斜の成長開始をおおよそ270～260万年(伊藤, 1999)とした。これは前述の日本海東縁変動帯の活動開始時期である約300～200万年

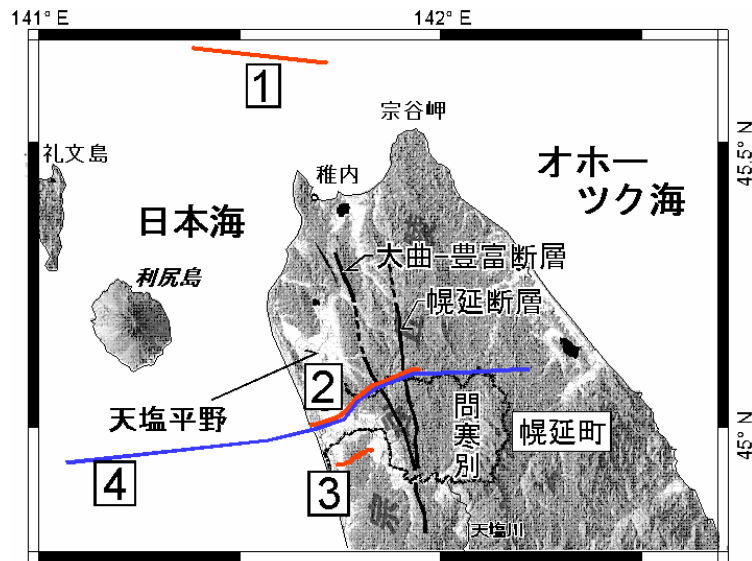


図 3.2.1-10 幌延地域とその周辺地域で実施された反射法地震探査の測線位置
(赤および青線は断面線の位置，四角囲み番号は図 3.2.1-11 と図 3.2.1-12 に示された四角囲み番号に同じ)

前と調和的である。これらのことから、幌延地域に分布するそれら褶曲構造の形成が 270～260 万年程度前に開始されたものと仮定して、上記の歪量を 270 万年および 260 万年で割り算し、1 年間当たりの歪速度を求めた。その結果、東西方向における歪速度は、短縮をマイナスとして、断面図 1 で $-7.81 \sim -8.12 \times 10^{-9} \text{ year}^{-1}$ 、断面図 2 と断面図 4 で $-2.29 \sim -2.43 \times 10^{-8} \text{ year}^{-1}$ 、断面図 3 で $-4.00 \sim -4.15 \times 10^{-8} \text{ year}^{-1}$ となり、まとめると $10^{-9} \sim 10^{-8} \text{ year}^{-1}$ オーダーの歪速度となる。

(d) まとめと今後の展望

幌延地域周辺を対象として、GPS 観測データと三角測量データを用いた測地学的手法、および活断層データと地下地質構造断面を用いた地質学的手法を適用し、水平短縮量および水平歪速度の推定を行った。本地域における歪速度の推定結果は、測地学的手法で $10^{-8} \sim 10^{-7} \text{ year}^{-1}$ 、地質学的手法で $10^{-9} \sim 10^{-8} \text{ year}^{-1}$ となり、両者は同程度あるいは測地学的手法に比べて地質学的手法によって推定した歪速度が最大で 1 オーダー小さい値であった。

一般に、活断層や歴史地震データなどの地質学的手法による推定結果は、測地学的手法によるそれよりも一桁小さい場合が多いことが指摘されている (Kaizuka and Imaizumi, 1984; 野原ほか, 2000; 鷺谷ほか, 2002a など)。鷺谷ほか (2002a) は、この違いの原因として、測地学的手法から推定された歪速度は局所的な歪の影響を受けていること、地質学的手法から推定された歪は、長期的な地殻の塑性変形を反映していることなどを挙げている。また、GPS 観測データのように短期間の歪には地震の余効変動が含まれていることが指摘されている (鷺谷ほか, 2002a)。実際、幌延地域での GPS 観測データによる地殻変動の解析結果は、2003 年十勝沖地震の発生前後において変動の傾向・速度ともに変化が認められる。

地震の余効変動は、2～3 年もしくは 10 年以上にわたることが示唆されており (加藤, 2002)、数年～数 10 年間の測地観測から推定した歪速度については、地震の余効変動の影響を予め考慮することが重要である。一方、津波堆積物やタービダイトの調査から、北海道西側の日本海東縁 (奥尻海嶺) では、完新世初期～中期において 500～1,000 年間隔で地震が発生しており (池原ほか, 2004)、北海道東部の太平洋沿岸域で発生するプレート境界型の地震については、マグニチュード 8 以上の巨大地震が過去 2,000～7,000 年の間に 500 年周期で発生したと報告されている (Nanayama et al., 2003)。これらの測地学的手法で観測できる期間よりも長い周期で起こるサイクリックな変動により、幌延地域における約 2 年間の GPS 観測

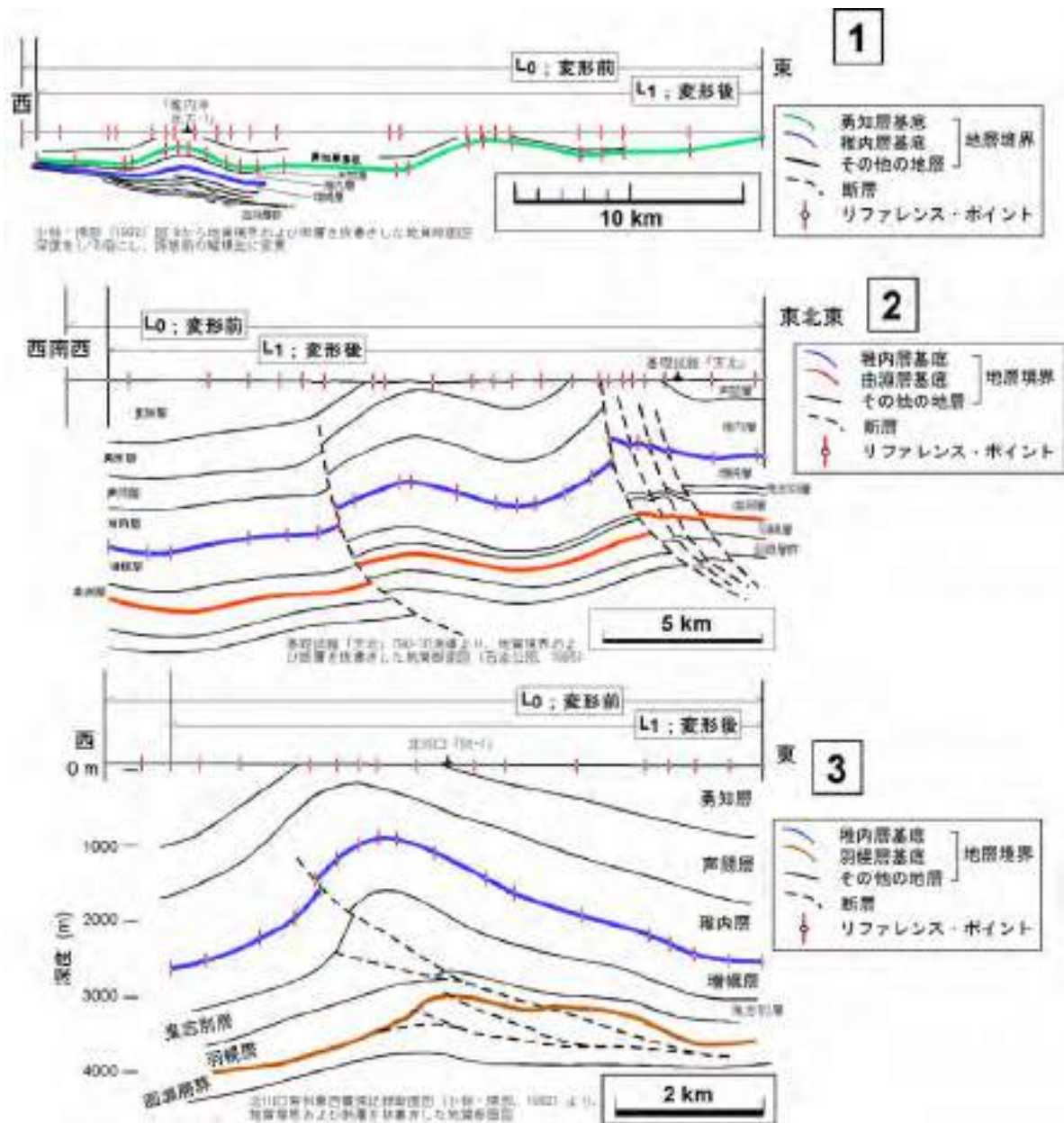


図 3.2.1-11 地殻水平短縮量の解析結果 (1)
 (四角で囲んだ数字は図 3.2.1-10 に対応)

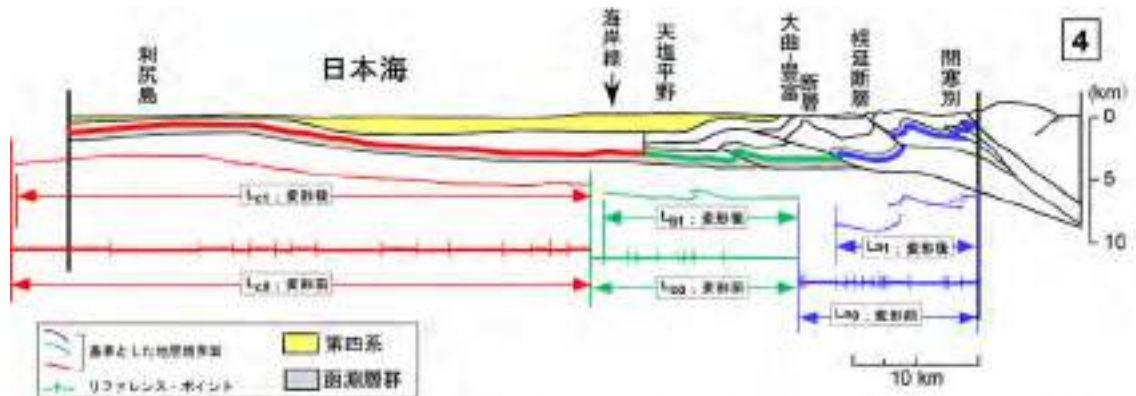


図 3.2.1-12 地殻水平短縮量の解析結果 (2) (加藤・佐藤, 2002 を一部改変)
 (四角で囲んだ数字は図 3.2.1-10 に対応)

データや約 100 年間にわたる三角測量データは影響を受けている可能性が高い。すなわち、最近 2 年間や 100 年間程度における変動傾向とその量は、数万年程度の期間におけるそれらとは異なる可能性が高い（図 3.2.1-13）。

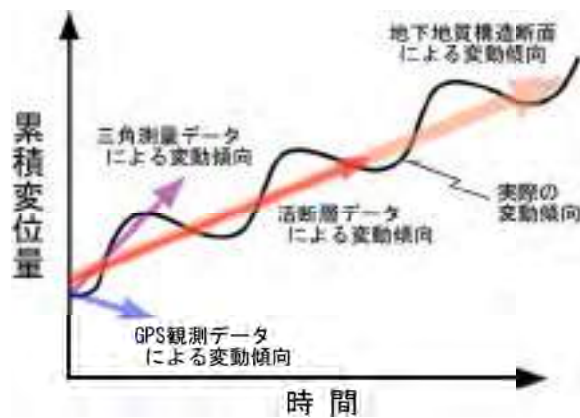


図 3.2.1-13 異なるデータに基づく地殻変動の傾向の解釈模式図

(笠原ほか, 1991 および松田, 1987 を参考にして作成)

地質環境の長期安定性の観点からは、数万年以上の期間を対象とする地質学的手法によって地殻変動の傾向および地殻水平短縮速度を求めることが基本と考えられる。幌延地域を事例とした研究では、地質学的手法である活断層データと地下地質構造を用いて推定した変動の傾向はともに短縮であり、地殻歪速度も整合的であった。両者の手法はともに、得られる変動速度の精度は変位基準面の年代決定精度と変位量の正確な見積もりに依存する。このため、地質学的手法を用いて地殻変動速度を推定するに際しては、変位基準面の形成年代とその基準面の変位量とを精度よく求めることが必要であり、3.2.2 で述べている RIPL 法などの様々な手法を組み合わせて、年代決定精度を向上させる必要がある。

活断層データを用いた歪速度の推定では、活断層を含むある領域を設定して、活断層の変位によりもたらされる面積の変化を歪としている。この場合、活断層が存在しない地域では、活褶曲など他の活構造データを用いて地殻歪速度を推定する必要がある。一方、地下地質構造断面図を用いた地殻歪速度の推定では、活断層、活褶曲および地表には現れない地下地質構造すべてを利用して、数万年以上の期間を対象とした地殻の歪量を推定する。この方法では、利用する変位基準層序を変えたり、対象領域を変化させたりすることにより、数百～数万までの異なる年代スケールと異なる領域を対象とした調査が可能となる。なお、地下地質構造断面を利用してバランス断面法により歪量を求める際には、変形の前後で断面図上における地層の面積および地層の長さに変化がないと仮定する。このため、地層の圧密が考慮されておらず、得られる歪量は過小評価される。地層の圧密については、石油鉱床の探査で用いられる地史解析 (geohistory analysis) もしくは沈降史解析 (subsidence analysis) の手法を用いて過去の地層の層厚を復元することにより、歪量や歪速度をより精度よく求められると考えられる (例えば、徐, 1999 ; Soh et al., 1998 ; 山路, 2000)。

以上のことから、数百万から数万年の期間を対象として地殻水平歪を推定する際には、現段階では、地下地質構造断面を用いた解析が有効な方法であると考えられる。なお、この方法を適用する場合には、変位基準面の形成年代とその基準面の変位量に関する精度の高い情報が必要であると同時に、地層の圧密を考慮した解析を行うことが重要である。

(2) 侵食速度に関する調査技術

最終処分法で示されている概要調査では、「対象地層等において自然現象による地層の著しい変動が長期間生じていないこと」を明らかにすることが求められている。侵食については、それに伴って処分施設および廃棄体が地表近くに接近する可能性の有無やそれらが地質

環境に及ぼす影響などを検討しておく必要がある(原子力安全委員会, 2002)。このためには、対象地域における過去の侵食量および侵食速度を把握する必要がある。

侵食作用とは、風化した岩屑を運搬し、地表を削り下げていくプロセスを総称する。侵食には地域全体が平均的に削剥される面的侵食と河川の下刻のように流路が選択的に削剥される線的侵食といった 2 つの概念があり、一般に後者の方が削剥の程度が大きく、地形の起伏を生じやすい。地形の起伏は、地下水理を支配する重要な因子であり、概要調査以降の段階において、隆起・侵食による地下水流動や水質の変化を検討する必要性が述べられている(原子力安全委員会, 2002)。そのため、概要調査では、将来の地形変化を検討するために必要な基盤情報として、広域的な隆起量に加えて、河川や断層崖などの線的侵食を含めた局所的な侵食量(侵食速度)を把握することが必要となる。

侵食速度の推定には対象とする期間の長さや空間的広がりによって、様々な調査・研究手法が試みられている。例えば、面的侵食では、ダム堆砂量を用いた研究(例えば, Yoshikawa, 1974; 吉川, 1985; 藤原ほか, 1999 など)や平野や盆地、池、湖などの土砂堆積を用いた研究(例えば, 小口, 1991 など)、また、線的侵食については、段丘面などに形成された開析谷を用いた研究(例えば, 鈴木・横山, 1981 など)やカルスト地帯の河谷に形成された洞窟の堆積年代を用いた研究(Wang et al., 2004)などがある。それぞれの手法は、侵食速度を推定するに際して利用したデータの時空間スケールが異なるため、それらを十分に考慮し適用する必要がある。

石油探鉱が行われている地域では、堆積岩中に含まれる自生鉱物を利用して埋没深度の推定や削剥(侵食)量を推定する試みが行われているが(例えば, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1982 など)、侵食速度までの推定は行われていない。ここでは、北海道北部の幌延地域を対象として取り組んでいる、シリカ鉱物による侵食速度の推定手法および有機物を用いた侵食速度の推定手法の概要とその適用事例について紹介する。

(i) シリカ鉱物、有機物などを用いた侵食速度の推定

(a) 研究の概要

堆積岩中に含まれる鉱物の結晶構造や鉱物組み合わせ(鉱物相)、および有機物組成については、石油探鉱に関するボーリング調査などで実施された数多くの研究から、堆積後に被った埋没の過程、特に温度(深度)に依存して変化することが広く知られている(例えば, Aoyagi and Kazama, 1980 など)。それら石油地質学的観点からの研究では、対象地域に分布する泥質岩が過去に被った最高古地温や埋没深度を鉱物組み合わせや有機物組成などにに基づき、石油の根源岩となる泥質岩の深度が推定されている。

ある基準面について過去の埋没深度と現在の深度とが把握できる場合には、侵食量の推定が可能となる。これらの侵食量によって沈降から隆起に転じた時期の地層の境界(最大埋没時期の地表での堆積環境)を特定することができ、この境界の年代と侵食量から侵食速度を求めることが可能となる。鉱物学的温度指標により古地温勾配が得られたボーリング孔では、侵食量(削剥量)が推定されている(天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1982 など)。また、有機物組成の深度依存性(温度依存性)については、石油探鉱の対象となりえる石油が生成される深度付近の研究が多く行われ、有機物の熱熟成度を示す指標として用いられている(Mackenzie, 1984 など)。一方、石油が生成されない未熟成帯に属する地層の堆積環境や有機物起源の特定などに関する研究は行われてはいるものの(Leeuw et al., 1989 など)、有機物組成変化の深度依存性に関する研究例は少ない(鈴木, 2004 など)。

以下では、主に幌延町北西部の北進地区で実施したボーリング調査や地表地質調査に基づき、これらの地域に分布する新第三紀堆積岩類(図 4.3.3-32 参照)の全岩化学組成、鉱物組成および有機物組成を用いて、同地区を対象とした侵食速度を求めた研究事例を示す。

(b) シリカ鉱物、有機物などの化学組成による侵食速度の推定

① 稚内および声問層の有機物組成・岩石化学組成

幌延地域の中央部から西部に向かっては、白亜系と古第三系を不整合に覆う新第三系堆積岩類と新第三紀末から第四紀にかけての堆積岩類が分布している。このうち、中期中新世の増幌層に不整合で重なる稚内層、稚内層の上位に整合漸移関係で重なる声問層、鮮新世～前期更新世の勇知層および更別層は、海成層から淡水成（陸成）層へと至る堆積物である。

幌延町内においてサイクル機構が実施した HDB-1～HDB-8 孔におけるボーリング調査結果では、稚内層および声問層は珪藻質泥岩から構成され、稚内層については、オパール CT 化の影響により、硬質頁岩となっている（表 4.3.3-4 参照）。稚内層と声問層における全岩有機元素組成（全炭素／全窒素原子量比および全炭素／全硫黄原子量比）および全岩主要元素組成に大きな差異はない。また有機物組成（ケロジェン組成および C27-C28-C29 ステラン・ステレン組成）については主に海洋プランクトン起源の有機物から構成される。このため、深度方向における鉱物相および有機物比率の変化は、岩石それ自体の組成変化によるものではなく、埋没の程度による差異であると判断される。バイオマーカー分析の結果、HDB-7 孔を除く HDB-3～HDB-8 孔では、深度増加に伴い飽和ステロイド炭化水素のステランの前駆体である不飽和ステロイド炭化水素のステレンが減少し、ステランは増加する傾向が認められた（高橋ほか、2005）。

② シリカ鉱物相の変化による侵食量の推定方法

珪質堆積物では、地下に埋没して温度が上昇するにつれて、堆積物中に含まれるシリカ鉱物相が非晶質シリカ（オパール A）→低温型クリストバライト（オパール CT）→低温型石英へと相変化する（Aoyagi and Kazama, 1980；吉村編著，2001 など）。このシリカ鉱物相の変化は、Na や Ca に富む沸石や長石とともに、埋没続成過程における鉱物指標となることが広く知られている。特にシリカ鉱物相の変化は、堆積物の埋没による温度変化に強く規制されている（Iijima and Tada, 1981）。シリカ鉱物相の転換温度は、日本に分布する堆積岩を対象としていても、その温度に地域差が認められる（Aoyagi and Kazama, 1980；Iijima and Tada, 1981；白水，1988 など）。火山活動や熱水活動、およびそれに伴う熱水変質作用が埋没続成変質作用後に生じていなければ、それらの温度は、岩石が埋没続成変質作用により過去に被った最高温度条件を示す。このため、あるボーリング孔においてシリカ鉱物のオパール CT 化と石英化の両者の深度が得られれば、そのボーリング孔における古地温勾配を求めることが可能である。いったん古地温勾配（ G [°C/100 m]）を求めることができると、オパール CT 化もしくは石英化の温度条件（ T_{opal} [°C]）、古地温勾配獲得時の地表温度（ T_s [°C]）を仮定することにより、次式（3.2.1-1）から古地温勾配獲得時のオパール CT 化もしくは石英化の深度を見積もることができる。

$$D [\text{m}] = \frac{(T_{\text{opal}} - T_s)}{G} \times 100 \quad (3.2.1-1)$$

シリカ鉱物相の転換温度については、いくつかの報告がなされている。北海道で取得されたデータが最も多い Aoyagi and Kazama (1980) によると、非晶質シリカ鉱物が続成変質によりオパール A からオパール CT へ変化する温度は 45°C、オパール CT から石英へ変化する温度は 69°C と考えられている。ここで、古地温勾配（ G ）を 3 °C/100 m、地表温度（ T_s ）を 15°C、オパール CT 化の温度（ T_{opal} ）を 45°C とした場合には、オパール CT 化の深度（ D [m]）は 1,000 m と計算できる。古地温勾配獲得時におけるオパール CT 化の深度から、現在オパール CT 化が認められる深度を引いた値は、オパール CT 化した時点から現在までの期間における地層の侵食量（削剥量）を示す。例えば、オパール CT 化の深度を 1,000 m、現在オパール CT 化が認められる深度を 700 m とした場合には、侵食量は 300 m と求められる。ただし、著しく複雑な隆起沈降を生じていた場合は、これだけでは古地温勾配を求めること

ができないため、注意が必要である。なお、以下の議論において、シリカ鉱物相の転換温度については、Aoyagi and Kazama (1980) の値を用いることとする。

幌延地域におけるシリカ鉱物相の鉱物学的温度指標については、オパール CT 化の深度が得られている (表 3.2.1-1)。なお、各ボーリング孔において、オパール CT から石英への変化は確認されていない。

表 3.2.1-1 幌延町北進地区において掘削した各ボーリング孔におけるオパール CT 化の深度および侵食量の推定値

ボーリング孔名	オパールCT化の深度(m)	侵食量(m)
HDB-1	324.97	535
HDB-2	41.30	820
HDB-3	426.00	435
HDB-4	100.00	760
HDB-5	99.90	760
HDB-6	426.00	435
HDB-7	ND.	ND.
HDB-8	102.30	760

(侵食量の推定方法については本文参照)

北海道における現在の地温勾配を概観した場合、第三系の分布域における地温勾配は約 2.0～5.0 °C/100 m であり、特に北海道北部では 3.0～4.5 °C/100 m の地温勾配が多く分布する (矢野ほか, 1999)。幌延町周辺では、町の北端部 (基礎試錐「天北」)、および町の南西側 (北川口 SK-1 号井) において古地温勾配が得られている (石油公団, 1995)。また、シリカ鉱物が相変化する深度を Aoyagi and Kazama (1980) に基づいて温度に読み替え、さらに地層の傾斜を加味した場合には、基礎試錐「天北」で約 3.3 °C/100 m、北川口 SK-1 号井で約 3.8 °C/100 m の古地温勾配が推定できる。そのため、以下では幌延地域の古地温勾配を 3.5 °C/100 m と仮定して議論を進める。

古地温勾配および鉱物相の変化に基づいて対象地層の侵食量を推定するためには、前述したように続成作用による鉱物相の変化が生じて以降、火山活動やそれに伴う熱水活動などにより、地温勾配の急激な変化などによる鉱物相の変化が生じていないことが前提となる。稚内層は 7.6～3.5 Ma の化石帯に対比される珪藻化石を産出し (山本ほか, 2002 など)、他の微化石層序の検討では、後中新世～前期鮮新世 (10.4～3.4 Ma) に対比される (石油公団, 1995 など)。幌延地域とその周辺の新第三紀の火山岩類の年代は、放射年代測定などによりほぼ明らかとなっており、いずれも 10 Ma より古い年代値を示している (Miura, 1995 ; 後藤ほか, 1995 ; 広瀬・中川, 1999 など)。併せて、幌延地域の地表踏査やボーリング調査の結果からも、熱源となりうる岩脈などの存在や、熱水活動に伴う鉱物組成や熱熟成の変化は報告されていない (図 4.3.3-4 参照および石油公団, 1995)。以上のことから、シリカ鉱物相の変化は一連の埋没続成作用により生じたものであり、火成活動などの影響を被っていないと見なすことができる。

基礎試錐「天北」では、Aoyagi and Kazama (1980) による北海道を含めた 13 孔の孔口部の平均温度である 15°C を地表温度と仮定して侵食量 (削剥量) を推定している。幌延地域においても同様に、対象岩石がオパール CT 化したときの地表温度を 15°C と仮定する。その場合、オパール CT 化が生じた過去の深度は約 860 m となり、過去において堆積物は 860 m 以深まで埋没したことを意味している。従って、その最大埋没深度と現在の深度との差から侵食量が推定できる。その結果、各ボーリング孔の侵食量は少なくとも、約 435～820 m と推定される。地表踏査の結果、地表に露出する稚内層/声間層境界は、ボーリング調査の結果と同様に、オパール A/CT 境界付近と一致する。また、地質構造モデル (図 4.3.3-37 参照) から得られる稚内層/声間層境界についても、ボーリング調査によるオパール A/CT 境界と一致する。これらのことから、稚内層/声間層境界については、削剥を推定する上での基準

面となり、各孔の侵食量、地表部の稚内層／声問層境界を基準として得られる侵食量の情報を基にして、幌延町北進地区における侵食量のコンターマップを作成した（図 3.2.1-14）。地質構造と侵食量の間接関係を見ると、背斜軸部で 860 m 以上、翼部の HDB-7 孔周辺で約 275 m と推定される（図 3.2.1-15）。

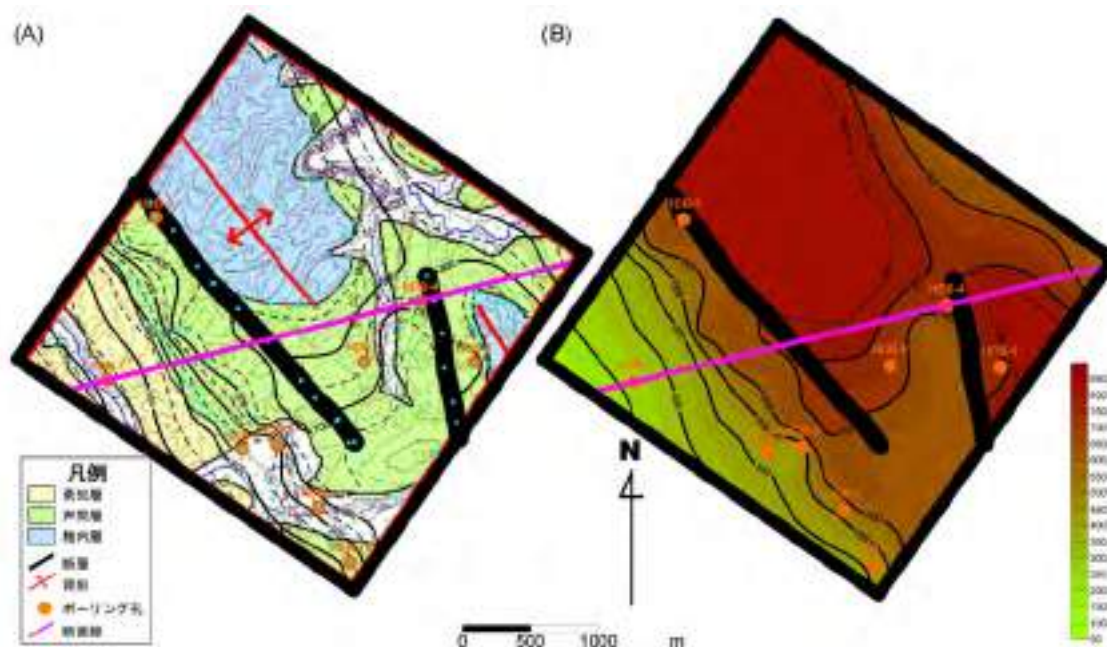


図 3.2.1-14 幌延町北進地区における侵食量のコンターマップ

- * コンターマップ作成にはGolden Software Surfer8を使用し、Gridding MethodはMinimum Curvatureとした
- ** (A)および(B)は幌延町北進地区の範囲で解析を行い、(A)については地質図（図4.3.3-32）に侵食量のコンターを重ね合わせ、(B)については侵食量コンターに侵食量による色差（侵食量大：茶色、侵食量小：黄緑色）を付けた
- *** (A)の●は、コンターマップを作成する際に使用したデータ位置を示す。
- **** 使用データについては、各孔のオパールA/CTから得られた侵食量および地質構造モデル（図4.4.4-37）から推定した侵食量を使用。

北進地区におけるオパール A/CT 境界（稚内層／声問層境界）は、上述のように、その形成深度が 860 m と推定され、現在までにそれ以上の埋没を被っていないことを示す。北進地区の周辺地域では、オパール A/CT 境界付近から約 860 m 上位は、勇知層と更別層の境界付近である（図 3.2.1-15）。このことから、勇知層と更別層の境界付近の年代である約 1.3 Ma（岡・五十嵐，1997）以降は、北進地区については沈降場になっていないと考えられる。さらに北進地区の周辺地域では、勇知層以前の堆積物に由来する礫層などの粗粒な堆積物を含む更別層が分布することから、同地区は約 1.3 Ma には削剥域であったと考えられる。このことから、今まで述べてきた幌延町北進地区における侵食量は約 100 万年間あたりの値であり、それを 1,000 年あたりに換算した侵食速度は、隆起量の多い背斜軸部では約 0.66 m/千年以上、隆起量の少ない翼部では約 0.21 m/千年以上と見積もられる。また、小池・町田編（2001）によると、幌延地域およびその周辺の隆起速度は 0.27～0.55 m/千年であり、今回推定した侵食速度とも整合的である。

ここでは、古地温勾配と地表温度を、それぞれ 3.5 °C/100 m および 15°C と仮定して侵食量を推定した。オパール A/CT 境界およびオパール CT/石英境界がともに得られている基礎試錐「天北」および北川口 SK-1 のボーリング調査結果において、それらの仮定を変更させた場合の古地温勾配獲得時におけるオパール CT 化深度を見積もった。各孔の古地温勾配については石油公団（1995）および天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会（1982）を使用した。その結果、Iijima and Tada（1981）および白水（1988）、Isaacs et al.（1983）では、オパ

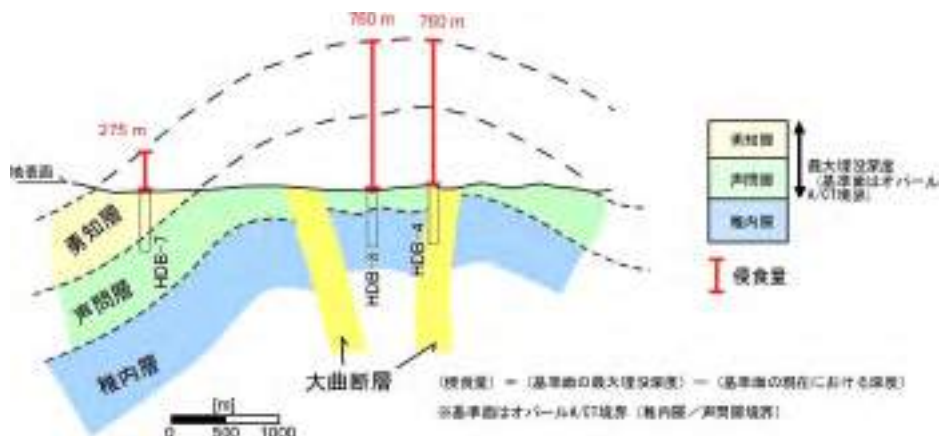


図 3.2.1-15 幌延町北進地区における地質構造と侵食量の関係
(断面線の位置は図 3.2.1-14 を参照)

ール CT 化を生じた深度が現在のオパール A/CT 境界よりも浅い深度となった。それら以外の Aoyagi and Kazama (1980) および吉村 (1994) の条件ではオパール CT 化を生じた深度は 800~1,400 m となり、一般的なオパール A/CT 境界の深度と一致し、珪質岩の孔隙率から得られた北海道北部の埋没深度 800~1,100 m (福沢, 1987) と矛盾しない結果となった (高橋ほか, 2005)。鉱物学的条件として用いている Aoyagi and Kazama (1980) では、この計算結果におけるオパール CT 化を生じる深度についての浅い場合となり、前述した侵食速度となる。逆に深い場合には、侵食開始年代がさらに新しくなるため、さらに早い侵食速度になると考えられる。以上のことから、堆積岩類の全岩化学組成および鉱物組成を用いて侵食量を推定する際には、仮定となる地表温度や古地温勾配、およびシリカ鉱物の相転換温度の参照データなどについて、十分な検討を実施する必要がある。

③ 有機物組成の温度依存性

オパール CT 化の層準を基準として深度を古地温に変換し、古地温と環状イソプレノイドであるステラン/ステレンの有機物比との相関性を調べた。なお、イソプレノイドは、動物、植物および微生物に至るまで最も広く分布する生体有機物の一つである。その結果、とくに 40~60°C の範囲で正の相関性が認められた (図 3.2.1-16)。ステラン/ Δ^4 -ステレン比について見ると、全試料でピアソンの積率相関係数の 2 乗値は $R^2=0.7391$ 、ステラン/ Δ^5 -ステレン比については全試料で $R^2=0.7141$ である。また、古地温 40~60°C の範囲に限ってみると、それぞれ $R^2=0.9180$ 、 $R^2=0.9007$ となり、非常によい相関を示す。以上のことは、続成変質作用により岩石が被った最高温度条件を示す指標として、岩石中に含まれる有機物の比率、すなわちステラン/ステレン比が有効であることを示している (高橋ほか, 2005)。加えて、古地温勾配が推定できる場合には、ステラン/ステレン比により見積もった温度条件を深度に読み替えることができるため、シリカ鉱物相と同様に、温度条件を求めた岩石の深度とその温度条件に基づいて、対象地域の侵食量を推定することが可能となる。

ステラン/ステレン比を用いた温度条件推定方法は、古地温勾配を 3.5°C/100 m と仮定した場合、埋没続成変質作用時に獲得した最高温度条件が約 40~60°C、すなわち埋没深度 700~1,300 m 程度の岩石を対象として適用可能と考えられる。この温度より低温もしくは浅所の条件では、ステランおよびステレンより早く続成変化を生じる鎖状イソプレノイドの組成変化が利用可能と考えられる (鈴木, 2004)。また、この温度より高温もしくは深度増加の条件では、ステランの立方異性体や、主に被子植物、コケ類およびバクテリアなどに含まれる有機物であるトリテルパンの立方異性体、さらに高温では、ビトリナイト反射率による温度条件の推定方法が適用可能である (図 3.2.1-17)。鈴木 (2004) に従い、堆積盆の昇温速度については、100 万年程度として、温度指標の関係図を作成した。なお、HDB-7 孔で得られているステラン/ステレン比については、深度依存の傾向は認められていない。この原因とし

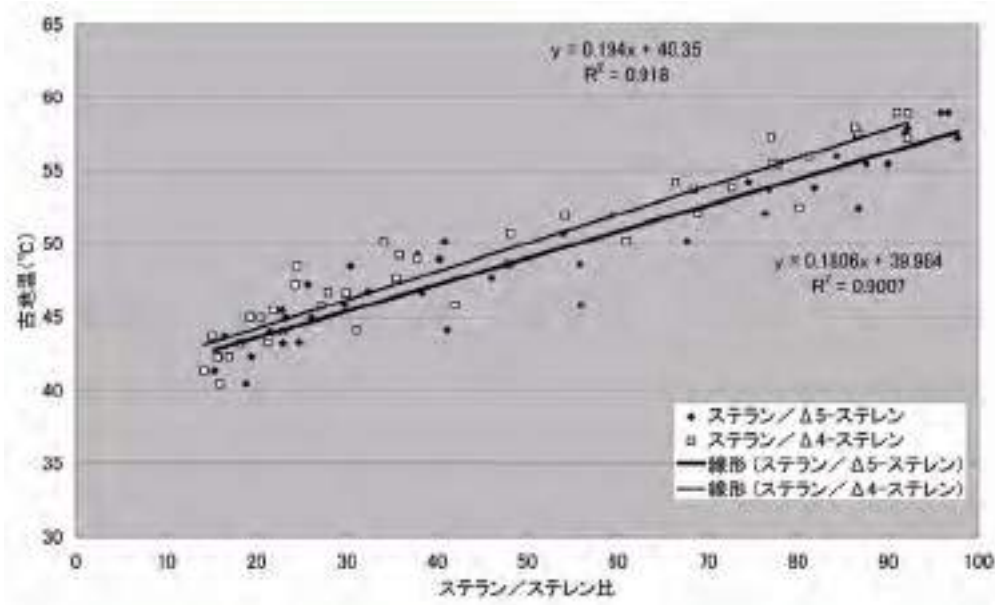


図 3.2.1-16 ステラン/ステレン比と古地温の相関性

て、稚内層、声間層の珪質岩および勇知層の砂岩では、有機物組成がそれぞれ異なることが考えられる。

古地温温度 (°C)	粘土鉱物			有機物熱成熟指標		
	粘土	燧石	シリカ鉱物	ビトリナイト反射率 (Ro)	Tmax (°C)	バイオマーカー熱成熟指標
40°C		カラス	非晶質	0.37*		
50°C						
59°C	モンモリロナイト		クリストパライト	0.38**~0.48**	40°C	
100°C		斜方チロル燧石		0.42**~0.50**	40°C (Ro=0.5)	
113°C				0.41**~0.53**		
134°C	混合層	方沸石 燧燧石	石英	0.53**~0.72**	Ro=0.68	225/(225+22R)-ホルパン (0.12)***
150°C					Ro=0.68	225/(225+22R)-ステラン (0.19)***
160°C	イソイト	高沸石 アルバイト			Ro=0.74	225/(225+22R)-トリスノルネオホルパン/トリスノルネオホルパン (0.29)****
180°C				400 (Ro=1.0)***	Ro=1.06****	

図 3.2.1-17 鉱物学的・有機地球化学的温度指標の関係

- * 基礎試錐「天北」(石油公団, 1995)におけるビトリナイト反射率 (Ro) およびロックエバル分析による熱成熟度指標 Tmaxの結果を使用。
- ** 北川口SK-1 (核燃料サイクル開発機構, 1999b)におけるビトリナイト反射率 (Ro) を使用。
- *** HDB-3, 4, 5, 6, 8孔 (高橋ほか, 2005)。
- **** バイオマーカー熱成熟度指標の例 (Peters and Moldowan, 1993)。
- ***** ビトリナイト反射率および古地温, バイオマーカー熱成熟度指標と関係 (鈴木, 2004)。
- ***** 鉱物学的温度指標の例 (Aoyagi and Kazama, 1980)。

稚内層および声問層と同様な珪質岩（硬質頁岩，珪藻質泥岩）層は，北海道および日本海側油田地帯の中部中新統上部～上部中新統で認められ，北海道の石狩南東地域に分布する軽舞層，秋田地域の女川層，山形地域の草薙層，新潟地域の寺泊層下部などが例としてあげられる（図 3.2.1-18）。これらの地層は主に珪藻から構成されており，有機物組成が稚内層に類似しているため，上記有機物の温度指標が適用できると予想される。また，それらの地層以外においても，全岩化学組成，鉱物組成および有機物組成に大きな差異がないと確認できた堆積岩であれば，上記の有機物温度指標が適用できると考えられる。

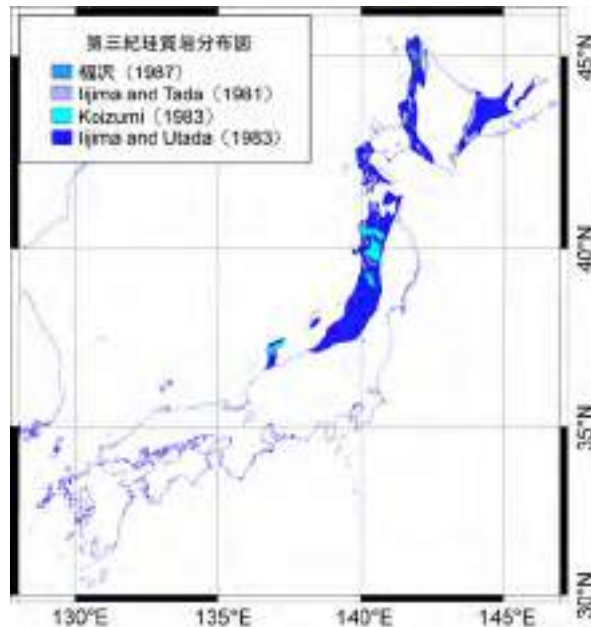


図 3.2.1-18 第三紀珪質岩の分布図

(c) まとめと今後の展望

ここでは，幌延町北進地区のボーリング試料を用いて，シリカ鉱物相の変化および有機物組成の変化を指標とし，過去 100 万年程度の地層の削剥量から侵食速度を推定する方法を示した。侵食速度を推定するための作業フローは，図 3.2.1-19（シリカ鉱物）および図 3.2.1-20（有機物）にまとめられる。シリカ鉱物を用いた作業フローを適用した結果，幌延町北進地区の侵食速度は，隆起量の多い場所では約 0.66 m/千年以上，少ない場所では約 0.21 m/千年以上であることが明らかになった。日本列島を概観した場合に，シリカ鉱物相の変化を用いた侵食速度の推定方法は，稚内層および声問層と同様の地層が分布する北海道から日本海側の油田地域で適用できると考えられる。また，ステラン/ステレン比を用いた方法については，無機・有機元素組成および有機物組成に大きな差異がない堆積岩（例えば海成堆積物起源の泥岩）に適用可能である。いずれの手法においても，沈降から隆起に転じたネオテクトニクスの枠組みでの侵食作用を前提としている。また，古地温勾配を求める際の当時の地表温度やシリカ鉱物の相転換温度，侵食が始まった時期などの特定には，様々な不確実性を伴っている。例えば，古地温勾配およびシリカ鉱物の相転換温度について条件を変更し，埋没深度の推定を行った場合には，オパール CT 化を生じる深度は約 800～1,300 m となることから（表 3.2.1-2），場所によっては，侵食速度が 1 m/千年を超えることになる。また，侵食の開始時期については，勇知層/更別層境界の年代を 1.3 Ma としたが，1.5 Ma まで遡る可能性（図 4.3.3-34）もあり，その場合には侵食速度が 2 割程度小さく見積もられる。従って，ここで提示した方法によって求めた侵食速度に対する信頼性の向上を図るためには，上記の見積もりに際して，対象地域の地史や層序など（例えば，Yasue et al., 2005 による研究例）についても十分な検討を行うことが重要である。

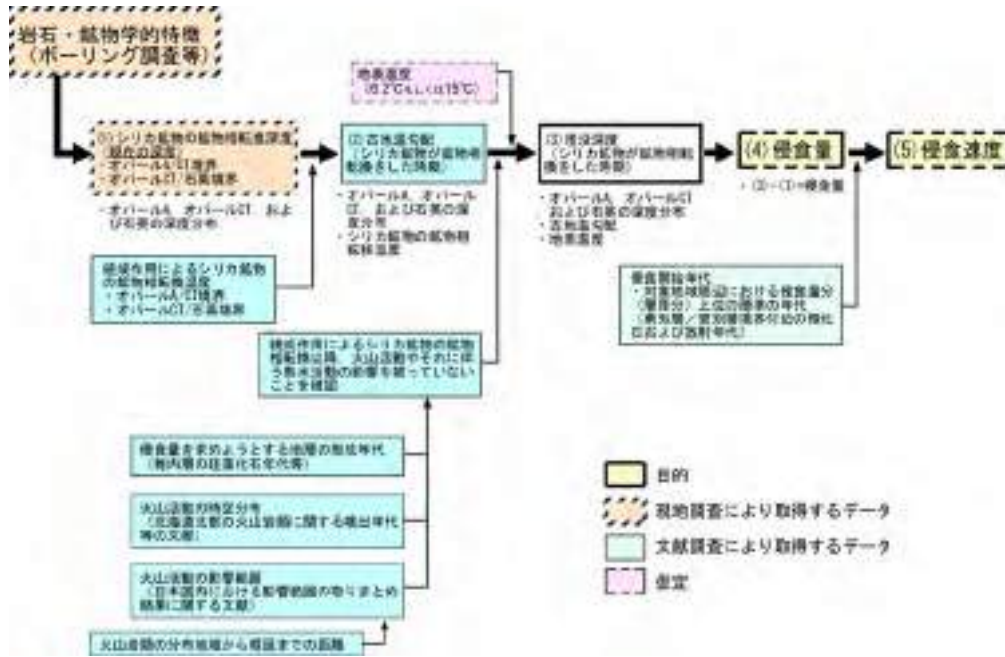


図 3.2.1-19 シリカ鉱物の鉱物相転換温度を利用した侵食量および侵食速度推定のための作業フロー

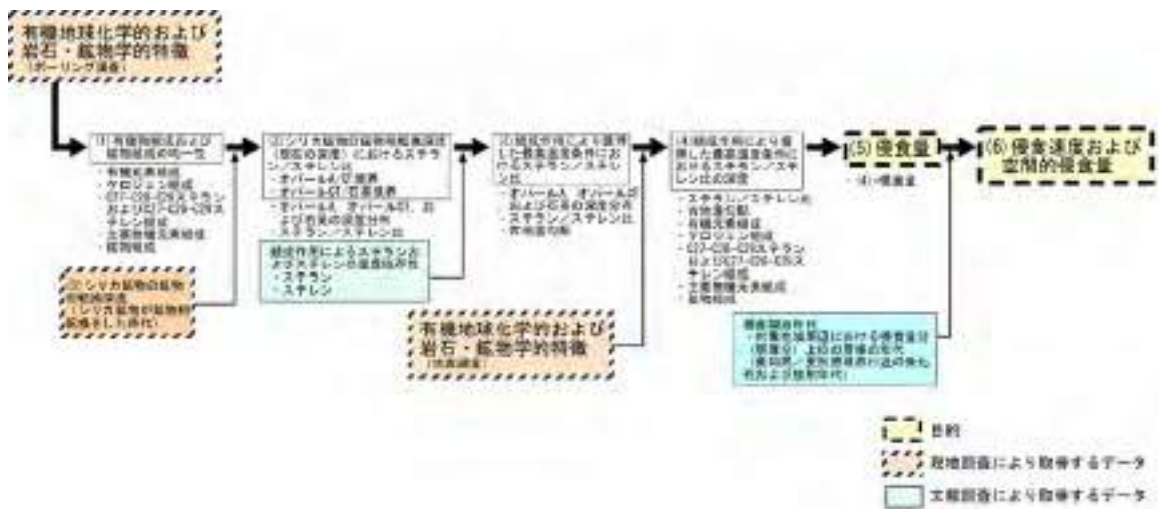


図 3.2.1-20 有機物組成を利用した侵食量および侵食速度推定のための作業フロー

表 3.2.1-2 オパール CT 化条件から得られる埋没深度

条件	オパールA/CT	オパールCT/石英	深度差	オパールA/CT	オパールCT/石英	温度差	古地温勾配 (°C/100 m)	オパールCT化	引用文献***	備考	
	境界深度(m)	境界深度(m)	(m)	境界温度条件(°C)	境界温度条件(°C)	(°C)		深度(m)			
基礎試錐「天北」	地表温度15°C* 地層の傾斜未補正	250	996	746	45	69	24	3.2	932	1)	****
					22	72	50	6.7	104	2)	
					38	106	68	9.1	252	3)	
					50	80	30	4.0	870	4)	
					50	110	60	8.0	435	5)	
	地表温度15°C* 地層の傾斜を補正				45	69	24	3.3	908	1)	****
					22	72	50	6.9	102	2)	
					38	106	68	9.4	246	3)	
					50	80	30	4.1	847	4)	
					50	110	60	8.3	424	5)	
地表温度6.2°C** 地層の傾斜未補正	45	69	24	3.2	1205	1)	****				
	22	72	50	6.7	236	2)					
	38	106	68	9.1	349	3)					
	50	80	30	4.0	1088	4)					
	50	110	60	8.0	544	5)					
地表温度6.2°C** 地層の傾斜を補正	45	69	24	3.3	1174	1)	****				
	22	72	50	6.9	229	2)					
	38	106	68	9.4	340	3)					
	50	80	30	4.1	1060	4)					
	50	110	60	8.3	530	5)					
北川口SK-1	地表温度15°C* 地層の傾斜未補正	601	1379	778	45	69	24	3.1	973	1)	****
					22	72	50	6.4	109	2)	
					38	106	68	8.7	263	3)	
					50	80	30	3.9	908	4)	
					50	110	60	7.7	454	5)	
	地表温度15°C* 地層の傾斜を補正				45	69	24	3.4	881	1)	****
					22	72	50	7.1	99	2)	
					38	106	68	9.6	239	3)	
					50	80	30	4.3	823	4)	
					50	110	60	8.5	411	5)	
	地表温度6.2°C** 地層の傾斜未補正				45	69	24	3.1	1258	1)	****
					22	72	50	6.4	246	2)	
					38	106	68	8.7	364	3)	
					50	80	30	3.9	1136	4)	
					50	110	60	7.7	568	5)	
	地表温度6.2°C** 地層の傾斜を補正				45	69	24	3.4	1140	1)	****
					22	72	50	7.1	223	2)	
					38	106	68	9.6	330	3)	
					50	80	30	4.3	1030	4)	
					50	110	60	8.5	515	5)	

* Aoyagi and Kazama (1980)で仮定された地表温度

** 天塩気象観測点で測定された1979年から2000年までの平均気温

*** シリカ鉱物相の相転換温度 引用文献 1)Aoyagi and Kazama (1980); 2)Iijima and Tada (1981); 3)白水(1988); 4)吉村(1994); 5)Isaacs et al. (1983)

**** オパールCT化を生じた深度が現在のオパールA/CT境界深度より浅いデータ

(地表温度, 古地温勾配, およびシリカ鉱物の相転換温度について条件を変更し, オパールCT化の深度を計算。)

3.2.2 火山活動

(1) 第四紀の火山・地熱活動などの調査技術

最終処分法によると、精密調査地区の選定は、概要調査地区およびその周辺の地域において、地表踏査、物理探査、ボーリングなどによる調査（概要調査）によって「対象地層等において自然現象による地層の著しい変動が長期間生じていないこと」を確認することとされている。火山活動については、対象地域において過去の噴火活動や熱水活動などの存在の有無を確認することが必要となることから、これらを調査するための技術の整備を進めている。

また、原子力安全委員会（2002）によると「第四紀に活動したことのある火山の有無に関する判断が文献調査からできない場合は、概要調査あるいはそれ以降の調査において、検討する必要がある。」ことが示されていることから、当面は、地表踏査や室内試験などによって第四紀火山を認定するための調査技術（第四紀火山噴出物の同定）を整備する必要がある。サイクル機構では、主にテフロクロロジーによる噴火史の編纂手法の検討を進めているが、ここでは現在取り組んでいる多量屈折率測定地質解析法の概要とその適用事例について紹介する。一方、マグマなどの高温物質から放出される熱エネルギーや火山ガスなどによって、その周辺では地温の上昇のほか、熱水対流系の形成、地下水や岩石の化学組成の変化などの現象が想定されている。そのため、概要調査に際しては、過去に生じた上記の現象の痕跡の有無を確認するための調査技術を整備していくことが重要となる。これについては、鉱物の絶対年代とその閉鎖温度（地質温度計）を利用した熱年代学的手法によって、過去の古地温・熱水系を復元するための調査技術に取り組んでいる。以下では、それぞれの手法の適用性や問題点などについて述べた上で、過去に生じたマグマの貫入や大規模珪長質火砕流による熱的影響に関する熱年代学的手法の研究事例を紹介する。

(i) 多量屈折率測定地質解析法による第四紀火山噴出物の同定

(a) 研究の概要

第四紀火山の同定に際しては、 ^{14}C 年代測定やK-Ar年代測定、フィッション・トラック（FT）年代測定などといった絶対年代を求める方法と、火山灰やレスによる編年などといった相対年代を求める方法とを、それぞれの適用条件においてうまく組み合わせることが重要になる。特に、鮮新世～更新世前半の火山については、K-Ar年代測定などによって溶岩などの年代測定が行われることが多いが、大気Arの混入や変質・風化などによる二次的なArの損失などによって、すべての試料において必ずしも測定精度が良く信頼性の高い年代値を得ることができるとは限らない。一方で1980年代にかけて広域的な降下テフラを時間指標層（鍵層）とした火山灰編年学（テフロクロロジー）の基礎が確立され、噴火史の解明にも頻繁に用いられるようになった。また、テフロクロロジーによる編年では、鍵層によって噴出物の新旧を一義的に決定できるため、新第三紀・第四紀境界のテフラが識別できれば、第四系の認定に大きな役割を果たす。しかし、降下火山灰・軽石などのテフラは、その分布域が特定の方向に限られていることが多く（わが国では偏西風によって降下テフラは給源の東側ないしは北東側に分布することが多い）、降灰主軸から離れた地域や小規模噴火によってわずかにしか降灰しない場合には、露頭において肉眼でテフラを識別することは困難であることが多い。

近年、新たな屈折率測定装置の開発により測定精度や速度の飛躍的な向上にともない、大量の火山ガラスや鉱物の測定を容易かつ迅速に行うことが可能となった（古澤，1995）。これによって、風成層や湖沼・内湾堆積物を5～10 cm間隔で連続的に採取した試料に含まれる火山ガラス、斑晶鉱物（斜方輝石、角閃石など）の屈折率を測定し、得られた大量のデータを統計的に解析することにより、肉眼では識別できないテフラ起源物質やテフラ降灰層準を認定する手法である「多量屈折率測定地質解析法」（RIPL法：Refractive Index Physical Labor Method）が考案された（古澤，2004）。サイクル機構では、放射年代測定が適用でき

ない更新世前半の火山を対象に、RIPL 法によって最新の噴火活動の推定を試みた（梅田・古澤，2004）。

(b) RIPL 法の更新世中期の噴火活動への適用—むつ燧岳の最新期の噴火活動—

むつ燧岳火山は東北日本北部の第四紀火山フロントの一部を形成する成層火山であり、安山岩質の非溶結～弱溶結の火砕流堆積物および溶岩を主体とする。また、本火山の山頂から南側に分布する平坦面は、最新期の活動である火砕流堆積物（むつ燧岳新期 2 火砕流堆積物、以下 MHi-2-pfl）によって形成されたと考えられる（図 3.2.2-1）。MHi-2-pfl の年代については、これまで全岩 K-Ar 年代の測定を行っているが、大気起源 Ar の混入率が高く、誤差の大きい年代値（ $0.4 \pm 1.9\text{Ma}$ 、 $0.6 \pm 1.9\text{Ma}$ ）しか得られていない。そのため、MHi-2-pfl を挟む上下の風成層について RIPL 法を適用し、テフラの識別を行った。



図 3.2.2-1 むつ燧岳新期 2 火砕流堆積物の分布（梅田・古澤，2004）

MHi-2-pfl の下位には、層厚約 40 m の風成層が認められる。風成層中には、肉眼で識別できる 4 枚の降下軽石層が挟まれ、本論ではこれらを下位から大畑 1 降下軽石（Oh-p1）、大畑 2 降下軽石（Oh-p2）、大畑 3 降下軽石（Oh-p3）、大畑 4 降下軽石（Oh-p4）と命名する。また、RIPL 法による風成層のテフラの識別では、Oh-p1 の下位にカミングトン閃石を多量含み、Oh-p1～4 とは斜方輝石、角閃石の屈折率が系統的に異なるテフラ（大畑カミングトン閃石 1 テフラ：Oh-cum1）が識別できる。このほか風成層の最上部で、MHi-2-pfl の直下にも同様なテフラ（大畑カミングトン閃石 2 テフラ：Oh-Cum2）が識別できる（図 3.2.2-2）。一方、大畑川支流、葉色沢の最上流の露頭（地点 2）には、MHi-2-pfl を覆う層厚約 5.5 m の風成層が堆積している。肉眼で識別できるテフラ層は存在しないが、RIPL 法によると火山ガラスの屈折率に明瞭な違いが認められる 3 枚のガラス質のテフラ降灰層準が認定でき、下位より佐藤ヶ平 1 テフラ（St-g1）、佐藤ヶ平 2 テフラ（St-g2）、佐藤ヶ平 3 テフラ（St-g3）と命名した。また、最上位には広域テフラである白頭山苫小牧（B-Tm）がガラスの形態や屈折率などから識別できる。さらに、St-g2 と St-g3 の間には、カンラン石を含み St-g1～3 とは火山ガラスの屈折率が系統的に異なるテフラ（佐藤ヶ平カンラン石テフラ：St-ol）が識別できる。

これらのテフラ層については、年代が把握されている既知のテフラとの対比や酸素同位体編年がなされている海岸段丘と各テフラとの層位関係とを把握することにより、それぞれのテフラの年代を推定することが可能である。そこで、MHi-2-pfl の上下の風成層中のテフラ

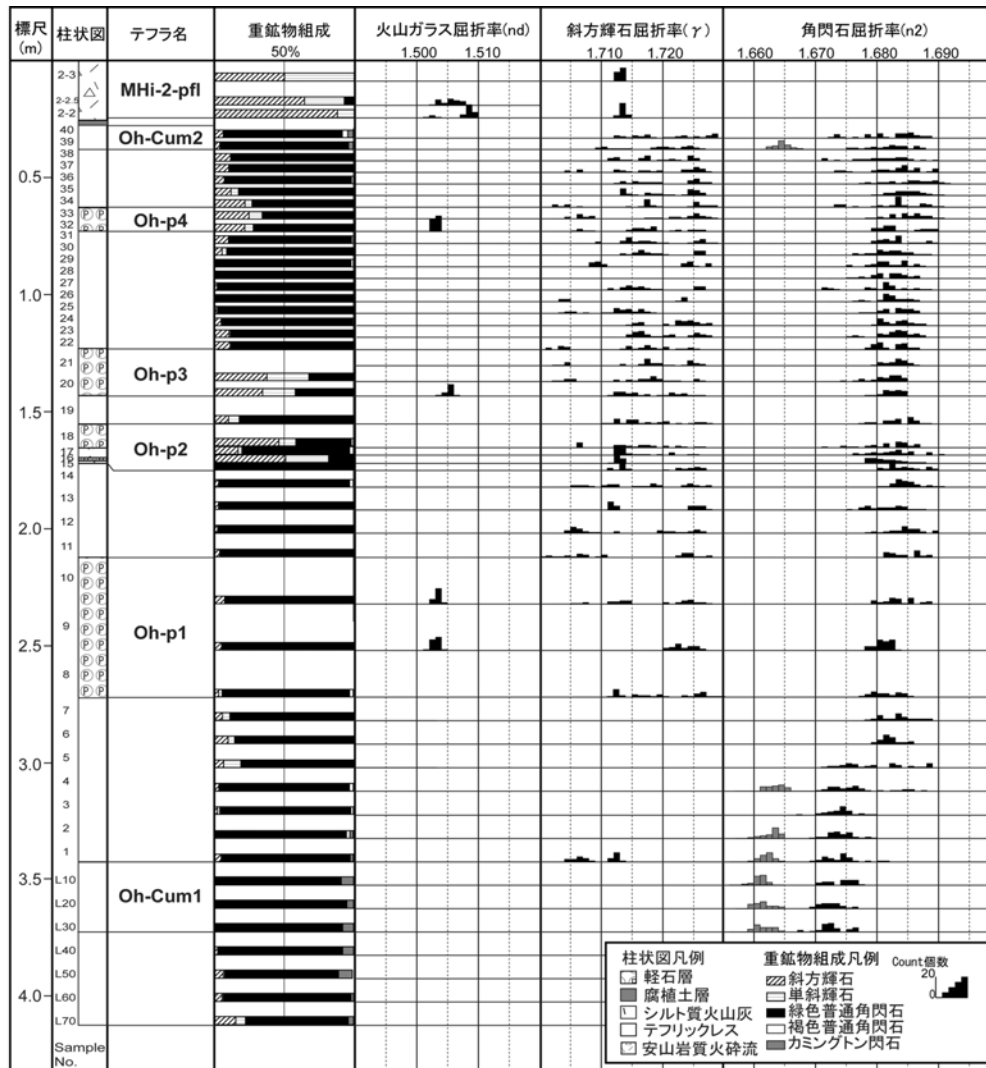


図 3.2.2-2 RIPL 法によるガラス，鉱物の屈折率ヒストグラム（梅田・古澤，2004）

と、この地域に飛来した可能性がある広域テフラおよびむつ燧岳火山の南東に広がる田名部低地帯に分布するテフラとの対比を試みた。また、精度の高い対比を行うため、火山ガラスや斑晶鉱物の屈折率が類似しているものについては、EPMAにより火山ガラスおよび斑晶鉱物の化学組成分析を行った。

MHi-2pfl の下位のテフラについては、Oh-Cum2 が東通村鹿橋の鹿橋面を覆う風成層中にカミングトン閃石を含むテフラ層に対比された。鹿橋面は岩崎（1987）の蒲野沢面（MIS11：364～427Ka）構成層を削り込む砂礫層で、MIS11 直後の大規模な低海面期、すなわち MIS10（334～364Ka）に形成された河成段丘堆積物と考えられている（桑原・山崎，2001）。一方、MHi-2pfl の上位については、St-g2 が恐山起源の田名部 C（Tn-C）に対比できた。Tn-C の噴出時期については、酸素同位体層序から MIS8（242～301ka）と推定されている（桑原・山崎，2001）。これらのことから、MHi-2-pfl の噴出時期は、MIS10～MIS8 のある時期、おそらく 30 数万年と考えられる（図 3.2.2-3）。以上のように、放射年代測定が適用できない火山についても RIPL 法によって、活動年代を推定できることがわかった。

(c) まとめと今後の展望

RIPL 法は、これまでの研究によって完新世から更新世中期の火山の活動年代の推定に用いられてきたが（例えば、梅田ほか，1996；古澤・梅田，2000，2002a，2002b），これより古い時代の火山を対象とした調査事例はない。特に、概要調査における第四紀火山の確認とい

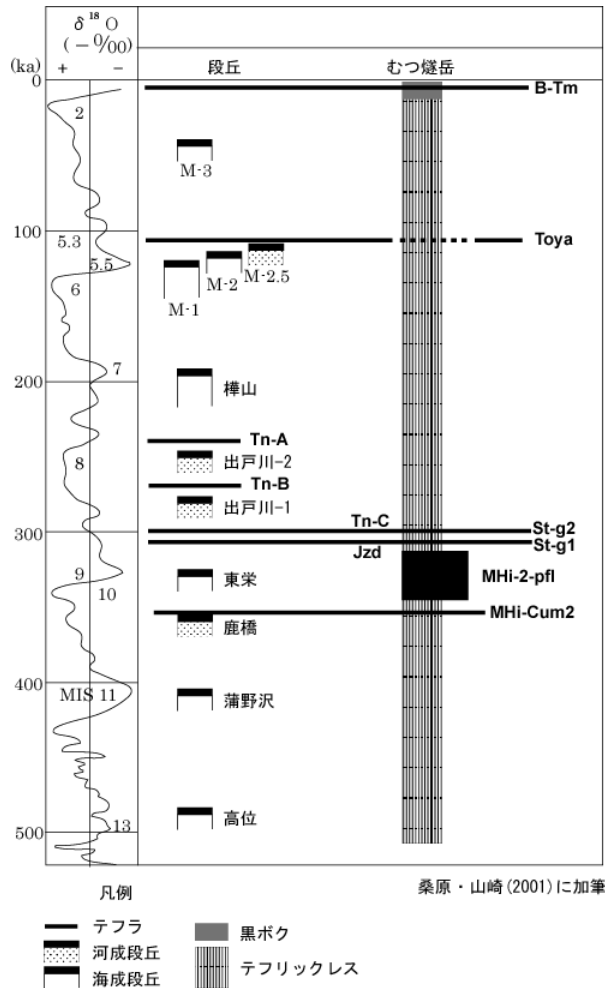


図 3.2.2-3 田名部低地帯の海岸段丘およびテフラ降灰層準の関係 (梅田・古澤, 2004)

った観点からは、鮮新世から第四紀前半の火山の活動時期の推定が重要と考えられるが、これらの火山は開析が著しいことから、山体を覆う風成層よりもむしろ、山麓などのように削剥を受けにくい場所に堆積した陸水成層の調査が主体となると考えられる。また、ボーリング調査やトレンチ調査などでは、変質した年代不詳の火山岩などが見出される可能性があるが、その場合にも上位の陸水成もしくは海成層中のテフラの同定に RIPL 法が適用できる。しかしながら、比較的古いテフラ起源物質は、風化や変質によってこれまでの手法では識別が困難になることも考えられる。そのため、他の鉱物に比べて風化に対する抵抗性が高い鉱物を利用することも有効である。特に、強磁性鉱物は斑晶の大部分が粘土化するような風化テフラにおいても安定に存在することから (鈴木, 2000), これらの化学分析などによるテフラ識別法を今後検討していく必要がある。

鮮新世～更新世前半のテフラの研究も、近年盛んに行われるようになり、各地で鮮新統・下部更新統に共通する広域テフラが見出されており (例えば, 黒川ほか, 1998 ; 里口ほか, 1999), 飛騨山脈付近を給源とする穂高-Kd39 テフラ (Ho-Kd39), 恵比須峠-福田テフラ (Eb-Fukuda), 大峰-SK110 テフラ (Om-SK110) などのテフラは、房総半島から近畿地方に及ぶ広範な地域に飛散していることが明らかにされている (長橋ほか, 2000)。しかしながら、これらのテフラの大部分は、給源や飛散範囲について不明な点が多く、今後の研究を通じて新第三紀・第四紀境界付近の広域テフラの情報 (カタログ) を整備していくことが重要となる。

(ii) 熱年代学的手法による古地温・熱水系の調査技術

(a) 研究の概要

放射壊変を利用した年代測定では、対象となる元素や同位体がある温度（閉鎖温度）以下になって初めて放射性起源核種が保持されるようになり、その時点が年代測定における年代の起点となる。従って、年代測定の結果は、その系が閉鎖温度以下になってから現在に至るまでの時間を示している。熱年代学的手法とは、岩石や鉱物の放射年代と閉鎖温度を利用することにより、過去の地質体の温度を解析する方法である。また、閉鎖温度は対象とする鉱物、元素や同位体によって異なることから、閉鎖温度の異なる複数の系を利用することにより、地質体を経てきた温度の変化を時間軸とともに明らかにすることができる。

放射壊変を利用した年代測定には、放射壊変による同位体比の時間変化を利用した手法や放射線損傷の蓄積を利用した手法などが良く用いられている。前者は、放射性核種の親核種と娘核種の量比によって年代を求める方法であり、カリウム-アルゴン法（K-Ar法）、ルビジウム-ストロンチウム法（Rb-Sr法）などが良く用いられている。一方、後者は自然界で生じる放射線による結晶内の損傷（放射性核種の自発核分裂の飛跡、格子欠陥中の不対電子などの存在）の蓄積量が時間との関数であることから年代を求める方法であり、フィッシュン・トラック法（FT法）、熱ルミネッセンス法（TL法）、電子スピン共鳴法（ESR法）などが知られている。それぞれの年代測定法、対象鉱物、閉鎖温度などをまとめたものを表 3.2.2-1 に示す。なお、熱年代学的手法を含めた地質温度計の概要については、金沢ほか（2005）を参照されたい。

表 3.2.2-1 主な鉱物の各年代測定法における閉鎖温度（兼岡，1998）

鉱物の種類	K-Ar法	Rb-Sr法	FT法
全岩		~700	
普通角閃石	500~700		
白雲母	350±50	500±50	
黒雲母	300±50	300±50	
長石類	230程度		
カリ長石	110~180	280~350	
アパタイト			130±30
スフェーン			340±25
ジルコン			~240

一般に、マグマの冷却史や地質体の上昇テクトニクスの解明などに熱年代学的手法が良く用いられる（例えば、沢田・板谷，1993；Hasebe et al., 1993；原山，1994）。しかしながら、地質環境の長期安定性の観点からは、最近になって二次的に被った熱的イベント（再加熱）の存在を確認することが重要である。熱的イベントには、伏在的なマグマの貫入による地温上昇や熱水対流系の形成が想定される。これらの現象が顕著な場合には、接触変成岩あるいは熱水変質帯や熱水（鉱物）脈などが認められることがあるが、すべての熱的イベントを露頭スケールで確認することは困難である。従って、地表踏査やボーリング調査によって得られた試料は、できる限り室内試験を行うことが望ましい。また、二次的な熱的イベントの存在を確認するためには、そのバックグラウンドの情報として対象とする地質体の全体的な冷却史を把握することが不可欠であり、そのためには、対象とする地質体を包含するような調査範囲を設定する必要がある。

(b) 花崗岩の冷却史と貫入岩体による熱的影響

(a)で述べた熱年代学的手法を用いて、地質体の冷却史とその後の火成活動によって生じた熱的イベントについて検討した事例（梅田ほか，2001）について紹介する。

事例研究は、愛媛県西部に分布する西南日本領家帯に区分される白亜紀の高浜花崗岩類および新第三紀の高浜黒岩岩体を対象に行った。高浜花崗岩類は、優白質の中粒～粗粒の普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩を主体とする。一方、長径約 3 km の高浜黒岩岩体は、高浜花崗岩類を貫く長径約 50 m の岩頸状の貫入岩で、暗緑灰色～緑灰色の凝灰角礫岩と暗緑灰色の単斜輝石斜方輝石安山岩から構成される（図 3.2.2-4）。

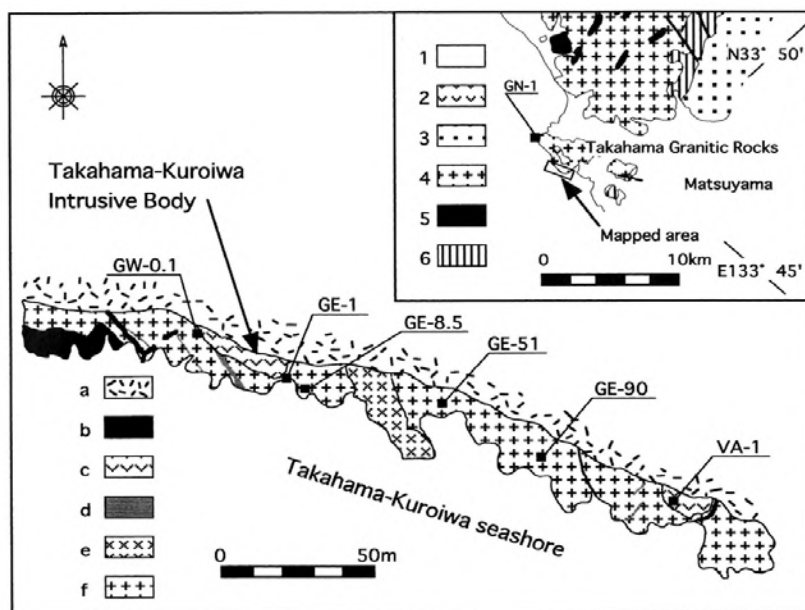


図 3.2.2-4 高浜地域の地質図（梅田ほか，2001）

(1. 第四系, 2. 新第三系, 3. 泉層群, 4. 領家花崗岩類, 5. 貫入岩類, 6. 領家変成岩類, a. 沖積層, b. 岩脈, c. 凝灰角礫岩, d. アブライト, e. 花崗岩斑岩, f. 高浜花崗岩類)

高浜花崗岩類の冷却史の解明にあたっては、新第三紀火成活動による熱的な影響を避けるため、貫入岩類から 3.5 km 以上離れた地点で試料 (GN-1) を採取し、岩石中の普通角閃石と黒雲母の K-Ar 年代、ジルコンとアパタイトの FT 年代の測定を行った。その結果、普通角閃石と黒雲母は、 87.6 ± 4.4 Ma と 86.4 ± 4.3 Ma、ジルコンとアパタイトは、 73.6 ± 3.0 Ma と 54.8 ± 3.7 Ma という値を得た。これらの値とそれぞれの鉱物の閉鎖温度 (Dodson and McClelland-Brown, 1985; Harland et al., 1989) より推定した冷却曲線を図 3.2.2-5 に示す。また、図 3.2.2-5 には愛媛県西部の領家花崗岩類 Rb-Sr 全岩アイソクロン年代 (93.1 ± 2.9 Ma; Kagami et al., 1988) と閉鎖温度 ($675 \pm 25^\circ\text{C}$; Harrison et al., 1979) を併せて示した。これによると、普通角閃石-黒雲母、全岩-黒雲母の年代および閉鎖温度によって、岩体の冷却速度は、それぞれ $105 \sim 175^\circ\text{C}/\text{百万年}$ 、 $56 \sim 94^\circ\text{C}/\text{百万年}$ と計算できる。一方、黒雲母-アパタイトによって求められた冷却速度は、約 $6^\circ\text{C}/\text{百万年}$ となり、1 オーダー以上低い冷却速度となる。これらのことから、高浜花崗岩類は貫入・固結開始後、数百万年間に 300°C 付近まで冷却し (急冷ステージ)、その後、数千万年間を経て約 100°C まで低下した (徐冷ステージ)。地殻中のマグマの冷却速度は、数値実験によって推定が行われており、例えば、数百 km^3 のマグマ溜まりが中部地殻に定置した場合、数十万年から数百万年のオーダーで母岩の温度と同程度となる (核燃料サイクル開発機構, 1999c)。この結果は急冷ステージの冷却速度と整合的であることから、高浜花崗岩類のマグマは地殻内に定置後、その場 (in-situ) で冷却・固化したと考えられる。また、その後の徐冷ステージは、テクトニックな岩体の上昇による温度の低下を反映していると考えられる。

また、新第三紀の高浜黒岩岩体が高浜花崗岩類に及ぼす熱的な影響を把握するために、高

浜黒岩岩体の全岩 K-Ar 年代および岩体の接触部から 0.1 m (GW-0.1), 1 m (GE-1), 8.5 m (GE-8.5), 51 m (GE-51), 90 m (GE-90) 離れた地点で採取した花崗岩試料を用いて、それぞれの鉱物の年代測定を行った。なお、高浜黒岩岩体の周辺では顕著な熱水変質作用の痕跡は認められないことから、花崗岩類への熱的影響は熱伝導を主体とするものと考えられる。岩体からの距離とそれぞれの鉱物の年代値をまとめたものを図 3.2.2-6 に示す。これによると、GE-1 の黒雲母の K-Ar 年代は、GN-1 に比べて 10^7 年程度若い値を示すが、10 m 以上離れた地域では誤差の範囲で一致する。これは岩体から 1 m 付近では貫入岩による再加熱によってアルゴン損失による若返りが生じていると考えられる。また、ジルコンの FT 年代およびトラック長解析によると、GW-0.1 は完全にリセットされているほか、GE-1, 8.5 ではアニーリングによるトラック長の短縮が認められる。アパタイトの FT 年代によると、岩体から 10 m 以内では完全にリセットし、高浜黒岩岩体の年代値と一致しているほか、GE-51 でもトラック長の短縮が認められた。さらに、数値実験による岩体の冷却速度の計算に基づき、今回測定したジルコン、アパタイトが $10^2 \sim 10^3$ 年間アニーリングを受けていたと仮定すると、Yamada et al. (1995), Laslett et al. (1987) の室内におけるトラック長短縮実験に基づく fanning モデルから高浜花崗岩類は、岩体の接触部から 0.1 m で約 450°C, 1 m で約 350°C, 8.5 m で 250°C 以上, 51 m で 50°C 以上まで一時的に温度が上昇したと推定できる。すなわち、小～中規模の火成岩体の貫入によって周辺の母岩（結晶質岩）の温度が顕著に上昇する範囲は数十 m 程度である。

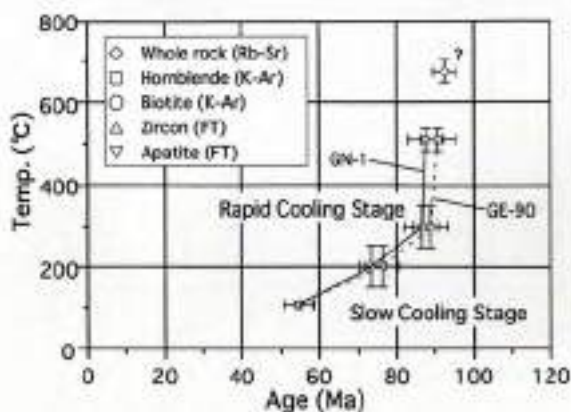


図 3.2.2-5 高浜花崗岩類の冷却史 (梅田ほか, 2001)

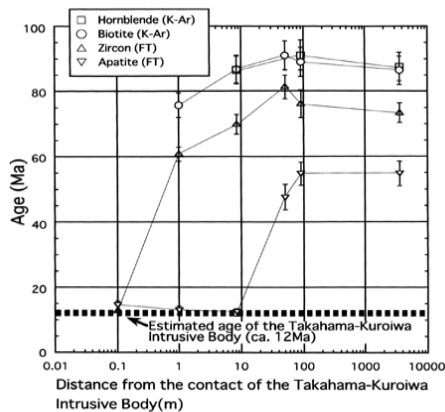


図 3.2.2-6 貫入岩からの距離と年代値との関係 (梅田ほか, 2001)

(c) 大規模珪長質火砕流による基盤岩への熱的影響

火山活動が地質環境に及ぼす熱的影響は、(b) で述べたような地下に貫入したマグマによる影響のほか、噴火によって放出された高温の火砕物が地表下に影響を及ぼす可能性も想定される。特に、大規模珪長質火砕流は、主にプリニー式噴火によって生じる 10 km^3 以上の発泡したマグマの破片とガスによる流れであり、給源から数十 km 以上の広範囲に及ぶ。石丸・角田 (2002) は、大規模珪長質火砕流が基盤岩に及ぼす熱的影響を一次元熱拡散モデルによって検討しており、温度の上昇深度は火砕流の層厚、温度に大きく依存することを明らかにした。サイクル機構では、これらの数値実験の妥当性を熱年代学的手法によって検討するため、中部九州の今市火砕流堆積物を事例に、ジルコンの FT 年代測定およびトラック長解析による熱履歴解析を行った (松崎ほか, 2004)。

今市火砕流は、第四紀の猪牟田カルデラを給源とする単斜輝石斜方輝石デイサイト質の火砕流堆積物で、噴出量は約 90 km^3 ある (鎌田ほか, 1994)。溶結凝灰岩の本質岩片の K-Ar 年代として $0.85 \pm 0.03 \text{ Ma}$ という値が得られている (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1988a)。大分県直入町新屋敷入口では (図 3.2.2-7)、層厚約 50 m の今市火砕流堆積物が基盤の新第三紀の三宅山流紋岩を被覆しており、この露頭において火砕流と基盤の境界から下

位に 5 cm (THM1-5), 10 cm (THM1-10), 40 cm (THM1-40), 20 m (THM1-2000) 離れた流紋岩を試料として採取した。三宅山流紋岩の K-Ar 年代は, 13.6 ± 0.5 Ma, 14.4 ± 0.5 Ma という値が報告されている (豊肥地熱地域地質図編集グループ, 1982)。これらの試料に含まれるジルコンの FT 年代は, 境界部から下位に向かって, 0.84 ± 0.08 Ma, 0.83 ± 0.07 Ma, 1.39 ± 0.09 Ma, 14.3 ± 0.5 Ma という値を得た (図 3.2.2-8)。このうち, THM1-5, THM1-10 の FT 年代は, 今市火砕流堆積物の年代値と誤差の範囲で一致していることのほか, トラック長の頻度分布も $10 \sim 11 \mu\text{m}$ に単一のピークを有するパターンを示し, 顕著な短縮は認められないことから, 火砕流による再加熱によって完全にリセットされたと考えられる。また, THM1-40 の FT 年代は火砕流と基盤岩の中間的な値を示していること, トラック長の短縮が認められることから, PAZ (Partial Annealing Zone) 付近まで温度が上昇したと考えられる。さらに, THM1-2000 の FT 年代は基盤岩の年代値と誤差の範囲で一致し, トラック長の短縮も認められない。

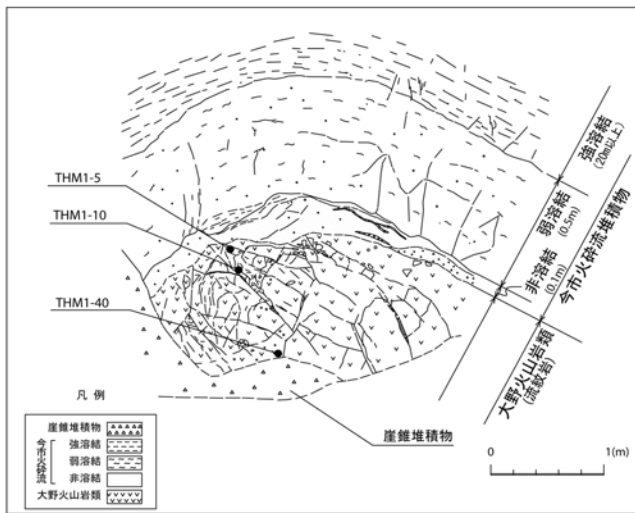


図 3.2.2-7 大分県直入町新屋敷入口の露頭スケッチ (松崎ほか, 2004)

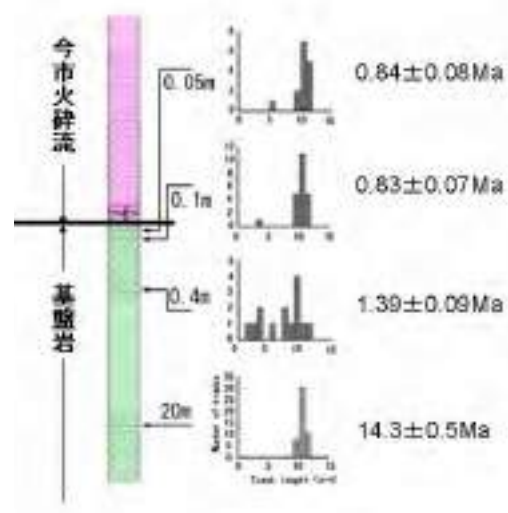


図 3.2.2-8 境界部からの距離と年代値・トラック長 (松崎ほか, 2004)

一方, 火砕流堆積物による基盤岩への熱的影響を数値実験によって検討するため, Kamata et al. (1993) による一次元熱拡散モデルによって深度ごとの温度変化を計算した。ここで温度 T [°C]は,

$$T = 0.5(T_0 - T_s) \left[2\text{erf} \left(\frac{x}{2\sqrt{\alpha t}} \right) - \text{erf} \left(\frac{x-d}{2\sqrt{\alpha t}} \right) - \text{erf} \left(\frac{x+d}{2\sqrt{\alpha t}} \right) \right] + T_s \quad (3.2.2-1)$$

となる。ただし, T_0 [°C]は火砕流の定置温度, T_s [°C]は基盤岩の温度, x [m]は火砕流堆積物と基盤岩の境界からの距離, t [年]は時間, α [m²/年]は熱拡散係数, d [m]は火砕流堆積物の層厚である。このモデルによって, $T_0=730$ [°C], $d=50$ [m]とした場合の深度ごとの温度の経時変化を図 3.2.2-9 に示す。これによると, 境界から数十 cm の領域では, 350°C以上まで温度が上昇するのに対して, 20 m では 200°C以下となる。Yamada et al. (1995) の fanning モデルによると, 数百年オーダーでアニーリングを受けていた場合にトラックの短縮が生じる温度 (PAZ の下限の温度) は, 約 300°C以上と推定できるが, この結果は数値実験と整合的であり, 熱年代学的手法による大規模珪長質火砕流の熱的影響の評価は, おおむね妥当であることを示唆する。

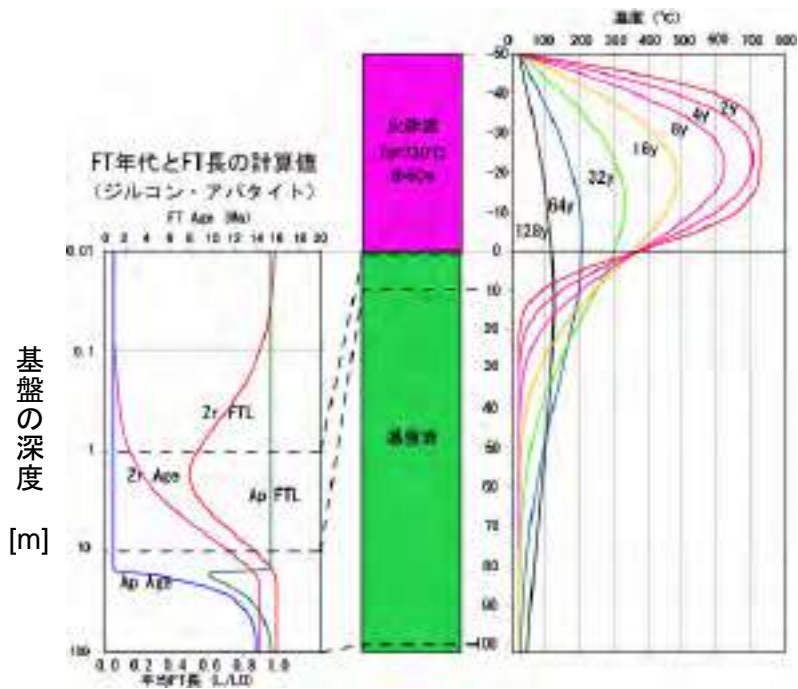


図 3.2.2-9 一次元熱拡散モデルによる深度－温度曲線（松崎ほか，2004）

(d) まとめと今後の展望

地層処分への活用を考えた場合、古地温・熱水系の復元技術においては、100℃あるいはそれ以下の比較的低温の領域に適用できる地質温度計が必要となる。

近年、鉍物中に含まれる少量の He 同位体の高精度測定が可能になってきたことから、ウラン・トリウム・ヘリウム法 ((U-Th)/He 法) による年代測定が行われるようになってきた。

(U-Th)/He 法は、 α 壊変核種による放射壊変によって生じた ^4He を用いた放射年代測定法であるが、 ^4He の閉鎖温度は同一鉍物を対象とした他の測定系に比べて低温側に存在すると考えられている (Farley, 2002)。例えば、アパタイトにおける ^4He の閉鎖温度は $68 \pm 5^\circ\text{C}$ (Farley, 2000) であり、FT 法の閉鎖温度 (100~110℃, Harland et al., 1989) よりも低温側である。さらに、 ^4He の部分保持温度帯 (partial retention zone) は 35~75℃ と見積もられている (Farley and Stockli, 2002)。このことから、アパタイトにおける (U-Th)/He 法は、100℃ を下回るような温度領域に対する有効な地質温度計と考えられる。今後は、これらの低温領域の温度を見積もることができる地質温度計を中心に天然試料への適用性についての検討を進めるとともに、熱年代学的手法を用いた調査技術の体系化を図っていくことが重要となる。

(2) 地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術

概要調査に際しては、対象地域やその周辺において、第四紀火山や過去の熱水活動などの痕跡を確認するための技術のほか、将来、地層処分システムに重大な影響を及ぼすと想定される現象 (断層活動、火成活動など) の潜在的なリスクを排除するため、地下深部のマグマ・高温流体などの存在の有無を把握するための調査技術を整備していくことが重要である。一般に、地下深部のマグマ等の存在を検出するための方法には、①地震波、②地殻変動、③電磁気、④火山ガスを利用した調査技術が用いられる (兼岡・井田編, 1997)。サイクル機構では、このうち地震波トモグラフィ、地磁気・地電流法 (MT 法)、希ガス同位体測定などといった地球物理学的、地球化学的手法について、事例研究を通じて、個別の要素技術の適用性を検討するとともに、調査技術の体系化を目指している。ここでは、地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術の概要を示すほか、MT 法の適用性について検討した鳴子火山での研究事例、非火山性の地熱地帯の熱源について検討した紀伊半島南部での研究事例について紹介する (浅森・梅田, 2005)。

(i) 地球物理・地球化学的手法によるマグマ・高温流体などの検出

活動的な火山や地熱地帯では、噴火予知や地熱資源開発の観点から地下深部構造の推定に関する調査・研究が数多くなされている。特に桜島、阿蘇山、有珠山、伊豆大島、雲仙岳、三宅島などの活動的な火山に対しては噴火予知に関する総合的な研究が精力的に行われており、主に地震、電磁気、重力、測地などといった地球物理学的手法によってマグマなどを検出するための調査が行われている（例えば、科学技術・学術審議会測地学分科会，2002）。一方、地球化学的手法は、マグマから放出される流体やガスなどに含まれる特徴的な化学物質を地表やボーリングなどから検出することによって、間接的にマグマの存在を推定するものである。いずれの方法も、地下深部のマグマなどから直接的に得られた情報ではなく、いくつかの仮定を前提に解釈される。従って、調査結果の信頼性を向上させるためには、独立した観測・解析に基づく複数のデータによって総合的な評価を行うことが重要となる。

(a) 調査技術の概要

① 地震波トモグラフィ法

地震波トモグラフィ法は、人工地震や自然地震の実体波の走時データを用いて、地球内部の地震波速度構造を推定する手法であり、Aki and Lee (1976) によって提案された。その後、いくつかの改良が加えられたほか、計算機的能力や観測データの質と量の向上がなされ、現在では三次元的な地下深部構造を推定するための主要なツールの一つとなっている。一般に、地震波速度は岩石の種類、流体の飽和度、温度、圧力などによって変化するため、マグマやそれに関連する流体などが存在する高温かつ飽和度が高い領域は、低速度域となると考えられる。わが国においても、いくつかの火山や島弧スケールでの三次元の地震波速度構造が推定されているが、これらによると、活火山下の地殻には、P波・S波速度が数%遅い低速度域が存在していることがあり、それぞれの火山に対応するマグマなどの存在を示唆していると考えられている（例えば、Zhao et al., 1992; Nakajima et al., 2001; 浅森・趙, 2001; 浅森ほか, 2003a）。さらに、近年、わが国に整備された高密度の地震観測網によって、精度の良い地震データが蓄積されつつあり（小原, 2001）、地震波トモグラフィ法は、地下深部のマグマや高温流体などを確認するための手法としてより一層期待される。

② 地磁気・地電流法（MT法）

地球は導体であるため、外部起源の自然電磁場変動に対応した電流が地下に誘導される。MT法とは、地磁気と地電流を観測し、磁場変動に対する電場変動の比（インピーダンス）を測定することによって、地下深部の比抵抗構造を推定する地球物理学的手法の一つである。比抵抗は、岩石の電気の流れ易さを反映する物性値であり、一般に空隙率が高く、電気伝導度の高い流体を含む岩石では、低比抵抗を示す。MT法は、地下の微弱な電流を測定するため、鉄道や送電線などといった人為的な影響を受け易いが、近年ではファーリモートリファレンス処理（局所的な人工ノイズを除去するため、観測点から100 km以上離れた地域で水平磁場2成分を同時測定し、観測点のデータとの相互相関をとることによりノイズ成分を除去する方法）によって、低周波領域の電磁ノイズの影響を軽減すること可能となったため、より高い精度で深部の情報を得ることができる。わが国では、石油や地熱などの資源探査や地殻内物性の不均質性に関する研究などに用いられている。また、地下数 km 以深のマグマなどを対象に調査が行われた事例は少なく（例えば、Aizawa et al., 2004）、今後はMT法の調査技術としての適用性を検討していくことが重要である。

③ 希ガスなどの同位体

不活性ガスであるヘリウムは、地殻中での化学反応を生じにくいことから地下深部の化学的な情報を得るための重要な指標の一つである。特にヘリウム同位体比（ $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比）は、大気・地殻・マントルで大きく異なることから、地下から放出されるガスの起源を推定するための重要な手段と考えられている。一般に、ヘリウム同位体比は、火山フロントから背弧

側では MORB (中央海嶺玄武岩) の値 ($\sim 8 R_a$; $R_a = 1.4 \times 10^{-6}$) に近く、前弧域では大気や地殻物質の寄与を示すような低い値が報告されている。火山周辺で観測されるガスや温泉水のヘリウム同位体比は、中央火口ほど高く、山体から離れるにしたがって低い値を示す (Sano et al., 1984)。これは、上部マントルを起源とするマグマがマントルの初生的なヘリウムを地殻まで運搬し、火山ガスや温泉として地表にもたらしたものと考えられている。以上のことから、温泉ガスなどに含まれるヘリウム同位体比は、地下深部にマグマが存在する可能性を示唆する指標の一つに挙げられる。

④ その他

マグマなどの存在の可能性については、上記のほか、地震発生層の深さ分布、S 波反射面の存在、地震波散乱体分布などの地震学的データや GPS 観測データに基づく解析などによる火山下の圧力源の推定などといった測地学的データなどによる解釈が行われている。

(b) 鳴子火山下の深部比抵抗構造

鳴子火山は、東北日本弧の火山フロントに位置する第四紀火山であり、直径約 7 km の不鮮明な輪郭を有するカルデラとその中央部の溶岩ドーム群からなる (土谷ほか, 1997)。本火山の北方には第四紀の鬼首火山、北西には向町火山が位置する。本火山の活動は約 7.3 万年前に開始し、最新の活動は 9 世紀頃に生じている。

鳴子火山周辺地域においては、地震波トモグラフィによって、詳細な三次元 P 波速度、S 波速度および P 波速度/S 波速度比構造の推定が行われている (Nakajima and Hasegawa, 2003)。これによると、鳴子火山下の上部地殻からマントル最上部にかけて、顕著な低速度域が存在しており、部分熔融域 (マグマ) およびそれに関連する流体が存在していると考えられている (図 3.2.2-10)。前述したように、MT 法による活火山下の深部構造に関する研究事例は少ないことから、サイクル機構では、地震波低速度域を横断する測線で電磁気観測を行い、活火山下の地震波速度構造と比抵抗構造との比較・検討を行っている (浅森ほか, 2004 ; 浅森・梅田, 2005)。

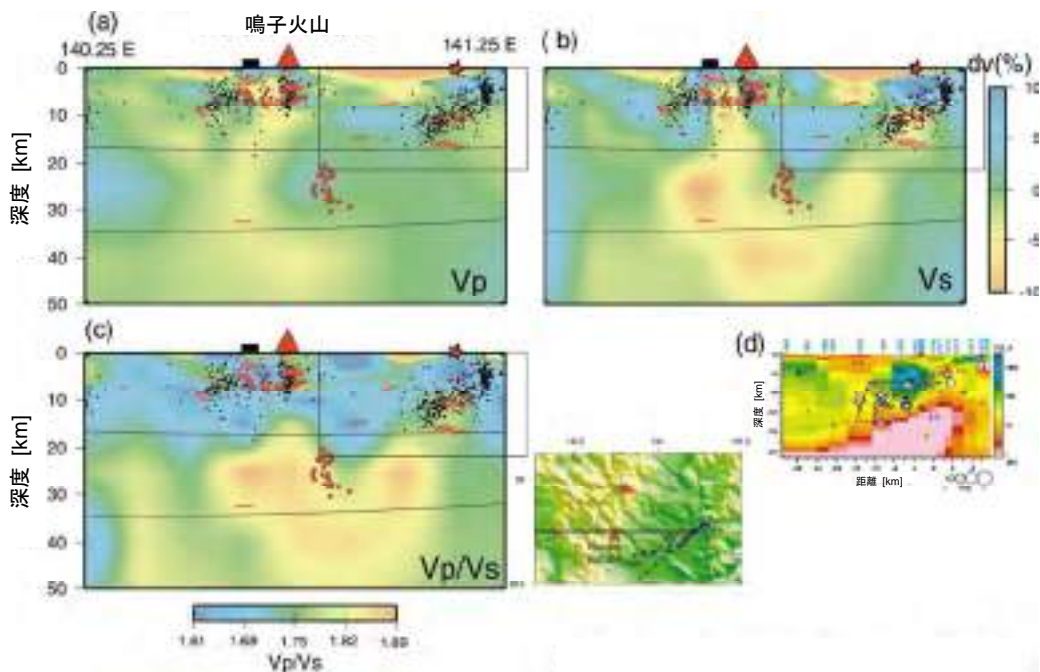


図 3.2.2-10 鳴子火山周辺地域における P 波速度 (Vp)、S 波速度 (Vs)、Vp/Vs 断面図 (Nakajima and Hasegawa, 2003)

(断面図内の●は地殻内地震を、●は低周波地震、-は地震波の反射面を示す。)

電磁気観測は、2003年10月～11月に山形県新庄市から鳴子火山を通り宮城県築館町に至る約50 kmの区間において、1～5 kmの測点間隔で19点の観測点を設置し、電場2成分、磁場3成分の測定を行った(図3.2.2-11)。また、観測データの人工ノイズの影響を低減させるため、約100 km離れた宮城県丸森町においても観測を行い、このデータをリモートリファレンス処理に使用した。比抵抗構造の解析に際しては、Groom and Bailey (1989)のテンソル分解により、構造の二次元性を確認したのち、N30°E方向の磁場とそれに直交する電場から得られるインピーダンスをTMモードと定義し、Ogawa and Uchida (1996)のアルゴリズムを用いて観測されたインピーダンスを最も良く説明する地殻の二次元比抵抗構造を求めた(図3.2.2-12)。

図3.2.2-12によると、鳴子火山下の地下15 km付近には、10 Ω m以下の顕著な低比抵抗体が存在しているが、これらは地震波低速度域の分布とおおむね整合する。また、地殻内の温度構造の不均質性に起因すると考えられる微小地震発生領域の下限深度は、低比抵抗体の上面の形状と調和的であることから、この領域の温度は、周辺に比べて高温になっていることが示唆される。従って、鳴子火山下にみられる低比抵抗体は、マグマやそれに関連する高温の流体に起因すると考えられ、MT法がマグマなどの調査技術の一つとして有効な手法であることが確認された。

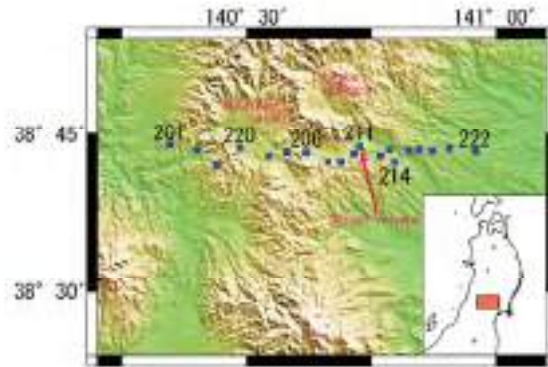


図 3.2.2-11 鳴子火山周辺の電磁気観測点の配置 (浅森・梅田, 2005)

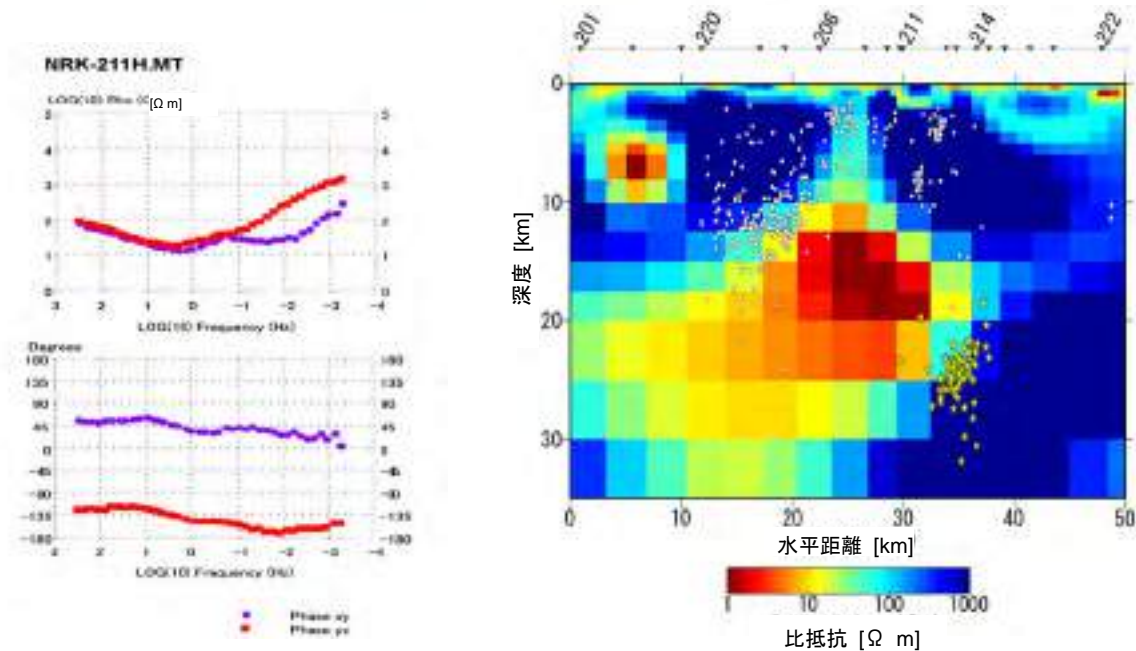


図 3.2.2-12 観測点 211 の見掛比抵抗 (左上)、位相 (左下) と鳴子火山下の比抵抗構造 (右) (浅森・梅田, 2005)

(比抵抗断面図内の○は地殻内地震を★は低周波地震を示す)

(c) まとめと今後の展望

地下深部のマグマや高温岩体などについては、地震波トモグラフィーや電磁気観測などによって解析した地震波速度構造、比抵抗構造などの次元の異なる複数のデータを組み合わせることにより、その存在の可能性を検討できる見通しを得た。また、MT法は地震活動が活発でない静穏な地域にも活用することが重要な方法の一つであるが、人工的なノイズの影響を強く受ける。そのため、観測されたデータのS/N比が比抵抗構造解析に及ぼす影響を定量的に把握するための評価手法の開発が今後の重要な課題である。

(ii) 非火山性温泉の熱源の推定

第2次取りまとめについては、原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会(2000)やOECD/NEA(1999)などによって、技術的な内容についての評価が行われるとともに、今後取り組むべきいくつかの課題が示されている。このうち、火山活動に関する研究では、火山フロントより海溝側の地域などといった非火山地帯の高温異常が挙げられており、これらを引き起こす原因(熱源)の解明が求められている。本研究では、上記の現象が認められている紀伊半島南部を事例に、地球物理・地球化学的データを組み合わせることにより、非火山性温泉の生成メカニズムなどについて検討した。

紀伊半島は、西南日本弧の前弧域に位置し、半島の下にはフィリピン海プレートの一部である前・中期中新世に形成された四国海盆が沈み込んでいる。半島中～南部では、 $80\sim 100\text{ mW m}^{-2}$ の高い地殻熱流量が観測されるほか、湯の峰($92.5\text{ }^{\circ}\text{C}$)、白浜($78\text{ }^{\circ}\text{C}$)などといった非火山地帯では特異な高温泉が存在する(図3.2.2-13)。紀伊半島における温泉の熱源については、これまでにいくつかの研究が報告されている。中村ほか(1958)は、高温泉が中新世の石英斑岩などに伴って湧出していることから、これらの活動に関連する伏在火成岩体を熱源と考えた。これに対して新エネルギー・産業技術総合開発機構(1993)、大石ほか(1995)は、伏在火成岩体はすでに冷却していると考え、比較的若くかつ温かい四国海盆の沈み込みに伴う広域熱源からの熱伝導によるものと解釈した。一方、Wakita et al.(1987)は、温泉ガスの高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比や地震の反射波の存在などから下部地殻には溶融体(molten materials)が存在し、そこから上昇したマグマが H_2O や ^3He ガスを放出していると考えた。これらを踏まえ、今回、紀伊半島を事例に、温泉ガスのヘリウム同位体比の分布や地震波速度構造および比抵抗構造の推定を行うとともに、非火山性温泉の熱源の推定を行った。

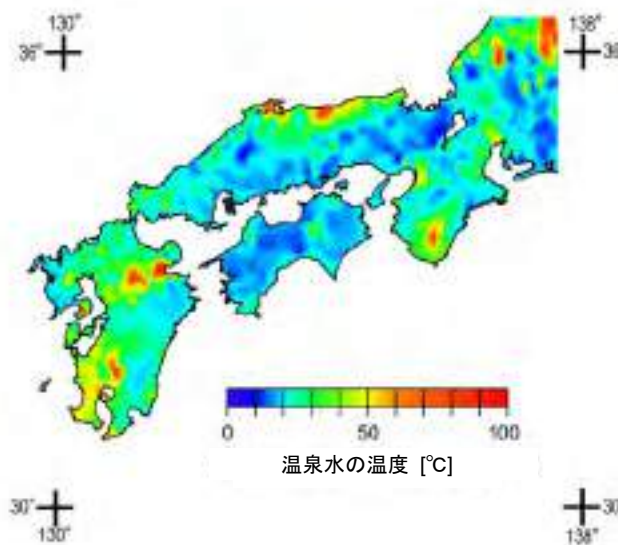


図 3.2.2-13 西南日本の温泉の温度コンター図 (矢野ほか, 1999)

(a) 温泉ガスのヘリウム同位体比

六甲断層帯・中央構造線付近から紀伊半島南部にかけての温泉では、前弧域としては例外的に高いヘリウム同位体比が測定されており、「近畿スポット」と呼ばれている (Sano and Wakita, 1985)。今回、紀伊半島やその周辺地域の温泉ガスのヘリウム同位体比の測定を行い、Matsumoto et al. (2003) などの報告とともに、ヘリウム同位体の分布を取りまとめた (図 3.2.2-14)。これによると、紀伊半島の温泉ガスの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の多くは $2\sim 5R_A$ で (R_A : 大気中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値) のであり、MORB と大気の中間的な値を示す (角田ほか, 2003)。また、大気に比べて有意に高いヘリウム同位体比を示す温泉は、「近畿スポット」に限らず、紀伊半島全域にわたって分布しており、火山周辺で認められるような局所的な異常とは異なっている。一方、紀伊半島の北緯 35° 以北や四国の温泉のヘリウム同位体比は、他の前弧域と同じように大気と同程度あるいはそれ以下の値を示す (金沢ほか, 2004)。

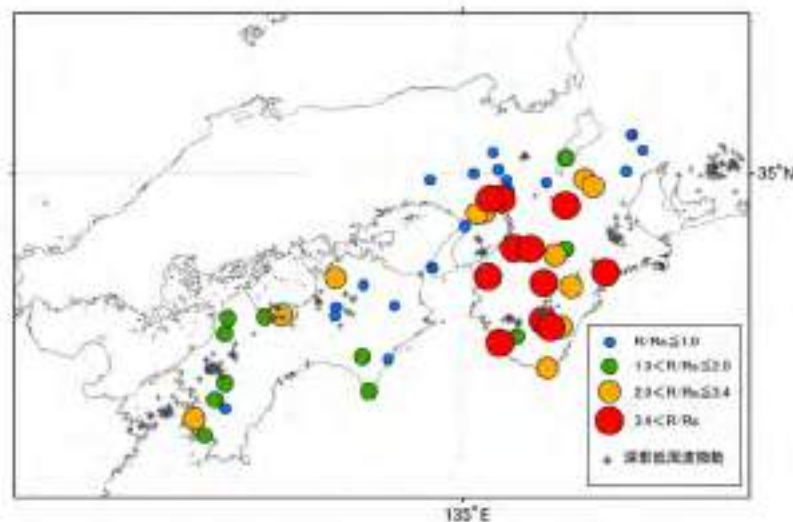


図 3.2.2-14 紀伊半島、四国の温泉ガスのヘリウム同位体比の分布

(b) 震源分布・地震波速度構造

紀伊半島の地震活動は、震源分布と発震機構解から地殻の上部、地殻下およびその中間で発生している地震に区分されている (Mizoue et al., 1983)。また、半島中～南部の地下 50 km 以深に後続波を伴わない稍深発地震が見出されているが、これらは海洋地殻ではなくスラブマントルにおいて発生した地震であると考えられている (Seno et al., 2001)。今回、気象庁による一元化震源データを用いて、紀伊半島下の三次元地震波速度構造の推定を行った (谷ほか, 2002; Salah and Zhao, 2003)。図 3.2.2-15 によると、半島北西部の中央構造線沿いやその南側では、地殻から上部マントルにかけて P 波、S 波低速度域が認められているが、半島中～南部の高温異常域下では、地殻内に顕著な低速度域が認められず、ポアソン比も小さい。

(c) 深部比抵抗構造

紀伊半島下における比抵抗構造については、Fujita et al. (1997) によってスラブの沈み込み方向に沿った二次元断面が求められている。今回、本宮付近の高温異常域を東西に横断する約 50 km の区間において、9 点の観測点を設置し、電場と磁場の観測を行った (図 3.2.2-16)。また、紀伊半島から約 500 km 離れた鹿児島県大口市においても観測を行い、このデータをリモートリファレンス処理に使用した。比抵抗構造の解析に際しては、構造の二次元性を確認したのち、EW 方向の磁場とそれに直交する電場から得られるインピーダンスを TM モードと定義し地下 30 km までの二次元比抵抗モデルを求めた (図 3.2.2-16)。これによると、熊野酸性火成岩類と大峯花崗岩類の下位には、これらに関連する伏在深成岩体と考えられる

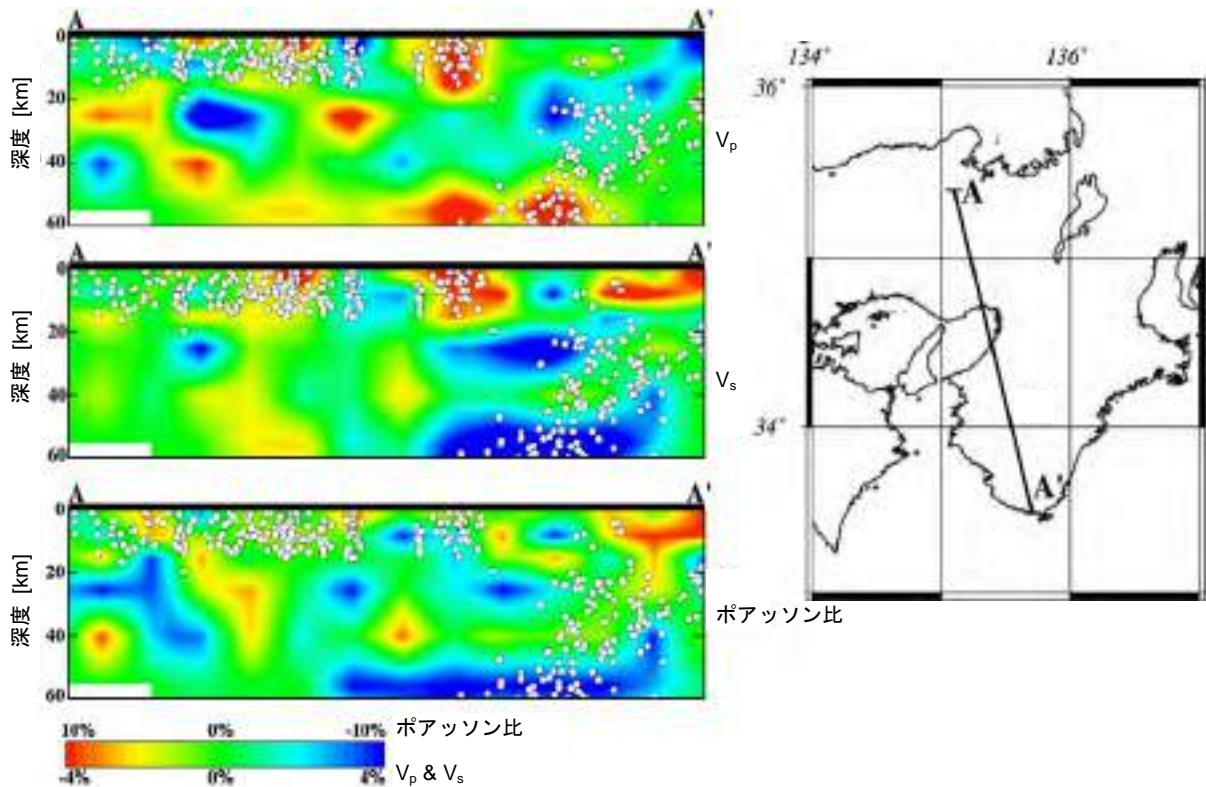


図 3.2.2-15 地震波トモグラフィによる三次元地震波速度構造 (Salah and Zhao, 2003)
 (○は 1995~2002 年までの震源分布 (東京大学地震研究所データ))

高比抵抗体が地表付近から地下 20 km 付近にわたって分布している (梅田ほか, 2003)。また, 本宮の西側の地下 10~15 km 付近に東西方向に伸びる $10 \Omega \text{ m}$ 以下の低比抵抗層が存在している (上原ほか, 2003 ; 梅田ほか, 2003a ; 上原ほか, 2005)。

(d) 非火山性温泉の熱源

地震波トモグラフィによって推定された地震波速度構造 (図 3.2.2-15) によると, 紀伊半島中~南部の高温異常域下のスラブの上位には, マグマの可能性を示唆する地震波の低速度域や高ポアソン比を示す領域は認められない。一方, 比抵抗構造 (図 3.2.2-16) では, 地下 10~15 km 付近に低比抵抗層が存在するが, その内部において浅発地震が発生していることから, 低比抵抗層が溶融体であるとは考えにくい。また, 低比抵抗層に相当する領域は地震波高速度域となっている。このような事例については, いくつかの報告があるが, 例えば, 糸魚川-静岡構造線の東側の低比抵抗層については, 地殻中に薄い流体層が存在していることによって説明されている (例えば, Ogawa et al., 2002)。従って, これらの低比抵抗層もマグマではなく, 地殻中に存在する流体層である可能性が高い。また, これらの流体が高い温度やヘリウム同位体比を有しており, 地表付近の地下水に関与しているとすれば, 紀伊半島南部の高温泉の存在やヘリウム同位体比の異常をこの流体によって説明することができる。

近年, 西南日本の前弧域の下部地殻とプレートの境界付近において, 多くの低周波微動の発生が観測されているが, これらは沈み込むスラブの脱水によって生じた高温高压の超臨界流体が地殻に上昇していく過程において引き起こされたものと解釈されている (Obara, 2002 ; Katsumata and Kamaya, 2003)。また, 紀伊半島下では, 海洋地殻に加えてスラブマントルから脱水した高いヘリウム同位体比を有する流体が上昇していると考えられることから, 紀伊半島南部の温泉やヘリウム同位体比の異常の起源は, これらの流体であると考えられている (梅田ほか, 2004a ; Umeda et al., 2005)。

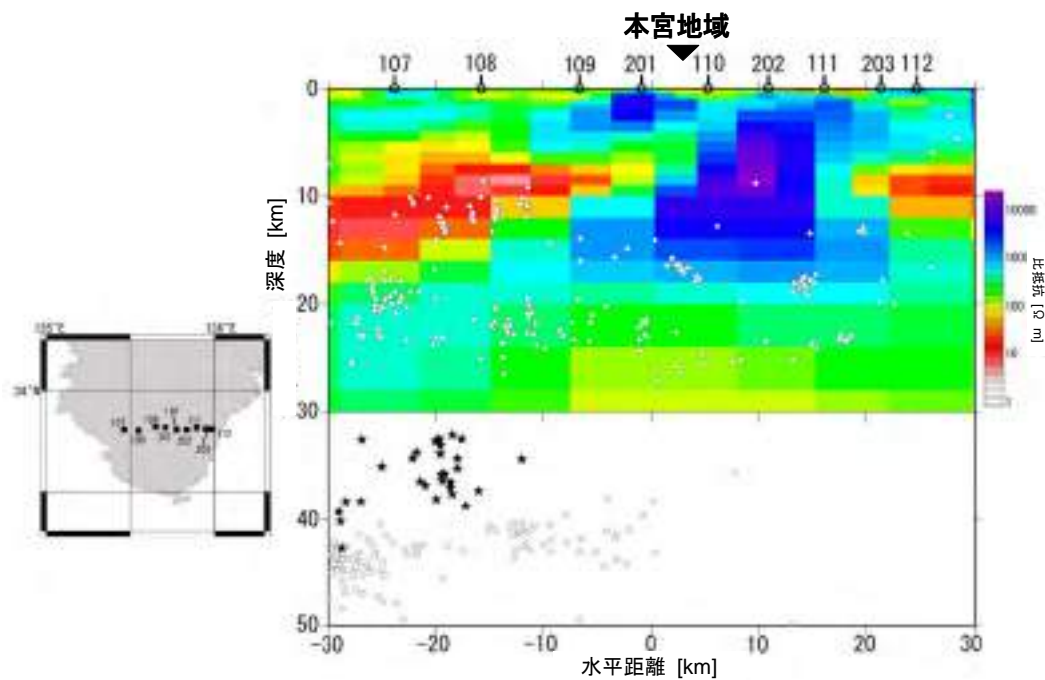


図 3.2.2-16 紀伊半島南部の二次元比抵抗構造 (梅田ほか, 2004a)
 (2002~2003 年までに断面の南北 10 km 以内に発生した微小地震 (○) および低周波微動 (★))

3.2.3 地震・断層活動

最終処分法では、精密調査地区の選定に先だって、「最終処分を行おうとする地層およびその周辺の地層（以下、対象地層等）における地震等の自然現象による対象地層等の変動に関する事項」、「対象地層等内に活断層があるときは、その詳細に関する事項」、「対象地層等内に破砕帯又は地下水の水流があるときは、その概要に関する事項」について調査をすることが法定要件として定められている。この調査結果をもとに、「対象地層等において自然現象による地層の著しい変動が長期間生じていないこと」や、「活断層、破砕帯又は地下水の水流があるときは、地下施設に悪影響を及ぼすおそれが少ないと見込まれること」を確認しなければならないとされている。

そのため、概要調査においては、活断層の分布を把握し、それを避けることが基本となる。さらに、地層処分システムの適切な設計を行うために、断層活動に伴う岩盤中の破断およびそれに伴う地下水流の変化について、長期安定性の観点から影響がおよぶ範囲とその程度を把握しておく必要がある。

将来、地表に顕著な断層変位を伴うと予想される比較的明瞭な活断層は、200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ（2000）などによって、ほぼ把握されていると考えられている。しかしながら、2000年鳥取県西部地震では、明瞭な活断層が認められない地域において大きな地震が発生し、局所的ではあるが数十 cm 程度の断層変位も観察された。このような断層活動が繰り返し起こると地層処分に影響を与える可能性が考えられる。このように比較的規模の大きな地震を発生させ地表付近に断層変位を生じさせるが、顕著な地表地震断層を伴わずに過去数十万年以降繰り返し活動した活断層を、ここでは「地下の活断層」と呼ぶ。以下では、地下の活断層の調査技術の体系化を目的に、サイクル機構が行ってきた研究事例を紹介する。

(1) 地下の活断層に関する調査技術

地表に明瞭な変位地形を伴う活断層については、空中写真判読、地形地質調査、物理探査、ボーリング調査、トレンチ調査、測地学的調査などの多様な調査研究が実施され、調査手法の改良や高度化がなされてきた。その結果、自治体や大学、国の研究機関などが実施した活断層調査研究の成果ともいえる多数の活断層図が作成されてきた（「活断層ストリップマップ」（例えば、吉岡ほか、2000）、「都市圏活断層図」（例えば、中田ほか、1998）、「九州の活構造」（九州活構造研究会編、1989）、「新編日本の活断層」（活断層研究会編、1991）、「近畿の活断層」（岡田・東郷編、2000）、「200万分の1日本列島活断層図」（200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ、2000）、「第四紀逆断層アトラス」（池田ほか編、2002）、「活断層詳細デジタルマップ」（中田・今泉編、2002）など）。

一方、中国地方山間部のように花崗岩類が露出する地域などでは、断層変位基準となる地形面の発達が悪いために、線状の地形が活断層か否かを判断することが困難であり、その調査手法が課題として残された。2000年鳥取県西部地震はそのような場所で発生し、比較的規模が大きかったにもかかわらず、顕著な地表地震断層を伴わない地震であった。

原子力発電所関連施設に関する敷地周辺の活断層調査は、適切な耐震設計を行うために、地表で想定される地震動の把握を主な目的としている。このため、活断層の長さや最新活動年代の調査に主眼が置かれ、過去の地震や活断層を考慮して最大地震動を想定し耐震設計を行っている。一方、地層処分の施設が建設される地下深部は、最大地震動が地表に比べて小さいこと、充填材により埋め戻し後の施設の耐震性はさらに高まることから、構造物の強度を適切な設計により十分に確保できると見込まれている（核燃料サイクル開発機構、1999c）。

このため、処分事業に係わる概要調査などでは、将来10万年間程度を見込んだ断層活動に伴う岩盤中の破断とそれに伴う地下水流動の変化による影響がおよぶ範囲、およびその程度を把握することが重要となる。地下の活断層に関する調査研究の当面の課題は、地下の活断層の分布とその活動履歴を把握するための調査技術の開発である。まず、地下の活断層の特

徴を探るために、断層活動の継続性と地域性、それに関連する地下構造と地殻変動について整理する。次に、前述の 2000 年鳥取県西部地震の震源地域の地形地質学的な特徴をもとに、地下の活断層の調査手法について検討する。

(i) 地下の活断層の概念

(a) 断層活動の継続性と地域性

日本列島の内陸の活断層は、古い段丘面や河川ほど変位が累積し、一定方向に動いていることが知られている (Sugimura and Matsuda, 1965 ; 岡田, 1973)。活断層の平均変位速度は 0.01~10 m/千年の範囲で、活断層の変位の向きと速度は過去数十万年間大きく変化していない (核燃料サイクル開発機構, 1999c)。このことから、少なくともこの期間では応力の蓄積と開放が規則的に繰り返されていることを示している。一般に活断層は偏在し、東北日本内帯や西南日本内帯では活断層の分布密度が高く、東北日本外帯や西南日本外帯に比べ、際だった差異が認められる (核燃料サイクル開発機構, 1999c)。このように活断層が偏在する原因としては、プレート内弾性変形や地殻の不均質性に起因する力学的弱面が偏在すること (大中・松浦, 2002) と、沈み込むスラブからの脱水した流体の上昇が偏在し、上部地殻の強度を局所的に低下させること (長谷川ほか, 2004) があげられる。

活断層の形状と平均変位速度から求めた日本列島の水平歪速度は、断層活動の地域的特性を反映している。最新の活断層データ (200 万分の 1 活断層マップワーキンググループ, 2000) を用いて水平歪速度を求めると、陸域には歪速度の大きい地域と小さい地域が帯状に分布することがわかる (野原ほか, 2000 ; 図 3.2.3-1)。特に値の大きい地域は、糸魚川-静岡構造線中部、奥飛騨地域、中央構造線四国地域である。比較的值の大きい地域は、奥羽山脈沿い、房総~伊豆地域、信濃川中流~上流域、糸魚川-静岡構造線周辺、飛騨地域、根尾川沿い、紀伊半島西部~四国の中央構造線周辺地域などである。歪速度の小さい地域は、北海道北東部、北海道-本州-四国-九州の太平洋側、中国地方などである (野原ほか, 2000)。

活断層による歪速度の分布と第四紀火山噴出中心の分布 (第四紀火山カタログ委員会, 1999) をみると、東北地方や信州-飛騨地域、伊豆半島周辺地域および中国地方では、歪速度の大きい帯状の地域の周辺に火山が分布する (野原ほか, 2000)。逆断層が主に分布する東北日本の地震データの詳細な解析の結果、第四紀火山や活断層が帯状に連なる地域では、火成活動や断層活動に伴う短縮変形が引き起こされ、歪場の移動や再分配が生じていることが示唆されている (長谷川ほか, 2004)。この際、短縮変形が遅れた地域に歪が集中し、逆断層型の地震が発生すると考えられており、このような地震が火山の周辺で発生した例として、1996 年宮城県北部鬼首地域の地震が推測されている (長谷川ほか, 2004)。

一方、横ずれ断層が発達する中部~西日本において、Sagiya et al. (2000) の GPS データの解析により、活断層と第四紀火山が帯状に連なる新潟-神戸間に、連続する歪集中帯 (新潟-神戸構造帯) が存在することを示している。このことから、横ずれ断層が発達する地域の歪集中帯における活断層と第四紀火山の近傍でも、歪場の移動や再分配により大小の断層活動が生じているものと考えられる。

このように生じる大小の断層活動のうち、その一部が地下の活断層によるものだとすれば、それらが偏在する可能性も考えられる。これについて、過去の主な被害地震の分布から検討する。

(b) 地表地震断層を伴わない被害地震の特徴

Shimazaki (1986) は、モーメントマグニチュード (M_w) が 6.5~6.6 以上になると震源断層の幅 (傾斜方向の長さ) が上部地殻の地震発生層の厚さ (15~20 km) と同じ程度になり、地表地震断層が現れ易くなることを示した。また、隈元 (2001) は、過去 100 年程度に

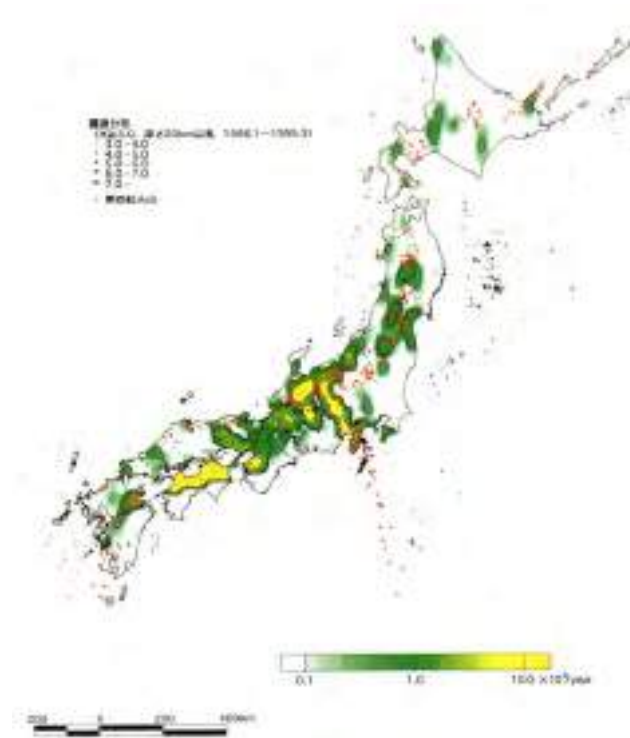


図 3.2.3-1 活断層による水平歪速度と震源および火山の分布（野原ほか，2000）
 (0.1×10^8 /年以上の領域をカラーで示している。第四紀の火山の分布は第四紀火山カタログ委員会（1999）
 をもとにした。震源分布は，気象庁震源データ，震源速報および全国震源データをもとに，深さ 20 km 以
 浅，マグニチュード 3 以上のものを示した。)

日本の内陸に発生した地震の M_w と地震学的に求められた断層の長さとおおむね比例関係にあるとし，2000 年鳥取県西部地震についてもこれらと調和的であることを示した。従来用いられている気象庁マグニチュード (M_j) は震源近傍の地震波の最大震幅などから求められ，地震による被害の規模を重視している。それに対し， M_w は遠方の地震波形全体を評価して求められ，想定される震源断層の幅や走向方向の長さを重視する場合に用いられる。ここでは，震源断層の幅や長さとは地表の変位の関係を検討するため，以下 M_w を用いる。

松田（1998），隈元（2001）および垣見（2002）に示された主な被害地震に 2004 年新潟県中越地震を追加し， M_w と地表地震断層の有無との関係をまとめた結果を図 3.2.3-2 に示す。事例とした被害地震は，日本内陸において 1891 年濃尾地震以降に深さ 20 km 以浅で発生した 23 例である。各地震の M_w は，1995 年以降の地震は EIC 地震学ノートなど（菊地，1995；2000；山中，2004）に示された M_w を用いた。それ以前の地震で佐藤編（1997）に地震モーメント (M_0) が示されているものは，それから Kanamori and Anderson (1975) の式 (3.2.3-1) を用いて M_w を求めた。それ以外は，松田（2005）の換算式 (3.2.3-2) を用いて M_j から M_w に変換した。

$$M_w = \frac{\log M_0 - 9.1}{1.5} \quad (3.2.3-1)$$

$$M_w = \frac{1.17M_j + 1.62}{1.5} \quad (3.2.3-2)$$

M_w が 6.4 未満の地震（4 例）は，いずれも顕著な地表地震断層を伴っていない。これに対して， M_w が 6.7 以上の地震（7 例）はいずれも地表地震断層を伴っている。 M_w が 6.4～6.6 の地震では，11 例中 4 例が地表地震断層を伴う。これは，Shimazaki (1986) が指摘したように， M_w が 6.4～6.6 付近の地震が地表地震断層を伴うかどうかの境界となっていることを

示している。このため、未発見の「地下の活断層」が活動して地震が発生したとしても、その規模は $M_w=6.6$ を大きく上回ることはないと考えられる。したがって、顕著な地表地震断層を伴わなかった 2000 年鳥取県西部地震 ($M_w=6.6$) は、地下の活断層が震源断層となった最大規模の地震といえる。

過去の主な被害地震のうち M_w が 6.6 以下の震源は、第四紀火山の噴出中心から 10 km 以内にあるか、あるいは活断層からほぼ 5 km 以内にある (図 3.2.3-2)。1970 年代以前の地震の震源決定の精度が低い問題はあるが、既知の第四紀火山、活断層やランプ構造から遠く離れた地域に地下の活断層が分布する可能性は大きくないと思われる。また、明瞭な変位地形を伴う活断層から 5 km 以内に震源がある過去の主な被害地震 (図 3.2.3-2) の震源断層の走向および変位の方向 (神沼ほか編, 1973; 佐藤編, 1997) は、最寄りの活断層の走向および断層変位の向きとほぼ一致する。これらの震源断層も最寄りの活断層と同様に広域的な応力場に対応して活動したと考えられる。なお、これらのことから、地下の活断層も明瞭な変位地形を伴う活断層と同様な活動の継続性と地域性を有するものと考えられる。

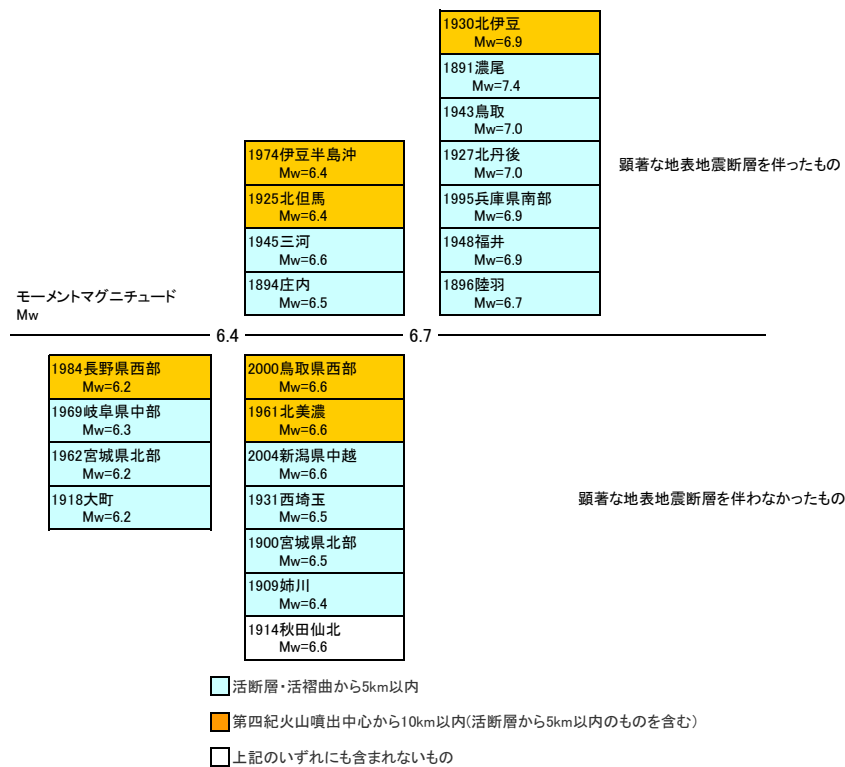


図 3.2.3-2 過去の主な被害地震の規模と地表地震断層の有無

(1891 年濃尾地震以降の日本の内陸の浅い地震 (震源の深さ 20 km 以浅の被害地震) の規模 (M_w) と、顕著な地表地震断層を伴ったかどうかの関係を示した。活断層、活褶曲および第四紀火山噴出中心との距離の関係の色で示している。垣見 (2002) の表にある 1923 年山梨県東部地震および 1924 年丹沢地震は、1923 年関東地震の余震 (宇津, 1999, 宇佐美, 2003) とみられるため除いた。1914 年秋田仙北地震の震源付近にはランプ構造が推定されており (佐藤・池田, 1999)、この構造に対応する地震と思われる。)

断層活動に伴って顕著な地表地震断層が現れるかどうかは、活断層の長さ、変位量のほか、上部地殻構造に関係した脆性領域の分布深度にも関係することが考えられる。地震を生じさせた活断層の地下構造は、地表から地下 5~7 km 程度には断層粘土、300°C程度を超える地下約 15 km 以深には主にマイロナイトが発達すると考えられている。その間の約 10~15 km の深さ領域はカタクレイサイトで構成される脆性領域で、地震の歪をためる固着域となっている (大中・松浦, 2002)。地下 10 km 程度より浅部では大きな地震が起こりにくい (伊藤, 1997)。精度の高い地震観測データから求められた過去の主な被害地震の震源の深度は、ほぼこの脆性領域にあることが示されている (例えば、菊地, 1995)。なお、一部の火山の周辺では、脆性領域の分布深度が浅くなる傾向が地震データの解析結果から推定されており (伊藤,

1997), 過去の主な被害地震の震源の深さが 10 km より浅い場合がある(例えば, 菊地, 2000)。このように, 火山の周辺を除くと地下の活断層の活動に伴う地震の震源は 10~15 km の深さの脆性領域にあると考えられる。

(c) 断層活動に伴う地殻変動

Kaizuka and Imaizumi (1984) は日本列島の活断層の分布と変位速度から求めた水平歪速度は, 地震や測地データから求めたそれよりも 1~2 桁小さいとしている。この原因としては, 断層が関与しない永久歪 (Kaizuka and Imaizumi, 1984), 褶曲や断層周辺での塑性変形 (佐藤, 1989), プレート間地震の間に蓄積する弾性的な歪 (Wesnousky et al., 1982) があげられている。このような歪速度の違いの一部が, 未確認の活断層の運動による可能性も考えられる。このような違いを具体的に検討するために, 名古屋大学の協力を得て GPS データの解析を実施した (鷺谷, 2004)。

測地的な歪速度と活断層による歪速度を比較する際の問題は, 活断層による歪速度に比べてプレート固着域の影響が大きいと予想されることである。プレート境界で発生する数十年~数百年間隔の大地震に伴い, 陸域では歪の蓄積と開放が繰り返されている。この歪の蓄積速度は大きく, 現在観測されている GPS 地殻歪速度のおおまかな分布は, プレート境界部の固着域分布を仮定して求められる地殻変動を考慮するだけでほぼ再現される (鷺谷ほか, 2003)。つまり, GPS 地殻歪速度はプレート境界部の固着域による影響を強く受けているため, その影響を考慮せずに活断層による歪速度と比較することは適当でないと考えられる。

一方, 地殻変動速度を求める際には固定点を仮定する必要がある。活断層周辺の地殻変動を推定して適切な固定点を仮定すると, 測地的な地殻変動速度と活断層の平均変位速度との比較ができる。活断層の非活動時の地殻変動モデルは, ニュージーランドと南カリフォルニアの事例が報告されている (Bourne et al., 1998)。それによると, 非活動時の地殻変動は, 活断層の断層面両側の上部地殻が一体となって緩やかな変形を示す運動である (図 3.2.3-3)。

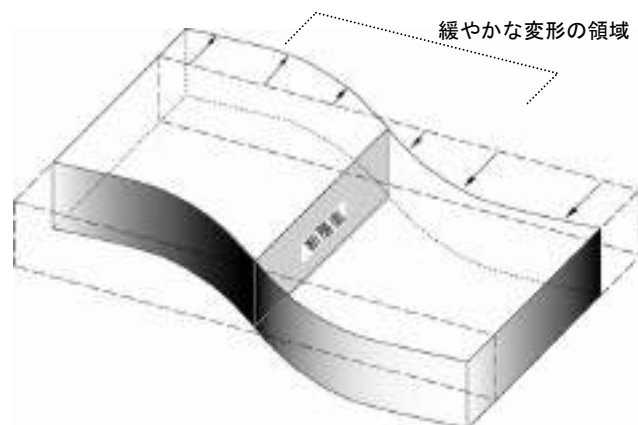


図 3.2.3-3 活断層両側のブロック運動の概念図

この緩やかな変形の領域の大きさは, 脆性領域を含む地下数十 km の深さに及ぶ断層面の幅 (傾斜方向の長さ) と密接に関係していると考えられ, 変形の領域の運動速度は, 活断層の平均変位速度と同程度になる。そこで, GPS 観測で検出できる変位速度 (1 mm/年程度以上) の平均変位速度をもつ活断層 (糸魚川-静岡構造線 (中部), 阿寺断層帯, 跡津川断層帯, 濃尾断層帯) について, 各断層直近に固定点を仮定して GPS データの解析を行った (名古屋大学, 2004)。活断層からの距離と平均変位速度の大きさの関係をみると, ある程度の距離になると平均変位速度の大きさがほぼ一定になっており, これをもとに活断層を挟む幅 60~100 km 程度の緩やかな変形の領域の存在が推定された (図 3.2.3-4)。この領域両側の相対的な変動の方向と速度は, 活断層の変位様式と平均変位速度とほぼ一致している (鷺谷, 2004)。

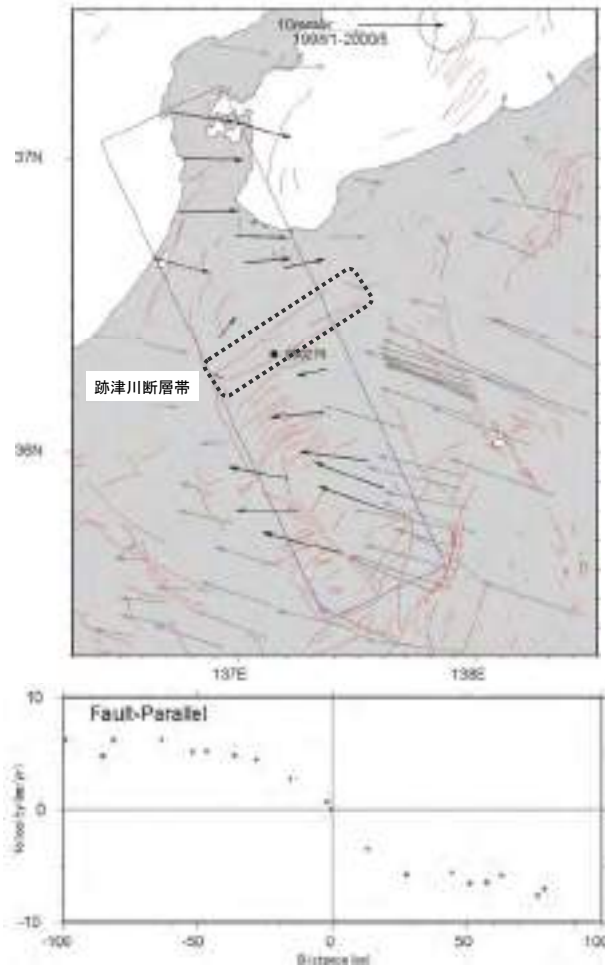


図 3.2.3-4 GPS データの解析により求めた跡津川断層周辺の地殻変動速度

(鷲谷, 2004; 国土地理院の GPS データ (1996 年 4 月~2000 年 5 月) をもとに, 950279 を定点とした。上図の矩形領域内のデータを用いて下図の断層走向方向の地殻変動速度を求めた。伊豆諸島近傍の群発地震に伴いプレート境界部で顕著な地殻変動が生じた 2000 年 3 月~6 月は, 内陸の地殻変動速度にも顕著な影響を与えた可能性があるため解析データから控除した。)

以上のことから, 活断層の平均変位速度は, ほぼ上部地殻を断ち切る断層面を仮定して活断層を含む緩やかな変形が生じる領域を考慮した測地学的な地殻変動速度と, ほぼ同じ値をとる場合があることがわかった。平均変位速度が 1 mm/年程度以上の活動度 (活断層研究会編, 1991) の高い活断層がある場合には, GPS 観測データの解析により確認できると考えられる。

(ii) 地下の活断層の調査手法の検討

(a) 地下の活断層の調査手法の問題点

地表地震断層を伴う顕著な断層活動が繰り返し生じると, 明瞭な変位地形が形成される。このような変位地形を伴う活断層の分布や規模, 活動履歴などは, それらの調査技術がほぼ確立されており, 詳細な調査によって主な活断層の情報のデータベース化がなされている (活断層マップワーキンググループ, 1999; 中田・今泉編, 2002; 伏島ほか, 2003)。一方, 明瞭な変位地形が認められない地下の活断層が分布する地域では, 従来の調査手法に加えて多様な調査手法を相補的に適用して, 活断層の分布や活動履歴を解明する必要がある。

活断層の疑いがあるリニアメントの検討が 2000 年鳥取県西部地震の震源域 (以下, 鳥取県西部震源域) を対象に行われている (堤ほか, 2000; 井上ほか, 2002)。井上ほか (2002) は, 震源付近の一部のリニアメント沿いに横ずれの条線を伴う断層露頭を確認できたことから, リニアメントの多くは断層活動によって形成されたものと考えられるとしている。一方,

この地域のリニアメントの一部は対応する断層が認められなかった。2000年鳥取県西部地震に伴いずれた断層（伏島ほか，2001）には，リニアメントに対応しないものもある。これらのリニアメントや断層と震源断層との関係については詳細に検討されていない。リニアメントの空中写真判読技術は，現状では特定の判読者の経験に拠るきらいがあり，結果の再現性について第三者による確認が重要であり，その抽出基準に問題も残されている。

菊地（2000）は，2000年鳥取県西部地震の本震に伴う断層の変位量を1.6 mと推定している。しかし，今回の地震では，震源断層の上限が地下約1 kmでとまったとされ（鷲谷ほか，2002b），その場合，地表付近で，数十 cm 程度の誘発性のすべりが力学的な弱面に沿って生じうることも示されている（遠田，2002）。断層活動に伴う局所的な歪の影響で，規模の小さい誘発性のすべりが生じた例は，1992年ジョシアツリー地震・ランダース地震，1994年ノースリッジ地震で報告されている（Stein et al., 1994 ; Rymer, 2000）。これに対して井上ほか（2002）は，上述した理由から分岐断層の一部が地表に達していると推定した。トレンチ調査の結果，今回の地震によるずれが確認できない断層で「今回の地震の1つ前の活動」を770～1,260年と推定し，震源断層の破壊が地表まで達する断層は，その都度異なるとした。このように，震源断層と地表での局所的な断層変位との関係には未知の部分が多い。

これらについて検討するため，鳥取県西部震源域を含む中国地方を事例としたリニアメント判読と，過去の地殻変動の変遷を考慮した地質構造，地殻構造，隆起量分布に関する調査研究，並びに地震，重力，測地等のデータ解析を含めた総合的な調査研究を行った。その結果に基づいて鳥取県西部震源域において地下の活断層の調査技術の検討を行った。

(b) 地下の活断層の分布の調査手法の検討

比較的規模の大きな地下の活断層の活動に伴う地形変化や誘発性のすべりが蓄積する可能性と，それらに着目した調査手法を検討する。断層活動に伴う地形変化は，半無限弾性体を仮定したOkada（1992）の理論に基づく周辺岩盤の変形によるものが知られている。この理論に基づくToda et al.（1998）の解析手法を用いると，震源断層の活動に伴うせん断応力の増加と，周辺岩盤中の弱面に沿った誘発性のすべり量（図3.2.3-5）や，周辺岩盤の変動が計算できる。2000年鳥取県西部地震を想定した数値解析によると，誘発性すべりの量は震源断層の直上付近で最大数十 cm 程度となる。周辺岩盤の変動は，震源断層の長さ，幅，変位量に比例して範囲が広がり，上限深度（地表面からの深さ）が1 km程度の場合，0.1 mの垂直変動を示す範囲が広がる傾向が認められる（図3.2.3-6）。このような震源断層の活動が過去数十万年間継続しそれによるずれや変動が累積していれば，地形地質学的な証拠となって現れる可能性がある。

中国地方は，少なくとも第四紀後半は西北西-東南東方向が最大圧縮応力軸となる広域応力場のもとに置かれ，北東-南西方向の活断層に沿っては右横ずれが，北西-南東方向の活断層に沿っては左横ずれ運動が継続している（岡田，2002）。このような広域応力場のもとで，周辺岩盤中の弱面に沿った誘発性のすべりのずれや変動が累積している可能性がある。

一方，鳥取県西部震源域周辺は，花崗岩中の節理構造等に規制された組織地形が認められ，その中には河川の屈曲を呈するものもあると考えられる。200万分の1日本列島活断層図編纂ワーキンググループ（2000）は全国一律の基準で活断層を抽出したが，単独あるいは系統的とはいえない河川屈曲および鞍部を伴うリニアメント（以下，「河川屈曲を伴うリニアメント」という。）は，組織地形の可能性があると考えられるため活断層として扱っていない。

しかし，2000年鳥取県西部地震が発生し，その周辺地域で河川屈曲を伴う推定活断層やリニアメントの分布が認められる地域であったため，現在の応力場と調和的な活動の痕跡を抽出根拠とした詳細な空中写真判読が試みられた（例えば，堤ほか，2000）。また，鞍部を伴う比較的連続性の良いリニアメント（以下，「その他のリニアメント」という。）も抽出された。以下，特に断らない場合「リニアメント」は河川屈曲を伴うリニアメントとその他のリニアメントの総称として用いる。このような地形の特徴に着目して行われた空中写真判読の結果，

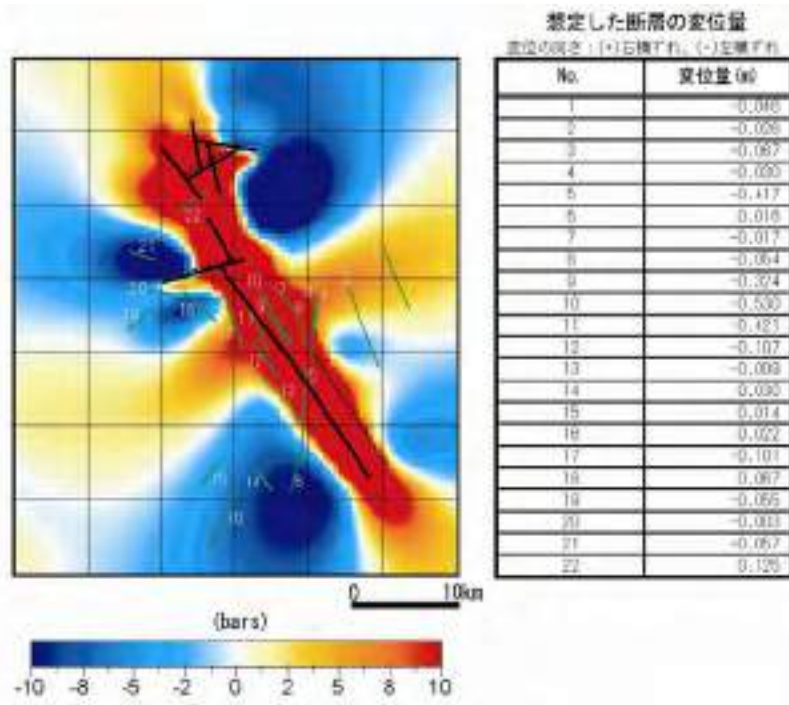


図 3.2.3-5 断層活動に伴う周辺岩盤中の誘発性のすべり

(鷲谷ほか (2002b) の震源断層モデル (黒線) と高田ほか (2003) のリニアメント (緑線) に対応する弱面 (幅=長さ) を想定し (左図), Toda et al. (1998) の解析手法を用いて断層活動に伴う弱面の誘発性のすべり変位量を見積もった (右表)。弾性係数等の解析条件は遠田 (2002) と同じ条件とした。震源断層による応力変化の計算の後, 応力に応じて自由にすべることができる状況を弱面に設定し (摩擦係数 0), せん断応力を全て解消するために必要な変位量を計算した。

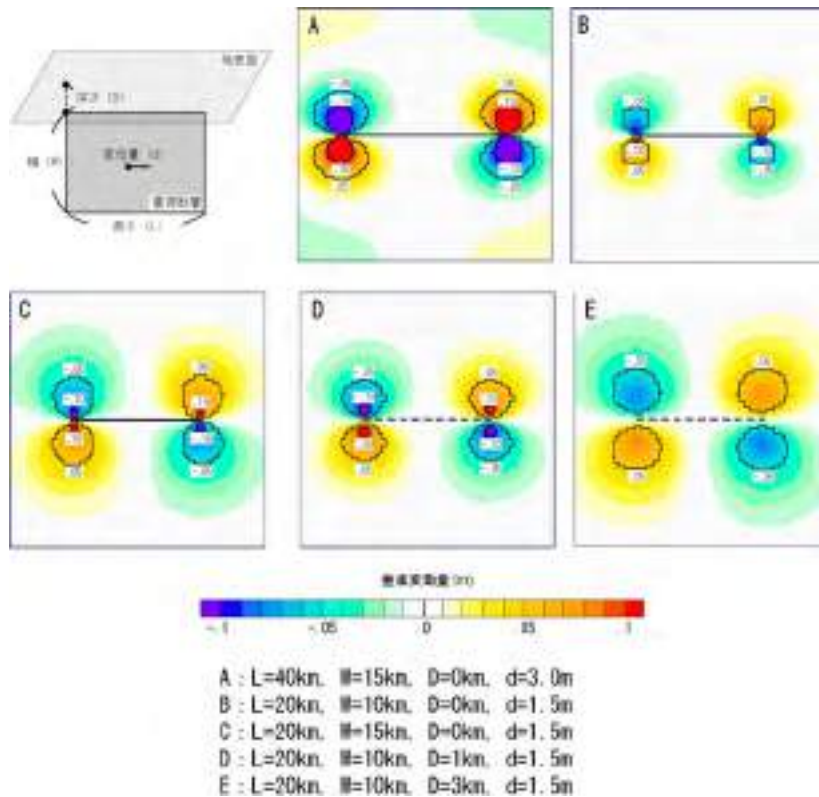


図 3.2.3-6 震源断層の長さおよび変位量, 幅, 上限深度と周辺岩盤の変動量 (水平な地表面に現れた右横ずれに伴う周辺岩盤の垂直変動量 (隆起: 赤, 沈降: 青)。変動量のピークの現れ方は, 主に断層の長さ (L), 変位量 (d), 幅 (W), 上限深度 (D), によって異なる。)

鳥取県西部震源域には長さ 2～3 km の比較的短い複数のリニアメントが 5 km 四方に 7 本集中しているのが認められた（堤ほか，2000）。

高田ほか（2003）は，中国地方全体の空中写真判読によるリニアメントの抽出を行い，鳥取県西部震源域にみられる短いリニアメントの集中は，他の地域にはみられない特徴であることを明らかにした。河川屈曲を伴う短いリニアメントの集中もこの震源地域の特徴といえる（図 3.2.3-7）。

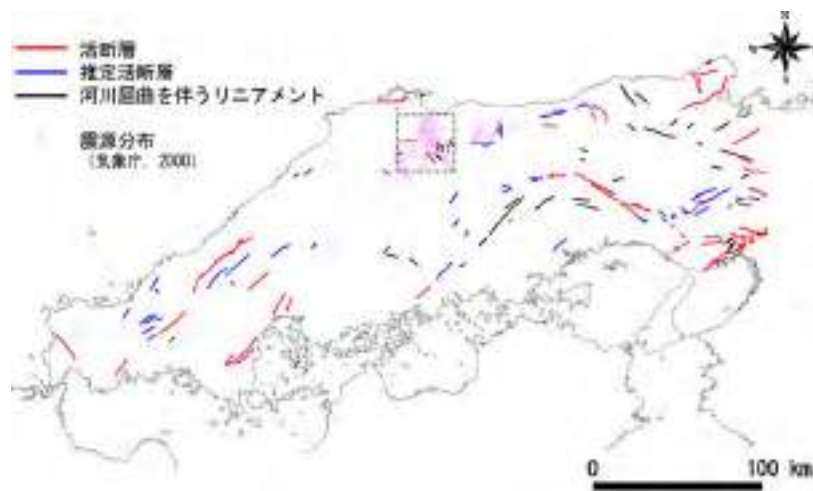


図 3.2.3-7 活断層および河川屈曲を伴うリニアメントの分布

（高田ほか（2003）のリニアメントのうち，河川屈曲を伴うリニアメントを示したもの。点線の範囲は鳥取県西部震源域の範囲を示す。）

河川屈曲を伴うリニアメントは，空中写真判読を行った複数の研究者がほぼ一致して抽出したのに対し，その他のリニアメントについては個人差が認められた。鳥取県西部震源域で抽出された河川屈曲を伴う 4 本のリニアメントについては，高田ほか（2003）と井上ほか（2002）の抽出結果は一致している。鳥取県西部震源域周辺で抽出した河川屈曲を伴うリニアメントと地質構造を比較した結果，4 本中 3 本のリニアメントでこれらに対応すると考えられる横ずれの条線を伴う断層が確認された。その他のリニアメントについては，その一部に対応する可能性のある貫入岩脈沿いの断層が観察されているものの，顕著な断層構造が確認できないものが多い。

地表調査の結果，リニアメントに対応しない断層露頭も認められた。それらの断層は横ずれの条線を伴い，一般に岩脈に沿ってみられる。このような断層は，震源断層の近傍に比較的集中して観察される。断層岩としては，一般に断層粘土が観察されるが，震源断層の直上付近でのみカタクレサイトが確認されている（小林ほか，2003）。これらの断層の分布と，数値解析からせん断応力の増加が推定される領域の分布との比較を行った（図 3.2.3-8）。数値解析の結果，震源断層の直上に幅約 4 km のせん断応力が増加する帯状の地域が推定され，そこに断層が偏在する傾向が認められた。

線状地形の卓越方向を機械的に抽出する方法を，DEM（北海道地図(株)製 10m-DEM）を用いた数値解析手法により検討した。鳥取県西部震源域を中心とした，南北約 60 km，東西 90 km の地域を 32 区分し，Koike et al. (1998) の方法で解析を行った（図 3.2.3-9）。傾斜変換点を連ねた直線状の線索の方向をローズダイヤグラムで見ると，火山地域を除いた 23 区画 中 16 区画で北東-南西方向が卓越しているのに対し，鳥取県西部震源域の近傍の 2 区画では，北西-南東方向が卓越する特徴がみられた。この卓越方向は，震源域の近傍の河川の屈曲を伴うリニアメントの卓越方向や，服部・片田（1964）が示した岩脈の走向の卓越方向とほぼ一致する。また，これらの卓越方向は，震源断層の方向とほぼ一致する。

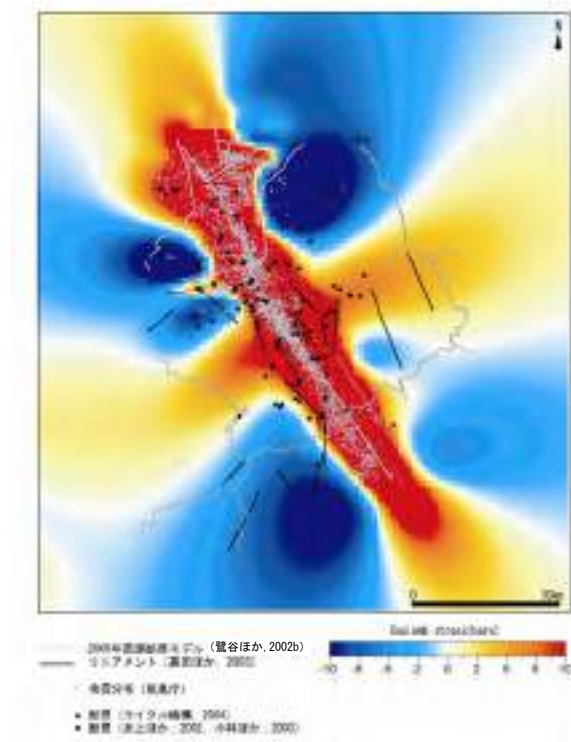


図 3.2.3-8 地震前後のせん断応力の変化とリニアメントおよび断層の分布

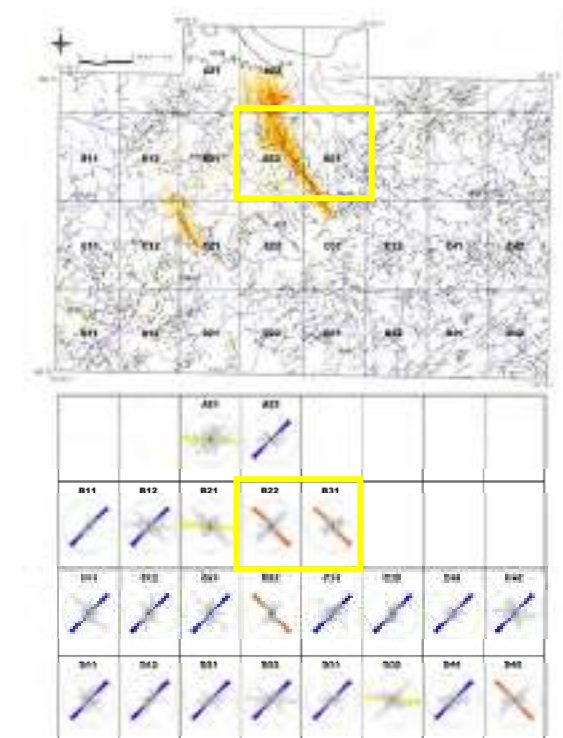


図 3.2.3-9 DEM の解析により抽出した線素の卓越方向分布

(Koike et al. (1998) の方法で、傾斜変換点が直線状に連続する場合それらをつないで線素とし、その方向を区域別にローズダイヤグラムで示している。海域および第四紀火山岩の面積が半分以上を占める領域は除外した。

以上をまとめると、中国地方を対象にした空中写真判読によるリニアメントの判読（高田ほか，2003）の結果，鳥取県西部震源域には，長さ数 km の短いリニアメントが顕著に集中する。鳥取県西部地震の震源断層の方向は，リニアメント，岩脈，断層および DEM データ

解析で求まる線素の卓越方向とほぼ一致し、GPS データや微小地震データから求まる最大主応力方向と整合的である。

また、井上ほか(2002)が指摘したように、リニアメントの中には、最近の地質時代の断層変位が認められるものもある。さらに、地表調査によって確認された断層露頭が地下の活断層の近傍に比較的集中しており、地下の活断層の直上付近にあるそれらの一部で、地震に伴う変位(伏島ほか, 2001)やカタクレーサイト(小林ほか, 2003)が観察される。このようなリニアメントや断層の詳細な地質調査に基づく地表情報の解析から、他の地域でも地下の活断層の存在を予測できる可能性がある。

(c) 地下の活断層の活動履歴の調査手法の検討

地下の活断層の活動履歴に関して、鳥取県西部震源域ではトレンチ調査により過去数千年間に複数回変位した断層が認められている(井上ほか, 2002)。長期安定性の観点からは、さらに過去数十万年間程度の活動履歴に関する情報が必要である。地下の活断層の活動度が高ければ、その活動に伴う誘発性のすべりや周辺地形の隆起、沈降現象から、地下の活断層の平均変位速度が推定できる可能性が考えられる(木下ほか, 2005)。これらの観点から、地下の活断層の活動履歴の調査手法を検討した。

まず、誘発性すべりに関連して、鳥取県西部地震の震源域を対象に、力学的弱面となる断層の形成、発達過程を検討する。本地域の地質学的な変遷を既存資料(寒川; 1986, 日本の地質『中国地方』編集委員会編; 1993, 藤田; 1993)と今回の調査結果からおおまかに検討した。72 Ma 頃に因美花崗岩類, 36 Ma 頃までに高山期貫入岩類が貫入したと推定される。24 Ma 以降の主なイベントは、日本海拡大およびグリーンタフ変動, それに伴う伸長場での沈降運動および海面上昇に伴う脊梁部等への海成中新統形成(24~13 Ma), 断続的な隆起と中立-伸長場での火成活動によるかんらん石玄武岩等単成火山群形成(12~1 Ma), 南北圧縮場での隆起および逆断層の活動(1~0.5 Ma), 比較的弱い西北西-東南東圧縮場での変形(0.5~現在)が推定される。鳥取県西部震源域の大小の断層に関連する貫入岩脈の一部は、日本海拡大およびグリーンタフ変動に伴う火成活動および沈降に伴って形成されたと推定できる。この時期に形成された弱面がその後再活動した事例として、東北日本の川舟断層(佐藤, 1996)などで知られており、北日本の日本海側では、そのような弱面の存在が、現在の断層活動の場を支配する要因のひとつと考えられている(佐藤・池田, 1999)。

この地域の貫入岩脈の貫入時期は、中新世とされている(寺岡ほか, 1996)。震央付近の露頭で観察された比較的新鮮な複数の岩脈を対象に K-Ar 年代を調査した結果, 20 Ma と 24 Ma の値を得た。20 Ma の K-Ar 年代を示す岩脈に沿って、幅 50 cm 程度の断層が観察されている。この断層は、貫入岩の岩片を伴い、断層粘土も認められることから、貫入岩が固化した後、活動したと考えられる。

鳥取県西部震源域では、中新世に伸長場での火成活動と貫入岩脈の形成、その後、少なくとも第三紀末期~第四紀前半には南北圧縮場での東西性逆断層活動が推定できる。このことから、貫入岩脈に関連したこの地域の断層の多くは、中新世の弱面が再活動したものと考えられる。

リニアメントのうち河川屈曲とそれに対応する断層が認められるものについて、その河川屈曲量から地下の活断層の平均変位速度を見積もる手法を検討した。長さ数 km のリニアメントに沿った河川屈曲量は、約 50 m である。この屈曲量が分岐断層の運動が誘発性のすべりによるものかを見極めるためには、河川屈曲が節理等により形成された組織地形ではないことの確認が不可欠である。さらに平均的な屈曲速度を推定するためには、形成された期間の特定が必要である。現段階では、残念ながらこれらの確認や特定はできない。しかし、河川屈曲を伴う短いリニアメントの集中が震源断層直上に特徴的にみられること、トレンチ調査により過去数千年間に複数回の変位の証拠が得られていること(井上ほか, 2002)から、少なくとも地下の断層の過去の活動が累積した可能性は示唆される。

主要河川沿いの約1万年前に形成された段丘面と現河床面の高度差の分布から、岩盤の垂直変動を推定した(木下ほか, 2005)。その変動パターンは、震源断層モデル(鷺谷ほか, 2002b)を仮定して Toda et al. (1998)の数値解析手法で求まるパターンと整合的にもみえ、地下の活断層の活動が継続したことを示唆する。しかし、この段丘面の分布高度から変動速度を求める場合、過去の河床勾配の仮定が必要であるが、調査地域の河床は地滑りの影響を受けている可能性が否定できず、現時点では地下の活断層の平均変位速度を明確に示すことは困難である。

以上のように、地下の活断層の過去数十万年間の活動履歴の調査手法としては、トレンチ調査による断層活動履歴の調査に加えて、断層活動に伴う現象としてリニアメントに伴う河川屈曲や、隆起・沈降に着目し、それらから地下の活断層の平均変位速度を推定する手法があげられる。震源断層モデルと合わせて、河川の平均的な屈曲速度あるいは震源断層周辺の隆起・沈降速度が把握できれば、Toda et al. (1998)の数値解析手法を用いて地下の活断層の累積変位量を推定できる可能性が示唆される。さらに、地層の変形の履歴や、その地域の広域的な断層活動の履歴から地下の活断層の活動開始時期が特定されれば、地下の活断層の平均変位速度が推定できる可能性も示唆される。鳥取県西部震源域を事例とした調査では、これらの手法の適用に必要な仮定条件の特定や確認が十分でなく、地下の活断層の平均変位速度を求めることはできなかったが、過去の断層活動の累積を否定する結果は得られていない。

(d) 地下の活断層の調査手法に係わるその他の相補的情報

直径15 kmの円を検索範囲として、その範囲の重力異常の標準偏差値と活断層およびリニアメントの累積長との関係を検討した。重力異常の標準偏差値が大きいほど、検索範囲内の活断層およびリニアメントの累積長の値が大きい傾向がみられた(Kudo et al., 2004)(図3.2.3-10)。また、その値が10 mgal以上の地域のリニアメントと、5 mgal以上の地域の長さ18 km以上のリニアメントについては、それらに対応する断層が地質図(中国地方土木地質図編纂委員会編, 1984)に示されている(野原・木下, 2004)。重力異常の不均質性が顕著な地域に、活断層およびリニアメントが偏在する傾向があるといえる。また、重力異常データの解析は、広範囲の地域の中で、地下の活断層が分布する可能性の高い地域を検討する際に補助的な情報として活用できる可能性がある。

中国地方の第四紀火山は、兵庫県北東部の神鍋山から山口県中部の青野山まで断続的に分布し、中国地方の脊梁部以北の日本海側に偏在する(図3.2.3-11)。中国地方で発生した微小地震の分布は、日本海側では帯状に集中するのに対し、瀬戸内側では比較的分散する傾向がみえる。日本海側でも、三瓶山付近より西側で北東方向の直線的で比較的連続性が良い帯状の微小地震の集中域がみられるのに対し、三瓶山から大山付近にかけては、北北西方向に、比較的短い帯状の集中域が複数みられる。鳥取県西部震源域周辺では、この方向の微小地震分布および第四紀火山の分布が平行しており、それらの原因として異方性を有する地殻構造の存在が示唆される。

鳥取県西部震源域は、横田単成火山群(2.17~0.97 Ma)の分布域(Kimura et al., 2003)にほぼ重なり、余震域の西方約10 kmには、北北西-南南東の余震分布の方向とほぼ平行する第四紀の火山列が分布する。横田単成火山群の大部分は、古第三紀の因美期貫入岩に属する花崗岩類の分布域にあり、余震域の極近傍にも、鮮新世のかんらん石玄武岩が認められている(服部・片田, 1964)。このような、震源域に見られるリニアメントの集中や、余震分布と単成火山群の範囲の重なりおよび方向を同じくする火山列の分布といった特徴は、火成活動と断層活動との関連性を示唆する(野原・木下, 2004)。

中国地方のコンラッド面の分布が、レーザー関数解析によって推定されている(Yamauchi et al., 2003)。鳥取県西部地震の震源断層の近傍の地下約10 km付近には、流体の存在を比較的明瞭に示唆する結果が得られている(図3.2.3-12)。鳥取県西部震源域周辺

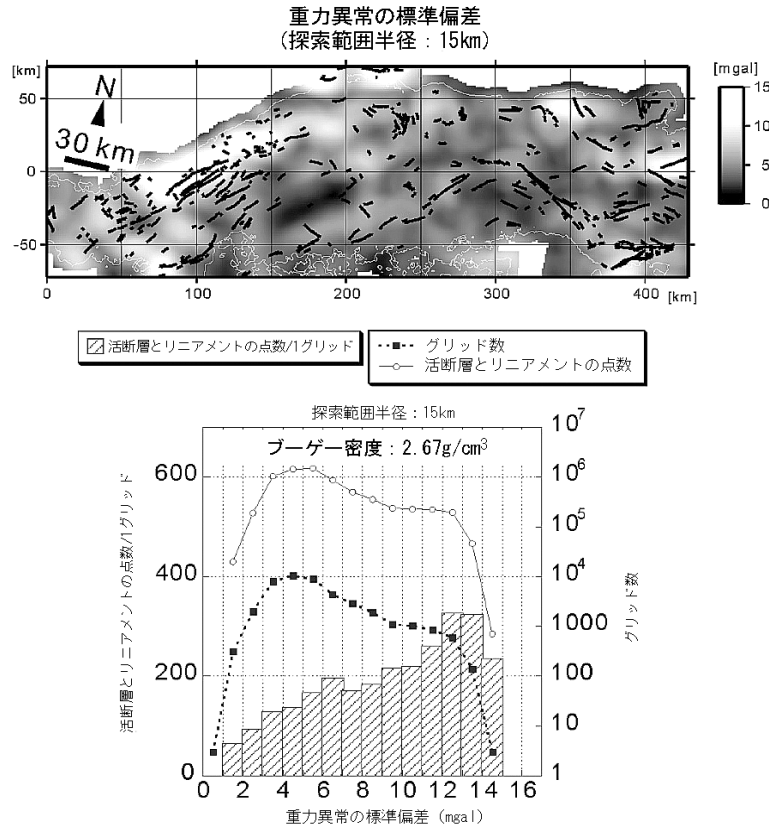


図 3.2.3-10 中国地方の重力異常の標準偏差と活断層およびリニアメントの分布
(Kudo et al. 2004)

(金沢大学や名古屋大学が測定した結果をもとに補間して得られた 1 km グリッドの重力データを用いて、半径 15 km の円内で求めた重力異常の標準偏差値の分布。下図は上記円内に含まれる活断層およびリニアメントの長さを点数として示している。)

