

概要調査の調査・評価項目に関する技術資料

－立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性－

平成 24年 3月

独立行政法人 産業技術総合研究所
深部地質環境研究コア



まえがき

本技術資料は、2007年に公開した「概要調査の調査・評価項目に関する技術資料－長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方－」（産業技術研究所地質調査総合センター研究資料集 no.459）に引き続き、高レベル放射性廃棄物の地層処分事業における立地選定時の安全確保に関する知見を、天然バリアを対象としてとりまとめたものである。

2007年以降、立地選定段階の事業計画と国の安全規制に係る検討は段階的に進展しており、具体的な立地選定事業の調査内容やその調査結果に基づく選定結果の妥当性確認について、一定の議論が可能となってきた。そこで本技術資料では、概要調査による精密調査地区選定結果を対象を絞り、最終的な立地の許認可に至る段階を踏まえた概要調査段階での確認事項や評価対象を想定し、その内容の科学的合理性の確認方法を、主として安全規制の視点から検討した。

本技術資料の作成にあたり、原子力安全委員会ならびに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の報告書等との整合性に留意し、内外の既往成果とともに、原子力安全・保安院から産業技術総合研究所深部地質環境研究コアが受託した事業成果も取りまとめた主要対象とした。しかしながら本報告書の記述は、これらの機関や規制庁の見解や判断を反映するものではなく、あくまで研究機関としての産業技術総合研究所の見解である点に留意いただきたい。

本技術資料の記述内容においては、引用表示のない部分はこの資料での初出記述である。また、受託事業等の内容の記述においては、委託元機関からの公開許可を得たもの、あるいは事前に公表済みの内容を引用している。

最後に、本技術資料をまとめるにあたり、処分の安全研究ならびに長期地質変動研究等に関して種々ご議論・ご指導いただいている皆様に加えて、原子力安全基盤機構、日本原子力研究開発機構、「地層処分に係る地質評価手法等の整備に関する検討委員会」の委員各位、そして原子力安全・保安院放射性廃棄物規制課に感謝いたします。また、レビュー版（2012.1.25版）については多くの地層処分及び地質分野の専門家の方々にご覧いただき、特に以下の皆様より貴重なご意見をいただくことにより、原稿は大きく改善させていただきました。ここに謝意を表します。

（敬称略）

鹿園直建	慶応義塾大学
杉山雄一	産業技術総合研究所
増田富士雄	同志社大学
田中忠夫	日本原子力研究開発機構
武田聖司	日本原子力研究開発機構
竹村恵二	京都大学

2012年3月28日
産業技術総合研究所 深部地質環境研究コア
渡部芳夫

技術資料（本編）執筆者

伊藤一誠

伊藤順一

大坪 誠

風早康平

城谷和代

杉原光彦

鈴木庸平

関 陽児

高橋 浩

高橋正明

高橋 学

竹野直人

竹田幹郎

塚本 齐

宮城磯治

森川徳敏

山元孝広

渡部芳夫

目次

まえがき

第 1 部	はじめに	1
第 2 部	概要調査段階に必要となる調査項目と結果の妥当性判断	4
第 1 章	精密調査地区選定のための調査の考え方：地質構造調査を例として	5
第 2 章	著しい地質変動が長期間生じていない事を示す判断の妥当性	9
	(1) 侵食・堆積及び隆起・沈降	9
	(2) 海面変化	13
	(3) 地震・断層活動	16
	(4) 火山活動	29
	(5) 泥火山	37
	(6) 大規模マスマーブメント	40
第 3 章	サイトの母岩の物理学的特性の評価に関する妥当性	45
	(1) 岩石物性・力学特性	45
	(2) 亀裂のモデル化手法	48
第 4 章	地下水流等に関するサイト特性評価に関する妥当性	51
	(1) ボーリング調査	51
	(2) 水文調査	57
	(3) 地下環境ベースライン調査	61
	a. 地温の空間的把握	62
	b. 地球物理モニタリング	66
	c. 処分震度における水理特性	74
	d. 間隙水圧分布形成と地下水流動・物質移行への影響評価	79
	e. 生物化学調査手法	84
	(4) 深部流体	88
文献		95

第 1 部 はじめに

1. 2007 年版産総研技術資料について

平成 19 年に、産総研は原子力安全・保安院からの委託研究の一環として、立地段階における地層処分の安全規制に資するために、概要調査において実施可能な調査とその評価、及びそれらの基礎となる科学的知見及と調査の品質保証についての技術情報を、「概要調査の調査・評価項目に関する技術資料－長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方－」としてとりまとめ公表した。この技術資料は、関連する分野の研究成果及び技術資料を広くレビューするとともに、当時の産業技術総合研究所深部地質環境研究センターで行なってきた委託研究の研究成果を取り入れたものである。

この 2007 年版産総研技術資料（以下「2007 年版」と呼ぶ）の作成時には、「規制機関としては、原子力発電環境整備機構（NUMO）の最終処分の実施計画調査地区選定に係る報告書に関し、最終処分法の要件への適合性等の調査結果の妥当性についてのレビューを行なうとともに、将来の安全規制を見通して、立地段階においても将来の安全評価に必要な調査のあり方や調査活動に係る品質保証を含むガイドラインを提示すること等の関与をしていくことが重要である」*との指摘がなされていた。従って、2007 年版の主要な目的は、規制庁が整備することとなるガイドライン等の審議に向けて必要な技術情報として、事業者が概要調査段階で実施すべき調査・評価項目に関する最新の知見を提供することであった。

2. その後の地層処分の安全規制に係る検討状況

上記 2007 年版技術資料の公表直後の平成 19 年 6 月には、「核原料物質、核燃料物質及び原子炉の規制に関する法律」（以下「炉規法」と呼ぶ）の改正案が施行され、高レベル放射性廃棄物の埋設処分に係る安全規制が規定された。これにより、処分事業のための「最終処分法」と、安全規制のための「炉規法」がともに整ったことを踏まえて、現実の地層処分事業の進展に対する規制が改めて再確認され、平成 19 年 10 月の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の報告書「高レベル放射性廃棄物等の地層処分に係る安全規制について」では、規制の行為として、最終処分法で示された安全性に係る要件に適合しているかどうかに加え、地下施設建設以降の安全規制制度についての検討が行われ、必要な要件等が提示された。

以上の安全規制制度に係る検討状況に加えて、「放

射性廃棄物の地層処分に係る安全規制制度のあり方について」が平成 18 年 9 月に、「高レベル放射性廃棄物等の地層処分に係る安全規制について」が平成 20 年 1 月に同廃棄物安全小委員会から公表された。前者では“NUMO の最終処分の実施計画、調査地区選定に係る報告書等に関し、特廃法の要件への適合性等の調査結果の妥当性についてレビューを行うとともに、将来の安全規制を見通して、立地段階においても将来の安全評価に必要な調査のあり方や調査活動に係る品質保証を含むガイドラインを提示すること等の関与をしていくことが重要”とされた。また後者では廃棄物埋設地に求められる安全上の要件を、以下の通り取りまとめた。

- ①火山、断層活動などの急激かつ局所的な自然現象による対象廃棄物と人の接近が将来にわたって想定されないこと。
- ②隆起・侵食作用などの緩慢かつ広域的な自然現象による対象廃棄物と人の接近が将来にわたって想定されないこと。
- ③廃棄物埋設地から漏出移行した放射性物質が生活環境に達するまでに減衰・低減するよう、生活環境から隔離されていること。
- ④掘削や侵入など偶発的な人間活動による対象廃棄物と人の接近の可能性が低いこと。

これらの規制の関与に関する整理に基づき、その後の検討は、特に概要調査結果の妥当性レビューにおける判断指標に移り、同小委員会放射性廃棄物規制支援研究ワーキンググループで検討が進められた。その経過は、平成 23 年 1 月の同小委員会で「地層処分事業の概要調査結果の妥当性レビューにおける判断指標の検討状況について」（以下“判断指標の検討状況”とよぶ）として報告された。

同小委員会での議論はいまだ進行中のところであったが、判断指標の検討状況で示された骨子は以下の通りである。

- ・レビュー方針 1（上記平成 20 年 1 月の報告書での要件①及び②に対応）

明らかな処分システムの破壊等、処分システムの性能を著しく低下および処分システムの健全性を喪失させるような自然事象（地質及び気候関連事象）に対し、その影響を排除できるように適切に立地選定が行われることの妥当性をレビューする。また、評価期間の長期性に伴う不確実性を評価するため、時間スケールに応じた外的要因となる地質及び気候関連事象の影響を把握していることの妥当性をレビューする。

- ・レビュー方針 2（上記平成 20 年 1 月の報告書での

* 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の報告書「放射性廃棄物の地層処分に係る安全規制制度のあり方について」（2006）

要件③に対応)

安全評価において、閉じ込め機能や地下水シナリオを評価するために必要な地下水流動解析等の地質特性データを取得していることの妥当性をレビューする。その際には、閉鎖後の安全に影響を与える因子 (FEP) の十分な理解があることの妥当性をレビューする。

・レビュー方針3 (上記平成20年1月の報告書での要件④に対応)

安全評価において、人為シナリオの評価に必要な地下資源の存在可能性等のデータを取得しておくことの妥当性をレビューする。

3. 本技術資料改訂版の構成

本技術資料改訂版は、事業者の概要調査結果に対する妥当性レビューに必要な技術情報を取りまとめることとして平成21年度から執筆を開始したが、主要な内容が、総合資源エネルギー調査会での上記の判断指標の検討に直接関連するため、出版を2年弱延期しつつ規制の方針の議論の方向性に合わせた構成と内容として再編集したものである。

本技術資料改訂版では、基本的なレビュー方針を上記「判断指標の検討状況」に基づいたものとしたが、安全規制として今後議論されるであろう以下の点にも鑑みて、最終処分法の第6条(概要調査地区選定)の再確認も視野に入れた検討を行った。このため、本技術資料改訂版での検討項目自体は、「判断指標の検討状況」で例示された判断指標の調査・評価項目(案)とは同一ではない。

処分事業の概要調査段階では、最終処分法第6条の文献調査を踏まえて対象地区が選定されるが、同法第6条と原子力安全委員会の環境要件に基づく排除要件は、既往文献に基づいて満たされているものとされる。しかしながら、任意の文献調査地区に対して“将来にわたって、地震等の自然現象による地層の著しい変動が生ずるおそれが少ないと見込まれること(第6条2二)”が議論されている既往文献が必ずしも期待できないため、この判断が既往文献から合理的に導かれている保証が常には得られないものと想定される。一方、概要調査段階では、“地震等の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(第7条2一)”のみが変動事象の確認事項となっており、現状では将来の変動に関する実際のサイト調査での確認は事業者任せられている。

このため、本技術資料改訂版の検討に当たっては、①文献調査の法定要件を満たしても、詳細な情報に基づく評価ではない場合には、当該事象についての評価が終了したことにはならず、詳細な情報による評価が必要であること

②加えて、将来の安全評価のために必要な知見の収集が必要であること

の2点により、事業者は既往文献の知見を踏まえた現地調査により、将来の変動事象の発生の見込について再確認されるものとの判断し、これに対応する検討も合わせて行うこととした。

この技術資料では、概要調査段階に必要となる調査項目と結果の妥当性判断に関する技術情報を以下の構成でとりまとめている。ここでの検討対象の全体範囲は、概要調査段階で対象となる対象地区の地表並びに地下地質であり、IAEA安全指針DS334「放射性廃棄物の地層処分施設」での地層処分施設の立地調査項目(Appendix I: SITE SELECTION GUIDELINES AND DATA NEEDS)から人間活動と施設設計施工に関連する項目を除いたものとした。さらに、日本の地質・地理環境で重要ではない固体のダイアピル現象を除き、2011年に公表されたSSR-5でのRequirement 15: Site characterization for a disposal facilityで記述されている立地調査で明らかにすべきサイト記述情報(4.25)に沿って、概要調査段階で対象とすべき項目として地質変動事象・地質特性の共通性でとりまとめた。

全体の構造としては、対象サイトの基本的な地質学的設定のための地質構造調査について第1章で記述し、概要調査で対象とする地質体の基本的な幾何学的空間把握を例として、精密調査地区選定のための調査の考え方の一環として記述した。第2章からは、最終処分法の第7条2に沿って、概要調査結果の判断が合理的な調査結果に基づく科学的に根拠のあるものであるかどうかの判断に関して、第2章で著しい地質変動事象が長期間生じていないことを示す判断の妥当性、第3章で掘削に支障がないことを示す判断の妥当性、第4章で地下水流等が地下施設に悪影響を及ぼさないことを示す判断の妥当性について記述した。

それぞれの記述は妥当性の評価対象ごとに、妥当性の評価対象の概要、評価指標の設定とデータ取得、評価指標のデータ取得に当たって考慮すべき点、評価指標の判定にあたって考慮すべき点、実際の評価に当たって残された課題の項目に整理した。

第1章では、精密調査地区選定に向けた調査手順の最初に実施される地質構造調査について記述し、将来の安全評価に向けた必要なデータの取得のために行なう調査手法の選定と、調査結果の評価を中心とした妥当性の判断項目について述べた。2007年版で地質環境の調査手法については記述したため、結果の客観的評価が可能であるかどうかの点を、品質保証も含めて記述した本章の内容には、以下の全ての評価項目にも対応するものがある。なお、安全評価に進むためには地質構造を概念化した記述モデルの構築が必要であるが、モデルの数値化も含めて、本稿ではそれらの妥当性判断までは踏み込んでいない。これは、事業者によ

る各種の概念モデル（地質構造モデルを基礎とした、水理地質構造(地下水流動)モデル、地下水化学モデル、岩盤特性モデル、物質移行特性モデル：原子力発電環境整備機構，2011)の多くは、概要調査段階において本章で指摘した判断項目の全てを満たす調査・解析を実施することは難しく、その結果限定された情報では妥当性の判断が可能な不確実性を持つことが困難であろうとの予想による。

第2章では概要調査結果における著しい地質変動事象が長期間生じていないことを示す判断の妥当性について、(1)隆起・沈降及び侵食、(2)海面変化、(3)地震・断層活動、(4)火山活動、(5)泥火山、(6)大規模マスマーブメントについて記述した。これらの項目は、概要調査に関して最終処分法第7条に書かれている地層の安定性の確認において最重要かつ段階的サイト選定の初期段階で可能な限り把握すべき対象である。本技術資料改訂版においても、「2007年版」と同様に国際FEPに基づいて「処分システム領域」に影響与える「外的要因」となる長期変動を整理し、それにわが国の地質および水文地質を考慮にいれ、閉鎖後の安全確保にも必要な概要調査の調査・評価項目として設定した。ただし、地質変動事象の将来予測について具体的な評価を行なおうとする場合には、評価期間の設定が必要となるが、わが国ではまだ高レベル放射性廃棄物に対して、放射線防護の基準値も評価期間も定められていないままである。従って、本技術資料改訂版でも2007年版と同様に現在の科学的知見に基づきできるだけ長い期間(10万年あるいは100万年)が評価できることを前提としている。

第3章においては、掘削に支障がないことを示す判断の妥当性の評価対象として(1)岩石物性・力学特性と(2)亀裂モデル化手法について記述した。ただし、概要調査段階で得られる原位置調査結果は、処分深度における地質モデル構築に対してはごく限られたものとなるであろう。

第4章においては、地下水流等が地下施設に悪影響を及ぼさないことを示す判断の妥当性について、具体的な概要調査段階で重要となる(1)ボーリング調査、(2)地下環境ベースライン調査、(3)深部流体について記述した。地下環境ベースラインについては、岩盤の物理学的モニタリング、間隙水圧モニタリング、ならびに地球化学・生化学的モニタリングについても含めた。

4. 本技術資料改訂版の編集方針

本技術資料改訂版の編集方針は2007年版に準じており、概要調査の調査・評価項目のすべてをカバーしているものではない。総合資源エネルギー調査会で最初に処分システム領域に影響を与える外的要因についてのFEP解析が行なわれ、わが国の地質の状況を考

慮した55の事象が抽出された「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むけて」(総合資源エネルギー調査会，2003)に基づいて、本技術資料改訂版でも安全評価事項の体系をOECD/NEAの国際FEP(OECD/NEA,2002)に置いている。また、本技術資料改訂版で取り上げる項目は、精密調査地区選定において事業者が一定の安全評価を行ったことを想定しても、地質学及び水文地質学分野に限定した妥当性判断のみを扱っている。

なお、本技術資料改訂版では、内容の客観性と透明性を保証する意味から、必要な文献を全て引用するとともに、その引用対象を原則として査読付きの学術雑誌の公表論文とし、これに国内及び国際機関の基本文書と、2007年版技術資料を加えたものとした。

第2部 概要調査段階に必要となる調査項目と結果の妥当性判断

「放射性廃棄物の地層処分に係る安全規制制度のあり方について」（総合資源エネルギー調査会，2005）において，“立地点の選定プロセスは，現行の特廃法に基づき，調査の各段階で得られた情報を基に候補地点のサイト特性を評価し，また適地要件以外にも地域との関係，サイトアクセス性，コスト等の観点も加味して，段階的に選定が進められること”と定義されている。このプロセスは処分場として不適切なサイト特性を有する地点が除かれる過程でもある。

一方，“安全確保上サイト特性は最も重要であるが，サイト特性に関する情報は各段階において順次確度と精度が向上し，また全体的な安全の確保は人工バリアとの組合せにおいて確保されるため，立地段階において安全規制上の観点から個々の地点について処分が安全に実施できるとの判断を行うことは困難であり，また合理的ではない”ため，特廃法の立地プロセスに係る規制では，“NUMOの最終処分の実施計画，調査地区選定に係る報告書等に関し，安全に係る事項についてレビューを行うとともに，将来の安全規制を見通して，立地段階においても調査活動に係る品質保証を含むガイドラインの提示，適地要件への適合性やその根拠となる調査結果の妥当性等について判断を示していくこと”とされた。

事業者による概要調査に対しては，具体的には，最終処分法第7条第2項が定める要件に適合しているかを判断するための基準と，同第7条第2項第4号で規定された技術基準のうち，安全性に係る技術基準に相当する知見が必要とされている。

IAEAの一連の国際基準において，精密調査地区選定に係る調査は段階的立地選定の中で，Site Characterization Stage (IAEA, 1994)ないし Site Investigation Stage (IAEA, 2007)に相当すると考えられる。

IAEA SSR-5(2011)の要件15では，“The site for a disposal facility shall be characterized at a level of detail sufficient to support a general understanding of both the characteristics of the site and how the site will evolve over time. This shall include its present condition, its probable natural evolution and possible natural events, and also human plans and actions in the vicinity that may affect the safety of the facility over the period of interest. It shall also include a specific understanding of the impact on safety of features, events and processes associated with the site and the facility.”とされた。

これらによれば，調査結果にはサイトの現在の地質特性だけでなく，想定される変動事象を含む将来の予

測が可能となる詳細さが求められており，将来の安全評価や Safety Case に用いられることが要点である。この点が最終処分法第7条第2項第4号の技術基準に適用されるかどうかは今後の規制の検討に預けられているが，最終処分法の段階的立地選定の考え方によっても，地下の対象地層の地質構造に関するサイト調査結果は精密調査段階でも限定されており，概要調査段階で作成される地質モデルは最低限の将来予測を可能とするものでなければならないと考え，本資料を作成した。

第1章 精密調査地区選定のための調査の考え方：地質構造調査を例として

精密調査地区選定のための概要調査の主要な目的である対象サイトの地質環境の記載において、処分の対象地層を含めたサイトの地質構造は非常に重要なものであり、将来の安全評価やセーフティーケース作成において基本的となる地質モデルが十分な合理性を持って構築される必要がある。「Siting of Geological Disposal Facilities」(IAEA, 1994)では、地質構造調査のガイドラインとして、「母岩の深度と形態が十分な隔離性能を持っており、核種移行を促進する不連続面から十分な距離を持っており、均質な地質体や水みちとなる明瞭な構造面が少ないこと」を挙げている。

一方、調査結果の品質保証については、データが高精度でありかつ客観的に再現できること(IAEA, 1994など)が求められているが、その品質判断の基準は我が国で詳細かつ明確に共有されるに至っていない。このため、少なくとも報告書等に用いられた調査過程については、全てのデータが公開され、精度についての第三者判断が可能となっている必要がある。

本項ではこれらその点について、概要調査段階の主要な目的の一つとなる対象サイトの地質モデルの構築に当たり留意すべき全般的確認を、地質構造調査に対して記述したが、これは地質構造調査に限らず、本資料の以下の各項での調査項目に全般的に適用されるものである。

評価対象の概要

我が国において地層処分の対象となり得る地質体は、岩石中の断層や節理などが主たる地下水の移行経路となっている亀裂性媒体(硬岩系岩盤グループ;結晶質岩や先新第三紀堆積岩類など)と岩石構成粒子相互の間隙が主たる地下水の移行経路となっている多孔質性媒体(軟岩系岩盤グループ;新第三紀堆積岩類など)に大きく分類される。多孔質性媒体とされる堆積岩類においても、しばしば断層などの構造が確認されるため、三次元的な地質モデルを構築する上で、断層や節理などの存在と、それらが地下水の移行経路となっているか否かの確認は極めて重要となる。断層のうち活断層については、大縮尺空中写真判読と現地調査により、一定規模以上の活断層についてはほとんど見逃すことはないと考えられる。しかし、高レベル放射性廃棄物の地層処分のための調査では、不明瞭なりニアメントについても活断層か活動的ではない断層・節理かの判定を行ない、かつそれらが地下水の選択的な移行経路になっているか否かの判定までをも行なうことが最終的には必要とされる。従って統計的手法等の確率的な取り扱いによるスクリーニングを行った場合にでも、最終的にはこれらの判定は直接的な調査・検

証に依るべきである。従って、理想的には対象地層から地表までを構成する地質体およびその地質体中に発達する地質構造を、可能な限り直接的に調査・検証することが、地質モデルの信頼性を高める視点から好ましいと言える。

地表調査により、対象地層を構成する地質体およびその地質体中に発達する地質構造を直接的に調査・検証できる場合は、地質モデルの信頼性を高める視点から極めて好ましいと言える。処分領域を構成する地質体が地表に露出している場合は地形判読と現地調査などにより地質構造に関するデータを取得できる。しかし、処分領域を構成する地質体とは異なる地質体が地表を厚く覆っている場合、地下深部活の地質構造を把握する手段は極めて限定され、かつ多額の探査費用が必要となる。例えば、地形判読に相当する調査としては処分領域を構成する地質体の上面の3次元的な形状を把握するための稠密な反射法弾性波探査が必要であり、さらにその他の物理探査やボーリング調査を併用することにより地質・地質構造を確認する必要があるが、取得できるデータの質・量・分解能は地表調査が可能な場合に比べて低下せざるをえず、結果として構築される地質モデルの信頼性は低くならざるをえない。

高レベル放射性廃棄物の地層処分のために構築される地質モデルでは、処分深度に影響を及ぼす地下水の移行経路となりうる構造のモデル化が必要となる。活断層や大規模な断層を除いた活動的ではない断層・節理などは、亀裂ネットワークモデルではその空間的形状を円盤状と仮定しモデル化されることが多いが、その場合は地表で確認された断層・節理の長さが処分深度の2倍程度以上のものについてはモデル化を行なう必要がある(Tompson *et al.*, 1987; 井尻ほか, 2004など)。また、多孔質媒体の場合は、それらを構成する岩石のうち透水性の高い岩石そのものも地下水の移行経路となるため、モデル化を行なう必要がある。このような地下水の移行経路となり得る構造の数が比較的少なければ、構築された地質モデルの信頼性は高くなるであろう。しかしながら、地下水の移行経路となり得る構造の数が多くなれば、それらの構造が交叉する領域が増え、またそれらを調査・検証する手法も制約されることから、構築された地質モデルの信頼性は低くならざるをえない(Lim, 1984など)。

従って、地質モデルの信頼性を高める視点からは、処分領域から地表までを構成する地質体およびその地質体中に発達する地質構造を直接的に調査・検証できること、できれば地表調査で確認でき、地下水の移行経路となり得る構造が少ない、が好ましいと言う事ができる。

評価指標の設定とデータ採取

水文地質構造は基本的に地質構造に規制されており、基本的な地質構造の枠組みを把握することは地下水システムの解析・モデル化において極めて重要である。地質環境調査では、地質体・岩体の種類と透水性、また水みちとなる構造の有無により調査手法が異なるとともに、基本的な地質構造の枠組みを構成するとき使用する（できる）データの種類が異なる。被覆堆積物・堆積岩層が処分深度に分布する基盤岩を厚く覆う場合には、より特殊な調査・解析を行う必要がある。また、作成される地質構造の枠組みは、水文地質構造のみならず地下水流動・核種移行などの各モデルの基礎として引き継がれるため、地下水の移行経路となる構造を表現できるものである必要がある。以下では代表的な地質環境別に、基本的な地質構造の枠組みをモデル化する際の留意点について記述する。その際には、原子力発電環境整備機構（2011）により想定されるサイト調査計画等に照らし、地質構造モデルの高精度化において必須ならびに重要な調査結果について、調査段階・手法の優先度を検討した。

(1) 堆積岩類

層状構造を持つ堆積岩類の解析・モデル化においては、表層地質とコントロールポイントにおける掘削調査、反射法探査による断面構造を組み合わせてすることによって、地質構造モデルを高度化することが可能となる。表層地質と合致しない重力異常や磁気異常などの構造は伏在する異種岩体（貫入岩体など）や伏在断層などを示唆する可能性がある。断層は、その連続性（総延長）と変位量あるいはダメージゾーンの幅（Caine *et al.*, 1996）と透水（異方）性を基にモデル化の時点で取捨選択される。代表的な地質体におけるモデル化の際の留意事項の主要なものは以下の通りである。

- ・付加体堆積岩類：各スラストシートを区切るスラストの規模・破碎程度・透水（異方）性
- ・堆積岩類：正断層から逆断層への転換に伴われるような断層周辺の構造・透水（異方）性の変化

地質モデル構築時に用いる調査データの優先順位を想定される調査手法に基づいて整理すると、次のように考えられる。

1. 地表面における地質・地質構造の分布
2. 掘削地点における深度方向の地質・地質構造の分布
3. コントロールポイントで修正された反射法探査断面
4. 重力・磁気異常から推定された異種岩体・断層の分布
5. 電磁探査・比抵抗探査の解析結果
6. 収集された既存文献およびボーリング・データ

(2) 地表に露出した結晶質岩類

反射法探査が有効ではない結晶質岩類では、掘削調査による深度方向のデータと掘削孔周辺のジオトモグラフィ断面が岩体の深度方向分布に有効なデータとなる（小出, 2001 など）。また、健岩部の透水性が低く、断層・節理など構造が水みちとして機能するような高い透水性を示す場合は、水みちとなる構造のモデル化が必要とされる（宮川, 1999； 田中, 1999 など）。水みちとなる構造には2種類が存在し、高透水性で貯留効果の認められない水みちと、低透水性で貯留効果の認められる水みちに分類される（Ligtenberg, 2005 など）。少数の高透水性で貯留効果の認められない水みちは個別的にモデル化する必要があるが、大多数の低透水性で貯留効果の認められる水みちについては統計的な評価を行えばよいと考えられる（例えば 下茂ほか, 2011 など）。なお、水みちとなる構造の透水性は、花崗岩類などでは地下水の流動経路となることにより透水性がさらに高くなるが、斑れい岩や流紋岩類などでは一旦は地下水の流動経路となるものの岩石が地下水と反応することにより粘土化し透水性が低くなるものが存在するため、岩体の種類や岩石-水反応の特性を踏まえた解析・モデル化が必要となる（中島, 1995；竹野, 1995；鹿園, 1999 など）。

花崗岩体などに発達する断層・節理などの解析・モデル化においては、長期の侵食現象により形成された構造地形と考えられるリニアメントのモデル化が重要である。例えば、阿武隈花崗岩体では、リニアメントに連続するような高角の割れ目は透水性の極めてよい水みちとなることが知られており（塚本ほか, 2009 など）、断層などと同様に処分深度の地下水流動に十分に影響を及ぼしうると考えられる。なお、露頭規模で観察されるような小規模な断層・節理などは孔壁からの平均的な漏水量の算出などに有効なパラメータとなるが、基本的な地質構造のモデル化では考慮すべき対象とはならない。

地質モデル構築時に用いる調査データの優先順位を想定される調査手法に基づいて整理すると、次のように考えられる。

1. 地表面における地質・地質構造（リニアメント含む）の分布
2. 掘削地点における深度方向の地質・地質構造の分布
3. 掘削地点における VSP 探査断面
4. 屈折法探査断面
5. 重力・磁気異常から推定された異種岩体・断層の分布
6. 収集された既存文献およびボーリング・データ

(3) 堆積物・堆積岩層に厚く覆われた結晶質岩類

処分対象深度に存在する結晶質岩類を堆積物・堆積

岩層が厚く覆っている場合、被覆堆積物・堆積岩層の地質・地質構造は本項の(1)「堆積岩類」で記述した方法で解析・モデル化を行うことができる。被覆堆積物・堆積岩層の最下部に基底礫岩が存在する場合や、基盤岩の最上部にチャンネル構造が存在しチャンネルを埋積した礫岩などが存在する場合は、それらの礫岩が透水性のよい水みちになっている可能性が高いので、その分布や構造をモデル化する必要がある。

また、結晶質岩類(基盤岩)の上面の古い地形面は構造地形の可能性があり、その古い地形面から基盤の結晶質岩類内に発達する構造を推定できる可能性がある。従って、結晶質岩類(基盤岩)の上面の埋積された地形面は稠密な反射法探査により捕捉し、古い地形面の解析および現地地形面との関係を明らかにする必要がある。

地質モデル構築時に用いる調査データの優先順位を想定される調査手法に基づいて整理すると、次のように考えられる。

1. 地表面における地質・地質構造(リニアメント含む)の分布
2. 掘削地点における深度方向の地質・地質構造の分布
3. コントロールポイントで修正された反射法探査断面
4. 掘削地点におけるVSP探査断面
5. 重力・磁気異常から推定された異種岩体・断層の分布
6. 電磁探査・比抵抗探査の解析結果
7. 結晶質岩類(基盤岩)の上面の埋積された地形面から推定される地質構造
8. 収集された既存文献およびボーリング・データ

評価指標のデータ採取にあたって考慮すべき点

(1) 地質モデルの信頼性を高める視点から、対象地層から地表までを構成する地質体およびその地質体中に発達する地質構造を対象とするが、これらが構成する地下空間の規模が処分場を十分に包括できるものであることを、直接的に調査・検証できるデータセットであること。^{*}

- 地質構造の把握対象が、サイトの地表ならびに地下空間において具体的に指定されていることが求められる。その際には、直接の調査対象空間と、地質モデルの作成とその検証に必要な周辺参照地域・地下空間を、明瞭に区別するべき。

(2) 地質モデルの信頼性を高める視点からは、相対的に均質な地質体並びに単純な地質構造から構成され

ているサイトであることが好ましいため、不均質な地質体や不連続面の存在する場合のモデル化に向けて、サイトを構成する地質体の標準的な特性値が具体的に把握され、提示されている事が必要である。その上で不均質性や不連続性の差異の定性的な幅と不確実性が提示されていること。

- サイトを構成する地質体の標準的な特性値としては、既往の広域地質調査に基づく地質定義に照らした層序、岩体記載、地質構造を提示した上で、サイト調査で得られたローカルな層序・岩体記載を対比するべき。
- ボーリング調査に基づく最低限の代表的な岩石物性について、力学並びに鉱物化学的な項目が直接提示され、地下の空間的不均一性に応じた変動範囲が想定されるべき。
- 文献調査で事前に既往成果で明示されている排除要件は確認済みであるが、概要調査の趣旨に鑑みれば、この不均一性や不連続性が処分場の安全設計や将来の安全評価において決定的なバリア性能の破綻項目になることは避けなければならない。従って、精密調査地区選定にとどまらず将来の安全確保に必要な地質特性の不均一性や不連続性の限界を別途想定し、明示し、調査結果の提示の際に参照されるべき。

(3) 性能評価の信頼性を高める視点からは、地質モデル中の地下水の移行経路となり得る構造が少ないデータセットである方が好ましいため、それら該当する構造の空間的把握が十分であることが好ましい。また、地下水の移行経路を規制する水理学的不均一性境界の空間的把握が十分であることが求められる。

(4) 付帯的な配慮として、実施した調査活動がサイトの地質特性へ与える影響が十分に吟味され、これらボーリング掘削等の調査が天然バリアの隔離機能に対して与える影響が最小限になるように適切に計画・実行され、かつその証拠が残されていること。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

レビューにあたっては、前項の点に留意し、具体的には以下の観点等を含めた確認項目を設定するべき

(1) 既往成果の吟味と確認

- 対象サイトを含む地形及び地質・地質構造に関する主要な文献が吟味され、実際のサイト調査計画策定に反映されているかどうか。特に既往文献間での不一致等の要確認事項の有無が検索され、必要に応じてその検証が調査計画に組み込まれて

* 処分深度以深の調査範囲については、サイトの地質構造や構成岩体の物性によるが、モデルの信頼性確保の点からは、おおむね処分深度の2倍以上の範囲が含まれるべきである。一方、想定される探査手法の多くは1Km程度の可探深度を持つ(表2.1-1)

表 2.1-1 処分深度を対象とする代表的物理探査手法の探査深度と対象物性。探査対象の物性がサイト地下のどのような地質構造（不連続面）に相当するかを解釈するに当たって必要となる、十分な対照データに基づいた裏付けの一例として提示した（池田ほか、2000；物理探査学会、2008；高倉ほか、1997；等に基づく）。具体的な手法ごとの検討は、本報告所第4章（3）b.地球物理モニタリングの項に詳述する。

代表的手法	反射法地震探査	電気探査	電磁探査(CSAMT法)	微動アレー探査
実用段階	実用段階	一部実用的	一部実用段階	実用段階
探査深度	～6Km	数10m+	～2Km	～数Km
対象物性	2・3次元反射面	比抵抗断面	比抵抗断面	位相速度断面、S波速度変化
手法の課題		探査深度が浅い	地表のノイズを受けやすい、浅層解析が研究段階、陸海接合解析が研究段階	一次元的な構造にとどまる、解析精度の検証が必要
解釈の課題	S波速度構造が別途必要であること、速度構造の不均一性のコントロール		高比抵抗要因の想定に論拠が必要：地層水塩濃度・鉱物のイオン交換能・高透水性飽和みずみちなど	アレー直下の構造を並行成層と仮定していること、S波速度構造が別途必要であること

いるかどうか。

- 既往報告での指摘がない場合にも、環境要件等に照らし、活火山活動、活断層等の有無等に関して、対象サイトの火山岩・火成岩の活動年代や、地質断層の活動性等に関する確認作業が、調査計画に組み込まれているかどうか。

(2) 手法の確認

- 調査・解析手法を選択するにあたって、対象サイトの地形、表層地質、岩石物性、人間活動や物理化学的擾乱の影響を十分に把握しているかどうか。
- 調査・解析対象の地下母岩領域が整理され、特に調査・探査結果を地質構造（特に物性に基づく物質境界の空間分布）として提示する際には、対象の物質境界のプロキシーになり得る物性値を対象とする手法が複数ある場合に選択肢が提示されているかどうか。
- 選択された手法の1次取得情報が、モデルを記述する対象地層のどのような特性を反映しているかが整理され、それに最適な手法の選択根拠が明示されているかどうか。
- その上で、選択された手法の持つ不確実性と空間的適用範囲・限界を、正しく認識しているかどうか。

(3) データの取り扱い

- 習得されたデータが十分な品質および精度であるかどうか客観的に確認できるかどうか。この確認のためには、解析結果や解釈図の表示に伴い、可能な限り再現性の客観的な確認が可能な探査データが添付されているか、総合的な調査データのアーカイブが公開されていることが必要である(IAEA, 1994)。

- 手法の適用における管理と記録は十分かどうか。特に物理探査や坑井内原位置試験等において、探査や試験での使用ツールや各種パラメータ、探査・試験ログ等が明示されているかどうか(IAEA, 2006; 2008)。これによって、調査・試験・分析等に対する品質保証として、要求される品質を満たすための設定や前提条件で行われているかどうかの客観的な確認が行えることが必要である。
- データの使用方法や解析法、表示法は正しいかどうか。この点は、(4)の自己検証の手順にも照らし、結論に至る議論の前に十分に提示されていることが必要である。

(4) 考慮すべき事項

- 複合手法による自己検証の考え方は取られているかどうか。調査対象項目に適用可能な複数の調査・分析・解析手法が存在する場合に、それぞれの適用性やその限界と結果の不確実性の幅を提示した上で、それぞれの適用結果に対する比較検討を行うことは、特に概要調査段階で作成される地質概念モデルの精度が限られざるを得ないため、重要である。これらの複合手法による自己検証の結果が一致しない場合には、その原因を検討する事により、単一の手法による結果では抽出し得ない不確実性の把握が可能となる場合がある。
- 境界条件や調査における仮定パラメータの設定に問題はないかどうか。本来は手法の確認の際に抽出される手法の適用性や不確実性を吟味した上で設定されるものであるが、それらを合理的に設定することが可能ではない場合が想定される。この際には、境界条件や仮定パラメータが持つ調査結果に対する感度の検討や、設定値に幅を持たせた場合の結果の参照等の検討が行われ、提示されている事が好ましい。

第2章 著しい地質変動が長期間生じていない事を示す判断の妥当性

(1) 侵食・堆積および隆起・沈降

評価対象の概要

侵食・堆積は地表構成物の削剥および地表への物質の付加作用であり、地球上のあらゆる地点で起きている緩慢な地質現象である。このうち侵食は廃棄体と地表との接近をもたらすため、その累積量の予測は重要である。特に、廃棄物の放射能レベルが十分減衰しないうちに、侵食により廃棄物が地表に露出するケースは避けなければならない。また、サイト影響を考慮する観点からは、侵食により廃棄物の露出に至らない場合でも、1) 埋設深度の減少が線量評価に与える影響、2) 荷重除去による裂かの形成等が天然バリアの水理特性にもたらす影響、3) 侵食・堆積に影響を与えるテクトニクスの将来における安定性を、それぞれ評価する必要がある。

評価期間内の侵食・堆積量を予測するためには、過去の侵食・堆積量変化履歴を将来に外挿することが基本となる。そのためには、過去に形成された侵食・堆積地形面と現在の地形面とのオフセット（食い違い）量の計測と、過去の地形面の編年を行う変動地形学的手法（太田，1999；Burbank and Anderson, 2001）を用いなければならない。変動地形学的に計測されたオフセット量は、過去の局地的な気候変化・氷河性海面変化・テクトニックな隆起沈降の全ての影響が合算されたものであり、個々の現象の絶対量を分離するためには慎重な解析が必要となる。さらに、過去の侵食量を将来に外挿するためには、少なくとも1回以上の氷期・間氷期サイクル（約10万年）を経た指標地形面を用いることが必要である。なぜなら氷期・間氷期サイクル内では、気候や海面の変化が一定でないことは明らかであるので（例えば Basinnot *et al.*, 1994）、1サイクルに満たない侵食・堆積変化履歴を将来に外挿しても正しい長期予測値とはなり得ない可能性がある。ダムの堆砂速度から推定される山地地域の平均侵食速度（例えば Yoshikawa, 1974）も、現在の気候条件下での豪雨の頻発度を反映したものであり、地層処分安全評価で要求される時間尺度に、そのまま外挿できるものではないことは明らかであろう。

NUMOの『概要調査地区選定段階における考慮事項』では、個別地域毎に評価する項目として、過去10万年間の隆起の総量が300mを越えていることが明らかな地域は含めないとしている。一般的には、隆起による相対的な海面低下や河川勾配の増大は侵食を加速させるので、隆起量の大きな地域を避けることが望ましいのはもつともである。しかしながら、精密調

査地区選定段階においては、隆起量のみに着目した評価は以下の点で問題がある。

1) 海岸部においては指標地形面に海岸段丘を用いた隆起量の評価（旧汀線の高度変化とユースタティクな海面高度との関係から過去の隆起量が計測できる）が可能である。しかし、海岸部では氷期の海面低下による河川の下刻が顕著に表れるため、隆起量のみによる埋没深度の変化予測は過小評価となることが明らかである。日本列島周辺では過去の氷期に最大140m程度の海面低下が記録されており（小西・吉川, 1999）、この効果を加味した将来の侵食量評価が不可欠である。また、海面上昇期に起こる海食量は、隆起量だけから直接的に評価できるものではない。

2) 内陸部においては河岸段丘などの指標地形面を用いたオフセット量を計測するが、この量は侵食・堆積変化履歴そのものであり、何らかの仮定（例えば侵食・堆積作用を一定とする）を与えないと隆起・沈降量には変換できない。すなわち、文献などにある内陸部の河岸段丘から求めた隆起・沈降量は厳密なものではなく、用いた仮定の正当性を証明することも困難な場合が多い。内陸部の河岸段丘のほとんどは気候段丘であり、碎屑物供給量と河川流量の変化がその侵食・堆積作用に大きく影響している（野上, 1981；Nogami, 1990）。また、周辺海岸部の隆起・沈降量から地域の大局的な地殻変動の傾向が示されていたとしても、その隆起・沈降量が内陸部の侵食・堆積量とは等しくならぬことに注意しなければならない。内陸部においては隆起量よりも侵食量が小さいことは、過去の隆起した地形面が現実に保存されていることから確実で、地域の大局的な隆起量をそのまま侵食量として内陸部に当てはめることは過大評価となる。

評価指標の設定とデータ採取

精密調査地区選定段階においては、評価期間内の予測侵食量が最終処分を行おうとする地層の深度以上となり、廃棄体が地表に露出する可能性のある地区を選定しないことが必要である。また、地下水移行シナリオによる安全評価の基本設定においても、評価期間内の侵食堆積量が科学的な正当性を持って予測されている必要がある。

既に述べたように、評価期間内の侵食・堆積量を予測するためには、変動地形学的に求めた過去の侵食・堆積量変化履歴を将来に外挿することが基本となる。そのためには、

- ①指標地形面の認定
- ②地形面オフセット量の計測
- ③指標地形面の編年

が求められる。①の指標地形面の認定では、野外調査や必要に応じてボーリング掘削等によって地形面構成物を採取し、その成因を明らかにすることがまず必要

である。②のオフセット量については、成因が同じ指標面間で比高等を計測する必要がある。③の指標地形面の編年では、様々な年代測定手法を駆使し、地形面に時間軸を与えることが可能なデータを取得する必要がある。

図2.2.1-1は栃木県宇都宮市の鬼怒川沿いにおける河岸段丘を用いた侵食・堆積量変化履歴の解析例である(山元, 2007; 吉川ほか, 2010)。この地域は隆起沈降量が非常に小さく、ほとんど変動を受けていない35万年前までの地形面が保存されている。段丘の比高は時代とともに小さくなるが、これは古い地形面ほど風成被覆層が厚いためである。宇都宮地域では前

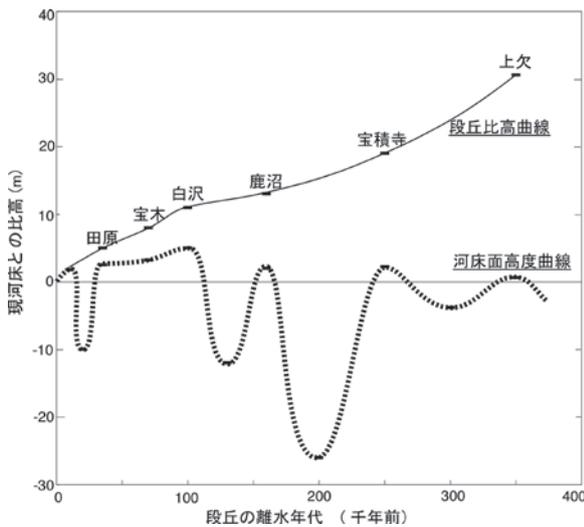


図2.2.1-1 栃木県宇都宮市での鬼怒川による侵食・堆積変化履歴 山元(2007)に吉川ほか(2010)の掘削資料を追加、破線の河床面高度曲線は、段丘を構成する河川堆積物の上面および下面高度から作成した。上欠・宝積寺・鹿沼・白沢・宝木・田原は段丘の名称で、離水時期が古いものほど厚い風成堆積物に被覆されているため、段丘の比高は大きくなる。

期更新世の河成堆積物(境林層)の比高も現河床と大差なく、長期にわたって地殻変動量が小さいので、今後数十万年先においても侵食量が30mを大きく越えることはないものとみられる。

評価指標のデータ採取にあたって考慮すべき点

地形面の成因を特定するためには、地形面構成物の堆積学的な解析が不可欠である。仮に段丘面を対象とするなら、当該段丘が海成であるのか河成であるのか、どのような環境下で形成されたものかを構成物の堆積相解析から検討しなければならない。特に海岸部ではシーケンス層序学に基づいた解析が、定量的な相対的海面変化を復元する上で有効である(Posamentier and Vail, 1988; 酒井ほか, 1995)。表2.2.1-1はその例で、海浜部における過去の相対的海面変化復元の代表例を示している。

地形面の年代データは、履歴復元に最も重要なデータであるものの、通常地形面には年代測定に適した試料が少なく、簡単には取得できない場合が多い。構成物によっては含まれる炭質物の放射性炭素年代測定や石英粒子の光ルミネッセンス年代測定によって直接年代測定が可能なものもあるが、それでも前者の測定限界は約5万年前(中村, 2001)、後者の測定限界は約10万年前(塚本・岩田, 2005)と地層処分安全評価への適用には限りがある。最終間氷期やそれ以前の地形面を編年するためには、段丘構成物から年代が既知の広域テフラを検出して間接的に年代を推定することが一般的である。特に日本では段丘化した地形面上のほとんどには風成層が堆積しており、被覆風成層のテフラ層序の解析は古くから段丘編年に用いられてきた基礎的であり、かつ応用範囲の広い手法である(例えば町田・新井, 2003)。また、被覆風成層に含まれる植物珪酸体を用いた古環境解析は、指標テフラの乏

第2.2.1-1表 堆積相解析を用いた過去の相対的海水準変動復元の研究事例。

指標	研究例	調査方法	備考
A. ビーチロック	Spur geon et al., 2003	露頭調査	・多くの研究例
	Rey et al., 2004	ボーリングコア	・精度に難あり (Knight, 2007)
	Cal das et al., 2006		
B. 風成相と後浜-前浜相との境界	van Heteren & van de Plassche, 1997	露頭調査(トレンチ)	・側方変化が大きい (Rodriguez and Meyer, 2006)
	van Heteren et al., 2000	ボーリングコア	
		地中レーダー	
C. 前浜相と外浜相の境界	増田ほか, 2001	ボーリングコア	・研究例少ない
	田村ほか, 2007	地中レーダー	・古海面の絶対値を得られる可能性
	Nielsen & Clemmensen, 2009		
D. 下部外浜相と上部外浜相の境界	Tamura et al., 2007	ボーリングコア	・研究例少ない

しい複数回の氷期・間氷期サイクルを経た古い時代の地形面の編年に有効な手法である(図2.2.1-2; 産総研深部地質環境研究コア, 2009*).

評価対象地域によっては編年可能な指標地形面や被覆層が全く発達せず, 変動地形学的手法から有効な侵食堆積履歴が復元できない場合もありえよう. そのような地域では, 調査範囲を適切な指標地形面が認定できる周辺にまで広げ, 広域的な履歴から類推して対象地域の特性を評価するのは当然として, 全く別の手法

から独立に過去の侵食速度を算定する試みも必要となろう. 編年可能な指標地形面や広域テフラなどの指標堆積物が存在しない地域では, 地表を構成する岩石や堆積物(土砂)に生成・蓄積される宇宙線照射生成核種(^{10}Be や ^{26}Al 等)を用いて, 侵食(削剥)速度を求めることが原理的には可能である(Nishiizumi *et al.*, 1989; Lal, 1991, など). 本手法は数10万年から100万年オーダーの侵食速度評価にも可能であることから, 地層処分の安全評価への貢献は大きいものと期

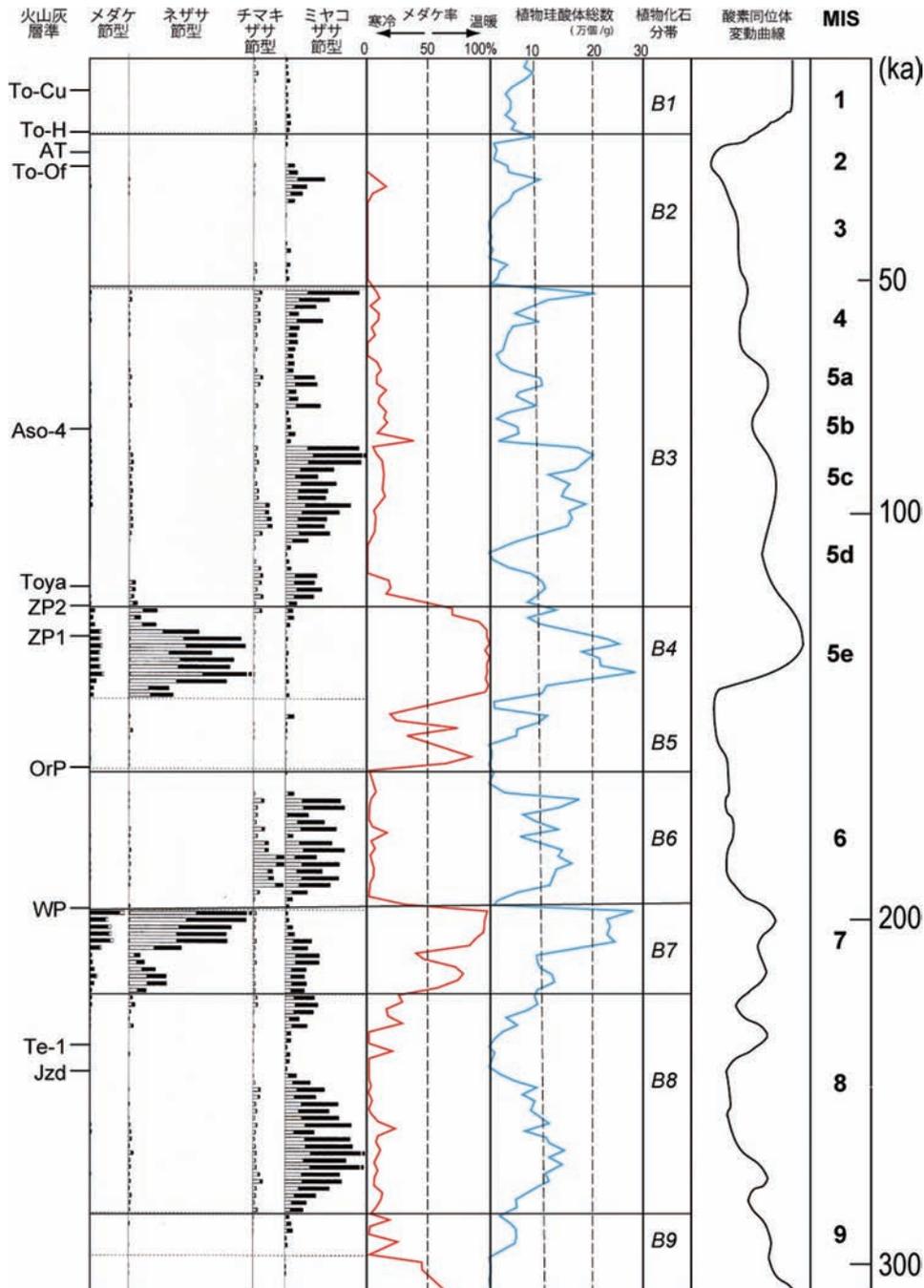


図 2.2.1-2 下北半島における段丘被覆風成中の植物珪酸体解析例.

TH-2 コア柱状図および, 植物微化石分類結果および気候変動曲線との総括図. (産総研深部地質環境研究コア, 2009 を改変)

* 経済産業省原子力安全・保安院からの受託研究「平成 20 年度地層処分に係る地質情報データの整備」として実施.

待される。しかしながら、湿潤環境下であり、しかも地殻変動が比較的活発な島弧地域に位置する日本列島への本手法の適用例はまだ少なく（例えば Matsushi *et al.*, 2006; Shiroya *et al.*, 2010）、まずは日本列島各地に本手法を適応し侵食速度データの蓄積を努めると共に、適切な試料採取地点の選定手法や試料前処理手法、新たな分析手法やデータ解析手法の開発など、今後解決すべき課題も多い。また、得られた侵食速度は比較的限られた地点（区域）の離散的な値であるため、そのデータの解釈にも注意が必要となる。今後、評価対象地域内における異なる地形・地質環境の複数地点から多くの侵食速度を求め、これらをコントロールポイントとしつつ、長期的な地形発達プロセスの理解と組み合わせて評価を進めることが求められる。

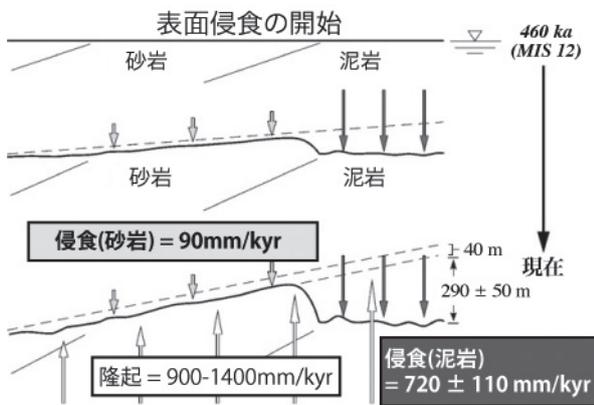


図 2.2.1-3 千葉県房総半島における長期的侵食速度の解析例 (Matsushi *et al.*, 2006 を改変; 和訳)。

同一地域でありながら構成岩質に対応して侵食（削剥）速度に相異が生じ、約 50 万年間で 300m 近い表面高度の較差が生じたことが示されている。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

地域によっては指標地形面から遡れる侵食・堆積量変化履歴が、評価期間に対して短い場合（例えば得られた変化履歴が過去 10 万程度しかないケース）もありえる。むしろ、図 2.2.1-1 のような数十万年を越える複数の指標地形面が保存されている地域の方が例外的である。そのため、短い侵食・堆積量変化履歴を将来に外挿せざるをえない地域では、変動地形学的な将来の侵食量予測にあわせて、他の地質学的証拠に基づく隆起・沈降速度の見積もりや当該地域周辺の大局的な地殻変動の傾向を別途明らかにし、両者の整合性を別途示す必要がある。その際には、過去のテクトニクス重要な転換期が何時、どのように起きたのかを明らかにし、その履歴から将来のテクトニクスの安定性を説明することが重要である。反対に、地質学的な証拠からテクトニクスの状態が不安定と判断されるような地域では、過去の履歴をそのまま将来へ外挿するこ

との科学的な根拠が危うく、精密調査地区選定に係る評価の妥当性判断の際にその内容をより慎重に吟味する必要がある。

図 2.2.1-4 は、栃木県烏山地域でのボーリング掘削試料を用いた最大被熱時の地温勾配の見積から復元された海成中新統荒川層群堆積時から下部更新統境林層堆積開始時までの隆起・沈降曲線である（産総研深部地質環境研究コア, 2009*）。8～7 Ma に陸化した後、境林層堆積までの隆起速度が一定であると仮定すると、その隆起速度はおおよそ 30～35m / 100 万年と極めて小さな値となる。この傾向は図 2.2.1-1 の変動地形学的な侵食・堆積変化履歴と概ね整合的であり、宇都宮-烏山地域が非常に安定なテクトニクス環境にあることを意味している。

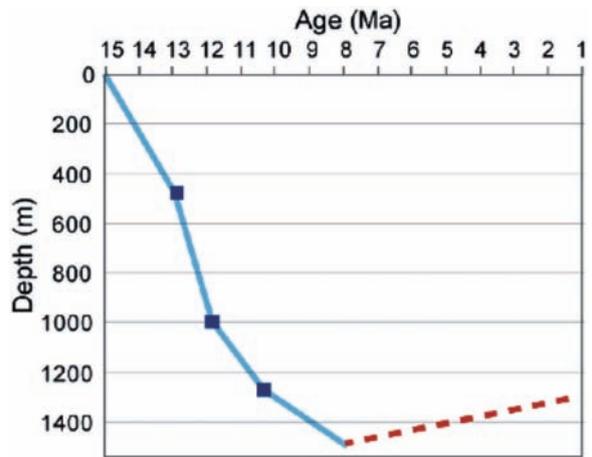


図 2.2.1-4 KR-1 コア試料から推定される烏山地域の荒川層群堆積開始～川崎層群堆積開始時期までの隆起・沈降曲線。荒川層群堆積開始を 0 m とし、曲線は荒川層群基底部の隆起沈降変動を示す。赤破線はコアの鉱物組成が示す地温勾配から見積もられた新第三系頂部の埋没深度を用いた隆起削剥量を示している（産総研深部地質環境研究コア, 2009）。

実際の評価にあたって参考となる知見

日本の海岸段丘に関する既存の情報は、「日本の海成段丘アトラス」にまとめられている（小池・町田, 2001）。最も良く発達する海洋酸素同位体ステージ 5e（12.5 万年前）の海岸段丘高度から求められた最近の平均変位速度分布を参照すると、西南日本内帯を除く日本の多くの地点は圧縮応力を反映して広い範囲で隆起傾向にあること、西南日本内帯では安定ないし海進性の海岸がかなり広いことが示されている。ただし、「日本の海成段丘アトラス」でも指摘されているように古い時代の海岸段丘については、編年データに乏しく、単に段丘面の高度から時代が推定されているものが多い。

一方、日本のテフラ層序に関する既存の情報は、「火山灰アトラス-日本列島とその周辺-」にまとめられ

* 経済産業省原子力安全・保安院からの受託研究「平成 20 年度地層処分に係る地質情報データの整備」として実施。

ている(町田・新井, 1992; 2003)。完新世から後期更新世のテフラについては、対比の基礎となるテフラの岩石学的特徴や年代情報が地域毎に網羅されており、地形面や堆積物の編年には不可欠の資料である。詳細なテフラ層序が確立していれば、断片的な地形面しか残されていない内陸山間部においても被覆テフラ層との関係から侵食履歴の復元は十分可能である(例えば Yamamoto, 2005)。ただし、中期更新世以前のテフラの情報は十分とは言えず、今後も新たな知見を積み重ねていく必要がある。

実際の評価にあたって残された課題

変動地形学や地質学上の履歴に基づき将来を予測する際に問題の一つになるのは、垂直方向の変位に比べ水平方向の変位が地形や地層に記録として残りにくい点である。例えばこのことは、侵食量の評価のうち海食による水平方向の地形変化の見積りが過去の履歴のみからでは十分に行えないことを意味している。海岸部の波による水平方向への侵食速度は、現在の海水準における数年から数十年については観測により計測事例があるが、氷期・間氷期サイクルによる海水準変動の影響を考慮した侵食速度については明らかになっていない。海食は、大局的には海面の変化速度と碎屑物の供給率に相関し、氷期から間氷期への海面の急上昇時に大規模に発生する。この時の海面変化速度は約+100m/万年と、通常の地殻変動速度を桁で上回っており、最終間氷期の下末吉海進時にも日本各地の沿岸部で顕著な海食面が形成されたことが明らかである。しかしながら、次の間氷期の再来時にどのように海食が広がるのかを予測できるような地形・地質の履歴データが得られているわけではない。同様に、海面低下時の河川の下刻がどのように水平方向に広がるのかを予測できるような地形・地質の履歴データも十分ではない。このような履歴データの取得を目的として、地層に残された侵食面の研究(例えばシーケンス層序学におけるラビーンメント面の時間・空間分布の把握等)や、テクトニクスに関連した大地形形成に関連する侵食・堆積作用の過去の履歴調査ならびに将来予測についても検討が必要である。このような、将来のサイトの地形変化を定量的に予測するためには、何らかのモデル計算等を用いて影響評価を行うことが必要になるが、地層処分で要求されるような時間スケールでの予測技術はこれまでほとんど開発されていないのが現状である。不足しているのは氷期・間氷期の海面変化に対する地形の応答を支配する素過程の理解であり、この分野での研究開発が今後必要となろう。

(2) 海面変化

評価対象の概要

第四紀の汎世界的な海面変化(ユースタティックな海面変化)の主要な要因は陸上氷河の消長による海水量の増減であり、過去100万年間には、約10万年間隔で100mを超える海面の昇降が起こっている(例えば横山, 2004)。従って、地層処分の評価期間内に複数回の海面変化が起こることは確実で、地下環境に対するその影響が適切に評価されている必要がある。日本列島周辺では単純に氷期には海面が低下し、間氷期には海面が上昇するものの、このような海面変化の特徴は全地球上で共通しているわけではない。我が国に先駆け地層処分事業を進める北欧諸国でも海面変化の影響は考慮されているが、氷河に覆われる北欧では氷期の海面上昇と間氷期の海面低下が前提とされ(SK B, 2004)、その評価シナリオをそのまま日本に適用することは不可能である。また、米国では、海面変化の影響が全く無視できる、内陸部の不飽和帯を前提とした検討が行われてきた。それゆえ、日本では日本固有の海面変化を念頭にその評価手法・評価シナリオを独自に用意しなければならない。

海面の変化は単に地形の標高に沿って海水準の位置を上下に移動させるだけではなく、変化率に応じて侵食・堆積作用にも影響を及ぼし地形そのものも変化させてしまう(河川の下刻や海食など)。海岸の移動は地下水シナリオでの移行距離に大きく影響を及ぼすだけでなく、海面自体が地下水流動の最終流出点のポテンシャルとなるため、その位置の変化は流動の駆動力に大きな影響を与えることになる。一般に海水準が低下すると、深層地下水の流動系は活発化する傾向にある。そのため、現在は流速の小さい緩やかな地下水流動場が存在したとしても、将来の低海面期にも今の状態が継続すると単純に外挿して評価することは難しい。海面の変化は内陸部においては、海岸部より影響が小さいものと考えられる。しかし、日本列島では構造線や断層等により透水性の裂かが発達している場所が多いため、地域によっては内陸部においても広域裂かを通して海面変化が地下水流動に影響を与える可能性がある点に留意する必要がある。

海面変化がもたらす地下水流動系への影響では、地下水水質の変化も予測される。海面が低下し地下水流動が活発化すると、塩水であった海岸部の地下水の淡水への置き換わりが促進される。逆に海面が上昇した場合、淡水であった海岸部の地下水が海水の浸透により塩水化することが予測される。淡水-塩水の相互作用の予測は、地下水の流動速度・塩水の浸透速度(地下水の置き換わり速度)と海面変動周期の予測に依存する。上述のように海面変動の将来予測の不確実性に加え、地下水流動速度の見積り誤差が加わるため海水

面の変動に伴う地下水水質変化の予測は大きな不確実性を持つ。なお、青函トンネル掘削中に得られた海底下において、淡水と海水の様々な混合による地下水が実際に発見されている (Mizukami *et al.*, 1977)。

評価指標の設定とデータ採取

地下環境の長期評価のためには、精密調査地区選定段階において過去の氷期・間氷期に被った地下水系変化を適切に調査し、海面変化との関連を明らかにしておく必要がある。そして、そのための唯一の実証的手法は、地下水年代を求めて、超長期にわたる過去の地下水系の状態を明らかにすることである。数万年よりも古い地下水年代が得られる場所は、海面が最も下がった（流動の最も活発な）時期における地下水流動を反映していると考えられる。数千年程度の年代値しか得られない地域は、外挿はもとより、海面が下がったときの流動速度を直接推定できないため、予測不確実性の観点から処分地としては望ましくはない。反対に、地下水年代が古いほど、処分地として望ましいのは明らかである。

具体的には、概要調査地区およびその周辺において、対象地層に関係するあるいは影響を及ぼすと考えられる帯水層（もしくは亀裂性地下水）について、現地地下水調査を実施し、

- ① その地下水の起源
- ② 混合過程
- ③ 地下水年代等

を明らかにすることが必要である。一方で、掘削調査等により調査対象とする帯水層（もしくは亀裂性地下水）の水理特性についても、透水性、大きさ、広がり等に関する調査を行う必要がある。また、地球化学的に決定される地下水の起源、年代やそれらの特徴の空間分布が、帯水層の水理特性の分布と矛盾がないことを確認することも必要である。

評価指標のデータ採取にあたって考慮すべき点

約10万年間隔で繰り返される氷期-間氷期のような超長期の変動の影響を調べるためには地下水年代も相当に古い年代まで測定が行われる必要があり、そのためにはヘリウムや放射性塩素を用いた年代測定法が有効である。本来、地下水は絶えず流動しているので、過去の履歴が証拠として残りにくい。例えば、平均滞留時間100年の地下水からは1000年前の情報を抽出することはできない。評価対象期間が超長期にわたる場合は、この点が予測の不確実性になって現れてくると考えられる。しかし、地下水年代は化学トレーサーを用いて測定される場合には、平均滞留時間で表されるため、地下水流動に影響を与える事象（ここでは、

海面変動)の繰り返しパターンが想定される場合には、その周期以上の年代測定値が得られれば、十分な時間軸の長さで流動に関する将来を予測することが可能である。具体的には、地下水中に溶存しているヘリウムによる超長期年代測定手法 (Morikawa *et al.*, 2005) を用いるなど、評価対象地区の地下水年代により、海面変化による地下水流動変化の影響を調べる事が重要である。例えば、年代が1~2万年程度であれば、海面の低下時に流動し、上昇時に停滞する地下水系であり、10万年程度の年代値が得られれば、少なくとも最終氷期の期間の海水面変化に対して当該地下水系は安定であったことが示される。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

海面変化の影響評価にあたっては、地下水年代測定値が最も重要なデータとなる。沿岸部では、塩水と淡水が混合した地下水系となっており、起源の異なる二種類の地下水の混合系で成り立っている。このような場合は、ヘリウムによる超長期年代測定手法では地下水年代を一義的に決定することはできないことに注意を要する。詳細な混合解析を行い、地下水形成プロセスの解明を同時に行う必要がある。さらに、地下水がガスで過飽和になっている場合はヘリウムが気相に移動するため正確な年代値を得ることができない。元の液相に溶解した濃度を推定し、年代値を求めなければならない。

一方、沿岸部の塩水に関しては放射性塩素同位体 (^{36}Cl) を用いた年代推定法 (馬原ほか, 2006; 産総研深部地質環境コア, 2010*) が有望である。複数の手法を用いた相互チェックあるいはカップリングによる精度向上などが望まれる。

実際の評価にあたって参考となる知見

酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) の変化曲線に見られるゆっくりとした寒冷化と急激な温暖化を示す鋸状の変動パターンは (図 2.2.2-1; Basinnot *et al.*, 1994), 10万年の再来間隔よりも短い時間スケール内で、次の氷期がいつ始まるのか、どのように変化して次の間氷期に至るのかの予測が困難なことを意味している。さらには、人為的な CO_2 の排出がもたらす気候の温暖化が、将来の気候変動に及ぼす影響も予測することが困難で、氷期-間氷期サイクルの周期自体が変化してしまうことも十分あり得よう。10万年の氷期-間氷期の再来間隔自体も、日射量変動にみられるミランコビッチサイクルではなく、大陸氷床の非線形な振る舞いによるもので、将来温暖化が進行すれば本来のミランコビッチサイクルである4万年間隔に戻る可能性がある (阿部, 2002)。気候変動の影響を大きく受け

* 経済産業省原子力安全・保安院からの受託研究「平成21年度地層処分に係る地質情報データの整備」として実施。

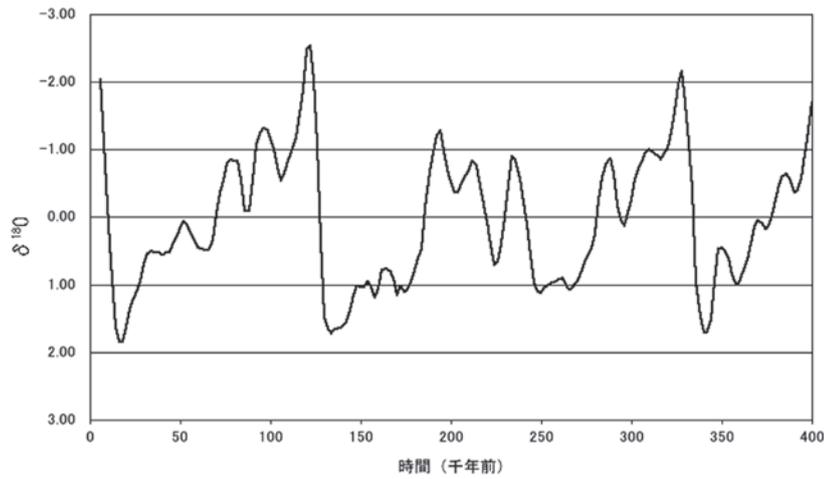


図 2.2.2-1 深海底コアから得られた酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ の変動履歴。 $\delta^{18}\text{O}$ は海水の温度の指標であるだけでなく、さらに重要なことは、陸域に氷床や氷河として固定された水の量の指標でもある。Bassinot *et al.* (1994) による

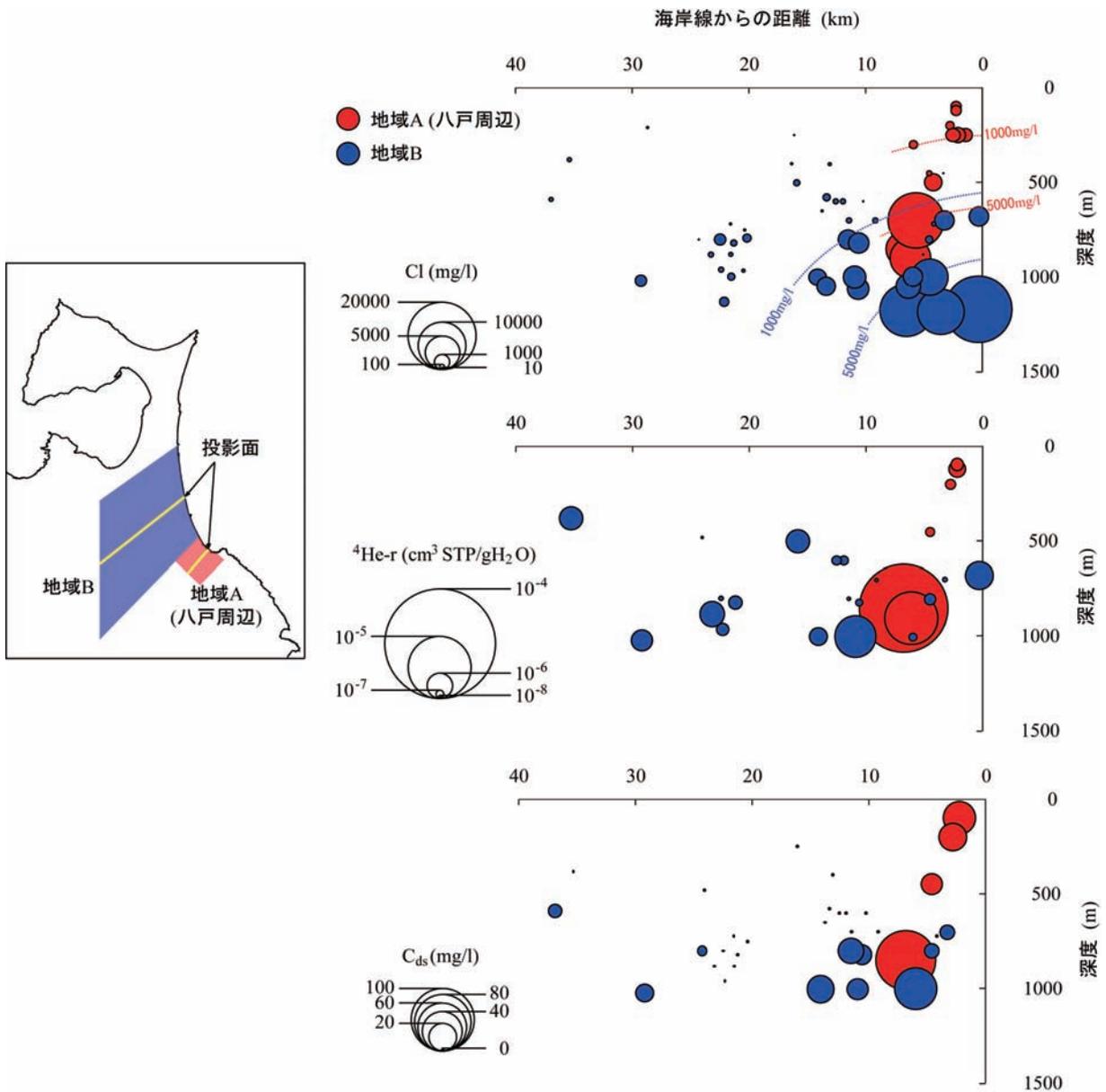


図 2.2.2-2 青森県東部、八戸周辺（地域 A：結晶質岩地域）と上北全域（地域 B：堆積岩地域）における地下水試料の海岸からの距離、坑井深度と Cl 濃度、放射壊変起源 ^4He 濃度、 C_{ds} 濃度の関係。（産総研深部地質環境研究コア、2010）

るスウェーデンでは、このような背景から将来の気候を予測することは不可能であるとし、一方で100万年の評価期間の中では発生時期は予測できなくとも氷期-間氷期サイクルが繰り返すこと自体は確実であるので、起こりえる最大リスクをもって評価することが重要とする立場を取っている (SKB, 2004)。この対応は現段階で最も現実的な戦略であり、これに従うなら海面変化の将来予測では将来の発生時期を特定することなく、氷期-間氷期サイクルにおける最大海面低下量 (内陸では最大下刻量) を常に最大値として見込めばよいことになる。氷期の海面低下量については、様々な推定値が報告されているが、最終氷期の大陸氷床増加分による海面低下量は120m前後と推定されている (Nakada *et al.*, 1991)。また、過去100万年での最大低下量は、対馬海峡の陸化が起きた約60万年前と約40万年前の氷期で (小西・吉川, 1999)、その量は140mに達する。

海面変化が地下水系に与える影響については、沿岸域における塩水、淡水の分布等が参考になる。青森県東部の事例 (図2.2.2-2; 産総研深部地質環境研究コア, 2010¹) では、Cl濃度が1000mg/l以下の地下水が堆積岩地域の場合は沿岸部の深度500m程度まで存在している。結晶質岩地域になるとその深度は浅くなる。沿岸部の比較的深い場所に淡水が存在することは、海面が低下していた氷期に流動していた地下水の名残であろうと考えられている。一方で、最も高い放射壊変起源の⁴He濃度を持つ結晶質岩地域の深度800mの塩水は数十万年の年代を持つことも示唆され、海面変化の影響をほとんど受けていない停滞水が存在していることを示している。

実際の評価にあたって残された課題

海面変化により地下水系がどのように変化するかについては、シミュレーションが行われたことはあるが、地下水年代測定等を用いた実証的研究は未だ行われていないのが現状である。沿岸域において、どの程度の深度まで海面変化が影響するのか、また、堆積岩地域と結晶質岩地域での影響の違いはあるのか、さらに、内陸部にはどの程度影響するのか等に関する知見が不足している。

(3) 地震・断層活動

評価対象の概要

地震は地下の岩盤の破壊現象であり、一般にはある面 (断層面) に沿って、その面の両側の岩盤が急激にずれ動く現象である。断層面に沿って岩盤がずれ動くことにより岩盤中に振動が生じ、周辺に波 (地震波) として伝わってゆく。地震波が地表に到達し、地面が揺り動かされることにより、地震動という我々が感じる地面の揺れが発生する。また、地震は地盤の隆起・沈降や水平変動、軟弱地盤の液状化現象、マスマーブメントの誘発、地下水系の変化等のほか、海底下で発生した場合には津波を伴うことがある。ほとんどの地震は処分地深度よりもさらに深い場所で発生するものの、最初に岩盤のずれが始まった地点である震源が比較的浅く (約20km以浅)、地震の規模が大きい (マグニチュード (M) 6.5以上) 場合は、断層のずれが地表に到達してしまう (地震断層の出現)。もし仮に処分地の廃棄体がこのような断層のずれの直撃を被った場合には、廃棄体は破壊され、さらに壊れた廃棄体と地表を結ぶ最短の水みちが新たに形成されることになる。それゆえ、評価期間内に断層のずれが直撃する可能性のある領域は処分施設の設計において避ける必要がある。また、サイト影響を考慮する観点からは、断層のずれの廃棄体への直撃が排除できた場合でも、1) 地震活動やそれに伴う地殻変動が地下水に与える影響、2) 地震活動に影響を与えるテクトニクスの将来における安定性を、それぞれ評価する必要がある。操業期間中の安全評価では、周辺で発生する大規模な地震による地震動の影響も評価の対象となると考えられるが、地下の岩盤中の地震による揺れは深くなるにつれて小さくなっていくこと、液状化が起こるような軟弱地盤は立地選定で排除されること、等が考えられるため、閉鎖後の安全評価での地震動の影響は小さいことが考えられる。

評価期間内での地震活動を予測するためには、日本における過去の地震活動履歴を将来に外挿することが基本となる。地表にずれを生じさせるような陸域での震源の浅い大規模な地震については、その多くがほぼ同一の既存の断層沿いでずれを繰り返していることが確認されており、このような断層として活断層が明らかになっている。これまでに明らかになっている活断層の分布は、「日本の活断層」 (活断層研究会, 1991) や産総研情報公開データベース「活断層データベース」²、全国主要活断層活動確率地図 (吉岡ほか, 2005; 図2.2.3-1) に詳しい。ただし、活断層の定義は研究者によって異なっており、「活断層データベース」では約10万年前以降に繰り返し活動したも

1. 経済産業省原子力安全・保安院からの受託研究「平成21年度地層処分に係る地質情報データの整備」として実施。

2. <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html>

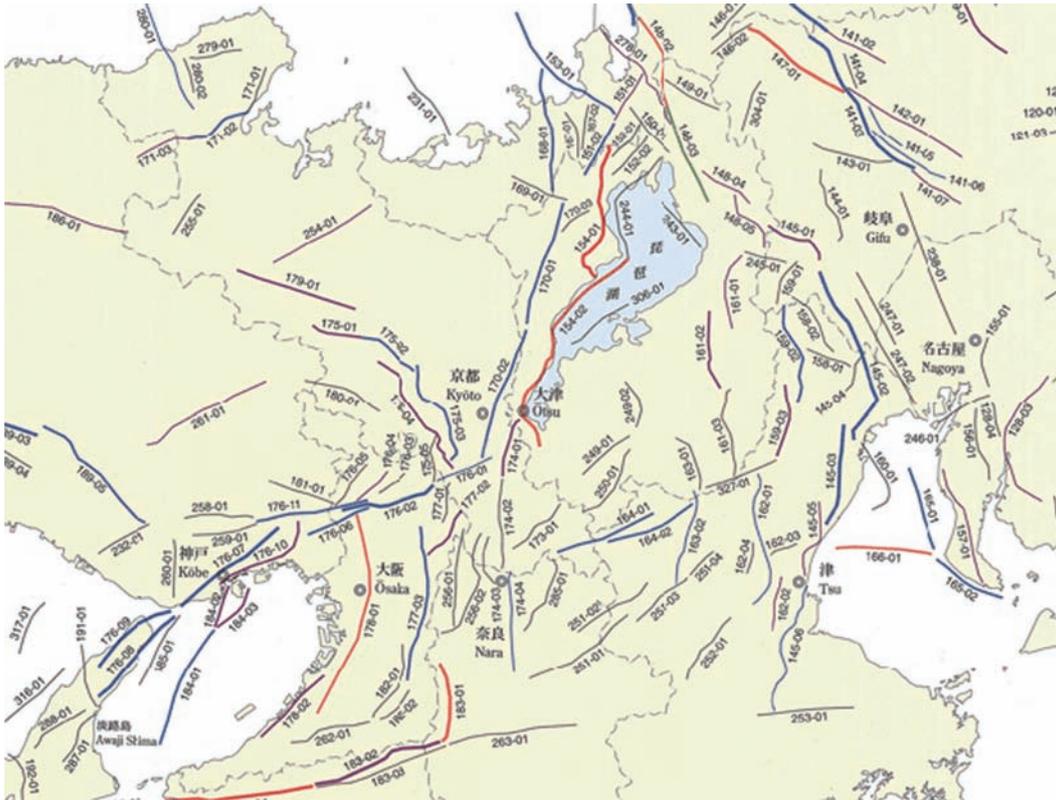


図 2.2.3-1 全国主要活断層活動確率地図の一部 (吉岡ほか, 2005).

活動セグメントごとの将来活動確率が色分け表示されており、今後 30 年間の活動確率 3%以上の活動セグメントが赤線で表示されている。また、活動セグメントごとの平均活動間隔が線の太さで表示されており、平均活動間隔 3,000 年以下の活動セグメントが最も太い線で表示されている。

のが扱われている。従って、将来 10 万年を越えるような長期に及ぶ期間での地震活動を予測する場合は、このような活断層の定義からはずれた断層も活断層と同様に考慮する必要がある。将来 100 万年の期間を評価期間として念頭に置かならば、地層処分の安全評価では第四紀に活動した断層（広い意味の活断層）を対象にする必要がある。また、従来の活断層の認定は、主に空中写真を用いた地形判読で行われているものが多く、断層そのものの現地調査が不十分なものも多いことに注意が必要である。従って、地形的に未成熟な活断層についてはこれまで見落とされているものがあり、例えば、2000 年鳥取県西部地震はこのような未確認活断層沿いで発生したものである（松田, 2005）。しかし、このような低活動性の断層についても断層や断層岩を対象にした野外地質調査によって事前にそれらの断層を検出することは可能であり（小林・杉山, 2004；相澤ほか, 2005）、概要調査では調査対象地域で地質学的に認められる既存の断層を対象とした調査が必要となる。

一方、日本列島の太平洋沖で発生する海溝型巨大地震については、陸側プレートとその下に沈み込む太平洋・フィリピン海プレート間の固有の場所で数十年～百年間隔で繰り返し起きることがその特徴となっている。発生場所は、千島海溝・日本海溝・相模トラフ・

南海トラフ・琉球海溝の陸側であるが、その震源域の大部分は海域にあり、地震を起こす岩盤のずれが陸側の処分施設を直接破壊する可能性は非常に小さい。ただし、関東南部から東海沿岸部、紀伊半島・室戸岬・足摺岬の先端部の地下には関東地震や東海・南海地震の震源域が伏在しているとされている（図 2.2.3-2）。このような地域では巨大地震時にプレート境界から分岐した断層が陸側に生じる可能性があり、海溝型巨大地震の間隔よりも数倍～1桁長い間隔の各半島先端部の間欠的隆起はその結果であると考えられている（例えば米倉, 1979；島崎, 1980）。従って、地表に活断層が記載されていなくともその地下に海溝型巨大地震の震源域がある場合は、断層のずれによる処分施設破壊の危険性を考慮する必要がある。また、1923 年の関東地震の際に、地表のずれが房総半島や三浦半島の陸上部に出現していることが報告されている（延命寺断層・下浦断層；杉村, 1973）。

評価指標の設定とデータ採取

既に述べたように、評価期間内の断層運動を予測するためには、対象地区およびその周辺で過去に起きた断層の活動履歴に基づき、将来の断層運動の有無、可能性がある場合はその活動度を考察することが基本となる。特に、精密調査地区選定段階においては、

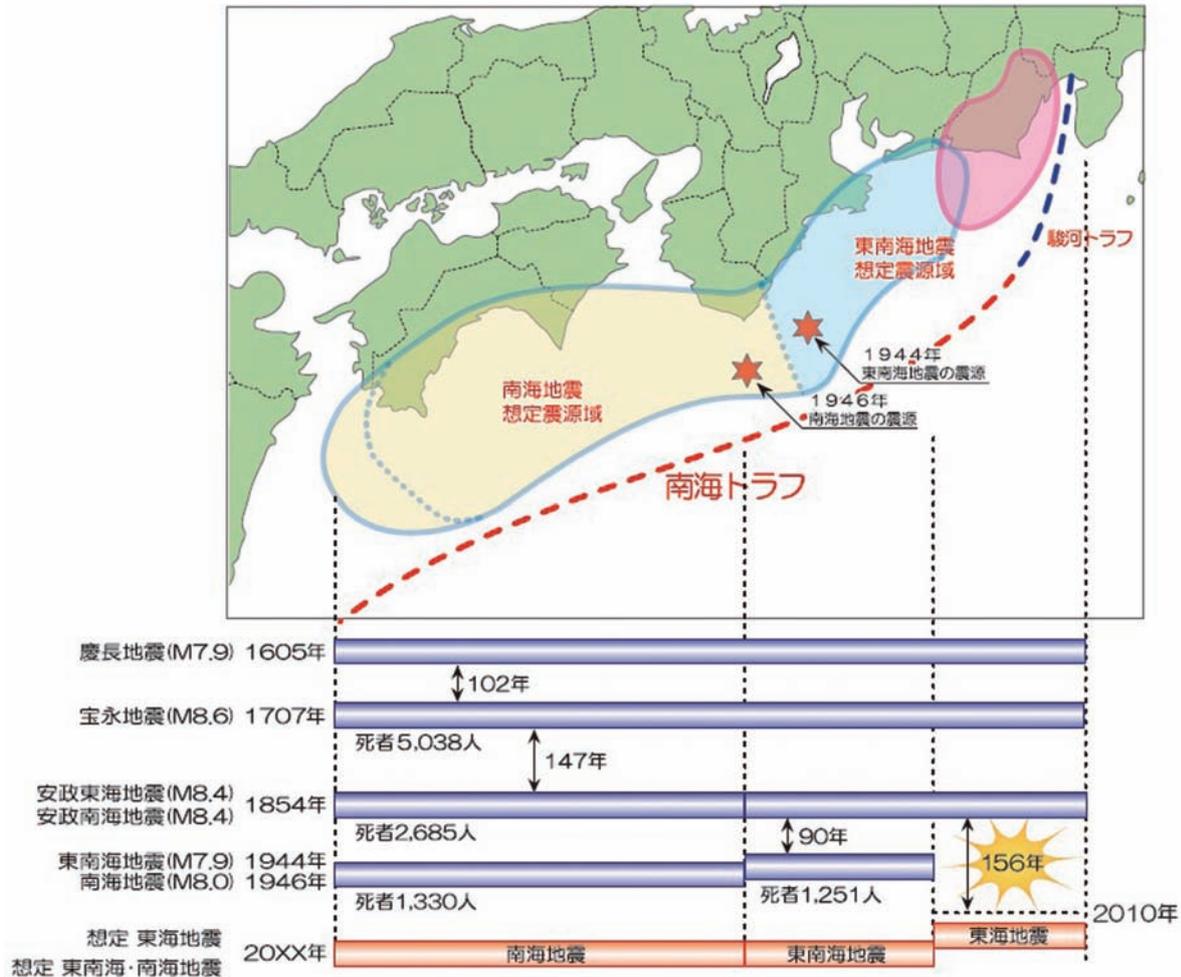


図 2.2.3-2 南海トラフ沿いで発生した過去の海溝型巨大地震の震源域 (気象庁 HP から転載)。

1. 対象地区内の断層についての第四紀における変位の有無
2. 変位のある場合、その断層の規模と姿勢・変位のセンス・変位速度
3. 変位の有無にかかわらず規模の大きな断層が存在もしくは伏在する場合、その地下構造に関する地球物理学的探査結果

が全て示されている必要がある。その上で、将来の大地震発生時の断層運動が問題とならないような施設設計が対象地区内で可能か否かの判断が示されていなければならない。また、地区内での断層運動の可能性はなくとも、周辺に大地震を起こし得る活断層がある場合には、地下水移行シナリオ等でその影響が適切に評価されている必要がある。

具体的な調査法としては、評価対象地区およびその周辺を対象に、地形判読によるリニアメントの抽出と活断層地形の抽出 (米倉ほか, 1990; 渡部・鈴木, 1999), リニアメントを対象にした地表地質調査およびトレンチ掘削調査による断層の存在確認 (杉山, 2001), 断層の形態確認 (面構造・線構造の種類と姿

勢, 断層面の形状, 変位のセンス), 断層岩の性状確認 (幅, 色調, 粘土鉱物の同定), 断層変位履歴の確認 (被覆層への変形の有無と活動時期の特定), ボーリング掘削による断層累積変位量の確認, 地震波探査・電磁気探査・精密重力探査等の地球物理学的手法による断層地下構造のイメージング (例えば物理探査学会, 1998; 池田ほか, 2000; 麻植ほか, 2004), 水文地質学的調査による断層周辺の水理構造の把握, 等が必要である。活断層は、複数の断層からなる断層帯として活動している事例が多いため、成熟した活断層については断層帯全体の構造発達史, 特に断層活動の移動 (マイグレーション) 履歴, が解明されることが望ましい。さらに、活断層地形が不明瞭で、被覆層との変位関係も不明瞭な未成熟の活断層については、断層岩の性状等からその活動性の評価を試みる必要がある。

評価指標のデータ採取にあたって考慮すべき点

調査結果で得られた過去の断層活動履歴を将来に外挿する際には、以下のことにも留意しておく必要がある。

- 地域によっては被覆層との変位関係から時間的に十分な断層変位履歴が復元できない場合もあり得よう。そのような場合には、評価期間に対し短い履歴を将来に外挿しても妥当であることを地質学的に担保する調査やデータ取得が別に必要となる。例えば、断層変位の累積による隆起運動を含む構造発達史を周辺の地層からの情報から確立することで、定性的な将来予測像を示すことが求められる。
- 日本のような活動的島弧の場合、評価対象地域およびその周辺には、地域によって存在頻度は異なるものの、既存の地質断層が必ず存在すると考えてよい。従って、確認された既存断層の再活動度の評価は、必ず求められることになる。断層の規模については、地表地質調査によって可能な限り水平方向の広がりを把握し、広域応力場との力学的関係や周辺の活断層との幾何学的関係を明らかにしておくことが必要である。また、断層の地下構造については、処分地深度よりもさらに深い

構造、例えば数 km 以深までの構造を、地震波探査等の地球物理学的調査によって明らかにしておくことが必要である。特に、中新世に形成された正断層群は、地下に伏在している場合が多いため(図 2.2.3-3; 高橋ほか, 2006), 地表に顕著な断層がなくともこの種の探査は不可欠である。さらに、地表に活断層が露出してなくとも評価対象地域が海溝寄りの場合、地下にプレート境界地震の震源域の存在が想定され、巨大地震発生時に既存断層が誘発ずれ変位を起こす可能性が高いため、より詳細な断層調査が必要となる。

- 水文地質学的調査では、断層そのものの水理特性の把握を行い、断層が浸透の水みち、流出の水みち、あるいは単に遮水としての機能等を明らかにすることが必要である。その際、断層上の異なる場所で水文地質学的機能が異なる場合があるので注意が必要である(図 2.2.3-4; 産総研, 2010^{*})。また、周辺への影響評価のため、断層周辺の水収支の全体像を明らかにするとともに、断層近傍に

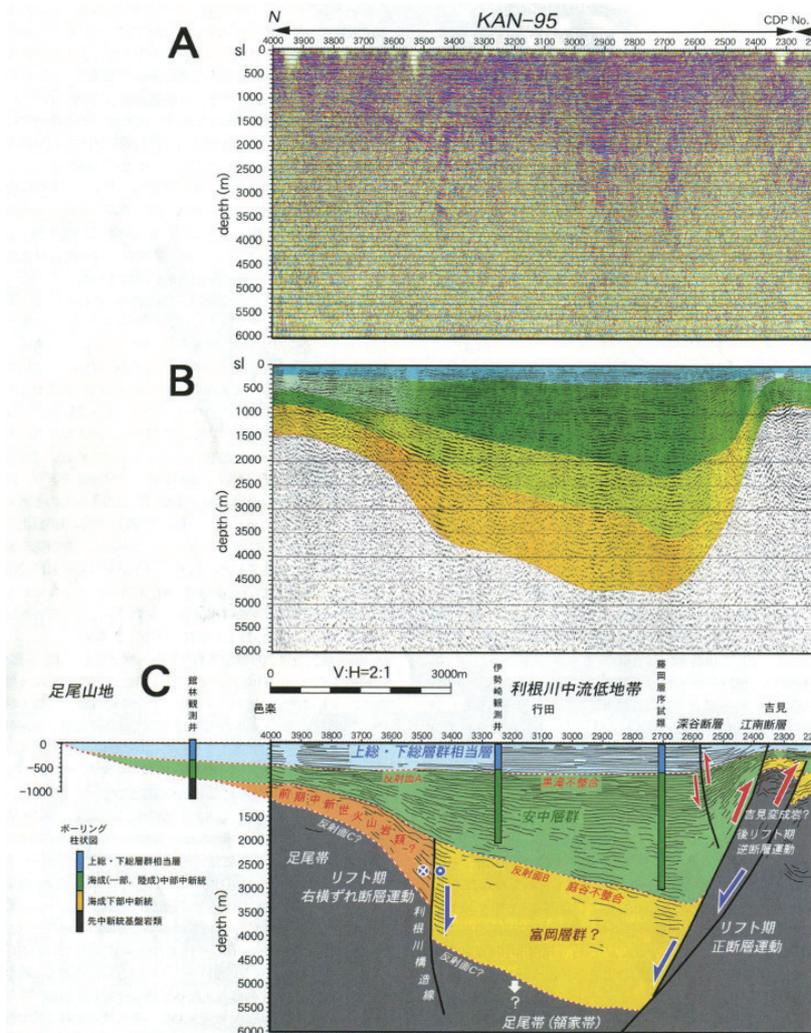


図 2.2.3-3 朝霞 - 鴻巣 - 邑楽での反射地震探査断面 (A), P 波速度構造 (B), および地質学的解釈 (C) (高橋ほか, 2006)。

* 経済産業省原子力安全・保安院からの受託研究「平成 21 年度地層処分に係る地質情報データの整備」として実施。

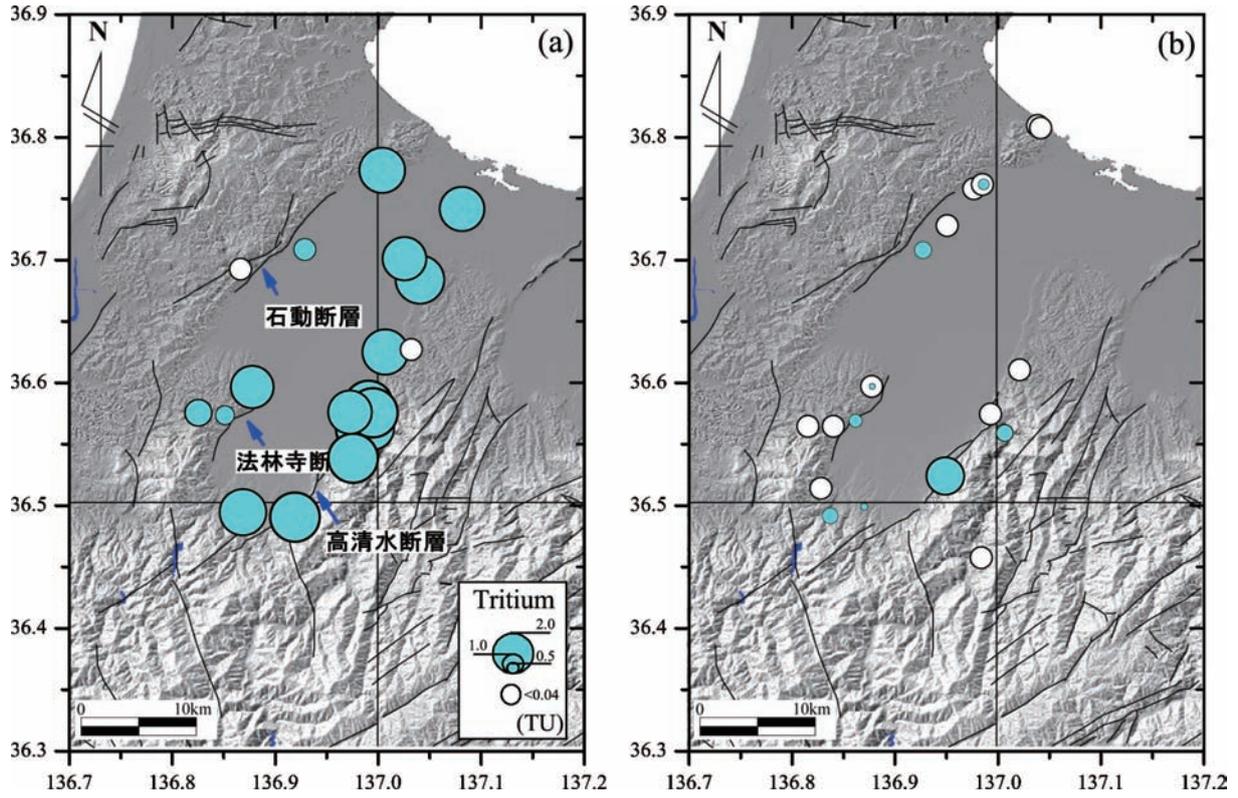


図 2.2.3-4 富山県西部の砺波平野における地下水中のトリチウム濃度の分布. a) 浅層地下水 (150 m 以浅), b) 深層地下水 (150 m 以深). 浅層地下水 (a; 左図) でトリチウムが検出されなかった地点では, 深層から浅層への地下水上昇が生じている. また, 深層地下水 (b; 右図) でトリチウムが検出された場所では, 浅層から深層へ地下水の浸透が生じている.

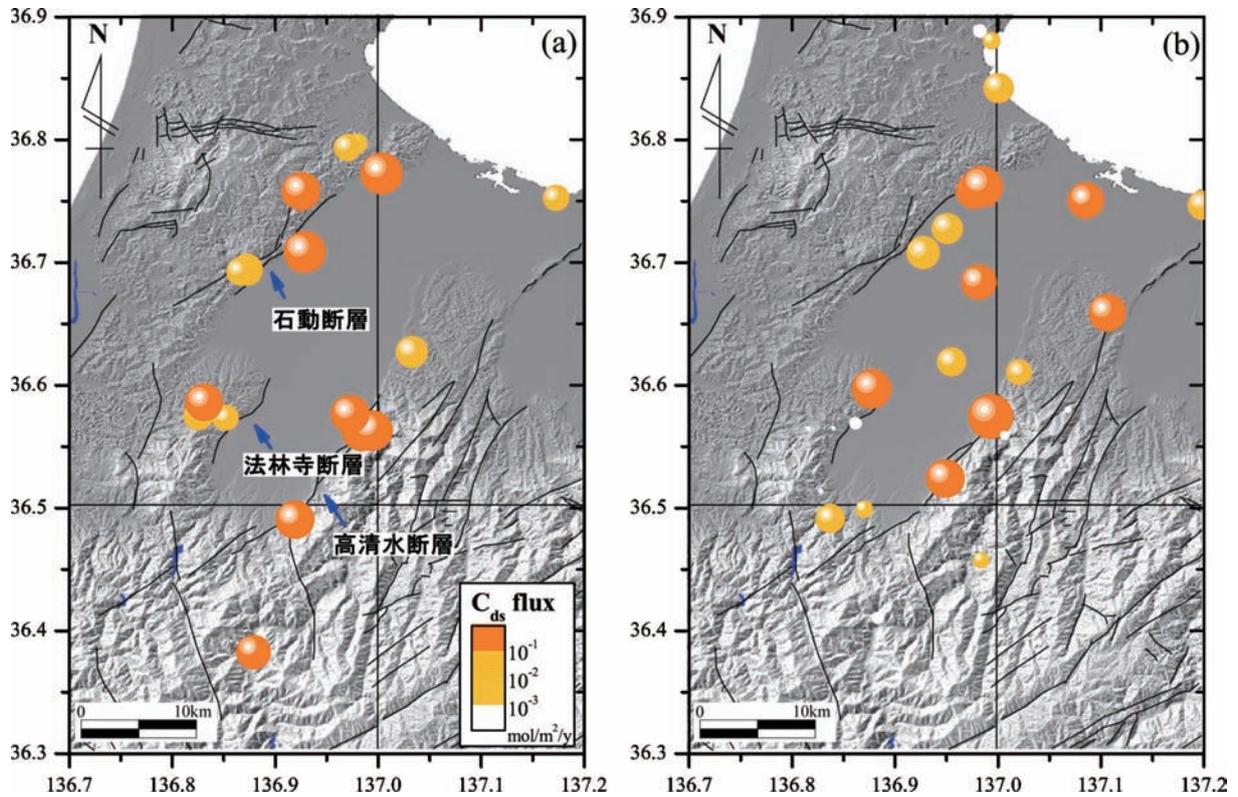


図 2.3.3-5 富山県西部の砺波平野における地下水への深部起源炭素フラックスの分布. a) 浅層地下水 (150 m 以浅), b) 深層地下水 (150 m 以深). 浅層地下水 (a; 左図) で断層に沿って深部起源炭素フラックスの高い場所が存在する. また, 深層地下水 (b; 右図) でも同様の傾向がみられる. なお, 深部起源炭素については第2章 (5) を参照.

存在する地下水の年代、深部流体起源の Cl および CO₂ フラックス (図 2.2.3-5;産総研, 2010^{*}), 透水性亀裂の分布, および異常間隙圧の成因, 等を明らかにしておく必要がある。これらの調査手法および考慮事項は第4章 (3) d. にまとめられている。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

日本の活断層の多くは、日本海拡大期の前期～中期中新世やそれ以前に形成された断層が再活動する反転テクトニクスに支配されている。例えば、東北日本で現在活動中の逆断層の多くは、元々は前期～中期中新世の日本海拡大時に形成された正断層であったものが約 3 Ma 以降の圧縮応力場の顕在化により随時反転再活動を始めたものであり (佐藤, 1996), その再活動は第四紀も進行中である。例えば、1611 年に M6.9 の地震を引き起こした会津盆地西縁断層は、西側隆起の逆断層であるものの断層を挟んで西側に低重力異常が存在し、比較的若い約 30 万年前頃から既存の正断層が反転を開始したため元々の西下がりの地質構造が解消されきっていないものと判断されている (図 2.2.3-6; 牧野ほか, 2005)。また、2003 年宮城県北部地震も活断層としては地表に現れない既存の正断層が逆断層としてずれたため起きたものであると考えられている (Kato *et al.*, 2004)。一方、西日本の活動層は現在の東西方向の圧縮応力場を反映した横ずれ断層が卓越している。しかし、これらの断層も元々は南北方向の圧縮応力場で形成された横ずれ断層系が後期中新世以降に反転再活動して形成されたものであり、新第三紀以前の地質構造のずれは今の活断層のずれのセンスとは逆となっている (図 2.2.3-7)。また、九州地方においても、鹿児島県甕島では中期中新世に広域的な応力場変換 (北東-南西方向に引っぱり応力軸をもつ正断層から北西-南東方向に引っぱり軸をもつ正断層応力場) が生ずる際、前期中新世以前に形成された断層が既存の地質断層の再活動等によって断層活動域の再編成が発生していることが報告されている (藤内, 2008; Tonai *et al.*, 2011)。第四紀での反転テクトニクスの状況は将来の評価期間内でも継続することが確実であり、活断層としては地表に現れない既存の断層が今後も再活動をする可能性は十分に検討する必要がある。評価対象地域やその地下に大規模な断層が存在する場合は、再活動の可能性を考慮し、ずれ破壊の影響がおよび得る領域を避けることが求められる。また、既存の断層が全く別の地震によって誘発され変位を起こすこともあり、誘発断層もしくは同情性断層と呼ばれている。このような誘発ずれ変位を避けるためにも、評価対象地域の顕著な断層は全て抽出し、それらの規模を評価して、誘発変位の影響がおよび得る領域を避けることが求められる。また、既に記述したように地

下に海溝型巨大地震の震源域がある場合も、副次的な断層のずれによる廃棄体の破壊を避ける必要がある。

断層活動に起因する水文地質学的変化については、正確な予測が困難なため予測される値の最大値で評価する必要がある。処分地近傍に断層が存在する場合、特に断層が深層地下水の流出場として機能する場合には、線量評価結果に大きな影響が考えられるため、流量等の定量的評価を行った上で最大値の見積ることが必要である。地震時の水文地質学的変化、断層変位の累積による地形変化がもたらす水文地質学的変化については、予測される値の最大値で核種移行評価に組み込まれる必要がある。

実際の評価にあたって参考となる知見

活断層の認定手法としては、変動地形学的調査、地表地質調査、地球物理学的手法、が知られている (原子力安全委員会, 2008)。このうち、空中写真判読を用いた変動地形学的調査は、活断層認定の最も基礎的な研究手法として広く用いられている。しかしながら、2000 年鳥取県西部地震 (M=7.3) のように明瞭な変位地形を伴わない活断層 (低活動性断層) の存在が知られている。この地域においては 2000 年 10 月に地震活動が起こるまで、活断層の存在はおろか、リニアメントの存在すら認定されていなかった。低活動性断層による地震活動としては 2004 年新潟県中越地震、2008 年岩手・宮城内陸地震等の事例もあることから、低活動性断層の認定・活動評価手法の確率が必要である。

2000 年鳥取県西部地震以後、この震源域周辺で詳細な空中写真判読および地表地質調査、トレンチ調査が実施され、数万年の活動周期を持つ低活動性断層の特徴が徐々に明らかにされている。これらの調査により示される以下の特徴は、花崗岩地域に発達する低活動性断層の認定判断として活用することが期待される。

地表調査によると、活動間隔 2～3 万年と予想される 2000 年鳥取県西部地震の震源断層周辺の比較的活動周期の短い低活動性断層は、より活動性の乏しいものに比較して、断層ガウジとよばれる断層粘土と破砕物からなる破砕帯の空間分布頻度が高く、発達程度 (断層ガウジの幅) も広いことが報告されている (図 2.2.3-8; 相澤ほか, 2005)。従って、高田ほか (2003) が示した詳細な空中写真判読によるリニアメントの認定と、相澤ほか (2005) の断層ガウジに着目した地表地質調査により低活動性断層の存否が可能と考えられる。

次に、鳥取県西部地域の震源断層周辺のガウジの肉眼的特徴として、震源域に発達する断層ガウジは白色～青灰色で、その周辺部は黄褐色～赤灰色を呈するものが多い特徴が認められた (相澤ほか, 2005)。この

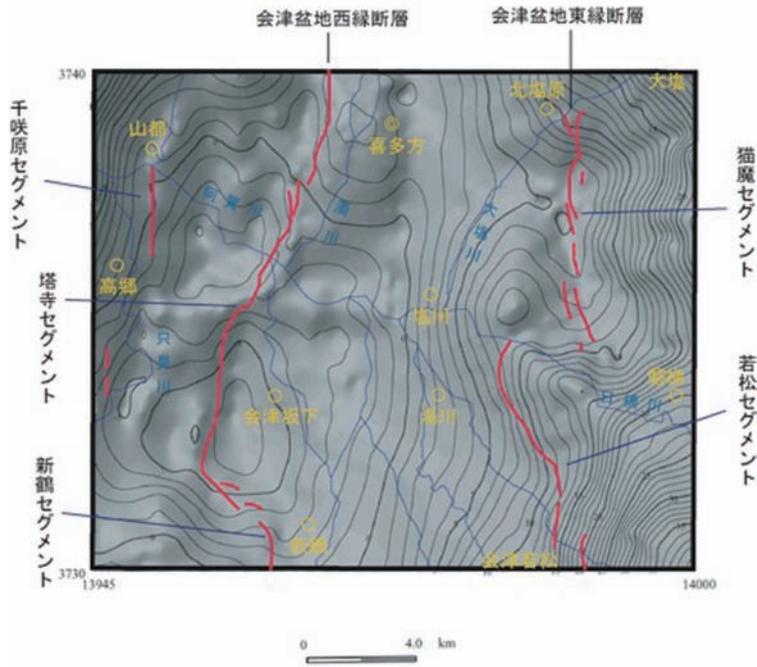


図 2.2.3-6 会津盆地の重力陰影図と活断層。
会津盆地西縁断層は西上りの逆断層にも関わらず重力は西側が低い。

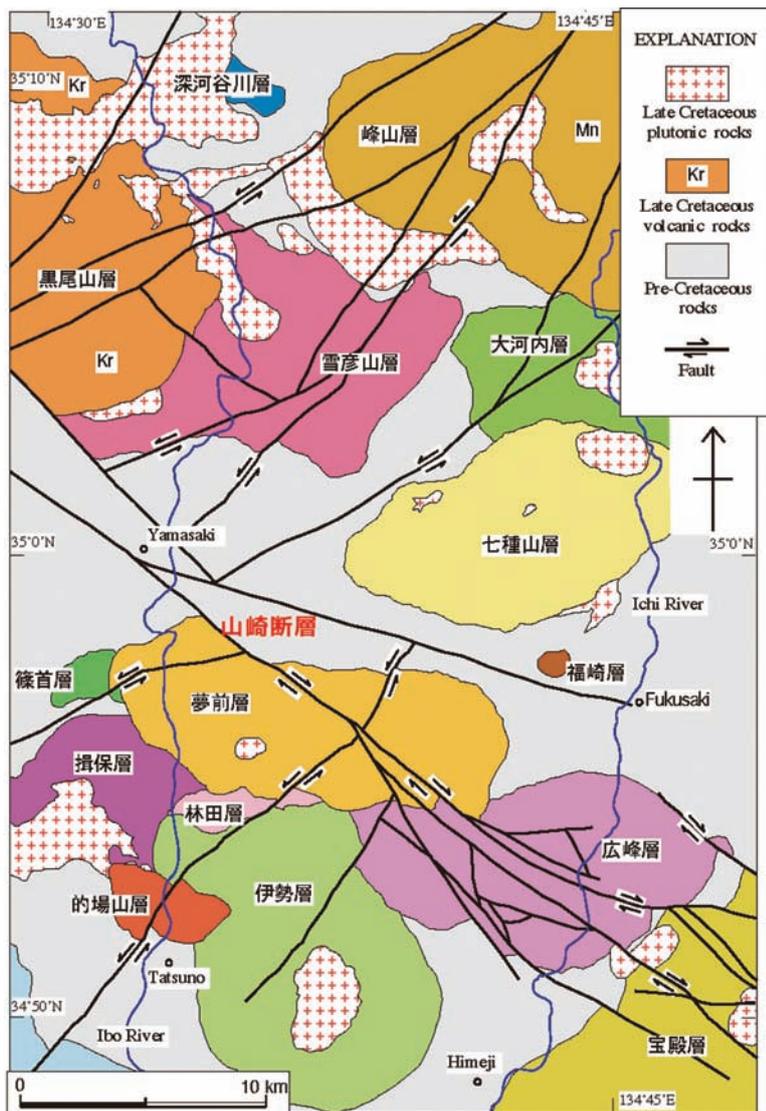


図 2.2.3-7 山崎断層周辺の地質構造図 (Yamamoto, 2003)
山崎断層は東西方向の圧縮応力場を示す左横ずれの活断層であるが、先新第三系を切る既存の地質断層は南北方向の圧縮応力場を示す逆センスの横ずれ断層系であることに注目すること。

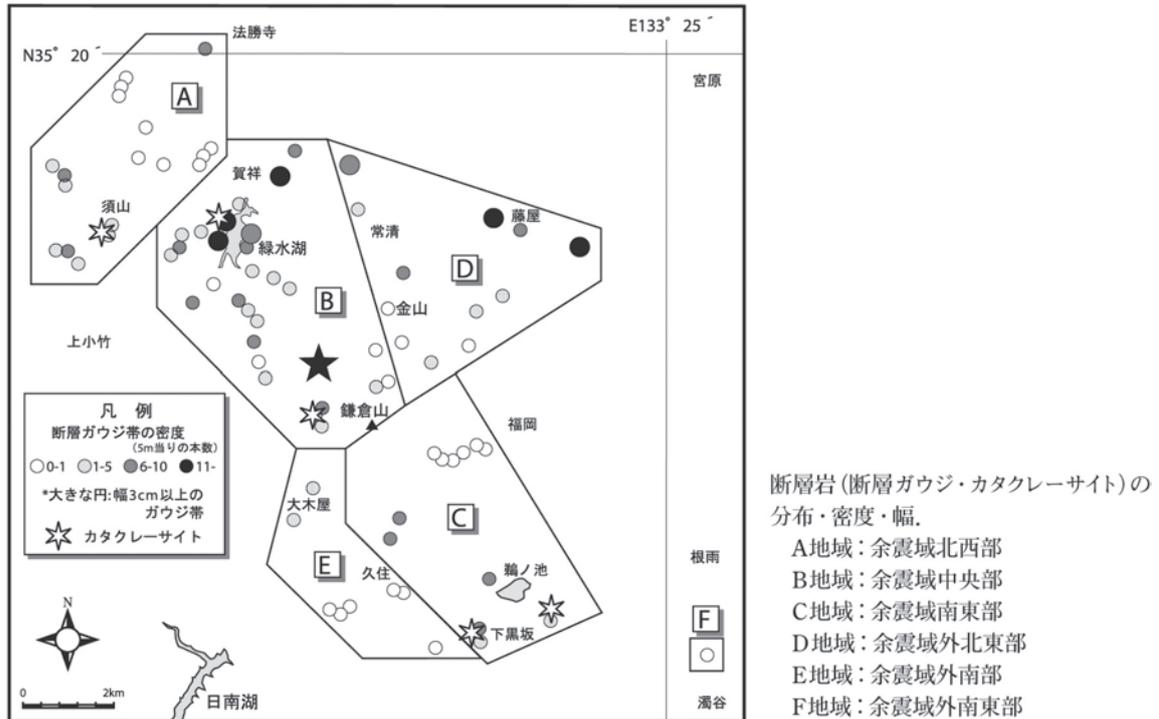


図 2.2.3-8 2000 年鳥取県西部地震断層およびその周辺の断層岩の空間分布 (小林・杉山, 2003)。

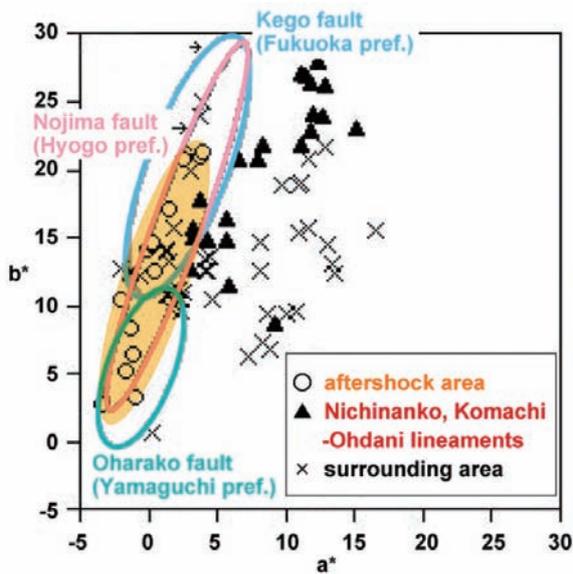


図 2.2.3-9 2000 年鳥取県西部地震断層 (余震域) とその周辺に分布するリニアメント発達域に認められる断層ガウジの色相。野島断層 (1995 年兵庫県南部地震) 及び警固断層 (2005 年福岡県西方沖地震の震源断層の延長断層) に形成される断層ガウジの色相分布もあわせて図に示した。

活動性と断層ガウジの色相の関連性は、1995 年兵庫県南部地震、2005 年福岡県西方沖地震の震源断層の延長にあたる警固断層においても同一の傾向が認められる (図 2.3.3-9: 宮下ほか, 2011)。これらの断層はいずれも花崗岩地域に形成されたものであることから、断層岩ガウジの色相は花崗岩地域に形成される低活動性断層の活動性評価の指標として活用することが可能であると考えられる。

産総研深部地質環境研究コア (2010) は、鳥取県西部地震断層周辺の断層ガウジについての色相に対応する構成鉱物種を粉末 X 線回折法ならびに段階溶媒抽出試験により分析し整理している。これら断層活動性

に対応する鉱物相変化に関しては、今後の検討課題である。

実際の評価にあたって残された課題
 〈地質断層の再活動性に関する評価手法の開発〉

広域応力場の変化による断層活動を評価する際には、応力場変化の原因の継続性が不確実性であり、応力場変化に対応した地質断層の再活動に関する評価手法の検討が必要である。応力場変化に対応した地質断層の再活動に関する評価に関する課題 (地質断層の再活動と応力場の関係、プレート運動の変化と応力場の関係、海溝型巨大地震の発生と応力場変化の関係) を

以下に示す。

地質断層の再活動と応力場の関係においては、広域的な応力場の変換が生ずる際、既存の地質断層の再活動等によって断層活動域の再編成が発生することが知られている(藤内, 2008; Tonai *et al.*, 2011)。プレート運動の変化が100～200万年単位であることを考慮すると、東北日本における第四紀の反転テクトニクスの状況は、今後少なくとも10万年は同じような傾向が継続することが考えられ、活断層としては地表に現れない既存の断層が現在の応力場で今後も再活動をする可能性を検討する必要がある。

プレート運動の変化と応力場の関係においては、応力場変換は日本列島を取り巻くプレート運動の大規模な改変が発生しなくとも生じうることに注意しなければならない。地下の岩盤にかかる力(応力)に関しては、現在の第1次オーダーの広域応力場は、プレート境界にかかる応力に規定されると考えられている(Zoback, 1992)。この考えによる研究成果はWorld Stress Mapとしてまとめられ、Web上に公開されている*。現在日本列島下には、太平洋・フィリピン海両プレートが沈み込み、伊豆半島の付け根で本州弧と伊豆-マリアナ弧の衝突が起きている。現在のプレート運動方向が海洋地殻の地磁気異常から決定される平均運動方向(Argus and Gordon, 1990)とほぼ一致することは、現在の第1次オーダーの応力場は数百万年前(少なくとも100万年～200万年間)から変わらないことを示唆する。現在の日本列島では東-西方向の圧縮応力場が支配的であり、東北日本では逆断層が、中部～西南日本では横ずれ断層が、九州では横ずれ断層と正断層が、それぞれ活動している(活断層研究会編, 1991)。ところが、2000年前後以降、前弧地域での第四紀での数回の応力場変化が報告されている(三野・山路, 1999; Yamaji, 2000; Yamaji *et al.*, 2003)。また、Yamaji *et al.* (2003)は、東海地域の2Ma以降の応力場変化に関して、地質学的時間スケールで見れば沈み込みプレートの上盤側の前弧域(前弧ウェッジ)では容易に応力場が変化する可能性があるとして述べており、応力場変換は日本列島を取り巻くプレート運動の大規模な改変が発生しなくとも生じうるということが明らかになりつつある。大坪ほか(2009)では、紀伊半島熊野酸性火成岩類北岩体で掘削された2つの観測点(海山観測点および井内浦観測点)のコアを切る断層面から取得した断層スリップデータおよび、ボアホールブレイクアウトを用いた応力解析により、西南日本に特徴的な東-西方向の圧縮応力場と、フィリピン海プレートからの圧縮によると考えられる北-南方向の圧縮応力場との境界が、時間とともに南下していることを示している。また、プレート運動方向に

関しては、太平洋プレートの進行方向自体、100万年スケールでは15°程度変動しており(Jackson *et al.*, 1975)、将来の長期予測においては長時間スケールでのプレート運動方向のゆらぎと応力場変化の関係を評価する必要がある。

海溝型巨大地震の発生と応力場変化の関係においては、2011年東北地方太平洋沖地震(Mw=9.0)のような数1000年を超える時間スケールでの巨大地震に起因する誘発地震の規模や範囲については、知見が十分に蓄積されておらず、更なる知見の蓄積が必要である。東北地方太平洋沖地震に起因する超長期における変動事象や将来の長期予測における今後の課題の詳細については次項で述べる。

東北地方太平洋沖地震に起因する超長期における変動事象や将来の長期予測における今後の課題

2011年3月11日14時46分頃、東北地方から関東地方の太平洋沖を震源域とするマグニチュード(Mw)9.0の地震が発生した(以下、この地震を東北地方太平洋沖地震と呼ぶ)。この地震は、太平洋プレートと東北日本を含む北米プレートとのプレート境界で発生したものであり、本地震の宮城県沖の震源位置でプレート境界の断層破壊が始まったとされ、断層破壊は北側では岩手県沖まで、南側では茨城県沖まで、それぞれ広がったと推定されている(図2.2.3-10; 気象庁, 2011)。この地震の震源断層のモデルは各研究機関によって公表されており(例えば、東京大学地震研究所, 2011, 防災科学技術研究所, 2011a, 国土地理院, 2011b, 建築研究所, 2011等)、また本地震による断層の破壊範囲とずれの量は、地震計の観測記録、GPS観測に基づいた地殻変動量、各地の津波の波高等から求められており、おおよそ南北約400km、幅約200kmの断層が15から20m程度、最大で約30m近くずれたと推定されている(例えば、東京大学地震研究所, 2011, 防災科学技術研究所, 2011a, 国土地理院, 2011b, 建築研究所, 2011等)。また、国土地理院のGPS観測は、上盤側プレート上の東日本全体がこの地震の震源域の方へ引っ張られるように東に移動したことを明らかにしている(図2.2.3-11; 国土地理院, 2011a)。その地殻変動は三陸海岸南部で最も大きく、牡鹿半島では東南東へ5.3m移動し、1.2m沈降した(国土地理院, 2011a)。さらに、この断層のずれによる海底での数mの地殻変動によって巨大津波が発生し、三陸南部のリアス式海岸湾入部では、津波の波高が15～20mに達したと推定され、この津波は北海道から千葉県までの太平洋沿岸域の広範囲に大きな被害を与えたことが明らかになった(図2.2.3-12; 東北地方太平洋沖地震津波

* http://www-wsm.physik.unikarlsruhe.de/pub/home/index_noflash.html

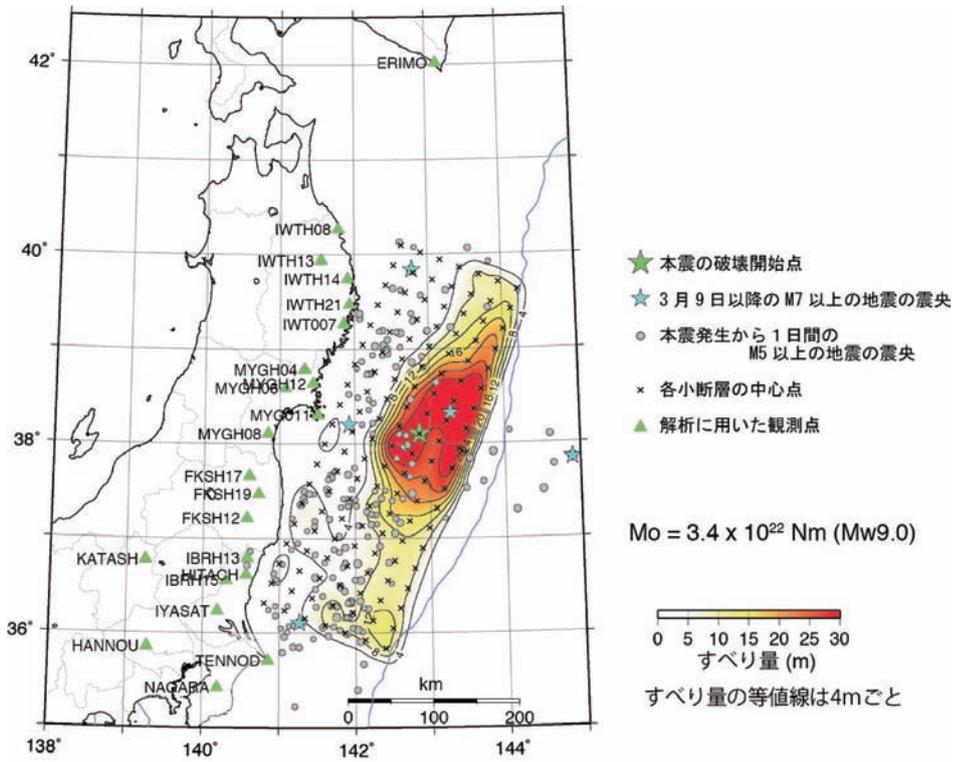


図 2.2.3-10 震源過程解析から推定された、断層面上のすべり量分布（気象庁，2011）。

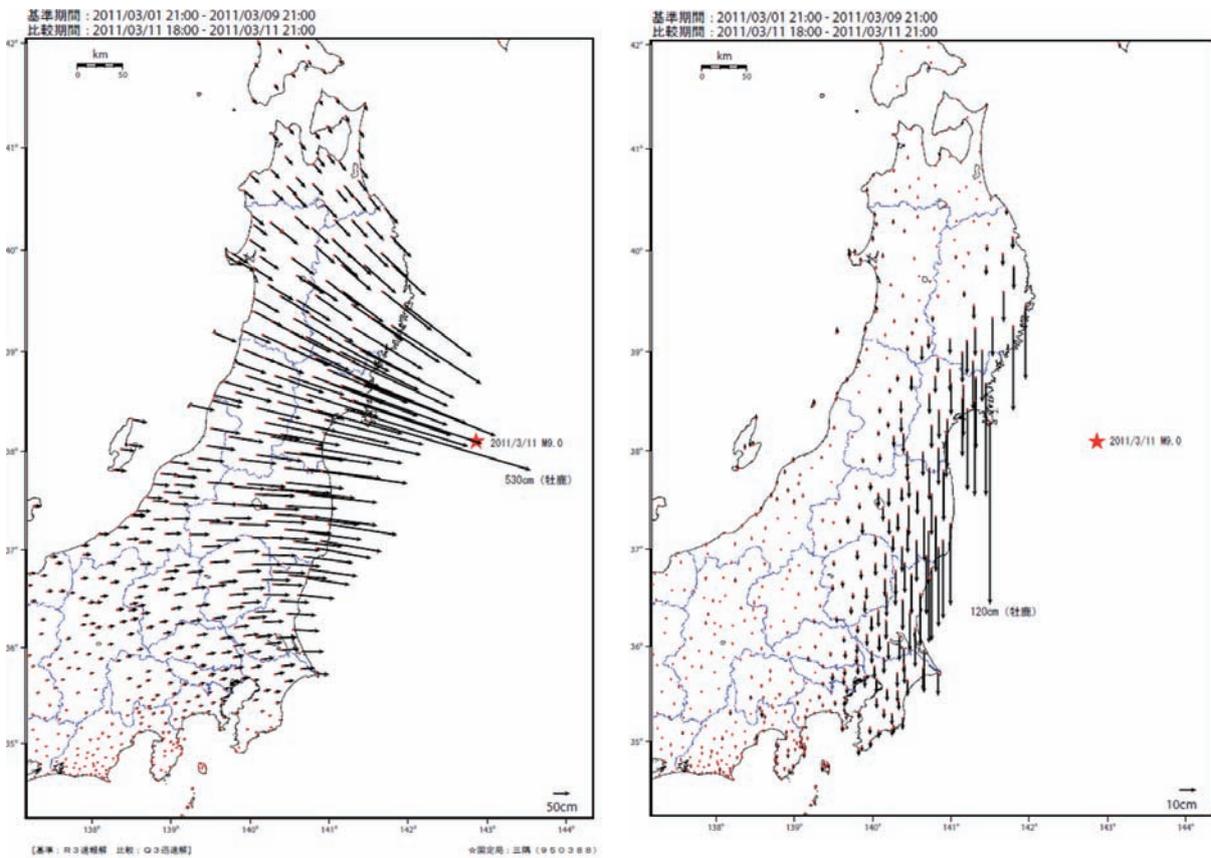


図 2.2.3-11 GPS 連続観測から得られた電子基準点の地殻変動（国土地理院，2011a）左：水平変動，右：上下変動。

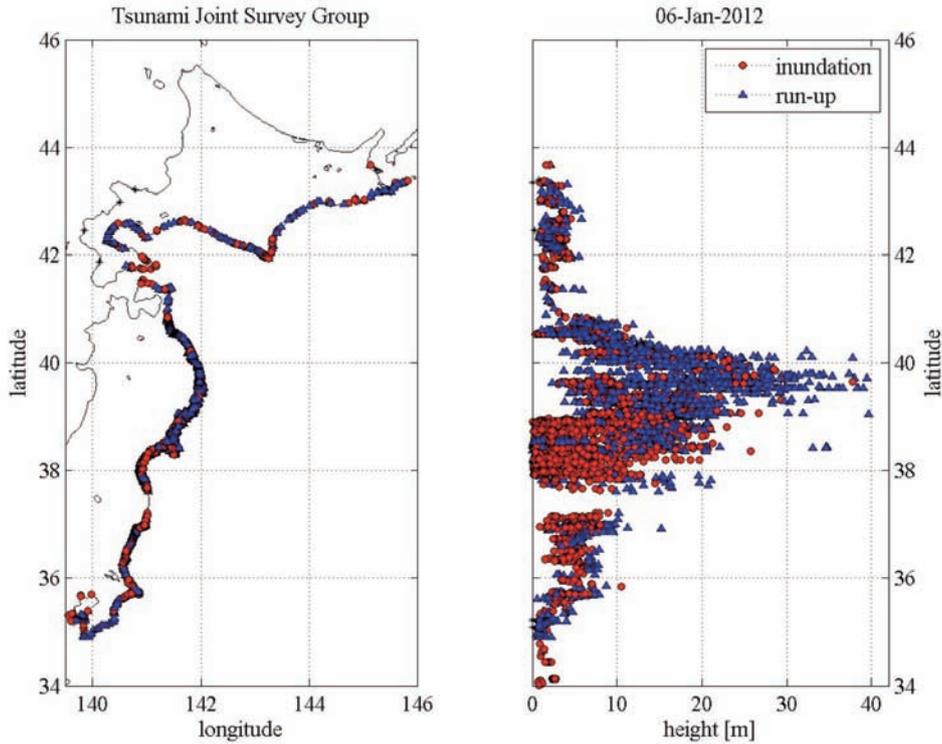


図 2.2.3-12 東北地方太平洋沖地震津波の遡上高および浸水調査結果（東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 印刷中）。

合同調査グループ, 印刷中)。

ここでは、千年を超える時間スケールで発生する海溝型巨大地震である東北地方太平洋沖地震に起因する超長期における変動事象やその将来の長期予測における今後の課題について示す。なお、東北地方太平洋沖地震に関連した研究機関の情報サイトは、地震調査研究推進本部のホームページ*にまとめられている。

東北地方太平洋沖地震の発生の際には、プレート境界の逆断層運動に伴う上盤側プレートの歪み変化が東日本を中心に認められ(国土地理院, 2011a), その後各地で内陸地震が発生した。東北地方太平洋沖地震の発生翌日の3月12日には長野県北部の地震(Mw=6.2; 防災科学技術研究所, 2011b), 3月15日には静岡県東部の地震(Mw=5.9; 防災科学技術研究所, 2011c)等のマグニチュード6前後の内陸地震が発生した。福島県いわき市周辺では、東北地方太平洋沖地震の発生一か月後の4月11日に福島県浜通りの地震(Mw=6.8)が発生し、井戸沢断層と湯ノ岳断層沿いに地表に2mほどの垂直変位をもつ地震断層が露出したことが報告されている(図2.2.3-13, 14, 15; 石山ほか, 2011; 丸山ほか, 2011; Otsubo *et al.*, 印刷中)。これら二つの断層に関しては、これまで活断層研究会(1991)および中田・今泉編(2002)が変動地形学的な検討によって記載を行っており、それらによると、東北地方太平洋沖地震の発生前までは、井戸沢断層では明瞭な断層変位地形は認められ

ず、活断層の活動度としてはC級の活断層であると報告されている(活断層研究会, 1991; 中田・今泉編, 2002)。このように、地震活動が活発ではなかったいわき市周辺を含む東北日本の前弧地域において、海溝型巨大地震発生後の一ヶ月後に、地震断層を露出させる規模の正断層型地震が発生したことは注目すべきことである。

東北地方太平洋沖地震で明らかになったことの一つとしては、M9のような大きい地震が起こると地殻にかかる応力の状態が変わることで地震が誘発されることがある、ということである。東北日本においては、プレートの相対運動による東西方向の圧縮応力場であるが、局所的な規模の観点では、いわき市周辺の場合に東北地方太平洋沖地震の発生前から正断層的な、あるいは隆起的な動きも示唆するような観測結果が得られている(例えば、今西ほか, 2011)。東北地方太平洋沖地震の発生前後の応力場変化の検討からは、海溝型巨大地震発生による歪み変化に伴って井戸沢断層を活動させることが可能な応力場に変化し、断層の形成に至る初期の最適の応力開放条件以外であっても、地質断層の再活動が発生し得ることが一つの解釈として考えられている(Otsubo *et al.*, 2011)。このように広域地殻変動のモデル化にあたっては、定常的な応力場の状態だけでなく、巨大地震発生等のカストロフィックな条件下の検討が必要である。

プレートの運動方向の最近100万年間の変化は小

* http://www.jishin.go.jp/main/oshirase/20110311_sanriku-oki.htm

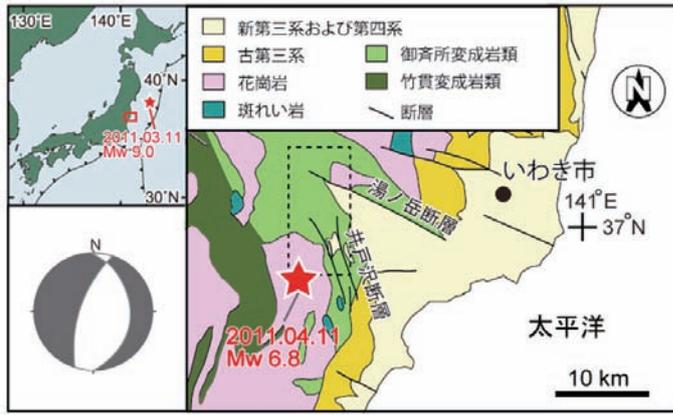


図 2.2.3-13 福島県いわき市周辺の地質図 (Geological Survey of Japan, 2003 および 活断層地震・研究センター, 2011 を一部改変). 第 14 図の範囲を点線の枠で示す. 星印: 2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震 (Mw6.8) の震央の位置. 左下: 2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震 (Mw6.8) の防災科学技術研究所 F-net での発震機構. 井戸沢断層は複数の断層で構成されており (中田・今泉編, 2002), 2011 年 4 月 11 日の地震では, 西側のトレースにおいて地震断層が露出した.

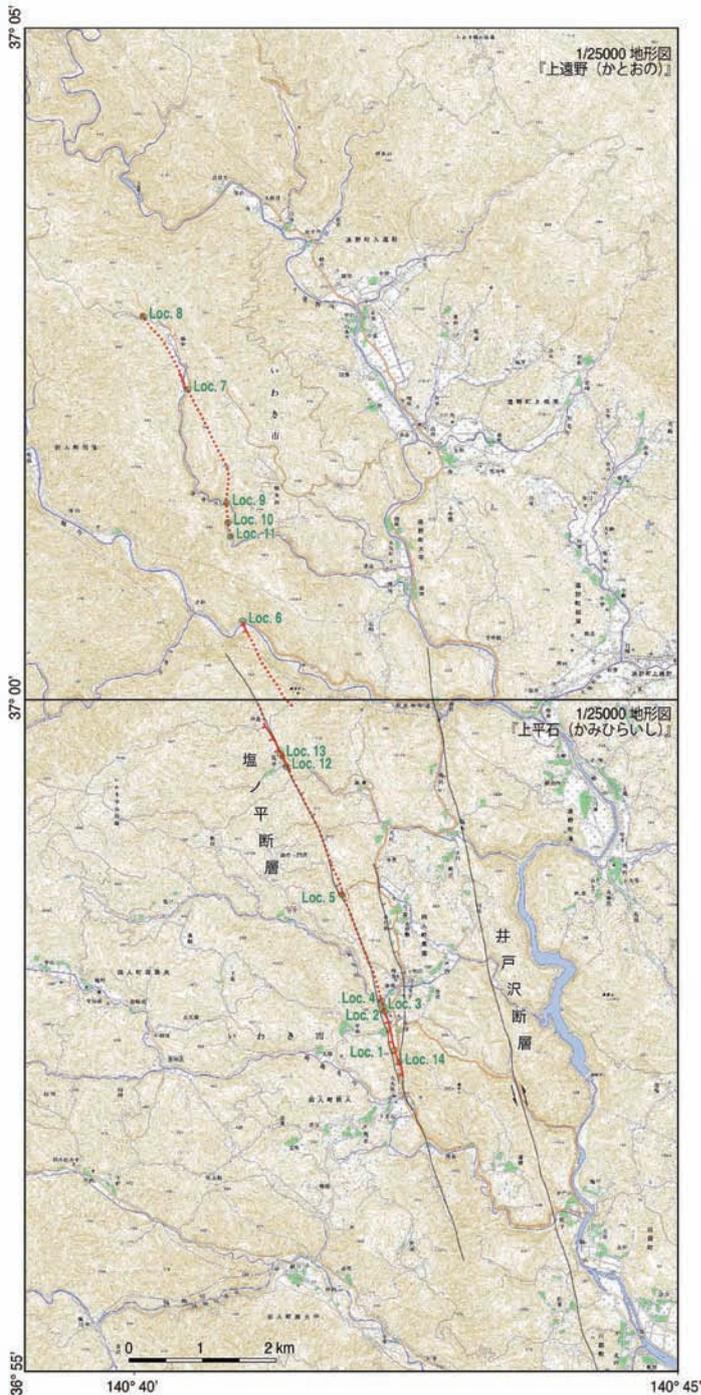


図 2.2.3-14 2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震 (Mw6.8) に伴う地表地震断層の分布 (石山ほか, 2011). 赤実線: 地表地震断層の分布, 赤点線: 主に地形から推定される地表地震断層の位置, 緑色の丸印: 地表地震断層を確認した地点, 黒線: 中田・今泉 (2002) による推定活断層の位置. 基図は国土地理院発行の 1/25000 地形図.



図 2.2.3-15 2011年4月11日の福島県浜通りの地震 (Mw6.8) に伴う地表地震断層 (Otsubo *et al.*, 印刷中) .

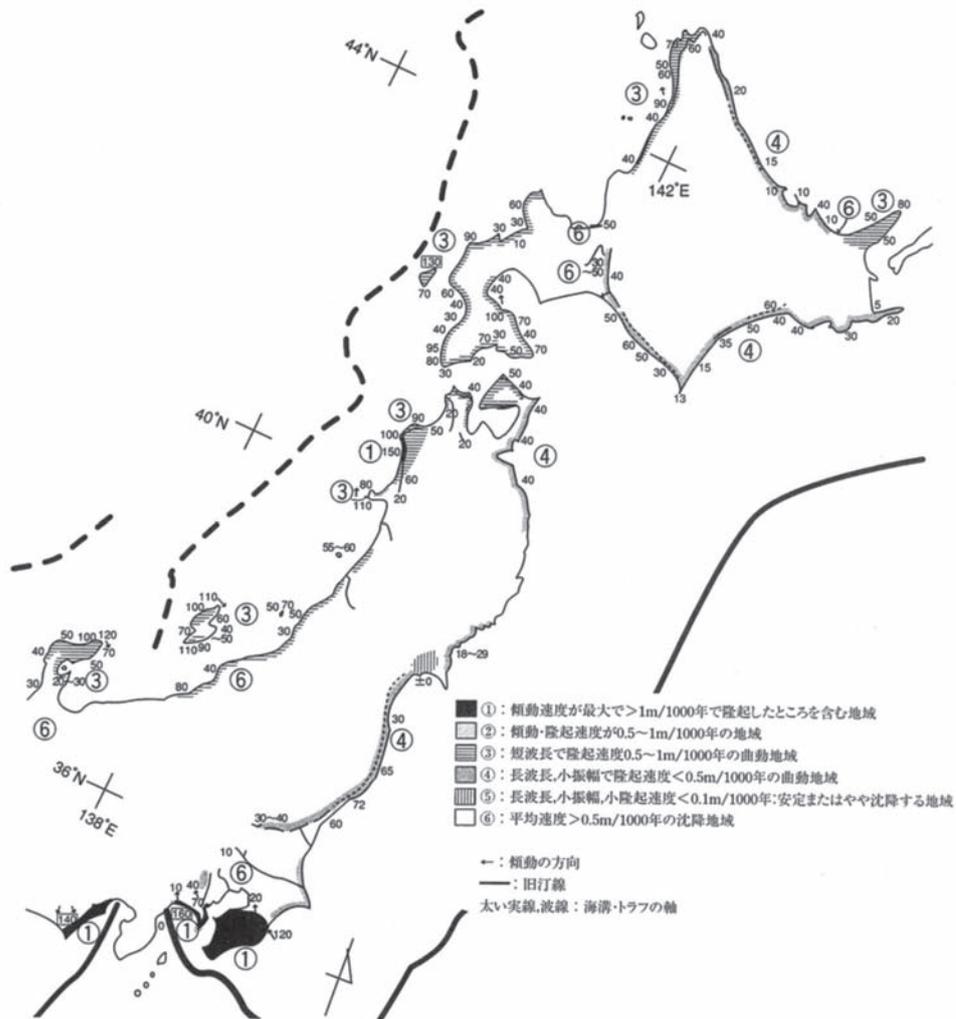


図 2.2.3-16 ステージ 5e 旧汀線高度の分布 (小池・町田編, 2001) .

さいと考えられるため、この時間スケールでの地殻にかかる応力は定常的に上盤プレートに蓄積していて、これらが限界に達した時に例えば数1000年に一度地震が発生する等と考えていたが、地形に明瞭な断層変位が認められないような地震活動が活発ではないと考えられる地域においても、M9の海溝型巨大地震のような大きい地殻変動が周辺で発生すると、地殻内の応力の状態が変わり、それによって地震断層が露出するような地震が誘発されることがある可能性を検討しなければならない。よって、内陸地震の活動を考えた場合には、周辺のM9程度の巨大海溝型地震の発生間隔を検討し、その地震が発生する際の陸域での応力・歪み変化を明らかにすることが将来の長期予測には必要である。ここで示す変動の将来の長期予測においては、局所的な応力場変化の仕組みの解明が課題である。内陸の活断層を考える上で重要なこととして、巨大海溝型地震の発生に伴う上盤側プレートでの余効変動による上盤側の応力状態変化、およびこの変化による地表地震断層を伴う内陸地震の発生可能性を検討する必要がある。

以上のことを処分場スケールの局所的な視点で見れば、広域応力場が一定だとしても局所的な領域では断層活動の長期的な安定性は保証されることが考えられる。過去の事例から、プレート運動は 10^6 年オーダーで安定していると示すことは可能であるが、それを根拠に内陸の活断層活動に対する影響が一定している、もしくは安定していると主張することが困難である。それぞれの活断層活動に対するプレート運動の影響は、それぞれの地域の地質構造やその発達史によって大きく変わるため、一律に将来の安定性を決定することも困難である。また、活断層の評価に際しては、海溝から一定の距離に離れた領域での断層の発生様式についても十分な検討が必要である。今後、東北地方太平洋沖地震のような巨大地震による余効変動は粘弾性的な振る舞いで継続し、応力状態が変化する領域もそのような振る舞いに応じて移動していくことが考えられる。そのため、対象地域での処分場と断層の距離について今後の検討が必要である。あわせて、福島県いわき市周辺では、5万年、10万年、数10万年の各時間スケールでの地殻変動サイクルに関して未知なことが多い。東北地方太平洋沖地震では、いわき市周辺は約0.5 m沈降したものの(国土地理院, 2011a)、この地域では第四紀後期の最終間氷期(約12万年前)の海成段丘地形が海拔60 m~70 mの高さに発達しており、これは過去10万年間の長時間スケールでは隆起傾向を示す(図2.2.3-16; 小池・町田編, 2001)。このように東北地方では短期的な変動量と長期的な変動量が一致しない地域が存在し、沈み込み帯での地殻歪みの蓄積と解放のモデルを確立させることも今後の課題である。

(4) 火山活動

評価対象の概要

火山活動は、地下のマグマ(溶融した岩石)が地表またはその近くまで上昇して冷却固化するまでの間に引き起こすさまざまな作用で、貫入・噴火・熱水活動・火山性地震などが含まれる。処分地で噴火が起これば、地下施設の破壊と廃棄物の地表への放出をもたらすので、評価期間内に噴火の起こる可能性の大きな場所は避ける必要がある。また、サイト影響を考慮する観点からは、噴火の可能性のない地区でも、1)火山から周辺に広がる熱水が地下水に与える影響、2)周辺地域における巨大カルデラ噴火発生の可能性とその影響、3)火山活動に影響を与えるテクトニクスの将来における安定性を、それぞれ評価する必要がある。評価期間内の火山活動を予測するためには、日本における過去の火山活動履歴を将来に外挿することが基本となる。日本には活火山(過去およそ1万年以内に噴火した、あるいは噴気活動の活発な火山)が80余個、第四紀に噴火した火山が300個を越えて存在する(図2.2.4-1)。その内、噴出量が100立方km以上の巨大カルデラ噴火を起こした火山はおおよそ14火山である(町田・新井, 2003)。ただし、火山は日本列島に一樣に分布するわけではなく、プレートの配置に支配され偏在する傾向が顕著である。すなわち、日本列島の第四紀火山は、プレートの沈み込み境界から陸側プレート内に200~300km離れた位置にある火山フロント上に最も密に分布し、火山フロントと沈み込み境界の間(前弧域)には火山が分布しない(Sugimura, 1960)。また、火山フロントから背弧域に離れるほどの火山の分布がまばらになる傾向も顕著である。火山フロント沿いには、同一火道からの噴火が繰り返された成層火山やカルデラ火山が主に分布している(守屋, 1983)。このような火山の分布には例外もあり、西南日本の山陰周辺では火山フロントが不明瞭になり、分布する火山も噴火の度に火道位置が移動する単成火山群が多い(守屋, 1983)。これらのことはマグマの発生条件が揃わないと火山は出現しないこと、そしてマグマの発生状態が地域ごとに異なっていることの現れであろう。地層処分における火山活動の将来予測では、活火山の活動履歴のみでは時間的に不十分であり、数100万年の過去に遡った火山の時空分布の変遷が必要となる。また、地域ごとに異なるマグマの発生要因を理解した上で、マグマ発生の根本的な要因となる島弧-海溝システムの安定性に対する十分な科学的信頼性を持った将来予測の記述が求められる。

評価指標の設定とデータ取得

精密調査地区選定段階においては、第四紀火山の存在が明らかになった地区や、第四紀火山が存在しなく

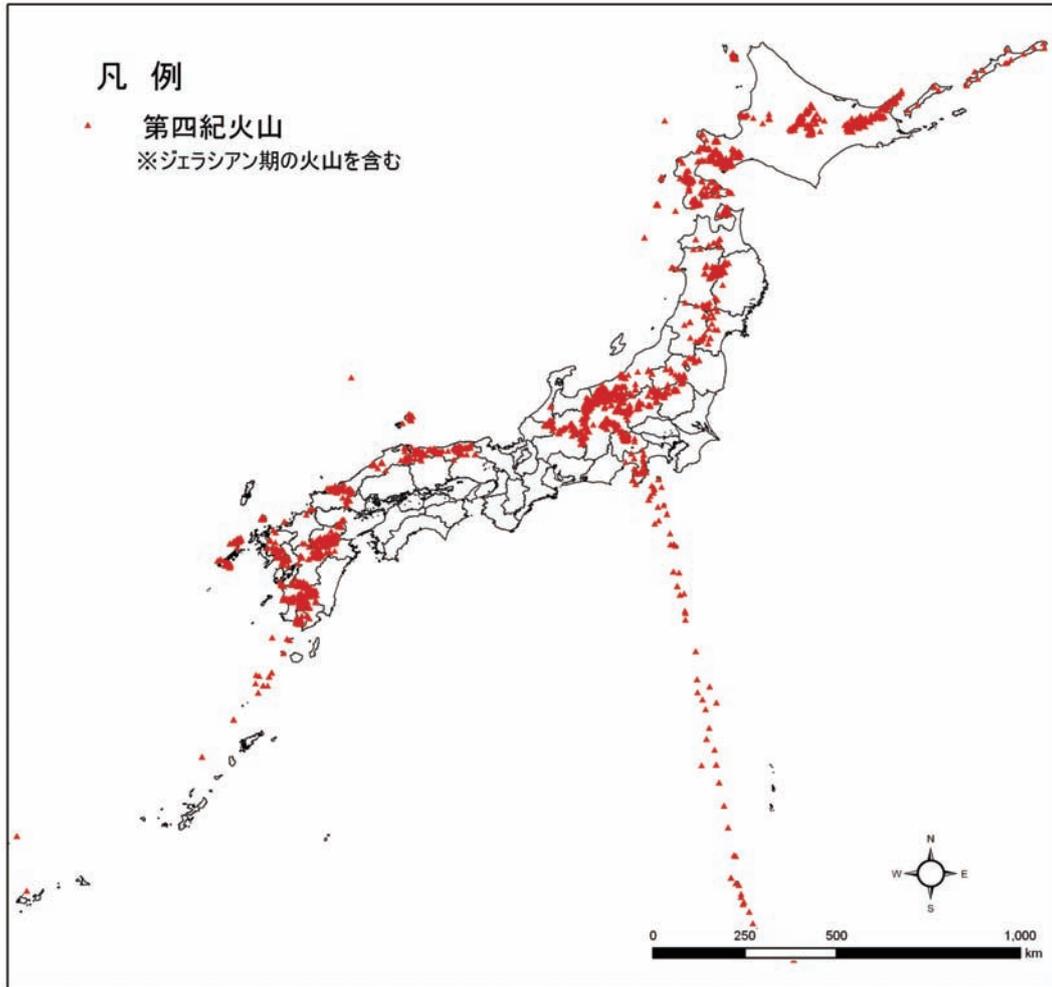


図 2.2.4-1 第四紀火山の分布.

