
平成27年度原子力発電施設等安全技術対策委託費
（自然事象等の長期予測に関する予察的調査）事業

平成27年度事業報告

平成28年3月

国立研究開発法人 産業技術総合研究所



目次

1 隆起・侵食速度評価手法の検討

- 1.1 将来予測手法の適用地域の特性を踏まえた将来の一定の時間枠での
予測精度に関する研究 1-1
 - 1.1.1 沿岸域における隆起速度評価手法の予測精度に関する研究 1-1
 - 1.1.2 侵食速度評価手法の予測精度に関する研究 1-19
- 1.2 地理学（気候・地形）・地質学（結晶質岩・堆積岩）的な条件の違いによる
将来予測の適用性（精度・不確実性・適用条件等）に関する検討 1-32
 - 1.2.1 沿岸域における隆起速度評価手法の将来予測の適用性に関する検討 1-32
 - 1.2.2 侵食速度評価手法の将来予測の適用性に関する検討 1-39

2 地質断層の再活動性及び新規断層発生に関する検討

- 2.1 再活動性を考慮すべき地質断層の選別方法の検討 2-1
- 2.2 広域応力場の変遷の検討 2-13
- 2.3 変形場の移動による新規断層発生の検討 2-26

3 深部流体・熱水活動に関する検討

- 3.1 深部流体の水質・同位体組成及び流出域の類型化 3-1
- 3.2 特定の流出域における熱水変質作用の程度とその範囲の整理 3-30
- 3.3 水理・化学環境への影響の定量的評価手法および
調査技術の構築に向けた課題 3-53
- 3.4 スラブ起源流体の上昇・停滞に関する検討のまとめと課題 3-68

4 超長期の時間枠における地質学的変動、海水準変動等を考慮した

地下水流動系の評価手法の整備

- 4.1 結晶質岩地域における水文地質学的変動及び変動要因に関する
知見の収集・整理と水文地質学的変動モデルの構築……………4-1
- 4.2 堆積岩地域における水文地質学的変動及び変動要因に関する
知見の収集・整理と水文地質学的変動モデルの構築……………4-13
- 4.3 氷河・永久凍土形成地域における水文地質学的変動の検討……………4-64

5 時間枠の拡大に伴う予測精度の整理

- 5.1 個々の自然事象等についての統一的な整理とその整合性に関する検討
(地質関連事象)……………5-1

1. 隆起・侵食速度評価手法の検討

隆起・侵食作用に関しては、過年度の原子力規制委員会委託事業において、(1) 海成段丘の堆積相及びその形成年代を用いた隆起・侵食速度定量評価手法並びに(2) 宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法の整備を行った。本事業では、岩石の年代・侵食特性等を把握するための調査・分析等を実施し、上記で整備した手法と既存の手法との組み合わせにより、(1) 将来予測手法の適用地域の特性を踏まえた将来の一定の時間枠での予測精度に関する検討(1.1章)と、(2) 地理学(気候・地形)・地質学(結晶質岩・堆積岩)的な条件の違いによる将来予測の適用性(精度・不確実性・適用条件等)に関する検討(1.2章)を行った。

1.1 将来予測手法の適用地域の特性を踏まえた将来の一定の時間枠での予測精度に関する研究

本研究においては、沿岸域の隆起速度ならびに侵食速度の予測精度に関する、以下の2のテーマについて研究を行った。

日本国内の地質体に対する侵食速度の計測に関しては幾つかの研究報告がなされている。表1.1-1には、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2012)がまとめた日本列島における侵食速度計測の主要成果のまとめを示した。ここで示されているように、これまでに多く得られている隆起・侵食速度は過去100年に満たない期間を対象とした比較的短期間を研究対象としたもの(たとえば、ダムへの土砂堆積量を用いたもの)あるいは数百万年以上のきわめて長期に及ぶもの(地温勾配に準拠する鉱物の特性変化を指標としたもの)であり、本事業で必要とされる100万年程度の時間スケールでの侵食量の推定に関しては、いずれも適応例が乏しく、新たなアプローチによる研究が必要と考えられる。本事情においては、まず、海岸段丘の編年手法の適応時間軸を従来より伸ばす事を目的とした研究(1.1.1節)と、宇宙線生成核種(TCN)を用いた侵食速度測定手法の、日本列島における100万年スケールの地質現象への適応性を検討するための研究(1.1.2節)を実施した。

・沿岸域における隆起速度評価手法の予測精度に関する研究(1.1.1節)

沿岸域における隆起速度については、従来行われてきた海成段丘層の段丘面高度ではなく堆積時の古海水準を用いることと年代測定結果に基づく形成年代の推定(もしくはその同定)により、予測精度が高精度化されている。複数かつより古い形成年代までの海成段丘層の堆積相・形成年代を用いた隆起速度の定量評価・将来予測は、現存する予測手法のうち最も高精度なものと考えられる。これまでの成果を踏まえ、本年度は過去34万年間の3回の間氷期(MIS5e, 7, 9)の海成段丘に基づいた隆起速度評価手法と長石のルミネセンス年代測定手法の有効性を検証し、予測精度の検討を行った。また、約41~42万年前の間氷期(MIS11)の海成段丘への適用性を検証するための予察的調査を行った。

・侵食速度評価手法の予測精度に関する研究(1.1.2節)

地質と侵食様式が既知の“流域毎の平均的な侵食速度”は、流域出口の堆積物中に含まれる宇宙線生成核種量から推定できるとされる。この侵食速度推定手法の応用として、年代が既知(あるいは年代測定可能)な地層に含まれる宇宙線生成核種量から過去の“流域毎の平均的な侵食速度”を推定することが原理的には可能である。これまでの成果を踏まえ、本年度は東北日本の中位段丘堆積物(河成)に同手法を適用し、侵食速度評価手法としての有効

性を検証し，予測精度の検討を行った．

1.1.1 沿岸域における隆起速度評価手法の予測精度に関する研究

【実施内容】

沿岸域における新たな隆起速度評価手法を用いた将来の一定時間枠での予測精度に関する検討を行う．具体的には，平成 26 年度までの成果を踏まえ，平成 27 年度はより古い時期（**Marine Isotope Stage (MIS) 11, 420ka**）に形成された海成段丘，また複数の露頭に対して適用していなかった **MIS9** の海成段丘に対して本手法を適用し，隆起速度評価の精度に関しての検討を行う．

表 1.1-1 日本列島における侵食速度計測の主要文献とその概要（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012）

著者	発行年	タイトル	雑誌名	推定方法	対象時間スケール	侵食速度算出対象	結果	備考
高木ほか	2000	河岸段丘から推定した河床高度変化の歴史	地学雑誌	河岸段丘面年代測定、テラフロンド	数万～数十万年	河岸段丘、関東・中部地方の大河川(4河川)の中流部	下刻と堆積の規則的なサイクルが氷期間氷期に対応、1サイクルの期間を通して、陸隆量とほぼ等しい分だけ下刻・間氷期時の下刻速度: $2\sim 7\text{mm/ky}$	大河川の中・上流部ににおけるサイクリックな河床変動の振幅は、氷期間氷期に支配、河床高度の変化速度が最も大きい区間に適応化
藤原ほか	2005	地層処分から見た侵食作用の重要性-改正段丘を対象とした侵食速度の推定を例に-	原子力ハングアウト研究	海成段丘間谷の地形・開所谷の体積・開所谷の上面投影面積/12.5万年	12.5万年	開所谷侵食速度	開所谷侵食速度、陸起速度の約20-30%、段丘面侵食速度: $8\sim 19\%$	最終間氷期最盛期(約12.5万年前)に形成された海成段丘、18地域
Yamamoto T.	2005	The rate of fluvial incision during the Late Quaternary period in the Abukuma Mountains, northeast Japan, deduced from tephrochronology	The Island Arc	河岸堆積物の地形・形状アセット	約15万年	新田河川堆積物による河川下刻量計測	150-80m/Myr	阿武隈花崗岩地域河川の高度によらない
Yoshikawa, T.	1974	Denudation and Tectonic Movement in Contemporary Japan	Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo	堆砂量	数十年	堆積域毎	6-0.02mm/y	第四紀の積算陸隆量と近年の侵食速度はほぼ正の相関がある
阿子島	1972	土地の侵食速度分布図について	地理学評論	堆砂量	数十年	東北日本: 地形・地質・気候等を考慮しメッシュマップ化	1-0.1mm/y	少ない堆砂量データと地形を指標化データの相関を求め、東北地域全体をメッシュ化して調べた。相関を求めたデータ数が少ない。
藤原ほか	1999	日本列島における侵食速度の分布	サイケル構構技報	ダムにおける堆砂量(扇状地、河川上流の堆砂の体積)	平均~30年、(十年~万年)	全国: 平均	流域の侵食速度と降水量や降水強度との間に、相関がほとんどみられない。地域間での平均侵食速度に違いあり(9-9 mm/y、2-3 mm/y、1mm/y) 地形によらない。山地の侵食速度は第四紀の陸隆量を反映している。千年~万年の侵食速度を比較している。	数十から200-300km ² 程度の領域の平均的な侵食速度。推定式は地形量の区間毎に算出された侵食速度の平均値に対する回帰分析に基づき、ダム数: 82。地形の起伏
阿古島ほか	1983	山形県馬尾ヶ崎川流域における過去2万年間および最近の侵食速度	地形	1. 扇状地の堆積速度、2. 扇状地河川上流の堆砂速度	1. 25,000年、2. 12年	1流域: 平均	扇・浮・溶・流・物・質・量・に・基・づく・と、1. 平均堆積速: 0.67mm/y 、2. 比堆砂量: 0.72mm/y	扇・浮・溶・流・物・質・量・を・も・検・計・1・地・域・、馬・尾・川・流・域・: ほぼやせ尾根と急斜面
Tanaka, M.	1982	A map of regional denudation rate in Japanese mountains	地形	ダムにおける堆砂量	最近100年	全国	全国平均 0.4mm/y 、地域的に相違が認められる	地域的な相違があり、四国・東海・北陸地方で大きく、沿中国地方で小さい
長谷川ほか	2005	ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布	自然災害科学	ダム比堆砂量(量/面積・年) S20-40年代	~25年	全国: 流域全体の侵食速度の推定	表層地質と平均メッシュ傾斜を用いた比堆砂量の推定式を提案、誤差 $52\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ 、荒廃地では過大評価	地域による降雨の違いを考慮しない、ダム数: 72。地質
鈴木ほか	1983	日本における河川の削刻速度	地形	削刻力、それに伴う基盤岩石の抵抗力	数千年	河川の削刻速度	完新世において、年平均削刻速度: $0.02\sim 1\text{m/yr}$	主要4河川: 信濃川、荒川、多摩川、木曾川
Shiroya, K. et al.	2010	Quantitative determination of long-term erosion rates of weathered granitic soil surfaces in western Abukuma, Japan using cosmogenic ¹⁰ Be and ²⁶ Al depth profile	Geochemical Journal	TON, ¹⁰ Be/ ²⁶ Al深度プロファイル	数十万年~数百年	阿武隈地域、尾根部	約19m/Myr	花崗岩真砂土層
Mahara, Y. et al.	2010	Vertical distribution of ¹⁰ Be, ²⁶ Al, and ³⁶ Cl in the surface soil layer of weathered granite at Abukuma, Japan	NIMB	TON, ¹⁰ Be/ ²⁶ Al/ ³⁶ Cl深度プロファイル	数十万年~数百年	阿武隈地域、尾根部	約49-74m/Myr	花崗岩真砂土層
Matsushi, Y. et al.	2006	Long-term denudation rates of activity uplifting hillcrests in the Boso Peninsula, Japan, estimated from depth profiling of in situ-produced cosmogenic ¹⁰ Be and ²⁶ Al	Geomorphology	TON, ¹⁰ Be/ ²⁶ Al深度プロファイル	数十万年~数百年	房総半島、隆起(900-1400mm/kyr)地域	砂岩層: 90mm/kyr 、泥岩層: $720\pm 110\text{mm/kyr}$ 、面地層間で約50万年間で約300mの高度差	砂岩層、泥岩層

【成果】

1) はじめに

地殻の長期安定性の評価では、数万から数十万年といったスケールでの長期地質変動を解明する必要がある。その中でも、沿岸域の長期安定性に影響を与える、隆起、沈降、侵食、堆積及びその速度と速度変化や空間的傾向を評価することが、将来の廃棄体と地表との接近過程の解明にとって重要である。海成段丘は沿岸域における数十万年間におよぶ隆起速度を議論する上で、最も重要な対象物である（宮内，1985；太田・平川，1979ほか）。海成段丘を対象とした隆起速度は隆起量と年代から得られるが、従来の手法ではその両方の見積もりにおいて問題点があった。本課題では改善策として、堆積物の詳細な堆積相解析と VRS-GPS 測量による隆起量の見積もり、またルミネッセンス年代測定を用いることで新たな隆起速度評価手法を確立し、その有効性を検討する平成 27 年度は、前年度までに MIS5e, 7, 9 の海成段丘において確立してきた手法をより古い時代（MIS11）の海成段丘に適用する。また前年度までに一つの露頭でしか確認してこなかった時代（MIS9）の他の露頭に適用することで、本手法の適用年代範囲と精度に関する検討を行う。

1.1) 海成段丘による隆起速度の見積もりと問題点

海成段丘は、沿岸域において、沖積低地の平坦面より標高が高い平坦面である。海成段丘の地層は、主に上位の陸成層と下位の海成層により構成され、後者は最近数十万年間の氷期—間氷期サイクル（Waelbroeck *et al.*, 2002, 図 1.1.1-1）における、温暖期（高海水準期）に堆積した浅海成堆積物が隆起することでできたと考えられている（小池・町田，2001）。つまり、海成段丘の分布と年代に基づくことで、その地域の隆起速度を評価することができる。しかし、従来は主に二つの問題点があった。

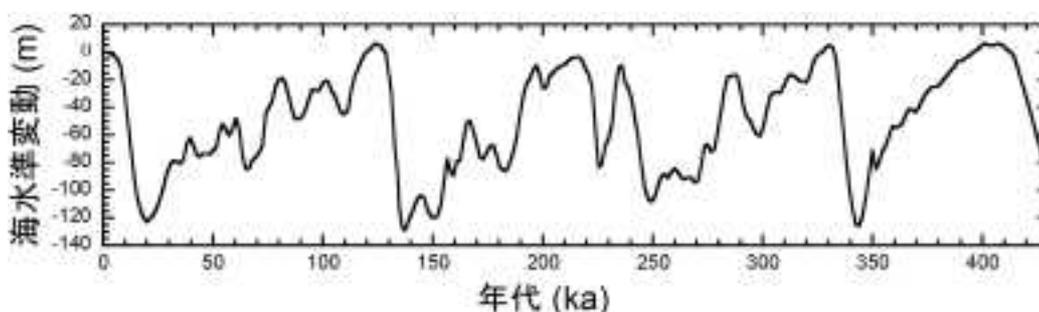


図 1.1.1-1 過去約 45 万年間の海水準変動。Waelbroeck *et al.* (2002) のデータを参考にした。

一つ目は段丘の年代測定である。従来は、浅海成堆積物の上位の陸成層中に含まれる火山灰、またはその地域の各段丘の分布を根拠にしてきた。例えば、日本各地で広く対比される最終間氷期 MIS5e の海成段丘は、Toya や三本木の広域テフラが知られる（小池・町田，2001）。ただし、MIS5e 以前に堆積した火山灰の絶対年代測定法としては、FT 法や TL 法などの、 ^{14}C 法や K-Ar 法などと比較して誤差が大きい手法を用いていることも多く、火山灰によってはその年代測定手法に基づく不確実性も議論する必要がある。加えて、そもそも海成段丘中の海成層が形成された時期はその上位に堆積した火山灰の年代よりは古く、火山灰の年代から推測できる海成段丘の形成年代は考えられる最も若い年代に過ぎない。もし海成層とその上位の火山灰の間に不整合が確認されるような場合、堆積時期に大きなギャップがある可能性がある。陸成層

に含まれる物質を用いた従来の手法にはいくつかの問題点が指摘されるが、それでも高海水準期に堆積したことが明らかである浅海性堆積物を直接年代測定する手法は、FT法などの閉鎖温度に基づく手法による堆積年代の決定では再堆積といった問題があるため、浅海性堆積物中に降下火山灰がある場合を除き、ほぼ存在していなかった。以上のことや、そもそも MIS5e 以前の段丘には関東平野を除き広域テフラが少なく、段丘の対比が難しかった。

二つ目の問題は隆起量の評価法である。従来は、段丘面が過去の高海水準期の海面付近で形成され、又各々の高海水準期の海面高度は同程度と仮定されてきた。つまり、段丘面の標高と現在の海水準との差から隆起量が求められた。この場合、陸成堆積物の分の厚さの分だけ過大評価となる。また、過去の高海水準期の海水準に差があることが知られるようになっており、それを隆起量評価の不確実性として取り入れることも必要である。

1.2) ルミネッセンス年代測定法による年代決定と堆積相解析

本課題では平成 25 年度より、以上に挙げた二つの問題点を克服し隆起速度評価の高度化のため、浅海堆積物の堆積年代を直接決定できるルミネッセンス年代測定法を用いた堆積年代の決定と、詳細な堆積相解析による海面指標の認定に基づく隆起量評価を行ってきた。

ルミネッセンス年代測定法は、堆積物中に普遍的に含まれる石英・長石を用い、現在から数十万年前までの年代測定が可能な堆積年代決定手法である。ルミネッセンスが石英・長石などの鉱物から発せられる原因は、結晶格子中の電子が U, Th からの α , β , γ 線や宇宙線などの自然放射線を受けることで電離し、不対電子となり結晶の格子欠陥にトラップされた後、光や熱の刺激による励起で再結合されることによる。鉱物中の不対電子の量、つまり射線の蓄積量は時間と共に増加するために、埋積時間とともにルミネッセンス強度も大きくなる。試料から発せられるルミネッセンス強度から放射線の蓄積量を求め、また化学分析などから単位時間あたりの線量率（年間線量）を求めて蓄積量（蓄積線量）を割ることにより埋積時間（ルミネッセンス年代）を決定する。2000 年代以降のルミネッセンス年代測定法の発展は、Murray and Wintle (2000)によるルミネッセンス量の見積もり法の改良に始まる。また、従来石英の OSL 法よりも古い試料の年代決定ができるポテンシャルはあるが、anomalous fading と呼ばれる堆積中に年代が若返るといふ非常に大きな問題点を抱えていた長石の IRSL 法において、Thomsen *et al.* (2008)により手法の改良が行われた (pIRIR 法)。これによりこれまでは石英の OSL 法による、約 10 万年前までの年代測定限界が大きく延長され、数十万年前までの報告がされるようになってきた (Thiel *et al.*, 2012 ほか)。

2) 青森県上北平野の海成段丘での手法の開発

2.1) 上北平野の海成段丘と試料採取地点

青森県東部に位置する、南北約 50km 東西 30km に広がる地域である上北平野は、日本でもっとも海成段丘が広く分布した地域の一つである。低位から柴山面 (+10m 以下)、根城面 (+10-15m)、高館面 (+30-40m)、天狗岱面 (+45-80m)、七百面 (+90-110m)、高位面 (+110-220m) の 6 段の海成段丘が認められている (宮内, 1985; 小池・町田, 2001)。小池・町田 (2001) は、洞爺湖火山灰 (Toya) により高館面が MIS5e (ca. 124ka; Masson-Delmotte *et al.*, 2010) に、Aso-4 (85-90ka; 町田・新井, 2003) との関係から柴山面と根城面を MIS5a と MIS5c にそれぞれ対比した。この地域をはじめとして周辺地域ではこの Toya に基づく対比が進んでおり、このテフラは、新井・町田 (2003) では FT 年代や層序関係から 112-115ka, Ganzawa and Ike

(2011) では熱ルミネッセンス年代から $104\pm 15\text{ka}$ から $118\pm 15\text{ka}$, 白井ほか (1997) では海底コアの層序関係から 106ka とされている. 高館面より高位の段丘としては, 小池・町田 (2001) は 250ka の八甲田第2期火砕流 (Hkd-2) との関係により, 天狗岱面と七百面が MIS7 と MIS9 であるとした. 桑原 (2009) は, 七百面から採取したコア試料の植物化石群集の変動が温暖・寒冷期サイクルに対応するとし, 小池・町田 (2001) と同様に七百面と天狗岱面を MIS9 と MIS7 に対比した. また宮内 (1985) では高位面, 桑原 (2004) では袋町面としている海成段丘は, 桑原 (2007) で報告された FT 年代からは MIS11 よりはるかに古い段丘である可能性も考えられるが, 段丘の分布や高度により MIS11 であると考えられている. 以上の先行研究により, 青森県上北平野では, MIS5e の高館面に加え, それより古い 3 つの海成段丘もそれぞれ MIS5e 以前の高海水準期に対比される.

本課題の前に産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014, 2015) において, 高館面 (2 露頭, 根井沼 1, 2), 天狗岱面 (1 露頭, 保土沢), 七百面 (1 露頭, 七百) での調査の研究結果を報告した. 本課題では新たに, 天狗岱面 (1 露頭, 金矢), 七百面 (1 露頭, 上吉田), 高位面 (1 露頭, 大撫沢) の計 3 露頭において, 詳細な露頭観察と調査を行った (図 1.1.1-2). これらの露頭において堆積相から堆積環境を推定し, 過去の海面指標を認定した (図 1.1.1-3,4,5). 各堆積相の境界, ルミネッセンス年代測定用の試料採取地点は VRS-GPS (Leica Viva GS08plus) を用いて標高を測定した.

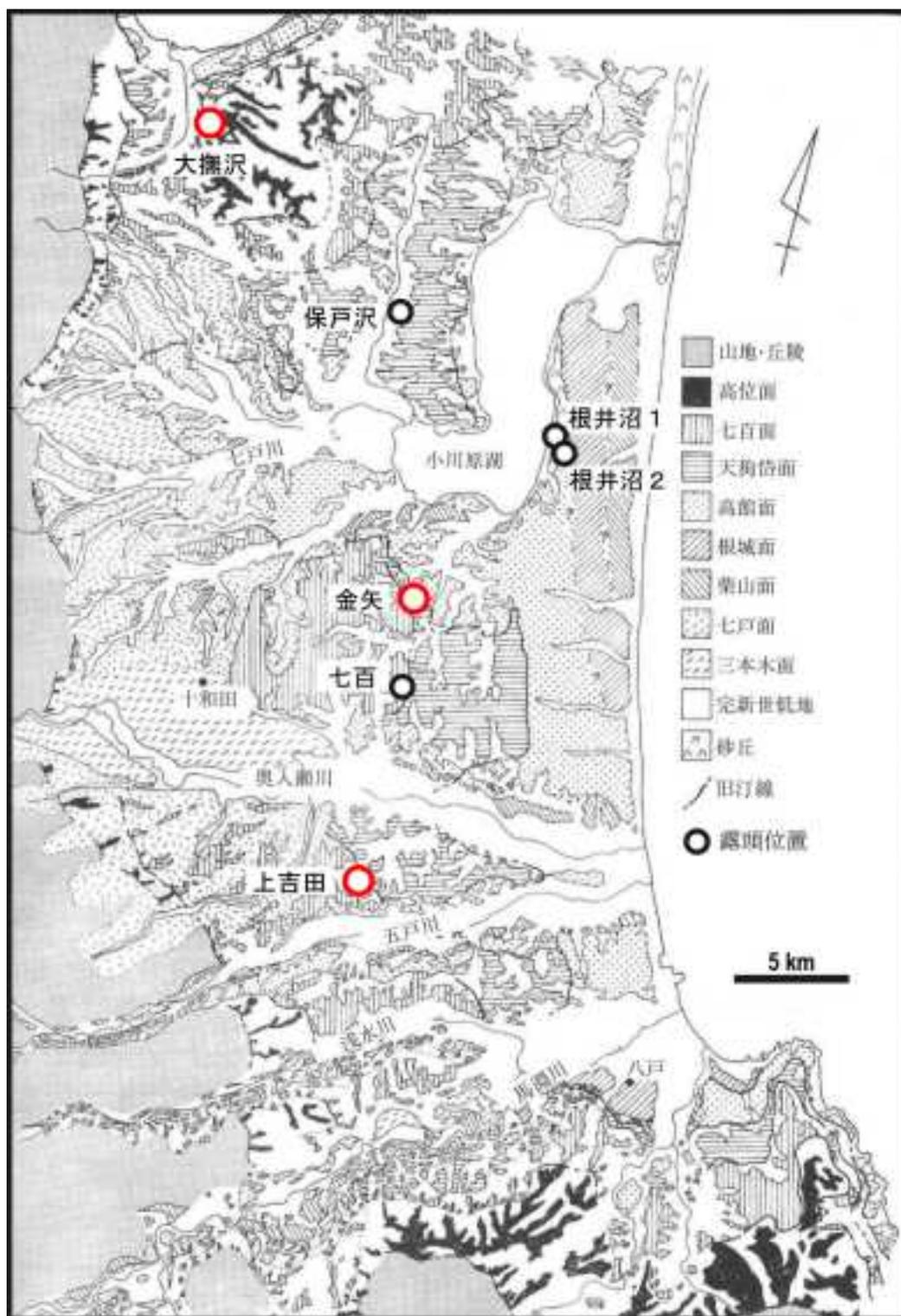


図 1.1.1-2 上北平野の海成段丘分布図。試料採取地点を示す。黒丸が産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015）で報告された点。赤丸が本課題で新たに調査した点。宮内（1985）を改変。

2.2) ルミネッセンス年代測定

2.2.1) 試料採取と前処理

ルミネッセンス年代測定用試料は、各露頭で認められる海成層から数点ずつ採取した。試料は灰色のプラスチックチューブ（15cm）を用いることで遮光試料を採取し、両端をビニールテープで止めた後にそれをチャック袋に入れることで、水分の蒸発を最小限に留めて実験室まで輸送した。

ルミネッセンス年代測定に用いる鉱物としては、石英と長石が一般的であるが、前者を用いた OSL 法は年代測定範囲が現在から約 10 万年までであるため、MIS11 まで適用できる見込みは小さい。一方、近年発展してきた長石の pIRIR 法は過去数十万年前までの測定が可能であるため、平成 25 年度から基礎実験、応用実験を進めてきた（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014, 2015）。今年度も引き続き長石の pIRIR 法を適用するための前処理を採取試料に施した。プラスチックチューブの試料は、両端約 3cm 分の露光部と内部の約 9cm 分の未露光部に分けられる。露光部は含水率測定のために乾燥した後ミルで粉碎し、元素濃度 (U, Th, Rb, K) を測定した。測定は日鉄鉱コンサルタント株式会社に依頼した。未露光部は、乾燥させた後篩で粒径 250 μ m 以上のフラクションを取り除く。その後塩酸と過酸化水素により炭酸塩鉱物と有機物を取り除いた後に、再び篩で 180 μ m 以下のフラクションを取り除く。最後にポリタングステン酸ナトリウム (SPT) による重液分離で 2.53-2.58g/cm³ のみを取り出すことで、カリ長石に富む 180-250 μ m の測定試料を調整した。

2.2.2) 蓄積線量測定方法と計算方法

長石の pIRIR 法は、従来の測定温度 50°C での赤外励起ルミネッセンス (IRSL) 測定の後、より高温での赤外励起ルミネッセンス測定を行う。このことにより低温のルミネッセンスを除去した高温のルミネッセンスのみを得られる。従来の低温の IRSL では年代の過小評価を引き起こす *anomalous fading* という現象が問題であったが、pIRIR ではこれが低減される。*anomalous fading* の程度は *g-value* (Huntley and Lamothe, 2001) で表されることが一般的で、Buylaert *et al.* (2012) ではこの値が 1.5 %/decade 以下であれば、*anomalous fading* を考慮する必要がないとした。日本では男鹿半島の海成段丘の堆積物において Buylaert *et al.* (2012) が pIRIR_{50/290} 法 (50°C の測定の後に 290°C で測定を行う) によるシグナルが十分安定していることを示した一方、Thiel *et al.* (2015) では pIRIR_{50/225} によるシグナルが安定していないことを報告した。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) では本研究地域の試料では pIRIR_{50/290} シグナルの安定性は示されなかった。そのため、新たに pIRIR_{200/290} 法 (200°C の測定の後に 290°C で測定を行う) を試すことで、*g-value* が 1.5 %/decade を下回る十分安定したシグナルを得ることに成功した。今年度も pIRIR_{200/290} シグナルを利用して蓄積線量を得る。ただし、pIRIR 法の蓄積線量には余剰線量という年代の過大評価につながる成分の割合が高い。この余剰線量を見積もるため、前年度に得た現生の試料の蓄積線量 (17 \pm 3 Gy) を各試料の蓄積線量から引くことで年代値に用いる真の蓄積線量とした。

蓄積線量は各試料 8disc 分測定を行い、その平均値から計算される。今回は OSL 年代測定で一般的に用いられる Central age model (CAM) により 8disc の平均値を計算した (Galbraith *et al.*, 1999)。年間線量は、得られた U, Th, Rb, K 濃度、Guérin *et al.* (2011) による各種変換係数、Mejdahl (1979) による β 線減衰係数、Rees-Jones (1995) によるカリ長石の *a* 値 0.08、Huntley and Baril (1997) によるカリ長石の内部 K 濃度 12.5 \pm 0.5%、Prescott and Hutton (1994) による宇

宙線線量により計算した。試料の情報と年間線量を表 1.1.1-1 に、蓄積線量と年代を表 1.1.1-2 にまとめる。誤差は 1σ である。

表 1.1.1-1 採取試料の元素濃度と年間線量

試料採取地	ラボコード	標高 (m, T.P.)	深さ (m)	含水率 (%)	元素濃度				年間線量 (Gy/ka)	
					K (%)	Rb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)		
大撫沢	gsjl5-003	69.7	24.7	18.4	0.61	17	2.0	0.5	1.5	± 0.2
	gsjl5-004	75.0	19.4	19.3	0.59	16	2.1	0.7	1.5	± 0.2
	gsjl5-005	78.0	16.4	14.5	0.66	19	2.1	0.8	1.7	± 0.2
	gsjl5-006	80.2	14.2	13.0	0.50	14	1.9	0.7	1.6	± 0.2
	gsjl5-007	80.8	13.6	13.5	0.44	14	1.8	0.6	1.5	± 0.2
上吉田	gsjl5-008	55.9	17.9	19.3	0.69	20	2.2	0.8	1.7	± 0.2
	gsjl5-009	57.0	16.8	11.7	0.60	17	1.5	0.6	1.6	± 0.2
	gsjl5-010	63.9	9.9	14.9	0.43	12	1.0	0.3	1.3	± 0.2
	gsjl5-011	65.2	8.6	20.5	0.47	14	1.4	0.5	1.3	± 0.2
金矢	gsjl5-012	17.7	27.9	10.7	0.45	13	1.2	0.3	1.3	± 0.2
	gsjl5-013	19.0	26.6	9.5	0.32	9	0.9	0.4	1.2	± 0.2
	gsjl5-014	20.8	24.8	7.2	0.35	9	0.9	0.3	1.3	± 0.2
	gsjl5-015	21.3	24.3	11.2	0.46	13	1.1	0.4	1.4	± 0.2
	gsjl5-016	25.0	20.6	7.4	0.75	20	1.7	0.6	1.9	± 0.3
	gsjl5-017	31.2	14.4	17.0	0.82	24	2.5	1.4	2.1	± 0.3
	gsjl5-018	32.6	13.0	9.1	0.81	21	1.6	0.7	1.9	± 0.3

2.3.) 火山灰分析

前年度記載した七百面の露頭（七百）に関しては、海成層の年代が MIS9 の最も海水準が高かった時期（326ka, Masson-Delmotte *et al.*, 2010）よりも 17%若い年代が得られた。そこで、この露頭が実際に七百面として適当であるかどうかを検証するため、露頭の陸成層中のテフラの分析を行った。14 試料の火山灰分析は、株式会社古澤地質に依頼した。

3) 結果

3.1) 堆積相解析

金矢の露頭（図 1.1.1-3）のサクセションは、下位より、海浜～外浜堆積物、湿地～氾濫原堆積物、下部外浜堆積物、埋積谷堆積物、河川堆積物、レス-テフラ互層から成る。最下部の下部外浜堆積物は厚さ 2 m 以上で、ウェーブリップル葉理やハンモック状斜交層理を示す極細粒砂～粗粒砂層である。この下部外浜堆積物は、厚さ 2 m の上部外浜堆積物に覆われる。上部外浜堆積物は、高角の斜交層理を示す礫質粗粒砂層である。外浜堆積物を覆う前浜～後浜堆積物は層厚 1.3 m で、東に 5～10°の勾配で傾斜する重鉱物の濃集した平行葉理を示す。前浜～後浜堆積物の上位は、やや酸化した黄褐色のシルト～粘土からなる氾濫原～湿地堆積物が覆い、その上面の標高+22.8 m において、再び下部外浜堆積物が重なる。この陸成層と下部外浜堆積物との境界面は海進面であるが、明瞭な侵食面は露頭では認められない。上位の下部外浜堆積物は厚さ 11.7 m で、ハンモック状斜交層理を示し貝殻片や細礫～小礫をまばらに含む細粒砂～中粒砂層である。上部で生痕を多く含むシルト質細粒砂に上方細粒化し、再びハンモック状斜交層理を示す細粒砂～中粒砂層になる。上面はチャンネル状に侵食され、チャンネルは陸成と考えられる有機質の泥で充填される。下部外浜堆積物および有機質の泥層は厚さ 50 cm の塊状の礫質粗粒砂からなる河川堆積物に覆われ、さらに河川堆積物はレス-テフラ互層に覆われる。露頭上面の標高は、+45.6 m である。

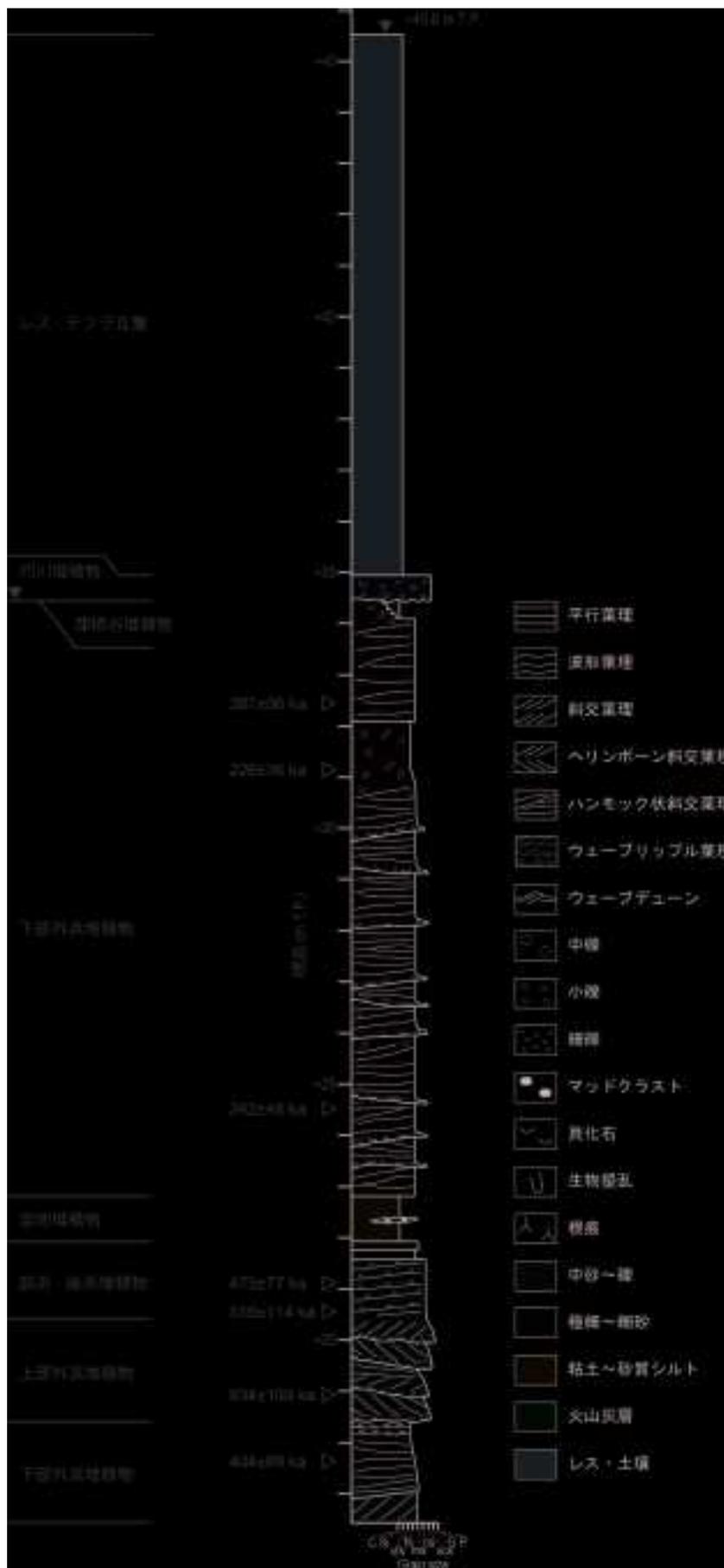


図 1.1.1-3 金矢露頭における天狗岱面構成層の柱状図とルミネッセンス年代

第1章 隆起・侵食速度評価手法の検討

上吉田の露頭(図 1.1.1-4)は、下位より、河川堆積物、海浜～外浜堆積物、レス-テフラの互層から構成されるサクセションが認められる。最下部の河川堆積物は下限が不明で層厚 1m 以上である。小礫までを含む礫質粗粒砂層で、葉理は認められず塊状である。河川堆積物は標高+56.0 m で侵食面に覆われ、侵食面上にはウェーブデューンの形態をなす厚さ 5～15 cm のラグ堆積物が認められる。下部外浜堆積物はこのラグ堆積物直上の厚さ 30 cm の砂質シルト～シルト質細粒砂、その上位の厚さ 2.9 m のハンモック状斜交層理を示す極細粒～細粒砂から構成される。上部外浜堆積物は、侵食面を介して下部外浜堆積物を覆う、厚さ 4.4 m の礫質粗粒砂～砂質礫層である。礫は細礫～中礫が含まれ、低角および高角の斜交層理が認められる。上部外浜層を覆う前浜～後浜堆積物は、標高+63.4～+66.6 m に認められる。下部は厚さ約 20 cm の礫層を含む細粒～粗粒砂層で、重鉱物が濃集する明瞭な平行葉理を示す。平行葉理は約 10° で東側へと傾斜する。前浜～後浜堆積物は上部で細粒砂～極細粒砂に細粒化して葉理が目立たなくなり、根痕を多く含む。標高+66.6 m より上位ではレス-テフラ互層が見られ、露頭上面の標高は、+73.8 m である。

大撫沢の露頭(図 1.1.1-5)では、下位から上位に、ラグーン～浅海堆積物、海浜～外浜堆積物、レス-テフラの互層からなる陸成層、が認められる。最下部のラグーン～浅海堆積物は厚さ 3 m 以上と下限は不明で、中粒～粗粒砂から砂質シルトに上方細粒化するサクセションから構成される。砂には低角の斜交葉理が見られ、また、砂～シルトの全体に海成の生痕化石が観察される。堆積環境の詳細は不明であるが、生痕化石からラグーン～浅海において形成されたと考えられる。このラグーン～浅海堆積物は標高+72.1 m で侵食面を介して下部外浜堆積物に覆われる。侵食面直上は小礫を含む厚さ 10 cm のラグ堆積物が覆う。この侵食面は、次に記すように外浜～海浜の海退サクセションに覆われることから、海進期の外浜侵食で形成されるラビメント面であると考えられる。下部外浜堆積物の厚さは 3.9 m で、細礫～小礫が散在しハンモック状斜交層理を示す極細粒～細粒砂から成る。下部外浜堆積物の上位は侵食面を挟んで厚さ 5 m の上部外浜堆積物が覆う。上部外浜堆積物は細礫～中礫を含む礫質砂～砂質礫で、高角の斜交層理を示す。礫は多くがテフラの偽礫である。上部外浜堆積物は漸移的に前浜～後浜堆積物に覆われる。前浜～後浜堆積物は、東側に 5°未満の勾配で低角に傾斜する明瞭な平行葉理を示す粗粒～極細粒砂で、上方に細粒化し、標高+83.1m で上位のレスとテフラとの互層に覆われる。レス-テフラ互層は表土に覆われることと露頭面への取り付けの困難さから、テフラの同定は行えなかった。露頭上面の標高は、+94.4 m である。

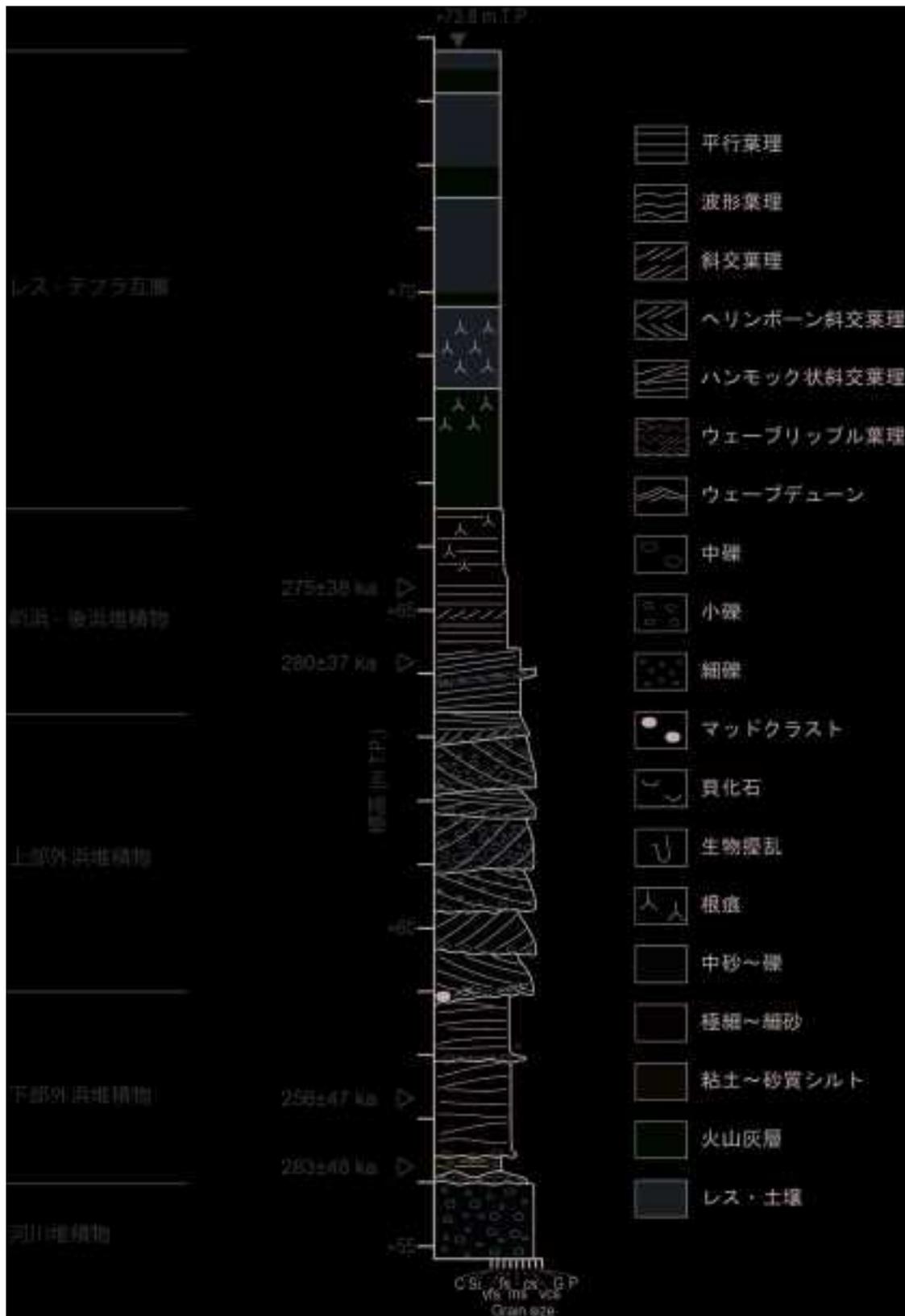


図 1.1.1-4 上吉田露頭における七百面構成層の柱状図とルミネッセンス年代

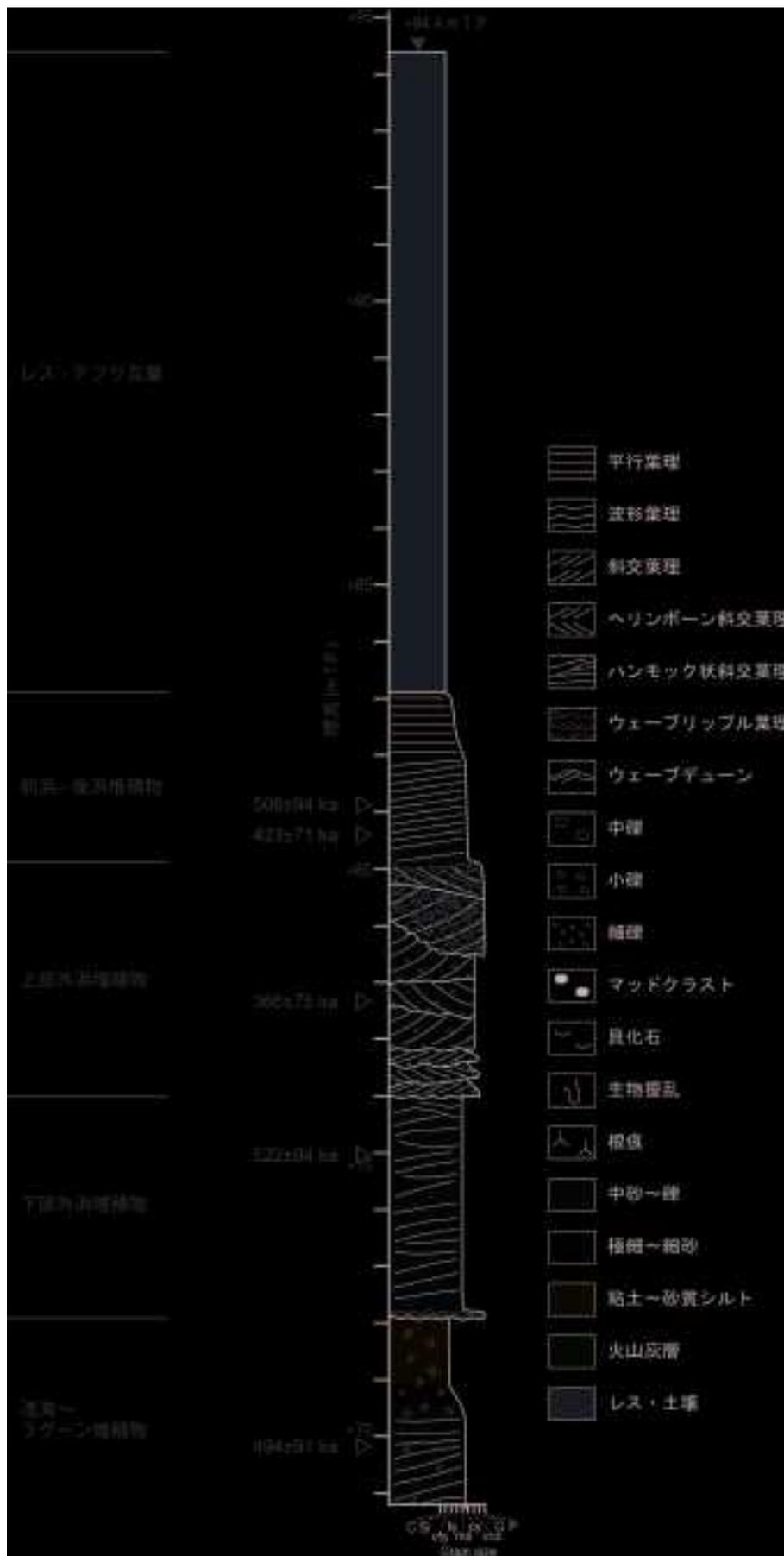


図 1.1.1-5 大撫沢露頭における高位面構成層の柱状図とルミネッセンス年代

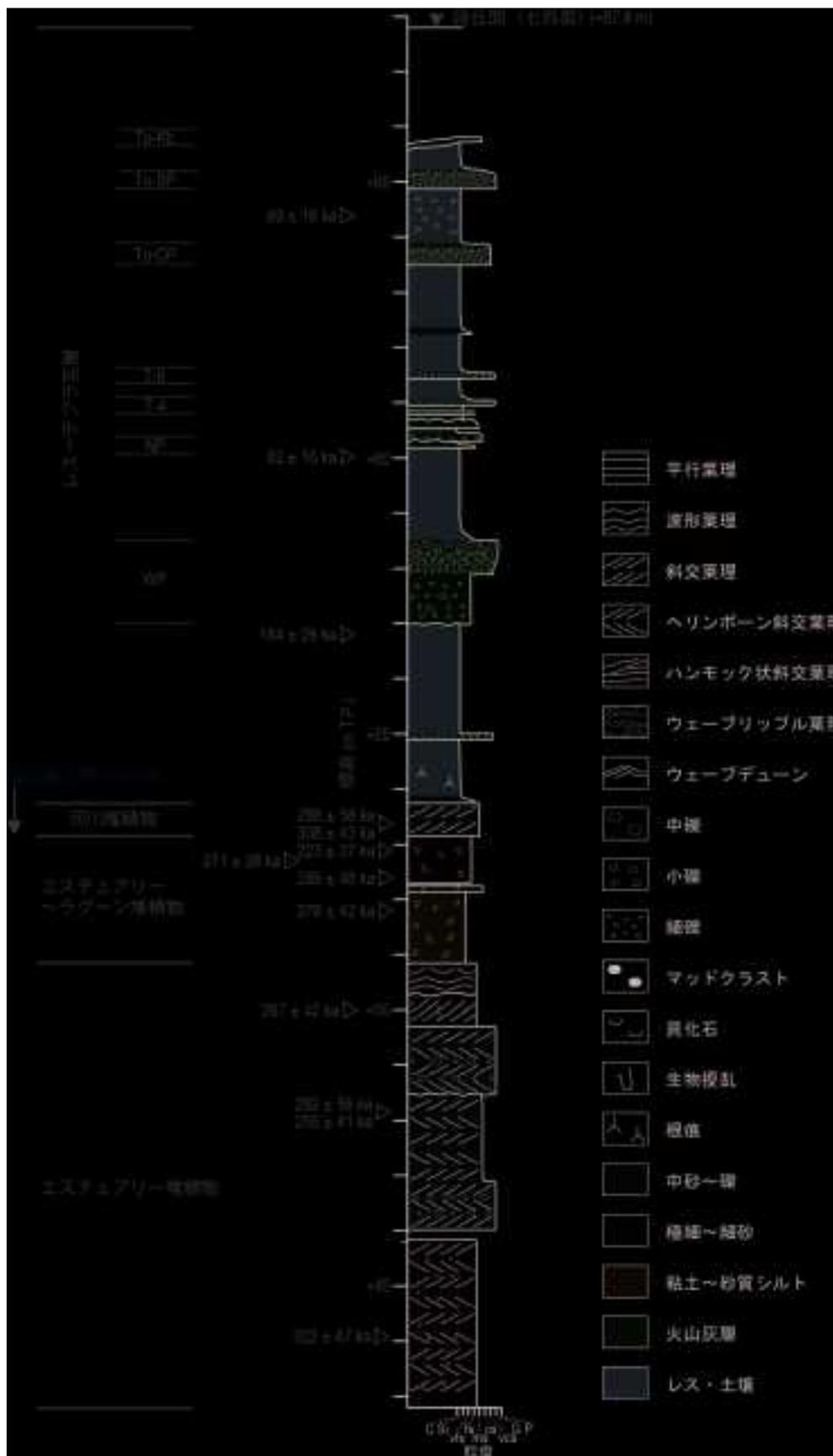


図 1.1.1-6 七百露頭における七百面構成層の柱状図とルミネッセンス年代.
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015）の柱状図を改変

3.2) 火山灰分析とルミネッセンス年代測定の結果

火山灰分析は、風化が進んでいるものが多かったこともあり最終的に同定できたものは 11 試料であった（図 1.1.1-6, 1.1.1-7）。まず、露頭観察において WP であると思われた標高 57.1-58.7m にあるテフラ（SH-8,9）は、分析によっても WP に同定された。これにより、前年度 $184 \pm 28 \text{ka}$ とされた $\text{pIRIR}_{200/290}$ 年代は、WP の $230 \pm 50 \text{ka}$ （工藤・小林, 2013）との比較が妥当であり、両者の年代は誤差範囲内では一致した。また、このテフラが WP であることにより、本露頭が MIS9 に対比されることは明らかである。その上位の 60.2m に存在するテフラ（SH-11）はヌカミソ（NP）、60.8-61.1m（SH-15,17）は T-4、61.5m（SH-19）が T-6 であることが推測されたが、年代値の報告はこれまではなく、白井ほかで 106ka とされた Toya より下位に存在することのみわかっている（工藤, 2005）。63.7m に存在し露頭観察においては十和田レッド（To-Rd, 町田・新井, 2003）であると考えていたテフラ（SH-22）は、To-CP であることがわかった。また、64.9-65.2m（SH-24,25,26）は To-SP、65.6m（SH-28）はキビダング（To-Kb）であった。なお、To-Kb は佐瀬・細野（1999）では MIS4 と対比される。また、この露頭で見られたテフラの最上位が MIS4 のキビダングであることから、この露頭の最上位は数万年分ほどは堆積していないか侵食されていることが示唆された。



図 1.1.1-7 テフラ分析の結果

今年度新たに得た $\text{pIRIR}_{200/290}$ 年代は、金矢と上吉田と大撫沢で、それぞれ異なるステージの年代が得られた（表 1.1.1-1, 図 1.1.1-3, 1.1.1-4, 1.1.1-5）。MIS7 に対比される天狗岱面を構成する金矢では、保土沢で見られたような 2 つの高海水準期の堆積物を観察することができたため（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）、上位と下位の 2 つに分けて考える。上位は 3 点で下位は 4 点であり、それぞれの年代の平均はそれぞれ $245 \pm 47 \text{ka}$ と $506 \pm 94 \text{ka}$ であった。上位の年代は MIS7 のうち MIS7e に対比されるかもしれないが、下位は上部に比べて大きく古かった。次に上吉田で得られた年代は、MIS9 より 20-15%ほど若く、七百の露頭で得られた年代値と同程度であった。最後に大撫沢で得られた年代は、MIS11 より 10%ほど若いものから 30%ほど古いものまでバラつきがあった。図 1.2.1-1 のように、非常に古く蓄積線量が大きい試料はルミネッセンスシグナルの少しの違いが大きな蓄積線量の違いを引き起こす。そのため、各試料の年代の誤差と試料間の年代のバラつきが大きくなったと考えられる。

表 1.1.1-2 採取試料の蓄積線量と pIRIR_{200/290} 年代

試料採取地	ラボコード	n ₁	n ₂	蓄積線量 (Gy)		年代 (ka)	
大撫沢	gsj15-003	9	9	743	± 89	494	± 91
	gsj15-004	9	8	812	± 95	522	± 94
	gsj15-005	8	8	653	± 92	366	± 75
	gsj15-006	8	8	689	± 63	423	± 71
	gsj15-007	8	6	768	± 93	508	± 94
上吉田	gsj15-008	8	8	485	± 46	283	± 48
	gsj15-009	8	7	429	± 47	256	± 47
	gsj15-010	8	8	372	± 12	280	± 37
	gsj15-011	8	7	380	± 20	275	± 38
金矢	gsj15-012	8	6	550	± 53	404	± 69
	gsj15-013	8	8	802	± 83	634	± 109
	gsj15-014	8	8	668	± 111	516	± 114
	gsj15-015	8	7	658	± 57	473	± 77
	gsj15-016	8	7	464	± 58	242	± 48
	gsj15-017	8	8	484	± 32	226	± 36
	gsj15-018	8	8	528	± 75	267	± 56
	n1:測定ディスク数, n2:採用ディスク数 年代は蓄積線量から現生の試料の蓄積線量(17±3Gy)を引いたものを年間線量で割ることで得た						

4) 議論

4.1) 旧海面の標高と海成層の年代と相対的海水準変動

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015）に従い、隆起速度は露頭観察で得た海面指標の標高とルミネッセンス年代に基づく段丘編年と相対的海水準変動から見積もられる。各露頭の愛面指標の標高を表 1.1.1-3 に示す。また、Masson-Delmotte *et al.* (2010)を参考にし、高海水準期の始まりと終わりの間を既知年代と仮定した。七百と根井沼 1,2 と保土沢に関しては産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015）に基づく。MIS7 の金矢に関しては、上位層における海成層の最上部が下部外浜堆積物であり、なおかつ河成層と不整合に接しているため下部外浜堆積物の層厚が不明である。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015）では根井沼露頭の隆起量を推定する際に、上部外浜堆積物と前浜堆積物の層厚を仮定したが、金矢ではその下位の下部外浜堆積物の層厚が不明であるため、この方法を採用しても隆起量を推測することは難しい。本課題では、上位層に関しては海面指標の標高を推測できない。一方、下位層は前浜－後浜堆積物があるため、その真ん中の高度を旧海面の標高とした。MIS9 の上吉田と MIS11 の大撫沢に関しても前浜－後浜堆積物があるため、その真ん中を旧海面とした。以上のことより、本研究では、新たに 3 つの露頭で 3 点の旧海面の標高を推定した。

表 1.1.1-3 露頭ごとの旧海面の標高と海成層の平均年代

試料採取地	標高 (m, T.P.)	年代 (ka)		既知年代 (ka) (Masson-Delmotte et al, 2010を参考)
七百	53.2	273	± 44	326
根井沼2	25.3	101	± 17	124
根井沼1	23.7	118	± 19	124
保土沢上位	37.8	226	± 33	210
保土沢下位	28.8	245	± 40	240
大撫沢	81.6	455	± 84	408
上吉田	65.0	274	± 43	326
金矢上位	不明	245	± 47	240
金矢下位	21.2	507	± 94	不明

次に年代について議論する。本研究で得られた年代や産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) の年代を含め、海成層内部で上位へ明瞭に年代が若くなる傾向は見られない。一方、Tamura *et al.* (2007) では完新世のコア試料において、ラビーンメント面から海成層の上限までの詳細な変化を調べ、年代差が約 2,000 年であることを示した。つまり、本研究が対象とする過去数十万年前に形成された海成段丘の年代決定では、同一露頭の高成層中の年代差は個々の年代の誤差に含まれ、たとえ実際は年代差があったとしても、それが年代値の違いに反映されることはない。よって、同一の露頭における海成層の各試料の年代は、平均化して考えることができる。各露頭における海成層の年代の平均値を表 1.1.1-3 に示す。その際の誤差は誤差伝搬によって計算され、 1σ として示す。MIS5e の根井沼の各露頭に関しては、それぞれ 118 ± 19 ka と 101 ± 17 ka と見積もられ、平均的には 107 ± 18 ka であった。多少過小評価されている可能性があるが、誤差範囲内で 124 ka と一致した。次に MIS7 の保土沢と金矢だが、保土沢に関して上位下位とも MIS7 で、それぞれ MIS7e と MIS7c の年代値と非常に良く一致している一方、金谷では上位が MIS7e に非常に良く対比され、下位層はそれよりいくつか古いステージのものであった。金矢の上位は上部が侵食されているため、保土沢で見られたような MIS7c の堆積物や MIS7e の前浜堆積物や上部外浜堆積物が失われたことが推測される。しかし、旧海面の標高を推定できないことから、隆起速度の議論では用いないこととした。次に MIS9 の七百と上吉田の年代だが、両者ともほぼ差がなかったが 15%ほど若く見積もられた。これは誤差を考えても MIS9 の最盛期の年代より若く、年代値からだけでは MIS7e、もしくはその間の MIS8e と対比される可能性もある。よって今後、追加調査等により年代精度についてより詳しい議論を行うことが必要である。最後に MIS11 の大撫沢の年代だが、MIS9 以降の段丘では過小評価の傾向が多かったが、この露頭は MIS11 の年代と比べて約 11%古く見積もられた。ただし、他の年代と比較して明らかに誤差が大きく、誤差を含めれば MIS11 と一致した。以上のことより、下部外浜以上が見られない金矢を除き、おおむね誤差範囲内で MIS11 までの海成段丘の年代区分が可能であることが示唆された。

最後に相対的海水準変動だが、全世界的な海水準変動に関しては、Waelbroeck *et al.* (2002) などにより調べられているが、ハイドロアイソスタシーなどによる地域差に関しては、本研究対象地域の報告はない。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) では、Okuno *et al.* (2014) による氷床融解のシナリオの違いにより MIS5e の最高海面高度に数 m 以上の差異が生じることなどに基づき、海水準変動の不確実性を評価することの難しさを述べている。よって、本研究ではその不確実性に関してはとりあえずは考慮せず、全世界的な海水準変動を仮定する。

各時代の現在に対する相対的海水準変動は、Wealbroeck *et al.* (2002)を参考にし、MIS5e が+6.30m、MIS7c が-3.54m、MIS7e が-9.38m、MIS9 が+4.68m、MIS11 が+6.46m となり、旧海面の標高からこれらを引いた各露頭における隆起量を表 1.1.1-4 に載せる。

表 1.1.1-4 露頭ごとの隆起量と隆起速度

試料採取地	隆起量 (m)	隆起速度 (m/千年)
七百	48.5	0.149
根井沼2	19.0	0.154
根井沼1	17.4	0.141
保土沢上位層	41.3	0.197
保土沢下位層	38.2	0.159
大撫沢	75.1	0.184
上吉田	60.3	0.185

4.2) 隆起速度

各露頭の pIRIR_{200/290} 年代は、それらの露頭が過去のどの高海水準期に相当するかを判断するために使うため、実際に隆起速度を求めるためには既知年代を用いた。隆起速度を表 1.1.1-4 に、各露頭における隆起量を図 1.1.1-6 に示す。各露頭の年代と隆起量から得た隆起速度は、0.15~0.20 m/千年の範囲であった。また、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) で報告した根井沼 1,2 と保土沢上位層と下位層と七百露頭から見積もった平均隆起速度が 0.160m/千年なのに対し、本研究で新たに得た上吉田と大撫沢のデータを新たに加えた平均隆起速度が 0.173m/千年であった。上吉田と大撫沢は海成層の上限が前浜-後浜堆積物であるため、侵食され推定した旧海面などに比べて正確に旧海面の認定ができています。本研究では全世界的な海水準変動を仮定したが、地域的な海水準変動の差異には不確実性が含まれる。例えば、全ての高海水準期で海水準が+5m だった場合の平均隆起速度は 0.156m/千年、逆に-5m だった場合は 0.190m/千年となる。よって、海水準が±5m 程度の地域差しかない場合においても、隆起速度の違いはそれほど大きくはないと言える。しかし、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) でも示したように、七百と上吉田の露頭の年代は誤差を考えれば MIS7e もしくは MIS8e に対比される可能性もあり、その場合隆起速度はそれぞれ 0.1m/千年程度は上昇する。よって、海水準変動が今回の仮定よりも数 m 程度の違いであるならば、それが隆起速度に与える影響よりも、段丘の年代区分を適切に行うか否かが与える影響の方が大きいと推測される。

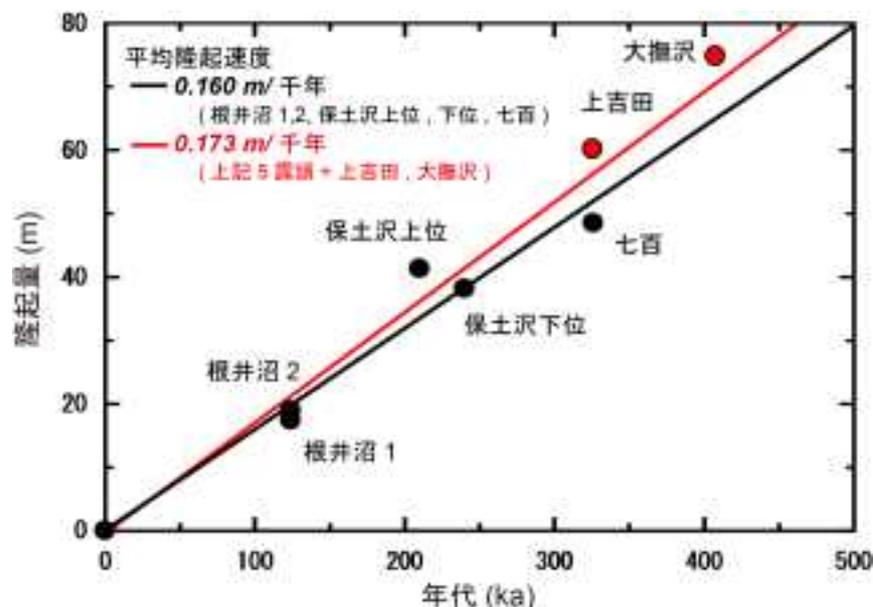


図 1.1.1-8 各露頭における既知年代と隆起量．黒線と赤線が5露頭と7露頭での平均隆起速度

1.1.2 侵食速度評価手法の予測精度に関する研究

【実施内容】

侵食速度推定手法の応用として、年代が既知（あるいは年代測定可能）な地層にふくまれる宇宙線生成核種量から過去の“流域毎の平均的な侵食速度”を推定する手法を東北日本の中段丘陵堆積物（河成）に適用し、侵食速度評価手法としての有効性を検証し、予測精度の検討を行う。

【成果】

1) 過去の特定時期の侵食速度の推定

侵食に影響を及ぼすと考えられる気候変化や地殻変動等と侵食速度との関係をより詳しく検討する上で、外的要因の変動時間に対応するような侵食速度の時間的変化の情報は重要である。過去の特定の時期における“流域毎の平均的な侵食速度”を推定する手法として、昨年度（26年度）より土石流堆積物中の宇宙線生成核種の残留量を用いた手法の適用を検討してきた。昨年度は、東北日本に位置する、阿武隈地域南部の花崗岩地域（茨城県高萩市）を対象とし、形成時代の異なる河岸段丘（2か所）において、当手法の有用性を確認している。本年度は、昨年度とは異なる形成年代をもつ段丘面において当手法の適用可否の確認を実施した。

2) 土石流堆積物中の宇宙線生成核種残留量

過去の特定の時期の侵食速度の推定として、土石流堆積物に注目した。土石流堆積物を用いることの利点は、比較的短期間で上流山地斜面から運搬されるため、運搬中の宇宙線生成核種の生成が無視できること、土石流堆積物中の残留核種は、運搬される前の山地斜面で生成・蓄積したものであり、その時の山地斜面の侵食速度を反映している、と考えることができる点である。また、土石流堆積物の直上に火山灰等の鍵層によって被覆を受けている場合は、段丘堆積物の形成年代に制約を与えることができる上、被覆によって宇宙線の被ばくを遮蔽できることで、運搬され堆積した後の、土石流堆積物中の核種の生成を無視できる場合もある。半減期

をもつ ^{10}Be などの宇宙線生成核種について、堆積後に放射壊変によって損失する量、土石流堆積物中の残留核種と、運搬前の斜面の侵食速度との関係は、(式 1.1.2-1) によって与えられる (Schaller *et al.*, 2002)。

$$C_{in}(t) = \left[P_{Nuc}(0) \times \sum_{i=1}^j \frac{a_i}{\left(\lambda + \frac{\rho \times E}{b_i}\right)} + P_{P_{stop}}(0) \times \sum_{j=1}^k \frac{a_j}{\left(\lambda + \frac{\rho \times E}{b_j}\right)} + P_{P_{fast}}(0) \right. \\ \left. \times \sum_{k=1}^l \frac{a_k}{\left(\lambda + \frac{\rho \times E}{b_k}\right)} \right] \times e^{-\lambda t} \quad \text{式 1.1.2-1}$$

ここで C_{in} (atoms/g quartz)は土石流堆積物中の残留核種濃度、 E (cm/yr)は集水域内の全斜面の平均侵食速度、 $P_{Nuc}(0)$, $P_{P_{stop}}(0)$, $P_{P_{fast}}(0)$ はそれぞれ試料採取地より上流域の平均高度における中性子、およびミューオンの寄与による生成率 (atoms/g Quartz/ yr) である。 a_i, j, k および b_i, j, k (g/cm²)はそれぞれの深度に依存した核種生成率のスケーリング定数 (Schaller *et al.*, 2002) である。 ρ (g/cm³)は堆積物の密度、 λ (yr⁻¹)は壊変定数である。

3) 分析対象地域の地形・地質および試料の記載

阿武隈地域南部 (茨城県高萩市) に発達する河岸段丘を対象とした (図 1.1.2-1)。昨年度実施した段丘面 (L1 面) と同じ流域内の段丘 (M1 面) で、形成年代の異なる段丘堆積物を対象とした。また、昨年度実施の M2 面については、土石流堆積物と認定される層のうち、より深部における残留核種の濃度を追加測定し、すでに昨年度報告している浅部のデータとの比較を行った。これは、‘土石流堆積物は、運搬中にあらゆる深度の物質がよく混合されているため、残留核種は堆積物の深度によらず、ある一定の核種濃度に収まる’ という仮定を検証するためである。以下、M1 面についてコア記載を示す。L1 面 (完新世の段丘面) および M2 面 (少なくとも 22 万年前以前の段丘面) のコア試料状況については、昨年度報告しているため、本報告では省略する。

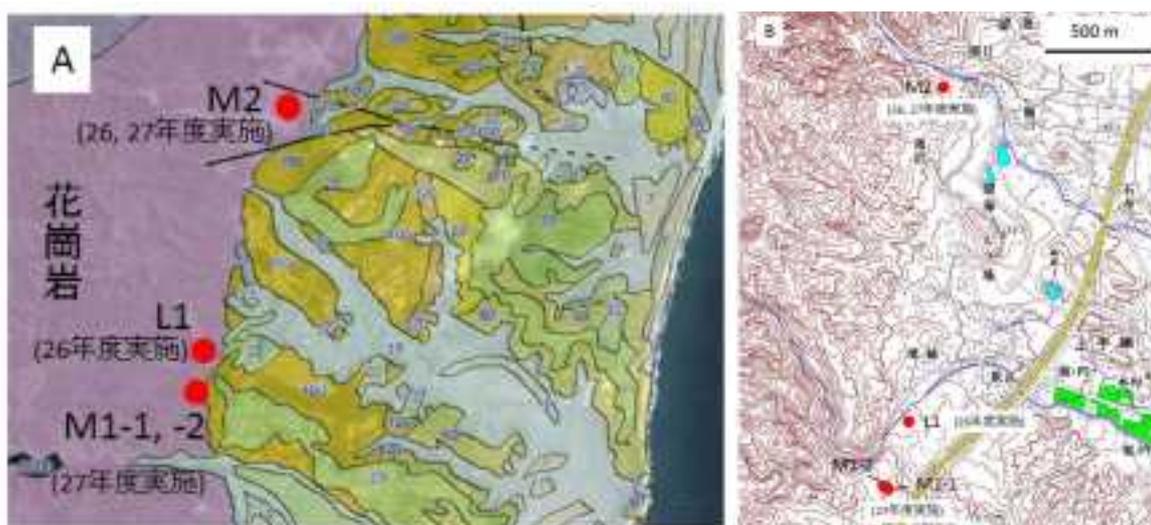


図 1.1.2-1 対象地域 (茨城県高萩市) の地質および地形

赤丸はボーリング掘削 (試料採取) 地点。 (L1; 北緯 36 度 44 分 11.5 秒, 東経 140 度 40 分 19.7 秒 : M1; 北緯 36 度 44 分 0.8 秒, 東経 140 度 40 分 14.5 秒 : M2; 北緯 36 度 45 分 13.8 秒, 東経 140 度 40 分 26.2 秒) (A) 試料採取地周辺の地質図。黄色, 黄緑色は, 堆積物が分布している (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2014)。 (B)採取地点の詳細な地形図 (2 万 5 千分の 1「高萩」および「磯原」) (国土地理院, 2000a, b)。

M1 面

M1 面（標高 118.45m）は関根前川の河川沿いに分布し、26 年度実施した L1 面より高位の段丘面である。地形・地質学的な証拠から、M1 面は最終間氷期（MIS5e）に形成されたと考えられている（當間唯弘，1975）。平坦な段丘面をボーリング掘削地点として選定した（図 1.1.2-1）。加速器測定用の石英試料を十分量確保するため、隣接する 2 地点にて、地表面から基盤岩に達するまで掘削し、各々 8 m のボーリングコア（コア名：M1-1 および M1-2；コア径：7 cm）を取得した。

コアの地質状況を図 1.1.2-2 に示す。M1-1 コアについて岩相を記載する。深度 0.00-0.67 m は、黒褐色を呈し、草木交じりの腐植土からなる。深度 0.067-1.35 m は、シルトを主体とした、褐色の砂混じりシルト層からなる。細粒砂を少量含んでいる。深度 1.35-1.45 m は、灰黄色を呈し、腐植質シルトを少量含む細粒砂からなる。深度 1.45-1.63 m は、黄色を呈し、細粒砂の軽石を主体とした層からなる。粒径 1 mm 以下の有色鉱物を少量含んでいる。深度 1.63-5.13 m は、シルト層からなる。深度 3.00 m より浅部は褐色、深度 3.00 m より深部は明黄褐色を呈している。深度 3.00 m 以深は、中～粗粒砂を含むシルト層からなっている。深度 4.15-4.80 m には、厚さ 5 mm 以下の腐植質シルトが狭在している。深度 5.00-5.13 m では、粗粒石英の濃集層が観察される。網状河川の堆積物と考えられる。深度 5.13-6.67 m は、淡黄色を呈する砂礫層である。平均粒径 5 cm、最大粒径 15 cm の花崗岩を主体とする低球形の礫からなる。淘汰はよくなく、マトリックス支持の堆積層である。マトリックスは、中～粗粒砂からなる。深度 6.67-8.00 m は、黄褐色を呈し、中粒の花崗閃緑岩（基盤岩）からなる。全体的に真砂化している。

深度 0.067-5.13m の風化火山灰層から、3 種類のテフラが観察された。深度 1.45-1.63 m の軽石層は、4.4 万年前の赤城鹿沼テフラ（Ag-KP）が観察された。深度 2.1-2.4 m 周辺から、4.5 万年前の榛名矢崎テフラ（Hr-HP）が確認された。さらに、風化火山灰層の下部にあたる深度 3.7 m 以深では、9.5 万年前の鬼界葛原テフラ（K-tz）が確認された。深度 5.13m 以深の段丘堆積層（堆積面）は、その直上が鬼界葛原テフラで覆われていることから、少なくとも 9.5 万年前以前に形成された面と推定される。

M1-1 と M1-2 の両者間での層厚は数 mm～数 cm の差異がみられたが、M1-2 岩相は、上記 M1-1 の記載と同様である。

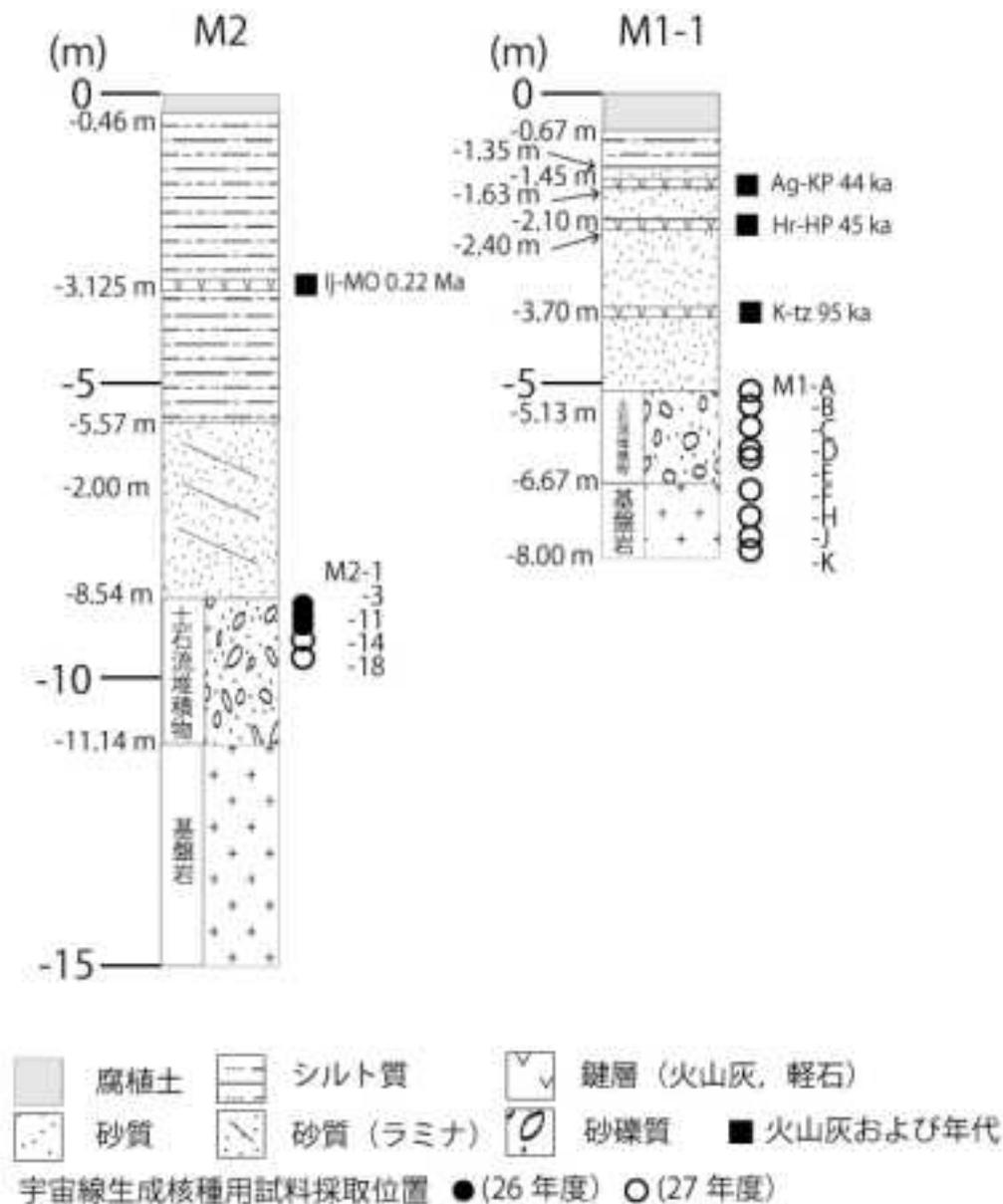


図 1.1.2-2 対象としたボーリングコア試料の柱状図

4) 分析方法

図 1.1.2-2 中に核種濃度測定位置を示している。M2 面の土石流堆積物では、2 深度 (ID: M2-14, M2-18) の核種濃度測定を行った。M1 面のコアでは、9 深度での核種濃度測定を実施した。9 深度のうち、630 cm 以浅の 5 深度は土石流堆積物である (ID: M1-A, B, C, D, E)。630 cm 以深の 4 深度は、土石流堆積物直下の基盤岩を対象とした (ID: M1-F, H, J, K)。M1 コアについては、二本のコア (M1-1 および M1-2) の同岩相から核種濃度測定用にサブサンプリングし、1 深度の試料として合わせた。M1-1 および M1-2, 両コア間において層厚が数 mm 程度異なるため、同一の岩相になるように注意してサブサンプリングを行った。

対象宇宙線生成核種として石英中に生成する ^{10}Be を用いる。数ある宇宙線生成核種 (たとえば ^3He , ^{21}Ne , ^{14}C , ^{26}Al etc.) のうち、石英中に生成する ^{10}Be は、年間生成率がほぼ確立している (Stone, 2000) こと、また半減期が長く、数十万年以上の地質事象の検出に適していること