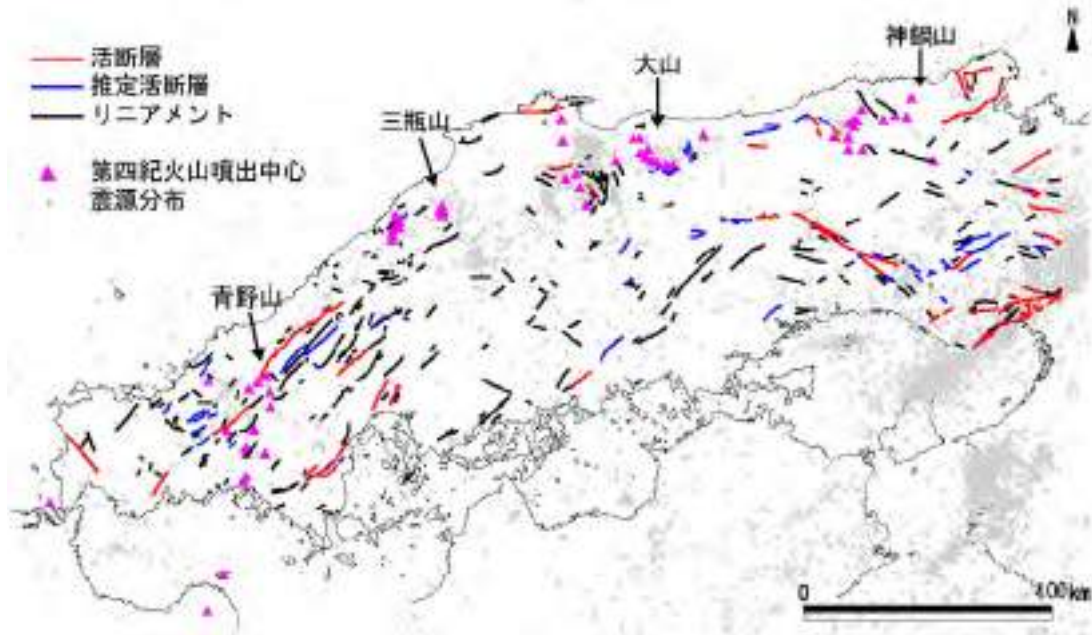


図 3.2.3-11 中国地方の第四紀火山の分布

(活断層, 推定活断層, リニアメントは高田ほか (2003) を一部改変したもの。第四紀火山噴出中心は第四紀火山カタログ委員会 (1999) を使用した。地震分布は東京大学地震研究所地震予知観測情報センター (2002) および気象庁(1999, 2000, 2001) のデータのうち深さ 15 km 以浅, マグニチュード 2.0 以上のものを使用した。)

には、群発地震や低周波微小地震が観測されている。群発地震の原因としては、火山性のも
の（松田，1967）のほか、地下深部の水の上昇（中村，1971）と、塑性変形による歪の集中
（長谷川ほか，2004）が指摘されている。鳥取県西部震源域は、塑性変形による歪の集中が
比較的大きい地域であるが、深部流体の上昇の影響も受けている可能性がある。

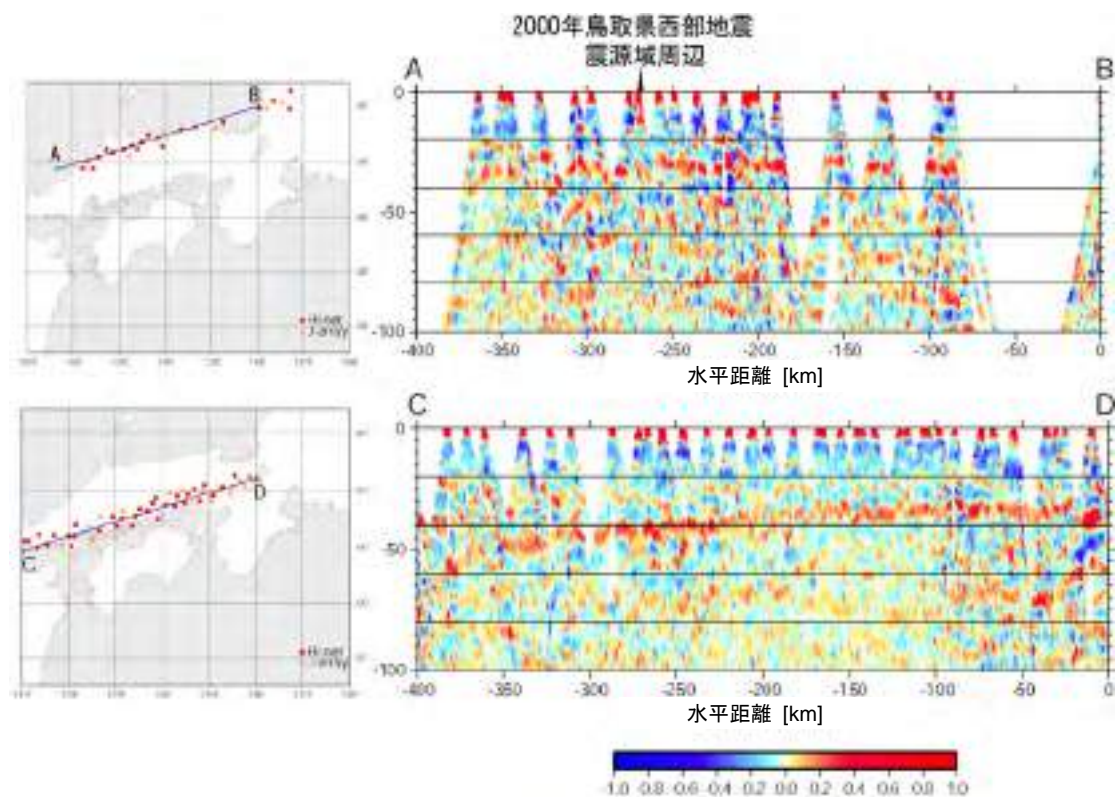


図 3.2.3-12 中国地方のレーザー関数解析断面

（Yamauchi et al. (2003) のデータをもとに、中国地方の ENE-WSW 方向の断面を解析したもの。左図は、側線と、解析に使用した地震観測点の分布を示す。）

1996 年 4 月から 2002 年 12 月の国土地理院の GPS データを用いて、GPS 観測点を頂点とする三角網による歪速度の解析を行った結果、鳥取県西部震源域中央部を含む観測域の GPS 地殻歪速度は、西北西－東南東方向の数 mm/年程度の短縮を示しており、周辺地域とは明らかに異なる地殻変動が生じていることを示している（西脇・鷺谷，2005）。この歪速度から推定される地殻変動の方向は、地下の活断層の活動様式と整合的である。観測期間が短いことによる結果のばらつき等の問題はあるが、GPS データの解析結果は、震源断層の活動に伴う緩やかな変形を示唆している可能性が考えられる。

このように鳥取県西部震源域では、重力、地震、GPS データと地質情報を踏まえた総合的な解析の結果、他の地域にはみられないいくつかの特徴がみられ、それらが断層活動あるいは火成活動の存在を示唆する可能性が考えられた。このような文献調査とそれらの総合的な解析によって、地下の活断層の存在する可能性がある地域を推定するために有効な情報が得られるものと考えられる。

(e) まとめと今後の展望

比較的大規模の大きな地震を発生させ過去数十万年以降繰り返し活動したと考えられるが、顕著な地表地震断層を伴わない「地下の活断層」の調査手法について、過去の被害地震の特徴と、2000 年鳥取県西部地震の震源域の特徴をもとに検討した。

過去の主な被害地震のうち Mw が 6.6 以上の地震は顕著な地表地震断層を伴っており、Mw が 6.4～6.6 付近の地震が地表地震断層を伴うかどうかの境界となっている。また、過去の主

な被害地震の震源は、既知の活断層や第四紀火山の近くに偏在することから、第四紀火山や活断層の近傍で、それらの活動に関連した地下の活断層の断層活動が生じているものと考えられる。また、活断層の近傍 5 km 以内に分布する地下の活断層は、最寄りの活断層とほぼ同じ走向と変位様式を示している。このように、 M_w が 6.6 以下の地下の活断層は、場所を定めず単独に活動するものではなく、地域性や規則性があることが示唆された。しかし、地下の活断層が分布する地域の特徴については、事例数が少ないため、火山や活断層との関係を考慮して、今後さらに詳細な検討が必要である。

鳥取県西部震源域では、リニアメント（単独あるいは系統的とはいえない河川屈曲および鞍部を伴うものなど）の抽出結果や、重力、地震および GPS データの解析結果などの総合的な解析により、断層活動や火成活動の形跡と思われる特徴が明らかにされた。中国地方を対象にした空中写真判読によるリニアメントの抽出（高田ほか、2003）の結果、鳥取県西部震源域には河川屈曲を伴う短いリニアメントが顕著に集中することがわかった。また、鳥取県西部震源域の詳細な地質調査の結果、河川屈曲を伴うリニアメントにはほぼ対応する断層が認められた。それらの多くは横ずれの条線や断層粘土を伴い岩脈に沿って分布し、その一部は、最近活動を繰り返していることが報告された（井上ほか、2002）。これらは、地下の活断層の活動に関連して、せん断応力が増加する領域に集中する。このような河川屈曲を伴うリニアメントの調査と断層の詳細な地質調査を実施することにより、顕著な地表地震断層を伴わない地下の活断層についても、その位置をある程度特定できる可能性が示された。鳥取県西部地震の震源断層の方向は、リニアメント、岩脈、断層および DEM データ解析で求まる線素の卓越方向とほぼ一致し、微小地震から求まる応力方向と整合的であった。この卓越方向は、周辺の地域とは異なる。

これらの結果からリニアメントの抽出と、地震データおよび DEM データの総合的な解析によって、地下の活断層が存在する可能性がある地域を特定するための情報が得られるものと考えられる。さらに、それらの解析結果と地質調査の結果を総合的に解析することにより、地下の活断層の存在可能性と、その方向の推定ができる可能性がある。今後は、地質条件や断層活動の履歴の地域ごとの違いなどの地域性を考慮したリニアメント判読の基準や地質調査手法の他の地域への適用、DEM データの解析手法の高度化、GPS データの精度の向上などが課題としてあげられる。

さらに、地下の活断層の活動履歴を、その活動に伴う誘発性のすべりや周辺地形の隆起、沈降現象から推定する手法について検討した。リニアメント沿いの河川屈曲量と、段丘面の比高差から地下の活断層の水平方向および垂直方向の変位の履歴を調査した結果、地下の活断層の活動が継続したことを示唆する結果を得た。地下の活断層の平均変位速度は、仮定条件の確認が十分にできず推定にはいたらなかった。しかし、これらの手法は明瞭な変位地形を伴わない活断層の調査手法のひとつと考えられる。地形地質条件が比較的良好な活断層などでの手法の適用性の検討や、隆起・沈降に関する研究で実施中の段丘同定手法の開発と併せて検討していくことが重要となる。

明瞭な断層変位を伴わない C 級またはそれ以下の活断層（Matsuda,1981；松田，1991）についても、変位地形が不明瞭と想定されるため、その存在可能性の調査においては、地下の活断層の調査手法の適用は有効と考えられる。地下の活断層の活動履歴調査については、活動度が低いものが存在する可能性も念頭に置きつつ、その事例の蓄積と活動性を評価する調査手法の確立が今後の課題である。

3.3 長期予測・影響評価モデルの開発

3.3.1 隆起・侵食／気候・海水準変動

(1) 三次元地形変化モデルの開発

日本における過去 10 万年間の総隆起量は、中部山岳地帯や地震性の隆起が生じている半島先端部などの一部地域を除けば、約 100 m 未満であり、侵食量は数十 m から 100 m 程度と推定されている。臨海平野など海水準変動の影響を受ける地域では、それに氷期の海水準低下量を合計した百数十 m から 200 m 程度の最大侵食（河川下刻）量が推定されている。そのため、地下処分施設の地表への露出などの直接的影響は考えられないが、このような隆起・侵食や繰り返し訪れる気候・海水準変動によりもたらされる地形変化は、長期間にわたり継続し、平野の発達に伴う海岸線の移動や岩盤の削剥による地質・地質構造や土被り、地下水の動水勾配などの変化を通じて、地下深部の地質環境へ影響を与える可能性が想定される。

そのため、地質環境の長期的な安定性を検討する上においては、隆起、侵食、堆積による将来の地形（勾配の大きさや方向）や地層（透水性に関与する地層の種類と厚さ）の変化を精度良く把握するとともに、水理地質構造や動水勾配などの境界条件がどのように変化していくのかを適切に評価することが重要である。さらに、地形変化については、傾動や断層活動など、地殻変動の様式や規模によって侵食速度（地形の変化速度）が異なってくることから、その変化量のみならず、地形変化の生じる場所およびその速さを加えて議論する必要がある。

このような背景から、隆起・侵食、気候・海水準変動に伴う、将来約 10 万年間の地形変化を三次元でシミュレートする技術（以下、「地形変化シミュレーション」という）の開発を進めるとともに、地形変化が将来の地質環境へ与える影響を評価するための技術開発の一環として、地形変化および気候変動を考慮した地下水流動のモデル化・解析を試行している。

(i) 地形変化シミュレーション技術

(a) 研究の概要

三次元地形変化シミュレーションでは、例えば流域全体のように、ある程度の広がりを持った地形が、10 万年オーダーという時間スケールで、どのように変化していくのかを予測することを目的として開発を進めている。

地形変化はそのプロセスの違いにより、斜面域、河川域、海域に大きく分類される（図 3.3.1-1）。斜面域では岩石の風化が起り、それが移動することで地形が変化する。そこでは気候・植生・土壌などが関係しながら地形変化を生じさせている。そして、河川へ供給された土砂は水の働きにより、摩耗・破壊や分級作用を受けながら下流に運ばれる。その過程で、河川の下刻や側刻などの侵食作用や運びきれなくなった土砂の堆積作用などを通じて、地形が形成される。さらに、海では波浪や沿岸流の働きで地形が形成される。これらのシステムはさらに細かいサブシステムに分けられて認識・モデル化されることもあるが、斜面域・河川域・海域と接合されて全体的な地形システムを作っている。

三次元地形変化シミュレーションでは、斜面域と河川域を扱う内陸域を対象とした「三次元斜面・河川結合モデル」の基本プログラムを構築し、現在、入力パラメータなどの値を変更しながら試行している段階である。

本プログラムでは、解析領域を斜面域と河川域の地形変化プロセスに分類し、それぞれ異なる二次元の拡散方程式（時間を含む偏微分方程式）を基本方程式とし、それらを三次元で物質移動を計算できるように展開することによりプログラムを構築した。なお、斜面域については、植生など様々な要因の相互作用により物質の移動量が決まるが、本プログラムでは重力を原動力とする拡散現象による物質移動のみ考慮している。

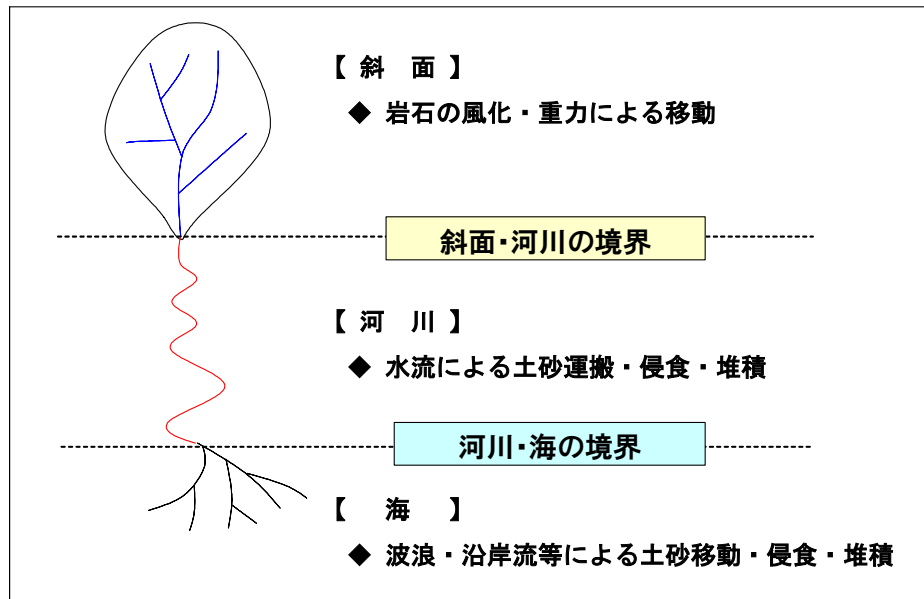


図 3.3.1-1 地形システムと物質移動

① 斜面域のシミュレーションの基本方程式

地形変化は物質移動によって生じることから、ある単位面積に流入する物質の量と流出する物質の量の差が、その単位面積の標高の動的変化、すなわち地形変化となる。したがって、物質のフラックス（移動量）を決める方程式が、地形変化シミュレーションの基本方程式となる。本シミュレーションでは、地形勾配に応じた拡散現象によるフラックスを計算する、平野（1966a, 1966b）による式（3.3.1-1）の二次元斜面モデルを基本方程式として採用した。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad (3.3.1-1)$$

ここで、時間 t における位置 x の高度を u とする。左辺の $\partial u / \partial t$ は高度の変化速度を示し、この式は高度の変化速度がラプラシアン（標高値の 2 次微分で、地形の凹凸を意味する）に比例する、すなわち地形が凸あるいは凹になっている度合いが大きいほど地形変化が速くなることを示す。係数 k は、地形学の分野では従順化係数と呼ばれ、物質の移動速度（地形変化の速さ）を表す。 k の値は地形の母材（母岩および斜面物質）によって決まるだけでなく、気候によっても変化する。

② 河川域のシミュレーションの基本方程式

一般的に、河川の勾配は河床の礫径と比例し、礫径は上流からの距離に応じて指数関数的に減少するため、その結果として河川の縦断形は上に凹の指数曲線となる。本シミュレーションでは、平野（1966a, 1966b）による二次元斜面モデルを拡張し、場所 x の指数関数として決定される拡散係数を持つ、野上（1981a, 2000）、Nogami et al.（2002）による拡散方程式（式（3.3.1-2））を河川域の基本方程式として採用した。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k e^{rx} \frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad (3.3.1-2)$$

ここで、 r は比例定数で、地形変化シミュレーションでは河川縦断形の凹形の強さ（凹形度）を表す。この式は、左辺の河床高 u の時間変化速度（ $\partial u / \partial t$ ）が、河床勾配（ $\partial u / \partial x$ ）の変化率（ラプラシアン）に比例することを示し、従順化係数 k は起点からの距離に応じて指数関数（ e^{rx} ）で増加する。このことは、下流ほど物質の移動量が大きくなることを意味する。

(b) 三次元地形変化シミュレーションの試行例

土岐川流域を対象とした、三次元地形変化シミュレーションの結果を示す。ただし、シミュレーションに必要な入力パラメータについては、現在調査を行っている段階であり、具体的な数値が得られていないことから、ここでは仮想の値を用いた。

① 解析条件

①-1 解析範囲

地形変化シミュレーションでは、解析時間の経過とともに河川流路の位置や支流との合流点の位置が変化することから、解析領域全てを解析するためには、河川流路位置の変化が少ない箇所を選定する必要がある。そのため、土岐川流域の内、地形変化に伴う河川流路の位置変化が少ない、土岐市西方の渓谷部より上流の約 340 km²の範囲とした（図 3.3.1-2）。

①-2 初期条件

現在の地形を初期条件とした。解析には水平解像度 10 m の数値標高モデル（以下、「10 m-DEM」という）を用いた（図 3.3.1-3）。



図 3.3.1-2 解析対象位置図

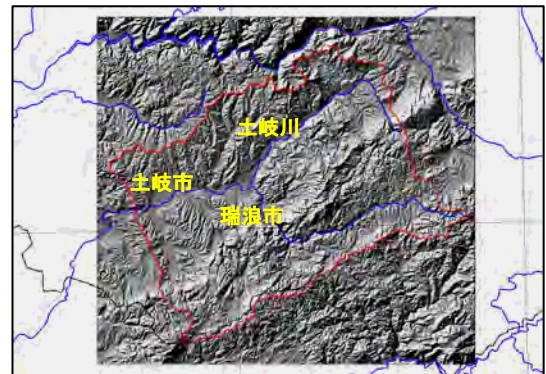


図 3.3.1-3 解析範囲 DEM 陰影図

①-3 タイムコントロール

シミュレーションは、1年ステップで12万年間について計算した。3万年後までを現在と同様な温暖期とし、3～6万年後を寒冷期、6～12万年後を温暖期とし、温暖期と寒冷期の切り替えは瞬時とした。

①-4 地質条件

沖積層と岩盤の2つに区分し、沖積層の厚さは5 mで一定と仮定した。

①-5 河川条件

河川流路幅は上流から下流まで1メッシュ（10 m）で一定とし、流域面積が150メッシュ（15,000 m²）以上の流路を河川、それ以下は斜面とした。河川流路は、シミュレーションにおいては、物質の移動方向は最大傾斜方向にのみと定義しているため、物質が移動した結果、1ステップごとに標高が変化し、前回とは異なる方向に物質が移動する場合もあるが、計算量が膨大になってしまうため、ここでは50年ごとに流路（物質の移動方向）の見直しを行った。なお、シミュレーションにあたっては、土岐川本流の流出口の標高（115.4 m）は固定とした。

①-6 斜面域の従順化係数

従順化係数は、段丘などの地形断面形が初期の「角張った」状態から、時間の経過とともに「緩やかな」状態（動的平衡状態）へと移行する速さとして数学的に求められるものであり（野上，1980），形成年代と初期形状が明らかな段丘崖などの測量結果やダム堆砂量などから求められ，地形勾配のほかにも，地形を構成する物質の侵食に対する強さや気候条件，植生などによってもその値が異なる。

本シミュレーションでは，ダム貯水池の流入土砂量を解析した結果から作成されている全国の土砂生産量の分布図（岡野ほか，2003）から，解析エリア周辺の従順化係数を見積った（表 3.3.1-1）。従順化係数は地質によっても異なるが，その具体的な値はよく分かっていないことから，沖積層については岩盤よりも固結度が小さく，地形の変化速度が速いことから，岩盤の 5 倍の値を与えた。また，寒冷期には，凍結融解による斜面崩壊が進行し，温暖期よりも地形の変化速度が早いと推定されることから，温暖期の 2 倍の値を与えた。

表 3.3.1-1 シミュレーションで用いた斜面域の従順化係数

地 質	気 候	従順化係数(k)
岩 盤	温暖期	0.00021
沖積層		0.00105
岩 盤	寒冷期	0.00042
沖積層		0.00210

①-7 河川域の従順化係数

河川域のシミュレーションの基本方程式（上述の式（3.3.1-2））を用いて，河川域の物質移動量を計算すると，河川の下流では勾配が極めて小さくなることから，物質移動量が実際よりも過小評価された。そのため，本シミュレーションでは，現在の土岐川が「動的平衡状態」と仮定し，河床の平衡勾配を地形学的に求め，平衡勾配との角度の差に応じて侵食・堆積が生じるものとして，勾配差に実効侵食率を乗じることにより侵食および堆積速度を算出した。

土岐川の「平衡勾配」については，屏風山断層を横切る付近より下流では遷急線の見られない比較的滑らかな凹型を示しており（図 3.3.1-4），「動的平衡状態」に近いと考えられる。そのため，上流の急勾配の部分を除いて流域面積（DRN）の平方根と標高とで指数式のフィッティングを行うことにより，平衡勾配を計算した。

$$\text{河川の平衡勾配 (Tan)} = \exp(-0.003 \times \sqrt{\text{DRN}} - 2.30259) \quad (3.3.1-3)$$

また，実効侵食率については，流量（流域面積）の増加に伴って，侵食・運搬量が最初は比較的急速に立ち上がり，やがて「頭打ち」に達するよう，シグモイド曲線による侵食・堆積に係る係数（実効侵食力）の調整を行った（図 3.3.1-5）。

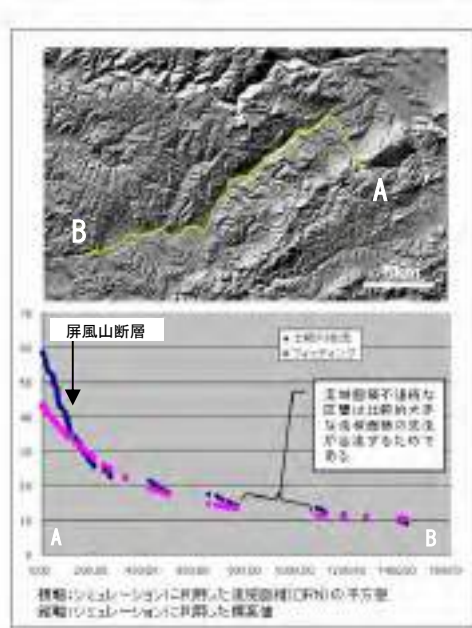


図 3.3.1-4 土岐川本流の河床断面図とそのフィッティング

$$y = \frac{k}{1.0 + \exp(a \times (\log \text{DRN} - xc))} \quad (3.3.1-4)$$

ここで、 k は出力値に掛けられる値（従順化係数に相当）であり、 xc は出力値の中央値、 a は中央値 xc からの減衰・増加状態を定義する係数である。係数 a が大きければ中央値付近で急激に値が変化し、小さければ中央値から離れるに従ってなだらかに変化する。

寒冷期については、流量が温暖期の 1/3、すなわち、温暖期の流域面積（DRN）が 1/3 になると仮定して、温暖期同様に式（3.3.1-3）から平衡勾配を算出し、その結果を指数式でフィッティングすることにより、土岐川本流の寒冷期の河川の縦断面型を求めた（図 3.3.1-6）。

$$\text{河川平衡勾配 (Tan)} = \exp(-0.00173 \times \sqrt{\frac{\text{DRN}}{3}} - 2.30499) \quad (3.3.1-5)$$

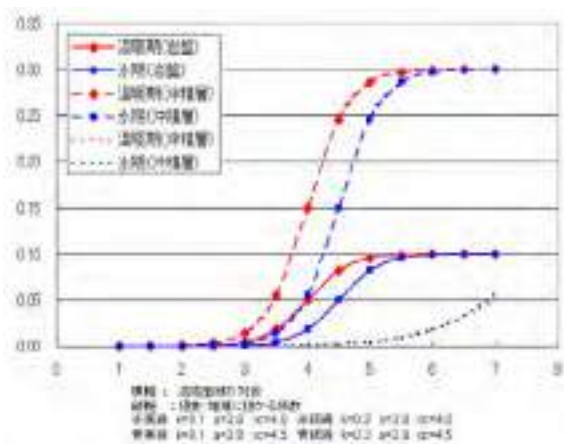


図 3.3.1-5 シグモイド曲線を利用した
実効侵食率の推定

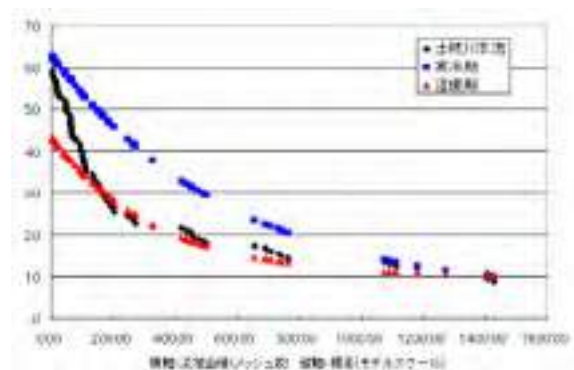


図 3.3.1-6 寒冷期の平衡河川縦断面型の
推定

得られた縦断形を見ると、寒冷期の方が河川の縦断型の凹型度が小さく、より直線的な河床形態を示すことから、より上流側まで堆積場に変化することになる。

①-8 地殻変動

地殻変動については、図 3.3.1-7 に今回行った断層運動の地殻変動量図を一例として示すが、一様隆起（隆起速度 0.3 mm/年, 0.6 mm/年）、断層運動（平均隆起速度 0.28 mm/年）、褶曲運動（平均隆起速度 0.17 mm/年, 0.35 mm/年）について、DEM の標高値を時系列的に変化させることによりシミュレーションに取り入れた。

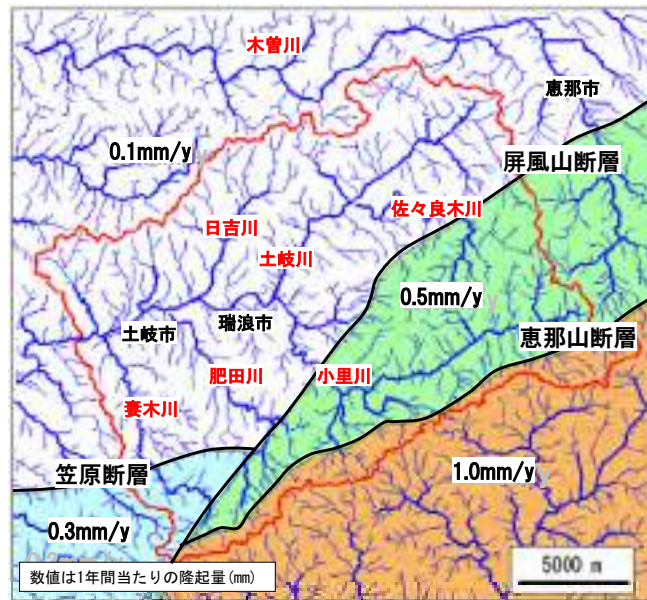


図 3.3.1-7 断層運動のシミュレーションに用いた地殻変動量図の例

② 解析結果

図 3.3.1-8 および図 3.3.1-9 に、0.6 mm/年で流域全体を一様に隆起させた場合の 3 万年ごとのシミュレーション結果を一例として示す。時間の経過とともに、現在発達する細かな稜線・谷のメリハリが失われていくなど、小領域のシミュレーション結果には課題も残るが、全体的な傾向としては、丘陵や低地など低起伏部での地形の平滑化や大起伏部（急傾斜山地）における谷の下刻・溪谷の形成など、おおむね地形学的知見を再現する結果が得られた。なお、小領域における細かな地形の消失については、河川／斜面境界を 150 メッシュ（15,000 m^2 ）と仮定していることや流域面積の小さな領域の実効侵食力が過小評価されていることに主に起因する。

また、図 3.3.1-10 に温暖期および寒冷期の侵食・堆積量図を示すが、1～3 万年後の温暖期では起伏の大きい山地で侵食が大きくなっており、土岐川沿いの盆地に流入する河川末端で堆積（扇状地の形成）が進行する。それに対し、3～6 万年後の寒冷期では、温暖期に下刻を受けた河川両側の斜面が急峻となっていることや温暖期と比して大きい拡散係数を与えていることから、山地斜面での侵食が大きくなる。そして、斜面から大量に生産された土砂が河川に流入するが、河川流量が温暖期の 1/3 と仮定していることから河川の土砂運搬能力が低下するため、山地内部の河川域に堆積が生じる。このことは、寒冷期の河川縦断形が温暖期のそれよりも直線的になるという地形学的知見と矛盾しない。そして、再び温暖期となる 6～12 万年後では、寒冷期に堆積した土砂を侵食するため、山地および山地内河川での侵食が大きくなり、土岐川沿いの盆地に流入する河川末端で堆積（扇状地の形成）が進行する。

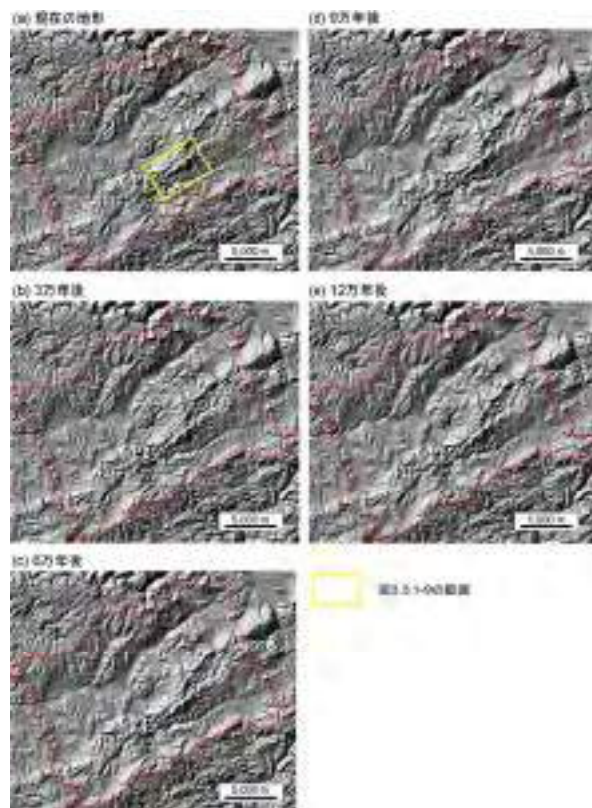


図 3.3.1-8 時間ごとの地形変化
(一様隆起 0.6 mm/年)

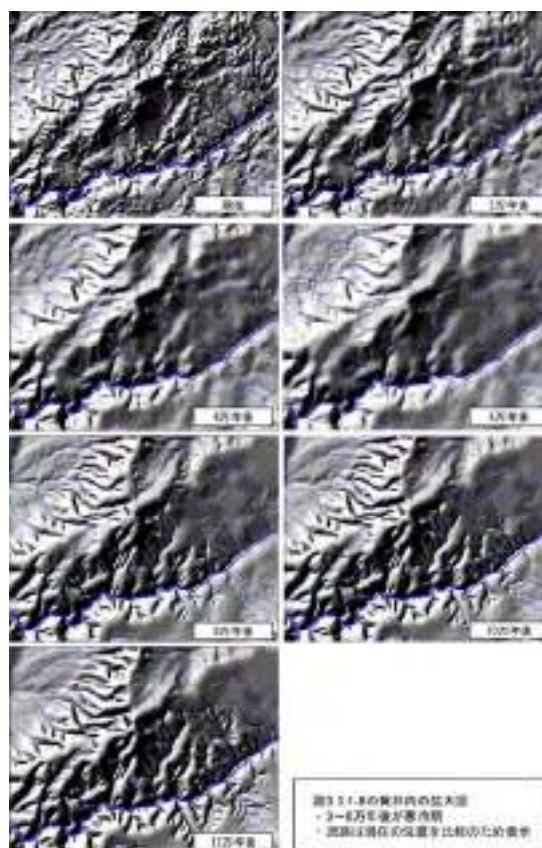


図 3.3.1-9 地形変化陰影図
(拡大図)

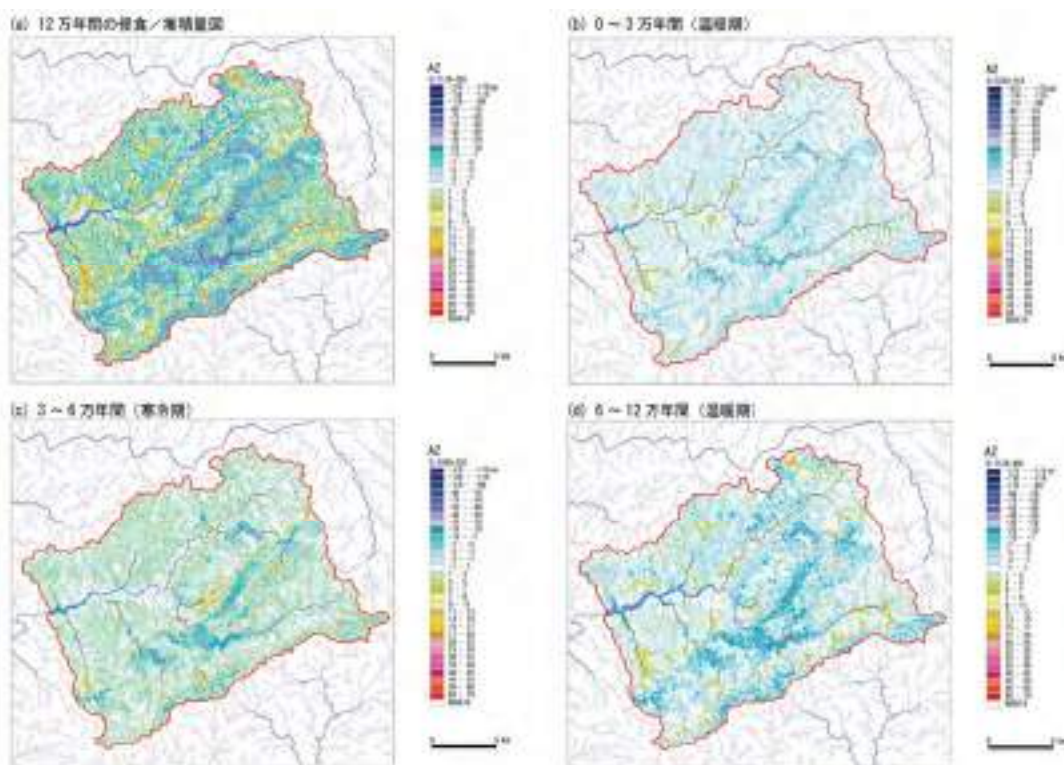


図 3.3.1-10 侵食・堆積量図

表 3.3.1-2 に、一様隆起、断層運動、褶曲運動の各ケースのシミュレーション結果を示す。シミュレーションの際に入力した係数の値には仮想の値を用いているため、得られた絶対値については特に地形学的あるいは地質学的な意味を有さないが、地盤を一様隆起させた場合、隆起速度を 2 倍としたケースでも、流域全体の侵食速度や最大侵食深、堆積速度や最大堆積深はほとんど変化しない結果が得られた。このことから、隆起速度が異なっても、地盤が一様に隆起する場合には、侵食・堆積はシミュレート時に標高を固定した流出口付近でのみ影響するものであり、流域全体へ波及するには相当の時間を要することが解る。

表 3.3.1-2 各ケースのシミュレーション結果

変動様式	隆起速度	平均隆起速度 [mm/年]	平均隆起速度 [mm/年]	侵食場			堆積場		
				平均侵食深 [m]	侵食速度 [mm/年]	最大侵食深 [m]	平均侵食深 [m]	侵食速度 [mm/年]	最大侵食深 [m]
一様隆起	小	0.30	0.028	9.09	0.076	138.0	5.5	0.046	31.6
	大	0.60	0.029	9.22	0.077	137.8	5.4	0.045	31.2
断層運動	—	0.28	0.130	25.84	0.215	204.8	8.7	0.072	53.8
褶曲運動	小	0.17	0.106	21.65	0.180	208.8	8.8	0.074	54.4
	大	0.35	0.165	29.71	0.248	304.6	9.0	0.075	53.6

※侵食場・堆積場：現在と 12 万年後の標高の差分で、地殻変動分を除いて標高が下がっている地域を侵食場、上がっている地域を堆積場とした。

※平均隆起速度：シミュレート時の入力値。

※平均侵食速度：シミュレーションの出力値であり、流域全体の平均値。

※断層、褶曲：隆起速度を面積加重で平均した。

断層運動や褶曲運動の地殻変動を与えたケースでは、一様隆起のケースと比較すると、シミュレーションの際に外部条件として与えた平均隆起速度に大きな差はないが、平均侵食速度で約 5 倍、侵食場の侵食速度で約 3 倍、堆積場の堆積速度で約 2 倍の差が生じ、隆起速度の違いよりも地形変化に大きく影響を及ぼす結果が得られる。これは地殻変動によって標高の相対的バランスが変化し、多くの地点で侵食が始まり上流に波及するためと考えられる。地域内に一様な傾動を加えた場合も同様の結果を生むと考えられ、隆起運動でも一様／傾動の差によって侵食速度が大きく違ってくることが予想される。

隆起と侵食の関係については、一様隆起のケースにおける平均侵食速度は約 0.03 mm/年で平均隆起速度の約 5～10 %程度であるが、断層運動や褶曲運動を取り入れたケースの平均侵食速度は 0.10～0.17 mm/年程度で平均隆起速度の約 40～50 %にも相当する。また、侵食場の侵食速度をみると、平均隆起速度とほぼ同様な値が得られていることから、構造運動で隆起した分の相当量が侵食によって失われている（隆起と侵食がバランスしている）ことが分かる。

(c) まとめと今後の展望

今回の地形変化シミュレーションでは、拡散現象によって物質移動が引き起こされる斜面域と水流によって物質の侵食、運搬、堆積が生じる河川域の 2 つの場に分けて解析を行った。地形変化シミュレーションが正しく行われるためには、それぞれの場について適切なパラメータを設定する必要がある。現段階においては、前者については、比較的単純に地形勾配と従順化係数が物質移動量を決定することやダム堆砂量などから大筋の侵食量や従順化係数の推定が可能であることから、シミュレーションにおいてもおおむね地形学的知見を再現する結果が得られている。しかし、後者については、物質の侵食、運搬、堆積メカニズムが複雑であることやパラメータの見積りが困難であることから、特に明確な地形学的な根拠を元に決定したものではない。そのため、今後、河川領域における物質移動のアルゴリズムの見直しや、従順化係数、平衡勾配、流路幅、斜面／河川境界値などといったパラメータについて、現実に即した値を入力していくことが重要である。

また、まだシミュレーションに組み入れていない自然現象として、河川の側方侵食がある。

そのため、現在のシミュレーションでは平坦な谷底を持つ河川はできていない。側方侵食を組み入れることは、地下水流動の変化に大きな影響を及ぼすとは考えられないが、側方侵食が生じると中～下流域における侵食量が大きくなり、系外排出量が増加する。また、側方侵食を起こすことで河成段丘を形成させることができ、より自然な地形変化を再現できると考えられる。

気候変動に関しては、温暖期－寒冷期－温暖期の変動を組み入れたが、シミュレーションの結果から、地形への気候変化の影響は大きいと考えられ、特に侵食・堆積場の変化はかなり劇的に起こることが示された。今回のケースでは、寒冷期の河川流量を温暖期の 1/3 と仮定し、その仮定に基づいて寒冷期の河川の平衡形を求めたが、寒冷期の河川平衡形や流量・涵養量、従順係数などについては、解析エリアの過去の気候変動や段丘調査、あるいは日本全国の地質や気候条件の違いによる具体的な値を取得していくことにより、地形学的根拠のある数値が求められると考えられる。また、今回のケースでは流量変化だけを組み入れたが、本来は寒冷期での降水量変化、植生変化による流出率の変化、蒸発散量の変化などの結果として流量が変化することから、寒冷期における降水量データなどによる流量やその変化の検証が必要と考えられる。

今回のシミュレーションでは、内陸域を対象としたシミュレーションであるため、斜面域と河川域の 2 つに分けてシミュレートしている。しかし、地形変化は大局的には、山地で生産された土砂が河川により海へ運ばれることで、全体的な地形システムを作っている。そのため、より現実の天然現象に近いモデルとしていくためには、沿岸部における地形変化モデルを構築し、内陸域と結合したモデルによりシミュレーションを進める必要がある。

今後は、現実に即したパラメータの取得やモデルの改良を進めるとともに、過去十万年間程度の地形変化と比較することにより、モデルの検証を進める。

(ii) 地形および気候変動を考慮した地下水流動のモデル化・解析

隆起・沈降などの地殻変動や侵食・堆積などによる地形変化、さらには降水量変化などの気候変動が地質環境の長期挙動に及ぼす影響を概括的に理解するため、東濃地域を対象に、地形変化および気候変動が地下水流動特性に与える影響を評価することを目的とした、地下水流動のモデル化・解析を進めている。

(a) 検討の進め方

地形変化シミュレーションの結果に基づき、解析時間断面を設定し、時間断面ごとの地形分布を考慮した地質構造モデルおよび水理地質構造モデルの構築を行い、地下水流動解析を実施した (図 3.3.1-11)。解析領域は、地形変化シミュレーションを行った土岐川流域を対象とした (図 3.3.1-12)。

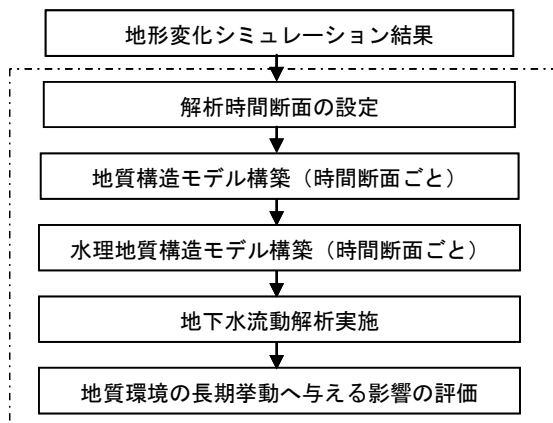


図 3.3.1-11 地下水流動解析の作業フロー

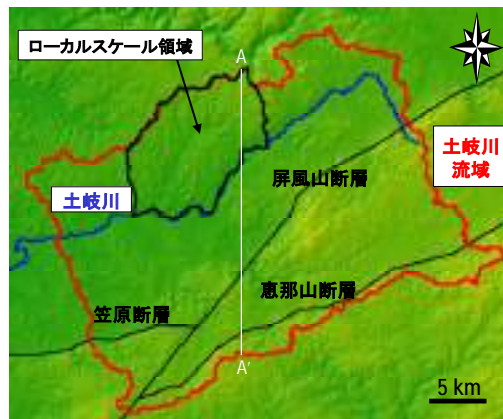


図 3.3.1-12 解析領域

解析時間断面については、地形変化シミュレーションが対象としている現在から 12 万年後までに期間のうち、地形および気候が現在と比較し、大きく変化していると想定される 5 万年後（寒冷期）、12 万年後（温暖期）を設定した。

また、地形変化および気候変動が地下水流動特性に与える影響については、領域全体の水頭分布、および広域地下水流動研究を進めてきた土岐川流域の北部に位置するローカスケール領域（図 3.3.1-12；4.2.1 (2)参照）での地下水の流動経路を用いて評価した。

(b) 地質構造モデルおよび水理地質構造モデルの構築

地形変化シミュレーションで得られた地形面形状を地質構造モデルおよび水理地質構造モデルの上部境界面とした。地形変化シミュレーション結果として、最も現実に近いと考えられる、一様隆起（0.3 mm/年）のケース（以下、G1 ケース）と、地形変化が大きく地質環境への影響が把握しやすいと思われる断層運動を取り入れたケース（以下、J1 ケース）の 2 ケースを用いた（表 3.3.1-3）。

表 3.3.1-3 地形変化シミュレーションの概要

ケース	特 徴	気候変動
G1	領域全体が一様に隆起する(0.3 mm/年)と仮定	3~6万年 が寒冷期
J1	断層運動を考慮し、断層ブロックごとに異なる隆起量(0.1~1.0 mm/年)を仮定	

また、三次元地質構造モデルについては、堆積層、花崗岩上部割れ目帯、花崗岩下部割れ目低密度帯、および解析領域内に分布している屏風山断層、笠原断層、恵那山断層を考慮して構築した。また、ローカスケール領域での地下水の流動経路に影響を与えていることが確認されている月吉断層も併せてモデル化した（図 3.3.1-13）。さらに、この地質構造モデルに表 3.3.1-4 に示す水理特性を設定することによって水理地質構造モデルを構築した。

表 3.3.1-4 各地質・地質構造の水理特性

モデル化要素	透水係数 [ms ⁻¹]
堆積岩	水平方向: 1.0 × 10 ⁻⁵ 鉛直方向: 1.0 × 10 ⁻⁷
花崗岩上部割れ目帯	4.0 × 10 ⁻⁷
花崗岩低密度割れ目帯	3.2 × 10 ⁻⁸
月吉断層, 屏風山断層, 笠原断層, 恵那山断層	断層面に直交する方向: 1.0 × 10 ⁻¹¹ 断層面に沿う方向: 7.0 × 10 ⁻⁶

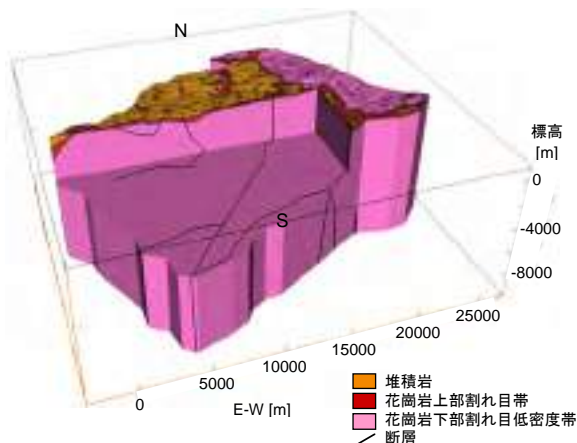


図 3.3.1-13 解析領域の三次元地質構造モデル

(c) 地下水流動解析結果

① 解析ケース

G1 ケースおよび J1 ケースの地形変化シミュレーション結果に基づき、時間断面ごとに解析を行った。なお、寒冷期については、涵養量を現在の 25 %、50 %、75 % の 3 ケース設定した（表 3.3.1-5）。また、地下水流動解析は、全解析ケースにおいて定常状態における三次元飽和／不飽和地下水流動解析を実施した。

表 3.3.1-5 地下水流動解析の解析ケース

解析ケース	地形変化 シミュレーション ケース	時間断面	涵養量
Regional_t000	現在		現在の測定値
G1Regional_t050_025	G1	5万年後	現在の 25 %
G1Regional_t050_050			現在の 50 %
G1Regional_t050_075			現在の 75 %
G1Regional_t120		12万年後	現在と同等
J1Regional_t050_025	J1	5万年後	現在の 25 %
J1Regional_t050_050			現在の 50 %
J1Regional_t050_075			現在の 75 %
J1Regional_t120		12万年後	現在と同等

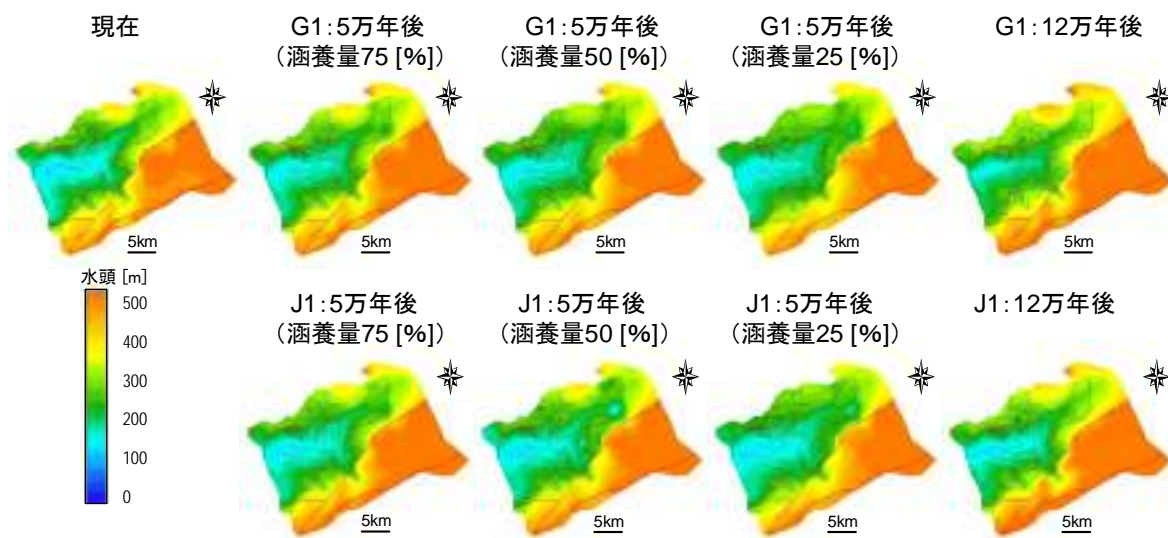
② 地下水流動解析結果（水頭分布）

標高 100 m の水平断面での、現在、G1 および J1 ケースにおける 5 万年後、12 万年後の水頭分布を図 3.3.1-14(a)に示す。また、図 3.3.1-12 中に示す A-A'ラインにおける鉛直断面の水頭分布を図 3.3.1-14(b)に示す。

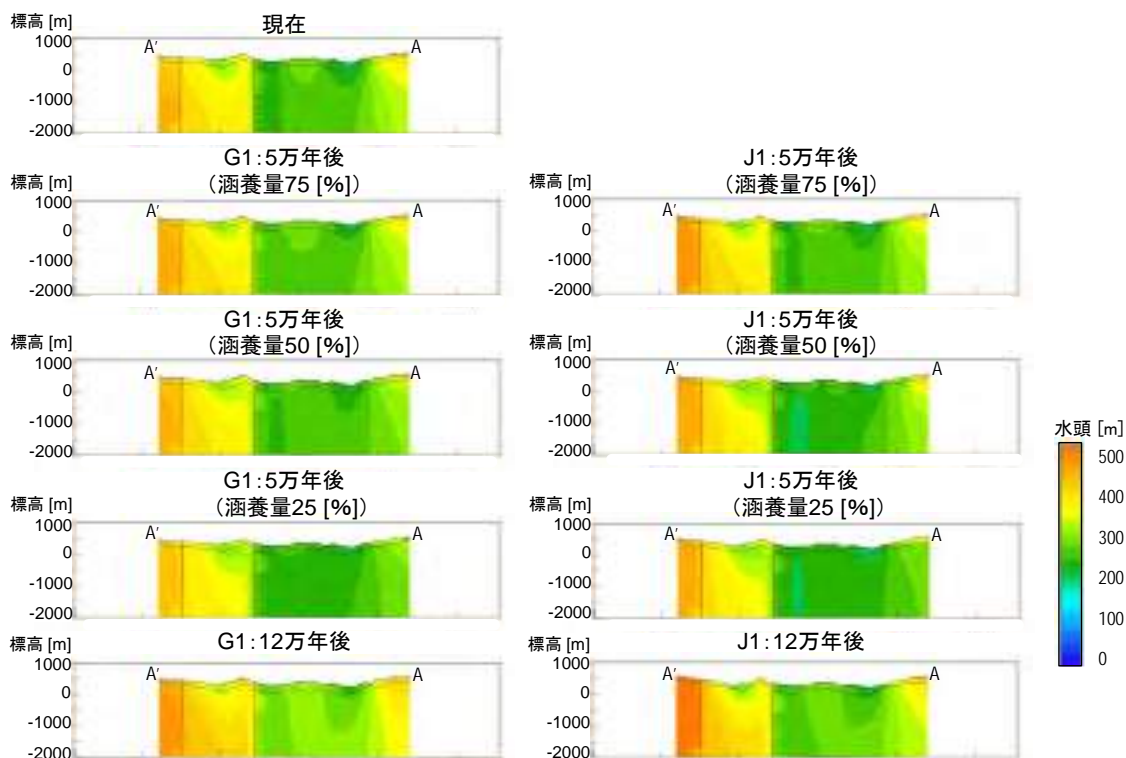
G1 ケース、J1 ケースともに、5 万年後（寒冷期）の地形条件・気候条件では、涵養域である北側境界および南側境界付近の尾根部において水頭値の低下が見られ、流出域である土岐川に向けて動水勾配が緩やかになる傾向が見られる。このことは、地形の起伏が現在に比べて小さくなったことや涵養量が減少したことに起因して尾根部の地下水位が低下したことが主な要因と考えられる。それに対し、12 万年後（温暖期）の地形条件・気候条件では、全体的に現在よりも水頭値が高くなる傾向が見られ、特に 5 万年後（寒冷期）に水頭値が低下する涵養域においてその傾向が顕著である。また、J1 ケースにおいては、同じ時間断面および同じ涵養量の G1 ケースと比較するとおおむね同様の水頭分布となっている。隆起量の違いの影響が小さい原因としては、地下水の流動方向にほぼ直交する遮水性の断層が、隆起量が比較的大きい涵養域である南側境界付近の尾根部周辺に分布しているため、隆起量の違いに伴う地下水位の違いの影響がその断層の上流側に限定され、隆起量の違いが断層の下流側の水頭分布に与える影響が小さくなったことによるものと考えられる。また、地形および気候変動が水頭分布に与える影響は地下深部と比較して浅部の方が大きい。さらに、今回の解析では、涵養量を現在の 25 %、50 %、75 %と大きく変化させて設定したこともあるが、地形変化量が異なる G1 ケースと J1 ケースを比較した場合よりも、それぞれのケースで涵養量を変化させた場合の方が水頭値の変化が大きくなっている。以上のことから、地形および気候変動の影響は主に地下水位分布に影響を与え、その影響が動水勾配分布に影響を与えていることが明らかである。

③ 地下水流動解析結果（地下水流動経路・流動距離・流動時間）

地形変化や気候変化が地下水流動に与える影響を把握するため、粒子追跡法により、涵養域から流出域までの地下水の流動経路、流動距離、流動時間を算出した。その結果、断層の上流側を通過する地下水の流動経路については、流動距離が長くなるといった傾向が認められる。これは、地形および気候の変動に伴い尾根部において地下水位が低下したことにより、涵養域がより遠方に移動したことが原因として考えられる。一方、断層の下流部を通過する地下水については、現在と比較して涵養域からの流動距離が短くなるといった傾向が認められる。これは、現在において遮水性を有する断層を通過し、断層の上流側を涵養域としていた地下水が、地形および気候の変動に伴う動水勾配の減少によって、断層の下流側が涵養域となったことが原因であると考えられる。



(a) 標高 100 m における水平断面



(b) 図 3.3.1-12 中 A-A'ラインにおける鉛直断面

図 3.3.1-14 解析領域の水頭分布

(d) まとめと今後の展望

本検討では、地形変化および気候変動が地下水流動特性に与える影響を評価することを目的とした地下水流動解析を実施した。その結果、これらは主に地下水位分布や動水勾配分布に影響を与え、その結果、地下水の流動経路や流動距離、流動時間に影響を与えていることが明らかとなった。また、その影響の大きさは、断層などの周辺岩盤と透水性のコントラストを有する地質構造の有無やその地質構造との位置関係によっても異なることが明らかとなった。

このことから、地質環境の長期挙動が地下水流動特性に与える影響を評価するためには、地下水流動を規制する断層などの地質構造を考慮した水理地質構造モデルを構築するとともに、その水理地質構造モデルを用いて地形変化や気候変動などの推定結果を反映させた地下水流動解析を実施することが有効な手段であると考えられる。

また、このような地質環境の長期挙動が地下水流動特性に与える影響を評価するための地下水流動解析結果の信頼性を向上させるためには、古水理地質学的な観点での調査研究を実施し、地下水流動解析結果と地下水の滞留時間などの地下水の地球化学的特性との比較検討が必要であると考えられる。

3.3.2 火山活動

(1) 火山活動などの長期予測モデルの開発

わが国の火山活動は、中新世後期～鮮新世以降、現在の東日本・西日本火山帯に偏在していることから、現在のプレートシステムに大きな転換が生じない限り、火山フロントの顕著な移動などといった島弧スケールでの火成活動の場（東日本・西日本火山帯）に大きな変化が生じるとは考えにくい（核燃料サイクル開発機構，1999c）。そのため、火山フロントより海溝側は、今後も火成活動が生じる可能性が極めて低い地域であると考えられる（高橋・Martin, 2004）。

一方、火山活動は、火山フロントより日本海側においても、火山列や火山地域と呼ばれるある特定な地域に偏在する傾向が認められる。特に、火山フロント付近では、過去数百万年以上にわたって、火山地域の中で火成活動を繰り返している場合が多い（例えば、Kondo et al., 1998；横瀬ほか，1998；大場・梅田，1999）。しかしながら、火山フロントより日本海側では、火山の分布は離散的であり、明瞭な火山地域を形成しない。東北日本の日本海側では、鮮新世から第四紀前半にかけて火山活動が認められなかったが、最近百万年以降に大型の成層火山が形成されている（林ほか，1996）。また、火山フロントが明瞭でない、中国地方では独立単成火山群が広く分布している（例えば、Kimura et al., 2003）。同一の火道から噴火を繰り返す複成火山では、側火山が中心火道から分岐した放射状岩脈に由来するため、その範囲も限定されるが（中田・田中，2001）、独立単成火山群の場合には、単成火山の分布から、その活動範囲を推定することは困難である（高橋・Martin, 2004）。そのため、火山フロントよりも日本海側の地域における新たな成層火山の形成や単成火山群の周辺地域における単成火山の発生の可能性については、今後の検討課題とされている（原子力安全委員会，2002；総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会，2003）。

対象地域において、火山活動の発生の可能性を検討するためには、3.2.2 で述べたように、概要調査などで第四紀火山の存在や過去の熱水活動の痕跡のほか、地下深部のマグマや高温流体などの存在の有無を確認することが基本となるが、地層処分の信頼性をさらに高めるためには、長期予測の方法論やモデル化についての研究開発を進めることにより、安全評価に反映させていくことが重要である。火山活動の長期予測モデルについては、過去から現在までの変動傾向に基づく将来への外挿、統計・確率論的なアプローチ、現象のプロセスを考慮した数値シミュレーションなどが考えられるが、ここではサイクル機構が取り組んでいる確率論的なアプローチによる予測・評価について述べる。なお、分冊 3「安全評価手法の開発」の「天然現象影響評価モデル」で述べられているようなそれぞれの現象に対するシナリオの発生の可能性を示すためにも、ここで示した確率論的なアプローチも重要な手法の一つと考えられる。

(i) 確率論的なアプローチによる火山活動の長期予測モデル

地質環境の長期安定性の観点からの火山活動の長期予測は、噴火の短期的な前兆現象を捉えることを目指した、いわゆる噴火予知とは異なり、主に地質学的データに基づき、将来（数万年オーダー以上）の火山活動の生じる可能性を評価することを目的とする。これまで、確率論的なアプローチによる火山活動の長期予測に関する研究は、米国ユッカマウンテンのサイト評価を目的に行われている（例えば、Crowe et al., 1982; Ho, 1991; Connor and Hill, 1995）。サイクル機構では、カーネル関数を用いた空間モデルや最近隣法による時空間モデルなどによって、独立単成火山群における単成火山が新たに発生する確率についての検討を行っている（例えば、Martin et al., 2003a；Martin et al., 2003b；高橋・Martin, 2004）。

(a) 空間モデル

確率論的なアプローチによる将来の火山の発生確率は、基本的に過去の火山の分布密度 $\lambda_{x,y}$ （単位面積あたりに発生した火山の数）と発生頻度 λ_t （単位時間あたりに発生した火山の数）

によって計算される。このうち、空間モデルは、火山の分布密度をカーネル関数 (Epanichnikov kernel function) によって求め、単位時間あたりの火山の発生頻度と予測期間から火山の発生確率の分布を計算するものである。

例えば、ある地点 p の周辺に分布する火山までの距離を d_i とすると、地点 p のカーネル関数は、式 (3.3.2-1) となる (図 3.3.2-1)。

$$\kappa(p) = \frac{2}{\pi(1 - \frac{d_i}{h})}, \quad \frac{d_i}{h} < 1 \tag{3.3.2-1}$$

なお、 h (smoothing coefficient) は、地点 p の密度分布を計算する際に考慮すべき領域 (取り込み半径) である。ここで取り込み半径内に分布する火山 (n 個) をすべて考慮すると、地点 $p(x, y)$ における単位面積あたりの火山の分布密度 $\lambda_{x,y}$ は、式 (3.3.2-2) となる。

$$\lambda_{x,y}(p) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n h^{-2} \kappa(p) \tag{3.3.2-2}$$

ここで、地点 p を中心とした a [km^2] の領域において、時間 t [年間] において、火山が発生する確率は、式 (3.3.2-3) となり、各地点の確率を計算することによって、対象領域の確率分布を求めることができる。

$$P[N \geq 1] = \lambda_{x,y}(p) \lambda_t t a \tag{3.3.2-3}$$

空間モデルによって計算した、東伊豆単成火山群における今後 1 万年間の火山の発生する確率分布を図 3.3.2-2 に示す。なお、火山の分布と発生した年代に関するデータは、早川・小山 (1992)、小山ほか (1995) から得た。 h は任意であるが、一般に h の値が小さいほど、火山の近傍の確率がより高くなり、確率分布の分散が大きくなるが、ここでは $h=7$ [km] とした。また、 a の面積は 100 km^2 とした。図 3.3.2-2 によると既存の火山が密集している地域ほど確率が大きくなり、確率の高い地域では、今後 1 万年間に火山の発生する確率が $1 \sim 3 \times 10^{-1}$ となった。これらの計算結果の信頼性を確認するためには、予測結果と最近発生した火山の分布との比較を行うことが有効である。東伊豆単成火山群では、相模湾の西部で手石海丘と呼ばれる海底火山が 1989 年に形成されたが、この地点の確率は、 10^{-2} オーダーとなった。

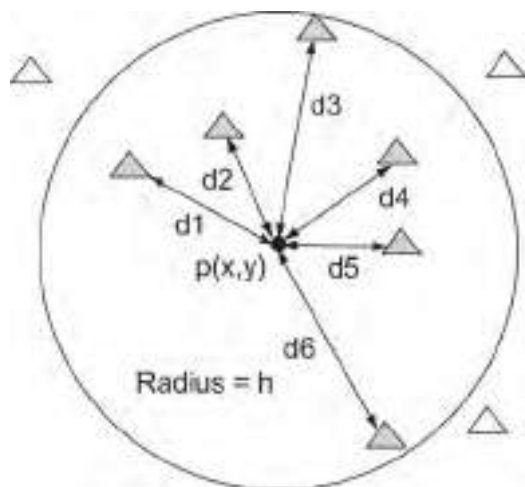


図 3.3.2-1 空間モデル (Epanechnikov kernel function)

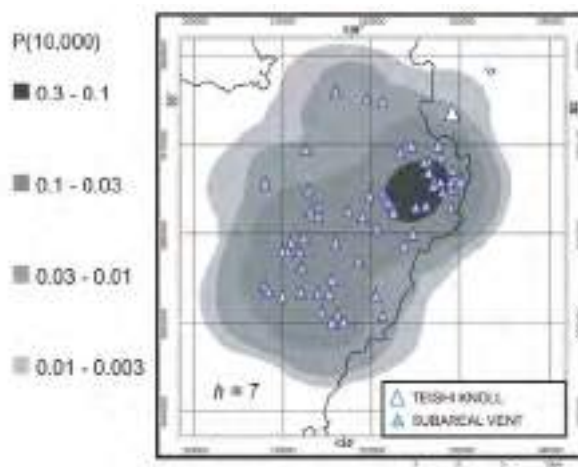


図 3.3.2-2 東伊豆単成火山群における今後 1 万年間の火山の発生する確率分布 (Martin et al., 2003b)

(b) 時空間モデル

空間モデルでは、対象領域における火山の発生頻度を一律に仮定しているため、新しい火山と古い火山の確率に対する重み付けが等価である。これに対して最近隣法 (nearest-neighbor methods) による時空間モデルは、地点 p の火山の分布密度と発生頻度を式 (3.3.2-4) として考慮している。

$$\lambda_{x,y,t}(p) = \frac{m}{\sum_{i=1}^m u_i t_i} \tag{3.3.2-4}$$

$\lambda_{x,y,t}(p)$ は、地点 $p(x, y)$ の周辺に m [個] の火山が存在する場合の単位時間・単位面積あたりの火山の分布密度である (図 3.3.2-3)。ここで、 u_i は地点 p から火山 v_i までの最短距離を半径とする円の面積であり、 t_i は火山 v_i が発生してから現在までの時間とする。ここで、 m は空間モデルの取り込み半径と同様に任意のパラメータである。さらに、火山の発生する確率は、ポアソン分布を適用することにより、式 (3.3.2-5) とする。

$$P[N \geq 1] = 1 - \exp[-t a \lambda_{x,y,t}(p)] \tag{3.3.2-5}$$

ここで、 a 、 t は空間モデルと同様に、地点 p 周辺の面積および予測期間である。

時空間モデルによって計算した、東伊豆単成火山群における 2 万年前～現在の火山の発生する確率分布を図 3.3.2-4 に示す。これは 2 万年前以前の火山の分布と年代のデータから 2 万年前～現在までの火山の発生する確率 ($m=7$) を求めたものである。実際に 2 万年前～現在までに発生した火山と確率分布を比較すると、これらの火山のほとんどは、 $1 \times 10^{-1} \sim 3 \times 10^{-2}$ の領域に分布していることがわかる。

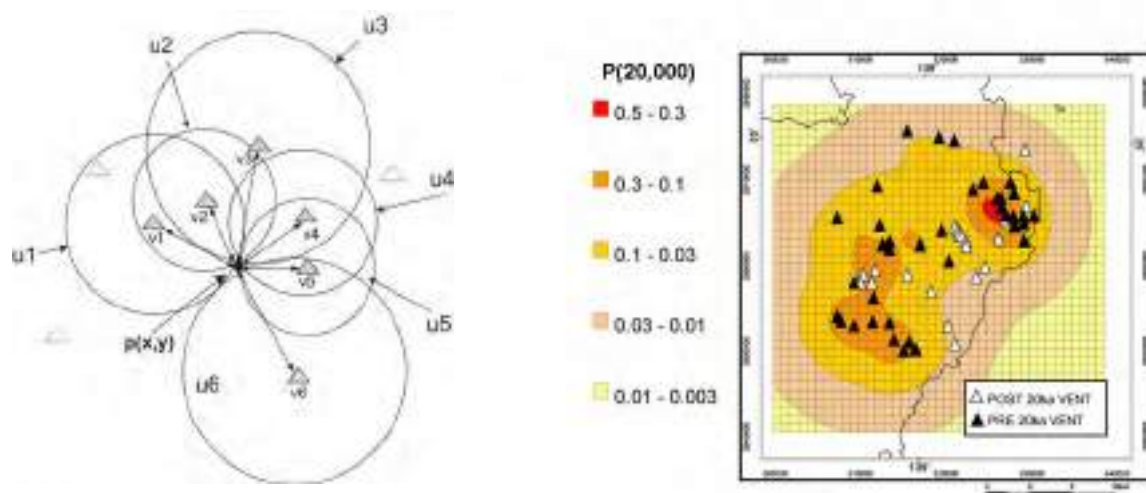


図 3.3.2-3 時空間モデル (nearest-neighbor method) 図 3.3.2-4 東伊豆単成火山群における 2 万年前～現在の火山の発生する確率分布 (Martin et al., 2003b)

(c) 確率論的アプローチによる予測モデルの今後の展望

上記のように確率論的アプローチは、独立単成火山群における火山の将来予測にある程度有効であると考えられる。しかしながら、東伊豆単成火山群の事例では、モデルに取り込んだ火山の分布に関するデータを陸上において確認されたもの限定しており、海側では過小評価している可能性があるといった問題点がある。また、実際の独立単成火山群における火山活動は「点」の移動ではなく、一定の方向性をもった火山クラスターの移動という形で生ずることが多いが、このモデルでは火山クラスターの移動を取り扱うことは困難である。今後、モデルの信頼性をより高めていくためには、経験則に加えて現象のプロセスを考慮した

アプローチも併せて検討していくことが重要である。例えば、地下深部にマグマが存在している可能性がある地域では、火山発生の確率が他の地域に比べて大きくなる。したがって、マグマの存在の可能性を示すような地球物理情報など（例えば、地震波速度構造、地殻熱流量など）を考慮することによって、予測の信頼性が向上すると考えられる。Martin et al. (2004) は、東北日本を事例に第四紀火山の分布、形成年代に加えて、P 波速度分布や地温勾配分布などの地球物理データをベイズ法によって確率モデルに組み込み、島弧スケールでの確率分布を求めている。今後は、このように異なった次元のデータを用いた multiple inference モデルの開発を進めていく予定である。

(2) 熱水活動などの影響評価モデル

火成活動が地質環境に及ぼす影響としては、マグマや高温岩体などから放出される熱エネルギーによる周辺岩盤の温度上昇のほか、熱水対流系の形成による地下水理の変化、火山ガスや熱水などの混入による水質の変化などが想定されている（原子力安全委員会, 2002）。変動シナリオを念頭に置いた安全評価に際しては、火成活動が地質環境に及ぼす影響の他、将来の地質環境条件の変化などを評価するための技術開発が必要となる。そのため、サイクル機構では、地下深部のマグマや高温岩体などから放出される熱エネルギーを適切に評価するための方法のほか、熱源周辺の地下水理の変化を予測するためのシミュレーション技術の開発などを進めている。

(i) 一次元熱輸送モデルによる熱ポテンシャルの評価

地下深部から放出される熱エネルギーを議論する際には、一般にボーリングによって取得された地温勾配（地下増温率）とコアの熱伝導率から求められる地殻熱流量を用いることが多い。しかしながら、火山地帯のように局所的な高温異常が認められる地域では、地温勾配が深度とともに変化している場合が多く、熱伝導に比べて流体流動による熱の輸送が卓越していると考えられている（例えば、湯原, 1972）。そのため、火山地帯やその周辺地域から放出される熱エネルギーを評価する際には、熱伝導によって運ばれる熱（伝導熱流束）に加えて流体によって運ばれる熱（移流熱流束）を考慮する必要がある。Bredehoeft and Papadopoulos (1965) および Clauser and Villinger (1990) は、一次元熱輸送モデルによって、坑井温度プロファイルから総熱流束（＝伝導熱流束＋移流熱流束）と流体の上昇速度（下降速度）の推定を行っている。サイクル機構では、実際に測定された坑井温度プロファイルを用いて、Bredehoeft and Papadopoulos (1965) および Clauser and Villinger (1990) によって総熱流束を計算し、解析方法の違いによる熱流束の見積もりの誤差などについて検討した。また、坂川ほか (2004b) による日本の坑井温度プロファイルデータベースを用いて総熱流束を計算し、わが国の熱流束の分布の特徴を検討する（梅田ほか, 1999, 2003b ; 坂川・梅田, 2004 ; 坂川ほか, 2005a, 2005b）。

(a) 一次元熱輸送モデル

Bredehoeft and Papadopoulos (1965) および Clauser and Villinger (1990) による一次元熱輸送モデル（以下、「BP モデル」「CV モデル」という）は、伝導熱流束 Q_c [$W m^{-2}$] および移流熱流束 Q_m [$W m^{-2}$] の合計である総熱流束 Q_t [$W m^{-2}$] と、流体流動速度（ダルシー速度） v [$m s^{-1}$] が時間や深度によらず一定に保たれていると仮定している。透水層 L [m] の下面の温度 T_L [K] は、上面の温度 T_U [K] より高い（図 3.3.2-5）。熱伝導率 λ [$W m^{-1} K^{-1}$] については、BP モデルでは深度によらず一定とし、CV モデルでは各層で一定の多層構造としている。また、流体の密度 ρ [$kg m^{-3}$]、比熱 c [$J kg^{-1} K^{-1}$] は、深度によらず一定としている。

ここで、深度軸を鉛直下方にとり、熱流束と流体流動速度を上方に正とすると、伝導熱流束 Q_c [$W m^{-2}$] は、深度を z [m]、温度を T [K] として、式 (3.3.2-6) となる。

$$Q_c = \lambda \frac{dT}{dz} \quad (3.3.2-6)$$

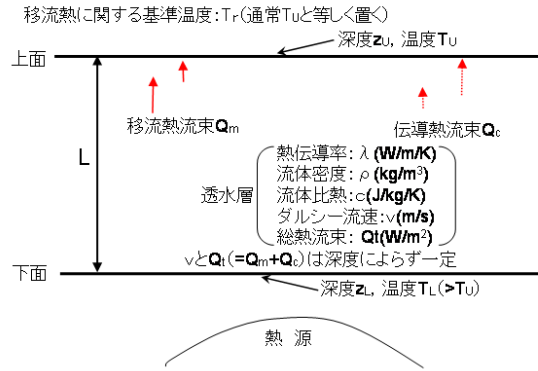


図 3.3.2-5 一次元熱輸送モデル概念図 (坂川ほか, 2005a)

また, 移流熱流束 Q_m [$W\ m^{-2}$]は, 式 (3.3.2-7) となる。

$$Q_m = \rho cv(T - T_r) \tag{3.3.2-7}$$

基準温度 T_r は通常 T_U と等しく置かまたは気温程度に設定する。 $Q_c + Q_m$ が深度によらず一定であるとすれば, 透水層上面温度, 下面温度が各々 T_U, T_L であることから, 熱伝導率を一定としている BP モデルの場合の温度分布は, 上面深度を z_U [m], 下面深度を z_L [m]とし, 流体流動の強度を示す無次元パラメータ β ($\equiv -\rho cvL/\lambda$)を導入して式 (3.3.2-8) と書ける。

$$T = T_U + \frac{T_L - T_U}{e^\beta - 1} \left(e^{\frac{(z - z_U)\beta}{L}} - 1 \right) \quad (\beta \neq 0) \tag{3.3.2-8}$$

一方, CV モデルでは, n 層の多層構造であり, 第 i 層の熱伝導率を λ_i , 上面深度を z_i , 透水層上面での伝導熱流束を Q_{cU} とすると, 第 i 層の伝導熱流束はその自然対数が式 (3.3.2-9) となる。

$$\ln(Q_c) = \ln(Q_{cU}) - \rho cv \left(\sum_{j=1}^{i-1} \frac{z_{j+1} - z_j}{\lambda_j} \right) - \frac{\rho cv}{\lambda_i} (z - z_i), \quad (z_i \leq z \leq z_{i+1}, 1 \leq i \leq n) \tag{3.3.2-9}$$

ただし, 第 1層については右辺第 2項 $\rho cv \left(\sum_{j=1}^{i-1} \frac{z_{j+1} - z_j}{\lambda_j} \right)$ は 0 と規約する。この式では, $\ln(Q_c)$ の z に対するグラフ勾配 ($\rho cv/\lambda_i$)が一般に層によって異なるが, それを平均して式 (3.3.2-10) のように近似している。

$$\ln(Q_c) \doteq \ln(Q_{cU}) - \frac{\rho cv}{\bar{\lambda}} (z - z_U) = \ln(Q_{cU}) - \frac{(z - z_U)Pe}{L} \tag{3.3.2-10}$$

ここで $\bar{\lambda}$ は透水層全体を代表する熱伝導率であり, z_U は透水層上面の深度である。また, Pe ($\equiv \rho cvL/\bar{\lambda}$)は, ペクレ数 (システム全体についての熱輸送に占める移流項の寄与の程度を表す無次元量)であり, 均質媒体の場合には $-\beta$ と等しい。なお, 透水層第 i 層の上面での温度を T_i とすると, 温度に関するモデル曲線は式 (3.3.2-10) から, 式 (3.3.2-11) となる。

$$T_m(z) = \left[\left(\frac{Q_{cU}}{\bar{\lambda}} \right) / \left(\frac{Pe}{L} \right) \right] \left\{ e^{\frac{-(z_i - z_U)Pe}{L}} - e^{\frac{-(z - z_U)Pe}{L}} \right\} + T_i \quad (Pe \neq 0) \tag{3.3.2-11}$$

$(z_i \leq z \leq z_{i+1}, 1 \leq i \leq n)$

BP モデルでは、深度対温度の観測データのグラフに最も良くフィットする β を曲線回帰により求め、 $v = -\beta\lambda/(\rho cL)$ から流体流動速度を計算する(図 3.3.2-6)。移流熱流束は式 (3.3.2-7) から、式 (3.3.2-12) となる。

$$Q_m = -\frac{\beta}{L}\lambda(T - T_r) \quad (3.3.2-12)$$

$T_r = T_U$ であれば透水層上面での移流熱流束は $Q_{mU} = 0$ である。伝導熱流束は式 (3.3.2-6) と式 (3.3.2-8) から、式 (3.3.2-13) となる。

$$Q_{cU} = \lambda \frac{T_L - T_U}{e^\beta - 1} \cdot \frac{\beta}{L} \quad (3.3.2-13)$$

CV モデルでは、温度プロファイルと熱伝導率プロファイルから伝導熱流束プロファイルを計算し、その自然対数を深度に対してプロットして、式 (3.3.2-10) の回帰直線を得る。各深度の伝導熱流束 Q_c は、回帰直線から読み取り、流体流動速度 v は回帰直線の勾配 Pe/L に $\bar{\lambda}/(\rho c)$ を乗じて求める(図 3.3.2-6)。移流熱流束 Q_m は、式 (3.3.2-7) の T に式 (3.3.2-11) の T_{th} を代入して計算できる。なお、ここでは $T_r = T_U$ の場合には、透水層上面での移流熱流束は $Q_{mU} = \rho cv(T_U - T_r) = 0$ であり、したがって総熱流束は $Q_t = Q_{cU}$ となる。

(b) BP モデルと CV モデルによる解析結果の比較

坑井温度プロファイルデータベース(坂川ほか, 2004)に BP モデルと CV モデルを適用し、坑井ごとの総熱流束と流体流動速度を計算した。今回、解析方法の比較のため、熱伝導率は深度によらず一定とした。なお、岩石の熱伝導率は、データベースに掲載されている実測値を用いた。

BP と CV のモデルは、数学的には同一であるため、モデルにフィッティングする理想的な温度プロファイルについては、両者の解析結果は一致する。しかしながら、現実の温度プロファイルは、測定誤差や二次的な流動(側方流)などの影響によって、必ずしもモデルにフィッティングするとは限らず、解析上の誤差が生じることが考えられる。BP および CV モデルによって計算した総熱流束を比較したところ、解析方法による算定結果の違いは数%程度であった(図 3.3.2-7)。しかしながら、BP モデルでは、坑井温度プロファイルにモデル曲線をフィッティングさせるのに対して、CV モデルでは伝導熱流束の片対数グラフに回帰直線を当てはめることから、一般には、地下の温度構造の評価については BP モデルが、熱流束や流体速度の評価については CV モデルがより適しているものと考えられる。

(c) 日本列島における総熱流束の地理的分布

日本列島スケールでの総熱流束および流体流動速度の大局的な地理的分布の特徴を把握するため、緯度経度 0.2 度メッシュごとの格子データを作成した。総熱流束の分布を図 3.3.2-8 に示した。格子データは格子内に位置する坑井の総熱流束の平均値である。平均値については、全データの頻度分布が対数正規分布を示すことから、算術平均ではなく幾何平均とした。

図 3.3.2-8 によると、第四紀の火山フロントから日本海側にかけて 0.2 W m^{-2} 以上の高い熱流束が観測されるのに対して、太平洋側では 0.05 W m^{-2} 程度のものが多い。この傾向は、山野ほか(1997)による地殻熱流量(伝導熱流束)の分布と大局的には整合している。一般に、地殻熱流量は、太平洋側で $0.04 \sim 0.08 \text{ W m}^{-2}$ 、火山フロントから日本海側では 0.08 W m^{-2} 以上であり(山野ほか, 1997)、これらをバックグラウンドとすれば、火山や地熱地帯では、地下深部のマグマや高温岩体などの影響によって移流による熱輸送が促進され、周辺地域に比べて総熱流束が 10 倍以上に及ぶと考えられる。

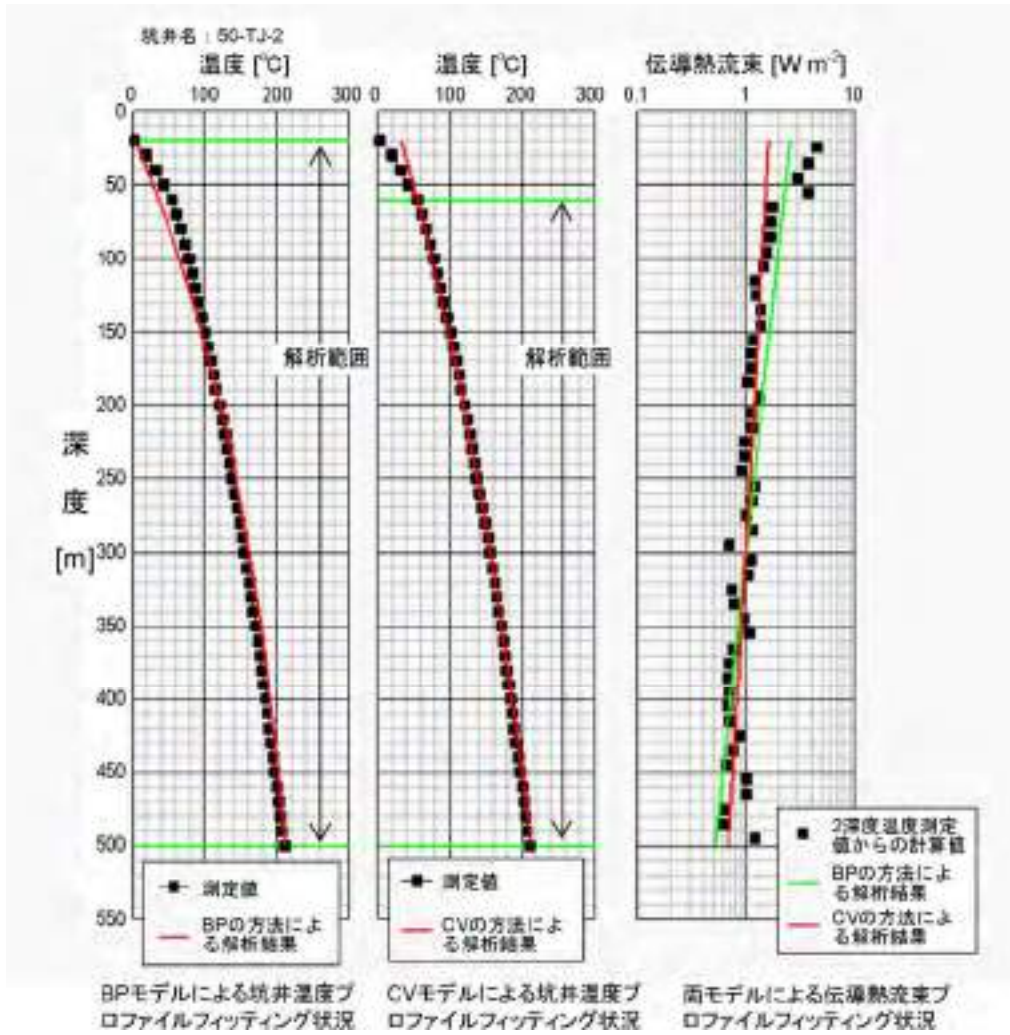


図 3.3.2-6 一次元熱輸送モデルによるモデル曲線フィッティングの例 (坂川ほか, 2005a)

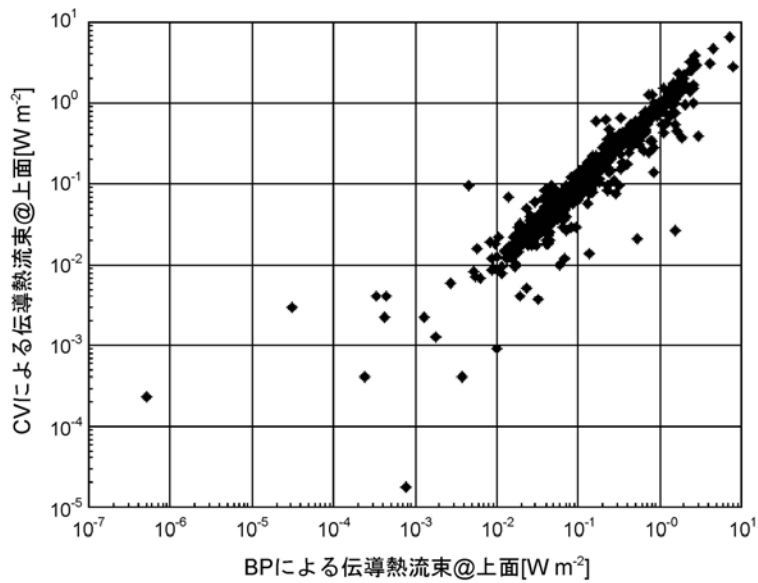


図 3.3.2-7 総熱流束の解析手法による違い (坂川ほか, 2005a)

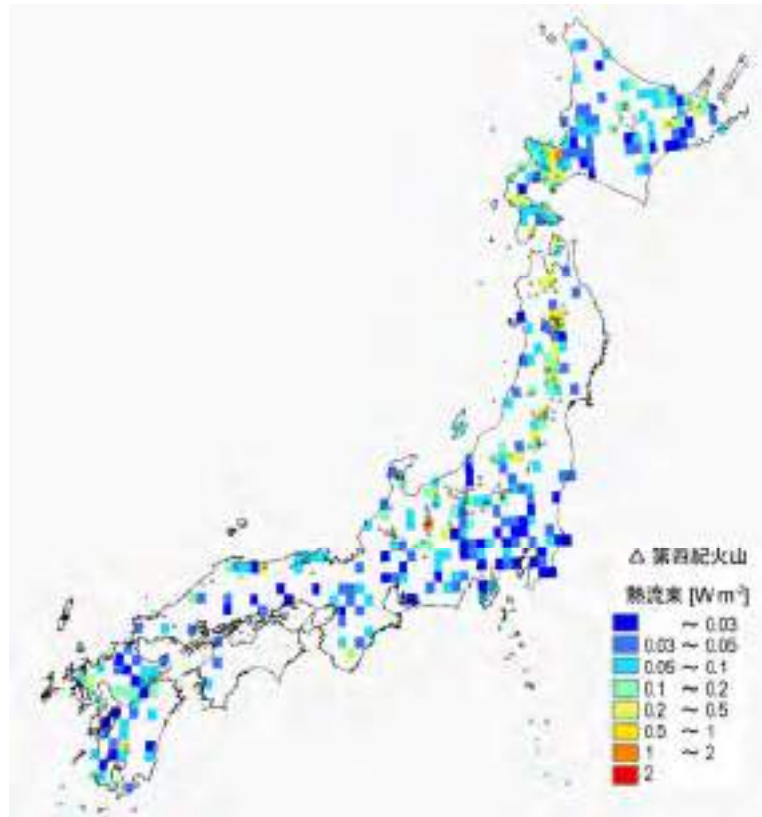


図 3.3.2-8 総熱流束分布（局所幾何平均）（坂川ほか，2005a）

(ii) 三次元熱水系シミュレーション技術

サイクル機構では、火山活動が地質環境に及ぼす影響を定量的に把握するための手法の一つとして、マグマ溜りの周辺岩盤の熱や地下水理などを計算するための解析コード Magma2002 の開発を行っている（坂川ほか，2005a）。このコードは、地熱シミュレータ FIGS3C (Hanano and Seth, 1995) をベースにして、冷却過程で比熱や流動性が変化するなどの特徴を持つマグマ溜まりが周辺に及ぼす影響を計算できるように改良したもので、三次元非定常熱・水連成解析を行うことができる。今回、島原半島の雲仙火山およびその周辺を対象に、このコードを用いた感度解析を実施した（坂川ほか，2005a）。

(a) 解析コード

Magma2002 開発のベースとした FIGS3C は主として地熱系の開発以前の状態と地熱系の開発に対する応答を再現することにより地熱系の数値モデルを作成し、地熱系と地熱流体生産量の将来の挙動を予測するために使われてきた。

FIGS3C は地熱貯留層内の熱と流体の質量に関する保存則を差分法で解く。この場合、保存則は微分形式で表される。一方、Magma2002 は保存則を次式の積分形式で表し差分法 (Integral Finite Volume Difference) して、温度や圧力を未知数としてその時間発展を解く。

$$\frac{d\left(\int_V G^k dv\right)}{dt} = \int_S F^k \cdot \mathbf{n} dS + \int_V q^k dV \quad (3.3.2-14)$$

ここで V は解析領域内の任意の三次元領域、 S はその領域の表面、 \mathbf{n} は領域表面における内向き単位法線ベクトル、 t は時間 [s]、 k は質量に関する量か熱に関する量を示すインデックス、 G は単位体積あたりの質量 [kg m^{-3}] または熱量 [J m^{-3}]、 F は質量流束 [$\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-2}$] または総熱流束 [W m^{-2}]、 q は単位体積あたりの質量の湧き出し量 [$\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-3}$] または熱の湧

き出し量 [W m^{-3}]である。熱の保存則では G は単相では温度と圧力、気液二相では蒸気飽和率と圧力で決まり、 F は温度勾配と圧力勾配と温度または蒸気飽和率に依存する。また、質量の保存則では G が温度と圧力、または蒸気飽和率と圧力で決まり、 F は圧力勾配に依存する。したがって式 (3.3.2-12) は温度と圧力、または蒸気飽和率と圧力を主変数として差分化できる。保存則の表現の変更により、Magma2002 ではグリッドをデカルト座標系格子状、円柱座標系格子状のほか任意の形状にできる (表 3.3.2-1)。

表 3.3.2-1 Magma2002 の特徴

項目	内容	備考
解法	完全陰解法	
差分化法	Integral Finite Difference	解析範囲がデカルト座標系格子状、円柱座標系格子状のほか任意の形状に分割可能
温度・圧力の解析範囲	5~1000°C, 0.1~1000 bars	流体物性の外挿により2000°C, 2000 barsまで計算できる
計算モード	熱・水連成, 熱伝導のみ	

さらに、Magma2002 では解析領域内の任意のグリッドの比熱、熱伝導率、熱の吸い込み量などを温度の関数として考慮できるように改良した。これにより、マグマの供給と漏洩が同時に起こり冷却過程で比熱や流動性が変化するマグマ溜まりが周辺に及ぼす影響を計算できる。マグマ溜まりの流動性の変化は直接にはマグマ溜まり内の温度分布に影響する。高温で流動性の高い状態ではマグマ溜まり内の温度は比較的均一に保たれ、冷却が進んだ流動性の低い状態ではマグマ溜まりの内部と表面とに温度差が生じると考えられる。Magma2002 では、流動性の高い高温ではマグマ溜まりの熱伝導率を高く設定し、流動性の低い低温ではマグマ溜まりの熱伝導率を低く設定することでマグマ溜まり内の温度分布のこのような変化を近似計算できる。

(b) 解析モデル

雲仙火山の半径 10 km 程度以内には新エネルギー・産業技術総合開発機構の地熱開発促進調査で掘削され坑井温度プロファイルデータベース (坂川ほか, 2004b) に登録された坑井が 10 本あり、今回そのうちの 4 本について総熱流束などの解析を実施した。うち 1 坑井の坑井温度プロファイルをモデル曲線とともに図 3.3.2-9 に示す。この坑井では伝導熱流束は解析範囲上面で 0.10 W m^{-2} 、解析範囲下面で 0.57 W m^{-2} 、総熱流束は深度によらず 0.10 W m^{-2} である。解析の結果、4 坑井の総熱流束は $0.054 \sim 0.20 \text{ W m}^{-2}$ である (図 3.3.2-10)。解析モデルの作成に当たっては、火山体の直下にマグマ溜りが存在すると仮定して、モデル化を行った。なお、雲仙火山周辺の震源分布や地震波速度構造の結果によると、火山体の直下にマグマ溜りが存在することが示唆されている (浅森・趙, 2001)。

解析領域は、熱輸送の場を広く取り込むよう東西 41 km×南北 41 km×深さ 25 km とし、デカルト座標系格子状に分割した。グリッド幅は水平方向に 1 km、深さ方向に 0.2~1 km で、グリッド数は東西方向 41×南北方向 41×深さ方向 33 である。この領域の中心 (雲仙火山) の直下に 5 km 四方の立方体と仮定した 1000°C のマグマ溜りを設定した。マグマ溜まりの温度は東宮 (2000) を参考に設定した。解析は、マグマ溜りの深度 (上面深度) と母岩の浸透率を考慮した CASE1~4 の 4 つのケースについて計算を行った (表 3.3.2-2)。CASE1 は基本ケースであり、母岩の浸透率は 10^{-18} m^2 、マグマ溜まり上面深度は 20 km である。CASE2 は CASE1 の母岩の浸透率を 10 倍の 10^{-17} m^2 としたケースである。CASE3 は CASE1 のマ

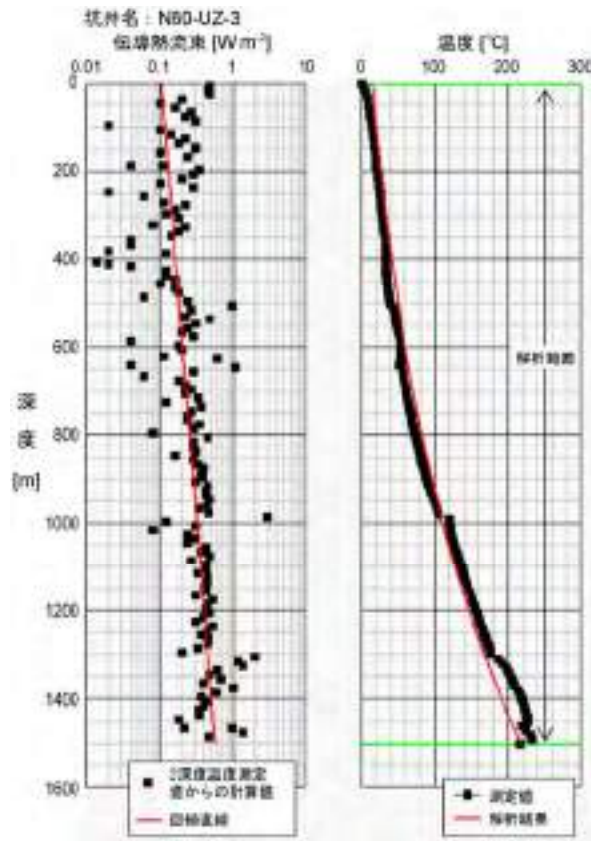


図 3.3.2-9 雲仙火山付近の 1 坑井の坑井温度プロフィールと一次元熱輸送モデルのモデル曲線 (坂川ほか, 2005a)

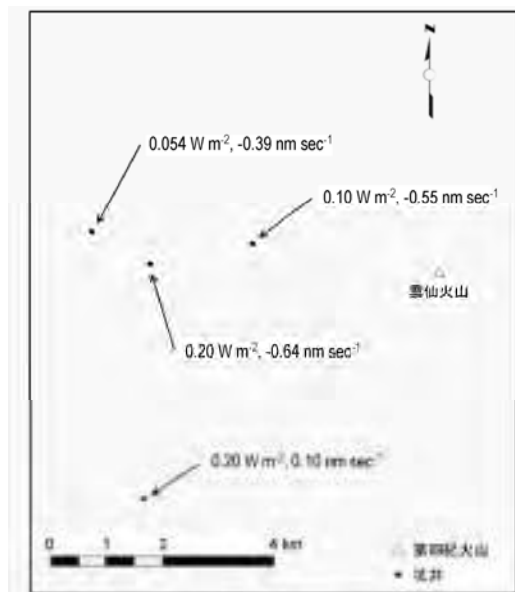


図 3.3.2-10 雲仙火山周辺の坑井の分布と総熱流束および流体上昇速度

グマ溜まり上面深度を 10 km と浅くしたケースである。CASE4 は CASE1 のマグマ溜まり上面深度を 10 km と浅くし、母岩の浸透率を大部分で 10 倍の 10^{-17} m^2 、深度 3 km 以浅で 10^{-15} m^2 、マグマ溜まり上面から深度 3 km までの柱状領域で 10^{-16} m^2 としたケースである。また、マグマ溜りの温度は一定とし、定常状態とみなせる 50 万年後または 100 万年後まで計算した。なお、上部境界は地表面を固定水頭境界で自由浸出面とし、マグマ溜りは不透水とした。

表 3.3.2-2 解析モデルの概要

	CASE1	CASE2	CASE3	CASE4
解析範囲の寸法	東西41 km × 南北41 km × 深さ25 km			
マグマ溜まり寸法	5km立方			
マグマ溜まり上面深度	20 km		10 km	
マグマ溜まり温度	1,000°Cで均一, 恒常			
初期温度	上面で25°C, マグマ溜まりを除く母岩で温度勾配が一律 30°C/km			
境界条件	上面の温度・圧力を固定した。雲仙火山を直径10 km程度の円錐形に近似し, 標高に応じて上面圧力に地域差を与えた。その他の境界面は閉鎖。			
母岩浸透率	10^{-18}m^2	10^{-17}m^2	10^{-18}m^2	深度3 km以浅で 10^{-5}m^2 , マグマ溜まり上面から深度3 kmまでの柱状領域で 10^{-16}m^2 , その他は 10^{-17}m^2

(c) シミュレーションの結果

CASE1~3について計算した100万年後の地表境界の水平方向の総熱流束分布と鉛直方向の温度分布を図3.3.2-11~13に, CASE4について計算した50万年後の地表境界の水平方向の総熱流束分布と鉛直方向の温度分布を図3.3.2-14に示す。

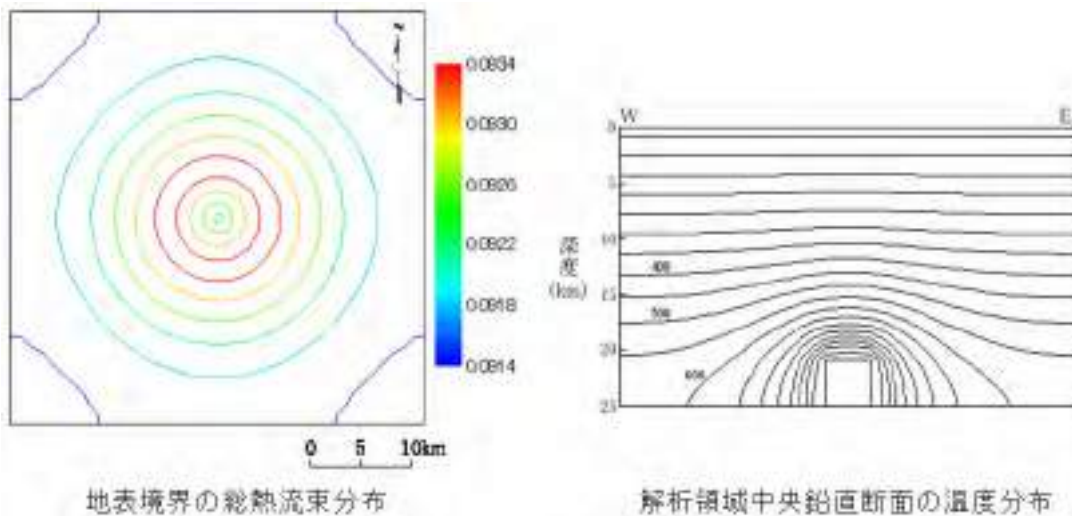


図 3.3.2-11 基本ケースのシミュレーション結果 (CASE1) (坂川ほか, 2005a)
 (熱流束分布および温度分布の単位は, それぞれ $[\text{W m}^{-2}]$, $[\text{°C}]$ で表示 (図 3.3.2-12-14 も同様))

総熱流束分布は, マグマ溜りが深度10 kmで母岩浸透率が 10^{-18}m^2 (CASE3) の場合には, 火山の中心ほど大きく, 火山から離れるにしたがって小さくなっているが, それ以外の 경우에는, 火山の中心部で周囲より低くなっている。これは火山の高まりに由来する下降流の影響と考えられる。すなわち, 火山は直径10 km, 高さ1 kmの円錐形に近似し, 基盤は平坦面としているため, 平坦な上面境界に対し地表標高の高い場所ほど高い水理ポテンシャル (圧力) を設定したことに起因する。

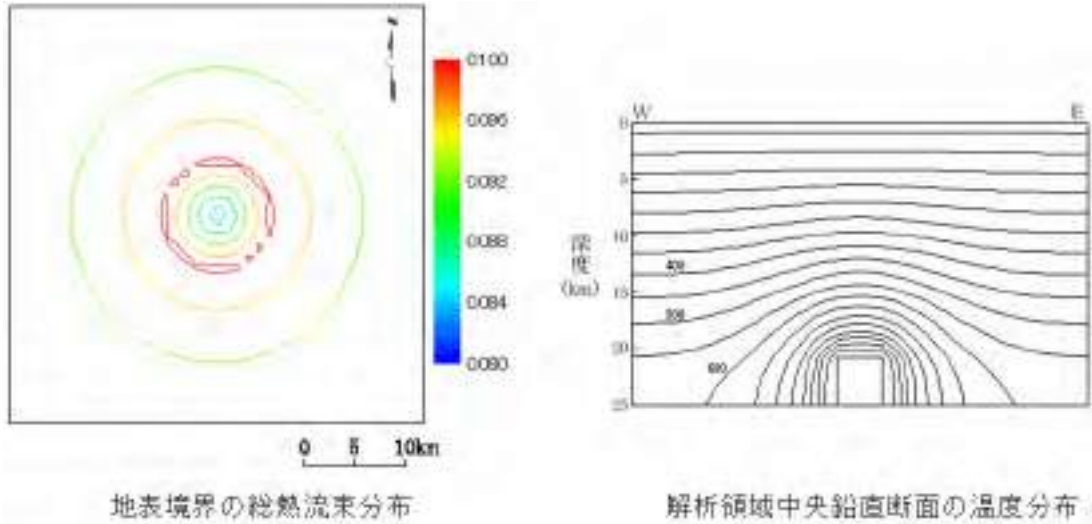


図 3.3.2-12 母岩の浸透率を大きくした場合の結果 (CASE2) (坂川ほか, 2005a)

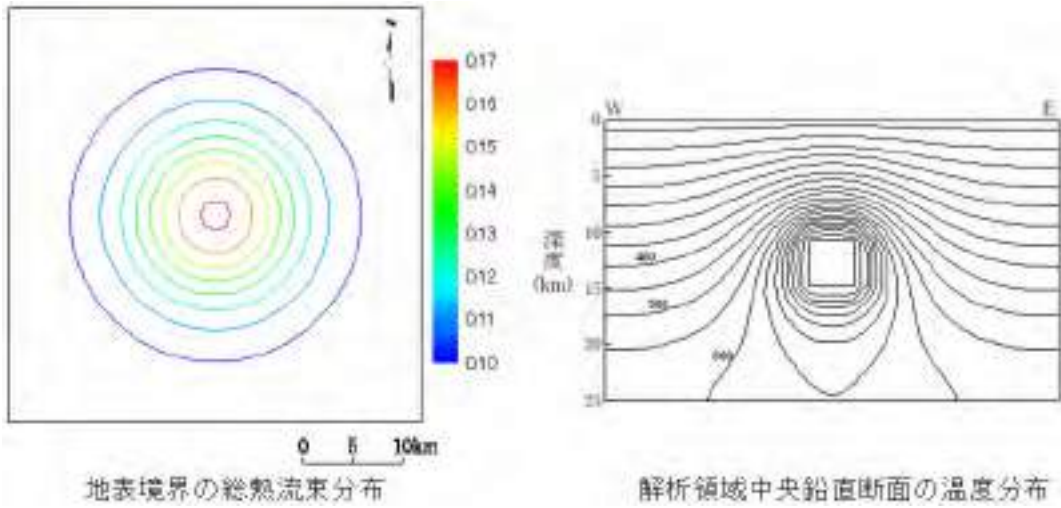


図 3.3.2-13 マグマ溜まりが浅い場合の結果 (CASE3) (坂川ほか, 2005a)

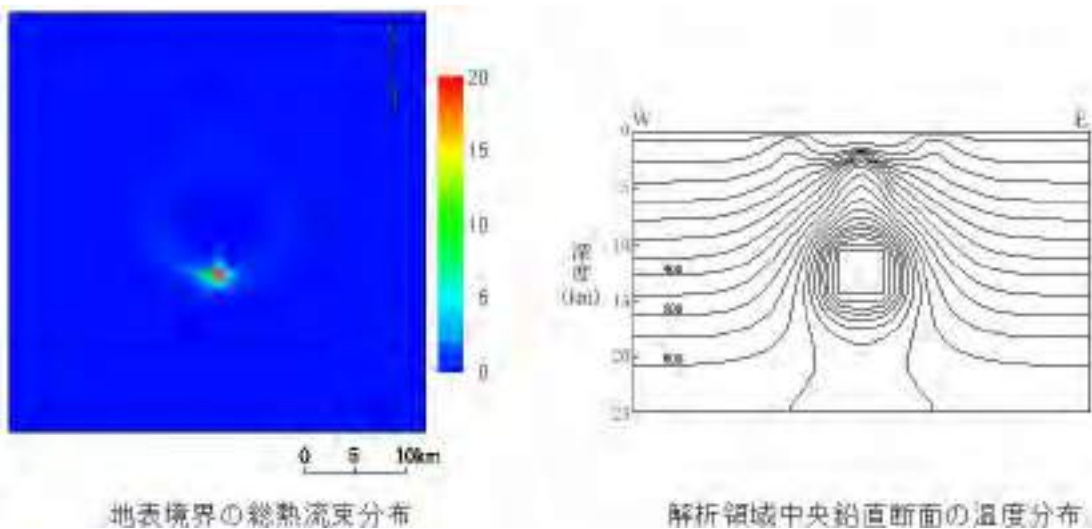


図 3.3.2-14 マグマ溜まりが浅く母岩の浸透率を大きくした場合の結果 (CASE4)

また、全体的な総熱流束はマグマ溜りの深度が浅いほど大きい。母岩浸透率が 10^{-17} m^2 (CASE2) の場合は、基本ケースに比べて火山付近の総熱流束が大きくなっているが、火山から十分離れた地域の総熱流束は基本ケースと同程度である。マグマ溜りが深度 10 km で母岩浸透率が大部分で 10^{-17} m^2 、浅部と火山直下でそれ以上 (CASE4) の場合は、火山中心から南方約 5 km の地点に 20 W m^{-2} 近い高い総熱流束が見られる。

鉛直方向の温度分布については、基本ケースでは、上面付近で温度勾配の深度変化が小さく、また水平方向の温度変化が小さい。また、マグマ溜りの周囲では、マグマ溜りに近いほど温度変化が大きい。マグマ溜りの深度の違いについては、マグマ溜りが 10 km (CASE3) の場合には、マグマ溜り上方の温度勾配が基本ケースに比べ顕著に高くなっており、伝導熱流束がより大きいことを示唆する。母岩浸透率が高い CASE2 の温度分布は基本ケースに類似しているが、マグマ溜り上方の温度がやや高くなっており、例えばマグマ溜りの上方 5 km では基本ケースに比べて 40°C 程度高い。このことは、マグマ溜りの熱の上方への輸送が移流によって促進されていることを示唆している。また、側方境界面付近とマグマ溜り側方の温度は、基本ケースに比べてわずかに低くなっており、火山の周辺地域からマグマ溜りに向かう下降流が大きいことを示している。マグマ溜りが深度 10 km で母岩浸透率が大部分で 10^{-17} m^2 、浅部と火山直下でそれ以上 (CASE4) の場合には、マグマ溜りから浅部に向かう上昇流と、上面境界の水理ポテンシャル分布に伴う浅部の対流による影響が温度分布に現れている。

これらの解析結果については、前述の坑井データから計算した総熱流束との比較を行うことによって、解析の妥当性が検討できる。坑井 4 本の総熱流束の算術平均が 0.14 W m^{-2} 、幾何平均が 0.12 W m^{-2} であるのに対して、基本ケースの火山付近の総熱流束は $0.092\sim 0.093 \text{ W m}^{-2}$ であり、やや低めに再現された。母岩浸透率が高い場合 (CASE2) でも $0.08\sim 0.10 \text{ W m}^{-2}$ とやや低い。これに対してマグマ溜りが浅い場合 (CASE3) には $0.13\sim 0.17 \text{ W m}^{-2}$ と計算され、観測結果より高い値を示す。また、マグマ溜りが深度 10 km で母岩浸透率が大部分で 10^{-17} m^2 、浅部と火山直下でそれ以上 (CASE4) の場合には、火山から約 4~8 km の環状領域で 0.2 W m^{-2} 以上と計算され、観測結果より高い値を示す。個別の坑井データによる総熱流束との関係については、実際の地形などの影響を十分に考慮する必要があるが、今回の解析結果は、坑井温度プロファイルから求めた総熱流束をおおむね再現したものと考えられる。以上のことから、Magma2002 などの解析コードを用いた数値シミュレーションは、火山活動が地質環境に及ぼす影響を評価するための有効な手法の一つと考えられる。

ただし、図 3.3.2-10 に示した雲仙火山の位置の西南西約 4 km 地点の雲仙温泉における放熱量は約 21 MW、西南西約 9 km 地点の小浜温泉における放熱量は約 50 MW と推定されている (Yuhara et al., 1981)。雲仙温泉の面積を仮に 2 km^2 とすると雲仙温泉における平均総熱流束は約 $10 [\text{W m}^{-2}]$ にも達する。また、雲仙火山の西方~南西方には海拔 500 m で 250°C に及ぶ高温域が広く分布すると推定されている (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1988b)。今回のシミュレーションではこれらの状況は十分に再現されておらず、これらは今後の課題である。

(d) 三次元熱水系シミュレーション技術の今後の展望

今回、Magma2002 により、火山下の温度構造や地下水理の推定を行うとともに、実測値との比較を行い、解析コードの妥当性の確認を行った。前述したように、解析結果は、必ずしもすべての観測値を再現できていないが、これらの技術は、将来の火成活動に関連する地質環境条件の変化を予測するための、有力なツールの一つであると考えられる。今後は、地形や海の影響を考慮したモデル化技術や水質を取り扱えるような解析コードの整備、非火山地域における熱源の検討、非定常でのシミュレーションに対する検証方法の検討などの課題に取り組んでいく予定である。

3.3.3 地震・断層活動

(1) 断層活動の影響評価モデルの開発

活断層については、その活動に伴う破砕帯の破断や透水性の変化および地下水流動の変化の影響に着目し、将来の断層活動に伴う水理学的影響および力学的影響の予測評価技術の開発を目指して、断層活動に伴う地下水流動の変化モデルに関する研究と、逆断層帯の三次元構造発達モデルに関する研究を実施している。

(i) 断層活動に伴う地下水流動の変化モデル

(a) 断層活動に伴う地下水流動の変化に関する研究の概要

プレート固着域や内陸の活断層の断層活動に伴い、広域的な地下水位変化や、活断層近傍の地球化学的な変化が生じた例が知られている。前者については、1946年南海地震の際、最大深度303 mの道後温泉の4つの源泉の水位が、いずれも14 m程度低下し、3ヶ月後に元の水位まで戻っている(川辺, 1991)。類似の現象は白鳳, 宝永, 安政の南海地震の際にも観測された。後者については、1995年兵庫県南部地震の時に活動した野島断層におけるボーリング調査の結果が報告されている。宇田ほか(1998)は、深度約1,300 mのカタクレーサイト中の開口性割れ目に Fe_2O_3 を多く含む粘土鉱物が生じていることから、開口性割れ目に沿って地表近くの酸化的な水が深部まで流入したものと解釈した。深度約300 mの断層岩近傍では、上盤側(花崗岩)50 mと下盤側(堆積岩)5 cmの限られた範囲に、有色鉱物の溶脱や長石の粘土化をとともう顕著な変質帯が認められている(田中ほか, 1998)。

サイクル機構は、これらの既存文献の調査結果と、釜石での地下水観測の結果(Ishimaru and Shimizu, 1997)などから、断層活動に伴う地下水流動の変化は、多くの場合季節変化などよりも小さく一時的であること、活断層の破砕帯の近傍の地球化学的影響の範囲は、活断層破砕帯の内部およびその近傍数十 m程度と考えられる事例があることを示した(核燃料サイクル開発機構, 1999c)。

多くの場合断層活動に伴う地下水流動の変化は小さく、それによる影響も小さいと考えられるが、局所的に大きな変化が繰り返し観測されている(川辺, 1991)。このような現象について、それらが生じる地域を特定することは、長期安定性の観点から重要な課題のひとつといえる。地殻構造、地質構造および断層活動の様式には地域性がみられ、断層活動による影響も地域性が生じている可能性が考えられる。また、ある地域において、最も影響の大きい断層活動に対する影響範囲は、比較的影響の小さい断層活動のそれから推定する必要がある。したがって、断層活動に伴う地下水変化の影響評価に関する技術開発では、地域性を考慮した地下水変化の原因の特定と、継続時間を考慮した影響の大きさの検討が必要といえる。以下、将来の断層活動に伴う地下水流動の変化に伴う影響を予測、評価するための技術開発の一環として、モデル化に向けた現象の理解および考慮すべき地下水位変化の要因の推定を目的に、既存情報の整理と、花崗岩類地域である淡路島北部や鳥取県西部地震震源域および東濃地域での事例研究を行った。

(b) 断層活動に伴う地下水流動の変化の原因と概念モデル

プレート固着域や内陸の活断層の運動に伴って生じる地震直後の広域的な地下水位変化の分布パターンは、震源メカニズムから予想される地震直後の体積歪の分布パターンと矛盾しないことが数多く報告されている(例えば、川辺, 1991; Wakita, 1975; 小泉, 1994; 松本・小泉, 1998)。岩盤中の地下水の出入りがない非排水条件下では、地震によって生じる体積歪に対応して地下水位が変化する(Bredehoeft, 1967)。震源から十分に遠い地下深部の観測点では、その近傍の地下水系全体が一樣な歪変化を受けると考えられることから、地殻の歪に対する地下水の間隙水圧の感度を求め、地殻歪計として取り扱う試みもなされている(小泉, 1994)。断層活動による体積歪が、地下水流動の変化を引き起こす現象モデルとして

は、Scholz et al. (1973) の dilatancy-diffusion モデルや、Muir-Wood and King (1993) の coseismic strain モデルが提唱されている。

しかし、実際の観測結果は、体積歪では説明できない場合がしばしばある。その原因の説明として、地質構造の不均質性が指摘されている (Igarashi and Wakita, 1991)。これらをモデル化したものには、断層破砕帯近傍の現象に着目したものと、周辺岩盤の現象に着目したものがあり、前者の主なものとしては、断層破砕帯深部から地表への地下水噴出モデル (Sibson, 1992) と断層破砕帯と周辺岩盤の間の地下水拡散モデル (Blampied et al., 1992; Sleep and Blampied, 1992)、後者としては、断層活動に伴う帯水層の透水性増加モデル (Rojstaczer et al., 1995) や、地震動による割れ目バリア除去モデル (Brodsky et al., 2003) が提唱されている。

このような断層活動に伴う地下水位変化を定量化する試みもなされている。Igarashi and Wakita (1991) は、地下水位の長期観測によって、気圧や潮汐、降雨の影響を調べ、帯水層特性を明らかにして、これらによる影響と地殻変動による影響を区別する手法を示した。このような手法を用いた体積歪に対する水位の変化量の検討がなされており、地震直後の地下水位変化は、地球潮汐応答から推定した地下水位の歪に対する感度と同等である場合と、同一の坑井において、複数の地震の直後に予想される体積歪に伴う地下水位の変化の方向が違いうのに、実際の水位の変化の方向が必ず同じか、あるいは地震に起因する歪では説明できないほど変化量が多い場合とがあることが示されている (小泉, 1994; Igarashi and Wakita, 1991; Roeloffs and Quilty, 1997; Roeloffs, 1998)。

断層活動に伴う地下水位変化の回復の主な原因については、間隙水圧の消散 (Bosl and Nur, 1998)、割れ目や断層破砕帯の流体が関与した粘土鉱物や炭酸塩鉱物等による充填 (田中ほか, 1998; Tanaka et al., 2001; Gratier et al., 2003)、地殻応力の回復に伴う間隙率の低下 (Gratier et al., 2003) が指摘されている。

活断層周辺の水理地質構造については、跡津川断層帯茂住-祐延断層周辺の水理地質構造調査の結果、水理的バリアとなる断層粘土沿いに、高透水性帯が垂直方向に連続する構造が推定されている (Forster et al., 2003)。また、断層の周辺岩盤中では、しばしば割れ目ネットワークが発達し、それらが地下水流動を支配する場合があるとされる (Caine et al., 1996)。

(c) 震源断層周辺の地下水位変化の事例研究

① 兵庫県南部地震による淡路島北部での変化

1995年兵庫県南部地震 (1月17日, $M_w=6.8$; $M_j=7.2$) の際には、野島断層が活動し、この断層が分布する淡路島北部において顕著な地下水位変化が生じた。これについて様々な研究が集中的に行われた結果、断層活動に伴う地下水位変化の特徴やその原因に関する膨大な情報が蓄積された。以下、サイクル機構が行った現地調査および解析の結果を含めて、既存の情報を整理し、断層活動に伴う地下水位の変化の特徴を述べる。

野島断層などの断層活動が引き起こした地震に伴い、淡路島北部における湧水現象、井戸の水位変化が報告されている (佐藤ほか, 1995a; 佐藤・高橋, 1996; 電力中央研究所地震被害調査グループ, 1995; 大島ほか, 1996)。浅井戸の水涸れは、地震後ほぼ半月以内に生じている (渡辺ほか, 1995)。湧水が新たに発生、または湧水量が増加した場所は、主に活断層上や、花崗岩類と堆積岩 (大阪層群, 神戸層群) との境界に位置する傾向がみられる。このことから、比較的高透水性の活断層や地質境界が、地震により間隙水圧が高まった地下水を排出する役割を担ったと考えられている (佐藤ほか, 1995a)。水位の上昇がみられた地域の地質や、湧水中の高濃度のフッ化物イオンなどの特徴から、湧水の大部分は、花崗岩中の間隙水と考えられている (佐藤・高橋, 1995)。湧水は、淡路島北部全域でみられ、その主要化学組成は類似しており、野島断層近傍とその周辺での顕著な違いは認められなかった (佐藤ほか, 1995a)。Koizumi et al. (1996) は、地下水位の異常の分布と断層モデルから推定

される体積歪分布が一致しないことを示して、地下水位の異常は体積歪では説明できないと指摘した。地下深部における断層の透水性の変化では、これらの変化を整合的に説明することはできない（石丸，1997）。

この地震に伴う地下水位の顕著な変化の主なもの、震央から約 100 km 以内の地域に分布する（佐藤ほか，1995b）。それらの地域で、孔井の深度やストレナーの位置が特定できるデータに基づくと、30 m 以浅の地下水位の変化は、データの 9 割以上が数 10 cm から 5 m 以下で、最大は岩屋の 18 m の水位低下であった。同様に、30 m より深いものは、数 cm から数十 cm の範囲であった（石丸，1997）。それ以遠では、顕著な変化が観察された地点は点在し、偏在することから、それらの分布が地質構造の不均質性を反映した可能性が指摘されている（遠田ほか，1995）。

淡路島北部でみられた地下水位の変化の原因については、その後さらに検討がなされ、標高の低い地域で新たな湧水の出現や湧出量の増加が起こった一方で、標高の高い地域において大規模な湧水が起こるという構図（図 3.3.3-1）がみられたこと、主な湧水の水素・酸素同位体比は、湧水現象がみられた標高の高い地域で涵養されたと推定されることなどから、山間地と低地の間に連続する帯水層の透水性が断層活動に伴って高まり、山間地と低地間の地形勾配が関与した地下水の流れが活発化したものと考えられる（佐藤ほか，1999，2000）。そのほか、海岸付近の水理地質構造の変化によって、塩水の侵入とそれに伴う深部地下水の上昇が生じた可能性も指摘されている（徳永，1999）。

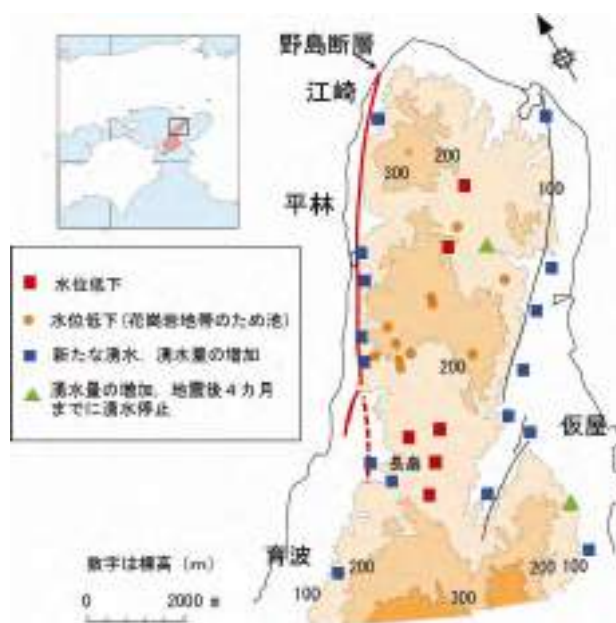


図 3.3.3-1 兵庫県南部地震後の湧水および水位の変化
(核燃料サイクル開発機構（1999c）を一部改変)

淡路島北部では、断層周辺岩盤内の透水性の変化と断層活動に伴う体積歪の寄与を比較すると、後者の寄与は小さいと推定されている（徳永，1999）。また、1995年兵庫県南部地震後の透水係数の変化は、地震後約1年半の間の断層沿いの湧出量の変化と山地部における地下水位の低下を拘束条件とした Dupuit-Ghyben-Herzberg モデルを用いた解析の結果では地震前の5倍以上（徳永，1999）、地震後3年半の間の湧出量の経時変化を拘束条件とした拡散モデルを用いた解析の結果では約7倍（佐藤ほか，2000）と見積もられている。ただし、推定される地震前後の比湧水量は、2.9～15倍と地域性がみられ、結晶質岩中の帯水層の偏在や、それらの透水性の地震前後の変化量の違いによる影響が示唆される。また、観測した湧出量に対して実際の湧出量は大きい可能性が指摘されている（佐藤ほか，2000）。

地震後の地下水位の回復については、湧出量の減少、定常化（佐藤ほか，2000）と、標高が高い地域の一部の水位上昇，回復（佐藤ほか，1999；阿部・酒井，1999）が報告されている。地震直後に自噴した湧水は，翌日には自噴量が減少し，数ヶ月後には一部が停止している。その後徐々に減少し，1998年には一定の値に落ち着いたようにみえる（佐藤ほか，2000）。

② 鳥取県西部地震震源域における事例研究

2000年鳥取県西部地震の際，横ずれ断層活動に伴って，震源断層直上の幅2 kmの範囲で地下水位の低下が生じた（黒澤ほか，2003）。以下，内陸で生じた断層活動に伴う地下水変化の事例として，断層活動の特徴と地下水位変化の関係について述べる。

2000年10月6日に鳥取県西伯郡西伯町を震央とする2000年鳥取県西部地震（ $M_w=6.6$ ； $M_j=7.3$ ）が発生した。1995年兵庫県南部地震とこの地震の主な違いは，前者では明瞭な地表地震断層が確認されたのに対し，後者では，それが確認されていないことである。余震の震源分布域は，震央をほぼ中央にして，北北西-南南東に伸張しており，約35 kmにわたり分布する。測地データから提案された，2000年鳥取県西部地震の本震の震源断層モデルは，長さ約20 km，走向 $N28^\circ W$ の左横ずれ断層で，その上限は地下約1 kmと推定されている。また，本震の北側の余震域では，北北西-南南東走向とその共役系の西南西-東北東走向の比較的短い複数の断層からなる震源断層モデルが推定されている（鷲谷ほか，2002b）（図3.3.3-2）。

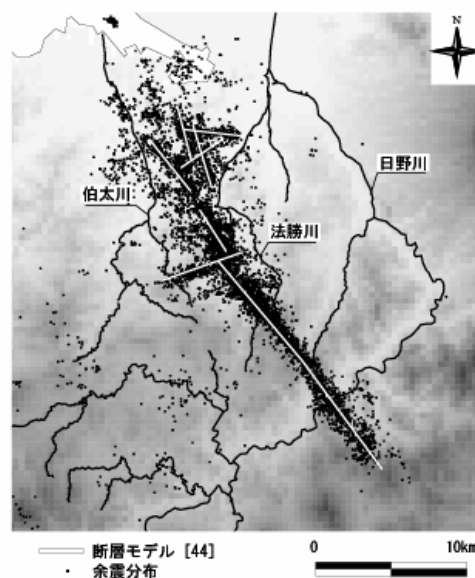


図 3.3.3-2 鳥取県西部地震の震源断層モデルと余震分布（鷲谷ほか，2002b）

調査範囲は，おもに本震および余震の震源分布と水系の分布を考慮して，本震の震央を中心とする半径約20 kmの地域とした。この地域には，おもに花崗岩類が分布し，北部にはそれらを覆って新第三系が分布する。地形は，北部が丘陵地から低地，南部は標高750～500 mの山と急峻な谷地形が発達し，一部で地滑り地形が観察される。水系は，日野川水系と，伯太川水系の2水系で，震央付近は日野川水系の法勝寺川が北流する。花崗岩類中には，中～高角で貫入した岩脈とその岩脈中あるいはそれに沿った破碎帯や割れ目が観察されている。花崗岩類と堆積岩の境界は地表では確認できないが，地表地質調査の結果や井戸の掘削深度および分布状況から判断すると，花崗岩類上部数m～十数mに比較的連続した主要な帯水層があると考えられる。

この地域において，地震発生後の水理的な変化を，水位記録の収集と現地での聞き取りによって，地震発生から約3ヶ月後と2年後に調査した。調査は井戸等を対象に合計171箇所

で実施した。井戸の深度は大部分が 10 m 以下の浅井戸であり、100 m 級の井戸は 1 箇所である。水位の変化量は、正確に把握できたものはないが、縦井戸の深度および湧水や湧水の状況から、地震前後で数十 cm～数 m 程度の水位変化が生じたと推定できる。地震後、観測点全体の約 3 割で水位が低下、湧水量の増加を含めた水位の上昇が確認されたのは 1 割に満たなかった。地震発生直後に水位が上昇した地点の分布は、震源断層の上限が地下 1 km とする震源断層モデル（鷲谷ほか、2002b）の震源断層モデルを用いて Toda et al. (1998) の手法で求めた体積歪の圧縮を示す領域にほぼ限られる（図 3.3.3-3）。この領域にあっても、涵養域と想定される地点の中には、地震直後に水位低下がみられるものもある。一方、湧水域で、地震直後に水位が上昇した地点は、背後に水位が低下した涵養域がみられる。周辺岩盤の体積歪の伸長を示す領域では、水位が低下している地点の割合が高く、水位が上昇したものはほとんどない。これらの現象は、断層活動に伴う体積歪の変化に整合的な水位変化の現象と、地下浅部の岩盤のゆるみに伴う帯水層の透水性の増加を要因とする広域的な地下水流動の変化が重なった現象と推定される。地下水位調査地点の全体の約 7 割は、顕著な変化が認められておらず、顕著な変化が観察される地域は偏在する傾向がみられる。

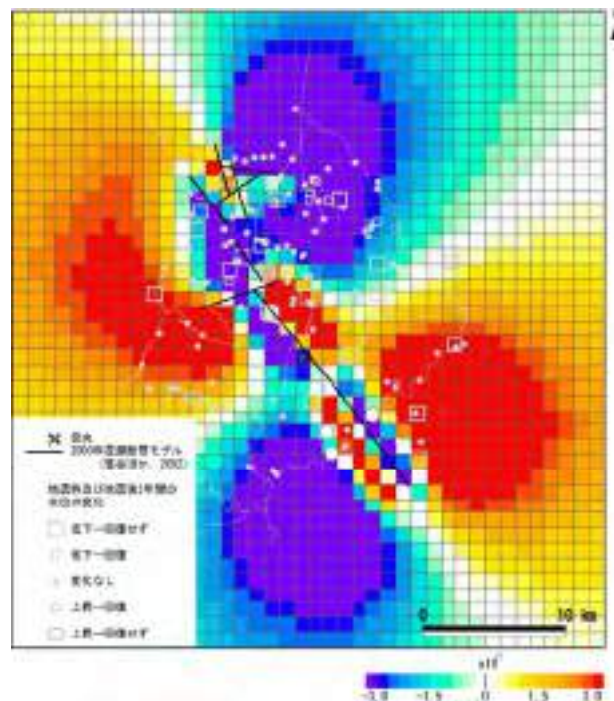


図 3.3.3-3 鳥取県西部地震震源域における地震前後の水位変化

(体積歪は深度 300 m を仮定して解析により求めた。地下水位変化は、3 ヶ月後と 2 年後の調査結果。)

地震後に井戸や湧水の水位の増加がみられた 4 地区の内 3 地区は、数日から 3 ヶ月後に地震発生前の水位に戻っている。諸木地区西伯町清水川の畑では、地震発生後新たな湧水が認められ、その後湧水が継続し、約 2 年後に止まった。諸木地区は、他の地区に比べて地震後の湧水箇所および湧水量が比較的多い。この地域は、地震に伴う体積歪の増加が想定されるほかに、山間地と低地の境界にあたること、湧水量等が多くなった要因のひとつと考えられる。地震発生後水位低下が生じて 2 年間回復していない地域は、数値解析結果から膨張が想定される領域と、せん断応力の増加が想定される震源断層直上の領域にほぼ対応する。2 年後まで回復していない地点数は、水位低下地点の 6 割、水位上昇地点の 1 割である。2000 震源断層の直上付近の山間地において、地震後数年経過しても回復しない地点がある（図 3.3.3-3）。これらの地点の分布は、断層活動に伴いせん断応力が増加した地域の分布とほぼ一致するようにみえる。震源断層直上付近では、せん断応力の増加に関連した地下浅部の帯水層の透水性の増加が生じた可能性が示唆される。

(d) 東濃地域における事例研究

① 地震に伴う変化特性

東濃地域では、地震に伴う顕著な地下水位の変化が、複数のボーリング孔で観測されている。観測された地下水変化は、震源までの距離が 35～1,257 km の地震に伴うものである。この観測地域周辺約 10 km には、屏風山・恵那山断層帯が分布するが、この断層帯は観測期間内には顕著な活動を示していない。東濃地域での水位観測の結果、地震に伴う観測点ごとの地下水位変化の特性が顕著に異なることが指摘されている (King et al., 1999)。これについて、その後の地下水位観測データを含めて解析を行った。

観測地域 (図 3.3.3-4) では、1997 年 3 月 16 日の地震 ($M_j=5.8$, 震源は 50 km 南方) の際に、それに関連した水位・水圧の変化が観測された (King et al., 1999)。断層北側の 3 つの観測井では、地震に伴う顕著な低下と、それに続く大きな上昇 (最大約 1.8 m) がみられた。南側では、若干遅れたゆるやかな上昇が記録された。観測井は、1989 年以降順次整備され、その多くは深さ 150 m 未満である。これらの観測点でみられる地震直後の変化は、多孔質弾性体の変位モデルに基づいた静的な歪場では説明できず、その説明には、地震動が関与した透水性の変化が必要とされている。なお、地震に伴い上昇した水位は、地震後 1 年間で明らかに低下している。

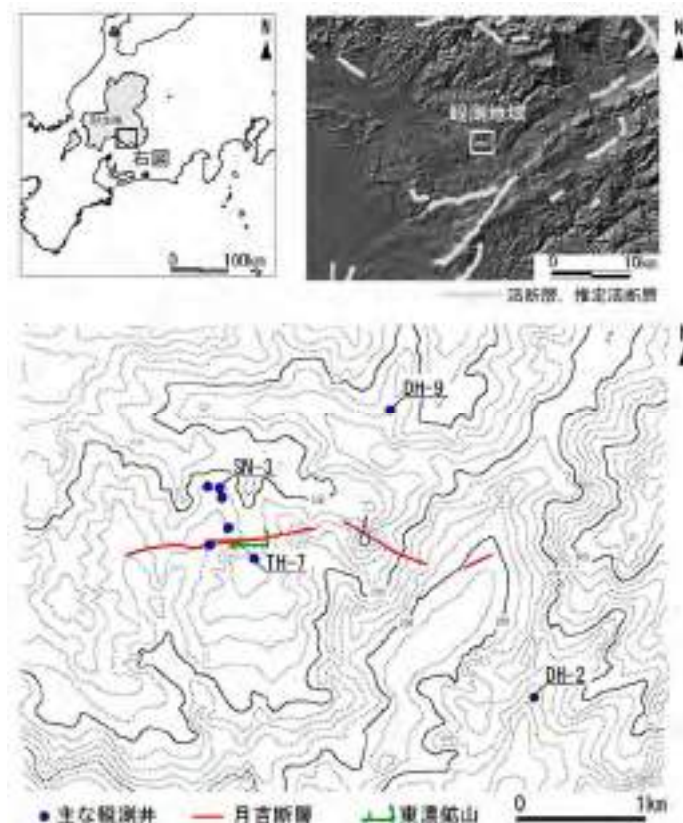


図 3.3.3-4 岐阜県東濃鉱山周辺の主な地下水位観測井

その後、1998 年 5 月～2004 年 3 月まで、この地域で同様の観測を実施した。King et al. (1999) の結果を踏まえて、東濃地域で得られた地下水位・水圧変化のデータを総合的に解析した結果を述べる。連続観測の結果、主な地震に伴って頻繁に変化を示す観測点と、そうでない観測点がみられる。月吉断層北側の最も頻繁に変化する観測点 (SN-3) では、鳥取県西部地震など約 40 回の地震に伴って観測された。SN-3 の地震直後の急激な水位低下量は、数 cm～数十 cm (最大 43 cm) で、しばしば通常の日変化量より大きく、その一部は季節変

化量より大きい。この地域の地下水位・水圧変化の特徴として、観測井の位置や、観測点の深度（地層）ごとの違いがみられ、地震直後の明瞭な変化が認められるものは限られている。また、地震後のゆるやかな上昇は、多くの観測点で観測されるものの、その変化量は、観測点や地震ごとに異なる。また、地下水位・水圧の変化の有無には、地震の規模と震源までの距離との関係があり、Dobrovolsky et al. (1979) の理論歪量が 10^{-8} より大きい地震で明瞭な地下水位変化が生じる傾向がみられる（図 3.3.3-5a）。この理論歪量の値は、釜石で求められた値（核燃料サイクル開発機構, 1999c）と同じである。一方、地下水位変化の量と理論歪量には明瞭な相関は認められていない（図 3.3.3-5b）。なお、地震後の回復は、数ヶ月から1年で生じている。

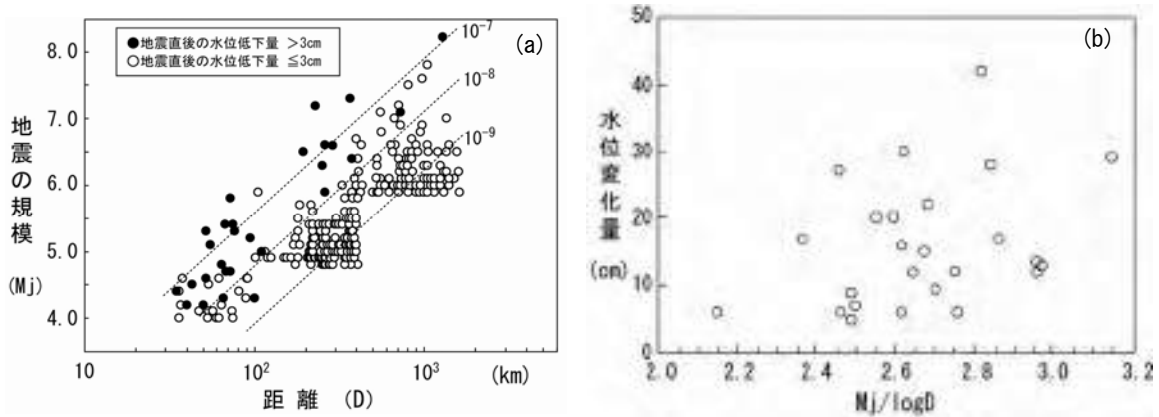


図 3.3.3-5 地震の規模と震源までの距離 (a) と地下水位と理論歪量 (b) の関係 (King et al., (1999)に加筆)

② 水理地質構造の特徴と地下水位の変化の関係

東濃地域には、ウラン探鉱のボーリングデータが蓄積されている。また、地層科学研究として行ったボーリング調査や、地下水位の長期観測が行われている。これらの情報を基に、地下水位変化が顕著に生じる地点と、そうでない地点の水理地質学的特徴を検討した。

観測地域には、花崗岩とそれを被覆する堆積岩が分布する。ウラン探鉱ボーリングの電気検層の結果は、観測井が集中する付近の月吉断層の北側約 200 m と南側約 500 m において、不整合直下 10~20 m 程度の花崗岩が比較的比抵抗で、変質を受けていることを示している（野原ほか, 2003 ; 図 3.3.3-6）。この地域には、東西走向の月吉断層に対して、共役関係の北北西走向の割れ目帯が偏在する（核燃料サイクル開発機構, 2004）。また、広域的な地形を考慮した地下水流動解析から、観測地域は、北東の涵養域に対する湧水域と推定される（核燃料サイクル開発機構, 2004）。顕著な水位変化が観測される SN-3 は、相対的に高比抵抗の花崗岩の上に透水性の低い泥岩を含む堆積岩が 100 m 以上被覆した地域にあり、観測深度は約 130 m、堆積岩直下の割れ目を有する花崗岩中に設定されている。その他の観測点は、深度 50~150 m の堆積岩中および比較的変質した花崗岩中に設定されている。

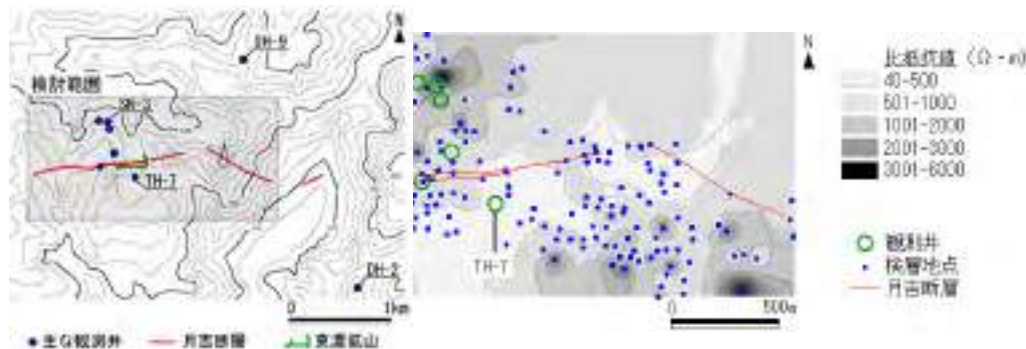


図 3.3.3-6 観測地域周辺における堆積岩直下約 10 m の花崗岩の比抵抗（最大値）分布

SN-3 では、地震直後の急激な地下水位の低下の後、ゆるやかな上昇を示す現象が特徴的にみられた (図 3.3.3-7)。地震による体積歪の変化では、圧縮、伸張に関係なく、地震後、ゆるやかに上昇することは説明できない。観測地域は、地形勾配から推定される広域的な地下水流動の流出域であることから、地震に伴う透水性の増加と、広域的な動水勾配が推進力となる地下水流動が、数ヶ月程度の回復期間を要して繰り返し生じているものと推定される。

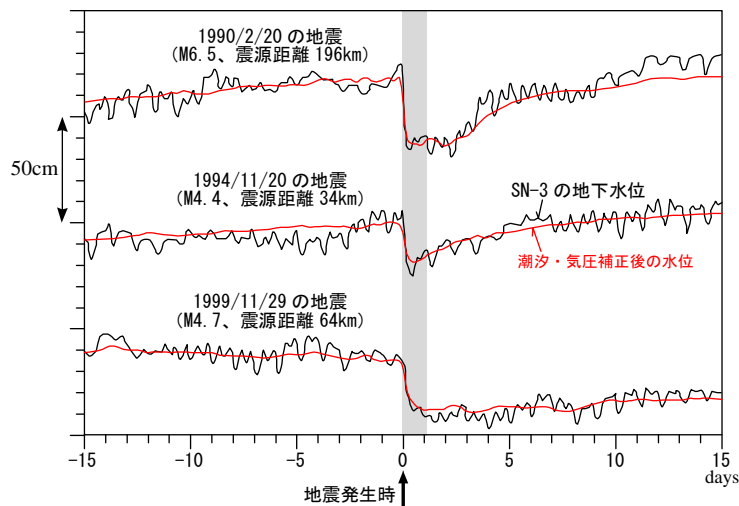


図 3.3.3-7 SN-3 における地震に伴う地下水位変化

SN-3 の観測点付近の水理地質構造をみると、花崗岩風化部が比較的薄く、花崗岩中の割れ目帯が主要な水みちと推定できる。この地域には、花崗岩中の中～高角の割れ目帯の直上の堆積岩には、カルサイトに充填された小断層がしばしば観察されており、この観測点の近傍でも、想定される割れ目帯の方向に沿って列状に並んだ堆積岩中の小断層が確認されている。この割れ目帯は少なくとも第三紀以降、おそらく中新世の月吉断層活動時に小規模なずれを生じ、花崗岩とその上部の堆積岩に小断層を形成させたと推定できる。この小断層の直下の花崗岩中の割れ目には、緑泥石、緑廉石等が観察される (野原ほか, 2003)。以上を踏まえると、主要な水みちである花崗岩中の高角の割れ目帯がこの観測点近傍にあり、理論歪量がある量を超えると間隙率や透水性が増加して、地震直後の地下水位の急激な低下が生じている可能性がある。広域地下水流動を考慮して地下水位変化をみてみると、SN-3 の下流側の観測点 (TH-7) では、ゆるやかな水位の上昇がしばしば遅れて観測される。SN-3 の上流側北東約 1 km に位置し、間隙水圧の深度分布の特徴が地下水流動涵養域を示す観測点 (DH-9) では、地震後に地下水位が顕著に低下する現象が観察されている (図 3.3.3-8)。これらの一連の現象は、広域的な地形勾配が主な推進力となる広域的な地下水流動が、地震後に地下浅部の主要な帯水層の透水性が増加して変化することを示唆している。

花崗岩中の亀裂密度は浅部では深くなるほど小さくなるが、100 m 以深ではあまり変化がないとされている (緒方, 1984)。また、断層活動に伴って形成された千歳鉱山福沢鉱床は、地下 180 m と 120 m との間で鉱体の分布範囲が変化、低封圧により浅部で拡大しているとの報告もある (大槻ほか, 1991)。これらから、一般に地下 100 m 程度以浅の地下浅部では、比較的高透水性の割れ目ネットワークが連続的に分布するとともに、周辺の断層活動に伴い、それらの一部で透水性が増加し、涵養域と湧水域間の地形勾配が関与した地下水の流れが活発化すると考えられる。

一方、SN-3 の南東約 2 km にある地下深部に設定された観測点 (DH-2) でも、SN-3 と同様の変化が、70～数百 km 遠方の地震に伴って観測されている。地震に伴う水頭の最大変化量は約 3 m で、地震後の数ヶ月間でゆるやかに上昇し、その後下降している (図 3.3.3-8)。ここでは現在、花崗岩中の深度 200～500 m に複数の観測区間を設けており、全ての区間で

変化が観測される（核燃料サイクル開発機構，2003a）。割れ目の観察と電気伝導度検層の結果，全ての区間に地下水の流出入箇所が確認されている。300 m 以深の流出入箇所のほとんどは，5 箇所の割れ目帯に分布する。そこでは，中～高角で東西走向もしくは東北東走向の割れ目と北北西走向の割れ目の交差が特徴的に確認される（核燃料サイクル開発機構，2003b）。DH-2 の観測結果を含め東濃地域の観測点では，地震後の水位の回復は，数ヶ月から1年で生じている。東濃地域の地下深部に設定されたその他の観測点の多くは，地震に伴う顕著な変化が認められない。

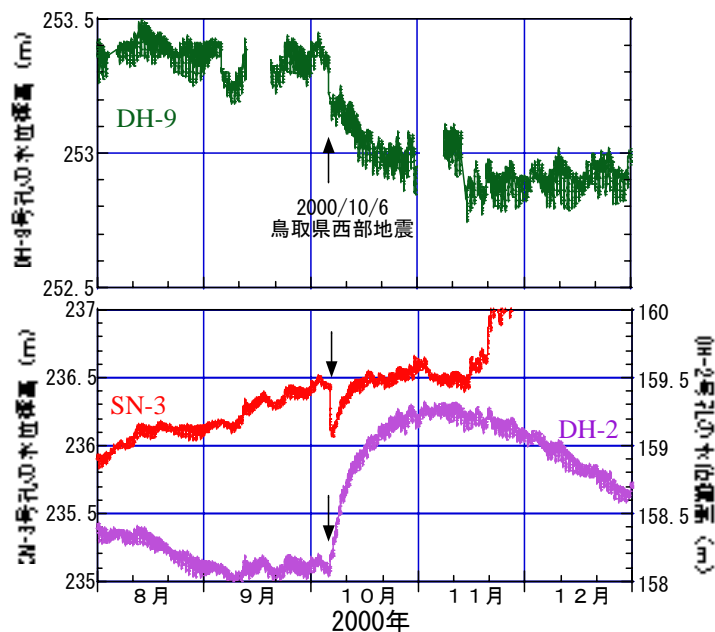


図 3.3.3-8 SN-3, DH-2, DH-9 における鳥取県西部地震に伴う地下水位変化

(e) 地下水位の変化の要因と今後の課題

① 変化を生じさせる断層活動と水位変化の大きさ

将来の断層活動に伴う地下水流動の変化に伴う影響を予測するための技術開発およびその信頼性の向上を目的として，既存情報の整理と，淡路島北部や鳥取県西部地震震源域および東濃地域での事例研究を実施した。3つの地域で共通していえることは，花崗岩類とそれを被覆する堆積岩が分布する地域では，地下数百 m 程度以浅の主要な帯水層の一部が，地震による理論歪量がある一定値を超える場合に，地震動によって透水性の変化が生じる可能性があることである。この理論歪量のしきい値は，経験的に求めることができ，東濃地域で求められた値は，釜石で求められている値（核燃料サイクル開発機構，1999c）とほぼ同じである。陸域の断層活動に伴う地下水位の顕著な変化の主なものとしては，震央から数十 km～100 km 以内の地域で観察された2つの事例がある。

断層活動に伴う地下水位変化の量は，正確に求められた例は少ないものの，1995年兵庫県南部地震に伴い，30 m より深い観測点の変化量は，数 cm から数十 cm の範囲とされ（石丸，1997），比較的小さい。それより浅い観測点では，データの9割以上が数10 cm から5 m 以下，最大で18 m の減少が観測されている。また，東濃地域では，深さ500 m の観測井で，遠方の地震に伴う最大で3 m の水位上昇が観測されている。

近傍の断層活動に伴う，ある地域の地下浅部の平均的な透水性の変化については，その地域の異常湧水量などから求められている（佐藤ほか，2000）。1995年兵庫県南部地震に伴い，淡路島北部の震源断層近傍の岩盤において，平均的な透水性の変化は，5～7倍程度と見積もられている（徳永，1999；佐藤ほか，2000）。より詳細にみると，地域ごとの透水性の変化は数倍から十数倍の間で幅がみられ，結晶質岩中の帯水層の偏在や地域性を示唆している。

② 地下浅部と地下深部の変化の違いとその要因

地下数百 m 以浅の観測点における地下水位変化は、断層活動に伴う体積歪だけでは説明ではないとされる事例が比較的多い (Igarashi and Wakita, 1991 ; 佐藤ほか, 1999, 2000 ; 徳永, 1999 ; King et al., 1999)。震源断層の近傍の地下水位の上昇は、断層活動に伴う体積歪の圧縮が想定される領域で主に観察される。この領域の水位の上昇は湧水域の一部で観察され、その間、この領域の涵養域の一部では水位低下が生じている。このような水位変化の特徴は、活断層近傍で生じる帯水層の透水性の増加により広域的な地下水流動場が変化した可能性を示唆している。

一方、地下深部については、プレート境界や内陸の断層活動に応じた体積歪の変化と整合的な地下水位変化が推定されている(核燃料サイクル開発機構, 1999c; Igarashi and Wakita, 1991 ; 小泉, 1994)。これらの違いが生じる原因としては、地下浅部と地下深部の帯水層の分布の違いと岩盤のゆるみの生じやすさの違いが考えられる。花崗岩中の亀裂密度は浅部では深くなるほど小さくなるが、100 m 以深ではあまり変化がない(緒方, 1984)。一般に、比較的高透水性の割れ目ネットワークが比較的連続して分布する花崗岩類分布地域の地下約 100 m 程度以浅では、周辺の断層活動に伴って、その一部の割れ目の透水性が増加することで、涵養域、湧水域の分布と地形勾配に従う地下水位の変化が、局所的に生じる場合があると想定される。なお、東濃地域での観測結果から、地下 200 m 以浅において顕著な変化がみられる観測点は偏在する傾向がみられる。また、花崗岩類中に交差する複数の高角の割れ目帯の発達がみられる観測点で、地下浅部と同様の変化が局所的に地下数百 m に及ぶ可能性が示唆されている。そのような観測点は、水理地質構造の不均質性を反映して偏在するものと推定される。

地下浅部と地下深部での断層活動に伴う水理地質構造の広域的な変化の違いと、それらに伴う広域的な地下水流動の変化を踏まえ、それらの影響を評価するためのモデルの検討並びにその検証は今後の課題である。

③ 地下水位変化の回復

上述の変化に対し、長期安定性の観点からは、想定される主な現象による影響を、その回復に要する時間を考慮して、断層活動に伴う地下水位や地球化学的な性質の変化の大きさ、範囲として捉えることが重要である。深井戸や温泉の水位は、地震直後に急激に変化するが、その後数ヶ月から数年程度でほぼ回復する例が多く知られている。活断層近傍の淡路島北部では、1995 年兵庫県南部地震に伴う地下水位の変化がみられた地点の多くが、地震後数ヶ月～数年で回復した例が知られている。東濃地域では地下水位の上昇は、1 年程度で明らかに減少し、ほぼ回復しているように見える。また、2000 年鳥取県西部地震震源域では、地震後約 2 年間で水位変化が生じた地点の約 40 %がほぼ回復している。他の地域でも、数年程度で回復している例が報告されている(川辺, 1991)。

1995 年兵庫県南部地震や 2000 年鳥取県西部地震では、活動した断層近傍の山間地において、地震後数年経過しても回復しない例がある。これらの多くは、地下浅部の岩盤のゆるみに伴う帯水層の透水性変化によるものと考えられる。活断層周辺の地下深部への影響については情報が少なく、その確認は今後の課題である。東濃地域では、帯水層の透水性変化が要因と考えられる遠地地震に伴う地下水位の上昇が、花崗岩中の割れ目帯やその近傍で観測されている。地震後の地下水位の上昇は、地下 500 m でも観測されているが、その変化は比較的ゆるやかで、1 ヶ月から数ヶ月後には減少に転じ、1 年後にはほぼ定常化し回復している。

断層活動に伴う地下水位の変化については、断層活動の規模と、その近傍の主な影響範囲の関係について、地下深部の情報の蓄積が必要といえる。また、地質構造の調査や、地下深部の地下水位・水圧の連続観測を行い、空間的な水理地質構造の不均質性を踏まえて、断層活動に伴う変化の要因と、その回復特性を把握し、それらに基づいたモデル解析による影響の予測・評価手法を開発することが、今後の課題である。

(ii) 逆断層帯の三次元構造発達モデル

(a) 地質環境の長期安定性からみた活断層の三次元構造

地質環境の長期安定性の観点から活断層の影響を評価する場合、断層破碎帯と変形帯の幅を把握する必要がある（原子力発電環境整備機構，2004）。一方、活断層の長さ方向の幅は変化し、活断層の端部では、分岐などによる歪の分散によって幅が広がる場合がある（松田，2000）。

断層活動の影響範囲は、活断層の分岐、伸長、移動によって変化することが想定される（核燃料サイクル開発機構，1999c）また、地質構造の不均質性は、分岐断層の形成に影響を与えている。このように、地質環境の長期安定性の観点から断層活動の力学的影響範囲を検討する場合は、活断層の構造および周辺の地質構造の不均質性を考慮して、将来約 10 万年程度の断層破碎帯や変形帯の分布の変化を予測する必要がある。そのため、活断層の三次元的構造とその形成・発達履歴から、将来の断層破碎帯や変形帯の分布を予測し、それらの影響を評価する技術の開発を目的に、横手盆地東縁断層帯を対象とした事例調査を行った。

(b) 横手盆地東縁断層帯の三次元的構造の変遷

横手盆地東縁断層帯は、脊梁山地の西側に位置し、総延長約 30 km の断層帯である（図 3.3.3-9）。1896 年陸羽地震の際には、横手盆地東縁断層帯のうち北部の白岩断層・太田断層・千屋断層で、鉛直変位約 2 m の断層崖が形成された。また、脊梁山地東側に位置する川舟断層と、北東約 5 km に位置する生保内断層もほぼ同時に活動したとされており（松田ほか，1980）、最新の活動の全容がほぼわかっている。

横手盆地東縁断層帯から北上低地西縁断層帯まで含めた地下構造は、大規模な反射法地震探査により解明されている（池田ほか，2002）（図 3.3.3-10）。東北地方の脊梁山地は、概ね 3 Ma 以降のインバージョンテクトニクスにより支配された断層の活動により形成されており、例えば、横手盆地東縁断層帯の東に位置する川舟断層は、中新世の正断層活動時の断層構造の一部が、逆断層として再活動した例と考えられている（佐藤・池田，1999）。0.5 Ma 程度以降は、現在の活動がほぼ継続しているとされ（佐藤，2004）、地下構造と断層活動の変遷がおおまかに把握されている。これら既存の情報が揃っている横手盆地東縁断層帯等を対象に、逆断層帯の三次元的な構造の変遷に着目した検討を行った。

①逆断層帯の分岐

逆断層帯の分岐については、過去数十万年間で前縁断層が盆地側に 1~7.5 km 程度先まで成長したことが推定されている（核燃料サイクル開発機構，1999c）。この断層の分岐と前縁断層の形成の原因としては、下盤の凝灰岩ならびに泥岩中の層内すべりが指摘されている（佐藤・平田，1998）。地形地質調査等の結果、横手盆地東縁断層帯の白岩断層、太田断層、千屋断層では、前縁断層が凝灰岩や炭層などの層内すべりで形成されていることが確認された。前縁断層が地表に現れていない太田断層南部では、反射法地震探査の結果、前縁撓曲と想定された地形に対応する位置に、伏在した前縁断層が確認された（佐藤，2004）（図 3.3.3-11）。

横手盆地東縁断層帯では、バランス断面法による解析結果から、活動開始は 2.4 Ma で、1.6 Ma 以降に前縁断層が成長したと推定されている（佐藤・平田，1998）。一方、脊梁山地の高度と断層変位地形の発達度の差から、北部と南部の活動履歴の違いが示唆される。そのため、逆断層構造の三次元的な発達過程を検討した。この地域では、年代の指標となる火山灰を追跡することにより、上盤側の段丘面の詳細な分布を知ることは困難である。また、下盤側の堆積盆の構造は、逆断層帯の北と南で明らかに異なる。そこで、発達過程の検討にあたっては、空中写真判読、地形地質調査の結果に加えて、複数断面の反射法弾性波探査の結果を考慮して、生保内断層および横手盆地東縁断層帯のバランス断面法による推定を行った（図 3.3.3-12）。

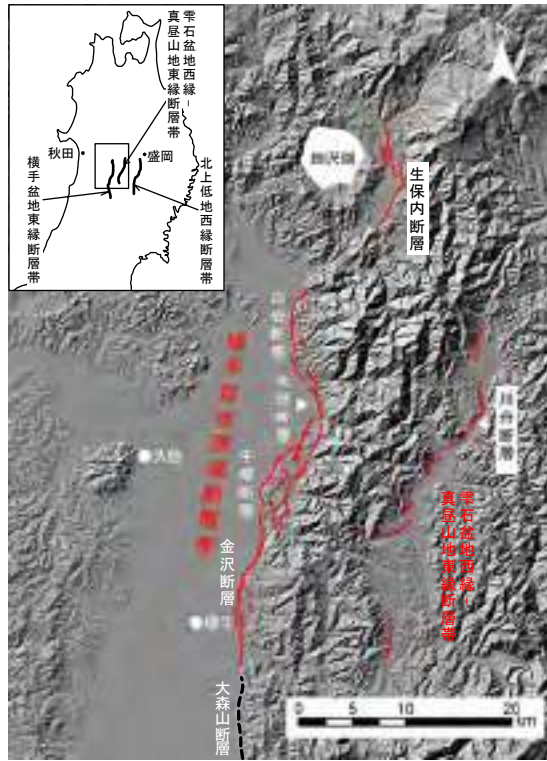


図 3.3.3-9 横手盆地東縁断層帯位置図

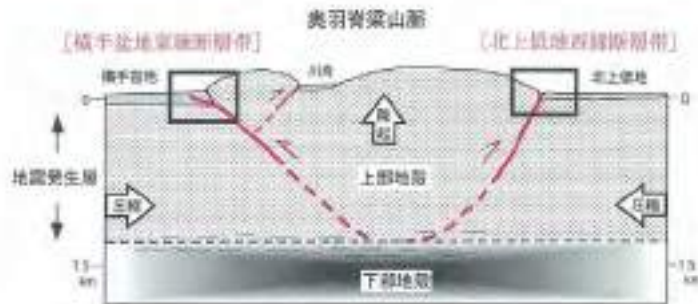


図 3.3.3-10 横手盆地東縁断層帯－北上低地西縁断層帯の関係（池田ほか，2002）

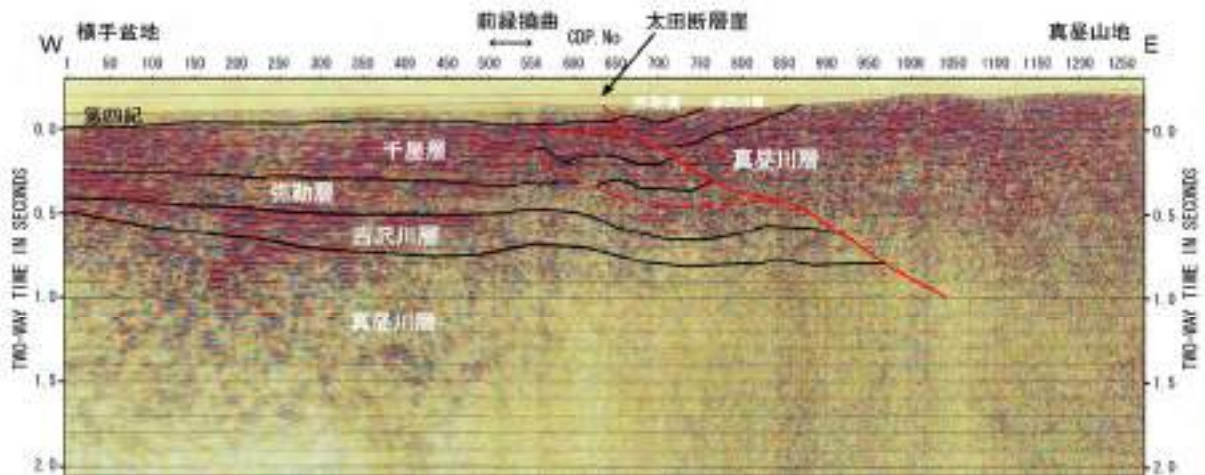


図 3.3.3-11 太田断層南部・反射法地震探査結果図

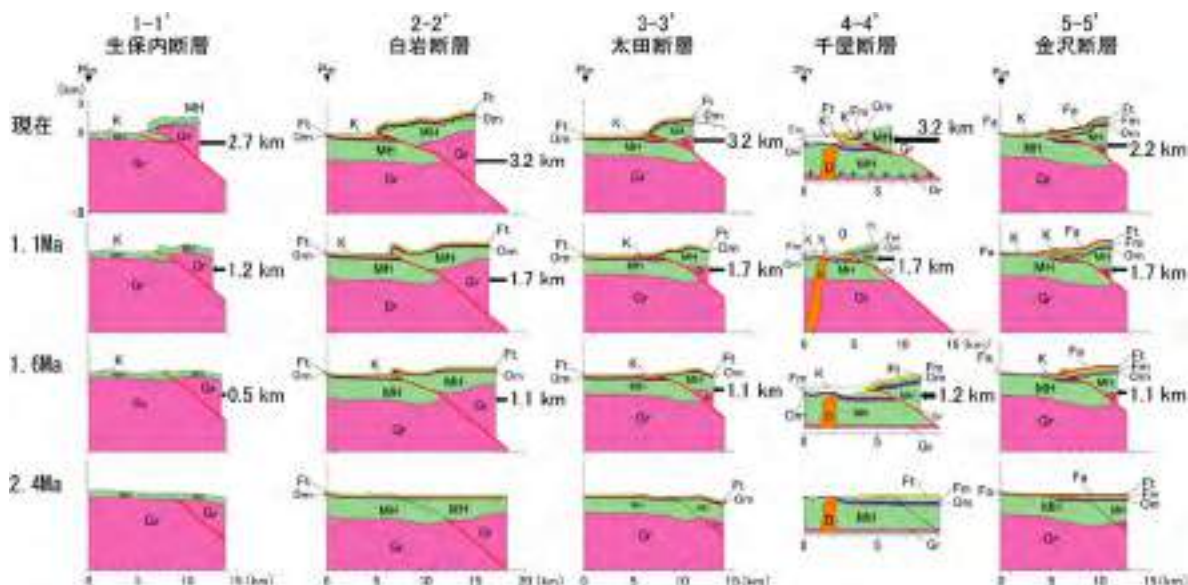


図 3.3.3-12 横手盆地東縁断層帯・バランス断面解析結果図

複数のバランス断面法による解析の結果，前縁断層の形成を左右する要因として，地下数 km 以浅の断層の低角化が生じる深さ，沈降側の堆積物の堆積速度，および層内すべりの生じやすい泥岩等の分布が関連していることが示唆された。千屋断層，太田断層，白岩断層および生保内断層を比較した場合，丘陵の発達程度が異なっており，一連の断層帯の中でも断層の分岐の幅が異なっていることが示唆される（図 3.3.3-13）。前縁断層による丘陵の発達が顕著な千屋断層では，層内すべりが生じている地層が弥勒層であるのに対し，丘陵の小さい白岩断層では千屋層，丘陵のない太田断層では第四系であることにより，その発達に差が生じたと推定された。また，白岩断層，太田断層および千屋断層は水平短縮量がほぼ同様に約 3.2 km であったのに対し，北端の生保内断層では約 2.7 km，南端の金沢断層では約 2.2 km であった（図 3.3.3-13）。断層下盤の堆積物の分布と上盤の段丘面の分布から，生保内断層は活動開始がやや遅く，金沢断層は高位段丘堆積時（約 0.4 Ma）には停止している可能性がある。この活断層帯の中での活動履歴の違いは，主な活動が北側に遷移したことを示すと考えられる。

生保内断層と白岩断層間では既存調査では活断層は認められない。しかし，真昼山地の高度および沈降側の盆地の堆積物の連続性や，生保内断層と白岩断層間の短波長の褶曲構造および玉川の先行蛇行地形は，両断層間に低角度の伏在断層が存在することを示唆している。生保内断層～千屋断層の上盤側の山地高度の連続性から，これらの断層間の最近数十万年間の断層活動による広域的な隆起がほぼ同じと推定した場合，生保内断層とそれから南西に延びる伏在断層の活動開始は，2 Ma ごろと推定される。

横手盆地東縁断層帯では，前縁断層の形成を左右する要因として，地下数 km 以浅の断層の低角化が生じる深さと沈降側の堆積物の堆積速度および層内すべりの生じやすい泥岩等の分布が関連していることが示唆された。また，佐藤・平田（1998）が千屋断層で示した，前縁丘陵生長後の境界断層の再活動が，太田断層のバランス断面法を用いた解析からも確認された。この境界断層の再活動は，前縁断層の発達速度を抑制している可能性を示している。副断層は，上盤の背斜構造が発達する地域に分布する。前縁断層と境界断層の間には，褶曲構造を伴う副断層が分布している。このような副断層や褶曲構造は，地形地質調査，物理探査，ボーリング調査の結果をもとにしたバランス断面法の解析によって，その形成・発達履歴をある程度推定できる。

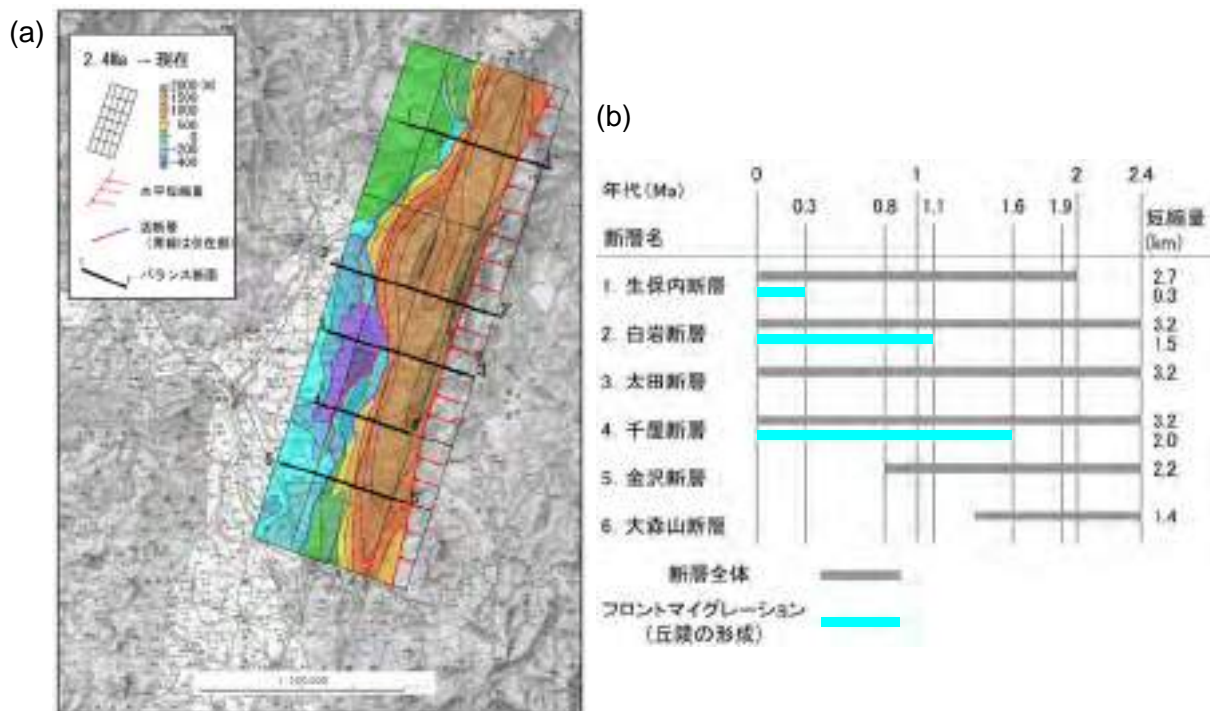


図 3.3.3-13 横手盆地東縁断層帯の(a) 変形量分布図と(b) 断層発達史

② 逆断層帯の伸長

逆断層帯の伸長については、十勝平野西縁断層帯の光地園断層の例が指摘されている（核燃料サイクル開発機構，1999c）。また、東北地域の活断層の分布や地質構造の特徴から、一部の活断層の端部における分岐や、共役関係の活断層などと接することによる歪の分散が生じ、活断層の伸長が制限されている例が知られている（松田，2000）。活断層と第四紀火山が隣接する地域では、歪の集中と深部流体の上昇に伴う群発地震活動が生じる場合がある（長谷川ほか，2004）。活褶曲などの構造が活断層帯の延長上に分布する場合は、それらを含めた検討が必要な例が、2004年新潟県中越地震や2003年宮城県北部地震などで認められる（今泉・佐藤，2005）。活褶曲が分布する地域は、50万分の1活構造図（例えば、寒川ほか，1987）などの既存の文献からほぼ推定できる。しかし、横手盆地東縁断層帯のバランス断面解析の結果、その南端付近で最近数十万年間の活動停止が示唆されている。このことから、既知の活断層や活褶曲が全て最近数十万年間に活動的であるとは一概にはいえず、その一部は活動を停止している可能性がある。逆断層帯の伸長を検討する場合、従来のトレンチ調査などに加えて、三次元的な断層構造の形成・発達過程の概念的なモデル解析が有効な調査手法のひとつといえる。