とも評価期間内に新たに火山が出現する可能性のある地区は選定しないことが重要である。また、地区内での噴火の可能性はなくとも、周辺に火山活動がある場合には、地下水移行シナリオでその影響が適切に評価されている必要がある。

既に述べたように、評価期間内の火山活動を予測するためには、対象地区およびその周辺で過去に起きた火山活動の履歴に基づき、将来の火山活動の有無、可能性がある場合はその影響の程度を考察することが基本となる。そのためには、

- ① 対象地区およびその周辺の火山活動の時空分布の把握、
- ② 火山活動の規模と活動様式の把握、
- ③ 噴出したマグマの岩石学的・地球化学的検討が求められる。

①の火山活動の時空分布の把握では、野外調査や必要ならボーリング掘削等によって火山岩の存在を明らかにし、各種年代測定法により火山岩の噴出時期を特定することがまず必要である。またこの際、地形的に山体を形成している火山だけを対象とするのではなく、爆

発的な単成火山活動の把握を目的として、風成層や湖沼堆積物中の火砕物に対する検討も必要である。火山活動時空分布の変化は火山活動の将来予測に重要な意味を持つので、その有無や変化パターンを把握しなければならない。②の火山活動の規模の把握では、個々の噴火ユニットのマグマ噴出量を計測し、将来起こりえる最大の噴火規模を特定する必要がある。また、火山の活動様式把握では、複成火山・単成火山、爆発的噴火・非爆発的噴火など地域ごとに異なる火山活動の特性を明らかにしておく必要がある。③の噴出物の岩石学的・地球化学的検討では、噴出したマグマの成因を理解するのに必要な情報を取得する必要がある。マグマは地殻や上部マントル内に普遍的に存在するものではなく、特定の条件が揃った際に発生する。従って、噴出物の検討からマグマ発生に関する温度・圧力条件が特定できれば、地球物理学的な地下観測結果と組み合わせることにより具体的な検討が可能になる。また、過去に火山活動の時空分布に変化があった場合には、その前後でマグマの発生条件にどのような変化が起きたのかを明らかにすることが、変化をもたらした要因

を明らかにする上で重要で、このことが将来の火山活動場の安定性を吟味する上での判断根拠となり得る。

火山から周辺に広がる熱水が地下水に与える影響については、高温、低pH、高塩濃度、高CO₂の特徴を持つ火山性熱水の混入による地下水の組成と反応性の変化の把握が重要である。そのために、評価対象地域に流入する広域地下水流動系の地下水について、その起源、マグマ発散物の濃度、化学特性、流量およびその変動特性について調査する必要がある。地下水性状分析にあたっては、水温、pH、化学組成および水素、酸素、塩素、He 同位体組成データの取得し、マグマ起源のHe 流入量解析によりマグマ分離成分の寄与の判定が有効な指標となると思われる。また、影響域の判定においては、地下水経路として機能する基盤岩類の地下地質構造との関連性の検討を通して火山周辺域の地下水流動システムに対する理解が必要である。

巨大カルデラ噴火に関しては、将来の巨大カルデラ噴火により地殻の破壊を被る可能性がある地区は選定しないこと、また噴火活動による直接的影響を被らないとしても周辺地域における巨大カルデラ噴火の再活動あるいは新規出現に起因する評価対象地域への間接的な影響、特に地下水を介した地球化学的な影響について、地下水移行シナリオにおいて評価する必要がある。巨大カルデラ噴火の再来間隔は数10万年、地域によっては数100万年(図2.2.4-2; Yamamoto, 2011)におよぶ事から、新第三紀後半に活動実績があり、評価地区に対し噴出物(火砕流堆積物)をもた

らした実績のあるカルデラ火山については検討対象とする必要がある。

評価指標のデータ採取にあたって注意すべき点

・火山の時空分布解析

時空分布解析にあたって重要な基礎データとなるのは、火山噴出物の形成年代である。一般にマグマが冷えて固まった火山岩は、K-Ar年代測定や⁴⁰Ar/³⁹Ar年代測定などの放射年代測定(例えば宇都, 1995)が可能で、試料から直接噴火年代を得ることが出来る。しかしながら、試料によっては変質の問題や過剰アルゴンの問題等により、真の噴出年代とは異なる見かけ年代が得られる場合もある。それゆえ、試料を十分吟味するとともに、対象試料に最も適切な年代測定手法を持ちることが当然求められよう。また、層序関係が明らかな複数の試料を測定対象とすること、同一試料に異なる手法の年代測定を行うこと等により測定結果のクロスチェックを行うことが不可欠である。その上で周辺地質ユニットとの層序関係などから総合的に噴火年代を評価しなければならない。

・地下水への影響評価

火山活動の地下水に対する影響範囲を検討する場合、その検討範囲は対象とする火山のタイプ(成層火山か、あるいはカルデラ火山か)によって大きく異なる点に注意が必要である。すなわち、成層火山の地下水系への影響を対する研究事例では、地下水系に対す

積算マグマ噴出量 (km³ DRE)

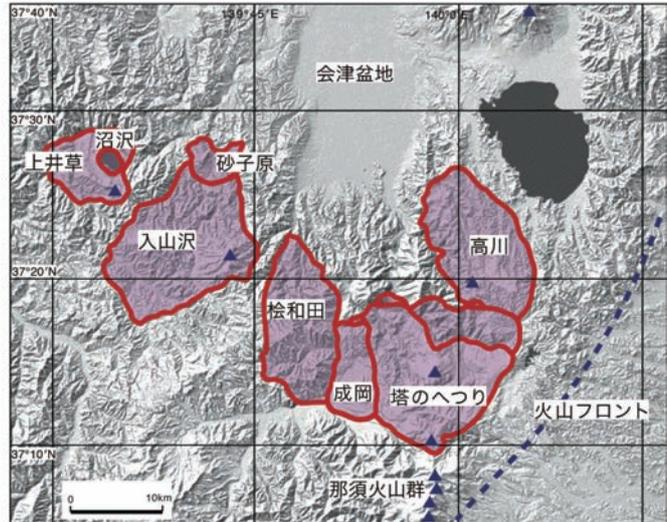
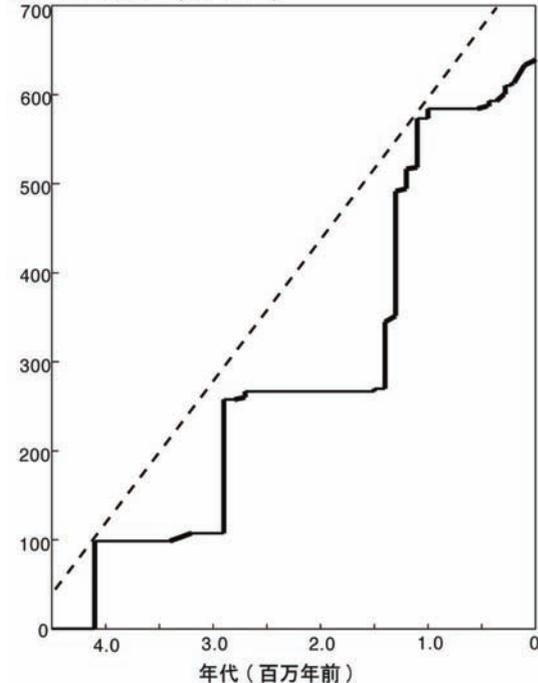


図 2.2.4-2 東北日本南部の会津地域全体を対象にした噴出物階段図。

長期的なマグマ噴出率は、100～200 万年間隔で起こる右のカルデラ(赤線部)を形成するような巨大噴火に支配されている。Yamamoto (2011) を一部改変。

るマグマ分離成分の寄与は山体の構造に影響を受けた浅層地下水システムと、火山体に達する断層系を経路とする地下水システムに強く認められ、その範囲は火山中心から10km圏外に及ぶことが示されている(図2.2.4-3:産総研,2009¹)。一方、巨大カルデラ火山の地下水系への影響に関する事例研究では、カルデラ

から50km遠方域の地下水にまでマグマ分離成分の影響が及ぶが、その影響を被る区域は新第三系基盤岩の地下構造に規制されていると考えられる(図2.2.4-4:産総研,2010²)。従って、これらの空間スケールを参考として、検討範囲を検討する必要がある。

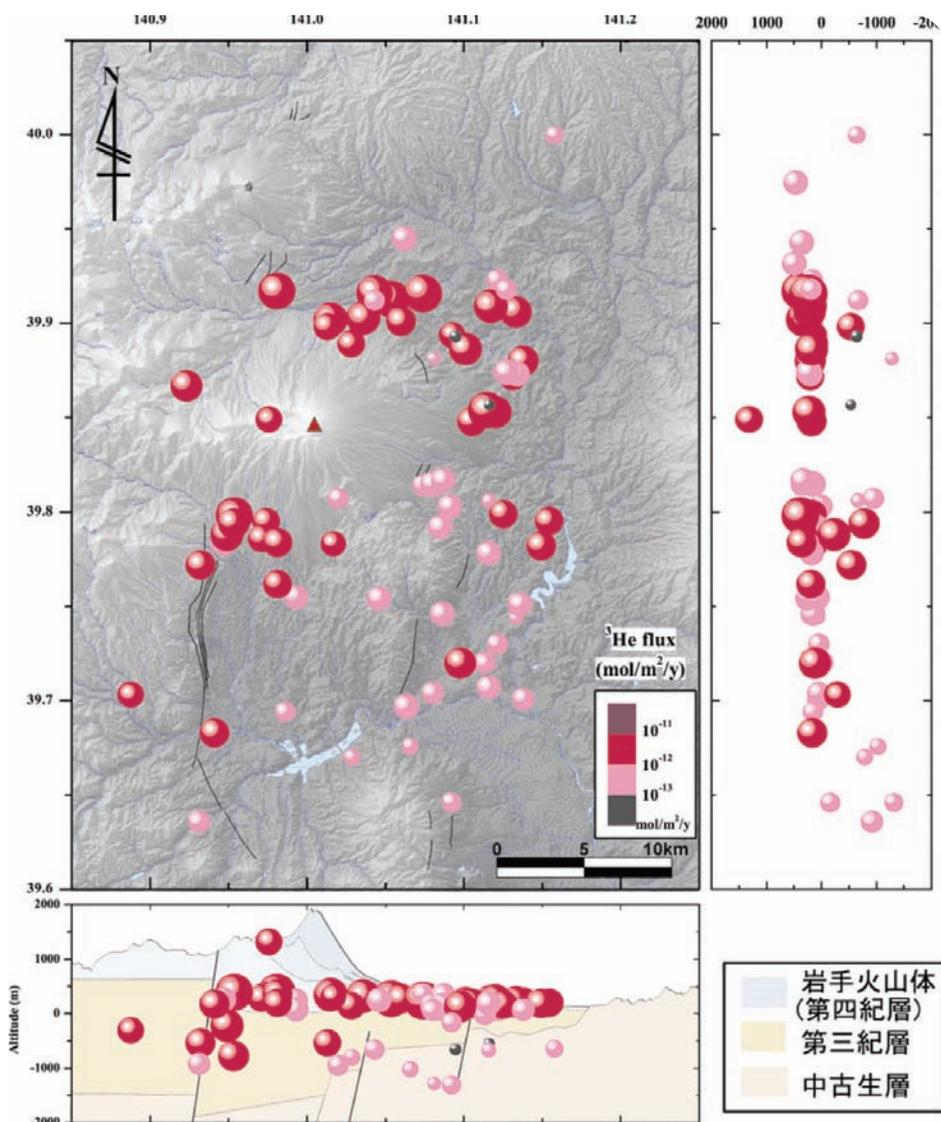


図 2.2.4-3 火山による周辺地下水への影響範囲の研究事例 (成層火山の場合)。

火山周辺の地下水に対するマグマ分離成分 (^3He) の流入量 (Flux) の空間分布を示す (産総研, 2009)。

1. 経済産業省原子力安全・保安院からの受託研究「平成 20 年度地層処分に係る地質情報データの整備」として実施。
2. 経済産業省原子力安全・保安院からの受託研究「平成 21 年度地層処分に係る地質情報データの整備」として実施。

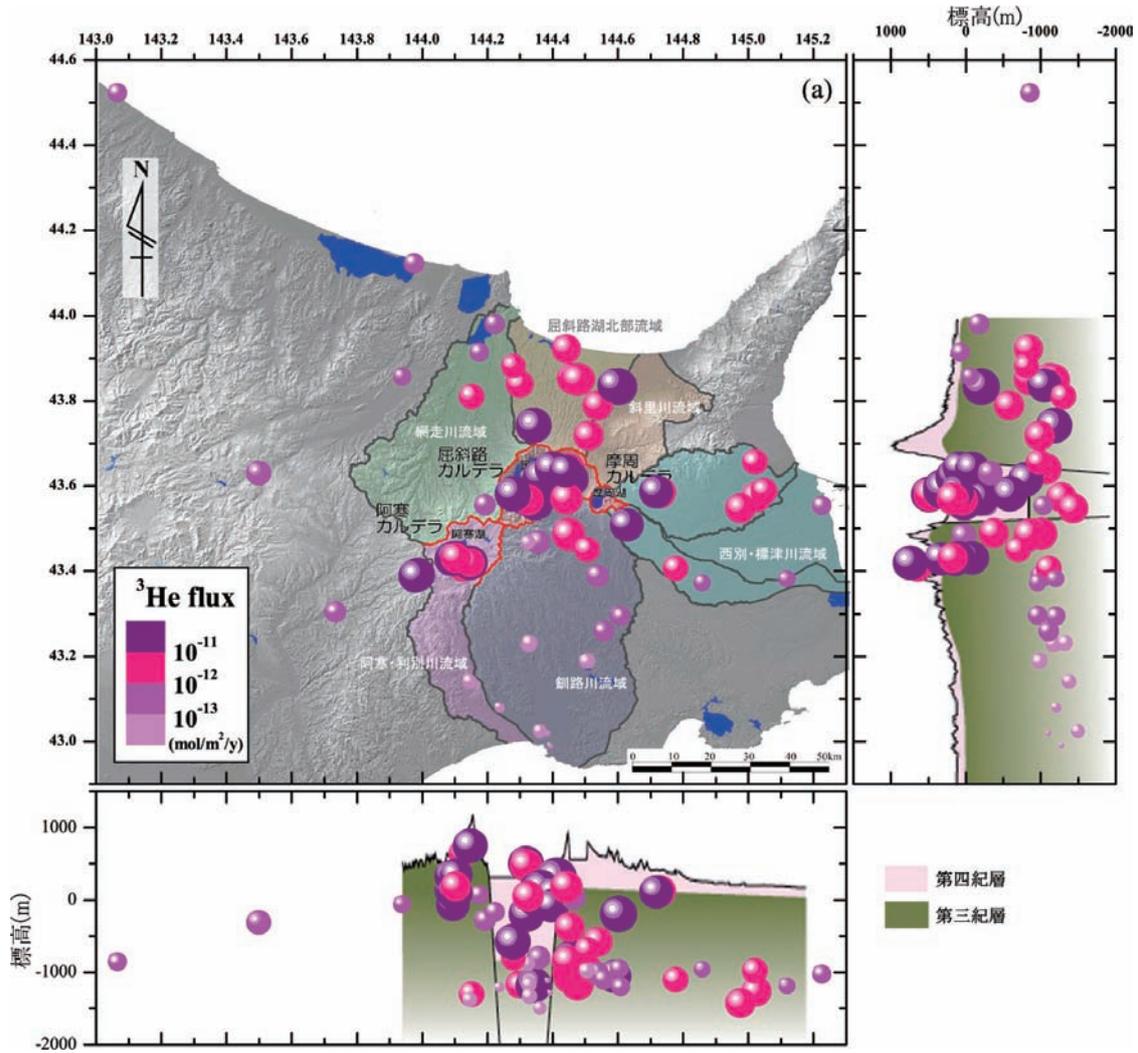


図 2.2.4-4 火山活動による周辺地下水への影響範囲の研究事例 (カルデラ火山の場合)。火山周辺の地下水に対するマグマ分離成分 (^3He) の流入量 (Flux) の空間分布を示す (産総研, 2010)。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

・新規発生の判断

火山の新規出現の可能性を評価して危険地域を立地選定で排除するためには、対象地域周辺に過去に新規出現した火山噴出物を検討し、どのような条件でマグマが発生したのか、その形成条件を理解しておく必要がある。その上で同様の条件が同じ背景の地域下に存在するかどうかを地球物理学的なデータから見極めなければならない。具体的には、新第三紀後半まで遡った火山の時空分布解析 (宇都, 1995; Kondo *et al.*, 1998) に、個々の火山岩の岩石学的検討 (例えば Kimura and Yoshida, 2006) を加え、これと現在の島弧の地球物理学的観測結果 (Hasegawa and Nakajima, 2004) を関連づけながら整合性のあるマグマ形成モデルを検討することが望ましい。例えば東北日本の背弧域では約 30 万年前を境に火山の分布パターンが大きく変化し、それまでの火山活動の空白域にも新期に火山が出現している (図 2.2.4-5)。この

うちの約 11 万年前に新規出現した沼沢火山では、噴出物の化学組成時間変化に部分溶融度上昇トレンドが見いだされ、火山新規出現時には下部地殻の再加熱があったことが指摘されている (Yamamoto, 2007)。東北本州弧の活火山の直下には地震波の速度異常で示される高温部が下部地殻にあることはよく知られている (例えば Nakajima *et al.*, 2001)。しかし、示される物理観測結果はあくまで現在のスナップショットであり、下部地殻の温度構造もマントルからのマグマ供給に応じて時間変化するものであること (Annen *et al.*, 2006) を念頭に置かなければならない。沼沢火山のマグマ組成の時間変化は、マグマ発生時における物理化学条件の時間変化の反映に他ならない。

・巨大カルデラ火山の将来予測に関する考え方

巨大カルデラ噴火は、発生頻度が極めて小さいものの、一度発生するとその影響が広範囲に及ぶため (山元ほか, 2009)、地層処分ではその評価を避けること

が出来ない。すなわち、数10万年を超えるような長期の将来においては、日本列島で複数回以上の巨大カルデラ噴火が起こることが確実である。そこで、巨大カルデラ噴火の必須条件となる莫大な量のマグマ溜まりの蓄積から噴火に至るプロセスに関するモデル化を行い、各種の地球物理学的探査手法を用いて対象火山の巨大カルデラ噴火ポテンシャルを検討することが有

効な考え方の一つと思われる(図2.2.4-6:産総研, 2009*)。カルデラ火山のマグマ供給系に対する科学的理解については、なお今後の基礎科学の進展が必要であるが、噴出物に対する岩石・鉱物学的手法ならびに比抵抗探査、地震波トモグラフィー等に基づくマグマ溜まりの深さや蓄積域のイメージングやマグマ蓄積-噴火プロセスのモデル化と過去の噴火履歴との対比に

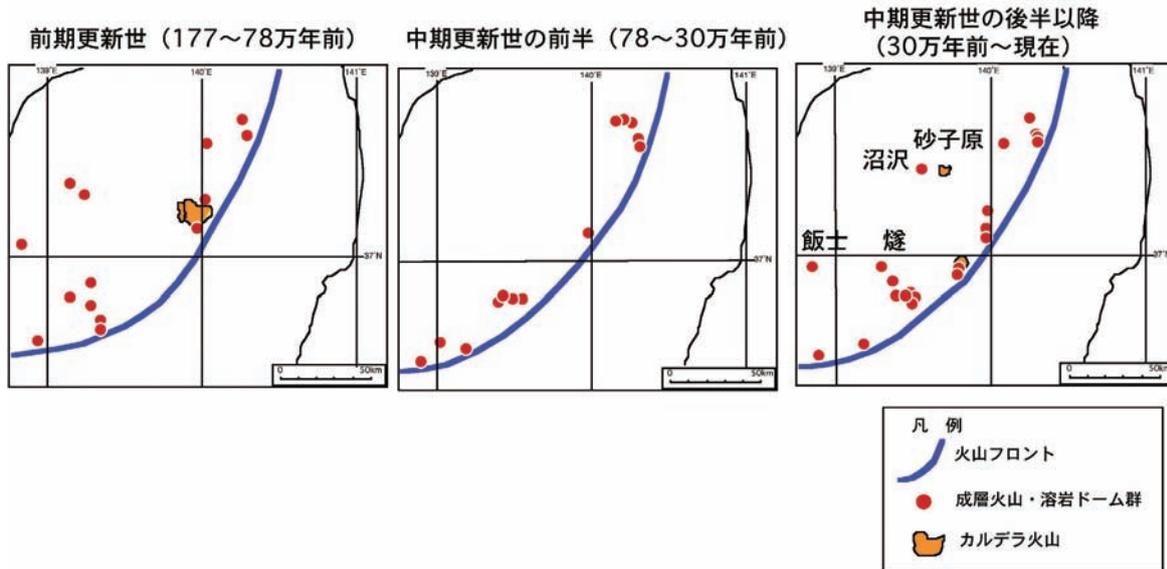


図 2.2.4-5 東北日本南部における火山の時空分布変化. 第四紀の期間中、火山フロントの位置はほとんど変化していない。一方、火山フロントの背弧域では火山活動域が大きく変動し、特に 30 万年前以降では背弧域の第四紀火山空白域でも火山が新規に出現した。Yamamoto (2007) を一部改変。

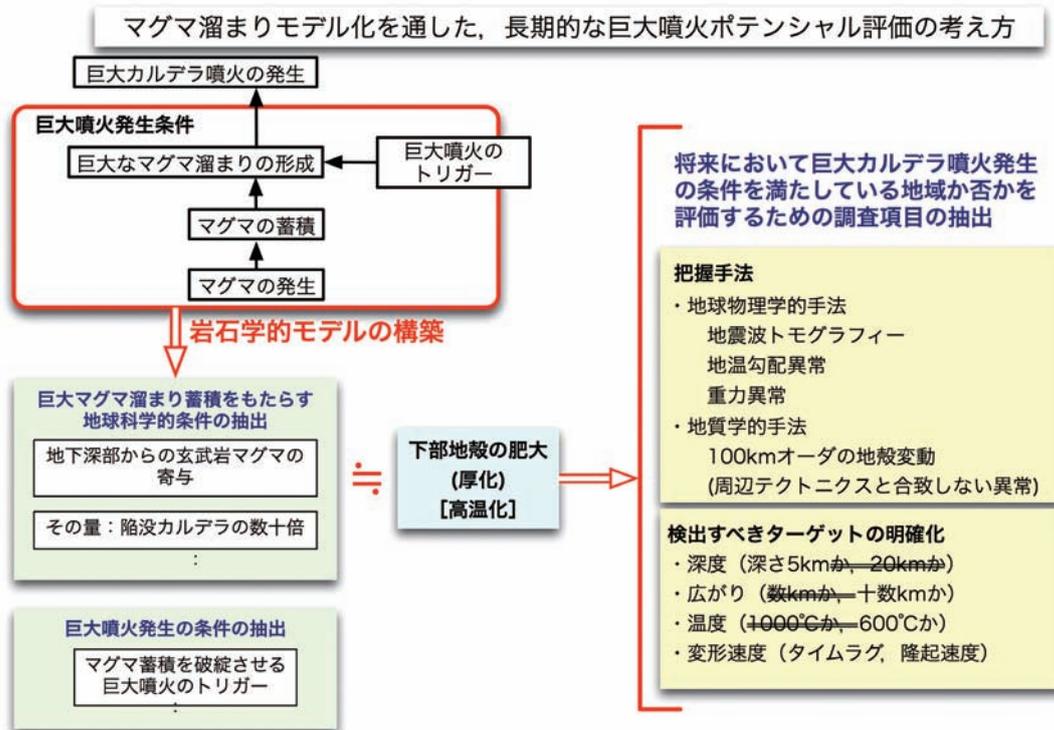


図 2.2.4-6 マグマ溜まりのモデル化による、巨大噴火ポテンシャル評価の考え方(産総研, 2009)。

* 経済産業省原子力安全・保安院からの受託研究「平成 20 年度地層処分に係る地質情報データの整備」として実施。

よる検討が求められる。

実際の評価にあたって参考となる知見

・島弧火山活動の成因

日本列島のような沈み込み帯でのマグマの発生には、スラブの沈み込みによってマントル内に持ち込まれる H₂O が重要な役割を担っているものと考えられてきた (例えば Tatsumi, 1989; Iwamori, 1998) . すなわち、スラブはその沈み込みによって温度・圧力が上昇し、やがてスラブ内の含水鉱物は脱水分解し、H₂O に富む流体が生成される。生成された流体は密度が周辺の岩石よりも小さいため、直上のマントルウエッジへと移動し、そこでマントルの岩石と化学反応を起こし、さらには岩石の融点を低下させ、部分熔融を引き起こしマグマが生成されると理解されている。また、マントルウエッジ中の H₂O の移動にはスラブの沈み込みがもたらすウエッジ内の二次対流が大きな役割を果たすものと考えられている (Iwamori, 1998) . 島弧下におけるこのような物質循環は、近年の国内に密に展開された地震観測網の大量のデータの解析の結果、高い空間分解能をもって地震学的にイメージングすることが可能となっている。Hasegawa and Nakajima (2004) の東北地方を対象とした地震波トモグラフィでは、沈み込みに伴う二次対流はスラブにほぼ平行であり、火山フロント直下でモホ面に達すること、上昇流内の地震波速度低下率は島弧走向方向に一様ではなく、約 80km 間隔で密に分布する地表の火山群 (Tamura *et al.*, 2002) の直下で特に大きくなるのが明らかにされている。

・火山フロントの安定性

火山フロントを火山活動域の海溝側端とするなら、その位置の時間変化は火山の時空分布からトレースすることが出来る (大口ほか, 1989 ; Ohki *et al.*, 1993; 吉田ほか, 1995) . 例えば東北日本における新生代後半の火山フロントは、漸新世には背弧域に大きく後退していたものの、中新世前期 - 中期の日本海拡大時に大きく海溝側に前進し、その後、現在の位置まで徐々に後退したことが確認されている (図 2.2.4-7) . 日本海拡大時に火山フロントが海溝側に前進した原因には、日本列島下への高温アセノスフェアの貫入が考えやすい (Tatsumi *et al.*, 1989) . 当時の東北日本前弧域で噴出した火山岩は、その化学的特性からマグマ発生にスラブ脱水流体の寄与が小さかったこと (Hanyu *et al.*, 2006 ; Hoang *et al.*, 2009) や、アダカイトや高 Mg 安山岩を伴ったこと (Yamamoto and Hoang, 2009) など、第四紀の島弧火山活動とは全く成因の異なるマグマが噴出したものである。同じく西南日本でも中期中新世に激しい火山活動が起きているが、その成因は日本海拡大により南進した西南日本弧が形成されて間もない高温の四国海盆に乗り上げたためと解釈されている (例えば Kimura *et al.*, 2005) .

東北日本における島弧火山活動の開始は、日本海拡大時に貫入した高温アセノスフェアが次第に冷却した後の後期中新世からと考えられている (吉田ほか, 1995) . Honda and Yoshida (2005) が数値計算で示した東北日本下のマントルウエッジ内の対流パターンの時間変化では、太平洋スラブの沈み込みとともに、高温二次対流の上昇域東端がゆっくり後退する様子が

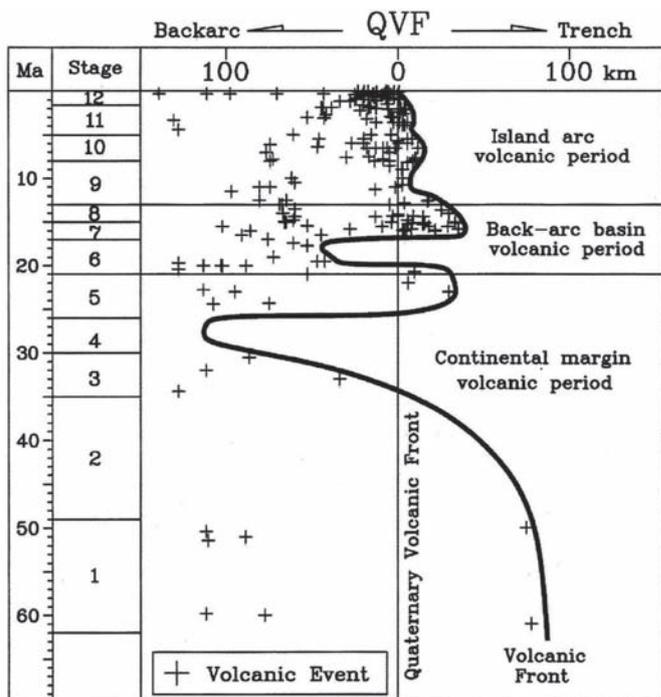


図 2.2.4-7 東北本州弧における火山フロントの軌跡 (吉田ほか, 1995) .

再現され、図 2.2.4-6 の後期中新世以降の火山フロントの後退と調和的である。このことは、高温アセノスフェアの貫入のような事件がなく、定常的なプレートの沈み込みが続く限りは、マントルウエッジの冷却が進行することで火山フロントは徐々に後退し続けるものと考えられよう。また、Honda and Yoshida (2005) では、背弧域での高温二次対流の形状が不安定で揺らぎが大きいことも示している。このことは、火山フロントの位置が安定的であるのとは対照的に背弧域では火山の分布のばらつきが大きいこと（図 2.2.4-5；図 2.2.4-7）とも調和的である。一方、西南日本の四国—中国地域でも、中期中新世以降、火山活動域が日本海側に収斂することが確認され、フィリピン海スラブの北進により、マントル上昇流が徐々に遮られたことによる結果と考えられている（宇都，1995；Kimura *et al.*, 2005）。

実際の評価にあたって残された課題

・確率評価の問題

地層処分における火山活動の評価では、現在既にある火山を避けることは当然として、新时期に出現する火山をどのように評価するのが問題となる。統計的推論に十分な量の変動履歴が得られた場合には、火山の新規出現に対して確率的なアプローチも可能になる。しかし、火山の出現パターンは複雑で、単純な解釈では通用しないケースもあり得る。例えば、アメリカのユッカマウンテン・サイトは玄武岩マグマの単成火山群内にあるため、過去の噴火履歴から平均的な噴火再来間隔を求め、サイトでの噴火確率を求めている（US Department of Energy, 2001）。しかし、単成火山群の噴火活動は、時間的にも空間的にも偏在しており、決して一様には起きていない。活動のピークや分布状況を考慮に入れるなら、DOE の示す確率は明らかに過小評価であるとの指摘もある（Smith, 2002）。すなわち、確率値の算定には時間尺度や空間尺度の取り方によって値が異なる任意性があり、活動頻度の偏在性を説明する科学的な根拠なしには、確率的な将来予測を行っても信頼性に乏しいと言わざるを得ない。地質学的・地球物理学的・地球化学的根拠からマグマ成因論を展開し、将来の発生頻度を考察する Smith (2002) の主張に一理あるのは当然のことである。安易に火山活動の確率評価を東北日本に当てはめた研究例も見受けられるが（Mahony *et al.*, 2009）、これらは第四紀の火山の分布をそのまま一定の確率関数として外挿したもので、これまでの研究で明らかにされている長期的な時空分布変化（図 2.2.4-5；図 2.2.4-7）やマグマ噴出量変化（図 2.2.4-2）を考慮したものではない。火山活動に限らず、地質および気候関連事象の超長期将来予測では、現象の成因にまで踏み込んだ評価が求められよう。

・評価シナリオの設定

火山活動に限らず、破局的な地質事象は、発生頻度は低い事象であっても、その事象が起きた場合の影響は極めて甚大であるものが多い。一般に、処分システムに影響を与える天然事象の評価では、候補地におけるジャスト・ヒストリーとしての地質発達史の復元が重要で、十分な尤度を持つ時間尺度で評価することが、“想定外の事象”を排除するためには必要となる（山元，2011）。しかしながら火山活動の評価シナリオ設定のためには、具体的な検討は候補地の決定後ではあるもの、どのようにして候補地の地質史を踏まえて発生事象を設定するのかに、残された課題は多い。特に火山活動の場合は、想定するマグマの性質、マグマの量、マグマの上昇に対する母岩の物性や応力場が及ぼす効果、外来水の関与の効果により、起こりえる噴火規模や噴火様式の多様性が生じてしまう。候補地に対しては、このような多様性を全て踏まえた上で、科学的な合意が得られるような評価シナリオを設定しなければならない。例えば米国のユッカマウンテン・サイトでは、カルデラを形成するような巨大噴火は起こらないとする前提のもと、特定規模の玄武岩マグマの単成火山活動が起き、しかも外来水の関与や熱水活動がないものとして、火山活動の性能評価が実施された。そのような仮定は当然ながらユッカマウンテン・サイト以外では通用せず、我が国は独自に候補地に適した評価シナリオを設定する必要がある。原子力安全委員会では、第二種廃棄物埋設施設の種類である余裕深度処分の安全規制で、地震や火山活動を稀頻度事象として評価する考え方を提示している。しかし、現在の原子力安全委員会の考え方では、稀頻度事象の設定の仕方自体に任意性があり、多様な自然事象の中から評価線量を低く抑えられるような恣意的な事象の設定を除外する手立てが明確にされてない。ましてや非管理型の第一種廃棄物埋設施設である地層処分では、特廃法にあるように立地選定で懸念される自然事象が排除されていることが前提となっており、排除されたはずの地震や火山活動が稀頻度事象として安全評価されることには大きな違和感がある。繰り返しになるが、地層処分の安全評価では候補地のより正確な地質学的理解が基本であり、そのことによって予測される事象の不確実性をできるだけ軽減することにこそその本来の意義がある。

(5) 泥火山

評価対象：泥火山の存在・出現

評価指標：評価期間中に発生が予測される泥火山活動の範囲

評価対象の概要

泥火山は、異常に高い間隙水圧を持つ地下の泥が泥ダイアピルとして上昇し、地下水（温泉水）、（可燃性）ガス、時には石油とともに地表に噴出して、火山に類似した、最大で高さ数百 m、直径数 km に及ぶこともある堆積（凸型）地形や陥没（凹型）地形を生じた

ものである。第四紀に活動した泥火山が存在する場合、あるいは将来的に出現の可能性が考えられる地域は、廃棄物が直接破損あるいは地表に放出されることが懸念されるので、これを避ける必要がある。

泥火山出現に関与する泥ダイアピルは、プレート収束帯、堆積速度が大きな場所、流体の移動が妨げられやすい場所等、泥が多量に供給され、なおかつ異常に高い間隙水圧が形成されやすい場所であればどこにでも出現する可能性を持つ。また、油田地帯、天然ガス地帯（メタンハイドレート層も含まれる）に多くの泥火山が分布することから、石油あるいは天然ガスの形成が泥火山の形成との間に大きな関連があることが示

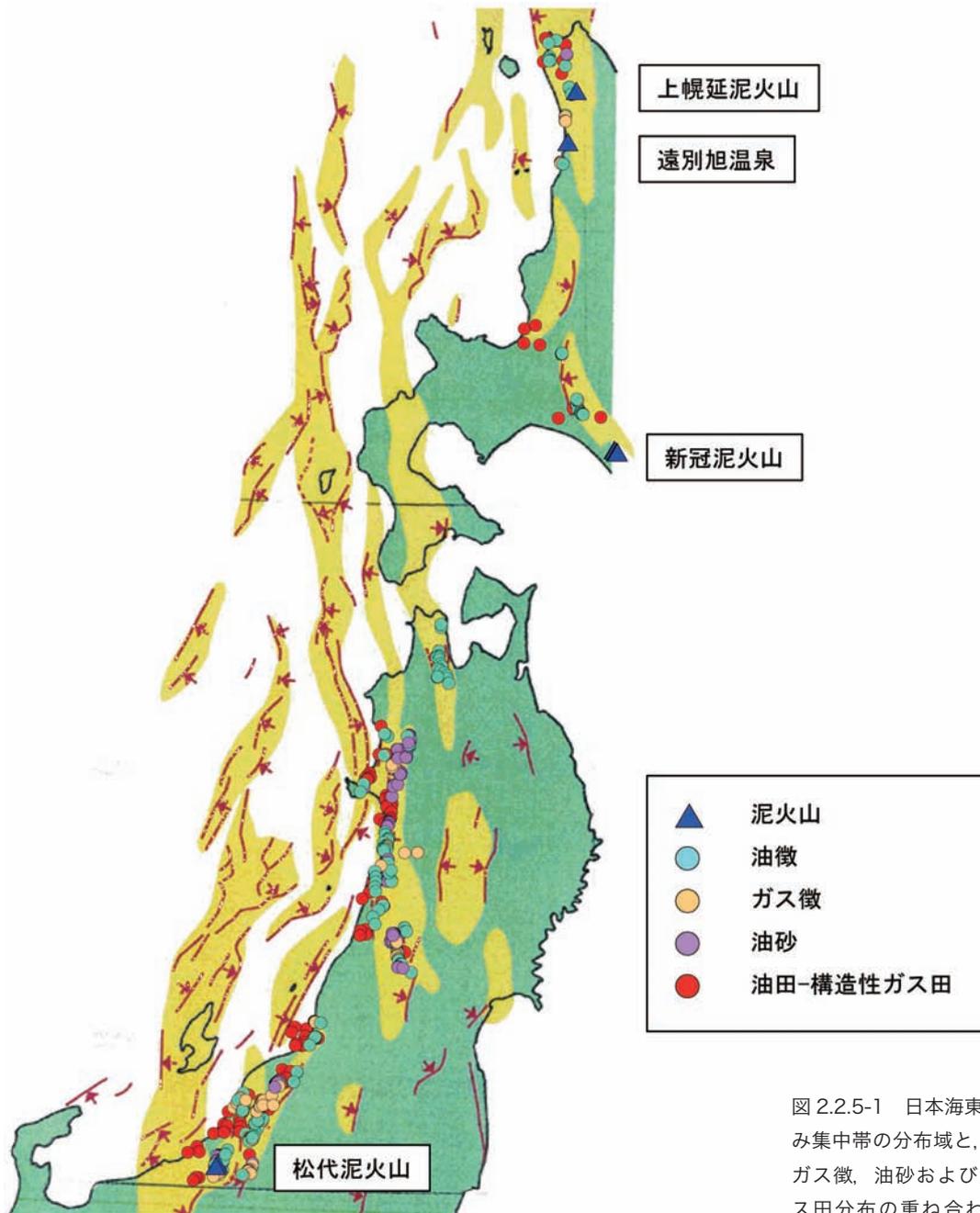


図 2.2.5-1 日本海東縁の地質学的歪み集中帯の分布域と、泥火山、油徴、ガス徴、油砂および油田・構造性ガス田分布の重ね合わせ（高橋ほか、2011）。

唆されている。図 2.2.5-1 はその一例で、東北日本の日本海側における泥火山、油徴、ガス徴、油砂、油田等の位置を示している。

評価指標の設定とデータ採取

精密評価地区選定での泥火山の存在・出現に関する評価においては、文献調査および概要調査段階の泥火山に関連する地形、地質、地球物理学的あるいは地化学的データ等から、評価期間よりも十分長い期間について、過去の泥火山活動史の評価、および過去の活動史に基づく対象地域への影響評価についての妥当性を判断することが求められる。従って、精密調査地区選定に係る泥火山の存在・出現に関する評価指標は、「異常に高い間隙水圧が形成されやすい場所」に相当する地質環境下に置かれる可能性の有無を示すことができる指標である必要がある。また、「異常に高い間隙水圧が形成されやすい場所」とは、石油・天然ガス地帯、プレート収束域等、急激な堆積作用や、地殻変動による構造的な圧縮が発生しやすい場所である。従って、概要調査においては、これらの現象を、地形、地質、地球物理学的あるいは地化学的データ等の採取により評価することが必要である。

評価指標のデータ採取にあたって考慮すべき点

「泥火山の存在」については、その活動期間の消長の解明、影響範囲（泥火山の活動に関連して供給される塩水が岩盤劣化や地すべりの誘因となる可能性等）の解明のためのデータ取得を行うべきである。また、「泥火山の出現」は「異常に高い間隙水圧が形成されやすい場所」の存在に関連していると考えられる。そのような特徴の場合、特に、背斜構造場では将来にわたる泥火山の出現可能性について評価すべきである。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

日本の泥火山の実例は数カ所程度と非常に少ない。ただ「泥火山」は油田・ガス田の地表兆候とされ、同じく油田・ガス田の地表兆候である、メタン孔、産油（油徴）地と連続した概念である可能性がある。台湾では凸型の堆積地形（噴泥錐、噴泥盾）のみならず、凹型の陥没地形（噴泥盆、噴泥池）についても広く泥火山の範疇に含められており（例えば、浜田ほか、2009）、この場合日本の泥火山の実例が増加する可能性も存在する。

泥火山からは特有の組成を持つ水が放出されるが、同様の組成を持つ水の存在は「異常に高い間隙水圧が形成されやすい場所」に相当する地質環境下に広く分布している可能性がある。実際、油井から得られる「油田鹹水」の特徴は、泥火山から放出される水の特徴に類似している場合がある（例えば、浜田ほか、2009）。また、隧道等の掘削時に重大なトラブルを起

こす可能性がある膨張性地山が生成する一因として泥火山や泥ダイアピルとの関連の可能性が指摘されている（土木学会原子力土木委員会地下環境部会、2006）が、両者の関係はほとんど解明されていない。これらのことから「異常に高い間隙水圧が形成されやすい場所」に相当する地質環境下に置かれる可能性と、泥火山の出現の可能性の関係について検討する必要がある。

実際の評価にあたって参考となる知見

地学雑誌 Vol.118, No.3 (2009) は、泥火山 - その実体と応用地球科学的意義 - と題され、泥火山に関する最新の知見がまとめられている。また、日本および周辺地域（台湾、サハリン）の泥火山データベースが作成されている（高橋ほか、2011）。これらにより泥火山の構造、活動時期、その形成機構が徐々に明らかにされつつある。

また、2006年5月にインドネシア・ジャワ島東部のシドアルジョにおいて突如始まった泥火山活動（例えば、Davis, 2007）、あるいは新潟県十日町市の松代泥火山近傍を掘削した北越急行ほくほく線鍋立山トンネルの掘削状況等（例えば、新谷・田中、2005）から、岩盤の著しい劣化、地すべりとの関連、天然ガスの放出等を含め、その破壊的な側面を浮き彫りにしている。

実際の評価にあたって残された課題

日本の陸上部では、北海道・新冠泥火山（千木良・田中、1997）および新潟・松代泥火山（例えば、新谷・田中、2009）の2例が知られているに過ぎない（表 2.2.5-1）。泥火山の可能性があると述べられている北海道・遠別ガス田（遠別旭温泉：佐々、1954）および上幌延泥火山（酒井ほか、2010）を含めても4例に過ぎない。ただ、サハリンにも6カ所、台湾には64カ所の泥火山の存在が知られている。また、日本の近海には、メタンハイドレートの形成に関連すると考えられる泥火山が熊野沖、宮崎・種子島沖～奄美大島沖（Ujije, 2000）あるいは台湾沖（森田ほか、2009）の各所に存在する。泥火山の活動は世界各地で知られており、局所的な活動ではないことは明らかである。

田中（2006）には、泥火山の寿命は100万年以上であるらしいこと、数万年オーダーで陥没運動を伴う大規模な活動が起きる可能性のあるらしいことが述べられているが、詳細の解明は今後の課題であるとされている。

「異常に高い間隙水圧が形成されやすい場所」（例えば、油田・ガス田地帯）に相当する地質環境下に置かれる可能性と、泥火山の出現の可能性の関係について、今後詳細に、また早急に検討していく必要があるものと考えられる。「泥火山の出現の可能性のある場所」

表 2.2.5-1 日本および日本近傍（サハリン、台湾、インドネシア）の泥火山の位置。日本では泥火山の可能性が指摘されている場所も含む。高橋ほか（2011）による。

日本の泥火山（緯度経度は日本測地系）

	所在地		北緯（°）	東経（°）
泥火山				
新冠泥火山				
第1	北海道	新冠郡新冠町	42.3915	142.2817
第2	北海道	新冠郡新冠町	42.3869	142.2891
第3	北海道	新冠郡新冠町	42.3776	142.3071
第4	北海道	新冠郡新冠町	42.3756	142.3085
第5	北海道	新冠郡新冠町	42.3736	142.3127
第6	北海道	新冠郡新冠町	42.3720	142.3141
第7	北海道	新冠郡新冠町	42.3569	142.3369
第8	北海道	新冠郡新冠町	42.3569	142.3385
第9	北海道	日高郡新ひだか町	42.3212	142.3879
松代泥火山				
蒲生、松泉寺	新潟	十日町市	37.1324	138.5775
室野	新潟	十日町市	37.1178	138.5615
泥火山であると指摘				
遠別旭温泉（遠別（歌越別）ガス田）	北海道	天塩郡遠別町	44.6571	141.8596
上幌延泥火山	北海道	天塩郡幌延町	45.0319	141.9512

日本近傍の泥火山（緯度経度は世界測地系(WGS84)、南緯はマイナスで示した）

	所在地		北緯（°）	東経（°）
古亭坑背斜活動区				
鹽水坑泥火山区	台湾	台南縣左鎮鄉		
龍船窩泥火山区	台湾	台南縣龍崎鄉		
烏山頭泥火山区	台湾	高雄縣內門鄉		
(應菜龍泥火山)	台湾	高雄縣田寮鄉古亭村		
大滾水泥火山区	台湾	高雄縣田寮鄉古亭村	22.9001	120.4063
小滾水泥火山区	台湾	高雄縣田寮鄉崇德村	22.8827	120.3946
旗山斷層活動区				
小份尾（杉林鄉）泥火山区	台湾	高雄縣杉林鄉		
南勢湖泥火山区	台湾	高雄縣燕巢鄉七星村		
千秋寮泥火山区	台湾	高雄縣燕巢鄉金山村		
(養女湖、新養女湖泥火山)	台湾	高雄縣燕巢鄉金山村	22.8029	120.4092
烏山頂泥火山区	台湾	高雄縣燕巢鄉金山村	22.7961	120.4058
深水泥火山区	台湾	高雄縣燕巢鄉深水村		
高屏海岸平原活動区				
漂底山泥火山区	台湾	高雄縣弥陀鄉漂底村	22.7688	120.2504
滾水坪泥火山区	台湾	高雄縣燕巢鄉角宿村		
鯉里山泥火山区	台湾	屏東縣万丹鄉、新園鄉田洋村	22.5613	120.4578
海岸山脈南西段活動区				
鹽埕泥火山区	台湾	花蓮縣富里鄉羅山村		
泡泡（雷光、電光）泥火山区	台湾	台東縣關山鎮電光里		
(石門外泥火山区)	台湾	花蓮縣富里鄉		
關仔嶺温泉（水火同源）	台湾	台南市白河区	23.3336	120.5031
(中崙泥火山)	台湾	嘉義縣中埔鄉中崙村	23.3756	120.5605
(南化（鹽水坑）泥火山)	台湾	台南市南化区	23.0818	120.5169
Yuzhno-Sakhalinsky（豊真線）	サハリン	ユジノサハリンスク	47.0682	142.5775
Pugachiovsky（馬群潭）	サハリン	マカロフ都市管区	48.2281	142.5654
Vostochnyi（元泊）	サハリン	マカロフ都市管区		
Lesonovsky（落帆）	サハリン	コルサコフ都市管区		
Daginsky	サハリン	都市管区ノグリキ		
Pil'tunsky（海底泥火山）	サハリン	オハ都市管区の東方沖		
Sidoarjo	インドネシア	東ジャワ州シダルジョ県	-7.5277	112.7114

= 「異常に高い間隙水圧が形成されやすい場所」であるのか、それとも「泥火山の出現の可能性のある場所」

≪ 「異常に高い間隙水圧が形成されやすい場所」であるのかを検討すべきである。

(6) 大規模マスマーブメント

評価対象：大規模マスマーブメントが関与するリスク
予測手法

評価指標：大規模マスマーブメントの存在または発生
可能性とそれによる影響の検討

評価対象の概要

マスマーブメントは、斜面を構成する岩体が重力によって下方へ移動する現象で、斜面上での岩体に対する剪断力が剪断抵抗力を上回ったときに発生する。処分地で大規模なマスマーブメントが発生した場合には、廃棄体が直接破壊される恐れや、地下水移行に対する間接的な影響の可能性があるので、そのような領域は避ける必要がある。陸域で発生したマスマーブメントの場合、大規模なものは、移動土塊の体積数 10 km^3 、移動距離数 10 km 、滑り面の深度数 100 m に達することが知られている（町田，1984；千木良，2005など）。陸域での大規模マスマーブメントは、第四紀火山の山体崩壊（町田，1984；井口，2006；吉田，2010など）や氷河の融解にともなって露出したカール側壁の崩壊（渡，2005；Korup，2007；Fort，2009など）のように、起伏量の大きな地形のもとで突発的に発生する事例がよく知られている。一方、地すべりタイプの大規模マスマーブメントは、世界最大規模のマスマーブメントとされるモンゴルのバガボグド地すべり（Phillip *et al.*，1999）のように、起伏量

がさほど大きくない山地でも、その発生事例が知られている。これらとは別に、ハワイ島（McMurtry *et al.*，2004）やカナリア諸島（Hurlimann *et al.*，2004；Perez-Torrado *et al.*，2006）などの火山島では、移動土塊の体積が数 100 km^3 に達する超巨大なマスマーブメントも知られている。移動土塊（岩塊）量が 1000 万 m^3 を超えるような日本の大規模マスマーブメントの一覧を表2.2.6-1に、また、その分布を図2.2.6-1に示す。

大規模マスマーブメントは、高起伏量の地形、長大斜面の脚部の支持力低下、滑剤を含む地質、流れ盤構造、キャップロック構造、風化・変質による岩盤の力学強度の低下、地下深部における異常間隙水圧の存在などを本質的な要因（素因）とし、強降雨や強震動あるいはダムの上水などを契機（誘因）として発生することが多い。大規模なマスマーブメントには活動と休止を繰り返すものが多く（高浜，1993）、その消長には気候や海水準の変動が関与することがある。大規模マスマーブメントの運動速度は、緩慢な運動状態にある地すべりの年間数 mm 以下から山体崩壊で発生する岩屑流の時速 200 km 以上に至る極めて広い範囲をもつ。大規模マスマーブメントの発生予測としては、既往地すべりについては移動土塊の観察、岩盤崩壊については前兆クリーピングの観察による方法（千木良，1998）などが提案されている。大規模マスマーブメントは、それによって大量の土塊が移動するだけでなく、移動土塊が近傍河川を堰き止めて天然のダムを形

表 2.2.6-1 日本の大規模マスマーブメント。

	崩壊の名称	発生年	体積 (10^7 m^3)					地質	素因	誘因
			文献1*	文献2*	文献3*	文献4*	その他			
火山体	三夜沢	818			6.3			赤城山		地震
	大月川	888?	35					八ヶ岳		水蒸気爆発?
	大沢崩れ	1331	7.5?					富士山		地震?
	眉山	1792	48	11	34					地震、火山活動?
	虚空蔵山	1847			3					地震
	立山鷲	1858	27-41	12.7	41					地震
	磐梯山	1888	150							地震、水蒸気爆発?
	稗田山	1911	15	8.4						豪雨?
	別当谷	1935		10				白山		豪雨
	伝上崩れ	1984	3.4	3.4	3.4			御嶽山		地震
	荒砥沢	2008					4.5-7	栗駒山		地震
堆積岩1	大谷崩れ	1702	12		12			四万十帯砂岩・頁岩互層	岩盤クリープ	地震
	加奈木	1746	3					四万十帯砂岩・頁岩互層	岩盤クリープ	不明
	七面山	1852	4.5		6.6			四万十帯砂岩・頁岩互層	岩盤クリープ	地震
	赤崩れ	-	2.7					四万十帯砂岩・頁岩互層	岩盤クリープ	-
	千枚岳	-	0.8					四万十帯頁岩層	岩盤クリープ	-
	ポッチ薙	-	?					四万十帯砂岩・頁岩互層	岩盤クリープ+流れ盤	
	十津川	1889				2.3-3.6		四万十帯砂岩・頁岩互層	流れ盤	豪雨
堆積岩2	会津地域	1611			3-16			新第三紀火山岩類&貫入岩類		地震
	十二湖崩れ	1704			11			新第三紀火山岩類		地震
	名立崩れ	1751			4			新第三紀堆積岩類		地震
	鷲尾岳	1950		1.1				新第三紀火山岩類		地震・断層
	胡桃	1964		1.9				新第三紀火山岩類		融雪
その他	掃雲山	1586	1	2.5	2.5			濃飛流紋岩類		地震

注：文献1*千木良（1998A）、文献2*防災科学技術研究所（2011B）、文献3*土木研究所・砂防・地すべり技術センター（1995）、文献4*平野ほか（1984）

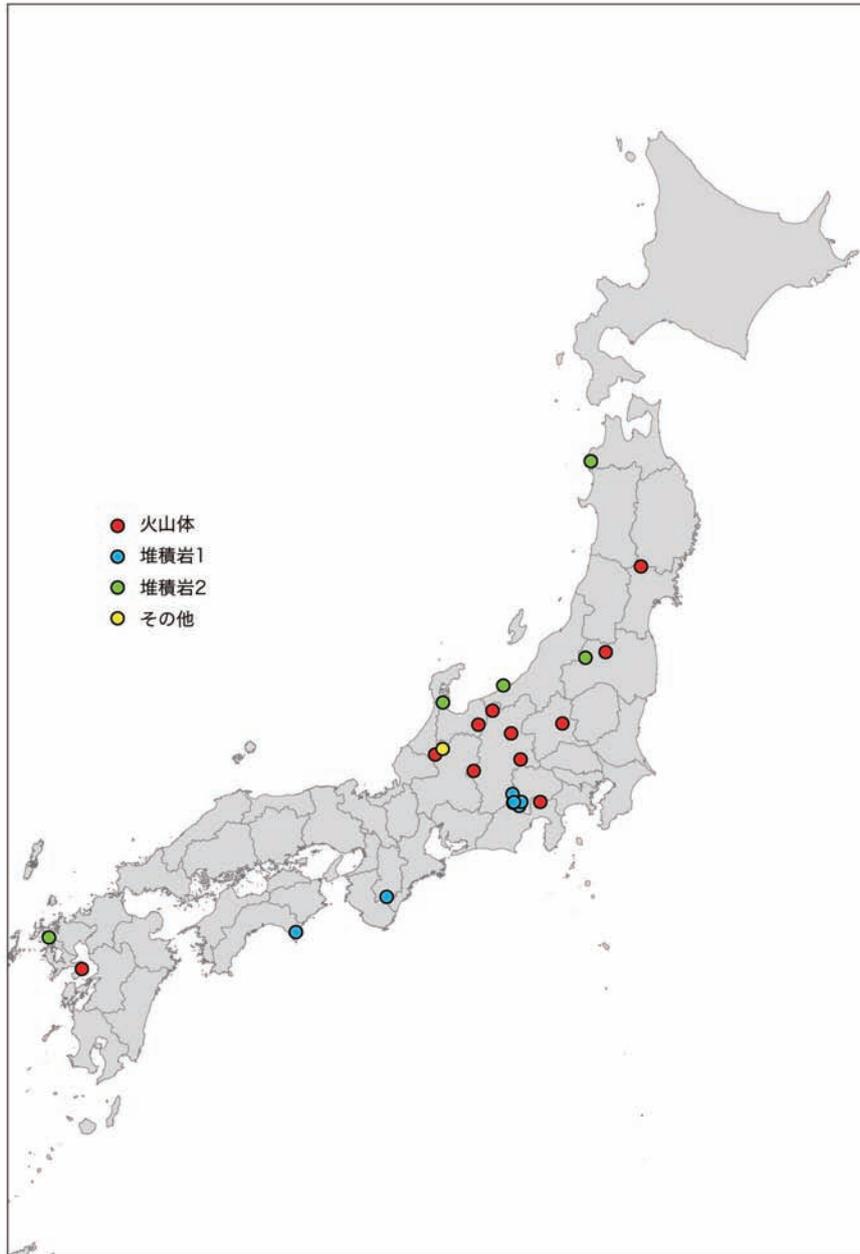


図 2.2.6-1 日本の大規模マスマーブメントの分布 (凡例は表 2.2.6-1 を参照).

成することや、大規模な岩屑流あるいは岩屑流に水が加わった土石流が遠方まで流下することがある。天然ダムは比較的長期間湖沼として存在することがあり、それが決壊して洪水や土石流を発生することがある。また、大規模マスマーブメントが水域の近傍で発生すると、移動土塊が水域に突入した衝撃で津波が発生することがある。大規模マスマーブメント、とくに地すべりでは、その移動土塊中に小規模なマスマーブメントが多重に発生し、それらが別々に活動と休止を繰り返すことにより、空間的にも時間的にも多重で複雑な構造を持つことがある(中里, 1997)。また、岩盤クリープとして運動を開始したのち、その一部が地すべりへと移化するように、運動様式が経時的に変化することも多い。

大規模マスマーブメントが地層処分の対象サイトに与える影響には、以下のように直接的影響と間接的影響がある。直接的影響としては、処分サイトが新たに発生する大規模マスマーブメントの直撃を受ける場合が考えられる。具体的には、1) 廃棄体埋設領域の一部または全体がマスマーブメントの移動土塊の中に取り込まれ、破壊や擾乱を受けながら側(下)方へ移動する、2) 廃棄体埋設領域の上方(浅所)でマスマーブメントが発生することにより、処分サイトの被り部分がマスマーブメントの移動土塊に置換されたり岩屑流によって削剥されたりして、被り厚の減少や透水性の増大が生じる、などが考えられる。間接的影響としては、移動土塊によって堰き止められた河川に形成された天然ダムによる影響、移動土塊が処分サイトの地

表に達してそれを被覆することによる影響などが考えられる。これらいずれについても、将来の人の放射線被曝リスクを引き上げる可能性がある。

評価指標の設定とデータ採取

大規模なマスマーブメントが関与するリスクを評価するための調査に対する評価指標としては、以下の3点が挙げられる。

- ① 処分想定サイトが大規模なマスマーブメントの内部に位置していないことが示されていること。
- ② 処分想定サイトの周辺における大規模マスマーブメントの存否が明らかにされ、大規模マスマーブメントが存在する場合は、それが将来にわたって処分サイトに影響を及ぼすおそれが少ないことが示されていること。
- ③ 処分想定サイトとその周辺を対象として大規模マスマーブメントの素因と誘因についての合理的な調査と検討がなされており、将来にわたって処分サイトに影響を及ぼす大規模マスマーブメントが発生するおそれが少ないことが示されていること。

大規模なマスマーブメントはその面積が数100km²に及ぶことがあり、活動と休止を繰り返すことも多い。したがって、地層処分のサイト評価との関係を考えてみると、処分予定地が活動中または休止中の大規模マスマーブメントの影響範囲内に位置し廃棄体の埋設予定領域が既往のマスマーブメントによる擾乱を受けた、あるいはまた将来の再活動の影響を受ける可能性、ならびに廃棄体の埋設予定領域が将来新たに発生する大規模マスマーブメントの影響を直接間接に被る可能性について検討する必要がある。これを「特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律」に照らした場合、法律第六条2の一「地震等の自然現象による地層の著しい変動の記録がないこと」を示す判断の妥当性および、法律第六条2の二「将来にわたって地震等の自然現象による地層の著しい変動を生じることが少ないと見込まれること」を示す判断を評価することになる。実際の調査においては、この両者の判断のためのデータ取得や検討作業は一体となって実施される部分が多いと考えられるため、本稿ではその妥当性評価についても両者一体として扱うこととする。

①については、以下の理由によりそれを示す必要がある。大規模なマスマーブメントは、長期間にわたって活動と休止を繰り返すことが多い。その内部は破碎あるいはまた流動した岩石からなることが多いため地下水流動の場としても岩石力学的な観点からも地層処分サイトとしての閉じ込め機能が優れているとはいえない。加えて、将来の再活動の影響を受けるリスクも存在することから、大規模なマスマーブメントの内部は処分想定サイトから除外すべきものと考えられる。

すなわち、①は立地選定に際しての排除要件として扱われるべき事項といえる。②については、以下の理由によりそれを示す必要がある。処分想定サイトの周辺に大規模マスマーブメントが存在する場合には、地形や地質構造によっては将来その上方や側方に活動域が拡大する可能性があり、それにより処分サイトに直接または間接的な影響が及ぶ可能性がある。また、①と②を示す際に用いるデータを採取するための調査方法としては、処分想定サイトとその周辺地域を対象とした空中写真調査および現地踏査が必須であり、必要に応じてボーリング調査も採用すべきである。また、近年進歩が著しい航空レーザー測量による精密な地形解析(千木良, 2006)も活用できる。空中写真調査と現地踏査では、地すべり・崩壊地、岩盤クリープ、多重山稜、線上凹地、山向き小崖、滑落崖、流れ山などの重力性変形を示す地形の探索と評価、地形的特徴と併せた湧水の分布や水質解析などの水文地質学的特徴の検討、一般地質構造と調査対象地域の地質構造との比較による岩盤クリープの発達状態の検討などから大規模マスマーブメントの存否を検討する。ボーリング調査ではクリーピングによる面状構造の変化や滑り面の有無を確認する。特定の滑り面が認められた場合は、滑り面を貫通する調査ボーリングを用いたモニタリングなどにより活動中か否かを判定する。調査手法としては、従来から地すべり対策や斜面防災を目的として用いられてきた手法(松村ほか, 1988; 武田・今村, 1996; 千木良, 1998, 2006など)を基幹的に用いるが、活動休止中の大規模マスマーブメントの存在を確認する調査および以下に述べる将来の発生見込みの調査については十分な事例があるとは言えないため、別途、手法の開発と併せて調査を進める必要がある。

③を示すためには、処分想定サイトとその周辺地域を対象として、大規模なマスマーブメントの素因となる地形や地質の特徴および誘因となり得る断層活動や降雨・浸透挙動等について、現在の特徴および海水準変動や気候変動の影響を考慮した将来の変動予測に基づいた検討を行う必要がある。検討すべき素因の具体例としては、地形の起伏量分布、長大斜面の脚部の健全性、滑剤となりうる地層(軽石、粘土、変質岩など)の分布と構造、地質体における面状構造の発達・変形状態(千木良, 1998 b)、斜面地形と面構造との関係(受け盤か流れ盤か、流れ盤ならば柁目盤か逆目盤か平行盤か(鈴木, 2000など)、風化・変質による岩盤の力学強度の低下の度合い、深部における異常間隙水圧の有無(渡部ほか, 2009)、岩盤の透水構造などが挙げられる。それらのうちのいずれかが単独であるいは組み合わせられて大規模マスマーブメントを発生させる素因となるうるレベルに達しているかもしくは将来達する可能性があると認められる場合には、大規模マスマーブメントが発生するリスクの評価を行う必要があ

る。この中には、将来の海水準低下や河川遷急部の後退等に伴って、現在未固結堆積物で充填されている埋積谷が再侵食されて大起伏量地形が出現する可能性が含まれる。また、マスマーブメント発生の前兆現象の可能性のある岩盤クリープの発達状態についての調査を、厳密に実施する必要がある。

大規模マスマーブメント誘因の具体例としては、強振動を与える地震を引き起こすおそれのある活断層および地下水位や間隙水圧に影響を与える降雨・浸透挙動の変化などが挙げられる。強震動を発生させる活断層が処分想定サイトの周辺に存在する場合には、その断層活動により発生しうる振動の強度や特性の検討に基づいて、それが誘因となる大規模マスマーブメント発生リスクを評価する必要がある。降雨・浸透挙動の変化については、将来の気候変動に伴う降水量や強降雨の発生頻度を予測した上で、それらが誘因となる大規模マスマーブメントの発生リスクを評価する必要がある。また、強震動と浸透量増加が重なって発生した場合の大規模マスマーブメント発生リスクについても評価を行う必要がある。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

大規模マスマーブメントには、起伏量の大きな地形で落下と流動を主とする運動が短時間に生じる山体崩壊タイプ、さほど起伏量が大きくなくても斜面と地質構造の一定の関係や滑剤の存在があれば発生し緩慢なことも急速なこともある地すべりタイプなど、素因・誘因や運動様式が異なるいくつものタイプが存在する。したがって、大規模マスマーブメントが関与するリスクを予測するためには、特定のタイプのみを対象とすることなく、調査対象地域に存在しうる素因と誘因に即して、あらゆるタイプのマスマーブメントについて合理的に検討されているかどうかを評価する必要がある。

極めて大規模のマスマーブメントの場合、その面積は数100km²におよび精密調査地区の面積に匹敵するほどになるうえ、緩慢な地すべりのように運動様式によってはその移動土塊の内部構造があまり擾乱されていない可能性もある。したがって、もし概要調査の段階で大規模かつ内部の乱れの少ないタイプのマスマーブメントを見落としした場合、精密調査段階においてもその存在が認識されず、結果的に見落とされたまま調査の最終段階を迎えてしまう可能性がある。大規模マスマーブメントの調査においては、処分想定サイト全体を移動土塊中に包含するかもしれない大規模マスマーブメントが存在する可能性もあること、また岩屑流を主とする大規模マスマーブメントの場合は発生場所から数10km遠方に到達する事例（大草ほか、1986）もあること等に留意して、十分に広い面積を対象としてその存在可能性や発生可能性についての適

切な検討がなされているかを評価する必要がある。

大規模マスマーブメントの将来における発生可能性については、その素因と誘因のいずれについても、現状での検討に加えて将来の予測を行ったうえで、新たな発生や活動再開の可能性について検討がなされているかを評価する必要がある。この際、特に将来予測については、断層運動、気候変動、海水準変動等を含む最新の研究成果を適切に参照して検討がなされているかを評価する必要がある。

実際の評価にあたって参考となる知見

大規模マスマーブメントが関与するリスクを予測するための調査とその評価にあたっては、既往の大規模マスマーブメントに関する新旧のレビュー研究、および大規模マスマーブメントの素因、誘因、運動の規模・様式、発生災害、調査・予測手法など個々の課題についての重要知見を参照することが肝要である。以下に、それらのうち特に重要と思われる事項を文献とともに紹介する（多くは前項までに引用済み）。

<大規模マスマーブメントのレビュー>

- 世界の大規模マスマーブメントのレビュー：町田 (1984)、千木良 (2005)、Korup *et al.* (2007)、Fort *et al.* (2009)
- 国内の大規模マスマーブメントのレビュー：黒田 (1982)、町田 (1984)
- 国内の地すべり地形のレビュー：藤原ほか (2004)
- 国内の第四紀火山の山体崩壊のレビュー：井口 (2006)、吉田 (2010)

<素因についての知見>

- 岩盤崩壊の素因としての断層や風化構造：千木良 (2006)
- 氷河の融解・消滅により出現する大起伏量斜面の崩壊：Korup *et al.* (2007)、Fort *et al.* (2009)
- 地すべりの素因としての断層破碎帯（レイテ島）：上野・地下 (2006)
- 地すべりの素因としての深部の異常間隙水圧：渡部ほか (2009)
- 地すべりの素因としてのキャップロック構造：大野ほか (2010)、田近・岡村 (2010)

<誘因についての知見>

- 岩盤崩壊と地すべりにおける誘因としての地震：大草ほか (1986)、千木良 (2006)
- 地震を誘因とする急速地すべりの概要（荒砥沢）：森屋ほか (2010)、大野 (2010)
- 地震を誘因とする急速地すべりと岩屑なだれの概要（御岳）：大草ほか (1986)
- 岩盤崩壊と地すべりにおける誘因としての地表水の浸透過程：千木良 (2006)
- 第三紀層地すべりの誘因としての火山噴火に伴う

地震：阿部ほか (2002)

<運動の規模についての知見>

- ・カナリア諸島における最大規模の地すべり：Carracedo *et al.* (1999)
- ・第四紀火山の山体崩壊の規模：吉田 (2010)
- ・松島が国内最大規模の地すべりで形成された可能性：長谷川ほか (2008)
- ・白山における国内最大規模の地すべりの概況：奥野ほか (2004)

<運動の様式についての知見>

- ・面状構造が発達した堆積岩での岩盤クリープ：Chigira and Kiho (1994), 渡 (2005)
- ・岩盤のゆるみからクリープを経て地すべりに至る過程：渡 (2005)
- ・岩盤のゆるみからクリープを経て崩壊に至る過程：千木良 (1998b)

<発生災害についての知見>

- ・地震を誘因とするマスムーブメントで形成される天然ダム：常田 (2009)
- ・山体崩壊時の岩屑流で形成される流れ山の分布：吉田 (2010)
- ・火山島での地すべりがもたらす津波：Hurliman *et al.* (2004), Perez-Torrado *et al.* (2006)

<調査手法についての参考知見>

- ・マスムーブメントに関する調査法：松村ほか (1988)
- ・岩盤クリープに関する調査法：千木良 (1988a)
- ・測年データに基づく地すべり進行状況の把握：中里 (1997)
- ・地下水水質に基づく第三紀層地すべりの調査：相楽ほか (2005)

<予測手法についての参考知見>

- ・岩盤崩壊に先行する岩盤クリープ：千木良 (2006)
- ・地すべり地塊の移動距離：吉松ほか (2011), 國生・石澤 (2010)

実際の評価にあたって残された課題

大規模マスムーブメントは、既往の調査研究で認識されていない未記載の事例が少なくないと考えられる (町田, 1984)。その理由は、上に述べた構造の複雑さに加え、極めて大規模の現象は稀にしか生じないのでその発生現場を捉えた研究事例が少ないことや、長い活動休止期間中に表面構造が破壊されたり植生に被覆されたりして正確な観察が困難な事例を研究対象とせざるを得ないことなどにより、大規模マスムーブメントについての研究者間での共通理解が十分には得られていないことにあると思われる。国内のマスムーブメントについては、地質との対応関係に基づく類型化の提案 (例えば小出, 1955 や黒田, 1982 など) や

日本全国を対象とした地すべり分布調査に基づく地質や地形との関係性の提示 (藤原ほか, 2004) のように一般性を見いだす研究がある程度進んでいるとはいえ、ここで問題とする極めて大規模のマスムーブメントについては研究事例が少なく、未だその理解が十分ではない。したがって、大規模マスムーブメントが関与するリスクを適切に予測するためには、過去に大規模マスムーブメントが発生した事例やそれが疑われる事例 (例えば長谷川, 2008 など) についての詳細な研究を実施しつつ、得られた最新の知見を取り入れながら調査と評価を行う必要がある。

第3章 サイトの母岩の物理学的特性の評価に関する妥当性

(1) 岩石物性・力学特性

評価対象の概要

地層処分施設への力学的影響として、施設と施設が設置される岩盤の変形や破断が想定される。このような施設の直接的な破壊に至る現象のほか、岩石構造の変形による孔隙の連結や分断、さらに破壊による亀裂の生成など地下水の透水性に影響を及ぼすと考えられる。

地層処分施設の設置される深度において岩盤は地圧やプレートの沈みこみによる広域的な応力場などの応力下に置かれているが、処分施設の掘削によって地下空間から岩石が取り除かれることにより岩盤力学的影響がローカルに及ぶことになる。これは坑道建設工事においてゆるみ領域として問題となるものであるが、これらの対策は従来のトンネル工事等と技術的に変わるものでなく、その施工可能性の判断についてここで記述することはしない。一方、安全評価においてはここにあげたような影響が長期的な岩盤の安全機能にどのような影響を及ぼすかについては検討する必要がある。坑道が掘削されることによる応力の再配置により坑道周辺には掘削影響領域と称する細かい亀裂が生じて地下水の透水性あるいは核種の拡散しやすさに影響することとなり、それについての評価が長期的な安全の確保の上で必要となる。また、広域的な応力場の変化が亀裂の再活動をもたらすことも想定されている。断層として処分施設を破壊するようなものは断層活動の章に譲るとして、ここでは水理学的影響について扱う。このような力学的プロセスを評価する上で必要な特性として、岩盤の強度特性、変形特性、初期応力状態があげられる。

評価指標の設定とデータ採取

処分坑道工事は技術的にトンネル工事に準ずるもので、難易はあるものの全く施工できない条件は想定し難く、施設の建設可能性にかかる指標をあえて設定する必要性は認められない。しかしながら、精密調査地区選定段階においても、この段階で取得すべき長期的安全性の確保を判断するためのデータについては、その内容の十分さや取得の適切さを評価しておく必要がある。

広域的な応力場の変化が亀裂の再活動をもたらす可能性についてはスウェーデンにおける地層処分の事業者SKBによる立地調査であるSR-Canに対する規制

側のコメント(SKI and SSI, 2008)において指摘されているところである。亀裂の浸透性について、現在の応力場が強く影響しているといった認識が石油探査業界では一般化しつつあり、浸透性を保持しうる亀裂は臨界応力状態にあり、継続的に剪断すべりを生じる環境下にあるものに限られるとされる(石油技術協会, 2004)。このことから、2次鉱物の充填により浸透性を失った亀裂が応力場の変化によって浸透性を回復することがあるが、この場合回復できる亀裂は臨界応力条件を充たし、剪断すべりが起こりうる特定の方向性を持つものに限られるとされている(石油技術協会, 2004)。

このように亀裂の浸透性に応力場が深く関わっていることから、処分地の初期応力状態を把握することはきわめて重要であるといえる。ボーリング孔を用いた局所的応力測定法として、オーバーコアリング時のボーリング孔内のひずみ計測による応力解放法、ボーリング孔内の水圧を上昇させて孔壁に引張破壊を発生させたり、亀裂の再開を起こさせる水圧破砕法、機械的システムによって孔壁に応力を载荷する固体圧破砕法などがある。たとえば、SR-CanでのForsmark地域の調査では、オーバーコアリング法と水圧破砕による初期応力の調査が実施されている(図2.3.1-1)。

また、地震の発震機構は応力状態に影響されることから、調査地域の微小地震観測も応力変化の指標として有効である。フィンランドではオンカロと呼ばれる地層処分を目指した地下実験施設の建設に先だつ2年前に微小地震観測ネットワークを6ステーションから開始して2009年までに14ステーションに増やして実施している。これは地層処分場に向けた地下実験施設建設地域のまだ乱されない状態の微小地震活動のベースラインを得るためのものである*(Posiva, 2010)。

いずれにせよ、これらの議論には応力と変形・破壊特性のデータが必要であり、具体的には応力、一軸圧縮強度、弾性係数、ポアソン比、粘着力、内部摩擦角、引張強度、弾性波速度といったデータの取得が必要とされる。

評価指標のデータ採取にあたって考慮すべき点

これらのデータはサイト固有の物性値であり、岩盤の空間的な広がりに応じた不均質性を考慮する必要がある。したがって、地質構造を考慮してできるだけ多くの試料を測定することが望ましいが、一般的に力学試験は時間を要する上に物性に異方性があり、十分なデータを限られた時間内で適切に取得することが難しいこともある。岩石の異方性の程度が物性によって異

* フィンランドの微小地震観測はベースライン調査だけでなくセーフガード、すなわち核廃棄物が隠せる秘密の地下スペースの構築や、核廃棄物にアクセスするための非合法的なトンネルの掘削を防止する監視の目的も含まれる。

なり、その相互関係についても少しずつ明かにされている(たとえば林ほか, 2003)。このような性質を利用して、比較的簡便に異方性が確認できる試験を事前に実施して、それを踏まえて異方性を考慮した時間を要する物性試験を効率的に実施することも考えられる。

初期応力状態の把握は処分施設建設に先行する地下実験施設建設のさらに前の段階で実施すべきことであるが、地層処分事業で先行する各国で必ずしも満足のいくデータが取得されていないのが現状のようである。スウェーデンではSR-Canの段階では、測定がうまくいったケースが少なく、サイト調査を完了するまでにさらに測定を追加実施すべきことが規制側から指摘されている(SKI and SSI, 2008)。フランスでは処分施設の母岩とされるCallovo-Oxfordien層での応力測定が一深度(500m)でしかなされておらず、しかもエラー巾が大きく施設の周囲に発達するEDZの広がりへの評価に影響すると規制側に指摘されている(IRSN, 2005)。応力測定をルーチン化して精度の良い

データを得るのは難しく、調査に際しては現場に合わせた事前の十分な計画と準備、細心の試験が必要となろう。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

岩石物性や力学特性のデータ自体が、精密調査地区選定段階において排除要件となることはない。しかし、前述のように取得されたデータについては、試験の品質保証も含め十分な妥当性の検討が必要である。

実際の評価にあたって参考となる知見

既存文献中に数多く存在する一軸圧縮強度と他の物性値を比較検討して相関関係を探る多くの試み(たとえば核燃料サイクル機構, 1999)は、サイト固有の試験体について十分な母集団が得られない場合の、統計モデルとその母数についての参考として利用できるほか、サイト固有の特性を把握する上での手掛かりとして活用できよう。

フィンランドではPosivaがオルキオトにおける

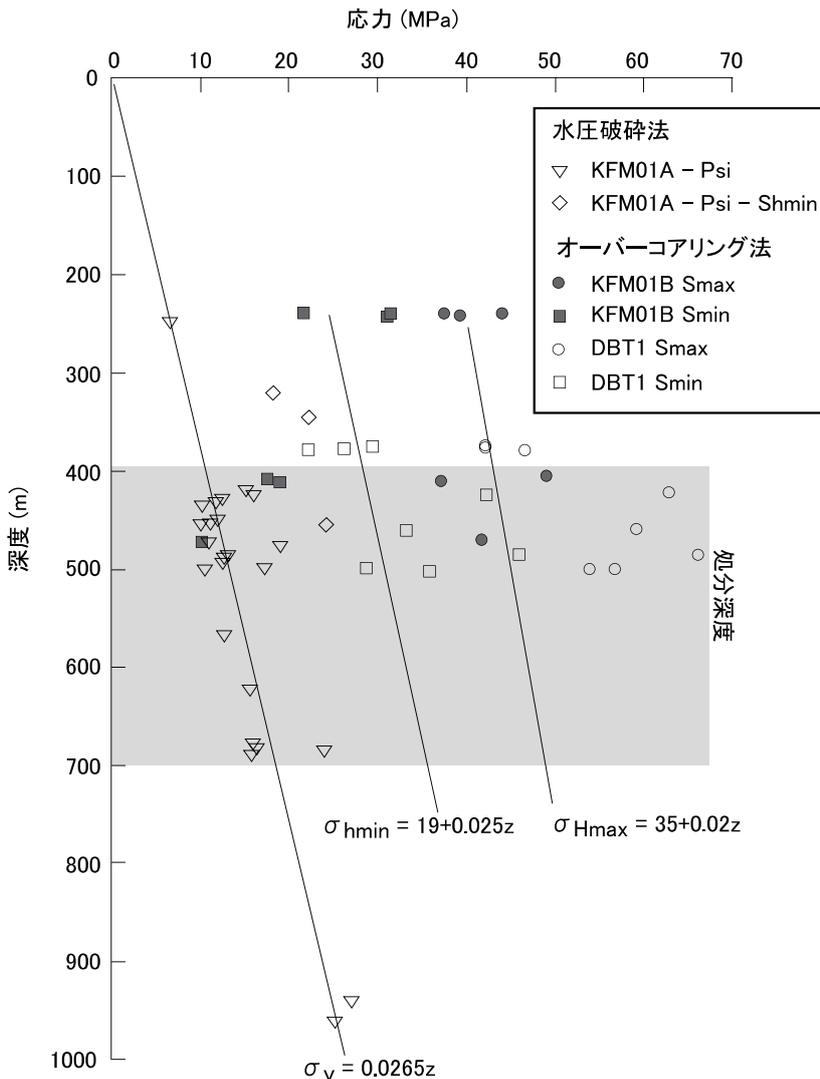


図 2.3.1-1 Forsmark (スウェーデン)でのボーリング孔を利用した岩盤応力測定例。(SKB, 2006を簡略化)。

オンカロの建設に先だつこと2年の2002年から6ステーションでの微小地震観測網を設置して、2009年までに14ステーションで3軸加速度センサーによる観測を実施している。観測される振動の殆どは、発破など建設に伴う人工的なものであるが、その他に誘発された微小地震が年数発程度含まれており、これを用いて発震機構と応力、フラクチャー帯との関係が考察されている (Posiva, 2010)。

再冠水が遅く極度に乾燥した処分孔では、伸張応力による肌落ち (spalling) が生じる可能性が指摘されている。このように発破のダメージが小さい坑道でも伸張応力による肌落ちが透過帯の原因となる可能性について、明かに除外されない限り考慮すべきであるとスウェーデンの規制当局は指摘している (SKI and SSI, 2008)。

フランスにおける事業者 ANDRA は、初期応力を利用して、坑道周囲のEDZの広がりを予測し (図2.3.1-2)、実際の掘削データと比較しているが、規制側はモデルの信頼性を確かめる情報としてこれを利用している。フランスの規制当局は不飽和による岩盤の性質の変化に注意を向けており、不飽和による側壁の収縮と岩盤の水理学的ダメージについて事業者側と見解を共有している (IRSN, 2005)。

不飽和の物性値の変動については、熱物性においてスウェーデンの規制当局が指摘したところでもあり (SKI and SSI, 2008)、先に記した肌落ちとも問題意識を共有するものといえる。

フランスでは処分地が堆積岩地域であることから、事業者側は多孔弾性論を用いているが、規制側は空隙が極めて小さいことから、完全な排水が困難

で間隙水が物理的に吸着 (physisorbee) している場合の挙動やマトリクスが弾性的のみならず粘塑性的 (viscoplastique) にふるまう場合の検討も課題と考えているようである。また、熱応力の影響について処分孔の近くに影響が限定されるという ANDRA の見解を認めつつも確認のための補足的な試験が必要であるとしている (IRSN, 2005)。熱応力の問題については、スウェーデン規制当局も緩衝材が十分膨潤して反力をささえる前に処分孔周辺の熱破砕 (thermal spalling) を招く可能性に同意するとともに熱破砕を評価する手法を開発すべきとする国際的な外部評価の意見を提示している (SKI and SSI, 2008)。

実際の評価にあたって残された課題

不飽和岩盤の物性評価、熱応力の評価、特に地下実験施設を利用した現位置での適用性評価が今後の課題として重要である。また、堆積岩においては多孔弾性論的扱いをより実体の挙動に近づけることが求められ、このことが安全評価にどのように影響するかを検討することも必要である。

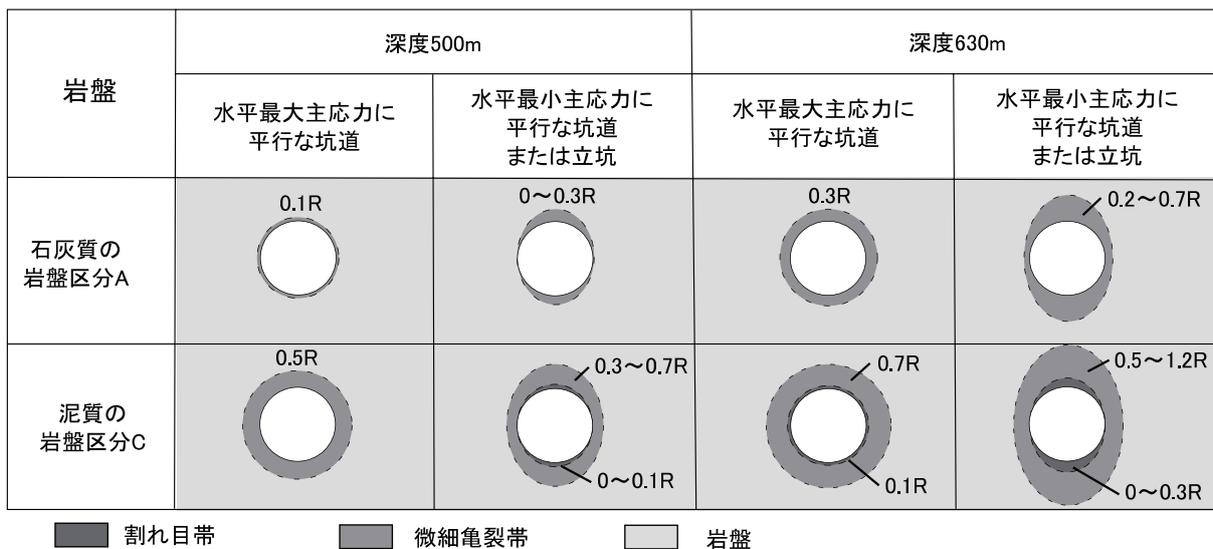


図 2.3.1-2 坑道周囲の掘削影響領域 (EDZ) の広がりを応力配置、岩盤区分、深度条件を変えて事前に予測することを堆積岩の地下実験施設 (Bure, フランス) で試みた事例 (IRSN, 2005 を簡略化)。フランスの事業者 ANDRA は EDZ を連結性が良く透水性の高い割れ目帯と連結性が不良で透水性の低い微細亀裂帯の2種に区分している。R は坑道半径。

(2) 亀裂のモデル化手法

安全評価と亀裂のモデル化

地下水流動シナリオに基づく地層処分安全評価は、廃棄体パッケージから生物圏までの地下水流動経路の特定とその経路にそった核種移行遅延特性を反映した核種移行計算を用いてなされる。多くの場合、計算結果から被曝線量を求め、それを基に安全性が判断されるが、代替指標と呼ばれるこれ以外の判断基準が用いられることもある。

いずれにせよ、地下水の流動経路の特定が鍵となるが、地下水の流れかたは多孔質媒体を流れる時と媒体中の亀裂(fracture)を流れる時で異なる。そこで、まず地下水流動において亀裂がどのように安全評価上扱われるかを概観することにする。なお、ここでは亀裂の語は割れ目の両側で変位を伴うもの(断層)も伴わないものも指すこととする。亀裂はさまざまな分野で扱われて、その関心は亀裂に存在する水、蒸気、油、鉱物(脈)であったりする。当然、共通する部分もあるが、分野に特化した部分もあり、ここでは、核種移行の視点で亀裂のモデル化を扱い、必要に応じて他の分野の成果も参照することとする。

亀裂のモデル化の事例

代表的な事例として、スウェーデンにおける処分の実施主体 SKB によるサイト選定のための中間報告である SR-Can 報告から Forsmark 地域についての調査を取り上げる(SKB, 2006a, b)。この報告はスウェーデン規制当局がレビューを委嘱した国際レビューグループから先端的で高い科学的水準とされており(SKI and SSI, 2008a)、事業者の報告書のみならずそれに対する規制側の見解も参照できる点で好適な事例といえる。この報告では表 2.3.2-1 に示すような複数の水文地質学モデルが構築された。

地域スケールモデルとして、連続体多孔質モデル(CPMモデル:Continuous Porous Media)と等価連続体多孔質モデル(ECPMモデル:Equivalent Continuous Porous Media)の2通りのモデルが構築され、それをもとにモデルを複合させた詳細モデルとして、個別亀裂ネットワークモデル(DFNモデル:Discrete Fracture Network)とCPMを組み合わせたモデル、CPMとECPMを組み合わせたモデル、ECPMとDFNを組み合わせたモデルの3通りが検討された。それぞれの特徴とそれを用いたシミュレーション結果についての事業者自身の評価を表 2.3.2-1 にまとめる。

事業者が地下水流動モデルを評価する上で着目した比較のポイントは、流動時間(travel-time)、初期ダルシー流速(initial Darcy velocity)、パス長(path length)、F指数(F-quotient)の4つの性能指標を用

いることであった。流動時間はキャニスタの位置から地表に地下水が到達するまでの時間、初期ダルシー流速はキャニスタの位置での地下水のダルシー流速、パス長はキャニスタの位置から地表に地下水が到達する経路の長さ、F指数はキャニスタの位置から地表に地下水が到達する経路に沿った核種移行の遅延因子にかかる指数である。これらの性能指標のうち流動時間、初期ダルシー流速、F指数は性能評価コードの直接的な入力として使用された。

詳細モデルにおけるリポジトリスケールモデルでは、個々のリポジトリからの核種の移行経路として、処分孔壁亀裂(Q1)、EDZ(Q2)、トンネル壁亀裂(Q3)の3タイプを想定した(SKB, 2006b)。また、DFNモデルにおいては、亀裂長と透水量係数(transmissivity)との関係は無相関、相関、準相関の3つの場合に分けたシミュレーションを実施した(SKB, 2006b)。

シミュレーション結果は、以下の通りであった。CPM/CPMにくらべCPM/DFNのほうがキャニスタからの地下水のパスが水平的に遠くに届かず、直上の地表に向かう傾向があり、地表への到達が早いなど性能指標はCPM/CPMにくらべCPM/DFNのほうが悪いシナリオになるとともに値のばらつきも大きかった。DFNモデルの間では、Q1のほうがQ2よりも値のばらつきが大きい傾向がみられた。また、亀裂長と透水量係数の関係では無相関および準相関の方が相関よりも悪い結果を与えた。感度的には、亀裂を考慮するかしないかの影響が最も大きく、亀裂長と透水量係数の関係がそれに次ぎ、トンネルバックフィルやEDZの影響はそれらより小さいと評価された。ただし、トンネルバックフィルやEDZの影響が小さいのはこれらが処分場の大局的な動水勾配に対して直交するような配置を仮定しているためと考察された。したがって、このような条件でない場合は異なる評価結果となる可能性がある。

地域スケールモデルでは、ECPMはDFNを基に作成された等価な連続体モデルであるので、結局DFNの性質を反映して、上述のリポジトリスケールでDFNとCPMを比較した場合と同様な傾向がECPMとCPMの間にも認められた。

スウェーデン規制当局はSR-Canの評価において、このようなDFNモデルを用いて地質学的亀裂ネットワークモデルを表現すること、ならびに複数モデルを検討することを高く評価した。その一方でさらに理解を深めるべき課題を上げた(SKI and SSI, 2008b)が、その中からサイト固有なものを除いて亀裂モデルにかかる課題を取り上げると以下の通りである。

- 亀裂サイズと透水量係数の関係。
- 透水量係数または亀裂密度の空間的不均質性。
- 構造の階層性。

表 2.3.2-1 SR-Can で用いられたさまざまな亀裂モデル例. SKB(2006b) による.

解析領域	モデル	特徴	シミュレーションによるSKBの評価
地域 (regional) スケールモデル	CPM	異なる岩石ごとに均質な多孔質媒体としての特性をわりつける。処分孔とEDZは表現しないがトンネルは表現。	流動時間、F指数がECPMにくらべて1オーダー大きい。透水係数が楽観的な見積り。
	ECPM	大きな亀裂は体積要素を用いて決定論的に表現するダウンスケール、小さな亀裂は統計的に亀裂を発生させ等価な多孔質媒体に置きかえるアップスケールを行う。処分孔とEDZは表現しないがトンネルは表現。	CPMにくらべてよりチャネル流的。流れがより浅くなる。
詳細 (detailed) モデル	DFN/CPM	リポジトリスケールのネストDFN/CPMモデル。バックフィルされたリポジトリ(トンネル、処分孔)を均質多孔質媒体(CPM)で、EDZは亀裂で、周辺の岩盤は個別亀裂モデル(DFN)大きな亀裂は決定論的に配置、小さな亀裂は統計的に発生)で表現。外部境界条件は地域スケールのECPMモデルに接続される。1mオーダーの詳細さで亀裂を表現できるかわりに水平に長いバスの流れは地表まで表現できない。	亀裂の連結性が悪いことからCPM/CPMモデルにくらべて地下水が水平的に遠くに届かず、直上の地表に向かう傾向がある。また、氷期の海岸線の後退の影響もCPM/CPMモデルにくらべて弱い。キャニスタの30%は亀裂ネットワークに繋がらず、60-80%は地表へのバスを持たず、リポジトリ周辺に停滞している。その他の地表に到達するバスはCPM/CPMモデルにくらべて小さなF指数になる。CPM/CPMモデルにくらべて、流動時間は短かく、初期ダルシー流速は速く、F指数は小さくなり全ての性能指標においてCPM/CPMモデルより悪いシナリオとなる。CPMにくらべて性能指標のばらつきが大きい。
	CPM/CPM	リポジトリスケールのネストCPMモデル。バックフィルされたリポジトリ(トンネル、処分孔、EDZ)および周辺岩盤をともに均質多孔質媒体で表現。外部境界条件は地域スケールのCPMモデルに接続される。	上記比較参照。
	ECPM/DFN	ローカールスケール(地域スケールと記述されることも)のコンバインドECPM/DFNモデル。トンネルとEDZを亀裂で表現し地域スケールのECPMモデルに接続する。6mの詳細さで亀裂を表現する。処分孔は無視。リポジトリスケールのネストDFN/CPMモデルのバスのチェック用。	リポジトリスケールDFN/CPMモデルの結果とバスが合致し、流出域は現在も将来もサイトの上となる。リポジトリスケールDFN/CPMモデルのF指数とバス長の評価の妥当性も確認できる。ただし、リポジトリスケールDFN/CPMモデルにくらべて亀裂径が大きいところで切り捨てられるため坑道中の移行距離がやや長めになる。

- 亀裂連結性に影響するその他の要因。
 亀裂のモデル化にかかる課題としておおよここに上げた項目で特に不足はなく、これらについて現状を次に検討する。

個々の課題の現状

1) 亀裂サイズと透水量係数の関係

SR-Can においては、亀裂サイズと透水量係数との間は、1) ある値を中心に統計的なばらつきをもつ(無相関)、2) 対数線形関係に統計的なばらつきが重なっている(準相関)、3) 対数線形関係(相関)、の3通りのケースを解析領域全体に一律に適用しているが、おそらくこの問題においては、亀裂の実態解明を踏まえた透水量係数の検討が鍵となろう。これに関連して以下にあげるような亀裂の幾何形状と透水性の関係など多くの検討がこれまでなされている。

幾何学的な亀裂開口幅の平均と、同じ流量を与える平行平板の開口幅(水理学的開口幅)の関係では後者がかなり小さいことは古くから知られている(Brown, 1987 など) ところであるが、亀裂透水性が平均開口

幅のみならず開口幅の標準偏差にも支配されていること(Matsuki *et al.*, 1999) や、結晶質岩を用いた亀裂表面形状と亀裂開口幅の関係の解析からは亀裂開口幅の標準偏差は亀裂サイズが約1000mm となるとほぼ一定となることが示されている(坂口ほか, 2002)。数値シミュレーションによる仮想亀裂の亀裂開口幅と透水性の解析では、最大から1.5桁程度までの亀裂開口幅の長波長成分に亀裂透水性が殆ど支配されていることや、亀裂サイズと水理学的開口幅の間の対数線形関係を認めることができる(松木ほか, 2001)。これらの関係を亀裂サイズと透水量係数の関係に取り込む工夫など今後も発展する余地があろう。

2) 透水係数または亀裂密度の空間的不均質性

空間的不均質性とそれにともなう不確実性の扱いとして、確率論的なアプローチをとるのが一般的であり、亀裂の統計的な発生(realization) についてさまざまな方法が試みられている。例として、亀裂方位については、一変量フィッシャー分布(SR-Can*)、亀裂サイズと亀裂密度については、べき乗則分布(SR-Can)、

* SR-Can ではこのほかに二変量フィッシャー分布と二変量ピンガム分布を検討しているが、違いが小さいことと生成法が単純という理由でこれを選択している。

フラクタルモデル (Tamagawa *et al.*, 2002), 亀裂中心の分布については, ポワソン分布 (SR-Can), 地球統計学 (Tamagawa *et al.*, 2002) があげられる. なお, SR-Can (SKB, 2006a) によると, 亀裂方位のモデルの不確実性の重要性は亀裂中心の分布にかかるポワソン分布や亀裂サイズ分布にかかるべき乗則分布に比べると副次的であるとされた. しかし, この判断の根拠となったシミュレーション結果は後述するようにアップスケールリングによってチャネル性が鈍されていることが影響している可能性があるため注意が必要である. おそらく, 次の課題もそうであろうが, より複雑で計算リソースを消費する方向にこの問題の解決は向かうであろうが, 最後に記すようにこれらのパラメータをどのようにキャリブレートするかが鍵となろう.

3) 構造の階層性

構造の階層性を亀裂モデルに反映することとして, nested lognormal モデルや mechanistically based model が上げられた (SKI and SSI, 2008a) が, その具体的なイメージはつかみにくく, ここでは亀裂のサイズに関係した扱いについて事例に即して概観する. 大きな亀裂と小さな亀裂を別個に扱うことはしばしば行なわれることで, たとえば SR-Can では大きな亀裂を確定的 (deterministic) な亀裂として, 小さな亀裂を確率的 (stochastic) な亀裂として, 両者を混合して扱っているが, このような試みは地熱の分野でもなされており, 亀裂型貯留層のモデル化に成果を上げている (手塚・渡辺, 2002). SR-Can に対する規制当局のレビューでは, 亀裂セットを識別して, それぞれについて異なるサイズ相関を用いて統計的に亀裂を生成すること (SKI and SSI, 2008a) が提言されたが, これに関連して石油の分野には次の事例がある.

Tamagawa *et al.* (2002) は亀裂を開口が大きく流動に寄与する少数の亀裂と開口が小さく貯留に寄与する多数の亀裂の2群に区分し, ボーリング孔壁電子画像をもとに亀裂統計量をそれぞれの群について取得し, それぞれの群について独立に亀裂をシミュレーションにより発生させ, これらを重ね合わせて ECPM モデルに置き換えることをした. この際, 亀裂開口幅と亀裂密度の間にフラクタル性を仮定し, 亀裂分布についてはそれぞれのセットについて地球統計学を適用し, 亀裂開口幅と亀裂サイズの比とバリオグラムのレンジを調節パラメータとすることで得た亀裂について, 二重空隙モデルでは説明が困難なデリバティブプロットと良好な一致を得た.

このような方向での階層性の認識には成因論的考察が不可欠で, 次項にもあるような地史的成因を踏まえた検討が必要となろう.

4) 亀裂連結性に影響するその他の要因

ECPM モデルでは, 統計的に発生させた亀裂は一般的には三乗則によって等価な多孔質モデルに写すことが多い (Tamagawa *et al.*, 2002; 松木他, 2001; 井上他, 2007 など) が SR-Can のように, 保守的であるとの理由によって経験則を用いる場合もある. ただし, 亀裂を ECPM に写すことにより, 透水係数テンソルとして流れの場を表現することはできても, 物質移行挙動に関して等価な分散テンソルを得ることは困難で, 長距離パスの破過についてチャネル効果が鈍されるとした (Ohman and Niemi, 2005; SKI and SSI, 2008a). さらに ECPM の問題として, 有効空隙率の異方向性が表現できずに, これも結果としてチャネル効果を鈍すという指摘がある (SKI and SSI, 2008a).

交差する亀裂の成因が異なる場合, それに応じて亀裂面の性状が異なる場合があると考えられるが, この場合, 当然亀裂ごとの保持因子も異なるはずで, 亀裂面方位に応じた保持因子のわりあてが提言された (SKI and SSI, 2008a), そうであるならば亀裂面方位の地史的成因を踏まえた検討もおそらく重要になろう.

石油探査業界では, 亀裂の浸透性に現在の応力場が強く影響しているといった認識が一般化しつつあり, 浸透性を保持しうる亀裂は臨界応力状態にあり, 継続的に剪断すべりを生じる環境下にあるものに限られるとの指摘がある. このことから, 2次鉱物の充填により浸透性を失った亀裂が応力場の変化によって浸透性を回復することがあるが, この場合回復できる亀裂は臨界応力条件を充たし, 剪断すべりが起こりうる特定の方向性を持つものに限られるとされた (石油技術協会, 2004). この点に関しては, 複数のエピソードを経た塑性変形と既存の亀裂の再活性について新たなモデルの必要性を示した SR-Can に対する規制側のコメント (SKI and SSI, 2008a) も同様な指摘であり, 今後の研究の方向性を示すものと言えよう.

亀裂のモデル化の今後の課題

亀裂のモデル化についてはこれまでに記したように多くの手法が複雑に組み合わせられて試みられているが, その信頼性の向上には構築されたモデルパラメータのキャリブレーションが重要であり, そのための圧力干渉試験やトレーサ試験などの原位置試験が必要であるとされている (SKI and SSI, 2008a). 同様な指摘は石油の分野にもあり, 統計的パラメータの不確実性は圧力干渉試験などの動的な測定によって減ずるだろうとされている (Tamagawa *et al.*, 2002). 今後 URL を活用して, こういった課題に取り組む必要がある.

第4章 地下水流等に関するサイト特性評価に関する妥当性

(1) ボーリング調査

評価対象：地下水流の概要および地下水流が坑道等の地下施設に悪影響を及ぼすおそれ

評価指標：地下水の水力特性および化学特性ならびに水みちの存在状態

評価対象の概要

概要調査では「対象地層等内に地下水の水流があるときは、その概要に関する事項（特廃法第7条1項）」の調査が求められ、また「地下水の水流が坑道その他の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（特廃法第7条2項）」を確認した上で精密調査地区を選定するよう定められている。本節では、これらを目的として行われる地表からのボーリング掘削調査において評価すべき指標の具体的内容、指標の根拠とすべきデータとその取得法、およびそれらに関連する留意点等について記述する。

概要調査段階の処分地深度付近を対象とする調査において地下水の流動を正しく理解するためには、調査対象領域が含まれる広域的な地下水流動系の全体像を理解し、広域地下水流動系の中での調査対象領域の水力地質学的な位置づけを明確にすることが不可欠である。広域地下水流動系は、一般的には山地域における降水による涵養に始まり平野部や沿海域における流出で終わる、主として現在の陸域の地形・地質に対応した水文循環（梶根，1973；水収支研究グループ，1993など）を基幹としているが、例えば石油・天然ガスの生成・胚胎に関与する地下水のように深度1000 mオーダーの地質構造に関連した地下水（加藤・梶原，1986；渡部ほか，2009）が関与することも少なくない。さらにはプレートの沈み込みのようなより大規模な地質セッティングに関連した地下水が関与しうることも指摘されている（産総研，2007）。これらは、空間的、時間的により高次の水文循環とみなすことができ、現在の陸域の地形・地質に対応した水文循環に比べてより緩慢な動きではあるが、10万年以上に及ぶ時間スケールを検討対象とする地層処分事業における調査では、処分深度の地下水流動系と高次の流動系との関与に関しても明らかにする必要がある。このような広域地下水流動系の全体像は、地層処分想定深度付近までの孔井掘削調査だけではその一部しか理解することはできず、地層処分想定深度よりも十分に大きな深度領域に達するボーリング調査で取得したデータに基づく検討を行って初めて一定の理解が得られると考えられる。また、地下水の水力的性質だけでなく、その水質化学的、同位体化学的特徴や地下

水年代さらには生物化学的特徴等についても検討し、それらの結果を総合して考察すること（例えば中井，1986；Iwatsuki *et al.*，2001；島田，2005；風早ほか，2007など）が肝要である。

地下水の流動を正しく理解するためのもうひとつの重要な点は、地下水の主要な通路となる水みちの存否およびその空間分布についての情報の取得である。地層処分が想定される固結した地層中の地下水の運動は、水利的に均質性が高い基質中における緩慢な移動と、相対的に高い透水性をもつ割れ目などの連続開放空間中における速やかな移動とに大別できる（例えば小坂，1998）。後者の、地下水が局所的に集中して速やかに移動できる空間は「水みち」と呼ばれ、地下水が水みちを通る場合にまさに「水流」と呼ぶべき運動をする。特に、堅硬な結晶質岩では基質の透水性が極めて小さいため、地下水の流動は実質的には水みちに支配されているといってもよい。それゆえ、水みちについての情報の取得についても、概要調査の段階で不可欠な実施事項であるといえる。

実際にボーリング調査を実施する場合の基本的な留意点として、以下の2点が挙げられる。第一は、地質の層序・構造、岩石の種類・構成鉱物・化学組成、岩盤の力学的・水力地質学的性質、地下水の化学的・生物化学的性質など地質と地下水に関する多種類で大量の情報を、必要な精度を確保しつつ効率的に取得するため段階的かつ合理的に実施することである（例えば田中ほか，1996；宮川，1999；田中，2000；小出ほか，2001）。第二は、取得すべき情報がボーリング調査により人為的に擾乱されるリスクを予測したうえで、そのリスクが最小になるような手順と方法で実施されることである（例えば小出ほか，2001；関ほか，2007）。単一の孔井でこれらの条件の全てを満たすことは実質的には不可能なので、概要調査段階では調査の目的に応じた複数のボーリングによる調査を段階的に実施することになる。

概要調査段階におけるボーリング調査では、特廃法第7条2項に定められた事項を調査することに加え、ボーリング掘削に際して不可避免的に生じる一定の人為的擾乱に起因して、所要の信頼度の確保がより後の調査段階では困難になると予想されるデータについては、そのようなデータの取得も含めて調査を実施することが合理的と考えられる。本節では、この考え方に基づいて記述した。

評価指標の設定とデータ採取

地下水流の概要および地下水流が坑道等の地下施設に悪影響を及ぼすおそれを評価するためには、地下水の水力特性および化学特性ならびに水みちの存在状態を評価指標とする必要がある。

地層処分が実施される地下300 m以深の深度では、

通常、地下水の流れは緩慢である。しかし、処分想定深度付近を目指す坑道等の開削の進展とともに、出現した人工空間には周辺岩盤から地下水が湧出する。そのため坑道等の浸水を防ぐために湧出する地下水を排水するが、これにより坑道等の近傍の地下水位が一層低下して周囲の動水勾配が増加し、さらにその周辺の地下水が集水され地下水の湧出が加速される。実際には岩盤への止水グラウト工事により湧水量の抑制が図られるものの、坑道等の掘削が深部に及ぶにつれて排水すべき地下水の水量は増加する(例えば尾留川ほか, 2008)。また、坑道が破碎帯や開口亀裂などと遭遇した場合、桁違いに大きな流量の地下水が湧出することがある(例えば高橋, 1965; 魚住, 1996; 大津ほか, 2010; 本島ほか, 2010)。排水を必要とする地下水の湧出速度が一定限度を超えた場合、処分施設の建設作業の経済性が低下しさらには安全性がおびやかされる可能性がある。これらの現象には、岩盤の透水性や地下水の間隙水圧に代表される地下水の水理特性および地下水が局所的に集中して移流する「水みち」の存在が深く関係しているため、概要調査段階のボーリング調査では、地下水の水理特性と水みちの存在状態を指標として設定する必要がある。

地下水の水理特性と水みちの存在状態を指標として用いる場合に、孔井掘削調査において取得すべきデータとして、断層や破碎帯の有無とその水理的特性、地層や岩石の透水性に関連する組織・構造、間隙水圧や透水性の深度分布、局所的に高い透水性をもつ水みちの存在深度や空間的な広がり等が挙げられる。それらのデータの取得手法としては、孔井掘削時の掘削流体の逸水量の連続モニタリングに基づく逸水深度の把握(鶴山ほか, 2009)、人為的擾乱を抑制したオールコアリングで取得した岩芯試料の観察結果に基づく高透水部の推定(吉田ほか, 1989)、孔内カメラや孔内テレビュアで取得した孔壁の連続イメージ観察結果に基づく高透水部の推定(田中・宮川, 1992; 山崎ほか, 2001)、流体電気伝導度検層(Tsang *et al.*, 2003; 舟木ほか, 2009)・孔内微流速検層(東, 2000, 関ほか, 2005)・VSP検層(木口ほか, 1995, 1996; 塚本ほか, 2010)などから推定される孔内における地下水の流出・流入箇所の把握、代表的な地層の健岩部や地下水の流入・流出箇所におけるダブルパッカーを用いた孔内水理試験による間隙水圧および透水性の測定(佐々木ほか, 2003; 関ほか, 2006; 竹内ほか, 2007)等が挙げられる。

地下水流が坑道等の地下施設に悪影響を及ぼすもうひとつの可能性として、その化学的性質が原因となる場合が考えられる。極端に高いまたは低い水素イオン濃度や、腐食性ガスまたは腐食性に变化する可能性のあるガスや溶存成分を多量に溶存する地下水が存在する場合、坑道等を構成するコンクリートや鋼製構造物、

あるいは人工バリアとしてのオーバーバックや緩衝材等に腐食や溶食などの化学的な悪影響を及ぼす可能性がある。また、地下水の水素イオン濃度、塩濃度及び酸化還元環境によって、天然バリアの核種閉じ込め機能が低下する可能性がある。したがって、概要調査のボーリングでは、地下水の化学特性を指標として設定する必要がある。地下水の化学特性を指標として用いる場合に必要となるデータとしては、pH、酸化還元電位、溶存成分組成、溶存ガス組成、微生物の生物化学的特性等が挙げられる。それらのデータの取得手法としては、孔内の原位置深度において採取した地下水試料を用いたガスを含む化学・生物化学分析(嶋田, 1987; 岩月ほか, 1998)、ボーリング調査で得られた岩芯試料から抽出した間隙水を用いた化学・生物化学分析(木方ほか, 1999)、孔内の原位置深度における水質測定(岩月ほか, 1998; 関ほか, 2006)等が挙げられる。

地下水の流動状況をより正確に知るためには、地下水の年代および同位体化学等に関する情報を取得して検討する必要があるが、それについては別項(深部流体の性質)で詳述される。

評価指標のデータ採取にあたって考慮すべき点

データ採取にあたって考慮すべき基本的事項として、以下の4点が挙げられる。①広域地下水流動系の全体像を把握するための最適な掘削地点・深度の設定と段階的・合理的な掘削調査の展開、②広域地下水流動系の全体像を把握するために十分な深度をもつボーリングの実施、③調査に伴う人為的擾乱の低減と擾乱程度の評価、および④物理探査手法との密な連携のもと代表的孔井における物理探査手法のコントロールポイントとしての調査の実施。

概要調査段階のボーリング調査では、例えば岩盤の物性、力学特性や応力状態に関する知見の取得などもその目的として挙げられるが、水文・水理地質特性、地化学特性、熱特性等、広義の地下水流に関する知見を得ることがその主要な目的であるといえる。ここでは、地下水流に関する知見を得ることを主眼としたボーリング調査における留意点を述べることで、他の目的のために考慮すべき事項については、それぞれの項目を参照されたい。

また、最近ではボーリング調査の計画、掘削時に遭遇する逸水、水理あるいは地化学的調査結果の品質管理等に関して、研究成果や経験事例をエキスパートシステムとして統合する試みを実施されている(日本原子力研究開発機構, 2011)。

<最適なボーリング地点・深度の設定と段階的・合理的な展開>

概要調査段階のボーリング調査では、広域地下水流

動系の中での調査対象領域の位置づけおよび調査対象領域における主要な水みちの存在状態の把握ができるような、ボーリング地点の選定と掘削深度の設定をする必要がある。

ボーリングは複数年次にわたって段階的に実施することにより、地下の状況を漸次明らかにしていくとともに、実施したボーリングから得られた情報を有効に活用して以降のボーリングの掘削地点や深度などを決めていくことで、合理的に実施する必要がある(例えば松井, 2007; 操上ほか, 2008)。初期のボーリングにおいては、周辺地域での既往の掘削調査結果や、地表地質調査、空中写真、衛星リモートセンシング等の資料を活用し地質構造や断層の分布等を推定してボーリングの計画を策定する(例えば越谷ほか, 1991)。概要調査の進捗にしたがって、各種の物理探査手法等が実施されることとなるので、それらの調査結果が得られ次第より高い確度で地下の状況を推定したうえで、掘削地点や掘削深度を決定することとなる(例えば三枝ほか, 2007)。なお、ボーリング調査では、岩盤の物性、力学特性や応力状態に関するデータの取得も目的に含まれるため、そのために必要な条件も満たすように地点・深度を展開する必要がある。岩盤の物性・力学強度については、別項(第3章(1)岩石物性・力学特性)で詳述される。

<十分な深度をもつボーリング調査の実施>

調査ボーリングの掘削深度を処分想定深度に限定させてはならない。本節の冒頭に述べたとおり、地層処分対象深度付近における地下水の流動状況を正しく理解するためには、広域的な地下水流動系の全体像を理解した上でその中での処分想定空間の水理地質学的な位置づけを行う必要がある。広域地下水流動は、現在の陸域の地形や地質構造に支配された水文循環を基幹としつつも、より深部に存在するより長期の時間スケールで運動する水文循環が関係している可能性もある。そのような運動の緩慢な深部の地下水として、油田地域などの地下1~2km以深に存在する静水圧よりも数10%高い「異常間隙水圧」をもつ地下水が挙げられる(大木ほか, 1992)。異常間隙水圧をもつ地下水が賦存する地域の地表部には油や可燃性ガスを伴う高塩濃度の地下水の湧出が認められることがあり、地下深部の異常間隙水圧領域から上昇して地表に到達した地下水と考えられている(新谷・田中, 2009)。地下深部に異常間隙水圧をもつ地下水が存在する場合、その成因によっては一般的な広域地下水流動に加えて地下深部から地上に向かう地下水の流動も考慮する必要が生じるため、地層処分に際しての地下水移行シナリオが大きな影響を受ける。したがって、異常間隙水圧の存否や存在状態に関する情報は概要調査段階で取得すべき重要事項のひとつである。地下深部が異

常間隙水圧状態になっているか否かを確認するためには、処分想定深度と比べて相当程度深い孔井を掘削し、間隙水圧データをはじめとする水理地質学的・水質化学的データを直接取得することが望ましい。

<人為的擾乱の低減と評価>

孔井掘削では圧力を加えた掘削水を用いることが普通であり(長縄, 2006)、また貫通した掘削孔が地下水の流路となりうることなど、調査行為自体が観察対象である地下水流動系に影響を与える、すなわち人為的擾乱を発生させることが避け難い。孔井掘削調査による人為的擾乱は、地下水の水理特性、化学特性および水みちの存在状態のいずれについても生じうる。人為的擾乱を抑制するためには、計画段階において掘削時に遭遇しうる様々な状況を想定した上で、実施段階においては擾乱を抑制するために必要と判断される対策を適宜実施する必要がある。この際、当初の計画を柔軟に変更できるような運用体制で臨むことが肝要である。特に、対象地域の調査の初期段階での調査孔井の掘削や新たな深度領域での初めての掘削は、地下施設の建設というより大きな人為的擾乱が発生する以前の状態でのデータ取得が得られる機会であると同時に、その時に与えた孔井掘削等の調査による擾乱はそれ以降の調査にも継続して影響を与える可能性があるため、擾乱の抑制に最大限の努力を注ぐ必要がある。また、調査段階が進み地下空間に対して加えられる調査行動が累積していくとともに、採取データに対する人為的擾乱の影響は増大こそすれ低減することはない。したがって、概要調査段階での孔井掘削による地下水についての調査では、より進んだ調査段階で必要となる種類と精度のデータを採取しておくことが肝要である。また、取得したデータに人為的擾乱が認められる場合は、擾乱の程度を評価する必要がある。

ボーリング調査が近傍地層にあたる人為的擾乱を少なくするためには、掘削水には物理的・化学的性質が安定しておりかつ調査深度の地下水の水質に近いものの使用が推奨される。掘削水としての泥水の使用は、それが岩盤の透水性を低下させる方向で作用すること、あるいはまた地下水の水質を変化させるリスクをもっておりかつその評価が簡単でないことから、可能であればそれを避けたい。ただし、孔壁が脆弱な場合の安定性維持やガス濃度の高い地下水が湧出する地層の掘削における暴噴防止等の合理的な必要性がある場合の使用はやむを得ない。掘削後、水理水頭が異なる深度間が孔井により水理的に連絡すると、高水頭の地下水が低水頭の地下水賦存部に混入して地下水の化学的性状を乱すおそれが高い(関ほか, 2007)。そのため、合理的な水理区画機能をもった孔内観測装置の建て込みあるいは埋め戻し措置など、水質が異なる地下水が孔井を通じて連絡・混合するリスクを低減させ

るために必要な措置を、掘削終了後できるだけ短時間のうちに実施する必要がある。多深度の水圧観測装置等を設置する場合は、水頭の異なる箇所同士が水理的に連絡することのないようなパッカー配置ないし止水施工をすべきである。埋め戻しをする場合は、孔口付近や浅所までのみの危害防止・原状回復措置だけで終わらせることなく、孔口から孔底に至る全深度区間において難透水性の充填物を用いるなどして確実な止水施工を実施し、掘削孔が地下水の連絡通路となるリスクを断つ必要がある。

人為的擾乱を可能な限り低減させて高品質のデータを取得するための具体的な留意点を、調査手法ごとに以下に記す。

掘削時の掘削流体の逸水箇所と逸水量データについては、孔内への送水量と孔内からのリターン水量をリアルタイムでモニタリングし、逸水の量と発生深度を正確に把握する（鶴山ほか、2009）。リアルタイムでの逸水量モニタリングは、高品質の化学分析に供する原位置地下水試料を採取するタイミングを判断するためにも必要不可欠である。ただし、泥水掘削において形成された泥壁の事後の剥離、急傾斜の高透水部と孔跡が並走している状態での事後の孔壁崩壊の発生などの場合は、逸水が発生したときの掘進深度と高透水箇所の深度とは必ずしも一致するとは限らない点に留意すべきである。

全深度にわたり擾乱のない岩芯試料を全量回収するためには、熟練したオペレーターによる通常のボーリングよりも抑制した速度での掘進を行い、掘進そのものの安定性を高めるとともに異常な状態になった際に速やかに対応できる体制で掘削する必要がある。一般的な地質条件で行われる掘削の場合、全深度に対するコア回収率は100%に近くなるのが普通である。断層や破碎帯などの劣悪な地質状況でないにもかかわらずコアの回収率が低い場合は、掘削技術に解決すべき課題がある可能性が高い。適切な掘削の中でコア回収に問題が発生する箇所は、断層や破碎帯など水理地質学的に重要な部分であることが少なくない。それゆえ、コア回収に失敗した部分は、孔内カメラや超音波画像検層等により水みちとなりうる開放空間の有無や程度を特に詳細に観察する必要がある。さらに、掘削流体の逸水・湧水データとも突き合わせて、水みちの可能性の有無を検討する。

孔内カメラで孔壁の連続イメージを取得する場合、孔内洗浄を入念に行い、孔内水が清澄であることを確認して実施する。泥水掘削孔において孔内テレビカメラを用いる場合、孔径や孔内水の性状に適合した周波数・出力の超音波を使用する必要がある（山崎、2001；木谷・手塚、2002）。孔内状況に適合した仕様の検層機器を使用しなければ孔壁の観察は困難になる。

電気伝導度検層や孔内微流速検層で地下水の流出・流入箇所を探索する場合、高透水部の水頭と検層条件により与えられた水頭がバランスして流れがゼロになることにより捕捉不能が生じるリスクが存在する。それを避けるためには、異なる揚水速度によりいくつかの孔内水頭を与え、それぞれの水頭での検層を実施することが有効である（関ほか、2005）。これらの検層では、地表から孔底まで全区間の一斉検層のみだと、圧倒的に優勢な透水区間が存在した場合に他の小規模な透水性区間の信号が読み取れなくなる可能性がある。掘進工程を複数区間に分割して、掘進が区間の先端に到達するごとに検層を繰り返す方法を採用すれば、優勢な透水部が深部にある場合には、より浅部の透水部の捕捉に問題が生じる可能性を低減できる。VSP検層も水みちの探索に有効だが、原理的に急傾斜の開放空間に対する感度が低い点に留意する。調査対象ごとにそれぞれの検層手法の適用特性に違いがあるので、複数の手法を組み合わせることで実施することにより、対象孔井の水みちを一層確実に捕捉することが可能になる。

代表的な地層や地下水の流入・流出箇所におけるダブルパッカーを用いた間隙水圧の測定では、孔井が貫通した複数の水理地質学的ユニットの全てについて、データを取得する必要がある。相対的に大きな深度区間を採用した全ての深度を対象とする悉皆的な測定から開始し、異なる水理水頭をもつ兆候が得られた区間については区間を分割してより小さな区間の水頭を測定することを繰り返すことで、全深度にわたる水理水頭分布のより正確な把握ができる。

掘削流体の逸水モニタリングや電気伝導度検層・孔内微流速検層等による地下水の流出・流入箇所の探索結果から優勢な水みちの存在が予想された箇所については、その全てを対象にダブルパッカーを用いた透水性・水理水頭と水質の測定を実施することが望ましい。それが困難な場合、少なくとも、水理地質学的に共通性を持つと判断される水みち群のそれぞれについて代表的なものを全てを測定すべきである。透水性の測定手法としては、大きな測定レンジで正確なデータが取得できるシーケンシャル水理試験（竹内ほか、2007）が推奨される。多孔質媒体とみなした地層については、岩芯試料を用いて実験室で行う透水試験（例えば高橋ほか、1998；林ほか、2003；佐々木ほか、2003）の結果と、ボーリング孔内での水理試験により得られる透水性データとを比較することが望ましい。両者に明らかな差を認めた場合は、多孔質媒体とする前提や透水性亀裂の分布状態等についてより詳細に検討する必要がある。

地下水の溶存成分組成データは、地下水の起源や水質の形成過程さらには広域地下水流動システムの検討に用いられる。そのデータは以下に述べる孔内の原位置で採取された地下水を分析して取得できる。

化学・生物化学分析を目的とする原位置での地下水採取にあたっては、その原位置性を損なうことのないよう多面にわたる注意が必要である。原位置性を損なう理由のうち最大の可能性があるのは、掘削流体の混入である。掘削流体の混入程度を評価するために、掘削流体には予め蛍光染料や無機試薬等のトレーサーを混入させて一定の濃度に調整しておき、得られた地下水試料中のトレーサー濃度を測定し、掘削流体の混入程度を評価する (Kloppmann *et al.*, 2001; 柏谷ほか, 2010)。実際には、原位置地下水試料を揚収する前に、掘削流体等の混入した地下水を排水するための連続揚水作業 (予備排水) を行うが、その際にトレーサー濃度を経時的に測定し、許容しうる一定水準まで低下したことを確認したうえで原位置地下水試料の採取作業を行う。パッカー区間内や採水ツール内部の体積、いわゆるデッドスペースに対する予備排水総量の倍率をもって品質管理をする考え方があるが、孔井により、また同一孔井であっても深度や孔内構造の違いにより一定品質に到達する倍率に違いがあることが普通であるので、一概に決めることはできない。トレーサーはその種類によって鉱物への吸着性や分解速度等に差があるので (田中・細谷, 2008; 亀海, 2009)、複数のトレーサーを用いることが望ましい。

掘削流体は、掘削ビットの冷却と掘削屑の地上への揚収を目的として注入されるため、通常その圧力は孔井近傍の地下水の水理水頭よりも高い状態に維持される (長縄, 2006)。そのため掘削中に優勢な水みちと遭遇した場合は、多くの場合、掘削流体が水みちの中へ注入される現象、すなわち逸水が発生する。したがって、高品質の原位置地下水試料を取得する観点からは、逸水が発生した場合は速やかに掘削作業を中断して原位置地下水採取作業に移行することが肝要である。それが困難な場合、掘削から原位置地下水採取までの時間をできる限り短くする必要がある。掘削流体の混入程度は地下水試料中のトレーサーの混入率に基づいて評価できるが、ひとつの孔井が異なる水理水頭をもつ複数の地下水ユニットを貫いている場合、掘削から原位置地下水試料採取までの時間経過に伴い、高水頭の地下水が低水頭の地下水に混入していく (関ほか, 2007; 図 2.4.1-1)。その混入程度は両者の化学組成が既知であってはじめて算出できるが、通常、低水頭側の地下水の水質は不明なため実質的には評価が難しい。それゆえ、異なる地下水ユニット相互の混合現象は、極力防止する必要がある。

原位置深度での水質測定については、大気雰囲気の影響を受けやすい酸化還元電位 (Grenthe *et al.*, 1992) や脱ガスにより変動しやすい pH などのデータの取得が特に望まれる。原位置での水質測定は、通常、原位置地下水採取用ツールの編成に測定装置を組み込むなどして実施される (岩月ほか, 1998)。そ

れが困難な場合は、原位置採水の予備排水過程において地上に設けた大気非接触ライン中で測定する。その場合、減圧による溶存ガス成分の分離や僅かな大気の混入により原位置での値と異なるデータになるリスクがあることに留意する (関ほか, 2004; 岩月ほか, 2009)。酸化還元電位は、電極を用いた測定機による測定結果だけでなく、原位置条件で採取した地下水試料を用いて無酸素雰囲気の中で定量された酸化還元イオン種濃度に基づいて酸化還元電位を算出し、両者を比較して品質を評価することが望ましい (Degueldre *et al.*, 1999)。

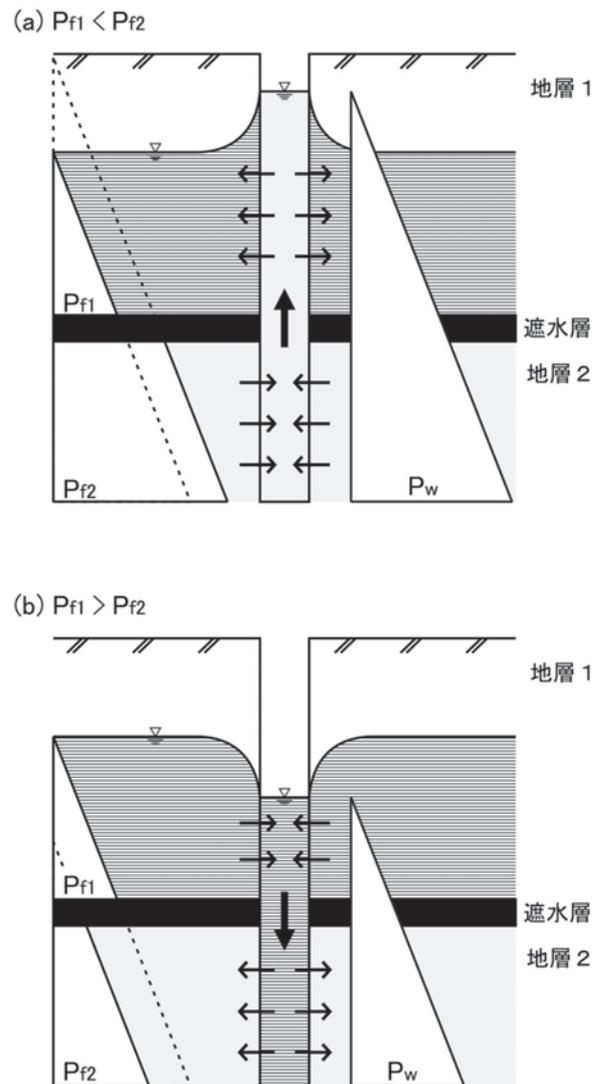


図 2.4.1-1 孔井が異なる水理水頭をもつ地下水の胚胎領域を貫通した場合に、孔井を通じて発生する地下水の移動・混合の模式図。

(a) 深部の地下水の水頭が浅部の地下水の水頭よりも高い場合、孔井を通じて深部の地下水が浅部に流入するため浅部の地下水が「汚染」される。孔井内の水柱の圧力は浅深両地下水の間をとる。(b) 上記と反対の場合。

原位置地下水試料の取得が困難な場合、岩芯試料を圧縮して間隙水を抽出し、化学・生物化学分析や年代測定に供することがある。圧縮に際して、地下水に相当する水を抽出するには、それに適した圧力範囲があることに留意する。抽出に供する試料はコア回収後速やかに無酸素雰囲気下に置かれ、無酸素雰囲気下で輸送、保管されなければならない。コア試料の外側は大気の影響を受けやすいため、外側を除去して得た芯の部分のみを抽出対象とする。抽出作業も無酸素雰囲気の中で行う必要がある（木方ほか、1999；馬原2002；寺本ほか、2006）。

＜物理探査との連携およびコントロールポイントとしての位置づけ＞

概要調査における孔井掘削調査では、地震探査に代表される物理探査手法（例えば塚本ほか、2010）を用いた調査とも連携して、ボーリング地点・深度の選定や掘削調査の段階的な計画立案を行う必要がある。この際、代表的な孔井については、物理探査的調査手法のコントロールポイントとしての役割を果たす必要がある。なお、物理探査的な調査手法の詳細については、技術資料2007年版（産総研、2007）参照のこと。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

評価指標を判定する際には、判定に用いた個々のデータの品質とその判定に及ぼす影響ならびに判定分野および空間領域ごとの判定の確からしきの範囲について考慮すべきである。

指標の判定に際しては、判定に用いるデータの品質評価を行い、取得されたデータが所要の品質をもつことを確認したうえで、判定を行う必要がある。透水性、間隙水圧、地下水の化学的性質などは、評価指標を構成する重要な調査項目である一方、測定条件によりその品質が大きく左右されるので特に注意が必要である。取得データの品質の評価にあたっては、個々の手法の範囲内で行う検討と、異なる手法で得られたデータの相互比較をもとにそれらの整合性に留意して相互補完的に検討する方法の両者を併用することが効果的である。

判定に用いた個々のデータの品質が所要の水準を満たすものであったとしても、それが判定全体の確からしさを担保するわけではない。判定の対象である水理地質構造は、自然の造形ゆえ随所に不均質性や不連続性を有している（例えば三枝ほか、2003；三枝・澤田、2003）。一方、判定に用いられるデータは、その取得に際して種々の制約を受けているため、対象の不均質性や不連続性に対して十分ではないことが普通である（例えば登坂、2003）。特に、水理地質構造上重要な働きをすることが多い断層、破碎帯、褶曲軸面などの地質構造は、同時にまた、同一面内やその近傍

での水理地質学的な不均質性や不連続性が存在する可能性が高い（例えばCaine *et al.*, 1996；石井ほか、2006）。調査対象領域にこうした構造が認められた場合は、実際に取得したデータがそれら重要構造の性質を真に代表するものかどうかを十分に考察する必要がある。取得データのみでそうした重要構造の全体像が把握しきれていない可能性がある場合、判定分野ごとあるいはまた判定対象の空間領域毎に判定の確からしさに違いが存在することを認識した上で、以降の調査に反映させる必要がある。

実際の評価にあたって参考となる知見

＜異常間隙水圧についての知見＞

- 油田地域で認められる異常間隙水圧：真柄（1966）、白石（1972）、河井（1973）
- 泥火山における異常間隙水圧：田中（2009）、石原・田中（2009）

＜原位置での地下水採取法について知見＞

- 種々の原位置地下水採取法：岩月ほか（1998）
- マルチパッカー方式による原位置地下水採取法：井岡ほか（2007）

＜水みちの探索手法についての知見＞

- ハイドロフォン VSP による調査法：木口ほか（1995）、（1996）
 - 電気伝導度検層による調査法：舟木ほか（2009）
 - 孔内微流速検層による調査法：関ほか（2005）
- ＜透水性および間隙水圧の調査法についての知見＞
- 透水性亀裂の観察法：杉山ほか（2003）
 - 岩盤の透水性・間隙水圧の測定：竹内ほか（2007）
 - 岩石コアの透水性の測定：高橋ほか（1998）、林ほか（2003）

＜地下水の化学特性の調査法についての知見＞

- 原位置での水質測定：岩月ほか（1998）、井岡ほか（2007）
- コアの間隙水を用いた水質分析：木方ほか（1999）、寺本ほか（2006）

＜掘削調査に伴う人為的擾乱の抑制についての知見＞

- アンダーバランス掘削：長縄（2006）
- 無菌脱酸素掘削：伊藤ほか（2008）

実際の評価にあたって残された課題

・コントロールボーリング

通常のボーリングは地上の掘削リグからほぼ鉛直方向に掘削されるが、コントロールボーリングにおいては、意図した方位と傾斜に向けて斜方ないし水平方向に掘削される（長縄、2006）。この特徴を生かして、急傾斜の構造、例えば特定の断層や水みちを貫通させてその水理的性質を正確に調査するなどの活用ができる。しかし、孔が緩傾斜ないし水平であるために掘削に際してジャミングしやすい、孔内調査に特殊な機器

が必要などの欠点がある。コアリングや各種の孔内検層を安定して効率的に行えるようになることが課題として残されている。

- ・無菌無酸素ボーリング

掘削水に脱酸素水を用いるため地下水試料の酸化変質が抑制され、また滅菌処理水を用いるため生物化学的擾乱が抑制される。そのため、掘削水中の生物化学的検討に用いる岩芯や高品質の水質分析用地下水試料を得るために有効な掘削法である（伊藤ほか、2008）。概要調査での活用が期待される掘削方法だが、実施事例が少ないため種々の掘削条件下での実績を蓄積する必要がある。

- ・掘削流体の地層中への圧入を低減する掘削技術

現状の掘削では掘削水の圧力は周辺地層中の間隙水圧よりも大きくすることにより掘削屑を地表に回収している。この方式だと掘削水は原理的に地層中に圧入される。それにより地下水の水質が乱される、また掘削に泥水を使用する場合は地層の透水性が低下するリスクが避けられない。石油開発分野で一部実用化されている（長縄、2006）、掘削水の圧力が地下水の圧力を上回らないで掘削できる技術が、地層処分の調査分野でも適用されることが望ましい。

- ・ガスに富む地下水の着実な原位置採取法

第三系を母岩とする地層中の地下水などには、飽和濃度に近いガスを溶存するものがある。そうした地下水を採取する場合、わずかな圧力低下が気液分離を引き起こすとともに、生じた気相が圧力の低い側へ選択的に移動することから、得られた試料が原位置でのガス濃度を正しく示さない例がある。ガス濃度の高い地下水の原位置性を損なわずに試料採取できる方法の開発が課題である。

- ・酸化還元電位測定の信頼性の向上

酸化還元電位は、地下水の化学性を特注づける重要な指標のひとつであるが、その正確な測定法が確立されているとは言えず（岩月ほか、2009）、今後の課題となっている。

- ・掘削調査プログラムを現場状況に即して柔軟に変更できる運用

通常、掘削調査では掘削調査開始前に決定された仕様は、トラブル対応等のやむを得ない場合にしか変更が許されないことが普通である。当該調査地域あるいは調査深度領域において端緒となる掘削調査では、地下の状況を推定するためのデータが乏しいため、掘削開始後に予想外の状況に直面する可能性が高い。しかしそのような孔井こそ、擾乱を抑制した掘削と試料採取が必要とされる孔井である。乏しい事前データからできる限り人為的擾乱を抑制した掘削と試料回収を行うためには、現場で遭遇する状況に即して当初仕様を都度変更できる柔軟な運用を行うことが肝要である。

(2) 水文調査

評価対象：地下水流の概要

評価指標：地下水の水理特性および化学特性ならびに水みちの存在状態

評価対象の概要

概要調査段階においては地下水の水流の概要に関する事項（特廃法第7条1項）を、また精密調査地区の選定段階においては、地下水の水流が坑道その他の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（法第7条2項）を示すこととなっている。本節では、これらを目的として行われる水文調査において評価すべき指標の具体的内容、指標の根拠とすべきデータとその取得法、およびそれらに関連する留意点等について記述する。

水文調査が依ってたつ水文学は、地球上の水の存在状態や運動様式を水の循環の観点から研究する学問分野である（例えば榎根、1986；丸山・石川、1999）。そのため、本来その対象は降水や河川水だけでなく地下水や海水も含まれ、手法としても孔井を掘削して実施する地下水調査も含まれるが、本節では主として地表および既存の井戸を対象とした水文学的手法による調査について記述する。新たに孔井を掘削して実施する地下水調査については、別途「孔井掘削調査」の項にて詳述される。

概要調査における水文調査は、調査の各段階で少しずつ異なる目的と意義をもつ。調査の初期段階では、地表調査のステージで地下水の水理特性や化学特性についての情報を取得し、引き続き実施される孔井調査の掘削地点の選定作業に有用な情報を提供する。掘削調査の段階では、孔井掘削によって得られる特定地点の深度方向のデータと、主として表流水系沿いに展開される水文調査から得られる面的広がりをもつ情報とを総合することで、地下水流の概要に関するより正確な理解が期待される。さらに、概要調査段階とそれ以降の段階を通じて水文調査を継続することにより、掘削調査や地下施設の建設工事の進捗に伴って人的擾乱を受けて変化して行く可能性が高い地下水流の状態を、初期状態（ベースライン）と比較して把握することが可能となる（例えば Simpton *et al.*, 1996）。

評価指標の設定とデータ採取

地下水流の概要を評価するためには、地下水の水理特性および化学特性ならびに水みちの存在状態を評価指標とする必要がある。その理由は別途「孔井掘削調査」の項にて詳述されるので本項では重複を避ける。ここではまず、地表での調査活動である水文調査を通じて、どのようにして地下水の水理特性、化学特性あるいは水みちに関する情報が得られるのかを述べる。

地表での水文調査は、降水、表流水（河川・湖沼水）、湧水、既存の井戸等を対象として実施される。このうち、表流水を対象とする調査は、表流水系に沿って面的な展開ができる、水量の流下変化の観測から表流水系と地下水系との水の交流関係を知ることにより地下水流動系の水理特性に関する情報を取得できる、水系に流入する湧水の水質を観測することにより地下水の化学特性を推定できる、同位体水文学的手法により涵養域や涵養年代の推定ができる等の特徴をもつ（例えば梶根、1989）。湧水の調査では、主として浅層の地下水の水質情報を得ることができるが、地下深部に異常間隙水圧（静水圧よりも相当程度に高い間隙水圧；真柄、1966；田中、2009）を有する地下水が存在する場合には、そのような地下水の水質情報やそれが湧昇してくる水みちに関する情報も得ることができる。既存井戸の調査からは、井戸の深度や構造に応じて様々な深度の地下水の水質や水理に関する情報を取得できる。降水の調査からは、流域の水循環の開始時点での水質情報を得ることができる。

水文調査では、調査対象ごとにデータの取得方法に特徴があるため、以下では、降水、表流水、湧水、既存井戸に分けて、それぞれデータの採取法について述べる（産総研、2007；関、1987；2003などによる）。なお、これらの手法の適用に際しては、個々の調査地域の地形や水系の発達パターン、水理地質構造等の違いに対応して最適な仕様、組合せを用いる必要がある。

<降水>

降水の調査では、調査対象地域の面積や地形、季節風の卓越方向等を考慮した上で、面積降水量の計算を相応の確度で実施可能な密度で代表的な地点を選び、調査地点とする。各調査地点に雨水を採取可能な雨量計を設置し、降水量の空間分布を複数年にわたって測定する。雨量データとしては、自治体や国交省などのデータも活用するとともに、長期間の継続観測が行われているそれらのデータと、新たに取得したデータとのクロスチェックを行い、計測値の精度や代表性についての検討を行う。得られた地点降水量を面積降水量へ換算する際には、等降水量線法やティーセン法（例えば高瀬、1978）などを用いる。山岳地域では、山陰効果が現れることが多いので、雨量計の設置に際しては卓越風向に対する斜面の向きや微地形の影響に留意する。降水の水質データとしては、月別あるいは季節別に降水試料を取得し、溶存成分組成および酸素水素同位体組成を分析し、降水の起源や高度効果等を検討する。

<表流水>

表流水の調査は、河川の一定区間を対象として同一の流出条件の下での水量や水質の流下変化を明らかに

するための水系調査（例えば関、1987；2003）と、定点で継続的に水質や水量の変化を追跡する調査とに分けられる。

水系調査において地下水の水理特性、化学特性、水みちの存在状態についてのより多くの情報を取得するためには、調査の場所、時間、測定・分析項目に関して、以下の諸点に留意する必要がある。まず、調査対象とする水系を選ぶ際、調査地域の地質の一般構造を横切る水系、特定の地質体分布域内を流下する水系、断層や褶曲軸など特定の地質不連続部分を横切る水系などを適宜組み合わせ、多様な情報を得ることが望ましい。次に調査を実施するタイミングとして、相当期間降水がない基底流出条件下（渇水期）、一定期間無降雨または低強度の降水ののちなど基底状態よりやや流量のある状態（平水期）、梅雨期や積雪地域の融雪期のような比較的安定した高流量状態（豊水期）、台風や集中豪雨時などの洪水条件下など、異なる水文条件を代表する流況下でそれぞれ実施することが望ましい。この中で最も重要な時期は降水による希釈効果が少ない渇水期の調査であり（例えば井倉・吉村、1992）、水系調査には渇水期の負荷量流下変化を明らかにする調査が必須である。また、複数年にわたって繰り返し水系調査を実施することにより、特定事象の再現性の確認や現出条件の検討を行うことが望ましい。一回の水系調査の期間はできる限り短くし、調査期間中に降雨や取水条件の変化などの水系の変化が生じないように留意する。対象流域が長大な場合は、擾乱対策に留意した上で複数の調査班による同時平行実施も有効である。

水系調査では、水質と水量を測定する、水質としては、水温、pH、電気伝導度などを現地で測定した上で、主要溶存成分組成、水素・酸素の同位体組成、調査対象地域の地下水や水理地質構造に関する情報をもたらす可能性のある特定の溶存成分濃度や流域に特徴的な人為的擾乱を識別するために有効な成分等の分析を行う。水量は、主要な支流の合流点前後を基軸に、容器法、堰法、流速・断面積法、水位・流量曲線法、トレーサー希釈法などにより測定する（たとえばRants、1982）。

流量測定は、河川の断面形状や河床状態が一定しており流れが整正な場で行われることが望ましいが、調査現場では必ずしも良好な条件の測定場所を見いだせるとは限らない。必要に応じて河床や河岸の成形を行い、流れを整えることも有効である。

容器法は小流量の枝沢や湧水を対象に行われる。岩盤や細粒堆積物などからなる伏流が少ない河床地点を選び、流れの全量を確実に容器内へ導入しかつ計時の後期に流れの停滞を生じさせないことが肝要である。

堰法では、堰の切り欠き部分が正しく整備されていること、越流高の測定に際しては越流部分の流れに触

れないことなどに留意する。可搬型の堰を仮設して測定する場合は、流れをスムーズに堰に導入できる地点に設置すること、堰板に到達するまでの間に流れを整えておくことに留意する。

流速・断面積法は、最も普通に行われる流量測定法である。実施に際しては、流れに渦、停滞、乱れ等がなく断面全体に渡って流れの向きが流心線と平行である場所で測定すること、測定断面の全てにおいて流速計の適用範囲内の流速であること、流速や深度の測定に際して流れを乱さないこと、測定断面内に必要十分な測定点を設けることなどに留意する。流速測定は、プロペラ式が用いられることが多いが、近年は高精度の超音波ドップラー式 (Rehmel, 2007) も使われることが多い。大流量の河川では浮子法が用いられることもあるが高精度は期待できない。増水時の大断面での測定が見込まれる場合は、予め濁水ないし平水時に断面形状を測量しておく必要がある。

水位・流量曲線法は、調査対象地域内に既存の観測ステーションがあればその連続データが取得できる。

トレーサー希釈法は、山岳溪流のように河川の横断面形状が不規則で整齊な流れが期待できない一方で攪拌作用の高い流れに適用できる (例えば Kimball *et al.*, 2002)。人畜無害なトレーサーを、定量ポンプ等を用いて一定の濃度・流量で連続して流れに添加し、下流の各測定地点ではトレーサー濃度を連続しないし一定の時間間隔で測定し、その濃度が安定したことを確認して濃度比から流量を算出する。

水質試料の採取に際しては、採取地点の流心付近から採取する。採取に先立って流心と流端において電気伝導度に代表される水質パラメータを測定し、その地点の水質が流れの全体にわたって均質であることを確認する。支流の流れ込みがないにもかかわらず水質が不均質な場合は湧水を疑い、精査する。水系調査の現場作業は、水質分析用試料が河川底質の攪拌・混濁による悪影響を受けることを避けるため、下流から上流に向かって進めることが普通である。

流量の測定結果は、流下距離と流量を両軸とする流量の流下変化図にまとめて検討に供する (関, 1987)。水系調査の解析に際しては、ある溶存成分の濃度と流量との積である負荷量、すなわち一定時間に定点を通過する対象成分の質量の流下変化を検討することが肝要である。この際、流下距離と負荷量を両軸とする負荷量の流下変化図を活用できる (関, 1987)。負荷量の流下変化を検討することでさまざまな成分の増減と地質体や地質構造との対応関係を明らかにすることができ、それにより地下水の水理特性、化学特性、水みちの存在状態についてのより多くの情報の取得が期待できる。また、濁水期の比流量すなわち流域面積あたりの流量を検討することにより、流域を構成する地質の水理的特徴や湧水や伏せ箇所の推定

が可能となる (岸ほか, 1989; 辻村ほか, 2001; 黒田, 2006)。さらに、水素酸素同位体組成の検討からは涵養域の高度や地質を推定できるため、水文的分水嶺と地形的分水嶺との相違などを推定でき、地下水の流動状況の推定に役立つ。

定点における流量の継続観測は、水理地質モデルの検討に際しての水収支計算における年平均流量値を決める上で必要となる。

<湧水>

湧水には、河川源頭部における土壌風化帯を通過した最近の降水起源の水の湧出 (例えば関, 1998)、亀裂や空隙の発達した地層・岩石中を流下してきた降水を起源とする水が起伏量の大きな谷の底部や崖下などで湧出するもの、断層破砕帯や背斜構造の軸部などで地下深部に起源をもつ地下水が湧出するもの (例えば田中, 2009) など、様々な種類がある。

上述した水系調査が高密度かつ正確に実施されれば、例えば対象水系に湧水が流入している場合は表流水の合流がないにもかかわらず流量が増加する区間として、あるいは地下深部に由来する特定の成分の負荷量が増加する区間として識別できる可能性などが期待できる。そのような場合、その原因となっている湧水を探索して湧水そのものを採取・分析することで、地下水の水理特性、化学特性、水みちの存在状態についてのより多くの情報の取得が期待できる。

<既存井戸>

井戸は対象とする地下水が浅層地下水の浅井戸と、深層地下水の深井戸とに大別できる。浅井戸の対象である浅層地下水は、大気と直接つながる自由水面をもつ不圧地下水である。深井戸の対象である深層地下水は、上下を難透水層に挟まれて涵養域からの落差または上載荷重により加圧された被圧地下水である (楡井ほか, 1993; 三田村・高橋, 1993 など)。従来の用水採取を目的とした深井戸が未固結堆積層をターゲットとしているのに対して、近年開発実績が増えた大深度温泉井 (関, 2006) の中には岩盤中の水みちから取水しているものも多く、地下深部の岩盤中に胚胎する地下水の水質や水理に関する貴重なデータの取得が期待できる。

浅井戸の調査では、測水調査によって井戸の水位を測定し、地下水水面図を作成する。また、既存資料または新規に実施する揚水試験から、帯水層の透水系数、間隙率、層厚などの水理パラメータに関する情報を得る。これらのデータに基づいて、浅層地下水の水平二次元的な流動方向、流動量、賦存量、表流水との交流関係、断層や破砕帯などの地質学的不連続構造との関係を検討する。測水調査と併せて、地下水の水温、電気伝導度、pH、溶存成分組成、水素酸素同位体組成

等の測定・分析を行う。これらの特徴から浅層地下水と深層地下水、さらにはより深部の地下水との交流関係が読み取れれば、地下水の水理特性、化学特性、水みちの存在状態についての情報が期待できる。なお、浅井戸は地表からの汚染物質の直接的な影響を受けやすいため、データの解釈に際しては人為汚染の評価を行う必要がある。

深井戸の調査では、対象とする井戸がどの帯水層の地下水を採取しているかを知ることが必要となる（例えば黒田，2004）。深井戸が対象とする地下水は被圧地下水であり、ある地点の地下には複数の被圧地下水の帯水層が存在することが普通である。実際に、多くの深井戸ではマルチスクリーン構造を採用して複数の帯水層単元から地下水を採取している。そのため、調査対象の深井戸が単一の帯水層のみから採水していることが明らかでない限り、対象の井戸に流入している地下水の帯水層を同定した上で、複数の帯水層の中で卓越して流入しているものがあるか否かを検討する。単一の帯水層からの地下水のみが流入する井戸および特定の帯水層からの地下水が卓越して流入しているとみなしうる井戸の測水調査結果に基づいて、複数の帯水層単元のそれぞれについての水理水頭等値線図を作成する。それにより、それぞれの帯水層の三次元的な流動方向を検討するとともに、層準の異なる帯水層間の流動の違いなどから、水理地質構造の全体像を推定する。可能であれば、帯水層の透水係数、間隙率、層厚などの水理パラメータに関する情報を取得する。これらと併せて、地下水の水温、電気伝導度、pH、溶存成分組成、水素酸素同位体組成等の測定・分析を行う。これらの特徴から深層地下水と浅層地下水との、あるいはまたより深部の地下水との交流関係等を読み取れれば、地下水の水理特性、化学特性、水みちの存在状態についてのより多くの情報の取得が期待できる。また、大深度温泉井の多くは、温度確保の観点からスクリーン深度を孔井深部に限定していることが多いため（例えば関ほか，2004）、深度1000 m内外の地下水の水質や水理に関する情報の取得が期待できる。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

水系調査や湧水調査を始めとする水文調査が適切に実施されたならば、地下水の水理特性、化学特性および水みちに関する多くの情報の取得が期待できる。水文調査を実施したものの有用な情報がほとんど得られなかったとすれば、地下水の情報が地表に現れにくい水理地質構造である可能性のほかに、十分に適切な調査が実施されなかった可能性もある。また、水文調査は、例えば掘削調査におけるコアの回収率、原位置地下水採取作業におけるトレーサー濃度混入率、透水係数測定における原位置データと室内実験データのクロ

スチェックなどのような、その品質を客観的に評価する手段に乏しい面がある。水文調査が適正に実施されるためには、調査地域の地形や水理地質構造に即した手法が用いられ、かつ水文調査に特有の様々な水文条件を活用した調査がなされる必要がある。水文調査によって得られた評価指標の判定に際しては、このような点に十分配慮した調査が実施されたかどうかについて検討する必要がある。

一方、水文調査によって得られる地下水の水理特性および化学特性ならびに水みちに関する情報は、表流水系や既存孔井の分布パターンや密度に依存することに留意すべきである。例えば水系が平行に発達する場合、その方向の構造に関係した情報はそれと直交する方向に関係した情報よりも見落としが発生する可能性が高いと考えられる。評価指標の判定に際しては、調査対象地域の中に、情報の密度や確度が高い領域や方向とそうでない部分とがあることを考慮すべきである。

実際の評価にあたって参考となる知見

<降水の調査>

- 降水の同位体組成：早稲田・中井（1983）、中井（1986）
- 降水の水質調査：安部・西川（1985）、玉置ほか（1991）、北村ほか（1991）、海老瀬（1991）

<湧水の調査>

- 涵養源・人為汚染：金井ほか（1998）、東田ほか（2001）、星野・鹿園（2007）
- 山地源流域の湧水：田中（1996）、金井ほか（1999）、内田ほか（2001）、嶋田（2001）
- 地下深部から上昇してくる湧水：浜田ほか（2009）、石原・田中（2009）、渡部ほか（2009）、中田・千木良（2009）

<水系調査全般>

- 水質調査法：半谷・小倉（1995）
- 水系調査法：関（1987，2003）、Simpson, P.R. *et al.*（1993，1996）

<水系調査の実例>

- 鉱床地帯の水系調査：Rahn *et al.*（1996）、Williams *et al.*（1996）
- 山岳地帯の水系調査：永淵ほか（2002）、Kimball *et al.*（2002）
- 水系調査による地下水流動の推定：尾方ほか（1995）

<既存井戸の調査>

- 帯水層全般：楡井ほか（1993）、三田村・高橋（1993）
- 浅井戸の水質調査：水谷ほか（1987）
- 深井戸の水質調査：安原・風早（1994）、丸井ほか（2001）、林（2003）、林ほか（2003）

- ・ 大深度温泉井の水質調査：関ほか (2001), 関ほか (2004), 宮崎ほか (2007), 村松ほか (2008) <同位体水文学の適用例>
- ・ 涵養高度・涵養時期の推定：風早・安原 (1994), 長江 (1996), 水谷・佐竹 (1997), 藪崎ほか (2000), 小宮ほか (2003)
- ・ 地下水流動系の推定：水谷・小田 (1983), 吉岡ほか (1993), 中山ほか (2000), 池田ほか (2000), 林ほか (2003)

実際の評価にあたって残された課題

水文調査分野における基本的な手法の多くは熟成されたものであり、さほど大きな課題は残されていないと思われるが、現場で用いられる手法のいくつかには改善の余地がある。

そのひとつに、河川流量の正確かつ迅速な測定がある。実際の流量測定で最も多く用いられる流速-断面積法における流速測定は、流れが滑らかで方向がそろっていないければ必要な精度が得られない。現場においてそのような流れの場所を見つける、あるいは流路調整するのは困難あるいは長時間を要することが多く、それが表流水系調査に要する時間を決定する要因になっているとも言える。流れに多少の乱れがあっても正確な流速分布ないしは流量を測定できる手法の開発が待たれる。

既存井戸を対象とした調査では、マルチスクリーン構造の井戸において、特定のスクリーンのみの水頭測定や試料採取ができる簡便な装置が開発されれば、利用可能なデータの量を大幅に増やせる可能性がある。

(3) 地下環境ベースライン調査

ベースラインは、環境影響評価 (Environmental Impact Assessment) において普通に用いられる語である。わが国においてこの語が地層処分にかかる文書に現われるのは比較的遅く、第2次取りまとめ (核燃料サイクル開発機構, 1999a,b,c,d,e) にはこの語が全く見られないことから、2000年代の10年間で次第に定着してきたものと思われる (たとえば深部地質環境研究センター編, 2007; 原子力安全基盤機構, 2008; 操上ほか, 2010)。ベースラインは環境に大きな影響を与える可能性のある事業において、事業が実施される前の環境から事業が実施されないと仮定した場合 (ゼロオプションあるいはゼロ代替とも言う) に予測される環境への一連の状態をさす。地層処分には通常の大規模事業に伴う環境影響評価だけでなく、長期の安全性も評価するという地層処分特有の評価があり、このような文脈のもとでベースラインの概念は地表付近 (大気, 地表水を含む) のみならず地下環境にまでその対象の時間と空間を広げている。

ベースラインとの関連で、類似した用いられ方をさす語として「自然状態」、「バックグラウンド」、「初期状態」がある。これらの語とベースラインとの関係を考察してみる。

ベースラインは事業が実施される前の擾乱を受けない状態でもあるので、自然状態であるとも受けとられがちであるが、定義の鍵となるのは事業の有無であり、事業の前が「自然」であるかないかは必ずしも本質的ではなく、「自然」の定義もおそらく様々であることを考慮すると、この語の使用は誤解と混乱を招きかねない。したがって自然状態の語はなるべく使用しないほうが望ましい。また、バックグラウンドはベースラインに較べると事業との関連性が薄い語で、ベースラインがラインの語感の通り時間軸を含むのに対して、そのようなことは含意していない。したがって処分システムの変遷を対象とする文脈ではベースラインの語のほうがよりふさわしいと思われる。ベースラインは初期状態を指すこともあるが、指さないこともある。たとえば事業前のベースラインは事業中の変遷を記述する上での初期状態となるが、閉鎖時の状態は事業の大幅な擾乱を受けた直後であるので、ベースラインとは言い難いが、その後の回復過程を記述する上での初期状態ではある。このようにこれらの語はベースラインを部分的に説明する上では都合が良いこともあるが、ベースラインそのものを言い換えることはできない。

地層処分においてベースラインは、処分場の建設、操業及び閉鎖を段階的に進めるための計画管理上の決定に必要な情報、処分場のセーフティケースの作成に必要なシステム挙動に関して予見可能でモデルの妥当

性を検討する情報、社会が処分場を受容する際の信頼の拠り所となる情報、将来の意思決定に際して参照できるような情報として利用されることを想定している (IAEA, 2001)。モニタリングプログラムはこのための評価に使用されるベースライン情報を含むとされる (IAEA, 2006)。

ベースラインの具体例として地下実験施設にかかる作業が着手される前のサイトの水文地質学的あるいは水文地球化学的な条件、母岩の地質特性、環境放射能があげられる (IAEA, 1999; IAEA, 2011)。ベースラインが時間軸を含むからには、現在のベースラインが過去から現在までのどのようなプロセスで形成されてきたかが歴史的 (地史) に理解されるはずであり、このような理解があつてこそ擾乱に対するシステム挙動の予測やモデルの妥当性の検討の信頼性向上にベースラインの把握が寄与するものである。将来の意思決定とは現時点では差し当り安全審査と言えが、処分施設の閉鎖、処分施設の管理の終了の判断などさまざまな将来の意思決定が想定される。この技術資料では将来の安全審査を見越して、概要調査段階で取得すべき長期的安全性の確保を判断するための地下環境データとして、その内容の十分さや取得の適切さについて記載する。

a. 地温の空間的把握

評価対象の概要

地層処分施設に熱が過度に加わると、人工バリアなどの施設を構成する部材や施設が設置される岩盤の物性が変わり、放射性核種の閉じ込めに必要な設計性能が維持できなくなる。このように熱は地層処分の安全性に影響しており、安全評価においては熱の影響の評価が欠かせない。そのためには、処分施設の置かれる熱の場の把握、そこにおける熱に対する処分施設のふるまいを記述する熱物性の把握、そしてそれらの将来的な変遷の予測が必要となる。

熱の場としては、地下の温度分布や地温勾配が重要な知見であり、これらに影響する外的要因として、熱水活動・深部流体、気候変動などがあげられる。熱はマグマによっても供給されるが、マグマ活動は立地において排除されていることを前提として、ここでは対象外とする。また廃棄体そのものも発熱源となるので、熱の場を記述する上で廃棄体のインベントリと処分孔に設置するまでの除熱期間は熱を評価する上での重要な因子となるが、このような廃棄体の仕様や管理についてもここでは対象外とする。

岩盤ならびに施設を構成する材料の熱に対する応答を記述する上で必要な熱物性として比熱や熱伝導率などがあげられる。

これらの熱の場と熱物性の知見を踏まえて、処分施設を地下のなるべく温度の低いところを選んで配置すること、その際熱水活動や深部流体の熱的影響を考慮することが安全審査の要件のうちの配置要件としてあげられている。また、このような場に廃棄体を設置しても熱によって安全にかかわる物性に影響が及ばないようにし、影響が生じた場合も処分施設の閉じ込め機能が著しく低下するおそれがないようにすることが性能要件として求められている。

そこで、これらの要件の判断に必要な地下の温度分布や地温勾配、岩石の熱物性について地層処分の安全評価の視点で以下に整理する。

評価指標の設定とデータ採取

地温勾配は、処分場を設置する熱の場を規定するものとして重要な知見で、設計上処分場の深度を決める鍵とされ、そのための調査法としてコア観察や検層がある (Thury *et al.*, 1994)。

地下の温度プロファイルは伝導のみならず地下の水の流れの影響も受けている (たとえば Bredehoeft and Papadopoulos, 1965) ので、核種移行を促す因子のひとつである地下水流動にかかる情報を含むといえる。地下水流動研究においてトレーサーとして熱を利用するのは (たとえば 谷口, 1987, Clauser and Villinger, 1990, 佐倉, 1993), このことによる。こ

のように、地温は地下水流動モデルを構築する上での重要な情報となるが、このような使いかたをするためには精度の良い温度プロファイルや熱物性の取得が求められる。

地層処分において熱の影響を大きく受けるのは緩衝材に用いられるベントナイトとされている(たとえば JAEA, 1999)。これは、高い温度になるとベントナイトの主成分であるスメクタイトがイライトに変質してバリア性能に必要な膨潤性を失うからである(図 2.4.3a-1)。この上限温度は一般的に 100 度とされ(Nagra, 1994; JAEA, 1999)、第二次取りまとめでは、廃棄体のレイアウトをこれを越えないように設計している。

また、100 度を越えると圧力にもよるが、沸騰をおこす可能性がある。閉じ込め容器表面においてこのような現象がおこった場合、地下水の塩濃度が上昇して、容器の腐食に影響する可能性があるが、この影響評価が難しいことも緩衝材を 100 度以下に制限する理由ともなっている(SKB, 1999; SKI and SSI, 2001)。

温度を考慮した設計のために用いられる情報として、たとえば第二次取りまとめでは、温度計算の条件として地表面温度 15 度、地温勾配 3 度/100m として深さ 1200m での温度 51 度を用いている。

また、別の例として、Nagra(1994) は設置環境の岩盤温度を 55 度に、標準的なトンネル配置間隔を 40m と仮定して、キャニスター-ベントナイト境界での最高温度を 150 度まで、ベントナイトの厚みの半分までは 100 度以上にさらされることを許容している。この場合の計算条件として地表面温度 10 度、0-500m の地温勾配 4.0-4.5 度/100m、750-1700m の地温勾配 3.5-4.0 度/100m (Rybach *et al.*, 1987) を参考に

している。

計算ではこの他に表 2.4.3a-1 に示すような岩石の熱物性値が用いられるが、スウェーデンの規制当局は SR-Can の評価において、熱物性が設計に大きな影響を及ぼすことから、実際のサイト固有の条件を表現した十分な精度の計算が重要であるとしている(SKI and SSI, 2008)。

このように温度に関する安全性の判断は設計に依存する部分が大きく、そのための地質環境データは地温の空間分布と岩石の比熱や熱伝導率であり、これらを精度よく取得することが重要である。

評価指標のデータ採取にあたって考慮すべき点

温度勾配は陸域では一般にボーリング孔を利用して測定した鉛直方向の温度プロファイルを用いて決められる(野村, 1982; 川村ほか, 1999)。この場合、ボーリング孔内の水温とその周囲の地温は平衡していることを仮定している。しかし、実際には掘削直後のボーリング孔はさまざまな擾乱を受けているので、温度プロファイルを取得するための温度検層には注意を払わねばならない。

ボーリング孔を無限固体中の中空円筒状熱源と考えて地下温度が平衡状態に回復する時間の計算(Bullard, 1947)によると、掘削により乱された地下温度が平衡状態に回復するまでに掘削期間の 10 倍以上の時間を要するとされる(野村, 1982)。ボーリング孔を長期間維持できないような場合には、数回以上の温度回復測定から平衡温度を推定する(Lachenbruch and Brewer, 1959) ことも行われる。

ボーリング孔の孔内対流も擾乱のひとつと考えられるが、同一地点の口径の異なる観測井を比較した事

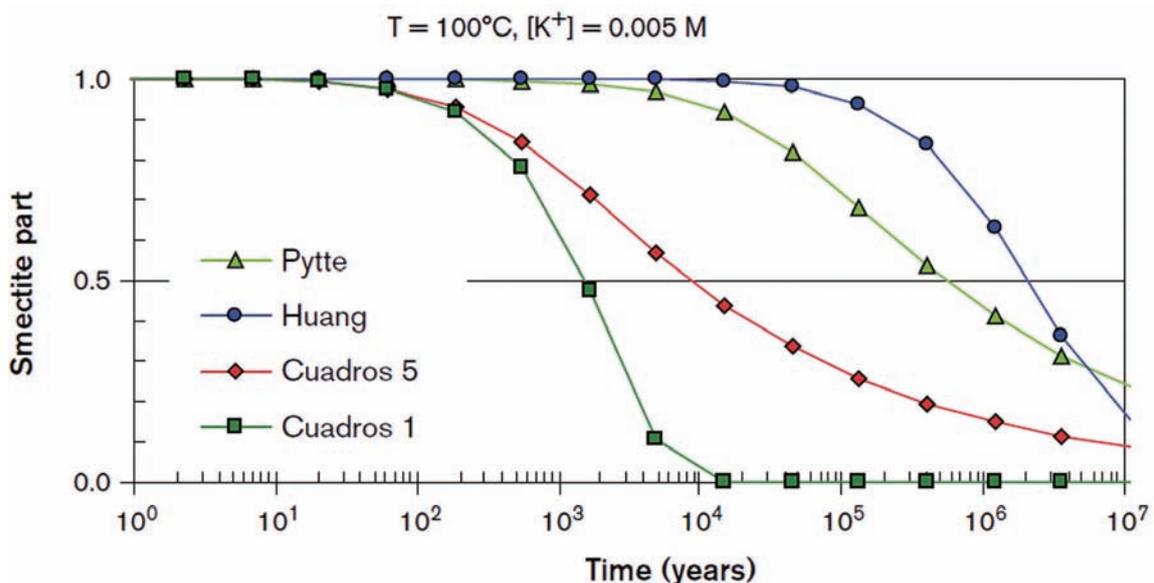


図 2.4.3a-1 100 度、カリ濃度 0.005M においてスメクタイトがイライトに変質する割合の時間変化。4 つのモデルにより反応速度が異なるモデル不確実性がある (SKB, 2006)。

表 2.4.3a-1 仮想的な処分施設設計に用いられた熱物性値の例。

	Nagra, 1994			SKB, 1999			核燃料サイクル機構, 1999	
	結晶質岩 (坚硬)	結晶質岩 (強破碎)	構造的角礫岩 または 断層ガウジ	Aberg (Aspo)	Beberg (Finnsjon)	Ceberg (Gidea)	硬岩系岩盤	軟岩系岩盤
				Diorite	Granite	Granite		
比熱 (MJ/m ³ K)	2.2-3.3	2.0-2.3	1.9-2.2	2	2.1	2.3	2.67*	3.1*
熱伝導率 (W/m K)	3.2-3.4	3.2-3.4	2.8-3.2	2.8	3.2	3.8	2.8	2.2

*原典の重量比熱を飽和密度を用いて容量密度に換算。

例や理論的な考察 (Krige, 1939) によれば半径 10cm 以内のボーリング孔においては、孔内の自由対流の影響はあるとしても小さいと考えられている (谷口, 1987)。

また、地表付近では、温度プロファイルが地形の影響を受けることが知られている (Lachenbruch, 1968)。山地形部では地温勾配が小さく、谷地形部では地温勾配が大きくなるので、地温勾配を測定するボーリング孔の位置の選定に際し注意が必要とされる。なお、野村 (1982) は、これら先行研究の図表類を整理してまとめているので参考になる。

測定条件についての一般的な指針と言えるものは無く、次にいくつか事例をあげる。

Ahlbom *et al.* (1995) は SKB のボーリング孔の温度検層として、0.01 度の精度で 5m 間隔の計測を掘削時の温度擾乱を避けるため掘削終了後少なくとも 2 週間放置して、他の検層機器を孔内に降ろす前に実施するとしている。また、鉛直深度と温度との関係を正しく表現するために孔井偏距ログデータを利用することが望ましく、さもなければ、ボーリング孔の傾斜データを利用するとしている。

内田 (2006) は温度検層のための温度計の分解能として 0.01 度、計測深度間隔 2m を提案している。Clauser and Villinger (1990) では、温度の絶対的な精度として ±0.1 度、相対的な精度として ±0.01 度、深度の精度として ±50mm の測定条件を用いている。これらを参考にして測定条件を検討するとよいが、いずれにせよこれらの測定条件についての記載が報告書にあることが求められる。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

Ahlbom *et al.* (1995) では温度プロファイルにおける小スケールの変動を除くために測定点を中心にした 100m 長の区間で最小 2 乗近似の直線をあわせている。また取得されたデータの最大の不確かさの原因は孔井内に発生する地下水流動によるものであり、ボーリング孔をあけたことが新たな流路となってサイトの不均質性とあいまって多かれ少なかれ測定温度の変動要因となっていることにも留意するとしている (Ahlbom *et al.*, 1995)。

このような影響の評価には、ボーリング孔の口径、ケーシングプログラム、スクリーンの位置などのボーリング孔の仕様情報が必要であるので、これらの仕様についての追跡性が確保されていることが求められる。

地下の温度分布に対する外的影響要因は後述の深層地下水だけでなく季節変動や気候変動もあげられる。スウェーデンでの研究事例では、結晶質岩地域における地表温度の季節変動は地下 50m におよび、数百年の気候変動は地下 150m におよぶとされている。500m 深のキャニスタ周辺の岩盤の温度が廃棄体の発熱によって最高となるのが 100 年足らずであることから、その深度と期間において気候変動による地表温度の影響は有意なものではないとしている (Ahlbom *et al.*, 1995)。なお、内田 (1998) では季節変化が 0.1 度以下になる深さを濃尾平野で約 20m としている。また、Clauser and Villinger (1990) では深度 100m まで古気候補正として、約 10% 程度の地温の補正を行なっている。

熱輸送における伝導と対流の効果については解析的なもの (たとえば Bredehoeft and Papadopoulos, 1965 ; Domenico and Palciauskas, 1973)、あるいは観測に基づくもの (たとえば、湯原, 1973) などこれまでも多くの研究がある。対流の存在は放射性核種の移行を促す方向に影響するが、伝導型とされる直線的な温度上昇プロファイルは鉛直方向の移流による熱の輸送が無いことを示すが、水平方向への移流も無いことを意味するものではないことを忘れてはならない。

実際の評価にあたって参考となる知見

地温勾配の小さい地域での深部地下水の影響の事例として、スイスの Permo-Carboniferous トラフがあげられる。このトラフはその名の通りペルム石炭紀のトラフであるが、第三紀に正断層として再活動し、深層地下水の上昇経路となっている。これは現在の高熱流量地帯である上部ライン地溝帯と似た状況にあるものと考えられている。このトラフの北縁で掘削されたボーリング孔では深度 415-425m で 44 度、地温勾配が 3.5-4.5 度/100m であることから 1000m 付近か

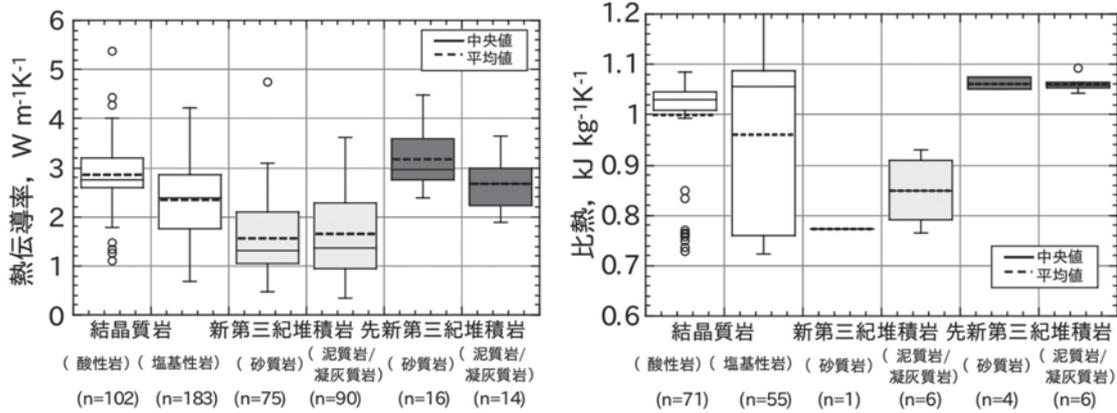


図 2.4.3a-2 わが国の岩石種ごとの熱伝導率と比熱の統計諸量 (核燃料サイクル機構, 1999).