等，地質試料に適用させる上で現状では最適な核種であるためである。¹⁰Be を加速器で測定するための試料作製は，昨年度と同様に実施した．サブサンプリング試料（M1; 2 試料，M1; 9 試料）から粒径 0.5-1 mm の試料を回収し，フッ酸／硝酸の混酸を用いて，高温（95 度）条件下で超音波洗浄処理により石英を精製した（Kohl and Nishiizumi, 1992）．石英以外の鉱物が完全に除去されるまで，混酸（1%）によるエッチングを繰り返した（通常 3-5 回）．精製した石英試料（30-50 g）を酸分解後，陽イオン交換により Be を溶離し，酸化固体とした後，加速器分析装置へ導入した．これらの前処理作業は産業技術総合研究所に整備された実験室内で調整した．加速器質量分析装置によって 1 試料につき 1 時間の同位体比（¹⁰Be/⁹Be）測定を行い，¹⁰Be の濃度を算出した（表 1.1.2-1）．同位体比分析は東京大学総合博物館タンデム加速器実験施設で実施した．使用した加速器での標準試料による測定誤差は約 3% であり，測定装置の時間変化による変動は小さく，装置に帰属する誤差の影響は試料の同位体比測定結果の評価に影響を与えていない．

表 1.1.2-1. ¹⁰Be 濃度データ

Sample ID	Depth (cm)		Quartz (g)	¹⁰ Be/ ⁹ Be (1E-14)		¹⁰ Be conc. (atoms/ gQuartz)	
	min.	max.		+/- (1σ)		+/- (1σ)	
M2							
M2-14	931	941.4	46.1	3.33	0.25	13826	1021
M2-18	968	978.4	41.5	3.37	0.26	15497	1182
M1							
M1-A	500	512	47.2	13.07	0.74	52344	2973
M1-B	538.7	550	47.0	10.06	0.78	40467	3143
M1-C	573.1	580	48.6	18.65	1.09	72727	4248
M1-D	600	610	46.8	6.39	0.57	25944	2302
M1-E	630	648.1	29.7	2.27	0.23	15842	1572
M1-F	670	680	25.3	2.50	0.22	18934	1701
M1-H	720	730	28.1	1.57	0.22	10683	1498
M1-J	760	770	32.6	1.74	0.25	10151	1485
M1-K	780	790	35.2	2.86	0.28	15414	1499

誤差は加速器質量分析装置による測定誤差(1σ)を示す．

5) 結果・考察

土石流堆積物中の核種濃度の深度分布（M2 面）

“土石流堆積物は，運搬中にあらゆる深度の物質がよく混合されているため，残留核種は堆積物の深度によらず，ある一定の核種濃度に収まる”という仮定を検証するため，昨年度実施した土石流堆積物（M2 面）を対象として，より下部の核種濃度を取得した（図 1.1.2-3）．本年度取得した 2 深度の ¹⁰Be 濃度は， $1.28-1.67 \times 10^4$ (atoms/g quartz) の範囲に収まり，誤差（1σ）の範囲で一致する．これらの濃度は，昨年度測定を行った 50-100 cm 浅部の ¹⁰Be 濃度と一致している．

土石流堆積物として運搬される以前に山地斜面で獲得した核種以外の，核種の生成経路を考えた場合，堆積物の運搬中に獲得する状況が考え得る．しかし土石流堆積物の運搬は極めて短

時間であることから、運搬中の核種濃度は無視できると考えられる。また、運搬され堆積した後に宇宙線の被ばくを受けた場合、深度にかかわらず一様な核種の濃度分布は示されず、深度方向に核種濃度が変化（表層部ほど核種濃度が高く、深部にいくに連れ、指数関数的に核種濃度が減少する）が示されはすである。今回の測定結果は、これと矛盾する。したがって、堆積後に宇宙線生成核種の生成・蓄積が生じない状況下に置かれていた場合では、土石流堆積物中の残留核種は、運搬前に山地斜面で獲得した核種であること、そして、深度方向の核種濃度の分布が一様であることは、山地斜面から供給された物質が混合されながら運搬され、堆積したことを示唆している。

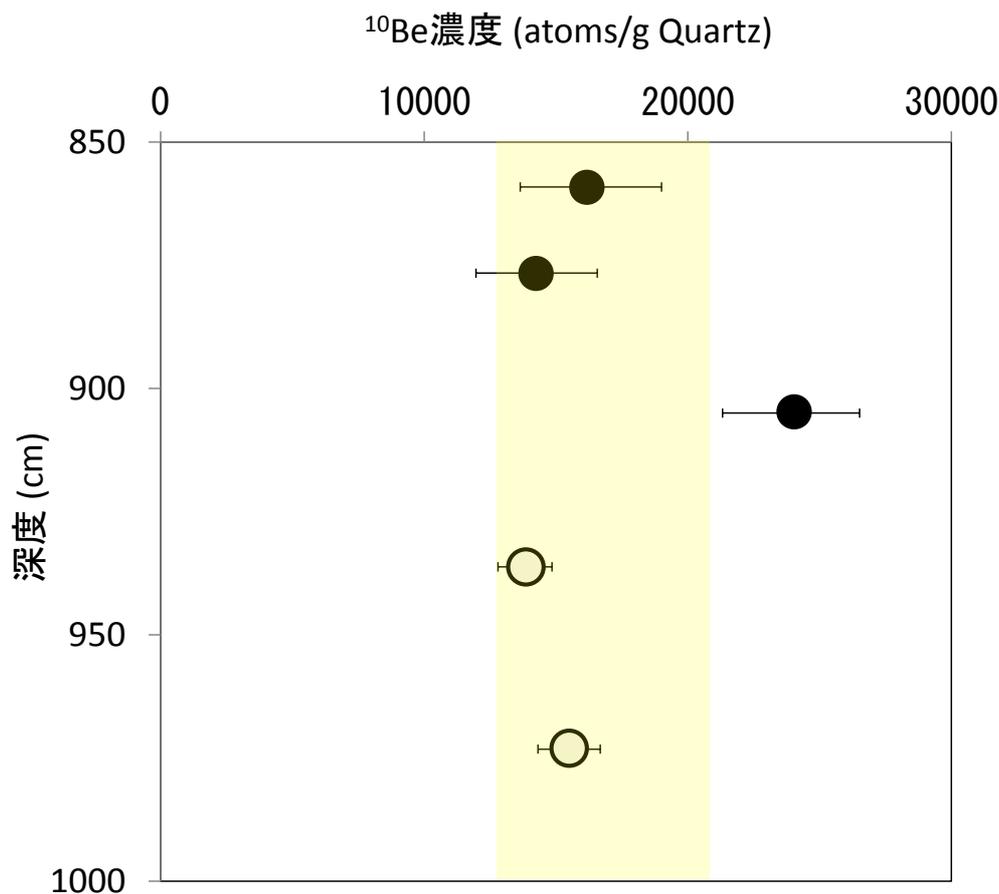


図 1.1.2-3 M2 コアの堆積物中の ¹⁰Be 濃度の深度分布。

誤差は加速器質量分析装置による測定誤差 (1σ) を示す。黄色部分は、平均値の濃度範囲 (1σ) を示す。黒丸は、26 年度実施結果を、白丸は、本年度実施結果をそれぞれ示す。

M1 面における段丘堆積物中の核種濃度分布

堆積物中の 5 深度の ¹⁰Be 濃度は、 $1.6-7.3 \times 10^4$ (atoms/g quartz) の範囲にあり、深度に関係なく一様な値を示すものではなく、全体として浅部ほど濃度が高く、深部ほど低いという傾向を示した (図 1.1.2-4)。この結果は、運搬され堆積した後に、堆積面が離水し宇宙線の被ばくを受けて、核種が生成したことを示唆している。したがって、堆積面直上に観察された火山灰層 (K-tz: 9.5 万年前に降灰) に堆積面が覆われるまで、 10^4 (atoms/g quartz) オーダーの ¹⁰Be が生成・蓄積するのに必要なある程度の期間、堆積面は離水していたことが考えられる。そこで、次にこの離水期間の推定を行った。

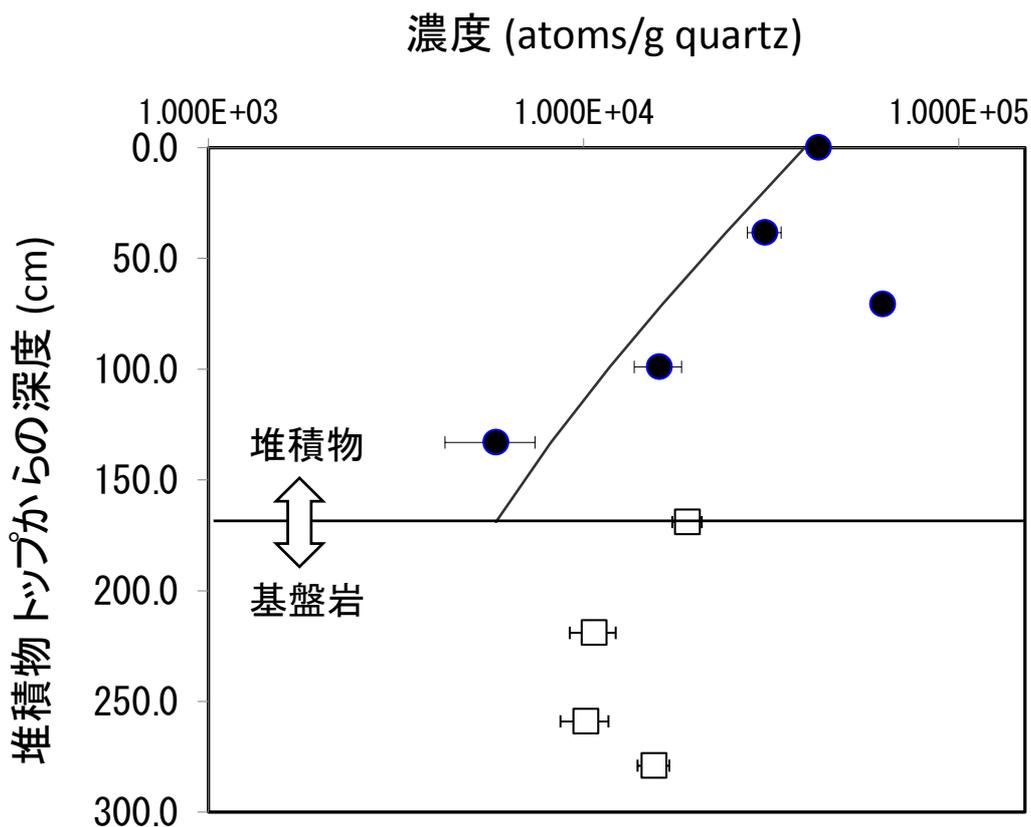


図 1.1.2-4 M1 コアの堆積物中の ^{10}Be 濃度の深度分布

誤差は加速器質量分析装置による測定誤差 (1σ) を示す。黒丸は、堆積物中の核種濃度を、四角形は、基盤岩中の濃度結果をそれぞれ示す。実線は、侵食速度および露出年代のベストフィッティングカーブである。

核種濃度は、侵食による核種の損失量と宇宙線の被ばく期間に生成する量、放射壊変によって減少する量の総和であるから、堆積面が離水していた期間（すなわち、宇宙線の被ばく期間）を求めるためには、別途、堆積面の侵食速度を求める必要がある。まず、堆積面の直上は 9.5 万年前の火山灰 (K-tz) で覆われていることから、少なくとも 9.5 万年以前から現在の間の核種濃度の時間変化をみると、現在、堆積面の最上部（離水時に侵食を受けていた部分; 試料 ID=M1-A) の核種濃度は約 5.2×10^4 (atoms/g quartz) である。堆積面の最上部の核種濃度は、火山灰など、何らかの被覆によって宇宙線被ばくから遮断されたる前までに獲得した残留核種量であるから、その核種量は遮断される前の堆積面の宇宙線被ばく期間および侵食履歴を反映しているもの考えられる。よって式 1.1.2-1 において、 E (cm/yr) は、‘被覆前の堆積面の侵食速度’として置き換えることができる。堆積面の最上部（試料 ID=M1-A) の核種濃度を用いて、式 1.1.2-1 から、侵食速度を求めると、堆積物の密度を 2.2 g/cm^3 と仮定した場合、堆積面の侵食速度は約 100 (mm/kyr) となる。この侵食速度の値を用いて、堆積物中の核種濃度の深度分布から宇宙線の被ばく期間を式 2 によって求めると、およそ 3 万 5 千年間、堆積面は離水し、宇宙線の照射を受けていたことが推測される。この際、運搬前に山地斜面等において宇宙線被ばくによって生成・蓄積した ^{10}Be 量 (inheritance) は、およそ 10^4 (atoms/g quartz) であり、堆積物の運搬前の山地斜面の侵食速度は、450 mm/ kyr と推定された。この値は、同じ集水域を持ち、関根前川の河川沿いに M1 面より下位に形成された L1 面から推定される侵食速度とオ

オーダーとして同程度である。運搬後 3 万 5 千年間の離水期間をもつ堆積物と、その直上の 9.5 万年前の火山灰 (K-tz) の被覆から、M1 段丘は、少なくとも 13 万年前に形成されたことが推察された。これは、地形・地質学的な証拠 (當間, 1975) から推測されている形成年代 (最終間氷期 : MIS 5e) とよく一致している。算出された侵食速度および年代堆積物の密度を仮定していることが、算出される値の誤差宇宙線の物質への貫入深度は物質の密度に依存する。従って算出される侵食速度および宇宙線被ばく期間には、密度の仮定による不確かさを含んでいる。堆積間もない時期から、時間とともに荷重によって圧縮されると、次第に密度が高くなる。今回、堆積物の密度を 2.2 g/cm^3 と仮定しているが、例えば密度を 2 g/cm^3 とした場合、およそ 10% 侵食速度が大きくなる。考えうる堆積物密度の値で侵食速度等の算出値がオーダーで変動することはないが、不確かさは数十%となる。

$$C(x,t) = \frac{P_0 \cdot P_{spal}}{\frac{\rho \cdot \epsilon}{\Lambda_{spal}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho \cdot x}{\Lambda_{spal}}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\epsilon \cdot \rho}{\Lambda_{spal}}\right)t} \right) + \frac{P_0 \cdot P_{stop}}{\frac{\rho \cdot \epsilon}{\Lambda_{stop}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho \cdot x}{\Lambda_{stop}}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\epsilon \cdot \rho}{\Lambda_{stop}}\right)t} \right) + \frac{P_0 \cdot P_{fast}}{\frac{\rho \cdot \epsilon}{\Lambda_{fast}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho \cdot x}{\Lambda_{fast}}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\epsilon \cdot \rho}{\Lambda_{fast}}\right)t} \right)$$

式 1.1.2-2

ここで、 $C(x, t)$ は石英試料中の照射年代 t (yr), 深度 x (cm) における核種濃度 and (atoms/g Quartz)を表す。 P_0 は表面における石英中の核種生成率 (atoms/g Quartz/yr) である。 ϵ は侵食速度で ρ は試料採取層の密度 (g/cm^3) である。 λ は核種の減衰長 (^{10}Be : 5.10×10^{-7} ; ^{26}Al : 9.83×10^{-7}) である。 P_{spal} (0.9815), P_{stop} (0.012), P_{fast} (0.0065) は地表面における各粒子の核種生成寄与率である ($P_{spal} + P_{stop} + P_{fast} = 1$). Λ_{spal} (160 g/cm^2), Λ_{stop} ($1,500 \text{ g/cm}^2$) および Λ_{fast} ($5,300 \text{ g/cm}^2$) は各反応に係る粒子の平均自由行程である (Braucher *et al.*, 2003; Gosse and Phillips, 2001; Heisinger *et al.*, 2002) .

試料 ID=M1-C の濃度は、他の深度の核種濃度よりも高く、他の深度の核種濃度が示す傾向からはずれている。この原因については、測定試料調整中の同重体 ^{10}B のコンタミネーションの影響があげられるが、測定結果から ^{10}B の影響によって ^{10}Be 濃度が高くなったことは考えにくかった。また堆積物中に、もともと濃度の高い、起源の異なる物質が混在していた可能性については、堆積物層のコア観察からは決定的な証拠が得られなかった。M1-C の高濃度の原因については、現在のところ不明である。今後は、M1-C 付近の深度での核種濃度をより詳しく調べ、総合的に核種の深度分布の傾向を把握する必要があるだろう。

次に、堆積物層の核種濃度の深度分布と、堆積物層直下の基盤岩層のそれを比較すると、地層の境界で、核種濃度の食い違いがみられた (図 1.1.2-4)。基盤岩層の最上部は、堆積物層の最下部よりも有意に高い濃度を示し、基盤岩層の深部にいくにつれて核種濃度が減少する傾向が見られた。このことは、基盤岩は堆積物によって覆われる 13 万年前まで、定常的に宇宙線の被ばくを受けていたことを示唆している。

【まとめ】

本課題に関する成果と今後の課題を整理する。

- 1) 沿岸域における隆起速度評価手法の予測精度に関する研究においては、以下の成果を得た。
 - ・ H26年度までに MIS9 の海成段丘までルミネッセンス年代測定を適用した青森県上北平野において、より古い MIS11 (MIS11, 420ka) の海成段丘での年代決定を行うことができた。
 - ・ H26年度までに確立した隆起速度評価手法をより古い海成段丘、複数の露頭に対して適用していなかった時代の海成段丘に適用し、より適切な隆起速度を得た。
 - ・ MIS11 の大撫沢の露頭において得た海成層の年代値は、蓄積線量の測定限界に他の若い時代の試料よりも近いことから誤差は大きい、予想された年代値と誤差範囲内で一致した。よって、これまでは MIS5e, 7c, 7e, 9 の 4 つの時代において年代が得られたが、もう一つ古い時代のデータを隆起速度評価に使える可能性を示した。また、MIS11 の露頭である大撫沢を含め、新たに露頭調査を行った MIS9 の上吉田は前浜－後浜堆積物が存在していることもあり、これらデータを含めた平均隆起速度を得た。しかし、本課題により得た隆起速度は海水準変動の地域差を考慮しておらず、より詳細な隆起速度を求める際は、それらも適切に評価することが不確実性の低減につながる。ただし、海水準変動の地域差が数 m 程度であるならば、それらが隆起速度に与える影響よりも、ルミネッセンス年代測定による段丘区分が与える影響の方が大きい。よって、現在から過去約 40 万年前まで連続的に海成段丘の年代決定ができる手法であるルミネッセンス年代測定法は、本課題の最も重要な要素である。

- 2) 沿岸域における隆起速度評価手法の予測精度に関する研究の今後の課題として、次の 5 点が挙げられる。
 - ・ MIS11 は 1 つの露頭でのみ調査を行った結果、年代の誤差が大きい。OSL 法の年代誤差を小さくするための、測定技術の開発とともに、複数の露頭で調査を行うことで段丘区分の不確実性を低減できる可能性についても検討を進める必要がある。
 - ・ 七百と上吉田で 15%ほど若く見積もられていた MIS9 の海成段丘の情報を蓄積し、この露頭が MIS8e である可能性を含め検討する。
 - ・ 海水準変動に関する最新の研究成果を取り入れ、より不確実性を低減した隆起速度評価を行う必要がある。例えば、Barlow et al. (2015)のように、地域や時代ごと詳細に海水準変動を明らかにすることで不確実性を低減出来る可能性がある。汎地球的海水準変動曲線を用いるだけでなく、日本列島の太平洋側ならびに日本海側に特化した海水準変動曲線についても検討を進めることが必要である。
 - ・ 測定時間を短くし、より多くの試料の分析を可能にするため、Roberts and Duller (2004) で提案された Standardised growth curve をこれまでのデータに適用し、この手法が適用可能かの検討が今後必要である。
 - ・ 伊藤・田村 (2015) では最終間氷期以前の海成段丘を報告したが、より隆起速度が速い地域においては MIS5a や MIS5c の海成段丘が分布している地域もある。それら地域でも本隆起速度評価手法を適用可能か検討する。

- 3) 侵食速度評価手法の予測精度に関する研究においては、以下の成果を得た。

- ・ピンポイント地点の侵食速度しか測定できない TCN 法鉛直プロファイル法の欠点を補う測定手法として、ある程度の面積を持つ地域を削剥してきた土石流堆積物を用いる推定手法の開発を目指し、検討を進めている。土石流堆積物はある時期に一気に堆積したイベント性堆積物であることから、堆積中の TCN 元素の蓄積・壊変を想定する必要が無く、データのもつ不確実性を軽減できることから逐次堆積作用によって形成される河床砂質堆積物よりも有用と考えられるが、これについては検証が必要である。そこで、本年度は昨年度の報告と同一の土石流堆積物を用い、より深部の宇宙線生成核種 (^{10}Be) の濃度測定を行った。
 - ・M1 コアを用いた検討では、浅部ほど濃度が高く、深部ほど低いという結果が得られた。このプロファイルは地表面からの TCN の蓄積作用（と表面削剥の同時進行）により達成されたものと考えられた。本来、水面下にあり堆積物表面からの蓄積作用の影響は少ないものと考えられることから、土石流体積後、離水していた事が予想された。TCN プロファイルと基盤岩濃度から推定される離水期間は、本土流堆積物を覆う堆積物から得られる結果とは矛盾しない結果が得られた。
 - ・M2 コアを用いた検討では、昨年度成果を含め深度 1.3m 範囲内で 5 点の試料の ^{10}Be 測定を行い、1 試料を除き測定誤差範囲内に収まる結果が得られた。結果として、特段の深度プロファイルは認められなかった。このことから、本地点の土石流堆積物については、深度にかかわらず TCN 濃度を集水域全体の平均 TCN 濃度とみなして検討を進める事は可能であることが示された。
 - ・2 地点を検討した結果、土石流堆積物は集水域の平均的な TCN 濃度を示すことが示された。ただし、土石流後離水した場合には、一般的な蓄積・削剥プロセスによる濃度プロファイルを形成することになる。堆積物の柱状開析から、離水プロセスの有無が判断できる場合を除き、深度方向の濃度プロファイルの有無を確認するために複数試料の分析は不可欠であることがわかった。
- 4) 侵食速度評価手法の予測精度に関する研究における今後の課題として、以下 2 点があげられる。
- ・島弧-海溝系に属し、湿潤・温暖地域に属する我が国の場合、従来 TCN が用いられてきた安定大陸や降水量が乏しく比較的単調な侵食プロセスしか生じない乾燥地域とは異なり、観測地点の地形変形・堆積-侵食プロセスが多様であり、測定地点の地形発達史ならびに堆積物形成史に対する理解を併せて進める必要がある。
 - ・我が国の多様な地点における TCN プロファイル測定に関する事例研究成果を蓄積し、本手法の適応法の類型化を行うことが必要である

【引用文献】

- Barlow N., Long A., Gehrels R., Saher M., Scaife R., Davies H., Penkman K., Demarchi B., Riley R., Sparks A., White T., Preece R. and Parfitt S. (2015) The mode of sea-level variability during the late Pleistocene: estuarine evidence from north west Europe. Abstract of XIX INQUA, T02798.
- Braucher, R., Brown, E. T., Bourles, D. L., and Colin, F. (2003) In situ produced Be-10 measurements at great depths: implications for production rates by fast muons: Earth and

- Planetary Science Letters, v. 211, no. 3-4, p. 251-258.
- Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C. and Sohbaty, R. (2012) A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas* 41, 435-451.
- Galbraith R. F., Roberts R. G., Laslett G. M., Yoshida H., Olley J. M. (1999) Optical dating of single grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part 1, experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41, 339-364.
- Ganzawa Y. and Ike M. (2011) SAR-RTL dating of single grain of volcanic quartz from the late Pleistocene Toya Caldera. *Quaternary Geochronology* 6, 42-49.
- Gosse, J. C., and Phillips, F. M. (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application: *Quat. Sci. Rev.*, v. 20, p. 1475-1560.
- Guérin G., Mercier N. and Adamiec G. (2011) Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 29, 5-8.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A. J. T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K., and Nolte, E. (2002) Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 200, no. 3-4, p. 357-369.
- Huntley D. J. and Baril M. R. (1997) The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL* 15, 11-13.
- Huntley D.J. and Lamothe M. (2001) Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Science* 38, 1093-1106.
- 伊藤一充・田村亨 (2015) 青森県上北平野海成段丘堆積物のルミネッセンス年代測定と隆起速度の推定. 日本地質学会第 122 年学術大会講演要旨, 158.
- 小池・町田 (編) (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p.
- Kohl, C. P., and Nishiizumi, K., 1992, Chemical Isolation of Quartz for Measurement of Insitu-Produced Cosmogenic Nuclides: *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v. 56, no. 9, p. 3583-3587.
- 国土地理院 (2000a) 数値地図 25000 (地図画像) 白河「磯原」
- 国土地理院 (2000b) 数値地図 25000 (地図画像) 白河「高萩」: 国土地理院.
- 工藤崇 (2005) 十和田地域の地質, 地域地質研究方向 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 79p.
- 工藤崇・小林淳 (2013) 十和田火山, 先カルデラ期～カルデラ形成期テフラの放射年代測定. 地質調査研究報告 64, 305-311.
- 桑原拓一郎 (2004) 青森県東部上北平野における海成段丘構成物の層序と相対的海面変化. 地質学雑誌 110, 93-102.
- 桑原拓一郎 (2007) 青森県上北平野北部に分布する袋町 3 テフラと袋町 6 テフラのジルコン・フィッシュョン・トラック年代測定. 地質調査研究報告 58, 49-52.
- 桑原拓一郎 (2009) 青森県上北平野で掘削された中期更新世後半以降のテフラ-土壌累積層の植物珪酸体群集に基づく環境変遷と段丘との対比. 第四紀研究 48, 405-416.
- 町田洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 360p.
- Masson-Delmotte V., Stenni B., Pol K., Braconnot P., Cattani O., Falourd S., Kageyama M.,

- Jouzel J., Landais A., Minster B., Barnola J. M., Chappellaz J., Krinner G., Johnsen S., Röthlisberger R., Hansen J., Mikolajewicz U. and Otto-Bliesner B. (2010) EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities. *Quaternary Science Reviews* 29, 113-128.
- Mejdahl V. (1979) Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry* 21, 61-72.
- 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. *地理学評論* 58, 492-515.
- Murray, A.S., and Wintle, A.G. (2000) Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73.
- 太田陽子・平川一臣 (1979) 能登半島の海成段丘とその変形. *地理学評論* 52, 169-189.
- Okuno, J., Nakada, M., Ishii, M., and Miura, H. (2014) Vertical tectonic crustal movements along the Japanese coastlines inferred from late Quaternary and recent relative sea-level changes. *Quaternary Science Reviews* 91, 42-61.
- 大和田秀二 (2003) 電気パルス粉碎の基礎と応用: 資源・素材学会 2013, p. C2-4.
- Prescott J. R. and Hutton J. T. (1994) Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497-500.
- Rees-Jones J. (1995) Optical dating of young sediments using fine-grain quartz. *Ancient TL* 13, 9-14.
- 佐瀬隆・細野衛 (1999) 青森県八戸市, 天狗岱テフラー土壌累積層の植物珪酸体群集に記録された氷期-間氷期サイクル. *第四紀研究* 38, 353-364.
- Roberts H.M. and Duller G.A.T. (2004) Standardised growth curves for optical dating of sediment using multiple-grain aliquots. *Radiation Measurements* 38, 241-252.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地層処分に係る地質評価手法等の整備 (地質関連情報の整備): 平成 23 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 (2014) 地層処分に係る地質評価手法等の整備 (地質関連情報の整備): 平成 25 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 (2015) 地層処分に係る地質評価手法等の整備 (地質関連情報の整備): 平成 26 年度事業報告書.
- Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N., and Kubik, P. W. (2002) Paleo-erosion rate record in a 1.6 Ma terrace sequence of the Meuse river: *GEOCHIMICA ET COSMOCHIMICA ACTA*, v. 66, no. 15A, p. A673-A673.
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎 (1997) ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中-後期テフラの同定と年代. *第四紀研究* 36, 183-196.
- Stone, J. O. (2000) Air pressure and cosmogenic isotope production: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 105, no. B10, p. 23753-23759.
- 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.
- 當間唯弘 (1975) 茨城県北部の段丘地形 (1) 川尻・五浦間の段丘地形の発達: 茨城大学教育学部紀要, v. 25, no. 111-122.
- Thiel C., Buylaert J. P., Murray A. S., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S. and Frechen M.

- (2011b) Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quaternary International* 234, 23-31.
- Thiel C., Buylaert J. P., Murray A. S., Elmejdoub N. and Jedoui Y. (2012) A comparison of TT-OCL and post-IR IRSL dating of coastal deposits on Cap Bon peninsula, north-eastern Tunisia. *Quaternary Geochronology* 10, 209-217.
- Thiel C., Tsukamoto S., Tokuyasu K., Buylaert J. P., Murray A. S., Tanaka K. and Shirai M. (2015) Testing the application of quartz and feldspar luminescence dating to MIS 5 Japanese marine deposits. *Quaternary Geochronology* 29, 16-29.
- Thomsen K.J., Murray A.S., Jain M. and Bøtter-Jensen L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements* 43, 1474-1486.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., and Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305.
- 渡辺和明・七山太 (2010) GPS-VRS-RTK 方式による短時間・高精度位置測定技術の解説. 地質ニュース, 674 号, 39–44.
- 横山芳春・七山太・桑原拓一郎・安藤寿男 (2004) 堆積学的手法によって明らかにされた海成段丘の形成過程–青森県上北平野, MIS 5e 高館面構成層での試み–. 地質ニュース, 595 号, 10–18.

1.2 地理学（気候・地形）・地質学（結晶岩・堆積岩）的な条件の違いによる将来予測の適用性（精度・不確実性・適用条件等）に関する研究

1.2.1 沿岸域における隆起速度評価手法の将来予測の適用性に関する検討

【実施内容】

沿岸域における新たな隆起速度評価手法の将来予測の適用性に関する検討を行う。具体的には、平成 26 年度までに上北平野で行ってきた一定時間枠での予測精度に関する研究で得た基礎データを踏まえ、地質条件の異なる中部日本（能登半島）の海成段丘への将来予測手法適用に向けたルミネッセンス特性の検討を行う。

【成果】

1) はじめに

地殻の長期安定性の評価を行うため、平成 26 年度までに青森県上北平野に広く分布する海成段丘に対してルミネッセンス年代測定、堆積相解析、VRS-GPS 測量を適用することで新たな隆起速度手法を確立し（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）、平成 27 年度も継続して成果を得た（1.1.1 節）。その中で用いたルミネッセンス年代測定法である“カリ長石を用いた Post-Infrared Infrared stimulated luminescence 法 (pIRIR 法)”は 2008 年に Thomsen *et al.* (2008) により提唱された手法であり、その後の改良により、特に安定したシグナルを得られる手法として Theil *et al.* (2011) が提案した pIRIR_{50/290} 法が現在様々な研究で用いられている。しかし、上北平野の海成段丘から得た試料では pIRIR_{50/290} 法では十分安定したシグナルは得られず、より高温の安定したシグナルのみを得るために pIRIR_{200/290} 法を用いることで、海成段丘の形成年代の決定が可能となった。そこで本研究では、上北平野で確立した新たな隆起速度評価手法を日本の他地域でも適用させるため、地質条件の異なる地域の試料に pIRIR_{50/290} 法と pIRIR_{200/290} 法を適用し、ルミネッセンス特性と地質条件の検討を行う。

1.1) ルミネッセンス法の特徴と測定限界

ルミネッセンス法に関しては 1.1.1 節で詳しく述べたが、埋積中に浴びた放射線により蓄積した電子が室内で再励起された時に余ったエネルギーをルミネッセンスとして放出することが、年代測定の主な特徴である。蓄積線量と放出されるルミネッセンス量は、蓄積線量が小さいうちは単純な比例関係になるが、蓄積線量が大きくなると電子を蓄積するトラップが飽和し、それ以上古い試料は年代測定ができなくなる（図 1.2.1-1）。Wintle and Murray (2006) では、蓄積線量の測定限界を $2D_0$ とした。ルミネッセンス法で最も一般的である石英の optically stimulated luminescence (OSL) 法では、この測定限界は 200Gy 程度であることが一般的であったが、カリ長石の pIRIR 法ははるかに大きく、例えば Buylaert *et al.* (2011) では、測定方法により 950 Gy や 1,170 Gy といった値が示された。この測定限界を知ることにより、pIRIR 年代測定をどの程度古い海成段丘まで適用できるかを知ることができる。

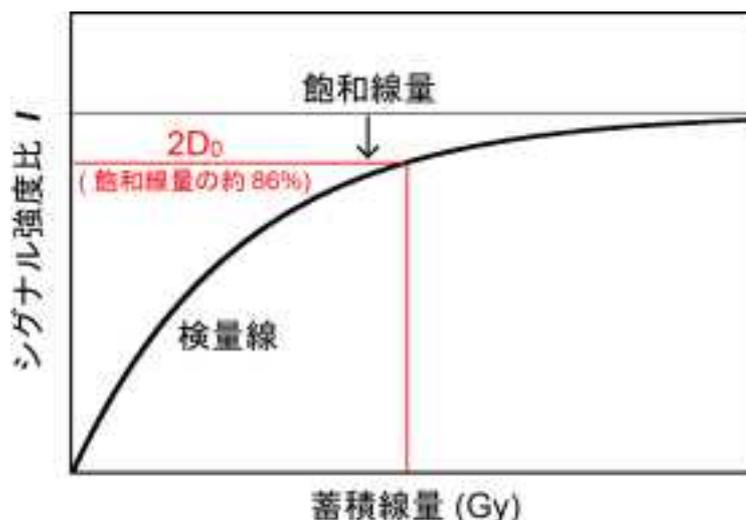


図 1.2.1-1 蓄積線量に対するシグナル強度比をとった検量線を示した図。
飽和線量に対して約 86%を測定限界とした (Wintle and Murray, 2006)。

1.2) pIRIR 法の特徴と問題点

pIRIR 法が提唱される前、長石のルミネッセンス年代測定においては、Infrared stimulated luminescence 法が利用されてきた (Wallinga *et al.*, 2000 ほか)。石英よりも蓄積できる電子量が多いため、より古い試料の年代測定が可能であると考えられていたが、得られるルミネッセンスはトンネル効果により減少した後に残った電子の再結合により得られたものであり、試料が堆積後に蓄積してきた電子の総量から得られるルミネッセンスよりは少ない、つまり年代を過小評価するといった問題点があった。ただし、このルミネッセンスが減少する現象 (anomalous fading) は、減衰率 (g-value, %/decade) を室内実験で見積もることで補正する試みがなされてきた (Huntley and Lamothe, 2001)。しかし、この補正は検量線が直線である若い試料にしか適用できないといった制限があり、古い試料に対する年代決定では長石の IRSL 法は不向きである。

Thomsen *et al.* (2008) で提唱された pIRIR 法は、試料をプレヒートした後に約 50°C で赤外線照射しながら得る従来の IRSL シグナルを得た後、より高温 (200°C 以上) で赤外線照射することで得た IRSL シグナル測定を蓄積線量の見積もりに利用する IRSL 法である。より高温の IRSL シグナルは、不安定な低温の IRSL シグナルを除去された後に残ったより安定したシグナルから構成されていると考えられている。Thomsen *et al.* (2008) では、225°C で加熱することで得たシグナル (本課題では、pIRIR_{50/225} と表記する) が、50°C のシグナル (IRSL_{50/225}) よりも明らかに g-value が低く、安定していることが示された。その後 Thiel *et al.* (2011) は 290°C で加熱することで得るシグナル (pIRIR_{50/290}) が、pIRIR_{50/225} シグナルよりも安定していることを示した。Buylaert *et al.* (2012) では、pIRIR_{50/290} シグナルに関するレビューを行い、各地で採取された試料の g-value が 0.73~2.00 %/decade の範囲でおさまり、平均が 1.44 ± 0.03 %/decade であると報告した。また、十分安定している石英 OS� シグナルですら室内実験で得られる g-value が 0 よりも大きいことから、1.0-1.5 %/decade 程度の g-value は artefact であるとして、anomalous fading していないものとして扱う可能性を示唆した。しかし、Li and Li (2012) では、pIRIR_{50/290} シグナルによる蓄積線量が期待される蓄積線量より明らかに低く、より高温の pIRIR_{200/290} シグナル及び multi-elevated-temperature post-IR IRSL (MET-pIRIR) シ

グナルがより適切な蓄積線量をもたらすことを示した。Buylaert *et al.* (2012) と Li and Li (2012) により、pIRIR_{50/290} 法で十分に安定したシグナルが得られる試料もあれば、より高温の方法でないと十分に安定したシグナルが得られない試料もあることが示唆された。

1.3) これまでに報告された青森県上北平野における K 長石の特徴

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) では、青森県上北平野の MIS5e, 7, 9 から採取された試料から取り出した 180-250 μ m の K 長石に pIRIR 測定を適用した。Thiel *et al.* (2011) で提案された pIRIR_{50/290} シグナルでは g-value を 11 試料測定し、その中の代表的な 1 試料において、pIRIR_{200/290} シグナルの g-value も測定した。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) では加重平均を行ってデータを算出したが、データのバラつきから算術平均を取るのが適切であると判断し、本研究で再計算を行った。また、これまでは 1 試料であった pIRIR_{200/290} シグナルによる g-value を 3 試料分追加し、表 1.2.1-1 に示す。pIRIR_{50/290} シグナルにおける g-value は 1.70 \pm 2.40 ~ 3.43 \pm 0.68 %/decade、平均は 2.35 \pm 1.11 %/decade で、一方の pIRIR_{200/290} シグナルにおける g-value はそれよりも低く、-0.64 \pm 0.80 ~ 2.40 \pm 0.97 %/decade、平均は 0.57 \pm 1.01 %/decade であった。pIRIR_{50/290} シグナルの g-value は十分に安定しているとされる 1.0-1.5 (%/decade) より大きく、一方 pIRIR_{200/290} シグナルの g-value はそれより低かったことから、この地域の過去の海成段丘における K 長石は Li and Li (2012) で指摘されたような特徴があることが示唆された。

表 1.2.1-1 採取試料の pIRIR_{50/290} シグナルと pIRIR_{200/290} シグナルの g-value.
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) を改変

試料採取地	ラボコード	g-value (%/decade)			
		pIRIR _{50/290}		pIRIR _{200/290}	
七百	gsjl3-033	1.70	\pm 2.40		\pm
	gsjl3-034	2.44	\pm 1.03		\pm
	gsjl3-035	2.13	\pm 0.86	2.40	\pm 0.97
	gsjl3-097	3.43	\pm 0.68	0.33	\pm 0.96
根井沼2	gsjl3-040	2.23	\pm 0.64	-0.64	\pm 0.80
	gsjl3-039	1.64	\pm 0.70	0.55	\pm 1.41
根井沼1	gsjl3-093	1.86	\pm 0.70	0.21	\pm 0.89
	gsjl3-094	3.39	\pm 0.70	0.56	\pm 0.88
	平均	2.35	\pm 1.11	0.57	\pm 1.01

これまで pIRIR 法の先行研究では、主にその安定性のみが議論されてきたが、青森県上北平野における K 長石の研究において、測定法間にシグナル強度の大きな違いがあることがわかった。pIRIR_{50/290} シグナルは、50 $^{\circ}$ C以下のシグナルを除去した後 290 $^{\circ}$ Cのシグナルを得るため、実際に得られるシグナルは 50 $^{\circ}$ Cから 290 $^{\circ}$ Cの間となる。一方の pIRIR_{200/290} シグナルは 200 $^{\circ}$ C以下のシグナルを除去した後 290 $^{\circ}$ Cのシグナルを得るため、実際に得られるシグナルは 200 $^{\circ}$ Cから 290 $^{\circ}$ Cの間であり、前者よりも温度領域が狭い。一般に pIRIR_{50/290} シグナルは pIRIR_{200/290} シグナルの 10 倍以上の強度を持つ。このことで、pIRIR_{50/290} シグナルの方が安定していない可能性はあるが、シグナル強度が高いために個々のデータにバラつきが少なくなり誤差が小さい測定が可能であることは明らかであった。

Buylaert *et al.* (2012) でレビューされたような世界の多くの地域では、一般的な手法

($\text{pIRIR}_{50/290}$) によるシグナルが十分に安定しているが、一方、日本では青森県上北平野の例のように、より安定なシグナルを得るための手法 ($\text{pIRIR}_{200/290}$) を使う必要があることが示唆された。

2) 分析方法

2.1) 地質の異なる地域への手法の適用へ向けた基礎実験

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) で確立した新たな隆起速度評価手法を青森県上北平野以外の地質の異なる地域に適用する際には、 pIRIR シグナルの安定性と強度を考慮して適切な手法を使用する必要がある。その際、比較対象とする試料は地質の違いのみを議論するために同程度の時代の試料であることがよい。ただし、日本における海成段丘は、青森県上北平野のように広く分布している地域は少なく、断片的であることが多い。そのため、地域ごとに必ずしも同じ時代の段丘があるとは限らない。そこで本研究では、現世の海浜から採取した試料を用いて、地域間でのルミネッセンス特性を調べる実験を行った。

2.2) 試料採取と前処理

太平洋に面した青森県上北平野には十和田火山からの完新世の降下テフラが広く分布しており、それらを含む陸成層が海成段丘を覆っている。現世の海浜の砂は、八戸市南部の種差海岸付近から採取した (gsj14-020)。一方比較のため、日本海側の能登半島の現世海浜のルミネッセンス特性を調べた。能登半島にも海成段丘は広がっているが、完新世の降下テフラは地質図に記載されるほどには広がっておらず、試料を採取した能登半島南西部付近にある宝達山には前期ジュラ紀の船津花崗岩類も存在している。試料は、羽咋市南西部の千里浜海岸付近から採取した (gsj15-001)。

試料は表面より 5-10cm 下位から、灰色の遮光プラスチックチューブを用いて採取し、採取後は前処理を行うことでカリ長石に富んだ 180-250 μm の測定試料を調整した。

2.3) 分析項目

まずは、現世の試料が持つ残存線量を調べた。残存線量とは、十分に露光され埋積開始時には蓄積線量がゼロであることが期待される試料に残っている分の蓄積線量を指し、 pIRIR シグナルではいくらか存在することが指摘されている (Buylaert *et al.* 2012 ほか)。残存線量は、過去数十万年前の海成段丘の年代決定においても、堆積し始めた時に残存していた蓄積線量 (残存線量, residual dose) として、全ての試料の年代に影響を及ぼす。次に、 g -value を測定した。 $\text{pIRIR}_{50/290}$ シグナルと $\text{pIRIR}_{200/290}$ シグナルの g -value を比較することが主な目的の一つであるが、違いがより明確になるよう、低温の $\text{pIRIR}_{50/170}$ シグナルも同様に測定した。この手法は $\text{pIRIR}_{50/290}$ シグナルより低温であるため、より不安定なシグナルを発することが予想される。最後に、その地域における測定限界、つまり過去どの程度古い海成段丘まで測定できる可能性があるかに関して議論するため、蓄積線量を測定した各 2disc において、検量線を約 1700Gy まで延長した。なお、この測定は $\text{pIRIR}_{200/290}$ 法のみで行った。

3) 結果

3.1) 蓄積線量

各測定温度の蓄積線量の結果を表 1.2.1-2 に示す。 gsj14-020 と gsj15-001 では、双方とも測

定温度の上昇に伴い蓄積線量が増加した。これは、温度条件は異なるが Reimann *et al.* (2011) の thermal transfer test や residual dose rest においても、測定温度の上昇に伴い露光されずに残っている残存線量が増加する傾向が見られた。つまり、海成段丘の年代決定においては、露光しても残っている残存線量を測定温度ごとに見積もることで正確な蓄積線量の見積もりができる。また gsj14-020 と gsj15-001 では、共に増加傾向であるが、残存線量は異なった。

表 1.2.1-2 2つのビーチで採取した試料の pIRIR_{50/170}, pIRIR_{50/290}, pIRIR_{200/290} シグナルの蓄積線量と g-value

試料採取地	ラボコード	手法	蓄積線量 (Gy)		g-value (%/decade)	
種差海岸	gsj14-020	pRR _{50/170}	1.0	± 0.2	1.35	± 0.61
		pRR _{50/290}	12.3	± 1.6	1.36	± 0.62
		pRR _{200/290}	26.9	± 10.2	-0.53	± 0.66
千里浜海岸	gsj15-001	pRR _{50/170}	0.4	± 0.2	0.41	± 0.57
		pRR _{50/290}	7.3	± 0.2	0.33	± 0.59
		pRR _{200/290}	11.7	± 0.4	-0.09	± 0.59

3.2) シグナル安定性

各測定温度の g-value の結果を表 1.2.1-2 に示す。これによると、両試料の pIRIR_{200/290} シグナルの g-value は 0 もしくは 0 よりも低く、不安定なシグナルはほぼないことが明らかであった。一方、pIRIR_{50/170} と pIRIR_{50/290} シグナルは、両試料ともそれぞれ同程度であったが、その値は約 1 %/decade ほど離れていた。gsj15-001 が 0.3-0.4 %/decade であるのに対して、gsj14-020 は 1.3-1.4 %/decade であり、誤差を含めると一概には 1.0-1.5 %/decade を目安とする fading していないとされる範囲に確実に収まるとは言えなかった。

3.3) 測定限界

各 2disc の蓄積線量に対するシグナル強度比をプロットした検量線を図 1.2.1-2 に示す。gsj14-020 は 2disc とも似ている検量線である一方、gsj15-001 は 2disc 間の飽和線量の違いが大きかった。しかし、これは 2disc 目の 1711 Gy 照射時のシグナル強度比が明らかに低く、この点に検量線が大きく影響を受けたものと推測される。この点を除けば、gsj15-001 の 2disc 目も 1disc 目の検量線と似ている形になるため、両試料とも disc 毎にそれほど測定限界が異なることはないと推測される。両試料の 2D₀ の平均は、1131±13Gy と 822±125Gy であり、gsj14-020 の方が少し大きかった。

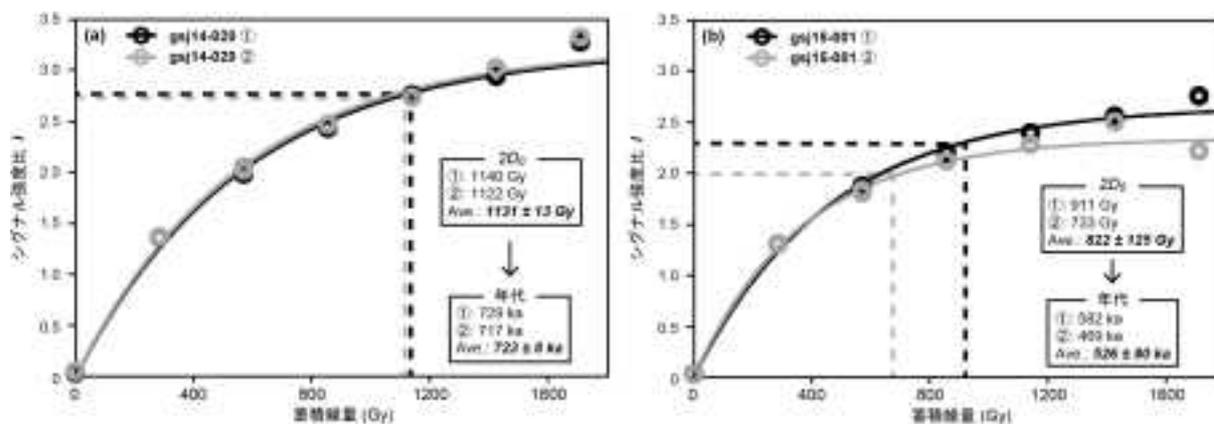


図 1.2.1-2 試料毎の蓄積線量に対するシグナル強度比をプロットした検量線。

(a)gsj14-020, (b)gsj15-001.

4) 議論

4.1) 蓄積線量とシグナル安定性

現世の試料の蓄積線量，つまり海成段丘の残存線量に当たる線量が測定温度を上昇させることで上昇するのに対し，**g-value** は **PIRIR_{50/170}** シグナルと **PIRIR_{50/290}** シグナルであまり変わらない．従来は **PIRIR_{50/290}** シグナルの方がそれより低温のシグナルよりも安定していると考えられていたが，上北平野と能登半島の試料においてはそのような違いは確認できず，むしろ低温のシグナルの方が残存線量の少なさもあり，少なくともこの二つの測定方法を比較した上で適切な手法を選択することが有効である．上北平野の方が全体に **g-value** が高いために高温のIRIRにする必要がある．ただし，高温の測定法では誤差が大きくなる点に注意する必要がある．一方，能登半島では低温でも安定したシグナルが得られるため，誤差が大きくなる高温の手法を使う必要はない．このように地域により信頼性や精度が異なってくるため，試料採取地のカリ長石の特徴または必要としている年代範囲により，適切な測定温度条件を検討する必要がある．

なお，この2地点は火山性の堆積物が主に広がっているという点においては，それほど違いはないと思われるが，上北平野の方がより完新世のテフラが広く分布している．また，海成段丘の陸成層には更新世中期以降のテフラも多く含まれていることから，その時代時代で若い火山性の噴出物がビーチに供給され，それらが海成段丘を形成していることが推測される．また，Thiel *et al.* (2015)は東北日本日本海側の男鹿半島の海成段丘で 170℃と 290℃の中間の温度である 225℃の **PIRIR_{50/225}** シグナルの **g-value** が 1.9 ± 0.1 %/decade であることを報告し，一方 Buylaert *et al.* (2012)はこの地域の現世のビーチの砂の **PIRIR_{50/290}** シグナルの **g-value** が 1.76 ± 0.14 %/decade であることを報告した．この地域は完新世のテフラ等は確認されないが，**g-value** は **gsj15-001** より **gsj14-020** の値に近い．よって，東北日本では比較的同程度の値を示し，なおかつ **PIRIR_{50/290}** シグナルは確実に安定した成分でのみ構成されているわけではない可能性が示唆された．これらの地点のみで結論を出すことは難しいが，今後他地域でも同様の試みを行い，地質とルミネッセンス特性との関連を明らかにする必要がある．

4.2) 測定限界

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) や 1.1.1 節で示した年間線量から青森県上北平野における平均的な年間線量を 1.6 Gy/ka とし，その値と両試料の **2D₀** から，推測され

る測定限界の年代を見積もった (図 1.2.1-2). その結果, gsj14-020 が 723 ± 8 ka, gsj15-001 が 526 ± 80 ka と計算された. 日本各地に広がる海成段丘は, 若い順に MIS5a, 5c, 5e, 7, 9, 11, 13, 15 などが確認されているが, テフラなどによる年代の根拠が示されている段丘は主に MIS9 までである (小池・町田, 2001). gsj14-020 と gsj15-001 の結果からは, MIS17, MIS13 が両試料の測定限界であると推測でき, 少なくとも小池・町田 (2001) で年代の根拠が示されている海成段丘については, ルミネッセンス年代測定法を適用できることを示唆している.

1.2.2 侵食速度評価手法の将来予測の適応性に関する検討

【実施内容】

宇宙線生成核種量を用いた侵食速度評価手法の効率化のための高電圧パルスを用いた岩石・堆積物試料構成物の単体分離法の適用性の検証を行う。また、分析対象である石英の純化・抽出処理法の効率化を行い、分析を大幅に加速化できる前処理手順について検討する。

【成果】

石英中の宇宙線生成核種 (^{10}Be) は、宇宙線生成核種を用いて地表面の年代や侵食速度、地表面の埋没年代などを推定する際に広く用いられてきた。石英中の核種の蓄積量は、侵食速度や、宇宙線被ばく期間および試料の採取高度によって異なる。乾燥地域など侵食速度が小さく、地表面が非常に長い間保存されているような場所では、宇宙線生成核種はその分多く蓄積しており、石英中の ^{10}Be 濃度を測定する場合は、わずか数 g の石英で十分である。一方、本邦のような湿潤変動帯では、乾燥地域などに比べ核種の蓄積量は非常に少なく、海拔付近の試料を測定する場合は 30 g 以上の多量の石英を必要とする。岩石や堆積物から石英を精製する方法として、石英以外の鉱物をフッ酸などの酸によって溶かす化学処理法が確立されており、広く用いられている (Kohl and Nishiizumi, 1992)。この方法は、石英を多く含む花崗岩などの岩石種に効率的に利用できる。しかし、岩石の状態によっては、石英のまわりに接している他の鉱物と石英を酸処理のみによって完全に分離することが困難な場合もある。数回の酸処理によるエッチングを繰り返すことで、石英自体も溶出し損失してしまうこともある。そこで本年度はできるだけ石英の損失を少なくしながら他の鉱物との分離を効率的に行うことを目的とし、電気パルスを用いた石英の単体分離を試みた。

1) 電気パルス (selfrag) を用いた単体分離の概要

酸による石英精製では、その作業を数度繰り返すうちに、石英をも損失してしまうという問題点がある。一方電気パルスによる分離は、水中に高電圧パルスを放電し、異なる物質間の界面 (異相境界面) に瞬時に電気を流すことで、異なる物質同士を選択的に分離する方法である (図 1.2.2-1)。この方法を用いれば、異なる鉱物間の隙間や、鉱物内のへき開などの隙間を持たない鉱物 (石英など) はもとの鉱物粒径を保持したまま単体分離できる可能性がある。電気パルスを用いた分離方法は、電気機器などに用いられている、異なる素材を分離し回収する工業的な目的で研究が行われてきた (たとえば (大和田, 2003))。近年この手法は、鉱物分離や微化石の抽出などに利用されている (Rudashevsky *et al.* 1995 ほか)。

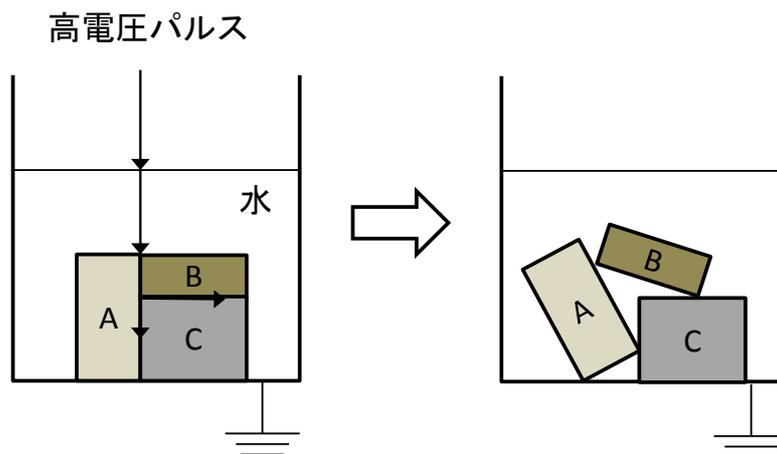


図 1.2.2-1 電気パルスによる水中の異相単離概念図

2) 実験方法

カナダ・クイーンズ大学に分離作業を依頼し、当該大学に設置の Selfrag 社製高電圧パルス粉砕装置 (Selfrag ver. 1.0.) を用いて、岩石試料の石英鉱物単体分離を行った。

表 1.2.2-1 電気パルス粉砕装置実験に用いた試料

Sample ID	形態	採取地
花崗岩		
r24	岩塊	九州南部市房山
TR108	岩塊	敦賀半島
Shbi	岩塊	鹿児島県紫尾山
Takakuma	岩塊	鹿児島県大隅半島
K039	岩塊	島根県矢野馬木鉱山
ND9901	岩塊	敦賀湾西津
3-1b	岩塊	岩手県北上地域
L-sk2	岩塊	茨城県高萩市
L-sk5	川砂 (250-1000 μm)	茨城県高萩市
堆積岩		
Zugl-13 注1)	川砂 (250-1000 μm)	スイス
1412004-05	川砂 (500-1000 μm)	鹿児島県種子島
1412004-06		鹿児島県種子島

注 1) Zugl1から13まで13試料をまとめて表記)

国内産の花崗岩試料 (岩塊および川砂) 9 試料と、堆積岩試料 (川砂) 15 試料を用いた処理条件は次のとおりである。

花崗岩 (岩塊・川砂) 試料

岩塊試料 500 g を約 3 cm のブロック状に砕く。電気パルス粉砕装置に、試料を導入し、スパークギャップを 30 mm に設定し、150-160 kV で 50 パルス行った。一度試料を均質にならし、スパークギャップを 20 mm に変更し、150-160 kV で 100 パルス行った。粒径の大きなものが多く残る試料については、追加で 50 パルスを行った。川砂試料は、スパークギャップを 15 mm と設定し、150kV で合計 300 パルス実施した。

堆積岩 (川砂) 試料

川砂試料 (500 g) に対して、スパークギャップを 15 mm と設定し、150kV で合計 300 パル

ス実施した。

3) 破碎状況

花崗岩（岩塊・川砂）試料

花崗岩試料では、試料の鉱物組み合わせの違いによって、処理後の鉱物単体分離の度合いに違いが生じた（図 1.2.2-2）。鉱物の単体分離が可能だった試料は、8 試料中 5 試料である。このうち、もとの鉱物粒径をほぼ保持したまま、ほぼ全ての石英が他の鉱物と分離できたのは、2 試料（ID: TR108; Takakuma）である。残り 3 試料（ID: K039; ND9901; 3-1b）もとの鉱物よりも細粒化したが、ほぼ石英を他の鉱物と分離された。一方、8 試料中 3 試料（ID: if24; Shibi; L-sk2）は、複数の鉱物が接したまま粉碎された状態にあり、石英鉱物中に有色鉱物が取り残されているものが多く観察される。処理後の石英鉱物の状態の違いは、石英鉱物が他の鉱物と同じ粒径を持っているか、それとも大きい場合は、石英は比較的単体に分離されるが、石英鉱物が長石や有色鉱物よりも粒径が大きくない場合は、石英中に他の鉱物が残りやすくなる傾向がみられた。電気パルス粉碎装置のパルス数を増加させたとき、石英中に残る他の鉱物と分離できるか、それとも、石英も細粒化されるが依然として石英鉱物中に他の鉱物が残留してしまうか、などについて、さらに検討が必要である。

川砂試料（L-sk5）については、他の鉱物同士で接していた試料が、ほぼ鉱物単体に分離されていることから、花崗岩の川砂試料については、電気パルス粉碎装置の利用の効果が確認できた。

堆積岩（川砂）試料

全ての堆積岩試料（15 試料）で、電気パルス粉碎装置の処理後は、処理前に比べ、鉱物表面に接していた他鉱物が、分離されている様子がわかるが、処理によって全体的に細粒化した。含有鉱物の割合も、処理前後で顕著な変化はみられず、石英以外の鉱物も多く残留した状態である。電気パルス粉碎装置は、物質の塊に電流を流して、粉碎（異相同士を分離）するというものであるから、堆積岩（川砂）試料のより、すでに細かくなっている試料については、堅岩ほど効果的ではなかった。

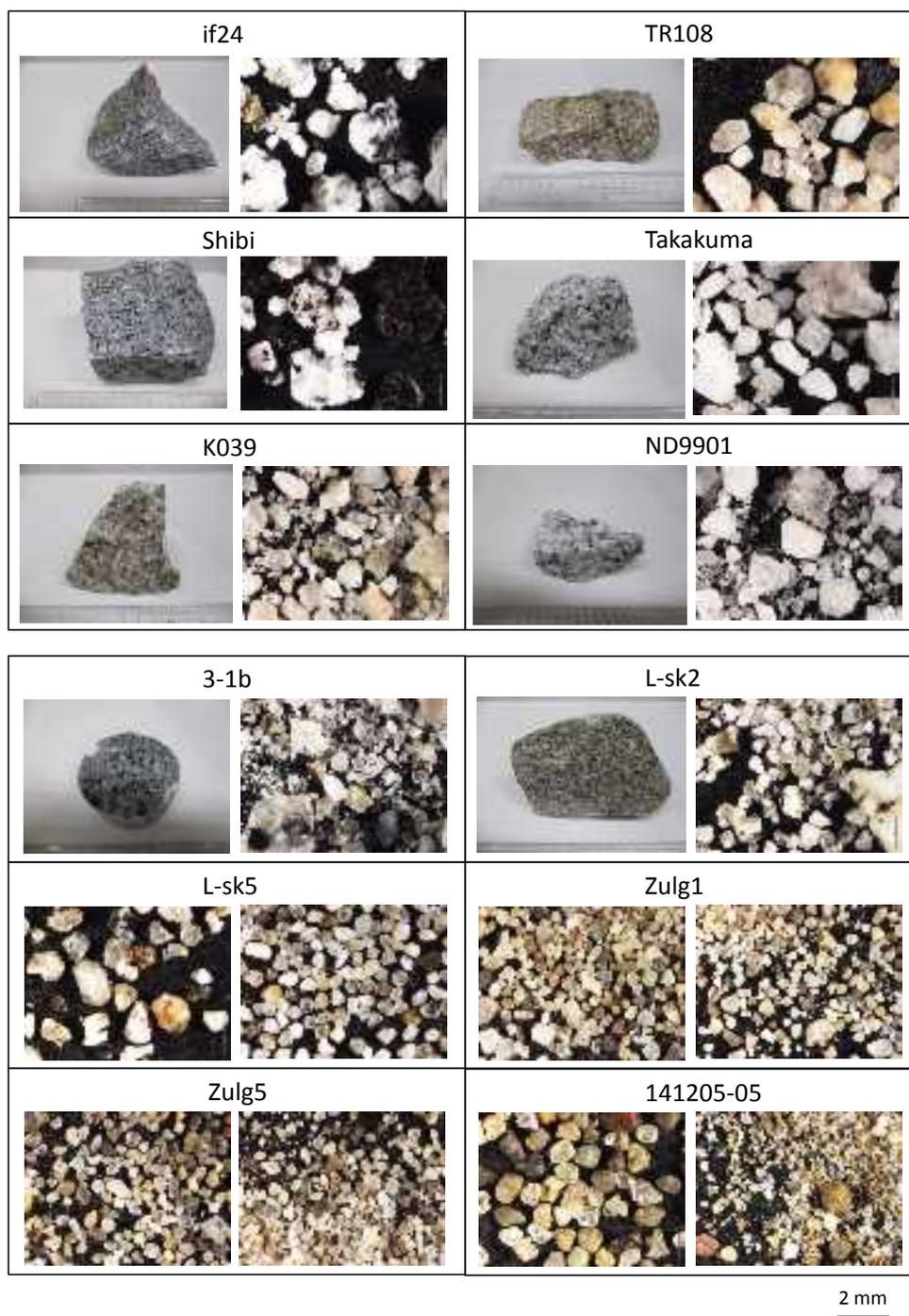


図 1.2.2-2 電気パルス粉砕装置による処理の状態。
処理前（左図），処理後（右図）。

4) 鉱物分離

i) ふるい・洗浄作業

粉砕試料をフルイを用いて分け取った試料を粒径 0.5mm～1.0mm に整粒。その後、ビーカーに試料，水道水を入れ，攪拌して約 30 秒後に濁った上澄みを捨てる洗浄作業を上澄みが濁らなくなるまで続ける。その後，水道水をイオン交換水に替え，超音波洗浄を濁りがなくなるまで行い，洗浄の後，試料を 50 度のオーブンで乾燥。

ii) 分離

ハンド磁石を用いて、磁性の強い粒子を除去した。その後マグネティックセパレーターを用いて磁性のある鉱物を除去し、非磁性の鉱物のみを濃集。

iii) 塩酸処理

試料を 300ml ビーカーに入れ、6 規定の塩酸を加えて攪拌しながら 1 時間処理。

iv) 再洗浄，乾燥，粒度調整

塩酸処理後、イオン交換水で 5 回程度洗浄した。洗浄には沸騰直前まで温めたイオン交換水を用い、温イオン交換水を加える度に 1 分程度超音波洗浄器内での攪拌を行う。塩酸処理、および洗浄の後、試料を 50 度のオーブンで乾燥させた。試料の乾燥の後、#60（開口幅 0.25mm）のフルイで破碎された細粒分を除去。

v) 重液分離

SPT 重液を用いて軽鉱物、重鉱物を除去した。軽鉱物を除去するためには比重約 2.60 に調整した SPT 重液を用いた。この際、この SPT 重液中で沈んだものに石英が含まれると考えられる。重鉱物を除去するためには比重約 2.68 に調整した SPT 重液を用いる。この際、この SPT 重液中で浮いたものの中に石英が含まれると考えられる。

なお、すべての試料において、比重約 2.68 に調整した SPT 重液に沈んだ鉱物は無かった。そこで、試料毎に様子を見ながら重液の比重を 2.68 から少しずつ下げ、試料が浮くものと沈むものに分かれるように調整し、石英と思われる無色透明の鉱物をより含むフラクションを採用した。比重の異なる重液を使う際には、一度試料を洗浄し、乾燥させた。洗浄、乾燥は以下の方法によった。

vi) SPT 重液の洗浄

SPT 重液を用いた分離の後、沸騰直前まで温めたイオン交換水で 5 回程度洗浄した。なお、温イオン交換水を替える毎に超音波洗浄器内で 1 分程度洗浄を行った。SPT 重液による分離で除去されたフラクションについても同様に洗浄した。洗浄の後、試料を 50 度のオーブンで乾燥させた。

vii) 再粒度調整，完成

SPT 重液による分離、洗浄、および試料の乾燥（50 度のオーブンを用いた）の後、#60（開口幅 0.25mm）のフルイで破碎された細粒分を除去した。再粒度調整後はイオン交換水で 1～2 回すすぎ、再度乾燥させた。

5) 構成物分析

i) 粒子構成物分析

破碎した試料を開口径 2mm, 1mm, 0.5mm, 0.25mm, 0.125mm, 0.063mm のふるいを用いて粒度をそろえた後に、0.25mm の粒子について双眼実体鏡観察により、構成粒子の種別毎（石英、長石、石英+長石未分離、有色鉱物、石英+有色鉱物、岩片）の比率を求めた。カウント数は 400 粒子以上とした（図 1.2.2-3）。

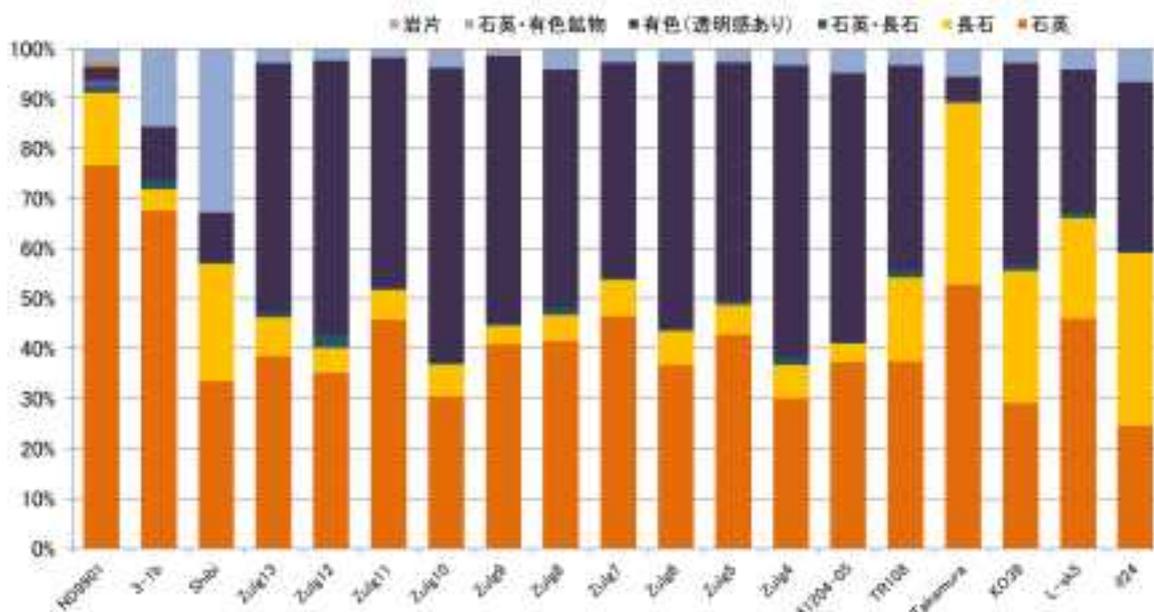


図 1.2.2-3 破砕物の鉱物粒子組成（未選別）

ii) X 線回折分析

- ・ 試料取り分け

鉱物分離によって得られた分離済み試料からそれぞれ約 1g を不定方位分析用に取り分けた。

- ・ 不定方位分析用試料調整

取り分けた試料をアルミナ製乳鉢で粉末にし、不定方位分析用試料とした。粒度の判定は乳鉢中で十分細粒化が認められ、指で触れたときに粒状感を感じなくなることを、および粉末に粘りが生じることを目安とした。

- ・ X 線回折分析の手順

調整した試料について X 線回折分析を行った。分析には X 線回折分析装置（株式会社リガク製 RINT2500V）を用いた。X 線発生装置の電圧は 40kV、電流値は 240mA に調整した。拡散スリット、散乱スリットはそれぞれ 1°、受光スリットは 0.15mm に設定した。スキャン範囲は 3°～70°、サンプリング幅は 0.02°、スキャン速度は 12.0°/分である。

6) 結果

粒子抽出作業後の試料についても構成物の観察をおこなった。肉眼鑑定では、石英のみの抽出作業がなされているように見える（図 1.2.2-4）。しかしながら、X 線回折分析の結果得られた X 線回折スペクトル（図 1.2.2-5）と同定された構成鉱物およびその相対量比を表 1.2.2-2 に示す。いずれの試料においても石英が卓越するが、試料「TR108」を除き、斜長石のピークが認められる。試料「KO39」においては、斜長石は石英より明らかに少ないと思われるが一定量含まれる。試料「if24」、「L-sk5」および「Takakuma」においては斜長石の含有量は少量～微量であり、石英との量比の差は大きい

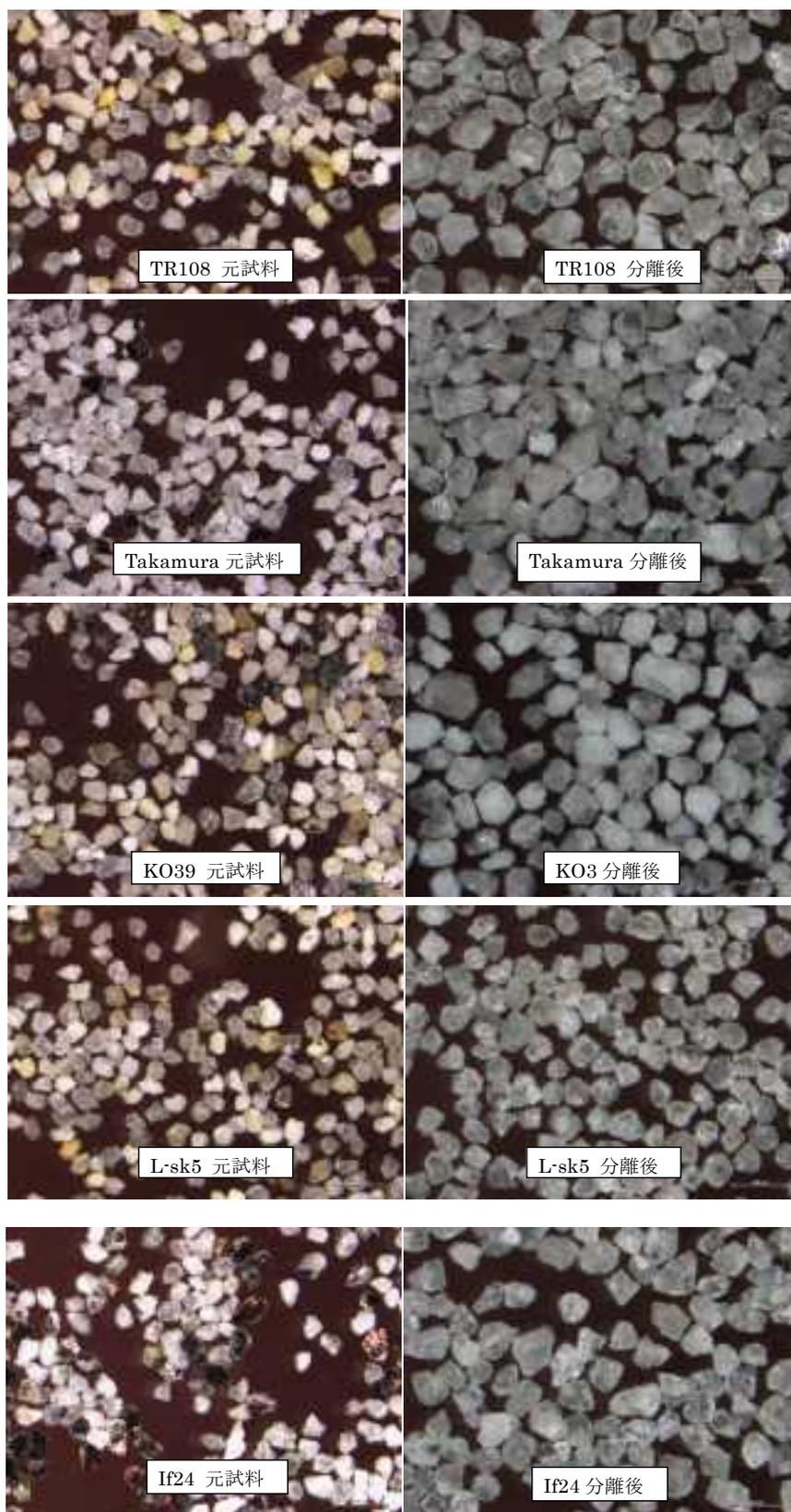


図 1.2.2-4 破碎元試料（写真左列）と石英抽出作業後の試料（写真右列）

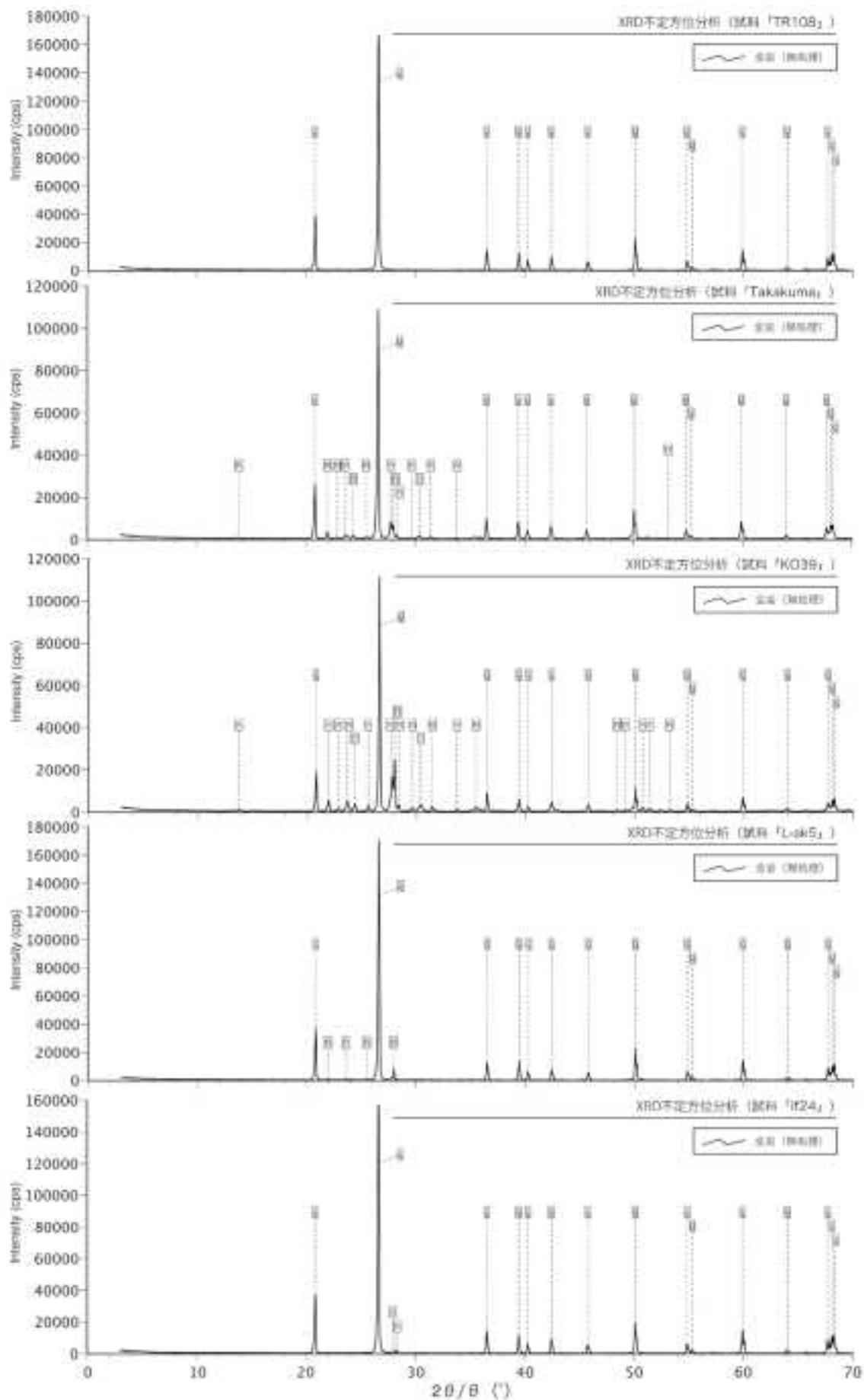


図 1.2.2-5 X線回折分析チャート
1-46

表 1.2.2-2 XRD 分析による構成鉱物

Sample ID	石英	斜長石
TRI08	◎	-
Takakuma	◎	+
KO39	◎	++
L-sk5	◎	±
if 24	◎	±

◎：優勢，++：明瞭に存在，
+：存在，±：極少量，-：確認できず

7) 考察

供与された砂状試料から一般的な鉱物分離の手法によって石英の分離を行った。分離後の試料を XRD 分析によって検討したところ、分離済みの試料中には石英が卓越した。一方、試料によっては多少の斜長石が含まれることがわかった。これらの斜長石は磁性がなく、かつ比重が石英とほぼ同等であることから分離済みの試料に存在すると考えられる。また、石英と長石の分離が完全に行われていない粒子（石英-斜長石が複雑に入り組んだ集合斑晶）が存在し、比重や磁気的特徴が中間的な粒子の分離が困難となっていることがあり、両者の明瞭な区分を難しくしている可能性がある。

以上の結果を踏まえ、石英の純度を上げる手法として以下 4 つの方法について検討を行う。

i) 磁性分離，ii) 重液分離，iii) フッ酸処理などの化学処理，iv) 実体鏡下での手選。

i) 磁性分離について

分離済みの試料中に認められる斜長石は磁性が無い点で石英と性質がほぼ同等である他、石英と同等の反磁性をも示す傾向が認められることから、より石英の純度を高める意味では効果は小さいと思われる。また、粒径が 0.5mm～1.0mm と比較的粗粒であることから石英と斜長石との複合粒子が存在することも考えられるため、石英と斜長石との磁性の差異を追求することも難しい可能性がある。磁性分離の精度を上げる場合には粒径のより小さいフラクションを用いることが経験上有効であるが、石英と長石とで磁性の特徴が類似しているため、ある程度石英の純度が上がった場合でも、最終的に得られる石英は量を大きく減じる可能性がある。

ii) 重液分離について

分離済みの試料中に認められる斜長石は比重が石英とほぼ同等であるため、より石英の純度を高める意味では効果は小さいと思われる。また、粒径が 0.5mm～1.0mm と比較的粗粒であることから石英と斜長石との複合粒子が存在することも考えられるため、石英と斜長石との比重の差異を追求することも難しい可能性がある。重液分離の精度を上げる場合には粒径のより小さいフラクションを用いることが経験上有効であるが、前述の通り石英と長石とで比重が類似しているため、ある程度石英の純度が上がった場合でも、最終的に得られる石英は量を大きく減じる可能性がある。

iii) 化学処理について

分離済み試料から斜長石を除去することを考えた場合、特に機械的に作業を進める上では最

も有効な手段であると考えられる。石英のフッ酸に対する耐性は斜長石と比べて有意に大きいため、例えばフッ酸処理を行うことで石英と斜長石との混合物から、選択的に斜長石の含有量を減少させることは十分可能である。石英もフッ酸にある程度溶解することから、石英の粒径の減少や、石英粒子の外縁部の除去、および石英粒子の表面の荒れが許容される場合に限定されるが、分離済み試料中の石英の純度を上げる手段として追加的な化学処理は有効であると考えられる。

iv) 実体鏡下での手選について

特に本業務において分離済み試料から斜長石の含有量を下げるとしては有効であると思われる。肉眼および実体鏡下で石英はほぼ無色透明であるのに対し、斜長石粒子はやや白濁した透明度の低い無色鉱物として認められることが多い。ただし、この手法では作業時間を比較的多く要することが問題になる可能性がある。鉱物分離前の試料中に一定量、一定粒径の石英が十分に含まれる場合で、かつ最終的な分離済みの試料量が数 g 以下の場合には、石英の純度を上げる手法としては経験上有効であることが多いが、最終的な分離済みの試料量がそれよりも多くなる場合には、作業時間との兼ね合いで現実的な手段とはならない可能性が高くなる。

また、試料中の斜長石が石英と同様に無色透明である場合で、かつ円磨などにより石英と形状による区別が付きにくい場合には、手選でも斜長石の含有量を下げるとは難しくなる。これは石英と斜長石とが光学的には屈折率もほぼ同等であるためである。偏光顕微鏡下で斜長石粒子中の双晶を観察しながら手選をすることにより分別が可能な場合もあるが、効率が悪く、特に試料量が少ない場合を除いては現実的な手段とはならない可能性が高いと思われる。

【まとめ】

1) 沿岸域における隆起速度評価手法の将来予測の適用性に関する検討における成果

本課題については、主に以下の2つの成果を得た。

- ・青森県上北平野付近の海浜と石川県能登半島の海浜から、現世の砂を採取し、双方の蓄積線量とシグナル安定性を示し、海成段丘の年代決定に必要となるルミネッセンス特性を明らかにした。
- ・両地域の試料の飽和線量を示し、どの程度古い海成段丘まで測定可能かを推定した。

2 地点における試料の g-value には pIRIR_{50/170} シグナルと pIRIR_{50/290} シグナルで違いがなく、pIRIR_{200/290} シグナルが最も安定していた。また、pIRIR_{50/170} と pIRIR_{50/290} シグナルは地点ごとに安定性に違いがあるため、シグナル強度も合わせて考慮し、地点毎時代毎に適切な手法を選択することが年代決定に重要であることが示唆された。上北平野では約 70 万年前、能登半島では約 50 万年前までの海成段丘には十分適用可能であることが示唆された。以上のことより、本手法を適用することで、日本各地の海成段丘の隆起速度評価のための海成段丘の年代区分をルミネッセンス年代測定により行っていくことが可能であることがわかった。

2) 沿岸域における隆起速度評価手法の将来予測の適用性に関する検討に関する今後の課題

- ・本課題では、現世の堆積物を用いた地域間のルミネッセンス特性の比較を行ったが、測定対象としている鉱物のルミネッセンス特性を確認することは、分析精度の確認並びに適応

範囲の評価において重要である。また、過去の同一時代に形成された段丘であっても、鉱物を供給した後背地が異なると、段丘毎にこのような鉱物特性は異なる可能性があり、地域毎の海成段丘堆積物を対象とした比較も必要で、地域間・時代間のルミネッセンス特性の違いを整理することが必要である。現世の堆積物および段丘堆積物を用いた日本列島規模のデータ蓄積を進めることで、地域毎の適応年代幅や誤差の程度についての指標が得られることが期待される。

3) 侵食速度評価手法の将来予測の適応性に関する検討における成果

- ・電気パルス (selfrag) を用いた鉱物単体分離は花崗岩などの硬岩に対しては良好な結果変えられた。その一方で川砂など軟弱・未固結な堆積物に対しては余り顕著な結果が得られなかった。未固結な堆積物に対してはもともと粒子間隙が不均一なため、流動経路が不均一になるのかもしれない。
- ・鉱物分離手法については、磁石、塩酸処理、SPT 重液分離により、石英純度の高い粒子群を得ることが可能であった。ただし、XRD 測定による確認では、斜長石の完全除去には至っていない。これは、石英-斜長石の鉱物分離が不完全な粒子の存在の可能性もあり、最終的には双眼実体鏡を用いた確認が必要であると思われる。

4) 侵食速度評価手法の将来予測の適応性に関する検討における今後の課題

- ・OSL による侵食速度推定法の堆積物に対する適応性の拡大の為、前処理作業の効率化の検討を行った。軟弱な堆積物に対する鉱物選定手法については、機械的破碎法を含めてさらなる工夫が必要である。
- ・石英純化については、電磁分離、重液分離により相当程度に純度を高めることが可能であるが、100%分離には、双眼実体鏡下での手選を省略する事は現時点では不可能であり、さらなる検討が必要である。

【引用文献】

- Buylaert J. P., Thiel C., Murray A. S., Vandenberghe D. A. G., Yi S. and Lu H. (2011) IRSL and post-IR IRSL residual doses recorded in modern dust samples from the Chinese loess plateau. *Geochronometria* 38, 432-440.
- Buylaert J. P., Jain M., Murray A. S., Thomsen K. J., Thiel C. and Sohbaty R. (2012) A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas* 41, 435-451.
- Huntley D.J. and Lamothe M. (2001) Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Science* 38, 1093-1106.
- Kohl, C. P., and Nishiizumi, K. (1992) Chemical Isolation of Quartz for Measurement of In situ-Produced Cosmogenic Nuclides: *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v. 56, no. 9, p. 3583-3587.
- 小池・町田 (編) (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p.
- Li B. and Li S. H. (2012) A reply to the comments by Thomsen *et al.* on "Luminescence dating of K-feldspar from sediments: A protocol without anomalous fading correction".