(c) まとめと今後の展望

逆断層帯の移動や伸長については、従来の地形学的調査とトレンチ調査などに加えて、反射法地震探査などの調査手法を組み合わせた逆断層帯の地質構造の形成・発達過程の概念的なモデルの解析を実施することにより、逆断層帯の活動履歴や分岐断層および変形帯の発達過程をある程度把握できる可能性が示された。このような調査解析手法の高度化を行うことにより、過去の逆断層帯の活動履歴から、将来の発達過程を予測できるものと考えられる。バランス断面法については、解析で仮定した条件の確認や、摩擦係数や圧密、副断層の形成などを考慮した手法の改良が当面の課題である。また、他の手法を用いた解析結果との比較による精度と信頼性の向上が今後の課題である。

一方、活断層周辺岩盤中に既存の断層などの不連続面が存在する場合は、それらが変形や破断の場を決定する重要な要素となりうる（大塚，1978）。断層活動に伴う既存の断層などの弱面の場所やその影響を評価することも今後の課題である。

3.4 研究情報基盤の整備

3.4.1 地質環境の長期安定性に係わるデータベース

地質環境の長期安定性の評価については、過去数十万年程度の地質学的なデータに基づいて将来十万年程度の地質環境の変化を検討することとされている（原子力委員会バックエンド対策専門部会，1997）。第2次取りまとめでは、日本列島およびその周辺海域におけるネオテクトニクスの枠組みの中で、地殻変動、火成活動などの地域性や変動傾向などを総合的に理解するための基礎資料として、活断層、第四紀火山、海成段丘などの分布や形成年代などのデータのコンパイルを行った。また、上記の現象が地層処分システムにとって重要な地質環境条件（例えば、地下水理、水質、岩盤物性など）に及ぼす影響を概括的に把握するための一つの試みとして、第四紀火山周辺の地殻浅所の温度構造や温泉の化学組成などの空間的な変化についてのデータを収集した。第2次取りまとめ以降についても、全国を網羅できるように引き続きデータの収集・コンパイルを行い、2004年度までにこれまで収集したデータについては、データベースや図幅として公開を行った。

これらについては、原子力発電環境整備機構による「高レベル放射性廃棄物の最終処分施設の設置可能性を調査する区域」の公募にも活用されており、特に、「200万分の1日本列島活断層図」（中田・今泉，2002）、「日本周辺海域の第四紀地質構造図」（徳山ほか，2001）、「日本の第四紀火山」（第四紀火山カタログ委員会，1999）については、概要調査地区選定に関する法定要件への適格性が明確に判断される事項の選定基準に活用されている（原子力発電環境整備機構，2002）。また、これらのデータは、地層処分システムの長期的な安全評価（例えば、変動シナリオによる安全評価）を行うための基盤情報としても重要となる。

以下には、第2次取りまとめ以降に取りまとめ、公表した「最近約10万年間の隆起速度分布図」（藤原ほか，2004a）、「地すべり地形分布図」（藤原ほか，2004a）、「坑井温度プロファイルデータベース」（坂川ほか，2004b）、「温泉地化学データベース」（浅森ほか，2003b）の概要を述べる。これらのデータは、概要調査地区等の選定に係わる全国規模の文献・資料として活用できるものと考えられる。なお、これまでに公表した図幅・データベースなどの概要については、梅田ほか（2004b）、梅田ほか（2005）を参照いただきたい。

(1) 最近約10万年間の隆起速度分布図

日本列島における隆起・沈降量については、「第四紀地殻変動図」（第四紀地殻変動研究グループ，1969）が作成されたが、その後30年以上が経過し、この間に地形や地層の年代などの隆起量に関連する情報は、飛躍的に増大した。「第2次取りまとめ」においても、沿岸部の隆起量の見積もりの基盤情報となる海成段丘の編年と高度分布に関する情報を取りまとめ、「日本の海成段丘アトラス」（小池・町田編，2001）として公表している。

藤原ほか（2004b）は、これまでの研究から得られているMIS5eの海成段丘の高度やMIS6とMIS2に形成された河成段丘の比高などに関するデータを編集し、約10万年間の隆起速度の分布図を試作した（図3.4.1-1）。分布図の作成にあたっては、5万分の1地形図のグリッド（緯度10分、経度15分の格子）を設け、その中の代表的な隆起・沈降量を12.5万年間の平均値として示してある。

(2) 地すべり地形分布図

地すべりは、山地が多い日本列島において地形変化を生じさせる大きな作用の一つである。地すべりは数十年から100年オーダーで起こる地形変化だけでなく、万年オーダーの山地の隆起とも関係がある。こうした地すべり地形の全国的な分布（図3.4.1-2）とその特徴を取りまとめたデータベースを作成した（藤原ほか，2004a）。

このデータベースの新しい点は、①日本列島全体について出来るだけ統一した基準で地すべり地形を抽出している、②基図の縮尺が20万分の1と大縮尺である（従来の主要な地すべ

り地形分布図は 400 万分の 1 程度), ③地すべり地形の分布と地形や地質条件との関連が全国を対象として解析されている, などである。このデータベースの構築により, 全国の地すべり地形の分布が, より高い時間分解能と空間分解能で解析できるようになった。このデータベースは, 一部の島嶼を除いて日本列島全ての地域を網羅しており, 「20 万分の 1 地すべり地形分布図」および「200 万分の 1 地すべり地形分布図」の 2 つから構成されている。

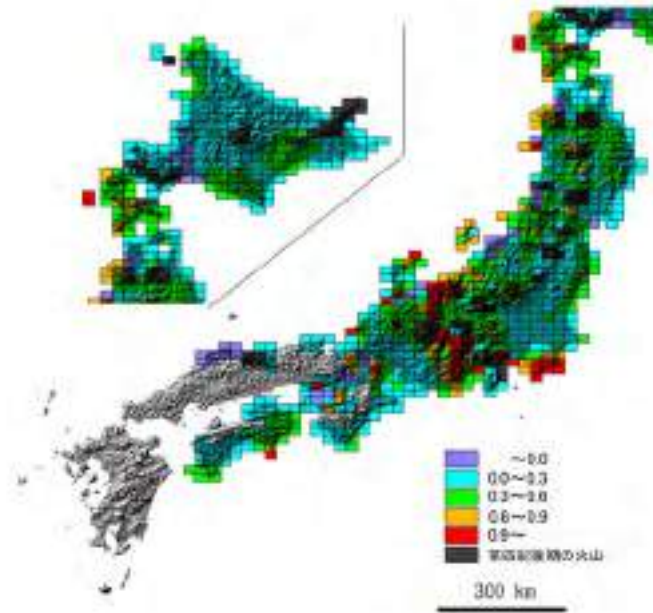


図 3.4.1-1 最近約 10 万年間の隆起速度分布図 (藤原ほか, 2004b)
(単位は mm/年)

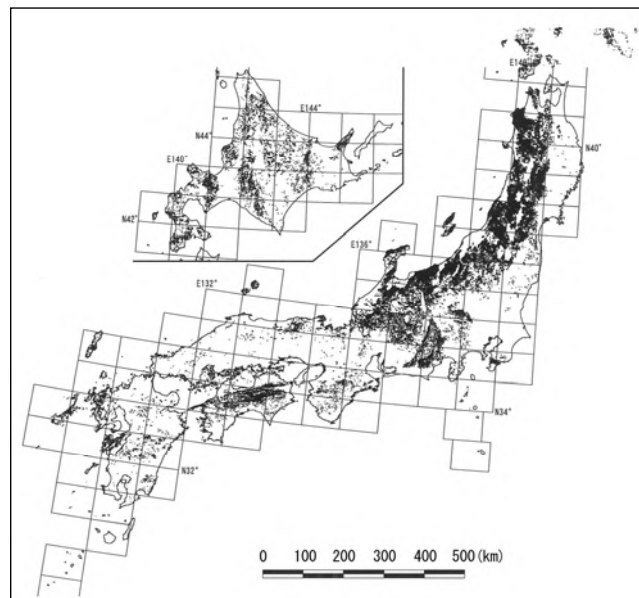


図 3.4.1-2 200 万分の 1 日本列島の地すべり地形分布図 (藤原ほか, 2004a)

(3) 坑井温度プロファイルデータベース

第2次取りまとめでは、日本全国の温泉井、地熱井など1,936本の坑井について坑底温度などを調査し、個別坑井のデータ（緯度、経度、標高、スタンディングタイム、坑井深度、坑底温度、地温勾配）を取りまとめたが（田中ほか，1999）、深度ごとの温度データ（いわゆる坑井温度プロファイル）については、公表されていない。温度プロファイルは、その地域の地下の詳細な温度構造に関する情報を与えるのみならず、プロファイルの曲率などから深部からの流体の上昇速度や熱流量を算定することが可能である。

そのため、上記で収集したデータのうち、温度プロファイルが明らかなもののうち、地下水流動などによる温度の擾乱の影響が大きいと考えられる掘削深度300m未満のデータを除外した1,215本の坑井温度プロファイルをデータベース化した（坂川ほか，2004；図3.4.1-3）。

(4) 温泉地化学データベース

瀬尾・清水（1992）は、わが国の地下水の水質の特徴を明らかにするため、1953年から1988年までに公表された学会誌を中心に化学分析値などのデータを取りまとめた。また、第2次取りまとめでは、火山活動が地下水の水質に及ぼす影響を把握するため、1989年以降の地下水・温泉の化学分析値を収集した。

今回、これらのデータベースの統合を図るとともに、空間的な解析を可能にするため、地下水・温泉の採取地点（緯度・経度）を特定した「温泉地化学データベース」を作成した（浅森ほか，2003b）。データベースには、採取地点をはじめ、井戸深度、採水標高、湧出量、pH（図3.4.1-3）、電気伝導度、Eh、化学分析値（陽イオン、陰イオン、非解離成分、遊離成分など）、文献名などのデータが収録されている。



図 3.4.1-3 坑井温度プロファイルデータベースの表示例（坂川ほか，2004）

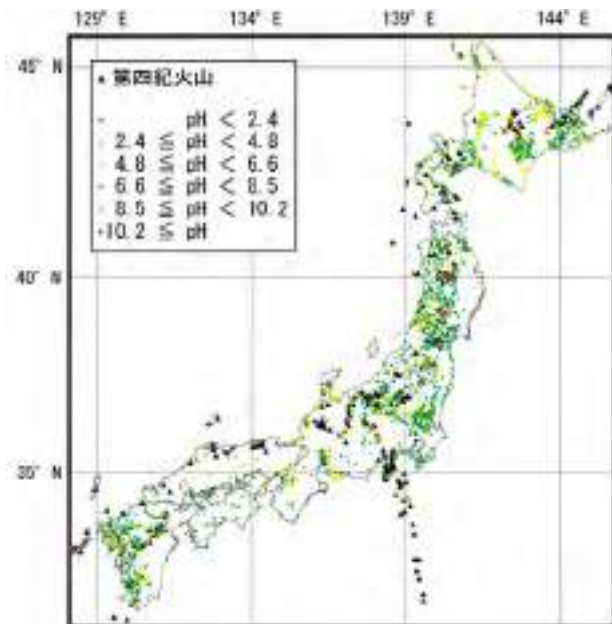


図 3.4.1-4 日本列島の温泉水のpH分布図（浅森ほか，2003b）

(5) まとめと今後の展望

上記で示したデータベースは、第2次取りまとめまでに取りまとめた全国レベルのデータベースとともにGIS（地理情報システム）によって一元的に管理を行っている。現在は、天然現象を考慮した安全評価に必要となる変動シナリオや物質移行解析の前提となる一般的かつ現実的な現象のプロセスに関する情報や地質環境条件（熱、水理、力学、化学など）の変

化などに関するデータを重点的な整備を進めている。これらの情報の収集にあたっては、データに関する品質やトレーサビリティなどを念頭に置いて進めており、例えば、膨大な文献情報から地質環境条件（力学，熱，地下水理，水質）ごとにデータを編集できる THMC データベースの開発を進めている（富山ほか，2005）。また，このデータベースは，掲載されているデータのトレーサビリティを確保できるよう，個別のデータごとに出典を簡便に検索・表示することができる。



図 3.4.1-5 THMC データベース（富山ほか，2005）

（データベースは，熱（T），水理（H），力学（M），化学（C）および出典を示した THMC カード（左）と出典ごとにオリジナルのデータを示した関連文献カード（右）から構成される。これらは，Microsoft Access をベースに構築し，Windows マシン上での THMC カードの作成，関連文献カードの表示，文献の検索および出力が可能で，ポスト処理インターフェイス機能を有する。）

3.4.2 次世代の調査技術を目指した基盤研究

地層処分の技術的信頼性を向上させるためには、概要調査地区等の選定や安全規制に必要なとされる調査技術や評価手法の整備に重点をおいて研究開発を進めていくことが重要である。その一方で、最終処分事業は、3段階の立地プロセスを経て進めていくことから、最終処分施設の建設までには10年以上のリードタイムがある。科学技術に対する国民の信頼は、現象の解明や技術レベルの進展とは無関係でないことを考えると、地層処分においても最新の学術的知見を蓄積することや最先端の技術を導入することにより、地下深部の地質環境についての理解を深めていくことが重要となる。そのため、いわゆるダイヤモンド指向型の研究開発に加えて、次世代の観測・分析技術等の実用化を図るための基盤的な研究開発にも一定の力を注いでいく必要がある。特に、地下深部の高分解能の探査技術やモニタリング技術の研究・開発は、今後の地層処分技術にとっても重要な課題と考えられる(例えば、武田ほか, 2004)。

(1) 地下深部の高分解能の探査・モニタリング技術の開発

前述したように、サイクル機構では、地層処分システムの性能に著しい影響を及ぼすと想定される現象の潜在的なリスクを排除するため、地下深部の震源断層やマグマ等の存在を予め確認するための調査技術の整備を進めている。これに加えて、地震や火山噴火が頻繁に生じるわが国では、操業時や埋め戻し後の最終処分施設やその周辺において、これらの現象のモニタリングを一定期間行っていくことは、地層処分の安全性に対する国民の懸念を払拭するためにも有効な手段であり、地層処分の技術的な信頼性の向上に寄与するものと考えられる。そのため、サイクル機構では、これまでの物理探査技術に比べて飛躍的に高分解能かつ探査深度の大きな探査・モニタリング技術を目指して、精密制御定常信号システム(アクロス)の研究開発に取り組んでいる。

(i) 精密制御定常信号システムの開発

アクロス(ACROSS)は、Accurately Controlled Routine Operated Signal Systemの略であり、弾性波や電磁波等の信号を精密に制御して少ない周波数に集中させ、高い信号対雑音比を実現する計測技術である。この技術は、分子レベルでの物理的な構造やプロセスのモニタリングにも応用できるとされるが(例えば、熊澤ほか, 2000)、地層処分技術への反映と10年後の実用を見据え、現時点では数km~数十kmの領域に存在する震源断層やマグマ等の探査やモニタリングへの応用を想定して研究開発を進めている。

アクロスの研究は、応答が励起に比例する線形力学系の計測に関わる、①信号送信技術、②信号観測技術、③データ処理・解析技術の開発からなる(図3.4.2-1)。弾性波を使ったアクロスについてはこれまでに、偏心した錘を回転させ遠心力で弾性波を発生させる回転型の精密制御定常震源を開発し、東濃鉱山に設置した。また、リアルタイムでスタッキング処理が行える時間区間蓄積型記録計を開発した。この震源と記録計はGPS時計で長時間安定に時刻同期をとるよう設計しており、これにより、100万秒(約12日間)のスタッキングで、25Hzの微弱な単一周波数信号を100km以上離れた京都大学の上宝地震観測所で検出することに成功した(図3.4.2-2)(國友ほか, 2004a, 2004b; 長尾ほか, 2004)。また、比較的狭い周波数帯域内のスペクトルだけから時間軸上のイベントを高い分解能で分離・抽出できる存否セプストラムの理論を定式化し、データの解析手法(存否イベント解析)を構築した(羽佐田ほか, 2004)。

これまでは、弾性波を信号としたアクロスを中心に技術開発を進めてきたが、今後は、周波数により信号の伝わる速さが大きく変化する場合への存否イベント解析の拡張を図るなどして、電磁波を信号としたアクロスの技術開発も強化する。また、含水岩石などの物性の周波数依存性(周波数分散)を考慮した周波数領域のシミュレーション理論を確立し、それに基づくソフトウェアの開発を進めていく。

$$\text{観測データ} = \text{雑音} + \text{伝達関数} \times \text{励起}$$

線形力学系の計測モデル

アクロスの要素技術

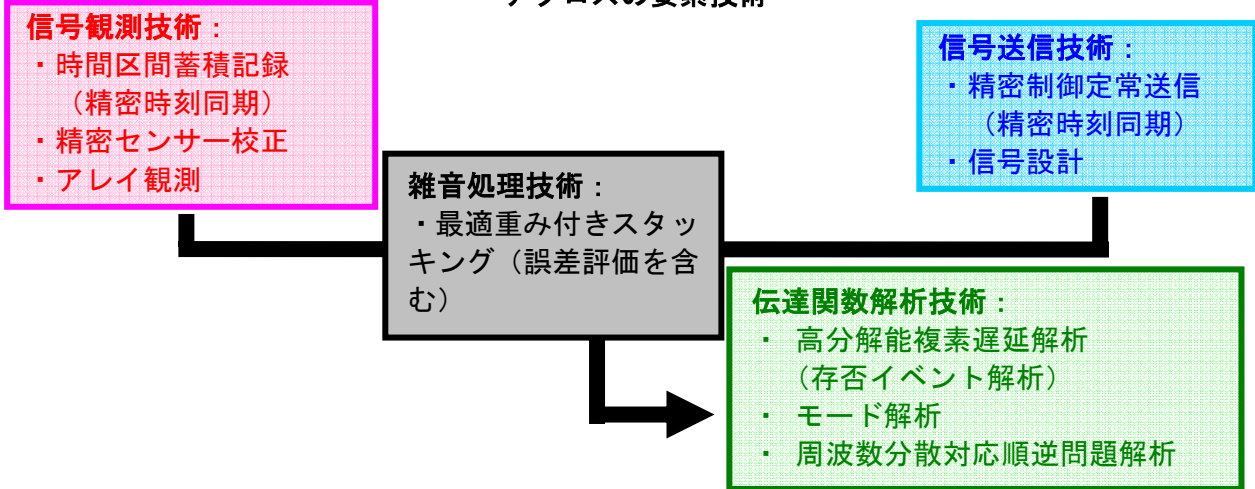


図 3.4.2-1 線形力学系の計測モデルとアクロスの要素技術

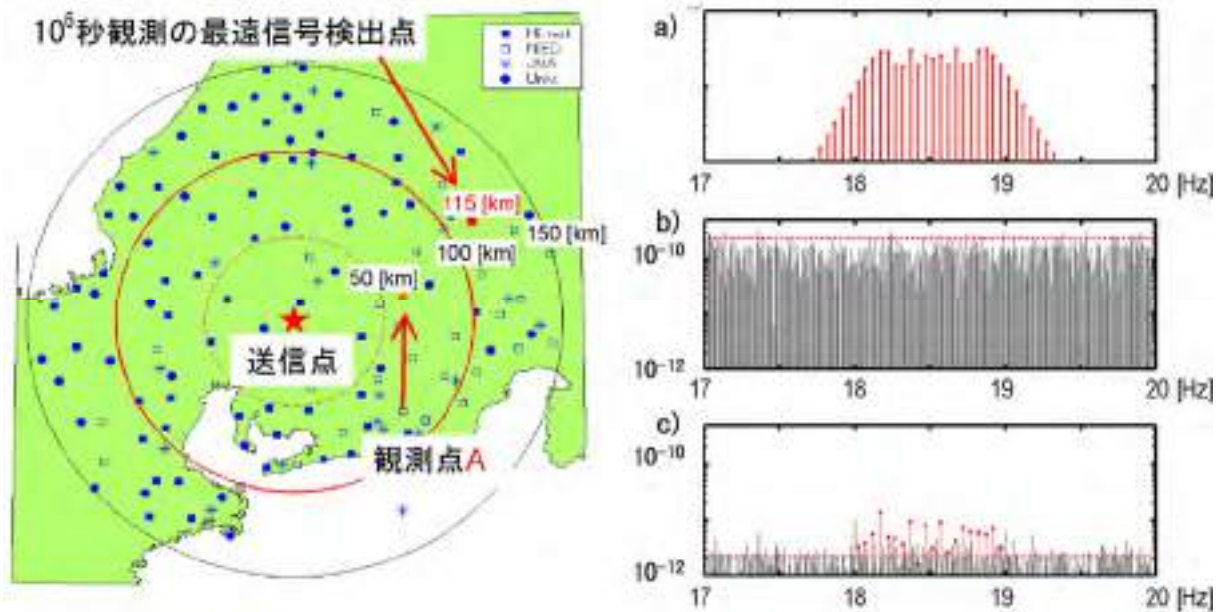


図 3.4.2-2 弾性波アクロスによる長期観測結果の例

(左図：弾性波アクロスの長期観測試験では、30 m 離れば震度 0 という比較的弱い震源を用い 100 万秒の観測で、送受信点間距離 100 km 以上での信号抽出を達成している。
 右図 a)：この長期観測における送信信号の発生カスペクトル。送信のトータルエネルギーを有効に使って探査距離を延ばすため、比較的少数の周波数にエネルギーを局在させている。
 右図 b), c)：観測点 A における受信信号の地動速度スペクトルで、b) は 100 秒、c) は 100 万秒の観測時間での結果。精密制御送受信と最適重み付きスタッキングにより、ノイズが時間変動しても観測時間の平方根にほぼ比例した S/N 比向上を達成している。すなわち、c) のノイズレベル (赤点線) は b) の 100 分の 1 程度となり、a) の送信信号周波数に対応した信号 (赤線) が抽出できている。)

参考文献

- 阿部寛信, 酒井隆太郎 (1999): “地震, 断層活動が水理環境に及ぼす影響”, サイクル機構技報, No.5 (1999.12), pp.77-83.
- Aizawa, K., Yoshimura, R. and Oshiman, N. (2004): “Splitting of the Philippine Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji”, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.31, 10.1029/2004GL019477.
- Aki, K. and Lee, W.H.K. (1976): “Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes 1. A homogeneous initial model”, *J. Geophys. Res.*, Vol.81, pp.4381-4399.
- Aoyagi, K. and Kazama, T. (1980): “Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis”, *Sedimentology*, Vol. 27, pp.179-188.
- 浅森浩一, 趙大鵬 (2001): “雲仙岳下におけるマグマ溜りの3次元構造”, 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, Jp-033.
- 浅森浩一, 梅田浩司 (2005): “地下深部のマグマ・高温流体等の調査技術について”, 原子力バックエンド研究, 11 (印刷中).
- 浅森浩一, 梅田浩司, 石丸恒存, 小松亮 (2003b): “温泉地化学データベースの作成”, 核燃料サイクル開発機構, TN7450 2002-003.
- 浅森浩一, 梅田浩司, 小川康雄, 武田祐啓, 千葉昭彦, 趙大鵬, 鍵山恒臣 (2003a): “雲仙岳下における比抵抗及び地震波速度構造”, 地球惑星関連学会 2003 年合同大会予稿集, V055-034 (CD-ROM).
- 浅森浩一, 梅田浩司, 小川康雄, 武田祐啓, 上原大二郎, 鍵山恒臣 (2004): “鳴子火山下における深部比抵抗構造”, 地球惑星関連学会 2004 年合同大会予稿集, V055-012 (CD-ROM).
- Blampied, M.L., Lockner, D.A. and Byerlee, J.D. (1992): “An earthquake mechanism based on rapid sealing of faults”, *Nature*, Vol.358, pp. 574-576.
- Bosl, W. and Nur, A. (1998): “Numerical Simulation of Postseismic Deformation due to Pore Fluid Diffusion, in *Poromechanics*”, Edited by J. -F. Thimus, Y. Abousleiman, A. H. -D. Cheng, O. Coussy, and E. Detournay, 23-28, Balkema, Rotterdam.
- Bourne, S.J., England, P.C. and Parsons, B. (1998): “The motion of crustal block driven by flow of the lower lithosphere and implications for slip rates of continental strike-slip faults”, *Nature*, Vol.391, pp.655-659.
- Bredehoeft, J.D. (1967): “Response of well-aqifer systems to Earth tides”, *J. Geophys. Res.*, Vol.72, pp.3075-3087.
- Bredehoeft, J.D. and Papadopulos, I.S. (1965): “Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth’s thermal profile”, *Water Resour. Res.*, Vol.1, pp.325-328.
- Brodsky, E.E., Roeloffd, E., Woodcook, D., Gall, I. and Manga, M. (2003): “A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes”, *J. Geophys. Res.*, Vol.108, No.B8, 2390, doi:10.1029/2002JB002321.
- Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B. (1996): “Fault zone architecture and permeability structure”, *Geology*, Vol.24, No.11, pp.1025-1028.
- Chappell, J. (1994): “Upper Quaternary Sea Levels, Coral Terraces, Oxygen Isotopes and Deep-sea Temperatures”, *J. Geography*, Vol.103, pp.828-840.
- Chappell, J. and Shackleton, N. J. (1986): “Oxygen isotopes and sea level”, *Nature*, Vol.324, pp.137-140.

Clauser, C. and Villinger, H. (1990): "Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rheingraben", *Geophys. J. Int.*, Vol.100, pp.393-414.

中国地方土木地質図編纂委員会編 (1984): "中国地方土木地質図".

Connor, C.B. and Hill, B.E. (1995): "Three nonhomogenous Poisson models for the probability of basaltic volcanism: Application to the Yucca Mountain region, Nevada", *J. Geophys. Res.*, Vol.100, pp.10107-10125.

Crowe, B.M., Johnson, M.E. and Beckman, R.J. (1982): "Calculation of the probability of volcanic disruption of a high-level radioactive waste repository within southern Nevada", USA, *Radioact. Waste Manage. Nucl. Fuel Cycle*, Vol.3, pp.167-190.

第四紀火山カタログ委員会 (1999): "日本の第四紀火山カタログ" (CD-ROM), 日本火山学会.

第四紀地殻変動研究グループ (1969): "第四紀地殻変動図", 国立防災科学技術センター.

電力中央研究所地震被害調査グループ (1995): "1995年兵庫県南部地震被害調査速報", 電力中央研究所報告, U94042.

Dobrovolsky, I.P., Zubkov, S.I. and Miachkin, V.I. (1979): "Estimation of the size of earthquake preparation zone", *Pure and Applied Geophysics*, Vol.117, 1025-1044.

Dodson, M.H. and McClelland-Brown, E.A. (1985): "Isotopic and paleomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion", *Geol. Soc. Mem.*, Vol.10, pp.315-325.

Farley, K.A. (2000): "Helium diffusion from apatite; General behavior as illustrated by Durango fluorapatite", *Jour. Geophys. Res.*, Vol.105, pp.2903-2914.

Farley, K.A. (2002): "(U-Th)/He dating, Techniques, calibration, and applications", in Porcelli, P. D., Ballentine, C. J., and Wieler, R. (Eds.), *Noble Gas Geochemistry, Reviews in Mineral. and Geochem.*, Vol.47, pp.819-843.

Farley, K.A. and Stockli, D.F. (2002): "(U-Th)/He dating of phosphates, apatite, monazite, and xenotime", in P. D. Porcelli, C. J. Ballentine, R. Wieler (Eds.), *Noble Gas Geochemistry, Reviews in Mineral. and Geochem.*, Vol.47, pp.559-577.

Forster, C.B., Evans, J.P., Tanaka, H., Jeffreys, R. and Nohara, T. (2003): "Hydrologic properties and structure of the Mozumi Fault, central Japan", *Geophys. Res. Lett.*, Vol.30, No.6, MOZ 1, 1-4.

Fujita, K., Ogawa, Y., Yamaguchi, S. and Yaskawa, K. (1997): "Magnetotelluric imaging of the SW Japan forearc - a lost paleoland reveal?", *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol.102, pp.231-238.

藤田和夫 (1993): "西南日本, とくに近畿トライアングルをめぐるネオテクトニクス, 日本の地質 100 年", 日本地質学会, pp.237-244.

藤原治, 三箇智二, 大森博雄 (1999b): "日本列島における侵食速度の分布", *サイクル機構技報*, No.5 (1999.12), pp.85-93.

藤原治, 柳田誠, 三箇智二 (2004a): "日本列島の最近約 10 万年間の隆起速度の分布", *月刊地球*, Vol.26, pp.442-447.

藤原治, 柳田誠, 清水長正, 三箇智二, 佐々木俊法 (2004b): "日本列島における地すべり地形の分布・特徴", *日本地すべり学会誌*, Vol.41, pp.13-22.

福沢仁之 (1987): "北海道北部, 新第三紀後期の層状珪質岩の堆積場", *地質学雑誌*, Vol.93, pp.37-55.

古澤明 (1995): “火山ガラスの屈折率測定及び形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別”, 地質学雑誌, Vol.101, pp.123-133.

古澤明 (2004): “RIPL 法により由布岳火山周辺のテフリックレスから見いだした火山活動”, 地質雑, Vol.110, pp.19-37.

古澤明, 梅田浩司 (2000): “別府湾コアにおける最近 7000 年間の火山灰層序-ピストンコア中の火山灰と阿蘇, 九重火山のテフラとの対比”, 地質雑, Vol.106, pp.31-50.

古澤明, 梅田浩司 (2002a): “新期大山テフラ DNP, DSP, DKP の岩石記載的特徴の再検討”, 第四紀研究, Vol.41, pp.123-129.

古澤明, 梅田浩司 (2002b): “大山最下部および下部火山灰には含まれるテフラの岩石記載的特徴”, 第四紀研究, Vol.41, pp.413-420.

伏島祐一郎, 関口春子, 栗田泰夫, 杉山雄一 (2003): “2000 年鳥取県西部地震に伴う地殻変動の測地測量調査”, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 活断層・古地震研究報告, Vol.3, pp.157-162.

伏島祐一郎, 吉岡敏和, 水野清秀, 宍倉正展, 井村隆介, 小松原琢, 佐々木俊法 (2001): “2000 年鳥取県西部地震の地震断層調査”, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 活断層・古地震研究報告, Vol.1, pp.1-26.

原子力安全委員会 (2000): “高レベル放射性廃棄物の処分に係る安全規制の基本的考え方について (第 1 次報告)”.

原子力安全委員会 (2002): “高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 21p.

原子力発電環境整備機構 (2002): “概要調査地区選定上の考慮事項, 高レベル放射性廃棄物の最終処分施設の設置可能性を調査する区域の公募関係資料-3”, 原子力発電環境整備機構.

原子力発電環境整備機構 (2004): “概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠”, 原子力発電環境整備機構.

原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会 (1997): “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”.

原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会 (2000): “我が国における高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の技術的信頼性の評価”.

後藤芳彦, 中川光弘, 和田恵治 (1995): “北海道北部の中新世火山活動の活動場: K-Ar 年代と主成分化学組成からの推定”, 岩鉱, Vol. 90, pp.109-123.

Gratier, J., Favreau, P. and Renard, F. (2003): “Modeling fluid transfer along California faults when integrating pressure solution crack sealing and compaction processes”, J. Geophys. Res., 108, B2, 2104, ETG11-1 - 11-25.

Groom, R.W. and Bailey, R.C. (1989): “Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion”, J. Geophys. Res., Vol.94, pp.1913-1925.

Hanano, M. and Seth, M.S. (1995): “Numerical modeling of hydrothermal convection systems including super-critical fluid”, Proc. World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy, 3, pp.1681-1686.

原山智 (1994): “世界一若い露出プルトンの冷却史-北アルプス, 滝谷花崗閃緑岩の年代と冷却モデル”, 地質学論集, Vol.43, pp.87-97.

Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. and Smith, D.G.

(1989): "A Geologic Time Scale", Cambridge Univ. Press, 263p..

Harrison, T.M., Armstrong, R.L., Naeser, C. and Harkal, J.E. (1979): "Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic complex, near Prince Rupert, British Columbia", Can. Jour. Earth. Sci., Vol.16, pp.400-410.

羽佐田葉子, 熊澤峰夫, 鶴我佳代子, 國友孝洋 (2004): "ACROSS の観測データから走時を読み取る存否イベント解析法", 月刊地球号外, No.47, pp.61-68.

Hasebe, N., Tagami, T. and Nishimura, S. (1993): "Evolution of the Shimanto accretionary complex; a fission track thermochronologic study", Spec. Pap. Geol. Soc. Am., Vol.273, pp.121-136.

長谷川昭, 中島淳一, 海野徳仁, 三浦哲, 諏訪謡子 (2004): "東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式", 地震, 第2輯, Vol.56, pp.413-424.

服部仁, 片田正人 (1964): "5 万分の 1 地質図幅「根雨」および同説明書", 地質調査所.

早川由紀夫, 小山真人 (1992): "東伊豆単成火山地域の噴火史 1: 0~32Ka, ", 火山, Vol.37, pp.167-181.

林信太郎, 梅田浩司, 伴雅雄, 佐々木実, 大場司, 赤石和幸, 大口健志 (1996): "東北日本, 第四紀火山の時空分布 (1) - 背弧側への火山活動域の拡大 -", 1996 年度日本火山学会講演予稿集, 2, p.88.

平野昌繁 (1966a): "斜面発達とくに断層崖発達に関する数学モデル", 地理学評論, Vol.39, pp.324-336.

平野昌繁 (1966b): "斜面発達の数学モデルに関する若干の補足", 地理学評論, Vol.39, pp.606-617.

広瀬亘, 中川光弘 (1999): "北海道中央部~東部の新第三紀火山活動: 火山学的データおよび全岩化学組成からみた島弧火山活動の成立と変遷", 地質学雑誌, Vol. 105, pp.247-265.

Ho, C.H. (1991): "Nonhomogenous Poisson model for volcanic eruptions", Math. Geol., Vol.23, pp.167-173.

北海道立地質研究所 (2003): "北海道沿岸域の地質・低質環境 -3- 日本海北部海域", 北海道立地質研究所調査研究報告, Vol.31.

豊肥地熱地域地質図編集グループ (1982): "10 万分の 1 豊肥地熱地域地質図説明書 特殊地質図 (21-1)", 地質調査所, 23p.

五十嵐八枝子 (1991): 氷期の森林を復元する, 小野有吾, 五十嵐八枝子著, 「北海道の自然史」第9章, 北海道大学図書刊行会, 札幌, pp.131-156.

Igarashi, G. and Wakita, H. (1991): "Tidal responses and Earthquake-related changes in the water level of deep wells", J. Geophys. Res., Vol.96, No.B3, pp.4269-4278.

Iijima, A. and Tada, R. (1981): "Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in northern Japan", Sedimentology, Vol. 28, pp.185-200.

Iijima, A. and Utada, M. (1983): "Recent developments in the sedimentology of siliceous deposits in Japan", In Development in sedimentology Vol. 36 Siliceous deposits in the Pacific region (Iijima, A., Hein, J.R., and Siever, R. eds.), pp.45-64.

池田安隆, 今泉俊文, 東郷正美, 平川一臣, 宮内崇裕, 佐藤比呂志編 (2002): 第四紀逆断層アトラス, 254p, 東京大学出版会.

池原研, 片山肇, 辻野匠, 荒井昇作, 板木拓也, 保柳康一 (2004): "深海底タービダイトを用いた地震発生間隔推定における堆積作用理解の重要性 - 北海道沖日本海東縁海洋海山周辺の

例”, 地質学論集, Vol. 58, pp.111-122.

今泉俊文 (2000): “日本列島の断層活動の特徴”, 将来予測研究シンポジウムー日本列島の過去・現在・未来ー, 核燃料サイクル開発機構技術資料, JNC TN7400 2000-003.

今泉俊文, 佐藤比呂志 (2005): “東北地方の活断層研究の諸問題”, 第四紀研究, Vol. 44, pp.217-227.

井上大榮, 宮越勝義, 上田圭一, 宮脇明子, 松浦一樹 (2002): “2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査”, 地震, 2, Vol. 54, pp.557-573.

Isaacs, C.M., Pisciotto, K.A. and Garrison, R.E.: (1983) “Facies and diagenesis of the Miocene Monterey Formation, California: a summary”, In Development in sedimentology Vol. 36 Siliceous deposits in the Pacific region (Iijima, A., Hein, J. R. and Siever, R. eds.), pp.247-282.

石井次郎, 五十嵐八枝子, 佐々木清一, 三野紀男, 松本勝時 (1981): “石狩湾大陸棚より採取した泥炭層について”, 地球科学, Vol.35 (5), pp.231-239.

石丸恒存, 角田地文 (2002): “日本列島における大規模火砕流の特徴と熱的影響解析”, サイクル機構技報, No.14 (2002.3), pp.161-170.

石丸恒存 (1997): “地質環境の長期安定性に関する研究ー地震が地下水の水理に与える影響ー”, 動燃技報, No.102 (1997.6), pp.39-46.

Ishimaru, K. and Shimizu, I. (1997): “Groundwater pressure changes associated with earthquakes at the Kamaishi Mine, Japan -A study for stability of geological environment in Japan”, Proc. 30th Int. Geol. Congr., 24, pp.31-41.

伊藤潔 (1997): “地殻内地震の深さの上限”, 日本地震学会講演予稿集, 2, pp.161-161.

伊藤谷生 (1999): “北海道におけるアクティブテクトニクスの現フェーズはいつ始まったのか?”, 月刊地球, Vol. 21, pp.608-613.

岩崎孝明 (1987): “下北半島北東部における中・後期更新世堆積物層序”, 駒沢地理, Vol.23, pp.109-123,.

科学技術・学術審議会測地学分科会 (2002): “第6次火山噴火予知計画の実施状況等のレビューについて (報告)”, 35p.

Kagami, H., Honma, H., Shirahase, T. and Nureki, T. (1988): “Rb-Sr whole rock isochron ages of granites from northern Shikoku and Okayama, southwest Japan: Implications for the migration of the Late Cretaceous to Paleogene igneous activity in space and time”, Geochem. Jour., Vol.22, pp.69-79.

Kaizuka, S. and Imaizumi, T. (1984): “Horizontal strain rates of the Japanese islands estimated from Quaternary fault data”, Geogra. Rep.TOKYO Metro. Univ., pp43-65.

Kaizuka, S., Naruse, Y. and Matsuda, I. (1977): “Recent formations and their basal topography in and around Tokyo Bay, central Japan”, Quaternary Research, Vol.8, pp.32-50.

垣見俊弘 (2002): “「活断層地震」と「バックグランド地震」のはざまの地震ー鳥取県西部地震を例としてー”, 災害の研究, Vol.33, pp.113-125.

核燃料サイクル開発機構 (1999a): “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ー地層処分研究開発第2次取りまとめー総論レポート”, 核燃料サイクル開発機構, TN1400 99-020.

核燃料サイクル開発機構 (1999b): “北海道北部地域における地質データの収集”, 核燃料サイ

クル開発機構, JNC TN1440 99-005.

核燃料サイクル開発機構 (1999c): “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次取りまとめ—分冊1 わが国の地質環境”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 99-021.

核燃料サイクル開発機構 (2003a): “広域地下水流動研究 年度報告書 (平成14年度)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2003-002.

核燃料サイクル開発機構 (2003b): “高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発—平成14年度報告—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 2003-004.

核燃料サイクル開発機構 (2004): “高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発—平成15年度報告—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 2004-007.

核燃料サイクル開発機構研究開発課題評価委員会 (2001): “平成13年度研究開発課題評価(中間評価)報告書 研究課題「高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発の全体計画」”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1440 2001-008.

角田地文, 梅田浩司, 棚瀬充史, 福田大輔 (2003): “紀伊半島南部における温泉湧出裂か系と温泉水・温泉ガスの地球化学”, 地球惑星科学関連学会 2003年合同大会予稿集, H060-007 (CD-ROM).

Kamata, H., Suzuki-Kamata, K. and Bacon, C. R. (1993): “Deformation of the Wineglass Welded Tuff and the timing of caldera collapse at Crater Lake, Oregon”, *Jour. Volcano. and Geotherm. Res.*, Vol.56, pp.253-266.

鎌田浩毅, 檀原徹, 林田明, 星住英夫, 山下透 (1994): “中部九州の今市火砕流堆積物と類似火砕流堆積物の対比および噴出源の推定”, *地質雑*, Vol.100, pp.279-291.

亀井節男, ウルム氷期以降の生物地理総研グループ (1981): “最終氷期における日本列島の動植物相”, *第四紀研究*, Vol.20, pp.191-206.

神沼克伊, 岩田孝行, 茅野一郎, 大竹政和共編 (1973): “図説 日本の地震 1872年—1972年”, 東京大学地震研究所研究速報, 第9号.

Kanamori, H and Anderson, D.L. (1975): “Theoretical basis of some empirical relations in seismology”, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, pp.1073-1095.

金沢淳, 浅森浩一, 梅田浩司, 角田地文 (2004): “四国地方における温泉ガスのヘリウム同位体比”, *日本地球化学会年会講演要旨集*, p.270.

金沢淳, 富山眞吾, 及川輝樹, 梅田浩司 (2005): “地質温度計による熱履歴の調査手法について”, *サイクル機構技報*, No.26, pp.1-18.

兼岡一郎 (1998): 年代測定概論, 東京大学出版会, 315p.

兼岡一郎, 井田喜明編 (1997): 火山とマグマ, 東京大学出版会, 240p.

笠原慶一, 杉村 新, 松田時彦 (1991): “ネオテクトニクスの体系”, 笠原慶一, 杉村 新編, 岩波地球科学選書「変動する地球—現在および第四紀」, pp.1-31.

活断層研究会編 (1980): 日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会.

活断層研究会編 (1991): 新編日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会.

活断層マッピングワーキンググループ (1999): “日本の活断層詳細 GIS マップからわかること”, *月刊地球*, Vol.21, No.10, pp.687-693.

Katsumata, A. and Kamaya, N. (2003): “Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan”, *Geophys. Res. Lett.*,

30 (1), 1020, doi:10.1029/2002GL015981.

加藤照之 (2002): “地殻は変動する”, 東京大学地震研究所編集・菊地正幸編, 「地球科学の新展開 2 地殻ダイナミクスと地震発生」, 朝倉書店, pp.44-73.

加藤直子, 佐藤比呂志 (2002): “北海道中軸部のアクティブテクトニクス”, 月刊地球, Vol. 24, pp.481-484.

川辺岩夫 (1991): “地震に伴う地下水, 地球化学現象”, 地震, 2, 44, pp.341-364.

菊地正幸 (1995): “遠地実体波による震源のメカニズム”, 月刊地球号外, No.13, pp.47-53.

菊地正幸 (2000): “2000年10月6日鳥取県西部地震の地震 (M7.3)”, EIC 地震学ノート, 93s.

Kimura, J., Kunikiyo, T., Osaka, I., Nagao, T., Yamauchi, S., Kakubuchi, S., Okada, S., Fujibayashi, N., Okada, R., Murakami, H., Kusano, T., Umeda, K., Hayashi, S., Ishimaru, K., Ninomiya, A. and Tanase, A. (2003): “Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction”, The Island Arc, Vol.12, pp.22-45.

King, C.-Y., Azuma, S., Igarashi, G., Ohno, M., Saito, H. and Wakita, H.: (1999) “Earthquake-related water-level changes at 16 closely clustered wells in Tono, central Japan”, J. Geophys. Res., Vol.104, No.B6, pp.13,073-13,082.

木下博久, 野原壯, 中田高, 池田安隆, 伊藤潔, 大槻憲四郎, 鷺谷威, 高田圭太, 遠田晋次 (2005): “比較的規模の大きな地下活断層の特徴とその調査手法の検討”, 活断層研究, Vol.25, pp.27-37.

気象庁 (1999): “地震年報 平成 11 年”.

気象庁 (2000): “地震年報 平成 12 年”.

気象庁 (2001): “地震年報 平成 13 年”.

気象庁 (2004): “地震年報 平成 14 年”.

小疇尚, 野上道男, 小野有吾, 平川一臣編 (2003): 日本の地形 2 北海道地方, 東京大学出版会, pp.215-221.

小林健太, 杉山雄一 (2004): “2000年鳥取県西部地震の余震域とその周辺における断層と断層岩”未知の活断層”の検出に向けて”, 地質ニュース, No.602, pp.36-44.

小林洋二 (1983): “プレート”沈み込み”の始まり”, 月刊地球, Vol. 5, pp.510-514.

小出仁 (1992): “放射性廃棄物地層処分と地質長期未来予測”, 地質ニュース, No.449, pp.51-54.

国土地理院 (2001): “数値地図 50 m メッシュ (標高)日本-I”, 国土地理院.

Koike, K., Ichikawa, Y., Kouda, R. and Ueki, T. (1998): “Lineament Extraction from Several Kinds of Satellite Images and Azimuth at Distribution Analysis of Estimated Fractures for Southern Hyogo Earthquake Area”, Proc. 4th Annual Conference of the Int. Assn. for Mathematical Geology, Ischia, Italy, Vol. 2, pp. 773-778.

小池一之, 町田洋編 (2001): 日本の海成段丘アトラス (+CD-ROM3 枚+付図), 東京大学出版会.

Koizumi, I. (1983): “Sedimentary environments of Neogene diatomaceous sediments, west coast of Japan”, In Development in sedimentology Vol. 36 Siliceous deposits in the Pacific region (Iijima, A., Hein, J.R., and Siever, R. eds.), pp.347-360.

小泉尚嗣 (1994): “地殻歪と地殻内流体”, 火山, Vol.39, No.4, pp.169-176.

Koizumi, N., Kano, Y., Kitagawa, Y., Sato, T., Takahashi, M., Nishimura, S. and Nishida, R. (1996): "Groundwater anomalies associated with the 1995 Hyogo-Ken Nanbu Earthquake", *J. Phys. Earth*, Vol.44, pp.373-380.

Komaki, K. (1985): "The readjustment of the Meiji first order triangulation network by the projection method", *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, Vol. 29, pp.1-45.

Kondo, H., Kaneko, K. and Tanaka, K. (1998): "Characterization of spatial and temporal distribution of volcanoes since 14 Ma in the Northeast Japan arc", *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Vol.43, pp.173-180.

小山真人, 早川由紀夫, 新井房夫 (1995): "東伊豆単成火山地域の噴火史 2: 主として 32Ka 以前の噴火について", *火山*, Vol.40, pp.191-209.

Kudo, T., Yamamoto, A., Nohara, T. and Kinoshita, H. (2004): "Variations of standard deviation of gravity anomalies in Chugoku district, Japan", *Earth Planets Space*, Vol.56, pp.e5-e8.

隈元崇 (2001): "鳥取県西部地震で提起された地震の発生確率と規模の推定に関する課題", *活断層研究*, Vol.20, pp.71-78.

熊澤峰夫, 國友孝洋, 横山由紀子, 中島崇裕, 鶴我佳代子 (2000): "アクロス: 理論と技術開発, 及び将来展望, サイクル機構技報, No.9, pp.115-129.

國友孝洋, 熊澤峰夫 (2004a): "弾性波アクロスによる地殻構造のアクティブ・モニタリングー弾性波アクロスの開発と東濃鉦山からの連続送信ー", *月刊地球号外*, No.47, pp.26-33.

國友孝洋, 熊澤峰夫 (2004b): "弾性波アクロスによる地殻構造のアクティブ・モニタリングー弾性波アクロスにおける送受信技術ー", *月刊地球号外*, No.47, pp.44-52.

黒川勝己, 富田裕子, 金子顕 (1998): "新潟地域の板山ーNym火山灰層, 氷見層群のYT3火山灰層および東海層群の佐布里火山灰層の対比: 中央日本における鮮新世の広域火山灰層の検出", *地球科学*, 52, pp.292-300.

黒澤英樹, 野原壯, 三輪敦志, 浅森浩一 (2003): "鳥取県西部地震震源断層近傍の地下水位の変化とその原因について", *地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集*, S043-P002 (CD-ROM).

桑原拓一郎, 山崎晴雄 (2001): "テフラから見た最近 45 万年間の恐山火山の噴火活動史", *火山*, Vol.46, pp.37-52.

九州活構造研究会編: 九州の活構造, 東京大学出版会 (1989).

Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. and Gleadow, A.J.W. (1987): "Thermal annealing of fission tracks in apatite, 2, A quantitative analysis", *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, Vol.65, pp.1-13.

de Leeuw, J.W., Cox, H.C., van Graas, G., van der Meer, F.W., Peakman, T.M., Baas, J.M.A. and van de Graaf, B. (1989): "Limited double bond isomerisation and selective hydrogenation of sterenes during early diagenesis", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol.53, pp.903-909.

Mackenzie, A. S. (1984): "Application of biological markers in petroleum geochemistry", In: *Advances in Petroleum Geochemistry* (Brooks, J. and Welte, D.H., eds.), Vol. 1, Academic Press, London, pp.115-214.

Marshak, S. and Woodward, N. (1998): "Introduction to cross-section balancing", In *Basic Methods of Structural Geology* (Marshak, S. and Mitra, G., eds.), PRENTICE HALL, New Jersey, pp.303-332.

Martin, A.J., Takahashi, M., Umeda, K. and Yusa, Y. (2003b): "Probabilistic methods for estimating the long-term spatial characteristics of monogenic volcanoes in Japan", *Act. Geophysica. Polonica.*, Vol.51, pp.271-289.

Martin, A.J., Umeda, K., Connor, C.B., Weller, J.N., Zhao, D. and Takahashi, M. (2004): "Modeling long-term volcanic hazards through Bayesian inference: An example from the Tohoku volcanic arc, Japan", *J. Geophys. Res.*, 109, B10208, doi: 10.1029/2004JB003201.

Martin, A.J., Umeda, K. and Yusa, Y. (2003a): "Probabilistic approaches for predicting the long-term spatial and temporal characteristics of monogenetic volcanoes; application to two monogenetic volcano fields in Japan", *JNC Technical Review*, No.18 (2003.3), pp.59-70.

松田時彦 (1967): "松代地震断層の地質学的特質", *地震研究所彙報*, 45, pp.537-550.

Matsuda, T. (1981): "Active fault and damaging earthquake in Japan-Macroseismic zoning and precaution fault zones, *Earthquake Prediction-An International Review*, M. Ewing Series, 4, American Geophysical Union, pp.279-289.

松田時彦 (1987): "百年・千年・万年の未来予測—地震と地殻運動", *百年・千年・万年後の日本の自然と人類 第四紀研究に基づく将来予測* (日本第四紀学会編), pp.81-103.

松田時彦 (1991): "浅田先生に対するお答え", *活断層研究*, Vol.9, pp.4-5.

松田時彦 (1998): "活断層からの長期地震予測の現状—糸魚川-静岡構造線活断層系を例にして—", *地震*, 第2輯, Vol.50, pp.23-33.

松田時彦 (2000): "断層の末端と上部地殻の性質", *月刊地球号外*, No.31, pp.74-80.

松田時彦 (2005): "2000年鳥取県西部地震(2000年10月)と山陰地方の地震活動—その特異性の検討—", *活断層研究*, Vol.25, pp.109-116.

松田時彦, 山崎晴雄, 中田高, 今泉俊文 (1980): "1896年陸羽地震の地震断層", *地震研彙報*, Vol.55, pp.795-855.

Matsumoto, T., Kawabata, T., Matsuda, J., Yamamoto, K. and Mimura, K. (2003): " $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in well gases in the Kinki district, SW Japan surface appearance of slab-derived fluids in a non-volcanic area in Kii Peninsula", *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.216, pp.221-230.

松本則夫, 小泉尚嗣 (1998): "高感度地殻変動センサーとしての地下水位の変動メカニズムの解明", *地球号外「新地震予知研究」*, Vol.20, pp.226-229.

松崎達二, 角田地文, 石丸恒存, 鎌田浩毅, 檀原徹, 岩野英樹, 吉岡哲 (2004): "大規模火砕流による基盤岩への熱的影響の検討—フィッシュン・トラック法による熱履歴解析", *応用地質*, Vol.45, pp.238-248.

増田富士雄 (1989): "ダイナミック地層学—古東京湾域の堆積相解析から—(その2 発展編)", *応用地質*, Vol.30, pp.29-40.

増田耕一, 阿部彩子 (1996): "第四紀の気候変動", 「岩波講座地球惑星科学 11 気候変動論」, pp.103-156.

Miura, H. (1995): "A proposal for the source vent of the Rishiri-Wankonosawa tephra (RS-WN), the late Pleistocene marker tephra in northern Hokkaido", *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, Vol. 30, pp.133-145.

Mizoue, M., Nakamura, M., Seto, N. and Ishiketa, Y. (1983): "Three-layered distribution of microearthquakes in relation to focal mechanism variation in the Kii Peninsula, southwestern Honshu, Japan", *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol.58, pp.287-310.

Muir-Wood, R. and King, G.C.P. (1993): "Hydrological signatures of earthquake strain", *J. Geophys. Res.*, Vol.98, B12, pp.22,035-22,068.

村田明広 (2000): "バランス断面図の考え方と九州四万十帯のデュープレックス", *石油技術協会誌*, Vol. 65, pp.16-27.

長橋良隆, 里口保文, 吉川周作 (2000): "本州中央部における鮮新-更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代", *地質雑*, Vol.106, pp.51-69.

長尾大道, 中島崇裕, 熊澤峰夫, 國友孝洋 (2004): "最適重みつきスタッキング法による最大 SN 比を持つアクロス伝達関数の取得", *月刊地球号外*, No.47, pp.53-60.

Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2003): "Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution", *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol.127, pp.1-18.

Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. (2001): "Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath the northeastern Japan arc: Implications for arc magmatism and fluids", *J. Geophys. Res.*, Vol.106, pp.21843-21857.

中村久由, 前田憲二郎, 鈴木孝 (1958): "紀伊半島中南部地方の温泉群について", *地質調査月報*, Vol.9, pp.357-370.

中村一明 (1971): "松代地震から学んだこと-手に入れた地震制御へのデータ-", *松代地質センター資料*, Vol.954, pp.127-133.

中村一明 (1983): "日本海東縁新生海溝の可能性", *地震研究所彙報*, Vol.58, pp.711-722.

中田英二, 田中和広 (2001): "マグマの貫入が岩盤に与える影響-活火山周辺に分布するマグマ噴出跡の分布-", *日本応用地質学会研究発表会講演論文集 2001*, pp.55-58.

中田高, 隈元崇, 活断層マップワーキンググループ (1999): "日本の活断層詳細 GIS マップからわかること", *月刊地球*, Vol.21, pp.236-245.

中田高, 後藤秀昭, 岡田篤正, 堤浩之, 丹羽俊二 (1998): "1: 25,000 都市圏活断層図「西条」", 国土地理院.

中田高, 今泉俊文編 (2002): 活断層詳細デジタルマップ (+DVD2 枚 +付図), 東京大学出版会.

Nanayama, F., Sateke, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B.F., Shigeno, K. and Yamaki, S. (2003): "Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench", *Nature*, Vol. 424, pp.660-663.

日本第四紀学会編 (1987): 日本第四紀地図 (1/100 万分の 1 地形・地質・活構造図; 1/400 万分の 1 先史遺跡・環境図および解説書), 東京大学出版会.

日本の地質「中国地方」編纂委員会編 (1993): 日本の地質 7 中国地方, 共立出版株式会社.

200 万分の 1 活断層図編纂ワーキンググループ (2000): "200 万分の 1 日本列島活断層図-過去数十万年間の断層活動の特徴-", *活断層研究*, Vol.19, pp.3-12.

新里忠史, 安江健一 (2005): "幌延地域における地質環境の長期安定性に関する研究-長期安定性の評価・予測における地域特性の考慮", *原子力バックエンド研究*, Vol.11, (印刷中).

西脇周平, 鷲谷威 (2005): "大地震震源域近傍の詳細な地殻歪み分布とその時間変化", *地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会*, D007-002 (CD-ROM).

野上道男 (1980): "段丘崖の斜面発達における従順化係数", *地理学評論*, Vol.53, pp.636-645.

野上道男 (1981): "河川縦断面形の発達過程に関する数学モデルと段丘形成のシミュレーション"

ョン”, 地理学評論, Vol.54, pp.86-101.

野上道男 (2000): “地形発達に関する数値シミュレーションの構想”, 日本地理学会 2000 年秋季大会要旨.

Nogami, M., Fujiwara, O. and Sanga, T. (2002): “Simulation of a small drainage basin during the future of 120,000 yrs.”, Trans. Jap. Geomorph. Union, Vol.24, pp.105-106.

野原壯, 木下博久 (2004): “鳥取県西部地震と地質環境の長期安定性”, 月刊地球, Vol.26, No.6, pp.372-377.

野原壯, 郡谷順英, 今泉俊文 (2000): “活断層 GIS データを用いた地殻の歪速度の推定”, 活断層研究, Vol. 19, pp.23-32.

野原壯, 郡谷順英, 鈴木元孝 (2003): “第三紀月吉断層近傍の中新統中の小断層と地震に伴う地下水流動の変化の原因について”, 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, S043-P003 (CD-ROM).

小原一成 (2001): “最近の地震観測網整備について”, 自然災害科学, 19, pp.397-402.

Obara, K. (2002): “Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan”, Science, Vol.296, pp.1679-1681.

OECD/NEA (1999): “International Peer Review of the Main Report of JNC's H12 Project to Establish the Technical Basis for HLW Disposal in Japan”, Organisation for Economic Co-operation and Development / Nuclear Energy Agency, NEA/RWM/PEER (99)2.

緒方正虔 (1984): “岩盤分類の要因としての岩盤の不連続面”, 岩盤分類, 応用地質特別号, 応用地質学会, pp.17-24.

Ogawa, Y., Takakura, S. and Honkura, Y. (2002): “Resistivity structure across Itoigawa-Shizuoka tectonic line and its implications for concentrated deformation”, Earth Planet. Space, Vol.54, pp.1115-1120.

Ogawa, Y. and Uchida, T. (1996): “A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift”, Geophys. J. Int., Vol.126, pp.69-76.

小口高 (1991): “山地流域の侵食域と堆積域における最終氷期末期以降の土砂移動の量的検討”, 地形, Vol.12, pp.25-39.

小椋伸幸, 掃部満 (1992): “天北・羽幌地域の石油地質—深部構造特性と炭化水素ポテンシャル”, 石油技術協会誌, Vol.57, pp.33-44.

大場司, 梅田浩司 (1999): “八幡平火山群の地質とマグマ組成の時間—空間変化”, 岩鉱, Vol.94, pp.187-202.

大石朗, 村松容一, 吉田裕, 橋詰良吉 (1995): “流体包有物による和歌山県本宮地域の熱水活動の検討”, 温泉科学, Vol.45, pp.63-75.

大中康譽, 松浦充宏 (2002): 地震発生の物理学, 東京大学出版会.

大島洋志, 木谷日出男, 上出定幸, 魚住誠司, 新井節 (1996): “地震による地下水の変動”, 応用地質, Vol.37, No.4, pp.351-358.

太田陽子 (2001): 海面変化の役割, 米倉伸之, 貝塚爽平, 野上道男, 鎮西清高編, 「日本の地形 1 総説」第 4-3 章, 東京大学出版会, pp.90-100.

大塚康範 (1978): “地震断層のずれにともなう地盤・岩盤の変形解析 (その 1)”, 応用地質, 19, 3, pp.9-18.

大槻憲四郎, 北風嵐, 林謙一郎 (1991): “破壊からみた鉱脈鉱床の裂か形成に関する基礎的研

究”, 鉱山地質, Vol.41, No.4, pp.219-226.

岡孝雄 (1997): “北海道とその周辺海域のネオテクトニクスに関する諸問題—付, 札幌付近での活断層の存在と地震発生についての考察—”, 加藤誠教授退官記念論文集, pp.426-449.

岡孝雄, 五十嵐八枝子 (1993): “北海道北部・問寒別構造盆地の鮮新-更新統一とくに堆積相および花粉層序について”, 地質学雑誌, Vol.99, pp.365-389.

岡孝雄, 五十嵐八枝子 (1997): “北海道・天塩平野北部の上部新生界—特に勇知層・更別層の堆積相と花粉化石層序について—”, 加藤誠教授退官記念論文集, pp.341-365.

岡田篤正 (1973): “中央構造線の第四紀断層運動について”, 杉山隆二編, 「中央構造線」, 東海大学出版会, pp.49-86.

岡田篤正 (2002): “山陰地方の活断層の諸特徴”, 活断層研究, Vol.22, pp.17-32.

岡田篤正, 東郷正美編 (2000): 近畿の活断層, 東京大学出版会.

Okada, Y. (1992): “Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space”, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.82, pp.1018-1040.

岡村行信 (1998): “日本海東縁海域の逆断層と地殻短縮量推定の試み”, 月刊地球, Vol. 20, pp.460-465.

岡村行信 (2002): 新第三紀以降の歪み集中帯, 大竹政和, 平朝彦, 太田陽子編, 「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」, 東京大学出版会, pp.111-121.

岡村行信, 加藤孝弘 (2002): 海域の変動地形および活断層, 大竹政和, 平朝彦, 太田陽子編, 「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」, 東京大学出版会, pp.47-69.

岡野眞久, 高柳淳二, 藤井隆弘 (2003): “計画堆砂容量の設定とダム貯水池流入土砂量に基づく貯水池堆砂量推定方法についての考察”, ダム水源地環境整備センター, 平成 14 年度ダム水源地環境技術研究所所報, pp.31-37.

長田昌彦, 徳永朋祥, 石橋弘道, 栢木智明 (1997): “淡路島北部における地震後の地下水挙動”, 日本応用地質学会平成 9 年度研究発表会講演論文集, p.237.

大竹政和, 平朝彦, 太田陽子編 (2002): 日本海東縁の活断層とテクトニクス, 東京大学出版会.

Peters, K.E. and Moldowan, J.M. (1993): The Biomarker Guide, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Roeloffs, E.A. and Quilty, E. (1997): “Water level and Strain changes preceding and following the August 4, 1985 Kettleman Hills, California, Earthquake”, Pure and Applied Geophysics, Vol.149, pp.21-60.

Roeloffs, E.A. (1998): “Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes”, J. Geophys. Res., Vol.103, B1, pp.869-889.

Rojstaczer, S., Wolf, S. and Michel, R. (1995): “Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes”, Nature, Vol.373, pp.237-239.

Rymer, M. (2000): “Triggered surface slips in the Coachella Valley area associated with the 1992 Joshua Tree and others, California, earthquakes”, Bull. Seism. Soc. Am., pp.832-848.

鷺谷威 (2004): “GPS データを用いた地殻変動解析手法に関する研究”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7400 2004-010.

鷺谷威, 松浦充宏, 橋本千尋, 福井健史 (2003): “地殻活動予測モデリングのための地殻変動データ同化”, 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会, U062-P003 (CD-ROM).

Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2000): “Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan”, *PAGEOPH*, **157**, pp.2303-2322.

鷺谷威, 西村卓也, 畑中雄樹, 福山英一 (2002b): “2000 年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル”, 地震, 第 2 輯, Vol.54, pp.523-534.

鷺谷威, 大竹政和, 平朝彦, 太田陽子編著 (2002a): “明治期以降の歪み集中帯”, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, pp.133-150.

坂川幸洋, 梅田浩司 (2004a): “一次元熱輸送モデルによる熱流束推定手法の再検討”, 地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会予稿集, T032-P002 (CD-ROM).

坂川幸洋, 梅田浩司, 鈴木元孝, 梶原竜哉, 内田洋平 (2004b): “日本の坑井温度プロファイルデータベース”, 地震, 第 2 輯, Vol.57, pp.63-67.

坂川幸洋, 梅田浩司, 浅森浩一 (2005a): “熱移流を考慮した日本列島の熱流束分布と雲仙火山を対象とした熱・水連成シミュレーション”, 原子力バックエンド研究, Vol.11 (印刷中).

坂川幸洋, 梅田浩司, 浅森浩一 (2005b): “熱移流を考慮した日本列島の熱流束分布”, 日本地熱学会誌 (印刷中).

Salah, M.K. and Zhao, D. (2003): “3-D seismic structure of Kii Peninsula in southwest Japan:evidence for slab dehydration in the forearc”, *Tectonophys.*, Vol.364, pp.191-213..

寒川旭 (1986): “誉田山古墳の断層変位と地震”, 地震, 第 2 輯, Vol.39, pp.15-24.

寒川旭, 水野清秀, 山口昇一 (1987): “50 万分の 1 活構造図 網走”, 地質調査所.

Sano, Y., Nakamura, Y., Wakita, H., Urabe, A. and Tominaga, T. (1984): “Helium-3 emission related to volcanic activity”, *Science*, Vol.224, pp.150-151.

Sano, Y. and Wakita, H. (1985): “Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism”, *J. Geophys. Res.*, Vol.90, pp.8729-8741.

佐藤任弘, 茂木昭夫 (1982): “海底地形からみた日本海の海水準変化”, 第四紀研究, Vol.21, pp.203-210.

佐藤比呂志 (1989): “東北本州弧における後期新生界の変形度について”, 地質学論集, 32, pp.257-268.

佐藤比呂志 (1996): “日本列島のインバージョンテクトニクス”, 活断層研究, 15, pp.128-132.

佐藤比呂志 (2004): “逆断層帯の地質構造の 3 次元的モデル化のための弾性波探査手法に関する研究”, 核燃料サイクル開発機構, JNC T J7400 2004-009.

佐藤比呂志, 池田安隆 (1999): “東北日本の地質構造と新生代テクトニクス”, 月刊地球, Vol.21, No.4, pp.212-219.

佐藤比呂志, 平田 直 (1998): “活断層の深部構造と日本列島の成立”, 科学, Vol.63, pp.68-71.

佐藤努, 高橋誠 (1995): “1995 年兵庫県南部地震に伴う地下水の変化—淡路島で生じた湧水—”, 地震予知連絡会会報, Vol.54, pp.732-734.

佐藤努, 高橋誠 (1996): “1995 年兵庫県南部地震後に生じた淡路島の湧水 (その 2)湧水量の変化”, 地質ニュース, No.506, pp.24-28.

佐藤努, 高橋誠 (1997): “淡路島の異常湧水の化学組成変化—1995 年兵庫県南部地震による影響—”, 地球化学, Vol.31, pp.89-98.

佐藤努, 高橋誠, 松本則夫, 佃栄吉 (1995a): “1995 年兵庫県南部地震後に生じた淡路島の湧水”, 地質ニュース, No.496, pp.61-66.

佐藤努, 高橋誠, 松本則夫, 佃栄吉 (1995b): “兵庫県南部地震に伴った地下水の変化 (1995 年 10 月まで)”, 環境地質学シンポジウム論文集, 5, pp.41-44.

佐藤努, 酒井隆太郎, 古屋和夫, 児玉敏雄 (2000): “地震後の湧出量変化から推定される水頭拡散率”, 地下水技術, Vol.42, No.2, pp.16-22.

佐藤努, 酒井隆太郎, 大澤英昭, 古屋和夫, 児玉敏雄 (1999): “淡路島で地震後異常に湧出した地下水の酸素, 水素同位体比”, 日本水文科学会誌, Vol.29, No.1, pp.13-24.

佐藤良輔編著, 阿部勝征, 岡田義光, 島崎邦彦, 鈴木保典 (1997): 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック (第 3 刷), 鹿島出版会.

里口保文, 長橋良隆, 黒川勝己, 吉川周作 (1999): “本州中央部に分布する鮮新下部更新統の火山灰層序”, 地球科学, Vol.53, pp.275-290.

沢田順弘, 板谷徹丸 (1993): “琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体の K-Ar 年代—巨大コールドロンにおける冷却史—”, 地質雑, Vol.99, pp.975-990.

Scholz, C.H., Sykes, L.R. and Aggarwal, Y.P. (1973): “Earthquake prediction: A physical basis”, Science, Vol.181, 4102, pp.803-810.

石油公団 (1995): “国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「天北」調査報告書”, 石油公団.

Shimazaki, K. (1986): “Small and large earthquakes: The effect of the thickness of seismogenic layer and free surface, Earthquake Source Mechanics”, Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. pp.209-216.

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1988a): “久住地域 (第 2 次)地熱開発促進調査総合解析報告書”, 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 18, 239p.

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1988b): “地熱開発促進調査報告書 no.15 雲仙西部地域”, 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1060p.

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1993): “地熱開発促進調査報告書 No.37 本宮地域”, 新エネルギー・産業技術開発機構, 885p.

白水晴雄 (1988): 粘土鉱物学—粘土科学の基礎—, 朝倉書店.

Seno, T., Zhao, D., Kobayashi, Y. and Nakamura, M. (2001): “Dehydration of serpentinized mantle: Seismic evidence from southwest Japan”, Earth Planets, Space, Vol.53, pp.861-871.

瀬尾俊弘, 清水和彦 (1992): “我が国における地下水の水質に関するデータの収集・解析”, 動力炉・核燃料開発事業団, PNC TN7410 92-017.

Sibson, R.H. (1992): “Implication of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence”, Tectonophysics, Vol.211, pp283-293.

Sleep, N.H. and Blanpied, M.L. (1992): “Creep, compaction and the weak rheology of major faults”, Nature, Vol.359, pp687-692.

徐垣 (1999): “数万年～数 10 万年といった中長期のスパーンで断層の活動度と変位速度をどのように求めるのか?—神縄断層を例として—”, 月刊地球, Vol. 21, pp.596-602.

Soh, W., Nakayama, K. and Kimura, T. (1998): “Arc-arc collision in the Izu collision zone, central Japan, deduced from the Ashigara Basin and adjacent Tanzawa Mountains”, The Island Arc, Vol.7, pp.330-341.

総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会廃棄物安全小委員会 (2003): “高レベル放射性廃棄物処分の安全規制に係る基盤確保に向けて”, 108p.

Stein, R.S., King, G.C.P. and Lin, J. (1994): “Stress triggering of the 1994 M=6.7 Northridge, California, earthquake by its predecessors”, *Science*, 265, pp.1432-1435.

Sugimura, A. and Matsuda, T. (1965): “Atera fault and its displacement vectors”, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol.76, pp.509-522.

杉山雄一, 栗田泰夫, 秦光男 (1987): “50 万分の 1 活構造図「旭川」”, 通商産業省工業技術院地質調査所.

鈴木徳行 (2004): “古地温指標分子”, 石渡良志, 山本正伸編「地球化学講座 4 有機地球化学」, 培風館, 東京, pp.256-258.

鈴木毅彦 (2000): “飛驒山脈貝塩給源火道起源の貝塩上宝テフラを用いた中期更新世前半の地形面編年”, *地理評*, Vol.73, pp.1-25.

鈴木隆介, 横山勝三 (1981): “火山体の削剥速さ”, *地形*, Vol.2, 53-58.

平朝彦 (2002): 日本海東縁の変動と日本列島のテクトニクス, 大竹政和, 平朝彦, 太田陽子編, 「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」, 東京大学出版会, pp.3-15.

高田圭太, 中田高, 野原壯, 原口強, 池田安隆, 伊藤潔, 今泉俊文, 大槻憲四郎, 鷺谷威, 堤浩之 (2003): “震源断層となりうる活断層とリニアメントの検討—中国地方を事例として—”, *活断層研究*, Vol.23, pp.77-91.

高木俊男, 柳田誠, 藤原治, 小沢昭男 (2000): “海岸段丘から推定した河床高度変化の歴史”, *地学雑誌*, Vol.109, pp.366-382.

高橋一晴, 新里忠史, 安江健一, 石井英一 (2005): “新第三系珪質岩の地球化学的特徴を用いた侵食量の推定—北海道北部幌延町における研究事例—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN5400 2005-011.

高橋正樹, Martin, A. J. (2004): “今後 10 万年間どこに火山はできるか?—マグマ供給システムの長期安定性をめぐって—”, *月刊地球*, Vol.26, pp.386-394.

高村弘毅, 河野忠 (1996): “淡路島における兵庫県南部地震後の湧水, 地下水の挙動”, *地下水学会誌*, Vol.38, pp.331-338.

武田精悦, 中司昇, 梅田浩司 (2004): “地質環境の長期安定性と地層処分—今後の研究開発に向けた視点—”, *月刊地球*, Vol. 26, pp.332-338.

田中明子, 矢野雄策, 笹田政克, 大久保泰邦, 梅田浩司, 中司昇, 秋田藤夫 (1999): “坑井の温度データによる日本の地温勾配値のコンパイル”, *地質調査所月報*, Vol.50, pp.457-487.

田中和広, 千木良雅弘 (1997): “我が国の地質環境の長期的変動特性評価 (その 1)—将来予測の基本的考え方と課題—”, 財団法人電力中央研究所, U96027.

田中秀実, 池田隆司, 伊藤久男, 新井崇史, 大谷具幸, 小村健太郎, 小橋健太, 佐野広征, 澤口隆, 富田倫明, 富田直人, 樋口孝幸, 平野聡, 藤本光一郎, 松田達生, 山崎暁子 (1998): “野島地震断層掘削コア (GSJ および NIED)に見られる断層岩の産状”, *地質学雑誌*, Vol.104, p.6.

Tanaka, H., Matsuda, T., Omura, K., Ikeda, R., Kobayashi, K., Shimada, K., Arai, T., Tomita, T. and Hirano, S. (2001): “Complete fault rock distribution analysis along the Hirabayashi NIED corepenetrating the Nojima Fault at 1,140m depth, Awaji Island, Southwest Japan”, *Report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention*, Vol.61, pp.195-220.

田村慎, 笠原稔, 森谷武男 (2003): “臨時地震観測による北海道北部地域の微小地震活動と地

殻構造”, 地震, 第 2 輯, Vol. 55, pp.337-350.

谷秀人, 趙大鵬, 小松亮, 石丸恒存, 浅森浩一 (2002): “人工地震と自然地震データを用いた西南日本の地殻構造”, 地球惑星関連学会 2002 年合同大会予稿集, S052-018.

天然ガス鉱業会, 大陸棚石油開発協会 (1982): “日本の石油・天然ガス資源”, 天然ガス鉱業会大陸棚石油開発協会.

寺岡易司, 松浦浩久, 牧本博, 神谷雅晴, 広島俊男, 駒沢正夫, 志知龍一, 吉田史郎 (1996): “20 万分の 1 地質図幅「高橋」”, 地質調査所.

遠田晋次 (2002): “2000 年鳥取県西部地震の”地変”についての考察—境界要素法による表層誘発すべりの可能性についての検討—”, 活断層研究, Vol.21, pp.93-98.

Toda, S., Stein, R.S., Reasenber, P.A., Dieterich, J.H. and Yoshida, A. (1998): “Stress transferred by the 1995 Mw=6.9 Kobe, Japan, shock : Effect on aftershocks and future earthquake probabilities”, J. Geophys. Res., Vol.103, B10, pp.24,543-24,565.

遠田晋次, 田中和広, 千木良雅弘, 宮川公雄, 長谷川琢磨 (1995): “1995 年兵庫県南部地震に伴うコサイスミックな地下水挙動”, 地震, 第 2 輯, Vol.48, pp.547-553.

東宮昭彦 (2000): “マグマ溜まりが周辺地殻に与える熱的影響”, 火山, Vol.45, pp.173-179.

徳永朋祥 (1999): “地震時の地下水変動から推定される淡路島北部地域の水理特性”, 応用地質, Vol.40, No.2, pp.99-106.

徳山英一, 本座栄一, 木村政昭, 倉本真一, 芦寿一郎, 岡村行信, 荒戸裕之, 伊藤康人, 徐垣, 日野亮太, 野原 壯, 阿部寛信, 坂井眞一, 向山建二郎, 海域地質構造マップワーキンググループ (2001): “日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史 (CD-ROM 版)”, 海洋調査技術, 13.

東京大学地震研究所地震予知観測情報センター(2002): “国立大学観測網地震カタログ震源ファイル (Japan University Network Earthquake Catalog Hypocenters File)”, 1985/07-1998/12, <http://wwwweic.eri.u-tokyo.ac.jp/db/junec>.

富山眞吾, 岩崎隆一, 川村淳, 梅田浩司, 浅森浩一 (2005): “天然現象影響評価への THMC データベースの構築”, 第 21 回バックエンド部会夏期セミナー資料集, P15-1.

津久井朗太 (2005): “幌延における地質環境の長期安定性に関わる観測データ集—電磁探査機器および GPS 機器による長期観測”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN5450 2004-001.

土谷信之, 伊藤順一, 関陽児, 巖谷敏光 (1997): “岩ヶ崎地域の地質”, 地域地質研究報告, 地質調査所.

堤浩之, 隈元崇, 奥村晃史, 中田高 (2000): “鳥取県西部地震震源域の活断層”, 活断層研究, Vol.31, pp.81-86.

上原大二郎, 石丸恒存, 棚瀬充史, 小川康雄, 鍵山恒臣 (2003): “MT 法におけるファーリモートリファレンス処理の効果と紀伊半島南部地域の深部比抵抗構造”, 応用地質, Vol.44, pp.164-174.

上原大二郎, 小川康雄, 角田地文, 工藤健, 梅田浩司, 棚瀬充史, 武田祐啓, 千葉昭彦, 菊池晃, 鍵山恒臣 (2005): “紀伊半島南部地域の重力異常と深部比抵抗構造から推定される地熱構造”, 地震, 第 2 輯, Vol.57, pp.245-255.

宇田進一, 林愛明, 竹村恵二 (1998): “ボーリングコアから見た野島断層破碎帯の地下水の流動”, 月刊地球「断層解剖計画」(号外), No.21, pp.171-174.

梅田浩司, 草薙恵, 古澤明, 宇井忠英 (1996): “別府湾コアからみた由布・鶴見火山群における

完新世の噴火活動”, 火山, Vol.41, pp.61-71.

梅田浩司, 小松亮, 江原幸雄 (1999): “坑井温度データから算定した地熱地帯における熱水流体の流動速度及び熱流量”, 地熱, Vol.36, pp.219-237.

梅田浩司, 小松亮, 棚瀬充史, 湯佐泰久 (2001): “西南日本領家帯 (四国), 高浜花崗岩類の冷却史—特に新第三紀貫入岩類による熱的影響—”, 岩石鉱物科学, Vol.30, pp.17-27.

梅田浩司, 上原大二郎, 小川康雄, 工藤健, 角田地文 (2003a): “広帯域MT法による紀伊半島の中新世珪質火成岩体の深部構造”, 火山, Vol.48, pp.461-470.

梅田浩司, 梶原竜哉, 内田洋平 (2003b): “日本列島における坑井温度プロファイルのコンパイルと一次元熱輸送モデルによる熱流束”, 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, T032-P002 (CD-ROM).

梅田浩司, 浅森浩一, 及川輝樹, 角田地文, 趙大鵬, 鎌谷紀子 (2004a): “前弧域の非火山地帯における高温異常域について—紀伊半島中～南部の地殻・マントル構造と温泉ガスのヘリウム同位体比—”, 月刊地球, Vol.26, pp.407-413.

梅田浩司, 野原壯, 藤原治, 浅森浩一, 木下博久, 中司昇 (2004b): “地質環境の長期安定性に関する情報基盤の整備”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2004-004.

梅田浩司, 古澤明 (2004): “RIPL 法によるテフラ降灰層準の認定と最新の噴火活動の推定”, 月刊地球, Vol.26, pp.395-400.

梅田浩司, 大澤英昭, 野原壯, 笹尾英嗣, 藤原治, 浅森浩一, 中司昇 (2005): “サイクル機構における「地質環境の長期安定性に関する研究」の概要—日本列島のネオテクトニクスと地質環境の長期安定性—”, 原子力バックエンド研究, Vol.11, 印刷中.

Umeda, K., Ogawa, Y., Asamori, K. and Oikawa, T. (2005): “Aqueous fluids derived from a subducting slab: observed high ^3He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan”, Jour. Volcanol. Geotherm. Res., in press.

梅木博之, 清水和彦, 内藤守正 (2001): “地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発 2000 年レポート”, 資源と素材, Vol.117, pp.768-774.

宇佐美龍夫(2003): 日本被害地震総覧, 東京大学出版会.

宇津徳治 (1999): 地震活動総説, 東京大学出版会.

海津正倫 (1994): 沖積低地の古環境学, 古今書院.

Wakita, H., Sano, Y. and Mizoue, M. (1987): “High ^3He emanation and seismic swarms observed in a nonvolcanic, forearc region”, J. Geophys. Res., Vol.92, pp.12539-12546.

Wakita, H. (1975): “Water wells as possible indicators of tectonic strain”, Science, Vol.189, pp.553-555.

Wang, F., Li, H., Zhu, R. and Qin, F. (2004): “Late Quaternary downcutting rates of the Qianyou River from U/Th speleothem dates, Qinling mountains, China”, Quaternary Res., Vol.62, pp.194-200.

渡辺紹裕, 堀野治彦, 水谷正一, 中村公人, 中桐貴生, 大上博基 (1995): “阪神・淡路大震災による淡路島北部の水環境の変化”, 農業土木学会誌, Vol.63, No.11, pp.45-50.

Wei, D. and Seno, T. (1998): “Determinatino of the Amurian plate motion”, in Flower, M., Chung, S.-L., Lo, C.-H., and Lee, T.-Y. (eds.), Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia, Geodynamics Series, Vol.27, pp.337-346.

Wesnousky, S.G., Scholz, G.H. and Shimazaki, K. (1982): “Deformation of an island arc :

rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data”, Jour. Geophys. Res., Vol.87, No.B8, pp.6829-6852.

山中佳子 (2004): “10 月 23 日新潟県中越地方の地震 (Mj6.8)”, EIC 地震学ノート, No.154, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC154a.html.

山野誠, 木下正高, 山形尚司 (1997): “日本列島周辺海域の地殻熱流量分布”, 地質ニュース, No.517, pp.12-19.

吉山昭, 柳田誠 (1995): “河成地形の比高分布から見た地殻変動”, 地学雑誌, Vol.104, pp.809-826.

矢野雄策, 田中明子, 高橋正明, 大久保泰邦, 笹田政克, 梅田浩司, 中司昇 (1999): “300 万分の 1 日本列島地温勾配図”, 地質調査所.

Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S. and Ito, H. (1995): “Annealing kinetics of fission tracks in zircon; an experimental study”, Chem. Geol., Vol.122, pp.249-258.

山路敦 (2000): 理論テクトニクス入門－構造地質学からのアプローチ－, 朝倉書店, pp.62-66.

Yamauch, M., Hirahara, K. and Shibutani, T. (2003): “High resolution receiver function imaging of the seismic velocity discontinuities in the crust and the uppermost mantle beneath southwest Japan”, Earth Planets Space, Vol.55, pp.59-64.

山本卓也, 下茂道人, 藤原靖, 服部弘道, 田所照夫, 岩間彦衛, 名合牧人, 熊本創 (2002): “幌延深地層研究センターにおける試錐調査 (HDB-1 孔)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1400 2002-010.

山本裕彦 (1979): “オホーツク海および天北日本海側海域の地質構造と堆積盆について”, 石油技術協会誌, Vol. 44, pp.260-267.

Yasue, K., Ishii, E. and Niizato, T. (2005): “Neotectonics of the Tenpoku Sedimentary Basin in northern Hokkaido, Japan : a case of Horonobe area”, Abstracts of the HOKUDAN International Symposium on Active Faulting (Research on Active Faulting to Mitigate Seismic Hazards: the State of Art), Operation Committee of the Hokudan International Symposium on Active Faulting, Hiroshima, pp.176-177.

吉岡敏和・長秋雄・木村克己・中江訓 (2000): “構造図 No.13 「花折断層ストリップマップ」”, 産業技術総合研究所.

吉村尚久 (1994): “鉱物の変化から見た堆積盆の熱履歴評価”, 石油技術協会誌, Vol. 59, pp.271-278.

吉村尚久編著 (2001): 粘土鉱物と変質作用, 地学団体研究会.

横瀬久芳, 菊池航, 長尾敬介, 小玉一人 (1998): “九州南西部矢筈岳火山岩類の K-Ar 年代”, 岩鉱, Vol.93, pp.151-161.

米倉伸之, 貝塚爽平, 野上道男, 鎮西清高編 (2001): 日本の地形 I 総説, 東京大学出版会.

Yoshikawa, T. (1974): “Denudation and tectonic movement in contemporary Japan”, Bull. Dept. Geogra. Univ. Tokyo, Vol.2, pp.1-24.

吉川虎雄 (1985): 湿潤変動帯の地形学, 東京大学出版会, 東京.

湯原浩三 (1972): “地球物理学的にみた熱水系”, 地熱, Vol.34, pp.3-14.

Yuhara, K., Ehara, S. and Tagomori, K. (1981): “Estimation of heat discharge rates using infrared measurements by a helicopter-borne thermocamera over the geothermal areas of Unzen Volcano, Japan”, Jour. Volcanol. Geotherm. Res., Vol.9, pp.99-109.

Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S. (1992): “Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan”, J. Geophys. Res., Vol.97, pp.19909-19928.

地震予知総合研究振興会 (1990): “日本の地殻水平歪 1885－1983 年”, p.9.

4. 地質環境特性の調査・評価技術

4.1 研究の概要

本章では、東濃地科学センターと幌延深地層研究センターで進めている「深地層の科学的研究」における4つの研究課題（2章参照）のうち、「地質環境特性の研究」と「ナチュラルアナログ研究」の成果について報告する。

「地質環境特性の研究」は、主に2つの深地層の研究施設計画として進めているもので、大きく、「結晶質岩を対象とした研究」と「堆積岩を対象とした研究」からなる。前者については、東濃地科学センターが超深地層研究所計画および広域地下水流動研究として、また後者については、幌延深地層研究センターが幌延深地層研究計画として進めている。本研究は、深地層の研究施設計画の全体目標の1つである「深部地質環境の調査・解析・評価技術の開発」を目指したものであり、これは、「全体計画」（核燃料サイクル開発機構研究開発課題評価委員会、2001）に示した第2次取りまとめ以降における研究開発の大目標の1つである「実際の地質環境への地層処分技術の適用性確認」の基盤となる部分である。具体的には、深地層の研究施設等における調査研究を段階的に進めながら、これまでに整備してきた地質環境の調査技術や評価手法などを実際の地質環境に適用していくことを通じて、その信頼性や適用性などを確認していく。その過程で、地質環境への理解や取得する地質環境情報の精度の向上を図りつつ、地質環境モデルの検証や調査・評価技術の改良を進め、段階ごとに、実際の地質環境に適用可能な技術として体系化していく。この体系化においては、調査によるデータ取得からモデル化や解析作業を経た評価に至るまでの、地質環境を理解するための一連の方法論を例示することに重点をおきつつ、あわせて、その過程で得られた経験（失敗例を含む）やノウハウをできるだけ知識化して提示することを目指す。これは、処分事業や安全規制を支える技術基盤としての厚みを与えるものと考えている。特に、本研究においては、実際の地質環境が有する空間的な不均質性をどう理解し、これに起因する不確実性に対処していくかが重要な課題であり、そこには多くの試行錯誤が伴う。

本章においては、4.2に東濃地科学センターにおける結晶質岩を対象とした研究の成果を、また4.3に幌延深地層研究センターにおける堆積岩を対象とした研究の成果をまとめる。いずれにおいても、社会的な制約を含む様々な条件の中で、研究の内容や工程を見直しながらか進めてきた。本報では実際に行った作業を、空間スケールや調査の詳細化の流れ（例えば、既存情報を用いた調査→地上からの調査→ボーリング調査）に沿って再整理し、その中で、課題設定や計画策定から調査・解析、結果の評価に至るまでの課題解決に向けた手順を報告する。

4.4に述べる「ナチュラルアナログ研究」では、東濃ウラン鉱床を対象に、ウラン系列核種を中心とした物質の長期挙動やこれを取り巻く地質環境の変遷を解明するための研究を進めている。これは、地層処分の長期安全性を傍証する情報の体系化や具体的な評価に寄与できるような科学的根拠の整備を目指したものである。これまでの主体であった東濃鉱山の坑道内での研究は2003（平成15）年度末をもって終了しており、現在は、地表からの調査が主体となっている。

以下、「地質環境特性の研究」の主たる実施場所である2つの深地層の研究施設計画の役割と課題、並びに、それらの計画を進めている東濃地科学センターと幌延深地層研究センターにおける研究の概要を紹介する。なお、深地層の研究施設計画におけるもう1つの全体目標である「深地層における工学技術の基礎の開発」については5章で報告する。また、本研究で得られた情報に基づき、別途（地層処分研究開発として）、安全評価手法の検討を行っており、現在までの検討結果については分冊3「安全評価手法の開発」にまとめた。

4.1.1 深地層の研究施設計画

サイクル機構では、地層処分技術に関する研究開発を進めるための中核的な研究施設として、2つの深地層の研究施設計画を進めている。東濃地科学センターが岐阜県瑞浪市で進めている結晶質岩（花崗岩）を対象とした「超深地層研究所計画」（核燃料サイクル開発機構，2002a）と、幌延深地層研究センターが北海道幌延町で進めている堆積岩（泥岩）を対象とした「幌延深地層研究計画」（核燃料サイクル開発機構，2001a）である。わが国で地層処分の対象となる岩盤は大きく結晶質岩と堆積岩に分けることができ、両者は地層処分にとって重要な地質環境の特性が異なる。たとえば、超深地層研究所計画が対象としている結晶質岩は緻密で硬く、地下水は主に割れ目を通して動くが、幌延深地層研究計画が対象としているような堆積岩は結晶質岩に比べて軟らかく、粒子の隙間も通って地下水が動く。そのため、深地層の研究施設については、従来より「我が国の地質の特性等を考慮して複数の設置が望まれる」（原子力安全調査室，1994）とされてきた。また、超深地層研究所計画で対象としている領域は内陸にあって、降水起源の淡水系の地下水が広く分布する中で、一部に塩分の濃い地下水も認められているのに対し、幌延深地層研究計画の領域は海岸に近く、深部の地下水には相当の塩分が含まれることなども、それぞれの計画における重要な特徴である（図4.1.1-1）。

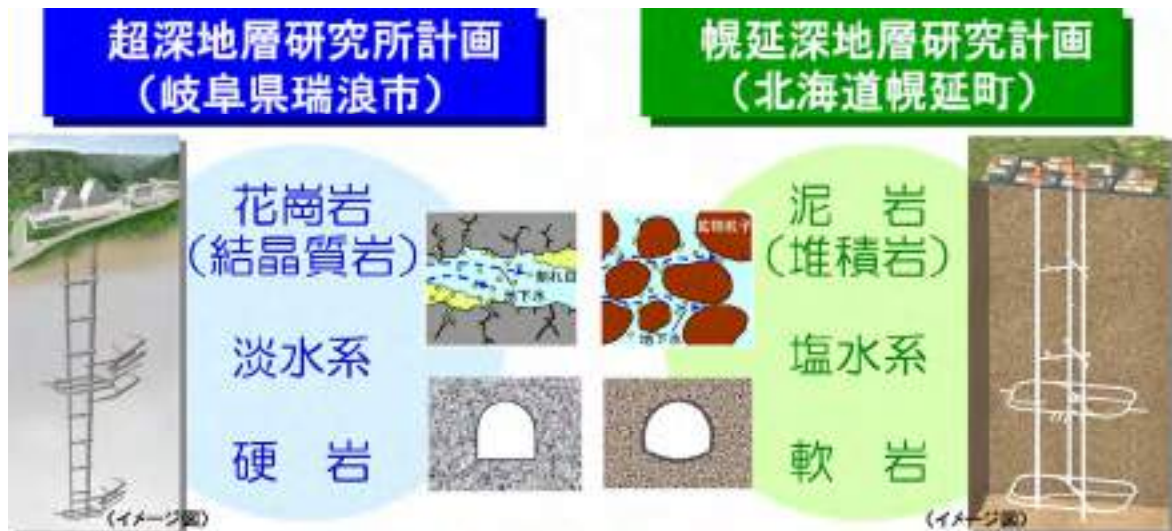


図 4.1.1-1 2つの深地層の研究施設計画

(1) わが国における深地層の研究施設の役割

深地層の研究施設は、わが国における地層処分技術の信頼性の向上を目指した第2次取りまとめ以降における研究開発の中核となる施設である。特に、「全体計画」に示した大目標の1つである「実際の地質環境への地層処分技術の適用性確認」の主たる実施場所である。第2次取りまとめでは、釜石鉱山（花崗岩）や東濃鉱山（堆積岩）の既存坑道を活用した調査研究、あるいは海外の地下研究施設での共同研究の成果などに基づき、地質環境を調査・評価するための要素技術や基盤的な手法を整備した。また、これらの研究で得られた情報や文献情報を比較検討したうえで、現状あるいはその延長上にある工学技術により処分場を合理的に設計・施工し、地層処分の長期的な安全性を解析的に評価できる見通しなどを示した。第2次取りまとめは、質・量の異なる様々な分野の情報を組み合わせて解析・評価することにより、「理論的に」地層処分の成立性を示したといえる。これを受け、深地層の研究施設では、第2次取りまとめで示したような地層処分に関連する様々な技術を実際の地質環境に適

用して、未擾乱の状態から段階的に調査研究を進めながら、「実証的に」地層処分技術としての信頼性を確認していく。端的に言えば、「技術が現場で実際に、体系的に機能することの確認」である。この確認は、データの取得や技術の適用性評価を指向しつつ、その成果として、技術の最適化や改良・高度化を果たすと同時に、技術の精度や限界に対する理解と経験をもたらす。技術の限界を知ることは、特に事業段階における具体的な計画や安全規制に関する現実的な方法論を検討するうえで重要である。

一方で、深地層の研究施設は、「学術研究の場であるとともに、国民の地層処分に関する研究開発の理解を深める場としての意義を有し、その計画は、処分施設の計画と明確に区分して進めることが必要」（原子力委員会、2000）とされている。このため、深地層の研究施設については、国民が地下深部の環境を実際に体験・学習し、地層処分やその研究開発に対する理解を深める場としても整備していく。また、計画の内容や得られた成果については、地域住民をはじめ広く国民に公開しつつ、透明性の確保に努めていく。なお、深地層の研究施設計画を進めるにあたっては、放射性廃棄物を持ち込まないことや将来にわたって処分場としないことなどを、関係自治体との協定により約束している。

(2) 深地層の研究施設計画と課題

深地層の研究施設計画は、いずれも大きく3段階からなり、全体で約20年の計画である。まず第1段階として、地上からの調査によって、地下の状況や坑道を掘削した際の変化を予測する（地上からの調査研究段階）。第2段階は、坑道を掘削しながら、第1段階の予測結果を確かめるとともに、坑道周辺の状況などを予測していく（坑道掘削（地下施設建設）時の調査研究段階）。第3段階では、第2段階の予測結果を確かめながら、坑道を利用して様々な試験を行う（地下施設での調査研究段階）。このように、調査研究を段階的に進めることにより、地下深部の地質環境についての理解を深めながら、これを体系的に調査・解析・評価するための技術基盤を整備していく。また、得られた地質環境情報に基づき、地下の研究坑道を設計・施工していくことを通じて、地層処分に特有の「情報の取得や技術の実証を目的とした地下施設」を設置するための工学技術の基盤を整備していく。これら、深部地質環境の調査・解析・評価技術の開発と深地層における工学技術の基礎の開発が、深地層の研究施設における深地層の科学的研究としての重要な技術課題である。また、得られた情報については、東海事業所が地層処分研究開発として進めている処分技術の信頼性向上や安全評価手法の高度化に関する研究開発の基盤情報として活用する。なお、幌延深地層研究計画においては、深地層の科学的研究に加えて、堆積岩における人工バリアの施工・定置技術の開発や性能試験など、研究坑道を利用した地層処分研究開発をあわせて実施する。結晶質岩における地層処分研究開発については、海外の地下研究施設を活用した共同研究として先行的に進めている。

(3) 深地層の研究施設計画と地層処分技術の信頼性

深地層の研究施設は将来にわたって処分場になることはない。その点において、瑞浪や幌延で取得した地質環境データの「値」自体に意味はない。また、そのデータを使って、処分システムの設計や安全評価に関する検討を行ったとしても、それは結果を求めるものではない。大事なことは、今の技術（既存の技術やその延長上にある技術）で必要な地質環境データが取得できること、そして、そのデータを活用して、今の技術で処分システムの設計や安全評価に関する検討ができることである。それを、瑞浪と幌延という対照的な2つの地質環境において、事例を通じて知識を積み重ねていくことが、「実際の地質環境への地層処分技術の適用性確認」という、地層処分技術の信頼性向上に向けた研究開発の目標である。

深地層の研究施設において、いかに詳細な調査を行ったとしても地下の地質環境を理解し尽くすことはできない。これは、実際の地層処分サイトでも同じであり、そもそも地層処分という概念は、それを要求してはいない。地層処分が求めることは、『理解の不確かさを考慮しても、安全性に十分な余裕が見込めるとの確信』である。深地層の研究施設は、その確

信を深める場とならなければならない。深地層の研究施設で経験と実績を積むことにより、例えば、各段階の調査で達成すべき地質環境の理解の程度と、そのために必要な調査の質・量、あるいは、それに基づいて実施できる設計・安全評価に関する検討の程度などについて、実際的な議論を行うことができる。処分事業に必要な技術の基盤となるツールやノウハウを提示し、また、安全規制を含む社会の意思決定プロセスに様々な示唆を与えることができる。そして何より、深地層の研究施設では、現実の地下の姿を実感しながら、また現場の研究者との対話を通じて、地下深部の環境や研究開発への理解、信頼を深めることができる。

4.1.2 東濃地科学センターでの研究開発

東濃地科学センターでは、岐阜県瑞浪市および土岐市周辺に分布する後期白亜紀の土岐花崗岩を主な研究対象に調査研究を進めている。この地域では、基盤をなす土岐花崗岩を新第三紀中新世の堆積岩（瑞浪層群）が不整合で覆い、さらにその上位を固結度の低い新第三紀鮮新世の砂礫層（瀬戸層群）が不整合で覆っている（図 4.1.2-1）。瑞浪層群は下位より、土岐夾炭累層、本郷累層、明世累層、生俵累層に分けられる。瑞浪層群は土岐川周辺では 300 m 以上の層厚となる地域もある（糸魚川、1980）。

超深地層研究所計画に先立ち、先に示した課題項目の「地質環境特性の研究」を担うプロジェクトの 1 つとして、広域地下水流動研究を進めてきた（動力炉・核燃料開発事業団、1997a）。この研究は、1992（平成 4）年度より土岐花崗岩体をおおむね包含する 10 km 四方の領域を対象に、広域における地表から地下深部までの地質・地質構造、岩盤の水理や地下水の水質を明らかにするために必要な調査・解析技術などを開発することを目標とし進めてきたが、2004（平成 16）年度末をもって主な現場調査を終了した。今後は、瑞浪超深地層研究所における地下施設の建設に伴う周辺の岩盤や地下水への影響を既存のボーリング孔において長期観測する。

超深地層研究所計画は、「深部地質環境の調査・解析・評価技術の基盤の整備」と「深地層における工学技術の基盤の整備」の 2 つを全体目標とした地下施設の建設を伴う約 20 年の研究計画である（核燃料サイクル開発機構、2002a）。本計画は、瑞浪市、土岐市、岐阜県およびサイクル機構間での 4 者協定の下に、1996（平成 8）年度より第 1 段階の調査研究を岐阜県瑞浪市明世町のサイクル機構が所有する用地（正馬様用地）で開始した。この後、2002（平成 14）年 1 月、瑞浪市との間で市有地に関する賃貸借契約を締結し、地下施設などの設置場所を市有地（瑞浪超深地層研究所用地）へ変更した（核燃料サイクル開発機構、2002b）。瑞浪超深地層研究所用地は、正馬様用地の約 1.5 km 東方の同町内にあり（図 4.1.2-2）、分布する地質・地質構造に大きな差異は認められないことから、継続性をもって調査研究を進めることができる。瑞浪市との賃貸借契約の締結を受けて、第 1 段階の調査研究を 2002（平成 14）年より瑞浪超深地層研究所用地で開始し、2005（平成 17）年 3 月末で終了した。2002（平成 14）年 7 月には研究所の建設に着工し、2003（平成 15）年 3 月までに用地の造成工事を終え、2006（平成 18）年 3 月までの予定で立坑深度 300 m までの工事を進めている（核燃料サイクル開発機構、2004a、2005a；図 4.1.2-3）。

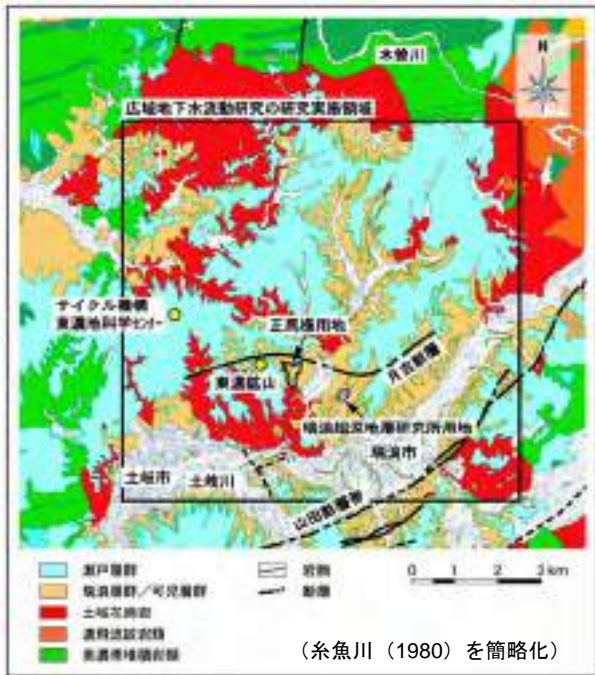


図 4.1.2-1 東濃地域の地質概要

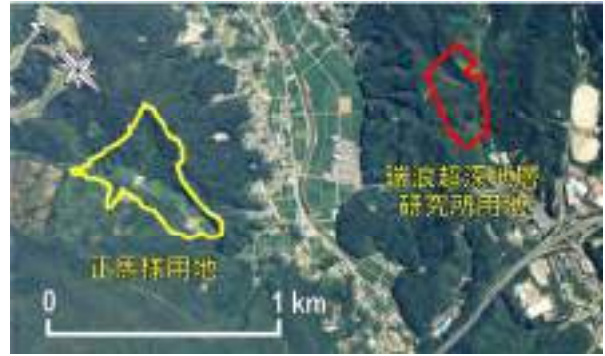


図 4.1.2-2 研究の実施場所

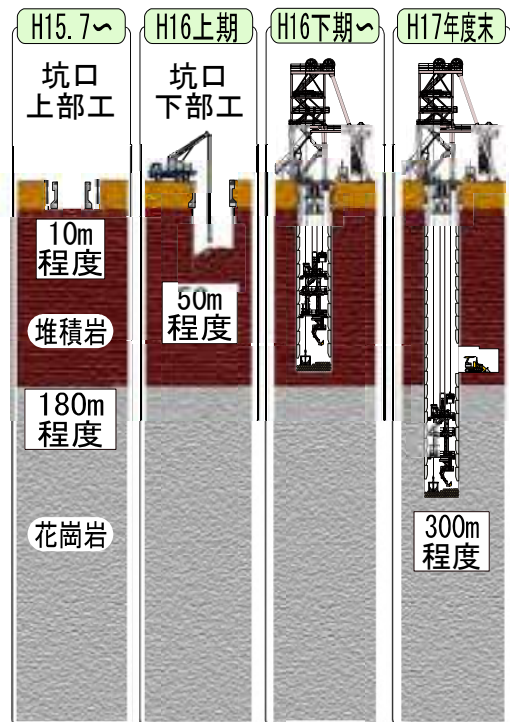
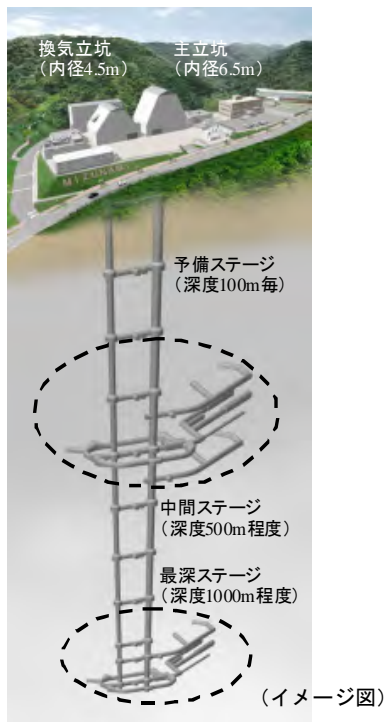


図 4.1.2-3 地下施設レイアウトと建設工程のイメージ

4.1.3 幌延深地層研究センターでの研究開発

幌延深地層研究計画では堆積岩を対象として、深地層の科学的な研究と地層処分研究開発を北海道天塩郡幌延町において進めている。幌延町には、白亜系を基盤岩として、古第三紀から第四紀にかけての堆積岩類、段丘堆積物群、および完新世堆積物が分布している（図 4.1.3-1；岡・五十嵐，1997）。また、幌延町の東部および西部には、活断層、撓曲、傾動などの第四紀の新しい活構造も認められる（図 4.1.3-2；中田・今泉，2002）。さらに、研究の対象となる地層（主として稚内層・声問層）は透水性が比較的低いこと、地層中に存在する地下水が塩水系地下水と淡水系地下水の 2 種類に分類されること、および地下水には溶存ガスが存在することが確認されており、本計画ではこのような地質環境の特徴を活かして調査研究を進めている。

幌延深地層研究計画は、2000（平成 12）年 11 月に国（科学技術庁）の立ち会いの下に、幌延町、北海道およびサイクル機構間で「幌延町における深地層の研究に関する協定」を締結し、2001（平成 13）年 3 月より第 1 段階の調査研究に着手した。2002（平成 14）年 7 月には、幌延町内において地表からの調査を実施していく主な領域として、研究対象となる地層や地下水が存在することおよび安全に地下施設を建設でき、研究の場を確保できることを基本的な要件として、既存資料の調査、空中および地表物理探査、地表地質踏査およびボーリング調査の結果を基に、社会的な条件なども加味して、幌延町北中部に位置する北進地区の 3 km 四方を研究所設置地区として選定した。次に、用地取得や許認可の観点から公共機関所有の土地で、かつ原野であることおよび地下施設建設のための上記基本的な要件を満たしていることなど考慮して、幌延町市街地北方約 3 km の位置に研究所用地を選定し、2003（平成 15）年 3 月に幌延町などから購入取得した（図 4.1.3-3）。また、同年 7 月に用地の造成に着手する一方、ボーリング調査など第 1 段階の調査研究を併行して進めている。なお、第 1 段階の調査研究は、2005（平成 17）年度中に終了し、同年度中に第 2 段階の調査研究に着手する。また、2005（平成 17）年度からは地下施設の建設を開始する予定である（核燃料サイクル開発機構，2005a）。

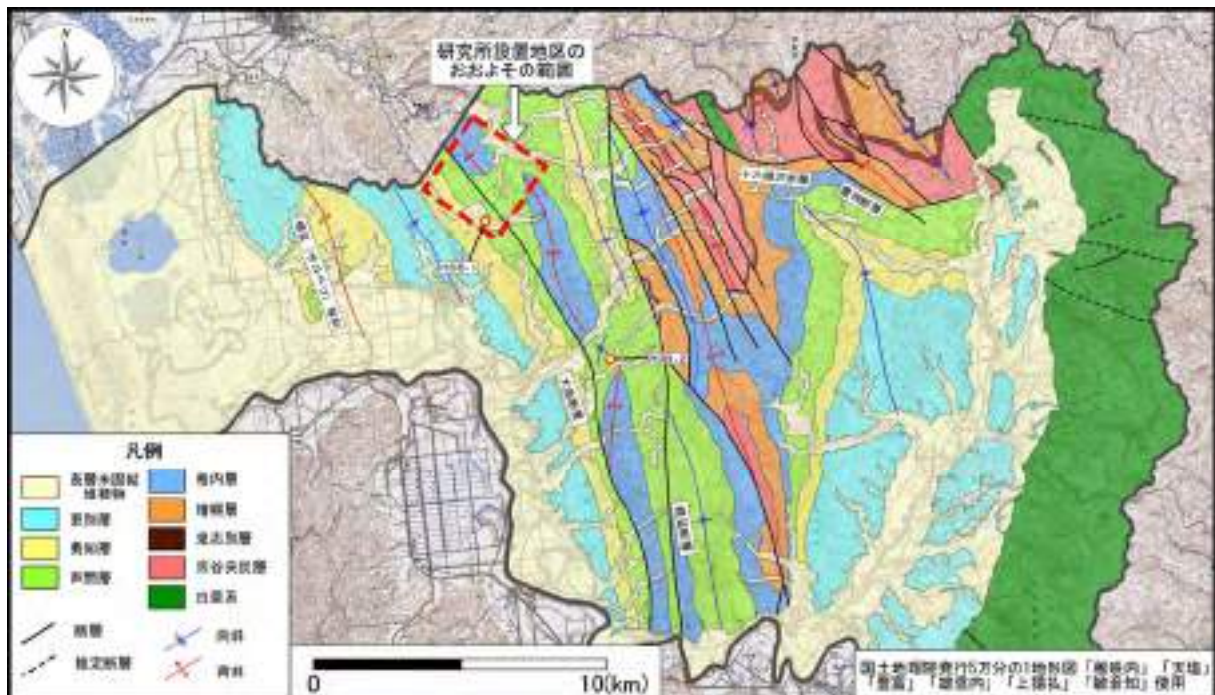


図 4.1.3-1 幌延町の地質概要

4.2 結晶質岩を対象とした調査研究

4.2.1 調査研究の進め方

広域地下水流動研究および超深地層研究所計画は、地層処分にとって重要な地質環境特性を段階的に理解していく一連の調査研究の枠組みの中に位置づけられ、その調査研究は基本となる進め方を共有しつつ、その成果を相互に活用して進められてきている。以下に、広域地下水流動研究および超深地層研究所計画をこれまでに進めてきた過程で整備する（核燃料サイクル開発機構、2002c, 2003a, 2004b）とともに、その合理性や妥当性などを確認した調査研究の進め方（核燃料サイクル開発機構、2004a；中野ほか、2005）について述べる。

(1) 調査研究の個別目標と課題の設定

地層処分においては、地質環境には、①廃棄物を長期にわたって物理的に隔離すること、②人工バリアにとって適切な設置環境を提供すること、および③天然バリアとして機能することの3つの役割が期待されている（核燃料サイクル開発機構、1999a；清水ほか、2001）。地質環境が以上の役割を果たし、地層処分の技術的実現性をより確かなものとしていくためには、まず地質環境が長期にわたり十分に安定であることが求められる。そのうえで、地質環境には以下のような条件や特性が期待される。

- ・対象とする岩盤が十分な深度に分布し、地下施設を建設するうえで十分な空間的広がりを持つこと
- ・対象とする岩盤が地下施設を建設できる力学的安定性を有し、緩衝材を適切に維持でき、かつ人間が安全に作業をできる温度環境を確保することができること
- ・緩衝材の流出、オーバーパックの腐食およびガラスの溶解を抑制する観点から、処分場を通過する地下水流速が低く地下水が還元的事であること
- ・対象とする岩盤中の地下水流動が緩慢で移行距離が長く、核種移行に十分な遅延効果が期待できること
- ・生物圏にいたる放射性核種の濃度を低減させる観点から、対象とする岩盤に核種の希釈効果が期待できること



図 4.2.1-1 調査研究の個別目標と課題

(EDZ：掘削影響領域)

地質環境特性の研究においては、地層処分にとって重要なこれらの地質環境の条件や特性を安全評価および地下施設の設計・施工の観点から調査研究の個別目標（例えば、地質構造の三次元分布の把握や地下空洞周辺の力学・水理状態の把握など）として整理し、その個別目標から設定した課題のそれぞれに対して、取得したデータや技術的知見などを含めて調査研究成果として反映させていくことが重要であり、これを念頭に置いて調査研究を体系的に進めていくことが必要である。さらに、処分事業に関する安全上の側面のみならず環境上や社会的な側面からの評価（環境影響評価；AECL, 1994；Posiva, 1999；DOE, 2002）も、トンネルやダムなどの大規模事業における地上での環境アセスメントと同様に重要であると考えられる（核燃料サイクル開発機構, 2004a）。深地層の研究施設計画では実際に地下施設を建設し調査研究を進めていくことから、地下深部における地下施設の建設が周辺環境（地下水位や水質など）に与える影響を事例的に評価することが可能である。

以上の背景から、結晶質岩を対象に進めてきた地質環境特性の研究では、安全評価、地下施設の設計・施工および環境影響評価の観点から、その個別目標と課題を図 4.2.1-1 に示すとおり設定している。

(2) 空間スケールの設定

安全評価および地下施設の設計・施工への研究成果の反映を念頭に置いて、不均質性を有する地質環境を限られた調査量で効率的に理解していくための手段の 1 つとして空間スケールの設定がある。広域地下水流動研究および超深地層研究所計画では、地上からの調査研究をとおして地層処分にとって重要な地質環境特性を段階的に理解するとともに地下水流動や物質移動などの評価を行うことから、涵養域から流出域までの一つの地下水流動系や瑞浪超深地層研究所用地（本節において、以下、「研究所用地」という）および地下施設のレイアウトなどに着目して、図 4.2.1-2 に示すようにリージョナル、ローカル、サイトおよびブロックの 4 つの空間スケールを調査研究の進展に応じて設定してきた（核燃料サイクル開発機構, 2004a）。

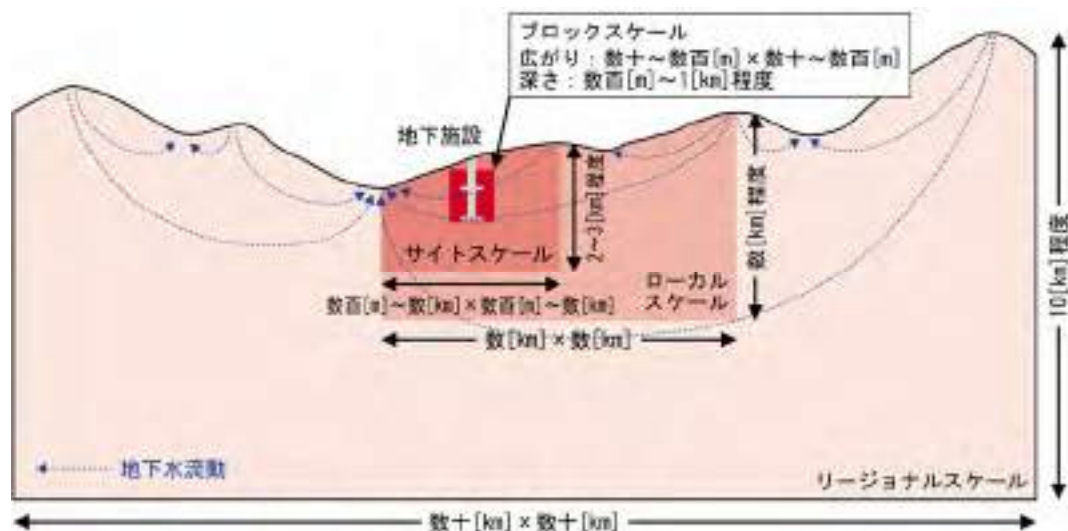


図 4.2.1-2 空間スケールの概念

調査研究の実施にあたりスケールを区分するという考え方は、これまでも地層処分以外の分野において広く用いられてきている。例えば、「原子力発電所の地質、地盤に関する安全審査の手引き」（原子力安全調査室, 1994）では、原子炉施設の設置予定場所の敷地の中心から少なくとも半径 30 km の範囲、半径 1 km 程度の範囲、原子炉炉心予定位置を中心とする半径 200 m 程度の範囲および原子炉建屋基礎岩盤の 4 スケールにおける調査・評価が必要であ

るとしている。また、ダムサイトにおける地質調査の基本的な進め方（土木学会岩盤力学委員会，1986）においても、広範囲の全体の傾向を知る調査から狭い範囲の特定の目的をもつ調査へ向かう流れと該当するスケール（地形図の縮尺）ごとの調査項目が明示されている。しかしながら、地層処分にとって重要な地質環境特性を理解するための調査研究では、安全評価を念頭に置いて地下水流動や物質移動の評価を行うことから、原子力発電所やダムサイトなどにおける調査と比較して、区分したスケール間での地質環境特性やそこで生じる現象の整合性あるいは連続性がより強く求められるという点が大きな特徴と言える。従って、区分した空間スケールごとに、その整合性や連続性が確保できる調査・評価技術を整備することが必要となる。

表 4.2.1-1 に空間スケールごとにその対象範囲と位置づけを示す。なお、リージョナルスケールは、ローカルスケールにおける研究領域および解析上の境界条件を設定するための空間スケールであり、前述の調査研究の個別目標と課題（図 4.2.1-1）は、このスケールにおける調査研究には該当しない。また、ブロックスケールは、地下施設の近傍の応力場、地下施設の建設に伴う掘削影響や地下水流入量などの予測解析などを実施する場合に、それに必要な空間をサイトスケールの地質環境モデルから切り出して詳細にモデル化する空間スケールである。従って、地上からの調査段階では、ブロックスケールにおける調査研究は基本的にサイトスケールの調査研究に包含されることとなる。以下に述べる調査研究の繰り返しアプローチおよび統合化データフローは、調査研究の個別目標と課題に向けて進めてきたローカルスケールおよびサイトスケール（ブロックスケールを包含する）における調査研究を対象としている。

表 4.2.1-1 空間スケールの対象範囲と位置づけ

空間スケール／対象範囲		位置づけ
リージョナルスケール	平面：数百 km ² 程度 （数十 km × 数十 km） 深さ：10 km 程度	・ローカルスケールの研究領域／境界条件の設定
ローカルスケール	平面：数十 km ² 程度 （数 km × 数 km） 深さ：数 km 程度	・地層処分システム全体の安全評価 ・地下施設の設計のための基礎情報の収集 ・サイトスケールの研究領域／境界条件の設定
サイトスケール	平面：数 km ² 程度 （数百 m ~ 数 km × 数百 m ~ 数 km） 深さ：2~3 km 程度	・人工バリア周辺から対象岩盤全体の安全評価 ・地下施設建設時の力学・水理状態の予測 ・ブロックスケールの研究領域／境界条件の設定
ブロックスケール	平面：数百 m ² 程度 （数十 ~ 数百 m × 数十 ~ 数百 m） 深さ：数百 m ~ 1 km 程度	・人工バリアから生物圏までの一部における安全評価 ・地下施設建設時の力学・水理状態の予測 ・より小スケールの研究領域／境界条件の設定

(3) 繰り返しアプローチの適用

地質環境特性を段階的に理解するための調査研究を進める場合、実際には空間的、時間的さらには経済的な多くの制約が課されることとなる。このような条件の下で効率的に調査研究を進めていくためには、調査研究の進展に伴う情報の種類・量と地質環境の理解度や調査研究の達成度との関係を順次評価し、その結果を次の調査研究の具体的な計画立案および次の段階へと展開する際の判断につなげていくことが重要である。このための基本的な考え方が図 4.2.1-3 に示す繰り返しアプローチである。繰り返しアプローチにおけるループは大きく以下の 8 項目で構成されている。

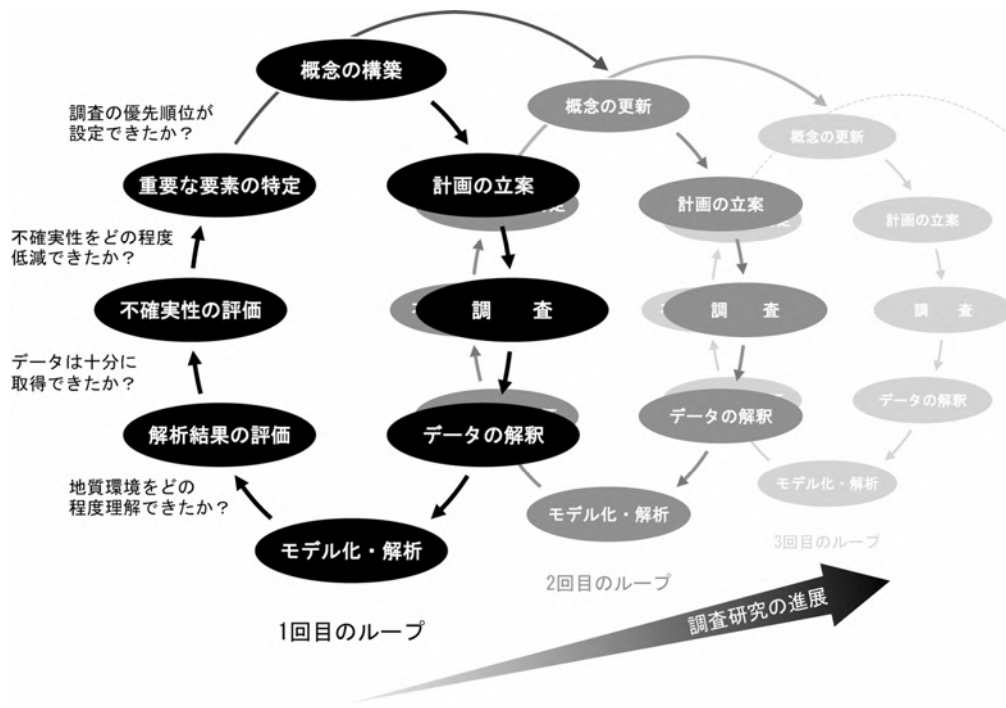


図 4.2.1-3 調査研究の繰り返しアプローチ

- 1) 概念の構築／更新：それまでに得られた地質環境特性に関する情報に基づき，地層処分にとって重要な構造や特性（例えば，地下水の流動や水質形成などに影響を及ぼすと考えられる不連続構造や岩盤中の水理学的不均質性；太田ほか，1999）を抽出し対象となる範囲の地質環境を概念化する（図 4.2.1-4 に地質構造の概念モデルの例を示す）。
- 2) 計画立案／更新：前述の地質環境の概念，調査研究の個別目標と課題および空間スケールの概念に基づき，調査研究計画を具体化するとともに順次見直しを図る。
- 3) 調査：立案した調査研究計画に沿って，それぞれの調査研究を実施する。
- 4) データの解釈：調査研究の個別目標と課題に向け，調査研究により得られたデータを「モデル化・解析」するための情報として解釈し，空間分布やデータが有する不確実性の幅などとして整理する。
- 5) モデル化・解析：「データの解釈」の結果（データセットなど）を基に，地質構造，水理地質構造，地球化学，岩盤力学および物質移動のモデルをそれぞれ構築する。ただし，空間スケールごとに対象とする調査研究の個別目標と課題は異なるため，段階ごとに「モデル化・解析」の対象を設定する。また，構築した場のモデルを用いて時間の経過に伴う地下水の流動や水質変化などを予測する。
- 6) 解析結果の評価：「モデル化・解析」により得られた結果について考察する。特に，データ，証拠および根拠が異なる各分野のモデル間において，その結果が整合的か否かなどを考察することが重要である。さらに，「モデル化・解析」をとおして，調査研究の個別目標と課題に向けた地質環境特性に関する情報が十分に取得できたか，あるいは，対象とする地質環境をどこまで理解・記述できたかなどについて評価する。
- 7) 不確実性の評価：「解析結果の評価」で得られた結果を定量化し，客観的に理解しやすい情報として整理する。調査研究の個別目標と課題に向けた「モデル化・解析」の結果の妥当性や信頼性を向上させるために，データの品質や解釈，モデル化手法の違いなどに起因する不確実性を定量化し，どの程度まで不確実性が低減できたのかを順次示していく。
- 8) 重要な要素の特定：1)から 7)までの結果を踏まえ，調査研究の個別目標と課題を達成するうえで重要な要素を次のループの調査研究対象として特定する。

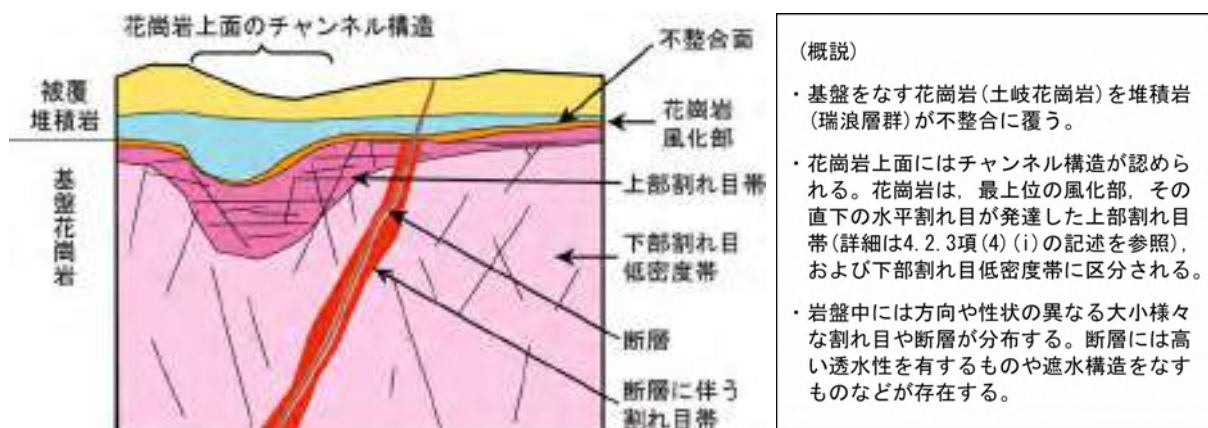


図 4.2.1-4 地質構造の概念 (例) (核燃料サイクル開発機構, 2002b)
(2002 年度の研究所用地における第 1 段階の調査研究開始時点の概念)

このような一連のループを繰り返す中で、次のループで重要な要素を明確にするとともに、繰り返してきた一連のループにおいて積み重ねた知見に基づき、ここで実践された総合的な地質環境の調査・解析・評価技術の有効性を確認しつつ一つの方法論として最適化していく。ただし、ここで示した繰り返しアプローチは理想型であり、現実的には、調査研究の進展や制約条件などに合わせて、ループごとにそのループの進め方(ループを構成する項目)に柔軟性を持たせることが必要である。

(4) 統合化データフローの構築

調査研究の個別目標と課題(図 4.2.1-1)に対して、設定したそれぞれの空間スケール(図 4.2.1-2)において繰り返しアプローチ(図 4.2.1-3)を適用して調査研究を合理的に進めていくためには、繰り返しアプローチにおける「調査」→「データの解釈」→「モデル化・解析」の具体的な道すじを示すことが重要と考えられる。広域地下水流動研究および超深地層研究所計画では、それぞれ該当するローカルスケールおよびサイトスケールにおける系統的なデータの流れを記述・整理した統合化データフロー(大澤ほか, 2001; 中野ほか, 2005; 太田ほか, 2005)を、実際の地表からのサイト特性調査に適用された事例(ヴェーレンベルクプロジェクト; Nagra, 1997)を参考に構築し、調査研究を統合化データフローに基づいて進めている。

この統合化データフローは、安全評価および地下施設の設計・施工の観点から整理した調査研究の個別目標と課題に対して、地上からの調査の種類と組み合わせ、取得するデータの種類、データの解釈および異なる分野で得られた情報の統合など、実際の作業の流れに沿って基本的な調査研究の進め方を示したものである。調査研究の進展に伴って蓄積された技術的知見を踏まえて統合化データフローの妥当性を評価し、さらにその最適化ならびに詳細化を段階的に図ることにより、地層処分にとって重要な地質環境特性を段階的に理解するための調査研究における合理的かつ最適な調査・評価技術が整備されることとなる。なお、4.2.3 および 4.2.4 には、ローカルスケールおよびサイトスケールにおける各段階(例えば、地表からの調査・解析段階、ボーリング孔を利用した調査・解析段階)における調査・解析をとおして構築した統合化データフローを提示するとともに、それに沿って得られた技術的知見を概要調査の基盤技術としてまとめる。

4.2.2 リージョナルスケールにおいて研究領域を設定するための解析技術

深部の地下水流動特性を評価するためには、深部地下水の涵養域から流出域までの地下水流動系を把握することが重要である。従って、リージョナルスケールにおける調査研究は、深部地下水流動の流動系を抽出することによってローカールスケールにおける研究領域を設定することが主な目標である。この地下水流動系は、後背地地形（地下水流動を引き起こす要因となる上流側の地形）と大規模な不連続構造に支配されると想定される。また、研究領域を設定する段階における地質環境に関する情報は文献情報に限定されている。従って、リージョナルスケールにおいては、限られた既存情報に基づき、後背地地形および大規模断層を考慮した水理地質構造モデルを構築し、それを用いた地下水流動解析を実施することによって、研究所用地の地表から深度 1,000 m 程度までを通過する地下水流動系を抽出する。また、この結果に基づき、ローカールスケールにおける研究領域および境界条件を設定する。さらに、抽出された領域を対象として、既存情報に基づき、地質環境特性を評価する。

(1) 研究領域の設定

(i) 目標の設定と調査・解析の実施概要

リージョナルスケールにおいては、研究所用地における地表から深度 1,000 m 程度までを通過する地下水の涵養域から流出域までの地下水流動系を抽出し、ローカールスケールにおける研究領域を設定することを目的とした水理地質構造モデルの構築および地下水流動解析を実施した（稲葉ほか，2003；稲葉・三枝，2005）。地下水流動を引き起こす要因の一つである動水勾配は地形の影響を強く受けており、Tóth (1963) が提案しているように、地下水流動系の空間的な広がりには主に後背地地形に支配されていると考えられる。このことから、研究所用地周辺の後背地地形の特徴を把握することを目的とした地形解析により、研究所用地を通過する地下水流動系に影響を及ぼしていると考えられる複数の後背地地形を抽出し（図 4.2.2-1）、後背地地形の特徴から数十 km 四方以上の複数の領域（20 km 四方，35 km 四方，70 km 四方，115 km 四方）を解析領域として設定した（図 4.2.2-2）。また、水理地質構造モデルにおいては、広域的な地下水流動へ影響を与えられられる大規模断層についても、文献情報（石橋・山田，1986；活断層研究会編，1991）に基づきモデル化し、地下水流動解析を実施した（図 4.2.2-2）。

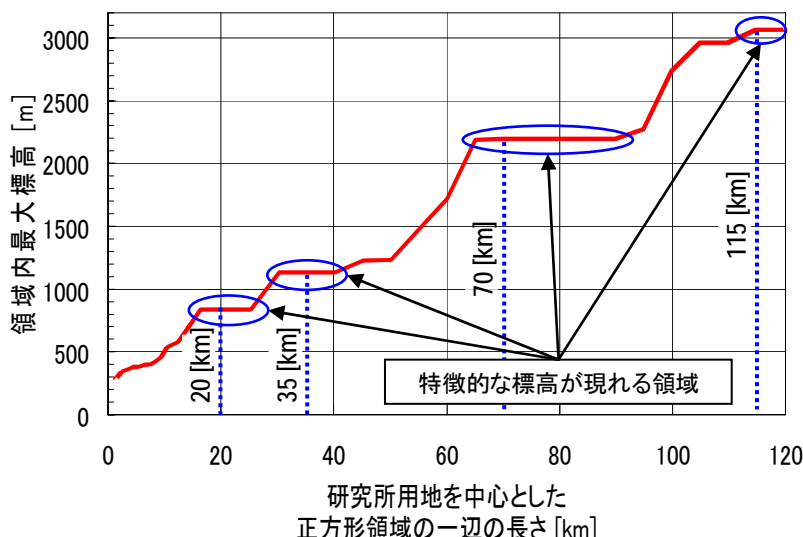


図 4.2.2-1 研究所用地からの距離と最大標高との関係

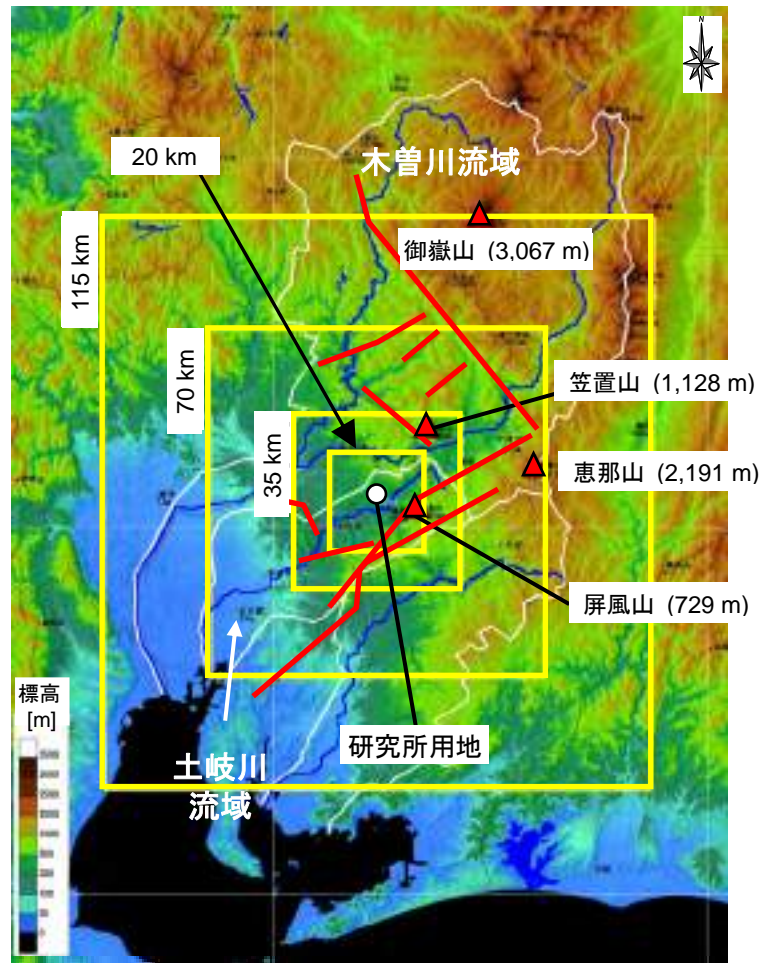


図 4.2.2-2 地下水流動解析領域（黄色の枠）およびモデルに取り込んだ断層（赤線）

(ii) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

地下水流動解析の結果から、後背地地形のみならず大規模断層が広域的な水頭分布に影響を与えていることが明らかとなった。また、この後背地地形および大規模断層の影響によって、20 km 四方の領域と 35 km 四方以上の領域での解析結果が異なっており、研究所用地付近の地下水流動系は 35 km 四方に含まれる地形および大規模断層の影響を受けていることや、標高-2,000 m 程度付近に流動系の境界があることなどが推定できた（図 4.2.2-3）。また、この結果に基づき、研究所用地周辺の地下水の涵養域から流出域までの地下水流動系を包含する領域をローカールスケールにおける研究領域として設定するとともに（図 4.2.2-4）、その境界条件を設定した。

以上のことから、ローカールスケールにおける研究領域および境界条件を設定するためには、深部地下水流動系に影響を与えている後背地地形および大規模断層を考慮した地下水流動解析を行い、深部地下水流動系を抽出することが有効であると考えられる。

(iii) 概要調査地区の選定のため基盤技術

限られた既存情報に基づき、地下水流動系を指標として調査領域を設定するためには、その地下水流動系に影響を与えていると考えられる要因（後背地地形および大規模断層など）を考慮した地下水流動解析によって地下水流動系を抽出することが有効である。

さらに、リージョナルスケールにおける地下水流動解析においては解析領域が広範囲かつ深部に及ぶことから、解析領域内に地温勾配が高い箇所が存在する可能性がある。従って、必要に応じて地温勾配を考慮した地下水流動系の抽出に関する検討が必要である。

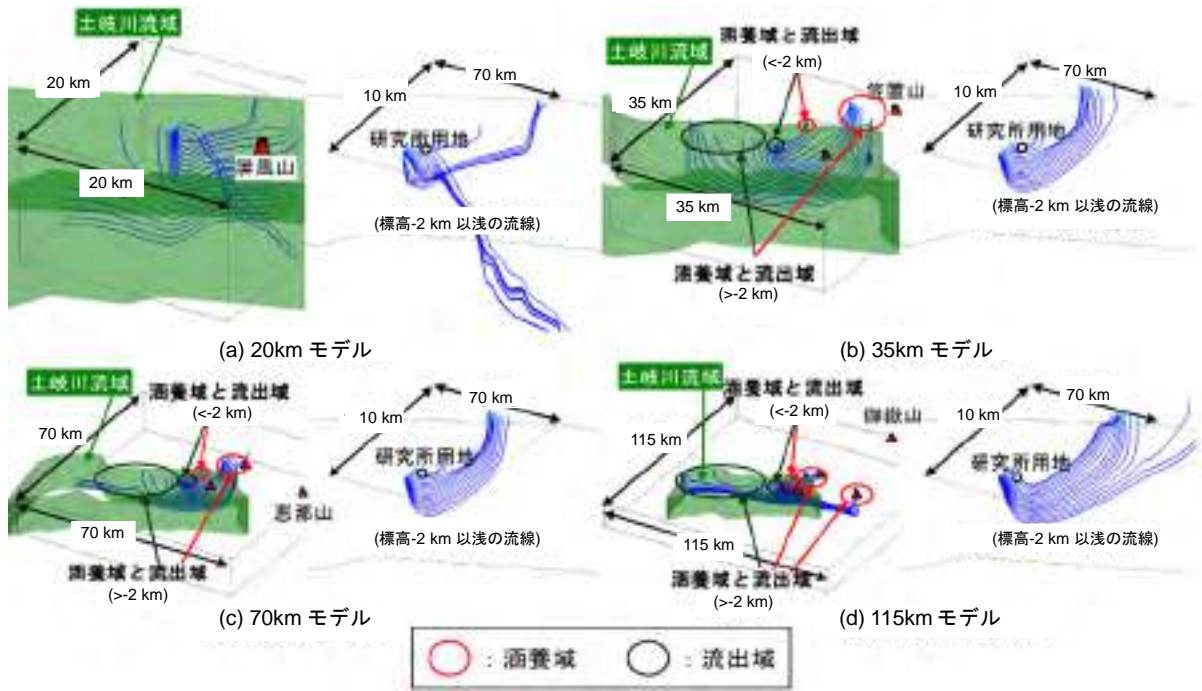


図 4.2.2-3 地下水流動解析結果（研究所用地を通過する地下水の流線）

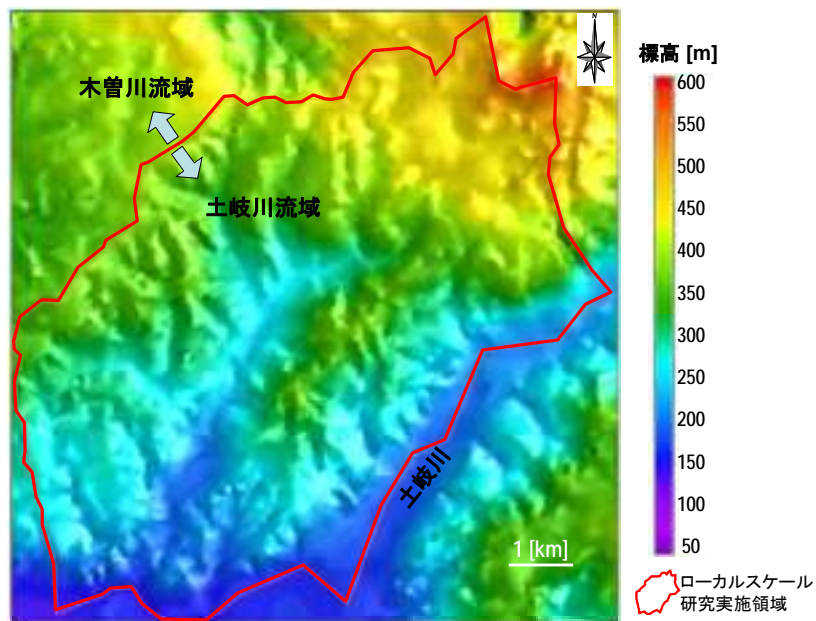


図 4.2.2-4 ローカールスケールの研究領域（赤枠）周辺の標高分布

(2) 設定された領域における地質環境の評価

(i) 目標の設定と調査・解析の実施概要

リージョナルスケールにおける地質・地質構造の調査・解析では、リージョナルスケールにおける地下水流動解析の結果により抽出された、研究所用地付近の地下水流動が影響を受けると推察された 35 km 四方の領域において、地下水流動系に大きな影響を及ぼすと考えられる構造として、同領域を横断する大規模な不連続構造を評価することを目標とした。本調査・解析では、活断層分布図（活断層研究会編，1980，1991；200 万分の 1 活断層図編纂ワーキンググループ，2000），リモートセンシング（LANDSAT 画像を用いたリニアメント解

析) 結果 (小出ほか, 2000), 広域的な物理探査データ (重力・磁気探査; 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1983, 1984a, 1984b; The Gravity Research Group in Southwest Japan, 2001) などの既存情報により, 領域を横断する構造として活断層と判断される不連続構造の分布特性を把握し, その三次元的分布を表現する地質構造モデルを構築した (稲葉・三枝, 2005)。

(ii) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

活断層の分布に関しては, 活断層分布図 (活断層研究会編, 1980, 1991; 200 万分の 1 活断層図編纂ワーキンググループ, 2000) により, 阿寺断層, 赤河断層, 華立断層, 白川断層, 屏風山断層, 笠原断層, 恵那山断層, 猿投山北断層などの十数 km 以上の規模を有する活断層の位置を把握するとともに, 衛星写真 (LANDSAT 画像) を用いたリニアメント解析結果 (図 4.2.2-5) から, これらの活断層の分布に一致するリニアメントを判読することができた (動力炉・核燃料開発事業団, 1987a; 小出ほか, 2000)。判読されたリニアメントの分布は, これらの活断層に囲まれた領域ごとに, その卓越方向が異なって見られること (図 4.2.2-6) から, 広域的な地質構造発達史などを考えるうえでは, これらの十数 km 以上の活断層に囲まれた領域が一つの評価単位となる可能性があると考えられる (小出・柳澤, 1994; 小出ほか, 2000)。また, 広域的な地質分布として, 既存の地質図 (例えば, 地質調査所発行の 1/20 万地質図幅; 地質調査所, 1990) により, 地表地質の分布を把握することができる。一方, 広域的な物理探査データとして, 西南日本における重力データベース (The Gravity Research Group in Southwest Japan, 2001) を用いた重力探査結果からは, 活断層分布図とリニアメントの解析結果によって抽出された活断層や基盤岩の起伏構造に対応する重力異常を抽出することが可能である。また, 全国地熱資源総合調査で取得された空中磁気探査結果からは, 火山岩類や貫入岩類などの基盤岩の概略的な分布に関する情報を取得することが可能であるが, 当該地域のように, 領家帯の花崗岩類や濃飛流紋岩などの磁化率が低い地域では, 顕著な磁気異常が得られない (猪木ほか, 1991) ため, これらの情報を得ることができなかった。ただし, 当該地域における空中磁気探査の適用に関しては, 長谷川・松岡 (2005) により, 低空かつ高密度な調査仕様で実施することによって, 花崗岩体の広がりや不均質性などに関するデータを取得できる可能性があることが示されており, このような磁気異常の静穏域においても, 空中磁気探査を活用することは可能であると考えられる。

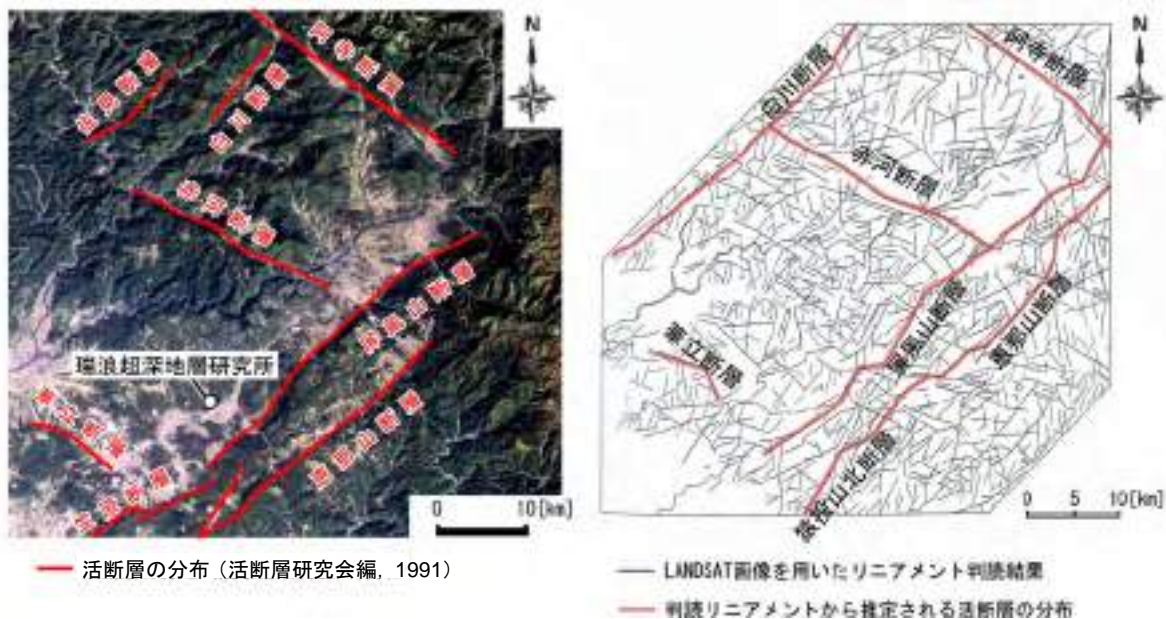


図 4.2.2-5 LANDSAT 画像とリニアメント判読図

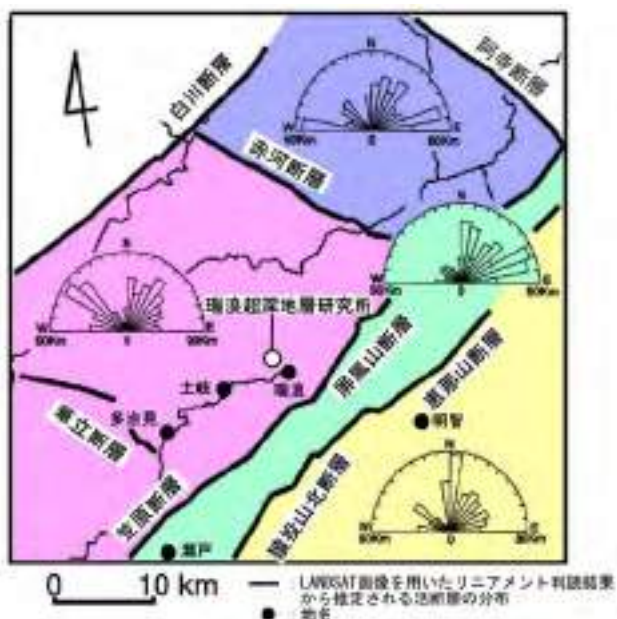


図 4.2.2-6 活断層に囲まれた領域ごとのリニアメント長さのローズダイヤグラム

(iii) 概要調査のための基盤技術

リージョナルスケールにおける地質・地質構造の調査・解析からは、活断層の分布や概括的な基盤岩の起伏構造などを把握することができる。特に、判読されたリニアメントの分布や方向性の検討により、広域的な地質構造発達史を考えるうえでの基盤的な情報の取得や次の調査・解析段階で着目すべき不連続構造の抽出などに向けての参考情報を得ることができると考えられる。

4.2.3 ローカルスケールにおける地質環境の調査・評価技術

(1) ローカルスケールにおける調査・解析の考え方

ローカルスケールにおける調査研究は、①既存情報を用いた調査・解析、②空中および地表からの調査・解析および③ボーリング孔を利用した調査・解析の3段階に大別できる。基本的に、既存情報を用いた調査・解析段階からボーリング孔を利用した調査・解析段階へと調査研究が進展するにしたがって、調査研究の個別目標と課題(図4.2.1-1)に対する具体的な調査研究の対象が明確になる。その一方で、対象とする項目が増えていくと想定されることから、それに応じて調査・解析の種類と量も増大し、その組み合わせ方や調査研究成果の分野間での横断的な解釈などもより複雑になってくると考えられる。

図4.2.3-1～3には広域地下水流動研究の実施内容とその結果の整理ならびに評価をとおして構築した、ローカルスケールにおける①～③の調査・解析段階での統合化データフローを例示し、それぞれの段階において調査研究を合理的に進めるための基本的な考え方について概要を述べる。

(i) 既存情報を用いた調査・解析(図4.2.3-1)

リージョナルスケールにおいて構築した地質構造モデルおよび水理地質構造モデル、ならびに地下水流動解析結果を踏まえて、設定した研究実施領域(ローカルスケール)の地形、地質や大規模な不連続構造などの分布、地下水位や動水勾配分布などを概括的に把握することに主眼が置かれる。これと合わせて、広域的な地下水の水質、応力場や地温勾配分布などに関する情報を集約し整理するとともに、調査研究の基盤情報となる地質構造発達史に関する情報などを収集する。

(ii) 空中および地表からの調査・解析(図4.2.3-2)

地表における地質および大規模な不連続構造の分布、ならびに地下浅部における地質構造の把握に重点を置き、リモートセンシング(例えば、空中写真などの判読)、空中および地表からの物理探査、および地表地質調査を実施する。特に反射法弾性波探査(本節において、以下、「地震探査」を「弾性波探査」という)などの地上物理探査を広域的に展開することにより地下浅部の地質構造を推定する。また、取得した情報に基づき、既存情報を用いた調査・解析段階において作成した地質構造モデルならびに水理地質構造モデルを更新するとともに、地下水流動解析によって動水勾配分布などを推定する。

(iii) ボーリング孔を利用した調査・解析(図4.2.3-3)

複数のボーリング孔を利用し、推定された大規模な不連続構造(断層など)の空間分布の確認、地質構造の特徴(割れ目帯など)に基づく岩盤の大まかな領域区分、岩盤中の透水性分布および地下水の地球化学特性の把握を主な目的として調査研究を実施する。これらの調査研究の結果に基づき、空中および地表からの調査・解析段階までに構築した地質構造モデル、水理地質構造モデルならびに地球化学モデルの妥当性を確認しモデルを更新するとともに、ローカルスケールにおける地質構造の概念を提示する。また、地下水流動解析によって動水勾配分布などを再評価するとともに、サイトスケールにおける解析の領域やその境界条件を設定する。さらに、地下水流動解析結果について、長期地下水モニタリングや地球化学モデルとの整合性の確認などをとおしてその妥当性を評価し、調査研究結果の信頼性の向上を図ることが重要となる。これらの調査・解析に加え、地下施設の概念・基本設計への反映の観点から、初期応力、岩盤の物理・力学・熱特性などの情報を取得する。

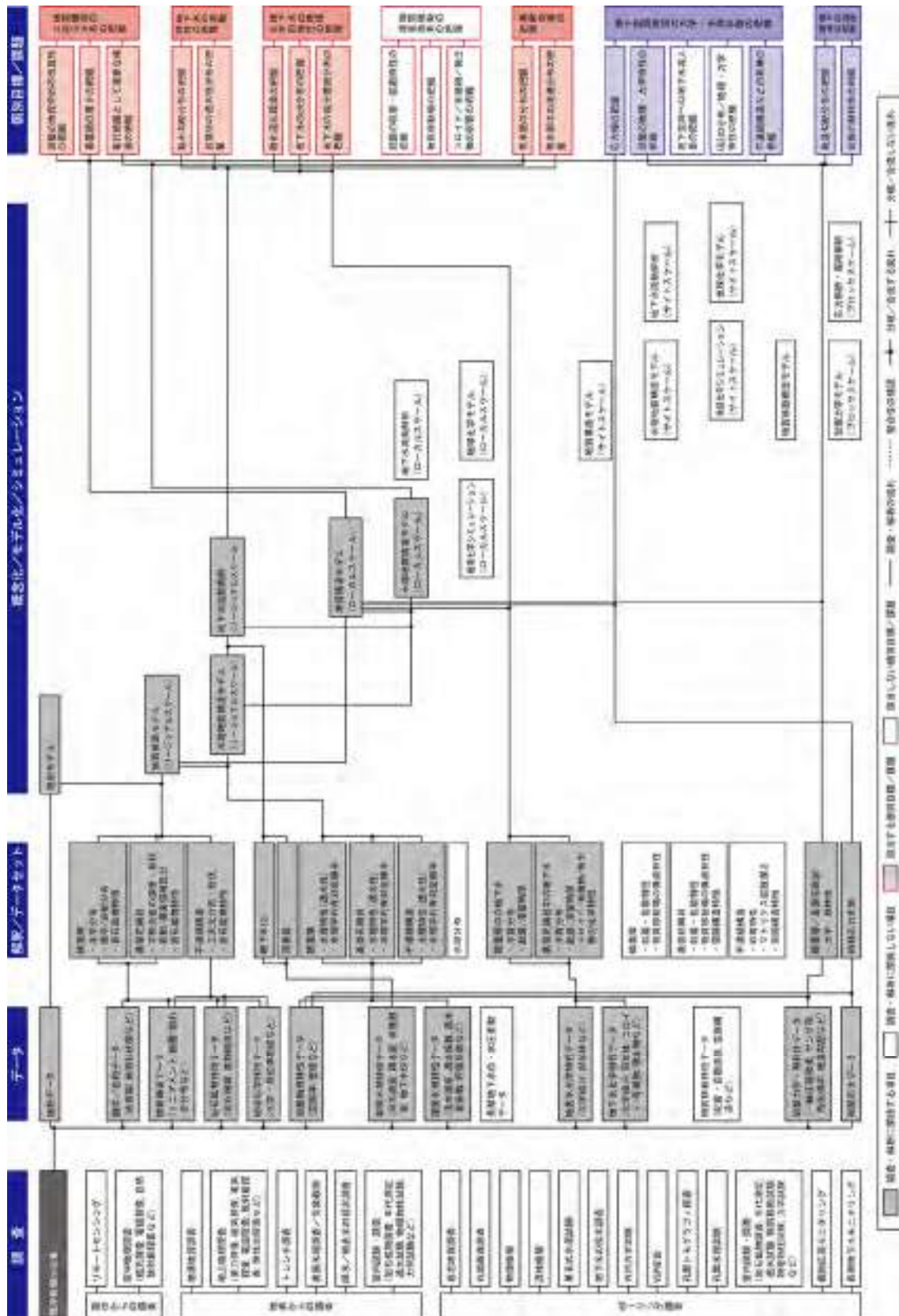


図 4.2.3-1 統合化データフロー（ローカルスケール）：既存情報を用いた調査・解析

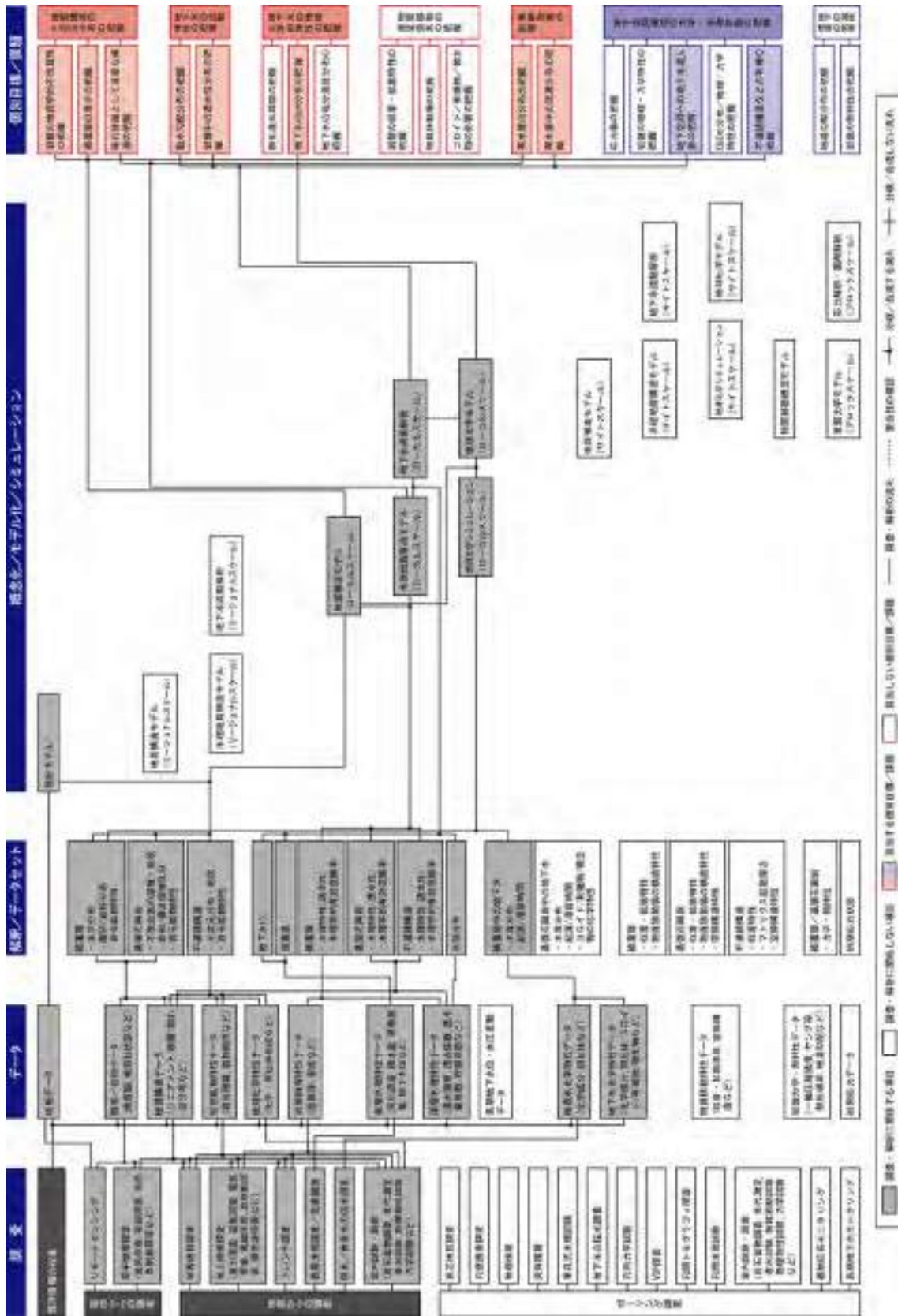


図 4.2.3-2 統合化データフロー（ローカルスケール：空中・地表からの調査・解析）

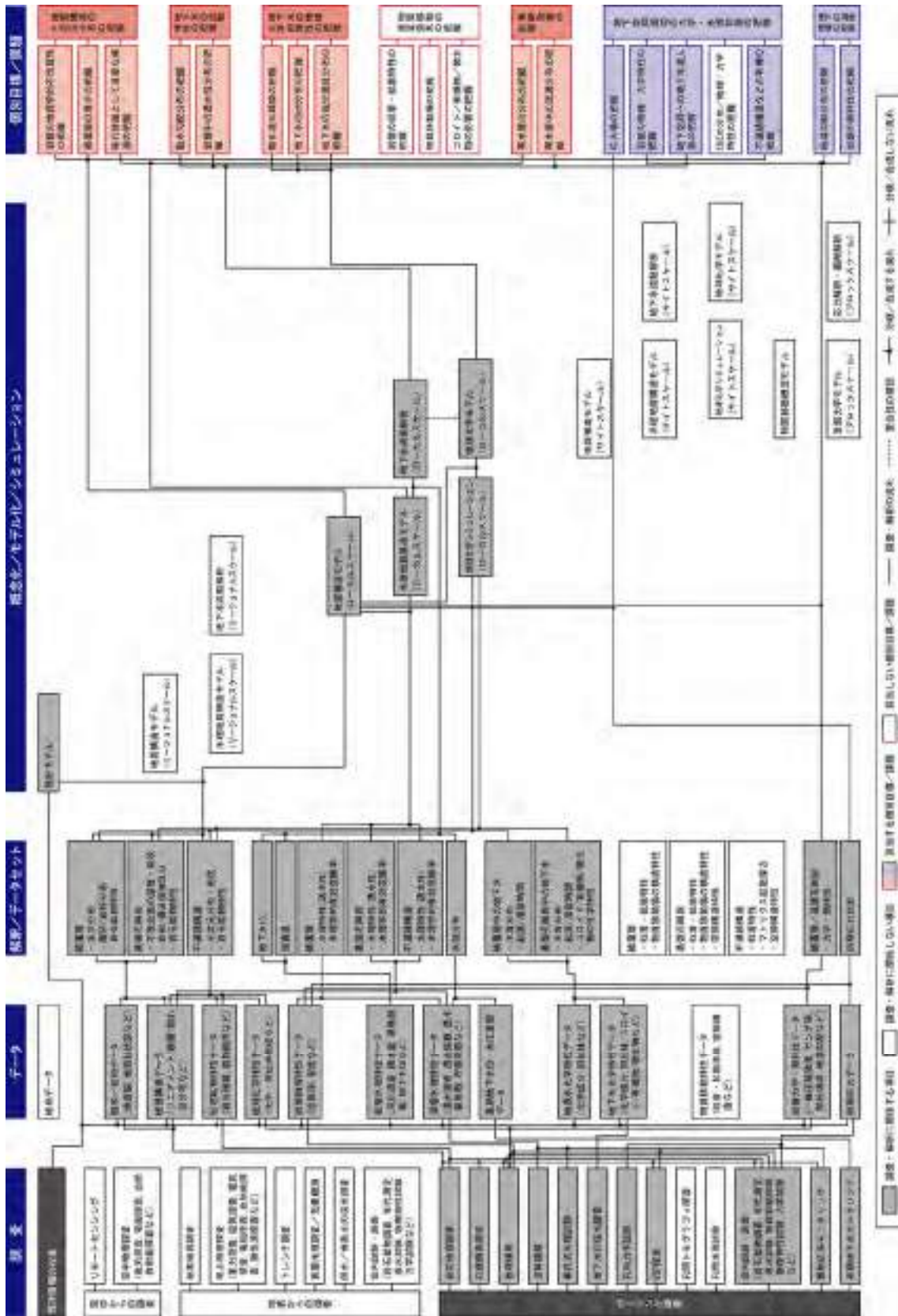


図 4.2.3-3 統合化データフロー（ローカルスケール：ボーリング孔を利用した調査・解析）

(2) 既存情報を用いた調査・解析

(i) 地質構造の三次元分布の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

ローカルスケールにおける既存情報を用いた地質・地質構造の調査・解析では、地下水流動系の涵養域から流出域までを包含する数 km 四方の領域における地質・地質構造の三次元分布を把握するために、既存の情報に基づき、基盤岩類およびそれを覆う堆積岩、ならびに大規模な不連続構造の分布や岩石鉱物特性などに関する情報を整備した。ここで扱う既存の情報とは、地質文献 (Matsuzawa and Uemura, 1967; 糸魚川, 1980 など)、国内ウラン探鉱情報 (動力炉・核燃料開発事業団, 1994; 山井ほか, 1996)、リニアメント解析 (LANDSAT 画像, SPOT 画像および 4 万分の 1 縮尺の空中写真を用いたリニアメント判読) 結果 (動力炉・核燃料開発事業団, 1987a; 今村・加藤, 1990; 山井ほか, 1994) である。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

基盤岩類およびそれを覆う堆積岩として、地質文献に基づく情報から、美濃帯に属する堆積岩類やその上位の濃飛流紋岩類およびこれらを一貫する土岐花崗岩で構成される基盤岩類とそれらを不整合に覆う新第三紀の堆積岩 (瑞浪層群および瀬戸層群) の地表分布を把握するとともに (図 4.2.3-4; 糸魚川, 1980; 石原・鈴木, 1969; 陶土団体研究グループ, 1982)、基盤岩類の大部分を占める土岐花崗岩の分布形状ならびにその岩石鉱物特性を把握することができた (石原・鈴木, 1969)。また、国内ウラン探鉱に伴うボーリング調査結果 (動力炉・核燃料開発事業団, 1994) のデータベース (山井ほか, 1996) を用いて、土岐花崗岩と瑞浪層群および瀬戸層群との不整合面の深度分布を概括的に把握することができた。

大規模な不連続構造に関しては、既存の地表地質調査結果が記載されている地質文献に基づき、瑞浪層群を逆断層系で変位させる東西走向の月吉断層 (Matsuzawa and Uemura, 1967; 糸魚川, 1980; 動力炉・核燃料開発事業団, 1994) の分布などを把握し、地表地質図の作成を行った (図 4.2.3-4)。また、月吉断層以外の分布が推定される不連続構造として、月吉断層と同程度の規模 (長さ数 km) を有する不連続構造の分布を、LANDSAT 画像 (リージョナルスケールにおける調査・解析により実施)、SPOT 画像、4 万分の 1 縮尺の空中写真の三画像において判読されたリニアメント (動力炉・核燃料開発事業団, 1987a; 今村・加藤, 1990; 山井ほか, 1994) を抽出することにより推定した。その結果、ローカルスケールにおいては、活断層と考えられるリニアメント (活断層研究会編, 1980 の判読基準に準拠) は認められず、実際に分布する断層や節理に対応する可能性のある長さ 3 km 以上のリニアメント (井上ほか, 1992) を計 5 本抽出し、地質構造モデルに入力する不連続構造として整備した。

(c) 概要調査のための基盤技術

ローカルスケールにおいて適用した既存情報を用いた一連の調査・解析は、対象領域に分布する地質・地質構造の基本構成要素である基盤岩類や堆積岩、長さ数 km の規模を有する不連続構造の概括的な分布特性の把握を可能にし、ローカルスケールの地質構造モデルを構築する際に必要な初期情報を提供する。特に、複数の縮尺や撮影方法の異なる画像を用いたリニアメントの解析・解釈は、地質文献に記載されていない地質断層の位置や分布を概略的に推定する際に有用であると考えられ、次の調査・解析段階 (空中および地表からの調査・解析) で優先すべき構造の抽出やそのための調査方法の策定に際しての参考情報となり得る。ただし、本調査地域では、全国的に利用可能な地表地質図 (例えば、20 万分の 1 縮尺の地質図幅) に加え、2 万 5 千分の 1 縮尺の詳細な地表地質図 (糸魚川, 1980) や国内ウラン探鉱情報 (動力炉・核燃料開発事業団, 1994) が利用できることから、他の同様な地質条件下に比べて、地表や地下浅部に関する地質情報 (特に、堆積岩の分布) の精度が高いと考えられる。概要調査に向けての課題としては、地質断層に対応するリニアメントの抽出方法の高度