ら水みちの断層に沿って温泉水が上昇してきたものと推定されている (Thury *et al.*, 1994).

すでに記したようにベントナイトの温度変遷を予測するための計算には、岩盤の比熱や熱伝導率が必要で、表 2.4.3a-1 に計算に用いられた例を掲げる。

岩盤の比熱や熱伝導率は、表 2.4.3a-1 に示すように幅をもった分布をする。これは地質の不均質性を反映したものであり、不確実性の原因のひとつとなっている。このような不確実性を把握するために熱伝導率、比熱のデータを既往文献等から収集してこれらの物性値を岩種ごとに整理して統計量をとることが試みられている (図 2.4.3a-2)。これをもとに深度依存性も検討されたが、全データでは深度依存性は明確には認められなかったが、地熱調査井の堆積岩に限れば認められるものが多いとされた (核燃料サイクル機構, 1999)。

このような熱物性の不確実性に対して、岩石の鉱物組成と鉱物の熱物性から岩石の熱物性を推定し、実測値とつきあわせて、チェックするということが結晶質岩について行なわれたり (SKB, 2006)、堆積岩について他の物性からパラメタライズして熱物性を推定するアプローチや地球統計学的アプローチによる推定など以下に示す様々な取組みがなされている。

Hartmann and Clauser (2005) は、ドイツの頁岩質砂岩層とマールからなる海成モラッセ層の熱伝導率について、中性子検層 - ガンマ線検層 - 弾性波検層を利用した推定を試みている。また松林・後藤 (2009) は海底堆積物の熱伝導率、密度、熱容量、熱拡散率について砂質堆積物と泥質堆積物それぞれについて間隙率の関数として表現することを試みている。

地球統計学は、空間あるいは時空間内での座標の情報をもつ広域変数を対象に、領域内で限られた量と分布の測定値から対象としている領域の変数分布を推定するための手法である。データの取得が限られる状況での熱物性分布の不確実性を評価する上でも有用な方法と考えられる。しばしば用いられる普通クリッ

ギング (ordinary kriging) は平滑化効果が強く値が大きく離れたデータの影響が過小評価される傾向があり (石油技術協会, 2004)、安全評価の視点からは保守性に反していないか注意が必要である。小池・正路 (2008) はこうした普通クリギングの平滑化効果を改善する地球統計学的シミュレーションをいくつか紹介しており、このような手法を適用して温度分布 (Fabbri, 2001; Fabbri and Trevisani, 2005; Teng and Koike, 2007 など) や熱物性分布の不確実性を評価してみることも有用であろう。

このように現時点では、比熱や熱伝導率などの物性分布の不確実性については研究の余地のある状況であるが、Andra (2005) は Dossier2005 Argile において、熱物性と処分施設の熱モデルの不確実性を考慮した裕度として 10 度を見込んで上限温度設定を 100 度から 10 度減じて 90 度とした。また TRU 系廃物の処分の上限温度についても同様な裕度として 10 度を見込んで 80 度を 70 度とした。この扱いについてフランスの規制支援研究機関 IRSN は基本的に同意したものの、一部の岩盤については必ずしも十分ではない (図 2.2.4f-3 の sous-zone1) 懸念も表明した。熱伝導率の温度への影響が平均して数パーセントの変動をもたらすとし、このような裕度を確保することが熱的基準を保証する上で有効であるかについて今後検証することが適切であるとした (IRSN, 2005)。

SKB も熱伝導率のばらつきを見込んだ確率論的シミュレーションを実施して、10 度の安全裕度を課しているが、規制当局の計算も熱伝導率のばらつきを考慮した計算で同様に約 10 度の幅を確認している。スウェーデンの規制当局は安全裕度を見込んだ温度基準の設定とその運用を重視するとともに、温度変化について岩盤の乾燥状態の影響評価をより詳細にすることを求めている (SKI and SSI, 2008)。

なお、図 2.2.4f-3 に示すように Callovo-Oxfordien の泥岩は熱伝導率の異方性が強く、わが国の堆積岩においても、測定に際しこうした異方性を考慮する必要

があらう。一般に成層構造の強い堆積岩や変成岩では成層面に垂直な方向では、成層方向よりも平均して、熱伝導率は10ないし30%小さいとされ(日本熱物性学会, 2008), 深海底掘削コア堆積物試料では熱伝導率異方性の平均は1.2(水平成分/鉛直成分)(Pribnow *et al.*, 2000)とされる。固結した堆積岩の熱物性について異方性の影響を反映したパラメータ設定を考慮すべきという指摘(Hantschel and Kauerauf, 2009)がある一方でそれに応える信頼性ある研究結果が余りなく、実測データが十分とはいえないとされている(松林・後藤, 2009)。

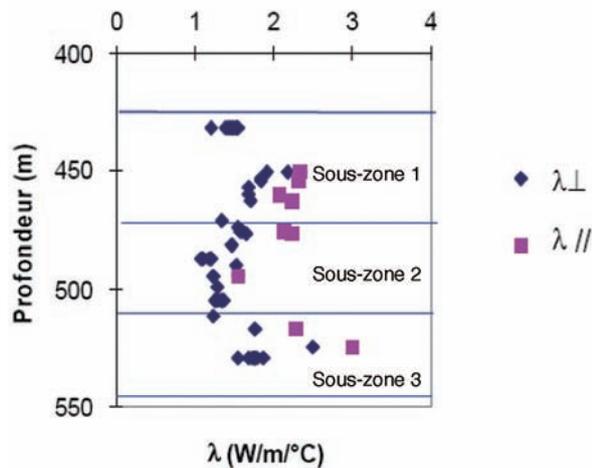


図 2.4.3a-3 Callovo-Oxfordien 層の深さ方向の熱伝導率分布。青菱型：層理面に垂直，赤四角：層理面に平行。(IRSN, 2005)

実際の評価にあたって残された課題

これまで見てきたように、地下の温度や熱物性の分布とその不確実性の把握に関しては、地球統計学的手法の適用は事例が十分とは言えず、今後の課題となる。堆積岩においては熱伝導率の異方性がどの程度のものであるかの知見が不十分であり、またその影響の評価も十分とはいえず、今後の課題となろう。この課題は弾性波速度、拡散係数など熱以外の物性の異方性と一緒に総合的に取り組まれることが望ましい。岩盤周辺の不飽和域は閉鎖後には水が侵入して飽和になると予想されるので、不飽和状態は過渡的な状態と言える。この過渡的な状態を長期的な安全性と切り離して考えるのではなく、長期的な安全を考える起点を与えることと考えれば、スウェーデン規制当局の指摘を俟つまでもなく岩盤の不飽和・飽和状態での熱物性とその影響評価も今後の重要な課題となる。

b. 地球物理モニタリング

評価対象：地下水流動、水質が坑道その他に悪影響を及ぼす恐れが少ないこと

評価指標：処分深度への地下水涵養量、処分深度における水圧、水質、水理特性+水素イオン濃度、成分等の化学的性質および水温

(地球物理モニタリング：重力・比抵抗・自然電位・微小地震)

評価対象の概要

精密調査地区選定段階においても、この段階でしか取得できない長期的安全性の確保を判断するための地下水に関するデータについては、ベースラインとして適切に取得・評価されている必要がある。精密調査では調査坑道を掘削して、そこにおいて、最終評価に必要なデータを取得することと特魔法では定められ、その後、最終処分地と決定されれば、処分施設の建設と操業が引き続くこととなる。このような一連の地下構築物の建設と維持が、地下水に与える影響は大きいものと予想される。処分施設を閉鎖すれば、それまで下がっていた地下水位が回復するであろう。そして、はじめの状態とは同じではないかもしれないが、何らかの定常状態に達するはずである。閉鎖後の地下水を主体とする系が定常状態に達するとともにある値に落ち着いていくことを確かめることは、性能確認とともに安心感の醸成にも役立つはずである。閉鎖後のモニタリングをオプションとする考え方の基盤はここにある。また、適切なモニタリングのためには、その実施を可能な限り早期に開始する必要がある。坑道掘削前の擾乱のないベースライン状態を把握するためには概要調査段階からの実施が不可欠である。

坑道掘削に伴う地下水系の変動は地球科学的な観測にかかると予想される。観測井による地下水位の直接的な測定とは別に、4つの地球物理的観測項目(重力・比抵抗・自然電位・微小地震)によっても地下水系をモニタリングできる可能性がある。重力は、岩石間隙中の水の出入りによって質量分布が変わるので変動することが期待される。比抵抗は、同じく岩石間隙中の水の含有量により変化する。水位の変化により地下水の流動が変わることにより、流動電位と呼ばれる自然電位の変化も予想される。間隙圧の変化は微小地震の発生を誘発する可能性がある。なお、モニタリングで扱う微小地震はこのような成因のもので、処分場を破壊するような地震、長期変動で扱われる地震はこの章のスキームの範囲外としている。

評価指標の設定とデータ採取

地下水のベースライン状態把握のための以下の地球物理学的観測項目では、観測データ値そのものより

も、データ取得の適切さ自体が重要な評価指標となる。データ取得に当たっては最新の知見を取り込んだ観測手法が用いられるのと同時に、評価対象地区の地質特性に最適な観測手法と観測網が用いられている必要がある。

1) 重力モニタリング

水理現象に関わる重力モニタリングについては、最近、福田(2010)がレビューしている。杉原(1998)によるレビュー後に進展が著しかった人工衛星を利用したグローバルな重力変動の研究についても詳しく解説している。もっとも本資料の目的にとっては調査領域のスケールが大きくて、今のところは直接的な効用は及ばない。本資料の目的にとって重要な空間スケールに関しては、基本的技術としてはすでに杉原(1998)でも紹介されていたが、その後、適用事例が蓄積されている。超伝導重力計で連続測定を行っている多くの地点において周辺の水理状況の変化が解析されている(例えば Harnisch and Harnisch, 2002)。絶対重力計の利用が進み、水理状況の影響を直接検出して解析できる事例が増えた(Brown *et al.*, 2002; van Camp, 2003 など)。デジタル式の可搬型相対重力計の利用が進み、アナログ式の名人芸に頼らないモニタリング方法が提案されてきている(例えば Allis *et al.*, 2000)。特に興味深いのは絶対重力計を利用した二つの事例である。油田における貯留層内圧力低減対策としての水の注入を重力モニタリングで追跡する試みは、20年に及ぶ事業としては地震学的手法に比べてコスト的に有利という全体計画も興味深い(Brown *et al.*, 2002)。ノイズレベルが高い悪条件の鉱工業地帯において、鉱山の浸水を防ぐために水をくみ出している影響を絶対重力計によって監視する試み(van Camp, 2003)は、水理状況自体も、また悪条件での精密測定という観点でも興味深いものがある。

最高の品質で重力モニタリングを行うには、1-2 μ Gal の高精度で絶対測定を行える絶対重力計と nGal オーダーの分解能を持ち、安定性にも優れる超伝導重力計を組み合わせるのが望ましい。超伝導重力計を1地点に設置して連続測定を続け、そこでは1年に2回程度、絶対重力計測も行うのである。これに加えて重力変動の空間分布を把握するために可搬型重力計による測定を行う。超伝導重力計は取扱が簡単化され、価格も下がってきたが、未だ学術的な使用にとどまっている。絶対重力計と可搬型相対重力計を組み合わせたハイブリッドモニタリング(大久保ほか, 2001)は実用的な目的にも適用され始めている(Sugihara and Ishido, 2008)。代表的なデジタル式可搬型重力計のシントレクス CG3M は Allis *et al.* (2000) が提案した方法によれば、1日に約10地点で5 μ Gal 以

内の精度の測定を行える。一方、Brown *et al.* (2002) が導入した可搬型絶対重力計 A10 では同程度の効率で絶対重力値を得ている。絶対値が得られるという点では A10 が優位であるが、機材の価格と扱い易さでは CG3M が優位であり、状況に応じて選択することになる。重力変動の空間分布を把握するための測定点配置としては対象エリアの外側に対象深度の1-2倍広げた領域を、対象深度と同等の距離の網目で覆う観測網が望まれる。この観測網を構成する測定地点数が多ければ、1日10地点の測定を1台の可搬型重力計で実施するとすれば1回の測定期間が長くなって、同時性が危うくなる。この場合は複数の可搬型重力計で並行測定を行う必要がある。

2) 比抵抗モニタリング

比抵抗モニタリングは地下水研究の分野での実施例が多く、地下水や塩水の動きや汚染物質の拡散のモニターを試みた例は多い。たとえば、Kean *et al.* (1988)、富永(1988)、Flohlich and Parke (1989)、Daily *et al.* (1992, 1995)、Takakura *et al.* (2001) は不飽和帯の水分量変動の把握に適用した。White (1988)、小島ほか(1989)、竹内・長江(1990)、Bevc and Morrison (1991)、White (1988, 1994) は塩水をトレーサーに用いて地下水流動の方向や速度を比抵抗の変化で把握しようと試みた。Slater and Sandberg (2000) は潮汐に伴う海岸地下での海水移動の把握に比抵抗モニタリングを利用し、楠見ほか(1997)、和田ほか(1995)、Suzuki and Higashi (2001) は降雨の浸透と大地の比抵抗変化の関係について調べた。Urish (1983)、Greenhouse and Harris (1983)、Osiensky and Donaldson (1995) は地下水汚染の把握に適用した。窪田ほか(2009) は放射性廃棄物の発熱が地下水や堆積軟岩の挙動に与える影響を評価することを目的に、孔内に満たされた水を加熱して、高温域の進展状況を比抵抗トモグラフィでモニタリングする実験を行った。

また、比抵抗モニタリングを貯留層管理に適用することも実施されている。Vaughan *et al.* (1993) や Bulter and Knight (1995, 1998) は EOR モニタリングへの適用を試みており、Wilt *et al.* (1984)、岸本ほか(2000)、Takakura *et al.* (2003) は地熱地域の比抵抗モニタリングを実施している。防災分野への適用の研究も始まっており、行武ほか(1994) は比抵抗変化と伊豆大島火山の噴火とが関係あることを報告しており、神宮司ほか(2003) は液化化状態における砂層中の粒子の相対密度モニタリングへの適用を試みた。

電気・電磁探査の手法は非常に多くの種類があり、手法によって探査の深度、精度・分解能、コストなどが異なる。そのため、モニタリングの対象となる深度

や必要な精度・分解能を見極めた上で適切な手法を選択する必要がある。

深度100m程度までの浅部をモニタリング対象とする場合は、比抵抗法電気探査が有効である。この方法は地表に接地した一对の電流電極から電流を流し、それによって形成される電場（電位差）を別の一对の電位電極によって測定する。電位電極と電流電極の間隔が大きくなるほど深部のモニタリングが可能となるが、測定される電位値が小さくなるのでS/N比は低下する。また、様々な電流電極と電位電極の配置を組み合わせた高密度測定を行うほど、探査の精度や分解能は向上するが、測定効率が低下する。最近では高密度測定が可能な多チャンネルの電気探査装置が市販されているので、比抵抗法によるモニタリングは実用段階にある。ただし、比抵抗法は電極を岩盤や地盤に接地して電流を地中へ流す必要があるため、乾いた岩盤・地盤のように接地抵抗の高い場所への適用は難しい。このような場合には、非接触な測定が可能なスリングラム法のような周波数領域の電磁探査法が適しているが、自動計測をする装置はほとんど見当たらない。

深度100～1000m程度の比較的深部を対象とする場合は、長い測線を設置する必要がある電気探査の適用は難しく、CSAMT法やTEM法などの電磁探査法の利用が望まれる。これらの手法は比較的迅速にデータが取得できるので、モニタリングには適した方法といえる。ただし、前者は比較的大規模な人工信号源の設置を必要とし、またモニタリング点では電場を高精度に測定するための非分極性電極の設置が必要となる。TEM法は基本的には磁場センサにより垂直磁場だけを測定するので、電極を設置するという問題はないが、モニタリング点周辺に一辺または直径が数10mから数100mの方形または円形のループソースを設置する必要がある。最近では自然信号を用いるAMT法の測定技術が向上し、CSAMTの代わりによく用いられている。石井ほか(2006)は幌延地域で高密度のAMT法調査を実施し、大曲断層の構造把握を行い、地層水の分布や性状把握など水理特性の検討を行った。

深度1kmを超えるような深部を対象とする場合は、MT法やTDEM法の適用が必要である。MT法は自然の電磁波を信号として利用し、比較的簡単に大深部の情報が得られることから、石油・地熱などの資源探査や深部地殻調査などに利用されている。しかし、自然の信号を利用するため、S/N比が安定しないという問題がある。後者はS/N比の問題は少ないが、大出力の人工信号源を必要とするため、安全上の制約から生活圏での実施は制約を受ける可能性が高い。

我が国では高レベル放射性廃棄物の最終処分地の候補地の一つとして、沿岸域があげられているおり、概要調査においては海底電磁法の技術開発が行われてい

る(吉村, 2008)。大型船を使用するなどコスト等の問題はあがるが、深海を対象とした電気・電磁探査は実用段階になりつつある。しかし、浅海を対象とした探査システムは少なく、波浪の影響などで十分な品質のデータが得がたいのが現状であり、沿岸域を対象とした電気・電磁探査技術はまだ研究段階にある。モニタリングに適用できるほどの技術は確立していないと考えられる。

地表で観測される電磁場の強度は信号源からの距離や探査深度に応じて指数関数的に減衰するので、電気・電磁探査法の精度・分解能は探査深度とトレードオフの関係にある。測点を密にすることで分解能の向上は図れるが、深部構造に対して反射法地震探査のような分解能を望むのは原理的に不可能である。地表に電極や磁場センサなどのセンサ類を設置する限り、対象深度が大きくなるほど、モニタリングの精度・分解能の低下は免れない。その場合、坑井やトンネルなどを利用して地下にセンサ類を設置する比抵抗トモグラフィの技術が有効である。ただし、金属ケーシングのある坑井や金属や鉄筋で保護されたトンネルでは、金属構造物によって電流や電磁波がシールドされてしまうので、比抵抗トモグラフィの適用は困難である。

地下処分場建設に伴う地下水位等の変動を捉えるためのモニタリングでは、まずは処分場が建設される深度に焦点を合わせて手法を選択することが必要である。対象が深部であっても、電極や磁場センサなどのセンサ類を設置した付近の比抵抗変化が取得されるデータに大きく影響するため、地表付近を対象とした比抵抗モニタリングも同時に実施することが必要である。地表付近から処分場までの範囲の比抵抗モニタリングができれば、気象などの影響の評価が可能となる。また、比抵抗変化のデータは自然電位モニタリングデータの解釈にも役立つ。前述したように坑井やトンネルが利用できる場合は比抵抗トモグラフィの適用が有効であるが、センサが配置できる場所が偏ることが多いので、地表からのモニタリングを併用することが望まれる。

3) 自然電位モニタリング

自然電位モニタリングについては、近年、発生メカニズムとして流動電位に着目して、地熱分野を中心に研究開発が進められてきたが(石戸, 2002など)、火山分野でも国内外での観測例がかなり報告されているが、地下水の影響について合理的に解釈できるようになってきた(Ishido, 2004など)。地下水位の変動を自然電位測定から推定しようとする試みは古くから行われていたが、最近になって新たな観点からの研究も始まっている(Darnet *et al.*, 2003; Revil *et al.*, 2003)。

流動電位をメカニズムとする自然電位発生について

は、Ishido (1989) 等の議論があるが、自然電位変化から有用な情報を取り出す（重力変動におけるガウスの定理に相当するような）解析法はなかった。近年、逆解析法についても研究が行われているが、貯留層シミュレーションに基づくポストプロセッサによる解析 (Ishido and Pritchett, 1999 など) が行えるようになって、自然電位データの活用は新たな段階に入っている。自然電位モニタリングのデータは、地下水理モデルのヒストリーマッチングにおいてその有効性を発揮する。この水理モデルとの連携はモニタリングの設計段階でも重要で、対象地域について水理モデルが作成されれば、自然電位ポストプロセッサを適用して、地下施設建設等による将来の自然電位変動を予測し、その結果をモニタリングの実施計画の中に反映させてゆく。地下水理モデルの主要なパラメータについて感度解析を行い、パラメータの不確定さを抑えるのに効果的な電極配置などを検討すべきである。

自然電位モニタリングの対象は、半径が発生源の深度の2-3倍以上の範囲を標準とし、マッピングの繰り返しもしくは固定電極による連続測定、あるいは両者の組み合わせで行う。精度的には繰り返し計測が $\pm 10\text{-}20\text{mV}$ 程度であるのに対し、連続測定では \pm 数mVで1ヶ月程度の時間スケールで発生する10mV程度の変化も捉えられるレベルに達している (西・石戸, 2003; 當舎ほか, 2003)。地熱分野では、数キロメートル四方の調査地域の数10点に電極を設置して数年間の連続観測を実施し、20-30mV程度の貯留層に起因する変化を捉えた例もある (NEDO, 1999)。調査に用いる電極は、鉛-塩化鉛、銀-塩化銀等のいわゆる非分極性電極である。これらの電極はいずれも、電極本体である金属は常にその金属の塩化物に飽和した水溶液に浸され電極電位が一定に保たれるよう工夫されている。

マッピング調査では、対象範囲内に複数の測線を設定し、それぞれの測線に沿って被覆電線を延ばし50-100m毎に電極を接地して固定接地の電極との間の電位差を測定する。測線はなるべく多くの閉合ループができるように設定する。閉合誤差を評価し、それがかなり大きい場合には、閉合ループを構成する測線のいずれかの測定に問題のあったことがわかる。通常、数キロメートルのループで閉合誤差は10-20mV以内である。全体の作業は、閉合誤差を評価し問題のあった場合には再測を行い、短期間にすませるのが望ましい。調査地域の状況にもよるが、(技師1名、補助作業員2名からなる)1班で1日5km程度の測定を行う。地下処分場建設に伴う地下水位等の変動を捉えるためのモニタリングでは、マッピングの繰り返しと連続観測の組み合わせが費用対効果の面からも望ましい。概要調査から建設までの段階では、対象範囲全体のマッピングを数年に1度の頻度で行うとともに、

ベースラインの自然の変動を把握するために、比較的小規模の連続観測を実施する。建設段階では、人口構造物建設に伴い（地下水理への影響以外の効果によって）局所的な自然電位変化が発生しうる。このような“人口ノイズ”を把握するためには、構造物周囲で詳細なマッピングの繰り返しや付加的な連続観測も必要になると考えられる。建設が一段落した後は、それまでのデータに基づいてモニタリング計画を練り直し、比較的大規模の大きい連続観測を主体に必要なに応じてマッピングを行い、処分場の稼働期間を通してヒストリーマッチングのためのデータ収集を図る。埋設後の段階では、地下水理モデルによって予測される変動を捉えるのに効果的な場所を選択して、多少規模を縮小した連続観測を必要な期間にわたって行い、地下水理モデルの検証・確認のためのデータ取得を継続する。

4) 微小地震モニタリング

人為的な変化に伴い発生する地震は、誘発地震 (induced seismic event) として知られている。鉱山の掘削により封圧が開放されることにより生じる地震は、鉱山における mining-induced seismic event として知られている。人為的な間隙水圧の増加により誘発される微小地震の例としては水圧破砕、ダム貯水に伴う周辺における誘発地震などがある。このような誘発地震に関しては、例えば Talebi (1997) に南アフリカの金鉱山、チェコの炭鉱、中国・インドなどのダム、高温岩体発電研究のための水圧破砕などの様々な誘発地震に関する事例が取り上げられている。この中に南アフリカの坑道深度が3kmに及ぶ金鉱山でM4.5の微動が発生した例 (Gibowicz, 1997) が紹介されているが、南アフリカの金鉱山では採掘が断層に近づいた際にマグニチュード3クラスの地震が発生することが知られており、この誘発地震を半ば制御された地震発生として利用して震源における破壊過程を明らかにする研究が国際共同グループにより実施されている (Yamada *et al.*, 2002 など)。

最終処分場建設に伴う地下空間の形成に伴い鉱山と同様の誘発地震の発生が予測される。また、処分場建設後にこれらの誘発地震と周辺地殻の変形によって再配分された応力場の下、地下水位の回復に伴って間隙水圧が上昇する過程においてダム貯水等と同様の誘発地震が発生する可能性がある。地下水位の回復後、応力・流体の緩和過程が進んで定常状態に達するに従ってこれらの誘発地震は減少するものと期待される。

微小地震モニタリングからは、このような誘発地震の探知だけでなく、自然に発生している微小地震から地下水系に対する情報が得られる可能性がある。地熱地帯においては、極微小地震の発生場所である断層系が透水性の高い領域であること、坑井操作などによる流体流動の変動に伴う間隙圧変化に関連した微小地

震発生が観測されることなどから、地熱貯留層探査・モニタリングのために微小地震データが使用されている(伊藤・杉原, 1988; 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2002 など)。

自然地震・誘発地震共に、震源における断層運動や地震発生に伴う地殻応力分布の再配分によって岩盤の透水係数の変化が起こり地下水流動の変化を起こしうる(徳永, 2003)。このような透水係数の変化、特に坑道周辺の透水性亀裂の発達により、最終処分場周辺の天然バリアの性能が精密調査時点での測定結果から変化する可能性もあり、処分場周辺における微小地震モニタリングは、処分場建設前から処分場閉鎖後に至るまで重要な役割を持っている。

国内においては気象庁・大学・防災科研等により10～20km間隔の常設観測網が全国に展開されており、マグニチュード1弱の微小地震まではほぼ検知可能である。しかし、地熱地帯で生じるようなマグニチュード0以下の極微小地震の活動の検知は難しいため、流体流動と関連した断層系探知を目的とした場合、例えば観測点間隔1～2km程度の稠密な観測網が必要となる。

微小地震観測において高精度の結果を得るためには観測網配置が重要である。一般に使用されている地震波の到達時刻から震源の3次元座標と発震時刻という4つの未知数を求める震源決定法においては、観測・モデルの誤差等を考慮すると観測点数として最低8点は必要である。観測網の外側及び観測点間隔より浅い地震については震源決定誤差が大きくなることから、観測網の大きさは目標とする震源の広がりを中心にカバーする大きさ、観測点間隔は震源深さ程度として観測点を配置する。震源深さ精度の向上と極微小地震の探知のためには、立体的にも震源域を囲むように地下深部にも観測点を配置することが必要である。そのような観測システムとしては南アフリカ金鉱山の事例がある(小笠原ほか, 2009)。間隙水が飽和した状態での岩石破壊挙動を近距離で観測する目的で坑内に地震計に加えて歪・水圧・自然電位も計測する試みが行われていて興味深い。

評価指標のデータ採取にあたって考慮すべき点

1) 重力モニタリング

重力モニタリングでは、どの重力計を使用するにしても、性能の限界を追及するような測定を行う必要がある。これまで各種重力計の使用者達が情報を交換してノウハウを蓄積しつつ性能の限界を追求してきた。現在もその努力は続いている。例えば、絶対重力計については、日本国内では絶対重力計FG5を保有する国土地理院、東京大学地震研究所、京都大学、産業技術総合研究所が1年に1-2回、筑波山麓に機器を持ち寄って比較測定を行っている(平岡ほ

か, 2005)。この中で絶対重力計の公称精度は1-2 μ Galであるが、比較測定によって10 μ Galの機差が生じることがあること、測定技術のノウハウの共有化が公称精度に近づける上で有効であることがわかってきた。こうした努力は将来も必要であるだろう。可搬型相対重力計については、1960年頃から長い間、ラコスト重力計が標準器であった。ラコスト重力計の利用者間で高精度測定ノウハウが蓄積され重力モニタリングにも活用されてきた。これに対してデジタル式のシントレクス重力計CG3/3Mは1987年に発表された後、1990年代半ばから普及が進んだ。デジタル式重力計は、測定性能を追求するにしても名人芸的な要素が少ない点が有利である。しかし最近になって大きい問題が生じている。1987年に基本設計されたCG3/3Mの電子部品の在庫がなくなってメーカーによる修理調整ができなくなる恐れがでている。こうした状況は現行モデルのCG5についてもいずれは起こることが予想される。ラコスト重力計は30-40年にもわたって使用可能であったが、それに比べればデジタル式の重力計は寿命が短く、数十年にわたるモニタリングを行うならば機器の更新費用にも留意する必要がある。

2) 比抵抗モニタリング

比抵抗モニタリングでS/N比の高いデータを取得するためには、できるだけ数多くのセンサ(電極および磁場センサなど)を配置することが望まれる。これは探査の精度と分解能を向上させるという目的のほか、モニタリングの期間中にいくつかのセンサに不具合が生じてても他のセンサでカバーし、多くのデータを取得することで解析精度を落とさないという理由からである。しかしながら、コストの問題や他の観測システムの配置との関係上、設置できるセンサの数には制限がある。センサの数が限られる場合は、地下の予想される変化に対してシミュレーションを行い、検出感度のできるだけ高い位置に優先してセンサを置くことが必要である。同時に電磁ノイズの少ない場所を選ぶことも必要である。さらに、取得されるデータにはセンサ周辺の比抵抗変化が大きく影響するので、将来にわたり気象、植生、人工構造物の影響を受けにくい場所を考えてセンサを設置する慎重さが求められる。また、観測される比抵抗には信号源とセンサの位置関係も影響するので、モニタリング期間中、それらの位置はできるだけ動かさないことが望ましい。以上のことから、モニタリングを開始するに当たり、センサの配置を十分に検討することが肝要である。

また、基準となる初期状態の比抵抗分布を正確に求めておくことが重要である。処分場の建設が始まる前の自然状態の時と建設直後の擾乱を大きく受けたときの時の比抵抗分布が把握できると、その後のモニタリ

ングで検出される比抵抗変化の解釈に大きく役立つと考えられる。モニタリング中は常に同じ測定仕様でデータを取得することはもちろんであるが、モニタリング開始後に起きる想定外の変化にも対応できるように、処分場周辺や深部を含めた広い範囲をできるだけ高密度にデータを取得することが望ましい。

比抵抗モニタリングはセンサを常設することが理想であるが、現地の状況によってはそれが不可能なことも多い。この場合、繰り返し測定を実施することになる。繰り返し測定では、設置するセンサの位置がデータの信頼性に大きく影響する。前述したように、観測される比抵抗には信号源とセンサの位置関係が影響する。それに加えてセンサの位置関係も比抵抗に影響する。たとえば、電気探査では電極間隔の距離の誤差が測定精度の誤差と比例し、MT法では電場を測定する電極間隔の2乗と比例する。センサを前回と全く同じ位置に設置できれば、この問題は自ずと回避されるが、それができない場合は、困難な場合でも電極やセンサの位置を正確に求めることが必須である。海底などが対象の場合は特に工夫が必要であろう。

センサを常設することができれば、連続観測でも繰り返し測定でも、常に同じ条件でのデータが取得できる。この場合、Daily *et al.* (1995)やSlater *et al.* (2000)のように、二つの測定時期における見掛比抵抗の比をとり、それを入力データとして解析を行って、比抵抗変化を求めることができる。この方法では、見掛比抵抗の比をとることで地形の影響や恒常的なノイズの影響を軽減でき、またそれぞれの時期のデータに対する解析誤差の差異を考慮する必要がなくなる。その結果、二つの測定時期のデータを別々に解析して変化を求めると、誤差を減らすことができる。

比抵抗モニタリングに関わらず、センサの常設はモニタリングでは有利なことが多い。そのため、多少のコストなどがかかってもそれを実現できるようにしたい。しかしながら、これまで常設した電極やセンサの耐久性を評価した例は少ない。比抵抗モニタリングでは、送信においては大きな電流を使用することがあり、受信においては微細な電気信号の振幅と位相の精密計測が必要とされることが多いので、電極やセンサに接続するケーブルの安定性も問題となる。今後は、モニタリングシステム全体の耐久性を考慮する研究が必要であり、常設したシステムに不具合が見つかった場合の対処法についても考えておく必要がある。

観測が長期にわたる場合、データの安定性をいかに確保するかがモニタリングにおける重要なポイントとなる。比抵抗法やCSAMT法など電極を使用する手法を用いる場合は、安定な電極を選択することが必要である。自然電位モニタリングのように電極を固定する場合は、電極の長期安定性を監視することが必要である。磁場センサや測定装置自体のドリフトも問題と

なるので、測定システム全体のキャリブレーション(校正)を定期的に行える体制を確立し、常にドリフトを把握することが必要である。

比抵抗法、TEM法、CSAMT法など人工信号源を使う手法をモニタリングに用いる場合は、安全対策は必須である。とくに大電流を使用する場合は、システム全体にフェールセーフの機能を持たせることは欠かせない。無人の観測となる場合は、リモートコントロールによってシステムを監視・制御できる機能のほか、異常時には即座に電源を落とす機能をシステムに持たせることも必要である。また、人工信号源からは電磁波が生じるので、他の観測システムや処分場の設備などへ及ぼす影響などを事前に検討することも必要である。さらに、現時点ではほとんど考慮されていないが、長期にわたり電流や電磁波を発生させるので、そのことが地下処分場周辺の岩盤などに及ぼす電気化学的な影響も考えておく必要がある。その他、モニタリングのためセンサを設置あるいは固定することが、岩盤強度や透水性などに及ぼす影響も評価する必要がある。

3) 自然電位モニタリング

連続観測は、長期間使用が可能な非分極性電極を1m以上の深度に設置して行う。降雨によるノイズを避けるには、より深い数メートルの孔井を掘り、その底に設置するのが効果的と考えられる(當舎ほか、2003)。観測期間が数ヶ月以上になる場合は、各電極から電位差計・記録計まで敷設する被覆電線は、保護管に挿入する等、十分な配慮が必要になる(西ほか、2003)。記録計への電源供給はソーラーパネルによるのが望ましい。

連続観測では電極の長期安定性、ドリフト特性を把握しておくことが不可欠である。現在、3,4年間にわたって安定して測定可能な電極と接地法が開発されているが、設置点の状況や電極自体の不具合で途中からドリフトが大きくなったりすることもある。電極点の密度が十分高い場合には、周囲の電極の測定値と比較することで、このような場合を判断できるが、電極密度が低い場合は、ドリフトか信号かの判定が難しいので、1カ所に複数の電極を置く“過剰配置”も必要となる。

坑道内での自然電位連続測定も期間限定のオプションとしてありうる。フラクチャー岩体の水理特性推定に役立てることができる(西ほか、2008)。

4) 微小地震モニタリング

微小地震観測に使用する使用機材については、一般的な使用環境において必要とされる性能を持つ観測機材は既に市販レベルで入手可能である。例えば、電磁的に振子振動にフィードバックを与えるいわゆる広帯域地震計では、従来の機械式地震計に比して非常

に優れた直線性とダイナミックレンジを得られ (Aki and Richard, 2002), 想定される最低地動レベル以下のノイズ・レベルと通常の微小地震観測で必要十分なダイナミック・レンジを持った製品が市販されている。AE (Acoustic Emission) と呼ばれる高周波の極微小地震を対象とした震源想定域近傍の観測点の場合には、通常の微小地震より高周波の対象地震の周波数特性の観測に有利な加速度計を使用することも有効である。

最終処分場としての長期安定性としての観点から、調査地域は比較的地震活動度の低い地域であると予測される。このため、データ蓄積に時間がかかること、誘発地震探知のためには適切なバックグラウンドを把握する必要があること等から、微小地震観測はなるべく概要調査の早い段階から開始することが望ましい。透水係数変化のモニタリングとしての性格を考慮すると、処分場閉鎖後に至るまでモニタリングを継続することが望まれる。微小地震観測は基本的に観測期間中は常時観測状態を維持するが、このような長期間にわたるデータ蓄積を考慮すると、データ記録は地震部分を判別してのトリガー記録となろう。しかしながら、適切なトリガー・レベル設定や実際の地震活動の確認のために、観測初期においては連続記録が行われることが望ましい。

微小地震観測点は、ノイズ・レベルが低く明瞭な信号が得られることが重要であり、地表観測点の場合は可能な限り低ノイズの硬岩露頭などを探ることが基本となる。しかしながら、配置上重要だが適当な地表設置点が見つからない場合、10～20 m深と浅くとも設置坑を掘り地震計を坑内設置して地表ノイズ・表面波を避けて必要な低ノイズ・レベルの観測点とすることが必要である。

地表からの観測データからだけでは震源の深さと発震時刻の決定精度の向上には限界がある。水平的な広がりだけではなく深度方向にも観測点を配置することにより、震源の深さ精度は格段に向上する。また、震源からの距離の自乗に反比例して地震波の振幅が減少することから、マグニチュードの小さなイベントを対象とする場合にはより震源域に近い観測点となる地下深部の観測点は有利である。理想的には、処分場建設予定域を一回り大きくカバーする範囲を地表付近と処分場深度より大きな深度を持つ観測点で囲み、さらに想定震源域近傍にも観測点を配置した観測網の構築が望まれる。地動ノイズや長期にわたる地表の改変を避けるという観点からも、調査坑道や最終処分場建設に際しては、坑道周辺に観測点を設置することが検討されるべきであろう。坑道内での地震観測ではGPS時計の使用が困難なため、坑道沿いのケーブルテレメトリにより地表の記録拠点まで信号伝送することが必要となる。また、AEのような高周波信号までも記録対

象とした場合、微小地震観測用として開発されたデータロガーではサンプリング周波数が不足する場合もあるので、機材選定には注意を要する。さらに、地震計の設置深度と調査地域の地温勾配によっては、高温下での長期設置が可能な坑内地震計の開発が必要になる可能性もある。

微小地震モニタリングにおいては、調査初期から処分場封鎖後までの非常に長期間の連続モニタリングとなりうることを考えたシステムであることが要求される。このため、長期間の保守性、調査・事業の進展に対しても安定して存続しうる観測点、維持・更新までも含めたコスト等々の検討が重要となる。さらに、地下設置観測点からの信号伝送・保守等のためには、観測点から地表までの何らかの経路が必要となる。この経路に沿って自然状態になかった流体の通路を生じて核種拡散を早めないために、十分な経路周辺の封止・埋込措置が必要であるが、センサ系の保守性の担保と封鎖の確保が両立するための検討が必要と思われる。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

[モニタリングに向けたベースライン取得とモデル作成の考え方]

ベースラインは建設・操業によりひきおこされる変化をとらえるという性格上、建設・操業前から実施されねばならないことが理解される。またベースラインの変動は建設・操業のような人為的な原因のほかに天然プロセスによってもひきおこされるとされている。たとえば、季節変動や年ごとの変動などがこの場合考えられる。これらをできるだけ分離することはモデルの信頼性を確認する作業の上で重要である。

このためには、天然プロセスによりひきおこされる変動、これにはランダムなものもあれば、一方的経年的なものも考えられ、それらの変動をできるだけ把握する必要がある。このような変動をとらえるためには、観測を単に建設・操業前から始めるだけではなく、天然の変動を把握するのに十分な時間をかけるために、できるだけ早く開始せねばならないことを意味する。概要調査と同時に開始することと考えるべきである。ベースラインの変動の主要な原因は地下水の変動によるものと考えられるので、地下水の水理モデルは非常に重要である。また、観測データができるだけ定量的に水理モデルに関係付けられるべきことを考慮すれば、水理モデルとは数値モデルであるべきである。数値シミュレーションを介在することにより、重力ポストプロセッサ、比抵抗ポストプロセッサ、自然電位ポストプロセッサといったソフトウェアツールによって、水理モデルをモニタリング観測データに関係付ける技術も整い始めている(當舎ほか, 2001)。このような状況で、水理モデルは、ベースラインと呼ばれる開発前における状態の地質特性の定量的な表現である

とともに地球物理モニタリングの解析基盤となり、概要調査段階から作成され、開発の進展に伴って得られたデータにより逐次信頼性を確認するとともに改良されるものとして位置付けることができる。

地球物理モニタリングのデータを地下水理モデルのヒストリーマッチングに使用するためのポストプロセッサは地熱分野での使用を通して改良がなされている。重力・比抵抗・自然電位以外にも、磁場や地震波速度の変動や地層変形についてもポストプロセッサが開発され(石戸ほか, 2003), 改良が進められている。今後, これらについても地層処分分野への適用の可能性が考えられる。

尚, 微小地震ポストプロセッサというものは用意されていない。地熱地帯において, 微小地震活動と坑井操作などによる流体流動の変動に伴う間隙圧変化を関連付けて解析する試みはある。

以下, 個別の項目について特記事項を述べる。

1) 重力モニタリング

地表で観測された重力変化量の面積分から地下での質量変化量を推定するガウスの方法があり, 地熱貯留層への適用で知られる(Hunt, 1970)。地熱貯留層への適用は, 測定誤差と積分範囲の打ち切り誤差の影響が大きくなる場合があつて適用には注意を要するが(杉原, 1998), 地層処分の対象深度が数百mであれば, 簡易な手法として利用できる可能性がある。

2) 比抵抗モニタリング

地表で観測される電磁場の強度は信号源からの距離や探査深度に応じて指数関数的に減衰する。地表に電極や磁場センサなどのセンサ類を設置する限り, 対象深度が大きくなるほど, モニタリングの精度・分解能の低下は免れない。処分場が建設される深度に焦点を合わせて手法を選択するが, 地表付近を対象とした比抵抗モニタリングも同時に実施することが必要である。地表付近から処分場までの範囲の比抵抗モニタリングができれば, 気象などの影響の評価が可能となる。また, 比抵抗変化のデータは自然電位モニタリングデータの解釈にも役立つ。

3) 自然電位モニタリング

地下水理モデルとの連携において自然電位データをより定量的に活用するには, 比抵抗の3次元構造を把握しておくことが不可欠である。また, ポストプロセッサへの入力データを与える際には, 対象地域の岩石種や流体性状を考慮することが必要である。現在のポストプロセッサでは, ゼータ電位や流体の電気伝導度については流体の塩分濃度や温度による変化を扱えるようになっているが, 岩石種による違いはユーザーが設定することになっている。岩石サンプルのゼータ電位測定が必要になる場合もあると考えられる。

4) 微小地震モニタリング

塑性変形を起こす柔らかい堆積物では応力は蓄積されない。このため, 誘発地震のような脆性破壊領域か否かには, 処分場対象地域の地質が大きく影響する。このような塑性変形領域や広域的な応力場を把握するために, 微小地震モニタリングのみではなく GPS 測量, InSAR 等を利用した測地的なモニタリングの評価も重要と考える。

実際の評価にあたって参考となる知見

1) 重力モニタリング

観測期間: 建設前から閉鎖後以降も

観測手法: 地表でのハイブリッドモニタリング。建設中の一時期に連続観測も導入すると効果的。

評価のポイント: 閉鎖後に定常的になるかの確認。建設前の状態との差について, ポストプロセッサを介して水理モデルで説明

主要な参考資料: Hare *et al.*, 2008; Sugihara and Ishido, 2008;

2) 比抵抗モニタリング

観測期間: 建設前から閉鎖後以降も

観測手法: 繰り返し測定と連続測定の併用。

水理モデルとの関係: 閉鎖後に定常的になるかの確認。建設前の状態との差について, ポストプロセッサを介して水理モデルで説明。

主要な参考資料: Slater and Sandberg (2000), Takakura *et al.* (2001)

3) 自然電位

観測期間: 建設前から閉鎖後以降も

観測手法: マッピングの繰り返しと連続観測の組み合わせ

水理モデルとの関係: 閉鎖後に定常的になるかの確認。建設前の状態との差について, ポストプロセッサを介して水理モデルで説明。

主要な参考資料: Darnet *et al.*, (2003); Revil *et al.* (2003); Ishido(2004)

4) 微小地震

観測期間: 建設前から閉鎖後以降も

観測手法: 地表または地下数十mに地震計を設置して常設観測網で観測する。閉鎖前の期間だけでも坑内観測点を設けることが望まれる。

水理モデルとの関係: 微小地震が発生した場合に誘発地震の可能性を検討する。間隙圧変化との関係で考察する。

主要な参考資料: 小笠原ほか (2009)

実際の評価にあたって残された課題

地層処分場での観測方法の仕様を確定するためには、相当するスケールでの事例研究は、実績が十分とは言えないので、テストフィールドでの測定を蓄積することが望まれる (Sugihara *et al.*, 2009).

c. 処分深度における水理特性

評価対象：地下水流動が坑道その他に悪影響を及ぼす恐れが少ないこと

評価指標：対象地盤の水理特性およびその異方性

評価対象の概要

処分深度の岩盤の水理特性は、安全評価に用いる地下水流動解析のみならず、概要調査段階においても、坑道の掘削効率、安定性に対して大きな影響を与える。評価すべき具体的なパラメータとしては、透水係数および比貯留率があげられるが、一般的な地表からの鉛直ボーリング孔を用いた原位置水理試験では、ボーリング孔と直交する水平方向の透水係数のみが評価可能な場合が多い。一方、特に堆積岩地域においては、堆積時の層面に平行な方向と直交方向、すなわち多くの場合は水平方向と鉛直方向の透水係数が1～2オーダー異なることが知られている。鉛直に掘削されたボーリング孔において、ボーリング孔沿いの透水係数を原位置で評価することは困難であるため、多くの場合は掘削で得られた岩芯試料の室内実験で評価されている。しかしながら、岩芯試料を用いた評価は、5cm～10cm程度の試料での透水係数であり、地表から処分深度となる数100mまでの鉛直方向の透水係数分布を評価することは困難である。

一方、気圧変動等の地表に載荷される力の変動によって、水理-力学の連成変動の効果によって、井戸の水位が変動することは古くから知られており (Wang, 2000), Rojstaczer (1988) は、井戸の水位と気圧変動の相関から、透水係数と比貯留係数の比である水頭拡散率を評価する手法が提案されている。また、細谷、徳永 (2005) においては、多深度の間隙水圧モニタリング結果を利用することで、非線形最小2乗法によるパラメータ同定の優位性が示されている。

評価指標の設定とデータ採取

精密調査地区選定段階においては、処分深度における水理特性とその異方性が適切に評価されていることが必要である。また、その評価のためには、以下の手法が有効である。

気圧変動に起因する間隙水圧変動は、水理-力学連成解析の多孔質弾性理論によって以下のように規定される。ただし、下面の境界は無限深度で応力が周期的に変動するという条件を設定する。

気圧変動の振幅を σ_B とすると、地下水流動が生じない非排水条件における間隙水圧変動の振幅 p は、細谷・徳永 (2003) から、以下のように表される。

$$p = \gamma \sigma_B (1)$$

ここで、 γ は載荷効率と呼ばれ、多孔質弾性論の構成

則から以下のように定義される。

$$\gamma = \frac{1+\nu}{3(1-\nu)-2\alpha B(1-2\nu)} B \quad (2)$$

ただし、 ν は排水条件でのポアソン比、 α 、 B はそれぞれ Biot-Willis 係数、Skempton の B 値と呼ばれる、多孔質弾性論における連成関係での弾性係数であり、Biot and Willis (1957), Green and Wang(1986) により、固体粒子の体積弾性率 K_s 、排水条件における多孔質材料の体積弾性率 K 、間隙部分の体積弾性率 K_f 、流体の体積弾性率 K_f 、および間隙率 ϕ から、以下のように表される。

$$\alpha = 1 - \frac{K}{K_s} \quad (3)$$

$$B = \frac{\frac{1}{K} - \frac{1}{K_s}}{\frac{1}{K} - \frac{1}{K_s} + \phi \left(\frac{1}{K_f} - \frac{1}{K_\phi} \right)} \quad (4)$$

ただし、固体粒子部分が単一材料から構成される場合は、 $K_\phi = K_s$ となる。一方、多孔質弾性論における地下水流動の支配方程式は、流体の静粘性係数 m 、地盤の浸透率 k 、流入流出量 Q_f 、平均垂直応力 $s_{kk}/3$ を用いて、以下のように表される。

$$\frac{k}{\mu} \nabla^2 p + Q_f = \frac{\alpha}{KB} \left[\frac{B}{3} \frac{\partial \sigma_{kk}}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial t} \right] \quad (5)$$

ここで、Wang(2000)によると、岩盤の変形が一方方向にしか発生しない、気圧変動による変形のような場合には、垂直応力と間隙水圧の関係は、

$$\sigma_{kk} + 4\eta P = 3Kf(t) \quad (6)$$

となる。ここで、 $f(t)$ は体積ひずみと間隙水圧の関係から生じる、時間の関数となる積分定数であり、 h は

$$\eta = \frac{1-2\nu}{2(1-\nu)} \quad (7)$$

で定義される。これを (5) 式に代入し、整理しなおすと地下水流動と変形を分離した式として、

$$\frac{1}{\rho_f g} \left(S_s \frac{\partial p}{\partial t} - \kappa \nabla^2 p \right) = Q_f - \alpha \frac{df(t)}{dt} \quad (8)$$

ここで、 ρ_f は流体の密度、 k は透水係数、 g は重力加速度、 S_s は比貯留係数であり、

$$S_s = \rho_f g \left[\frac{\alpha}{KB} \left(1 - \frac{4\eta B}{3} \right) \right] = \rho_f g \frac{\alpha}{K_v \gamma} \quad (9)$$

$$K_v = 3K \frac{1-\nu}{1+\nu} \quad (10)$$

で表される。ただし、 K_v は一次元変形を生じる場合の排水条件での体積弾性率である。ここで、岩盤の固体部分の非圧縮性を仮定すると、 $K/K_s \ll 1$ および $K/K_\phi \ll 1$ となることから、(3) および (4) は、以下のように変形される。

$$\alpha = 1 \quad (11)$$

$$B = \frac{K_f}{\phi K_v + K_f} \quad (12)$$

これを、(9) に代入すると、

$$S_s = \rho_f g \left(\frac{\phi}{1-\gamma} \frac{1}{K_f} \right) \quad (13)$$

となり、既知量である流体密度、間隙率、流体の体積弾性率を用いて、载荷効率からの比貯留係数の評価、あるいは逆の評価が可能となる。

気圧変動による鉛直方向の地下水流動を考えると、変形から分離した地下水流動の支配方程式は、

$$c \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} - \frac{\partial p}{\partial t} = -\gamma \frac{d\sigma_B}{dt} \quad (14)$$

となる。ここで、 z は深度、 t は時間、 c は鉛直方向の透水係数 κ を比貯留係数 S_s で除した鉛直方向の水頭拡散率である。

多層地盤モデルの場合には、各層の支配方程式は、上記の支配方程式を各層ごとに記述し、

$$c_j \frac{\partial^2 p_j(z,t)}{\partial z^2} - \frac{\partial p_j(z,t)}{\partial t} = -\gamma_j \frac{d\sigma_B(t)}{dt} \quad (15)$$

$$z_{j-1} \leq z \leq z_j$$

と示される。ここで添字 j は層を示す。

間隙水圧 P_j を、次式のように、非排水応答 p_j^u と地下水流動を伴う応答 p_j^d に分離して表す。

$$p_j(z,t) = p_j^u(t) + p_j^d(z,t) \quad (16)$$

$$z_{j-1} \leq z \leq z_j$$

(16) 式を支配方程式に代入すると、以下の2式に分離される。

$$p_j^u(t) = \gamma_j \sigma_B(t) \quad (17)$$

$$c_j \frac{\partial^2 p_j^d(z,t)}{\partial z^2} - \frac{\partial p_j^d(z,t)}{\partial t} = 0 \quad (18)$$

$$z_{j-1} \leq z \leq z_j$$

(17) 式および (18) 式をフーリエ変換し、周波数領

域での間隙水圧 \hat{p}_j の一般解を求めると、

$$\frac{\hat{p}_j}{\hat{\sigma}} = \left[a_j e^{D_j z} + b_j e^{-D_j z} \right] + \gamma_j = A_j e^{i\theta} \quad (19)$$

となる。ここで、 \wedge はフーリエ変換された変数を示し、 A_j は振幅比、 θ は位相差、 D_j は以下の定義で求められる。

$$D_j = \sqrt{\frac{\omega}{2c_j}} (1+i) \quad (20)$$

したがって、間隙水圧変化は、係数 a_j 、 b_j を以下のように境界条件の周波数領域での表示から決定することで理論的に求められる。

地表面の境界条件：

$$\hat{p}_1 = \hat{\sigma} (at z=0) \rightarrow a_1 + b_1 = 1 - \gamma_1 \quad (21)$$

無限深度での境界条件：

$$\hat{p}_2 = \hat{\sigma} \gamma_2 (at z \rightarrow \infty) \rightarrow a_2 = 0 \quad (22)$$

層境界での圧力連続条件：

$$\begin{aligned} \hat{p}_1 + \hat{\sigma} \gamma_1 &= \hat{p}_2 + \hat{\sigma} \gamma_2 (at z = L = 236m) \\ \rightarrow a_1 e^{D_1 L} + b_1 e^{D_1 L} + \gamma_1 &= a_2 e^{D_2 L} + b_2 e^{D_2 L} + \gamma_2 \end{aligned} \quad (23)$$

層境界での流量連続条件：

$$\begin{aligned} \frac{k_1}{\mu_1} \frac{\partial \hat{p}_1}{\partial z} &= \frac{k_2}{\mu_2} \frac{\partial \hat{p}_2}{\partial z} (at z = L = 236m) \\ \rightarrow \frac{k_1 D_1}{\mu_1} (a_1 e^{D_1 L} - b_1 e^{D_1 L}) &= \frac{k_2 D_2}{\mu_2} (a_2 e^{D_2 L} - b_2 e^{D_2 L}) \end{aligned} \quad (24)$$

逆に、気圧変動に対する間隙水圧の応答特性から岩盤の水理特性を評価する場合には、細谷・徳永 (2005) にも示されているように、地下水流動が無視できる非排水的な応答特性 (位相差 0) から載荷効率 g を、地下水流動の影響を受けている応答特性から水頭拡散率 c を求め、載荷効率から比貯留係数 S_r を評価した上で、透水係数 k を算出する。従って、透水係数の評価には、間隙水圧モニタリングにおいて位相差が生じる応答波形を精度よく把握可能であることが必要条件となる。

評価指標のデータ採取にあたって考慮すべき点

実際のモニタリングにおいては、間隙水圧変動は、気圧変動以外に積雪、降雨、地球潮汐等の周期的変動、人為的な掘削、揚水等による影響を受ける。間隙水圧モニタリングからの水理特性評価を行うためには、人為的な擾乱、あるいは、降雨、融雪等の影響を受けていない時期のデータを用いた周波数解析から、気圧変動あるいは潮汐の影響の成分を抽出する必要がある。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

透水係数および比貯留率のデータ自体が、精密調査

地区選定段階において排除要件となることはない。しかし、取得されたデータについては、試験の品質保証も含め十分な妥当性の検討が必要である。

実際の評価にあたって参考となる知見

一例として、日本原子力研究開発機構によって、地質、水理、力学特性が研究されている、幌延地域を対象として、気圧変動に伴う間隙水圧変化の解析結果を示す。地質モデルは、日本原子力研究開発機構の調査ボーリングに関する既公表報告書である山本ほか (2002-2004) から、現在建設中の東立抗付近の地質状況を推定し、水理・力学特性は、同調査ボーリング報告書から代表値を設定した。

解析モデルは、鉛直次元モデルとし、幌延地域の処分領域の代表的な地層である声間層および稚内層の2層構造モデルとした。上位の声間層と下位の稚内層の地層境界は、立抗周辺の想定境界深度である GL-236m とし、上部境界は地表面、下部境界は、十分な深度として GL-1000m と設定した。ここで、地表面境界での気圧変動の周期は、一般的に観測される周期の範囲として、3日と10日の2ケースを採用した。下部境界に関しては、不透水かつ変位 0 のケースと、不透水かつ応力が上部境界と同じく周期的に変動するケースの2種類のモデルを設定した。

水理的な特性としての透水係数は、調査ボーリングにおける水理試験データから、声間層、稚内層に相当する試験区間におけるスラグ試験と揚水試験の解析結果を平均し、設定した。比貯留係数は、原位置水理試験の結果からの信頼性が低いため、後述する力学試験から推定した。解析に用いた値を表 2.4.3c-1 に示す。

表 2.4.3c-1 解析に用いた水理特性

深度	透水係数 (m/s)	比貯留係数 (1/m)
0-236	3.59E-09	9.80E-06
236-520	1.54E-09	4.00E-06

力学的特性および岩石物性は、調査ボーリングにおける岩芯試料を用いた試験結果の平均値として、表 2.4.3c-2 のように設定した。

それぞれのケースに対して、汎用解析コード ABAQUS を使い、1m 間隔の一次元メッシュでの計算を行い、振幅比と位相差の深度分布を評価した。図 2.4.3c-1 および図 2.4.3c-2 に下部境界が不透水、非変形の境界条件における振幅比と位相差分布を周期 3日と10日のケースについて、図 2.4.3c-3 および図 2.4.3c-4 に下部境界不透水、応力変動条件における振幅比と位相差分布を周期 3日と10日のケースについて示す。

気圧変動に対する間隙水圧応答からの透水係数の評価には、間隙水圧モニタリングにおいて位相差が生じ

表 2.4.3c-2 解析に用いた力学特性および岩石物性

深度	見かけ比重 (乾燥)	見かけ比重 (湿潤)	間隙率	E50	ポアソン比
0-236	0.92	1.5	0.55	947MPa	0.33
236-520	1.54	1.89	0.45	3960MPa	0.22

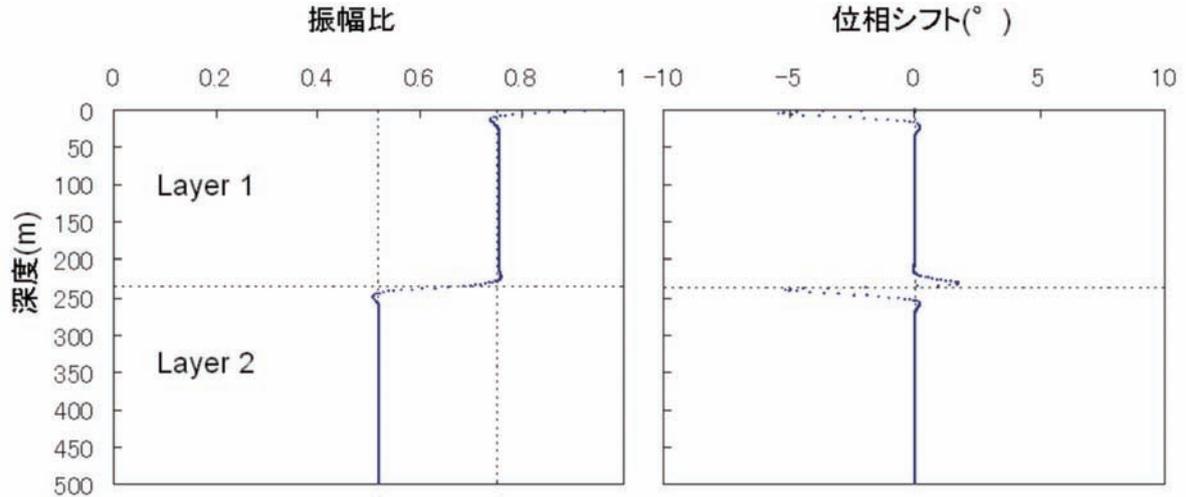


図 2.4.3c-1 下部不透水非変形条件における数値解析の振幅比と位相差の分布 (周期 3 日)

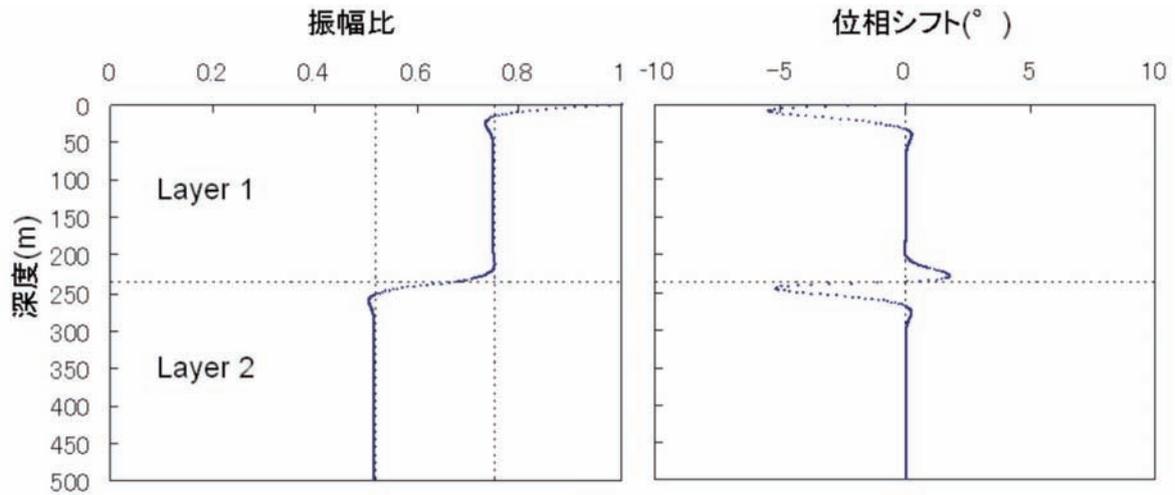


図 2.4.3c-2 下部不透水非変形条件における数値解析の振幅比と位相差の分布 (周期 10 日)

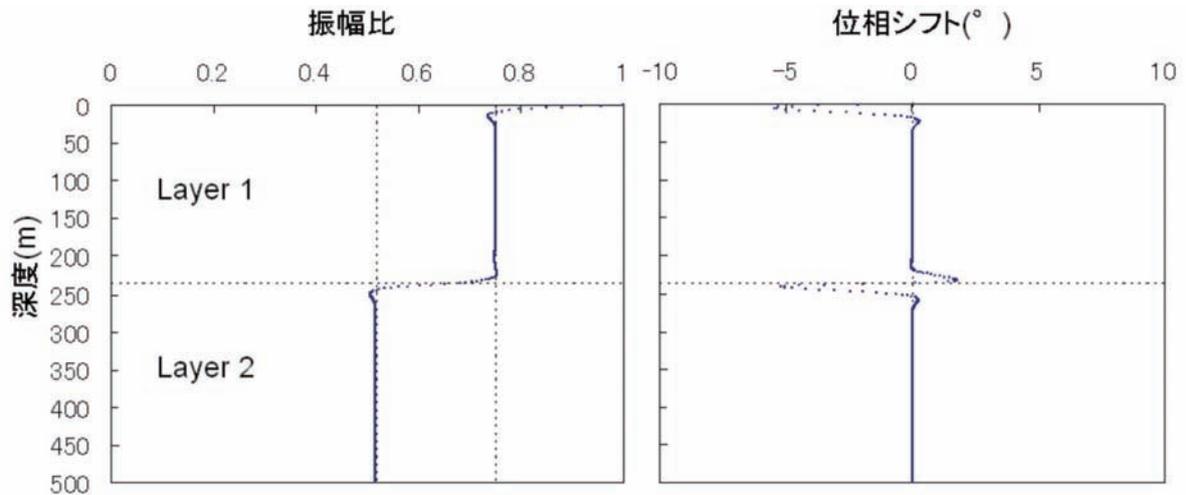


図 2.4.3c-3 下部不透水応力変動条件における数値解析の振幅比と位相差の分布 (周期 3 日)

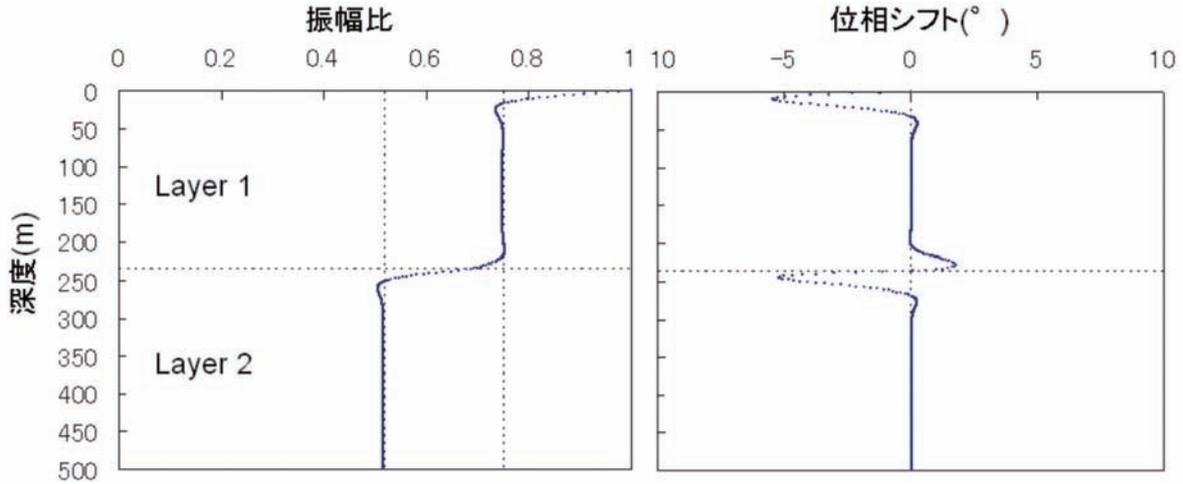


図 2.4.3c-4 下部不透水応力変動条件における数値解析の振幅比と位相差の分布 (周期 10 日)。

る応答波形を精度よく把握可能であることが必要条件となる。

比貯留係数に関しては、非排水的な応答特性における、気圧変動に対する振幅比のみの問題となるため、基本的には圧力センサーの分解能と気圧変動、载荷効率に帰着される。本研究で想定したモデルにおいても、载荷効率は 0.5 以上であり、一般に想定される気圧変動が KPa オーダーであることから、既存の圧力センサーにおいても十分に検知可能と考えられる。

一方、地下水流動に伴う間隙水圧応答を把握するためには、全体の間隙水圧応答から非排水的な間隙水圧応答を除いた、微小な間隙水圧応答を計測する必要がある。ここで示した事例における応答解析の結果で、位相差が現れている深度に関しては、地下水流動による圧力応答は気圧変動の数%から 10%程度の値を示しているため、地表面近傍および地層境界近傍においては透水係数の評価が可能と考えられる。また、その深度での位相差は $-5^{\circ} \sim 2^{\circ}$ であり、時間に換算すると、周期 3 日の場合は 0.4 時間から 1 時間、周期 10 日の場合は 1.33 時間から 3.33 時間であるため、通常の観測において位相差を把握することは可能と考えられる。

岩盤の水理特性としての水頭拡散率によって、地下水流動による間隙水圧応答を把握可能な測定限界としては、浦越ほか (2006) において、水頭拡散率と気圧変動等の载荷の周波数による無次元深度、

$$Q = z \sqrt{\frac{\pi f}{c}} \quad (25)$$

による検討が行われている。ここで、 Q は無時限深度、 f は载荷の周波数である。地下水流動による間隙水圧変動の振幅は、以上の無次元時間から、载荷の振幅の $(1-\gamma)\exp(-Q)$ 倍となる。浦越ほか (2006) では、地下水流動に起因する位相差と振幅比の相異を判別する

ための基準として、 $Q < \pi$ が条件として提案されている。

本モデルの場合に当てはめると、例えば声間層相当の第一層においては、 $c=3.9 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ 、 $f=3.86 \times 10^{-6} \text{ 1/s}$ (周期 3 日)、 $f=1.16 \times 10^{-6} \text{ 1/s}$ (周期 10 日) となるため、適用深度は、17.8m (周期 3 日) および 32.5m (周期 10 日) と計算される。これは、解析解および数値解の解析結果と調和的である。

実際の評価にあたって残された課題

以上の解析によって、例として示したような低透水性 (低水頭拡散率) のモデルにおいても、境界部から数十 m の領域においては、透水係数を算定するために必要な間隙水圧の気圧変動に対する位相差と振幅が、実際に計測が可能な範囲で現れることが示された。実際に間隙水圧モニタリングを適用する際には、岩芯試料を用いた室内透水試験等の結果から、間隙水圧モニタリングの深度、測定時間間隔、センサーの選定等を行う必要がある。水理パラメータ同定の簡便な方法としては、非排水応答から载荷効率を求め、地下水流動の応答から水頭拡散率を求める方法であるが、パラメータの組み合わせによる解の一意性の検討が必要である。

d. 間隙水圧分布形成と地下水流動・物質移行への影響評価

評価対象：地下水流動が坑道その他に悪影響を及ぼす恐れが少ないこと

評価指標：対象地盤の間隙水圧分布、推定される成因

評価対象の概要

堆積岩地域においては、概要調査のような地表からのボーリング孔における深度方向の間隙水圧分布が、局所的に深度によって規定される静水圧から乖離する異常間隙水圧を示すことがしばしば観測される。精密調査地区選定において、処分深度近傍に異常高圧を示す地層が存在する場合、原因が地形および地質構造によるもので、圧力が安定的に維持されると考えると、地下施設建設時の大量湧水が懸念される。しかしながら、異常間隙水圧の原因は地形および地質要因のみではなく、圧密、あるいは化学的浸透圧等の力学あるいは化学的な要因による場合も多い。坑道への影響に関しては、地形・地質的な要因による異常間隙水圧の場合は恒常的な大量湧水が懸念されるのに対し、他の要因の場合には、湧水量が短時間で低下することが予測される。一方、地下水流動および核種移行の評価に関しては、地形および地質構想による場合は従来の地下水流動モデルで評価が可能であるが、圧密および化学的浸透圧による場合には、通常の地下水流動モデルに加え、応力変形と地下水流動の連成解析、あるいは化学的浸透圧の効果を組み込んだ地下水流動解析が必要となる。通常の地下水流動解析によって評価した場合と上記のような要因を考慮した場合は、地下水の流動方向および核種の移動方向が大きく異なる場合がある。

概要調査における間隙水圧分布およびその成因の評価手法としては、第一に概要調査において掘削されるボーリング孔での間隙水圧分布の把握を行うこと、そこで静水圧分布から乖離した間隙水圧を示す区間が存在した場合に、室内試験および原位置試験による成因の評価を行う必要がある。その結果から、成因を考慮したモデルを用いて坑道掘削時の湧水量の評価および地下水流動の評価を行う必要がある。

評価指標の設定とデータ採取

精密調査地区選定段階においては、異常間隙水圧の有無やその影響が適切に評価されていることが必要である。また、間隙水圧分布の評価のためには、以下の試験や検討が求められる。

(1) 原位置における間隙水圧分布の評価

間隙水圧分布を原位置で評価するためには、ボーリング掘削後に実施する原位置水理試験による方法と、掘削後のボーリング孔における直接計測を行う方

法がある。前者は、水理試験における平衡水圧を評価する方法であり、古典的な方法としては、揚水試験における回復過程において、(1)に示す Horner 時間の対数と、回復開始時の圧力との圧力差をプロットする Horner Plot 法があげられる (Earlougher, 1977)。

$$t_h = \frac{t + T}{T} \quad (1)$$

ここで、 t は揚水時間、 T は揚水停止からの時間である。このプロットにおける $\log(th)=0$ における切片が、無限時間における圧力回復量となるために、平衡水圧を概算として見積もることが可能である。ただし、ここで見積もられた圧力はあくまで第一次近似であるため、本来は、水理試験データの逆解析 (Enachescu *et al.*, 2004 等) において、透水係数等の水理特性とともに、平衡水圧を未知パラメータの一つとした最適化を行うことが望ましい。

一方、ボーリング孔沿いの間隙水圧分布を直接計測する方法として代表的なものは、多段式パッカーによる計測システムを用いる方法である。代表的な方法として、國丸・細谷(2006)では、二重管スタンドパイプ方式の圧力モニタリング装置を改良し、間隙水圧モニタリングと、pH、酸化還元電位、電気伝導度、温度の原位置計測および採水が可能となる計測システムを開発し、JAEA 幌延深地層研究センターにおいて適用した。

その他、ボーリング孔掘削後にボーリング孔沿いの水理特性と間隙水圧の評価を行う方法として、流体電気伝導度検層 (Tsang and Doughty, 2003) が近年用いられている。この方法は、ボーリング孔内水を電気伝導度の低いイオン交換水で置換し、孔内からの揚水を行いながら繰り返し電気検層を実施する方法である。本手法では、揚水によって孔内水位が低下することで、水みちとなる箇所からその地点の間隙水圧と透水量係数に従って、電気伝導度が比較的高い地下水が孔内へ流入することによって孔内水の電気伝導度プロファイルが変化する状況を計測し、揚水量を変化させて計測を繰り返す。

Tsang and Doughty (2003) において、水理特性と間隙水圧分布は以下のように求められる。電気伝導度の上昇が観測された点に関して、孔内への流入/流出量は、

$$q_i = \frac{2\pi T_i^* (h_i - h_{wb})}{\ln(r_i/r_w)} = T_i (h_i - h_{wb}) \quad (2)$$

で表される。ここで、 q_i は地点*i*における流入/流出量、 T_i^* は透水量係数、 h_i は平衡水位、 h_{wb} は孔内水位、 r_i は影響半径、 r_w は孔径である。また、 T_i は定数項を括った実効透水量係数である。ここで、複数の流入/流出

点における流入/流出量の合計は揚水量 (Q) であることから,

$$Q = \sum T_i (h_i - h_{wb}) \quad (3)$$

ここで, 揚水量を Q から $Q' (= Q + \Delta Q)$ に変化させ, 各流入流出点における流量を $q_i (= q_i + \Delta q_i)$ とすると, (2) および (3) は, それぞれ,

$$q_i' = T_i (h_i - h_{wb}') \quad (4)$$

$$Q' = \sum T_i (h_i - h_{wb}') \quad (5)$$

となる. ここで, h_{wb}' は, 揚水量 Q' の際の孔内水位である. ここで, (4) と (2) 及び (5) と (3) の差をとり, $T_{tot} = \sum T$ とすると,

$$\frac{T_i}{T_{tot}} = \frac{\Delta q_i}{\Delta Q} \quad (6)$$

となる.

また, (5) を変形すると,

$$Q = \sum T_i (h_i - h_{wb}) = T_{tot} (h_{avg} - h_{wb}) \quad (7)$$

ここで, h_{avg} は, 揚水量 Q の際の孔内水位である. (4) と (7) の比をとり, 式を変形すると,

$$\frac{h_i - h_{avg}}{h_{avg} - h_{wb}} = \frac{q_i/Q}{T_i/T_{tot}} - 1 \quad (8)$$

(6) を (8) に代入し, T_i/T_{tot} を消去すると,

$$\frac{h_i - h_{avg}}{h_{avg} - h_{wb}} = \frac{q_i/Q}{\Delta q_i/\Delta Q} - 1 \quad (9)$$

これから, 流入/流出点の平衡水位 (間隙水圧) は, 各点での流入/流出量が推定できれば評価可能となる. 電気伝導度プロファイルの時間変化から流入/流出量を推定するためには, 電気伝導度と塩分濃度の関係式を仮定し, 孔内の一次元移流拡散方程式を解き, その結果として計算される電気伝導度プロファイルが, 実測を再現するような流入/流出量分布を求める.

流体電気伝導度検層は, 日本国内においても JAEA 瑞浪超深地層研究所における花崗岩地域での適用例 (Doughty *et al.*, 2005) を初めとして, き裂系堆積岩地域における適用例 (伊藤, 2008) 等, 事例が増加している.

一例として, 伊藤 (2008) における北関東地域の堆積岩地域での適用例における揚水時の電気伝導度プロファイルの変化を図 2.4.3d-1 に示す.

このプロファイルから, 一次元移流拡散解析による流入/流出量の最適化と, (6) 及び (9) 式を用いた結果, 図 2.4.3d-2 に示す透水量係数, 平衡水位を評価している.

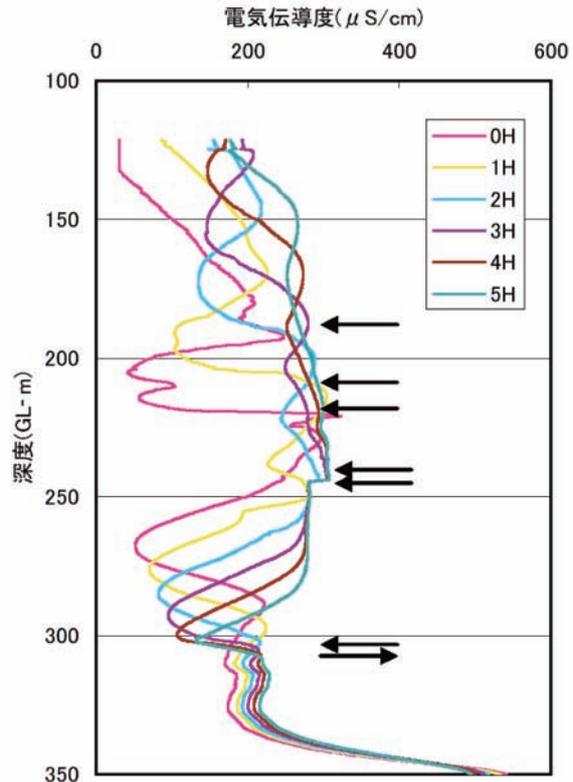


図 2.4.3d-1 北関東堆積岩地域における揚水時の流体電気伝導度検層による電気伝導度プロファイルの経時変化, 図中の矢印は, 電気伝導度の変化が見られる流入/流出点を示す (伊藤, 2008).

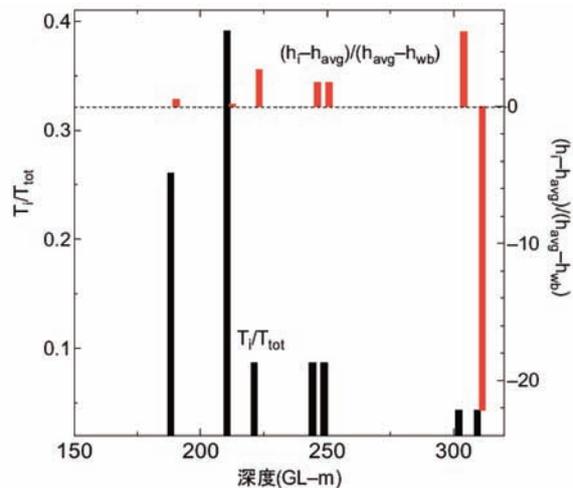


図 2.4.3d-2 流入/流出量の最適化結果から評価された透水量係数と平衡水位の分布 (伊藤, 2008), 透水量係数及び平衡水位は (6), (9) 式における規格化された値で示されている.

(2) 異常間隙水圧の成因と地下水流動への影響

堆積岩地域における異常間隙水圧は, 地形・地質構造に従う地下水流や溶存物質濃度差による化学的浸透

などの安定的な流れの場に支配されるものと、圧密や地殻運動による地層自体の変形、岩石と間隙流体の相互反応による間隙率の変化、ガス・熱の生成など地質学的、地化学的プロセスにともなう長期的な地質媒体あるいは流体の体積変化に支配されるものに大別される (Neuzil, 1995)。異常間隙水圧が地形・地質構造に従う地下水または化学的浸透などの安定的な流動場によって形成されている場合には、現在の水理地質的な場の理解によってその成因が特定することが可能である。一方、地質学的・地化学的プロセスが現在も継続している地域では、上記の安定的な流れ場の理解に加え、諸プロセスの原因となる地質の変遷を明らかにし、間隙水圧への影響を評価する必要がある。いずれの場合においても、地層中での低透水性層の存在が異常間隙水圧に大きく関係するが、地形・地質構造による異常間隙水圧は低透水性層の水理的なバリア機能によって周囲の高透水性層において持続するのに対し、化学的浸透や地質・地化学的プロセスによる間隙水圧異常は低透水性層内部で生じる浸透流あるいは地質媒体・流体の体積変化が原因であるため低透水性層内部において持続する。従って、ボーリング孔調査において低透水性層内部で異常間隙水圧が認められる場合には、浸透流あるいは地質・地化学的プロセスによる地質媒体・流体の体積変化の影響を検討し、坑道掘削時の湧水量および地下水流動の評価では異常間隙水圧の成因を考慮したモデルを用いる必要がある。

上記の異常間隙水圧の成因は単一の地下水流動モデルとして、

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} - \zeta_m \frac{\partial \sigma_t}{\partial t} - \zeta_T \frac{\partial T}{\partial t} + \left(\frac{\partial n}{\partial t} \right)^* - \frac{J}{\rho} = -\nabla \cdot \mathbf{q} \quad (10)$$

で表される (Neuzil, 1995)。ここで、 h は全水頭、 σ_t は全応力、 T は温度、 n は間隙率、 t は時間、 J は注入/揚水流量、 ρ は流体密度、 q は流体フラックス、 S_s は比貯留率、 ζ_m は力学的载荷効率、 ζ_T は熱膨張効率、左辺第4項は地化学的プロセスによる間隙率の変化量である。(10) は左辺で表される水頭、全応力、温度、間隙率の変化による流体質量の増分が、右辺で示される流体質量の発散と釣り合うことを表している。Neuzil (1986) は、(10) で表される間隙水圧異常の成因と流体の移動方向を図 2.4.3d-3 のように定性的に説明している。

(10) および図 2.4.3d-3 からは、流体及び地質媒体の圧縮、温度増加、間隙率の低下によって流体圧が蓄積した地層から流体が発散し、逆の場合には流体が流れ込むことが分かる。すなわち、流体及び地質媒体の体積変化によって異常間隙水圧が発生している場での流れの方向は流体圧の勾配と概ね一致すると考えられる。

一方、化学的浸透は溶存物質濃度差が安定的に保たれる場合には低透水性層において持続する。この化学的浸透の影響は (10) における流体フラックスに現れ、

$$\mathbf{q} = - \left(K \nabla h - \frac{\sigma}{\rho g} \nabla \pi \right) \quad (11)$$

で表される。右辺第一項は圧力勾配および重力勾配によるフラックス、第二項は化学的浸透によるフラックスである。ここで、 K は透水係数、 σ は反発係数、 g は重力加速度、 π は浸透圧である。反発係数 σ は、地質媒体が半透膜として機能し化学的浸透を発生させる能力を 0~1 の間で表し、完全な半透膜として挙動する場合には 1 をとる。(11) において、右辺の 2 つ

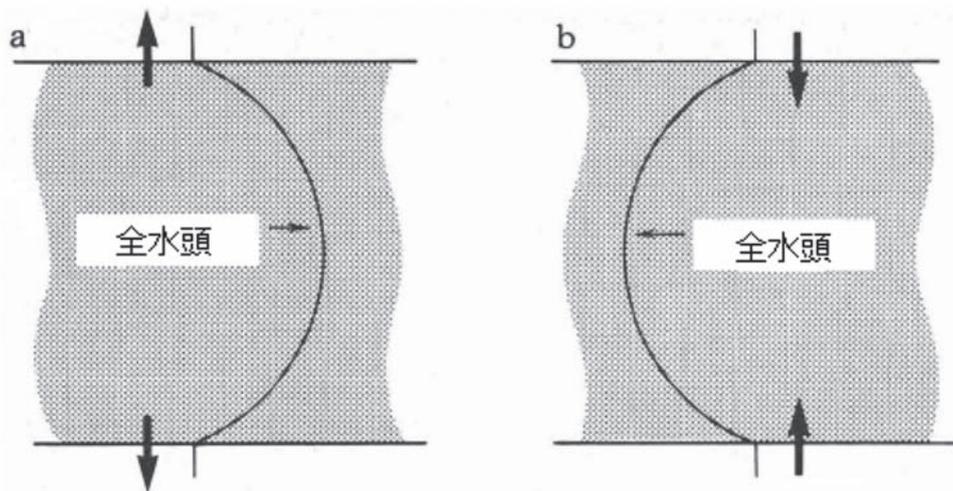


図 2.4.3d-3 低透水性層と近傍の高透水性層における水頭および流れの模式図。図中、網掛け部分は低透水性層、矢印は流れの方向、水頭は右側が高い。(a) 圧縮ひずみ、熱膨張、続成作用による空隙率の低下による低透水性層の流体発生源としての働き、(b) 引張ひずみ、熱収縮などによる低透水性層の流体吸収源としての働き (Neuzil, 1986 より一部改変)。

のフラックスは正負逆の符号をとり、化学的浸透の影響下における地下水の流動方向は右辺第一項で表される見かけの導水勾配と逆向きとなりうることを示している。従って、通常の地下水流動モデルによって化学的浸透の影響下にある地下水流動を評価した場合には、実際とは異なる方向に地下水が流れていると判断する危険性があることが指摘されている (Marine and Fritz, 1981)。また、近年では原位置地層における化学的浸透の発生と間隙水圧の変化が観測され (Neuzil, 2000)、非常に大きな間隙水圧の変化が発生する可能性があることが報告されている (Neuzil, 2009)。このことから、堆積岩を処分候補地とする各国では、化学的浸透の地下水流動への影響が注目されている (Garavito *et al.*, 2007; Horseman *et al.*, 2007; Cruchaudet *et al.*, 2008; Rousseau-Gueutin *et al.*, 2009)。

堆積岩の反発係数の測定は日本国内においても竹田ほか (2011) によって実施されており、図 2.4.3d-4 に示すように、拘束圧の増加にともない反発係数が増加することなどが明らかになっている。

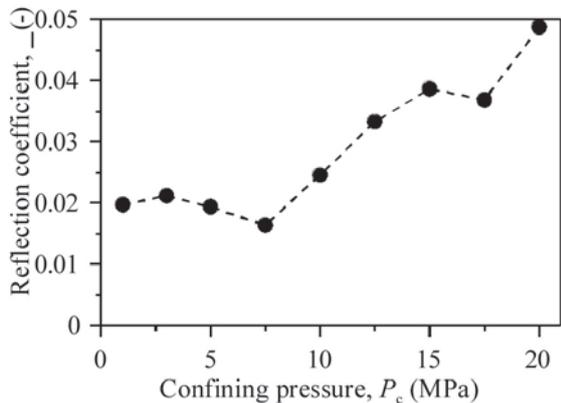


図 2.4.3d-4 拘束圧の増加にともない珪質泥岩の反発係数の変化 (竹田ほか, 2011)。

一方、地層スケールでの化学的浸透の持続性や地下水流動方向への影響評価も (10) において他の成因を無視した簡易なモデルによって検討されており、図 2.4.3d-5 に示す各一次元モデル中での、間隙水圧、化学的浸透の発生下での流体フラックスが図 2.4.3d-6 及び 7 のように評価されている。

図 2.4.3d-6 では浸透圧による間隙水圧の増加パターンは低透水性層への塩の供給、水理的な境界条件に影響を受けることが分かり、図 2.4.3d-7 からは、化学的浸透は見かけの間隙水圧勾配から算出されるフラックスと比較して非常に小さくなることが示唆される。また、同様のモデルを用いた検討から図 2.4.3d-8 に示すように水理および拡散パラメータによっては地質学的タイムスケールで異常間隙水圧が持続することが示唆される。

評価指標のデータ採取にあたって考慮すべき点

概要調査におけるボーリング孔を利用した間隙水圧計測では、先述の「原位置における間隙水圧分布の評価」で指摘した掘削・揚水による間隙水圧の攪乱に加え、低透水性の堆積層では孔内水と周囲地層の間隙水の溶存物質濃度差にも配慮が必要となる。これは孔内水として意図的に溶存物質量の少ない水を利用する場合には、孔内水と間隙水の溶存物質濃度差により孔井周囲で化学的浸透が発生し、パッカーで区切られた孔井内のモニタリング区間の圧力が定常的に低くなる可能性があるためである。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

異常間隙水圧の有無自体が、精密調査地区選定段階において排除要件となることはない。しかし、その影響は長期的安全性の確保を判断する上で必要な事項であるので、異常間隙水圧の成因を検討することは不可

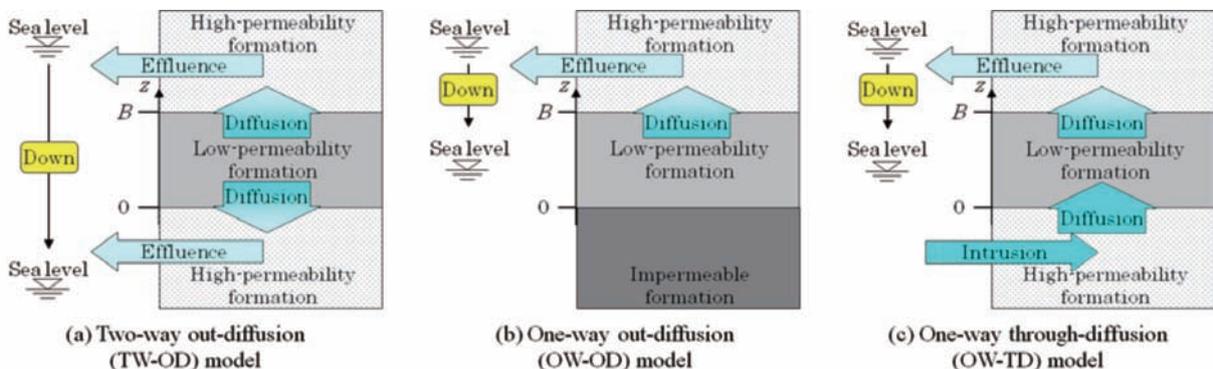


図 2.4.3d-5 海成起源の低透水性層中での塩の移動の概念図 (Takeda *et al.*, 2009)。

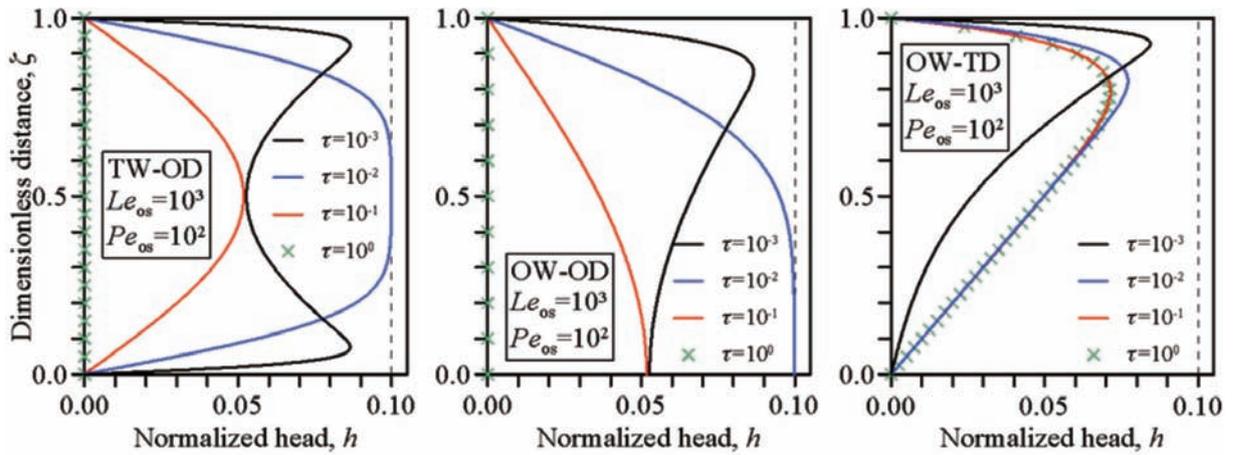


図 2.4.3d-6 低透水性層中での間隙水圧の経時的変化 (Takeda et al., 2009).

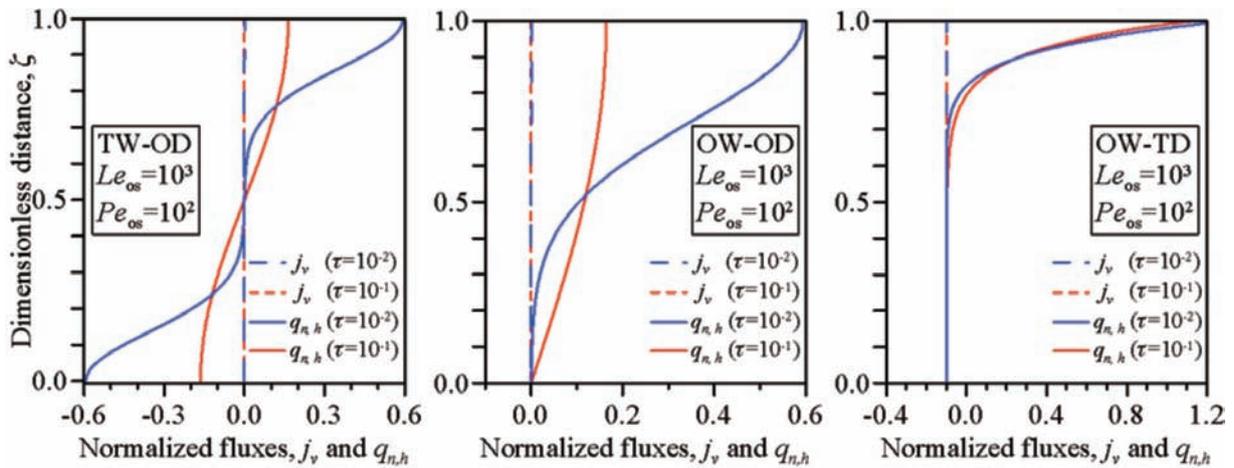


図 2.4.3d-7 低透水性層中での化学的浸透下でのフラックスと見かけの動水勾配から評価されるフラックス (Takeda et al., 2009).

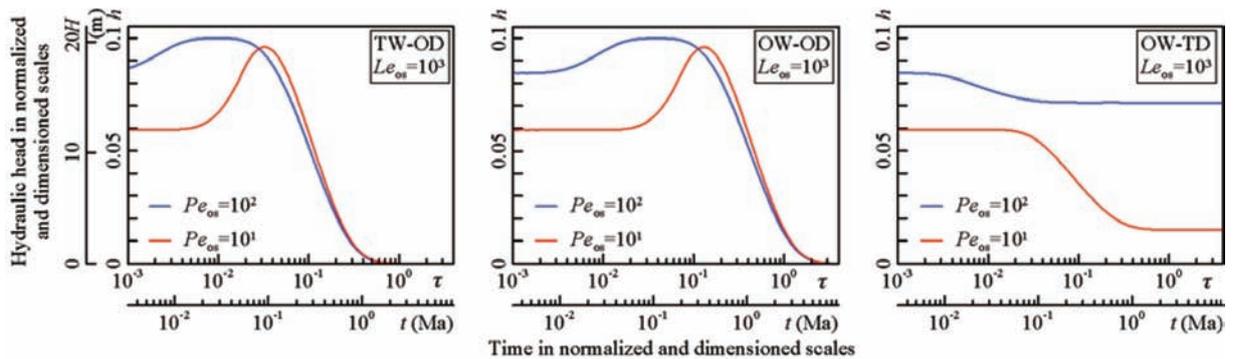


図 2.4.3d-8 図 2.4.2d-5 中の各モデル内での最大間隙水圧の経時的な変化 (Takeda et al., 2009).

欠である。特に、静水圧から乖離する間隙水圧が地形・地質構造に従う地下水流だけで形成されていると解釈できない場合には、化学的浸透や地質学的・地化学的プロセスの影響を検討することが必要となる。このためには間隙水の溶存物質・ガス、各層序を代表する岩石コアの水理・拡散・化学的浸透にかかわるパラメータ、調査対象地域の地層の変遷に関するデータを精密調査地区選定段階においても取得しておくことが望ましい。

実際の評価にあたって参考となる知見

原位置における間隙水圧の測定については、先に示した通り、Enachescu et al. (2004) により原位置水理試験の逆解析において水理パラメータとともに平衡水圧も未知パラメータとして評価する手法が適用されている。多段パッカーを用いた多深度の間隙水圧・水質モニタリング、間隙水サンプリング手法は國丸・細

谷(2006)により JAEA 幌延新地層研究センターにおいて適用実績がある。また、水理特性と間隙水圧を同時に評価する手法として Tsang and Doughty (2003) による流体電気伝導度検層が近年用いられている。

異常間隙水圧は石油・ガスなど流体資源探査においても重要な問題となるため、その成因については古くから検討されてきており、地質・地化学的プロセスによる影響は Osborne and Swarbrick (1997) などにより詳細に検討されている。しかしながら、異常間隙水圧の成因としての化学的浸透についての研究事例は乏しく、Neuzil (2000) による原位置実験を機に地層処分にかかわる研究機関で注目されてきたが (Garavito *et al.*, 2007; Horseman *et al.*, 2007; Cruchaudet *et al.*, 2008; Rousseau-Gueutin *et al.*, 2009), 依然として実験データの拡充と知見の整備が必要とされている (Neuzil, 2009)。

実際の評価にあたって残された課題

堆積岩地域における異常間隙水圧は、低透水性層のバリア機能に加え、低透水性層内部での化学的浸透や地質・地化学的プロセスによる影響を受けている可能性がある。このため、長期的安全性の確保を判断する上で必要な地下水流動の評価を実施するためには、従来の地形・地質構造に従う地下水流動評価モデルに化学的浸透など異常間隙水圧の成因となりうる現象を取り込むことが必要と考えられる。

e. 生物化学調査手法

評価対象：指定済み、法令文章等

評価指標：定量的に評価できる指標の例示

評価対象の概要

微生物は微視的な単細胞生物の総称で、その大きさから空隙や割れ目といった地層中の微小空間に生息が可能である。これまでの白亜紀または新第三紀の固結した地下深部堆積岩を用いた研究により、直径0.2 μm以上の空隙が存在すれば活動することが知られる。また結晶質岩の地下水にも微生物は生息し、地下水の特に還元的な化学状態の形成において重要な役割を果たすと考えられている。

地下深部における微生物の活動は、空間や栄養の不足により一般的に低いレベルと推定されているが、掘削・地下坑道建設等の生息場の物理化学的变化により、活動レベルが上昇し、水理化学場に影響を与える可能性が考えられる。

悪影響として、

- 1) 可燃性ガス (メタン) の生成による立地調査や処分場操業時の安全性低下
- 2) 腐食性物質 (水素・硫化水素) の生成によるキャニスターの隔離性能低下
- 3) キレート剤 (有機酸やシデロフォア) や無機コロイドの生成による核種移行の促進

が挙げられる。

良い影響として、

- 1) 立地調査および処分場建設・操業時に地下空間に持ち込まれた表層由来物質 (有機物や酸素等) の消費による回復過程の促進
- 2) 悪影響の 1) から 3) に挙げた化合物と無機コロイドの消費、および核種移行を促進する天然腐植物質の分解が考えられる。また、影響の善悪が微生物の生活様式によって変る場合、すなわちバイオフィームと呼ばれる固相に付着するか、微生物コロイドとして地下水中に浮遊するかにより、細胞に吸着または鉱物化した核種の移行を遅延するか、促進するかが異なる。

上述の影響は人工バリア性能が安全評価上担保される処分場の埋め戻し後 1000 年以内に人為的な擾乱を受ける前のベースラインへと回復することが望ましい。従って、回復過程をモニタリングする上でも、1000 年以降の微生物影響の将来予測をする上でもベースライン情報の取得は重要である。

評価指標の設定とデータ採取

微生物影響については 1980 年代後半から指摘され、処分場建設の許認可申請が行われたアメリカ、および許認可申請が行われる予定の北欧諸国のサイトに

においても微生物調査が行われている。地下微生物生態系の実態は科学的知見が乏しいため、立地調査時に採取した高品質な掘削コアまたは地下水試料を用いて解明した後に、処分場性能への具体的な影響を考察する必要がある。先行例として、フィンランド Olkiluoto の処分場候補地において行われた立地調査において、銅キャニスターを腐食する硫化水素が、地下水中で微生物活動により生成される深度が 500 m より浅い深度であったため、処分場建設深度を 500 m に設定することの科学的根拠の一つとなっている (Pedersen *et al.*, 2008)。従って、バイオマス、代謝様式・活性および群集構造といった微生物評価指標と微生物代謝に関連する化合物の地下水中での濃度および同位体組成の化学分析を組み合わせた評価指標の設定が必要である。

母岩が結晶質岩の場合は、微生物の生息場が岩石亀裂中の地下水であるため、地下水から取得するデータが評価指標になる。一方、母岩が堆積岩の場合は多孔質媒体中の空隙が微生物の生息場であるため、掘削コアおよび掘削コアから抽出した間隙水がデータ取得の対象となる。また、堆積岩は空隙サイズにより微生物の生息場が制約されていることが知られるため、掘削コア中の空隙サイズが微生物影響の明確な評価指標になる。固結度の高い堆積岩で亀裂系を介した地下水流動が卓越する場合は、地下水も採取して評価する必要がある。

図 2.4.3e-1 は栃木県那須烏山市の第三紀堆積岩を対象とした深度 350 m の掘削調査の取得データである。法定処分深度の 300 m より深い掘削コア中の間隙水に、亜硝酸・硝酸塩イオンといった酸化的な化合物が含まれ、亜硝酸・硝酸塩イオンで代謝する微生物の活動が検出された。しかし、微生物による硝酸代謝速度はコア中の 0.2 μm 以上の空隙の割合と相関しており、空隙サイズの小さい地層中は微生物活動のレベルが低く、影響を考慮しなくても良い科学的根拠と

なる可能性が示された (Suzuki *et al.*, 2009)。

評価指標のデータ採取にあたって考慮すべき点

精密調査地区選定段階では、地表からの掘削調査により評価指標のデータが取得される。結晶質岩および固結した堆積岩の深度 300 m を超える大深度掘削は、ロータリーコアバレルを用いた工法が一般的である。この工法はカッティングスの除去やコアビットと岩石との摩擦熱を冷却するため掘削流体が用いられる。岩盤が比較的健全な場合は、清水による掘進が可能である。しかし、孔壁崩壊の恐れがある岩盤や、ガスに富む地層を掘削する際は、泥水を使用しなければならない。従って、処分場候補地の岩盤特性により、掘削流体の混入による地下微生物生態系の擾乱については影響の度合いが異なる。従って、精密調査地区選定段階でベースライン特性が取得できない可能性について考慮が必要である。

一方、地下処分場施設を用いた精密調査において、坑道からのショートレンジの水平掘削調査が想定される。掘削流体に現場で湧出する地下水を用いられる場合もあり、掘削時の擾乱の影響は小さいと想定される。しかし、坑道建設時に大量の地下水が湧出するために、浅層地下水の流入や水圧の高い深層地下水の上昇により、深度の異なる地下水の混合が起きる事が地下実験施設を用いた先行研究から明らかになっている。また圧力低下による脱ガスの影響や掘削影響領域 (EDZ) 中の岩盤特性の変化も想定されるため、ベースライン特性の把握は困難であることが予想される。ただ、低透水性の地層を対象にした場合、上記の擾乱の度合いが小さく、地下処分場からの調査時にベースラインに近い評価指標データが取得できる可能性がある。

以上の事柄を考慮すると、地表からの調査時に擾乱をできるだけ低減するような掘削流体を選択する必要がある。烏山ボーリングでは、掘削流体による影響を最小限にするため、掘削流体を限外濾過するこ

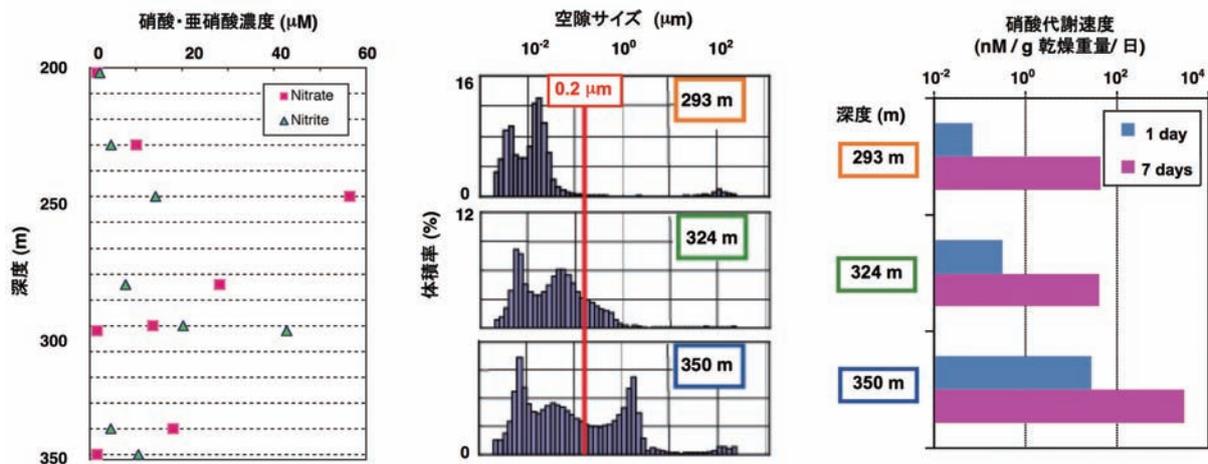


図 2.4.3e-1 烏山ボーリングコアの生物化学特性の解析例。

とによる無菌処理を行い、その後窒素ガスバージと真空引きを繰り返すことで、掘削流体中の酸素レベルを0.1mg/Lに維持した掘削流体を用いて掘削を行った(Suzuki *et al.*, 2009)。図2.4.3e-2に掘進中の掘削流体のDNA解析と顕微鏡による細胞観察の結果を示すが、×で示した深度からは微生物が掘削流体中から検出されず、無菌状態を維持してコア採取する事に成功した。また、微生物が検出された四角で示した深度は、活動的な微生物が生息する可能性が高いと考えられる。この掘削工法は特に高透水部の割れ目や粗粒の堆積岩等の掘削流体に汚染されやすい地層の評価において有効であることも示された。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

地下水から取得した評価指標の判定にあたって考慮すべき点として、掘削影響の度合いを掘削直後からの断続的な観測により追跡する必要ある。掘削直後に採取した地下水は、掘削流体中の酸素(泥水掘削の場合は有機物)やカッティングスに含まれる成分の影響で、微生物活動が活発化している可能性がある。極端に微生物活動が高い場合は、地下水中の酸化剤の消費を促進する事により、酸化還元状態に関連した評価指標を還元的にシフトさせることも考えられる。従って、掘削影響により活発化した微生物活動が低減した状態を確認する必要がある。

空隙サイズにより活動が制約されている堆積岩は掘削孔内で微生物活動が活発化することが考えられる。その場合、間隙水と孔内から採水した地下水で微生物代謝関連化合物の濃度に差が生じることが烏山ボーリング後のマルチパッカーを用いた地下水サンプリングにより確認されている(図2.4.3e-3)。特に硝酸・亜硝酸イオンが含まれる酸化的な間隙水が、地下水ではこれらの化合物が検出されない還元的なデータが取得され、評価を誤る事に留意しなければならない。また、間隙水の抽出に関しても、コア採取後迅速に大気非接触で冷蔵保存しないと、コア中の還元成分(硫化鉄、アンモニア、シデライト、有機酸等)の酸化が進行し、硫酸塩イオン、硝酸塩イオン、炭酸塩イオン、水酸化鉄が生成されるため、誤った酸化的な評価に繋がる恐れがある。

実際の評価にあたって参考となる知見

地下実験施設や処分場候補地の処分場環境を対象とした微生物調査がこれまで行われてきた(表2.4.3e-1)。処分場建設の許認可申請における生物化学特性データの取り扱い、および微生物影響をどのような基準で考慮するか否かについては具体的な指針は示されていない。今後の国際的な動向を見守りつつ、国内外の地下研究施設や処分場候補地等から得られる科学的知見を蓄積する必要がある。

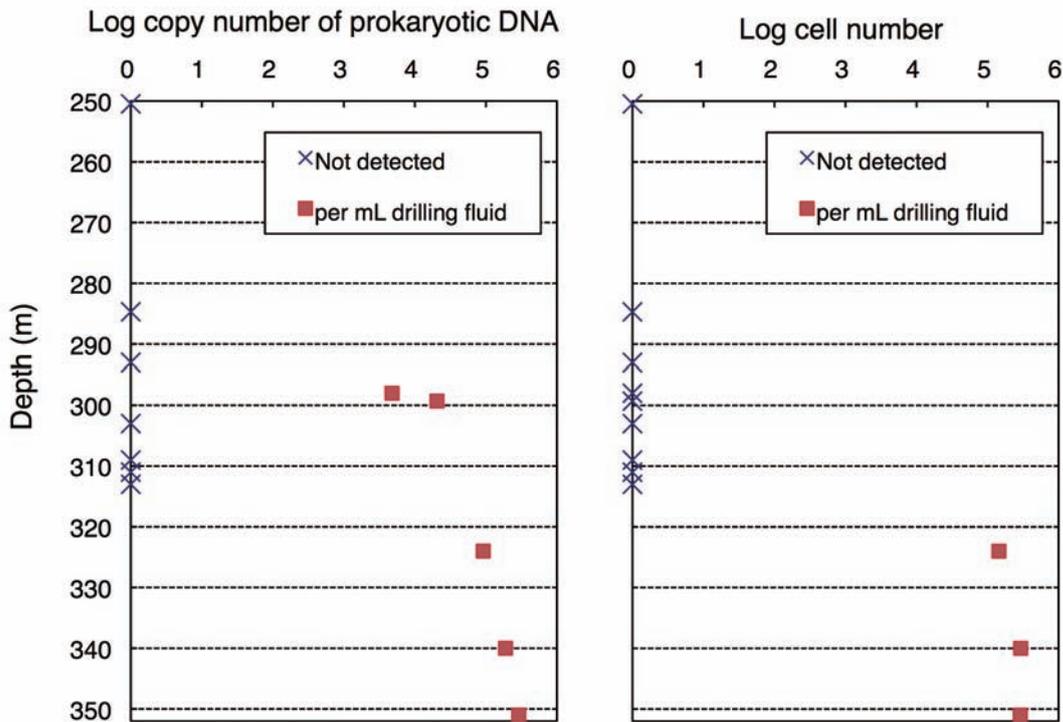


図 2.4.3e-2 烏山ボーリングに使用した限外濾過による無菌処理した掘削流体の微生物解析例。

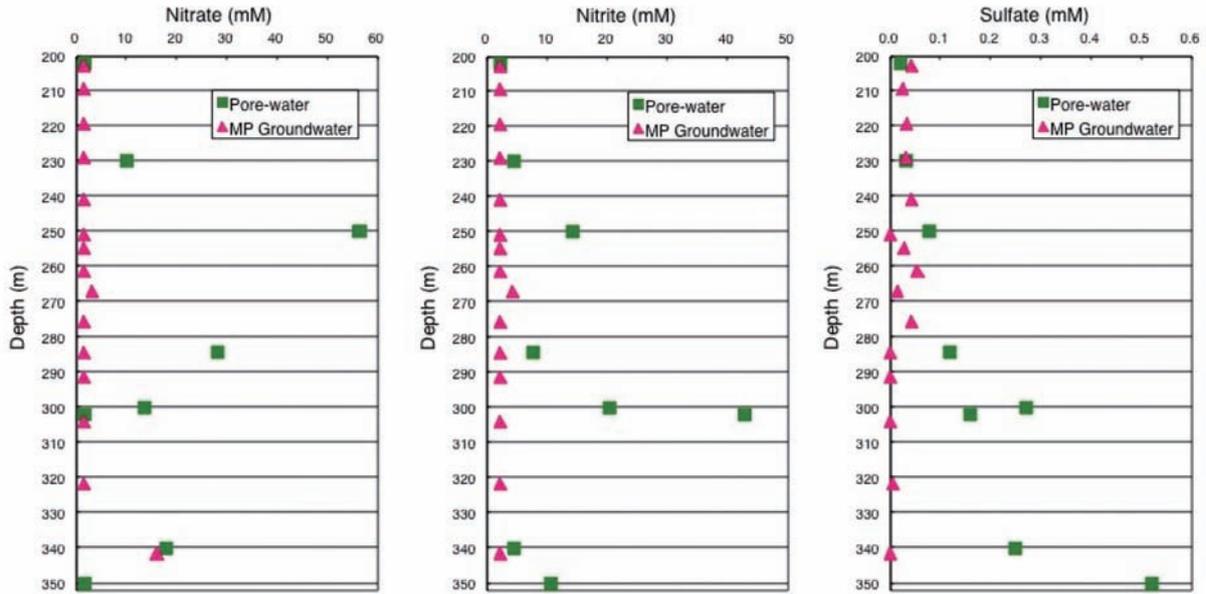


図 2.4.3e-3 烏山ボーリングコアから抽出した間隙水とマルチパッカーで採取した地下水の比較例 (委託費報告書からの引用)。

表 2.4.3e-1 微生物調査が行われた処分場候補地または地下実験施設。

国名	サイト名	母岩	地下水系	文献
アメリカ	Yucca Mountain	凝灰岩	淡水	Kieft et al. (1997)
スウェーデン	Aspo URL	花崗岩	海水	Hallbeck and Pedersen (2008)
	Forsmark	花崗岩	海水	Hallbeck and Pedersen (2008)
	Laxemar	花崗岩	海水	Hallbeck and Pedersen (2008)
フィンランド	Olkiluoto	花崗岩	海水	Pedersen et al. (2008)
スイス	Mont Terri URL	堆積岩	淡水	Stroes-Gascoyne et al. (2007)
日本	瑞浪URL	花崗岩	淡水	Fukuda et al. (2010)
	幌延URL	堆積岩	淡水/化石海水	Shimizu et al. (2006)
				Kato et al. (2009)

実際の評価にあたって残された課題

スウェーデンにおける処分場建設サイトの選考のための調査結果の国際レビューにおいて、地表からの掘削調査で取得された酸化還元状態、硫酸・硫化水素濃度、アルカリ度のデータが掘削サイト間で大きくばらつくことが問題点として指摘されている。これらの評価項目は、微生物や大気接触の影響を受け易いと考えられるため、烏山ボーリングで用いた掘削流体を結晶質岩に適用することにより、地下施設建設前のベースライン特性の把握が可能かどうか確認する必要がある。また、地下水が海水の北欧諸国の花崗岩と淡水系の瑞浪超深地層研究所で、生物化学特性が異なる知見が得られつつある。北欧諸国は間水期における淡水の地下処分場への流入の影響を、我が国では海水準変動における海進・海退の影響をそれぞれ将来予測する必要がある。従って、淡水と海水を地下水とする花崗岩体の処分場環境の知見を集約することにより、確度

の高い将来予測を可能にすると考えられる。

堆積岩を対象とした調査手法の問題点として、掘削コアから顕微鏡による細胞観察や DNA を用いた生息種の特定が技術的に不可能であった。この問題が、新規に開発された DNA 抽出法の導入により解決されたため (Kouduka *et al.* submitted), 処分場の可能性のある堆積岩体を対象とした調査を行い、今後知見を蓄積する必要がある。また図 2.4.3e-1 に示した微生物代謝活性評価において、元来固結した堆積岩を粉碎したスラリーを用いて室内試験が行われている。空隙構造が維持されないと、微生物代謝活性は指数関数的に培養日数と共に上昇することが知られており、原位のレベルとはかけ離れた過剰な評価になる恐れがある。特に微生物由来のメタンの多い我が国の堆積岩を対象とした場合に、現在微生物によるメタン生成が進行しているのか、それとも過去の活動で生成したものかを判別する上でも、空隙構造を反映した微生物代謝

活性測定手法の確立が必要である。核種移行への微生物影響については、処分場環境に生息する微生物を用いて核種との相互作用の有無を検証する手法の確立が必要である。

(4) 深部流体

評価対象：深部流体の性質と流量

評価指標：深部流体による地下水系(化学的性状)変化の想定

評価対象の概要

プレートの沈み込み帯に位置する日本列島では、多くの構造線や断層の存在や新たな地殻変動による起源の異なる地下水・流体の上昇・混合などがあり、放射性廃棄物の処分地深度である300m以深の地下水について未解明な部分が多い。この深度では、地下水流動系に天水起源でない流体成分が含まれていることがある。ここでは、この非天水起源の地下水を深部流体と呼ぶ。深部流体は、ガス成分を多く含み、高塩濃度であるものが多く、化石海水・油田鹹水と呼ばれている流動せずに地層中に長期的に停滞している水(長期停滞水)あるいは、近畿～中部地方に広域に存在している有馬型温泉水に代表される深部上昇水(Kazahaya *et al.*, 2003)、背弧域のグラーベンの断層系から検出されるCO₂を含む深部上昇流体などが深部流体である。近年、CO₂を多量に含む塩水が列島に数多く存在することがわかり、その存在と深さ25-40kmで生じる深部低周波地震の震源位置が関連している事例が多数発見されている(Kazahaya *et al.*, 2011)。この事実、CO₂を含む塩水が地殻深部から上昇してきたことを強く示唆するとともに、この深部流体による地下水系に与える将来にわたる影響予測ができる可能性がある。

深部流体には、高温、高塩濃度、低pHで多量のCO₂を含む流体(たとえば、有馬型温泉水;松葉谷ほか, 1974)があるため、地下水の反応性の変化に大きな影響を及ぼす可能性がある。有馬型熱水の典型例は、有馬温泉に代表される有馬-高槻構造線沿いに自然湧出しており、有馬温泉においては地表で沸騰温度である。それが深部帯水層に混入している事例が神戸・大阪などにおいて見られるが、深さ1600mでは有馬型熱水を多量に含む塩水層をなし、1000mより浅い深度では炭酸成分の多い地下水層を形成している(図2.4.4-1)。これは、有馬型温泉水の元になる深部上昇水が多量にCO₂を含んでいるため、1000m以深においてCO₂が分離上昇し、より上位に存在する地下水を炭酸泉化していることによると考えられる(Morikawa *et al.*, 2004)。

評価指標の設定とデータ採取

有馬型熱水の場合、1000m深度におけるCO₂による飽和条件下ではpH=3の酸性を示すと考えられるため、100°C以上の温度および低いpHの特徴を持つ熱水は緩衝材やオーバーバックの機能を著しく低下さ

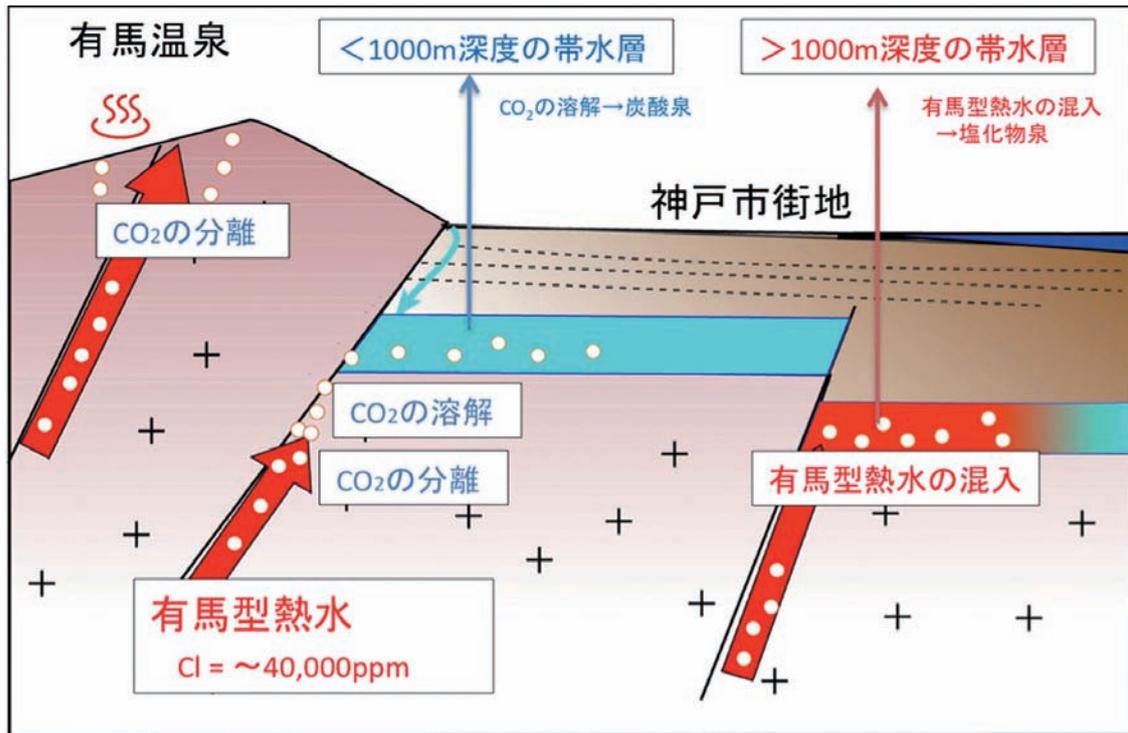


図 2.4.4-1 神戸地域における有馬型熱水の上昇と CO₂ の分離・溶解による炭酸泉化の模式図。

せる可能性がある。一方で、CO₂を含む地下水は周囲の岩石と反応すれば、ウランの溶解度を増加させる炭酸を生じる。さらに、有馬型熱水は海水の2倍に相当する高Cl濃度の特徴を持っている点も考慮しなくてはならない。このほかにも日本列島には、非火山性の成因にもかかわらず、深部起源の遊離CO₂や重炭酸イオンを多く含む深層地下水が全国に広く分布している。近傍に、このような深層地下水が存在する場合は、その起源を明らかにし、停滞系であるのか供給があるのかについて、調査する必要がある。また、CO₂の供給がある場合には、その量についても調査を行う必要がある。深部上昇流体の存在についての判定手法としては、ヘリウム同位体比 (³He/⁴He) と全溶存無機炭酸 (TDIC) の炭素同位体比 (δ¹³C) が有効である。前者は、マントル起源の³Heの混入の程度を知ることができ、深部から上昇する流体の³He/⁴He比は大気の数倍以上の値を持つ。同様に後者のδ¹³C値も高い値である場合は深部からの寄与が高いことを示し、遊離CO₂を含む深層地下水では、δ¹³C値は-5‰前後のマグマやマントル起源であることを示す特徴的値を示すものが多い。

上述した特徴、つまり広域にわたり深部から熱水やCO₂の供給があることは、安定大陸内に処分地の建設を検討している諸外国では見られない特徴であり、我が国ではその影響の評価を行う必要がある。従って、安全性評価のためには、処分地深度の深層地下水の現在の化学的特徴とともに、処分地深度及びその深層に

存在し、上昇する可能性のある深層地下水に混入している深部流体の成分の起源、現在の化学組成・賦存量・混入量等の性状の変動予測を行う必要がある。最終的には精密調査段階において評価期間中における地下水の化学的特徴の変動とそれに伴う地下水の反応性(オーバーパックの腐食の促進・遅延の程度、核種移行の促進・遅延の程度)を評価するため、深部流体の影響の有無、影響する化学種および将来にわたる影響の程度を明らかにしておくことが重要である。影響の有無をみるためには、深層地下水の通常的水文学的調査により水温、pH、主成分および溶存ガスの化学組成と同位体組成のデータがあれば評価可能である。これにより影響する化学種についても同定できる。

評価指標のデータ採取にあたって考慮すべき点

この深部流体の起源が長期停滞水である場合、高塩濃度で腐食性はあるものの賦存量はおそらく一定である。深部からの上昇流体である場合、高塩濃度、低pH、高CO₂(高温であることもあり得る)である上に、常に深部より供給されるため賦存量は無限で、地下水系への混入も定常的に続く(あるいは、増大することもあり得る)ことも考え得るため、安全性評価においては特に注意しなければならない。将来にわたる影響の程度を評価するためには、影響化学種の当該地下水系への流入量と流入経路などを明らかにしておく必要がある。そのためには、地下水系の平均滞留時間に関する情報が必要である。そのため、平均滞留時間の指

標となる同位体データ（たとえば、希ガス同位体組成、放射性塩素、放射性ヨウ素、放射性炭素、トリチウム濃度）の収集は必須である。地下水は流動し混合するとともに、岩石との反応を起こすので、これらのデータから単独で平均滞留時間が求まるわけではない。地下水の起源解析、地層の水理データ収集、および、周辺地下水系との混合関係解析や気相分離による分別も含めて総合的に検討されなければならない点に注意を要する。溶存ガスのデータは重要であるが、自然湧出水等の採取にあたっては、大気への混入に注意する必要がある。また、掘削井からの採取においては、溶存ガス成分が多い場合には、ガス種が発泡するため、原位採取が望ましい。

評価指標の判定にあたって考慮すべき点

深部流体の起源が火成活動に関連するものである場合は、対象となる火山の将来にわたる活動についての予測が熱水供給予測に深く関係する。一方、起源がスラブから直接放出される熱水であれば、将来にわたり定常的な供給が考えられる。断層、構造線系のような熱水流入の通路となる水みちを經由して流入する場合は、その水みちの長期的な安定性も評価しておく必要がある。このように深部流体の起源によっては、将来にわたる変動予測の手法が異なることに留意しなければ

ならない。

実際の評価にあたって参考となる知見

深部流体の特徴の評価とその起源の解明手法とその適用性の評価が特に重要である。すなわち、深部流体成分が地下深部から上昇してきたもの（変動性）であるのか、あるいは、長期的に深層に滞留しているもの（長期安定性）であるのかの判別がまず重要であり、その判別に間違いがあるとその後の影響の評価において、まったく異なる結果を導き出すことになる。さらに、その上で深部流体が深層地下水に混入するメカニズムとその質および量の定量的取り扱いのチェックが影響の評価に重要である。その性状、分布と地質、構造との関連について評価することができれば、深部流体が地下水に与える影響のメカニズム解明に繋がり、最終的には、今後の課題である将来予測の評価手法（予測の妥当性の評価に必要な地下水および地質変動に関連するパラメータ）を提示できると考えられる。深部流体の起源およびプロセスの推定手法は、これまでに様々な手法が開拓されてきた（産総研深部地質環境研究センター、2003; 2004; 2005; 2006; 2007; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア、2008; 2009）。それらの手法を図2.4.4-2にまとめる。

起源解明手法

- ・ 深部流体組成：端成分混合解析手法¹⁾
- ・ 深部流体：水の水素・酸素同位体を用いた手法²⁾
 深部上昇型か停滞型か判別・混入量把握
- ・ 深部上昇流体：ホウ素濃度と塩素濃度を用いた手法³⁾
 深部上昇熱水の検出
- ・ 深部起源炭素：全炭酸の炭素同位体を用いた手法⁴⁾
 深部から上昇するCO₂検出
- ・ 深部上昇ガス：ヘリウム同位体比による手法⁵⁾
 マントル起源ガスの検出
- ・ 停滞型：水の水素・酸素同位体と塩素濃度を用いた手法⁶⁾
 古い海水起源水の検出

深部流体プロセス解明手法

- ・ 成因の異なる水の混合解明手法⁷⁾
- ・ 地下でのガス相分離：Ne濃度を用いた手法⁸⁾
 深部上昇型の存在可能性評価
- ・ 地下での炭酸種の沈殿：全炭酸濃度とヘリウム同位体を用いた手法⁹⁾
 地層反応により除かれる炭酸の評価
- ・ 深部起源ガス上昇量：全炭酸濃度とヘリウム同位体を用いた手法¹⁰⁾
 深部から上昇するCO₂の量の評価
- ・ 年代測定：ヘリウム同位体、放射性塩素による手法¹¹⁾
 深部流体の流量・塩水の停滞年代評価¹²⁾
 多段帯水層に適用可能な地下水年代測定法開発¹³⁾

図2.4.4-2 深部流体の地下水系に与える影響評価に必要な各種起源解明手法とプロセス解明手法のまとめ。

1) 産業技術総合研究所（以下産総研と略す）(2007), 2) 産総研 (2008), 3) 産総研 (2009), 4) 産総研 (2003), 5) 産総研 (2003), 6) 産総研 (2009), 7) 産総研 (2008), 8) 産総研 (2004), 9) 産総研 (2006), Ohwada *et al.* (2007), 10) 産総研 (2008), 11) 産総研 (2009), 12) 産総研 (2005), Morikawa *et al.* (2005), 13) 産総研 (2009)

深部から上昇する流体の存在は西南日本と東北日本では異なっている。西南日本弧においては、フィリピン海プレートが南から北に向かって沈み込んでおり、沈み込みの開始は日本海の拡大に伴い約 2000 万年前に始まった。フィリピン海プレートは比較的若いため、プレートの厚みは薄く比較的高温である特徴がある。そのためスラブ内での深発地震は約 60km 地下までしか生じていない。スラブ内の含水鉱物は比較的速やかに脱水する特徴があるものと考えられる。図 2.4.4-3 に示すように、マントル起源ガスの上昇域は山陰および前弧域の四国の広範囲にあり、スラブ直上のウェッジマントルは、まだ、フレッシュで多くのマントル起源ガスを含んでいると推定される。中国山地では、厚い古生層に多くの花崗岩が貫入しており、それらがキャップロックとなり、深部起源の流体の上昇を妨げているように見える(図 2.4.4-5)。本地域では、山陰地域が最もマントル起源ガスの上昇が活発であり高熱流量である。四国の中央構造線沿いに有馬型深部熱水の上昇があり、西条市南部には標高 700m 地点で多量の CO₂ と共に塩水が自噴している場所がある。有馬型深部熱水は、スラブ脱水を起源とすると考えられているため、その上昇はジオプレッシャーにより駆動されると考えられる。上昇の水みちさえ確保されれば、どこにでも上昇しうる流体である。四国地方においては、深部起源の炭酸がいたるところで確認される。これらはその炭素同位体比および地下構造からみて、沈み込んだスラブに含まれる海成炭酸塩の分

解を起源とするものと思われる。炭酸がスラブ起源である場合、同時にスラブ脱水起源の塩水も上昇している可能性がある。ただし、低温でスラブから脱水する成分は、有馬型と異なり酸素同位体比があまりシフトしていない可能性が高いため古い海水起源のものと同位体的に区別が難しい。したがって、これまで古い海水と考えられてきた塩水の一部は、深部上昇型のスラブ脱水起源の可能性がある。どちらであるかは、深部流体の影響評価の上では、変動性のもか長期安定型なのかの根本的なところで大変重要である。

福島-新潟地域の東北日本弧(図 2.4.4-4)においては、太平洋プレートが東から西に向かい沈み込んでいる場所である。フィリピン海プレートと異なる点は、このプレートは非常に古いため、低温であること、および厚いことである。沈み込むプレート内で生じる深発地震は深さ 700km にまで及ぶ。マントル起源ガスの分布は火山列の西側に限られるのが、この地域の大きな特徴である。断面図(図 2.4.4-5)からわかるように、火山列よりも西側にも地殻直下にマントルが存在している。しかし、その場所にマントル起源ガスは上昇していない。超長期にわたるプレート沈み込みにより、ウェッジマントル部のマントル流動が不活発で、マントル起源ガスがほぼすべて脱ガスしてしまった結果であるのかもしれない。また、スラブ脱水起源の熱水流体は、西南日本弧のフィリピン海プレート同様に存在するはずであるが、火山列より東側の前弧域の地域では深部上昇熱水も明瞭に見いだせない特徴が

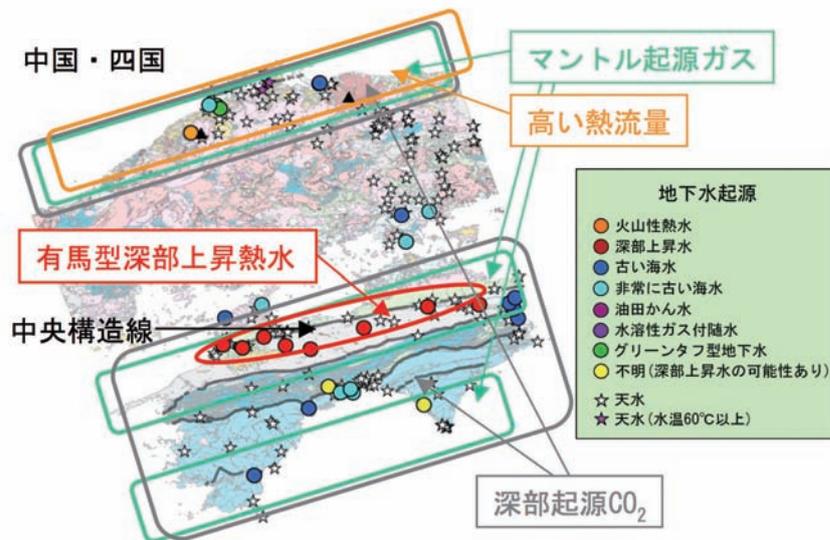


図 2.4.4-3 中国 - 四国地域における深部流体の分布に関する特徴。

- 1) 四国地方の中央構造線周辺において多量の CO₂ を伴う深部から上昇する有馬型熱水(塩水)の寄与がある、
- 2) 四国地域のほぼ全域にわたり CO₂ が上昇し、中央構造線沿いおよび高知南部にマントル起源ヘリウムが上昇、
- 3) 山陰地域において広域にマントル起源ヘリウムが上昇し、その成分に CO₂ も含まれること、また高い熱流量を示す地域が深層地下水の高温域と一致、
- 4) 四国地域の沿岸部にやや高温のかなり古い年代を持つと考えられる海水起源の深層地下水が存在、
- 5) 起源不明の高知沿岸部の深層地下水は、有馬型よりも浅い場所でスラブから脱水した深部上昇流体の可能性、
- 6) 中国地方(いわゆる山陽地方)では、低温、淡水に特徴付けられる深層地下水が存在し深部流体の空白域



図 2.4.4-4 福島 - 新潟地域における深部流体の分布に関する特徴

1) 新潟地域の平野部では油田鹹水および古い海水起源の深層地下水である水溶性ガス付随水が広範囲に存在, 2) 阿武隈の沿岸部では、塩水と炭酸水からなる深層地下水が交互に存在し、CO₂ を含む深部上昇塩水の存在の可能性, 3) 同時に阿武隈沿岸部では酸素同位体比がシフトした塩水が存在, 4) 火山フロントから新潟の新発田-小出構造線までの東西幅 120km の広範囲にわたり、主に第三紀堆積岩地域に非常に古い海水を起源とする内陸塩水が存在, 5) 磐梯山から西北西方向にマントル起源ガスを伴う高塩濃度の深部上昇水が上昇, 6) 会津盆地から西南西に直線上に火山性熱水の上昇域が存在すること, 7) 只見川地域に火山性とと考えられる海水より低い塩濃度の深部上昇熱水が存在, 8) 阿武隈花崗岩地域は、低温、淡水に特徴付けられる深層地下水が存在し深部流体の空白域

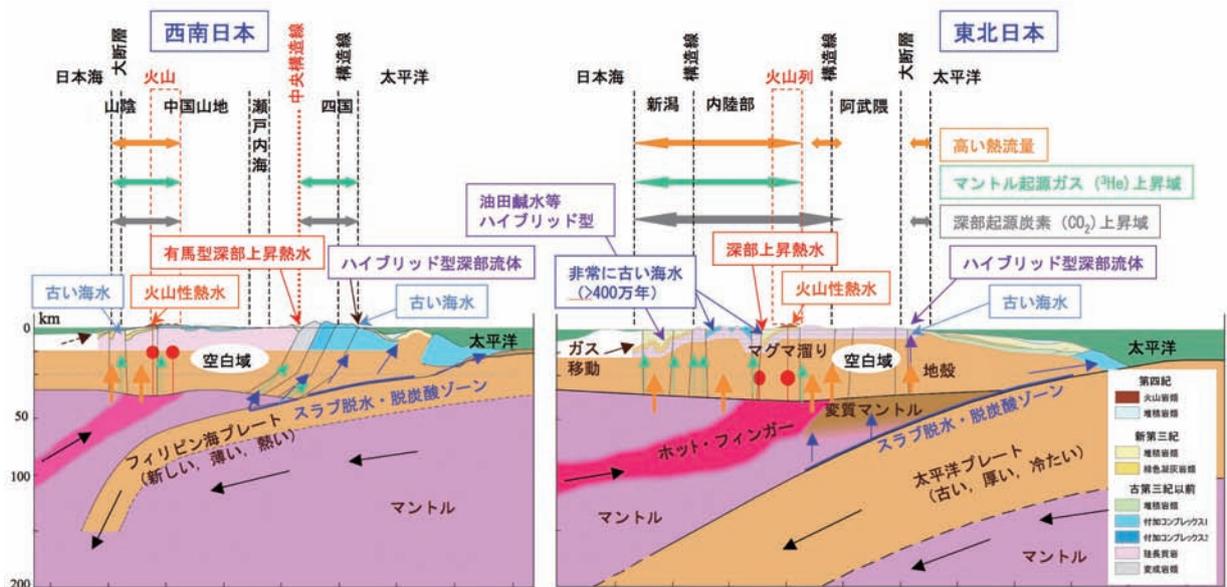


図 2.4.4-5 西南日本および東北日本弧における地質大構造模式断面と各種深部流体の存在、分布 (日本列島の地質編集委員会編 (2002), 丸山ほか (2004), 産総研地質調査総合センター編 (2007), Zhao et al.(2009) を参照して作成)。

ある。超長期にわたるスラブ脱水起源の熱水上昇によりスラブ直上のウェッジマントル部が低温化するに伴い、マントルを変質させる反応(水を吸収し角閃岩を形成)を引き起こしている可能性が考えられる。一方では、阿武隈東部に深部上昇起源成分を含む非常に古い海水が存在している。西南日本弧で見られたようなハイブリッド型深部流体である。これらも同様に低温高圧環境下でスラブから放出された深部流体の可能性を否定できない。阿武隈花崗岩地域は深部上昇型も停滞型塩水も存在せず、熱流量も低い。西南日本弧の中国山地と同様に深部流体上昇を阻むキャップの役割を果たしていると推定される。東北日本弧の内陸部に存在する塩水は、非常に特徴的である。深部上昇熱水(マグマ性)と非常に古い(>400万年)海水起源の停滞水が存在している。停滞塩水も浅層に上昇している痕跡があり、上昇機構は超長期にわたる応力による圧密・絞り出し型であると考えられる。地下深部から供給される深部上昇流体は、深部ではリソスタティックな圧力を受け巨大な浮力を持って上昇するが、停滞型塩水では広域応力場による地層の変形や堆積の進行による圧密などを上昇の起動力とすると考えられる。上昇のメカニズムが異なるため、将来予測に必要なパラメータがまったく異なることになる。深部流体の起源および成因の解明は、その化学的影響の程度の評価のみならず、影響の将来予測においても大変重要である。

部上昇流体の存在の可能性が示されている。この確認と他地域において類似のものが存在するのかどうかについては、今後さらに実証的調査を行うべきである。一方では、東北日本の内陸域において非常に古いと考えられる内陸塩水の存在も確認されている。これらの詳しい年代や賦存状態などの実証的解明も深層地下水の長期安定性評価の面で重要であると考えられる。また、太平洋沿岸域にみつかると停滞型と深部上昇型の両方の特徴を有するハイブリッド型深部流体についても、成因と上昇プロセスの解明に関する調査を行う必要がある。さらに、熱源が定かでない深層地下水についても、その将来予測の評価上根本的な問題になる可能性があるため、その解明手法を構築することが望まれる。

将来予測手法に関しては、深部上昇型ではその組成、流量の推定が可能になったため、地質の長期変動が将来にわたり見込まれない場合は、将来にわたる評価が可能である。しかし、将来にわたる地質の長期変動が存在する場合、深部からの流体上昇がどのように影響を受け、変動するのかについての評価は、まだ、知見が不足しているためできない。今後は、海面変化、隆起侵食、断層運動、火山活動、気候変化等の各種長期変動事象についての将来予測結果と複合させて、将来予測の定量化手法の開発を行う必要がある。

深部流体の影響評価手法について一般化した結果と課題をまとめる。図2.4.4-6に深部流体の起源・熱源評価と地下水系への影響評価について、図2.4.4-7に深部流体の影響解明手法の適用性評価と将来予測のための考慮すべき影響パラメータ(評価対象)についてそれぞれ示す。

実際の評価にあたって残された課題

西南日本においては、深部流体として有馬型深部熱水の存在が重要であるが、東北日本にその存在は知られていない。東北日本でも有馬型とは異なる複数の深

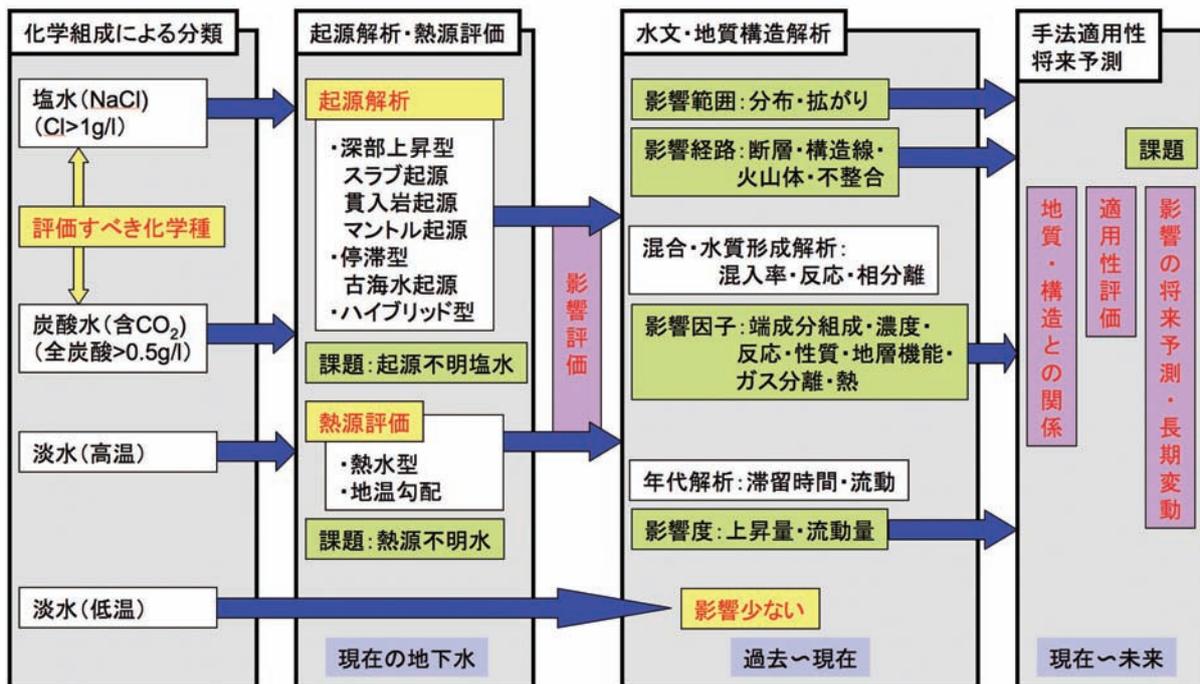


図 2.4.4-6 深部流体の起源・熱源評価と地下水系への影響評価のフロー。

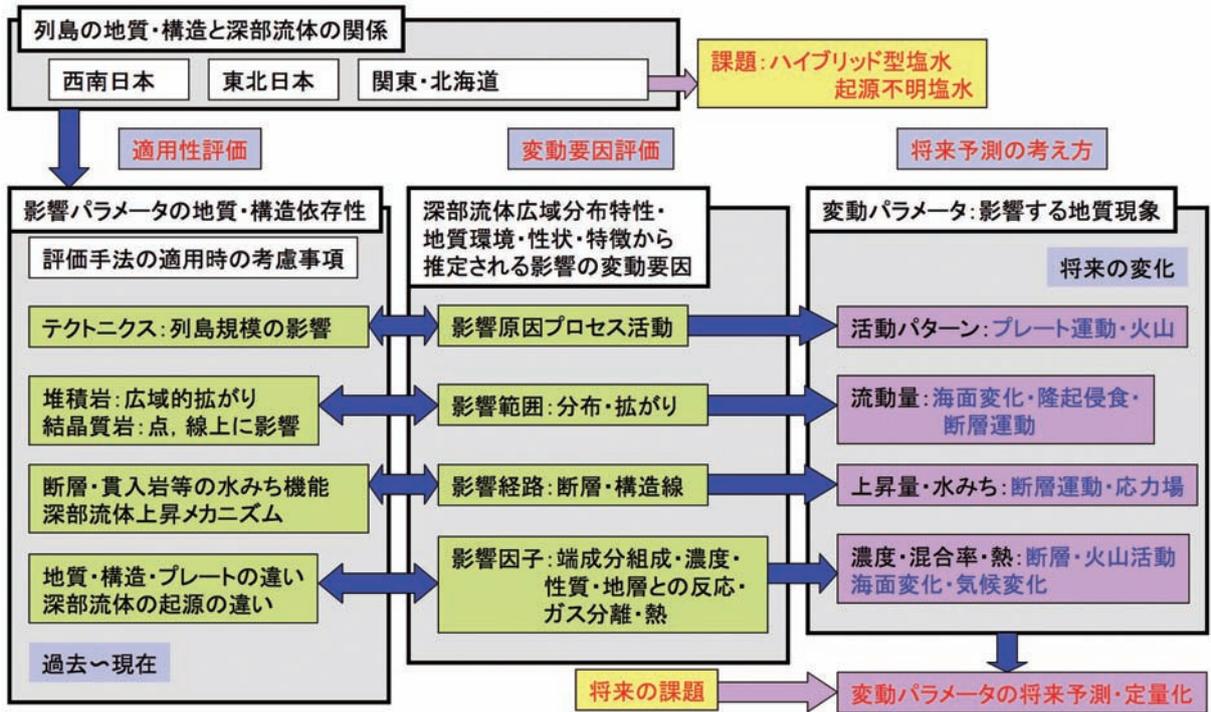


図 2.4.4-7 深部流体の影響評価手法の適用性のチェック項目と将来予測のための影響パラメータ項目。

文献

- 阿部真郎・佐藤一幸・高橋明久・檜垣大助 (2002) 東北地方における第四紀火山周辺の地すべり地形の発達 - 山形県肘折カルデラ周辺を例として -. 日本地すべり学会誌, 38, 310-317.
- 安部喜也・西川雅高 (1985) 筑波地域における降水成分の特性について. ハイドロロジー, 15, 2-11.
- Ahlbom, K., Olsson, O. and Sehlstedt, S. (1995) Temperature conditions in the SKB study sites, SKB Technical Report 95-16.
- 相澤泰隆・小林健太・梅津健吾・山本 亮 (2005) 2000 年鳥取県西部地震の余震域およびその周辺に分布する断層岩類. 地質学雑誌, 111, 737-750.
- Aki, K and Richard, P. G. (2002) Quantitative seismology, second edition. 700pp, Univ. Science Books, New York.
- Allis, R. G., Gettings, P. and Chapman, D. S. (2000) Precise gravimetry and geothermal reservoir management, Proc. 24th Stanford workshop on geothermal reservoir engineering, 179-188.
- ANDRA (2005) Dossier 2005 Argile, Tome Phenomenological evolution of a geological repository, 5 Thermal load, 187-208.
- Annen, G., Blundy, J. D., and Sparks, R. S. J. (2006) The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zone. J. Petrol., 47, 505-539.
- Archie, G. E. (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, Trans. AIME, 146, 54-62.
- 麻植久史・小池克明・高倉伸一・吉永 徹・大見美智人 (2004) MT 法による活断層深部の破碎構造解析. 応用地質, 45, 60-70.
- Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N. J. and Lancelot, Y. (1994) The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. Earth Planet. Sci. Lett., 126, 91-108.
- Bevc, D. and Morrison, H. F. (1991) Borehole-to surface electrical resistivity monitoring of a salt water injection experiment. Geophysics, 56, 767-777.
- Biot, M. A., and D. G. Willis (1957) The elastic coefficients of the theory of consolidation. J. Appl. Mech., 24, 594-601.
- 防災科学技術研究所 (2011a) 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震.
- 防災科学技術研究所 (2011b) 2011 年 3 月 12 日・4 月 12 日 長野県北部の地震.
- 防災科学技術研究所 (2011c) 2011 年 3 月 15 日 静岡県東部の地震.
- Brace, W. F., Walsh, J. B. and Frangos, W. T. (1968) : Permeability of Granite under High Pressure. Journal of Geophysical, Research, 73, No. 6, 2225-2236.
- Bredehoeft, J. D. and Papadopoulos, I. S. (1965) Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile. Water Resour. Res., 1, 325-328.
- Brown, J., Klopping, F. J., van Westrum, D., Niebauer, T. M., Billson, R., Brady, J., Ferguson, J. and Siebert, J. (2002) Preliminary absolute gravity survey results from water injection monitoring program at Prudhoe Bay, SEG Technical Program Expanded Abstracts 2002, 791-793.
- Brown, S. R. (1987) Fluid flow through rock joints: The effect of surface roughness. J. Geophys. Res., 92, 1337-1347.
- Bullard, E. C. (1947) The time necessary for a borehole to attain temperature equilibrium, Royal Astron. Soc. Monthly Notice, Geophys. Supp, 5, 5, 127-130.
- Burbank, D. W. and Anderson, R. S. (2001) Tectonic Geomorphology. Blackwell Science Inc., Malden, 274p.
- Butler, D. B. and Knight, R. J. (1995) The effect of steam quality on the electrical behavior of steam-flooded sands: A laboratory study. Geophysics, 60, 998-1006.
- Butler, D. B. and Knight, R. J. (1998) : Electrical conductivity of steam-flooded, clay-bearing geologic materials. Geophysics, 63, 1137-1149.
- 物理探査学会 (1998) 物理探査ハンドブック. 物理探査学会, 1336p.
- 物理探査学会 (2008a) 物理探査適用の手引き-土木物理探査マニュアル 2008 (新版), 物理探査学会.
- 物理探査学会 (2008b) 最新の物理探査適用事例集, 物理探査学会.
- Caine, J. S., Evans, J. P. and Foster, C. B. (1996) Fault zone architecture and permeability structure. Geology, 24, 1025-1028.
- Caldas, L. H. D., Stattegger, K. and Vital, H. (2006) Holocene sea-level history: Evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. Marine Geology, 228, 39-53.
- Carracedo, J. C., Day, S. J., Guillou, H. and

- Perez Torrado, F. J. (1999) Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *J. Volcano. Geoth. Res.*, 94, 169-190.
- Chigira, M. and Kiho, K. (1994) Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan. *Eng. Geol.*, 38, 221-230.
- 千木良雅弘 (1998a) 災害地質学入門. 近未来社会, 206p.
- 千木良雅弘 (1998b) 弘岩盤クリープと崩壊—構造地質学から災害地質学へ—. *地質学論集*, 50, 241-250.
- 千木良雅弘 (2005) 大規模地すべり. *日本地すべり学会誌*, 89, 89-96.
- 千木良雅弘 (2006) 地すべり・崩壊の発生場所予測—地質と地形からみた技術の現状と今後の展開—. *土木学会論文集 C*, 62, 722-735.
- 千木良雅弘・田中和広 (1997) 北海道南部の泥火山の構造的特徴と活動履歴. *地質学雑誌*, 103, 781-791.
- Clauser, C. and Villinger, H. (1990) Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for Rheingraben, *Geophys. J. Int.*, 100, 393-414.
- Cruchaudet, M., J. Croisé, and J. M. Lavanchy (2008) "In situ osmotic experiment in the Callovo-Oxfordian argillaceous formation at the Meuse/Haute-Marne URL (France) : Data and analysis", *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 33, S114-S124.
- Daily, W., Ramirez, A., LaBrecque, D., and Nitao, J. (1992) Electrical resistivity tomography of vadose water movement, *Water Resources Research*, 28, 1429-1442.
- Daily, W., Ramirez, A., LaBrecque, D., and Barber, W. (1995) Electrical resistance tomography experiments at the Oregon Graduate Institute, *J. Appl. Geophys.*, 33, 227-237.
- Darnet, M., G. Marquis and P. Sailhac (2003) Estimating aquifer hydraulic properties from the inversion of surface streaming potential (SP) anomalies, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (13), 1697, doi:10.1029/2003GL017631.
- Davies, R. J. (2007) Birth of mud volcano: East Java, 29 May 2006. *GSA Today*, 17, no. 2, 2-9.
- Degueldre, C., Rocchiccioli, F. and Laube, A. (1999) Accelerated measurement of groundwater redox potentials; method and application. *土木学会原子力土木委員会地下環境部会 (2006) 精密地区選定段階における地質環境と評価の基本的考え方*. 144p.
- Domenico, P. A. and Palciauskas, V. V. (1973) Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional ground-water flow, *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3803-3814.
- Doughty, C., S. Takeuchi., K. Amano., M. Shimo, and C-F. Tsang (2005) "Application of multirate flowing fluid electric conductivity logging method to well DH-2, Tono Site, Japan", *Water Resources Research*, 41, W10401, doi:10.1029/2004WR003708.
- Earlougher, R. C., Jr. (1977) "Advances in Well Test Analysis", *Society of Petroleum Engineers Monograph* 5.
- 海老瀬潜一 (1996) 屋久島溪流河川の晴天時・洪水時水質への酸性雨の影響. *環境科学会誌*, 9, 377-391.
- Enachescu, C., B. Frieg, and J. Wozniwicz (2004) "A New Visual Synthesis Tool for Transient Test Data", *Proc. 2004 U. S. EPA/NGWA Fractured Rock Conference*, 173-184.
- Fabbri, P. (2001) Probabilistic Assessment of Temperature in the Euganean Geothermal Area (Veneto Region, NE Italy), *Mathematical Geology*, 33, 6, 745-760.
- Flohlich, R. K., and Parke, C. D. (1989) The electrical resistivity of the vadose zone field survey, *Ground Water*, 27, 524-530.
- Fort, M., Cossart, E., Deline, P., Dzikowski, M., Nicoud, G., Ravel, L., Schoeneich, P. and Wassmer, P. (2009) Geomorphic impacts of large and rapid mass movements: a review. *Geomorphologie: relief, processus, environment*, 2009, 1, 47-64.
- 藤原 治・柳田 誠・清水長正・三箇智二・佐々木俊法 (2004) 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*, 41, 335-344.
- 福田洋一 (2010) 衛星・地上精密重力測定による地下水変動モニター, 谷口真人編集, *アジアの地下環境*, 学報社, 115-154.
- Fukuda, A., Hagiwara, H., Ishimura T. et al. (2010) Geomicrobiological properties of ultra-deep granitic groundwater from the Mizunami Underground Research Laboratory (MIU), *Central Japan. Microbial Ecology* 60 214-225.
- 舟木泰智・石井英一・常磐哲也 (2009) 新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか? *応用地質*, 50, 238-247.