Quaternary Geochronology 8, 49-51.

大和田秀二 (2003) 電気パルス粉砕の基礎と応用: 資源・素材学会 2013, p. C2-4.

Reimann T., Tsukamoto S., Naumann M. and Frechen M. (2011) The potential of using K-rich feldspars for optical dating of young coastal sediments – A test case from Darss-Zingst peninsula (southern Baltic Sea coast). *Quaternary Geochronology* 6, 207-222.

Rudashevsky, N.S., Burakov, B. E., Lupal, S. D., Thalhammer, O. A. R. and Sainieidukat, B. (1995) Liberation of Accessory Minerals from Various Rock Types by Electric-Pulse Disintegration-Method and Application. *Trans. Inst. Mining Metallurgy (Section C-Mineral Proces. Extract. Metallurgy)*, v.104, C25-C29

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 地層処分に係る地質評価手法等の整備 (地質関連情報の整備): 平成 26 年度事業報告書.

Thiel C., Buylaert J. P., Murray A. S., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S. and Frechen M. (2011) Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quaternary International* 234, 23-31.

Thiel C., Tsukamoto S., Tokuyasu K., Buylaert J. P., Murray A. S., Tanaka K. and Shirai M. (2015) Testing the application of quartz and feldspar luminescence dating to MIS 5 Japanese marine deposits. *Quaternary Geochronology* 29: 16-29.

Thomsen K. J., Murray A. S., Jain M. and Bøtter-Jensen L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts, *Radiation measurements* 43, 1474-1486.

Wallinga J., Murray A. and Wintle A. (2000) The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. *Radiation Measurements* 32, 529-533.

Wintle A. G. and Murray A. S. (2006) A reviews of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369-391.

2. 地質断層の再活動性及び新規断層発生に関する検討

超長期間の時間スケールにおいて、活断層以外で処分場に影響を及ぼす断層活動としては地質断層の再活動および新規断層発生が考えられる。これらに関する評価手法を整備するため、過年度の原子力規制委員会委託事業において①断層の活動履歴解析、②応力テンソルインバージョン解析による断層活動性評価、③スリップテンデンシー等を用いた力学的断層評価および④断層ガウジを用いた低活動性断層の評価を行った。また、同時に広域の地殻変動予測手法の整備も行った。

本事業では、過去から将来にわたる超長期間における日本列島周辺の広域応力場の変遷を検討した上で、応力や力学を考慮した断層評価手法を活用し、100万年を超える時間枠において再活動性を考慮すべき地質断層の選別方法を検討する。その際、地域応力場の設定に当たっては、必要に応じて Mw3 未満の微小地震の観測結果等に基づく地域応力場の構築を行い、当該観測結果の情報を用いて従来の Mw3 以上の微小地震情報に基づく応力場情報を補完し、力学的断層評価に必要な応力場情報の正確性を向上させる。また、上に述べた広域応力場の変遷の検討については、地質学的情報等に基づく現在までの応力場の安定性、将来にわたる継続性および変動要因について検討を行うものとし、さらに、現在の応力場が継続した場合における変形場の移動による新規断層発生についても検討する。

2.1 再活動性を考慮すべき地質断層の選別方法の検討

【実施内容】

これまでの成果を踏まえ、平成 27 年度は長期の応力場変化に伴う断層運動方向の変化、地質断層の再活動プロセス等の断層活動の応力変化に対する反応性について力学的断層評価手法を基にした知見の整理と現地調査による確認を行う。活断層および地質断層の力学的断層評価用の情報（位置情報・属性情報など）を収集・整理し、データセットを作成し、活断層および地質断層が密集する近畿地方においては、活断層および地質断層の力学的断層評価（スリップテンデンシー）を行い図化する。これにより、力学的断層評価手法の適用性・妥当性について検証する。力学的断層評価手法の基礎となる応力場情報について、応力場の空白域となっている地域の応力場を Mw3 以下の微小地震情報に基づく応力場情報の構築法について整理する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する 100 万年を超える超長期間の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分およびそれに先立つ処理に対する規制上の考慮事項に反映される。

【成果】

2.1.1 近畿地方におけるスリップテンデンシーによる断層再活動性評価手法の検討

過年度の原子力規制委員会委託事業において、地質断層の再活動性の評価手法について、地殻応力や間隙水圧と断層姿勢等の幾何学・力学パラメータの関係等について情報を収集し、これらの情報等に基づくスリップテンデンシー（ST）に基づく数値計算及び断層運動シミュレーションを行うことで地質断層の再活動性評価手法の開発に向けた検討と課題の抽出を行った。その結果、東北地方を事例研究としてスリップテンデンシー（ST）に基づく断層活動性評価手法が活断層のみならず地質断層にもおおむね適用可能であることを示した。そこで今年度は、活断層および地質断層が密集する近畿地方において、活断層および地質断層の力学的断層評価（スリップテンデンシー）を行い図化することで、断層再活動性評価手法の適用性の検討を行う。また、評価時に結果を左右する入力パラメータの不確実性による影響度について検討を行った。

1) 天然の地質断層データに対する力学的基準に基づく活動性評価手法の有効性検討

天然データに対して、力学的基準に基づく断層活動性評価手法の有効性を検討するために、次の手順で検討を行った。

- ① 活断層および地質断層に対して「スリップテンデンシー (ST) に基づく断層再活動性評価手法」(Moriis *et al.*, 1996) を適用し活動性を評価する。
- ② このとき、活断層は活動性が高く、地質断層は十分”活動性が低い”と考えられる。
- ③ 活断層および地質断層をそれぞれ力学的活動性評価手法で評価した場合、「高活動的」および「低活動的」と評価できることを確認することで、①の力学的活動性評価手法の活断層および地質断層への適用性を検証する。

2) スリップテンデンシー (ST) に基づく断層再活動性評価手法

本報告書では、過年度の原子力規制委員会委託事業の報告書と同様にスリップテンデンシーを用いた活動性評価手法の有効性を検討する。 τ をせん断応力、 σ_n を垂直応力とすると、3次元のMohr-クーロン理論に基づき、 $\tau_s = \tau / \sigma_n$ で表現される値をスリップテンデンシーとすることで、スリップテンデンシーの大きさにより断層の再活動性の高さを表現することが可能になる(Moriis *et al.*, 1996)。この時、活動度の大きさをより理解しやすくするため、各断層に対して求められる τ_s に対して τ_s の最大値で規格化することが提案されている。すなわちSTの値が1の場合に最も活動性が高く、STの値が0の場合に最も活動性が低い。また、Morris *et al.* (1996)によって提案された、スリップテンデンシーを計算するためには主応力の絶対値が必要であったが、その後主応力軸の角度(3つの主応力軸の向き)と応力比 $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ のみによって計算可能であることが示された(Neves *et al.*, 2009)。本報告書でも、主応力軸の角度と応力比によってSTの計算を行い、STの表現には τ_s の最大値で規格化されたものを用いる($0 \leq ST \leq 1$)。

3) 解析に使用するデータ

本年度は、活断層が密集する近畿地域の4地域「京都及び大阪」図幅、「名古屋」図幅、「宮津」図幅および「岐阜」図幅に示されている琵琶湖周辺地域の断層を対象とし、対象地域の西限は花折断層帯、東限は柳ヶ瀬-養老断層帯、とする。南限としては中央構造線よりも北の断層を対象とする。

スリップテンデンシー(ST)に基づいて断層再活動性評価を行うためには、断層の姿勢に関する情報、断層面に関する情報、断層周囲の応力情報の3種類の情報が必要である。

断層の姿勢情報として、断層を一枚の平面と仮定した時の走向と傾斜の2つの情報が必要となる。活断層に対するこれらの情報として、産業技術総合研究所でまとめている「活断層データベース」(https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html, 最新アクセス2016/01/28)より断層群の走向・傾斜を利用した。また、地質断層に対するこれらの情報として、「日本の断層マップ」(小坂ほか, 2011)に掲載されている断層情報を利用した。「活断層データベース」および「日本の断層マップ」に掲載される断層のうち、走向・傾斜ともに収録されている断層のみを用いて解析を行った。なお、対象地域の文献調査により、取得できた掲載断層の走向・傾斜情報を追加した。また、一つの断層(セグメント)に対して複数の走向・傾斜が記載されている場合は、それら複数の走向・傾斜に対してSTを計算し、平均値をその断層(セグメント)のST値とした。

断層面に関する情報として、断層面における摩擦係数が必要である。今回検討する多数の活断層に対して、断層面の摩擦係数を系統的に調べられたものが無いため、種々の岩石に対して行われた室内試験から得られた、一般的な岩石の摩擦係数0.6(Byerlee, 1978)を入力した。

粘着力は実験室における岩石の破壊試験から約 50 MPa の値を有するとされている (Byerlee, 1978) が、ここで地質断層の再活動性を考えた場合、基本的にそれらの既存断層面を境に物質の連続性が切られていると考えられるため、実験室で計測されるような粘着力よりも十分低い値を示すと考えられる。そのため、上記の摩擦係数に比べ、クーロン破壊基準への寄与は小さいと考えられるため、今回の解析では入力していない。

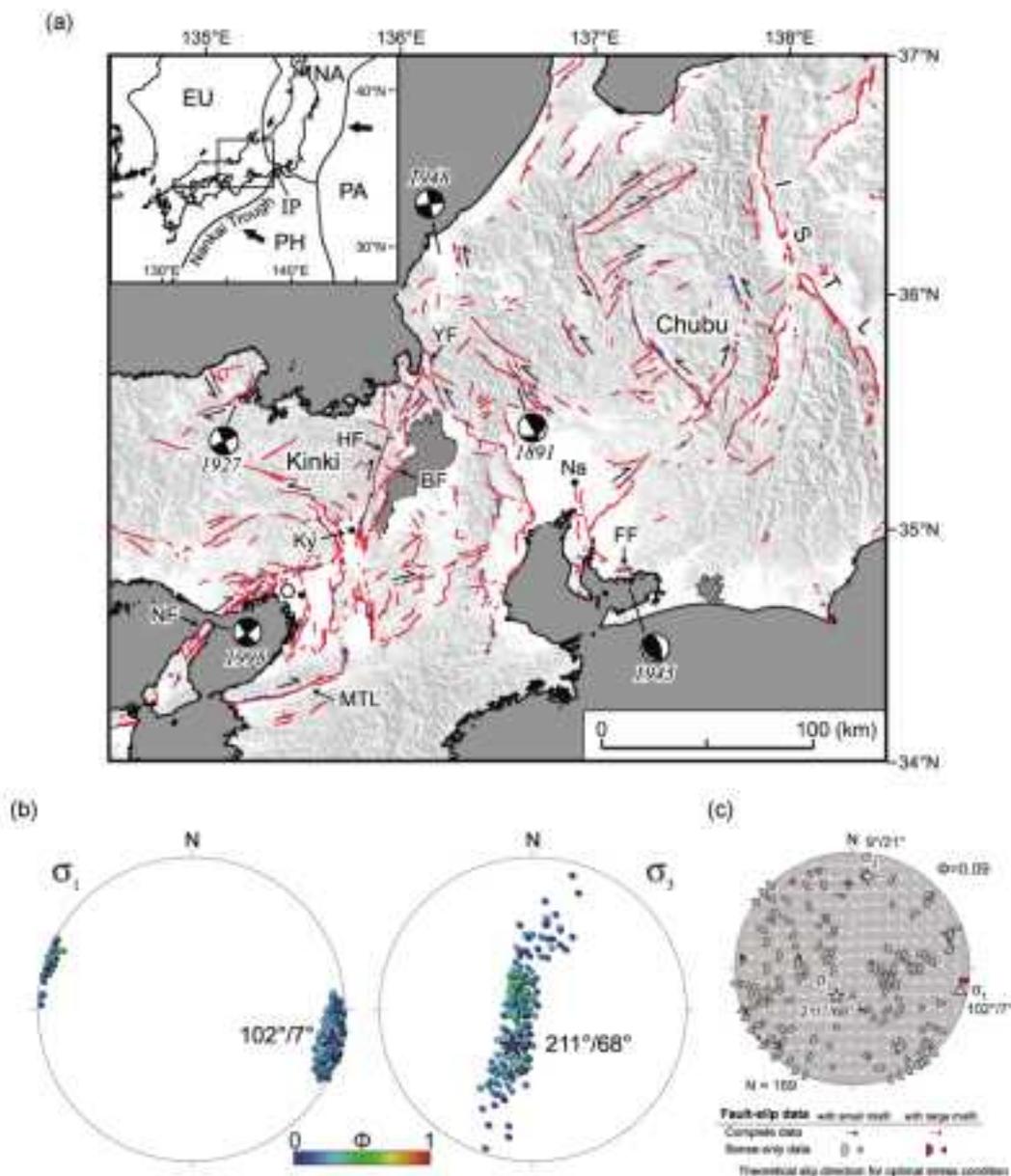


図 2.1.1-1 糸魚川－静岡構造線より西側の中部日本から近畿で認められる (a) 活断層(赤色実線), (b) それらの活断層から推定した応力(σ_1 :102°/7°, σ_3 :211°/68°, ϕ :0.09), および(c) 推定された応力で計算される各断層の理論すべり方向と各断層で実際に認められるすべり方向との関係を示すタンジェント・リネーションダイアグラム(Tsutsumi *et al.*, 2012)。

断層周囲の応力情報として、断層周囲の主応力軸の方向と、応力比が必要である。本検討では、Tsutsumi *et al.* (2012)が推定した応力を用いた(図 2.1.1-1)。Tsutsumi *et al.* (2012)は、中部・近畿地域の活断層を対象に応力逆解法を実施し、ほぼ東西方向に最大圧縮主応力軸をもつ逆断層応力場で中部・近畿地域における第四紀以降の活断層の活動を説明できることを示した

(図 2.1.1-1). このことから, Tsutsumi *et al.* (2012)で得られた応力場 ($\sigma_1:102^\circ/07^\circ$, $\sigma_3:211^\circ/68^\circ$, $\Phi:0.09$) を中部・近畿地域を代表する応力場としてみなす. そのため, 応力場の空白域となっている地域の応力場を Mw3 以下の微小地震情報に基づく応力場情報の構築法については, 後述のように今後の課題として整理するにとどめる.

4) ST による近畿地方の断層再活動性評価と有効性の検討

近畿地域では, 今年度は走向・傾斜情報を有する活断層 127 条および地質断層 152 条について上記の応力状態での ST 算出を行った (図 1.2.1.2-2). その結果, 活動的と予想される活断層では全体の約 70% が 0.7 を上回る高い ST の値を示した. 一方, 非活動的と予想される地質断層では全体の約 50% の断層が 0.7 を下回る低い ST の値を示した (図 1.2.1.2-3). このことから, 近畿地域においても大局的には断層の活動度を ST の値から推定することができると考えられる. しかし, 非活動的と予想される地質断層においても 0.7 を上回る値を示すものが複数存在する (図 1.2.1.2-3).

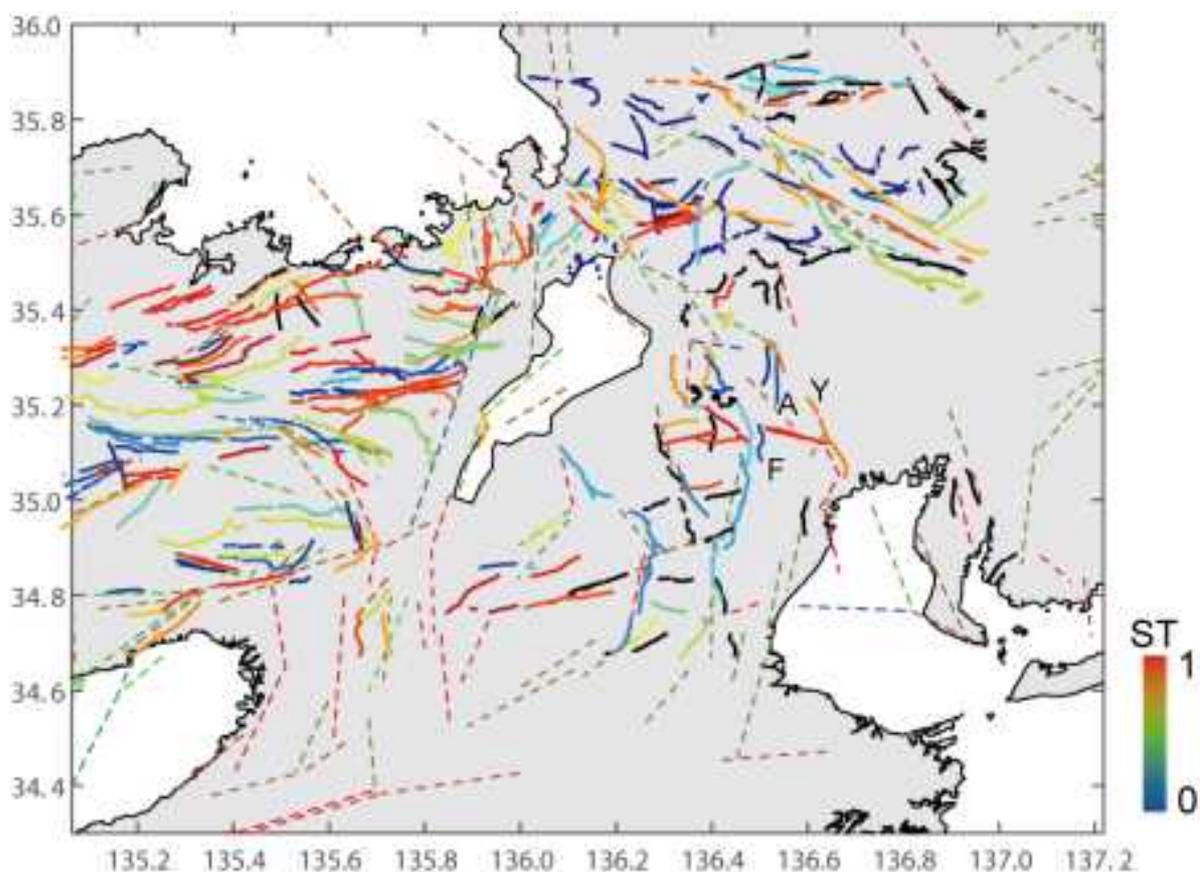


図 2.1.1-2 今年度取り組んだ近畿地域における断層のスリップテンデンシーの値.

本検討では, Tsutsumi *et al.* (2012)が推定した応力 (図 2.1.1-1b を参照) を用いた. 着色された線はスリップテンデンシーを計算した (走向・傾斜情報を有する) 断層. 実線が活断層を, 点線が地質断層を示す. 黒実線は地質断層であるが, 走向または傾斜情報が未知であるため, slip tendency の算出は行えなかった. Y: 養老断層 (活断層), F: 麓村断層 (地質断層), A: 72-5 断層 (地質断層). 後述で示すように, 麓村断層周辺では周囲よりも高い vP/vS 比 (P 波速度と S 波速度の比) の領域であり, そこに流体の存在が示唆され間隙水圧が高い可能性がある (図 2.1.1-5 を参照). 麓村断層に対する摩擦係数と断層活動を励起するのに必要な間隙水圧を検討している図 2.1.1-6 を参照). また, 72-5 断層に関して, 養老断層 (活断層) 運動時の応力変化が及ぼす断層活動性への影響を検討した (図 2.1.1-7 を参照).

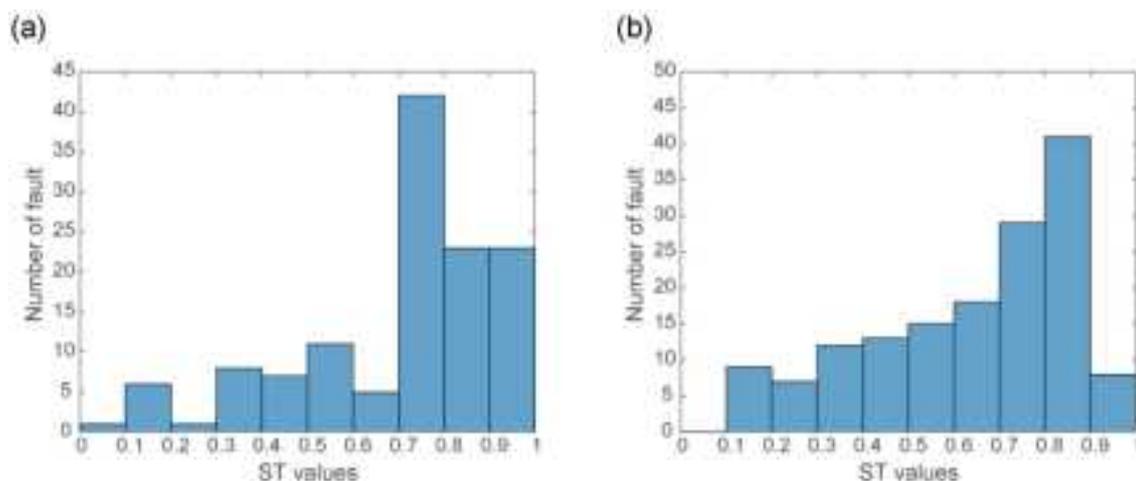


図 2.1.1-3 今年度取り組んだ近畿地域における(a)活断層および(b)地質断層のスリップテンデンシー値のヒストグラム（縦軸が断層数、横軸がスリップテンデンシーをそれぞれ示す）。

また、活断層のスリップテンデンシー結果に関して、個々の活断層でのスリップテンデンシー値と繰り返し周期と関係を検討した（図 2.1.1-4）。活動繰り返し周期の長い活断層はおおむね ST 値が 0.7 を超える（図 2.1.1-4）。また、活動の繰り返し周期の短い活断層においては、低い ST を示すものも一部認められた（図 2.1.1-4）。図 2.1.1-4 で示すように活動周期の長い活断層がおおむね 0.7 以上の ST を持つことは、100 万年を超える超長期的な断層再活動を想定した場合、高い ST の断層が再活動する可能性が高いことを示す。一方、活断層であるにもかかわらず低い ST の値を示す活断層については、ST 計算における不適切なパラメータの入力（応力の局所性、間隙水圧の異常および低い摩擦係数など）の可能性が考えられる。活断層において活動繰り返し周期とスリップテンデンシー値の関係については、先行研究（Yukutake *et al.*, 2015）でも同様に未解決の課題として挙げられており、今後の課題である。

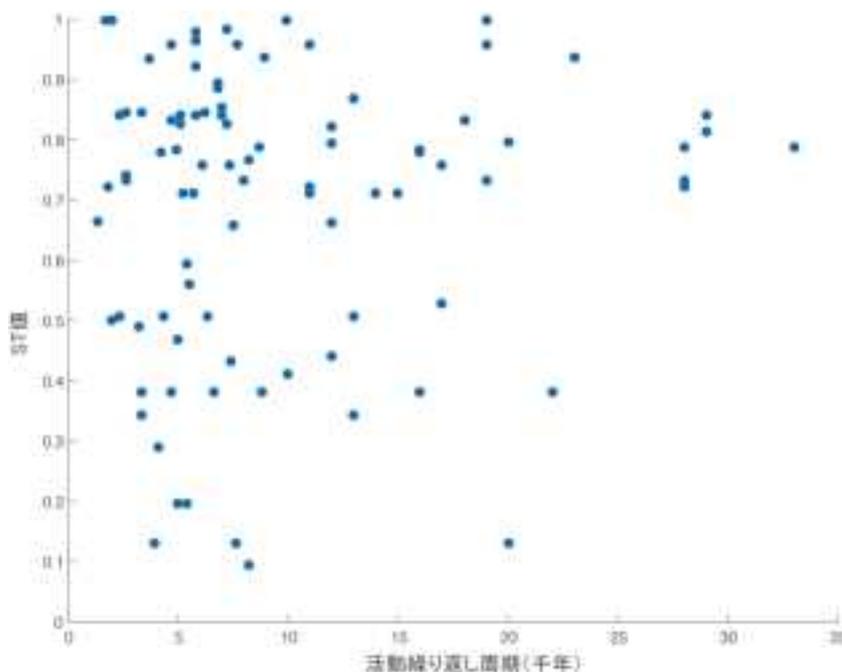


図 2.1.1-4 今年度取り組んだ近畿地域における活断層のスリップテンデンシーの値（縦軸）と活動繰り返し周期（横軸）との関係。図中の点一つが一条の活断層でのスリップテンデンシーの値と活動繰り返し周期を示す。

スリップテンデンス計算に関するパラメータの決定に関して、摩擦係数および間隙水圧の不確実性による断層活動性評価の不確実性については、過年度の原子力規制委員会委託事業の報告書で報告されている。ここでは、近畿地域での検討において、摩擦係数および間隙水圧の不確実性による断層活動性を評価する。

まず、間隙水圧の不確実性について評価する。先の ST 評価において、間隙水圧として静水圧を仮定したが、このような状況で実際に断層活動を引き起こす要因の一つとして、高い間隙水圧の存在が考えられる (Sibson, 1992)。地殻の地震波速度構造によると、近畿地域では、数か所相対的に周囲より高い vP/vS 比 (P 波速度と S 波速度の比) の領域が存在する (図 2.1.1-5)。高い vP/vS 比の領域ではそこに流体の存在が示唆され、間隙水圧が高い可能性がある (Kato et al., 2013)。そこで、これらの領域に存在する地質断層である麓村断層に関して断層活動を励起させる (ST>1 になる) のに必要な間隙水圧を求めた。

また、断層の活動性を大きく変える要因として断層面の摩擦係数が考えられる。断層における低摩擦な報告例として、サンアンドレアス断層における断層粘土において摩擦係数 0.2 が挙げられる。また、高い摩擦係数としては、Byerlee (1978)などが挙げられる。

今年度は、間隙水圧および摩擦係数に対して、摩擦係数が低い場合から摩擦係数が高い場合について断層活動を引き起こすために必要な間隙水圧を計算した (図 2.1.1-6)。なお、応力の計算のために近畿地域での一般的な震源の深さである地下 10 km での断層面上を対象とし、ここでは間隙水圧の取りうる範囲として、最小値を静水圧 (Hydrostatic pressure) とし、最大値を地殻応力の最小主応力とした。その結果、摩擦係数が 0.3 を超える状況では、現実的な間隙水圧では麓村断層の活動を励起させることができないと考えられる。一方、0.3 よりも低い摩擦係数であった場合には、現実的な間隙水圧 (約 100~250 MPa) で断層活動が励起される可能性がある。すなわち、間隙水圧の大きさを制約できない状況では、ある摩擦係数において低い ST を示している断層面の摩擦係数および作用する間隙水圧次第では断層が活動する可能性を示唆する。

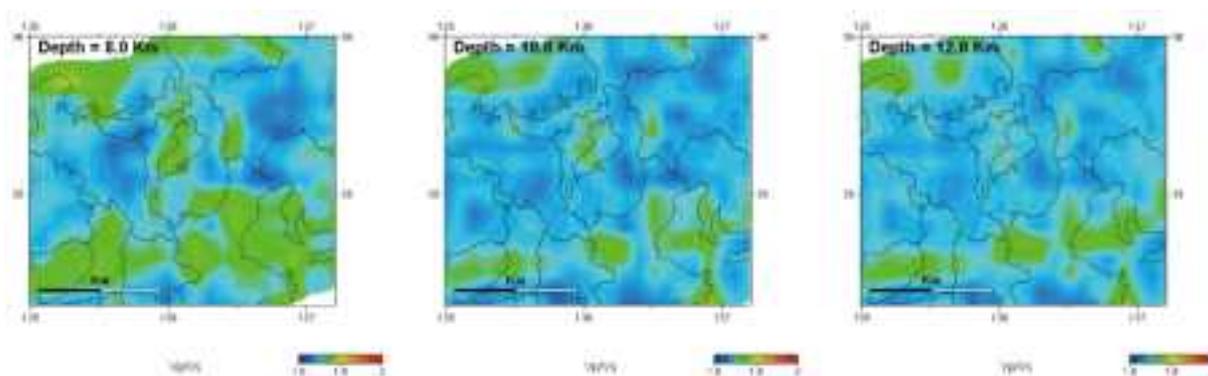


図 2.1.1-5 近畿地域の深さ 8 km, 10 km, 12 km における、2つの地震波速度 (P 波速度と S 波速度) の比 (vP/vS 比) (防災科学技術研究所「日本列島下の三次元地震波速度構造」http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/sokudo_kozo/alljpn.php, 最新アクセス 2016/01/28)。

左から深さ 8 km, 10 km, 12 km. 各深さともに緑色の領域が周囲より相対的に vP/vS 比が高い。これは、高い vP/vS 比の領域ではそこに流体の存在が示唆され、間隙水圧が高い可能性がある。

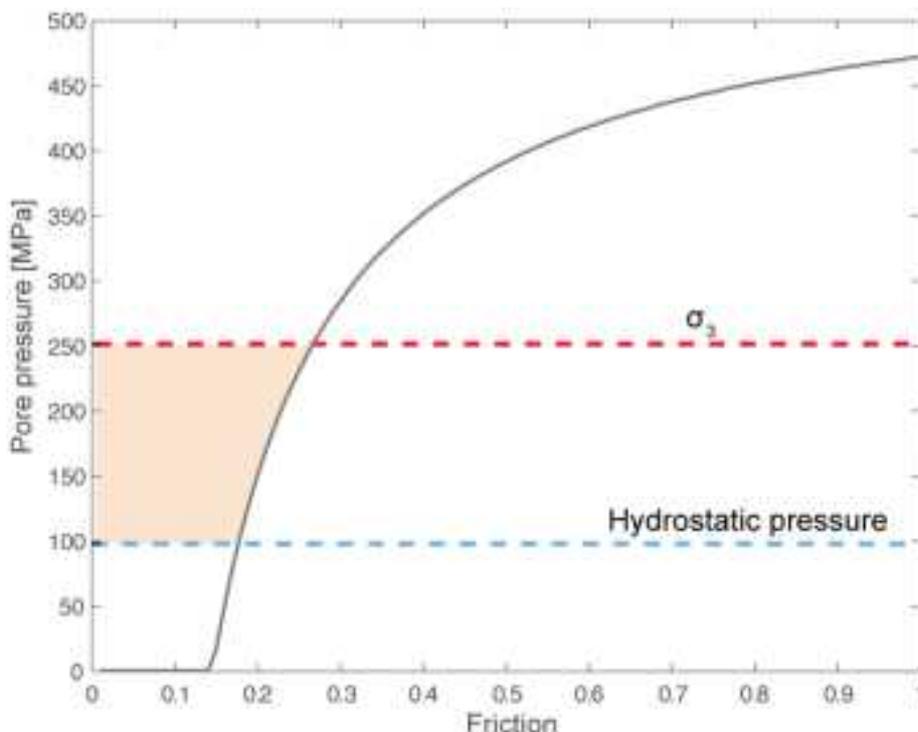


図 2.1.1-6 今年度取り組んだ近畿地域における麓村断層に対する摩擦係数と断層活動を励起するのに必要な間隙水圧。間隙水圧を縦軸に摩擦係数を横軸に表示。オレンジ色の領域が間隙水圧の存在できる領域。

以上のことから、本検討結果として、STにより近畿地域の活断層および地質断層活動を評価した場合、活断層に対しては活動的な結果（高いST）、地質断層に対しては比較的非活動的な結果（低いST）を得られることが確認された。今年度はこれらの値に現状としては物理的な意味は検討していない。本検討で見出された点は、断層の活動性が高いものはSTが高く、活動性が低いものはSTが低いという傾向があるということであり、STの値から個別に活動性を評価するには物理的な解釈も含め、今後の検討課題である。

活断層および地質断層が密集する近畿地域におけるST有効性を過年度の原子力規制委員会委託事業で実施した東北地域の結果と比較する。東北地域では活断層に対しては活動的な結果（高いST）、地質断層に対しては非活動的な結果（低いST）が得られた。近畿地域において、地質断層であるにも関わらず高いSTの値を示す地質断層が認められた。この原因については、3つの可能性、すなわち、①これまで見逃された可能性のある活断層、②今後再活動する可能性のある断層、③ST計算における不適切なパラメータの入力が考えられる。

間隙水圧の不確実性に関しては、過年度の原子力規制委員会委託事業で実施した福島県浜通り地震のように摩擦係数や間隙水圧の不確実性により断層活動性評価にも不確実性が生じることが地質断層においても検討可能であることが確認された。ただし、活動的でない地質断層への間隙水圧の供給プロセスの理解が今後の課題となる。活動的でないため断層面沿いの透水性が活断層のそれより低いことが考えられる。

スリップテンデンスー評価に必要な応力情報については、日本全域で代表的な応力情報が得られつつあるが（Seno, 1999; Terakawa and Matsu'ura, 2010）、必要に応じて Mw3 以下の微小地震の観測により詳細な応力場情報を得るとともに、応力逆解析手法の高精度化が今後の課題である。ただし、応力の絶対値まで求めることは現時点では困難であり、地質関連事象の変動予測を行うためには応力の絶対値についても必要となるため、絶対値も含めた応力情報の整備が今後必要となる。

また、近年の研究では、広域応力だけでなく近傍の地震活動が地震活動を励起することが、クーロン応力などの力学的観点から明らかにされている (Di Carli *et al.*, 2008; Toda *et al.*, 2002). そこで、低い ST 結果 (約 0.3) が示された地質断層である 72-5 断層 (ここでは「日本の断層マップ」に掲載される名称を使用する) について、周囲の活断層が活動した際の 72-5 断層に対するクーロン応力変化を検討した (図 2.1.1-7). ここでは活断層である養老断層が活動した際のクーロン応力変化を計算した. その結果、72-5 断層に対しては、剪断応力が増加する. これは、養老断層が活動した際に 72-5 断層の活動性が増加することを示す. ただし、72-5 断層の ST は低く、養老断層の一度の活動にともなうクーロン応力のみで 72-5 断層の活動性が劇的に変化することは容易ではないと予想される. しかし、100 万年を超える超長期間での断層再活動性評価に関して、クーロン応力変化分とスリップテンデンス値の関係については今後の課題である.

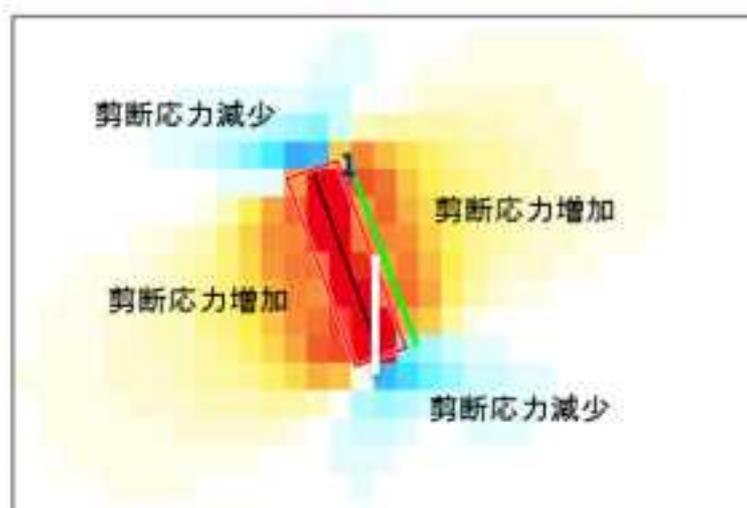


図 2.1.1-7 今年度取り組んだ近畿地域における養老断層が活動した際の周囲の断層へのクーロン応力変化 (ΔCFF).

ここでは地質断層である 72-5 断層を対象とする. 養老断層 (活断層, 緑色) 運動時の応力変化が地質断層である 72-5 断層 (白色) に及ぼす影響 (クーロン応力変化による評価). 暖色領域は養老断層が活動した際に剪断応力が増加した領域を, 寒冷色領域は養老断層が活動した際に剪断応力が減少した領域を, それぞれ示す.

2.1.2 広域応力場の時間変化に対する断層活動の反応性の検討のための事例研究 (外房地域)

ある応力場のもとで断層すべり方向は断層面上の最大せん断応力方向と一致すると考えられている (Wallace-Bott 仮説という) (Bott, 1959; Wallace, 1951). 100 万年を超える超長期の時間スケールでの断層の活動性評価においては、広域応力場の時間変化に対する断層活動の反応性について理解しておく必要がある. この反応性がよければ、それは 1 つの断層において同一断層面でのすべり方向が応力の時間変化に応じて変化することが想定される. 断層のすべり方向が安全評価期間で変化すれば、その期間中での処分場施設の直接破壊の可能性および地下水流動系の変化の可能性に変化をもたらす.

過年度の原子力規制委員会委託事業においては、応力の時間変化に伴う断層活動の反応性を検討するために房総半島外房地域を事例研究として応力場の時間変化と断層活動様式の変化の関係について検討を行い、過去 100 万年間での応力場変化によって地質図規模の断層の運動様式 (すべり方向およびセンス) が変化した可能性を示し、それらの断層の活動性はスリップテンデンス (ST) での評価結果と調和的であること、が明らかとなっている. 今年度は、過年

度の原子力規制委員会委託事業に引き続き、外房地域を事例研究として野外調査を実施した(図 2.1.2-1)。

房総半島の南では相模トラフでフィリピン海プレートが北西に沈み込んでおり、房総半島の東では日本海溝で太平洋プレートが西に沈み込んでいる(図 2.1.2-1)。房総半島の南東には、海溝—海溝—海溝型の三重会合点が存在し、外房地域は日本列島陸域で最も三重会合点に近い。外房地域では、上総層群梅ヶ瀬層(タービダイトを主とする砂勝ちの砂岩泥岩互層)と同層群国本層(砂岩泥岩互層および塊状砂質泥岩)の堆積時期の境界にあたる 1.0 Ma を境に北西-南東方向の σ_3 軸をもつ正断層応力場から、北東-南西方向の σ_3 軸をもつ正断層応力場に変化していることが報告されている(Yamaji, 2000)(図 2.1.2-1)。また、千葉県市原市、勝浦市、大多喜町周辺地域には上総層群大田代層(上位の梅ヶ瀬層に整合で覆われる)堆積時期の 1.2 Ma 頃に活動開始したと考えられる南北走向で東傾斜の長さ 10 km を超える地質図規模の断層が卓越している(図 2.1.2-2)。ただし、これらの断層の活動開始時期はよく分かっていない。

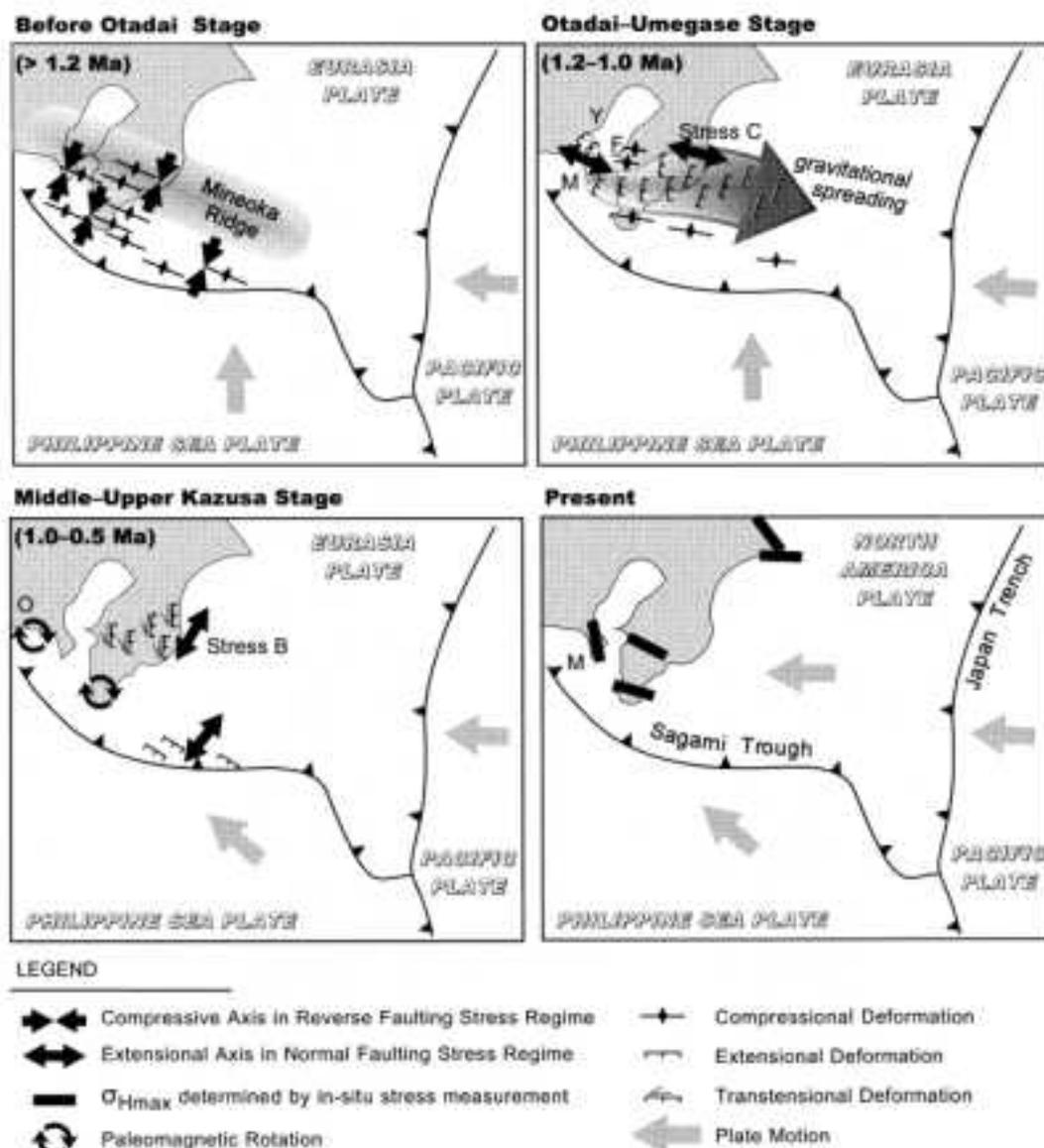


図 2.1.2-1 房総半島での最近 100 万年間の応力場変化 (Yamaji, 2000)。

1.0 Ma を境に北西-南東方向の σ_3 軸をもつ正断層応力場から、北東-南西方向の σ_3 軸をもつ正断層応力場に変化していることが報告されている。過去の応力場変遷から、1.2~1.0 Ma の期間に地質図スケールの南北走向の正断層が形成されたことが議論されている (Yamaji, 2000)。

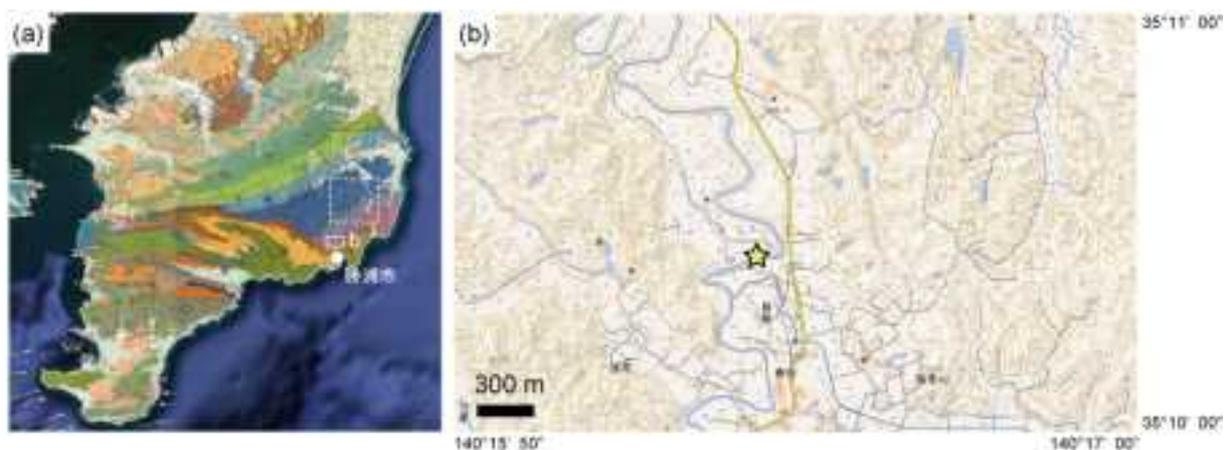


図 2.1.2-2 (a)外房地域の地質図と今年度野外調査を実施した地域（産業技術総合研究所 20 万分の 1 日本シームレス地質図； <https://gbank.gsj.jp/seamless/>）。

白色実線で囲まれた地域が今年度実施地域。白色点線で囲まれた地域が原子力規制委員会委託事業で実施した地域。外房地域は、地質図スケールの南北走向で東傾斜の正断層が卓越する。これらの断層は 1.2 Ma 頃に形成されたと推定されている (Yamaji, 2000)。 (b)断層データ取得地点（千葉県勝浦市荒川地区の夷隅川沿い、黄色星印）。

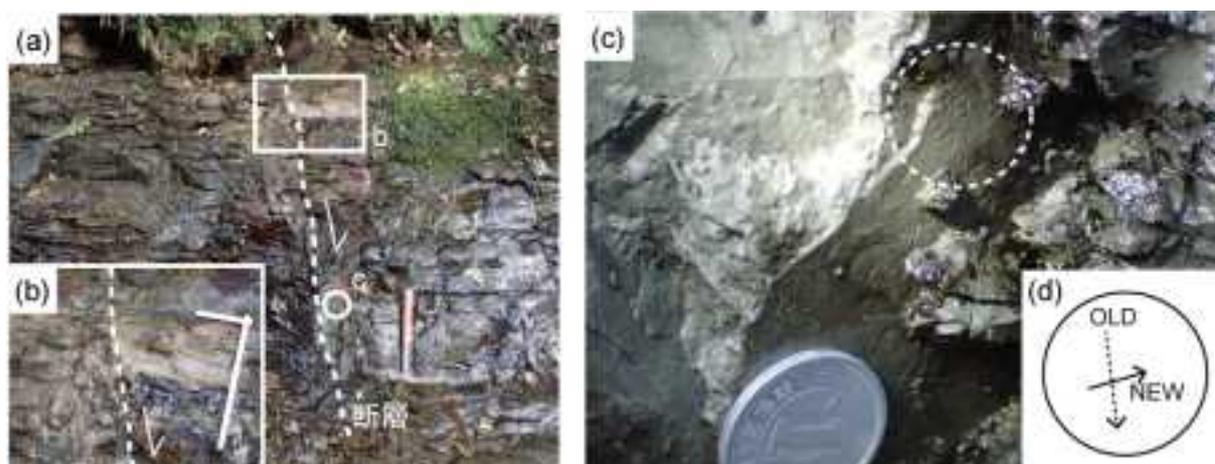


図 2.1.2-3 今年度での野外調査を実施した外房地域で断層データを得た(a)断層露头写真(砂岩層の引きずりが認められる部分の拡大を b に示す)と(c)断層面拡大写真(露头位置は図 2.1.2-2b を参照)。 (d)同一断層面上での断層擦痕の重複関係の説明図。

縦ずれ成分の強い断層擦痕が横ずれ成分の強い断層擦痕に切られている (c の点線の円内)。つまり、同じ断層面で異なる方向に再活動していることを示し、縦ずれが先で横ずれが後である。

調査結果を図 2.1.2-3 および 4 に示す。今年度の野外調査では地質図スケールの南北走向の正断層の南端に近い、過年度の原子力規制委員会委託事業で実施した地域の南方に位置する千葉県勝浦市荒川地区の夷隅川沿いにおいて、南北走向の地質図規模の断層において 1 露头（1 条の断層）で同一断層面での断層擦痕（断層すべりの痕跡）の重複を確認した。この断層においても、過年度の原子力規制委員会委託事業と同様に同じ断層面に傾斜方向にすべり方向を示す断層擦痕と左横連れ成分が強い斜めすべりを示す断層擦痕が認められ、前者は後者に切られていたのを確認していた（図 2.1.2-3）。これは過年度の原子力規制委員会委託事業と同様に同一断層面での断層擦痕の重複は断層が再活動したことを示す。またこの露头では断層が浪花層の砂岩層を引きずるように切っている様子が観察された（図 2.1.2-3b）。これは砂が堆積してまもなくの時期、つまり固結する前の時期に砂岩層が断層によって切られたことを示し、断層活

動の時期を制約できるものである。つまり、このことは、地質図スケールの南北走向の正断層が浪花層の堆積時期（2.0 Ma 頃）に形成されたことを示す直接的な情報となる。今年度の調査では、この露頭以外の南北系の断層では断層条線の重複が認められなかった。

今年度推定した地質図スケールの南北走向の正断層の形成開始時期に加えて、過年度の原子力規制委員会委託事業で明らかになった2条の断層を含めた合計3条の断層の調査結果を総合して断層の滑り方向と過去の応力変遷との関係を検討すると、新旧それぞれの断層すべり方向は、古い活動（図 2.1.2-4 の OLD）のすべりは 2.0~1.0 Ma 頃の応力、新しい活動（図 2.1.2-4 の NEW）のすべりは 1.0~0.7 Ma 頃の応力で、それぞれのすべり方向をうまく説明できる（図 2.1.2-4）。また、これらの3条の断層を含む南北走向の地質図規模の断層は活断層ではないため現在は地質断層であると考えられている（産業技術総合研究所 活断層データベース；https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html, 2016年1月健在）。クーロンの破壊基準に基づいて断層の活動性を検討すると、現在の北西-南東方向の σ_1 軸をもつ逆断層応力（Terakawa and Matsu'ura, 2010）では、これらの断層に対するスリップテンデンスは低く（約0.3）、これは現在これらの断層が地質断層であることは矛盾がない（図 2.1.2-5）。なお、2.0~1.0 Ma 頃と 1.0~0.7 Ma 頃の応力では3条の断層に対するスリップテンデンスは現在の応力でのスリップテンデンスと比較すると高い（0.7~0.5）。現在地質断層となっているステージを含めて、最近100万年程度で3ステージの断層活動を経験している断層である。

以上のことをまとめると、外房地域での事例研究では、過年度の原子力規制委員会委託事業で実施した地域の南方においても、過年度の原子力規制委員会委託事業と同様に、最近100万年程度の間において、10万年スケールで発生した応力変化によって地質図規模の断層（南北走向の断層）がそれらの応力に応じて再活動と停止を経験したと考えられる（図 2.1.2-5, 6）。これは、南北走向の断層において活動ポテンシャルがあった時期は 2.0~0.7 Ma 頃に限定されることを意味する。今年度においては、断層に切られる未固結の地層の認定から、地質図規模の南北走向の断層の活動開始時期を過年度に比べてより精度よく推定することができた。

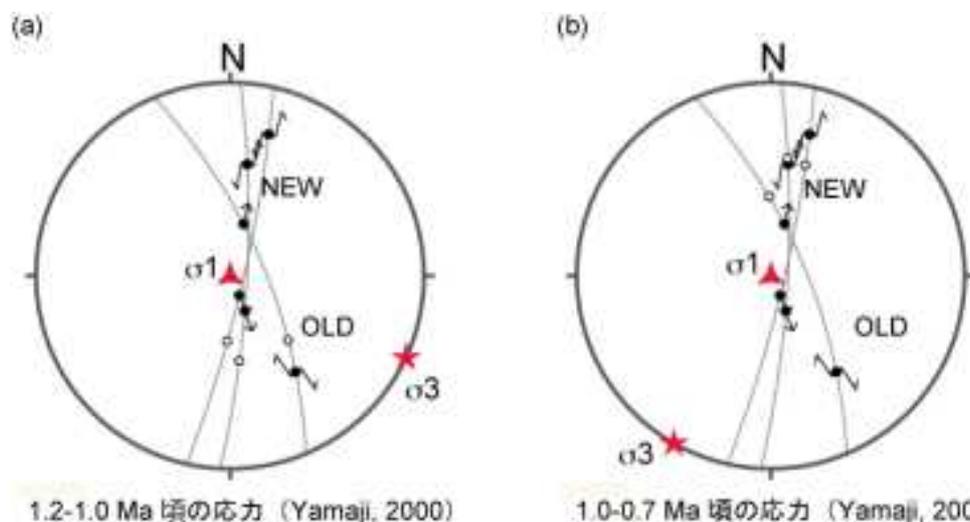


図 2.1.2-4 外房地域での同一断層面上の断層擦痕の重複が認められた断層の断層データと (Yamaji, 2000) が推定した応力場の関係。

ステレオネットは下半球等角投影。矢印は断層面上で認められるすべり方向で、青色矢印は OLD、緑色矢印は NEW を示す。(a)1.2~1.0 Ma の応力と(b)1.0~0.7 Ma の応力 (Yamaji, 2000)。白丸はそれぞれの応力での Wallace-Bott 仮説 (Bott, 1959; Wallace, 1951) に基づいてすべるべき理論すべり方向である。

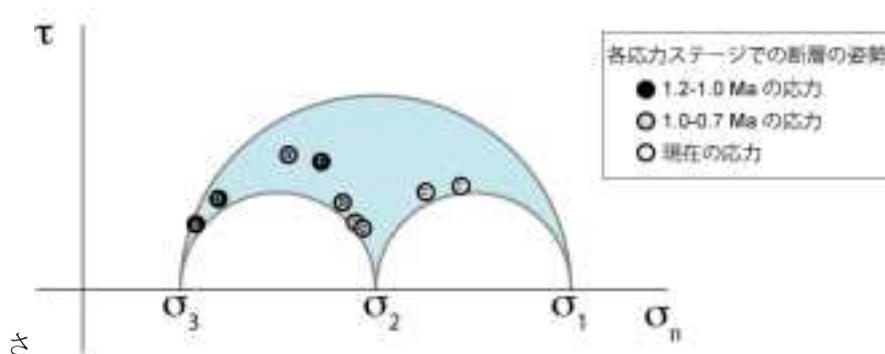


図 2.1.2-5 クーロンの破壊基準に基づく外房地域における最近 100 万年間の応力の時間変化と南北走向の地質図規模の断層の活動の関係。

断層擦痕の重複が認められた断層 A, B, および C はそれぞれモール円内（水色）の点として表現される。同一アルファベットは同一断層を示す。円の色は最近 100 万年間の応力に対応する（黒色：1.2～1.0 Ma, 灰色：1.0～0.7 Ma, 白色：現在）。横軸は垂直応力を示し、縦軸が剪断応力を示す。現在の応力の時、各断層がモール円の右側に対応づけられることに注目。これは、クーロンの破壊基準に基づく、過去の応力状態の時よりも現在の応力の方が各断層の活動性が低いことを示す。



図 2.1.2-6 外房地域における最近 100 万年間の応力の時間変化と南北走向の地質図規模の断層の活動変化を示す概念図。

断層に切られる地層の固結度を踏まえると、地質図規模の南北走向の断層の活動開始時期は浪花層が堆積する 2.0 Ma より古く遡らない。これは Yamaji (2000) が報告した応力ステージ I の時期とよく対応する。南北走向の断層に活動ポテンシャルがあった時期は 2.0～0.7 Ma 頃に限定。現在はこれらの断層は活断層ではないと考えられている。

また、本年度調査した南北走向断層の一部のみで断層条線の重複が認められたことは応力場変化でも不活動であった断層が存在することを示す。道家ほか (2012) は日本列島の活断層の現在の活動洋式になった開始時期を検討しており、逆断層の活断層が卓越する東北では背弧から脊梁まで活断層化するまでに 300 万年程度を要したことが報告している。また、東北日本では将来にわたって現在活動をしていないあるいは活動が顕著ではない断層が、数十～数百万年スケールで再活動する可能性が指摘される (Otsubo and Miyakawa, 2015)。70 万年程度で応力場が変化している外房地域で南北走向の断層全てが応力変化に応じて活動していないのはこれらの断層が活断層化として成熟になる前に応力変化があったことを示す。今年度の結果は、100 万年を超える超長期間においてその地域の地殻に働く応力の継続性 (広域応力場の継続性) がその地域に存在する断層の活動性に効果を及ぼすには、数十万年を要することを示唆しており、その期間の長短が断層活動評価に対して不確実性を与える要因の一つと考えられる。

2.2 広域応力場の変遷の検討

【実施内容】

これまでの成果を踏まえ、日本列島周辺のプレート運動および構造運動に係る知見を引き続き収集する。西南日本地域についてはプレート運動および構造運動の復元に必要な地質学的情報のデータセットを作成し、日本列島周辺の地殻構造モデルに基づく数値実験に供し、プレート運動モデルおよびプレート運動に起因する地域的な地殻変動・広域応力場について検討する。また、日本列島の地質構造発達史を基に広域応力場の変遷を検討する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する100万年を超える超長期間の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分およびそれに先立つ処理に対する規制上の考慮事項に反映される。

【成果】

2.2.1 日本列島のテクトニックな枠組み

大陸プレートに海洋プレートが沈み込むことによって成長してきた日本列島の地質をその成因も含めて理解するためには、(1)過去から現在までの地質構造発達史を正確に復元し、(2)その要因となったプレート運動学を推定して、さらに(3)両者をつなぐ力学的論理を組み立てることが必要である。それらが有機的に組み合わせることにより将来のプレート運動学が推定され、その結果である地殻変動を予測することが可能となる。これまでの地質学においては、(1)の地質構造発達史のみが議論され、(2)および(3)に関しては広く受け入れられるモデルが皆無であった。その理由は、それらが極めて難しい課題であるためで、地質学にとどまらず地球物理学においてもことごとく失敗してきた。

さて、そのような理学的難題ではあるものの、ここ数年の研究において(1)から(3)までを統一的に結びつけるモデルが構築されつつある。ここでは、東北日本弧の過去2,500万年間の地質構造発達史の概要を示し、つづいて広域応力場の変遷に焦点を絞る。その後、過去2,500万年間のプレート運動学を示したあと、応力場の成因モデルを紹介して現状の課題を整理する。まず、現在の日本列島のテクトニックな枠組みを、図2.2.1-1を使って整理しておこう。

[千島弧]

日本列島はいくつかの島弧（ないし陸弧）で構成される。北から千島弧、東北日本弧、西南日本弧、琉球弧、及び伊豆-小笠原弧である。千島弧は北アメリカプレートに太平洋プレートが沈み込むことによって成長してきた島弧 (island arc) で、背後に背弧拡大 (back-arc spreading) によって形成された千島海盆が存在する。衝突帯である北海道を除いて大部分が水没し、火山弧 (volcanic arc) からなる島々のほかに、根室半島から色丹島につづく非火山性の外弧 (outer arc) がわずかに海面上に露出するのみである。

[東北日本弧]

北海道中軸部（日高山脈）を境に、東側と西側で地質が大きく異なる。中村（1983）により日本海東縁が新生しつつあるプレート境界であるとの仮説が提案されて以降、東北日本弧は北アメリカプレートに属するといわれてきた。しかしながら、北海道中軸部の西側は先新第三系基盤岩類も含めて東北日本弧に含まれるが、東側は別個の島弧である千島弧に帰属する。また、日高山脈に沿っては中部地殻までの断面がめくれ上がるように露出しており、蛇紋岩類が変成岩を取り込みつつ断層に沿って大規模に貫入しているなど、北海道中軸部が大一級の地質境界であることは明らかである。古くから北海道中軸部を北アメリカプレートとユーラシアプレートの境界とする根拠は、これらの地質学的不連続による。ここでも、北海道中軸部以西をユーラシアプレートとするので、いわゆる日本海東縁のひずみ集中帯はプレート境界ではなく、プレート内（ないし島弧内）変形帯 (intra-plate or intra-arc deformation zone) と位置づける。

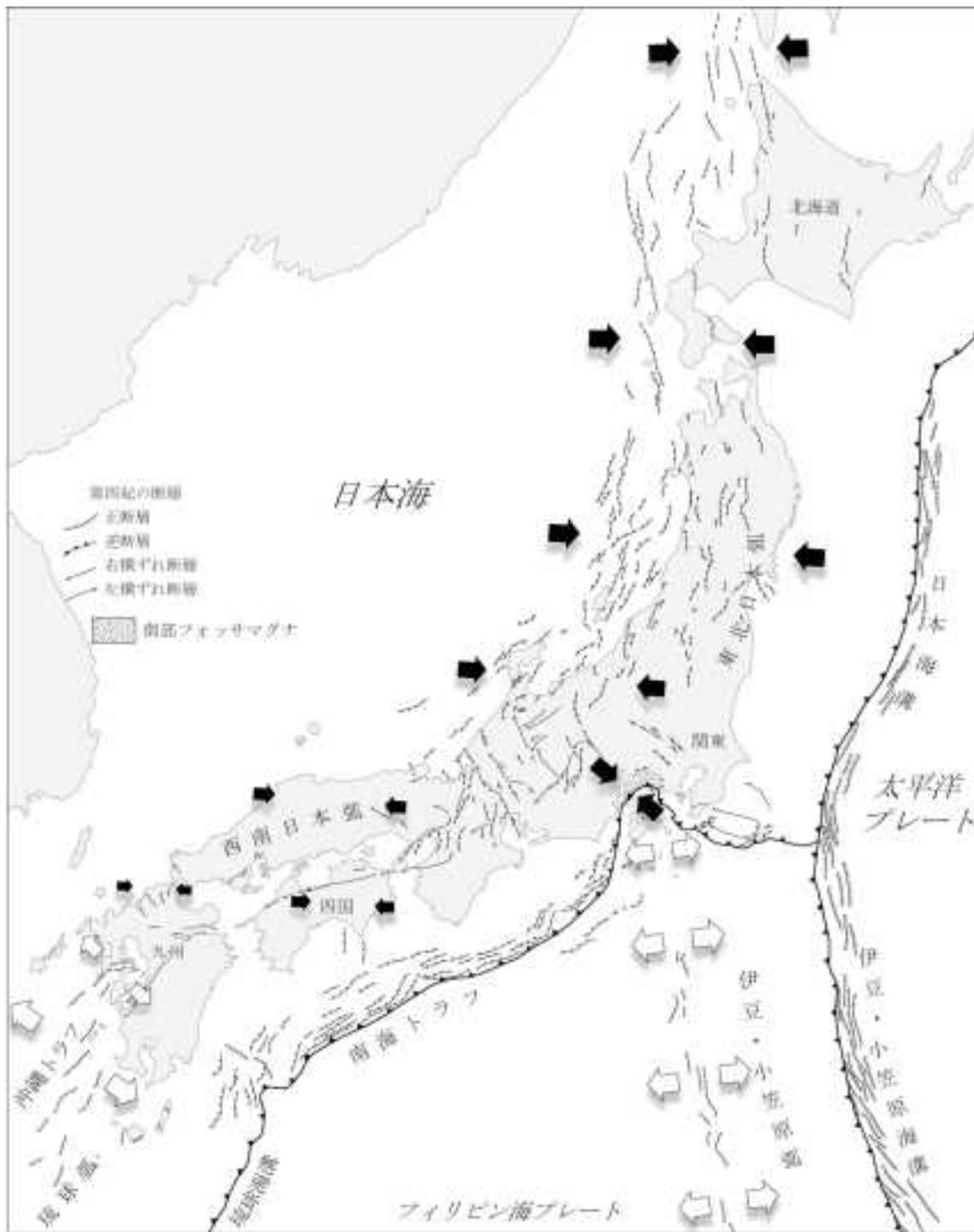


図 2.2.1-1 活断層や活褶曲から推定される日本列島周辺の広域応力場（高橋原図）。

強い東西圧縮応力場が支配する東北日本弧では南北方向の逆断層が発達するが、西南日本弧では σ_2 が鉛直となり共役の横ずれ断層が卓越する。これらに対し、九州から琉球背弧では海溝と直交する方向の引張応力場であり、背弧リフト（沖縄トラフや島原地溝帯）が形成されている。また、伊豆-小笠原背弧も伸張テクトニクスが支配し、八丈リフトや鳥島リフトなどが島弧と平行に連なっている。他方、南部フォッサマグナでは島弧と島弧の衝突テクトニクスが進行しているが、伊豆半島と大島の間に間欠的に生じる単成火山の噴出や群発地震は伊豆背弧リフトに起因する引張応力場を表しており、短縮テクトニクスと伸張テクトニクスがプレート境界（駿河湾）を挟んで対峙している。

さて、北海道中軸部以西は、太平洋プレートの沈み込みによって成長してきたユーラシアプレートの東縁と位置づけられる。日本海の拡大（後述）以前も拡大以降も同一のプレート（太平洋プレート）が沈み込み続けていることが、東北日本弧が典型的な弧-海溝系（arc-trench system）の基本構造を保持している理由である。東北日本弧では新生界が広く被覆し、先新第三系基盤岩類の露出は北上山地や阿武隈山地など散点的である。新第三系はそれぞれの時代に応じた島弧-海溝系の産物として理解され、詳細な調査が行われてきた。沈み込む海洋プレート運動学と組み合わせた考察がなされてきたが、決定的課題も残されている。

東北日本弧では、現在の脊梁山脈に沿って明瞭な火山フロント（volcanic front）が形成され、海溝側の海底下には白亜紀以降の厚い前弧海盆（fore-arc basin）堆積物が、日本海側には新第三紀以降に成長した背弧海盆（back-arc basin）堆積物が厚く伏在している。東北日本背弧の日本海盆には、日本海の拡大時期に海洋底が拡大して海洋地殻（oceanic crust）が形成されている。したがって、大陸とは海洋地殻で隔てられているので、東北日本は典型的な島弧-海溝系といえる。千島弧も背後に海洋地殻からなる千島海盆を配しているので典型的な島弧-海溝系であるが、島弧の大部分は水没している。東北日本弧の広い範囲が陸化している原因は、第四紀の東西短縮変形に伴う地殻の厚化とそのアイソスタティックな応答（隆起）によるもので、日本列島の形成過程の視点で見ると、陸域が広がっている現在は特殊な状況といえる。

[西南日本弧]

東北日本弧と西南日本弧の境界を明確に定義することはなかなか難しい。北海道のように明瞭な構造帯が認められず、東北日本弧の特徴を有する領域と西南日本弧の特質が認められる領域が重なっていることと、後述する伊豆-小笠原弧の衝突による地殻の変形が加わっているため、関東から中部地域は島弧会合域とせざるを得ない。おおよそ北部フォッサマグナまでを東北日本弧、関東以西（利根川以南）を西南日本弧としておく（高橋，2006a）。現在、西南日本弧にはフィリピン海プレートが沈み込んでいる。そのため、ユーラシアプレートとフィリピン海プレートの境界の島弧-海溝系として、現在の西南日本弧の地殻変動を理解しようと試みられてきた。しかしながら、大和海盆や対馬海盆など西南日本弧の背後の海洋底は典型的な海洋地殻ではなく、日本海の拡大時期に伸張変形を被った薄い大陸地殻（continental crust）である。すなわち、西南日本弧は典型的な島弧-海溝系ではなく、島弧になり損なった陸弧-海溝系と位置づけられる。

また、地質学的時間スケールに基づくと、日本海の拡大前（およそ2,500万年前）の西南日本弧に沈み込んでいたプレートは、フィリピン海プレートではなく太平洋プレートであった。すなわち、2,500万年前までは、西南日本弧と東北日本弧は連続する単一の陸弧であって、日本海の拡大によって別個の弧-海溝系に移行し、1,500万年前以降は全く異なる地質構造発達史を経てきた。その違いが現在の地質に見られる東西日本の明瞭な差異の原因であり、西南日本弧の現在の地殻構造は、その視点なしで理解することはできない。

例えば、高圧型変成岩である三波川変成帯は西南日本弧にしか見られないことや、東北日本弧に比べて西南日本弧には新第三紀の地層がほとんど分布していない。さらに、地殻の厚さに起因する大地形を概観すると、通常の弧-海溝系では火山フロントが一次オーダーの地形的高まりになるはずであるが、西南日本弧では四国山脈など明らかに海溝側に異常な高まりが連なっている。通常は、その範囲は前弧海盆であり、地形的には沈降域であるはずである。これら、過去から現在までの積分結果である地殻の構造やそれに起因する現在の大地形などに見られる特異性は、日本海拡大時期に沈み込むプレートが置き換わったことが主たる原因と考えられる。現在のプレート配置や運動学に基づくだけでは、現在の西南日本弧の地殻構造や現在進行中の地殻変動を理解することは困難である。

[琉球弧]

九州より西側は、ユーラシアプレートにフィリピン海プレートが沈み込むことによって成長してきた琉球弧である。弧-海溝系では火山フロントが一次の地形的高まりとなるため、海面上に連なる火山列島を火山弧と呼ぶことが多い。この火山弧と海溝の間にも非火山性の基盤の高まりが形成されることも有り、非火山性外弧（単に外弧）と呼ぶ。南西諸島は九州付近では火山弧と非火山性外弧の両方が海面上に現れているが、奄美大島以西では非火山性外弧が弧状列島を成す。琉球弧の背後には東シナ海が広がるが、その基盤地質は海洋地殻ではなく大陸地殻である。したがって、琉球弧は水没している陸弧と位置づけられる。

琉球弧には、かつては太平洋プレートないし海嶺を挟んで反対側に広がっていたイザナギプレートが沈み込んでいたと推定されるが、ある時点（たぶん古第三紀）からフィリピン海プレート（西フィリピン海盆）が沈み続けてきた。日本海の拡大時期にも沈み込むプレートが置き換わらなかったため、西南日本の様な特異な地質構造や大地形が認められないのであろう。なお、琉球弧の背後では沖縄トラフのリフティングがつづいているが、まだ海洋底拡大には移行していない。

[伊豆-小笠原弧]

伊豆-小笠原弧は太平洋プレートがフィリピン海プレートに沈み込むことによって成長してきた島弧である。フィリピン海プレートは、そのほとんどが海洋プレートからなる。また、伊豆-小笠原弧の背後には背弧海盆が存在するものの、その背後に大陸を持たないため、島弧と区別する目的で海洋性島弧（oceanic arc）とも呼ばれる。海洋性島弧は大陸から離れているために、海溝に陸源砕屑物が供給されず付加体は成長できない。

さらに、帰属するフィリピン海プレートそのものが西ないし北西に移動するために、西に移動する太平洋プレートの沈み込み口である伊豆-小笠原海溝も西に移動してしまう。その結果、太平洋プレートのスラブの傾きが大きくなり、ロールバックによる伸張変形が進行して背弧拡大（海洋底拡大）が何度か発生している。およそ 2,500～1,500 万年前に四国海盆が拡大（Okine *et al.*, 1994）して九州-パラオ弧と伊豆-小笠原弧が分裂し、数百万年前からマリアナトラフで背弧拡大が進行している。このように、伊豆-小笠原弧は地質時代を通じて伸張テクトニクスが支配してきた。なお、フィリピン海プレートの運動により、伊豆-小笠原弧は 1500 万年前から南部フォッサマグナに衝突し続けている（Niitsuma and Matsuda, 1984 ; 天野・伊藤, 1990）。

2.2.2 広域応力場

異なる弧-海溝系からなる日本列島の地殻変動は、それぞれの弧-海溝系に起因する変動だけでなく隣接する弧-海溝系への影響もあるため、その原因を特定することは難題であった。つづいて、現在の地殻変動の主要な原因である広域応力場の概要について整理しておこう。

典型的島弧-海溝である東北日本弧は、第四紀を通じて東西方向の短縮テクトニクスが継続している。図 2.1.1-1 は活断層や活構造など地殻上部の変形構造として記録される地殻変動から推定される応力場で、GPS など測地学的観測結果と概ねよく対応している。また、内陸地震などの震源メカニズムから推定される主応力軸方位とも符合する。東北日本弧に働く広域応力場がほぼ東西方向の圧縮場であることは、固体地球科学では広く受け入れられ常識となっている。

この東西圧縮応力場のもとで変形する東北日本弧において変形域が日本海側に集中していることは、いわゆる秋田-新潟油田褶曲帯として地質学では古くから知られている。東北日本弧の地殻強度断面を考慮すれば、古く冷たい太平洋プレートのスラブに冷却され続けてきた前弧域（火山フロントと海溝の間）は、その地下深部の強度の高いマントルリソスフェア（mantle lithosphere）に支えられて変形が軽微であることは容易に理解される。一方、地下深部のスラブから火山フロントに続くマグマによって暖められている背弧側（火山フロントよりも日本海

側)では、地殻の強度は著しく低下するであろうか。その結果、東西に短縮する東北日本弧では短縮変形は背弧域に集中する。GPS観測で認められた日本海東縁のひずみ集中帯は、熱的に変形しやすい背弧域に弾性変形が集中することを示している。永久ひずみとして残される地層の褶曲や断層も大局的には同じ領域に集中するが、そのオーダー(ひずみ速度)が一桁違うことが課題として指摘されている。

つづいて、西南日本弧の地殻変動と応力場を概観しておく。逆断層が卓越する東北日本弧に対して、西南日本弧では北東-南西方向の右横ずれ断層と北西-南東方向の左横ずれ断層からなる共役の活断層系が発達する。活断層のタイプは異なるが、広域応力場は東北日本弧と同じ東西圧縮場である。主応力軸の σ_1 は東北日本弧と同様に東西方向であるが、南北方向が σ_2 ではなく σ_3 となるため、逆断層ではなく横ずれ断層が活動して島弧地殻が東西に短縮している。重力に起因する鉛直応力 $\sigma_{\text{Vertical}}(\sigma_V)$ は場所によらず一定であり、東北日本弧では σ_1 と σ_2 のいずれも水平面内にある。すなわち、東北日本弧ではテクトニックな水平応力がいずれも重力に由来する σ_V よりも大きい。ところが、西南日本弧では一方が σ_V よりも小さくなっている。このことから、地殻に働くテクトニックな応力は、東北日本弧よりも西南日本弧の方が小さくなっていることが分かる。粘弾性体に働く応力は距離に応じて減衰するので、本州に働く東西圧縮応力場の原因が東側から働いていることが推定できる。

ところで、地殻内地震の震源メカニズム解は、四国においてもP軸が東西方向、すなわち東西圧縮応力場であることを示している。このことは、四国の地殻に働く応力方位とその直下に沈み込むフィリピン海プレートの運動方向(北西向き)は一致せず、地殻内応力の原因が沈み込むプレートの運動方向に依存しないことを示している。