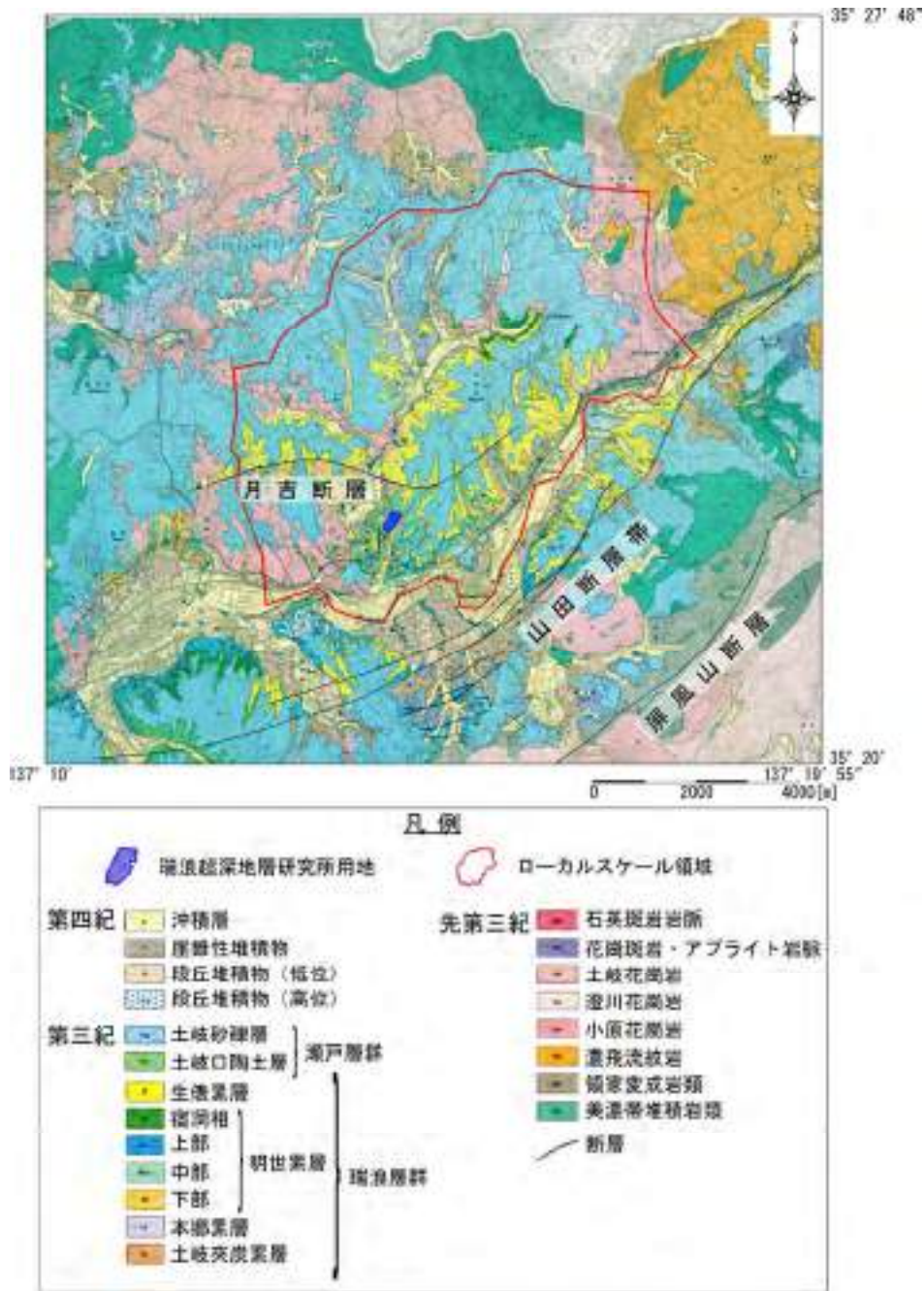


図 4.2.3-4 地質図（糸魚川，1980 に加筆）

化やリニアメント分布の不確実性の評価が必要であると考えられる。

(ii) 地下水の流動特性の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

ローカールスケールにおける既存情報を用いた調査・解析段階では、動水勾配分布を概括的に把握するために、ローカールスケールにおける研究領域を設定するために実施したリージョナルスケールにおける地下水流動解析結果（稲葉ほか，2003；稲葉・三枝，2005）に基づき水頭分布を算出した。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

水頭分布は、研究所用地付近の地下水流動系に影響を与えている後背地地形をモデル化した 35 km 四方の解析領域による地下水流動解析結果に基づき算出した（図 4.2.3-5）。その結

果、大規模断層部において水頭分布が局所的に変化しており、その断層の下流部では動水勾配が小さくなっている。このことから、大規模断層の下流部に位置するローカスケールにおける研究領域内の水頭分布は、後背地地形のみならず大規模断層の影響を受けていることが推定される。従って、ローカスケールにおける動水勾配分布を概括的に把握するためには、深部地下水流動系に影響を与えている後背地地形や大規模断層を考慮した地下水流動解析が有効であることが明らかとなった。

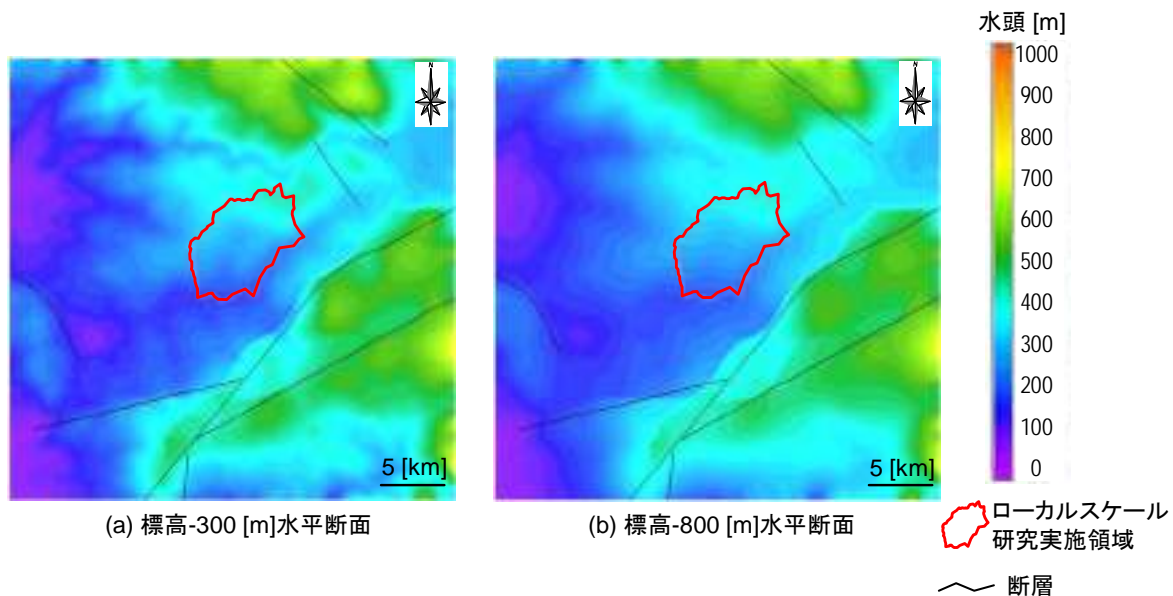


図 4.2.3-5 リージョナルスケールにおける水頭分布

(c) 概要調査のための基盤技術

限られた既存情報に基づきローカスケールにおける動水勾配分布を概括的に把握するためには、後背地地形や大規模な不連続構造などを考慮した地下水流動解析を実施することが有効である。

さらに、後背地地形や大規模な不連続構造のみならず、既存情報に基づき、ローカスケールにおける研究領域に分布すると推定される断層などの地質・地質構造を考慮した水理地質構造モデルの構築および地下水流動解析を行うことによって、動水勾配分布をより詳細に把握することが可能であったと考えられる。

(iii) 地下水の地球化学特性の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

ローカスケールにおける地下水水質の概略的な特徴を予察することを目標として、地下水の水質に関する既存資料を調査し、水質に関する情報を整理した。入手可能なデータとして、公表されている公共機関の報告書や地下水または温泉関係の学会誌などが挙げられる(瀬尾・清水, 1992)。東濃地域では瑞浪市の白狐温泉, 可児郡御嵩町の鬼岩温泉に代表されるように放射能泉が多く、鉱泉・温泉の水質データを三階・早川(1970)から入手可能であった。さらに、瑞浪市内の高砂温泉について、データを提供していただいた。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

既存文献から得られる情報は、湧水や鉱泉・温泉のデータが多いため採水深度, 岩相, 採水方法に関わる記載が明確でなく, 地下水の利用目的も偏っている。そのため, 平面的かつ定性的な水質分布を予察することしかできない。ローカスケールにおける既存情報(表 4.2.3-1; Furue et al., 2003)から, 地下水の pH が 7~9 であり, 蒸発残留物は最大 3,716 mg kg⁻¹ (高砂温泉), 水質は土岐川周辺では Na, Ca, Cl イオンが卓越する比較的高い塩分濃度

を示し、それ以外では Na, Ca, HCO₃ イオンが卓越する低塩分濃度を示す。酸化還元状態については、硫化水素ガスが観察され、ある程度還元的な環境であることが予想できる。いずれの温泉も泉温が低いことから、地熱活動を伴う地下水の水質形成の可能性が低いと想定できる。

表 4.2.3-1 既存情報から得られる地下水の水質

温泉名(日付)	所在地	状況	温度	pH	K	Na	Ca	Mg	Fe ⁺⁺	Cl	HCO ₃	F	SO ₄	CO ₂	H ₂ S	HO ₂	H ₂ SiO ₃	TDS*
			[°C]		[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]
土岐ウラン温泉(64.5.12)	土岐市泉町	自噴	18.0	8	1.2	14.0	18.1	1.1	0.02	4.4	77.4	4.2	7.9	2.4	b. d.	b. d.	60.5	131.2
瑞浪温泉(61.5.26)	瑞浪市稲津町	自噴	18.0	8	0.9	17.5	16.5	1.0	b. d.	15.3	55.1	5.0	14.6	4.3	0.39	b. d.	26.7	127.5
白狐温泉(55.11.7)	瑞浪市釜戸町	自噴	25.0	7	2.0	75.6	38.0	4.5	b. d.	186.3	2.3	6.0	b. d.	84.5	0.48	b. d.	54.6	490.5
新白狐温泉(62.6.14)	瑞浪市釜戸町	自噴	19.0	7	1.3	26.8	17.2	1.3	0.36	39.3	52.3	0.8	5.3	7.9	0.49	0.39	17.9	424.6
新白狐温泉(64.11.10)	瑞浪市釜戸町	湧水	20.1	7	2.0	96.1	47.1	1.1	0.12	171.5	90.3	3.0	3.0	13.7	1.68	1.57	31.2	145.8
明世温泉1号泉(64.2.6)	瑞浪市明世町	自噴	15.8	8	1.3	31.3	33.0	1.1	1.13	33.5	110.5	3.8	10.1	5.3	0.83	b. d.	28.4	197.0
明世温泉2号泉(65.6.8)	瑞浪市明世町	自噴	15.7	8	1.2	49.1	20.4	1.6	0.13	47.5	95.5	5.2	5.9	7.3	1.20	5.37	23.6	221.8
桜堂温泉(65.3.31)	瑞浪市寺河町	自噴	22.6	7	16.0	265.3	99.8	1.3	0.07	563.1	41.6	4.5	0.4	4.0	0.49	6.61	22.4	1063
鬼岩温泉名鉄寮(55.5.26)	可児郡御嵩町	自噴	16.0	8	0.7	25.1	16.1	1.5	0.49	23.2	76.5	b. d.	6.9	23.2	0.67	b. d.	41.0	167.5
鬼岩温泉梅の湯(67.11.9)	可児郡御嵩町	自噴	17.4	8	0.5	37.1	6.0	0.2	0.01	5.8	81.3	7.3	b. d.	b. d.	0.75	0.58	22.9	107.2
高砂温泉(91.10.8)	瑞浪市北小田町	湧水	36.2	9	5.8	719.8	468.3	4.5	0.40	1929.0	7.3	4.3	4.0	-	-	17.9	23.2	3716

*TDS: 蒸発残留物を表示 b. d.: 検出限界以下(検出限界値のデータはない) 引用文献: 三階・早川(1970). 高砂温泉は、データを提供して頂いた。

(c) 概要調査のための基盤技術

既存情報を用いた調査・解析の段階では、周辺地域の文献データなどから、ボーリング調査で遭遇する可能性のある地下水の概略的な水質とその分布を把握することが可能である。また、鉱泉・温泉の水温などから、その水質が高温環境で形成されたものか否か、地下深部の地熱活動の可能性などについて、予備的情報を得ることができる。しかしながら、採水深度や方法といったデータの品質に関わる情報が不足しがちであり、それらの情報を定性的なものとして取り扱う必要がある。

(iv) 希釈効果の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

地層処分の観点からの希釈効果は、高透水性を有し、分布領域が広くかつ比較的幅広い厚さを有する帯水層や大規模な割れ目帯などに期待することができる。東濃地域においてこの希釈効果が期待できる地質・地質構造要素としては、土岐花崗岩を覆う堆積岩や、大規模な断層などに伴う割れ目帯などが考えられる(例えば、石橋・山田, 1986)。これらは、多量の地下水を有する、いわゆる帯水層としての機能を果たすと考えられる。希釈効果を評価するためには帯水層に相当する構造の分布(正確には断面積)とその中での流速分布を把握することが必要であるが、帯水層の断面積については空間的な不均質性があり、これを把握することは容易ではない。従って、ここでは帯水層の分布領域の広さを指標として、あらかじめ帯水層として想定される地質・地質構造要素を抽出したうえで、抽出した各要素におけるダルシー流速を比較することにより希釈効果を評価した。

ローカルスケールにおける既存情報を用いた調査・解析段階では、帯水層の希釈効果を把握するために、既存の地質文献に基づく情報(石原・鈴木, 1969; 糸魚川, 1980; 陶土団体研究グループ, 1982; 動力炉・核燃料開発事業団, 1994)を用いて帯水層として想定される堆積岩(瀬戸層群および瑞浪層群)の概括的な分布に関する情報を取得した。なお、帯水層の希釈効果を把握するために必要な流速分布に関しては、地下水流動解析によって得られるダルシー流速を基に評価することが適当と考えられるが、本調査・解析段階においては、解析領域内の地質・地質構造要素ごとの水理特性が取得できないことから、水理地質構造モデルの構築および地下水流動解析は実施しなかった。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

既存の地質文献に基づく情報(石原・鈴木, 1969; 糸魚川, 1980; 陶土団体研究グループ, 1982; 動力炉・核燃料開発事業団, 1994)を整理した結果、帯水層として想定される瀬戸層群および瑞浪層群の平面的な分布範囲や厚さ分布などを概括的に把握することができた。ま

た、帯水層としての機能を有する可能性がある月吉断層の分布を把握した。以上により、既存情報に基づいて、帯水層として想定される堆積岩の分布を概括的に把握できることが確認できた。

(c) 概要調査のための基盤技術

ローカルスケールにおける既存情報に基づいて帯水層の希釈効果を把握するうえでは、水理特性を取得できる場合はほとんどないと考えられるが、帯水層として想定される地質・地質構造要素の概括的な分布については、既存の地質文献に基づく情報を用いることによって把握できると考えられる。

(v) 地下空洞周辺の力学・水理状態の把握および地下の温度環境の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

ローカルスケールにおける既存情報を用いた調査・解析では、地下空洞周辺の力学・水理状態の把握のための基本的な情報として、広域応力場、岩盤の物理・力学特性および断層や、地温および熱特性に関するデータを収集することにより、概略的な地質環境を把握し、以降の調査や解析のための基本的な情報として整理することが目標となる。

ローカルスケールにおける岩盤の初期応力（広域応力場）については、日本近辺のプレートの移動方向（例えば、Forsyth and Uyeda, 1975；中村, 1983）、三角測量やGPSなどの測地学的評価方法（日本測地学会編, 1986；GPS 大学連合, 1989）、地震学的評価方法（例えば、Jang and Sugawara, 1996）、断層の形成機構に基づく推定などの情報や方法によって推定した。また、岩盤の初期応力の深度分布については、岩盤の初期応力測定結果に関する文献（Kanagawa et al., 1986；斎藤ほか, 1988）に加え、第2次取りまとめに示された東濃地域や釜石鉱山におけるデータを参照し、検討した。

岩盤の物理・力学特性については、公開文献のデータを参照することから検討を開始する。第2次取りまとめに示された、主に土木や資源の分野において取得されているデータを既存情報に基づき収集するとともに（佐藤ほか, 1992）、東濃地域や釜石鉱山において取得されたデータを岩石の種類ごとに6つに分類し、統計量や深度依存性について検討した（佐藤ほか, 1999）。

断層については、地質調査所の地質図や活断層マップ（例えば、活断層研究会編, 1991；中田・今泉編, 2002）を用い、その分布を把握した。また、リニアメントについては、空中写真を判読することにより長さや方位を把握した。

熱特性のデータも第2次取りまとめに示されたデータを参照した。他に公開されているデータベースとしては地熱調査所において地熱調査の坑井データが地熱情報データベースに収録されており、深度が100 mより深い321本の坑井データが坑井ごとに図表に編集されている（地質調査所, 1991）。

地下の温度環境については、日本全国の坑井データをもとに編集された地温勾配図（矢野ほか, 1999）や、岩盤の物理・力学特性と同じ方法で収集されたデータが取りまとめられている（佐藤ほか, 1999）ため、これらを参照した。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

広域応力場に関する情報として、東濃地域における三角測量の結果を図4.2.3-6に示す（地震予知総合研究振興会, 1990）。図によると東濃地域における圧縮軸の卓越方向はおおむね北西-南東である。また、日本周辺のプレートの移動方向から推定される圧縮方向や山田断層帯（糸魚川, 1980）などの近辺の断層の生成条件に基づいて推定される圧縮方向もおおむね北西-南東方向である。従って、東濃地域における広域応力場の最大主応力方向が北西-南東方向であることが推定できる。対象地域の広域応力場を把握するために三角測量結果やプレートテクトニクスに基づいて推定される情報と比較して多角的に判断することは、結果

の信頼性を向上させるために有効な手段と考えられる。

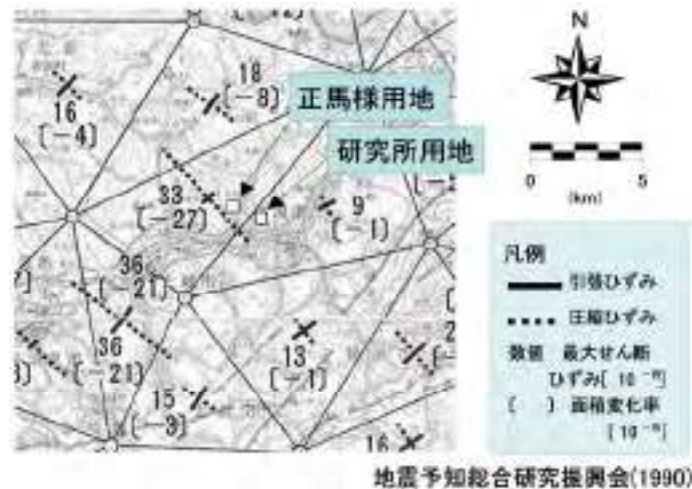


図 4.2.3-6 東濃地域における三角測量結果

(正馬様用地・研究所用地いずれの用地においても NW-SE 系の圧縮歪が卓越していることが分かる。)

岩盤の物理・力学特性については、第 2 次取りまとめにおける既存情報の収集により各種物性値の統計量が得られている(佐藤ほか, 1999)。東濃地域に分布する土岐花崗岩は酸性(珪長質)の結晶質岩に分類されるため、同花崗岩の物理・力学特性は、この分類の範囲内に分布すると予想した。既存情報を用いた調査・解析段階においては研究対象地域の岩盤の物理・力学特性の代表的な値、すなわち平均値などを把握しておき、次段階以降に取得した値との比較を行うことによって対象地域の岩盤の物理・力学特性の特徴を明らかにすることができる。そのための比較対象として収集した既存情報を用いた調査・解析の結果はデータ数が多く統計学的に信頼性の高いデータであると考えられる。また、最近では、全国の岩石の地下深部における物性値が公開されデータ集としてまとめられており(星野ほか, 2001)、これらとあわせてデータベースを構築すればより一層信頼性の高いデータが取得可能である。

不連続構造については、活断層マップの判読により、東濃地域には多数の断層が存在することが分かった。不連続構造の存在は後の調査段階で行われる初期応力測定結果に影響を及ぼすことが予想される。また、実際に初期応力測定を行った際に広域応力場とは異なる結果となった場合において、その原因究明を不連続構造より考察することもできる。さらに、このような不連続構造が透水層となっているケースが多い。以上のことから、既存情報を用いた調査・解析段階において、岩盤の力学・水理状態の研究のために断層などの不連続構造の分布を把握することは重要である。また、次段階以降に実施する航空写真による調査や地表踏査の事前調査としての観点からも有効であると考えられる。

地下の温度環境については、東濃地域が火山および地熱地帯ではないため、地温勾配は全国平均である $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 程度と想定した。また、熱特性についても第 2 次取りまとめにおいて収集した既存情報から酸性(珪長質)の結晶質岩と同程度と想定した。岩盤の物理・力学特性の項目で記述したとおり、第 2 次取りまとめにおいて収集した既存情報に基づくデータは統計学的に信頼性の高いデータである。温度検層結果のデータ数を増やすことに関してはほぼ全国各地が網羅されているので特に必要がないように思われる。

(c) 概要調査のための基盤技術

既存情報に基づく調査・解析段階で広域応力場に関する情報を把握するためには、三角測量の他に GPS のデータも利用することが可能である。直近の数年間を対象とした歪分布のデータを取得することが可能となり、三角測量のデータと合わせて評価することにより、有益な情報を取得できる可能性がある。全国の岩石の地下深部における物性値が公開されデータ

集としてまとめられていることは既に述べたとおりである，これらを整理・統合することによってより精度の高いデータベースが構築され，概要調査地区の選定において有益な情報となる可能性がある。

(3) 空中および地表からの調査・解析

(i) 地質構造の三次元分布の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

空中および地表からの地質・地質構造に関する調査・解析では，ローカルスケールにおける地質構造の三次元分布を把握するために，空中物理探査（電磁法探査，磁気探査，自然放射能探査；小野ほか，1999；小出ほか，2000），地上物理探査（反射法弾性波探査，屈折法弾性波探査，電磁法探査，高密度電気探査；小出ほか，2000；核燃料サイクル開発機構，2002c；天野ほか，2003；石垣ほか，2005），大縮尺の空中写真（1万分の1）を用いたリニアメント判読（佐々木・太田，2004），地表地質調査（山井ほか，1998；佐々木・太田，2004）を実施し，基盤岩類およびそれを覆う堆積岩，大規模な不連続構造の分布特性に関する情報を取得した。これらの得られた地質学的情報に基づき，既存情報を用いた調査・解析で得られた情報を確認するとともに，特に深度方向のより精度の高い情報を取得した。また，取得した情報を基に，既存情報に基づく地質図を更新した（図 4.2.3-7）。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

基盤岩類およびそれを覆う堆積岩の分布として，空中自然放射線探査結果から既存の地質図における花崗岩の地表分布と整合する γ 線強度分布を取得した。また，空中電磁探査結果からは既存情報に基づく花崗岩上面の起伏と整合する比抵抗分布を取得し，既存情報に基づく情報に矛盾がないことを確認できた。また，空中磁気探査による磁気異常分布からは，顕著な磁気強度の変化は認められなかったものの，花崗岩内の帯磁率の変化に起因すると考えられる磁気強度の平面的な変化があることを把握することができた（小出ほか，2000）。空中物理探査は，広範囲を短期間で調査できることから，既存情報に基づく広範囲に及ぶ地質学的情報を概括的に確認するうえで非常に有効な手法であると言える。一方，地上物理探査からは，より深部までの精度の高い情報を得ることができ，堆積岩と花崗岩の不整合面の起伏をより精度よく把握するとともに，堆積岩の堆積構造や花崗岩中の不均質性（風化や割れ目帯などに対応すると考えられる）についての情報を取得することができた（図 4.2.3-8；天野ほか，2003；石垣ほか，2005）。従って，空中物理探査および地上物理探査を組み合わせることで，広い範囲を効率的に調査することができると考えられる。

大規模な不連続構造に関しては，領域全体を大局的かつ網羅的に調査した空中物理探査や地上電磁探査などでは，明瞭な結果を得ることはできなかったものの，反射法弾性波探査および屈折法弾性波探査からは，堆積岩ないし花崗岩上面に対応する付近の反射面のずれや低速度領域として，月吉断層やそれ以外のいくつかの不連続構造を推定することができた。ここで推定した不連続構造の一部は，既存情報を用いた調査・解析により抽出した，実際に分布する断層や節理に対応する可能性の高い 3 km 以上の長さのリニアメント（井上ほか，1992）の近傍に確認できることから，LANDSAT および SPOT 画像，空中写真（4万分の1）の三画像を用いたリニアメント解析結果から抽出されたリニアメントの一部は，実際の不連続構造に対応している可能性がある。また，花崗岩が多く露出する地質条件下で実施した高密度電気探査からは，花崗岩中における比抵抗の変化から，いくつかの高角度の不連続構造を推定することができた（図 4.2.3-8）。これらのことから，ローカルスケールにおける大規模な不連続構造の推定・抽出においては，地質条件に応じた探査手法を適用することで，不連続構造を精度良く把握することが可能と考えられる。一方，大縮尺の空中写真（1万分の1）を用いて判読したリニアメントと地表地質調査を組み合わせた調査の解析結果においては，リニアメントの長さ別頻度分布が露頭で確認された割れ目のそれと，ほぼ同一のべき乗分布にしたがっており（図 4.2.3-9），地上からの調査では確認が比較的困難な長さ数百 m 程度の

不連続構造の分布頻度（図 4.2.3-9 中の青色線部）を推定できることが明らかになった（佐々木・太田，2004）。

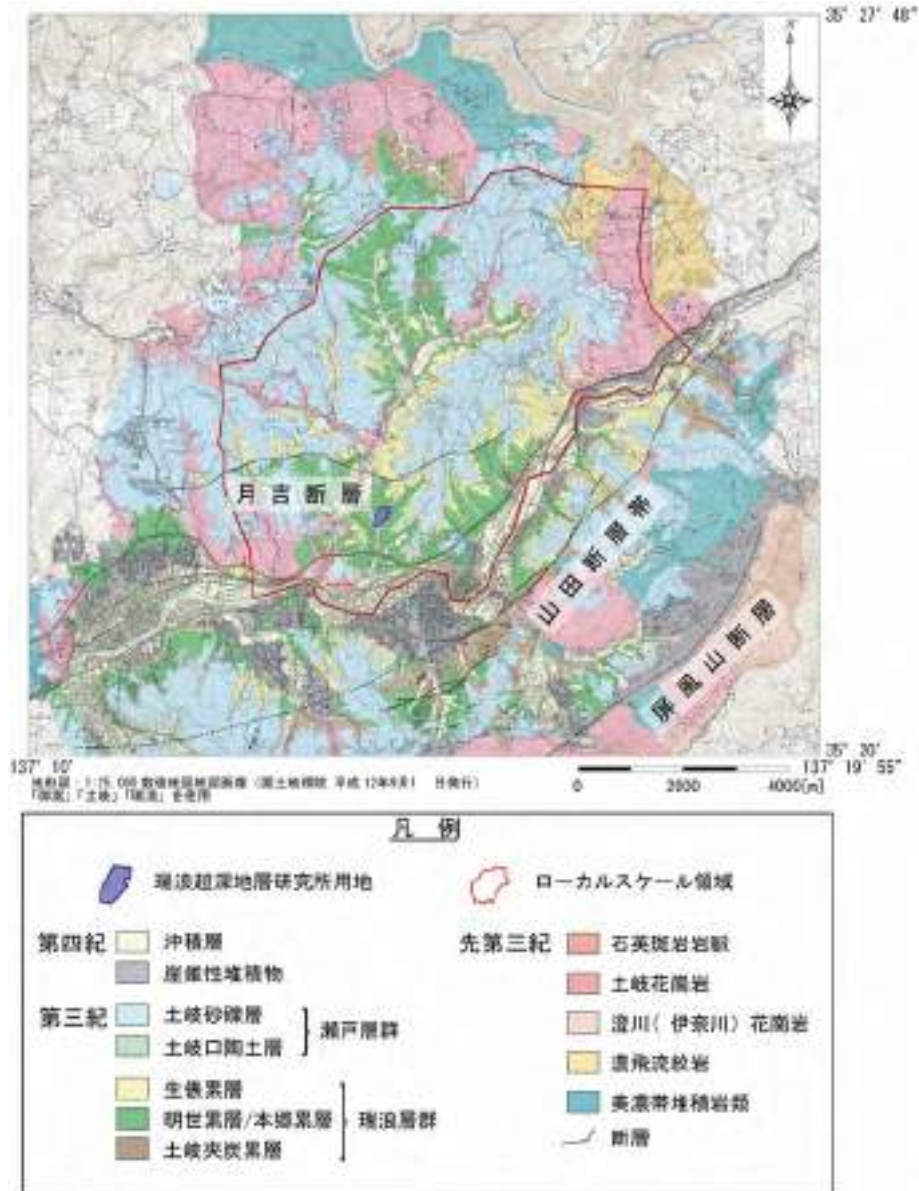


図 4.2.3-7 空中および地表からの調査・解析結果に基づき作成した地質図

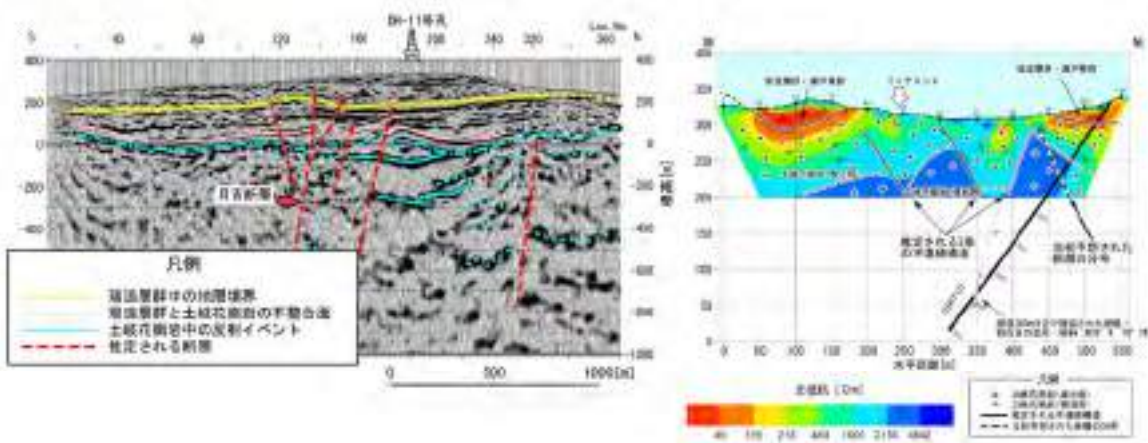


図 4.2.3-8 地上物理探査の調査結果の一例

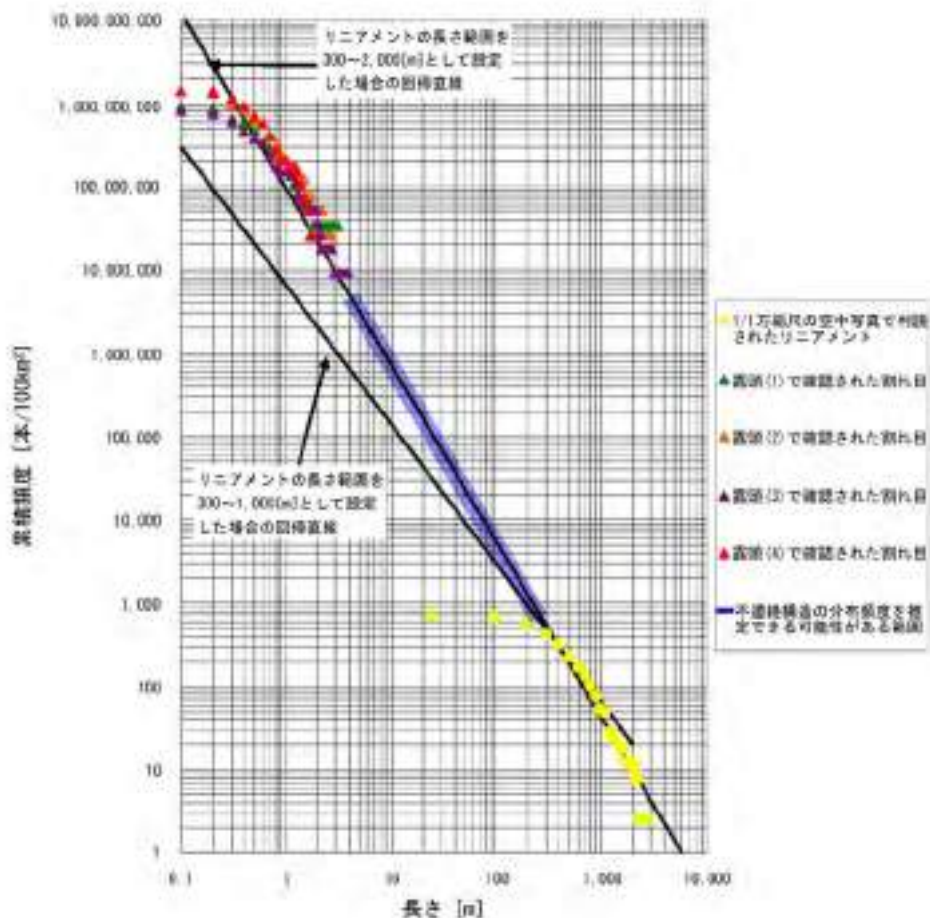


図 4.2.3-9 リニアメントおよび割れ目の長さ別累積頻度分布図（花崗岩分布域）

(c) 概要調査のための基盤技術

空中および地表からの調査・解析において、既存情報に基づく地質学的情報を確認し、対象領域の花崗岩および堆積岩の深度方向の分布特性や花崗岩中の不均質性などを把握することができる。また、地質断層（月吉断層）やそれと同程度以上の規模を有する不連続構造の分布位置や地表下への連続性、ならびにそれらよりも小さい規模を有する不連続構造の分布頻度を推定・抽出することが可能である。ここで推定・抽出された不連続構造の位置や分布特性をより精度良く把握するためには、地上物理探査や地表地質調査などともに、地表トレンチ調査を実施することも有効であると考えられる。概要調査に際しての課題としては、地質断層の推定・抽出精度の向上が挙げられ、例えば、空中電磁探査結果を参照することによる地上電磁探査結果の解析精度の向上など、三次元的な分布特性を推定可能な調査・解析手法の検討・整備を行うことが必要と考えられる。

(ii) 地下水の流動特性の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

ローカルスケールにおける空中および地表からの調査・解析段階では、地下水の動水勾配に影響を与えている地下水位分布や岩盤への涵養量などを把握するために、表層水理調査および気象観測を実施し、表層水理特性に関する情報を取得した（宮原ほか、2002a；荒井、2005a, 2005b）。ここで得られた表層水理特性に関する情報に基づき、地下水位分布を推定するとともに、観測流域ごとに水収支解析を実施し、岩盤への涵養量を算出した。さらに、これらの結果に基づきローカルスケールにおける動水勾配分布を推定した。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

表層でのボーリング孔における地下水位測定の結果、図 4.2.3-10 に示すように地下水位標高とそれを計測したボーリングでの地表標高に良い相関性があることが確認でき (Saegusa et al., 2003)、地下水位分布の大局的な傾向を把握することができた。また、地下水位モニタリングの結果、年度平均の地下水位変動は少なく、ほぼ一定の水位であることが明らかとなった。この結果から、ローカルスケールにおける大局的な動水勾配は地形形状に支配されていることが確認され、地形勾配を把握することでローカルスケールにおける大局的な動水勾配分布を推定できることが明らかとなった。

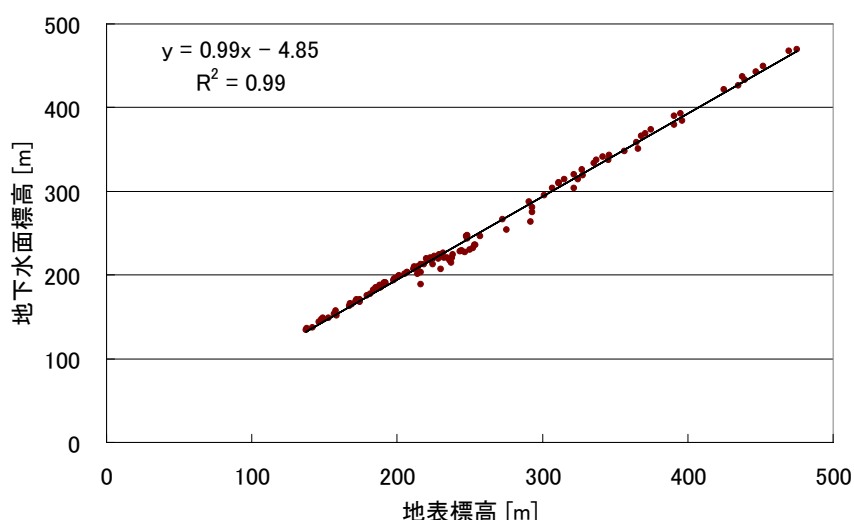


図 4.2.3-10 地下水位標高と地表標高との関係

観測流域ごとの岩盤への涵養量は、図 4.2.3-11 および図 4.2.3-12 に示すように河川流域の上流部と下流部や表層の地質状況などの影響による場所的な違いがあることや、流域面積による違いがあることが明らかとなった (山内ほか, 2000 ; 宮原ほか, 2002b ; 核燃料サイクル開発機構, 2002c)。また、岩盤への涵養量は、気象の変化による時間的なばらつきがあることが明らかとなった。従って、ローカルスケールにおける地表での水収支を把握するためには、研究領域を代表すると考えられる流域において長期間表層水理調査を実施することが有効であると言える。さらに、河川の上流部、中流部、下流部において河川流量測定を実施することによって岩盤への涵養量の空間的不均質性を把握することが可能と考えられる。

(c) 概要調査のための基盤技術

ローカルスケールにおける動水勾配分布を定量的に把握するための地下水流動解析における上部境界条件としては、空間的・時間的な不均質性が大きく、データ取得に時間を要する岩盤への涵養量ではなく、地下水位分布による固定水頭境界を設定することが有効であると考えられる。また、表層水理特性に関する情報については、解析領域を代表すると考えられる流域で取得し、地下水流動解析結果の妥当性を確認するために活用することが有効であると考えられる。

(iii) 地下水の地球化学特性の把握**(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要**

ローカルスケールにおける地表からの調査・解析では、地下水水質の三次元的分布およびその形成プロセスに関わる解析や地球化学モデルの構築において、上部境界条件や初期条件の設定に必要な地下水涵養域から流出域を網羅する領域の降水や河川水などの表層水の化学組成、同位体組成などの幅を評価することを目標として、降水、河川水、土壤水を複数年



図 4.2.3-11 観測流域位置図

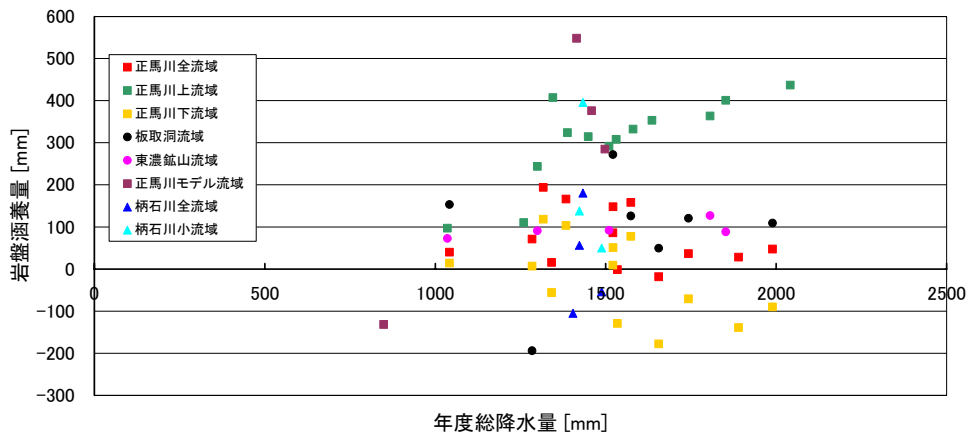


図 4.2.3-12 各年度の降水量と岩盤涵養量との関係

わたって採取し化学組成，同位体組成の分析・評価を行った（遠山ほか，2000；浅井，2001，2002）。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

降水，河川水，土壌水の長期的な採取・分析により，それらの化学組成，同位体組成の変動幅について詳細に把握することができた（Furue et al., 2003）。降水の化学成分濃度と水素・酸素同位体比には採水時期による変動が認められ，特に同位体比の変動幅については，ボーリング調査で得られる浅深度の地下水の同位体比の変動幅と比較することで，地表水が

直接的に浸透している深度を把握するための指標として活用できる。河川水の水質は Ca-HCO_3 型であり、土壤水の水質は Ca-HCO_3 型～ Na-HCO_3 型である（村田ほか，1991；尾方ほか，1995；動力炉・核燃料開発事業団，1997b；久田ほか，1997，1998a，1998b，1999；遠山ほか，2000）。豊水期と比較して渇水期には，土壤水，浅層地下水が河川に流入する割合が増加する場合があります，それらの現象を把握するためにも，複数年にわたって河川流量や蒸発散量などの表層水理特性データに基づき，各季節の表層水を採取・分析することが不可欠である。また，一部の河川水では， Mg ， K ， Ca ， Cl ， SO_4 イオンの濃度と各成分の相関から，化学肥料などの人為的な影響を受けていると判断できた。そのため，自然状態における表層水の化学特性を評価するためには，調査領域に存在する人為的汚染源の化学的特徴を把握しておく必要がある。土壤水については，粘土質の土壤では相対的に溶存分量が多いという特徴があり，調査領域の被覆層の岩石鉱物特性データを参考にすることで，地域的な特徴を詳細に評価することが可能である。

(c) 概要調査のための基盤技術

地表からの調査・解析段階においては，品質の高い情報を得るために，表層水理特性データ，岩石鉱物特性データ，人為的な汚染源情報により，調査・解析結果を補完する必要がある。地下水の初期条件を表すデータとしては，水質型や濃度変動幅に関する土壤水のデータを用いることが適切と考えられるが，採取に伴う水質変化などの取得データの品質に注意する必要がある。また，浅層部の地下水を対象とした解析においては，降水の地球化学特性も考慮に入れる必要がある。概要調査を念頭においた課題としては，人為的な影響が認められるデータを除外するための品質管理手法の確立が必要である。

(iv) 希釈効果の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

ローカールスケールにおける空中および地表からの調査・解析段階では，帯水層の希釈効果を把握するために，ヘリコプターを用いた空中物理探査および反射法弾性波探査，屈折法弾性波探査，高密度電気探査などの地上物理探査，ならびに地表地質調査などに基づいて帯水層として想定される堆積岩（瀬戸層群および瑞浪層群）の分布に関する情報を取得した（小野ほか，1999；小出ほか，2000；核燃料サイクル開発機構，2002c，2004b；天野ほか，2003；石垣ほか，2005）。また，表層水理調査（土壤水分測定，地下水位測定）を実施し，瀬戸層群の厚さとその水理特性に関する情報を取得した（宮原ほか，2002a；荒井，2005a，2005b）。ここで得られた情報に基づいて堆積岩とその基盤である土岐花崗岩の深度方向の分布，および瀬戸層群の水理特性を把握した。また，帯水層中の流速分布に関しては，地下水流動解析によって得られるダルシー流速に基づき評価することが適切と考えられるが，前段階と同様に，本段階においても，解析領域内の地質・地質構造要素ごとの水理特性が取得されないことから，水理地質構造モデルの構築および地下水流動解析は実施しなかった。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

空中物理探査（空中電磁探査）の結果，得られた比抵抗分布から概略的な土岐花崗岩上面の分布（堆積岩の下面境界）を把握することができた（小野ほか，1999；核燃料サイクル開発機構，2002c）。また，地上物理探査の結果から，堆積岩やその基盤である土岐花崗岩の深度方向の詳細な分布を推定することができた（小出ほか，2000；核燃料サイクル開発機構，2002c，2004b；天野ほか，2003；石垣ほか，2005）。また，大規模な不連続構造に関しては，反射法弾性波探査や屈折法弾性波探査などにより，堆積岩や花崗岩上面に対応する付近の反射面のずれや低速度ゾーンとして，月吉断層などを推定することができたことから，空中物理探査は堆積岩と花崗岩の境界面の概略的な分布を把握できる手法であることが確認できた。また，地上物理探査は空中物理探査と比較して同境界面のより詳細な分布が把握できることから，空中物理探査の結果を補完する有効な手法であることが確認できた。大規模断層に関しては，反射法弾性波探査や屈折法弾性波探査などにより推定することが確認できた。

また、地表地質調査や表層水理調査などの結果、瀬戸層群については、透水性は高いもののその分布域はおおむね尾根部に限定され、ほとんどの部分が不飽和帯であることが明らかとなった。このことから、瀬戸層群は希釈層としての機能が小さいことが確認できた。

空中および地表からの調査・解析は、既存情報を用いた調査・解析と比較して帯水層として想定される堆積岩の空間分布（特に深度分布）をより詳細に把握できる手法であり、帯水層の分布の不確実性を低減させることが可能である。また、表層水理調査は、浅部における地層の水理特性の把握、およびその地層が帯水層であるかどうかを確認するうえで有効であることが明らかとなった。

(c) 概要調査のための基盤技術

ローカルスケールにおける空中および地表からの調査・解析に基づいて帯水層の希釈効果を把握するうえでは、地下深部の水理特性は取得できないが、帯水層となり得る地質・地質構造要素の分布を把握することは可能である。この際、空中物理探査により帯水層となり得る堆積岩の概略的な分布深度を把握し、地上物理探査によりさらに詳細な分布深度を把握するという手順が効率的と考えられる。また、帯水層となり得る大規模不連続構造の分布については反射法弾性波探査や屈折法弾性波探査などが有効な手法と考えられる。

また、尾根部では不飽和帯が広く分布していること、および地下水の涵養域となっている可能性が高いことから、希釈効果に関する表層水理調査は、地下水の流出域となり得る河谷部において実施することが有効である。

(v) 地下空洞周辺の力学・水理状態の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

ローカルスケールにおける空中・地表からの調査・解析では、空中物理探査や地表地質調査などによって、岩体・地層や不連続構造などの地質構造データなどが得られる。これらの情報を既存情報に付加して地質構造モデルが更新され、被覆層の厚さに関する情報などの精度が向上する。一方、表層水理調査や気象観測データにより表層水理特性データが得られ、地下水流動解析の上部境界条件の設定や入力データとして反映される情報となる。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

ヘリコプターを用いた空中物理探査（電磁、磁気、自然放射線）を実施し、比抵抗、磁気異常および線強度の分布が得ることができた。これにより、比抵抗分布の情報が得られ、最終的に被覆堆積岩の厚さと基盤花崗岩の概略的な起伏分布を把握することができた。

リニアメント調査での1万分の1空中写真の判読結果（小出ほか、2000；佐々木・太田、2004）と地表踏査による割れ目分布の結果から、これらの累積頻度と長さの関係は同一のフラクタル特性を有することが分かった（図 4.2.3-9）。この関係は、ローカルスケールに分布するリニアメントの情報からそれより小さい規模の割れ目の長さ別頻度を推定する際に有用であると考えられる。

表層水理調査と気象観測データの解析から、河川流量、降水量、蒸発散量、地下水位などの表層水理特性データが得られた。これらのデータから地下への涵養量が算出され、地下水流動解析の上部境界条件として設定することができた。

上記のデータを基に更新した地質構造モデルを参考に水理地質構造モデルを更新するとともに、表層水理データを入力条件として地下水流動解析を実施した。解析の結果、大局的な地下水流動の方向が確認された（小出ほか、2000）。本スケールにおける調査・解析段階においては、具体的な地下施設のレイアウトが未定なので、地下空洞への地下水の流入量の計算は実施しない。

以上、ローカルスケールにおける空中・地表からの調査・解析段階での地下空洞周辺の力

学・水理状態の把握のための調査・結果のうち、不連続構造などの有無と地下空洞への地下水流入量の把握に関連する調査・解析結果の概要を示した。これらの情報は、ローカルスケールにおけるボーリングを利用した調査・解析の基本的な情報として取り扱うことができる。

(c) 概要調査のための基盤技術

処分場は2 km×2 kmという広い領域で地下施設レイアウトが検討されると想定されている。これらの検討にあたって、リニアメントや露頭などで把握される割れ目の概略の長さ別累計頻度が推定可能であるならば、地下施設レイアウトの検討においてそれは有益な情報となり得る。

(4) ボーリング孔を利用した調査・解析

(i) 地質構造の三次元分布の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

ローカルスケールにおけるボーリング孔を利用した調査・解析段階では、対象領域に分布する概括的な地質・地質構造ならびに地下水の流動や水質形成などを規制すると考えられる大規模な不連続構造を把握するために、ボーリングコアを用いた地質学的調査（統合化データフロー中では、「岩芯地質調査」と記載）、孔壁画像調査、物理検層、ボーリングコアを用いた室内試験、水理試験、マルチオフセット VSP 探査を実施し、調査対象となる地質・地質構造の分布や形状、岩石鉱物特性、水理特性などに関する情報を取得した（天野ほか，2003，2004）。本段階では、これまでに概括的に把握した地質・地質構造（土岐花崗岩，瑞浪層群および瀬戸層群）の分布に加え、ボーリング孔から取得された情報に基づき、土岐花崗岩中の3タイプの岩相区分と二つの岩盤領域（上部割れ目帯および下部割れ目低密度帯；三枝ほか，2001）を新たな要素として抽出し、設定した。また、地下水の流動や水質形成などを規制する大規模な不連続構造に関しては、実際にボーリング孔内で確認された月吉断層に着目し、主に地下水流動の観点から断層帯内部の構造区分を試み、それらの構造形態、岩石鉱物特性や水理特性を取得した（竹内ほか，2001，2003a）。さらに、本段階で取得・解析された地質・地質構造の分布特性について、地質学的な解釈に基づき三次元的なモデル化を行い、地質構造モデルを更新した。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

ボーリング調査の実施により、概括的な地質・地質構造として設定した土岐花崗岩，瑞浪層群，瀬戸層群の分布深度をほぼ予測の範囲内（最大で数十 m の差異）で確認できた（山井ほか，1996；核燃料サイクル開発機構，2002c）。また、地表下の土岐花崗岩が主に三つの岩相に区分され、累帯構造のような分布形態を推定することができた（図 4.2.3-13；Tsuruta et al.，2004）。

また、瑞浪層群が分布する領域において掘削した採取したボーリングコアを用いた地質学的調査や孔壁画像調査などの結果から、土岐花崗岩中の上部において低角度の傾斜（0～30度）を有する割れ目の分布密度が有意に高い岩盤領域（上部割れ目帯）とその下部の比較的割れ目の分布密度が低い岩盤領域（下部割れ目低密度帯）を確認することができた（図 4.2.3-14 左図；三枝ほか，2001）。上部割れ目帯の厚さは、それを被覆する瑞浪層群の厚さとの間に、正の相関関係が認められる（図 4.2.3-14 右図；三枝ほか，2001）ことから、空中・地表までの調査・解析段階で把握されている瑞浪層群の厚さに関する情報を合わせて用いることにより、上部割れ目帯の空間分布に関する情報を取得できると考えられる。なお、上部割れ目帯の成因に関しては、堆積岩が厚く被覆する谷底部での比較的大きな応力開放の発生とそれに伴う水平的な引張節理の形成（例えば，Lee et al.，1979）などがその一因として考えられ、それに対応する本地域の地質学的事象としては、瑞浪層群や瀬戸層群の堆積期における侵食・削剥現象（例えば，Matsuzawa and Uemura，1967；糸魚川，1980；中山，1985）や陸化に伴う海水の除荷が挙げられる。

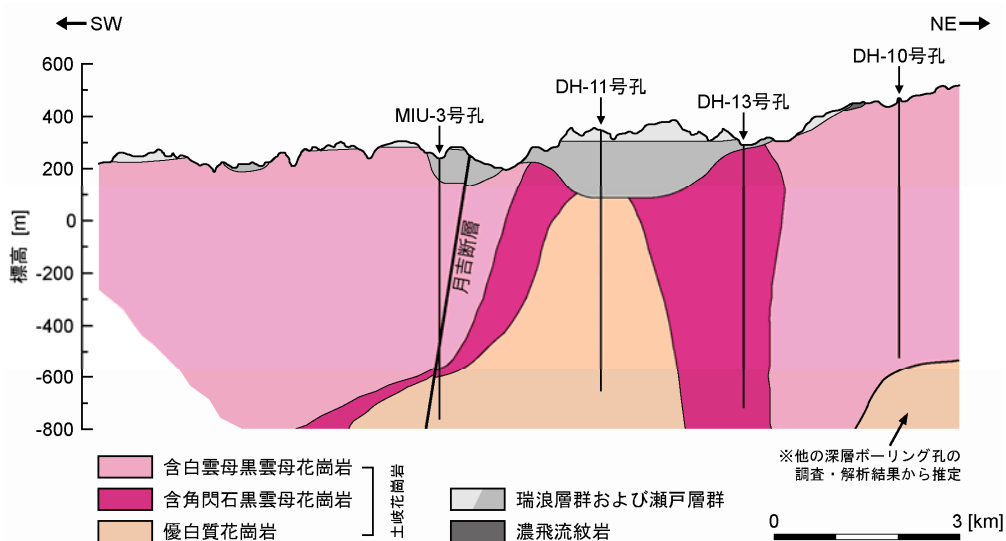


図 4.2.3-13 ボーリング調査により明らかとなった土岐花崗岩中の岩相分布

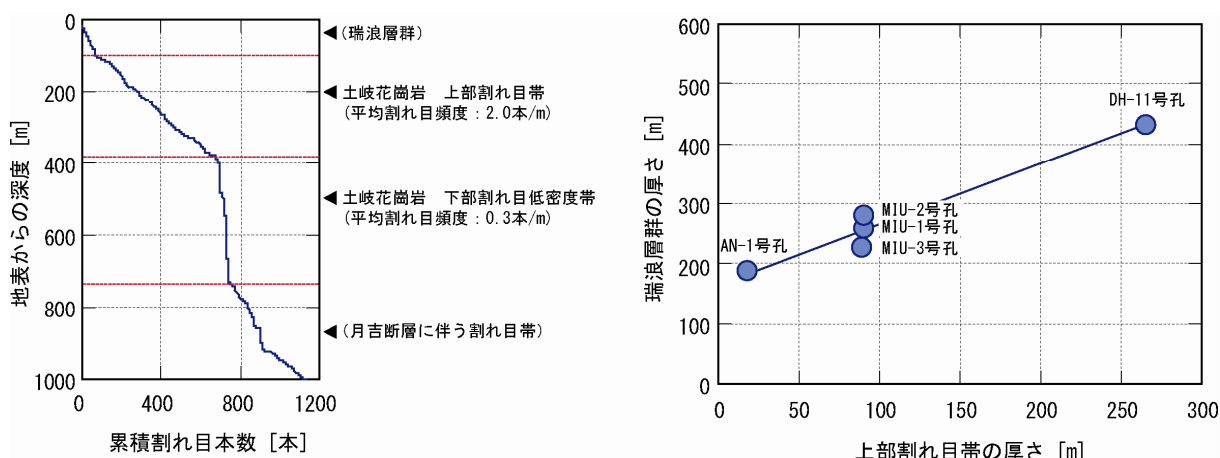


図 4.2.3-14 MIU-2 号孔における低角度傾斜 (0~30°) を有する割れ目の累積本数 (左図) および上部割れ目帯と瑞浪層群の厚さとの相関 (右図)

月吉断層に関しては、断層を捕捉したボーリングコアを用いた地質学的調査、物理検層ならびに鉱物分析などの室内試験の結果から、断層の変位が最も集中していると考えられる断層主要部 (fault core) とその周囲に発達するダメージゾーン (damage zone) に構造区分することができる (核燃料サイクル開発機構, 2002c ; Hama et al., 2002)。また、水理試験により、地質学的に区分された断層主要部が顕著な遮水構造として機能しているほか、断層周囲のダメージゾーンが高透水性構造として連続的に分布する (核燃料サイクル開発機構, 2000 ; 竹内ほか, 2001, 2003a) ことが確認できた。これらのことから、地質学的調査と水理学的調査とを組み合わせたボーリング調査は、地下水流動を規制するような断層に対して、水理特性の異なる断層内部の水理構造を抽出・区分する有効な手法であると考えられる。

以上の情報を基に構築したローカールスケールの地質構造モデルを図 4.2.3-15 に示す。このモデルにより、水理地質構造モデルの構築に必要な概括的な地質・地質構造や地下水の流動や水質形成などを規制する大規模な不連続構造に関する情報を一元的に集約・解釈できるようになった。また、三次元的な可視化をとおして、モデルが有する不確実性や場のモデルとしての妥当性の評価を行うことが可能となった。

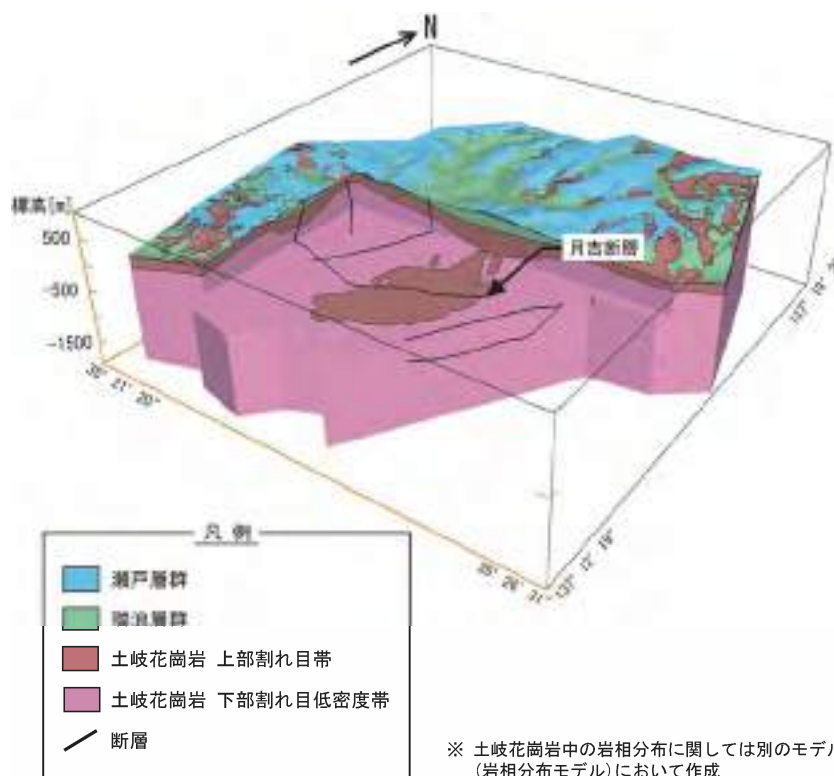


図 4.2.3-15 ローカルスケールを対象に構築した地質構造モデル（構造区分モデル）

(c) 概要調査のための基盤技術

本段階で適用したボーリング孔を利用した一連の調査・解析は、堆積岩や花崗岩、地下水流動を規制するような大規模な不連続構造の分布の推定精度を向上させるほか、その構造形態や岩石鉱物特性、水理特性などの把握を可能にすると考えられる。特に、ボーリングコアを用いた地質学的調査や孔壁画像調査などは、空中・地表からの調査・解析段階では把握することのできなかつた花崗岩中の岩相区分や断層内部の構造要素などを抽出することができ、地質構造モデルや水理地質構造モデル、さらにはそれらのモデルに基づく地下水流動解析の結果の不確実性などを低減させることができる。一方、ボーリング孔を利用した調査・解析では、比較的小規模な不連続構造に関する情報についても合わせて取得できることから、例えば、空中および地表からの調査・解析段階において推定されている不連続構造の頻度や規模をボーリングコアを用いた地質学的調査や孔壁画像調査により確認し、その推定精度を上げることも有効と考えられる。概要調査に際しての技術的課題としては、地下水の流動や水質形成などを規制する不連続構造の分布に関する推定精度の向上が挙げられ、地下水流動解析に基づく情報の過不足の評価ならびに不足した情報を取得するための地質学的・地球物理学的手法の改良・整備が必要と考えられる。

(ii) 地下水の流動特性の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

ローカルスケールにおけるボーリング孔を利用した調査・解析段階では、岩盤の透水性分布および動水勾配分布を把握するために、地形の起伏に支配される地下水の主流動方向に沿って掘削したボーリング孔、および断層の分布や幾何形状、岩石鉱物特性、水理特性などを把握するために掘削したボーリング孔などを用いて流体検層や単孔式水理試験、掘削応答モニタリング（ボーリング孔掘削中の逸水や水理試験における揚水に伴う水圧などの変化を周

辺のボーリング孔においてモニタリングすること), 長期地下水モニタリングを行った (小出ほか, 2000 ; 中野ほか, 2001 ; 花室ほか, 2002)。また, これらの調査によって得られた深層水理特性データ, および地質構造の三次元分布を表現した地質構造モデルに基づき水理地質構造モデルを構築し, 岩盤の透水性の三次元分布を把握した。また, この水理地質構造モデルに基づく地下水流動解析を実施し, 涵養域から流出域までの動水勾配分布を把握した (大山ほか, 2005a ; 森田ほか, 2005)。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

ボーリング孔における単孔式水理試験 (表 4.2.3-2) において測定された透水係数や間隙水圧分布, 掘削応答モニタリング結果により, 研究領域内の数 km 程度のトレース長を有する断層については, 断層主要部で遮水性を有しているとともに, 断層主要部の周辺に発達した断層に伴う割れ目帯は高透水性を有していることが確認された (中野ほか, 2001 ; 升元ほか, 2004 ; 大山ほか, 2004)。断層が有する水理特性を把握するうえでは, 水理試験のみならず断層上下での間隙水圧測定および掘削応答モニタリングが有効であることが確認できた。また, 花崗岩中の上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯との間に透水性のコントラストがあることが確認された (例えば, Saegusa et al., 2003)。このことから, 水理特性を地質構造モデルに加えることによって水理地質構造モデルを構築し (図 4.2.3-16), 岩盤の透水性の三次元分布を把握することができた。以上のことから, 岩盤の透水性分布を把握するためには, 割れ目帯や断層などの地質・地質構造を考慮した水理試験の試験区間設定が重要であると言える。

表 4.2.3-2 単孔式水理試験における試験・解析方法と結果概要

	試験方法	解析方法	調査結果	
			透水係数	パルス試験 スラグ試験 揚水試験
			割れ目帯	範囲: 4.0E-11~1.0E-4 [ms ⁻¹]
間隙水圧	間隙水圧測定	間隙水圧実測 (安定時)	基本的に静水圧分布 (DH-10号孔は涵養傾向, DH-12号孔は流出傾向)	

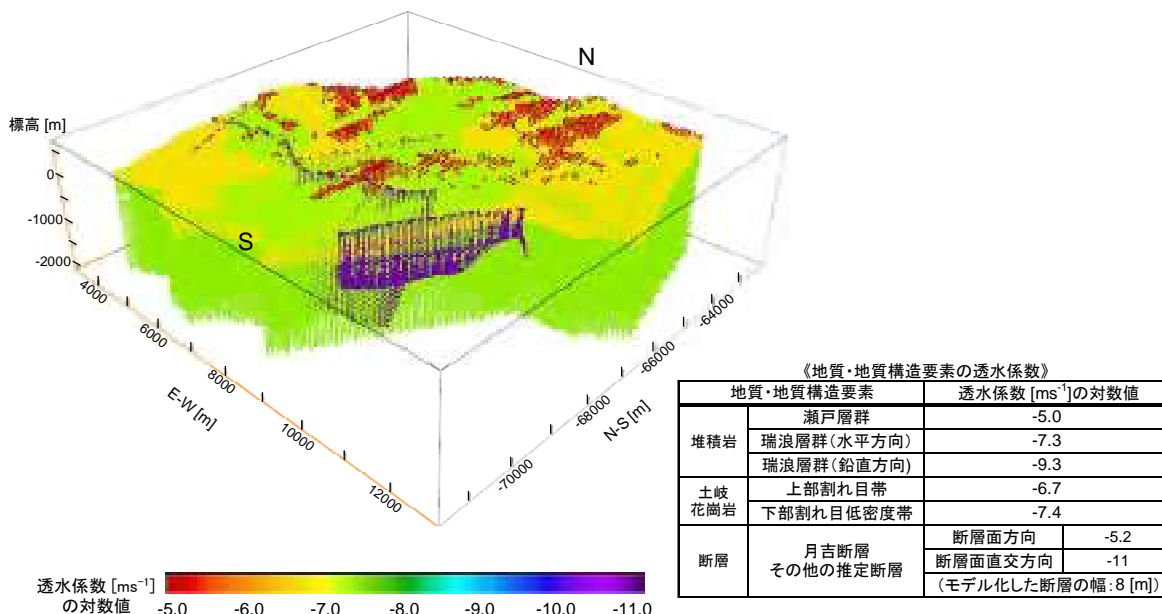


図 4.2.3-16 水理地質構造モデル (透水性の三次元分布)

さらに、ローカルスケールにおける動水勾配分布を求めるために、地下水流動解析結果に基づき水頭分布を算出した結果、地下水の主流動方向は地形に支配されており、標高の高い領域北東部では涵養傾向、標高の低い河川部で流出傾向、それ以外はおおむね静水圧分布を示していることが確認された（図 4.2.3-17）。この傾向は、ボーリング孔での間隙水圧分布および水質分布と整合的である。このことから、地下水流動解析結果の妥当性を確認するための間隙水圧分布および地下水流動に伴う水質の変化の両者を合理的に把握するためには、涵養域から流出域までの一つの地下水流動系に沿ったボーリング調査が有効であると考えられる。また、地下水の主流動方向とほぼ直交し、遮水性を有する断層部においては、その上流側で被圧傾向の水頭分布を示すことや、このような水理特性を有する断層で挟まれた領域の動水勾配が小さくなるといった結果が得られた。従って、水頭分布の不連続性（局所的な変化）や上昇流を生じさせる水頭分布を把握するためには、地下水の主流動方向とほぼ直交する断層の水理特性を把握することが有効であると考えられる。さらに、断層などの影響によって生じる動水勾配分布の不均質性を精度良く把握するためには、ボーリング調査による深層水理特性データに基づく水理地質構造モデルを構築するとともに、そのモデルに基づく地下水流動解析が有効な手段であると言える。

ボーリング孔を利用した調査・解析において、地質・地質構造要素ごとの水理特性を把握するとともに、その結果を補間することにより、岩盤の透水性の三次元分布を把握することができた。また、その結果に基づく地下水流動解析を実施することによって、三次元的な動水勾配分布を把握することができ、空中および地表からの調査・解析段階と比べて動水勾配分布の推定精度を大きく向上させることができた。

(c) 概要調査のための基盤技術

動水勾配分布を把握するための地下水流動解析結果の妥当性を確認するための間隙水圧分布や、地下水流動に伴う水質の変化を合理的に把握するためには、涵養域から流出域までの一つの地下水流動系に沿ったボーリング配置が有効であると考えられる。

また、調査領域内に多数の断層が分布している場合は、動水勾配分布などに与える影響の大きい地下水の主流動方向にほぼ直交する断層の水理特性を優先的に調査することが有効であり、この水理特性の調査においては、水理試験のみならず断層上下での間隙水圧測定や掘削応答モニタリングを組み合わせて実施することが有効である。

さらに、地下水流動解析結果と地下水の滞留時間との比較検討によって、水理地質構造モデルの信頼性を向上させるためには、古水理地質学的な観点での調査研究（Yusa et al., 1993；太田・湯佐，2003）が必要であると考えられる。

(iii) 地下水の地球化学特性の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

ローカルスケールにおけるボーリング孔を利用した地球化学調査では、広域的な地質構造および地下水流動状態を踏まえたうえで、酸化還元環境、pH 環境、地下水中の塩分濃度（溶存成分濃度）といった、地下水の三次元的な水質分布を把握すること、それに関わる手法開発、有効性の評価を目標として、土岐花崗岩に掘削された深度 500 m～1,000 m のボーリング孔十数本を用いて、地下水および鉱物試料の採取・分析、pH、酸化還元電位（Eh）の原位置測定を行った（天野ほか，2003，2004）。調査によって得られた一次情報（Furue et al., 2003）から、調査時の品質管理データなどに基づき解析に必要なデータを選別し（古江ほか，2005a）、理論解析（熱力学解析や多変量解析など；Arthur, 2003；Metcalf et al., 2003；阿島ほか，2005）により、未調査領域やサイトスケールにおける地球化学特性の推定、ならびに地層処分の時間スケールでの地球化学特性を考察するために必要と考えられる、三次元的な地下水の水質分布とその形成プロセスを表現する地球化学モデルの構築を行った。

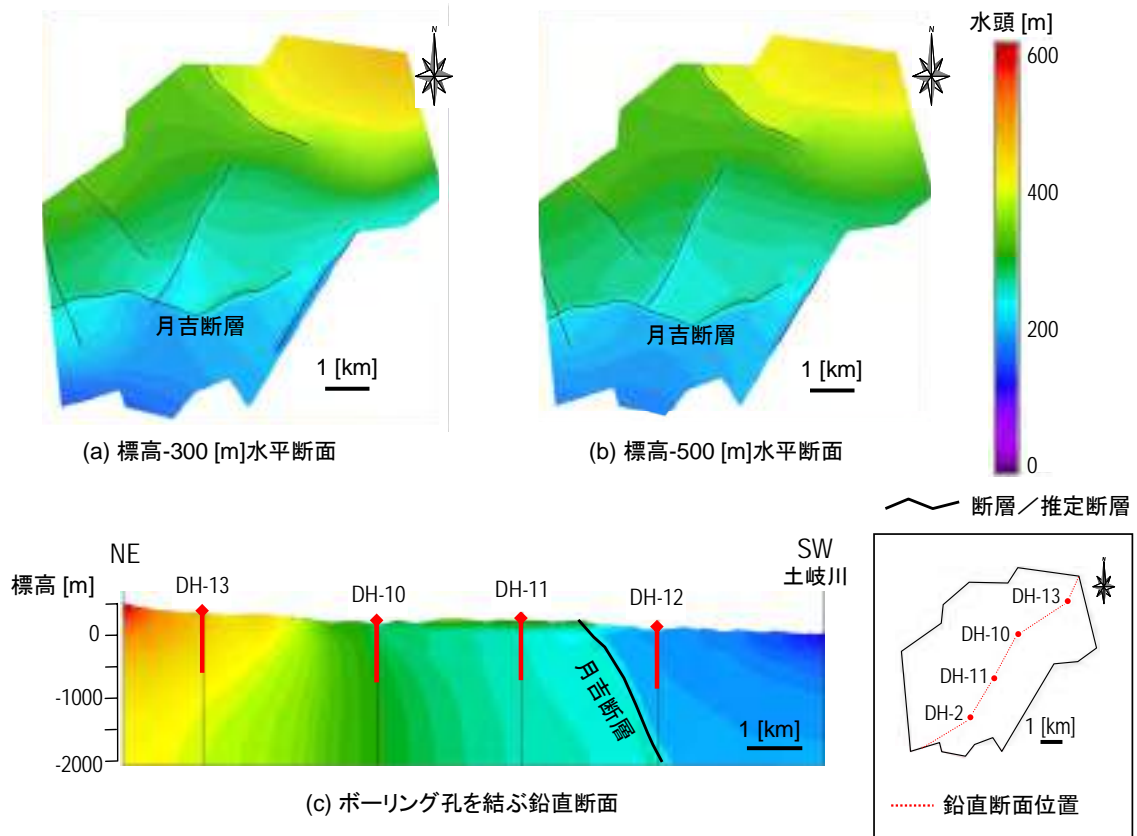


図 4.2.3-17 水頭分布（地下水流動解析結果）

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

ボーリング孔を用いた地下水採水および原位置での物理化学パラメータの測定により、地表からの調査・解析の段階で得られなかった三次元的な地下水の塩分濃度、pH、酸化還元電位の分布について詳細に把握することができた（表 4.2.3-3；Iwatsuki and Yoshida, 1999；核燃料サイクル開発機構, 1999b；阿島ほか, 2005）。

表 4.2.3-3 ローカルスケールにおける地下水水質の概要と課題

	調査方法*	調査結果	課題
主な水質 塩分濃度 (TDS)	バッチ式・揚水式採水, 分析	Na-(Ca)-HCO ₃ 型水質 Na-Cl型水質 約40~2,700 [mg/L]	掘削水逸水に関わる 品質管理
pH	フローセル型電極・原位置測定, 溶存成分・鉱物データに基づく理論解析	6.0~11.2	?
酸化還元電位	フローセル型電極・原位置測定, 溶存成分・鉱物データに基づく理論解析	0~-400 [mV]	測定時間の短縮化, 長期的変遷の解析手法開発。

* Hama et al., 1994；古江ほか, 2003

ローカルスケールの土岐花崗岩中には、北方の地下水涵養域において Na-(Ca)-HCO₃ 型地下水、南方の地下水流出域（サイトスケールにおける研究領域）において Na-Cl 型地下水が分布している（阿島ほか, 2005）。両地下水の分布境界に、その上盤と下盤で地下水頭の異なる月吉断層が地下水流動方向とほぼ直交するように分布することから、大規模な地質構造とそれに規制される地下水流動が地下水の地球化学特性の分布に影響を与えている可能性が示

唆される。従って、地下水の主流動方向とほぼ直交する方向を持った月吉断層と同規模あるいはより大きな断層が存在する場合は、断層が地下水の流動および地球化学特性に影響を及ぼしている可能性を念頭において、ボーリング配置などの調査計画を作成する必要がある。

概略的な地下水の水質形成プロセスを把握する手法として、多変量解析の一手法である主成分分析に混合とマスバランス計算を組み合わせた解析手法 (Laaksoharju et al., 1999) がある。ローカールスケールにおける調査・解析では、主成分となる地下水水質を抽出したうえで、それらの混合により領域内の地下水水質を説明できるか否かを把握し、可能である場合は混合状態を定量的に表現する。不可能である場合は溶存成分濃度に基づく熱力学的解析や鉱物の変質状態の観察などにより主要な水質形成プロセスを明確にするといった手順で解析を試みた。その結果、Na-(Ca)-HCO₃ 型地下水については水質形成に関わる主要な水-岩石反応を明らかにすることができ、Na-Cl 型地下水については端成分となる地下水の混合状態でその塩分濃度を定量的に表現することができた (Iwatsuki and Yoshida, 1999; 阿島ほか, 2005)。このことから、多変量解析や熱力学解析といった理論的手法と水質や鉱物の変質状態の観察を組み合わせた調査・解析手法は、岩盤中の地下水水質を評価するための有効な手法であると言える。

pH および酸化還元電位については、原位置の脱ガスのない圧力条件で大気と触れることなく測定することにより品質の高いデータを得ることができる。ローカールスケールにおける調査では、数本のボーリング孔において原位置測定を行い、土岐花崗岩中の地下水の pH および酸化還元電位の三次元的分布を把握することができた。なお、溶存成分濃度の低い緩衝性の小さな地下水においては、酸化還元電位測定値が安定状態に達するまで数日間を要することがあり、精確な酸化還元電位値を得るためには、工程に裕度のある調査計画を組む必要があることが経験的に明らかになった。測定値の品質を確認するため、溶存成分濃度に基づく熱力学的解析 (Arthur, 2003)、pH および酸化還元電位に関与する鉱物 (炭酸塩鉱物や含鉄・含硫黄鉱物など) の変質状態の確認を行った結果、実測値の妥当性が理論的に示され、原位置における測定手法とその妥当性を評価する解析手法の有効性を確認できた (核燃料サイクル開発機構, 1999b)。一方、地層処分時間スケールで地下深部の地球化学特性の安定性を推察する手法として、炭酸塩鉱物の同位体組成と結晶形、地史に基づく解析手法が pH の長期的変遷を解析するうえで有効であった (Iwatsuki et al., 2002)。また、地下水中の硫酸イオン、硫化鉱物の硫黄同位体比、微生物の種組成や活性の調査 (村上ほか, 2003) から、土岐花崗岩では、黄鉄鉱の溶解と微生物による硫酸還元、さらに黄鉄鉱の沈殿が過去から現在にかけて繰り返し起こっている可能性が示された。なお、これらの点については、地史を考慮してより詳細に時間軸を与えられる可能性があり、岩盤中の酸化還元状態の長期的変遷に関わる今後の課題として、古水理地質学的視点の基に、生物化学的な緩衝反応を考慮に入れた水-鉱物-微生物相互反応システムの研究が重要であると考えられる。

(c) 概要調査のための基盤技術

岩盤中の地下水水質を概括的に評価するためには、多変量解析や熱力学解析といった理論的手法と水質や鉱物の変質状態の観察を組み合わせた調査・解析手法が有効である。概要調査におけるボーリング孔を利用した調査・解析を念頭において、この段階で残されている課題として、地下水水質データの信頼性を担保するために、ボーリング孔掘削時の掘削水の逸水に関わる品質管理手法を確立すること、酸化還元電位に関わる情報を効率的に取得するために、測定時間の短縮化に関わる技術を開発すること、酸化還元状態の長期的安定性に関わる情報を得るための手法を開発することやそれに関連した生物化学的な視点に基づく研究を行うことなどが挙げられる。

(iv) 希釈効果の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

ローカールスケールにおけるボーリング孔を利用した調査・解析段階では、帯水層の希釈効

果を把握するために、500 m～1,000 m 級のボーリング孔を用いた地質学的調査、孔壁画像調査、物理検層、マルチオフセット VSP 探査、流体検層、水理試験などを実施し、瑞浪層群の深度分布や土岐花崗岩中の地質構造の分布の把握ならびに地質・地質構造要素ごとの水理特性に関する情報を取得した（小出ほか、2000；核燃料サイクル開発機構、2001b, 2002d；天野ほか、2003, 2004）。ここで得られた地質学的情報や前段階までの調査結果に基づき瀬戸層群や瑞浪層群の境界深度、花崗岩中の地質・地質構造要素ならびに不連続構造の三次元分布を基に地質構造モデルを構築した。さらに、構築された地質構造モデルにボーリング調査によって取得された水みちの分布や地質・地質構造要素ごとに求めた水理特性データを用いて水理地質構造モデルを構築した。また、構築した水理地質構造モデルに基づき地下水流動解析を実施し（大山ほか、2005a）、地質・地質構造要素ごとのダルシー流速を求めた。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

ボーリング孔における地質学的調査により、瑞浪層群の詳細な分布や花崗岩中の上部割れ目帯などが推定された（三枝ほか、2001）。また、堆積岩と上部割れ目帯の厚さの相関から上部割れ目帯の三次元分布が推定された。この上部割れ目帯は下部低密度割れ目帯と比較して透水性が高いことから帯水層として機能する可能性が考えられる。地下水流動解析結果に基づき帯水層と想定される地質・地質構造要素について、そのダルシー流速分布を比較した（図 4.2.3-18）。これによると、花崗岩中の上部割れ目帯のダルシー流速分布が高く、瑞浪層群では低いことが分かる。従って、これらの地質・地質構造要素の中で希釈効果は、花崗岩中の上部割れ目帯で期待できる可能性が示された。

ボーリング孔を利用した調査により堆積岩や花崗岩の深度分布および水理特性が把握され、前段階までの調査結果と合わせて解釈することにより、地質・地質構造要素の三次元分布ならびに地質・地質構造ごとの水理特性を把握することができた。このことは、本調査が希釈層として機能する可能性がある地質・地質構造要素の分布や水理特性を把握できる有効な手法であることを示している。また、地下水流動解析により求められるダルシー流速分布は、地質・地質構造要素の希釈効果を把握できる有効な指標であることが確認できた。

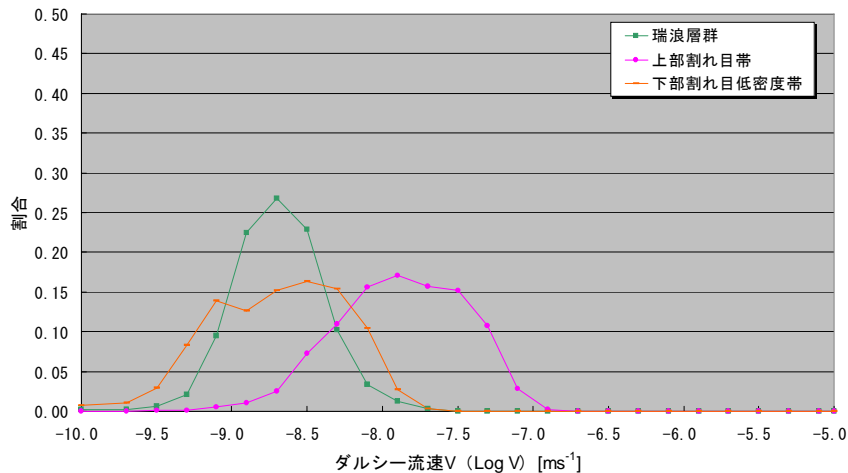


図 4.2.3-18 ダルシー流速分布

（ローカールスケールにおけるボーリング孔を利用した調査・解析結果、縦軸は累積頻度の総数を 1 としたときの割合を表す。）

(c) 概要調査のための基盤技術

ローカールスケールにおけるボーリング孔を利用した調査・解析に基づいて帯水層の希釈効果を把握するうえでは、前段階までの調査・解析結果とボーリング調査結果とを組み合わせることにより、帯水層と期待される地質・地質構造要素の分布と水理特性に基づく地下水流動解析結果により得られるダルシー流速分布を比較することが有効と考えられる。また、流出域に分布する帯水層と想定される地質・地質構造要素の地質および水理特性をできるだけ

広く正確に把握するための調査・解析を実施することが望ましいと考えられる。

(v) 地下空洞周辺の力学・水理状態の把握および地下の温度環境の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

ローカールスケールにおけるボーリング孔を利用した調査・解析では、ボーリング孔およびボーリングコアを用いた試験や解析を実施し、それらを地下施設の概念設計あるいは基本設計のための情報として取りまとめることが目標となる。

ローカールスケールにおける岩盤の初期応力については、ボーリング調査で実施される検層や室内物理試験などの結果から算出される密度や単位体積重量に深度を掛けた土被り圧を算出した。加えて、AE法（Acoustic Emission）やDRA法（Deformation Rate Analysis）などのボーリングコアを用いた初期応力測定を実施した。岩盤の物理・力学特性については、ボーリングコアを用いた室内試験により、密度、弾性波速度、一軸圧縮強度、弾性係数などの物性値を取得した。

ボーリング孔やボーリングコアを用いた地質学的調査や水理学的調査により、岩相データや地質構造データが取得され、地質構造モデルや水理地質構造モデルが作成される。このモデルにおいては、ボーリング調査で得られた不連続構造の情報が含まれる。広域地下水流動研究においては、東濃地域の約10 km四方の領域においてボーリング調査を実施し、これらのモデル化や解析手法の開発を行っている（例えば、小出ほか、2000）。

地下の温度環境については、ボーリング調査の温度検層により地温勾配を、ボーリングコアを用いた室内試験により熱特性をそれぞれ把握した。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

岩盤の初期応力については、広域地下水流動研究で掘削されたDH-6, 7, 8号孔のボーリングコアを用いてAE法とDRA法による初期応力測定を行い、鉛直応力を求めた。鉛直応力は深度が大きくなるにつれて線形的に増加し、岩石の単位体積重量から換算した土被り圧とおおむね一致する傾向が認められた（松井・佐藤、1999）。このことから、広域的な視点で鉛直方向の応力分布を推定する場合には、岩石の単位体積重量から換算した土被り圧を考慮すれば推定可能であることが確認できた。

岩盤の物理・力学特性については、DH-6, 7, 8号孔のボーリングコアを用いた室内試験を実施した（松井・佐藤、1999）。この結果と文献データ（佐藤ほか、1992, 1999）とを対比した結果を図4.2.3-19に示す。土岐花崗岩の代表的な値が全国平均と比較した場合にどの程度の値であるかを把握できた。土岐花崗岩の力学特性（一軸圧縮強度、引張強度、せん断強度やそれらから算定できる弾性係数など）は全国平均の値よりも若干高めであることが確認され、土岐花崗岩は硬質な花崗岩であることが推定される。調査・解析段階が進むにつれさらに土岐花崗岩のデータが蓄積されていくことから、統計学的に土岐花崗岩が全国の結晶質岩の中でも硬質な部類に分類できることが確認できるようになると推定される。また、初期応力測定結果と合わせて地山強度比（土被り圧と一軸圧縮強度との比）が求められ、坑道掘削時の施工性を概略的に検討することができるとともに、コア観察で取得される岩盤等級に基づいて概略の空洞安定性評価や支保設計などが可能となる。

ボーリング調査結果をもとに構築されたローカールスケールの地質構造モデルに、代表的な地質構造に対応した透水係数をあてはめた水理地質構造モデルを構築し、地下水流動解析を実施した。この結果、ローカールスケールにおける研究領域での地下水の間隙水圧分布はおおむね静水圧分布を示し、動水勾配は地形に対応して北東で高く南西で低くなった。この結果は河川の流動方向と一致することから、ローカールスケール程度（十数 km 四方）の場における概略の地下水流動を把握するうえで有効であることが明らかになった（小出ほか、2000）。

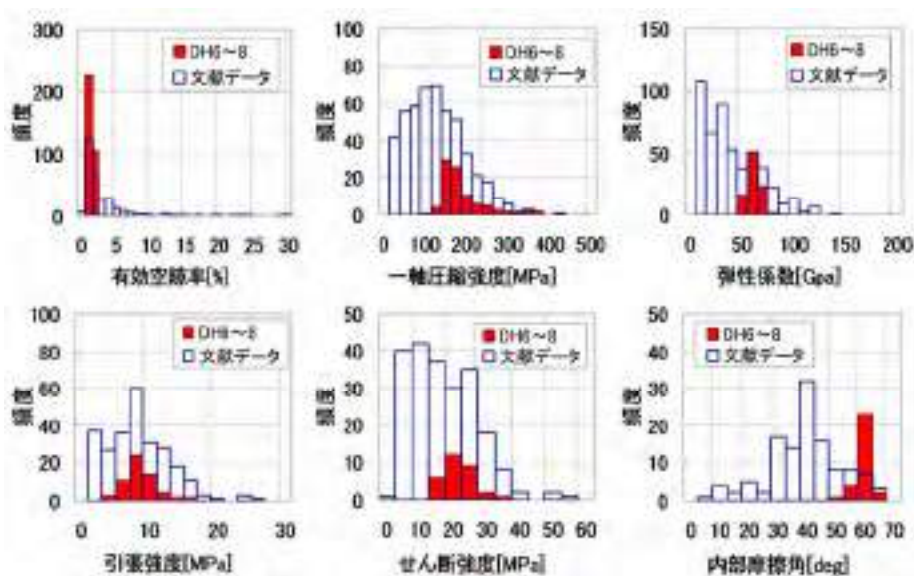


図 4.2.3-19 ローカールスケール (DH-6~8 号孔) における岩盤の物理・力学特性

(文献データは、佐藤ほか (1992, 1999) のうち、「結晶質岩 (酸性岩)」を参照している。一軸圧縮強度、引張強度、せん断強度やそれらから算定できる弾性係数などは全国平均の値よりも若干高めである。)

図 4.2.3-20 に文献データと DH-6, 7, 8 号孔のボーリングコアを用いた室内試験から得られた熱特性を示す。土岐花崗岩の熱伝導率と線膨張係数については、ピーク値は異なるが分布範囲は文献データの範囲内にある。比熱については、文献データより幅広い分布を示した。以上のことから、土岐花崗岩の熱特性の全国平均に対して熱伝導率は若干高め、比熱と線膨張率の平均値は若干低めであることが確認できた。また、物理・力学特性と合わせて全国平均に対する土岐花崗岩の物性値のレベルを把握することは、力学モデルを構築するにあたり、研究所用地のようなブロックスケール程度の解析領域を含む広域場の岩石特性が全国平均と比較して特殊な場であるのか、あるいはごく標準的な場であるのかを把握することができるため、有効な情報となり得る。ボーリング調査における温度検層結果を図 4.2.3-21 に示す。図より、東濃地域のローカールスケールにおける地温勾配は $2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 程度であり、深度 1,000 m 付近での岩盤温度は $30\sim 37^{\circ}\text{C}$ 程度であることが分かった。火山地帯を除いた全国平均が $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ であることより、東濃地域のローカールスケールにおける地温勾配は若干低めの値となった。数本のボーリングデータは観測時期の違いによる季節的な温度差に起因する影響がでてくるものの、おおむね平均的な値は抽出できたと推定される。調査・研究段階の進行に伴い地温勾配について得られるデータも増加するため、サイトスケールおよびローカールスケール両者の間での地温勾配の平均値の比較も可能となり、東濃地域における地温勾配の評価を行うことが可能となると考えられる。

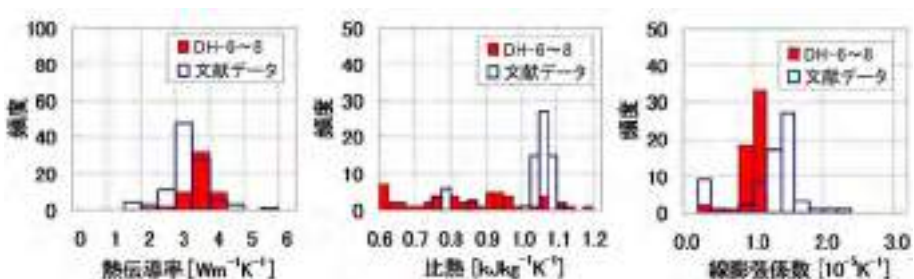


図 4.2.3-20 DH-6~8 号孔における岩盤の熱特性

(文献データは、佐藤ほか (1992, 1999) のうち、「結晶質岩 (酸性岩)」を参照している。土岐花崗岩の熱特性の全国平均に対して熱伝導率は若干高め、比熱と線膨張率の平均値は若干低めである。また、比熱は分布の幅が非常に大きい。)

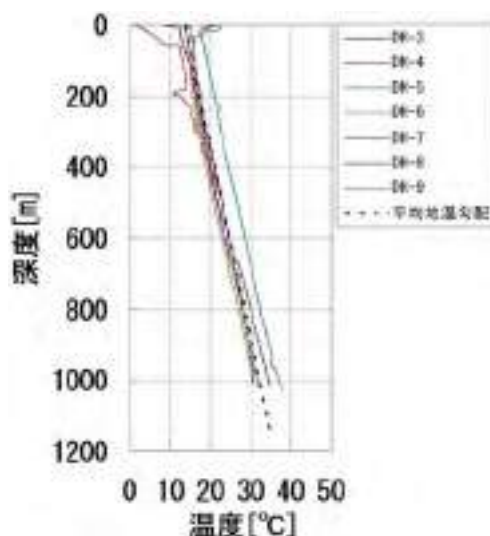


図 4.2.3-21 ボーリング調査における温度検層の結果

(東濃地域のローカールスケールにおける地温勾配は $2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 程度である。火山地帯を除いた全国平均が $3\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ であることから、東濃地域は若干低めの値であった。)

(c) 概要調査のための基盤技術

地下施設の概念設計あるいは基本設計レベルに反映される情報としては、健岩部においては地山強度比が 5 以上の硬岩を対象とした施工となるため、空洞安定性において大きな支障とはならないことや、平均的な透水係数を用いた理論解による坑道内への地下水の流入量を算定することが最初のステップとしては妥当と判断できること、などが挙げられる。

十数 km 四方を対象としたローカールスケールにおける調査においては、力学調査は地質と地下水流動に関する調査が主となり、岩盤力学に関する調査は、通常このスケールにおいて実施されないものと推定される。しかしながら、上述したように、この調査段階で明らかになった程度の情報量があれば、地下施設の概略設計あるいは基本設計レベルの検討がおおむね可能となり、早期の段階で設計に取り組むことが可能となる。

今回は 3 本のボーリング孔で調査・試験を行ったが、互いに隣接した孔であったため、同一岩体のデータを幅広く得るという観点で、可能な限り離れたボーリング孔のデータを採取するのが望ましいと思われる。

4.2.4 サイトスケールにおける地質環境の調査・評価技術

(1) サイトスケールにおける調査・解析の考え方

サイトスケールにおける調査研究も、前述のローカスケールにおける調査研究と同様に、基本的には①既存情報を用いた調査・解析、②地表からの調査・解析および③ボーリング孔を利用した調査・解析の3段階で展開される。しかしながら、サイトスケールでは調査研究の個別目標と課題（図4.2.1-1）に対して地下施設の設置（予定）地点を中心に地質環境特性をより詳細に評価することが必要であり、ローカスケールにおける調査研究をとおして調査・評価すべき項目が特定されている（あるいは課題として残されている）ことから、合理的に調査研究を進めるために、実際にはさらに段階を細分化することが必要である。

瑞浪超深地層研究所における第1段階では、図4.2.4-1に示すように既存情報調査/地表地質調査から孔間トモグラフィ探査/孔間水理試験までの6段階を設け、繰り返しアプローチをより強く意識した調査研究を展開している（核燃料サイクル開発機構，2004a；太田ほか，2004）。それぞれの段階において、調査研究で得られた情報に基づき地質環境モデルを構築し、次の段階における調査研究の対象を特定するとともに、調査研究の個別目標と課題に対して、分野間の横断的な解釈をとおして研究の成果を統合している。なお、本報告書では、既存情報調査から新規深層ボーリング調査までの調査研究について前述の3段階にまとめて示すこととし、成果の取りまとめを行っている孔間トモグラフィ探査/孔間水理試験については取り上げていない。

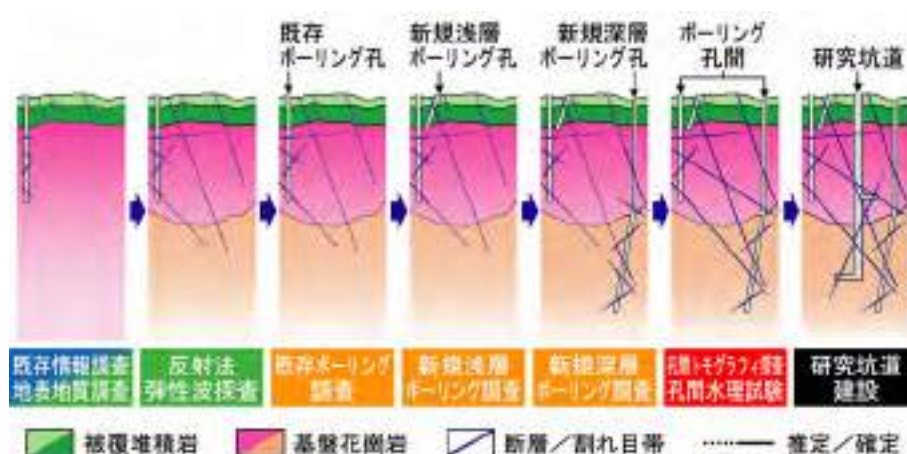


図 4.2.4-1 瑞浪超深地層研究所における調査研究の進め方

以下に、瑞浪超深地層研究所における第1段階のこれまでの調査研究をとおして構築し、その合理性や妥当性を確認した、サイトスケールにおける①～③の調査・解析段階での調査研究の基本的な考え方についての概要を記述する。また、図4.2.4-2～4にそれぞれの段階における統合化データフローを示す。

(i) 既存情報を用いた調査・解析（図4.2.4-2）

ローカスケールにおける地質環境モデルと解析結果、および新たに取得した情報に基づき、設定した研究実施領域（サイトスケール）の地質・地質構造、地下水の流動および地球化学特性、ならびに物質移動特性を概括的に把握する。サイトスケールにおいては、詳細な地質環境のモデル化とそれに基づく解析を行うため、そのモデル化にあたってはローカスケールにおける地質環境モデルからサイトスケールの領域を切り出すことだけでなく、既存情報を再度、整理し解釈することが必要である。これと合わせて、地下施設の詳細設計に用いるための、初期応力、岩盤の物理・力学・熱特性などの情報を収集・整理する。

(ii) 地表からの調査・解析 (図 4.2.4-3)

地下水流動に大きく影響を与えていると考えられる断層などの不連続構造の分布、基盤岩の三次元形状および基盤岩を被覆する堆積岩層の分布を詳細に把握することを主目的として、空中写真などの再解析、地表地質踏査および反射法弾性波探査を実施する。特に地上物理探査により主要な不連続構造の地下浅部における分布を推定することが重要となる。これらの調査研究をとおして取得した情報に基づき、地質構造モデル、水理地質構造モデルならびに地球化学モデルを更新する。また、地下水の移行経路や移行時間および水頭分布を指標とした地下水流動の感度解析などをとおして、不確実性の幅の変化や解析結果に与える影響の大きな因子について評価し、次段階の調査・解析における課題を抽出・特定する。

(iii) ボーリング孔を利用した調査・解析 (図 4.2.4-4)

推定された不連続構造（断層など）および地質構造領域の空間分布を確認するとともに、岩盤中の透水性分布を把握し、特に水みちとなる構造とその分布を把握すること、ならびに地下水水質の三次元分布および岩盤の物理・力学特性を広く詳細に把握することに重点を置いて、ボーリング孔における調査研究を包括的に実施する。また、調査研究用に掘削されるボーリング孔は地下水の長期モニタリングにも利用される。ここでボーリング孔のレイアウトや深度は抽出・特定された課題に基づき合理的に決定する。これらの調査研究の結果に基づき、地表からの調査・解析段階までに構築したサイトスケールにおける地質構造モデル、水理地質構造モデル、地球化学モデルならびに物質移動概念モデルを更新するとともに、地下施設の設置（予定）地点付近の地質環境を対象としたブロックスケールの岩盤力学モデルを構築し研究の成果を統合する。さらに、これらのモデルに基づき地下水流動解析や応力・掘削解析などを実施し、地下空洞周辺の力学・水理状態などを詳細に把握する。これらの調査・解析においても、モデルや解析結果などの分野間の整合性などを確認し調査研究結果の信頼性の向上を図るとともに、不確実性の幅の変化や解析結果に与える影響の大きな因子について評価し、次段階の調査・解析における課題を抽出・特定する。

(2) 既存情報を用いた調査・解析**(i) 地質構造の三次元分布の把握****(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要**

瑞浪超深地層研究所における既存情報を用いた調査・解析段階では、サイトスケールの地質構造の三次元分布を把握するために、既存情報を用いた調査を実施し、土岐花崗岩、瑞浪層群、瀬戸層群および地下水流動を規制すると考えられる不連続構造の分布特性に関する情報を取得した。本段階では、ローカルスケールにおいて取得された情報を基に、対象領域内における地質構造の三次元的な分布を推定し、サイトスケールの最初の地質構造モデルを構築した（小出ほか，2000；須山・三枝，2000；花室ほか，2002；核燃料サイクル開発機構，2002c）。さらに、サイトスケールにおける連続性が詳細に推定できる地質・地質構造要素として、瑞浪層群および瀬戸層群中の各累層および土岐花崗岩の上部に分布する風化帯を抽出し、モデル化（核燃料サイクル開発機構，2002b）するとともに、東濃鉦山や研究所用地周辺において採取したボーリングコアを用いた室内試験の結果（Yoshida, 1994；核燃料サイクル開発機構，2000）などから、瑞浪層群や土岐花崗岩、不連続構造に関する岩石鉱物特性に関する情報を取得した。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

ローカルスケールにおいて作成した地質構造モデル（須山・三枝，2000）を基にサイトスケールに分布する地質・地質構造を推定し、既存地質図との照合や精査などを行うことにより、両モデルの整合性や情報の過不足、研究所用地に特徴的な地質・地質構造などを検討した。

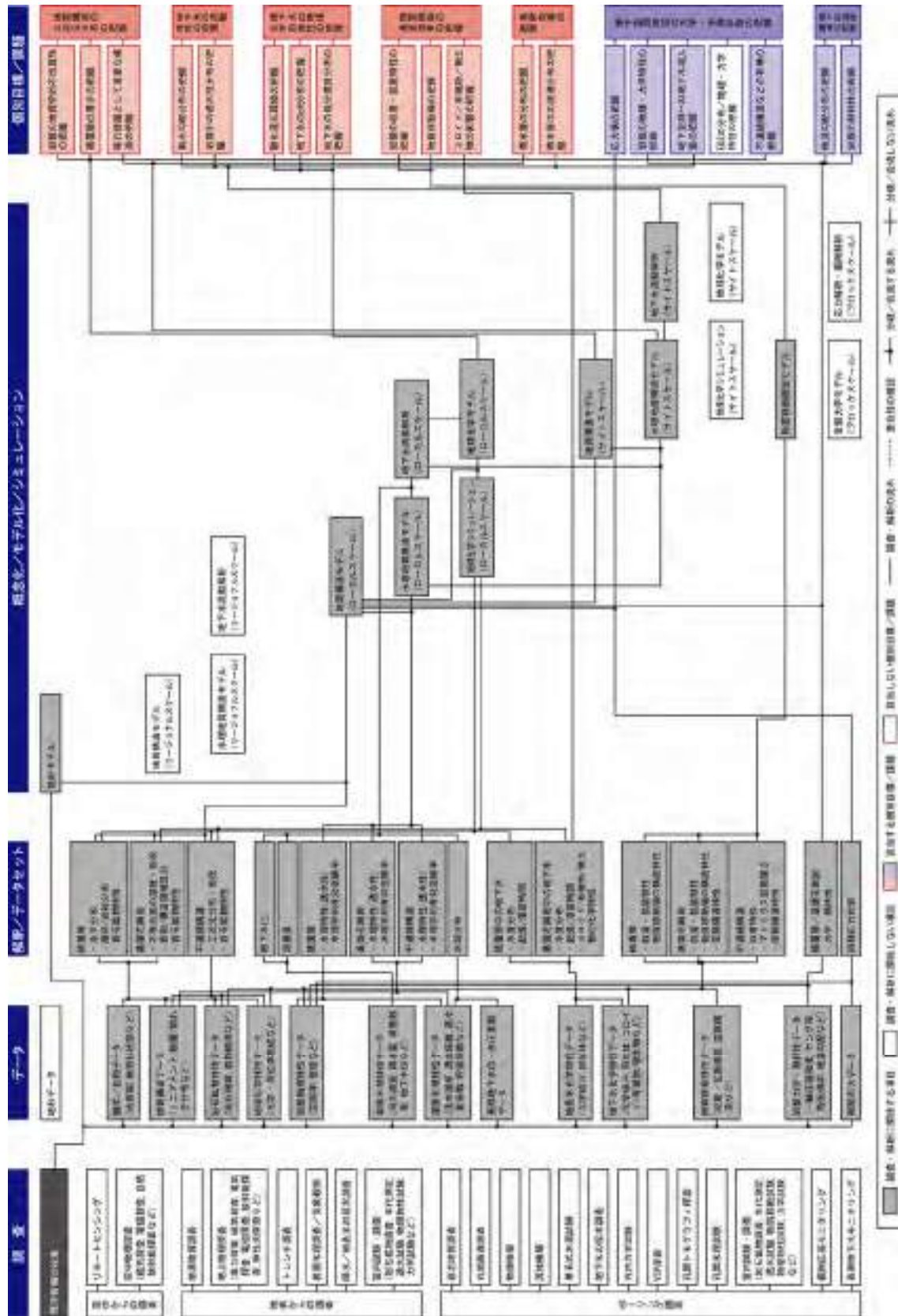


図 4.2.4-2 統合化データフロー (サイトスケール) : 既存情報を用いた調査・解析

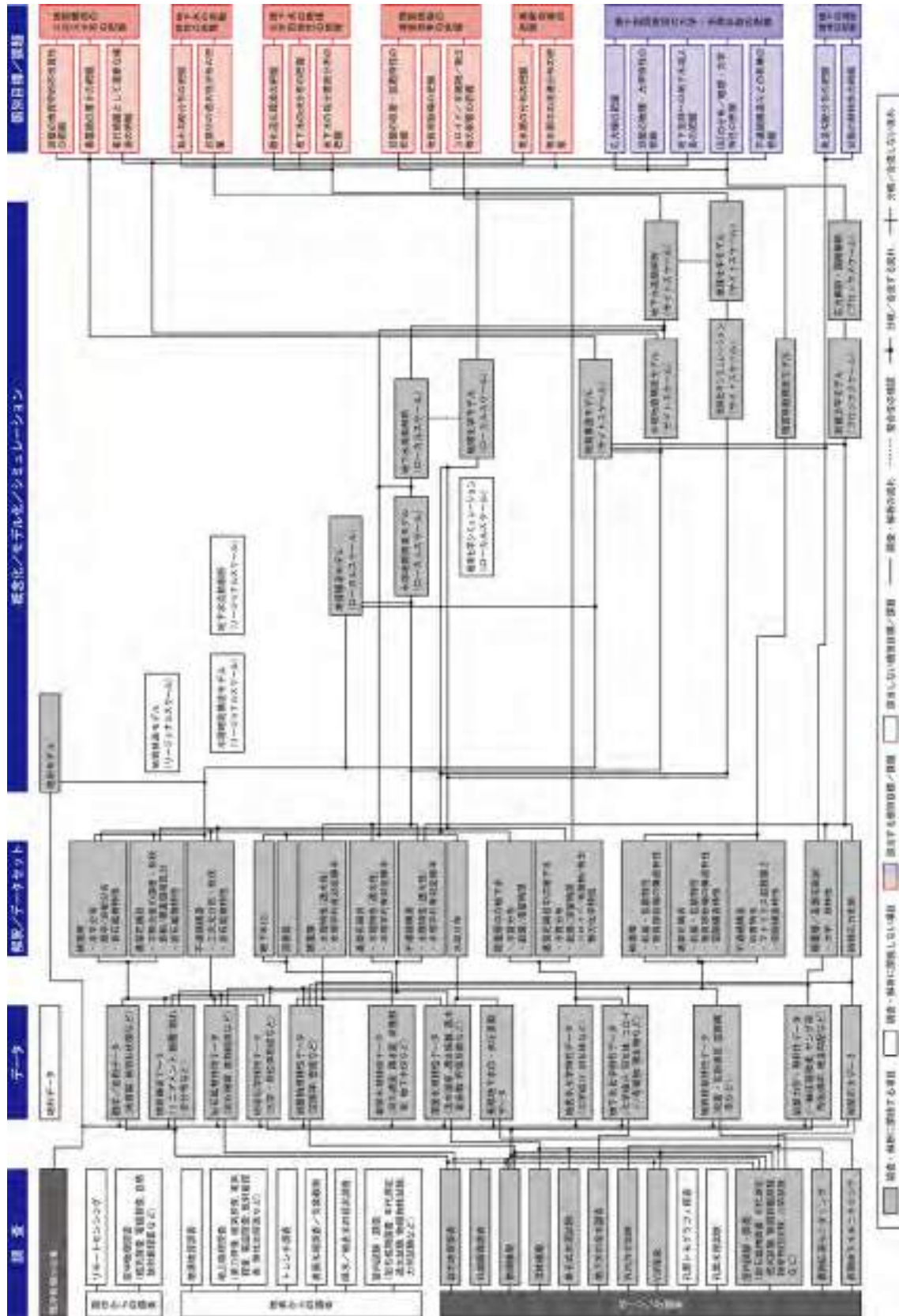


図 4.2.4.4 統合化データベース (サイトスケール) : ボーリング孔を利用した調査・解析

その結果、土岐花崗岩や瑞浪層群および瀬戸層群、ならびに主な不連続構造として抽出される月吉断層の分布がそれぞれ既存地質図（動力炉・核燃料開発事業団，1994）と矛盾することなく推定することができた（花室ほか，2002）。また、スケールの詳細化に伴い、連続性が詳細に推定できる地質・地質構造として、瑞浪層群および瀬戸層群中の各累層や土岐花崗岩上部に分布する風化帯を抽出し、モデル化することができた（図 4.2.4-5）ほか、研究所用地周辺に特徴的な地質・地質構造として、起伏に富む土岐花崗岩と瑞浪層群との不整合面の分布（図 4.2.4-6）などを確認することができた（核燃料サイクル開発機構，2002b）。

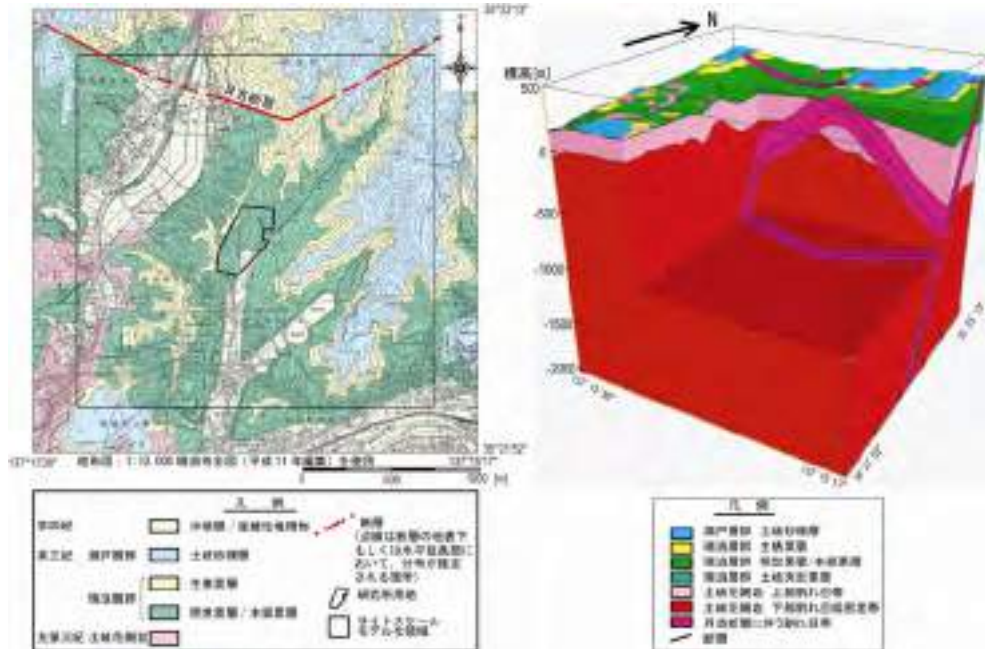


図 4.2.4-5 既存情報を用いた調査・解析結果に基づき作成した地表地質図（左図）および地質構造モデル（右図）

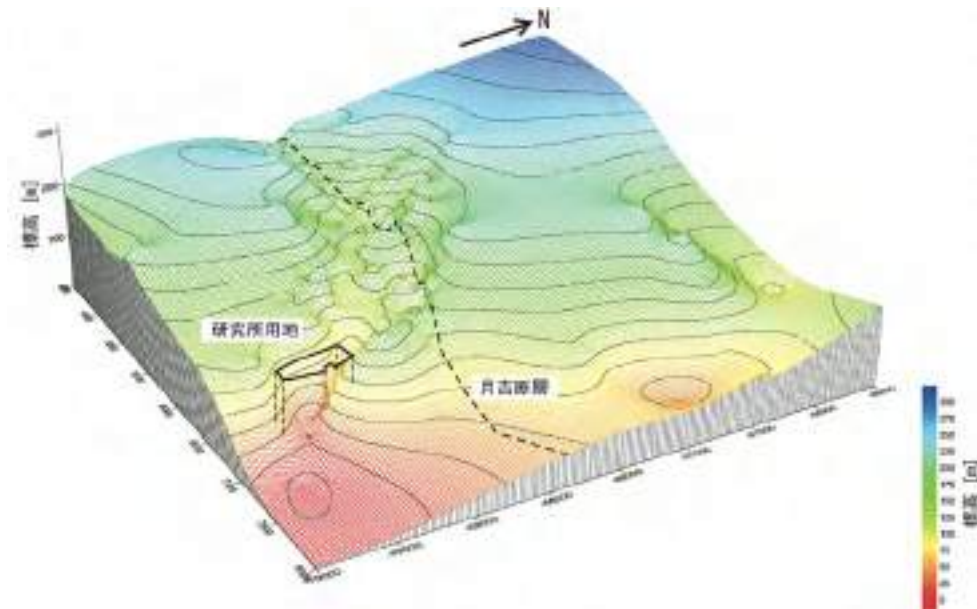


図 4.2.4-6 研究所用地周辺における土岐花崗岩と瑞浪層群との不整合面の分布

衛星写真および空中写真を用いたリニアメント判読の調査結果からは、対象領域内に 30 数条の数百～数 km 規模のリニアメントを抽出することができた（山井ほか，1994；佐々木・太田，2004）。判読したリニアメントは、これまでの研究例（例えば，大野・小島，1992）

と同様の長さ別頻度のべき乗分布が認められるほか、既往の調査（ボーリング調査，地上弾性波探査）で確認もしくは推定した不連続構造とおおむね整合的な分布傾向を示す。これらに加え，リニアメントの推定精度（伸張方向に直交する位置の不確実性にして数十 m 以上；佐々木・太田，2004）から，サイトスケールに分布するリニアメントは，不連続構造の分布頻度や位置の概括的な推定などに用いることができると考えられる。

東濃鉱山や研究所用地周辺において採取したボーリングコアを用いた岩石・鉱物試験の結果では，土岐花崗岩が，石英-斜長石-カリ長石ダイヤグラム（Strekeisen, 1976）上の「花崗岩」に相当し，その鉱物組成や化学組成などは深度にかかわらず大きく変化しない（核燃料サイクル開発機構，2000）こと，瑞浪層群中の土岐夾炭累層が石英，長石類，黒雲母，粘土鉱物，方解石などから構成され，肉眼観察により識別される岩相ごとに特徴的な組成範囲を示す（Yoshida, 1994）ことなどを確認することができた。また，割れ目を充填する鉱物としては，石英および長石類が鉱物組成の 50% 以上を占め，その他に数～数十%の粘土鉱物（セリサイト，スメクタイト）や方解石，数%以下の黒雲母，緑泥石，緑れん石などが不均質に含まれる（花室ほか，2002）ことなどの情報を取得することができた。

(c) 概要調査のための基盤技術

本段階で適用した既存情報を用いた調査・解析は，サイトスケールに分布する花崗岩や堆積岩，地下水流動を規制する不連続構造の空間分布の概括的な把握に大きく寄与するほか，それらをもとにしたサイトスケールの最初の地質構造モデルの構築を可能とする。特に，本段階では，スケールの詳細化に伴う地質・地質構造要素の細区分や新たな抽出が重要と考えられ，既存情報の多角的な検討により，堆積岩中の累層区分や花崗岩中の岩相区分，既存地質図では記載されていない小規模な不連続構造の頻度や位置などを概括的に推定することができる。概要調査に向けての技術的課題としては，地表下に分布する地質・地質構造（例えば，既存地質図に記載されていない小規模な不連続構造）の不確実性の低減が挙げられ，リニアメントと露頭割れ目間に認められる自己相似則（大野・小島，1992；佐々木・太田，2004）などの確率論的な観点を組み合わせた不連続構造のモデル化技術の整備が必要と考えられる。

(ii) 地下水の流動特性の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

サイトスケールにおける既存情報を用いた調査・解析段階では，サイトスケールにおける地下水の流動特性を把握するために，サイトスケールを包含するローカルスケールを対象として実施した調査・解析結果（例えば，小出ほか，2000）を含めた既存情報に基づき，ローカルスケールに比べて細分化した地質・地質構造要素ごとの水理特性に関する情報を整理した（大山ほか，2005b）。

この地質・地質構造要素ごとに得られた水理特性を，既存情報に基づき構築されたサイトスケールの地質構造モデルに加えて水理地質構造モデルの構築を行い，三次元的な岩盤中の透水性分布を把握した。また，構築した水理地質構造モデルを用いて，研究所用地を中心とする 2 km 四方，深度方向に標高 - 2 km を解析領域とした地下水流動解析を実施することにより，サイトスケールにおける動水勾配分布を把握した（大山ほか，2005b）。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

層序や岩相データなどの地質学的情報に基づく地質・地質構造要素区分に応じて，既存情報である水理特性を適切に整理し統計処理することにより，サイトスケールにおける被覆層および基盤花崗岩中の概略的な透水性分布を把握することができた（図 4.2.4-7）。地質構造モデルにおける地質・地質構造要素間の透水性のコントラストが顕著であることから，各地質・地質構造要素に対する地質学的な分類と水理学的な分類が一致していると考えられ，既存情報を活用することにより，ローカルスケールに比べてより詳細なサイトスケールの水理地質構造モデルが構築できる。

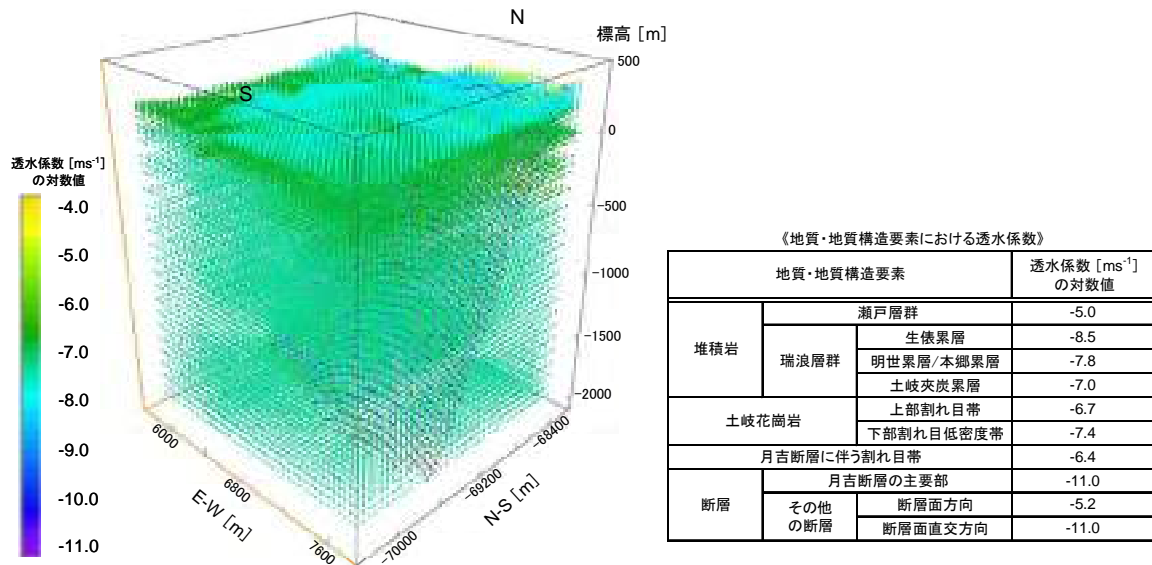


図 4.2.4-7 水理地質構造モデル（三次元的な透水性分布）

サイトスケールにおける動水勾配分布を求めるために、地下水流動解析結果に基づき三次元的な全水頭分布を算出した。その結果、解析領域内の地下水の主流動方向は大局的な地形の起伏と同様の方向であり、ローカスケールと比較してより詳細な水理地質構造モデルに基づくサイトスケールでの地下水流動解析結果は、ローカスケールを対象とした地下水流動解析結果と整合的であることが確認された（図 4.2.4-8）。

既存情報を用いた調査・解析段階においては、サイトスケールを包含するローカスケールの地下水流動解析結果をサイトスケールの境界条件として設定することにより、サイトスケールにおける動水勾配分布を概略的に把握することが可能である。また、透水異方性（透水係数の異方性）を有する月吉断層が動水勾配分布に影響を及ぼしていることが明らかとなった（図 4.2.4-8）。

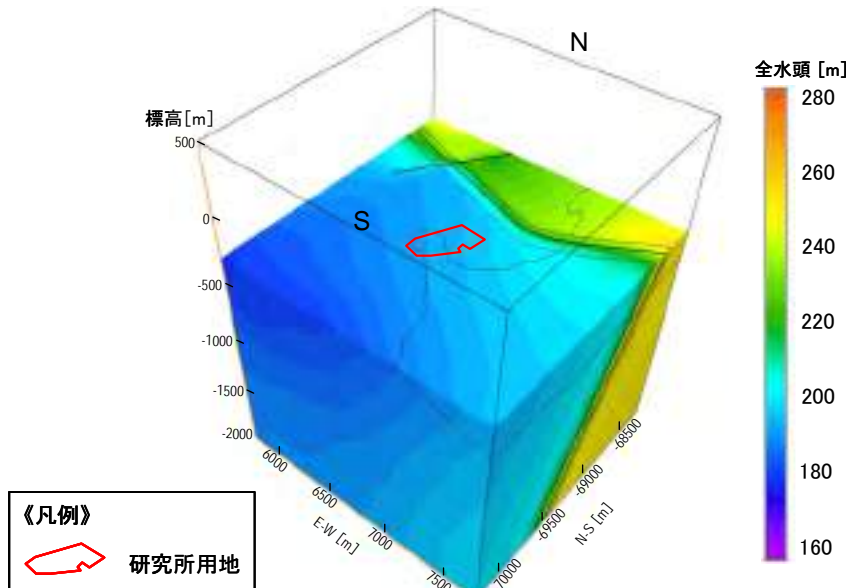


図 4.2.4-8 全水頭分布図（標高-300 m：立坑位置での深度約 500 m）

(c) 概要調査のための基盤技術

サイトスケールの研究領域において、ローカスケールよりも詳細な地下水流動特性を把

握するためには、岩盤中の地下水流動特性の不均質性の要因となる地質・地質構造要素を細分化し、それらに応じた深層水理特性データを整理することが有効である。また、サイトスケールを包含するローカスケールの地下水流動解析結果に基づき、サイトスケールの境界条件を設定するうえでは、両スケールの水理地質構造モデルの整合性を確保することが重要である。

(iii) 地下水の地球化学特性の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

サイトスケールにおける既存情報を用いた地球化学調査では、ローカスケールにおける調査・解析結果、地質構造、地下水流動に関わる情報に基づき、サイトスケールにおける地下水の地球化学特性の三次元的分布を推定し、既存情報の整理を行う。さらに、これらの知見をボーリング孔を利用した調査や地下施設における研究計画などに反映することを目標とする。このため、ローカスケールの地球化学モデルに基づいてサイトスケールで想定される地球化学特性について整理した。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

ローカスケールにおける調査結果から、月吉断層より南側に位置するサイトスケールの周辺の土岐花崗岩中には Na-Cl 型地下水が分布し、深度とともに塩分濃度が高くなること(図 4.2.4-9；阿島ほか，2005)、地下水の pH が弱アルカリ性であること、酸化還元状態が弱～強還元性であることなどが予想できる。また、水質形成プロセスとして、塩分濃度の異なる地下水の混合が想定できる。一方、既存情報を用いた調査・解析においては、サイトスケール付近に位置する高砂温泉の塩分濃度および化学組成 (Furue et al., 2003) から、サイトスケール周辺の土岐花崗岩深部においては、図 4.2.4-9 の予測を上回る数千 mg l⁻¹ の塩分濃度の Na-(Ca)-Cl 型地下水 (塩分濃度上、淡水と定義される) が存在する可能性が考えられる。しかしながら、既存の温泉データは採水深度が不明確であることから、図 4.2.4-9 には反映していない。

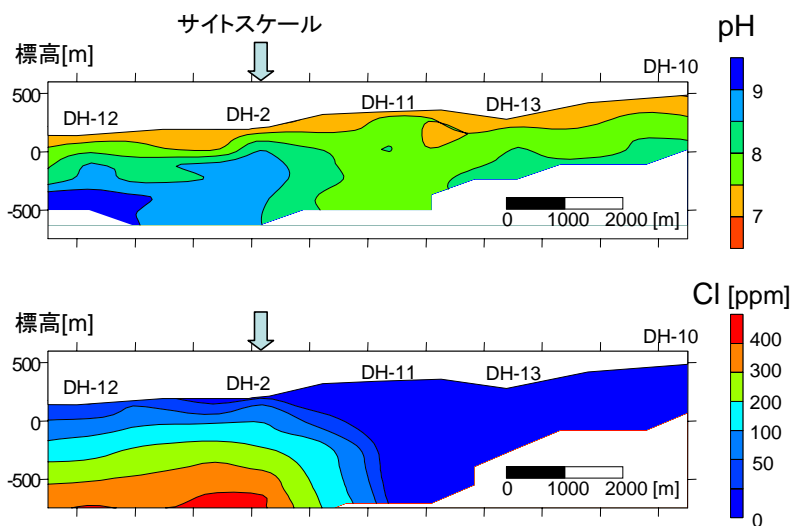


図 4.2.4-9 既存情報から予測されるサイトスケールの pH と塩化物イオン濃度の分布

(c) 概要調査のための基盤技術

サイトスケールにおける調査研究の初期段階においては、ローカスケールにおけるボーリング調査のデータや既存文献データなどの品質の異なるデータが既存情報として混在している。そのため、既存文献データなどの「品質は不確かであるが重要と目される情報」を地球化学モデルへ効果的に反映するための手法の確立が課題であると考えられる。

(iv) 物質移動の遅延効果の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

サイトスケールにおける岩盤中での物質移動の遅延特性については、ボーリング孔を利用した調査・解析段階においてボーリングコアおよび地下水試料を用いた調査試験により把握される。このため、瑞浪超深地層研究所における既存情報を用いた調査・解析段階では、岩盤中での物質の収着・拡散特性、岩盤中の物質移動場、およびコロイド／有機物と微生物が物質移動に及ぼす影響の概略的な把握を目標として、東濃地域における既往の調査研究から関連する情報を集約するとともに、釜石鉱山において花崗岩（栗橋花崗閃緑岩）を対象に実施した調査研究（核燃料サイクル開発機構，1999c；Ota et al., 1999a）からも関連するデータを参考情報として取りまとめた。さらに、ここで集約した、岩盤の収着・拡散係数、岩盤中の空隙構造分布や透水性割れ目の幾何形状、透水性割れ目近傍における元素分布プロファイル、地下水中のコロイド／有機物および微生物の種類や化学特性などの情報に、ローカルスケールにおける調査・解析をとおして取得された岩盤の岩石・鉱物特性および物理特性、地下水の地球化学特性などの情報を加えて、岩盤中での物質移動の遅延特性について評価した。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

瑞浪層群中の物質移動特性については既往の調査研究により把握されている（核燃料サイクル開発機構，1999b）のに対し、土岐花崗岩中の物質移動特性に関する既存情報は数例である（太田ほか，2005）。土岐花崗岩については、その既存情報に透水性割れ目とその水理特性に関する情報を加えて解釈することにより、主要な物質移動の遅延メカニズム（収着およびマトリクス拡散）が確認できた。また、土岐花崗岩と栗橋花崗閃緑岩の鉱物・化学組成、地下水の水質（Na-HCO₃型）、岩石組織や空隙分布の類似性を考慮し、栗橋花崗閃緑岩の収着およびマトリクス拡散に関する特性値との比較により、土岐花崗岩の収着能力およびマトリクス拡散が栗橋花崗閃緑岩と同程度であると類推できる。さらに、瑞浪層群、土岐花崗岩とともに、研究所用地において予測されるNa-Cl型地下水中での収着特性に関する情報が全く得られていないものの、既存情報を参考にJNC収着データベース（澁谷ほか，1999；陶山・笹本，2004）を利用することにより、その収着特性を推定することが可能である。

地下水中のコロイド／有機物および微生物については、その種類や存在量などに関する情報が取得されている（核燃料サイクル開発機構，1999b；村上ほか，1999）ものの、物質との相互作用などは明らかになっていない。また、対象とする岩盤中で予測される地球化学環境（例えば、還元性、Na-Cl型水質など）における既存情報も皆無であるため、それが物質移動に及ぼす影響について評価することはできない。このことから、ボーリング孔において、対象とする岩盤にアクセスすることにより物質移動の遅延特性を評価する必要があると言える。

(c) 概要調査のための基盤技術

サイトスケールにおける既存情報を用いた調査・解析段階では、対象とする岩盤中での物質移動の遅延特性に関する情報が十分に得られないことが想定される。このような場合、集約した既存情報に基づき、類似した地質環境における調査研究事例や該当する情報に関するデータベースなどを活用することにより、対象とする岩盤中での物質移動の遅延特性について、部分的に、あるいは大まかに推定することは可能であると考えられる。しかしながら、物質移動の遅延特性はその場の地質環境条件に強く支配されるため、その特性を概括的に、かつ詳細に評価することは本段階では困難である。従って、概要調査に向けて前述のデータベースなどの拡充を図っていくことが望まれる。

(v) 希釈効果の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

サイトスケールにおける既存情報を用いた調査・解析段階では、帯水層の希釈効果を把握するために、既存情報に基づいて瑞浪層群を構成する累層や土岐花崗岩および不連続構造の深度分布、ならびにこれらの地質・地質構造要素の水理特性に関する情報を取得した（小出ほか，2000；核燃料サイクル開発機構，2001b, 2002d；天野ほか，2003, 2004）。ここで得られた地質学的情報とローカスケールにおいて構築された地質構造モデルに基づき、瑞浪層群を構成する累層の境界深度、土岐花崗岩中の地質構造や不連続構造などを表現したサイトスケールの地質構造モデルを構築した。また、構築した地質構造モデルに地質・地質構造要素ごとの水理特性データを設定することにより水理地質構造モデルを構築した。さらに、水理地質構造モデルに基づいて地下水流動解析を実施し（大山ほか，2005b）、帯水層と想定される地質・地質構造要素ごとのダルシー流速分布を求めた。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

既存情報を用いた調査・解析の結果、瀬戸層群、瑞浪層群を構成する累層（生俵累層，明世累層／本郷累層，土岐夾炭累層），土岐花崗岩中の風化帯，上部割れ目帯および下部割れ目低密度帯，ならびに日吉川沿いのリニアメントから推定される不連続構造と月吉断層の分布が推定された（花室ほか，2002）。これらの中で比較的広い分布範囲を有する瑞浪層群と上部割れ目帯ならびに月吉断層に伴う割れ目帯について、地下水流動解析に基づいて得られるダルシー流速分布を比較した（図 4.2.4-10）。岩盤の透水性が相対的に低い下部割れ目低密度帯のダルシー流速分布と比較すると、月吉断層に伴う割れ目帯，上部割れ目帯，土岐夾炭累層は高い傾向にある。一方、生俵累層や明世累層／本郷累層は下部割れ目低密度帯よりも小さい流速分布を示した。

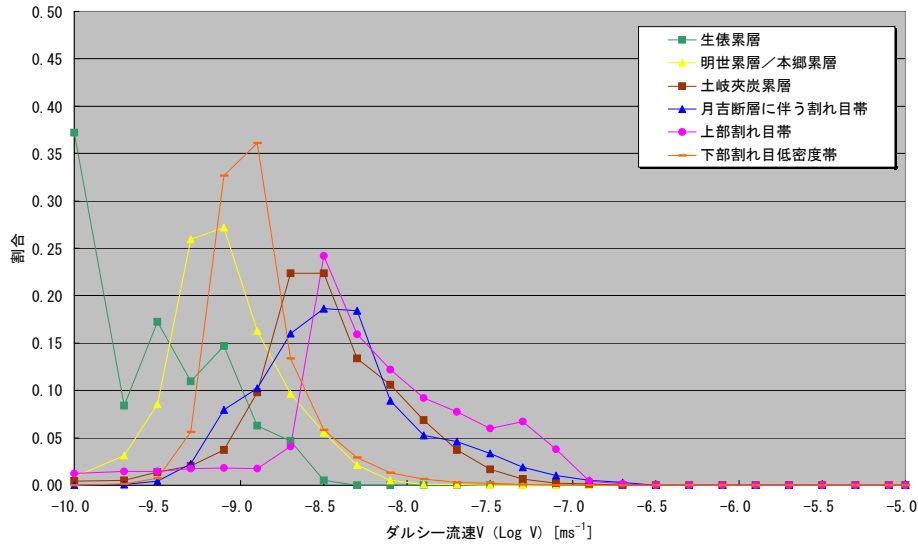


図 4.2.4-10 ダルシー流速分布

（既存情報を用いた調査・解析結果，縦軸は累積頻度の総数を 1 としたときの割合を表わす。）

サイトスケールにおける既存情報に基づく検討では、ローカスケールにおいて一括して取り扱った堆積岩中の地質・地質構造要素を細分化することによって流速分布の特性などを把握した。その結果、堆積岩中の流速分布の不均質性を明らかにすることができた。このことから、希釈効果を把握するためには、可能な限り地質・地質構造要素を区分したうえで、それらの分布や流速分布などを把握し、希釈層としての機能を有する帯水層を抽出することが重要であると考えられる。

(c) 概要調査のための基盤技術

サイトスケールにおける既存情報を用いた調査・解析段階においては、希釈層としての機能を有する帯水層を抽出し、その希釈効果を把握するための基礎情報を整理するために、流速分布の不均質性の要因となる地質・地質構造要素の細分化を行うことが有効である。

(vi) 地下空洞周辺の力学・水理状態の把握および地下の温度環境の把握**(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要**

サイト／ブロックスケールにおける既存情報を用いた調査・解析では、調査対象領域（地下空洞周辺）における土岐花崗岩の力学特性（物理特性、変形特性、強度特性）および初期応力状態を三次元的に把握し、岩盤力学モデルを構築することを目標とする。このモデルは、坑道掘削前の初期応力状態の推定、地下施設の詳細設計や次段階以降の調査・研究計画の策定などに反映させるとともに、坑道掘削に伴う坑道周辺岩盤の変形挙動および応力変化、ならびに応力集中に伴う岩盤の損傷範囲の推定にも用いる（核燃料サイクル開発機構，2002c）。

サイト／ブロックスケールを対象とした調査研究のうち、最初のステップとして、既存情報（正馬様用地において実施されたボーリング調査のデータとそれに基づく解釈）に基づき、岩盤の初期応力状態や力学特性などを把握した。

ボーリング孔を用いた水圧破碎試験結果、ボーリングコアを用いた初期応力評価試験（AE法／DRA法）および室内物理・力学試験の結果から、正馬様用地内の初期応力場を推定するとともに岩盤の力学的状態を把握した。また、ボーリング調査中に明らかになったリニアメント、不連続構造、断層とそれに伴う断層破碎帯などの情報を取得し、それらが物理的・力学的にどのような影響を及ぼしているのかを把握した。

地下の温度環境については、サイト／ブロックスケールにおける既存情報を用いた調査・解析では、地下の温度環境の把握の基本的な情報として、正馬様用地内のボーリング孔を用いた被覆層と基盤花崗岩の力学・熱特性のデータを取得することが目標となる。このため、正馬様用地内の深層ボーリング孔（MIU シリーズ孔）における温度検層およびボーリングコアを用いた熱特性試験（熱伝導率、比熱、線膨張係数）を行った。この結果は、坑道内の施設設計や施工環境などの把握のための基礎資料となるものである。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

サイト／ブロックスケールに関する岩盤の初期応力状態に関する情報として、正馬様用地における水圧破碎試験の結果を図 4.2.4-11 に示す（核燃料サイクル開発機構，2002c；中間ほか，2005a）。この結果と既存の地質構造モデルや岩石の力学特性に関する情報をもとに、正馬様用地の初期応力場を異なる四つのゾーンに設定した（例えば、松井ほか，2000a，2000b；核燃料サイクル開発機構，2003a）。この研究をとおして、初期応力場を評価するためには、①地質構造モデルや力学特性を考慮した複数の深度における初期応力測定、および②点の情報である初期応力データを連続した三次元初期応力場として情報を取得するための解析手法、が必要であることが分かった。

岩盤の物理・力学特性については、ボーリングコアを用いた室内試験を実施し、深度 1,000 m までの力学・物理特性の深度分布と初期応力場を設定した四つのゾーンごとの物理・力学特性の統計値（平均値、標準偏差、上限値、下限値）を把握した。その結果から、各値には深度依存性が見られないこと、同じ岩盤等級部から採取したボーリングコアでは差異がほとんど生じないことが分かった（松井，1999；松井ほか，2000a，2000b）。これにより、岩盤の物理・力学特性に影響を与える大きな要因が亀裂頻度や岩盤等級であることが推測された。

坑道への地下水流入量については、正馬様用地における透水試験の結果を参照して岩盤の平均的な透水係数を 10^{-8} ms^{-1} と設定し、理論解により推定することができた（今津ほか，2004）。

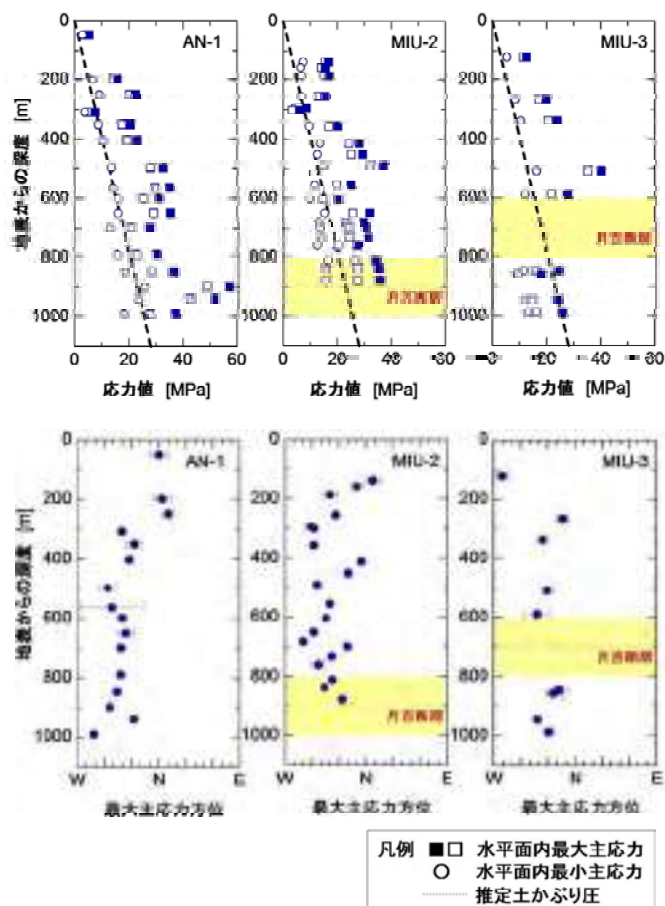


図 4.2.4-11 水圧破砕試験による初期応力測定結果 (AN-1, MIU-2, MIU-3 号孔)

(深度や断層の上盤・下盤との間で応力状態が異なることが分かる。地表からの深度 600 m (ここを境に応力状態が変化しているストレスデカップリングを確認) の上下で 2 つのゾーン、月吉断層で 1 ゾーン、断層下盤で 1 ゾーンの合計 4 つのゾーンに区分して力学モデルの構築を行った。)

不連続構造については、衛星写真と空中写真から 30 数本のリニアメントを抽出し、200 m 以上のトレース長を有する不連続構造を対象としてモデル化することができた。

正馬様用地の地温勾配の平均値は 2 °C/100m となり、ローカルスケールにおける地温勾配と一致する結果となった。また、熱特性についても、ローカルスケールと同じ分布であった。これより地温勾配や熱特性の測定はローカルスケール程度の範囲で数箇所程度測定すればおおむねサイト/ブロックスケールにおいても適用できるデータが採取可能であることが分かった。

サイト/ブロックスケールにおける既存情報を用いた調査・解析での地下空洞周辺の力学・水理状態の把握のための調査結果は、サイト/ブロックスケールにおける次の段階における調査・解析の基本的な情報として取り扱われ、力学モデルの更新に反映されるとともに、瑞浪超深地層研究所地下施設掘削工事の空洞安定性評価、支保設計、各種設備・施設の設計などの実施設計に用いられる。

(c) 概要調査のための基盤技術

東濃地域の例においては、正馬様用地において実施されたボーリング調査のデータとそれに基づく解釈を既存情報として位置付けたことにより、初期応力などの深度分布などを取得することができた。概要調査においては、参照可能なデータが取得されている地点においては、このようなデータを既存情報として位置づけることは有効であるが、調査データやその他の既存情報が無い地点においては、ローカルスケールにおける調査結果を参照することと

なる。前述のような情報が得られた場合は、地下施設の実施設レベルの検討が可能となると言える。

(3) 地表からの調査・解析

(i) 地質構造の三次元的分布の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

瑞浪超深地層研究所における地表からの調査・解析段階では、サイトスケールの地質構造の三次元分布を把握するために、地表地質調査および反射法弾性波探査を実施し、土岐花崗岩、瑞浪層群、瀬戸層群および地下水流動を規制すると考えられる不連続構造の分布や形状、岩石鉱物特性に関する情報を取得した。地表地質調査および反射法弾性波探査の実施により、土岐花崗岩や瑞浪層群、瀬戸層群をはじめ、月吉断層や土岐花崗岩中の風化帯、上部割れ目帯などが既存情報とほぼ整合的に確認されたほか、瑞浪層群を主に正断層系で変位させる南北～北北西走向の小規模な断層を新たに抽出することができた（松岡ほか、2002a、2002b；太田ほか、2003）。また、既存情報を用いた調査・解析に基づき構築した地質構造モデルおよび水理地質構造モデルの更新により、地下水流動を規制すると考えられる不連続構造を抽出したほか、調査量の増加に伴う不確実性の低減を確認した（核燃料サイクル開発機構、2003b）。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

研究所用地周辺に特徴的な地質・地質構造（起伏に富む土岐花崗岩と瑞浪層群の不整合面など；核燃料サイクル開発機構、2002b）に着目した地表地質調査および反射法弾性波探査の実施により、瑞浪層群中の地層境界面や土岐花崗岩と瑞浪層群の不整合面をはじめ、土岐花崗岩中の上部割れ目帯や既存地質図には記載されていない北北西走向の小規模な断層の分布を詳細に把握することができた（図 4.2.4-12；松岡ほか、2002a；太田ほか、2003）。特に、抽出された断層に関しては、地表地質調査によりそれらの分布や形状、岩石鉱物特性を確認することが可能である（太田ほか、2003）ほか、反射法弾性波探査と組み合わせることにより、深度方向への連続性の推定が可能である（松岡ほか、2005）。しかしながら、反射法弾性波探査では、連続性の不明瞭な反射イベントのずれが複数箇所において推定されており（松岡ほか、2005）、変位量の小さい、もしくは古い年代に活動した断層が地表下に分布している可能性がある。

地表からの調査・解析により取得された情報を基にした地質構造モデルの更新（図 4.2.4-13）により、前段階までに構築した地質構造モデルの不確実性を大幅に低減することができた。特に、反射法弾性波探査は、起伏に富む瑞浪層群と土岐花崗岩との不整合面、土岐花崗岩中の上部割れ目帯の分布を精度良く推定するほか、地表地質調査との組み合わせにより、既存地質図に記載されていない不連続構造を抽出・推定することができる有効な手法であると言える。また、本調査・解析により確認した小規模な断層は、南北～北北西走向と地下水の主流動方向に対して影響を与える方向であり（核燃料サイクル開発機構、2003b）、遮水構造として機能しうる粘土分を多く含む断層ガウジや断層角礫を挟在しており、地下水流動を規制する可能性があると考えられる。

(c) 概要調査のための基盤技術

本段階で適用した地表地質調査および反射法弾性波探査を組み合わせた調査・解析は、堆積岩や花崗岩、花崗岩中の不均質性の分布精度などを大幅に向上させるほか、比較的小規模な断層の抽出を可能とし、既存情報を用いた調査・解析段階と比べて地質構造モデルの不確実性を低減させることが可能である。また、岩石鉱物特性や地下水流動方向を考慮した不連続構造の評価により、地下水流動を規制すると考えられる不連続構造を抽出でき、地質構造モデルや水理地質構造モデル、さらには、それらのモデルに基づく地下水流動解析の結果の不確実性を低減させることができると考えられる。なお、不連続構造の連続性のより詳細な把握・評価に際しては、反射法弾性波探査の測線をより短い間隔で格子状に配置することに

加えて、反射法弾性波探査のデータを利用した三次元トモグラフィ解析や地表トレンチ調査などを実施することが有効と考えられる。概要調査に向けての課題としては、地下水流動を規制する不連続構造の推定精度の向上ならびに未調査領域における地質構造モデルの不確実性の低減が挙げられ、三次元情報の推定・取得が可能な地質学的・地球物理学的手法の改良・整備が必要と考えられる。

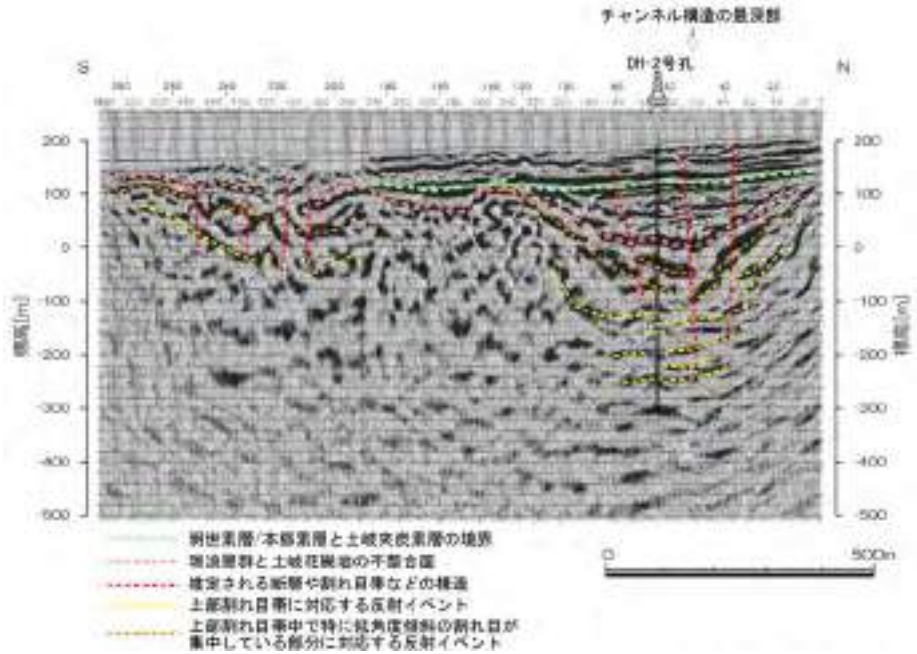


図 4.2.4-12 反射法弾性波探査結果における反射断面記録の地質構造解釈

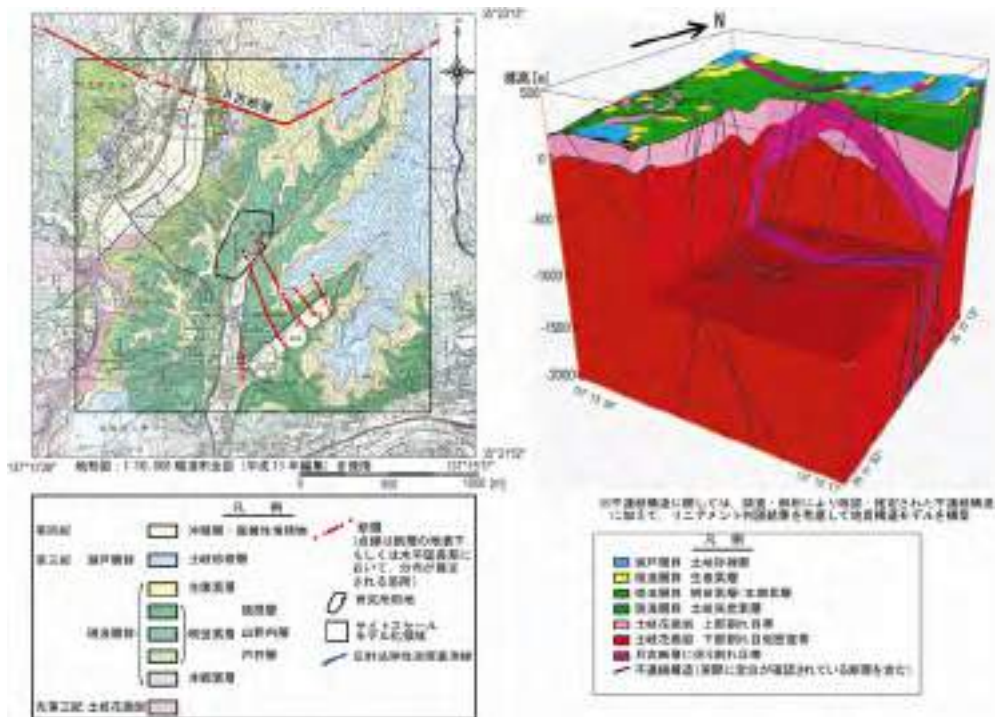


図 4.2.4-13 地表からの調査・解析結果に基づき更新した地表地質図（左図）および地質構造モデル（右図）

(ii) 地下水の流動特性の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

サイトスケールにおける地表からの調査・解析段階では、ローカルスケールを対象とした調査研究（例えば、三枝ほか，2003）およびサイトスケールにおける既存情報を用いた調査・解析段階において、断層が地下水の流動特性に及ぼす影響が大きい地質・地質構造要素の一つであることが確認されている。このことから、地表地質調査および地上物理探査によりサイトスケールを対象として抽出された断層の透水性が地下水の流動特性に及ぼす影響の程度を地下水流動解析（感度解析）によって把握した。

地表からの調査・解析段階では、新たに深層水理特性データは取得されていないため、各地層および断層の分布深度や形状などの情報に基づき更新された地質構造モデル（松岡ほか，2005）に表現される地質・地質構造要素の透水性として、既存情報を用いた調査・解析段階の水理特性を適用し、水理地質構造モデルを構築した（図 4.2.4-14）。また、正馬様用地において月吉断層を対象にした調査研究から（例えば、竹内ほか，2001；三枝ほか，2003），月吉断層の有する透水異方性が動水勾配分布に及ぼす影響が大きいことが明らかとなっているため、地下水流動解析においては、モデル化する断層を卓越する断層の走向に基づき系統分類したうえで、断層の水理特性のうち透水異方性の有無に着目した感度解析を実施し、断層系統ごとの透水性が動水勾配分布に及ぼす影響を評価した（三枝ほか，2004；大山ほか，2005b）。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

断層系統ごとの透水異方性の有無がサイトスケールにおける動水勾配分布に及ぼす影響を評価するために、地下水流動解析を実施し、三次元的な全水頭分布を算出した。断層系統ごとの透水異方性の有無に着目した感度解析結果から得られた全水頭分布の比較を行うことによって、遮水性を有する断層で囲まれた領域内では動水勾配が小さくなるなど、断層系統ごとの透水異方性の有無が動水勾配分布に及ぼす影響の程度や傾向を把握することができた（図 4.2.4-15）。従って、断層の透水異方性に着目した地下水流動解析は、断層の透水性が動水勾配分布に及ぼす影響の評価、および解析領域内の動水勾配分布に大きな影響を及ぼす断層の抽出に有効な手法であると言える。また、トレース長が長い断層ほどその断層の上流側と下流側で顕著な水頭差を生じる水理境界となる傾向が確認できたことから（図 4.2.4-15），水理地質構造モデルを構築する際には、断層のトレース長に着目したスクリーニングを行うことが効果的かつ効率的であると考えられる。

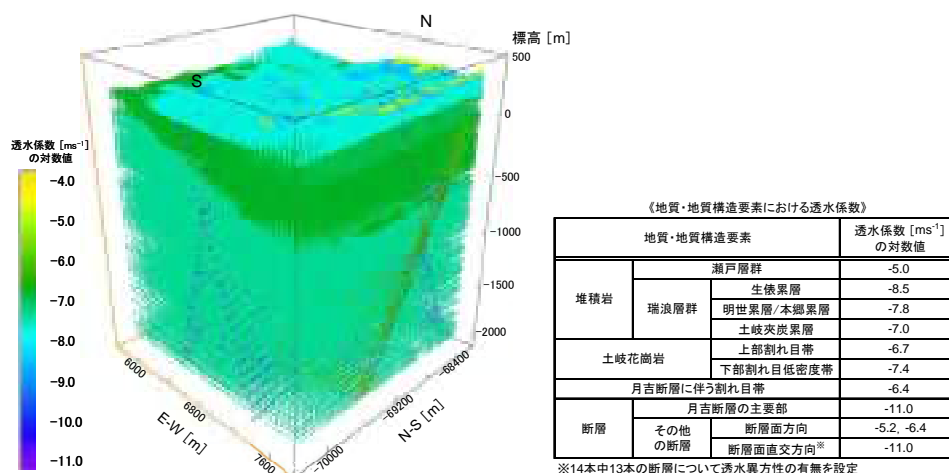


図 4.2.4-14 水理地質構造モデル（三次元的な透水性分布）

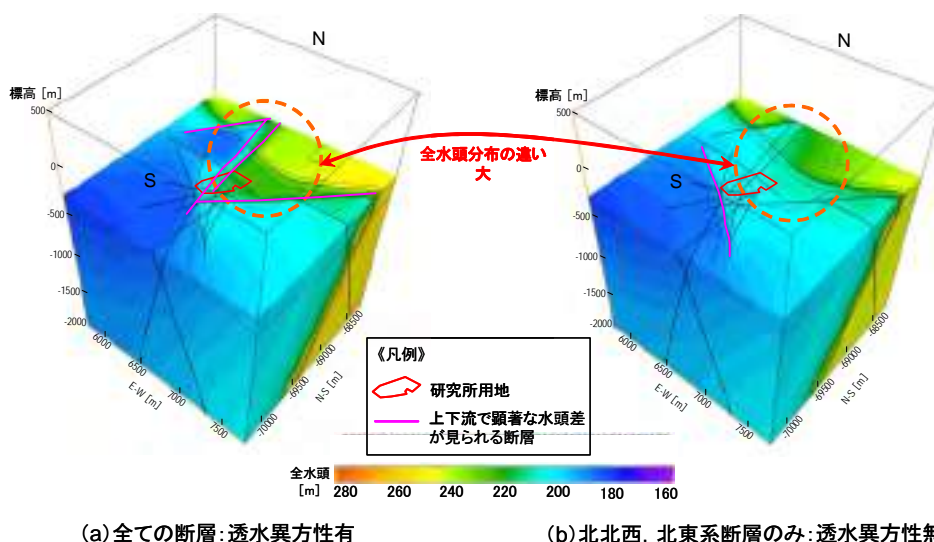


図 4.2.4-15 断層の透水異方性に着目した感度解析結果の一例
(標高-300 m : 立坑位置での深度約 500 m)

(c) 概要調査のための基盤技術

ボーリング孔を利用した調査・解析を実施するにあたっての事前検討として、その存在が推定された断層の透水性に着目した地下水流動の感度解析を実施し、地下水の流動特性に大きな影響を及ぼすことが想定される断層を抽出することによって、調査コスト、調査期間および掘削による場の攪乱の影響などの観点から、効率的な調査計画の策定が可能になると考えられる。

さらに、調査によって情報が取得されていない部分においても断層が分布しているなどの可能性があることから、断層の空間的な不確実性が動水勾配分布などの地下水流動特性に与える影響を評価するためには、決定論的モデルのみならず断層の分布密度などを考慮した確率論的モデルを用いた検討も併せて行うことが有効であると考えられる。

(iii) 地下水の地球化学特性の把握

(a) 目標の設定と調査解析の実施概要

サイトスケールにおける地表からの調査・解析では、ローカルスケールと同様に、上部境界条件や初期条件などの設定に必要なサイトスケールを網羅する領域の降水や河川水などの表層水の化学組成、同位体組成などの幅を評価することを目標として、降水、河川水、土壤水を複数年にわたって採取し、化学組成、同位体組成の分析・評価を行うことが必要である。しかしながら、研究用地における調査計画の工程上、同領域の表層水の採取・分析が困難であったことから、サイトスケールを包含するローカルスケールにおける地表からの調査・解析で得られた表層水の地球化学特性をサイトスケールの表層水のデータとして使用した。

(b) 調査解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

ローカルスケールにおいて把握された地表水の水質は Ca-HCO_3 型～ Na-HCO_3 型であり、この地域で普遍的に観察することのできる代表的な水質であり、サイトスケールの被覆層の岩相、岩石鉱物特性や地球化学特性などがローカルスケールのそれと相違ないことから、ローカルスケールの地表水の水質とその変動幅をサイトスケールの地表水の地球化学特性として参照できるものと考えられる。

(c) 概要調査のための基盤技術

サイトスケールにおける地表からの調査・解析段階では、ローカルスケールの調査・解析で得られた表層水特性データおよび岩石鉱物特性データなどを参考にデータの不足を補う

ことができると考えられるが、より品質の高い情報を得るために、ローカルスケールでの調査・解析結果と相違がないことを確認するための新規調査が必要である。

(iv) 希釈効果の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

サイトスケールにおける地表からの調査・解析段階では、帯水層の希釈効果を把握するために、地表地質調査と反射法弾性波探査に基づいて瑞浪層群や土岐花崗岩および不連続構造の分布に関する情報を取得した(太田ほか, 2003)。ここで取得された地質学的情報に基づいて地質構造や不連続構造に関する情報を追加することによって地質構造モデルを更新した(松岡ほか, 2005)。また、この段階では新たな水理特性は取得されないため、前段階の調査に基づく情報を用いて各地質・地質構造要素に水理特性を与えて地下水流動解析を実施した(大山ほか, 2005b)。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

地表からの調査・解析段階では、地表での地質の分布は前段階とほぼ同様であることが確認されるとともに、これまで抽出されていなかった新たな不連続構造が地表もしくは地表下に存在することが推定された(太田ほか, 2003 ; 松岡ほか, 2005)。これらの情報を新たに加えて更新した地質構造モデルに、前段階までの情報に基づく水理特性を与えることにより更新した水理地質構造モデルを基に地下水流動解析を実施し、帯水層と想定される地質・地質構造要素ごとのダルシー流速分布を求めた(図 4.2.4-16)。その結果、地質・地質構造要素ごとのダルシー流速の分布は、月吉断層に伴う割れ目帯、上部割れ目帯ならびに土岐夾炭累層が下部割れ目低密度帯と比較して高い分布を示した。一方、生俵累層や明世累層/本郷累層は下部割れ目低密度帯と同様かそれよりも小さい流速分布を示した。

サイトスケールにおける地表からの調査・解析に基づく希釈効果の把握においては、地質構造モデルに表現された不連続構造の精度は向上したものの、流速分布の傾向は前段階のものと同様であることが確認された。これは用いた水理特性データが前段階の情報と同一であることと、新たに抽出された不連続構造の分布範囲が狭く、その他の帯水層と想定される地質・地質構造要素の分布が支配的であることに起因していることが考えられる。このことは、希釈効果を把握するうえでは分布範囲が広い地質・地質構造要素の水理特性データを正確に把握することが重要であることを示唆している。

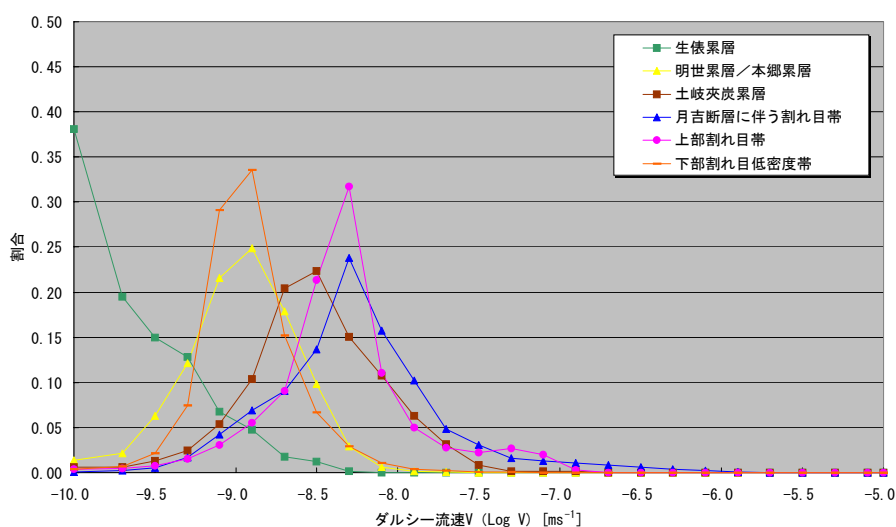


図 4.2.4-16 ダルシー流速分布
(地表からの調査・解析結果、縦軸は累積頻度の総数を 1 としたときの割合を表わす。)

(c) 概要調査のための基盤技術

サイトスケールにおける地表からの調査・解析に基づいて帯水層の希釈効果を把握する際には、新たな不連続構造が抽出されたとしてもその水理特性データが得られないことから、帯水層の希釈効果について正確に把握することは困難である。しかしながら、サイトスケールにおいて帯水層と想定される地質・地質構造要素の分布を詳細に把握するうえで、地表地質調査や反射法弾性波探査などを実施することは非常に有効であると考えられる。

(v) 地下空洞周辺の力学・水理状態の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

サイト／ブロックスケールにおける地表からの調査・解析では、反射法弾性波探査および地表地質調査の結果、ならびに、そこで得られた地質構造データなどに基づき更新された地質構造モデル、さらに水理地質構造モデルと地下水流動解析の結果から、必要な情報を収集・整理した。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

ローカルスケールにおいて取得された既存情報と研究所用地周辺の地表地質調査などにより、研究所用地周辺に十数箇所の断層露頭が確認され、このうちの1本が地下施設の主立坑坑口に位置することが確認された。

また、研究所用地およびその周辺における地質学的な情報からリニアメントと露頭で確認された断層について長さや頻度の関係がフラクタルで表現されることを確認した（佐々木・太田，2004）。

上記の断層の情報を考慮した水理地質構造モデルを構築し、断層の異方透水性についての感度解析を実施し（三枝ほか，2004）、地下水の主流動方向や深度1,000 mにおける移行経路、ならびに地下施設建設前の地下水流動状況を把握した。これらの解析を行うためには地質構造概念モデルや水理地質構造概念モデルの地質・地質構造要素に基づいた水理試験区間の選定が重要であることが分かった。また、断層の異方透水性に着目した感度解析は、地下水の移行経路に大きな影響を及ぼす断層系統の特定に有効であることが明らかになった。東濃地域において限定的なことであるが、北北西～北東系断層の分布、幾何形状、水理特性などの把握を目的とした調査の必要性が示唆された。

(c) 概要調査のための基盤技術

概要調査においては、以上に示したようなローカルスケールにおいて取得された既存情報や、反射法弾性波探査や地表地質調査などにより、不連続構造が確認される。瑞浪超深地層研究所の立坑の位置は現状の位置からほとんど移動することが不可能であったが、将来の処分事業において地下施設の設置に影響を及ぼすような不連続構造が想定される場合は、これを避けた地下施設のレイアウトを選定する、あるいは、これを踏まえて空洞安定性の評価や支保設計を解析的に検討することが望ましいと考えられる。

(4) ボーリング孔を利用した調査・解析

(i) 地質構造の三次元分布の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

瑞浪超深地層研究所におけるボーリング孔を利用した調査・解析段階では、サイトスケールの地質構造の三次元分布を把握するために、既存および新規ボーリング孔においてボーリングコアを用いた地質学的調査、孔壁画像調査、物理検層、マルチオフセットVSP探査、流体検層、水理試験などを実施し、花崗岩、堆積岩および不連続構造の深度分布や地質・地質構造要素ごとの水理特性などに関する情報を取得した（石井ほか，2002；Kumazaki et al., 2003；松岡ほか，2004；核燃料サイクル開発機構，2004b；Ota et al., 2004, 2005a, 2005b）。

ここで得られた地質学的情報に基づき、各構造の厚さの相関性や不連続構造の幅とトレース長との関係などからその空間分布を推定し地質構造モデルを更新し（太田ほか，2005a），花崗岩の地質学的不均質性および堆積岩の厚さの空間分布を把握した。また，推定した不連続構造の分布と，流体検層によって把握した地下水の流出入箇所分布ならびに水理試験から求めた透水量係数などの水理特性に関する情報とを合わせて解釈し，水みちの分布を推定した（石井ほか，2002；核燃料サイクル開発機構，2004b；Ota et al., 2004, 2005a, 2005b）。さらに，掘削応答モニタリングを実施し，不連続構造の水理特性に関する情報を取得した（核燃料サイクル開発機構，2004b；Ota et al., 2004, 2005a, 2005b）。本調査・解析段階で得られた水理特性と地質構造モデルから水理地質構造モデルを構築し，移行経路として重要な構造を把握した（尾上ほか，2005a）。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

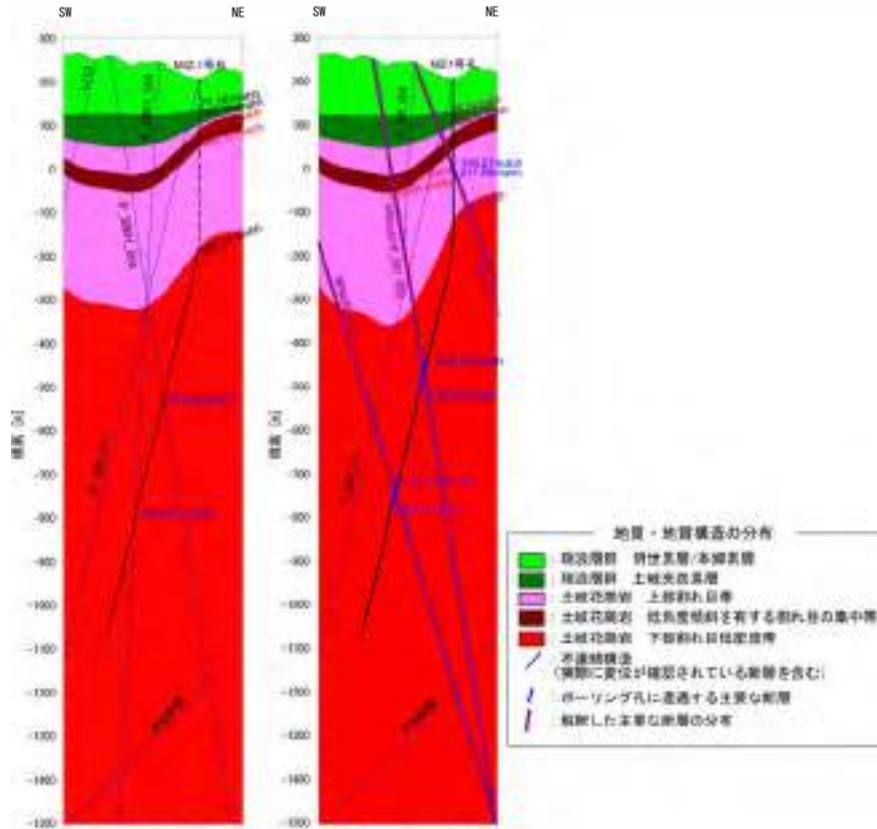
ボーリング調査におけるボーリングコアを用いた地質学的調査，孔壁画像調査や物理検層などを組み合わせた地質学的調査の実施により，不整合面などの地層境界の深度が特定でき，花崗岩および堆積岩の岩相の深度分布や不連続構造の分布などを詳細に把握することができた（図 4.2.4-17）。また，これらの情報を基にした地質構造モデルの更新（図 4.2.4-18）により，前段階までに構築した地質構造モデルの不確実性を低減することができた。特に，ボーリング孔で遭遇した断層の走向・傾斜や割れ目帯の幅などから，地表からの調査・解析の段階では未確認の断層の分布の推定が可能である。また，マルチオフセット VSP 探査により，反射法弾性波探査で得られた反射イベントとボーリング孔で確認される地層境界や花崗岩中の不均質性（低角度傾斜を有する割れ目の集中帯など）とを詳細に対応づけて，それらの分布特性を把握することができた。さらに，反射法弾性波探査で推定された断層を捕捉し，その分布や連続性を推定することができたことから，ボーリング孔における地質学的調査とマルチオフセット VSP 探査との組み合わせは，岩盤中の断層の空間分布を精度良く推定するための有効な手法であると言える。

流体検層のうち，特に電気伝導度検層により，花崗岩中における地下水の流出入箇所（透水量係数 $>10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ）の分布を精度良く把握することができ（図 4.2.4-19），この手法と地質学的調査および水理試験を組み合わせることにより，水みちとして重要な不連続構造の分布とその水理特性を効率的にかつ精度良く把握できると考えられる（石井ほか，2002；Ota et al., 2004, 2005a, 2005b）。一方，ボーリング孔掘削中にその周辺のボーリング孔で観測される水圧変動と推定した不連続構造の空間分布を比較することにより，不連続構造が有する遮水性や水理学的連続性を把握できた（核燃料サイクル開発機構，2004b；Ota et al., 2004, 2005a, 2005b）ことから，掘削応答モニタリングは不連続構造の分布や水理学的連続性の評価に有効な調査手法であると言える。

次段階以降の課題として，地上からの調査研究段階（第 1 段階）においてモデル化した各地質・地質構造要素の分布特性を確認し，第 1 段階の調査研究において推定された地質・地質構造の予測精度を評価するとともに，研究坑道に分布するより詳細な地質・地質構造，特に，地下水流動や地下水の水質を規制すると考えられる不連続構造の分布，幾何形状，構造形態，岩石鉱物特性などを把握し，ブロックスケールを対象とした地質構造モデルを構築する必要がある。

(c) 概要調査のための基盤技術

ボーリング孔を利用した調査・解析において適用した一連の調査の組み合わせは，地表からの調査・解析段階により把握した地質・地質構造要素（堆積岩，花崗岩，堆積岩を変位させる断層，花崗岩中の上部割れ目帯など）の推定精度を確認・向上させるために有効であるほか，地表からの調査・解析では抽出が困難な断層や上部割れ目帯中の不均質性，ならびに水みちとして機能する構造の把握を可能とする。また，断層の分布特性をより精細に把握するためには，マルチオフセット VSP 探査における測線を異なる方向に複数本展開することに



左図: 地表からの調査・解析結果に基づき更新した地質構造モデル
 右図: ボーリング孔を利用した調査・解析結果に基づき更新した地質構造モデル
 ※図中の深度[mabh]は、それぞれ、ボーリング孔での遭遇予測深度(左図)と実際の遭遇深度(右図)

図 4.2.4-17 MIZ-1 号孔におけるボーリング調査結果

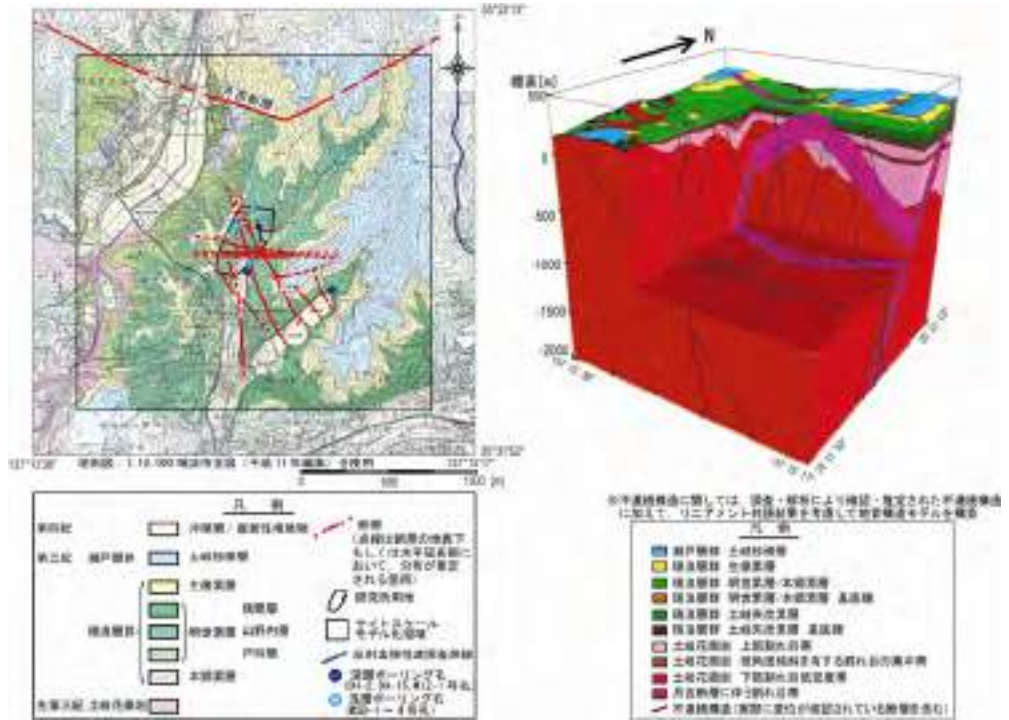


図 4.2.4-18 ボーリング孔を利用した調査・解析結果に基づき更新した地表地質図 (左図) および地質構造モデル (右図)