- 古谷尊彦 (2009) 大規模地震と地すべり. 地すべり学会誌, 45, 1-5.
- Garavito, A. M., P. De Cannière. and H. Kooi (2007) "In situ chemical osmosis experiment in the Boom Clay at the Mol underground research laboratory", *Physics and Chemistry of the Earth Parts ABC*, 32, 421-433.
- 原子力安全委員会 (2006) 「放射性廃棄物の地層処分に係る安全規制制度のあり方について」.
- 原子力安全基盤機構規格基準部 (2008) 地層処分の立地選定段階の調査に係わるガイドラインの検討 - 将来の安全評価に必要な調査のあり方と調査活動に関する品質保証について -. JNES-SS-0802.
- 原子力発電環境整備機構 (2011) 技術報告書「地層処分事業の安全確保 (2010 年度版) ~確かな技術による安全な地層処分の実現のために~」, NUMO-TR-11-01.
- Geological Survey of Japan (2003) Geological Map of Japan 1:1000000, 3rd Edition, 2nd CD-ROM Version.
- Gibowicz, S. J. (1997) An anatomy of a seismic sequence in a deep gold mine. *Pure and applied geophys.*, 150, 393-414.
- Green, D. H. and H. E. Wang (1986) Fluid pressure response to undrained compression in saturated sedimentary rock. *Geophysics*, 51, 948-956.
- Greenhouse, J. P. and Harris, R. D. (1983) Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study 7. Dc, VLF, and inductive resistivity surveys, *Journal of Hydrology*, 63, 177-197.
- Grenthe, I., Stumm, W., Laaksuharju, M., Nilsson, A. -C. and Wikberg, P. (1992) Redox potentials and redox reactions in deep groundwater systems. *Chemical Geology*, 98, 131-150.
- Hallbeck, L. and Pedersen, K. (2008) Characterization of microbial processes in deep aquifers of the Fennoscandian Shield. *Applied Geochemistry*, 23, 1796-1819.
- 浜田好弘・田中和広・宮田雄一郎 (2009) 台湾泥火山の地質構造と地化学特性. 地学雑誌, 118, 408-423.
<http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/off-tohoku110311/>
- Hantschel, T. and Kauerauf, A. I. (2009) *Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling*, Springer, Heidelberg.
<http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/nagano110312/>
- 半谷高久・小倉紀雄 (1995) 水質調査法 (第3版). 丸善. 335p.
- Hanyu, T., Tatsumi, Y., Nakai, S., Chang, Q., Miyazaki, T., Sato, K., Tani, K., Shibata, T. and Yoshida, T. (2006) Contribution of slab melting and slab dehydration to magmatism in the NE Japan arc for the least 25 Myr: Constraints from geochemistry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7, Q08002, doi:10.1029/2005GC001220.
<http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/e-shizuoka110315/>
- Hare, J. L., Ferguson, F. and Brady, J. L. (2008) The 4D microgravity method for water flood surveillance: Part IV – Modeling and interpretation of early epoch 4D gravity surveys at Prudhoe Bay, Alaska, *Geophysics*, 73, WA173-WA180.
- Harnisch, G. and Harnisch, G. (2002) Seasonal variations of hydrological influences on gravity measurements at Wettzell, *Bull d'Informations* 137, 10849-10861.
- Hasegawa, A. and Nakajima, J. (2004) Geophysical constraints on slab subduction and arc magmatism. In: Sparks, R. S. J. and Hawkesworth, C. J. (eds), *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*. Geophysical Monograph Series no. 150, 81-94, AGU, Washington, D. C.
- 長谷川修一・野々村敦子・山中 稔 (2008) 日本三景松島は地滑りによって形成された. 日本応用地質学会平成 20 年度研究発表会発表論文集, 135-136.
- Hartmann, A., Rath, V. and Clauser, C. (2005) Thermal conductivity from core and well log data, *International journal of rock mechanics and mining sciences*, 42, 1042-1055.
http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/fukushimahamadoori/
- 林 為人・中村敏明・高橋 学 (2003) 稲田花崗岩の熱特性, 超音波速度, 強度および変形特性の異方性, *応用地質*, 44, 3, 175-187.
- 林 為人・高橋 学・広野哲郎・佐々木泰 (2003) 岩石の透水係数の各種室内測定手法および測定結果の比較に関するレビュー. *資源と素材*, 119, 519-522.
- 林 武司 (2003) 関東平野中央部に見られる低酸素水素同位体比・高 Cl 濃度地下水帯の三次元分布と成因. *日本水文科学会誌*, 33, 53-70.
- 林 武司・内田洋平・安原正也・丸井敦尚・佐倉保夫・

- 宮越昭暢 (2003) 水質・同位体組成からみた関東平野の地下水流動. 日本水文科学会誌, 33, 125-136.
- 東 宏幸 (2000) ヒートパルス式孔内微流速計. 資源と素材, 116, 222-223.
- 東田盛善・佐竹 洋・渡久山章 (2001) 沖縄島の湧水と河川水の化学的特徴と同位体組成. 地球化学, 35, 27-41.
- 平岡喜文・本田昌樹・大久保修平・孫 文科・松本滋夫・福田洋一・東 敏博・杉原光彦・上田和永・水島茂喜 (2005) 絶対重力計 FG5 の相互比較 (4), 日本測地学会第 104 回講演会要旨.
- Hoang, N., Yamamoto, T., Itho, J. and Flower, M. (2009) Anomalous intra-plate high-Mg andesites in the Choshi area (Chiba, Central Japan) produced during early stages of Japan Sea Opening? *Lithos*, 112, 545-555.
- Honda, S. and Yoshida, T. (2005) Application of the model of small-scale convection under the island arc to the NE Honshu subduction zone. *Geochem. Geophys. Geosystem.*, 6, 1-2 (Q01002, doi:10. 1029/2004GC000785).
- Horseman, S. T., J. F. Harrington, and D. J. Noy (2007) "Swelling and osmotic flow in a potential host rock", *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 32, 408-420.
- 星野隆行・鹿園直建 (2007) 神奈川県秦野地域の土壌水・河川水の湧水水質に与える影響について. 地下水学会誌, 49, 205-233.
- 細谷真一・徳永朋祥 (2003) 間隙水圧の気圧変動応答, 地球潮汐応答を用いた水理特性評価技術の展望, 地下水学会誌, 45, 299-318.
<http://www.gsi.go.jp/chibankansi/chikakukansi40005.html>
- 細谷真一・徳永朋祥 (2005) 間隙水圧の気圧変動応答を用いた比貯留係数と鉛直方向の透水係数の評価方法の開発, 地下水学会誌, 47, 397-417.
- Hsieh, P. A., Tracy, J. V., Bredehoeft, J. D., Silliman and S. E. (1981) A Transient Laboratory Method for Determining the Hydraulic Properties of 'Tight' Rocks-1. *Theory, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech*, 18, 245-252.
- Hunt, T. M. (1970) Gravity changes at Wairakei geothermal field, New Zealand, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 529-536.
- Hurlimann, M., Marti, J. and Ledesma, A. (2004) Morphological and geological aspects related to large slope failures on oceanic islands. The huge La Orotava landslide on Tenerife, Canary Islands. *Geomorphology*, 62, 143-158.
- International Atomic Energy Agency (IAEA) (1994) *Siting of Geological Disposal Facilities*, Safety Series, 111-G-41. Vienna, Austria.
- International Atomic Energy Agency (IAEA) (1999) *Hydrogeological investigation of sites for the geological disposal of radioactive waste*, Technical Reports Series No. 391. Vienna, Austria.
- International Atomic Energy Agency (IAEA) (2001) *Monitoring of geological repositories for high level radioactive waste*, IAEA-TECDOC-1208. Vienna, Austria.
- International Atomic Energy Agency (IAEA) (2006) *Geological disposal of radioactive waste, Safety requirements*, No. WS-R-4. Vienna, Austria.
- International Atomic Energy Agency (IAEA) (2007) *Geological Disposal of Radioactive Waste. Draft Safety Guide DS 334*. Vienna, Austria.
- International Atomic Energy Agency (IAEA) (2011) *Disposal of Radioactive Waste, Specific Safety Requirements No. SSR-5*. Vienna, Austria.
- International Atomic Energy Agency (IAEA) (2011) *Geological disposal facilities for radioactive waste, Specific safety guide No. SSG-14*. Vienna, Austria.
- 井口 隆 (2006) 日本の第四紀火山で生じた山体崩壊・岩屑なだれの特徴-発生状況・規模と運動形態・崩壊地形・流動堆積状況・発生原因について-. 地すべり学会誌, 42, 409-420.
- 井尻裕二・澤田 淳・坂本和彦・内田雅大・石黒勝彦・梅木博之・大西有三 (2004) 割れ目ネットワークモデルによる水理特性に及ぼす割れ目スケール効果の影響, 土木学会論文集, No. 694/ III - 57, 179-194.
- 池田光良・繰上広志・三浦均也 (2000) 地下水温と安定同位体比から推定した十勝平野の地下水流動系. 地下水学会誌, 42, 3-26.
- 池田隆司・飯尾能久・小村健太郎・高橋直吉・汐川雄一・松田陽一 (2000) CSAMT 法と流電位検層法による淡路島北部の活断層調査、防災科学研究報告、60, 57-66.
- 井倉洋二・吉村和久 (1992) 山地小流域における湧水期の流出特性と水質特性. 九大演報, 66, 31-44.
- 今西和俊・安藤亮輔・桑原保人 (2011) 2011 年東北地方太平洋沖地震の発生後に活発化した正断層地震の発生原因, 日本地球惑星科学連合大会予稿集, MIS036-P108.
- 井上 誠 (1988) : 地表面の降雨による比抵抗変化の測定方法, 物理探査学会第 78 回学術講演会講演論

- 文集, 187-190.
- 井上 基・楊 延国・斉藤和也・狩野真吾・土屋範芳 (2007) 鉱物脈幅に基づく開口き裂間隙のフラクタルモデルとき裂表面積特性. 日本地熱学会誌, 29, 2, 83-90.
- 井岡聖一郎・岩月輝希・天野由記・古江良治 (2006) 地下水の流動経路における酸化還元緩衝能力の評価 - 特に硫酸還元緩衝能力について -. 日本水文科学会誌, 37, 3-8.
- IRSN (2005) Avis de l'institut de radioprotection et de surete nucleaire sur le Dossier 2005 Argile, Rapport DSU no. 106.
- Ishido, T. (1989) Self-potential generation by subsurface water flow through electrokinetic coupling, in Lecture Notes in Earth Sciences, 27 G. -P. Merkle et al. (Eds.) Detection of Subsurface Flow Phenomena, Springer Verlag, 121-131.
- 石戸経士 (2002) 地熱貯留層工学, 日本地熱調査会, pp. 176.
- Ishido, T. (2004) Electrokinetic mechanism for the "W-shaped self-potential on volcanoes, Geophys. Res. Lett., 31, L15616.
- Ishido, T. and Pritchett, J. W. (1999) Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with subsurface fluid flow, J. Geophys. Res., 104, 15, 247-15, 259.
- 石戸経士・杉原光彦・竹野直人・矢野雄策・當舎利行 (2003) 貯留層変動予測技術, 貯留層変動探査法開発の解析・評価総括報告書, AIST03-C00018, p. 49-58.
- 石原朋和・田中和広 (2009) 泥火山周辺の地質構造と地下水の地化学特性 - 新潟県十日町市蒲生における検討 -. 地学雑誌, 118, 350-372.
- 石井 卓・中島 均・穂刈利之・堀田政國・菅原 宏・間瀬貴久 (1998) 多段パッカー方式地下水観測装置を用いた地盤の微小透水係数の原位置測定. FAPIG, 149, 46-53.
- 石井英一・安江健一・田中竹延・津久井朗太・松尾公一・杉山知稔・松尾重明 (2006) 北海道北部、幌延地域における大曲断層の三次元分布と水理特性. 地質学雑誌, 112, 301-314.
- 石山達也・杉戸信彦・越後智雄・佐藤比呂志 (2011) 2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層について.
- 伊藤久男・杉原光彦 (1988) 微小地震の震源移動による流体移動経路と浸透率の推定. 日本地熱学会誌, 10, 305-309.
- 伊藤一誠・鈴木庸平・関 陽児・竹野直人・須甲武志 (2008) 地質環境ベースライン把握のための掘削手法と水理特性評価の最適化. 地下水技術, 50, 13-20.
- Iwamori, H. (1998) Transport of H₂O in subduction zones. Earth Planet. Sci. Lett., 160, 65-80.
- 岩月輝希・豊島賢治・吉田英一 (1998) 深地層を対象とした地下水の地球科学調査の現状. 原子力バックエンド研究, 4, 73-81.
- 岩月輝希・吉川英樹・森川佳太・細谷真一 (2009) 深部地下水の物理化学パラメータ (pH, 酸化還元電位) の測定とその留意点. 地下水学会誌, 51, 205-214.
- Iwatsuki, T., Xu, S., Mizutani, Y., Hama, K., Saegusa, H. and Nakano, K. (2001) Carbon-14 study of groundwater in the Tono study site, central Japan. Applied Geochemistry, 16, 849-859.
- Jackson, E. V., Shaw, H. R. and Bargar, K. E. (1975) Calculates geochronology and stress field orientations along the Hawaiian chain. Earth. Planet. Sci. Lett., 26, 145-155.
- 神宮司元治・国松 直・今泉博之・辻野修一・前田幸男 (2003) 現位置発破試験における液状化状態の比抵抗モニタリング, 物理探査, 56, 149-155.
- 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 (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 (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2 地層処分の工学技術.
- 核燃料サイクル開発機構 (1999d) 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3 地層処分システムの安全評価.
- 核燃料サイクル開発機構 (1999e) 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 -, 別冊 地層処分の背景.
- 亀海泰子 (2009) トレーサー物質. 地下水のトレーサー試験 (日本地下水学会編), 技報堂出版, 89-119.
- 金井 豊・関 陽児・上岡 晃・金沢康夫・月村勝宏・濱崎聡志・中嶋輝允 (1998) 水と地表物質との相互作用による水質について - 福島・茨城県における湧水・地表水の調査例 -. 地質調査所月報, 49, 425-438.
- 金井 豊・上岡 晃・金沢康夫・関 陽児・濱崎聡志・

- 月村勝宏・中嶋輝允 (1999) 茨城県中部域の源流部における浅層地下水・地表水の水質変動. 地質調査所月報, 50, 591-610.
- 甘露寺泰雄 (2007) 関東地方・大阪平野・石狩平野・濃尾平野・伊勢・志摩・鈴鹿地方における大深度温泉. 温泉科学, 57, 99-114.
- 柏谷公希・中田弘太郎・長谷川琢磨 (2010) 簡便で高精度な地下水の蛍光染料濃度測定法の提案 - ボーリング調査における信頼性の高い地化学データ取得のために -. 電力中央研究所地球工学研究所研究報告, No. N09026, 20p.
- Kato, K., Nagaosa, K., Kimura, H. et al. (2009) Unique distribution of deep groundwater bacteria constrained by geological setting. *Environmental Microbiology Reports* 1: 569-574.
- Kato, N., Sato, H., Imaizumi, T., Ikeda, Y., Okada, S., Kahohara, K., Kawanaka, T. and Kasahara, K. (2004) Seismic reflection profiling across the source fault of the 2003 Northern Miyagi earthquake (Mj6. 4), NE Japan: basin inversion of Miocene back-arc rift. *Earth Planets Space*, 56, 1369-1374.
- 加藤 進・梶原義照 (1986) 新潟地域油ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成. 石油技術協会誌, 51, 113-122.
- 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, 437p.
- 活断層・地震研究センター (2011) 活断層データベース. <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/>
- 河井興三 (1973) 油田地帯の異常高圧. *海洋科学*, 15, 469-476.
- 川村政和・松林 修・大久保泰邦 (1999) 熱・温度探査, 物理探査ハンドブック 手法編. 物理探査学会, 569-594.
- 梶根 勇 (1986) 水文学研究の動向 - 地中水を中心に -. *地学雑誌*, 95 (7), 9-14.
- 梶根 勇 (1989) 河川と地下水. *地学雑誌*. 98. 42-52
- 風早康平・安原正也 (1994) 湧水の水素同位体比からみた八ヶ岳の地下水の涵養・流動過程. *ハイドロロジー*, 24, 107-109.
- 風早康平・安原正也・高橋 浩・森川徳敏・大和田道子・戸崎裕貴・浅井和由 (2007) 同位体・希ガストレーサーによる地下水研究の現状と新展開. *日本水文学会誌*, 37, 221-252.
- Kazahaya, K., Matsuzawa, T., A. Hasegawa, A., Yasuhara, M., Takahashi, M., Oyama, Y. and Iwamori, H. (2011) CO₂-bearing saline water found in groundwater, related to deep low frequency earthquakes. Abstract, V41D-2543 presented at 2011 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 05-09 Dec.
- Kazahaya, K., Yasuhara, M., Sato, T., Inamura, A., Morikawa, N., Takahashi, H. A., Takahashi, M., Ohwada, M., Ritchie, B. E. (2003) Chemical and isotopic nature of very saline spring in central Japan: implication to their origin. Abstract, 23rd General Assembly of the IUGG (Sapporo, Japan) A, 42.
- Kean, W. F., Waller, M. J. and Layson, H. R. (1988) Monitoring moisture migration in the vadose zone with resistivity. *Ground Water*, 25, 562-571.
- 建築研究所 (2011) 2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の津波波源. http://iisee.kenken.go.jp/staff/fujii/OffTohokuPacific2011/tsunami_ja.html
- Kieft TL, Kovacic WP, Ringelberg DB, White DC, Haldeman DL, Amy PS & Hersman LE (1997) Factors limiting microbial growth and activity at a proposed high-level nuclear repository, Yucca mountain, Nevada. *Applied and Environmental Microbiology*, 63, 3128-3133.
- 木口 努・伊藤久男・栗原保人・中尾信典・大湊隆雄 (1995) マルチオフセットハイドロフォンVSPによる透水性亀裂の評価. 地質調査所報告, 282, 205-225.
- 木口 努・伊藤久男・栗原保人・中尾信典・大湊隆雄 (1996) ハイドロフォンVSPによる透水性亀裂の検出と透水係数の推定. *物理探査*, 49, 285-296.
- 木方建造・大山隆弘・馬原保典 (1999) 圧密型岩石抽水装置の製作と深部堆積岩への適用. *応用地質*, 40, 260-269.
- Kimball, B. A., Runkel, R. L., Walton-Day, K. and Bencala, K. E. (2002) Assessment of metal loads in watersheds affected by acid mine drainage by using tracer injection and synoptic sampling: Cement Creek, Colorado, USA. *Applied Geochem.*, 17, 1183-1207.
- Kimura, J. -I., Stern, R. J. and Yoshida, T. (2005) Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 117, 969-986.
- Kimura, J. -I. and Yoshida, T. (2006) Contributions of slab fluid, wedge mantle, and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc. *Jour. Petrol*, 47, 2185-2232.
- 岸 和男・永井 茂・石井武政・安原正也 (1989) 秩父市周辺小河川における比流量および水質と地質

- (岩種)との関係. 地質調査所月報, 40, 673-690.
- 岸本宗丸・横井浩一・山澤茂行・井手朋徳・当舎利行 (2000): MT 法長期連続比抵抗モニタリングシステムの開発. 物理探査学会第 102 回学術講演会論文集, 219-223.
- 気象庁 (2011) 「平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震」の断層すべり分布の推定—近地強震波形を用いた解析—. <http://www.mri-jma.go.jp/Dep/sv/2011tohokutaiheiyo/source-process2.pdf>
- 北村守次・加藤拓紀・関口恭一・田口圭介・玉置元則・大原真由美・森 淳子・村野健太郎・若松伸司・山中芳夫・大喜多敏一・原 宏 (1991) わが国の酸性雨の pH とその頻度分布パターン. 日化, 1991 (6), 913-919.
- 木谷清一・手塚和彦 (2002) NEDO 肘折実験場の地質構造と高温岩体貯留層のフラクチャ系. 日本地熱学会誌, 24, 283-297.
- Kloppmann, W., Matray, J. M. and Aranyossy, J. F. (2001) Contamination of deep formation waters by drilling fluids: correction of the chemical and isotopic composition and evaluation of errors. *Applied Geochemistry*, 16, 1083-1096.
- Knight, J. (2007) Beachrock reconsidered. discussion of: KELLERAT, D., 2006. Beachrock as sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view. *Journal of Coastal Research*, 22 (6), 1558-1564. *Jour. Coastal Res.*, 23, 1074-1078.
- 小出 馨・杉原弘造・長谷川建・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, 117, 785-793.
- 小出 博 (1955) 山崩れ. 古今書院, 205p.
- 小池克明・正路徹也 (2008) 講座「地球統計学」地球統計学的シミュレーションの基礎と応用, 日本地熱学会誌, 30, 1, 23-35.
- 小池一之・町田 洋 編 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 103p.
- 小池一之・町田 洋 編 (2001) 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 105p.
- 小島圭二・神尾重雄・石橋弘道・内山成和・斉藤秀樹・島裕雅 (1989) ジオトモグラフィによる岩盤の画像化 (その 2) —岩盤内の地下水の流れの画像化—, 応用地質, 30-4, 1-10.
- 国土地理院 (2011a) GPS 連続観測から得られた電子基準点の地殻変動.
- 国土地理院 (2011b) 電子基準点 (GPS 連続観測点) データ解析による滑り分布モデル. <http://www.gsi.go.jp/cais/chikakuhendo40007.html>
- 小宮洋行・中屋真司・益田晴恵・日下部実 (2003) 酸素および水素の安定同位体比と水質から見た長野県松本盆地中南部地域の広域地下水流動. 地下水学会誌, 45, 145-168.
- 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. Jpn.*, 43, 173-180.
- 小西省吾・吉川周作 (1999) トウヨウゾウ・ナウマンゾウの日本列島への移入時期と陸橋形成. 地球科学, 53, 125-134.
- Korup, O., Glague, J., Hermann, R., Hewitt, K., Strom, A. and Weidinger, T. (2007) Giant landslides, topography, and erosion. *EPSL*, 261, 578-589.
- 小坂和夫 (1998) 水みちとしての断層と節理 - 構造地質学から応用構造地質学へ -. 地質学論集, 50, 251-263.
- 越谷 信・長江亮二・大上和良・森田安彦 (1991) 南部阿武隈山地花崗岩体中の断層系と地下水. 応用地質, 32, 167-183.
- Krige, L. J. (1939) Borehole temperature in the Transvaal and Orange Free State, *Proc. Roy. Soc. Amer.*, 173, 450-474.
- 窪田健二・鈴木浩一・池野谷尚史・高倉 望・谷 和夫 (2009) 堆積軟岩における原位置加熱実験 (その 3) —比抵抗トモグラフィ法を用いた高温域進展状況のモニタリング—, 電研研究報, N08055, 1-16.
- 國丸貴紀・細谷真一 (2006) 採水深度における間隙水圧と水質の同時モニタリングを可能としたモニタリングシステムとその適用性、日本地下水学会秋季講演会講演要旨, pp. 322-327.
- 國生剛治・石澤友浩 (2010) 地震時斜面崩壊における土塊流動距離のエネルギー的評価法と実崩壊例への適用. 地すべり学会誌, 47, 121-128.
- 操上広志・高橋美昭・吉澤勇二・三和 公・赤村重紀・河野一輝 (2010) 放射性廃棄物の地層処分におけるモニタリングと初期ベースラインに関する検討, NUMO-TR-10-01, 原子力発電環境整備機構.
- 操上広志・竹内竜史・藪内 聡・瀬尾昭治・戸村豪治・柴野一則・原 稔・國丸貴紀 (2008) 幌延深地層研究計画の地上からの調査研究段階における地下水流動に関する調査研究. 土木学会論文集 C, 64, 680-695.
- 黒田和男 (2004) 地下水の水質とその起源. 地下水技術, 46. 3-20.

- 黒田和男 (2006) 金属鉱床地帯の地下水流出からみた流水中の重金属溶存量について. 地下水技術, 48, 11-21.
- 黒田和男・大八木規夫・吉松弘行 (1982) 地すべり現象からみた日本の地質地帯区分. 地すべり, 18(4), 17-24.
- 楠見晴重・中村 真・西田一彦 (1997) : 連続計測による岩盤斜面の破碎帯部における見かけ比抵抗と降雨との関係, 応用地質, 38, 74-82.
- Lachenbruch, A. H. (1968) Rapid estimation of the topographic disturbance to superficial thermal gradients, reviews of geophysics, 6, 3, 365-400.
- Lachenbruch, A. H. and Brewer, M. C. (1959) Dissipation of the temperature effect of drilling a well in Arctic Alaska, Geol. Survey Bull., 1083-C, 73-109.
- Lal, D. (1991) Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion. Earth Planet. Sci. Lett., 104, 424-439.
- Ligtenberg, J. H. (2005) Detection of fluid migration pathways in seismic data: implications for fault seal analysis, Basin Res., 17m, 141-153.
- Lim, D. (2003) "Mass Transport Analysis in the Near Field of Geologic Repository", University of California, UCB-NE-4238.
- 町田 洋 (1984) 巨大崩壊、岩屑流と河床変動. 地形, 5, 155-178.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 336p.
- 真柄欽次 (1966) 検層データによる油層圧の推定 - 紫雲寺ガス田における検討 -. 石油技術協会誌, 31, 266-273.
- 馬原保典 (2002) 岩石コア - を用いた地下水年代測定の試み (その1) 間隙水溶存希ガス測定のための岩石コア - 採取法の確立. 電力中央研究所我孫子研究所研究報告, U01035, 17p.
- 馬原保典・中田英二・大山隆弘・宮川公雄・五十嵐敏文・市原義久・松本裕之 (2006) 化石海水の同定法の提案 - 太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価 -, 地下水学会誌, 48, 17-33.
- Mahony, S. H., Sparks, R. S. J., Connor, L. I. and Connor, C. B. (2009) Exploring long-term hazards using a Quaternary volcano database. Volcanic and Tectonic Hazard Assessment for Nuclear Facilities, 326-345. Cambridge University Press.
- 牧野雅彦・佐田達哉・渡辺史郎・山元孝広・安原正也 (2005) 会津盆地西縁断層周辺の基盤構造. 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会, S053P-004.
- Marine, I. W. and S. J. Fritz, (1981) "Osmotic Model to Explain Anomalous Hydraulic Heads", Water Resources Research, 17, 73-82.
- 丸井敦尚・安原正也・林 武司・樋口宏之 (2001) 東京湾岸の深層地下水. 日本水文科学会誌, 31, 1-9.
- 丸山 正・斎藤英二・吾妻 崇・谷口 薫・吉見雅行・林田拓己 (2011) 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震に伴い井戸沢断層に沿って出現した地震断層の緊急現地調査報告. <http://unit.aist.go.jp/actfault-eq/Tohoku/report/idosawa/index.html>
- 丸山茂徳・大森聡一・岩瀬康行 (2004) 日本列島直下で現在進行中の広域変成作用. 地学雑誌, 113, 600-616.
- 丸山利輔・石川重雄 (1999) 地域環境水文学とは. 地域環境水文学, 朝倉出版, 1-17.
- 増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥・荒谷 忠 (2001) 房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた過去 6000 年間の相対的海水準変動と地震隆起. 地学雑誌, 110, 650-664.
- 松葉谷治・酒井 均・鶴巻道二 (1974) 有馬地域の温泉, 鉱泉の水素と酸素の同位体比について. 岡山大学温泉研究所報告, 43, 15-28.
- 松林 修・後藤秀作 (2009) 海底堆積物の熱物性の見積もり方法について. 物理探査, 62, 6, 565-574.
- 松田時彦 (2005) 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, no. 25, 109-116.
- 松井裕哉 (2007) 幌延深地層研究計画 - 地上からの調査研究段階における深層ボーリング調査計画とその実績 -. JAEA-Technology, 2006-054, 68p.
- 松木浩二・福岡伸之・伴野純也・坂口清敏 (2001) コンピュータき裂を用いたき裂透水性の寸法効果に関する研究. 日本地熱学会誌, 123, 2, 127-139.
- 松村和樹・中筋章人・井上公夫編 (1988) 鹿島出版会, 253p.
- Matsushi, Y., Wakasa, S., Matsuzaki, H. and Matsukura, Y. (2006) Long-term denudation rates of actively uplifting hillcrests in the Boso Peninsula, Japan, estimated from depth profiling of in situ-produced cosmogenetic ¹⁰Be and ²⁶Al., Geomorphology, 82, 283-294.
- McMurtry, G. M., Watts, P., Fryer, G., Smith, J. and Imamura, F. (2004) Giant landslides, megatsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands. Marine Geol., 203, 219-233.
- 三野浩一郎・山路 敦 (1999) 複数の応力を経験した地域における小断層解析: 房総半島の更新統を例として. 地質学雑誌, 105, 574-584.
- 三田村宗樹・高橋 一 (1993) 日本の地下水利用の歴史. 地下水資源・環境論 - その理論と実践 -, 共立出版,

- 22-27.
- 宮川公雄 (1999) 地下水モデリングのためのデータ解析手法の基礎. 3. 水理地質構造のモデリング 3. 1 割れ目系岩盤における水理地質構造の調査手法 (広域～サイトスケール), 地下水学会誌, 41, 329-336.
- 宮下由香里・小林健太・伊藤順一・間中光雄・福土圭介・亀井淳志・渡部芳夫 (2011) 物質科学的手法による断層活動性評価手法の開発 - 鳥取県西部地域における研究事例 -. 日本地質学会第 118 年学術大会講演要旨集, 36.
- 宮崎哲郎・柴田智郎・秋田藤夫・高橋徹哉・青柳直樹・中山憲司・内野栄治・橋爪 清・水谷義彦・小田松尚 (1983) 安定同位体比による富山県庄川扇状地地下水の涵養源および流動状況の研究. 地球化学, 17, 1-9.
- Mizukami M., Sakai, H. and Matsubaya, O. (1977) Na-Ca-Cl-SO₄-type submarine formation waters at the Seikan Undersea Tunnel, Japan. Chemical and isotopic documentation and its interpretation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, 1201-1212.
- 水取支研究グループ (1993) 地下水資源・環境論 - その理論と実践 -. 共立出版, 350p.
- 水谷義彦・佐竹 洋 (1997) 地下水涵養源の指標としての河川水の水素および酸素同位体組成. 地下水学会誌, 39, 287-297.
- 水谷義彦・佐竹 洋・高島秀樹 (1987) 富山県庄川扇状地地下水の滞留時間. 地球化学, 21, 49-54.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Takahashi H. A., Inamura, A., Ohwada, M., Yasuhara, M., Takahashi, M., Ritchie, B. E., Nagao, K. and Sumino, H. (2004) Chemical and isotopic compositions of thermal water related with possible ascending deep fluids in Kii Peninsula, SW Japan. 2004 AGU Fall Meeting (San Francisco, USA). *Eos, Transactions, AGU*, 85, Fall Meeting Supplement, V13A-1442.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Yasuhara, M., Inamura, A., Nagao, K., Sumino, H. and Ohwada, M. (2005) Estimation of groundwater residence time in a geologically active region by coupling ⁴He concentration with helium isotopic ratios, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02406, doi:10. 1029/2004GL021501.
- 森田澄人・Char-Shine LIU・Chia-Yen KU・町山栄章・Sawlood LIN・徐 垣・清水 賢 (2009) 台湾南西沖, 海底マウンド分布域の流体循環-大陸棚斜面上のリッジにおける高精度地震探査について-. 地学雑誌, 118, 424-434.
- 守屋以智雄 (1983) 日本の火山地形. 東京大学出版会, 135p.
- 森谷 洋・阿部真郎・荻田 茂・檜垣大助 (2010) 2008 年岩手・宮城内陸地震に伴って発生した荒砥沢ダム上流の大規模地すべり構造. 地すべり学会誌, 47, 77-83.
- 本島貴之・尾上博則・井尻裕二・大津宏康・三枝博光 (2010) 割れ目が卓越する岩盤に大深度立坑を掘削する際の突発湧水リスク評価手法の提案. 土木学会論文集 C, 66, 370-386.
- 永淵 修・柿本大典・海老瀬潜一・浮田正夫 (2002) 溪流河川水質への森林機能の影響. 陸水学雑誌, 63, 11-19.
- 長江亮二 (1996) 濃飛流紋岩および阿武隈花崗閃緑岩などの酸性岩地帯の地下水の一般溶存成分. 安定同位体比とトリチウム濃度およびガス分析による地下水の水循環および水質変化の推定, 地下水学会誌, 38, 51-79.
- 長縄成実 (2006a) 最新の孔井掘削技術 (その 2). 石油開発時報, 149, 5-12.
- 長縄成実 (2006b) 最新の孔井掘削技術 (その 3). 石油開発時報, 150, 3-11.
- NAGRA (1994) Kristallin-I Safety assessment report, NAGRA Technical Report 93-22.
- Nakada, M., Yonekura, N. and Lambeck, C. (1991) Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonic histories and mantle rheology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 85, 10-122.
- 中川 徹・小柳義夫 (1982) 最小二乗法による実験データ解析, 東京大学出版会, 東京, 206p.
- 中井信之 (1986) 地下水研究への同位体の利用. 地学雑誌, 95, 15-22.
- 中井信之 (1986) 地下水研究への同位体の利用. 地学雑誌, 95, 455-462.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. (2001) Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan. *Tectonophysics*, 341, 1-17.
- 中嶋 悟 (1995) 岩石中の物質移動と岩石・水反応機構. 放射性廃棄物と地質科学: 地層処分の現状と課題, 東京大学出版会, 389.
- 中村俊夫 (2001) 放射性炭素年代とその高精度化. 第四紀研究, 40, 445-459.
- 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, 68p.
- 中田英二・千木良雅弘 (2009) バッドランド斜面における侵食プロセスに関する地化学的検討 - 台湾南部. 泥火山が分布する古亭坑層での調査 -. 地学雑誌, 118, 511-532.

- 中山友栄・谷口真人・嶋田 純 (2000) 琵琶湖流域における降水と地下水の安定同位体比特性. 陸水学会誌, 61, 119-128.
- 中里裕臣 (1997) 地すべり年代学と巨大地すべり調査. 地質ニュース, 516, 13-18.
- 成尾英仁・小林哲夫 (2002) 鬼界カルデラ, 6. 5ka BP 噴火に誘発された2度の巨大地震. 第四紀研究, 41, 287-299.
- NEDO (1999) 平成10年度貯留層変動探査法開発 - 電気・電磁気探査法開発報告書 (要約).
- Neuzil, C. E. (1986), "Groundwater Flow in Low-Permeability Environments", *Water Resources Research*, 22, No. 8, 1163-1195.
- Neuzil, C. E. (1995), "Abnormal Pressures as Hydrodynamic Phenomena", *American Journal of Science*, 295, 742-786.
- Neuzil, C. E. (2000), "Osmotic Generation of 'Anomalous' Fluid Pressures in Geological Environments", *Nature*, 403, 182-184.
- Neuzil, C. E. and A. M. Provost (2009), "Recent experimental data may point to a greater role for osmotic pressures in the subsurface", *Water Resources Research*, 45, W03410, doi:10.1029/2007WR006450.
- Nielsen, L. and Clemmensen, L. B. (2009) Sea-level markers identified in ground-penetrating radar data collected across a modern beach ridge system in a microtidal regime, *Terra Nova*, 21, 474-479.
- 日本地質学会地質基準委員会 (2003) 地質学調査の基本 (地質基準). 共立出版, 220p.
- 日本原子力研究開発機構 (2011) 平成22年度地質環境総合評価技術高度化開発報告書.
- 日本熱物性学会編 (2008) 新編熱物性ハンドブック. 養賢堂, 東京, 776p.
- 日本列島の地質編集委員会編 (2002) 理科年表読本 コンピュータグラフィックス 日本列島の地質 CD-ROM 版.
- 楡井 久・楠田 隆・中村正直・末永和幸・松本俊幸 (1993) 帯水層と地下水盆. 地下水資源・環境論 - その理論と実践 -, 共立出版, 105-141.
- 西 祐司・石戸経士 (2003) 奥会津地域におけるH12・13年度SP連続測定. 貯留層変動探査法開発の解析・評価総括報告書, AIST03-C00018, IR4-4.
- 西 祐司・石戸経士・根木健之 (2008) 坑井内自然電位連続測定 - フラクチャー岩体の水理特性推定のための新しいアプローチ. 物理探査, 61, 285-299.
- Nishiizumi, K., Winterer, E. L., Kohl, C. P., Klein, J., Middleton, R., Lai, D. (1989) Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. *Jour. Geophys. Res.*, 94, 17907-17915.
- 野上道男 (1981) 河川縦断面形発達過程に関する非定数係数拡散モデル. 地理学評論, 54, 364-368.
- Nogami, M. (1990) Simulation of evolutionary process of longitudinal river profile using experimental flume and computer. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, 25, 195-211.
- 野村拳一 (1982) 熱流量調査, 湯原浩三編「地熱開発総合ハンドブック」, 1109p., フジ・テクノシステム, 東京, 143-160.
- OECD/NEA (2002) Features, events and processes (FEPs) for geological disposal of radioactive waste—An International Database—.
- 小笠原宏・川方裕則・石井 紘・中谷正生・矢部康男・飯尾能久 (2009) 南アフリカ金鉱山における半制御地震発生実験, 地震, 2, 61, S563-S573.
- 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 -. 応用地質, 36, 2-13.
- 大口健志・吉田武義・大上和良 (1989) 東北本州弧における新生代火山活動域の変遷. 地質学論集, no. 32, 431-455.
- Ohki, J., Watanabe, N. and Itaya, T. (1993) Shifting of the volcanic fronts during Early to Late Miocene age in the Northeast Japan arc. *Island Arc*, 2, 87-93.
- 大木靖衛・佐藤 修・青木 滋 (1992) 北部フォッサマグナのジオプレッシャー型熱水系に起因する地震と地すべり. 月刊地球 (号外), 松田時彦教授退官記念号—地質学と地震, 5, 121-125.
- 大久保修平 (2001) ハイブリッド重力観測で追う, 地震・火山活動, 2000年三宅島火山活動と伊豆諸島群発地震活動, 地震ジャーナル, 31, 47-58.
- 大草重康・安間 荘・毎熊 弘・藤田至則・粕倉克幹 (1986) 1984年長野県西部地震による斜面崩壊とその特徴. 応用地質, 27, 128-140.
- Ohman, J., Niemi, A. and Tsang, C-F (2005) A regional-scale particle-tracking method for nonstationary fractured media. *Water Resources Research*, 41, W03016, doi:10.1029/2004WR003498.
- 大野亮一・山科真一・山崎孝成・小山倫史・江坂文寿・笠井史宏 (2010) 地震時大規模地すべりの発生機構—荒砥沢地すべりを例として—. 地すべり学会誌, 47, 84-90.
- 太田久仁雄・阿部寛信・山口雄大・國丸貴紀・石井英一・

- 線 上 広 志 ・ 戸 村 豪 治 ・ 柴 野 一 則 ・ 濱 克 宏 (2007) 幌 延 深 地 層 研 究 計 画 に お け る 地 上 か ら の 調 査 研 究 段 階 (第 1 段 階) 研 究 成 果 報 告 書 分 冊 「 深 地 層 の 科 学 的 研 究 」 . JAEA - Research, 2007-044.
- 太 田 陽 子 (1999) 変 動 地 形 を 探 る I . 古 今 書 院 , 204p.
- 大 津 宏 康 ・ 有 菌 大 樹 ・ 三 枝 博 光 (2010) 不 連 続 性 岩 盤 に お け る 突 発 湧 水 を 対 象 と し た 地 質 調 査 の 価 値 に 関 す る 一 考 察 . 土 木 学 会 論 文 集 F4 (建 設 マ ネ ジ メ ン ト) 特 集 号 , 66 (1) , 77-90.
- Ohwada, M., Satake, H., Nagao, K. and Kazahaya, K. (2007) Formation processes of thermal waters in Green Tuff : A geochemical study in the Hokuriku district, central Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 168, 55-67.
- 奥 野 岳 志 ・ 松 本 樹 典 ・ 汪 発 武 (2004) 白 山 に お け る 巨 大 甚 之 助 谷 地 す べ り の 運 動 様 式 及 び そ の 影 響 素 因 . 地 す べ り 学 会 誌 , 41, 57-64.
- 尾 留 川 剛 ・ 松 井 裕 哉 ・ 線 上 広 志 ・ 舟 木 泰 智 (2008) 幌 延 深 地 層 研 究 計 画 に お け る 地 下 研 究 施 設 建 設 時 の 課 題 と 対 応 策 . 土 と 基 礎 , 56-1 (600) , 32-35.
- Osborne M. J. and R. E. Swarbrick (1997) "Mechanisms for Generating Overpressure in Sedimentary Basins: A Reevaluation", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 81, 1023-1041.
- Osiensky, J. R. and Donaldson, P. R. (1995) Electrical flow through an aquifer for contaminant source leak detection and delineation of plume evolution, *Journal of Hydrology*, 169, 243-263.
- 大 坪 誠 ・ 重 松 紀 生 ・ 北 川 有 一 ・ 小 泉 尚 嗣 (2009) 南 海 ト ラ フ 沈 み 込 み 帯 前 弧 陸 域 で の 応 力 場 変 換 : 熊 野 市 井 内 浦 お よ び 紀 北 町 海 山 観 測 点 コ ア を き る 断 層 面 を 用 い て . 地 質 学 雑 誌 , 115, 457-469.
- Otsubo, M., Shigematsu, N., Takahashi, M., Azuma, T., Imanishi, K. and Ando, R. (2011) Striations formed on the surface rupture due to the earthquake in the Fukushima prefecture on 11th of April, 2011, Japan. Abstract of the 2011 Geological Society of America Annual Meeting, 98-1.
- Otsubo, M., Shigematsu, N., Takahashi, M., Azuma, T., Imanishi, K. and Ando, R. (in press) Slickenlines on fault scarps caused by an earthquake in Iwaki-city (Fukushima Prefecture, Japan) on 11th of April, 2011. *Jour. Geol. Soc. Japan*.
- Paolo Fabbri and Sebastiano Trevisani (2005) Spatial distribution of temperature in the low-temperature geothermal Euganean field (NE Italy) : a simulated annealing approach, *Geothermics*, 34, 617-631.
- Pedersen, K., Arlinger, J., Eriksson, S., Hallbeck, A., Hallbeck, L. and Johansson, J. (2008) Numbers, biomass and cultivable diversity of microbial populations relate to depth and borehole-specific conditions in groundwater from depths of 4-450 m in Olkiluoto, Finland. *Isme Journal*, 2, 760-775.
- Perez-Torrado, F. J., Paris, R., Cabrera, M., Schneider, J., Wassmer, P., Carracedo, J., Rodriguez-Santana, A. and Santana, F. (2006) Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete Valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. *Marine Geology*, 227, 135-149.
- Posamentier, H. W. and Vail, P. R. (1988) Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and systems tract models. In Wilgus, C. K. and others (eds) : *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Pub., no. 42, 125-154.
- Posiva (2010) Local Seismic Network at the Olkiluoto Site Annual Report for 2009.
- Pribnow, D. F. C., Davis, E. E. and Fisher, A. T. (2000) Borehole heat flow along the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, including effects of anisotropy and temperature dependence of sediment thermal conductivity, *J. Geophys. Res.*, 105, 13449-13456.
- Rahn, P. H., Davis, A. D., Webb, C. J. and Nichols, A. D. (1996) Water quality impacts from mining in the Black Hills, South Dakota, USA. *Environmental Geology*, 27, 38-53
- Rantz, S. E. (1982) Measurement and computation of stream flow: volume 2. Computation of discharge, U. S. Geological Survey Water-Supply Paper 2175
- Rehmel, M. (2007) Application of acoustic Doppler velocimeters for streamflow measurements. *Jour. Hydraulic Engineering*, 133, 1433-1438.
- Revil, A., V. Naudet, J. Nouzaret, and M. Pessel (2003) Principles of electrography applied to self-potential electrokinetic sources and hydrogeological applications, *Water Resour. Res.*, 39 (5) , 1114, doi:10.1029/2001WR000916.
- Rey, D., Rubio, B., Bernabeu, A. M. and Vilas, F. (2004) Formation, exposure, and evolution of a

- high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain) . *Sedimentary Geology*, 169, 93-105.
- Rodriguez, A. B. and Meyer, C. T. (2006) Sea-level variation during the Holocene deduced from the morphologic and stratigraphic evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U. S. A. *Jour. Sedimentary Res.*, 76, 257-269.
- Rojstaczer, S. (1988) Determination of fluid flow properties from the response of water levels in wells to atmospheric loading, *Water Resour. Res.*, 24, 1927-1938.
- Rousseau-Gueutin, P., V. de Greef, J. Gonçalves, S. Violette, and S. Chanchole (2009) "Experimental device for chemical osmosis measurement on natural clay-rock samples maintained at in situ conditions: Implications for formation pressure interpretations", *Journal of Colloid and Interface Science*, 337, 106-116.
- Rybach, V. L., Eugster, W. and Griesser, J.-C. (1987) Die geothermischen Verhältnisse in der Nordschweiz, *Eclogae geol. Helv.*, 80, 2, 521-534.
- 三枝博光・澤田 淳 (2003) 地質環境特性調査における地下水流動の不確実性評価に対する試み．原子力バックエンド研究, 9, 167-178.
- 三枝博光・澤田 淳・稲葉 薫・竹内真司・中野勝志 (2003) 複数のモデル化手法を用いた地質環境特性調査における地下水流動特性評価の不確実性の検討．サイクル機構技報, 20, 75-89.
- 相楽 渉・丸井英明・吉松弘行 (2005) 大規模地すべり地の地下水流動特性に関する考察 - 東北地方の第三紀層地すべりを例として -. 地すべり学会誌, 42, 51-62.
- 坂口清敏・伴野純也・奥村清彦・小川泰志・松木浩二 (2002) き裂表面形状と間隙の寸法効果．日本地熱学会誌, 24, 2, 149-160.
- 酒井哲弥・斎藤文紀・増田富士夫 (1995) シーケンス層序学入門．地質学論集, no. 45, 1-14.
- 酒井利彰・井岡聖一郎・石島洋二・伊藤成輝 (2010) 北海道北部幌延町で見いだされた泥火山．地質ニュース, no. 676, 63-67.
- 佐倉保夫 (1993) 温度をトレーサーとした地下水流動の研究．*ハイドロロジー*, 23, 2, 35-45.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2007) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2007 年 5 月 12 日版．産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2003) 地層処分にかかる地質情報データの整備：平成 14 年度事業報告書．
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2004) 地層処分にかかる地質情報データの整備：平成 15 年度事業報告書．
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2005) 地層処分にかかる地質情報データの整備：平成 16 年度事業報告書．
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2006) 地層処分にかかる地質情報データの整備：平成 17 年度事業報告書．
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2007) 地層処分にかかる地質情報データの整備：平成 18 年度事業報告書．
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2007) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 - 長期変動と地質環境の化学的知見と調査の進め方 -. 地質調査総合センター研究資料集, 459p.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2008) 地層処分にかかる地質情報データの整備：平成 19 年度事業報告書．
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2009) 地層処分にかかる地質情報データの整備：平成 20 年度事業報告書．
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010) 地層処分にかかる地質情報データの整備：平成 21 年度事業報告書．
- 佐々木泰・渡辺邦夫・林 為人・細谷真一 (2003) 新第三紀堆積岩に対する低動水勾配での透水係数に関する一考察．資源と素材, 119, 587-592.
- 佐々保雄 (1954)：新冠泥火山とその十勝沖地震による変動．十勝沖地震調査報告 -1952 年 3 月 4 日 -, 十勝沖地震調査委員会, 243-259.
- 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*, no. 15, 128-132.
- 関 寿子・林 武司・丸井匠敦尚 (2001) 関東平野における深層地下水の性状．*日本水文科学会誌*, 31, 11-24.
- 関 陽児 (1987) 鉱害防止のための水系調査法．*ぼんざ*, 164, 14-33 ; 165, 12-32 ; 166, 3-27.
- 関 陽児 (1998) 土壌・風化帯の形成と水質変化．*地質調査所月報*, 49, 639-667.
- 関 陽児 (2003) 鉱床周辺の水系調査 - 資源探査から環境修復まで -. 資源地質, 53, 183-192.
- 関 陽児 (2006) 首都圏の大深度温泉．温泉科学の展開 (日本温泉科学会大沢信二編), ナカニシヤ, 3-24.
- 関 陽児・内藤一樹・奥沢康一 (2007) 掘削された孔井により引き起こされる地下水流動 - 水理水頭の

- 鉛直不均一分布への配慮は十分か? -. 地下水技術, 49, 1-8.
- 関 陽児・菱田省一・小西千里・内藤一樹・渡部芳夫 (2005) 高感度ヒートパルス式孔内流速計の現場適用例-みずみちの捕捉と低透水性岩盤への浸透流の検出-. 応用地質, 46, 190-197.
- 関 陽児・中嶋輝允・上岡 晃・金井 豊・間中光雄・月村勝宏 (2004) 関東地方東部における大深度温泉の特徴-水質と地質の関係-. 温泉科学, 54, 1-24.
- 関 陽児・上岡 晃・金井 豊・内藤一樹・奥沢康一・月村勝宏・中嶋輝允 (2006) 孔内検層による透水性亀裂の探索と亀裂地下水の採試-茨城県稲田花崗岩の例-. 資源地質, 56, 169-184.
- 石油技術協会 (2004) 石油・天然ガス資源の未来を拓く-最前線からのメッセージ-. 石油技術協会, 東京, 492p.
- 鹿園直建 (1999) 鉱物-雨水・地下水反応による地下水の水質形成と風化作用の解釈. 粘土科学 38, 145-152.
- 嶋田 純 (1987) 岩盤中の地下水挙動把握のための地下水サンプリング方法. 地下水学会誌, 29, 137-141.
- 嶋田 純 (2001) 山体を構成する基盤岩中の地下水流動. 日本水文科学会誌, 31, 37-47.
- 嶋田 純 (2005) 環境同位体を利用した古水文情報の抽出. 日本水文科学会誌, 35, 103-110.
- 島崎邦彦 (1980) 完新世海成段丘の隆起とプレート内およびプレート間地震. 月刊地球, 2, 17-24.
- Shimizu, S., Akiyama, M., Ishijima, Y., Hama, K., Kunimaru, T. and Naganuma, T. (2006) Molecular characterization of microbial communities in fault-ordered aquifers in the Miocene formation of northernmost Japan. *Geobiology*, 4, 203-214.
- 下茂道人、熊本 創、尾上博則、三枝博光 (2011) 超深地層研究所計画 (岩盤の水理に関する調査研究) 研究坑道掘削に伴う地下水流動場の変化を考慮した地下水流動のモデル化・解析 (2006 ~ 2007 年度). JAEA-Research 2011-017, 133pp.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2001) 地熱探査技術等検証調査 貯留層変動探査法開発 テーマ4 地震波探査法開発. 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 263pp.
- 新谷俊一・田中和広 (2005) 新潟県十日町市松代に分布する泥火山の地質. 自然災害科学, 24-1, 49-58.
- 新谷俊一・田中和広 (2009) 新潟県十日町市における泥火山噴出物の起源. 地学雑誌, 118, 340-349.
- 白石建夫 (1972) 新潟地区における掘削障害. 石油技術協会誌, 37, 338-339.
- Shiroya, K., Yokoyama, Y. and Matsuzaki, H. (2010) Quantitative determination of long-term erosion rates of weathered granitic soil surfaces in western Abukuma, Japan using cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al depth profile. *Geochem. Jour.*, 44, e23- e27.
- Simpton, P. R., Edmunds, W. M., Breward, N., Cook, J. M., Flight, D. M. A., Hall, G. E. M. and Lister, T. R. (1993) Geochemical mapping of stream water for environmental studies and mineral exploration in the UK. *Jour. Geochemical Exploration*, 49, 63-88.
- Simpton, P. R., Breward, N., Flight, D. M. A., Lister, T. R., Cook, J. M., Smith, B. and Hall, G. E. M. (1996) High resolution regional hydrogeochemical baseline mapping of stream water of Wales, the Welsh borders and West Midlands region. *Applied Geochem.*, 11, 621-632.
- SKB (1999) Deep repository for spent nuclear fuel SR97 - Post-closure safety, SKB Technical Report TR-99-06, Main Report Volume I.
- SKB (2004) Interim main report of the safety assessment SR-Can, SKB TR-04-1. Svensk Karnbranslehantering AB.
- SKB (2005) Preliminary site description Forsmark area - version 1. 2, R-05-18.
- SKB (2006a) Long-term safety for KBS-3 repositories at Forsmark and Laxemar -a first evaluation Main Report of the SR-Can project, Technical Report TR-06-09.
- SKB (2006b) Groundwater flow and transport modelling during the temperate period for the SR-Can assessment Forsmark area - version 1. 2. R-06-98, 342p.
- SKI/SSI (2001) SKI and SSI's joint review of SKB's safety assessment report, SR97, SKI Report 01:4, SSI-report 2001:03.
- SKI/SSI (2008a) International expert review of SR-Can: Site investigation aspects, external review contribution in support of SKI's and SSI's review of SR-Can. SKI report 2008:09, SSI report 2008:11, 95p.
- SKI/SSI (2008b) SKI's and SSI's review of SKB's safety report SR-Can, SKI report 2008:23, SSI report 2008:04 E.
- Slater, L. D. and Sandberg, S. K. (2000) Resistivity and induced polarization monitoring of salt transport under natural hydraulic gradients, *Geophysics*, 65, 408-420.

- Smith, I. S. (2002) Episodic volcanism and hot mantle: implications for volcanic hazard studies at the proposed nuclear waste repository at Yucca Mountain, Nevada. *GSA Today*, April 2002, 4-10.
- 総合資源エネルギー調査会 (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むけて」.
- 総合資源エネルギー調査会 (2007) 「高レベル放射性廃棄物等の地層処分に係る安全規制について」.
- 総合資源エネルギー調査会 (2008) 「放射性廃棄物の地層処分に係る安全規制制度のあり方について」.
- 総合資源エネルギー調査会 (2009) 「高レベル放射性廃棄物等の地層処分に係る安全規制について」.
- 総合資源エネルギー調査会廃棄物安全小委員会 (2011) 第44回廃棄物安全小委員会(資料2)「地層処分事業の概要調査結果の妥当性レビューにおける判断指標の検討状況について」.
- Spurgeon, D., Davis Jr., R. A. and Shinnu, E. A. (2003) Formation of 'Beach Rock' at Siesta Key, Florida and its influence on barrier island development. *Marine Geology*, 200, 19-29.
- Stroes-Gascoyne S., Schippers A., Schwyn B. et al. (2007) Microbial community analysis of Opalinus Clay drill core samples from the Mont Terri Underground Research Laboratory, Switzerland. *Geomicrobiology Journal*, 24, 1-17.
- 杉原光彦 (1998) 重力モニタリング実用上の課題. *物理探査*, 51, 602-612.
- Sugihara, M. and Ishido, T. (2008) Geothermal reservoir monitoring with a combination of absolute and relative gravimetry, *Geophysics*, 73, no. 6, WA37-WA47.
- Sugihara, M., Nishi, Y., Takakura, S. and Ishido, T. (2009) Repeated absolute and relative gravity measurements for groundwater monitoring, *Proc. SEGJ2009*.
- Sugimura, A. (1960) Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in environments. *Jour. Fac. Univ. Tokyo, Sec. II*, 12, 133-153.
- 杉村 新 (1973) 大地の動きをさぐる. 岩波書店, 236p.
- 杉山知稔・池田則夫・齋藤茂幸・諸岡幸一・内田雅大 (2003) 露頭観察に基づく新第三紀堆積岩中の水理・物質移行経路抽出の試み. *応用地質*, 43, 372-381.
- 杉山雄一 (2001) 活断層調査法. 加藤碩一・脇田浩二編, *地質学ハンドブック*. 朝倉書店, p. 330-402.
- Suzuki, K. and Higashi, S. (2001) Groundwater flow after heavy rain in landslide-slope area from 2-D inversion of resistivity monitoring data, *Geophysics*, 66, 733-743.
- 鈴木隆介 (2000) 建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地., 古今書院, 942p.
- Suzuki, Y., Suko, T., Yoshioka, H., Takahashi, M., Tsunogai, U., Takeno, N. and Ito, K. (2009) Biogeochemical profiles in deep sedimentary rocks in an inland fore-arc basin, Central Japan. *Chemical Geology* 259, 107-119.
- 田近 淳・岡村俊邦 (2010) 大規模地すべり地形の発達: 積丹半島沼前地すべりの例. *地すべり学会誌*, 47, 91-97.
- 高浜信行 (1993) 岩盤すべりについて. シンポジウム「地すべりの地質地形用語に関する諸問題」論文集, 地すべり学会, 51-56.
- 高橋 学・張 銘・江崎哲郎・坂井健太郎 (1998) 室内透水試験法について. *応用地質*, 39, 315-321.
- 高橋正明・切田 司・大丸 純・風早康平 (2011) 日本及び周辺地域の泥火山データベース. 地質調査総合センター研究資料集, no. 540, CD-ROM 1枚, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 高橋雅紀・林 広樹・笠原敬司・木村尚紀 (2006) 関東平野西縁の反射法地震波探査記録の地質学的解釈. *地質学雑誌*, 112, 33-52.
- 高倉伸一・中神康一・光畑裕司・村上隆平 (1997) 新潟県東頸城地域の比抵抗構造の石油地質学的解釈-MT法と基礎試錐のデータに基づいて-, *石技誌*, 62, 59-68.
- Takakura, S., Marui, A., Uchida, Y., Suzuki, T., Kanda, M. and Sato, H. (2001) Resistivity monitoring of moisture migration in an embankment, *Proceedings of the 5th SEGJ International Symposium*, 405-411.
- Takakura, S., Sasaki, Y., Takahashi, T. and Takayama, J. (2003) Repeated 3-D electrical surveys for geothermal reservoir monitoring in the Ogiri field, South Kyushu, Japan, *Proceedings of the 6th SEGJ International Symposium*, 142-147.
- 高瀬信忠 (1978) *河川水文学*. 森北出版, 328p.
- 武田裕幸・今村燎平 (1996) *応用地学ノート*. 共立出版, 447p.
- Takeda, M., Hiratsuka, T., Ito, K. (2009) "Numerical Examinations of Transient Chemical Osmosis Effects on Groundwater Flow", 2009 AGU Fall Meeting.
- 竹田幹郎・間中光雄・伊藤一誠 (2011) 拘束圧条件下における堆積岩の化学的浸透特性の評価, 日本地球惑星科学連合 2011 年大会.

- 竹野直人 (1995) 熱水系における岩石-水相互作用の数値シミュレーション. 相互作用の数値シミュレーション, 放射性廃棄物と地質科学: 地層処分 の現状と課題, 東京大学出版社, 389.
- 竹内睦雄・長江亮二 (1990): 電気探査による地下水流動モニター法の研究, 応用地質, 31-1, 12-18.
- 竹内真司・中野勝志・平田洋一・進士喜英・西垣 誠 (2007) 深層岩盤を対象としたシーケンシャル水理試験法の開発と適用. 地下水学会誌, 49, 17-32.
- Talebi, S. (ed.) (1997) Seismicity associated with mines, reservoirs and fluid injections, Birkhauser, Berlin, 341pp. reprint from pure and applied geophysics (PAGEOPH), 150 (1997), No. 3/4.
- Tamagawa, T., Matsuura, T., Anraku, T. and Tezuka, T. (2002) Construction of fracture network model using static and dynamic data, SPE annual technical conference and exhibition, 29 September-2 October, San Antonio, Texas.
- 玉置元則・加藤拓紀・関口恭一・北村守次・田口圭介・大原真由美・森 淳子・若松伸司・村野健太郎・大喜多敏一・山中芳夫・原 宏 (1991) 日本の酸性雨の科学. 日化, 1991 (5), 667-674.
- 田村 亨・村上文敏・渡辺和明 (2007) 九十九里浜平野における相対的海水準変動の空間多様性—地中レーダーを用いた復元—. 地学雑誌, 116, 664-672.
- Tamura, T., Nanayama, F., Saito, Y., Murakami, F., Nakashima, R. and Watanabe, K. (2007) Intra-shoreface erosion in response to rapid sea-level fall: depositional record of a tectonically uplifted strand plain, Pacific coast of Japan. *Sedimentology*, 54, 1149-1162.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H. (2002) Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 197, 105-116.
- 田中和広 (1999) 地下水モデリングのためのデータ解析手法の基礎 3. 水理地質構造のモデリング 3. 2 割れ目系岩盤における水理地質構造の調査手法 (詳細スケール). 地下水学会誌, 42, 83-93.
- 田中和広 (2000) 割れ目系岩盤における水理地質構造の調査手法 (詳細スケール). 地下水学会誌, 42, 83-93.
- 田中和広 (2006) 泥火山・マッドダイアビルが引き起こす地盤災害のメカニズムと対策. 課題番号 14580505, 平成 14 年度~平成 16 年度科学研究費補助金 [基盤研究 (C)] 研究成果報告書.
- 田中和広 (2009) 泥火山および泥火山の生成に係わる地質・地下水現象の応用地球科学的意義. 地学雑誌, 118, 578-586.
- 田中和広・宮川公雄 (1992) ボアホールテレビジョン装置の地下深部地質調査への適用. 応用地質, 32, 19-33.
- 田中和広・田中靖治・宮川公雄・馬原保典・安池慎治・本荘静光 (1996) 割れ目系岩盤における水理地質構造の調査手法の提案と適用. 応用地質, 36, 414-426.
- 田中 正 (1996) 降雨流出過程. 水文地形学 (恩田祐一ほか編). 古今書院, 56-66.
- 田中靖治・細谷真一 (2008) 岩盤を対象とした原位置トレーサー試験の現状. 日本鉱業会誌, 124, 601-610.
- 谷口真人 (1987) 長岡平野における地下水温の形成機構, 地理学評論, 60, 725-738.
- Tatsumi, Y. (1989) Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Jour. Geophys. Res.*, 94, 4697-4707.
- Tatsumi, Y., Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1989) Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics* 166, 317-329.
- 手塚和彦・渡辺公雄 (2002) 確定的/確率的フラクチャー情報に基づく肘折高温岩体貯留層モデルの作成 -新しいタイプのシミュレータ「D/SC」の開発-, 日本地熱学会誌, 24, 3, 267-282.
- Teng, Y. and Koike, K. (2007) Three-dimensional imaging of a geothermal system using temperature and geological models derived from a well-log dataset, *Geothermics*, 36, 518-538.
- 寺本雅子・嶋田 純・國丸貴紀 (2006) コア間隙水中の安定同位体比をもとにした低透水性堆積岩盤における地下水挙動の兆候. 応用地質, 47, 68-76.
- Thury, M., Gautschi, A., Mazurek, M., Muller, W. H., Naef, H., Pearson, F. J., Vomvoris, S. and Wilson, W. (1994) Geology and Hydrogeology of the crystalline basement of northern Switzerland, NAGRA Technical Report 93-01.
- 常田賢一 (2009) 地震時の天然ダムおよび土石流の発生特性に関する考察. 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), 65, 811-820.
- 徳永朋祥 (2003) 地殻浅部での水の移動. (笠原順三ほか編) 地震発生と水-地球と水のダイナミクス, 135-154, 東京大学出版会, 東京.
- 東京大学地震研究所 (2011) 2011 年 3 月 東北地方太平洋沖地震. <http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/>

- eqvolc/201103_tohoku/
 富永雅樹 (1988) : 野外地盤での動的な土壌水分量変動の観測手法－4電極系にもとづく現場計測の考えかた－. 地下水学会誌, 30, 151-162.
- Tompson, A. F. B., Vomvoris, E. G. and Gelhar, L. W. (1987) "Numerical simulation of solute transport in randomly heterogeneous porous media: Motivation, model development, and application", Lawrence Livermore National Laboratory, UCID-21281.
- 藤内智士・大岩根尚・清川昌一 (2008) 鹿児島県甕島列島北部の地質構造と古応力解析. 地質学雑誌, 114, 547-559.
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (印刷中) 2011年東北地方太平洋沖地震津波に関する合同現地調査の報告, 津波工学研究報告.
- 登坂博行 (2003) 地圏における水循環系モデリング. 地球環境, 8, 37-48.
- 當舎利行・石戸経士・西 祐司 (2003) 大霧・白水越地域における自然電位連続測定. 貯留層変動探査法開発の解析・評価総括報告書, AIST03-C00018, IR4-5.
- 當舎利行・石戸経士・中西繁隆・横井浩一 (2001) 地熱地域における貯留層診断技術－熱水流動シミュレーションと組み合わせた解析方法. 物理探査, 54, 433-454.
- Tsang, C-F. and Christine, D. (2003) Multirate flowing fluid electric conductivity logging method. Water Resources Research, 39 (12), 1354.
- Tsang, C-F. and C. Doughty (2003) "Multirate flowing fluid electric conductivity logging method", Water Resources Research, 39 (12), SBH12-1-10.
- 辻村真貴・恩田裕一・小松陽介・清水卓弘・松村和也・服部重昭・中川有里・松井孝子 (2001) 礫層および風化花崗岩からなる丘陵地源流域における流出・水質特性. 水文・水資源学会誌, 14, 229-238.
- 塚本 齊・牧野雅彦・住田達哉・渡邊史郎 (2010) 物理探査・検層に基づく花崗岩体中の「水みち」の調査法. 日本水文科学会誌, 39, 103-116.
- 塚本すみ子・岩田修二 (2005) ルミネッセンス年代測定法の最近の進歩: 適用年代の拡大と石英の OSL 成分について. 地質雑, 111, 643-653.
- 内田太郎・浅野友子・大手信人・水山高久 (2001) 山地源流域の湧水の形成過程に及ぼす岩盤地下水の影響. 日本水文科学会誌, 31, 59-72.
- 内田洋平 (1998) 濃尾平野における揚水の地下温度場に与える影響について. 日本水文科学会誌, 28, 45-60.
- 内田洋平 (2006) 講座「地中熱利用ヒートポンプシステム」浅層の温度分布と地下水流動に関連して (1) 浅層の地下温度構造, 日本地熱学会誌, 28, 3, 299-306.
- 上野宏共・地下まゆみ (2006) フィリピン共和国レイテ島地すべりと地質. 地質ニュース, 622, 41-48.
- Ujiie, Y. (2000) Mud diapirs observed in two piston cores from the landward slope of the northern Ryukyu trench, northwestern Pacific Ocean. Marine Geology, 163, 149-167.
- 魚住誠司 (1996) トンネル調査. 応用地学ノート (共立出版), 142-146.
- 浦越拓野・細谷真一・徳永朋祥 (2006) 周期的な間隙水圧変動を利用した水理特性評価技術の適用深度の検討－気圧変動と波浪を利用した評価例－, 地学雑誌, 115, 279-294.
- Urish, D. W. (1983) The practical application of surface electrical resistivity to detection of ground-water pollution, Ground Water, 21, 144-152.
- 宇都浩三 (1995) 火山と年代測定: K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定の現状と将来. 火山, 40, S27-S46.
- 鶴山雅夫・渡辺和哉・安藤賢一・関 陽児・山元孝広 (2009) 掘削モニタリングによる湧水・逸水管理の最適化について. 第64回土木学会年次学術講演会要旨, CS5-063.
- van Camp, M. (2003) Man-induced subsidence in Julich observed by the FG5#202 absolute gravimeter in a noisy environment, Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie, 22, 95-98.
- van Heteren, S. and van de Plassche, O. (1997) Influence of relative sea-level change and tidal-inlet development on barrier-spit stratigraphy, Sandy Neck, Massachusetts. Jour. Sedimentary Res., 67, 350-363.
- van Heteren, S., Huntley, D. J., van de Plassche, O. and Lubberts, R. K. (2000) Optical dating of dune sand for the study of sea-level change. Geology, 28, 411-414.
- Vasco, D. W., K. Karasaki and K. Kishida (2001) A coupled inversion of pressure and surface displacement. Water Resources Research, 37 (12), 3071-3089.
- Vaughan P. J., Udell, K. S. and Wilt, M. J. (1993) The effect of steam injection on electrical conductivity of an unconsolidated sand saturated with a salt solution, Journal of Geophysical Research, 98, B1, 509-518.
- 和田卓也・井上 誠・横田修一郎・岩松 暉 (1995)

- 電気探査の自動連続観測によるシラス台地の降雨の浸透. 応用地質, 35, 29-38.
- Wang, H. E. (2000) Theory of Linear Poroelasticity, 287pp., Princeton University Press, Princeton.
- 早稲田周・中井信之 (1983) 中部日本・東北日本における天然水の同位体組成. 地球化学, 17, 83-91.
- 渡部満久・鈴木康弘 (1999) 活断層地形判読. 古今書院, 184p.
- 渡部直喜・佐藤壽則・古谷 元 (2009) 新潟地域の大規模地すべりと異常高圧熱水系. 地学雑誌, 118, 543-563.
- 渡 正亮 (2005) 山腹のゆるみと地すべりの初生について. 地すべり学会誌, 41, 503-512.
- White, P. A. (1988) Measurement of ground-water parameters using salt-water injection and surface resistivity, Ground Water, 26, 179-186.
- White, P. A. (1994) Electrode arrays for measuring groundwater flow direction and velocity, Geophysics, 59, 192-201.
- Williams, M., Fordyce, F., Pajitrapaporn, A. and Charoenchaisri, P. (1996) Arsenic contamination in surface drainage and groundwater in part of the southeast Asian tin belt, Nakhon Si Thammarat Province, Southern Thailand. Environmental Geology, 27, 16-33
- Wilt, M., Goldstein, N. E., and Sasaki, Y. (1984) Long-term dipole-dipole resistivity monitoring at the Cerro Prieto geothermal field, Geothermal Resources Council, Transactions, 8, 235-240.
- 藪崎志穂・嶋田 純・宮岡邦任・宮下雄次・吉田 誠 (2000) 安定同位体を用いた足柄平野における地下水流動系の区分. 日本水文科学会誌, 30, 3-13.
- Yamada, T., Mori, J. J., Ide, S., Kawakata, H., Iio, Y. and Ogasawara, H. (2002) Radiation efficiency and apparent stress of small earthquakes in a South African gold mine. J. Geophys. Res., 110, B01305, doi:10. 1029/2004JB003221, 2005.
- Yamaji, A. (2000) Multiple inverse method applied to mesoscale faults in mid Quaternary sediments near the triple trench junction off central Japan. Jour. Struct. Geol., 22, 429-440.
- Yamaji, A., Sakai, T., Arai, K. and Okamura, Y. (2003) Unstable forearc stress in the eastern Nankai subduction zone for the last two million years. Tectonophysics, 369, 103-120.
- Yamamoto, T. (2005) The rate of fluvial incision during the Late Quaternary period in the Abukuma Mountains, northeast Japan, deduced from tephrochronology. Island Arc, 14, 199-212.
- Yamamoto, T. (2007) A rhyolite to dacite sequence of volcanism directly from the heated lower crust: Late Pleistocene to Holocene Numazawa volcano, NE Japan. J. Volcanol. Geotherm. Res., 167, 119-133.
- 山元孝広 (2007) 宇都宮市宝積寺段丘を貫く UT05 コアの層序記載と鬼怒川の堆積侵食履歴. 地質調査研究報告, 57, 217-228.
- Yamamoto, T. (2011) Origin of the sequential Shirakawa ignimbrite magmas from the Aizu caldera cluster, northeast Japan: Evidence for renewal of magma system involving a crustal hot zone. J. Volcanol. Geotherm. Res., 204, 91-106.
- 山元孝広 (2011) 地質学から見た高レベル放射性廃棄物処分の安全性評価 -- 事象のシナリオに基づく長期予測の方法論 --. シンセオロジー, 4, 2000-2008.
- Yamamoto, T. and Hoang, N. (2009) Synchronous Japan Sea opening Miocene fore-arc volcanism in the Abukuma Mountains, NE Japan: an advancing hot asthenosphere flow versus Pacific slab melting. Lithos, 112, 575-590.
- 山元孝広・千葉達朗・松永義徳・宮本 輝・田中倫久 (2009) 巨大火山噴火の影響範囲評価のための地理情報システム構築. 火山, 54, 73-80.
- 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委託研究成果報告書, JNC TJ1400 2002-010, 核燃料サイクル開発機構.
- 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-2 孔), 核燃料サイクル開発機構委託研究成果報告書, JNC TJ1400 2002-011, 核燃料サイクル開発機構.
- 山本卓也・下茂道人・藤原 靖・服部弘道・名合牧人・田所照夫・久慈雅栄 (2003) 幌延深地層研究計画における試錐調査 (HDB-3 孔), 核燃料サイクル開発機構委託研究成果報告書, JNC TJ5420 2004-003, 核燃料サイクル開発機構.
- 山本卓也・下茂道人・藤原 靖・服部弘道・名合牧人・田所照夫・久慈雅栄 (2003) 幌延深地層研究計画における試錐調査 (HDB-4 孔), JNC TJ5420 2004-004, 核燃料サイクル開発機構.
- 山本卓也・下茂道人・藤原 靖・服部弘道・名合牧人・田所照夫・久慈雅栄 (2003) 幌延深地層研究計画における試錐調査 (HDB-5 孔), JNC TJ5420

- 2004-005, 核燃料サイクル開発機構.
- 山本卓也・下茂道人・藤原 靖・服部弘道・名合牧人・田所照夫・中垣真一 (2004) 幌延深地層研究計画における試錐調査 (HDB-6, 7, 8 孔) のうち HDB-6 孔, JNC TJ5420 2005-006, 核燃料サイクル開発機構.
- 山本卓也・下茂道人・藤原 靖・服部弘道・名合牧人・田所照夫・中垣真一 (2004) 幌延深地層研究計画における試錐調査 (HDB-6, 7, 8 孔) のうち HDB-7 孔, JNC TJ5420 2005-007, 核燃料サイクル開発機構.
- 山本卓也・下茂道人・藤原 靖・服部弘道・名合牧人・田所照夫・中垣真一 (2004) 幌延深地層研究計画における試錐調査 (HDB-6, 7, 8 孔) のうち HDB-8 孔, JNC TJ5420 2005-008, 核燃料サイクル開発機構.
- 山崎 勉・山崎孝成・橋本 純 (2001) 新世紀のランドスライド研究: 地すべりにおける BHTV の活用. 地すべり, 38, 14-19.
- 安原正也・風早康平 (1994) ハケ岳の深層地下水の地球化学的研究. ハイドロロジー, 24, 121-132.
- 横山祐典 (2004) アイスエイジの気候変動—氷期と間氷期の繰り返し. 東京大学地球惑星システム科学講座編「進化する地球惑星システム」, 東京大学出版会, 159-179p.
- 米倉伸之 (1979) 太平洋諸地域の第四紀後期の海面変化と地殻変動. 月刊地球, 1, 9-16.
- 米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄 編 (1990) 変動地形とテクトニクス. 古今書院, 254p.
- 吉田英輔 (2010a) 土砂供給源としてみた日本の第四系火山における巨大山体崩壊. 地学雑誌, 119, 568-578.
- 吉田英輔 (2010b) 日本における流れ山のサイズ分布. 地学雑誌, 119, 892-899.
- 吉田英一・大澤英昭・柳澤孝一・山川 稔 (1989) 深部花崗岩中の割れ目解析 - 岐阜県東濃地域に分布する花崗岩類を例にして -. 応用地質, 30, 131-142.
- 吉田武義・大口健志・阿部智彦 (1995) 新生代東北本州弧の地殻・マントル構造とマグマ起源物質の変遷. 地質学論集, no. 44, 263-308.
- Yoshikawa, T. (1974) Denudation and tectonic movement in cotemporary Japan. Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, no. 6, 1-14.
- 吉川敏之・山元孝広・中江 訓 (2010) 「宇都宮」地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査総合センター, 79p.
- 吉松弘行・相楽 渉・菅野孝美 (2011) 資料解析による地すべり地塊の移動距離の予測. 地すべり学会誌, 48, 161-168.
- 吉村公孝 (2008) 高レベル放射性廃棄物処分事業の概要調査段階に向けた物理探査技術高度化開発の概要. 最新の物理探査適用事例集, 物理探査学会, 265-272.
- 吉岡龍馬・北岡豪一・小泉尚嗣 (1993) 同位体組成から推定される地下水の流動系について - 三島市およびその周辺地域を例にして -. 地下水学会誌, 35, 271-285.
- 吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・杉山雄一・伏島祐一郎 (2005) 全国主要活断層活動確率地図. 構造図 (14), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 湯原浩三 (1973) 地殻熱流量におよぼす熱水系の影響. 火山第 2 集, 18, 3, 129-141.
- 行武 毅・吉野登志夫・歌田久司・笹井洋一・下村高史・小山 茂 (1994) 人工電位法によって得られた伊豆大島火山の電気抵抗変化. 東京大学地震研究所彙報, 69, 1/2, 107-120.
- Zhao, D., Wang, Z., Umino, N. and Hasegawa A. (2009) Mapping the mantle wedge and interplate thrust zone of the northeast Japan arc. Tectonophysics, 467, 89-106.
- Zoback, M. L. (1992) First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. Jour. Geophys. Res., 97, 11703-11728.

概要調査の調査・評価項目に関する技術資料

－立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性－

－APPENDIX－

Appendix について

本 Appendix では、概要調査の調査・評価項目にかかる調査において想定される調査・解析の手法について、主として産業技術総合研究所が経済産業省原子力安全・保安院からの委託事業で実施した規制支援研究成果より、評価に必要なデータの取得のために必要となる手法や解析法に関する相互比較や適用性について取りまとめなおした。

従って、本 Appendix での記述は今回書き下ろしたものであるが、2007 年発行の技術資料「概要調査の調査・評価項目に関する技術資料」（深部地質環境研究センター編，2007）からの再録と、平成 20 年度および 21 年度経済産業省原子力安全・保安院核燃料サイクル施設安全対策技術調査「地層処分に係る地質情報データの整備」成果報告書（産総研深部地質環境研究コア，2009；2010），並びに平成 22 年度経済産業省原子力安全・保安院核燃料サイクル施設安全対策技術調査「地層処分に係る地質評価手法等の整備」成果報告書（産総研深部地質環境研究コア，2011）からの引用*で構成し、最新の知見による加筆を行っている。

調査・解析結果の妥当性評価にあたっては、本技術資料本編で記述しきれなかった各種手法の適用性に基づく合理的な手法の選択と、必要とされる結論に対する不確実性、即ち適用性限界の把握が必要であるため、それらの判断の前提となる知見の一部として本技術資料に添付する。

収録した項目は 5 項目で、以下の内容からなる。

第 1 章 岩盤水理特性関連評価手法

採水法，原位置における水理・物質移行特性調査，岩石の移流拡散特性の評価技術

第 2 章 深部流体の影響評価・予測手法

深部流体の起源評価手法，深層地下水の成因および深部流体のフラックス評価手法，深部流体の分布・特徴と地質との関係の評価

第 3 章 地質構造と地下水流動の関連評価手法

反射法探査解析による地下構造と浅層－深層地下水間の水の流れに関わる評価手法，断層を介した浅層 - 深層地下水間の地下水流動に関する評価手法，断層によって遮断された帯水層における地下水流動に関する評価手法，結晶質岩地域における地下水流動に関する評価手法，地質・水文地質学的調査及び物理探査手法

第 4 章 断層ガウジの岩石鉱物学的特徴に基づく断層の活動性評価手法

断層の物質科学的特徴に基づく新たな断層活動性評価手法の概要，定性的モデルと断層活動性評価に必要な分析手法

* 経済産業省原子力安全・保安院からの委託事業成果報告書からの引用は、通常の引用形式で本文中に記述した箇所と、章の項目単位で転載した箇所があり、後者の場合には脚注に定められた形式で該当報告書の明示を行った。これらの報告書の引用先表記は、次ページに一括して記す。

第5章 生物化学（微生物）調査手法

主として地表からのボーリング調査における，生物化学的汚染防止手法と汚染評価法，ならびに試料採取とその保存方法

引用報告書

深部地質環境研究センター編（2007）概要調査の調査・評価項目に関する技術資料-長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方-。地質調査総合センター研究資料集，no.459，産業技術総合研究所地質調査総合センター。

産総研深部地質環境研究コア（2009）平成20年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査（放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質情報データの整備）事業報告書。

産総研深部地質環境研究コア（2010）平成21年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査（放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質情報データの整備）事業報告書。

産総研深部地質環境研究コア（2011）平成22年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査（放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備）事業報告書。

第 1 章 岩盤水理特性関連評価手法

1.1 採水法*

1.1.1 原位置採水

原位置採水が行なわれる対象は、高い透水性を持つ多孔質媒体と‘水みち’である断層・節理などである。高い透水性を持つ多孔質媒体を対象とした原位置採水では採水区間を比較的長く設定することが多いが、‘水みち’である断層・節理を対象とした原位置採水では採水区間を短く設定し、採水対象外の断層・節理などをできるだけ含まないようにする。そのため‘水みち’を対象とした原位置採水においては採水対象となる断層・節理などによる割れ目を探査・決定する手法が重要となる。また、原位置採水で一般的に用いられる採水法についても記述する。

1.1.1.1 原位置採水深度の探査・決定手法

断層や節理などを対象とした採水調査では、ボーリング孔壁に存在する割れ目の中から水みちとなる透水性割れ目を検出し、その深度で採水を行なう必要がある。地層処分に係る掘削調査では、掘削流体による地下水の汚染の影響をできる限り低減させるために‘水みち’（候補）と同定された透水性割れ目に対して掘削直後に速やかに原位置採水調査・水理試験を行う必要があり、採水深度の探査・決定手法は迅速・簡便に行うことが可能な調査技術であることも重要である。電気伝導度検層法は原理的に最も優れた水みち調査法であるが、孔井内の水を脱イオン水に全て置換する必要があり、また採水試料に関して掘削水と脱イオン水の混入割合をそれぞれ独立に推定する必要があるなど、掘削調査における採水深度の探査・決定手法としては実用上の問題が多い。電気伝導度検層法はむしろ全掘削終了後に水みちとなる透水性割れ目の見落としの有無を判断する手法として、非常に有効な方法である。

現在のところ、処分対象となるような地下水流速の極めて遅い地層・岩体中の透水性割れ目を検出する手法は電気伝導度検層法以外に存在しない。しかし、透水性割れ目の候補となる開口割れ目を検出する手法は複数存在する。開口割れ目の検出法としては、孔壁の形状を観察・測定する光学的観察法・超音波測距法と開口割れ目の物理的特性を検出する VSP 法を用いたチューブ波検層・音波検層などがある。なお、開口割れ目の開口度と透水性の間には一定の関係があるものの、開口幅 0.5mm 以下の開口割れ目が極めて透水性の高い透水性割れ目であった事例が存在することから、物理検層法を用いて開口割れ目の検出を行なうことが望ましい。

また、泥水を用いた掘削調査では孔壁に泥壁が形成されるため、大規模な湧水箇所などを除けば、前出の開口割れ目探査法のいずれも適用できず、採取されたコア試料のみを用いて採水箇所を決定する必要がある。

- ① 電気伝導度検層：孔井内の孔内水を脱イオン水に全て置換し、水みちとなる透水性割れ目から孔内に流入した地下水により透水性割れ目周辺の孔内水の電気伝導度が上昇することを利用して、透水性割れ目を検出する検層法であり、原理的に最も優れた採水位置決定法である。
- ② 光学的観察法：ボアホールカメラを用いた孔壁の光学的観察により開口割れ目を検出する手法である。ボアホールカメラの分解能は、孔周 0.5 度以内、深度方向分解能 0.25mm 以内と孔井検層法の中で最も高い分解能をもつ。孔壁崩壊部から得られる光学的データは単独では解析不能であり、超音波測距法などによる孔壁間距離のデータが必要である。また、孔壁が深く崩壊している場合は暗い光学像しか得られず、解析不能な場合がある。現在日本国内では 2 つの光学的観察法が存在するが、両手法の解像度や割れ目の解析結果に大きな差異は存在しない。
- ③ 超音波測距法：ボアホールテレビアを用いた孔中心と孔壁間の超音波測距により開口割れ目

* 本節は、深部地質環境研究センター編（2007）の 3.7.2.3 より転載する

を検出する手法である。孔壁崩壊部が単純な形状の場合は孔中心と孔壁間の超音波測距を得ることができるが、複雑な形状の場合は測定データの信頼性は低い点に留意する必要がある。現在使用されているボアホールテレビューアは、孔壁崩壊部に対して十分な発信強度と空間分解能を有していない。

- ④ VSP 法を用いたチューブ波検層：地表発振源（固定）、孔井内ハイドロフォンレシーバを用いた VSP 検層で捕捉されるチューブ波が、孔壁の開口割れ目から発生することを利用した開口割れ目検出法である。チューブ波検層法の探査精度は、深度方向精度 10cm 以内 /300m、チューブ波発生深度分解能 10cm 以内である。
- ⑤ 音波検層：孔井内発振源、孔井内受振器を用いた音波検層では、孔井内発振源から発生した P 波が孔壁の開口割れ目を通過する際に遅延され、P 波到達時間が遅れることを利用した開口割れ目検出法である。音波検層法の探査精度は、深度方向精度 5cm 以内 /600m、開口割れ目検出深度分解能 5cm 以内である。

1.1.1.2 原位置採水法

掘削調査においてボーリング掘削と組み合わせて行なうことのできる原位置採水法は、基本的にパッカー採水法のみである。一般的にはダブルパッカー法による採水が行なわれるが、孔底に近い区間を採水対象とする場合はシングルパッカー法による採水が行なわれる場合もある。パッカー採水においては、パッカー区間内に存在する孔内水を予備採水により排水し、原位置水試料に対する孔内流体の混入を低減させる必要がある。原位置水試料に対する孔内流体の混入は 1% 程度以下であることが望ましい、また、孔内流体の混入率が 5% 以上の場合、原位置水試料の水質・同位体組成などを適切に評価できない可能性が高い。予備採水はパッカー区間の容積の 20 倍程度以上を目安に行なうことが望ましい。

なお、地層・岩体の地下水流速が一定以上の速度を持つ場合は、掘削終了後に多段のパッカーを埋設し、掘削流体の影響がなくなるまで一定期間放置した後に採水を行なうマルチパッカー法による採水も可能である。

1.1.2 コア採水

コア採水が行なわれる対象は、透水性が低く原位置採水が困難な多孔質媒体である。掘削コアに含まれる間隙水を、遠心法もしくは圧密抽出法により抽出する。遠心法および圧密抽出法で間隙水を抽出する場合、抽出圧は自由水の抽出限界以下に設定しなければならない。圧密抽出法により間隙水を抽出した報告例の多くでは、自由水の抽出圧よりも高い結合水レベルの抽出圧で間隙水を抽出しており、それらの抽出水の水質・同位体組成をもとに地下水流動を論じることは原理的に誤っている。なお、原位置採水と同様にトレーサーにより掘削流体の混合量を評価する必要がある。

1.2 原位置における水理・物質移行特性調査*

地下深部において物質は主に移流・拡散現象により移動するが、どちらの現象が支配的となるかは、その場における地下水流動の速度に依存する。従って、処分領域からの移行経路と移行プロセスで支配的な現象を予想するためには、地下水流動系の概略を把握することが必要となる。地下水流動系は、地形、地層や岩体あるいは断層などの分布に規制される地質構造、地層や岩体の透水性（透水層／不透水層）・地下水の水位ポテンシャル・地下水の涵養-流動-流出機構などの水文地質構造を基に、地下水系の流向・流速や間隙水圧・透水性などのデータに基づき概略的に評価される。概要調査段階では、概要調査地域全域の地下水流動場を詳細に特定することは不可能であるが、掘削調査に際してはボーリング孔が掘削される水理地質ユニット毎あるいは境界となる断層などの地下水の流向・流速や間隙水圧・透水性に係るデータを取得し、処分深度までの地下水流動を実データに基づき確認する必要がある。核種移行解析においては、水理地質ユニット毎の透水特性や拡散などの物質移行特性のデータが必要であり、原位置測定が可能な項目については原位置で、原位置測定が不可能な項目については室内試験により測定・試験を行なう必要がある。

物質移行解析では、複雑な地質体を連続体モデル／亀裂ネットワークモデル／連続体に亀裂を配したモデルなどを用いて取り扱う。処分領域に対する涵養域および処分領域からの流出域を含めた地下水の移行経路の全域に対して、単純な連続体モデルが適用できるような地質体はわが国にはほぼ存在しないと言える。わが国では（潜在的に）水みちとなりえる断層・節理などの構造が複雑に発達しており、水みちの異方性を考慮した移流・拡散現象の解析・評価が必要とされる。

断層などが境界となっている単一の水理地質ユニットと扱える領域内では、原位置および室内試験より直接測定された透水特性と物理探査より得られる物理物性の関係を評価し、物理探査により得られる各種物性値をそれぞれのモデルに対応したモデル定数に換算し、移流・拡散などの物質移行現象が解析・評価される。各種物性値は一般的に連続体モデルに基づく方法により整理されるが、亀裂を陽に捕らえるモデルが採用される場合にはこれに対応するモデル定数として整理される必要がある。以下、水理特性に関係する調査項目を示す。

- ① 地下水の流向・流速、間隙水圧：ボーリング孔が掘削された水理地質ユニットあるいは境界となる断層などの地下水流動に関する実データ
- ② 水文地質ユニットおよび主要断層の物質移行特性の代表値：移流現象（透水係数，比貯留率，空隙率），拡散現象（拡散係数，遅延係数）
- ③ 各水文地質ユニットの物質移行特性と物理物性の関係：物理探査結果に基づき解析モデル内に物質移行特性を割り付ける際の基準
- ④ 水文地質ユニット内の地質体の性状変化に対する物質移行特性の変化：基質部については応力場の変化に伴う物質移行特性の変化，水文地質ユニットの境界にならない断層および亀裂については開口・閉塞に伴う物質移行特性の変化
- ⑤ 断層および亀裂の密度，開口幅，連結性：亀裂モデルを用いる際に必要となる物質移行に関するモデル定数

1.2.1 流向・流速および間隙水圧の原位置測定法

地下水の流向・流速の測定方法はその測定原理や手法の違いにより、地球化学的手法・物理的手法・水理学的手法・トレーサー法などに分類される（張ほか，2001）。それぞれの手法の概念および利欠点を表 1-1 に、総合的考察を以下に示す。間隙水圧の測定方法については表 1-1 中の水理学的手法と同様である。

* 本節は、原子力安全・保安院受託事業報告書「平成 21 年度地層処分に係る地質情報データの整備：2.1.2 章」より再構成した（産総研深部地質環境研究コア，2010）。

- ① トレーサー法を除いた全ての測定手法は基本的に地下水の流向・流速の評価に適用できる。
- ② 地球化学的手法と水収支平衡法は地下水の垂直流速の評価に適用し、その他の全ての手法・方法は地下水の水平方向の流向・流速の評価に適用できる。
- ③ 試験孔や観測孔を利用した測定方法は地表測定に比べ比較的深部までの調査が可能である。
- ④ 他の手法に比べ、地球化学的手法は比較的長時間の流向・流速の評価が可能である。言い換えれば、地球化学的手法以外の方法は流速の遅い地層での測定評価が基本的に困難である。
- ⑤ 処分深度における極めて遅い流速・流向を高精度、定量的に測定できる手法はない。
- ⑥ 表 1-1 で明確に示されていないが、亀裂や不連続面における流向・流速の測定技術はいまだ確立されていない状況にあると考えられる。

表 1-1 地下水流動の主な測定調査法

分類	方法	概念	利欠点
地球化学的手法	物質平衡 / 水質測定法	地下水の化学組成を測定することによって涵養源または地下滞留時間を特定し地下水の流動を推定する.よく用いられている方法として塩化物—質量平衡法がある 7,9) .	<ul style="list-style-type: none"> ・ 広域, 垂直流の評価ができる . ・ 低コストで, 利用しやすい . ・ 比較的長期挙動の評価ができる . ・ 採水による攪乱が発生しやすい .
	放射性同位体測定法	50 年代末 60 年代初の降雨に含まれる放射性環境同位体のトリチウムと ^{36}Cl のピーク特性を利用し, 地下におけるこれら両物質の濃度と浸透深度を測定し, 地下水の流動を推定する 2,7) .	<ul style="list-style-type: none"> ・ 広域, 垂直流の評価ができる . ・ 低コストで, 利用しやすい . ・ 40 年以内の評価しかできない . ・ サンプルングによる攪乱問題 .
	安定同位体測定法	地下水に含まれる安定同位体 (例えば, $\text{Dor}^2\text{H},^{18}\text{O}$) の濃度を測定することによって, 地下水の涵養源および地下滞留時間を評価し, 地下水の流動を測定する 1,3) .	<ul style="list-style-type: none"> ・ 広域, 垂直流の評価ができる . ・ 蒸発速度の評価も可能 . ・ 他の物質の浸透侵入の評価が可能 . ・ 幅広く用いられている . ・ サンプルングによる攪乱問題
物理的手法	流動電位測定法	地下水に食塩水を投入し, 地下水の流れにつれて発生する流動電位の変化を地表面から検出し, 地下水の流速と流向を測定する 4) .	<ul style="list-style-type: none"> ・ 広範囲, 水平流の評価ができる . ・ 低コストで, 使用しやすい . ・ 流速の遅い所では極めて長時間になる . ・ 深地層, 多層地盤での適用が困難 .
	水温測定法	地下水の流動に伴う熱移流が地下水の涵養域と流出域の温度分布に影響を与えるため, 複数の地点で設置される井戸内の水温分布を測定することによって, 地下水の動きを推定する 10) .	<ul style="list-style-type: none"> ・ 広範囲, 水平流の評価が可能 . ・ 深度に殆ど制限がない . ・ コストが比較的高い* .
	地温測定法	地下水の流動に伴って地盤の熱量も移動するため, 地中の温度を測定し地下水の動きを推定する. 通常では, 地下 1 m での地温測定に限定し, 浅層地下水の水脈を検出するために用いられている 8) .	<ul style="list-style-type: none"> ・ 広範囲, 水平流の評価が可能 . ・ コストが比較的低い . ・ 流向の評価が可能, 流速は不可 . ・ 深地層への適用が困難 .
水理学的手法	水位測定法	同一帯水槽に設置された複数の観測孔で測定した水位分布に基づいて流線網を作成し流向を求める 2) .	<ul style="list-style-type: none"> ・ 広範囲, 水平流の評価が可能 . ・ 多層, 深部地層にも適用できる . ・ 透水試験と組合せて流速の評価が可能 . ・ 比較的高いコスト* .
	水収支平衡法	地層に涵養する水の量は降雨, 灌漑, 地表と地下流入による総補給と蒸発, 地表と地下流出および地中貯留量との差であることを前提にし, 地下への涵養量の計算によって流速を評価する 2) .	<ul style="list-style-type: none"> ・ 広域, 垂直流の評価ができる . ・ 関連測定項目が多い . ・ 評価の誤差が極めて大きい .
トレーサー法	多孔式トレーサー法	調査対象となる地層に投入孔および複数の観測孔を設置し, 投入孔に投入されたトレーサーの地下水流による移動を検出し, 地下水の流向および流速を評価する 5,6) .	<ul style="list-style-type: none"> ・ 広範囲, 水平流の評価に適用 . ・ コストが非常に高い . ・ 水位変動の時の評価が困難 . ・ 成功率が比較的低い .
	単孔式トレーサー法	試験井の中心部にトレーサーを投入し, その周囲に設置されるセンサーでトレーサーの移行方向および到達時間を特定し, 地下水の流向および流速を評価する 5) .	<ul style="list-style-type: none"> ・ 局所, 水平流の評価に適用 . ・ 繰り返し測定が可能 . ・ 繰り返し測定が可能 . ・ 多孔式に比べ, コストが安い . ・ 流速が遅い時の測定が困難 .

注：見方の違いによって異なった分類法が考えられる。また、コストの高低および調査範囲の広さについては他の手法との比較による定性的な表現である。

* 既存の井戸またはボーリング孔を利用できる場合は、コストが低くなる。

1) Allison & Hughes(1983), 2) ASTM(2006), 3) Barnes & Allison(1984), 4) 伊藤ほか (1984), 5) 小松田 (1990), 6) 西垣 (1991), 7) Phillips *et al.*(1988), 8) 佐倉 (1984), 9) Sharma & Hughes(1985), 10) 内田ほか (1993)

1.2.2 原位置透水試験法

原位置透水試験は室内透水試験と比較し、地層・岩体や断層などの透水性をその場で測定できるメリットがあり、また決定論的な評価が必要な極めて透水性の高い水みちとなる断層などを評価するための唯一の方法である。しかし、試験条件の制御がボーリング孔内の操作だけとなるため、境界条件の制御・特定や透水特性と直接関連する地圧・間隙水圧などとの関係性を評価することは困難である。一方、室内透水試験では試験体の代表性を吟味する必要があるが、採取されたコアの地層中での存在状態、即ち、地圧・間隙水圧・低い動水勾配などを再現した状態で試験が可能であり、これら存在状態の変化（応力場の変化や異常間隙水圧の発生など）に応じた物質移行特性の変化を測定できる。また、室内透水試験では弾性波試験等とのカップリングも可能であり、これにより評価される透水特性-物理物性の関連性は数多く存在する透水性の比較的低い水みちによる地下水流動の寄与分を評価したり、物理探査・検層結果に基づく物理特性-透水特性の関連性を把握する上で重要なデータとなる。

原位置透水試験の代表的な試験法を測定孔数によって分類し、その概念と試験法の概略に表1-2に示す。各種原位置透水試験の概念図については関連文献を参照されたい（例えば地盤工学会，1980；1995；張ほか，2000；2001）

表1-2 原位置透水試験法

制御方法概念	水頭制御		流量制御		
	パルス	定圧	定流量		可変流量
			単一流量	多段流量	
制御方法概念					
制御区間における計測データ					
観測区間における計測データ					

表1-3 ルジオン試験における有効注水圧力 (Peff) の計算

水位関係	地下水位が試験区間より上にある場合	地下水位が試験区間より下にある場合	地下水位が試験区間中にある場合
計算式	$p_{eff} = p_0 + \gamma_w (h_1 - h_2 - h_3)$	$p_{eff} = p_0 + \gamma_w (h_1 - h_3)$	$p_{eff} = p_0 + \gamma_w \left\{ \left(h_1 - h_2 - \frac{\alpha^2}{2L} \right) - h_3 \right\}$ $\alpha = \frac{L}{2} - h_2 \quad (0 \leq \alpha \leq L)$
備考	<p>p_0 : 口元での注水圧力 (kgf/cm²) ; h_1 : 圧力計と試験区間中央の高さ (cm) ; h_2 : 地下水位と試験区間中央の高さ (cm) ; h_3 : 管内抵抗による損失水頭で、試験または理論計算より求められる (cm) γ_w : 水の単位体積重量 (kgf/cm²) . 尚、p_{eff} は試験区間の中央部に設置する圧力計の出力を直接に利用することが可能.</p>		

①ルジオン試験：ルジオン試験で求められる岩盤の水理学的パラメータは、岩盤の透水係数ではなく、岩盤の透水性の指標となるルジオン値である。この値は、試験区間内に 10kgf/cm^2 (0.98MN/m^2) の圧力で注水し、試験区間 1m 当たりの 1 分間の注水量と定義されている。そこで、有効注水圧力 P_{eff} の計算は地下水位と試験区間との相対的な位置関係によって表 1-3 に示す 3 種類に分けられる (例えば地盤工学会, 1995)。

また、ルジオン値の決定方法は限界圧力の有無によって異なる。図 1-1 にルジオン試験結果からルジオン値の求め方の概略を示す。ここで、縦軸と横軸はそれぞれ有効注水圧力 P_{eff} (kgf/cm^2) と単位長さ (1m) あたりの注水量 q (l/min/m) である。

ルジオン値 (Lu) は、図 1-1 に示されているライン 1 のような $P_{\text{eff}}-q$ 曲線に線形関係があることを確認した後、有効注水圧力 10kgf/cm^2 時の注水量として求める。ルジオン値を透水係数に換算すると、1 ルジオンは約 $1 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$ である。注水圧力を段階的に増加し試験を行う際、図 1-1 に示されているライン 2 のように、ある注水圧力以上になると注水量が急激に増大する場合には、この $P_{\text{eff}}-q$ 直線関係が変わる点における有効注水圧力を限界圧力 P_{cr} と定義される。この際、初段階の $P_{\text{eff}}-q$ 曲線の限界圧力以下の直線を延長して有効注水圧力 10kgf/cm^2 に相当する単位長さ当たりの注水量 (l/min/m) を求めて換算ルジオン値 (Lu') とする (地盤工学会, 1995)。

② J.F.T. 法：図 1-2 に J.F.T. 法の実測結果から透水係数を求める手順を示す。図 1-2 a) のような水位と時間の実測結果を図 1-2 b) に示すように水位差と時間を片対数座標系に整理し、曲線の初期の直線部分の勾配 (m) を求める。岩盤の平均透水係数 K (cm/s) はボシュレフ (Hvorslev, 1951) の理論式によって求められるが、岩盤自身の帯水状況及び試験区間の形状によって異なってくる。表 1-4 に J.F.T. 法における透水係数の算出方法をまとめる。

③定圧注水試験：岩盤の平均透水係数 K (cm/s) は基本的にボシュレフ (Hvorslev, 1951) の理論式によって求められるが、岩盤自身の帯水状況及び試験区間の形状によって異なってくる。表 1-5 に定圧注水試験法における透水係数の簡略算出方法をまとめる。

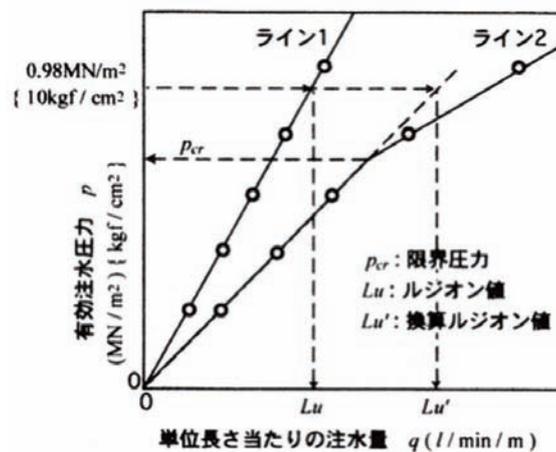


図 1-1 ルジオン値の算出方法 (地盤工学会, 1995)

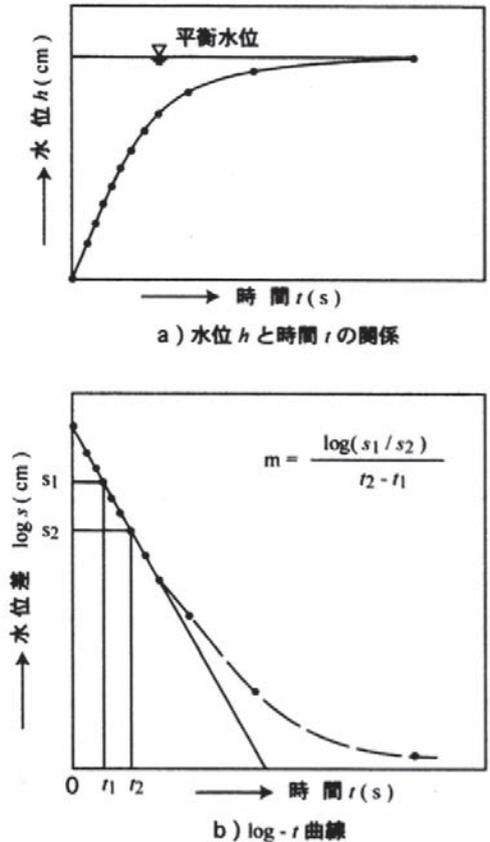


図 1-2 J. F. T. 法における透水係数の算出方法 (地盤工学会, 1995)

④スラグテスト：スラグテスト自身は調査対象となる地層の帯水状況や瞬時的に変化させた水頭の減衰特性の違いによって、試験のやり方や解析手法なども異なってくる。本稿では、被圧帯水層で、水頭の過減衰 (Overdamped, 水頭が単調に低下し、慣性力による周期的な振動が発生しない) 状態の場合を例として簡単に紹介する。この場合、観測井に一定の水を急激に注入する。観測井に一定の水を急激に注入することによって、観測井内に H_0 の水頭を瞬時的増加させ、この瞬時的に増加させた水頭の経時的な変化を測定し、表 1-6 に示す Cooper *et al.* (1967) の手法を用いて地層の透水係数および貯留係数を評価することができる。

⑤パルス透水試験：パルス試験結果の整理は比較的煩雑で、試験条件の違いによって異なってくる。表 1-7 にパルス試験結果の整理手法を示す。実際の整理にあたって、表 1-7 に定義されている無次元パラメータ α は事前に分からないため、計算はまず $\alpha \leq 0.1$ と仮定し、Cooper *et al.* (1967) の手法より試算を行ってみる。その結果、もし $\alpha > 0.1$ と判断された場合、改めて Papadopulos *et al.* (1973) の手法より計算し直す必要がある。

⑥揚水試験：揚水試験の解析は帯水層の地質条件、境界条件、揚水井の貫入状況、井戸貯留の有無および流れの状態などによって異なる。これらのうち最も一般的に用いられているのは Theis 法、Cooper-Jacob 法 (Modified Theis Nonequilibrium Test Method と呼ばれる) および Thiem 法である (地盤工学会, 1995)。これら三つの解析法の主な仮定条件、解析手順および計算公式などの概要を表 1-8 にまとめる。

⑦干渉試験：干渉試験はソース信号の違いによって、主に定流量揚水干渉試験 (注水の場合も類似)、パルス干渉試験および正弦波干渉試験などに分けられる。表 1-9 にそれぞれの試験法の原理および主な解析手法をまとめる。

表 1-6 スラグテストにおける Cooper *et al.* 法

関数および無次元パラメータを計算	$\frac{H}{H_0} = F(\alpha, \beta)$	$\alpha = \frac{r_w^2 S_s L}{r_c^2}$	$\beta = \frac{KLt}{r_c^2}$
解析手法	<ul style="list-style-type: none"> 縦軸が $F(\alpha, \beta)$、横軸が β の標準曲線群を作成 同スケールで縦軸に測定結果 H/H_0；対数の横軸に測定時間 t をプロット 図解法によって K, S_s を特定 		
備考	<p>$F(\alpha, \beta)$ の定義は Cooper <i>et al.</i> (式8, 9) を参照 H : 計測時間 t の時の水圧； H_0 : 瞬時的に変化させた水圧； r_w : 試験区間のボーリング孔半径； S_s : 比貯留率； L : 試験区間帯水層の厚さ； r_c : 観測管の内半径； K : 透水係数； t : 試験開始からの時間</p>		

表 1-7 原位置パルス透水試験結果の整理手法

関数および無次元パラメータの計算	$\frac{H}{H_0} = F(\alpha, \beta)$	$\alpha = \frac{\pi r_w^2 S_s L}{V_w C_{ew} \rho_w g}$	$\beta = \frac{\pi KLt}{V_w C_{ew} \rho_w g}$
試験条件	$\alpha \leq 0.1$		$\alpha > 0.1$
解析手法	<p>Cooper <i>et al.</i> の手法</p> <ul style="list-style-type: none"> 縦軸が $F(\alpha, \beta)$、横軸が β の標準曲線群を作成 同スケールで縦軸に測定結果 H/H_0；対数の横軸に測定時間 t をプロット 図解法によって K, S_s を特定 		<p>Bredehoeft and Papadopulos の手法</p> <ul style="list-style-type: none"> 縦軸が $F(\alpha, \beta)$、横軸が $\alpha \beta$ の標準曲線群を作成 同スケールで縦軸に測定結果 H/H_0；対数の横軸に測定時間 t をプロット 図解法によって K, S_s を特定
備考	<p>関数 $F(\alpha, \beta)$ の定義は Cooper <i>et al.</i> (式8, 9)、または Bredehoeft and Papadopulos (式9, 10) を参照 H : 計測時間 t の時の圧力； H_0 : パルス圧； r_w : 試験区間のボーリング孔半径； S_s : 比貯留率； L : 試験区間帯水層の厚さ； V_w : パルス圧に負荷される水の体積； C_{ew} : 装置の圧縮特性を考慮した水の圧縮率； ρ_w : 水の比重； g : 重力加速度； K : 透水係数； t : パルス試験開始からの時間</p>		

表 1-8 揚水試験における Theis 法, Jacob 法および Thiem 法

	Theis法	Jacob法	Thiem法
主な 仮定	<ul style="list-style-type: none"> 井戸からの揚水量は一定 井戸の直径は無限小 井戸は帯水層に完全貫入 	<ul style="list-style-type: none"> 帯水層は均質, 等方, 半径方向に無限の広がり 井戸からの揚水は帯水層の貯留によるもの 上下不透水層からの漏水は無視できる 	
流れ	非平衡/非定常	非平衡/非定常	(準) 平衡/ (準) 定常
解析 手順	<ul style="list-style-type: none"> 揚水時間tにおけるsを計算 Theisの標準曲線を作成 同スケールで両対数の座標軸に $s-r^2/t$ 曲線をプロット 両曲線を重ね, 両者が一致するように移動させる 任意の合致点の座標 $[(r^2/t)_m, s_m], [\lambda_m, W(\lambda)_m]$ を読み取る 次式より K, S_s を算出 	<ul style="list-style-type: none"> 揚水時間tにおけるsを計算 縦軸および対数の横軸にそれぞれsと r^2/t をプロット $s-\log(t/r^2)$ 曲線の直線部分の勾配 Δs および軸切片 $(t/r^2)s=0$ を読み取る 次式より K, S_s を算出 	<ul style="list-style-type: none"> (準) 平衡状態における各観測 井内の $s=h_0-h_c$ を計算 縦軸および対数の横軸にそれぞれsとrをプロット $s-\log r$ 曲線の直線部分の勾配 Δs を読み取る 次式より K を算出
計算 公式	$s_s = 4K \frac{\lambda_m}{(r^2/t)_m}$ $K = \frac{Q_p}{4\pi D s_m} W(\lambda_m)$	$K = \frac{2.3Q_p}{4\pi D \Delta s}$ $s_s = 2.25K(t/r^2)_{s=0}$	$K = \frac{2.3Q_p}{2\pi D \Delta s}$ <p>S_s は評価不可</p>
図解 法の 概略			
備考	<p>t : 揚水試験の経過時間 ; s : 観測井内の水位低下量 ; h_0 : 初期水位 ; h : 観測井内の水位 ; r : 揚水井から観測井までの距離 ; $W(\lambda)-\lambda$: 井戸関数曲線 ; K : 透水係数 ; S_s : 比貯留率 ; D : 帯水層の厚さ ; Q_p : 揚水量 ; h_c : 平衡状態における観測井内の水位 ; $(t/r^2)s=0$: $s-\log(t/r^2)$ 曲線の直線部分の軸切片 ; Δs : 横軸の1logサイクルに対応するsの差 (直線の勾配)</p>		

表 1-9 原位置水理干渉試験の分類

試験法	定流量揚水干渉試験	パルス干渉試験	正弦波干渉試験
目的	井戸（または試験孔）間の水理的連結性およびその特性を評価する。		
原理	ソース井から一定の流量で水を汲み上げ、それに起因する観測井内の圧力変動を測定する。	ソース井に定流量揚水と井戸閉鎖の繰り返し刺激を与え、観測井内で発生する圧力の振幅および位相差を測定する。	ソース井内の流量また水圧変化を正弦的に制御し、観測井内で発生する圧力の振幅および位相差を測定する。
測定結果の概念図	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;"> <p>省 略</p> </div> <div style="text-align: center;"> <p>(流量正弦波干渉試験の例)</p> </div> </div>		
主な解析手法	揚水試験と類似	Kamel-Brigham法	流量正弦波： Businov-Umrichin法 圧力正弦波： Black法
特徴	・比較的難透水性地層への適用が可能	・ノイズの除去が容易 ・平面的水理異方性の評価が可能	・ノイズの除去が容易 ・三次元的水理特性の評価が可能

1.2.3 原位置透水試験の解析手法

高レベル放射性廃棄物地層処分の安全性評価では、処分子定深度を含む広域的な地下水流動を把握することが不可欠である。このため、地下浅所から 300m 以深までの各層序の透水性を原位置透水試験等の手法により評価することが必要である。しかし、原位置透水試験に必要とされる掘削作業は岩盤の長期的遮蔽性能を損なう恐れもあり、掘削するボーリング孔の数は可能な限り最小限に抑えることが肝要である。ここでは、一本のボーリング孔を利用する代表的な単孔式透水試験法のパルス透水試験、定圧試験、定流量試験の解析手法に対して理論および数値解析の手法を用いて適用条件および評価精度の検討結果を示す。

パルス透水試験はパッカーで区切られた試験区間に対して瞬間的に圧力をかけ、その減衰を計測するものである。同法は難透水性層を対象とする場合でも比較的短時間で試験が実施でき、海外では難透水性層を対象とする試験法として基準化されている（例えば、ASTM 2002）。定圧試験では試験区間に一定圧で注水あるいは揚水し流量の経時変化を計測し、定流量試験では試験区間に一定流量で注水または揚水し、試験区間内の圧力の変化を計測する（張ほか、2000；張ほか、2001）。それぞれの試験では、計測された試験区間内の圧力または流量のデータから解析解等により透水係数を評価する。代表的な解析解としては、地盤工学会の試験基準に採用されている Hvorslev の定常解析モデルに基づくものと ASTM において採用されている放射流非定常モデルに基づくものが挙げられる（地盤工学会、1995；ASTM 2002）。これ以外にも、試験区間周囲のスキン（掘削、目詰まり等による孔井周囲の物性が変化した領域）や、亀裂性岩盤でのマトリックス部への透水等を考慮したものなど多様な解析モデルとそれらに基づく解析解がある（Hyder *et al.*, 1994; Dougherty and Babu, 1984）。多くの解析モデルの開発と解析解が導出される一方で、その適用を検討するための明確な指針は確立されておらず、解析モデルの差異が透水係数の評価結果に及ぼす影響は検証されていない現

状にある。また、実際の原位置試験では同一試験区間に対して幾つかの試験法を適用することがあるが (Martinez-Landa and Carrera, 2005), 試験法毎に透水係数が異なった場合には有意な値を判断する必要が生じる。原位置透水試験の実施で直面するこれらの問題を検討するため、以下では、パルス透水試験、定圧試験、定流量試験の代表的な解析モデルの整理と新たに開発した解析モデルを用いて各解析モデルの適用条件と試験法間での差異を検証した。

1.2.3.1 解析モデル及び解析解

Hvorslev の解析モデルおよび放射流モデルの概念図を図 1-3(a) および (b) に示す。Hvorslev の解析モデルは地盤工学会で採用されており、試験区間からの水頭ポテンシャル面は楕円体をなし、定常流れを仮定している (以下、HV モデル) (Hvorslev, 1951)。放射流非定常モデルは ASTM で採用されており、地層の厚さは試験区間と同じとし、上下方向への流れは起きないと仮定している (以下、RF モデル)。新たに開発した解析モデルの概念図を図 1-3(c) および (d) に示す。図 1-3(c) に示す解析モデルでは試験対象となる地層の上下に不透水性層が存在すると仮定し、パッカーで閉鎖される試験区間は試験対象となる地層厚さの一部としている (以下、AF-ZF モデル)。この解析モデルに更にスキンの影響を考慮した解析モデルはこれまでも開発されてきているが (Novakowski, 1993)、スキンの特性値を特定する明確な方法はないため、ここではこれを除いたモデルを採用した。図 1-3(d) に示す解析モデルは AF-ZF モデルとほぼ同様であるが、試験対象地層を低透水性とし、その上下に試験対象地層と比較し透水性が非常に大きい地層あるいは亀裂が存在し、それら内部での水頭消散は瞬時に終わると仮定している。これまでに、上下地層の透水性を考慮したモデルは開発されてきているが (Moench, 1985)、それら解析モデルの適用には試験対象地層以外の上下地層の透水性評価が必要である。また、図 1-3(c) および (d) で仮定するモデルは、試験対象地層と上下地層の透水性の差を考慮するモデルの両極にあたり、これらのモデルを用いた検証により試験対象地層と上下地層の透水性の差が小さな場合も検討が可能となる。表 1-10 に新たに開発した軸対称流非定常モデル (AF-ZF 及び AF-CH モデル) の数学モデルと導出した解析解を示す。解析モデル間および試験法間での対比を行うため、表 1-10 に示す解析解は一律の無次元パラメータで整理した。HV モデルおよび RF モデルから得られる解析解も同一の無次元パラメータにより再整理した (表 1-11)。なお、パルス透水試験及び定流量透水試験の無次元数学モデルには試験対象となる地層と試験区間の貯留特性を反映する無次元パラメータ β が含まれているが、透水性が比較的低い岩盤を対象とする場合には $10^{-1} \sim 10^1$ 程度の値となると想定される (Pickens *et al.*, 1987; Bredehoeft and Papadopoulos, 1980)。以下の解析解を用いた数値シミュレーションでは、試験条件を代表するパラメータは $\zeta_L = 10^2$ および $\zeta_B = 5 \times 10^2$ 、試験区間は試験対象地層の中間に位置するとし、貯留性を代表するパラメータは $\beta = 10^{-2} \sim 10^2$ 、透水性は等方 ($\alpha = 10^0$) とした。

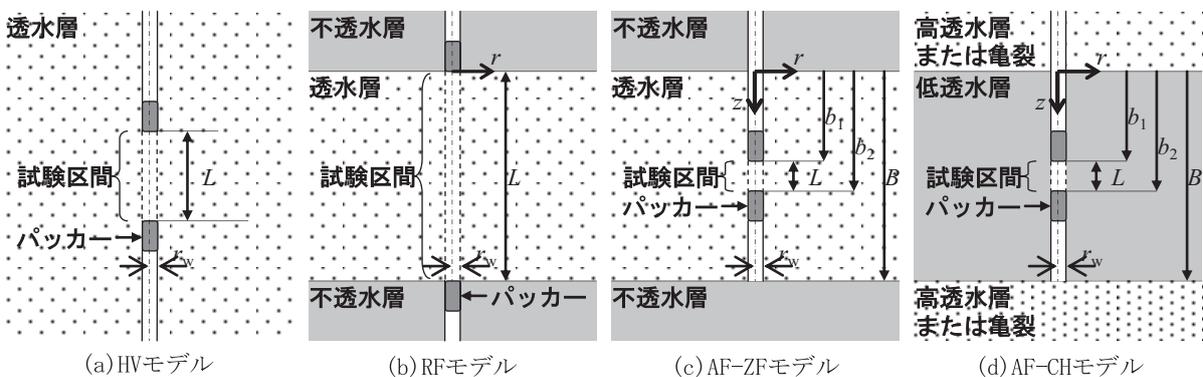


図 1-3 単孔式原位置透水試験の概念と解析モデル。

①パルス透水試験

図 1-3 に示した各解析モデルの差異を検証するために、パルス透水試験の計測データにあたる試験区間での水頭変化を各モデルの解析解を用い算出した (図 1-4)。図中、非定常流れを仮定する RF, AF-ZF 及び AF-CH モデルから算出された水頭変化を示す曲線はほぼ一致した。一方、定常流れを仮定する HV モデルは非定常流れを仮定するモデルとは合致せず、 β の値が小さい場合にその差は大きくなる傾向にある。これらの結果より、RF, AF-ZF 及び AF-CH モデルから決定される透水係数および比貯留率に大きな差は生じないと考えられる。

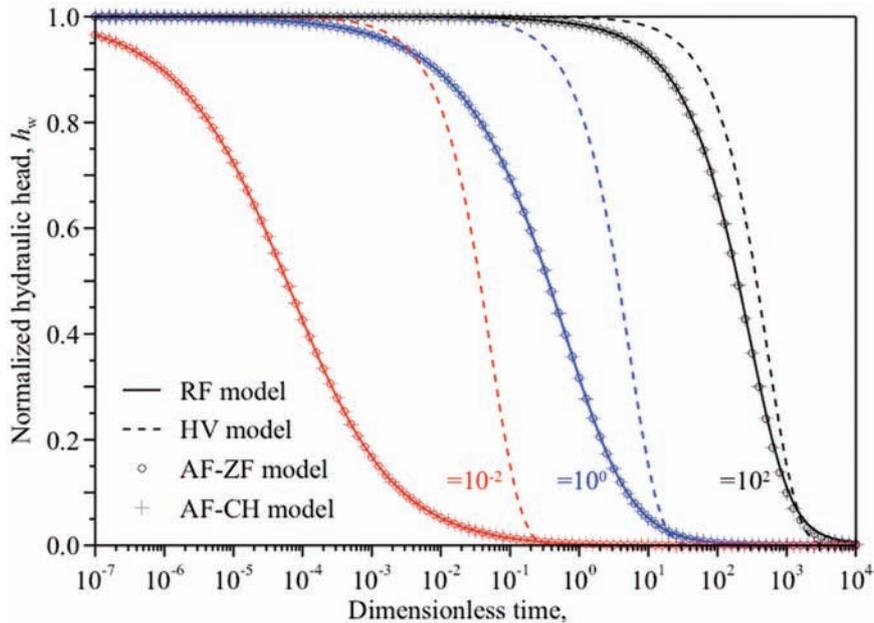


図 1-4 解析モデルによるパルス透水試験の試験区間水頭の計算結果の違い。

HV モデルと他のモデルでパルス透水試験を評価した場合の透水係数の差を検証するために、RF モデルにより算出した水頭変化から HV モデルを用い透水係数の算出を行った。 $\beta = 10^{-1}$ の条件下での HV モデルによる透水係数の相対誤差を図 1-5 (a) に示す。図中、試験区間水頭 $h_w = 0.8, 0.6, 0.4, 0.2$ の値に対応する相対誤差はおよそ 30 ~ 4 倍の範囲にあり、HV モデルにより算出される透水係数は水頭値 h_w に依存することが分かる。このため、HV モデルによりスラグ透水試験を評価する際には、試験区間水頭 h_w が 0.37 前後の計測データから透水係数を算出することが推奨されており、タイムラグ法として広く用いられている (Butler, 1997)。このタイムラグ法のパルス透水試験への適用性を検証するため、 $\beta = 10^{-2} \sim 10^2$ の範囲で $h_w = 0.37$ となる時刻を RF モデルにより算出し、HV モデルによる透水係数の評価を行った (図 1-5 (b))。その結果、パルス透水試験で想定される $\beta = 10^{-1} \sim 10^1$ の範囲では、透水係数は大きく評価され、 β の値が小さい場合には数十倍と過大評価される可能性が明らかとなった。これらの結果からパルス透水試験において透水係数の評価を行う際には、計測データ全てに対してフィッティングを行うことが適していると考えられる。ただし、計測データである試験区間水頭 h_w は透水係数および比貯留率について非線形となるため (表 1-10 および表 1-11)、ASTM の試験基準で規定される試験区間水頭 h_w の標準曲線群を用いる図解法や逆解析による試験評価が必要となる。ここでは逆解析による試験評価の適用性を検証するために、以下の式を用いて試験区間水頭に対する透水係数および比貯留率の感度係数を RF, AF-ZF 及び AF-CH モデルにより評価した。

$$\frac{K}{H_0} \cdot \frac{\partial H_w}{\partial K} = \tau \cdot \frac{\partial h_w}{\partial \tau} \tag{1}$$

$$\frac{Ss}{H_0} \cdot \frac{\partial H_w}{\partial Ss} = - \left(\tau \cdot \frac{\partial h_w}{\partial \tau} + \beta \cdot \frac{\partial h_w}{\partial \beta} \right) \tag{2}$$

表 1-10 AF-ZF および AF-CH モデルの数学モデルおよび解析解.

試験法	パルス透水試験	定圧試験	定流量試験
支配方程式	$K_r \frac{\partial^2 H}{\partial r^2} + \frac{K_r}{r} \frac{\partial H}{\partial r} + K_z \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = S_s \frac{\partial H}{\partial t}, \quad r_w < r < \infty, \quad 0 < z < B$		
初期条件	$H(r, z, 0) = 0, \quad r_w < r < \infty, \quad 0 < z < B$		
上端境界条件	AF-ZF モデル $\frac{\partial H(r, 0, t)}{\partial z} = 0$		AF-CH モデル $H(r, 0, t) = 0$
下端境界条件	AF-ZF モデル $\frac{\partial H(r, B, t)}{\partial z} = 0$		AF-CH モデル $H(r, B, t) = 0$
試験区間境界条件 ($b_1 < z < b_2$)	$2 \cdot \pi \cdot r_w \cdot L \cdot K_r \cdot \frac{\partial H(r_w, z, t)}{\partial r} = C_{ew} \cdot \left\{ \frac{dH_w(t)}{dt} - H_0 \cdot \delta(t) \right\}$	$H = H_c$	$2 \cdot \pi \cdot r_w \cdot L \cdot K_r \cdot \frac{\partial H(r_w, z, t)}{\partial r} = C_{ew} \cdot \frac{dH_w(t)}{dt} - Q_w$
無限遠方境界条件	$\frac{\partial H(\infty, z, t)}{\partial r} = 0$		
パラメータ	H : 水頭[L], t : 時間[T], r : 試験孔中心からの距離[L], z : モデル上端からの距離, K_r 及び K_z : 水平及び鉛直方向の透水係数[LT ⁻¹], Ss : 比貯留率[L ⁻¹], r_w : 試験区間半径[L], L : 試験区間長[L], B : 試験対象地層の層厚[L], b_1 及び b_2 : モデル上端から試験区間上部及び下部までの距離[L], C_{ew} : 試験区間圧縮貯留[L ²], H_0 : パルス圧[L], H_c : 定圧[L], Q_w : 定流量[L ³ T ⁻¹]		
無次元水頭	$h = H/H_0$	$h = H/H_c$	$h = H/H_s \quad (H_s = Q_w/2 \cdot \pi \cdot T)$
Laplace domain での解析解	$\bar{h}(\rho, \xi, p) = \frac{\beta \cdot \Omega}{\beta \cdot p \cdot \Omega_w + 1}$	$\bar{h}(\rho, \xi, p) = \frac{1}{p} \cdot \frac{\Omega}{\Omega_w}$	$\bar{h}(\rho, \xi, p) = \frac{\Omega}{p \cdot (\beta \cdot p \cdot \Omega_w + 1)}$
Laplace domain での計測項目	$\bar{h}_w(p) = \frac{\beta \cdot \Omega_w}{\beta \cdot p \cdot \Omega_w + 1}$	$\bar{q}_w(p) = \frac{1}{p \cdot \Omega_w}$	$\bar{h}_w(p) = \frac{\Omega_w}{p \cdot (\beta \cdot p \cdot \Omega_w + 1)}$
	h_w : 無次元化された試験区間内の水頭 q_w : 無次元化された注水又は揚水流量 $q_w = \frac{Q_w(t)}{2 \cdot \pi \cdot K_r \cdot L \cdot H_c}$, ここで $Q_w(t)$: 定圧試験での注水又は揚水流量		
Ω 及び Ω_w	AF-ZF モデル $\Omega = \frac{\xi_L}{\xi_B} \cdot \left\{ \frac{K_0(q_m \cdot \rho)}{q_0 \cdot K_1(q_0)} + 2 \cdot \sum_{m=1}^{\infty} \frac{K_0(q_m \cdot \rho)}{q_m \cdot K_1(q_m)} \cdot \frac{\sin(\omega_m \cdot \xi_2) - \sin(\omega_m \cdot \xi_1)}{\omega_m \cdot \xi_L} \cdot \cos(\omega_m \cdot \xi) \right\}$ $\Omega_w = \frac{-1}{\xi_L} \int_{\xi_1}^{\xi_2} \Omega _{\rho=1} d\xi$ AF-CH モデル $\Omega = 2 \cdot \frac{\xi_L}{\xi_B} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{K_0(q_m \cdot \rho)}{q_m \cdot K_1(q_m)} \cdot \frac{\cos(\omega_m \cdot \xi_2) - \cos(\omega_m \cdot \xi_1)}{\omega_m \cdot \xi_L} \cdot \sin(\omega_m \cdot \xi)$ $\Omega_w = \frac{-1}{\xi_L} \int_{\xi_1}^{\xi_2} \Omega _{\rho=1} d\xi$ ここで, p : ラプラス変換の変数; $q_m = \sqrt{p + \alpha^2 \cdot \omega_m^2}$, $\omega_m = \frac{m\pi}{\xi_B}$		
無次元パラメータ	$\tau = \frac{K_r t}{S_s r_w^2}, \quad \rho = \frac{r}{r_w}, \quad \xi = \frac{z}{r_w}, \quad \xi_L = \frac{L}{r_w}, \quad \xi_B = \frac{B}{r_w}, \quad \xi_1 = \frac{b_1}{r_w}, \quad \xi_2 = \frac{b_2}{r_w}, \quad \alpha^2 = \frac{K_z}{K_r}, \quad \beta = \frac{C_{ew}}{2 \cdot \pi \cdot r_w^2 \cdot L \cdot S_s}$		

表 1-11 HV および RF モデルより得られる各試験法の無次元解析解.

試験法	パルス透水試験	定圧試験	定流量試験
HV モデルの解	$h_w(\tau) = \exp\left(-\frac{\tau}{\beta \cdot F}\right)$	$q_w = \frac{1}{F}$	$h_w = F$
RF モデルの解	$\bar{h}_w(p) = \frac{\beta \cdot K_0(q)}{q \cdot K_1(q) + \beta \cdot p \cdot K_0(q)}$	$\bar{q}_w(p) = -\frac{K_1(q)}{q \cdot K_0(q)}$	$\bar{h}_w(p) = \frac{K_0(q)}{p \cdot \{q \cdot K_1(q) + \beta \cdot p \cdot K_0(q)\}}$

ここで、無次元パラメータは表-1 と同様. HV モデルの解では $F = \ln\left[\frac{\xi_L}{2 \cdot \alpha} + \sqrt{1 + \left(\frac{\xi_L}{2 \cdot \alpha}\right)^2}\right]$. RF モデルの解において p : ラプラス変換の変数, $q = \sqrt{p}$.

各解析モデルより算出された感度係数はほぼ同じ値となった. このことより逆解析に異なる非定常解析モデルを適用しても評価結果に顕著な差は生じないと考えられる. 例として, 図 1-6 に AF-CH モデルより算出した感度係数を示す. $\beta = 10^{-2}$ では透水係数および比貯留率の感度係数はほぼ同じとなり, β の値が大きくなるほど透水係数に対する感度係数は大きくなり, 比貯留率に対する感度係数は小さくなる傾向にある. $\beta = 10^{-2} \sim 10^2$ の範囲での透水係数および比貯留率の感度係数は同じオーダーにあることが確認できるが, 図 1-4 に示すように β が小さい場合 (例えば, $\beta = 10^{-2}$ と 10^0) の試験区間の水頭変化の傾向はほとんど同じとなるため, β に含まれる比貯留率の評価精度は Papadopulos *et al.* (1973) が指摘しているように悪くなる可能性がある.

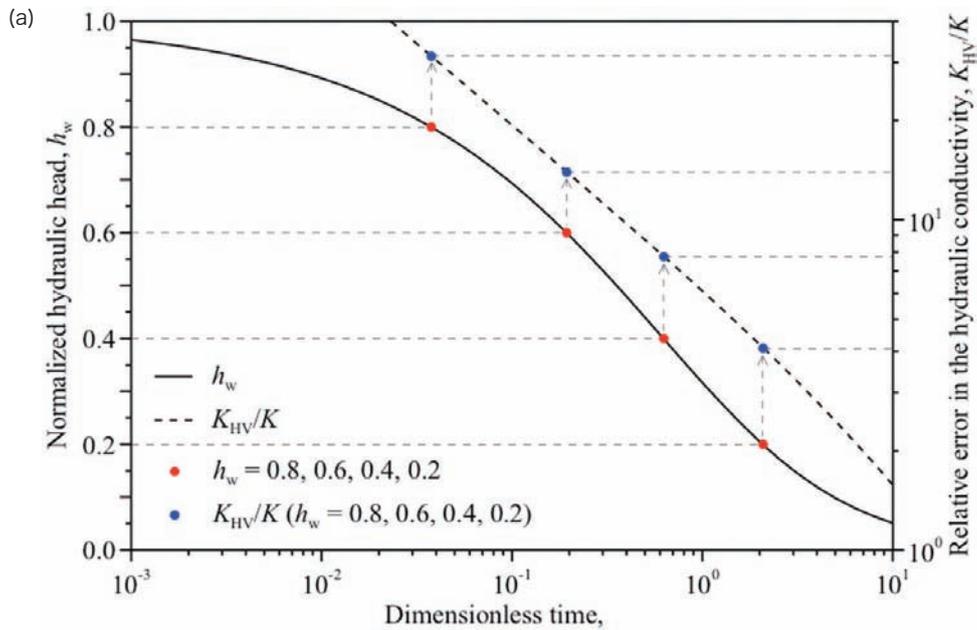


図 1-5(a) パルス透水試験の HV モデルによる試験評価で透水係数に生じる誤差.

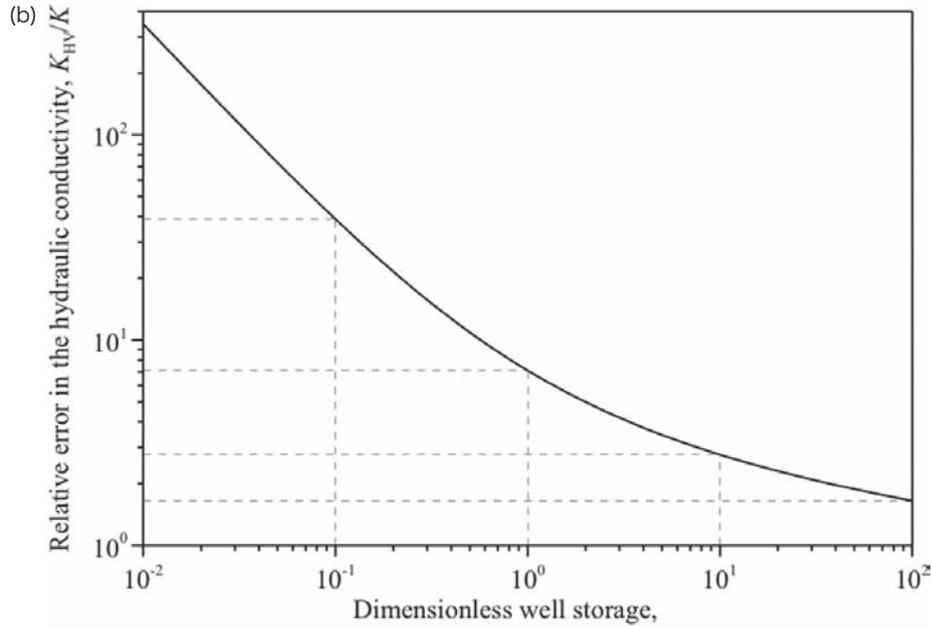


図 1-5(b) パルス透水試験の HV モデルによる試験評価で透水係数に生じる誤差.

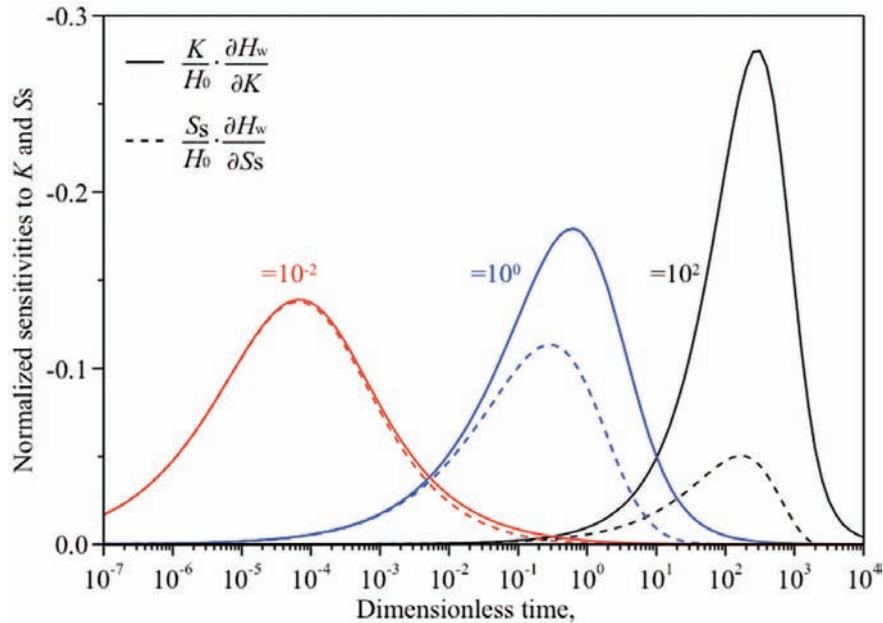


図 1-6 パルス透水試験における透水係数 K 及び比貯留率 Ss の感度.