九州から琉球弧にかけては、弧と直交する方向の伸張テクトニクスが進行している。東北日本弧や西南日本弧に比べて地震活動が低調であるため広域応力場は明瞭ではないが、沖縄トラフのリフティング(rifting)や島原地溝帯の形成などは、広域引張応力場であることを示している。主応力軸配置は σ_1 が鉛直で σ_2 が弧の方向であり、 σ_3 が弧と直交する方向となる。陸域が少ないために過去の地殻変動を調べる手立てが少ないが、少なくとも新第三紀を通じてフィリピン海プレートが沈み続けており、基本的には海水準変動の影響を受け地殻変動が軽微であったと推定される。

伊豆-小笠原弧はフィリピン海プレートの東縁に成長してきた島弧で、何度も背弧拡大を経験してきた。短縮テクトニクスを被ったと思われる事象はほとんどなく、広域応力場は中立なし引張場であったと考えられる。四国海盆の拡大は2,500~1,500万年前であり、当時は島弧と直交する方向の引張場が支配したであろう。現在、伊豆火山弧の背後(西側)では八丈リフトや鳥島リフトなど伸張テクトニクスが進行しており、島弧に直交する方向の引張場であると推定される。伊豆半島の東部から伊豆大島にかけては多数の単成火山群が認められ、その方向が北西-南東方向を示すことからその方向が水平最大主応力軸 $\sigma_{\text{Horizontal-max}}(\sigma_{\text{H-max}})$ に相当するが、本州との衝突帯に近いこと、局所的な応力場を示しているのかもしれない。伊豆-小笠原弧も琉球弧と同様に、新第三紀を通じて中立なし伸張テクトニクスであったと推定される。

このように、日本列島の現在のテクトニクスは、それぞれの弧-海溝系ごとに圧縮応力場から中立的応力場、そして引張応力場まで認められる。より広域のテクトニクスから見れば、千島弧と琉球弧、そして伊豆-小笠原弧の中立~引張応力場が一般的であり、北海道から本州を経て北九州までの東西圧縮応力場が特異である。北海道中軸部が北アメリカプレートとユーラシアプレートの衝突境界であり、南部フォッサマグナは本州と伊豆-小笠原弧の衝突帯であるので、その周囲で短縮テクトニクスが生じているのは理解できるが、本州の広域で東西圧縮応力場に置かれている状況は極めて異質である。つづいて、地質学的時間スケールで広域応力場がどのような変遷を辿ったのかを時間編年に沿って振り返る。

2.2.3 東北日本弧の後期新生代テクトニクス

ここでは、典型的島弧である東北日本弧の新生代テクトニクスを概観し、島弧スケールで進行し転換してきた地殻変動と、その原因である当時の応力場の関連を整理していく。日本列島は大陸縁辺に海洋プレートが沈み込むことによって成長してきた陸弧であり、前期中新世から中期中新世初頭にかけて起こった日本海の拡大によって島弧に移行した。日本海の拡大は古地磁気学的研究により明らかにされた（図 2.2.3-1）。

およそ 1,500 万年前よりも古い地層や岩石が記録する残留磁化方位が、西南日本弧では時計回りに、東北日本弧では反時計回りの方向に偏っていることから、前期中新世にそれぞれが反対回りに回転した結果、今日見られるような弧状列島になったと考えられている（Otofujii *et al.*, 1985）。

日本海の拡大時期には島弧の方向に平行な岩脈群が貫入し、多数の地溝（graben）や半地溝（half-graben）が形成（山路, 1989）されていることから、島弧に直行する方向の引張応力場であったと考えられる（図 2.2.3-2）。東北日本弧の回転・移動とその背後の日本海盆の拡大の原因は太平洋プレートのスラブのロールバックであり、南東に後退する日本海溝に追従するように東北日本弧が移動した。その背後の日本海盆はリフト帯がブレイクアップ（break up）して海洋底拡大に移行したため、不明瞭ながらも海洋底地磁気異常が形成された。

東北日本弧の地殻は、日本海の拡大に伴って水平方向に伸張変形を被りつつ移動していった。下部地殻は塑性変形しながら薄化した。静岩圧（封圧）も温度も低い上部地殻は脆性変形領域なので、正断層による地溝や半地溝が成長しつつアイソスタティックに沈降していった。底生微化石に基づく、前期中新世の末期に東北日本弧は陸から浅海帯、そして漸深海帯へと一気に沈降していった様子が復元されている（図 2.2.3-2）。このときの急激な深海化は、かつては西黒沢海進と呼ばれていて、テクトニックな沈降（mechanical subsidence）と考えられている。日本列島を大陸から弧状列島へと引き離れた地殻変動によって、島弧地殻には無数の正断層が形成され、このときの古傷（正断層）が後に再活動して今日の地形を形作ることになる。

日本海の拡大が終了したおよそ 1,500 万年前以降、東北日本弧の地殻変動は 1,000 万年以上も静穏であった。広い範囲が深い海底となり、火山活動も一気に減衰した。この中期中新世の広域的な深海化はいわゆる女川期の海進と呼ばれており、火山活動だけでなく断層運動もほとんど認められず、前期中新世の活発な火山活動に引き続く島弧地殻の冷却に起因した熱的沈降（thermal subsidence）と考えられてきた。しかしながら、数値計算に基づく検討から、地殻の熱的沈降のみでは地質学的に見積もられた東北日本弧の沈降量をまかないきれないとの指摘がある（山路敦氏私信）。

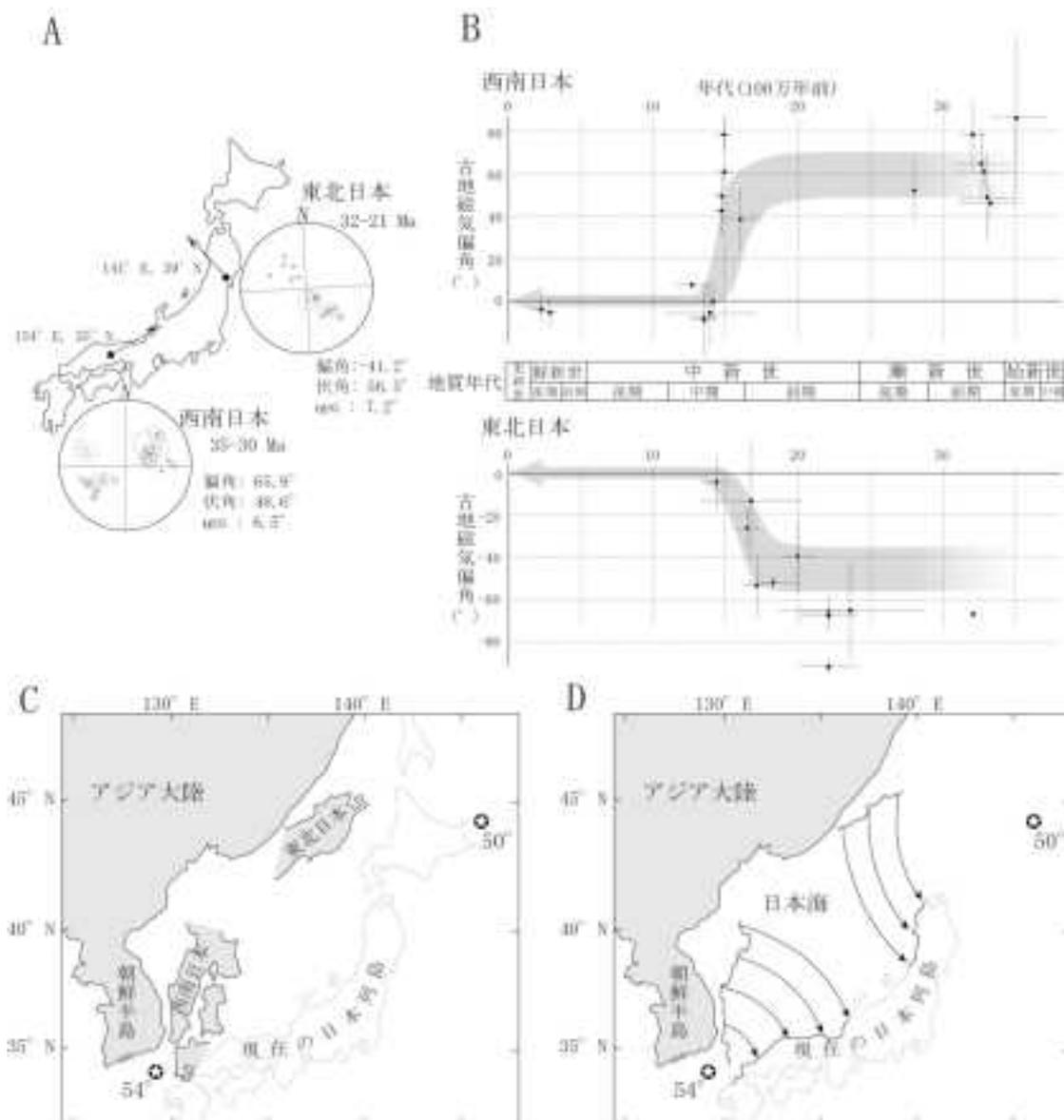


図 2.2.3-1 古地磁気により明らかにされた日本海の拡大時期と拡大様式 (Otofuji *et al.*, 1985 に加筆)。

中新世よりも古い岩石の古地磁気方位が示す東北日本弧の西向きと西南日本弧の東向きは、それぞれが反時計回りおよび時計回りに回転したことを示す(A)。古地磁気偏角の年代変化から、東北日本弧と西南日本弧の回転運動は、前期中新世後期から中期中新世の初期に起こったと考えられる(B) 27~12Ma のデータは Baba *et al.*, 2007。これらから、中新世以前には日本列島は大陸に接して日本海は存在していなかったこと(C)、そして中新世の中頃に東北日本弧と西南日本弧が観音扉の様に回転して日本海が形成されたことが判明した(D)。

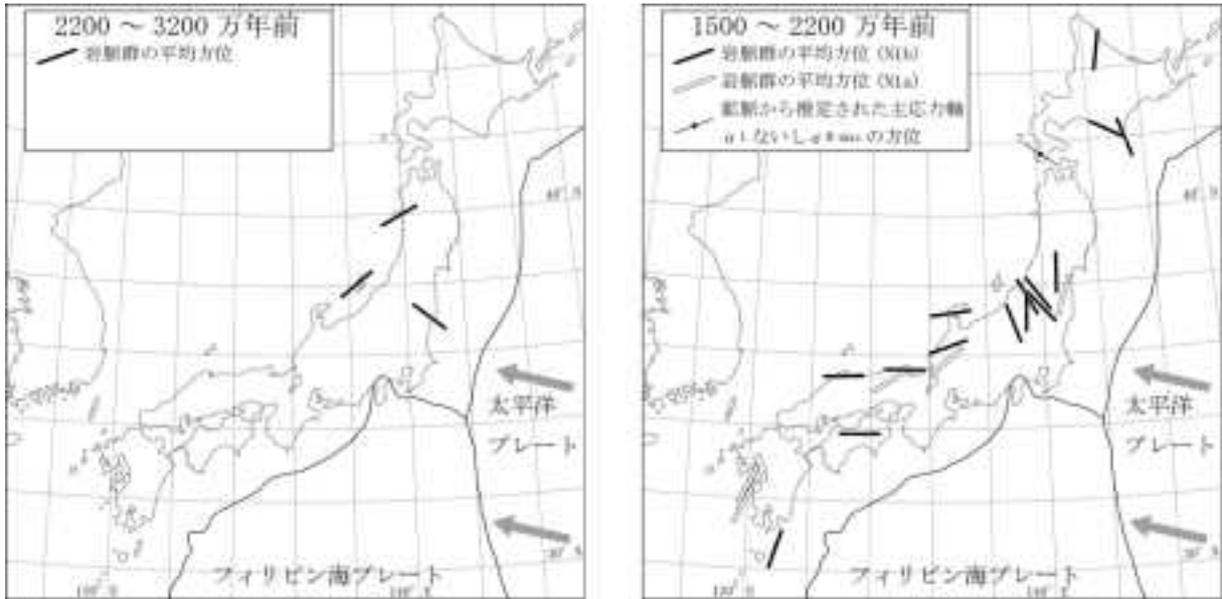


図 2.2.3-2 平行岩脈群の方位から推定される広域応力場(山元, 1991 にプレート運動を加筆). 島弧に平行な岩脈群は σ_{H-max} を表し, 地溝や半地溝が多数形成されるなど当時は正断層運動が卓越していたことから, 広域引張応力場であったと考えられる. したがって, 島弧と平行な方向が σ_2 , 島弧と直交する方向が σ_3 であったことになる.

広い範囲が水没していた中期中新世に対して, 後期中新世~鮮新世に東北日本は徐々に隆起して陸地が広がっていった(図 2.2.3-3). 脊梁など早い段階で陸化した周囲には粗粒な堆積物が供給され, ついには礫岩が浅海域を埋積していったが, 日本か沿岸などでは陸化は遅れ, 秋田や新潟などでは第四紀まで海域が残された地域がある. この広域隆起は古くから出羽変動と呼ばれ, 数百万年前には既に隆起が開始したとする見解もある(守屋ほか, 2008). 当時, 脊梁山脈に沿って無数のカルデラが形成され多量の珪長質火砕流堆積物が堆積していることから, 活発なマグマ活動に伴う熱的な隆起が海退の原因と考えられているが, 定量的考察はなされていない. 顕著な断層運動や褶曲構造の形成などが認められず, 後期中新世~鮮新世の広域隆起の原因が広域応力場の変化に起因するというよりも, 中期中新世の広域沈降と同様に地殻の熱構造に起因すると推定されている.

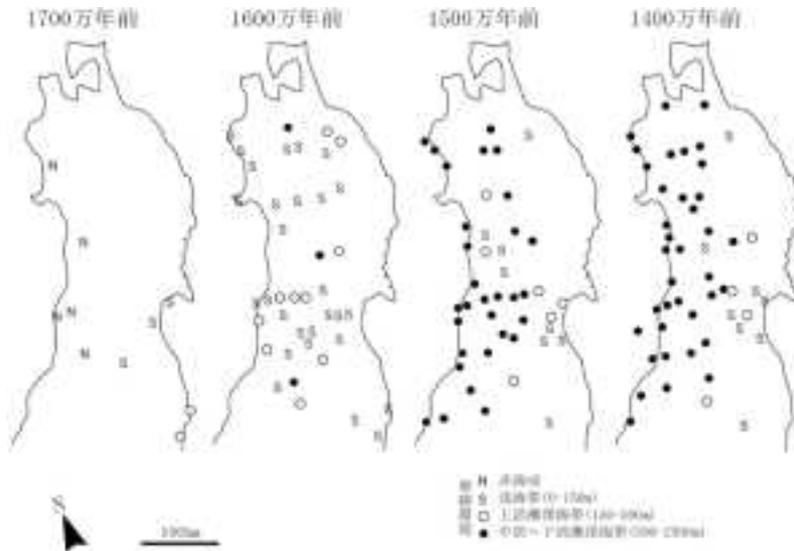


図 2.2.3-3 各種の底生生物化石に基づいて推定された1,700~1,400 万年前の東北日本弧の古水深の変遷(山路・佐藤, 1989). 陸域が広がっていた東北日本は1,700 万年前頃から水没し始め, 1,500 万年前までに一気に深海化した. この急激な沈降は, 日本海の拡大に伴い島弧地殻が伸張・薄化し, そのアイソスタティックな応答を表していると考えられている(Yamaji, 1990).

このように、1,500 万年前から第四紀の強圧縮応力場までのおよそ 1,200 万年間、東北日本弧の地殻変動は大局的には静穏であった。前半は緩慢な沈降、そして後半はゆっくりとした隆起運動が認められるが、日本海拡大時期のような明瞭な伸張テクトニクスも第四紀に特徴的な強短縮テクトニクスも認められない(図 2.2.3-4)。現在の東西短縮テクトニクスから考えれば、中期中新世から鮮新世の中立的応力場と静穏なテクトニクスは一見特異な現象に映る。しかしながら、時間幅を考えるならば、この 1,200 万年間が弧-海溝系においては定常的状态であり、強伸張テクトニクスや強短縮テクトニクスは、そのようなプレート幾何学及び運動学に起因する特殊な状況とみるべきであろう。

もう一点、広域応力場に関する問題を指摘しておかなければならない。図 2.2.3-5 に示すように、中期中新世～鮮新世の東北日本弧の応力場は中立的であったが、 σ_{H-max} の方向が北西-南東方向を示すものが多い(大槻, 1989; 山元, 1991; Sato, 1994)。日本海拡大時期の島弧に直交する伸張テクトニクスでは σ_{H-max} は島弧に平行であり、一方、第四紀の短縮テクトニクスでは σ_{H-max} は島弧と直交方向となる。ところが、島弧の方向に斜交する広域応力場は太平洋プレートの運動のみでは再現されず、東北日本弧の広域応力場は北海道中軸部における北アメリカプレート(千島弧)とユーラシアプレート(東北日本弧)の衝突の影響を強く示唆する。現在の東西圧縮応力場は非常に強いため σ_{H-max} は東西方向に揃うが、そのバックグラウンドとして北西-南東方向の広域応力が働いている可能性にも留意する必要がある。

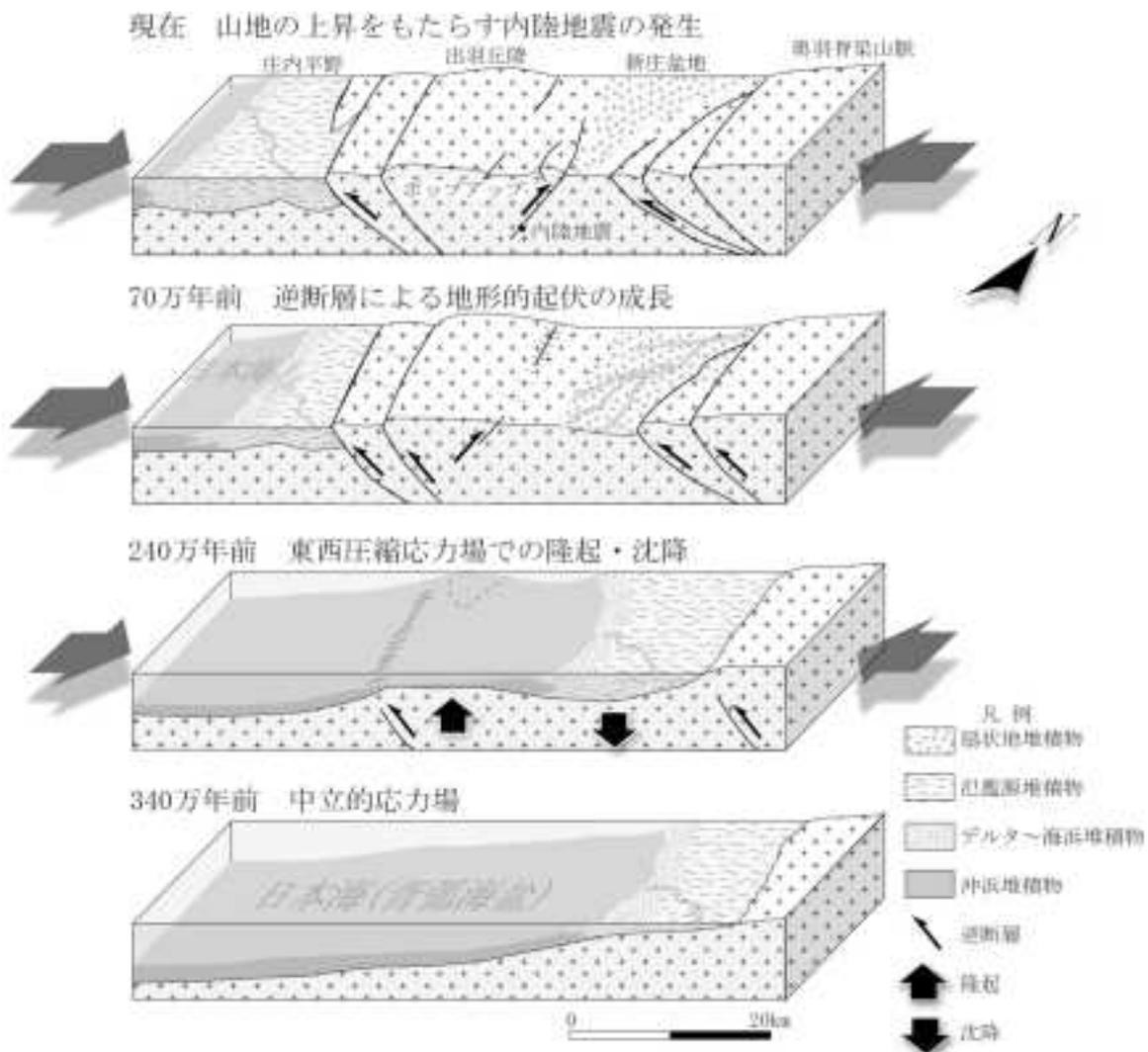


図 2.2.3-4 鮮新世以降の東北日本弧の隆起過程概念図 (佐藤, 1992 より作成)

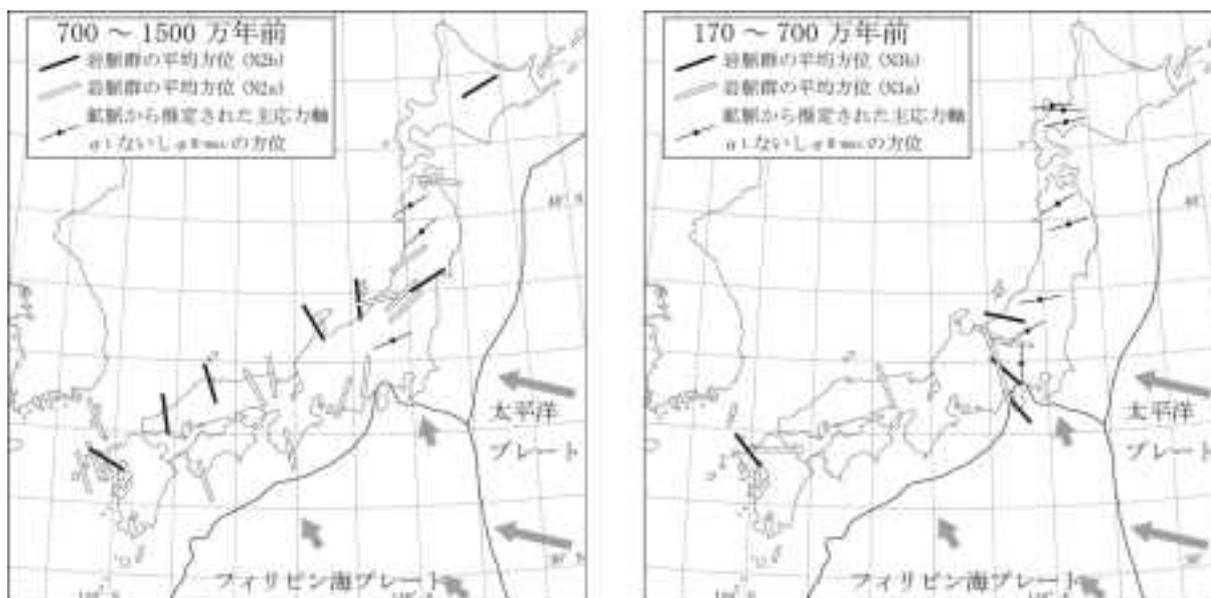


図 2.2.3-5 平行岩脈群の方位から推定される広域応力場(山元, 1991 にプレート運動を加筆). 中期中新世(左)の西南日本弧に見られる応力場は, 1500 万年前に短期間発生した島弧直交方向の短縮テクトニクスを反映したもので, いわゆる砥部衝上断層運動に代表される. 一方, 東北日本弧では中期中新世~鮮新世にかけて島弧に斜交する応力場が見られるが, 地殻変動は軽微であった.

つづいて, 第四紀の東北日本弧の地殻変動を示す. 鮮新世以降に徐々に隆起して陸域が広がってきた東北日本弧は, 第四紀になると圧縮応力場のもとで地殻が東西に短縮し, 地形的起伏が成長していった(図 2.2.3-4). 東北日本弧では南北方向に連なる逆断層が活動し, 逆断層で挟まれた範囲がポップアップとして隆起帯(山地)となり, あるいは沈降域(山間盆地)となって現在の地形が作られている. 活断層のほとんどは過去の断層の再活動である. かつての沈降域を埋積した厚い地層が第四紀には変形しつつ隆起に転じていることから, 活断層は日本海拡大時期に活動したかつての正断層が, 現在の圧縮応力場のもとで逆断層として再活動しているものであり, 典型的なインバージョンテクトニクスといえる.

日本列島のうち本州の第四紀広域応力場は東西圧縮が明瞭である. 図 2.2.3-5 は岩脈群の方位から推定された σ_{H-max} を表しているが, 活断層の方位と運動センスや内陸地震の P 軸(圧縮軸)方位などあらゆる情報は東西圧縮応力場を示している. 南部フォッサマグナ周辺で応力軌跡が乱れているのは, 伊豆-小笠原弧の衝突による影響であろう. 重要なのは, 現在の広域応力場は日本列島に沈み込む 2 つの海洋プレート, すなわち太平洋プレートとフィリピン海プレートの運動に起因すると予想されるが, 必ずしも運動方向に一致しない点である. 例えば, 四国などフィリピン海プレートが北西に沈み込んでいるにもかかわらず, 内陸地震は東西圧縮応力場を示唆している.

東北日本弧だけを見るならば, 西に高速度で移動する太平洋プレートに対して島弧地殻が東西に短縮していることから, 圧縮応力場の原因が太平洋プレートの運動そのものにあると理解され得る. しかしながら, 数十年おきに発生する海溝型地震によって, それまで内陸地殻に蓄積されてきた歪みエネルギーはリセットされてしまうため, 内陸地震を発生することが困難であることは古くから地震学で指摘されてきた(飯尾, 2009). また, 過去 1,500 万年間を振り返ってみただけでも, 東北日本弧の応力場は幾度か転換し, また地殻変動が静穏な時期と活発な時期は明瞭に区別される. しかしながら, 太平洋プレートの運動は少なくとも過去 4,000 年以上に亘って大きく変化していない(Harada and Hamano, 2000). したがって, 内陸地震や活断層の活動, そしてそれらの地質学的時間スケールでの積算である島弧地殻の変形(山地

や内陸盆地の成長)が、日本海溝に沿って沈み込む太平洋プレートと上盤である東北日本弧との間の摩擦によってもたらされるとする従来のモデルは多くの矛盾点を抱えている。



図 2.2.3-6 平行岩脈群の方位から推定される第四紀の広域応力場(山元, 1991 にプレート運動を加筆)。

東北日本弧では島弧に直交する方向の σ_{H-max} が明瞭である。南北方向の逆断層が活動していることから、この方位が σ_1 で南北方向が σ_2 、そして鉛直方向が σ_3 となる。

さらに、第四紀の東西圧縮場の開始時期に関する問題も指摘しておかなければならない。日本列島の地殻変動は、それまでの時代(中期中新世～鮮新世)に比べて第四紀が劇的に活発になったことが地質学的研究によって知られている。それらは、かつて島弧変動とか六甲変動、あるいはネオテクトニクスなどと呼ばれていて、多くの地質研究者の関心を集めてきた。その後、地質学における地層の年代決定の精度や確度が向上してきたが、いわゆる第四紀の圧縮場の開始時期を明確にすることはなかなか難しい。圧縮場の開始とともに島弧地殻は変形し、山地の隆起や内陸盆地の沈降によって地形学的起伏が成長する。隆起した山地は浸食され、削剥された碎屑物は内陸盆地や海岸平野などを埋積していく。したがって、山地の隆起時期や内陸盆地の堆積開始時期を明らかにすれば、日本列島がいつから圧縮場に置かれたのか特定することができる(図 2.2.3-7)。

しかしながら、隆起した山地が被る浸食作用は記録を消失させる要因となるので、隆起開始時期を明らかにすることは困難である場合が多い。また、内陸盆地の堆積物は陸成層であるので年代決定の精度を欠く。とくに、中立的応力場から圧縮応力場への変換が瞬時に切り替わるとは考えられず、圧縮応力は徐々に増加したことが推察される。その結果、圧縮応力場の開始に対する地質学的応答は、最初は信号が微弱であろう。したがって、現在推定されている圧縮応力場の開始時期(およそ 300 万年前)は、過少見積りりの可能性がある。どの地質現象をもって圧縮応力場の開始と見なすか、論理的枠組みを構築する必要がある。

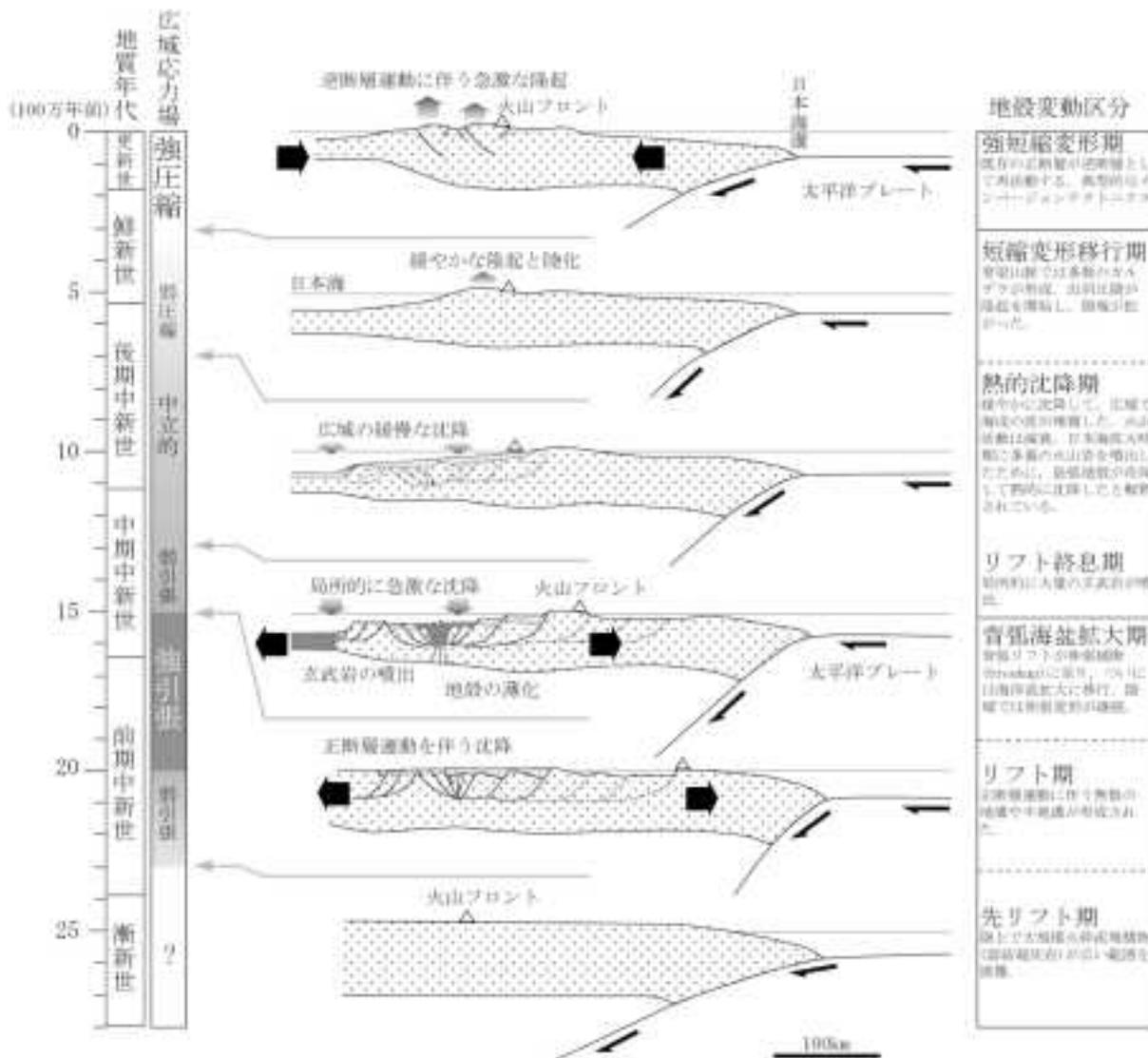


図 2.2.3-8 東北日本弧の後期新生代地質構造発達史概念図 (佐藤, 1992 を元に作成)。

2.3 変形場の移動による新規断層発生の検討

【実施内容】

東北日本におけるこれまでの知見によれば、東北日本においては一定の広域応力場が継続していると考えられている期間においても、広域応力による地質構造の変形場が一定方向に移動し、同時に断層活動の主たる活動場が移動した可能性がある。平成27年度は、変形場の移動に関する既存知見の収集・整理を行い、変形場の移動に要する時間スケール（不確実性を含む）とメカニズムに関する知見の整備を行い、課題を抽出する。この成果は、原子力規制委員会が整備する100万年を超える超長期間の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分およびそれに先立つ処理に対する規制上の考慮事項に反映される。

【成果】

2.3.1 既存断層の再活動にかかる時間スケール（同一テクトニックセッティングにおける断層再活動の時間遅れ）

日本列島が将来数十～数百万年にわたって同一のテクトニックセッティングにおかれた場合においても、現在活動をしていないあるいは活動が顕著ではない断層の再活動の可能性について考慮に入れる必要がある。なぜなら、現在活動している活断層もあるテクトニックセッティングにおかれた直後に一斉に活動を開始したわけではなく、ある時間幅を持って活動を開始していることが指摘されているためである（道家ほか，2012）（図2.3.1-1）。例えば、東北地方は3.5～3.0 Maから現在のような東西圧縮場のテクトニックセッティングに置かれていると考えられているが、現在の活断層の開始年代には数百万年の幅がある（道家ほか，2012）。この事実は、東北地方において現在の東西圧縮場のテクトニックセッティングを獲得した後も、数百万年にわたって徐々に既存断層の再活動が発生したことを意味する。このことから、将来にわたって現在活動をしていないあるいは活動が顕著ではない断層が、数十～数百万年スケールで再活動する可能性が指摘される（Otsubo and Miyakawa, 2015）。

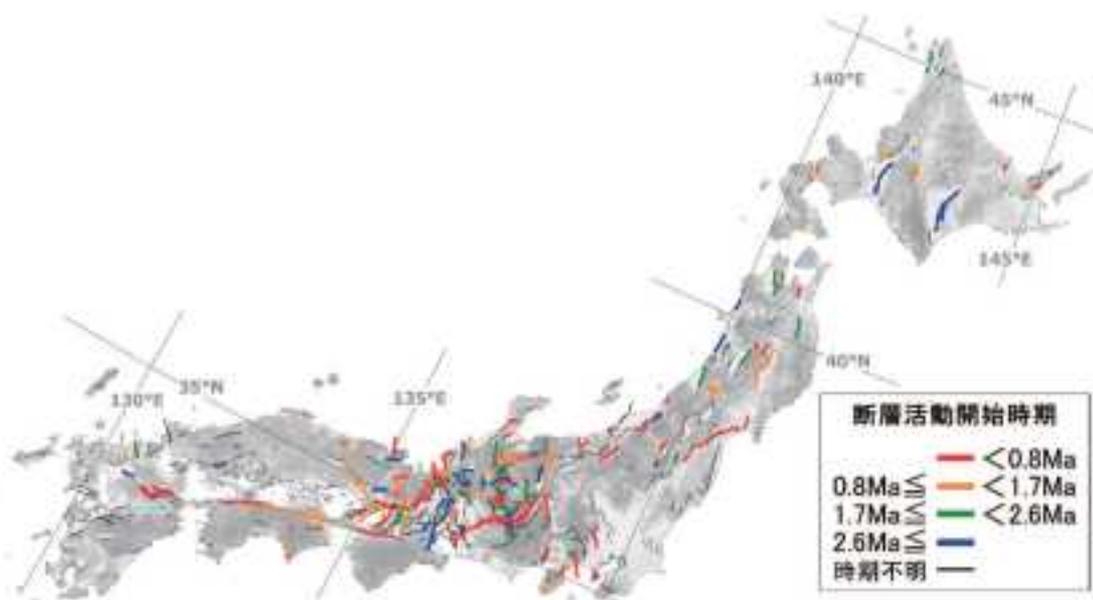


図 2.3.1-1 既存情報に基づく活断層の活動開始時期の分布（道家涼介 *et al.*, 2012）。

あるテクトニックセッティングが獲得されてから、長期的な時間遅れを伴う既存断層の再活動については、必ずしもランダムに発生するわけではなく、断層（再）活動場の移動として捉えることができる。例えば、Awata and Kakimi (1985) は東北地方において、日本海沿岸の活

断層（北由利衝上断層）と、脊梁山脈より東方（太平洋側）の活断層（奥羽山地東縁断層帯）の活動開始時期から、北由利衝上断層が先に活動開始し、その後奥羽山地東縁断層帯が活動を開始したことを示し、逆断層運動場の東進を指摘した。また、岸清・宮脇（1996）は、新潟中越地域において褶曲構造の形成場が海側（西）から陸側（東）へ1.5~1.0 Maの間に移動したことを示した。また、褶曲を伴う地形発達の場合、秋田から新潟にかけての日本海東縁地域における、最近数万年の断層関連褶曲活動場の東方への移動が指摘されている（Otsubo and Miyakawa, 2015）（図 2.3.1-2）。このように、既存断層の再活動は必ずしもランダムに発生するわけではなく、活動場の移動として解釈できるような傾向を持って発生することが考えられる。

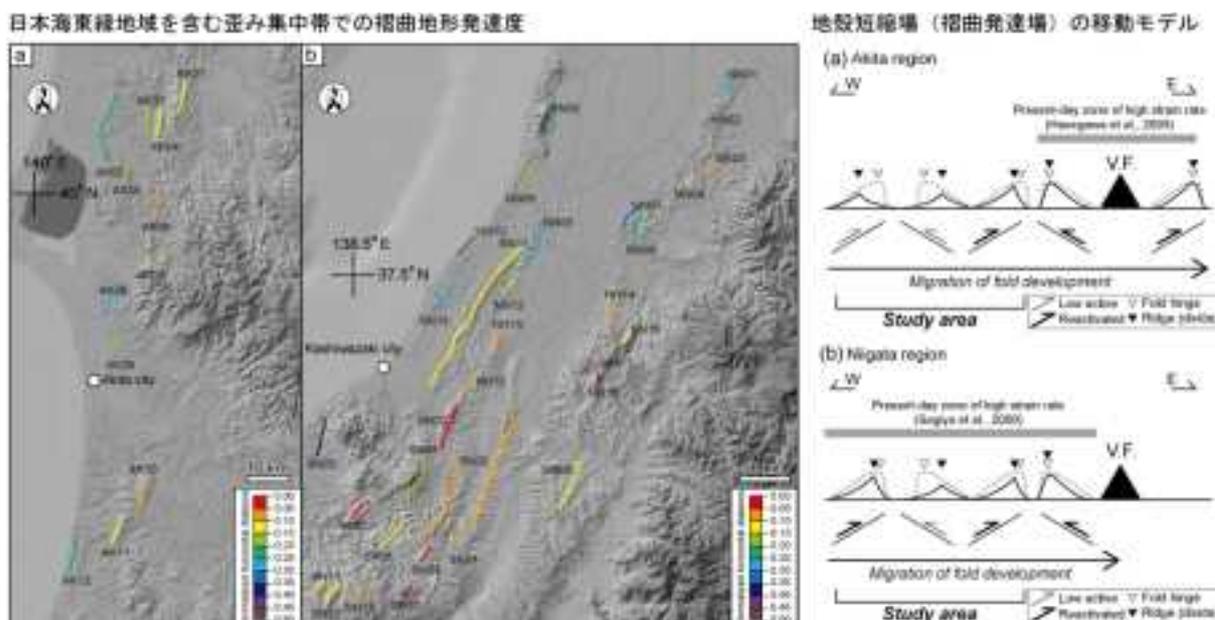


図 2.3.1-2 日本海東縁地域（秋田地域および新潟地域）での（左）褶曲のヒンジラインと地形的稜線のズレと、（右）両者のズレから推定される褶曲発達場の移動モデル（Otsubo and Miyakawa, 2015）。

既存断層の再活動が、断層活動場の移動のような傾向を持って発生する場合、その傾向が発生するメカニズムを理解することで、再活動の発生可能性やその時間スケールについて評価することができる。そのためには、天然における断層活動場の移動についての定量的評価や、それらを駆動するメカニズムについて、複合的な検討が必要である。そこで、今年度は最もシンプルなケースから検討を始め、複合的な検討を始める前の予察的検討および課題の整理を行う。具体的には数値シミュレーションにより、既存断層が存在するような地殻を、ある一様なテクトニックセッティング下に置くことで発生する、断層活動場の移動を再現する。また、再現された断層活動場が移動する際の、移動の特徴について検討することで、今後行うべき断層活動場の移動について予察する。

一様なテクトニックセッティングに置かれた、既存断層を含む地殻を模擬するために、下記の手順でモデル化を行った。地殻を模擬する完全線形弾性体のブロック（50 m × 800 m）を設定する。デタッチメント断層を模擬する水平不連続面を深度 4 m に設定する（図 2.3.1-3a）。このようなデタッチメント断層は、実際の地質体でも存在が想定される（Okada and Ikeda, 2012）。水平不連続面より上のブロック中に、断層を模擬する不連続面を傾斜 35 度で 160 m 間隔に設定する。次に境界条件とし、ブロック底面に上下水平方向に変位をしない固定拘束を与え、ブロック左右の面には上下方向のみに変位を許す（左右は変位しない）境界を設定する。

(図 2.3.1-3b). 最後に, 準静的な側方圧縮変形を加えるために, 水平不連続面より上のブロックに対して, 左側から 0.0001 m/s の非常に遅い速度で右に向かって短縮変位を加える. 計算コストを抑える目的でモデルサイズが実際の地殻スケールと異なるが, 準静的な変形を過程することで定性的には類似の変動過程が発生する.

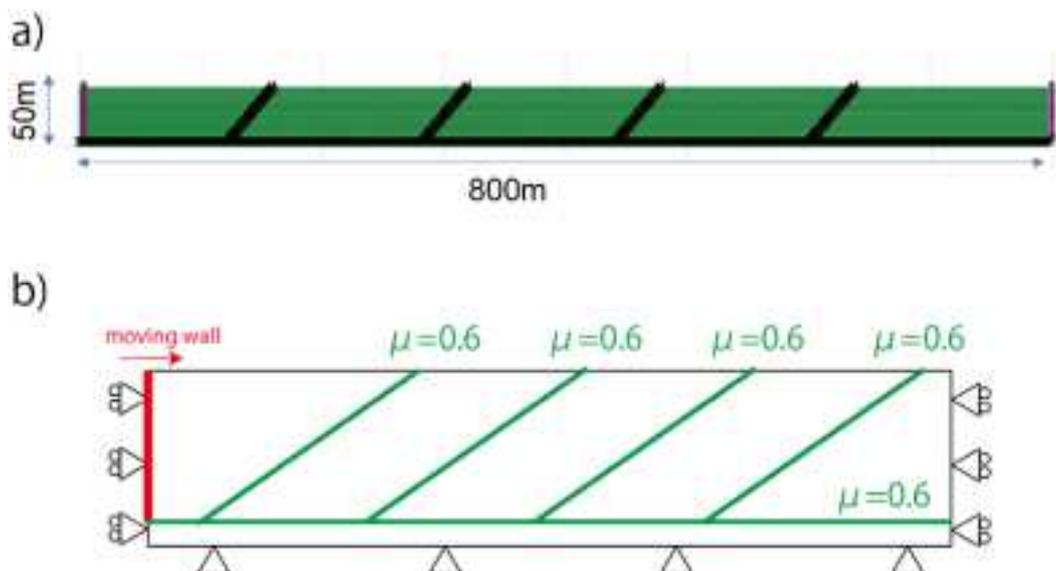


図 2.3.1-3 既存断層再活動シミュレーションモデルセッティング.

a) モデルジオメトリ. 緑色部は完全線形弾性体 (体積弾性率 $1.0 \times 10^9 \text{ Pa}$, せん断弾性率 $0.3 \times 10^9 \text{ Pa}$, 密度 2600.0 kg/m^3). 黒線は既存の不連続面を表す. 底部に水平不連続面を設定し, それより上部に 160 m 間隔で傾斜 35 度の不連続面を設定. b) モデルの概略図. モデル底部は変位を許さない固定境界. モデル側方は上下変位だけ許すローラー境界を設定. 不連続面 (緑線) には摩擦係数 0.6 を与える. 水平不連続より上部に左方から一定速度 (0.0001 m/s) で短縮変位を加える (moving wall).

シミュレーションの結果, 一様なテクトニックセッティング (水平短縮) を与えた条件において, 既存断層の再活動場の移動 (時間遅れ) が再現された (図 2.3.1-4). シミュレーション開始直後には, 最も左側 (移動壁側) の断層が活動を開始した (図 2.3.1-4b). その後 1 つ右側の断層が活動を開始し (図 2.3.1-4b), 断層活動場が右側に移動する様子が観察された (図 2.3.1-4c, d). この様子は, 断層間のひずみ速度の時間変化からも読み取ることができ, 断層の活動場の移動にともなってひずみ速度が空間変化している様子が読み取れる (図 2.3.1-5). また, 各断層間のひずみ速度をみると, 時間変化していることが読み取れる. これは, 100 万年を超える超長期間において, ある断層が再活動を開始した場合も常に一定の割合で活動するのではなく, その活動性が時間変化する可能性を示唆するものである. 一方, これらのモデル内で断層活動場の移動が発生した原因については, 内部の力学量 (応力, ひずみ等) に今後評価する必要がある.

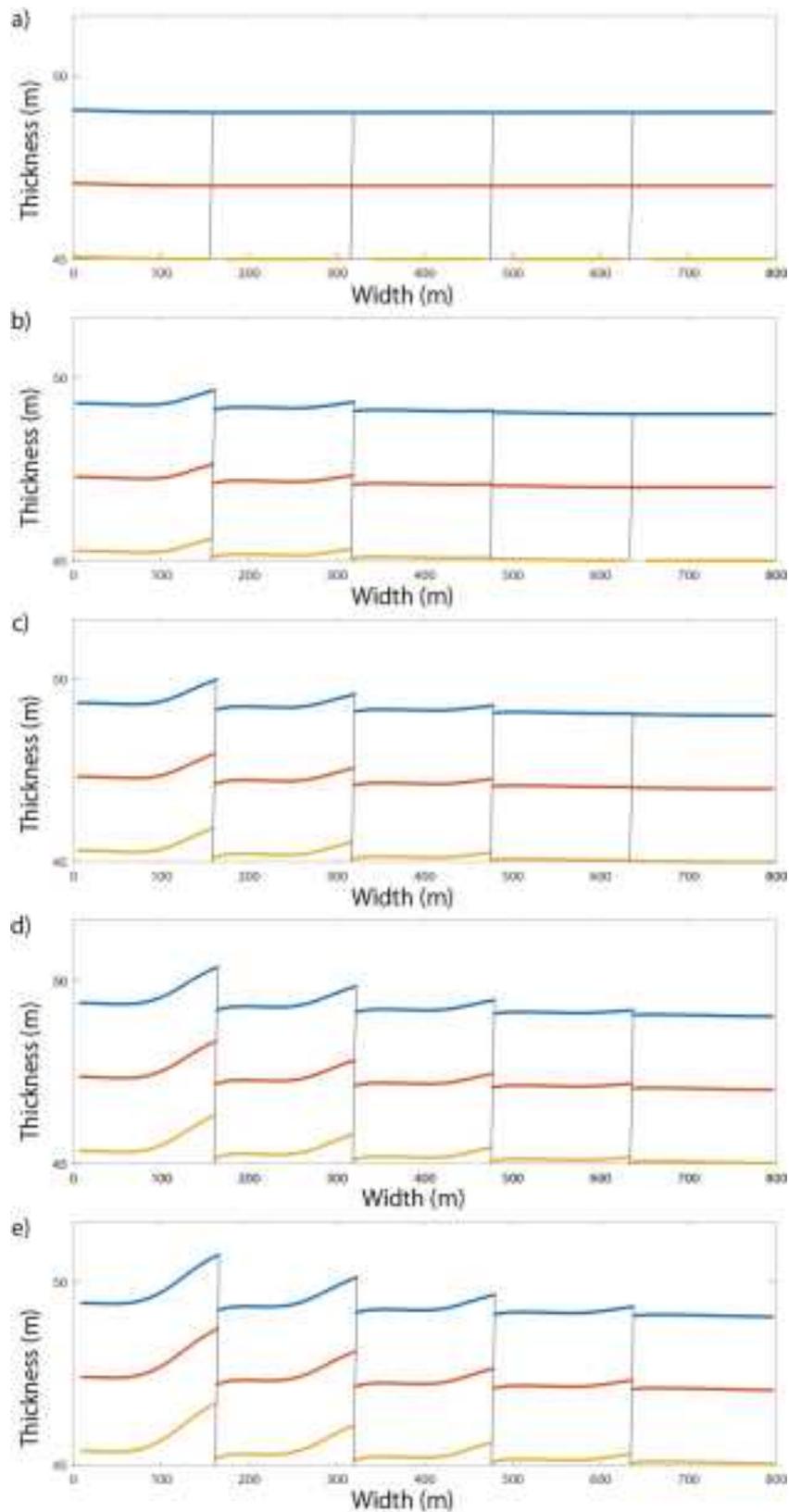


図 2.3.1-4 シミュレーション中の表層部変動の時系列表示 (20,000 秒, 2 m 短縮毎).

a)初期状態. b) 20,000 秒経過後 (2m 短縮後). c) 40,000 秒経過後 (4 m 短縮後). d) 60,000 秒経過後 (6m 短縮後). e) 80,000 秒経過後 (8 m 短縮後). 青線が地表, 赤線・黄色線が初期深度 2 m 毎のマーカ (地層面). 黒線が初期設定された破断面 (断層).

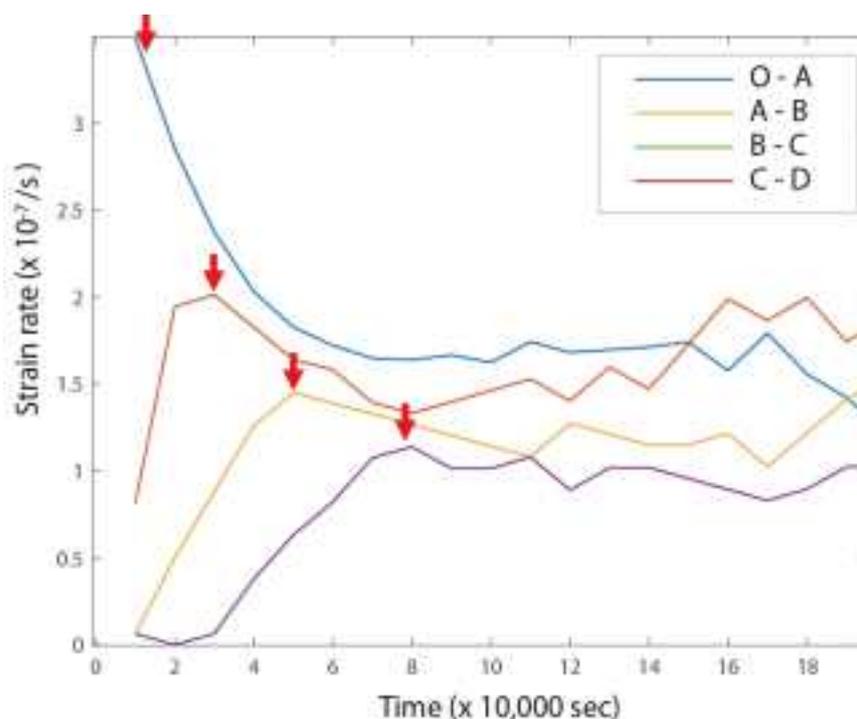


図 2.3.1-5 断層間のひずみ速度.

モデル左側から、O-A、A-B、B-C、C-D. 赤矢印は各区間ではじめに現れるひずみ速度のピーク.

今年度の検討から、数値シミュレーションにより、一様なテクトニックセッティングにおける断層活動場の移動を再現するモデルを構築することができた。また、本シミュレーション結果から、一様なテクトニックセッティングにおける断層の活動度の時間変化が示唆された。今後このモデルにもとづいて断層活動場の移動メカニズムを明らかにすることで、既存断層再活動の時間スケールを検討する必要がある。一方、今年度のモデルは非常に単純な力学モデルによるものであることに注意が必要である。将来的には、さらに天然に近い複雑なモデルとして、実際の地殻を構成するレオロジーや、マグマ活動などに起因する熱的要因、地殻流体などの流体の影響等を加味した評価が必要である。

2.3.2 新規断層の形成評価のためのモデルシミュレーション（既存断層近傍で発生する新規断層）

100 万年を超える長期的な地殻構造の発達過程においては、既存断層の再活動と同様に、新規断層が形成される可能性がある。先述したように、一様なテクトニックセッティング下においても、既存断層の再活動が時間遅れを伴って発生する。さらに一様なテクトニックセッティングが継続する過程で、既存断層が存在する環境下であっても新規断層形成の可能性が考えられる。例えば、南海トラフに分布する付加体のようなスラスト帯においては、既存断層

(in-sequence thrust) を新たに切る形で新規に序列外断層 (out-of-sequence thrust) が形成されることが知られている (Morley, 1988) (図 2.3.2-1)。これは、プレートの沈み込みに伴う、定常的な側方短縮場において、既存の断層が複数存在するにも関わらず、新規断層が形成される顕著な例と言える。このような、新規断層の形成が、既存断層が多く存在する日本列島のどのような場所で発生しうるのか、あるいは発生する可能性が低いのかを評価することは、長期的な断層活動性評価には重要である。

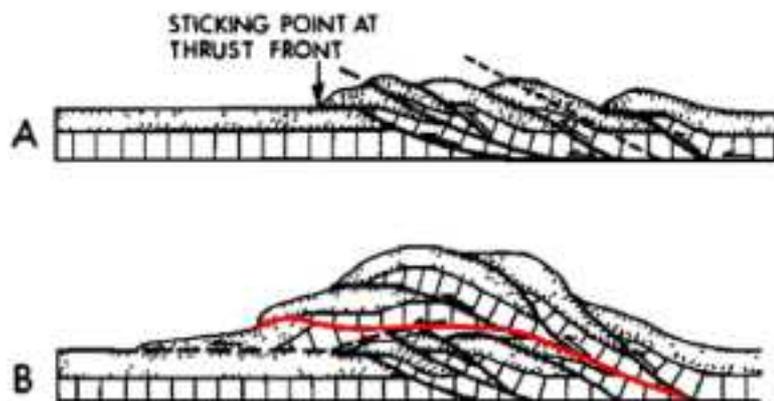


図 2.3.2-1 序列外断層の模式図 (modified after Morley (1988)).

断層が複数形成されたのち (A), それらの既存断層を切るように新規断層 (赤線) として序列外断層が形成される (B).

長期的時間スケールにおいて、既存断層存在下で新規断層が発生するかどうかを評価するためには、断層再活動性評価と同様、その発生メカニズムの理解が不可欠である。特に、新規断層の形成は、評価対象とすべき (既存) 断層が存在しない状態からその発生可能性についての評価が必要であるため、既存断層再活動性評価よりも一層の技術的困難さが予想される。そのため、その発生メカニズムの理解については、新規に発生した断層と思われる天然の断層調査を始め、その発生予測モデルの構築、その妥当性の評価など多層的な検討が必要だと考えられる。そこで今年度は、それらの多層的な検討の足がかりとして、数値シミュレーションにもとづいて、新規断層形成場を再現し、その発生メカニズムの理解のために必要な課題の整理を行う。

数値シミュレーションによる既存断層の形成過程の再現の例として、先に例示した序列外断層の形成モデルが提案されている (Miyakawa *et al.*, 2010) (図 2.3.2-2)。ただし、Miyakawa *et al.* (2010)では、序列外断層の形成にはプレート沈み込みに伴う、プレート境界断層の物性変化の重要性が指摘されている。このような、物性変化が日本列島のような一般的な地殻において発生するかどうかは、必ずしも自明ではない。そこで、今年度は同様の手法を採用しながらも、よりシンプルなモデル (明示的な物性変化を伴わないモデル) を対象に、一様なテクトニックセッティングにおける、新規断層の形成過程について検討する。これにより、Miyakawa *et al.* (2010)で提案されたモデルよりも、より普遍的な新規断層モデルの構築が期待できる。

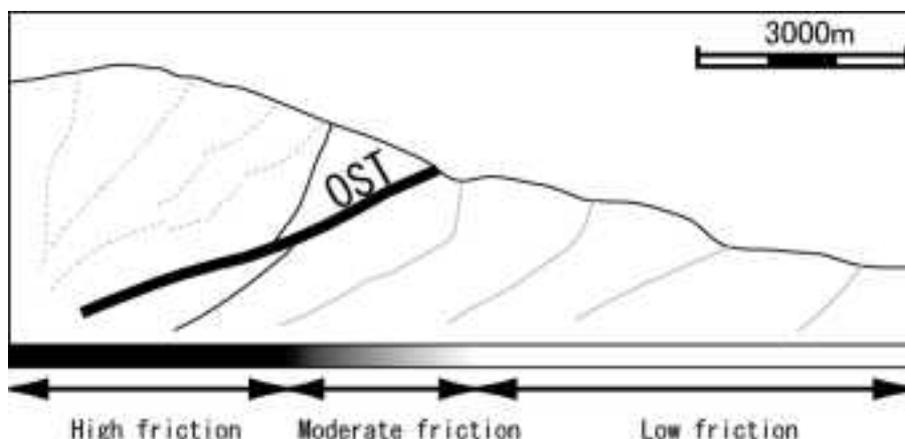


図 2.3.2-2 数値シミュレーション中で再現された序列外断層 (OST) (modified after Miyakawa *et al.*, 2010).

今年度の数値シミュレーションの基本セッティングは Miyakawa *et al.* (2010)に則る (図 2.3.2-3). その際, よりシンプルなモデルとして, プレート境界断層を模擬するモデル底部にて物性変化 (摩擦上昇) は入力しない. これにより, 定常的な側方短縮が継続する, 一様なテクトニックセッティングが進行するなかで, 断層形成過程がシミュレートされる.

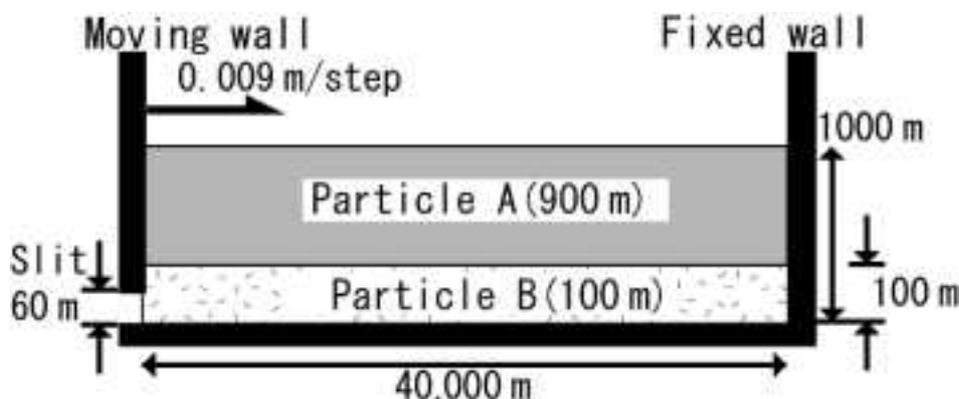


図 2.3.2-3 数値シミュレーションのセッティング (modified after Miyakawa *et al.*, 2010). Particle A, B にはそれぞれ, 地質体を主に構成する堆積層と, 堆積層底部に形成される水平滑り面 (デコルマ) を再現するパラメータを設定する (see Miyakawa *et al.*, 2010).

シミュレーションの結果, 既存断層が存在しない堆積層中に形成される新規断層と, 既存断層が存在する変形体内で形成される新規断層の二種類の新規断層が形成される (図 2.3.2-4, 5). 地質構造の変形の様子からは, 側方短縮を加える左側から右側に向かって逆断層が形成されていく様子が観察される (図 2.3.2-4). これらは, 新規に形成される断層の一種ではあるが, 既存断層が存在しない (既存断層よりさらに前方の) 堆積層中に形成された断層であるため, 今回対象とする既存断層存在下で形成される新規断層とは異なる. 一方, より詳細な断層活動を観察可能な速度場においては, 地質体の中に既存断層とは異なる位置で新規断層が形成される様子が観察される (図 2.3.2-5). 既存断層が地質構造の変形過程で形成当時より高角になる過程で, その既存断層と深部ではほぼ接するような位置から低角な断層が形成されている. シミュレーション中で形成された, スラスト帯における既存断層と深部で連結するような低角逆断層の存在は, 天然の地質構造としても知られている (図 2.3.2-6). これらのことから, シミュレーション中で再現された新規断層の形成過程は, 天然における新規断層の形成を模擬していると考えられる.

第2章 地質断層の再活動性及び新規断層発生に関する検討

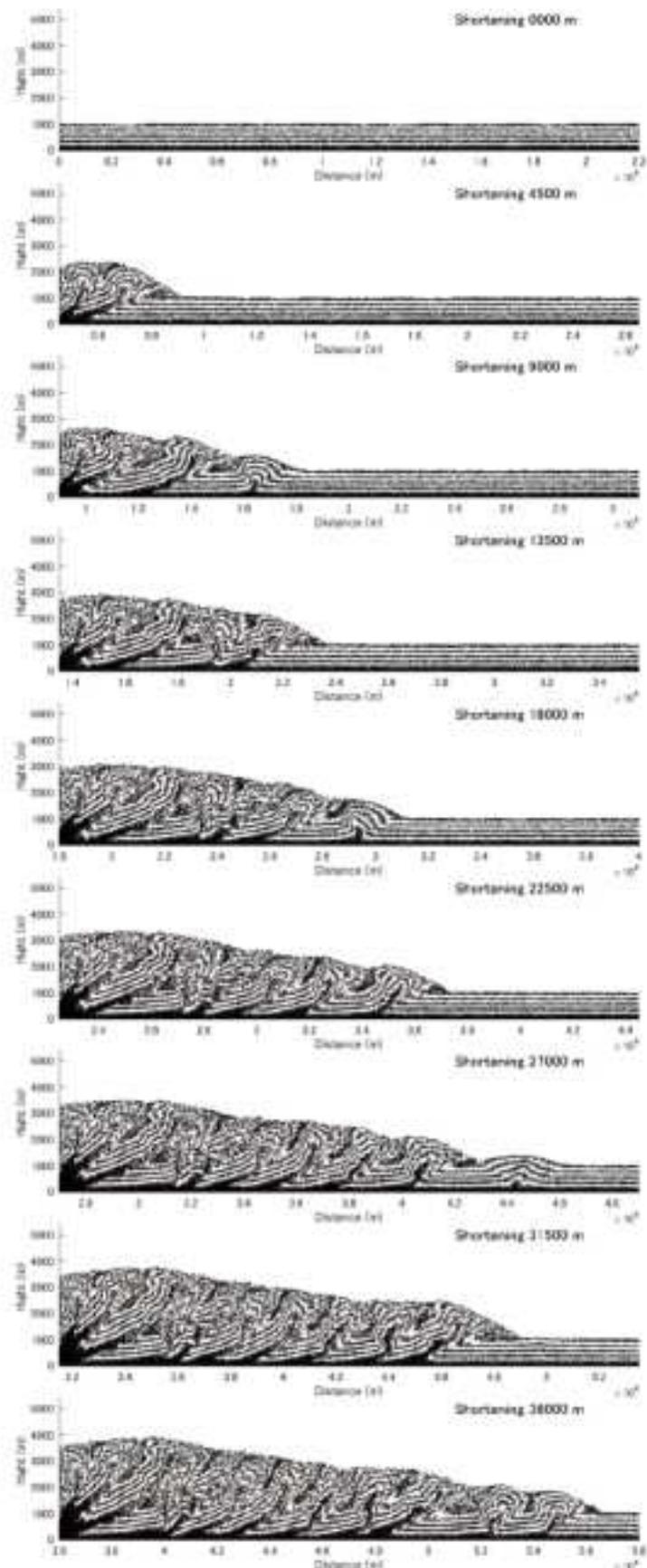


図 2.3.2-4 シミュレーション中の表層部変動の時系列表示 (4,500 m 短縮毎)

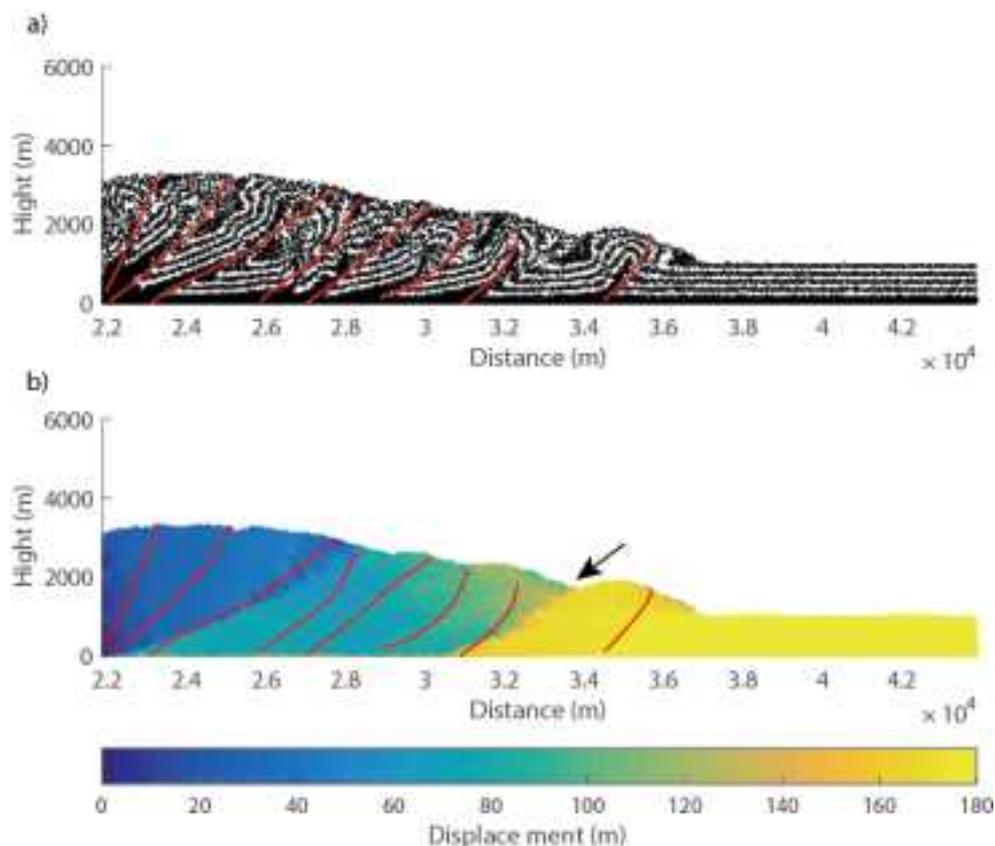


図 2.3.2-5 既存断層と新規断層 (21,870 m 短縮時)。

シミュレーションの結果形成される地質構造(a)と、変位場(b)。なお、変位場は 21,780 m 短縮時と 21,870 m 短縮時の差から算出。既存断層として形成されている断層 (赤線) に対して、新規断層として形成・活動する断層が変位場のコントラストとして確認できる (黒矢印)。

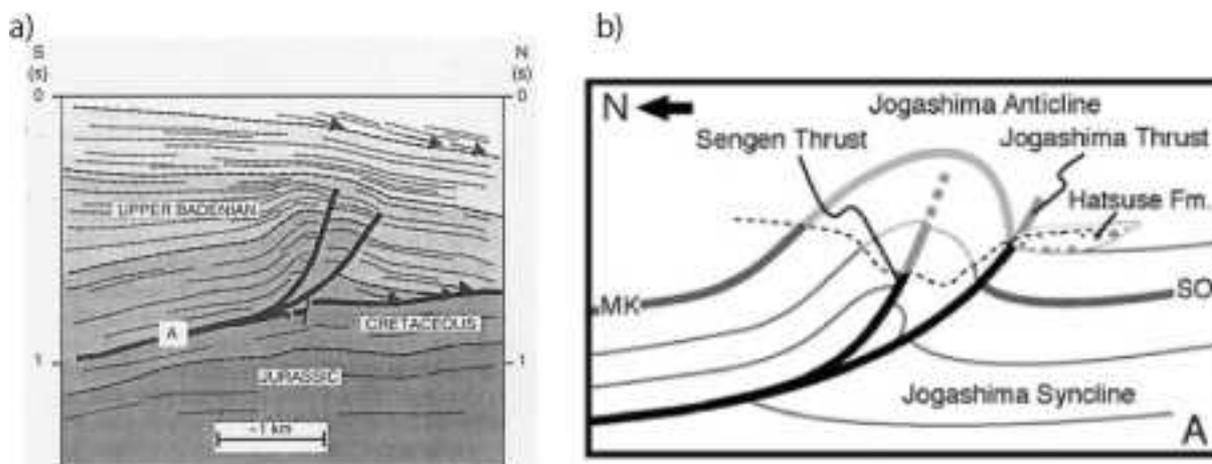


図 2.3.2-6 天然における深部ではほぼ接するような位置に存在する断層の例。 a) West Carpathians における衝上断層 (Krzywiec, 1997) b) 三浦半島における衝上断層 (Yamamoto et al., 2005)。

新規断層の形成評価のために今年度は、数値シミュレーションによる新規断層の形成過程の再現を行った。その結果、天然の地質構造としても知られる既存断層と接する新規断層の形成過程を模擬することに成功した。100 万年を超える超長期間での検討において、今後は、このような数値シミュレーションにおける既存断層存在下での新規断層の形成メカニズムを明らか

にすることで、天然の地質構造における新規断層形成評価法の検討が期待できる。一方で、天然で形成された新規断層についても地質構造学的手法（例えば、断層形状・活動履歴の定量化）を行うことで、数値シミュレーションから予想されるメカニズムの検証が求められる。

【まとめと今後の課題】

- 1) 近畿地方におけるスリップテンデンシーによる断層再活動性評価手法の検討のまとめ
 - ・ 走向・傾斜情報を有する活断層 127 条および地質断層 152 条の ST 算出により、活動的と予想される活断層では全体の約 70%が 0.7 を上回る高い ST の値を示した一方、非活動的と予想される地質断層では全体の約 50%の断層が 0.7 を下回る低い ST の値を示した。このことから、近畿地域においても大局的には断層の活動度を ST の値から推定することができると考えられる。
 - ・ 活断層の活動繰り返し周期と ST との関連性を検討した結果、繰り返し周期の長い活断層はおおむね ST 値が 0.7 を超えるが、活動の繰り返し周期の短い活断層においては低い ST を示すものも一部認められた。
 - ・ 活断層および地質断層が密集する近畿地域における ST 有効性を過年度の原子力規制委員会委託事業で実施した東北地域の結果と比較すると、東北地域では活断層に対しては活動的な結果（高い ST）、地質断層に対しては非活動的な結果（低い ST）が得られたのに対し、近畿地域において、地質断層であるにも関わらず高い ST の値を示す地質断層が認められた。この原因については、3つの可能性、すなわち、①これまで見逃された可能性のある活断層、②今後再活動する可能性のある断層、③ST 計算における不適切なパラメータの入力が考えられる。
 - ・ スリップテンデンシー計算に関するパラメータの決定に関して、摩擦係数および間隙水圧が ST に対する活動性評価の不確実性を増大している可能性を指摘することができた。
 - ・ 活断層活動によって励起される周辺地域のクーロン応力変化に対する検討をおこなったところ、剪断応力が増加する事が判明した。
 - ・ 広域応力場の時間変化に対する断層活動の反応性について、外房地域を対象とした事例研究を行った。その結果、最近 100 万年程度の間において、10 万年スケールで発生した応力変化によって地質図規模の断層がそれらの応力に応じて再活動と停止を経験したと考えられることがわかった。
- 2) 広域応力場の変遷の検討によるまとめ
 - ・ 日本列島、千島弧、東北日本弧、西南日本弧、琉球弧、伊豆-小笠原弧に区分し、過去 2,500 万年間の地質構造発達史の概要を示すとともに、つづいて広域応力場の変遷を整理した上で、日本列島のテクトニックな枠組みをとりまとめた。
- 3) 変形場の移動による新規断層発生の検討のまとめ
 - ・ あるテクトニックセッティングが獲得されてから、長期的な時間遅れを伴う既存断層の再活動については、必ずしもランダムに発生するわけではなく、断層（再）活動場の移動として捉えることができる。既存断層の再活動が、断層活動場の移動のような傾向を持って発生する場合、その傾向が発生するメカニズムを理解することで、再活動の発生可能性やその時間スケールについて評価することができると期待できる。
 - ・ 天然における断層活動場の移動についての定量的評価や、それらを駆動するメカニズムについて、複合的な検討が必要であり、数値シミュレーションにより、既存断層が存在するような地殻を、ある一様なテクトニックセッティング下に置くことで発生する断層活動場

の移動を再現するモデルを構築することができた。

- ・本シミュレーション結果から、一様なテクトニックセッティングにおける断層の活動度の時間変化が示唆された。
- 4) スリップテンデンシー(ST)による断層再活動性評価手法の検討の今後の課題
- ・断層の活動性が高いものは ST が高く、活動性が低いものは ST が低いという傾向があるということであり、ST の値から個別に活動性を評価するには物理的な解釈も含め、今後の検討課題である。
 - ・断層活動による地域的な応力変化に関しては、クーロン応力のみで周辺地質断層の活動性が劇的に変化することは容易ではないと予想される。100 万年を超える超長期間での断層再活動性評価に関して、クーロン応力変化分とスリップテンデンシー値の関係については今後検討していく必要があると考えられる。
 - ・断層の間隙水圧の不確実性に関しては、過年度の原子力規制委員会委託事業で実施した福島県浜通り地震のように摩擦係数や間隙水圧の不確実性により断層活動性評価にも不確実性が生じることが地質断層においても検討可能であることが確認された。ただし、活動的でない地質断層への間隙水圧の供給プロセスの理解が今後の課題である。
- 5) 広域応力場の変遷の検討に対する今後の課題
- ・地質学的時間スケールで日本列島の将来予測を行うためには、①プレート運動学と上盤プレート縁で生起する地殻変動の因果関係の解明と、②将来のプレート運動学の両方に対する検討が必要がある。
- 6) 変形場の移動による新規断層発生に関する今後の課題
- ・モデル内で断層活動場の移動が発生した原因については、内部の力学量(応力、ひずみ等)に今後評価する必要がある。
 - ・今年度のモデルは力学モデルに過ぎない。将来的には、さらに天然に近い複雑なモデルとして、実際の地殻を構成するレオロジーや、マグマ活動などに起因する熱的要因、地殻流体などの流体の影響等を加味した評価が必要である。
 - ・天然で形成された新規断層について地質構造学的検討(例えば、断層形状・活動履歴の定量化)を行い、数値シミュレーションから予想されるメカニズムとの検証が必要である。

【引用文献】

- 天野和男・伊藤健二 (1990) 南部フォッサマグナの形成-堆積物からみた島弧の衝突テクトニクス-. 地質学論集, (34), 45-56.
- Awata, Y. and Kakimi, T. (1985) Quaternary Tectonics and Damaging Earthquakes in Northern Honshu, Japan. Earthq. Predict. Res., 3, 231-251.
- Baba, A. K., Matsuda, T., Itaya, T., Wada, Y., Hori, N., Yokoyama, M., Eto, N., Kamei, R., Zaman, H., Kidane, T. and Otofujii, Y. (2007) New age constraints on counter-clockwise rotation of NE Japan. Geophysical Journal International, 171, 1325-1341.
- Bott, M. H. P. (1959) The mechanics of oblique slip faulting. Geological Magazine, 96, 109-117.
- Byerlee, J. (1978) Friction of Rocks. Pure and Applied Geophysics, 116, no. 4-5, 615-626.
- Di Carli, S., Voisin, C., Cotton, F. and Semmane, F. (2008) The 2000 western Tottori (Japan) earthquake: Triggering of the largest aftershock and constraints on the slip-weakening distance. J. Geophys. Res., 113, B05307.
- 道家涼介・谷川晋一・安江健一・中安昭夫・新里忠史・梅田浩司・田中竹延 (2012) 日本列島における活断層の活動開始時期の空間的特徴. 活断層研究, 37, 1-15.

- Kato, A., Igarashi, T., Obara, K., Sakai, S., Takeda, T., Saiga, A., Iidaka, T., Iwasaki, T., Hirata, N., Goto, K., Miyamachi, H., Matsushima, T., Kubo, A., Katao, H., Yamanaka, Y., Terakawa, T., Nakamichi, H., Okuda, T., Horikawa, S., Tsumura, N., Umino, N., Okada, T., Kosuga, M., Takahashi, H. and Yamada, T. (2013) Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 40, no. 2, 273-278, doi:210.1002/grl.50104.
- 岸清・宮脇理一郎 (1996) 新潟県柏崎平野周辺における鮮新世～更新世の褶曲形成史. *地學雜誌*, 105, 88-112.
- Krzywiec, P. (1997) Large-scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin-results of seismic data interpretation. *Przeglad Geologiczny*, 45, 1039-1053.
- Harada, Y. and Hamano, Y. (2000) Recent progress on the plate motion relative to hotspots. *Geophysical Monograph*, 121, "The History and Dynamics of Global Plate Motion", 327-338.
- 飯尾能久 (2009) 内陸地震の発生過程. *地震 第二輯*, 61, S365-S377.
- 町田洋・鎮西清高 (2001) 10章-日本の地形発達史. *日本の地形 I 総説*, 297-322.
- McKenzie, D. P. and Morgan, W. J. (1969) Evolution of triple junction. *Nature*, 224, 125-133.
- 守屋俊治・鎮西清高・中嶋健・檀原徹 (2008) 山形県新庄盆地西縁部の鮮新世古地理の変遷-出羽丘陵の隆起時期と隆起過程-. *地質学雑誌*, 114, 389-404.
- Miyakawa, A., Yamada, Y. and Matsuoka, T. (2010) Effect of increased shear stress along a plate boundary fault on the formation of an out-of-sequence thrust and a break in surface slope within an accretionary wedge, based on numerical simulations. *Tectonophysics*, 484, no. 1-4, 127-138.
- Moriis, A., Ferril, D. A. and Henderson, D. B. (1996) Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology*, 24, 275-278.
- Morley, C. (1988) Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, 7, 539-561.
- Morris, A., Ferrill, D. A. and Henderson, D. B. (1996) Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology*, 24, no. 3, 275-278.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and D. Zhao (2001), Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, *Journal of Geophysical Research*, 106, 21,843– 21,857.
- 中村一明 (1983) 日本海東縁新生海溝の可能性. *地震研究所彙報*, 58, 711-722.
- Neves, M. C., Paiva, L. T. and Luis, J. (2009) Software for slip-tendency analysis in 3D: A plug-in for Coulomb. *Computers & Geosciences*, 35, no. 12, 2345-2352.
- Niitsuma, N. and Matsuda, T., 1984, Collision in the South Fossa Magna area, central Japan. *Recent Progress of Natural Science in Japan*, 9, 41-50.
- Okino, K., Shimakawa, Y. and Nagaoka, S. (1994) Evolution of the Shikoku Basin. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 46, 463-479.
- Okada, S. and Ikeda, Y. (2012) Quantifying crustal extension and shortening in the back-arc region of Northeast Japan. *J. Geophys. Res.*, 117, no. B01404, 1-28 (doi:10.1029/2011JB008355).
- 小坂和夫・千木良雅弘・吉田鎮男・金折裕司 (2011) 日本の断層マップ. 培風館, 239 p.:
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985) Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan Arc. *Nature*, 317, 603-604.
- Otsubo, M. and Miyakawa, A. (2015) Landward migration of active folding based on topographic development of folds along the eastern margin of the Japan Sea, northeast Japan. *Quaternary International*.
- 大槻健四郎 (1989) 鉦脈による新第三紀東北本州弧の造構応力場復元. *地質学論集*, (32), 281-304.