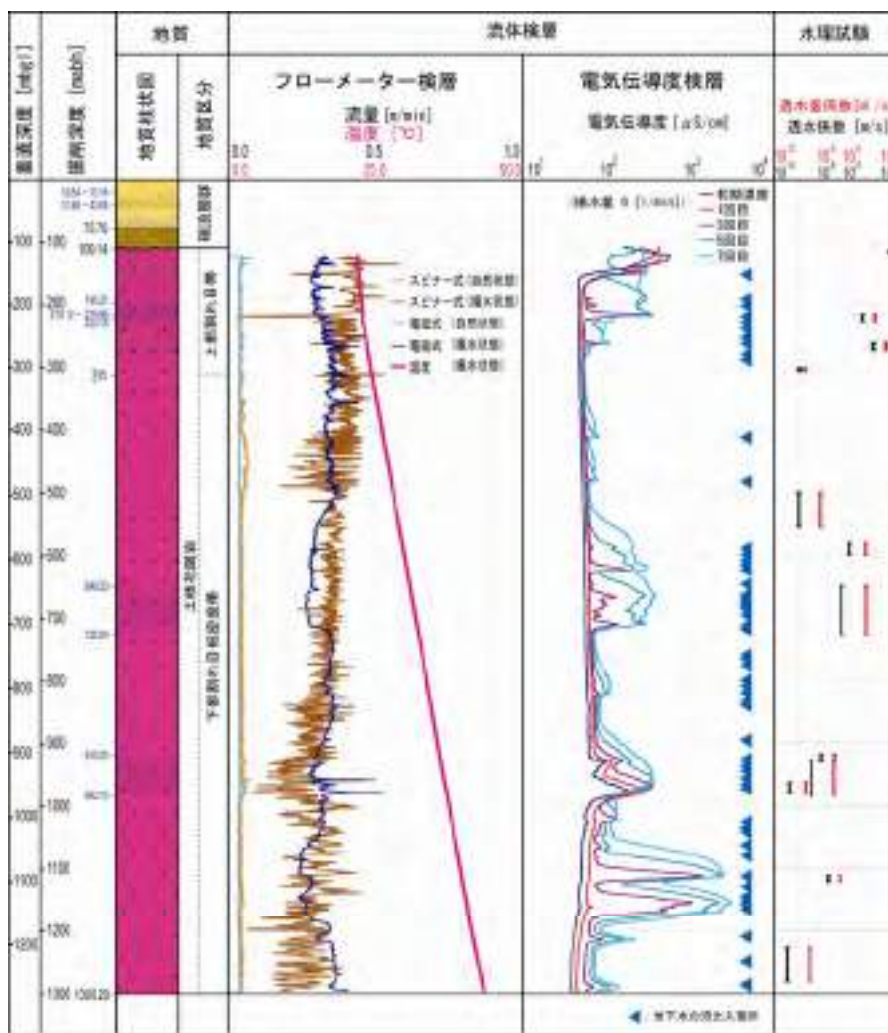


図 4.2.4-19 MIZ-1 号孔における電気伝導度検層および水理試験結果

より、解析範囲を三次元的に拡張することなど (Omnes and Clough, 1998) も有効であると考えられる。概要調査に向けての課題としては、不確実性の定量化手法を含むモデル化技術の高度化が挙げられ、統計学手法を用いた不確実性の評価技術や様々な不均質性を考慮可能な地質構造・水理地質構造のモデル化手法の整備が重要と考えられる。

(ii) 地下水の流動特性の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

サイトスケールにおけるボーリング孔を利用した調査・解析段階では、サイトスケールの地下水の流動特性を把握するために、サイトスケール内の既存および新規ボーリング孔において単孔式水理試験、流体検層、掘削応答モニタリングおよび長期地下水モニタリングを実施し、被覆層、基盤花崗岩および不連続構造の水理特性に関する情報を取得した (天野ほか, 2003 ; 太田ほか, 2003 ; Ota et al., 2004, 2005a, 2005b ; 鶴田ほか, 2005)。

各調査によって得られた地質・地質構造要素の透水性を、ボーリング孔を利用した調査・解析段階で更新された三次元的な地質構造モデル (太田ほか, 2005) に加えることにより水理地質構造モデルを構築した (尾上ほか, 2005a)。断層のモデル化にあたっては、断層のトレース長に基づいたスクリーニングを行うとともに、掘削応答モニタリングから推定されるボーリング孔間における岩盤中の水理的な連続性に基づき、断層の透水異方性の有無を推定した。さらに、水理地質構造モデルを用いて地下水流動解析を実施し、ボーリング孔における長期地下水モニタリングから得られる全水頭分布データを用いた水理地質構造モデルの

キャリブレーションを行うとともに、断層の透水異方性に着目した感度解析結果から調査の進展に伴う地下水の流動特性の把握に関する理解度の変遷の評価を行った（尾上ほか，2005a，2005b）。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

地質・地質構造要素ごとに設定した試験区間において実施した単孔式水理試験の結果、地質・地質構造要素ごとの透水性にコントラストが確認された（天野ほか，2003；太田ほか，2003；Ota et al., 2004, 2005a, 2005b；鶴田ほか，2005）ことから、サイトスケールにおいても地質構造モデルにおける地質・地質構造要素に基づいた水理試験区間の設定が重要であると言える（図 4.2.4-20）。また、水みちの検出を目的に実施した電気伝導度検層で抽出された水みちの流量と電気伝導度に基づく数値解析によって得られた透水量係数の分布は水理試験結果とほぼ一致する（Takeuchi et al., 2004, 竹内ほか，2004）ことから、同検層に基づく数値解析結果は水理試験を補間する有効な手法であることが確認できた。

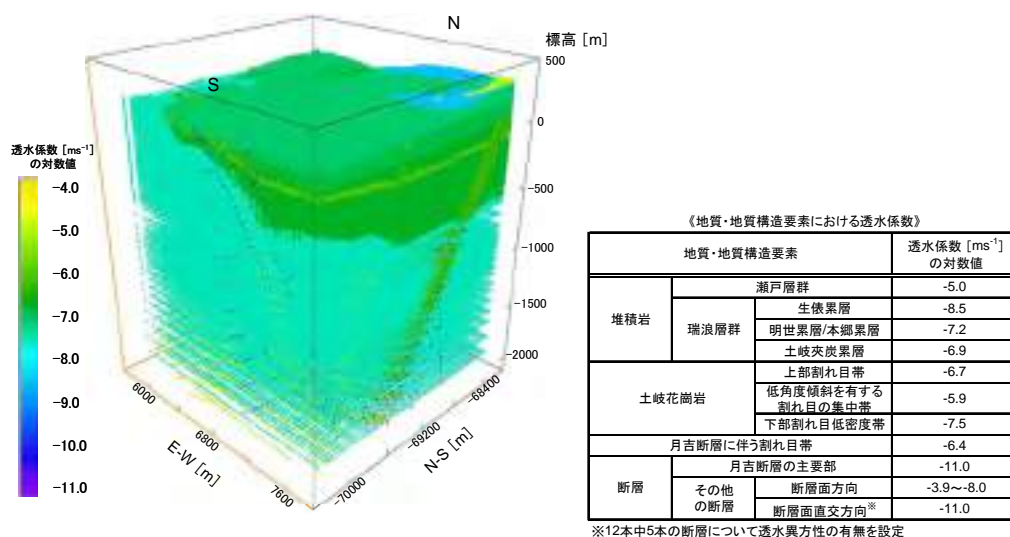


図 4.2.4-20 水理地質構造モデル（三次元的な透水性分布）

サイトスケールにおける動水勾配分布を求めるために、地下水流動解析結果に基づき三次元的な全水頭分布を算出した結果、地表からの調査・解析段階に比べ、研究用地内のボーリング孔において観測された全水頭分布をより実測値に近く再現することが確認された（図 4.2.4-21）。また、断層の透水異方性に着目した感度解析により、地表からの調査・解析段階に比べ、解析ケース数が減少していること、解析ケース間における解析領域全体の全水頭分布のばらつきが小さくなっていることから（図 4.2.4-22）、地下水の流動特性に関する不確実性を低減していることが確認できた（尾上ほか，2005a）。

ボーリング孔を利用した調査・解析段階においては、単孔式水理試験および電気伝導度検層を適宜組み合わせることで、透水性分布をより精度よく把握することが可能である。また、水理地質構造モデルの精度向上には、直接的に深層水理特性データの取得が可能なボーリング孔を利用した調査の実施が有効であると言える。

次段階以降の課題としては、地下施設の建設に伴う立坑内への湧水量計測および立坑周辺での掘削応答モニタリングおよび長期地下水モニタリングを実施し、サイトスケールの水理地質構造モデルの妥当性を確認するとともに、そのモデルを更新していく必要がある。この際、立坑内への湧水量は、人工構造物を含むスキン効果（人工構造物による湧水の抑制や掘削影響領域の形成による湧水の増加などの水理学的影響）やグラウトなどの影響を受けることから、これらの情報を取得する必要がある。さらに、水みちの分布に起因した水理特性の不均質性を評価するために、地下施設周辺の一部のブロックに着目した水理地質構造モデル

の構築および地下水流動解析を実施する必要がある。

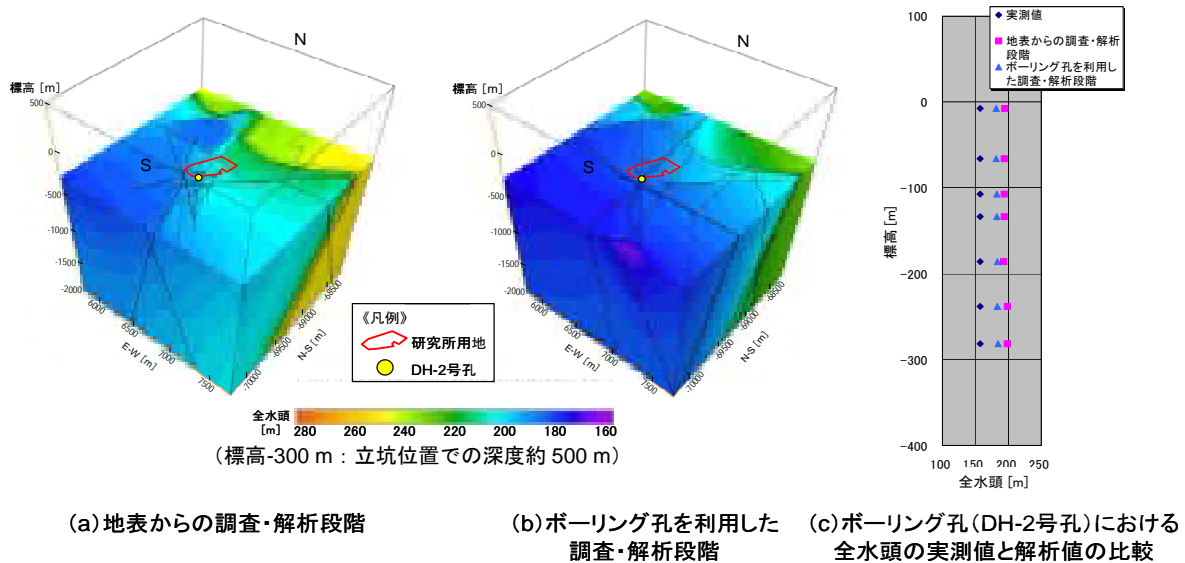


図 4.2.4-21 調査の進展に伴う全水頭分布の変遷

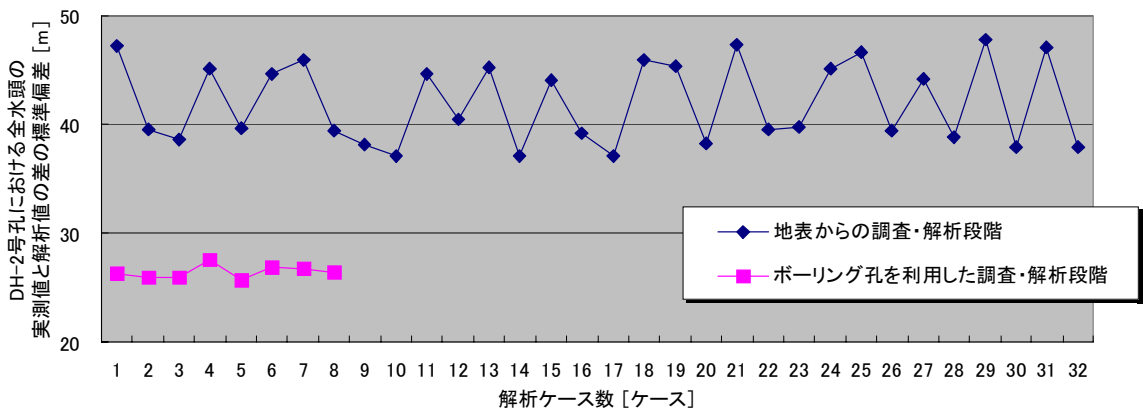


図 4.2.4-22 調査の進展に伴う解析ケース数と解析結果のばらつきの変遷

(c) 概要調査のための基盤技術

効率的に水理地質構造モデルの不確実性を低減させるためには、地下水の流動特性に与える影響の大きい断層を感度解析によって抽出し、それを優先的に調査することが有効である。また、断層の水理特性は全水頭分布に影響を与えていることから、長期地下水モニタリングによって間隙水圧分布を把握することも水理地質構造モデルの不確実性を低減させるための有効な手段である。また、研究領域内で複数のボーリング調査を実施する際には、ボーリング調査と他のボーリングでの掘削応答モニタリングを組み合わせることによって、ボーリング孔間に分布する地質・地質構造要素の水理学的連続性が推定できる。従って、水理学的観点からは、ボーリング調査は同時に実施するよりも段階的に実施するほうが有効である。さらに、精度良く水みちを検出し、透水性を把握するためには、電気伝導度検層が有効な流体検層方法である。

(iii) 地下水の地球化学特性の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

サイトスケールにおけるボーリング孔を利用した地球化学調査では、ローカルスケールにおける調査結果を基にした既存情報を踏まえたうえで、地球化学モデルの確認・更新、一連

の地上からの調査の考え方、手法、技術の有効性の評価、地下施設で行う調査研究のための地球化学的初期条件に関わる情報の整理と課題の抽出が目標として挙げられる。そのため、深度約 1,000 m までの土岐花崗岩とそれを覆う厚さ数十～約 200 m の瑞浪層群を対象としたボーリング調査において、地下水および岩石試料を採取・分析し、ローカールスケールと同様に一連の解析とモデルの更新を行った。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

調査結果の概要を表 4.2.4-1 に示す。サイトスケールの地下水は、瑞浪層群浅部で、ケイ素、硫酸イオンに富む Na-Ca-HCO₃ 型水質を示す。瑞浪層群深部ならびに土岐花崗岩上部では Na-Cl 型水質を示し、深度とともに塩分濃度が増加し、深度 1,000 m 付近で Na-Ca-Cl 型水質を示す。

表 4.2.4-1 サイトスケールにおける地下水水質の概要と課題

	調査方法	値	課題
主な水質 塩分濃度 (TDS)	バッチ式・揚水式採水、分析	Na-Ca-HCO ₃ 型水質 Na-(Ca)-Cl型水質 約150～670 mg L ⁻¹	掘削水逸水に関わる 品質管理
pH	フローセル型電極測定、溶存成分・鉱物 データに基づく理論解析	6.9～9.2	?
酸化還元電位	フローセル型電極測定、溶存成分・鉱物 データに基づく理論解析	原位置測定データ なし	ボーリング孔掘削後 に生じる2次的なEh 制限固相の影響評価

上述の瑞浪層群において観察できる Na-Ca-HCO₃ 型地下水と Na-Cl 型地下水の分布境界の深度では、難透水性岩層の存在により水頭の急激な低下が観察でき (古江ほか, 2005b), 水理地質構造と地球化学特性に関連性が認められる。瑞浪層群浅部の地下水の水素・酸素同位体比は、地表からの調査・解析段階で得られた降水の同位体比の変動幅の範囲内ではばらついており、トリチウムも検出されることから、瑞浪層群浅部では地表水が比較的早く浸透すると考えられる (彌榮ほか, 2004; Iwatsuki et al., 2005)。瑞浪層群深部および土岐花崗岩中の Na-(Ca)-Cl 型地下水については、ローカールスケールにおける調査・解析段階で抽出された混合の端成分となる地下水について、より信頼性の高い水質データを抽出し多変量解析を行うことにより、地下水水質の三次元的分布に関わる定量的地球化学モデルを更新できた (図 4.2.4-23; 阿島ほか, 2005)。従って、ローカールスケールからサイトスケールまでの一連の調査・解析において、データの品質を向上し解析を繰り返す手法は、地上からの調査段階における調査・解析技術として有効であると言える。しかしながら、Na-(Ca)-Cl 型地下水の水質形成に関与する高塩分濃度の端成分地下水の起源や滞留時間については、試料への掘削水の混入により、精度の高い水素・酸素同位体比および放射性炭素濃度のデータを取得していないため不明確であり (Iwatsuki et al., 2005)、地下水流動解析結果を補完するために必要な課題として残されている。

地下水の pH については、約 8～9 の範囲でほぼ一定であり、熱力学的な解析や微視的な鉱物観察結果から、ローカールスケールにおける調査・解析結果と同様に、主要な pH 緩衝反応として炭酸塩鉱物の溶解・沈殿反応が想定できる。一方、酸化還元電位については、原位置での実測値がないものの、鉱物観察や溶存ガス分析の結果から、含鉄鉱物、含硫黄鉱物、硫化水素ガスが関連した酸化還元反応が、主に酸化還元電位に関与している可能性が考えられた (Iwatsuki et al., 2005)。また、特筆すべき点として、サイトスケールにおいては、定量的に求められていないものの硫化水素ガスが検出されており、孔壁画像調査によりボーリング孔壁に掘削水中の鉄分と硫化水素ガスが反応して生じたと考えられる黒色鉄化合物 (主に水酸化鉄や硫化鉄) の付着が観察された (Ota et al., 2005a)。このような鉄化合物は、主要な酸化還元反応制限固相になりえるため、地下水の酸化還元電位に大きな影響を与える人為

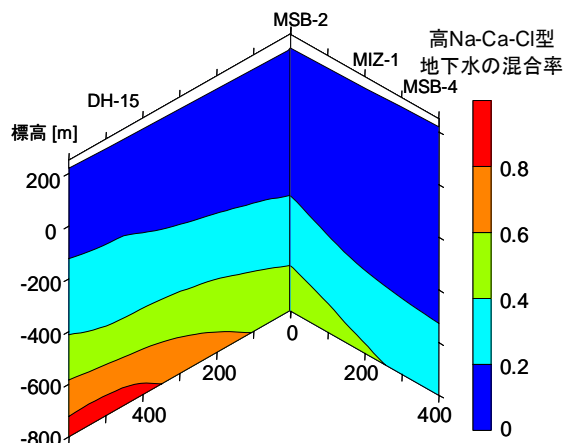


図 4.2.4-23 サイトスケール周辺における端成分地下水の混合率
(高 Na-Ca-Cl 型地下水を例として；阿島ほか，2005)

的汚染源となる。従って、地下水の酸化還元電位を正確に把握するためには、岩盤中に存在する酸化還元反応物質とボーリング時に地下に侵入する人為的な酸化還元反応物質による酸化還元反応の事前予測，ならびに孔壁画像調査による人為的な酸化還元反応制限固相の有無の確認が必要である。

以上、ボーリング孔を利用した調査の結果は、ローカルスケールにおける調査結果により推察されたサイトスケールにおける地下水の水質分布に関わる地球化学モデル（図 4.2.4-9）を更新し、地下施設建設前の地球化学的初期条件に関わる定量的な地球化学モデルを構築することができた（阿島ほか，2005）。また、酸化還元電位の調査においては、人為的汚染源を発生させないボーリング掘削技術の開発，測定値の信頼性を確認するための手法の開発などが次段階以降の研究開発課題として不可欠である。

(c) 概要調査のための基盤技術

東濃地域のサイトスケールのように異なる地下水の混合により地下水の水質が形成される環境では、地下水の地球化学特性を理解する手法として、多変量解析や熱力学解析と鉱物・地下水の分析・観察を併用した調査・解析が有効である。一方、地下水の起源や滞留時間などの推測においては、水素・酸素・炭素同位体比および放射性炭素濃度について、掘削水の残留割合を用いて分析値を補正するために、掘削水中の変動幅を把握することが必要である。また、酸化還元電位については、還元性の溶存ガスが存在する場合に、ボーリング調査時に人為的な酸化還元反応制限固相を生成させないためのボーリング掘削技術や、酸化還元反応制限固相が生成した場合に、正確な酸化還元電位値を得るための手法開発などが課題として残されている。

(iv) 物質移動の遅延効果の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

サイトスケールにおけるボーリング孔を利用した調査・解析段階では、岩盤中での物質移動の遅延特性に関して、岩盤中での物質の収着・拡散特性、岩盤中の物質移動場、およびコロイド／有機物と微生物が物質移動に及ぼす影響の概括的な把握が目標である。瑞浪超深地層研究所では、深層ボーリング調査において採取したボーリングコアおよび地下水試料を用いた室内調査試験を実施し、土岐花崗岩および透水性割れ目の岩石・鉱物特性、地球化学特性および物理特性、ならびに地下水の地球化学特性を詳細に把握した（Ota et al., 2004, 2005a, 2005b）。また、高 Na-Cl 濃度条件下での収着係数を取得するとともに、透水性割れ目近傍におけるウラン系列核種 (^{238}U , ^{234}U , ^{230}Th) の分布プロファイルからマトリクス拡散深さを推定した。ここで得られたデータに基づき、土岐花崗岩中での主要な物質移動の遅延メカニズムである収着およびマトリクス拡散について評価した。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

ボーリングコアを用いた室内調査試験により取得した土岐花崗岩の収着係数およびマトリクス拡散深さのデータ（太田ほか，2005）は，既存情報とそれに基づく推定値と整合的であり，割れ目充填鉱物は花崗岩基質よりも1～2オーダー大きな収着能力を有することや透水性割れ目近傍におけるマトリクス拡散は数十mm以上に及ぶことなど，その特性を概括的に評価することが可能である。また，ウラン系列核種の分布プロファイルは対象とする岩盤中において実際にマトリクス拡散現象が生じていることを示しており，このように地層処分において発生すると想定される岩盤中での物質移動現象や地球化学プロセスを対象とした研究（ナチュラルアナログ研究）は，調査試験結果の信頼性を確認するうえで有効な手法である（Ota et al., 1999a ; 太田・湯佐，2003）。しかしながら，ボーリングコアは掘削・採取や調製などに伴う物理的な擾乱を被っており，そこで観察される空隙構造特性は原位置のそれとは明らかに異なる（Möri et al., 2003 ; Ota et al., 2003）ことから，物質移動場の厳密な評価は困難である。ただし，取得した空隙構造特性に関する情報から，物質移動場の特徴や性状などを大まかに把握することは可能であると考えられる。

地下水中のコロイド／有機物および微生物については，研究所用地とその周辺における水質の深度変化（彌榮ほか，2004 ; Mizuno et al., 2004）に伴い，その種類や存在量なども変化する可能性が考えられる。しかしながら，ボーリング調査における時間的制約などのために，採取した地下水試料の掘削水による汚染率が数～数十%と高く，コロイド／有機物および微生物に関して品質の保証された情報を取得することは困難であった。

物質移動場およびコロイド／有機物と微生物が物質移動に及ぼす影響を評価するためには，物理的・化学的擾乱のないボーリングコアおよび地下水試料を採取すること，あるいはその影響を取り除くことが必要であり，本段階ではその技術的困難さや時間的制約からそれに十分対応することは現実的に難しい。従って，次段階以降の課題として，水平坑道を利用し原位置の地質環境条件下での調査試験を長期にわたり実施することにより，より大きな空間・時間スケールで岩盤中での物質移動現象や物質移動の遅延特性を評価することが必要である。

(c) 概要調査のための基盤技術

サイトスケールにおけるボーリング孔を利用した調査・解析段階では，ボーリングコアを用いた室内調査試験により，主要な物質移動遅延メカニズムである収着およびマトリクス拡散特性についての概括的な評価が可能になると考えられる。この際，ナチュラルアナログ研究手法の適用により評価したマトリクス拡散特性との比較をとおして調査試験結果の信頼性を確認することができるため，概要調査においても室内調査・試験とナチュラルアナログ研究を組み合わせた手法の適用が有効である。一方，本段階において地下水中のコロイド／有機物および微生物に関する評価を行うためには，原位置の条件を維持した汚染の極めて少ない地下水試料を採取することが不可欠であると考えられる。このためには，モニタリング孔などを利用した長期にわたる採水調査の実施が現実的である。

(v) 希釈効果の把握**(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要**

サイトスケールにおけるボーリング孔を利用した調査・解析段階では，帯水層の希釈効果を把握するために，既存および新規（浅層および深層）ボーリング調査において，ボーリングコアを用いた地質学的調査，孔壁画像調査，物理検層，マルチオフセットVSP探査，流体検層，水理試験などを実施し，堆積岩，土岐花崗岩および主要な不連続構造の分布やそれらの水理特性に関する情報などを取得した（天野ほか，2003 ; Kumazaki et al., 2003 ; 太田ほか，2003）。ここで取得された地質学的情報に基づき，瑞浪層群を構成する累層や土岐花崗岩中の構造要素や不連続構造の深度分布などに関する情報を追加することによって地質構造モデルを更新し，帯水層として想定される地質・地質構造要素の分布を推定した（太田ほか，

2005)。また、更新された地質構造モデルに新たに取得された水理特性データを用いることにより水理地質構造モデルを更新した。さらに、更新した水理地質構造モデルに基づき地下水流動解析を実施し（尾上ほか，2005a，2005b），地質・地質構造要素ごとのダルシー流速分布を把握した。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

既存ボーリング孔および新規浅層ボーリング孔を利用した調査・解析の結果，これまでの地質・地質構造要素区分に加えて，花崗岩の上部割れ目帯中に透水性の高い低角度傾斜を有する割れ目の集中帯を抽出し，水理地質構造モデルに表現した。また，地下水流動解析に基づいて主要な地質・地質構造要素ごとのダルシー流速分布を求めた（図 4.2.4-24）。その結果，地質・地質構造要素ごとのダルシー流速の分布は，低角度傾斜を有する割れ目の集中帯，月吉断層に伴う割れ目帯，上部割れ目帯，土岐夾炭累層や明世累層／本郷累層が下部割れ目低密度帯と比較して高い分布を示した。

さらに，新規深層ボーリング孔（MIZ-1 号孔）調査により，地質・地質構造要素に関する新たな情報が追加された。これに基づく地質・地質構造要素のダルシー流速分布を図 4.2.4-25 に示す。新規ボーリング孔の調査結果が加わることで，地質・地質構造要素ごとの傾向は既存ボーリング調査の段階と類似しているが，特に低角度傾斜を有する割れ目の集中帯と上部割れ目帯のダルシー流速の分布傾向が異なっている。これは新たな地質情報の追加に伴う地質・地質構造要素の分布範囲の変化と水理特性データの追加に伴う地下水流動解析結果の変化に起因すると考えられる。

サイトスケールにおけるボーリング孔を利用した調査・解析により花崗岩中に新たな地質・地質構造要素が抽出された。地下水流動解析の結果，この地質・地質構造要素におけるダルシー流速も大きいことから，本調査が花崗岩中の帯水層を把握するうえで有効であることが確認された。また，サイトスケールにおける地表からの調査・解析段階とボーリング孔を利用した調査・解析段階でのダルシー流速分布（図 4.2.4-16，図 4.2.4-24，図 4.2.4-25）を比較すると，新たに地質・地質構造要素としてモデル化した低角度傾斜を有する割れ目の集中帯などの不連続構造が，希釈層としての機能を有すると考えられる構造要素中のダルシー流速分布に影響を与えていることが明らかとなった。さらに，複数のボーリング調査による情報が順次追加されることにより，帯水層と想定される地質・地質構造要素の分布とダルシー流速の分布に関する理解度が向上していく過程が確認できた。

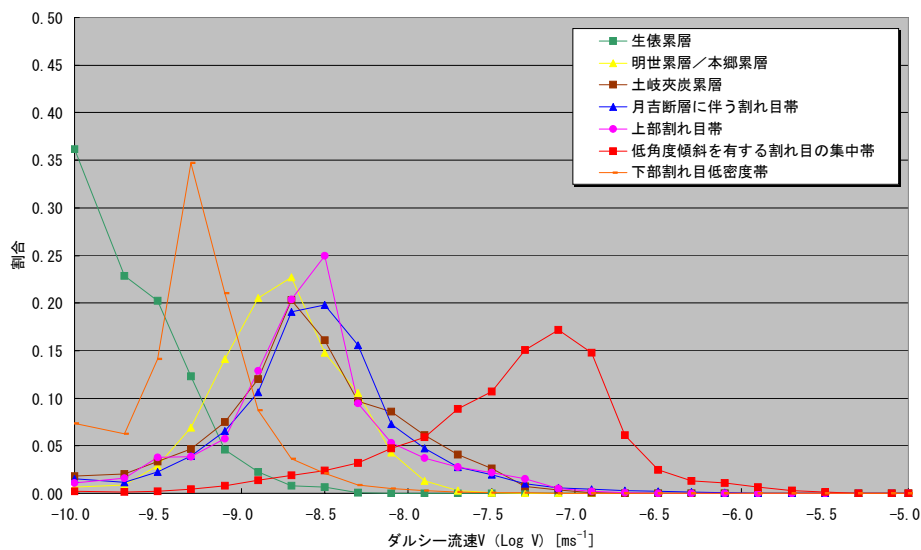


図 4.2.4-24 ダルシー流速分布

（既存および新規浅層ボーリング孔を利用した調査・解析結果，縦軸は累積頻度の総数を 1 としたときの割合を表わす。）

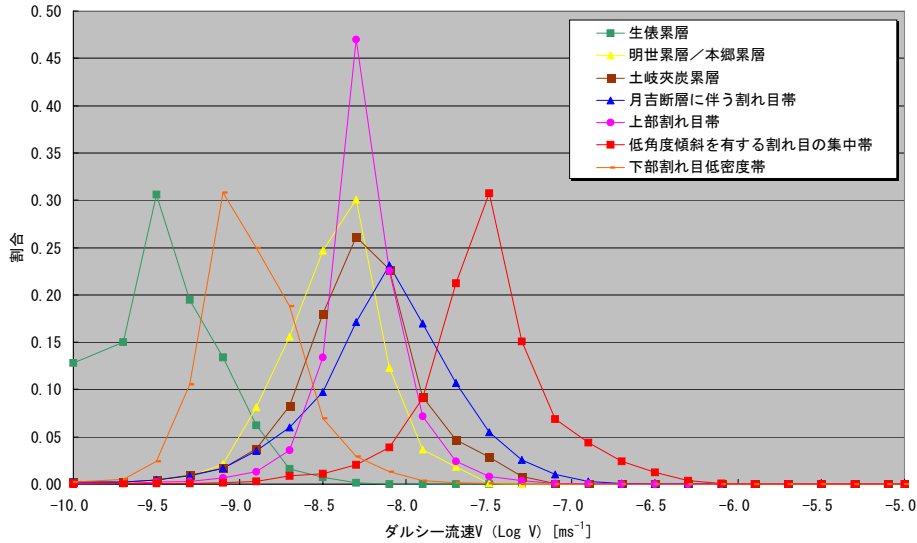


図 4.2.4-25 ダルシー流速分布

(新規深層ボーリング孔を利用した調査・解析結果、縦軸は累積頻度の総数を 1 としたときの割合を表わす。)

次段階以降の課題としては、希釈効果が期待される不連続構造などの地下深部での分布とその水理パラメータを詳細に取得することにより、地質構造モデルの更新と地下水流動解析を実施し、より信頼性の高いダルシー流速分布を求めることが必要である。

(c) 概要調査のための基盤技術

サイトスケールにおけるボーリング孔を利用した調査・解析に基づいて、希釈層としての機能を有する帯水層を抽出するとともに、その希釈効果を把握するためには、花崗岩中の詳細な水理特性などの情報を取得し、地質・地質構造要素を細分化することが有効である。また、希釈層としての機能を有する帯水層のみならず、その希釈効果に影響を与えている不連続構造などの要因についても、その分布や水理特性を把握することが重要である。

(vi) 地下空洞周辺の力学・水理状態の把握および地下の温度環境の把握

(a) 目標の設定と調査・解析の実施概要

サイト/ブロックスケールにおける地表からの調査・解析では、地下空洞周辺の力学および水理状態の把握の基本的な情報として、応力場や岩盤の物理・力学特性、地下空洞への地下水流入量、EDZ の分布、物理・力学特性、不連続構造などの有無について、ボーリング孔を利用した調査・解析から得られるデータを収集することにより、サイト/ブロックスケールの力学構造モデルを構築し、掘削影響予測解析手法を開発するとともに、地下施設の実施設設計や調整設計などに入力するデータを取りまとめることが目標である。

このため、研究所用地近傍の既存ボーリング孔 (DH-2 号孔) と研究所用地内に掘削したボーリング孔 (MIZ-1 号孔)、およびそれらから採取したボーリングコアを対象として、サイト/ブロックスケールの応力場、岩盤の物理・力学特性 (中間ほか, 2003)、地下空洞への地下水流入量および不連続構造などの有無などを把握するために、ボーリングコアを用いた地質学的調査、原位置試験、室内試験および物理探査など実施した。さらに、それらの基礎情報をもとに岩盤力学モデルの構築を行い、そのモデルを用いて、地下施設の深度 500 m (中間ステージの予定位置) と深度 1,000 m (最深ステージの予定位置) を想定した掘削影響予測解析を行った。

地下の温度環境の把握としては、これまでの段階と同様に、ボーリング調査における温度検層とボーリングコアを対象とした室内試験により把握した。

(b) 調査・解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

MIZ-1号孔における水圧破碎試験結果を図4.2.4-26に示す(山田ほか, 2005; Nakama et al., 2005b)。初期応力の大きさは、深度に対し比例的に増加しているが、ある深度を境にしてその増加傾向が大きく変化する点が認められる。また、最大主応力方向も一部にばらつきが認められる。初期応力状態の大まかな傾向としては、ローカルスケールにおける調査結果と同様におおむね北西-南東方向に主応力方向が分布していると評価できるが、局所的な応力の変化については、原位置における測定によってのみ把握することができることから、詳細な初期応力の深度分布を把握するためには、水圧破碎試験などの原位置試験が必要である。

岩盤の物理・力学特性については、深度ごと、および岩盤等級ごとの統計値(平均値, 標準偏差, 上限値, 下限値)で整理した。岩盤等級を考慮しない場合は、ローカルスケールまでの調査段階で得られたデータで力学モデルの構築, および解析に用いるパラメータを設定できる。すなわち、ローカルスケールにおける調査段階までにおいて統計学的に十分なデータ数を採取してきている。しかしながら、実際に構造物を作るサイトスケールにおいてリニアメントや断層などの地質構造の影響を反映している岩盤等級を考慮すると、深度方向に局所的に存在するCM~CL級といった脆弱な岩盤の物理・力学特性に関するデータ数が少ないため取り扱いに注意を要する反面、平均値に対して比較すると岩盤の局所的な弱点での物理・力学特性が把握できる。

EDZの分布の把握については、上述の岩盤の初期応力と物理・力学特性を入力データとして、MBCモデル(Micro-mechanics Based Continuum model; Yoshida and Horii, 2004)、およびクラックテンソルモデル(Oda, 1988)を用いた解析を実施することにより、坑道掘削による坑道周辺岩盤の変位や歪、亀裂開口幅の分布、せん断歪や局所安全係数の分布を予測することができた(例えば、中間・佐藤, 2004; 中間ほか, 2005b)。その解析結果の一例を図4.2.4-27に示す。解析においては、掘削の直接的な損傷を考慮したパラメータスタディの結果を考慮している。解析の結果、坑道周辺の岩盤の変形、応力、掘削の影響により発生する坑道周辺の亀裂の特性は、初期応力状態、既存亀裂および掘削により発生する新規亀裂の大きさや方向の影響を強く受けることなどを確認することができた。また、解析結果の妥当性については、坑道掘削後の調査結果を待たないと評価できないが、サイト/ブロックスケールにおける地表からの調査結果から、前述のような坑道周辺岩盤における力学的な掘削影響を予測可能であることが示された。

地下空洞への地下水流入量については、研究所用地における新規浅層ボーリング調査段階(図4.2.4-1参照)までの情報に基づいて水理地質構造モデルを作成し、地下施設の基本レイアウトを対象として三次元飽和-不飽和浸透流解析を実施した。モデルにおいては、立坑の覆工コンクリートや集水マット設置などの施工による影響を考慮した。

不連続構造などの有無については、地表調査、反射法弾性波探査、MIZ-1号孔のボーリング調査によって断層に関する情報を付加して地質モデルを更新し、これらの結果に基づいて立坑掘削位置における断層の出現位置を予測することができた。

地下の温度環境については、MIZ-1号孔における温度検層の結果、ボーリングコアを用いた室内試験の結果は、ローカルスケールにおける結果の範囲内にあり、ほぼ平均的な値となった。温度検層についてはローカルスケール程度の規模(数km²平方)の範囲で1本のボーリング孔のデータを取れば十分であることが確認できた。熱特性試験もローカルスケールにおける調査段階までで多数のデータを採取してきているが、サイトスケールにおけるデータと比較することにより、これらの平均値は統計的に十分信頼できることが確認できた。

次段階以降の各調査項目における残された課題は以下のとおりである。

- ・坑道内からの調査による、ブロックスケールにおける岩盤の初期応力や物理・力学特性の取得およびモデルの作成・更新

- ・坑道掘削時の計測データに基づく解析結果の検証
- ・第3段階の原位置試験などの計画立案

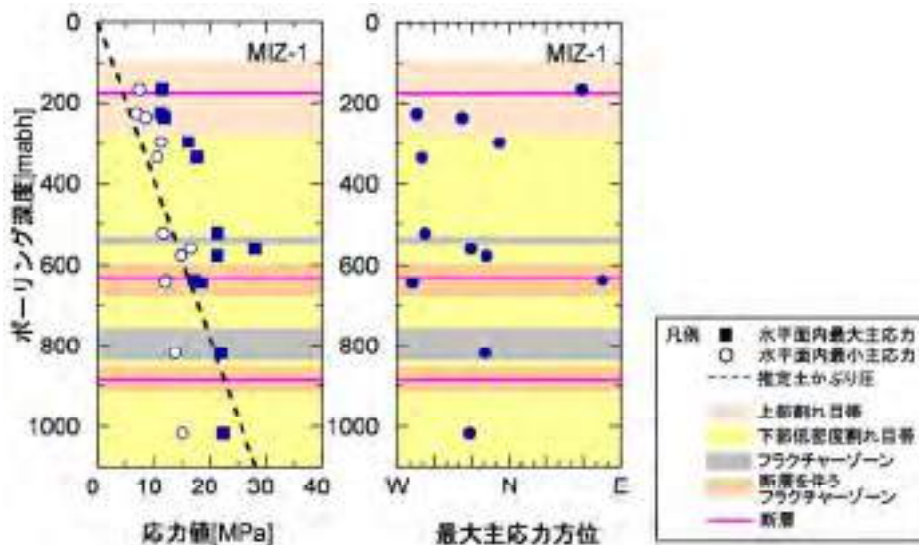


図 4.2.4-26 研究所用地近傍（MIZ-1 号孔）における水圧破碎法による初期応力測定結果
 （正馬様用地と同様に、研究所用地においても深度 600 m 程度で主応力の状態が変化するストレスデカップリングが認められる。最大主応力方向はおおむね北西—南東方向だが、深度によってばらつきが大きい。このようなばらつきは原位置試験でしか測定できないことから、水圧破碎試験の有効性を確認できた。）

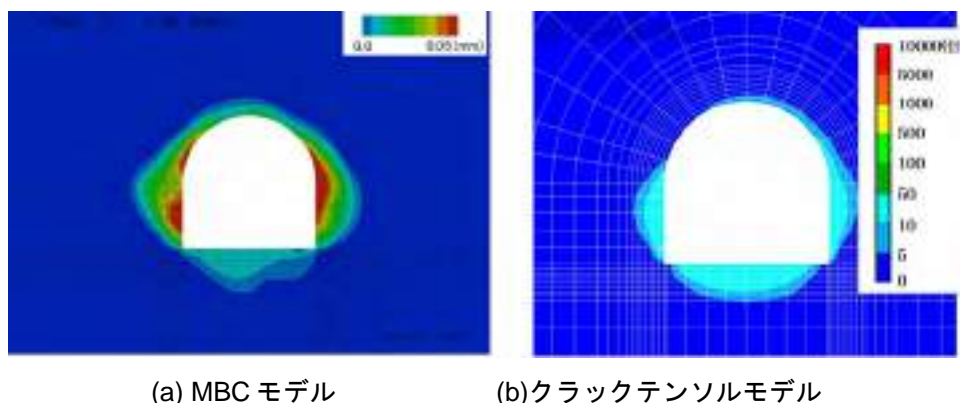


図 4.2.4-27 坑道掘削後の亀裂開口量および透水係数変化率の分布
 （MBC モデルによる解析の結果、坑道掘削に伴い主に側壁部に開口亀裂の発生が集中する（左図）。クラックテンソルモデルによる解析の結果、側壁部を中心に亀裂開口に伴う透水係数の増加が認められる。）

(c) 概要調査のための基盤技術

初期応力状態については、ボーリング孔を用いた複数深度での調査により、サイトスケールの詳細な初期応力の深度分布を把握することができる。ボーリング孔を用いた初期応力測定方法としては、水圧破碎試験が有用である。また、測定データから三次元的な応力状態を評価するためにも、岩石の種類ごとに測定することが望ましい。その他の物理・力学特性に関しても、ボーリング孔にみられる様々な岩盤等級ごとにデータを取得することにより、より詳細なサイトスケールの物理・力学特性が把握できるとともに、処分坑道などの空洞安定性や支保設計に直接反映できるため、概要調査においても調査の際に考慮すべき事項と考えられる。

4.2.5 地下施設の建設が地質環境へ与える影響を観測する技術

(1) 観測の考え方・進め方

深地層の研究施設における地質環境特性の研究では、4.2.2 から 4.2.4 に示したように、安全評価および地下施設の設計・施工の観点から地層処分にとって重要な地質環境特性を理解するための調査・評価技術を整備することに加えて、処分事業の社会的受容を念頭に置いた環境上や社会的な側面からの総合的な評価（環境影響評価；AECL, 1994；Posiva, 1999；DOE, 2002）に対しても、技術的な基盤を整備することが必要であると考えられる。地下深部に処分場を建設した場合、表層から地下深部にいたる地質環境のみならず社会環境に対しても様々な影響が及ぶことが想定されるものの、その種類・程度や重要度、それが安全評価などに与える影響、その低減あるいは修復の技術などについて明らかにはなっていない。今後、地上での大規模事業における環境アセスメントと同様に、処分事業においてもこのような環境影響評価が必要になることが想定される。深地層の研究施設計画では実際に地下施設を建設し調査研究を進めていくことから、地下深部における地下施設の建設が周辺環境に与える影響に関する様々な事例をとおして技術的知見を蓄積し、その評価のための技術を整備することが可能となる。

以上のことから、瑞浪超深地層研究所の地下施設の建設が周辺環境に与える影響の種類やその規模などに関する知見を蓄積することにより、処分事業に関する社会的な受容を得ていくうえでの有用な基礎情報として提供することが可能となると考えられる。現在、超深地層研究所計画においては、主として環境上の側面や社会的な側面に着目した観測を実施している。具体的には以下の項目である（核燃料サイクル開発機構, 2004a）。

- ・地下水の水位や間隙水圧
- ・地下水の水質
- ・表層土壌水分
- ・河川流量
- ・騒音、振動

これらのうち、表層部において地下施設建設が周辺環境へ与える影響の調査については 5.1.4 で記述することとし、本項では地下施設建設が表層から地下深部までの地下水の間隙水圧および水質へ与える影響を観測する技術について述べる。

地下水の間隙水圧ならびに地下水の水質に関しては、マルチパッカーシステムを用いることにより、地下深部までのデータ取得が可能であり、研究所用地とその周辺領域において観測を実施している。これらのシステムを用いることにより、研究坑道の掘削開始前の状態から掘削中、掘削終了後にいたる詳細な地質環境の変化を把握することが可能と考えられる。

(2) 地下施設の建設に伴う地下水の間隙水圧の変化の観測技術

地下施設の建設が地下深部の間隙水圧へ与える影響を把握するためには、測定区間の間隙水圧を直接測定する方法と区間から立ち上がるピエゾ管内の水位を測定する方法がある（図 4.2.5-1）。地下施設の建設に伴う間隙水圧の変化を把握するため、超深地層研究所用地とその周辺においては上記のシステムを使用し連続観測を行っている。

マルチパッカーシステムを深層ボーリング孔内に設置する際には、地下施設の掘削影響を把握する観点から、事前に実施されるボーリング孔を利用した調査で取得された地質学的情報や水理学的情報などに基づき観測区間を決定した。例えば、堆積岩の場合は累層や岩相の境界、花崗岩の場合は割れ目の卓越帯や主要な不連続構造などの地質構造の境界で区分した。また、水理特性など情報に基づいて間隙水圧が大きく変化する境界などに着目して区間を設定した。仮に間隙水圧が異なる複数のゾーンが、同一の観測区間に存在する場合、両者の平均的な水圧を取得することとなり、地下施設の建設に伴う影響を的確に把握することは困難

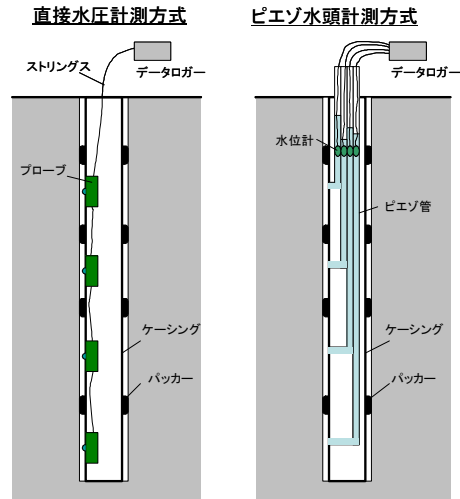


図 4.2.5-1 間隙水圧のモニタリング方法

なることが想定される。前述の観測区間の考え方にしたがってマルチパッカーシステムを挿入することにより、初期値の取得からその後の掘削に伴う影響を的確に把握することが可能になると考えられる。マルチパッカーシステムの設置に先立って実施されるボーリング孔を用いた各種調査は、観測区間設定に関する技術的根拠を与えることから、ボーリング孔に沿った連続的な地質学的・水理学的な情報を取得しておくことが望ましい。観測区間数については事前の地質学的・水理学的な情報などに基づいて区分される地質・地質構造要素の数と、区間数の増加に伴うセンサーをはじめとする機材費などを考慮して決定した。

マルチパッカーシステムによるデータの取得間隔は、地下施設の建設による間隙水圧の変化状況を的確に把握できることを前提に、地下施設からボーリング孔までの距離や、観測対象となる地質・地質構造要素などに対して当該構造などを掘削する際に発生する変化の大きさなどを考慮して決定することが必要と考えられる。現状の観測では5分程度の間隔でデータを記録しており、これにより季節変動をはじめとして、地球潮汐や大気圧変動、さらには大規模な地震に同期した変動などを含む、地下施設の建設による影響が現れる前の初期状態のデータが取得されている（図 4.2.5-2）。

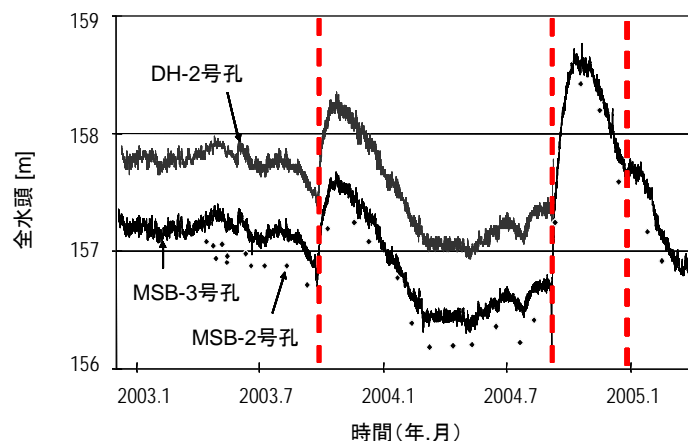


図 4.2.5-2 間隙水圧の実測例（赤点線は地震発生時を示す）

取得された観測データには天然現象としての地球潮汐や大気圧変動、さらには観測機器のデジタルノイズ（イレギュラー成分）などの影響が含まれることから、地下施設の建設に伴う影響の把握を目的とする場合には、これらのノイズを除去することが効果的である（後藤

ほか、2004；升元ほか、2004；図 4.2.5-3)。また、観測データに人為的な影響が含まれている場合、その影響を定量的に把握するうえではニューラルネットワークモデル（例えば、馬場ほか、1994）を用いたモニタリングデータ解析（図 4.2.5-4）が有効な手段である（Gautam et al., 2003）。

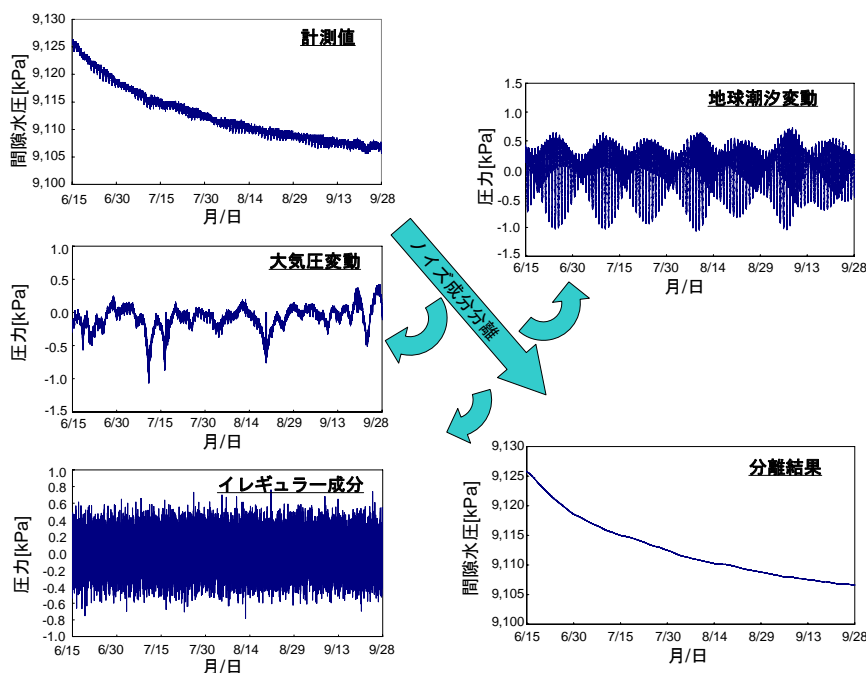


図 4.2.5-3 間隙水圧のノイズ成分分離の例

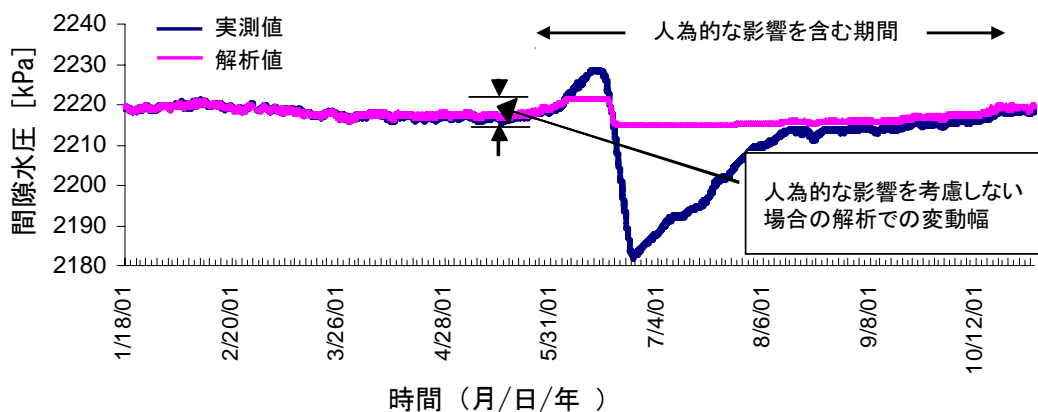


図 4.2.5-4 人為的な影響を含む期間における間隙水圧変動の解析値と実測値との比較

(3) 地下施設の建設に伴う地下水の水質の変化の観測技術

地下水の水質変化の観測では、研究所用地周辺の地下水の地球化学特性の初期状態の把握、および地下施設建設に付随する地球化学特性の変動の評価を行うことが必要である。地下施設建設時には、坑道への周辺地下水の流入に起因する地下水圧の低下などにより、浅層部の酸化還元状態の変化、それに伴う溶存化学成分濃度の変化、溶存ガスの脱ガスなどの現象が想定される。これらの現象を観測するためには、バッチ式採水ボトルによる地下水の採取が必要である。前述の地下水位・水圧のモニタリング装置のうち、ピエゾ水頭計測方式では地下水試料を得るために連続的な地下水採水が必要であり、観測区間の地下水圧を人為的に乱す可能性が高い。また、溶存ガスの脱ガスも生じる。このため瑞浪超深地層研究所では、用地内に位置するボーリング孔 2 本（深度約 100～200 m）において、バッチボトル式採水が

可能な直接水圧計測方式のモニタリング装置を利用して瑞浪層群中の地下水を対象に月一回、採水および化学分析を行い、地下水水質の自然状態の変動を把握し、坑道掘削に伴う変動を定量的に把握するための基礎データの取得を行っている。

地下水の水質変化を定量的に解析するためには、自然状態におけるそれらの変化量を事前評価しておき、人為的に生じる変化と区別する必要がある。図 4.2.5-5 は、坑道掘削が開始される前段階での、主立坑から約 70 m 離れたボーリング孔において得られた瑞浪層群中の各採水深度における pH および化学成分濃度の自然状態の変動幅（古江ほか，2005b）の例である。化学成分ごとにその変化量（地下水採水から分析までに生じるデータバラツキも含む）が異なることが分かる。地下浅部においては、地下水の pH の変動幅が大きく、採水時期による表層水の変化を反映している可能性があり、実際の地下施設建設時には、このような各化学成分の自然変動幅を考慮したうえで、それを超える変化量が認められた場合について、地下施設建設に伴う人為的擾乱の評価を行うことが効果的である。

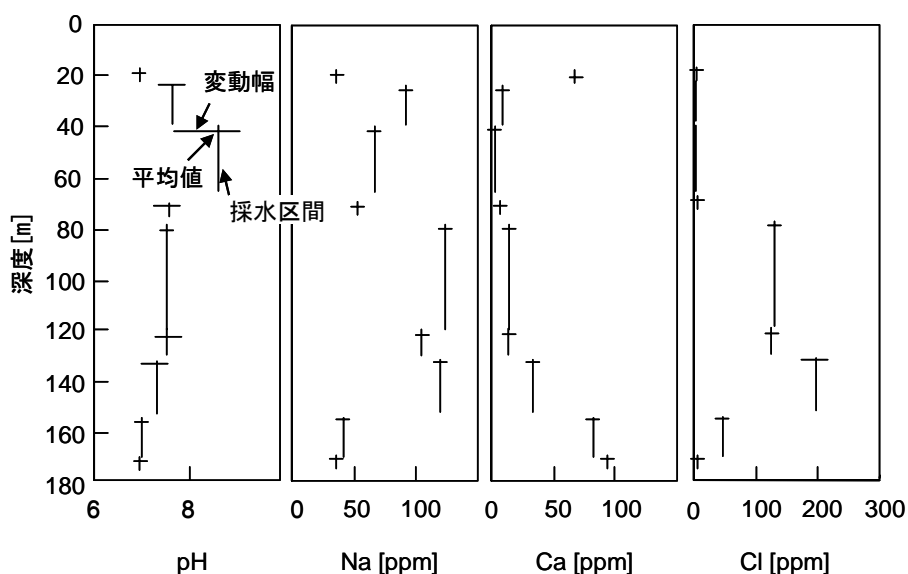


図 4.2.5-5 立坑周辺における水質観測の結果

4.2.6 地質環境の調査・評価技術の整備

広域地下水流動研究および超深地層研究所計画では様々な調査研究を実施し、4.2.2 から4.2.4 に示したように地質環境特性を段階的に理解しつつ、それに必要な調査・評価技術を開発・改良してきた。地上からの調査研究においては、リニアメントと地表地質調査を組み合わせによる不連続構造の分布頻度の推定技術、地質構造や不連続構造の分布などを精度良く評価するための複数の地上物理探査技術およびそれらの組み合わせ、ボーリング孔の掘削とそのボーリング孔を利用した地質、水理、地球化学などの一連の調査・評価技術などの適用性を確認した。また、地質構造や水理地質構造などのモデル化技術、地下水流動や水質分布などの解析・推定技術、地質環境情報に含まれる不確実性を定量的に取り扱う解析技術などについても整備を図ってきた。

本項では、地上からの調査研究段階において地質環境特性を合理的かつ精度良く調査・評価するうえで重要と考えられる、地上物理探査技術、深層ボーリング調査技術および地質環境情報に含まれる不確実性の取り扱いに関する解析技術について示す。なお、この三つの調査・評価技術を含め、これまでに整備してきた調査・評価技術の詳細については太田ほか(2005)を参照されたい。

(1) 地上物理探査技術

(i) 反射法弾性波探査

反射法弾性波探査は、主に堆積岩中における地層境界面の検出などの構造把握を目的として発展してきた手法である。従って、堆積岩を対象とした本探査の適用性については、探査結果とボーリング孔データとの対比が数多く行われており、比較的良く把握されている。一方、花崗岩を対象としたその適用性については、これまでに十分に議論されていないため、花崗岩を対象とした反射法弾性波探査データに対して様々な処理・解析を適用し、その有効性について検討を行った。

ローカルスケールおよびサイトスケールを対象に、それぞれ10~20 m および2~5 m の発震・受振間隔において反射法弾性波探査を実施した結果、反射断面記録には、瀬戸層群および瑞浪層群中の地層境界や堆積岩と土岐花崗岩との不整合面などに対応する連続性の良い反射イベントが得られたほか、土岐花崗岩中の上部割れ目帯に対応する深度にもいくつかの反射イベントが認められた(図4.2.3-8 および図4.2.4-12 参照)。しかしながら、花崗岩中に認められる反射イベントについては、それをゾーンとして見た場合には、既存情報に基づく調査・解析やボーリング孔を利用した調査・解析などにおいて把握した地質構造と一致しているものの、その詳細を比較した場合には、一致しない箇所が認められた(松岡ほか, 2002a; 太田ほか, 2003)。従って、花崗岩を対象とした、より詳細な地質構造解釈のための解析技術開発として、花崗岩中の反射イベントのS/N (Signal / Noise) 比や反射イメージング精度の向上を目的とした、いくつかの反射法処理・解析を試みた。

まず、堆積岩と花崗岩の急激な速度コントラストにより、この境界近傍でのNMO (Normal Move Out) 補正時の波形の急激な変化によるイメージングの低下や花崗岩中での反射振幅の低下による相対的な各種ノイズ振幅の増大などの問題が考えられたため、簡易的な処理・解析として、堆積岩のイメージングを考慮せずに、花崗岩を対象にNMO 補正速度とデコンボリューションパラメータを適用した。その結果、通常処理・解析を適用した反射断面記録(図4.2.6-1(a))に比べて、花崗岩を対象とした処理・解析を適用した反射断面記録(図4.2.6-1(b))の方が、物理検層データから作成した花崗岩中の合成地震記録に見られるイベントと一致する結果を得ることができた(松岡ほか, 2002a)。

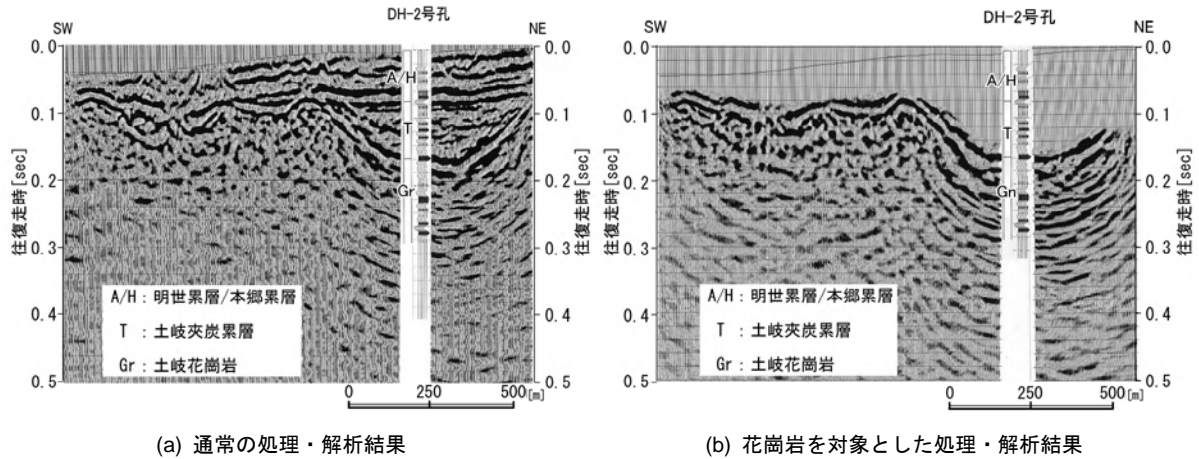


図 4.2.6-1 通常の反射法処理・解析結果と再処理・解析結果との比較 (1)

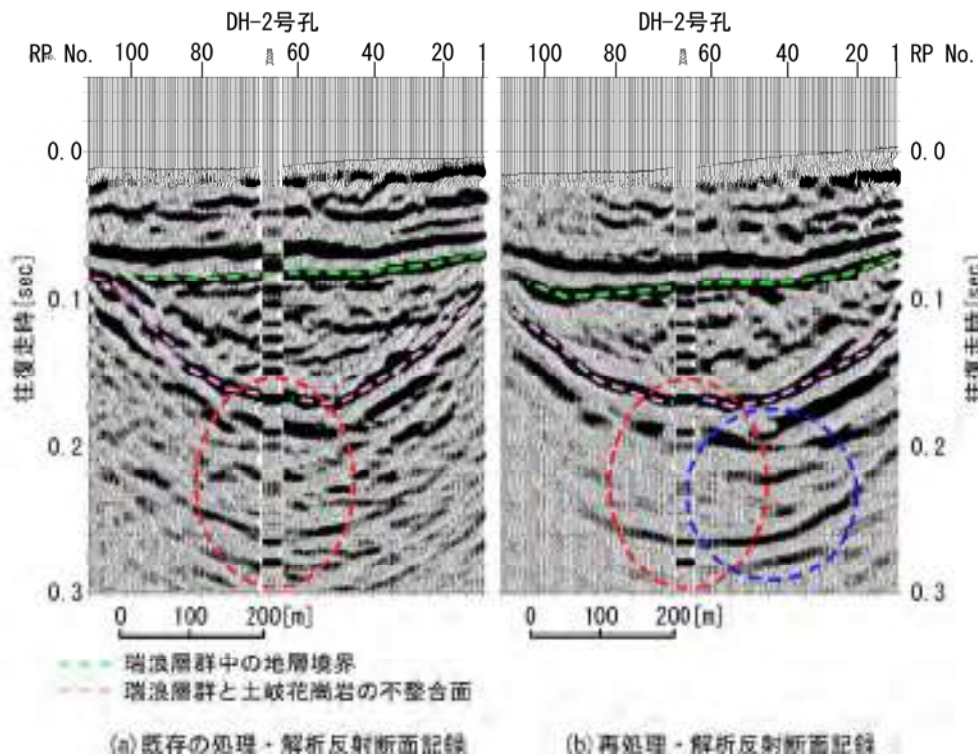


図 4.2.6-2 通常の反射法処理・解析結果と再処理・解析結果との比較 (2)

また、追加の処理・解析項目として、表面波抑制処理、サーフィスコンシステントデコンボリューション、相対振幅保存処理、重合前時間マイグレーションを適用した。その結果、通常の処理・解析結果に比べて再処理・解析による反射断面記録の方が、反射イベント（特に図 4.2.6-2 中の赤色点線で囲った範囲）と合成地震記録とはよく一致しているとともに、さらに花崗岩中の断層や割れ目の規模などに対応すると思われる合成地震記録上の反射イベントの振幅の強弱なども反映した結果を得ることができた（核燃料サイクル開発機構，2004b）。このような反射イベントの強弱が得られることにより、相対的に花崗岩中において断層や割れ目などによる不均質の影響が大きいと思われる領域（例えば、図 4.2.6-2 中の青色点線で囲ったいくつかの反射イベントが認められる箇所）を推定することが可能と考えられる。

以上のことから、前述のような処理・解析によって、花崗岩中のより実際の地質構造を反映していると思われる反射イベントを可視化することができ、特に花崗岩の上に堆積岩が厚く被覆するような条件下では、地質構造解釈をするうえで、通常の処理・解析に加えてこの

ような処理・解析手法の適用が効果的であると考えられる。

(ii) 高密度電気探査

花崗岩が地表に露出する地域においては、反射法弾性波探査（ローカルスケールおよびサイトスケール）では、指標となる堆積岩中の地層境界などの明瞭な反射イベントが得られないために、高角度の不連続構造を抽出することは困難と考えられる。このような条件下における不連続構造の調査技術開発として、一般に高比抵抗を示す花崗岩の健岩部と低比抵抗を示す断層などの軟質部の比抵抗差から不連続構造を検出できることが期待される高密度電気探査を実施した。その結果、解析断面の端部において、断層を示唆する数十Ω m程度の顕著な低比抵抗体が検出された。しかしながら、低比抵抗体の構造を確認するために実施したボーリング調査では、対応する深度付近に断層は確認されず、比抵抗値も非常に高い値（2,000～5,000 Ω m）であった（図 4.2.6-3）。

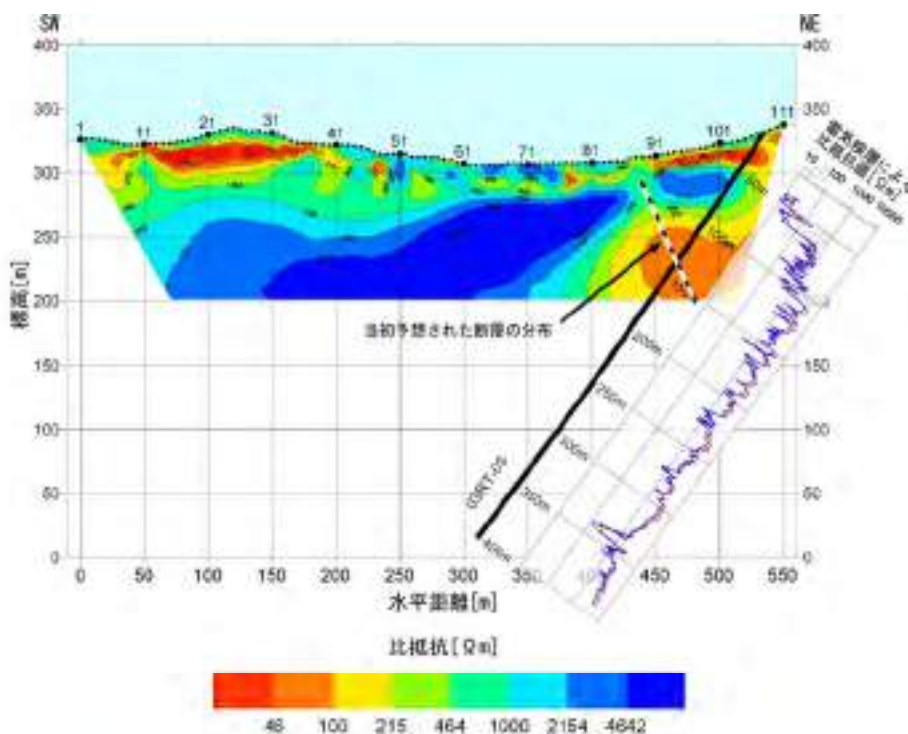


図 4.2.6-3 高密度電気探査解析結果

このため、ボーリング孔における電気検層結果を利用した高密度電気探査データの再解析とその信頼性を確認するためのシミュレーション解析を実施した（石垣ほか，2005）。その結果、北東部の低比抵抗部は、調査測線の延長方向の表層部に低比抵抗層が分布している場合に、測線端部に偽像が現れることが分かった。また、電気検層結果を拘束条件とした再解析によって、花崗岩の健岩部と風化部の境界ならびに中～高角度に傾斜する 3 本の不連続構造を推定することができた（図 4.2.6-4）。

以上のことから、高密度電気探査では、ボーリング孔による情報を解析の拘束条件とすることにより正確な解析結果を得ることができ、花崗岩中の風化部や不連続構造などの分布に関する確度の高い地質構造解釈をするうえでは、このような解析・検討が効果的であると考えられる。また、地質構造解釈の精度を向上させるためには、ボーリング孔と地表間を対象とした比抵抗トモグラフィ探査を実施することが有効であると思われる。さらに、調査対象の不確実性を考慮した調査計画（例えば、裕度を持たせた探査測線の設定）を策定することも重要と考えられる。

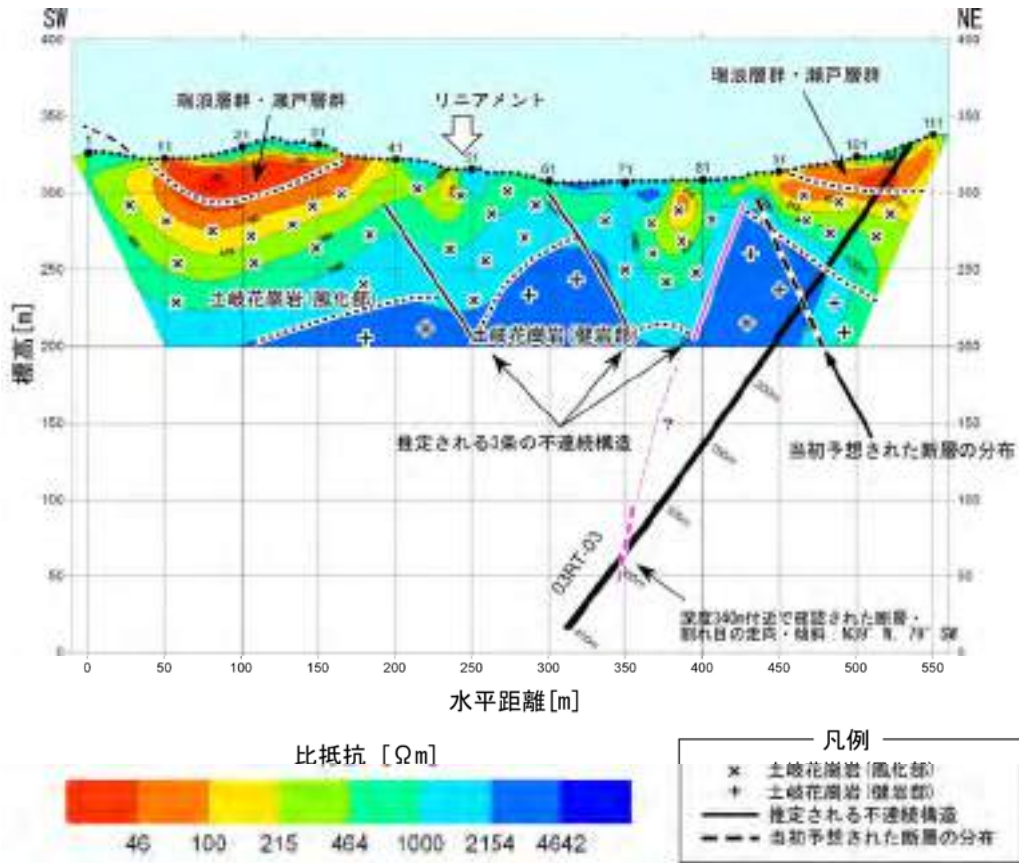
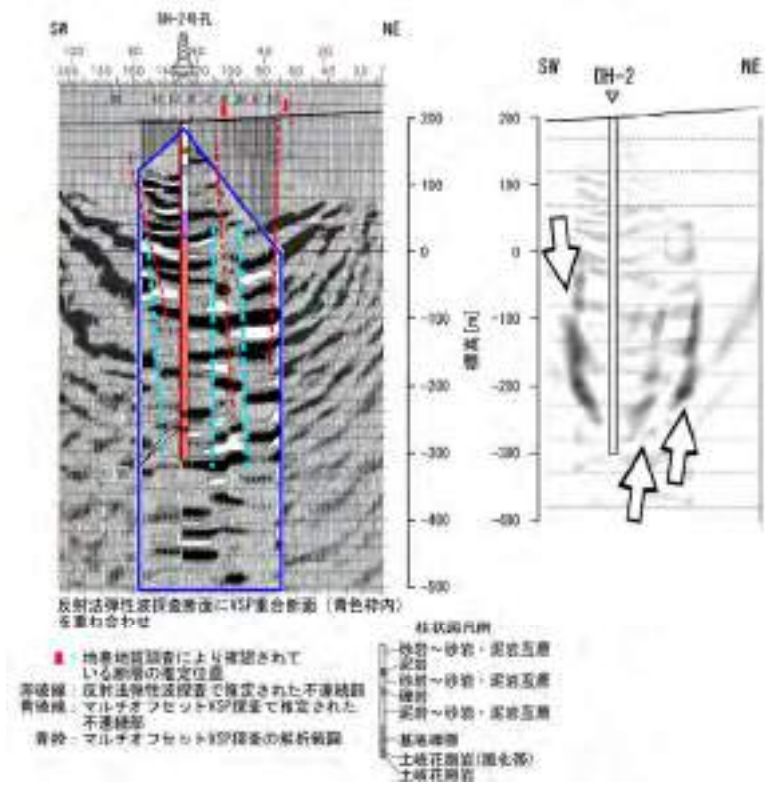


図 4.2.6-4 再解析結果とその地質構造解釈

(iii) マルチオフセット VSP 探査

マルチオフセット VSP 探査は、反射法弾性波探査結果を補完するとともに、ボーリング孔周辺に複数の発震点を設けることによって、ボーリング孔周辺における反射法弾性波探査よりも詳細に不連続構造や割れ目帯の分布を推定することが期待される。このため、詳細な地質学・水理学的調査を実施したボーリング孔を利用し、不連続構造を対象とした調査技術開発として、マルチオフセット VSP 探査を実施した(松岡ほか, 2004)。その結果、VSP マイグレーションを適用した各オフセット VSP 記録を重合した断面において、地表地質調査や反射法弾性波探査で確認・推定された高角度の断層の深部(花崗岩中)への延長と考えられる反射イベントの不連続を抽出することができた(図 4.2.6-5(a))。また、これらの高角度の断層について、さらに、このマルチオフセット VSP 探査に使用した 3 成分受振器(ジオフォン)のうち、水平 2 成分記録を用いて、通常のオフセット VSP 記録と同様に解析・重合した断面から、これらの高角度の断層から直接に反射したと考えられる反射イベント(図 4.2.6-5(b)中の矢印)が抽出でき、ボーリング孔周辺の高角度の断層の分布を推定することができた。

以上のことから、マルチオフセット VSP 探査は、反射法弾性波探査の結果を補完する際に有効であるほか、より深部における反射法弾性波探査では抽出が困難なより深部の高角度の不連続構造の分布を抽出することが可能であると考えられる。



(a) 鉛直成分記録を用いた VSP 重合断面 (b) 水平 2 成分記録を用いた VSP 重合断面

図 4.2.6-5 VSP 重合断面記録

(2) ボーリング調査技術

ボーリング調査は地上からの調査の中で、地下深部の地質環境情報を直接取得できる調査であり、地質環境調査の中で特に有効な調査手法の一つと考えられる。本調査で取得されるデータは安全評価や地下施設の設計・建設などに使用されることから、それらの結果の信頼性を確保するためには、調査の品質を管理しつつデータを取得することが必要である。さらにボーリング調査は掘削深度および調査量の増加に伴い高価となることから、1本のボーリング調査により多くの地質環境情報を取得することが重要である。以上の考え方にに基づき、ボーリング調査に関する技術開発では、品質を管理しつつ調査データを合理的に取得する手法を確立することを目標としている。以下に、ボーリング調査の一環である掘削技術、地質学的・水理学的調査ならびに採水調査について、これまでの実績に基づく主な技術的知見を紹介する。

(i) 調査計画の策定

ボーリング調査では、その重要性からトラブル時の対応などを考慮した詳細な調査計画(例えば, Ota et al., 1999b ; Nakano et al., 2003) の策定が必要である。具体的には、この段階までの地質環境の理解に基づき調査対象を特定し、調査目標を明確にするとともに、調査対象の地質環境の予測結果ならびに時間や予算などの与条件を踏まえて、ボーリング孔のレイアウトや個別の調査項目・手法などの最適化および合理化を図ることが必要となる。これと合わせて、この段階では調査の品質を管理するためのマニュアルや体制などを整備することも必要である。なお、策定した調査計画は、MIZ-1号孔ボーリング調査(Takeuchi and Ota, 2005) に代表されるように、調査の進展に伴い適宜見直すことが必要である。

(ii) 掘削技術

掘削水を使用するボーリング調査は、掘削そのものが外部から水を注入する行為であることから、その人為的な影響を最低限に抑え、地質環境特性を適切に理解し評価していくとい

う基本的考え方で調査を進めている。これまでの経験に基づき、近年、東濃地域に分布する土岐花崗岩を主な研究対象としたボーリング調査における掘削の基本仕様は表 4.2.6-1 のように設定している。ここでは掘削孔径の考え方、ボーリング位置の選定、掘削水の管理ならびにボーリングコアの管理について紹介する。

現在、東濃地域でのボーリング調査の孔径は原則として 5 1/2" (約 135 mm) 以上としている。この基本仕様は調査地域の地質環境特性および調査目標により設定している。その技術的背景を以下に記す。

- ・不連続構造が発達し孔内崩壊や大規模な逸水（掘削中に掘削水が岩盤中に浸透する現象）などがしばしば発生するため、ケーシングやセメントによる保孔や逸水防止剤による逸水対策の簡便性を考慮する必要がある。
- ・岩盤が高透水から低透水までの幅広いレンジを有する。特に、高透水性の岩盤を対象とした水理試験においては圧力損失の発生に伴うデータの品質低下が懸念されることなどから、試験装置内の配管径の拡張などの対策が必要である（結果として試験装置の直径が大きくなる）。
- ・岩盤の透水性が高い部分が存在することにより、比較的短期間で採水調査が可能である。その一方で、逸水などの発生により掘削水の岩盤中への浸透も早く、品質の担保された地下水の地球化学特性に関わる情報を取得するためには、岩盤へ浸透した掘削水を迅速に回収する必要があり、高揚程・高流量のポンプの設置や配管径の拡張のため、試験装置の径の拡大が必要である。
- ・ボーリングコアからの多くの地質学的情報が必要である。

掘削孔径を大きくすることにより、孔内崩壊の発生可能性や掘削コストの増加といったデメリットもある。しかし、崩壊や逸水の発生に伴う保孔対策の経験に基づく頻度やそれに必要なコスト、さらには限られた時間内で目標を達成するための調査計画とのバランスを考慮したうえで上記の孔径を採用している。

表 4.2.6-1 ボーリングの基本仕様

孔径	5 1/2"以上
ケーシング プログラム	多段掘削
掘削水	原則として清水
掘削水管理	染料濃度および逸水量の管理による 循環水監視
コアリング	アクリルパイプを内包した三重管工法
保孔技術	逸水時 : 逸水防止剤による閉塞
	崩壊 : 部分セメンチング
	大規模崩壊 : ケーシング保孔

(a) ボーリング位置の選定

ボーリング位置の選定は調査目的に応じた技術的な根拠に加えて社会的な側面を考慮して最適な位置とレイアウトを決定する。例えば、正馬様用地で実施した MIU-4 号孔ボーリング調査の目的は、それまでのボーリング調査では把握できていなかった用地北東部の地質環境や高角度の不連続構造の特性を把握することであった。従って、用地中央部から北東方向に向け、水平から 60 度斜めに傾けた斜孔とした (Ota et al., 1999b)。また、研究所用地で実施した MIZ-1 号孔ボーリング調査においては、既存情報に基づいて予測した主要な不連続構造と母岩を対象とした深度 1,000 m 以深の地質環境特性を把握することを目的とした。また、本調査が地上からの調査段階の最後のボーリング調査であり、用地の広い範囲の地質環境情

報を取得することが必要であったこと、さらには地上における作業の効率性を考慮して深度約 250 m までを鉛直掘削とし、以深を用地北東部から南西部に向けて深度約 460 m まで、30 m ごとに 1.5 度ずつ傾斜させ、最終的に地上から孔底までの傾斜角が水平から 78 度のボーリングコアの採取を伴うコントロールボーリングを計画した (Nakano et al., 2003)。

(b) ボーリング孔の孔跡管理

MIU-4 号孔における斜孔掘削はほぼ計画どおりの孔跡で掘削を終了した (図 4.2.6-6)。一方、MIZ-1 号孔の掘削においては当初の深度約 500 m までの孔跡が計画孔跡から南方に大きく外れた。この時点からの孔跡の修正は困難と判断し、孔底から深度約 350 m までをセメントで埋め戻し、この深度からウェッジ工法および MWD 工法 (掘削方向を測定しながら掘削する工法) により南西方向に向かってサイドトラック掘削を行った (Takeuchi and Ota, 2005)。その結果、ほぼ計画どおりの掘削孔跡を得ることができた (図 4.2.6-7)。MIZ-1 号孔において計画した孔跡が制御できなかった原因としては、傾斜・方位の管理方法が不十分であったこと、および導入したコントロール掘削装置が岩盤の強度に対して十分な能力を発揮できなかったことが考えられる。以上の結果、従来工法を組み合わせた掘削技術を適用することで目的の孔跡を得ることが可能であることが確認された。



図 4.2.6-6 MIU-4 号孔の計画と実績の孔跡



図 4.2.6-7 MIZ-1 号孔の計画と実績の孔跡

(c) 孔内崩壊への対応

掘削中に孔内崩壊が発生した場合は一旦掘削を中断し、計画した孔内での検層や試験を当該深度まで実施することがボーリング孔沿いの諸特性を効率的に把握するうえで適当である。崩壊箇所までの検層および試験の終了後は当該箇所をセメンチングし、さらに深部の掘削および調査を継続する。なお、セメンチングの際は後述する蛍光染料を添加することにより、セメントの溶脱成分による地下水汚染の程度を定量化することが必要である。セメンチング箇所において崩壊が継続する場合は、当該箇所までケーシングパイプを挿入し、セメント保孔したうえでさらに深部の掘削を継続する。崩壊箇所が浅部の場合は、ケーシングパイプ挿入前に径の大きなビットで拡孔をした後にケーシングパイプを挿入しセメント保孔することで、崩壊前と同一の孔径で掘削を再開することが可能である。一方、深部の場合は、掘削孔径を小さくすることで掘削を継続することも可能である。この際、後に実施する検層や試験などで使用する装置の径を考慮したうえで掘削孔径を決定することが必要である。

なお、掘削中に発生する可能性のある孔内崩壊や孔径拡大などのトラブルを低減するためには、スライム (掘削によって生じた掘りくず) の排除が重要である。このため、掘削水の

配管経路の途中に固液分離装置を設置することによって、スライムと水分を分離しながら掘削を行うことが必要である。

(d) 掘削水の管理

掘削中の掘削水の管理には主に掘削水の濃度管理と掘削水の逸水量の管理がある。掘削水の濃度管理では、掘削水として用いる清水（孔壁を保護するための泥材を混ぜていない水）中に添加する蛍光染料の濃度の管理を行う。これは別途実施される地下水の採水調査において、採水した地下水中に残留している掘削水の割合とその不確実性を定量的に把握するために、初期の染料濃度を一定に管理することが不可欠なためである。このため、掘削水中の染料濃度を所定の濃度に対して±10%の範囲に維持できるように、地上部で循環水を1時間程度ごとに採取し、その蛍光染料濃度を測定した。一方、逸水量の管理では、掘削中に発生する逸水（掘削水の送水圧力が岩盤の間隙水圧よりも大きくなった場合に透水性の高い割れ目（帯）などにおいて発生する掘削水が岩盤中に浸入する現象）の割合とその深度の把握を行う。逸水の管理は亀裂性岩盤を評価するうえで重要な透水性割れ目の深度と採水区間を特定する観点で重要である。逸水の割合は循環水用のタンク水位の定期的な測定値から算出する。掘削中に有意な量の逸水が発生し、回収されたボーリングコアに逸水に関連すると推定される開口割れ目などが観察された場合は必要に応じて掘削を中断し、揚水試験による当該区間の岩盤の透水性の把握と採水を実施する。揚水試験と組み合わせた採水調査の方法については後述する。揚水試験および採水を終了した後は、逸水した割れ目を逸水防止剤により閉塞することが有効である。一旦発生した逸水は逸水防止剤で閉塞した後も再発する可能性があり、新たな逸水の検出を困難にするため注意深い逸水量の計測とボーリングコアを利用した詳細な割れ目の観察が重要である。

(e) ボーリングコアの採取・管理

ボーリングコアの採取・管理に関しては、ボーリングコアの回収率の向上を目的とした従来方法の適用性評価ならびに改良を行うとともに、ボーリングコアを用いた地質学的調査や室内試験などを考慮した保存管理システムを構築した。ボーリングコアの回収率の向上としては、従来の二重管工法において課題があった断層・破碎帯や割れ目帯、変質帯などの脆弱な岩盤の採取について、コアバレルのインナーチューブにアクリル管を用いた三重管工法、および掘削パラメータのモニタリング結果から適切な数値範囲を原位置で評価しフィードバックする手法を実施した（Nakano et al., 2003）。その結果、深部花崗岩においては、比較的規模の大きい一部の断層や破碎帯を除き、ほぼ完全なボーリングコアの回収が可能となり、その回収率を99.2%まで向上させることができた。完全回収に至らなかった断層については、88.2%と従来に比べ比較的良好な回収率を示すものの、断層主要部といった地質学的に重要な部分の採取には至っておらず、今後の課題と考えられる。また、アクリルチューブを用いたボーリングコアの採取は、ボーリングコアの崩壊を最小減に抑えた状態での地質学的観察や室内試験用の試料の保管を可能とし、特に断層や破碎帯などの脆弱部に対して有効な手法であることが明らかとなった。ボーリングコアの保存管理に関しては、酸化の影響を可能な限り排除することが必要とされる地球化学的な調査・試験用の試料の保管やボーリングコアの長期的な品質維持などの観点から、アルゴンガスでの置換が可能な専用のケースを製作し使用することにより、採取時のボーリングコアの状態を維持することが可能となった。

(iii) 地質学的調査

亀裂性岩盤を対象としたボーリング孔調査では、ボーリングコアにおける割れ目の記載が特に重要な調査項目となる。このため、花崗岩を対象としたボーリング調査においては、従来の一般的な土木・応用地質学的調査で用いられている調査手法（建設大臣官房技術調査室、1999）に加えて、断層岩の詳細区分や水みちに関連すると考えられている割れ目の鉱物学的・形態学的特徴（吉田ほか、1989；Mazurek et al., 1996；Milodowski et al., 1998など）を考慮したボーリングコアを用いた地質学的調査の手法を構築し、それらを体系化したマニユ

アルを整備した (Ota et al., 1999b ; Nakano et al., 2003)。この手法と水理学的調査結果とを組み合わせた総合的な評価により、水みちとして重要な割れ目 (帯) や断層を調査者の経験や能力に依存することなく客観的に一定な品質で抽出・区分できるようになったほか、地質構造モデルや水理地質構造モデルの構築に必要なデータセットとして取り扱うことが可能となった (天野ほか, 2001)。また、水みちに関する割れ目の区分が可能となったことにより、これまで具体的な選定基準に乏しかった水理試験や室内試験の区間選定や地下水流動解析のモデル化において効率的な調査・解析の実施が可能となった。

(iv) 水理学的調査

(a) 電気伝導度検層

亀裂性岩盤においては割れ目 (帯) が主要な地下水の経路となることから、地下水流動のモデル化や解析などに反映するうえで、水みちの位置を把握することが重要である。高解像度で水みちを把握する手法として、ボーリング孔内において、電気伝導度検層を適用した。本手法は孔内水を地下水の電気伝導度と異なる水 (脱イオン水や塩水など) で置換し、その後、揚水をしなごら孔沿いの電気伝導度を測定することにより、電気伝導度の有意な変化が認められる亀裂を検出する方法である (Tsang et al., 1990)。現場での調査は水質への影響や地上設備の設置スペースの制限などを考慮して孔内水をイオン交換樹脂を介して循環させることにより精製した脱イオン水を用いて孔内水を置換した。これにより、これまで水みちを検出する目的で一般的に使用されてきたスピナー式フローメータ検層などでは検出できなかった詳細な地下水の流入点を把握することが可能となった (竹内ほか, 2003b, Takeuchi et al., 2004, 竹内ほか, 2004)。さらに、検出された水みちを対象とした水理試験を実施した結果、検出された透水性割れ目は $10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ よりも大きい透水量係数を有することが確認できた (藤田・竹内, 2005)。これにより電気伝導度検層はこれまでの流体検層と比較すると 2 桁程度低い値を有する透水性割れ目の検出に適用できることが示された。

(b) 水理試験手法

水理試験については、広いレンジの透水性を有する岩盤 ($10^{-12} \sim 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ オーダー程度) の試験データを品質を確保して取得するための試験装置の改良、試験手法の構築ならびにデータの評価手法の改良からなる一連の試験手法を構築した (藤田・竹内, 2005)。試験装置の改良に関しては、配管径を拡大するとともに大揚水流量での揚水が可能ないポンプを設置できる装置に改良した。試験手法に関しては、試験区間の透水性に相応した試験手法を選択可能な試験手法 (シーケンシャル試験 ; 図 4.2.6-8) を開発 (小出ほか, 2001) した。また、試験データの評価に関しては、取得データから透水性を算出するデータ領域を適切に抽出するために圧力変化の時間微分プロットを導入 (藪内・竹内, 2003) するなどした。上記の一連の試験手法をボーリング孔の水理試験に適用した結果、透水性などの水理特性を精度良く把握できたことから、構築した一連の手法の現場適用性が確認された。

(v) 採水調査

ボーリング調査中に水理試験と合わせて地下水の採水を行う場合は、前述したように掘削中の逸水発生時に掘削を中断して揚水試験と組み合わせて実施することが合理的である。この際に重要なことは掘削水による汚染に関わる品質管理である。その方法として、揚水試験中に排水される地下水の化学成分濃度、蛍光染料濃度と pH や電気伝導度などの物理化学パラメータを定期的に分析・測定し、蛍光染料濃度が十分に低下し、物理化学パラメータが一定になった時点で地下水を採水する方法が有効である。蛍光染料濃度が低下しない場合は、定期的な化学分析結果に基づき、蛍光染料濃度と地下水の化学成分濃度の相関性を把握することで、掘削水による汚染のない地下水の化学成分濃度を外挿により推定することが可能である (図 4.2.6-9 ; 古江ほか, 2003, 2005a)。しかしながら、蛍光染料濃度と相関性のない化学成分や同位体については、その濃度を外挿で推定することができないため、可能な限り掘削水を除去する必要がある。上記の手法を用いた結果、MIU-4 号孔においては 5 点、MIZ-1

号孔においては4点の地下水の水質を把握することができた(例えば, Ota et al., 2001, 2005b; Kumazaki et al., 2002a, 2002b)。同位体比については分析に要する日数および費用の点から揚水試験中の排水試料を定期的に分析することが困難であり, 排水試料における蛍光染料濃度の変化(減少)と同位体比の変化の相関について評価できないため, 掘削水が残留している地下水の同位体比しか取得できていない。このため, 各調査地点で取得すべきデータの優先順位を事前に明確にし, 達成目標に応じて掘削水を排水するための計画が必要である。

揚水試験に伴う採水手法の欠点は, 揚水中の脱ガスにより溶存ガスの濃度や物理化学パラメータを正確に把握できないことである。これを解決するためには, 揚水試験装置の採水区間のパッカー付近にバッチ式採水ボトルを設け, 試験中に昇降可能な構造とする技術開発が必要である。また, ボーリング調査終了後にバッチ式ボトルで採水が可能な地下水長期モニタリング装置を設置する方法(古江ほか, 2003, 2005a)もあるが, ボーリング掘削終了後から地下水長期モニタリング装置までの期間に採水区間に異なった深度の地下水が流入する場合もあることから, 可能な限り早期に地下水長期モニタリング装置を設置する必要がある。

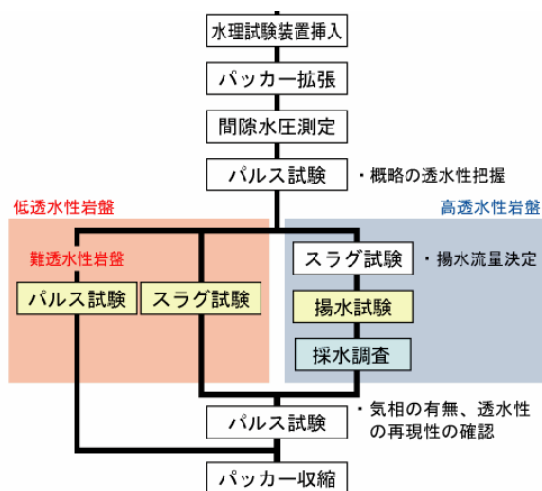


図 4.2.6-8 水理試験におけるシーケンシャル試験
(難透水性岩盤は低透水性岩盤の中でも特に透水性が低い岩盤を指す。)

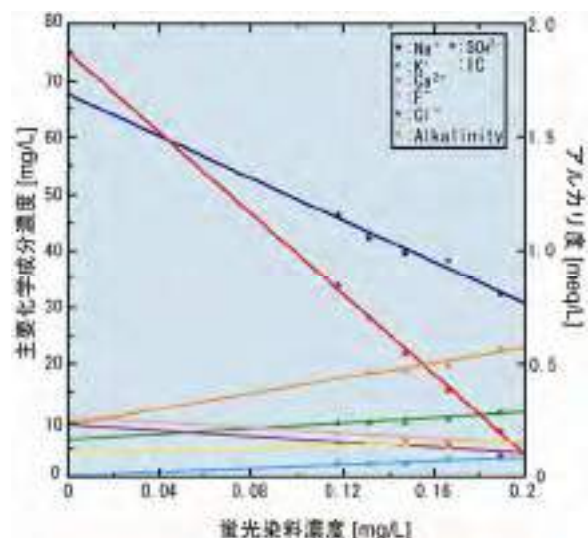


図 4.2.6-9 トレーサ濃度と主要化学成分濃度の関係

(vi) その他

前述の(i)~(v)に加え, ボーリング調査における重要な項目として, 調査の品質管理方策がある。具体的には, 各種の調査を開始する前に, 試験手順を規定した調査マニュアルの作成, 試験中の品質管理を規定した品質管理計画書の策定, 試験装置の性能などを確認するための品質管理チェックシートの作成などを行なうとともに, 適宜, 適切な方針を策定するために, 試験実施中のデータの確認が不可欠である。

前述した調査手法や品質管理方策に基づいて調査データを取得することにより, 安全評価結果や地下施設的设计・建設などに関する信頼性を確保することが可能となると考えられる。

(3) 地質環境情報に含まれる不確実性の取り扱いに関する解析技術

(i) 研究の背景と目的

高レベル放射性廃棄物の地層処分では, 性能評価と呼ばれる被ばく予測を判断材料にして, 長期的安全性の評価に関する意志決定を行う。複雑な自然現象を含む地層処分システムを扱う性能評価は, 様々な不確実性(uncertainty)を伴う(OECD/NEA, 1991)。それらの不確

実性は、段階的に行われる意志決定のレベルに応じて低減させることが必要であるが、限りなくゼロに近づけることを要求されるわけではない。重要なことは、不確実性を適切に（定量的に）表現し、対処することである（ICRP, 2000）。

従って、地層処分システムの構成要素である地質環境のモデルについても、不確実性を定量化し、合理的に低減することが必要である。そのため、地質環境調査においては、解析・評価から次の計画の策定に至る過程で、不確実性を定量化し、地層処分システム構築の視点から影響の大きな不確実要素を抽出して、その低減を図らなければならない。以上のことから、本研究は、地質環境情報に含まれる不確実性を定量化し合理的に低減するための考え方の整理と、それに基づく解析手法の開発を目的とする。

(ii) これまでの研究と成果

地質環境調査においては、対象となる地質環境特性値の空間分布が一般にきわめて不均質であるのに対して、取得できるデータとそれを補う知識に限られるため、構築されるモデルは必ずかなりの不確実性を伴う。さらに、その不確実性のうち、多数のデータに基づく客観的（統計的）確率で表現できるものは比較的少なく、専門家の知識を拠り所にする主観的（ベイジアン）確率によって表現すべきものが多い。この事は、地質環境情報の不確実性を考える場合、専門家の知識の確信の程度（確信度）を定量化する手法と、それを客観的確率と統一的に扱い低減する手法の確立が必要であることを示唆している。

このような認識に基づき、本研究では、知識の確信度の定量化と解析手法および、不確実性の合理的な低減手法の開発を重点課題として検討を進めてきた。その概要は以下のとおり。

(a) 知識の確信度の定量化と解析手法の開発

まず、知識の確信度の定量化にファジー理論で定義されるファジーメンバーシップと呼ばれる指標を導入した。次に、客観的確率に基礎を置く地球統計学の空間予測手法（クリギング）を主観的確率に対応できるようにファジー理論を用いて拡張した（ファジークリギングの構築）。さらに、東濃地域の既存データをファジークリギングにより空間的に内・外挿し、これを用いて地下水流動についてのモンテカルロシミュレーションを行ってファジーメンバーシップ別に結果を示した。この一連の試行を通じて、専門家の知識の確信の程度を定量化し解析に組み込む際の基礎として、ファジー理論が有効と考えられることを示した。これは、ある段階のデータと知識からは否定できない地質環境モデルの全体像（地質環境モデルの不確実性）を定量的に明示するための第一歩として重要と考えている。（柳澤ほか, 2004）

(b) 不確実性の合理的な低減手法の開発

東濃地域の既存データに基づく三次元の地下水流動解析を例に、解析結果（たとえば涵養点の分布）への影響が大きな地質環境モデルの不確実要素を抽出する手法として、スチューデントの t 分布を用いた感度解析（影響度検定）の手法を試みた。こうして抽出した影響の大きな要素について、以降の調査段階で重点的にデータを充実する事により、モデルの不確実性を効率的に低減できると考えられる。（Yanagizawa et al., 2005）また、亀裂密度の頻度分布を例に、既存のボーリングデータから再サンプリングにより様々なデータ量の模擬データセットを作成し、算術平均値や中央値といった統計値の信頼区間が調査データの増加に伴いどのように変化するか検討した。この結果、調査初期のデータの少ない段階に、取得データのみから不用意な統計解析を行うと、不確実性を過小評価する恐れがあることを確認した。（柳澤ほか, 2005）

(iii) 今後の課題

これまでに、地質環境モデルに特徴的に現れる不確実性の性質について整理し、知識の確信度についてのファジー理論を用いた定量化手法や、影響度検定を用いた不確実性の合理的な低減手法の有効性について見通しをつけた。

今後、超深地層研究所計画において新たに取得されるデータなどを用いて、これまでに提案した手法の有効性を検証するとともに、その結果をフィードバックして手法の改良・拡張を行い、必要に応じて新たな手法を開発する。現時点で開発が必要と考えられる主な手法は以下のとおり。

- ・不確実性の過小評価を避けるため、概念モデルの選択肢（否定できない概念モデルの全体像）をより網羅的に抽出する手法
- ・各調査段階でのデータと知識を総合し、概念モデルの選択肢の確からしさを表現する手法
- ・不確実性を効果的に低減するための調査計画を客観的かつ体系的に示す手法

これらの手法の核として、**Evidential Support Logic (ESL)** が有力と考えている。ESLは、意思決定問題の論理構造を仮説の階層構造として表現し、上位の仮説が下位の複数の仮説によってどの程度支持されるのかを区間確率として評価する手法である。また、モデルあるいは各種解析結果とその不確実性を同時にわかりやすく表示する手法も、不確実性に関する情報伝達を円滑に行うために、必要になると思われる。

なお、地層処分システム構築の視点で考えれば、不確実性の大きな地質環境要素の影響を、地下施設設計の工夫などにより低減することも考慮すべき選択肢である。今後、このような選択肢を踏まえて、多面的かつ動的に地質環境調査を合理化する手法を整備することが重要と考える。

4.3 堆積岩を対象とした調査研究

4.3.1 研究の進め方

幌延深地層研究計画では、全体計画に基づき幌延町内に分布する堆積岩を対象として深地層の科学的研究と地層処分研究開発を進めている（核燃料サイクル開発機構，2001a）。本項では深地層の科学的研究における調査研究の進め方を記す。

(1) 調査研究の個別目標と課題の設定

地質環境特性の研究においては、地層処分にとって重要な地質環境の条件や特性を安全評価および地下施設の設計・施工の観点から整理し、そこに包含されているそれぞれの項目に対して、取得したデータや技術的知見などを含めて調査研究成果として反映させていくことが重要であり、これを念頭に置いて調査研究を体系的に進めていく必要がある。幌延深地層研究計画においても、結晶質岩を対象とした調査研究（4.2）と同様に、その個別目標と課題を図 4.3.1-1 のとおり設定している。

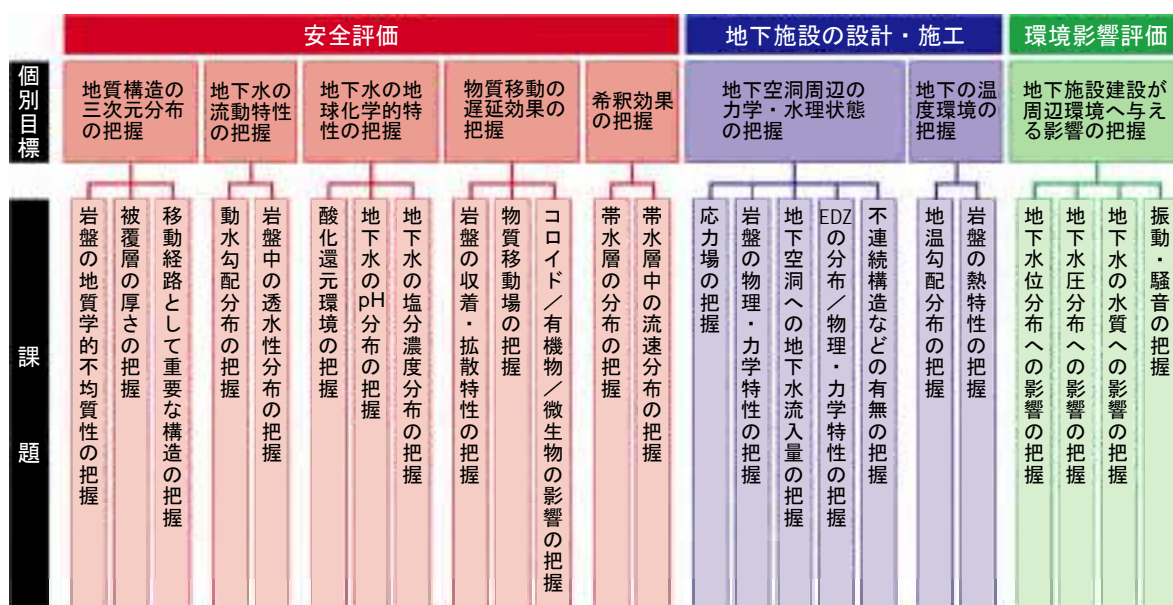


図 4.3.1-1 調査研究の個別目標と課題

(2) 調査研究のアプローチ

本研究計画の第1段階の調査研究は、大きく「研究所設置地区（主たる調査研究の展開場所，2～3 km 四方程度の領域）選定のための調査」と「研究所設置地区およびその周辺における調査研究」の2つに分けられる。以下のそれらの調査研究の進め方について述べる。

(i) 研究所設置地区選定のための調査

研究所設置地区の選定にあたっては、研究の対象となる地層と地下水が存在すること（地質環境要件）、安全に地下施設を建設でき、研究環境を確保できること（安全要件）を基本的要件と考えた。また、基本的な要件に加えて、調査・研究のための許認可や用地取得が容易なこと（社会的要件）、調査研究の展開や施設建設において有利であること（地形要件）、道路状況および土地利用状況を考慮した。

これらの基本的要件などを考慮し、以下に示す調査と解析で得られる地質環境特性を調査段階ごとに分析・評価し、研究所設置地区を選定した。

- ・ 既存情報を用いた調査・解析
- ・ 空中からの調査・解析（空中物理探査）

- ・地表からの調査・解析（地表物理探査，地表地質調査）
- ・ボーリング孔を利用した調査・解析

最終的には，幌延町北進地区に研究所設置地区（3 km×3 km）を選定した。

(ii) 研究所設置地区およびその周辺における調査研究

研究所設置地区およびその周辺における調査研究については，図4.3.1-1に示す調査研究の個別目標に対して，研究所設置地区を対象として実施してきた調査・解析を，以下に示す段階的な流れに沿って整理した。

- ・既存情報を用いた調査・解析
- ・地表からの調査・解析
- ・ボーリング孔を利用した調査・解析

既存情報を用いた調査・解析では，「(i) 研究所設置地区選定のための調査」において比較的広い領域（数十km×数十km程度）を対象として実施した，既存情報の調査，空中からの調査・解析，地表からの調査・解析，ボーリング孔を利用した調査・解析，により得られた研究成果を整理した。

地表からの調査・解析では，研究所設置地区選定後に実施した地表からの各種調査（地表地質調査，地表物理探査，表層水理調査，地球化学調査）で取得されるデータに基づき，解析・評価を行った。

ボーリング孔を利用した調査・解析では，研究所設置地区およびその周辺で2002（平成14）年度から2004（平成16）年度にかけてボーリング調査を実施し，解析・評価を行った。また，既存情報を用いた調査・解析および地表からの調査・解析より得られた成果も合わせて取りまとめた。

図4.3.1-2に，研究所設置地区選定のための調査の進め方と研究所設置地区およびその周辺における調査研究の進め方を年度展開図としてまとめた。第1段階においては，ボーリング調査を合計11孔（HDB-1孔～HDB-11孔）で実施した。HDB-11孔については2004（平成16）年度から2005（平成17）年度にかけて掘削調査を行う最大深度のボーリング孔であり，2004（平成16）年度までに深度800 mに到達している。また，幌延深地層研究センターにおいては，地下施設建設などに伴う地質環境の変化を地表付近からモニタリングする技術の確立を目指して，アクロス（3.4.2参照）を応用した遠隔監視システムの適用試験も進めている。

上記の第1段階における研究所設置地区およびその周辺における調査研究の実施にあたっては，調査方法→データ取得→データの解釈→モデル化／解析，といった道すじを示すとともに安全評価や地下施設の設計・施工に対する個別目標／課題との関係を示す統合化データフロー（4.3.3参照）を参考にした。統合化データフローは，研究所設置地区およびその周辺における調査研究の段階における調査・解析を通して構築した。

本項に引き続き4.3.2から4.3.3では，本節で示した調査研究の進め方に沿って，幌延深地層研究計画で実施した調査・解析の概要と主な結果，および得られた技術的知見を整理して示した。さらに，現在までに得られている技術的知見を概要調査の基盤技術としてまとめることを試みるとともに，今後の課題などを抽出した。また，4.3.4においては，環境影響評価の視点から地下施設の建設が地下深部の地質環境へ与える影響を観測する技術について記述した。さらに，4.3.5では，幌延深地層研究計画の調査研究を通して開発・改良または適用性を検討した調査技術のうち，地上からの調査研究において重要となる深層ボーリング調査，水理調査技術および地下水の地球化学特性調査技術について記述した。

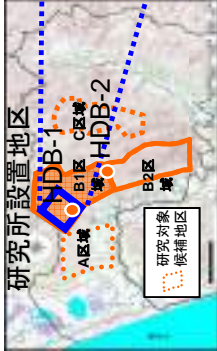
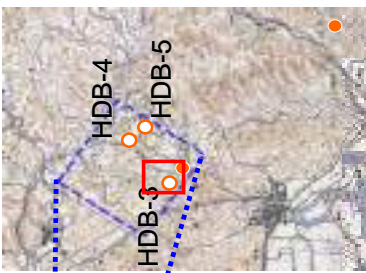
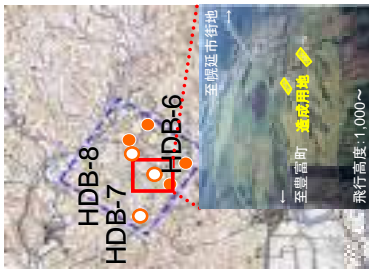
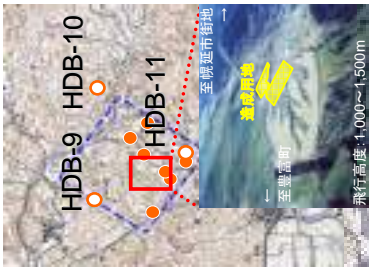

	2001(平成13)年度 幌延町全域 研究所設置地区の選定	2002(平成14)年度 幌延町全域 研究所設置地区の選定 地質環境モデルの構築	2003(平成15)年度 研究所設置地区 およびその周辺地区 地質環境モデルの構築	2004(平成16)年度 研究所設置地区 およびその周辺地区 地質環境モデルの構築	2005(平成17)年度 研究所設置地区 およびその周辺地区 地質環境モデルの構築
対象領域					
調査目的					
調査項目	既存情報の調査 地表地質調査 物理探査(空中、地上) ボーリング調査 ・HDB-1:720 m ・HDB-2:720 m	地表地質調査 表層水理調査 物理探査(地上) ボーリング調査 ・HDB-3:520 m ・HDB-4:520 m ・HDB-5:520 m	地表地質調査 表層水理調査 物理探査(地上) ボーリング調査 ・HDB-6:620 m ・HDB-7:520 m ・HDB-8:470 m	地表地質調査 表層水理調査 物理探査(地上) ボーリング調査 ・HDB-9:520 m ・HDB-10:550 m ・HDB-11:800 m	地表地質調査 表層水理調査 ボーリング調査 ・HDB-11:800～1,020m

図 4.3.1-2 第1段階における調査研究の進め方
 (国土地理院発行5万分の1地形図「稚咲内」「天塩」「雄信内」「上猿払」「敏音知」を使用)

4.3.2 研究所設置地区選定のための調査

(1) 調査の進め方（選定のための要件）

幌延深地層研究計画では、幌延町内において地下施設の建設を含む地上からの調査研究を実施していく主な領域として、研究所設置地区を2002（平成14）年7月に選定した。研究所設置地区の選定については、地質環境要件（研究の対象となる地層と地下水が存在すること）、安全要件（安全に地下施設を建設でき、研究環境を確保できること）、を基本的な要件とした（山崎ほか、2002）。また、基本的要件に加えて、社会的要件（調査・研究のための許認可や用地取得が容易なこと）、地形要件（調査研究の展開や施設建設において有利であること）、道路状況および土地利用状況を考慮した。

(2) 既存情報を用いた調査・解析

研究所設置地区の候補となる区域を選定することを目的として、既存の文献などを基に、幌延町周辺の地質、地形、気象などの情報を整理した。

幌延町は天北堆積盆の東端部に位置し、町内には、白亜系を基盤岩として、古第三系の羽幌層・曲淵層、中期中新世前半の宗谷夾炭層・鬼志別層・増幌層、中期中新世後半～鮮新世の稚内層・声問層、鮮新世～前期更新世の勇知層・更別層、中期更新世以降の段丘堆積物群、および完新世堆積物が分布している（岡・五十嵐、1997）。これらのうち、羽幌層・曲淵層は地表に露出しないが、深層ボーリング調査において確認できる（石油公団、1995）。稚内層、声問層、勇知層、および更別層は、増幌層に不整合で重なる深海性→浅海性→半陸成～陸成の一連の堆積物で（岡・五十嵐、1997）、各層はそれぞれ、主に硬質頁岩、珪藻質泥岩、細粒砂岩、および礫岩・砂岩・シルト岩で構成されている。幌延町は、いずれも北北西—南南東走向である東の幌延断層と西の大曲断層により3分され（岡、1986）、幌延断層以東の東部、幌延断層と大曲断層の間の中部、および大曲断層以西の西部に区分される。それぞれの特徴を述べると、1) 東部は白亜系～新第三系が分布し、褶曲・断層が多く、2) 中部は主に稚内層・声問層が分布し、軸の走向が断層にほぼ平行な褶曲が雁行状に配列し、3) 西部は声問層・勇知層・更別層が分布し、緩傾斜の褶曲構造が発達する（秋山・保柳、1990）。また、東部および西部には、活断層、撓曲、傾動などの第四紀の新しい活構造も認められる（中田・今泉編、2002）。

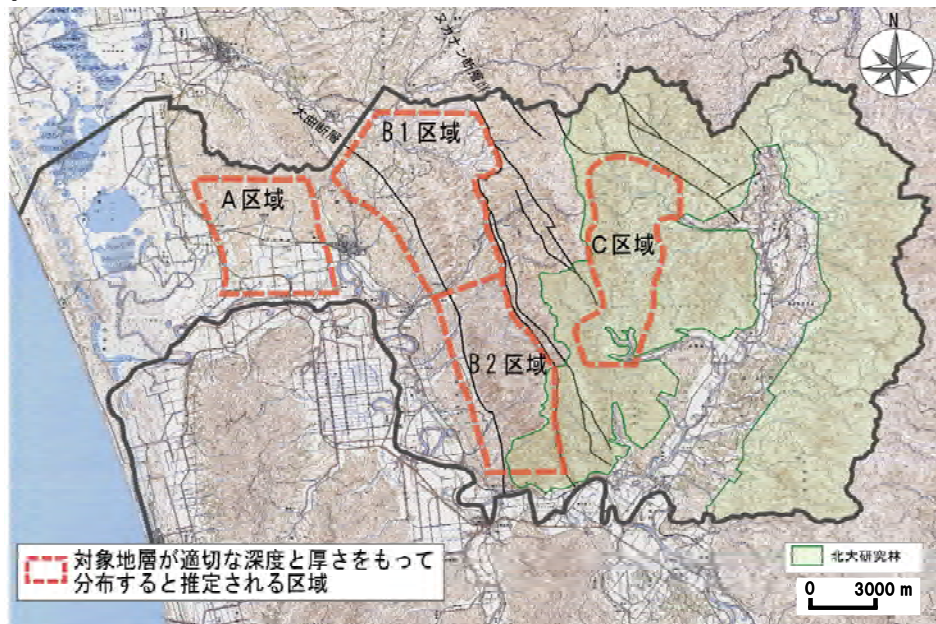


図 4.3.2-1 A, B1, B2, C 区域の位置

（国土地理院発行5万分の1地形図「稚内」「天塩」「雄信内」「上猿払」「敏音知」使用）

気象情報については、幌延町内において複数位置において観測が実施されており、海岸付近に比べて内陸部の降水量が多い結果などが得られている（今村ほか、2001）。

幌延町内に掘削されていた深層ボーリングによる調査結果（動力炉・核燃料開発事業団、1987b）から、声問層および稚内層中には塩水系地下水が存在し、地下水の水圧分布はおおむね静水圧分布を示す。

これらの知見から、堆積岩を対象とした深地層の研究施設計画を実施するのに適切な地層として、新第三紀層（声問層主部相、稚内層、増幌層上部泥岩層）が深度 500 m 程度に厚さ 150 m 以上、水平的な広がりを持って分布すると推定される区域（A、B1、B2、C 区域）を設定した（図 4.3.2-1）。

なお、地形については、幌延町東部の山地から西部の湿原に向かって標高が低くなる。図 4.3.2-1 に示す C 区域は標高がおおよそ 200～300 m、A 区域の標高は 0～50 m の範囲である。

(3) 空中からの調査・解析

(i) 概要

本調査・解析段階では、既存情報を用いた調査・解析の結果の妥当性を確認することを目的として、空中物理探査を実施した。

大局的な地質構造を把握するためには、広域的に情報を得ることができる空中物理探査が有効であると考えられる。空中物理探査としては、資源探査などに広く用いられている、電磁探査、磁気探査、放射能探査手法を適用し、地質構造を推定した。具体的には、既存地質情報などから研究の対象となる堆積岩が深度 500 m 程度に十分な広がり・厚さで分布すると推定される地域を包含する範囲について、ヘリコプターを用いた空中物理探査（電磁、磁気、自然放射能探査）、地上物理探査（電磁探査）を実施し、地表から地下深部までの地層の分布や断層（割れ目帯）、褶曲などの地質構造の推定を行った。なお、調査範囲については当初計画していた北海道大学天塩研究林上空の調査に対する理解が得られなかったことから、同領域で調査を実施しなかった。空中物理探査は約 150 km² の範囲で測定を行った。

(ii) 主な結果

飛行間隔は主測線 250 m、交差測線 2 km 間隔、飛行高度は 60～120 m で調査飛行を行った。

① 空中電磁探査

空中電磁探査の結果、砂岩、礫岩を主体とする更別層、勇知層の分布域は 30～500 Ω m 程度の高比抵抗を示していた。泥質岩を主体とする声問層、稚内層、増幌層（上部泥岩層）分布域では、地表から地下数十 m 程度まで 50～200 Ω m 程度の高比抵抗を示す所もあるものの、地下数十 m 以深では 1～10 Ω m 程度の低比抵抗を示していた。

② 磁気探査

磁気異常は全体的に南西から北東へ磁気低下する傾向が認められた。なお、この結果は地質調査所（1992）に示された広域磁気図の傾向と調和的であった。

③ 放射能探査

天塩川沿いの沖積低地や丘陵地の沢部で自然放射線強度が高く、新第三紀層分布域では低い傾向が認められる。大曲断層などの断層の推定位置において、特に高い値を示すような傾向は見られなかった。

(iii) 結論

空中物理探査の結果は、研究所設置地区選定の際に前提とした地質分布、地質構造などと

整合的であった。また、既存ボーリング調査（動力炉・核燃料開発事業団，1987b）とおおむね調和的な結果が得られた。

これらの結果から、研究所設置地区の候補とした区域（A,B1,B2,C 区域）の選定は妥当であると考えられる。

また、堆積岩の分布域では、比抵抗コントラストは小さく、物性的にほぼ均一な構造をしていることが推定され、地下施設建設予定深度である地下 500 m 程度に均質な堆積岩が分布していると推定された。なお、大曲断層については、その推定位置付近において低比抵抗帯の分布が認められるが、その位置を特定できるような結果は得られなかった。

(4) 地表からの調査・解析

(i) 概要

本調査では、空中物理探査（電磁探査）結果の妥当性を確認するとともに、既存の地質情報の確認を行うことおよび岩石鉱物学的データの取得を目的とし、地上物理探査（電磁探査）、地表地質調査および採取した岩石試料を用いた岩石鉱物学試験（顕微鏡観察・モード分析、粉末 X 線回折、全岩化学分析、微化石分析、ロックエバル分析、古地磁気分析、年代測定）を実施した（核燃料サイクル開発機構，2002c）。

幌延町の新第三紀の地質については、岩相変化が少ない塊状の泥質岩から構成されているため、詳細な層序が確立していない。また、幌延町のほぼ中央部を縦断する大曲断層は、鉛直方向の変位数百～千数百 m と推定される東傾斜の逆断層で、第四紀まで活動が継続したと推定されている（柳田，1998）が、幌延町内において断層露頭は確認されておらず、断層の位置や傾斜、破碎帯の有無などの活動性に関する直接的なデータが十分ではなかった。

(ii) 結果

(a) 地上物理探査（電磁探査）

リモートリファレンス処理による MT および AMT 法電磁探査の測定を 60 点実施し、二次元比抵抗解析を行った。

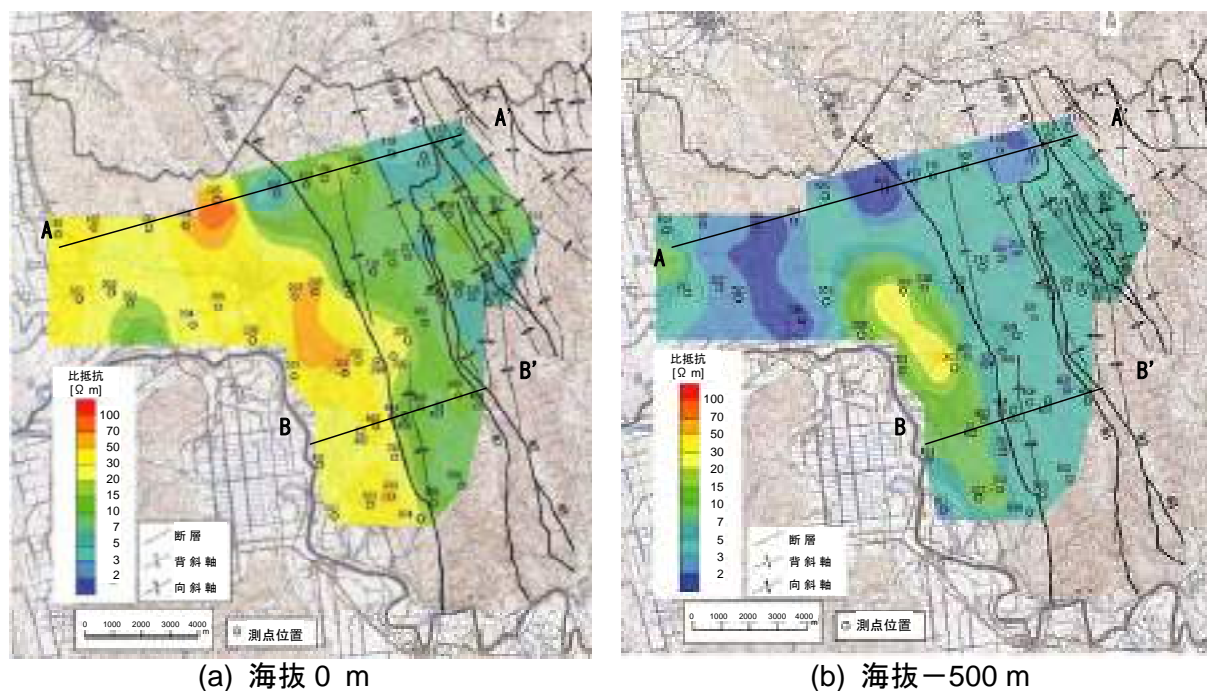
解析の結果、海拔 0 m での比抵抗の平面分布（図 4.3.2-2(a)）からは、高比抵抗の領域と低比抵抗の領域が認められた。これらの比抵抗の分布は、勇知層、声問層、稚内層などの地層の分布とほぼ一致していた。一方、海拔 -500 m での比抵抗の平面分布（図 4.3.2-2(b)）からは、大きな比抵抗変化をもたらすような地質構造などの存在は推定されなかった。

(b) 地質調査

幌延町内において地表地質調査を行い、既存地質情報の確認を行った。既存の地質・地質構造に関する情報にこれらの観察結果を加え、地質図および地質断面図を作成した。

本調査結果は、おおむね既存の地質情報と整合的であったが、声問層の分布域とされている地域においても、稚内層と類似の岩相を持つ泥岩が見られるなど、各地層境界が明確ではなく、それらが一部で混同されるなど、地質層序や地質分布に関する課題の一部が具体的となった。また、岩石鉱物学試験結果より、本地域に厚く分布している泥岩の岩相変化などを把握する手法の一つとして、有機物に着目した分析や古地磁気分析が有効である可能性が考えられる。

地上物理探査および地表地質調査の結果は、既存情報を用いた調査・解析の結果と大きく矛盾するものではなかった。後述のボーリング調査計画立案にあたっては、本段階までに得た知見を基本とした。



(a) 海拔 0 m (b) 海拔 -500 m
 図 4.3.2-2 比抵抗平面図（国土地理院発行 5 万分の 1 地形図使用）

(5) ボーリング孔を利用した調査・解析

(i) 概要

4 区域の中から、ボーリング掘削中の大量のガス産出記録（長尾，1969）のある区域（A 区域）と土地利用制限のある区域（C 区域）を除き、ボーリング調査区域として B1, B2 区域を選定した。

ボーリング調査では、①対象地層の分布の推定確認のための地質層序に関する情報、②安全に関わる岩盤力学強度や地下水溶存ガス量に関する実測データのほか、③地層の透水性や地下水水質に関するデータ、の取得を目的として、深度 720 m の鉛直ボーリング孔を B1, B2 区域に各々 1 孔掘削し、ボーリング孔を利用した水理試験・下水採水やボーリングコアを用いた試験を実施した。

ボーリング調査地点の選定にあたっては、B1 区域と B2 区域の地質環境の比較を目的としていることから、B1 区域および B2 区域内において地質環境が特異な地点ではないことを考慮した。さらに、アクセスや許認可手続き、調査に必要な用地の確保が容易であることを要件として複数の地点について検討した結果、B1 区域では北進地区、B2 区域では上幌延地区にボーリング調査地点を選定し、ボーリング調査（HDB-1, 2 孔）を実施した（図 4.3.2-3）。

(ii) 結果

(a) 対象地層の存在

ボーリングコアの観察結果、珪藻化石の分析結果、シリカ鉱物の X 線回折分析結果などから、両孔において、研究対象地層（声間層および稚内層）が地表から深度 720 m 付近にまで分布することを確認した。HDB-1 孔では深度 321 m に（図 4.3.2-4）、HDB-2 孔では深度 56 m に声間層と稚内層の境界が確認され、その境界が深ではボーリング孔底まで稚内層の分布が確認された。

(b) 割れ目帯

HDB-2 孔においては 390 m 以深に顕著な割れ目帯の発達を確認した。この割れ目帯につ

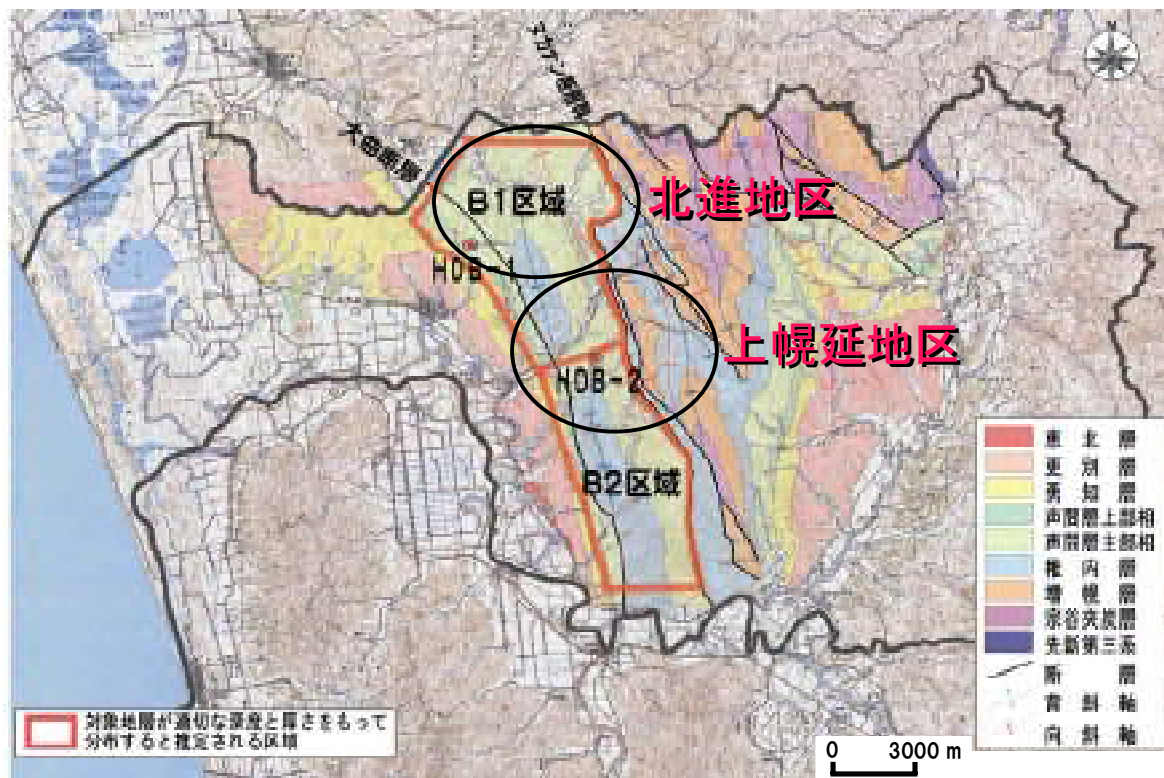


図 4.3.2-3 ボーリング調査 (HDB-1, 2 孔) 実施位置
 (国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「稚咲内」「天塩」「豊富」「雄信内」「上猿払」「敏音知」使用)

いては、大曲断層の延長あるいは派生断層の可能性が考えられる。

(c) 力学特性

力学特性については、深度 500 m 付近の健岩部の一軸圧縮強度として、10～35 MPa を得た。これは、日本国内に一般的に分布する泥岩や頁岩とほぼ同じ値である。水圧破砕法による応力測定結果から、水平面内の最大/最小主応力比が 1.2～1.5 程度の偏圧状態にあることが推定されている。

(d) 水理特性

両孔のコアを用いた室内透水試験の結果、透水係数は $10^{-13} \sim 10^{-11} \text{ m s}^{-1}$ オーダーであり、わが国に分布する泥岩や頁岩とほぼ同じ値である。また、ボーリング孔内で実施した透水試験結果については、 $10^{-12} \sim 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ オーダーの透水係数を得ている。

(e) 溶存ガス量と存在形態の推定

地下水溶存ガスについては、HDB-2 孔で透水試験においてガスの湧出を認めている。これらのガスの湧出は水理試験時の試験区間の水圧低下により、区間近傍の地下水中に溶存していたガスが気体となって湧出したものと考えられる。なお、HDB-1 孔では透水試験時において有意なガスの湧出を認めていない。

掘削循環水中のガス成分データや、水理試験時に採取したガスやコアから湧出するガスの分析結果は、空気の混入が認められるものの、主体はメタンガスであることを示している。

上記の結果および密度検層、中性子検層結果から、HDB-2 孔で認められたガスは地下水溶存ガスがボーリング孔の掘削などにより気体化し湧出したものと考えられる。

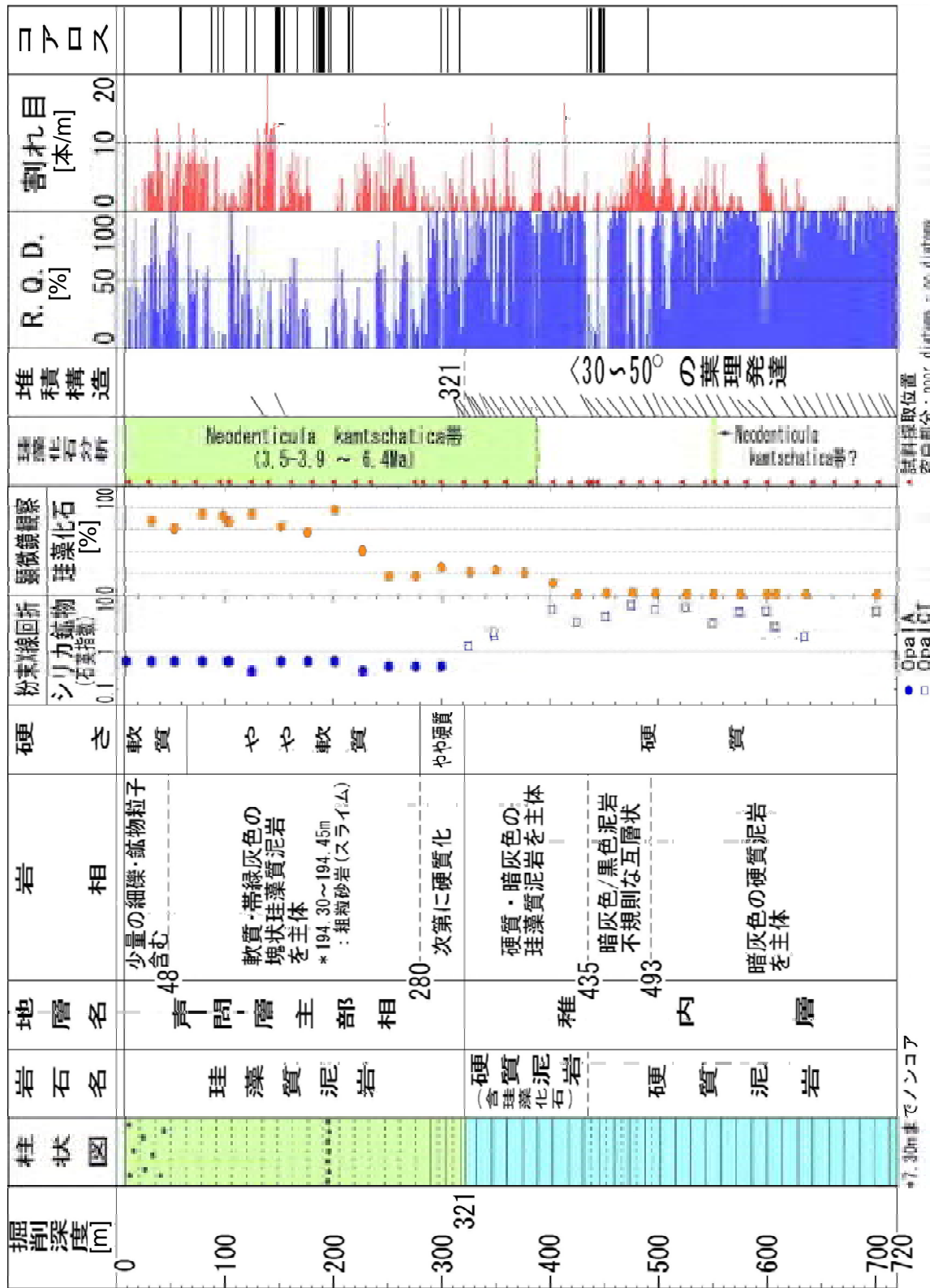


図 4.3.2.4 ボーリング柱状図 (HDB-1 孔)

(f) 塩水の存在

HDB-1, 2 孔のコア抽出水の水質分析結果から、海水の 1/5～1/2 程度の塩分濃度で深部に向かって濃度を増す傾向を示している。

また、HDB-2 孔の 344.9～404.9 m 区間および HDB-1 孔の 548.0～563.9 m 区間での透水試験時の採水サンプルでは、掘削水の影響が残っているものの、それぞれ現海水の 1/3, 1/2 程度の塩分濃度を含む塩水系地下水の存在を確認している。これらは、深部の地下水が塩水系であることを示している。

(6) 研究所設置地区選定のための地質環境の理解に関わる情報の整理

既存情報および調査により取得されたデータから、B1, B2 区域とも研究所設置地区としての地質環境要件, 安全要件を満たしていると判断された。具体的には以下のとおりである。

(i) 対象地層・地下水の存在

地上物理探査やボーリング調査などにより実際に調査対象となる新第三紀の堆積岩の存在を確認した。また、両区域のボーリング孔において塩水系の地下水の存在を確認しており、これらを活用した調査研究が可能である。

(ii) 地下施設の安全な建設・維持

(a) 力学強度

ボーリング調査で得られた力学データに基づき岩盤物性値を設定し、空洞安定性解析などを行った結果、通常支保工で建設可能であることが確認された。

(b) ガス

ガスは地下水に溶存しているものと考えられることから、ボーリング調査で得られた透水係数やガス量データに基づいて建設時のガス湧出量を推定した。このガス湧出量に対応した換気の解析、防爆仕様の建設工法の採用により、地下施設建設の安全性を確保できることを確認した。

(c) 割れ目

HDB-2 孔深部において顕著である割れ目帯については、支保工の強度を上げる対処を行う。

(d) 初期応力

偏圧状態にある初期応力状態は側圧比問題として参考的に検討を行った。本地域は多少偏圧状態にあると推定されるが、地下施設用地周辺の具体的なデータ取得後に、坑道の掘削方向を水平面内最大主応力方向とすることや支保工の強度を上げること、坑道断面形状を変えることで対応する。

(7) まとめ

(i) B1, B2 区域からの研究所設置地区の選定

地下施設の建設にあたっては、急峻な地形などにより調査が制限されないように、地表からの調査の展開に必要な道路が整備されていること、複数のボーリング地点が確保できることなどが、研究所設置地区（主たる調査研究の展開場所、2～3 km 四方程度）を選定するにあたっての重要な判断要素となる。また、地下施設を中心とする研究所用地が確保できる地形条件を有する地区であることが選定の要件となる。

以上の観点から、B1, B2 地区において研究所設置地区選定の特徴を整理すると、以下のとおりとなる。

- ・上幌延地区道道間寒幌延停車線の北側は国有林および民有林からなる山地であり、道路は

ない。このため、研究所設置地区としては道道間寒幌延停車線沿いの農地や南側の民有林を中心とした地区となる可能性が高い。

- ・北進地区は東部の国有林を除き、大部分がなだらかな丘陵となっており、かつ町道が整備されている。このことから、地下施設建設の用地やボーリング調査用地が確保しやすい。

研究所設置地区の確保および地形や道路整備状況などを総合的に判断し、上幌延地区および北進地区を研究所設置地区の候補として選定した。

(ii) 北進地区と上幌延地区の比較

次に、調査の実施の観点から、地質学的条件および地形や道路整備状況などを比較検討する。

(a) 地質学的条件

北進地区の方が割れ目やガス量が上幌延地区に比べて少ない。

(b) 地形条件

北進地区は平坦な地形をしており、調査の展開や施設建設において有利である。

(c) 道路状況

北進地区では比較的道路が整備されているが、上幌延地区は限られており、北進地区が有利である。

- ・北進地区では、ほぼ中央部を道道稚内幌延線が走り、その周辺を町道が数条走っており、研究用地やボーリング調査地点までの取り付け道路の距離を短縮できるという利点がある。
- ・上幌延地区には道道上問寒幌延停車場線、町道開進 6 号線、町道開進 6 号支線の 3 道路が走っているが、その他に道路はなく、研究用地とボーリング調査地点の位置によっては、山林に新設道路を造る必要が生じてくる。

(d) 土地利用状況

土地利用状況についても北進地区の方が許認可や用地取得が容易と考えられる原野や公的な機関の所有地が多い。

(iii) 結論

以上より、北進地区と上幌延地区を比較検討した結果、総合的に北進地区が研究施設設置地区として優位であることから、北進地区を研究所設置地区とした（図 4.3.2-5）。

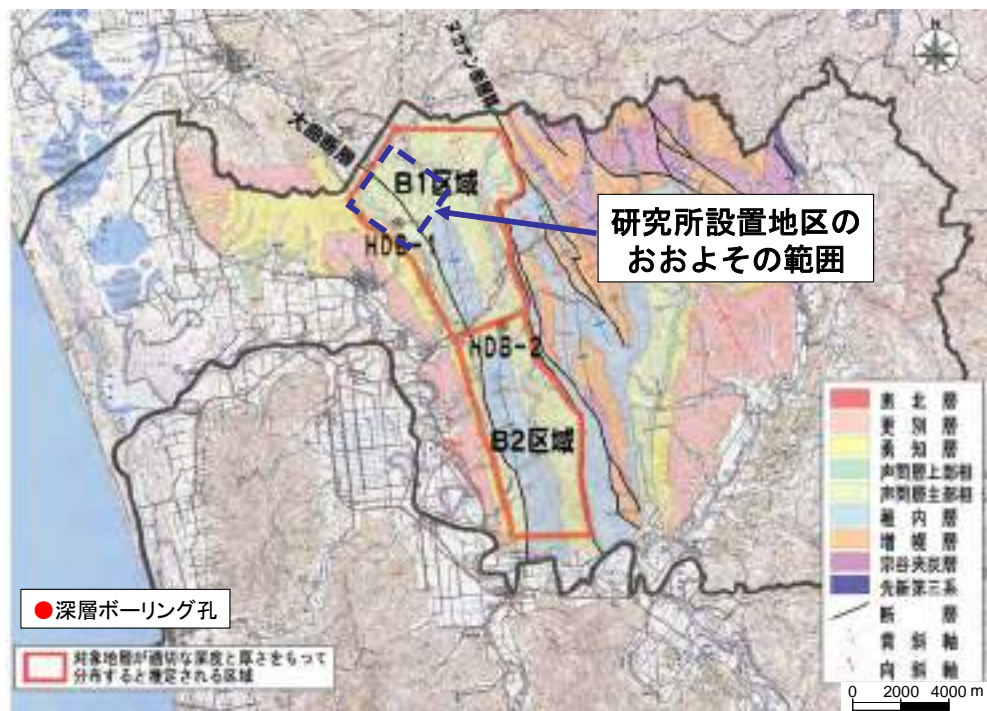


図 4.3.2-5 研究所設置地区の位置

4.3.3 研究所設置地区およびその周辺における調査研究

(1) 重要な要素とそれを把握するための調査・評価の考え方

研究所設置地区およびその周辺における調査研究の段階では、地下施設を包含する約 3 km×3 km の領域を対象として、地質環境データの取得および地質環境のモデル化を行っている。

本調査研究は、①既存情報を用いた調査・解析、②地表からの調査・解析、および③ボーリング孔を利用した調査・解析、の 3 つの段階に分けることができる。既存情報を用いた調査・解析の段階からボーリング孔を利用した調査・解析の段階へと調査研究が進展するにしたがい、調査研究の個別目標と課題（図 4.3.1-1）に対する具体的な調査研究の対象が明確になる一方で、対象とする項目が増えていくと想定されることから、それに応じて調査・解析の種類と量も増加し、その組み合わせ方や調査研究成果の分野間での横断的な解釈などもより複雑になってくると考えられる。

図 4.3.3-1 には幌延深地層研究計画での実施内容と現状の知見の整理を通して検討してきた統合化データフローの例を示し、それぞれの段階において進めてきた調査・解析の概要を以下に述べる。

① 既存情報を用いた調査・解析

研究所設置地区選定のために収集した文献情報および調査で取得した地質環境データに基づき、研究所設置地区およびその周辺地区の地質・地質構造、地下水流動特性、地球化学特性および岩盤力学特性を把握する。

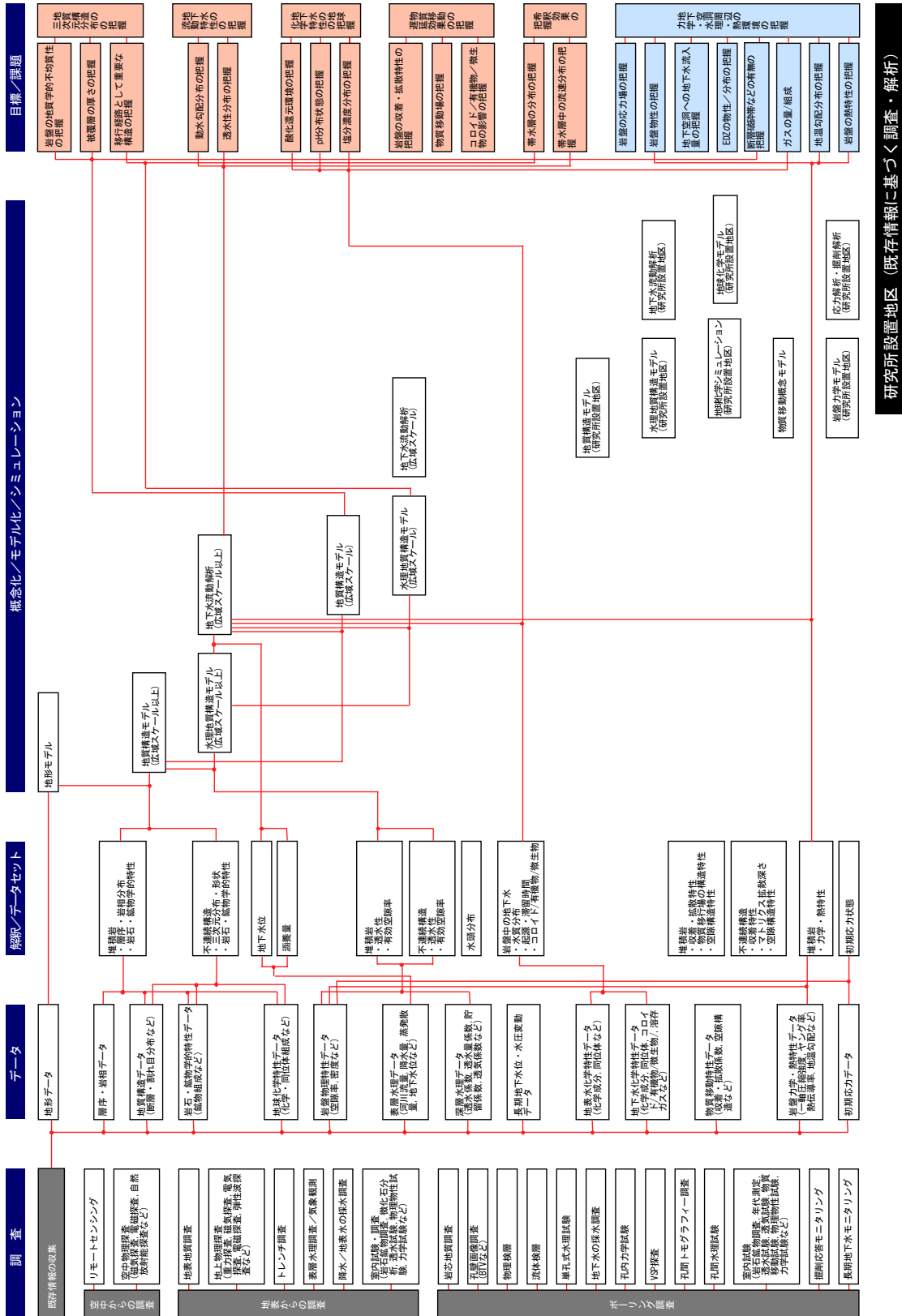
② 地表からの調査・解析

地下水流動に大きく影響を与えると考えられる断層などの不連続構造の分布の把握を主目的として、地表地質調査、反射法地震探査および電磁探査を実施する。また、地下水流動解析における上部境界条件の設定に必要な地下水涵養量の算定を行う。さらに、地下水の地球化学モデル構築のためのデータとして、表層水の地球化学特性を把握する。

③ ボーリング孔を利用した調査・解析

推定された不連続構造および地質構造の空間分布の確認、岩盤中の透水性分布、地下水水質の三次元分布および岩盤の力学特性を広く詳細に把握することに重点を置いて、ボーリング孔における調査研究を包括的に実施する。また、調査研究用に掘削されるボーリング孔は地下水の長期モニタリングにも利用される。これらの調査結果に基づき、研究所設置地区周辺の地質構造モデル、水理地質構造モデル、地球化学モデルおよび岩盤力学モデルを構築し、研究成果を統合する。研究成果の統合にあたっては、モデルや解析結果などの分野間の整合性などを確認し、調査研究結果の信頼性の向上を図るとともに、次段階の調査・解析における課題を抽出・特定する。

なお、幌延深地層研究計画では、現在ボーリング孔を利用した調査・解析を実施しているところであり、その現状を踏まえて、各調査研究項目の目標、実施内容、主な技術的知見を示すとともに、今後取り組むべき課題についても記述した。また、図 4.3.1-1 に示した調査研究の個別目標と課題のうち、室内試験などを実施中の課題、概念の構築および解析を実施中の課題（希釈効果の把握、物質移動遅延効果の把握）については、本報告書では取り上げないこととした。



研究所設置地区 (既存情報に基づく調査・解析)

図 4.3.3-1 統合化データフローの例

(2) 既存情報を用いた調査・解析

(i) 地質構造の三次元分布の把握

(a) 目標の設定と調査解析の実施概要

既存情報を用いた調査・解析段階での地質・地質構造に関する主たる課題は、岩盤の地質学的不均質性と移動経路として重要な構造を概略的に把握することである。そこで本段階では、この2つの課題について検討するために、既存情報から層序、岩相、および不連続構造（断層など）に関する情報を抽出・整理した（舟木ほか、2005a, 2005b）。

(b) 調査解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

研究対象とする地層の三次元的な広がりを含め、調査を実施する地域の岩盤の地質学的不均質性を把握することは、調査地域の基本的な場の理解として重要であり、水理地質学的・地球化学的検討の基礎となる。そこで、岩盤の地質学的不均質性をもたらすもっとも基本的な地質構造要素である層序と岩相について、その既存情報を整理した（表 4.3.3-1）。

表 4.3.3-1 層序・岩相データに関する情報の整理（舟木ほか、2005a に加筆）

岩相層序区分	広がり	厚さ	岩相
表層未固堆積物	・主に間寒別地域および大曲断層西側に分布 文献調査：長尾(1960)、田中(1960)、猪木(1959)、 秦ほか(1969)	・厚いところで約30 m 文献調査：更別グループほか(1966)	・未凝固の礫・砂・泥・泥炭 文献調査：長尾(1960)、田中(1960)、更別グループほか(1966)、 岡・五十嵐(1993)
更別層	・主に間寒別地域および大曲断層西側に分布 文献調査：長尾(1960)、田中(1960)、猪木(1959)、 秦ほか(1969) 地表地質調査	・厚いところで約700 m 文献調査：高橋ほか(1984)、岡・五十嵐(1993) 地表地質調査	・礫岩、砂岩、泥岩、垂炭の互層 文献調査：長尾(1960)、岡・五十嵐(1993)
勇知層	・間寒別地域、幌延断層と大曲断層の間、 大曲断層西側に分布 文献調査：長尾(1960)、田中(1960)、猪木(1959)、 秦ほか(1969) 地表地質調査	・約400～800 m 文献調査：伊勢村ほか(1987a, 1987b)、根本ほか(1979)、 岡・五十嵐(1997) 地表地質調査	・砂岩 文献調査：長尾(1960)、岡・五十嵐(1993) 地表地質調査
声問層	・間寒別地域、幌延断層と大曲断層の間、 大曲断層西側に分布 文献調査：長尾(1960)、田中(1960)、猪木(1959)、 秦ほか(1969) 地表地質調査	・約400～700 m 文献調査：長尾(1969)、山本ほか(2002a) 地表地質調査	・珪藻質泥岩 (オパールA帯に相当) 文献調査：三谷ほか(1971) 地表地質調査 室内分析：粉末X線回折および薄片観察
稚内層	・大曲断層より東側に分布 文献調査：長尾(1960)、田中(1960)、猪木(1959)、 秦ほか(1969)、山口・須田(1981) 地表地質調査	・約600～1,000 m 文献調査：長尾(1969)、石油公団(1995) 地表地質調査	・硬質頁岩 (オパールA/CT遷移帯、オパールCT帯に相当) 文献調査：三谷ほか(1971) 地表地質調査 室内分析：粉末X線回折および薄片観察
増幌層	・幌延断層より東側に分布 文献調査：長尾(1960)、田中(1960)、猪木(1959)、 秦ほか(1969)、山口・須田(1981) 地表地質調査	・約900～1,000 m 文献調査：石油公団(1995)	・上位約450 mは泥岩、下位約450 mは砂岩、礫岩 文献調査：長尾・牧野(1959)、長尾(1960)、広岡(1962)、 三谷ほか(1971)、石油公団(1995)
鬼志別層	・幌延断層より東側に分布 文献調査：長尾(1960)、田中(1960)、猪木(1959)、 秦ほか(1969)、山口・須田(1981) 地表地質調査	・約100 m 文献調査：長尾(1960)、田中(1960)、石油公団(1995) ・間寒別地域では尖滅していると解釈 文献調査：石油公団(1995)、松井・山屋(1966)	・砂岩泥岩互層 文献調査：石油公団(1995)
宗谷夾炭層	・幌延断層より東側に分布 文献調査：長尾(1960)、田中(1960)、猪木(1959)、 秦ほか(1969)、山口・須田(1981) 地表地質調査	・約350 m 文献調査：長尾(1960)、田中(1960) ・幌延断層と大曲断層の間で尖滅していると解釈 文献調査：石油公団(1995)	・砂岩を主体とし、泥岩・砂質泥岩・炭層を挟在 文献調査：長尾(1960)、松井・山屋(1966)

主な研究対象地層である稚内層および声問層は、それぞれ硬質頁岩および珪藻質泥岩を主体としている。これらの岩石は珪質岩と総称され、HDB-1孔の薄片観察および粉末X線回折の結果から、続成作用の程度によりオパールA帯、オパールA/CT遷移帯、オパールCT帯の3つのシリカ続成分帯に区分することが可能である（舟木ほか、2005a, 2005c）。その特徴はそれぞれ以下のようにまとめることができる。オパールA帯は、珪藻殻がよく保存され、オパールCTは検出されない。遷移帯は、オパールCT帯にかけて遷移的な変化を示す区間で、珪藻殻が残存しているが、オパールCTが検出される。オパールCT帯は、大部分の珪藻殻は溶解しており、オパールCTが検出される。本報告では三谷ほか（1971）の層序区分を踏襲し、オパールA帯を声問層に、オパールA/CT遷移帯およびオパールCT帯を稚内層に区分した（図 4.3.3-2；舟木ほか、2005a, 2005c）。これらシリカ続成分帯とボーリング孔内の密度検層および中性子検層の結果は、Tada and Iijma（1983）の提言する物性変化とほぼ類似した現象が確認される（図 4.3.3-2；舟木ほか、2005a, 2005c；山本ほか、2002a）。このことから、調査地域の岩盤物性（密度・空隙率）の分布・深度変化は、シリカ続成分帯によりおおそ説明可能であると考えられる。

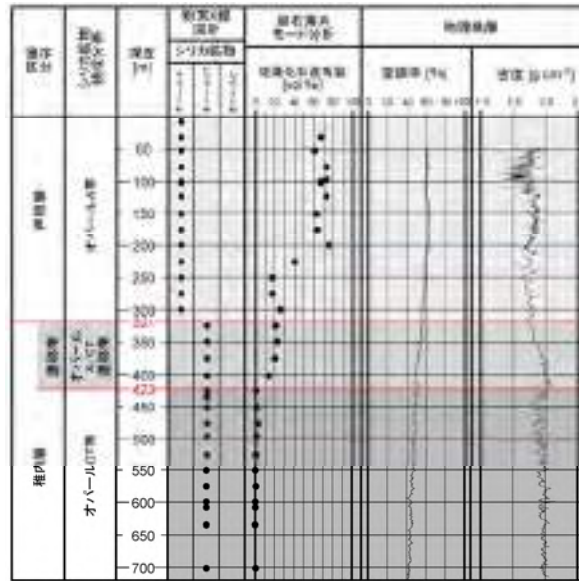


図 4.3.3-2 HDB-1 孔柱状図 (舟木ほか, 2005a, 2005c)

一方で、岩盤中の粒子間が物質の移動経路として機能するとされる堆積岩においても、断層や割れ目が発達する場合には、これらが主要な移動経路となりえる可能性も考えられる。研究所設置地区周辺には大規模な不連続構造として大曲断層と幌延断層が知られており、これらが移動経路として重要な構造である可能性も考えられるため、これらに関する既存情報を整理した (表 4.3.3-2)。

表 4.3.3-2 大規模な不連続構造 (断層) に関する情報の整理 (舟木ほか, 2005a に加筆)

断層	分布 解釈の基となる情報を取得した調査	走向・傾斜 解釈の基となる情報を取得した調査	破碎帯幅 解釈の基となる情報を取得した調査	変位基準および推定変位量 解釈の基となる情報を取得した調査
大曲断層	<ul style="list-style-type: none"> 地表で確実な位置をつかむことはできなかったが、断層をはさんで接する地層がはっきり異なっているため大体の位置は推定可能 文献調査: 三谷ほか(1971), 長尾(1960), 秦ほか(1969) 地表地質調査 	<ul style="list-style-type: none"> 逆断層・南-北～南東-北西走向 深度2,000 m付近まで約70° Eと急傾斜 深度2,000 m以深は徐々に緩傾斜 文献調査: 兼清(1999), 石油公団(1995) 	<ul style="list-style-type: none"> 約30～50 m 文献調査: 長尾・牧野(1959), 長尾(1960) 	<ul style="list-style-type: none"> 【豊富温泉付近】 ・稚内層基底・東隆起・約1,000 m 文献調査: 兼清(1999), 石油公団(1995) 【北進地区】 ・稚内層基底・東隆起・約100～200 m 地質断面図A-A' 【幌延町南部】 ・稚内層基底・東隆起・約700～1,500 m 地質断面図B-B'
幌延断層	<ul style="list-style-type: none"> 幌延断層は一線をもって引きえるものではなく、魚鱗状あるいは雁行して走る断層が集合して走る断層が集合して1つの断層をなしている 文献調査: 広岡(1962), 秦ほか(1969), 山口・須田(1981), 松井・山屋(1966) 地表地質調査 	<ul style="list-style-type: none"> 逆断層・南-北～南東-北西走向 約70～90° Eと急傾斜 地下では徐々に緩傾斜 文献調査: 石油公団(1995), 根本ほか(1979), 松井・山屋(1966) 地表地質調査 	<ul style="list-style-type: none"> データ特になし 	<ul style="list-style-type: none"> 【雁行している西側の断層】 ・増幌層基底・東隆起・約100～300 m 文献調査: 兼清(1999), 石油公団(1995), 地質断面図A-A', B-B' 【雁行している東側の断層】 ・増幌層基底・東隆起・約800～1,300 m 地質断面図A-A', B-B'
十六線沢断層	<ul style="list-style-type: none"> 北部では北北西-南南東に走り、十六線沢の上流部において、ほぼ東西に向きをかえ、十六線沢支流上流部において豊神断層に切られるまで延長12 kmにわたって追跡される衝上断層 文献調査: 根本ほか(1979), 山口・須田(1981) 	<ul style="list-style-type: none"> 南南東-北北西～東-西走向 傾斜データ特になし 文献調査: 根本ほか(1979) 	<ul style="list-style-type: none"> データ特になし 	<ul style="list-style-type: none"> データ特になし
豊神断層	<ul style="list-style-type: none"> 北の十六線沢支流上流部からほぼ南北に走って、十六線沢断層を切り、それより北西-南東方向に向きをかえ間寒別向斜軸と併走している 文献調査: 根本ほか(1979) 	<ul style="list-style-type: none"> 南-北～南東-北西走向 75～80° NEに傾斜 文献調査: 根本ほか(1979) 	<ul style="list-style-type: none"> データ特になし 	<ul style="list-style-type: none"> データ特になし

ここで得られた層序、岩相、および不連続構造の情報を基に、地質図・地質断面図を更新した (図 4.3.3-3, 図 4.3.3-4)。

(c) 概要調査のための基盤技術

既存情報を用いた調査・解析は、本段階における地質・地質構造に関する主たる課題とした岩盤の地質学的不均質性と移動経路として重要な構造について概略的に把握することを可能とさせるほか、地質構造モデルを構築する際に必要な初期情報を提供することができる。特に、本段階での調査・解析結果をデータベース化することは、データの追跡性の保持の観点からも重要と考える。

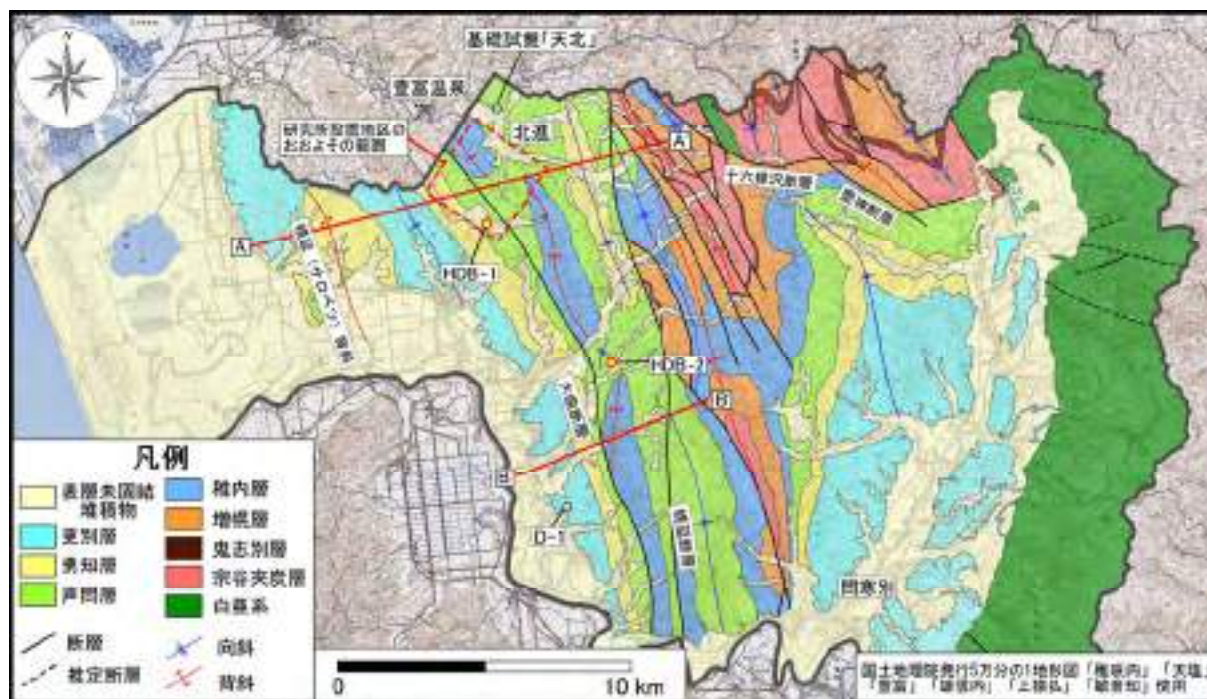


図 4.3.3-3 幌延町の地質図 (舟木ほか, 2005a, 2005b)

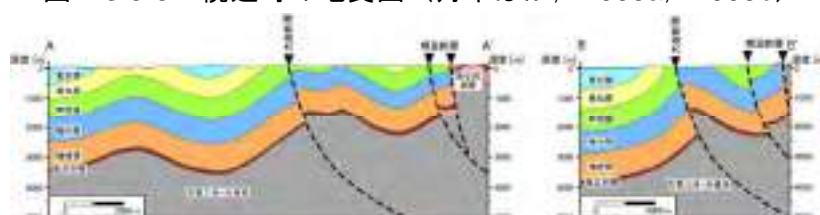


図 4.3.3-4 地質断面図 (A-A', B-B') (舟木ほか, 2005a, 2005b)

(ii) 地下水の流動特性の把握

(a) 目標の設定と調査解析の実施概要

研究所設置地区の北西約 3 km に位置する現在の豊富温泉地域では、1925 (大正 14) 年から天然ガスおよびそれに付随する温泉が生産されており (掘削深度 900 m 程度、現在は温泉のみ)、研究所設置地区を含む幌延地域およびその周辺地域においても、古くから地下資源開発のためのボーリング調査が複数実施されている。ごく最近でも国内石油・天然ガス基礎調査「天北」(掘削深度 5,050 m) として国によりボーリング調査、物理探査が実施されている (石油公団, 1995)。既存情報に基づく調査・解析段階における水理に関する調査・解析の目的は、幌延地域における重要な水理特性の抽出を行い、その後の調査・解析段階における効率的・体系的な調査を提示することである。研究所設置地区選定時に掘削したボーリング調査結果 (HDB-1, 2 孔) に加えて、「天北」などの既存のボーリング調査情報などの収集・分析および、それらの知見を考慮した地下水のモデル化 (水理地質構造モデル構築および地下水流動解析) を実施した (今井ほか, 2001, 2002 ; 操上ほか, 2005a)。

(b) 調査解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

豊富温泉の温水は割れ目型貯留層から産出していると考えられている (エスケイエンジニアリング, 1996)。本温泉の産出する岩層は、増幌層上部幕別層と考えられている (北海道開発庁, 1971) が、「天北」の掘削中には、稚内層においてもしばしば逸水が生じている (石油公団, 1995) ことを考慮すると、稚内層ないし増幌層上部においては、割れ目が卓越した場所が存在する可能性がある。一方、研究所設置地区選定時に掘削した HDB-1, 2 孔において実施した水理試験より、稚内層、声問層の透水係数は、 $10^{-11} \sim 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ オーダーであった。

また、動力炉・核燃料開発事業団が 1987（昭和 62）年に掘削した D-1 孔（動力炉・核燃料開発事業団，1987b，1987c）での水理試験の再検討結果から、勇知層の透水係数は 10^{-7} m s^{-1} 程度、更別層・第四紀層の透水係数は 10^{-6} m s^{-1} 程度となっている（大島ほか，1995）。なお、更別層は主要な帯水層を形成しており、その地下水は幌延町の上水として利用されている。

水圧に関しては、HDB-2 孔で静水圧に比して +150 m 程度も高い圧力水頭が認められているほか、北川口背斜の地表背斜軸の東方約 800 m に位置するボーリング「北川口 SK-1」において、密度検層より、増幌層中に異常高圧が存在する可能性が指摘されている（小椋・掃部，1992；兼清，1999）。一方、研究所設置地区内に位置する HDB-1 孔では、+10 m 程度被圧しているが、異常高圧は認められない。HDB-1 孔付近の声問層、稚内層内では異常高圧が存在する可能性は低いと想定されるが、研究所設置地区内での有無は不明である。

また、本地域では塩分濃度の高い地下水の存在が確認されているほか、地下水中にはしばしばガスの存在も認められている（例えば、幌延町，1968）。

既存のボーリング調査結果を踏まえると、本地域では、割れ目が卓越した場所の存在は否定できないものの、主な対象である稚内層、声問層の透水係数の値は小さく、そのばらつきも小さいと考えることができる。また、亀裂が存在するとしてもその分布や透水特性は不明であることから、本調査・解析段階では、対象岩盤を多孔質媒体とみなして連続体モデルでの有限要素解析を実施した。異常高圧に関してはここでは考慮しなかったが、分野レポート 3 で試験的な解析的検討の結果を示している。対象とした水理地質区分は、白亜紀層、増幌層ほか、稚内層、声問層、勇知層、更別層・第四紀層、大曲断層、幌延断層（N 系断層）、表層・段丘堆積物とした。実測の透水係数は質、量とも限られていることから、既存情報の調査の結果、または推定された透水係数を基本ケースとし、透水係数の幅を考慮して、感度解析を実施した。また、涵養量に関する感度解析も実施した。透水係数設定の詳細は、今井ほか（2002）に譲る。

解析領域は、その設定が流動方向などの解析結果に影響しないように十分広く設定する必要がある。そこで、東側境界は天塩川流域の東端である天塩山地までとし、西側境界は海岸線沖 10 km 程度までとした。南北の境界は明確な流域境界がないことから、研究所設置地区から十分遠くに設定した。解析メッシュを図 4.3.3-5 に示す。

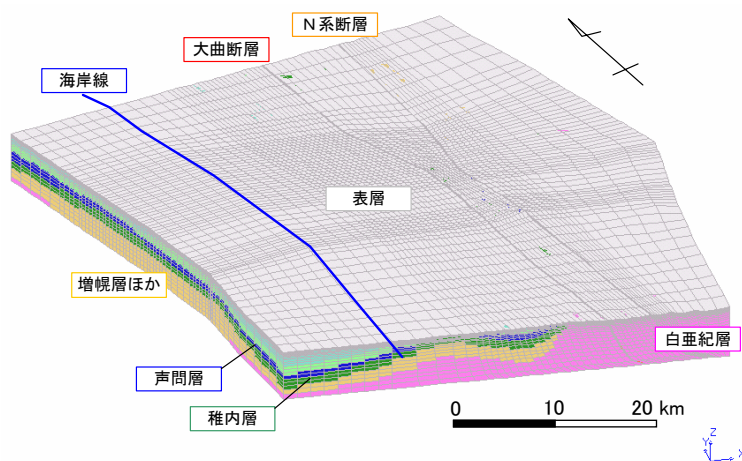


図 4.3.3-5 文献に基づく調査・解析段階における有限要素メッシュ

図 4.3.3-6 に、解析から得られた全水頭分布の一例と、感度解析において実施した全解析ケースにおける研究所設置地区およびその周辺からの地下水流動経路を示す。大局的には、東側の全水頭が西側に比べて高いことから、地下水の主な流動は東から西に向かうことがわかる。一方、研究所設置地区およびその周辺においては、局所的な地形の起伏の影響で、全水頭分布はやや複雑であり、流動方向も深度や場所により異なったものとなっている。地下水

流動経路から、地下水流動は、浅い箇所では清水川流系・ペンケエベコロベツ川流系といった局所流動系に支配され、また、深い箇所では広域流動系である天塩川流系に支配されていることが確認された。