②定圧試験

図 1-7 に各解析モデルから算出した定圧試験の計測データにあたる試験区間での流量の経時的変化を示す。非常流れを仮定する RF, AF-ZF 及び AF-CH モデルは流量が大きく変化する試験初期段階においてほぼ同じ値となった。一方、定常状態に近づくとき、AF-ZF 及び AF-CH モデルから算出された流量は RF モデルから算出された流量と乖離し、定常流れを仮定する HV モデルから算出された値に近くなる。これらより、非常状態の計測データを解析する場合には、通常の RF モデルを用いても AF-ZF 及び AF-CH モデルと同様の透水係数及び比貯留率の値が得られると考えられる。また、定常状態の流量から HV モデルを用いて透水係数を算出しても AF-ZF および AF-CH モデルとほぼ同じ透水係数の値が得られると考えられる。

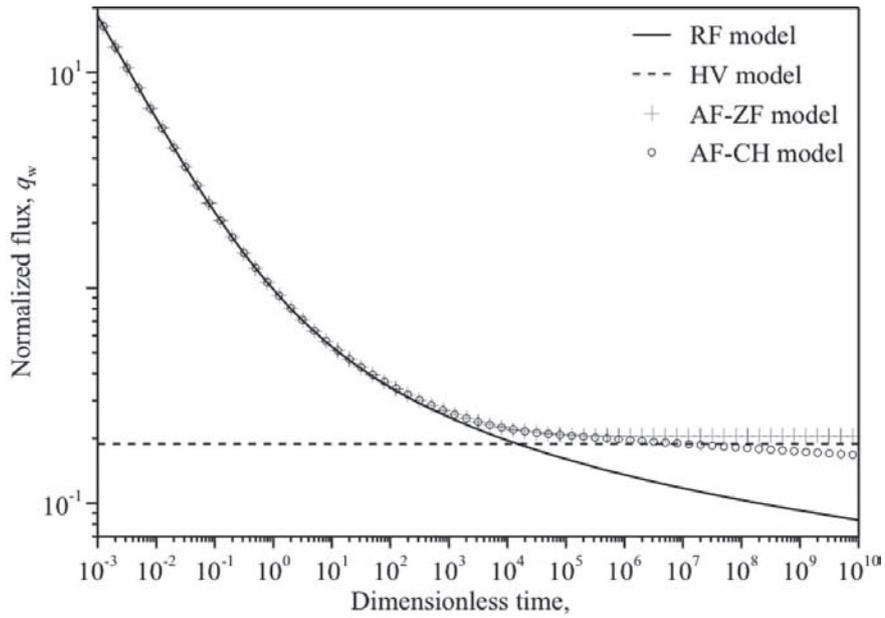


図 1-7 解析モデルによる定圧試験の試験区間流量の計算結果の違い。

試験対象地層の上下を不透水性層または透水性の高い層が挟む場合に HV モデルを用いた試験評価で透水係数に生じる誤差を検証した。図 1-8 に AF-ZF 及び AF-CH モデルより算出した流量を“計測データ”として扱い HV モデルにより算出した透水係数を示す。これらの結果から定常状態における流量から HV モデルを用いて透水係数を算出してもその相対誤差は数パーセント程度となることが考えられる。ただし、試験対象地層の層厚 (ζ_B) が試験区間長 (ζ_L) と比較し小さくなる場合や鉛直方向の透水係数が大きくなる場合 ($\alpha > 1$) には相対誤差が大きくなると考えられる。

非定常計測データから逆解析により透水係数及び比貯留率を求める場合を想定し、AF-ZF 及び AF-CH モデルから透水係数及び比貯留率の感度係数を次式により算出した (図 1-9)。

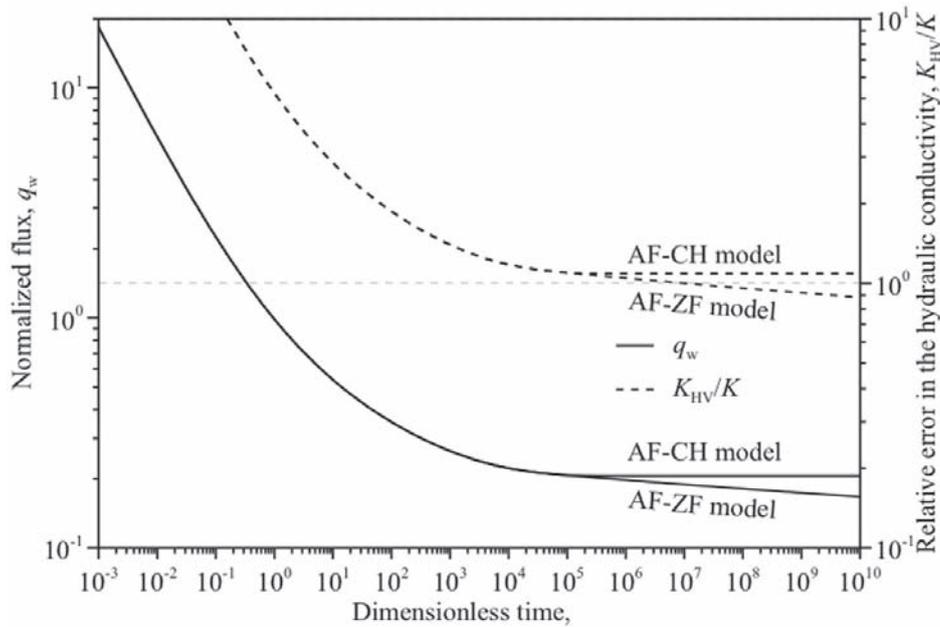


図 1-8 定圧試験の HV モデルによる試験評価で透水係数に生じる誤差。

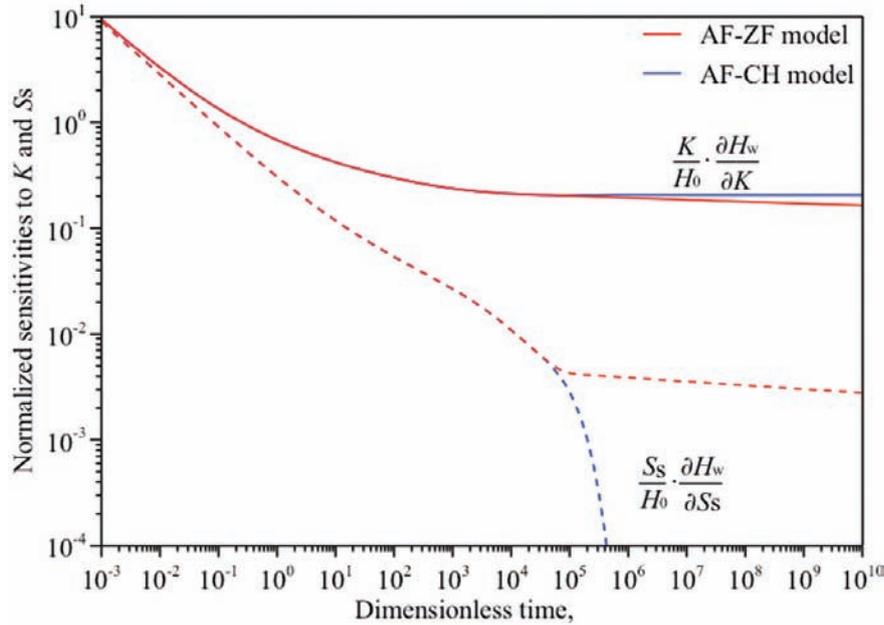


図 1-9 定圧試験における透水係数 K 及び比貯留率 Ss への感度.

$$\frac{K}{Q_s} \cdot \frac{\partial Q_w}{\partial K} = q_w + \tau \cdot \frac{\partial q_w}{\partial \tau} \tag{3}$$

$$\frac{Ss}{Q_s} \cdot \frac{\partial Q_w}{\partial Ss} = -\tau \cdot \frac{\partial q_w}{\partial \tau} \tag{4}$$

AF-ZF 及び AF-CH モデルより得られた結果では、比貯留率に対する感度係数は透水係数に対する感度係数と比較し小さく、定常状態に近づくと 1 オーダー以上小さな値となる。また、AF-CH モデルの比貯留率に対する感度係数は定常状態に達すると無限小の値となる。これらより、非定常状態のデータ数が定常状態のデータ数と比較して少ない場合に、逆解析で決定される比貯留率の評価誤差は透水係数と比較し大きくなりやすいと考えられる。

③定流量試験

各解析モデルから算出した定流量試験の計測データにあたる試験区間での水頭の経時変化を図 1-10 に示す。非定常流れを仮定する RF、AF-ZF 及び AF-CH モデルから算出した試験区間水頭は試験初期段階においてほぼ同じ値となった。しかし、β の値が小さくなるほど RF モデルから算出した試験区間水頭は AF-ZF 及び AF-CH モデルから算出したものからより早く乖離する傾向にある。一方、定常流れを仮定する HV モデルから算出された試験区間水頭は AF-ZF 及び AF-CH モデルから算出したもとの定常状態において近い値となるものの同一の値とはならない。しかし、その相対誤差は図 1-10 中では 10% 程度であり、HV モデルが定流量試験においても予備的な透水係数評価に適用できる可能性が唆される。これを検討するために、AF-ZF 及び AF-CH モデルから算出した試験区間水頭を“計測データ”とみなし HV モデルを用いて透水係数を算出した結果、HV モデルによって算出される透水係数は定常状態に達した後の試験区間水頭を用いると数%程度となった(図 1-11)。ただし、AF-ZF 及び AF-CH モデルから算出される試験区間水頭は試験対象地層の層厚 (ζ_B) と試験区間長 (ζ_L) の大小関係、透水異方性 (α) にも依存するため、HV モデルにより算出された透水係数は参照値として扱う必要があると考えられる。従って、定流量試験においてもパルス透水試験お

よび定圧試験と同様，非定常計測データを用いる図解法または逆解析による透水係数および比貯留率の評価が必要である．このため試験区間水頭の透水係数および比貯留率に対する感度を AF-ZF 及び AF-CH モデルを用い次式により算出した（図 1-12）．

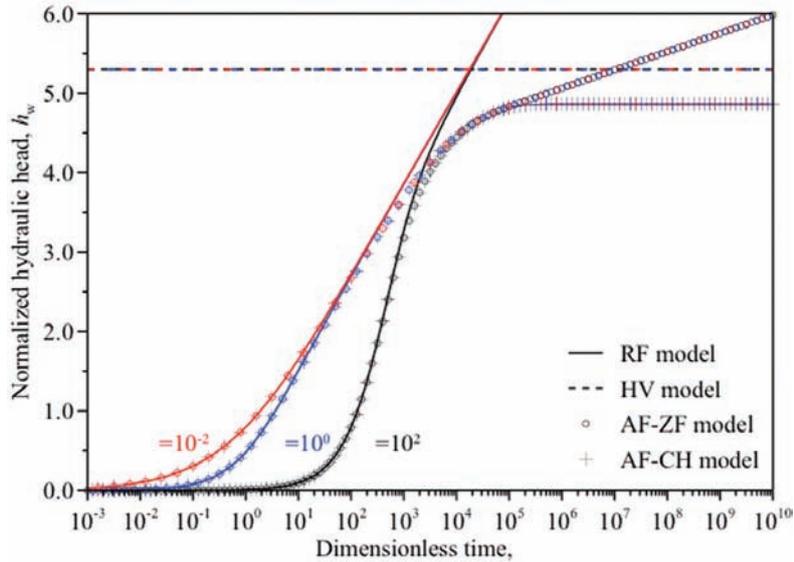


図 1-10 解析モデルによる定流量試験の試験区間水頭の計算結果の違い。

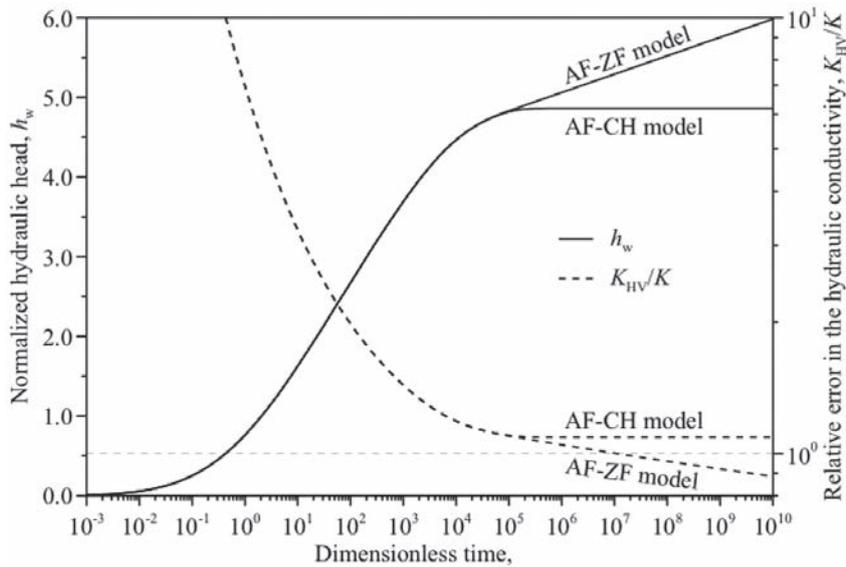


図 1-11 定流量試験の HV モデルによる試験評価で透水係数に生じる誤差。

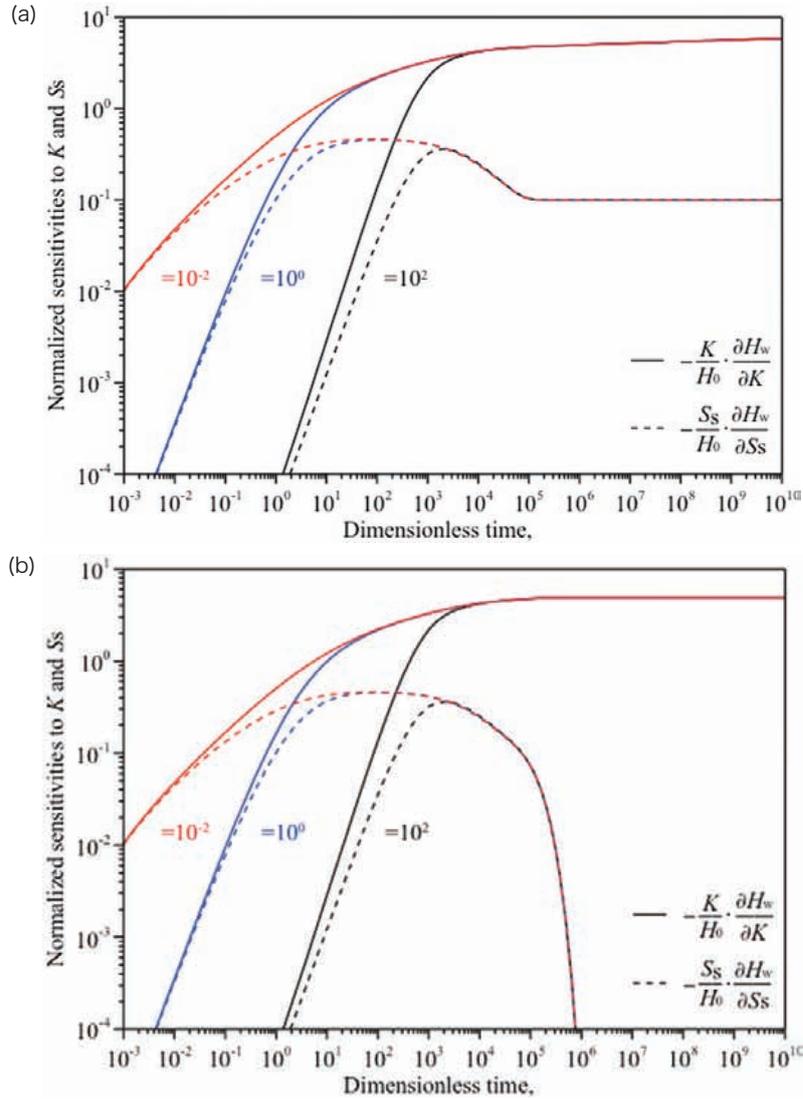


図 1-12 定流量試験における透水係数 K 及び比貯留率 Ss への感度.

$$\frac{K}{H_s} \cdot \frac{\partial H_w}{\partial K} = -h_w + \tau \cdot \frac{\partial h_w}{\partial \tau} \tag{5}$$

$$\frac{Ss}{H_s} \cdot \frac{\partial H_w}{\partial Ss} = -\left(\tau \cdot \frac{\partial h_w}{\partial \tau} + \beta \cdot \frac{\partial h_w}{\partial \beta} \right) \tag{6}$$

図 1-12(a) および (b) において透水係数に対する感度係数は AF-ZF 及び AF-CH モデルともに比貯留率に対する感度係数と比較して大きく、定常状態においては定圧試験と同様 1 オーダー以上大きくなった。このことから定圧試験同様、定常状態の試験区間水頭を多く含む計測データを逆解析に用いると比貯留率の評価誤差は大きくなることが考えられる。特に、試験対象地層が上下に透水性の高い地層で挟まれる場合 (AF-CH モデル) には比貯留率の影響は非定常状態の試験区間水頭のみに含まれると考えられる。

1.2.3.2 単孔式透水試験の理論的検討による知見

原位置単孔式透水試験のパルス透水試験，定圧試験，定流量試験の代表的な解析モデルを一律の無次元パラメータで再整理するとともに，試験対象地層の上下の水理地質境界を考慮した新たな解析モデルの開発と解析解の導出を行い，各モデルを対比した数値シミュレーションを実施した。その結果，以下の知見が得られた。

- 各解析モデルの適用性は試験方法によって異なることが明らかとなった。特に，パルス透水試験では，HV モデルの適用により透水係数が過大評価される可能性があり，その程度は地層と試験区間の貯留特性の比 (β) に依存することが明らかとなった。
- RF モデルは非定常状態初期の計測データに適用可能と考えられるが，定流量試験においては β の値に依存することが明らかとなった。
- HV モデルによる透水係数の評価は計測データが定常状態となりうる定圧試験や定流量試験において可能と考えられるが，試験対象地層の層厚 (ζ_B) と試験区間長 (ζ_L) の大小関係，透水異方性 (α) に依存すると考えられる。このため HV モデルにより得られた結果はより精緻な解析モデルを用いて試験評価を行う際の参考とすべきである。
- 以上の検討で用いた解析モデルは地層を均質な連続体と仮定したものであり，実際の原位置地層とは乖離している場合も想定される。実際の試験では試験孔周囲のスキン，亀裂性岩盤でのマトリックス部への透水，軸対称モデルでは再現不可能な亀裂等が透水試験に影響する可能性も想定される。従って，これらの影響についても簡易に検討するための知見の整備が必要と考えられる。

1.3 岩石の移流拡散特性の評価技術*

高レベル放射性廃棄物の地層処分を安全に実施及び評価するためには、多くの特質・事象及びプロセス (FEPs) を考慮する必要があるが (OECD/NEA, 2000), 地球科学分野における重要課題は、主に変動シナリオ及び地下水移行シナリオに基づく天然バリアの長期的安定性, もしくは長期的隔離性能の評価に分けることが可能である (鹿園, 1995). 後者の地下水移行シナリオに基づく地層処分施設の長期的安全性評価は基本的に多重バリアシステムにおける核種移行解析及び感度解析などより実施されるが, 安全評価の精度及び信頼性を確保するためには, 評価に利用される数理モデルが評価対象となるバリアシステムを適切に記述・モデリングできること, 解析に入力する各パラメータの値は評価対象の物性を代表できること, さらに長期にわたる物性の変化を適切に考慮・評価できることなどが必要不可欠である.

天然バリア, すなわち母岩もしくは岩盤における核種の移行は一般の化学物質と同様に, 移流, 分散, 吸着, 崩壊及び化学平衡などの現象に支配される (例えば, 張・竹田, 2004). 母岩が比較的均質な堆積岩の場合, 移流・分散によって, 核種の濃度が希釈され, 吸着によって地下深部にトラップされる. 核種の崩壊は連鎖的であり, 崩壊により親核種の濃度が減少するが, 娘核種の濃度は増加傾向になる. また, 化学反応を伴う吸着現象は天然バリアの遅延効果を考慮する上で非常に重要な要素ではある. 母岩が結晶質岩である場合, 亀裂の進展方向に沿った移流が支配的となるが, 亀裂に直交した方向における浸透と拡散は, 吸着作用と同様に天然バリアの遅延効果に大きく寄与する (Zhang, 2009). また, 地層処分の対象となる地下深部においては, 動水勾配が極めて小さく, 分散現象は拡散現象に等しくなる. ここでは, 岩盤内移流拡散特性の変遷要因, 移流拡散評価技術とその他物性との関連性, 透水及び拡散試験支配方程式の相似性などを概説し, 室内における岩石を対象とする透水試験と拡散試験に関する研究成果を示す.

1.3.1 岩盤の移流拡散特性の変遷要因

岩盤における地下水の流速は地層の透水係数, 動水勾配及び有効空隙率に依存する. また, 核種の移行は実効拡散係数に依存する. 高レベル放射性廃棄物地層処分施設の長期的安全性もしくは性能評価を行う際には, これら物性の変動要因を考慮する必要がある. これは 10 万年以上にも及ぶ長期間の間に, 地層における熱的, 力学的及び化学的な変化が地層の移流拡散特性に影響することが考えられるためである (図 1-13) (例えば, 張・竹田, 2004).

* 本節は、原子力安全・保安院受託事業報告書「平成 20 年度地層処分に係る地質情報データの整備：2.1.2 章」より再構成した (産総研深部地質環境研究コア, 2009).

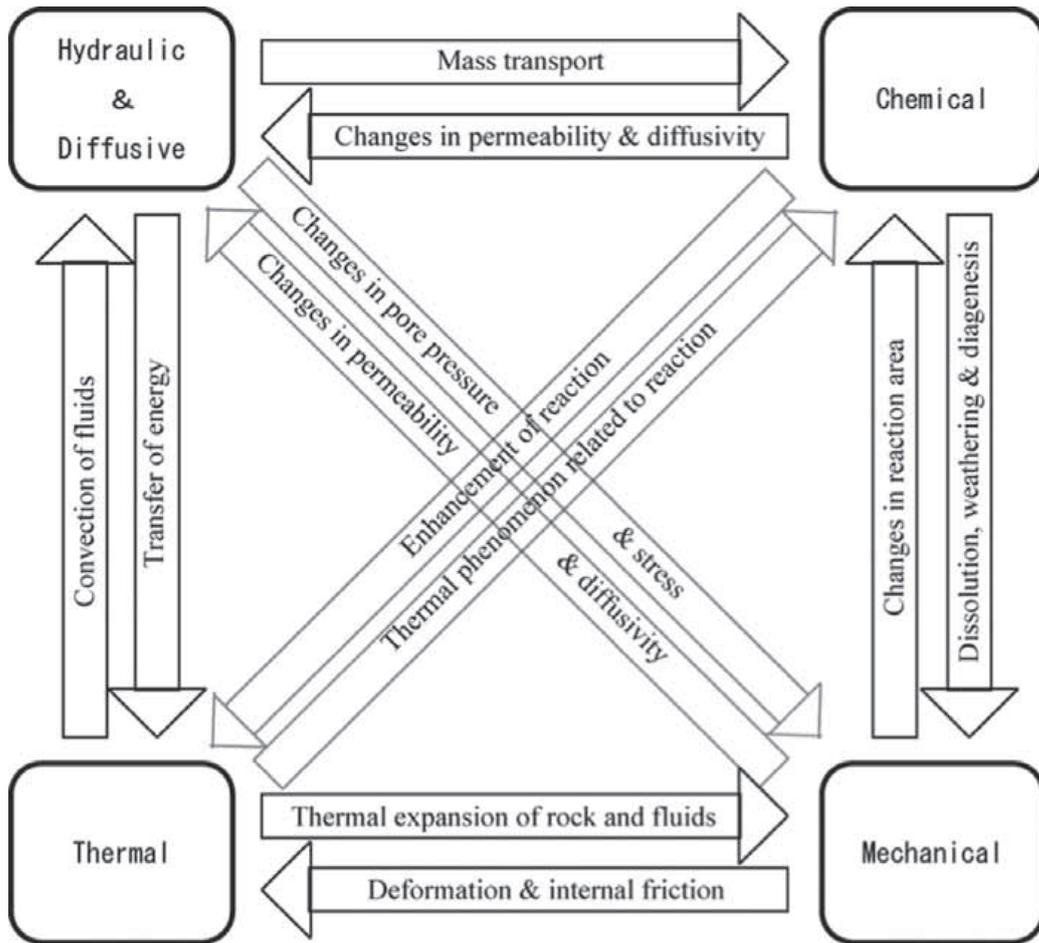


図 1-13 熱力学的、力学的及び化学的要因が岩石の移流拡散特性に及ぼす影響。

地層における化学的変化はその移流拡散特性を変化させ、逆に地下水の流動に伴う物質の移行は連鎖的に化学反応を引き起すこともある。例えば、鉱物の沈澱・結晶化は岩盤の空隙に生成鉱物を充填し、透水及び拡散性能を低下させ、天然バリアとしての隔離性能を上昇させることになるが、地下水の流動は化学平衡を崩し、これに起因する鉱物の溶解は逆に岩盤の空隙率を増加させ、沈澱と相反の効果が生じることになる。

地層の力学的特性変化、もしくは地層の変形は地層の透水及び拡散特性を変化させ、逆に地下水の存在と流動や異常塩濃度の増加などは間隙水圧及び有効応力の変化を引き起し、地層の力学的特性に影響を与える。例えば、地層の圧縮、圧密は地層の空隙率を減少させ、透水係数及び有効拡散係数の低下や、場合によっては異常水圧も引き起す。逆に、地層変形に伴うダイラタンシーや岩盤の破壊は地層の透水性を増加させ、場合によっては流体の流れ道となる亀裂や断層なども生じさせる。

地層における熱的变化は間隙流体の対流などを引き起こし、移流拡散特性に影響を与える。逆に、地下流体の流動に伴うエネルギーの伝播は地層中の温度勾配を変化させ、地層の熱的特性に影響を与える。

以上の移流拡散特性に対する化学的、力学的及び熱的状态の影響事象を紹介したが、同様に、それぞれの特性間にも直接的あるいは間接的に相互作用がある。例えば、地下水の流動に伴う熱エネルギーの伝播は、前述の対流を引き起すだけでなく、地層における温度勾配の変化により、化学反応にも影響を及ぼす。また、岩盤や間隙流体の熱膨張によって岩盤の力学的特性も変化する。これらの化学反応への影響と地層の力学的特性の変化は最終的に地層の移流拡散特性を変化させる。

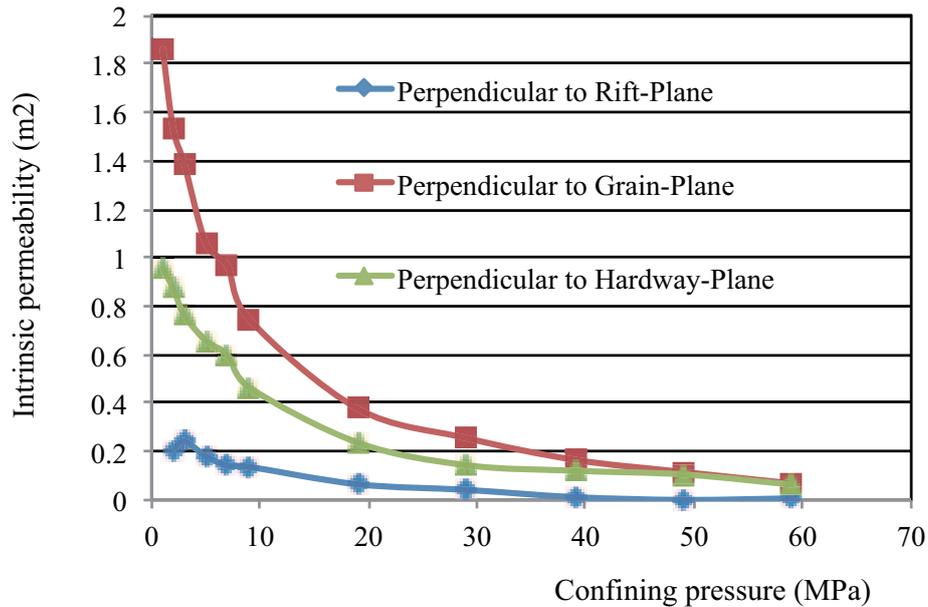
このように、岩盤中の物質移行を支配する移流拡散特性は多くの要因に影響を受ける。高レベル放射性廃棄物地層処分施設の長期的安全性を評価するためには、様々な変化要因を考慮した信頼性の高い移流拡散特性の物性データを蓄積していく必要があると考えられる。

1.3.2 移流拡散評価技術とその他物性との関連性

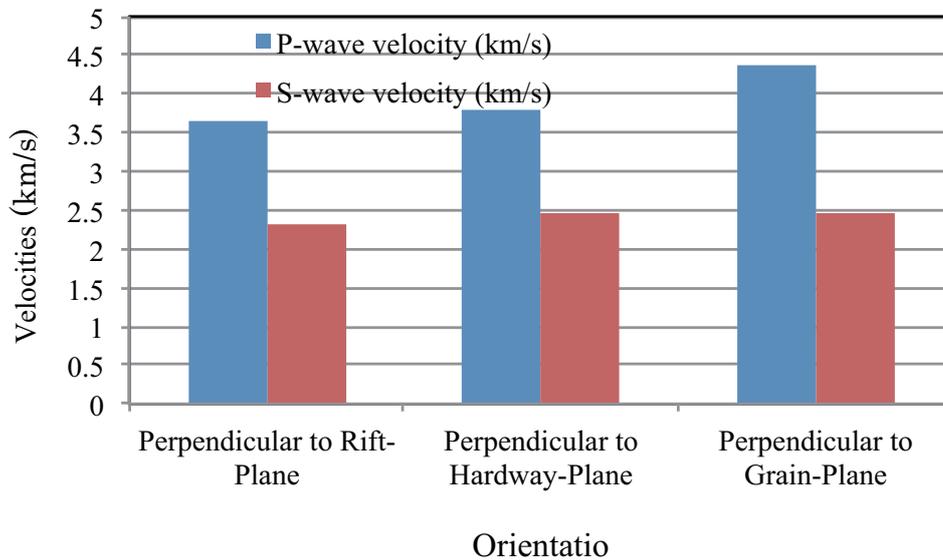
岩石の移流拡散特性、すなわち透水及び拡散特性はそれぞれ透水及び拡散試験によって評価される。透水試験も拡散試験も、大別して室内試験及び原位置試験に分類することができる。前者は原位置から採取してきた試料を室内に持ち込んで試験を行うもので、後者は原位置の地層を「不攪乱状態」で試験することを意味する。室内試験は原位置試験に比べ、試験条件の制御が行いやすく、また試験費用も比較的安いため広く用いられているが、室内試験の試験体は現場の再現性や原位置地層の代表性などに問題があると指摘されている。しかし、試験条件を人為的に設定・変化させることが可能であるため、様々な変動要因を考慮した移流拡散特性の変化予測に必要な実験データの取得と知見整備などに利用することが可能であると考えられる。原位置試験は室内試験に比べ、境界条件などを正確に特定することが困難であるが、試験体を乱さない点からも、室内試験より優れている。また、地層に比較的大きなインパクトを与えられるため、地層の平均的な特性を求めることができ、原位置試験より得られる試験結果は実際の設計に利用されやすい (張ほか, 2000; 2001b)。なお、原位置試験より得られる各種特性値は、その調査地点及び調査時点での岩盤物性値であり、放射性廃棄物地層処分施設などの長期的安全性評価においては関連物性値の時間的変化に伴う変化を考慮する必要もあることに注意されたい。

拡散試験は透水試験に比べ、試験に必要な時間が長く、また化学物質濃度のインライン測定・分析技術の限界により、深部地下の高い間隙水圧を再現した条件下での拡散試験は現状では不可能に近い。このため、地圧を再現した極一部の研究事例を除き (Van Loon *et al.*, 2003; Skagius and Neretnieks, 1986; Drew and Vandergraaf, 1989)、殆どの拡散試験は応力条件を考慮せず、大気圧条件下で行ってきているのが現状である (Zhang, 2009; Zhang *et al.*, 2005)。このため、岩石の透水係数と空隙率、実効拡散係数と空隙率、地圧と空隙率の相互関係を用い、地下深部応力条件下における岩石の実効拡散係数の推測方法が提案されている (Zhang, 2008)。

岩盤は一般的に非均質性及び異方性を持っているが、岩盤の移流及び拡散特性の空間分布及び異方性のすべてを直接透水及び拡散試験より求めるには多大な労力とコストを要する。代替的な評価方法として、岩石の移流拡散特性と弾性波速度などの物性と相関性が利用できると考えられる。岩盤の有効空隙率が大きいほど、密度は小さく、弾性波速度も小さく、透水及び実効拡散係数は大きくなる。図 1-14 に稲田花崗岩の透水係数の異方性および弾性波速度との相関性を示す。この図より、稲田花崗岩内部での弾性波伝播速度と透水係数の何れも Rift, Hardway 及び Grain 面に直交した方向の順で大きくなる。すなわち、核種は相対的に有効空隙の大きい地層及び音波速度の比較的遅い方向に直交した方向において選択的に通ることになる (例えば, Zhang and Takeda, 2003)。



(a) 稲田花崗岩の透水異方性および応力依存性



(b) 稲田花崗岩の弾性波速度異方性

図 1-14 稲田花崗岩の透水係数の異方性および弾性波速度との相関性.

1.3.3 室内における透水・拡散試験法

室内における透水・拡散試験法には、それぞれの試験原理とそれを数学的にモデル化した試験理論が対であり、計測データは試験理論から導かれた解析解を用いて解析され、各種物質移行特性が評価される。従って、実際の実験においてその試験原理とかけ離れた状態で行われた実験計測データに対して試験原理を忠実に再現する解析解を適用しても、得られる物性値は真の値と大きくかけ離れた値となることがある。実際にある特定の地層やサンプルコアの物質移行特性の評価を試みる際には、おおそ予想される物質移行特性に応じた試験方法を選択し、その試験原理に忠実に試験を実施しなくてはならない。

各種室内または原位置試験の計測データから物質移行特性値を算出するための方法として主に解析法、図解法及び数値解析（逆解析）法等が挙げられる。また、定常状態の計測データから透水試験で

は透水係数、拡散試験では実効拡散係数、非定常状態の計測データから透水試験では透水係数及び比貯留率、拡散試験では実効拡散係数及び遅延係数が評価される。

- 解析法は各種試験の解析解を適切に変換し、試験の計測データから直接透水係数あるいは実行拡散係数を算出する方法である。また、理論解の定常状態の部分に対して線形近似し、前述の方法により算出した透水係数あるいは実効拡散係数の値を用いて、比貯留率あるいは遅延係数を算出するタイムラグ法もある。この方法は基本的に定常状態の計測データにしか適用できない。
- 図解法は各種試験の理論解を用い、必要な特性値を特定するための標準曲線を作成し、実測された計測データと標準曲線とを比較することによって各種特性値を決定する方法である。この方法は非定常状態の計測データに対して適用可能であるが、比貯留率あるいは遅延係数など非定常状態に関係する物性値が小さい場合にはこれら物性値の評価結果にオーダーに及ぶ誤差を生じる可能性がある。
- 数値解析に基づく逆解析法は各種試験の厳密解または数値解を用い、解析結果と実測結果で定義される目的関数を最小化する手法で「最適な」パラメータの値を決定する。試験法によってはその厳密解中の特定されるパラメータ間に相関がある場合があるため、適用するには事前にこれを把握しておく必要がある。

1.3.3.1 室内透水試験

室内透水試験では採取されたコアの地層中での存在状態、即ち、地圧・間隙水圧・低い動水勾配などを再現した状態で試験が行われることが望ましい。室内透水試験は基本的に、流量計測に基づいて透水係数を求める定水位法及び変水位法（地盤工学会，1980）、差圧力（水頭差）計測に基づいて透水係数を求めるフローポンプ法（定微流量法）（Olsen, 1965；Olsen *et al.*, 1985；Song *et al.*, 2004）及びトランジェントパルス法（Brace *et al.*, 1968）、試験体の一端で間隙圧に一定周波数の振動を与え、他端の間隙圧の振幅の減衰率および遅れを計測し透水係数を求める間隙圧オシレーション法（Kranz *et al.*, 1990）がある。これらの試験法のうちフローポンプ法を除く方法では試験開始直後に試験体上流端面付近に極めて大きな動水勾配（理論上無限大）が発生することが明らかとなり（Zhang *et al.*, 1998；2000a；2000b；2002）、前述の低い動水勾配下での試験を行えるのはフローポンプ法だけである。

表 1-12 に各種室内透水試験法の概念図および解析モデル、試験の初期条件および境界条件を示す（張ほか，1997；高橋ほか，1998）。それぞれの室内透水試験の初期条件、境界条件及び次式 (7) で表される飽和浸透流の一次元基礎方程式を用いると、表 1-13 に示す各種室内透水試験の厳密解が導かれる（Zhang *et al.*, 2002）。

表 1-12 各種室内透水試験法の概念図および解析モデル

試験法	定水位法	変水位法	フローポンプ法	トランジェントパルス法
モデル				
初期条件	$H(z,0)=0 \text{ at } 0 < z \leq L$	$H(z,0)=0 \text{ at } 0 < z \leq L$	$H(z,0)=0 \text{ at } 0 < z \leq L$	$H(z,0)=0 \text{ at } 0 < z \leq L$
境界条件	$H=0 \text{ at } z=0$ $H=\Delta H \text{ at } z=L$	$H=0 \text{ at } z=0$ $\frac{a}{KA} \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial H}{\partial z} = 0 \text{ at } z=L$	$H=0 \text{ at } z=0$ $\frac{\partial H}{\partial z} = \frac{1}{KA} \left(q - C_c \frac{\partial H}{\partial t} \right) \text{ at } z=L$	$\frac{S_d}{KA} \frac{\partial H}{\partial t} - \frac{\partial H}{\partial z} = 0 \text{ at } z=0$ $\frac{S_u}{KA} \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial H}{\partial z} = 0 \text{ at } z=L$

表 1-13 各種室内透水試験の厳密解

試験法	定常解	厳密解	動水勾配
定水位法	$K = -\frac{q}{A \cdot i} = -\frac{q \cdot l}{A \cdot \Delta H}$ 土質試験法	$H(z,t) = \Delta H \left\{ \frac{z}{L} + \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\cos(n\pi z/L)}{n} \cdot \sin \frac{n\pi z}{L} \cdot \exp \left(-\frac{K}{S_s} \cdot \frac{n^2 \pi^2}{L^2} t \right) \right\}$	$i(z,t) = \frac{\Delta H}{L} \left\{ \frac{z}{L} + 2 \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \cos(n\pi z/L) \cdot \exp \left(-\frac{K}{S_s} \cdot \frac{n^2 \pi^2}{L^2} t \right) \right\}$
		Zhang et al. 1998, Geotechnical Testing J., 21(1), 52-57.	
変水位法	$K = 2.30 \frac{aL}{A \cdot t} \log_{10} \left(\frac{h_1}{h_2} \right)$ 土質試験法	トランジェントパルス法の厳密解を利用することができる。 $S_u \Rightarrow a; S_d \Rightarrow \infty; H \Rightarrow h_1$ 張ら, 1998, Hokkaido Geotechnics, No.9, 15-20.	
フローポンプ法	$K = -\frac{q}{A \cdot i} = -\frac{q \cdot l}{A \cdot \Delta H}$ Olsen, 1996 Water Resources Research, 2(6), 287-295.	$H(z,t) = \frac{qL}{AK} \left\{ \frac{z}{L} - 2 \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\exp \left(-\frac{K}{S_s} \beta_n^2 t \right) \sin(\beta_n z)}{L \delta \beta_n \cos(\beta_n z) \left[L \left(\beta_n^2 + \frac{1}{\delta^2} \right) + \frac{1}{\delta} \right]} \right\} \left\{ \begin{array}{l} \delta = \frac{C_c}{A \cdot S_s} \\ \tan(\beta L) = \frac{1}{\beta \delta} \end{array} \right.$	$i(z,t) = \frac{qL}{AK} \left\{ \frac{z}{L} - 2 \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\exp \left(-\frac{K}{S_s} \beta_n^2 t \right) \cos(\beta_n z)}{L \delta \cos(\beta_n z) \left[L \left(\beta_n^2 + \frac{1}{\delta^2} \right) + \frac{1}{\delta} \right]} \right\}$
		Esaki et al. 1996, Geotechnical Testing J., 19(3), 241-246. Zhang et al. 1998, Geotechnical Testing J., 21(1), 52-57.	
トランジェントパルス法	$h_u - h_f = \frac{V_d}{V_u + V_d} \cdot \exp(-\theta t)$ $K = \frac{\theta \rho \lambda V_d V_u}{A(V_u + V_d)}$ Brace et al. 1968, J. Geoph. Re., 73(6), 2225-2236.	$H(z,t) = \frac{1}{1 + \beta + \gamma} + 2 \sum_{m=0}^{\infty} \frac{\exp(-\alpha \phi_m^2 t) [\cos(\phi_m \xi) - (\gamma \phi_m / \beta) \sin(\phi_m \xi)]}{(1 + \beta + \gamma - \gamma \phi_m^2 / \beta) \cos \phi_m - \phi_m (1 + \gamma + 2\gamma / \beta) \sin \phi_m}$ $\xi = \frac{z}{L}, \alpha = \frac{Kt}{L^2 S_s}, \beta = \frac{S_d AL}{S_u}, \gamma = \frac{S_d}{S_u}, \tan \phi = \frac{(\gamma + 1)\phi}{\gamma \phi^2 / \beta - \beta}$	$i(z,t) = 2 \sum_{m=0}^{\infty} \frac{\phi_m}{L} \frac{\exp \left(-\frac{Kt}{L^2 S_s} \phi_m^2 \right) \left[\sin \left(\phi_m \frac{z}{L} \right) - \left(\frac{\gamma \phi_m}{\beta} \right) \cos \left(\phi_m \frac{z}{L} \right) \right]}{\left(1 + \beta + \gamma - \frac{\gamma \phi_m^2}{\beta} \right) \cos \phi_m - \phi_m \left(1 + \gamma + \frac{2\gamma}{\beta} \right) \sin \phi_m}$
		Hsieh, et al. 1981, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 18(3), 245-252. Zhang et al. 2000, Geotechnical Testing J., 23(1), 83-99.	

$$\frac{\partial^2 H}{\partial z^2} - \frac{S_s}{K} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \tag{7}$$

ここで、H：供試体中の水圧（水頭）；Z：供試体の下流端面からの距離；K、Ss：それぞれ供試体の透水係数及び比貯留率；t：実験開始後の経過時間である。

- ① 定水位法：定常状態の流量測定結果を用い、表 1-13 に示す定水位法の定常解より供試体の透水係数を算出することができる。
- ② 変水位法：準定常状態の水位変化測定結果を用い、表 1-13 に示す変水位法の定常解より供試体の透水係数を算出することができる。また、変水位透水試験をトランジェントパルス透水試験の特例として考えられるため、非定常状態の測定結果を用い、トランジェントパルス法の厳

密解を利用すれば、供試体の透水係数及び比貯留率の両方を求めることも可能である（張ほか、1998）。

- ③ フローポンプ法：定常状態の測定結果を用い、表 1-13 に示すフローポンプ法の定常解より供試体の透水係数を算出することができる。また、非定常状態の測定結果を用い、同表に示されているフローポンプ法の厳密解を利用すれば、逆解析法より供試体の透水係数のみならず、比貯留率をも同時に求められる。更に、非定常解析を用いることにより、難透水性材料の透水試験に必要な時間を大幅に短縮することも可能である（Esaki *et al.* 1996; Zhang *et al.*, 1997）。
- ④ トランジェントパルス法：準定常状態の測定結果および表 1-13 に示すトランジェントパルス法の定常解を用い、図解法より供試体の透水係数を算出することが可能である（Brace *et al.*, 1968）。また、非定常状態の測定結果を用い、同表に示されているトランジェントパルス法の厳密解を利用すれば、図解法（Hsieh *et al.*, 1981; Neuzil *et al.*, 1981）もしくは逆解析法（Zhang *et al.*, 2000b）より供試体の透水係数のみならず、比貯留率をも同時に評価することが可能である。
- ⑤ 間隙圧オシレーション法：定常解により算出される振幅の減衰率と位相の遅れに関する標準曲線を透水係数および比貯留率に関する無次元パラメータについて作成し、図解法により試験評価を行う（Fischer, 1992）。また、定常解より導かれる減衰率と位相の遅れに関する 2 つの式にそれら実測値を代入し、透水係数および比貯留率を数値解析により特定することも可能である（高橋ほか、2003）。

1.3.3.2 室内拡散試験

室内拡散試験法は多数存在するが、ここでは室内拡散試験を透過拡散法、浸入拡散法（in-diffusion）、浸出拡散法（out-diffusion）、コラム法に大別する（張・竹田、2004; Zhang *et al.*, 2006a）。

① 透過拡散法

透過拡散法の試験原理は試験体を 2 つの溶液槽で挟み、一方の溶液槽にトレーサーを投入し、片方あるいは両方の溶液槽のトレーサー濃度を経時的に計測し、実効拡散係数および遅延係数を測定するものである。透過拡散法は表 1-14 に示すようにさらに 4 つの方法に分類される。

表 1-14 透過型室内拡散試験の試験方法

	上流側濃度一定—下流側濃度一定	上流側濃度一定—下流側濃度上昇	上流側濃度低下—下流側濃度上昇	上流側濃度低下—下流側濃度一定
概念				
計測項目	<ul style="list-style-type: none"> ・ 下流端面におけるトレーサー物質のフラックスの経時的变化 ・ 下流側計測溶液槽に拡散したトレーサー物質の総量 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 下流側計測溶液槽におけるトレーサー物質濃度の経時的变化（上昇） 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 上流側溶液槽におけるトレーサー物質濃度の低下 ・ 下流側溶液槽におけるトレーサー物質濃度の上昇 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 上流側溶液槽におけるトレーサー物質濃度の低下

定濃度浸入—定濃度浸出法（constant inlet concentration—constant outlet concentration）：

この方法では両方の溶液槽の濃度差を一定に保ち、定濃度溶液槽側に透過してくるトレーサーの総量を経時的に計測する方法である。計測データのうち時間—透過総量曲線の定常状態の傾きから実効拡散係数を算出し、遅延係数は透過総量に対する理論解の定常状態の部分の線形近似式を用いタイムラグ法により算出する。試験評価には定常状態の計測データを用いるため、試験体の物質移行特性によっては試験に長時間を要する。この方法は、ベントナイト、ベントナイト混合土、コンクリー

ト、岩石等、地層処分に関連する人工材料、地質媒体に対する試験で広く利用されている（例えば、Skagius & Neretnieks, 1986 ; Rebour *et al.*, 1997 ; Sato *et al.*, 1997 ; Tits *et al.*, 2003). しかし、この方法から求められる遅延係数は、岩石パウダーを対象とするバッチ試験と比較し3オーダー程度小さな値として見積もられることも珍しくなく、空隙率より小さな値で評価されることもある。

この問題点は試験の解析理論と実際の実験での操作の矛盾点、タイムラグ法によるデータ解析段階での誤差の発生などに起因することが明らかとなっている（Zhang & Takeda, 2005). また、多くの実施例では濃度計測の容易さからトレーサー濃度を異常に高く設定する傾向が見られ、定濃度側のトレーサーの透過総量を計測するために、濃度を限りなく0に保ち、濃度検出ができる程度の透過量で溶液全てを濃度0の水と置換する作業を継続して行わなくてはならない。

定濃度浸入-浸出濃度増加法 (constant inlet concentration-increasing outlet concentration) :

一方の溶液槽を定濃度に保ち、トレーサーが透過してくる溶液槽の濃度増加を経時的に計測する方法である。Rebour *et al.* (1997) を除きこの方法により透過拡散試験が実施された例はないが、前述の定濃度浸入-定濃度浸出法と比べ、試験管理が容易であり、試験手順に起因する計測誤差が低減されると考えられる。試験評価は非定常状態の計測データに対して行わなくてはならないため、Rebour *et al.* (1997) は数値解による試験評価を行っている。これに対し、Zhang & Takeda (2005) は試験評価の精度を向上させるために数値解にかわる解析解を導出している。しかしながら、この方法も定濃度浸入-定濃度浸出法と同様に、トレーサーが定濃度側に透過してくるまでに時間を要する。

浸入濃度減少-浸出濃度増加法 (decreasing inlet concentration-increasing outlet concentration) :

この方法では一方の溶液槽にトレーサーを投入し、両方のトレーサー濃度の経時変化を計測する。Garcia *et al.* (2004) はこの試験法の評価のために数値解を用いたが、Takeda *et al.* (2008b) は数値解による誤差を低減するために解析解を導出し、岩石コアを対象とした試験の評価にこの解析解を適用している。この試験法の利点は、溶液槽内の溶液を置換する必要がなく、適切に試験条件を設定するとトレーサー投入側の濃度低下が早くなり、また、解析解を用いることにより非定常状態の計測データに対しても試験評価が行え、試験時間を短くできる点にある。

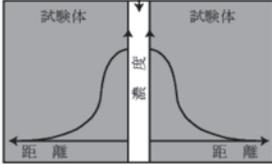
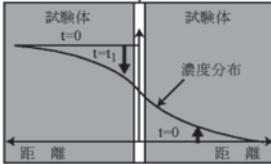
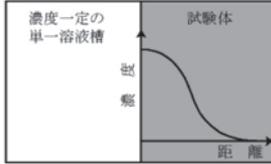
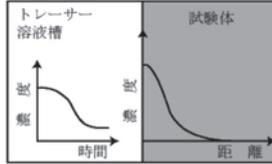
浸入濃度増加-定濃度浸出法 (decreasing inlet concentration-constant outlet concentration through-diffusion) :

この試験法は一方の溶液槽に一定量のトレーサーを投入し、他方の溶液槽内の溶液を常に置換することにより定濃度に保つ方法である。計測はトレーサー投入側の溶液槽内の濃度の経時的な変化である。この手法はトレーサー投入槽側の濃度計測をするため、定濃度浸入-定濃度浸出法と定濃度浸入-浸出濃度増加法と比較し試験時間が早く、定濃度浸入-定濃度浸出法より試験管理が容易である。この方法に対する解析解はZhang & Takeda (2005) により導出されているが、未だ適用例はない。

②浸入拡散法 (In-diffusion method)

一般に、浸入拡散法により得られる試験結果は「みかけ」の拡散係数である。浸入拡散法はその試験原理により表 1-15 に示すようにさらに定量トレーサー法、濃度低下法の2つの方法に分類される。

表 1-15 浸入型室内拡散試験の試験方法

概念	濃度を一定と仮定		濃度低下	
	ハーフセル法			単一溶液槽法
	両ハーフセル間濃度一定	片方のハーフセル内濃度一定		
				
計測項目	<ul style="list-style-type: none"> 試験体軸方向における濃度分布 	<ul style="list-style-type: none"> 試験体軸方向における濃度分布 	<ul style="list-style-type: none"> 試験体軸方向における濃度分布 溶液槽におけるトレーサー物質濃度の低下 試験体軸方向における濃度分布 	

・ 定量トレーサー法：

定量トレーサー法はさらにハーフセル法， インハーフセル法， 単溶液槽法の 3 つに分類される。

・ ハーフセル法：

ハーフセル法では， 試験体を二つのセル内に充填もしくは装着し， 両試験体の間に定量のトレーサー溶液を挟み， トレーサーを拡散させる (Cho *et al.*, 1993 ; Kozaki *et al.*, 1999 ; Idemitsu *et al.*, 1990). ある程度時間が経過した後に両試験体内のトレーサー分布を計測し， 試験体を無限長と仮定する近似解により試験評価を行う。 インハーフセル法では， 試験前に試験体を二つのセル内に充填もしくは装着し， 片方の試験体に一定量のトレーサーを浸透させる (Gillham *et al.*, 1984). 試験は二つの試験体を密着させることで始まり， 得られる計測データは一定時間後における試験体内の濃度分布 (スライスする必要がある) であり， 試験体を半無限長と仮定する解析解を用い試験評価が行われる。

単溶液槽法は試験体の一端に定濃度溶液槽を設け， 他端をゼロフラックスとし， 一定時間が経過した後の試験体内の濃度分布を計測する方法である。 この方法では， 試験を開始し終了するまでに濃度計測を行わないため試験管理は容易である。 トレーサーとして放射性物質を用い， ガイガーカウンターを使用すると試験体内の濃度分布を， 試験体をスライスすることなく計測することが可能である。 また， その簡易な試験手順から， ベントナイトやベントナイト混合土， 粘土等， 試験体を容易にスライスできる地盤材料に主に適用されている。

・ 濃度低下法：

この試験法は前述の単溶液槽法と同様の手順で行われるが， 溶液槽内の濃度の経時的な変化も計測することにより実効拡散係数と遅延係数の評価も可能となる。 この場合の試験評価は数値解を用いて行われる (Rowe & Booker, 1988) が， Takeda *et al.* (2006) は数値解による試験評価の誤差を低減するために， 解析解を導出している。 この試験法の利点は実効拡散係数および「みかけ」の拡散係数が一回の実験により評価される点にある。 しかしながら， この試験法の実施例は少ない (Van *et al.*, 2005)。

③ 浸出拡散法 (Out-diffusion method)

浸出拡散法は試験前に試験体内にトレーサーを浸入させ， その後， 試験体両端に溶液槽を設置しトレーサーを溶液槽側に浸出させる方法である。 浸出拡散法は試験体内の初期濃度の分布により表 1-16 に示すように 2 つに分類される。

初期線形濃度分布法： この方法は透過拡散法の 定濃度浸入-定濃度浸出法の後に， 試験体内に線形分布した濃度を両端の溶液槽内の溶液を濃度 0 の溶液に置換し， 両端の溶液槽に浸出するトレーサー濃度を経時的に計測する方法である。 この方法は， 定濃度浸入-定濃度浸出法とのクロスチェック

のために実施される (Jakob *et al.*, 1999 ; Tits *et al.*, 2003).

・初期一様濃度分布法 :

この方法では試験前に試験体内に一様にトレーサーを分布させ、前述の方法と同様に試験体両端に溶液槽を設け、浸出するトレーサー濃度の変化を計測する (Lever, 1986). この方法では試験前に一様にトレーサーを試験体に分布させる必要があるため、準備に長時間を要するとともに、一様に分布したかの確認ができない。

表 1-16 浸出型室内拡散試験の試験方法

	試験体内の初期濃度は線形分布	試験体内の初期濃度は均一分布
概念		
計測項目	・ 両溶液槽における濃度の経時変化 (上昇)	・ 両溶液槽における濃度の経時変化 (上昇)

1.3.4 透水及び拡散試験支配方程式の相似性

透水試験の支配方程式はダルシー則と飽和状態における水流の一次元連続式より導くことができ、式 (8) に示す通りとなる (土質工学会, 1980 ; 張・竹田, 2004).

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{K}{S_s} \cdot \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \tag{8}$$

ここに、 H は水頭 ; x は距離 ; S_s は比貯留率 ; K は透水係数 ; t は時間である。拡散試験の支配方程式はフィックの第2法則 (Fick's Second Law) に基づくもので、次式 (9) で表わされる (Neretnieks, 1980 ; Zhang and Takeda, 2005).

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{D_e}{\alpha} \cdot \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} \tag{9}$$

ここで、 c は濃度 ; x は同様に距離 ; D_e は実効拡散係数 ; α は岩石保持因子 (Rock capacity factor) と呼ばれるパラメータで、次式 (10) に示す通り岩石の空隙率 (ϵ_{tot}), 吸着係数 (K_d) 及び岩石密度 (ρ) より決定される。

$$\alpha = \epsilon_{tot} + K_d \cdot \rho \tag{10}$$

式 (8) と式 (9) を比較すると、透水と拡散は物理現象として異なるものの、数式的には類似の数理モデルで記述できることが分かる。すなわち、透水試験の水頭、透水係数及び比貯留率を拡散試験の濃度、実効拡散係数及び岩石保持因子に置き換えれば、透水試験の理論解を変換し、拡散試験の結果解析に利用することが可能である。逆に、拡散試験の濃度、実効拡散係数及び岩石保持因子を透水試験の水頭、透水係数及び比貯留率に置き換えれば、拡散試験の解析解を変換し、透水試験の結果解析に利用することも可能である。このため、ある境界条件下での透水試験に対する理論的評価の結論

と知見を用い、対応する類似の境界条件下での拡散試験解釈に活用することも可能である。例えば、後述する流入圧が一定・流出圧も一定に制御する室内定水位透水試験は、トレーサー溶液槽内濃度が一定・計測溶液槽内濃度も一定に制御する従来型の室内拡散試験と対応させることが可能である。

1.3.4.1 室内透水試験

透水係数を直接的に計測する室内透水試験法として定水位法と変水位法のあることがよく知られており、また地盤工学分野で広く利用されてきている（土質工学会，1980）。一般的に、定水位法は比較的高い透水係数の試験体（ $10^{-2} \sim 10^{-3}$ cm/s）、変水位透水試験は比較的低い透水係数の試験体（ $10^{-3} \sim 10^{-6}$ cm/s）に用いられる。試験方法が簡単であるため、実際に定水位法で 10^{-3} cm/s、変水位法で 10^{-9} cm/s まで計測したケースも多い。しかし、変水位法で 10^{-6} cm/s よりも小さい透水係数を計測する場合、水頭の低下が小さいため、定水位法の式、すなわち周知のダルシー式で透水係数を求めることが殆どである。

難透水性試験体の透水試験をより速く計測するために、フローポンプ法とも呼ばれる定微流量法（Olsen, 1966）及びパルス法（Brace *et al.*, 1968）も 60 年代に提案されていたが、試験装置と試験手順の煩雑さなどから近年まではあまり普及・利用されていなかった。

上記試験法のほか、遠心力透水試験法（Nimmo and Mello, 1991）及び間隙水圧振動法（Kranz *et al.*, 1990）なども提案されているが、まだ一般的な手法として広く用いられていない。また、遠心力透水試験法も間隙水圧振動法も自然岩盤における低い動水勾配を再現することが難しく、間隙水圧振動法はさらにパルス法などより長い試験時間を要する。地下深部岩盤における地下水流動条件の再現性や試験の効率などの観点から、ここでは遠心力透水試験法と間隙水圧振動法に関する考察は控える。

室内透水試験の精度、適用条件及び各種試験法の相対的優位性などを体系的に検討・評価するために、産総研では新しい厳密解析解の確立や、試験中における試験体内の動水勾配の経時的变化の定量的評価（Esaki *et al.*, 1996; Zhang *et al.*, 1997; Zhang *et al.*, 1998; Zhang *et al.*, 2000a; Zhang *et al.*, 2000b; Zhang *et al.*, 2002）、境界条件を基準にした新しい分類の提案（Zhang *et al.*, 2006b）、代表的試験体を用いた検証・比較試験（Zhang *et al.*, 2002; 2004）及び無次元化した感度解析と総合的比較などを行ってきた（Takeda *et al.*, 2007）。以下、境界条件を基準にした透水試験の分類と拡散試験に類似境界条件のない定微流量透水試験の解析理論と感度解析を示す。

境界条件を基準にし、従来の定水位及び変水位法を含む室内透水試験法は（図 1-15）に示す 3 タイプ、6 種類に分類することが可能である。すなわち、定流入水位法、変動流入水位法（パルス法）及び定微流量法の 3 タイプで、それぞれのタイプにおいては流出側の水位もしくは水頭が一定あるいは上昇（Rising tail water elevation）の 2 種類もあり、計 6 種類の透水試験が理論および実験的に実施することが可能である（Zhang, 2008）。従来の定水位透水試験および変水位透水試験はそれぞれ定流入水位・定流出水位、及び変動流入水位・定流出水位透水試験に対応し、従来の変水位法はパルス法の特例として定義することができる。

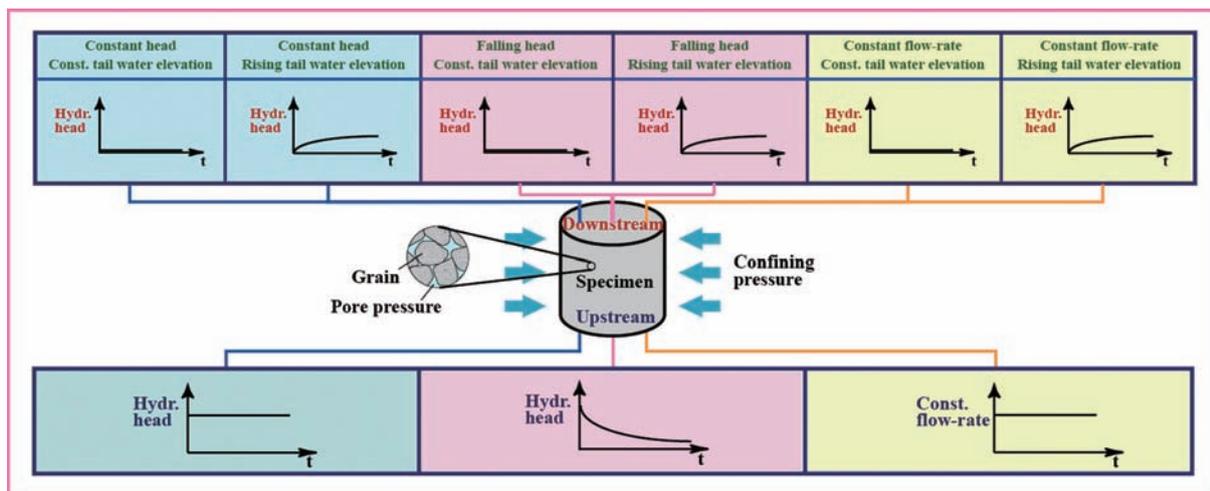


図 1-15 境界条件に基づく室内透水試験の分類.

拡散試験に類似境界条件のない定微流量透水試験の解析モデルを表 1-17 に示す。流入側の境界条件として、一定の微流量 Q で試験体へ水を注入し、流出側の境界条件として、水頭上昇 (rising tail water elevation) 或いは定水位 (constant tail water elevation) とする。

表 1-17 定微流量透水試験の解析モデル.

次元付解析モデル	無次元解析モデル
<p>支配方程式</p> $\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} - \frac{S_s}{K} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} = 0$	<p>支配方程式</p> $\frac{\partial^2 h}{\partial \xi^2} - \frac{\partial h}{\partial \tau} = 0$
<p>初期条件</p> $H = 0 \quad 0 < x \leq L, t = 0$	<p>初期条件</p> $h = 0 \quad 0 < \xi \leq 1, \tau = 0$
<p>流入側境界条件</p> $S_u \cdot \frac{\partial H}{\partial t} - K \cdot A \cdot \frac{\partial H}{\partial x} = Q \quad x = 0, t \geq 0$	<p>流入側境界条件</p> $\beta_u \cdot \frac{\partial h}{\partial \tau} - \frac{\partial h}{\partial \xi} = 1 \quad \xi = 0, \tau \geq 0$
<p>流出側境界条件</p> <p>水頭上昇</p> $S_d \cdot \frac{\partial H}{\partial t} = -K \cdot A \cdot \frac{\partial H}{\partial x} \quad x = L, t > 0$ <p>定水位</p> $H = 0 \quad x = L, t > 0$	<p>流出側境界条件</p> <p>水頭上昇</p> $\beta_d \cdot \frac{\partial h}{\partial \tau} = -\frac{\partial h}{\partial \xi} \quad \xi = 1, \tau > 0$ <p>定水位</p> $h = 0 \quad \xi = 1, \tau > 0$
<p>次元付変数</p> <p>H: 水頭 [L] x: 距離 [L] t: 時間 [T] H_s: 基準水頭 ($Q \cdot L / K \cdot A$) [L] S_u and S_d: 流入および流出端圧縮貯留 [L²] Q: 定流量 [L³T⁻¹] L: 試験体長 [L] A: 試験体断面積 [L²] K: 透水係数 [LT⁻¹] S_s: 比貯留率 [L⁻¹]</p>	<p>無次元変数</p> <p>$h = \frac{H}{H_s}$: 無次元水頭 $\xi = \frac{x}{L}$: 無次元距離 $\tau = \frac{K \cdot t}{S_s \cdot L^2}$: 無次元時間 $\beta_u = \frac{S_u}{S_s \cdot A \cdot L}$: 無次元流入端圧縮貯留 $\beta_d = \frac{S_d}{S_s \cdot A \cdot L}$: 無次元流出端圧縮貯留</p>

表 1-17 に示す支配方程式，初期および境界条件を用い，それぞれの境界条件に対応した解析解が導かれる。

定微流量－定水位（以降 CF-CH と記する）の理論解は次の式 (11) と (12) より表すことができる (Esaki *et al.*, 1996; Zhang *et al.*, 1997; Takeda *et al.*, 2007).

$$h(\xi, \tau) = \xi - 2 \times \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\exp(-\phi_m^2 \cdot \tau) \cdot \sin(\phi_m \cdot \xi)}{\phi_m^2 \cdot (1 + \beta_u + \beta_u^2 \cdot \phi_m^2) \cdot \sin(\phi_m)} \quad (11)$$

$$\tan(\phi_m) = \frac{1}{\phi_m \cdot \beta_u} \quad (12)$$

また，定微流量－水頭上昇（以降 CF-VH と記する）の理論解は次式 (13) と (14) より表すことができる (Song *et al.*, 2004; Takeda *et al.*, 2007).

$$h(\xi, \tau) = \frac{\tau}{\beta_d + \beta_u + 1} + \frac{(2 \cdot \beta_d + \xi) \cdot \xi}{2 \cdot (\beta_d + \beta_u + 1)} - \frac{\beta_d + \beta_u + 2 \cdot \beta_d \cdot \beta_u + \frac{1}{3}}{2 \cdot (\beta_d + \beta_u + 1)^2} - 2 \times \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\exp(-\phi_m^2 \cdot \tau) \cdot (\phi_m^2 \cdot \beta_d \cdot \beta_u - 1) \cdot \{\beta_d \cdot \phi_m \cdot \sin(\phi_m \cdot \xi) - \cos(\phi_m \cdot \xi)\}}{\phi_m^2 \cdot [\beta_d^2 \cdot \beta_u^2 \cdot \phi_m^4 + \{\beta_d^2 \cdot (\beta_u + 1) + \beta_u^2 \cdot (\beta_d + 1)\} \cdot \phi_m^2 + (\beta_d + \beta_u + 1)] \cdot \cos(\phi_m)} \quad (13)$$

$$\tan(\phi_m) = \frac{\phi_m \cdot (\beta_d + \beta_u)}{\phi_m^2 \cdot \beta_d \cdot \beta_u - 1} \quad (14)$$

上記の解析解を利用すれば、最適試験条件の設定や境界条件を忠実に考慮したデータの解析などを実施することが可能である。図 1-16 に無次元変数および変数間の相対関係が透水試験に及ぼす影響を示す。図中横軸は無次元化した時間であり、縦軸は無次元化した試験体両端面間の差圧である。また、 γ は流出側貯留槽の圧縮貯留率と流入側貯留槽（通常は定微流量ポンプのシリンダーと配管から構成される）の圧縮貯留率との比である。図 1-16 によれば、試験体の貯留性に対して、流入側貯留槽の圧縮貯留性 (β_u の値) が小さければ小さいほど、透水試験に必要な時間を短縮できることが分かる。また、流出側の貯留槽を適切に小さくすることによって、実験終了に必要な時間も短縮できることが分かる。上記の解析解を用い、各々の変数に対する微分をすれば、計測データとなる試験体両端面間における差圧力に対する感度の解析も可能であるが、解析のプロセスは後述する拡散試験と類似するため、ここでは割愛する。

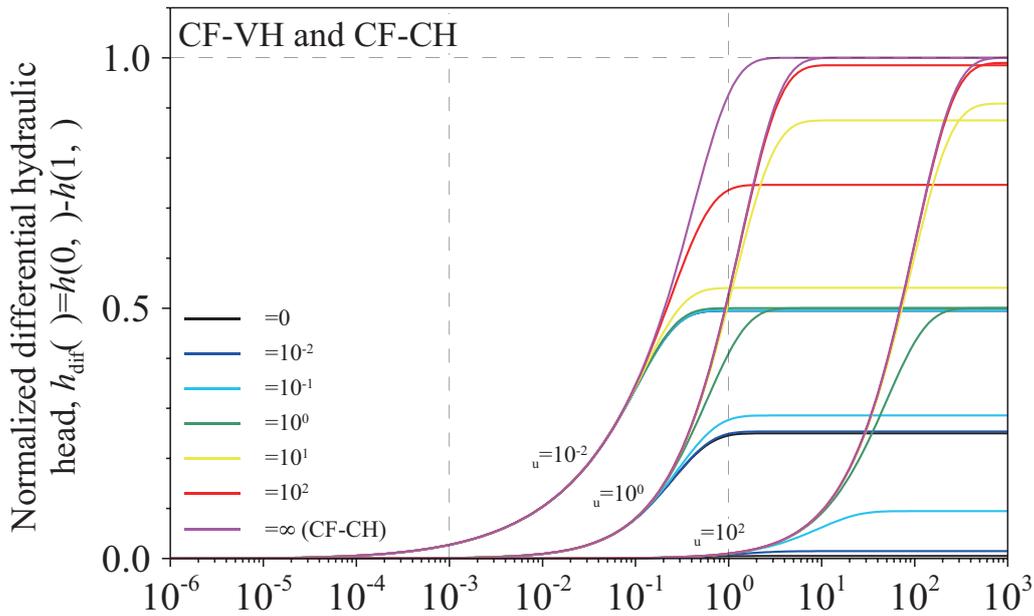


図 1-16 各変数が定微流量透水試験に及ぼす影響。

室内透水試験に関する知見を以下に要約する。

- 定微流量法は他の 2 タイプの透水試験に比べ、試験中における試験体内の動水勾配の変化が小さく、また、最大動水勾配の発生も定微流量を適切に小さく設定することによって制御できるため、自然地層における低動水勾配を再現する技術面において優位性を持つ。
- 難透水性岩石の透水係数をより短時間で計測するためには、試験体の高さを適切に小さくし、断面積を適切に大きくすることが有効である。試験体の高さを適切に短縮する際には、岩石鉱物粒

子や内部微小クラックの大きさを考慮し、岩盤マトリクスの代表性を反映できる必要最小限の高さに設定する必要がある。

- 厳密解析理論に基づく非定常解析は、透水試験の初期データを含むすべての計測データを有効に利用することができ、透水試験に必要な時間を短縮することができるだけでなく、データのクロスチェックや試験体の透水係数と比貯留係数の両者を同時に算出することも可能となる。
- 変動流入水位法・上昇流出水位法、すなわちパルス透水試験は他の透水試験より計測に必要な時間が短い、比貯留率の計測精度は透水係数や、装置の圧縮貯留率および水の圧縮率を含む透水システムの圧縮貯留性に依存されるため、感度解析、利用する計測機器の感度および動的応答特性を考慮した設計が必要不可欠である。
- 透水試験の非定常状態の測定結果を利用して試験体の透水係数を算出する際には、厳密解析理論を適用するか、透水試験システムの圧縮貯留率を実験的に求める必要がある。従来のパルス透水試験では、装置および水の圧縮率を含む透水システムの圧縮貯留率は純水の圧縮率を利用するケースが殆どであり、透水係数は数倍～数百倍までも小さく評価される可能性がある。このため、既存の文献に報告されている透水係数を参照・利用する際には、十分な注意を払う必要がある。
- 岩石の透水特性は応力レベルのみならず、応力の載荷履歴にも影響を受ける。地下深部から採取した岩石コアの透水特性を評価する際には、応力の解放および再載荷による影響も考慮する必要がある。

1.3.4.2 室内拡散試験

拡散現象は移流と同様に地層における核種・物質移行に影響を与え、特にバリア機能を期待する難透水性地層においては物質移行の一つの支配的な要因である。文献調査からは、多くの試験結果と報告論文が得られるが、特定の研究機関もしくは研究者は特定の試験法を用い、体系的のある研究は皆無に近い。また、殆どの研究・報告では、境界条件を簡略に仮定した簡易解析を利用してデータの解析が行われており、解析の精度については十分な検討が行われていないのが現状である。Zhang and Takeda (2005) が透過型室内拡散試験に対して行った理論的評価によれば、測定溶液槽における濃度の上昇を無視した従来の簡易解析では、試験体の実行拡散係数および岩石保持因子の両者とも過少評価されることが判明している。従って、室内拡散試験の条件を適切に設計し、試験データを適切に解析するためには、境界条件を忠実に記述する解析理論の整備が必要である。ここでは、境界条件を基準に、室内拡散試験法の再分類を行い、各試験法に対応した解析理論の整理と必要な新理論解の確立、無次元の統一尺度に基づく感度解析および総合的検討・比較を行った結果を示す (Zhang *et al.*, 2006a; Takeda *et al.*, 2006; Takeda *et al.*, 2008a ; b)。

境界条件に基づき室内拡散試験は透過型拡散試験 (Through Diffusion Test)、浸入型拡散試験 (In Diffusion Test)、滲出型拡散試験 (Out Diffusion Test) およびカラム試験 (Column Test) に大別することができる (Zhang *et al.*, 2006a)。

透過型室内拡散試験はトレーサー溶液槽および計測溶液槽における濃度の変化パターンの組み合わせによってさらに4種類に細分類することができる (表 1-18)。従来の透過型拡散試験はトレーサー濃度が一定、測定溶液槽内の濃度も一定と仮定したもとで解析を行ってきているケースが多いが、実際の試験条件はトレーサー濃度が一定、測定溶液槽内の濃度が上昇する。解析の仮定と実際の試験条件との乖離によって、試験結果の解釈に誤差が生じることになる (Zhang and Takeda, 2005)。トレーサー溶液槽内の濃度低下および測定溶液槽内の濃度上昇を考慮した透過型試験法は試験管理上利便性があることが実証されている (Zhang *et al.*, 2006b)。

浸入型室内拡散試験も同様に、境界条件の差違によってさらに4種類に細分類することが可能である (表 1-19)。一般的に、浸入型室内拡散試験は、トレーサーの濃度が一定と仮定し、試験後にお

ける試験体内の濃度分布を分析・測定し、試験体の長さが無限と仮定した簡易解を利用して解析するものがほとんどである。Nakajima *et al.* (2007) の理論研究によれば、浸入型室内拡散試験では、試験体の長さを実際の通りで有限とし、また、滲出側の境界条件をフラックスなしと記述する解析解が有効である。

滲出型拡散試験およびカラム試験に関しては Zhang *et al.* (2006a) が詳しい。以下、透過型室内拡散試験の理論的整備と評価結果を示す。

表 1-18 透過型室内拡散試験の細分類

	Constant Inlet Concentration-Constant Outlet Concentration	Constant Inlet Concentration-Increasing Outlet Concentration	Decreasing Inlet Concentration-Increasing Outlet Concentration	Decreasing Inlet Concentration-Constant Outlet Concentration
Concept				
Measurement item(s)	<ul style="list-style-type: none"> Time-dependent flux at the downstream boundary Total or accumulated quantity diffused into the downstream reservoir 	<ul style="list-style-type: none"> Time-dependent variations in concentration in the measurement reservoir 	<ul style="list-style-type: none"> Concentration decrease in the source reservoir Concentration increase in the measurement reservoir 	<ul style="list-style-type: none"> Concentration decrease in the source reservoir

表 1-19 浸入型室内拡散試験の細分類

	Constant Source Concentration		Decreasing Source Concentration	
Concept	Half Cell Method		Single Reservoir Method	
	Constant Concentration between half cells	In half cell	Source reservoir with a constant solute concentration	Specimen
Measurement item(s)	<ul style="list-style-type: none"> Concentration profile along specimen axis 	<ul style="list-style-type: none"> Concentration profile along specimen axis 	<ul style="list-style-type: none"> Concentration profile along specimen axis 	<ul style="list-style-type: none"> Concentration decrease in the source reservoir Concentration profile along specimen axis

表 1-20 透過型室内拡散試験の解析モデル.

次元付解析モデル	無次元解析モデル
<p>支配方程式</p> $\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \frac{\alpha}{D_e} \cdot \frac{\partial C}{\partial \tau} = 0$	<p>支配方程式</p> $\frac{\partial^2 c}{\partial \xi^2} - \frac{\partial c}{\partial \tau} = 0$
<p>初期条件</p> $C = 0 \quad 0 < x \leq L, \quad t = 0$	<p>初期条件</p> $c = 0 \quad 0 < \xi \leq 1, \quad \tau = 0$
<p>高濃度槽側境界条件</p> <p>定濃度 (CC)</p> $C = C_0 \quad x = 0, \quad t \geq 0$ <p>トレーサー投入+濃度可変 (VC)</p> $V_{in} \cdot \frac{\partial C}{\partial t} = D_e \cdot A \cdot \frac{\partial C}{\partial x} \quad x = 0, \quad t > 0$ $C = C_0 \quad x = 0, \quad t = 0$	<p>高濃度槽側境界条件</p> <p>定濃度 (CC)</p> $c = 1 \quad \xi = 0, \quad \tau \geq 0$ <p>トレーサー投入+濃度可変 (VC)</p> $\beta_{in} \cdot \frac{\partial c}{\partial \tau} = \frac{\partial c}{\partial \xi} \quad \xi = 0, \quad \tau > 0$ $c = 1 \quad \xi = 0, \quad \tau = 0$
<p>低濃度槽側境界条件</p> <p>定濃度 (CC)</p> $C = 0 \quad x = L, \quad t > 0$ <p>濃度可変 (VC)</p> $V_{out} \cdot \frac{\partial C}{\partial t} = -D_e \cdot A \cdot \frac{\partial C}{\partial x} \quad x = L, \quad t > 0$	<p>低濃度槽側境界条件</p> <p>定濃度 (CC)</p> $c = 0 \quad \xi = 1, \quad \tau > 0$ <p>濃度可変 (VC)</p> $\beta_{out} \cdot \frac{\partial c}{\partial \tau} = -\frac{\partial c}{\partial \xi} \quad \xi = 1, \quad \tau > 0$
<p>次元付変数</p> <p>C: トレーサー濃度 [ML⁻³] x: 距離 [L] t: 時間 [T] C₀: 高濃度槽側定濃度 または 初期濃度 [ML⁻³] V_{in} 及び V_{out}: 高濃度槽及び低濃度槽体積 [L²] L: 試験体長 [L] A: 試験体断面積 [L²] D_e: 実効拡散係数 [L²T⁻¹] : 保持因子 [-]</p>	<p>無次元変数</p> <p>$c = C/C_0$: 無次元濃度 $\xi = x/L$: 無次元距離 $\tau = D_e \cdot t / \alpha \cdot L^2$: 無次元時間 $\beta_{in} = V_{in} / \alpha \cdot A \cdot L$: 無次元高濃度槽体積 $\beta_{out} = V_{out} / \alpha \cdot A \cdot L$: 無次元低濃度槽体積</p>

表 1-20 に透過型室内拡散試験の次元付および無次元化した解析モデルを示す。表 1-18 に示す各概念図に対して、ここでは、濃度の上昇 (Increasing) 或いは低下 (Decreasing) を変化 (V:Varying) で記している。また、高濃度槽および低濃度槽はそれぞれ上流のトレーサー溶液槽と下流の測定溶液槽を意味する。

表 1-20 に示す支配方程式、初期および境界条件より、各種境界条件に対応した透過型室内拡散試験の理論解を導くことが可能であり、表 1-21 に示す。比較を行うために、従来の簡易解を表 1-22 に示す。

表 1-21 透過型室内拡散試験の厳密解.

		高濃度槽境界条件	
		定濃度 (CC)	濃度可変 (VC)
低濃度槽境界条件	定濃度 (CC)	定濃度—定濃度 (CC-CC) $c(\xi, \tau) = 1 - \xi - 2 \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp(-\phi_n^2 \cdot \tau) \cdot \sin(\phi_n \cdot \xi)}{\phi_n}$ $\phi_n = n \cdot \pi \quad n = 1, 2, \dots, \infty$	濃度可変—定濃度 (VC-CC) $c(\xi, \tau) = 2 \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp(-\phi_n^2 \cdot \tau) \cdot \beta_{in} \cdot \{\cos(\phi_n \cdot \xi) - \beta_{in} \cdot \phi_n \cdot \sin(\phi_n \cdot \xi)\}}{\beta_{in}^2 \cdot \phi_n^2 + \beta_{in} + 1}$ $\phi_n \text{ are the roots of } \tan(\phi_n) = \frac{1}{\beta_{in} \cdot \phi_n}$
	濃度可変 (VC)	定濃度—濃度可変 (CC-VC) $c(\xi, \tau) = 1 - 2 \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp(-\phi_n^2 \cdot \tau) \cdot (\beta_{out}^2 \cdot \phi_n^2 + 1) \cdot \sin(\phi_n \cdot \xi)}{(\beta_{out}^2 \cdot \phi_n^2 + \beta_{out} + 1) \cdot \phi_n}$ $\phi_n \text{ are the roots of } \tan(\phi_n) = \frac{1}{\beta_{out} \cdot \phi_n}$	濃度可変—濃度可変 (VC-VC) $c(\xi, \tau) = \frac{\beta_{in}}{\beta_{in} + \beta_{out} + 1} + 2 \times \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp(-\phi_n^2 \cdot \tau) \cdot (\beta_{out}^2 \cdot \phi_n^2 + 1) \cdot \beta_{in} \cdot \{\cos(\phi_n \cdot \xi) - \beta_{in} \cdot \phi_n \cdot \sin(\phi_n \cdot \xi)\}}{\beta_{in}^2 \cdot \phi_n^2 \cdot \phi_n^4 + \{\beta_{in}^2 \cdot (\beta_{out} + 1) + \beta_{out}^2 \cdot (\beta_{in} + 1)\} \cdot \phi_n^2 + (\beta_{in} + \beta_{out} + 1)}$ $\phi_n \text{ are the roots of } \tan(\phi_n) = \frac{(\beta_{in} + \beta_{out}) \cdot \phi_n}{\beta_{in} \cdot \beta_{out} \cdot \phi_n^2 - 1}$

表 1-22 透過型室内拡散試験の簡易解.

		高濃度槽境界条件	
		定濃度 (CC)	濃度可変 (VC)
低濃度槽境界条件	有限長定常解析モデル	定濃度 (CC) 定濃度—定濃度 (CC-CC) $m(\tau) = \tau - \frac{1}{6}$	濃度可変—定濃度 (VC-CC) $c_{in}(\tau) = \exp\left(-\frac{\tau}{\beta_{in}}\right)$
	濃度可変 (VC)	定濃度—濃度可変 (CC-VC) $c_{out}(\tau) = 1 - \exp\left(-\frac{\tau}{\beta_{out}}\right)$	濃度可変—濃度可変 (VC-VC) $c_{dif}(\tau) = \exp\left(-\left(\frac{1}{\beta_{in}} + \frac{1}{\beta_{out}}\right) \cdot \tau\right)$
半無限長定常解析モデル	定濃度 (CC)	定濃度—無限遠方定濃度 (CC-) $c(\xi, \tau) = \operatorname{erfc}\left(\frac{\xi}{2 \cdot \sqrt{\tau}}\right)$	濃度可変—無限遠方定濃度 (VC-) $c(\xi, \tau) = \exp\left(\frac{\tau}{\beta_{in}^2} + \frac{\xi}{\beta_{in}}\right) \cdot \operatorname{erfc}\left(\frac{\sqrt{\tau}}{\beta_{in}} + \frac{\xi}{2 \cdot \sqrt{\tau}}\right)$

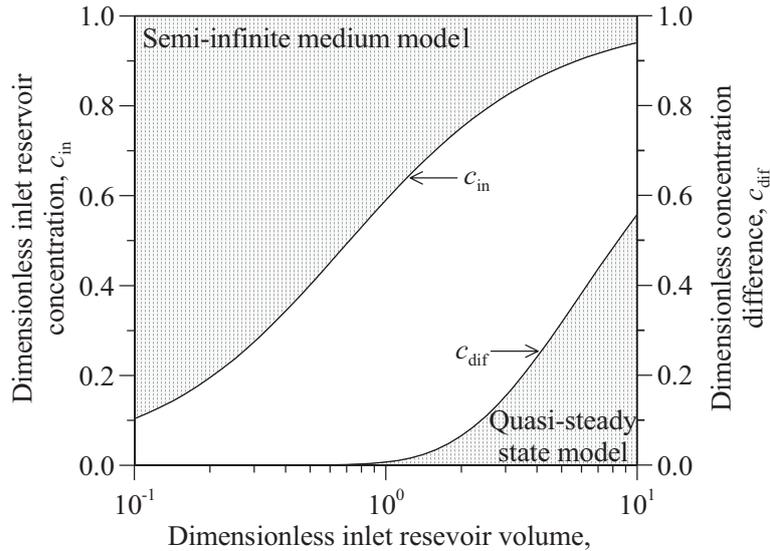


図 1-17 透過型室内拡散試験の簡易解析の適用範囲。

室内透水試験と同様に、厳密な解析解を利用すれば、各変数の試験に対する影響を定量的に評価することが可能である。ここでは、解析解の適用例として、従来の簡易解の適用範囲もしくは条件に関する検討結果（図 1-17）を紹介する。

図 1-17 では、横軸は岩石試験体の吸着容量を基準に無次元化した高濃度槽の容積、左の縦軸はトレーサーの初期濃度を基準に無次元化したトレーサー溶液槽（高濃度槽）内の濃度、右の縦軸はトレーサーの初期濃度を基準に無次元化した高濃度槽および低濃度槽内の濃度差である。この図によれば、試験体の長さを半無限と仮定した簡易解は、試験の初期段階の計測データにしか適用できないことが分かる。例えば、無次元のトレーサー溶液槽の容積が 10 である場合、トレーサー溶液槽内の濃度低下が約 5% 以上達した場合、簡易解はもう適用できなくなることが分かる（図の右上の部分で示す試験条件に対応）。逆に準定常モデルは試験の後半の計測データの解析にしか適用できない。拡散試験は比較的長い計測期間を要するため、試験後半の計測データを用いる準定常解析は極めて非効率的である。なお、それぞれの境界条件に対応した解析解を適用すれば、試験の初期から計測の最後まですべてのデータを直接利用することができ、試験効率と解析精度を向上することが可能である。

室内拡散試験に関して行ってきた一連の理論的検討より、以下に示す知見が得られた。

- 室内拡散試験は古くから利用されてきており、数多くの実施・実測例があるが、境界条件を簡略に仮定した簡易解による解析結果には評価誤差が生じている。
- 簡易解に基づくデータ解析は、岩石の吸着特性を含む岩石保持因子の評価で大きな誤差を生じる。吸着は遅延効果の重要ファクターであるため、解析解を用いて、岩石保持因子を正確に評価する必要がある。
- ここで整備された各種室内拡散試験の解析理論は対応する各種室内拡散試験条件の設定、試験結果の適切評価および試験手法間の総合的比較・検討に有効である。
- 岩石の実効拡散係数は透水係数と同様に、応力および载荷履歴の関数であると考えられるが、既存研究では、応力の状態を再現した拡散試験は皆無に近い。応力の影響を考慮した実効拡散係数のデータ蓄積および関連知見の整備は継続的に行う必要がある。

引用文献

- Allison, G.B. and Hughes, M.W. (1983) The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region. *Jour. Hydrol*, 60, 157-173.
- ASTM (2002) Standard test method for determining transmissivity and storativity of low-permeability rocks by in situ measurements using pressure pulse technique. *Annual Books of ASTM Standards*, 4(8), 778-783.
- ASTM (2006) Standard guide for comparison of techniques to quantify the soil-water (moisture) flux. ASTM, D6642-01.
- Barnes, C.J. and Allison, G.B. (1984) The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils: 3. Theory for non-isothermal water movement. *Jour. Hydrol.*, 74, 119-136.
- Brace, W.F., Walsh, J.B. and Frangos, W.F. (1968) Permeability of granite under high pressure. *Jour. Geophys. Res.*, 73, 2225-2236.
- Bredehoeft, J.D. and Papadopoulos, S.S. (1980) A method for determining the hydraulic properties for tight formations. *Water Resources Research*, 16(1), 233-238.
- Butler, J.J., Jr. (1997) *The Design, Performance//Analysis of Slug Tests* CRC Press LLC, Florida, 252.
- Cho, W.J., Oscarson, D.W. and Hahn, P.S. (1993) The measurement of apparent diffusion coefficients in compacted clays: An assessment of methods. *Appl. Clay Science*, 8, 283-294.
- Cooper, H.H., Bredehoeft, J.D. and Papadopoulos, I.S. (1967) Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Res.*, 3, 263-269.
- 土質工学会 (1980) 土質試験法 757p.
- Dougherty, D.E. and Babu D.K. (1984) Flow to a Partially Penetrating Well in a Double-Porosity Reservoir. *Water Resources Research*, 20(8), 1116-1122.
- Drew, D. J. and Vandergraaf, T. T. (1989) Construction and Operation of a High-Pressure Radionuclide Migration Apparatus. Atomic Energy of Canada Limited, TR-476, 23pp.
- Esaki, T., Zhang, M., Takeshita, A. and Mitani, Y. (1996) Rigorous Theoretical Analysis of a Flow Pump Permeability Test. *Geotechnical Testing Journal*, 19(2), 181-190.
- Fischer, G.J. (1992) The determination of permeability and storage capacity: pore pressure oscillation method, in *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*, eds Evans, B, and Wong, T.-F. Academic Press, 187-211.
- Garcia Gutierrez, M., Cormenzana, J.L., Missana, T. and Mingrarro, M. (2004) Diffusion coefficients and accessible property for HTO and ^{36}Cl in Compacted FEBEX Bentonite. *Appl. Clay Sci.*, 26, 65-73.
- Gillham, R.W., Robin, M.L.J., Dytynshyn, D.J. and Johnston, H.M. (1984) Diffusion of nonreactive and reactive solutes through fine-grained barrier materials. *Canadian Geotech. Jour.*, 21, 541-550.
- Hsieh, P. A., Tracy, J. V., Bredehoeft, J. D. and Silliman and S. E. (1981) A Transient Laboratory Method for Determining the Hydraulic Properties of 'Tight' Rocks-1. Theory. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech*, 18, 245-252.
- Hvorslev, M.J. (1951) Time lag and soil permeability in ground-water observations. USACE Waterways experiment station, 36.

- Hyder, Z., Butler, J.J., Jr., McElwee, C.D. and Liu, W. (1994) Slug Tests in Partially Penetrating Wells. *Water Resources Research*.
- Idemitsu, K., Ishiguro, K., Yusa, Y., Sasaki, N. and Tsunoda, N. (1990) Plutonium diffusion in compacted bentonite. *Engineer. Geol.*, 28, 455-462.
- 伊藤芳郎・斉藤輝夫・市川 浩・南雲政博・川口英雄・竹内篤雄 (1984) 地下水流速の新しい測定法の試み-流動電位法-. *日本地下水学会誌* 26, 4, 77-96.
- Jakob, A., Sarott, F.A. and Spieler, P. (1999) Diffusion and sorption on hardened cement pastes - Experiments and modelling results. *Waste Manage. Lab. PSI-Bericht.*, May-95.
- 地盤工学会 (1980) 土質試験法. 地盤工学会 .
- 地盤工学会 (1995) 地盤調査法. 地盤工学会 .
- 小松田精吉 (1990) 流速・流向の測り方 地質と調査, 3, 21-27.
- Kozaki T., Sato Y., Nakajima M., Kato H., Sato S. and Ohashi H. (1999) Effect of particle size on the diffusion behavior of some radionuclides in compacted bentonite. *Jour Nuclear Materials.*, 270, 265-272.
- Kranz, R.L., Saltzman, J.S. and Blacic, J.D. (1990) Hydraulic diffusivity measurements on laboratory rock samples using an oscillating pore pressure method. *Jour. Rock Mech., Mining Sci. & Geomech. Abst.*, 27, 345-352.
- Lever, D.A. (1986) Some notes on experiments measuring diffusion of sorbed nuclides through porous media. Harwell Report, AERE R12321.
- Martinez-Landa, L. and Carrera, J. (2005) An Analysis of Hydraulic Conductivity Scale Effects in Granite (Full-scale Engineered Barrier Experiment (FEBEX), Grimsel, Switzerland). *Water Resources Research*, 41(3), doi:10.1029/2004WR003458.
- Moench, A.F. (1985) Transient Flow to a Large-Diameter Well in an Aquifer With Storative Semiconfining Layers. *Water Resources Research*, 21(8), 1121-1131.
- Nakajima, H., Takeda, M., Zhang, M. and Hiratsuka, T. (2006) Quantitative Evaluation of Possible Errors Induced by Using Simplified Analytical Solutions to the Laboratory In-Diffusion Test.
- Neretnieks, I. (1980) Diffusion in the Rock Matrix: An Important Factor in Radionuclide Retardation? *Journal of Geophysical Research*, 85(B8), 4379-4397.
- Neuzil, C.E., Cooley, C., Silliman, S.E., Bredehoeft, J.D. and Hsieh, P.A. (1981) A transient laboratory method for determining the hydraulic properties of tight rocks - II. Application. *Inter. Jour. Rock Mech., Mining Sci. & Geomech. Abst.*, 18, 253-258.
- Nimmo, J. R. and Mello, K. A. (1991) Centrifugal Techniques for Measuring Saturated Hydraulic Conductivity. *Water Resources Research*, 27, 1263-1269.
- 西垣 誠 (1991) 地下水の流向・流速. *土と基礎* 39, 8, 56-58.
- Novakowski, K.S. (1993) Interpretation of the Transient Flow Rate Obtained From Constant-Head Tests Conducted in Situ in Clays. *Canadian Geotechnical Journal*, 30, 600-606.
- OECD/NEA (2000) Features, Events and Processes (FEPs) for Geological Disposal of Radioactive Waste: An International Database.
- Olsen, H. W. (1965) Deviation from Darcy's Law in saturated clays. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 29, 135-140.
- Olsen, H. W. (1966) Darcy's Law in Saturated Kaolinite. *Water Resources Research*, 2(6), 145-157.

- Olsen, H.W., Morin, R.H. and Nichols, R.W. (1985) Flow pump applications in triaxial testing, advanced triaxial testing of soil and rock. ASTM-STP, 977, 68-81.
- Papadopoulos, S. S., J. D. Bredehoeft, and Cooper, H.H.I. (1973) On the analysis of 'slug test' data. Water Resources Res. 9, 1087-1089.
- Phillips, F.M., Mattick, J.L. and Duval, T.A. (1988) Chlorine-36 and tritium from nuclear-weapons fallout as tracers for long-term liquid and vapor movement in desert soils. Water Resources Res., 24, 1877-1891.
- Pickens, J.F., Grisak, G.E., Avis, J.D., Belanger, D.W. and Thury, M. (1987) Analysis and Interpretation of Borehole Hydraulic Tests in Deep Boreholes: Principles. Model Development//Applications Water Resources Research, 23(7), 1341-1375.
- Rebour, V., Billiotte, J., Deveughele, M., Jambon, A. and Guen, C.L. (1997) Molecular diffusion in water-saturated rocks: A new experimental method. Jour. Contaminant Hydrol., 28, 71-93.
- Rowe, R.K. and Booker, J.R. (1984) The analysis of pollutant migration in a non-homogeneous soil. Geotechnique, 34, 601-612.
- 佐倉保夫 (1984) 温度による地下水調査法. 日本地下水学会誌, 26, 4.
- Sato, H., Shibutani, T. and Yui, M. (1997) Experimental and modeling studies on diffusion of Cs, Ni and Sm in granodiorite, basalt and mudstone. Jour. Contaminant Hydrol., 26, 119-133.
- Sharma, M.L. and Hughes, M.W. (1985) Groundwater recharge estimation using chloride, deuterium and oxygen-18 profiles in the deep coastal sands of western Australia. Jour. Hydrol., 81, 93-109.
- 鹿園直建 (1995) 地下水・熱水移行シナリオとナチュラルアナログ研究 放射性廃棄物と地質科学：地層処分の現状と課題. 東京大学出版社, 389p.
- Skagius, K. and Neretnieks, I. (1986) Diffusivity Measurements and Electrical Resistivity Measurements in Rock Samples Under Mechanical Stress. Water Resources Research, 22(4), 570-580.
- Song, I., Elphick, S.C., Main, I.G., Ngwenya, B.T., Odling, N.W. and Smyth, N.F. (2004) One-dimensional fluid diffusion induced by constant-rate flow injection: Theoretical analysis and application to the determination of fluid permeability and specific storage of a cored rock sample. Jour. Geophys. Res., 109, B05207.
- 高橋 学・張 銘・江崎哲郎・坂井健太郎 (1998) 室内透水試験法について. 応用地質, 39, 315-321.
- 高橋美紀・金子貴信・里 優 (2003) 間隙圧オシレーション法による浸透率測定と測定プログラム. 石油開発技術センター研究報告 大型研究「トラップの形成・シール能力評価技術」特集号, 121-132.
- Takeda, M., Zhang, M. and Nakajima, H. (2006) Strategies for Solving Potential Problems Associated with Laboratory Diffusion and Batch Experiments-Part 2: Future Improvements. Proceedings of Waste Management Symposium 2006, (CD-ROM).
- Takeda, M., Zhang, M., Hiratsuka, T. (2007) Cross-evaluation of laboratory permeability tests by dimensionless analysis AGU Fall Meeting, San Francisco, USA.
- Takeda, M., Nakajima, H., Zhang, M. and Hiratsuka, T. (2008a) Laboratory Longitudinal Diffusion Tests: 1. Dimensionless Formulations and Validity of Simplified Solutions. Journal of Contaminant Hydrology, 97, 100-116.
- Takeda, M., Zhang, M., Nakajima, H. and Hiratsuka, T. (2008b) Laboratory Longitudinal

- Diffusion Tests: 2. Parameter Estimation by Inverse Analysis. *Journal of Contaminant Hydrology*, 97, 117-134.
- Tits, J., Jakob, A., Wieland, E. and Spieler, P. (2003) Diffusion of tritiated water and $^{22}\text{Na}^+$ through non-degraded hardened cement pastes. *Jour. Contaminant Hydrol.*, 61, 45-62.
- 内田洋平・佐倉保夫・荒川隆付 (1993) 温度をトレーサーとした山形盆地における地下水流動の研究. 日本地下水学会 1993 年春季講演会講演要旨, 90-95.
- Van Loon, L.R., Baeyens, B. and Bradbury, M.H. (2005) Diffusion and retention of sodium and strontium in Opalinus Clay: Comparison of sorption data from diffusion and batch sorption measurements, and geochemical calculations. *Appl. Geochem.*, 20, 2351-2363.
- Zhang, M., Esaki, T., Olsen, H. and Mitani, Y. (1997) Integrated Shear and Flow Parameter Measurement. *Geotechnical Testing Journal*, 20(3), 296-303.
- Zhang, M., Takahashi M., Morin, R.H. and Esaki T. (1998) Theoretical evaluation of the transient response of constant head and constant flow rate permeability tests. *Geotech. Test. Jour.*, 21, 52-57.
- Zhang, M., Takahashi M., Morin, R.H. and Esaki T. (2000a) Evaluation and application of the transient-pulse technique for determining the hydraulic properties of low-permeability rocks-part 1: Theoretical evaluation. *Geotech. Test. Jour.*, 23, 83-90.
- Zhang, M., Takahashi M., Morin, R.H. and Esaki T. (2000b) Evaluation and application of the transient-pulse technique for determining the hydraulic properties of low-permeability rocks-part 2: Experimental application. *Geotech. Test. Jour.*, 23, 91-99.
- Zhang, M., Takahashi M., Morin, R.H., Endo H. and Esaki T. (2002) Determining the hydraulic properties of saturated, low-permeability geological materials in the laboratory: Advances in theory and practice, evaluation and remediation of low permeability and dual porosity environments. *ASTM STP*, 1415, 83-98.
- Zhang, M. and Takeda, M. (2003) Physical, Mechanical and Hydraulic Properties of Inada Granite and Shirahama Sandstone in Japan. *Proceedings of International Symposium on the Fusion Technology of Geosystem Engineering, Rock Engineering and Geophysical Exploration*, 206-213.
- Zhang, M., Takeda, M. and Aung, T. T. (2004) Simultaneous Determination of the Hydraulic Conductivity and Specific Storage of a Test Specimen from Laboratory Permeability Tests. *American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, USA.*
- Zhang, M. and Takeda, M. (2005) Theoretical Evaluation of the Through-Diffusion Test for Determining the Transport Properties of Geological Materials. *Proceedings of Waste Management Symposium 2005, (CD-ROM).*
- Zhang, M., Takeda, M. and Nakajima, H. (2006a) Strategies for Solving Potential Problems Associated with Laboratory Diffusion and Batch Experiments-Part 1: An Overview of Conventional Test Methods. *Proceedings of Waste Management Symposium 2006, (CD-ROM).*
- Zhang, M., Takeda, M., Nakajima, H. (2006b) Fundamental Theories and Concepts for Developing a Versatile Laboratory Permeability Test System *American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, USA.*
- Zhang, M. (2008) Effects of Stress on Permeation and Diffusive Properties of Rocks. *American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, USA.*

Zhang, M. (2009) Experimental Studies on Retardation Properties of Granite Specimens from Grimsel Test Site, Switzerland - 9368. Proceedings of Waste Management Symposium 2009, (CD-ROM).

張 銘・高橋 学・江崎哲郎 (1997) 室内透水試験における動水勾配の定量的評価について. 資源・素材 '97 秋季大会 論文集, 69-72.

張 銘・高橋 学・遠藤秀典 (2000) 原位置浸透流測定法について (その1). 応用地質, 41, 293-303.

張 銘・遠藤秀典・高橋 学 (2001) 原位置浸透流測定法について (その2). 応用地質, 42, 52-59.

張 銘・竹田幹郎 (2004) 地質媒体における物質移行特性の評価手法について 地質ニュース, 602, 25-35.

第2章 深部流体の影響評価・予測手法*

2.1 深部流体の起源評価手法

2.1.1 水素、酸素同位体、Cl濃度の利用による地下水区分と起源評価

深層地下水に混入する深部流体の評価のため、まず、その深層地下水の成因・起源を明らかにする必要がある。地下水の水素・酸素同位体比やCl濃度は、化学反応等により変質しにくいことから、地下水の混合状態の把握や起源、成因区分に最適である。西南日本地域（中国・四国地域）および東北日本地域（福島-新潟地域）のそれぞれにおける深層地下水データについて、水素・酸素同位体比（ $\delta D - \delta^{18}O$ ）の関係（図2-1）、 δD とCl濃度の関係（図2-2）および $\delta^{18}O$ とCl濃度の関係（図2-3）を図示した。

今回、図2-1から図2-3に示した起源区分は、以下に示す方法で分類した。まず、天水起源が卓越する深層地下水については、Clのしきい値を1000mg/Lとして、その濃度以上のものを塩水、以下のものを天水とした。西南日本地域（中国・四国地域）の深層地下水は図2-1に示されるように天水線の幅は比較的狭く、 d 値（ $= \delta D - 8\delta^{18}O$ ）が、10から20の範囲にあり、比較的単純な水の同位体組成を持つ。東北日本地域（福島-新潟地域）の深層地下水では、天水線そのものの幅が広い（ $d=10$ から30）。次に、海水起源のものは、現在の海水であるのか古い海水であるのかも検討対象とした。同一地域の天水の同位体組成と現在の海水の同位体組成およびCl濃度が単純混合により説明できるものを“海水”起源と定義した。しかし、単純に現在の海水と天水の混合で説明できない多様な水の同位体組成およびCl濃度を持つ塩水が多く存在することも同時に明らかとなった。また、海水の特徴を残しながらも、微妙に同位体組成や化学成分が異なる“古い海水”と考えられる特徴を有する深層地下水が存在するのも事実である。これらは、海水が起源と考えられるが、現在の海水とは明らかに異なる水として、“古い海水”と定義されるべきものである。東北地方には内陸部にも、この定義に合致する深層地下水が見いだされたが、その特徴は一定しておらず“内陸塩水”として区分した（図2-1から図2-3）。“火山性熱水”については、1）第四紀火山の近傍であること、および、2）同一地域の天水とマグマ水の混合が水の同位体組成およびCl濃度の関係で成立することを条件として定義した。また、“非火山性熱水”については、1）構造線等の近傍であること、および、2）同一地域の天水と有馬型熱水の混合が水の同位体組成およびCl濃度の関係で成立することを条件として定義した。一方では、これらの区分の定義に収まらない塩水もいくつか存在する。これらについては、起源が“不明”として分類した。西南日本地域（中国・四国地域）における起源不明の水は、図2-2および図2-3で特徴的に見いだすことができ、天水と海水の混合線から大幅に外れている。これらの一部は、海水よりも高いCl濃度を持つ端成分と天水の混合の結果と考えられるが、その端成分は同位体組成でみると火山性熱水でも有馬型熱水でもない水である。東北日本地域（福島-新潟地域）においては、内陸地域に塩水が多数見いだされた。図2-1～図2-3における“内陸塩水”である。この塩水の一部は、その同位体組成は天水の範囲に入るもの（図2-1）や、図2-2および図2-3の天水と海水の混合線上にくるものから、Cl濃度が高い方向に大幅にはずれているものまでであるが、一部は明らかに火山性熱水とも有馬型の深部上昇熱水とも異なる起源の端成分を持つ水が関与していることがわかる。また、福島の沿岸部において、水の同位体組成が海水と有馬型熱水の間の方向にシフトし、Cl濃度が非常に高い塩水がある。これは、変質した海水起源の水の可能性が考えられるが、ここでは起源“不明”の水として分類した。

* 本章は、原子力安全・保安院受託事業報告書「平成20年度～21年度地層処分に係る地質情報データの整備」ならびに「平成22年度地層処分に係る地質評価手法等の整備」より再構成した（産総研深部地質環境研究コア、2009; 2010; 2011）。掲載した付図は全てこれらの事業報告書から転載したものである。

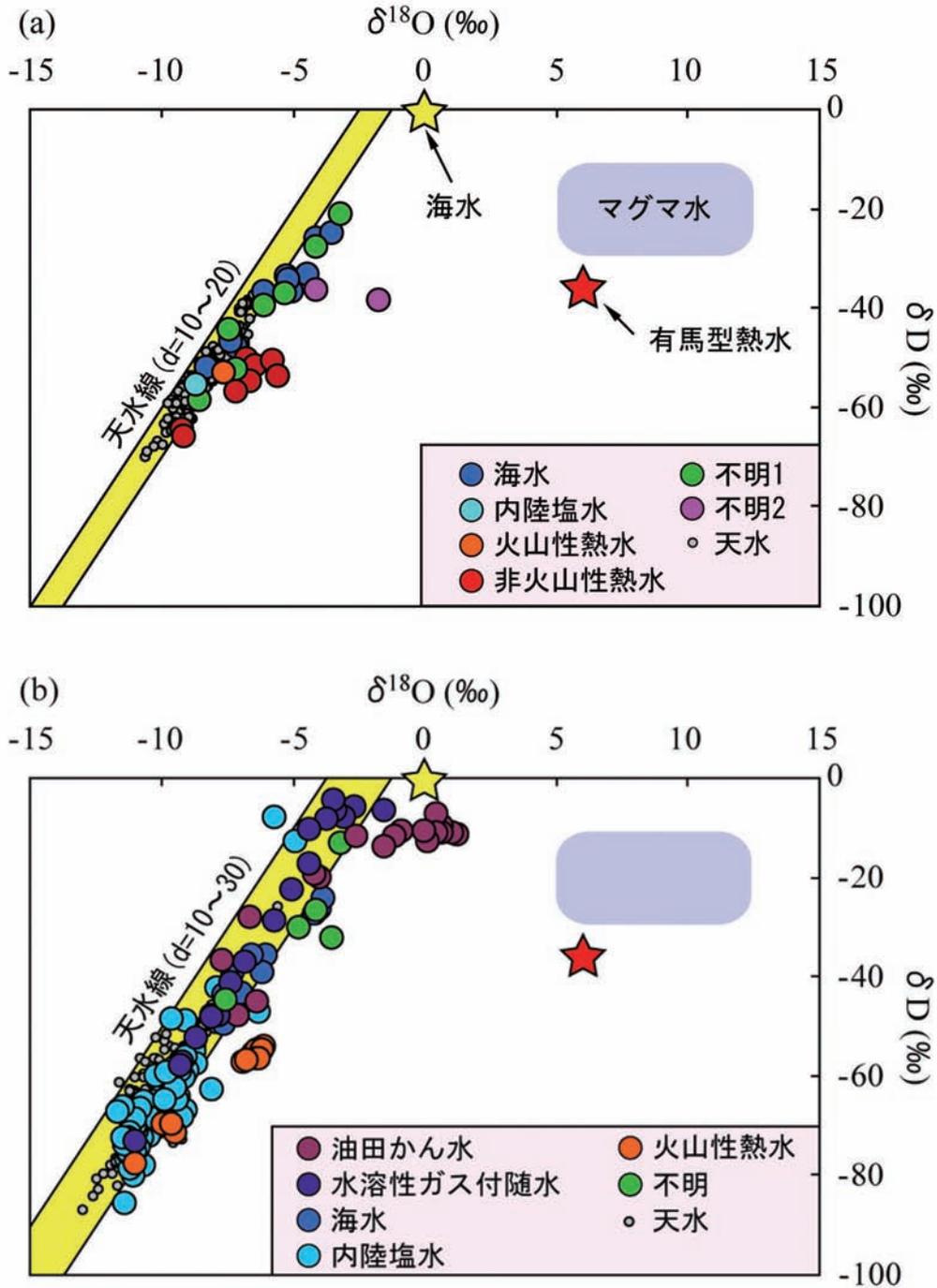


図 2-1 既存地下水試料の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) と水素同位体比 (δD) との関係、および推定される起源。
 (a) 中国 - 四国地域, (b) 福島 - 新潟地域.

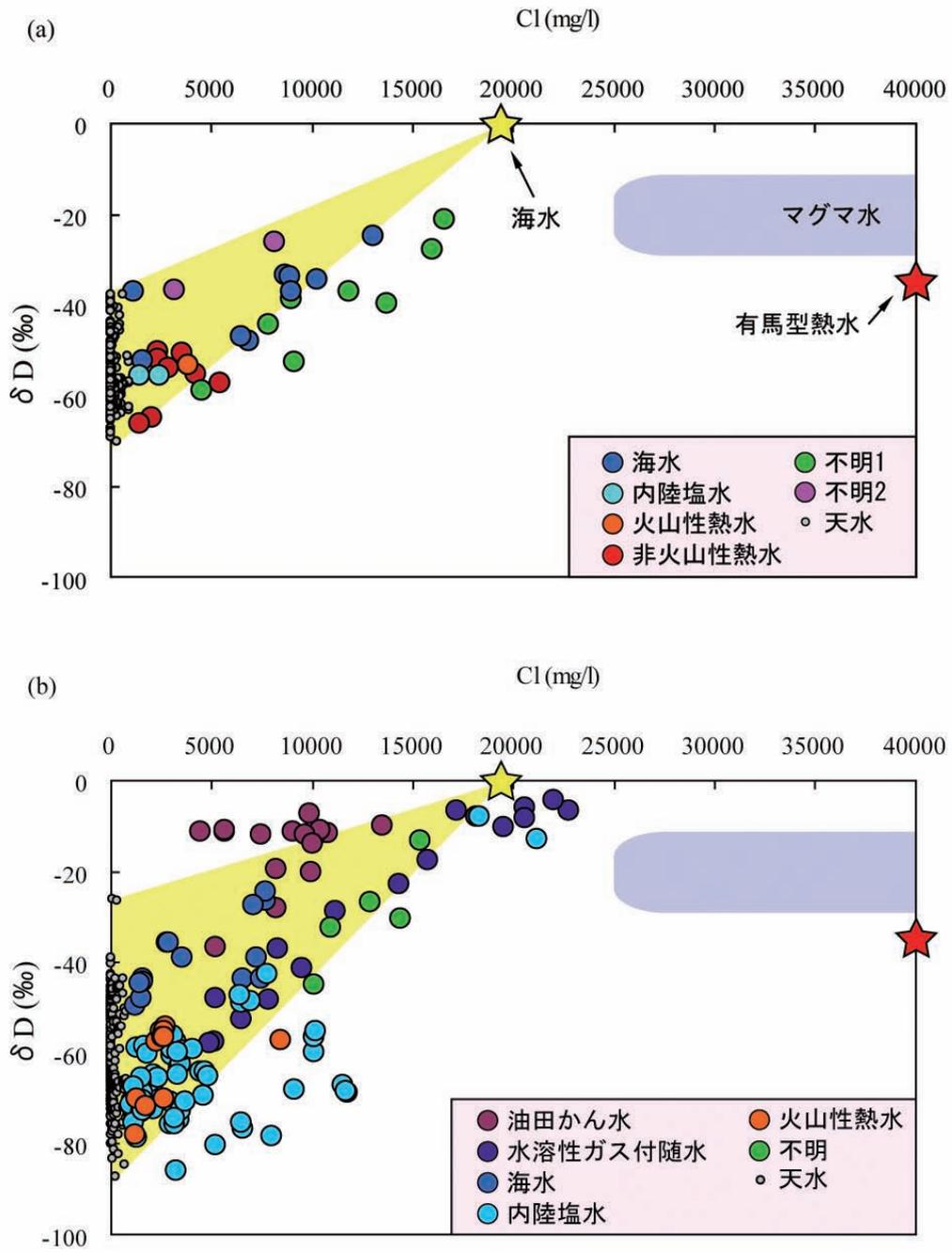


図 2-2 既存地下水試料の塩素 (Cl) 濃度と水素同位体比 (δD) との関係, および推定される起源.

(a) 中国 - 四国地域, (b) 福島 - 新潟地域.

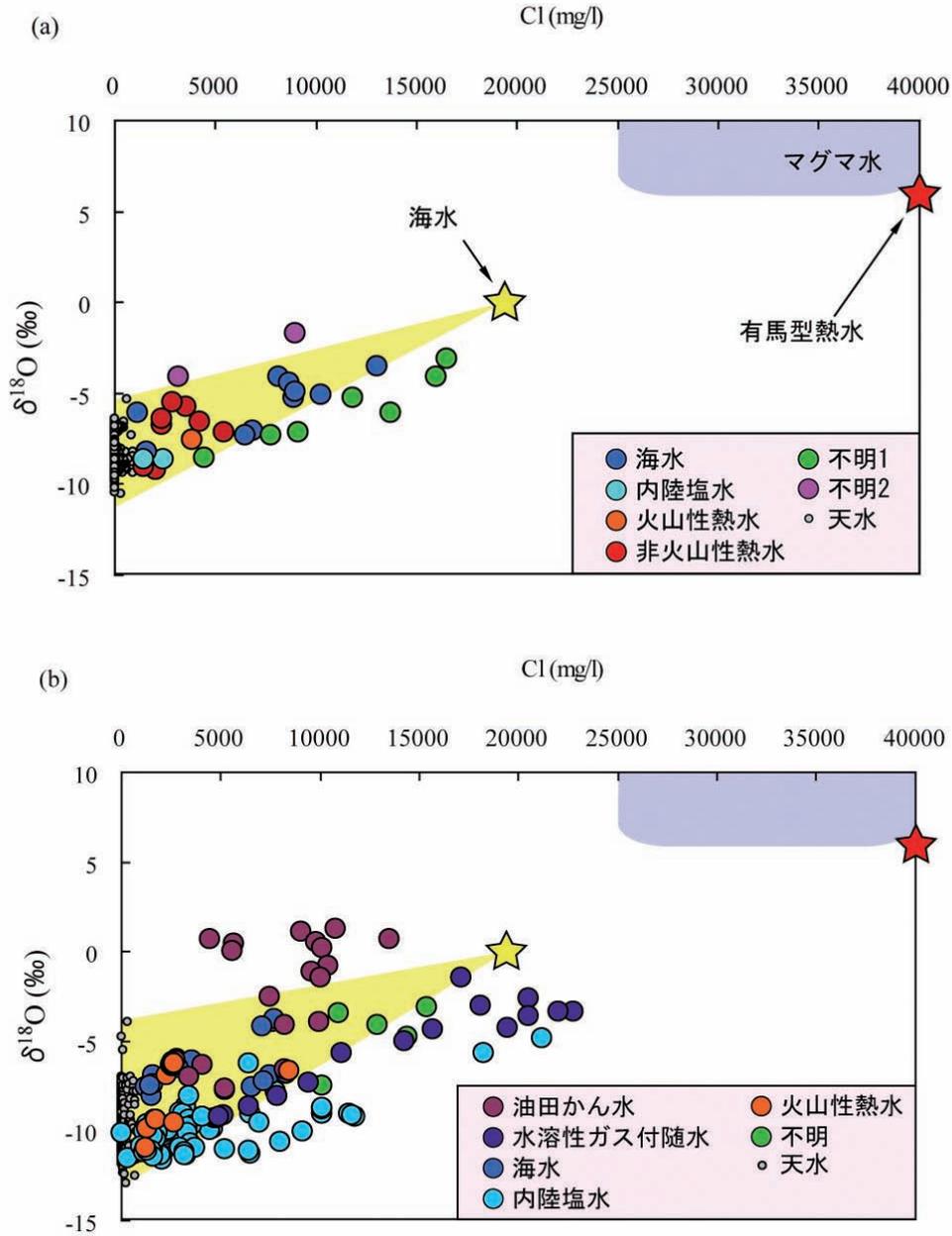


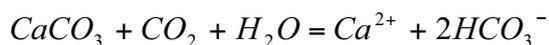
図 2-3 既存地下水試料の塩素 (Cl) 濃度と酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) との関係、および推定される起源。

(a) 中国 - 四国地域, (b) 福島 - 新潟地域。

2.1.2 炭素同位体, DIC 濃度の利用による深部起源炭素の起源評価

本項では、深層地下水に含まれる無機炭酸 (CO_2 および炭酸イオン種: DIC) の成因および評価手法についてまとめる。日本の深層地下水中に DIC は多く含まれ、その濃度は 9000mg/L に達することもある。特に CO_2 は、地下深部においては高濃度で溶解している場合があるため、処分地に腐食、溶解等の化学的な影響を与える可能性があり、重要な成分である。その起源については、炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) を用いることにより、ある程度評価が可能である (産業技術総合研究所深部地質環境研究センター編, 2007)。一般に浅層地下水では、表層の土壤に含まれる有機物起源の CO_2 が地下水に溶解することにより、 $\delta^{13}\text{C}$ が -30 から -25 ‰ の DIC を持つことが多い。この CO_2 が地層中の CaCO_3 と反応することにより、鉱物からの炭素も地下水に含まれるようになる。地層中の CaCO_3

の $\delta^{13}\text{C}$ は、陸成の -15‰ から海成の 0‰ の範囲を持つため、下記反応によって、地下水中の DIC は -20 から -10‰ の値を持つことになる。



しかし、日本列島においては、深層地下水中の DIC はさらに高い $\delta^{13}\text{C}$ 値 (-10 から +20 ‰) を持つ場合も多く認められる。これらは、より地下深部において、有機物の分解反応が生じた CO_2 が関与した場合 ($\delta^{13}\text{C}$ 値: -5 から +20 ‰) や、マントルやスラブ起源の深部から供給される CO_2 ($\delta^{13}\text{C}$ 値: -5 から 0 ‰) が関与した場合などが原因として挙げられる。日本においては、火山近傍では火山性熱水の DIC ($\delta^{13}\text{C}$ 値: -5 から 0 ‰) や有馬型熱水をはじめとする断層・構造線沿いに上昇する深部上昇流体 ($\delta^{13}\text{C}$ 値: -10 から 0 ‰) 等が確認されている。

西南日本地域 (中国・四国地域) および東北日本地域 (福島 - 新潟地域) における深層地下水に含まれる DIC を評価するため、図 2-4 に溶存全炭酸 (TDIC) 濃度とその炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) の関係を示す。図中に端成分として、堆積物中の有機物により生成する DIC の範囲と深部起源となる海成炭酸塩岩 (スラブ起源を想定)、火山ガス・深部上昇流体中の CO_2 およびそれらの混合線を示す。大部分の地下水は高い $\delta^{13}\text{C}$ 値を持つ CO_2 (火山ガスやスラブの海成炭酸塩起源成分などを起源とする深部上昇流体) と、 $\delta^{13}\text{C}$ 値および TDIC 濃度が低い端成分 (堆積物や生物起源成分など) との混合であることがわかる。しかしながら、一部の試料で端成分との混合線から外れるものがみられた。 $\delta^{13}\text{C}$ 値が高くなり、TDIC 濃度が高いデータについては、有機物等の分解等によるメタンや CO_2 の生成に伴う同位体分別作用が考えられ、実際に地下水中にメタンガスを伴っているものも存在する。これらの試料は、四国の仏像構造線付近の深層地下水、いわき周辺の深層地下水、新潟の油田鹹水や水溶性ガス付随水でみられる。また、非常に低い TDIC 濃度を持つ地下水は、 CaCO_3 の沈殿などによる DIC の除去が原因と考えられる。

これらの関係から、TDIC について、 $\delta^{13}\text{C}$ 値のマスバランス計算により、 $\delta^{13}\text{C}$ 値および TDIC 濃度が高い深部起源炭素 (C_{ds}) の濃度を求めた。ここでは、深部起源および表層の有機物起源の炭素の $\delta^{13}\text{C}$ をそれぞれ -4‰、-25‰ としている。端成分として用いた値よりそれぞれ高いもの、低いものはその端成分のみが寄与しているとした。この深部起源炭素濃度は、深層地下水にさらに深部から付加される CO_2 量の程度を示す指標として有効であると考えられる。求められた C_{ds} の濃度分布および地質構造との関連性については、2.3.3.5 で述べる。

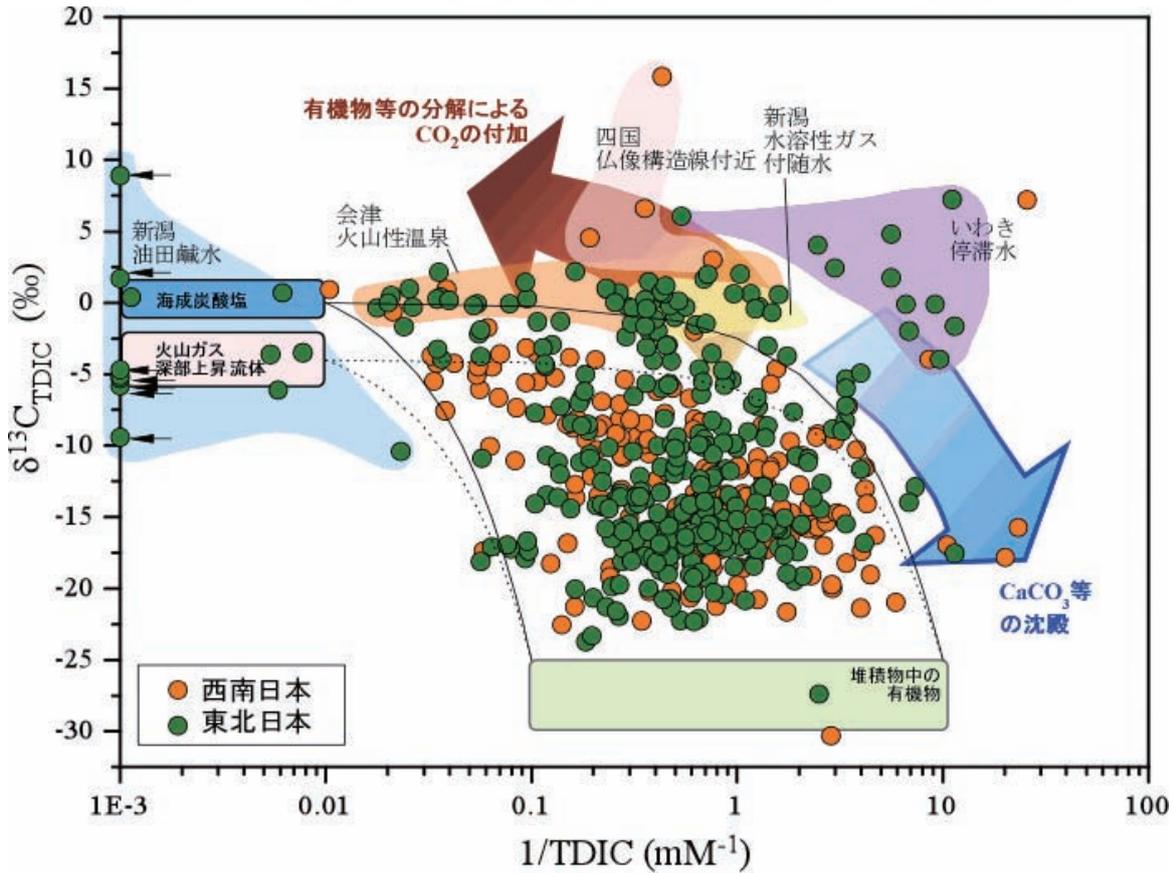


図2-4 中国-四国地域(西南日本)および福島-新潟地域(東北日本)の溶存全炭酸(TDIC)濃度と炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$)の関係。TDICは、温度、pH、 HCO_3^- 濃度と純水の解離定数を用いて計算した。

2.1.2.1 DIC濃度および ^3He 利用による地下水プロセス評価

次に、深層地下水系におけるプロセスとして、深部起源やガス成分の付加など、炭素成分の付加あるいは除去の有無を検討するための手法をまとめる。図2-5にTDICの $\delta^{13}\text{C}$ 値とTDIC/ ^3He 値の関係を示す。本図は、DICの起源および反応履歴などをみるのに最適である。図中には、主に表層の堆積物に由来する炭素種、スラブ起源を代表とする海成炭酸塩とマントルを代表するMORBを端成分として示す(Sano and Marty, 1995)。これらは、地球上に存在する炭素種の端成分であり、本来すべての炭素種はこれらの混合で表されるべきものである。図2-5から大部分のデータが、上記の端成分による混合線で囲まれた範囲に収まる。TDICの $\delta^{13}\text{C}$ 値の高いものについては、図2-4においてすでに説明されているとおりである。混合線内のデータは、火山ガスや深部上昇流体を起源とする CO_2 が地下水中に溶解してできたDIC、および、比較的表層に存在する堆積物中の有機物を起源とする CO_2 が溶解してできたDICの2つの起源成分で説明可能なものが多い。日本列島は海洋プレートが沈み込む場に位置しているため、スラブに含まれる海成炭酸塩岩の影響を大きく受け、マントル値を代表するMORBの値は持たないと考えられている(Sano and Marty, 1995; 佐野, 1996)。したがって、MORBに近いあるいはそれ以下のTDIC/ ^3He 値(10^{10} 以下)を持つ地下水は、端成分の混合以外の別の原因により値が変化したと考えられる。TDICの濃度が低くなる原因としては、帯水層内において方解石(CaCO_3)の沈殿による炭素の除去が考えられ、その際、残ったDICの $\delta^{13}\text{C}$ 値も同位体分別作用によって低くなる(Ohwada *et al.*, 2007)。図2-5において、その傾向をみることができ、西南日本のグリーンタフ地域の深層地下水や新潟地域の油田鹹水で $\delta^{13}\text{C}$ 値が低く、TDIC/ ^3He 値も端成分の混合範囲から大きく外れている。特に、新潟地域の油田鹹水については、多

量の有機物起源のCO₂の付加が想定されるが、それ以上にCaCO₃の沈殿の影響が大きい。油田鹹水の胚胎層は主にグリーンタフ層であることから、グリーンタフを帯水層とする地下水（いわゆるグリーンタフ型地下水）が、TDICに欠乏する事実と矛盾しない。この種の地下水の水質形成機構については、Ohwada *et al.*(2007)に詳しい。

以上のように、TDIC/³He値は、地層内の反応の評価に用いることができる。特に、北陸地域における事例で明らかのように、高い³He/⁴He値を持つ深部流体の上昇場に位置するグリーンタフ地域の深層地下水においても、地層中でDICの除去プロセスが働く場合があり（Ohwada *et al.*, 2007）、深部上昇流体による影響を評価する上では大変重要なプロセスである。堆積物中の有機物や海成炭酸塩起源等によるCO₂の付加、地層内での方解石の沈殿によるDICの除去の影響およびその度合いについて数値情報として扱うためのパラメータとして、試料のTDIC/³He値(F_s)をMORB値のTDIC/³He値(=1.5×10⁹)の一桁上の10¹⁰(F)で規格化し、対数表記(log(F_s/F))したものをP値と定義した(図2-5の右軸)。

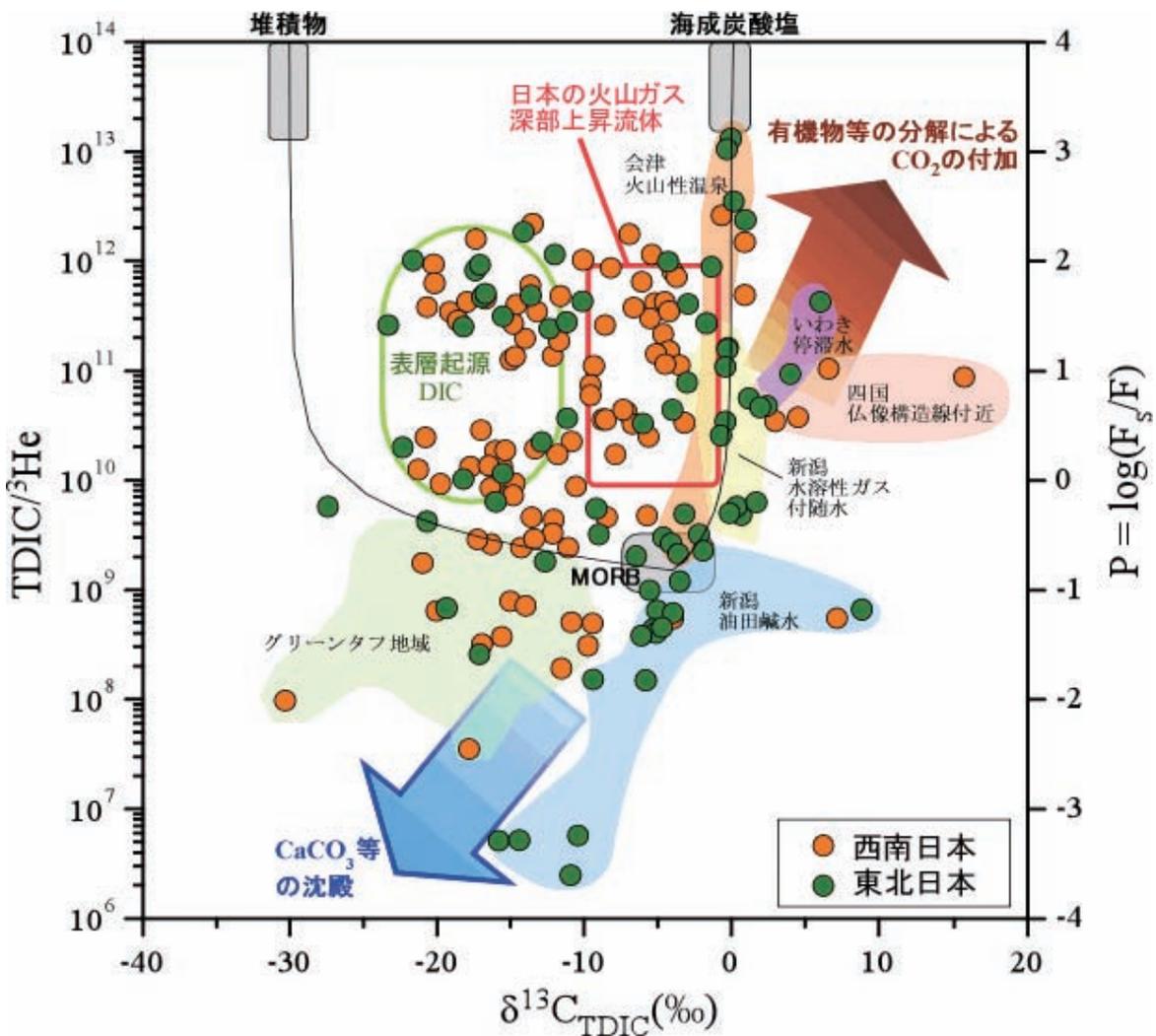


図2-5 中国 - 四国地域 (西南日本) および福島 - 新潟地域 (東北日本) の炭素同位体比 ($\delta^{13}C$) と溶存全炭酸 (TDIC)/³He 値の関係。

TDICの反応パラメータP値(=log(F_s/F)；F_sは、各試料のTDIC/³He値、Fは規格化の値として10¹⁰とした(MORBのTDIC/³He値(=1.5×10⁹)より一桁高く設定)。日本の火山ガス等の範囲は、Sano and Marty (1995)のデータを基に示した。

2.1.3 放射性炭素、トリチウム濃度の利用による地下水の混合と起源地評価

地下水中のトリチウムや¹⁴C濃度は、通常、地下水の平均滞留年代を導き出す場合に使用される。この手法を単独で用いる場合には、地下水が単一起源のものであり、さらにそれぞれの半減期（12.3年、5730年）において適用可能な年代範囲（精度にもよるが、おおむね半減期の一桁上まで）でのみ有効である。また、⁴He濃度も年代に適用可能であり、かなり超長期の年代推定に用いることができる（Morikawa *et al.*, 2005）。地下水の混合によるこれらの成分から導き出される年代不整合の可能性について一例を挙げると、地下水涵養直後の水“A”（トリチウム濃度= 10 TU, ¹⁴C濃度= 100 PMC, 過剰⁴He濃度= 0 cm³STP/gH₂O）、¹⁴Cの半減期程度の比較的古い水“B”（0 TU, 50 PMC, 5.7×10⁻⁶ cm³STP/gH₂O）、10万年程度の古い水“C”（0 TU, 0 PMC, 1×10⁻⁴ cm³STP/gH₂O）が1:1:1で混合した水の年代値はトリチウム、¹⁴C、⁴Heでそれぞれ、約20年、5700年、33000年と全く異なった年代が計算されることになる。地下水の混合は、水質の形成とともに、このように大きく年代測定にも影響を及ぼす。

本項では、今回行った実際の分析値を用いて検討する。図2-6には Stuiver and Polach (1977)の方法に従って得られた¹⁴C年代とトリチウム濃度の関係を示した。いずれもトリチウムが検出されており、トリチウム濃度から求められる年代は100年以内ということになるが、¹⁴C濃度の示す年代では1万数千年までの年代が得られており、年代不整合の概念が実際の地下水試料について見られることが分かる。この場合、それぞれの成分から導き出された年代値は意味をなさなくなる。しかし、一つの地域内での¹⁴C、トリチウム、⁴He濃度の関係を見ると、地下水の混合・起源に関する解析を行えるケースもある。以降、放射性炭素同位体比は $\delta^{14}\text{C}$ 表記とする。 $\delta^{14}\text{C}$ は標準試料からの¹⁴C/¹²Cのずれをパーミル表示したもので、 $\delta^{14}\text{C}=0$ が modern carbon(現在の¹⁴C濃度を持つ炭素)、 $\delta^{14}\text{C}=-1000$ が dead carbon(¹⁴C濃度が0の炭素)を意味する。

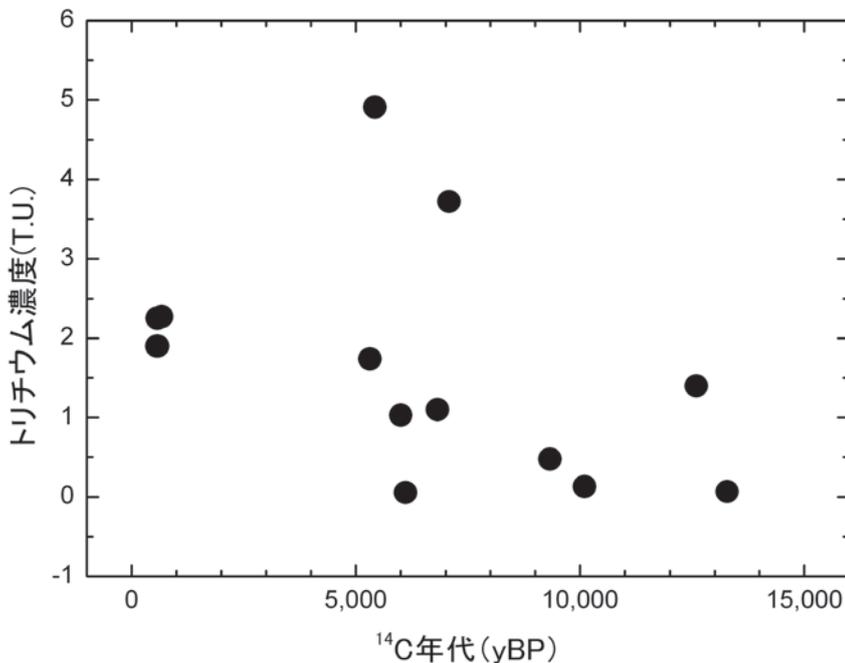


図2-6 トリチウム濃度と¹⁴C年代との関係。

“yBP”は暦年代（1950年から何年前であることを示す）。

図2-7 (a) はある地域内（半径 300 m以内）の異なる深度から得られた深層地下水であるが、 $\delta^{14}\text{C}$ とトリチウム濃度の間には負の相関がある。つまり、トリチウムを含む若い水とトリチウムを含まない ^{14}C 濃度の低い古い水の混合であることが考えられる。図2-7(b) では $\delta^{14}\text{C}$ と Cl 濃度には正の相関がある。また、水素-酸素同位体の関係（図2-8）では狭い範囲内ではあるが天水線とは異なる混合線上にある。したがって、トリチウム濃度と $\delta^{14}\text{C}$ は水素-酸素同位体値の分布とも関連性があるように見える。つまり、2つの端成分の年代が異なっていることを反映していると考えられる。この場合、端成分の一つは若くて δD および $\delta^{18}\text{O}$ 値の高い水、もう一つは涵養年代が古くて Cl 濃度がやや高く、 δD および $\delta^{18}\text{O}$ 値の低い水であることになる。

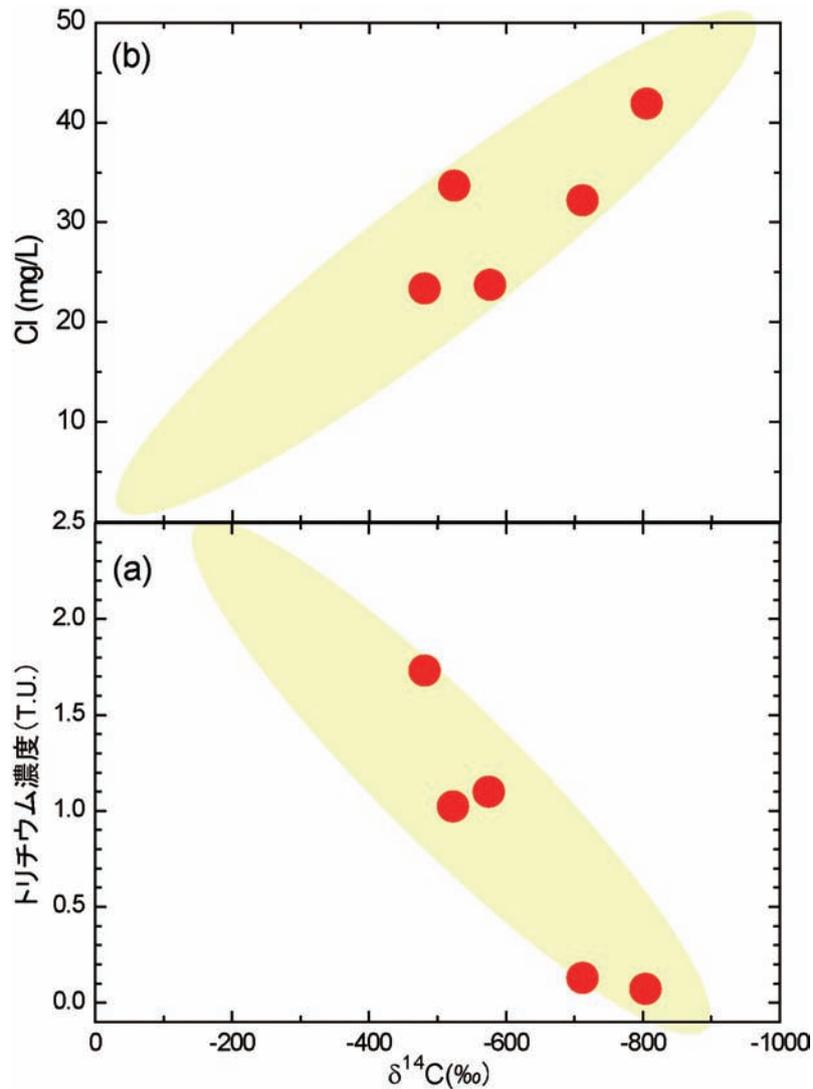


図2-7 $\delta^{14}\text{C}$ とトリチウム濃度 (a), Cl 濃度 (b) との関係。

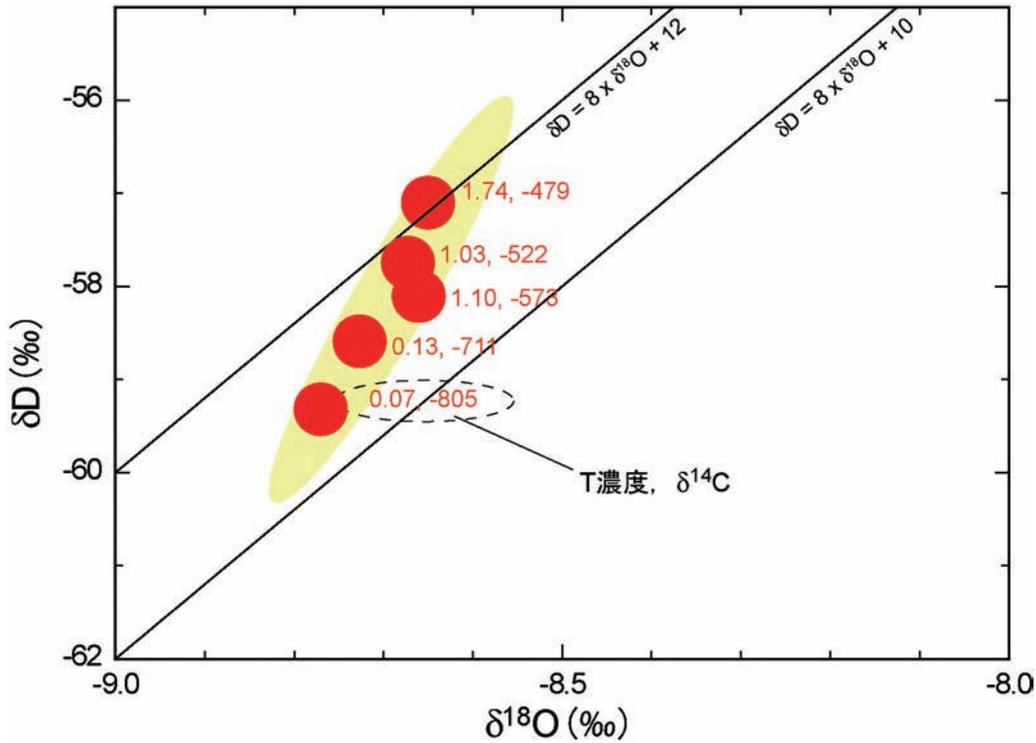


図 2-8 水素同位体比と酸素同位体比の関係。
 図中の数値はトリチウム濃度 (TU) および $\delta^{14}\text{C}$ 値 (%)。

次に、東北日本太平洋側の深層地下水の例 (図 2-9) では、いずれもトリチウムが検出され、最大で 4.9TU であり、涵養年代の若い水が大量に含まれていることを示している。それにもかかわらず ^{14}C 年代は 5400 年という古い年代を与えている。 $\delta^{14}\text{C}$ と、 ^4He 濃度では正の相関が見られており (図 2-9)、 ^{14}C 濃度の低い炭素かつ ^4He を多く含む水の混入を意味している。つまり、この深層地下水においてもトリチウムを含む若い水と ^{14}C 濃度の低い古い水の混合であると考えられる。

図 2-9 には、(A) 若い水として、ほとんど modern carbon からなる表層水 ($\delta^{14}\text{C}=0$, $^4\text{He} = 4.5 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/gH}_2\text{O}$) と、(B) 古い水として、 ^{14}C を含まず ($\delta^{14}\text{C}=-1000$), $\text{C}/^4\text{He} = 1 \times 10^4 \sim 1 \times 10^5$ の値を持つ水 (この地域の $^3\text{He}/^4\text{He}$ の端成分は 1×10^{-7} 程度であるので、 $\text{C}/^3\text{He} = 10^{11} \sim 10^{12}$) を端成分とした混合線も示した。この図のように、各地下水試料は若い水と古い水の混合で説明できる。なお、トリチウム濃度と、 $\delta^{14}\text{C}$ に相関はない。混合した若い水の滞留時間に数十年程度の違いがあれば $\delta^{14}\text{C}$ はほぼ同じでも、トリチウム濃度は大きく異なる。それぞれの試料について混合された若い水の滞留時間に若干の違いがあれば説明できる。

以上のように、トリチウムや ^{14}C は年代トレーサとして有効であるとともに、両データをあわせて比較することにより地下水混合が検討できる非常に有効なツールとなる。

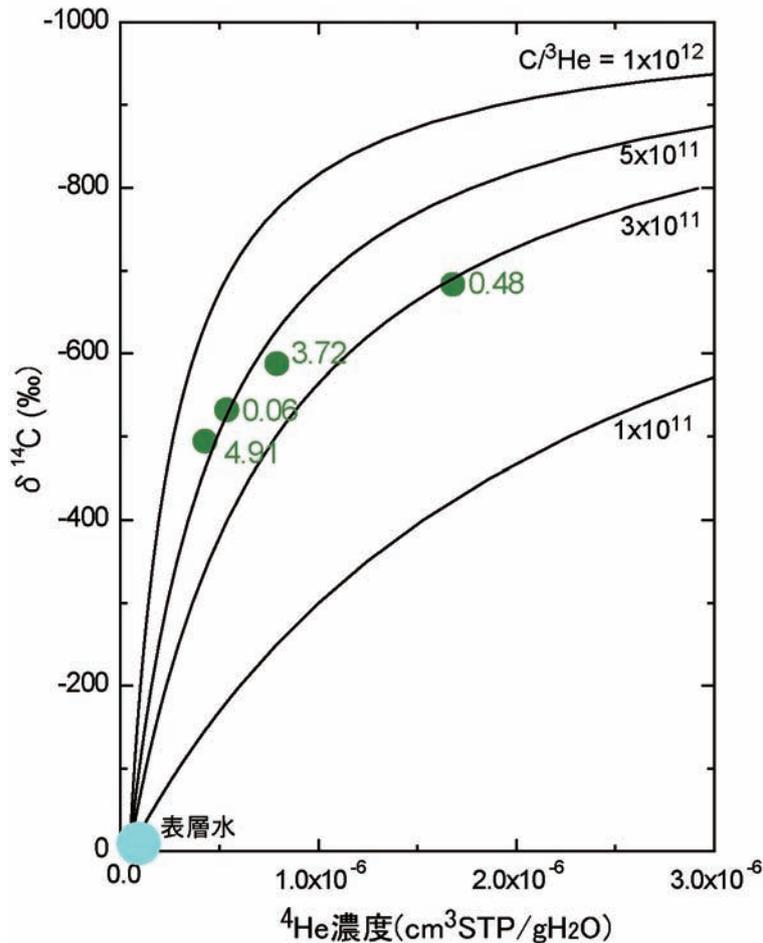


図 2-9 表層水と ^{14}C を含まない古い水との混合時における $\delta^{14}\text{C}$ と ^4He 濃度の関係。
 図中の数値は東北日本の深層地下水のトリチウム濃度 (TU) を示す。

2.1.4 微量成分、同位体の利用による起源等の評価

本節では、深層地下水の微量成分や同位体の利用による起源、成因等の評価手法をまとめる。用いる成分、同位体は、ホウ素濃度、硫黄同位体、ストロンチウム同位体、微量元素組成およびシリカ濃度である。それぞれ単独では、地下水情報として得られる内容に限りがあるが、複雑な地下水系などを評価する場合に、有用と考えられる。

2.1.4.1 ホウ素濃度等による深部流体の検出手法

ホウ素は地下水中には微量成分であるが、岩石や鉱物に取り込まれにくい元素であることから、Cl 等と同様に地下深部由来の流体からも供給される可能性がある。今回、ホウ素を用いて深部流体の特徴等の解明が可能かどうかを検討した。

中国・四国両地域における深層地下水のホウ素濃度と Cl 濃度の関係を図 2-10 に示す。図より、(1) ホウ素濃度が高く Cl 濃度が低い“タイプ A”，(2) ホウ素濃度も Cl 濃度も高い“タイプ B”，(3) ホウ素濃度が相対的に低い“タイプ D”および(4) 各タイプに挟まれている“タイプ C”の4つに区分した。図上には、水溶性ガス付随水（十勝川，長万部，象潟（福田，1985b）），北海道北部（豊富，遠別）（福田，1985a, b），有馬温泉（福田，1985c）および地熱発電所（大沼および葛根田地熱発電所（茂野・阿部，1987））の例も同時に示した。

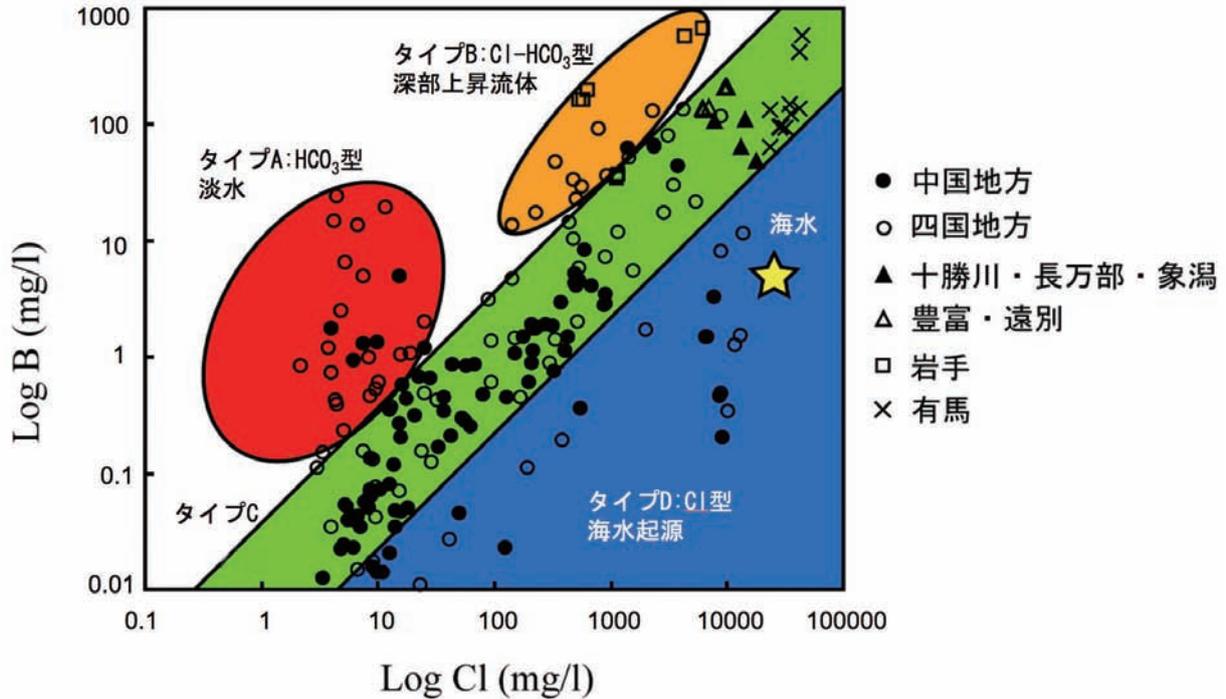


図 2-10 中国・四国地域における既存地下水試料の Cl と B との関係。
比較のため、北海道、岩手および有馬地域のデータも記載。

各タイプの深層地下水のキーダイアグラムを図 2-11 に示す。“タイプ A”は Na-HCO₃ 型で、地層中に長期に滞留したいわゆる深層地下水，“タイプ B”は Cl-HCO₃ 型，“タイプ D”は Cl 型(海水起源)であることがわかる。“タイプ C”は“タイプ B”のような Cl-HCO₃ 型と、Cl-SO₄ 型に区分できることがわかる。四国地域の“タイプ A”，“タイプ B”と“タイプ C”のうちの Cl-HCO₃ 型のものおよび“タイプ D”を上記図から抽出し、その水素・酸素同位体組成を図 2-12 に示した。“タイプ A”は天水ライン上だけに分布しており、天水を起源とする地下水そのものであることが裏付けられた。“タイプ B”および“タイプ C”のうちの Cl-HCO₃ 型のは、天水ラインと有馬型の深部流体の間に分布している。また“タイプ D”のものは、天水ラインと海水との間に分布している。次に、A-D にタイプ分けした各深層地下水の地理的分布を図 2-13 に示した。四国地域では、海水を起源とされる“タイプ D”に属する深層地下水以外は、中央構造線、御荷鉾構造線、仏像構造線などに沿って、“タイプ A”の深層地下水や“タイプ B”，“タイプ C”の高い Cl 濃度の深層地下水が分布している。一方、中国地域では四国地域ほどはっきりした各タイプの分布の特徴が見られない。このように、ホウ素、化学組成、水の水素・酸素同位体組成の特徴を検討することにより、深層地下水の様々な起源端成分の寄与について評価することが可能である。また、特に四国地域では、有馬型深部流体の分布が比較的容易に捉えられることも明らかになった。

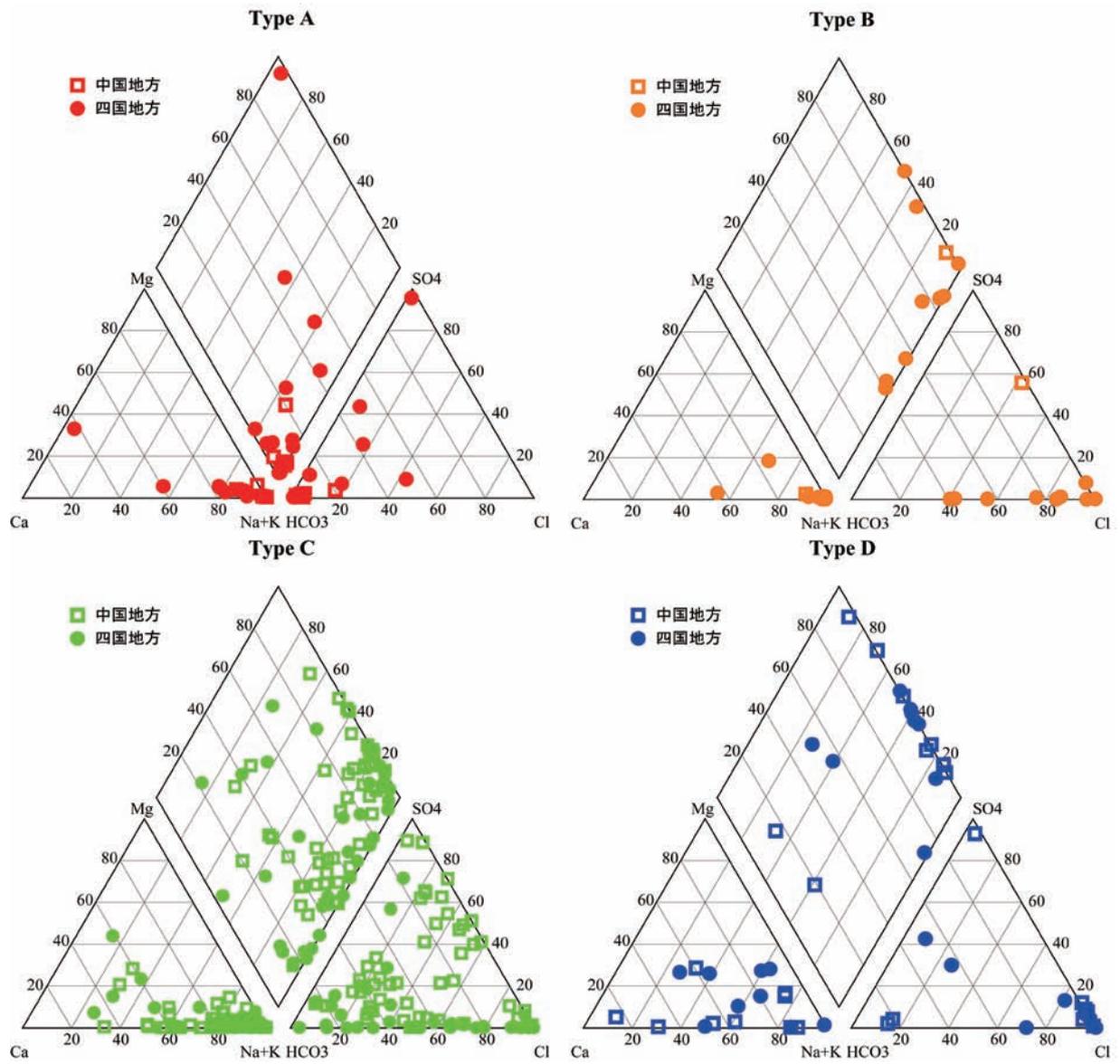


図 2-11 Cl と B の関係によって分類された各既存地下水試料のキーダイヤグラム。

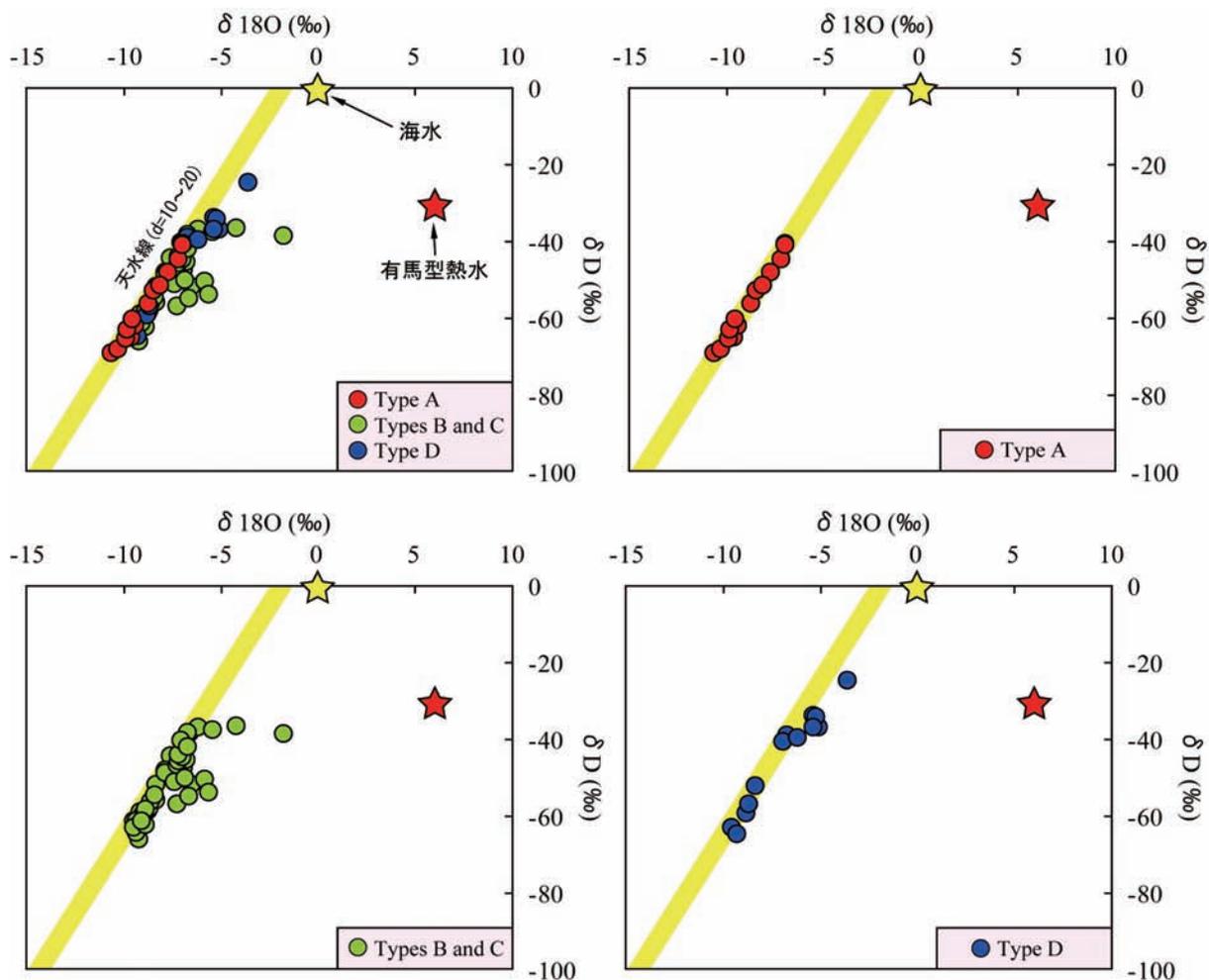


図2-12 CIとBの関係によって分類された各既存地下水試料の δD と $\delta^{18}\text{O}$ との関係。

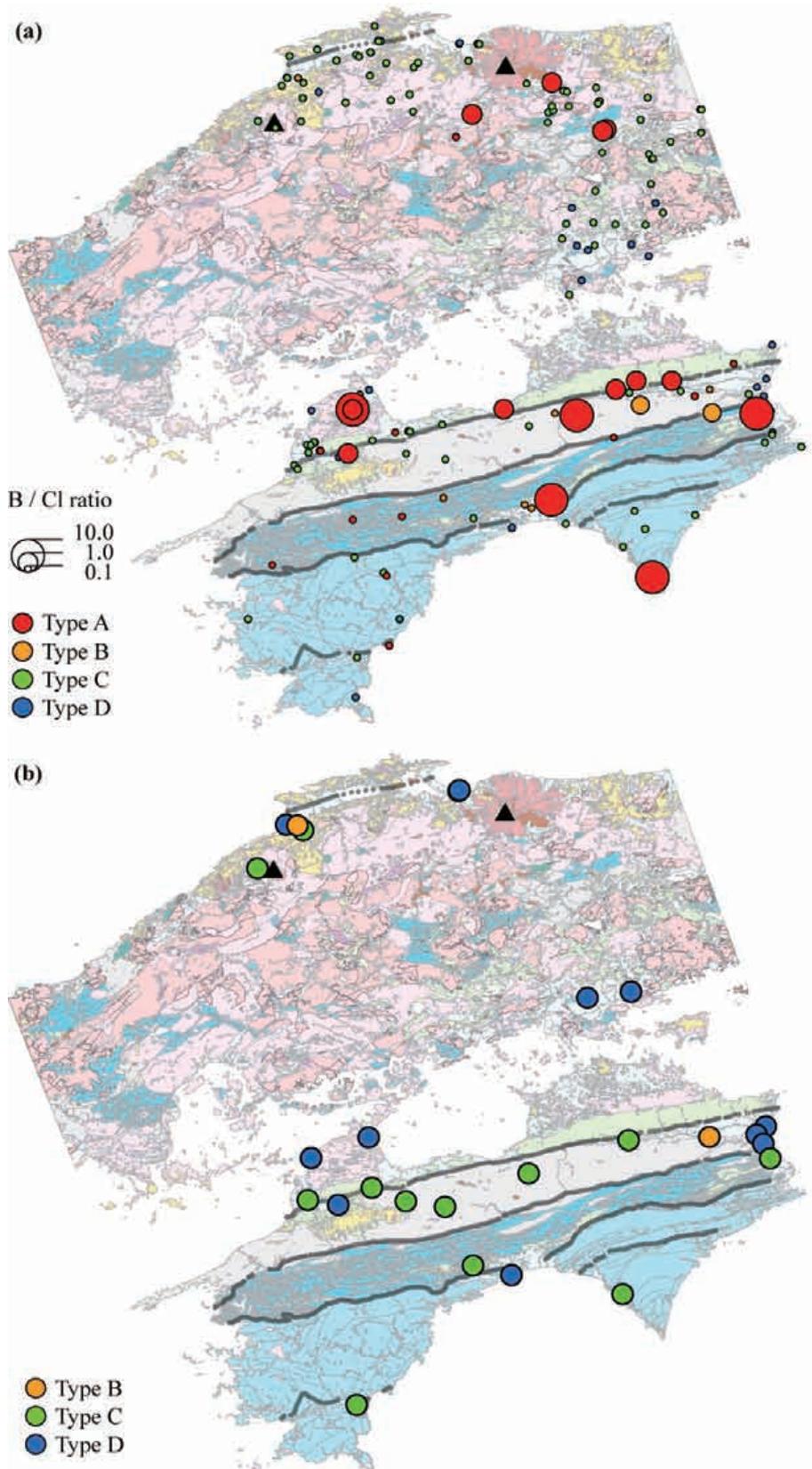


図 2-13 CI と B の関係によって分類された各既存地下水試料の地理的分布.
 (a) B/Cl 分布, (b) Cl > 1000mg/L 以上の B, C, D タイプ分布.