- 佐藤比呂志 (1992) 東北日本中部地域の後期新生代テクトニクス. 地質調査所月報, 43, 119-139.
- Sato, H. (1994) The relationship between late Cenozoic tectonics events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, 99, 22,261-22,274.
- Seno, T. (1999) Syntheses of the regional stress fields of the Japanese islands. *Island Arc*, 8, no. 1, 66-79.
- Sibson, R. H. (1992) Implications of Fault-Valve Behavior for Rupture Nucleation and Recurrence. *Tectonophysics*, 211, no. 1-4, 283-293.
- 高橋雅紀 (2006) 日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界. 地質学雑誌, 113, 14-32.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, 29.
- Toda, S., Stein, R. S. and Sagiya, T. (2002) Evidence from the AD 2000 Izu islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity. *Nature*, 419, 58-61.
- Tsutsumi, H., Sato, K. and Yamaji, A. (2012) Stability of the regional stress field in central Japan during the late Quaternary inferred from the stress inversion of the active fault data. *Geophysical Research Letters*, 39.
- Wallace, R. E. (1951) Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Jour. Geol.*, 59, 118-130.
- 山路敦 (1989) 温海附近の地質と羽越地域における前期中新世のリフティング. 地質学論集, (32), 305-320.
- Yamaji, A. (1990) Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, 9, 365-378.
- Yamaji, A. (2000) The multiple inverse method applied to meso-scale faults in mid-Quaternary fore-arc sediments near the triple trench junction off central Japan. *Journal of Structural Geology*, 22, no. 4, 429-440.
- 山路敦・佐藤比呂志 (1989) 中新世における東北本州弧の沈降運動とそのメカニズム. 地質学論集, (32), 339-349.
- 山元孝広 (1991) 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地質調査所月報, 42, 131-148.
- Yamamoto, Y., Mukoyoshi, H. and Ogawa, Y. (2005) Structural characteristics of shallowly buried accretionary prism: Rapidly uplifted Neogene accreted sediments on the Miura-Boso Peninsula, central Japan. *Tectonics*, 24, TC5008.
- Yukutake, Y., Takeda, T. and Yoshida, A. (2015) The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis. *Earth Planet Sc Lett*, 411, 188-198.

3. 深部流体・熱水活動に関する検討

処分場周辺の地質環境、特に水理・化学環境に大きな影響を与える事象として深部流体の上昇および熱水活動が考えられ、過年度の原子力規制委員会委託事業において①スラブ起源流体の上昇域および影響持続期間の検討、②平成 23 年いわき地震に伴う異常湧水事象の解明、③混合地下水に対する年代解析手法の整備、④深層地下水データベースの整備等を行った。

本事業では第四紀火山の周囲 15km を除く深部流体・熱水活動を対象に、過年度に整備した深層地下水データベースの情報等を用いた深部流体の水質・同位体組成および流出域の類型化、類型化したうちの特定の流出域における熱水変質作用の程度とその範囲の整理を行い、処分場閉鎖後超長期間における深部流体・熱水活動による水理・化学環境への影響に関する定量的評価手法およびそれに関わる調査技術の構築に向けた課題を抽出する。

3.1 深部流体の水質・同位体組成および流出域の類型化

【実施内容】

これまでの成果により、評価対象のスラブ起源熱水の上昇場に地域性が認められ、熱水上昇が沈み込み帯のテクトニクス、火山、地震の発生に関連すること等に関する科学的根拠が提示されている。平成 27 年度は、一部のデータ密度の低い地域において、地下水試料採取調査を進め、既存地下水試料とあわせて各種分析を行い、過年度に整備したデータベースに統合し整理する。地下水のデータを用いて、深部流体・熱水活動を対象に水質・同位体組成の類型化を行う。また上昇域の類型化もあわせて行う。以上の成果は、燃料デブリの処分およびそれに先立つ処理に対する規制上の考慮事項に反映させる。

【成果】

3.1.1 地下水試料採取調査および既存地下水試料の分析によるデータ整備

スラブ起源熱水の類型化に必要なデータを整備するため、一部のデータ密度の低い地域（九州北部、中国地方、中部地方等）において、既存井等を用いた地下水試料採取調査を実施した。また、3.2 章の特定の流出域とその周辺地域（西宮市、河内長野市）を対象とした湧水・河川水調査についても、ここで合わせて報告する。調査では（224 地点）、水温や pH、河川流量等の現地計測可能な水文データを測定し、地下水に付随する遊離ガスの有無について確認した。水質や採水深度等の情報を得るために、温泉分析表や井戸掘削資料等を収集した。さらに、地下水調査を行った全ての地点と湧水・河川水調査を行った一部の地点において、水試料（174 試料）とガス試料（11 試料）の採取を行った。

調査で採取した試料および産総研の保有する既存地下水・ガス試料について、以下の分析を実施した。水試料の主成分陽イオン・陰イオン組成（429 試料）、ホウ素濃度（81 試料）、水素同位体比（ δD : 190 試料）、酸素同位体比（ $\delta^{18}O$: 540 試料）、全炭酸の炭素同位体比（ $\delta^{13}C$: 320 試料）、溶存ガスの希ガス組成と $^3He/^4He$ （245 試料）、放射性塩素同位体比（ $^{36}Cl/Cl$: 9 試料）、トリチウム濃度（ 3H : 16 試料）、ガス試料の主要ガス組成（36 試料）、希ガス組成と $^3He/^4He$ （32 試料）。なお、ここで報告した分析項目等は、3.2 章、3.4 章における解析で利用したものを含んでいる。

これらの分析値および深層地下水データベース（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア、2015a）に格納されているデータから、Cl 濃度が 200mg/L 以上の地下水・温泉水・湧水の分析データを抽出して、スラブ起源熱水に関するデータセットとして整備した。整備されたデータセット数は 2,493 試料であるが、同じ地点で複数回採取を行った試料も含まれている。データ抽出では、試料の採取場所や分析手法等の詳細情報が確認できて、データの信頼性が担保できることを条件とした。

3.1.2 スラブ起源熱水の上昇

3.1.2.1 はじめに

スラブ起源流体は、沈み込むプレート内の水の存在形態の違いや温度・圧力が上昇する中で各種脱水反応により大きな特徴の違いを生じると考えられる。間隙水については、沈み込む前は、海洋プレート内の堆積岩中の間隙に存在する水であるから、海水を起源とし、組成も海水に近い。沈み込みに伴い、続成作用等による粘土鉱物-水の反応を起こしつつ圧密による間隙水放出が生じるため、間隙に存在する水自体が沈み込みとともに変化してゆく。そのため、間隙水は、主に塩分濃度が変動する。さらに深所の高温・高圧環境では、最初に含まれていた海水に似た間隙水は、その大部分が失われ、含水鉱物の脱水反応が主な間隙への水供給の元になると考えられる。したがって、プレート内の間隙水はその存在形態の変化に伴い、量だけでなく化学組成も変化する。一方で、3.1.3節で述べるように、化学・同位体組成により、スラブ起源熱水がある程度類型化可能なことは確かである。これは、マグマ起源の熱水や有馬型スラブ起源熱水が、海水そのものの影響が失われた高温・高圧環境で角閃石や雲母類が脱水した水を起源とすることによるのであろう。本節では、島弧における深部水循環について脱水・上昇する水のプロセスをまとめ、沈み込む水および地表に上昇する水のフラックスに関してまとめる。

本章では、スラブ起源流体の類型化にあたり、生成プロセスや上昇している地域等によって、いくつかの呼称を使用している。それぞれについて、3.1.2.2節において解説しているが、複雑であるため、模式図とともに付録3.Aにまとめている。

3.1.2.2 島弧の水循環

1) 沈み込む水と離水・脱水

固体地球内部における水の循環量については Jarrard (2003), Rupke et al. (2004), Hacker (2008) 等により、かなり判明してきている。以下に、西南日本弧（南海トラフ：フィリピン海プレート）および東北日本弧（日本海溝：太平洋プレート）において、プレートとともに沈み込む水についてまとめる。沈み込む水には、プレート上面の堆積物中の①間隙水および②含水鉱物中の水（以下、鉱物水）、海洋プレート本体の玄武岩、ガブロ等の③間隙水および④鉱物水、および海洋プレートの下部に位置するマントル内の⑤鉱物水がある（図 3.1.2.2-1）。Jarrard (2003)によれば、西南日本弧の南海トラフから沈み込む水のフラックス値として、それぞれ①：1.21 Tg/yr, ②：4.82 Tg/yr, ③：7.53 Tg/yr, ④：4.48 Tg/yr であり、総量は 18 Tg/yr となる (Tg=10¹² g)。沈み込むプレートの幅は、824km なので 100 km あたり 2.2 Tg/yr/100km となる。また、東北日本弧では沈み込む水のフラックス値として、それぞれ①：2.84 Tg/yr, ②：18.1 Tg/yr, ③：21.7 Tg/yr, ④：9.96 Tg/yr であり、総量は 53 Tg/yr である。沈み込むプレートの幅は、1061km なので 100km あたり 5.0 Tg/yr/100km となる。西南日本弧において沈み込む水の量がプレート長あたりで、東北日本弧のそれと比較して 1/2 以下であるのは、海洋プレートの沈み込み実効速度（実際には速度ではなく、沈み込むプレートの直交成分）が、フィリピン海プレートの場合 38 mm/yr, 太平洋プレートが 76 mm/yr であり、2 倍の違いがあることが大きく関係している。一方、Hacker (2008)による海洋掘削による海洋プレートの組成、含水量および熱力学的データを利用した詳細な検討結果によれば、南海トラフから沈み込む水（間隙水を除く）は、プレート上面の堆積物中の②鉱物水が 1.3 Tg/yr であり、海洋プレート本体の玄武岩、ガブロに含まれる④鉱物水は 0.5 Tg/yr, さらに海洋プレート下部を構成するマントル内の⑤鉱物水は、最も多く 8.8 Tg/yr である。したがって、西南日本弧での合計は鉱物水だけで 10.6 Tg/yr (1.3 Tg/yr/100km) に達する。また、東北日本弧においては、②鉱物水が 0.9 Tg/yr であり、海洋プレート本体の玄武岩、ガブロに含まれる④鉱物水は 10.5 Tg/yr, さらに海洋プレート下部を構成するマントル内の⑤鉱物水は 21 Tg/yr に達し、東北日本弧特有の構造侵食による苦鉄

質の前弧部分の⑥鉍物水が 3.6 Tg/yr である。東北日本弧における合計は鉍物水だけで 36 Tg/yr (3.3 Tg/yr/100km) である。Hacker (2008)による値は, Jarrard (2003)の結果と比較した場合, 鉍物水による水の沈み込み量が 1.2-1.4 倍となっている。以下, 本稿においては, 間隙水として運搬される量については Jarrard (2003)による値を用い, 鉍物水による運搬に関しては, より詳細に検討されている Hacker (2008)による値を採用する (図 3.1.2.2-1)。

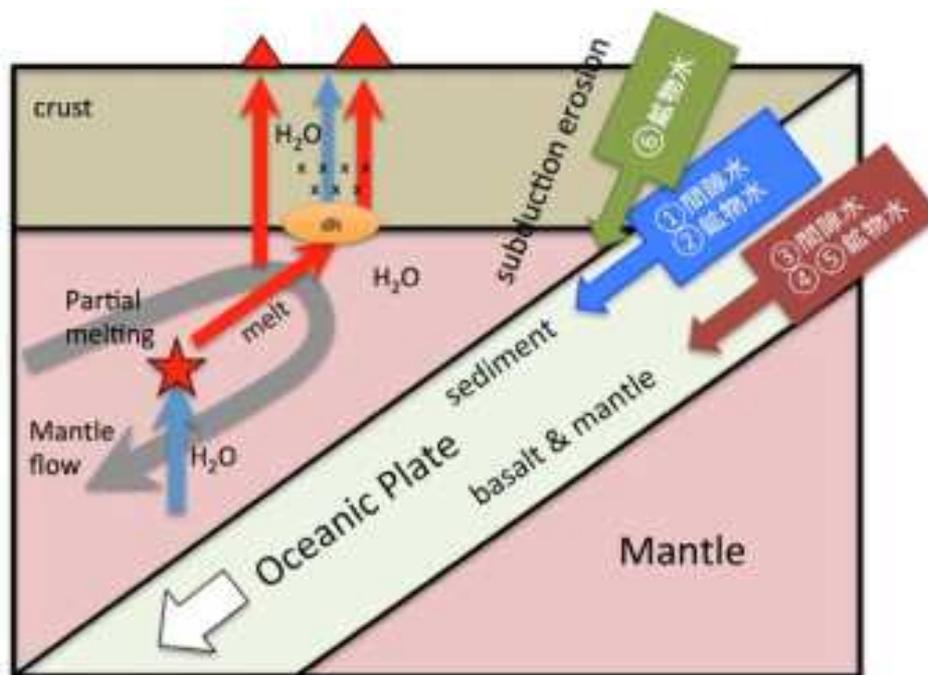


図 3.1.2.2-1 プレートとともに沈み込む水に関する模式図

プレートの沈み込みにより地球内部に運搬された水 (鉍物水を含む) は, 以下のプロセスを経て脱水するもしくはマンツルに輸送される: A) 圧密による間隙水の搾り出し, B) 間隙水と堆積物の反応による粘土鉍物等の含水鉍物の形成, C) 蛇紋石等の含水鉍物の脱水, および, D) 雲母等の含水鉍物としてマンツル (>100km) に運搬. これらのプロセスによりプレート内の鉍物水は図 3.1.2.2-2 (Hacker, 2008), および図 3.1.2.2-3 (Jarrard, 2003) のように変化すると考えられている. 図 3.1.2.2-2 より, 沈み込むプレートを構成する岩石 (含水鉍物: 粘土鉍物を除く) 中の水は, 350°C 近辺でまず脱水 (図 3.1.2.2-2 中: dehydration (I)) し, 500-700°C で大部分の水が放出 (図 3.1.2.2-2 中: dehydration (II)) される. これらの含水鉍物から脱水した流体を鉍物脱水流体と呼ぶ (なお, 脱水する温度の違いにより (I) と (II) に分けられる). 一方, 図 3.1.2.2-3 では, 間隙水の変化が示されている. 深さ 10km まで, オパール等の鉍物に含まれる水が脱水し間隙に供給される. 深さ 20km までに大部分の間隙水は搾り出しにより失われる一方で, 間隙水が粘土鉍物化する. その後 100km までに徐々に含水鉍物が分解し, 水を続成流体として放出する. Jarrard (2003) は, 深さ 50km を境界として, それより浅い場所では間隙水 (+粘土鉍物の脱水) は, プレート境界の断層を通り地表 (あるいは海溝) に戻り, 深い場所では, マンツル対流の影響を受け, 含水鉍物 (+脱水した水) はさらに沈み込み, 約 100km の深度におけるマグマ発生に寄与するとしている (図 3.1.2.2-3)。

以上より, 沈み込むプレートの脱水プロセスは, 間隙水等のように圧密により絞り出される水は, 圧力 (深さ) により脱水場所が制限され, 鉍物水については, 沈み込み帯の温度構造の違いにより脱水の場所 (深さ) が変化することになる. したがって, 西南日本弧と東北日本弧は, 沈み込むプレートの違い, 沈み込み角の違い, マンツルの温度構造の違い等を反映して, スラブの脱水過程が大きく異なる.

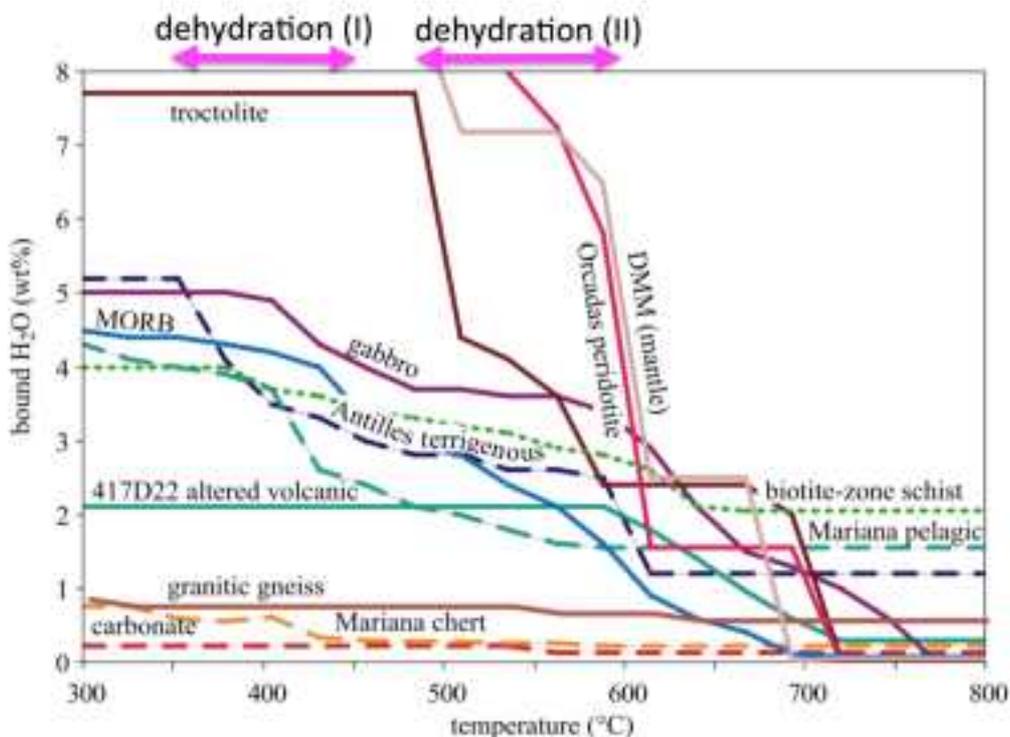


図 3.1.2.2 温度上昇に伴う鉱物水の量の変化 (Hacker (2008)に加筆)
 鉱物脱水流体(I)と(II)を脱水温度で区別した。

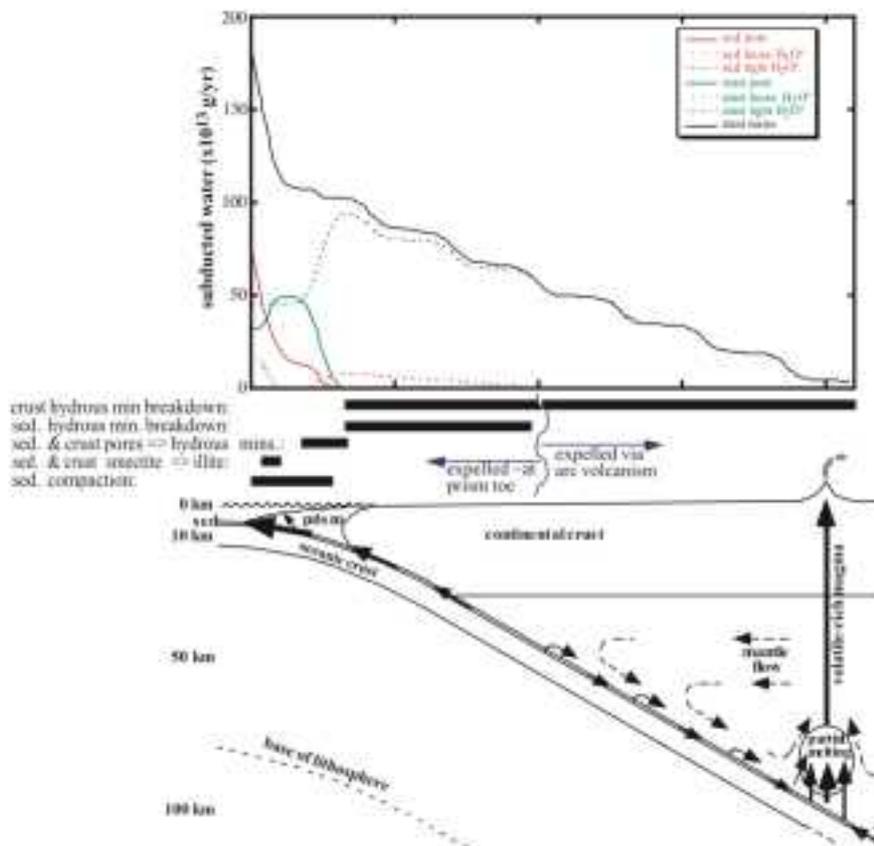


図 3.1.2.3 プレートの沈み込みプロセスにおける間隙水の変化と循環モデル
 (Jarrard, 2003)

2) スラブからの水の上昇

上述したように、沈み込む海洋プレートには海洋地殻の上面を形成する堆積物と下部を構成する玄武岩中にそれぞれ間隙水と鉱物水を含んでおり、それらが沈み込みに伴い、温度・圧力に依存して多様な脱水プロセスを経ると考えられる。ここで重要な点は、マントルにおけるマグマの発生はその温度により決まるという点である。図 3.1.2.2-4 に模式的に示すように、スラブからは様々な深度で水が脱水し上昇する可能性があるが、マントルに供給された水のすべてがマグマ生成に関与するわけではない。マントル内を上昇する熱水流体がマントルの温度が 1,200-1,300°C の領域にはいるとマントルの岩石を融解し、初成メルト（マグマの元になる部分溶融メルト）をつくる。したがって、ウェッジマントルの温度構造によって、マグマの発生場所（つまり海溝からの距離）が決まるため、沈み込み帯に固有の島弧の火山フロントが定義される。前弧側にマグマは発生しないため、スラブで脱水や間隙水の離水により発生した水は、マントル内を上昇し、さらに、熱水として地殻内を上昇する。一方、火山フロント～背弧側においては、直下マントルの温度が高いため、スラブから上昇した熱水はメルトを生成し、マグマとして地殻に供給される。マグマの大部分は地殻下部でガブロとして貫入固化し、島弧の造山活動の起動力となっている。また、地殻下部に供給された玄武岩質マグマの熱により上部地殻を溶融させ大型の珪長質マグマ溜り（固化すれば花崗岩）を形成したりする。いずれにしても、供給されたマグマの大部分は、地殻内で固化し、熱水が放出され、地殻内を上昇する。

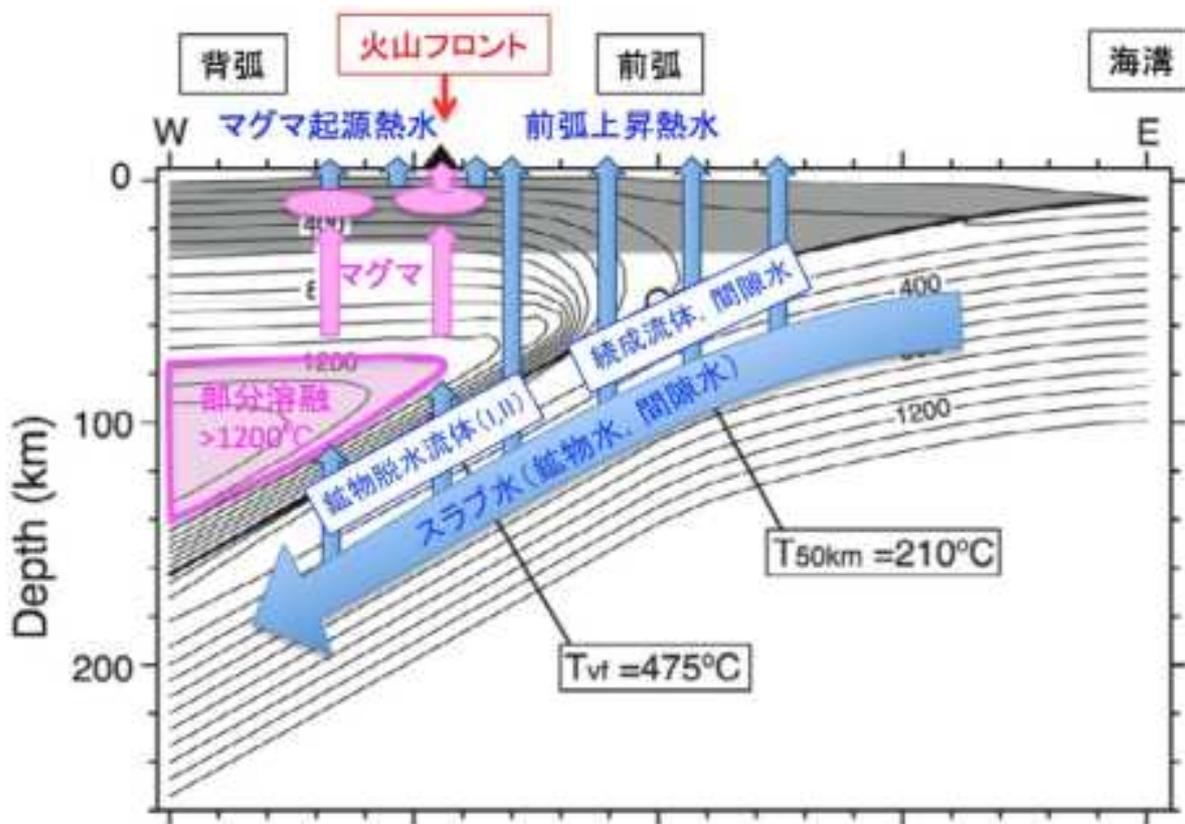


図 3.1.2.2-4 沈み込む海洋プレートの脱水プロセスの模式図
片山ほか (2010) に加筆

西南日本弧と東北日本弧では、プレートが異なること等により、沈み込み様式に違いがあり、さらにスラブ起源熱水の上昇プロセスも異なる（風早ほか, 2014）。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015b）においてまとめたプレートの違いに関するスラブ起源熱水の上昇の特徴、および風早ほか（2014）による西南日本弧および東北日本弧の水循環モデルに加えて、以上述べてきたスラブの脱水特性をもとに、作成した西南日本弧および東北日本弧の模式的水循環モデルをそれぞれ図 3.1.2.2-5a および 5b に示す。図 3.1.2.2-5 に示した温度プロファイル（Peacock and Wang, 1999）が大きく異なるため脱水プロセスに影響する。

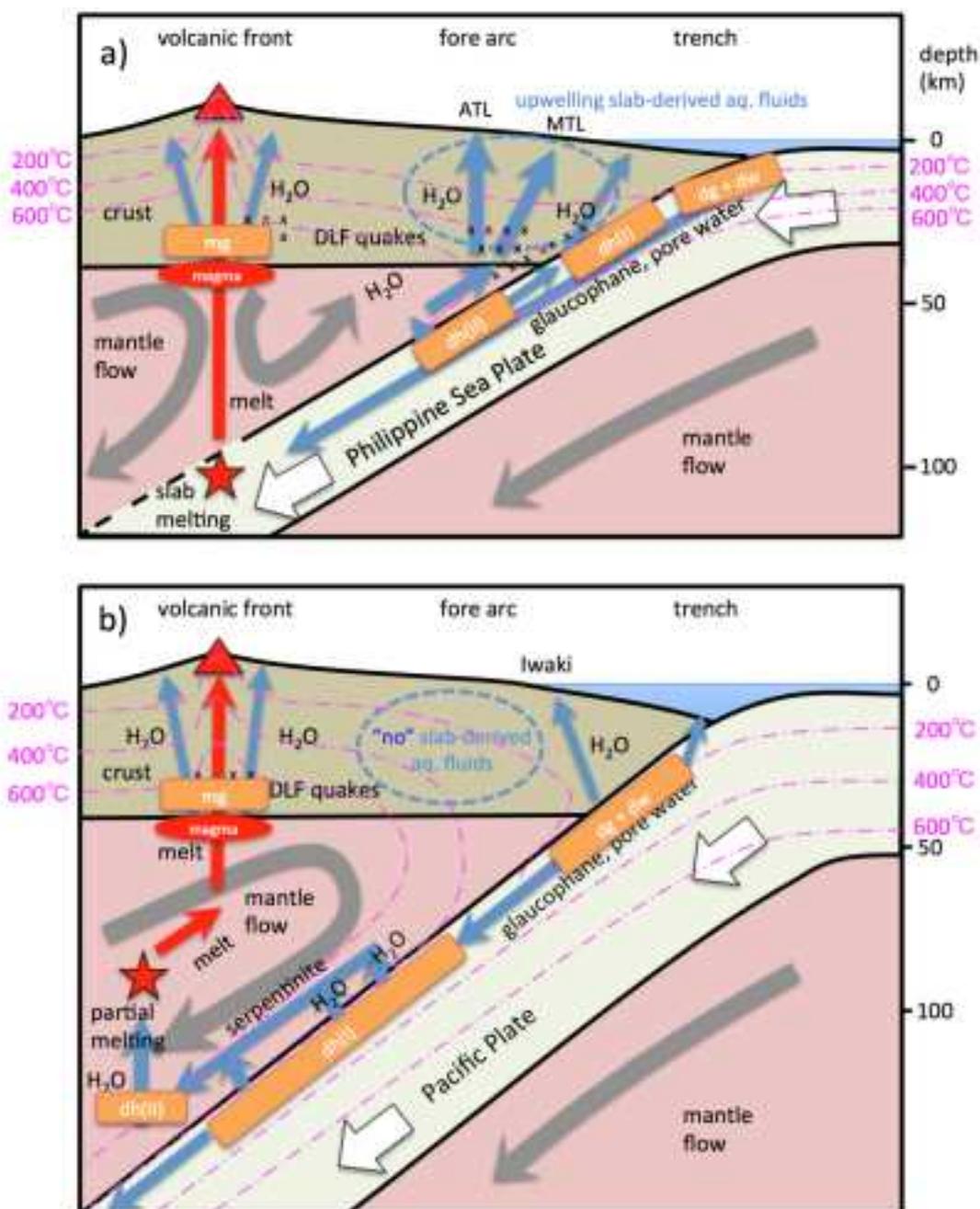


図 3.1.2.2-5 スラブの脱水特性に基づく模式的水循環モデル

風早ほか（2014）をもとに加筆修正。(a) 西南日本弧, (b) 東北日本弧

mg : マグマ起源熱水, dw : 間隙水の脱水, dg : 続成流体の脱水, dh(I) : 350-450°Cにおいて脱水する鉱物脱水流体(I), dh(II) : 500-700°Cにおいて脱水する鉱物脱水流体(II). dh(I)と dh(II)については, 図 3.1.2.2-2 を参照.

西南日本弧では、27Ma-15Ma に四国海盆の拡大に伴い生成したフィリピン海プレートは非常に若いこと、ウェッジマントルもプレートによる冷却が進んでいない高温マントルであることに起因し、スラブが高温の温度構造を持つ。そのため、大部分の脱水が深度 60km(温度 600°C)までに生じる(図 3.1.2.2-2)。深さ 60km で脱水した熱水流体(鉱物脱水流体(II)もしくは dh(II))はマントルを蛇紋岩化 (<600°C)しつつ、さらに熱水として上昇する。この熱水は、主に含水鉱物の OH 基の脱水により生じ、かつ非常に高温であるため、次節(3.1.3 節)で述べるように、有馬型温泉水に特徴的な高い Li/Cl 比、および低い Br/Cl 比を持ち酸素同位体比も大きくシフトしたマグマ水に酷似するスラブ起源熱水が上昇するのであろう。深さ 30-40km では、フィリピン海スラブはマントルには達していない。この深度までに鉱物が脱水して生じた熱水流体(図 3.1.2.2-5a : dh(I) ; 鉱物脱水流体(I))は、西南日本外帯を構成する付加体の内部を上昇することが考えられるが、Br/Cl 比が海水に近い間隙水起源の水も含まれる (Sumino *et al.*, 2010) と考えられる。しかしながら、間隙水の大部分は太平洋の海域に上昇するであろう(図 3.1.2.2-5a : dw)。山陰の火山周辺において、スラブ起源熱水の上昇が認められる(風早ほか, 2014; 本報告書 3.1.3 節)。西南日本弧の火山(山陰地方)は、スラブの熔融により生じた成分を含むのが特徴的なマグマである (Kimura *et al.*, 2005)。火山周辺の 20-30 km 深度に熱水活動と考えられる深部低周波地震(高橋・宮村, 2009)が観測されるため、図 3.1.2.2-5a に示したように、地殻下部のマグマ溜りの固化に伴い放出された熱水(図 3.1.2.2-5a : mg)であろう。

東北日本弧では、低温かつ厚い太平洋スラブが沈み込んでいるため、ウェッジマントルも低温であり、マントル内地震活動を引き起こしているのが特徴的である。60 km 沈み込んだスラブの一部は 200°C の領域があり (Peacock and Wang, 1999)、粘土鉱物の脱水が関係する続成流体(図 3.1.2.2-5b : dg)が発生しうる。この熱水流体は、福島県の沿岸部(いわき～浜通り)に上昇する NaCl 型の水の起源となっている可能性が指摘されている (Togo *et al.*, 2014)。太平洋スラブとウェッジマントルの両方が低温なため、350°C 以上で生じる含水鉱物の脱水(鉱物脱水流体)は 80km よりも深いところで生じると考えられる。その際放出された熱水流体はマントル内を上昇するが、マントルの温度が低いため、マントルのカンラン岩を水和し蛇紋岩化する (Iwamori, 1998)。蛇紋岩はウェッジマントルの対流によりさらに深部に運搬され、600°C を超えたところで脱水 (dh(II)) を起こし(例えば, Ulmer and Trommsdorff, 1995)、熱水流体がマントル内を上昇する。その熱水流体が 1,200-1,300°C のマントル領域(図 3.1.2.2-4)に入ると、マントルを部分熔融し初成メルトを生じる。このようにして、火山フロント沿いに島弧マグマが上昇していると考えられている。地殻下部でマグマから放出される熱水(図 3.1.2.2-5b : mg)は、西南日本弧の場合と同様に火山周辺部に上昇し、有馬型スラブ起源熱水と同様の化学的特徴を持つ。東北日本弧においては、前弧側に位置するスラブが低温(400°C 程度)のため、500-700°C の高温で脱水する含水鉱物起源の熱水流体(有馬型熱水を生成するスラブ起源熱水, 図 3.1.2.2-2 : dh(II))は、前弧側には存在しない。この 2 つの島弧の水循環モデルは、深層地下水に混入するスラブ起源熱水の分布(3.1.3 節を参照)と比較した結果を 3.1.4 節において考察する。

3) スラブ水のフラックス

図 3.1.2.2-6 に Jarrard (2003) および Hacker (2008) のデータを元にした地球内部の水のフラックス値(東北日本弧)を示す。本図は、東北日本弧に沈み込む水がどのように分配され地表に戻るかを示したもので、前弧側 46%、マグマ 20%、マントル深部への供給 34% (Hacker, 2008) としてフラックス値に変換して示した。前弧側に上昇する水は、大部分が海洋プレート上面の堆積物起源の間隙水および含水鉱物の分解により放出された水(続成流体)である。東北日本弧は延長 1,061 km であり、島弧長 100 km あたりのフラックスは前弧側の上昇水で 2.6

Tg/yr/100km, マグマ水は 1.1 Tg/yr/100km である. 100 万年間では, 前弧側の上昇水で 2,600 km³/my/100km, マグマ水で 1,100 km³/my/100km となる.

陸域では, 福島浜通り～いわき周辺部においてスラブ間隙水 (+続成流体) が関与した温泉水が存在し (Togo *et al.*, 2014), 2011 年 4 月 11 日のいわき内陸地震後地表に噴出し, 約 5 年経過した現在も湧出を続けている (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015b). 前弧に上昇する水はマグマ水の 2 倍以上の量になるが, 実際には福島浜通り～いわき周辺を除き, 前弧側に顕著な深部熱水の上昇がみられないことから, これらの大部分は海溝を含む海域に上昇していると考えられる.

図 3.1.2.2-7 に, 図 3.1.2.2-6 と同様に求めた西南日本弧のフラックス値の結果を示す. 東北日本弧に比べて, 地表へのフラックス値が約 1/3 になっているが, 大部分はプレートの運動速度 (沈み込み速度) が遅いことが原因である. 西南日本弧では, 前弧側にスラブ脱水起源の熱水上昇が広域にわたり見られる (風早ほか, 2014; 本報告書 3.1.3 節). 図 3.1.2.2-5 に示したように, 東北日本弧においてマグマ生成の原因となるスラブ脱水 (dh(I)) は, 80km 以深と考えられるが, 西南日本弧では同じ脱水が, 深さ約 40km にて生じる. このスラブ脱水の場所は西南日本では陸域に位置する. また, 続成流体を含む間隙水は, 東北日本弧と同様に大部分が海域に上昇すると考えられるが, 高温高压変成作用を受けた三波川帯の形成時にも存在していたことが指摘され (Sumino *et al.*, 2010), 西南日本弧特有の付加体形成時に間隙水も一部とりこまれると考えられる. したがって, 現在の付加体の内部にも, プレートの間隙水由来の塩水がとりこまれていると思われる. さらに, 前弧側で深度 70 km までに 600°C の高温で脱水 (dh(II)) が生じる. これらの前弧側スラブにおいて生成した熱水は図 3.1.2.2-5a のような経路で前弧側の地表に到達し, 有馬型温泉水を形成していると考えられる. 西南日本弧は延長 824 km (Jarrard, 2003) であり, 島弧長 100 km あたりのフラックスは前弧側の上昇水で 1.1 Tg/yr/100km, マグマ水+有馬型熱水の和は 0.5 Tg/yr/100km である. 100 万年間では, 前弧側上昇水で 1,100 km³/my/100km, マグマ水+有馬型熱水で 500 km³/my/100km となる.

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) は, 深部からの有馬型熱水の上昇量についての水文学的実測値を示し, 近畿地方 (島弧幅 100km の範囲) における兵庫県 (五社, 有馬, 宝塚, 平野) および大阪府 (石仏) の 5 箇所の合計は 3.7 L/sec/100km (0.12 Tg/yr/100km) に達する. この 5 箇所には, 中央構造線 (和歌山県) や大阪府 (和泉), 兵庫県 (神戸) 等相当量の上昇が考えられる地域が含まれていない. 水文学的実測値は, モデル計算値 (0.5 Tg/yr/100km) と矛盾しない値であるといえる.

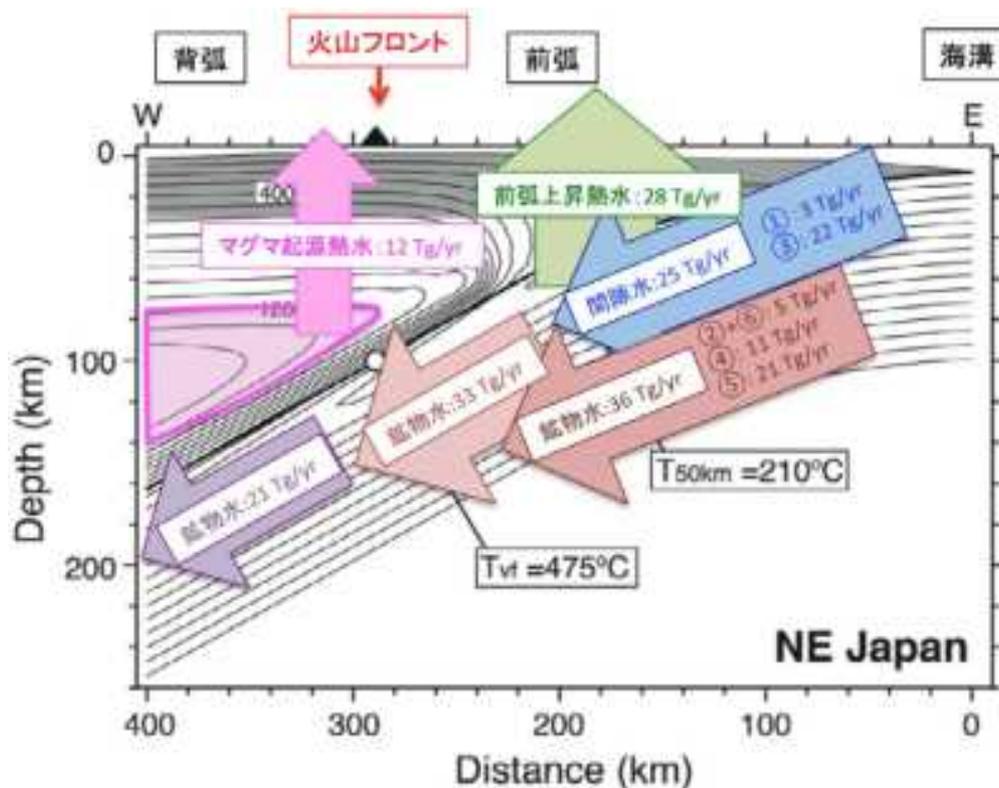


図 3.1.2.2-6 東北日本弧における水のフラックス値
 間隙水は Jarrard (2003)に基づく。また、鉱物水および上昇水のフラックスは Hacker (2008)によりまとめた。
 片山ほか (2010) に加筆

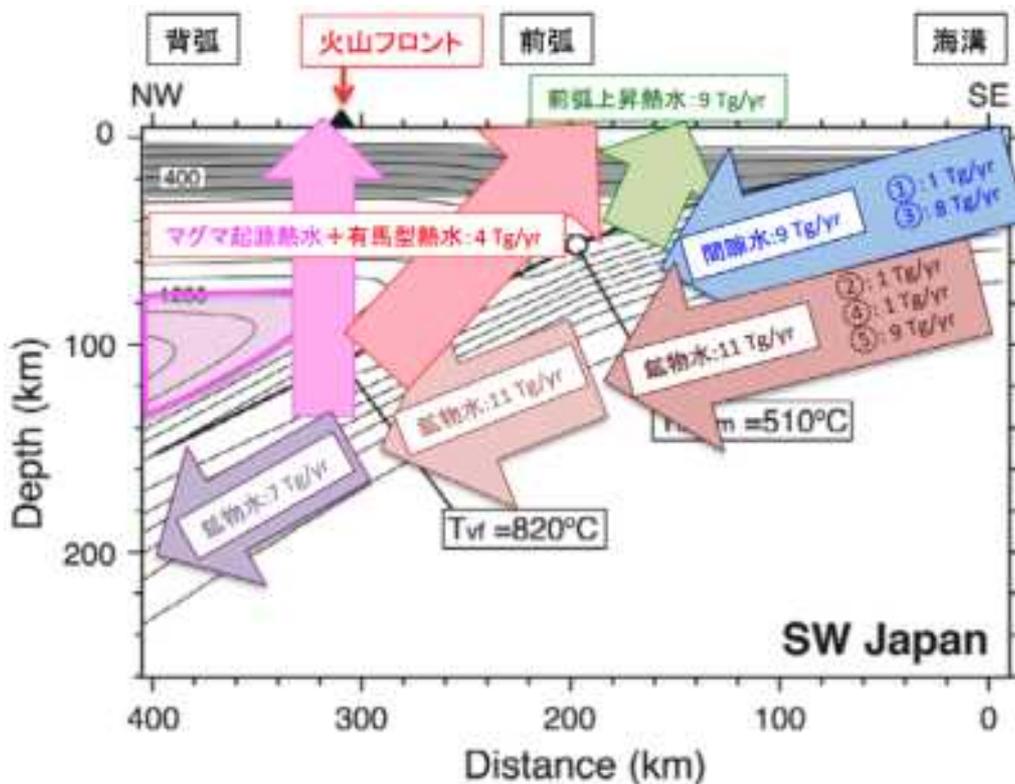


図 3.1.2.2-7 西南日本弧における水のフラックス値
 間隙水は Jarrard (2003)に基づく。また、鉱物水および上昇水のフラックスは Hacker (2008)によりまとめた。
 片山ほか (2010) に加筆

3.1.3 水質・同位体組成の類型化

3.1.3.1 はじめに

3.1.2 節では、スラブに含まれる水（スラブ水）が、海洋プレートの沈み込みに伴うさまざまなプロセスを経て、スラブ起源熱水として上昇していることを指摘した。生成プロセスの違いにより、間隙水、続成流体、鉍物脱水流体 (I)、鉍物脱水流体 (II)、マグマ起源熱水に区分している。間隙水は、海洋プレート上面にある堆積物の間隙に存在する海水起源の水が、沈み込み過程の圧密により搾り出されるものであり、そのほとんどが海中に放出される。そのため、本節では、続成作用等による含水鉍物（主として粘土鉍物）の形成・分解により発生する続成流体、より深部に沈み込んだスラブで生成する鉍物脱水流体、マグマが固化する際に放出されるマグマ起源熱水について解析する。マグマは、鉍物脱水流体 (II) の発生により誘発されたマントルの部分熔融により生成するため、マグマ起源熱水と鉍物脱水流体の化学・同位体組成は非常に近いと考えられる。また、火山周囲の強酸性の熱水については、火山活動により形成されるもので、火山のごく近傍に限られることから、本節では扱わない。

3.1.1 節で作成したデータセットを用いて、テクトニクスが特徴的な東北日本と西南日本について、地下水の主要成分と微量成分を用いた解析を行い、これまで指摘されてきたスラブ起源熱水の化学指標の再評価を行った。その上で、それぞれの地域におけるスラブ起源熱水の種類と水質・同位体組成の類型化を実施した。

3.1.3.2 スラブ起源熱水の分類と化学的指標

スラブ起源熱水は Cl 濃度が高い特徴があり、他の流体と区分するための化学的指標として、 δD , $\delta^{18}O$, $^3He/^4He$, $\delta^{13}C$ といった同位体組成や、塩素 (Cl)、リチウム (Li) や臭素 (Br)、ホウ素 (B) といった化学成分の利用が提唱されている (大沢ほか, 2010; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011, 2013, 2014, 2015b)。現在のところ、これら以外には有効な指標がないため、以下、主要成分と微量成分の両面からの解析により、スラブ起源熱水を識別した。水の同位体である δD や $\delta^{18}O$ 、主要化学成分である Cl は、古くから指標として用いられてきた。有馬温泉水は鉍物脱水流体 (II) が起源と考えられているが、その δD - $\delta^{18}O$ プロットにおけるその分布は、マグマ水と同じ領域にシフトしていることが知られている (Matsubaya *et al.*, 1973; 松葉谷ほか, 1974)。この同位体シフトや、Cl と δD や $\delta^{18}O$ の関係から、塩濃度の高い深層地下水について、海水と有馬型熱水の起源分離や端成分の推定が可能である。しかし、スラブ起源熱水の寄与が小さいと、これらの指標によるスラブ起源熱水の抽出は困難であるため、微量成分である Li, Br, B が指標として提案された。

含水鉍物や粘土鉍物の相転移に伴って、Li, Br, B の Cl に対する比が変化する。これは、鉍物への濃集の度合いが Cl と比較して異なるために起こる。B は、堆積物中の粘土鉍物 (スメクタイト) の層間に存在し、イライトへの相転移に伴って、層間水とともに排出される (Środoń, 2010)。これにより、高い B/Cl 比を示すスラブ起源熱水が形成されると考えられている (大沢ほか, 2010)。粘土鉍物の相転移が起こる環境で排出されることから (図 3.1.2.2-5), B は、続成流体の指標として利用できると期待される。Li は、岩石-水反応により $350^{\circ}C$ 以上の高温で熱水に溶出し、その後温度が低下しても熱水にとどまることが実験的に知られている (James *et al.*, 2003; You *et al.*, 1996)。したがって、高温での反応を経験した鉍物脱水流体で高い Li/Cl 比を示すと考えられる。Br は、イオン半径が大きいいため、Cl よりも鉍物に取り込まれにくい。したがって、海水と含水鉍物が反応して形成された鉍物水の Br/Cl 比は海水より低くなる (John *et al.*, 2011; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014)。形成された含水鉍物がより深部に沈み込み、分解されると、Br/Cl 比が低い鉍物脱水流体が放出される。マントルへもたらされた鉍物脱水流体 (II) は、マグマ発生に関与し、ほぼ全量がマグマを起源熱水として放出さ

れる。そのため、マグマ起源熱水の指標となる化学的特徴は鉍物脱水流体 (II) と同じと考えられる。スラブ起源熱水の関与以外に、上記の化学指標を変化させる要因として、有機物分解成分の濃集がある。有機物の分解による有機物由来の Br の付加により (Fehn *et al.*, 2006; Martin *et al.*, 1993; Muramatsu *et al.*, 2007), Br/Cl 比が高くなると考えられる。また、化学肥料等の Br/Cl 比が非常に低い報告もあり (0.00023~0.004 ; 結田・駒村, 1986), 人為的な汚染による変化の可能性もある。Li は地下水では非常に濃度が低いことから、Li/Cl 比が高いといことは、鉍物脱水流体 (I), (II) やマグマ起源流体の寄与を示すと考えることができる。B についても同様で、地下水中の濃度は高くない。B 濃度が高い地下水や温泉は、強酸性の火山近傍の熱水や海水の混合によるものと考えられており (島田, 2013), 高い B/Cl 比は続成流体の寄与を示すと考えられる。

3.1.3.3 化学指標による分類

続成流体、鉍物脱水流体、マグマ起源熱水の生成には、沈み込み深度に伴う空間的な特徴がある (3.1.2 節参照)。東北日本においては、前弧域では続成流体が、火山フロントから背弧側にはマグマ起源熱水が上昇していると考えられ、西南日本においては、前弧域で、続成流体、鉍物脱水流体 (I), 鉍物脱水流体 (II) が上昇し、火山フロントから背弧側にはマグマ起源熱水が上昇していると考えられる。そこで、東北日本においては、前弧、背弧、第四紀火山周辺の 3 つの地域に分けて解析を実施した。西南日本では、ほとんどが前弧域となるため、近畿・中部 (紀伊半島と愛知県西部から京都と石川県西部に挟まれた地域)、中国・兵庫、四国の 3 つの地域と背弧、第四紀火山周辺に分けて解析を行った。

微量成分の化学指標である Li/Cl 比と Br/Cl 比について、東北日本と西南日本で比較すると、前弧-背弧といった地域ごとに異なる分布を示す (図 3.1.3.3-1)。3.1.2 節でも指摘したように、東北日本と西南日本においては、スラブ起源流体の発生プロセスに違いがあることを反映している可能性がある。東北日本と西南日本のそれぞれについて、以下に特徴を記す。

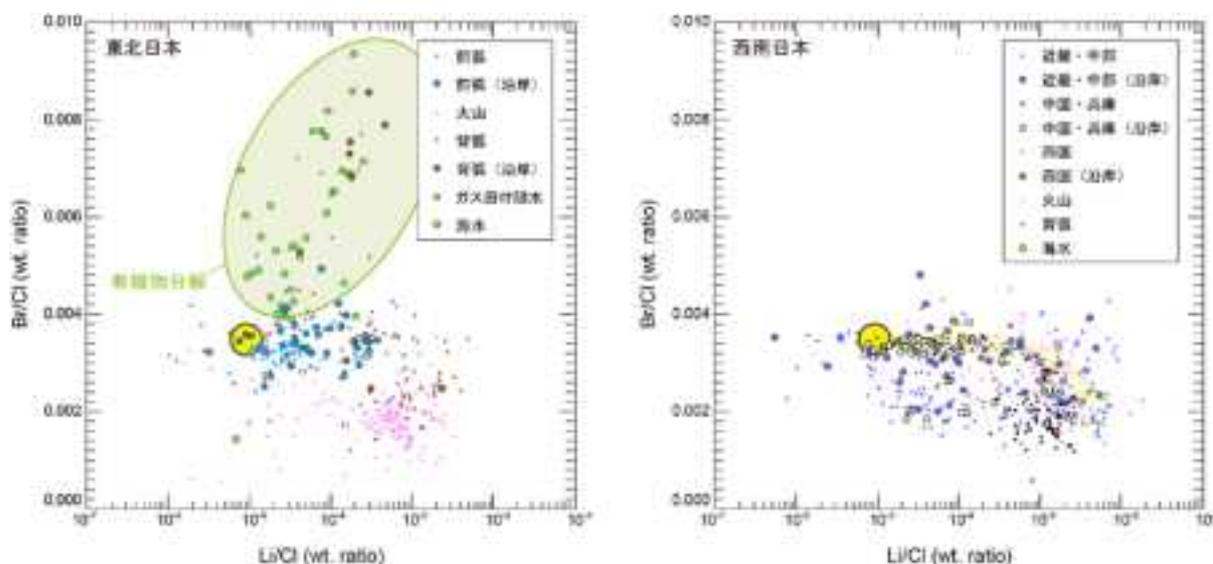


図 3.1.3.3-1 東北日本と西南日本における水試料の Li/Cl 比と Br/Cl 比の関係。

水試料は Cl \geq 200mg/L の温泉水、地下水、湧水である。採取地点が海岸線より 1km 以内にあるものを沿岸に区分した。ガス田付随水は、構造的ガス田と水溶性ガス田の掘削井で採取した付随水である。近畿・東海、中国・兵庫、四国の各地域は前弧域にあたる。西南日本の薄黄ラインは海水との混合を示す。海水の化学組成は野崎 (1997) による。

東北日本

東北日本の Li/Cl 比と Br/Cl 比の関係は (図 3.1.3.3-1), 第四紀火山周辺, 前弧, ガス田付随水でプロットされる範囲が異なる. 前弧域では Br/Cl 比が低い流体がほとんど見られず, 第四紀火山周辺に高 Li/Cl 比で低 Br/Cl 比の流体が見られる. 背弧域には, 前弧域, 第四紀火山周辺, ガス田付随水といった地域全体の範囲にプロットが分布している. 構造的ガス田や水溶性ガス田の付随水で, Br/Cl 比が海水よりもずっと高い領域にプロットされている. 同時に Li/Cl 比が高くなっており, ガス田における高温環境の影響が出ている可能性があるが, 有機物の分解による Br の濃集によるものと推測される. そこで, 図 3.1.3.3-1 で緑の楕円で囲んだ範囲を有機物分解の影響の強い試料として抽出した. これらの試料の採取場所は, ほとんどが背弧域であって, ごく一部が前弧域の沿岸部であり (図 3.1.3.3-2), 油田, ガス田, 炭田等やそれらの兆候がある地域と重なっており, 図 3.1.3.3-1 での有機物分解の寄与の推定が妥当な結果であると考えられる.

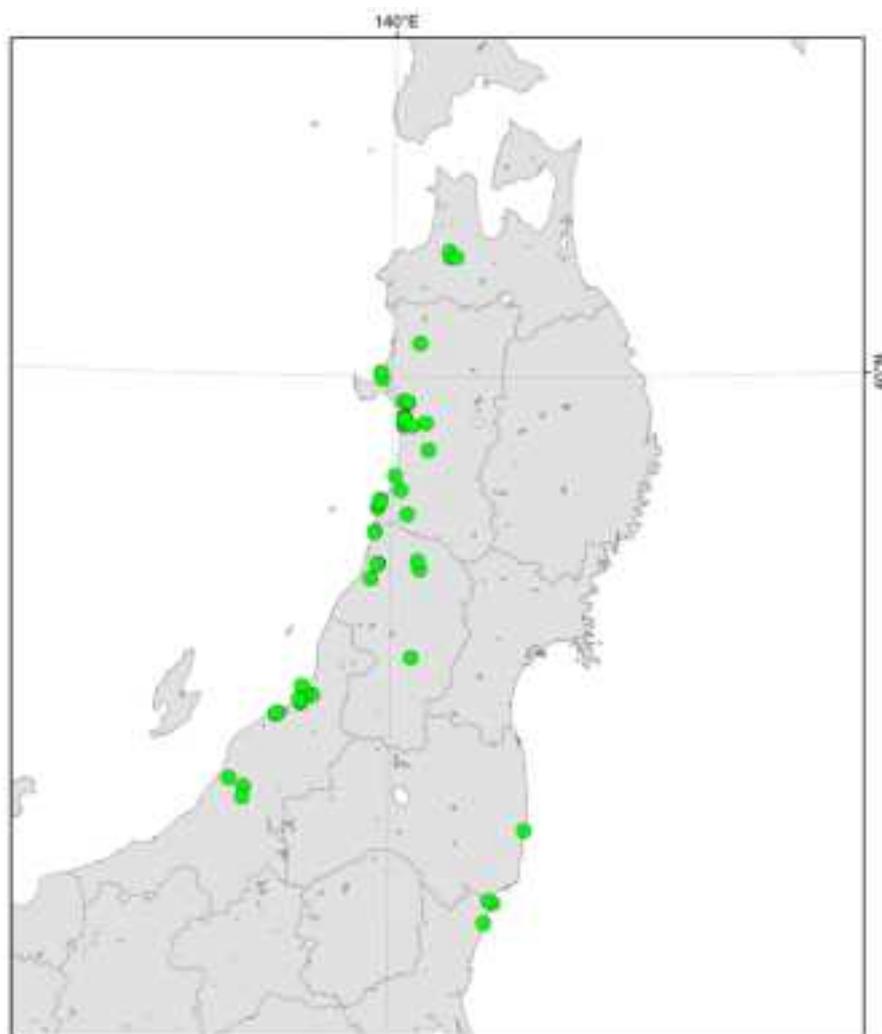


図 3.1.3.3-2 Li/Cl 比と Br/Cl 比の関係から推定した有機物分解の寄与の強い試料の採取地点.

Li/Cl 比と Br/Cl 比の関係を Li-Cl-Br の三角図に示すと (図 3.1.3.3-3), 前弧域と第四紀火山周辺の試料で異なる端成分の流体が関与していることがはっきりする. 前弧域では Br/Cl 比が高い成分と海水との混合が支配的である. Togo *et al.* (2014)では, 茨城県北部と福島浜通り (常磐地域)において, スラブ起源流体 (続成流体) の寄与を指摘している. Li-Cl-Br の三角図に Togo *et al.* (2014)の報告と同じ地点で採取された試料の組成をプロットすると, その混合関係がより明瞭である (図 3.1.3.3-3). 水温が高く, Cl 濃度が高い温泉水で, Li/Cl 比が高い傾向がある. また, Togo *et al.* (2014)で報告された続成流体の Li/Cl 比の最高値は, ガス田付随水をはじめとする有機物分解の寄与が認められる試料の Li/Cl 比の最高値とほぼ等しい. 一方, Li-Cl-Br の関係を利用すると, 現海水と B を濃集した流体 (粘土鉱物の層間水が起源のひとつと考えられ, 続成流体に該当する) の混合関係が見られ, そこに Li が濃集した鉱物脱水流体のような流体が関与しているように見える (付録 3.B 参照). しかし, 3.1.2 節で述べたように, 東北日本の前弧域では鉱物脱水流体が生成するような高温環境とはならないと推定されるため, 続成流体の Li/Cl 比は, ある程度高いと考えられるものの, 鉱物脱水流体やマグマ起源熱水よりは低いと考えられる.

$\delta D-\delta^{18}O$ や $\delta D-Cl$ の関係を見ると (図 3.1.3.3-4), 多くの試料が天水と海水の混合を示している. 常磐地域の続成流体は, $\delta D-\delta^{18}O$ は海水との混合関係を維持しているが, 前述のように, Cl 濃度が高いものほど Li/Cl 比が高く, Cl 濃度が低いものは Li-Cl-Br では海水組成の近くにプロットされている. つまり, これらの試料は, 海水との混合により δD および $\delta^{18}O$ の値が高くなったり, Cl 濃度が高くなったりしているのではないと考えられる. $\delta D-Cl$ の関係は, 海水よりも低い領域に端成分があるような関係を示しており, 続成流体の Cl 濃度は, それほど高くないことが示唆される.

ガス田付随水や有機物分解の寄与が示された試料では, $\delta D-\delta^{18}O$ や $\delta D-Cl$ の関係から, 混合の端成分の δD が -10‰前後で, $\delta^{18}O$ が -5~+5‰程度, Cl 濃度は 3,000~23,000mg/L と幅が広いと考えられる (図 3.1.3.3-4). 陸域の水試料と混合する海水成分の塩濃度や同位体組成は, 深海コアの間隙水で報告されているように, ある程度の幅を持っていると考えられるが

(Jenden and Gieskes, 1983; Lawrence and Gieskes, 1981; Matsumoto, 1992), それだけでは上述の $\delta^{18}O$ や Cl 濃度のバリエーションは説明できない. ガス田のような環境では, 地層との反応等によって, $\delta^{18}O$ や Cl 濃度に変化すると考えられる.

第四紀火山周辺と背弧域の双方では, $\delta^{18}O$ と Cl 濃度の値が高い側にプロットされる試料がいくつかある (図 3.1.3.3-4). これらは, マグマ起源熱水の寄与を示す可能性があるが, $\delta D-\delta^{18}O$ プロットでみられるトレンドは, 島弧の火山ガスとは異なる方向を向いている. Cl 濃度との関係も, 西南日本に見られる鉱物脱水流体である有馬型熱水よりも (Matsubaya *et al.*, 1973; 松葉谷ほか, 1974), Cl 濃度が低い端成分との混合が想定される.

スラブ起源熱水の検出には, これまで, Li/Cl 比が 0.001 (重量比) 以上であることや, Br/Cl が 0.0025 (重量比) 以下であることを指標としてきた (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014). これらの基準では, Togo *et al.* (2014)にて指摘した続成流体を検出することができない (図 3.1.3.3-3). 一方, 多くの試料が, ある程度の Br/Cl 比の幅をもって, Li/Cl 比が高い端成分と低い端成分の混合を示している中で, 有機物分解の寄与がある試料が特徴的な分布を示している. それらの試料の範囲は, 実試料の分析値から, Li/Cl 比が 0.000468 (重量比) と Li/Br 比が 0.0591 (重量比) が境界となる. そこで, Li/Br 比が 0.0591 以上について, Li/Cl 比がこれまでの基準である 0.001 以上, 上述の 0.000468 以上と 0.000468 より低い範囲に分割して, 区分 A, 区分 B, 区分 C (それぞれ, 図 3.1.3.3-3 の薄赤, 薄黄, 薄緑) とし, Li/Br 比が 0.0591 より低い範囲を区分 D (図 3.1.3.3-3 の薄青) と分類して, スラブ起源熱水の新しい指標として扱えるのかを検討した. この区分を東北日本全体に当てはめると, 区分 D の試料数

が最も多く、次いで区分 B、区分 C の順で区分 A は最も少なかった。

常磐地域の続成流体が寄与する試料のなかで、Cl 濃度が高いものは、区分 B と区分 C に分類され、Cl 濃度が低い試料は区分 D に分類されており、区分 D との境界である Li/Br 比=0.0591 が続成流体と海水を区分する指標として機能している。また、第四紀火山周辺の試料では、区分 A に分類された試料よりも区分 B に分類された試料の方が多く、Li/Cl 比=0.001 ではマグマ起源熱水の寄与がある試料の多くが抽出できないことがわかる。一方、鉍物脱水流体の指標としてきた Br/Cl 比 \leq 0.0025 では、Li/Cl 比が高くマグマ起源熱水の寄与があると考えられるような試料について、第四紀火山周辺では多くを抽出できるが、背弧域では多くが抽出されない。後述の西南日本でも、鉍物脱水流体の寄与が抽出できないものが多い（図 3.1.3.3-8）。

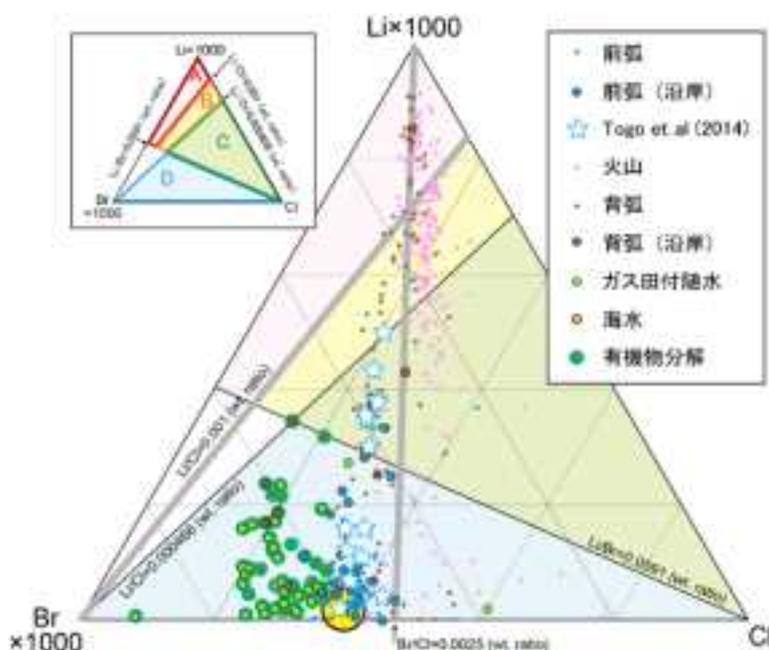


図 3.1.3.3-3 東北日本における水試料の Li-Cl-Br の関係（モル比）。

水試料は Cl \geq 200mg/L の温泉水，地下水，湧水である。採取地点が海岸線より 1km 以内にあるものを沿岸に区分した。ガス田付随水は、構造的ガス田と水溶性ガス田の掘削井において採取した付随水である。有機物分解は図 3.1.3.3-1 にて示した範囲の試料に該当する。これまでスラブ脱水流体の指標としてきた Li/Cl=0.001（重量比）と Br/Cl=0.0025（重量比）をグレーの線で示した。☆は Togo et al. (2014) にて続成流体の寄与が指摘された試料である。海水の化学組成は野崎（1997）による。

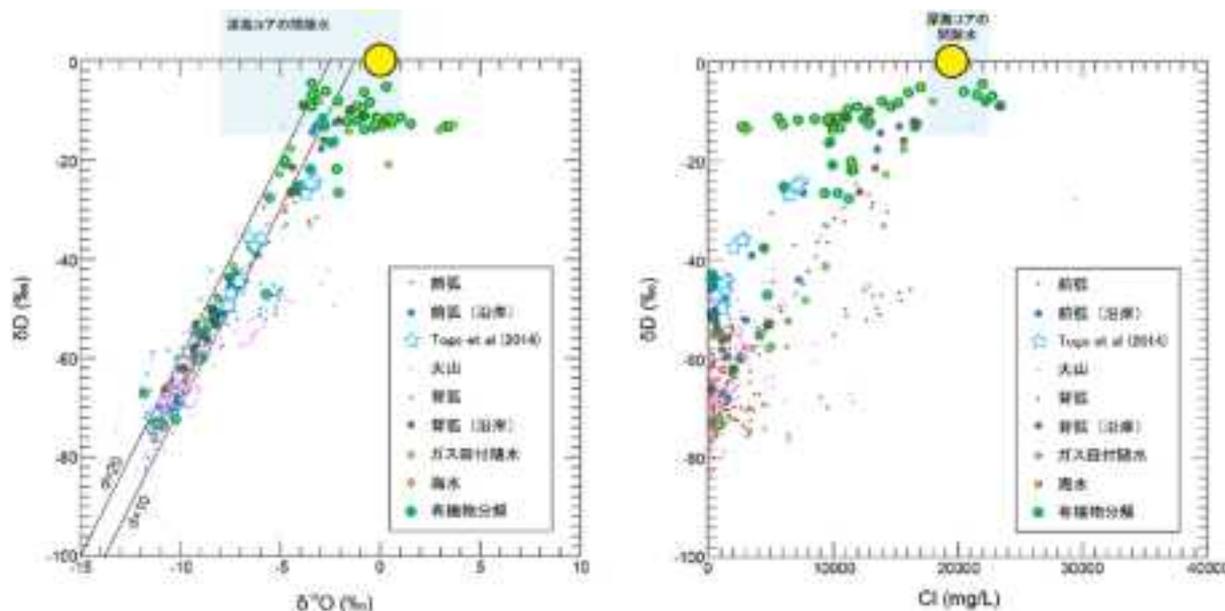


図 3.1.3.3-4 東北日本における水試料の $\delta D-\delta^{18}O \cdot \delta D-Cl$ の関係 (地域区分)。

水試料は $Cl \geq 200 \text{ mg/L}$ の温泉水，地下水，湧水である。採取地点が海岸線より 1km 以内にあるものを沿岸に区分した。ガス田付随水は，構造性ガス田と水溶性ガス田の掘削井において採取した付随水である。有機物分解は図 3.1.3.3-1 にて示した範囲の試料に該当する。d=10 と d=20 の実線は，傾き 8 で切片が 10 と 20 になるラインで天水線になる。☆は Togo *et al.* (2014) にて続成流体の寄与が指摘された試料である。海水の化学組成は野崎 (1997) による。海洋堆積物中の間隙水の化学・同位体組成として，DSDP による報告値を示した (Jenden and Gieskes, 1983; Lawrence and Gieskes, 1981; Matsumoto, 1992)。

区分ごとに， $\delta D-\delta^{18}O$ と $\delta D-Cl$ プロット上での関係を確認すると (図 3.1.3.3-5)，続成流体やマグマ起源熱水と混合関係を示す試料 (天水ラインから外れてプロットされる試料) としては，区分 A よりも区分 B や区分 C の方が多いように見えるが， $\delta D-\delta^{18}O$ と $\delta D-Cl$ の関係の双方で，続成流体やマグマ起源熱水と混合関係を明確に示す試料は半数ぐらいに見え，それらは山形とその周辺の背弧域に集中していることから，マグマ起源熱水との混合を示すと考えられる。ここでも Li/Cl 比 = 0.001 が，鉍物脱水流体やマグマ起源熱水の指標として高すぎる値であることが示唆される。 $\delta D-\delta^{18}O$ が天水起源を示したり， $\delta D-Cl$ が天水と海水の混合関係を示したりするものは区分 D に多い。Togo *et al.* (2014) でも指摘があるように，解析する化学種によっては続成流体と海水が似た組成比を示すことや，スラブ起源熱水の寄与が低い試料では， $\delta D-\delta^{18}O$ と $\delta D-Cl$ では検出が難しいため，スラブ起源熱水の寄与が無いとは言いきれないが，区分 A～区分 C にスラブ起源熱水が分類され，区分 D に海水や天水が分類される傾向があると思われる。

陰イオン組成を見ると (図 3.1.3.3-6)，ガス田付随水等の有機物分解の寄与が高い試料，沿岸部の試料では， HCO_3 タイプから Cl タイプを示し， SO_4 の割合が低い。背弧域の試料では，様々な水質タイプが見られる。区分ごとに見ると，区分 A～区分 C では水質タイプに大きな違いが見られず， HCO_3 タイプから Cl タイプ， SO_4 タイプを示すものがある。区分 D で Cl 型の組成を示す試料が多く，区分 A～区分 C の水質タイプとは傾向が違う。区分 A～区分 C に特徴的に見られる SO_4 の硫黄同位体比 ($\delta^{34}\text{S}$) の値は +15～+25‰ が主体であって， SO_4 の起源がマグマ性ではなく海水であることを示唆する (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014)。区分 A～区分 C では，第四紀火山周辺の試料の割合が最も高く，次いで背弧域の試料であり，前弧域の試料の割合は 10% に満たない。区分 D では前弧域の試料の割合が 50% 弱と

高い。区分 A～区分 C と区分 D では、分類される試料の採取地域が異なり、水質タイプも異なる傾向があることから、スラブ起源熱水の指標としては、区分 A～区分 C と区分 D を分類するような Li/Br 比が有効であると考えられる。今回の解析対象としたデータセットから求めた境界となる Li/Br 比は 0.0591 となるが、さらに解析対象試料が増えた場合には、基準値を変更すべきかどうか再検討するべきである。また、基準値をさらに厳密に決定するためには、区分 A～区分 C と区分 D の境界付近にある試料について解析するなど、詳細な検証が必要である。

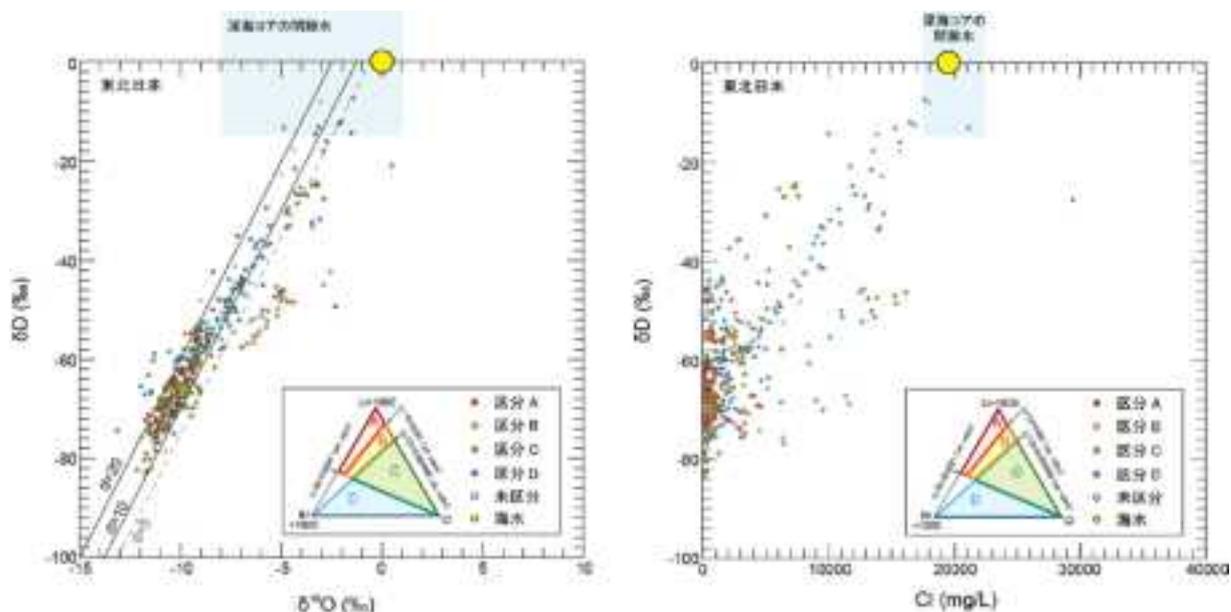


図 3.1.3.3-5 東北日本における水試料の $\delta D - \delta^{18}O \cdot \delta D - Cl$ の関係。

水試料は $Cl > 200 \text{ mg/L}$ の温泉水、地下水、湧水で、図 3.1.3.3-1 にて示した有機物分解の寄与の強い試料を除外してある。区分 A～区分 D は図 3.1.3.3-3 にて設定したものと同一である。d=10 と d=20 の実線は、傾き 8 で切片が 10 と 20 になるラインで天水線になる。d=5 のラインは図 3.1.3.4-1 にて解析対象とした試料の境界を示す。海水の化学組成は野崎（1997）による。海洋堆積物中の間隙水の化学・同位体組成として、DSDP による報告値を示した（Jenden and Gieskes, 1983; Lawrence and Gieskes, 1981; Matsumoto, 1992）。

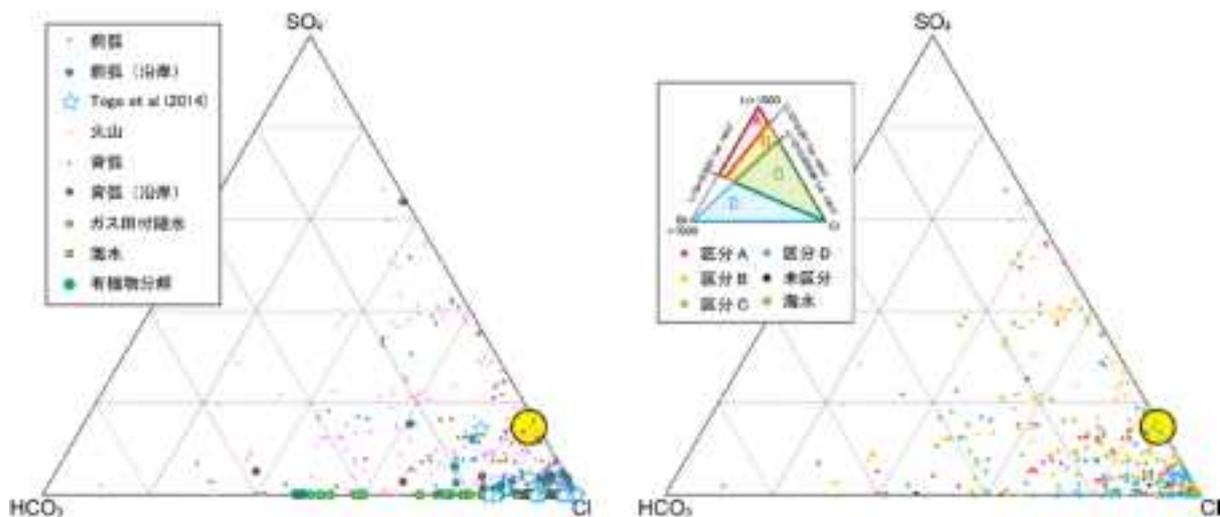


図 3.1.3.3-6 東北日本における水試料の陰イオン組成（モル比）。

水試料は $\text{Cl} \geq 200\text{mg/L}$ の温泉水，地下水，湧水である。区分 A～区分 D は図 3.1.3.3-3 にて設定したものと同一である。区分 D からは，図 3.1.3.3-1 にて示した有機物分解の寄与の強い試料を除外してある。☆は Togo *et al.* (2014) にて続成流体の寄与が指摘された試料である。海水の化学組成は野崎 (1997) による。

西南日本

西南日本の Li/Cl 比と Br/Cl 比の関係は (図 3.1.3.3-1)，東北日本とは違って，地域ごとのプロット範囲が重なっている。四国と第四紀火山周辺で， Li/Cl 比と Br/Cl 比がやや低い試料が少ないが，第四紀火山周辺の試料と同じような Li/Cl 比や Br/Cl 比を持つ流体が，前弧の広範囲に見られる。高い Li/Cl 比・低い Br/Cl 比の端成分は，スラブ起源熱水を示すと考えられるが，東北日本と比較すると， Li/Cl 比と Br/Cl 比の両方でやや高い比を示す。沿岸部の試料の多くが，スラブ起源熱水と海水との混合ライン上にプロットされる (図 3.1.3.3-1 の薄黄のライン)。 δD – $\delta^{18}\text{O}$ や δD – Cl の関係でも (図 3.1.3.3-7)，沿岸部の試料は天水や塩濃度の低い地下水と海水との混合を示すものが多くある。

西南日本においては，鉍物脱水流体 (II) に相当する有馬型熱水が上昇している (3.1.2 節)。その特徴である高い塩濃度や同位体シフトを利用して，有馬型熱水の寄与が高い試料を抽出した (図 3.1.3.3-7)。そのほとんどは，有馬温泉の源泉の試料であり，他は，紀伊半島の中央構造線沿い，宝塚，神戸や大阪等で採取されたものである。これらの試料は， $\text{Li}-\text{Cl}-\text{Br}$ の三角図では (図 3.1.3.3-8)，区分 A～区分 D にまたがっている。区分 A には，特に有馬型熱水の寄与が高いものが分類され，区分 B～区分 D のものは， Cl 濃度を基準とすると，有馬型熱水の混入の割合が 50% 以下のものが分類されている。

西南日本全体では，区分 A に分類される試料の割合が最も高く，全体の 40% 強が該当し，次いで，区分 D が 40% 弱，区分 B，区分 C の順でそれぞれ 10% 程度であった。区分 A の内訳を見ると，近畿・中部，中国・兵庫，第四紀火山周辺がそれぞれ 30% 程度を占め，四国が 10% 強で，背弧では分類された試料がない。この割合は区分 A～区分 C を合計してもほとんど変わらない。西南日本においては，前弧域に多くのスラブ起源熱水の寄与が認められることがわかる。

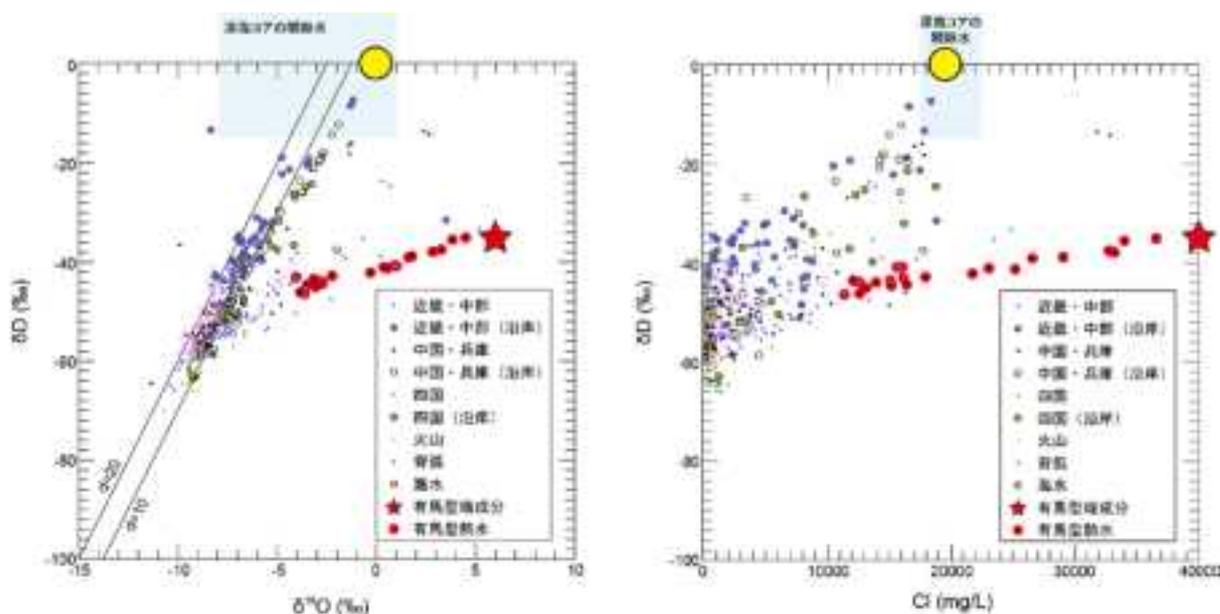


図 3.1.3.3-7 西南日本における水試料の $\delta D-\delta^{18}O$ ・ $\delta D-Cl$ の関係 (地域区分)。

水試料は $Cl \geq 200 \text{mg/L}$ の温泉水，地下水，湧水である。採取地点が海岸線より 1km 以内にあるものを沿岸に区分した。有馬型熱水は，有馬型熱水の混合が確実にあると考えられる試料として， Cl 濃度が $10,000 \text{mg/L}$ 以上で同位体比のシフトや有馬型熱水との混合が見られるものを抽出した。d=10 と d=20 の実線は，傾き 8 で切片が 10 と 20 になるラインで天水線になる。海水の化学組成は野崎 (1997) による。海洋堆積物中の間隙水の化学・同位体組成として，DSDP による報告値を示した (Jenden and Gieskes, 1983; Lawrence and Gieskes, 1981; Matsumoto, 1992)。

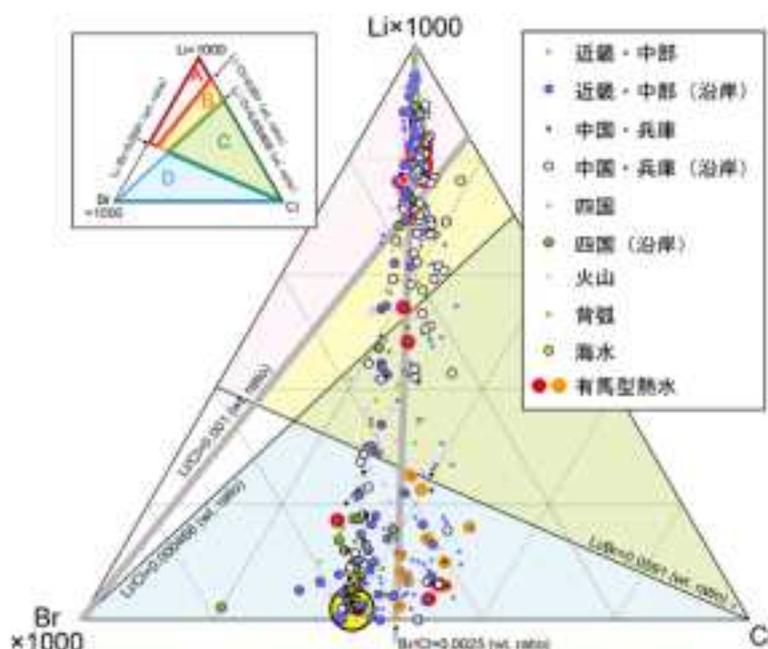


図 3.1.3.3-8 西南日本における水試料の Li-Cl-Br の関係 (モル比)。

水試料は $Cl \geq 200 \text{mg/L}$ の温泉水，地下水，湧水である。採取地点が海岸線より 1km 以内にあるものを沿岸に区分した。区分 A~区分 D は，図 3.1.3.3-3 にて設定したものと同一である。有馬型熱水のうち，赤色は図 3.1.3.3-7 にて抽出した Cl 濃度が $10,000 \text{mg/L}$ 以上のもので，オレンジ色は区分 D の領域を再評価して，有馬型熱水の寄与があると思われる試料を抽出したもので， Cl 濃度は $10,000 \text{mg/L}$ 以下である。海水の化学組成は野崎 (1997) による。

$\delta D-\delta^{18}O$ と $\delta D-Cl$ の関係を用いて、区分ごとの混合関係を見ると (図 3.1.3.3-9), 区分 A にも有馬型熱水以外と混合しているものがあり, その端成分は, 有馬型熱水と海水の中間にあると推定され, 有馬型熱水, つまり鉍物脱水流体 (II) と海水, 鉍物脱水流体 (I), 続成流体との混合によるものである可能性が考えられる. 一方, 天水と海水の混合関係を示す試料のほとんどは, 区分 D に分類されている. このことから, スラブ起源熱水の寄与を示す試料は区分 A~D に分類されるが, 海水の影響により Cl 濃度が上昇しているものは区分 D に分類されることがわかる.