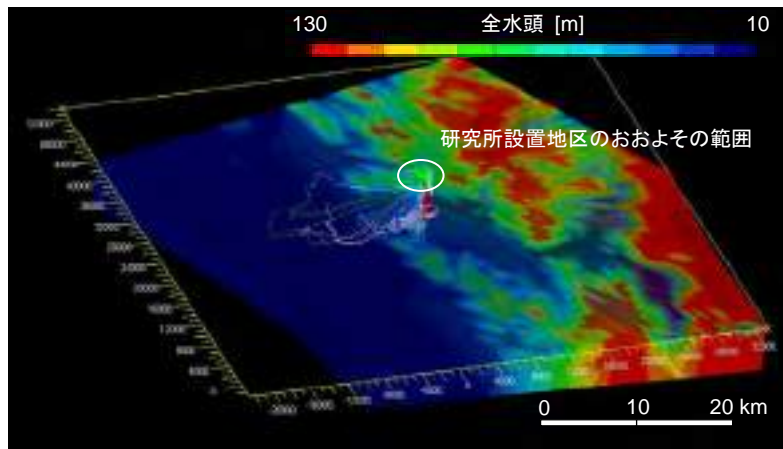


図 4.3.3-6 解析から得られた全水頭分布（一例）と感度解析の全ケースにおける研究所設置地区からの地下水流動経路

感度解析は、研究所設置用地の標高 -400 mにおける全水頭、動水勾配、および標高 -400 mから地表までの地下水流動時間、地下水流動距離を指標として実施した（操上ほか，2005a）。図 4.3.3-7 には、全水頭および地下水流動時間に対する感度勾配率を示す。ここで、感度勾配とはパラメータを 1 単位（透水係数では 1 オーダー，涵養量では 1 mm/日）変化させたときの着目点における特性値（全水頭など）の変化量であり、感度勾配率とは感度勾配を基本ケースでの特性値で除し、百分率表示したものである。全水頭に関しては、表層・段丘堆積物や勇知層など、比較的浅い地層の透水係数の感度が大きいことがわかる。これは、全水頭分布が基本的に地下水位の起伏に支配されており、地下水位の起伏の影響が深部に伝わる際に、より浅い箇所の透水係数に影響を受けるためである。一方、地下水流動時間に関しては、稚内層，声間層の透水係数の感度が大きいことがわかる。これは、移動経路の大半が稚内層，声間層を通過しているためである。なお、涵養量は単位が透水係数と異なることから、同じように比較することはできないが、涵養量 1 mm/日の感度と声間層の透水係数 1 オーダーの感度は、地下水流動時間に対して同等であることなどがわかる。また、大曲断層の透水係数はいずれにおいても小さいものとなったが、大規模な地質構造に対しては、想定しうる透水係数の幅も大きいことから、大曲断層を対象とした調査の重要度が小さいことを示す結果とはいえない。

解析結果を踏まえ、研究所設置地区およびその周辺の地下水流動系の概念を図 4.3.3-8 に示した。解析結果からは、研究所設置地区を含む流動系は、地形の起伏に支配されたものであり、深度によって局所流動系，広域流動系に分かれていることがわかった。広域流動系と局所流動系の境界は標高 -400 m程度となり、地下施設（深度約 500 m に位置する坑道）近傍の地下水の流動は主に広域流動系に支配されている可能性が高いと考えられる。

今後の調査では、地下水の流動方向や流動速度の不確実性を低減するために、感度解析により調査の重要度が示された地層の透水係数や涵養量を中心にデータを取得するとともに、解析領域を絞り込んだ詳細な解析を実施することが必要である。解析結果から、研究所設置地区を通る地下水の経路は、清水川またはペンケエベコロベツ川の上流から南または南西の天塩川に流出する経路が最も大きいものと考えられることから、詳細な解析を実施する領域として、上流は清水川およびペンケエベコロベツ川上流，南側は天塩川までを新たに設定し、このスケールを広域スケール領域と定義した。

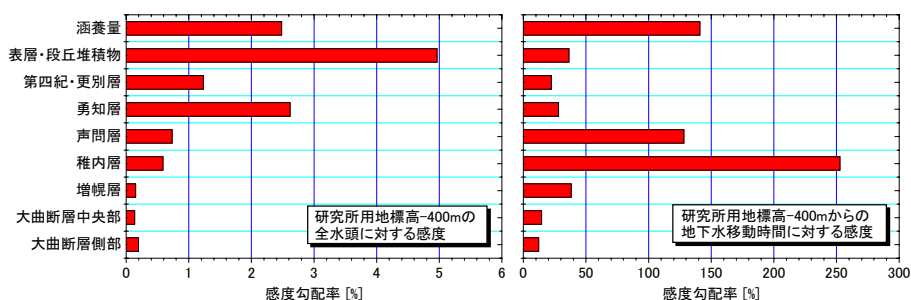


図 4.3.3-7 感度解析結果の一例
(涵養量以外は、地層の透水係数がパラメータである)



図 4.3.3-8 研究所設置地区およびその周辺の地下水流動系の概念と広域スケール領域
(北東-南西方向で 10km 程度の範囲)

なお、塩分濃度の高い地下水の影響を考慮した予備的な解析により、地下水中の高濃度の塩水系地下水は、堆積時に閉じ込められた海水である可能性が高いことがわかった（今井ほか，2001，2002）。また、ガスや高い水圧について、基礎情報の収集のために既存情報の調査を実施した（今井ほか，2002）。

(c) 概要調査のための基盤技術

過去に大規模な調査が実施されてきた堆積岩地域においては、それらの知見を十分に活用することが効率的な調査、モデル化において重要である。既存の情報に基づく調査・解析の段階においては、透水係数などの実測値を得ることは一般的には困難であり、基本的には定性的な検討となると想定されるが、地下水流動解析を感度解析的に実施することで、パラメータの重要度の把握とともに、地下水流動方向や流速の概略的な値を示すことができ、また、概念モデルの構築に有益であるといえる。また、塩水系地下水に関しても、解析によって分布特性を概略的に説明できることがわかった。

堆積岩地域では、HDB-2 孔において確認されたような異常高圧が、しばしば存在することが報告されている（例えば、大西監訳，1996；千木良，1998）。研究所設置地区内の HDB-1 孔では異常高圧は認められていないが、異常高圧が存在する可能性のある堆積岩地域を対象とした地層処分を検討する場合は、地下水の流動方向に大きな影響を与えることから、地質学的観点からの原因究明を優先的に行う必要があると想定される。

(iii) 地下水の地球化学特性

(a) 目標の設定と調査解析の実施概要

既存情報を用いた調査・解析の段階における地下水の地球化学特性調査では、研究所設置地区選定段階までに収集した既存資料や取得したデータを基に、本地域全域における地下水の地球化学特性の概略を把握することを目標とした。

幌延町やその周辺においては、石油資源探査、動力炉・核燃料開発事業団がボーリング調査などの現地調査を実施しており、論文などに加えて、これらの情報についても整理を行った。

(b) 調査解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

① 貯蔵工学センター立地環境調査

動力炉・核燃料開発事業団は、幌延町において計画していた貯蔵工学センター立地環境調査として掘削長 1,355 m のボーリング調査 (D-1 孔) を実施している。その後、本ボーリング孔を用いて深部地下水の地球化学特性調査 (青山ほか, 1990, 1991) が実施されている。本調査は D-1 孔に地下水採水・水質測定装置を設置し、深度 800 m, 1,000 m において、pH, 温度、電気伝導度や酸化還元電位の測定や、一般水質、酸素・水素同位体比や溶存ガス組成を分析している。

この結果、深度 800 m から湧水する地下水は電気伝導度が 131 mS m^{-1} 程度と溶存成分濃度が低く、酸素・水素同位体比は、天水線 (寺本, 2003) に近い特徴を有している。一方、深度 1,000 m 以深の原位置で採水した地下水は、電気伝導度が約 $4,500 \text{ mS m}^{-1}$ と高く Na-Cl 型である。また、酸素・水素同位体比はそれぞれ $-1 \sim 1 \text{ ‰}$, $-20 \sim -10 \text{ ‰}$ と現在の海水のそれらに近い値を示している。また、地下水中の溶存ガスはメタンが主成分であることが確認されている。

② 研究所設置地区選定のためのボーリング調査 (HDB-1, 2 孔)

HDB-1, 2 孔では、地下水の地球化学特性の把握を目的として、ボーリング孔からの地下水の揚水、コアからの圧縮抽水を行い、各種化学分析・同位体分析などを実施している。その結果、両孔ともに表層部には溶存成分濃度が低い地下水が存在し、深度が深くなるとともにその濃度が高くなる傾向を示す。また、溶存成分濃度は、HDB-1 孔では深度方向に遷移的に変化し、HDB-2 孔では深度 150 m 付近で急激に変化しており、本地域における塩淡境界の深度が一様に広がっていないと考えられる (山本ほか, 2002b)。

一方、酸素・水素同位体比については、浅層部の間隙水は降水の特徴と類似しており深部に向かって酸素・水素同位体比ともに重くなる傾向を示している。この変化は、溶存イオン濃度の変化とよく一致しており浅部から深部にかけて遷移的な変化を示す。また、これらの間隙水の酸素・水素同位体比は浅部の軽い同位体比と深部の重い同位体比を結ぶ直線上にプロットされ、降水と地下水の混合により形成されている可能性が示唆される (図 4.3.3-9, 図 4.3.3-10)。

③ 地下水中のガス・石油について

幌延町の北部に位置する豊富町において 1925 (大正 14) 年に実施された試掘井 (R-1) において約 $30,000 \text{ m}^3/\text{日}$ の天然ガスと 43.5°C の塩水の噴出を確認し天然ガスの生産が行われた。しかし、現在ではその生産量は $100 \sim 300 \text{ m}^3/\text{日}$ と激減しており、天然ガスの生産は行われていない。また、D-1, HDB-1, 2 孔および幌延町内で実施された石油・天然ガスの探査のための複数のボーリング調査では、天然ガスの生産井となるほどの量は確認されていない (北海道鉱業振興委員会編, 1990)。

D-1 孔, HDB-1, 2 孔においては、ガスの組成についての分析を実施している。その結果

から、本地域の地下水中にはメタンを主成分とする溶存ガスの存在が認められている。

一方、石油については、豊富温泉において天然ガスとともに湧出しており、本地域には石油もあわせて存在していることが確認されている。また、幌延町内の表層においても油徴を確認している。D-1 孔では、コア中の油成分量を分析しており、その結果は、約 100 mg kg^{-1} 程度と僅かであった。HDB-1, 2 孔では、油成分量の分析を実施していないが、コア観察や地層水には肉眼で確認できるほどの油徴は認められていない。

以上のことから既存情報を用いた調査・解析の段階において、温泉、石油、天然ガスなどの資源が胚胎するような地域では、多くの調査が実施されており概略的な地下水の地球化学特性を把握することが可能である。しかし、石油探査で実施するボーリング調査では、その実施（対象）深度が 1,000 m を超える大深度であるため、浅層における情報に乏しく、地下水の地球化学特性の三次元的分布を評価することは困難であると考えられる。

(c) 概要調査のための基盤技術

既存情報を用いた調査・解析の段階における地下水の地球化学特性調査では、調査対象地域周辺の文献などのデータから概略的な水質とその分布を把握することができる。周辺地域で過去大規模な調査が実施されていた場合には、表層から深部にかけて地下水の水質について多くの情報を収集できる可能性があり、詳細な水質やその分布を推定できるが、既存情報が少ない地域においては、この段階から実際に井戸水などの分布を把握しその井戸水より地下水を採水し分析することが必要と考えられる。

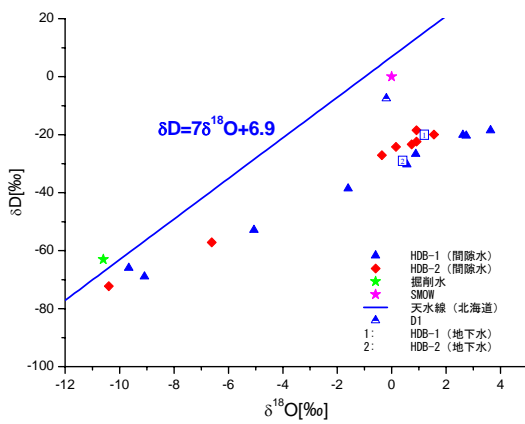


図 4.3.3-9 地下水と間隙水の酸素・水素同位体比

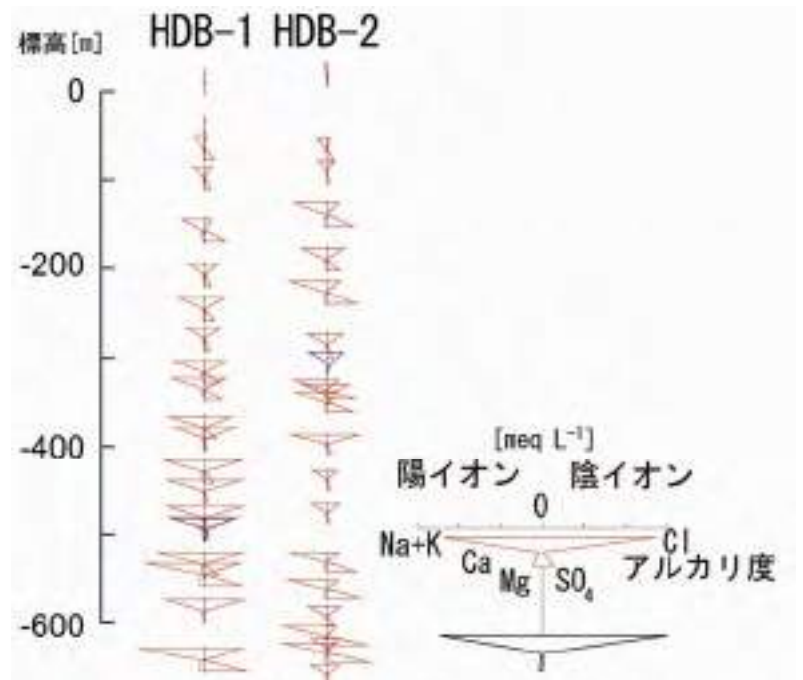


図 4.3.3-10 地下水と間隙水の水質分布

(iv) 岩盤力学特性

(a) 目標の設定と調査解析の実施概要

選定した研究所設置地区およびその周辺の岩盤力学モデルを構築するために必要な情報の特定と調査手法の検討並びに研究所設置場所の選定に資することを目的として、計 2 本 (HDB-1, 2 孔) のボーリングを掘削し岩石・岩盤の物理・力学特性に関する調査を実施した。両孔は、幌延町内に分布する堆積岩の物理・力学特性に関するデータ収集を目的として、掘削深度 720 m で鉛直に掘削されたボーリング孔である。

D-1 孔における調査結果 (動力炉・核燃料開発事業団, 1987b) から、深度 1,000 m 付近まで堆積岩が分布することが想定されたため、結晶質岩と比べ原位置岩盤の力学特性に及ぼす割れ目の影響が小さいと想定し、HDB-1, 2 孔では室内試験によるデータ取得を中心に調査を計画した。初期応力は、一般に鉛直方向が主応力方向の一つであるという仮定が可能であること、深度 700 m までの測定が可能な手法が水圧破碎法以外に無いこと、孔が時間経過とともに縮小し原位置測定が不可能な事態が発生することも想定し、水圧破碎法および岩石コアを用いた AE 法による初期応力測定の方を実施することとした。

(b) 調査解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

① 室内物理・力学試験

主な特性値の深度分布状況を図 4.3.3-11 に示す。HDB-1 孔は、地表から深度 320 m 程度まで緩やかな深度依存性を示し、320 m 以深より約 100 m の範囲 (声問層より稚内層への遷移部) で急激な変化を示す。そして 420 m 付近より深部 (稚内層にほぼ対応) では再び緩やかな深度依存性を示す。弾性波速度もこれらの物理物性値と同様の变化を示す。ただし、全体として深度方向の物性変化は連続的に生じている。HDB-2 孔は深度約 40 m 程度から 270 m 程度に HDB-1 孔と同様に物性値の急激な変化が見られるが、全体としては深度方向の物性変化に明瞭な規則性は無いように見える。

図-4.3.3-12 に示す力学物性値は、HDB-1 孔では、深度 400 m 付近を除くと、深度増加に伴い静弾性係数や一軸圧縮強度が増加し、深度 400 m 付近では、静弾性係数および一軸圧縮強度が極端に大きい。この範囲は物理物性値分布の急激な変化領域にも対応する。静ポアソン比は、声問層・遷移層では深度増加とともに減少していくが稚内層において再び増加する。HDB-2 孔では、HDB-1 孔と異なり深度 300~400 m 程度で極小値を示すような分布となっている。また、HDB-1 孔の試験結果と比べ、同一深度での測定値のばらつきが大きい。HDB-1 孔で見られたような物理物性の急激な変化領域では、深度増加とともに静弾性係数および一軸圧縮強度とも増加する傾向が認められるが、稚内層では深度方向の変化に規則性は見られず、深度 100~200 m で最大値を、深度 300~400 m で最小値をとり、その差は静弾性係数・一軸圧縮強度で最大 3 倍程度である。静ポアソン比は、深度方向に大きな変化は無く、声問層、遷移層、稚内層とも 0.2~0.3 程度の範囲に分布している。これらの結果から、本調査における 50 m 程度の間隔でのコアサンプリングおよび室内試験は、鉛直方向の物性分布の特徴を捉えつつ、かつ任意の深度で数 m の径の坑道の空洞安定性評価に必要な物理・力学物性を設定する上で最低限の必要数量であると評価される。

図 4.3.3-13 に、国内に分布する新第三紀堆積岩 (泥質岩, 凝灰岩) の物理・力学物性値分布 (核燃料サイクル開発機構, 1999a) と今回の試験結果によるそれを比較したものを示す。図より、最頻値やその分布範囲、分布特性に大差は無いと判断できるため、幌延に分布する岩盤は国内に分布する新第三紀の泥質岩・凝灰岩と比べ特異なものではない (最頻値周辺の範疇に入る) と言える。このため、幌延を対象として実施する調査試験結果およびそれに基づき構築した解析評価手法は、工学的には同時代の堆積岩に対して適用可能な手法となりえるものと考えられる。

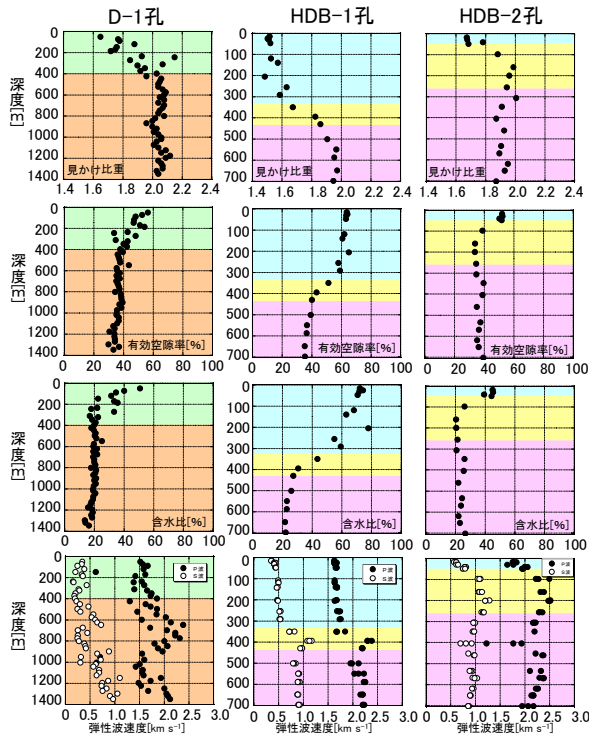


図 4.3.3-11 物理物性値深度分布

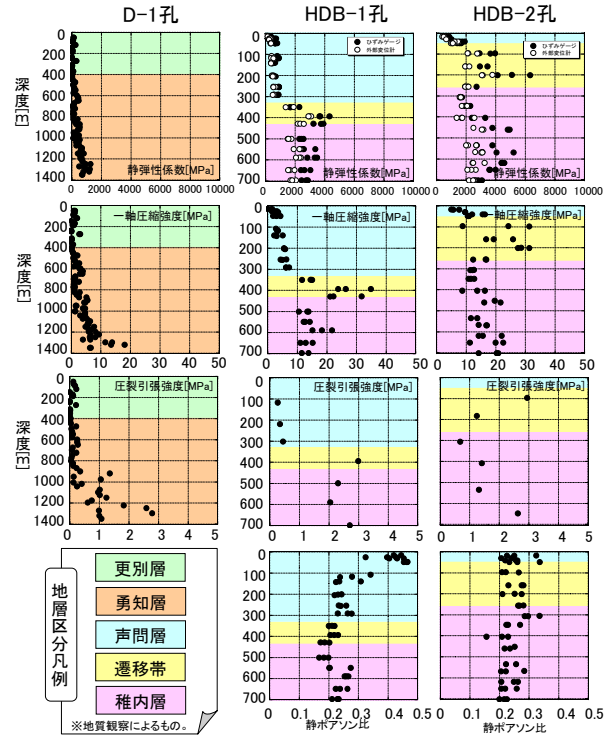


図 4.3.3-12 力学物性値深度分布

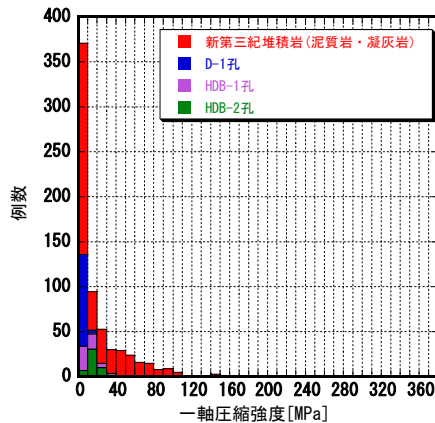
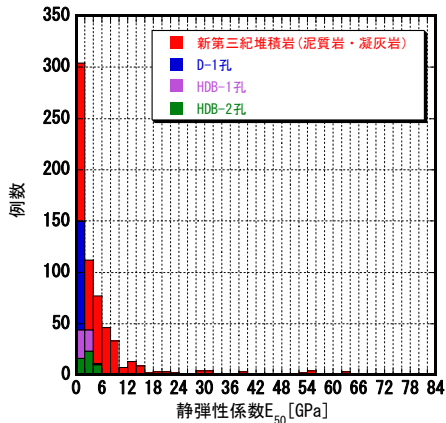
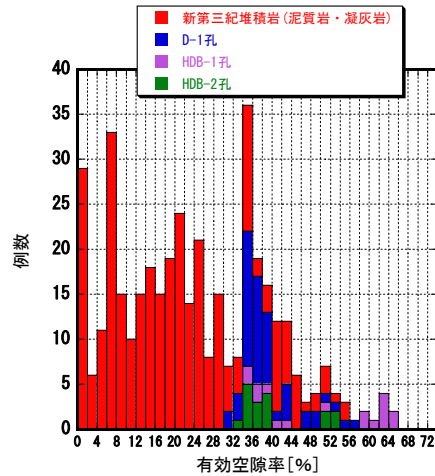
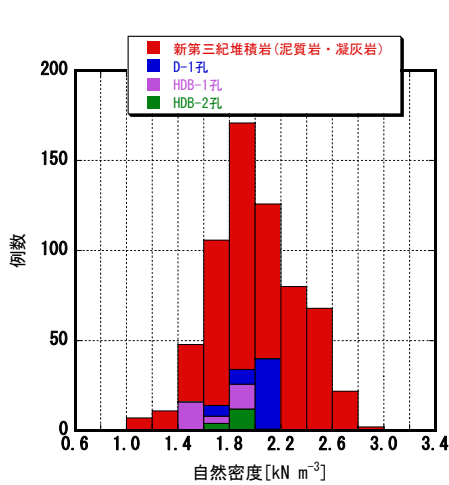


図 4.3.3-13 国内に分布する新第三紀堆積岩（泥質岩・凝灰岩）との比較

② 初期応力測定

②-1 AE 法による応力測定

HDB-1 孔の深度 309.70～310.62 m, HDB-2 孔の深度 297.20～298.00 m から採取した岩石コアを用い, AE 法によって鉛直および水平面内主応力値の測定を試みた。しかし, 結果として幌延地域に分布する堆積岩へ AE 法による応力測定を適用する際に課題が多いことが明らかになった。具体的には, カイザー効果の時間依存性, 原位置応力が一軸圧縮強度に近いと思われること, 空隙率が大きい故の有効応力と全応力の違い (水圧が作用しているか否か) などである。なお, 本試験は供試体が破壊するまで試験を継続しており, 一軸圧縮強度が求められている。その結果から, 水平方向のコアの一軸圧縮強度が鉛直方向の半分から 8 割程度の強度を示すような, いわゆる異方性が存在する可能性が示唆された。

②-2 水圧破碎法による応力測定

本調査は HDB-1, 2 孔での各 2 深度において実施した。結果一覧を表 4.3.3-3 に示す。水平面内最小主応力値に対する最大主応力値の比を算定すると HDB-1 孔から HDB-2 孔を通して 1.25 倍～1.65 倍であった。また, HDB-1 孔における最大主応力方向はほぼ東西であり, 地震のメカニズム解 (森谷, 1999) から推定される本調査領域の最大圧縮軸とおおむね合致するが, HDB-2 孔の結果は N39.6W であり, それとは異なる結果となった。水圧破碎法により原位置応力測定が可能になったことがわかったが, 一方, 東濃において使用していたワイヤーラインによる応力測定システムを泥水中でかつ孔壁が相対的に荒い場合の調査に適用するためには改良を加える必要があることが判明した。このため, 以降の応力測定ではロッド方式による方法を採用している。

また, 図 4.3.3-14 に示す EMI (Electronical Micro Image : 比抵抗壁画像) 検層で得られた孔壁展開画像では, ある方位の孔軸方向に連続的に微細亀裂が発生している結果が得られ, 応力測定時の型取り結果からボアホールブレイクアウトであることを確認した。この現象は, ボーリング孔軸に直交する面内主応力の方向を特定できるとともに応力値も算出できる情報となることから, 泥水中でも孔壁面の状況を観察可能な手法 (EMI 検層など) が少ない測定データを補完する上で重要な調査となる。

表 4.3.3-3 水圧破碎法による初期応力測定結果一覧

ボーリング孔	大曲断層との位置関係	深度 [m]	水平面内最大主応力 [MPa]	水平面内最小主応力 [MPa]	水平面内最大/最小主応力比率	単位体積重量 [g cm ⁻³]	養生土被り圧 [MPa]	最大主応力方位
HDB-1	西側	301.00	11.80	7.23	1.63	1.87	6.99	N83E
		305.00	12.37	9.87	1.25	2.00	11.50	N82.3W
HDB-2	東側	291.30	8.25	5.91	1.40	2.03	5.62	N39.6W
		295.30	13.94	8.43	1.65	1.94	10.21	N0.1W

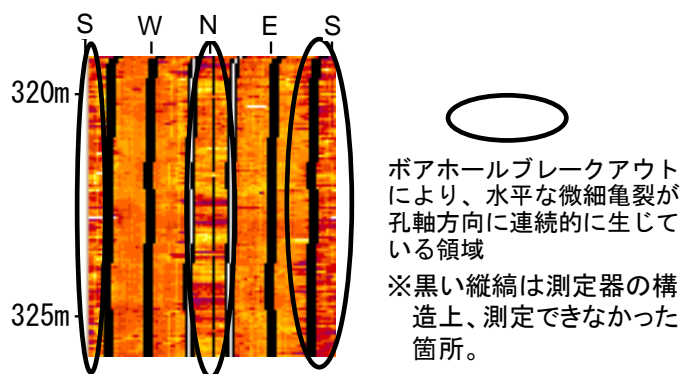


図 4.3.3-14 ボアホールブレイクアウト発生場所の EMI 検層による孔壁画像 (HDB-1 孔)

(c) 概要調査のための基盤技術

この時点では、調査対象である岩盤の諸特性と工学的な観点から一般的に見られる特徴との相違の有無を捉えることが次段階の合理的・効率的な調査計画策定の上で重要である。また、力学的なデータは処分施設などの設計などに反映されることから、建設場所・レイアウトの検討に資することを念頭に置いたデータ取得が必要と考えられる。

これらの意味で、今回実施した坑道径を念頭に置いた最小 50 m ピッチでの室内試験の実施、原位置での応力測定の実施、既往データとの比較の上での標準化された手法の適用などは、他の調査データとの対比を含む対象岩盤の特徴の把握、深度方向の岩盤の諸物性の変化や任意の深度での概略的な空洞安定性評価が可能となる必要十分な量と考えられる。新第三紀堆積岩の応力測定については、原位置測定が不可能な場合も念頭におき、室内試験などから間接的に応力場を推定する手法も今後さらに重要性を増す可能性がある。

(3) 地表からの調査・解析

(i) 地質構造の三次元分布の把握

(a) 目標の設定と調査解析の実施概要

地表からの調査の段階における主な目的は、既存情報を用いた調査によって整理された地質情報に、地表からの調査によって得られる詳細な地質情報を加え、岩盤の地質学的不均質性や物質移動経路に関する地質・地質構造モデルを確認・更新するとともに、地表からの調査手法の適用性を確認・評価することである。本段階においては、地表踏査、ガス調査、反射法地震探査、および AMT 法電磁探査などを実施し、調査結果について検討を行った。

(b) 調査解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

既存情報を用いた調査によって分布が示された増幌層・稚内層・声問層・勇知層・更別層の岩相や岩質に関する地質情報が地表踏査により追加され、各層の地質学的特徴が表 4.3.3-4 のように再整理された。地層境界に関しては、既存情報を用いた調査で整理した結果と整合的な結果が得られている。なお、稚内層と声問層、および声問層と勇知層の地層間には同時異相が生じていることが、研究所設置地区を含む広域の範囲において指摘されているが（福沢，1985；岡・五十嵐，1997 など）、その詳細はまだ十分に確認できていない。

表 4.3.3-4 各層の地質学的特徴（高橋，2005）

地層	岩相	硬度 (f/試)	鉱物組成	珪藻化石	珪藻年代	有機炭素濃度 炭化水素量
更別層	礫岩・砂岩 および泥岩	-	石英(60%程度) 長石類(30%程度) 粘土鉱物(10%以下)	低産出	-	-
勇知層	砂岩	200~350	石英(50~80%) 長石類(10~20%) 粘土鉱物(20%以下)	産出	M. <i>kozumi</i> 帯 (2.7~2.0 Ma)	0.01~0.42 % -
声問層	柱状質泥岩 上部では砂 礫を挟む	300~400	石英(55~70%) オパール(A)(5~13%) 長石類(10~20%) 粘土鉱物(15%以下)	多産	M. <i>kamtshatice</i> 帯 (6.4~3.9/3.5 Ma)	0.40~1.68 % 2.55~3.31 mg g ⁻¹
稚内層	硬質頁岩	400以上	石英(45~80%) オパール(CT)(10~30%) 長石類(10~20%) 粘土鉱物(10%以下)	低~無産出	-	0.57~1.52 % 0.60~1.42 mg g ⁻¹
増幌層	礫岩・砂岩 および泥岩	250~400	石英(40~90%) オパール(CT)(0~50%) 長石類(0~10%) 粘土鉱物(20%以下)	低産出	-	0.42~0.83 % 0.60~0.91 mg g ⁻¹

研究所設置地区およびその周辺の大規模な不連続構造としては、既存情報を用いた調査により大曲断層が推定されている。本断層は主要な物質移動経路として機能している可能性があるため、本段階では本断層の位置や性状を把握するための地表踏査やガス調査などを実施した。

研究所設置地区およびその周辺は露頭条件が悪く、地表踏査によって大曲断層の位置を確認することができなかつた。しかしながら、南方に約 5 km 離れた採石場の露頭において、大曲断層を確認することができた(図 4.3.3-15)。本断層露頭においては、稚内層と声問層の地層境界をなす、幅 10~20 cm 程度の断層角礫 (fault breccia; Sibson, 1977) を伴う断層面と、その断層面沿いに幅約 120 m にわたって発達する幅 1~10 cm 程度の断層角礫あるいは幅 5 mm~3 cm 程度の断層ガウジ (fault gouge; Sibson, 1977) を伴う小断層群が認められた。このような特徴は、本断層が 1 本の破砕帯から構成されるのではなく、複数の小規模な破砕帯からなる断層帯を形成していることを示している。Caine et al. (1996) が指摘するように、断層帯は断層核とダメージゾーンから構成され、断層核は断層ガウジ・カタクレーサイト・マイロナイトなどからなる変位の大半を受け持った部分であり、一方、ダメージゾーンは小断層・割れ目・脈・褶曲などが卓越する断層帯の成長に伴って主に力学的影響を受けた領域であることに従えば、本断層は幅 10~20 cm 程度の断層核と幅 120 m 程度のダメージゾーンからなる断層帯であるといえる。

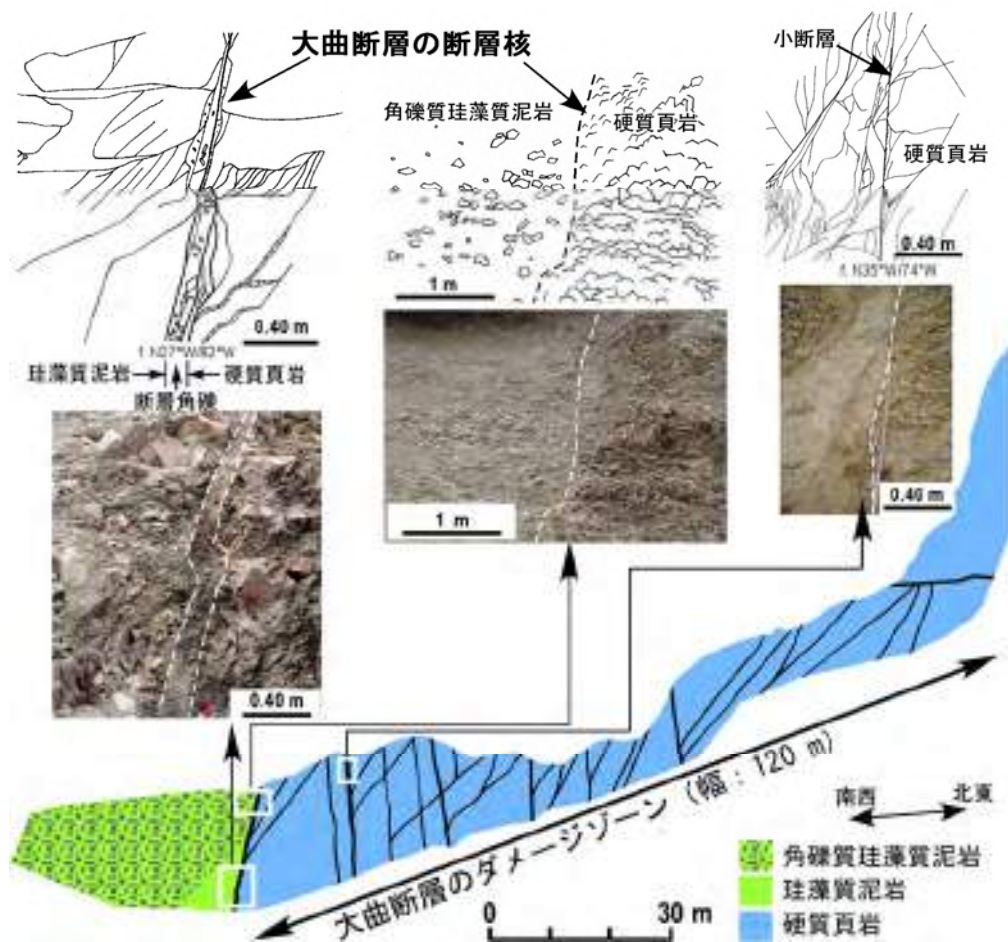


図 4.3.3-15 断層露頭における大曲断層の断層核とその近傍に発達するダメージゾーン (石井・安江, 2005a)

また、既存簡易ボーリングを用いたメタンガス・二酸化炭素の濃度測定の結果、大曲断層推定位置付近において、二酸化炭素の高濃度異常が確認された(図 4.3.3-16)。この高濃度の二酸化炭素は、地下深部の地層中で生成されたメタンガスが断層などの割れ目によって地表まで移動し、地表付近の酸化的な環境下においてメタンガスが酸化して発生したものである可能性が示唆される。



図 4.3.3-16 二酸化炭素濃度の計測結果

さらに、本段階では反射法地震探査や AMT 法電磁探査なども実施したが、その結果からは大曲断層の位置や形状を特定することはできなかった。反射法地震探査によって得られた反射断面は、反射イベントの大部分が不明瞭であり、一方、AMT 法電磁探査によって得られた比抵抗断面は、推定される岩相分布とは大きく異なるものであった。得られた結果から大曲断層の位置や形状を特定するためには、地下深部の地層境界の深度分布や岩盤中の比抵抗差の要因に関する情報が必要である。

大規模な不連続構造と同様に、小断層などの小規模な不連続構造も物質移動経路として機能している可能性があるため、その分布や性状を把握することも重要である。小規模な不連続構造の発達状況を把握するために地表踏査を行った結果、岩盤中には節理や小断層が多数存在することが確認された。

節理は、節理面に羽毛状構造が認められ、三谷ほか（1971）によれば、褶曲軸に平行なものが多く、軸部付近で特に発達するとされるが、その詳細はまだ確認できてはいない。一方、小断層は層理面に高角に交わる小断層と層理面にほぼ平行な小断層が認められ、両タイプとも、断層岩の挟在や割れ目面上に条線・破断ステップ・鏡肌などが観察される（図 4.3.3-17）。層理面に高角な小断層は横ずれ成分に富むもので、雁行配列を成して密集する傾向がある。一方、層理面にほぼ平行な断層はそのすべり方向が褶曲軸の方向にほぼ直交しており、曲げすべり褶曲の形成に伴って形成される層面断層の特徴を有す。

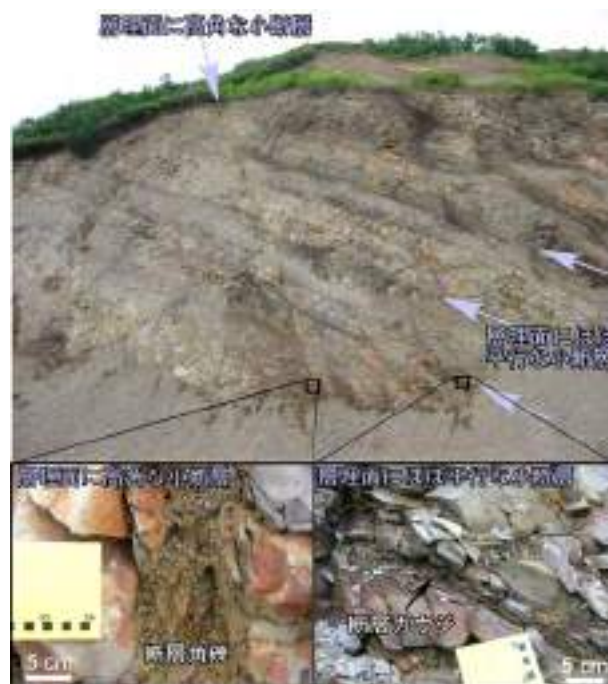


図 4.3.3-17 層理面に高角な小断層とほぼ平行な小断層

断層の方向性・変位センス・変位量について整理すると、岩盤中には少なくとも4タイプ（タイプ1～4）の断層が存在すると考えられる（表 4.3.3-5、図 4.3.3-18）。タイプ1は、100 m オーダーの変位量を有する縦ずれ優勢の断層であり、大曲断層の断層核に相当する。タイプ2は、タイプ1 近傍に発達する縦ずれ優勢の小断層であり、大曲断層のダメージゾーン中に発達する小断層に相当する。タイプ3は層理面と高角に交差する横ずれ優勢の小断層である。タイプ4は層面断層である。タイプ3・タイプ4の形成過程については、(1) タイプ3が一部でタイプ4に切られるものの大部分ではタイプ4を切ること、(2) 両タイプとも小断層解析（山路，1999）によって検出される応力がほぼ一致し、東西圧縮を示すこと、(3) 層理面は弱線として機能しやすいことから、褶曲軸の直交方向である東西方向の圧縮場の下、タイプ4が褶曲運動の開始とともに形成され始め、その後、タイプ3も形成され始めたと考えられる（石井・安江，2005b）。

本段階においては、主に地表踏査を行ったことにより研究所設置地区周辺における各地層の地質学的特徴（岩相など）や不連続構造の概略的な特徴が把握でき、その情報に基づいて簡略な地質構造概念モデルを構築することができた。また、ガス調査が断層位置の特定に有効な調査手法として活用できる可能性が示された。反射法地震探査や AMT 法電磁探査については、反射イベントの連続性や岩盤比抵抗の分布の概要を把握することができたものの、大曲断層の位置や形状の特定には至らず、地下深部の地層境界深度や岩盤中の比抵抗差の要因に関する情報を取得することが課題として残された。

表 4.3.3-5 方向性・変位センス・変位量の特徴に基づく断層の分類（石井・安江，2005b）

		タイプ1	タイプ2	タイプ3	タイプ4
方向性	層理面との関係	高角に交差	高角に交差	高角に交差	ほぼ平行
	褶曲軸との関係	ほぼ平行	平行～斜交	斜交（～直交）	ほぼ平行
変位センス		縦ずれ優勢	縦ずれ優勢	横ずれ優勢	縦ずれ優勢
変位量		10 mオーダー以上	0～10 mオーダー？	0～10 mオーダー	0～1 cmオーダー
備考		大曲断層の断層核	大曲断層のダメージゾーン	密集して分布する傾向有り	層面断層

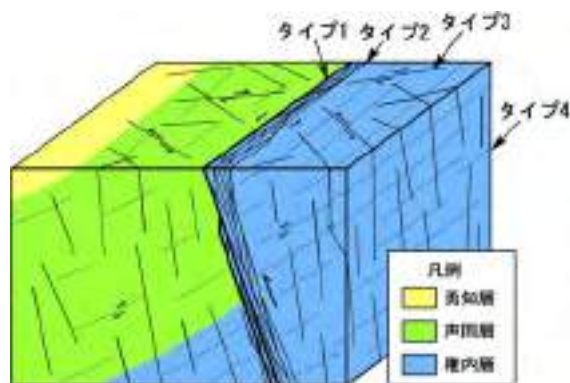


図 4.3.3-18 簡略な地質構造概念モデル（石井・安江，2005b）
 （断層のタイプについては、表 4.3.3-5 の分類に基づく）

(c) 概要調査のための基盤技術

地表からの調査・解析の段階においては、主に地表踏査を実施することにより、地層あるいは不連続構造の分布や地質学的特徴を概略的に把握することができ、調査地域の地質構造概念モデルの構築に必要な情報を得ることができる。また、調査地域が反射イベントの明瞭に表れる地域や岩盤中の比抵抗差の要因が既知の地域であれば、反射法地震探査や AMT 法電磁探査などの物理探査を実施することにより、地層や大規模な不連続構造の分布を把握することができると考えられる。

(ii) 地下水の流動特性の把握**(a) 目標の設定と調査解析の実施概要**

地表からの調査・解析段階では、動水勾配分布に影響を与えている地下水位分布および岩盤への地下水涵養量を把握することを目標として表層水理調査を実施している（図 4.3.3-19、図 4.3.3-20）。ここで得られる情報は、ボーリング孔を利用した調査・解析段階以降で実施される地下水流動解析の上部境界条件として重要な要素となる。特に地下水涵養量の把握にあたっては、地下水位や土壤水分を用いる直接的な手法（地下水工学的な手法）と、水収支法を用いた間接的手法（水文学的手法）の両者を用いて、総合的に評価していくことが重要である。

地下水工学的な手法としては、研究所設置地区およびその周辺の浅層ボーリング数十箇所で地下水位を定期的に測定し、表層部の地下水位変動を観測している。また、研究所用地内では 2004（平成 16）年 12 月から表層部不飽和帯の土壤水分深度分布の変動観測を開始し、発散ゼロフラックス面法（日本地下水学会編，2001）を適用して地下水涵養量を算出可能な体制を整えている（池田ほか，2005）。

一方、水文学的手法としては、研究所設置地区の周辺流域を対象として水収支法により地下水涵養量の推定を行っている。ここでは、地下水工学的な手法による観測体制が整って間もないことから水収支法により地下水涵養量を試算した結果を示す。

(b) 調査解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

水収支法により岩盤への地下水涵養量を推定する手法は、対象流域における降水量から蒸発散量、河川流出高および貯留量変化を除いて地下水涵養量を求めようとする方法で、以下の式（4.3.3-1）で示される。

$$G(\text{地下水涵養量}) = P(\text{降水量}) - E(\text{蒸発散量}) - R(\text{河川流出高}) - \Delta S(\text{貯留量変化}) \quad (4.3.3-1)$$

式中の貯留量変化には、土壤水分貯留および地下水貯留の変化量が含まれ、水収支を議論するうえで重要な要素のひとつである。これらの貯留は水収支期間の始めと終わりの地下水面の位置に依存する（日本地下水学会編，2001）。ここでは、地下水位が比較的安定していると予想される渇水期を区切りとした一水文単位（1 年間）で水収支を算定することにより、便宜上、土壤水分および地下水の貯留量変化を考慮しないこととした。また、幌延のような積雪寒冷地においては、式中の貯留量変化には冬季の降水が積雪として地表に貯留される変化量も含まれる。積雪貯留の変化量は、積雪・融雪期を挟む一水文単位（1 年間）の観測データを用いることで無視することができる。以上のことから積雪寒冷地における水収支法による岩盤への地下水涵養量の算出にあたっては、積雪・融雪期を除く渇水期（ここでは 8 月とした）を区切りとする一水文単位（1 年間）で水収支を算定することで貯留量変化の影響を最小限にすることができる。

ここでは、水収支法により岩盤への地下水涵養量を算出することを目的として、降水量、蒸発散量、河川流出高を求めるために実施している気象観測、河川流量観測について述べ、これらの観測結果から岩盤への地下水涵養量を試算した結果について示す。

① 気象観測（降水量・蒸発散量）

降雨量および蒸発散量については、研究所設置地区の牧草地に北進気象観測所を新設し、2003（平成 15）年 8 月から降雨量および蒸発散量の算定に必要な気象要素の観測を実施している（図 4.3.3-21）。また、草地とともに流域の大半をしめる広葉樹林からの蒸発散量の推定を行うためにシラカバ林に観測タワーを設置して 2004（平成 16）年 11 月より観測を開始している（図 4.3.3-20 中、北進蒸発散量観測タワー）。

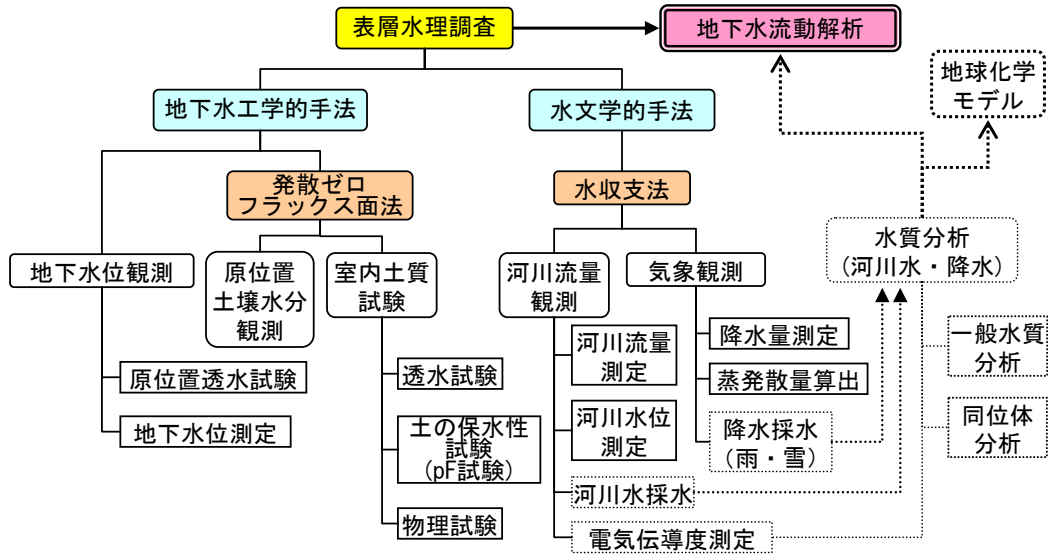


図 4.3.3-19 表層水理調査の体系

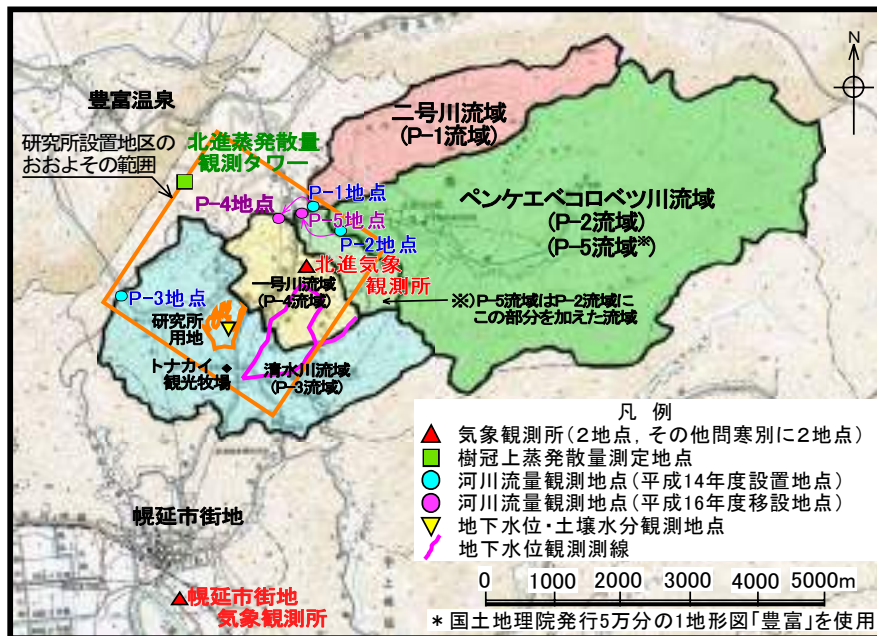


図 4.3.3-20 表層水理調査位置図

② 河川流量観測

2002 (平成 14) 年 7 月に研究所設置地区が北進地区に決定したことを受け、図 4.3.3-20 に示した P-1, P-2, P-3 の 3 流域を選定し河川流量観測を 2002 (平成 14) 年 10 月から開始した (中野・小林, 2003)。なお、2004 (平成 16) 年 11 月からは研究所設置地区を包括する P-3, P-4, P-5 の 3 流域での観測に変更している。河川流量の観測方法は、降雨時・融雪時の流量が大きくなることや、魚の溯上などに配慮して自然流路に水圧式水位計を設置し、観測水位を水位流量 (H-Q) 曲線で換算して連続的に算出する方法とした。河川流量観測システムの概要図を図 4.3.3-22 に示す。また、厳冬期には河川が結氷し管路流になり水位流量 (H-Q) 曲線が適用できないため、回転式流速計を用いた流量観測 (実測) を行い、結氷河川の流量を求めている ((独) 土木研究所, 2002)。河川流量観測結果の一例を図 4.3.3-23 に示す。

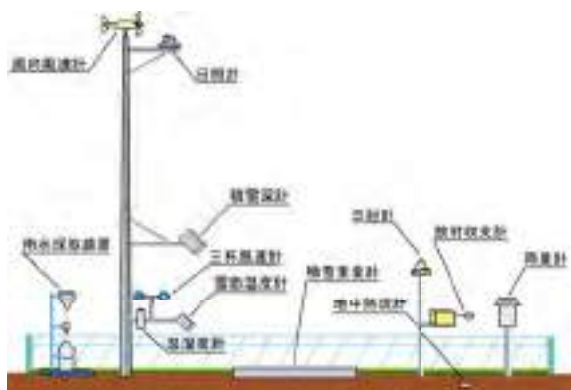


図 4.3.3-21 北進気象観測所模式図

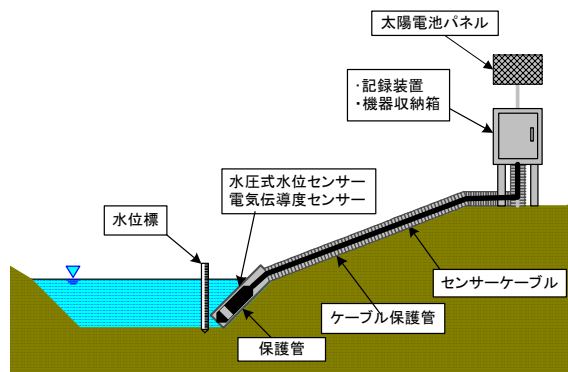


図 4.3.3-22 河川流量観測システム模式図

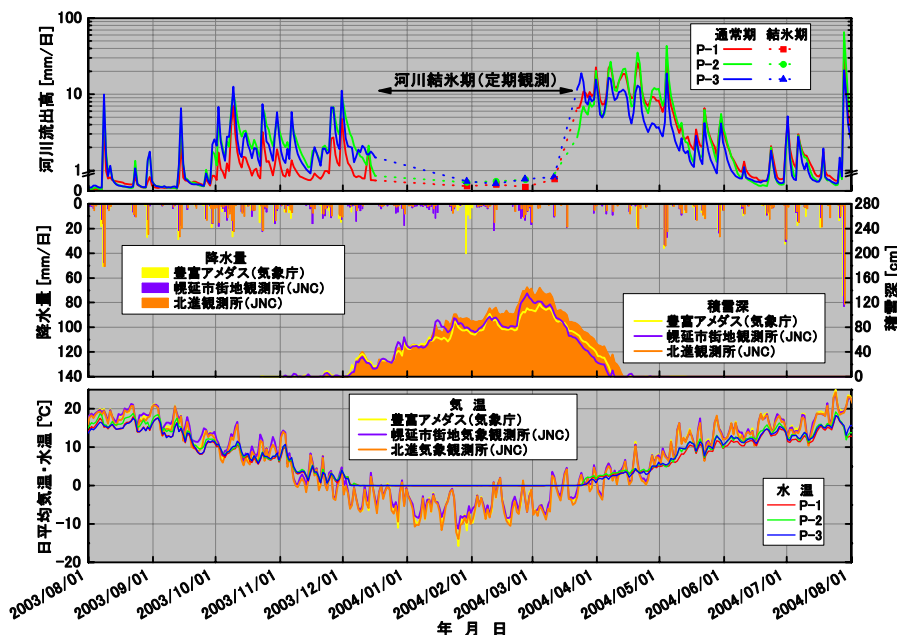


図 4.3.3-23 気象観測および河川流量観測結果の一例

③ 地下水涵養量の推定

図 4.3.3-23 に示した 2003 (平成 15) 年 8 月から 2004 (平成 16) 年 7 月までの 1 年間の河川流量観測および気象観測の結果を用いて、研究所設置地区周辺流域の地下水涵養量を試算した (瀬尾ほか, 2005)。

③-1 降水量

北進気象観測所における降水量の観測結果を図 4.3.3-24 に示す。積雪相当水量は、通常用いられている雨量計による観測では雪の捕捉率が低く過小評価となることが知られていることから、北進気象観測所にはメタルウェファース式積雪重量計を設置している (木村, 1983 ; 横山ほか, 2003)。この結果、積雪期の雨量計で求めた降水量 (約 180 mm) は、積雪重量計から換算した降水量 (約 700 mm) の 1/4 程度にとどまっていることがわかった。そのため、非積雪期は雨量計による降水量を、また積雪期は積雪重量から換算した降水量を採用することとした。この結果、当該 1 年間の降水量の合計は約 1,620 mm と推定された。

③-2 蒸発散量

研究所設置地区およびその周辺の流域特性として、積雪寒冷地かつ牧草地と森林が混在していることが挙げられる。このような流域における蒸発散量推定手法の適用性について検

討した(宮原ほか, 2004)。その結果, 牧草地にはペンマン法(非積雪期)およびバルク法(積雪期)の適用性が高く, また広葉樹林へは年間を通して傾度法およびボーエン比熱収支法の適用性が高いことがわかった。このことから, 牧草地である北進気象観測所における観測結果から, 非積雪期にはペンマン法を, 積雪期にはバルク法を用いて蒸発散量を算出した(図4.3.3-25)。この結果, 当該1年間の蒸発散量の合計は約420mmと算定された。

③-3 河川流出高

河川流出高とは河川流量を流域面積で除した値で, 降水量と直接対比できる河川流出の特性値である。当該1年間の流出高はP-1, P-2, P-3流域で各々約970mm, 1,220mm, 860mmとなり, 流域面積(P-1: 4.4km², P-2: 19.7km², P-3: 7.6km², 合計31.7km²)を考慮した流出高の加重平均は約1,100mmであった(図4.3.3-26)。

③-4 地下水涵養量

研究所設置地区周辺流域の地下水涵養量を算出した。この結果, 当該1年間の地下水涵養量はP-1, P-2, P-3の各流域で約230mm, -20mm, 340mmとなり, P-1, P-3流域は涵養域, P-2流域は絶対値は小さいものの流出域となった。また, これら流域全体の地下水涵養量は約100mmと試算された(図4.3.3-27)。

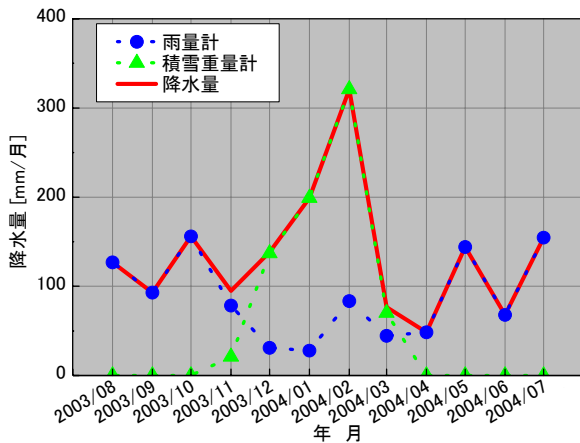


図 4.3.3-24 降水量測定結果(北進観測所)

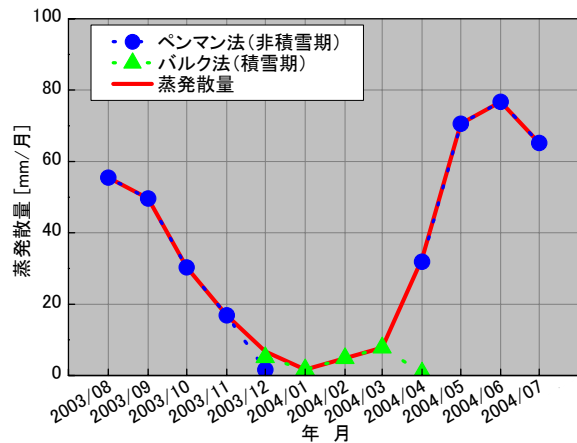


図 4.3.3-25 蒸発散量算出結果(北進観測所)

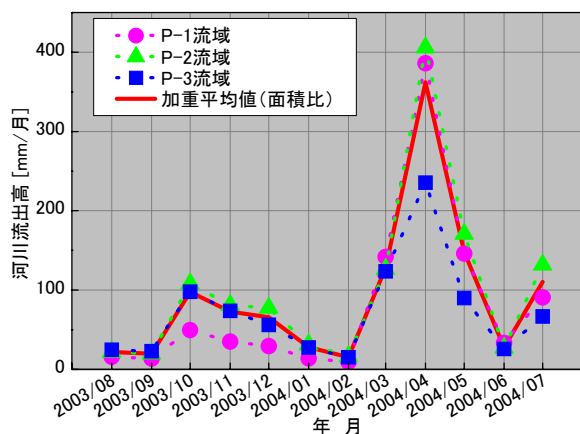


図 4.3.3-26 河川流出高算出結果

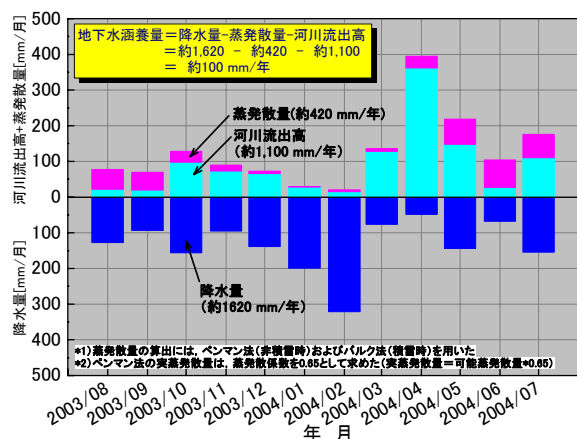


図 4.3.3-27 地下水涵養量算出結果

(c) 概要調査のための基盤技術

積雪寒冷地における水収支法の適用に際して, 以下の技術的知見を得ることができた。

- ・積雪寒冷地における降水量の評価にあたっては、積雪相当水量の正確な把握が涵養量算出の際に大きく影響してくるため、メタルウェファース式積雪重量計などを用いて精度向上を図ることは極めて有用である。
- ・蒸発散量の算出にあたっては、気象条件や流域の植生に応じた適切な算出手法を用いることが重要であり、それらを考慮した気象観測設備の整備を行う必要がある。
- ・自然河川における河川流量の評価にあたっては、雪解け時や大雨の後などの水位変動が大きいことや河川形状の変動があることから河川流量観測（実測）を定期的に行い、水位流量（H-Q）曲線を適宜修正して水位の連続データから換算して求める河川流量の精度向上に努めることが重要である。
- ・冬期の結氷河川は管路流になることから連続データの取得が困難であるため、河川流量観測の頻度を上げることも必要である。

表層水理調査の各種観測については、継続してデータを蓄積していくことが最も基本的な重要事項であり、これらのデータから得られる諸条件を地下水流動解析に反映していくことが望まれる。

(iii) 地球化学特性

(a) 目標の設定と調査解析の実施概要

河川水や降水、浅層地下水のような表層水に関する地球化学特性を把握することは、地表から地下深部へ涵養する表層水の初期情報となりえる。例えば、表層から地下へ連続したパスが存在する場合においては、短時間で表層水が地下深部まで涵養することが予想されることからその地球化学的データが重要な初期情報となる（地下水の年代など）。さらに、幌延地域においては、夏季と冬季における温度差が大きいため酸素や水素同位体比の季節変動や、河川水の水量が大きく変動することにより溶存成分濃度が変化することが予想される。

以上より、表層水の地球化学特性を把握するために降水や河川水に関するデータを取得する調査を実施した。

(b) 調査解析の結果概要・評価により得られた技術的知見

表層水の地球化学特性調査については、年間を通じて定期的実施している表層水理調査とあわせて河川水や降水を採水し、それらの化学分析および、酸素・水素安定同位体比の分析を実施（大内ほか、2003；下茂ほか、2005）し、降水や河川水の地球化学特性の季節変動について検討を行った（図 4.3.3-28、図 4.3.3-29）。その結果、河川水と降水の両者とも化学組成に季節変化が認められた。

このような水質の季節変化は、本地域の河川は冬季に凍結し、その流量が極端に減少する一方、融雪期には河川の流量が増加することなど、河川流量の変化により生じている可能性がある。また、降水の水質の変化については、風向が海側からと内陸側からとの違いにより生じている可能性がある。

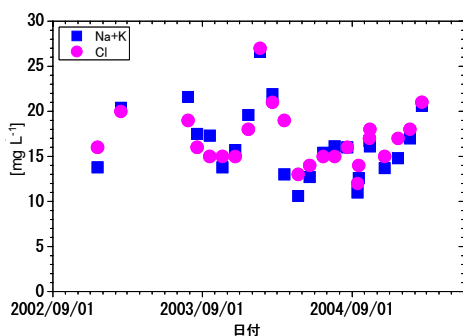


図 4.3.3-28 河川水の変化

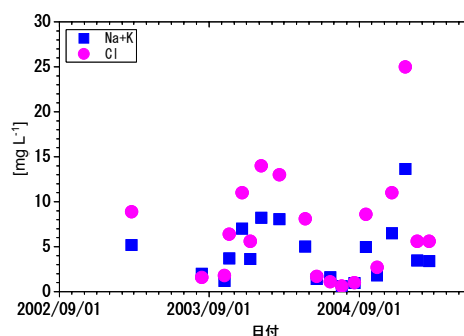


図 4.3.3-29 HDB-4 孔付近での降水の化学組成変化

表層から涵養する降水の影響の程度を把握するために、表層水の酸素・水素同位体比分布（寺本，2003）を測定した。表層における酸素・水素同位体比は、標高や気温によりその同位体比が変化すると考えられていることから、幌延町全域の河川水、表層水（深度約 50 m 以浅）を採取し（図 4.3.3-30）、その特徴を把握した（図 4.3.3-31）。

その結果、本地域の表層の河川および浅層地下水の酸素・水素同位対比は、天水線上もしくは、その周辺にプロットされることから降水の影響を大きく受けたものであると考えられる。また、幌延町全域において採水した河川水の酸素・水素同位体比がほぼ同じ位置にプロットされる。

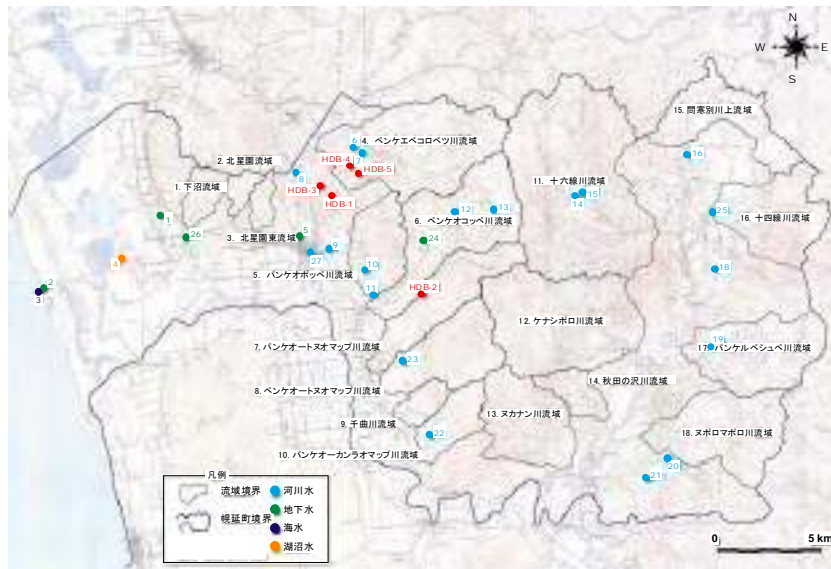


図 4.3.3-30 深層地下水および河川水の採水位置
 (国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「稚味内」「天塩」「雄信内」「上猿払」「敏音知」使用)

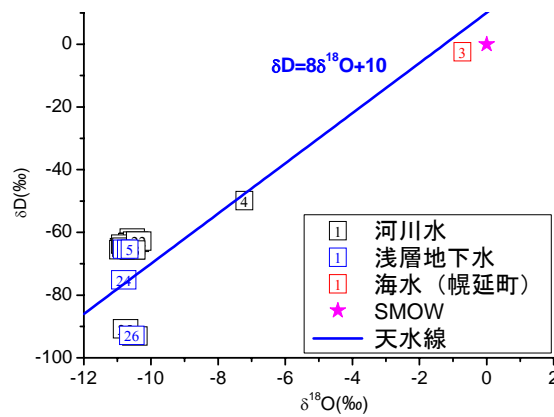


図 4.3.3-31 表層水の酸素・水素同位体比

(c) 概要調査のための基盤技術

表層水の水質に関する情報は、その地域の地下水水質形成プロセスを検討するための情報となる。例えば、本地域のように地下深部に塩水系地下水が存在する場では、混合が重要なプロセスの一つと考えられ、表層水が端成分の一つとなる可能性がある。したがって、降水、河川水、浅層地下水の水質分布を把握することは、地下水水質形成プロセスを把握するためには、重要になると考えられる。また、降水などの表層水を継続的に調査することにより、地下深部に涵養する地下水の水質の幅に関する情報を取得できると考えられる。

また、表層水の地球化学特性の変化は、表層水理調査と非常に関係していると考えられることから、表層水理調査で取得される河川流量や風向、降水量などの気象データと組合せることが重要である。

(4) ボーリング孔を利用した調査・解析

(i) 地質構造の三次元分布の把握

(a) 目標の設定と調査解析の実施概要

ボーリング孔を利用した調査の段階における主な目的は、地表からの調査によって推定された岩盤の地質学的不均質性や物質移動経路に関する地質・地質構造モデルの確認・更新を行うとともに、ボーリング孔を利用した調査手法の適用性を確認・評価することである。本段階においては、地表踏査およびボーリング調査を主に実施し、これらの結果と既存の結果を合わせた総合的な検討を行った。

(b) 調査解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

本段階で得られた各地層の岩相の情報は、地表からの調査で得られた結果とほぼ整合的であった。一方、本段階ではボーリングコア中に多くのテフラ層の挟在を確認することができ、幌延町内における地域間の層序対比に有効な情報を取得することができた。テフラ層の調査を行なった地表ルートならびにボーリング孔を図 4.3.3-32 に示す。テフラ層の対比は、挟在層準・岩相・鉱物組成・火山ガラス形状・火山ガラス屈折率・火山ガラス化学組成・全岩化学組成・フィッシュトラック年代の情報を用いて行った。対比されたテフラ層準により、町内における地域間の層序対比や地層間の同時異相関係を確認することができた（図 4.3.3-33）。

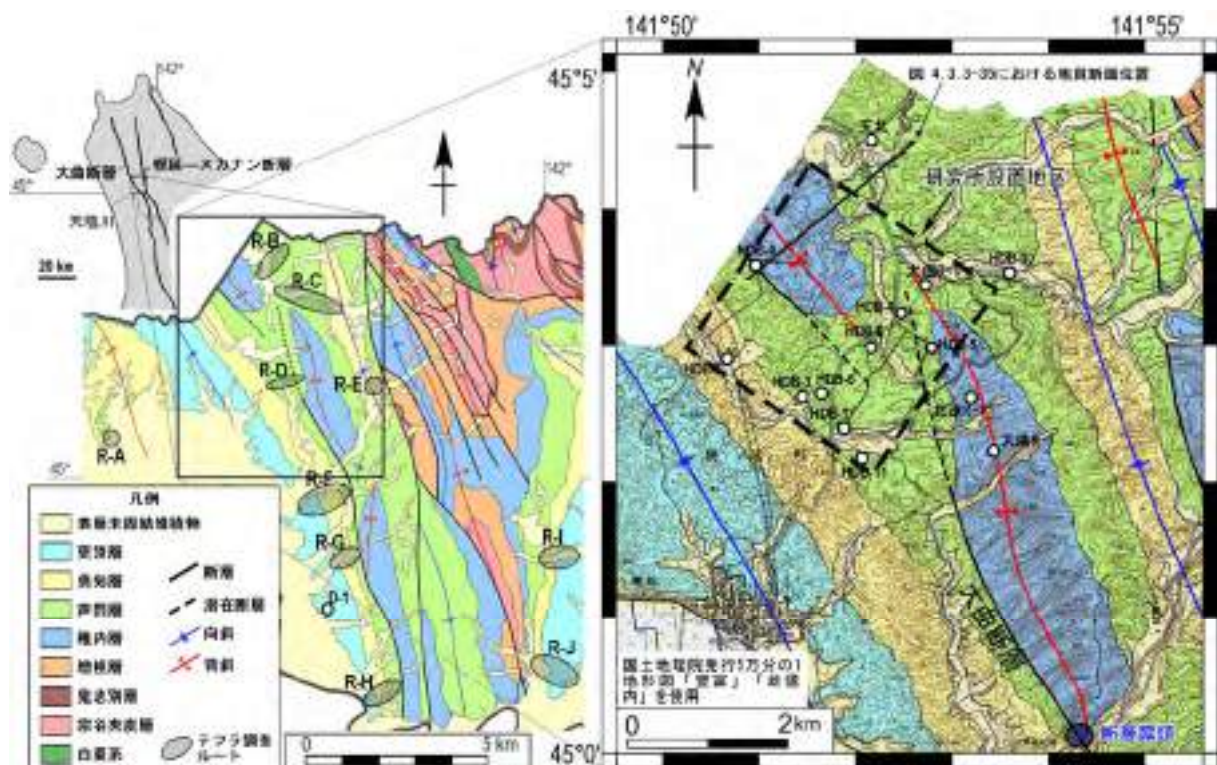


図 4.3.3-32 広域テフラ層の調査ルートおよびボーリング孔の位置

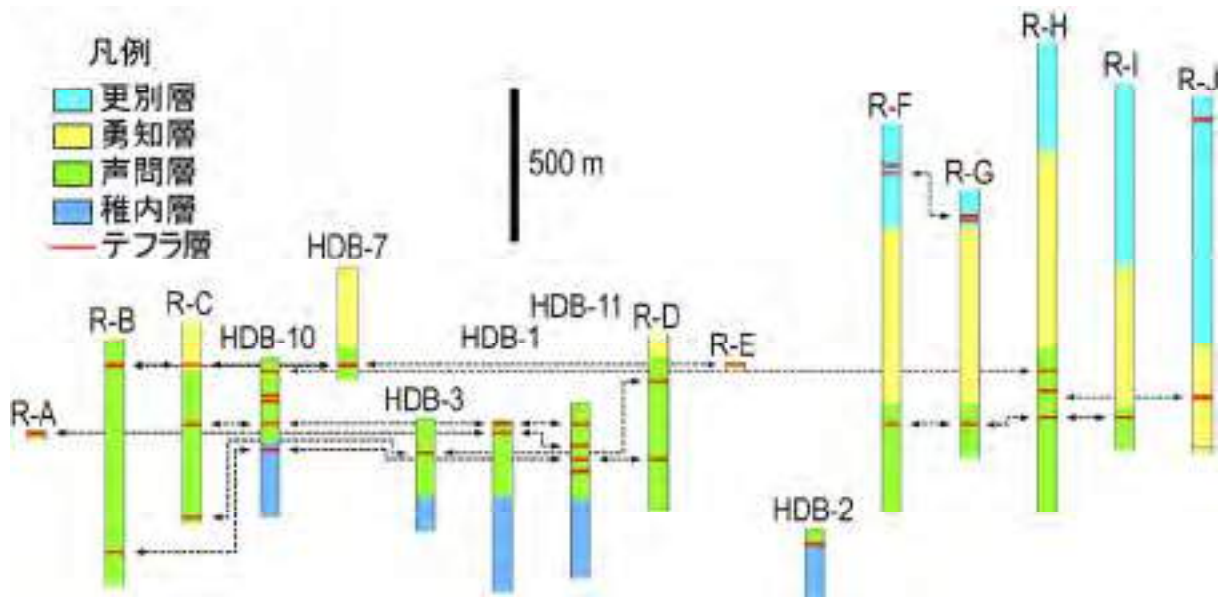


図 4.3.3-33 幌延町内のテフラ層の柱状対比図 (石井・安江, 2005c)

対比されたテフラ層の情報と、これまでに実施した地表踏査やボーリング調査の結果から、研究所設置地区における層序は図 4.3.3-34 のように整理することができる。地質年代に関しては、テフラ層のフィッシュトラック年代と微化石の産出年代に若干の差異があるため、今後は珪藻骸の再堆積の可能性など、両者間の年代値の不一致について検討する必要がある。

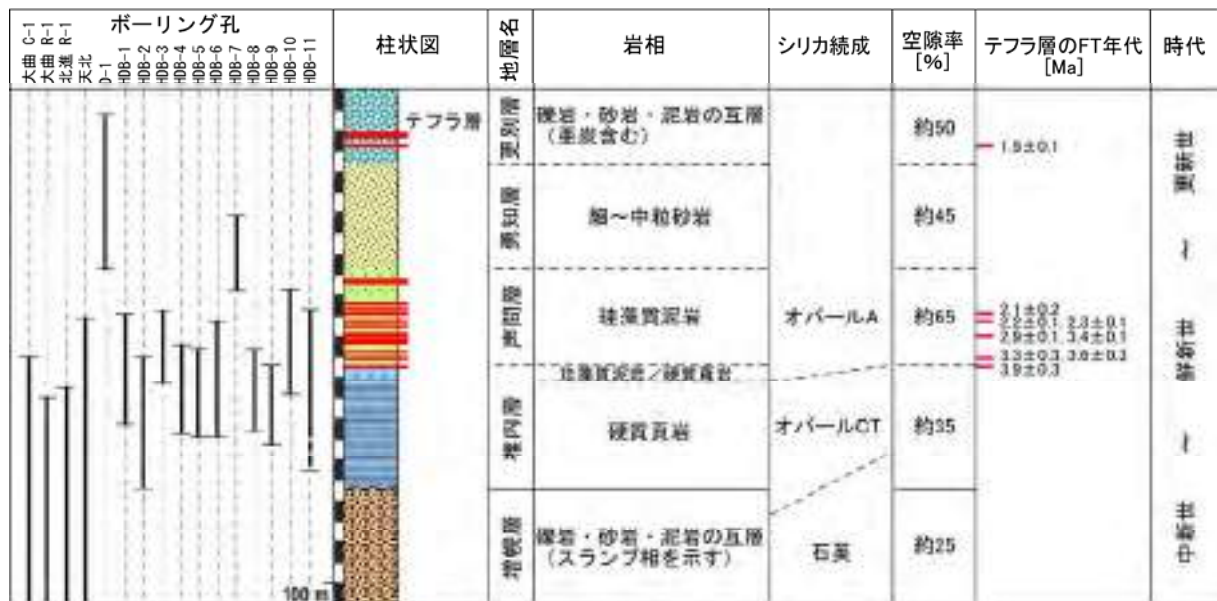


図 4.3.3-34 研究所設置地区周辺の総合地質柱状図 (石井・安江, 2005c)

移動経路として重要な不連続構造のうち、大規模な不連続構造に関して、図 4.3.3-35 に示すような研究所設置地区およびその周辺における大曲断層の三次元分布を推定することができた。この推定は、前段階の反射法地震探査および AMT 法電磁探査の結果に、本段階で得られた地下深部の地層境界の深度分布および岩盤中の比抵抗差の要因に関する情報を加えて再検討した結果と、ボーリング孔の割れ目調査や断層露頭の断層記載などの結果を総合的に解釈した結果である。

岩盤中の比抵抗と間隙水の塩化物イオン濃度の関係から、比抵抗断面で認められる「高比

「高比抵抗ゾーン」は淡水系地下水が地下深部まで浸透している領域であると考えられ、その「高比抵抗ゾーン」の分布から大曲断層の三次元分布が推定された。大曲断層は研究所設置地区およびその周辺において、地表部ではオーバーステップし、地下では収斂する形態をなすと推定される（石井・安江，2005a）。推定された大曲断層の位置は、前段階のガス調査で認められた二酸化炭素のガス徴の位置とほぼ一致しており（図 4.3.3-35）、断層位置の特定にガス調査が有効性である可能性が高いことが示された。

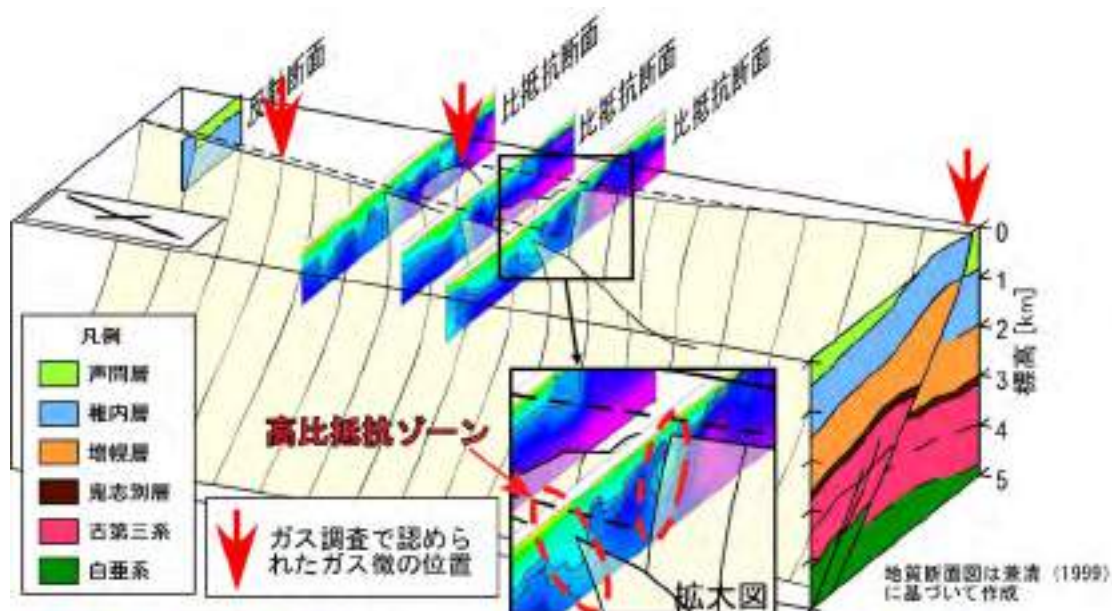


図 4.3.3-35 推定される大曲断層の三次元分布（石井・安江，2005a に加筆）

一方、小規模な不連続構造に関しては、タイプ 3 およびタイプ 4 がボーリング孔においても認められること、また前段階と同様にタイプ 3 が密集して分布する傾向があることが確認された（図 4.3.3-36）。本段階では、タイプ 3 が EMI 検層で 3 本/10 m 以上の密度で分布し、なおかつそれらのタイプ 3 の中に断層岩を挟在するものが認められるゾーンを割れ目帯と呼ぶこととした。稚内層中の割れ目帯の透水係数は、原位置透水試験の結果から、周囲の岩盤に比べて 1~4 オーダー以上高いことが確認されている（核燃料サイクル開発機構，2004b）。

前段階までに得られている地層境界と大曲断層の情報に、本段階で得られた地層境界の深度と推定された大曲断層の三次元分布の情報を加えて、調査地域の地質構造モデルを構築した（図 4.3.3-37 左上および左下）。

また、割れ目帯の方向性などの情報はボーリング孔のデータを用いて推定し（表 4.3.3-6）、割れ目帯の分布は統計論的手法により推定した（図 4.3.3-37 右上）。割れ目帯の方向性を決めるにあたっては、割れ目帯中のもっとも割れ目密度の高い部分に分布する、断層岩を有すタイプ 3 の方向性で代表できるものと仮定した。割れ目帯の長さを決めるにあたっては、Vermilye and Scholtz (1998) の割れ目帯の長さとの関係式が適用できるものと仮定して、ボーリング調査で確認できる割れ目帯の幅から算出した（表 4.3.3-6）。割れ目帯の分布密度を決めるにあたっては、ボーリング孔と交差する割れ目帯の数から次元密度を算出し、その密度で割れ目帯が岩盤中に一様に分布するものと仮定した。岩盤中に推定される割れ目帯は透水性ゾーンとして機能している可能性が高いため、割れ目帯を考慮した地質構造モデルの構築も試みた（図 4.3.3-37 右下）。

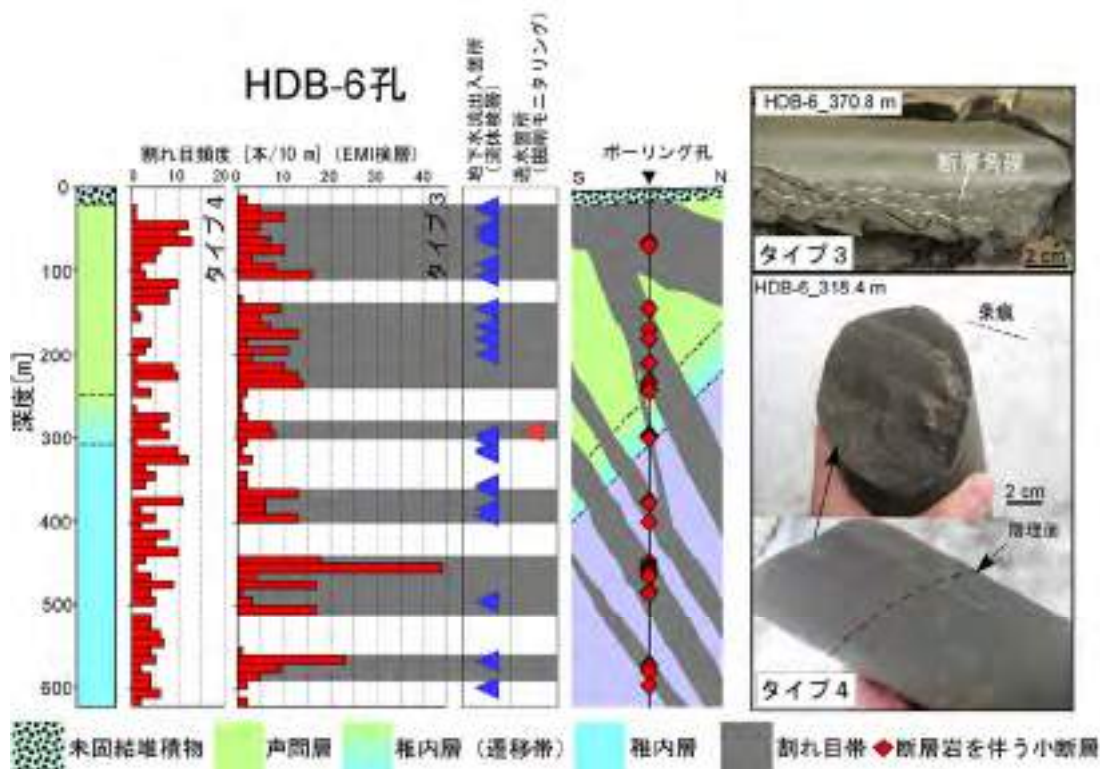


図 4.3.3-36 ボーリング孔で認められるタイプ3およびタイプ4の分布 (石井・安江, 2005b に加筆)

前段階で実施した反射法地震探査および AMT 法電磁探査の結果に、本段階で実施したボーリング調査の結果を加えたことにより、研究所設置地区およびその周辺の大曲断層の三次元分布や、タイプ3の分布特性や水理特性に関する新たな知見を得ることができた。また、「塩水系」と「淡水系」の2種類の地層水が存在し、顕著な岩相変化を示さない均質な岩相を呈す新第三紀の堆積岩においては、電磁探査と他の調査手法（例えば地震探査）を組み合わせた調査が、断層帯の位置や水理特性などの検討に有効であることが示された。さらに、ガス調査は断層位置の推定に有効である可能性が高いことが確認された。割れ目帯の水理特性に加え、その物質移動特性や岩盤力学特性の評価については、ボーリング孔のデータなどを用いたさらなる検討が必要である。

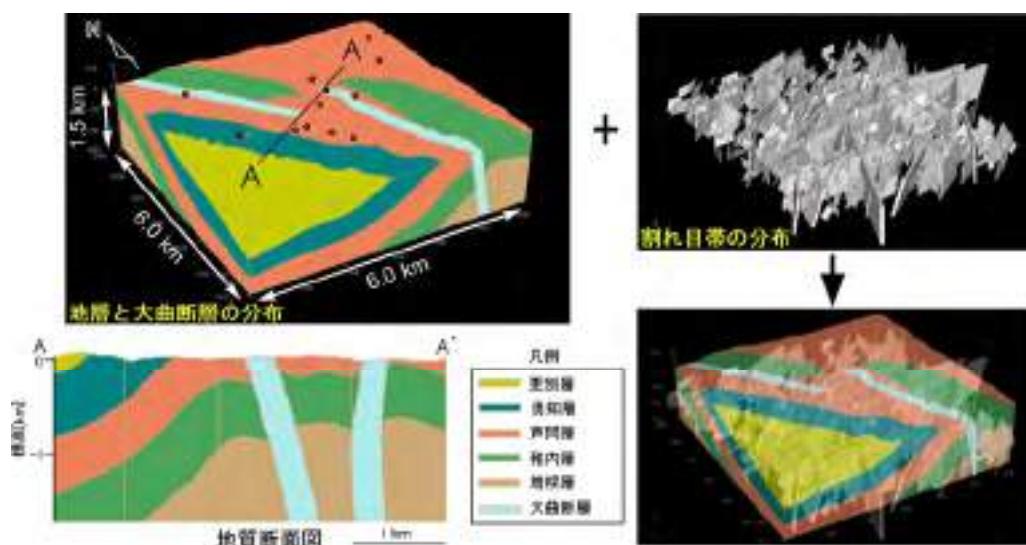


図 4.3.3-37 地質構造のモデル化 (石井・安江, 2005b)

表 4.3.3-6 ボーリング孔のデータを用いて推定された割れ目帯（石井・安江，2005b）

	上端標高[m]	下端標高[m]	傾斜方位[度]	傾斜角[度]	幅[m]	長さ[km]
HDB-1	-160.90	-230.90	344	63	32	0.7
	-360.90	-490.90	12	64	57	1.2
	-520.90	-570.90	296	64	22	0.5
HDB-3	8.19	-131.81	356	58	74	1.5
	-261.81	-371.81	322	60	55	1.2
	-391.81	-411.81	282	60	10	0.3
HDB-4	13.61	-66.39	334	78	17	0.4
	-86.39	-256.39	198	61	81	1.6
	-286.39	-316.39	336	56	17	0.4
	-316.39	-446.39	278	49	85	1.7
HDB-5	16.77	-43.23	4	74	17	0.4
	-53.23	-93.23	12	64	18	0.4
	-103.23	-123.23	355	71	7	0.2
	-153.23	-163.23	9	52	6	0.2
	-203.23	-243.23	163	77	9	0.2
	-253.23	-323.23	328	75	18	0.4
	-353.23	-393.23	350	58	21	0.5
HDB-6	40.21	-49.79	355	24	82	1.6
	-79.79	-179.79	343	67	39	0.9
	-219.79	-239.79	305	83	2	0.1
	-299.79	-339.79	355	67	16	0.4
	-379.79	-449.79	349	60	35	0.8
	-499.79	-539.79	347	55	23	0.5
HDB-8	50.05	-9.95	309	46	42	0.9
	-29.95	-39.95	318	65	4	0.1
	-79.95	-139.95	350	49	39	0.9
	-239.95	-249.95	13	56	6	0.2

(c) 概要調査のための基盤技術

ボーリング孔を利用した調査・解析の段階においては，ボーリング調査から得られる情報を，既存の地表踏査や物理探査の結果と合わせて総合的に検討・解釈することにより，地層や断層の三次元分布など，地質構造モデルの構築に必要な情報を得ることができる。さらに総合的な検討・解釈を行うためには，既存の地表踏査や物理探査の結果に応じて，ボーリング孔の掘削位置を決定することが望まれる。

(ii) 地下水の流動特性の把握

(a) 目標の設定と調査解析の実施概要

ボーリング孔を利用した調査・解析段階での水理に関する調査の目的は，モデル化を通じて，研究所設置地区およびその周辺の地下水流動特性を把握すること，地下施設建設に伴う水理地質環境の変化を予測すること，および第2段階以降における効率的・体系的な調査の進め方を提示することである。さらに，調査の進展に伴うモデルの更新とその不確実性低減の具体例を提示することは，安全評価技術の適用性の検討において重要である。

浅層地下水流動を対象とした表層水理調査に加えて，深層地下水流動を対象として，研究所設置地区において実施されたボーリング孔を利用した，水理試験，フローメータ検層，ボーリングコアを利用した室内透水試験，水圧の長期モニタリング装置の設置などの調査・観測を実施した（核燃料サイクル開発機構，2003a，2004b）。これらの調査結果を踏まえ，広域スケール領域（図 4.3.3-38）を対象とした水理地質構造モデル構築および地下水流動解析を実施した。また，地下水流動解析に併せて，塩化物イオンの移流分散解析を実施し，塩化物イオン濃度の実測値との比較により地下水流動解析の検証を試みた。また，構築した水理地質構造モデルを用いて，地下施設建設に伴う水位低下の予備解析を実施した（今井ほか，2004；操上ほか，2005a）。



図 4.3.3-38 広域スケールの解析領域
(国土地理院発行の 20 万分の 1 地勢図 (天塩, 枝幸) に加筆)

(b) 調査解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

原位置水理試験で得られた透水係数を深度ごとにプロットした結果を図 4.3.3-39 に示す。図から、透水係数は勇知層、声問層では比較的ばらつきが小さいのに対し、稚内層では $10^{-11} \sim 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ オーダーと大きな幅があることがわかった。同図には各地層の透水係数の対数の、深度に対する比例関係を仮定したときの最小二乗近似線も示した。声問層ではやや相関が低いものの、全ての地層で深度と透水係数の負の相関（深度依存性）が認められた。特に、稚内層の透水係数の深度に対する変化率は、勇知層、声問層のそれらに比べてかなり大きいことがわかった。さらに、同一深度では稚内層より声問層、声問層より勇知層と、上位の層準の方が透水係数は小さい結果となった。一方、室内透水試験から得られた透水係数でも孔ごとに深度依存性が確認されている（核燃料サイクル開発機構, 2004c）が、原位置での水理試験に比べ、その傾向は小さいものである。

稚内層の透水係数の深度依存性や値のばらつきをより詳細に検討するため、透水係数と割れ目帯との関係を調べた。これは、フローメータ検層によって抽出された水みちやボーリング孔掘削中の掘削水逸水が確認された区間と、割れ目帯には相関があることが示唆されている（山崎ほか, 2004）ためである。

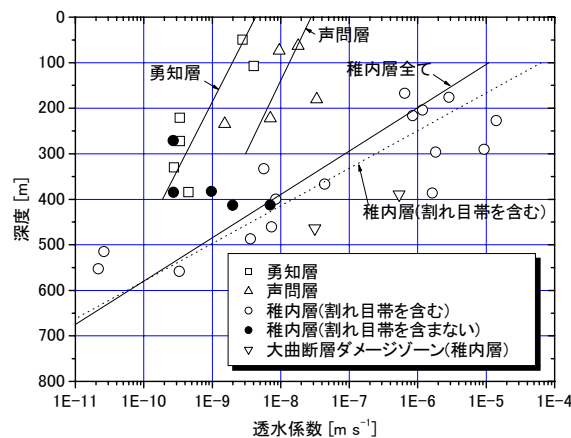


図 4.3.3-39 水理試験によって得られた透水係数の深度分布

図 4.3.3-39 には、水理試験区間に割れ目帯を含む箇所と含まない箇所に分けたときの稚内層の透水係数の深度分布も示した。同図は、割れ目帯を含む箇所での透水係数のばらつきや

深度依存性が、稚内層全体の水理特性に大きな影響を及ぼしていることを示している。一方、声問層にも割れ目帯は存在するが、割れ目帯の有無による透水係数の有意な差は現状では確認されていない。これは声問層中の割れ目が稚内層中の割れ目に比べて閉鎖していることや、軟質であるために割れ目の発達度が低いことが原因として想定される。勇知層に対しては割れ目帯の抽出が行われていないが、この地層の透水係数のばらつきが小さいことも同様の原因と考えられる。健岩部のコアを用いた室内透水試験から得られた透水係数と原位置水理試験で得られた透水係数の相違は、下位の層準ほど顕著であり、これは、下位の層準ほど内在する割れ目や割れ目帯の透水性の影響を強く受けた透水係数となっているためと考えることができる。さらに、割れ目帯を含む箇所での透水係数に顕著な深度依存性があることは、割れ目帯を構成する割れ目の開口幅が土かぶり圧の増加に伴って小さくなっている可能性を示唆している（操上ほか、2005b）。

なお、水理試験や水圧の長期モニタリングにより得られた水圧は、HDB-2 孔において見られたような非常に高いものではないが、全体的にやや被圧（静水圧に比して水頭で+20 m 以下）している傾向が認められた。

既存情報を用いた調査・解析の段階では幌延地域の岩盤の透水係数は比較的ばらつきが小さいと考えてきたが、ボーリング孔を利用した調査により、上記のような透水係数のばらつきや深度依存性、割れ目帯との関係が明らかになってきた。しかし、現状では、割れ目帯の性状や分布に関する調査や検討が不足していること、広域スケールを考慮する場合には割れ目帯があっても均質と見なせると考えることができることから、ここでは、深度依存性のみを考慮した均質モデルを基本とした。

既存情報を用いた調査・解析の段階における検討より設定された広域スケール領域を対象とし、更新された地質構造を考慮した有限要素解析用のメッシュを作成した。対象とした水理地質区分は、増幌層より下位、増幌層、稚内層、声問層、勇知層、更別層、表層（更別層より上位）、大曲断層、幌延断層とした。稚内層、声問層、勇知層の透水係数は、上述の水理試験結果に基づいて深度依存性を考慮して設定した。ただし、声問層については、ばらつきが大きいことから、実測値全ての対数平均を与えた。取得されていない地層の透水係数および上部境界条件である降雨強度は文献（大島ほか、1995；今井ほか、2001）から推定して設定し、基本ケース（Case001）とした。

上記、基本ケースに対し、各パラメータの不確実性を考慮し、各地層の透水係数、降雨強度に対する感度解析を実施した（操上ほか、2005a）。感度解析の指標として、水理試験時または水圧の長期モニタリングにより得られている水圧との偏差を用いた。その結果、表層の透水係数の感度が最も高いことがわかり、表層の透水係数を基本ケースより 1 オーダー低くしたケース（Case003）が最も実測のやや被圧した水圧分布を表現していることがわかった（図 4.3.3-40）。

図 4.3.3-41 には、Case003 の全水頭分布と、HDB-1、3～8 孔に相当する箇所での標高 -400、-200、0 m を通る地下水の流線を示した。基本的には、既存情報を用いた調査・解析段階での解析結果と同様に、浅い箇所では清水川またはペンケエベコロベツ川に流出域を持つ局所流動系に支配され、深い箇所では天塩川に流出域を持つ広域流動系に支配された地下水流動となった。また、研究所設置地区の地下水を涵養する主な領域は研究所設置地区の東側の清水川上流であることが推定された。なお、Case003 の解析によって得られた P-1～P-3 流域での涵養量の平均は 47 mm/年となった。これは、第 1 段階から得られている約 100 mm/年（瀬尾ほか、2005）に対してやや小さい値であった。

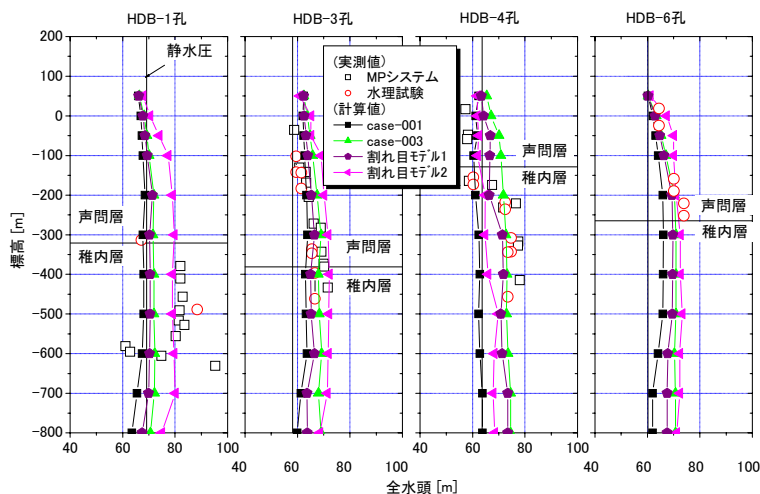


図 4.3.3-40 解析により得られた全水頭と実測の水圧から算定した全水頭の比較

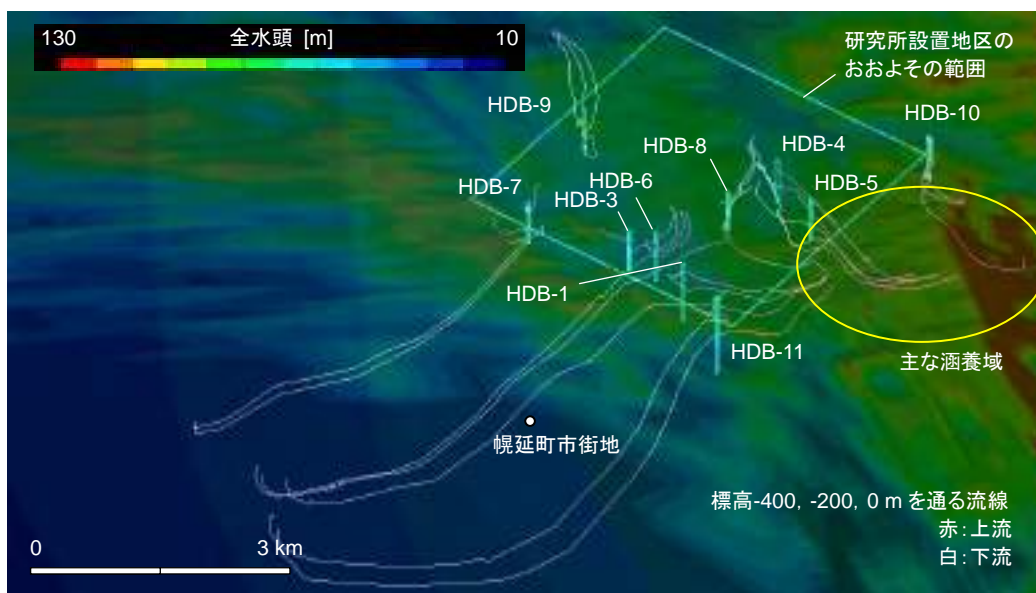


図 4.3.3-41 Case003 の全水頭分布と各ボーリング孔位置からの地下水流動経路

また、本解析と併せて、塩化物イオンの移流分散解析を実施した（操上ほか，2005a，2005c）。これは、堆積時に閉じ込められた海水が降水によって洗い出されていることを仮定した試験的解析であり、透水係数や地下水の流速の場所による相違が、塩化物イオン濃度のコントラストを表現しうるかどうかを検討することで、地下水流動解析の妥当性の検証を試みたものである。解析結果は実測値と相違はあるものの、HDB-4，5 孔で相対的に塩化物イオン濃度が深部まで低い状況などをよく表現できていることがわかり、地下水中の塩化物イオン濃度が、地下水流動解析を検証するための情報になりうるということが示唆された。

基本ケース Case001 および実測の水圧分布を最も良く再現した Case003 を利用して、地下施設建設に伴う水位低下の予備解析を実施した（操上ほか，2005a）。解析からは、地下施設の近傍の HDB-1，3，6 孔では顕著な水位低下が見られるが、それ以外の孔では、地下施設建設完了の数十年後まで、ほとんど水位低下は見られない結果となった。

これまで、幌延の堆積岩は、解析上、多孔質媒体として扱ってきた。しかし、一連の調査結果から、透水係数や水みちと割れ目帯との関係が明らかとなってきたことを受けて、新たに割れ目帯を考慮したモデルの構築を行った。割れ目帯については、各ボーリング孔において取得されている割れ目帯の走向・傾斜、幅が取得されているのみであり、現状では割れ目帯に対する十分な検討が行われていないため、2種類の方法でのモデル化を実施した。1つは、割れ目帯が高角で東西の走向に卓越しているという事実から、透水係数に異方性を与えたモデル化である。このモデルは、上述の基本ケース (Case001) を基本とし、割れ目帯と透水係数の関係が大きいと想定される稚内層の透水係数に異方性を与えた均質連続体モデルである (操上ほか, 2005a)。もう1つは、ボーリング孔での割れ目帯の走向・傾斜、幅、一次元密度を利用して、仮想透水試験を通じて割れ目帯の三次元分布を仮定し、仮想的に割れ目帯を発生して透水係数分布を構築する等価不均質連続体モデルである (下茂ほか, 2005)。それぞれの解析結果を、図 4.3.3-40 に併せて示した (図中、割れ目モデル 1 は前者、割れ目モデル 2 は後者に対応)。全水頭分布には、既存のモデル化手法との相違は明確に現れていないが、等価不均質連続体モデルでの地下水流動経路には透水係数の不均質性に起因するばらつきが認められた (下茂ほか, 2005)。

既存情報を用いた調査・解析段階において構築した水理モデルに対し、ボーリング孔を利用した調査・解析段階において構築した水理モデルでは、地質構造の更新のほか、透水係数、水圧、水質 (塩化物イオン)、涵養量の観点から実測値との整合性を確認した点において、その不確実性は定性的に低減されたといえる。また、これまで多孔質媒体と考えられてきた幌延地域の岩盤の透水係数に深度や割れ目帯との相関があることが明らかになりつつあることを踏まえ、透水係数の深度依存性や割れ目帯を取り込んだモデル化を行った。割れ目帯または割れ目の分布や水理特性の調査およびモデル化は、地下水流動経路のばらつきだけでなく、物質移動解析の際の実流速の考え方にも影響を及ぼす。また、地下施設建設に伴う水位の低下や地下施設への湧水は、割れ目内の流れのような局所的な挙動に支配される可能性が高く、そのためにも割れ目帯または割れ目の調査、モデル化は次段階以降の重要な課題である。

一方、塩化物イオン濃度を利用した地下水流動解析の妥当性の検討を実施してきたが、地下水の形成過程には、当然ながら、隆起・沈降、浸食、気候・海水準変動などの地質環境の長期的変遷が影響を及ぼしている。地下水中に存在するガスや、HDB-2 孔で確認された非常に高い水圧についても、堆積速度や応力変化の速度など、地質環境の長期的変遷と密接に関係している。現在から将来を予測するためにも、過去から現在を説明することが必要であり、地質環境の長期的変遷を考慮したモデル化は、本取りまとめ以降の重要な研究課題であるといえる。

(c) 概要調査のための基盤技術

第2次取りまとめでは、「わが国の岩盤の多くは亀裂性岩盤に分類され、新第三紀堆積岩の一部は亀裂性岩盤と多孔質岩盤の特性をあわせ持つ岩盤に分類されると考えられる」とされている (核燃料サイクル開発機構, 1999b)。これまでの調査から、幌延地域の岩盤は、水理特性の観点からは、亀裂性岩盤ないし亀裂性岩盤と多孔質とみなされる岩盤の特性をあわせ持つということがわかってきた。割れ目の分布特性、水理特性の把握は、亀裂性岩盤中の物質移動を考慮するうえで極めて重要であるが、地域特性が大きいと、調査・モデル化とも一般化された手法はない。調査手法、モデル化手法の開発、改良を進めるとともに、なるべく少ないボーリングによる調査・解析段階において岩盤の水理特性からの分類を実施することが堆積岩を対象とした調査においては重要といえる。幌延の場合、研究所設置地区選定時に掘削した HDB-1, 2 孔の水理試験結果から、多孔質とみなされる岩盤との概念の基に調査・解析を進めてきたが、その後のボーリング調査で割れ目帯の影響が明らかになってきた。これは、ボーリング調査が 1, 2 本では十分でないことを意味しているわけではなく、既存情報を用いた調査・解析段階で既に想定されていた割れ目の存在が具体的に現れてきたものである。花崗岩、堆積岩に関わらず、あらかじめ亀裂性岩盤であることを視野に入れて調査・解

析を実施することが、効果的な調査計画策定に役立つと考えられる。

また、幌延地域のように塩水系地下水を有する場においては、塩化物イオンの挙動を地下水流動解析と併せて検討することで、地下水流動特性の理解に役立つことがわかった。ただし、塩水系地下水の分布（塩淡境界を含む）は、長期的な地質環境変化の影響を強く受けているため、地球化学特性を含めた地質環境の長期安定性に関する調査・評価と整合するような解析の実施が必要である。

ところで、モデル化手法の相違によって、地下水流動解析の結果にばらつきが生じるケースがいくつか報告されている（例えば、澤田ほか，2001；Selroos et al., 2002）。幌延においては、割れ目帯に対する上記の 2 つのモデル化手法を適用したほか、透水係数設定などにおける不確実性に着目したモデル化研究（高瀬ほか，2003）、地盤統計学的アプローチからの試験的な透水係数の三次元分布の推定と解析（本多ほか，2004）など、複数のモデル化研究を進めている。幌延におけるこれらの研究の取りまとめは今後の課題であるが、処分地選定の概要調査段階において、複数のモデル化手法を適用し、全水頭や地下水流動時間など、同一の指標を持って比較することは、解析結果の客観性を確保する上で必要であると考えられる。

(iii) 地下水の地球化学特性の把握

(a) 目標の設定と調査解析の実施概要

ボーリング孔を利用した調査・解析の段階での地下水化学に関する調査の目的は、地下水の物理化学パラメータ（pH、電気伝導度、酸化還元電位など）、地下水の水質（主要化学成分濃度）の空間分布を把握し、それらをもとに地下水の水質形成プロセスを解明すること、および次段階に向けた調査の進め方を提示することである。

研究所設置地区において実施されたボーリング孔を利用した地下水の採水、ボーリングコアからの間隙水の抽出およびこれらの試料についての化学分析を実施した。これらの調査結果を踏まえ、統計学的な解析を行い、地下水水質などの空間分布の推定を行った。

(b) 調査解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

これまでに得られた地下水水質分析結果を図 4.3.3-42 に示した。図から、浅部では希薄な地下水（Na-HCO₃型）が、深部では比較的塩分濃度が高い地下水（Na-Cl型）が分布していることが分かる。地下水の pH については、ボーリング孔から揚水した地下水についてのみ測定されており、上述の Na-HCO₃型の地下水では pH8.0～8.5 程度、Na-Cl型の地下水では、pH 約 7 とほぼ中性であった。

地下水の起源については、地下水中の水素・酸素同位体比から、水素・酸素同位体比が相対的に小さい浅層地下水、相対的に大きい深層の地下水の 2 種類の地下水の存在が推定されており、これらが混合して現在の水質分布を形成していると考えられる（図 4.3.3-43）。

この 2 種類の地下水の起源として、以下の 2 点が考えられる。

- ・ 降水が浅層の岩石と反応してできた地下水
- ・ 海水（深部の地下水）が岩石と反応してできた地下水

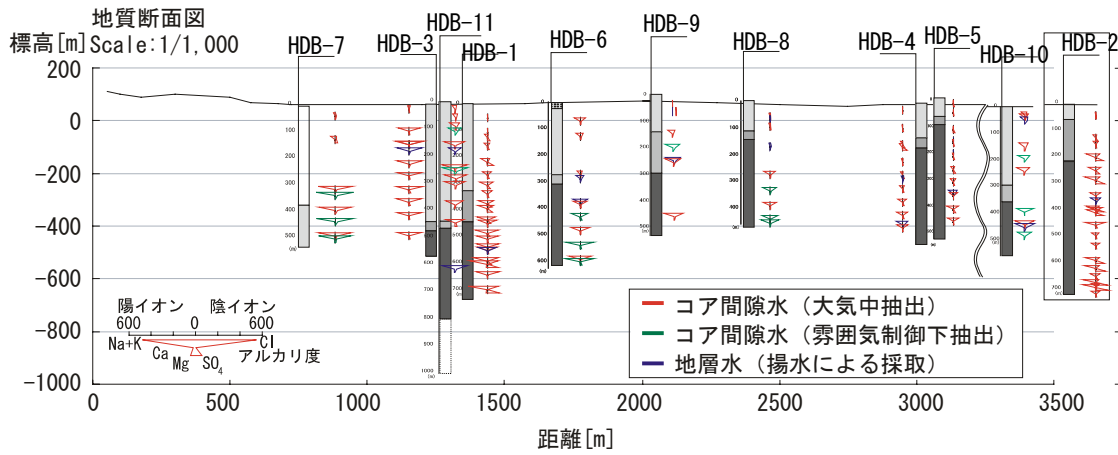


図 4.3.3-42 地下水の水質分布

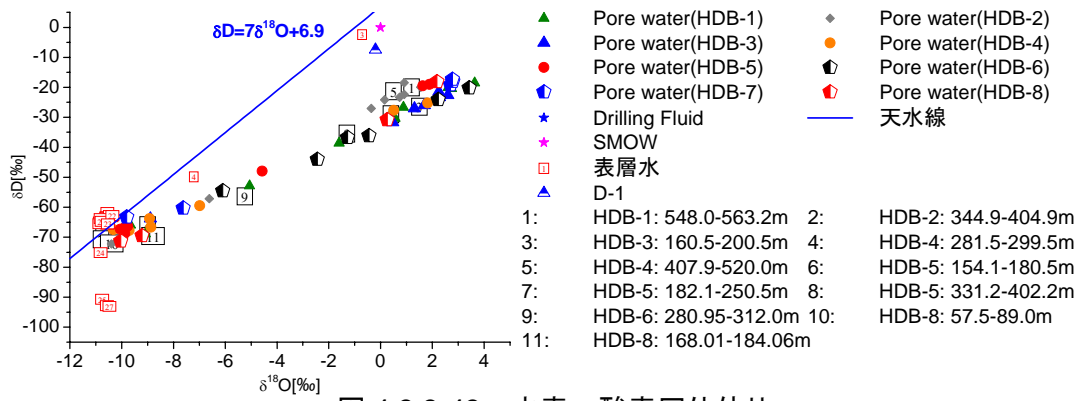


図 4.3.3-43 水素・酸素同位体比

調査で取得したデータを基に、統計学に基づく解析 (M3 法: Multivariate Mixing and Mass balance) を行った結果、端成分として 4 成分 (降水、地下水 (古海水)、現海水および、硫酸イオン濃度が高い間隙水) が抽出された。これらの各成分の混合について検討した結果、硫酸硫黄濃度が高くなる間隙水の試料については、その抽出過程で硫化物鉱物などの酸化により硫酸イオンとして抽出された可能性があることから、端成分としては適当でないと考えられる。また、降水と現海水および地下水を端成分として検討した場合、ほとんどの試料が降水と地下水を結ぶ線上にプロットされることから、表層部から涵養する天水起源の地下水と、溶存成分濃度の高い地下水との混合が重要であることが示唆され、現在の海水の混合は無視できると推定される (図 4.3.3-44)。

図 4.3.3-45 には、塩化物イオン濃度の分布を地球化学統計手法により推定した結果を示した。研究所設置地区周辺では、東側において比較的深い深度まで天水が浸透していることが明らかとなってきた。この結果は、地下水流動解析で得られる結果と整合的である。

ボーリング孔を利用した調査・解析の段階において、地下水水質データおよび地質構造モデルを基に、地下水水質分布などを示した地球化学概念モデルを構築した。今後は、別途検討を進めている地下水流動解析結果との関連づけを行い、各々のモデルの信頼性を向上させる必要がある。また、現在までに取得されていない、地下水の酸化還元条件に関する情報については、原位置データの取得と並行して、岩石中の鉱物組成に基づいた熱力学的な解析による推定を進めていく予定である。

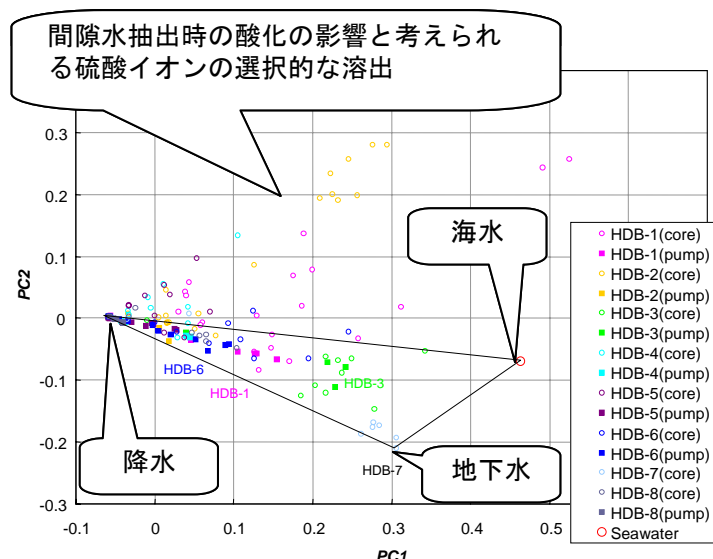


図 4.3.3-44 M3 による解析結果

PC1 : 第 1 主成分, PC2 : 第 2 主成分

$$PC1 = 0.46 \times [Na^+] + 0.41 \times [K^+] + 0.41 \times [Ca^{2+}] + 0.41 \times [Mg^{2+}] + 0.43 \times [Cl^-] + 0.30 \times [SO_4^{2-}]$$

$$PC2 = -0.14 \times [Na^+] - 0.41 \times [K^+] + 0.36 \times [Ca^{2+}] + 0.12 \times [Mg^{2+}] - 0.41 \times [Cl^-] + 0.71 \times [SO_4^{2-}]$$

[]内は正規化された成分濃度

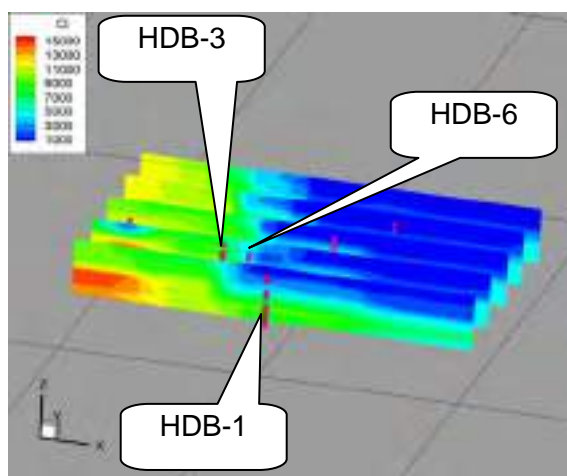


図 4.3.3-45 塩化物イオン濃度の分布

(c) 概要調査のための基盤技術

堆積岩を対象とした地下水の地球化学調査については、調査開始初期のデータをもとにその地域における地球化学特性分布を推定し、その後の調査を計画することが重要である。例えば、堆積岩を対象にしたボーリング調査を安全に進めるための泥水の使用と、取得される地下水の地球化学特性データの品質との関係など、各種分析用の地下水試料の品質の優先度を考慮する必要がある。

(iv) 地下空洞周辺の力学・水理状態の把握および地下の温度環境の把握

(a) 目標の設定と調査解析の実施概要

研究所設置地区における岩盤力学モデルを構築するために合計 9 本 (HDB-3~HDB-11 孔) のボーリング孔において調査した。具体的には、研究所設置地区は、大曲断層 (推定) により東西に 2 分された形になっていたため、研究所設置地区内の岩盤力学特性 (岩石物性、原

位置岩盤の力学物性および初期応力を、断層西側(HDB-3, 6, 7, 11 孔)と断層東側(HDB-4, 5, 8, 10 孔)にグルーピングして調査および試験結果を整理した。なお、HDB-9 孔は推定される大曲断層の位置に最も近い箇所に掘削したものである。HDB-6 孔は大曲断層の西側に設置予定の地下施設建設地点に最も近い場所の深部堆積岩において地下施設設計および第 2 段階以降の原位置試験に必要な力学特性・熱特性を詳細に把握することを主目的として配置した。

HDB-1, 2 孔における室内試験および検層結果から、当初想定したように割れ目が原位置岩盤の力学的特性に大きな影響を及ぼしていないと判断し同様の考え方で調査を計画した。また、地下施設設計の観点から岩石物性の力学的異方性の把握が重要であったため、HDB-3 孔の試験時に鉛直方向と水平方向より供試体を採取し、室内物理・力学試験を実施している。初期応力測定は、HDB-3 孔以降では掘削ロッドに直接水圧破碎パッカーや型取り用のインプレッションパッカーを装着し、パッカーへの注排水は掘削ロッドを通じて行う方式を用いた。

また、岩盤中の割れ目の有無が原位置岩盤の変形特性に与える影響を直接評価することおよび地下施設設計に重要となる原位置岩盤の変形特性に関するデータの取得のため、HDB-6 孔の地表から 600 m 付近までの範囲において計 12 深度で試験を実施した(丹生屋ほか, 2005)。

(b) 調査解析の結果概要・評価および得られた技術的知見

① 岩盤の物性および応力場の把握

①-1 室内物理・力学試験結果

今回調査した HDB-1～8 孔(HDB-2, 7 孔を除く)を、大曲断層位置(推定)を基準にグルーピングし、岩石物性分布について整理して図 4.3.3-46 に示すとともに、それぞれの特徴について比較検討を行った(JNC, 2004)。なお、図中において HDB-1 孔は基本的な既存情報として両グループに含めて示している。

【大曲断層西側領域：HDB-1, 3, 6, 7 孔】

岩石物性値の深度方向の変化は、地質的な区分(珪藻質泥岩、珪藻質泥岩/硬質頁岩)と良く対応しており、程度の大小はあるものの深度依存性が認められている。深度方向の物性値変化が最も大きいのは遷移層の部分であり、次いで珪藻質泥岩、硬質頁岩の順となっている。ボーリング孔における各地層区分の深度に関して、静ポアソン比を除く室内試験の物性値の深度方向の変化およびその絶対値、物理検層結果で得られている密度などの深度分布と絶対値は非常に良く一致していることから、少なくとも大曲断層西側領域においては同じ岩盤物性値を有する地層が水平的に分布していることが想定される。研究所設置地区最北西端に位置する HDB-7 孔では、深度 365 m まで砂岩(勇知層に対応)が分布し、それ以深は珪藻質泥岩(声間層に対応)が分布する。勇知層では物理・力学物性とも深度依存性が小さく、これまで研究所設置地区で見られていた珪藻質泥岩、硬質頁岩およびそれらの遷移層と比べて、力学的には弱い岩石であることが示唆されている。

原位置の速度検層結果とコアの弾性波速度測定結果を比較すると、両者の値は良く対応している。このことは、少なくとも大曲断層西側領域では、岩盤の微小変形上で、岩盤中の割れ目が原位置岩盤の変形特性に与える影響が少ないことを示唆しているものと思われる。

【大曲断層東側領域：HDB-4, 5, 8 孔】

物性値の深度変化は、大曲断層西側領域と同様に地質的な区分と良く対応している。また、それとは別に室内試験から得られた物性値は、HDB-4, 5 孔の深度 400 m 付近および HDB-8 孔の深度 200 m 付近で深度方向の変化傾向が変わっている。これらの点では、割れ目が急激に増加しており岩石物性もその影響を受けている可能性が高い。ただし、割れ目の少ない硬質頁岩の部分では深度方向の物性変化は小さい。強度・変形特性は、西側領域に比べ局所的なばらつきが大きい。特に深度 200 m 程度までの浅い部分で顕著となる。圧裂引張強度は、

測定深度によらず一軸圧縮強度のほぼ 1/10 程度の値となっている。速度検層結果とコアの弾性波速度測定結果は、定性的な変化傾向は西側領域同様に良く一致しているが、コアレベルと原位置での測定結果において多少の速度差が生じている範囲があり、硬質頁岩が硬い為に相対的に岩盤中に存在する割れ目の影響が強く表れているものと思われる。密度検層結果は、HDB-4, 5 孔ともコアでの測定結果と定性的・定量的によく一致している。

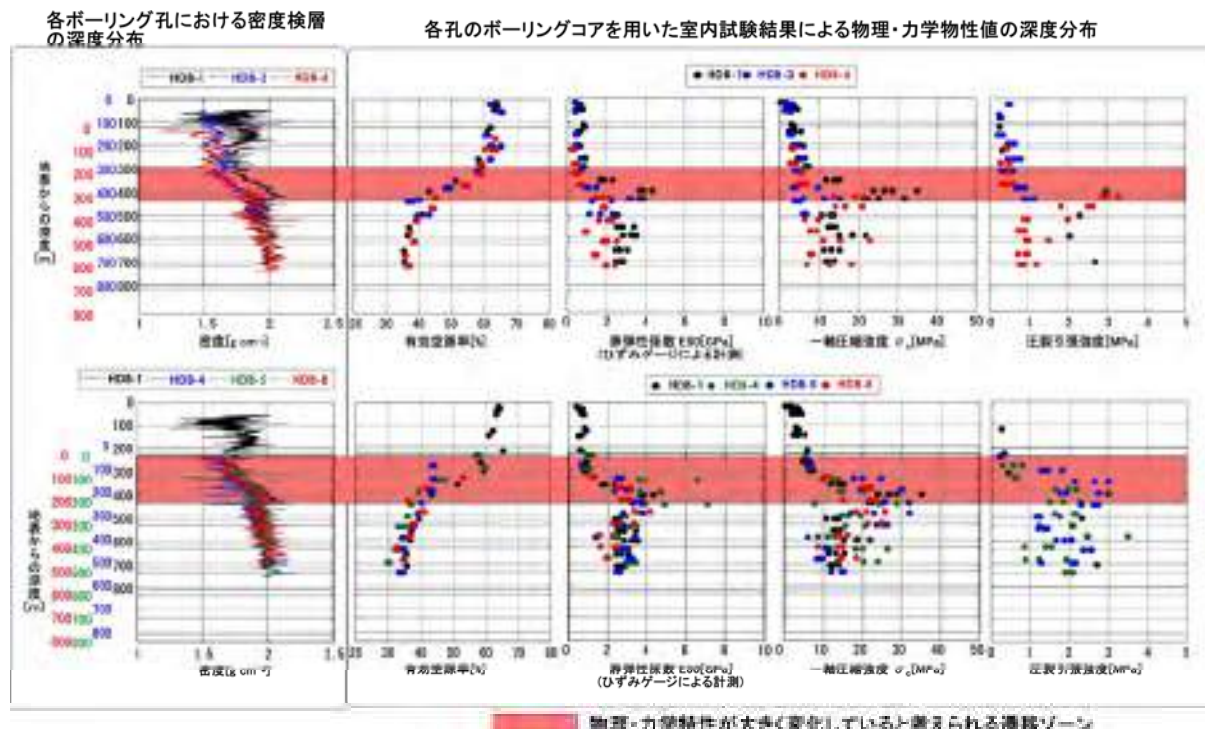


図 4.3.3-46 室内試験および検層により得られた岩石・岩盤物性の深度変化

物理物性間では、全体として声問層では見かけ比重，有効空隙率，吸水率，含水比および弾性波速度のパラメータ間には 0.8 以上の高い相関性が認められる。一方，稚内層では見かけ比重，有効空隙率，吸水率などとの間には相関性は高いが，弾性波速度については孔によって相関性に高低がある。

物理物性と力学物性間の相関は，物理物性間の相関ほど高くない。具体的には，静ポアソン比以外の力学物性（静弾性係数 E_{50} ，一軸圧縮強度）について，声問層の珪藻質泥岩部では見かけ比重の増加に伴い力学物性が増加する傾向にあるが，稚内層の硬質頁岩部では逆に減少する傾向を示す。相関性は岩種よりも孔別の違いとして強く表れているように見え，HDB-3 孔における相関係数は 0.4~0.8 近くと相対的に高いが，HDB-4, 5 孔については相関係数が 0.4 よりも低いものが大半である。有効空隙率と静弾性係数および一軸圧縮強度との相関は，珪藻質泥岩部における相関が高く，硬質頁岩部では低い。珪藻質泥岩部では，有効空隙率が増加すると静弾性係数と一軸圧縮強度は小さくなるが，硬質頁岩部の物性値の分布には系統的な相関性は見られない。

HDB-1 孔の AE 測定の際に示唆された異方性について HDB-3 孔にて定方位コアの採取・室内試験を実施した結果，弾性波速度を含む物理物性には鉛直方向と水平方向で異方性はほとんど無く，静弾性係数と一軸圧縮強度は水平方向のそれが鉛直方向に比べ同等かあるいは大きくなる傾向が認められた。また，その異方性の主軸は東西方向および南北方向であると推定された（核燃料サイクル開発機構，2003c）。

以上をまとめると，研究所設置地区およびその周辺においては，原位置岩盤内に割れ目が存在し，その多小によって弾性波速度や力学特性などに影響を及ぼしている部分もあるが，力学的岩盤モデルとして考えた場合，当該地域の堆積岩は結晶質岩に比べ相対的に軟質であ

り、割れ目面の剛性やその割れ目自体の規模も小さいことが想定できる。このため、硬岩と比べ相対的に連続体に近い挙動を示すと考えられる。また、物性的には結晶質岩のように不連続的な変化はほとんどなく、相対的に均質性の高い岩盤といえる。

①-2 水圧破砕法による応力測定結果

測定深度は、HDB-1, 2 孔測定時と測定システムが異なることを考慮し、試験点数が少ないながらも同一深度での比較が行えること、および声問層・稚内層中のデータ取得を念頭におき、各ボーリング孔において深度 250 m および 380 m 付近を含む数箇所試験を実施した。

HDB-1, 2 孔の結果も含めて大曲断層を基準に東西に分けて初期応力値をプロットしたものを図 4.3.3-47 上段に示す。一般に岩盤の剛性の違いは初期応力状態に大きな影響を及ぼすが、図 4.3.3-46 より断層の東西領域内の岩盤物性分布はボーリング孔の掘削位置によらずほぼ同じであることから、応力測定結果も断層東西領域に分けて評価できると判断したためである。

測定された水平面内最小主応力は単位体積重量から推定される土被り圧とほぼ等しいものとなった。また、水平面内最大主応力と水平面内最小主応力の比についても 1.20~1.65 の範囲にあり、各孔ともほとんど変化はない（松井ほか、2005a）。

地質構造との関係では、断層東側では明瞭ではないが、断層西側の珪藻質泥岩層中は等方応力状態に近く、遷移層から最大・最小主応力比が急激に大きくなる傾向が見られる。遷移層および硬質頁岩層は珪藻質泥岩層に比べ岩盤剛性が高いため、岩盤剛性が高い所に応力が集中している可能性がある。測定から得られた最大主応力方向は、図 4.3.3-47 下段より明らかかなように、いずれの測定地点においても東西方向と判断でき、大曲断層の影響は見られない。EMI や BTV 検層から断層西側領域のボーリング孔においてボアホールブレイクアウトが深度 300 m より深い領域で南北方向に生じていた。この事実は、測定された最大主応力方向の妥当性を裏付けるものである（松井ほか、2005）。

①-3 孔内載荷試験結果

図 4.3.3-48 に各試験深度の地質状況と得られた変形係数・弾性係数の深度分布を示す。原位置で割れ目がない箇所（コアでほとんど割れ目がない箇所）での孔内載荷試験結果と一軸圧縮試験の E_{50} の値を比較すると、最も低い応力レベルの変形係数は、同一深度の E_{50} とおおむね一致しており、裸孔の孔壁近傍の原位置岩盤は孔直交方向の応力が解放されインタクテナコアの一軸圧縮状態と大きな違いが無いことが想定できる。応力レベルが高くなると変形係数・弾性係数とも高くなり、孔壁より奥側の三軸応力状態の岩盤の変形特性が計測されていると考えられる。また、変形係数・弾性係数は深度方向に線形的に増加する傾向にあるが深度 300 m 付近から変形係数・弾性係数の値が急増する（丹生屋ほか、2005）。

深度 300 m 付近は、声問層から稚内層へ移行する遷移層に相当するため、この急激な変形係数・弾性係数の変化は地質の変化に起因するものと考えられる。以上の傾向は、コア試験結果と整合しており、原位置岩盤の力学物性分布はコア試験に代表される岩盤基質部の力学物性に大きく支配されていると考えられる（丹生屋ほか、2005）。

①-4 岩盤力学的概念モデル

図 4.3.3-49 に、前出の結果に基づき構築した研究所設置地区およびその周辺の岩盤力学的概念モデルを示す。物理・力学物性に関しては、珪藻質泥岩および硬質頁岩が分布する領域は 3 つのゾーンに区分することで、各ゾーン内の物性分布を場所によらずほぼ統一的に説明することが可能であることが明らかになっている。ゾーン 1 は珪藻質泥岩の層にほぼ対応し、ゾーン 2 は珪藻質泥岩から硬質頁岩に移る遷移層、ゾーン 3 は硬質頁岩にほぼ対応するものであることから、地質構造に対応する形で分布すると推定できる。物性変化の傾向は、ゾーン 1、ゾーン 3 では緩やかに深度方向へ増加するが、ゾーン 2 では急激に増加する。しかし、

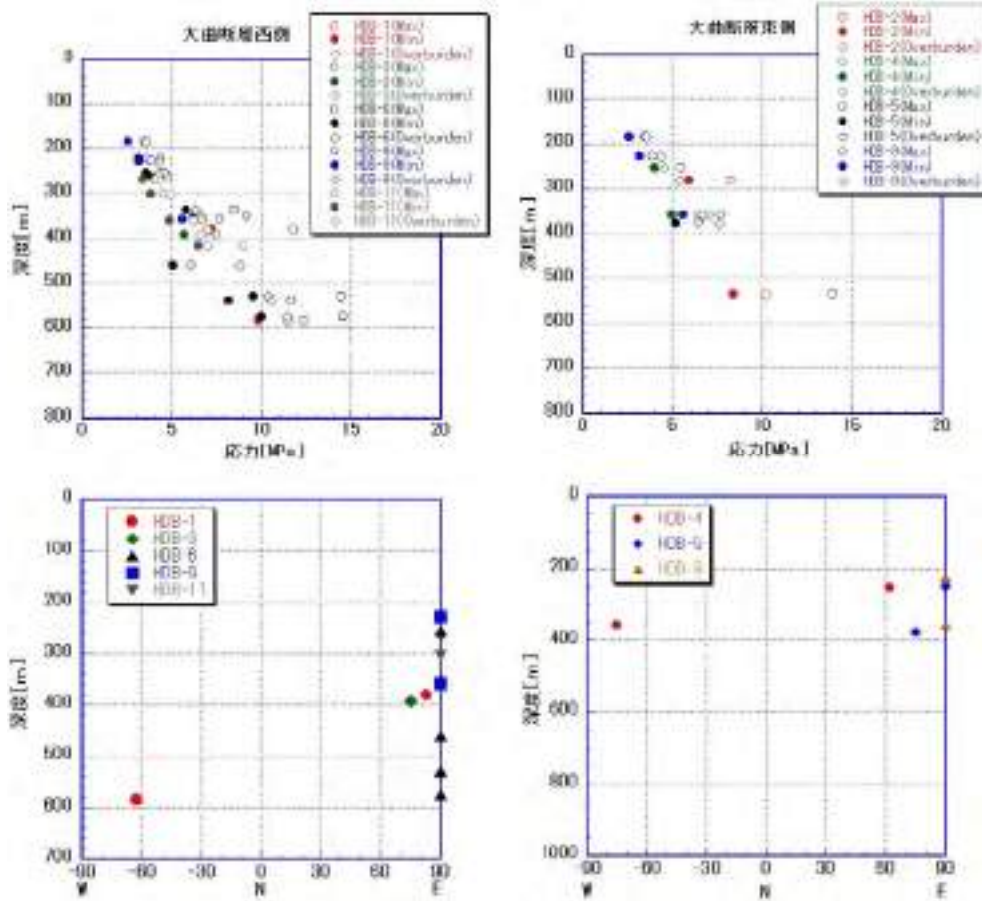


図 4.3.3-47 水圧破砕法による初期応力測定結果
 (上段:初期応力値の深度分布, 下段:水平面内最大主応力方向)

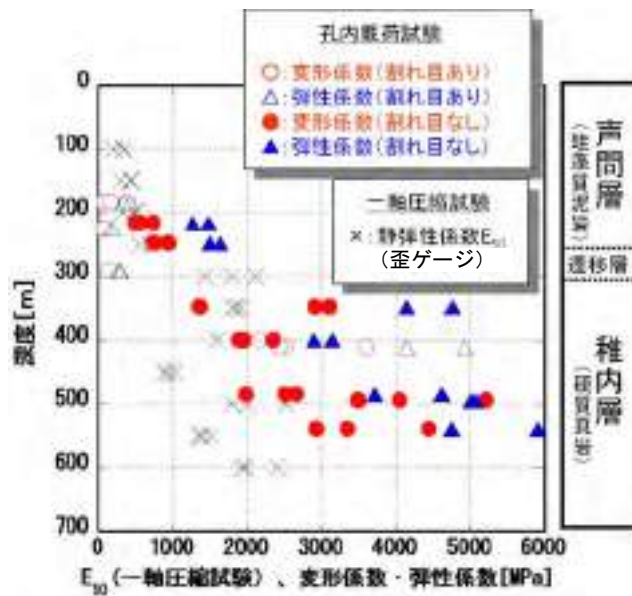


図 4.3.3-48 孔内載荷試験結果

ゾーン間の変化は連続的である。具体的には、同図から、物理・力学物性的に見た場合、ゾーン2 (遷移層) の厚さは、大曲断層西側で 100 m 程度、東側で 200 m 程度と考えられる。地質的に定義される厚さ (図 4.3.3-2 中のオパール A/CT 遷移帯) よりも厚くかつ、大曲断層位置 (推定) の東西でほぼ一定の厚さで分布するような形となる。ゾーン1 では、岩石が軟質

であるため土被り圧の 2 倍程度の拘束圧（等方応力が作用する弾性体中に円孔を掘削した場合に孔壁面上に作用する最大応力）で力学挙動（応力～歪曲線）が、歪軟化型から弾完全塑性型に移行する。初期応力は、場所によらず水平面内最大主応力方向がほぼ東西である。水平面内最小主応力はおおむね推定土被り圧に等しく最大主応力はその 1.5 倍の範囲内に分布する。これらの傾向は、大曲断層東西で変わらない。断層西側領域においては、珪藻質泥岩層の部分は、相対的に等方応力状態に近い。これは、珪藻質泥岩層が硬質頁岩層に比べ軟質であるためと考えられる。また、断層西側では全ボーリング孔で深度 300 m より深い領域にボアホールブレイクアウトが発生していること、岩石・岩盤物性に関して断層東西領域で大きな違いがないことから、西側領域の初期応力は同一深度で比較すると東側に比して大きい可能性がある。

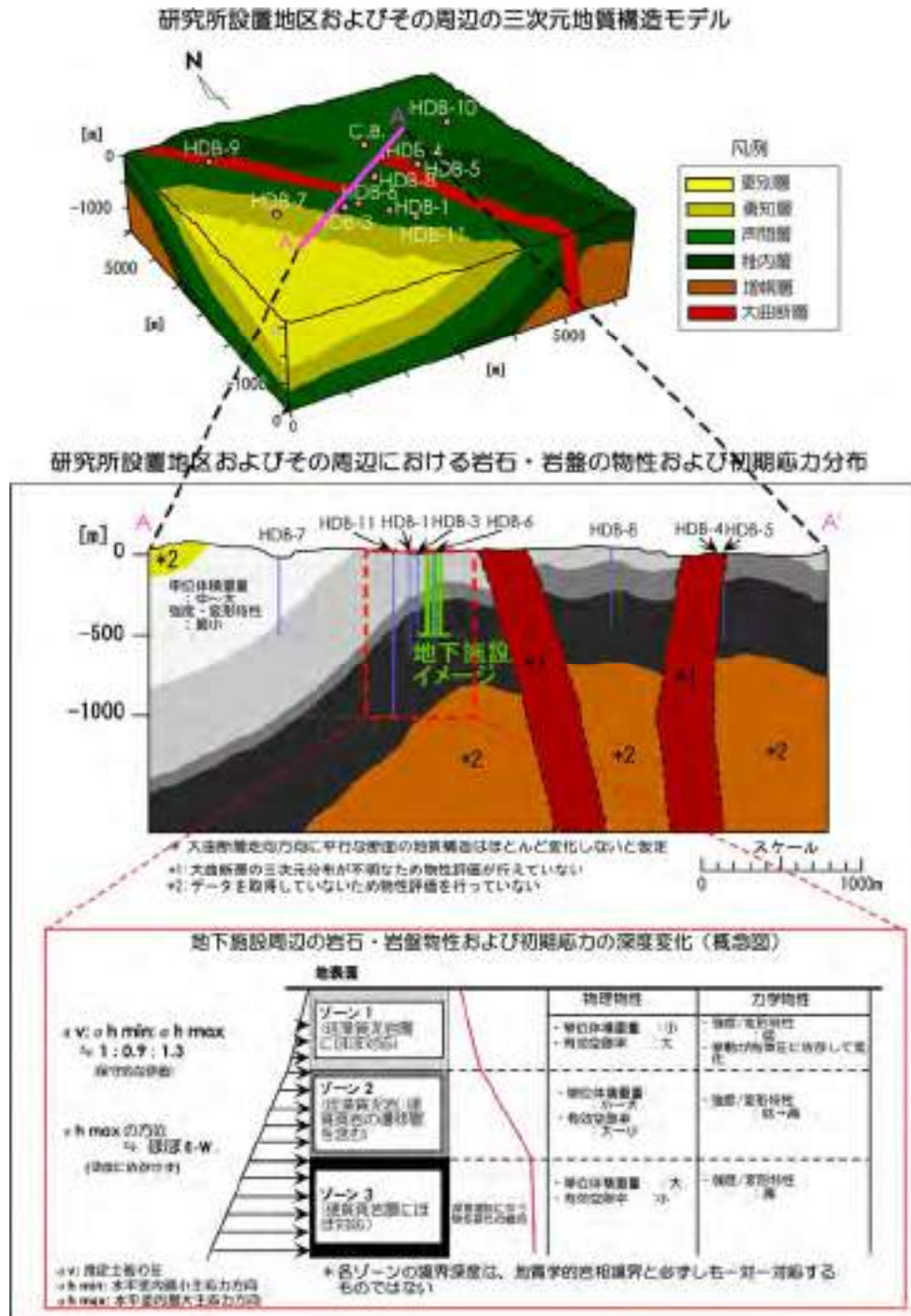


図 4.3.3-49 研究所設置地区およびその周辺における岩盤力学的概念モデル

② 岩盤の熱特性および地温勾配

図 4.3.3-50 に、大曲断層西側領域における岩盤の熱特性に関する検討結果の一例を示す(核燃料サイクル開発機構, 2005a)。熱特性については、岩石の物理物性などと密接に関連している可能性が高いこと、結晶質岩における研究でも割れ目の有無が熱特性に及ぼす影響は小さいと思われることなどから上記の概念モデルに即した形で整理した。特徴としては、対象岩盤が多孔質であるため周辺の温度条件によって岩盤の変形挙動(膨張・収縮)および熱物性(比熱容量, 熱伝導率, 線膨張係数)が変化しうることである(山本ほか, 2005)。これは、人工バリアなどの設計においても温度条件を考慮した熱物性の設定が必要なことを示していると思われる。

地温勾配については、ボーリング調査時に実施する温度検層データはすべて裸孔部のデータを測定しているわけではないことから、ボーリング調査終了後設置した長期モニタリングシステムで計測している温度測定結果から評価することとした。図 4.3.3-51 に HDB-1, 3 孔での測定結果を比較したものを示す。線形補完式より得られた地表面温度は、それぞれ 7.3, 14.9℃であるが、ボーリング調査などで利用している幌延町内の水井戸の温度は平均 9℃程度であることから、現時点の定量的な評価としては HDB-3 孔の結果を用いることが妥当と判断される(核燃料サイクル開発機構, 2005b)。

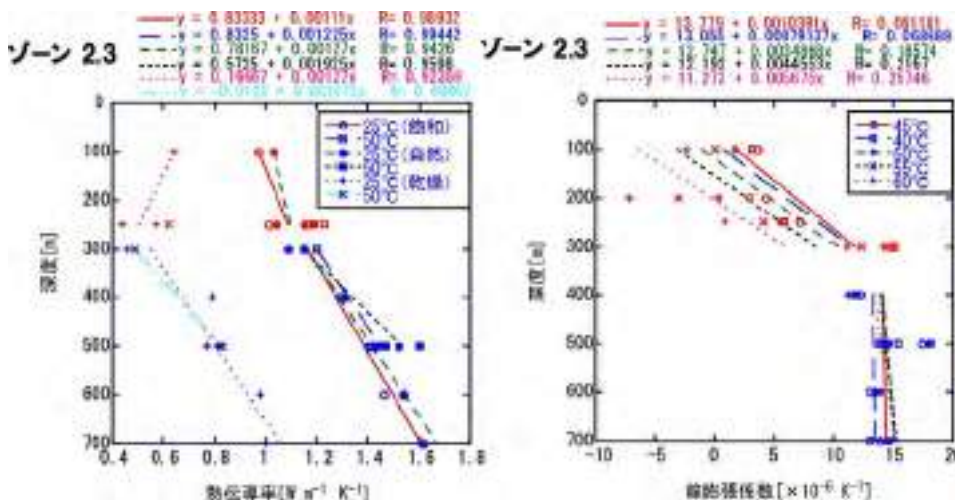


図 4.3.3-50 岩盤の熱特性分布の一例

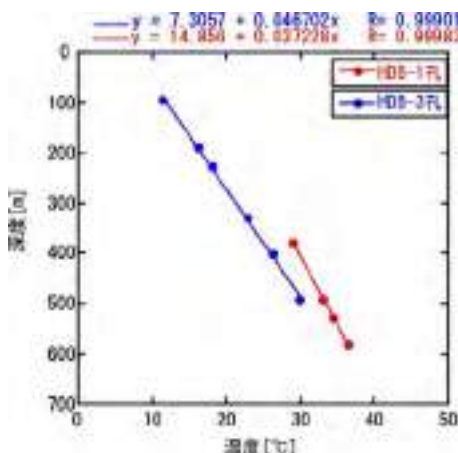


図 4.3.3-51 岩盤の地温勾配評価の一例

③ EDZ の物性/分布の把握

①の評価結果から、結晶質岩のように割れ目の幾何学特性が原位置岩盤の力学挙動に及ぼす影響は少ないと考えられるため、地下施設設計の観点からは、通常の弾完全塑性解析が行われている（例えば、核燃料サイクル開発機構，2004d）。しかしながら、坑道周辺岩盤中に生じる EDZ の物性までを評価するためには、以下の点を考慮したモデル化・解析が必要と思われる。

- ・多孔質であるために生じる可能性がある水一応力連成挙動
- ・歪軟化が生じることによる変形の局所化現象
- ・多孔質・軟質であるために生じる可能性があるクリープ変形

上記の現象は、掘削行為以外で発生する坑道周辺岩盤中の応力再配分領域内の物性変化やその範囲に影響を与えるメカニズムとなる可能性がある。施設設計という観点から、これらの現象を考慮した予察的なモデル化・解析評価は数年実施してきており、必要なパラメータおよび解析手法はほぼ整備されつつある（例えば核燃料サイクル開発機構，2003c）。EDZ の物性/分布の評価の視点からのモデル化・解析評価は、平成 17 年度に実施する予定である。

(c) 概要調査のための基盤技術

幌延で対象とするような均質性の高い岩盤では、調査～概念モデル構築までのプロセスで示したように、既往の物理検層・応力測定や標準的な室内試験の組み合わせにより、地質環境が有する特徴を考慮した物性分布や応力場の把握が可能であると考えられる。具体的には、岩盤物性のうち変形特性に関しては、コア試験結果と物理検層結果から概ね原位置岩盤のそれを把握することが可能と思われる。特に一軸圧縮試験は、安価・短時間で実施できるため、可能な限り多点で実施しておくことが調査対象岩盤の特徴を早期に捉え次段階の調査を合理化する観点から望ましい。強度特性については、原位置でそれを求めることは困難であるため、室内三軸圧縮試験から求めざるを得ない。応力測定は、現状水圧破碎法による直接測定が最も信頼度が高い結果を与えると判断される。しかし、ボーリング孔の自立性の程度によっては原位置測定が不可能な場合も想定されるため、コア法や検層データあるいはボアホールブレイクアウトといった情報から間接的に評価する必要が生じる可能性がある。

4.3.4 地下施設の建設が地質環境へ与える影響を観測する技術

地下施設を建設することにより、その周辺の地下水流動場、岩盤力学特性や地下水の水質などの地質環境特性が大きく変化することが予想される。そのため、地下施設の建設に伴う地質環境特性の変化を観測するために、ボーリング孔へ長期モニタリング装置を設置し、地下水の間隙水圧、温度の連続モニタリングや、継続的な地下水の採水、分析を行うことが有効であると考えられる。そこで、幌延地域のような寒冷地域、堆積軟岩、石油やガスを胚胎する地層を対象に適用できる長期モニタリング装置の仕様や適用事例に関する調査を実施し、選定のための検討および、実際に適用した結果をまとめた。

(1) 観測の考え方・進め方

(i) ボーリング孔仕上げと観測位置の選定

堆積岩軟岩を対象に実施したボーリング調査では、調査終了後にボーリング孔の崩壊を防ぐためにケーシングパイプを設置する工法を適用している。ケーシングパイプは、岩盤とセメントにより固定されており、その接着状態については、セメントボンド検層 (CBL) により確認している。このように仕上げられたボーリング孔に、火薬を用いて削孔し長期観測孔として仕上げている。

観測位置については、ボーリング調査中に水理試験や地下水の採水を実施した区間を選定した。その他、ボーリング調査中に取得される地質学的な特徴 (例えば、割目帯、健岩部、地層境界など)、流体検層の結果で流入や流出などの異常が確認された区間でかつ、CBLの結果で岩盤との接着状態が良い場所を選定した。

(ii) 長期観測装置の選定

幌延深地層研究計画では、ボーリング孔を用いた長期的な地下水の水圧観測および採水を行うこととしている。長期観測計画を具体化するにあたり、堆積軟岩を対象にした地表から地下深部までの長期観測を行っている海外の事例などについての調査を実施し、その結果を参考の上、本地域のような堆積軟岩での長期観測への適用性を検討し、幌延深地層研究計画で導入可能な長期観測手法、機器の概念を検討した。検討にあたっては、地下深部で石油・ガスを胚胎し、かつ崩壊性、変形性、膨潤性を有する軟岩という地質環境条件下で、機器の耐久性を考慮した。

その結果、各研究機関の地質環境条件は幌延地域とは異なるものの、長期観測の方針や計測機器の選定など幌延深地層研究計画における長期観測システムを構築するにあたり参考となる個々の事例が認められ、その結果を取りまとめた (表 4.3.4-1)。水圧計測、採水、適用深度、水圧測定精度、メンテナンスを考慮すると、多点式の水圧計測装置としては SPMP システム (Solexparts 社 (スイス)), Piezo (ダイヤコンサルタント (株)), MP システム (Westbay 社 (カナダ)) が有力と考えられる。また、長期水質観測においては、連続採水が可能で、採水深度において水質計測ができる深度 1,000 m 対応地下水の地球化学特性調査機器 (サイクル機構) および HGP ポンプ (清水建設 (株)) が有力である。

(2) 地下施設の建設に伴う地下水位・水圧・水質の変化の観測技術

(i) 地下施設の建設に伴う地下水位・水圧の変化の観測技術

幌延深地層研究計画では、地下水の間隙水圧を観測するために HDB-1, 2, 3, 6, 7, 8 孔へ長期モニタリング装置を設置し間隙水圧の観測を実施している。また、上述のようにモニタリング装置の適用性を確認するために、HDB-2 孔へは、スイスの Solexpert 社製の SPMP を設置し、それ以外のボーリング孔へはカナダの Westbay 社製の MP システムを設置した。

表 4.3.4-1 水圧計測・採水手法の取りまとめ

水圧観測手法名	メーカー名	水圧観測	多点水圧観測	採水	水質観測	適用深度[m]	精度	シール方式	メンテナンス
Casagrande型 間隙水圧計	---	○	1点	×	×	150	1mm水頭	充填	埋設型
BATシステム	基礎地盤コンサルタンツ㈱	○	1点	バッチ採水	×	600	1/500F.S.	孔定固定	検定/交換可能
MGLシステム	MGL研究会	○	5点	×	×	150	1/500F.S.	充填	埋設型
Piezodexシステム	Zurich国立技術研究所 Solexperts AG	○	10点 1プローブ 移動型	×	×	50	---	エアパッカー	パッカー移動可能
SPMPシステム	地熱技術開発㈱ Solexperts AG	○	7点	バッチ採水 連続採水	可能	1600	10mm水頭	パッカー	パッカー 移動可能
Piezo	㈱ダイヤコンサルタント	○	50点	連続採水	×	500	15mm水頭	パッカー	検定/交換可能
パッカー式地下水 サンプラー	サイクル機構 基礎地盤コンサルタンツ㈱ ㈱環境技術研究所	×	1点	バッチ採水	×	500	---	パッカー	パッカー移動可能
MPシステム	Westbay Instruments Inc.	○	32点	バッチ採水 連続採水	開発中	1600	1/1000F.S.	パッカー	検定/交換可能
1000m対応地下 水の地球化学特性 調査機器	サイクル機構 基礎地盤コンサルタンツ㈱ ㈱環境技術研究所	○	1点	バッチ採水 連続採水	水温、pH、Eh 電気伝導度 硫化物イオン濃度	1000	---	パッカー	パッカー移動可能
HGPシステム	清水建設㈱	○	1点	連続採水	水温、pH 電気伝導度 酸化還元電位	1000	20cm水頭	パッカー	パッカー移動可能

(精度は計測限度 (F.S.)の何分の1かで示されるか、水圧の水頭換算精度で示されている。ピエゾメーター型の水圧計 (Casagrande 型、SPMP、Piezo) は、ピエゾ管内のピエゾ水位により水圧が計測されるため、計測深度にかかわらず、水圧測定精度が一定である。一方、計測位置に設置するセンサーを用いるものは、適用最大深度に対応した計測容量 (F.S.) の 1/500 もしくは 1/1,000 で精度がきまり、適用深度が浅いほど計測精度はよくなる。BAT システムでは適用深度 30 m、50 m、100 m、200 m、300 m、600 m が利用可能である。MGL システムでは適用深度 50 m、100 m、150 m が利用可能である。MP システムでは、適用深度 70 m、175 m、210 m、350 m、700 m、1050 m、1400 m が利用可能である。)

各孔の計測結果は、図 4.3.4-1 のとおりである。HDB-1 孔や HDB-8 孔において間隙水圧が安定していない区間が認められる。これは、HDB-1 孔の孔底部は、透水性が非常に低いこと、HDB-8 孔は、モニタリング装置設置後間もないことによるものと考えられる。

一方、幌延地域の気候 (冬季の極低温状況) や地質環境特性 (石油やガスの胚胎) 下での適用性に問題は認められない。また、ボーリング孔仕上げ時に実施するジェットパーフォレーションについても、間隙水圧の変動を観測できており地下水の間隙水圧のモニタリングでは有効であることが示された。

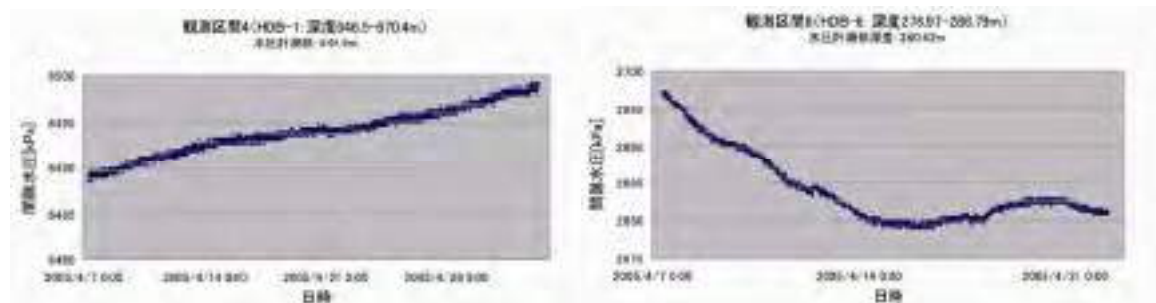


図 4.3.4-1 モニタリング結果の事例

(ii) 地下施設の建設に伴う地下水の水質変化の観測技術

幌延深地層研究計画で実施するボーリング調査では、ボーリング孔を安全に掘削するため

に泥水を使用し、ボーリング孔掘削終了後はケーシングパイプを設置している。従って、ボーリング調査中に行う採水では、十分に泥水（掘削水）の影響を取除くことは困難であることから、長期観測装置を用いて掘削水の影響を排除する手法が有効であると考えられる。一方、ボーリング孔を仕上げる際に使用するケーシングパイプやセメントの影響は無視できないと考えられることから、その影響についての評価を実施した。

その結果、図 4.3.4-2 に示すようにボーリング調査中に得られた地下水の水質と比較すると時間の変化に伴って pH の上昇、炭酸イオン濃度の低下およびナトリウム、塩化物イオン濃度の上昇が認められる。このような変化は、ケーシングパイプの設置時に使用したセメントとの反応、掘削水の影響の低下に伴う真の地下水への置換により生じていると考えられる。

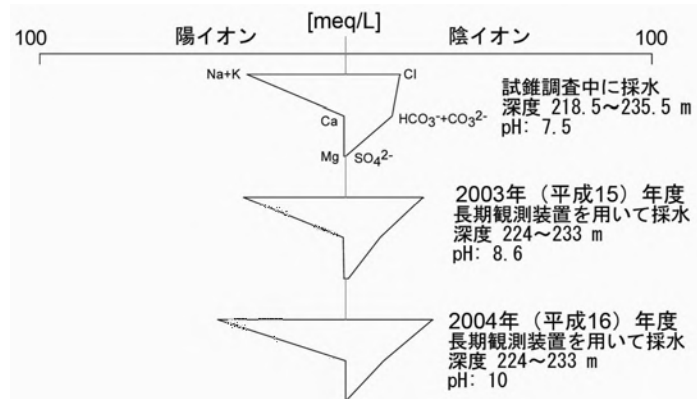


図 4.3.4-2 HDB-4 孔における長期モニタリング装置を用いた地下水の水質の変化
(藤井ほか, 2005)

(iii) 今後の課題

上述のように長期モニタリング装置を用いた地下水の水質のモニタリングでは、ボーリング孔を補孔するために使用しているケーシングパイプやセメントの影響が認められる。そこで、ボーリング孔へケーシングパイプを設置しない裸孔へ直接モニタリング装置を設置し地下水の採水を実施できるモニタリング装置の開発や適用性を確認する必要がある。

(iv) 概要調査のための基盤技術

ボーリング調査終了後に長期間ボーリング孔を自立させるために、ケーシングパイプを設置する手法を用いる場合、その後の長期モニタリング装置の設置や観測を実施する深度を決定しボーリング孔を仕上げる必要がある。一方、地下水の水質については、ケーシングパイプやセメントの影響を無視できないことから、ケーシングパイプを設置しない区間を設定するなどの対処が必要であると考えられる。

4.3.5 地質環境の調査・評価技術の整備

幌延深地層計画では、4.3.2から4.3.4に示した様々な調査研究を実施し、地質環境特性を段階的に理解しつつ、それに必要な調査・評価技術を開発・改良してきた。第1段階においては、空中・地上物理探査、ボーリング孔の掘削とそのボーリング孔を利用した地質、水理、地球化学などの一連の調査・評価技術などの適用性を確認した。また、地質構造や水理地質構造などのモデル化技術、地下水流動や水質分布などの解析・推定技術などについても整備を図ってきた。

本項では、第1段階において地質環境特性を合理的かつ精度良く調査・評価する上で重要と考えられる、深層ボーリング調査技術について示す。

(1) 深層ボーリング調査

深層ボーリング調査は第1段階の中で、地下深部の地質環境情報を直接取得できる調査であり、概要調査地区における調査の中で特に有効な調査手法の1つと考えられる。本調査で取得されるデータは地質環境のモデル化や解析あるいは安全評価や地下施設の設計や建設などに使用されることから、それらの結果の信頼性を確保するためには、品質が管理されたデータを取得することが必要である。さらに深層ボーリング調査は掘削深度および調査量の増加に伴い調査全体の費用が増加することから、1本のボーリング調査により多くの地質環境情報を取得することが必要である。以上の考え方にに基づき、深層ボーリング調査では品質が管理された調査データを合理的に取得する手法を確立することを目標としている。以下では深層ボーリング調査の一環である掘削技術、水理学的調査技術ならびに地下水の地球化学特性調査技術についてこれまでの経験を踏まえた主な知見を紹介する。

(i) 調査計画の策定

深層ボーリング調査では、その重要性から緻密な調査計画の策定が必要である。具体的には、この段階までの地質環境の理解に基づき調査対象を特定し、調査目標を明確にするとともに、調査対象の地質環境の予測結果ならびに時間や予算などの与条件を踏まえて、ボーリング孔のレイアウトや個別の調査項目・手法などの最適化・合理化を図ることが重要となる。これと合わせて、この段階では調査の品質を管理するためのマニュアルや体制などを整備することも必要である。なお、策定した調査計画は調査の進展にともない適宜見直される。

(ii) 掘削技術

ボーリング調査は掘削そのものが地質環境を乱す可能性があることから、その影響を最低限に抑えつつ、地質環境特性を適切に理解し、評価していくとの考え方で調査を進めている。これまでの経験に基づき、幌延町に分布する堆積岩を主な研究対象としたボーリング調査について、掘削ツールや泥水の選定の考え方などについて紹介する。

① 掘削ツールの選定

本地域においてこれまでに実施された石油調査や温泉調査のボーリング調査においては、石油や天然ガスが胚胎する徴候が認められていることから、ボーリング調査中に石油や天然ガスが噴出する可能性が考えられる。そのため、石油や天然ガスの噴出を防止するための暴噴防止装置（Blow Out Preventer）を孔口に取り付けることとした。各種のバルブや暴噴防止装置の耐圧性能、現場作業に係わる安全については、鉱山保安規則（石油鉱山編）（通商産業省環境立地局監修、1996）の規定を採用した。

② ボーリング孔掘削技術

本研究におけるボーリング調査では、地質環境特性（地質学、水理学、岩盤力学、地球化学）に関する様々なデータを取得するため、全ての区間においてコアを採取する（オールコアリング）ことを基本としている。しかし、上述のようにボーリング孔掘削時には暴噴防止装

置を設置する必要があり、既存の地熱開発や資源開発において用いられているボーリング孔の掘削ロッドは、強度などの仕様が十分ではなかった。さらに、石油探査におけるボーリング孔掘削では、部分的にコアを採取する方法（スポットコア）を基本としていることから、石油探査用の掘削ロッドでは、オールコアリングを実施することができなかった。

そこで、幌延深地層研究計画では、堆積岩中において石油や天然ガスの胚胎するような堆積岩地域において、暴噴防止装置を使用し、安全にかつオールコアリングが可能な掘削ロッドを採用し、ボーリング調査を実施した。

③ 掘削水の検討

ボーリング孔を掘削する際には、掘削時に生じる掘屑の効果的な排出、冷却および孔壁の保護のために掘削水を使用する必要がある。清水を用いた掘削は、花崗岩のような硬岩を対象にしたボーリング孔掘削には適用できるが、堆積岩を対象にボーリング孔を掘削する場合には、堆積岩中の粘土鉱物の膨潤やボーリング孔の崩壊を生じる危険性が高い。そこで、本研究では、計画当初より堆積岩を対象にしたボーリング孔掘削を実施することを想定し、掘削用泥剤を検討した。

掘削用泥剤の選定については、以下の観点から検討を行った。

- ・堆積軟岩を対象にした掘削に一般的に使用されているもの
- ・水理的・地球化学的影響が少ないと考えられるもの
- ・国内での供給が容易なもの

その結果、KCL-リグネート泥水、シリケート泥水、DIF（Drill-In-Fluid）を検討対象の泥剤として選定した（池田ほか、2000）。この検討の結果、粘土鉱物を多く含み膨潤性が高いような地層を掘削する場合には、珪酸ソーダを主体とするシリケート泥水を用いてボーリング孔を掘削することが有効であることがわかった。しかし、シリケート泥水の使用にあたっては、単体での使用ではなく比重調整、粘性調整などが必要となり、ポリマーなどの有機物を合わせて使用する必要があることがわかった。また、ボーリング孔の洗浄にあたっては、アルカリ性の溶液を使用する必要があることがあり、地下水の水理特性に与える影響は小さいが、地球化学特性に与える影響は非常に大きいこともわかった（島田ほか、2001）。

当初、上記のとおりシリケート泥水を使用することを想定していたが、本地域の堆積岩については、粘土鉱物の含有量が少なく膨潤しにくい特徴を有していることが確認されたため、ボーリング孔掘削は、清水もしくは、低濃度のベントナイト泥水で実施することとした。

④ 清水掘削とベントナイト泥水掘削の結果

HDB-1, 2 孔のボーリング孔掘削では、清水掘削の適用性を検討すること、地質環境特性に与える影響を小さくすることを目的として、清水によるボーリング孔掘削を実施した。実際には、ボーリング孔の孔径が著しく拡大し、ボーリング孔における調査試験が困難となった。そのため、ボーリング孔の崩壊の防止、スライムの効率的な排出を行うために、約 6 % 程度の濃度のベントナイト泥水を使用した。

しかし、HDB-1, 2 孔のボーリング調査では、孔径拡大が清水掘削によるものであるか、それ以外の要因のものであるかを十分検討できなかったことから、HDB-3, 4, 5 孔の掘削時に清水とベントナイト泥水を用いた掘削を行い、孔径の変化を確認した。図 4.3.5-1 に清水とベントナイト泥水によるボーリング孔掘削の適用結果を示す。その結果、清水を用いたボーリング孔掘削と比較するとベントナイト泥水を使用してボーリング孔を掘削した方が、ボーリング孔の孔径が拡大する程度が小さく、膨潤性の無い堆積岩を対象にしたボーリング孔掘削は、低濃度のベントナイト泥水で対応できることが示された。

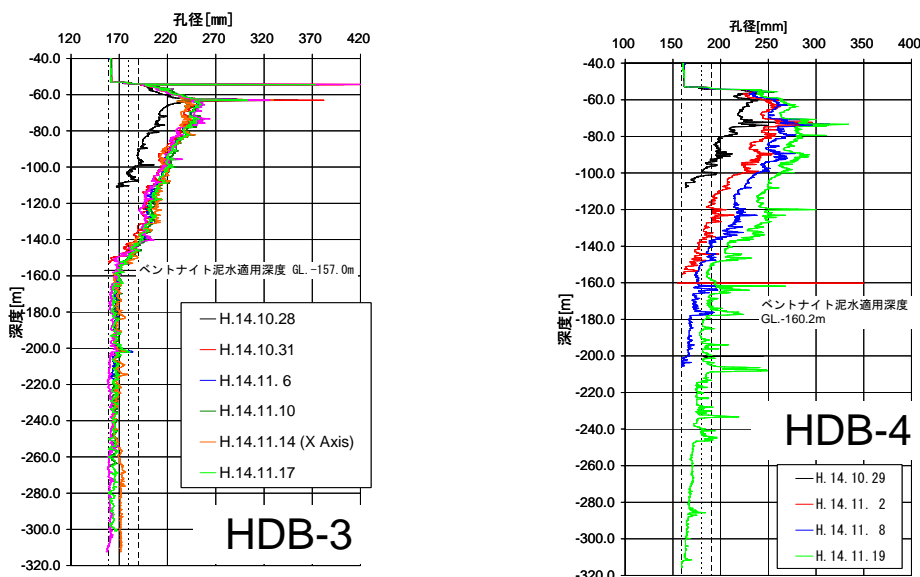


図 4.3.5-1 清水掘削とベントナイト泥水掘削による孔径拡大の違い

(iii) ボーリング孔を利用した調査技術

堆積岩で、かつ地下水中に溶存ガスが存在する地質環境は、わが国において広く分布していると考えられる。このような地質環境を対象とした調査では、既存技術をそのまま適用できない可能性が高い。そのため、このような地質環境を対象にした調査機器の開発や調査手法の確立を目的として、調査技術に関する情報収集や現地調査での適用性の検討を行った。

また、ボーリング孔を利用した調査は、ボーリング孔の掘削技術と密接に関連している。例えば、ボーリング孔掘削時に使用する泥水の影響が挙げられ、その影響を低減する手法の検討が必要である。以下では、水理調査および地下水の地球化学特性調査技術を例として、ボーリング孔における調査技術の検討結果を紹介する。

(a) 水理調査技術開発

地下水中に溶存ガスが存在する環境下では、水理試験時に溶存ガスの遊離に伴うデータ品質の低下を抑制することが課題となる。また、掘削水として泥水を使用する場合には、泥水の見詰まりによる透水性の低下を軽減することも重要となる。これらの課題に対応するため、試験方法の検討および、試験装置の改良を行い、その有効性を確認した(竹内・平田, 2003)。

① 溶存ガスを含む地下水環境下での試験方法の構築

加圧あるいは注水による水理試験は、試験中の溶存ガスの遊離を抑制する有効な方法と考えられる。しかしながら、ボーリング孔掘削時に泥水を使用する場合は、試験時の注水により泥水が岩盤中に浸入し、透水性の低下が生じる可能性がある。一方、減圧あるいは揚水による水理試験は泥水による見詰まりの影響を低減することができるものの、過剰な減圧あるいは水位低下により、試験区間内での溶存ガスの遊離を引き起こす可能性がある。これらのことから、減圧あるいは揚水を基本としつつ、試験影響範囲の小さな試験から大きな試験を順次行う手順で試験を実施し、各試験でのガスの遊離状況を確認しつつ、次段階の試験での減圧または水位低下量を設定することにより、試験データの品質を担保することが可能となった。具体的な試験手順を図 4.3.5-2 に示す。

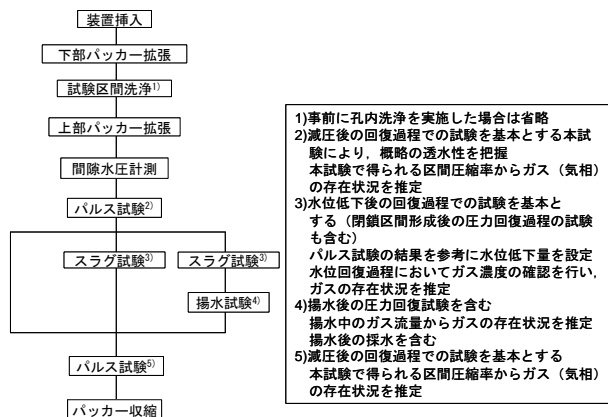


図 4.3.5-2 水理試験手順の一例

② 水理試験装置の改良

溶存ガスを含む地下水環境下で揚水試験を実施した場合、減圧に伴い溶存ガスが遊離するため、地上に排出される流体はガス/水混合状態となる。そのため、水理試験装置には、ガス/水混合状態においても一定量の流体のくみ上げが可能な地上駆動型ポンプを採用した。このポンプは最下部にシール性を有していることから、閉鎖区間内でのガスの遊離を抑制することができ、単相状態での試験が可能である。また、透水量係数および透水係数を算出するために、地上部において揚水量および遊離したガス流量を計測するためのガス/水セパレータ、容積式揚水流量測定装置、ガス流量計測装置を備えた（図 4.3.5-3、図 4.3.5-4）。