2.1.4.2 硫酸イオン濃度と硫黄同位体利用による地下水成因評価

既存地下水試料の硫酸イオン (SO₄) 濃度と、SO₄ の硫黄同位体組成 ($\delta^{34}\text{S}$) の関係 (図 2-14) から、中国・四国両地域の深層地下水の硫酸イオンの起源は、海水を起源とするものと、海水よりも $\delta^{34}\text{S}$ が低い SO₄ を起源とするものが存在すると考えられる。グリーンタフ地域では、その地層内に CaSO₄ (硬石膏) などの硫酸塩鉱物が海底における堆積時に続成作用などにより生成し、海水起源の $\delta^{34}\text{S}$ ($\sim +20\text{‰}$) を持つことが知られている (例えば、松尾 (1989, p.162))。この CaSO₄ が地下水に溶解することにより、高い $\delta^{34}\text{S}$ および比較的高い SO₄ 濃度の地下水が生成する。酒井・松久 (1996, p.271) によると世界の各種熱水鉱床から得られる硫酸塩あるいは硫化鉱物の $\delta^{34}\text{S}$ 値の分布から、今回観測されたような非常に低い $\delta^{34}\text{S}$ 値を持つ硫化鉱物は山口県の河山鉱山等で観測されていることがわかる。このような硫化物鉱床の近傍では、細菌による硫化物の酸化により生成された SO₄ が湧出することがあり、時として pH2 ~ 3 の非常に低い pH 値を持つことがある。したがって、海水よりも $\delta^{34}\text{S}$ 値が低い硫酸イオンは地層中に存在している硫化鉱物に起源を持つ可能性が考えられる。

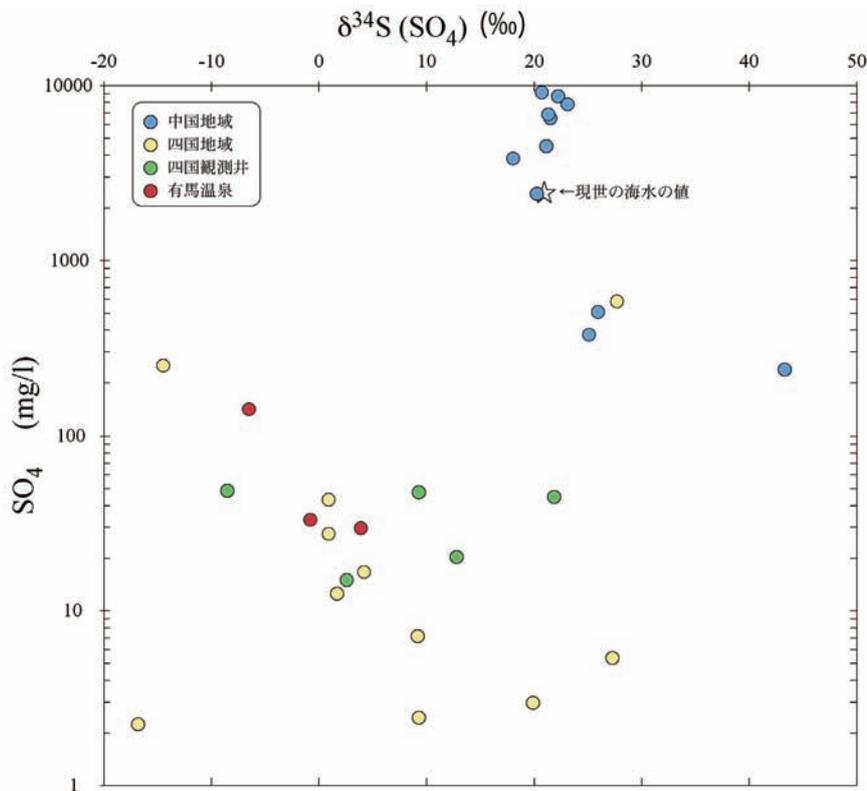


図 2-14 中国、四国地方、有馬温泉および四国の掘削井から得られた試料の SO₄ 濃度とその $\delta^{34}\text{S}$ の関係。

2.1.4.3 ストロンチウム同位体利用による地下水胚胎場

ストロンチウムには4種類の同位体 (⁸⁴Sr, ⁸⁶Sr, ⁸⁷Sr, ⁸⁸Sr) が天然で安定に存在している。このうち、⁸⁷Sr は ⁸⁷Rb の β 壊変 (半減期 489 億年) によっても生じる。この ⁸⁷Sr の存在比 (通常 ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr で表される) は一般に、Rb/Sr 値の高い岩石 (花崗岩等) や年代の古い岩石で高く (多くは ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr > 0.710), Rb/Sr 値の低い塩基性岩や火山岩などでは ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr は低い (多くは 0.703-0.707)。軽元素の安定同位体が蒸発・拡散といった物理過程、或いは生物活動により変動するのに対し、ストロンチウムはこうした過程では変化せず、異なる値を持つ水の混合や、水と岩石・鉱物等との化学反応を通してのみ変化する。つまり、深部流体の胚胎或いは流動してきた場所を検討するための手法とな

る。

Notsu *et al.* (1991) によると、日本における第四紀から新第三紀火山地域周辺の深層地下水（主に東北日本）の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は 0.703-0.708 の範囲に入り、（主に紀伊半島の）堆積岩・変成岩・花崗岩地域では $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は比較的高く 0.706-0.712 の範囲に入る。特に第四紀から新第三紀火山地域周辺の深層地下水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は、深層地下水の胚胎する火山岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ と一致する。その他の地域については、火山岩地域ほどの整合性は見られていない。しかし、Franklyn *et al.* (1991) は花崗岩体における塩水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ が花崗岩を構成する鉱物のうち斜長石と整合性があることを報告している。今回、西南日本（中国—四国地域）において $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の分析を行ったが、その範囲は 0.707～0.713 であり、上述した火山性特有の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ をもつ深層地下水は見いだせなかった。本地域においては、主に、堆積岩・変成岩・花崗岩等の地質地域であることが原因であると考えられる。

2.1.4.4 微量元素濃度利用による地下水の起源

深部上昇流体と停滞水の判別手段の一つとして、既存地下水試料の濃度分析の結果から、Ga 濃度により正規化した Sr, B, Ba, Li, V, Rb, Mn, Cs および Pb を表示順に並べた分布パターン（以下、微量元素分布パターンと呼ぶ）を求めた。本分析を地下水試料に用いるのは、まだ一般的ではないため基本図（図 2-15）を示す。深部上昇水に関連すると考えられる試料は「Particularly mineralized water（以下、深部上昇水型）」に類似のパターン（大沢ほか、2006）となり、また停滞水に関連すると考えられる試料は「Gas-field brine（以下、停滞水型）」に類似のパターンとなることが期待される。分析結果を図 2-16 と図 2-17 に示した。両図から、今回分析した四国地域および有馬温泉の試料からは、「停滞水型」に類似したパターンは全く見られないことがわかる。また、分布パターンが「深部上昇水型」に類似したもの、あるいは「深部上昇水型」に類似しているが Mn 濃度のみ上昇しているものの 2 つに分類できることがわかる。後者には有馬温泉のすべての試料が含まれている。Mn が増加するパターンも「深部上昇水型」の 1 パターンに含まれると考えると、今回分析した四国地域および有馬温泉の試料はすべて「深部上昇水型」のパターンに含まれることになる。試料の地域は他の化学成分の解析などから深部上昇水（非火山性）の卓越する地域であり、今回の微量成分パターンの解析とは調和的である。さらに、広域にわたり本分析値を収集できれば、深部上昇型の水と超長期停滞型の水を区別できる可能性がある。

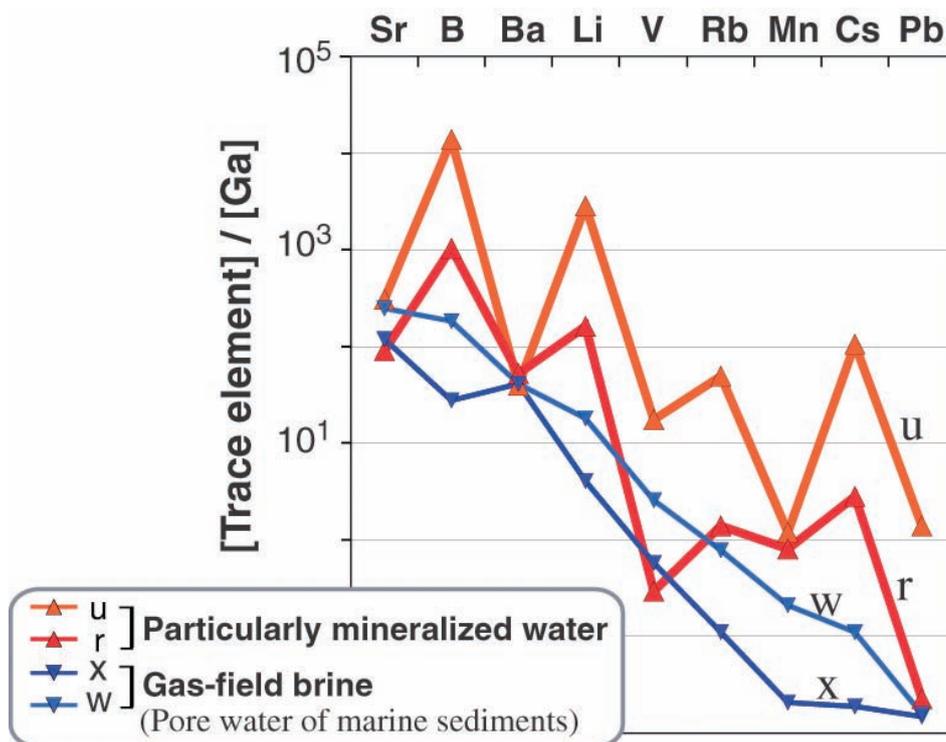


図 2-15 微量元素パターン解析を行うための基本図.

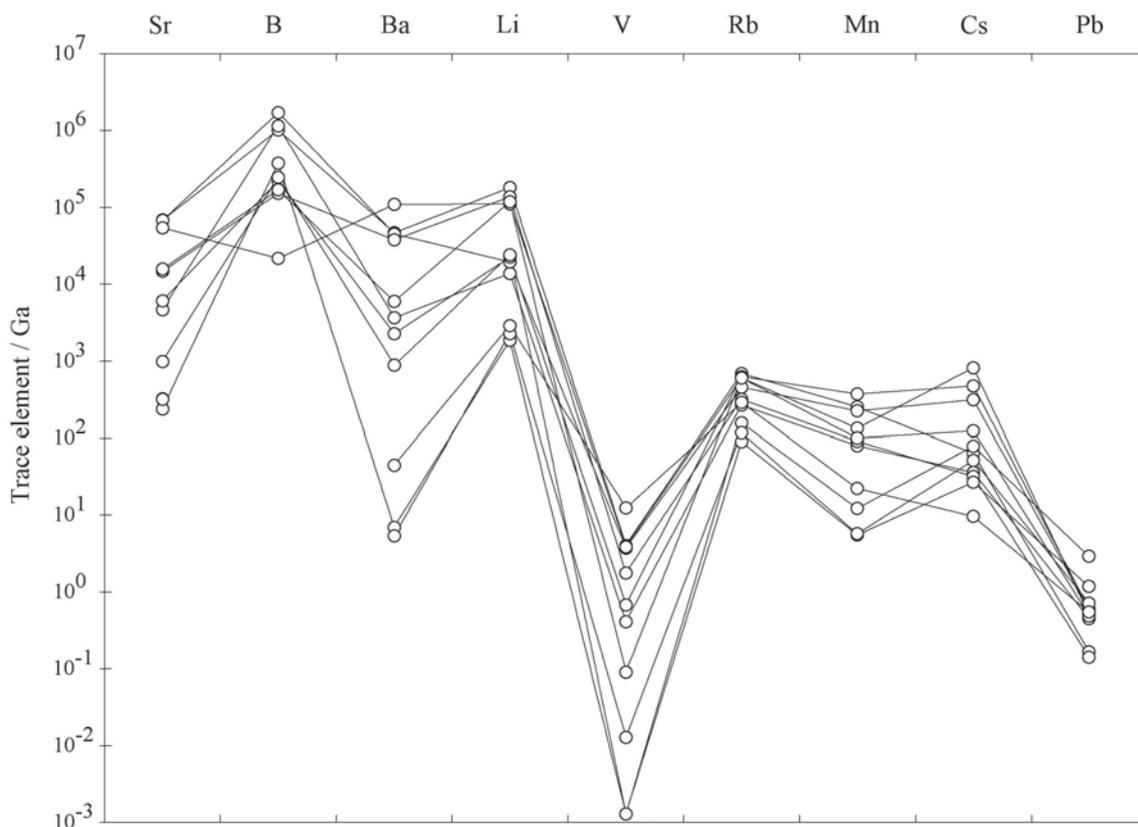


図 2-16 四国地域および有馬温泉の既存地下水試料の微量元素パターン (その 1).
深部上昇水型のパターンを示す試料群.

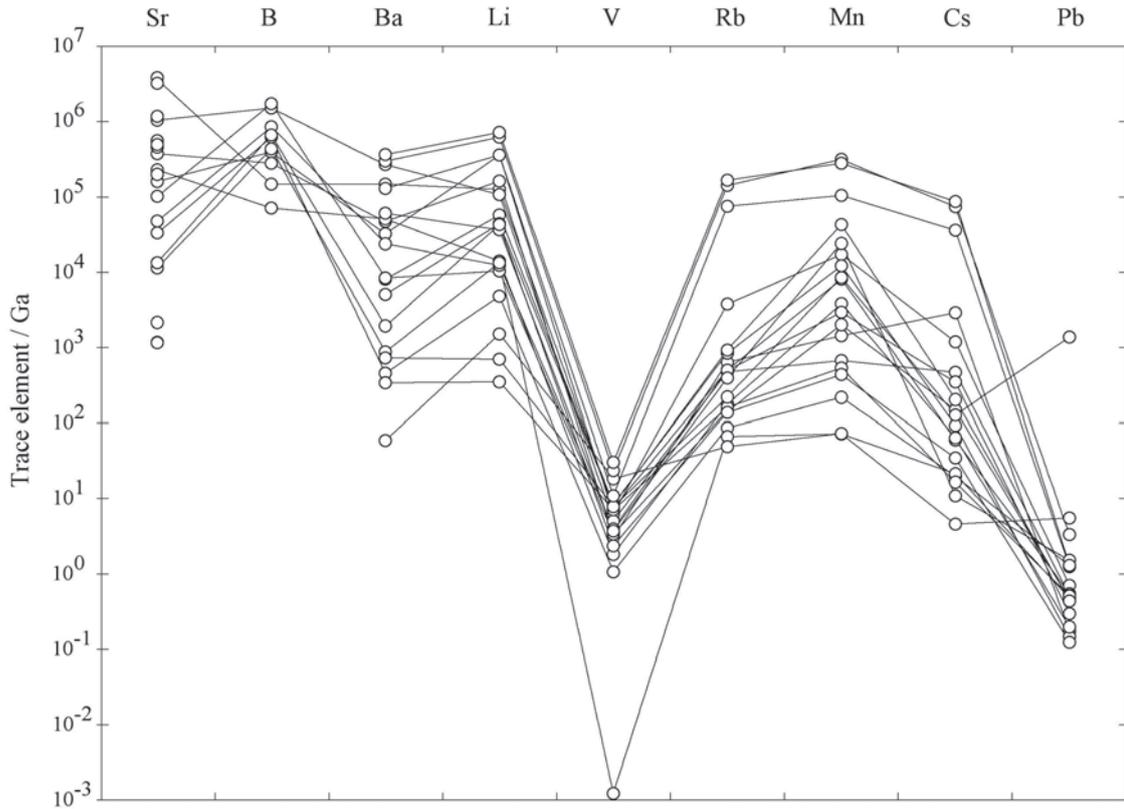


図 2-17 四国地域および有馬温泉の既存地下水試料の微量元素パターン (その 2)。

深部上昇水型に類似するが、第7成分の Mn が上昇するパターンを示す試料群 (有馬温泉はこちらのグループに含まれる)。

2.1.4.5 シリカ濃度利用による地下水情報

既存地下水試料のシリカ濃度を用いて、シリカ温度計のうちカルセドニー温度計およびαクリストバライト温度計を計算し、深層地下水の実測温度との比較を行った。両温度計の計算方法については、例えば地質学ハンドブック (2001, p.451) を参照されたい。その結果、深層地下水の水温が 25°C 以上の場合には、カルセドニー温度あるいはαクリストバライト温度と概略一致していることがわかる。中国、四国両地域には比較的低温の深層地下水が多いので、シリカ濃度はカルセドニー、あるいはαクリストバライトの溶解度により規制されていることが推定される。

2.1.5 ⁴He および ³⁶Cl の生成量と起源

多くの深層地下水の主成分である塩素 (Cl) は、処分場を化学的に腐食するおそれがあることから、その濃度のみならず供給や流動を理解することが重要である。また、その影響の将来予測のためには、地下水に含まれる Cl が深部から上昇してくる熱水由来のものか、あるいは海水を起源とする停滞水なのか、その起源を明らかにする必要がある。さらに影響評価のためには、地下水年代等を求め流動に関する情報も明らかにする必要がある。Cl の起源推定のため、本節では、³⁶Cl/Cl を用いた解析手法の検討を行なう。また、超長期地下水年代測定に用いるヘリウム地下水年代法の精度を向上させるため岩石からの ⁴He 発生量の検討を行う。地下水中 ⁴He は、帯水層内、より深部の地殻、マントルから上昇した ⁴He の混合物であるがいずれも岩石から生成されたものである。ここでは、岩石から発生するヘリウム量を岩石の化学組成分析より計算し、帯水層内で発生する ⁴He 量と地殻から上昇した ⁴He 量について検討する。

2.1.5.1 岩石から生成される ^4He および $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$

岩石中に含まれるウラン・トリウム系列核種の α 壊変により ^4He が生成される。また、その壊変に際し発生する中性子の捕獲反応により、 ^{36}Cl が生成される。岩石の化学組成を知ることにより岩石から発生する ^4He 量、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を計算することが出来る。詳細な計算方法については、 ^4He 発生量は Andrews (1985)、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は Andrews *et al.* (1986) に詳しい。化学組成を用いて花崗岩体からの ^4He 発生量 (1g あたりの岩石から年間発生する ^4He 量) は $1.4 \pm 0.8 \times 10^{-12}$ ($\text{cm}^3 \text{STP/g/y}$)、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 放射平衡値は $2.8 \pm 1.5 \times 10^{-14}$ と計算された。掘削孔による違い、深度による有為の違いは見られない (図 2-18)。また、風化花崗岩、鍵岩部、変質部を含む部分の分析においても大きな違いは見られない。ここでは、この花崗岩鍵岩部・変質部を含む試料の平均値を代表値とし、計算された ^4He 発生量を用いて、地下水中の ^4He の起源解析、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を用いて塩水の起源解析をそれぞれ行なう。

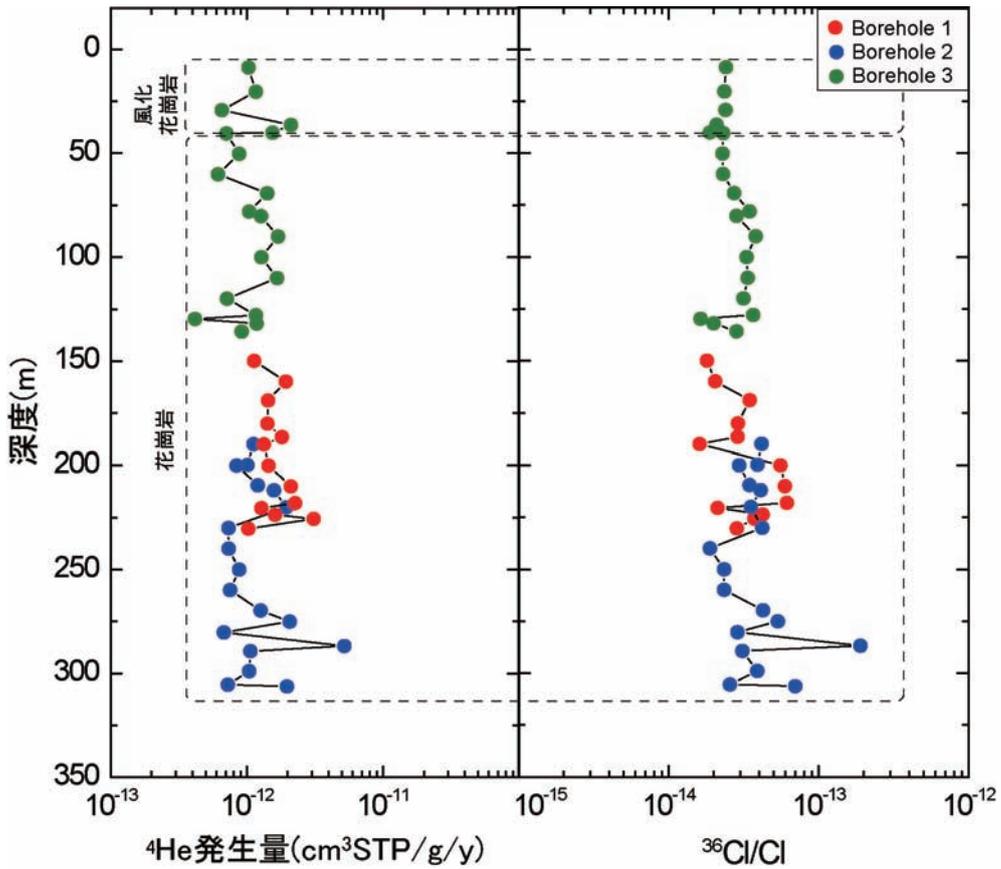


図 2-18 岩石 (主に花崗岩) の化学組成より計算された ^4He 発生量および $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 放射平衡値。

図は 3 本の既存コア試料それぞれの深度でプロットし、掘削孔ごとに色分けしている。

2.1.5.2 地下水中の ^4He の起源

日本列島において地殻から上昇する ^4He 量 (Crustal ^4He フラックス) は約 $1 \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{STP/cm}^2/\text{y}$ と報告されている (Sano, 1986)。地下水中のヘリウムの起源が帯水層起源であるか Crustal ^4He フラックス起源であるか、それぞれの程度の寄与率であるかを計算した。図 2-19 のように、帯水層が薄い場合は帯水層内で発生する ^4He は無視できる程度であるが、帯水層が厚くなる場合 (数 100m を越える場合)、その寄与率は大きくなる。また、多段階の帯水層を考える場合は、地殻起源のフラックスが少なくなるため、より帯水層起源の ^4He が多くなると考えられる。このため、地下水年代測定を行なう場合、地殻起源フラックスとともに帯水層で発生するヘリウム量についても考慮に入れ

る必要がある。

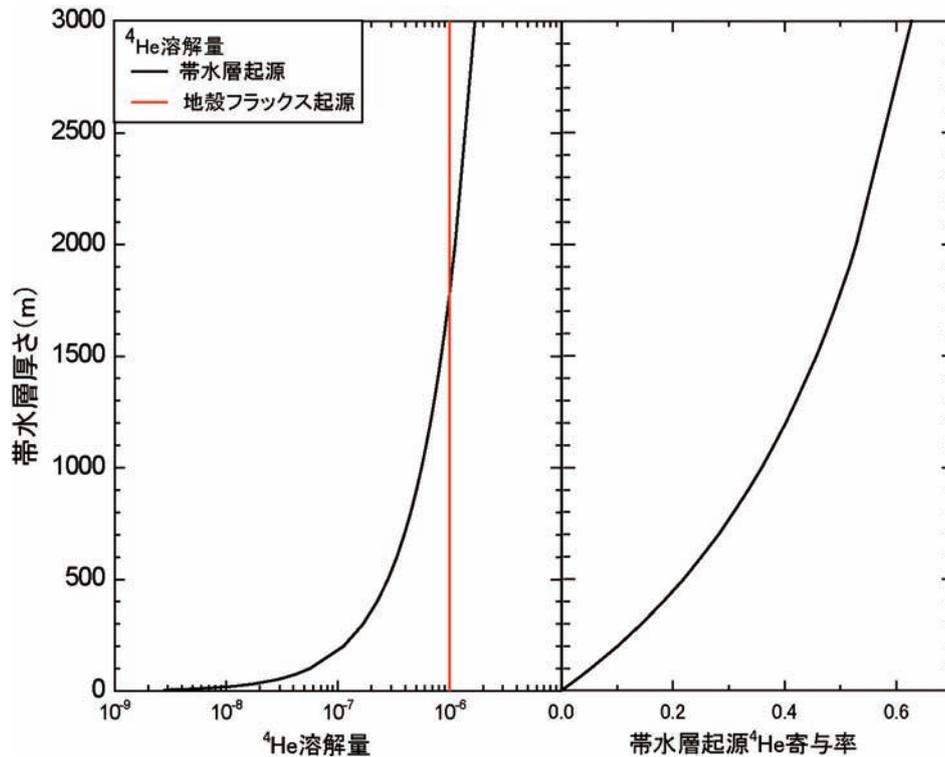


図 2-19 地下水中に溶解する帯水層起源及び地殻フラックス起源 ^4He 量および帯水層起源 ^4He の寄与率。

^4He 溶解量の絶対値はこれに空隙率等のパラメータを用いて計算する必要があるため、ここでは単位を記載していない。

2.1.5.3 塩素の起源

$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ から塩素の起源を解析する場合、まず各流体の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値を明らかにする必要がある。海水、有馬・石仏地域の塩水のデータより、現在の海水、深部より上昇する代表的な流体である有馬型熱水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値を検討する。また、停滞水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値は時間とともに変化し、最終的には放射平衡に達し岩種に依存した値をとる。岩石の化学組成分析より停滞水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値について検討する。

浅層地下水、海水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ について

海水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の分析結果 (2回) は一方が検出限界以下、もう一方が 2.7×10^{-15} という値を示した。文献値では、 1.1×10^{-15} (Galindo-Uribarri *et al.*, 2007), $0.3\text{-}5 \times 10^{-15}$ (Mahara *et al.*, 2004), などの報告例があり、正確な値は定まっていないが、一般的に 10^{-15} 台の前半の値を持つと考えられている。今回の結果も矛盾のない値といえる。浅層地下水のデータは宇宙線起源の ^{36}Cl 多く含み高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値を示す。また、1950年代以降に涵養された水は核実験起源の物も含まれ更に高い値を示す (Pearson *et al.*, 1991)。ここでは、浅層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ として 1×10^{-13} 程度を指標とする。

有馬型熱水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ について

現在手に入る最も有馬型熱水そのものに近い試料と思われる有馬・石仏地域の高塩濃度の塩水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値と塩化物イオン濃度の関係を上記中国・四国、福島・新潟地域および、近畿・東海、北海道、関東地域の結果とともに図 2-20 に示す。有馬・石仏の 8 試料のうち 5 試料が $1\text{-}2 \times 10^{-15}$ 付近と非常に低い値を取っている。1 試料は Cl 濃度が非常に低く、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値は 1×10^{-13} を越えている。この試料は、浅層地下水の特徴を示しているものと考えられる。8 試料の内 2 試料 (有馬, 石仏それ

ぞれ1試料)は約 6×10^{-15} とやや高め値を示している。これらは、塩化物イオン濃度がそれぞれ13000mg/L, 6900mg/Lであり、有馬型熱水の混入率は低い。やや高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を示した2試料の解釈については今後検討する必要があるが、最も高塩濃度の試料からは有馬型熱水そのものの $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値は $1-2 \times 10^{-15}$ であることが予想される。

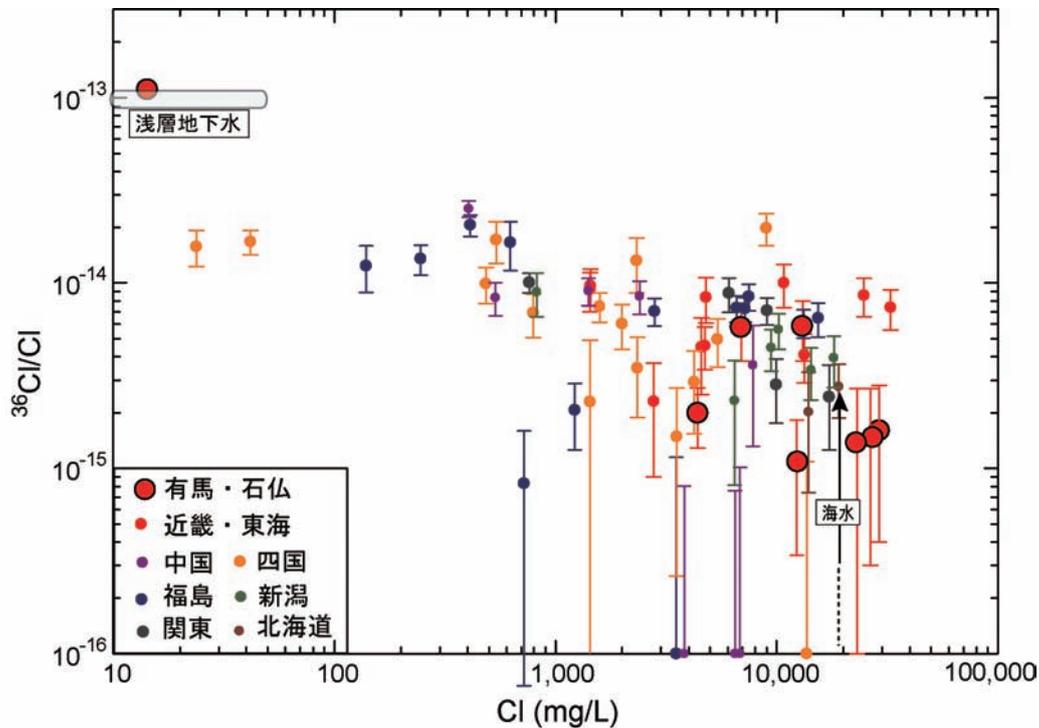


図 2-20 有馬・石仏地域の高塩濃度の塩水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ とCl濃度の関係。
中国-四国、福島-新潟地域および、近畿・東海、北海道、関東地域の結果もともに示した。

長期停滞水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$

長期停滞水は帯水層内で中性子捕獲反応によって生ずる ^{36}Cl の影響で時間とともに変化し、最終的には放射平衡に達し岩種に依存した $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値をとる (Pearson *et al.*, 1991)。岩石の化学分析の結果より、花崗岩での $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 放射平衡値は $2.8 \pm 1.5 \times 10^{-14}$ の範囲に入る。また深度による有為な違いもみられない (図 2-18)。この値は、上記3つの端成分の間に位置する。つまり、長期停滞水の場合、海水・深部流体起源のような $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値が岩石の放射平衡値よりも低い水は、時間とともに比が高くなっていき、岩石の放射平衡値に近づく。

2.1.5.4 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ による塩水の起源推定

東北日本 (福島・新潟)、西南日本 (中国・四国) 地域

福島・新潟地域の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ とCl濃度の関係を見ると福島地域では3つのグループに分けられる (図 2-21)。つまり、Cl濃度が低く、高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値を持つ地下水、Cl濃度が高く、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値が海水・深部流体レベルに近い地下水、あるいは $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値が $6.1-8.5 \times 10^{-15}$ とやや高い値を持つ地下水に分かれる。Cl濃度が低く、高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値を持つ地下水は、浅層地下水の影響であるといえる。Cl濃度が高く、高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値を持つ地下水は、海水と浅層地下水の混合線から外れ $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ が高い方にずれる。浅層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値を 1×10^{-13} とおくと、この傾向を説明するにはCl濃度を100mg/L以上の高い数値を設定しなければ混合線に乗らず、単なる混合では説明が難しい。停滞型の水である可能性も考えられる。

中国・四国地域における $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と $1/\text{Cl}$ 濃度の関係 (図 2-22) では、福島・新潟地域に比べて Cl 濃度が相対的に低く、浅層地下水と海水・深部流体レベルの塩水との混合領域に入る地点が多い。また、相対的に $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は低く、有馬型熱水の範囲内に入るものもいくつか見られる。しかし、福島・新潟地域と同様に、明らかに混合線上から外れて、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値が高い方向にずれている試料もある。

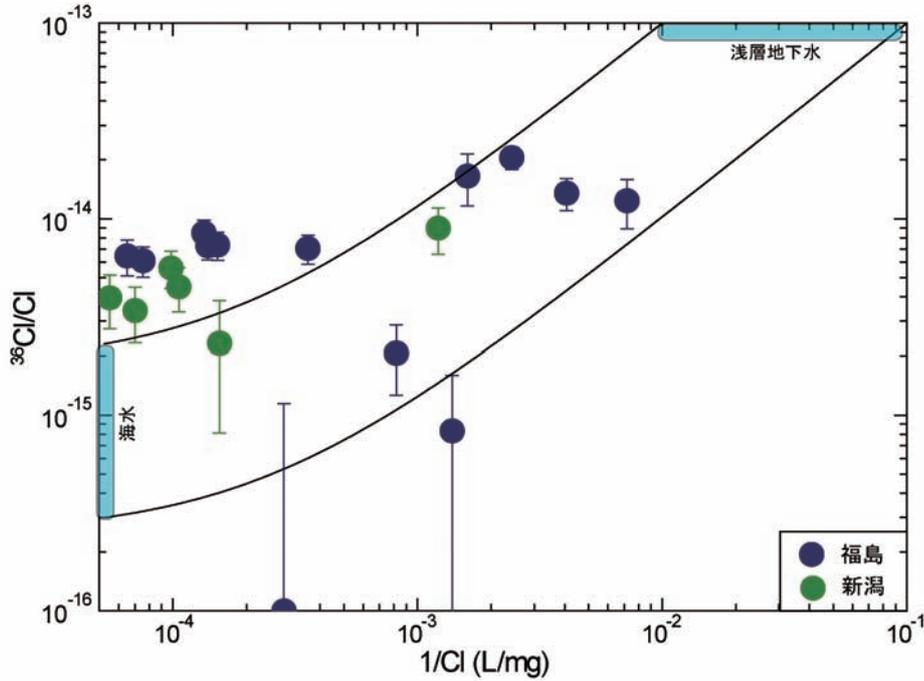


図 2-21 福島—新潟地域の高塩濃度の塩水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と Cl 濃度の関係。

図中の曲線は浅層地下水と海水の混合ライン (馬原ほか (2006) に従った)。端成分は浅層地下水として $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 1 \times 10^{-13}$ ($\text{Cl}: 10\text{mg/L}$)、海水として $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 2.3 \times 10^{-15}$ ($\text{Cl}: 19,000\text{mg/L}$) の場合と浅層地下水として $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 1 \times 10^{-13}$ ($\text{Cl}: 100\text{mg/L}$)、海水として $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 3 \times 10^{-16}$ ($\text{Cl}: 19,000\text{mg/L}$) の場合を仮定した。

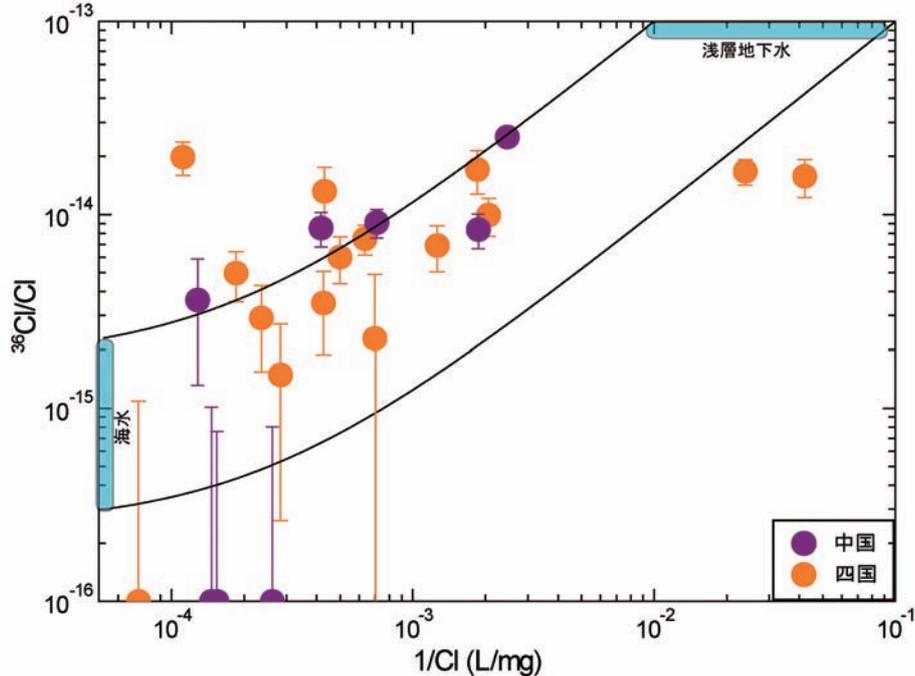


図 2-22 中国—四国地域の高塩濃度の塩水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と Cl 濃度の関係。

図中の曲線は浅層地下水と海水の混合ラインで、端成分は図 2-21 と同じ。

近畿（一部東海地域も含む）

近畿（一部東海地域も含む）の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と Cl 濃度の関係を図 2-23 に示した。近畿・東海地方の中央構造線周辺の深層地下水、近畿地方北西部の深層地下水は、有馬・石仏地域や海水よりも有為に高い値を示している。大阪平野深層の地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ も同様の結果が得られている。この理由は、これらの地下水が停滞型のためと考えられる。

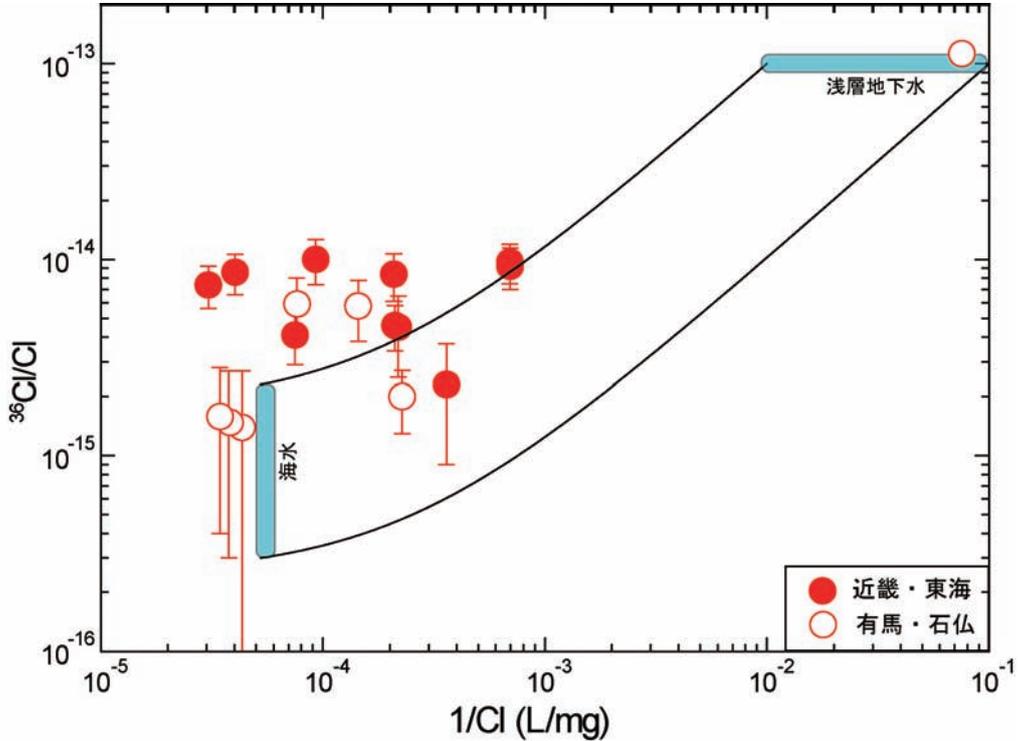


図 2-23 近畿-東海地域の高塩濃度の塩水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と Cl 濃度の関係。
 図中の曲線は浅層地下水と海水の混合ラインで、端成分は図 2-21 と同じ。

以上の記述のように、 Cl の起源としてあげられる表層水、海水、深部上昇流体の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値はそれぞれ、約 10^{-13} 、 $10^{-16} \sim 3 \times 10^{-15}$ 、約 $1-2 \times 10^{-15}$ であると予測される。現時点では、海水と有馬型熱水などの深部上昇流体の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値はオーバーラップしいずれも高塩濃度であるため、 Cl 同位体のみのデータでは区別できない。また、古い海水（地層中に長期間閉じこめられている海水起源の水）は時間とともに $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値が高くなっていくことが理論的に考えられているが、 Cl 濃度の比較的低い試料においては、高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値を持つ表層水の影響も考慮しなければならない。今後、表層起源の地下水の端成分化学組成やその混入率の推定などが必須であり、それらから得られる地下水の起源、混合等の情報と関連づけた解析を行う必要がある。

2.2 深層地下水の成因および深部流体のフラックス評価手法

2.2.1 深層地下水の成因

2.2.1.1 水理地質構造と深層地下水の分布

事例とした新潟地域は、天然ガスおよび石油を産出しているため深深度の掘削井が多数あり、深層地下水の成因の評価手法を検討する上で非常に適した地域である。今回用いた試料で最深部の構造性ガスおよび油田鹹水の胚胎層準は、後期中新世後期に堆積した椎谷層(2700～3050m)であり、実際にはさらに下位の寺泊層(3500～4500m)および七谷層(グリーンタフ層:4500m以深)にも油田鹹水が存在する。一方で、上位に位置する水溶性ガスおよびその付随水の胚胎層準は、鮮新世後期から更新世前期に堆積した西山層(1000m～2500m)、灰爪層(450～1000m)、魚沼層群(250～430m)である。下位の椎谷層は、後背地の隆起が顕著な時期に、海底扇状地や堆積盆が形成した半深海成の海成層であり、おもに砂岩と泥岩の互層や泥岩層からなる。中位の西山層・灰爪層は、椎谷層に引き続き海底扇状地や堆積盆の形成とともに堆積した半深海～潟成の海成層である。西山層は泥岩・砂岩と泥岩の互層からなり、灰爪層は細～中粒砂・砂質シルト・砂泥互層からなる。上位の魚沼層群は数度の海進・海退が生じ複雑に埋積が進行した汽水～陸成層で粗粒碎屑物などからなる(日本の地質「中部地方I」編集委員会, 1988;「日本の石油・天然ガス資源」編集委員会, 1992;新潟県, 2000)。以下では、本項で扱う深層地下水を胚胎する帯水層の層序として、上位の魚沼層をA層、中位の西山層・灰爪層をB層、そして、下位の椎谷層をC層と表す。

AおよびB層の水溶性ガス付随水の採水時の水温は、22.6～41.9℃であり、深深度ほど温度が高くなる。また、採水時のC層の油田鹹水の水温は27.8～38.2℃で、水溶性ガス付随水と比べて深深度であるにもかかわらず水温は同程度であった。本新潟地域の周辺地域の油田・ガス田における深深度2000～3000m程度のグリーンタフ鉱床の油・ガス層の温度は、80～200℃と報告があることから(加藤, 1987)、本地域における実際の胚胎深度における温度は、上記の値よりも高い可能性が考えられる。水溶性ガス付随水のpHは7.0～7.6、油田鹹水は6.1～7.0であり、両者とも中性であるが、油田鹹水の方がややpHが低い。ガスと水の産出量比(ガス/水比)は、水溶性ガス田で0.4～2.7、構造性ガス田(油田)で680～170000であり、油田鹹水の産出量は非常に少ない。

水溶性ガス付随水は、深度が深くなるにつれ塩化物イオン(Cl)濃度が高くなる傾向があり、最も深いB層下部からの付随水のCl濃度は海水と同程度に達するが、水素同位体比(δD)および酸素同位体比($\delta^{18}O$)は海水組成より低い(図2-24)。海水組成との類似性から古い海水と推定された。A層は、B層に比べCl濃度、 δD 、 $\delta^{18}O$ 値が低く、天水成分の寄与が大きい。それに対し、C層の油田鹹水はB層より深深度であるが、Cl濃度が海水より低く、海水の1/2程度である。また、 δD 、 $\delta^{18}O$ 値も水溶性ガス付随水や海水とも異なり、 $\delta^{18}O$ 値は ^{18}O -shiftしている(例えば、加藤・梶原, 1986)。

2.2.1.2 水質形成機構

水溶性ガス付随水について、Cl濃度、 δD と $\delta^{18}O$ の関係(図2-24, 図2-25)から、A、B層それぞれの関係の傾向が異なり、それぞれで異なる組成の天水と古い海水との混合であることが考えられている。今回、それぞれの端成分の同位体組成を古い海水端成分についてはCl濃度を現在の海水と同値とし、天水成分についてはCl濃度を0と仮定して端成分値を求めた。古い海水の端成分の δD および $\delta^{18}O$ 値は、A層で-2.7‰、-2.8‰(端成分A-sw)、B層で-1.5‰、-2.3‰(端成分B-sw)であり、ともに現在の海水組成と比べ低い。地層中に地下水が長期間にわたり停滞すると、地層中の鉱物種との同位体交換反応が進行し水の同位体組成は変化すると考えられる。これらの端成分同位体比は古い海水が長期間停滞した結果であると考えられる。別の可能性として、A層の最深部の塩水は、B層と時期の異なる海水起源のものではなくて、B層最浅部の塩水と天水の混合により形成されるという考

え方である。この場合は塩水の端成分はひとつであり、希釈率の違う時代の異なる天水の涵養によって、深度分布が形成されたことになる。天水起源の端成分については、A層で-77.0‰、-11.5‰(端成分 A-mw)、B層で-77.7‰、-12.1‰(端成分 B-mw)と求められ、それぞれの帯水層に涵養した天水の同位体組成を示していると考えられる。B層の同位体比の方がわずかではあるが低く、これはB層の方がより寒冷な時代に涵養したのではないかと考えられる。また、A層およびB層の地下水がそれぞれ異なる端成分を持つ原因は、生成年代の違い(A層:1 Ma, B層:1~4 Ma)および生成環境の違い(A層:汽水~陸成層, B層:海成層)を反映している可能性がある。

C層から産出する油田鹹水については、Cl濃度が海水より低く、 δD および $\delta^{18}O$ 値が、それぞれ-1‰程度、-10‰程度に分布しており(図2-25)、水溶性ガス付随水と異なる傾向を示す。すなわち、水溶性ガス付随水で示されたような単純な天水起源成分および海水起源成分の混合では説明できない。

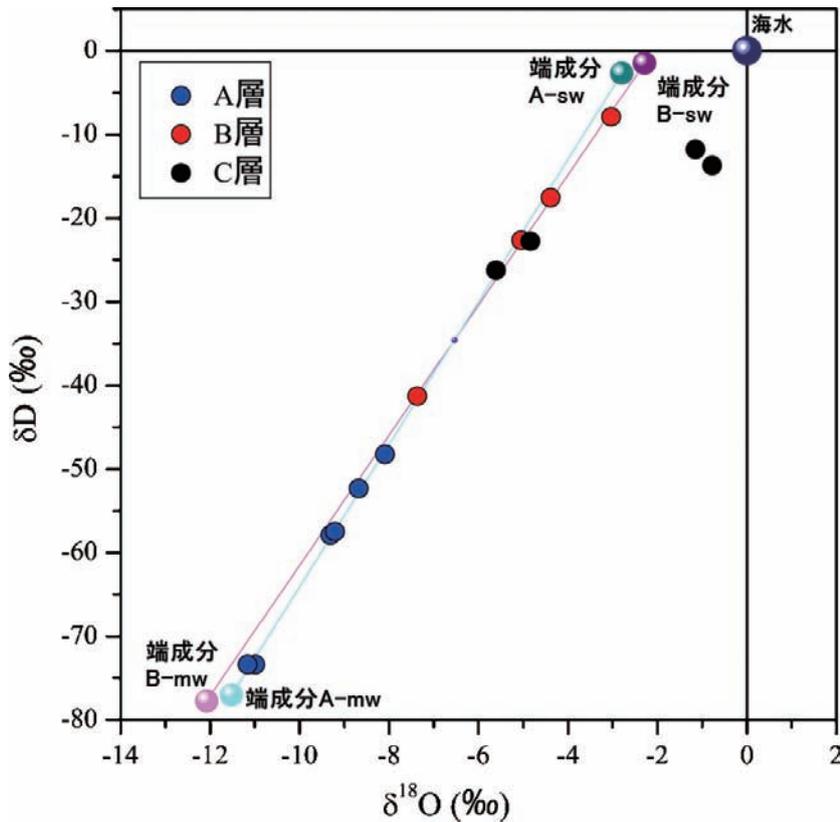


図2-24 水溶性ガス付随水および油田鹹水の水素同位体比と酸素同位体比の関係。

図中に、各胚胎層準における端成分と混合直線を示す。

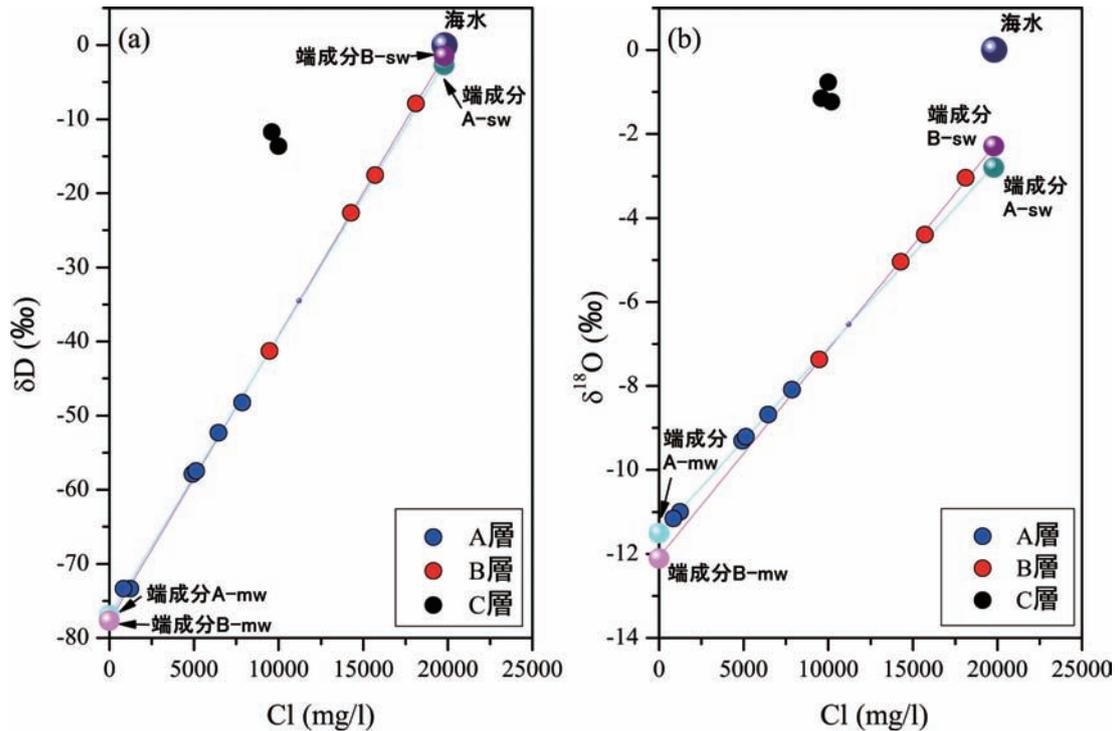


図2-25 (a) 水素同位体比 (δD) と塩化物イオン (Cl) 濃度の関係, b) 酸素同位体比 ($\delta^{18}O$) と塩化物イオン (Cl) 濃度の関係. 図中には, 各胚胎層準における端成分と混合直線を示す.

次に, 主成分化学組成について検討する. A層~C層の地下水の主成分化学組成は, 同位体組成の結果と同様に胚胎層準によって異なっている. 図2-26に, 推定された古い海水の2つの端成分(端成分A-swおよびB-sw)とともに, A層~C層の陽イオンおよび陰イオン化学組成をそれぞれ示す. 古い海水の端成分値(A-sw, B-sw)は現在の海水組成とは異なりB層は, 現在の海水組成に比べ, Na, Kに富み, Mg, Ca, SO_4 に乏しい. A層はB層に比べると, Na, Kに乏しく, Ca, Mgに富む特徴がある. 地下水中の陽イオン組成は, 地層中の鉱物や岩石とのイオン交換反応によって変化しやすい. 一般に, イオン交換反応が進行するほど, CaやMgに乏しく, NaやKに富む地下水が形成される. 下位のB層の方がよりNaやKに富んでいる傾向がみられ, A層にくらべ地層中の鉱物種とのイオン交換反応がより進行した古い地下水であると考えられる. 一方, C層の油田鹹水については, A層およびB層の水溶性ガス付随水に比べ, さらにCa, Mgに乏しく, Na, Kに富んでいる(図2-26(a))特徴がある. この原因は, C層の地下水がより地層中における滞留時間が長く, 反応が進んだ可能性が考えられる. また, C層の地下水は, A層およびB層の水溶性ガス付随水に比べ, SO_4 に非常に富んでいる(図2-26(b)). グリーントフ層においては, 層中の硬石膏($CaSO_4 \cdot H_2O$)との反応により, 地下水中に SO_4 が溶出することから(酒井・大木, 1978; Ohwada *et al.*, 2007), 下位にグリーントフ層を配置する同地域の油田鹹水においても, 硬石膏からの SO_4 の溶出が起きていることが示唆される. A層からC層の地下水について, 鉱物の飽和度を検討した結果, 硬石膏の飽和指数(SI)は, -4.3~-2.6と不飽和であるのに対し, 方解石のSIは, 0~1.3と過飽和であった. これは, 地層中の $CaSO_4$ を溶解し, $CaCO_3$ を沈殿する機構が働く可能性が示唆される(Ohwada *et al.*, 2007). 今後, 鉱物反応を取り入れて, より詳細な検討を行う必要がある.

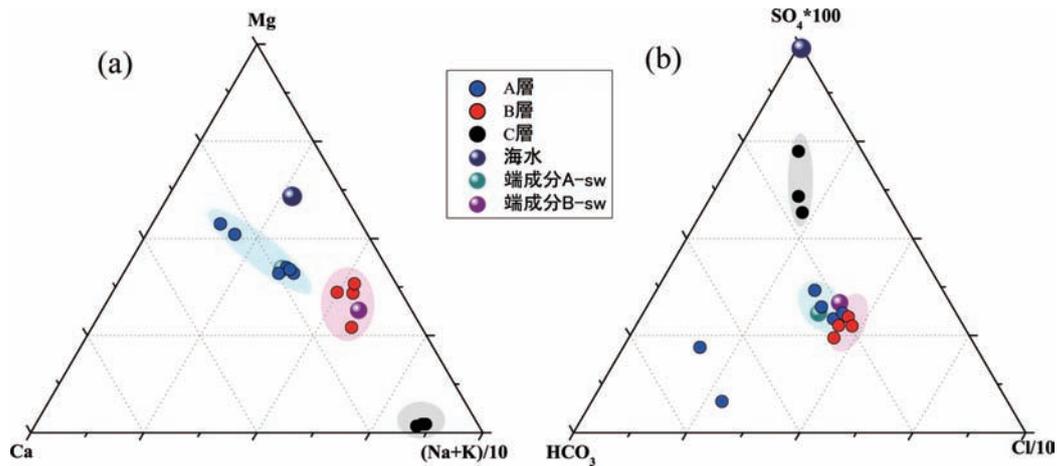


図 2-26 水溶性ガス付随水および油田鹹水の主要化学成分の三角図。

(a) 陽イオン, (b) 陰イオン

図 2-27 に A 層および B 層の水溶性ガスおよび付随水と、C 層の構造性ガスおよび油田鹹水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ と $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ の関係を示す。構造性ガス (C 層) と水溶性ガス (A 層および B 層) では、それぞれ $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値が異なる深部起源成分を端成分として持っていることがわかる。C 層の構造性ガスおよび油田鹹水の深部起源成分の $^3\text{He}/^4\text{He}$ は、大気値 ($1\text{Ra}=1.4\times 10^{-6}$) よりも高い 3Ra 程度であり、マントル起源成分の寄与を大きく受けている。それに対し、A 層および B 層の水溶性ガスおよび付随水の深部起源成分の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値は、地殻起源成分の寄与を受けており大気値よりもわずかに低い 0.7Ra 程度である。浅層の A 層ほど $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ が低く、溶存空気成分の影響が大きい。A 層および B 層の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比については、水の δD および $\delta^{18}\text{O}$ や化学組成でみられたような胚胎層準の違いがみられなかった。したがって、水溶性ガス付随水の希ガス成分については、深部起源成分と天水起源成分との単純混合であり、かつ、大きな年代差がない可能性がある。これは、水溶性ガスが深部や周囲から移動、集積する過程で希ガスも移動した結果を示しているからかもしれない。C 層の油田鹹水は、Cl 濃度をはじめ、水の δD および $\delta^{18}\text{O}$ 値、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ も上位の水溶性ガス付随水とは、まったく異なることが明らかとなった。今後、C 層の地下水生成過程については、さらに調査が必要である。

油田鹹水 (formation water) の起源・形成機構については、天水 (meteoric water) が地層から塩を得て、頁岩層のフィルタリング効果や周辺の岩石・地層との反応等により δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ と大幅に変化したという考え方がある一方で、もともと地層に封入されていた地層水 (connate water) から進化したものであるという考え方 (Hoefs, 2004, p.125 を参照) もある。日本では、加藤・梶原 (1986)、加藤ほか (2000) が新潟～秋田県下から得られる油田鹹水の化学的、同位体的特徴を報告している。両論文とも油田鹹水が天水起源とは考えにくいことを述べているが、周辺の岩石・地層との反応等については存在の可能性を述べ、また海水 (古い海水) から進化した可能性が考えやすいことを述べている。頁岩層のフィルタリング効果については文献を引用するに留まっている。

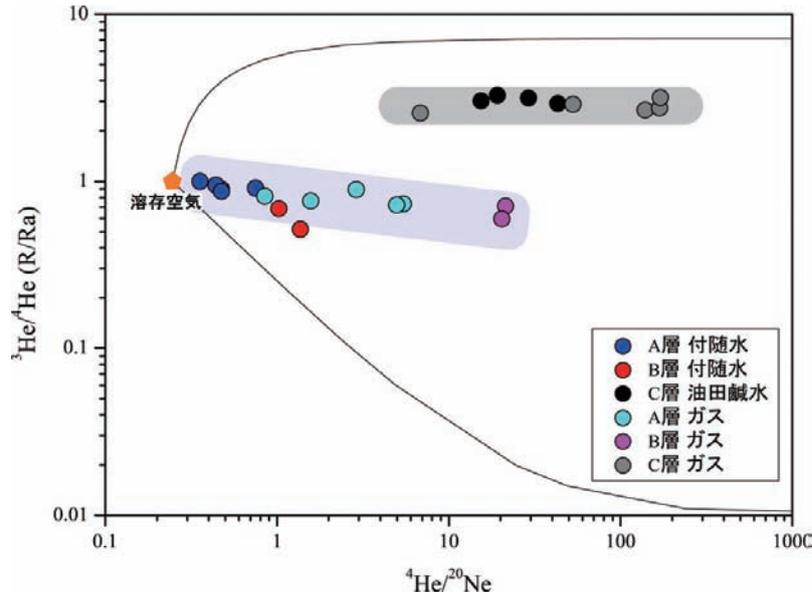


図 2-27 水溶性ガスおよびその付随水、構造的ガスおよび油田鹹水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ と $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ の関係。

2.2.2 深部流体のフラックス評価

2.2.2.1 深層地下水年代：多重帯水層に対するヘリウムによる地下水滞留時間推定モデル

ヘリウムを用いた地下水年代法は、地下水に蓄積されるヘリウム濃度を年代の指標とした手法である。地下水に蓄積されるヘリウムの起源として、帯水層中の岩石に含まれるウラン・トリウム等の放射壊変により生成される ^4He 、より深部の岩石からの ^4He (地殻起源の ^4He) や深部流体を介したヘリウムの供給が挙げられる。従来のモデルでは、より深部の岩石からの ^4He の供給を全地殻から生成されるヘリウムが定常的に当該帯水層に溶解するとし、深部流体として有馬型熱水を考えていた (Morikawa *et al.*, 2005)。これは、モデル対象地域が堆積層最下部に胚胎する帯水層であり、その下部は結晶質岩が広く分布し、大規模な帯水層が考えられず深部からの流体は亀裂を通して移動すると思われるために適用したものである。

今回は、Morikawa *et al.* (2005) のモデルを用いて、本調査地域の水溶性ガス付随水の滞留時間の推定を試みたが、水質・同位体組成の結果から得られたような明瞭な胚胎層準間の違いが滞留時間の計算結果ではみられなかった。この要因として、本調査地域の水溶性ガス胚胎層の下部に構造的ガス胚胎層やグリーンタフ層があり、地殻深部から上昇する ^4He が下位の層に蓄積され、上部層には供給されていないためと推察された。そこで、本調査地域のように帯水層が幾層も存在する地域においても適用可能な地下水滞留時間推定モデルの検討を行った。

帯水層が鉛直方向に幾層も重なる場合、上部の帯水層では下部の帯水層や深部から加わるヘリウムのフラックス・起源を検討する必要がある。全地殻から生成されたヘリウムや有馬型熱水のような超深層から上昇してきた成分は、最下部の帯水層に一旦溶解あるいは混合すると考えられる。上部の帯水層では、深部から加わるヘリウムは、下部の帯水層に胚胎する地下水の断層などを通して上昇とともに加わる移流成分と、上部と下部の帯水層間に横たわる難透水層で発生したヘリウムのフラックス成分からなると考えられる。

つまり、Morikawa *et al.* (2005) で提示した地下水滞留時間 (Tr) を求める 1) 式において

$$Tr = C(^4\text{He})_o \left(1 - \frac{R_o}{R_{ext}}\right) \frac{p\rho_w}{\left(P(^4\text{He}) + \frac{F(^4\text{He})}{h}\right)} \quad 1)$$

深部流体のヘリウム同位体比 (R_{ext}) がここでは、下部にある帯水層の地下水のヘリウム同位体比 (R_c) に相当する。また、より深部の岩石からのヘリウムのフラックスは、2) 式で表される難透水層 (b 層) からのヘリウム生成速度 ($P(^4He)_b$) に、難透水層の厚さ (図 2-28 に示す h_b) を乗じた値に相当する。各記号の説明を表 2-1 にまとめる。

$$P(^4He)_b = (1-p) \cdot \rho_R \cdot \{1.2 \times 10^{-13} [U]_b + 2.9 \times 10^{-14} [Th]_b\} \quad 2)$$

1) 式及び 2) 式より、多重帯水層構造を持った地域について上部帯水層の地下水滞留時間は、下部帯水層のヘリウム同位体比、帯水層間の厚さ等の情報が得られれば、求められる。なお、ここでは下部帯水層からのヘリウムの上昇は流体を介して起こり、難透水層内で発生したヘリウムの上部帯水層への移動は定常状態にあるとしている。なお、1) 式は R_{ext} が帯水層で発生するヘリウム同位体より十分高い場合の近似式 (Morikawa *et al.*, 2005) であり、多重帯水層構造を持つ場合の R_c 値が低いケースでは適用できない。今後、これらの適用可能範囲の検討を行なう必要がある。

表 2-1 深層地下水年代計算に必要なパラメータ。

記号		単位
R:	地下水、深部流体のヘリウム同位体比	($^3He/^4He$)
$C(^4He)$:	深層地下水の 4He 濃度	(cm^3 STP/g H_2O)
$P(^4He)$:	帯水層岩石より放出される 4He 生成速度	(cm^3 STP/ cm^3 /y)
$F(^4He)$:	深部より供給される 4He フラックス	(cm^3 STP/ cm^2 /y)
h:	帯水層厚さ	(cm)
p:	帯水層の空隙率	
ρ_w :	深層地下水の密度	(g/cm^3)
[U], [Th]	岩石中のウラン・トリウム濃度	($\mu g/g$)

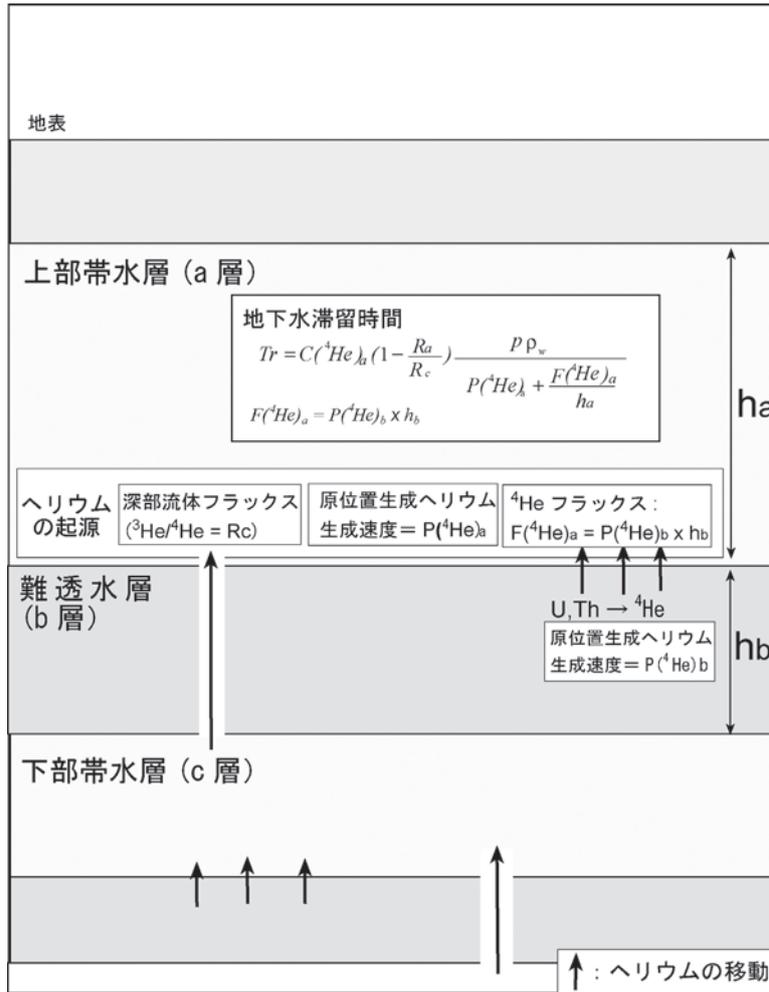


図 2-28 多重帯水層に対するヘリウムによる地下水滞留時間推定モデル概念図。

超長期停滞水の滞留時間推定には、 ^4He 濃度、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 、帯水層パラメータなどの情報が必要である (Morikawa *et al.*, 2005)。調査地の新潟ガス田井では、セパレータにより水とガスが分離されている。滞留時間推定手法を適用するためには、水とガスが分離する前に地下水に溶存していた ^4He 濃度・ ^{20}Ne 濃度が必要であり、ガス-水の産出量比から見積もった (図 2-29)。最深部の C 層の構造性ガスタイプの試料の ^4He および ^{20}Ne 濃度は、地下水の溶解平衡値に比べはるかに高かった。これは、高い ^4He 濃度については、U や Th の放射壊変によって生成された ^4He の付加、あるいは、地下水中へ ^4He や ^{20}Ne を含むガス成分の付加があったためと考えられる。それに対し、より浅層に位置する A 層および B 層の水溶性ガスタイプの試料では、 ^4He 濃度は溶解平衡値に比べてすべて高かったが、 ^{20}Ne については、溶解平衡値に比べ低いものが存在した。地下で生成される ^{20}Ne はほとんどなく、地下水中の ^{20}Ne 濃度は、涵養時の情報を保持しているはずである。それにも関わらず、溶解平衡値より低いということは、地層中での滞留環境において、水とガスの分離が起こり、溶存していた希ガス成分が一部抜けたためと考えられる。そこで、 ^{20}Ne 濃度を基に、気相に分配された割合およびその気相-液相の体積比を求め、この体積比から気相-液相間の平衡状態において、分離によって気相へ抜けた希ガス量 (ここでは ^4He 量) の見積もりを行った (Ballentine *et al.*, 2002)。上述の方法で見積もられた地下で分離する前の ^4He 濃度と Cl 濃度との間には相関があった (図 2-29(b) の網掛け部分)。この関係から、Cl 濃度が高い端成分 B-sw の ^4He 濃度を得ることができた。

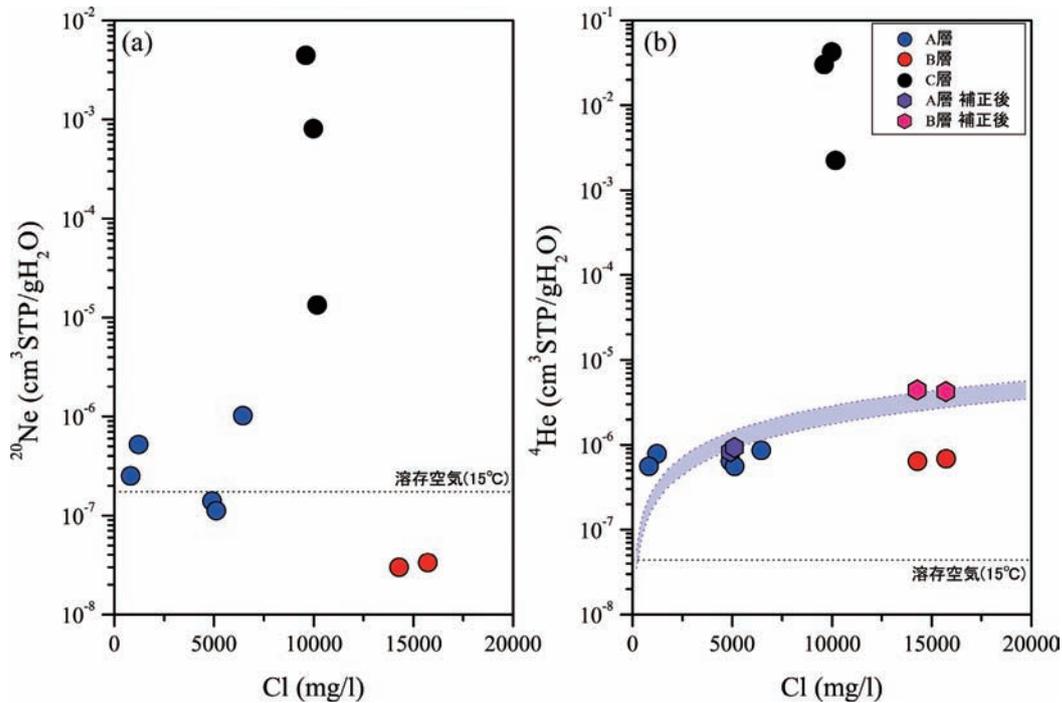


図2-29 (a) ^{20}Ne 濃度と塩化物イオン濃度の関係, (b) ^4He 濃度と塩化物イオン濃度の関係.

次に、前述の多重帯水層に対するヘリウムによる地下水滞留時間推定モデルをB層-C層の二段の帯水層として、B層の古い海水端成分(B-sw)の平均滞留年代の概算を行った。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比にA層とB層間の違いが見られなかったことから(前節参照)、ここでは帯水層の厚さはA層とB層を合わせたものとし1000mとした。C層-B層の帯水層間厚さは700mとした。このC層-B層の二段の帯水層における地下水推定モデル計算において、概算された端成分B-swの平均滞留年代は60万年から90万年程度となった。B層は鮮新世後期の400万年以降に堆積した海成層であることから、概算された端成分B-swの年代は、堆積時に間隙水として取り込まれたものよりも若いことになる。したがって、B層の堆積後に新たな海水の浸入や隆起した後背地からの地表水(天水)の涵養があったことが示唆される。A層の堆積期は、海面変動による海進・海退が生じており、これによる堆積層中への天水涵養や海水の浸入があったと考えられる。これらが様々な比率で混合したものが、水溶性ガス付随水を形成していると考えられる。A層の端成分は、下位のB層の端成分の組成が異なっていたことから、B層とは異なる時期に浸入した古い海水と涵養時期が若い天水とが混合して形成されたと考えられる。

さらに、多重帯水層に対するヘリウムによる地下水滞留時間推定モデルにおいて、C層の油田鹹水の年代についても、C層とその下位のグリーンタフ層を二段の帯水層と仮定して、見積りを行った。ここで、グリーンタフ層の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値は、今回の調査対象地域外であるが見附および吉井油田で得られた5.7 Raという値を用いた。モデル計算の結果は、まったく非現実的な10億年以上の値になった。油田鹹水の胚胎層準である椎谷層は、石油の貯留岩層準であり、大規模背斜あるいはドーム構造のような背斜型トラップに集油・集ガスしている。油田鹹水の溶解平衡値に比べ非常に高い $^4\text{He} \cdot ^{20}\text{Ne}$ は、トラップによって集められたためと考えられる。特に ^{20}Ne は、大気の溶解平衡値の1000-10000倍の濃度になっているため、本手法では少なくとも1000-10000倍古い年代がでてしまう。これが水溶性ガス付随水から見積もられた年代に比べ、非常に古い年代値となった原因であると考えられる。各種仮定をおけば、 ^{20}Ne 濃度を用いて、おおまかな年代を出すことは可能である。しかし、基本的に ^{20}Ne 濃度を何桁も高くするようなガス種の濃縮を伴う地下水については、今回提示した地

下水の長期年代測定法は適さないことが明らかであり、本手法の取り扱いおよび適用の妥当性判断には注意を要する。

2.2.2.2 深部流体の特徴とフラックス

上記のように A 層・B 層に胚胎する塩水は数十万年の滞留時間を持ち、深部起源の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 値はいずれも 0.7Ra 程度で、A・B 層よりも下部に胚胎する C 層の 3Ra と比べて低いことが示された。まず、A 層・B 層に胚胎する水に混入している深部流体のフラックスを求めるモデルについて考える。ヘリウム同位体の観点からすると 0.7Ra という値は深部 (= マントル) 起源のヘリウムの寄与は相対的に低い、有意の量が含まれていることは確かである。また、この地域の地質構造からして下部に胚胎する C 層のような構造的ガス田に一旦トラップされたものが A 層・B 層に入ってきたと考えられる。

深部起源 He のフラックスは 1) 式を変形することにより得られる次式によって計算できる。

$$F({}^3\text{He})_a^D = \frac{C({}^3\text{He})_a^D}{C({}^4\text{He})_a} \cdot \frac{1}{\left(1 - \frac{R_a}{R_c}\right)} \cdot F({}^4\text{He})_a^R \quad 3)$$

なお 3) 式は、帯水層より発生する He の寄与 ($P({}^4\text{He})$) が帯水層底面からのフラックス ($F({}^4\text{He})$) に比べて無視できるほど十分に小さい場合においてのみ成り立つ。

フラックスは、単位面積・時間あたりに上昇する量で表される。ここで、添字の D, R はそれぞれ深部起源、放射壊変起源 (帯水層・地殻由来を意味する) である。計算の結果 A 層・B 層へのマントル起源 ${}^3\text{He}$ フラックスは $9.0 \times 10^{-15} \text{ mol/m}^2/\text{y}$ となった。なお、同様の方法で C 層へのフラックスを計算したところ $3.2 \times 10^{-12} \text{ mol/m}^2/\text{y}$ となり、A 層・B 層と比べて約 360 倍高くなっている。近畿・関東・北海道地域の深層地下水のマントル起源 ${}^3\text{He}$ フラックスと比べると、C 層へのフラックスは近畿地方での最大値に比べると少ないが北海道地域の最大値と類似した数値になっている。A 層・B 層へのフラックスはそれぞれの地域の最小値に近い値になっている。近畿・関東・北海道地域で見積もったフラックスは多重帯水層の影響を考えていないため、各深層地下水の値は過大評価になっている可能性もある。これを鑑みると構造的ガス田である C 層へのマントル起源流体のフラックスは、全国的に見てもかなり高いことが予想される。そして、多重帯水層構造を持つ地域の場合、上部への深部流体のフラックスは著しく阻害されることがこの計算結果から分かる。阻害の程度は断層などの存在の有無・帯水層間の距離 (言い換えれば難透水層の厚さ) 等の地質構造に依存することが考えられる。

2.3 深部流体の分布・特徴と地質との関係の評価

深部流体は、天水や現在の海水と異なる起源の水や表層起源のガス種と異なる起源の水・ガスの総称である。日本列島に存在する深部流体は、火山性流体起源のもの、スラブの脱水由来の深部上昇水や古い海水が変質した塩水など、様々な成因が考えられる。深層地下水にはこれらの成分がその程度は地域により大きく異なるものの混入しており、将来にいたる深層地下水系の変動を評価する上でその成因と質的および量的な影響を明らかにする必要がある。

深部流体として、1) 深部上昇流体：マントルあるいは地殻下部の深部から上昇する流体と、2) 長期停滞水：古い海水など深層に長期にわたり停滞し変質している地下水などが考えられる。このうち1)の深部上昇流体のものは、地下深部からの水、ガスの通路が必要であり、活断層、構造線や活火山（火山性流体を放出）と関連が深いと考えられる。さらに、現在活動を休止している火山の古い火道や岩脈等や古い断層、地質構造線等も水、ガスみちになりうると考えられるので考慮すべきである。一方、2)の長期停滞水は、長期にわたり停滞する安定な地質構造を有する場に存在するはずである。この両者には、深部流体の将来にわたる地下水系への影響を評価する上で、大きな違いがある。すなわち、1) 深部上昇流体は評価対象の地下水系へ外界から供給されるガス成分や水であり、深部から上昇してくるため、熱を供給する場合もある。火山性流体は、強酸性であり高温である。非火山性熱水である有馬型深部熱水は、高濃度のClや多量のCO₂を含む。つまり、長期的に地下水系へ多大な化学的影響を及ぼすと共に、変動要因を持つ。2) 長期停滞水は、長期的に安定であるが、ガスを含む塩水であることが多い。変動は小さいと考えられるが、その成分が腐食性である場合は、化学的影響が問題になる。このような深部流体の特性を明らかにしつつ、その存在場と地質環境の関係を詳しく調査することにより、日本列島における深部流体の成因、影響の範囲や影響の質等について評価が可能になると考えられる。

本節では、まず、今回の評価対象地域である西南日本地域（中国・四国地域）と東北日本地域（福島-新潟地域）における深層地下水について、その性状および化学的特徴の空間分布について概要を示す。次に、これまでに我々が提示してきた様々な深部流体の判別および評価手法について、西南日本地域（中国・四国地域）と東北日本地域（福島-新潟地域）における深層地下水について適用し、その特徴、化学的性状により区分し、分布特性および地質等との関連性に基づいて成因を示す。さらに、両地域の深部流体に関する比較検討を行い、日本列島全域にわたる分布の特徴等を考慮し、深部流体の広域分布の原因について考察することにより、深部流体の評価手法をまとめる。

2.3.1 西南日本および東北日本地域における地質および構造に関する特徴

本節では、西南日本地域（中国・四国地域）と東北日本地域（福島-新潟地域）における地質、地質構造、テクトニクスについて概説する。記述にあたっては、日本列島の地質編集委員会編(2002)と産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2007)を参考にした。図2-30に中国・四国地域の地質図を、図2-31に福島-新潟地域の地質図をそれぞれ地域名称、構造線名、火山名などを記載した白地図とともに示す。

西南日本地域（中国・四国地域）

中国・四国地域の基本的な地質・地質構造は中央構造線を境に、その北側（内帯）と南側（外帯）とで大きく異なる。内帯では、先カンブリア紀の岩石を原岩とするユーラシア大陸東縁の変成岩類に対比され隠岐島後の隠岐変成岩類を取り巻くように、石炭紀～二畳紀の付加コンプレックス（中国帯）、二畳紀～ジュラ紀の堆積岩類（舞鶴帯）、石炭紀～ジュラ紀の付加コンプレックス（超丹波帯）、二畳紀～ジュラ紀の付加コンプレックス（丹波帯）、高圧型変成岩類（三郡変成帯）が、それぞれ衝上断層を境にして累重する押しかぶせ構造を形成しながら分布しているが、白亜紀-第三紀の火成岩類が

これらに貫入し、あるいはこれらを広く覆っているために、帯状構造は不明瞭である。中央構造線に沿っては、当時の左横ずれ運動で生じた盆地を埋積した白亜紀末の堆積岩類（和泉層群）が分布する。外帯では、中央構造線の南側に後期ジュラ紀 - 前期白亜紀の付加コンプレックスを原岩とし白亜紀後期に高圧型の変成作用を受けた三波川変成岩類（三波川帯）、御荷鉾構造線を挟んでその南側に二畳紀～ジュラ紀の付加コンプレックス（秩父帯）、仏像構造線を挟んでその南側に後期白亜紀～古第三紀の付加コンプレックス（四万十帯）、更に南海トラフの北側には現世の付加コンプレックスが帯状に分布する。

これらの基本的な枠組みに加えて、内帯では、白亜紀の深成岩類が中央構造線の北側の領家地域や山陽地域に分布し、周囲の付加コンプレックスや堆積岩類に熱変成を与えている。後期白亜紀の高田流紋岩類などの火砕流堆積物や溶岩は中国山地全域に分布する。古第三紀の深成岩体は山陰地域に分布が限られており、周辺の岩石に熱変成を与えている。一方、外帯では、新第三紀の深成岩類が高知県の室戸岬、足摺岬や沖の島周辺地域、愛媛県の宇和島地域や石鎚山などに点在し、周辺の岩石に熱変成を与えている。また、古第三紀の堆積岩類（付加コンプレックスを除く）は極めて少なく、愛媛県久万地域に認められるのみである。新第三紀（後期漸新世 - 中期中新世）の堆積岩類や火山岩類からなる、いわゆる緑色凝灰岩類が、隠岐諸島や山陰地方の日本海沿岸にまとまって分布する。このほか新第三紀の堆積岩類（付加コンプレックスを除く）が、中国山地の山間盆地、瀬戸内海沿岸部や愛媛県石鎚地域に点在する。第四紀の地層は、宍道地溝帯や中央構造線沿いにまとまって分布するほか、海岸沿いに狭小に分布するのみである。第四紀の複成火山は大山や三瓶山に限られるが、このほか山口県 - 島根県の日本海沿岸部に単成火山群が存在する。活構造としては、中央構造線の他に宍道地溝帯や中国山地内の大原湖断層系などが認められる。また、南海地震時には室戸岬・足摺岬が隆起し、高知県中央部が沈下する傾向が認められる。

中央構造線の活動は白亜紀後期に火山フロント前縁を切る左横ずれ断層として始まり、その後断続的に活動している。中央構造線の活動は海洋プレートの沈み込みにともなう圧縮力によるものであり、構造線の横ずれの方向は海洋プレートの沈み込みの方向に応じて変化したと考えられる。宍道地溝帯や島根半島などは、日本海拡大後に南北方向に圧縮されて生じた褶曲活動の表れと考えられる。

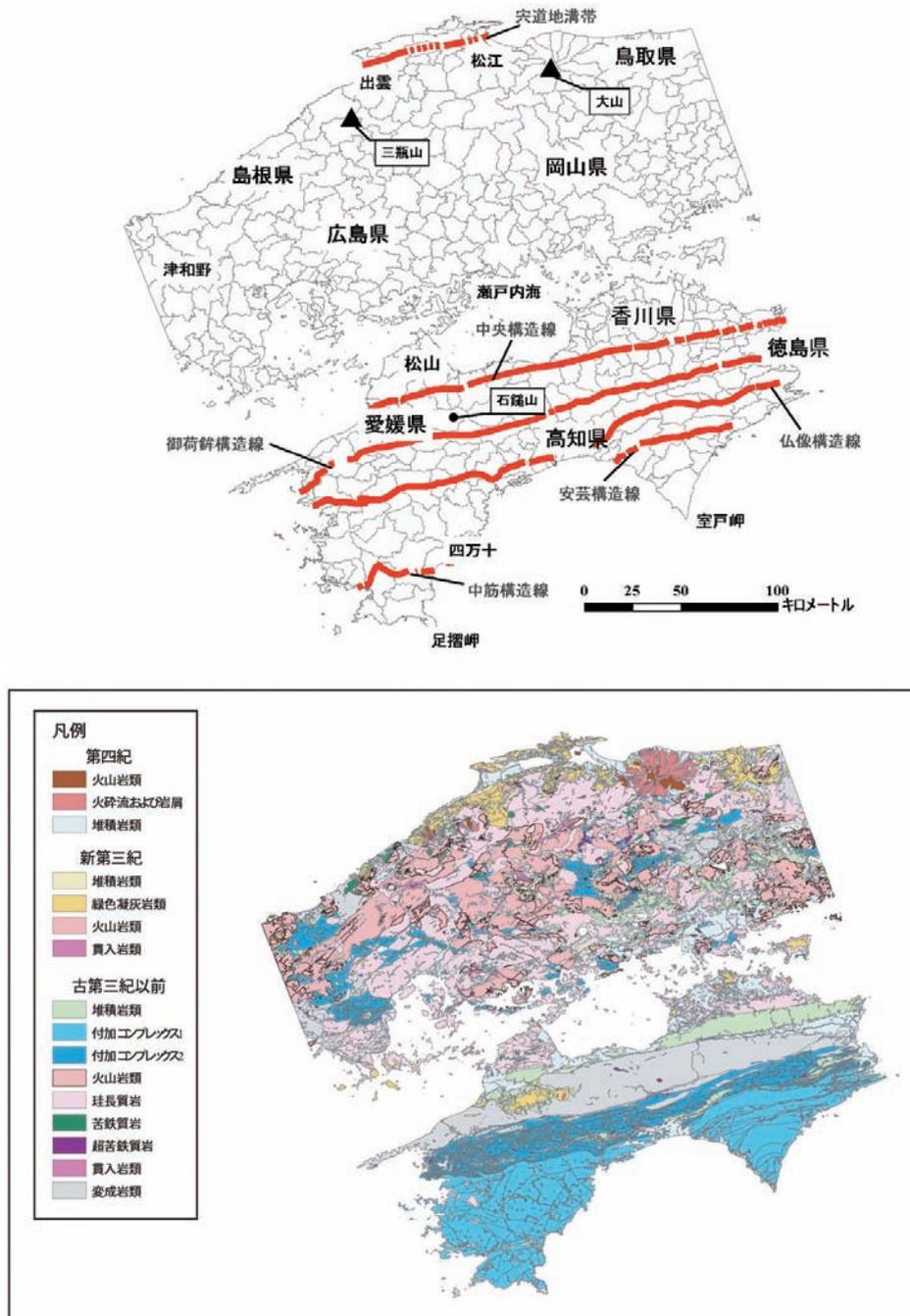


図 2-30 中国・四国地方の地質図.

東北日本地域（福島－新潟地域）

福島－新潟地域の地質・地質構造は、脊梁山地（奥羽山脈）の火山列の地下に存在する火山フロントを境にして、その東側（前弧域）と西側（背弧域）に大きく分類される。前弧域の畑川破碎帯以東には、デボン紀～ジュラ紀の堆積岩類が分布し、白亜紀の珪長質深成岩類（北上花崗岩類）がこれらに貫入している（北上帯）。畑川破碎帯以西では、石炭紀(?)～ジュラ紀の付加コンプレックスを白亜紀の珪長質深成岩類（阿武隈花崗岩類）が広範囲に貫き、付加コンプレックスに低-中圧型の熱変成を与えている（阿武隈帯）。阿武隈花崗岩類の西南西側には、棚倉破碎帯（構造線）が存在し、そ

れ以西には三畳紀～ジュラ紀の付加コンプレックスが分布し、後期白亜紀の珪長質深成岩類（八溝花崗岩類）がこれらを貫いている（足尾帯）。白亜紀及びそれ以前の時代・性状を異にする地質体による断層・構造線を挟んだ配列は、棚倉破碎帯・畑川破碎帯などの後期白亜紀の左横ずれ断層運動によるものと考えられている（例えば、越谷，1988など）。

脊梁山地及びそれ以西では、阿武隈花崗岩類や足尾帯の三畳紀～ジュラ紀の付加コンプレックスとこれを貫く後期白亜紀の珪長質深成岩類を基盤岩として、その上位に後期漸新世 - 前期中新世の変質した火山岩類（いわゆる緑色凝灰岩類）が広く分布する。また阿武隈山地北部地域には、これとほぼ同時期に霊山層と呼ばれる苦鉄質火山岩類が分布する。これらの火山岩類を覆う中期中新世以降の堆積岩類や火山岩類は、阿武隈山地西縁から日本海側まで広範囲に分布する。このうち、いわゆる緑色凝灰岩類と呼ばれる火山岩類は日本列島が大陸から分離した時期に噴出したものであり、安山岩 - 流紋岩組成のものが多く、日本海側では玄武岩組成のものが存在する。中期中新世以降の堆積岩類は上部ほどその分布域が日本海側に後退し、その堆積環境も次第に浅海性となる。

最も背弧側に位置する新潟平野は、その東南側の新発田 - 小出構造線を境として、基盤深度が著しく深くなっており、新潟油田地域と呼ばれる。緑色凝灰岩類等を含む後期漸新世以降の岩石の層厚は、新潟平野中央部付近で最も厚く 5km 程度以上である。これは日本海拡大期にこの付近が深く地溝状に沈降したことを示唆する。

第四紀の地層は、新潟平野（新潟油田地域）にまとまって分布するほか、会津・猪苗代・米沢・郡山・福島各山間盆地のほか、双葉断層以東の沿岸平野部や常磐地域に分布する。また、那須野原では扇状地堆積物が発達する。第四紀の火山としては、吾妻山・安達太良山・磐梯山・那須岳・高原山が脊梁山地に、これらと離れて独立した火山として沼沢火山が存在する。

福島 - 新潟地域では、鮮新世以降強まった東西方向の圧縮により、日本海拡大時に生成した正断層が逆断層として活動する（インバージョン・テクトニクス）ようになったほか、南北方向の褶曲等も形成され、現在も変形を続けている。福島 - 新潟地域における山地と山間盆地の形成は、この鮮新世以降の変形によるものと考えられる。

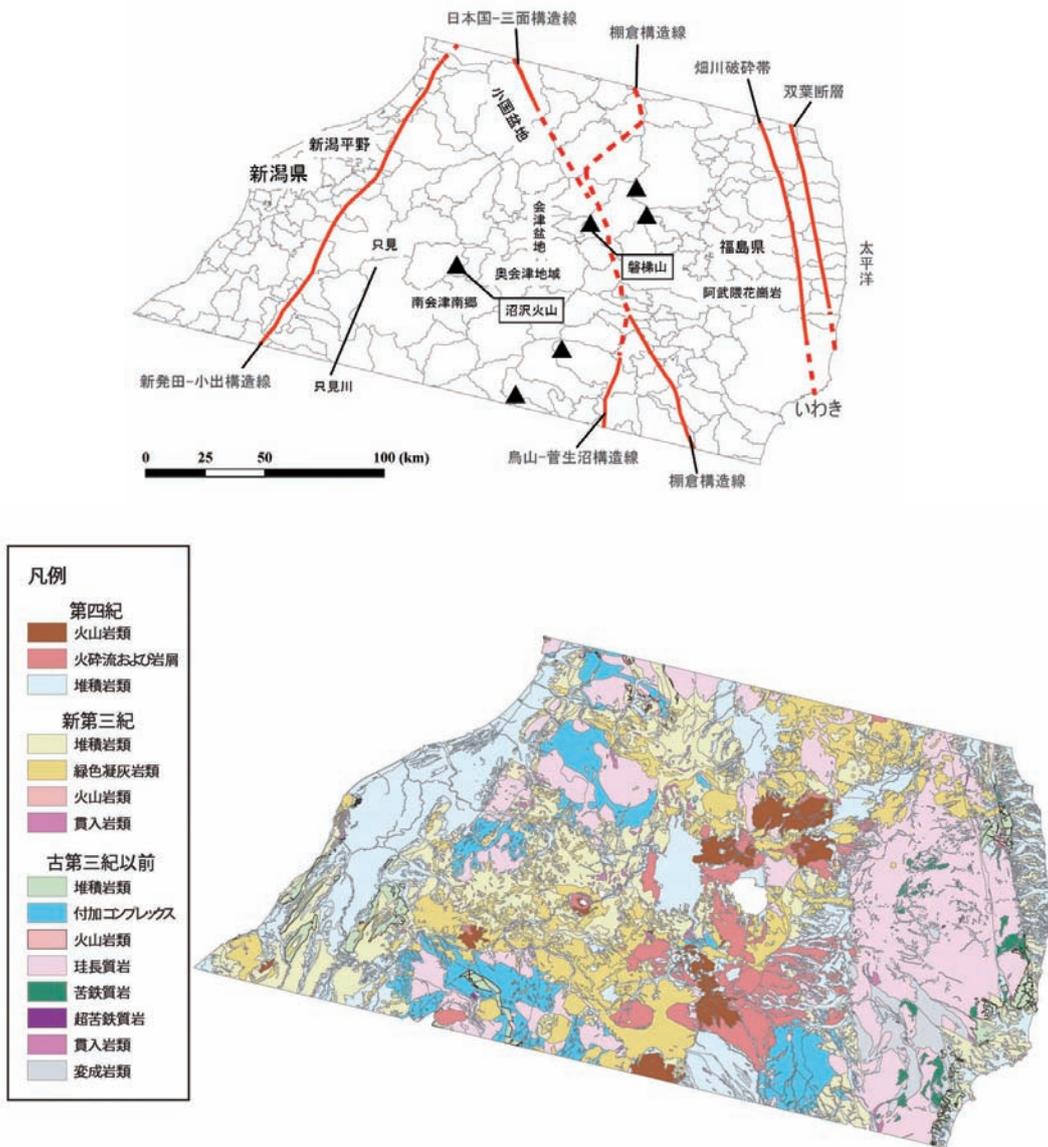


図 2-31 福島 - 新潟地域の地質図.

2.3.2 西南日本および東北日本地域における深層地下水の性状，化学的特徴の分布

本節では、西南日本地域（中国・四国地域）および東北日本地域（福島 - 新潟地域）の各種深層地下水の既存データ（村岡ほか，2007）および既存地下水試料を分析した結果を 20 万分の 1 日本シームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター編，2007）を基に編纂した地質図上にマッピングし，それぞれの地域における深層地下水の特徴と地質，地質構造との関連性について，比較も含めて記載する．本分布図の元になるデータは，飲用あるいは工業用に利用される深度数 10m 程度までの浅層地下水データを含んでいない．自然湧出する鉱泉，温泉および主に温泉開発による掘削井から採取された地下水を選んでおり，深層地下水が主に対象となっている．ある程度地域的に拡がりのある帯水層を構成すると考えられる第三系より若い堆積岩地域では，本データが同一地層内で地域的に拡がりを持つことが期待されるが，花崗岩や非常に古い堆積岩，変成岩地域等の亀裂地下水系を形成する場では，比較的狭い場所を反映する点データとして扱うべきであることを最初に断っておく．

したがって、そのような場所においては、深層地下水特性の地域的拡がりについては、データ密度の高い場所について有効である。

2.3.2.1 水温および pH の分布

西南日本地域（中国・四国地域）

中国・四国地域の水温の分布図を図 2-32(a) に、pH 値の分布を図 2-32(b) に示す。まず、本地域の水温については、日本海側に 60°C 以上高温の深層地下水が存在し、大山や三瓶山といった第四紀火山と無関係に帯状に分布する特徴が明確である。この地域は、第三紀の堆積岩類からグリーンタフの地域であり、ある程度の拡がりがあるものと思われる。島根県松江周辺や鳥取県三朝周辺の一部では 80°C 以上の深層地下水が存在する。中国地方の内陸部においては、比較的低温であるが、本地域の東側（岡山県）に 30°C 以上の深層地下水が点在分布する。四国においては、愛媛県の松山、中央構造線沿いに高温の地域が見られる。また、高知市、西予市でも若干高い場所がある。

pH 値については、全域で 6～8 の値であり、中国地方の花崗岩地域および四国の付加体の一部で 9 の値を持つ。岡山および島根県内に異常に低い pH 値を示す場所があるが、金属鉱床に含まれる硫化鉱物がバクテリアにより酸化され、硫酸酸性化した水であると考えられる。三瓶山周辺の pH 値が周囲よりも若干低めであるのは、その地域で広範囲に見られる遊離 CO₂ ガスの存在によるものと考えられる。中央構造線沿いでは、pH は 7 以上のものが大部分である。ただ、愛媛県の石鎚山近傍の地域には 6 程度の場所があり、遊離 CO₂ が観測されている。pH 値はそれぞれ地域的な特徴を持つように見える。その場の地質を構成する鉱物種を反映し、地質に依存した地域的拡がりを持つと考えられる。

東北日本地域（福島 - 新潟地域）

次に、福島 - 新潟地域の水温の分布図を図 2-33(a) に、pH 値の分布を図 2-33(b) に示す。本地域の水温分布は中国・四国地域と比較して、かなり複雑である。まず、明らかな傾向は、福島県の西側（太平洋側）にある阿武隈花崗岩地域で水温が低いことである。阿武隈花崗岩地域のさらに海側の第三紀堆積岩地域では、水温の高い場所が点在している。特に常磐の炭田地域では、60°C 以上の高温となっている。阿武隈花崗岩の西縁と棚倉構造線の間にある第三紀堆積岩地域では水温の高い地域が阿武隈西縁に沿って帯状に拡がっている。これらの地域は、前弧域であり、火山等の熱源を起源としていないことは明らかであるが、熱源については、よくわかっていない。新潟平野でも水温は低い傾向がある。一部に 60°C 以上の高温の地域があるが、これらは水溶性ガス田や油田の水温も含まれ、掘削深度が非常に深いものがある。東北の火山フロントにある火山周辺では、火山性熱水の影響で高温化している。その火山列の西側から新潟の新発田 - 小出構造線までの間の東西 120km の範囲の背弧域では、60°C 以上の地域が広範囲に認められ、全体に非常に温度が高い傾向がみられる。奥会津地熱地域、沼沢火山周辺およびその西に位置する只見川上流部でも帯状に高温域が存在する。その他の高温域は、広範囲にわたるため、火山や大構造線とも関連性は低いようである。しかし、この地域では、第三紀に活動した火山の貫入岩や噴出物がいたるところにみられるのも特徴であり、高温域と関連があるかもしれない。

次に、図 2-33(b) に示した pH の分布について記載する。太平洋側沿岸の堆積岩地域から阿武隈花崗岩の東半分については、pH 値が 7 以上のものが目立つ。沿岸域に存在する非常に低い pH の深層地下水周辺では多量の硫化水素が放出されていることが知られており、硫化水素の酸化により硫酸酸性化した深層地下水水であると考えられるが、硫化水素の起源については不明である。阿武隈西部では pH は 6-7 である。西部の阿武隈花崗岩は風化が進んでいる（あるいは風化しやすい）ことと関係があるかもしれない。水温異常があった阿武隈花崗岩の西縁と棚倉構造線の間にある第三紀堆積岩地

域では、pHは8以上であるのが特徴的である。本地域の深層地下水には重炭酸イオンが多く含まれる（後述）ことから、深層地下水水中からのCO₂の離脱現象がpHを支配している可能性が考えられる。火山フロントに沿って、低いpHのものがみられるが、火山性熱水の影響であると考えられる。火山フロントよりも西側の新潟に至るまでの地域のpH値は6-7の範囲のものが卓越し、8以上のものが点在する。pH7-8以上のものが、グリーンタフ地域にあるのは一般的である。

2.3.2.2 主成分化学組成（水質）の分布

西南日本地域（中国・四国地域）

まず、中国・四国地域の主成分化学組成の分布について検討を行う。主成分陰イオンである塩素（Cl）、重炭酸（HCO₃）、硫酸（SO₄）濃度およびボウ素（B）の分布図をそれぞれ図2-32(c), (d), (e) および (f) に示す。起源、成因に踏み込めるものについては、2.1 で解析した内容に基づき記載する。

Cl 濃度

Cl 濃度の分布（図2-32(c)）では、沿岸域に高濃度Clが分布する。これらの大部分は現在の海水か、古い海水の可能性が考えられる。内陸部においては、山陰地方に高Cl濃度のものが点在し、島根県の三瓶山周辺、津和野において高濃度を示す。鳥取県では、高Cl濃度のものは水温が高い傾向になる。しかし、島根県では水温とCl濃度に関係はみられない。これらは、いずれも内陸に位置するため、少なくとも現世の海水の影響ではない。古い海水、火山性熱水あるいは深部上昇熱水の影響などが考えられる。四国地域の内陸部では、中央構造線上およびその南側の付加体に高Cl濃度のものがみられる。石鎚にあるものは標高700m地点から湧出している。これらは、近畿—東海地方の中央構造線で確認される有馬型深部熱水の影響の可能性が考えられる。

HCO₃ 濃度

次にHCO₃の分布（図2-32(d)）について記載する。中国地方の瀬戸内から内陸部では、全体に低いHCO₃濃度である。この地域は、ClおよびSO₄（図2-32(e)）もほとんど含まれないため、溶存成分自体が少ない地下水が存在している。四国地方では全体にHCO₃濃度が高い傾向があるが特に中央構造線近傍で顕著である。当地域で最も高いのは、石鎚山近傍にあり、上述したように高いCl濃度と遊離CO₂が同時にみられる場所である。四国地方全域でHCO₃濃度が高い原因については、次節で全炭酸の炭素同位体比（ $\delta^{13}\text{C}$ ）を用いた解析結果とともに検討を行う。水温が高い特徴のあった山陰地域でも全体に高いHCO₃濃度を示している。特に島根県の三瓶火山の周辺では、その西方から南東にかけて幅60kmに及ぶ高HCO₃濃度を示す地域が存在する。当地域では、水温はそれほど高くないが、先に述べたように遊離CO₂も多くみられる。範囲が比較的広域であること、火山のない場所でも高いHCO₃濃度の地域があることなどから、この地域は三瓶山の火山の影響のみにより説明することはむずかしいと思われる。津和野においても、同様の特徴がある。島根県内の地域では、今回は同位体組成等の詳細データがないが、今後、さらに、他のデータ等と総合的に検討を行う必要がある。

SO₄ 濃度

SO₄濃度の分布（図2-32(e)）では、沿岸域で高濃度を示すものは、Cl濃度も非常に高く、海水を起源としていると分類される。山陰地方では、HCO₃濃度が高かったが、SO₄濃度についても同様に高く、比較的內陸部（2-30km）にまで存在する。これらのSO₄は同位体的には高い値を示し、海水を起源とするSO₄であることを示唆している。しかし、Cl濃度はそれほど高くないことから、海水中のSO₄を起源とした地層中の硬石膏（CaSO₄）の溶出によるものと考えられる。本地域は、海成

の火山堆積物であるグリーンタフ層が卓越し、その地層内には多くの硬石膏が存在することが知られている。一方、四国地方では全体に SO_4 濃度は低い傾向がみられる。四国の内陸（徳島県内）に存在する高めの SO_4 濃度を示す地域では、その $\delta^{34}\text{S}$ 値が低いことから地層内に存在する硫化物の酸化に関連するものであると考えられる。また中国地域（岡山県西部）の内陸部に孤立して SO_4 濃度の高濃度部分がみられるが、これは非常に低い pH 値を持ち、先に pH の項で示したように金属鉱床に関連した硫酸酸性水であると考えられる。

B 濃度

B 濃度は装置導入の関係により新たに測定したものである。既存地下水試料の制約により、中国・四国地方では広島、島根、香川県のデータが欠落している。B の分布（図 2-32(f)）で特徴的なことは、高知周辺および中央構造線およびその南側に高濃度の地域が存在することである。その存在のパターンは Cl 、 HCO_3 、 SO_4 のいずれとも合致しない。2.1.4.1 において、B は Cl と比較することにより、深部流体の検出に用いることが可能であることが示された。 Cl 濃度に比べ高い量比で B が存在した場合は深部上昇流体の混入が考えられる。今後さらにデータ数を増やすことにより、深部上昇熱水の分布について、詳細に検討できるものと期待される。

東北日本地域（福島 - 新潟地域）

福島 - 新潟地域について、西南日本地域と同様に主成分化学組成の分布について検討を行う。主成分陰イオンである塩素 (Cl)、重炭酸 (HCO_3) および硫酸 (SO_4) 濃度の分布図をそれぞれ図 2-33(c), (d) および (e) に示す。ここでも、起源、成因に踏み込めるものについては、2.1 で解析した内容に基づき記載する。

Cl 濃度

Cl 濃度の分布（図 2-33(c)）では、沿岸域では、阿武隈地域の東に位置する海岸部、新潟平野部であり、内陸部では、磐梯山、奥会津地熱地域、会津盆地南部、南会津南郷、小国盆地（南縁を除く）、新発田 - 小出構造線および只見川周辺部で高 Cl 濃度がみられる。これらの地域では水温もおおむね高温の特徴がある。一方、阿武隈花崗岩の西縁と棚倉構造線の間にある第三紀堆積岩地域では水温は高い地域であるが、 Cl 濃度が低い。新潟地域は、水溶性あるいは構造的な油・ガス田地域であり、地層内に滞留する古い海水や油田鹹水の存在により Cl 濃度が高くなっている。構造線と Cl 濃度の明瞭な関係がみられないのも、この地域の特徴のひとつと考えられる。

HCO_3 濃度

次に HCO_3 の分布（図 2-33(d)）について記載する。 HCO_3 の高い濃度の地下水の分布は、一般的にみて Cl 濃度が高いかあるいは水温が高い地域と一致している。棚倉構造線上および同構造線と阿武隈花崗岩の西縁に挟まれる地域では、 Cl 濃度は低いが高 HCO_3 濃度が高い。只見、沼沢、奥会津にいたる地域では水温、 Cl 濃度と同様に高く一部では、遊離 CO_2 が存在する。水温や Cl 濃度で関連がみられなかった構造線上で HCO_3 濃度が高い傾向にある。特に阿武隈東部の双葉断層近傍では、低温で HCO_3 のみ高い地下水と高温で Cl 濃度のみ高い地下水が混在している。 HCO_3 は、深部からもたらされる成分であるため、その $\delta^{13}\text{C}$ 値とともに議論することが望ましい。次節で詳細に検討する。

SO_4 濃度と B 濃度

SO_4 濃度の分布（図 2-33(e)）では、阿武隈南東部海岸地域、火山フロント周辺、会津盆地、小国盆地、

只見川周辺部において高濃度部分がみられる。いずれも高温、高 Cl 濃度、高 HCO₃ 濃度の特徴も合わせて持っている。逆に、高温、高 Cl 濃度、高 HCO₃ 濃度であるが、SO₄ 濃度の低い地域は、新潟平野部である。これは、ガス田等の影響により地下水が還元的地域であり、硫黄化学種が硫化物となっているためであると考えられる。高温、低 Cl 濃度、高 HCO₃ 濃度の特徴を持つ棚倉構造線と阿武隈花崗岩の西縁に挟まれる地域では、SO₄ 濃度が小さい。阿武隈地域のみ分析を行ったホウ素濃度については、海岸部も含め全般に低濃度であった。

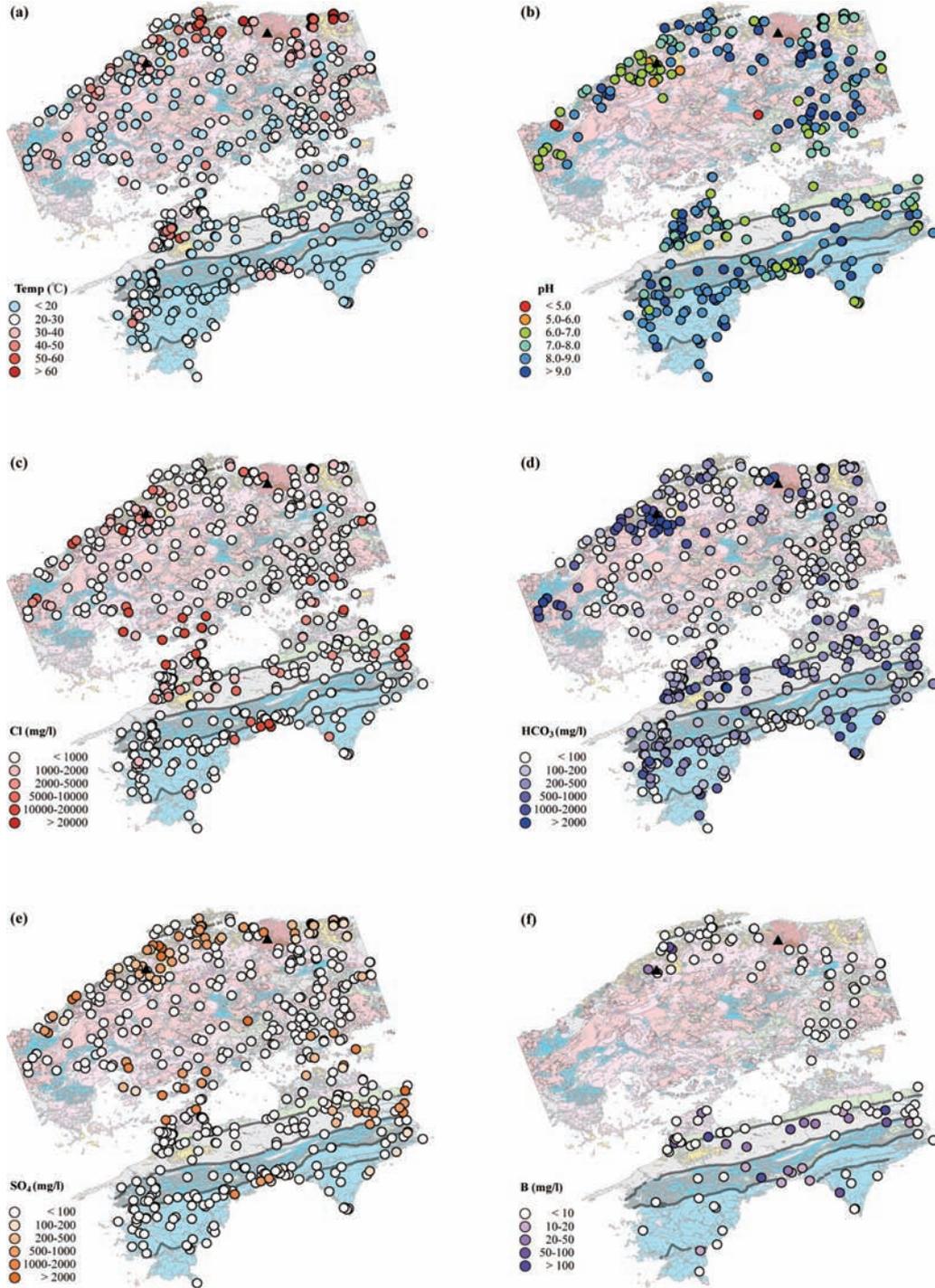


図 2-32 中国・四国地域における既存地下水試料の水質分布。

(a) 水温, (b) pH, (c) Cl, (d) HCO₃, (e) SO₄, (f) B.

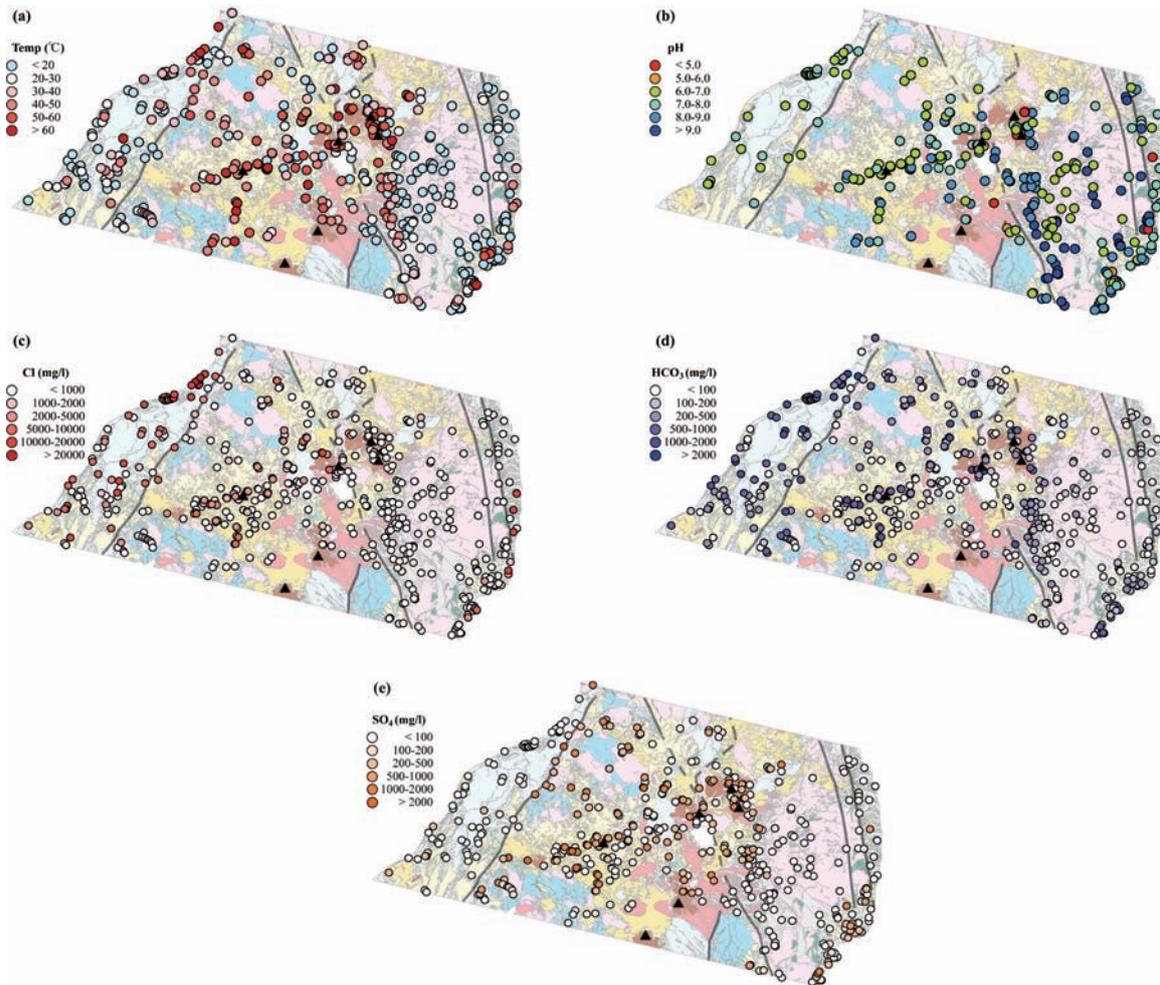


図 2-33 福島 - 新潟地域における既存地下水試料の水質分布 .

(a) 水温, (b) pH, (c) Cl, (d) HCO₃, (e) SO₄.

2.3.2.3 水の水素・酸素同位体比 (δD , $\delta^{18}O$) の分布 西南日本地域 (中国・四国地域)

中国・四国地域の水の水素および酸素同位体比 (δD , $\delta^{18}O$) の広域分布を図 2-34 に示す. δD が高い地域はそのほとんどが海岸部に集中している. 同様に $\delta^{18}O$ が高い地域もその大部分は海岸部に存在している. 海水の δD および $\delta^{18}O$ (いずれも 0‰) 値は, 天水 (浅層地下水) のそれと比較して非常に高いので, 一部は海水と天水混合による影響が反映されている (2.1 参照). また, 図 2-34 からは, δD , $\delta^{18}O$ とも四国地域の方が中国地域にくらべ高い値であることが読み取れる. これは例えば Mizota and Kusakabe (1994) に示されたように, 天水 (浅層地下水) の値が四国地域の太平洋側から, 中国地域の日本海側に向けて徐々に低くなるような傾向を持つことによる. 四国地域および中国地域の標高が高い内陸部では, δD , $\delta^{18}O$ とも非常に低い値になっていることも読み取れる. これらは天水のもととなる降水の δD , $\delta^{18}O$ が, 標高, 内陸度 (海からの距離), 雨量, 降水の方向等に関係して変化する現象 (標高効果, 内陸効果, 雨量効果, 雨蔭効果等と呼ばれる) を反映している.

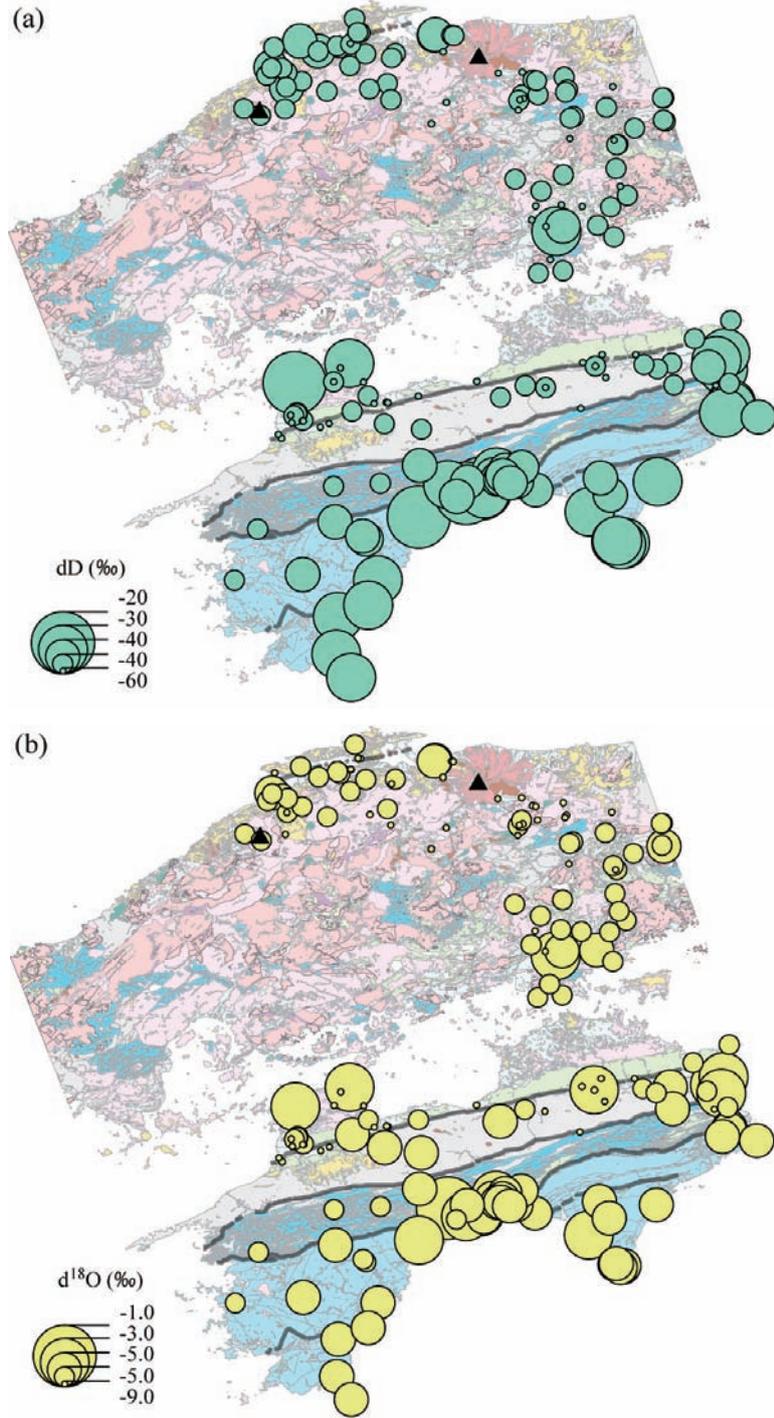


図 2-34 中国・四国地域における既存地下水試料の (a) δD と (b) $\delta^{18}O$ の分布。

東北日本地域（福島 - 新潟地域）

福島 - 新潟地域の水の水素および酸素同位体比の広域分布を図 2-35 に示す。非常に高い δD が、新潟平野の全域、只見川の最上流部、山形県小国地域および阿武隈地域の海岸部にみられる。また、非常に高い $\delta^{18}O$ が、新潟平野の全域、只見川の流域および阿武隈地域の海岸部にみられる。新潟平野では古い海水起源の停滞水および油田鹹水の影響であり、只見川流域については起源不明の塩水となっている（成因については、次節にて記載する）。また、阿武隈地域の海岸部では古い海水を起

源としている可能性がある(2.1参照)。また、図2-35からは、 δD 、 $\delta^{18}O$ とも脊梁地帯で一番低く、太平洋側、日本海側とも海岸に近づく程高くなって行く傾向が見られる。これは、Mizota and Kusakabe (1994) が示した結果と調和している。これらも降水の標高効果等を反映したものである。

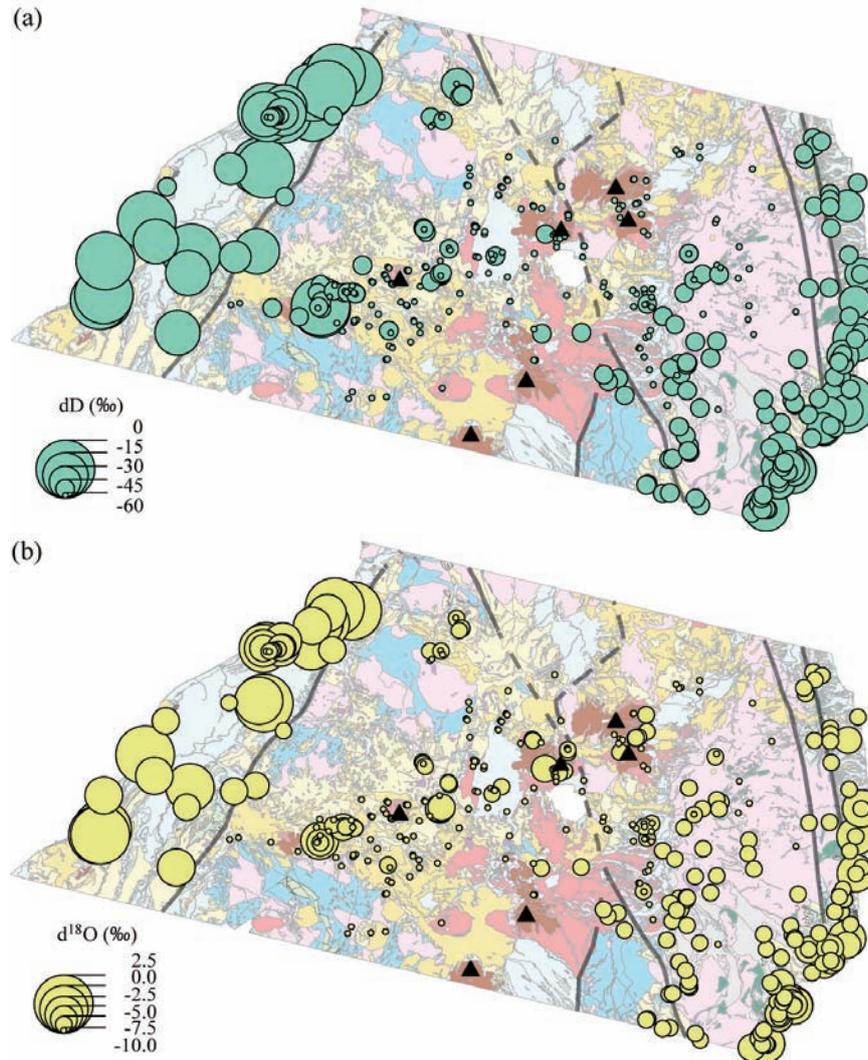


図2-35 福島-新潟地域における既存地下水試料の(a) δD と(b) $\delta^{18}O$ の分布。

2.3.2.4 ヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) の分布

西南日本地域 (中国・四国地域)

中国・四国地域の地下水の溶存ヘリウムの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値の分布を図2-36に示す。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値の高い地域は中国地方山陰地域に集中する。中国地方では南の地域ほど $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値が低くなる傾向がある。四国地方では全般的に $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値は低いが、中央構造線沿いにはやや高い地域があり、最大で3.4Ra (大気中の $^3\text{He}/^4\text{He} = 1.4 \times 10^{-6}$ を1Raとする)となっており、中央構造線沿いに上昇すると考えられる有馬型深部熱水の存在と調和的である。ただし、これは近畿地方・東海地方の中央構造線沿いに比べると低い値である。

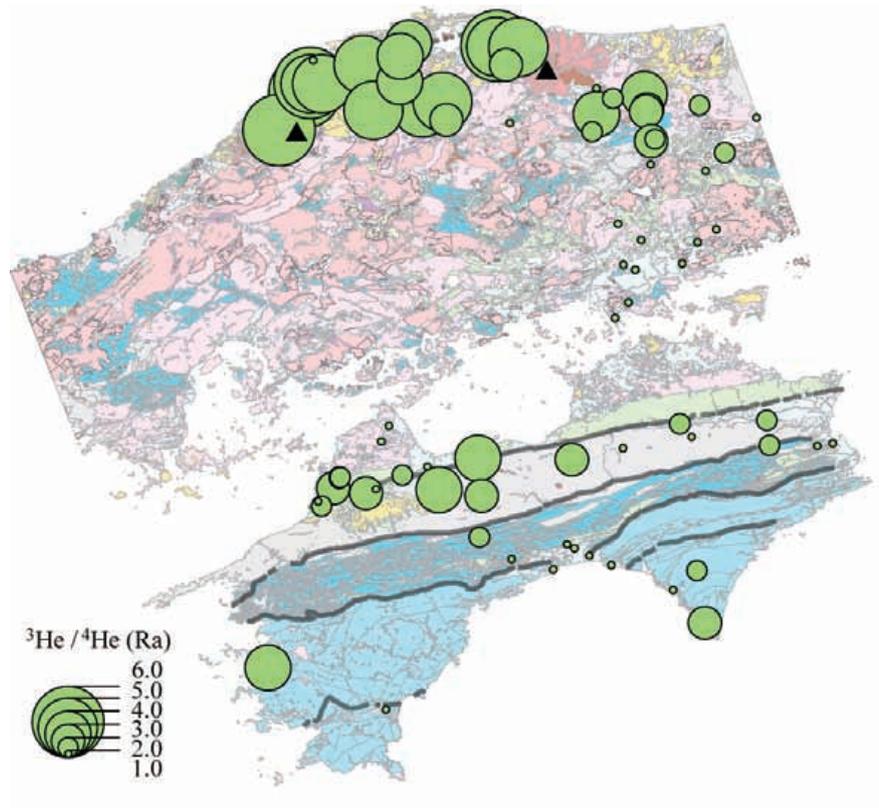


図2-36 中国・四国地域における既存地下水試料の $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra) の分布。
 $^3\text{He}/^4\text{He}$ は大気混入の影響を取り除いた“Corrected” Ra 値を使用している。

東北日本地域（福島 - 新潟地域）

福島 - 新潟地域の地下水の溶存ヘリウムの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値の分布を図2-37に示す。東北日本地域の $^3\text{He}/^4\text{He}$ は地域による違いが明瞭にみられた。南北に延びる火山フロントを境にして、その東側の前弧域では $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値は極端に低く、大部分が0.1Ra 周辺の値となっている。これに対し、火山フロントおよび背弧側では、全体に高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値を示す。特に第四紀火山周辺、会津盆地、只見川周辺部では、最も $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値が高く、最大で7.8Ra を示している。この数値は島弧マグマの最も高い数値にほぼ等しい。新潟地域でも2.6～6.8Ra と $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値は高い。新潟地域の一部において低い $^3\text{He}/^4\text{He}$ を持つ地点があるが、これは水溶性ガス田の付随水であり、深部より供給される高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値を持つマントル起源ヘリウムが下部の帯水層に溶解し滞留しているためである(2.2.1.2参照)。これらの結果は、Sano and Wakita (1985) で明らかにされた傾向と一致する。高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値は、マントル起源ガスの上昇を意味するので、深層地下水の起源を解析する上で非常に重要なデータとなる。詳しくは次節にて記載する。

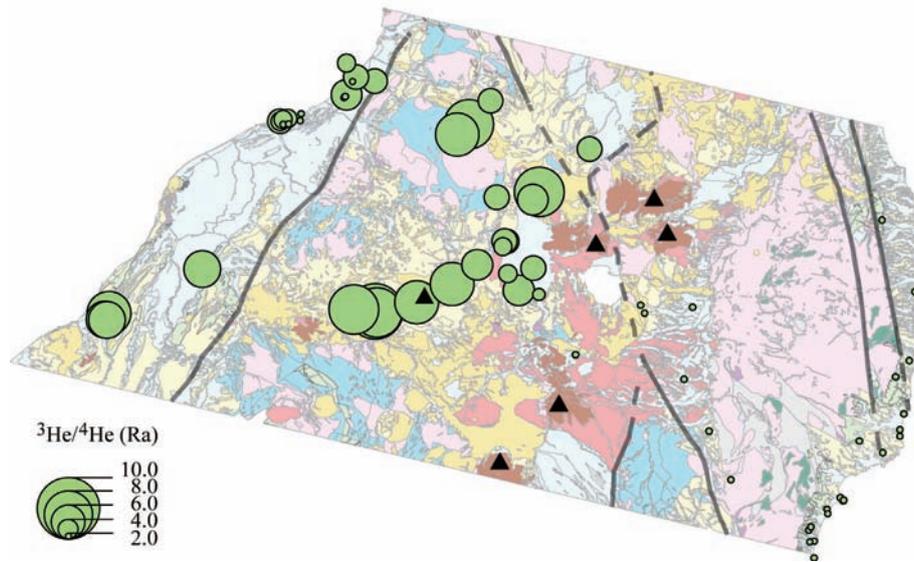


図 2-37 福島-新潟地域における既存地下水試料の $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra) の分布。
 $^3\text{He}/^4\text{He}$ は大気混入の影響を取り除いた "Corrected" Ra 値を使用している。

2.3.2.5 放射性塩素同位体比 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$) の分布

西南日本地域 (中国・四国地域)

中国・四国地域の放射性塩素同位体比 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$) の地域分布を図 2-38 に示す。4 試料において、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は検出限界以下、あるいは 10^{-16} 台の非常に低い値を示した。このうち 3 試料は沿岸域の深層に胚胎する深層地下水である。もう 1 試料は三瓶山近傍に位置する。これらは、非常に低い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値であるので、現在の海水かあるいは深部上昇型の熱水 (火山性含む) のいずれかと考えられる。 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が $2 \sim 4 \times 10^{-15}$ と低い値を示す地点は愛媛県内に数カ所みられ、これらは中央構造線沿いかその南側に位置し、比較的高い Cl 濃度、 HCO_3 濃度を持ち、有馬型熱水起源の可能性を示唆する。 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が 10^{-14} を越す地点は四国の各地、岡山の内陸部あわせて 6 地点あり地域的な特徴はない。6 地点のうち 4 地点は塩化物イオン濃度が低い ($24 \sim 540\text{mg/L}$) が、2 地点 (徳島・高知) においては塩化物イオン濃度が $2300, 9000\text{mg/L}$ と高い値を示している。したがって、前者 4 地点については、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値の高い現在の浅層地下水の影響が考えられ、後者 2 地点のものは古い海水の影響が考えられる。

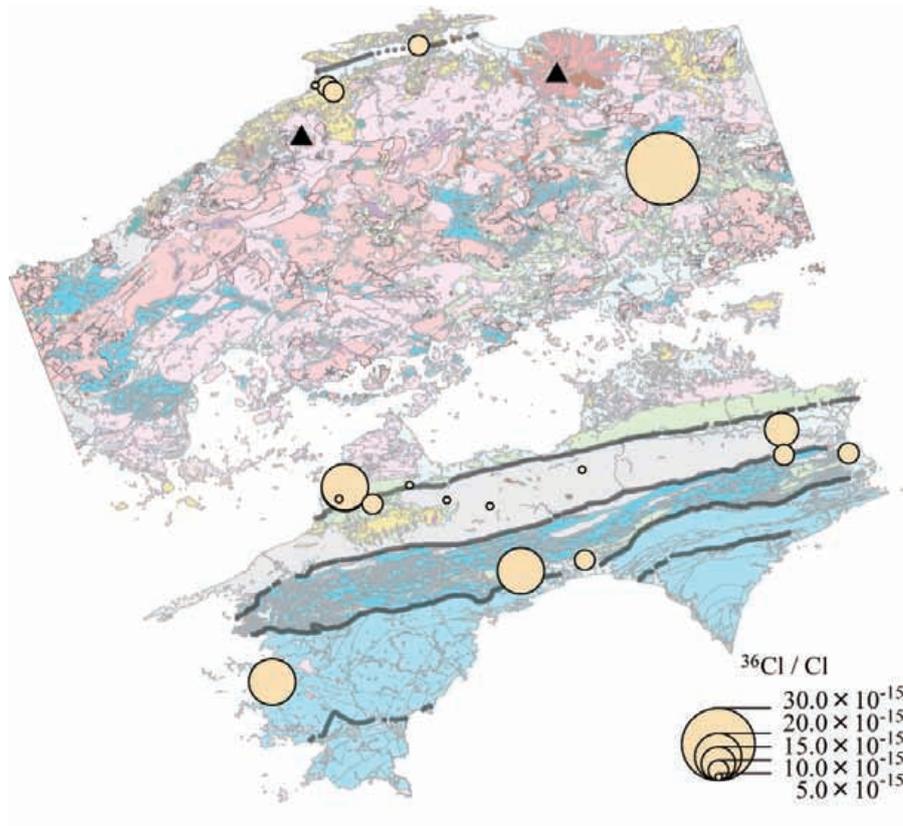


図 2-38 中国・四国地域における既存地下水試料の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の分布。

東北日本地域（福島 - 新潟地域）

福島 - 新潟地域の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の地域分布を図 2-39 に示す。福島地域では内陸部では $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は 1×10^{-14} を越えているが、塩化物イオン濃度が低い (140 ~ 630mg/L) ため、浅層地下水の非常に高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の影響を受けている可能性がある。阿武隈地域の東に位置する海岸部では、Cl 濃度が高く、海水レベルの $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ もあれば、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ が高い地点も多く、非常に古い塩水の可能性を起源としていることは $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ から考えられる。新潟地域においては、いずれも 10^{-15} 台を示す。最も高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値を示す地点は、Cl 濃度が低く、分析した試料の中では最も浅層に位置するため、浅層地下水の影響が考えられる。次に高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値を示す試料は、それとは反対に最深部に位置し、最も Cl 濃度が高い。構造的なガスが胚胎する椎谷層からの試料であり、こちらは非常に古い塩水であると思われる。

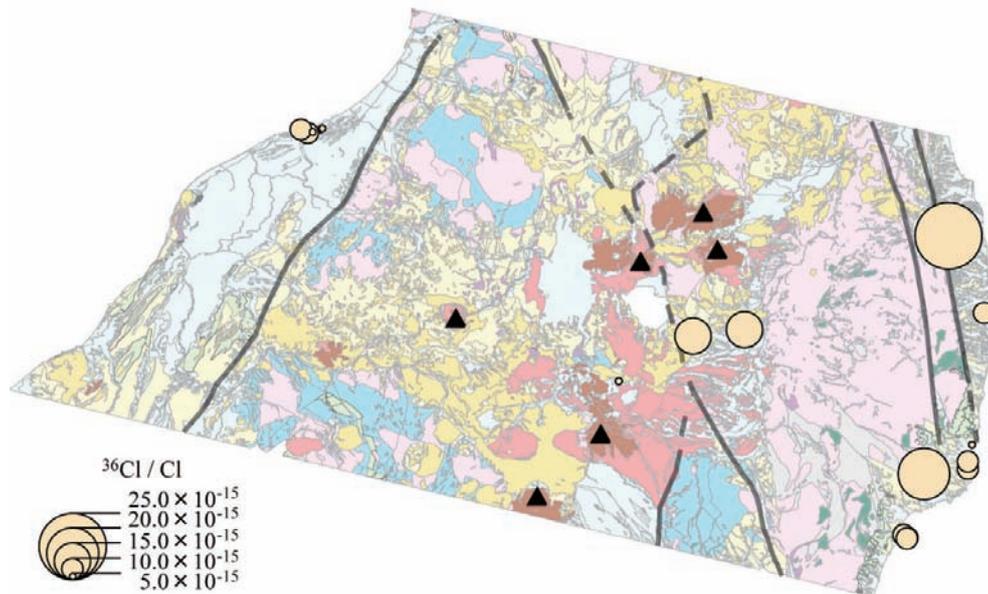


図 2-39 福島 - 新潟地域における既存地下水試料の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の分布.

2.3.2.6 ストロンチウム同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 分布

四国地域のストロンチウム同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) の地域分布を図 2-40 に示す. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は 0.7075 ~ 0.7132 までの値を示した. 有馬地域は 0.7084 ~ 0.7086 までと狭い範囲に入り, 四国においても中央構造線より北側は 0.708 台の数値を示す. 中央構造線よりも南側付加帯地域では総じて高い値 (0.708-0.713) を示す. 太平洋沿岸部では 0.709 台の固有の値を示す地点が多く, 海水の影響が可能性としてあげられる (海水 = 0.7092 ; Dia *et al.*, 1992).

Notsu *et al.* (1991) による日本の深層地下水水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ では, 東北日本火山フロント周辺は 0.703-0.706 と低い値を示している. 有馬温泉の水の水素-酸素同位体比・ヘリウム同位体比などが, マグマ水・火山ガスに近い値を示すのに対し, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は明らかに異なる. 有馬温泉の南側に分布する花崗岩からの浅層地下水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は 0.708 と有馬温泉に非常に近い値を示している (井上他, 2000). したがって, 地下水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値に関しては, 比較的浅層の水-岩石反応を反映していることが考えられる (McNutt, 2001). 四国地方の中央構造線北側に湧出する深層地下水においても同様のことがいえる. 海岸付近の塩水の起源の推定時に現在の海水であるのか, 古い海水であるのかの議論に役立つと考えられる.

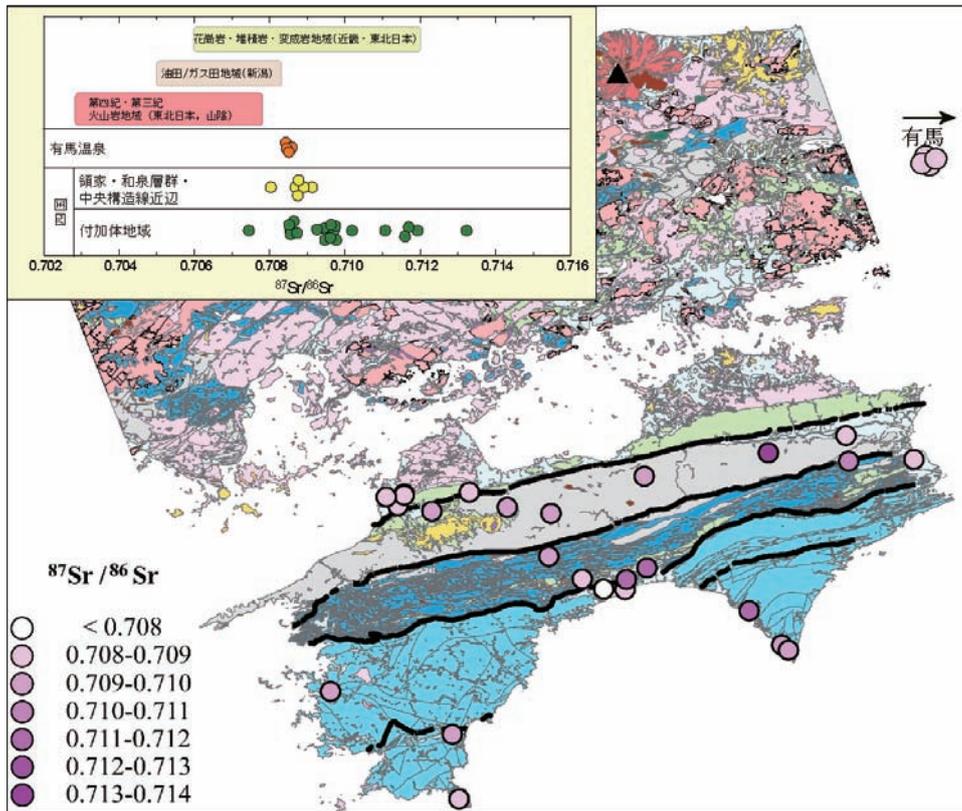


図 2-40 中国地域における既存地下水試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の分布。
 左上図の各地質地域の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の範囲は Notsu et al. (1988 ; 1991) による。

2.3.2.7 ^{20}Ne 濃度

深層地下水の流動中や深部流体の上昇中に減圧などにより気液分離を起こし、溶存ガス成分が遊離ガスを形成した場合、希ガス成分はガス相に選択的に移動する。He 以外の希ガス成分 (^{20}Ne , ^{36}Ar など) は地下での生成或いはマントル成分の寄与などがごく僅かであるため、地下水中のこれらの成分は涵養時の溶解した大気成分のみで、どの試料もほぼ一定の値を示すが、ガス相の生成・移動がある場合、 ^{20}Ne 濃度の大きな変動が起こりうる。実際、深部流体の上昇が顕著に起っている紀伊半島においては ^{20}Ne 濃度に大きな変動が見られ、Cl 濃度との相関が見られている (Morikawa et al., 2004)。したがって、 ^{20}Ne 濃度は、 CO_2 等のガス成分を多く含む深部流体の上昇の指標となる。西南日本 (中国 - 四国地域) および東北日本 (福島 - 新潟地域) における ^{20}Ne 濃度の分布と Cl 濃度の関係を図 2-41 および図 2-42 に示す。

図 2-41 の中国 - 四国地域においては、Cl 濃度の高い深層地下水では、愛媛県の一部を除きほぼすべてで ^{20}Ne 濃度が低い (青色) ことがわかる。これは、 ^{20}Ne を含まない深部上昇流体が混入したか、あるいは、この塩水が地下でガス分離をしたことによるものと考えられる。いずれにしても、深部上昇流体の混入か CO_2 等のガスが多量に含まれていて、脱ガスしたことを意味する。

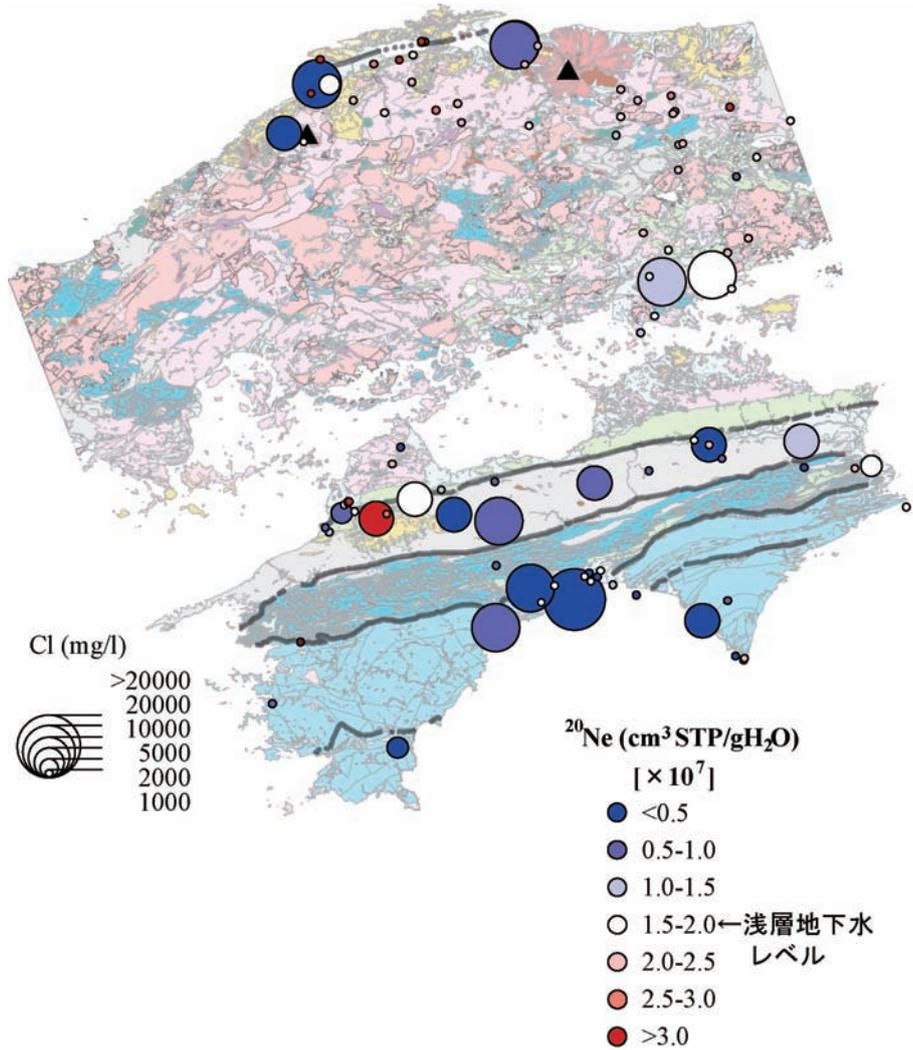


図 2-41 中国 - 四国地域における既存地下水試料の ^{20}Ne 濃度と Cl 濃度の関係。

図 2-42 の福島 - 新潟地域においては、新潟地域において、 ^{20}Ne 濃度が高いことがわかる。これは油田、ガス田形成に伴い、水以外のガス種が濃縮されているので、その過程において希ガスの濃縮も生じた結果だと考えられる。一方で、福島東側の沿岸部および内陸部のほとんどの塩水で、 ^{20}Ne 濃度が低い（青色）。これは、中国 - 四国地域で考えられるのと同様に、深部上昇流体が混入したか、あるいは CO_2 等のガスが多量に含まれていて脱ガスしたことを意味する。

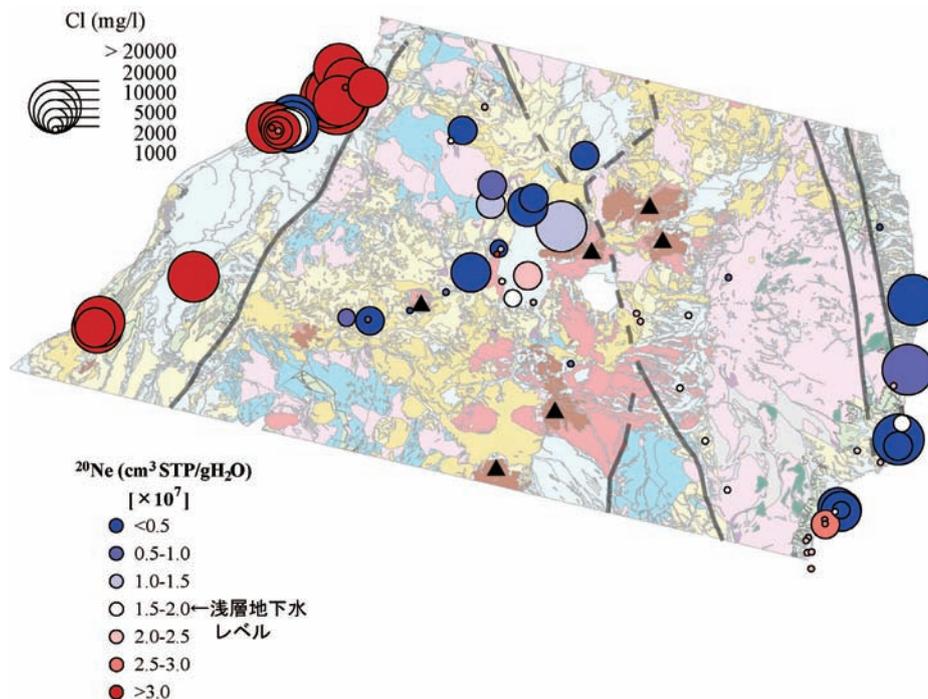


図2-42 福島-新潟地域における既存地下水試料の ^{20}Ne 濃度とCl濃度の関係。

次に、両地域における ^{20}Ne 濃度の分布と深部起源炭素(C_{ds})濃度の関係を図2-43および図2-44に示す。四国地方においては、深部起源炭素(C_{ds})濃度が高いところで ^{20}Ne 濃度が低くなる傾向がみられる。したがって、深部から供給された CO_2 が地下において分離された結果と考えられる。深層地下水から分離された CO_2 は、浅層地下水系に注入されると考えられることから、同地域の浅層地下水系において ^{20}Ne および CO_2 に富む地下水が存在すると予想される。山陰地方では、深部起源炭素(C_{ds})濃度が非常に低いが、これは2.1.2.1で議論したようにグリーンタフ地域であるため、地層中における反応により、深部起源の CO_2 が沈殿除去されたためと考えられる。一方、福島-新潟地域では、油田・ガス田地域を除き高い深部起源炭素(C_{ds})濃度を示す地下水がみられ、深部から供給された CO_2 が過飽和となり分離された結果によるものと思われる。

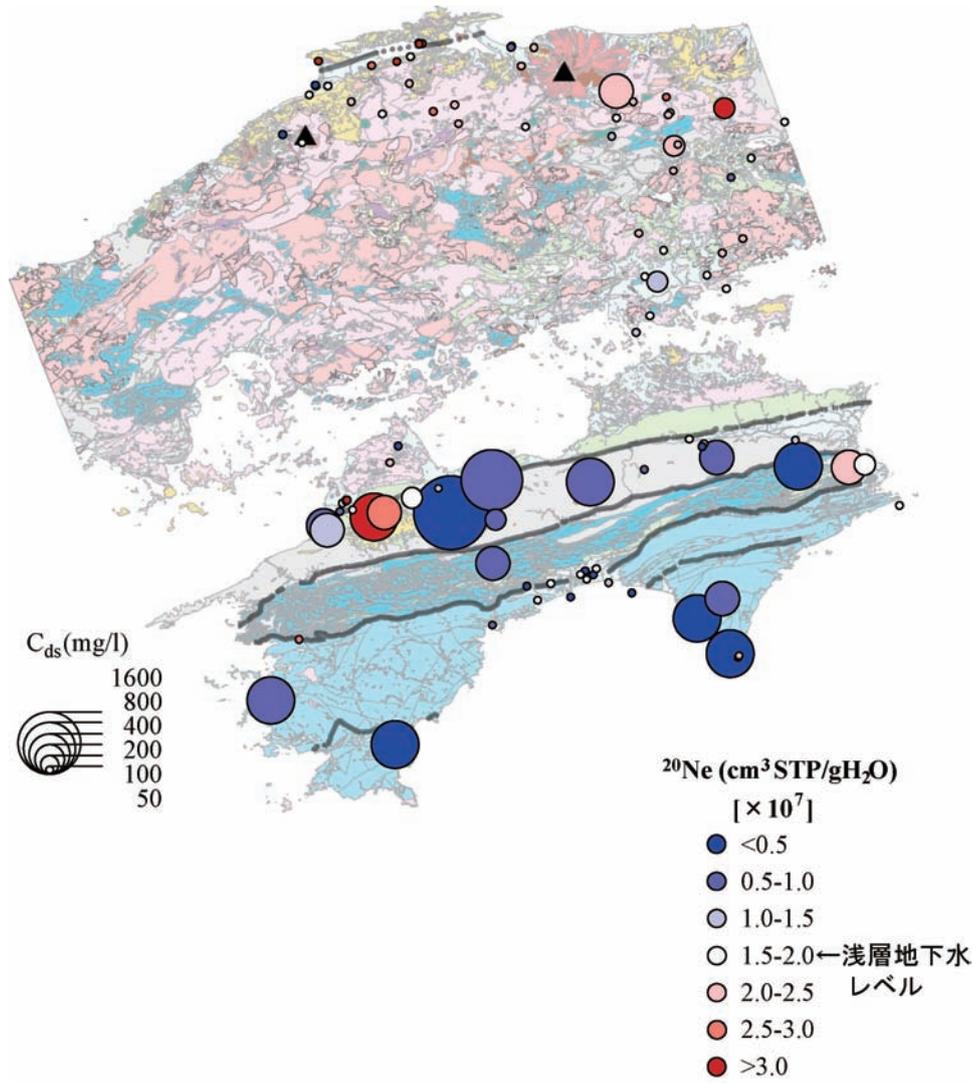


図 2-43 中国 - 四国地域における既存地下水試料の ^{20}Ne 濃度と深部起源炭素濃度の関係。

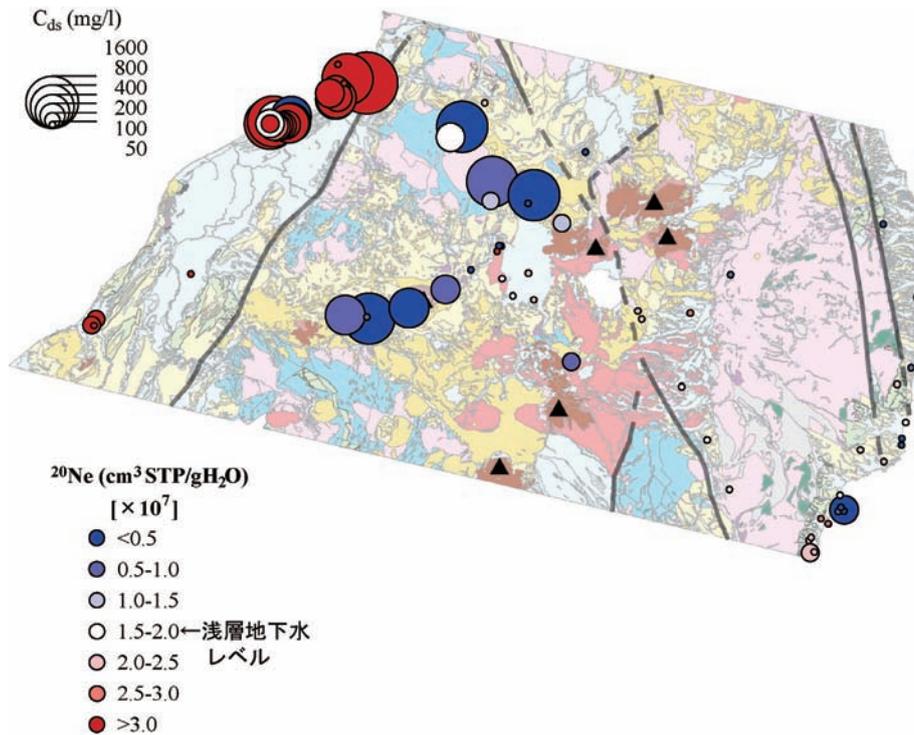


図 2-44 福島 - 新潟地域における既存地下水試料の ^{20}Ne 濃度と深部起源炭素濃度の関係。

2.3.2.8 放射壊変起源ヘリウム ($^4\text{He}_r$) 濃度および $^3\text{He}_m/^4\text{He}_r$ 比

地下水に溶存する ^4He のうち、大気およびマントル起源成分を除いた残りの成分は岩石から発生した成分（放射壊変起源 ^4He ）であり、溶解量は時間とともに増えていくため、地下水年代の指標となる。放射壊変起源ヘリウム ($^4\text{He}_r$) 濃度は、大気・マントル起源成分と $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値、 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 値が大きく違うことを利用して、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 、 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 分析値よりその寄与率を求め、 ^4He 濃度を乗ずることにより得られる。寄与率の計算方法は Sano and Wakita (1985) に従った。西南日本（中国 - 四国地域）および東北日本（福島 - 新潟地域）における放射壊変起源ヘリウム ($^4\text{He}_r$) 濃度の分布を図 2-45 および図 2-46 に示す。図 2-45 の中国 - 四国地域においては、中国山地および高知県の一部において、 $^4\text{He}_r$ 濃度の高い、つまり滞留時間の長い地下水が見られる。マントル起源ガスの濃度が高かった山陰地方および中央構造線沿いでは、 $^4\text{He}_r$ 濃度は相対的に低い。図 2-46 の福島 - 新潟地域では、新潟の油田・ガス田地域、福島の東側沿岸部、内陸部の一部に $^4\text{He}_r$ 濃度の高い、つまり滞留時間の長い地下水が見られる。

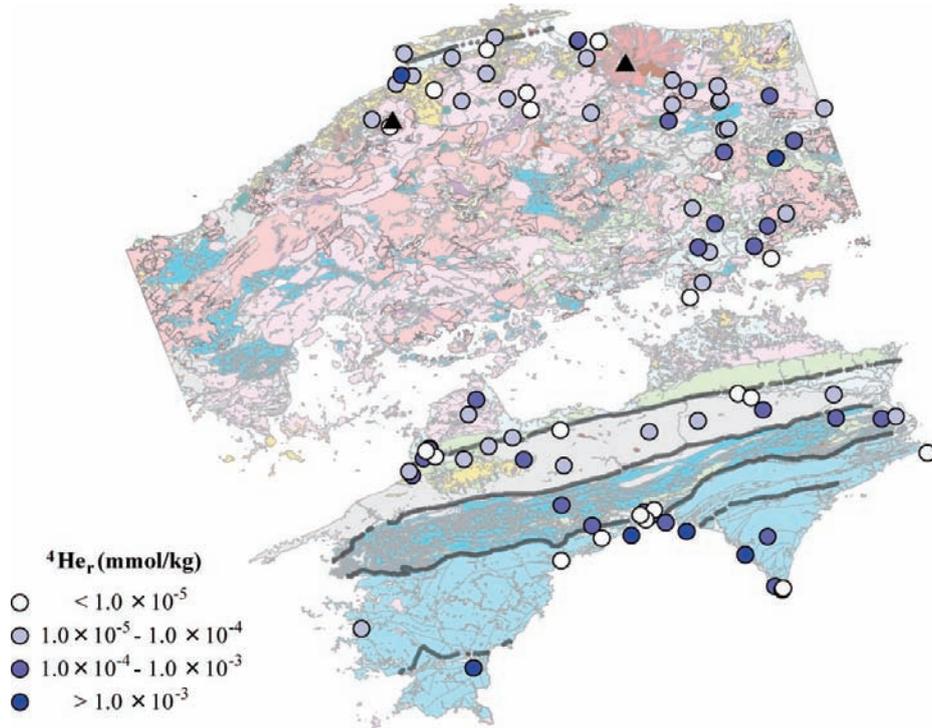


図 2-45 中国・四国地域における既存地下水試料の放射壊変起源 $^4\text{He}_r$ 濃度分布.