陰イオン組成を見ると (図 3.1.3.3-10), 東北日本と比べて SO_4 の割合が低く, HCO_3 の割合が高い. SO_4 の割合が高い試料のほとんどは第四紀火山周辺のもので, わずかに背弧域のものがあり, 区分 A~区分 C に分類されるものである. HCO_3 の割合が高い試料は区分 A に分類されるものが多く, スラブ起源熱水の特徴のひとつである高い CO_2 濃度が反映されていると考えられる. Cl タイプの試料は, 沿岸部のものが多く, 区分 D に分類される試料が多い.

$\delta D-\delta^{18}O$ と $\delta D-Cl$ だけでなく, 陰イオン組成から見ても, 区分 A~区分 C と区分 D で傾向が異なり, 区分 A~区分 C がスラブ起源熱水の寄与を示すと考えられそうである. したがって, 区分 C と区分 D の境界である Li/Br 比が 0.0591 をスラブ起源熱水の指標とすることはできそうである. ただし, 区分 D に分類された試料の $\delta D-\delta^{18}O$ と $\delta D-Cl$ について再検証すると (後述の 3.1.3.4 節における d 値を用いた解析法を適用), 有馬型熱水との混合を示す試料があり (図 3.1.3.3-8 のオレンジ), 明らかに有馬型熱水が寄与しているような Cl 濃度が 10,000mg/L 以上の試料の中には (図 3.1.3.3-7), 区分 D に分類されるものがある (図 3.1.3.3-8 の赤). そのため, 区分 D の試料の全てで, スラブ起源熱水の寄与が無いことを示すものではないことに留意しておく必要がある. また, 3.1.2 節にて述べたように, 東北日本と西南日本では, 沈み込むスラブが違う上に, 沈み込み環境も異なることから, 東北日本で設定した区分を西南日本に適用できるのかについて, さらに検討が必要であり, 今後の課題として残る.

Li-Cl-B の関係は東北日本で見られたような, 混合関係が確認できず, 様々な成因の流体が複雑に混合していることが伺える (付録 3.B 参照). 西南日本においては, 化学・同位体指標を用いて, スラブ起源熱水の種類や寄与を区別して扱うことが困難と思われる.

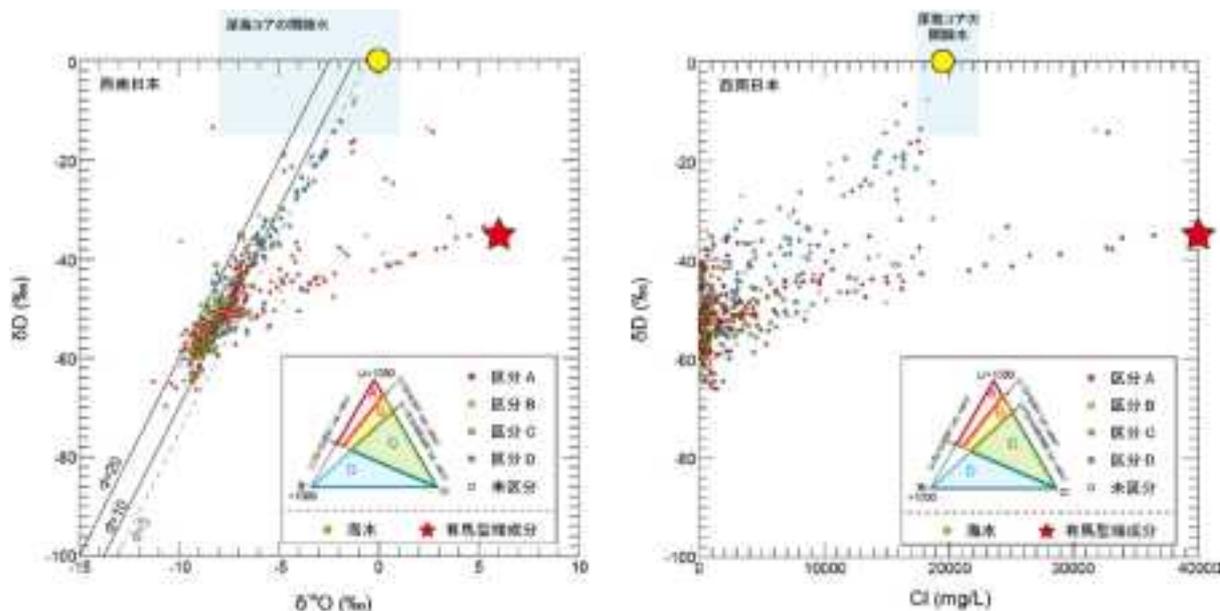


図 3.1.3.3-9 西南日本における水試料の $\delta D-\delta^{18}O$ ・ $\delta D-Cl$ の関係。

水試料は $Cl \geq 200\text{mg/L}$ の温泉水，地下水，湧水である。区分 A～区分 D は図 3.1.3.3-3 にて設定したものと同一である。d=10 と d=20 の実線は，傾き 8 で切片が 10 と 20 になるラインで天水線になる。d=5 のラインは図 3.1.3.4-1 にて解析対象として試料の境界を示す。海水の化学組成は野崎（1997）による。海洋堆積物中の間隙水の化学・同位体組成として，DSDP による報告値を示した（Jenden and Gieskes, 1983; Lawrence and Gieskes, 1981; Matsumoto, 1992）。

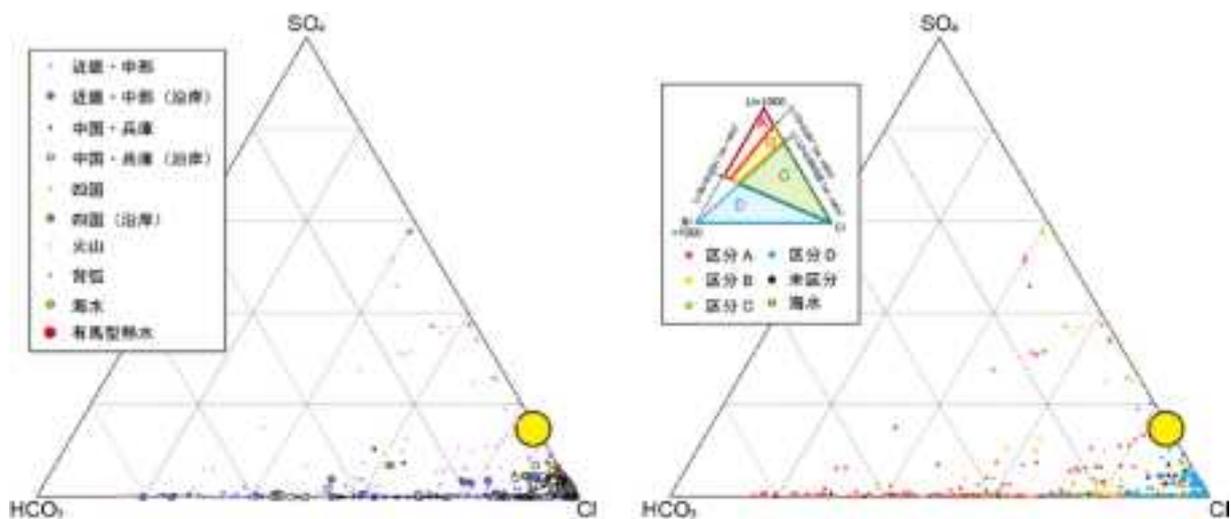


図 3.1.3.3-10 西南日本における水試料の陰イオン組成（モル比）。

水試料は $Cl \geq 200\text{mg/L}$ の温泉水，地下水，湧水である。有馬型熱水は図 3.1.3.3-7 にて抽出したものと同一であり，区分 A～区分 D は図 3.1.3.3-3 にて設定したものと同一である。海水の化学組成は野崎（1997）による。

3.1.3.4 スラブ起源熱水の水質，同位体の特徴

3.1.3.3 項にて抽出したスラブ起源熱水の寄与がある試料(区分 A～区分 C に該当)の多くは， $\delta D-\delta^{18}O$ では天水線に沿ってプロットされており， $\delta D-Cl$ における δD の違いが，スラブ起源熱水の寄与の違いによるものなのか，天水の同位体比変化によるものなのか区別がつかない(図

3.1.3.3-5, 図 3.1.3.3-9). そこで, $\delta D-\delta^{18}O$ で天水線から離れた位置にプロットされる試料を対象として解析を行った. まず, 区分 A~区分 C に分類された試料のうち, d 値が 5 以下の試料をスラブ起源熱水試料として抽出し, さらにそれらの試料から 5km 以内で採取された温泉水, 地下水, 湧水試料 (Cl 濃度が 200mg/L 未満も含む) を関連試料として抽出する. これらのデータセットから, $\delta D-Cl$ の関係が同じ傾向を示し, 採取地点が近い試料を地区ごとにまとめた (図 3.1.3.4-1). 兵庫西部と三重 (MTL) については, それぞれの地区の試料数が少ないが, Cl 濃度が高い試料を含むため, 図 3.1.3.3-1 にプロットしている.

$\delta D-Cl$ は, スラブ起源熱水と浅層水の混合関係を示すと考えられ, スラブ起源熱水の Cl 濃度を推定する手がかりとなる. 東北日本では, スラブ起源熱水と表層水の混合関係は, 有馬型熱水と表層水の関係と比較して傾きが大きいように見える. 特に, 茨城北部と第四紀火山周辺の堆積岩類の地域で採取された試料で, 海水よりも Cl 濃度が低いスラブ起源熱水との混合関係が示されている. 混合するスラブ起源熱水の δD が海水と有馬型熱水の値の範囲にあるとしたら, Cl 濃度は, それぞれ 8,000~17,000mg/L と 5,000~8,000mg/L と推定される (図 3.1.3.4-1). 茨城北部の試料は, Togo *et al.* (2014) で報告された試料の一部と同じ地点であり, 常磐地域の続成流体の Cl 濃度が海水よりも低い範囲であることを示している. ただし, Li-Cl-B の三角図では, Li/Cl 比が高い成分の寄与があることを示しており (付録 3.B 参照), 続成流体以外の影響がある可能性もある. 大沢ほか (2010) で報告された宮崎地域における続成流体の Cl 濃度は, 5,000mg/L 程度と推定され (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014), 上記の推定値の範囲と同程度である. 第四紀火山周辺の火山岩類の地域や背弧では, マグマ起源流体の Cl 濃度が推定可能と考えられ, それぞれ, 11,000~23,000mg/L や 26,000mg/L 以上, 25,000mg/L 以上であった.

西南日本においては, 有馬・宝塚地域で Cl 濃度が最も高い傾向を示し, およそ 40,000mg/L と見込まれる. 大阪府石仏に代表されるような, 近畿地域の中央構造線やその周辺に沿った地域では, 有馬・宝塚地域よりも, やや Cl 濃度が低い傾向があり, 草山や兵庫西部でさらに低くなり, Cl 濃度が 20,000~30,000mg/L 程度である可能性がある. 三重県の中央構造線沿いにも, 兵庫西部地域と同じくらいの Cl 濃度を示す地点がある. 四国の中央構造線沿いの 1 つの地点では, 10,000~15,000mg/L と推定され, その他の地域よりも低い. これらの地域では, 鉱物脱水流体が上昇していると考えられるが, Cl 濃度が低い流体の寄与があり, 続成流体の混合があるのかもしれない. マグマ起源熱水の寄与があると思われる津和野では, 陰イオン組成が SO_4 に富む特徴がある. この地域の $\delta D-Cl$ の関係は草山と同じ傾向を示すことから, 有馬型熱水よりはやや低いものの, 高い Cl 濃度の流体が上昇していると考えられる. 一方, この高濃度塩水は, 地表に湧出する前に天水により 4 分の 1 程度に希釈され, その後に浅層地下水と混合していることが報告されている (村上・田中, 2015). このように, スラブ起源熱水の上昇では, 天水による希釈が多段階で起きていることがあり, 化学組成を推定する上で注意が必要である.

化学組成の推定は, 地表で採取できる水試料の他に, 熱水鉱床の流体包有物からも, 地殻深部における熱水の情報の手がかりが得られる. 特に, 深部の情報を保持していると考えられるタングステン鉱床の場合では, NaCl 相当濃度として, 3~10wt% が報告されており, Cl 濃度に換算すると 18,000~60,000mg/L となる (武内, 1977). このことは, 地下に非常に高い Cl 濃度を持つ流体があることを示しており, スラブ脱水熱水やマグマ起源熱水の濃度は, 水試料からの推定値を大きく上回る可能性が高いと考えられる.

スラブ起源熱水が寄与する試料の中には付随ガスが採取できるものがある. 3.1.3.3 項で抽出した試料のうち, ガス組成が判明している 143 試料のうち 132 試料で CO_2 が主であり, CH_4 が主なものは 11 試料であった. どの試料も東北日本の第四紀火山周辺や背弧域, または西南日本において採取されたもので, スラブ起源熱水に伴って供給されたと考えられる. しかし,

スラブ起源熱水成分の寄与が高くなるほど、地下水の全炭酸濃度が高くなるわけではない。CO₂がガスとして放出されたり、スラブ起源熱水と地層との反応によりCO₂が除去されたりすると全炭酸の濃度が低めになる（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014）。そのため、CO₂ガスと溶存炭酸を合計した推定を行うことが重要である。有馬では温泉水へのCO₂の溶解度の解析から0.6M（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014）、津和野や兵庫県西部における流量観測では0.3Mと1.1M（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2015b）という結果が得られている。流量観測の結果は、浅層地下水による希釈の影響を含んでいるため、下限値である。一方、流体包有物による研究では、CO₂濃度として1.7-4.4M（Kazahaya and Matsuo, 1985）が報告されている。

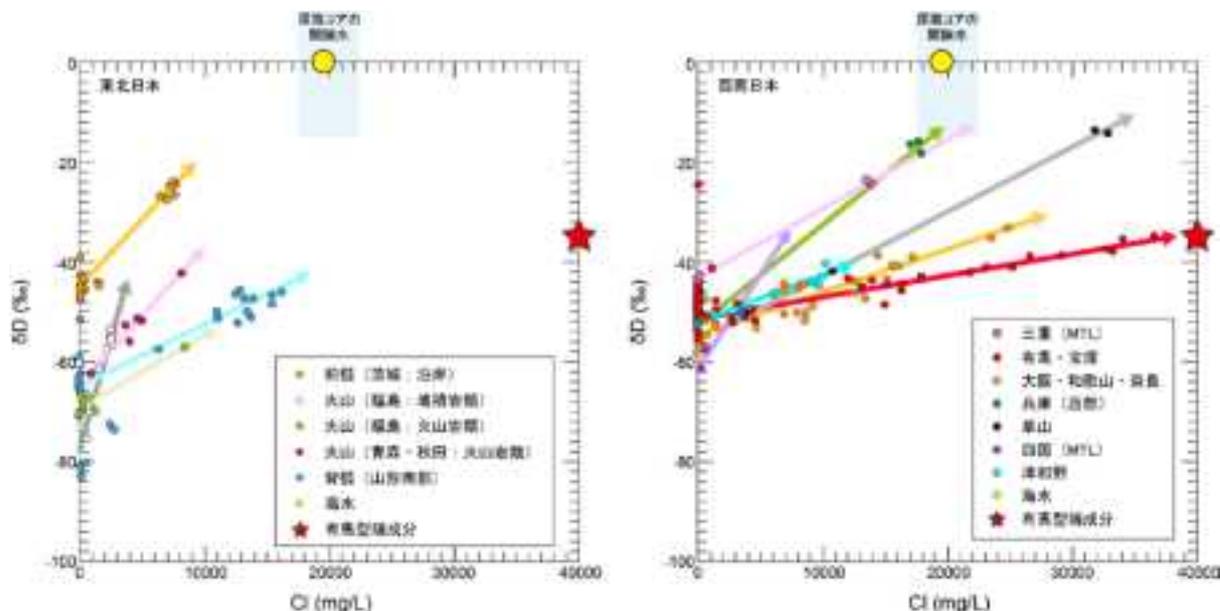


図 3.1.3.4-1 スラブ起源熱水が混入する水試料の δD-Cl の関係。

図 3.1.3.3-5 と図 3.1.3.3-9 の d=5 の点線より右側にプロットされた区分 A~区分 C の試料とそれらの試料から 5km 以内で採取された水試料（温泉水，地下水，湧水，Cl 濃度による選別は行わない）の中から，スラブ起源熱水と浅層水の混合関係を地区ごとにまとめている，堆積岩類・火山岩類の区分は，20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2010）による。海水の化学組成は野崎（1997）による。海洋堆積物中の間隙水の化学・同位体組成として，DSDP による報告値を示した（Jenden and Gieskes, 1983; Lawrence and Gieskes, 1981; Matsumoto, 1992）。

3.1.3.5 スラブ起源熱水の分布

スラブ起源熱水の寄与の検出について，3.1.3.3 項にて示した Li/Br 比による解析を，東北日本と西南日本以外の地域にも適用し，温泉水，地下水，湧水の塩水成分の起源として「スラブ起源熱水」と「海水・変質海水等」に分類した。それぞれについて，陰イオン組成による水質タイプにより示したものが，図 3.1.3.5-1 と図 3.1.3.5-2 になる。スラブ起源熱水と海水・変質海水が示される地点は，多くの場合，地域的に異なっており，混在する地域は少ない。水質タイプ別に見ると，スラブ起源熱水と海水・変質海水のどちらも Cl タイプが最も多く，水質タイプが区分できた試料の中での割合は，スラブ起源熱水では 70%弱，海水・変質海水では 90%弱である。

北海道から関東地方においては，Cl タイプは，第四紀火山周辺や背弧側に多く存在するが，前弧域での分布は限られており，沿岸部では，北海道中南部，八戸，宮城北部，仙台，福島北部，いわき～北茨城，茨城南側，銚子，房総南部などである。常磐地域において続成流体の寄

与があることや (Togo *et al.*, 2014), これらが前弧域の沿岸部にあたることから, 他のスラブ起源熱水も続成流体と考えられる. 水質タイプは, 2 地点を除いて CI タイプである. スラブ起源熱水の特徴の一つである CO_2 を伴うものは確認されておらず, CH_4 を付随することが確認できている地点が何点かある. pH は 6.8~9.5 の範囲にあり, CO_2 が高濃度で溶存していないと推定される. CI 濃度について, $\delta\text{D}-\text{CI}$ の関係では海水の影響が大きい地点が多く, 続成流体の CI 濃度を決定することは難しいが, 鉱物脱水流体のような高い CI 濃度を示すような傾向は示されていない. これらの地点と同じ施設にある深度の異なる掘削井において, CI 濃度が 200mg/L 以上であっても, スラブ起源熱水の寄与が検出できていないものもある. また, 八戸では, 断層による地下流体の上昇が指摘されているように (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013), 周囲の地質環境を含めて, それぞれの地点についての詳細な調査を行うことで, 地下からの流体上昇について検討が可能と思われる.

東北日本の背弧域沿岸部では, 第四紀火山周辺であってもマグマ起源熱水の寄与が示されていない地点があるが (図 3.1.3.5-1), それらの地点は, 有機物分解の寄与が示された地点に重なる (図 3.1.3.3-4). 浅層における有機物分解の影響によって, 地下からのマグマ起源熱水の寄与が覆い隠されてしまっている可能性が高い. 有機物分解の寄与のある試料では, Br/CI 比だけでなく Li/CI 比も高くなっており (図 3.1.3.3-1), 地下からの高温流体が寄与することで, 有機物分解が促進されて, Br/CI 比が高くなっているのかもしれない. そうであれば, 有機物分解の寄与が示された試料については, Li/CI 比による分類や, 他の化学成分との関係を整理する必要がある, 今後の課題である.

西南日本から九州にかけての地域では, 前弧側の沿岸に近い地域から, 内陸までの広い範囲でスラブ起源熱水が示されている. その分布は線上に並んでおり, 第四紀火山周辺, 中央構造線, 有馬-高槻構造線等の構造線に沿っている. その他には静岡県西部に線上に並んだ地点があり, 紀伊半島, 高知県や宮崎県の沿岸部にもスラブ起源熱水が示されている. 東北日本とは異なり, 沿岸部であっても HCO_3 タイプの地点が見られる. SO_4 タイプは東北日本より少ないが, 第四紀火山周辺に集中する特徴は共通している.

HCO_3 タイプを地域別で比較すると, 九州が 20%強でもっとも割合が高く, 西南日本が 15%強, 関東および中部地域と北海道では 10%前後になり, 東北日本では 5%より低い. HCO_3 タイプの温泉の全炭酸濃度や $\delta^{13}\text{C}$ は, 東北~関東地域で低い値を示すものが多く, 四国~九州地域では高い値を示すものが多い. また, CI タイプの温泉の $\delta^{13}\text{C}$ は, どちらの地域でも値の幅が広い (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014). これらのうち, 高い $\delta^{13}\text{C}$ を示す炭素の起源としては, スラブ起源熱水であると推定される. 尾山ほか (2011) において, 西南日本の付加コンプレックスで HCO_3 タイプの地下水が多く見られ, 地下深部から上昇してくる CO_2 ガスの供給の可能性が指摘されている.

SO_4 タイプを示す試料の $\delta^{34}\text{S}$ の分析値から, SO_4 が海水起源であり, 地層中のグリーンタフ層からの溶出によるものであることが示されている (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014). つまり, 有機物分解の寄与が示された地点と同様に, 浅層における地層との反応による化学組成の変化であった, スラブ起源熱水の化学組成の違いを示すものではないと考えられる. しかし, スラブ起源熱水に含まれる CO_2 の存在が, これらの鉱物の溶出を促進し, 溶出に関与した CO_2 は地層中に炭酸塩として沈殿してしまうことから (Ohwada *et al.*, 2007), SO_4 タイプの多い地域では, 地下からの CO_2 供給やその起源についての検討をする必要がある.

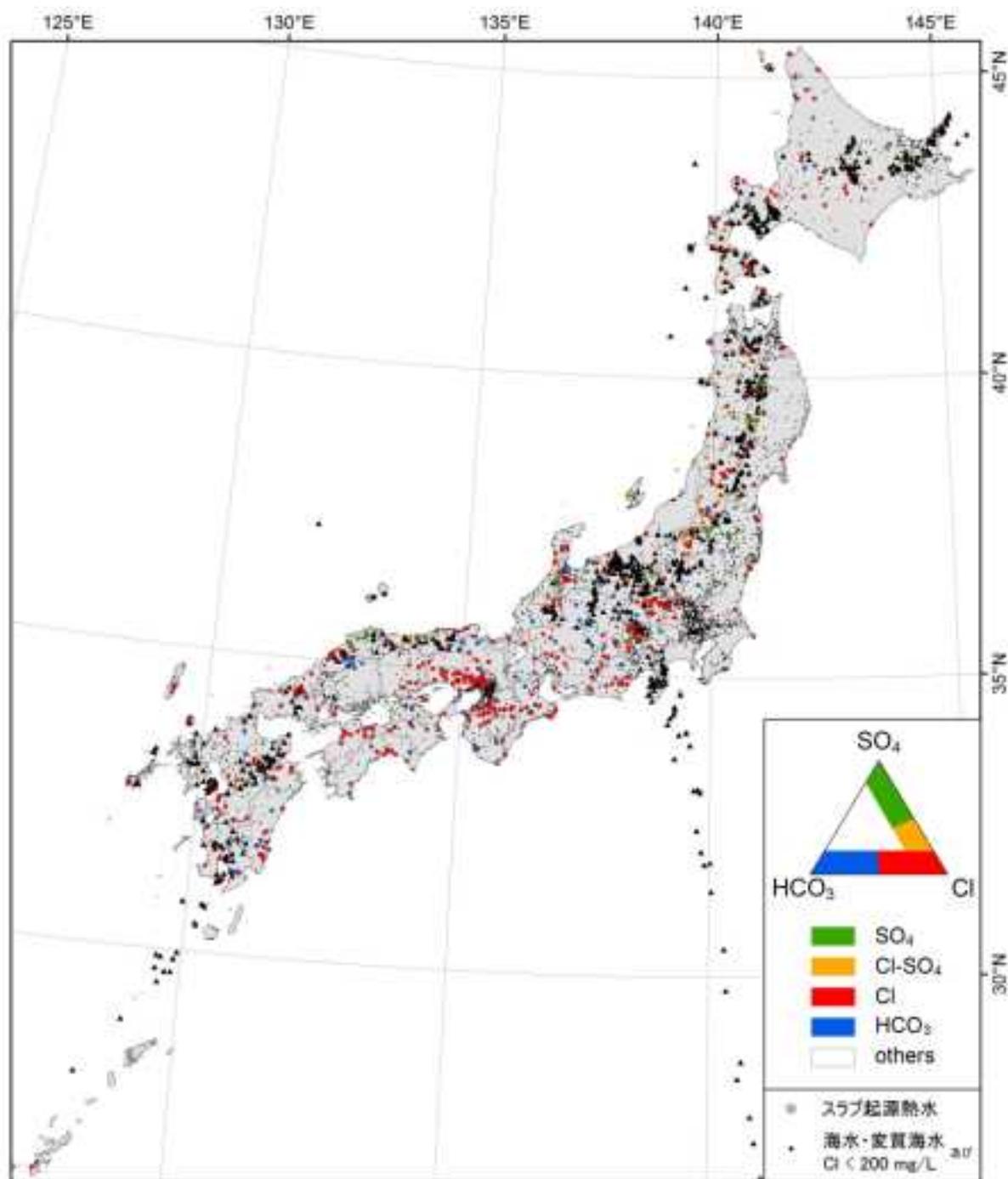


図 3.1.3.5-1 スラブ起源熱水の陰イオン組成.

各水質タイプに色分けしたポイントがスラブ起源熱水に分類された水試料（温泉水，地下水，湧水）の採取地点を示し，黒点は $\text{Cl} < 200 \text{mg/L}$ の水試料と $\text{Cl} \geq 200 \text{mg/L}$ のスラブ起源熱水以外に分類された水試料の採取地点を示す．▲は第四紀火山を示す（西来ほか，2012）.

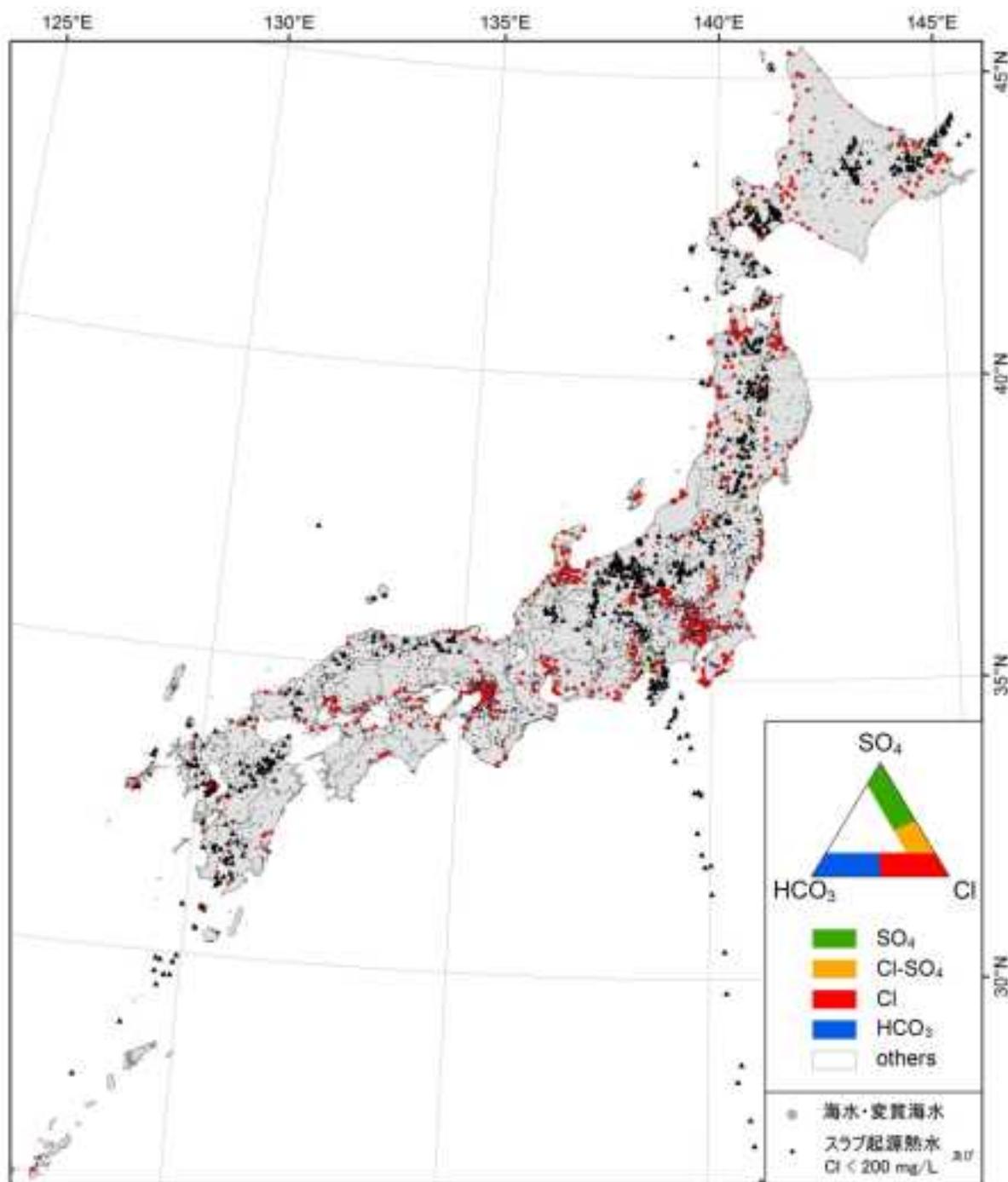


図 3.1.3.5-2 海水・変質海水起源の塩水の陰イオン組成.

各水質タイプに色分けしたポイントが、海水・変質海水に分類された水試料（温泉水、地下水、湧水）の採取地点を示し、黒点は $\text{Cl} < 200 \text{ mg/L}$ の水試料と $\text{Cl} \geq 200 \text{ mg/L}$ の海水・変質海水以外に分類された水試料の採取地点を示す。▲は第四紀火山を示す（西来ほか, 2012）。

3.1.4 上昇域の類型化

3.1.4.1 はじめに

3.1.2 節において、沈み込み帯の水収支についてまとめ、西南日本弧と東北日本弧におけるスラブ水の脱水・離水深度（場所）、および上昇経路についてまとめた。また、3.1.3 節においては、スラブ起源熱水の化学組成の特徴から、類型化を試み、日本列島における広域分布の特徴を明らかにした。本節では、超長期にわたる熱水上昇の変動予測の必要性から、まず、成因と上昇プロセスによりスラブ起源熱水を分類し、その上昇域を類型化すべきであると考えられる。以下、3.1.2 節においてまとめたスラブ起源流体の脱水・放出・上昇過程を基に上昇域の区分を行う。

3.1.4.2 上昇域の区分と特徴

スラブ起源流体の発生源は、3.1.2 節にまとめたように、プレート上面の堆積物中の①間隙水および②含水鉱物、海洋プレート本体の玄武岩、ガブロ等の③間隙水および④含水鉱物、海洋プレートの下部に位置するマントル内の⑤含水鉱物、および、構造侵食による大陸地殻の⑥含水鉱物がある（図 3.1.2.2-1）。これらの発生源の違いにより、スラブ起源熱水の化学的特徴が異なること、および、長期的活動の原因も異なることから、本項ではスラブ起源熱水の成因により上昇域を区分する。その結果を図 3.1.4.2-1 に示し、以下に上昇域の区分、特徴等について記載する。

まず、東北日本弧においては、これらのうち、①と③の間隙水は、深さ 20km まで沈み込む段階で、その多くが圧密により放出され、日本列島では太平洋の海域に上昇すると考えられる。②の含水鉱物は海洋プレート上面の堆積物に含まれる鉱物で主に粘土鉱物が主体で、この脱水（続成作用）は 150-200°C の温度で生じ、スラブ深度 50km までに脱水する。この続成流体と間隙に残った海水起源の塩水の混合水が放出されると、NaCl 型で海水に似ているが、Cl 濃度が海水の 1/2-1/3 程度の塩水ができる。この塩水は、東北日本弧の前弧側に上昇する熱水の典型と考えられ、福島沿岸域で見つかっている（Togo *et al.*, 2014）。生成温度は 200°C 以下のため、Li 濃度は後述するマグマ起源熱水よりも低い。また、Br/Cl 比は海水と同程度か高くなる。さらに CO₂ をあまり含まず、メタンを含む特徴を持つが（3.1.3.5 節参照、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014）、生成温度が低いため、CO₂ よりもメタンが安定であるためと思われる。含水鉱物に関して④、⑤、⑥は、蛇紋石、雲母、角閃石等が主体であり、より強く結合した OH 基の形で水を含むため、さらに高温側で脱水する。そのため、この熱水流体は Li 濃度が高い、また Br/Cl 比が低くなると同時に CO₂ を含むという特徴を持つ。これらの含水鉱物の脱水は、東北日本弧ではスラブ深度 70km より深いところで生じる（図 3.1.2.2-5b; dh(I)）。この脱水流体が元になり、マントル内でマグマを生じる。火山フロントおよびその背弧側で、マントル内を熱水流体が上昇するとマントルが部分熔融するため、熱水流体のまま上昇しない（図 3.1.2.2-4）。したがって、この背弧側の領域で存在する熱水は基本的にマグマが関与すると考えられる。火山近傍を含む背弧側に上昇するスラブ起源熱水（図 3.1.3.5-1）は多数見つかっているが、地殻内でマグマが固化した際に放出された熱水であると考えられる。この熱水は非常に高い温度を経験しているため、Li 濃度が高い。また Br/Cl 比が低くなる塩水である。以上より、東北日本弧について、成因により上昇域を区分すると、a) 前弧側に上昇する熱水（間隙水+続成流体）と b) 火山フロントおよび背弧側に上昇するマグマ起源熱水（含水鉱物の脱水流体）の 2 種類となる（図 3.1.4.2-1 の東北地方を参照）。a) は太平洋プレートの沈み込みプロセスに直接起因し、長期的には定常的に上昇しうるものである。b) は最終的にマグマが運搬し、放出する熱水であるため、マグマ活動に直接起因し、長期的な熱水活動はマグマの供給や地殻内における固化プロセスに依存する。なお、図 3.1.4.2-1 に示される（●赤点）ように、火

山フロントおよび背弧側にマグマ起源熱水と考えられる熱水上昇地点が多数存在することは重要である。これらの地域では現在地表に火山は存在しないが、地殻下部にマグマが存在する可能性がある。

次に西南日本弧についてであるが、①と③の間隙水は、東北日本弧と同様に深さ 20km まで沈み込む段階で、その多くが圧密により放出され、日本列島では太平洋の海域に上昇すると考えられる。②の含水鉱物は、東北日本弧と比較してスラブの温度構造が大きく異なる（図 3.1.2.2-5）ため、①、③と同様に 20km 程度の深度で脱水するので、多くは海域に上昇すると考えられる。西南日本弧において上昇するスラブ起源熱水は、主に④、⑤の含水鉱物の脱水により生成される水であり、深度 30km から 60km までにその多くが脱水（図 3.1.2.2-5; dh(I),(II)）し、前弧側に上昇する（図 3.1.2.2-5、図 3.1.4.2-1 の西南日本前弧側地域）。この熱水は、有馬温泉水に代表される有馬型熱水の元になると考えられ（例えば、Kusuda *et al.*, 2014）、CO₂ を多量に含む高濃度の NaCl 型熱水である。Li 濃度が非常に高く、Br 濃度が低い特徴がある。⑥の構造侵食による含水鉱物の脱水は東北日本弧に特有のもので、西南日本弧には存在しないと考えられる。西南日本弧の地質学的特徴は、中央構造線よりも南側（外帯）に海洋プレート上面の堆積物に由来する付加体が発達していることである。付加体の高圧変成作用に関与した熱水流体に間隙水起源の塩水が関与しているという報告があり（Sumino *et al.*, 2010）、実際にはかなりの深度まで間隙水が到達しているようである。そのため、深度 30km 付近で脱水して生じる CO₂ を含む NaCl 型熱水（東北日本弧では、マグマを生成する元になる熱水（dh(I)）は、間隙水および続成流体由来の組成の異なる熱水と複雑に混合しうる。実際に四国南部-東海地方の前弧域では、CO₂ ではなく CH₄ を主成分ガスとする塩水が上昇している（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014）。西南日本外帯では、この 2 種類の熱水が混合しつつ上昇しているのではないかとと思われる（図 3.1.4.2-1；四国-東海地域）。また、山陰地方に並ぶ第四紀火山周辺において、東北日本弧と同様に 15km 圏外にも、スラブ起源熱水の上昇が見られるが、同じくマグマ起源熱水であると考えられる。

西南日本弧に位置するが、伊豆小笠原弧の背弧に相当する地域（静岡、山梨県、関東地方西部）では、静岡県内に油田が存在し、かつスラブ起源熱水の上昇も広域に見られる（図 3.1.4.2-1）。この地域はフィリピン海プレートの沈み込み深度も浅い地域で、伊豆弧は日本列島に衝突しており非常に複雑な地殻構造およびマントル内構造を持つ。スラブ起源熱水の発生原因および上昇プロセスについては現在のところ、はっきりと結論することができないため、将来予測も難しい地域といわざるを得ない。

次に、上昇域で区分したスラブ起源熱水の特徴について述べる。前弧側で上昇する間隙水・続成流体起源の熱水は、NaCl 型（+CH₄）であり、発生深度が浅いため熱水温度は 200°C を超えない。CO₂ が存在しないため、地層処分地への化学的影響は少ないが、方解石による脈の閉塞が生じにくい。また、温度も低いためシリカによる脈閉塞も生じにくい。これらの特徴は、いわきにおける熱水噴出が止まらない原因のひとつに挙げられており（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015b）、前弧側で熱水活動の影響評価を行う際には留意が必要である。

次に、地表に近い場所に上昇する水みちおよび流出域に関して述べる。地殻内を上昇する熱水は、最終的には透水性が相対的によい断層等の周辺に存在する亀裂を水みちとして地表付近に到達すると考えられる。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014, 2015b）にまとめられたように、深層地下水が地表に上昇する場所は、a) 断層系の流出域、b) 河川沿いに形成された流出域、c) 地形変換点に形成された流出域に分類できる。この中で、a) 断層系の流出域が最も多く、しかも水温の高い深部流動系の地下水上昇は、断層の屈曲部あるいは断層セグメントの接合部にあると考えられる。

スラブ起源熱水の流量に関しては、河川水質と流量観測を併用した水文学的実測値がでいてい

るのは、島根県津和野，兵庫県宝塚，有馬，五社，および大阪府河内長野である（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2012）。島根県津和野の湧出域は，第四紀火山の青野山の近傍で大原湖-弥畝山西断層系の活断層が存在している。湧出地点は活断層沿いあるいは地質断層・地質境界に位置する（村上・田中，2015）。兵庫県宝塚，有馬および五社は，有馬-高槻構造線上あるいはその近傍にあり，同構造線は有馬から西方において，いくつかの活断層に分岐する。大阪府河内長野は，中央構造線の北部に位置し，同構造線の分岐断層（東西系）の近傍にスラブ起源熱水が上昇している（田中ほか，2013）。地表で観測できる流量を持つ活発なスラブ起源熱水上昇域は，いずれも活断層あるいはその分岐断層を水みちにしていると考えられる。現在，活発に湧出している場所は，水みちとなる断層が活発に活動するため，地表から地下深部に至る水みちが相対的に高い透水性を持つことによるのであろう。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014，2015b）でまとめた結果では，深層地下水の湧出に関しては，活断層だけでなく，地質断層も水みちとなっていることがわかっているため，将来にわたる熱水上昇の活動域の評価という面においては，水みちとしての地質断層の役割についても留意が必要であると考えられる。地殻内では，スラブ起源熱水は3.4章で述べるように，かなり大きな広がりを持ち存在していると考えられるが，そこから地表への上昇経路は，断層等の地質構造に大きく規制されている。したがって，将来にわたる上昇場所の特定あるいは今後上昇する可能性のある場所の予測は，地下地質構造および熱水の存在状態が詳細に判明するまで待たねばならない。

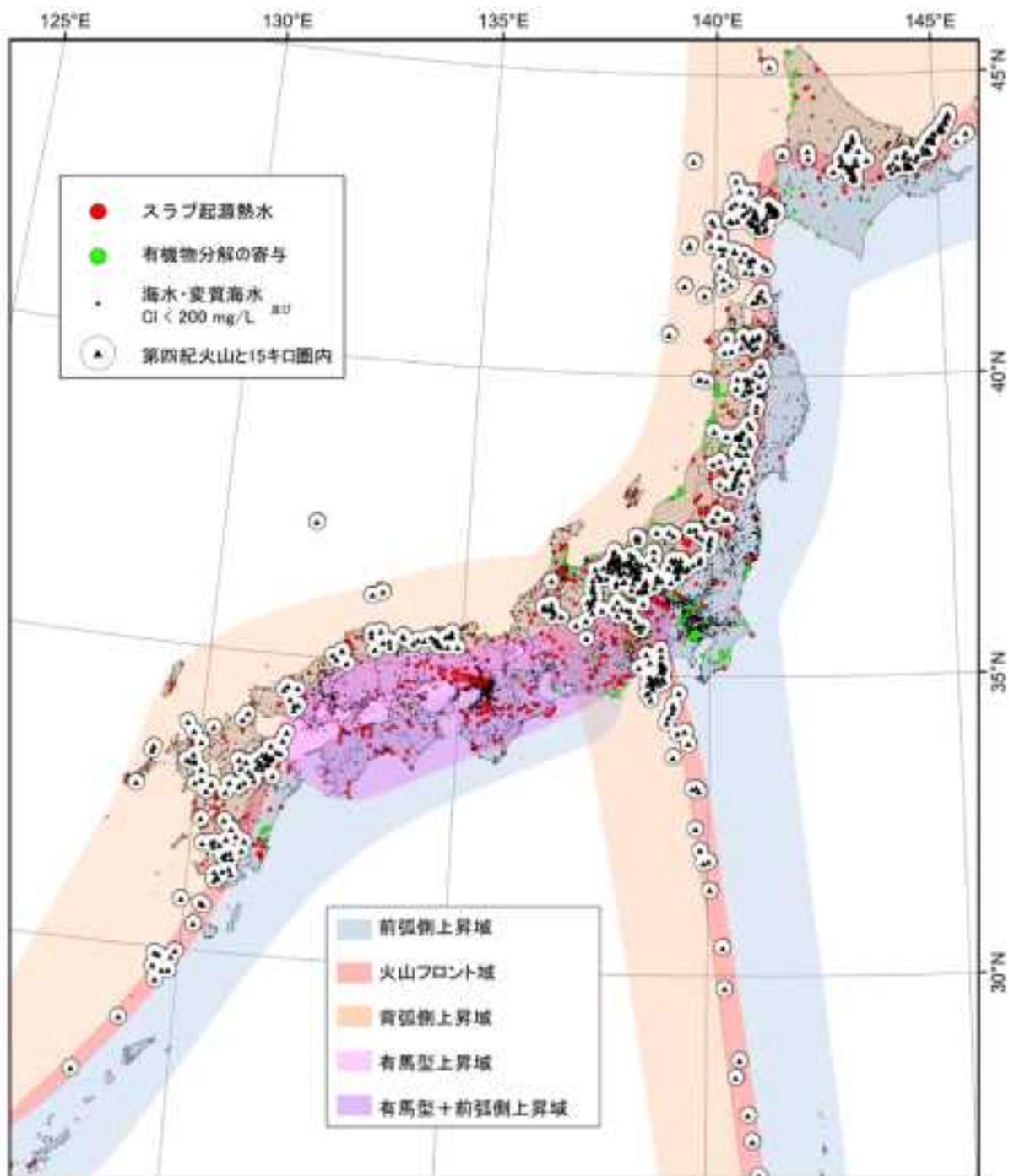


図 3.1.4.2-1 成因により区分したスラブ起源熱水の上昇域

各上昇域のスラブ起源熱水の特徴は本文参照。有機物分解の寄与の地点は、東北日本における Li/Cl 比と Br/Cl 比の関係（図 3.1.3.3-1）と同じ傾向を示す試料を抽出して求めた。

3.2 特定の流出域における熱水変質作用の程度とその範囲の整理

【実施内容】

これまでの成果により、地下水系に影響を与える各種変動パラメータの変化の幅、影響の持続期間についての評価が行われている。平成 27 年度は、上記で類型化した中の特定の上昇域において、熱水変質作用に関する現地調査および変質鉱物、流体包有物等の分析を行い、変質作用の条件や関与した熱水に関する地質学的エビデンスを集積する。調査結果をもとに、変質の分布、範囲、程度に関する情報を整理するとともに、調査手法に関する問題点・課題を整理する。以上の成果は、燃料デブリの処分およびそれに先立つ処理に対する規制上の考慮事項に反映させる。

【成果】

3.2.1 現地調査および各種分析による地質学的エビデンスの集積

スラブ起源熱水の上昇域の典型的な地域（兵庫県）において、熱水変質作用に関する現地地質調査を行う。採取した地質試料については、変質度、変質鉱物の同定、ならびに、流体包有物による変質作用に関与した熱水の各種情報（温度、圧力、組成）について分析を行い、熱水変質に関する予察的検討を行う。

3.2.1.1 はじめに

有馬型熱水の上昇する有馬-高槻構造線（以下、六甲断層）沿いにおいて、風化や変質が生じている兵庫県西宮市の白水峡および蓬莱峡（図 3.2.1.1-1）、ならびに、同じく有馬型塩水が湧出する大阪府河内長野市（図 3.2.1.1-2）を調査地点に選定した。

白水峡および蓬莱峡には、六甲断層を挟んで南側に六甲花崗岩（領家花崗岩の一種）が、北側に有馬層群が分布する。六甲花崗岩および有馬層群ともに中生代白亜紀後期の形成であるが、有馬層群に六甲花崗岩が貫入している（藤田・笠間, 1982）。六甲断層沿いの六甲花崗岩は破碎帯を形成し非常に脆いため、土砂災害が頻発し、現在 500 以上の砂防ダムがある（シニア自然大学環境科, 2012）。六甲花崗岩は、新生代の堆積岩類（神戸層群および大阪層群他）に不整合に覆われている。また、調査地域の西方には有馬温泉が、東方には宝塚鉱泉が分布する。双方の主な湧出水は含鉄炭酸強食塩泉（有馬型熱水；Sakai and Matsubaya, 1976）であり、フィリピン海プレート（スラブ）の脱水作用によって放出された熱水と考えられている（Kusuda *et al.*, 2014; 西村ほか, 2006）。

一方、河内長野でも、領家花崗岩が分布し、その北部を大阪層群や段丘堆積物が不整合に覆っている（図 3.2.1.1-2；地質調査所, 1998）。河川（石川）の花崗岩河床からは炭酸ガスを含む塩水が湧出している。これは、田中ほか（2013）によれば、中央構造線に沿って上昇した有馬型熱水が分岐断層を通じて湧出している。

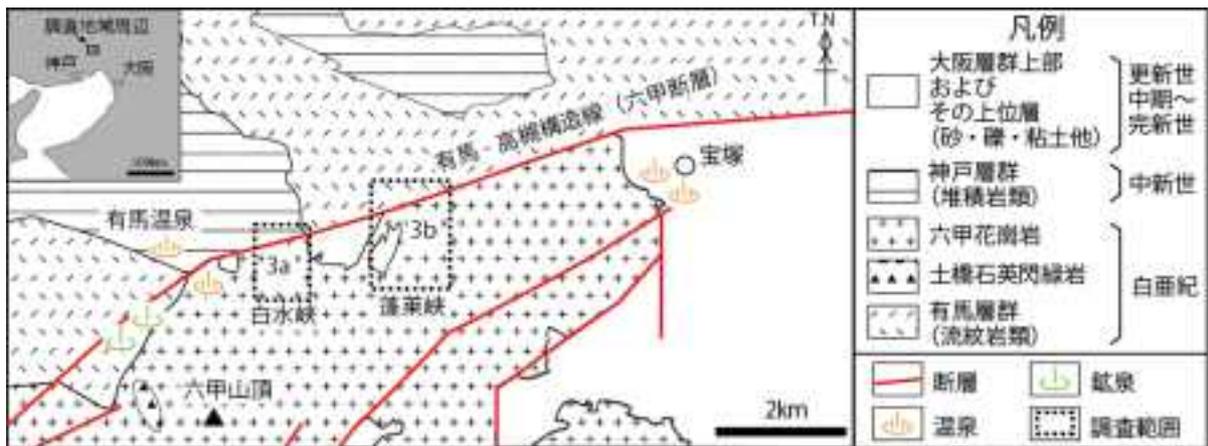


図 3.2.1.1-1 有馬-高槻構造線（六甲断層）沿いの地質および調査位置（白水峡および蓬莱峡）
 '3a'および'3b'は、それぞれ図 3.2.1.1-3a および図 3.2.1.1-3b の位置に相当（新井・田結床, 2004; 藤田・笠間, 1982 を一部改変）。

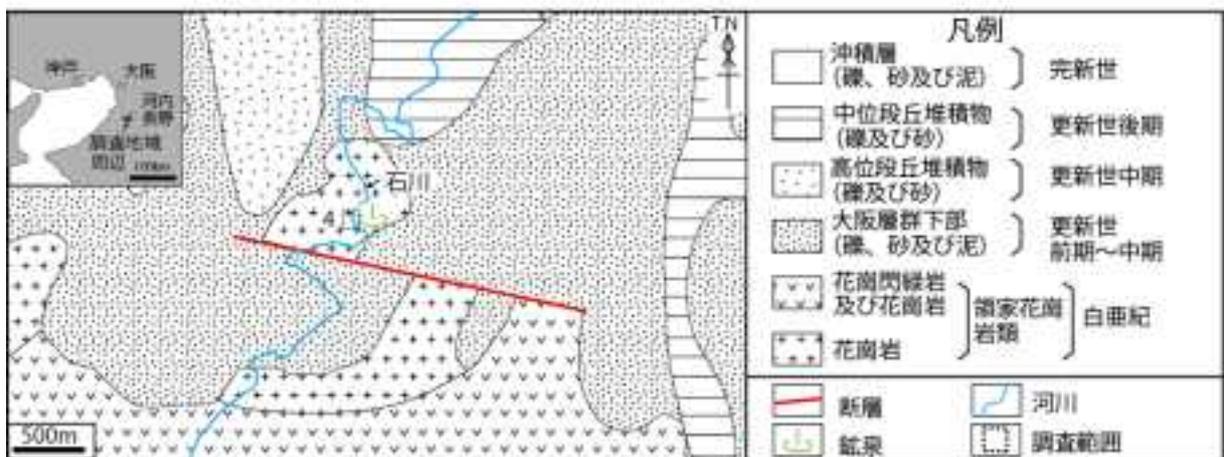


図 3.2.1.1-2 河内長野、石川周辺の地質および調査位置（地質調査所, 1998）

'4'は図 3.2.1.1-4 の位置に相当

調査地である白水峡および蓬莱峡の詳細図（地形図）を図 3.2.1.1-3 に示す。白水峡では、調査地域を有馬街道沿い、白水峡広場、白水峡南東崖および白水峡奥域に区分した（図 3.2.1.1-3a）。一方、蓬莱峡では、調査地域を蓬莱峡広場有馬側、蓬莱峡広場六甲側、座頭谷下流域、同中流域および同上流域に区分した（図 3.2.1.1-3b）。また、河内長野、石川流域調査位置の露頭産状を図 3.2.1.1-4 に示す。

白水峡、蓬莱峡および河内長野ともに、本調査では、露頭観察および試料採取を行った後、室内で採取試料の肉眼観察、薄片鏡下観察および流体包有物の加熱・冷却実験を行った。白水峡および蓬莱峡では、さらにX線回折実験による変質鉱物の同定、ならびに全岩化学組成分析を行った。以下にそれらの調査方法と結果を述べる。なお、流体包有物の加熱・冷却実験については併せて考察も記す。

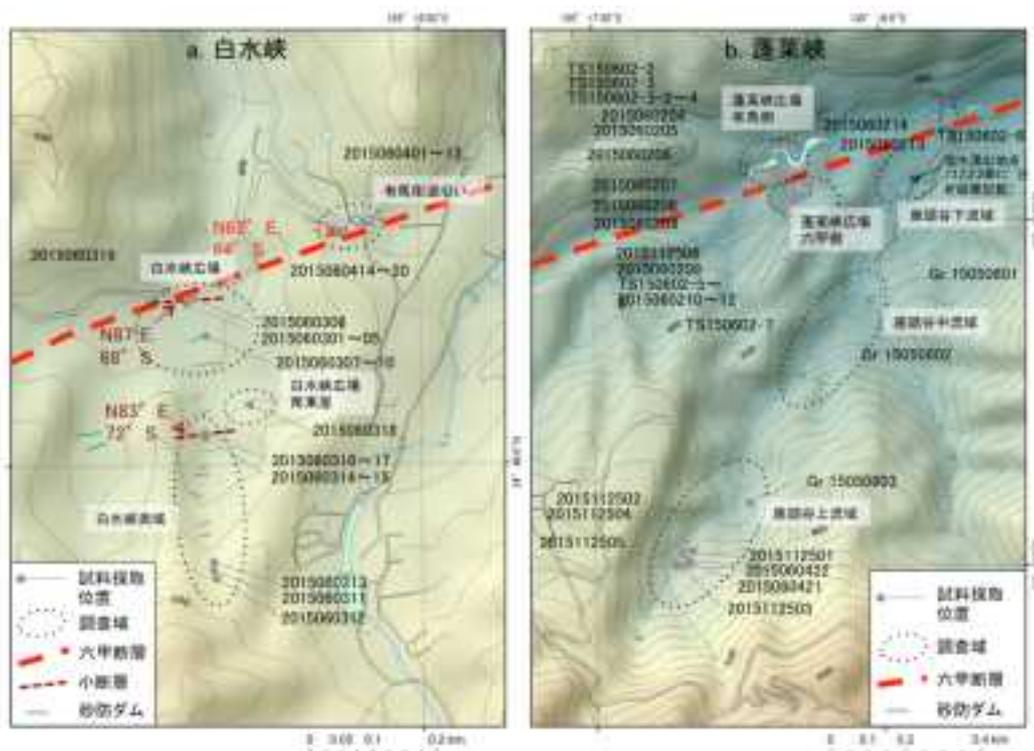


図 3.2.1.1-3 調査地域地形図：a. 白水峡，b. 蓬萊峡。
a および b は、それぞれ図 3.2.1.1-1 の '3a' および '3b' の位置に相当。

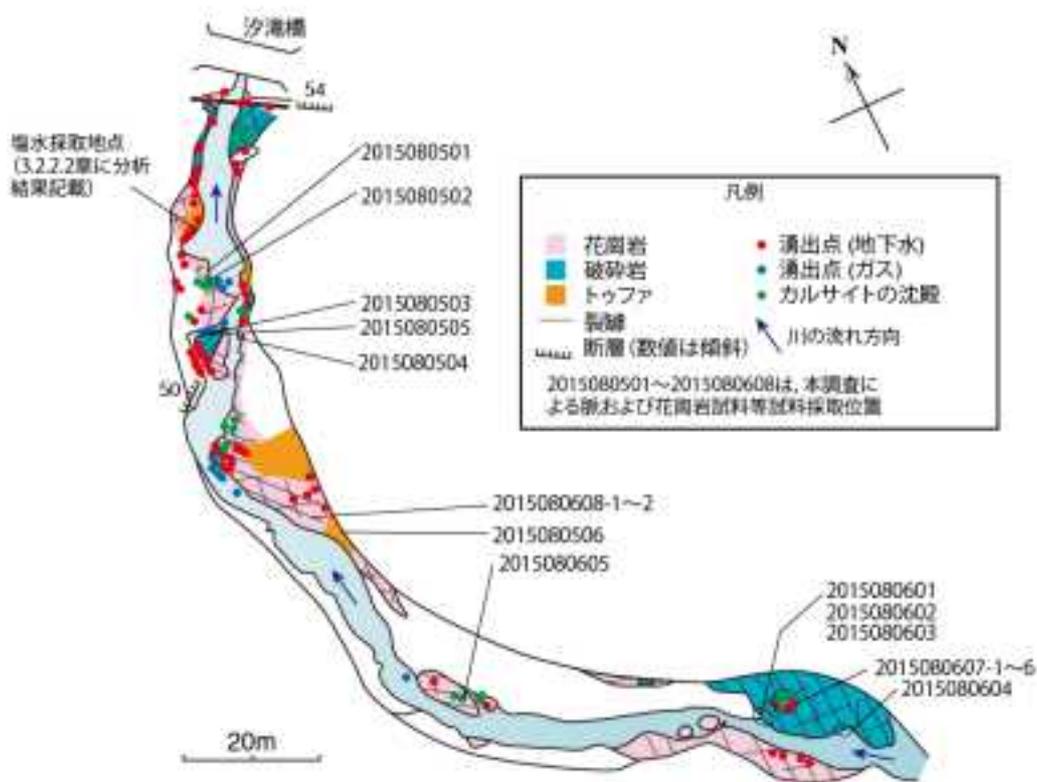


図 3.2.1.1-4 河内長野，石川流域調査地の露頭産状
図 3.2.1.1-2 の '4' の位置に相当（田中ほか（2013）に本調査試料採取位置等を加筆した）。

3.2.1.2 露頭および採取試料観察

1) 白水峡および蓬莱峡

六甲花崗岩は、正長石が桃色を呈する中～粗粒（鉱物粒径 3～10mm）の花崗岩（新井・田結床, 2004）に相当するが、六甲断層から南に幅約 500m にわたって概ね破碎帯（カタクレーサイトゾーン）を形成している（藤田・笠間, 1982）。破碎部は脆く崩れやすく、特に六甲断層近傍である蓬莱峡広場六甲側（図 3.2.1.1-3b）ではその傾向は著しい。ここでは同花崗岩は鋸歯状岩峰の稜線を見せ、岩峰正面下方（北側）には真砂が分布する（図 3.2.1.2-1a）。採取した花崗岩には縦横無尽に大小様々な亀裂が見られる（図 3.2.1.2-3a）。破碎が激しいものほど、白色粘土化している。六甲断層から南方に離れるに従い同花崗岩の破碎は弱くなる。

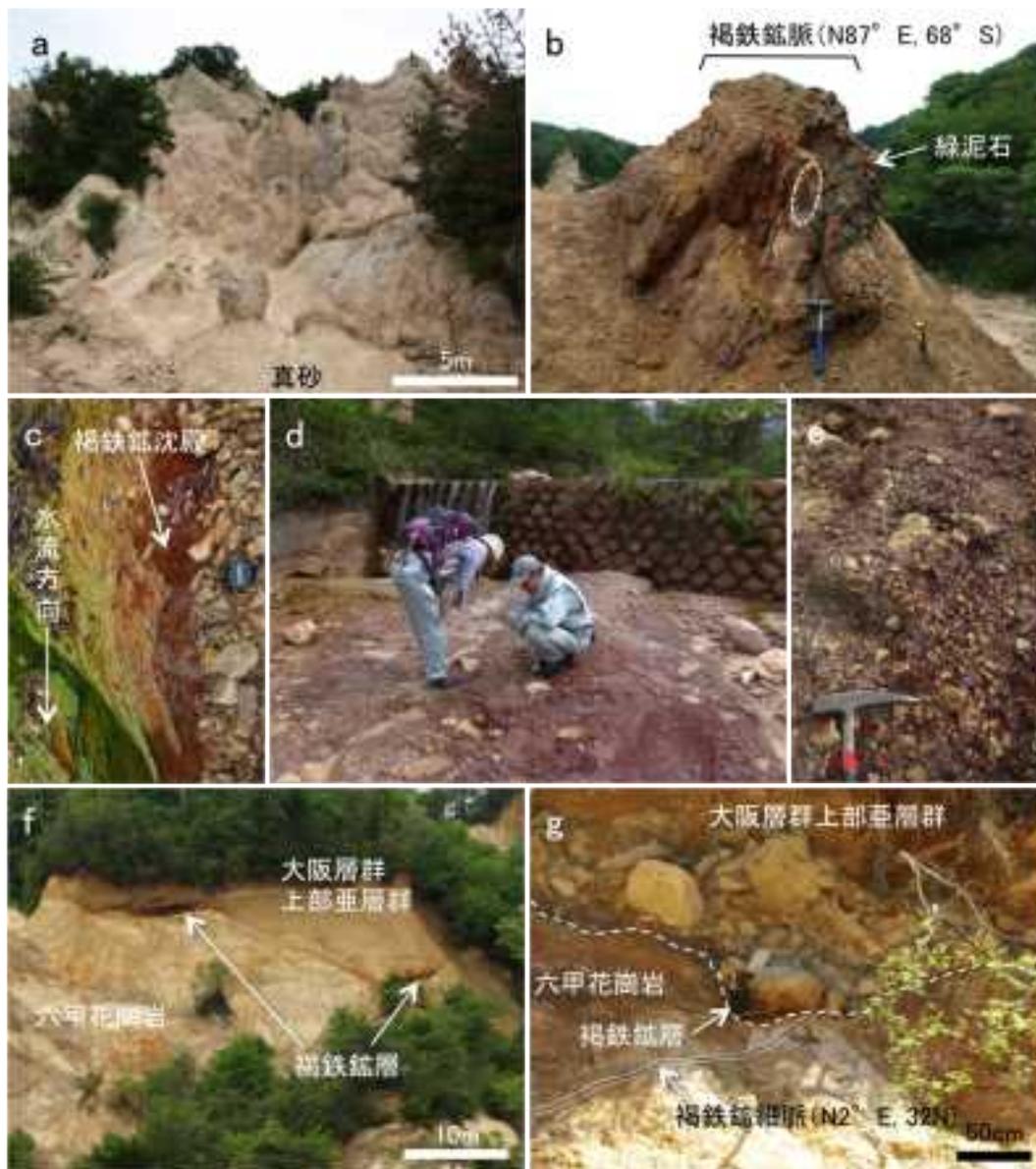


図 3.2.1.2-1 調査地域の露頭

a: 鋸歯状岩峰の稜線を見せる六甲花崗岩（蓬莱峡広場六甲側）。b: 褐鉄鉱脈露頭（白水峡広場）。緑色部は緑泥石。点線で囲まれた部分は図 3.2.1.2-2b に示す試料採取位置。c: 鉱泉湧出孔付近河床に堆積する褐鉄鉱（座頭谷下流域）。d: 花崗岩角礫を取り込んで河床一面に固結した褐鉄鉱層（座頭谷下流域）。e: 花崗岩角礫を取り込む褐鉄鉱層の近接（座頭谷下流域）。f: 六甲花崗岩および大阪層群上部亜層群の境界部に存在する褐鉄鉱層（白水峡広場南東崖）。g: 六甲花崗岩中の褐鉄鉱細脈（点線内）と同花崗岩および大阪層群上部亜層群の境界部に存在する褐鉄鉱層（有馬街道沿い）。



図 3.2.1.2-2 a. 領家花崗岩中の褐鉄鉱・方解石脈, b. 領家花崗岩破碎部の湧出水から形成しているトゥファ (tufa)

a : 点線で囲まれた部分は 2015080503 試料採取位置 (図 3.2.1.1-4 参照). 本試料近影は図 3.2.1.2-3e に示す (河内長野). b : 湧出孔部分は試料 2015080607-6 として採取 (河内長野).

一方、有馬層群は流紋岩質凝灰岩または同角礫岩からなる (藤田・笠間, 1982). 同層群については、今回の調査では六甲断層近傍のみ観察した. そこでは、同層群は六甲花崗岩に比べて破碎化は弱いものの、一部粘土化している.

六甲花崗岩中には亀裂に沿って褐鉄鉱 (ゲーサイトなどからなる茶色の微細粒～土壌鉄鉱物の集合体, 図 3.2.1.2-3a) が脈状に数多く分布する. 白水峡広場 (図 3.2.1.1-3a) に分布する褐鉄鉱脈は脈幅が最大 (1.5m) であり, N87°E, 68°S の裂罅系に沿って分布する (図 3.2.1.2-1b). 本脈は緑泥石脈 (幅最大 10cm) に接する. また, 本脈内では褐鉄鉱が厚さ 5cm～数 10cm の複数の層をなして分布し, 同花崗岩礫が見られる (図 3.2.1.2-3b).

塩水湧出 (水温: 19°C) が座頭谷下流域 (図 3.2.1.1-3b) で見られ, 湧出孔近傍の下流域で褐鉄鉱が沈殿している (図 3.2.1.2-1c). その近傍下流河床の一部には, 多くの六甲花崗岩角礫を取り込んで固結した褐鉄鉱層が約 10m 四方にわたり広がって, マウンドを形成している (図 3.2.1.2-1d). 白水峡広場南東崖 (図 3.2.1.1-3a) では, 同花崗岩とその上部の大阪層群上部亜層群との不整合面 (壁面) にも, 褐鉄鉱層が最大幅約 10m および厚さ約 1m の規模にて観察される (図 3.2.1.2-1f および 3.2.1.2-3c).

有馬街道沿い (図 3.2.1.1-3a) では, 同花崗岩裂罅を充填する褐鉄鉱細脈 (脈幅 2cm) と, 同花崗岩と同亜層群との不整合面のくぼみ (壁面) に, 褐鉄鉱層が幅 50cm ほど見られる (図 3.2.1.2-1g). 本くぼみは, 同亜層群形成前もしくは形成初期の小規模な熱水湧出孔であったことが考えられる. また, 座頭谷上流域 (図 3.2.1.1-3b) では数多くの硫化鉄物細脈 (図 3.2.1.2-3d) が分布する. 白水峡奥域 (図 3.2.1.1-3a) では, 少なくとも幅 8m の粘土脈が N83°E, 72°S の裂罅系に沿って分布する.

2) 河内長野

領家花崗岩は優白色の黒雲母花崗岩であり, 石川河床では田中ほか (2013) が示すように局所的に複数の箇所では破碎している (図 3.2.1.1-4). ただし破碎が弱い箇所では, 白水峡や蓬萊峡では見られない比較的新鮮な花崗岩 (図 3.2.1.2-3f) が見られる. 本河床破碎部の亀裂には褐鉄鉱および方解石からなる細脈 (幅 0.5～3cm) が数多く分布する (図 3.2.1.2-2a). 図 3.2.1.2-3e に示すように, 細脈は北北東-南南西 (NNE-SSW) 走向と西北西-東南東 (WNW-ESE) 走向の脈群に大分され, 田中ほか (2013) による記載と概ね調和的である. また河床の亀裂から湧出する塩水からは方解石が沈殿し, トゥファ (tufa) を形成している (図 3.2.1.2-2b).

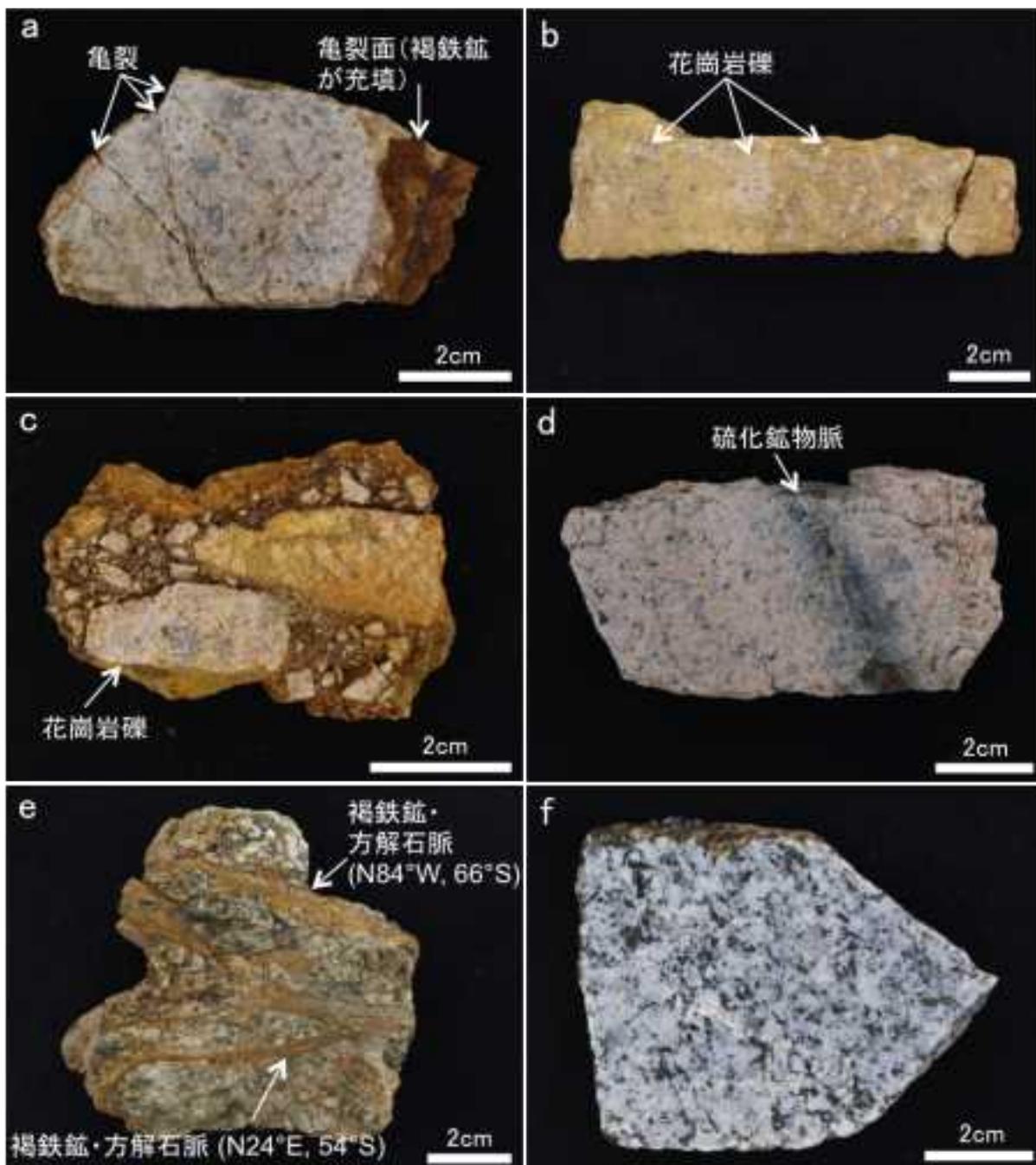


図 3.2.1.2-3 採取試料の産状 (e を除いて全て切断面)

a: 変質した六甲花崗岩. 変質のため全体に白濁化 (白水峡奥域, 試料番号 2015060312). b: 六甲花崗岩礫を含む褐鉄鉱脈. 図 3.2.1.2-1b に示す露頭の点線部より採取 (白水峡広場, 試料番号 2015060303). c: 六甲花崗岩礫を含む褐鉄鉱層 (白水峡広場南東崖, 六甲花崗岩と大阪層群上部亜層群の境界部から採取. 試料番号 2015060318). d: 六甲花崗岩中の硫化錳物脈 (座頭谷奥域, 試料番号 2015060421). e: 領家花崗岩中の亀裂を充填する褐鉄鉱・方解石脈. 図 3.2.1.2-1f に示す露頭の点線部より採取 (河内長野, 試料番号 2015080503). f: 変質の乏しい領家花崗岩 (河内長野, 試料番号 2015080605).