また、泥水中での試験が可能となるように、孔内部のバルブの耐久性の向上やオリフィスの径を大きくするなどの改良を行った。さらに、試験開始前に試験区間の泥水を清水に置換するための方法や孔壁の泥剤を除去する試験手順を検討するなどの水理試験手法の改善を行った（國丸ほか、2003）。

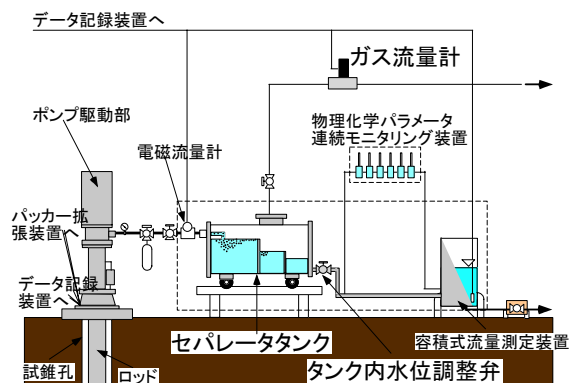


図 4.3.5-3 試験装置概念図（地上部）
（國丸ほか、2003）

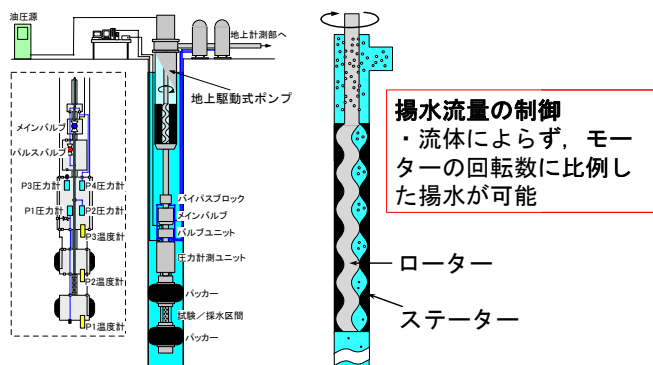


図 4.3.5-4 試験装置概念図（孔内部）

揚水流量の制御
 ・流体によらず、モーターの回転数に比例した揚水が可能

(b) 地下水の地球化学特性調査技術開発

降水起源と考えられる淡水と古海水起源の塩水の地下水が存在する場においては、それらの境界深度の分布を把握することが重要である。そのためには、表層から地下深部にかけての可能な限り密な間隔で地下水水質の深度分布を把握する必要がある。さらに、深部地下水の物理化学パラメータ値、溶存ガス量や酸化還元に関わる化学種のデータを取得するためには、その深度に相当する圧力状態で試料を採取し、大気に触れない状態で各種分析を実施する必要がある。

以上述べた背景から、地下水の地球化学特性の分布を把握することを目的として、ボーリ

ング孔から地下水を揚水する方法，ボーリングコアを圧縮して間隙水を抽出する方法を組み合わせ調査を実施した。さらに，ボーリング孔内の原位置において，地下水の物理化学パラメータを測定する機器および封圧採水機器の適用性の確認を行った。

① 揚水による地下水の採水（地層水）方法

本手法では，水理試験装置（図 4.3.5-3）を使用し，揚水試験（図 4.3.5-2）の段階において地下水（地層水）を採取する。すなわち，岩盤の透水性が比較的高い区間の水質の把握に適している。また，揚水試験の実施が困難となる透水性の低い区間からの採水は不可能であり，かつ適していない。

揚水試験中には，掘削水の地層水への混入割合を把握するために，掘削水にトレーサーとして添加した蛍光染料（例えば，掘削水中へ 10 mg L^{-1} の濃度で添加）を分析するとともに，揚水した地層水の物理化学パラメータ（pH，電気伝導度，酸化還元電位，溶存酸素濃度，温度）の連続モニタリングを実施している。

このように揚水により採水される地層水は，下記の間隙水と比較すると短時間で多量の採水が可能であり，主要化学成分，酸素や水素などの同位体比および，微生物などに関する多項目の分析を実施できる点で，非常に有効な手法である。

② ボーリングコアから間隙水の抽出方法

ボーリングコアから間隙水を抽出する方法については，図 4.3.5-5 に示す装置を使用した。本装置は木方ほか（1999）による装置と同等の一時軸圧縮式の抽出装置（誠研舎製）を基本としている。

間隙水の抽出時には，最大 70 MPa の圧力で平均 120 時間加圧し，1 試料あたり平均で $5 \sim 20 \text{ mL}$ の間隙水を抽出した。間隙水を抽出方法は，堆積岩を対象とした研究で広く用いられており，コアの現場での密封処理の有無や，抽出する圧力の差により，データの品質が異なることが知られている。本研究においても，一部のコアについては，硫酸イオン濃度が著しく高い試料が認められるなど，本手法の課題が抽出されている。

しかし，①で述べた揚水と間隙水の抽出を組み合わせることにより，地下水の地球化学特性の深度分布や空間分布を効率的に把握することが可能であると考えられる。

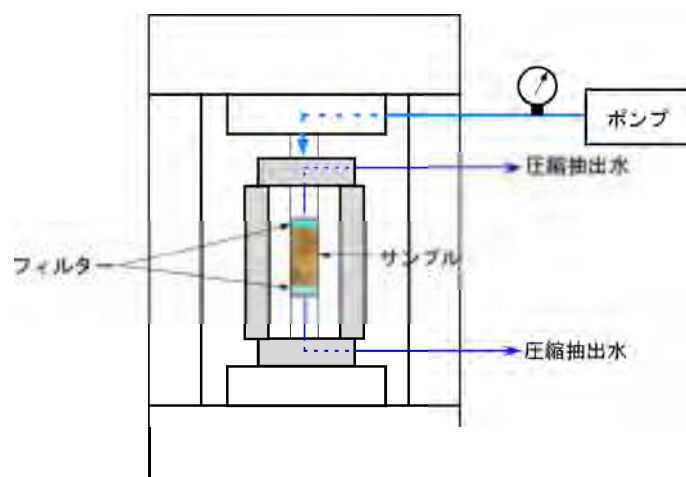


図 4.3.5-5 一軸圧縮試験機を改良したタイプの間隙水抽出装置（國丸ほか，2003）

③ 原位置物理化学パラメータ測定装置の適用性

原位置における地下水の物理化学パラメータの計測装置については，幌延の地質環境に適用的であることを条件とし，既存の技術を活用することを基本に，既存の水理試験装置と組合

せる方法を検討した。例えば、水理試験装置に用いられている揚水パイプの内径を可能な限り大きくし、これらの計測装置を挿入できるような加工などを行っている。

適用深度などの基本仕様を満たす計測装置について、市場調査、文献調査などを行い、OCEAN SEVEN 303 Probe (IDRONAUT s.r.l.)を選定した。同 Probe の基本仕様を表 4.3.5-1 に示す。

表 4.3.5-1 各計測項目とその精度

測定項目	仕様		
	レンジ	精度	分解能
温度 [°C]	-1~49	0.02	0.004
圧力 [dbar]	0~1,500	0.25 %フルスケール	0.1
pH	0~14	0.05	0.01
酸化還元電位(Eh) [mV]	-1,000~1,000	10	1
電気伝導度(EC) [mS cm ⁻¹]	0~62	0.02	0.004
溶存酸素(DO) [ppm]	0~50	0.1	0.01

④ 封圧地下水採水装置の適用性

既存の水理試験装置と組み合わせて使用できる封圧式の地下水採水装置を新たに製作し(國丸ほか, 2004), ボーリング調査において適用性の確認を行った。

本採水装置は、採水容器内にピストンを有する構造の採水装置である。地上部より採水ボトル内に圧力を与え、採水容器内のピストンを容器下部に圧着させることにより地下水の混入を防止する。地下水採水時は地上部から容器に与える圧力を低下させ、容器内の圧力と原位置の水圧との差圧によって採水容器内のピストンが移動し、原位置の地下水を採水できる(図 4.3.5-6)。本採水装置の長所としては、採水直前まで採水容器内に試料以外の地下水が混入しない構造であり、品質の高い試料が採水できることである。一方、短所としては、採水容器内の圧力変化を用いて原位置の地下水を採水するため、採水時に若干の減圧が生じるため、溶存ガスが遊離する可能性がある。

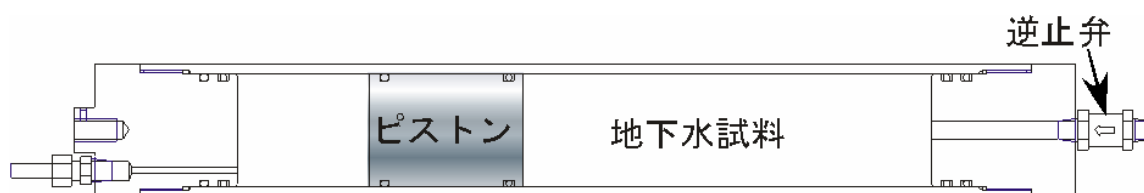


図 4.3.5-6 封圧地下水採水装置(ピストン型サンプラー)の概念図

(2) まとめと今後の課題

以上述べてきたように、現場調査での適用を通じて、各種の地質環境調査技術の開発を行ってきた。

一方、調査技術開発においては、上述の調査機器など(ハードウェア)の整備に加えて、データの品質管理・品質保証に関わる手法・体制(ソフトウェア)の整備が重要である。

例えば、ボーリング調査においては、調査を開始する前に試験手順を定めた調査マニュアルの作成、試験中の品質管理方法を規定した品質管理計画書の作成、試験実施中に速報を作成することを義務付けるとともに、これらの文書を確認する体制を構築することが必要不可

欠である。特に、幌延深地層研究計画のように、20年間にわたる研究計画であり、かつ研究者の入れ替わりがある場合には、個々のデータの品質管理手順を追跡できる体系的な手法を構築することが必要不可欠であると考えられる。

4.4 ナチュラルアナログ研究

4.4.1 研究の背景とアプローチ

ナチュラルアナログ研究は「放射性廃棄物の地層処分システムにおいて発生すると想定されるプロセスに類似する天然現象や、地層処分システムの構成物に類似する天然の物質などについて研究すること」と定義されている（太田・湯佐，2003）。ナチュラルアナログ研究の役割として、IAEA（1999）は地層処分システムの安全評価手法の信頼性を高めるためのより具体的な方法として用いることを提案し、この研究の成果の反映先として、概念モデルの構築、安全評価モデルへのインプットデータの提供、安全評価モデルの妥当性の確認、の3点を挙げている（吉田，1996；IAEA，1999）。

サイクル機構では、第2次取りまとめ以前には天然バリアに関するナチュラルアナログ研究として、東濃ウラン鉱床を対象として地質環境中でのウラン系列核種に注目した研究を行ってきた。その結果、東濃ウラン鉱床は約1,000万年前に形成されてから、隆起・侵食や断層活動などの地質事象を被ってきたにもかかわらず、ウラン現在に至るまで存在し続けていることが明らかにされ、「放射性核種は地質環境中に長期間にわたって保持される」ことが定性的に示されてきた（吉田，1996）。

地層処分システムの長期的な安全評価の信頼性をさらに向上させるためには、第2次取りまとめまでに得られた知見に加えて、1～10万年といった長期的な時間スケールで生じる地質学的事象や地質環境の変化に伴う物質の移動・遅延挙動についての知見を得るとともに、物質の移動・遅延挙動に影響を及ぼす要因を評価することが必要である。そこで、第2次取りまとめ以降のナチュラルアナログ研究では、東濃ウラン鉱床を事例の場として地質環境が有する放射性核種保持機能の定量化と保持機能に影響を及ぼす主要プロセスの抽出を主要な目的として研究を行ってきた。このうち、核種保持機能の定量化については、長期的なウランの溶解度や、ウラン鉱床分布域での隆起速度の試算を、一つの事例として行ってきた。また、放射性核種の保持機能に影響を及ぼす主要プロセスの抽出では、安全評価で用いられる影響解析を応用して、ウランの濃集・移動に影響を及ぼす因子を抽出した。

本章では、これらの研究の概要とその結果を報告する。

4.4.2 放射性核種保持機能の定量化

放射性核種保持機能の定量化としては、これまでにウランの溶解度の長期的な変動幅に関するデータの取得を進めるとともに、隆起・侵食などの地質学的事象が地質環境に及ぼす影響についての評価を進めてきた。ここではこの2点に関する成果を述べる。

(1) ウランの溶解度の長期的な変動幅

東濃ウラン鉱床を胚胎する土岐夾炭累層中の地下水組成に基づいて、溶解度を制限する固相を熱力学解析によって求め、鉱物学的なアプローチによってpH、酸化還元電位の変化を考察するとともに、ウランの長期的な溶解度を検討した。

最初に、ウランのpH-Ehダイアグラムに土岐夾炭累層の地下水での実測値をプロットした（図4.4.2-1）。ダイアグラムの作成にあたっては、土岐夾炭累層で観察された PCO_2 の範囲をほぼカバーするように $\text{PCO}_2=10^{-3}$ barと $\text{PCO}_2=10^{-5}$ barの2ケースを検討した。その結果、閃ウラン鉱もしくは $\text{UO}_2(\text{am})$ が安定に存在すると推察された（図4.4.2-1）。しかし、土岐夾炭累層中の地下水のウラン濃度は一般に数ppb以下であり（Iwatsuki et al., 2004）、現在、観察されるpH、Eh条件における閃ウラン鉱の溶解度を考慮すると地下水中のウラン濃度は高すぎると考えられる。そこで、Geochemist's Work Bench（Bethke, 1996）を用いて、溶解度を制限する固相の解析を行った。現実のイオン濃度の積を溶解度積で割った値の指数で表される飽和指数（saturation index；SI）を計算した結果、 $\text{UO}_2(\text{am})$ のSIがほぼ0になっ

たことから、 $\text{UO}_2(\text{am})$ の溶解・沈殿反応が地下水と平衡状態にあり、主要な溶解度制限固相であると考えられた(図 4.4.2-2)。また、図 4.4.2-1 から、 $\text{UO}_2(\text{am})$ の安定領域は PCO_2 によって変化することから、その溶解度には pH、酸化還元電位および炭酸ガス分圧が影響することが明らかになった (Iwatsuki et al., 2004)。

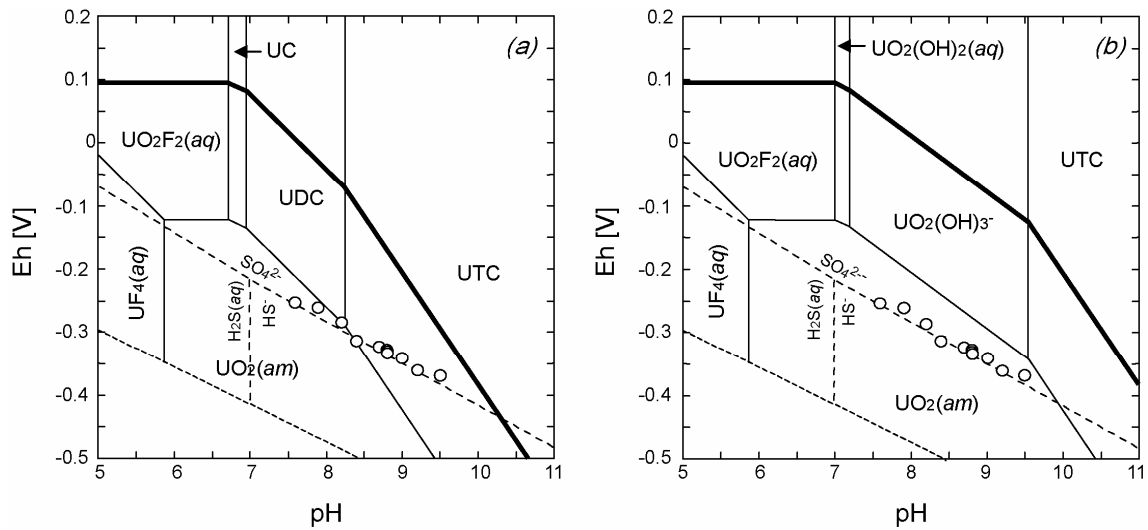


図 4.4.2-1 25°C, 1bar におけるウラン鉱物と溶存化学種の安定度の関係図
 (活量は、 $\text{U}=10^{-8.7}$, $\text{S}=10^{-5}$, $\text{F}=10^{-3.3}$, $\text{Si}=10^{-3.5}$ とした。図中の太線は閃ウラン鉱と溶液の境界を示す。(a)は $\text{PCO}_2(\text{g})=10^{-3}\text{bar}$, (b)は $\text{PCO}_2(\text{g})=10^{-5}\text{bar}$ である。○は瑞浪層群中の地下水の pH-Eh 組成を表す。Iwatsuki et al. (2004) から花崗岩中の地下水データを削除して使用した。)

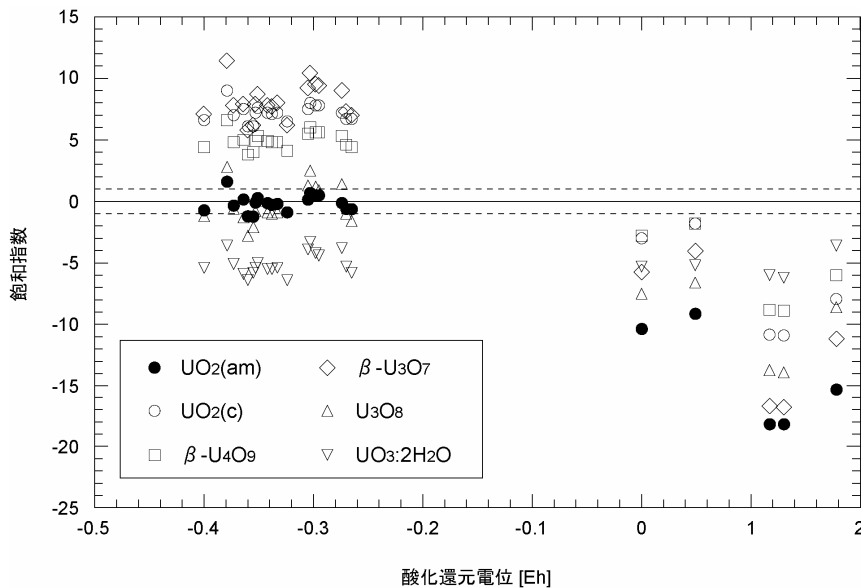


図 4.4.2-2 計算された瑞浪層群中の地下水でのウランの飽和指数
 (閃ウラン鉱は $\text{UO}_2(\text{c})$ で表される。飽和指数の計算には誤差を含むため、 0 ± 1 の範囲内にあるものを平衡とみなした。)

東濃ウラン鉱床周辺の地下水の pH、酸化還元電位および炭酸ガス分圧については、長期的な視点から見ると、地層中の地下水の pH と酸化還元電位に寄与する鉱物の産状とそれが生成されたと推定される年代から、ウラン鉱床の周囲では炭酸塩の溶解・沈殿反応と堆積岩上部から供給される硫酸イオンと地層中の有機物を利用した硫酸還元反応が、弱アルカリ～アルカリ・強還元環境を長期的に維持してきた主要な緩衝反応であったと推察される (岩月ほか, 2003 ; 図 4.4.2-3)。さらに、東濃ウラン鉱床を胚胎する瑞浪層群のうち、上部の生俵累層と明世累層には貝化石が含まれているが、これらの分布域では現在の地表下 20~60 m では貝化石が溶脱しているものの、それ以深では溶脱しておらず、現在のウラン鉱床周囲で認

められる地球化学環境は少なくとも過去数百万年間は保持されてきたと推察されている (Iwatsuki et al., 2004)。これに基づいて上記の岩月ほか (2003) で示された緩衝反応が過去から現在まで平衡状態にあったと仮定すると、pH と酸化還元電位の変動幅は pH=8~10 の条件で、酸化還元電位は約-280~-400 mV の範囲にあったと見積もられた。土岐夾炭累層中の地下水では、pH が高い地下水では PCO₂ は低く、pH が低い地下水では PCO₂ は高いという関係が認められる (Arthur, 2003) ので、この関係を用いて pH=8~10 の時の炭酸ガス分圧は 10^{-2.75}~10^{-5.60} atm と計算される。このような環境条件の変動幅を用いると、熱力学的に UO₂(am) の溶解度は 10^{-6.1}~10^{-8.7} mol kg⁻¹ と、非常に低い範囲にあったと推測される (Iwatsuki et al., 2004)。

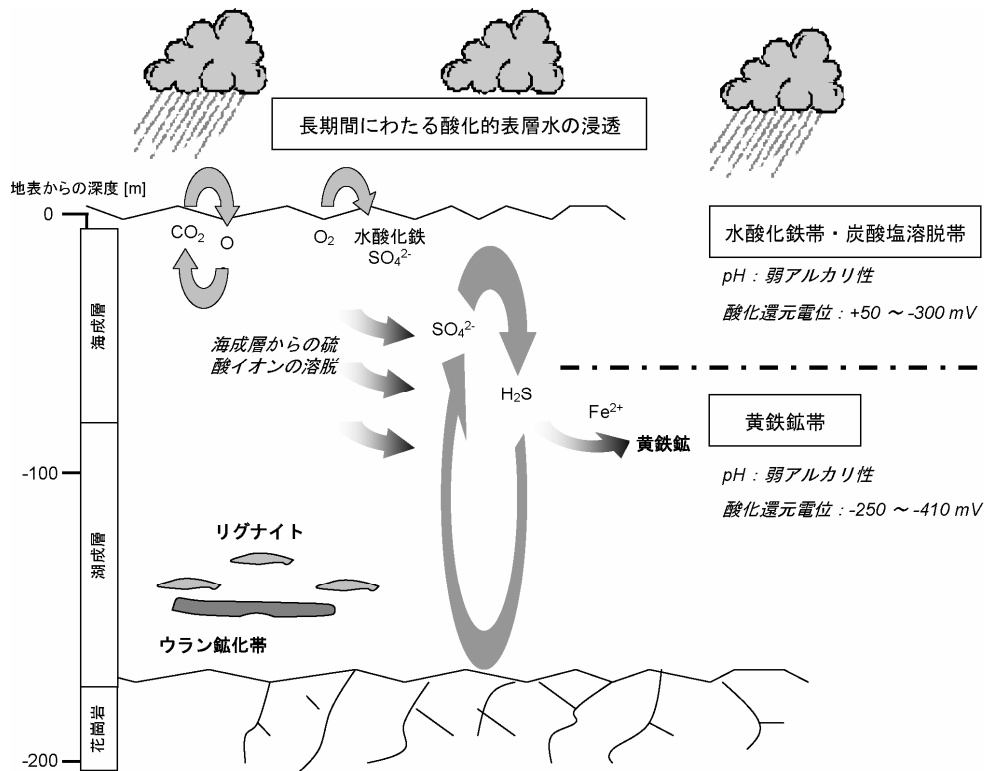


図 4.4.2-3 ウラン鉱化帯周辺で見られる酸化還元プロセス (岩月ほか, 2003)

(ウラン鉱床が存在する深度では地層中の有機物を介した硫酸還元菌による硫酸還元とそれに続く硫化鉱物の沈殿が還元状態の形成に関与する主要な酸化還元反応であると考えられる)

(2) 隆起・沈降の変遷と地質環境への影響

隆起・侵食は地形変化や土被りの減少を生じ、この結果として地下水流動の変化や地表近くでの酸化帯の形成といった現象を引き起こす。そこで、東濃ウラン鉱床のうち、月吉鉱床を例として、大まかな見積もりではあるものの、現在認められる地層の層厚から、過去から現在までの隆起・沈降量と隆起速度を見積もり、隆起・侵食が地質環境へ及ぼす影響を考察した。

月吉鉱床で認められる地層のうち、瑞浪層群生俵累層の層厚は東濃鉱山周辺では約 40 m である。生俵累層は水深 100~200 m の海に堆積したと考えられており (糸魚川, 1980)、海水準変動を考慮せず、生俵累層堆積中に水深の変化が無かったと仮定すると、生俵累層堆積中には約 40 m の沈降があったと求められる。一方、生俵累層とその上位の瀬戸層群は不整合であるため、生俵累層堆積後に過去の水深分 (200 m) は隆起したと考えることができる。また、不整合期には地層が削剥されるため、それを東濃ウラン鉱床周辺で認められる各層の最大層厚から東濃鉱山で認められる層厚を差し引いた分が削剥されたと考えることによって、

隆起・沈降量を見積もった（笹尾ほか，2005）。

隆起・沈降量の見積もりには，東濃鉱山で掘削されたボーリングコアで観察される各層の層厚を用いた。また，各層の最大層厚，古水深は糸魚川・柴田（1992），海水準変動および各層の堆積年代は既存の文献情報を参考にして決定した（表 4.4.2-1；笹尾ほか，2005）。この結果，東濃鉱山周辺では堆積岩が堆積し始めてから現在までに 3 回の沈降と隆起のサイクルが認められ，隆起量としては約 150 万年前と推定される瀬戸層群の堆積後から現在までの期間で約 340 m と最も大きいと推定された（図 4.4.2-4）。また，瀬戸層群堆積後の隆起速度は 0.2～0.3 mm/年と見積もられた（笹尾ほか，2005）。

表 4.4.2-1 東濃鉱山周辺の隆起・沈降の見積もりに使用した諸データ（笹尾ほか，2005）

地層名	堆積年代 [Ma] (上限と下限の年代)	海水準 [m]	古水深 [m]	最大層厚 [m]	東濃鉱山での層厚 [m]	
					月吉断層北側	月吉断層南側
瀬戸層群	1.5	- 50	0	70	43	38
	12.0	+ 50				
生依累層	14.9	+ 150	200 (上部)	160	43	0
	15.6	+ 60	100 (下部)			
明世累層	17.6	+ 110	100 (上部)	135	28	48
	18.3	+ 130	50 (下部)			
本郷累層	18.3	+ 130	10	70	28	46
	18.8	+ 120				
土岐夾炭累層	19.0	+ 120	0	140	25	31
	19.6	+ 100				

（堆積年代は小林（1989）および氏原ほか（1999），海水準は Haq et al.（1987），古水深は糸魚川・柴田（1992），最大層厚は糸魚川（1980）に基づいた。）

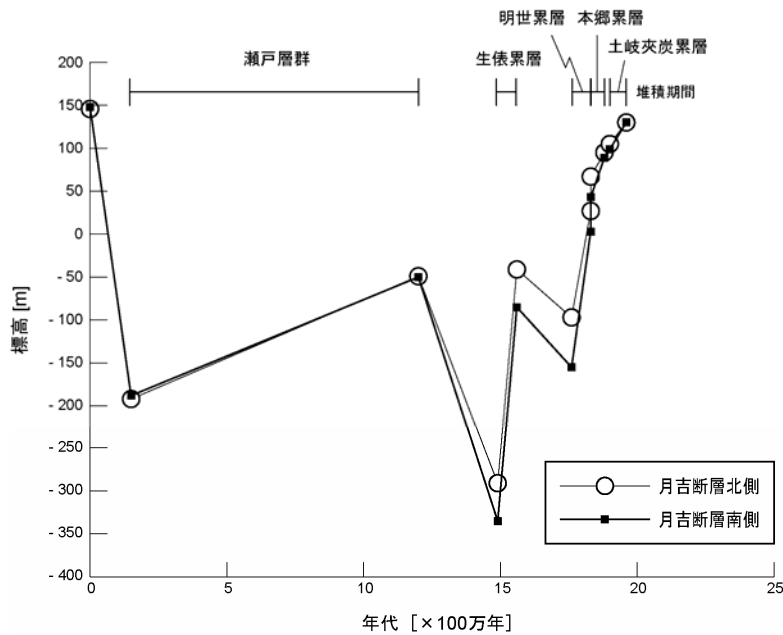


図 4.4.2-4 東濃鉱山周辺における隆起・沈降の履歴（笹尾ほか，2005）

先に述べたように，現在のウラン鉱床周囲で認められる地球化学環境は少なくとも過去数百万年間は保持されてきたと推察されており（Iwatuski et al., 2004），現在の隆起・侵食に起因する地質環境の変化はウラン鉱床の深度までは達していないと考えられる。また，貝化石の溶脱は現在の地表から 20～60 m の範囲に限られること，瑞浪層群分布域では現在の地表から 20～30 m の範囲では水酸化鉄の沈着が認められる一方で，深度 60 m 以深では還元状態を示唆する黄鉄鉱が存在する（Iwatsuki et al., 2004）。これらの観察事実から，隆起・侵食に起因する地質環境の変化は地表近くに限定されていたことが示唆される（笹尾ほか，2005）。

4.4.3 物質移動に影響を及ぼす主要因子の抽出

本研究では、東濃ウラン鉱床の母層である瑞浪層群の堆積開始時点から現在までの間に生じた、東濃ウラン鉱床の形成と進化を解析し、その解析結果と鉱床の現在の状態とを比較することによって、物質の移動に影響を及ぼす主要因子を抽出した。

物質移動に影響を及ぼす主要な因子の抽出には、安全評価で用いられる手法、すなわちシナリオの作成、モデル開発、影響解析という流れ（核燃料サイクル開発機構、1999a）に沿って行った。具体的には、以下の通りである。

- ・シナリオの作成：東濃ウラン鉱床を含む地域の最良と考えられる地史の構築
- ・モデル開発：ウランの移動・保持に係わる概念モデル・数学モデルの作成
- ・影響解析：ウランの移動・保持に係わる影響解析

(1) シナリオの作成

シナリオの作成として、東濃地域の地史の構築を行った。地史の構築にあたっては、既存の文献情報に基づいたものの、地質年代や地層堆積時の水深、隆起・沈降の規模や断層活動などの時期について、不確実な要素が多いため、全てを定量的に表現することは不可能である。このため、地史は、既存情報を参考にして、本研究に係わった技術者の合意を得て表4.4.3-1のように作成した。

表 4.4.3-1 東濃ウラン鉱床の地史（Metcalf et al., 2005）

年代	地質学的事象	地質学的事象（人間活動を含む）の説明
約7,500万年前	土岐花崗岩の形成	花崗岩の貫入（約300°C以下への冷却）、ウランの溶脱と沈殿
7,500万～2,700万年前	花崗岩の変質	花崗岩の継続的な冷却；熱水活動（花崗岩中の炭酸塩鉱物の形成）；ウランの移動（おそらく複数回のイベントがあったと考えられる）；断層活動
3,500万～2,700万年前？	変質花崗岩の風化	風化作用—ウランの移動があったと思われる
2,700万？～1,800万年前	土岐夾炭累層および本郷累層の堆積	堆積盆地の形成；湖成層と河川成層の堆積
約1,800万年前	明世累層の堆積	海進（浅海）；海退；堆積期間は不確実
1,700万～1,500万年前	不整合の形成	広域での侵食（不整合）；不整合の期間は不確実（100万～200万年間と推定される）
約1,500万年前	生俵累層の堆積	主要な海進（水深200 m）；比較的深海性堆積物の堆積；海退
1,500万～？（年代未詳）	不整合の形成	広域での侵食（不整合）
1,700万～500万年前	月吉断層の活動	月吉断層の活動（垂直変位量30～35 m；堆積岩では3つの主要な活動ステージが認められている）
約1,000万年前	東濃ウラン鉱床の形成	ウラン鉱化作用—ウラン鉱床の形成（現在までの継続的なウラン鉱化が生じている可能性あり）
500万～150万年前	瀬戸層群の堆積	瀬戸層群の堆積
150万年前？	鉱床周辺の隆起	隆起（平均変位速度0.1～0.3 mm/年）
1970年代から現在	鉱床周辺の隆起	人間活動の影響（鉱業活動、ボーリングの掘削）

(2) モデル開発

概念モデルの開発にあたっては、以下の点を考慮した（Metcalf et al., 2005）。

- ・ウランが土岐花崗岩上部から供給され、堆積岩下部で沈殿した。すなわち堆積岩分布域であっても不整合直下の花崗岩上部は酸化的で、堆積岩下部は還元的であること（核燃料サイクル開発機構、1999a）から、岩石の種類によって酸化還元環境が異なること。

- 古地形から過去の地下水流動は花崗岩から堆積岩に向かっていたと考えられること。これらを考慮して作成した水理に係わる概念モデルを図 4.4.3-1 に示す。

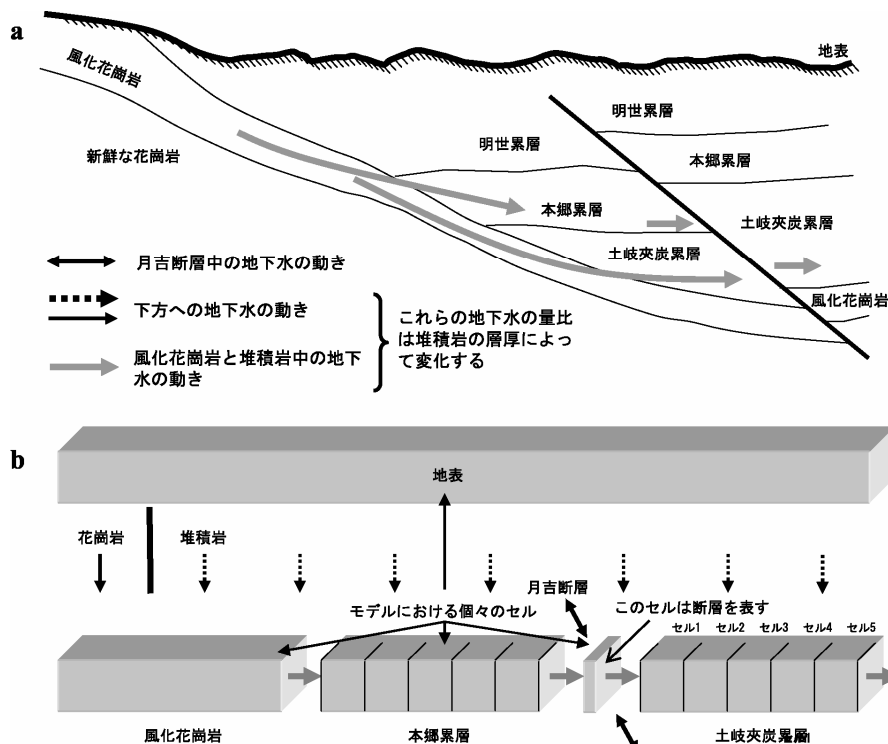


図 4.4.3-1 東濃ウラン鉱床周辺における水理に係わる概念モデル (Metcalf et al., 2005)
 (a は水理とウランの移動に係わる概念モデル, b は一次元の数値解析を行うためのモデルを示す)

ウランの移動は以下のように扱った。

- 土岐花崗岩からのウランの溶脱速度は、還元環境であった時代には $UO_2(am)$ の溶解度を考慮して決定し、酸化環境であった時代にはウラン鉱床中のウラン量から見積もった土岐花崗岩からのウランの溶脱量に基づいて決定した。
- 堆積岩中におけるウランの移動は、移流もしくは拡散によるものとした。ウランの移動を支配する地下水のダルシー流速および拡散係数は東濃地域で取得されたデータに基づいて決定した。
- 東濃ウラン鉱床では、ウランは閃ウラン鉱やコフィン石といった一次鉱物として固定されているものが認められるが、大部分のウランは粘土鉱物や鉄チタン鉱物、黄鉄鉱などに収着して存在している (核燃料サイクル開発機構, 1999a)。このため、ウランの固定は式 (4.4.3-1), (4.4.3-2), (4.4.3-3) に基づいて、沈殿と収着を考慮した。

$$R_U \frac{\partial U}{\partial t} = D_h \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} - v_D \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{D_m}{l} (U^*(t) - U) \quad (4.4.3-1)$$

$$R_U = 1 + \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} \rho S \quad (4.4.3-2)$$

$U(x, t)$: ウラン濃度, $U^*(t)$: 上位層のウラン濃度, D_h : 溶質分散
 v_D : ダルシー流速, D_m : 拡散係数, l : 土岐夾炭累層の層厚, ε : 空隙率
 ρ : 密度, S : ウランの分配係数

$$K_D = \frac{S_1}{C_1} \quad (4.4.3-3)$$

K_D : 全岩でのウランの分配係数, S_1 : 鉱物表面でのウラン濃度 [mol kg^{-1}]

C_1 : 共存する溶液中のウラン濃度 [mol m^{-3}]

(3) 影響解析

影響解析においては初期条件が不明であるため、東濃ウラン鉱床で取得されたデータに基づいて、解析に用いるパラメータの範囲を設定し（表 4.4.3-2）、概念モデル（図 4.4.3-1）の花崗岩のセルではその範囲内から任意に抽出した初期値を入力した。初期値の入力にあたっては、地質イベントに対応して時代を 7 つに区分し、各々の時代に個別の値を初期値として割り振った（図 4.4.3-2）。

表 4.4.3-2 影響解析の入力値に用いたパラメータの範囲（Metcalf et al., 2005）

パラメータ	単位	最小値	最大値
温度	°C	0	10
本郷累層の延長		1	100
土岐夾炭累層の延長	m	100	3000
花崗岩上面の深度		100	500
ダルシー流速	m/年	0	0.35
土岐夾炭累層の密度	kg m ⁻³	2700	2700
土岐花崗岩の間隙率		1	10
本郷累層の間隙率（堆積時）		65	65
本郷累層の間隙率（現在）	%	20	65
土岐夾炭累層の間隙率（堆積時）		65	65
土岐夾炭累層の間隙率（現在）		20	65
土岐花崗岩でのウランの拡散係数		1×10 ⁻¹³	1×10 ⁻⁹
本郷累層でのウランの拡散係数	m ² sec ⁻¹	1×10 ⁻¹⁴	1×10 ⁻⁸
土岐夾炭累層でのウランの拡散係数		1×10 ⁻¹⁴	1×10 ⁻⁸
スメクタイトへのウランの分配係数		1×10 ⁻¹³	1
黒雲母へのウランの分配係数		1×10 ⁻¹³	1
沸石へのウランの分配係数	m ² kg ⁻¹	1×10 ⁻¹³	1
有機物へのウランの分配係数		0	10
本郷累層と土岐夾炭累層でのスメクタイトの含有率		5	50
本郷累層と土岐夾炭累層での黒雲母の含有率		0	5
本郷累層と土岐夾炭累層での沸石の含有率	重量%	0	5
土岐夾炭累層での有機物の含有率		1	15
酸化状態における土岐花崗岩からのウランの溶脱率	mg U/kg 花崗岩/年	3×10 ⁻⁸	3×10 ⁻⁷
Eh（酸化環境）		-100	+100
Eh（還元環境）	mV	-400	-250
pH（還元環境）	pH	6	11
有機物の酸化速度	mg/kg 岩石/年	0	0.003

堆積岩中においては、例えば、地下水の pH, Eh は黄鉄鉱、方解石、有機物など、酸化還元反応や pH に影響する鉱物等の含有率に基づいて、水-岩石反応を考慮するとともに、上位層から下位に移動する地下水の混合を考慮して、セルごとにそれらの時間変化を計算した（図 4.4.3-3(c)~(f)参照）。ウラン濃度についても、それらと同様に地下水中の溶存陰イオンの量比, pH, Eh に基づいて計算した（図 4.4.3-3(a)参照）。

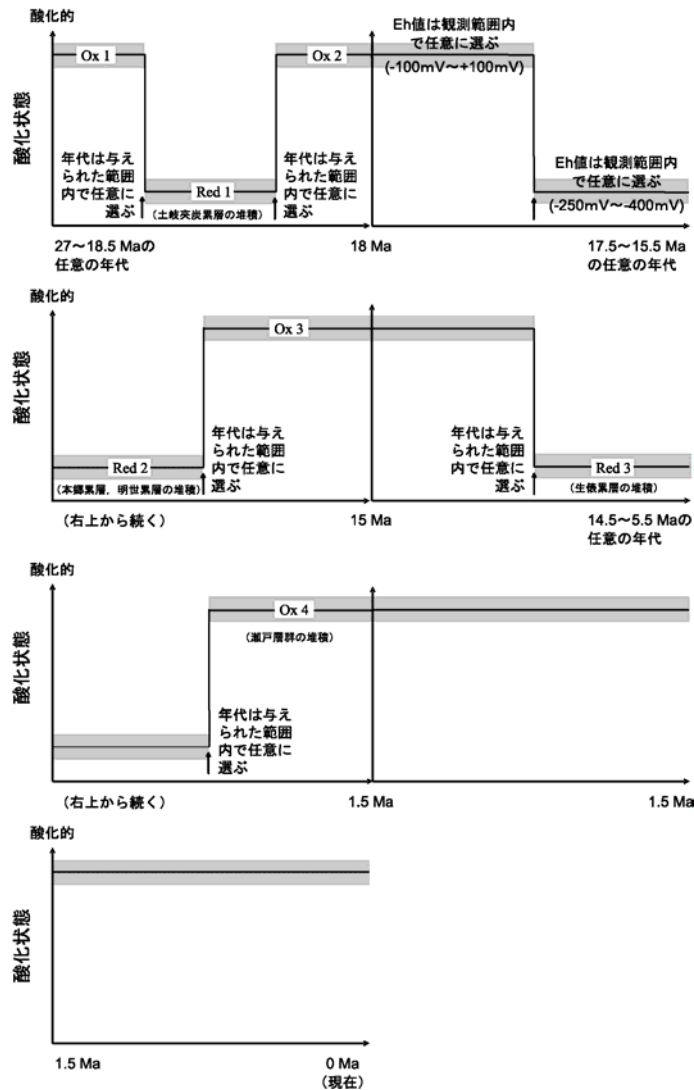


図 4.4.3-2 影響解析における時代区分と入力値の割り振りの例 (Metcalf et al., 2005)
 (図は酸化還元電位の例を表す。影響解析においては、時代を7つに区分し、各々の時代に地質学的なデータに基づいて、個別の初期値を入力した)

影響解析では 1,078 ケースを検討した。解析結果の一例を図 4.4.3-3 に示す。1,078 ケースのうち、132 ケースで東濃ウラン鉱床の平均品位 (0.035 wt% U_3O_8 (カットオフ品位 0.01 wt% U_3O_8), 0.064 wt% U_3O_8 (カットオフ品位 0.03 wt% U_3O_8)) に近い濃度が得られた。このうち、66 ケースは鉱物形成と収着の双方を考慮したケース (以下、「鉱物形成+収着ケース」という) の解析の結果であり、30 ケースが鉱物形成のみを考慮したケース (以下、「鉱物形成ケース」という)、36 ケースが収着のみを考慮したケース (以下、「収着ケース」という) の解析の結果であった。次に、ウラン鉱床の形成時期を検討した結果、鉱物形成+収着ケースの解析結果 (36 ケース) のうち、11 ケースのみが 1,200 万~800 万年前の鉱床形成時期を示した。これら 11 ケースでは、ウランの 99 %以上が収着によって固定され、東濃ウラン鉱床では大部分のウランが収着されているというデータと一致する結果が得られた。ウラン濃度の分布が最も現在の状態に近い解析結果を図 4.4.3-3 に示した。

次に、解析結果に重要な影響を及ぼしたインプットデータを抽出するために、ウラン濃度の分布が現在の濃度に近い結果の得られた 132 ケースについて、式 (4.4.3-4), (4.4.3-5) を用いて各パラメータの分散の程度 (Sk) を解析した。

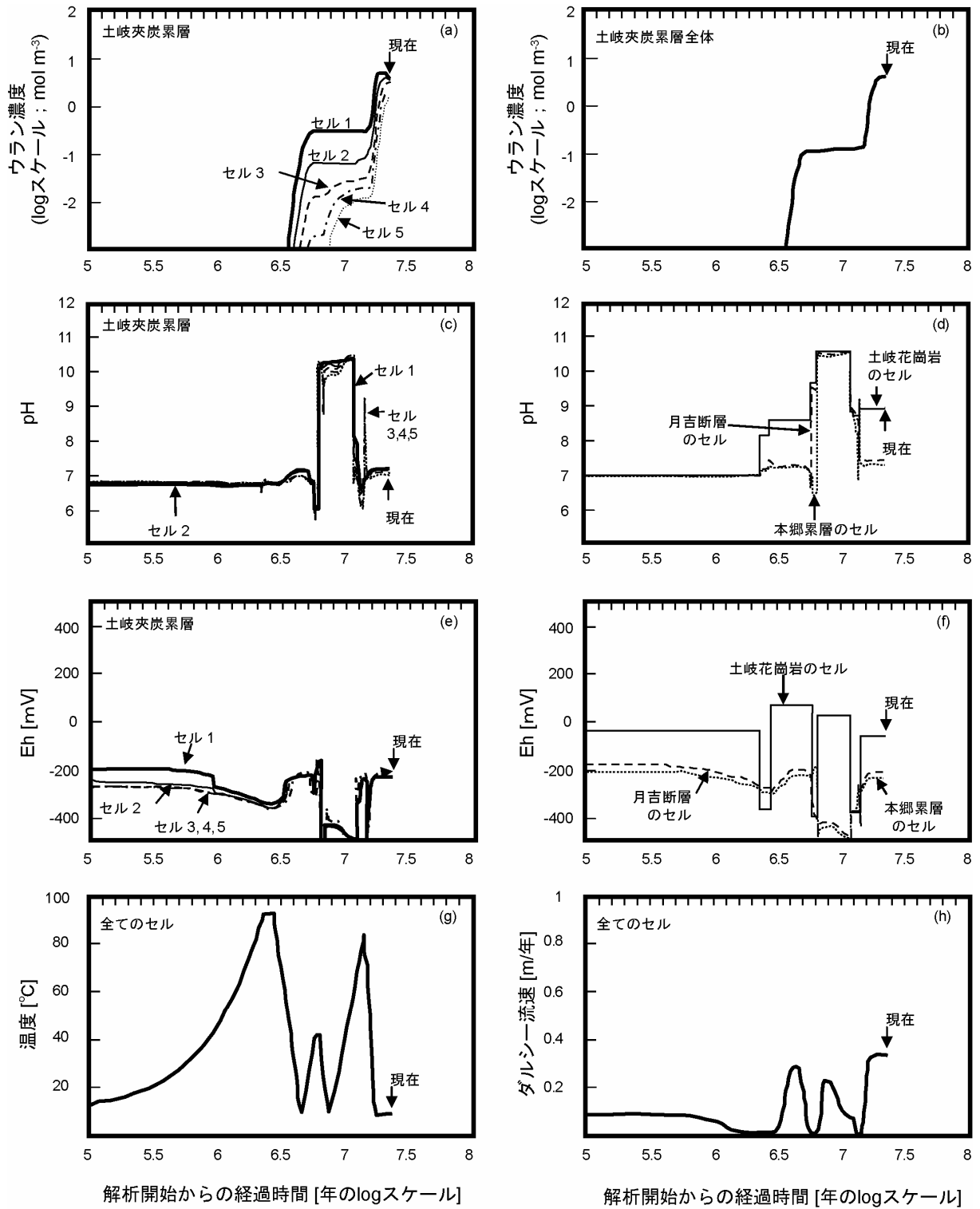


図 4.4.3-3 影響解析結果の一例 (Metcalf et al., 2005)

(解析にあたっては、ウラン濃度、pH、Eh は土岐花崗岩中の地下水での初期値として、表 4.4.3-2 に示した入力値の範囲から任意に抽出したものをを入力し、堆積岩中では計算によって求めた (d と f を参照)。また、温度とダルシー流速は地質体に係わらず同一の値を用いた)

$$S_k = \frac{(\mu_{All} - \mu_{Part})}{\sigma_{Part}} \quad (4.4.3-4)$$

μ_{All} : あるパラメータの 1,078 ケースにおける平均値

μ_{Part} : 解析の結果, ウラン濃度が 0.03~0.06 wt% U_3O_8 になったケースの
パラメータの平均値

$$\sigma_{\text{Part}} = \sigma_{\text{Part}} \sqrt{\frac{1}{N_{\text{All}}} - \frac{1}{N_{\text{Part}}}} \quad (4.4.3-5)$$

N_{All} : 解析ケース数 (1,078)

N_{Part} : 解析の結果, ウラン濃度が 0.03~0.06 wt% U_3O_8 になったケース数
(鉱物形成+収着ケース ; 66 ケース, 鉱物形成ケース ; 30 ケース,
収着ケース ; 36 ケース)。

結果を図 4.4.3-4 に示す。なお, この解析では, 解析ケース数が充分に多くないため, S_k として ± 1 程度の誤差を有すると見なした。

図 4.4.3-4 では, 鉱物形成+収着ケース (66 ケース ; 図 4.4.3-4(a)), 鉱物形成ケース (30 ケース ; 図 4.4.3-4(b)), 収着ケース (36 ケース ; 図 4.4.3-4(c)) に分けて分散 S_k を示している。なお, この図では, 各ケースのパラメータの平均値が全ケースの平均値よりも小さい場合にはプラスに, 逆の場合にはマイナスになる。

図 4.4.3-4 から, 図 4.4.3-1 に示した概念モデルでの土岐夾炭累層のセルの長さに関して分散 S_k が最も大きいことがわかる。これは同層中でのウランの移動経路が長くなると, ウランは沈殿・収着するものの, 土岐夾炭累層を通過する地下水量が一定であるため, 全体的な濃度が低くなるためである。従って, 地下水の流動経路の長さがウラン鉱床形成に重要な影響を及ぼした可能性が指摘される。

次に重要な要因として, 有機物の分配係数と有機物の酸化速度が挙げられる。有機物の分配係数については, 図 4.4.3-4(b)と(c)を比較すると, 鉱物形成ケースでは有機物の分配係数は全ケースの平均値にほぼ一致しており, 鉱物形成に対する有機物の分配係数は大きな影響を及ぼさないとと言える。しかし, 収着ケースでは全ケースの平均値よりも大きくなっており, 有機物の分配係数は少なからぬ影響を及ぼしていることが推察される。

有機物の酸化速度に関しては, 鉱物形成ケースでは著しい負の値となったが(図 4.4.3-4(b)), 収着ケースでは全ケースの平均値に一致する(図 4.4.3-4(c))。有機物の酸化速度が速い場合, 周囲の地質環境は還元的になりやすいと考えられ, ウランの鉱物形成を促したと見なされる。従って, このような環境条件では, 鉱物形成が収着よりも卓越していたと考えられる。この結果から, 有機物の酸化速度が鉱床の形成に重要な影響を及ぼしたと推測できる。

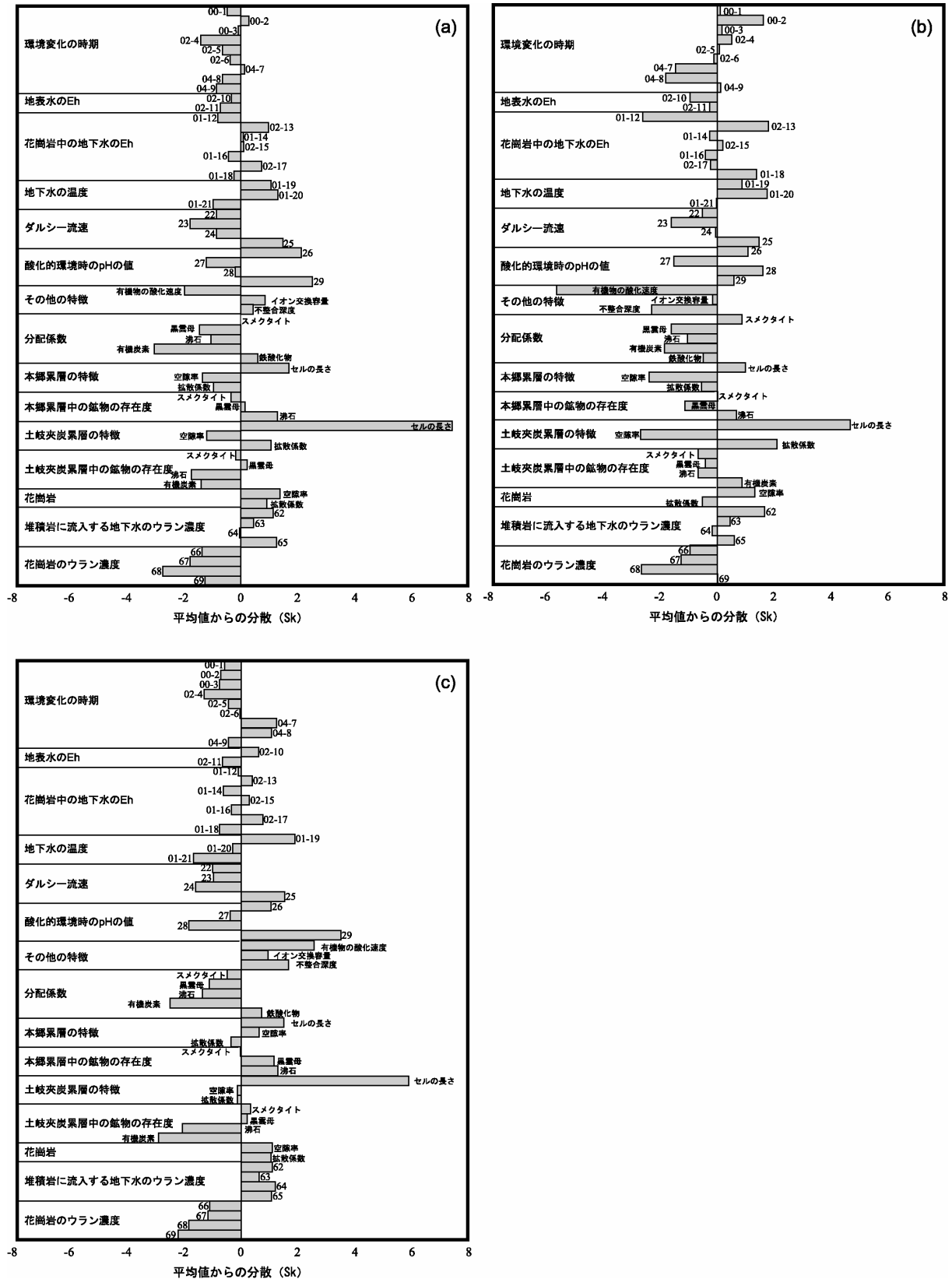


図 4.4.3-4 解析結果における各パラメータの分散の程度 (Metcalf et al., 2005)

(a) 鉱物形成+着着ケース, (b) 鉱物形成ケース, (c) 着着ケース
 (各々のケースでばらつきが大きいものほど, 解析結果に与える影響が大きい)

参考文献

AECL (1994): “Environmental Impact Statement on the Concept for Disposal of Canada’s Nuclear Fuel Waste”, Atomic Energy of Canada Limited, AECL-10711, COG-93-1.

阿島秀司, 戸高法文, 岩月輝希, 古江良治 (2005): “多変量解析による瑞浪超深地層研究所周辺の地下水化学モデルの構築”, 応用地質 (印刷中),.

秋山雅彦, 保柳康一 (1990): “新第三系, 天北地域”, 「日本の地質 1 北海道地方」, 共立出版会, pp.105-106.

天野健治, 前田勝彦, 熊崎直樹, 水野崇, 三枝博光, 竹内真司, 濱克宏, 中野勝志, グレン・マックランク, リチャード・メトカーフ (2001): “透水性割れ目を同定・分類する地質学的調査手法の開発”, 日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨, p.172.

天野健治, 岩月輝希, 上原大二郎, 佐々木圭一, 竹内真司, 中間茂雄 (2003): “広域地下水流動研究年度報告書 (平成 14 年度)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN 7400 2003-002.

天野健治, 岩月輝希, 太田久仁雄, 大澤英昭, 竹内真司, 藪内聡 (2004): “広域地下水流動研究年度報告書 (平成 15 年度)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN 7400 2004-002.

青山成夫, 石井卓, 足立建男, 井伊博行, 堀江芳博, 穂刈利之 (1990): “地化学特性値の取得を目的とした原位置採水・地下水計測技術の適用試験”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1410 99-004.

青山成夫, 石井卓, 堀江芳博, 足立建男, 井伊博行 (1991): “深部地下水の地化学特性調査”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1400 99-005.

荒井靖 (2005a): “超深地層研究所計画における表層水理観測年報－2001～2003 年度 (データ集)－”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7450 2005-004.

荒井靖 (2005b): “広域地下水流動研究における表層水理観測年報－2001～2003 年度 (データ集)－”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7450 2005-005.

Arthur, R.C. (2003): “東濃地域を対象とした地球化学モデルの構築”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7400 2003-007.

浅井和見 (2001): “雨水・河川水の採取・分析 (平成 12 年度)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7440 2001-017.

浅井和見 (2002): “雨水・河川水の採取・分析 (平成 13 年度)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7440 2002-026.

馬場則夫, 小島史男, 小澤誠一 (1994): “ニューラルネットの基礎と応用”, 共立出版.

Bethke, C. M. (1996): “Geochemical Reaction Modeling”, Oxford University Press, U.K., 397p.

Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B. (1996): “Fault zone architecture and permeability structure”, *Geology*, vol.24, pp.1025-1028.

千木良雅弘 (1998): 災害地質学入門, 近未来社.

地質調査所 (1990): “20 万分の 1 地質図 飯田 (第 2 版)”.

地質調査所 (1991): “日本の地熱調査における坑井データ, その 1, コア計測データ ー物性, 地質層序, 年代, 化学組成ー”, 地質調査所報告, 第 271 号.

地質調査所 (1992): “1:2,000,000 地質編集図 (23)日本の磁気図”.

土木学会岩盤力学委員会 (1986): ダムの地質調査, 土木学会.

DOE (2002): “Final Environmental Impact Statement for a Geologic Repository for the Disposal of Spent Nuclear Fuel and High-Level Radioactive Waste at Yucca Mountain, Nye County, Nevada”, U.S. Department of Energy, DOE/EIS-0250.

独立行政法人土木研究所(2002): 水文観測, 社団法人全日本建設技術協会.

動力炉・核燃料開発事業団 (1987a): “航空写真等による水理地質構造の解析”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7440 2001-009.

動力炉・核燃料開発事業団(1987b): “貯蔵工学センター立地環境調査－深層ボーリング報告書”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1027 98-012.

動力炉・核燃料開発事業団(1987c): “貯蔵工学センター立地環境調査－深層ボーリング報告書－付図表－”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1027 98-011.

動力炉・核燃料開発事業団 (1994): “日本のウラン資源”, 動力炉・核燃料開発事業団, PNC TN7420 94-006.

動力炉・核燃料開発事業団 (1997a): “広域地下水流動研究基本計画書”, 動力炉・核燃料開発事業団, PNC TN7020 98-001.

動力炉・核燃料開発事業団 (1997b): “試錐調査による表層の水理地質構造の把握 (予察的調査)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7420 99-003.

エスケイエンジニアリング (1996): “幌延町温泉湧出可能性調査報告書”.

Forsyth, D. and Uyeda, S. (1975): “On the relative importance of the driving force of plate motion”, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, Vol. 43, pp.163-200.

藤井和也, 柴田陽介, 深町泰子 (2005): “河川水, 地下水および雨水の水質分析”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ5410 2004-013.

藤田有二, 竹内真司 (2005): “瑞浪超深地層研究所を中心とした東濃における深地層の科学的研究－深層ボーリング孔を用いた岩盤の水理特性評価技術の開発－”, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会要旨集, G018-P002 (CD-ROM).

福沢仁之 (1985): “北海道天北－羽幌地域の上部新第三系層序の検討－特に”稚内”・”声間”層について－”, *地質学雑誌*, Vol.91, pp.833-849.

舟木泰智, 石井英一, 安江健一, 高橋一晴 (2005a): “文献調査に基づく幌延地域の地質・地質構造に関する検討”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN5400 2004-006.

舟木泰智, 石井英一, 安江健一, 高橋一晴 (2005b): “データ追跡性を考慮した地質構造モデルの構築および各種地質環境調査技術の適用性確認”, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会講演予稿集, G018-P022.

舟木泰智, 石井英一, 松井裕哉, 丹生屋純夫 (2005c): “北海道幌延町に分布する珪質岩の続成作用と岩盤物性に関する研究”, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会講演予稿集, G016-P005.

Furue, R., Iwatsuki, T. Mizuno, T. and Mie, H. (2003): “Data Book on Groundwater Chemistry in the Tono Area”, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN 7450 2003-001.

古江良治, 岩月輝希, 彌榮英樹, 水野崇 (2003): “試錐孔を利用した地下水の地球化学特性調査手法と品質管理”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7520 2003-001.

古江良治, 岩月輝希, 濱克宏 (2005a): “深層ボーリング孔を用いた地下水の地球化学調査の課題”, 応用地質, (印刷中).

古江良治, 岩月輝希, 水野崇 (2005b): “MSB-2 号孔・MSB-4 号孔における地下水水質観測 (2003 年 1 月～2004 年 3 月)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7450 2004-002.

Gautam, M.R., Watanabe, K. and Saegusa, H. (2003): “Analysis of hydraulic pressure fluctuation in deep geologic formations in Tono area, Japan, using artificial neural networks”, *Journal of Hydrology*, Vol. 282, pp.174-192.

原子力安全調査室 (1994): “原子力安全委員会安全審査指針集 (改訂 8 版)”, 科学技術庁原子力安全局原子力安全調査室.

原子力委員会 (2000): “原子力の研究, 開発及び利用に関する長期計画”, 平成 12 年 11 月 24 日

後藤和幸, 升元一彦, 向井圭, 竹内真司 (2004): “水圧モニタリングデータの地球潮汐・気圧変動成分の分離解析”, 第 33 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, pp.445-450.

GPS 大学連合 (1989): “相模湾周辺における GPS 観測—相模湾 GPS8812—報告”, GPS 大学連合 (事務局東京大学地震研究所), p.126.

Hama, K., Yusa, Y. and Seo, T. (1994): “A sampling procedure of formation water and its application to geochemical investigation of groundwater in the Tono area, Japan”, *Proceedings of the OECD/NEA SEDE CLAY CLUB Workshop*, 6, pp.213-226.

Hama, K., Amano, K., Metcalfe, R., Yoshida, H., Iwatsuki, T., Milodowski, A.E. and Gillespie, M.R. (2002): “Mineralogical and petrological evidence for the hydrogeological characteristics of the Tsukiyoshi Fault, Japan”, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, Vol.35, pp.189-202.

花室孝広, 天野健治, 三枝博光, 佐藤稔紀, 竹内真司, 中間茂雄, 濱克宏, 池田幸喜, 中野勝志, 大澤英昭, 茂田直孝 (2002): “超深地層研究所計画年度報告書 (平成 13 年度)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2002-004.

Haq, B.U., Hardendol, J. and Vail, P. R. (1987): “Chronology of fluctuating sea levels since Triassic”, *Science*, vol.235, 1156-1167.

長谷川健, 松岡稔幸 (2005): “磁気異常の「静穏域」における空中磁気探査の適用例”, 社団法人物理探査学会第 112 回 (平成 17 年春季)学術講演会講演論文集, pp.256-259.

秦光男, 植田芳郎, 松田武雄, 杉山友紀 (1969): “20 万分の 1 地質図「天塩」”, NL-54-17, 地質調査所.

広岡悦郎 (1962): “北海道天北地方の石油地質学的研究”, *石油技術協会誌*, Vol. 27, No. 6, pp.323-324.

久田司, 三輪章, 平川清純 (1997): “試錐調査による表層の水理地質構造の把握 (その 1)”, 動力炉・核燃料開発事業団, PNC TJ7409 97-003.

久田司, 三輪章, 今井弘, 平川清純 (1998a): “試錐調査による表層の水理地質構造の把握 (その 2)”, 動力炉・核燃料開発事業団, PNC TJ7409 98-001.

久田司, 三輪章, 今井弘, 平川清純 (1998b): “試錐調査による表層の水理地質構造の把握 (その 3)”, 動力炉・核燃料開発事業団, PNC TJ7409 98-002.

久田司, 三輪章, 平川清純 (1999): “試錐調査による表層の水理地質構造の把握 (その 4)”, 動力炉・核燃料開発事業団, PNC TJ7440 99-009.

北海道開発庁 (1971): “北海道地下資源調査資料 第 125 号 豊富背斜地域の天然ガス鉱床”.

北海道鉱業振興委員会編 (1979-1990): “北海道の石油・天然ガス資源～その探査と開発 (昭和 52 年～63 年)”, 北海道工業振興委員会.

本多眞, 鈴木誠, 桜井英行, 岩佐健吾, 松井裕哉 (2004): “地盤統計学的手法を用いた地質環境モデル構築手法に関する研究”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TY5400 2004-001.

幌延町 (1968): “北進 R-1 報告書”.

星野一男, 加藤碩一, 田中莊一, 小俣明, 森口安宏, 服部昌樹, 今村哲己 (2001): “本邦産岩石の深部物性データ集”, 地質調査総合センター速報, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, no.23.

IAEA (1999): “Use of natural analogues to support radionuclide transport models for deep geological repositories for long lived radioactive wastes”, International Atomic Energy Agency, IAEA-TECDOC-1109.

ICRP (2000): “Radiation Protection Recommendation as Applied to the Disposal of Long-lived Solid Radioactive Waste”, International Commission on Radiological Protection, ICRP Publication-81 [訳書 ; 日本アイソトープ協会 (2000): “長寿命放射性固体廃棄物の処分に適用する放射性防護勧告”].

池田則生, 永井保弘, 荒屋智史, 重野未来, 大島和夫, 阿部順之, 津崎成幸, 上田晃, 齋藤茂幸 (2000): “堆積岩地域における試錐掘削に関する調査・試験”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1440 2000-003.

池田光良, 堀内康光, 関根達夫 (2005): “地下水位・土壌水分観測システムの設置”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ5410 2004-014.

今津雅紀, 佐藤稔紀, 見掛信一郎, 玉井猛 (2004): “瑞浪超深地層研究所立坑の湧水とその排水方法”, 第 39 回地盤工学会研究発表会.

今井久, 福留和人, 粥川幸司, 佐々木肇, 千々松正和, 茂呂吉司 (2004): “幌延深地層研究計画における地下水流動に関する研究”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ5400 2003-009.

今井久, 山下亮, 雨宮清, 塩崎功 (2001): “堆積岩地域における広域地下水流動解析手法に関する検討”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1410 2001-002.

今井久, 前田信行, 塩崎功, 雨宮清, 千々松正和 (2002): “幌延深地層研究計画における地下水流動解析に関する検討”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1400 2002-004.

今村遼平・加藤芳郎 (1990): “中部地方における広域地質環境評価のための断裂系調査”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7440 2000-028.

今村遼平, 若松尚則, 小田川信哉 (2001): “深地層研究所 (仮称) 計画における表層水理観測計画の策定”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1410 2001-001.

稲葉薫, 三枝博光, 中野勝志, 小出馨 (2003): “深部地下水の流動系を把握するためのモデル化領域とその境界条件の設定に関する検討”, 第 32 回岩盤力学に関するシンポジウム論文講演集, pp.359-364.

稲葉薫, 三枝博光 (2005): “深部地下水流動系を抽出するための後背地地形の影響を考慮した広域地下水流動解析”, 地下水学会誌, 第 47 巻第 1 号, pp.81-95.

猪木幸男 (1959): “5 万分の 1 地質図幅「敏音知」及び同説明書”, 地質調査所, p.41.

猪木幸男, 山田直利, 加藤碩一 (1991): 日本地質図大系 中部地方, 朝倉書店.

井上大榮, 水落幸広, 桜田裕之 (1992): “リニアメントの断裂系としての特性とその評価”, 応用地質, Vol.33, No.3, pp.25-34.

石橋弘道, 山田憲夫 (1986): “トンネル湧水の湧出機構と水質－恵那山トンネルの場合－”, ハイドロロジー, Vol.16, No.1, pp.18-26.

石垣孝一, 松岡稔幸, 上原大二郎 (2005): “花崗岩を対象とした断層調査技術の開発—高密度電気探査, マルチオフセット VSP 探査の適用性評価—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2005-009.

石原舜三, 鈴木淑夫 (1969): “東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類”, 地調報告, 232, pp.113-127.

石井英一, 天野健治, 水野崇, 竹内真司 (2002): “亀裂性岩盤中の水みちに認められる特徴—土岐花崗岩を対象とした研究事例—”, 日本応用地質学会中部支部平成 14 年度応用地質学会中部支部研究発表会・講演予稿集, pp.1-4.

石井英一, 安江健一 (2005a): “幌延深地層研究計画における電磁探査を用いた断層帯調査—大曲断層の三次元分布と水理特性—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN5400 2005-009.

石井英一, 安江健一 (2005b): “幌延深地層研究計画における断層の解析と地質構造モデルの構築”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN5400 2005-008

石井英一, 安江健一 (2005c): “幌延町における鮮新世～前期更新世のテフラ層序と FT 年代”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN5400 2005-006

糸魚川淳二 (1980): “瑞浪地域の地質”, 瑞浪市化石博物館専報, 第 1 号, pp.1-50.

糸魚川淳二, 柴田博 (1992): “瀬戸内区の中新世古地理 (改訂版)”, 瑞浪市化石博物館研究報告, no.19, 1-12.

Iwatsuki, T. and Yoshida, H. (1999): “Water chemistry and mineralogy of fracture systems in the basement granitic rocks in the Tono uranium mine area, Gifu Prefecture, central Japan”, *Geochemical Journal*. Vol. 33, pp.19-32.

Iwatsuki, T., Satake, H., Metcalfe, R., Yoshida, H. and Hama, K. (2002): “Isotopic and morphological features of fracture calcite from granitic rocks of the Tono area, Japan: a promising palaeohydrogeological tool”, *Applied Geochemistry*, Vol. 17, pp.1241-1257.

岩月輝希, 村上由記, 長沼毅, 濱克宏 (2003): “ウラン鉱床の長期保存に係わる岩盤の酸化還元緩衝能力—東濃地域における天然環境の水—鉱物—微生物システムの研究例—”.*地球化学* vol.37, pp.71-82.

Iwatsuki, T., Arthur, R., Ota, K. and Metcalfe, R. (2004): “Solubility constraints on uranium concentrations in groundwaters of the Tono uranium deposit, Japan”, *Radiochimica Acta*, Vol. 92, pp.789-796.

Iwatsuki, T., Furue, R., Mie, H., Ioka, S. and Mizuno, T. (2005): “Hydrochemical baseline condition of groundwater at the Mizunami underground research laboratory (MIU)”, *Applied Geochemistry* (in press).

Jang, H.K. and Sugawara, K. (1996): “Macro rock stress measurement at the Kamaishi district”, *Proc. of the Korea-Japan Joint Sympo. on Rock Engineering*, Seoul, pp.207-215.

JNC (2004): “International workshop on Horonobe Underground Research Laboratory Project (Record)”, pp.91-99, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN5400 2004-005.

地震予知総合研究振興会 (1990): “日本の地殻水平歪 1885—1983 年”, pp.63-64.

核燃料サイクル開発機構 (1999a): “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 次取りまとめ—総論レポート”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1410 99-020.

核燃料サイクル開発機構 (1999b): “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 次取りまとめ—分冊 1 わが国の地質環境”, 核燃料サイクル

開発機構, JNC TN1400 99-021.

核燃料サイクル開発機構 (1999c): “釜石原位置試験総括報告書”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7410 99-001.

核燃料サイクル開発機構 (2000): “超深地層研究所計画 年度報告書 (平成 11 年度)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7410 2001-003.

核燃料サイクル開発機構 (2001a): “深地層研究所 (仮称)計画 地表から行う調査研究 (第1段階)計画”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1410 2001-001.

核燃料サイクル開発機構 (2001b): “広域地下水流動研究—年度報告書 (平成 12 年度)—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7410 2001-017.

核燃料サイクル開発機構 (2002a): “超深地層研究所 地層科学研究基本計画”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7410 2001-018.

核燃料サイクル開発機構 (2002b): “東濃地域における地質環境特性に関する調査研究—地表からの調査研究の考え方と進め方—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7410 2002-008.

核燃料サイクル開発機構 (2002c): “高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発—平成 13 年度報告—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 2002-003.

核燃料サイクル開発機構 (2002d): “広域地下水流動研究—年度報告書 (平成 13 年度)—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7410 2002-007.

核燃料サイクル開発機構 (2003a): “高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発—平成 14 年度報告—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 2003-004.

核燃料サイクル開発機構 (2003b): “平成 15 年度地層科学研究情報・意見交換会—要旨集—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7410 2003-002.

核燃料サイクル開発機構 (2003c): “堆積軟岩の長期挙動に関する調査試験研究 (その 2)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ5400 2003-005.

核燃料サイクル開発機構 (2004a): “超深地層研究所計画における調査研究の考え方と進め方 (平成 15~17 年度)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2004-008.

核燃料サイクル開発機構 (2004b): “高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発—平成 15 年度報告—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 2004-007.

核燃料サイクル開発機構 (2004c): “幌延深地層研究計画 平成 15 年度調査研究成果報告”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN5400 2004-001.

核燃料サイクル開発機構 (2004d): “幌延深地層研究計画における地下研究施設の空洞安定性評価および支保設計”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN5401 2004-001.

核燃料サイクル開発機構 (2005a): “平成 16 年度地層処分技術に関する研究開発報告会—わが国の地層処分計画を支える技術基盤の継続的な強化—要旨・スライド・ポスター”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 2004-015.

核燃料サイクル開発機構 (2005b): “設計技術 (地下施設設計, 人工バリア設計, 閉鎖設計) の実際の地質環境条件への適用性評価”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN5400 2005-004.

核燃料サイクル開発機構研究開発課題評価委員会 (2001): “平成 13 年度研究開発課題評価 (中間評価) 報告書 研究課題「高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発の全体計画」”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1440 2001-008.

Kanagawa, T., Hibino, S., Ishida, T., Hayashi, M. and Kitahara, Y. (1986): “In Situ Stress Measurements in the Japanese Islands: Over-coring Results from a Multi-element

Gauge Used at 23 Sites”, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abst.* 23, pp.29-39.

兼清豊比古 (1999): “北海道北部地域における地質環境データ収集・整理”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1440 99-005.

活断層研究会編 (1980): 日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会.

活断層研究会編 (1991): 新編日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会.

建設大臣官房技術調査室監修 (1999): “ボーリング柱状図作成要領 (案)解説書 (改訂版)”, (財)日本建設情報総合センター, 55p.

木村忠志 (1983): “Metal Wafer による積雪相当水量の観測”, 国立防災科学技術センター研究報告, No.31, pp.203-217.

木方建造, 大山隆弘, 馬原保典 (1999): 圧密型岩石注水装置の制作と深部堆積岩への適応, 応用地質, Vol.40, No.5, pp.260-269.

小出馨, 柳澤孝一 (1994): “リニアメント分布特性による広域地下水流動調査領域の検討”, 地質調査所研究, 第 229 回プログラム, p.3.

小出馨, 中野勝志, 竹内真司, 濱克宏, 松井裕哉, 池田幸喜, 長谷川健, 杉原弘造, 武田精悦 (2000): “広域地下水流動研究の現状—平成 4 年度～平成 11 年度—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7400 2000-014.

小出馨, 杉原弘造, 長谷川健, 武田精悦 (2001): “花崗岩を対象とした深部地質環境の調査技術開発の課題と現状—測定データの品質保証の観点で構築した地下水調査法の提案—”, 資源と素材, Vol.117, No.10, pp.785-793.

小林孝男 (1989): “岐阜県可児盆地東部の地質とウラン鉱化作用”, 鉱山地質, vol.39, 79-94.

国土地理院(2001): “数値地図 50 m メッシュ (標高)日本-I”, 国土地理院.

Kumazaki, N., Ota, K., Nakano, K., Ikeda, K., Amano, K., Takeuchi S. and Hama, K. (2002a): “An Overview of the MIU-4 Borehole Investigations during Phase III: MIU-4 Progress Report 00-02”, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7400 2002-002.

Kumazaki, N., Ota, K., Nakano, K., Ikeda, K., Amano, K., Takeuchi, S. and Hama, K. (2002b): “An Overview of the MIU-4 Borehole Investigations during Phase IV: MIU-4 Progress Report 00-03”, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7400 2002-006.

Kumazaki, N., Ikeda, K., Goto, J., Mukai, K., Iwatsuki, T. and Furue, R. (2003): “Synthesis of the Shallow Borehole Investigations at the MIU Construction Site”, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7400 2003-005.

國丸貴紀, 竹内竜史, 瀬尾昭治 (2003): “幌延深地層研究計画における地下水の地球化学特性について”, 日本地下水学会 2003 年秋季講演要旨, pp.36-39.

國丸貴紀, 竹内竜史, 瀬尾昭治, 平田洋一, 小川賢 (2004): “幌延深地層研究計画における原位置計測装置の概念と現状の計画”, 日本地下水学会 2004 年秋季講演要旨, pp.244-247.

操上広志, 竹内竜史, 瀬尾昭治 (2005a): “幌延深地層研究計画における地下水流動解析”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN5400 2005-003.

操上広志, 竹内竜史, 瀬尾昭治 (2005b): “幌延地域の新第三紀～第四紀堆積岩の水理特性”, 土木学会第 60 回年次学術講演会.

操上広志, 竹内竜史, 瀬尾昭治, 今井久, 塩崎功 (2005c): “堆積岩中の塩水系地下水のモデル

の構築”，第 40 回地盤工学研究発表会。

Laaksoharju, M., Skårman, C. and Skårman, E. (1999): “Multivariate Mixing and Mass-balance (M3) calculations, a new tool for decoding hydrogeochemical information”, *Applied Geochemistry*, Vol. 14, pp.861-871.

Lee, F.T., Miller, D.R. and Nichols, T.C. (1979): “The relation of stresses in granite and gneiss near Mount Waldo, Maine, to structure, topography, and rock bursts” in K.E. Gray ed., *Proceedings, 20th U.S. Symposium on Rock Mechanics*, Austin, Texas, University of Texas Press, pp.663-673.

升元一彦, 向井圭, 竹内真司 (2004): “花崗岩地域における大深度長期間隙水圧モニタリング”, 第 33 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, pp.277-282.

松井寛, 山屋政美 (1966): “北海道天塩郡幌延町間寒別北西部と旧幌延炭礦付近の地質”, *地質調査所月報*, Vol. 17, No. 6, pp.319-343.

松井裕哉, 佐藤稔紀 (1999): “DH-6, 7, 8 号孔における力学特性調査結果”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7420 99-006.

松井裕哉 (1999): “AN-1 号孔及び MIU-1 号孔における力学特性調査結果”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7420 99-004.

松井裕哉, 前田信行, 吉川和夫 (2000a): “MIU-2 号孔における力学特性調査結果及び月吉断層上盤側岩体の岩盤力学的概念モデル”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7420 2000-001.

松井裕哉, 前田信行, 吉川和夫 (2000b): “MIU-3 号孔における力学特性調査結果及び正馬様用地における土岐花崗岩体の岩盤力学的概念モデル”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7420 2001-001.

松井裕哉, 山本卓, 杉山和稔, 山本俊也, 向井昭弘, 佐久間清文 (2005): “新第三紀堆積岩を対象とした大深度における初期応力測定”, 第 40 回地盤工学研究発表会。

松岡稔幸, 上原大二郎, 藪内聡, 太田陽一, 川中卓 (2002a): “花崗岩地域を対象とした反射法弾性波探査の適用”, 平成 14 年度応用地質学会中部支部研究発表会・講演予稿集, pp.31-36.

松岡稔幸, 上原大二郎, 藪内聡, 中野勝志, 太田陽一, 川中卓 (2002b): “花崗岩中の地質構造を対象とした反射法弾性波探査の適用”, 日本地震学会 2002 年度秋季大会講演予稿集, P.003.

松岡稔幸, 太田久仁雄, 川中卓, 檜原省吾, 土家輝光, 成田憲文 (2004): “東濃地域における花崗岩を対象とした地質構造調査への反射法弾性波探査の適用例”, *物理探査学会第 110 回 (平成 16 年度春季)学術講演会講演論文集*, pp.129-132.

松岡稔幸, 熊崎直樹, 三枝博光, 佐々木圭一, 遠藤令誕, 天野健治 (2005): “繰り返しアプローチに基づく地質構造のモデル化 (Step1 および Step2)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2005-007.

Matsuzawa, I. and Uemura, T. (1967): “Geotectonic Studies on the Toki Miocene sedimentary basin, Central Japan”, *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, Vol.15, pp.35-79.

Mazurek, M., Bossart, P. and Elliasson, T. (1996): “Classification of Water-Conducting Features at Äspö: Results of Investigations on the Outcrop Scale”, *SKB International Cooperation Report 97-01*, p.168

Metcalf, R., Hama, K., Amano, K., Iwatsuki, T. and Saegusa, H. (2003): “Geochemical approaches to understanding a deep groundwater flow system in the Tono area, Gifu-ken, Japan”, In: Nishigaki and Komatsu (eds.), *Groundwater Engineering*, pp.555-561.

Metcalf, R., Takase, H., Sasao, E., Ota, K., Iwatsuki, T., Arthur, R., Stenhouse, M. J., Zhou, W. and Mackenzie, A. B. (2005): “A system model for the origin and evolution of the

Tono uranium deposit, Japan”, *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, (in press).

彌榮英樹, 岩月輝希, 古江良治, 水野崇 (2004): “超深地層研究所計画 (第 1 段階)における地下水の地球化学特性調査”, *サイクル機構技報*, No.23 (2004.6), pp.41-50.

三階衣子, 早川友邦 (1970): “岐阜県東濃地方の放射能泉について”, *温泉科学*, 21, pp.104-120.

Milodowski, A. E., Gillespie, M. R., Naden, J., Fortey, N. J., Shepherd, T. J., Pearce, J. M. and Metcalfe, R. (1998): “The petrology and paragenesis of fracture mineralization in the Sellafield area, west Cumbria”, *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, Vol.52, pp.215-241.

三谷勝利, 早川福利, 高橋功二, 石山昭三, 和気徹, 重山武 (1971): “豊富背斜地域の天然ガス鉱床”, *北海道地下資源調査資料*, 北海道開発庁, No. 125, pp.1-31.

宮原智哉, 片岡達也, 竹内真司 (2002a): “1989～2000 年度表層水理観測年報 (データ集)”, *核燃料サイクル開発機構*, JNC TN7450 2002-002.

宮原智哉, 稲葉薫, 三枝博光, 竹内真司 (2002b): “広域地下水流動研究実施領域における水収支観測結果と地下水流動スケールの検討”, *サイクル機構技報*, No.16 (2002.9), pp.137-148.

宮原智哉, 小田川信哉, 村田正敏 (2004): “表層水理調査における流域特性を考慮した蒸発散量・降水量の追加測定地点の選定”, *核燃料サイクル開発機構*, JNC TJ5400 2004-001.

Mizuno, T., Iwatsuki, T., Mie, H., Furue, R. and. Ioka, S (2004): “Hydrogeochemical baseline groundwater conditions in and around the Mizunami Underground Research Laboratory, the MIU Construction Site”, In: *International Conference on JNC Underground Research Laboratory Projects in Mizunami and Horonobe, Japan (2004)*, Part 1: *International Conference on Geoscientific Study in Mizunami'04 (ICGM'04) – Record*, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7400 2004-010, pp.111-121.

Möri, A., Mazurek, M., Adler, M., Schild, M., Siegesmund, S., Vollbrecht, A., Ota, K., Ando, T., Alexander, W.R., Smith, P.A., Haag, P. and Bühler, Ch. (2003): “Grimsel Test Site – Investigation Phase IV (1994-1996): The Nagra-JNC In Situ Study of Safety Relevant Radionuclide Retardation in Fractured Crystalline Rock IV: The In Situ Study of Matrix Porosity in the Vicinity of a Water-Conducting Fracture”, *Nagra Technical Report*, NTB 00-08.

森田豊, 三枝博光, 竹内真司, 天野健治, 渡辺邦夫, 宋元泰 (2005): “断層に着目した岐阜県東濃地域の広域地下水流動解析”, *日本地下水学会 2005 年春季講演会講演要旨*, pp.78-83.

森谷武男 (1999): “北海道とその周辺における地震のメカニズム解から推定される地殻内部応力場”, *月刊地球*, 21, pp.557-564.

村上由記, 長沼毅, 岩月輝希 (1999): “深部地質環境における微生物群集 – 東濃地域を例として –”, *原子力バックエンド研究*, Vol.5, pp.59-66.

村上由記, 岩月輝希, 長沼毅 (2003): “東濃地域における地下水化学と地下微生物の相互作用”, *地学雑誌*, Vol. 112, pp.277-287.

村田正敏, 安野雅満, 若松尚則, 鹿野浩司, 小林公一 (1991): “表層水理現地調査に基づく水理地質構造の解析”, *核燃料サイクル開発機構*, JNC TJ7440 2000-029.

長尾捨一 (1960): “5 万分の 1 地質図幅「豊富」および同説明書”, *北海道立地下資源調査所*, p. 42.

長尾捨一 (1969): “北海道の構造的天然ガスについて”, *北海道立地下資源調査所報告*, No.40, pp.1-5.

長尾捨一, 牧野登喜男 (1959): “天塩国大曲油田調査報告書”, 北海道地下資源調査資料, 北海道開発庁, No. 49.

Nagra (1997): “Geosynthese Wellenberg 1996, Ergebnisse der Untersuchungsphasen I und II”, Nagra Technical Report NTB96-01.

中田高, 今泉俊文編 (2002): 活断層デジタルマップ, 東京大学出版会.

中間茂雄, 中島貴弘, 青木俊朗, 佐藤稔紀 (2003): “DH-2号孔の岩芯を用いた力学特性調査結果”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2003-003.

中間茂雄, 佐藤稔紀 (2004): “超深地層研究所計画における施設建設計画・岩盤力学調査”, 岩の力学ニュース, No. 73, pp.1-4.

Nakama, S., Sato, T. and Kato, H. (2005): “Status of study on in-situ stress in the Mizunami Underground Research Laboratory Project”, Alaska Rocks 2005, The 40th U.S. Rock Mechanics Symposium, 05-887 (CD-ROM).

中間茂雄, 山田淳夫, 青木俊朗, 佐藤稔紀 (2005a): “超深地層研究所計画 (第1段階)における岩盤力学調査研究”, サイクル機構技報, No.26, pp.77-86.

中間茂雄, 青木俊朗, 佐藤稔紀, 郷家光男, 森孝之 (2005b): “掘削損傷領域を考慮した MBC およびクラックテンソルモデルによる坑道周辺予測解析”, 第34回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, pp.33-40.

中村一明 (1983): “日本海東縁新生海溝の可能性”, 地震研彙報, Vol. 58, pp.711-712.

中野勝志, 竹内真司, 濱克宏, 松井裕哉, 池田幸喜, 天野健治, 山内大祐, 大澤英昭, 長谷川健, 杉原弘造, 武田精悦 (2001): “超深地層研究所計画の現状—平成8年度～平成11年度—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2001-001.

Nakano, K., Amano, K., Takeuchi, S., Ikeda, K., Saegusa, H., Hama, K., Kumazaki, N., Iwatsuki, T., Yabuuchi, S. and Sato, T. (2003): “Working Program for MIZ-1 Borehole Investigations”, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7400 2002-008.

中野勝志, 太田久仁雄, 竹内真司, 三枝博光, 大澤英昭 (2005): “瑞浪超深地層研究所を中心とした東濃における深地層の科学的研究—調査研究の進め方—”, 地球惑星科学関連学会2005年合同大会予稿集, G018-010 (CD-ROM).

中野洋一, 小林利章 (2003): “表層水理定数取得のための河川流量調査”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1440 2002-001.

中山勝博 (1985): “岐阜県土岐市における瀬戸層群の堆積盆地”, 地団研専報, Vol.29, pp.119-129.

日本測地学会編 (1986): “GPS—人工衛星による精密測位システム—”, 日本測量協会, p.263.

日本地下水学会編 (2001): 雨水浸透・地下水涵養, 理工図書, pp.5-6.

200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ (2000): “200万分の1日本列島活断層図—過去数十万年間の断層活動の特徴—”, 活断層研究, Vol.19, pp.3-12.

根本隆文, 佐川昭, 植田芳郎, 織田精徳, 松井寛, 三梨昂 (1979): “日本炭田図□天北炭田地質図説明書”, 地質調査所, p.122.

丹生屋純夫, 松井裕哉, 山本卓也, 杉山和稔(2005): “孔内载荷試験による深部堆積岩の変形特性評価”, 第40回地盤工学研究発表会.

Oda, M. (1988): “An experimental study of the elasticity of mylonite rock with random cracks”, International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics

Abstracts, Vol. 25, No. 2, pp.59-68.

OECD/NEA (1991): "Disposal of Radioactive Waste", Review of Safety Assessment Methods, OECD Publications, Organisation for Economic Co-operation and Development / Nuclear Energy Agency, Paris.

尾方伸久, 若松尚則, 梅田浩司, 柳澤孝一 (1995): "河川水の流量および水質による表層部の地下水流動の推定—岐阜県東濃地域におけるケーススタディー", 応用地質, 第 36 巻 1 号, pp.2-13.

小椋伸幸, 掃部満 (1992): "天北・羽幌地域の石油地質—深部構造特性と炭化水素ポテンシャル", 石油技術協会誌, vol. 57, pp.33-44.

大西有三監訳 (1996): 地下水の科学 III—地下水と地質—, 土木工学社.

大野博之・小島圭二 (1992): "岩盤割れ目のフラクタル (その 1)", 応用地質, Vol.22, No.3, pp.11-24.

大島洋志, 西田道夫, 前川統一郎, 平山利晶, 藤原幹之, 嵐正治 (1995): "幌延町開進地区における地下水流動解析研究", 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1400 99-045.

大山卓也, 三枝博光, 竹内真司 (2004): "水頭分布の不連続性に着目した断層の透水性の評価", 日本応用地質学会中部支部平成 16 年度支部研究発表会・講演会予稿集, pp.11-14.

大山卓也, 三枝博光, 尾上博則 (2005a): "ローカルスケールにおける地下水流動解析—ローカルスケールでの地下水流動特性評価およびサイトスケールにおけるステップ 0 の地下水流動解析の境界条件の設定—", 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2005-004.

大山卓也, 三枝博光, 尾上博則, 遠藤令誕 (2005b): "繰り返しアプローチに基づくサイトスケールの水理地質構造のモデル化・地下水流動解析 (ステップ 0 および 1)", 核燃料サイクル開発機構 JNC TJ7400 2005-008.

岡孝雄 (1986): "北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス", 地団研専報, No. 31, pp.295-320.

岡孝雄, 五十嵐八枝子 (1993): "北海道北部・問寒別構造盆地の鮮新—更新統一特に堆積相および花粉層序について—", 地学雑誌, Vol. 99, No. 5, pp.365-389.

岡孝雄, 五十嵐八枝子 (1997): "北海道・天塩平野北部の上部新生界—特に勇知層・更別層の堆積相と花粉化石層序について—", 加藤誠教授退官記念論文集, pp.341-365.

Omnes, G. and Clough, P. (1998): "Data acquisition with a 12-level 48-channel borehole seismic system", The Leading Edge, Vol. 17, pp.955-959.

小野傅, 奥野孝晴, 安藤茂, 池田和隆, 佐藤徹, 黒浜忠一 (1999): "ヘリコプターによる空中物理探査", 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7420 00-008.

尾上博則, 三枝博光, 遠藤令誕 (2005a): "繰り返しアプローチに基づくサイトスケールの水理地質構造のモデル化・地下水流動解析 (ステップ 3 前半)", 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2005-012.

尾上博則, 三枝博光, 澤田淳 (2005b): "断層の水理特性に着目した地下水流動解析—東濃地域を例として—", 第 40 回地盤工学研究発表会論文集, p.1291.

大澤英昭, 中野勝志, 太田久仁雄 (2001): "超深地層研究所計画における地表からの調査研究成果の統合化", 日本原子力学会 2001 年秋の大会予稿集, p.918.

太田久仁雄, 天野健治, 須山泰宏, 三枝博光 (1999): "広域地下水流動研究における三次元地質構造モデルの構築", サイクル機構技報, No.4 (1999.9), pp.101-110.

Ota, K., Amano, K. and Ando, T. (1999a): “Brief overview of in situ nuclide retardation in a fractured crystalline rock, Kamaishi In Situ Test Site”, In: Proc. International Workshop for the Kamaishi In Situ Experiments, Kamaishi, Japan, 24-25 August 1998, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7400 99-007, pp.67-76.

Ota, K., Nakano, K., Metcalfe, R., Ikeda, K., Goto, J., Amano, K., Takeuchi, S., Hama, K. and Matsui, H. (1999b): “Working Programme for MIU-4 Borehole Investigations”, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7410 99-007.

Ota, K., Nakano, K., Ikeda, K., Amano, K., Takeuchi, S. and Hama, K. (2001): “An Overview of the MIU-4 Borehole Investigations during Phases I and II: MIU-4 Progress Report 00-01”, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7400 2001-002.

太田久仁雄, 天野健治, 熊崎直樹, 松岡稔幸, 竹内真司, 升元一彦, 藪内聡, 三枝博光, 稲葉薫, 向井圭, 片岡達彦, 岩月輝希, 佐藤稔紀, 中間茂雄, 今津雅紀, 玉井猛, 見掛信一郎, 大澤英昭, 川瀬啓一, 小出馨 (2003): “超深地層研究所計画年度報告書 (平成 14 年度)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7410 2003-006.

Ota, K., Mōri, A., Alexander, W.R., Frieg, B. and Schild, M. (2003): “Influence of the mode of matrix porosity determination on matrix calculations”, Jour. Contam. Hydrol. Vol.61, pp.131-145.

太田久仁雄, 湯佐泰久 (2003): “放射性廃棄物地層処分の概念とナチュラルアナログ研究の役割”, 資源環境地質学: 地球史と環境汚染を読む (資源地質学会編), 資源地質学会, pp.379-386.

太田久仁雄, 佐藤稔紀, 小出馨, 坂巻昌工 (2004): “超深地層研究所計画—地層科学研究の現状—”, 第 7 回 NUCEF セミナー講演報告集, 日本原子力研究所研究報告書, W-17.

Ota, K., Takeuchi, S., Ikeda, K., Horimoto, S., Amano, K., Kumazaki, N., Matsuoka, T., Yabuuchi, S., Fujita, Y., Iwatsuki, T. and Furue, R. (2004): “An Overview of the MIZ-1 Borehole Investigations during Phase I/II: MIZ-1 Progress Report 03-01”, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7400 2004-001.

太田久仁雄, 佐藤稔紀, 竹内真司, 岩月輝希, 天野健治, 三枝博光, 松岡稔幸, 尾上博則 (2005): “東濃地域における地上からの地質環境の調査・評価技術”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2005-023.

Ota, K., Takeuchi, S., Ikeda, K., Amano, K., Matsuoka, T., Iwatsuki, T., Yabuuchi, S. and Sato, T. (2005a): “Overview of MIZ-1 Borehole Investigations”, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7400 2005-024.

Ota, K., Takeuchi, S., Ikeda, K., Horimoto, S., Amano, K., Yabuuchi, S., Fujita, Y., Iwatsuki, T. and Furue, R. (2005b): “An Overview of the MIZ-1 Borehole Investigations during Phase III: MIZ-1 Progress Report 03-02”, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7400 2005-001.

大内敏郎, 志村和俊, 佐藤栄 (2003): “表層水理調査における地表水・降水の水質分析 (1)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1440 2002-002.

Posiva (1999): “The Final Disposal Facility for Spent Nuclear Fuel – Environmental Impact Assessment Report”.

三枝博光, 前田勝彦, 稲葉薫 (2001): “水理地質構造モデル化概念の違いによる深部地下水流動への影響評価 (その 6) —不連続構造の水理特性及び水理学的境界条件に着目した水理地質構造のモデル化及び地下水流動解析—”, 社団法人地盤工学会 亀裂性岩盤における浸透問題に関するシンポジウム発表論文集, pp.299-308.

Saegusa, H., Inaba, K., Maeda, K., Nakano, K. and McCrank, G. (2003): “Hydrogeological

modeling and groundwater flow simulation for effective hydrogeological characterization in the Tono area, Gifu, Japan”, In: Nishigaki & Komatsu (Eds), Groundwater Engineering, pp.563-569.

三枝博光, 稲葉薫, 澤田淳 (2003): “断層の透水異方性に着目した水理地質構造のモデル化・地下水流動解析－東濃地域を例として－”, 第 32 回岩盤力学に関するシンポジウム論文講演集, pp.371-376.

三枝博光, 松岡稔幸, 熊崎直樹, 稲葉薫 (2004): “超深地層研究所計画における研究の現状－繰り返しアプローチに基づく地質構造モデルの構築及び地下水流動解析について－”, 土木学会第 59 回年次学術講演会論文集, CS1-18, pp.35-36.

斎藤敏明, 石田毅, 寺田孚, 田中豊 (1988): “実測結果に基づくわが国の地下岩盤内の初期地圧状態の検討”, 土木学会論文集, No. 394, pp.71-78.

更別グループ, 藤則雄, 朝比奈正二郎 (1966): “稚内・サロベツ地域の第四系”, 第四紀研究, Vol. 5, No. 1, pp.1-11.

佐々木圭一, 太田久仁雄 (2004): “大縮尺の空中写真により判読したリニアメントに関する検討－東濃地域における事例研究－”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2004-007.

笹尾英嗣, 天野健治, 太田久仁雄 (2005): “東濃ウラン鉱床におけるナチュラルアナログ研究－ウラン鉱床での隆起・沈降の変遷と隆起速度の見積もり－”, 原子力バックエンド研究, vol.11, 印刷中.

佐藤稔紀, 石丸恒存, 杉原弘造, 清水和彦 (1992): “文献調査による我が国の岩石の物理的特性に関するデータの収集”, 動力炉・核燃料開発事業団, PNC TN7410 92-018.

佐藤稔紀, 谷口航, 藤田朝雄, 長谷川宏 (1999): “文献調査によるわが国の岩石の物理的特性に関するデータの収集 (その 2)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 99-011.

澤田淳, 三枝博光, 竹内真司, 中野勝志, 井尻裕二 (2001): “水理地質構造モデル化概念の違いによる深部地下水流動への影響評価 (その 1)－複数の概念モデル化手法による不確実性の検討－”, 亀裂性岩盤における浸透問題に関するシンポジウム発表論文集, pp.249-258.

石油公団 (1995): “平成 5 年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「天北」調査報告書”, 石油公団.

Selroos, J-O., Walker, D.D., Ström, A., Gylling, B. and Follin, S. (2002): “Comparison of alternative modeling approaches for groundwater flow in fractured rock”, J. Hydrology, 257, pp.174-188.

瀬尾昭治, 竹内竜史, 操上広志, 原稔 (2005): “幌延深地層研究計画における水収支法による地下水涵養量の推定－2003年8月～2004年7月－”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN5400 2005-005.

瀬尾俊弘, 清水和彦 (1992): “我が国における地下水の水質に関するデータの収集・解析”, 動力炉・核燃料開発事業団, PNC TN7410 92-017.

澁谷朝紀, 陶山忠宏, 柴田雅博 (1999): “核種のベントナイトおよび岩石に対する収着データベース”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN8410 99-050.

島田邦明, 奥田悟, 安部健一, 菊池一男, 大釜宏 (2001): “堆積岩地域における試錐掘削に関する調査・試験 (その 2)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1440 2001-001.

清水和彦, 瀬尾俊弘, 吉田英一 (2001): “高レベル放射性廃棄物の地層処分と我が国の地質環境”, 資源と素材, Vol.117, pp.775-784.

下茂道人, 山本肇, 熊本創, 小野誠, 藤原靖 (2005): “幌延深地層研究計画における地質環境

モデル化研究”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ5400 2004-004.

下茂道人, 山本肇, 熊本創, 小野誠, 藤原靖 (2004): “幌延深地層研究計画における地質環境モデル化研究”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ5400 2004-004.

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1983): “昭和 57 年度全国地熱資源総合調査 (第 1 次) 北海道および中部地域キューリー一点法調査報告書要旨”.

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1984a): “昭和 58 年度全国地熱資源総合調査 (第 1 次) 中国・四国地域キューリー一点法調査報告書要旨”.

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1984b): “昭和 58 年度全国地熱資源総合調査 (第 1 次) 東北南部・関東及び東海地域キューリー一点法調査報告書要旨”.

Sibson, R.H. (1977): “Fault rocks and fault mechanisms”, *Journal of Geological Society, London*, 133, pp.191-213.

Silva, R.J. (1992): “Mechanisms for the retardation of uranium (VI) migration”, In *Scientific Basis for Nuclear Waste Management XV* (Sombret, C.G. ed.), *Mat. Res. Soc. Proc.*, Vol. 257, pp.323-330.

Strekeisen, A. (1976): “To each plutonic rock is proper name”, *Earth - Science Reviews*, Vol.12, pp.1-33.

陶山忠宏, 笹本広 (2004): “JNC 収着データベース (JNC-SDB)の更新: 1998 年～2003 年までに公開された文献データの追加”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN8410 2003-018.

杉山雄一, 栗田泰夫, 秦光男 (1987): “50 万分の 1 活構造図「旭川」”, 通商産業省工業技術院地質調査所.

須山泰宏, 三枝博光 (2000): “広域地下水流動研究における地質構造モデルの構築と地下水流動解析”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7400 2000-012.

Tada, R. and Iijima, A. (1983): “Petrology and diagenetic changes of Neogene siliceous rocks in Northern Japan”, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 53, No. 3, pp.911-930.

高橋功二, 福沢仁之, 和田信彦, 保柳康一, 岡孝雄 (1984): “北海道北部, 日本海沿岸地域の新第三系—その層序と古地理について—”, *地球科学*, Vol. 38, No. 5, pp.299-312.

高橋一晴 (2005): “幌延深地層権研究計画における地表踏査およびボーリング調査の各種測定・分析データ集”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN5400 2005-010.

高瀬博康, リチャード・メトカーフ, 稲垣学, 野口俊英, 青山裕司, 高瀬今日子, 田原道子 (2003): “幌延深地層研究計画における地質環境モデルの体系化に関する検討 (その 2)”, サイクル機構業務委託報告書, JNC TJ5400 2003-006.

竹内竜史, 平田洋一 (2003): “溶存ガスを含む地下水調査手法に関する一考察”, 第 38 回地盤工学研究発表会, 平成 15 年度発表講演集, pp.1259-1260.

竹内真司, 下茂道人, 西寫望, 後藤和幸 (2001): “1000m ボーリング孔を用いた圧力干渉試験による断層近傍の透水性調査”, 第 31 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, pp.296-300.

竹内真司, 下茂道人, 山本肇, 文村賢一 (2003a): “1,000m 級ボーリング孔を用いた長期揚水試験”, 第 32 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, pp.173-178.

竹内真司, 天野健治, 下茂道人, 松岡清幸 (2003b): “電気伝導度検層を用いた亀裂性岩盤中の水みち検出技術”, 土木学会第 58 回年次学術講演会概要集, pp.413-414.

Takeuchi, S., Shimo, M., Doughty, C. and Tsang, C.-F. (2004): “Identification of the

Water-Conducting Features and Evaluation of Hydraulic parameters using Fluid Electric Conductivity Logging”, Proceedings of the Second International Symposium on Dynamics of Fluids in Fractured Rock, pp.349-354.

竹内真司, 下茂道人, 城まゆみ, Chin-Fu Tsang (2004): “電気伝導度検層による深部花崗岩中の水みちの抽出と水理特性の評価”, 第 33 回岩盤力学に関するシンポジウム論文講演集, pp.451-456.

Takeuchi, S. and Ota, K. (2005): “Working Programme for MIZ-1 Borehole Investigations: Revision of Work Procedures after Phase IV”, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7400 2005-010.

田中啓策 (1960): “5 万分の 1 地質図幅「上猿払」及び同説明書”, 地質調査所, p.65.

寺本雅子, 嶋田純, 國丸貴紀(2003): “低透水性堆積岩盤における地下水挙動の同位体水文学的研究”, 2003 年度日本水文科学会学術大会発表要旨集, vol.18, pp.32-33.

The Gravity Research Group in Southwest Japan (Representatives: Shichi, R. and Yamamoto, A.) (2001): “Gravity Measurements and Database in Southwest Japan, Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM)”, Bull. Nagoya University Museum, Special Rept., No.9.

Tóth, J. (1963): “A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins”, Journal of Geophysical Research, vol.68, No.16, pp.4795-4812.

陶土団体研究グループ (1982): “岐阜県瑞浪市南部の瀬戸層群－瀬戸層群の堆積盆地の発生～発展に関する研究 (2)－”, 島弧変動・地団研専報 24 号, pp.143-155.

遠山茂行, 岡崎彦哉, 和知剛 (2000): “雨水・河川水の採取・分析 (平成 11 年度)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7420 2000-005.

Tsang, C.-F., Hufschmied, P. and Hale, F.V. (1990): “Determination of Fracture Inflow parameters with a Borehole Fluid Conductivity Logging Method”, Water Resources Research, vol.26, No.4, pp.561-578.

Tsuruta, T., Ota, K., Amano, K., Matsuoka, T. and Sasaki, K. (2004): “Geological investigations during the surface-based investigations phase of the Mizunami Underground Research Laboratory (MIU) project”, In: International Conference on JNC Underground Research Laboratory Projects in Mizunami and Horonobe, Japan (2004) Part 1: International Conference on Geoscientific Study in Mizunami '04 (ICGM'04) -Record-, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7400 2004-010, pp.83-95.

鶴田忠彦, 鏡頭正, 彌榮英樹, 富士代秀之, 藤田有二 (2005): “広域地下水流動研究におけるボーリング調査 (DH-15 号孔)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2005-025.

通商産業省環境立地局監修 (1996): 鉱山保安規則 (石油鉱山編), 平成 8 年 1 月改正.

氏原温, 入月俊明, 細川光也 (1999): “岐阜県東濃地域の第三系”, 日本地質学会第 106 年学術大会見学旅行案内書, pp.97-116.

Vermilye, J.M. and Scholz, C.H. (1998): “The process zone: A microstructural view of fault growth”, Jour. Geophys. Res., Vol.103, pp.12, 223-12,237.

藪内聡, 竹内真司 (2003): “深層岩盤を対象とした単孔式透水試験”, 日本地下水学会 2003 年秋季講演会講演要旨, pp.32-35.

山田淳夫, 佐藤稔紀, 中間茂雄, 加藤春實 (2005): “瑞浪超深地層研究所を中心とした東濃における深地層の科学的研究－水圧破砕法による初期応力測定結果と地質構造－”, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会要旨集, G018-P003 (CD-ROM).

- 山口昇一, 須田芳朗 (1981): “20 万分の 1 地質図「枝幸」”, NL-54-11, 地質調査所.
- 山井忠世, 角南基亮, 小林公一 (1994): “東濃地域を対象としたリニアメント調査 (その 1)”, 動力炉・核燃料開発事業団, PNC TJ7361 94-002.
- 山井忠世, 角南基亮, 若松尚則, 岡崎彦哉, 高遠俊一 (1996): “東濃地域を対象とした表層水理調査 (その 3)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7440 2001-005.
- 山井忠世, 若松尚則, 和知剛, 小田川信哉 (1998): “地表地質および水圧調査”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7440 2000-001.
- 山路敦 (1999): “多重逆解法: 複数の応力を検出する小断層解析の新技术”, 構造地質, 43, pp.79-88.
- 山本卓也, 下茂道人, 藤原靖, 服部弘通, 田所照夫, 岩間彦衛, 名合牧人, 熊本創 (2002a): “幌延深地層研究センターにおける試錐調査 (HDB-1 孔)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1400 2002-010.
- 山本卓也, 下茂道人, 藤原靖, 服部弘通, 田所照夫, 岩間彦衛, 名合牧人, 熊本創 (2002b): “幌延深地層研究センターにおける試錐調査 (HDB-2 孔)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1400 2002-011.
- 山本卓也, 松井裕哉, 堀内康光, 富永英治 (2005): “幌延深地層研究計画における堆積軟岩の熱特性について”, 第 34 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 社団法人土木学会, pp.153-158.
- 山崎眞一, 松井裕哉, 濱克宏, 盛岡宏之, 畑中耕一郎, 福島龍朗, 瀬谷正巳 (2004): “深地層の研究施設計画に関する国際会議 幌延ワークショップ記録”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN5400 2004-005.
- 山崎眞一, 中司昇, 尾方伸久, 浴信博, 守屋俊文, 竹内竜史, 國丸貴紀, 白戸伸明 (2002): “幌延深地層研究計画平成 13 年度調査研究結果と研究所設置地区選定”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 2002-017.
- 山内大祐, 宮原智哉, 竹内真司, 小田川信哉 (2000): “超深地層研究所計画用地周辺の水収支観測結果”, サイクル機構技報, No.9 (2000.12), pp.103-114.
- 柳田誠 (1998): “北海道北部地域の地質に関する研究報告書”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1400 98-001.
- 柳澤孝一, 大澤英昭, 武田精悦, 高瀬博康, 青山裕司, 古市光昭, 戸井田克, 須山泰宏, 若松尚則, 西垣誠 (2004): “地質環境特性の不確実性解析手法に関する検討 - variability と ignorance を考慮した不確実性解析の方法論の構築および東濃地域への適用 -”, バックエンド研究, Vol.10, No.1-2.
- Yanagizawa, K., Takeda, S., Osawa, H., Suyama, Y., Takase, H., Toida, M., Furuichi, M. and Metcalfe, R. (2005): "Development of an Uncertainty Analysis Methodology Associated with the Characterization of the Geological Environment: Study on its Applicability in the Tono area", 29th Symposium on the Scientific Basis for Nuclear Waste Management, MRS 2005, (in press).
- 柳澤孝一, 武田精悦, 大澤英昭, 高瀬博康, 須山泰宏, 青山裕司, 若松尚則, 古市光昭, 戸井田克, 西垣誠 (2005): “空間的に不均一な地質環境特性の評価方法に関する基礎的検討”, 地下水学会誌, (印刷中).
- 矢野雄策, 田中明子, 高橋正明, 大久保泰邦, 笹田政克, 梅田浩司, 中司昇 (1999): “日本列島地温勾配図”, 地質調査所特殊地質図および同解説書.

横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上聡, 川方俊和 (2003): “冬期における降水量計の捕捉特性”, 日本雪氷学会誌 雪氷, Vol.65, No.3, pp.303-316.

吉田英一, 大澤英昭, 柳澤孝一, 山川稔 (1989): “深部花崗岩の割れ目解析—岐阜県東濃地域に分布する花崗岩を例として—”, 応用地質, Vol.30, No.2, pp.11-22.

吉田英一 (1996); “ナチュラルアナログ研究の再考—東濃ウラン鉱床における研究を例として—”, 放射性廃棄物研究, Vol.2, pp.93-103.

Yoshida, H. (1994): “Relation between U-series nuclide migration and microstructural properties of sedimentary rocks”, Appl. Geochem., Vol.9, pp.479-490.

Yoshida, H. and Horii, H. (2004): “Micromechanics-based continuum model for a jointed rock mass and excavation analysis of a large-scale carven”, International Journal of Rock Mechanics and Mining Science, Vol. 41, Issue1, pp.119-145.

Yusa, Y., Ishimaru, K., Ota, K. and Umeda, K. (1993): “Geological and Geochemical Indicators of Paleohydrogeology in Tono Uranium deposits, Japan”, Paleohydrogeological Methods and their Applications, Proc. NEA Workshop, Paris, 9-10 Nov. 1992, OECD/NEA, pp.117-146.

5. 深地層における工学技術の基礎の開発

「深地層における工学技術の基礎の開発」は、前章に示した「地質環境の調査や評価に関する技術の開発」とならぶ、深地層の研究施設計画における全体目標の1つである。すなわち、深地層の研究施設計画においては、実際の地質環境への適用を通じて地質環境を調査・解析・評価する技術の信頼性や適用性を確認していくことが大きな目標であるが、一方で、得られた地質環境情報に基づいて地下施設を設計・施工していくことを通じて、地層処分に特有の『情報の取得や技術の実証を目的とした地下施設』を設置・維持するための工学技術の基盤を確立していくことも重要な目標である。つまり、地下施設建設が目的なのではなく、地質環境を理解するための調査手段として、また深部の地質環境下での試験を行う場に到達するために地下に坑道を展開していくのである。このような地下施設の設計、施工および維持管理を通じて培われた技術や経験は、実際の処分事業において、処分地選定に向けた最終段階の調査（精密調査）での掘削の際に活用されることになる。

具体的には、深地層の研究施設において、地上からの調査研究段階（第1段階）で得られた地質環境情報に基づき、現状の土木工学や資源工学技術を適用して、調査・試験に必要な地下深部までの坑道を設計するとともに、坑道掘削（地下施設建設）時の調査研究段階（第2段階）において実際に地下施設を安全かつ合理的に施工することを通じて、計測結果などの得られた情報を設計・施工法へフィードバックを行うと共に、地下施設での調査研究段階（第3段階）に利用される場の構築と維持・管理ができることを確認しながら、その技術基盤を整備していく。その際、坑道の掘削による地質環境への影響を評価するための手法の整備や、影響を修復・軽減するための技術（グラウトやプラグ）の開発なども重要な課題となる（核燃料サイクル開発機構，2001，2002）。また、本研究で得られた成果は、処分施設の設計・施工や人工バリアなどに関する工学技術の開発にも寄与するものである。

このように、深地層の研究施設においては深地層の科学的研究を実施する主要な施設として位置づけられるとともに原子力長計に示されている深地層に対する国民の理解促進の場としてもその役割は大きい。このような役割を踏まえて施設の設計・建設を進める必要がある。

本章においては、花崗岩（硬岩）を対象とした超深地層研究所計画、および新第三紀堆積岩（軟岩）を対象とした幌延深地層研究計画について、それぞれ第1段階で実施した地下施設の設計に関する地質環境情報の整備や安定性解析などの結果を紹介し、また、これらを通じて得られた知見や経験を示す。超深地層研究所計画については、すでに地下施設の建設を開始しているため、一部、施工の現状についても報告する。なお、深地層の研究施設における地下施設の設計を通じて整備した岩盤の力学特性などに関する地質環境情報を活用して、別途（地層処分研究開発として）、人工バリアや処分施設に関する設計検討を行っている。これまでの検討結果については、分冊2「工学技術の開発」にまとめた。

5.1 瑞浪超深地層研究所

5.1.1 全体計画の概要

本計画では、前述したような深地層の研究施設の位置づけに加えて、以下のような瑞浪超深地層研究所の特徴を考慮して、深度1,000 mまで坑道を掘削する予定である。

- ・硬岩系岩盤の処分深度を1,000 mと想定した第2次取りまとめで示された地層処分の技術的信頼性を実証する場、また、処分サイトが選定されていない現段階においては、処分場が設置される可能性のある深度まで建設して基盤研究開発を行うという超深地層研究所計画の位置づけ
- ・通常の土木工事と比較して突発湧水や山はねの対策などの難易度が高いいくつかの技術が

要求されるという大深度における坑道掘削などの工学技術的な意義

- ・深度 1,000 m を超えると建設コストが急増するが、1,000 m であれば許容範囲内のコスト増にとどまるという立坑掘削の経済性の特徴

以下に、瑞浪超深地層研究所の建設地点、地形・地質概要、地下施設概要を述べる。

(1) 地下施設建設地点

超深地層研究所計画は、4.1.3 に示す経緯を経て、正馬様用地から南東に約 1.3 km 離れた岐阜県瑞浪市明世町山野内の瑞浪超深地層研究所用地（本節において、以下、「研究所用地」という）に地下施設の設置場所を変更し、深地層の研究施設の建設を進めている（研究所用地位置図は図 4.1.4-2 を参照）。

研究所用地は約 7.8 ha の面積があり、このうち造成した約 1.2 ha の敷地に地下施設を建設するための諸設備を設置する。

(2) 地形・地質概要

研究所用地周辺の地形は標高 200 m 程度の丘陵地であり、敷地内を普通河川の狭間川が流れている。研究所用地および正馬様用地を含む東濃地域の地質は、基盤をなす後期白亜紀の土岐花崗岩を新第三紀中新世の堆積岩（瑞浪層群）が不整合で覆い、さらにそれを固結度の低い新第三紀鮮新世の砂礫層（瀬戸層群）が不整合で覆っている（研究所用地周辺の地質平面図は図 4.1.2-1 を、研究所用地での地質断面図モデルは図 4.2.4-18 を参照）。

(3) 地下施設概要

地下施設へのアクセス方式としては、種々のメリットより立坑方式を採用し、2 本の円形立坑（主立坑、および換気立坑）と複数深度での水平坑道（中間ステージ、最深ステージなど）の掘削を計画している。図 5.1.1-1 に地下施設の基本レイアウトを、また、表 5.1.1-1 および表 5.1.1-2 に立坑と水平坑道の概要を示す。

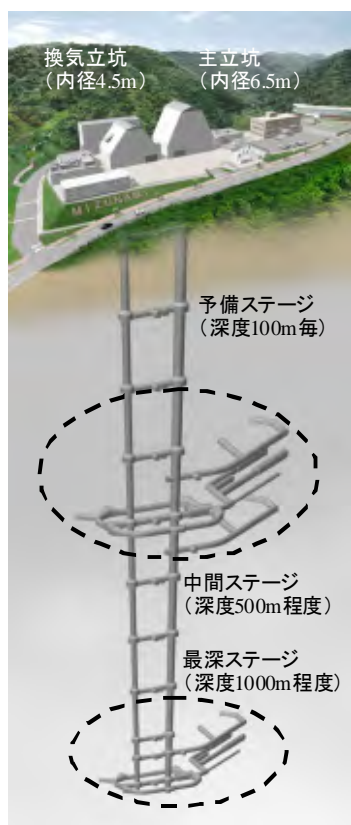


図 5.1.1-1 瑞浪超深地層研究所の地下施設の基本レイアウト

表 5.1.1-1 立坑概要の一覧

		主立坑	換気立坑
目的		目的とする研究深度(水平坑道)への到達 第1段階における地質環境予測結果の確認 設計の妥当性の確認	
		・地下施設建設時のズリ搬出 ・資機材の搬出入ルート	・地下施設全体の換気機能 ・昇降機(エレベータ)設置
深度		1,025 [m]	1,010 [m]
直径	掘削	7.3 [m]	5.3 [m]
	完成	6.5 [m]	4.5 [m]

表 5.1.1-2 水平坑道概要の一覧

	最深ステージ	中間ステージ	計測坑道	予備ステージ
目的	本研究所の目標である深度1,000[m]付近に設置する主要研究ステージ	最深ステージに対して、深度依存等の影響把握のために、中間深度に設ける主要研究ステージ	中間、最深ステージの掘削影響の計測を実施する坑道	両立坑の連絡、各種機器設置スペース、補足的に地質環境の深度依存性を研究するための坑道
深度	1,000 [m] 付近	500 [m] 付近	470 [m], 528 [m], 970 [m]	100 [m] 毎
延長	約 770 [m]	約 770 [m]	約 240 [m]	約 32 [m]

なお、土木学会のトンネル標準示方書「山岳工法編」(土木学会, 1996a)によれば、水平トンネル中心間隔を掘削径の2倍(地山が完全弾性体の場合)～5倍(地山が軟弱な場合)とすれば、ほぼ相互に影響がないとされていることから、立坑の間隔は主立坑掘削径(7.3 m)の5倍を確保できるように40 mと設定した。

5.1.2 第1段階における地下施設の設計

(1) 進め方

瑞浪超深地層研究所では研究所用地決定に関わる経緯から、研究所用地およびその周辺での地質調査ボーリングが少ない状況で設計を進めることとなった。実施設計時点では、研究所用地には立坑予定深度である1,000 mまで到達するボーリング孔は無く、既存ボーリング孔として、広域地下水流動研究のために実施した深度約500 mのボーリング孔があった。これに、地質構造が類似している正馬様用地で実施した深度1,000 mに達するボーリング孔のデータを加味して、立坑予定位置での地質構造と岩盤等級を想定し、実施設計を行った。その後、研究所用地内で基盤花崗岩に達する深度約200 mのボーリング孔と掘削長1,300 mに達するボーリング孔を掘削し、そのデータを用いて適宜設計の見直しを進めている。さらに、施工段階では地質構造や岩盤状況に関する各種データを取得し、その情報を設計・施工へフィードバックすることにより、より適切な設計・施工を目指している。

将来の処分場もそうであるが、道路や鉄道のトンネルなどの一般的な土木構造物とは異なり、地下施設はその設置深度が深く、坑道のレイアウトが複雑で入坑者も多様となる。この点に着目すると、地震時を含めた空洞安定性の評価、突発事象対策、通気網解析に基づく防災の検討、安全対策などが設計において重要な課題となる。また、地質環境に関する調査・研究の進展に応じて柔軟に設計・施工計画を変更できることが重要であり、この観点では情報化施工が効果を発揮するものと考えられる。

ここでは、このうちの主なものについて設計事例を示す。

(2) 空洞安定性・支保安定性評価

(i) 検討全体のフロー

ここでは、地下施設実施設計で行った空洞安定性評価と、支保安定性評価の結果を述べる。図5.1.2-1に検討全体のフローを示す。基本的には、空洞と支保の安定性評価は数値解析で行

うこととし、瑞浪超深地層研究所の現時点での情報よりパラメータなどを設定して検討を行い、支保パターンを示した上で、その確認としての計測についても検討を行うものである。

今回の検討では、空洞安定性評価と支保設計については、第2次取りまとめの手法を踏襲し、地表からの調査結果に基づいて地山区分を行い、この区分に応じて物性値を設定して、日本鉄道建設公団（1996）、日本道路公団（1997）などを参考に支保を仮設定した。これに対して二次元および三次元有限要素解析により各坑道の力学的安定性を評価するとともに、支保発生応力が許容応力を満足することを確認し、設計としての支保を確定した。以下に、具体的な検討結果を示す。

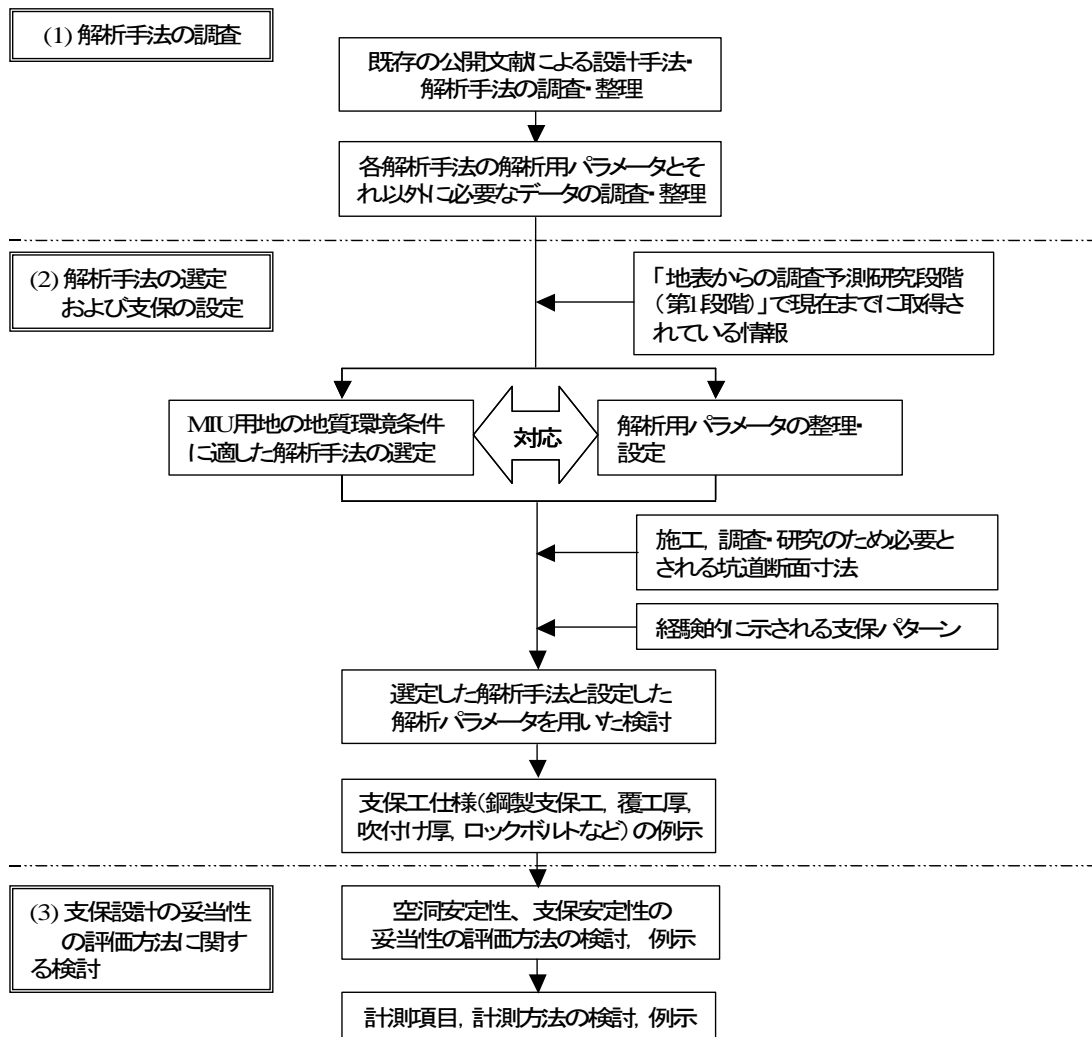


図 5.1.2-1 空洞および支保の安定性評価に関する検討フロー

(ii) 設計における前提条件の整理

(a) 地山区分

研究所用地周辺で実施されているボーリング調査位置を図 5.1.2-2 に示す。これらの結果のうち、立坑予定位置に最も近い位置にて比較的深く基盤花崗岩まで掘削を行っている DH-2 号孔（深度約 500 m）、および正馬様用地で実施したボーリング孔のうち月吉断層を貫いていない MIU-1 号孔（深度約 1,000 m）のボーリング調査結果を採用した。なお、地山区分の基準となる岩盤分類は電研式（田中式）岩盤分類（田中，1964 など）を用いた。

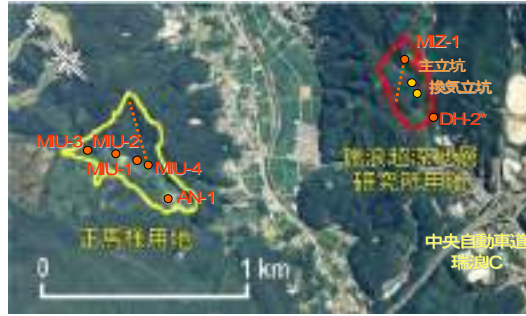


図 5.1.2-2 研究所用地周辺のボーリング調査位置

(b) 地山物性値

既往の調査結果（松井，2000）をまとめ、設計に用いる地山物性値を表 5.1.2-1 のように設定した。花崗岩の物性値のうち、岩盤等級にあまり依存しない項目（単位体積重量，ポアソン比，内部摩擦角）については，コア試験の平均値をそのまま適用した。一方，岩盤等級に依存する項目（一軸圧縮強度，弾性係数，粘着力）については，コアの弾性波速度 v_p と孔内検層の地山弾性波速度 V_p より低減率 ($k=(V_p/v_p)^2$) を設定し，各項目の平均値 (m) と標準偏差 (σ) から B 級 ($m \times k$)， C_H 級 ($(m - \sigma) \times k$)， C_M 級 ($(m - 2\sigma) \times k$) と設定した。一方，堆積岩の物性値については，東濃鉱山の第 2 立坑建設時に実施した試験値の平均値を C_L 級，研究所用地周辺で実施されたボーリングコアを用いた試験の最小値を D 級と設定した。

表 5.1.2-1 設計に用いる岩盤物性値

地質	岩盤等級	単位体積重量 γ [kN m^{-3}]	一軸圧縮強度 q_u [MPa]	弾性係数 E [GPa]	ポアソン比 ν [-]	粘着力 C [MPa]	内部摩擦角 ϕ [度]	限界歪 ϵ_0 [%]	限界せん断歪 γ_0 [%]
花崗岩	B	26.0	116.36	35.6	0.35	18.9	53.9	0.33	0.44
	C_H	26.0	89.74	30.1	0.35	14.6	53.9	0.30	0.40
	C_M	26.0	63.12	24.5	0.35	10.3	53.9	0.26	0.35
堆積岩	C_L	18.8	6.40	2.15	0.31	2.10	23.5	0.30	0.39
	D	18.8	1.37	0.628	0.38	0.449	21.5	0.22	0.30

初期地圧に関しては，正馬様用地の AN-1，MIU-2 および MIU-3 号孔で実施された水圧破碎試験の結果を整理して図 5.1.2-3 に示す。水平方向の応力に関しては最小主応力 σ_{\min} は岩石の単位体積重量から算出される推定土被り圧と同程度であり，月吉断層の上側では，最小主応力 σ_{\min} と最大主応力 σ_{\max} の比は平均約 2 倍程度である。これより解析に用いる初期地圧は，堆積岩部も含めて連続していると考え， $\sigma_v : \sigma_{\min} : \sigma_{\max} = 1 : 1 : 2$ とした。

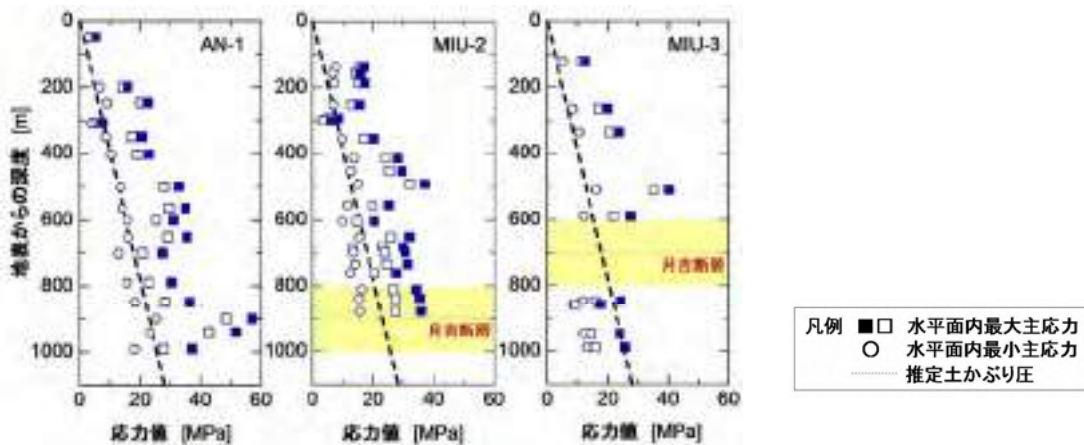


図 5.1.2-3 初期地圧の測定結果（左より AN-1，MIU-2，MIU-3 号孔）

(c) 支保工物性値

設計に用いる支保工の物性値を表 5.1.2-2 に示す。このうち、吹付けコンクリートと覆工コンクリートの弾性係数については、式 (5.1.2-1)、(5.1.2-2) (土木学会, 2002a) により、打設完了から次ステップのズリ搬出完了まで約 20 時間と想定し、材齢 1 日として検討を進めている。

$$f'_c(t) = \frac{t}{a+bt} d(i) f'_{ck} \tag{5.1.2-1}$$

$$E_e(t) = \Phi(t) \times 4.7 \times 10^3 \times \sqrt{f'_c(t)} \tag{5.1.2-2}$$

ここに、 $f'_c(t)$: 材齢 t 日におけるコンクリートの圧縮強度 [N mm⁻²]

f'_{ck} : コンクリートの設計基準強度 [N mm⁻²]

t : 材齢 [日]

i : 設計基準強度の基準材齢 [日], i=28

a, b : セメントの種類による定数。早強セメントの場合, a=2.9, b=0.97

d : 材齢 28 日に対する材齢 91 日の強度増加率。早強セメントの場合, d(28) = 1.07

$E_e(t)$: 材齢 t 日における有効ヤング係数 [N mm⁻²]

$\Phi(t)$: 温度上昇時におけるクリープの影響が大きいことによるヤング係数の補正係数, 材齢 3 日まで=0.73

表 5.1.2-2 安定性評価の基準となる支保工物性値

支保部材	設計基準強度 f'ck [MPa]	許容圧縮応力度 [MPa]		ヤング係数 E [GPa]	ポアソン比 ν [-]
		短期(f'ck/1.3)	長期(f'ck/4)		
覆工コンクリート	24	-	6.0	8.81	0.2
	40	-	10.0	11.4	0.2
吹付けコンクリート	18	13.8	4.5	3.4	0.2
	36	27.7	9.0	6.0	0.2

仕様		許容引張応力度 [MPa]	耐力 [kN]	ヤング係数 E [GPa]	ポアソン比 ν [-]
鋼製支保工	SS400	160	-	210	0.3
ロックボルト	SD345	-	120	210	-

(d) 応力解放率

本立坑は、1 発破当たり 1.3 m の掘削を 2 回行い、2.6 m の素掘り掘削後に覆工コンクリートを打設する計画であり、通常の NATM 掘削に比べて支保の導入が遅れる。そこで、数値解析における支保導入時の応力解放率は通常の NATM 工法での採用値 (60 %程度が多い) より大きな 80 %と設定した。なお、別途実施した掘削過程を模擬した軸対象解析結果より、応力解放率 80 %はほぼ妥当と判断された。

(iii) 坑道の力学的安定性の検討

坑道の力学的安定性の検討については、前述した解析用の物性値を用いて、図 5.1.2-4 に示す検討フローにより、二次元および三次元有限要素解析により実施した。このうち、一般部に関しては二次元弾塑性有限要素解析により空洞および支保工の安定性を評価した。一方、立坑と水平坑道、もしくは水平坑道同士が接続・交差する箇所は、一般部よりも安定性が低下するものと予想される。そこで、二次元解析と三次元解析を組み合わせることで安定性を評価した。各部位に対する具体的な検討方法を以下に示す。なお、空洞掘削による周辺岩盤

の安定性評価については、数値解析により求められた坑道周辺岩盤の最大せん断歪 (γ_{max}) を、表 5.1.2-1 に示す限界せん断歪 (γ_0) と対比することにより行った。

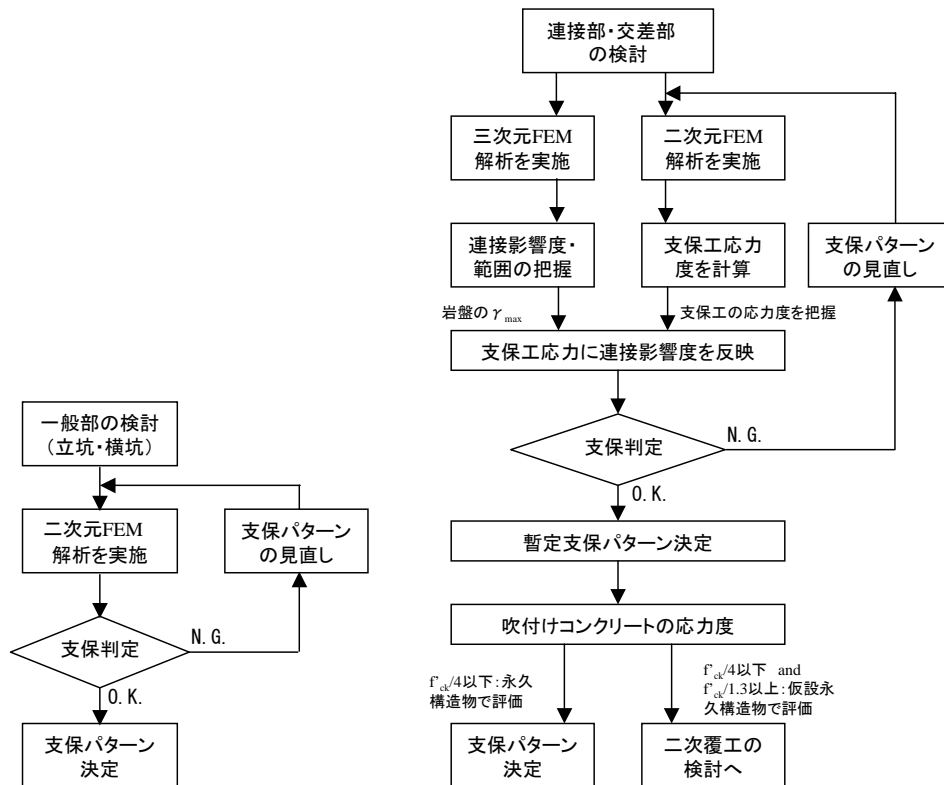


図 5.1.2-4 坑道の安定性に関する検討フロー

・ 立坑一般部

立坑一般部はショートステップ工法で施工を行うため、覆工コンクリートを永久構造物として扱うものとし、水平断面において初期地圧を考慮した二次元弾塑性解析により覆工に発生する応力を求め、それを許容応力度 ($f'_{ck}/4$) で評価した。

・ 水平坑道一般部

水平坑道一般部は NATM 工法で施工を行うため、それぞれの支保部材を永久構造物として扱うものとし、鉛直断面において初期地圧を考慮した二次元弾塑性解析によりそれぞれの支保部材に発生する応力を求め、それを許容応力度で評価した。

・ 立坑と水平坑道の接続・交差部

立坑と水平坑道の接続・交差部は、NATM 工法で施工を行うものとして検討を行った。接続部の立坑および水平坑道は、吹付けコンクリートなどで一次支保を行いながら施工を進め、最後に覆工コンクリートを打設する。そこで、代表箇所において三次元弾性有限要素解析を行い、その解析結果を同一深度の二次元弾性解析による一般部立坑、水平坑道の結果により正規化して「影響度」を求め、各深度の一般部、立坑、水平坑道の二次元弾塑性解析結果に乗じることで、空洞安定性評価を行った。ここで、一次支保工が許容応力度の範囲内であれば、二次覆工に荷がかからないものとして評価する。一方、一次支保工の吹付けコンクリート応力が許容応力度 ($f'_{ck}/4$) を超過した場合には、一次支保を仮設部材の短期許容応力度 ($f'_{ck}/1.3$) で評価し、二次覆工は一次支保工が降伏した場合の応力増分を考慮して評価した。

・ 坑道断面形状および支保パターン

坑道の力学的安定性に関する検討断面位置について、縦断図を図 5.1.2-5 に、平面図を図 5.1.2-6 に示す。

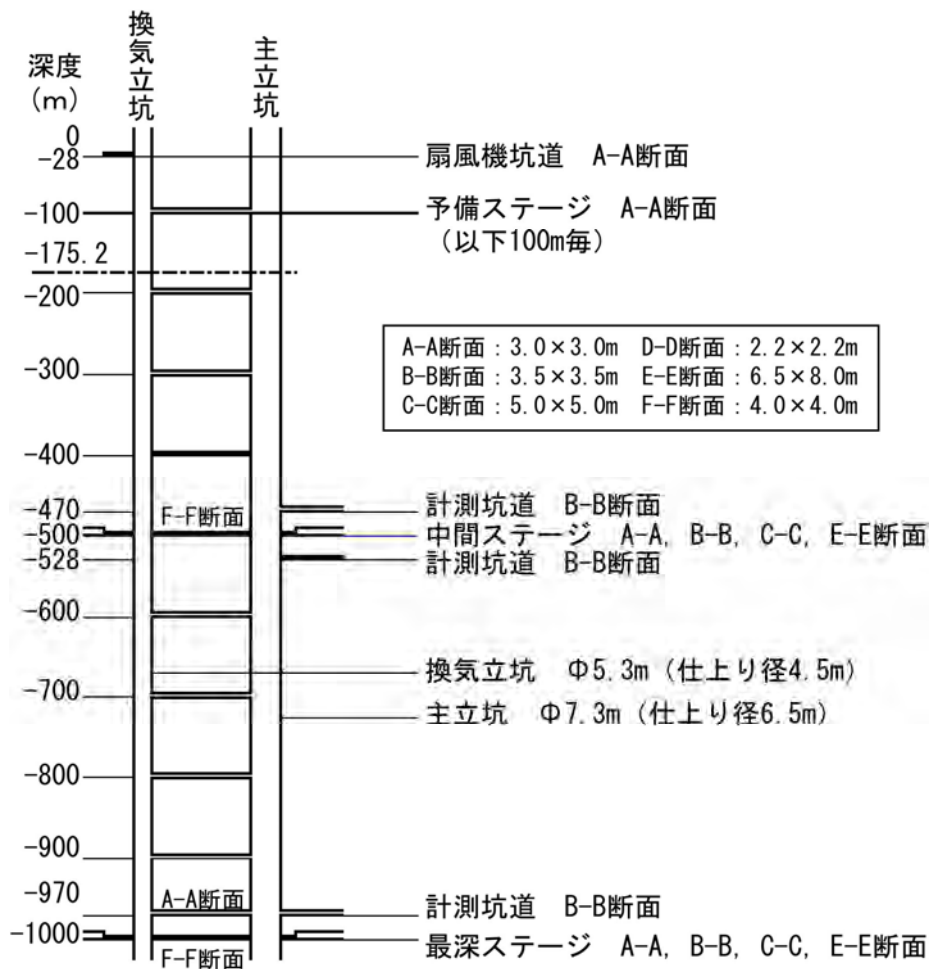


図 5.1.2-5 坑道の力学的安定性に関する検討位置（縦断面図）

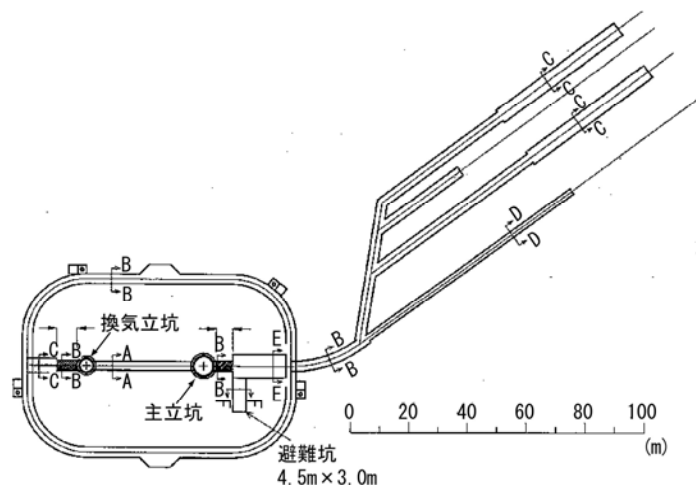


図 5.1.2-6 坑道の力学的安定性に関する検討位置（平面図）

支保工の安定性に関する解析には支保部材を設定する必要があるが、ここでは立坑に関してはいくつかの実績を参考に、水平坑道に関しては日本鉄道建設公団（1996）および日本道路公団（1997）で示されている標準支保パターンを参考に暫定支保パターンを仮定し、この暫定支保パターンに基づいて解析を実施して、最適な支保パターンを決定した。解析に用い

た暫定支保パターンのうち，立坑一般部の暫定設計支保パターンを表 5.1.2-3 に示す。

表 5.1.2-3 立坑一般部の暫定標準支保パターン

岩盤種類	岩盤等級	覆工コンクリート厚	鋼製支保工
堆積岩	D	400 [mm]	H-125
	CL		
花崗岩	CM		—
	CH		
	B		

(iv) 力学的安定性の検討結果

(a) 一般部

立坑と水平坑道の接続の影響を考慮しない一般部の検討結果の概要を図 5.1.2-7 に示す。なお，本検討における断面位置は，図 5.1.2-6 における横坑平面図での断面表示（例えば A-A）に相当する。本図は，立坑深度ごとの立坑と水平坑道の解析結果のうち，岩盤に発生する歪量または支保部材に発生する応力を，前述した岩盤の限界歪または支保部材の許容応力度と比較した結果を示したものである。

① 立坑

立坑の設計において，覆工コンクリートは設計基準強度 $f'_{ck}=24$ MPa を標準とし，許容応力度を超えた場合は高強度コンクリート（設計基準強度 $f'_{ck}=40$ MPa）を用いて検討を行った。検討の結果，次に示す深度以外については，岩盤の最大せん断歪および支保工応力ともに限界せん断歪および許容応力を下回り，設計は妥当であると評価できる。

・ 深度 63.2 m～175.2 m

普通コンクリートでは許容応力度を上回るものの，高強度コンクリートを用いることで支保工の安定性を確保できる。ただし，岩盤の最大せん断歪が限界せん断歪を上回ることが予想されるため，計測・観察により坑壁の安定性を監視しながら施工を進める情報化施工による対応が必要である。

・ 深度 826.2 m～1,025.0 m

支保工応力は許容応力度を下回るため，支保工の安定性を確保できる。しかしながら，岩盤の最大せん断歪が限界せん断歪を上回ることが予想されるため，上述の情報化施工による対応が必要である。

② 水平坑道

水平坑道の設計において，吹付けコンクリートは設計基準強度 $f'_{ck}=18$ MPa を標準とし，許容応力度を超えた場合は，高強度吹付けコンクリート（ $f'_{ck}=36$ MPa）を用いて検討を行った。検討の結果，次に示す深度以外については，岩盤の最大せん断歪および支保工応力ともに限界せん断歪および許容応力を下回り，設計は妥当であると評価できる。

・ 深度 100 m

高強度吹付けコンクリートを用いることで吹付け応力および鋼製支保工応力ともに安定性を確保できる。ただし，岩盤の最大せん断歪が限界せん断歪を上回り，またロックボルト軸力が許容値を若干超過することが予想されるため，前述の情報化施工による対応が必要である。

・ 深度 900 m, 970 m

支保工応力は許容応力度を下回るため，支保工の安定性を確保できる。しかしながら，岩盤の最大せん断歪が限界せん断歪を僅かながら上回ることが予想されるため，前述の情報化

岩種	掘削立坑				主立坑				深度 (m)	横坑							
	岩盤 等級	立坑 深度 (m)	支保レベル+1				立坑 深度 (m)	岩盤 等級		支保レベル+1							
			fck 24	fck 40	fck 40	fck 24				A-A	B-B	F-F	C-C	E-E	計測 項目		
堆積岩 (砂岩層群)		105					9.0										
	CL		I				I	38	I								
		63.2					63.2										
	D	100.0	II	III	III	II	85.0	D	100	II							
		124.3	III-a			III-b	124.3										
	CL	180.0	II	III	III	II	144.0	CL	120								
	175.2	III-b			III-b	175.2											
結晶質岩 (土岐花崗岩)	B		I				I	200	I								
		234.3					234.3										
	CH	247.2	I				247.2	CH	250								
	CM	282.2	I				282.2	CM									
	CH		I				I	308.2	CH	300	I						
		308.2					308.2										
	CM		I				I	358.2	CM	350							
		358.2					358.2										
	CH		I				I	408.2	CH	400	I						
		408.2					408.2										
	E							E	450								
		466.2					466.2										
	CM	482.2	I				482.2	CM	470	I							
	B		I				I	B	500	I	I	I	I	I	I	I	I
B		I				I	B	520	I								
	576.2					576.2		550									
CH	588.5	I				588.5	CH	600	I								
								650									
B		I				I	B	700	I								
	828.2					828.2		750									
CH		I				I	CH	800	I								
	811.0					811.0		850	II								
CH		II				II	CH	900									
	872.5					872.5		970	III								
CH	1010.0						CH	1000	II	II	II	II	II	II	II	I	
								1025.0									

図 5.1.2-7 立坑および水平坑道一般部の検討結果の概要

- ※1 支保レベル
- I : 岩盤は限界歪以下, 支保部材も許容応力度以下
 - II : 岩盤は限界歪超過, 支保部材は許容応力度以下
 - III-a : 岩盤は限界歪以下, 支保部材は許容応力度を超過
 - III-b : 岩盤は限界歪超過, 支保部材も許容応力度を超過

施工による対応が必要である。

・ 深度 1,000 m

支保工応力は許容応力度を下回るため、支保工の安定性を確保できる。しかしながら、B-B 拡幅断面以外では岩盤の最大せん断歪が限界せん断歪を僅かながら上回ることが予想されるため、前述の情報化施工による対応が必要である。

(b) 接続・交差部

立坑と水平坑道、もしくは水平坑道同士が交差する接続・交差部では、一般部よりも安定性が懸念される。接続・交差部は、前述のように NATM 工法で施工するものとし、三次元解析による影響度を二次元弾塑性解析の結果に乗じて評価した。その結果、次に示す深度において安定性が懸念された。

・ 深度 100 m

一般部と同様に立坑、水平坑道（予備ステージ）において吹付け応力が許容応力度 ($f'_{ck}/4$) を超過するものの、短期許容応力度 ($f'_{ck}/1.3$) を下回る。そこで、応力増分を考慮して二次覆工（覆工コンクリート）の応力解析を実施した結果、許容応力度を満足することを確認した。また、この吹付けコンクリートの許容応力超過範囲は接続部から数 m 以内と想定される。しかしながら、岩盤の最大せん断歪は限界せん断歪を大幅に超過している。また、予備ステージと避難坑道の交差部についても、岩盤の最大せん断歪および吹付け応力ともに限界せん断歪、許容応力を超過している。以上より、前述の情報化施工による厳重な対応が必要である。

・ 深度 900 m, 970 m, 1,000 m

立坑において吹付け応力が許容応力度 ($f'_{ck}/4$) を超過するものの、短期許容応力度 ($f'_{ck}/1.3$) を下回る。そこで、二次覆工（覆工コンクリート）の応力を検討したものの、二次覆工が負担する応力はごく僅かと想定され、二次覆工の安定を確認した。しかしながら、岩盤の最大せん断歪は限界せん断歪を超過していることより、前述の情報化施工による厳重な対応が必要である。

(3) 地下施設における地震時安定性に関する検討

瑞浪超深地層研究所は深度 1,000 m を超える計画であるため、通常の地下構造物に比べて極めて大深度で縦長の構造物となる。このため、坑道の地震時応答挙動や健全性を評価する上で、地下深部における地震動特性を適切に評価する必要がある。

ここでは、基本的に第 2 次取りまとめ（核燃料サイクル開発機構，1999）に示されている坑道の耐震安定性評価手法を踏襲した静的解析法である応答震度法による評価に加え、FEM 動的解析を合わせて実施した。なお、モデル形状や地盤物性、入力地震動等については、瑞浪超深地層研究所の条件を反映している。

入力地震動を検討するにあたり、過去の歴史地震、周辺の活断層に加え、本地域は想定新東海地震（東海・東南海地震）の影響域に含まれるため、これを考慮することとした。図 5.1.2-8 にこれらの地震により想定される模擬地震波スペクトルを示す。これより最も影響が大きいものは屏風山断層を震源とする地震であると評価される。そこで図 5.1.2-8 に示すように模擬地震波スペクトルを包含するように検討用水平地震動のターゲットスペクトルを設定した。これを正弦波合成法により検討した結果、その最大加速度は地表面で 478 gal と想定される。

また、一般に耐震設計で用いる上下動の大きさは水平動の $1/2 \sim 2/3$ であるが、岩盤深部では地表面近傍との増幅環境の違い、斜め入射などの影響により上下動の大きさが水平動と同程度になる場合もある。そこで、岩盤深部で得られた既往の地震記録を用いて、岩盤深部における上下地震動の特性を検討した。既往の地震記録は防災科学技術研究所 KIK-net 観測点のデータを用い、地表面と深度 1,500 m で観測されている羽鳥観測点、および岩盤が露出し

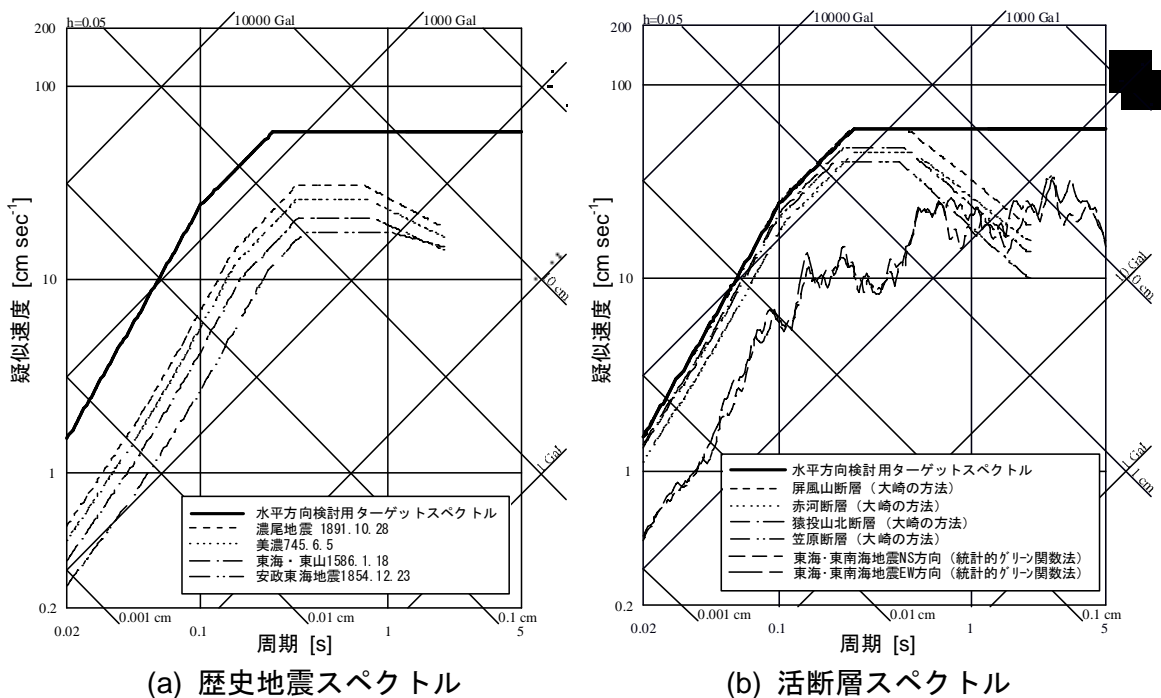


図 5.1.2-8 歴史地震，活断層によるスペクトルと検討用ターゲットスペクトル

た地表面と深度 615 m で観測されている釜石鉱山の記録（佐々木ほか，1999）から，一次元波動論により地震基盤面のはぎ取り波（露頭波）を算定することで，水平動と上下動のスペクトル比を比較し，その結果を図 5.1.2-9 に示す。両観測点での地下深部観測点における上下／水平スペクトル比はそれぞれ平均 1.0，0.88 程度となり，地表面での平均 0.66 より上下動の比率が高い。そこで，釜石鉱山での観測記録を参考に，地表面での検討用上下方向地震動のターゲットスペクトルを水平地震動の 2/3 倍（最大加速度 350 gal）とした。その結果，地下 1,500 m での上下／水平スペクトル比は 0.86 となり，地表の 0.66 に比べて大きく，羽鳥（平均 0.97），釜石（平均 0.88）の観測記録と同程度となった。

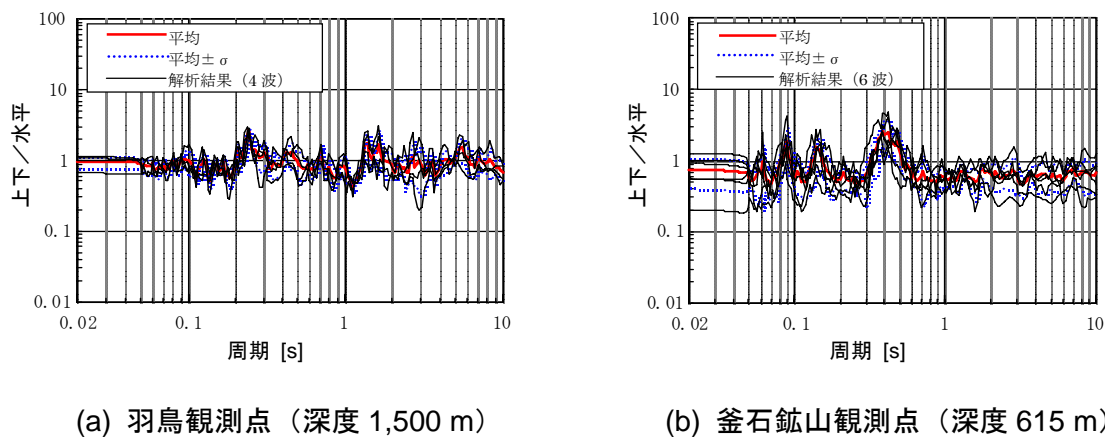


図 5.1.2-9 上下／水平方向スペクトル比

このように作成した水平及び鉛直地震動を用いて，FEM 動的解析により本研究所の主要構造物である立坑の覆工コンクリートを対象として健全性評価を実施した。その結果，以下に示す結果が得られた。

- ・ 水平地震動により立坑覆工コンクリートには面内せん断力が卓越して発生する。掘削時に卓越する水平方向の圧縮応力についてはその地震時増分は小さい。その結果，支保安定性の検討時に実施した FEM 非線形解析により得られた掘削時の発生応力度に地震時増分応

力を足し合わせた結果、立坑覆工コンクリートの発生応力度は破壊強度に比べて十分に小さい。

- 一方、鉛直地震動により、覆工コンクリートには水平方向及び鉛直方向の軸力が卓越して発生するため、特に水平方向については、掘削時に発生する圧縮応力が増加することとなる。しかしながら、その地震時増分応力度は水平方向加振時に比べ半分程度であり、掘削時の応力に足し合わせた結果、覆工コンクリートの発生応力度は破壊強度に比べて十分に小さい。

以上により、耐震設計については、瑞浪地域の特徴を考慮して、歴史地震、周辺の活断層、東海地震および東南海地震を震源と想定して水平地震動を作成し、これに対して第2次取りまとめの手法を踏襲して立坑の覆工コンクリートの許容応力度を照査した。さらに、大深度立坑の特徴を考慮して鉛直地震動についても検討を行い、耐震性を確認した。

(4) 計測結果の設計・施工計画へのフィードバック技術の検討

地下施設の施工中に得られる各種データを用い、設計における地山評価、支保仕様、対策工選定へフィードバックすることは、より適切な設計・施工方法を確立するために不可欠である。特に、施工中に生じる予想外の事象として、当初予測し得なかった地質構造、坑道掘削に伴う変形挙動および地下水挙動の3項目について、フィードバック技術を用いた支保仕様の変更、対策工とその計測結果の事例を調査・整理した。

地山評価のフローにおいては、坑道壁面地質観察や岩盤変位の計測結果など、坑道掘削時に実施される調査項目を含めて、各調査項目のフィードバック解析における位置づけを検討し、図5.1.2-10に示すフィードバックフローを作成した。今後、堆積岩部に適用していくとともに、花崗岩部に対応した見直しを実施していく。

地山変形挙動のフィードバック技術については、既存の東濃鉱山第2立坑掘削時に計測された内空変位計測結果を用いて、逆解析により地山の弾性係数と主応力比を求め、その結果を用いて改めて順解析を実施して、実測値との比較を行った。その結果、南北方向変位（実測値：3.3 mm、解析値：3.1 mm）、東西方向変位（実測値：1.8 mm、解析値：0.6 mm）と、変位の異方性については不十分ながらも、最大変位量についてはおおむね一致した結果を得ることができた。また、順解析結果の応力分布を用い、粘着力と内部摩擦角を設定することにより局所安全係数（破壊接近度）の分布を求めることができ、塑性領域の分布状況などを評価することが可能であることを確認した。図5.1.2-11に局所安全係数解析例（実測値およびより大きな変位（ここでは実測値の10倍と仮設定した）が発生した場合）を示す。

立坑湧水量に関するフィードバック技術については、ある区間における湧水量の予測値と実測値との比較により、予測時の透水係数の見直しを行い、この透水係数を用いて以深の掘削区間における湧水量を算定し直すことにより実施する。地下施設の当初設計においては、正馬様用地において実施された原位置透水試験結果の平均的な値として透水係数 $10^{-8} \text{ m sec}^{-1}$ を用いて井戸理論により湧水量を算定し、排水設備を検討した（今津ほか、2004a）。地下施設建設において切羽湧水と裏面排水材を通じて集水リングに導水された湧水は、高揚程ポンプにより地上に排水されるが、このうち集水リングの湧水は電磁流量計により、総排水量は排水処理設備において計測される。従って、フィードバックを繰り返すことにより、適切な排水設備の準備につなげていくことが可能となる。

以上により、計測結果の設計・施工計画へのフィードバック技術（情報化施工）については、観察、計測および解析による地山評価を組み合わせた具体的なフィードバックフロー図を作成した。地質観察については、複数の岩盤分類法を適用して立坑壁面の地質状況を評価するうえで最適な方法を検討している。

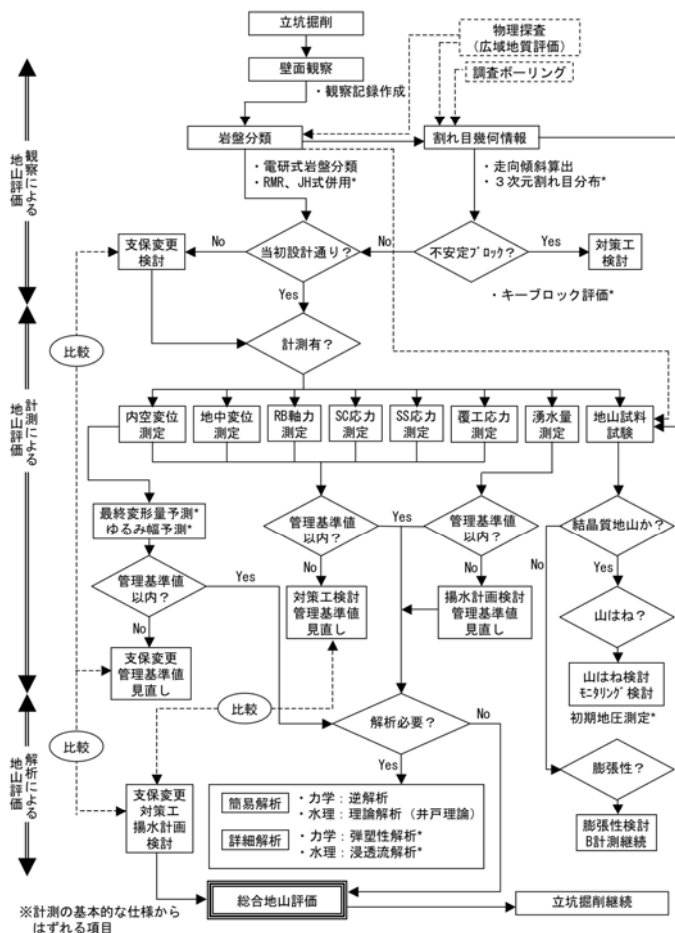
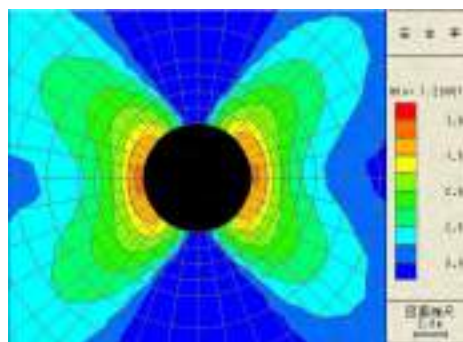
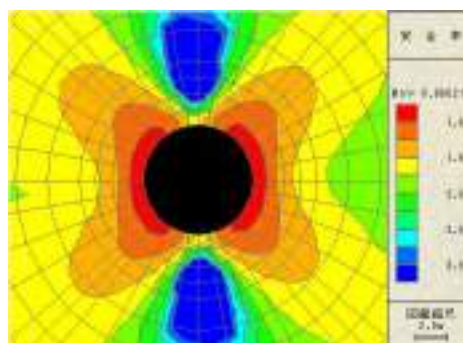


図 5.1.2-10 地山評価のフィードバックフロー



(a) 実測値を入力したケース



(b) 実測値の10倍を入力したケース

図 5.1.2-11 局所安全係数の分布

(5) 突発湧水に対する掘削・施工対策技術の検討

立坑工事においては、予期していない大量の湧水、すなわち突発湧水は避けなければならないトラブルの1つである。突発湧水に対する基本的な考え方は、まず基本となる地質条件を前提とした亀裂出現深度を想定し、これらに対処するための前方予測計画の立案、グラウト実施基準などの計画立案、さらにその他の対策技術の検討を行った。図 5.1.2-12 に基本的な考え方を示す。

前方予測技術については、直接的な先行ボーリングと間接的な物理探査手法に大別される。前者の先行ボーリングは、掘削に先行して突発湧水の状況を直接的に特定できる。後者の物理探査手法は、透水層や遮水層となりえるある程度の幅で分布する高傾斜角の亀裂、破碎帯部の物性が健全部と異なる性質を利用するもので、反射法地震探査、電気・電磁法などによる物性変化領域の検出能力を検討している。

突発湧水に対する対策工のうち、止水工法としてはグラウト注入工法があるが、その実施については発生箇所を想定および排水設備（ポンプ能力など）を勘案したうえで、排水工法からの切り替え基準、グラウト実施判定フロー、注入圧力基準、注入完了基準などを立案する必要がある。図 5.1.2-13 にグラウト注入の実施フローを示す。

また、事前情報などにより亀裂の分布が予測され、前方予測により湧水箇所が想定された場合などには、作業の安全確保のためにプレグラウトが必要と考えられる。既往の事例や指針などを参照して、注入孔は掘削径の3倍の範囲を1.5 m ピッチで3列の配置とする計画とした。今後、地質構造モデルなどに基づいて地下施設における亀裂出現位置等を予測するなど、詳細な検討を実施していく予定である。

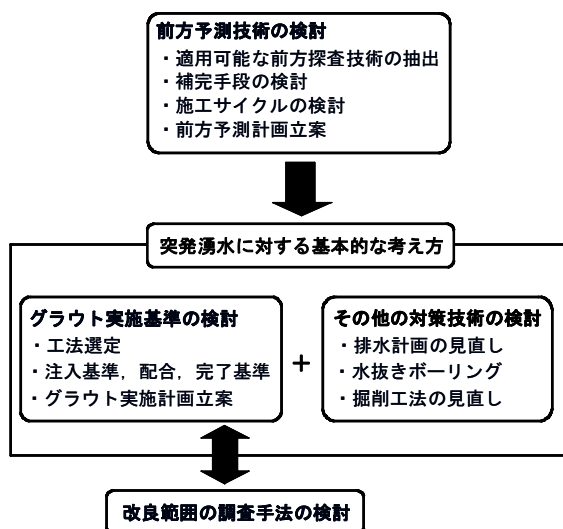


図 5.1.2-12 突発湧水対策の基本的な考え方

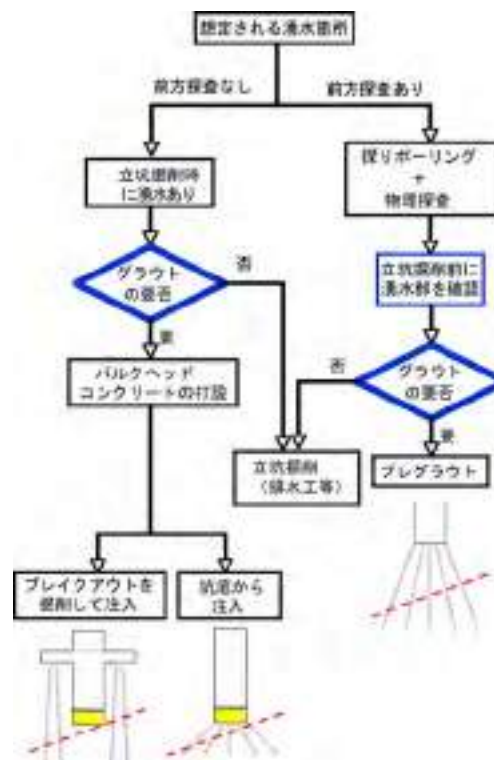


図 5.1.2-13 グラウト注入の実施フロー

突発湧水に対する対策技術としては、基本的には地上へ排水しなければならないこと、および、周辺環境への影響に配慮するという本計画の理念を考慮して、グラウトによる止水を基本とし、その計画を立案した。突発湧水や大量出水が発生した後での対応には期間と予算が多くなるのが想定されるため、プレグラウト（事前のグラウト）を基本としている。

(6) 通気網解析

地下施設において発生した場合には重大な災害につながる可能性の高い火災については、発生した場合の避難路と避難時間の確保が最も重要である。瑞浪超深地層研究所においては、地上への十分な退避時間を確保できない場合があり得ると判断し、防災の基本コンセプトとして火災発生時は避難所へ退避することとして、安全に避難できる位置（安全区画）の選定、避難時間の確保、避難所のスペース、形状、具備すべき条件について検討した。これらの検討のために、鉱山において適用実績の多い、地下施設の三次元レイアウトと通気状況に基づいて地下施設の環境を予測する通気網解析により、火災時を想定した解析を行った（坂井ほか、2003）。通気網解析の適用は、土木分野におけるトンネル掘削と違い、立坑および水平坑道が複数存在し、かつ接続・交差しているため、単純な理論式に基づく風量計算では対応できないためである。

防災の基本コンセプトを決定する根拠となった、通気網解析を用いた火災時解析による火災ガスの挙動を予測した結果の概要を表 5.1.2-4 に示す。ここでは、施工段階を細分化して、火元ごとに火災が発生した際の火災ガスの状況を解析した。この結果に基づき、避難所の位置や仕様を検討し、各水平坑道に避難所を設置するレイアウトとするとともに、換気設備や消火設備を設計した。

施設完成時における通気システムの概要を図 5.1.2-14 に示す。深度 500 m に立坑が到達した時点で、局部換気ファンと風管による換気システムから立坑全体を使用した坑道換気システムに変更する。以深の立坑掘削時には深度 500 m に局部換気ファンを設置し、風管を延長しながら換気する。深度 1,000 m に到達した時点でこれらを撤去し、立坑全体を使用した坑道換気システムとする。中間ステージや最深ステージの換気は局部換気ファンと風管による