$^4\text{He}_r$ 濃度は深層地下水の平均滞留時間の指標となる。放射壊変起源 $^4\text{He}_r$ 濃度は、 ^4He 分析値より ^{20}Ne 濃度を基に、脱ガスによる濃度の低下量の補正を行なった後、その数値に放射壊変起源ヘリウムの寄与率を乗算した数値を使用した。放射壊変起源ヘリウムの寄与率は $^3\text{He}/^4\text{He}$ を基に Sano and Wakita (1985) の式に従って求めた。

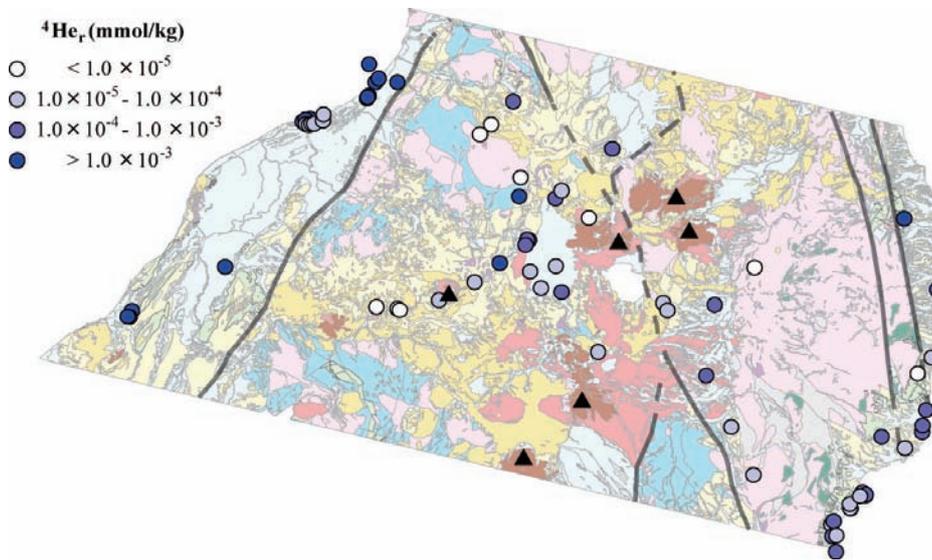


図 2-46 福島 - 新潟地域における既存地下水試料の放射壊変起源 $^4\text{He}_r$ 濃度分布.

$^4\text{He}_r$ 濃度は深層地下水の平均滞留時間の指標となる。

次に、マントル起源ヘリウム ($^3\text{He}_m$) 濃度と上述の放射壊変起源ヘリウム ($^4\text{He}_r$) 濃度を用いた $^3\text{He}_m/^4\text{He}_r$ 値について示す。 $^3\text{He}_m/^4\text{He}_r$ は、マントル起源の ^3He のフラックス指標とすることができる。マントル起源ヘリウム ($^3\text{He}_m$) 濃度も、分析値とマントル起源ヘリウムの寄与率より求めることができる。また、ここでは、遊離ガスの発生と希ガス成分のガス相への移動による濃度の低下や

は、ガス相の付加による濃度の上昇の補正を施すため、 ^{20}Ne 濃度を大気成分の溶解度平衡値 ($2 \times 10^6 \text{ mmol/kg}$) に規格化した数値を使用する。西南日本（中国 - 四国地域）および東北日本（福島 - 新潟地域）における $^3\text{He}_m/^4\text{He}_r$ の分布を図 2-47 および図 2-48 に示す。図 2-47 の中国 - 四国地域においては、山陰地方に高い値がみられマントル起源ガスのフラックスが高いことがわかる。一方、図 2-48 の福島 - 新潟地域では、新潟地域の一部と内陸部の一部において高い $^3\text{He}_m/^4\text{He}_r$ 値がみられた。新潟については、マントル起源ガス濃度と放射壊変起源のヘリウム濃度が共に高いことが一つの特徴として挙げられる。内陸部の $^3\text{He}_m/^4\text{He}_r$ 値の高い場所は、後述するように火山性流体の上昇起源の塩水および深部上昇流体の場所と一致する。

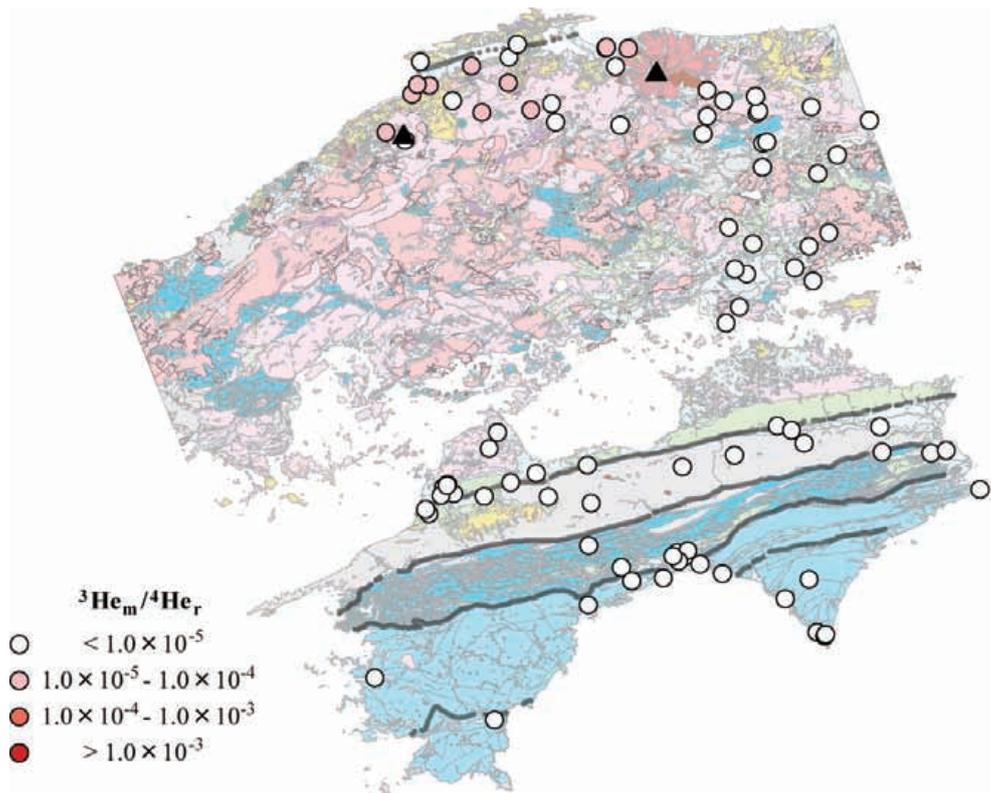


図 2-47 中国・四国地域における既存地下水試料の $^3\text{He}_m/^4\text{He}_r$ 分布図。

$^3\text{He}_m/^4\text{He}_r$ 値はマントル起源ガスのフラックスの指標となる。 $^3\text{He}_m$ はマントル起源 ^3He 濃度、 $^4\text{He}_r$ は放射壊変起源 ^4He 濃度を意味する。マントル起源 ^3He 濃度は放射壊変起源 ^4He 濃度と同様に $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比よりマントル起源ヘリウムの寄与率から求めた。

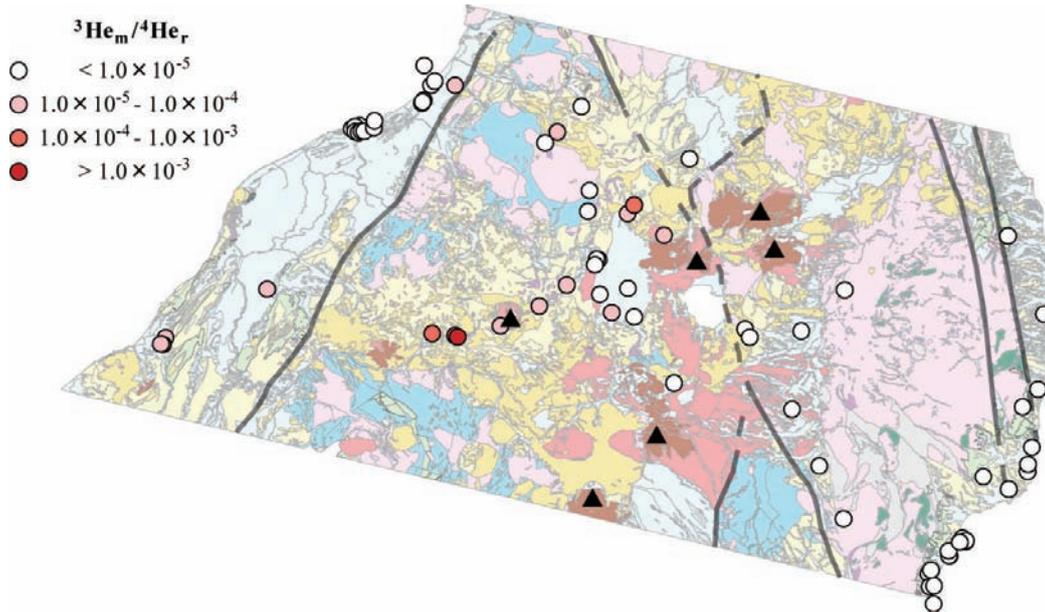


図 2-48 福島 - 新潟地域における既存地下水試料の $^3\text{He}_m/^4\text{He}_r$ 分布図。

$^3\text{He}_m/^4\text{He}_r$ 値はマントル起源ガスのフラックスの指標となる。

2.3.3 深部流体の分布、特徴と成因についての評価手法

本節では、西南日本地域（中国・四国地域）および東北日本地域（福島 - 新潟地域）における深部流体の起源成分の広域分布を調査・確認し、各種深部流体の分布と地質、構造等との関連性について検討する。2.1 にて記述した深層地下水の同位体組成と Cl 濃度の関係から導いた深層地下水に混入する高い Cl 濃度を持つ深部流体成分の起源の区分の分布についてまとめる。また、同様に 2.1.2.1 において解析した深層地下水に混入する深部起源由来の炭素濃度の分布および炭酸種の反応・付加プロセスを表す $\text{TDIC}/^3\text{He}$ 値の分布についても考察する。そして、2.1.1 にて、深層地下水の同位体組成と Cl 濃度の関係だけからでは起源の解明ができなかった“起源不明の塩水”について、その分布状態と地質、構造との関連および地下水の溶存ヘリウムの $^3\text{He}/^4\text{He}$ などの情報も加えて、さらに解析、検討を行った結果を示す。

2.3.3.1 水の水素・酸素同位体および Cl 濃度による高 Cl 型深部流体の起源分布の評価

西南日本地域（中国・四国地域）

2.1 において、中国・四国地域における Cl 濃度 1000 mg/L 以上の塩水を対象とし、深層地下水の同位体組成と Cl 濃度の関係から導いた深層地下水に混入する深部流体成分の起源の区分を行った。その結果、本地域の深層地下水に混入する海水および深部流体成分は、その起源として、1) 海水、2) 内陸塩水、3) 火山性熱水（本地域では大山および三瓶火山に可能性あり）、4) 非火山性熱水、および、5) 起源分類不明の水（2 種類）である。各塩水はこれらの端成分起源水と天水の混合で形成されていると考えられる。この塩水の起源分類についての広域分布を図 2-49 に示す。まず図 2-49 において、1) 海水起源と区分された塩水は基本的に沿岸域に分布しており、このことは地下水の δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ および Cl 濃度の関係が天水と現在の海水の混合で説明できることと調和的である。

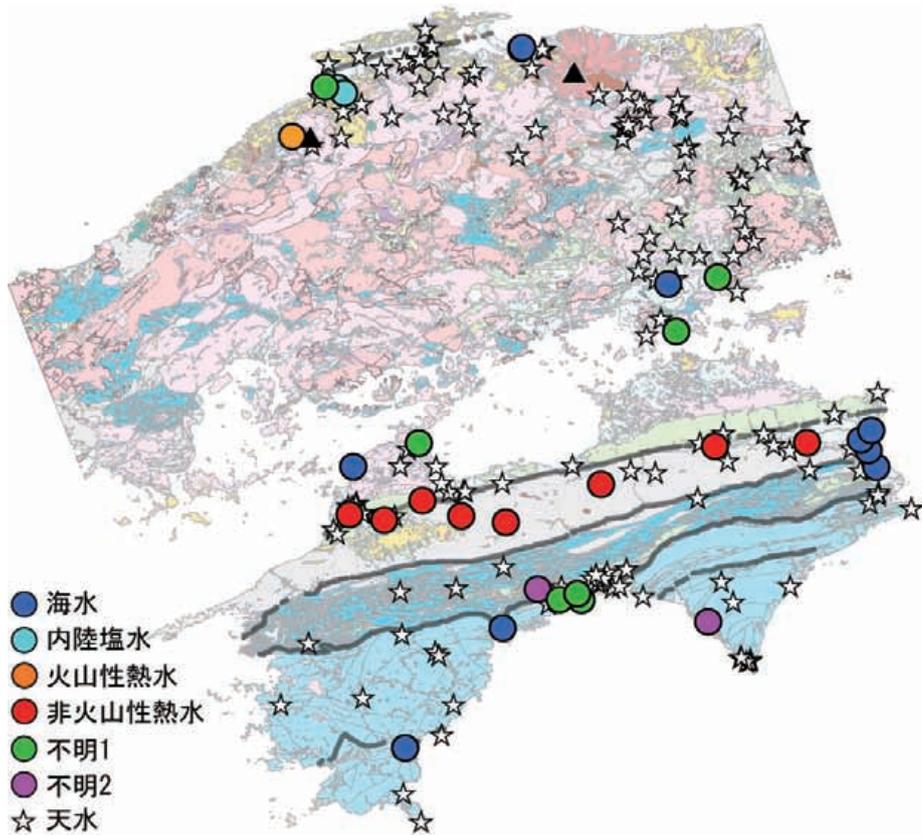


図 2-49 δD , $\delta^{18}O$, および Cl 濃度との関係から推定した中国 - 四国地域における既存地下水試料の起源とその分布。

この海水起源の水を図 2-50 に示すキーダイヤグラム上でみると、現在の海水とは異なる場所にプロットされており、陽イオン成分では Ca 濃度比が高くなる方向に分布がシフトしているようにみえる。海水は、地層内に侵入後、地層中の鉱物種とのイオン交換反応や沈殿などにより、その組成が変化する。その際、陽イオンは一般に Mg が失われる。さらに、天水により希釈された場合は、Na と Ca の交換反応により Ca 濃度が上昇する場合がある。したがって、キーダイヤグラムで示されるように、ここで海水起源と区分されたほとんどの地下水は、現在の海水ではなく、ある程度地層中の鉱物種と反応した変質海水である可能性が考えられる。2) 内陸塩水に区分されたものは、島根県出雲近傍の 2 点のみである。水質は図 2-50 のキーダイヤグラムにみられるように、ほとんど HCO_3 を含まず、Ca および SO_4 濃度比が高いグリーンタフ型の地下水である。3) 火山性熱水起源のものは第四紀火山である三瓶山近傍に一点のみ認められた。同じく第四紀火山である大山周辺には認められていないが、今回の分析試料は大山の南西部に限られているためかもしれない。4) 非火山性熱水に区分されたものは、中央構造線沿いに存在する。これらの地下水の成因は、有馬型熱水端成分の塩水と天水の混合で説明できる。これは、近畿—東海地方における中央構造線上あるいはその近傍に有馬型熱水の寄与がみられることと整合的であり、有馬型熱水が、西南日本全域において大規模構造線を通じて地下深部から上昇してきていることを示している。いずれにも区分されない塩水については、起源が“不明 1”および“不明 2”の塩水と定義している (2.1.1)。起源“不明 1”の塩水は、その水質の特徴として、陰イオンの Cl と陽イオンの Ca の濃度比が共に高く、主として CaCl 型である。この“不明 1”の塩水は四国南部、瀬戸内沿岸部から山陰地方の日本海沿岸まで存在する。一方、“不明 2”の塩水については、高知県の沿岸域の 2 箇所にて見られた。

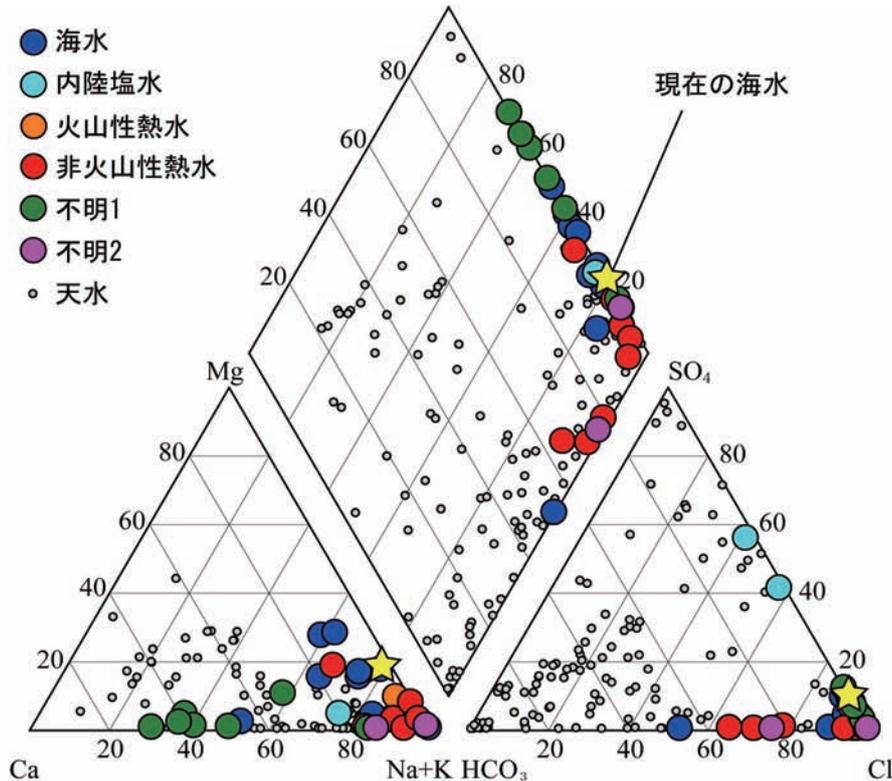


図 2-50 中国 - 四国地域における既存地下水試料のキーダイアグラム。(各起源により分類 (2.1.1) した結果を示した)

東北日本地域 (福島 - 新潟地域)

西日本地域と同様に、福島 - 新潟地域においても、Cl 濃度 1000 mg/L 以上の塩水を対象とし、深層地下水の同位体組成と Cl 濃度の関係から深部流体成分の起源の区分を行った (2.1.1)。その結果、福島 - 新潟地域では、深層地下水に混入する塩水の起源成分は、1) 油田鹹水 (新潟)、2) 水溶性ガス付随水 (新潟)、3) 海水 (太平洋側)、4) 内陸塩水、5) 火山性熱水 (本地域では、沼沢、磐梯山、安達太良、吾妻火山等の第四紀火山に起因する熱水が考えられる)、および、6) 起源部類不明の水となった。各塩水はこれらの端成分起源水と天水の混合で形成されていると考えられる。塩水の起源分類についての広域分布を図 2-51 に示す。図 2-51 において、1) 油田鹹水および 2) 水溶性ガス付随水と区分された塩水は、新潟地域に広く分布していることがわかる。図 2-52 をみると、陰イオンでは Cl 濃度比が高い場合に、陽イオンでは Na+K 濃度比が高い場所にプロットされている。3) 海水起源と分類された水は、この地域では太平洋側のみにみられる。図 2-52 をみると現在の海水とは主成分化学組成が異なっているのがわかり、Ca 濃度比や HCO₃ 濃度比が高くなる傾向がみられる。4) 内陸塩水は、本地域には広範囲にみられ、一点を除きすべて脊梁を形成する火山フロントよりも西側にある。これらは、比較的水温が高いという特徴も合わせもつ。図 2-52 における水質にはばらつきがあるが、SO₄ 濃度比および HCO₃ 濃度比が比較的高いものが多い傾向がみられる。5) 火山性熱水に分類された塩水は、磐梯山—会津盆地—奥会津地熱地域に至る線上に分布している。特に、奥会津において最も火山性熱水の寄与率が高い。図 2-52 では、HCO₃ 濃度が高い傾向が見られる。福島—新潟地域において、6) 起源が“不明”とされた塩水は、内陸塩水を別にすれば、福島県の阿武隈地域東側の沿岸部に存在する。図 2-52 では、陰イオンにおいて SO₄ および HCO₃ 濃度比が著しく低いという特徴がみられる。また、本地域においては、塩水はほとんどすべて水温が高い特徴がある。非火山地域においても高温かつ高い Cl 濃度であることから、この塩水の起源の検討と同時に熱源についても検討する必要があると考えられる。

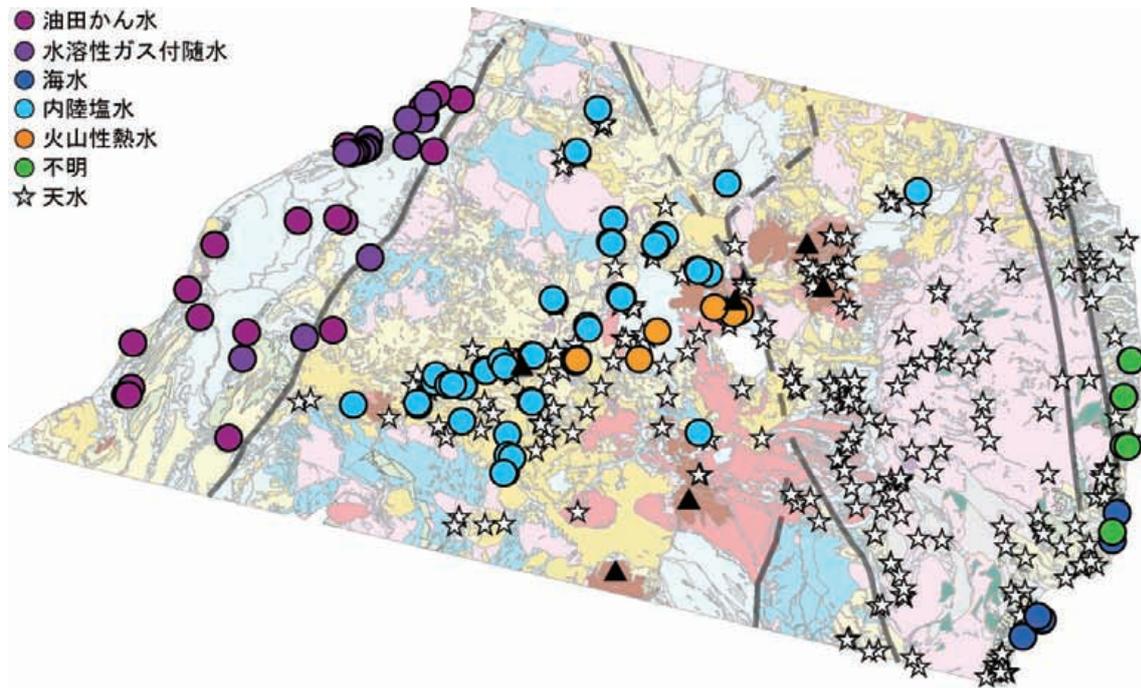


図 2-51 δD , $\delta^{18}O$, および Cl 濃度との関係から推定した福島 - 新潟地域における既存地下水試料の起源とその分布。

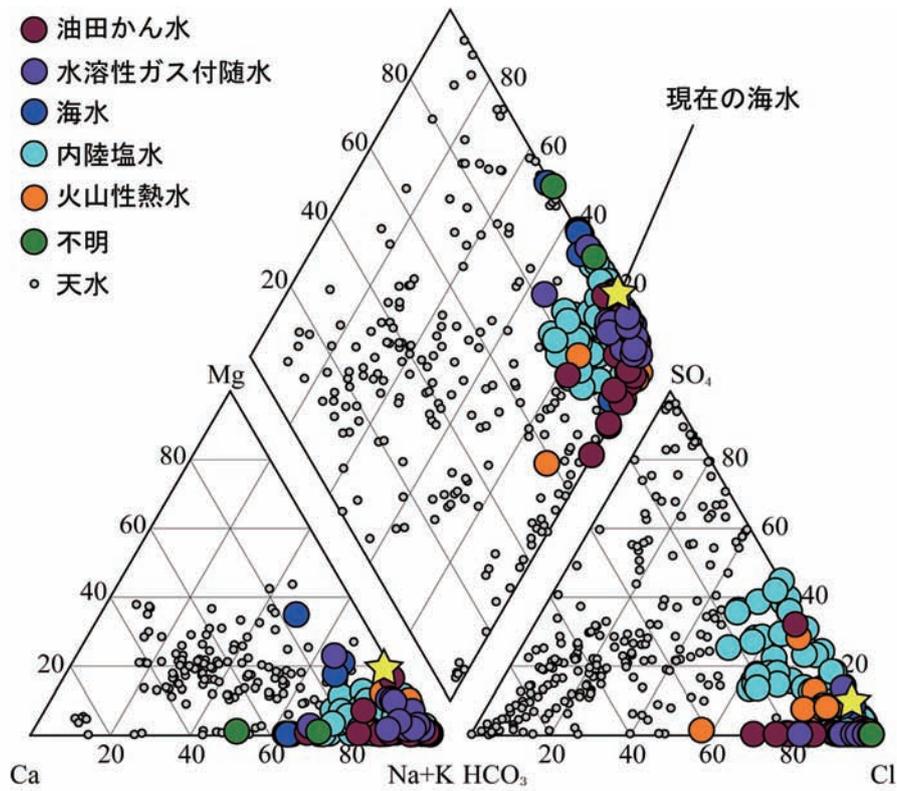


図 2-52 福島 - 新潟地域における既存地下水試料のキーダイヤグラム。(各起源により分類 (2.1.1) した結果を示した)

2.3.3.2 深部起源炭素の濃度および希ガス分布による深部流体の評価 西南日本地域（中国・四国地域）

2.1.2 では中国・四国地域において、TDIC 濃度およびその $\delta^{13}\text{C}$ 値を用いて、各々の地下水中含まれる深部起源炭素 (C_{ds}) 濃度を求めた。これは、地下深層から上昇し地下水系に混入した無機炭酸種の量と考えられる。この C_{ds} 濃度の分布を図 2-53(a) に示す。また、2.1.2.1 において、TDIC/ ^3He という地下水中の DIC が付加されたのか、 CaCO_3 として沈殿して失われたのかを示すパラメータ P を導入し、試料の TDIC/ ^3He 値 (F_s) を日本列島の最下限値と考えられる MORB 値の TDIC/ ^3He 値 ($=1.5 \times 10^9$) の一桁上の 10^{10} (F) で規格化し、対数表記 ($P = \log(F_s/F)$) で表した。この値は、たとえば、-2 の場合、少なくとも元々存在した DIC の 1 / 100 しか地下水中に DIC が残っていないことを示し、99% の DIC は CaCO_3 の沈殿として地下水から失われたことを示している。したがって、上述した C_{ds} 濃度値はこの DIC 反応パラメータ (P) 値が負の値を持つ場合には、実際に供給される深部起源炭素の量を評価する場合には、大幅に過小評価していることになる点に注意を要する。この DIC 反応のパラメータである P 値の分布を図 2-53(b) に示す。

まず、図 2-53(a) に示した深部起源炭素 (C_{ds}) 濃度の分布について記載する。特徴的であるのは、四国地方において、高濃度の C_{ds} がみられることである。中央構造線でみられるのは、前節に述べたように有馬型熱水の影響であることと矛盾しないが、付加体、特に四万十帯においても高濃度の C_{ds} が認められた。これらは、2.1 において海水起源と分類されたものではなく、起源不明とされた塩水およびそもそも塩水と分類されていない Cl 濃度の低い HCO_3 型の深層地下水である。ただし、高知市周辺の起源不明水においては、 C_{ds} が低濃度である。深部から上昇してくると考えられる C_{ds} 濃度が全般に高いにもかかわらず、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値は中央構造線沿いを除き低い値である。これは、地殻下部、およびマントルの位置などに関係している可能性がある。すなわち、 ^3He はマントル起源であるが四国の付加体直下にマントルはないことや、 C_{ds} は地殻直下を沈み込むスラブ起源であることと関係している可能性がある。四国における C_{ds} が広域にわたり高いという特徴は、近畿地方においても認められ、紀伊半島でも、ほぼ全域にわたり高濃度の C_{ds} が認められている (Morikawa *et al.*, 2004)。一方で、中央構造線より北の地域および中国地方全域（東部の内陸部を除く）で C_{ds} 濃度が低い傾向がある。中国地方東部の内陸部に C_{ds} 濃度が高い地域がある。この地域では、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値 (図 2-36) も若干高い傾向がみられる点で調和的である。山陰地域で C_{ds} 濃度が低いのは、非常に特徴的である。この地域では、図 2-36 で明らかなように、広域にわたり非常に高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値を持つ。しかも、火山性熱水に分類された地下水もこの地域内の三瓶山近傍に存在する。 C_{ds} は、深部から供給される炭酸濃度であるから、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値の高い地域では、高い C_{ds} 濃度を持つことが予想されるが、矛盾していることになる。しかし、後述するように CaCO_3 の沈殿により C_{ds} が失われた地域もあると考えられるため、全域にわたり深部からの C_{ds} の供給が小さいとはいえない点については注意が必要である。

次に、DIC 反応パラメータ (P) 値の分布について記載する。 P 値は、四国のほぼ全域でプラスの値であり、 C_{ds} はほとんど失われずに地下水中に含まれていることを意味する。山陰地域では、 P 値がマイナス値を持つ地域が存在し、その値は約 -2 であり、相当量の C_{ds} が沈殿していることが考えられる。最も低い P 値 ($=-3$) を示したものは、内陸塩水に分類された出雲周辺の深層地下水であり、前述したようにグリーンタフ型の水質を示す。また、本地域では低 Cl 濃度の地下水ほど SO_4 濃度が高くなる傾向があり (図 2-32)、それらはすべてグリーンタフ型の水質を示す。Ohwada *et al.* (2007) により、富山地方におけるグリーンタフ型の地下水の形成機構が解明され、それによると、このタイプの地下水が形成される際に地下からの CO_2 の供給が必要であり、さらに多量の CaCO_3 の沈殿も伴うと考えられている。出雲のグリーンタフ型地下水でも同様のプロセスで水質が形成されているとすれば、高い CO_2 供給量を推測させる高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値と低い C_{ds} 濃度の関係が矛盾なく説明できる。

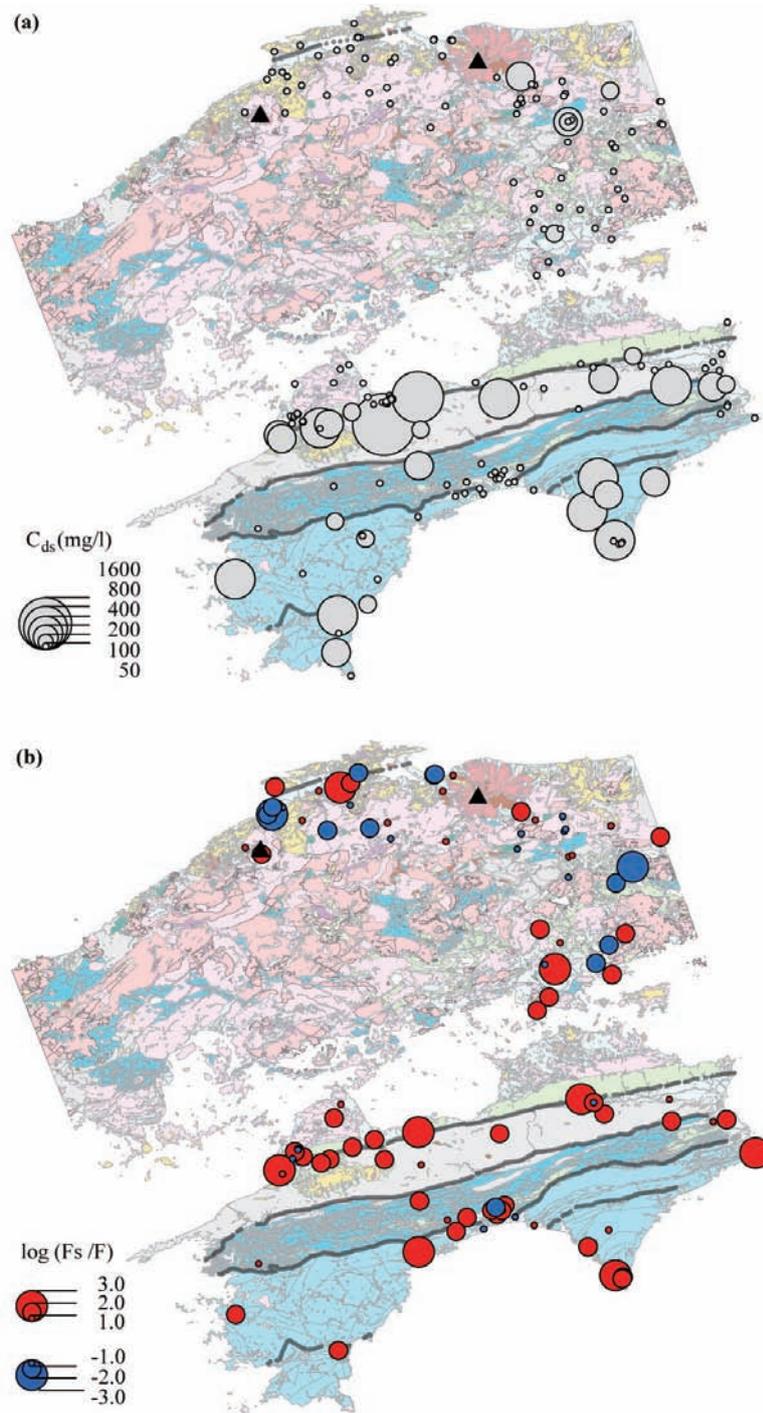


図 2-53 中国・四国地域における既存地下水試料の深部起源炭素濃度および P 値の分布。

(a) 深部起源炭素濃度 (C_{ds}), (b) P 値 ($=\log(F_s/F)$), F_s は各試料の $TDIC/{}^3\text{He}$ 比, F は規格化の値として 10^{10} とした (MORB の $TDIC/{}^3\text{He}$ 比 ($= 1.5 \times 10^9$) より一桁高く設定)

東北日本地域 (福島 - 新潟地域)

新潟の水溶性ガス田および油田地域に高い C_{ds} 濃度が存在する (図 2-54(a)), これらの起源は 2.1.2 に記載したように, $\delta^{13}\text{C}$ 値が異常に高い特徴があることから, 有機物の分解に伴い生成した CO_2 と考えられる. そのため, 正確な C_{ds} 濃度の見積りができない可能性がある. しかし, 図 2-37

にみられるように、この地域ではマントル起源ヘリウムの寄与を表す $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値が油田のあるグリーンタフ層内において非常に高いことから、深部起源のDICの寄与がある可能性は非常に高い。

次に、火山フロントよりも東側の前弧域においては、全般に C_{ds} 濃度が低い傾向が見られる。これはこの地域の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値が同様に低い値を持つことと調和的である。阿武隈地域の太平洋沿岸部および棚倉構造線と阿武隈花崗岩の西縁に挟まれる地域では、いくつかの高い C_{ds} 濃度の地点が存在する。したがって、東北地方の前弧域においては、マントル起源ガスは上昇してこないが、スラブ起源の CO_2 が上昇している可能性がある。本地域の内陸部において、高い C_{ds} 濃度を持つ地下水がいくつか存在する。まず、第四紀火山では、磐梯山周辺において高い C_{ds} 濃度が見られる。奥会津地熱地域—沼沢火山を含む只見川周辺地域および南会津地域でも高い C_{ds} 濃度である。奥会津地熱地域では、塩水の起源として火山性熱水が推定されており、 C_{ds} も火山性であると考えられる。沼沢火山を含む只見川周辺地域では、高温かつ高Cl濃度で、さらに、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値も高い特徴を有する。また、会津盆地北縁から西北西に帯状に高い C_{ds} 濃度を示している。この場所では、塩水も存在し、内陸塩水と分類されている。水温は高く $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値も非常に高い値である。よって、本地域では、マントルと地表をつなぐガスの通路となりうる地下構造が存在する可能性が考えられる。これらの地域の深層地下水の成因については、次節において塩水の起源とともに議論する。

次に、DIC反応パラメータ(P)値の分布(図2-54(b))について記載する。新潟地域では一地点を除きすべてマイナスの値である。すなわち、相当量の炭酸が沈殿により失われていることを意味している。それにもかかわらず、比較的高濃度の HCO_3^- を含有している地域でもある点が非常に特徴的である。阿武隈東の太平洋岸地域では、基本的にP値はプラスであるが、一部でマイナス値を持つ。その一点は、起源不明に分類され、前節において、陰イオンがほぼClのみとなっている塩水である。この塩水に関しては、実際には深部起源炭素の供給がある可能性がある。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値が高く、火山性熱水の寄与が考えられる会津盆地—奥会津地熱地域においても、このP値はマイナス値(約-2)であった。つまり、供給された C_{ds} の99%が沈殿により失われたと考えられる。奥会津では、 C_{ds} 濃度が高いので、実際には、さらにその100倍に達する C_{ds} の供給があると推定される。会津盆地において、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値が高いにもかかわらず C_{ds} 濃度が低いが、 CaCO_3 により C_{ds} が沈殿したためと考えられる。

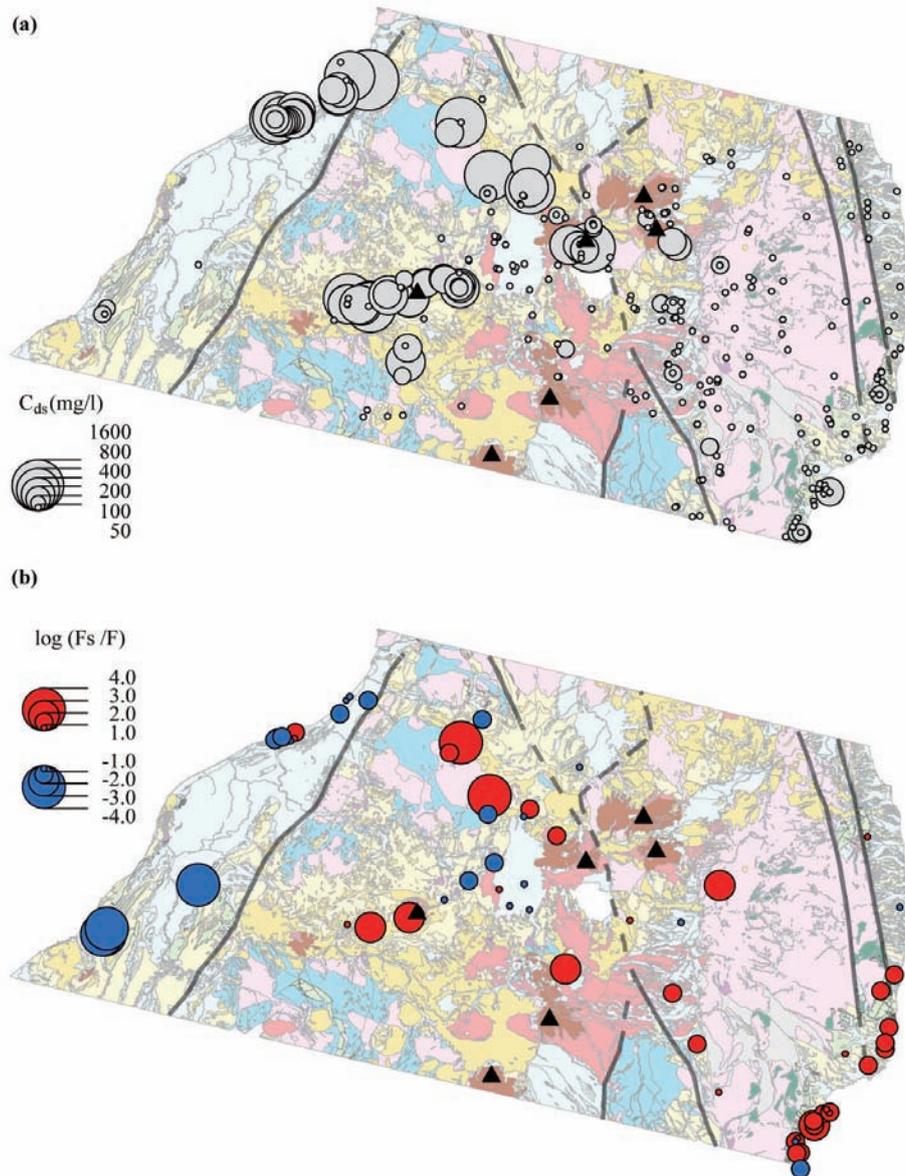


図 2-54 福島 - 新潟地域における既存地下水試料の深部起源炭素濃度および P 値の分布。

(a) 深部起源炭素濃度 (C_{ds}), (b) P 値 ($=\log(F_s / F)$), F_s は各試料の $TDIC/{}^3He$ 比, F は規格化の値として 10^{10} とした (MORB の $TDIC/{}^3He$ 比 ($= 1.5 \times 10^9$) より一桁高く設定)。

2.3.3.3 東北日本地域の内陸塩水の成因解釈

本節では、福島 - 新潟地域において、数多く見つかる内陸塩水について詳細に検討を加える。図 2-37 および図 2-54(a) により明らかになった非常に高い ${}^3He/{}^4He$ 値および C_{ds} 濃度を示す内陸塩水を、その地理的分布から“不明 1”および“不明 2”と分類した。まず“不明 1”は、沼沢火山を含む会津盆地の西から只見川周辺へ 60km のびる地域に分布する内陸塩水である(図 2-55)。次に“不明 2”は、磐梯山から西北西に約 80km のびる地域に分布する内陸塩水である。また、南会津から只見にいたる帯状地域の高い C_{ds} 濃度を示す地域の内陸塩水を“不明 3”とし、さらにいずれにも当てはまらない内陸塩水を“不明 4”とした。

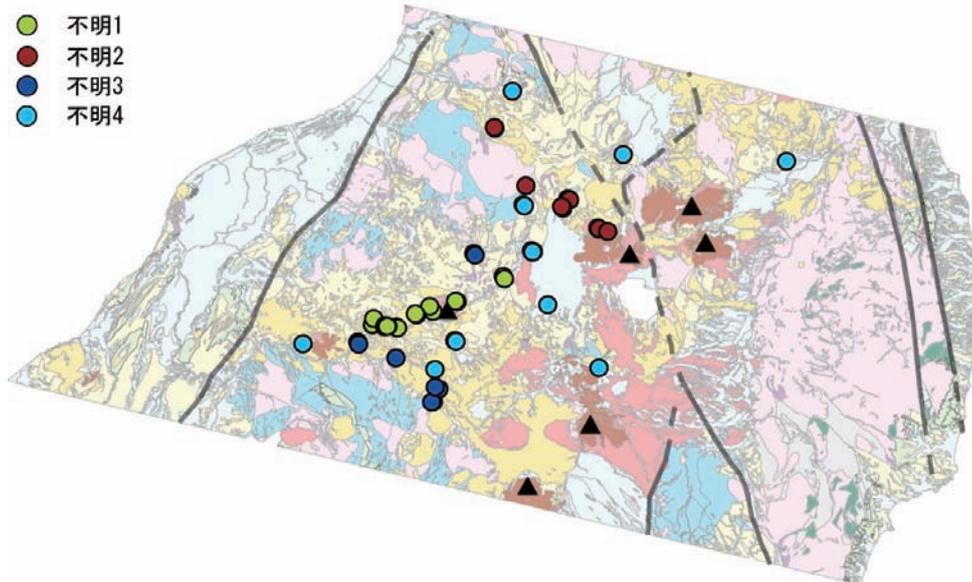


図 2-55 福島 - 新潟地域における内陸塩水の区分.

これらの関係を δD , $\delta^{18}O$ および Cl 濃度の分布 (図 2-56, 図 2-57) でみたところ, それぞれの不明グループで固有の関係があることがわかった. “不明 1” に分類した塩水は, 水の同位体組成では端成分がマグマ起源水の方向に, $\delta^{18}O$ 値と Cl 濃度の関係でも同じ方向に分布することがわかる (図 2-56, 図 2-57(b)). この帯状分布の中心には沼沢火山が存在しており, 本地域の塩水 (不明 1) は, マグマ起源の火山性熱水の可能性がある. 一方, “不明 2” の塩水についても, 同様の同位体組成および Cl 濃度の関係から, そのグループ内でとじた混合関係があるように見える (図 2-56, 図 2-57). “不明 2” の塩水の端成分は, δD 値はあまり変化せず Cl 濃度と $\delta^{18}O$ 値が増える方向にある. この方向の端成分は, マグマ起源水でも有馬型深部熱水でもない高い塩濃度の熱水であると考えられ, マントル起源のヘリウムと深部起源炭酸を多量に含むと推定される. 深部から上昇してくる流体であることは間違いないが, その成因についてはよくわからない. 次に, “不明 3” に分類した塩水について, 同様に同位体組成と Cl 濃度の関係がみえてくる (図 2-56, 図 2-57). この端成分はほぼ只見における塩水そのものと考えられ, 天水との混合線上に塩水が存在する. この塩水は $\delta^{18}O$ と Cl の関係で見ると, 現在の海水よりもかなり Cl 濃度が高い端成分, あるいは, 現在の海水よりも $\delta^{18}O$ がかなり低い塩水の特徴を持つ. ここで, 2.2.1 に詳述した新潟の水溶性ガス付随水 (図 2-25(b)) に着目し比較すると, 端成分の $\delta^{18}O$ 値が若干低い, 非常によく似た関係があることがわかる. 水溶性ガス付随水は, 非常に古い年代をもつ変質した海水と考えられる. 本地域は新潟のガス田よりもさらに内陸にある. $\delta^{18}O$ 値がマイナスにシフトする原因の一つとして, 100°C 以下の低温で岩石と海水が同位体交換反応を起こした可能性が考えられる. 以上から, 只見の塩水 (“不明 3” の端成分) は, 非常に古い変質した海水である可能性が考えられる. “不明 4” に分類された塩水は, 福島新潟地域の内陸部にひろく点在するが, 水の同位体組成と Cl 濃度の関係は非常に明瞭である. すなわち, 天水線上に分布するが, δD と $\delta^{18}O$ 値が高くなるとともに, Cl 濃度が増加する. その延長には, 新潟の水溶性ガス付随水の端成分が存在する. この “不明 3” および “不明 4” の塩水には若干の C_{ds} の付加が考えられるが, $^3He/^4He$ 値はそれほど高くない特徴を持つ. したがって, これらの起源 “不明 3” および “不明 4” の内陸塩水は, 深部上昇型ではなく, 非常に古い海水を起源とする停滞型の塩水であると推定される.

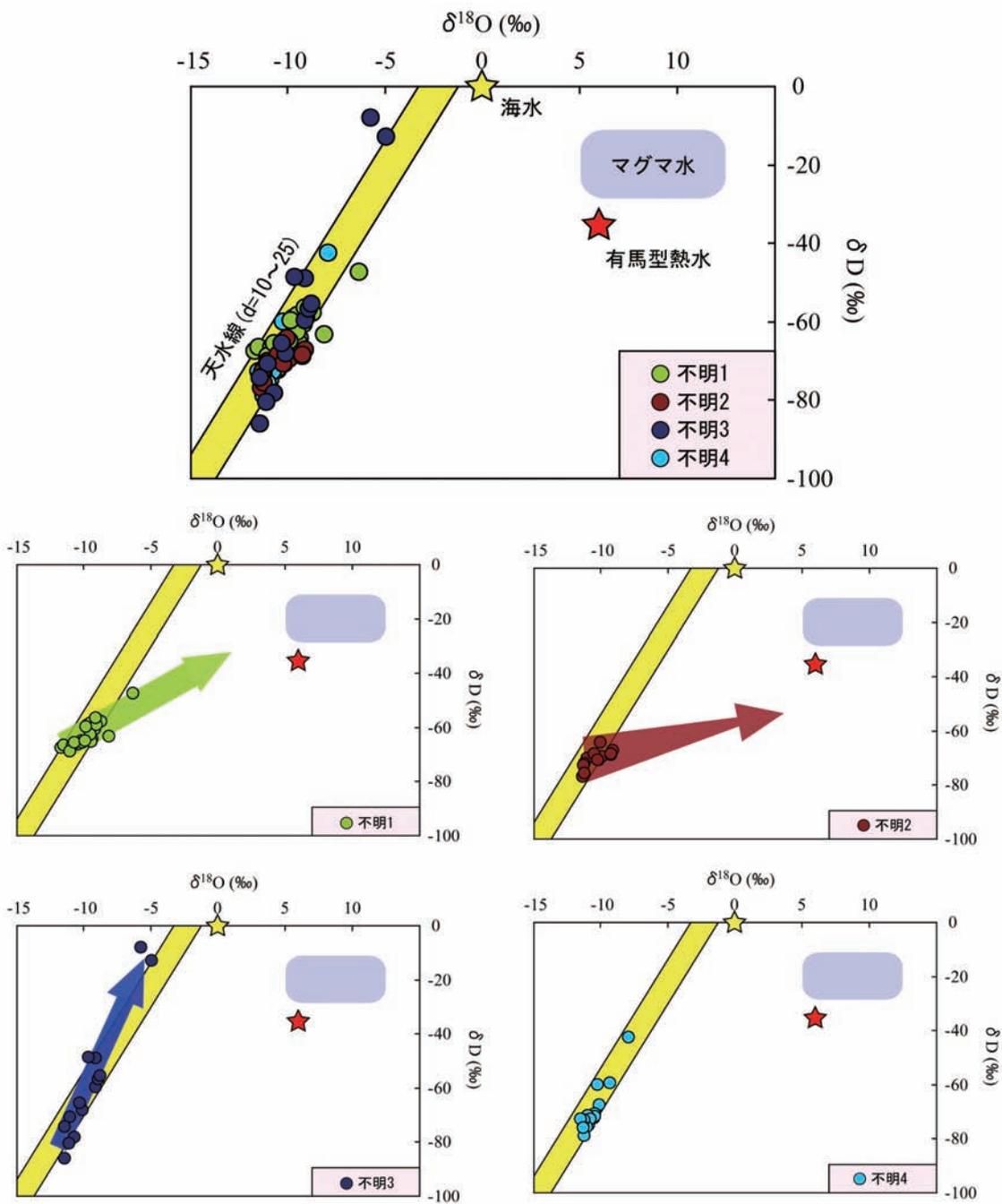


図 2-56 福島 - 新潟地域における内陸塩水の各区分の水素酸素同位体比。

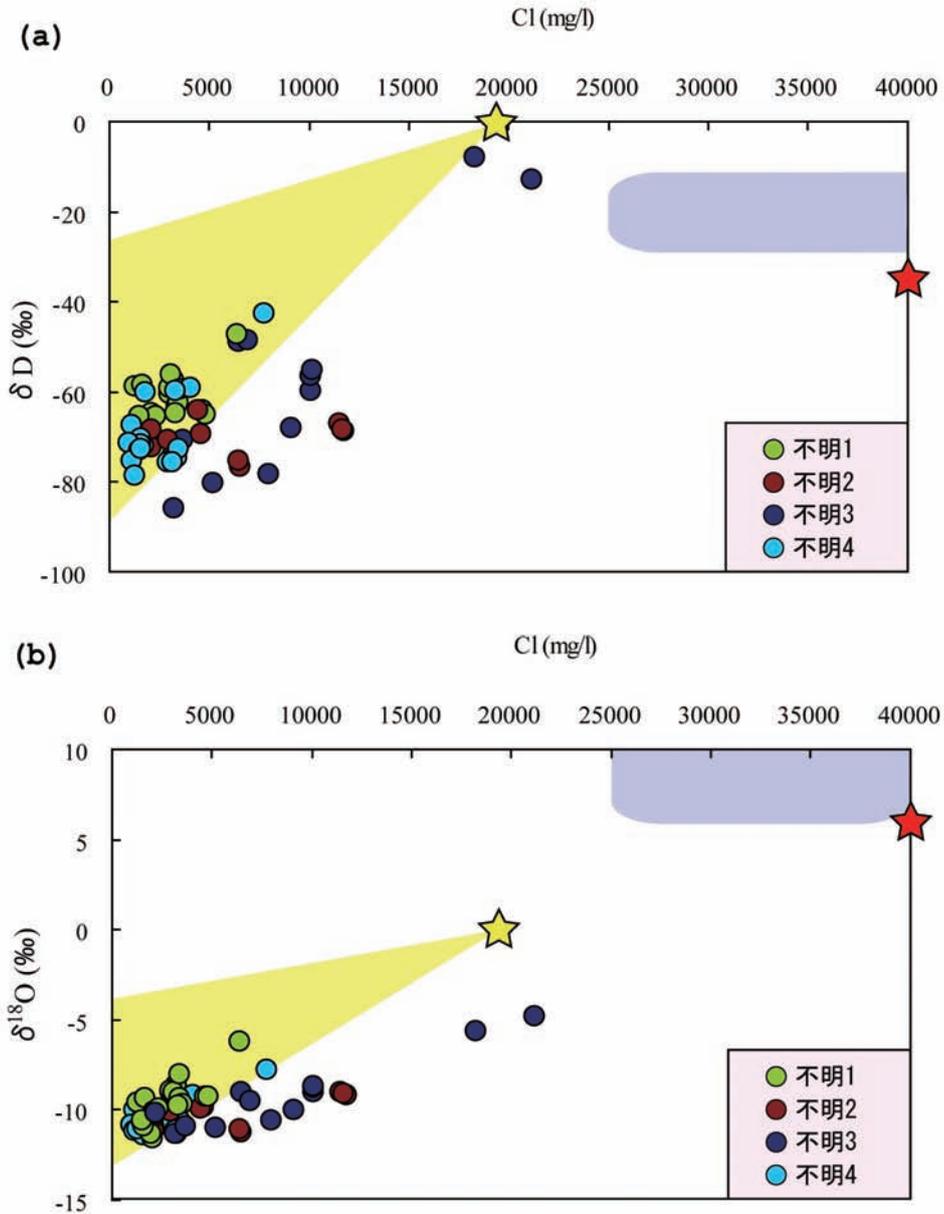


図 2-57 福島 - 新潟地域における内陸塩水の各区分の (a) Cl- 酸素同位体プロット, (b) Cl- 水素同位体プロット.

内陸塩水と区分した塩水は、図 2-52 のキーダイヤグラム上の水質では、ほとんど違いがみられなかった。しかし、実際には、この内陸塩水は、少なくとも 3つの成因に分類され、火山性熱水や深部上昇型の非火山性熱水あるいは非常に古い海水と考えられる。これら内陸塩水はいずれも温度が高い特徴がある。古い海水を起源とする停滞型塩水でも水温が高く、一部についてはマンタル起源ガスの寄与も有意に認められる。これらの停滞型の古い海水は例外なく第三紀堆積岩層の地域にあり、その層厚は数 km にもおよぶ地域がある。したがって、これら停滞型の非常に古い海水を起源とすると考えられる塩水にしても、ある程度深い深度に超長期にわたり胚胎し、応力場による胚胎層の圧縮や圧密により深層から上昇してきた可能性も否定できない。また、今回新たに可能性が指摘された有馬型とは異なる深部上昇熱水の存在についてもより詳細な調査および検討を行うべきであろう。

2.3.3.4 深部流体の特徴、特性と地質、構造との関係

まず、西南日本弧と東北日本弧の沈み込み帯の違いについて、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値の分布からわかる事項を記載する。中国—四国地域では高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値は中央構造線よりも北でみられ、このことはその地域の地殻直下でよりマントル由来の ^3He が上昇していることを示している。一方、中央構造線よりも南側の付加体地域において、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値による深部起源物質の検出はほとんどできなかったが、同地域では深部起源炭素濃度が高いため、深部からの物質供給はあると考えられる。一方、東北日本においては、火山フロントを境にして $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値が大きく異なり、背弧側で高く、前弧域では低い値を示している。

2.3.3.5 深部流体活動と深部低周波地震の関連

西南日本においては、有馬型と分類される深部流体が有馬—高槻構造線および中央構造線に沿って上昇している。地下深部から上昇していると考えられる深部流体は CO_2 を含む塩水であり、深部では熱水として存在していると考えられる。本節では、その濃度に高温の履歴を反映すると考えられるリチウム (Li) 濃度、塩素 (Cl) 濃度および深部起源炭素 (C_{ds}) 濃度について深部流体活動の指標として着目する。そして、その深部流体活動の将来予測のため、活動に関連すると考えられる自然事象である深部低周波地震 (DLF 地震) との関連について調査を行った結果を示す。

深部低周波地震 (DLF) の分布と成因

図 2-58 に示すように、本地域では特徴的な深部低周波微動 (DLF 微動) が東海—紀伊半島—四国にいたる約 1000km にわたり帯上に生じ、その深度は約 35km で沈み込むフィリピン海プレートと上盤のユーラシアプレートの境界に位置する (Obara, 2002)。この微動の原因は、フィリピン海プレートの沈み込みに関連するスラブの脱水により発生した熱水活動によるものと推測されている (Obara, 2002)。また、本地域においては、孤立型の DLF 地震も多数起きており、大阪湾、有馬、京都府中部、鳥取県西部、三次北部、三瓶山等でも生じている (高橋・宮村, 2009)。これらの震源の深さは 20-40km であり、地殻下部に相当する。Ohmi and Obara (2002) によれば、2000 年に起きた鳥取県西部地震の震源域では、それ以前から DLF が起きており、DLF の観測から地震断層の活動に際し流体の関与を指摘している。また、長谷川ほか (2008) は、それまでの地震波の研究の総括として、スラブからの水の供給と地震の関係をまとめており、その中で DLF が内陸型の地震を引き起こす引き金となる熱水活動の存在を示しているとしている。

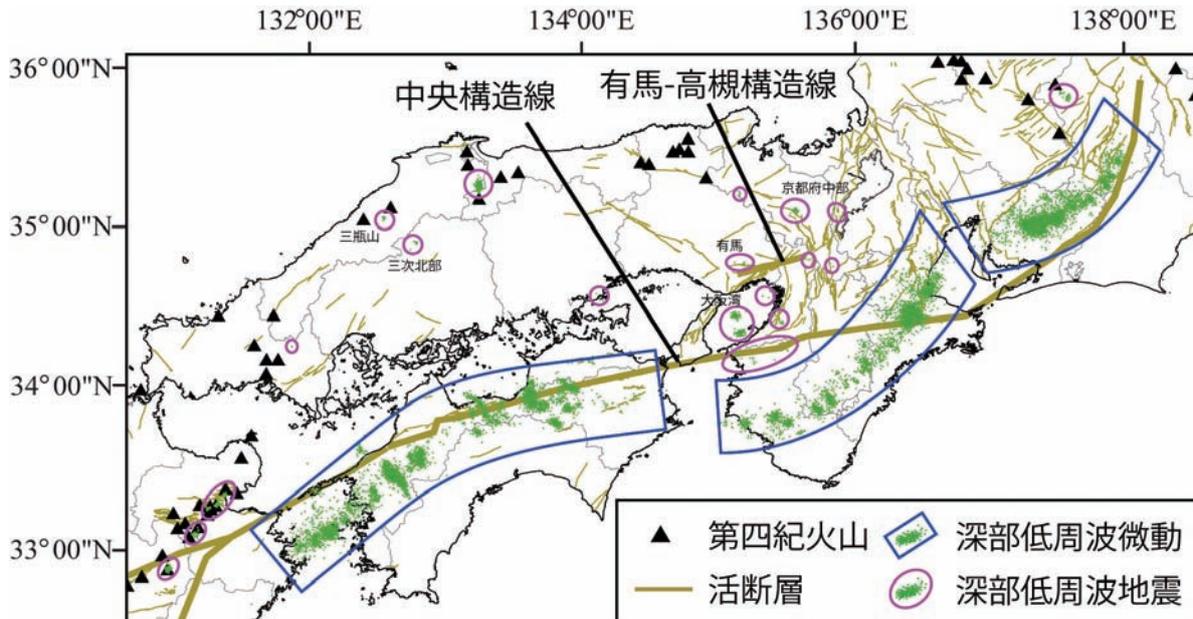


図 2-58 調査地域における第四紀火山，断層・構造線，深部低周波微動・地震の分布。

深層地下水の Li 濃度分布

先に述べたように Li は，高温環境で岩石・鉱物から水に濃集し，低温になった後でもその濃度が維持される性質がある (James *et al.*, 2003)。したがって，Li 濃度の分布は高温の熱履歴を持った深部上昇流体の深層地下水への混入の指標として活用できる。深層地下水データベースに収録されているデータのうち，Cl 濃度が 1,000 mg/L 以上の塩水について，Li 濃度の分布図を作成した (図 2-59)。本図より，Li 濃度が 10 mg/L 以上 (赤系の色) の地下水の多くは構造線沿いに分布しており，このうち 100 mg/L 以上の深層地下水は近畿地方中央部に集中している。

Li は塩水によりもたらされると考えられるので，深部上昇流体起源の塩水を含む深層地下水は Li/Cl 比が高くなると考えられる。Cl 濃度が 200 mg/L 以上の塩水について，Li/Cl (重量比) を図 2-60 に示す。Li/Cl 比で深部上昇流体起源の塩水の分布をみた場合，より多く地点で深部上昇流体の影響がみられる。特に山陰地方と四国において顕著であり，DLF 微動上および鳥取県西部の近傍に高い Li/Cl が見つかる。これは，Cl 濃度が 200mg/L 以上のものについて解析したため，より浅層地下水による希釈が大きな地下水についても，深部上昇流体の痕跡を把握できたためであろう。

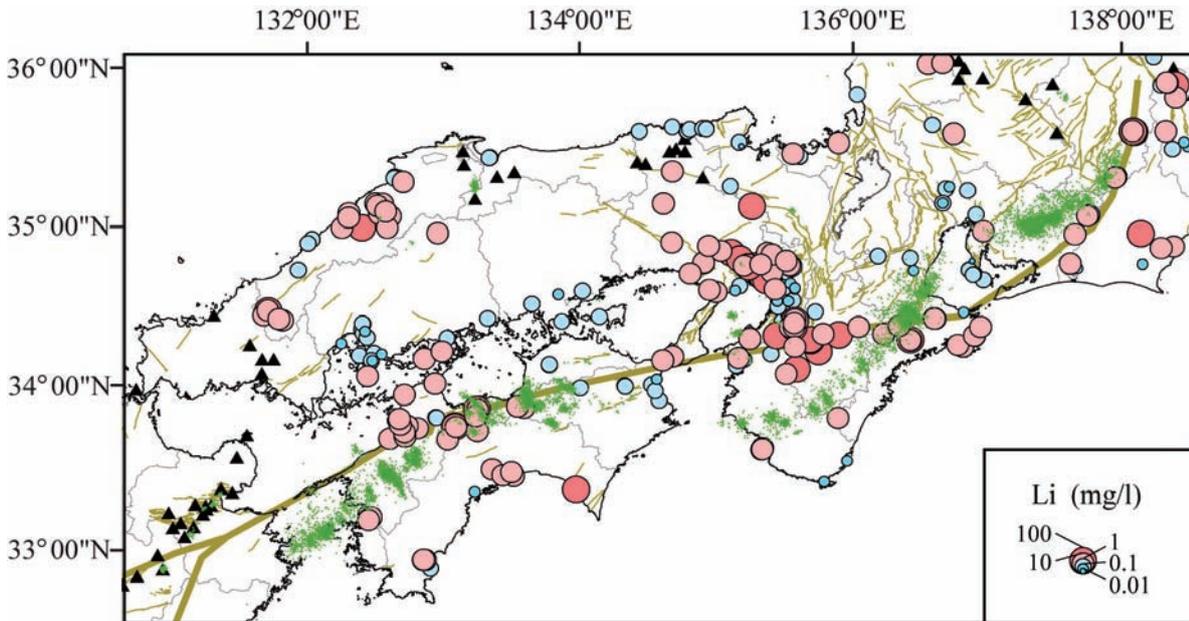


図 2-59 Li 濃度の分布 (Cl 濃度 > 1000mg/L).

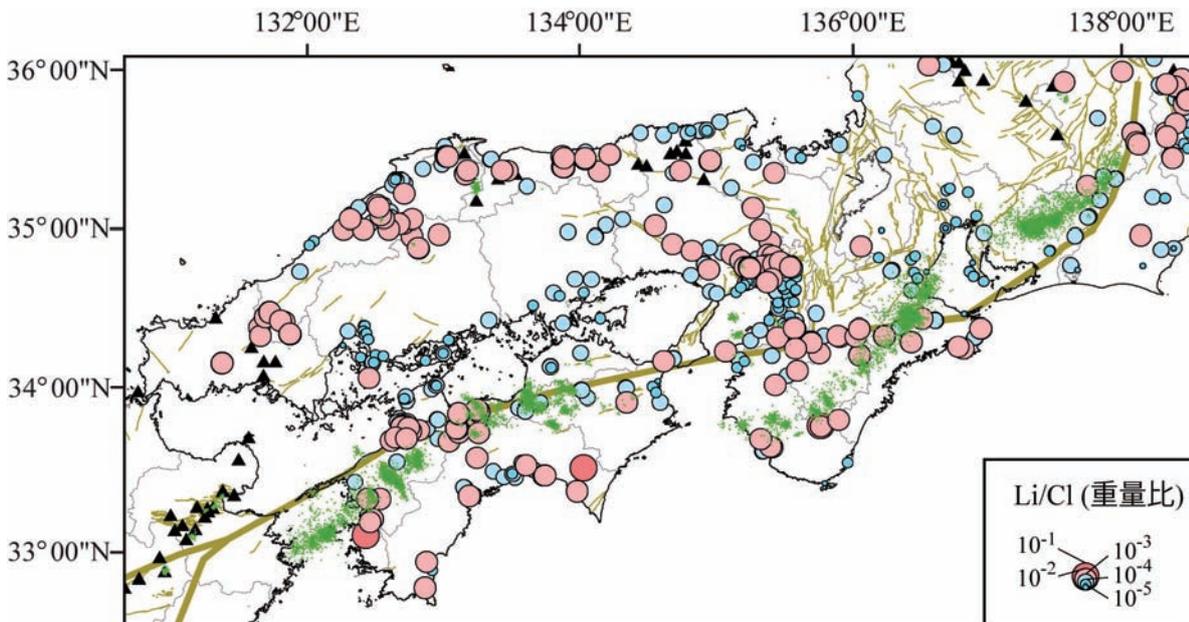


図 2-60 Li/Cl (重量比) の分布 (Cl 濃度 > 200mg/L).

深層地下水の Cl 濃度分布

深部上昇流体が高い Cl 濃度を持つという特徴は、それが地表へ上昇する深部流体活動の評価に利用可能であると考えられる。しかし、特に沿岸域や堆積盆などに存在する海水起源の塩水と区別する必要がある。まず、Cl 濃度が 1000 mg/L 未満の地下水を天水起源とし、それ以外の地下水について 2.1 および 2.3.3 に示した起源解析手法を用い、水の水素・酸素安定同位体比から海水（または古い海水）起源と海水起源以外の地下水に分類した。後者には深部上昇流体起源の塩水を多く含むはずであり、本節では、これを深部上昇流体起源のものとして扱う。東海地方沿岸域の一部の試料については、油田かん水起源であることが明らかとなっているため、深部上昇流体の区分からはずした。この

ようにして求めた、深部上昇流体が混入する深層地下水の Cl 濃度分布を図 2-61 に示す。図より Cl 濃度の分布が Li 濃度あるいは Li/Cl 比が高い地下水の分布 (図 2-59; 図 2-60) とほぼ類似していることがわかる。どちらも独立した地下水パラメータであり、その類似性の存在にはこの手法の妥当性の評価の面で大きな意味がある。高濃度の深部上昇流体起源の Cl の分布は、中央構造線、有馬-高槻構造線沿いおよび近畿地方中央部に顕著である。構造線以外の場所では、孤立型の DLF 地震近傍にみられる。Li 濃度が低い瀬戸内東部や近畿南部沿岸域の深層地下水はいずれも海水起源に区分されており整合的である。一方、近畿南部の深部低周波地震が集中している地域や瀬戸内西部の試料など Li 濃度あるいは Li/Cl 比は高いものの海水起源として区分された深層地下水も存在する。これは水の同位体組成による区分が、感度的に完全ではないことを示しているのであろう。

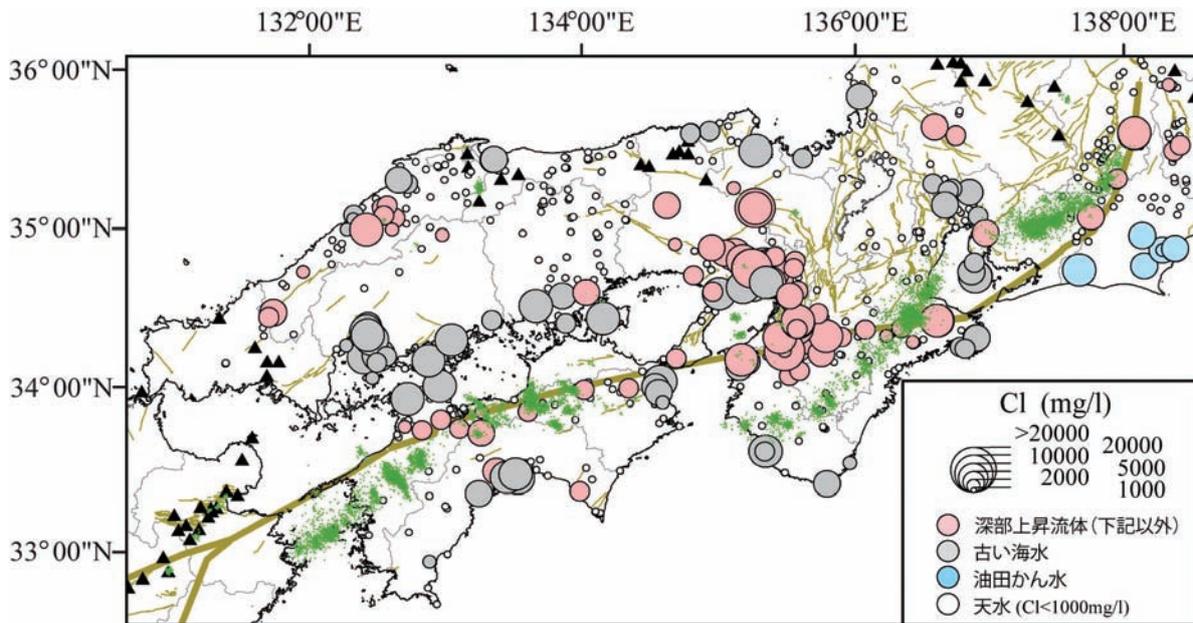


図 2-61 Cl 濃度の分布 (Cl 濃度 > 1000mg/L)

深層地下水の C_{ds} 濃度分布

本項では、深部上昇流体の検出という面では感度があまりよくない水の同位体組成に代わり、検出感度面では優位である深部起源炭素 (C_{ds}) 濃度の指標を用いる (2.1.2)。 C_{ds} 濃度を用いる利点は、深部上昇流体に含まれる C_{ds} が主に CO_2 として浅部に運搬されると考えられるため、深部上昇流体が炭酸濃度の低い浅層地下水の混入を受けても、痕跡が残りやすいことによる。また、近畿地方では、地下水中のネオン (Ne) 濃度が大気平衡値から大きくずれ、Cl 型の地下水では Ne が脱ガス、 HCO_3 型の地下水では、Ne がガスとして付加されていることがわかり、その原因として以下に述べる過程が生じていると提案されている (Morikawa *et al.*, 2004)。深層に供給された深部上昇流体は、 $CO_2(+Ne)$ を分離し、より浅層の地下水に深部起源の $CO_2(+Ne)$ を供給し、 CO_2 を分離した塩水自体は深層にとどまるため中々観測できないというものである。もし、これが事実であれば、 C_{ds} は上述の Li 濃度あるいは Cl 濃度よりも、より広範囲に深部上昇流体の上昇する場についての情報を与えると考えられる。

C_{ds} 濃度の分布を図 2-62 に示す。 C_{ds} 濃度は、Li 濃度、Li/Cl 比や深部上昇流体起源の Cl 濃度の分布と同様に、中央構造線や有馬-高槻構造線沿いで高いことがわかる。また、他のパラメータでは関連がわからなかった三次北部や香川北部に存在する孤立型の DLF 地震に対応する地点で高い C_{ds} 濃度の地下水が存在することがわかる。 C_{ds} 濃度分布の特徴は、Li 濃度および Cl 濃度に比べ、Li/Cl の

分布に近い。深部上昇流体の検出感度がこの両者のパラメータで高いためであると考えられる。

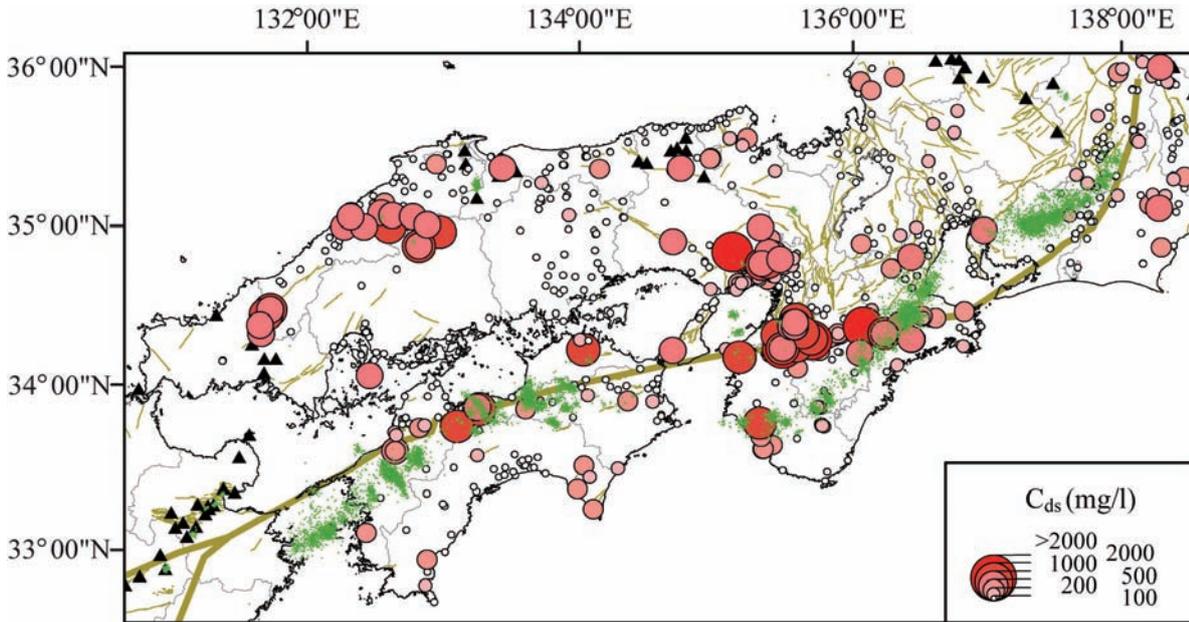


図 2-62 C_{ds} 濃度の分布.

深部上昇流体の上昇場と DLF 地震域との関連

本項で検討した結果をまとめると以下のようなになる。深層地下水の Li 濃度, Li/Cl 比, Cl 濃度 (水の同位体比による区分が必要), および C_{ds} 濃度により, 深部上昇流体の検出が可能であり, 上昇域についての情報が得られた。一方, 熱水の存在が推定される DLF の震源位置と深部上昇流体の上昇場は完全な一致はないものの, 強く関連を示唆する分布となっている。DLF の震源は地殻下部にあり, その直上に熱水は湧出できず, 上部地殻における熱水上昇の“水みちとしての断層, 構造線”に沿って上昇していると考えられる。以上により, 深部上昇流体による熱水活動の発生場所および上昇場所についての情報を得ることができた。本検討結果に基づいて, 今後研究をすすめることにより深部流体活動の規模の評価や将来予測手法の開発につながると考えられる。

引用文献

- Andrews, J. N. (1985) The isotopic composition of radiogenic helium and its use to study groundwater movement in confined aquifers. *Chem. Geol.*, 49, 339-351.
- Andrews, J. N., Fontes, J. Ch., Michelot, J. L. and Elmore, D. (1986) In-situ neutron flux, ^{36}Cl production and groundwater evolution in crystalline rocks at Stripa, Sweden. *Earth Planet. Sci.Lett.*, 77, 49-58.
- Ballentine, C. J., Burgess, R. and Marty B. (2002) Tracing fluid origin, transport and interaction in the crust. -Noble gases- In geochemistry and cosmochemistry, *Reviews in Mineralogy and geochemistry*, 47, 539-614.
- Dia, A. N., Cohen, A. S., O'Nions, R. K. and Shackleton, N. J. (1992) Seawater Sr isotope variation over the past 300kyr and influence of global climate cycles. *Nature*, 356, 786-788.
- Franklyn, M. T., McNutt, R. H., Kamineni, D. C., Gascoyne, M., Fraps, S. K. (1991) Groundwater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values in the Eye-Dashwa Lakes pluton, Canada: Evidence for plagioclase-water reaction. *Chem. Geol.*, 86, 111-122.
- 福田 理 (1985a) 日本のホウ素資源と水溶性ホウ素鉱床 - その1. *地質ニュース*, No.370, 28-44.
- 福田 理 (1985b) 日本のホウ素資源と水溶性ホウ素鉱床 - その2. *地質ニュース*, No.371, 40-55.
- 福田 理 (1985c) 日本にもあった? リチウム資源～有馬温泉の地質と地球化学～. *地質ニュース*, No.371, 29-51.
- Galindo-Uribarri, A., Beene, J. R. and Danchev, M. (2007) Pushing the limits of accelerator mass spectrometry. *Nucl. Instr. And Meth.*, B 259, 123-130.
- 長谷川昭・中島淳一・北佐枝子・辻 優介・新居恭平・岡田知己・松澤 暢・趙 大鵬 (2008) 地震波でみた東北日本沈み込み帯の水の循環—スラブから島弧地殻への水の供給. *地学雑誌*, 117, 59-75.
- Hoefs, J. (2004) *Stable isotope geochemistry*. Springer, 244pp.
- 井上睦夫・杉本幸司・中村 昇・小村和久 (2000) 1995年兵庫県南部地震前後における神戸地下水中のSr同位体比及び親石元素組成の変化. *地球化学*, 34, 91-101.
- James, R.H., Allen, D.E. and Seyfried Jr., W.E.S. (2003) . An experimental study of alteration of oceanic crust and terrigenous sediments at moderate temperatures (51 to 350 °C) : insights as to chemical processes in near-shore ridge-flank hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67, 681-691.
- 加藤 進・梶原義照 (1986) 新潟地域油・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成. *石油技術協会誌*, 51, 113-122.
- 加藤 進 (1987) グリーンタフ貯留岩の地層流体—新潟地域グリーンタフ炭化水素鉱床の石油地質学的研究 その2—. *石油技術協会誌*, 52, 33-42.
- 加藤 進・安田善雄・西田英毅 (2000) 秋田・山形地域油・ガス田の地層水の地球化学. *石油技術協会誌*, 65, 229-237.
- 越谷 信 (1988) 棚倉破碎帯の変形と運動. *地質学雑誌*, 92, 15-29.
- Mahara, Y., Ito, Y., Nakamura, T. and Kudo, A. (2004) Comparison of ^{36}Cl measurements at three laboratories around the world. *Nucl. Instr. And Meth.*, B 223-224, 479-482.
- 馬原保典・中田英二・大山隆弘・宮川公雄・五十嵐敏文・市原義久・松本裕之 (2006) 化石海水の同定法の提案—太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価—. *地下水学会誌*,

- 48, 17-33.
- 丸山茂徳・大森聡一・岩瀬康行 (2004) 日本列島直下で現在進行中の広域変成作用. 地学雑誌, 113, 600-616.
- 松尾禎士 (1989) 地球化学. 講談社サイエンティフィック, 266pp.
- McNutt, R. H. (2001) Strontium Isotopes. In Environmental Tracers in Subsurface Hydrology, edited by P. Cook and A. L. Herczeg, pp. 425-439, Kluwer Academic Publishers, Boston.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Takahashi, H. A., Inamura, A., Ohwada, M., Yasuhara, M., Takahashi, M., Ritchie, B. E., Nagao, K. and Sumino, H. (2004) Chemical and isotopic compositions of thermal water related with possible ascending deep fluids in Kii Peninsula, SW Japan. 2004 AGU Fall Meeting (San Francisco, CA), EOS, Transactions, AGU, 85, Fall Meeting Supplement, V13A-1442.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Yasuhara, M., Inamura, A., Nagao, K., Sumino, H. and Ohwada, M. (2005) Estimation of groundwater residence time in a geologically active region by coupling ^4He concentration with helium isotopic ratios. Geophys. Res. Lett., 32, L02406, doi:10.1029/2004GL021501.
- 村岡洋文・阪口圭一・玉生志郎・佐々木宗建・茂野 博・水垣桂子 (2007) 日本の熱水系アトラス (第1版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 110pp.
- Mizota, C. and Kusakabe, M. (1994) Spatial distribution of δD - $\delta^{18}\text{O}$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China. Geochem. J., 28, 387-410.
- 日本の地質「中部地方I」編集委員会 (1988) 日本の地質4, 中部地方I.
- 日本の石油・天然ガス資源編集委員会 (1992) 改訂版日本の石油・天然ガス資源.
- 日本列島の地質編集委員会編 (2002) 理科年表読本 コンピュータグラフィックス 日本列島の地質 CD-ROM版.
- 新潟県 (2000) 新潟県地質図説明書.
- Notsu, K., Wakita, H. and Nakamura, Y. (1988) Strontium isotopic composition of oil-field and gas-field waters, Japan. Appl. Geochem., 3, 173-176.
- Notsu, K., Wakita, H., Nakamura, Y. (1991) Strontium isotopic composition of hot spring and mineral spring waters, Japan. Appl. Geochem., 6, 543-551.
- 大沢信二・網田和宏・山田 誠・風早康平 (2006) 宮崎県の大深度掘削温泉から流出する続成流体. 温泉科学, 56, 90.
- Obara, K. (2002) Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. Science, 296, 1679-1681.
- Ohmi, S. and Obara, K. (2002) Deep low-frequency earthquakes beneath the focal region of the Mw 6.7 2000 Western Tottori earthquake. Geophys. Res. Lett., 29, 10.1029/2001GL014469.
- Ohwada, M., Satake, H., Nagao, K. and Kazahaya, K. (2007) Formation processes of thermal waters in Green Tuff: A geochemical study in the Hokuriku district, central Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 168, 55-67.
- Pearson, Jr., F.J., Balderer, W., Loosli, H. H., Lehmann, B. E., Matter, A., Peters, T. J., Schmassmann, H. and Gautschi, A. (1991) Applied Isotope Hydrogeology. A case study in northern Switzerland, Elsevier.
- 酒井 均・大木靖衛 (1978) 日本の温泉. 科学, 48, 41-52.
- 酒井 均・松久幸敬 (1996) 安定同位体地球化学. 東京大学出版会, 403pp.

- 佐野有司 (1996) ヘリウム・炭素同位体比からみたマグマ起源ガスと地殻物質との相互作用. 地質学論集, 46, 83-90.
- Sano, Y. (1986) Helium flux from the solid Earth. *Geochem. J.*, 20, 227-232.
- Sano, Y. and Wakita, H. (1985) Geophysical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism. *J. Geophys. Res.*, 90, 8729-8741.
- Sano, Y. and Marty, B. (1995) Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. *Chem. Geol.*, 119, 265-274.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター編 (2007) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料ー長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方ー. 地質調査総合センター研究資料集, no. 459, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2007) 20万分の1日本シームレス地質図データベース 2007年5月12日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 茂野 博・阿部喜久男 (1987) 温泉・噴気の化学に基づく仙岩地域熱水系の概念的モデル. 地質調査報告, No.266, 251-283.
- Stuiver, M. and Polach, H.A. (1977) Discussion; reporting C-14 data. *Radiocarbon*, 19, 355-363.
- 高橋浩晃, 宮村淳一 (2009) 日本列島における深部低周波地震の発生状況. 北海道大学地球物理学研究報告, 72, 177-190.
- 地質学ハンドブック (2001) 加藤碩一・脇田浩二 (総編集), 朝倉書店, 696pp.
- Zhao, D., Wang, Z., Umino, N. and Hasegawa, A. (2009) Mapping the mantle wedge and interplate thrust zone of the northeast Japan arc. *Tectonophysics*, 467, 89-106.

第3章 地質構造と地下水流動の関連評価手法*

3.1 既存反射法探査結果の解析による地下構造と地下水異常の関係の推定手法

既存反射法データの解析により明らかとなった浅部地質構造と地下水異常との関係について、神戸～西大阪地域の臨海平野部における例を用いて示す。もともと、神戸～西大阪地域の臨海平野部では、高橋（1967）により伊丹市・尼崎市の地下水温の増温率が著しく高いことが、石井ほか（1996）により臨海平野部地下に地下水温の高温異常帯が存在することが報告されている。

3.1.1 既存反射法探査結果の解析手法

既存反射法探査結果として、横倉ほか（1999）による GS-4L 測線および GS-5B 測線が存在する（図 3-1(a)）。このデータを基に、平野地下浅部（主たる対象は 500m 以浅）を対象とした再解析及び接合処理により、臨海平野部の浅部地下構造のより正確な把握が可能である。浅部地下構造に焦点をあてた再解析では、海陸境界域の接合処理にあたって発振源（GI 型エアガン・バイブレーター）－受振器（ハイドロフォン・ジオフォン）の位相補正を行うとともに、陸域の GS-4L 測線においては表面波を、GS-5B 測線においては短周期多重反射波を抑制対象にしたノイズ抑制処理を行い、屈折波トモグラフィー法（白石ほか，2009）による速度構造解析も行う。さらに、GS-4L 測線および GS-5B 測線の接合のため、ジオメトリー準拋型のマイグレーション処理を行うとともに、浅部構造の高分解能化を図るためにスペクトルバランシング・重合後デコンボリューション・time-variant トレーススケールリング・高密度速度解析を行う。

GS-4L 測線と GS-5B 測線の接合処理を行った後の反射法解析結果（図 3-1 (b)）は、従来の横倉ほか（1999）の解析結果と比較して、深部・浅部ともにイメージング結果が良くなっており、地層の連続性をよく追跡できる。地層の連続性については、スケルトン属性の解析結果により明瞭に示されている（図 3-1(c)）。また、屈折法トモグラフィー解析により、JR 神戸駅周辺の地下に著しい低速度構造が存在することが明らかになった（図 3-1(d)）。これらの解析結果を総合的に解釈した結果を、図 3-2 に示す。この図には、JR 神戸駅周辺地下の断層が表層近くまで達していることが示されている。これらの伏在断層系の位置は、高温地下水異常の分布とよく一致しており、この断層沿いに相対的に高温の深層地下水が上昇していると考えられる。

* 本章は、原子力安全・保安院受託事業報告書「平成 21 年度地層処分に係る地質情報データの整備：2.1.2 章」より再構成した（産総研深部地質環境研究コア，2010）。

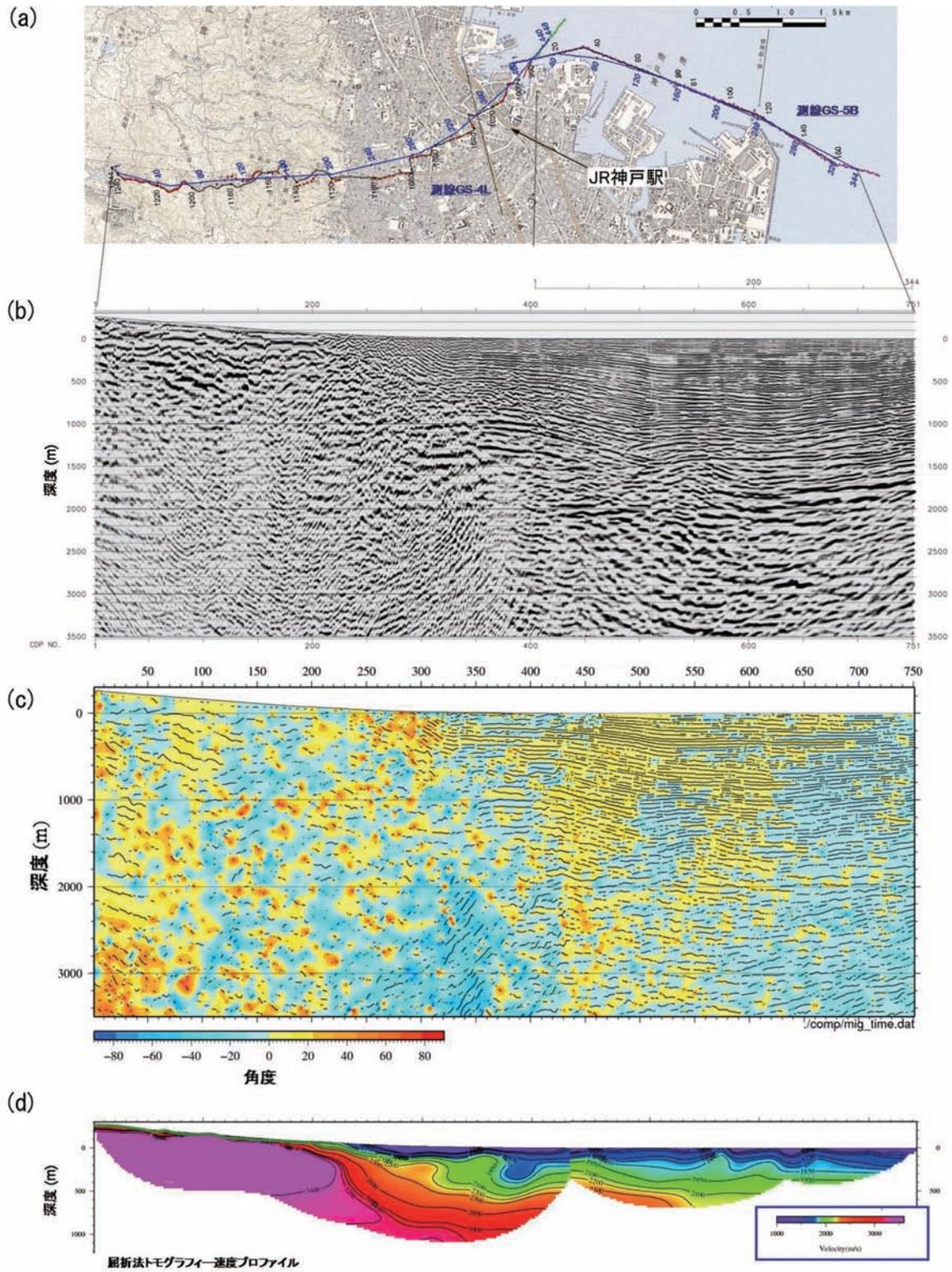


図3-1 六甲山地～大阪湾北西部堆積盆におけるGS-4L測線およびGS-5B測線の位置 (a), 反射法解析結果 (b), スケルトンセグメント傾斜角プロファイル (c), 屈折法トモグラフィー速度プロファイル (d).

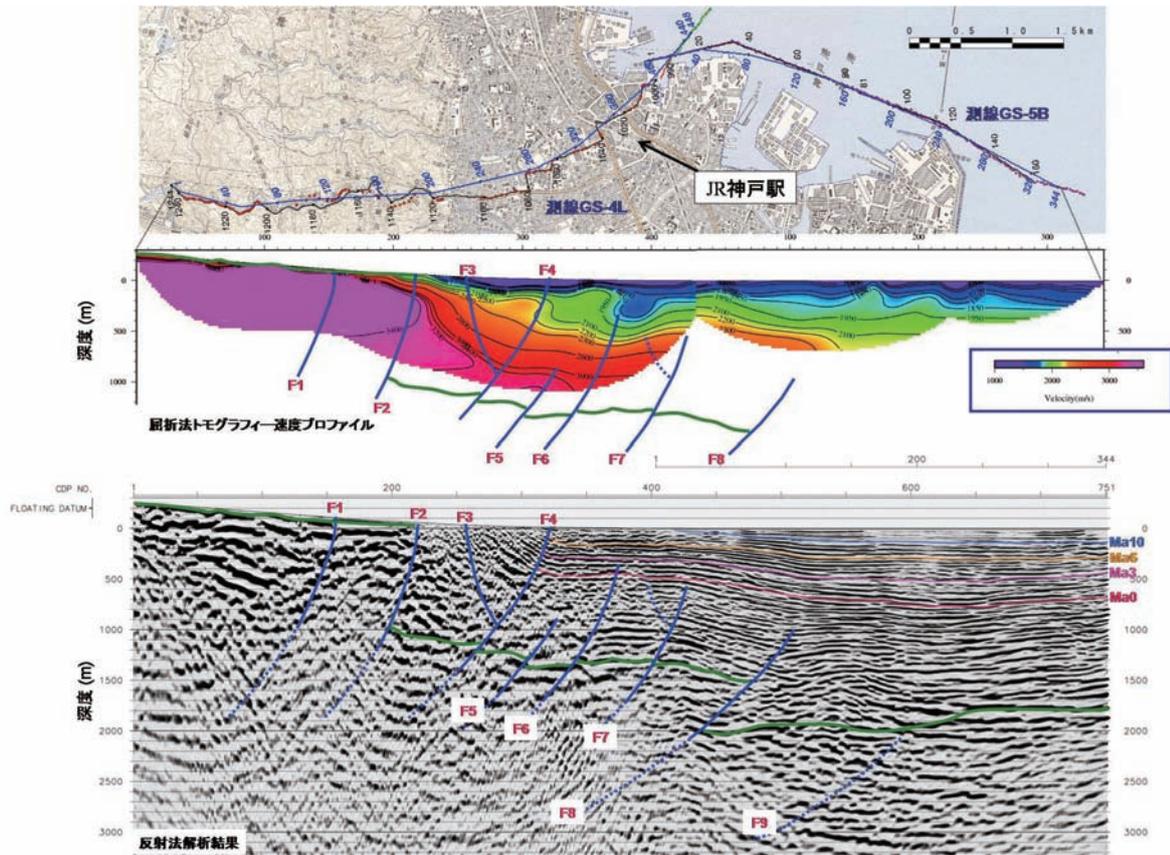


図3-2 六甲山地～大阪湾北西部堆積盆におけるGS-4L測線およびGS-5B測線の位置(上段)、屈折法トモグラフィー速度プロファイル(中段)反射法再解析結果(下段)。

3.1.2 浅層－深層地下水間の水の流れに関わる評価手法

地下水温度データによる評価手法

a) 堆積盆への地下水の涵養量の評価

臨海平野部や盆地など、一般に山地－平野境界部に存在する扇状地の扇頂部あるいは山地－平野境界部に存在する断層系に沿って分布する崖錐堆積物から平野部地下の堆積盆へ地下水が涵養される場合、堆積盆内での地下水の増温率の大小は、地表からの涵養量の指標として有効である。涵養域において地下水の伏没浸透が活発な場合、堆積盆内では深度が増加しても、ほとんど水温較差を示さない。高橋(1967)は、日本各地の地下水地域調査に基づく深度250mまでの地下水温度と深度の研究の中で、河川の表流水が豊富に伏没浸透している沿岸部では、地下水供給が活発な場合、深度が増加してもほとんど水温較差を示さないことを指摘している。

b) 断層沿いの地下水の移動に関わる評価

神戸－西大阪地域の臨海平野部のように、後背地である六甲山系からの地下水涵養量が多く、臨海平野部での地下水増温率が低く、かつ地下深部には有馬型と同様の高温・高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ を示す深層地下水が分布するような地域では、高温の深層地下水が断層系に沿って上昇し、地下水温度の顕著な高温異常帯を形成すると考えられる。従って、地下水の涵養条件や地域的なテクトニック・セッティングを考慮しながら地下水温度異常について検討することにより、断層沿いの地下水の移動に関わる評価手法として有効な手法となりうる。ただし、この場に考慮すべき点は、地下水の涵養域では地下水温度異常が検出されにくいこと、地下水の涵養が不活発な場合は地下水温度の増温率が高く地下水温度異常が

検出されにくくなること、堆積盆よりも深層に存在する地下水が比較的低温で堆積盆内の地下水と温度較差が少ない場合や、断層の透水性が低く深層の地下水が上昇しにくい場合は、地下水温異常が検出されにくくなることである。

地下水中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ による評価手法

地下水中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ は、マントル起源物質の寄与を示す指標として有効である (Morikawa *et al.*, 2008)。地下水中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ については、地層内の拡散よりも移流あるいは断層沿いの地下水移動の寄与が大きい。従って、比較的高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ を示す地下水は断層系沿いに分布しており、断層系が水みちとして働いていることを示す有効な指標である。また、堆積盆よりも深層の地下水系に含まれる $^3\text{He}/^4\text{He}$ の初生値とフラックスがわかれば、断層系沿いの地下水の移動をある程度定量化できるため、その点でも有効な手法である。

また、断層沿いの地下水の移動に関わる評価として地下水温異常の有効性を上段で述べたが、地下水の涵養域においては地下水温異常が検出されにくいのに対し、地下水中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ は地下水の涵養域においても鋭敏であり、断層沿いの地下水の移動を検出する極めて有効な手段である。

地質構造に基づく地下水流動系評価手法

地質構造は、浅層-深層地下水間の水の流れの場を規定するものとして重要である。臨海平野部や盆地などでは、比較的粗粒の透水性の高い礫や砂などの堆積物や、比較的細粒の透水性の低い粘土などの堆積物が、どのように分布し、またその連続性は地下水の流れの場を制限する最も重大な要因である。また、断層の有無やその透水性は、堆積盆内の構造を擾乱する要因として重要となる。そのため、地表地質調査、ボーリング調査（既存ボーリング資料の取集合む）、弾性波探査（既存弾性波探査の再解析含む）などは、地下水の流れの場全体や、浅層-深層地下水間の相互作用の起こりうる場所を限定して、精度の高い調査解析を行う上で必要不可欠である。

3.2 断層を介した浅層 - 深層地下水間の地下水流動に関する評価手法*

浅層 - 深層間の地下水の交流として、断層を経由した深層地下水や深部上昇流体(塩水)、停滞型の塩水の流出、あるいは浅層地下水の浸透が考えられる。その評価手法として、まず浅層および深層地下水に特有の化学成分や同位体組成の分布をみるのが重要である。ここでは、浅層 - 深層間の地下水の流動の指標としてCl濃度、水の水素・酸素同位体比(δD , $\delta^{18}O$ 値)、トリチウムを、また深部起源ガスの指標としてヘリウム同位体を、塩水の起源推定の指標として放射性塩素同位体を用いた手法について、富山県西部に位置する砺波平野および関東平野を例に提示する。

3.2.1 富山県西部地域

本調査対象地域では、2.5 TU以上のトリチウム濃度の地下水の深度は150mより浅いことから、以下の議論には、150m以深を深層地下水、150mより浅いものを浅層地下水と区分して扱う。

化学・同位体組成に基づく浅層 - 深層地下水相互作用の評価手法

深層地下水のCl濃度は、全体に高く、特に沿岸部および断層周辺で高い(図3-3)。しかし、石動断層と高清水断層に挟まれた地溝帯内では、Cl濃度が低い深層地下水が存在する。このことは、地溝帯内の深層地下水中にCl濃度が低い浅層地下水が混入していることを示す。一方、浅層地下水においては、平野部は非常に低いが、深層地下水のCl濃度と同程度に達するものが存在した。水の δD , $\delta^{18}O$ 値の関係をみると、いくつかの浅層・深層地下水で高い値を示し(図3-4)、海水成分との混合線上に分布した。しかし、Cl濃度と δD , $\delta^{18}O$ 値の関係(図3-5)をみると、海成組成とはわずかに異なる同位体組成をもつ端成分との混合を示している。これは、地層中に長期間保持された古い海水であると考えられる。また、有馬型熱水のような深部上昇塩水を含むと思われる値を示す深層地下水も存在した(図3-5)。

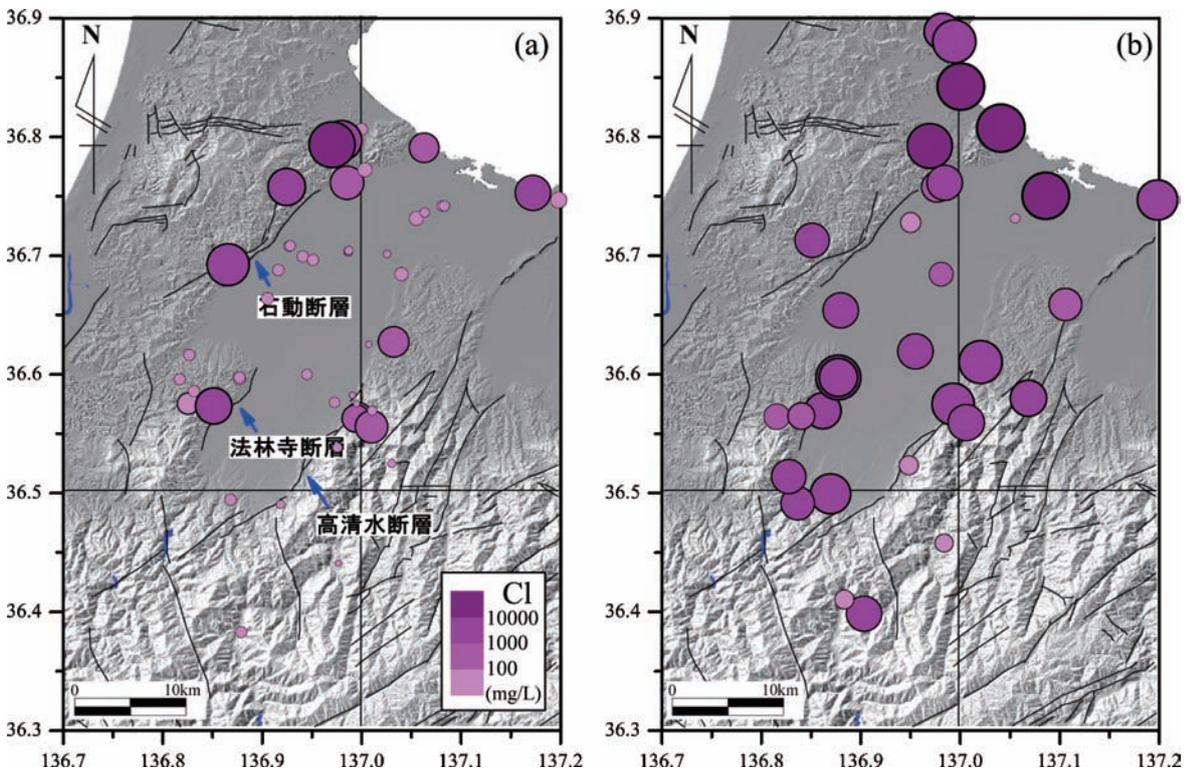


図3-3 北陸地域における浅層・深層地下水のCl濃度分布。(a)浅層地下水、(b)深層地下水(150m以深)。

* 本節は、原子力安全・保安院受託事業報告書「平成21年度地層処分に係る地質情報データの整備：2.1.2章」より再構成した(産総研深部地質環境研究コア, 2010)。

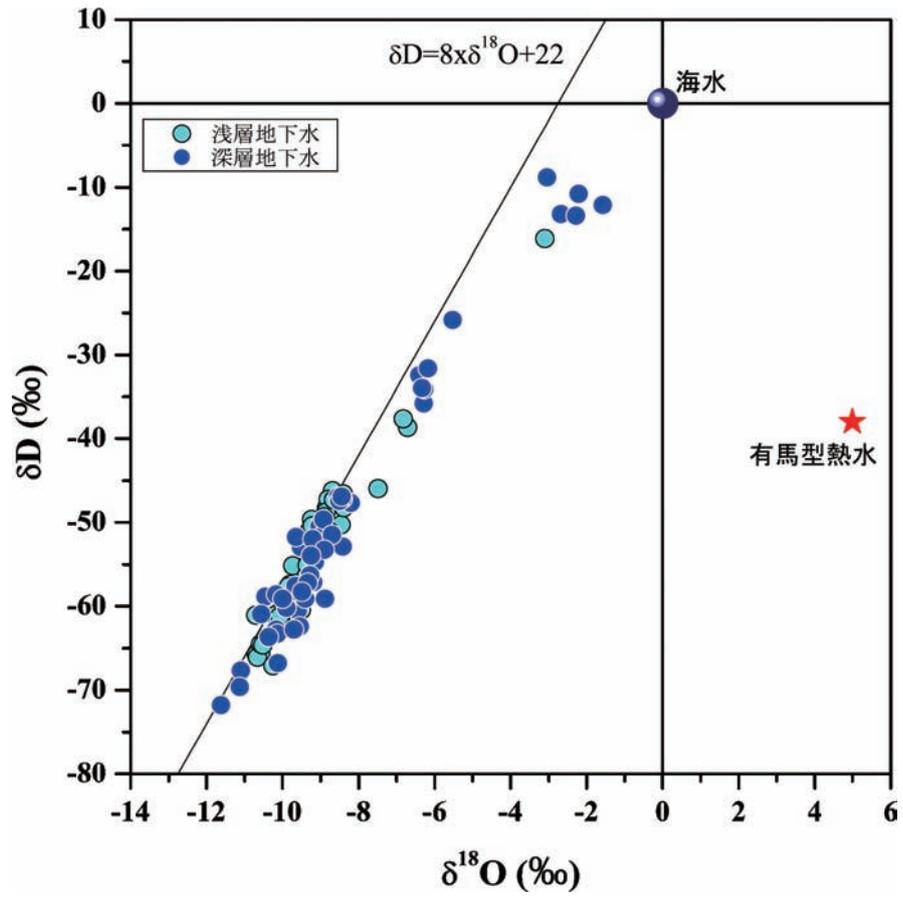


図 3-4 北陸地域における浅層・深層地下水の δD - $\delta^{18}O$ プロット.

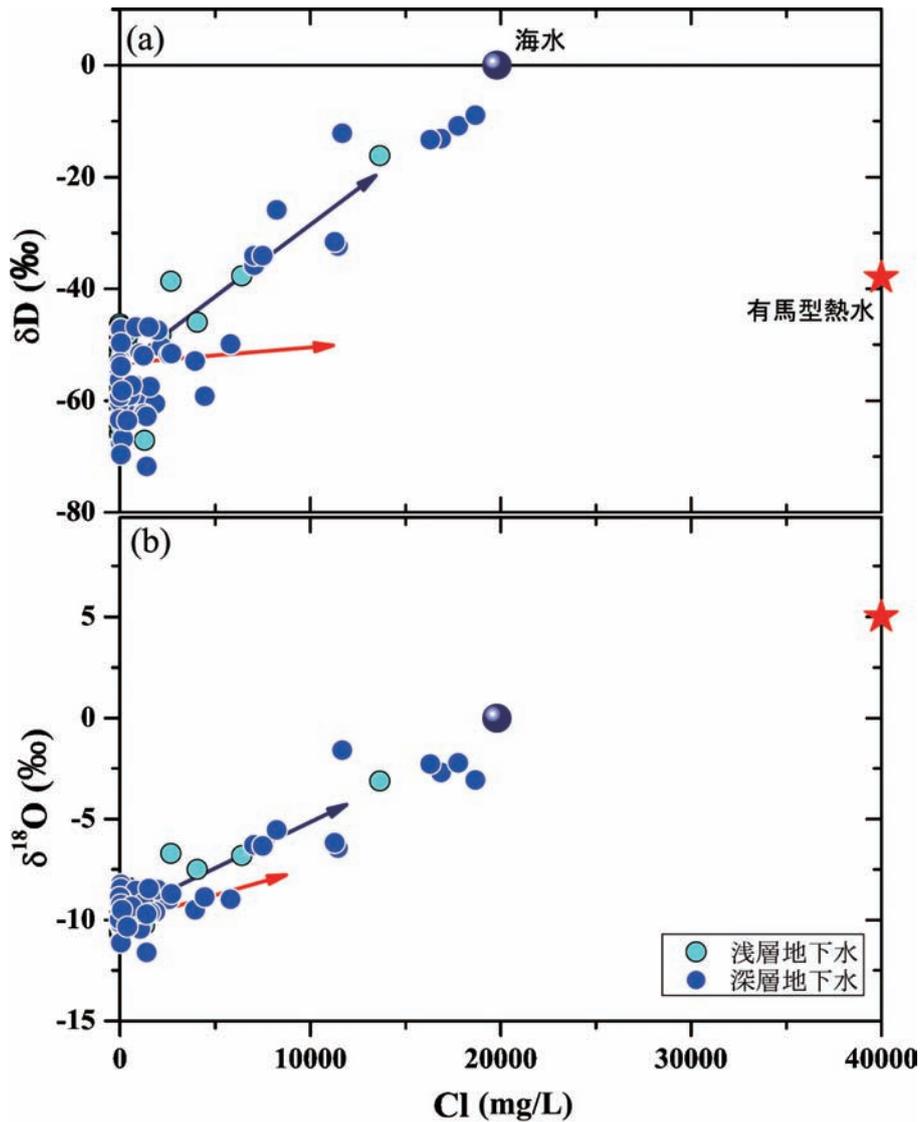


図3-5 北陸地域における浅層・深層地下水の δD および $\delta^{18}O$ 値とCl濃度の関係。(a) δD 値とCl濃度の関係。(b) $\delta^{18}O$ 値とCl濃度の関係。

次に、トリチウム濃度を指標とする評価手法を示す。トリチウムは滞留時間を示す指標として用いられ、滞留時間が数十年程度の地下水はトリチウムを多く含むのに対し、それよりも滞留時間が長いほどトリチウムが減少する。トリチウム濃度の空間分布を図3-6に示す。トリチウム濃度と深度との関係(図3-7)から、2.5 TU以上のトリチウムを含む地下水は150mより浅い浅層地下水であり、これらは、滞留時間の短い表層流動系であるといえる。対照的に、深層地下水のトリチウム濃度は低く、ほとんどが検出限界(0.04 TU)以下であった。しかし、トリチウム濃度が低いものや深層地下水と同様に検出限界以下の浅層地下水も、高清水、法林寺、石動断層の3つすべての断層地域に存在していた(図3-6)。これは、流動が遅い(滞留時間が長い)浅層地下水の存在を示唆する。しかし、これらの地下水の大部分のCl濃度が高いことから(図3-3、図3-7)、浅層域に保持された深部上昇塩水や古い海水、あるいは、これらと浅層地下水が混合した地下水であると考えられる。また、断層周辺には、トリチウムを含む深層地下水も存在し、これは浅層地下水の深層への浸透によるトリチウムの付加があったと考えられる。高清水断層周辺地域でみられた、特にトリチウム濃度が高い(2.2 TU、図3-7)深層地下水のCl濃度が低いこともこれを支持する。

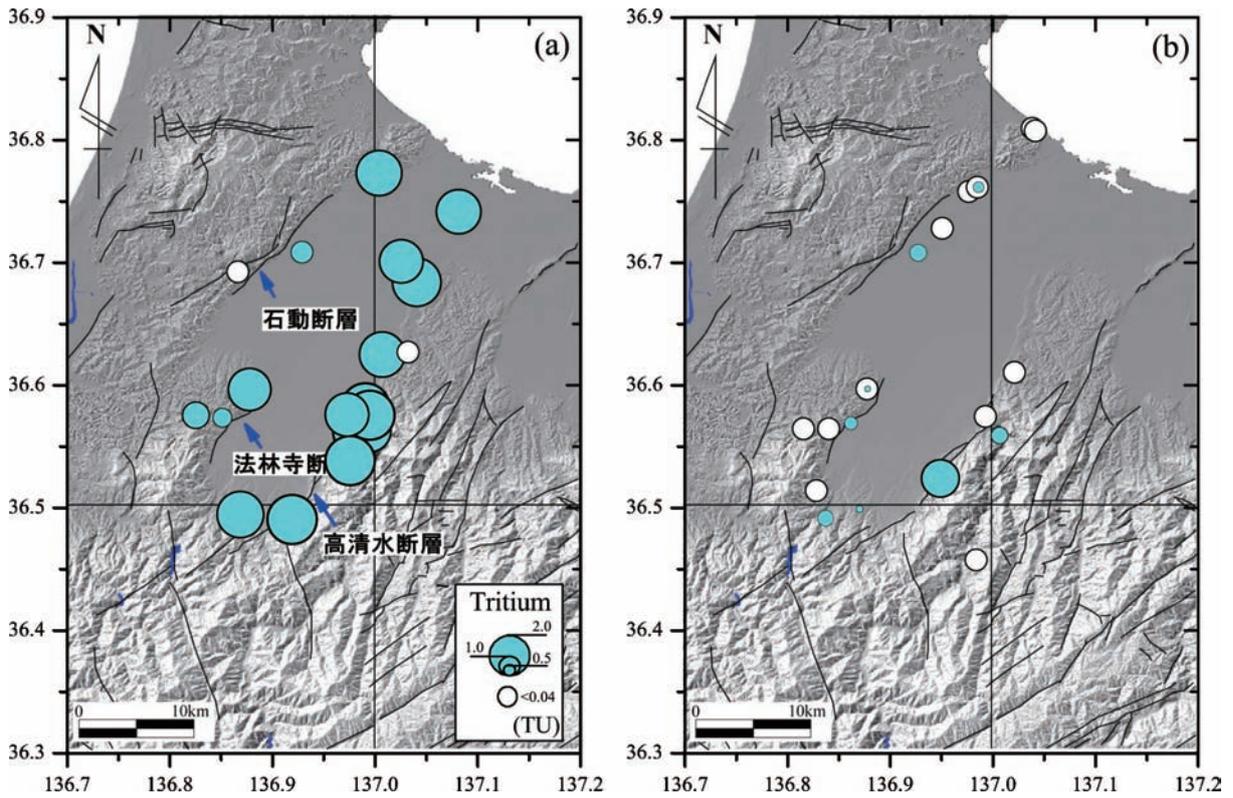


図3-6 北陸地域における浅層・深層地下水のトリチウム濃度の分布。(a) 浅層地下水, (b) 深層地下水。検出限界(0.04 TU)以下のものは、○で示す。

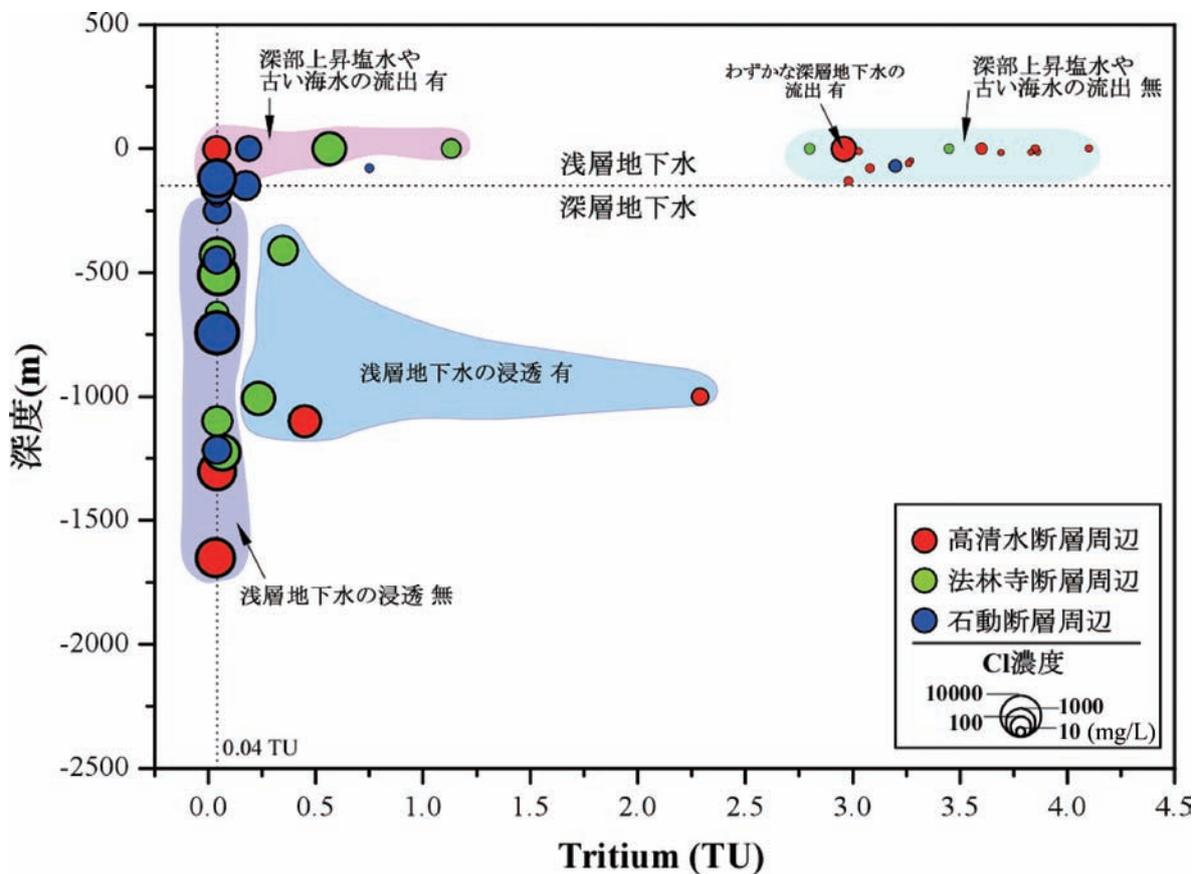


図3-7 北陸地域における浅層・深層地下水のトリチウム濃度、Cl濃度と深度の関係。

以上のように、Cl 濃度、水の同位体組成、トリチウム濃度の関係から地溝帯内では、深層地下水に浅層地下水が流入し、Cl 濃度が希釈されているものが存在し、さらに、断層周辺地域では、浅層地下水への深部上昇塩水や古い海水が流出する地域や、浅層地下水が深層地下水に流入する地域が同一断層で存在しており、浅層-深層地下水系を相互に地下水が流動していることが明らかになっている。

希ガス分析に基づく浅層-深層地下水相互作用の評価手法

深層地下水では 2Ra 以上の高い ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比を示し、マントル起源 ${}^3\text{He}$ 濃度も高く、特に、断層周辺で高い (図 3-8, 図 3-9)。一方、地溝帯内には、マントル起源 ${}^3\text{He}$ 濃度および ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比が低いものが存在した。沿岸部ではマントル起源 ${}^3\text{He}$ 濃度は高いが ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比が低い。浅層地下水の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比は、ほとんどが大気組成 (1Ra) 程度であるが、断層周辺において、7Ra に達する非常に高い ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比がみられた。これらはマントル起源 ${}^3\text{He}$ 濃度も高い。一方、滞留時間の指標として用いることができる放射壊変起源 ${}^4\text{He}$ 濃度は、断層周辺や沿岸部で高いが、地溝帯内では低い (図 3-10)。この傾向は、マントル起源 ${}^3\text{He}$ および Cl 濃度が低い結果とも調和的であり、地溝帯内の深層地下水への浅層地下水の流入により説明できる。また、断層周辺のトリチウム濃度が低く、Cl 濃度が高い浅層地下水で、放射壊変起源 ${}^4\text{He}$ 濃度が高い。これは、浅層への滞留時間の長い深層地下水 (深部上昇塩水や古い海水) の多量の流入を示す。

高清水断層周辺には、トリチウム濃度、Cl 濃度、放射壊変起源 ${}^4\text{He}$ 濃度が低い、 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比、マントル起源 ${}^3\text{He}$ 濃度が高い浅層地下水と、上述の 5 成分が全て高い浅層地下水が存在していた。前者は、滞留時間の短い浅層地下水への深層地下水の流出はないが、深部起源ガス成分の上昇が、後者は、深部起源ガスとともにわずかではあるが深層地下水の流出があると考えられる。

希ガスの指標を用いることにより、断層周辺地域では、浅層地下水系へ深層からの深部上昇塩水の上昇や地層中に停滞していた古い海水の流出があり、断層地域が上昇場としての役割を果たしていることがわかった。ただし、深層地下水系へ浅層地下水が浸透して混合している結果も得られており、断層が浸透場としても機能し、これら上昇場、浸透場としての二つの機能が一つ断層においてみられることも明らかとなっている。

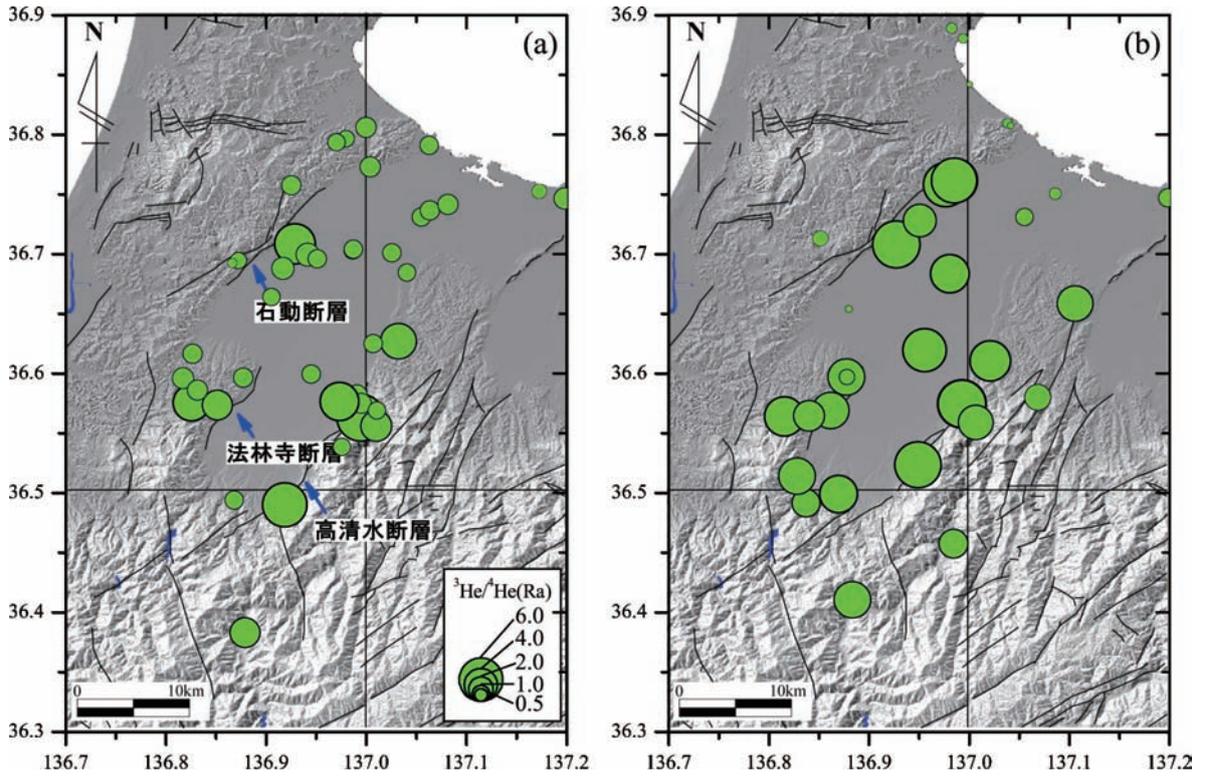


図 3-8 北陸地域における浅層・深層地下水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比 (大気補正なし) の分布. (a) 浅層地下水, (b) 深層地下水.

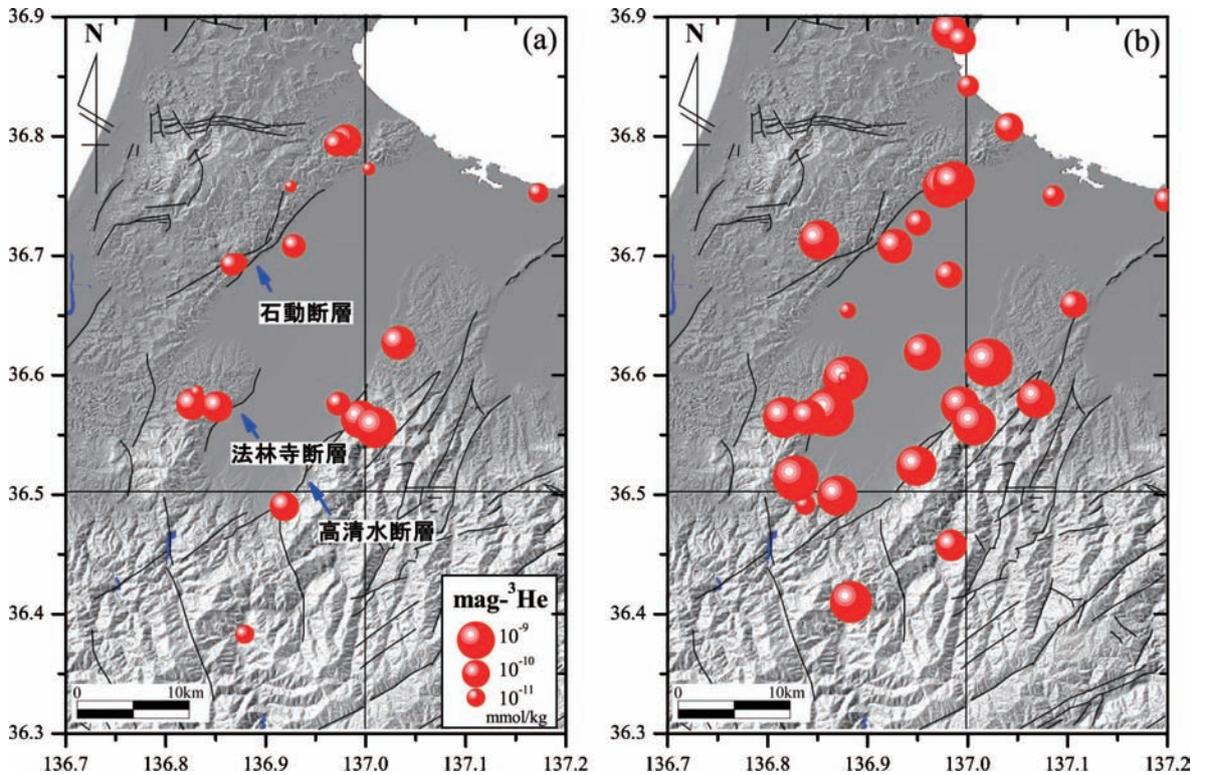


図 3-9 北陸地域における浅層・深層地下水のマンテル起源 ^3He 濃度の分布. (a) 浅層地下水, (b) 深層地下水.

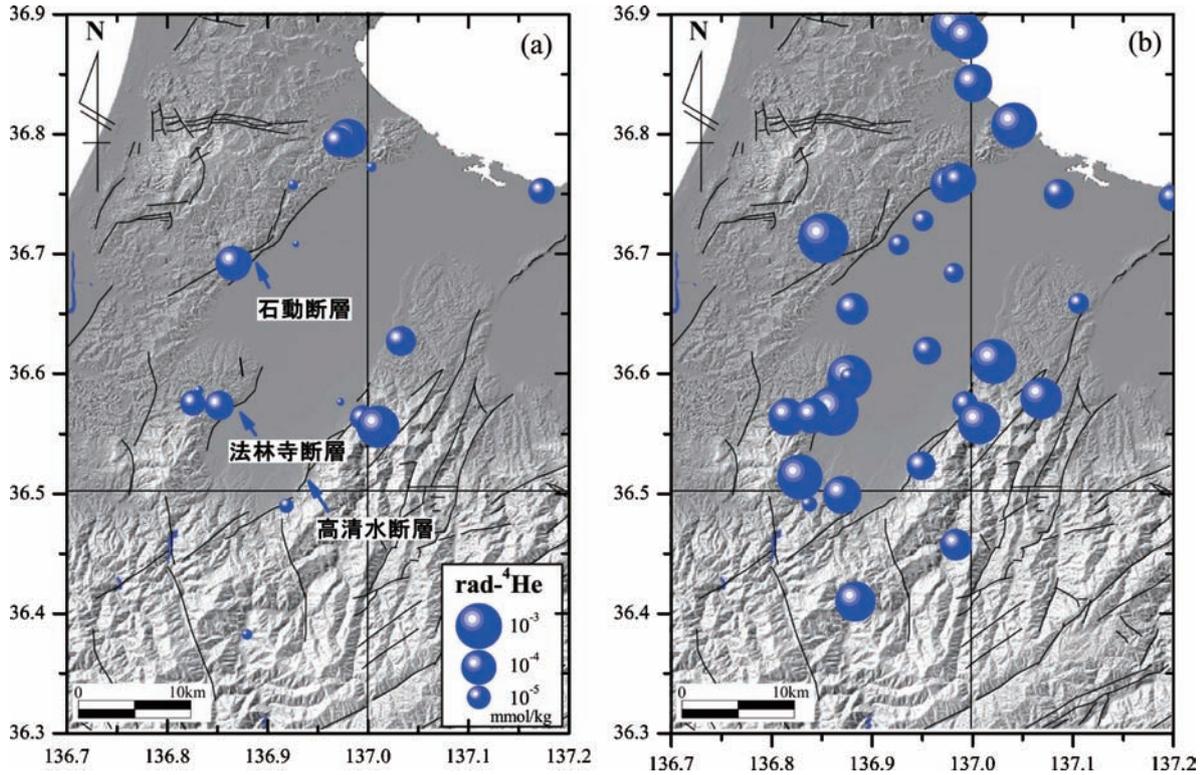


図 3-10 北陸地域における浅層・深層地下水の放射壊変起源⁴He 濃度の分布. (a) 浅層地下水, (b) 深層地下水.

深部起源ガスのフラックスと断層との関連性に関する評価手法

断層を通じた深部起源物質が地下水系へ与える影響を評価するためには、深部起源物質を定量的に取り扱う必要があり、そのためには、濃度だけでなく、流量(フラックス)を求める必要がある。ヘリウム同位体組成を用いた地下水年代推定手法 (Morikawa *et al.*, 2005) から導いた深部起源ガス(ヘリウム, 二酸化炭素)のフラックス算出手法(技術資料付録)を用い、砺波平野周辺地域の浅層・深層地下水の深部起源の³He と炭素のフラックスを見積もった。

見積もられた深部起源³He フラックス(図 3-11)は、浅層地下水と深層地下水とで大幅にオーダーが異なることはなく、共に、高清水断層および石動断層周辺で 10^{-11} mol/m²/y のオーダーに達する高いフラックス値となった。法林寺断層周辺は一桁低い 10^{-12} mol/m²/y オーダーであった。また、石動断層周辺では、断層の東側のフラックスは高いが、西側や沿岸域では 10^{-14} ~ 10^{-13} mol/m²/y と非常に低い。これは、断層がガスの上昇経路を規制しており、上昇してきた深部起源ガスが断層東側の地溝帯内側の地下水流動系へ選択的に供給されていることを示している。

深部起源炭素フラックス(図 3-12)についても、深部起源³He フラックスと同様の傾向を示している、しかし、法林寺断層周辺のフラックスは特に低く他の断層地域に比べ1桁から2桁低い。これは、同地域に存在するグリーンタフにより炭素種が地下水中から除去されているためである(Ohwada *et al.*, 2007)。深層地下水(深部上昇塩水や古い海水)の浅層地下水系への流出が認められなかった浅層地下水においても、深部起源³He や深部起源炭素のフラックスは大きかった。水の組成からは深部から流体の上昇が認められなかったが、フラックスを求めることで、断層周辺では、深部起源のガスの上昇があることが明らかとなった。また、トリチウム濃度の結果などから、浅層地下水が深層地下水系へ浸透していると考えられる地点においても、深部起源ガスの上昇があることも明らかとなった。

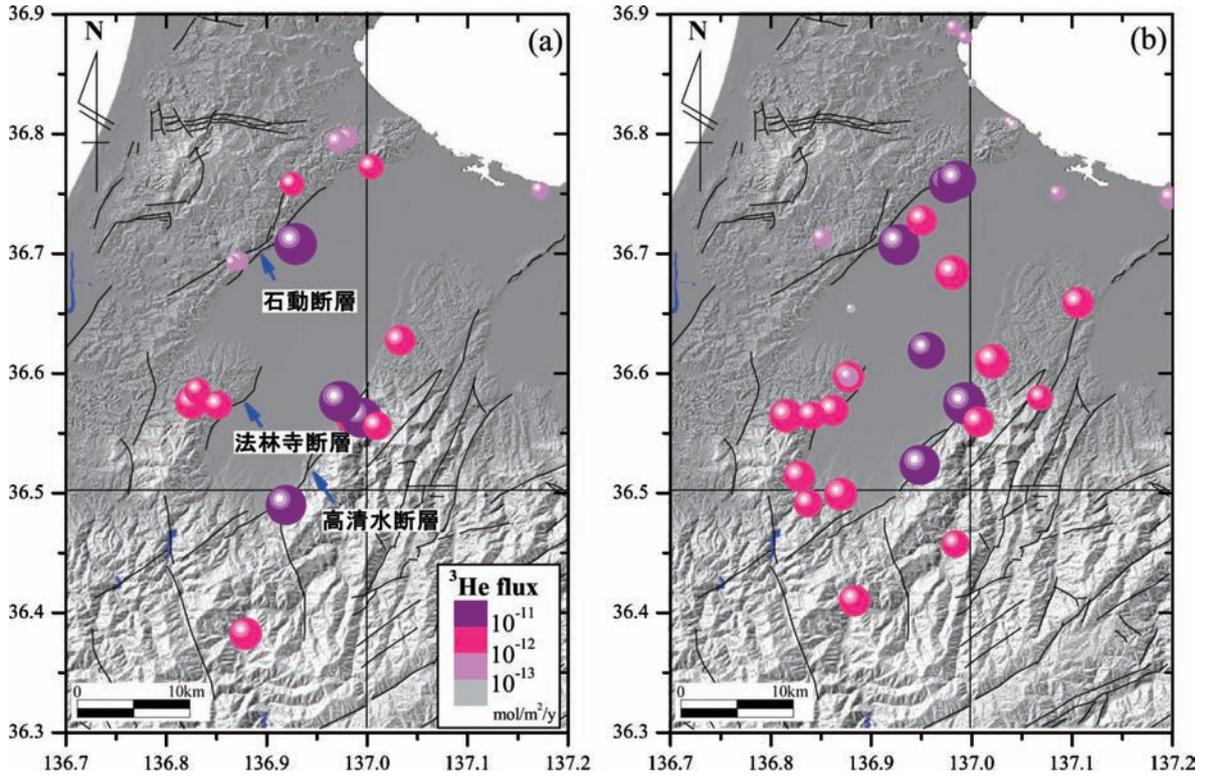


図 3-11 北陸地域における浅層・深層地下水中のマグマ起源³He フラックスの分布. (a) 浅層地下水, (b) 深層地下水.

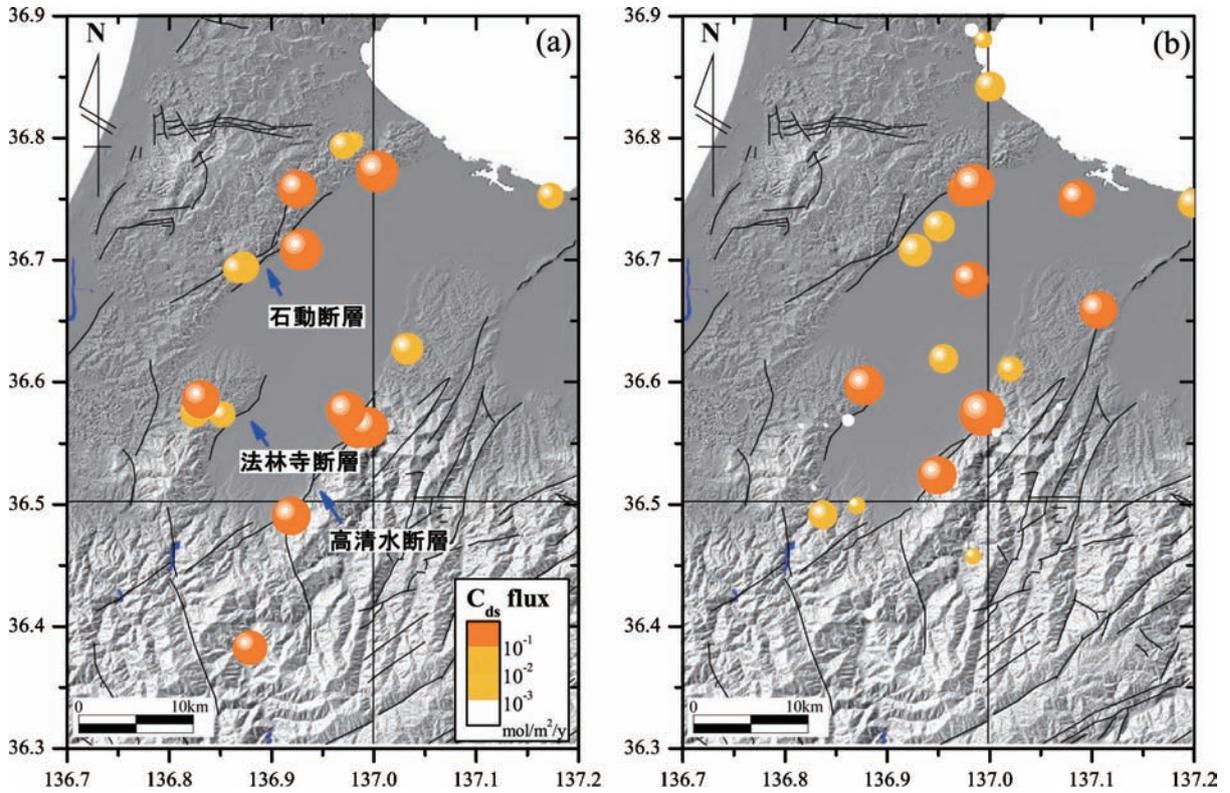


図 3-12 北陸地域における浅層・深層地下水中の深部起源炭素フラックスの分布. (a) 浅層地下水, (b) 深層地下水.

3.2.2 関東平野

関東平野中央部には、綾瀬川断層と久喜断層（想定）によって画され、北西～南東方向に延びる幅約10km、長さ約35kmの元荒川構造帯が存在する。この構造帯内部の上総層上部（深さ200m～400m付近）には高いCl濃度、低い水素・酸素同位体比で特徴づけられる地下水が認められ、構造帯外部の地下水と明瞭な性状のコントラストを呈している（図3-13(a); Yasuhara *et al.*, 2007）。広域地下水流動系が断層によって遮断され、構造帯の内部と外部の水の交流が妨げられている結果と考えられる。このように断層が水の流れを支配していると考えられる関東平野中央部における、断層を介した浅層・深層地下水間の水の流れに関わる相互作用について例示する。関東平野中央部を、元荒川構造帯ならびにその周辺地域（北西、北東、南東、南西）という5つの地域に分けて話を進める。また、深度200～400m付近の地下水を「深層地下水」、深度1000～1800m付近の地下水を「超深層地下水」とする。さらに、天水起源の地表付近の地下水を「浅層地下水」と区別する。

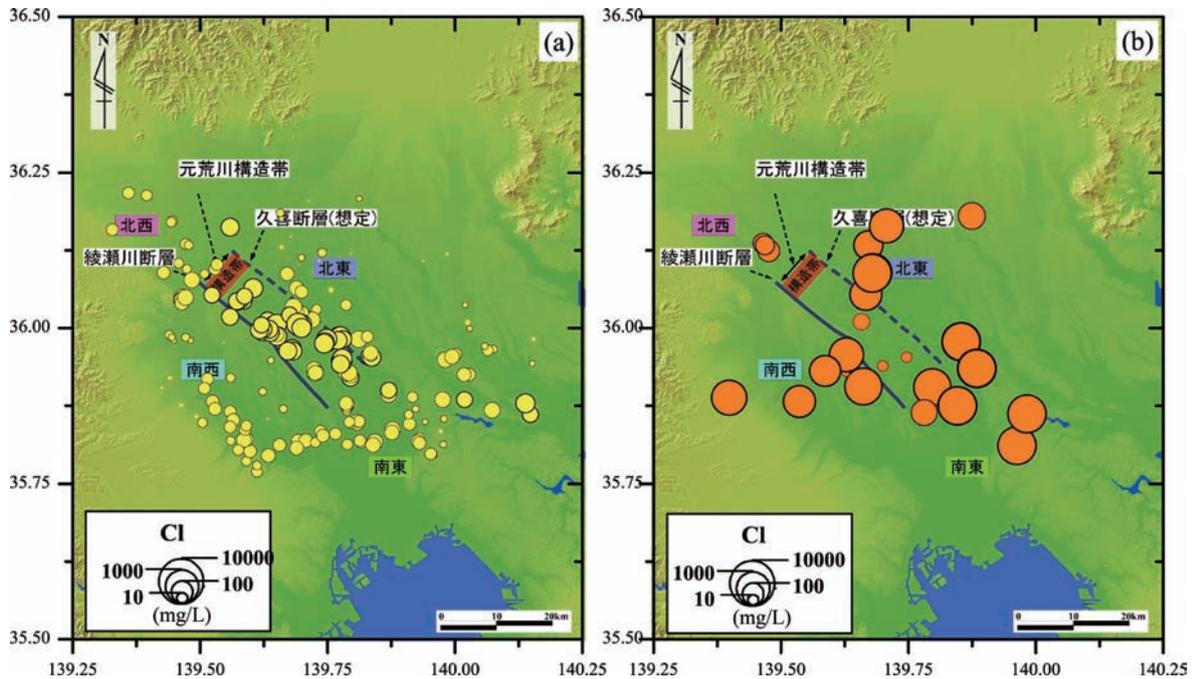


図3-13 関東平野中央部における深層・超深層地下水のCl濃度分布。(a) 深層地下水（深度200～400m）、(b) 超深層地下水（深度1,000～1,800m）。

超深層地下水の地球化学的特徴

元荒川構造帯内（3試料）と北西地域の超深層地下水のCl濃度は前者が50mg/L以下、また後者が220mg/L以下の低い値をとる（図3-13(b)）。これとは対照的に、南東地域のCl濃度は概ね10,000mg/L以上と高く、最高値は15,000mg/Lである。北東と南西地域のCl濃度は両者の中間的な値を有する。深さ200m～400m付近の深層地下水のCl濃度が構造帯内で相対的に高く（100～200mg/L程度）、外部では低い（数10mg/L）という傾向（図3-13(a); Yasuhara *et al.*, 2007）とはまったく異なる分布を示す。

図3-14は水素同位体（ δD ）と酸素同位体（ $\delta^{18}O$ ）のプロットである。構造帯内と北西地域の超深層地下水は、その同位体組成が -70‰ δD 、 -10‰ $\delta^{18}O$ 前後と低く、またd値も現在の天水よりは若干大きいもののほぼ同様の値（ $+14\text{‰}$ ）であり、天水起源であることが示唆される。一方、南東地域では δD が $-20 \sim -10\text{‰}$ 、 $\delta^{18}O$ が $-2 \sim 0\text{‰}$ と海水に近い高い値を示す。北東ならびに南西地域の超深層地下水は両者の混合線上に位置しているように見える。炭素安定同位体比（ $\delta^{13}C$ ）も、構

造帯内・北西地域（1点を除き $\delta^{13}\text{C} = -23 \sim -12\%$ ）と南東地域（1地点を除き $\delta^{13}\text{C} = -4 \sim 0\%$ ）は明瞭な差を呈している。構造帯内と北西地域の超深層地下水が、循環性の地下水にしばしば認められる低い $\delta^{13}\text{C}$ 値を有することが注目される。

超深層地下水中の溶存ガスの $^3\text{He}/^4\text{He}$ と $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ の関係を、深層地下水のそれと共に図3-15に示す。深層地下水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は $0.5 \sim 1\text{Ra}$ 程度と小さいながらも明らかにマントル起源 ^3He の寄与を受けており、特に構造帯内と北西地域で高い傾向がみられる。対照的に、超深層地下水では北西地域を除いて、 0.5Ra 以下とその $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は深層地下水と比較して小さく、地殻起源成分の多大な寄与を受けた結果と考えられる。また、南東地域の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が特に低いことが特徴的である。

放射壊変起源 ^4He 濃度 ($^4\text{He-r}$) の空間分布を深層地下水 (図3-16 (a)) と超深層地下水 (図3-16 (b)) について示す。滞留時間の指標として用いることができる $^4\text{He-r}$ 濃度は、深層地下水と比較して超深層地下水でより高濃度である。また、深層地下水では構造帯を含む北西～南東方向に相対的に ^4He 濃度が高い地帯が認められるが、超深層地下水の場合には、構造帯内、北西地域、北東地域、南西地域で $^4\text{He-r}$ 濃度に明瞭な地域差は確認できない。ただ、南東地域に非常に高濃度の地点が存在することは明らかである。この南東地域の超深層地下水は、他の地域と比較してより滞留時間の長い水であるものと考えられる。

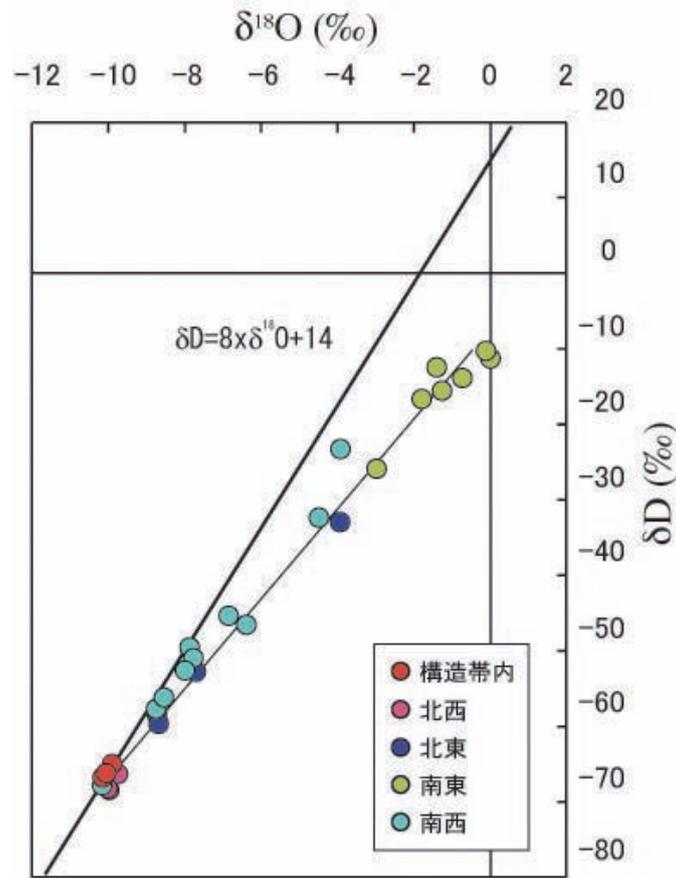


図3-14 関東平野における超深層地下水の δD - $\delta^{18}\text{O}$ プロット。

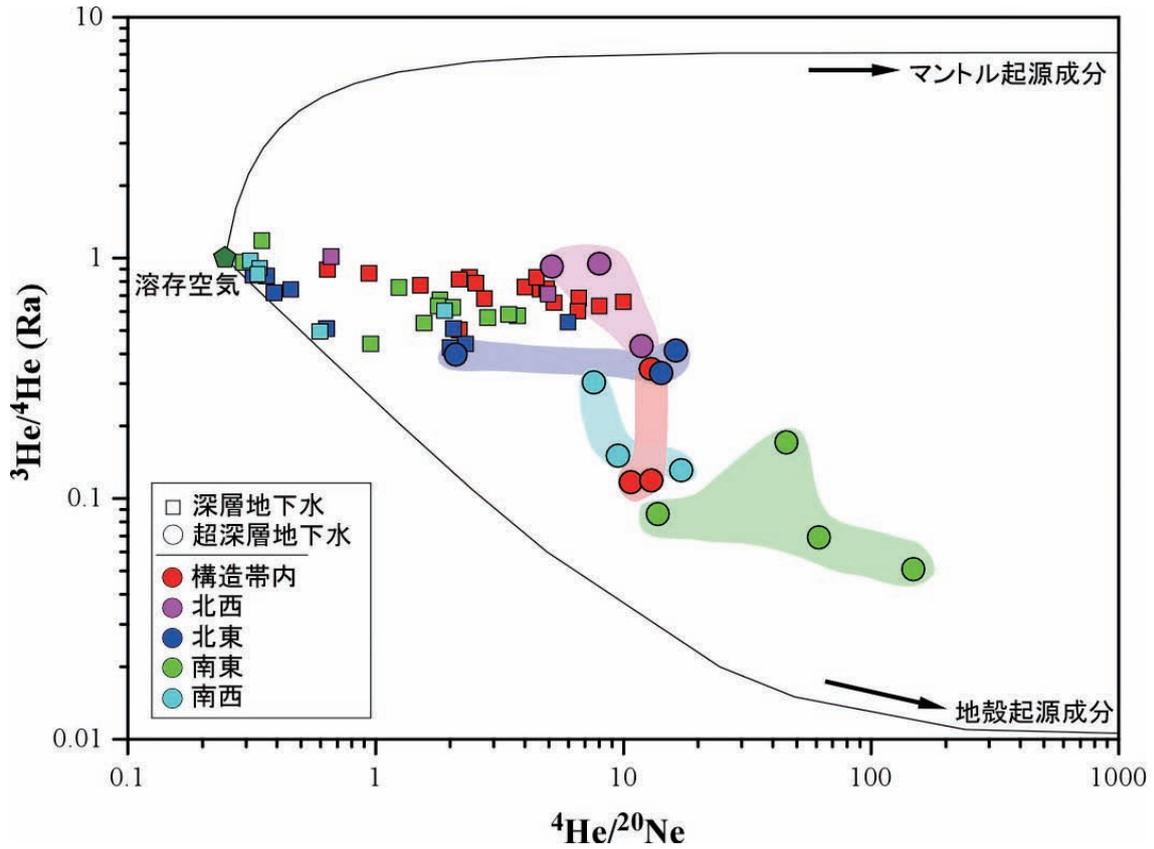


図 3-15 関東平野中央部における深層・超深層地下水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ の関係。

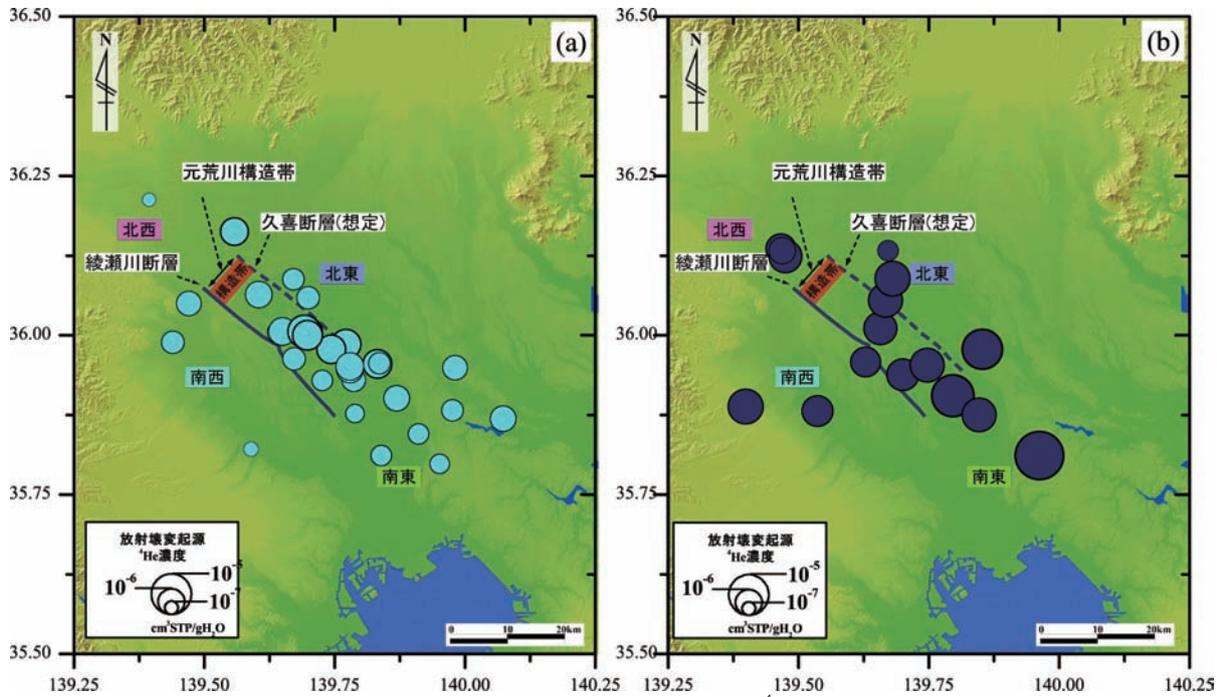


図 3-16 関東平野中央部における深層・超深層地下水の放射壊変起源の ^4He 濃度分布. (a) 深層地下水 (深度 200 ~ 400m), (b) 超深層地下水 (深度 1,000 ~ 1,800m).