3.2.1.3 鏡下観察

1) 白水峡および蓬莱峡

六甲花崗岩は、初生鉱物として石英、正長石、斜長石および黒雲母からなるが、各鉱物の斑晶が破断した産状（サブグレイン化）が見られる（図 3.2.1.3-1a,b）。サブグレイン化は六甲断層に近い試料ほど著しい。石英は他形～半自形で集斑状組織を示す。正長石は他形～半自形でパーサイト構造を示す。斜長石は自形～半自形の累帯構造を示す。正長石および斜長石ともに内部が一部微細な粘土鉱物に変質している。黒雲母は自形～半自形であるが、一部粘土化している。正長石、斜長石および黒雲母に見られる粘土化は、サブグレイン化が著しい試料ほど進んでいる。また、裂罅に沿って分布する黒雲母の多くは褐鉄鉱に変質している。

六甲断層沿いの褐鉄鉱脈中には六甲花崗岩礫を取り囲むように方解石が褐鉄鉱と共生している（図 3.2.1.3-1c, d）。なお、薄片観察からは、方解石は2試料（白水峡広場, 2015060303, および蓬莱峡広場六甲側, TS150602-5）にのみ見られたが、両試料ともに、後述のX線回折実験では方解石は検出されなかった。また、硫化鉱物細脈（図 3.2.1.2-2d）には、閃亜鉛鉱および黄銅鉱が観察される。有馬層群の溶結凝灰岩および同凝灰角礫岩は、斑晶の一部はサブグレイン化しているが、六甲花崗岩試料ほど顕著ではない。基質は粘土化している。

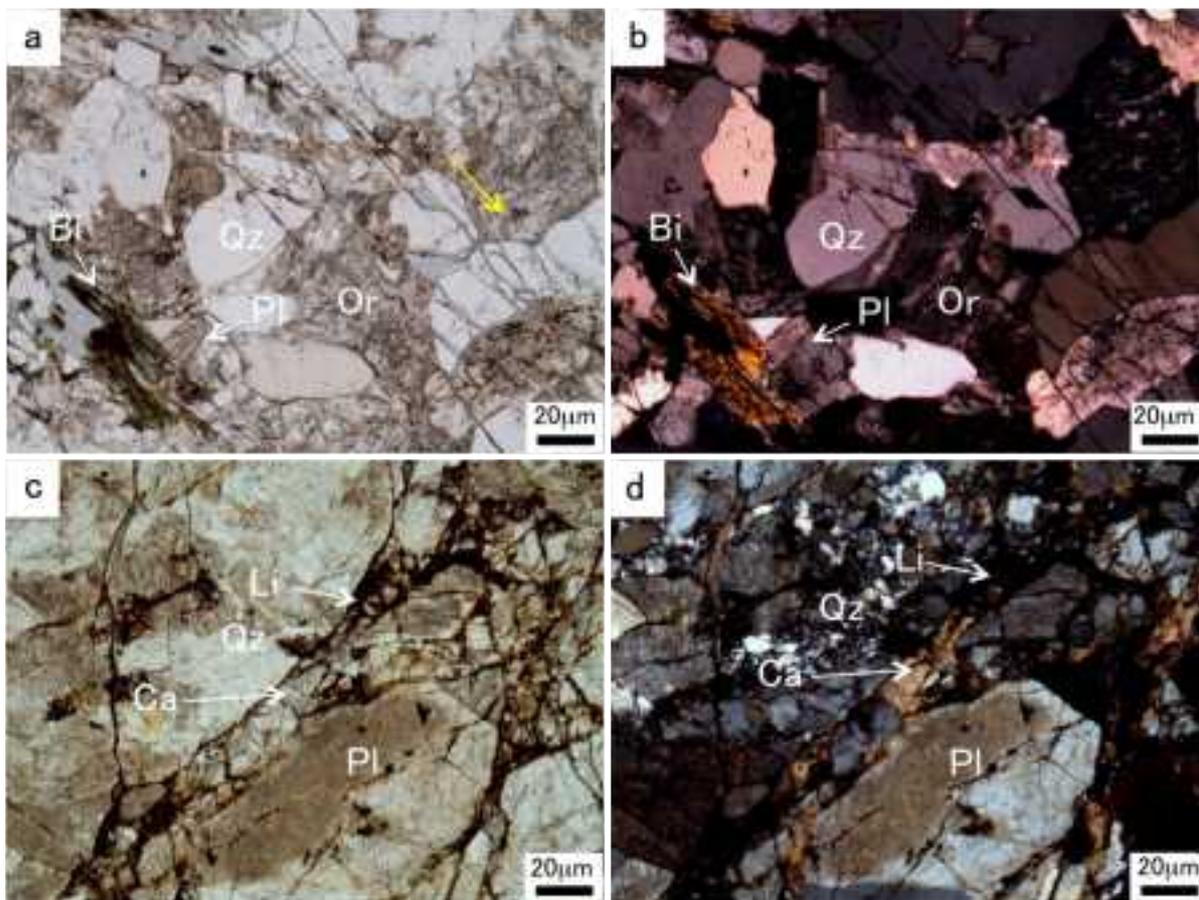


図 3.2.1.3-1 薄片の鏡下写真（白水峡および蓬莱峡）

a: 六甲花崗岩。主に黄矢印方向に裂罅が見られ、斑晶が破断している。単ニコル。試料番号：2015060312（白水峡奥域）。b: aと同試料。直交ニコル。c: 破碎礫間を充填する褐鉄鉱脈中の方解石と褐鉄鉱。単ニコル。試料番号：2015060303（白水峡広場）。d: cと同試料。直交ニコル。試料番号：2015060303。

略語：Bi: 黒雲母, Ca: 方解石, Li: 褐鉄鉱, Or: 正長石, Pl: 斜長石, Qz: 石英。

2) 河内長野

図 3.2.1.3-2a, b に、試料から作成した薄片の鏡下写真を示す。領家花崗岩は、初生鉱物として石英、斜長石および角閃石からなる。これらの鉱物の裂罅および隙間を黒雲母が一部充填している。また、正長石は西北西-東南東走向の脈を形成している。各鉱物斑晶のサブグレイン化は破碎部露頭の試料で最もよく見られる。ただし破碎の度合いは六甲花崗岩に比べて弱い。石英は他形～半自形であり集斑状組織を示す。斜長石は自形～半自形の累帯構造を示すが、内部は一部粘土化している。角閃石は自形～半自形を示すが、大半が緑泥石化している。黒雲母は他形であり、一部は変形もしくは緑泥石化している。なお、河内長野の領家花崗岩の粘土化は、六甲花崗岩の粘土化に比べて弱いと思われる。

共生関係にある褐鉄鉱と方解石は NNE-SSW 走向の脈を形成し、正長石脈を切っているが(図 3.2.1.3-2a, b), その一部は分岐して正長石脈に沿って WNW-ESE 走向もなす(図 3.2.1.3-3a, b)。また、本走向の褐鉄鉱・方解石の一部は、正長石脈内の晶洞を埋めている(図 3.2.1.3-3c, d)。この正長石脈と褐鉄鉱・方解石脈の関係は、WNW-ESE 走向の正長石脈形成後に、同走向および NNE-SSW 走向の褐鉄鉱・方解石脈が形成したことを意味する。褐鉄鉱・方解石脈中には一部自形の黄鉄鉱結晶が見られる。

方解石には羽毛状または繊維状に成長するものが見られる(図 3.2.1.3-3e, f)。一般に鉱物のこれらの産状は、その鉱物に関して過飽和度が高い環境で非晶質粒子が急速に沈殿した後に結晶化したことを意味するため(例えば、Dong *et al.*, 1995)、方解石も同様な環境で形成したと考えられる。

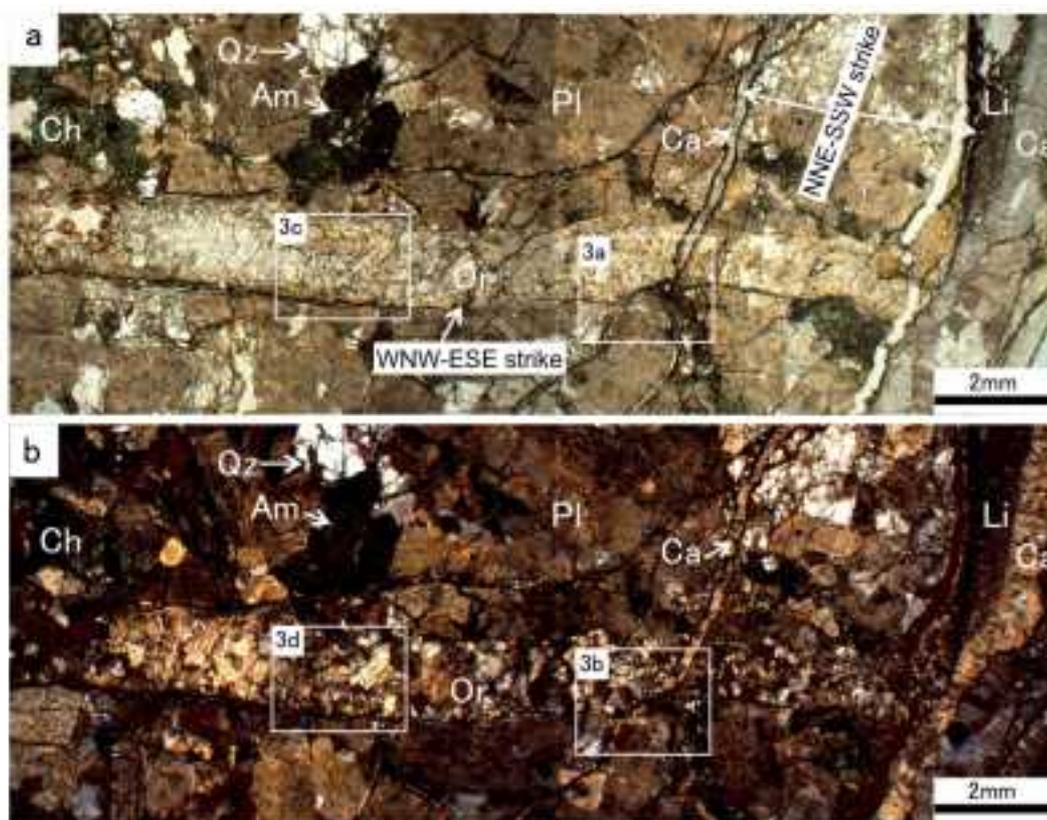


図 3.2.1.3-2 薄片の鏡下写真(河内長野)

a : 褐鉄鉱・方解石脈と正長石脈を含む領家花崗岩。NNE-SSW 走向の褐鉄鉱・方解石脈が、WNW-ESE 走向の正長石脈を切っている。白枠 3a および 3c は、拡大図(図 3.2.1.3-3a および図 3.2.1.3-3c)に相当。単ニコール。試料番号: 2015080505 (河内長野) b : a と同位置。白枠 3b および 3d は、拡大図(図 3.2.1.3-3b および図 3.2.1.3-3d)に相当する。直交ニコール。略語: Am: 角閃石, Bi: 黒雲母, Ca: 方解石, Ch: 緑泥石, Li: 褐鉄鉱, Or: 正長石, Pl: 斜長石, Qz: 石英。

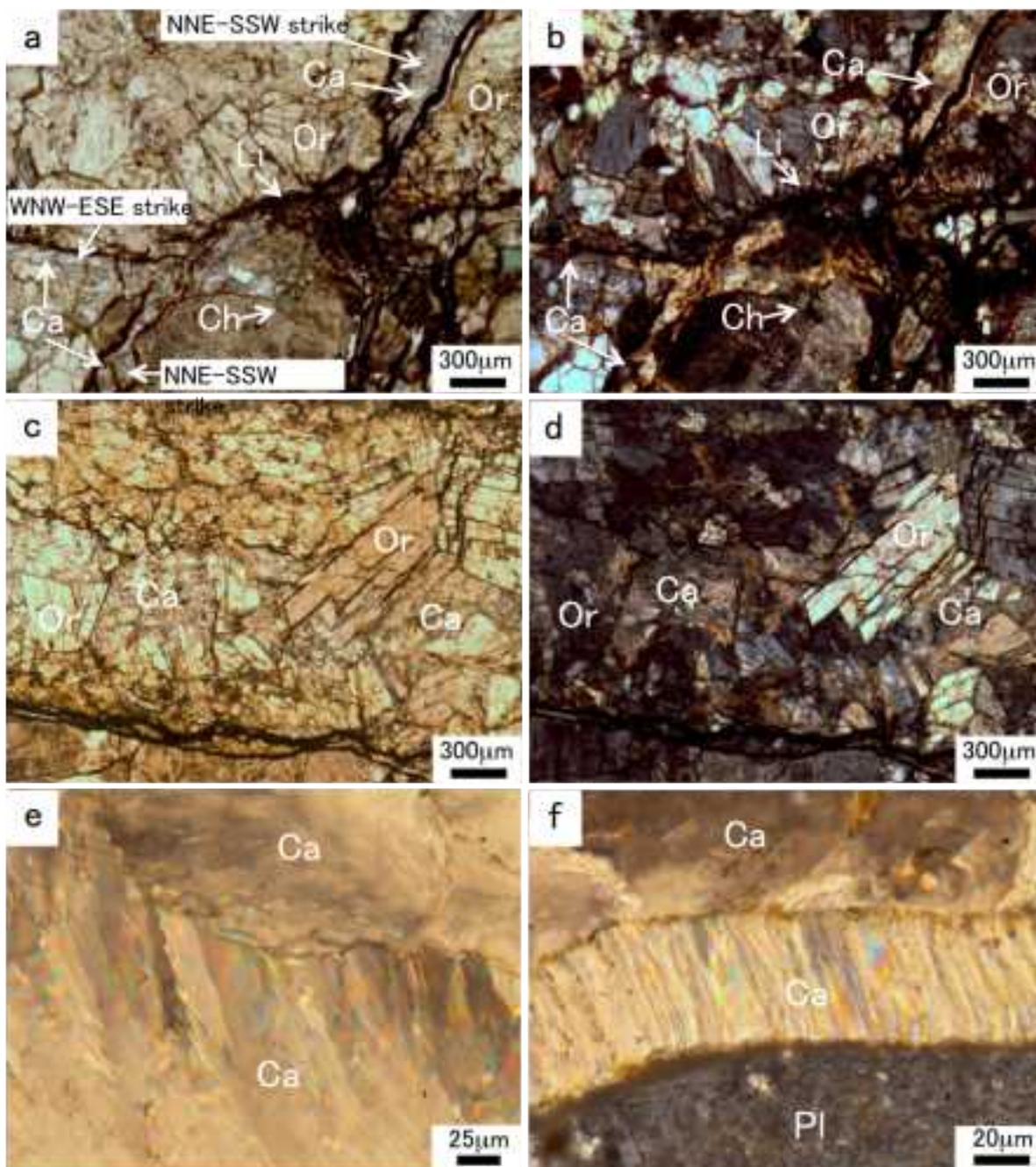


図 3.2.1.3-3 薄片の鏡下写真 (a, b, c および d は図 3.2.1.3-2 の白四角部の拡大図)

a: 領家花崗岩中の褐鉄鉱・方解石脈。図 3.2.1.3-2a の'3a'位置の拡大写真。正長石脈を切る褐鉄鉱・方解石脈 (NNE-SSW 走向) の一部は、分岐して WNW-ESE 走向にも分布している。単ニコル。試料番号: 2015080505 (河内長野)。b: a と同位置。図 3.2.1.3-2b の'3b'位置の拡大写真。直交ニコル。c: 領家花崗岩中の正長石・方解石脈 (WNW-ESE 走向)。図 3.2.1.3-2a の'3c'位置の拡大写真。自形の正長石を方解石が覆っている。単ニコル。試料番号: 2015080505 (河内長野)。d: c と同位置。図 3.2.1.3-2b の'3d'位置の拡大写真。直交ニコル。e: 羽毛状の方解石。直交ニコル。試料番号: 2015080604 (河内長野)。f: 繊維状の方解石。直交ニコル。試料番号: 2015080604 (河内長野)。略語: Bi: 黒雲母, Ca: 方解石, Ch: 緑泥石, Li: 褐鉄鉱, Or: 正長石, Pl: 斜長石, Qz: 石英。

3.2.1.4 変質鉱物の同定

本調査では、白水峡および蓬莱峡で採取した試料を用いて、粉末X線回折(XRD)実験によって、変質鉱物同定を行った(同定方法は付録3.C参照)。

同定鉱物は、以下の通りである。

原岩鉱物：石英，アルバイトおよび正長石

変質鉱物：緑泥石，イライト，カオリナイト，スメクタイト，ゲーサイト，レピドクロサイト，方解石，シデライト。

本調査地域における試料のXRD分析結果を表3.2.1.4-1および表3.2.1.4-2にまとめる。なお試料の属性は、褐鉄鉱関連試料(花崗岩礫を含む褐鉄鉱脈試料)，流紋岩関連試料(流紋岩質凝灰岩または同角礫岩)および風化花崗岩(破砕化および/あるいは粘土化した花崗岩)に大分した。

表から明らかのように、六甲花崗岩の主要鉱物である石英，アルバイトおよび正長石は、多少の差異はあるがどの試料にも含まれる。変質鉱物である絹雲母とカオリナイトも、大部分の試料に含まれる。一方、緑泥石やスメクタイトは特定の試料に含まれる。また、結晶性鉄鉱物であるゲーサイトやレピドクロサイトを検出する試料も少ない。なお、野外観察において属性として褐鉄鉱関連の試料についても結晶性鉄鉱物を同定できた試料は少ない。これは、褐鉄鉱の主体が非晶質・低結晶性鉱物である、あるいは試料中に褐鉄鉱量が少ないためであると考えられる。炭酸塩鉱物として方解石とシデライトを検出する試料も少ない。これは、試料中に炭酸塩鉱物量が少ないためであると考えられる。ただし、X線回折実験では検出出来なくても、前述のように薄片観察では2試料で方解石が見られた。

表 3.2.1.4-1 白水峡エリアの全岩試料および粘土画分試料における検出鉱物

試料採取位置		検出鉱物												
試料名	属性	粒度	石英		正長石	アルバイト	絹雲母	緑泥石	カオリナイト	スメクタイト	ゲーサイト	レピドクロサイト	カルサイト	シデライト
			◎	△	△	+	△	+	△	△	△	△	△	△
有馬街道沿														
2015060410	褐鉄鉱関連	全岩 (2.5μm)	◎	△	△				+	○		+		
2015060411	ガウジ	全岩 (2.5μm)	◎	△			+		△	△				
2015060412	流紋岩関連	全岩	◎	△					△	△				
2015060413	流紋岩関連	全岩 (2.5μm)	◎	△			△		△	△				
2015060414	風化花崗岩	全岩	◎	△	○					・				
2015060415	風化花崗岩	全岩	◎	△	△					・				
2015060415*	褐鉄鉱関連	全岩	◎	△	△					・				
2015060416	風化花崗岩	全岩	◎	△	△			+		・				
2015060416*	褐鉄鉱関連	全岩 (2.5μm)	◎	△	△			△		○				
2015060417	褐鉄鉱関連	全岩	◎	△	○					・				
2015060418	風化花崗岩	全岩	◎	○	◎					・				
2015060419	ガウジ	全岩 (2.5μm)	◎	△	△				+					
2015060420	風化花崗岩	全岩 (2.5μm)	◎	○	○				+				△	
白水峡広場														
2015060302	褐鉄鉱関連	全岩	◎	△	△					・				
2015060303	褐鉄鉱関連	全岩 (2.5μm)	◎	△	△			+	△	・				
2015060304	褐鉄鉱関連	全岩	◎	△	○					・			+	
2015060305	褐鉄鉱関連	全岩	◎	△	△					・				
2015060306	褐鉄鉱関連	全岩 (2.5μm)	◎	○	△			△		・				+
2015060307	風化花崗岩	全岩	◎	△	○					・				
2015060308	褐鉄鉱関連	全岩	◎	△	△					・				
2015060309	風化花崗岩	全岩	◎	△	○					・				
2015060310	褐鉄鉱関連	全岩	◎	△	○					・				
白水峡広場_南東崖														
2015060318	褐鉄鉱関連	全岩 (2.5μm)	◎	○	△			+	△				△	
白水峡奥域														
2015060314	ガウジ	全岩	◎	△	△				+	+				
2015060315	ガウジ	全岩 (2.5μm)	○		+				+	△			+	△
2015060316	風化花崗岩	全岩	◎	△	○				△	○				+
2015060317	非酸化部 ガウジ	全岩	△						+	・			△	△
2015060317	酸化部 ガウジ	全岩	△						+	+			△	△
2015060311	風化花崗岩	全岩	◎	△	○					・				
2015060312	風化花崗岩	全岩	◎	△	○					・				
2015060313*	褐鉄鉱関連	全岩	◎	△	○					・				

褐鉄鉱関連：褐鉄鉱を多く含む試料

◎：多量(>5000 cps), ○：中量(2,500~5,000cps), △：少量(500~2,500 cps),
+：微量(250~500 cps), ・：きわめて微量(<250cps)

表 3.2.1.4-2 蓬莱峡・座頭谷エリアの全岩試料および粘土画分試料における検出鉱物

試料採取位置	試料名	属性	粒度	検出鉱物										
				石英	正長石	アルバイト	絹雲母	緑泥石	カオリナイト	スメクタイト	ゲーサイト	レピドクロサイト	カルサイト	シデライト
蓬莱峡広場_石馬側														
	TS150602-3-5	流紋岩関連	全岩	⊙	○	○	・	・						
	2015060204	流紋岩関連	全岩 (2.0g)	⊙	△	△	+		+	○				
	2015060205	流紋岩関連	全岩	⊙	△	○				・				
	2015060206	流紋岩関連	全岩	⊙	○	○	・							
	2015060207	流紋岩関連	全岩	⊙	○	⊙	・			+				
	2015060208	流紋岩関連	全岩	⊙	△	○								
	2015060209	流紋岩関連	全岩 (2.0g)	⊙	○	○	・			+				
				○		○	△		△		△			
蓬莱峡広場_六甲側														
	2015060210	風化花崗岩	全岩	⊙	△	△				・				
	2015060213	風化花崗岩	全岩	⊙	△	○				・				
	2015060214	絹鉄鉱関連	全岩	⊙		○							+	
	2015060215	風化花崗岩	全岩	⊙	○	○				・				
	TS150602_5	絹鉄鉱関連	全岩 (2.0g)	⊙		⊙				・				
				○		⊙				△				
	TS150602_6	風化花崗岩	全岩 (2.0g)	⊙	○	⊙				・				
				○		○	+		△		△			
座頭谷_下流域														
	TS150602_8	絹鉄鉱関連	全岩 (2.0g)	⊙	○	○	・			+				
				△	+	△	+			+			△	
座頭谷_中流域														
	Gr150801	風化花崗岩	全岩	⊙	△	○	・							
	Gr150802	風化花崗岩	全岩	⊙	△	△	・							
座頭谷_上流域														
	Gr150803	風化花崗岩	全岩	⊙	△	○	・			+				
	2015060421	酸化鉱物層を含む風化花崗岩	全岩	⊙	△	○	△							
	2015060422	風化花崗岩	全岩	⊙	△	△	・							

流紋岩関連：流紋岩質凝灰岩または同角礫岩

⊙：多量 (>5000 cps), ○：中量 (2,500~5,000cps), △：少量 (500~2,500 cps),

+: 微量 (250~500 cps), ・: きわめて微量 (<250cps)

3.2.1.5 流体包有物の観察、加熱・冷却実験

1) 試料調整

白水峡広場および河内長野で採取した褐鉄鉱・方解石脈試料から、流体包有物観察用の両面研磨薄片を作成した。観察用薄片の厚さは全て 120μm とした（なお、薄片は 120μm より厚い場合、共生する不透明～暗茶色の褐鉄鉱によって方解石内部の透過度が著しく減少し、観察薄片として不適である）。

2) 流体包有物の産状

白水峡広場および河内長野ともに、方解石中の流体包有物の大部分は、不規則な形状を示し、極細粒 (<2μm) であった (図 3.2.1.5-1a, b)。そのため、鏡下では流体包有物の内部観察は出来なかった。褐鉄鉱は光を一部透過するものの、流体包有物 (>2μm) は見つからなかった。

これらの全ての包有物の分布パターンは不規則であるため、初生・二次の区分 (Roedder, 1979) には至っていない。また、河内長野試料では、一部の包有物は液相のみからなり、5~10μm の大きさの多角形をなして単独に分布していた (図 3.2.1.5-1c)。本包有物は、Roedder (1979) の区分に従い、初生と判定した。白水峡広場採取の褐鉄鉱・方解石脈中、六甲花崗岩礫の石英の裂隙を充填する気液二相の二次包有物 (2~5μm) が多く見られた (図 3.2.1.5-1d)。

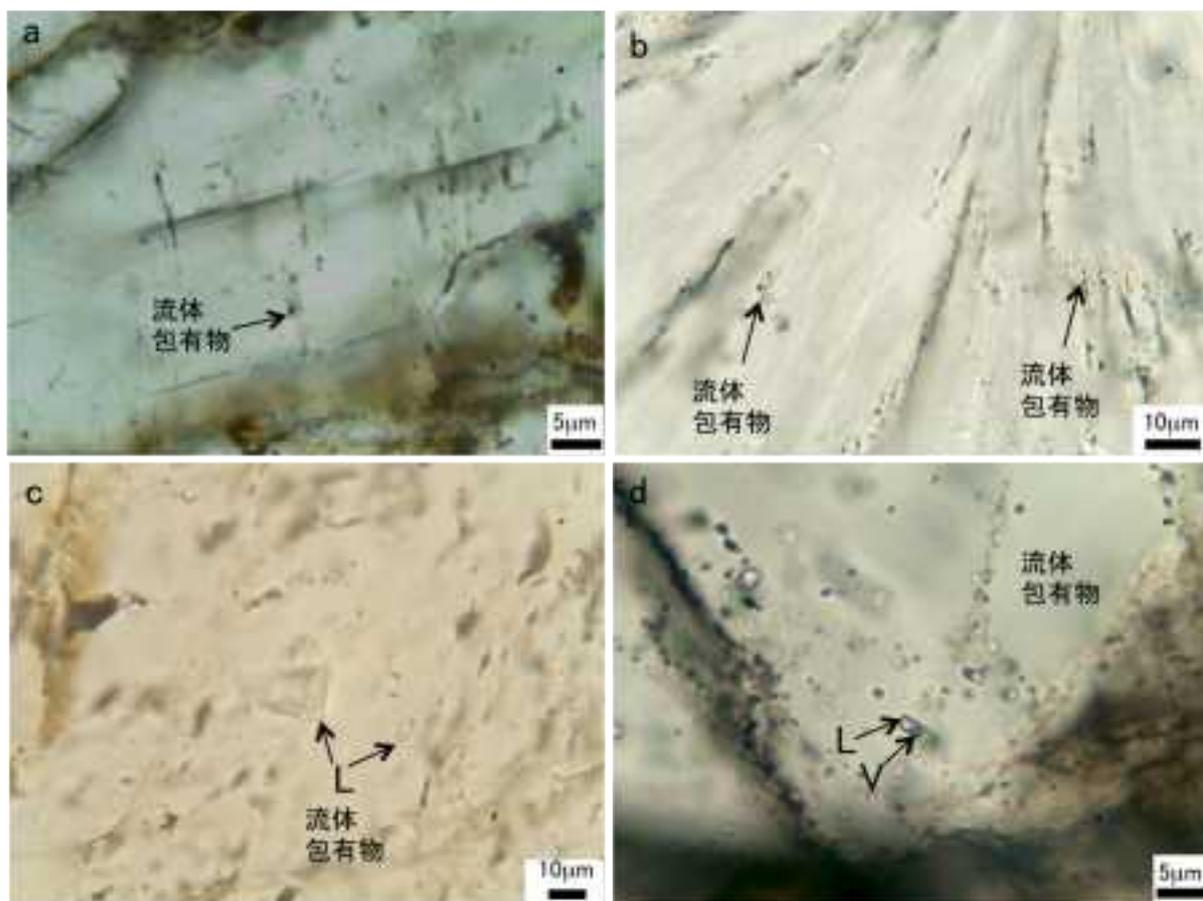


図 3.2.1.5-1 流体包有物の産状 (V: Vapor, L: Liquid)

a: 方解石中の流体包有物 (サイズ $< 2\mu\text{m}$ 以下) (白水峡広場, 2015060303). b: 方解石中の流体包有物 (サイズ $< 2\mu\text{m}$ 以下) (河内長野, 2015080604). c: 方解石中の液相流体包有物. d: 六甲花崗岩礫中の二次流体包有物 (白水峡広場, 2015060303).

3) 加熱・冷却実験

加熱・冷却実験は、USGS ガスフロー型加熱・冷却実験装置を用いて実施した。測定温度補正には Syn Fliac 製の合成流体包有物試料(均質化温度 374.1°C , 0.0°C および解凍温度 -10.7°C)を用いた。また 0°C 付近のデータ精度を高めるために、佐脇・笹田 (1990) の方法に従い、純水で作った氷を用いて 0°C で加熱冷却台を較正した。温度測定誤差は $-10\sim 0^{\circ}\text{C}$ 付近では $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$, 300°C 付近では $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 以内である。

4) 結果

加熱実験には六甲花崗岩の石英礫中の複数の裂罅中に見られる二次包有物を用い、均質化温度を測定した (図 3.2.1.5-2)。均質化温度は $208\text{--}308^{\circ}\text{C}$ の範囲である。なお、同試料を用いて冷却実験も行ったが、観察包有物がいずれも $< 5\mu\text{m}$ であって、解凍時その内部の氷の形状変化の観察が十分に出来ず、解凍温度 (塩濃度) データは得られなかった。

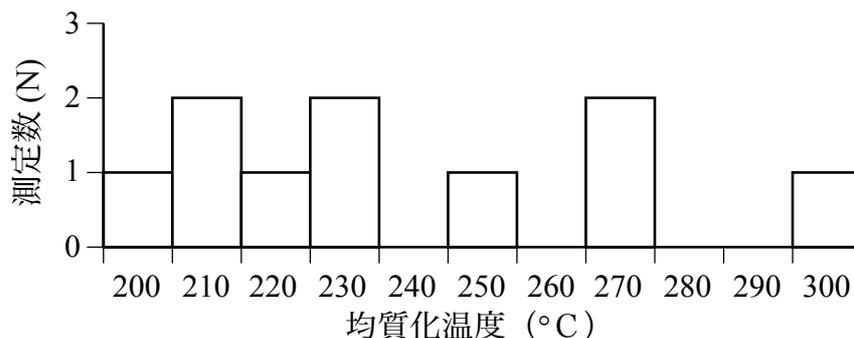


図 3.2.1.5-2 六甲花崗岩石英礫中に見られる二次包有物の均質化温度ヒストグラム
(試料番号：2015060303, 白水峡広場)

3.2.2 変質の分布, 範囲および程度

本章では、白水峡および蓬莱峡における露頭および採取試料観察、鏡下観察、X線回折実験による鉱物同定結果から、同調査地の変質の分布、範囲および程度を述べる。また、変質鉱物の生成温度データや流体包有物の均質化温度データなどから、変質作用に関与した熱水の温度および深度を考察する。また、現在も自然湧出する塩水について、その産状と組成についても示す。

3.2.2.1 変質の分布, 範囲および程度

主な変質鉱物の分布を図 3.2.2.1-1~6 に示す。なお、ゲーサイトおよびレピドクロサイトは、褐鉄鉱として一括して分布を示している。主な変質鉱物の分布・範囲の特徴は次の通りである。

絹雲母は、本調査地域の広範囲に存在する (図 3.2.2.1-1)。カオリナイトと褐鉄鉱は、絹雲母に続いて、広範囲に存在する (図 3.2.2.1-2, 3)。一方、緑泥石、スメクタイトおよび炭酸塩鉱物は断層上あるいは断層の直近に存在する (図 3.2.2.1-4, 5, 6)。

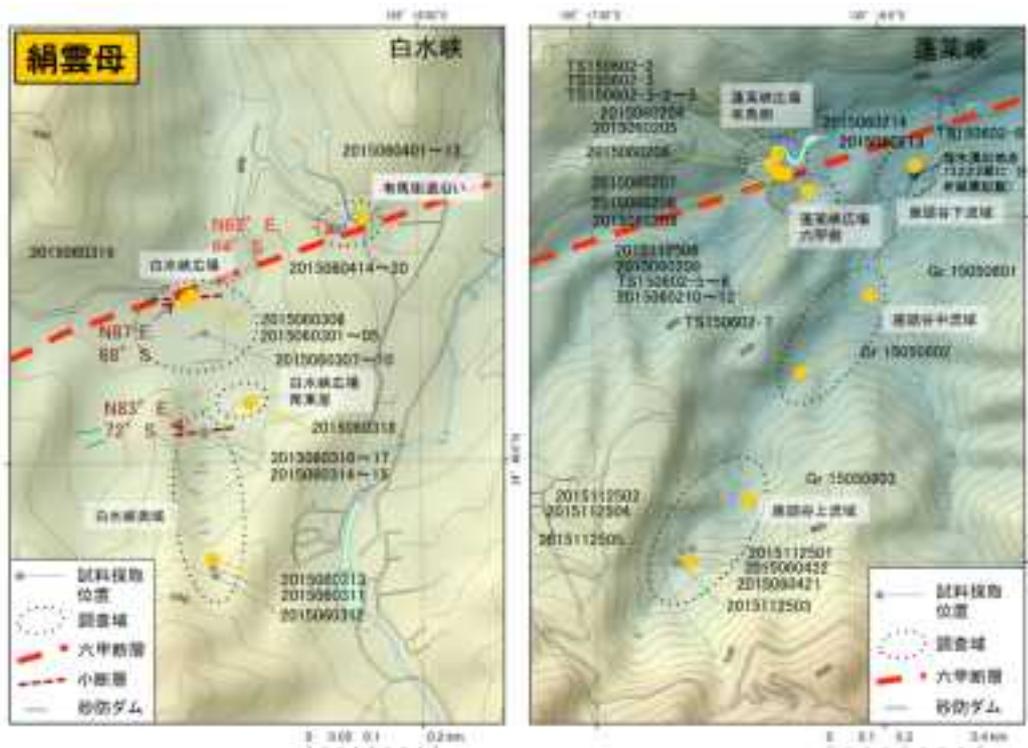


図 3.2.2.1-1 白水峡および蓬莱峡の変質鉱物の分布 (絹雲母)
X線回折実験結果により産出位置をプロットした。

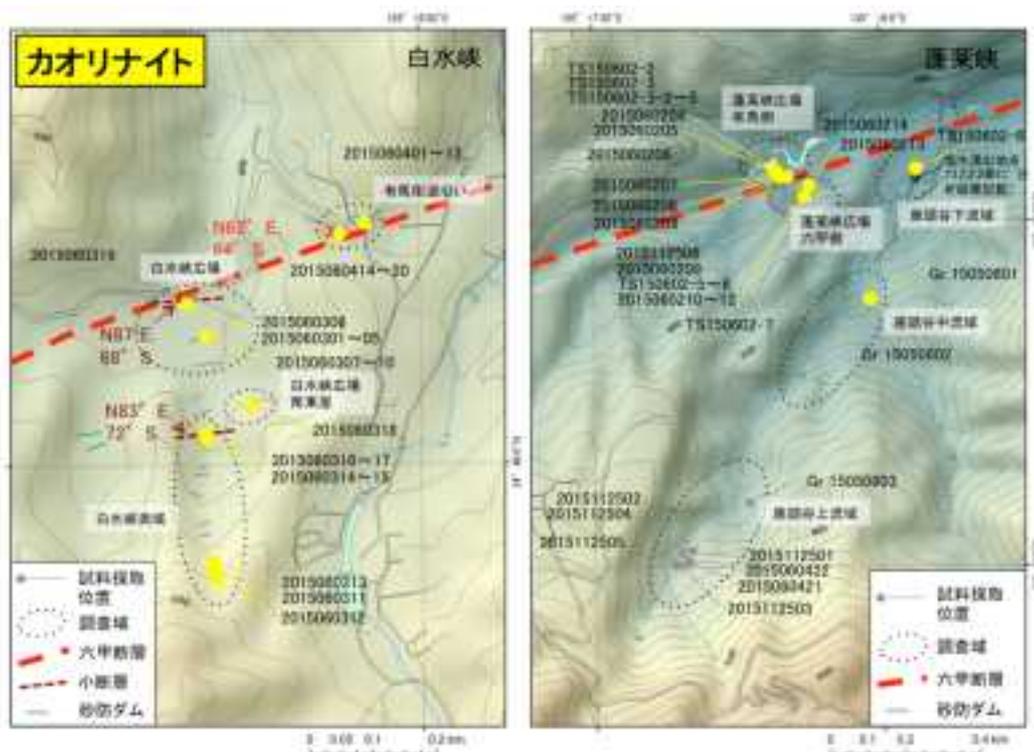


図 3.2.2.1-2 白水峡および蓬萊峡の変質鉱物の分布（カオリナイト）
X線回折実験結果により産出位置をプロットした。



図 3.2.2.1-3 白水峡および蓬萊峡の変質鉱物の分布（褐鉄鉱）
X線回折実験結果により産出位置をプロットした。

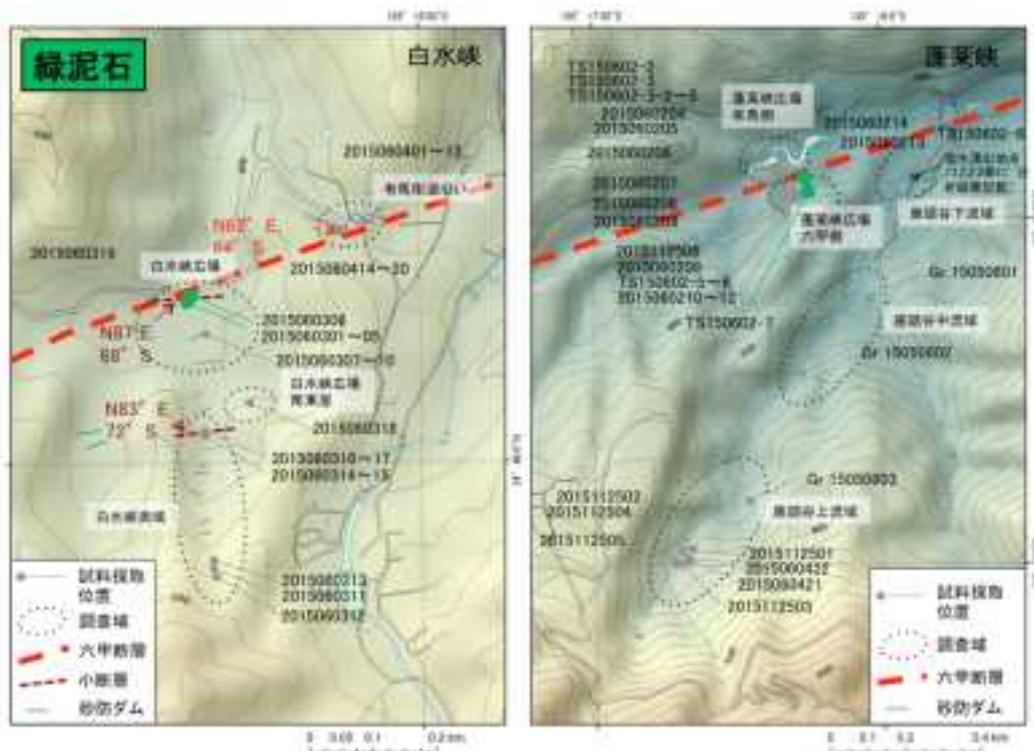


図 3.2.2.1-4 白水峡および蓬莱峡の変質鉱物の分布（緑泥石）
X線回折実験結果により産出位置をプロットした。



図 3.2.2.1-5 白水峡および蓬莱峡の変質鉱物の分布（スメクタイト）
X線回折実験結果により産出位置をプロットした。



図 3.2.2.1-6 白水峡および蓬萊峡の変質鉱物の分布（炭酸塩鉱物）

X線回折実験結果により産出位置をプロットした。炭酸塩鉱物は 2015060316 試料ではシデライトのみ、2015060315 および 2015060317 ではシデライトと方解石が同定されている。その他の分布記載は方解石のみに相当。

六甲花崗岩は、六甲断層運動による機械的破碎（物理的風化変質）およびその後の原岩鉱物と天水の化学反応による質的变化（化学的風化変質）を受けている（神戸市立教育研究所, 1979）。一方、六甲断層沿いの有馬層群の溶結凝灰岩および同凝灰角礫岩も、鏡下観察により、六甲花崗岩ほど明瞭ではないがサブグレイン化および粘土化していることを踏まえると、物理的風化変質および化学的風化変質を受けていると思われる。歌田（2003）は、六甲花崗岩を圧砕岩、風化岩および熱水変質岩に区分した。前二者はそれぞれ物理的風化作用を受けた岩石、および化学的風化変質作用を受けた岩石に相当する。歌田（2003）によれば、白水峡および蓬萊峡にはさらに熱水変質岩が分布し、絹雲母や方解石の産出が報告されているものの、変質の分布、範囲および程度については詳細触れられていない。

今回の調査では、変質鉱物の生成条件（pHおよび温度）データ（Hedenquist *et al.*, 1996; Reyes, 1990; Utada, 1980; 歌田, 2003）を基に、白水峡および蓬萊峡の変質鉱物の分布の特徴から、物理的風化変質岩を、化学的風化変質と熱水変質に区分した。以下に物理的風化変質、化学的風化変質および熱水変質の分布、範囲および程度を述べる。

物理的風化変質は調査地域全域の六甲花崗岩および有馬層群に広がるが、蓬萊峡広場六甲側の花崗岩（図 3.2.1.2-1a）に示されるように、六甲断層に近い花崗岩ほど強い。本変質は、第四紀以降、流紋岩体が固定的であったのに対し、六甲花崗岩が極めて速い速度（500m/100 万年）で隆起したことに伴い生じた変質と考えられる（藤田・笠間, 1982）。

化学的風化変質も調査地域全域に分布するものの、六甲断層に近いほど強い。カオリナイト、褐色鉄鉱およびスメクタイトが化学的風化変質の指標鉱物である。

鏡下観察では、六甲花崗岩は破碎構造が卓越する試料ほど粘土化を強く受けている。すなわち物理的風化作用を強く受けた岩石ほど化学的風化変質作用を強く受けたことを意味する。

カオリナイトは、CO₂を含んで弱酸性となった雨水と花崗岩の正長石との常温反応（白水, 1988）によって形成されたことを意味する。褐鉄鉱は、その結晶度の低さからX線回折実験では少数しか同定されなかったが、野外観察結果も併せて考察すると、褐鉄鉱は広域的に破碎岩中の微小割れ目に分布している。鏡下観察結果から、褐鉄鉱は微細割れ目に浸透した地下水と花崗岩中の黒雲母が反応して晶出したと考えられる。

熱水変質は絹雲母、緑泥石、スメクタイト、褐鉄鉱および方解石が指標鉱物であるが、広域的熱水変質と局所的熱水変質に区分される。

広域的熱水変質は、花崗岩マグマの固結後の冷却過程における中性深部熱水（鉱物粒間に浸透した熱水）による変質であり、斜長石が変質して絹雲母化しているのが特徴である（吉田ほか, 2008）。本熱水は花崗岩マグマ水および/もしくは天水が起源と考えられる。絹雲母が調査地域全域に分布すること（X線回折実験結果）は、本変質が前述の化学的風化変質に重複していることを意味する。本変質も化学的風化変質と同様に弱い。

局所的熱水変質は局所的に六甲断層沿い（白水峡広場および蓬莱峡広場六甲側）のカタクレーサイトゾーンに分布し、緑泥石を伴う褐鉄鉱脈（図 3.2.1.2-1b）からなる。本変質は脈の中心部から数 m 離れると痕跡が無くなる。緑泥石は、六甲断層を上昇してきた高温（200～320°C, 3.2.2.3 章参照）の中性深部熱水（スラブ起源熱水）による変質鉱物であることが推定される。スメクタイトが断層沿いのみ見られることも、断層を上昇したスラブ起源熱水による変質があったことを意味する。スメクタイトが六甲花崗岩の熱水変質の産物であることは、歌田（2003）によっても報告されている。スメクタイトの生成温度は常温～170°C（Reyes, 1990）であることから、緑泥石とは異なる時期に形成された。スメクタイトの生成温度は緑泥石のものより低いことから、スメクタイトは緑泥石よりやや浅所もしくは地表付近で形成した可能性がある。

後述（3.3章）の通り炭酸塩（>0.1wt%）は断層近傍でのみ検出され、断層を上昇してきたスラブ起源熱水から分離した二酸化炭素を取り込んで炭酸塩が生成したと思われる。従って六甲断層沿いの方解石を含む褐鉄鉱脈（図 3.2.1.2-1b）は、広域的に分布する褐鉄鉱とは異なり、スラブ起源熱水の関与が考えられる。断層中で褐鉄鉱が複数の層をなすことは、断層中に繰り返し熱水が通ったことを意味する。なお蓬莱峡の六甲断層近傍でも方解石は熱水変質鉱物として産出が報告されている（歌田, 2003）。褐鉄鉱が現世の鉱泉湧出孔付近で堆積していること（図 3.2.1.2-1c, d, e）から類推すると、六甲花崗岩とその上部の大阪層群上部亜層群との地層境界に分布する褐鉄鉱（図 3.2.1.2-1f, g）は、同亜層群形成以前（更新世中期以前）の鉱泉（または温泉）堆積物であったと考えられ、局所的に湧出したスラブ起源熱水の関与が考えられる。また、有馬街道沿いの褐鉄鉱細脈とその上部の褐鉄鉱が堆積するくぼみ（図 3.2.1.2-1g）も、更新世中期以前のスラブ起源熱水関与の鉱泉水（または温泉水）の湧出孔であった可能性がある。

熱水変質に関する以上の解釈をもとに、スラブ起源熱水による変質の分布、範囲および程度をまとめる。図 3.2.2.1-7 に熱水変質の分布を示す。スラブ起源熱水変質の分布は断層沿いのみに見られ局所的である。更新世中期以降、断続的に断層を上昇してきたスラブ起源熱水によって、深部で緑泥石脈が形成した後、花崗岩の隆起・削剝を経て、浅部で同断層中に褐鉄鉱・方解石脈が形成したと思われる。断層中で褐鉄鉱が複数の層をなすことは、断層中に繰り返し熱水が通ったことを意味する。局所的に湧出した熱水は、その湧出孔の周辺地表部低地に褐鉄鉱層を形成し、その範囲は最大幅 10m および厚さ 1m であった。熱水変質岩は、緑泥石脈が形成している以外は、脈中の花崗岩礫の原岩鉱物が破碎されているものの、粘土化は有色鉱物および長石の一部のみであり、原岩鉱物は残存している。そのため熱水変質の程度（粘土化）は総じて弱いと言える。

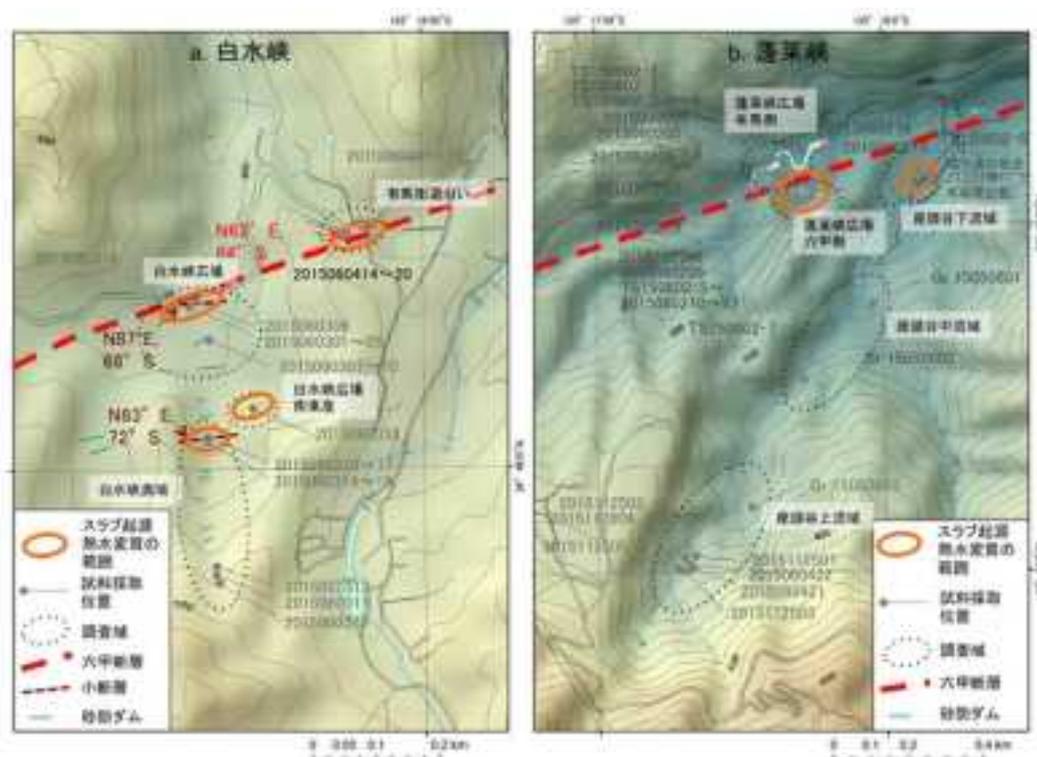


図 3.2.2.1-7 スラブ起源熱水変質の分布

a: 白水峡, b: 蓬萊峡.

3.2.2.2 現在湧出する塩水の産状

蓬萊峡・白水峡地域、および大阪府河内長野地域にて現在も湧出する塩水について、その産状や水質等について記載する。蓬萊峡および白水峡地域は六甲断層に沿って分布しており、西側に有馬温泉、東側には宝塚温泉が位置する。現地調査の結果、白水峡では塩水の湧水は見られなかったが、蓬萊峡では座頭谷下流域の河床において塩水の湧出が確認された（湧出状況は図 3.2.2.2-1、位置は図 3.2.1.1-3b を参照）。この塩水について水温、pH、電気伝導度を測定し、水試料の採取を行った。

一方、河内長野地域では、10km 四方ほどの広い範囲から塩水の湧出が見られ、スラブ起源熱水が混入していると考えられている（田中ほか, 2013）。その産状は、岩盤の割れ目から、河床から、炭酸ガスや鉱泉採取用の井戸からなど様々であるが、そのほとんどが炭酸ガスを伴っている。流体包有物の観察（図 3.2.1.5-1c）を行った石川流域汐滝橋付近では、花崗岩の割れ目から炭酸ガスと共に塩水が湧出しており（図 3.2.2.2-1（写真））、水温、pH、電気伝導度の測定および水試料の採取を行った。



図 3.2.2.2-1 塩水の湧出状況

表 3.2.2.2-1 は、蓬萊峡および河内長野（石川）に湧く塩水の測定および分析結果である。蓬萊峡の塩水については、河床から湧いているため河川水の混入を完全に排除することは難しく、期日を変えて二回採取している。なお、蓬萊峡での採水時に河川水の電気伝導度を測定したところ、湧出地点の上流側（ $260\mu\text{S}/\text{cm}$ ）から下流側（ $400\mu\text{S}/\text{cm}$ ）にかけて値が顕著に上昇しており、この傾向は湧出地点のある右岸側だけでなく左岸側でも見られることから、河床の広い範囲において塩水が湧出していると考えられる。蓬萊峡の現在の塩水湧出地点では、茶褐色の水酸化鉄沈殿が見られるが、普通によくみられる程度のものであり、この塩水により褐鉄鉱マウンド（図 3.2.1.2-1d, e）ができるとは考え難い。蓬萊峡で現在湧出する塩水の方解石の飽和指標（S.I. : Saturation Index）値は、遊離ガスとして存在する CO_2 による低い pH 値を反映して負の値を示し、方解石を沈殿しない。褐鉄鉱マウンドをつくった塩水は、天水の希釈が少なくより高濃度の塩水、かつ、花崗岩との反応が進み pH が少し高い特徴を持っていたと示唆される。

表 3.2.2.2-1 において Cl 濃度を見ると、蓬萊峡塩水と河内長野（石川）塩水は $2,000\text{mg}/\text{L}$ 程度であり、これは有馬温泉の 15 分の 1、宝塚温泉の 10 分の 1 程度であることがわかる。その他の成分濃度についても同様の傾向が見られるが、 HCO_3 については蓬萊峡および河内長野の値は有馬温泉の値よりも顕著に高く、宝塚温泉と同様の傾向が見られる。有馬温泉では炭酸ガスが分離しているのに対し、宝塚温泉では炭酸ガスと一緒に温泉が湧いており、河内長野についても炭酸ガスと一緒に塩水が湧いているため、宝塚温泉と同様に HCO_3 濃度が高くなったと考えられる。

図 3.2.2.2-2 は、Cl 濃度と酸素安定同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ ）の関係を示したものである。蓬萊峡と白水峡については周辺の河川水のデータを、河内長野地域については周辺の塩水や河川水のデータも一緒にプロットしている。この図を見ると、今回採取した蓬萊峡塩水（赤ダイヤ印）および河内長野（石川）塩水（青三角印）は、有馬温泉や宝塚温泉によって形成される右上上がりのトレンドに乗っているように見える。したがって、蓬萊峡塩水や河内長野（石川）塩水にはスラブ起源熱水が混入していると考えられる。

表 3.2.2.2-1 塩水の現地測定および分析結果

採取場所	採取日	水温 °C	pH	EC μS/cm	Na mg/L	K mg/L	Mg mg/L	Ca ²⁺ mg/L	Li mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	Cl ⁻ mg/L	NO ₃ ⁻ mg/L	F mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	B ³⁺ mg/L	SiO ₂ %	Si μmol/L
有馬温泉(天竺地蔵)	2003/02/04	48.3	5.4	8000	1726	2307	22.1	338	32.2	12.2	3053	229	1.27	0	88.0	4.54	1.86
宝塚温泉	2004/11/01	38.1	4.3	4000	1333	1587	96.1	91	31.9	3697	2127	8.99	0.17	1.3	92.4	4.27	6.84
蓬萊嶽塩水	2013/06/02	17.7	5.5	744	96	79	6.25	125	2.51	244	1378	1.07	2.23	0.77	1.01	7.00	1.59
	2013/08/07	18.9	8.9	7758	1462	123	9.27	179	4.20	889	2488	2.18	3.89	1.7	4.31	6.91	11.00
河内長野(白川)塩水	2013/08/07	17.1	6.6	6734	1186	67	76.7	216	4.27	1826	1422	3.79	0.41	0.61	4.38	7.16	8.97

SI:Seawater Index.

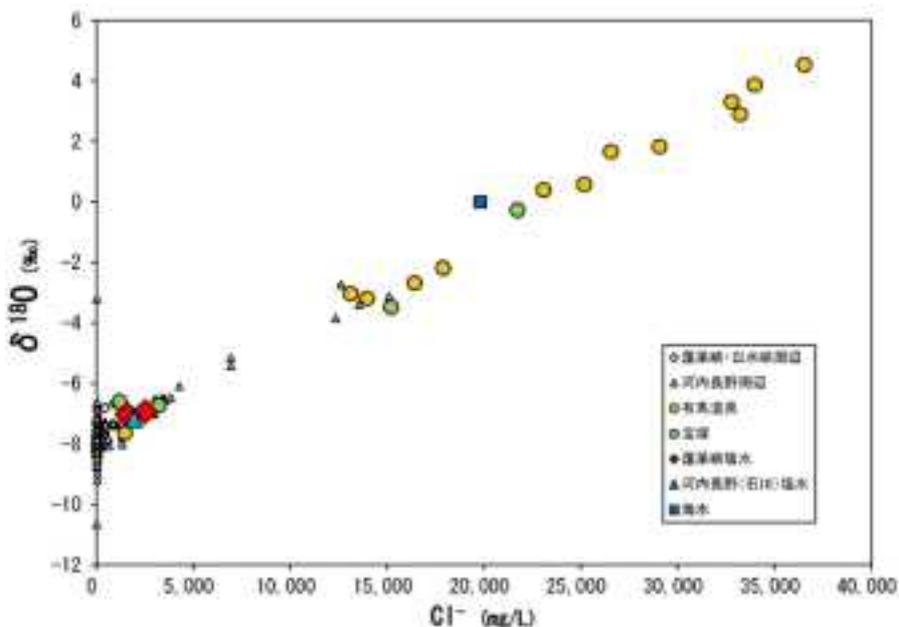


図 3.2.2.2-2 Cl 濃度と酸素安定同位体との関係

3.2.2.3 変質作用に関与した熱水の温度

1) 白水峡および蓬萊峡

変質作用に関与した熱水の温度は、指標となる変質鉱物の生成温度から推定出来る。六甲花崗岩マグマ固結後の広域的熱水変質に関与した熱水の温度は、同変質の指標である絹雲母の生成温度（200~320°C ; Reyes, 1990）に相当する。また、六甲断層沿いの局所的熱水変質に関与した熱水の温度は、同変質の指標である緑泥石の生成温度（200~320°C ; Reyes, 1990）に相当する。

六甲断層沿いの緑泥石に接する褐鉄鉱・方解石脈（図 3.2.1.2-1b）を形成した熱水の温度は、以下が考えられる。褐鉄鉱は一般に非晶質の水酸化鉄(III)が沈殿・堆積した後に徐々に結晶化して形成したものである（一國, 1966）。これは、本調査でX線回折実験の結果、褐鉄鉱の主体が非晶質・低結晶性鉱物であることと整合する。今回の調査では、褐鉄鉱の生成温度は、水酸化鉄(III)の沈殿温度と読み替える。天然における熱水湧出時の溶存鉄はほとんどが 2 価鉄であるが、酸素との接触によって 3 価鉄になることが水酸化鉄(III)沈殿の主な要因である（神谷ほか, 1971）。一般に緑泥石が形成する熱水環境は還元的であり、褐鉄鉱が緑泥石と同様な深度で一連の熱水活動の際に形成したとは考えられない。すなわち、地下深部で緑泥石形成後、六甲花崗岩体の隆起に伴う削剥の後、極めて地表に近い地下もしくは地表で褐鉄鉱は形成したと考えられる。本推論は現世の褐鉄鉱の生成場および生成温度（以下）とも矛盾しない。座頭谷下流域でも見られるように（本調査, 図 3.2.1.2-1c）、褐鉄鉱は一般に鉱泉（または温泉）湧出孔周辺で生成しており、生成時の流体の温度は常温か高くても 40~50°C である（神谷ほか, 1971）。

褐鉄鉱と方解石は共生関係にあることから、調査地域の両者生成時の熱水の温度は同じであったであろう。

六甲花崗岩石英礫中の二次包有物の均質化温度範囲（208~308°C，3.2.1.5項参照）から、本二次包有物形成時、概して 200~300°C の熱水活動があったことが示唆される。本温度（200~300°C）は、上述の絹雲母や緑泥石の生成温度（200~320°C；Reyes, 1990）にほぼ一致することから、花崗岩マグマの固結後の冷却過程における広域的熱水変質の温度、もしくは六甲断層沿いの局所的熱水変質の温度を表していると考えられる。また本温度は、閃亜鉛鉱および黄銅鉱などの硫化鉱物を伴う熱水鉱床の形成温度（例えば、Hedenquist *et al.*, 1996）にも相当するため、座頭谷奥の硫化鉱物細脈（図 3.2.1.2-3d）の生成温度を表している可能性もある。

2) 河内長野

領家花崗岩中にも緑泥石が見られることから、花崗岩形成後の 200~320°C（Reyes, 1990）の熱水変質があったことを意味する。なお、本調査では、熱水変質の分布は褐鉄鉱・方解石脈際を除き、その分布は明らかにしていないため、上述の六甲花崗岩のように広域的または局所的な熱水変質かは明らかでない。正長石脈形成時の熱水の温度は、熱水性鉱脈鉱床中に見られる氷長石（正長石の一種）の形成温度（180~300°C；正路, 1985）と同等もしくはそれより高い可能性がある。本温度は褐鉄鉱・方解石脈形成時の温度（以下）とは明らかに異なる。褐鉄鉱・方解石脈形成場付近では、現在常温にて方解石のトゥファ（tufa）（図 3.2.1.2-2b）が形成されていることや、褐鉄鉱が一般に鉱泉（または温泉）湧出孔周辺で生成していることから（神谷ほか, 1971）、生成時の流体の温度は、白水峡・蓬莱峡と同様に常温か高くても 40~50°C である。

3.2.3 調査手法に関する課題・問題点

1) 熱水変質の分布

本調査では、白水峡および蓬莱峡において、化学的風化変質と熱水変質を区分するとともに、さらに熱水変質を広域的熱水変質と局所的熱水変質に大別出来た。局所的熱水変質の形成には六甲断層を上昇してきた深部熱水の関与が示唆された。今後さらに追加の XRD 鉱物同定ならびに薄片による鉱物の産状観察を行うことによって、変質鉱物の空間的分布情報を増やし、当調査地域の成因の異なる変質の分布を把握するべきである。本変質分布の把握によって、活断層近傍におけるスラブ起源熱水の寄与に関する詳細な地質学的エビデンスが得られる。

2) 流体包有物分析による熱水の温度、圧力と化学組成の推定

白水峡では、緑泥石と白水峡、蓬莱峡および河内長野ともに、褐鉄鉱・方解石脈の方解石の流体包有物は極細粒（<2μm）であり、加熱・冷却実験による均質化温度の測定および塩濃度測定には不適であった。そのため、温度、圧力および化学組成の推定は出来なかった。

ただし、河内長野試料にはごく一部液相包有物（最大 10μm）が存在することから、冷却実験による塩濃度（NaCl 相当塩濃度）測定は出来る可能性がある。今後は薄片の観察数を増やして、液相包有物のより詳細な産状を明らかにするとともに、冷却実験を行って、褐鉄鉱・方解石脈形成時の流体の塩濃度を明らかにすべきである。本塩濃度データと現世の湧出水の Cl 組成を比較することによって、深部起源熱水の化学組成の時間的な変遷を考察出来ると思われる。

3) 鉱物脈の形成と構造運動

河内長野では採取試料の薄片観察によって、走向の異なる脈（NNE-SSW および WNW-ESE

走向)の形成順序が明らかになった。本試料を用いて、さらに鉱物学的研究(正長石の流体包有物の研究など)を実施するとともに、広域的な応力場解析と合わせることで、熱水脈形成と構造運動の因果関係を考察出来、水理環境の変化を具体的に論ずることが出来ると思われる。

4) 全岩組成分析

白水峡および蓬莱峡での採取試料を用いて全岩組成化学分析(付録参照)を行ったが、変質に関する解釈が得られなかった。今後、変質鉱物の同定結果と合わせて、主成分元素、微量成分および希土類元素の含有量から、変質の分布、範囲および程度の考察を行う必要がある。

3.3 水理・化学環境への影響の定量的評価手法および調査技術の構築に向けた課題

【実施内容】

熱水変質が水理環境に与える影響に関して、熱水変質鉱物の生成に伴う透水性等の水理パラメータの変化の定量化に向けた検討を行い、課題を抽出する。熱水変質が化学環境へ与える影響に関しては、熱水変質活動の継続時間、熱水の組成、温度圧力条件などの定量的把握と場の復元に向けた検討を行い、課題を抽出する。さらに、それらの調査・評価技術について予察的研究を行い、100年を超える超長期の時間枠を対象とする観点にて、問題点・課題を整理する。以上の成果は、検討の時間枠拡大に伴う予測精度の議論に必要な根拠の整備あるいは技術指針に反映される。

【成果】

3.3.1 水理環境に与える影響

3.2章の熱水変質地域において、熱水変質鉱物の生成に伴う透水性等の水理パラメータの変化の定量化に向けた検討を行い、必要な調査手法について整理し、課題を抽出する。

3.3.1.1 調査方法と取得水理パラメータ

断層帯の水理地質学において、Bense *et al.* (2013)は構造地質学および水理地質学的観点から手法等のレビューを行った結果、同一地域において構造地質学および水理地質学的観点から断層帯の水理地質学を捉えることが今後重要であると主張した。本報告では、Bense *et al.* (2013)のレビューとCurewitz and Karson (1997)を参考に、熱水変質および断層帯地域を構造地質学的手法にて捉えることを試みた(表 3.3.1.1-1)。実際には、熱水変質および断層帯地域において、熱水変質鉱物の生成に伴う透水性等の水理パラメータの変化を捉えるために、原位置および室内において試験を実施した。原位置試験では長谷川式簡易透水試験器とポロスコープ試験器を用いて、室内試験ではパーマトル試験機と透水試験機を用いて水理パラメータを取得し、そのパラメータの変化を捉えるよう試みた。

表 3.3.1.1-1 熱水変質地域および断層帯地域における構造地質学的調査方法

調査方法	調査目的	必要条件とデータ	Bense <i>et al.</i> (2013)によるコメント	本研究での対応
露頭マッピング	変形や断層構造の地図作成	露頭調査 岩石学的かつ構造的データ	断層帯の表面付近の特徴に限定されたデータ なお、地殻深部から断層が連続している可能性あり。	・露頭調査は実施したが、マッピングは未実施
断層岩鉱物学的と地球化学的研究	水-岩石相互作用の調査	コアまたは露頭サンプル 断層構成物の鉱物や元素組成	採取された岩石試料は、小規模で大規模なプロセスの代表ではない可能性あり。	・本報告3.2中で断層ガウジの鉱物学を実施
実験室におけるコア試験	透過性測定	岩石試料	岩石試料は大規模での平均透過性を示さないが小規模での透過性である。ただし、直接測定することが可能。 封圧による透過性の進展を研究することが可能。	・パーマトルによる透気性測定 ・未固結試料の透水試験 ・岩石試料の透水試験
その場透過測定 (通常、小型空気透過計 を利用)	透過性測定	露頭における適切な(新鮮な、滑らかな)表面	詳細な断層帯全体の透過性空間分布をマッピング可能。	・長谷川式簡易透水試験 ・ポロスコープによる透気・透水性測定

1) 長谷川式簡易透水試験器

長谷川式簡易透水試験器による透水性の計測を、2015年11月に蓬莱峡広場にて行った(図 3.3.1.1-1)。なお、同試験器は植栽基盤の透水性について一般的に使用されている試験器である。計測箇所は、蓬莱峡広場の褐鉄鉱層に接する粘土脈の箇所とそれよりも下流の角礫を主とした箇所の2地点である。計測に先立ち、直径約15cm、深さ約20cmの円柱状の穴を掘削した。その穴の孔底から10cm程度まで注水し、所定経過時間で水位の変化を記録し、最終減水能を算出した(最終減水能の算出方法は付録3.D参照)。



図 3.3.1.1-1 蓬萊峡広場_六甲側における調査位置図と長谷川式簡易透水試験結果

褐鉄鉱層に接する粘土脈の箇所最終減水能は 51 mm/hr であった。一方、それよりも下流の角礫を主とした箇所の最終減水能は 300 mm/hr 以上であった。なお、長谷川式簡易透水試験器の判断基準を参考にすると、褐鉄鉱層に接する粘土脈の箇所は「可」、それよりも下流の角礫を主とした堆積箇所は「良好」と評価される。この差は、これらの地点に存在する（熱水）変質鉱物の多寡によると考えられる。褐鉄鉱層に接する粘土脈の箇所には粘土鉱物を主とする変質鉱物が多く存在することにより空隙が充填され、その結果水みちとなる空隙が減少し、一方、角礫を主とした箇所には変質鉱物が少ないことから水みちとなる空隙への充填が不十分であるため、両箇所の透水性に差が生じたと考えられる。つまり、粘土鉱物量の多寡が透水性等の水理パラメータに影響を与え、熱水が上昇する場では変質鉱物の晶出により水理パラメータが変化すると言える。

2) ポロスコープ

ポロスコープによる透気性・透水性の計測を、2016年1月に座頭谷および蓬萊峡広場にて行った（図 3.3.1.1-2）。なお、同測定器はコンクリートの透気性・透水性について一般的に使用されている試験器である。同測定器は透気性の測定として Figg-Poroscope 法 (Figg, 1973) を採用している。この測定法はコンクリート表層の微破壊試験法として代表的手法である削孔法の一つであり、コンクリート表層に設けた試験孔内部の圧力変化と時間の関係からコンクリート表層の透気性を評価する手法である。本研究では、ポロスコープによる透気性・透水性の計測を岩盤表層に適用した。計測に先立ち、ドリルを用いて岩盤表面に直径 10 mm、深さ 40 mm の孔を穿孔し試験孔を形成した。なお、試験孔の形成は、固すぎる岩盤あるいは亀裂等が多い岩盤に対しては困難であり、本研究ではこのような岩盤での計測を除外した。試験孔内を減圧し空気の浸入による圧力回復から、透気性・透水性を判断した（詳細な試験方法や評価区分については付録 3.D 参照）。なお、試験孔直近の岩盤の水分を簡易水分計で測定した。



図 3.3.1.1-2 座頭谷および蓬萊峡広場におけるポロスコープによる調査位置図と透気性結果

表 3.3.1.1-2 に座頭谷および蓬萊峡広場にて透水性・透気性を計測したポロスコープの結果を示す。なお、コンクリート品質への評価区分を岩盤に適用した場合、本研究での透気性の評価区分はすべて「貧弱」と判断される。また、本研究での透水性の評価区分は「貧弱」から「普通」と判断される。ただし、透気性の評価区分として「貧弱」と判断された場合においても、岩盤を通る空気の浸入時間に違いが認められる。蓬萊峡広場における所要時間の方が、座頭谷の上流域における所要時間よりも短い傾向にある。つまり、蓬萊峡広場の方が、座頭谷の上流域よりも透気性が高いことが言える。この透気性の高低は、岩盤中の水分含有量の多寡によって説明される。岩盤中の割目や空隙への水分は水みちの連続性へ影響を与えるからである。一方、水の透過度に注目すると、透水性の評価区分として「貧弱」と判断された計測地においても違いが確認される。蓬萊峡広場（Hole 1）の方は岩盤の産状から多数の細脈をもつ褐鉄鉱からの水の流出によると考えられ、座頭谷の上流域の方は粘土の膨潤による保水によって水の流出が妨げられたと考えられる。なお、測定を繰り返すことにより、水の透過度が増したのは粘土の膨潤が時間とともに増加し粘土の保水による水の流出が遅延されたからであると考えられる。また、透水性の評価区分として「普通」以上と判断された箇所では、岩盤への吸水によって岩盤中の粘土が膨潤し、水の流出が妨げられ、岩盤の透水性が減少したと考えられる。

ポロスコープの透気性・透水性の結果から、岩盤の透気性・透水性の高低は岩盤に含まれる粘土鉱物と褐鉄鉱量の多寡によって決められていると言える。また、六甲断層より約 1 km 離れた座頭谷の上流域と六甲断層近傍の蓬萊峡広場の透気性・透水性を比較した場合、断層近傍の透気性・透水性の方がその値が高いのは断層近傍の方が断層運動による影響を強く受けたためであると考えられる。つまり、断層運動が活発になるほど、透気性・透水性等の水理パラメータ値は高くなると言える。

表 3.3.1.1-2 座頭谷および蓬萊峡広場におけるポロスコープ・水分計の測定値

計測位置	産状	ポロスコープ						水分計				備考					
		空気透過度			水の透過度			水分 ¹⁾		空気中の湿度							
		(s)	評価区分 ²⁾	(s/ml)	評価区分 ²⁾	(%)	(%)	(%)	(°C)								
蓬萊峡広場_有馬前 2015060208採取位置	黄白色粘土化	Site 1	1	1	1	1	n.d.	「貧弱」	7.4	72.2	4.9	30日目以降、-50kPaまで減圧不可					
蓬萊峡広場_六甲前 2015060215採取位置	灰色粘土化	Site 2	1	n.d. ³⁾				「貧弱」	6.5	68.4	2.6	30日目以降、-50kPaまで減圧不可					
TS150602_6採取位置	細砂多数の褐鉄鉱あり	Site 3	n.d.					「貧弱」	6.2	74.9	2.2	-50kPaまで減圧不可					
Hole 1位置より直近	細砂多数の褐鉄鉱あり	Site 4	n.d.					「貧弱」	3.4	48.1	7.6	-50kPaまで減圧不可					
Hole 1位置より直下	緑白色粘土化	Site 5	n.d.				n.d.	「貧弱」	3.6	54.3	7.6	約25mlの蒸留水を導入したが、すべて排水されたため測定不可					
Hole 2位置より直下	灰色粗粒堆積物	Site 6	n.d.					「貧弱」				-50kPaまで減圧不可					
20151125_PT06採取位置	緑白色粘土化	Site 7	15	14	14	14	14	「貧弱」	11.2	71.8	3.5						
座頭谷_甲成塚 Gt15050801採取位置	白色ブロック状破砕物	Site 8						「貧弱」	1.5	65.1	4.9	試験孔形成不可					
Gt15050802採取位置	黄白色岩屑(ブロック状)	Site 9						「貧弱」	2.6	54.7	6.5	試験孔形成不可					
座頭谷_上成塚 Gt15050803採取位置	灰色粘土化	Site 10	8	8	8	8	8	n.d.	「貧弱」	7.4	54.8	6.2	測定60日目、フィルター内へ水滴が充填したため測定不可				
Gt15050803採取位置より六甲断層側壁	白色粘土化	Site 11	n.d.					「貧弱」	1.4	48.8	11.0	-50kPaまで減圧不可					
2015112501採取位置より山側直近 粘土質岩盤	褐色粘土化	Site 12	12	10	6	5	4	3	2	「貧弱」	16.3	53.5	9.1	30日目以降、-50kPaまで減圧不可 5分間計測したのち、測定中止			
2015112502採取位置	緑白色粘土化	Site 14	6	5	3	3	3	3	「貧弱」	19.9	54.3	8.0	-50kPaまで減圧不可				
2015112503採取位置より分銅直下(3m) 風化花崗岩盤	灰色粘土化	Site 15	n.d.					「貧弱」	0.9	1.3	2	3.1	「貧弱」	3.4	57.2	6.6	-50kPaまで減圧不可
2015112504採取位置 粘土質岩盤	灰色粘土化	Site 16	n.d.					「貧弱」					「貧弱」				-50kPaまで減圧不可
		Site 17	14	16	14	11	12		>30	「普通」以上	9.3	41.6	13.5	5分間計測したのち、測定中止			

1) 水分計のモルタルモード3 (測定対象物としてコンクリート)
2) コンクリートへの透気性評価区分
3) n.d.: not determined

3) パーマトール

パーマトールによる透気性の計測を、実験室内にて行った。試料は、2015年11月に座頭谷上流域にて採取した風化花崗岩(2015112503)と六甲山紅葉谷にて採取した花崗岩(2015112602)である(図 3.3.1.1-3)。

なお、同試験機はコンクリートの透気性について一般的に使用されている試験機であり、透気性の測定としてトレント法(Torrent, 1992)を採用している。この測定法はコンクリート表層の非破壊試験法として代表的手法であり、コンクリート表層に設置したダブルチャンバー真空セルの圧力変化と時間の関係からコンクリート表層の透気性を評価する手法である。本研究では、パーマトールによる透気性の計測を岩盤表層に適用した。計測に先立ち、ブロック状の岩石を岩石カッターで切断し、ダブルチャンバー真空セル(直径10 cm)を密着させるための測定面を用意した。その面をウエスで拭き、ダブルチャンバー真空セルを軽く押し当て、接触面の空気を排気し、真空状態にした後、圧力が回復するまでの経時的変化を計測し、透気係数を算出した(透気性の評価区分については付録 3.D 参照)。

図 3.3.1.1-3 に、パーマトール試験機による座頭谷上流域にて採取した風化花崗岩と六甲山紅葉谷にて採取した花崗岩の透気性の計測結果を示す。なお、コンクリート品質への評価区分を岩盤に適用した場合、2015112503 試料の透気性の評価区分は「very high」、2015112602 試料の透気性の評価区分は「very low」と判断される。この評価区分の差は、岩石試料中の割目の連続性の程度の差であると考えられる。試料の写真からも明らかのように、風化花崗岩(2015112503)の方が六甲花崗岩(2015112602)よりも割目が多く、その割目には褐鉄鉱の存在が認められ、割目の連続性が良好であったことが分かる。なお、本試験機による透気性試験結果は、後述する岩石試料用透水試験機による結果とも整合的であった。

パーマトールの透気性の結果から、岩盤の透気性の高低は割目の連続性の程度によって決められていると言える。また、測定に使用した試料は六甲断層から離れたものであり、断層運動の影響をあまり受けず、風化の程度の差によって岩盤の透気性に差が生じたと考えられる。つまり、水理パラメータは、風化作用よりも断層運動による影響を強く受け変化すると言える。

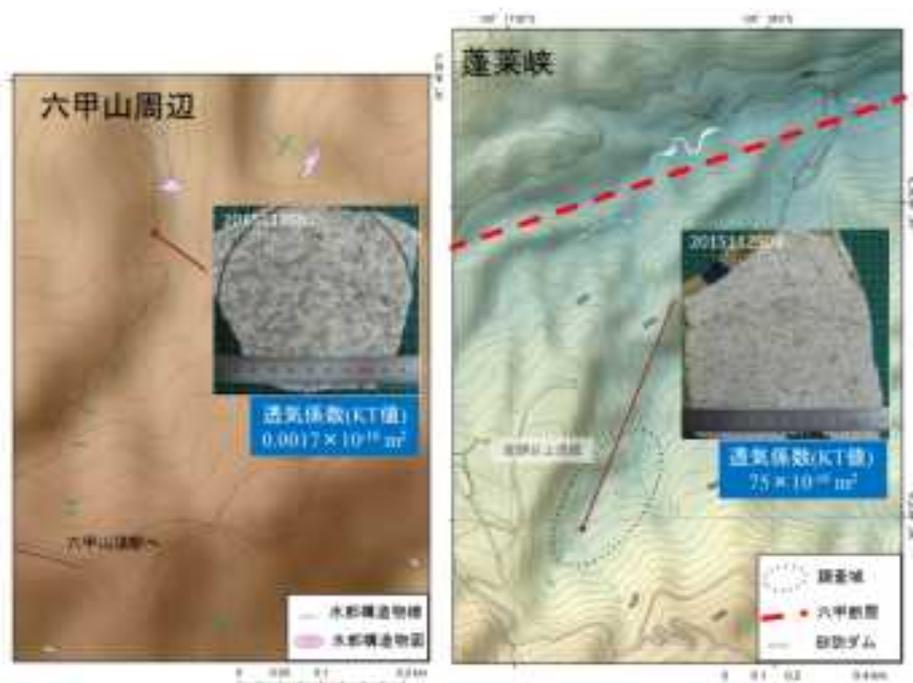


図 3.3.1.1-3 座頭谷上流域における風化花崗岩採取位置と風化花崗岩断面

4) 未固結試料用透水試験器

未固結岩石試料の透水性の計測を実験室内にて行った。試料は、2015年11月に蓬莱峡広場にて行った長谷川式簡易透水試験器による透水性計測時に採取されたものであり、同計測場所の直近のものである（図 3.3.1.1-4）。また、試料はステンレス製土壌試料用円筒（直径 5 cm，高さ 5.1 cm）内に採取された未攪乱試料である。透水性の計測には定水位法を適用した。計測に先立ち、試験開始まで試料中の空隙を水で飽和させた。

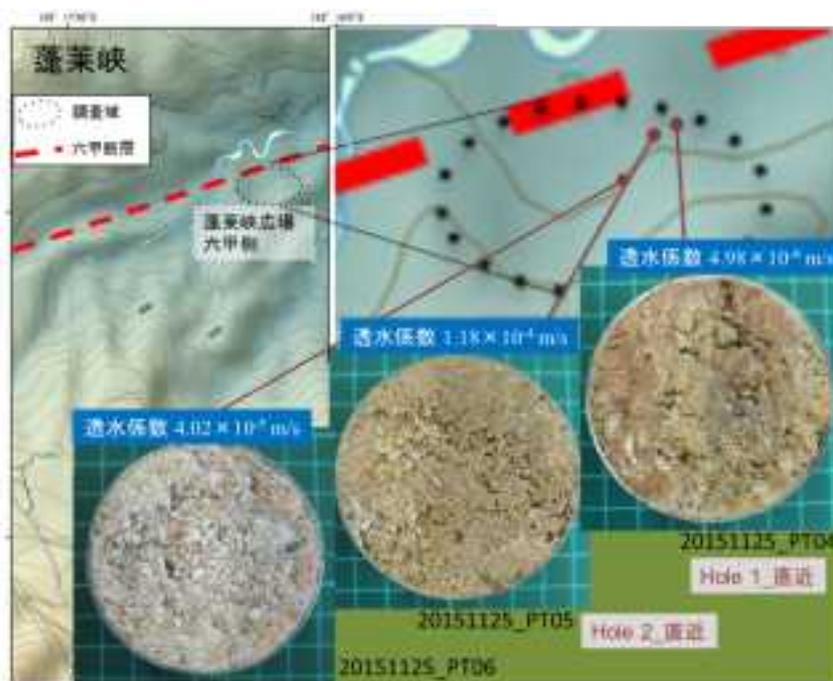


図 3.3.1.1-4 蓬莱峡広場_六甲側における試料採取位置と未固結試料透水試験結果

得られた透水係数を表 3.3.1.1-3 に示す。透水係数の値は、20151125_PT05 試料、20151125_PT06 試料、20151125_PT04 試料の順に小さくなり、すなわち試料のこの順に流体を透過しにくくなる。なお、本試験法の結果は、長谷川式簡易透水試験結果とも調和的である。この順は、岩石試料中の粘土含有量によると考えられる。つまり、粘土含有量の多寡によって、水みちとなる割目への充填度合いを制御し、未固結地質試料の透水性を決定する。断層近傍においても、熱水活動の影響を受けた場所は粘土鉱物等の晶出により透水性が低下することから、水理パラメータのばらつきが生じると言える。

表 3.3.1.1-3 蓬莱峡広場_六甲側の未固結試料の透水係数

試料採取位置	試料名	試料直径 (mm)	試料高さ (mm)	透水係数 (m/s)	透水性測定法	備考
蓬莱峡広場_六甲側	20151125_PT04	50	51	4.98×10^{-6}	定水位法	長谷川式簡易透水試験位置(Hole 1)直近試料
	20151125_PT05	50	51	1.18×10^{-4}	定水位法	長谷川式簡易透水試験位置(Hole 2)直近試料
	20151125_PT06	50	51	4.02×10^{-5}	定水位法	TS150606_5&6採取位置に近い緑白色化した風化花崗岩試料

5) 岩石試料用透水試験機

岩石コア試料の透水性の計測を実験室内にて行った。試料は、2015年11月に座頭谷上流域にて採取した風化花崗岩と六甲山紅葉谷にて採取した花崗岩である(図 3.3.1.1-5)。なお、透水性の計測には2つの手法にて行った。ひとつの手法はフローポンプ法である(例えば、高橋ほか、1998)。計測に先立ち、採取した岩石試料から直径5cmのコアを抜き取り、そのコアから高さ1cm、2cmまたは2.5cmの円柱状試料を作製し、試験開始まで岩石試料中の空隙を水で飽和させた。実験条件は次の通りである。