表 5.1.2-4 通気網解析による火災時解析の結果概要

発生場所	火災の状況	避難方法
中間ステージ および 最深ステージ	風向きの逆転が無く、火災ガスは換気立坑から気流に乗って排出される。	主立坑や中間ステージは安全区画となるため、主立坑からの地表避難が可能。
主立坑坑底 および 換気立坑 (火災の初期)	火災ガスは概ね換気立坑から排出されるが、一部のガスが浅部の予備ステージで逆流し、主立坑を降下して坑内全域に達する。主立坑や各ステージは火災ガスが流れ込むが、温度上昇や火災ガス濃度の増加は小規模。	防煙マスク着用で主立坑からの地表避難は不可能ではないが、坑内の避難所への退避の方が安全。
主立坑浅部 (火災の初期)	火災ガスは中間ステージを経由して換気立坑から排出される。深部への通気量は低下し、火災ガスの拡大には時間を要するが、時間の経過とともに坑内全域にガスが達する。	状況によっては防煙マスク着用で換気立坑浅部は避難が可能であるが、坑内の避難所への退避の方が安全。

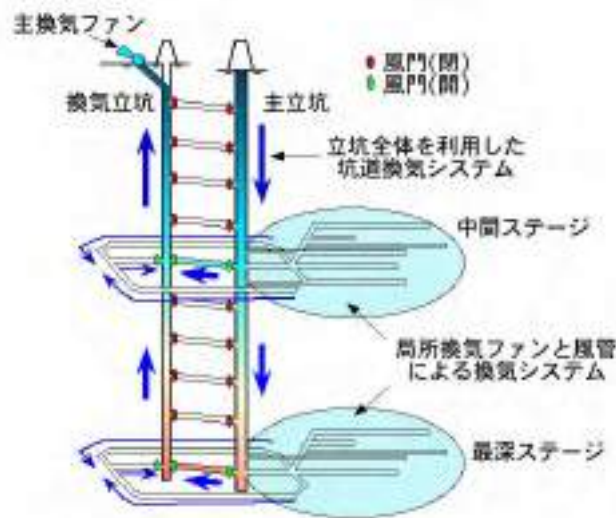


図 5.1.2-14 通気網解析結果に基づいて設定した通気システム

システムで行う。

(7) 安全対策

(i) 坑内管理システム

瑞浪超深地層研究所においては、掘削工事、坑道内での調査研究に伴い、工事関係者の他に見学者や研究者など多数の入坑が予想される。このため、火災などの災害発生時に入坑者の安全を確保することは極めて重要である。そこで、地下施設内の安全対策システムとして、①入出坑管理システム、②坑内環境管理システム、③坑内通信管理システム、④坑内火災監視システムからなるそれぞれが独立したシステムを検討した。これらのシステムは、導入当初においてはそれぞれ独立したシステムであるが、これらを連動させ体系的なシステムとして構築を進める。一例を示すと、坑道内のある箇所において火災が発生した場合、坑内火災監視システムにて速やかに火災場所を特定するとともに、坑内通信管理システムにより入坑者に連絡が届く。一方で、その時点における坑内環境システムで得られた坑内環境を入力データとした火災時解析が実行され、火災ガスの挙動が予測される。入坑者が火災ガスによる被害を受けないように最適な通気システムが抽出され、風門の開閉や換気システムの運転が制御されるとともに、入坑者には安全な待避所の位置が指示される。このような坑内統合管理システムを概念を図 5.1.2-15 に示す。

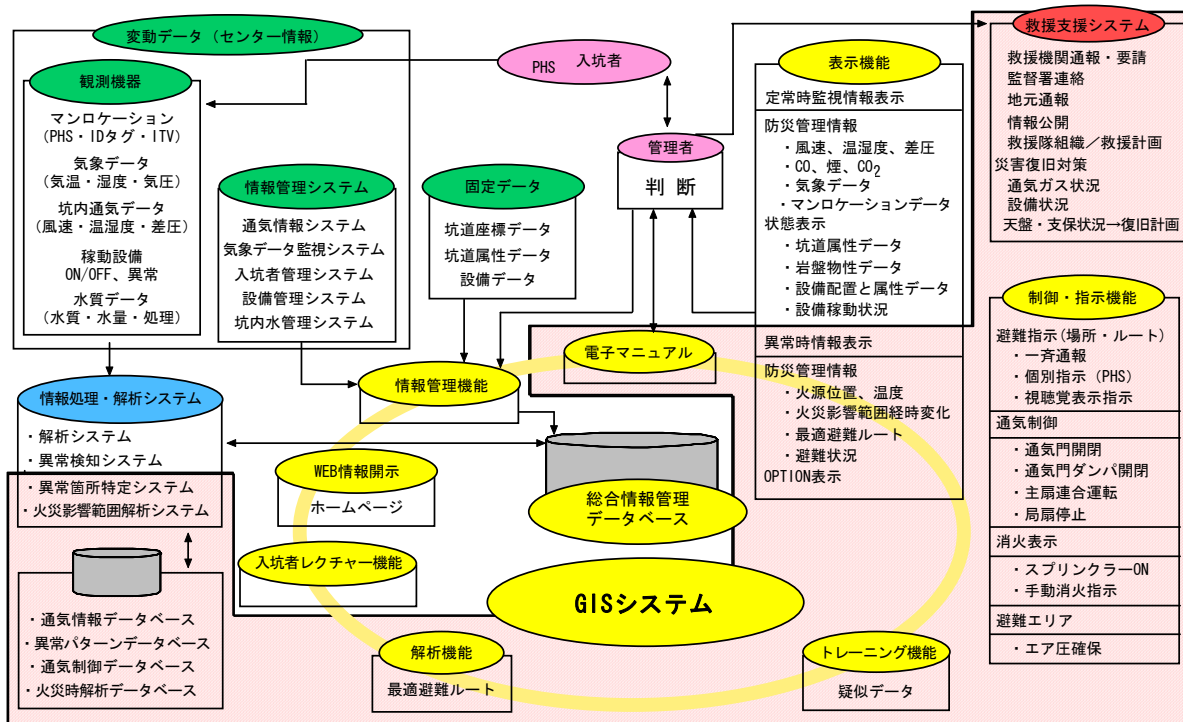


図 5.1.2-15 坑内統合管理システム概念

このシステムは以下の項目に関連した個別のシステムを連動させたシステムである。

- ・ 固定データ管理システム (坑道レイアウトや位置座標)
- ・ 変動データ管理システム (坑内に設置するセンサー類のデータ)
- ・ 情報処理・解析システム (異常検知システムや火災影響範囲解析システムなど)

これらを連動させて、表示や制御・指示機能を有するシステムを構築し、坑内状況を常時管理するとともに、災害の発生を未然に防ぐ。万が一災害が発生した場合にも災害の拡大を防ぎ、入坑者の安全を確保することが可能となる。これら 4 つのシステムに通気網解析を用いた火災ガス挙動予測のための火災時解析と温度・湿度・風速等の分布予測のための熱環境解析を連動させた専門プログラムを作成するとともに、避難ルート解析を含む GIS 情報管理アプリケーションを介して管理者の判断を補佐するシステムを試構築した。このシステムでは、入坑者の位置情報および坑内外の環境データは専門解析プログラムにインプットされる。また、熱環境解析を同時に実行して、坑内環境データとの比較が行われ、その結果に基づき異常箇所が抽出される。そこで、火災時解析が行われ、これによって危険範囲が特定される。これらの解析結果や入力データは GIS 情報管理アプリケーションに入力され、データベースに蓄積されるとともに、ユーザーインターフェイスを通じて管理者に情報が伝達される。

このようにして構築したシステムに対して東濃鉱山をモデル化し、坑内で取得された実測データを用いて、デモンストレーションを行った。この検討の結果、東濃鉱山の坑道レイアウトに基づいた各種センサーのモニタリングと坑内環境解析、入坑者位置特定、および異常時退避ルート表示など、一連の構築したシステムが正常に動作し、かつその有効性が確認された。図 5.1.2-16 にある条件下での避難ルート表示例を示す。今後は、瑞浪超深地層研究所の地下施設をモデル化して坑内情報管理システムを構築するとともに、立坑掘削で取得されるデータを用いて課題点などの改善を行っていく。

(ii) リスクマネジメント

瑞浪超深地層研究所は、2本の深度 1,000m 級の立坑と複数深度での水平坑道群で構成され、世界的にも有数の大深度地下施設となる。このため、その建設工事は経験の少ないものとな

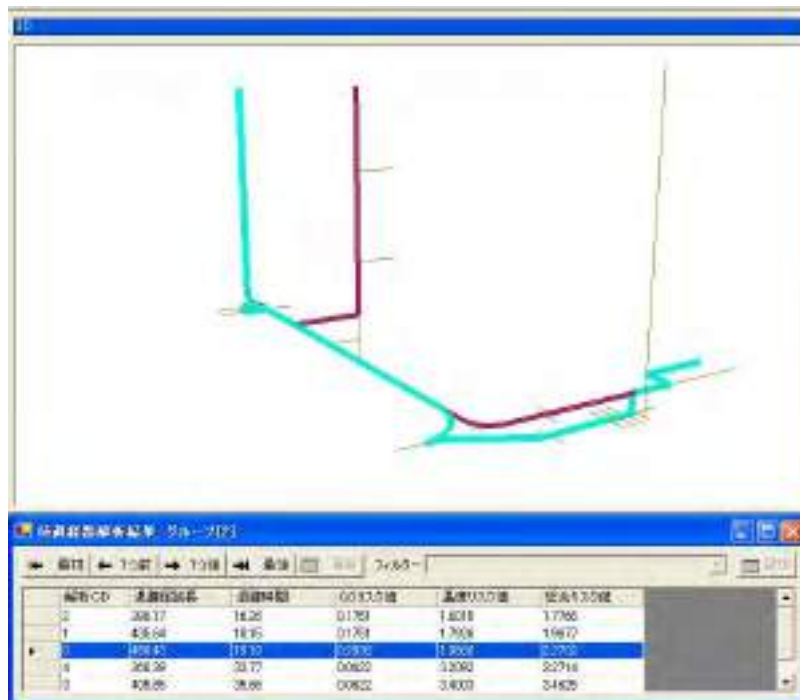


図 5.1.2-16 東濃鉱山での避難ルート 3D 表示例（青が避難ルート）

らざるをえず、様々なリスクが内在されているものと考えられ、建設工事に重大な影響を及ぼす可能性がある。このようなリスクをあらかじめ抽出・評価し、低減するための方策を検討、実施することがリスクマネジメントと呼ばれる手法である。これは、元々は金融分野で発達し、近年工学分野への適用が積極的に図られている。

ここでは、地下施設を建設する際に生じるおそれのあるリスクに限定して抽出を行い、それについて被害事象の分類、分類した事象の発生確率の評価、事象発生時の損失量の評価を行い、リスクの定量化を試みた（佐藤ほか、2003a, 2003b；見掛ほか、2003；Shimono, et al., 2004）。

さらに、リスクを生じる可能性のある事象（以下、イベントと呼ぶ）間の相関性評価や統計データ、イベントツリーなどを用いた被害の定量的な評価を行った。施工深度別の4区間の施工範囲において、12種類のイベントを抽出し、工事遅延、工事金額損失および社会信用損失を評価のパラメータとした。図 5.1.2-17 に専門家へのアンケートに基づくリスクの相関関係を示す。12種類のイベントを7つのグループに再編している。また、検討結果の一例として、施工範囲別の損失日数を示す（図 5.1.2-18）。統計データの不足などによりばらつきは大きいものの、定量的な評価が可能となった。最後に、リスクの低減方策について検討を行った。対策の方向性としては、事前対策（リスク低減）、通常管理（リスク保有）、保険（リスク転嫁）、事後対策（リスク保有）の4つとして、各イベントについて対策を立案した。

以上のような検討の結果、リスクの大きさを定量的に評価することができ、対策の方向性を明確にすることができた。今後、地下施設建設中に取得される情報をフィードバックして、本手法の適用性の評価および手法の高度化を図る予定である。

このように、本プロジェクトを推進するうえで最も重要な安全対策としては、入出坑、火災、環境および通信システムと通気網解析を組み合わせた統合管理システムを構築するとともに、立坑の特徴を考慮したリスクマネジメント手法を活用することにより、リスクを抽出し、安全対策に反映している。

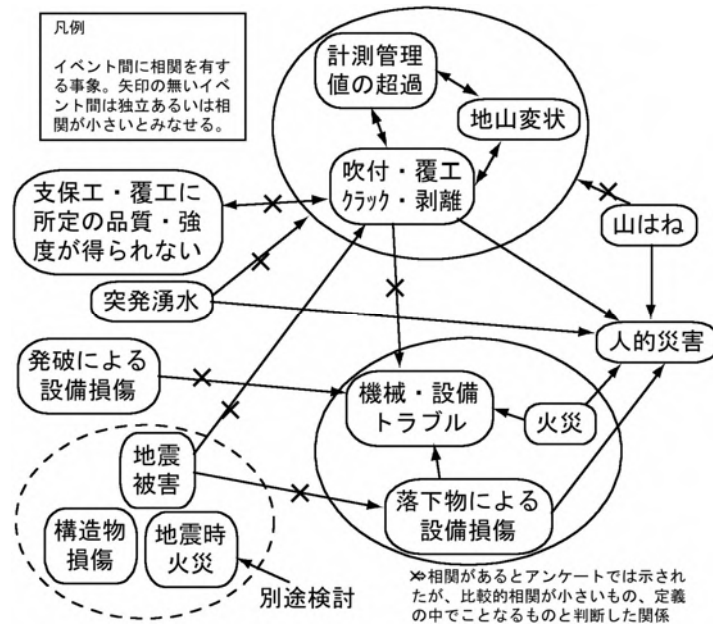


図 5.1.2-17 リスクの相関関係

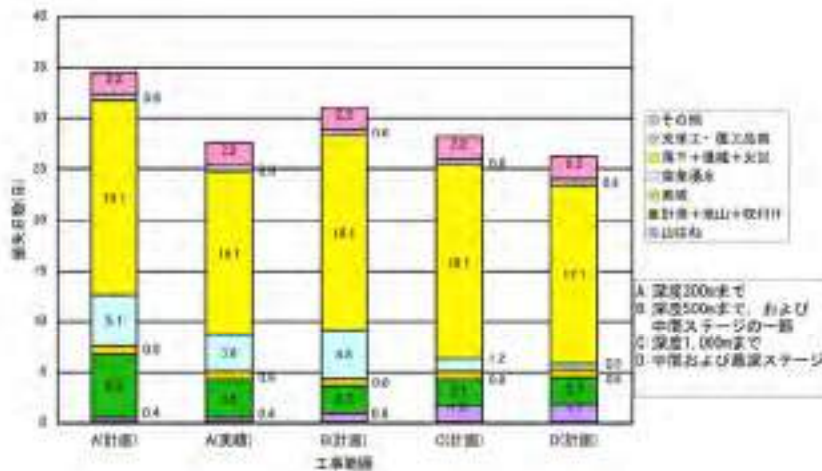


図 5.1.2-18 工事損失日数の算定例 (Shimono,et al.,2004 を修正)

5.1.3 深地層の研究施設の施工の現状

(1) 工程

瑞浪超深地層研究所の地下施設を用いた調査・研究は、原環機構が行う処分事業精密調査地区の選定に必要な技術基盤としてその成果が反映されることを想定している。2002（平成14）年3月に第1期工事を契約し、2006（平成18）年3月には立坑深度300mに到達する予定である。その後、中間深度の500m付近、最終的な深度の1,000mと掘削を行っていく。

(2) 施工設備

施工に伴う設備は、坑口設備、掘削設備、周辺設備に分けることができる。地上に設置される設備の配置を図5.1.3-1に示す。なお、各設備の仕様や施工方法などについては、今津ほか（2004b）を参照されたい。



図 5.1.3-1 地上設備の配置

(3) 施工状況

(i) 施工の進め方

施工は、図 5.1.3-2 に示すように、造成などの準備工事の後、3 段階に分けて実施する。

- ・坑口上部工：造成工事終了後、立坑深度 10 m 程度までを親杭横矢板・切梁による山留めを行いながら掘削し、坑口部の基礎コンクリートを打設する。
- ・坑口下部工：本格掘削に用いる移動足場（スカフォード）を立坑内に設置するために必要となる深度 50 m 程度までの施工を行う。発破により岩盤を破碎した後に移動式クレーンとバックホウによりズリ出しを行い、高さ 1.0 m で掘削と覆工コンクリート打設を繰り返すショートステップ工法を採用する。
- ・一般部掘削：各種設備の構築終了後、これらの設備を用いた一般部の本格掘削を行う。施工は、後述する変則的なショートステップ工法を採用する。

(ii) 坑口上部工

坑口部基礎コンクリートは岩着（ここでは泥岩）させる直接基礎形式とし、主立坑で深度 9.0 m、換気立坑で深度 10.5 m を基礎岩着深度とした。敷地が狭小であることから、親杭横矢板・切梁工法により掘削を行い、掘削終了後に基礎コンクリートの打設を行った。親杭の打設と掘削を 2003（平成 15）年 7 月に実施し、基礎コンクリート打設を同年 9 月から開始し、同年 12 月に終了した。

(iii) 坑口下部工

坑口下部工は、立坑一般部を本格的に掘削するためのスカフォードなどの掘削設備が立坑内に設置できる深度に至るまでの区間である。スカフォードの高さと発破待避距離などとの関係から、坑口下部工の深さは主立坑で 42.0 m（坑口上部工と合わせて 51.0 m）、換気立坑で 35.0 m（坑口上部工と合わせて 45.5 m）としている。施工方法としては、ここでは安全性、工期および経済性などの観点から、1 掘進長 1.0 m のショートステップ工法を採用することとした。掘削は 2004（平成 16）年 4 月から開始し、同年 9 月に終了した。図 5.1.3-3 に坑口下部工掘削終了後の状況を示す。また、坑口下部工の掘削終了後、引き続いて地上設備の構築を行い、2005（平成 17）年 2 月に完了した。図 5.1.3-4 に地上設備の構築状況を示す。

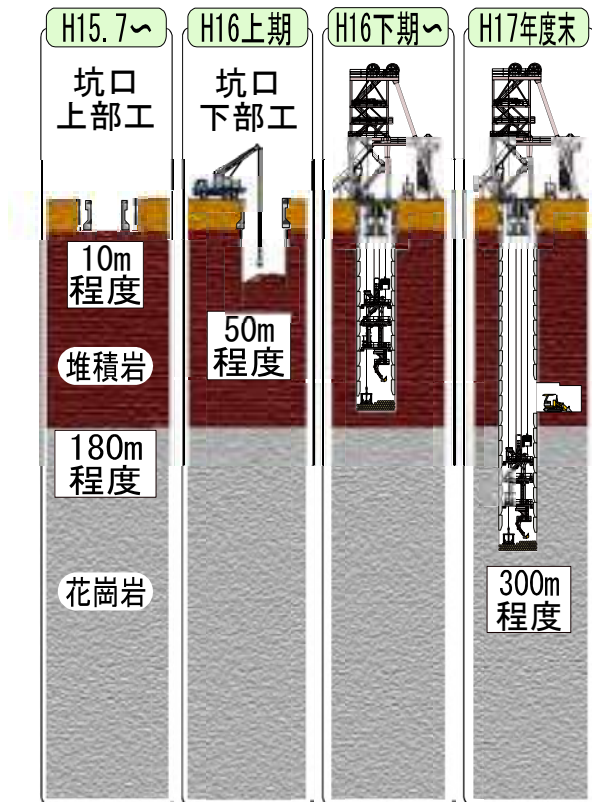
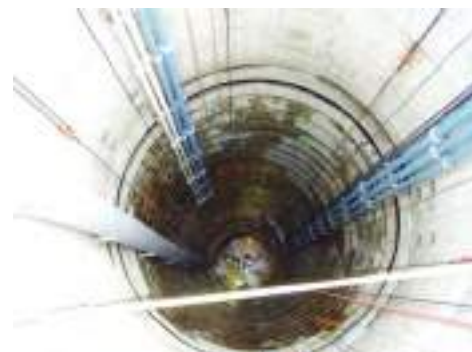


図 5.1.3-2 掘削工法の適用



a) 坑口より撮影



b) 坑底より撮影

図 5.1.3-3 坑口下部工の掘削終了後



図 5.2.3-4 檣・防音ハウスの構築状況 (2004年12月28日撮影)

(iv) 一般部掘削

施工設備の構築終了後、一般部掘削を2005(平成17)年2月から開始した。立坑掘削においては、深度が深くなるにつれて発破したズリの搬出時間が全体の掘削作業時間に占める割合が大きくなる。このため、効率の良いズリ出し方法として2缶のズリキブルを坑内のスカーフボードで受け替えてキブル搬送時間を短縮する替えキブル方式を採用した。また、掘削のサイクルと1回当たりの発破進捗の関係を検討し、安全かつ最も効率の良い掘削サイクルとして、1.3mの発破とズリ搬出を2回繰り返した後に、2.6mの覆工コンクリートを打設する変則的なショートステップ工法を採用する。ただし、岩盤状況が悪い場合には、1.3mの発破とズリ搬出終了後に覆工コンクリートを打設する一般的なショートステップ工法に変更する。表5.1.3-1に坑壁地質観察など研究のための時間を1サイクル当たり3時間確保した深度500m地点におけるサイクルタイムの例を示す。

表 5.1.3-1 立坑掘削のサイクルタイムの例（深度 500 m，花崗岩，岩盤等級 B の場合）

	1日目												2日目											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
削孔・装薬・発破	1.3m												1.3m											
ズリ出し																								
覆工													2.6m											
研究(壁面観察等)													3時間											
測量・機械設備点検・修理等																								
休み(交代時間)																								
	← 1サイクル目 →																							

(4) 地下施設建設時の調査、計測の状況

地下施設の建設時には、設計・施工へのフィードバックを行うために、調査や各種計測を実施中である。このうち、掘削後の坑壁においては地質構造や割れ目分布、岩盤力学の指標などによる地山評価を実施している。図 5.1.3-5 に坑壁調査実施状況を、図 5.1.3-6 に坑壁調査の実施例として、深度 37.6～38.6 m におけるスケッチ、坑壁画像および熱赤外画像のうち、南から西側にかけた約 100 度の展開図を示す。また、接続部などを中心に、岩盤挙動や支保発生応力などを把握するための計測工を予定している。図 5.1.3-7 に計測配置例を示す。その他、前述した湧水量計測なども並行して実施している。



(a) 坑壁状況

(b) 壁面スケッチ状況

(c) 壁面観察状況

図 5.1.3-5 坑壁調査の実施状況

5.1.4 周辺環境への影響調査

4.2.5 で述べているように、瑞浪超深地層研究所の地下施設の建設が周辺環境に与える影響の種類やその程度を把握することは、研究的側面のみならず、社会的側面においても非常に重要と考えられる。人間の活動が環境へ与える影響の評価については、本研究所の建設工事はその対象には該当しないものの、1997 年に制定された「環境影響評価法」における環境アセスメントの考え方を指標の 1 つとして挙げるができる。環境アセスメントの対象となる環境要素の範囲に対して、瑞浪超深地層研究所における地下施設の建設工事で影響が懸念される項目を抽出し、表 5.1.4-1 に示す。

このうち、特に研究所用地周辺の生活圏への影響が懸念される項目として、大気環境としての騒音、振動、水環境としての河川（表流水）水質、底質、および水文（河川流量、表層地下水位）が挙げられる。そこで、これらの項目について、施工開始前のデータを蓄積した上で、施工の進捗に伴う調査結果と比較検討を実施し、影響の程度を評価している。以下に

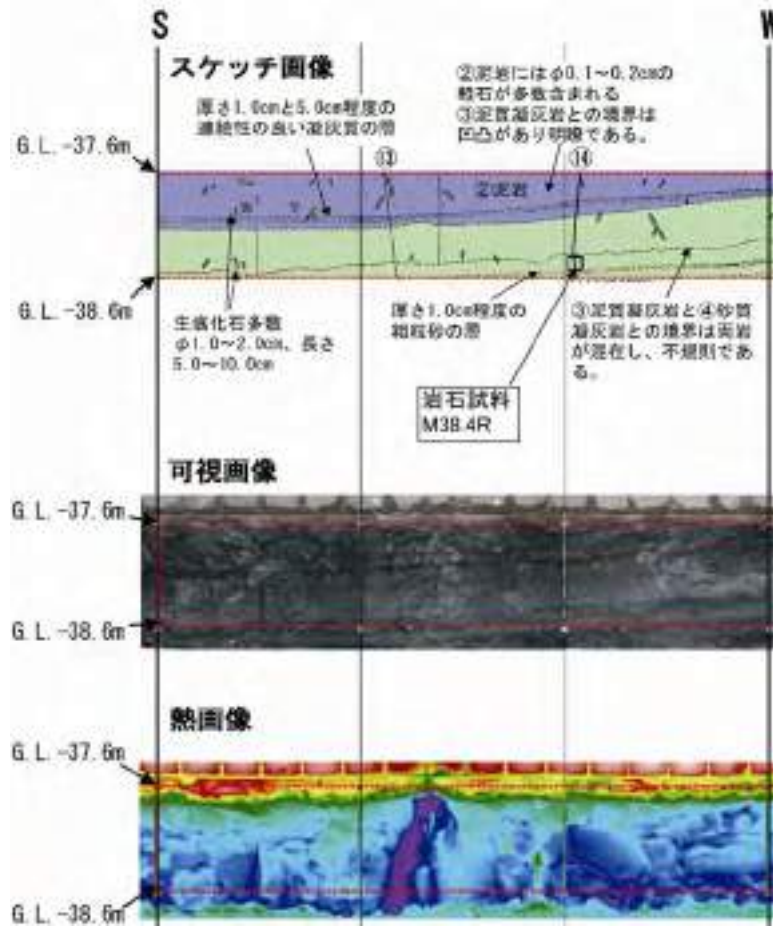


図 5.1.3-6 坑壁調査の実施例（主立坑：深度 37.6~38.6 m）

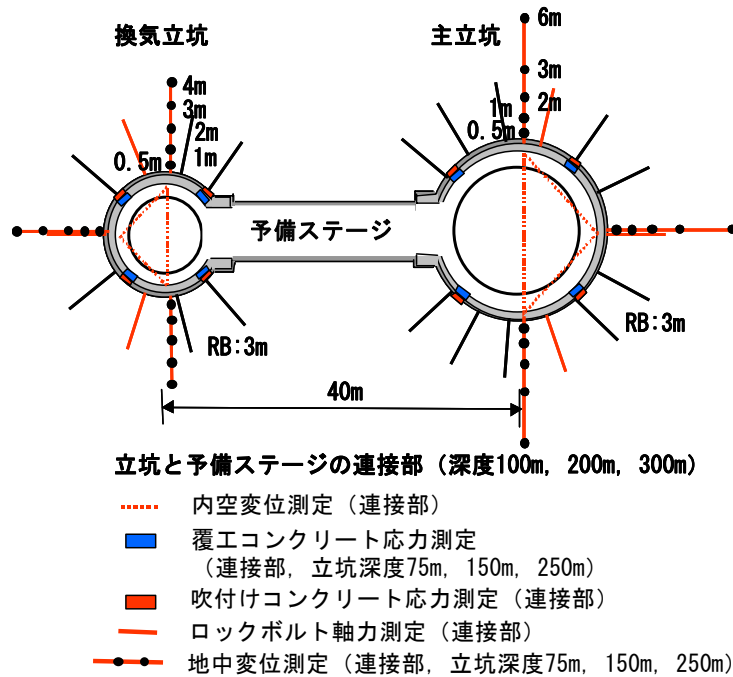


図 5.1.3-7 接続部における計測計画の例

表 5.1.4-1 環境アセスメントの対象となる環境要素の範囲, および瑞浪超深地層研究所・地下施設建設工事で影響が懸念される項目

環境アセスメントの対象となる環境要素の範囲			瑞浪超深地層研究所・地下施設建設工事で影響が懸念される項目	
			内容	自主測定項目
環境の自然的構成要素の良好な状態の維持	大気環境	大気質		
		騒音	発破, 建設機械の稼働に伴う騒音の増加	○
		振動	発破, 建設機械の稼働に伴う振動の増加	○
		悪臭 その他		
	水環境	水質	地下施設建設に伴う浸透増加による水質の悪化	○
		底質	地下施設建設に伴う浸透増加による底質の悪化	○
		地下水	地下施設建設に伴う坑内湧水による地下水位の低下	○
		その他	地下施設建設に伴う坑内湧水による河川流量の減少	○
	土壌環境, その他の環境	地形, 地質	研究用地造成に伴う地形の変化	
		地盤		
土壌				
その他				
生物の多様性の確保及び自然環境の体系的保全	植物			
	動物			
	生態系			
人と自然の豊かな触れ合い	景観	研究用地造成, 地上設備設置に伴う景観の変化		
	触れ合い活動の場			
環境への付加	廃棄物等	研究坑道掘削に伴う残土の発生		
	温室効果ガス等			

それぞれの項目について詳述する。なお、地形、景観、廃棄物等も該当するが、本建設工事は法律の定める対象事業の規模を大幅に下回ることから、影響の程度は限定的と判断される。

(1) 騒音・振動調査

地下施設建設前の調査として、研究用地を中心とする半径約 1 km を目安に 7ヶ所の測定地点を選定し、騒音および振動調査を実施した。これにより、各地点の毎時 10 分間の騒音レベルと振動レベルが把握されるとともに、各地点における騒音源の特徴が把握された。

地下施設の建設工事が開始された後は、代表的な施工工種が実施されている時期を選んで騒音・振動調査を実施している。この調査の時に地下施設の建設工事で稼働している機械を調べ、その影響を把握した。

これまでの調査結果では、今津ほか (2004c) に示すように、騒音レベルは 90 %レンジの上端値で 50~60 dB 程度であり、特定建設作業の規制に関する基準 85 dB を大きく下回っている。また、振動レベルは測定限界値である 30 dB 前後であり、特定建設作業の規制に関する基準 75 dB を大きく下回っている。

(2) 河川 (表流水) 水質・底質調査

敷地内を流れる狭間川の水質および底質を、豊水期と渇水期に試料を採取して分析を行った。試料採取箇所は、研究用地の上流 (瑞浪国際地科学交流館の敷地北側) と研究用地の下流 (ボックスカルバート出口の下流) の 2箇所である。表 5.1.4-2 に分析項目を示す。分析方法は JIS 規格や環境庁告示などに従った。

表 5.1.4-2 水質・底質調査の分析項目

試験項目		項目数	地点数	試験回数	
水質分析	一般項目	5	2	2	
	生活環境項目	7	2	2	
	健康項目	26	2	1 (第1回)	
底質分析	含有試験	一般項目	11	2	1
		健康項目	23	2	1
	溶出試験	健康項目	26	2	1

調査の結果、工事開始後の水質および底質の調査結果は工事開始前の結果とほとんど変わっておらず、夏場に増える大腸菌も基準値以下で、水質および底質の問題はないと言える。従って、水質および底質分析の結果からは河川への工事の影響は発生していないと言える。

(3) 水文調査

水文調査に関しては、地下施設建設前のベースライン情報として、敷地内を流れる狭間川の河川流量、および研究所用地周辺の浅井戸などの表層地下水位を計測するシステムを地下施設建設開始前に設置し、観測を継続している。

(i) 河川流量調査

狭間川の3箇所を設置した河川流量計（水位計）により調査を実施している。設置場所は狭間川の上流、中流および下流の計3箇所であり、上流は研究所用地の北東約1,300 m地点、中流は北東約300 m地点、下流は南南東約800 m地点である。測定方法は、計測点において観測される水位と流量の関係をあらかじめ求めておき、この関係を用いて流量を算定する方法（流速計測法）である。

計測は水位観測データを10分ごとにPCカードに収録して毎月回収し、降雨のデータなどと比較した。河川流量の観測結果から、晴天時には3地点ともに $0.01 \text{ m}^3 \text{ sec}^{-1}$ オーダーの流量であるが、数 mm hour^{-1} 程度の降雨であっても流量が増加することが分かった。

(ii) 表層地下水位調査

研究所用地周辺の民家などの浅井戸など10箇所に地下水位計を設置して、地下水位調査を実施している。水位計を設置した浅井戸は、ボーリング孔が1ヶ所、残り9ヶ所は丸井戸である。また、井戸は深さ10 m未満が7ヶ所、深さ10 m以上が3ヶ所である。

観測を継続することにより、各地点において年間を通じての地下水位の変動幅が把握されるとともに、揚水との関係、降雨時の地下水位の反応状況などを把握した。また、年間の平均的な地下水位の基準が分かり、地下施設の建設に伴う変動の有無を確認する際の基本となる情報や留意点などが明らかになった。

5.2 幌延深地層研究センター

5.2.1 全体計画の概要

幌延深地層研究計画における地下施設は、軟岩系岩盤の処分深度を 500 m と想定した第 2 次取りまとめ（核燃料サイクル開発機構，1999）で示された技術的信頼性を実証する場であることを考慮して、深度約 500 m までの坑道を掘削する予定である。

第 1 段階では、地下施設の建設・供用時において地下深部で遭遇する様々な現象を考慮した坑道の安全確保、坑内環境の維持のために必要となる対策工（支保工の選定など）、施工管理方法を検討した。これらの成果を踏まえ、第 2 段階において建設を開始する地下施設の設計を行った。

幌延での地下施設の建設にあたっては、地山強度比の小さい岩盤内での空洞掘削であることに加え、メタンガスを主成分とする可燃性ガスが賦存する環境であるため、施設を安全に建設・維持するための空洞安定性評価や可燃性ガスなどの防災対策に十分配慮した設計・施工が求められている。

5.2.2 第 1 段階における地下施設の設計・施工計画

(1) 地山性状

地下施設建設地点周辺の地質は新第三紀の堆積岩であり、上部は珪藻質泥岩（声間層）、下部は硬質頁岩（稚内層）である。これらの岩盤は、空隙率が大きく、単位体積重量が小さく、強度が低い、いわゆる軟岩に属する。また、透水性は低く、膨張性の粘土鉱物の含有率が低いため吸水による膨張性が少なく、中～高程度の耐スレーキング特性があるという特徴を有している（表 5.2.2-1）。

表 5.2.2-1 岩盤の物理性状（HDB-3, 6 孔データによる）

項目	珪藻質泥岩 (声間層)	硬質頁岩 (稚内層)	備考
単位体積重量 [kN m ⁻³]	14~16	16~18	
空隙率 [%]	60~65	40~50	
一軸圧縮強度 [MPa]	5程度	5~25	ボーリングコア
透水係数 [m s ⁻¹]	10 ⁻⁹ ~10 ⁻⁸	10 ⁻¹¹ ~10 ⁻⁶	原位置透水試験
耐スレーキング指数 [%]	90以上	95以上	スレーキング試験（ISRM指針）
膨張ひずみ指数 [%]	0.04以下	0.03以下	吸水膨張試験（ISRM指針）
水平面内最大主応力方向	E-W方向		水圧破碎法による初期応力測定 鉛直応力は土被り圧相当を仮定
主応力比	水平面内最大主応力 1.3 水平面内最小主応力 0.9 鉛直応力 1.0		

これらの性状は、水平面内の初期応力が異方的な応力状態にあることを除けば、基本的に第 2 次取りまとめ（核燃料サイクル開発機構，1999）における処分施設の検討対象である軟岩系データセットで設定された岩盤物性の範疇に入るものである。

地質環境の特徴としては、メタンガスを主成分とする可燃性ガスを賦存し、地下水は塩水系、岩盤は一部の有害重金属などを含有することがあげられる。

(2) 地下施設配置計画

第 2 段階における地下施設全体の配置検討図を図 5.2.2-1 に示す。立坑は深度約 500 m を目途に設置し、複数の深度において水平坑道（周回試験坑道・連絡坑道）を展開する計画である。

(i) アクセス方式

立坑案およびスパイラル坑道案について、工事量・用地面積・試験研究・見学施設・安全環境・工期・経済性などの項目を比較検討した結果、工期・経済性の点で優れている立坑方式を採用する計画とした。

(ii) 坑道断面

立坑の断面については、掘削工法を全断面掘下がり工法とし、ズリキブル・エレベータ・風管などの工事用仮設備の占有断面積、坑道の作業立坑として掘削機械搬出入の施工性などを考慮して、各設備が断面内に収まる最小断面を検討し、東・西立坑では内径 6.5 m、換気立坑では内径 4.5 m の円形断面とした（図 5.2.2-2）。

水平坑道は、断面形状は岩盤強度が低いことおよび施工性を考慮して、断面に隅角部のない力学的に有利な三心円馬蹄形とし、標準断面寸法は、坑道内から任意の地点において小規模なボーリング調査が可能な断面（高さ 3 m、幅 3 m の作業空間）を確保するため内空幅を 4 m とした。一部、大規模ボーリング調査を計画している箇所には内空幅 7 m の断面を配置した（図 5.2.2-2）。

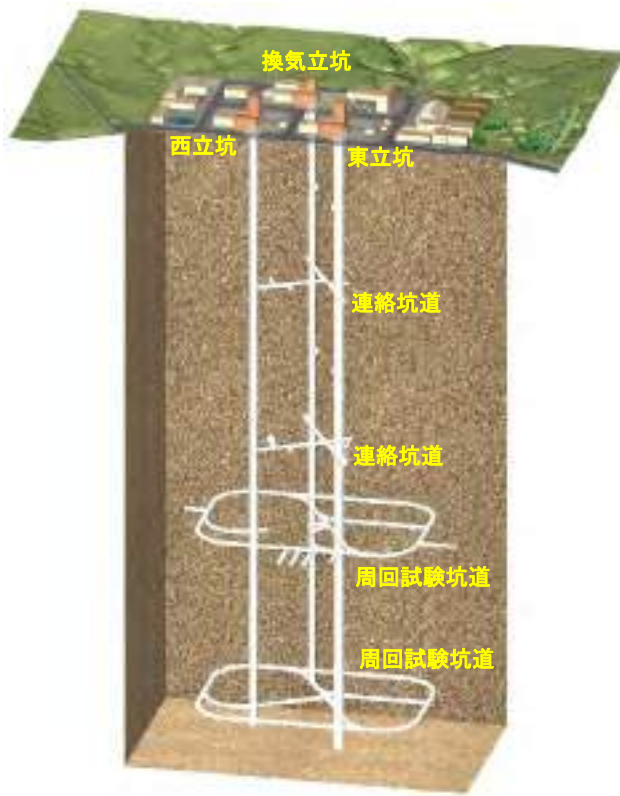


図 5.2.2-1 地下施設配置検討図

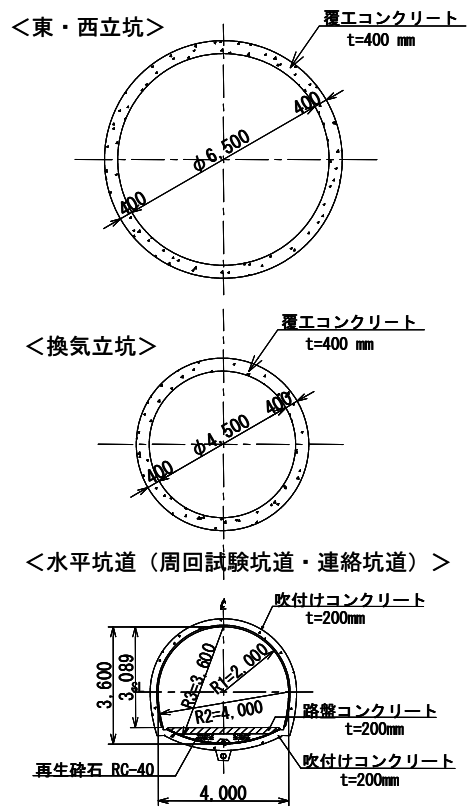


図 5.2.2-2 坑道断面図

(iii) 水平坑道配置

主要な試験研究を実施する周回試験坑道の設置深度については、地下施設建設地点近傍のボーリング調査結果に基づく第 2 段階の試験研究計画ならびに地下施設の建設と調査・研究の進捗によって得られる情報を考慮して最終的に設定する予定である。また、試験研究の予備的な実施場所や地下施設建設時の施工性を確保することを目的に、中間深度に複数の連絡坑道を配置する計画としている。

周回試験坑道は、近接する坑道相互の掘削による影響が及ばない坑道間隔（坑道間の中心

間隔が坑道掘削外径の3倍)や地下施設建設時の施工性(機械掘削・レール工法)を確保するための最小曲線半径を考慮した上で、各立坑を周回する最小限の水平坑道を配置した。さらに、掘削影響とガス移動に関する試験研究を行うために周回する坑道から外向きに伸びる試験坑道や一時避難所およびポンプ座を配置した。また、周回する坑道は、試験研究の進展に対応できるよう配慮したもので、その長辺方向は力学的安定性を考慮して、近傍のボーリング調査における水圧破碎試験結果の最大主応力方向(東西方向)に配置した。

連絡坑道は、各立坑間を連結する配置とし、必要に応じて一時避難所・ボーリング座・ポンプ座を設置した。

(iv) 立坑配置

立坑本数については、地下施設の防災に対する基本的な考え方を検討・整理した結果、火災事故が最も重大な災害につながるという結果を得た。幌延の地下施設においては、メタンガスの湧出が想定されることを配慮し、防災基本コンセプトを「如何なる箇所でも火災などの災害が発生しても通気制御により安全区域を確保し、入坑者が安全に地表まで避難できる防災システムを構築すること」とした。これを踏まえて、概略の火災時の通気網解析結果に基づき避難経路を検討した結果、立坑本数2本では上記コンセプトを達成できない場合(例えば、入気用立坑で火災が発生した場合など)があるため、入気用立坑2本および排気用立坑1本の計立坑3本とした。

立坑間隔は、立坑櫓などの地上の工事中用仮設備の配置や資機材の搬出入・掘削土(ズリ)の搬出などの施工性を確保するため、立坑の離間距離を立坑中心間で70mとした。

換気立坑には、坑道換気時の坑内必要風量を確保するため、大型換気ファンを設置することとし、万一のガス爆発時の安全性(換気ファンの破損防止)を考慮して、換気立坑から分岐したファン設置用の専用坑道(扇風機坑道)を配置することとした。

(3) 施工計画

(i) 地下施設掘削順序

2005(平成17)年度にまず換気立坑の掘削を開始し、2006(平成18)年度に東立坑、2009(平成21)年度に西立坑の掘削を順次開始する計画である。地下施設における坑道の掘削は、第2段階における研究計画に基づく調査試験(第1段階での予測結果の検証、長期にわたる原位置試験、周辺部での掘削影響モニタリング、立坑部における掘削影響調査など)を実施しながら行われる。

換気立坑は、各水平坑道の設置深度において後続の水平坑道掘削に対して必要最小限の掘削のみを行い、最終深度まで掘り下がる。東立坑は、各水平坑道の設置深度に到達した段階で当該深度の水平坑道を掘削しながら掘り下がり、西立坑は、中間の水平坑道を貫通させながら最終深度まで掘り下がる計画としている。

(ii) 掘削工法・支保工法

立坑の掘削は全断面掘下がり工法で行う計画である。全断面掘下がり工法の掘削方式には発破方式と機械方式がある。既往の大深度立坑においては発破方式を採用する例が多く、機械方式の施工例はない。しかし、地下施設計画地では深度500m付近まで一軸圧縮強度30MPa以下の岩盤が分布し、機械方式が適用可能な範囲であり、周辺地山への影響の小さいことが期待できることから、機械方式による掘削を基本とした。ただし、東立坑については、掘削方式の違いによる周辺岩盤への影響(掘削影響領域)を確認することを目的として、発破方式の採用を計画している。立坑の支保工法は、1m×2回の掘削後に覆工コンクリートを打設する変則的なショートステップ工法を標準とした(図5.2.2-3)。

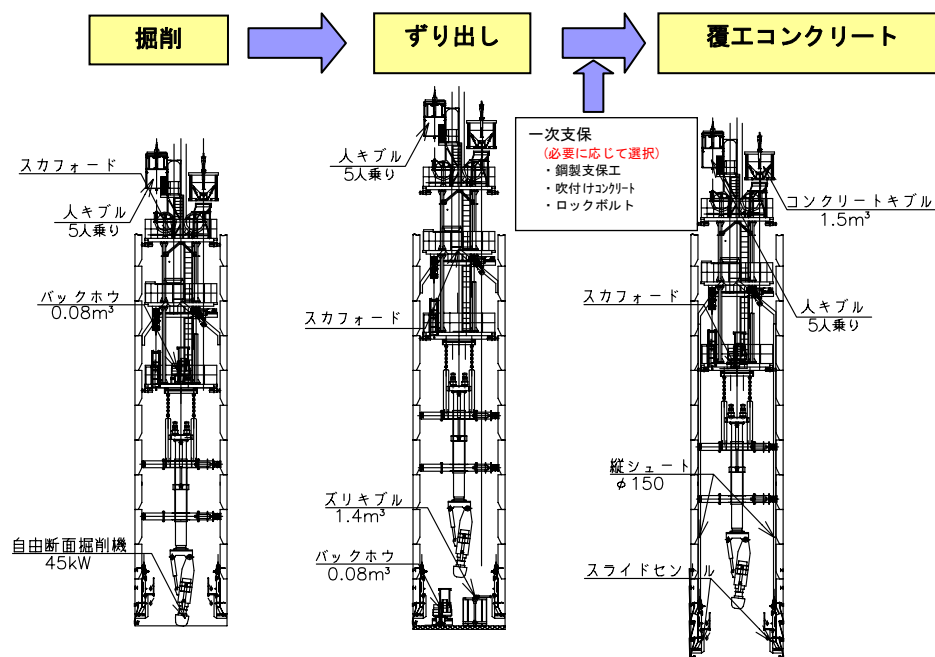


図 5.2.2-3 立坑掘削工法のイメージ図（換気立坑機械掘削の例）

水平坑道は、岩盤強度・断面積において機械掘削による施工実績があり、周辺地山への影響の小さいことが期待できる自由断面掘削機による機械掘削方式を採用することを基本とした。周回試験坑道の施工方法については、連絡坑道に比べ比較的延長が長い為、換気・走行路盤・防爆面で有利なレール方式を採用し、掘削土（ズリ）の運搬にはズリ鋼車を使用し、立坑との交差部でズリキブルに積み替えて坑外へ搬出することとした。なお、連絡坑道および周回試験坑道の枝坑部については、延長が短いため、ブレイカ掘削機により施工することとした。また、坑道の大半部分において地山強度比が 2 以下となる岩盤条件を考慮し、盤膨れなどの変状を防止するため、全区間において掘削後早期の吹付けコンクリートによるインバート閉合を標準仕様として採用した。

(iii) 掘削土（ズリ）処理計画

地下施設建設地点近傍のボーリング孔（HDB-3、6 孔）の岩石コアによる特定有害物質についての含有量および溶出量試験を実施し、土壤汚染対策法（平成 14 年法律第 53 号）に示される基準値との比較を行った。土壤汚染対策法は、土壤の汚染状態を特定有害物質の含有量および溶出量によって評価し、有害物質の種類と濃度に応じて汚染の除去等の措置の実施に関する技術基準を定めている。特に、溶出量については「溶出量基準値」と「第 2 溶出量基準値」が定められ、そのランクに応じた措置が示されている。

含有量および溶出量試験の結果、含有量については基準値を超過するものは無かったが、溶出量については、特定有害物質の内、カドミウム、セレン、砒素、フッ素、ホウ素において溶出量基準値を超過していることがわかった。ただし、これらは第 2 溶出量基準値を超過するものではなかった。本地下施設から発生する掘削土（ズリ）は、含有される特定有害物質が自然的原因によるものであるため土壤汚染対策法の対象とならないが、掘削土（ズリ）を盛土することによる周辺環境への影響を考慮し、掘削土（ズリ）置場の構造は、関係官公庁などとの協議結果を踏まえ、掘削土（ズリ）置場は、一般廃棄物および産業廃棄物の最終処分場に係る技術上の基準を定める法令に規定する管理型処分場に準ずる構造として、遮水工型を採用する計画としている。

掘削土（ズリ）置場は地下施設建設地点から約 700 m 離れた位置を予定しており、構造は土堰堤を下流側に配置した堰き止めタイプとし、平地盛立型を計画している。底面の遮水工

は、二重の遮水シートを敷設し、シート保護のために不織布を挟む構造とし、盛り立て完了後は上面からの雨水などの浸透を防止するため、遮水シートにより被覆した後にさらに覆土し、有害物質の流出を防止する計画としている。

有害物質のモニタリングについては、掘削土（ズリ）に対する含有量および溶出量試験、掘削土（ズリ）置場からの浸出水に対する水質試験を定期的の実施して、有害物質の状態を把握するとともに、周辺に観測孔を設置して有害物質の場外への流出の有無を継続して監視していく予定である。

(iv) 排水処理計画

地下施設建設地点周辺の深部での地下水は、近傍のボーリング孔（HDB-3, 6 孔）の水質分析結果などから塩水系であることが判明しており、地下施設掘削に伴い発生する排水も周辺河川と比較して高い塩分濃度を有することになる。このため、排水の処理方法については、周辺環境への影響などを考慮する必要があり、今後、関係官公庁・諸機関との協議結果を踏まえて決定する予定である。

(4) 空洞の安定性

2003（平成 15）年度までに地下施設建設地点近傍で実施したボーリング調査（HDB-3, 6 孔）で得られた力学試験結果などに基づいて解析条件を設定し、空洞安定性の検討を行った。

(i) 地山区分および解析用岩盤物性値の設定

地下施設周辺に分布する岩盤（声間層・稚内層）は、HDB-6 孔で実施された孔内水平載荷試験結果によれば、おおむね同じ硬さの岩石から構成される箇所での試験結果（変形特性）において、割れ目の多寡の影響を受けていることが確認されている（松永ほか，2005）。

また、HDB-3, 6 孔のボーリングコアで実施した岩石一軸圧縮試験において、岩盤中の潜在的な割れ目（ヘアークラック）に沿って破断しているもの（図 5.2.2-4）が多数確認され、ヘアークラックの無い供試体の試験結果と比較して岩石の強度・変形特性が低減されることがわかった（図 5.2.2-5）。なお、ここでの低減係数とは、ヘアークラックに沿って破断しなかった供試体の一軸圧縮強度・静弾性係数の岩級毎の平均値を 1 とし、ヘアークラックに沿って破断したものをヘアークラックの交差角毎に分類し、それぞれの平均値に対する比率として定義した。

これらの結果から、地下施設空洞の挙動予測解析に用いる岩盤物性値は、割れ目の影響を考慮した「節理性岩盤」としての評価を加え、ボーリングコアで柱状となる岩盤において乾燥や外的荷重により顕在化する潜在割れ目（ヘアークラック）に対しても強度・変形特性の低減する可能性があるとして地山区分および岩盤物性値の設定に考慮した。

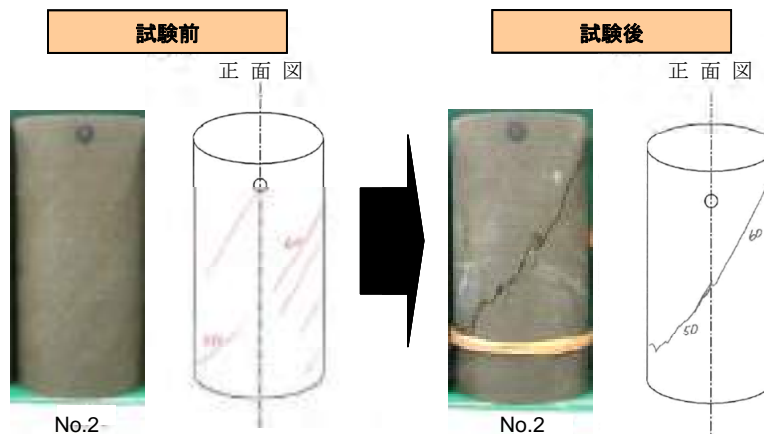


図 5.2.2-4 一軸圧縮試験供試体におけるヘアークラックでの破断状況

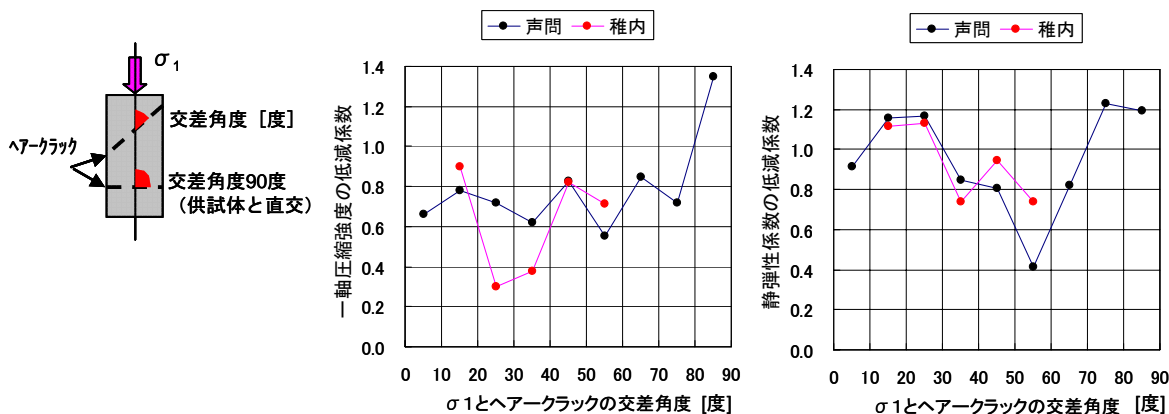


図 5.2.2-5 一軸圧縮試験結果におけるヘアークラックの影響

地下施設での空洞安定性評価に用いる地山区分については、岩盤の力学特性（強度・変形特性）に対して影響が大きいと考えられる岩石硬さ・割れ目・ヘアークラックに着目し、表 5.2.2-2 に示す岩盤等級区分に従い、ボーリングコア観察結果から設定した（松永ほか，2005）。

表 5.2.2-2 ボーリングコアでの岩盤等級区分

地層	岩盤等級区分	割目	ヘアークラック	岩石コアの特徴
声間層	D		—	岩石は軟質で、カッターの刃が2 mm以上刺さる。コアは角礫状～岩片状～粘土状を示す。
	CL	L	—	岩石は、カッターの刃が1 mm程度刺さる硬さを有し、コアは角礫状～岩片状を示す。
		M	有・無	岩石は、カッターの刃が1 mm程度刺さる硬さを有し、コアは概ね10 cm未満の短柱状を主体とする。
		H	有・無	岩石は、カッターの刃が1 mm程度刺さる硬さを有し、コアは概ね10 cm以上の長柱状～棒状を主体とする。
稚内層	CM	L	—	岩石は、カッターの刃で傷が付く程度の硬さを有し、コアは角礫状～岩片状を示す。
		M	有・無	岩石は、カッターの刃で傷が付く程度の硬さを有し、コアは概ね10 cm未満の短柱状を主体とする。
		H	有・無	岩石は、カッターの刃で傷が付く程度の硬さを有し、コアは概ね10 cm以上の長柱状～棒状を主体とする。

（割れ目：コア観察や検層結果によって確認できる既存の分離面）

（ヘアークラック(Hr)：コアで柱状となる岩盤において乾燥や外的荷重により顕在化する潜在割れ目）

岩盤等級区分におけるヘアークラックの有無の判定は、ボーリングコアの 10 m 区間においてヘアークラックが存在する区間が 10 %以上存在する箇所を影響のある区間と仮定した。

岩盤物性値の設定にあたっては、まず、声間層・稚内層においてヘアークラックの影響のない物性値を岩石試験・原位置岩盤試験結果に基づき設定し、ヘアークラックの存在による強度・変形特性の低減については、一軸圧縮試験におけるそれぞれの低減係数（図 5.2.2-5 参照）を算定し適用した（松永ほか，2005）。

解析用岩盤物性値の一覧表を表 5.2.2-3 に示す。単位体積重量 γ およびポアソン比 ν は、HDB-3, 6 孔での岩石コア試験結果から岩盤等級区分ごとの平均値を算定し設定した。また、岩盤の引張強度については c , ϕ から算定される換算一軸圧縮強度の 1/10 と設定した。なお、今回設定した引張強度計算値は、試験値（図 4.3.3-46 参照）とおおむね同等もしくはそれ以下となっている。

岩盤内の初期応力については、HDB-3, 6 孔における水圧破碎法による初期応力測定結果（図 4.3.3-48 参照）より、水平面内において偏圧が認められ、最大主応力の作用方向はおおむね E-W 方向であることが確認されている。空洞安定性の検討においては、鉛直方向を土被り圧相当と仮定し、主応力比については鉛直応力を 1 とした場合、水平面内最大主応力：水平面内最小主応力：鉛直主応力=1.3：0.9：1.0 と設定した。

表 5.2.2-3 解析用岩盤物性値

岩盤等級区分	岩盤物性値					ヘアークラック (Hr) による低減係数 (Hr 低減係数) *	
	単位体積重量 γ [kN m ⁻³]	ポアソン比 ν	変形特性 (割れ目低減係数) *	強度特性		変形	強度
			静弾性係数 E [MPa]	粘着力 c [MPa]	内部摩擦角 ϕ [度]		
稚内層 (硬質頁岩)							
CM-H	18.5	0.186	2,500 (1.00)	5.2	25	0.8	0.3
ヘアークラック (Hr) 有			2,000	1.6			
CM-M			1,500 (0.60)	3.1			
ヘアークラック (Hr) 有			1,350	1.6		0.9	0.5
CM-L			500 (0.20)	1.0			
ヘアークラック (Hr) 有			500	1.0			
声間層 (珪藻質泥岩)							
CM-H	15.1	0.164	1,300 (1.00)	2.2	15	0.8	0.7
ヘアークラック (Hr) 有			1,040	1.5			
CM-M			500 (0.38)	0.8			
ヘアークラック (Hr) 有			450	0.6		0.9	0.8
CM-L			300 (0.23)	0.5			
ヘアークラック (Hr) 有			300	0.5			

(*割れ目による物性の低減: 孔内水平載荷試験の結果などから静弾性係数 E の低減係数を算定し、粘着力 c については、割れ目の影響を受けない値に対して低減係数を乗じて算定した。(粘性岩であることを考慮し、強度特性は粘着力 c が卓越すると考えられるため、内部摩擦角 ϕ を地層毎に固定して算定した。))

(*ヘアークラック (Hr) による物性の低減: コアによる一軸圧縮試験結果をヘアークラックの影響の有無により分類し、静弾性係数 (変形)・一軸圧縮強度 (強度) における低減係数を算定し、ヘアークラックの影響を受けた場合の物性値は影響を受けないものに低減係数を乗じて算定した。ただし、割れ目頻度の高い L 級は、ヘアークラックの影響を受けない (低減係数 1.0) とし、M 級についてはその中間値を採用した。(CM-M 級の強度低減係数は、CM-H 級と CM-L 級の粘着力 c の大小関係に不整合が生じないように、c = 1.6 MPa となるよう調整した。))

(ii) 支保部材の物性値

支保部材として使用するコンクリートの物性値を表 5.2.2-4 に示す。設計基準強度については、覆工コンクリートでは 24, 40, 60 MPa, 吹付けコンクリートでは 18, 36 MPa と設定した。支保部材の安定性評価基準となる覆工コンクリートおよび吹付けコンクリートの長期の許容圧縮応力度の算定は、土木学会 (2002a) による無筋コンクリートでの基準に準拠した。吹付けコンクリートの一次支保については、日本鉄道建設公団 (1996) による短期の許容圧縮応力度に準拠した。

表 5.2.2-4 コンクリートの物性値

支保部材	設計基準強度 f'_{ck} [MPa]	許容圧縮応力度 [MPa]		ヤング係数* E [GPa]	ポアソン比 ν
		短期 ($f'_{ck}/1.3$)	長期 ($f'_{ck}/4$)		
覆工コンクリート	24	—	6.0	8.3	0.2
	40	—	10.0	10.6	
	60	—	15.0	11.1	
吹付けコンクリート	18	13.8	4.5	3.4	
	36	27.7	9.0	6.0	

(*ここでの覆工コンクリートのヤング係数は、東立坑標準部 (施工サイクルタイム: 20 時間) の場合を例示した。)

空洞の挙動予測解析に用いる解析用物性値については、覆工コンクリートのヤング係数では土木学会 (2002a) が示す若材齢時の算定式から算定した。材齢については、コンクリート打設から次ステップのズリ搬出完了までの施工時間を考慮して、施工部位毎に 20~32 時間

と設定した。吹付けコンクリートのヤング係数については、普通コンクリートでは日本鉄道建設公団（1996）が示す指針に準拠し、高強度コンクリートでは吉塚ほか（1999）や大嶋ほか（2002）などの文献で示されている値を採用した。

表 5.2.2-5 鋼製支保工の物性値

仕様	許容引張応力度 [MPa]		ヤング係数* E [GPa]	ポアソン比 ν
	短期	長期		
SS400 (標準鋼)	400	160	210	0.3
HT590 (高張力鋼)	590	236		

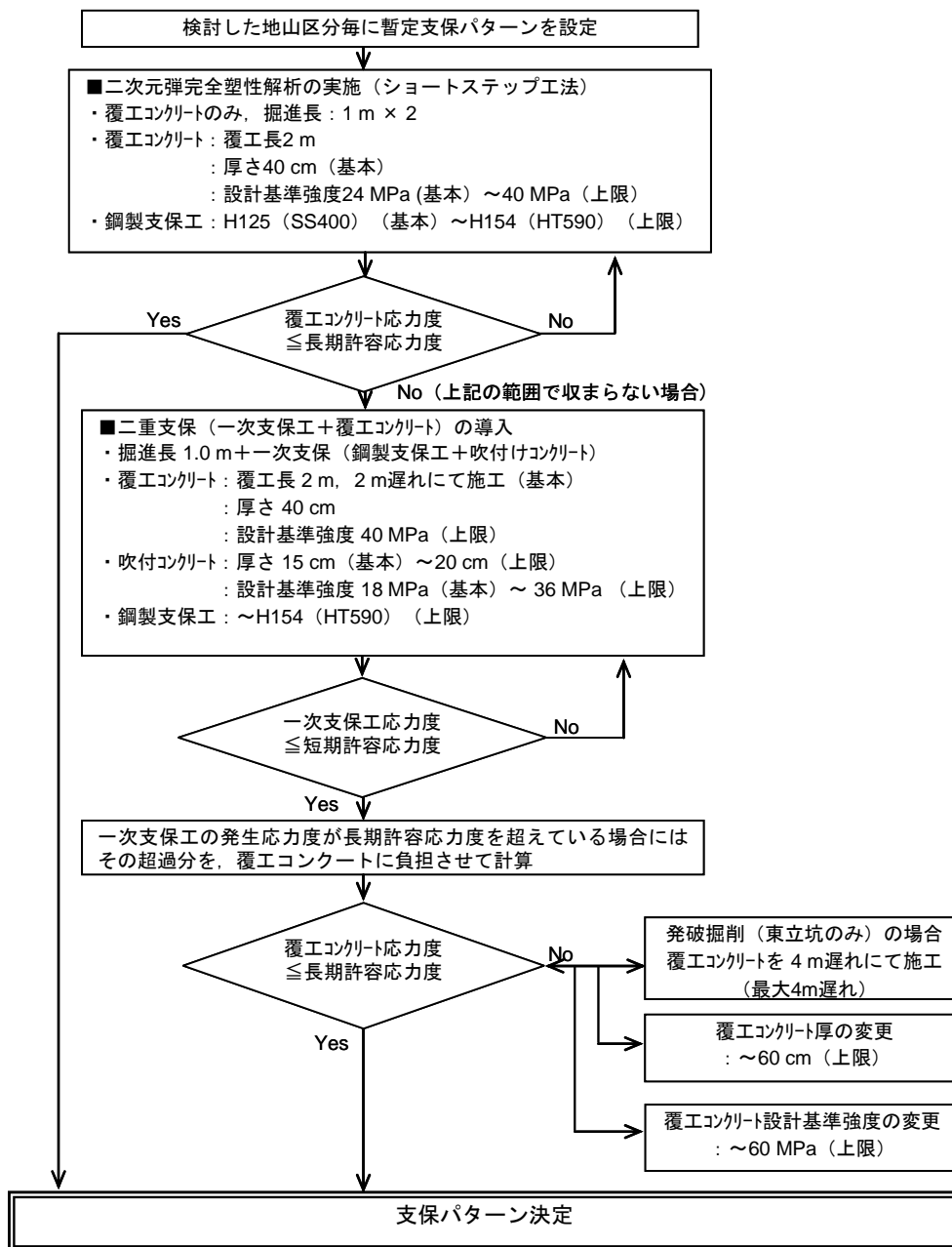


図 5.2.2-6 支保設計フロー (立坑標準部の場合)

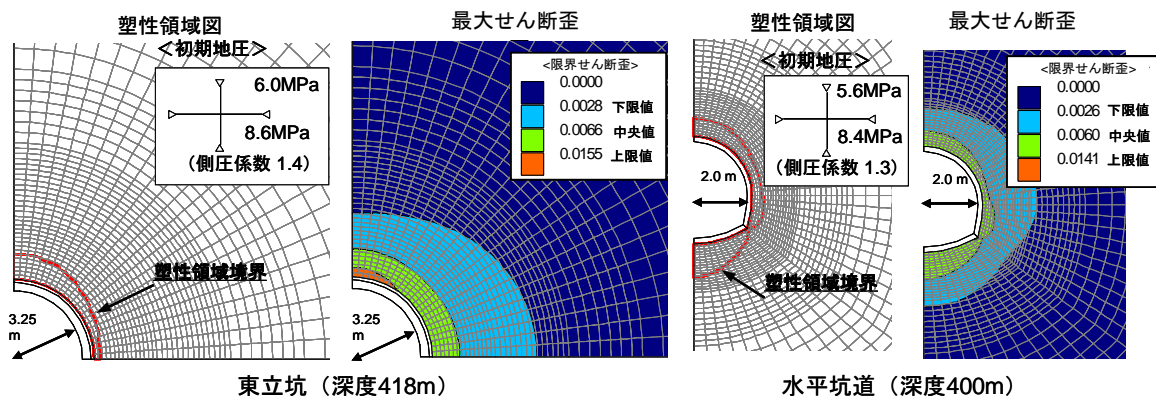


図 5.2.2-7 塑性領域および最大せん断歪分布

鋼製支保工については、表 5.2.2-5 に示すとおり、標準規格の SS400 および高規格の HT590 の 2 種類を設定した。支保部材の安定性評価基準となる長期の許容応力度については、土木学会（1996b）における鋼材の基準に準拠し、一次支保については日本鉄道建設公団（1996）による短期の許容応力度に準拠した。

(iii) 挙動予測解析手法および解析モデル

標準部での予測解析手法は、弾完全塑性モデルを用いた二次元 FEM 解析を採用し、Mohr-Coulomb の破壊規準を適用した。解析モデルは、断面の対称性から、立坑では断面形状の 1/4、水平坑道では 1/2 をモデル化し、解析領域は掘削径の 5 倍とした。岩盤およびコンクリートは平面歪要素、鋼製支保工は単位奥行きあたりの換算本数分の剛性を考慮したビーム要素でモデル化した。なお、コンクリート部材は弾性体として取り扱った。

解析にあたっては、切羽の進行に伴って変化する岩盤の三次元的応力状態を考慮するため、実際の施工手順に従って掘削解放力を段階的に作用させる逐次掘削解析を採用した。なお、切羽の進行に伴う掘削解放率の配分は、円孔を無支保で掘削した場合の三次元弾性 FEM 解析（軸対称モデル）の結果から、切羽からの離隔に応じた壁面での変位発生率を算定し、これを適用した（松永ほか、2005）。

(iv) 支保設計

立坑および水平坑道の標準部における支保設計は、まず前述の岩盤等級区分から既往事例などに基づいて暫定支保パターンを設定し、次に深度毎の初期応力と岩盤等級区分に基づく岩盤物性値を考慮した解析により支保部材に発生する応力を算定し、許容値を超える場合には支保のグレードや施工方法を変更するという手順で検討を行った。

立坑の場合の支保設計フローを図 5.2.2-6 に示す。解析の結果、支保部材に発生する応力が設定した許容値を超過する場合は、二重支保構造を導入することとした。二重支保の設計は、まず切羽掘削直後に発生する応力が支保部材の短期許容応力度に対して安定となるように一次支保の仕様を決定し、次に一次支保工施工後に打設する二次支保の健全性を照査する方法を用いた。ここで、二次支保が負担する荷重は、無支保の場合の壁面変位との差分から等価な掘削解放率を算定し、一次支保部材の発生応力が長期許容応力度を超過している分を二次支保部材に負担させ、二重支保（一次支保+二次支保）の状態ではトータルで長期許容応力度以内となるように支保部材の仕様を決定した（松永ほか、2005）。

解析により得られた塑性領域の分布と最大せん断歪分布の一例を図 5.2.2-7 に、また、当該箇所での支保仕様を反映した断面図を図 5.2.2-8 に示す。解析結果から、空洞掘削に伴い発生する塑性領域の幅は、立坑で最大 3.4 m 程度、水平坑道で最大 1.8 m 程度と予想している。

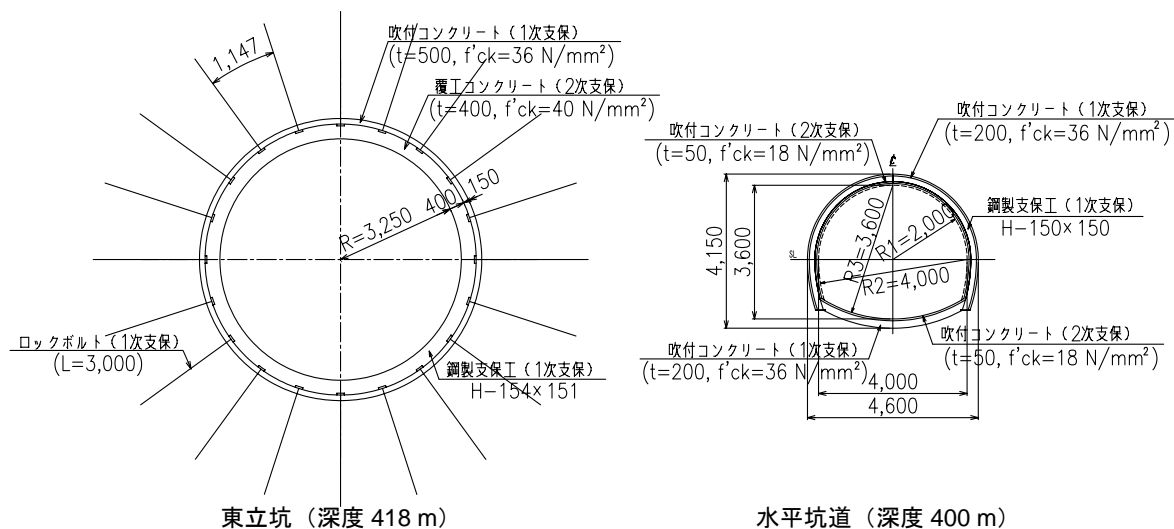


図 5.2.2-8 支保パターンの例

坑道間の接続・交差部については、代表的な部位に対して三次元の坑道形状を考慮した三次元 FEM 解析を実施し、壁面での最大せん断歪量により標準部における二次元 FEM 解析結果と比較することで影響係数を算定し、標準部で得られた支保部材の発生応力に影響係数分を乗じた値により支保設計を行った（松永ほか，2005）。

(v) 耐震性能照査

幌延の地下施設は比較的強度の低い軟岩中に位置し、約 500 m の高地圧下という岩盤条件下にあり、立坑を中心とした複雑かつ特殊な構造物であることから、代表的な部位において地震に対する健全性の照査を行った（松永ほか，2005）。

(a) 解析条件およびモデル

地下施設を構成する主要な支保材料は無筋コンクリートであるため、鉄筋コンクリート部材のような靱性は期待できず、破壊は脆性的なものとなることから、ここではコンクリートの圧縮破壊する時点を終局状態として定義した。地下施設の坑道が地震に対して破壊しないことは、コンクリートに発生する応力が終局強度以下の状態にあることとして、構造物の耐震性能の照査を行った。設計地震動レベルについては、地震力の大きなレベル 2 地震動（構造物の耐用期間内に数回発生する確率の極めて小さい地震動）（土木学会，2002b）に対して検討を行った。

設計地震動における最大加速度については、北海道北西域における歴史地震記録（宇佐美，2003）や活断層調査結果（地震調査推進研究本部，2003；活断層研究会，1991；中田・今泉編，2002）に基づく推定値などを比較した結果、幌延地点の地下岩盤内において最も大きな加速度を与える地震調査推進研究本部（2003）による北海道北西沖の評価結果から推定される 230 gal を採用した。入力地震波形については、当該地域での断層破壊メカニズムが十分解明されていないため、幾つかの経験的手法の中から、地盤応答解析において坑道にとって最も厳しい応答を与える地震動として、土木学会（2002b）が例示した海洋型の設計用地震動の振幅を調整する方法を採用して作成した。作成した入力地震動の応答スペクトルの比較を図 5.2.2-9 に示す。

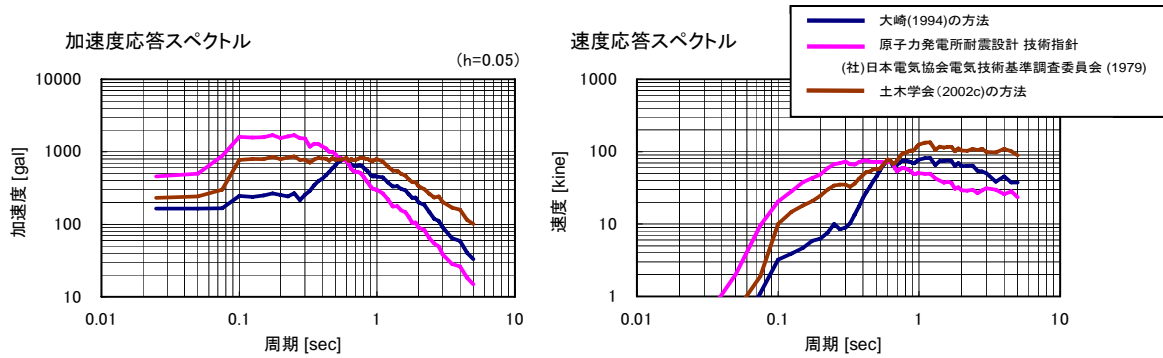


図 5.2.2-9 入力地震動（応答スペクトル）の比較

照査を行う部位は、東立坑・水平坑道一般部・水平坑道交差部（30、90 度）・立坑－水平坑道接続部とした。東立坑は坑道全体を三次元でモデル化し、水平坑道一般部は二次元断面でモデル化した。交差部・接続部は局所的な形状を三次元でモデル化し、入力地震波の作用方向を変化させることで、地下施設内での交差・接続の条件を模擬することとした。解析モデルは、いずれも地盤および坑道をモデル化し、モデル全体に震度を作用させる応答震度法を基本とした。立坑および交差部（90 度）の解析メッシュを図 5.2.2-10 に示す。

応答震度法に用いる慣性力の算定などには、一次元成層地盤解析（SHAKE）を使用した。岩盤の動的物性については、ボーリング調査における PS 検層結果から算定し、地山区分および単位体積重量は掘削解析で使用したものと同一とした。コンクリート部材の終局強度は、土木学会（2002c）が示す基準に準拠して、設計基準強度に材料係数などを考慮して設定した。

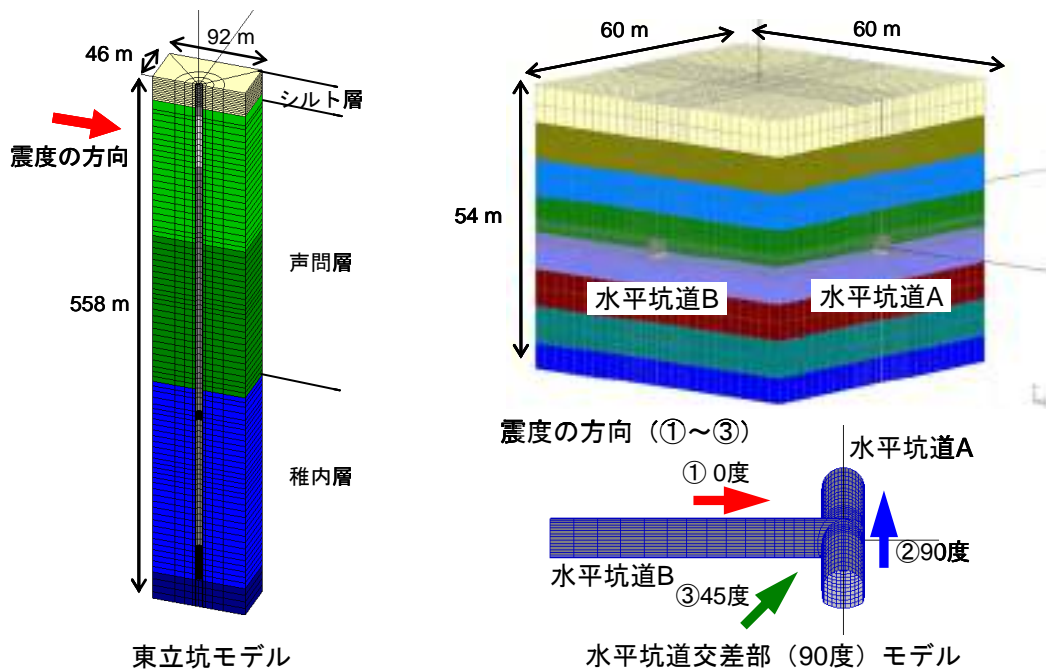


図 5.2.2-10 耐震解析用メッシュ（立坑・交差部）

(b) 耐震性能照査

コンクリート部材（覆工・吹付け）の応力度照査は、地震時増分応力度が、終局強度と常時許容応力度の差分以下となることを確認することとした。応力度に余裕のある箇所は、地震時増分許容応力度（終局強度と常時許容応力度の差分）以内を確認することで、これに代えた。照査の対象は、岩盤による拘束を受けずに応力が大きくなる内空側とした。

立坑部において覆工コンクリートに発生する増分最大主応力の深度分布を図 5.2.2-11 に示す。この結果から、地表部シルト層と声間層部の境界である深度 25 m 付近を除けば、全区

間において許容応力度を下回り安定性を満たすことがわかった。深度 25 m については、掘削解析により設定した覆工コンクリートの設計基準強度 f_{ck} を 24 MPa から 40 MPa に変更して地震時安定性を確保することとした。

水平坑道一般部およびすべての交差・接続部においては、発生応力が地震時増分許容応力度より小さいことが確認された。

(5) 防災対策

可燃性ガスの発生が見込まれる坑内の研究・作業環境や入坑者の安全を確保するために、可燃性ガス対策、坑内作業環境対策、火災時対策、坑内情報管理システムなどの検討を行った。

(i) 可燃性ガス対策

過去の災害事例から可燃性ガスに起因する災害の要因を整理し、可燃性ガス湧出量予測解析の結果を踏まえて、本地下施設で考慮すべき対策を検討した。

主要な換気は吸出し方式を採用し、坑内全域を負圧環境にすることで定常時は可燃性ガス排出効果を、ファン停止時は可燃性ガス湧出抑制効果を持たせることとした。立坑間の連絡坑道貫通前は各立坑単独に坑口に吸出し式の換気ファンを設置し、連絡坑道貫通後は換気立坑坑口部に吸出し式の換気ファンを設置する坑道換気方式とした。また、掘削中の坑道では切羽近傍の環境維持のため小型の押し込み式ファンを併用することとした。

必要風量の検討項目としては、粉塵濃度、風速限界、ガス管理濃度、発破後ガス、作業員の呼気などに対するものがあり、このうち風速限界（ガスレイヤーの生成を防止する風速限界 0.5 m s^{-1} 以上）を満足する風量が最大となるため、これを確保できる換気設備を配置することとした。

坑内では十分な換気を行うことにより、空気中の可燃性ガス含有率が爆発限界に達するおそれは無いものの、切羽付近で局所的に高くなることも想定される。このため、基本的に切羽から 30 m 程度以内で使用する電気機器、換気ファン、坑内通信設備およびガスセンサーなどの保安機器は防爆設備を配置することとした。

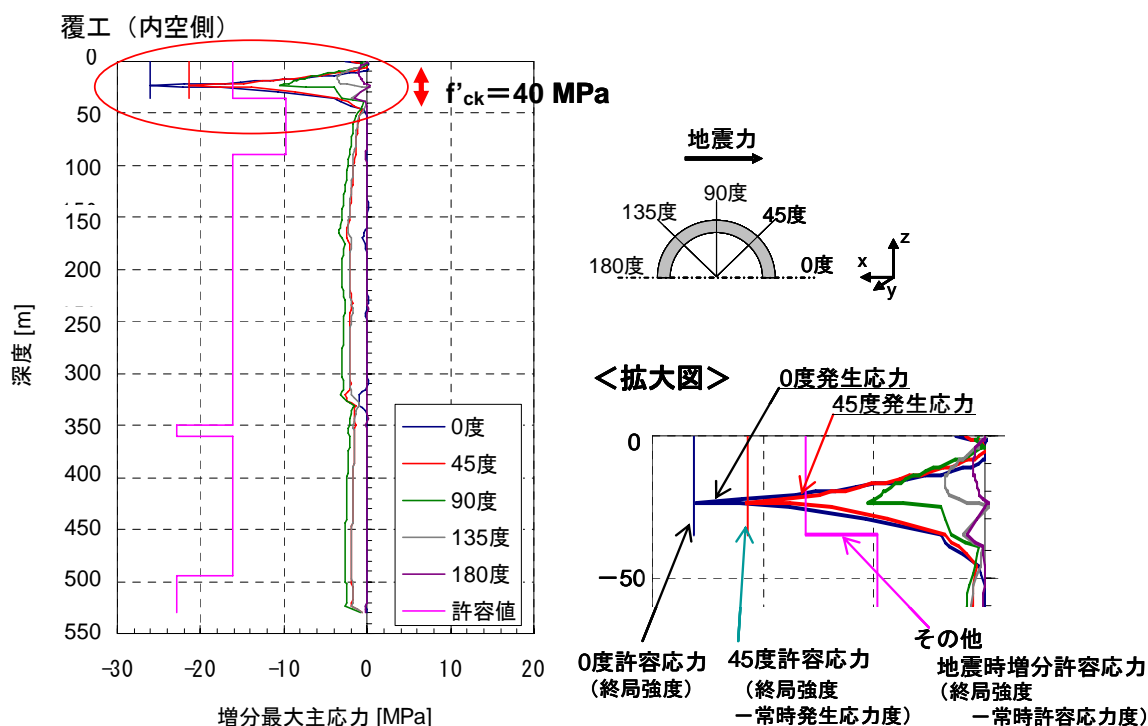


図 5.2.2-11 部位ごとの増分最大主応力分布（東立坑の場合）

可燃性ガスに対する管理体制については、主要な通気回路となる坑道および切羽には、定置式の可燃性ガスセンサーを設置して常時監視するとともに、1.5%を超えるガス濃度が検知された場合には、その影響範囲内にある電気機器は、センサーおよび通信機器などの本質安全防爆構造の機器を除きすべてインターロックにより自動的に電源を遮断するシステムを導入する計画である。

さらに、掘削中は切羽前方の可燃性ガスの有無を確認するため、掘削サイクルごとにガスチェックのためのボーリングを実施することとした。

(ii) 坑内作業環境対策

複雑な坑道配置下における適切な温度、湿度、風速、風量などの坑内環境が確保されることを確認するため、設備発生熱、地温勾配などを考慮して熱環境を予測解析した結果、労働安全衛生規則に定められた作業環境を満足することを検証した。なお、冬期間は氷柱や凍結による設備などへの障害や作業環境への影響、作業員への危害発生が考えられるため、坑口に暖房設備を設置して、坑内温度を0℃以上とする計画とした。

(iii) 火災時対策

地下施設において想定される設備毎の着火源、可燃物、火災原因などを整理し、可燃物が存在する箇所ではどこでも火災が発生する可能性があることを前提にして、火災時対策を検討した。検討では、通気網解析手法により、坑内火災時の燃焼影響範囲の予測と地上避難のための通気制御方式の妥当性を検証した。その結果、地下施設建設の施工ステップ毎に想定される火災に対応した、適切な通気制御を行うことにより、火災ガスが坑内に拡散する範囲を最小限に抑え、地上まで避難するための安全区域を確保できること、掘削中の坑道においても避難のための安全区域を確保できることを確認した。

坑内で火災などの災害が発生した場合の避難方法については、入坑者が個々に行動することによる混乱の防止とともに、地表への人キブル、エレベータによる避難能力が限定されるため避難の順序付けなどが必要となる。このため、地表へ避難する際の情報の収集、人員の掌握、安全確保の確認を行い、地表までの整然とした避難を行うために一時的および緊急時の避難所として一時避難所を各水平坑道に設置することとした。

掘削中の立坑および水平坑道の切羽などでは行止り坑道となるため防災基本コンセプトを満足することができないが、適切な通気制御を行いながら、切羽周辺で一時避難し、避難路の安全確認後に地表へ避難することとしている。

(iv) 通気挙動模型実験

立坑などの高低差の大きい坑道では実際の火災ガスの挙動が複雑で解析結果と異なると予想されることから、火災ガスなどの挙動を把握するため、立坑部分モデルでの模型実験を行った。トレーサーには線香の煙を用い、ヒーターで熱した模型内の煙挙動をレーザーにより観測し、あわせて模型内の気流の温度分布およびガス濃度分布を計測した。

下向きに風が流れる立坑模型内に火災ガス（ヒーターで熱した線香の煙）が流入すると、立坑模型の風上側に逆流し対流などの複雑な挙動を示すことを確認し（図5.2.2-12）、通気網解析手法による火災時解析結果を補完している。また、今後は、実験で得られた成果を解析プログラムに反映するための手法を検討し、地下施設防災対策に反映することとしている。

(v) 坑内情報管理システム

地下施設は、地表への出入り口が限定され、災害時の避難方向が昇り向きとなるうえ、狭く暗い環境のため心理的圧迫感を与えるなど、地上とは異なる防災上考慮すべき特殊性がある。そのため火災などの異常状態をいち早く察知し、初期対策を施すことが重要であり、坑内環境をセンサーにより常時監視・情報処理し、管理者の判断を支援するシステムの構築が必要である。これらを踏まえて、坑内からの情報収集、伝送、情報処理、監視制御、警報な

どを含めた一連の情報管理システムを導入する予定である。

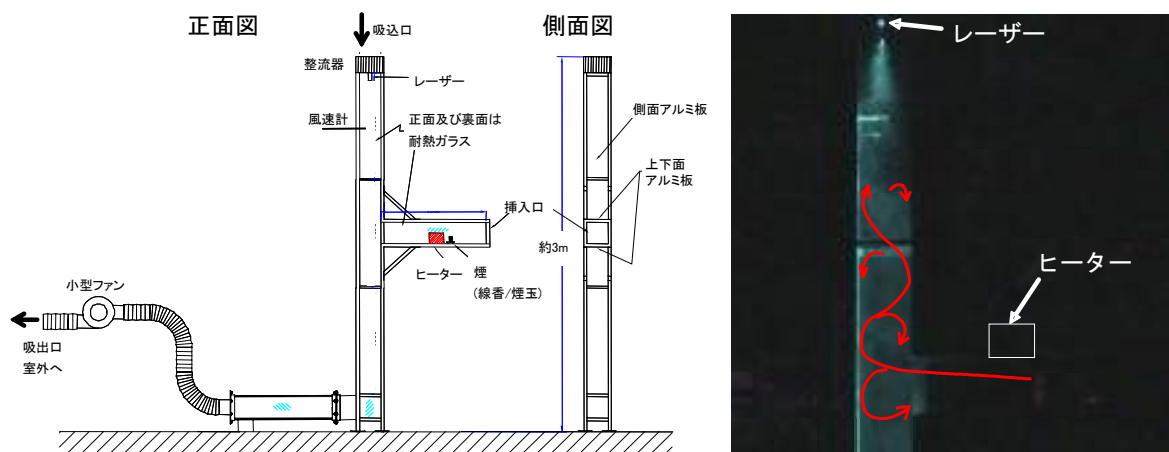


図 5.2.2-12 立坑模型の概要および模型実験による煙挙動の例

5.2.3 周辺環境への影響調査

(1) 環境調査の概要

幌延深地層研究計画の開発規模は、環境影響評価法（平成 9 年法律第 81 号）および北海道環境影響評価条例（北海道，平成 8 年条例第 37 号）の対象規模より小さいが，調査研究や研究所設置に伴う環境への影響を把握するため自主的に環境調査を実施している。2001（平成 11）年度に研究所設置対象区域を中心に，2002（平成 14）年度夏季・秋季・冬季，2003（平成 15）年度春季に研究所設置地区の環境調査を実施した。それらの調査結果を踏まえて，研究所用地造成工事着手後の 2003（平成 15）年度の夏季からモニタリング調査を開始した。

(2) 環境調査の内容および結果

(i) 研究所設置対象区域を中心とした環境調査

(a) 調査項目・調査方法

2001（平成 13）年度に研究所設置の対象地層が 500 m 程度の深さに十分な厚さをもって分布すると推定される区域（A，B1，B2，C 区域）を中心に動植物および水利用調査を実施した。調査位置図を図 5.2.3-1 に，調査項目と調査方法を表 5.2.3-1 に示す。

(b) 調査結果

・ 動植物

動植物調査結果から抽出した重要な動植物は 36 種（哺乳類 4 種，鳥類 13 種，両生は虫類 1 種，魚類 6 種，昆虫類 5 種，底生動物 5 種，植物 2 種）であり，絶滅危惧種カテゴリーに該当する種を抽出したものを重要種として表 5.2.3-2 に示す。なお，文献調査に重要種として記載されているものがあるが，生息地または生育地の特定ができないものについては記述していない。

・ 水利用

幌延町の水利用に関する特徴として，海側の地区（下沼，浜里，字幌延，市街地）では公共水源，個人，事業所ともに地下水が利用されており，一方，山側の地区（北進，上幌延，開進，雄興，問寒別，中間寒，上問寒）では表流水を公共水源に利用しており，幌延町からの聞き取りによると雄興，問寒別，中間寒，上問寒地区での地下水（井戸）の利用はないとのことであった。

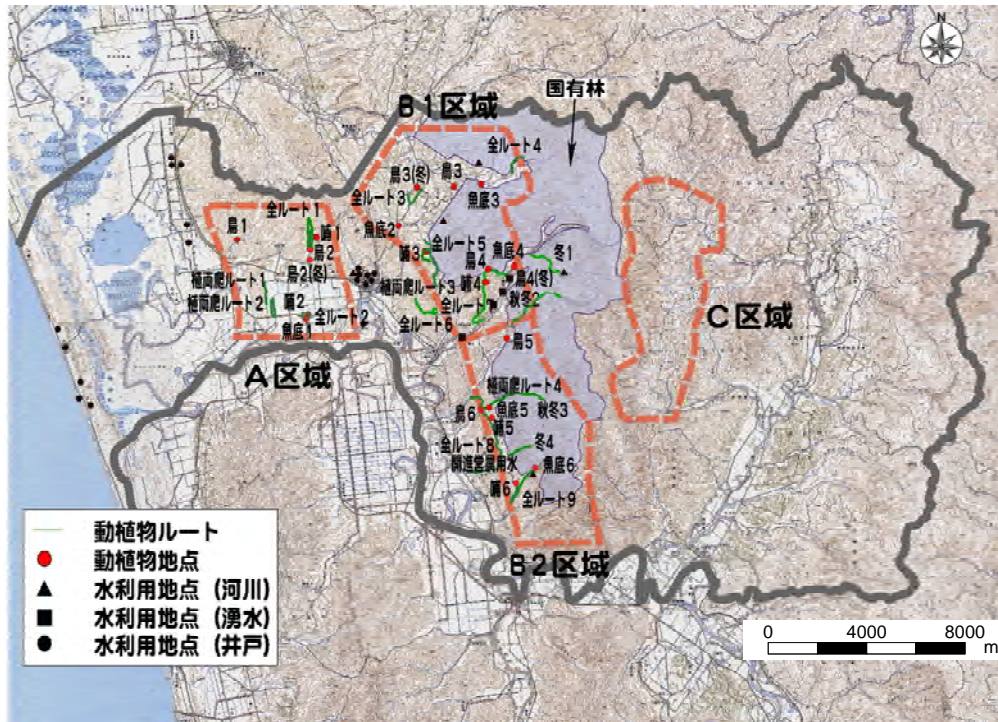


図 5.2.3-1 研究所設置対象区域内調査位置図
(国土地理院発行 5 万分の 1 地形図に加筆)

表 5.2.3-1 調査項目・調査方法（研究所設置対象区域内）

調査項目		調査時期	調査方法
動物	哺乳類	H13 夏・秋季	・捕獲調査法 ・フィールドサイン法
	鳥類	H13 夏・秋・冬季	・直接観察法 ・皿巢・大径木調査 ・採餌木・営巣木調査 ・定点観察法 ・夜間定点法
	両生・爬虫類	H13 夏季	・直接観察法
	魚類	H13 夏・秋季	・直接観察 ・捕獲法
	昆虫類	H13 夏季	・直接観察法 ・採集法
植物	底生植物	H13 夏・秋季	・直接観察 ・採集法
植物	植物相	H13 夏・秋季	・直接観察法
水利用		H13 夏・秋季	河川水・井戸について調査 ・聞き取り調査 ・河川流量・水位測定 ・井戸水位・流量測定

表 5.2.3-2 確認された重要種（研究所設置対象区域内）

区分	種名	選定基準						
		①	②	③	④	⑤	⑥	⑦
鳥類	オオタカ		○		VU	Vu		
	オオワシ	○	○		VU	En		
	オジロワシ	○	○		EN	En		
	チュウヒ				VU	En		
	ハイタカ				NT	Vu		
	ヒシクイ	○			VU	R		
魚類	エゾホトケドジョウ				NT	Vu		
	スナヤツメ				VU			
底生植物	カワシンジュガイ				VU			
	モノアラガイ				VU			
植物	オオバタチツボスミレ							VU

選定基準は、①~⑦（④、⑤、⑦については、選定基準のうち下線のもの）
植物の選定基準は、②、⑤、⑦

①：「文化財保護法」（昭和 25 年 法律第 214 号）に基づく天然記念物
○：天然記念物

②：「絶滅のおそれのある野生動植物の種の保存に関する法律」（平成 4 年 法律第 75 号）に基づく希少野生動植物種
○：国内希少野生動植物種

③：「改訂・日本の絶滅のおそれのある野生生物—レッドデータブック—3 爬虫類・両生類」（環境庁，2000b）Ex：絶滅 EW：野生絶滅 CR：絶滅危惧 IA 類 EN：絶滅危惧 IB 類 VU：絶滅危惧 II 類 NT：準絶滅危惧 DD：情報不足 Lp：絶滅のおそれのある地域個体群

④：「動物に関するレッドリスト」（環境庁）
（哺乳類：1998a、昆虫類・淡水陸貝類：1998b、汽水・淡水魚類：1999a、昆虫類：2000a）
による選定種
Ex：絶滅 EW：野生絶滅 CR：絶滅危惧 IA 類 EN：絶滅危惧 IB 類 VU：絶滅危惧 II 類 NT：準絶滅危惧 DD：情報不足 Lp：絶滅のおそれのある地域個体群

⑤：「北海道レッドデータブック」（北海道環境生活部，2001）による選定種
Ex：絶滅種 Cr：絶滅危機種 En：絶滅危惧種 Vu：絶滅危惧急種 R：希少種 N：留意種

⑥：「日本の希少な野生水生生物に関するデータブック（水産庁編）」（社団法人 日本水産資源保護協会，1998）による選定種
絶滅危惧種、危急種、希少種、減少種

⑦：「改訂・日本の絶滅のおそれのある野生生物—レッドデータブック—8 植物 I（維管束植物）」（環境庁，2000c）
Ex：絶滅 EW：野生絶滅 CR：絶滅危惧 IA 類 EN：絶滅危惧 IB 類 VU：絶滅危惧 II 類 NT：準絶滅危惧 DD：情報不足

(ii) 研究所設置地区の環境調査

(a) 調査項目・調査方法

2002（平成14）年度の夏季・秋季・冬季，2003（平成15）年度の春季に研究所設置地区内の動植物，騒音，振動および水質について環境調査を実施した。調査位置は，研究所設置地区の環境区分（河川植生，防風林，低木樹林，湿地植生）を考慮し，各環境区分を網羅する調査ルートを選定した。調査位置図を図5.2.3-2に，調査項目・調査方法を表5.2.3-3に示す。

(b) 調査結果

・動植物

2002（平成14）年度の調査では，哺乳類5科10種，鳥類7目18科42種，両生・爬虫類2科2種，昆虫類10目64科255種，魚類5科8種，底生動物11目21種，植物56科171種が確認された。このうち重要な動植物は19種（哺乳類なし，鳥類5種，両生・爬虫類1種，魚類5種，昆虫類2種，底生動物1種，植物5種）であった。2003（平成15）年度の調査では，哺乳類5目6科6種，鳥類8目17科33種，両生・爬虫類2目2科2種，昆虫類6目20科43種，魚類5目6科8種，底生動物12目23科27種，植物58科214種が確認された。このうち重要な動植物は19種（哺乳類なし，鳥類3種，両生・爬虫類1種，魚類5種，昆虫類2種，底生動物2種，植物6種）であった。確認された動植物のうち，法指定種や環境庁のレッドリストなどで絶滅のおそれのある動植物種を抽出したものを重要種として表5.2.3-4に示す。

・騒音，振動

2002（平成14）年度の調査結果は，騒音レベルは40～50 dB程度，振動レベルは30～40 dB程度であった。2003（平成15）年度の調査結果は，騒音レベルは昼間43～60 dB，夜間39 dB以下，振動レベルは昼間36 dB以下，夜間30 dB以下であった。

・水質

2003（平成15）年度調査は，2002（平成14）年度調査と比較すると，水素イオン濃度・生物化学的酸素要求量など各項目とも大きな変化は見られなかった。

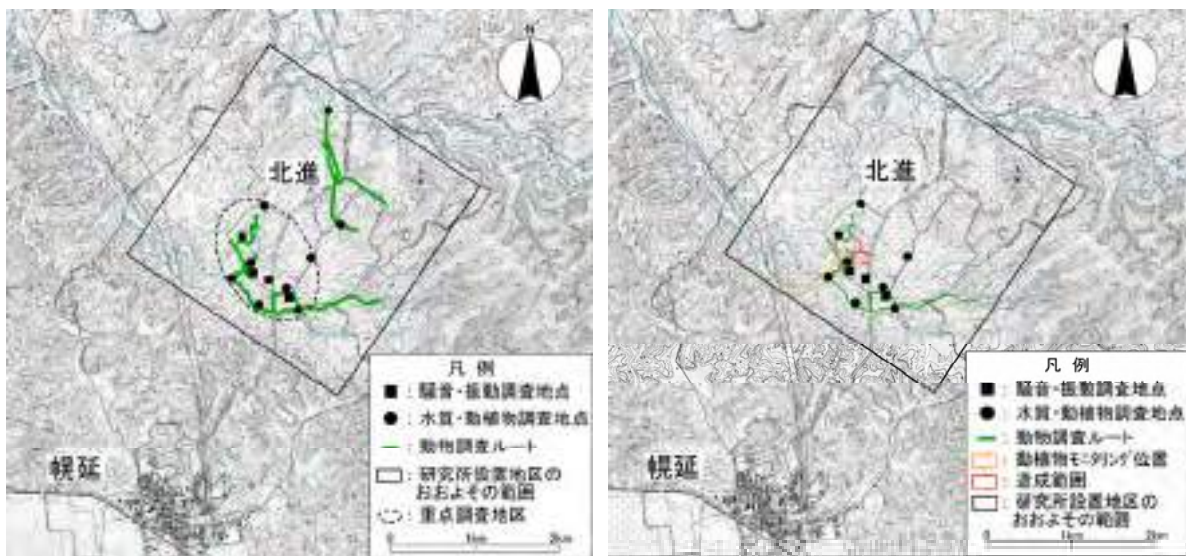


図5.2.3-2 研究所設置地区内調査位置図
 (左：2002（平成14）年度，右：2003（平成15）年度，
 国土地理院発行2万5千分の1地形図（幌延）（本流）に加筆）

表 5.2.3-3 調査項目・調査方法（研究所設置地区内）

調査項目		調査時期	調査方法
動物	哺乳類	H14 夏・秋・冬季 H15 春季	・捕獲調査法 ・直接観察法 ・フィールドサイン法
	鳥類	H14 夏・秋・冬季 H15 春季	・フィールドサイン法 ・定点観察法 ・ラインセンサス法 (H15 春季調査)
	両生・爬虫類	H14 夏季 H15 春季	・直接観察法
	魚類	H14 夏・秋季 H15 春季	・直接観察法 ・捕獲法
	昆虫類	H14 夏・秋季 H15 春季	・直接観察法 ・採集法
	底生植物	H14 秋季 H15 春季	・直接観察法 ・採集法
植物	植物相 植物群落	H14 夏季	・直接観察法 ・コドラート調査
	騒音	H14 秋季	・「特定建設作業に伴って発生する騒音の規制に関する基準」(厚生省・建設省, 1968) および「騒音に関する環境基準の評価マニュアル」(環境庁, 1999b) に準拠する方法
	振動	H14 秋季	・「特定建設作業の規制に関する基準」(総理府, 1977) に準拠する方法
	水質	H14 夏・秋季 H15 春季	・「生活環境の保全に関する環境基準」(環境庁, 1971) に示す方法

(iii) 保全措置

保全措置を必要とする対象種については、造成工事影響範囲内で確認されることや調査結果を踏まえた学識経験者の意見に基づき、エゾサンショウウオとハイドジョウツナギの2種を抽出した。エゾサンショウウオは、2003（平成15）年5月上旬に卵塊の状態で捕獲し、生息地と同様な自然産卵箇所に移動した。ハイドジョウツナギは、休眠状態に入る2003（平成15）年10月上旬に、移植前の生息地と同様な環境を有する場所に移植した。

表 5.2.3-4 確認された重要種
(研究所設置地区内, 2002（平成14）年度, 2003（平成15）年度）

区分	種名	選定基準						
		①	②	③	④	⑤	⑥	⑦
鳥類	ヒシクイ	○		VU	R			
	オジロワシ	○	○	EN	En		○	○
	オオタカ		○	VU	Vu			○
	ハイタカ			NT	Vu		○	
	チュウヒ			VU	Vu			○
	オオジンギ			NT	R		○	
両生類	エゾサンショウウオ				N		○	●
昆虫類	トドマツアワフキ				R			
	オオルリオサムシ						○◎	◎
	ミズスマシ				R			
魚類	スナヤツメ			VU		希		
	ヤマメ				N	減		
	エゾホトケドジョウ			VU	En			
	エゾトミヨ			NT	R			○
	ハナカジカ				N			
底生植物	カワシンジュガイ			VU				
	コエゾトンボ						◎	
植物	ノダイオウ			VU				
	エゾオオヤマハコベ						●	
	オオバタテツボスミレ			VU				
	エゾノカワヂシャ						●	
	ハイドジョウツナギ				R			
	タマミクリ			VU				
	タカネトンボ			VU				

*1: 重要種の選定基準
 ①: 「文化財保護法」(昭和25年法律第214号)
 ○: 天然記念物
 ②: 「絶滅のおそれのある野生動植物の種の保存に関する法律」(平成4年法律第75号)
 ○: 国内希少野生動植物種
 ③: 「改訂・日本の絶滅のおそれのある野生生物
 - レッドデータブック-1 哺乳類」(環境省, 2002a)
 「改訂・日本の絶滅のおそれのある野生生物
 - レッドデータブック-2 鳥類」(環境省, 2002b)
 「改訂・日本の絶滅のおそれのある野生生物
 - レッドデータブック-3 爬虫類・両生類」(環境庁, 2000b)
 「改訂・日本の絶滅のおそれのある野生生物
 - レッドデータブック-4 汽水・淡水魚類」(環境省, 2003)
 「改訂・日本の絶滅のおそれのある野生生物
 - レッドデータブック-8 植物I(維管束植物)」(環境庁, 2000c)
 「無脊椎動物(昆虫類, 貝類, クモ類, 甲殻類など)のレッドリストの見直しについて」(環境庁, 2000d)
 EN: 絶滅危惧IB類 VU: 絶滅危惧II類 NT: 準絶滅危惧
 ④: 「北海道の希少野生生物 北海道レッドデータブック2001」(北海道, 2001)
 En: 絶滅危惧種 Vu: 絶滅危惧種 R: 希少種 N: 留意種
 ⑤: 「日本の希少な野生水生生物に関するデータブック(水産庁編)」(社団法人 日本水産資源保護協会, 1998)
 減: 減少種 希: 希少種
 ⑥: 「緑の国勢調査-自然環境保全調査報告書-」(環境庁, 1976)
 ○: 主要野生動物 ●: 貴重植物 ◎: すぐれた自然
 ⑦: 「第2回自然環境保全基礎調査報告書(緑の国勢調査)」(環境庁, 1982)
 ○: 希少種 ●: 調査対象種 ◎: 特定昆虫

(iv) 総合評価

春季・夏季・秋季・冬季の調査結果および有識者へのヒアリングをまとめた結果、研究所用地造成工事の着手は問題ないと判断した。

(3) モニタリング調査の内容および結果

(i) 調査項目・調査方法

2001（平成13）年度から2003（平成15）年度春季までの調査結果を踏まえて、研究所用地造成工事着手後の2003（平成15）年度の夏季から、魚類・植物、移植後のハイドジョウツナギの成育状況、騒音・振動、水質に関するモニタリング調査を開始した。調査位置図を図5.2.3-3に示す。

(ii) 調査結果

各項目とも工事着手前と比較して大きな変化はみられず、造成工事による影響は認められないものと判断される。今後も学識経験者からの意見を反映しながら、周辺環境への影響を把握するためのモニタリング調査を継続していく予定である。

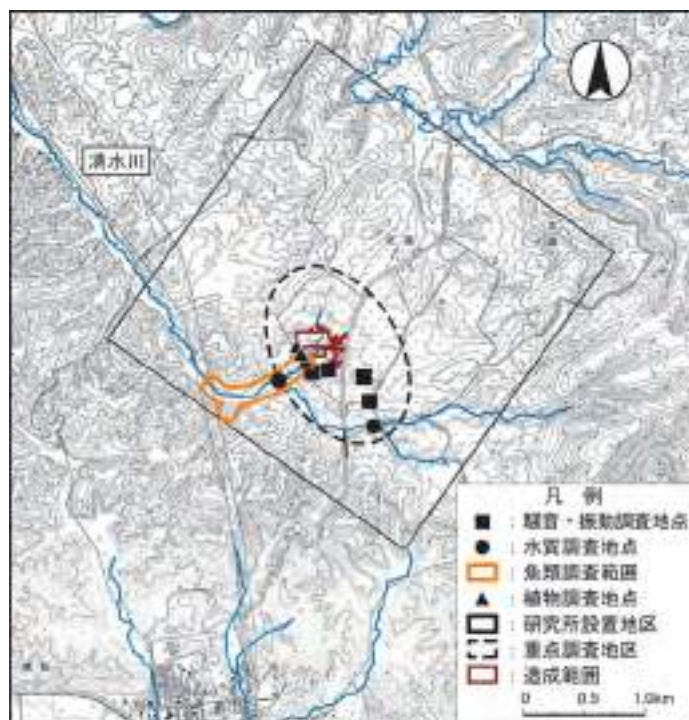


図 5.2.3-3 モニタリング調査位置図
 (国土地理院発行2万5千分の1地形図(幌延)(本流)に加筆)

参考文献

土木学会 (1996b): トンネル標準示方書「シールド工法編」・同解説, 土木学会トンネル工学委員会, p.66.

土木学会 (1996a): トンネル標準示方書「山岳工法編」・同解説, 土木学会トンネル工学委員会.

土木学会 (2002a): コンクリート標準示方書「施工編」, 土木学会コンクリート委員会コンクリート標準示方書改訂小委員会, pp.52-53.

土木学会 (2002c): コンクリート標準示方書「構造性能照査編」, 土木学会コンクリート委員会コンクリート標準示方書改訂小委員会, p.247.

土木学会 (2002b): コンクリート標準示方書「耐震性能照査編」, 土木学会コンクリート委員会コンクリート標準示方書改訂小委員会.

北海道 (2001): “北海道の希少野生生物 北海道レッドデータブック 2001”.

北海道環境生活部 (2001): “北海道レッドデータブック”.

今津雅紀, 佐藤稔紀, 見掛信一郎, 玉井猛 (2004a): “瑞浪超深地層研究所立坑の湧水とその排水方法”, 第 39 回地盤工学会研究発表会.

今津雅紀, 佐藤稔紀, 坂巻昌工 (2004b): “地下 1,000m の立坑工事に着手・瑞浪超深地層研究所研究坑道掘削工事”, トンネルと地下, Vol.35, pp.1-12.

今津雅紀, 佐藤稔紀, 見掛信一郎, 永崎靖志, 水野雅 (2004c): “瑞浪超深地層研究所立坑における騒音・振動対策”, トンネル工学報告集, Vol.14, pp.245-250.

地震調査研究推進本部 (2003): “日本海東縁部の地震活動の長期評価について”.

http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03jun_nihonkai/

核燃料サイクル開発機構 (1999): “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 次取りまとめ—総論レポート”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1410 99-020, p. IV-9.

核燃料サイクル開発機構 (2001): “深地層研究所 (仮称) 計画 地表から行う調査研究 (第 1 段階) 計画”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1410 2001-001.

核燃料サイクル開発機構 (2002): “超深地層研究所 地層科学基本計画”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7410 2001-018.

活断層研究会 (1991): 新編日本の活断層, 東京大学出版会.

環境庁 (1971): “生活環境の保全に関する環境基準”, 水質汚濁に係る環境基準について, 昭和 46 年環境庁告示第 59 号.

環境庁 (1976): “緑の国勢調査—自然環境保全調査報告書—”.

環境庁 (1982): “第 2 回自然環境保全基礎調査報告書 (緑の国勢調査)”.

環境庁 (1998a): “動物に関するレッドリスト-哺乳類”.

環境庁 (1998b): “動物に関するレッドリスト-昆虫類・淡水陸貝類”.

環境庁 (1999a): “動物に関するレッドリスト-汽水・淡水魚類”.

環境庁 (1999b): “騒音に係る環境基準の評価マニュアル”.

環境庁 (2000a): “動物に関するレッドリスト-昆虫類”.

環境庁 (2000b): “改訂・日本の絶滅のおそれのある野生生物—レッドデータブック—3 爬虫類・両生類”.

環境庁 (2000c): “改訂・日本の絶滅のおそれのある野生生物—レッドデータブック—8 植物 I (維管束植物)”.

環境庁 (2000d): “無脊椎動物 (昆虫類、貝類、クモ類、甲殻類等) のレッドリストの見直しについて”.

環境省 (2002a): “改訂・日本の絶滅のおそれのある野生生物—レッドデータブック—1 哺乳類”.

環境省 (2002b): “改訂・日本の絶滅のおそれのある野生生物—レッドデータブック—2 鳥類”.

環境省 (2003): “改訂・日本の絶滅のおそれのある野生生物—レッドデータブック—4 汽水・淡水魚類”.

厚生省・建設省 (1968): 特定建設作業に伴って発生する騒音の規制に関する基準.

松井裕哉 (2000): “AN-1 号孔および MIU-1 号孔における力学特性調査結果”, 土木学会第 55 回年次学術講演会, CS-171.

松永浩一, 田村彰教, 村川史朗, 西山誠治, 青木七郎, 布施正人, 與三智彦, 高橋剛弘 (2005): “幌延深地層研究計画 地下施設実施設計—設計報告書—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ5410 2005-002.

見掛信一郎, 佐藤稔紀, 下野正人, 田口洋輔, 亀村勝美 (2003): “超深地層研究所施設建設へのリスクマネジメント手法の適用について”, 土木学会第 58 回年次学術講演会.

中田高, 今泉俊文編 (2002): 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会.

日本道路公団 (1997): 設計要領第三集・トンネル編, p.92.

日本鉄道建設公団 (1996): NATM 設計・施工指針, p.339.

大嶋健二, 城間博通, 伊藤哲男, 李弘揆, 岩館憲一 (2002): “各種岩盤における大断面トンネルの個別要素法の適用性に関する一考察”, トンネル工学研究論文・報告集, Vol.12, pp.9-16.

坂井哲郎, 萩原育夫, 佐藤稔紀, 見掛信一郎 (2003): “深地層の研究施設における通気・防災上の検討”, 資源と素材 2003 春季大会講演集 (I) 資源編, No.3204, pp.114-115.

佐々木俊二, 佐藤清孝, 駒田広也, 川村淳, 青木和弘 (1999): “釜石鉱山の地下深部における地震動特性”, 電力中央研究所, 研究報告 U99029.

佐藤稔紀, 見掛信一郎, 田口洋輔, 亀村勝美, 下野正人 (2003a): “超深地層における研究坑道建設プロジェクトのリスクマネジメント”, 第 5 回構造物の安全性・信頼性に関する国内シンポジウム, 日本材料学会, pp.209-212.

佐藤稔紀, 見掛信一郎, 玉井猛, 今津雅紀, 坂巻昌工 (2003b): “地下 1,000m に向けて・瑞浪超深地層研究所の建設計画”, サイクル機構技報, No.20 (2003.9), pp.31-43.

社団法人日本水産資源保護協会 (1998): “日本の希少な野生水生生物に関するデータブック (水産庁編)”.

Shimono, M., Suzuki, S., Taguchi, Y., Kamemura, K., Sato, T. and Mikake, S. (2004): “Risk assessment approach for underground research laboratory”, Proceedings of the ISRM International Symposium: 3rd Asian Rock Mechanics Symposium, Kyoto, Japan, pp.359-365.

総理府 (1977): “特定建設作業の規制に関する基準”, 振動規制法施行規則, 昭和 51 年総理府

令第 58 条.

田中治雄 (1964): 土木技術者のための地質学入門, 山海堂.

宇佐美龍夫 (2003): 最新版日本被害地震総覧[416]—2001, 東京大学出版会.

吉塚守, 伊藤哲男, 城間博通 (1999): “不連続解析手法の大断面トンネルへの適用性検討”, トンネル工学研究論文・報告集, Vol.9, pp.89-94.

6. おわりに

第2次取りまとめ以降、サイクル機構では2001年度に策定した全体計画に沿って、処分技術の信頼性向上や安全評価手法の高度化を目指した地層処分研究開発と、その基盤となる深地層の科学的研究を進めてきた。深地層の科学的研究については、前章までに述べてきたとおり、東濃地科学センターと幌延深地層研究センターが分担して、「地質環境特性に関する研究」、「地質環境の長期安定性に関する研究」、「深地層における工学技術の基礎の開発」、および「ナチュラルアナログ研究」の各研究課題に取り組んできた。このうち、「地質環境特性に関する研究」と「深地層における工学技術の基礎の開発」については、2つの深地層の研究施設計画を中心に、結晶質岩を対象とした研究（東濃地科学センター）と堆積岩を対象とした研究（幌延深地層研究センター）を進めてきた。深地層の研究施設計画については、現在、地上からの調査研究段階（第1段階）から坑道掘削（地下施設建設）時の調査研究段階（第2段階）へと移行しつつあり、本報告書において、第1段階の成果を全て取りまとめることはできていない。また、第1段階の調査の妥当性は、第2段階における地質環境モデルの検証などを通じて最終確認されるものである。そのため、本報告書をもとに、今後の進展や議論を踏まえて、第1段階から第2段階までの2つの段階を通じた研究成果を、2010年（平成20年代前半）頃に取りまとめることが重要である。これにより、同時期を目途とする「精密調査地区の選定」以降の、原環機構による精密調査（前半の地上からの調査）や国による安全審査指針の策定などへの反映をはかることができる。また、「地質環境の長期安定性に関する研究」や「ナチュラルアナログ研究」についても、「精密調査地区の選定」の時期を目指して、地層処分の信頼性向上や安全評価に活用できるような具体的な成果として集約していきたい。

なお、2005年10月に、サイクル機構は日本原子力研究所と統合して、独立行政法人日本原子力研究開発機構が発足するが、地層処分技術に関する研究開発は、統合後の新法人においても主要業務として位置づけられている。新法人においても、引き続き中核的な研究開発機関として、2つの深地層の研究施設計画を着実に進め、深地層の科学的研究をさらに継続していく。また、深地層の研究施設を拠点として、成果の公表、施設の公開、国内外の関係機関や大学との研究協力などを積極的に進め、長期にわたる処分事業を支えていくための技術の継承や研究者の育成、国民各層の地層処分に対する理解の増進にも寄与していきたい。

以下、前章までに述べてきた深地層の科学的研究における4つの研究課題について、地質環境の調査・評価技術に重点を置きつつ、成果のまとめ（6.1）と今後の展望（6.2）を示す。

6.1 成果のまとめ

6.1.1 地質環境の長期安定性に関する調査・評価技術

地質環境の長期安定性に関する調査・評価技術においては、第2次取りまとめ以降、①調査技術の開発・体系化（天然現象に関する過去の記録や現在の状況を調査するための体系的な技術の整備）、②長期予測・影響評価モデルの開発（将来の天然現象に伴う地質環境条件の変化を予測・評価するための手法の整備）および③研究情報基盤の整備（上記①②の基盤となる情報のデータベース化、最新の学術的知見や観測・分析技術に関する情報の収集・整備）の3つの目標を設定するとともに、表3.1-1に示した研究課題について取り組んできた。

(1) 調査技術の開発・体系化

「隆起・沈降量などに関する調査技術」については、海成段丘などを用いて沿岸域の隆起量や旧汀線の変遷を推定するための技術、測地学的手法や地質学的手法などにより地殻水平短縮量を推定するための技術についての検討を行った。「侵食速度に関する調査技術」につい

ては、ボーリングによって得られた岩石・鉱物、有機物などの化学組成や結晶構造などを用いて、その地域の侵食速度を推定するための方法を提示した。「第四紀の火山・地熱活動などの調査技術」については、肉眼では識別できないテフラ降灰層準を認定する方法（RIPL法）によって、更新世中期までの火山の同定に適用することが可能であることを示すとともに、岩石や鉱物を用いた熱年代学的手法が古地温・熱水系の復元に有効な方法であることを示した。「地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術」については、地震波トモグラフィー、深部比抵抗構造などの地球物理学的手法に加えて、希ガス同位体などを指標とした地球化学的手法を組み合わせた体系的な調査技術の整備を進めた。「地下の活断層に関する調査技術」については、明瞭な地表地震断層を伴わない活断層に着目し、これらが地下に存在する可能性や活動の履歴を把握するための調査技術について検討を行った。

(2) 長期予測・影響評価モデルの開発

「三次元地形変化モデルの開発」については、隆起・侵食、断層活動などに伴う地形変化を予測するため、従順化モデルによるシミュレーション技術を開発するとともに、地下水流動モデルとの結合を図り、東濃地域を事例に将来の地下水流動の変遷について検討を行った。「火山活動などの長期予測モデルの開発」については、独立単成火山群の周辺において新たに火山の発生する可能性を評価するため、空間統計学的手法を用いた確率モデルの開発を行った。「熱水活動などの影響評価モデルの開発」については、坑井温度プロファイルからその地域の熱流束や流体の上昇速度を推定するための解析方法について検討を行ったほか、地下深部の熱源が引き起こす熱・地下水理などの変化を評価するためのシミュレーション技術の開発を行った。「断層活動の影響評価モデルの開発」については、断層活動によって引き起こされる周辺岩盤の力学的影響やそれに伴う地下水理などの変化を予測するためのモデル開発に向けた基盤情報の整備を進めた。

(3) 研究情報基盤の整備

第2次取りまとめに引き続き、日本列島の天然現象の特徴やその影響を把握するための基礎資料として、全国レベルのデータベースや図幅を整備した。第2次取りまとめ以降に公表したのものとしては、「最近約10万年間の隆起速度分布図」、「地すべり地形分布図」、「坑井温度プロファイルデータベース」、「温泉地化学データベース」などがある。これらのデータベースは、GIS（地理情報システム）によって一元的に管理を行っている。また、天然現象を考慮した安全評価に反映するため、天然現象に伴う地質環境条件（力学、熱、地下水理、水質など）の変化などに関する情報を収集するとともに、データのトレーサビリティを確保できるように、個別のデータごとに出典を簡便に検索・表示することができるデータベース（THMCデータベース）のプロトタイプを作成した。さらに、次世代の調査技術を目指した基盤研究の一環として、これまでの物理探査技術に比べて高分解能かつ探査深度が大きい探査・モニタリング技術である精密制御定常信号システム（アクロス）の研究開発に取り組んでいる。これまでに、弾性波や電磁波の送受信システムを開発するとともに、データの解析手法を構築した。

6.1.2 地質環境特性の調査・評価技術

(1) 結晶質岩を対象とした調査研究

東濃地域における主として結晶質岩を対象とした調査研究では、地層処分にとって重要な地質環境特性を段階的に理解するために、4つの空間スケール（リージョナル、ローカル、サイト、ブロック）を設定するとともに、ローカルおよびサイトスケールでは安全評価および地下施設の設計・施工への調査研究成果の反映を念頭に置いて調査研究の個別目標と課題を設定した。この個別目標と課題に向けて、繰り返しアプローチを適用して様々な調査研究を進めてきた。この際、繰り返しアプローチにおける基本的な調査・解析の道すじ（系統的なデータの流れ）を、地上からの調査の種類と組み合わせ、取得するデータの種類の、データ

の解釈および異なる分野で得られた情報の統合などの観点から統合化データフローとして具体的に示した。

その結果、調査研究の成果を段階的に評価するとともに、重要な要素を明確に、あるいは特定して次の調査研究を展開することによって、地質構造モデルや水理地質構造モデルなどの変遷で例示されたように、地層処分にとって重要な地質環境特性を効率的に理解することができ、その理解度が段階的に深まった。これによって、繰り返しアプローチに基づく段階的な調査研究の合理性および妥当性を確認することができたばかりでなく、合理的かつ最適な調査・解析の道すじを統合化データフローとして例示することができた。また、空間スケールごとの調査・解析の基本的な考え方を図 6.2.1-1 および図 6.2.1-2 に整理した。さらに、実際の調査研究を通して得られた技術的知見、失敗事例やノウハウなどについては、概要調査などを進めるうえで有益な情報となることから、概要調査の基盤技術として知識化を図った。以上のことから、実際の地質環境に適用可能な一連の地上からの調査・評価技術（技術基盤）の整備を図ることができた。この調査・評価技術の整備に加え、東濃地域を事例とした調査研究を通して、深部地質環境（特に結晶質岩）の様々な不均質性を理解することができ、地質環境特性に関するデータの蓄積を図ることができた。

繰り返しアプローチに基づく段階的な調査研究の実施を通して、設定したそれぞれの個別目標と課題をほぼ達成することができ、その過程で多くの技術的知見などを得ることができた。以下に、主な技術的知見などを、設定したスケールごとにまとめる。

(i) リージョナルスケール

ローカルスケールの研究実施領域を設定するための手法として、既存情報に基づく後背地地形と大規模な不連続構造を考慮した地下水流動解析手法が有効である。

(ii) ローカルスケール

- ・被覆堆積岩と基盤花崗岩の不整合面や大規模な不連続構造の分布を広く把握するためには反射法地震探査や屈折法地震探査などが有効である。
- ・基盤花崗岩中の高角度の不連続構造を把握するためには高密度電気探査が有効である。
- ・1 万分の 1 の縮尺の空中写真を利用して抽出したリニアメントの長さ別頻度分布と基盤花崗岩の露頭で確認される割れ目長さの頻度分布がおおむね同一のフラクタル特性を有することから、基盤花崗岩中の不連続構造の空間的な分布頻度を推定することが可能である。
- ・ローカルスケールでの地下水流動解析結果の妥当性を確認するためには、地下水の流動方向に沿ったボーリング調査を行い、水圧や水質分布に関する情報を取得することが効果的である。
- ・地下水流動に大きく影響を与える不連続構造の把握のためには、地下水流動の主流動方向にほぼ直交する断層の水理特性を調査することが必要である。

(iii) サイトスケール（ブロックスケールを包含）

- ・地表からの調査・解析段階において地下水流動に影響を及ぼす可能性のある不連続構造を抽出するためには、その透水異方性に着目した地下水流動解析を実施し、不連続構造が動水勾配分布に及ぼす影響などを評価することが有効である。また、この結果に基づいて次段階で優先的に調査・評価すべき項目を抽出することができる。
- ・水理地質構造のモデル化にあたっては、不連続構造のトレース長が水頭分布に大きく影響することが確認されたことから、トレース長に着目した不連続構造のスクリーニングが必要である。
- ・ボーリング孔を利用した調査において岩盤中の不連続構造の空間分布を把握するためには、地質学的な調査や VSP 探査と地表からの調査・解析（例えば、反射法地震探査）で取得された情報を組み合わせて解釈することが効果的である。
- ・地質学的調査などにより同定された不連続構造の中から水理学的に重要な水みちを精度よ

く把握するためには、電気伝導度検層が有効である。

- ・地下水の地球化学特性の分布を把握するためには、信頼性の高い水質データを用いて多変量解析を繰り返して実施し、定量的な地球化学モデルを構築することが必要である。
- ・局所的な応力場を把握するためには、ボーリング孔における水圧破碎試験などの原位置試験が有効である。

なお、東濃地域の結晶質岩を対象に実施した調査研究を通して整備した調査・評価技術や技術的知見などの多くの部分は、これまでの国外における同様の調査事例から、場所や地質環境条件などが異なっても普遍的に適用できると考えられる。さらに、与えられた場の地質環境特性の差異や与条件などを考慮し、適切に変更を加えることにより、前述の調査・評価技術や技術的知見などを広く活用することができるものと考えられる。

(2) 堆積岩を対象とした調査研究

幌延深地層研究センターでは、第1段階として、研究所設置地区選定のための調査と研究所設置地区およびその周辺における調査研究を実施した。研究所設置地区選定のための調査においては、研究所設置地区の選定にあたり、選定のための要件などを設定し、「既存情報を用いた調査・解析」、「空中からの調査・解析」、「地表からの調査・解析」、「ボーリング孔を利用した調査・解析」、をこの順序で段階的に実施することにより研究所設置地区を絞り込み、最終的に幌延町北進地区に研究所設置地区と研究用地を選定した。研究所設置地区およびその周辺における調査研究においては、「既存情報を用いた調査・解析」、「地表からの調査・解析」、「ボーリング孔を利用した調査・解析」、を実施し、第1段階の4年目である2004年度までに得られた成果について、研究所設置地区およびその周辺における地表から地下深部までの地質環境特性を概括的に提示するとともに、技術的知見および概要調査のための基盤技術として整理した。

ここでは、堆積岩を対象とした第1段階の調査研究（2004年度まで）に得られた成果について処分事業および安全規制への反映を念頭におき、まとめる。

(i) 研究所設置地区選定のための調査のまとめ

- ・地下施設などを設置する地区の選定にあたっては、調査研究の対象となる地層と地下水が存在すること（地質環境要件）、安全に地下施設を建設でき、研究環境を確保できること（安全要件）、が基本的な要件となる。
- ・調査研究の対象となる地層と地下水が存在すること（地質環境要件）を概略的に判断するためには空中物理探査（空中電磁探査、磁気探査、放射脳探査）は有効である。しかしながら、大規模断層のような不連続構造の位置を特定するまでに十分な情報が取得できるとは言えない。
- ・地上物理探査や地表地質調査は、空中物理探査や既存の地質情報の妥当性の確認を行うための重要な情報を提供する。
- ・ボーリング調査により得られる地質環境に関する詳細なデータは、地質環境要件と安全要件を定量的に把握するために必要不可欠である。
- ・地下施設などを設置する地区を最終的に選定するにあたっては、地質環境要件と安全要件に加えて、地質学的条件、地形条件、道路状況、土地利用状況を総合的に考慮に入れる必要がある。

(ii) 研究所設置地区およびその周辺における調査研究のまとめ

「研究所設置地区およびその周辺における調査研究」から得られた知見と課題については、既存情報を用いた調査・解析、地表からの調査・解析、ボーリング孔を利用した調査・解析、の各段階についてそれぞれまとめる。

空間スケール	調査・解析の目標	調査・解析の基本的な考え方／着目点		調査・解析のアウトプット
		調査	解析・モデル化	
リージョナルスケール 平面：数百[km ²]程度 (数十[km] × 数十[km]) 深さ：10[km]程度	<ul style="list-style-type: none"> 地下1,000m付近の基盤花崗岩中を通過する地下水流動系に着目 広領域を対象とした地下水流動解析結果に基づく涵養域から流出域までの地下水流動系を包含する領域(ローカールスケール)とその境界条件の設定 	<ul style="list-style-type: none"> 既存情報の収集・分析 領域を横断し地下水流動に影響を与える可能性のある大規模不連続構造の抽出には、衛星写真を用いたリニアメント解析が有効 	<ul style="list-style-type: none"> 既存情報に基づき地形や大規模不連続構造などをモデル化し、地下水流動解析を行うことが有効 	<ul style="list-style-type: none"> 大局的な地下水流動経路 涵養域と流出域の特定およびローカールスケールの調査・解析領域 水頭分布の予測とローカールスケールの地下水流動解析の境界条件



ローカールスケール 平面：数十[km ²]程度(数[km] × 数[km]) 深さ：数[km]程度	<ul style="list-style-type: none"> 地層処分システム全体の安全評価への成果の反映を念頭に置き、涵養域から流出域までのひとつの地下水流動系を対象に、 <ul style="list-style-type: none"> 地下水の流動や水質形成を規制すると考えられる大規模不連続構造の空間分布の把握や地質構造の区分 岩盤中の透水性分布と動水勾配分布および地下水の地球化学特性の把握 地下施設概念・基本設計に必要な初期応力や岩盤の物理・力学特性および熱特性の基礎情報の取得 構築した地質構造モデルや地下水流動解析結果などに基づくサイトスケールの調査・解析領域とその境界条件の設定 地下施設建設が周辺環境へ与える影響の概略的な評価 	<ul style="list-style-type: none"> 段階的な調査(既存情報→空中・地表→ボーリング)の実施 <ol style="list-style-type: none"> 既存情報を用いた調査 <ul style="list-style-type: none"> 文献などからの地質環境特性情報の収集・分析とリージョナルスケールの調査・解析結果に基づく地質環境の概念の構築 空中・地表からの調査 <ul style="list-style-type: none"> 地表～地下浅部の地質・地質構造の把握 反射法地震探査や高密度電気探査を組み合わせた地上物理探査の広域的な展開が有効 ボーリング孔を利用した調査 <ul style="list-style-type: none"> 地表～地下深部の地質・地質構造の把握と区分 地質構造の区分に基づく岩盤の水理特性や地下水の地球化学特性の空間分布などの把握 地下水流動方向に直交する不連続構造の水理特性の把握が重要 涵養域から流出域までの地下水流動系に沿ったボーリング孔の配列が有効 	<ul style="list-style-type: none"> 涵養域から流出域までのひとつの地下水流動系を包含する領域の地質・地質構造、水理特性および地下水の地球化学特性を調査結果に基づき決定論的に、かつ網羅的に記述 地下水流動特性と地下水滞留時間や水質分布などの分野間の横断的な解釈が重要 地質環境特性のデータ取得からモデル化までの過程に伴う不確実性について段階的な評価とその低減方法の検討が重要 	<ul style="list-style-type: none"> 地形 地表地質分布、層序および地質構造の区分と空間分布 ローカールスケールの領域を縦断または横断する可能性のある大規模不連続構造の分布 区分した地質構造ごとの岩石鉱物特性と地球化学特性のデータ 地質構造(モデル)に基づく水理地質構造 水頭、動水勾配、岩盤の透水性およびダルシー流速の分布 地下水のpH、酸化還元電位および塩分濃度の三次元分布 地下水の起源と滞留時間 広域的な応力場と地温勾配分布 岩盤の物理・力学特性と熱特性のデータ サイトスケールの調査・解析領域、調査対象の地質構造や特性および地下水流動解析の境界条件 地下施設建設が及ぼす水理学的影響の予測
---	---	---	--	---



サイト／ブロックスケールへ

図 6.2.1-1 東濃地域を例とした空間スケールに応じた調査・解析の進め方(その1)

空間 スケール	調査・解析の目標	調査・解析の基本的な考え方／着目点		調査・解析の アウトプット
		調査	解析・モデル化	
ローカルスケールより				
サイトスケール	<ul style="list-style-type: none"> 人工バリア周辺から断層などの主要な移行経路までの岩盤全体を対象とした安全評価への成果の反映を念頭に置いた。 <ul style="list-style-type: none"> 水みちとなる構造とその空間分布の把握および地質構造領域の詳細把握と推定精度の向上 岩盤中の水理特性や地下水の地球化学特性の三次元分布の把握 地下施設の設置(予定)地点を対象としたブロックスケールあるいはさらに小スケールの調査・解析領域とその境界条件の設定 地下施設建設前の地質環境の初期状態の把握および地下施設建設が周辺環境へ与える影響の予測 	<ul style="list-style-type: none"> 段階的な調査(既存情報→地表→ボーリング)の実施 <ol style="list-style-type: none"> 既存情報を用いた調査 <ul style="list-style-type: none"> ローカルスケールの調査解析結果に基づく地質環境特性の概括的な把握および既存情報の再整理と解釈 地表からの調査 <ul style="list-style-type: none"> 地表～地下浅部の地質構造の詳細把握 地表地質調査と反射法地震探査との組み合わせ、特に短い間隔で格子状に測線を配置した反射法地震探査が有効 ボーリング孔を利用した調査 <ul style="list-style-type: none"> 地表～地下深部の地質構造と地質構造領域ごとの地質環境特性の詳細把握 不連続構造の分布の推定にはVSP探査と地表からの調査との組み合わせが有効 水みちの精度良い把握には電気伝導度検層が有効 定量的な地球化学モデルの構築には水質データの変量解析が有効 局所的な応力場の把握には水圧破碎試験が有効 	<ul style="list-style-type: none"> 地下施設の設置(予定)地点を中心とする領域の地質構造、水理特性および地下水の地球化学特性を調査結果に基づき決定論的に、かつ詳細に記述 限られた調査結果から領域全体を評価するために調査結果の確率論的な取り扱いも考慮 地質環境の理解についての信頼性の向上を図るために各分野で把握した地質環境特性について、地質構造と岩盤の力学特性や地下水流動特性と地下水の年代および水質形成などの分野間の横断的な解釈が必要 地質環境特性のデータ取得からモデル化までの過程に伴う不確実性について段階的な評価とその低減方法の検討が重要 不連続構造の地下水流動へ及ぼす影響の評価にはトレース長に着目した不連続構造のスクリーニングと透水異方性に着目した地下水流動解析が有効 	<ul style="list-style-type: none"> 層序・岩相および地質構造の空間分布 サイトスケールの領域を縦断または横断する可能性のある不連続構造の分布と幾何形状 地質構造領域ごとの岩石鉱物特性と地球化学特性のデータ 地質構造(モデル)に基づく水理地質構造 水頭、動水勾配、岩盤の透水性およびダルシー流速の分布 地下水流動経路と流量 地質構造と水理地質構造に基づく地下水水質の三次元分布 地下水の起源と滞留時間 物質移動の概念と遅延特性データ ブロックスケールあるいはさらに小スケールの調査・解析領域、調査対象の項目と境界条件 地下施設建設に伴う水位や間隙水圧の変化の予測
ブロックスケール	<ul style="list-style-type: none"> 調査・解析の進展に伴い必要に応じて人工バリアから生物圏までの一部の領域を対象とした安全評価への成果の反映を考慮 地下施設の詳細設計や施工に必要なもの。 <ul style="list-style-type: none"> 初期応力や岩盤の物理力学特性および熱特性の包括的な把握 地下施設建設に伴う地下空洞周辺の水理・力学状態の変化の予測 地下施設の一部を対象とした小スケールの調査・解析領域とその境界条件の設定 	<ul style="list-style-type: none"> 局所的な応力場の把握には水圧破碎試験が有効 	<ul style="list-style-type: none"> サイトスケールのモデルとの整合性を確認しつつ地下施設近傍の地質環境特性を決定論的にあるいは確率論的に詳細に記述 地質環境の理解についての信頼性の向上を図るために、地質構造と岩盤の力学特性などの分野間の横断的な解釈が必要 	<ul style="list-style-type: none"> 地質構造に基づく応力場や岩盤の物理・力学特性の分布 小スケールの調査・解析領域、調査対象の項目と境界条件 地下施設建設に伴う掘削影響(EDZの分布)や地下水流入量などの予測

図 6.2.1-2 東濃地域を例とした空間スケールに応じた調査・解析の進め方(その2)

(a) 既存情報を用いた調査・解析

- ・地質・地質構造特性については、主たる課題とした岩盤の地質学的不均質性と移動経路として重要な構造について概略的に把握することができるとともに、地質構造モデルを構築する際に必要な初期情報を提供することができる。
- ・幌延地域のように地下資源開発のための調査が過去に実施されてきた堆積岩地域においては、それらの知見を十分に活用することが効率的な調査、モデル化において重要である。
- ・この段階においては、地下水流動解析を感度解析的に実施することで、パラメータの重要度の把握とともに、地下水流動方向や流速の概略的な値を示すことができる。
- ・堆積岩地域では、HDB-2 孔において確認されたような異常高圧が存在することがしばしば報告されている（例えば、大西，1996；千木良，1998）ことから、異常高圧が存在する可能性のある堆積岩地域を対象とした地層処分を検討する場合は、地下水の流動方向に大きな影響を与えることから、地質学的観点からの原因究明を優先的に行う必要がある。
- ・地質図および地質断面図に基づき水理地質構造モデルを構築するにあたっては、広域的な流動系を概括的に把握することがまずもって重要であり、評価対象領域がモデル境界の影響を受けないようにモデル化領域を十分に広く設定する必要がある。
- ・地下水の地球化学特性調査について、調査対象地域周辺の文献などのデータから概略的な水質とその分布を把握することができる。周辺地域に有用な地下資源や温泉などが存在する場合には、表層から深部にかけて地下水の水質について多くの情報を収集できる可能性があるが、既存情報が少ない地域においては、この段階から実際に井戸水などの分布を把握しその井戸水より地下水を採水し分析することが必要である。
- ・岩盤力学特性については、この段階では、調査対象である岩盤の諸特性と工学的な観点から一般的に見られる特徴との相違の有無を捉えることが次段階の合理的・効率的な調査計画策定の上で重要である。また、力学的なデータは処分施設などの設計などに反映されることから、建設場所・レイアウトの検討に資することを念頭に置いたデータ取得が必要と考えられる。

(b) 地表からの調査・解析

- ・地質・地質構造特性については、主に地表踏査を実施することにより、地層あるいは不連続構造の分布や地質学的特徴を概略的に把握することができ、調査地域の地質構造概念モデルの構築に必要な情報を得ることができる。また、調査地域が反射イベントの明瞭に表れる地域や岩盤中の比抵抗差の要因が既知の地域であれば、反射法地震探査や AMT 法電磁探査などの物理探査を実施することにより、地層や大規模な不連続構造の分布を把握することができると考えられる。
- ・水理特性については、地下水流動解析の地表からの境界条件を与えるために表層水理調査を実施することが重要であり、積雪寒冷地における水収支法の適用に際して、重要となる技術的知見が得られた。
- ・地下水化学特性については、表層水の水質に関する情報が、その地域の地下水水質形成プロセスを検討するための重要となる。例えば、幌延地域のように地下深部の塩水系地下水が存在する場では、混合が重要なプロセスの 1 つと考えられ、表層水が端成分の 1 つとなる可能性がある。従って、降水、河川水、浅層地下水の水質分布を把握することは、地下水水質形成プロセスを把握するために重要となる。

(c) ボーリング孔を利用した調査・解析

- ・地質・地質構造特性については、ボーリング調査から得られる情報を、既存の地表踏査や物理探査の結果と合わせて総合的に検討・解釈することにより、地層や断層の三次元分布など、地質構造モデルの構築に必要な情報を得ることができる。より総合的な検討・解釈を行うためには、既存の地表踏査や物理探査の結果に応じて、ボーリング孔の掘削位置を決定することが望まれる。

- ・水理特性の観点からは、幌延地域の岩盤は、亀裂性岩盤ないし亀裂性岩盤と多孔質とみなせる岩盤の特性をあわせ持つ岩盤ということがわかってきた。割れ目の分布特性、水理特性の把握は、亀裂性岩盤中の物質移動を考慮するうえで極めて重要であるが、地域特性が大きいため、特性に応じて適切な調査・モデル化の手法を適用することが必要である。
- ・結晶質岩、堆積岩に関わらず、あらかじめ亀裂性岩盤であることを視野に入れて調査・解析を実施することが、効果的な調査計画策定に役立つと考えられる。
- ・幌延地域のように塩水系地下水を有する場においては、塩化物イオンの挙動を地下水流動解析と併せて検討することで、地下水流動特性の理解に役立つ。ただし、塩水系地下水の分布（塩淡境界を含む）は、長期的な地質環境変化の影響を強く受けているため、地球化学特性を含めた地質環境の長期安定性に関する調査・評価と整合するような解析の実施が必要である。
- ・地下水流動のモデル化手法の相違によって、地下水流動解析の結果にばらつきが生じるケースがいくつか報告されていることから、地層処分の概要調査段階において、複数のモデル化手法を適用し、全水頭や地下水移行時間など、同一の指標を持って比較することは、解析結果の客観性を確保する上で必要であると考えられる。
- ・堆積岩を対象とした地下水の地球化学調査については、調査開始初期のデータをもとにその地域における地球化学特性分布を推定し、その後の調査を計画することが重要である。例えば、堆積岩を対象にしたボーリング調査を安全に進めるための泥水の使用と、取得される地下水の地球化学特性データの品質との関係など、各種分析用の地下水試料の品質の優先度を考慮する必要がある。
- ・岩盤力学特性については、幌延で対象とするような均質性の高い岩盤では、既往の物理検層・応力測定や標準的な室内試験の組み合わせにより、地質環境が有する特徴を考慮した物性分布や応力場の把握が可能であると考えられる。
- ・岩盤力学特性のうち変形特性に関しては、コア試験結果と物理検層結果からおおむね原位置岩盤のそれを把握することが可能と思われる。特に一軸圧縮試験は、安価・短時間で実施できるため、可能な限り多点で実施しておくことが調査対象岩盤の特長を早期に捉え次段階の調査を合理化する観点から望ましい。
- ・強度特性については、原位置でそれを求めることは困難であるため、室内三軸圧縮試験から求めざるを得ない。応力測定は、現状水圧破砕法による直接測定が最も信頼度が高い結果を与えると判断される。しかし、ボーリング孔の自立性の程度によっては原位置測定が不可能な場合も想定されるため、コア法や検層データあるいはボアホールブレイクアウトといった情報から間接的に評価する必要が生じる可能性がある。

(3) ナチュラルアナログ研究

ナチュラルアナログ研究では、第2次取りまとめ以降、東濃ウラン鉱床を事例の場として、地質環境が有する放射性核種保持機能の定量化と保持機能に影響を及ぼす主要プロセスの抽出を行ってきた。このうち主要プロセスの抽出では、安全評価で用いられる手法、すなわちシナリオの作成、モデル開発、影響解析という流れ（「第2次取りまとめ」）を応用し、①地質環境特性に関わるデータの取得、②影響解析用のデータセット案の作成、③影響解析、④核種移行に影響を及ぼす主要な要因の抽出、という一連の方法を用いて、ウラン鉱床の移行／保持に影響を及ぼす主要な要因の抽出を行ってきた。

地質環境特性に関わるデータの取得では、東濃ウラン鉱床を胚胎する土岐夾炭累層中の地下水組成に基づいて、ウランの長期的な溶解度を検討した。その結果、主要な溶解度制限固相は $\text{UO}_2(\text{am})$ であり、その溶解度には pH、酸化還元電位および炭酸ガス分圧が影響することを把握するとともに、長期的なウランの溶解度が非常に低い範囲にあったことを確認した。

物質移動に影響を及ぼす主要因子の抽出では、影響解析の結果とウラン鉱床中のウラン量およびウラン鉱床の形成年代を比較することによって、ウラン鉱床形成に重要な影響を及ぼした要因として、地下水の流動様式が挙げられることを確認した。

6.1.3 深地層における工学技術の基礎の開発

(1) 瑞浪超深地層研究所

現状のあるいは新たに開発した工学技術を瑞浪の地質環境に適用することにより、地下深部に地下施設を設置し安全かつ合理的に施工・維持・管理できることを確認するとともに、坑道掘削などが地質環境に与える長期的な影響を適切に解析・評価するための技術を整備することを目標として、深地層における工学技術の基盤の整備を進めている。本研究は、第2次取りまとめ以降の課題として示された人工バリアなどの工学技術や地層処分場の詳細設計手法に関連した課題に対して、深地層の研究施設における研究を通じて基盤的な技術として整備するものであり、第1段階においては地下施設の設計を中心に検討を進めてきた。

将来の処分事業における地下施設でもそうであるが、道路や鉄道のトンネルなどの一般的な土木構造物とは異なり、深地層の研究施設における地下施設はその設置深度が深く、坑道のレイアウトが複雑で入坑者も多様となる。この点に着目すると、地震時を含めた空洞安定性の評価、突発事象対策、通気解析、安全対策などが設計において重要な課題となる。また、地質環境に関する調査・研究の進展に応じて柔軟に設計・施工計画を変更できることが重要であり、この観点では情報化施工が効果を発揮するものと考えられる。

地下施設建設時に取得される情報や第3段階において実施する原位置試験によってこれら設計の妥当性が最終的には評価されるものの、現時点における設計の成果としては、次のとおりである。

- ・空洞安定性評価と支保設計については、第2次取りまとめの手法を踏襲し、地表からの調査結果に基づいて地山区分を行い、この区分に応じて物性値を設定して、トンネル標準示方書を参考に支保を仮設定した。これに対して二次元および三次元有限要素解析により各坑道の力学的安定性を評価するとともに、支保発生応力が許容応力を満足することを確認し、設計としての支保を確定した。
- ・耐震設計については、瑞浪地域の特徴を考慮して、歴史地震、周辺の活断層、東海地震および東南海地震を震源と想定して地震波を作成し、これに対して第2次取りまとめの手法を踏襲して立坑および覆工コンクリートの許容応力度を照査した。さらに、大深度立坑の特徴を考慮して鉛直地震動についても検討を行い、耐震性を確認した。
- ・計測結果の設計・施工計画へのフィードバック技術（情報化施工）については、観察、計測および解析による地山評価を組み合わせた具体的なフィードバックフロー図を作成した。地質観察については、複数の岩盤分類法を適用して立坑壁面の地質状況を評価するうえで最適な方法を検討している。
- ・突発湧水に対する対策技術としては、基本的には地上へ排水しなければならないこと、および、周辺環境への影響を最小限にとどめるという本計画の理念を考慮して、グラウトによる止水を基本とし、その計画を立案した。突発湧水や大量出水が発生した後での対応には期間と予算が多大となることが想定されるため、プレグラウト（事前のグラウト）を実施することとした。
- ・深地層の研究施設計画を推進するうえで最も重要な安全対策としては、入出坑、火災、環境および通信システムと通気網解析を組み合わせた統合管理システムの概念を構築するとともに、立坑の特徴を考慮したリスクマネジメント手法を活用することにより、リスクを抽出し、安全対策に反映している。

地下施設の建設は、全体を大きく3段階（坑口上部工、坑口下部工、一般部掘削）に分けて施工している。瑞浪超深地層研究所用地の造成工事を2002年7月より開始し、引き続き2003年7月より坑口上部工、2004年4月より坑口下部工、2005年2月に一般部掘削に着手した。また、施工の進捗に合わせて、坑道壁面の地質観察、湧水量測定、各種計測（岩盤変位、支保工応力）を実施し、設計・施工へのフィードバックを行っている。また、掘削工事に伴う周辺環境への影響調査として、水文調査（河川流量調査、地下水位調査）、騒音・振動

調査、水質・底質調査を工事開始前から継続して実施している。

今後もデータの取得を継続し、設計時に行った検討内容の妥当性の評価および設定の見直しなどにより、以深の地下施設建設にフィードバックしていくことを繰り返して設計・施工技術の高度化を図るとともに、掘削工事に伴う影響を観測していく。

(2) 幌延深地層研究センター

幌延深地層研究計画の第1段階では、地下深部で遭遇する様々な現象を考慮した坑道の安全確保、坑内環境の維持のために必要となる対策工（支保工の選定など）、施工管理方法を検討した。また、これらの成果を踏まえ、第2段階において建設を開始する地下施設の設計を行った。

設計・施工計画の検討においては、施設を安全に建設・維持するための空洞安定性評価や防災対策（可燃性ガス対策、坑内作業環境、火災など）だけでなく、研究に資するための各種データを取得することを考慮した。さらに、一般の人々が深地層を体験する場であることも考慮に入れた。

空洞安定性については、2003年度までに地下施設予定位置近傍で実施したボーリング調査（HDB-3、6孔）で得られた力学試験結果などに基づいて解析条件を設定し、空洞安定性の検討を行った。地下施設の空洞安定性の検討では、割れ目の影響を考慮した評価を加え、ボーリングコアで柱状となる岩盤において乾燥や外的荷重により顕在化する潜在割れ目（ヘアークラック）に対しても強度・変形特性の低減する可能性があるとして地山区分および岩盤物性値を設定し、完全弾塑性モデルを用いた二次元有限要素法による予測解析を行った。

防災対策については、可燃性ガスの発生が見込まれる坑内の研究・作業環境や入坑者の安全を確保するために、可燃性ガス対策、坑内作業環境対策、火災時対策、坑内情報管理システムなどの検討を行った。

幌延深地層研究計画の開発規模は、環境影響評価法および北海道環境影響評価条例の対象規模より小さいことから実施の必要性はないが、2001年度より、研究や研究所設置に伴う環境への影響を把握するため自主的に環境調査（動植物、騒音、振動および水質など）を実施している。

6.2 今後の展望

6.2.1 地質環境の長期安定性に関する研究

最終処分法によると、精密調査地区の選定は、ボーリング、地表踏査、物理探査などの概要調査の結果を踏まえて、平成20年代前半を目途に選定することとされている。そのため、概要調査が開始される前までには、概要調査に必要な技術を整備しておくことが不可欠である。3.2では、2004年度までの研究成果に基づき、サイクル機構において取り組んでいる調査技術について現段階までの進捗状況と今後の課題などについて示した。「調査技術の開発・体系化」では、それぞれの項目で提起した今後の課題などに取り組みつつ、概要調査の開始時期を目途に、これらの研究開発を引き続き推進していく必要がある。特に、地層処分システムに重大な影響を及ぼすと想定される現象の潜在的なリスクを排除するため、概要調査地区およびその周辺地域における地下の活断層やマグマなどの存在を確認することは不可欠であり、そのための調査技術を重点的に整備することが重要である。これらの調査技術については、現段階では、主に物理探査などによって得られた地球物理データに基づき、現象の存在の可能性を議論しているが、今後は、地球化学的なデータなど、次元の異なる情報を組み合わせることで、信頼性の高い総合的かつ体系的な調査手法を構築していく必要がある。また、法定要件である「対象地層などにおいて自然現象による地層の著しい変動が長期間生じていないこと」を示すための調査技術については、これまでの構造地質学的手法に加えて、地層中に残されている影響の痕跡（例えば、断層岩、変質帯など）の岩石・鉱物学

的手法による解析も含めた総合的な調査技術の構築を目指していく。

一方、「安全規制の基本的考え方（第1次報告）」によると、精密調査地区選定開始時期までに、安全評価に係わる安全指標、基準値、安全評価シナリオなどを定めた安全審査基本指針を策定することとされている。そのため、「長期予測・影響評価モデルの開発」では、この時期を目途に、それまでの研究成果を踏まえて、将来の現象の発生の可能性やそれに伴う地質環境の変化などを予測・評価するための方法論を確立しておく必要がある。現段階ではそれぞれの現象に応じた予測手法の検討や個別のシミュレーション技術の開発を進めているが、今後はこれらの研究開発を引き続き進めていくとともに、シミュレーション結果の検証方法の構築を目指していく。

また、「研究情報基盤の整備」では、天然現象を考慮した安全評価に必要となる地球科学に関する最新の知見のほか、天然現象に伴う地質環境条件（力学、熱、地下水理、水質など）の変化に関するデータを重点的に整備していく。なお、モデルの開発や長期安定性に係わるデータベースの整備は、天然現象を考慮した安全評価の基盤となる研究開発であることから、研究開発を進めるにあたっては、「安全評価手法の開発」の分野とも、これまで以上の連携を図っていくことが不可欠である。

6.2.2 地質環境特性の調査・評価技術

H17 取りまとめは、全体計画に沿って第2次取りまとめ以降の研究成果を取りまとめつつ、その達成度を評価すること、今後の課題を明らかにすることに焦点をあてた。深地層の科学的研究においては、2つの深地層の研究施設計画が第1段階から第2段階へ移行する時期を迎えており、今回の取りまとめを1つの礎として、第1段階の終了後速やかにその研究成果を総括し報告書として取りまとめしていく計画である。現在、最終処分法に基づき処分事業や安全規制の策定などが進展しており、H17 取りまとめや今後作成する深地層の研究施設計画の第1段階を総括した報告書などが、それらに資する技術基盤となるように、研究成果を継続的に取りまとめ提示していくことが不可欠である。

第1段階における調査研究を総括した報告書は、瑞浪と幌延の深地層の研究施設計画ごとに作成する計画である。H17 取りまとめの分冊1（深地層の科学的研究）では、第2次取りまとめ以降の調査研究の進展ならびにその成果を記す一方で、第1段階における調査研究の総括に向けて、その達成度を評価しつつ残された課題を抽出し、その解決に向けた方向性を提示している。くわえて、第2段階および第3段階の調査研究計画の具体化に資する技術的情報を提示するものである。なお、その詳細はH17 取りまとめを補完する技術報告書などに示した。

今後、2つの深地層の研究施設計画を中心とした調査研究においては、「実際の地質環境に適用可能な体系的な技術の提示」の信頼性を高めていくために、段階的に進められる深地層の研究計画に沿って地質環境を理解するための一連の方法論の詳細化とその評価を重ねつつ、あわせて、その過程で得られた経験（失敗例を含む）やノウハウをできるだけ知識化して提示していくことが重要となる。加えて、他研究機関で進められている調査研究の成果や議論を踏まえつつ、処分事業や安全規制を支える技術基盤として厚みを加えていく考えである。

一方、第2段階および第3段階の計画についても、瑞浪と幌延のそれぞれの深地層の研究施設において検討を進めている。特に瑞浪超深地層研究所では、幌延深地層研究センターに先行して2005年3月で第1段階の調査研究を終了したため、データの解釈やモデル化・解析、分野間の横断的な解釈に基づく調査研究の成果の統合、さらにはその評価を進めつつ、研究坑道のレイアウトの見直しを含め、第2段階および第3段階の調査研究計画の見直しと具体化を行っている。なお、この計画は2005年度中に公開する予定である。

瑞浪超深地層研究所では2005年度中に地下施設建設が基盤花崗岩に到達し、第2段階の

調査研究が本格化する。第 2 段階では「深部地質環境に関する不確実性の評価（調査量と理解度との関係の把握）」、「研究坑道掘削が地質環境へ与える影響の把握」および「深地層における工学技術の有効性の確認」を目標として調査研究を展開する計画である。

幌延深地層研究センターでは、幌延深地層研究計画に基づき、2005 年度まで第 1 段階の調査研究を継続し、2005 年度中には第 2 段階の調査研究を開始する。第 2、第 3 段階の調査研究については、以下の考え方に基づき調査研究を進めていく。

- ・第 1 段階で得られた研究所設置地区内の地質環境の知見に基づき、地下施設建設時に生じると予測される諸現象を考慮しつつ、現在の研究施設のレイアウト・工程を出来る限り踏襲し調査研究計画を検討すること、
- ・深地層の科学的研究、処分技術の信頼性向上、安全評価手法の高度化に関する研究すべてを実施することが可能なことから、それらが合理的・体系的に進められること

特に第 2 段階においては、研究対象地層である声間層、稚内層それぞれについて可能な限り三次元的な地質環境データの取得を試み、第 1 段階で構築した地質環境モデルの検証およびその更新により信頼性を向上させることなどに重点をおいた調査研究を展開する。

ナチュラルアナログ研究では、ウラン系列核種の挙動と地質環境条件の関係を明確にすることを旨として、地殻変動などによって生じる地質環境の変化がウラン鉱床の長期にわたる保存に及ぼした影響の評価や、微生物などがウラン系列核種の移行・遅延に及ぼす影響の評価を引き続き行っていく。

6.2.3 深地層における工学技術の基礎の開発

瑞浪超深地層研究所においては、第 2 段階の調査研究として、地下施設の設計結果の検証を掘削中に得られる計測データなどに基づいて実施していくとともに、建設技術の確認、施工対策技術の確認、安全性を確保する技術の確認を本格的に進めていく。なお、瑞浪超深地層研究所では 2003 年 7 月に研究坑道（立坑 2 本）の掘削を開始した後、2004 年 9 月に地表から 50 m 程度までの坑口部分の掘削を終え、2005 年 2 月より掘削槽（やぐら）を用いた本格掘削を開始した。8 月末現在、深度 150m 前後を掘削中である。今後、2009 年度までに、地下 500m 程度までの立坑を掘削したうえで、当該深度に試験用の水平坑道を展開して坑道内での調査研究を開始する計画である。また、2010 年代前半頃には、深度 1000m 程度に至る地下施設が完成する見込みである。

幌延深地層研究センターにおいては、2005 年度に地上施設（研究管理棟、コア倉庫棟、ワークショップ棟など）の建設を開始し、2006 年度中には建設を終了する予定である。地下施設については、2005 年度後半に立坑掘削に着手し、2006 年度より掘削槽（やぐら）を用いた本格掘削を開始する。2009 年度までに、3 本の立坑のうち、換気立坑を深度 500m まで完成し、東立坑（主立坑 2 本のうちの 1 本）を地下 300m 程度まで掘削する計画である。また、2010 年代前半頃には、深度 500m 程度に至る地下施設が完成する見込みである。

用語の説明

安全評価

地層処分システムが安全上受け入れられるものか否かを判断するため、システムの将来挙動の予測を踏まえた人間とその生活環境への影響に関する解析結果を放射線の影響を表す適切な線量などの指標を用いて示し、安全基準と比較する。なお、安全評価において実施する一連の解析を安全評価解析という。

H17 取りまとめにおいては、安全評価および性能評価に関係する研究全般を総称して安全評価という表現を用いている。

なお、性能評価とは、地層処分システム全体、あるいはその要素である個別システムが有する機能について解析した結果を適切な基準と比較し、その性能について定量的に評価することをいう。解析の対象が地層処分システム全体で、比較の基準が安全性に関するものである場合には、性能評価は安全評価と同義である。(専門部会報告書に一部加筆)

塩淡水境界

地下における塩水と淡水の境界面をいう。沿岸域では天水と現海水による境界、内陸域では天水と地層中に残された化石海水による境界をなしている。沿岸域では、ガイベン・ヘルツベルク (Ghyben-Herzberg) の式により、定常状態における塩淡水境界の位置を理論的に推定することができる。しかし実際には、複雑な地質や透水性構造および地下水流動などにより、ガイベン・ヘルツベルクの式のような単純な仮定で境界を明確にすることは難しい。また境界面は明瞭でなく、地下水流動の変化や拡散などによる漸移帯を伴っている。(廃棄物処分・環境安全用語辞典に一部加筆)

概要調査地区

応募地域およびその周辺地域についての文献調査結果に基づき原環機構が選定する地区をいう。概要調査地区では、ボーリング調査、地表踏査、物理探査などの地表からの調査(概要調査)が行われる。(原子力発電環境整備機構：高レベル放射性廃棄物地層処分の技術と安定性から引用)

結晶質岩

マグマが冷えて固まってできた火成岩(例：花崗岩)および既存の岩石が熱や圧力によって変化してできた変成岩(例：結晶片岩、片麻岩)をいう。

原位置

地層処分場を建設する場と本質的に同等な地質環境をいう。(廃棄物処分・環境安全用語辞典から部分引用)

コロイド

溶存状態(分子)よりも大きく懸濁状態よりも小さな粒子サイズを有する物質の状態。コロイド粒子は 10^{-6} ~ 10^{-3} mm (1nm~1 μ m)の大きさを持ち、水などの液体中に浮遊し、容易には沈まない。(IAEA：Radioactive Waste Management Glossary: 2003 Edition から引用)

酸化還元電位

地下水などの酸化還元状態を表す。酸化還元電位が高い地下水ほど、一般に物質を酸化・溶解する能力が大きい。地層処分の観点からは、オーバーパックの腐食速度や各種の溶解量などを支配する条件として、重要な地下水の地球化学特性となる。

地下水は、土壌や岩石中に含まれる鉱物や有機物と反応することにより、還元されていくため、一般には、深部に行くにしたがって地下水の酸化還元電位は低くなると考えられる。

収着

固体表面と原子、分子あるいは粒子との反応。一般に、収着には、吸収（固体中の空隙内で広く生じる収着）および吸着（空隙の無い固体表面でおこる収着）が含まれる。収着現象は大きく、化合物の生成を引き起こすと同程度の力（化学結合）による化学吸着とファンデルワールス力などの弱い分子間力による物理吸着に分けられる。（IAEA: Radioactive Waste Management Glossary: 2003 Edition および岩波理化学辞典第5版に一部加筆）

水理特性

透水係数や比貯留係数といった透水性などの岩盤の水理に関する場の状態を表す言葉の総称。

精密調査地区

概要調査地区での概要調査の結果に基づき原子力発電環境整備機構が選定する地区をいう。精密調査地区では、最終処分施設建設地の選定に向けて、地表からのさらに詳細な調査および地下の特性などを調べるために地下に調査施設を建設しての調査（精密調査）が行われる。（原子力発電環境整備機構：高レベル放射性廃棄物地層処分の技術と安定性から引用）

堆積岩

海底や河床などに運ばれた泥や砂などの堆積物や、火山噴出物などが固まってできた岩石（例：砂岩、泥岩）をいう。

断層

岩石の破壊によって生ずる割れ目のうち、面に平行な方向への相対的変位のあるものをいう。断層における変位の大半が集中する領域は、断層主要部（fault core）といわれる。断層主要部には、単一のすべり面のほか、粘土鉱物に富む未固結な断層ガウジ帯、角礫化した変質帯、あるいは著しく硬化したカタクレアサイト帯などが含まれる。また、断層主要部に沿って副次的に形成された地質構造（小断層、脈、割れ目、へき開、褶曲など）がネットワーク化した領域を断層に伴うダメージゾーン（fault damage zone）という。

本報においては、過去数十万年前以降繰り返し活動したことのある断層で、将来も活動する可能性のある断層を活断層といい、活断層より古い時期に活動した断層で、現在や将来にわたって活動する可能性の少ない断層を地質断層という。

（地学事典、原子力発電環境整備開発機構：概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠および Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B. (1996) : "Fault zone architecture and permeability structure" , Geology, Vol. 24, No. 11, pp.1025-1028 から部分的に引用）。

遅延

岩盤マトリクスとの反応（例えば、収着）によって放射性核種などの物質の移動速度が低減すること。（IAEA：Radioactive Waste Management Glossary: 2003 Edition から引用）

地質環境

地層処分の観点から見た地下の環境。岩盤とそこに含まれる地下水などからなる。

地質環境条件

地層処分の観点から見た地質環境の条件。岩盤や地下水の性質（地質環境の特性）とそれらの長期にわたる安定性（地質環境の長期安定性）にわけてとらえることができる。地質環境の特性としては、人工バリアの設置環境および天然バリアとしての機能の観点から、地下水の流動特性、地下水の地球化学特性、岩盤の熱特性・力学特性および岩盤中での物質移動特性が重要である。

また、地質環境の長期安定性としては、これらの岩盤や地下水の性質に大きな変化を及ぼす可能性のある天然現象（地震・断層活動、火山・火成活動、隆起・沈降・侵食、気候・海水準変動）の発生の可能性やそれらによる影響が重要である。

地質環境モデル

既知および調査による情報の解釈を踏まえつつ、地表から地下深部の岩盤および地下水の性状や諸特性の空間分布などを可視化（概念化）したもの。地質環境モデルは、可視化する目的や記述する情報により、地質構造モデル、水理地質構造モデル、地球化学モデル、岩盤力学モデル、物質移動モデルなどに分けられる。これらのモデルには、ある時点の場の状態を表現したものと、時間の経過に伴う現象を表現したものがある。これらのモデルは情報量の増加とともに更新され、地下環境の理解の程度を推し量る材料として、さらには将来の予測などに用いられる。

地質構造モデル：対象とする場における地質・地質構造の空間分布を表現したもの。

水理地質構造モデル：対象とする場における透水性などの水理特性（⇒「水理特性」を参照）の空間分布を表現したもの。水理地質構造モデルを用いて、地下水流動に関する現象を推定するための数値解析（地下水流動解析）が行われる。

地球化学モデル：対象とする場における地下水水質の空間分布と水質形成プロセス（異なる水質の地下水の混合や水-鉱物-生物相互反応など）を表現したもの。場の状態や現象を概念的に表現したモデルと数式化したモデルがある。

物質移動モデル：対象とする場における物質移動（⇒「物質移動」を参照）現象と、その現象が生じている場の構造を単純化して表現したもの。場と現象を概念的に表現したモデルと現象を数式化したモデルがある。

岩盤力学モデル：対象とする場における岩盤の物理・力学特性や初期応力状態の空間分布を表現したもの。岩盤力学モデルを用いて、坑道掘削に伴う影響を評価するための数値解析などが行われる。

地層処分

放射性物質を生物圏から長期にわたり隔離するため、放射性廃棄物を深地層（通常は数百m、あるいはより深部）に埋設すること。（IAEA : Radioactive Waste Management Glossary: 2003 Edition から引用）

ナチュラルアナログ

廃棄物埋設後の放射性核種の挙動や人工バリアの腐食・変質など、地層処分システムにおいて想定される現象と類似した、自然界で過去に起こった長期的変化に関する現象をさす。

火山から噴出した火山ガラス、古代の遺跡などから発掘される銅鐸、地下に埋設された古い铸铁管などは、人工バリアの候補材であるガラスや金属に類似しているため、これらの地下での長期的な変化を調べることにより、人工バリア中で生じ得る現象の確認および、評価方法の妥当性をチェックすることができる。また、天然の放射性核種を含むウラン鉱床などは、地層処分システム全体のナチュラルアナログの研究の場として利用できる。（専門部会報告書から引用）

不連続構造

岩石中に認められる構造的な破断の総称。割れ目、節理、弱面、断層（帯）などが含まれ、場合によっては、堆積・浸食面を指すこともある。本報では、特に、断層、節理、割れ目を総称する場合に用いる。断層および節理は、面に平行な方向への変位の有無によって区分（変位のあるものを断層、変位のないものを節理という）し、割れ目は、断層、節理を総称して呼ぶ場合、もしくは断層、節理に区分されない場合に用いる。（地学事典および U S. Department of the Interior Bureau of Reclamation : Engineering Geology field Manual に一部加筆）。

物質移動／物質移行

環境中における物質の移動（あるいは移行）。物質移動には、移流（地下水や空気などの流体の動きによる物質の移動）、拡散（当該物質の濃度の高い領域から低い領域への濃度勾配による物質の移動）、収着（⇒「収着」を参照）などの自然現象（例えば、地下水による放射性核種の移行）が含まれ、人間による物質の意図的な移動（例えば、放射性廃棄物の輸送）はこれには該当しない。（IAEA : Radioactive Waste Management Glossary: 2003 Edition から引用）

マトリクス拡散

透水性割れ目から岩盤マトリクス中の空隙や微小割れ目中への溶存物質の拡散（当該物質の濃度の高い領域から低い領域への濃度勾配による物質の移行）、あるいはその反対の拡散現象。花崗岩のような割れ目が卓越する岩盤で期待される、物質移動の遅延プロセスの一つである。（IAEA : Radioactive Waste Management Glossary: 2003 Edition に一部加筆）

水みち

一般に地下水の流れを地層内の空隙を結ぶ水分子の流れとしてみたときの、その流れの経路のことをいう。本報では、特に、Mazurek（2000）で定義されている water-conducting features（岩盤中の有意に高い透水量係数を有する帯状の広がり）を称する場合に用いる。（地

地下水学用語辞典および Mazurek, M. (2000) : “Geological and hydrogeological properties of water-conducting features in crystalline rocks” , In: I. Stober and K. Bucher (eds.), Hydrogeology of Crystalline Rocks, Kluwer, Netherland, pp.3-26 から引用)

略 語 集

AECL	Atomic Energy of Canada Limited(カナダ原子力公社)
DOE	U.S.Department of Energy (米国エネルギー省)
ENTRY	ENgineering-scale Test and Research FacilitY (地層処分基盤研究施設)
IAEA	International Atomic Energy Agency (国際原子力機関)
ICRP	International Commission on Radiological Protection (国際放射線防護委員会)
ISRM	International Society for Rock Mechanics (岩の力学連合会)
Nagra	National Cooperative for the Disposal of Radioactive Waste (スイス放射性 廃棄物処分協同組合)
OECD/NEA	Organisation for Economic Co-operation and Deveropment/Nuclear Energy Agency (経済協力開発機構/原子力機関)
QUALITY	QUAntitative Assesment Radionuclide Migration Experiment FaciLITY (地層処分放射化学研究施設)