超深層地下水の滞留時間

放射性炭素同位体 (^{14}C) 濃度の測定結果に基づき、超深層地下水の滞留時間を算出したところ、構造帯内と北西地域では 30,000 ~ 35,000 年とほぼ均一の値が得られた。一方、北東地域と南西地域においても最大で 35,000 年程度の値が求められた。このように、超深層地下水の ^{14}C 濃度に基づく滞留時間に関しては明らかな地域差は認められない。南東地域については、試料の前処理上の問題のためデータが得られなかった。

さらに、Morikawa *et al.* (2005) によるヘリウム同位体組成に基づく地下水年代推定手法を適用し、超深層地下水の滞留時間の推定を試みた。帯水層の厚さは 2000m (深さ 1000m 以上の上総層群と三浦層群を合わせた平均的な層厚)、また間隙率は 0.2 と設定した。その結果、超深層地下水の滞留時間は構造帯内と北西地域では 30,000 ~ 60,000 年となり、 ^{14}C に基づく推定値とほぼ整合的であった。また北東地域と南西地域ではそれぞれ最大で 65,000 年、70,000 年と、構造帯内や北西地域と比べて若干大きい値となった。南東地域においては 25 ~ 65 万年程度という遥かに長い滞留時間が得られた。

超深層地下水の Cl の起源

$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と $1/\text{Cl}$ の関係 (図 3-17) をみると、Cl 濃度が高い南東地域の超深層地下水は海水と浅層地下水の混合ラインから明らかに外れ、高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の方向にずれた値 ($5.2 \times 10^{-15} \sim 9.0 \times 10^{-15}$) を有している。これは、地層中に長期間閉じこめられている海水起源の水 (古い海水) の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が時間とともに岩石の放射平衡値に近づく途中の段階にあるためと考えられる。南東地域の超深層地下水はその $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比と地層内に捕獲・涵養された水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の変化から推定すると約 10 万 ~ 25 万年の年代値となり、前述したヘリウム同位体組成に基づく水の滞留時間推定値とオーダー的には矛盾のない値となる。

図 3-17 から、北東地域と南西地域の超深層地下水は、この南東地域と同様の組成を有する古い海水起源の長期停滞水と浅層地下水との混合 (図中の黄色の編みかけ部分) によって形成されたものと説明できる。構造帯内と北西地域の超深層地下水についても、長期停滞水が浅層地下水によってさらに希釈された段階の水として解釈可能である。すなわち、関東平野中央部の超深部に広く賦存する (していた) 古い海水起源の水と浅層地下水の混合プロセスが長期にわたって継続しており、現在認められる Cl 濃度の顕著な地域差はその混合・希釈の程度の差の結果であるというシナリオが考えられる。 δD と $\delta^{18}\text{O}$ のプロット (図 3-14) はこの考え方を支持するように思える。一方、図 3-17 から、深層地下水と構造帯内と北西地域の超深層地下水は、比較的現世に近い海水と浅層地下水の混合 (図中の 2 本の実線) によって形成されたと見なすこともできる。この場合には、構造帯内と北西地域の超深層地下水の Cl の起源は他の地域とは異なったものとなる。

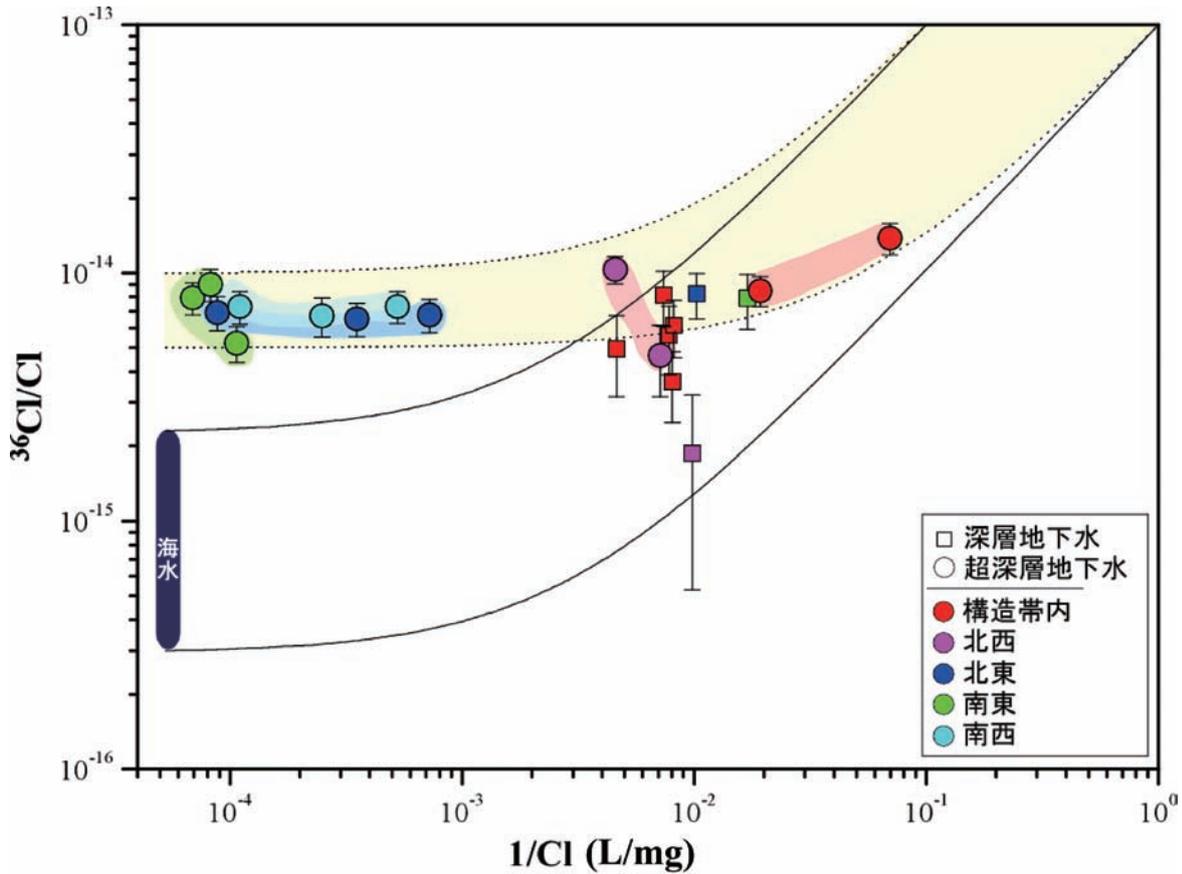


図3-17 関東平野中央部における深層・超深層地下水の³⁶Cl/ClとCl濃度の逆数の関係。図中の実線は海水(³⁶Cl/Cl=3×10⁻¹⁶ならびに2.3×10⁻¹⁵; Cl=19,000mg/L)と浅層地下水(³⁶Cl/Cl=1×10⁻¹³; Cl=1mg/Lならびに10mg/L)の混合ライン。点線は、南東地域の超深層地下水と浅層地下水(³⁶Cl/Cl=1×10⁻¹³; Cl=1mg/Lならびに10mg/L)の混合ライン。

浅層 - 超深層地下水間の水の流れに関わる相互作用

元荒川構造帯内の超深層地下水は低いCl濃度、低いδD・δ¹⁸O値、低いδ¹³C値によって特徴づけられ、周辺域(北東地域、南東地域、南西地域)とは地球化学的に明瞭な差を呈する。この原因として、構造帯内では周辺域と比較して浅層地下水が深度1000～1800mまでよりすみやかに浸入することが可能であり、長期停滞水あるいは比較的現世に近い海水と混合・希釈しているためと推定される。超深層部への浅層地下水の透過は、元荒川構造帯を構成する綾瀬川断層や久喜断層(想定)を通じて行われると考えるのが妥当であろう。さらに、深度200～400mの深層地下水に対する場合と同様に、綾瀬川断層や久喜断層(想定)は深度1000～1800mの超深層部においても遮水壁として機能し、水平方向の水の交流を妨げているものと思われる。これらの結果、元荒川構造帯内部では地下水の活発な鉛直循環流動系が形成され、かつ長期にわたって維持されてきたものと考えられる。

北西地域の超深層地下水も、前述した様に構造帯内のそれと似た性状を有している。構造帯内ほどではないが浅層地下水による希釈がかなり進んだ段階にあると考えられる。したがって、浅層地下水の超深部への透過は、元荒川構造帯より上流の関東平野奥部においても生起している可能性がある。同地域には深谷断層等から構成される関東平野北西縁断層帯が存在する。これらの断層を通じて、浅層地下水の鉛直下方浸透が生じているのかもしれない。関東平野中央部における浅層 - 超深層地下水間の水の流れに関わる相互作用の全体像把握のためには、さらに上流部も含めた検討が必要である。

以上のように、関東平野中央部の断層を介した浅層 - 超深層地下水間の水の交流評価のため、水の流動、混合、滞留の指標としてCl、水素・酸素同位体、炭素安定同位体、放射性炭素同位体、ヘリ

ウム同位体, さらに Cl の起源の推定のために放射性塩素同位体を用いた手法を提示した. 高い Cl 濃度を有する端成分 (長期停滞水) の起源は地層中に閉じこめられた海水と一義的に考えたが, その年代は 10 ~ 65 万年程度と長期停滞水を胚胎する地層の堆積年代よりは明らかに新しい. 今後, 水の滞留時間の評価手法の高度化を通じてその形成年代を正確に把握し, 長期停滞水の形成プロセスをさらに解明することによって, 関東平野中央部の超長期にわたる浅層 - 超深層地下水間の水の交流を含めた地下水システムの実態が一層明らかになるものと期待される.

3.3 断層によって遮断された帯水層における地下水流動に関する評価手法*

大阪平野を南北に走る上町断層周辺の深層地下水において、帯水層上部(深度 500-600m 程度)では下部に比べて塩濃度が低く、断層が表層水の深層への浸透経路としての機能を果たしていることや、帯水層下部(深度 1000-1500m 程度)においては、有馬型熱水が混入しその分布から上町断層が深部流体上昇の場としての機能を持つことが示されている (Morikawa *et al.*, 2008). また、断層の存在により地下水流動系が遮断されており、上町断層東側の深層地下水では、上町断層と平野東端に存在する生駒断層に挟まれた地域で停滞性の地下水系が形成されている可能性が示唆された (Morikawa *et al.*, 2008). ここでは主に、2つの断層によって規制されている大阪平野深層の地下水流動系について、特に上町断層東側の南北方向全体を対象に、地下水年代の指標として有用性のある He 同位体と ³⁶Cl/Cl を用いた断層を通じた浅層地下水の深層への浸透、あるいは、深層地下水の浅層への上昇などの浅層 - 深層相互作用についての解析手法を提示する.

He 同位体と ³⁶Cl/Cl を利用した断層に規制される深層地下水流動の評価手法

水素・酸素同位体の関係や Cl 濃度との関係から、大阪平野の深層地下水は、ほとんどが天水起源であって、海水の明瞭な混入も見られないものがほとんどであるが、一部には、有馬型熱水の混入が見られることがわかる (図 3-18, 図 3-19). 有馬型熱水の影響は、上町断層西側の平野中央部で顕著であり、東側の平野部では明瞭でない. 深部流体の通路が断層・構造線に限られ、下盤側に当たる西側に深部流体のフラックスが多く、東側では少ないことを反映していると考えられる.

³⁶Cl は半減期 30.1 万年の放射性核種であるとともに帯水層内における中性子捕獲反応によって生成され、非常に長い地下水の滞留時間を示す指標となる. 有馬型熱水の ³⁶Cl/Cl 値は 10⁻¹⁵ と非常に低く (技術資料付録), 地下水の滞留時間とともに帯水層岩石種に応じた放射平衡値 (10⁻¹³ ~ 10⁻¹⁴) に近づく. 典型的な有馬型熱水が湧出する石仏地域 (大阪平野東側の南縁部外側に位置する) は、³⁶Cl/Cl が低く ³He/⁴He が最も高い値を示す端成分となる (図 3-20).

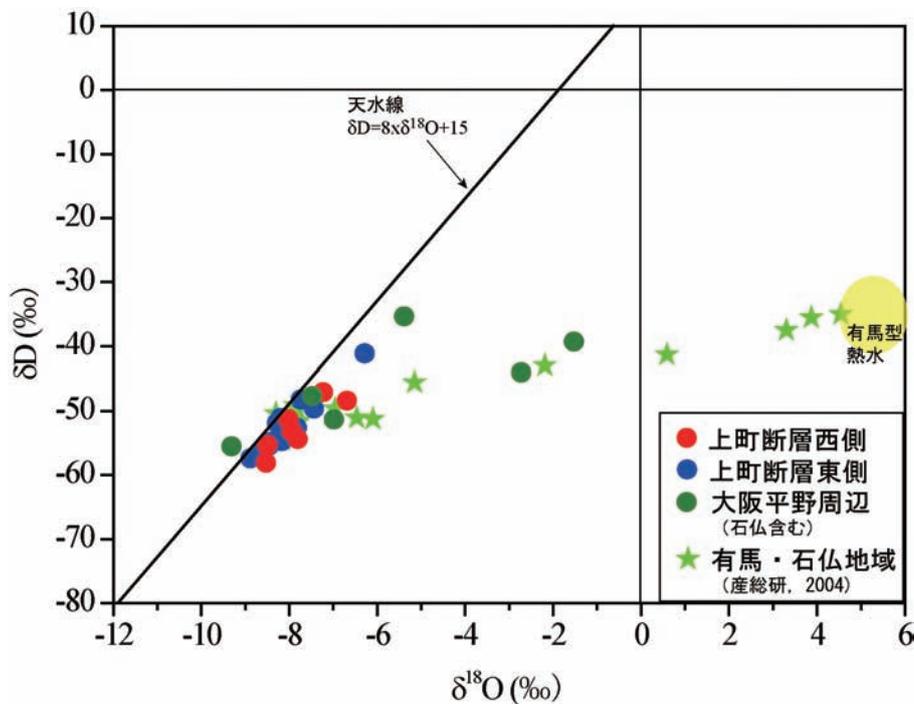


図 3-18 大阪平野深層地下水の水素同位体比 (δD) と酸素同位体比 (δ¹⁸O) の関係.

* 本節は、原子力安全・保安院受託事業報告書「平成 20 年度地層処分に係る地質情報データの整備：2.2 章」より再構成した (産総研深部地質環境研究コア, 2009).

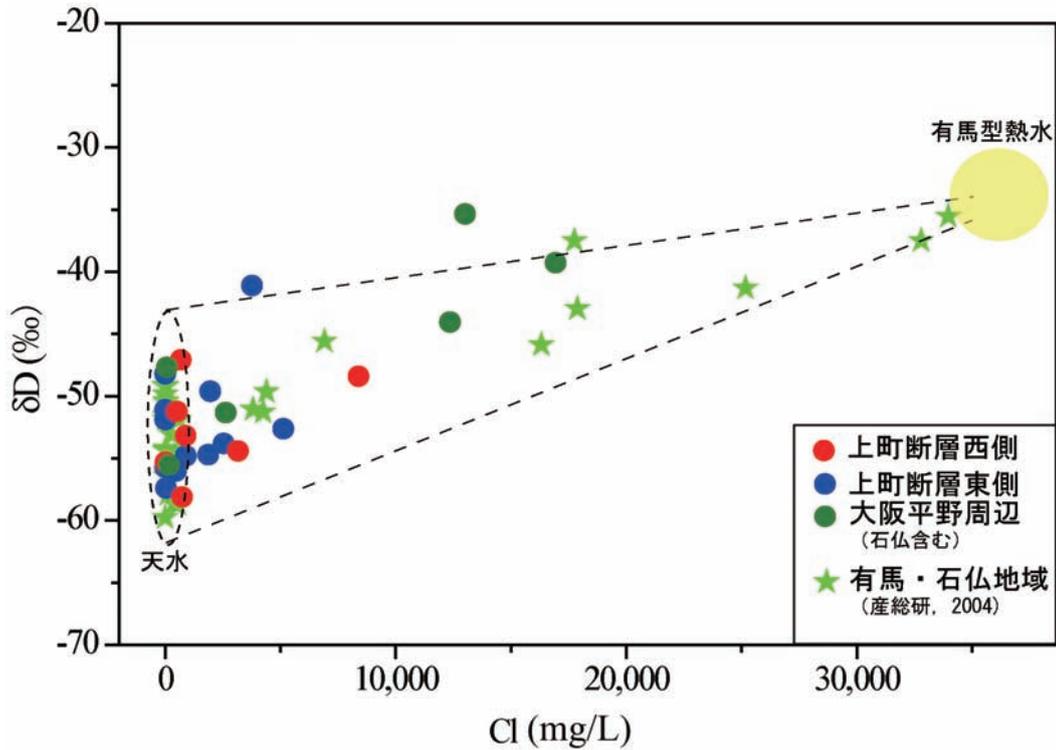


図 3-19 大阪平野深層地下水の水素同位体比 (δD) と Cl 濃度の関係。

上町断層東側では基盤である領家花崗岩類上面の深度が平野中北部において最も深く、凹地を形成している (市原, 1993; 堀川他, 2002)。そして、南北の平野縁辺部に向かうにつれ基盤深度は浅くなり、南縁部と北縁部それぞれに断層があり、基盤である花崗岩が露出している。基盤の深度分布と $^3\text{He}/^4\text{He}$ の分布には関連性があり (Morikawa *et al.*, 2008), 基盤深度が深い地点ほど He による地下水年代が古い傾向を示す。He による地下水年代は約 3 万～30 万年の範囲である。この年代範囲は、大阪層群下部層の堆積年代 (約 80 万年～200 万年程度) と比べるとはるかに若く、現在胚胎している地下水は堆積当時の間隙水ではなく、流動によってもたらされたことがわかる。また、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の間には負の相関がみられ、 ^4He 濃度から導いた地下水年代が古い年代値を示す地点ほど $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値は高くなる (図 3-21)。有馬型熱水を含む地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値は、年代が古くなるとともに放射平衡値に向かって高くなることと調和的である。

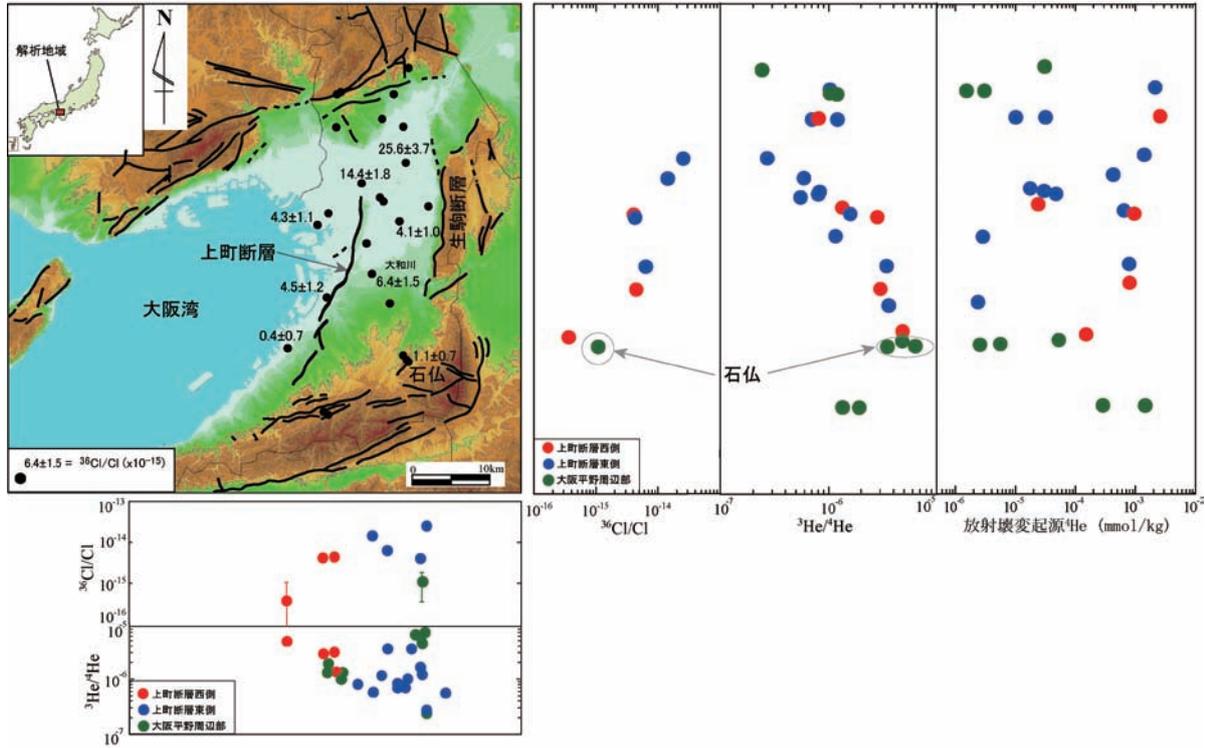


図 3-20 大阪平野深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 及び $^3\text{He}/^4\text{He}$ の地域分布。

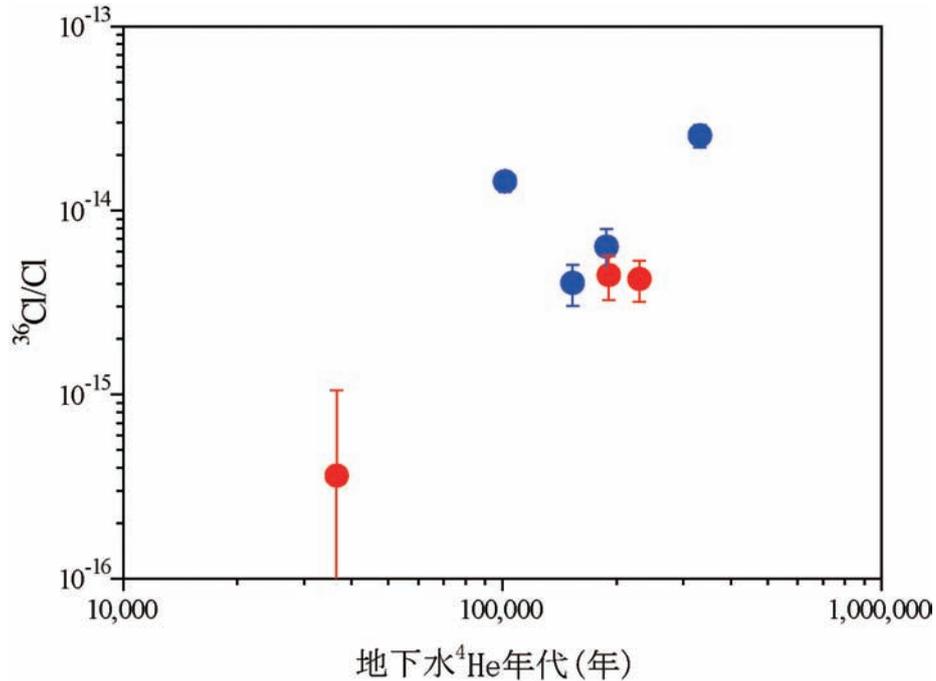


図 3-21 大阪平野深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と地下水 He 年代の関係。

平野南縁部の石仏地域では、基盤が露出しているため、有馬型熱水が直接地表に湧出するが、平野部では堆積層があるため帯水層（特に最深部）に混入・滞留する。上町断層は深部流体の上昇場であるとともに表層水の浸透機能を持っているので、大阪平野東部では地表水の供給も行なわれる。東西方向での地下水流動が規制されているため、平野南部で有馬型熱水を含む地下水は基盤深度の深い北部へ流動し、流動とともに $^3\text{He}/^4\text{He}$ が低下し、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は高くなったものと見られる。北部において

も同様に平野中央部の基盤の凹地に向かった地下水流動があり、凹地において停滞性の水を形成していると思われる(図3-22)。これは、深層地下水の流動系が、浅層地下水流動系の流動方向・状態とは全く異なるものであることを意味する。浅層においては、この地域の地形から判断して、平野北部・中南部を西流し大阪湾に流れ出す淀川・大和川といった河川が流出域であるか、大阪湾へ直接流出することが考えられる(図3-22)。深層地下水の流動方向はこの真逆であり、かつ、停滞している。停滞性の深層地下水の行方については、いずれかの断層・亀裂等を通じた地表への流出が考えうる。

以上のように、上町断層東部の大阪平野南北方向で $^3\text{He}/^4\text{He}$ および $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の関係から非常に遅い深層地下水流動が確認された。断層に規制される深層地下水流動、地下水年代と断層との関連性について解明する上で、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ とヘリウム同位体とあわせて解析することは、大変有効である。

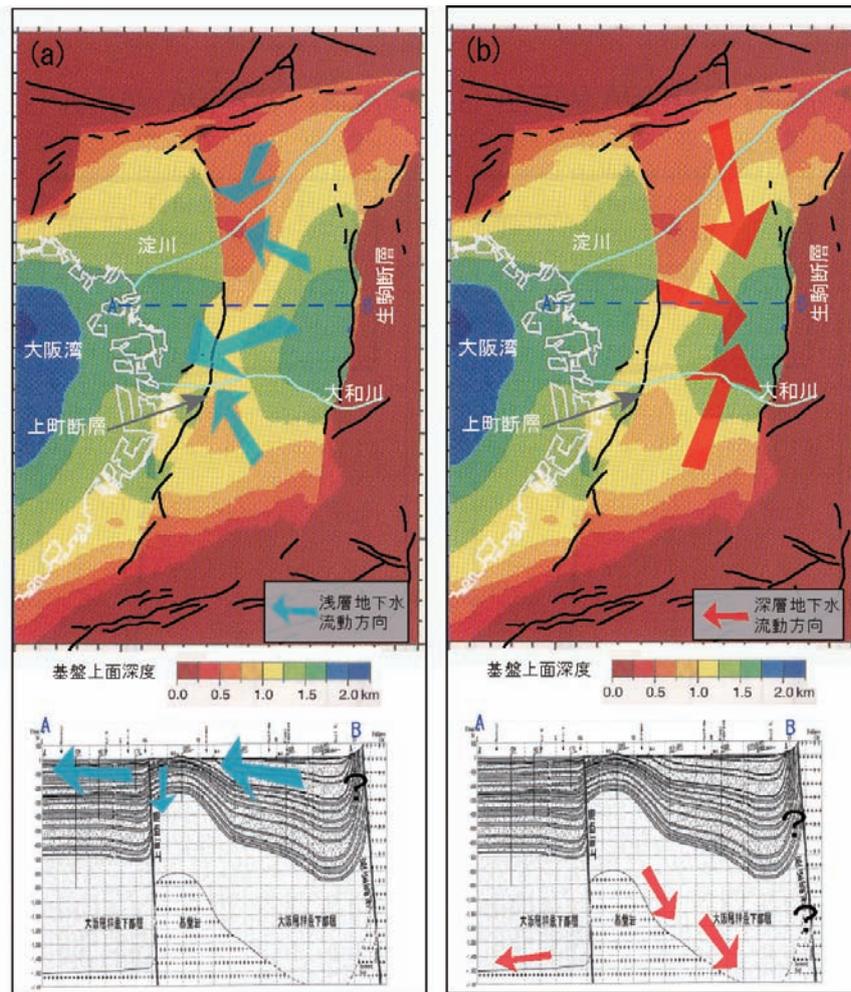


図3-22 大阪平野基盤上面の深度分布及び、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ から考えられる大阪平野上町断層東側の浅層 (a)、および深層 (b) 地下水流動。基盤上面の深度分布は堀川他 (2002) による。

3.4 結晶質岩地域における地下水流動に関する評価手法

地下水、地質、水文地質、物理探査などの各種調査法について再検討し、阿武隈花崗岩地域を例として、浅層-深層地下水間の水の流れにかかわる相互作用を評価するための有効性についてまとめる。

3.4.1 地下水の調査手法

降水・河川水・地下水の採水と、一般水質・同位体組成・溶存ガス濃度などの化学的分析は、地下水の起源・水質形成過程・地下水年代などの知見を得るとともに、浅層-深層地下水間の水の流れ・相互作用の評価のために、最も基本的かつ重要な手法である。採水にあたっては温度・pH・ECなどの基本的な測定を行うと同時に、降水の採水においては対象地域周辺を含めた広域的な採水や季節変動を考慮した採水、河川水の採水においては季節変動を考慮した上で小流域毎の基底流量時の採水・流量測定、地下水の採水においては井戸のスクリーン深度を考慮した採水（スクリーン深度によっては季節変動も考慮する必要あり）や井戸の水理定数などの基本情報の入手に留意する必要がある。

表層水の同位体組成に基づく平均涵養標高の推定と異常点の抽出手法*

降水の水素・酸素同位体組成は、1) 内陸効果、2) 斜面高度効果、3) 山陰効果などのプロセスによって変化し、採取地点の地理的位置や地形等に規制される。広域的に降水の水素・酸素同位体組成を比較する場合は、内陸効果を考慮する必要があるが、阿武隈花崗岩体中西部の移ヶ岳西方地域のように、独立峰として存在する移ヶ岳とその西方に広がるなだらかな準平原のような限定された地域では、斜面高度効果が降水の水素-酸素同位体組成を制御する主たる要因となる。

図3-23は、源流域で採水された河川水の $\delta^{18}\text{O}$ 値と源流域の平均標高の関係から求めた地下水涵養線を示す。この地下水涵養線を基に各河川水試料の $\delta^{18}\text{O}$ 値から推定される平均涵養標高から求めた各試料の採水地点標高との差 ΔH （平均涵養標高-採水地点標高）の分布を図3-24に示す。この図からは、採水地点の（地形的な）涵養域よりも、より涵養標高の高い地下水が混合している涵養標高異常点が散在していること、それらの異常は主たる断層系沿いに分布していることが読み取れる。

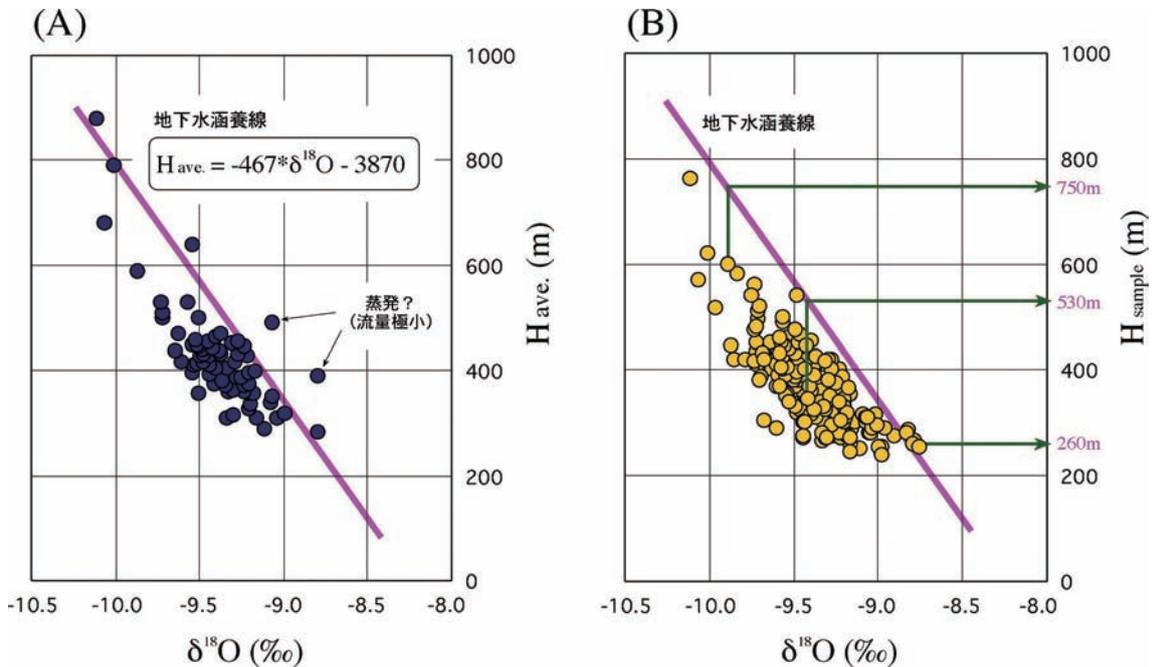


図3-23 低次流域（源流域）の平均標高と $\delta^{18}\text{O}$ の関係ならびに地下水涵養線の決定 (A)、採水地点標高と $\delta^{18}\text{O}$ の関係（全流域）と地下水涵養線に基づく各流域の河川水（地下水）の平均涵養標高の推定 (B)。

* 本項は、原子力安全・保安院受託事業報告書「平成21年度地層処分に係る地質情報データの整備：2.1章」より再構成した（産総研深部地質環境研究コア，2010）。

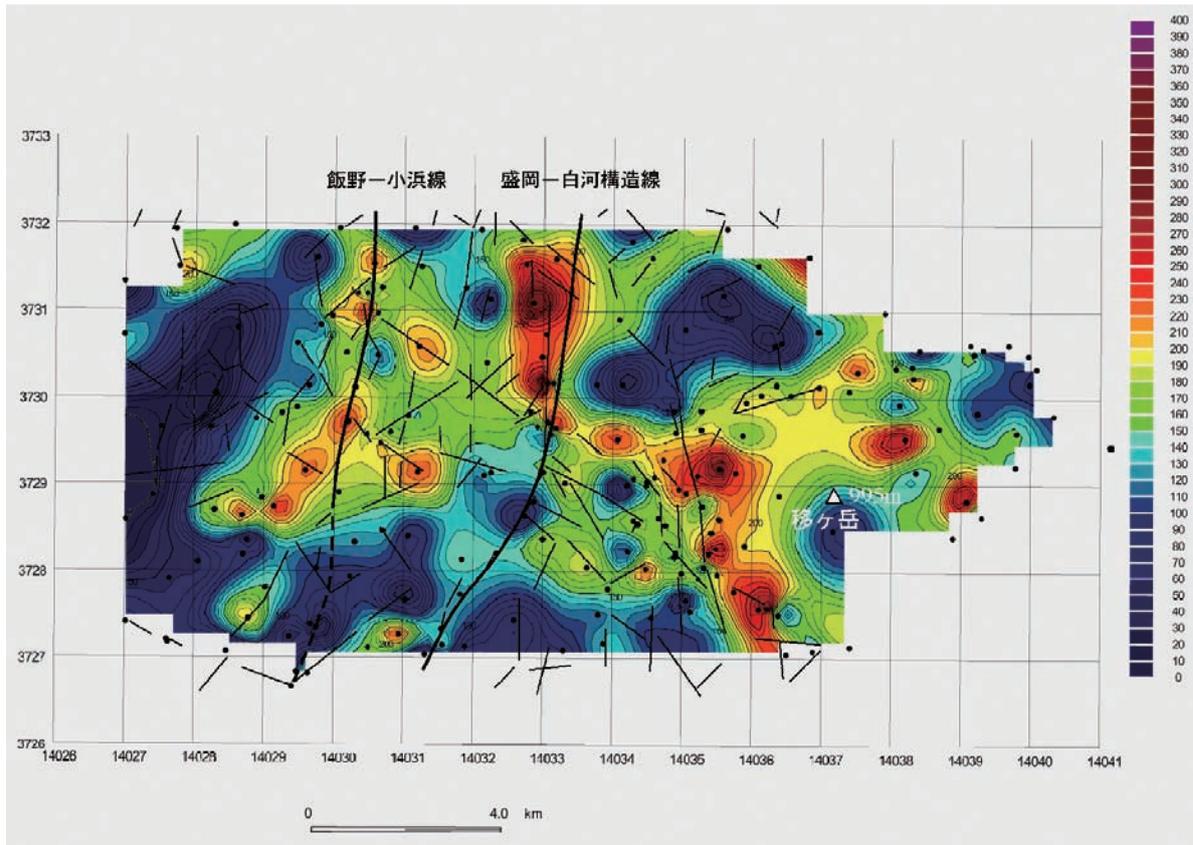


図3-24 移ヶ岳西方地域における河川水（地下水）の ΔH （平均涵養標高—採水地点標高）の分布（単位 m；2001 年秋）。

地下水調査を行うためのボーリング掘削および断裂系の探査手法

阿武隈花崗岩体中西部地域で掘削された3本のボーリング孔（三春-1，三春-2，白沢；図3-25）を例にして，花崗岩体内部に複雑に発達している断裂-裂罅系のうち深部地下水流動に関与している高い透水性を持つ断裂-裂罅系（いわゆる水みち）の抽出手法およびボーリング掘削手法に関して，花崗岩体深部の地下水流動系評価のためにどのようなボーリング掘削法あるいは採水法が望ましいかを以下に示す。

- 掘削水：清水掘削を推奨する。泥水掘削・気泡掘削などは掘削水の影響評価の観点から好ましくない。また，掘削水は人為的汚染がなく，水質・同位体組成が長期にわたって安定していることが望ましい（浅層地下水など，河川水・沢水などでは水質・同位体組成が大きく変動する）。
- トレーサー混入法：掘削水のトレーサー濃度を一定に保つためには，掘削水の汲み上げ量を一定とする方式が適している。具体的には，トレーサーを混入するトレーサー濃度調整用水槽に掘削に用いる清水を一定量汲み上げ，そこに定量のトレーサーを混入する。掘削水の汲み上げ量を可変とした場合においてはトレーサーを計量して混入したにも関わらずトレーサー濃度の変動が大きく，現場管理として不適當である。
- トレーサー：ヨウ化アンモニウムを推奨する。ヨウ素イオンは岩石・鉱物に対する吸着性が小さく，ヨウ素イオン濃度 80ppm 程度で実用的なトレーサーとして使用可能である。また，ヨウ素イオンの対イオンであるアンモニウムイオンは，掘削深度が還元的であればアンモニウムイオンのまま地表へ戻ってくるが，掘削深度が酸化的であればアンモニウムイオンではなく亜硝酸イオンとして地表へ戻ることが確認され，掘削深度の酸化還元条件の指標としても使用可能である。
- 採水法 (I)：ボーリングコアで高透水性割れ目の存在が推定される場合，高透水性割れ目の下部に下部パッカーの設置が可能な深度まで掘進を行い，その後掘進を中断し速やかに採水を行うべ

きである。高透水性割れ目の掘削後に時間が経てば経つほど、高透水性割れ目に浸入したボーリング掘削水が拡散し、予備排水量を増大させなければならなくなる。またボーリング掘削水の投入量が多くなればなるほど、ボーリング掘削水の水質・同位体組成・トレーサー濃度等の変動のためボーリング掘削水の混入率評価が難しくなる。

- 採水法 (2)：基本的にダブルパッカー方式により採水区間を閉塞し、採水区間から大量の予備排水を行った後に本採水を行うべきである。予備排水は、ポンプによる予備排水を排水中のトレーサー濃度が掘削水のトレーサー濃度に対し 5% 以下に低減するまで行ない、次に採水容器による予備排水を排水中のトレーサー濃度が掘削水のトレーサー濃度に対し 1% 以下に低減するまで行うことが望ましい。本採水時に採水中のトレーサー濃度が掘削水のトレーサー濃度に対し 1% 以下であると掘削水の混入率評価による各種補正が容易である。
- 採水法 (3)：希ガス分析用採水容器は、高真空にした特殊な専用採水容器を用いるべきである。花崗岩体深部の地下水流動系の評価を行う上での最大の問題点として、以下の問題が明らかになった。
- 高透水性割れ目の完全な捕捉：ボーリングコア・孔壁に発達する無数の断裂—裂罅系から地下水流動系に影響を及ぼす高透水性割れ目を完全に抽出し、同定を行う必要がある。しかし、既往の検層技術で直接検出可能であるのは透水係数で 10^{-5} m/s オーダーを超えるような極端に透水性の高い割れ目のみであり、それより低い透水性を有する割れ目については間接的な類推しかできない。
- 高透水性割れ目の正確な同定：検層結果とボーリングコアの微細構造・鉱物組成・変質鉱物などの傍証から高透水性割れ目であるか否かを総合的に判断しているが、既往の検層技術では高透水性割れ目の位置を m オーダーでしか決定できず、日本の花崗岩のように断裂—裂罅系が数 cm ～数 10cm オーダーで発達している場合、検層結果からはある割れ目が高透水性割れ目中であるか否かを直接的には決定できない。このためにボーリングコアの微細構造・鉱物組成・変質鉱物などから高透水性割れ目であると判断し採水作業を行っても結果として透水性が低く採水ができない場合もあり、直接的に高透水性割れ目であるか否かを検出・判断できる検層法の開発・導入が必要である。

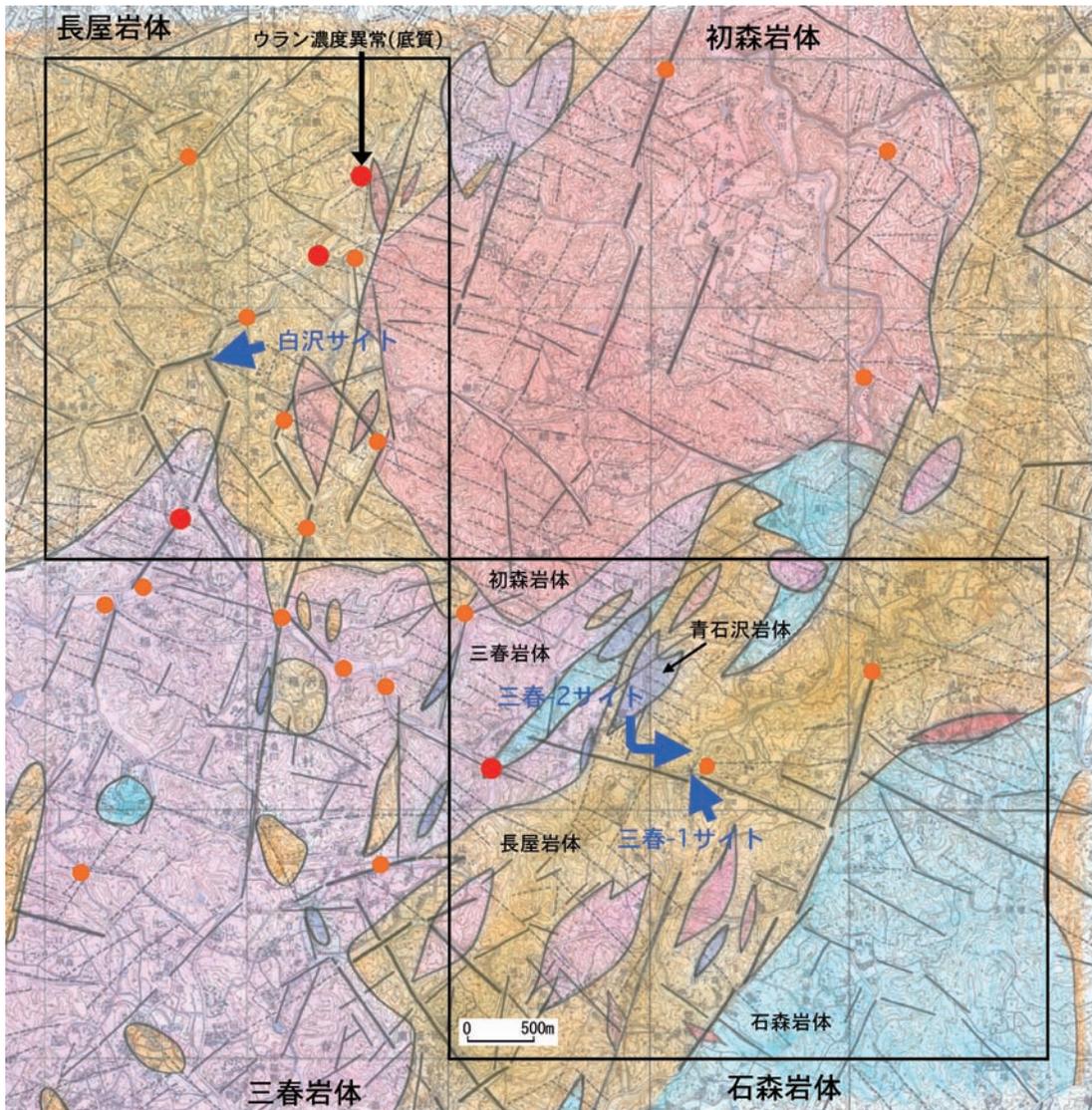


図 3-25 阿武隈花崗岩地域における既存掘削孔と地質構造との関係。

水みち及び開口亀裂の探査技術

花崗岩地帯におけるボーリング調査では、ボーリング孔壁に出現する多数の亀裂系の中から深層地下水系の水みちである亀裂系を抽出する手法が必要であり、コア観察や物理検層など様々な手法が検討・開発されてきた。花崗岩体の水みちを抽出する検層手法として、ボーリング孔内への地下水の流入・流出現象を直接的に探査する手法や、水みちとなりうる構造（開口亀裂など）を探査する手法が用いられる。このうち、地下水の流入・流出現象を直接的に探査する手法としては、流体電気伝導度検層・温度検層・流向流速検層などが用いられ、水みちとなりうる構造（開口亀裂など）を探査する手法としては、BHカメラ・BHTVによる孔壁画像撮像・P波速度検層（音波検層）・チューブ波を検出対象とするハイドロフォン VSP 検層などが用いられる。以下、塚本（2010）に基づいてとりまとめる。

水みちを理工学的に調査・解析するためには、個々の水みちについて以下のようなデータセットが必要と考えられる。

- 水みちとしての同定：対象とする断裂—裂罅系が水みちであることを確定させ、以下の2項目の作業・試験を行うための必須作業。

- ・ 水みち内の本来の地下水の地化学的特徴・起源：原位置被圧状態でのパッカー採水により水質・同位体組成・溶存ガス成分を採取・分析し、パッカー採水区間内の地化学的条件を明らかにする。
- ・ 水みちの水理特性：地下水流動に関わる水理データを明らかにする。

このうち、引き揚げられたボーリングコアに存在する断裂—裂罅系が水みちであるか否かの判定はボーリングコア引き揚げ後即座に行なわなければならない。これは同定された水みちに存在する地下水の採水を可及的速やかに行なう必要があるからである。これに対し水みちの水理特性を明らかにするための各種の水理試験は、孔壁の崩壊などの可能性が少なければ実施時期に関する制限はなく、予定深度まで掘削が終了してから水理試験のみを行なっても問題はない。また、水みちを定性～半定量的に評価するのか、それとも定量的に評価する必要があるかによっても、水みちのデータセットとして必要な項目も異なってくる。定量的に評価するのであれば水みちの水理特性は必要不可欠のデータであるが、定性的に評価するのであれば水みちの水理特性は必ずしも必要ではない。

しかしながら、阿武隈花崗岩体中の既掘削孔から採取された地下水・溶存ガス分析データは、深度方向に向かって一定の傾向を示すものの、いくつかの特異的な水みちについては周辺の水みちとは異なった性質の地下水・溶存ガス成分を含んでいる。従って、花崗岩体深部の地下水流動系を評価するためには、水みちとなりうる断裂—裂罅系についてはその全てを完全に捕捉し、少なくとも地下水・溶存ガス試料を採取・分析すべきである。

従来の水みちの同定法とその問題点

ボーリング掘削孔の孔壁に発達する無数の断裂—裂罅系の中から水みちをどのように抽出するかについて、これまで様々な提案がなされてきた。例えば、ボーリングコアの微細構造・鉱物組成・変質鉱物やボーリング掘削時の水位変動などから水みちを推定する方法は最も一般的なものである。また、各種の検層技術、例えばフローメーター検層のように直接的な地下水の動きを検知する方法、ハイドロフォン VSP 検層のように開口割れ目から発生したチューブ波を検出する方法、温度検層のように地下水流入地点付近の温度分布異常を検出する方法、各種物理検層のように孔壁に含まれる水分量の多寡から間接的に推定する方法、光学的な検層により孔壁を観察し水みちを推定する方法なども水みちの検出に用いられている。

これらの水みちの検層法では、透水係数で 10^{-5} m/s オーダー以下の透水性を有する割れ目について直接的に検出する方法がないこと、またハイドロフォン VSP 検層を除いてボーリング孔掘削直後（あるいは中断時）に検層する手法がないことなどの問題があった。そのためボーリング掘削中にボーリングコアの鉱物学的・構造地質学的傍証から高透水性割れ目の存在が推定されたときにも、その割れ目が水みちであるかを直接的に検証することなく採水作業を行ったり、あるいは採水作業を行うことなく掘削作業を進め検層後に水みちである可能性が高いと判明した時点で採水作業を行うことが一般的であった。しかし、このような採水作業は、費用+時間という側面と本来の地下水の中に混入したボーリング掘削水の評価という側面で問題がある。

原位置での採水作業にあたっては、地下深部の特定の深度(採水区間)に本来存在している地下水(および溶存ガス)を擾乱することなく採取する必要がある。地下深部の採水区間内に存在する地下水のみを採取するためには、上下2段(もしくは上段のみ)のパッカー・システムにより採水区間を閉塞し、採水区間内の地下水のみを採水するパッカー採水法を用いる必要がある。採水作業の対象となる割れ目の透水性が低い場合、採水区間内の予備排水ができなかったり、採水区間内が相対的に負圧になることによりパッカーの破損が発生したり、水質検層器の pH・ORP 電極などの内部溶液が吸い出され破損したりする事故がかなりの頻度で発生する。従って、採水作業に要した時間(およそ1週間程度)+費用のみならず、物的損失による費用の増大という問題が発生する。

また、高透水性割れ目の掘削後しばらくの時間間隔において採水作業を行った場合、採水された地下水試料中に混入しているボーリング掘削水をどのように評価するかという問題がある。ボーリング掘削水の水質・同位体組成・溶存ガス成分等が全く変わらず、トレーサー濃度も一定という仮定が成立すれば、ボーリング掘削水の混入量評価は容易であるが、一般的にはボーリング掘削水の水質・同位体組成・トレーサー濃度等は一定の変動を示し、これらを完全に制御するのは困難である。従って、高透水性割れ目を掘り抜いた後も掘削を続けボーリング掘削水の投入量が多くなればなるほどボーリング掘削水の混入量評価は難しくなり、地下水試料から真の水質・同位体組成・溶存ガス成分の値を得ることは難しくなるという問題が発生する。

ハイドロフォン VSP 検層による水みちの同定

ハイドロフォン VSP 検層で検出するチューブ波とは、震源から発生した P 波が開口割れ目に入射した時に割れ目が圧縮され、割れ目内の地下水がボーリング孔内に押し出されることにより発生したものである。ハイドロフォン VSP 探査ではボーリング孔内に複数のハイドロフォンを設置し、震源から発生した P 波やボーリング孔に沿って上下方に伝播するチューブ波をハイドロフォンにより観測・記録する。ハイドロフォンに記録された初動 P 波とチューブ波が重なって観測される深度が開口割れ目の存在する深度とされる。

阿武隈花崗岩体における掘削孔のうち、三春-1 サイトは調査地域東方の移ヶ岳（標高 994.5m、斑れい岩類からなる浸食残丘）周辺の高標高地域から WNW-ESE 方向に比較的長く連続するリニアメントが食い違うステップ構造の部分であり、谷地形の中心に位置する。三春-2 サイトは三春-1 サイトの北方約 200m の両側を谷地形に挟まれた尾根地形の中心部であり、三春-1 サイトより約 14.9m 標高が高い地点である。白沢サイトは両側を谷地形に挟まれた尾根地形の中心部（現在は砂取り場として平坦化されている）に位置し、周辺部の地下水・河川水の水質および同位体組成に異常が認められた地点である。

ハイドロフォン VSP 検層により開口割れ目の抽出を行うためには、一定間隔に連なったハイドロフォンをボーリング孔内に挿入し、ハイドロフォンの吊り下げ深度を変更することにより、ボーリング孔の全深度に対応したハイドロフォン・データを得る必要がある。ハイドロフォン間隔を 50cm としてチューブ波の連続検層を行った結果を図 3-26 に示す。チューブ波から推定される開口割れ目の存在深度は実在のボーリングコア断裂系がよく一致した。次に三春-2 サイトや白沢サイトなどのように尾根筋で掘削したボーリング孔と三春-1 サイトのようにリニアメントのステップ構造部で掘削したボーリング孔を比較すると、チューブ波の発生頻度に著しい差があることがわかる。この掘削地点の地形的特徴の差が、地下深部の開口割れ目の存在度の差と密接に関係していることは、深部地下水流動系を考える上で極めて重要な知見である。

ハイドロフォン VSP 検層は、花崗岩体を清水掘削した場合孔内洗浄をほとんど行わなくとも検層が可能であり、ボーリングコア観察により高透水性割れ目の存在が推定された場合、ボーリング掘削を中断後 1～2 時間以内に開口割れ目の有無を確認できるという点で他の検層法より優れている。しかしながら、ハイドロフォン VSP 検層はおおよそ 1～2m 程度の精度でボーリング孔内の開口割れ目の有無を推定するために用いられており、水みちの同定のように少なくとも 10cm オーダーの精度で透水性割れ目を捕捉する目的には使用されていなかった。深度方向の分解能として 10cm オーダーで水みちを同定するためには、a) ハイドロフォン VSP 検層の分解能の検証、b) ハイドロフォン・ケーブルの伸びの検証が必要となる。ハイドロフォン VSP 検層の分解能については震源トリガーを適切に設定した場合、50cm 間隔のハイドロフォン配列でチューブ波の進行を問題なく検出できている。またハイドロフォン・ケーブルの伸びについては、阿武隈花崗岩体中の既掘削孔のうち高透水性

割れ目が数多く存在し、孔底沈殿物が薄い三春サイト・ボーリング孔で、孔底着底時の張力の緩みや低角の高透水性割れ目から発生したチューブ波の検出位置などから 0.05 ~ 0.1% 程度以内であると推定された。

VSP検層結果

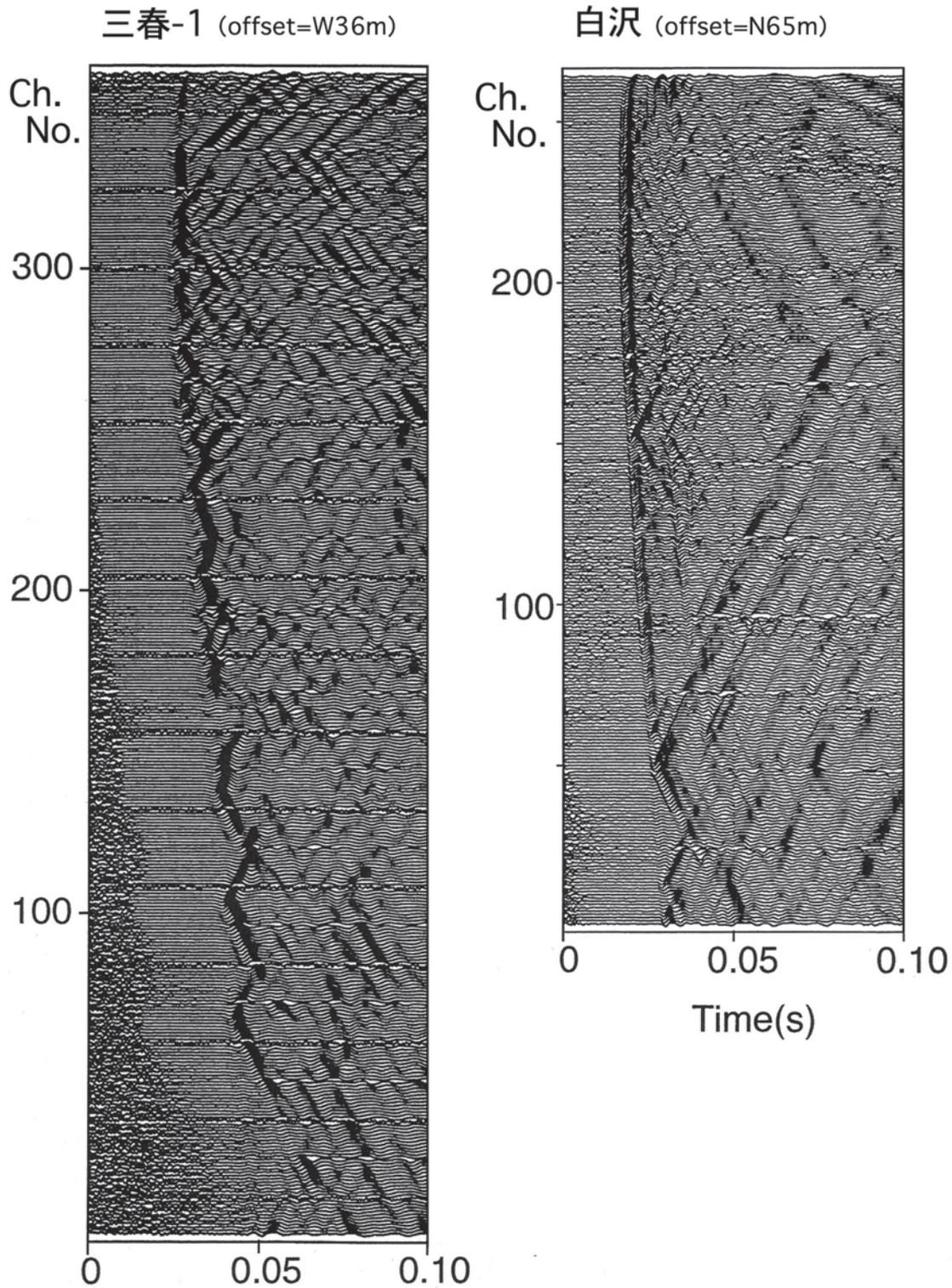


図 3-26 三春-1 サイト及び白沢サイトのハイドロフォン VSP 検層結果.

掘削現場においては、ボーリングコアの微細構造・鉱物組成・変質鉱物やボーリング掘削時の水位変動などから水みちの存在が推定された場合、翌日または翌々日にハイドロフォン VSP 検層を行い、開口割れ目と同定できた場合には速やかに採水作業を実施することにした。一例として深度 198～201m 区間のボーリングコア写真を図 3-27 に示す。この区間付近では、深度 197.62m～202.62m 掘削翌朝にボーリング孔内水位が 0.44m 上昇しており、特に深度 198.2m～198.6m 付近に分布する高角断裂系と深度 199.75m 付近の低角割れ目が水みちとなっている可能性が疑われた。ハイドロフォン VSP 検層は、まず孔底から既に検層データが存在する深度まで 50cm 間隔で連続的な検層を行い、その後チューブ波の発生深度付近で精密検層を行なった。

連続検層の結果を示した図 3-28 から深度 199.5m 付近 (16ch) にチューブ波の発生源があることが推定できる。次に、全 24ch 中 no.12ch と no.14ch が不調のため、no.1ch～no.11ch を用いて精密検層を行なった。水みち候補のうち高角断裂系ではチューブ波の発生位置が不明確になる可能性があるため、深度 199.75m の低角割れ目が精密検層 ch の中央の no.6ch に位置するようにハイドロフォンを調整し、ハイドロフォン VSP 検層を行なった。精密検層の結果、no.6ch～no.7ch の間にチューブ波の発生源があることが明らかになった。no.6ch～no.7ch は深度 199.25～199.75m 付近に相当するが、これはハイドロフォン・ケーブルの伸びによる深度補正を行っていない深度である。ハイドロフォン・ケーブルの伸びを 0.1% と仮定すると、チューブ波の発生深度は深度 199.45～199.95m となり、その深度に存在する割れ目は深度 199.75m に存在する低角割れ目のみであり、この低角割れ目が開口割れ目であることがほぼ確実となった。

この精密検層結果を受けて、採水区間を深度 199.20～200.43m に決定し、ダブルパッカー方式による採水を行なった。ポンプによる予備排水後、容量 500ml のステンレス製真空引き採水容器による予備排水を継続した。真空引き採水容器による予備排水は、採水区間への連結時間 5 分間で引き上げを行なったが、採水区間の水圧低下を引き起こすこともなく、採水区間への連結装置が故障した場合を除けば 98% 以上の地下水回収率を示し、上記の低角割れ目が水みちであることを最終的に確認できた。



図 3-27 ボーリングコア写真 (深度 198～201m)。

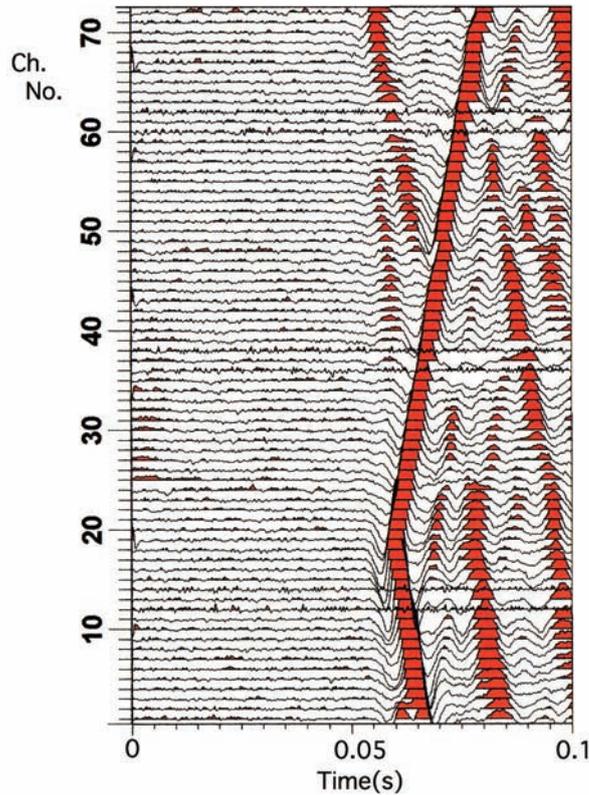


図 3-28 ハイドロフォン VSP 検層結果 (1ch= 深度 208m, ch 間隔 =50cm).

補助的なトレーサーの使用

ヨウ化アンモニウムは、ヨウ素イオンの吸着能が低く、またアンモニウムイオンが酸化還元環境の指標となるなどトレーサーとしての適応性が高く、かつ安全性も高いといった特徴がある。しかし、無色透明であることから現場で目視などの簡易な手段で濃度を確認することができず、最低限イオン・メーターによる現場分析が必要となる。蛍光染料は一般的に低濃度（数 10 ～数 100ppb 程度）で掘削水を着色することができ、また吸着能が低い蛍光染料が存在することからトレーサーとして使用されてきた。ここでは、ウラニン（黄緑蛍光）とローダミン WT（赤色蛍光）の二つの蛍光染料についてトレーサーとする適用性を示す。

ウラニンは、核燃料サイクル機構の各種ボーリングなどで使用されている。ウラニンの分析は従来実験室内でなければ十分な精度をもった分析ができなかったが、近年開発された蛍光光度計（従来価格の 1/10 程度）により野外においても 0 ～ 300ppb の範囲内で必要な精度で分析できるようになっている。ウラニンは光分解性を有することが知られているため、トレーサー調整用水槽・掘削水投入用水槽などを 2 重に遮光シートなどで覆い、トレーサー濃度の時間変化などを検証した。ウラニンは、当初 250ppb 程度に濃度調整したが、漏光などの影響から 1 時間あたり 1 割程度の濃度低下を示した。このため、ウラニン濃度を 10 倍の 2500ppb (2.5ppm) にして時間経過をみた後、核燃料サイクル機構のウラニン調整濃度を参考に最終的なウラニン濃度を 1.25ppm とし、トレーサーとしての適性を検討した。ウラニン濃度を 1.25ppm とした場合の漏光などの影響による濃度低下率は、ウラニン濃度を 250ppb とした場合よりも低いものの、ウラニン濃度の低下は引き続き発生しており、漏光を完全に除ける掘削水調整システムを構築しない限り、ウラニンをトレーサーとして利用することは難しい。

次にローダミン WT についてトレーサーの適性を示す。ローダミン WT は、ローダミン B の吸着性の高さを低減させた同系統の蛍光色素であり、ウラニンと同様な蛍光光度計で野外においても 0

～300ppbの範囲内で必要な精度で分析できる。ただし、ローダミン WT の蛍光光度は温度依存性がウラニンの8倍程度(-2.6%/°C)あり、一定温度で蛍光光度を測る必要がある点に注意が必要である。ローダミン WT を掘削水に250ppb程度混入したところ単体としてはかなり赤色蛍光がはっきりしているが、ローダミン WT 混入水のリターン水とウラニン1.25ppm混入水のリターン水を比較したところ、その赤色蛍光はそれほど目立つものではなく、むしろウラニンよりも目立たない程度であり補助的なトレーサーとして利用可能である。

地下水調査を行うためのボーリング掘削および断裂系の探査手法のまとめ

1) 花崗岩体深部の地下水流動系評価のため、阿武隈花崗岩体においてこれまで掘削したボーリング孔のボーリング掘削技術・採水技術について見直すとともに、地下水流動系に影響を及ぼす水みちを捕捉する手法の開発・高精度化を行い、深度300m程度までのボーリング掘削技術・採水技術の総括を行った。

- 掘削水：清水掘削が望ましい。掘削水としては、人為的汚染のない浅層地下水のように水質・同位体組成が長期にわたって安定している水が望ましい。
- トレーサー混入法：定量の掘削水に対して定量のトレーサーを混入する方式が現場管理として適している。
- トレーサー(1)：ヨウ化アンモニウムを推奨する。ヨウ素イオンは岩石・鉱物に対する吸着性が小さく、ヨウ素イオン濃度80ppm程度で実用的なトレーサーとして使用可能である。また、ヨウ素イオンの対イオンであるアンモニウムイオンは、掘削深度の酸化還元条件の指標として使用できる。
- トレーサー(2)：掘削水の混入割合を現場で目視して確認するためには蛍光染料のうちローダミン WT (赤色蛍光)を推奨する。ローダミン B は吸着能が高く不適である。また、ウラニンは光分解性が高く、完全に遮光しない限り使用できない。
- 採水法(1)：ボーリングコアで高透水性割れ目の存在が推定される場合、高透水性割れ目の下部に下部パッカーの設置が可能な深度まで掘進を行い、その後掘進を中断し、ハイドロフォン VSP 検層により開口割れ目の有無・深度を確認し、開口割れ目が存在する場合は速やかに採水作業を行うべきである。
- 採水法(2)：採水法は、ダブルパッカー方式によりパッカー採水を推奨する。予備排水はポンプなどを併用した大量の予備排水を行った後に採水容器による予備排水を行い、その後本採水を行うべきである。予備排水の目安は排水中のトレーサー濃度が掘削水のトレーサー濃度に対し5%以下に低減するまで行なうべきである。本採水は、採水中のトレーサー濃度が掘削水のトレーサー濃度に対し1%以下であることが望ましい。
- 採水法(3)：希ガス分析用採水容器は、高真空にした特殊な専用採水容器を用いるべきである。ただし、上記の内容は地下水流動系評価のために必要な水みちのデータセットのうち、a) 断裂—裂罅系の水みちとしての同定、b) 水みちを流れる地下水の地化学的特徴とその起源までであり、c) 水みちの水理特性については検討していない。これは従来ある割れ目が高透水性割れ目であるかどうかを具体的に検証する手段がなく、特定の割れ目を対象にするとは言うものの実際には区間採水・区間水理試験など一定の区間長を対象にしたデータを取得する技術しか存在せず、本来の水みちの水理特性などを検証できなかったためである。また、水理試験などは孔壁が崩壊しない限りいつ試験を行ってもデータの取得が可能であり、相対的な優先順位が低かったという点も否めない。

花崗岩体などの地下水流動系評価については、概要調査や精密調査などの各調査の段階毎にどのような項目まで調査しなければならないかを考慮し、そのために必要な技術開発を進めていく必要がある。

ると考えられる。

2) 阿武隈花崗岩体の既掘削ボーリング孔で hidroフォン VSP 検層を行った結果、三春-2 サイトや白沢サイトなどのように尾根筋で掘削したボーリング孔と三春-1 サイトのようにリニアメントのステップ構造部で掘削したボーリング孔では、チューブ波の発生頻度に著しい差があることがわかった。これら掘削地点の地形的特徴の差が、地下深部の開口割れ目の存在度の差と密接に関係していることは、深部地下水流動系を考える上で極めて重要な知見と考えられる。

チューブ波を検出対象とする hidroフォン VSP 検層は、ボーリング孔壁に存在する開口亀裂を高精度（精度 10cm オーダー）に検出することが可能である。深層地下水系の原位置採水において亀裂地下水に対するボーリング掘削水あるいは孔内水による汚染をできるだけ減少させるためにこの手法を用い、ボーリング掘削停止直後数時間以内に採水深度を決定でき、迅速性と開口亀裂の有無の判定の容易さの面で、開口亀裂の新しい探査技術として有効な手法と考えられる。

ボーリング孔で採取された地下水を用いた調査手法*

3本のボーリング孔（三春-1、三春-2、白沢）で原位置採水された地下水試料の化学組成は、ナトリウムイオン (Na)、カルシウムイオン (Ca)、重炭酸イオン (HCO_3)、塩化物イオン (Cl) が主要成分である。Na と Cl についてはボーリング地点間の深度プロファイルに違いが見られないが、Ca と HCO_3 濃度については、ボーリング地点間で異なる傾向を示す（図 3-29）。深層ほど Na 濃度が上昇する要因としては、Na と Ca の交換反応、albite の溶解などが考えられる。Na 濃度にボーリング地点間の違いが見られないことは、各ボーリング地点の母岩が同一である（阿武隈花崗岩体の古期花崗岩類に属する長屋岩体；亀井・高木，2003）と整合的である。Cl の濃度変化は、表層からの人為的な Cl の混入の結果と考えられる。

地点間で濃度に違いが見られた Ca や HCO_3 については、calcite の溶解反応の有無が要因と考えられる。 HCO_3 濃度は、三春-1 及び三春-2 サイトで白沢サイトよりも高濃度であり、安定炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) の深度プロファイルも両サイト間で大きく異なる（図 3-30）。三春-1 及び三春-2 サイトでは深層ほど $\delta^{13}\text{C}$ 値が高く、白沢サイトでは 200m 以深でやや $\delta^{13}\text{C}$ 値が高くなっているが、基本的には浅層からほぼ一定の値を示す。このことから、三春-1 及び三春-2 サイトでは深部流体のような非常に深い深度からの炭素や炭酸塩が溶解した炭素成分の寄与を示唆しており、Ca 濃度の違いも深部起源 CO_2 の供給によって促進される炭酸塩の溶解反応が原因と考えられる。このことは、主要化学成分濃度の鉛直変化からも支持される。三春サイトでは Na 濃度と HCO_3 濃度に強い相関があり、1:1 の割合で変化する。 CO_2 の供給を伴う炭酸塩の溶解反応と溶解した Ca の除去と Na の増加という交換反応の2つの組み合わせで説明が可能である。この炭素の $\delta^{14}\text{C}$ 値は非常に低い (^{14}C を含まない) ことが推定される（図 3-30）。白沢サイトではそのような深部起源の炭素の寄与がほとんどないものと考えられ、炭酸塩の溶解が起こらないため Ca 濃度が増加せず、Na との交換反応により濃度が減少するのみであると考えられる。三春サイトでは、近接した2つのボーリング地点で開口亀裂の存在度や透水性に大きな違いが見られたが、炭素成分については同じ傾向を示し（図 3-30）、どちらも深部起源炭素の供給があると考えられる。深部起源炭素の供給は、三春サイト全体の特性であり、個々の掘削地点の透水性とは無関係であるため、大規模な構造線の近傍に位置することが原因であると考えられる。従って、盛岡—白河構造線と呼ばれる大規模重力構造線近傍では地下深部から炭素が供給されて地下水の水質が形成されていると思われる。

* 本節は、原子力安全・保安院受託事業報告書「平成 21 年度地層処分に係る地質情報データの整備：2.1.2 章」より再構成した（産総研深部地質環境研究コア，2010）。

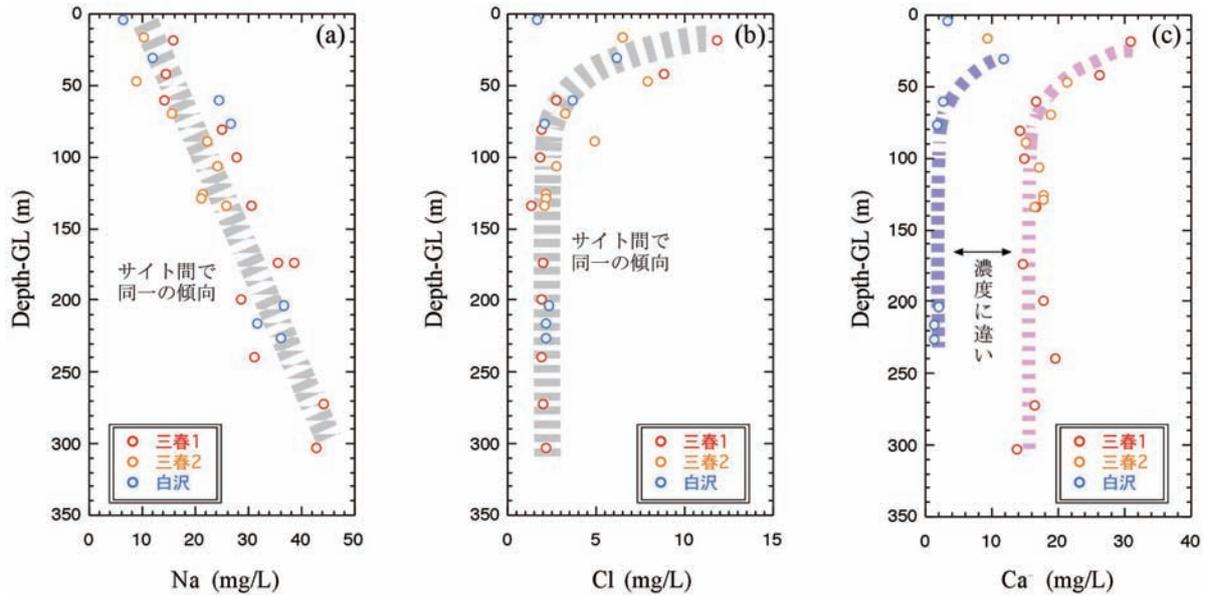


図3-29 阿武隈結晶質岩地域の3つの既存掘削孔から得た地下水のNa濃度(a)、Cl濃度(b)、Ca濃度(c)の深度プロファイル。

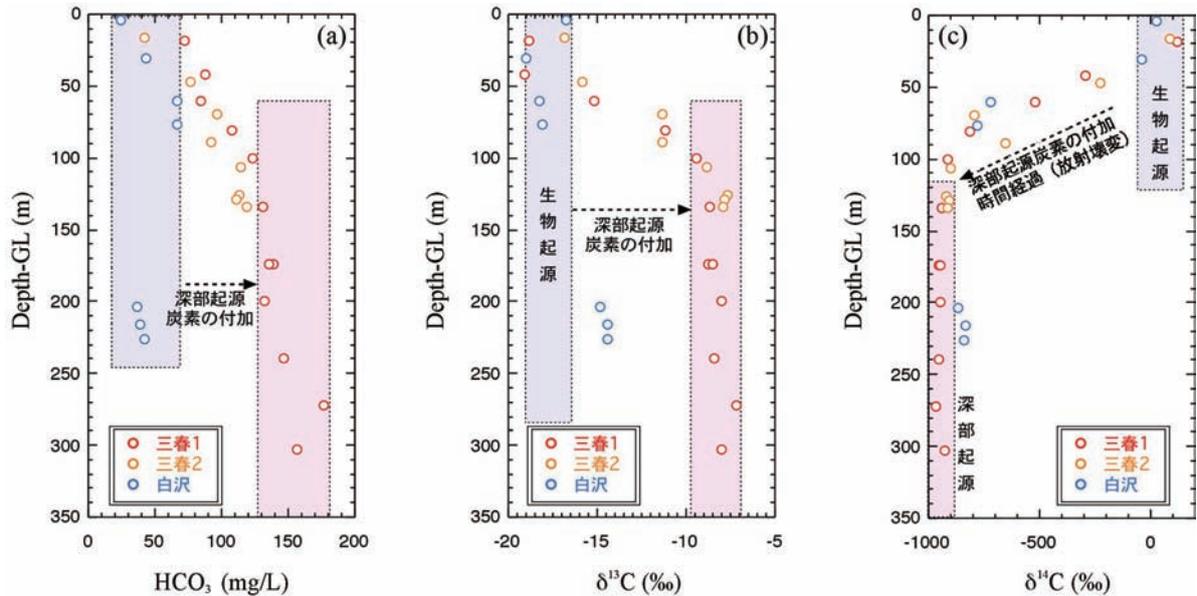


図3-30 阿武隈結晶質岩地域の3つの既存掘削孔から得た地下水のHCO₃⁻濃度(a)、 $\delta^{13}\text{C}$ (b)、 $\delta^{14}\text{C}$ (c)の深度プロファイル。

地下水の起源・涵養環境・同時代面の推定手法*

地下水の起源及び涵養時の環境を知るためには、地下水の同位体組成の利用が有効である。δD-δ¹⁸Oの関係から、三春・白沢サイトの各ボーリング孔から採取された亀裂地下水は天水起源である(図3-31)。δDとδ¹⁸Oの関係は非常に明瞭で、ほぼ同一の天水線に沿ってプロットされるため、今後の議論はδDを用いて行う。白沢サイトの亀裂地下水は深度75mまでδD値が徐々に低くなり、200m以深の亀裂地下水で深度75mと同じかやや高い値を示す(図3-32)。白沢サイトの深度75mなどにみられる低いδD値は、現在の周辺地下水のδD値と比べても低い値である(図3-31)。これは、地下水が周辺よりも高い標高で涵養されたか、寒冷・乾燥の気候条件下で涵養したことを示唆している。白沢サイト周辺は定高性の高い準平原状の地形であり、周辺に高い地形がないことから、寒冷気候下で涵養した地下水であると考えられる。白沢サイトでは、前述したように深部起源の炭素の

* 本節は、原子力安全・保安院受託事業報告書「平成21年度地層処分に係る地質情報データの整備：2.1.2章」より再構成した(産総研深部地質環境研究コア, 2010)。

影響がほとんどないと考えられるため、 ^{14}C 濃度から算出した年代が地下水の滞留時間の指標となる。白沢サイトの深度 75m の地下水試料は、12000 ~ 13000 年の ^{14}C 年代を示す (図 3-32)。白沢サイトの深度 75m の試料の水の同位体組成と ^{14}C 年代値を総合的に考慮すると、この水は最終氷期ごろの寒冷な時期に降った天水が起源と推定される。

三春-1 サイトの深度 271m の試料は、白沢サイトの深度 75m の試料とほぼ等しい δD 値と $\delta^{18}\text{O}$ 値を示し、時間の経過とともに地下水に蓄積する成分であり滞留時間の指標となる放射壊変起源のヘリウム ^4He excess の濃度もほぼ同じ値を示す。従って、三春サイトの深度 271m 付近の地下水と白沢サイトの深度 75m 付近の地下水は、ほぼ同じ時期に涵養されたと考えることができ、地下水の同時間面を示していると考えられる。

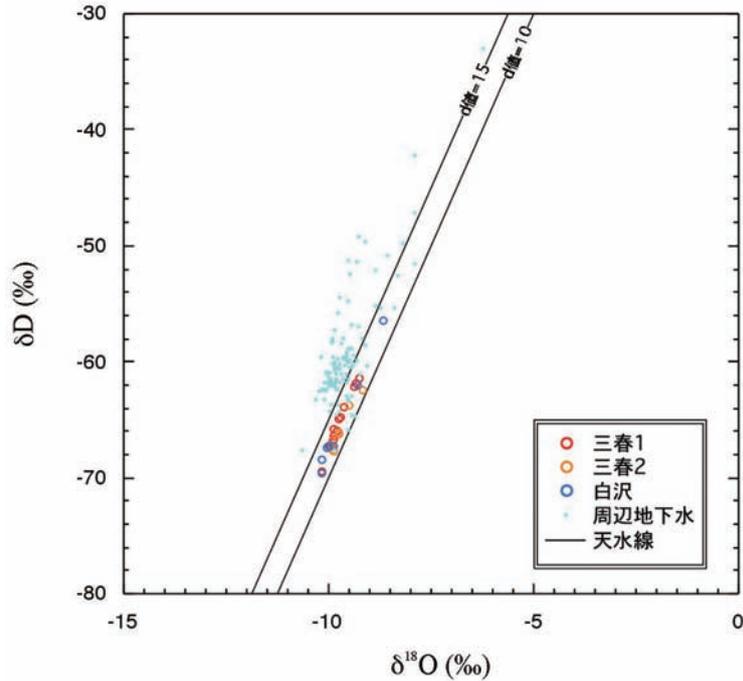


図 3-31 阿武隈結晶質岩地域の 3 つの既存掘削孔から得た地下水及び周辺の浅層地下水の水素・酸素同位体組成。

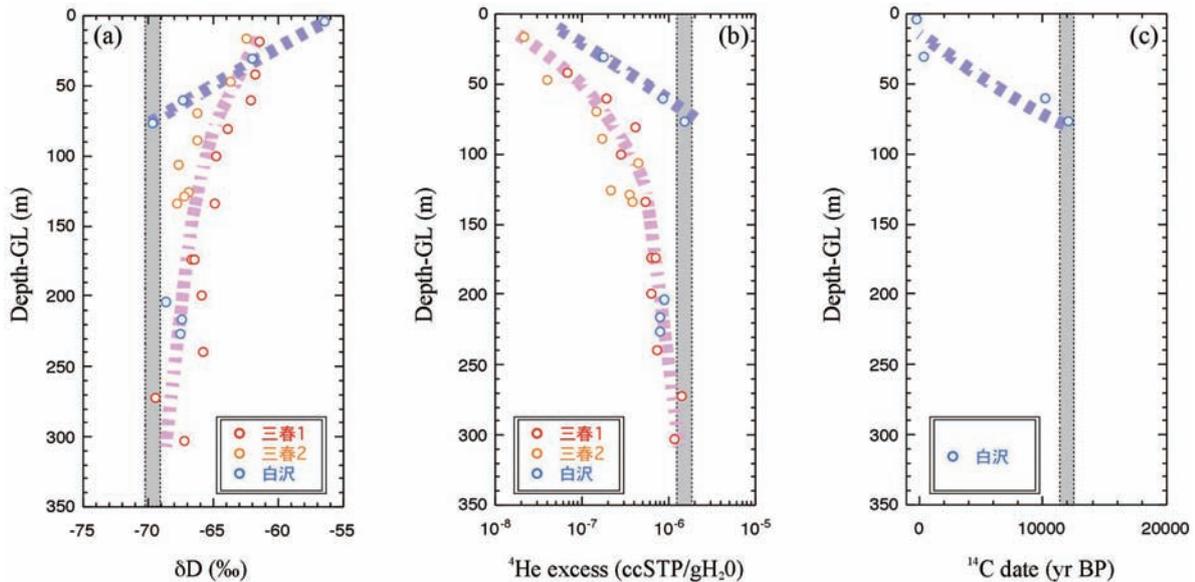


図 3-32 阿武隈結晶質岩地域の 3 つの既存掘削孔から得た地下水の δD (a), ^4He excess (b), ^{14}C 年代 (c) の深度プロファイル。
 ^4He excess は、涵養時に溶存していた大気平衡成分を差し引いた濃度である。

3.4.2 地質・水文地質学的調査及び物理探査手法*

阿武隈地域の地下水調査では、表層水調査において断層・構造線沿いに平均涵養標高の異常点が分布することが明らかになっている。また、大規模な重力構造線である盛岡-白河構造線近傍のボーリング地点では、地下深部からの炭素の供給により、地下深部から炭素の供給がないと考えられる地点とは異なった水質を形成することが明らかになっている。阿武隈花崗岩体のような結晶質岩類では、地下に賦存する地下水は、断層（構造線を含む）・亀裂などの断裂系を流動速度の速い水みちとして用いており、浅層-深層地下水間の水の流れ・相互作用においても断裂系の評価が重要と考えられる。

大規模重力構造線の調査・探査技術

盛岡-白河構造線は、岩手県盛岡市周辺から福島県白河市周辺へと連続する日本有数の重力構造線である。阿武隈地域では、阿武隈花崗岩体の北中部～西縁部にかけて北北東-南南西方向に縦断しているが、その詳細な位置については不明であった。阿武隈花崗岩体中西部地域では、精密重力探査により福島県田村郡三春町実沢地区を通過することが明らかになり、その解析結果から鉛直変異量 2.4～3.6km 程度の巨大な重力構造線と推定された。また、重力探査と同時に進行された屈折法弾性波探査により盛岡-白河構造線の東側 2.6km、西側 2.2km の範囲で弾性波速度の低下が観測されている(図 3-33)。しかし、亀井・高木 (2003) による地質調査では、三春町実沢地区の盛岡-白河構造線の両側に同種の花崗岩類が分布しており、盛岡-白河構造線そのものは浸食のため谷地形であり、表層のマサ化などの影響もあって構造線そのものの露頭を見出しえないため、断層の存在そのものを認定していない。

阿武隈花崗岩体のような花崗岩地域では、断層・構造線の両側に同種の岩石が分布することは一般的であり、また断層・構造そのものは浸食に弱く谷地形を作りやすく、表層のマサ化などの影響もあって、断層露頭が直接確認できないことは一般的に考えられる。このような花崗岩体内部の断層・構造線を捕捉するためには、調査対象地域を横断するような弾性波探査を実施し、相対的な低速度構造を抽出し、精密重力探査により重力異常の急変点を抽出することにより、地下に伏在する断層・構造線などの構造を捕捉する必要があると考えられる。

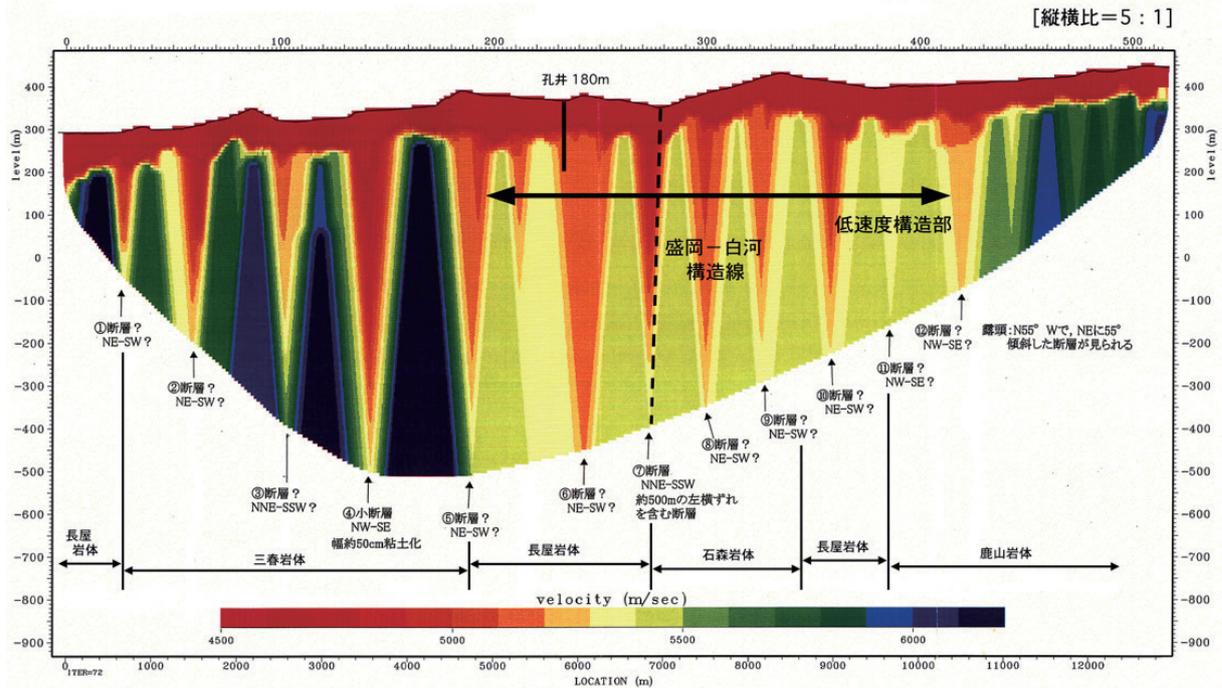


図 3-33 大深度屈折法弾性波探査結果と地質構造の関係 (放射性廃棄物地層処分に関する解析・評価グループ, 2000 に一部註記)。

* 本節は、原子力安全・保安院受託事業報告書「平成 21 年度地層処分に係る地質情報データの整備: 2.1.2 章」より再構成した (産総研深部地質環境研究コア, 2010)。

リニアメント地形（構造谷）の地下に伏在する断層の探査技術

花崗岩地帯に発達するリニアメント地形の多くは、花崗岩中に発達する断層沿いに差別的な侵食が進行した結果として形成された構造谷に由来したものと考えられている。しかしながら、リニアメントを形成するような構造谷の地下に、実際に断層が存在しているか否かが確認された例は少ない。

花崗岩地帯の浅部地下構造を対象とした物理探査では、主に浅層地下水の探査を主目的として、電気探査や電磁探査（スリングラム法・VLF法・TEM法）、放射能探査などが実施されることが多いが、偽像や不確実性などの問題もあり、花崗岩地帯の浅部地下構造探査技術としては不十分であった。しかし、スプリング式重力計を用いたクランプレス重力探査法を用いることで、花崗岩のマサ化に伴う低密度化を高精度に検出し、花崗岩地帯の浅部風化構造の探査が可能である。また、塚本ほか（2010）は、スプリング式重力計を用いたクランプレス重力探査法と弾性波探査の一種である扇射法弾性波探査を組み合わせることにより、より高精度に浅部地下構造をイメージングできること、またリニアメント地形を示す構造谷の地下に断層が伏在することを報告している。

塚本ほか（2010）は、阿武隈花崗岩地帯のリニアメント地形を示す構造谷において、伏在断層沿いの低重力構造や扇射法弾性波探査における初動走時の遅れを観測しているが、その範囲は伏在断層沿いの幅数 m 以内であり、従来の 5m あるいは 10m 程度の測点間隔の探査では検出不可能である。

また、断層直上でのボーリング掘削の結果として周辺よりも高い水頭を有すること、谷底の田圃では稲の低温障害（発育不良）が伏在断層沿いに連続して観察されることから地下の伏在断層沿いに夏場としては相対的に冷たい水が湧出していることを示唆しているとしている。重力探査や弾性波探査を用いた塚本ほか（2010）の方法は、花崗岩地帯の地下に伏在する断層の新しい探査法として有効な手法と考えられる。

3.4.3 花崗岩地域における地下水の局地流動系*

侵食残丘として残る小山塊における局地流動系

準平原状の地形を示す阿武隈花崗岩地域で、侵食残丘として残る小山塊の尾根筋で行った 2 地点（三春-2（図 3-34）及び白沢サイト（図 3-35））のボーリング調査結果は、同様の水文地質的特徴を示している。

- 1) 山塊の地下浅部には開口割れ目が極めて少ない。
- 2) 採水調査時の採水区間の減圧比を考慮すると、地下浅部に存在する亀裂の透水性は一般に低い。
- 3) 地下深部に存在する、隣接する構造谷（リニアメント地形）に連続するような断裂系のみが高い透水性を示す。

透水異方性を考慮すると、上記のような特徴を持つ地形的な侵食残丘である小山塊は、水文地質構造としては独立したコンパートメント構造をなし、局地流動系の最小単位をなしていると考えられる。また、小山塊に隣接する構造谷（リニアメント地形）に連続するような断裂系が極めて高い透水性を示すことから、独立したコンパートメント構造をなす山塊相互間での地下水の交流は起こり難いと考えられる。

* 本節は、原子力安全・保安院受託事業報告書「平成 21 年度地層処分に係る地質情報データの整備：2.1.2 章」より再構成した（産総研深部地質環境研究コア，2010）。

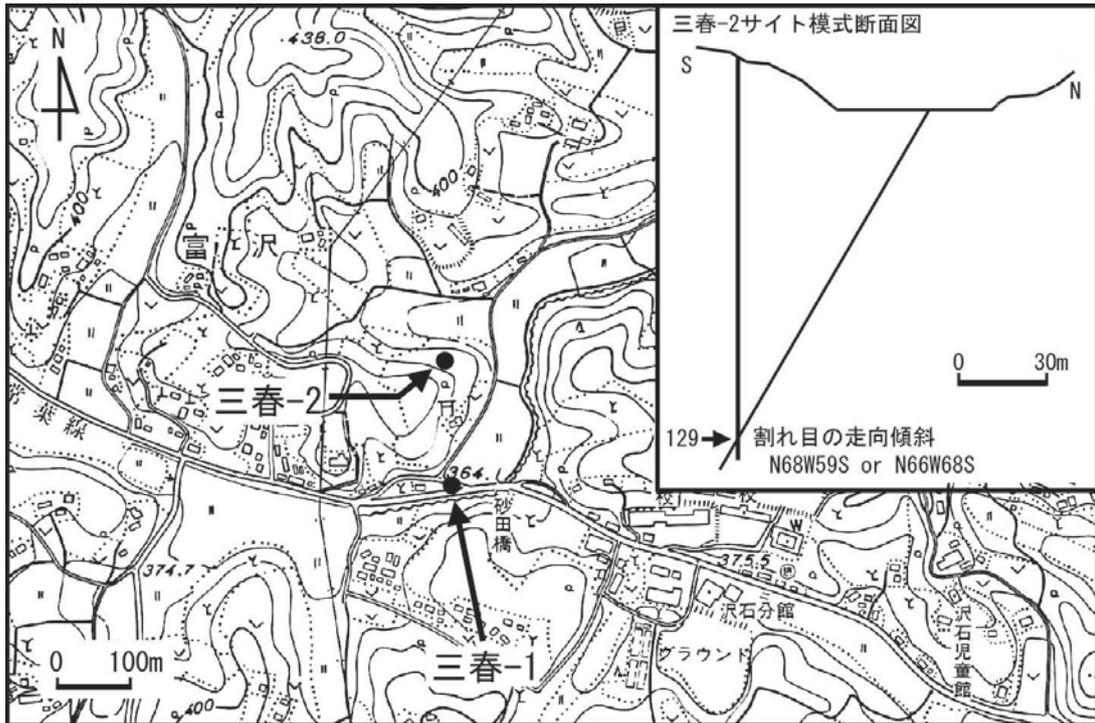


図 3-34 三春サイト周辺の地形図及び三春-2 サイトの模式図。

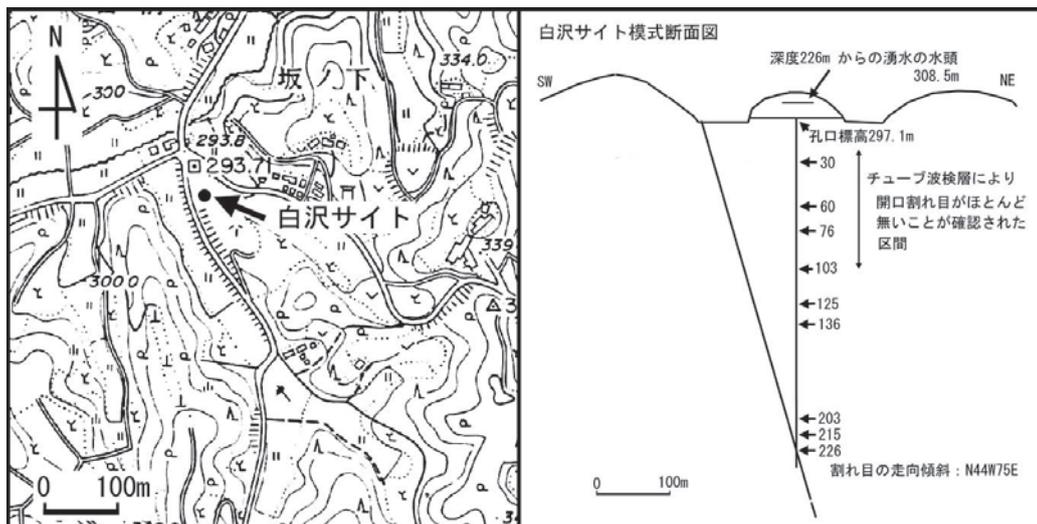


図 3-35 白沢サイト周辺の地形図及び白沢サイトの模式図。

リニアメントのステップ構造部における局地流動系

阿武隈花崗岩地域で、リニアメントのステップ構造部で行った三春-1 サイトのボーリング調査結果は、侵食残丘として残る小山塊の尾根筋で行ったボーリング調査結果と比較して、極めて特異な水文地質的特徴を示す。

- 1) 開口割れ目が多く存在する。
- 2) 採水調査時に採水区間の減圧がほとんど観測されず、亀裂の透水性は一般に高い。また、採水調査時に採水区間が減圧した1例についても、減圧比を考慮すると、亀裂の透水性は比較的高いと考えられる。

これらの水文地質構造的特徴は、侵食残丘として残る小山塊の尾根筋で行ったボーリング調査で、隣接する構造谷（リニアメント地形）に連続するような断裂系が高い透水性を有していたことを考慮しても、極めて特異的といえる。また、三春-1サイトでは、トリチウムなどの地表由来物質が比較的深部まで到達しており、これらの地下水化学的事実と水文地質構造的特徴は整合的であり、花崗岩地域における局地流動系の特異点として考慮する必要がある。

引用文献

- 堀川晴央・水野清秀・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 祐・末廣匡基・Arban Pitarka (2002) 大阪平野の三次元地盤構造モデルの作成. 活断層・古地震研究報告, 2, 291-324
- 市原 実 (1993) 大阪層群. 創元社, 340p.
- 石井武政・風早康平・安原正也・丸井敦尚・佐藤 努 (1996) 神戸市周辺の高温地下水異常と全炭酸の安定炭素同位体比. 地理学評論, 69A-7, 493-503.
- 放射性廃棄物地層処分に関する解析・評価グループ (2000) 平成 11 年度報告書－放射性廃棄物地層処分に関する解析・評価－ 地質調査所.
- 放射性廃棄物地層処分に関する解析・評価グループ (2001) 平成 12 年度報告書－放射性廃棄物地層処分に関する解析・評価－ 地質調査所.
- 亀井淳志・高木哲一 (2003) 福島県船引町周辺に分布する阿武隈花崗岩類の地質と岩石記載. 地質学雑誌, 109, 234-251.
- Morikawa N., Kazahaya K., Yasuhara M., Inamura A., Nagao K., Sumino H., Ohwada M. (2005) Estimation of groundwater residence time in a geologically active region by coupling ^4He concentration with helium isotopic ratios, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02406, doi:10.1029/2004GL021501.
- Morikawa N., Kazahaya K., Masuda H., Ohwada M., Nakama A., Nagao K. and Sumino H. (2008) Relationship between geological structure and helium isotopes in deep groundwater from the Osaka Basin: Application to deep groundwater hydrology. *Geochemical Journal*, 42, 61-74.
- Ohwada, M., Satake, H., Nagao, K., and Kazahaya, K. (2007) Formation processes of thermal waters in Green Tuff: A geochemical study in the Hokuriku district, central Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 168, 55-67
- 白石和也・阿部 進・岩崎貴哉・斉藤秀雄・佐藤比呂志・越谷 信・加藤直子・川中 卓 (2009) 初期モデルランダム化による屈折トモグラフィ解析の信頼性評価. 社団法人物理探査学会第120回 (平成21年度春季) 学術講演会予稿集, 8.
- 高橋 稠 (1967) 地下水地域調査にみられる地温の総括的研究. 地質調査所報告, 219, 1-41.
- 塚本 齊・牧野雅彦・住田達也・渡邊史郎 (2010) 物理探査・検層に基づく花崗岩体中の「水みち」の調査法. 日本水文科学会誌, 39, 103-116.
- Yasuhara, M., Inamura, A., Takahashi, M., Hayashi, T., Takahashi, H. A., Makino, M., Handa, H., and Nakamura, T. (2007) Groundwater system compartmentalized by a tectonic zone in the Kanto plain, central Japan, in Chery, L. and de Marsily, G. (eds.) *Aquifer systems management, IAH Selected Papers*, 10, 281-288.
- 横倉隆伸・山口和雄・加野直巳・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進 (1999) 神戸・芦屋周辺地域における反射法深部構造探査. 地質調査所月報, 50, 245-267.

第4章 断層ガウジの岩石鉱物学的特徴に基づく断層の活動性評価手法

4.1 はじめに

本編中に記したように、2000年鳥取県西部地震は既知の活断層空白域で発生したものであり、空中写真判読による活断層やその可能性のあるリニアメントの検出・認定が必ずしも完全なものではなく、“未知の活断層”が日本には存在することを知らしめた。従って、空中写真判読を判断基準とする活断層認定では認知されていないが、将来活動しうる断層の地質学的実態を明らかにし、未確認活断層の評価手法を開発する必要があることから、産総研深部地質環境センターでは2000年以降、断層の物質科学的特徴に基づく新たな断層活動性評価手法の開発に向けた検討を進めてきた。その結果、花崗岩地域に形成される断層に関してはその古地震調査に基づく活動性と断層破砕帯に形成される断層岩(断層ガウジ)の物質科学的特徴にある程度の相関検討があることが示された(宮下ほか, 2011a, b; 間中ほか, 2011)。ここでは、それらの成果に基づき、断層活動性評価手法の概要(4.2)と断層の活動性が断層ガウジの岩石鉱物学的特徴を規制する鉱物反応プロセスに対する定性的モデル(4.3)および活動性評価に必要な分析手法(4.4)を示す。

4.2 断層活動性と断層ガウジの鉱物学的特徴

2000年鳥取県西部地震の余震域周辺では多数のリニアメントが判読され(高田ほか, 2003)、露頭では面状カタクレサイトや断層ガウジ等の断層岩が分布する(小林・杉山, 2004)。これら断層ガウジの頻度、幅、色相等の特徴・空間分布と2000年震源断層及び余震域との関係が整理され、2000年震源断層と調和的な活動を地質時代を通じて継続してきた断裂帯が確認された(相澤ほか, 2005)。このことから、従来の変動地形学的研究手法では検出が難しい活断層(あるいはその可能性のある断層)の検出・認定手法として、断層ガウジが利用できる可能性が小林・杉山(2004)により指摘されてきた。2000年鳥取県西部地震余震域およびその周辺地域を対象としてトレンチ掘削による古地震調査により最近数万年間の活動頻度に差異が認められる余震域のリニアメントとそれ以外のリニアメントに対して、周辺域に形成されている多数の断層ガウジの産状を調査・整理した結果、断層の活動性と断層岩の色相に明瞭な関係が認められる。即ち、2000年地震の余震分布域においては無彩色-還元色の断層ガウジが卓越し、活動間隔が長い周辺域では酸化色の断層ガウジの卓越する(小林, 2003)。この特徴は、他の断層(警固断層、野島断層)でも確認され、少なくとも花崗岩地域の低活動性断層の活動度評価においては、定性的な指標として活用できると考えられる(図4-1: 小林ほか, 2006; 宮下ほか, 2011a)。

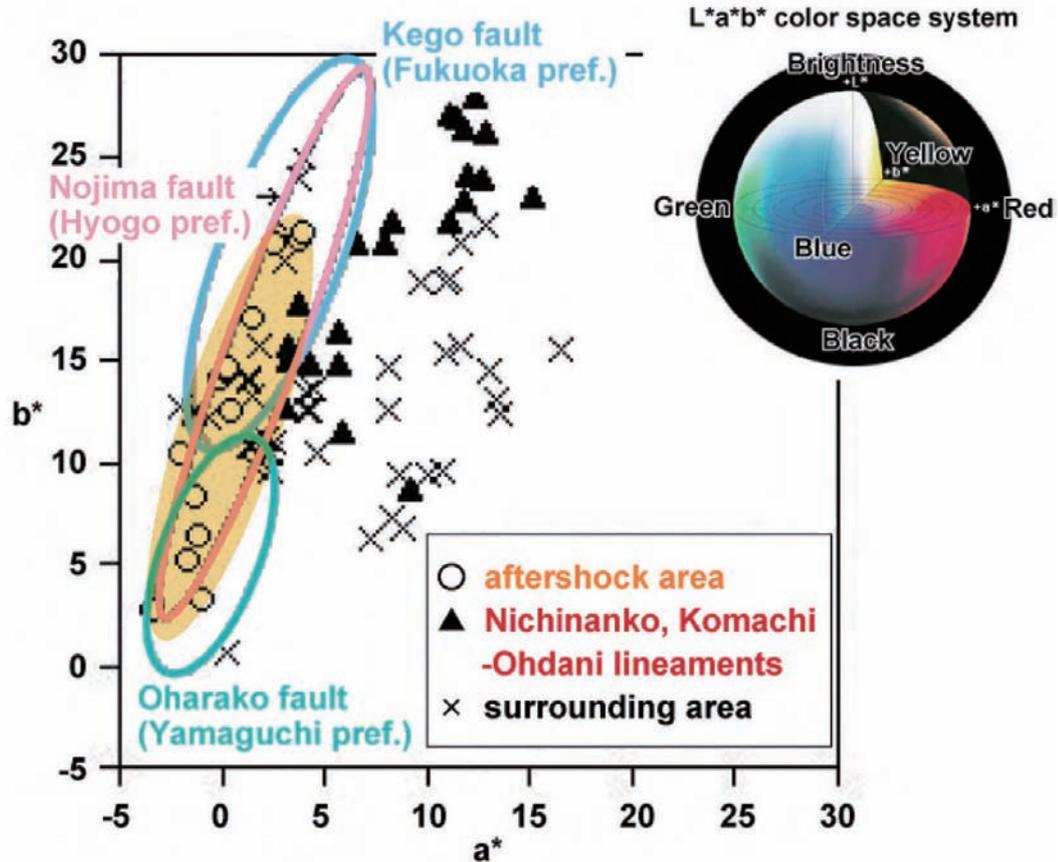


図 4-1 2000 年鳥取県西部地震余震域周辺から採取した断層ガウジの分光測色結果 (宮下ほか, 2011a)。測定手法については本章 -3 節参照。鳥取県西部地震余震域の断層ガウジは a^* 値の小さな領域 (即ち白色～青白色) にプロットされる。この傾向は、野島断層 (1995 年兵庫県南部地震の起震断層) および警固断層 (2005 年福岡県西方沖地震震源域の陸上延長部) の断層ガウジとも調和的である。

産総研深部地質環境研究コアでは、断層ガウジの色相変化をもたらしている構成物を明確にする為、鳥取県西部地域の断層ガウジに対して X 線回折分析および段階溶媒抽出実験による鉱物同定作業を行った。その結果、余震域における淡緑～白色断層ガウジの構成物として、緑泥石、イライト、イライト/スメクタイト混合相が同定され、緑泥石・バーミキュライト、2 価溶存鉄、ゲータイトの存在が推定された。一方、余震域から離れたリニアメント地域における褐～赤褐色断層ガウジについては、ハロイサイトが優勢で、ゲータイト、ヘマタイトと結晶性鉄鉱物の存在が推定された。このような鉱物相 (特に含鉄鉱物相) の変化は花崗岩質破碎物の地表近傍での酸化作用を伴う相変化と考えられ、酸化反応の進行が断層ガウジの色相変化をもたらすと考えられている (図 4-2: 宮下ほか, 2011a; 図 4-3: 産総研深部地質環境研究コア, 2009)。

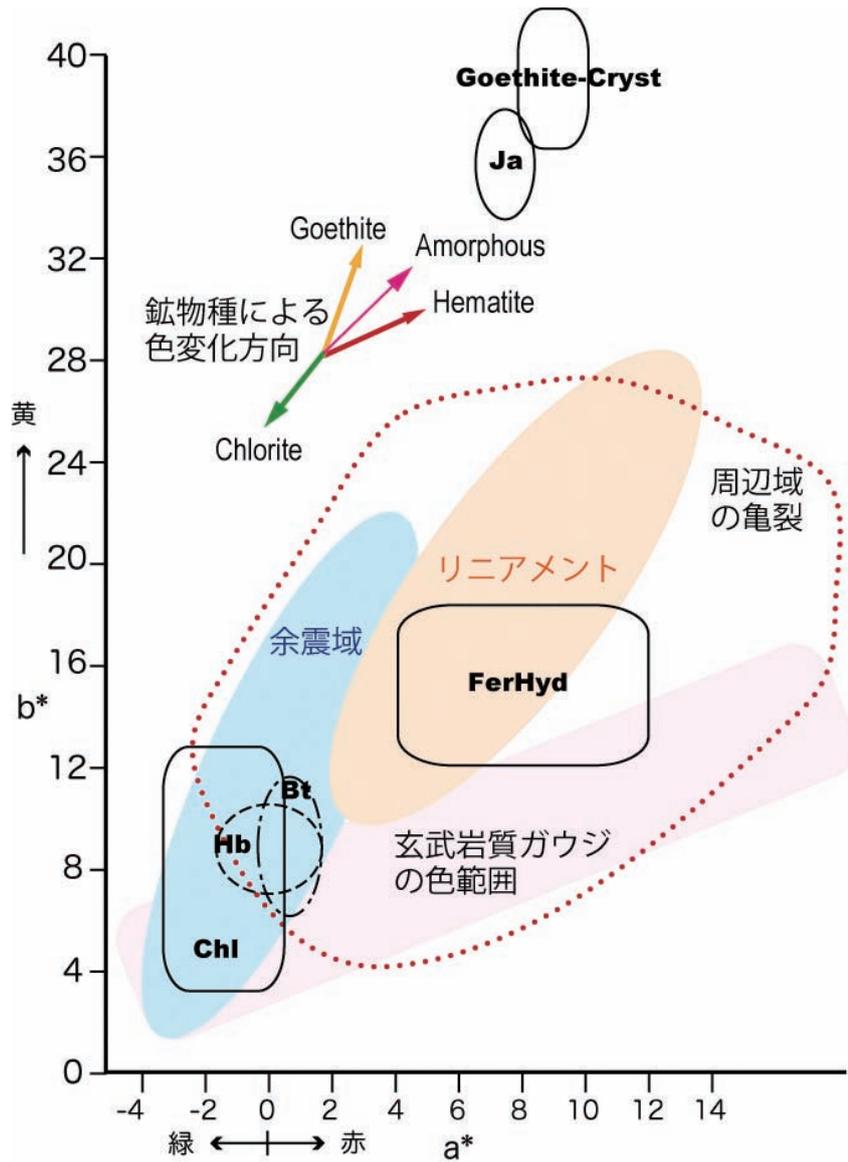


図 4-2 鳥取県西部地域に発達する各種の断層ガウジと種々の造岩鉱物の色相分布 (宮下ほか, 2011a).
 2000年鳥取県西部地震余震域とその周辺のリニアメントおよび亀裂系に発達する花崗岩起源の断層ガウジと玄武岩質断層ガウジの色調を各種の鉱物 (花崗岩に代表的な造岩鉱物及び結晶性の鉄鉱物) の色調を比較.
 Ja; ジャルパ鉱, Bt; 黒雲母, Hb; 角閃石, Chl; 緑泥石, 鉱物の色相については Nakamura *et al.*, (1992) による.

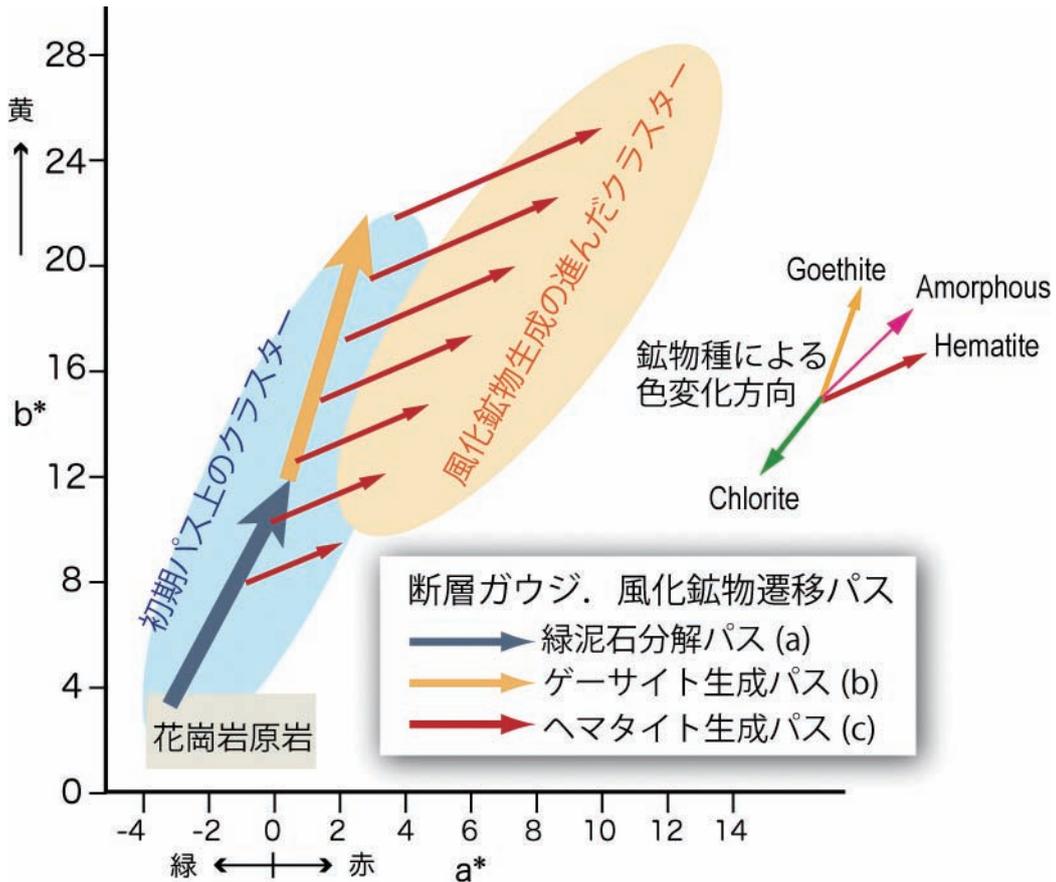


図 4-3 花崗岩質断層ガウジの風化鉱物遷移パスとそれに伴う色相変化 (産総研深部地質環境研究コア, 2009).

このような鉱物相変化が断層活動性の指標となるのは、断層活動により発生する水素ガスが断層岩を稠密する地下水の酸化還元状態を制御し、結果的に断層ガウジの鉱物相が断層活動に対応する地下水性状変化変化を鉱物相として顕在化させると考えられている (図 4-4; 宮下ほか, 2011b)。すなわち断層ガウジの酸化反応は、地下深部で形成された断層破碎部が隆起活動により、還元帯から酸化帯に入った時点から進行する。断層が活動しない場合、断層ガウジ (すにわち花崗岩破碎物) には酸化反応が単調に進行していく (図中のライン (1))。一方、酸化帯に入った後に断層破碎帯にズレ運動を発生すると、岩石破碎による水素ガスが発生し (Kita *et al.*, 1982) 断層破碎帯周辺は還元環境に引き戻される (図中のライン (2))。断層運動が繰り返されると、結果的に断層活動の頻度に応じて断層破碎の酸化環境への遷移速度が抑制されることになる。このようなプロセスによって、断層活動度に起因する断層破碎帯の酸化還元環境の差が、断層活動性に対応する断層岩の鉱物相 (色調) の差異として検出されると考えられる (図 4-4; 宮下ほか, 2011b)。

断層岩の色相変化と断層活動との関連性 (イメージ図: シンプルプロセス)

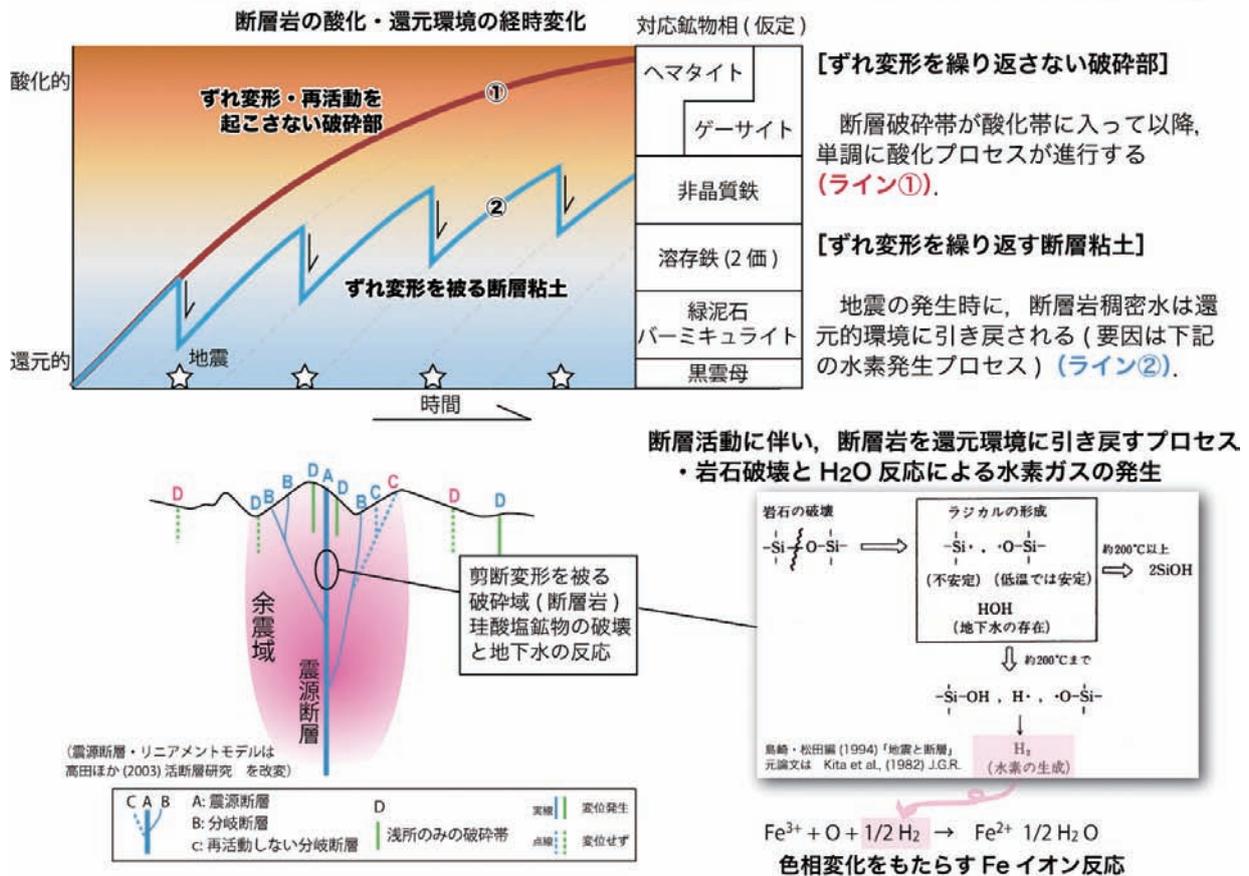


図 4-4 断層活動と断層ガウジの酸化プロセス (宮下ほか, 2011b).

4.3 断層ガウジを用いた断層活動性評価手法と判断指標

産総研深部地質環境研究コア (2009; 2010) の成果に基づき、断層ガウジを用いた断層断層の活動性に必要な分析手法を [表 4-1] に、手順の流れ図を [図 4-5] にまとめた。断層活動性評価のうち、最近の活動経過期間の長短を判断するには、A) 評価対象の断層における最新の断層ガウジの認定、B) 断層ガウジの母岩岩種の認定、C) 溶媒逐次抽出分析による各種鉄鉱物相対量比 (断層粘土の発色をもたらす各種鉄鉱物量比) の特定が必要で、これに加え、断層再活動性のポテンシャルを評価する為には、D) 断層ガウジを構成する断層の起源 (震源断層か、分岐断層か、浅所破砕部) の判定が必要である。これについては、断層岩の構成鉱物種の同定など断層破砕帯の熱履歴解析に加えて、MT 法、地震波探査等の物理探査による断層の深部構造解析が必要となるが、これら物理探査手法に関しては本編では触れていない。

表 4-1 断層ガウジの岩石鉱物種分析項目一覧 (産総研深部地質環境研究コア, 2010).

実施項目	目的	手法
産状観察	最新の断層ガウジの認定	露頭観察 研磨片(薄片)に対する顕微鏡観察
全岩組成分析	断層母岩の認定	主成分, 微量元素組成分析
全岩鉱物分析	断層母岩の認定	粉末X線回折分析
粘土鉱物分析	粘土鉱物及び非晶質物質の同定	水簸による粘土画分のみ分離 粉末X線回折分析 ・全岩分析 ・定方位エチレングリコール処理 ・定方位Kイオン飽和处理 ・定方位Mgイオン-グリセロール飽和处理 溶媒逐次抽出分析 ・TAO抽出 → CDB抽出 → HCL抽出 → フッ化水素溶解

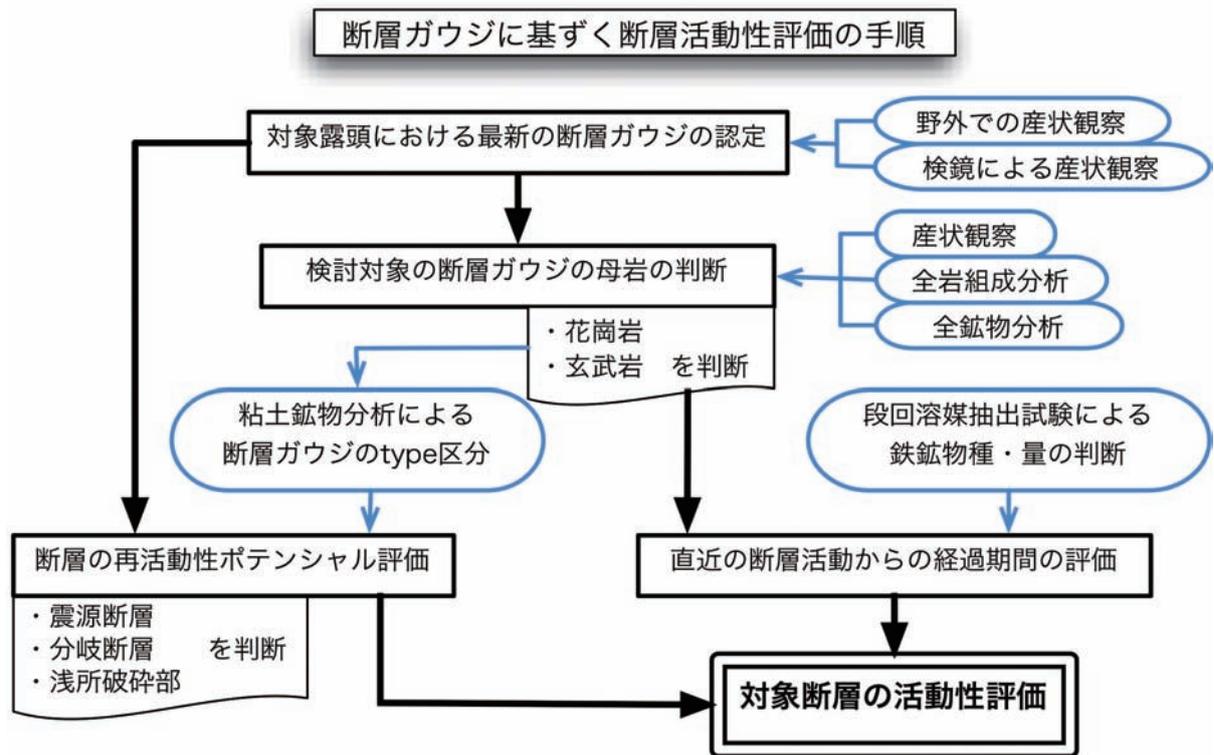


図 4-5 断層ガウジに基づく断層活動性評価手法の流れ図 (産総研深部地質環境研究コア, 2010).

4.4 分析方法

以下に産総研深部地質環境研究コア (2010 ; 2011), 間中 (2011) による, 断層ガウジの岩石鉱物分析手法について略記するによる。

4.4.1 薄片観察

断層破碎帯に形成されている断層ガウジの形成順序を判定するためには, 野外から断層破碎帯をブロック状に切り出した後, 樹脂による固定措置を施し, 研磨片あるいは研磨薄片を用いた顕微鏡観察が必要である。また, 断層ガウジの立体的な形成状態の確認のためには樹脂固定以前の試料を用いた微細 X 線 CT 観測も有効である。

4.4.2 色相測定

断層ガウジおよび花崗岩試料の測色には, 分光測色法であるコニカミノルタ製分光測色計 CM-2600d を使用した。測定条件は以下の通り; 照明径 ϕ 11mm, 測定径 ϕ 8mm, 光源パルスキセノンランプ, 分光測色時の観察評価用光源は D65, 観察条件として 10° 視野, 測定時間は各 1.5 秒。なお測色時には測色計付属の白色校正板による校正を実施した。

試料の測色には, 自作の色調測定セルを用いた。測定セルは, 5mm 厚の白色テフロン板に ϕ 13mm, 深さ 1mm の窪みをつけたものである。窪みに試料を入れ, ガラス板などで試料表面を平らにし, 試料の色調を測定する。測色データは, 国際照明委員会によって 1976 年に制定された CIE $L^*a^*b^*$ 表色系によって表す。

4.4.3 断層破碎帯の母岩認定手法

地表に露出する風化作用や変質作用を被った岩石 (すなわち現地性風化岩や堆積岩類) について, その原岩を化学組成から推定する方法が数多くの研究者によって議論されている (たとえば McLennan *et al.*, 1993; Condie, K.C., 1993; Fedo *et al.*, 1995; Nesbitt and Markovics, 1997)。これらは, 水-岩石反応によって動きやすい元素と動きにくい元素を区別したり, 比較的動きやすい元素ではあるけれども直ぐに風化鉱物に取り込まれる元素などを考慮して, 原岩の判別に有効な元素が議論されている。また, Taylor and McLennan (1985) では海水中の滞留時間が短い元素は環境変化に強く動きにくいとして, 堆積岩類の起源物質の特定に有効と議論している。このような検討の末に, 原岩の推定に有用な主要元素には Al と Ti があり, 微量元素には La, Ce, Sc, Y, Th, Zr, Ga, Nb, Hf, Ta, V などがあるとされている。また, 岩石の風化作用や変質作用が進むにつれて, これらの岩石中の濃度は変化する。たとえば, 風化作用により動きにくい元素が残留すれば, これらの絶対濃度は相対的に上昇する。一方, 風化作用により極端に風化耐性のある石英 (SiO_2) が濃集したり, 粘土鉱物の生成によって H_2O 量が増加すると元素の希釈効果が生まれる。このようなことから, 絶対濃度による議論では原岩の特定に困難が生じる可能性がある。そこで, 一般には動きにくい2つの元素を利用した元素-元素比での解析が必要となる。

原岩の推定に必要なもうひとつの要素として, 元素-元素比の組み合わせには, 苦鉄質岩石に卓越する元素と珪長質岩に卓越する元素を組み合わせることがあげられる。これによって, 岩石種の違いを区分することが容易となる。例えば, Ti/Zr と La/Sc を組み合わせた図では, 高 Ti/Zr かつ低 La/Sc の部分に玄武岩起源の風化碎屑物がプロットされ, 低 Ti/Zr かつ高 La/Sc の部分に花崗岩起源の風化碎屑物がプロットされる。このようにして, 碎屑物の原岩を特定していくのである。

断層粘土の化学組成が形成される主要プロセスは, 野外での観察から, 最初の破壊過程によって細粒化した鉱物 (もしくはメルトや変成鉱物となった物質) が, 後の地層水の流入で変質・風化作用を被ることであると判断される。このことは, この間に起こる化学的プロセスは基本的に水-岩石反応

(もしくはメルト-岩石反応との複合)であり、上述の堆積岩や風化碎屑物で起こっている元素の再配分と大きく変わらない。

ここでは、断層ガウジの全岩化学組成分析(全岩主成分及び微量元素組成分析;分析手法は:蛍光X線分析, ICP等)結果を用いた原岩判別図として、Th/TiO₂ vs Zr/TiO₂図, Th/Sc vs Zr/Sc図, Th/V vs Zr/V図を[図4-6]を示す。これらの図では右上のプロットほど酸性岩起源であり、左下ほど塩基性岩起源となる。テスト試料(鳥取県西部地域に分布する花崗岩および玄武岩, 神奈川県丹沢山地の塩基性緑色岩およびそれ等を起源とする断層ガウジ)に対して有効に機能した。特筆すべきことは、断層ガウジの色相が様々であるにもかかわらず、それらの原岩が特定できたことで、見た目で同一色(白色)に近い断層粘土であるにもかかわらず、それぞれの原岩の違いが可能である(産総研深部地質環境研究コア, 2010)。

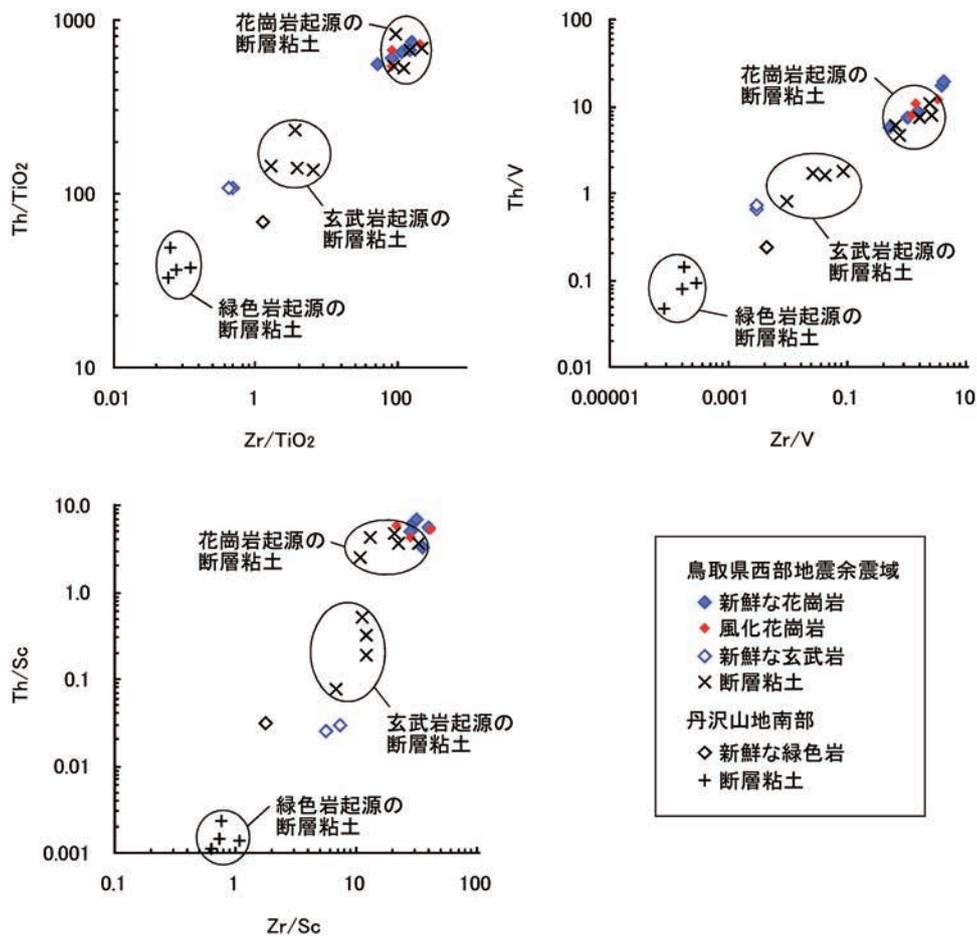


図4-5 断層ガウジおよびそれに関連する岩石の判別図(産総研深部地質環境研究コア, 2010)。

4.4.4 溶媒逐次抽出分析

粉碎した岩石試料2gを順次以下の4種類の抽出液で処理した。粉碎試料は4種それぞれの分析に先立ち、c-1)で後述する方法により色度測定を行う。なお本手法は、間中ほか(印刷中)に記載されており、本稿はその採録である。

4.4.4.1 抽出試薬

i) 16.1g/Lのシュウ酸アンモニウムにシュウ酸を添加(およそ10 g/L程度)し、pH3.0に調整した溶液(TAO試薬)

ii) 0.3M クエン酸三ナトリウムと 0.2M 炭酸水素ナトリウムの混合溶液 (pH はおよそ 8.5), 岩石試料 1g につき 1g の亜ニチオン酸ナトリウムを加える (CDB 溶液)

iii) 6M HCl 溶液

iv) HF 溶液

4.4.4.2 抽出作業

第1段階 (TAO 抽出)

2g の試料にシュウ酸とシュウ酸アンモニウム混合溶液の TAO 試薬 40mL を加え, 暗室 (もしくはアルミ箔で反応容器をくるむ) において室温で 4 時間振とうさせる。抽出液と残渣は 3000 回転で 15 分程度の遠心分離をした後, 0.45 μm メンブレンフィルターでろ過する。遠沈管の中の残渣を洗浄するために, 抽出液 10mL を加えよく攪拌したのちろ過を行う。さらに蒸留水 10mL でろ紙上の残渣を洗浄・回収する。ろ過液と洗浄液をあわせた抽出液はフラクション 1 として後述する溶液分析に供する。残渣はデシケータ中で乾燥させ, 乾燥後, 前述の方法により色度測定を行う。

第2段階 (CDB 抽出)

色度測定後, 残渣を精秤し, クエン酸三ナトリウムと炭酸水素ナトリウムの混合溶液 60mL を加え 85°C まで加熱した後, 試料 1g につき 1g の亜ニチオン酸ナトリウムを加え 30 分攪拌する。抽出液と残渣を遠心分離し, 抽出液はろ過した。遠心分離の残渣については同様の抽出操作を繰り返した。抽出液をあわせ, 硫化物の沈殿を防ぐために硝酸と塩酸を適量加え, 時計皿で蓋をして溶液が透明になるまで煮沸した。この抽出液はフラクション 2 として後述する溶液分析に供した。遠沈管の中の残渣を洗浄するために, 抽出液 10mL を加えよく攪拌したのちろ過を行った。さらに蒸留水 10mL でろ紙上の残渣を洗浄した。残渣はデシケータ中で乾燥させた。乾燥後, 前述の方法により色度測定を行う。

第3段階 (HCl 抽出)

色度測定後, 残渣を精秤し, 6M 塩酸 60mL を加え, 85°C で 2 時間攪拌したあと抽出液と残渣を前の抽出操作と同様に分離した。抽出液はフラクション 2 として後述する溶液分析に供した。遠沈管の中の残渣を洗浄するために, 抽出液 10mL を加えよく攪拌したのちろ過を行った。さらに蒸留水 10mL でろ紙上の残渣を洗浄した。残渣はデシケータ中で乾燥させた。乾燥後, 前述の方法により色度測定を行う。

第4段階

前述の (2) で指定した方法により色度測定後, 残渣を精秤し, HF 処理を行う。得られた溶液および残渣は同様に分析する。

溶液分析

各試料に対して, 前述の手法により溶出した 4 種の溶液に対して, Fe, Ca, K, Mg, Mn, Al の 6 元素について原子吸光法により分析する。

4.4.4.3 余震域とそれ以外の地域のガウジの判別

テストフィールド (鳥取県西部地域) における, 2000 年鳥取県西部地震余震域とそれ以外のリニアメントに形成する断層ガウジに対する逐次選択抽出分析結果からは, 両者のガウジを明瞭に区別することができた (産総研深部地質環境研究コア, 2011; 間中ほか, 印刷中)。図 4-7 にその判別図を示すが, 本テストフィールドと気候環境が異なる地域においてもこの判別図をそのまま使用できるか否かについては今後のさらなる研究が必要である。

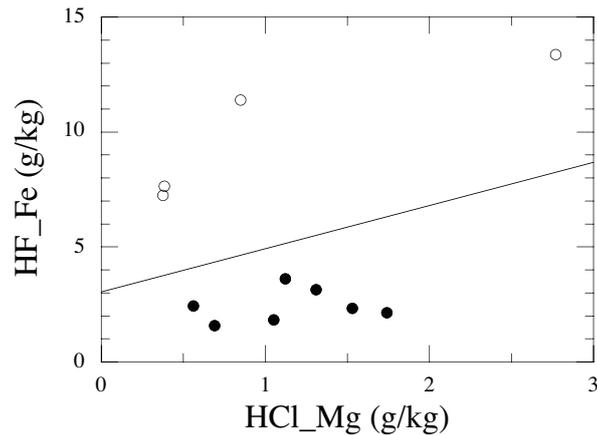


図4-7 逐次選択抽出分析データに基づく、余震域および日南湖リニアメントに分布する断層ガウジの判別境界図（産総研深部地質環境研究コア，2011；間中ほか，印刷中）。○ = 余震域ガウジ試料，● = 余震域風化 花崗岩試料

4.4.5 粉末X線回折分析

4.4.5.1 全岩試料の粉末X線回折分析

試料は乾燥機において50°C以下で24時間以上乾燥させ、粉碎（200mesh, 95%pass）し、分析試料とする。微粉碎された粉末試料は0.700gを上限として量りとり、X線回折用アルミニウムホルダーに充填して不定方位試料とする。試料量の少ないものについては、小型のアルミニウムホルダーに充填して測定を行う。

4.4.5.2 粘土粒子径試料の粉末X線回折分析

試料に含まれる<2 μm径粒子を分離し、分析試料とする。試料は500mlビーカーにとり、蒸留水を加えて超音波洗浄機、攪拌機を用いて30分程度分散させる。室温で静置し、分散状態を確認した後、Stokesの法則に従って所定時間・所定深度より上の上澄み液を採取する。分散の不十分な試料については、分散剤として1Nの水酸化ナトリウムを適量加え、水中への粒子の分散を促す。その後、遠心分離による固体粒子の濃集操作を数度繰り返して、所定の画分の固体粒子を濃集・回収する。粗粒な画分についても同様操作により濃集させる。

回収した画分試料の懸濁液を、スライドガラスに無限厚さを保つように塗布し乾燥させ、X線回折試験を行う。なお、塩の析出により適切にスライドガラス上に試料が定置しない場合は、遠心分離により粘土画分を数度、蒸留水で洗浄した。

Target : Cu (Kα)	Monochrometer : Graphite 湾曲
Voltage : 40KV	Current : 40mA
Divergency Slit : 1/2°	Scattering Slit : 1/2°
Receiving Slit : 0.3mm	Scanning Speed : 1°/min
Sampling Range : 0.02°	Scanning Range : 2-50°
Detector : SC	Scanning Mode : 連続法
Calculation Mode : cps	

4.4.5.2.1 定方位法によるエチレングリコール処理試料のX線回折

定方位法による未処理X線回折で測定した試料に対し、エチレングリコール処理をVapor法により行い測定を行う。処理方法は、金網を敷いて底上げした容器内にエチレングリコールを流し込み、

金網上にスライドガラスに塗布したサンプルを置く。容器は密封し、70°C程度に加熱した乾燥機内で焼く半日間加熱した。サンプルが十分にエチレングリコール蒸気を吸収した後、X線回折を行った。測定条件は、b) に示される定方位法による未処理X線回折と同様である。

4.4.5.2.2 定方位法によるKイオン飽和处理試料のX線回折

各画分の固体粒子を含む遠沈管に1Nの CH_3COOK 溶液を加え、内容物をよく混ぜ、遠心沈降させて上澄みは廃棄する(遠沈洗浄)。水を加えて遠沈洗浄を2回行い、過剰の塩溶液を除いた。水をよくきり、少量の水を加えてスライドガラスに無限厚さを保つように塗布し、乾燥させX線回折測定を行なう。測定条件は、b) に示される定方位法による未処理X線回折と同様である。

4.4.5.2.3 定方位法によるMgイオン-グリセロール飽和处理試料のX線回折

1Nの $(\text{CH}_3\text{COO})_2\text{Mg}$ 溶液を用い、Kイオン飽和处理と同じ手順でMgイオン飽和处理定方位試料を作成した。得られた試料をVapor法によりグリセロール処理した。なお、処理温度は100°C、加熱時間は約4時間である。測定条件は、上記示される定方位法による未処理X線回折と同様である。

引用文献

- 相澤泰隆・小林健太・梅津健吾・山本 亮 (2005) 2000年鳥取県西部地震の余震域およびその周辺に分布する断層岩類. 地質学雑誌, 111, 737-750.
- Condie, K.C (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: constructing result from surface samples and shales. *Chemical Geology* 104, 1-37.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. and Young, G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921-924.
- 小林健太・宮下由香里・坂 哲惟・窪島光志・大川直樹・大橋聖和・小山敦子 (2006) 鳥取県西部 地域に分布する断層ガウジの色解析. 地質学会第 113 回大会講演要旨集, 204.
- 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, 602, 36-44.
- 小林健太・相澤泰隆・梅津健吾・小山敦子・山本 亮 (2003) 2000年鳥取県西部地震の震源域における構造解析 活断層・古地震研究報告. 地質調査総合センター, 3, 163-174.
- 間中光雄・福士圭介・宮下由香里・小林健太・亀井淳志・伊藤順一 (2011) 断層破碎物質を用いた断層活動性評価手法の開発 (2) -2000年鳥取県西部地震の余震域およびその周辺の断層ガウジの比較-. 地球惑星科学合同大会 2011, SSS032-P02.
- 間中光雄・福士圭介・宮下由香里・伊藤順一・渡部芳夫・小林健太・亀井淳志 (2012) 2000年鳥取県西部地震の余震域および日南湖リニアメント非余震域に分布する断層ガウジの比較. 地質雑, 188.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N. (1993) *Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, Special Paper 284, 21-40.
- 宮下由香里・小林健太・亀井淳志・伊藤順一・間中光雄・福士圭介 (2011a) 断層破碎物質を用いた断層活動性評価手法の開発 (1): 鳥取県西部地域における断層岩の産状. 地球惑星科学合同大会 2011, SSS032-P01.
- 宮下由香里・小林健太・伊藤順一・間中光雄・福士圭介・亀井淳志・渡部芳夫 (2011b) 物質科学的手法による断層活動性評価手法の開発 -鳥取県西部地域における研究事例-. 地質学会第 118 年大会. T16-O-3.
- Nakaura, S., Miyagi, I., Nakata, E., Sasaki, H., Nittino, S., Hirano, T., Sato, T. and Hayashi, H. (1992) Color measurement of some natural synthetic minerals-I. *Rep. Res. Inst. Natural Resources, Mining Collage, Akita Univ.*, 57, 57-76.
- Nesbitt, H.W. and Markovics, G. (1997) Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 1653-1670.
- 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, 23, 77-91
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific, Oxford, 312p.

第5章 生物化学（微生物）調査手法

地表からの掘削を想定する概要調査段階では、岩芯試料や揚水地下水を用いた調査が地球化学特性評価と並行して想定される。微生物は地表の（例えば土壤中）の100 また 100 万分の1の細胞数でしか地下深部には存在しないことが知られる (Whitman *et al.*, 1998)。従って、地表からの汚染を最小限とすること、および汚染を評価することが肝要となる。

5.1 汚染防止と評価

地層処分が想定される固結した岩体を対象にした掘削は、未固結な堆積物の掘削で用いられる掘削流体を必要としないピストンコアを用いた調査手法は適用できず、掘削流体を循環させながらロータリーコアバレルを用いて掘進する工法が採用される。掘削流体は圧力を高くして孔内に注入されるので、亀裂等の明瞭でない多孔質媒体であっても内部に浸透する可能性があり、亀裂が連続する限り掘削流体が、岩芯のみならず周辺岩体にも浸入するため、特に亀裂系媒体（結晶質岩や頁岩等）は、地下水のみならず微生物の汚染も不可避である (Mangelsdorf and Kallmeyer, 2010)。従って、亀裂系媒体は掘削後に多段の採水装置を挿入して、掘削影響からの回復をモニタリングし、ベースラインを調査する必要がある (Fukuda *et al.*, 2010)。掘削流体として清水を用いることが望ましいが、泥水は孔壁崩壊や溶存ガスの逸散を防止する上で有利である。また泥水のベントナイトに加え、乳化剤や安定剤等の有機物を加える必要も場合によって生じるので (Mangelsdorf and Kallmeyer, 2010)、微生物調査と共にコロイド・有機物のデータが概要調査時に取得できない可能性は十分考えられる。

掘削時は微生物学的な作法に従い、コアバレル、ライナーやビット等の掘削流体を介してコアに汚染をもたらす可能性のある機材は、洗浄・滅菌されることが望ましい (Phelps *et al.*, 1989)。近年はスチームクリーナーを用いて安価に洗浄・滅菌が可能である (Mangelsdorf and Kallmeyer, 2010)。また、食品関連やプール等の滅菌に用いられる次亜塩素酸ナトリウム希釈液 (Suzuki *et al.*, 2009) や70%エタノールの噴霧による滅菌も掘削現場でも可能である。

微生物汚染の評価として海洋科学掘削で用いられる蛍光ビーズを用いた手法が挙げられる (Smith *et al.*, 2000)。蛍光ビーズは毒性のない蛍光色素と微生物大の球状のゴム（直径 $0.5 \mu\text{m}$ が最も一般的）から構成される。しかし、無限希釈が期待される海洋中への適用と比べて、生活圏と近い陸上掘削では適用には慎重にならざるを得ない。また、陸上掘削では特に地層処分の研究開発において、可溶性の溶質蛍光トレーサーが地球化学調査の掘削流体の汚染率算定のために用いられている (Fukuda *et al.*, 2010)。人体への影響が詳細に調べられており安全性が保証されるウラニン、アミノG酸・ナフチオン酸ナトリウム等が用いられ、微生物汚染を評価する上でも重要な指標となり得る (Mangelsdorf and Kallmeyer, 2010)。

5.2 サンプリングと試料保存

岩芯試料を入手した瞬間から、地下深部の採取場所とは異なる温度圧力条件であり大気酸素にも接するため、まず岩芯試料は窒素パージしたガス非透過性のバック中に酸素除去剤と共に密封して冷蔵保存する必要がある (Mangelsdorf and Kallmeyer, 2010)。しかし、概要調査時は岩芯記載に重点が置かれる場合が多いので、1m または 1.5m 長に分割したコアをそのまま、酸素除去剤と共に真空シーラーを用いて密封して横長の冷蔵庫に冷蔵保存し、岩芯記載時は開封する等して変質を防ぐことが望ましい。亀裂系岩体では掘削流体により汚染が深刻なため岩芯を対象とした微生物調査の優先度は低いが、多孔質媒体である堆積岩は岩芯記載後に速やかに掘削流体の浸入が起こりうる岩芯の外縁部を削ぎ、間隙水抽出を行うと共に、残りの岩芯試料を下記の目的で適切な保存する必要がある (Mangelsdorf and Kallmeyer, 2010)。

- 1) 堆積岩 2-10ml 程度を全菌数測定用に 2-4% ホルマリンまたはパラフォルムアルデヒド溶液に固定し冷凍保存。蛍光ビースを投入している場合は、この保存試料を観察して汚染の評価を行う。定量下限は特別な濃縮をしない限り堆積物 1 cm³ 当り 10⁵ cells 程度であり、DNA 染色試薬として SYBR Green I を使用すると鉱物粒子との区別が付きやすい (Morono *et al.*, 2009).
- 2) 堆積岩 2-10ml をガス分析用に 10%NaOH 入りバイアル瓶に入れゴム栓で密封して室温保存 (Mangelsdorf and Kallmeyer, 2010). 重機付近で密閉すると炭化水素・一酸化炭素・水素ガスの濃度が高くなるので、できるだけ換気性の良い場所で密封する事が望ましい。分析するガスは CO₂, CH₄, NO₂ および H₂ を対象とする (Suzuki *et al.*, 2009; Fukuda *et al.*, 2010). 安定同位体組成を測定すると生成過程が推定できる。間隙水中の硫酸と硫化水素の硫黄安定同位体組成測定を行っても同様にこれらの化合物の生成過程を推定できる。
- 3) 代謝活性測定用に 50ml 以上、外縁部を除いた岩芯を酸素除去材と共に真空パックし 4°C で冷蔵保存する。ガス態または間隙水中に溶存化学種として含まれる電子受容体と供与体の消費速度を測定する。感度を向上させるには放射性同位体または安定同位体を用いた室内試験が効果的である (Suzuki *et al.*, 2009).
- 4) 遺伝子解析用には短めのホールラウンドのコアの外縁を除かない状態でも良いので、至急 -20°C に保存 (長期保存は -80°C) することが望ましい。微生物の増殖速度は速く、4°C で冷蔵保存しても微生物が数日以内に細胞数が増加する事例も知られる。汚染のない岩芯内部から DNA を抽出した後、遺伝子増幅装置 (PCR) による DNA コピー数の定量や、クローニングによる群集構造組成を明らかにする (Kouduka *et al.*, 2011).

上記の保存を行えば、数ヶ月程度は最低で試料保存が可能であり、地球化学やその他の調査で微生物活動が示唆される結果が出てからでもデータ取得が可能である。また、本格的な調査が想定される精密調査段階に取得するデータとも比較可能であり、特に地下施設建設の地下微生物生態系に及ぼす影響を把握するためのデータとして利用される。

地下水の場合は亀裂系と多孔質媒体の両方でデータ取得が可能である。ポンプ揚水の場合は、地上の孔口付近でチュービングを介してサンプリングする (Fukuda *et al.*, 2010)。一方、耐圧仕様のステンレス製容器を採取深度付近まで投下しサンプリングを行う場合も考えられる (Suzuki *et al.*, 2008)。前者は滅菌した容器に直接サンプリングすれば良いのに対し、後者は採取容器を滅菌できない場合は外側と内側を良く微生物を取り除いた溶液で良く洗浄してから孔内に投入するのが望ましい。地下水は 2L 程度を最低取得して、50-100ml は菌数測定用に、ガスは採取容器からの場合は経験のある研究者が全量抽出を行い、チュービングからの採取の場合は真空バイアルビンに採取する。代謝活性用はフィルターに微生物細胞を濃縮して、そのフィルターを酸素除去剤と真空パックし冷蔵保存する。遺伝子解析は 1L 以上の地下水からフィルターに微生物を回収して -20°C (長期保存は -80°C) で保存する。試料保存後の分析事項は堆積岩と同様である。

引用文献

- Fukuda, A., Hagiwara, H., Ishimura, T., Kouduka, M., Ioka, S., Amano, Y., Tsunogai, U., Suzuki, Y. and Mizuno, T. (2010) Geomicrobiological properties of ultra-deep granitic groundwater from the Mizunami Underground Research Laboratory (MIU), Central Japan. *Microbial Ecology*, 60, 214–225.
- Kouduka M., Suko T., Morono Y., Inagaki F., Ito K., Suzuki Y. (2011) A new DNA extraction method by controlled alkaline treatments from consolidated subsurface sediments. *FEMS Microbiology Letters*, in press.
- Mangelsdorf, K., Kallmeyer, J. (2010) Integration of deep biosphere research into the International Continental Scientific Drilling Program. *Scientific Drilling*, 10, 46-55.
- Morono, Y., Terada, T., Masui, N., Inagaki, F. (2009) Discriminative detection and enumeration of microbial life in marine subsurface sediments. *The ISME Journal*, 3, 503-511.
- Phelps, T. J., Fliermans, C. B., Garland, T. R., Pfiffner, S. M., White, D. C. (1989) Methods for Recovery of Deep Terrestrial Subsurface Sediments for Microbiological Studies. *Journal of Microbiological Methods*, 9, 267-279.
- Smith, D. C., Spivack, A. J., Fisk, M. R., Haveman, S. A., Staudigel, H. (2000) Tracer-based estimates of drilling-induced microbial contamination of deep sea crust. *Geomicrobiology Journal*, 17, 207-219.
- Suzuki, Y., Suko, T., Takeno, N., Ito, K. (2008) Biogeochemical and microbiological site-characterization of deep geological environments. *Proceedings of 12th International High-Level Radioactive Waste Management Conference*, 179-183.
- Suzuki, Y., Suko, T., Yoshioka, H., Takahashi, M., Tsunogai, U., Takeno, N. and Ito, K. (2009) Biogeochemical profiles in deep sedimentary rocks in an inland fore-arc basin, Central Japan. *Chemical Geology*, 259, 107-119.
- Whitman, W. B., Coleman, D. C., Wiebe, W. J. (1998) Prokaryotes: the unseen majority. *Proceedings of National Academy of Science of United States of America*, 95, 6578-6583.

引用例：

深部地質環境研究コア編（2012）概要調査の調査・評価項目に関する技術資料－立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性－．地質調査総合センター研究資料集，no.560，産業技術総合研究所地質調査総合センター

Bibliographic Reference:

Research Core for Deep Geological Environments, editor (2012) Technical Report on the Review and Assessment Features, towards the Submission of the Preliminary Field Investigations of HLW Geological Disposals. Geological Survey of Japan Open File Report, no. 560, Geological Survey of Japan, AIST.