封圧 (MPa) : 4~10

間隙水圧 (MPa) : 0.2 または 1

Flow rate (ml/min) : 0.00005~2

もうひとつの手法は定水位法である(例えば、高橋ほか、1998)。フローポンプ法と同様に、計測に先立ち、採取した岩石試料から直径5cmのコアを抜き取り、そのコアから高さ1cmの円柱状試料を作製し、試験開始まで岩石試料中の空隙を水で飽和させた。実験条件は次の通りである。

有効応力 (MPa) : 4

差圧 (MPa) : 0.2

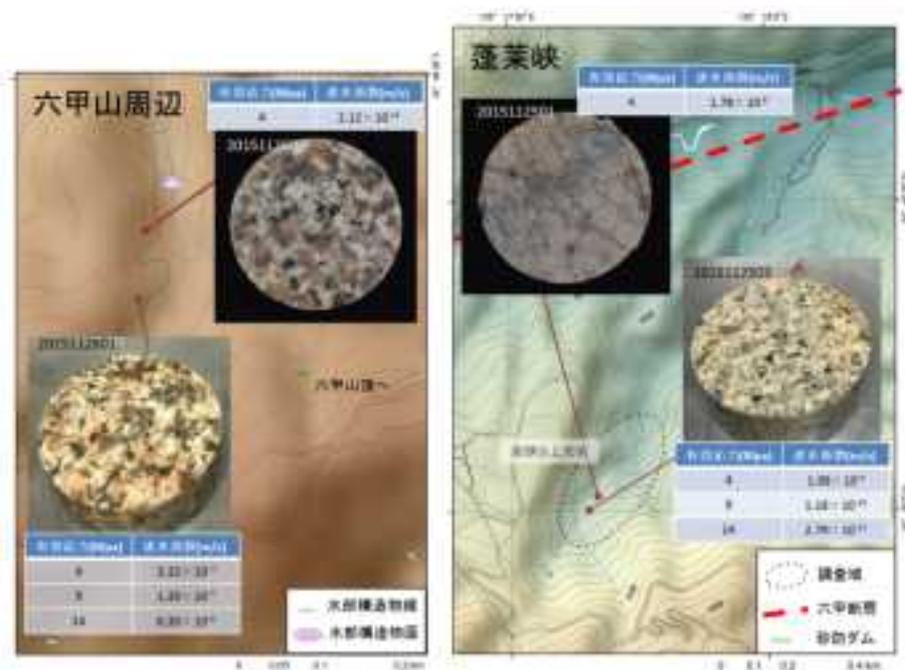


図 3.3.1.1-5 六甲山頂および座頭谷上流域における試料採取位置と岩石試料透水試験結果

得られた透水係数を表 3.3.1.1-4 に示す。透水係数の値は、2015112601 試料，2015112501 試料，2015112503 試料，2015112602 試料の順に小さくなり、つまり試料のこの順に流体を透過しにくくなる。この順は、試料採取位置の違いに由来するというよりは、岩石試料固有に由来するものと考えられる。ここで指摘する試料固有に由来するものは供試体の両端面への割目の連続性の程度である。この割目の連続性の程度は、有効圧力を変化させた実験結果から示唆される。2015112503 試料の透水係数のオーダーは 10^{-9} から 10^{-11} であったが、2015112601 試料の透水係数のオーダーは 10^{-7} から 10^{-8} であった。このオーダー範囲の差は、2015112601 試料の方が 2015112503 試料よりも両端面への割目の連続性が良好で、2015112601 試料の封圧を増加させても開放した割目が狭まらなく、透水係数の値は大きく変化しないが、2015112503 試料は 2015112601 試料と比較して割目の連続性が不良で、封圧の増加に対応して透水係数の値が減少した。つまり、岩盤の透水性の高低は割目の連続性に強く依存すると言える。本測定試料は断層より離れたものであり、断層運動の影響をあまり受けていないと考えられ、風化の程度の差によって水理パラメータが変化したと言える。

表 3.3.1.1-4 六甲山周辺および座頭谷上流域の岩石コア試料の透水係数

試料名	試料採取位置	試料直径 (mm)	試料高さ (mm)	封圧 (MPa)	間隙水圧 (MPa)	有効応力 (MPa)	Flow rate (ml/min)	透水係数 (m/s)	透水性測定法
風化花崗岩									
2015112501	座頭谷_上流域	49.75	10.00			4		1.78×10^{-8}	定水位法
				5	1	4	0.0500	1.98×10^{-9}	
2015112503	座頭谷_上流域	49.75	24.10	10	1	9	0.0030	1.18×10^{-10}	フローポンプ法
				15	1	14	0.0005	2.79×10^{-11}	
六甲花崗岩									
2015112601	六甲山周辺	49.75	20.05			4	2.00	3.32×10^{-7}	
				10	1	9	1.00	1.35×10^{-7}	フローポンプ法
				15	1	14	1.00	6.30×10^{-8}	
2015112602	六甲山周辺	49.75	10.00	4.2	0.2	4	0.00005	2.12×10^{-12}	フローポンプ式

3.3.1.2 実施した調査手法と得られた水理パラメータの比較

本研究で実施した調査手法と得られた水理パラメータを表 3.3.1.2-1 にまとめた。各調査手法から得られた水理パラメータの値の定性的関係は、互いに矛盾のない結果となった。また、定性的ではあるが、水理パラメータの変化に影響を与える因子として、断層運動と風化作用があることが明らかとなった。断層運動が強く作用する場、あるいは風化作用が強く作用する場においても、熱水活動が作用するとその場の水理パラメータが変化することも明らかとなった。なお、当該地域においては、水理パラメータに直接影響を与えるものは、粘土鉱物、褐鉄鉱および割目の連続性であった。

- ・粘土鉱物量の多寡が透気性・透過性を決定する：粘土鉱物が水分によって膨潤した場合、水みちを塞ぐため岩盤の透気性・透水性は低くなる。粘土鉱物量が多いほど、この傾向は強くなる。
- ・褐鉄鉱量の多寡が透気性・透過性を決定する：褐鉄鉱は粒度が小さく結合性も低く細脈となりやすいため、褐鉄鉱量が多い場合岩盤内に多数の水みちが形成され、岩盤の透気性・透水性は高くなる。
- ・割目の連続性の程度が透気性・透過性を決定する：割目の連続性が良好な場合、岩盤の透気性・透水性は高い。

表 3.3.1.2-1 各種水理パラメータとその取得法

	現位置試験		室内試験	
	長谷川式簡易透水試験器	ポロスコープ	パーマトル	未固結試料用透水試験器 岩石試料用透水試験機
試験装置の概要/試験方法	・円柱状掘削孔における所定経過時間内の水位変化から、その場の減水能を評価する。	・透気性の測定としてFig-Poroscope法を採用し、試験孔内部の圧力を減圧し、その後岩盤表面からの空気の浸入による圧力回復までの所要時間を計測し、この所要時間から透気性を評価する。透水性は岩盤へのある一定量の水の吸収する所要時間から透水性を評価する。	・透気性の測定としてトレント法を採用し、岩盤表面に設置したダブルチャンパー真空セルの圧力変化と時間の関係から岩盤表面の透気性を評価する。	・透水性の計測として定水位法を採用 ・透水性の計測として、(1) フローポンプ法 (2) 定水位法、を採用
評価区分/評価値	・最終減水能として3段階 100mm/hr以上：「良好」 30～100mm/hr：「可」 30mm/hr以下：「不良」	・空気の透過度として5段階 30秒未満：「貧弱」 30～100秒：「やや貧弱」 100～300秒：「普通」 300～1000秒：「良好」 1000秒以上：「優秀」 ・水の透過度として5段階 吸水率 2未満：「貧弱」 吸水率 2～5：「やや貧弱」 吸水率 5～10：「普通」 吸水率 10～50：「良好」 吸水率 50以上：「優秀」	・透気係数 (m ²) 0.01×10 ⁻¹⁶ m ² 未満：「very low」 (0.01～0.1)×10 ⁻¹⁶ m ² ：「low」 (0.1～1.0)×10 ⁻¹⁶ m ² ：「moderate」 (1.0～10)×10 ⁻¹⁶ m ² ：「high」 (10～100)×10 ⁻¹⁶ m ² ：「very high」 100×10 ⁻¹⁶ m ² 以上：「ultra high」	・透水係数 (m/s) ・透水係数 (m/s)
調査地域/試料採取地	蓬萊映広場_六甲側	(1) 蓬萊映広場_有馬側 (2) 蓬萊映広場_六甲側 (3) 座頭谷_中流域 (4) 座頭谷_上流域	(1) 座頭谷_上流域 (2) 六甲山周辺	蓬萊映広場_六甲側 (1) 座頭谷_上流域 (2) 六甲山周辺
検討事項	・六甲断層近傍での粘土を含む層と角礫が主となる層の透水性の比較	・六甲断層近傍での粘土を含む層と角礫が主となる層の透気性の比較 ・六甲断層近傍での有馬側と六甲側の透気性の比較 ・六甲断層からの距離による透気性の関係 ・六甲断層からの距離による透水性の関係	・風化花崗岩体(真砂)中に岩塊となった岩石と比較的新鮮な六甲花崗岩の透気性の比較	・六甲断層近傍での粘土を含む層、角礫が主となる層および風化花崗岩の透水性の比較 ・風化花崗岩体(真砂)中の岩塊と比較的新鮮な六甲花崗岩の透水性の比較
結果	魚鱗層の透水性 > 粘土層の透水性	魚鱗層の透気性 > 粘土層の透気性 (六甲断層近傍) 六甲断層近傍においては有馬側と六甲側での透気性の差は不明瞭 六甲断層から離れるに従い透気性は下がる 六甲断層から離れるに従い透水性は下がる	割目の連続性の程度によって透気性は変化 連続性良好 ⇒ 透気性は高い 風化花崗岩の透気性 > 六甲花崗岩の透気性	魚鱗層の透水性 > 風化花崗岩の透水性 > 粘土層の透水性 割目の連続性の程度によって透水性は変化 連続性良好 ⇒ 透水性は高い

次に各種調査手法のメリット・デメリットについて記述する。

長谷川式簡易透水試験器：岩盤の透水性について定量的データが得られるが、試験孔の掘削に問題がある。つまり、固い岩盤への掘削は容易ではなく、掘削可能な岩盤のみのデータ収集となる恐れがある。

ポロスコープ：岩盤の透気性・透水性についての定性的データが得られ、広範囲な地域が調査可能であるが、試験孔の穿孔に問題がある。つまり、固い岩盤へダメージなしで穿孔することは容易ではない。ただし、長谷川式簡易透水試験器よりも、適応範囲が広くデータ収集も容易なことでメリットがある。

パーマートル：岩盤の透気性について定量的データが得られるが、野外調査では装置と付属品が重量物であるため簡便性に欠けるとともに計測箇所表面の平滑化を必要とする。

未固結試料用透水試験器：岩盤の透水性について定量的データが得られるが、土壌サンプラーによる試料採取に問題がある。つまり、固い岩盤での採取は不可能で、採取可能な岩盤のみのデータ収集となる恐れがある。

岩石試料用透水試験器：岩盤の透水性について定量的データが得られるが、熱水変質地域や断層運動による圧砕地域での岩盤に対しては試験用試料の採取が困難であるという問題がある。

3.3.1.3 各種調査手法による水理パラメータ値から得られた結果の解釈

表 3.3.1.2-1 や図 3.3.1.1-2 に示されているように、六甲断層近傍の岩盤(蓬莱峡広場_六甲側)と六甲断層から離れた岩盤(座頭谷_上流域)の透気性・透水性を比較した場合、同断層より離れるに従い透気性・透水性は低くなることが明らかとなった。なお、座頭谷_上流域は六甲断層から南に約 1 km である。六甲断層近傍では、第四紀以降活発となった断層運動により、近傍岩盤がカタクレーサイト化し、断層近傍岩盤全体の透気性・透水性が断層運動の影響をあまり受けていない地域の岩盤より高くなったと考えられる。ただし、断層近傍では断続的かつ局所的な熱水活動の影響を受け、粘土鉱物や褐鉄鉱が晶出したため岩盤内に透気性・透水性のばらつきが生じ、削剥の激しい箇所とそうでない箇所が混在し、バッドランドと呼ばれる鋸歯状の峡谷地形(図 3.2.1.2-1a)が形成されたと考えられる。

3.3.1.4 まとめと課題抽出

熱水変質および断層帯地域における熱水変質鉱物の生成に伴う透水性等の水理パラメータの変化を捉えるために、各種調査手法による原位置および室内試験を実施した。原位置試験では、長谷川式簡易透水試験器とポロスコープ試験器を用いて水理パラメータを取得し、室内試験では、パーマートル試験機と透水試験機を用いて水理パラメータを取得した。これらの結果、各種の調査手法によって得られた水理パラメータの値は、定性的ではあるが、互いに矛盾のない結果であった。また、これらの調査手法の中では、ポロスコープ試験器と簡便性には難があるがパーマートル試験機によるデータ取得が、熱水変質および断層帯地域における透水性の水理パラメータの変化を捉えるには有効であると考えられる。実際、Balsamo and Storti (2010)では小型の空気透過計を用いて断層帯の透過性を測定し、断層帯中の岩石サイズと透過性の進展について議論している。

今後は、パーマートル試験機による測定を野外で実施し、熱水変質および断層帯地域のモデル地域となった蓬莱峡エリアにおいて、透気性等の水理パラメータの変化を捉える必要がある。また、同目的で有馬温泉側へモデル地域を広げることも必要と考える。これらを実施することにより、熱水変質鉱物の生成に伴う透気性・透水性等の水理パラメータの変化の定量化を、より詳細に議論できると考えられる。

3.3.2 化学環境に与える影響

熱水変質活動の継続時間、熱水の組成、温度圧力条件などについて、定量的把握と場の復元に向けた検討を行い、課題を抽出する。

3.3.2.1 定量的把握と場の復元－熱水変質による化学環境への影響－

1) 熱水変質活動の継続時間

「3.2 特定の流出域における熱水変質作用の程度とその範囲の整理」に実施した調査地域をモデル地域として、熱水変質活動の継続時間について検討する。その方法として、当該地域に産する絹雲母、褐鉄鉱および方解石に注目し、露頭観察や分析・測定事実から考察する。

絹雲母

絹雲母は当該地域に広域的に産出する（図 3.2.2.1-1）ことから、花崗岩マグマの固結後の冷却過程における熱水変質によって形成されたと考えられる（吉田ほか, 2008）。このことを確認するため、絹雲母のカリウム－アルゴン年代測定を実施した結果、当該地域の絹雲母の形成は吉田ほか（2008）の指摘通りであり、有馬型熱水の活動と絹雲母の形成は無関係であることが分かった（絹雲母のカリウム－アルゴン年代測定の詳細については付録 3.D 参照）。

褐鉄鉱

褐鉄鉱もまた当該地域に広域的に産出する（図 3.2.2.1-3）が、産出パターンは断層近傍と断層から離れた地域では異なった。断層近傍では褐鉄鉱層として産出するが、断層から離れた地域では変質花崗岩の表層を覆う形で産出する。本報告では、断層近傍の褐鉄鉱層に注目する。具体的には、六甲断層近傍の白水峡広場南東崖（図 3.2.1.2-1f）には、六甲花崗岩と上位の大坂層群上部亜層群との境界に褐鉄鉱層が分布し、この褐鉄鉱層の分布は大坂層群上部亜層群が形成した中期更新世（0.781～0.126Ma；International Commission on Stratigraphy, 2014）の初期に、褐鉄鉱をもたらした熱水活動の証拠であると考えられる。それゆえ、有馬型熱水はこの時期においても活動をしていた証拠と考えられる。

炭酸塩鉱物

炭酸塩鉱物（おそらく方解石）も当該地域の断層近傍に産出する（図 3.3.2.1-1）。なお、炭酸塩鉱物の定量は、粉末試料にリン酸を滴下し発生した炭酸ガス量から求めた（付録 3.D 参照）。六甲断層近傍の白水峡広場には、緑泥石を主とする岩石（図 3.2.1.2-1b）中に方解石と褐鉄鉱脈が重複形成していることから、深部熱水活動によって形成した緑泥石が地表付近へ隆起した後、浅部熱水活動によって方解石と褐鉄鉱が形成したと考えられる。褐鉄鉱の形成年代開始から示唆されるように、方解石の形成も中期更新世初期から開始したと考えられる。しかしながら、緑泥石の形成年代の推定は難しく、現時点では不明である。

現在に関心を向けると、六甲断層近傍の座頭谷下流域には低温熱水の湧出（図 3.2.1.2-1c）が確認され、その周辺部には褐鉄鉱の沈殿（図 3.2.1.2-1d）が継続している。上述のことも併せて考えると、白水峡および蓬萊峡では、六甲断層活動が活発化した第四紀以降、熱水活動が断続的に起きていたことが示唆される。

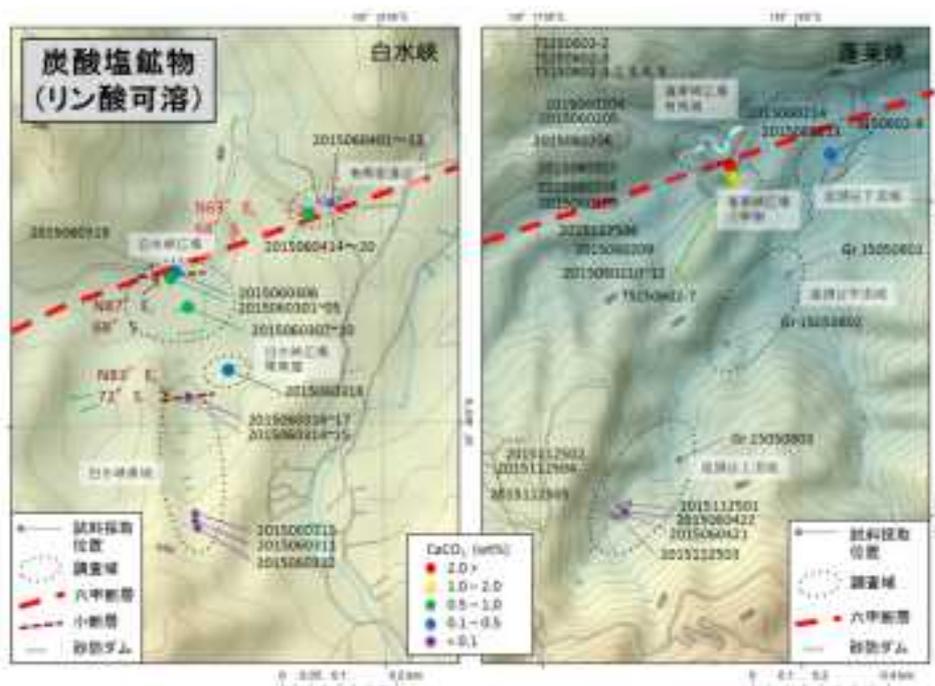


図 3.3.2.1-1 白水峡および蓬萊峡におけるリン酸可溶性炭酸塩鉱物（方解石）含有量

2) 熱水の化学組成, 温度および圧力

熱水の化学組成, 温度および圧力を流体包有物, 熱水中の CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ および熱水あるいは風化変質鉱物に注目し, 考察する.

流体包有物からの熱水の化学組成, 温度および圧力の推定は 3.2 章を参照されたい. 熱水中の CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ から温度を推定するために, 固体粉末試料の炭酸塩含有量および炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) の測定を行ったが (付録 3.D 参照), 炭酸塩濃度と $\delta^{13}\text{C}$ 値に明瞭な相関関係が認められず, また, 調査地域ごとの明瞭な違いも認められなかった. このことより, 現時点では熱水中の CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ から温度の推定は難しいと言える. 熱水あるいは風化変質鉱物の存在から, その変質鉱物の生成条件から熱水の組成や温度を推定することが可能である. 熱水あるいは風化変質鉱物の生成条件は, 歌田 (2003) によって表 3.3.2.1-1 のようにまとめられている. 表 3.3.2.1-1 では, 溶液のイオン活動比と温度に基づいて変質鉱物が分類されている. この表に基づくと, 例えば, カオリンはアルカリおよびアルカリ土類のイオン活動比/水素イオン活動度比が小さく (酸性), ゼオライトは大きい (アルカリ性) 条件下で生成する.

表 3.3.2.1-1 溶液のイオン濃度比と温度に基づく変質鉱物の分類 (歌田, 2003 を改変)

Type		Mineral zone					
Acidic zone group	Sulfate	Alunite + Opal		Alunite + Quartz			
	Silicate						
Intermediate zone group	Al-series	Halloysite	Kaolinite		Dickite Nacrite		Pyrophyllite
	K-series	Montmorillonite		Mixed layered clay mineral	Sericite	K-feldspar	
	Ca-Mg series				Propylite		Prehnite Pumpellyite
Alkaline zone group	Ca-series	Chabazite	Stilbite	Heulandite	Laumontite	Wairakite	
	Na-series	Clinoptilolite	Mordenite	Analcime	Albite		

一方、変質鉱物の生成条件を pH と温度によってまとめると図 3.3.2.1-2 のようになる。同図は、井上(2008)に加筆したものであり、井上(2008)は Henley and Ellis (1983), Reyes (1990), Inoue (1995), 井沢 (1996) および吉村 (2001) をコンパイルしたものである。この図に基づく、例えば、酸性領域の熱水においては、カオリンは 250°C より低温で生成し、生成温度に依存しながらカオリナイト、ハロイサイト等として晶出する。ゼオライトについては、アルカリ性領域の熱水で生成温度に依存しながら多種晶出する。なお、当該地域において産出された変質鉱物から熱水の化学組成と温度の推定の試みについては 3.2 章に記述されているため、ここでは省略する。



図 3.3.2.1-2 各変質帯に特徴的な鉱物と概略の生成温度

3.3.2.2 熱水変質活動把握に必要な手法

熱水変質地域において、その活動を把握するために必要な分析手法を表 3.3.2.2-1 にまとめた。熱水変質活動の把握手順としては、1) 熱水変質の分布、範囲および程度の把握、2) 熱水活動の継続時間の定量的把握、3) 熱水の化学組成、温度および圧力の定量的把握が必要である。

1) 熱水変質の分布、範囲および程度の把握

3.2 章でも述べられているが、ここでは産状観察とともに変質鉱物とりわけ粘土鉱物の同定が必要であることを強調する。なお、具体的な手法は表 3.3.2.2-1 にまとめた。産状観察と変質鉱物の存在から、熱水変質分布等の把握が可能である。

2) 熱水活動の継続時間の定量的把握

上記 1) の熱水に関する地質学的エビデンスの集積が主となるが、それ以外に年代測定が必要となる。ある鉱物の年代を測定することによって、対象とする熱水活動によって生じたかどうかを判断することが、地質学的エビデンスをもとに可能である。露頭観察を主とし、年代測定を追加することで熱水活動の継続時間の把握が可能である。

3) 熱水の化学組成，温度および圧力の定量的把握

流体包有物の分析・測定が必要であり，また，スラブ起源熱水起源の可能性のある炭酸ガスが鉍物化した炭酸塩鉍物含有量と炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) の分析が重要となる．熱水あるいは熱水起源の物質を分析することにより熱水の組成等の把握が可能である．

表 3.3.2.2-1 熱水変質活動把握のための検討・分析項目

目的	実施項目	手法
変質の分布、範囲および程度の把握	熱水に関する地質学的エビデンスの集積 産状観察	露頭観察 薄片に対する顕微鏡観察
	粘土鉍物分析	水簸による粘土画分の分離 粉末X線回折分析 1) 全岩分析 2) 粘土画分分析 ・定方位処理 ・定方位エチレングリコール処理
	全岩組成分析	主成分・微量元素組成分析
熱水活動の継続時間の定量的把握	上記観察と分析 年代測定	同上 カリウム-アルゴン年代測定
熱水の化学組成，温度および圧力の定量的把握	上記観察と分析 流体包有物分析 炭酸塩鉍物分析	同上 流体包有物の観察・加熱冷却実験 炭酸塩鉍物定量・同位体測定

3.3.2.3 まとめと課題抽出

熱水に関する地質学的エビデンスとして露頭観察，粘土鉍物分析，流体包有物分析，炭酸塩鉍物分析等を実施することによって，熱水変質活動の継続時間，熱水の組成，温度圧力条件などについての定量的把握と場の復元に向けた検討が可能であることが分かった．モデル地域として検討した白水峡・蓬莱峡地域では，六甲花崗岩マグマの固結後（中生代末期）の冷却過程における熱水変質によって広範囲に絹雲母が形成し，その後の断続的かつ局所的な熱水の浸入によって変質鉍物として緑泥石やスメクタイトが形成し（3.2章），さらにその後，断続的かつ局所的な浅部熱水活動（中期更新世初期）によって方解石と褐鉄鉍が形成したと言える．また，形成した鉍物種がそれぞれの段階で異なったことにより熱水の化学組成や温度も異なっていたと指摘できる．なお，褐鉄鉍の形成は現在も局所的に継続していることから，今後，熱水活動とりわけ熱水の上昇は断続的かつ局所的に進行していくと考えられる．

今後の課題として，熱水の組成や温度等に対する定量的把握が残されている．

1) 炭酸塩鉍物からの熱水温度推定

炭酸塩鉍物含有量と炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) の測定を行ったが，その当時の熱水の温度を推定するには至らなかった．今後，有馬温泉や当該地域の湧出塩水との関係を確認しながら，データを拡充しながら考察を行う必要がある．

2) 流体包有物からの熱水温度・圧力推定

詳細は3.2章に記述済みであるが，ここでは，緑泥石中の流体包有物の検出を開始すべきであると考えられる．緑泥石の晶出は方解石と褐鉄鉍の形成前の段階であることから，緑泥石を晶出させた熱水の温度と圧力等を推定することは，深部起源の熱水の時間的変遷を考察上で必要である．

3) 圧力推定法の検討

熱水活動時の圧力を推定する他の手法が当該地域に適用可能かどうか検討し，深部起源の熱水の時間的変遷の考察に反映させる．

4) 地質学的エビデンスの蓄積

面的なマッピングと詳細調査，採取した試料の測定・分析等のデータ拡充によって，局所的に確認された緑泥石等の変質鉍物の範囲を確認し，熱水変質活動についての定量的把握と場の復元に向けた慎重な検討が可能となる．

3.3.3 調査技術の検討および問題点・課題の整理

現在も活動的な火山体周辺の熱水活動を除いた場合、検討対象とすべき熱水の流出経路としては断層・構造線等の水みちを利用したものと、冷却固化した古い貫入岩体と被貫入岩体との間のゆるみ領域などの特定の地質構造を利用したものが考えられる。例えば、有馬一高槻構造線沿いの有馬温泉などは、有馬一高槻構造線に沿った断層の屈曲部・交叉部などを水みちとして利用して深部から上昇した可能性（益子ほか, 2011; 西村ほか, 2015）と、古い貫入岩体と被貫入岩体とのゆるみ領域を利用して深部から上昇した可能性（西村ほか, 2009）の両面から検討されている。

断層・構造線などの水みちを利用した熱水の流出場の水理学的特性を検討する手法は表 3.3.1.1-1 に取りまとめられている。これらの手法は、構造地質学的な露頭マッピングにより同一の水理特性を示すと考えられる地域に分帯し、代表的な水理特性を与えて水理地質学的モデルを構築する上で有効と考えられる。表 3.3.1.1-1 では言及されていないが、掘削孔を用いた孔間水理試験などを併用すれば、水理特性の把握と水理地質学的モデルを構築する上でさらに有効と考えられる。これらの手法を適用する上での最大の問題点は、断層・構造線の破砕作用に伴う亀裂の存在であり、原位置から室内試験用のコアを採取したり、整形したりすることが困難な場合が多く、原位置における孔間水理試験による水理パラメータの取得が不可欠と考えられるが、原位置試験に要する時間・費用等を考慮すると、限られた孔間水理試験と原位置における補助的・簡便な水理試験の併用による最適化を検討すべきであろう。

熱水活動の化学的影響を検討する手法は表 3.3.2.2-1 に取りまとめられている。変質鉱物の形成環境・年代に関する情報は、地史を解明し将来を予測する上で極めて重要であり、変質鉱物のゾーニングやフラクションに留意した慎重な解析が必要となる。また、それらの情報と断層活動等の構造運動との関係性を明らかにし、地質学的なイベントと熱水変質との関係を整理し、将来に同様な地質学的イベントが起こりうるか、またその際に同様な熱水変質が起こりうるかが超長期の時間枠を対象とする観点からは重要となる。超長期の時間枠における水理・化学環境への影響を検討する上で、地質構造発達史や構造地質学的検討の重要性は十分に考慮されるべきである。

古い貫入岩体と被貫入岩体との間のゆるみ領域などの特定の地質構造を利用した熱水の流出については、上述した有馬温泉（西村ほか, 2009）などで、その可能性が検討されている。このような可能性が存在する場合、まず地表に露出した火成岩体という地質学的エビデンスと、物理探査に基づく地下構造・熱構造の把握により、どの程度の確実性があるかを確認すべきである。貫入岩体の火成活動が終息している場合、貫入岩体と被貫入岩体との間のゆるみ領域等を利用した熱水の循環は一定規模に留まり、また熱水の変質活動により隙間等は閉塞されると考えられる。亀裂等の水みちとなる隙間の熱水変質による充填が、断層活動等により再開口するプロセスが存在しない場合、熱水の流出が長期間継続することは困難であり、逆に長期間熱水の流出が続いているのであれば、断層等によるき裂の再開口プロセスを検討すべきである。また、再開口するプロセスが存在しない場合、超長期の時間枠における水理・化学環境への熱水の影響は限定的なものとなり、現状の水理・化学環境への影響を把握すれば十分とも考えられる。そのような意味において、変質鉱物の形成環境・年代に関する情報や構造地質学的検討は、地史を解明し将来を予測する上で極めて重要となる。

3.4 スラブ起源流体の上昇・停滞に関する検討のまとめと課題

【実施内容】

これまでの成果により、スラブ起源流体の発生場所、形態等の違いによって水質特徴、上昇場がどのようにかわるのか、その原因と地域性についてまとめられている。その結果、スラブ起源流体の上昇域のある特定地域において、地殻深部に大型の熱水リザーバーが存在し、スラブ起源流体が滞留している場所があることが推定されている。将来にわたる熱水活動の変動予測のためにはスラブ起源流体の上昇システムに関するモデル化が必要である。平成27年度は、上昇・停滞に関する調査手法について具体的検討を行い、現在の熱水活動についての定量的評価手法（フラックス、上昇時間など）を検討し、問題点・課題を抽出する。これらの成果は、検討の時間枠拡大に伴う予測精度の議論に必要な根拠の整備あるいは技術指針に反映される。

【成果】

3.4.1 上昇・停滞に関する調査手法の検討

3.4.1.1 はじめに

地殻内の微小地震域の下（深度10km-40km）にスラブ起源熱水が滞留する場所（以下、熱水リザーバー）が存在することが、主に地震波速度構造などの研究から明らかになりつつある。また、MT法などによる観測結果も徐々に集積されつつあり、地震波の低速度域に非常に低い比抵抗をもつ流体の存在が指摘されており、高濃度の塩水ではないかと考えられている（例えば、Ogawa *et al.*, 2014）。これらの事例から、深部から地表付近へ上昇する熱水は地殻内の熱水リザーバーを経由して上昇すると思われる。したがって、処分地への熱水流体上昇の長期的な予測のためには、地下深部に熱水リザーバーがあるかどうか、また、その規模、滞留時間や範囲等を推定する調査技術が必要である。本節では、東北地方の一部を事例として、地殻内の熱水リザーバーに関する調査手法を以下に示す手順で検討する。1) 地下水に含まれるハロゲン元素（Cl-Br-I）による地下水起源解析、および、深部から上昇するスラブ起源熱水の混入比率の検討。2) スラブ起源熱水の上昇量と熱水リザーバーの規模の検討。3) 地下水系への³Heフラックスと熱水上昇の整合性の検討、熱水の上昇・滞留に関するモデルを用いた熱水リザーバーの存在の有無、規模等の検討を行う。検討のため選定した地域は、東北地方の火山地域であるが、地球物理学的データが豊富にある地域であるため、調査・解析手法の開発に最適である。本手法は、非火山地域にも多数存在する地震波の低速度層についても、深部熱水リザーバーの実態解明に用いることができると考えられる。

3.4.1.2 地球物理学的手法による観測事例

兵庫県南部地震の発生を契機に、高感度地震観測網（Hi-net）が全国に設置されたことにより、地震波トモグラフィなどの地震波を用いた地球物理学的研究が急速に進展した。これにより、これまでSibson (1990)などにより示唆されてきた地震発生と流体との関係という側面から、地殻内の熱水の分布や移動、含水率を明らかにするための研究が進められてきた。この深部起源の熱水に関する地球物理学的研究の主要なものとして、地震波トモグラフィを用いて求められた地震波速度構造、深部低周波地震に関する研究、SxS波を用いて求められたS波反射面分布、広帯域MT観測をもとにして求められる地殻の比抵抗分布などがある。本項では東北日本の事例を中心に紹介する。

東北日本における地球物理学的研究の中で最も盛んに研究が進められたものとして挙げられるのが、地震波トモグラフィを用いて求められた地震波速度構造である。Zhao *et al.* (1992)やNakajima *et al.* (2001)は、東北地方において広域の地震波トモグラフィを行い、沈み込む太平洋スラブに平行に分布する顕著な地震波低速度域をマントルウェッジに見出し、それらが火山

フロント直下のモホ面まで連続して存在していることを示した。そして、Hasegawa and Nakajima (2004)により、この太平洋スラブに平行に分布する顕著な地震波低速度域は、スラブの沈み込みに伴うマントルウェッジ内の二次対流に相当し、この上昇流は地殻内における高温流体の源であり、島弧火山活動・地震を発生するトリガーとなることが指摘されている。この熱水の起源は、スラブに含水鉱物などとして含まれている水であり、沈み込みに伴い脱水分解して吐き出され、上昇流に取り込まれることによりマントルウェッジを部分熔融させることから、この上昇流にはメルトが含まれていると述べられている (Nakajima et al., 2005)。さらに、Nakajima et al. (2013)は、東北日本背弧域の地震波速度構造で確認されていたマントルウェッジ内のフィンガー状の地震波低速度域が地震波の減衰構造では確認できないことを明らかにした。これにより、地表に現れる火山・熱水活動は、マントルウェッジの部分熔融の度合いにより決定されることを示唆するとともに、東北日本広域にわたるより詳細なメルト／熱水の分布がまとめられた (図 3.4.1.2-1)。

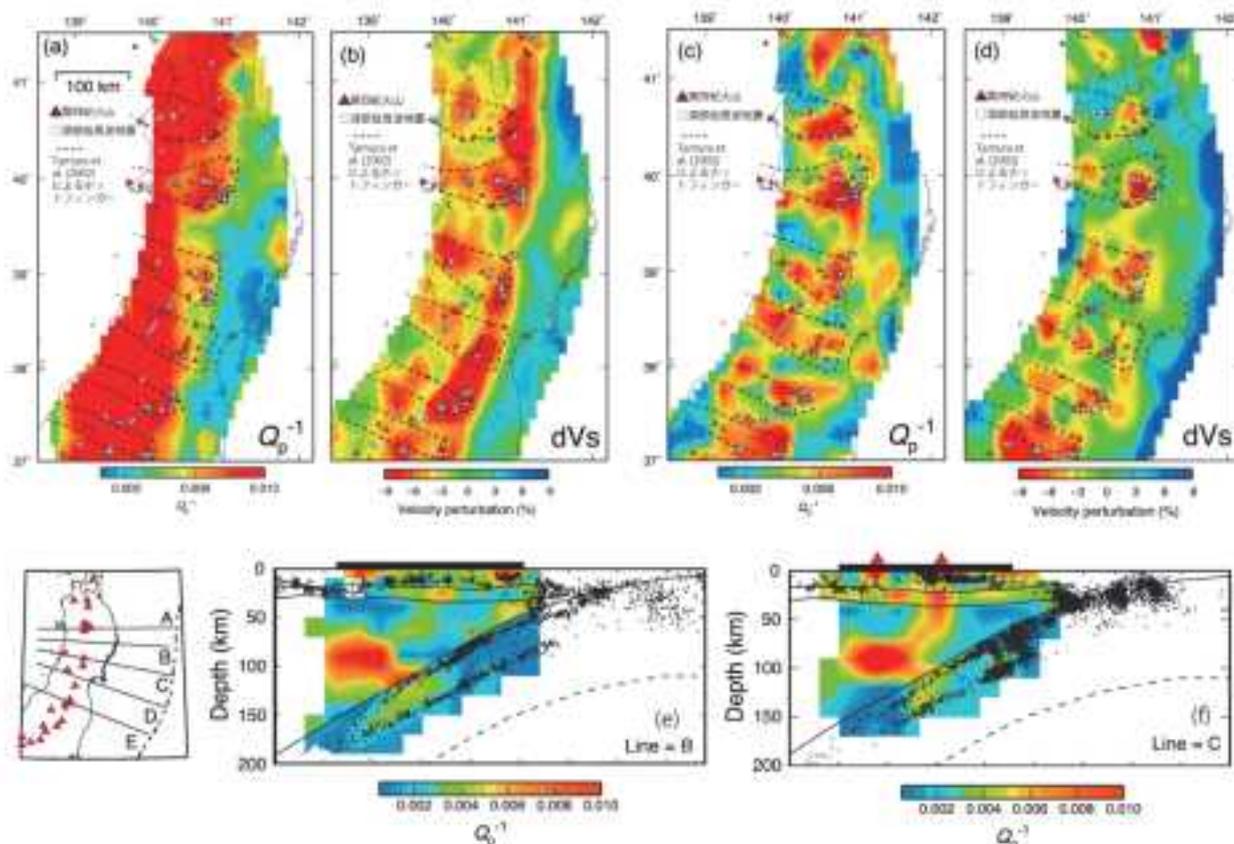


図 3.4.1.2-1 (a) マントル内の上昇流に沿った Q_p^{-1} , (b) マントル内の上昇流に沿った S 波速度偏差, (c) 下部地殻の Q_p^{-1} , (d) 下部地殻の S 波速度偏差, (e) 島弧に沿った火山域の Q_p^{-1} 断面図, (f) 島弧に沿った第四紀火山のない地域の Q_p^{-1} 断面図。Nakajima et al. (2013)に加筆。

このようにして，スラブから吐き出された熱水活動の地球物理学的観測事例として，東北日本の脊梁火山の地下 20~40km には地震の規模から想定されるよりも低周波な地震が存在するということが指摘されている（例えば，Hasegawa and Yamamoto, 1994）．またそれらの地震は，地震波の低速度域周辺に分布することから，マグマのようなメルトの活動によって発生すると考えられてきた（Hasegawa and Yamamoto, 1994）．中でも，岡田・長谷川（2000）は，当地域に発生する深部低周波地震のメカニズム解やモーメントテンソル解が非ダブルカップル成分を含むことから，低周波地震や断層運動には深部からの熱水の移動が関与していることを指摘している．加えて Hi-net の設置により，非火山地帯における深部低周波地震活動も詳細に観測されるようになり，東北日本の非火山性地域で発生している深部低周波地震活動（図 3.4.1.2-2）は，地殻下部の熱水活動に起因していることが示唆されている（高橋・宮村, 2009）．Omuralieva *et al.* (2012)により，東北地域における地震発生層の下限分布も東北脊梁山地に沿って系統的に浅いことも明らかになっている（図 3.4.1.2-3）．この地震発生層の下限の浅い地域は，背弧域の第四紀火山の集中域，深部低周波地震の発生地域，および地温勾配の高い地域とも相関があり，マグマや熱水の供給されている地域に対応するとされる．

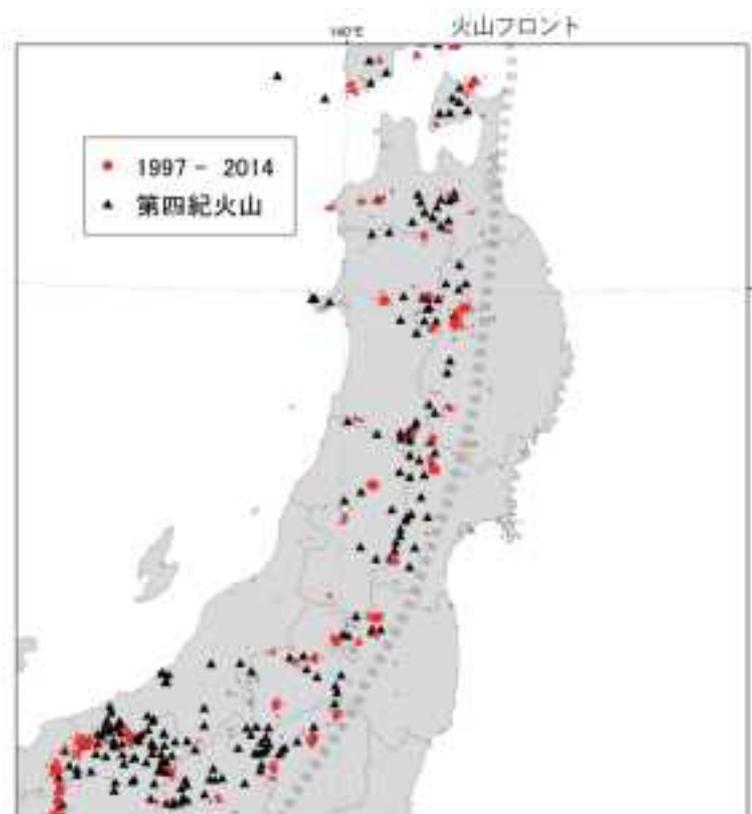


図 3.4.1.2-2 気象庁一元化震源データによる 1997 年から 2014 年の深部低周波地震の分布
▲は第四紀火山を示す（西来ほか, 2012）．

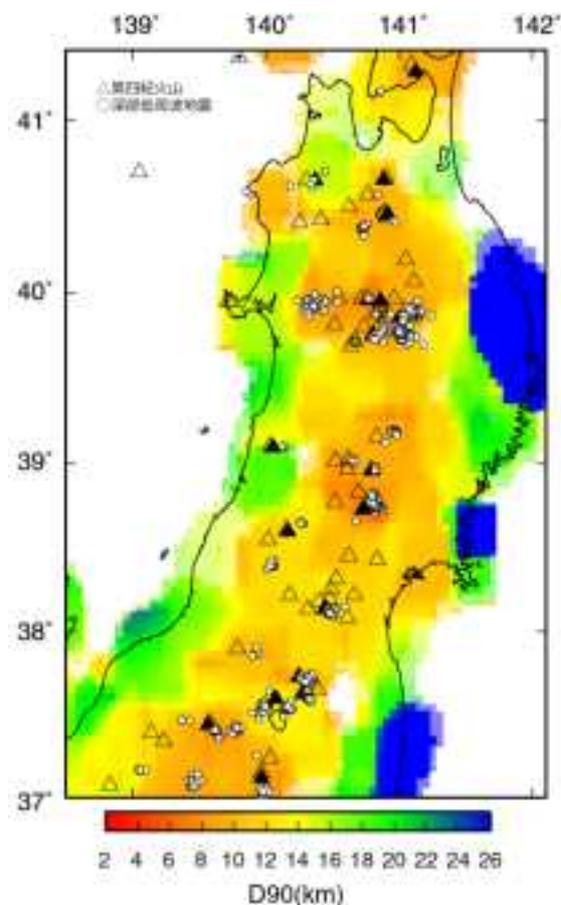


図 3.4.1.2-3 地震発生層下限(この深さ以下に 90%以上の地震が発生する深さ)の分布(D90)
Omuralieva *et al.* (2012)に加筆.

その他に地震波観測により求められた地殻内の熱水の存在を示唆する事例としては、東北の脊梁域に多数存在する S 波反射面がある。例えば、堀ほか (2004) によって推定された反射面 (図 3.4.1.2-4) は、火山近傍では地殻上部の浅部に多く分布しており、第四紀火山のない地域では、地殻の中～深部まで反射面が存在している。S 波反射面は、この地域の浅発微小地震の分布の下限および地震波の低速度域の分布の上面に分布するのが特徴である (図 3.4.1.2-4)。Umino *et al.* (2002) は、地震断層の直下に存在する S 波反射面は、より下位のモホ面付近の脱水により供給された水の薄い層であると考えた。一方、この反射面は下位に存在する熱水リザーバーの蓋の部分形成している珪化岩と考えている研究もある (例えば、寺林・山本, 2007)。いずれにしても、S 波反射面の下位に熱水流体のリザーバーの存在が推定されている。

熱水流体の存在を探るもう一つの地球物理学的手法として広帯域 MT 観測が有効である。一般的に地殻内に存在する深部起源の熱水は、湖沼や河川などの陸水に比べて塩分濃度が高いことから、広帯域 MT 観測をもとにして求められる地殻の比抵抗分布は、地殻内の熱水リザーバーの有無を見極めるのによい指標となる。大陸の下部地殻に見つかる低比抵抗の原因は、深部起源熱水のような塩水の存在、結晶粒子間の炭素膜、高伝導度な鉱物、部分熔融などが挙げられている (Jones, 1992)。東北の脊梁域では、比抵抗が非常に低い (1-10 Ω m) ため、地殻内の塩水の存在が低比抵抗の原因とされている (例えば、Ogawa *et al.*, 2001)。近年、東北日本では、Ogawa *et al.* (2014) により、東北脊梁域の鳴子火山直下の 5km より深い場所に、幅 10km 四方、深さ 25km の低比抵抗領域が観測された (図 3.4.1.2-5)。Ogawa *et al.* (2014) は、この低比抵抗領域を巨大な熱水リザーバーと考え、その間隙率を 1.5~5% (塩水の比抵抗値を 0.1 Ω m

と仮定) と見積っている. このように, MT 観測による地殻内比抵抗構造の観測結果は, 熱水リザーバーの検出に有効であると考えられるが, 現時点では事例が少ない状況である.

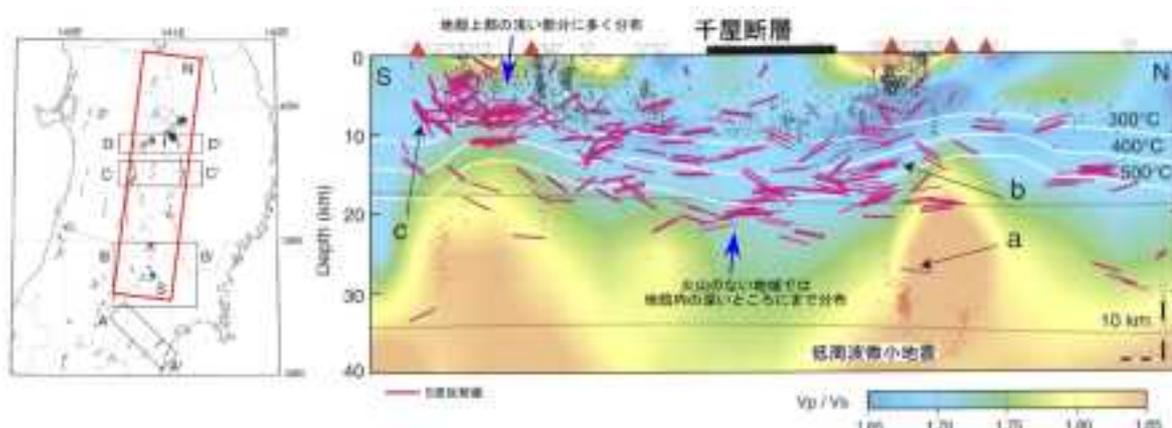


図 3.4.1.2-4 NS 線に沿った S 波反射面の断面図 (深さ方向に 2 倍に拡大).

堀ほか (2004) に加筆. 黒丸は浅発微小地震, 赤三角は第四紀火山, S 波反射面は, 下部地殻~上部マントルの高 V_p/V_s 比域の上部境界線に沿うようにほぼ水平に分布している.

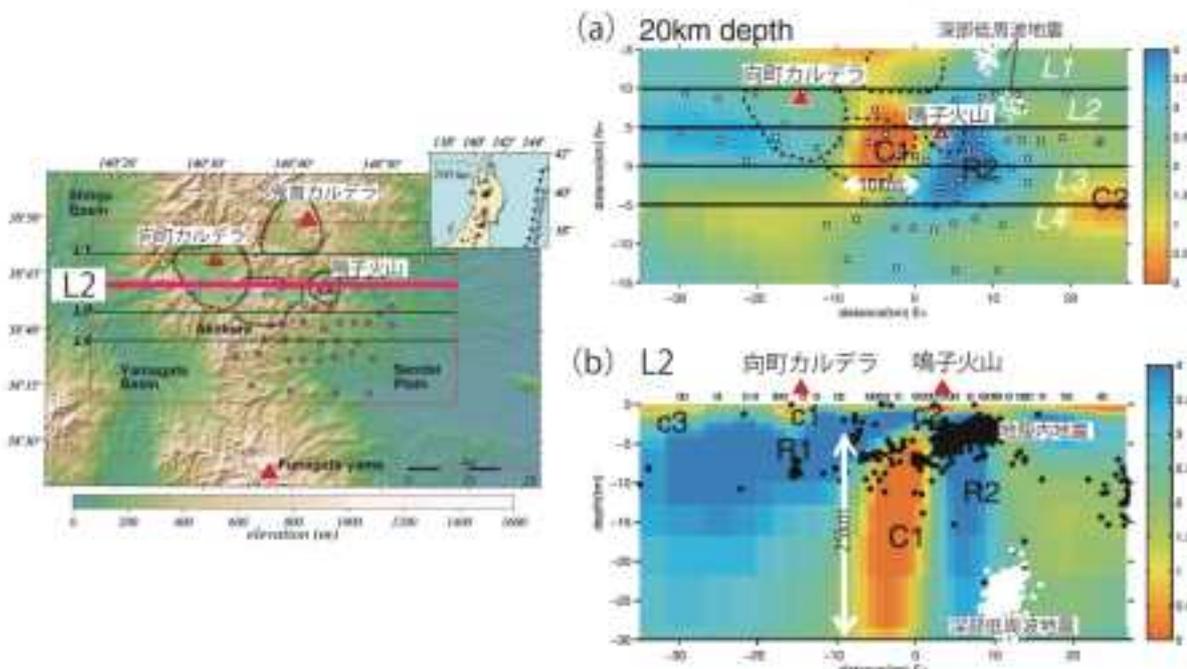


図 3.4.1.2-5 東北脊梁域 (鳴子火山域) における三次元比抵抗分布 (Ogawa *et al.* (2014)に加筆).

紫丸は, Ogawa *et al.* (2014)における広帯域 MT 観測点, 青丸, 黄丸は Mishina (2009)における広帯域 MT 観測点. (a) 深さ 20km における比抵抗分布, (b) L2 に沿った三次元比抵抗断面図. 白抜きの四角は広帯域 MT 観測点.

3.4.1.3 地下水の起源解析およびスラブ起源流体混合比率の検討

ハロゲン元素（ここでは Cl, Br, I）は、水中で陰イオンとして安定であるが、それぞれ異なる特徴を持つ。これに基づき、スラブ起源流体のうち、鉍物脱水流体と続成流体を区別すること、および深層地下水に混入する各流体の混合比率の検討をここで行う。3.1.3.3 項で述べたように、Br/Cl 比は鉍物脱水流体であると海水の値よりも低くなり、生物分解や熱分解によって堆積物中の有機物が分解すると高くなる傾向がある。一方、ヨウ素は地殻中の約 68% が海底堆積物中に含まれ、約 28% が上部地殻の堆積岩中に含まれると推定されており（Muramatsu and Wedepohl, 1998）、その挙動には堆積物・堆積岩が大きく関わっている。また、ヨウ素は生物や有機物に非常に濃縮されやすいことが特徴である（Amachi, 2008; Schlegel et al., 2006; Shimamoto et al., 2011）。Sumino et al. (2010) では、マントルや火山ガス凝集物、堆積物やその間隙水、海水の I/Cl 比、Br/Cl 比がそれぞれ異なる値を持つことを示している。ここでは、I/Cl 比と Br/Cl 比の関係を利用して、東北日本で採取された地下水起源の解明および深部から上昇するスラブ起源流体（鉍物脱水流体と続成流体）の混入比率の検討を行った。

東北日本から採取された地下水（90 試料、Cl 濃度 200mg/L 以上に限る）のヨウ素は誘導結合プラズマ質量分析計、臭素および塩素はイオンクロマトグラフィーを用いて測定した。図 3.4.1.3-1 から、大部分試料において I/Cl, Br/Cl 比は「海水」「スラブ起源流体」「有機物分解および続成作用によって放出される水（以下、有機物分解+続成流体）」の三つの端成分の混合で説明できることが分かる。本研究では、地下水の I/Cl, Br/Cl 比を用いて以下の三つの式を用いて端成分の混合比率を求めた。

$$R_s + R_o + R_c = 1$$

$$(I/Cl)_g = (I/Cl)_s R_s + (I/Cl)_o R_o + (I/Cl)_c R_c$$

$$(Br/Cl)_g = (Br/Cl)_s R_s + (Br/Cl)_o R_o + (Br/Cl)_c R_c$$

ここで、R は各成分の割合、g は地下水試料、s は鉍物脱水流体、o は海水、c は有機物分解+続成流体である。各端成分の I/Cl および Br/Cl 比は表 3.4.1.3-1 で示した値を仮定して用いた。鉍物脱水流体についてはある程度の範囲を持っているため（Sumino et al., 2010）、鉍物脱水流体 A、鉍物脱水流体 B として 2 通りの解析を行い、その平均値を使用した。また、三成分の混合解析の結果、いずれかの割合が負の値になる場合は、その値をゼロとして二成分混合比を求めた。天水の影響は、海水と天水の単純な混合を仮定して補正を行った。天水の値としては、最上川と北上川の I/Cl および Br/Cl 比の平均値を使用した（Tagami and Uchida, 2006）。補正の結果、10% 以上値が変化したのは I/Cl のみで、ヨウ素濃度が 15ppb 以下であった 3 試料のみであった。また、解析の結果、混合比が求まらなかった試料は 5 試料であった。

表 3.4.1.3-1 三成分混合解析で仮定した端成分の I/Cl および Br/Cl 比

	I/Cl	Br/Cl
	(molar, 10 ⁻⁶)	(molar, 10 ⁻³)
海水	0.8	1.53
有機物分解+続成流体	3500	5.5
鉍物脱水流体A	110	0.5
鉍物脱水流体B	30	0.5

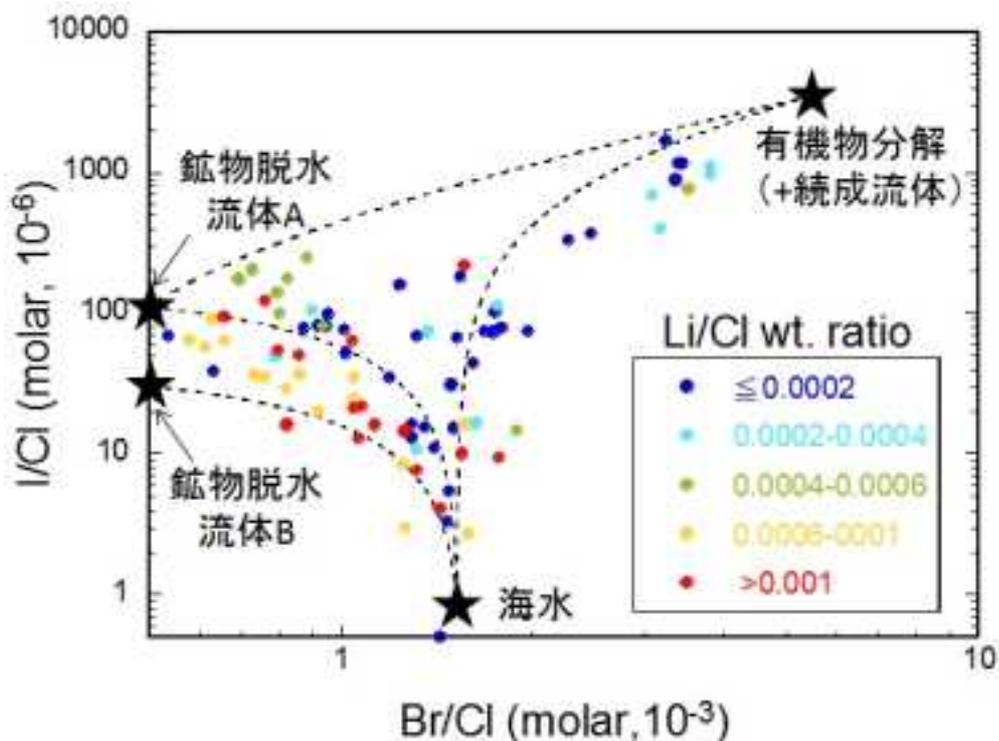


図 3.4.1.3-1 東北地方で採取した深層地下水の I/Cl および Br/Cl 比と Li/Cl 比の関係
★印は端成分，点線は各端成分の混合曲線を示す。

図 3.4.1.3-2 に三成分混合解析の結果の分布を示した。最寄りの火山からの距離が 20 km 圏内においては、鉍物脱水流体の割合が 85%以上の試料が存在し、火山活動の影響がより強いことが分かる (図 3.4.1.3-3)。しかし、火山から 20 km 圏内においても、鉍物脱水流体の割合は様々である。また前弧域において、最大で 42%の割合で鉍物脱水流体が存在しているが、その上昇経路については今後検討する必要がある。また、常磐地域において海洋プレートの堆積物から放出された続成流体起源のスラブ起源熱水の上昇が指摘されており (Togo *et al.*, 2014)、同様の熱水上昇が他地域においても存在している可能性がある点を指摘しておく。

有機物分解+続成流体成分は、新潟県・秋田県の油田・ガス田のある地域で確認され、その割合は基盤深度が 1,200 m 以深の地域で増加する (図 3.4.1.3-4)。同地域で産出される天然ガスは、浅層で微生物起源も存在しているが、深層では主に熱分解と考えられており、熱分解起源が卓越する深度 (秋田県で約 1,200 m 以深) と概ね一致している (早稲田, 2010)。有機物の分解によって熟成が進み、ヨウ素や臭素が有機物から出てくることによって、高い I/Cl および Br/Cl 比をもつ熱水が形成されていると考えられる。

前弧域および背弧域において、海岸に近いところでは海水の成分が卓越している。しかし、海岸から 50-60 km 程度離れた地域においてもほぼ海水成分の地下水が存在している。これは、盆地の堆積岩中に取り残されている古い海水だと考えられる。

本解析結果を Li, Br, Cl の割合から解析した結果 (図 3.1.2.3-3, 図 3.1.4.1-1) と比較すると、鉍物脱水流体の影響が大きい地域や有機物分解の寄与の強い地域は概ね一致する。しかし、一部の試料においては、Li-Br-Cl の関係からは鉍物脱水流体の寄与が大きいですが、本解析ではほぼ海水起源という結果になっており、整合性が得られなかった。Li とヨウ素では挙動が全く異なるため、経てきた化学プロセスを反映して違いがみられていると考えられるが、その違いについては今後の検討課題である。

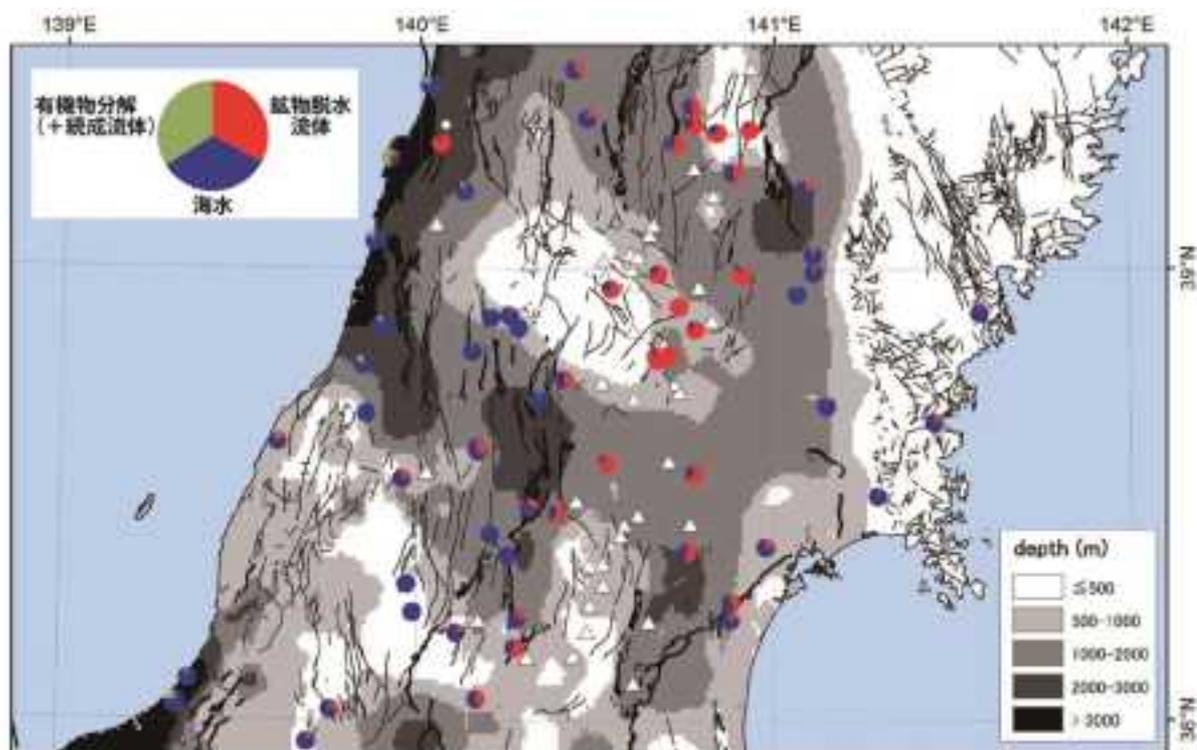


図 3.4.1.3-2 東北地方で採取した深層地下水の三成分
(鉱物脱水流体-海水-有機物分解+続成流体) 解析結果の分布図

図中に基盤深度分布(グレースケール;防災科学技術研究所), 第四紀火山(△;西来ほか, 2012), 活断層(太線), 地質断層(細線)を示した。

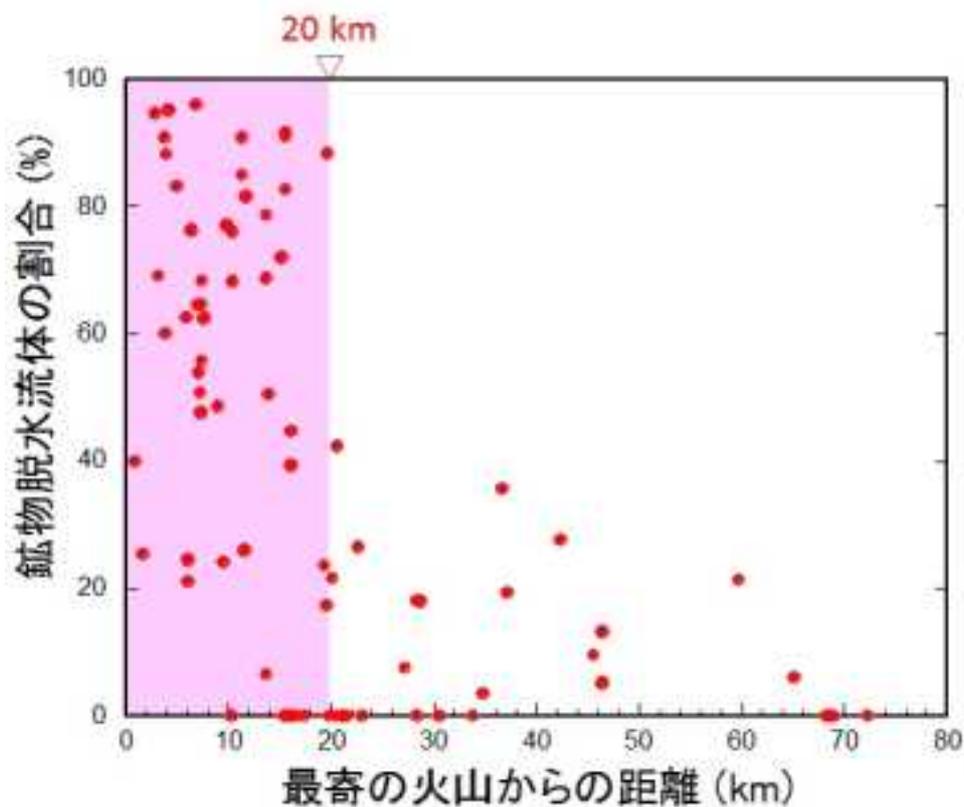


図 3.4.1.3-3 最寄りの第四紀火山からの距離と鉱物脱水流体成分の関係

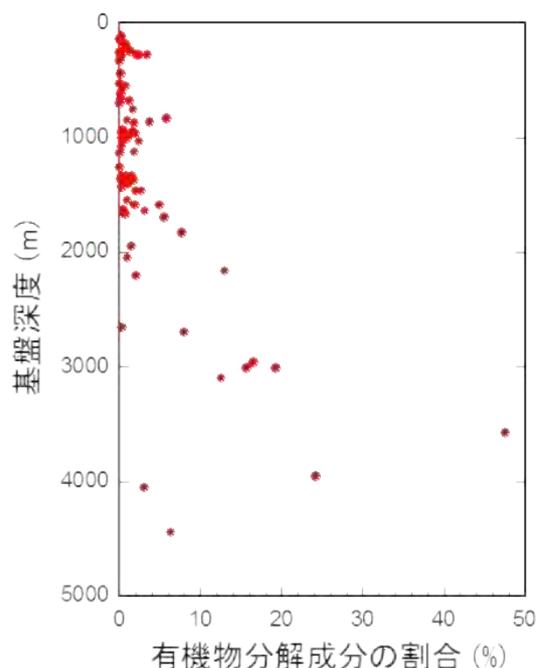


図 3.4.1.3-4 基盤深度と有機物分解（＋続成流体）成分の関係
 基盤深度分布は，防災科学技術研究所による。

3.4.1.4 熱水上昇・滞留モデルの検討（熱水リザーバーの存在・熱水の移動速度によるヘリウム同位体比の変化モデル）

ヘリウム (He) には安定な同位体として質量数が 3 (^3He) と 4 (^4He) の核種が存在する。 ^3He は地球表面における存在度が極めて小さく、その多くはマントルに存在し、 ^4He は地殻中のウラン (U) やトリウム (Th) の α 壊変により生成される。また He は化学的に不活性であり、固相－液相間の分配において液相に濃集しやすい性質をもつことから、深部起源熱水のトレーサーとしてこれまで用いられてきた。例えば産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015b) では、日本全域の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比をマッピングすることにより、深部起源熱水の上昇場を示した。その結果、東北日本南部の深部起源熱水の上昇場となっている地域（火山フロントおよびホットフィンガー域）にも関わらず、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値の非常に低い地域が存在することが明らかとなった。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比からは、この地域では見かけ上、深部熱水の上昇があまりないように見える（図 3.4.1.4-1）。この地域の地下には、3.1.4.2 項および後述するように巨大な熱水リザーバーの存在が示唆され、深部起源の熱水が他の地域に比べて長期間滞留していることが想定され、その影響によって低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を示している可能性も考えられる。

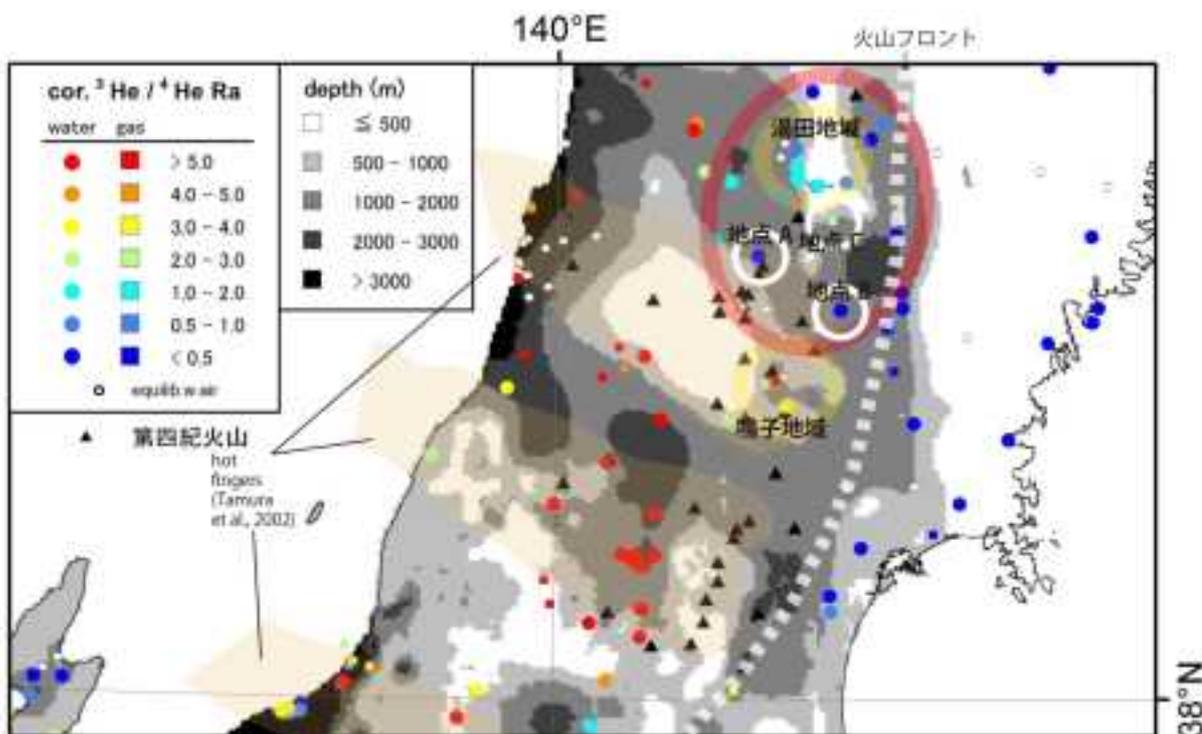


図 3.4.1.4-1 東北日本における $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の分布

図中に基盤深度分布 (グレースケール;防災科学技術研究所), 第四紀火山 (▲) を示した。

3.4.1.2 項で記載したように, 地震波の低速度域に調和する低比抵抗域が確認された地域は, 調査事例がまだ少ない. Ogawa *et al.* (2014)は MT 法結果を 3 次元解析しており, 他地域よりも信頼性が高いものと考えられる. 本項では, Ogawa *et al.* (2014)により解析された宮城県鳴子地域について熱水上昇・滞留モデルの検討を行う. Ogawa *et al.* (2014)は鳴子地域直下に幅 10 km 四方, 深さ 25 km に及ぶ塩水と考えられる低比抵抗域, つまり, 熱水リザーバーの存在を観測している. このリザーバーの間隙率は 1.5~5%と見積もられている. また, 堀ほか(2004)によるとその南北方向, つまり, 奥羽山脈を形成する火山フロント沿いに深度約 5 km 以深から地震波 (S 波) 反射面が多数存在し, 高 V_p/V_s 比が観測されており, 火山フロント上の他の地域にも熱水が満たされている空間が存在することが示唆されている.

Hacker (2008)によると東北日本弧では, 間隙水を除く鉱物水だけで 36 Tg/yr が沈みこんでいる (3.1.2.2 項参照). 3.1.4 節において示したように, 地表に上昇するスラブ起源熱水は火山フロントおよび背弧側では, すべてマグマ起源と考えられる. マグマ起源熱水として地表に上昇するフラックスは, 東北日本弧全体で 12 Tg/yr である (図 3.1.2.2-6). 熱水リザーバーへの熱水のフラックス (=リザーバーの周囲 10 km も考慮し, 島弧 30 km あたりの量とする) は, 島弧長 1,061 km (Jarrard, 2003) なので, 0.33 Tg/yr/30km, つまり, 年間あたり $3.3 \times 10^5 \text{ m}^3$ となる.

また, ハロゲン元素比 (I/Cl, Br/Cl など) により (3.1.4.3 項参照), 当該地域の火山フロント上に湧出する深層地下水は, 海水成分の寄与は少なく, マグマ起源熱水 (塩水) と天水起源地下水の混合により形成されたと考えられる. ハロゲン元素の起源の大部分がマグマ起源熱水であることは当該地域の火山フロント上の深層地下水に共通する特徴であり, 地域による有為の差は無い. 一方, 火山フロント上の深層地下水は通常, マントル起源 $\text{He}^3/\text{He}^4 = 8 \text{ Ra} : 1 \text{ Ra}$ は大気中の $^3\text{He}/^4\text{He} (= 1.4 \times 10^{-6})$ を高い比率で含む高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を示すが, 鳴子地域周辺ではやや高い値 (3.7 Ra) を示す程度で, さらに地点 A・地点 B では前弧域にも匹敵するような低

い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比 (最小で 0.18 Ra) が観測され, 地域ごとに異なる $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の特徴を有する.

活動的火山周辺においては, マグマを介して効率的にマントル起源 He が地殻浅部に供給されるため, その周辺の深層地下水に溶存する He は, 地殻内で放射壊変により生成される ^4He の付加の影響をあまり受けていない高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を示すことが多い. 一方, 火山フロント上においても, マグマが浅層まで上昇するのではなく, マグマ起源熱水として供給される場合は, 熱水だまりが形成され, そこで地殻内の He を溶解し $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が変動することが予測される (図 3.4.1.4-2). ここでは, 火山フロント地域におけるマグマ起源熱水の上昇による熱水リザーバーの存在とその直上に湧出する熱水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の変化の関係をモデル化し, 熱水リザーバーの存在・熱水上昇フラックスの影響を検討する. なお, 以降の記述では火山フロント地域の熱水を扱うため, 特段の記載がない場合は「熱水」はいずれも「マグマ起源熱水」をさす.

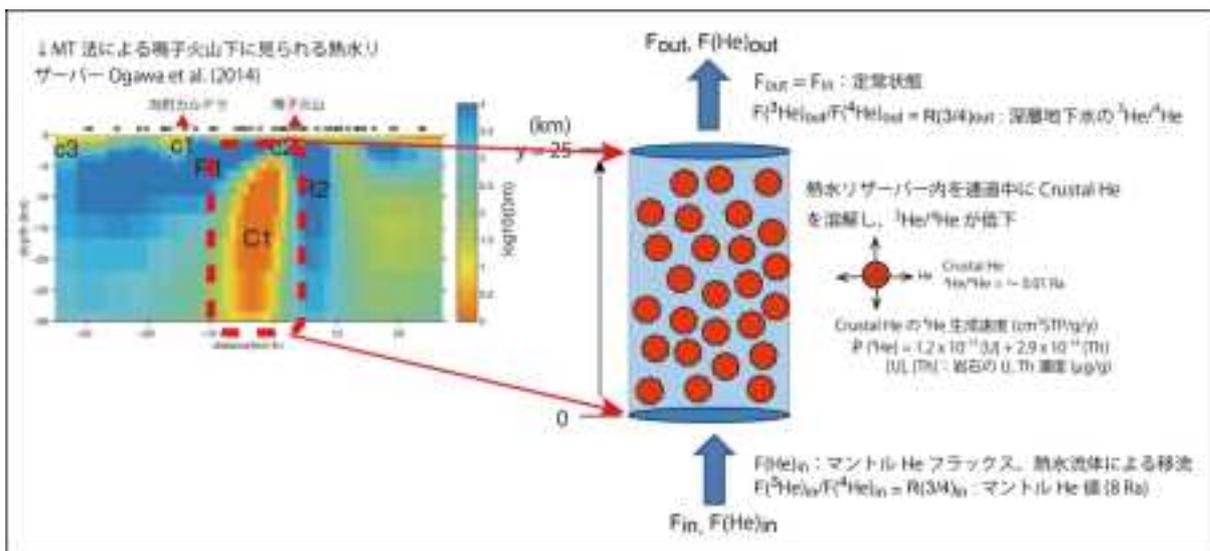


図 3.4.1.4-2 MT 法により推定されている熱水リザーバー (Ogawa et al., 2014) とその存在が引き起こす熱水滞留中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比変動の概念図.

熱水リザーバー内の熱水に溶存している He 濃度の時間変化は, 熱水の流動をピストン流, He は移流により輸送されると仮定すると以下の式で示される.

$$C(^3\text{He})_t = C(^3\text{He})_o + \int_0^t \frac{(1-\phi)}{\phi} \cdot \frac{\rho_R}{\rho_w} \cdot P(^3\text{He}) dt \quad \text{式 3.4-1}$$

$$C(^4\text{He})_t = C(^4\text{He})_o + \int_0^t \frac{(1-\phi)}{\phi} \cdot \frac{\rho_R}{\rho_w} \cdot P(^4\text{He}) dt \quad \text{式 3.4-2}$$

$C(\text{He})_o$, $C(\text{He})_t$ はリザーバー注入時および t 時間後の熱水中の He 濃度, ϕ は熱水リザーバーの間隙率, ρ_R および ρ_w は岩石および水の密度 (g/cm^3) を示す. $P(\text{He})$ は単位重量あたりの岩石中の He 生成速度 ($\text{cm}^3\text{STP}/\text{g}/\text{y}$) で, 以下の式で計算される.

$$P(^4\text{He}) = (1.2 \times 10^{-13} \cdot [U] + 2.9 \times 10^{-14} \cdot [Th]) \quad \text{式 3.4-3}$$

$$P(^3\text{He}) = P(^4\text{He}) * P\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right) \quad \text{式 3.4-4}$$

ここで, [U] および [Th] は岩石中の U, Th 濃度 ($\mu\text{g}/\text{g}$) を示す. $P(^3\text{He})$ は, 正確には岩石中の

Li, U, Th および主要元素から計算されるが, 岩石から生成される ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比 ($P({}^3\text{He}/{}^4\text{He})$), は大陸地殻においては概ね 10^{-8} 程度であるので, 式 3.4-4 により近似できる.

熱水リザーバーに鉛直上方向に注入される熱水および熱水に溶存する He の単位平面あたりのフラックスを F_{in} ($\text{g}/\text{cm}^2/\text{y}$) および $F(\text{He})_{in}$ ($\text{cm}^3\text{STP}/\text{cm}^2/\text{y}$), リザーバーより流出する水の Flux を F_{out} ($\text{g}/\text{cm}^2/\text{y}$) とすると,

$$F(\text{He})_{in} = C(\text{He})_o \cdot F_{in} \quad \text{式 3.4-5}$$

熱水リザーバーが定常状態にあるとき,

$$F_{in} = F_{out} \quad \text{式 3.4-6}$$

熱水のリザーバー内での滞留時間 (Tr) は, リザーバーの厚さ (リザーバー底面からの距離) を $h(\text{cm})$ とすると

$$\text{Tr} = \frac{\varphi \cdot h}{F_{in}} \quad \text{式 3.4-7}$$

で表される. 式 3.4-1 および式 3.4-5 より,

$$C({}^3\text{He})_t = \frac{F({}^3\text{He})_{in}}{F_{in}} + \frac{(1-\varphi)}{\varphi} \cdot \frac{\rho_R}{\rho_w} \cdot P({}^3\text{He}) \cdot t \quad \text{式 3.4-8}$$

同様に, 式 3.4-2 および式 3.4-5 より,

$$C({}^4\text{He})_t = \frac{F({}^4\text{He})_{in}}{F_{in}} + \frac{(1-\varphi)}{\varphi} \cdot \frac{\rho_R}{\rho_w} \cdot P({}^4\text{He}) \cdot t \quad \text{式 3.4-9}$$

よって, 熱水リザーバー滞留期間中の熱水の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比の時間変化は式 3.4-8 を式 3.4-9 で除することによって得られる. また, 式 3.4-7 より, リザーバー内の任意の深さ地点 (リザーバー底面より h 上面) での ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比 ($R_{3/4}$) は,

$$R_{3/4} = \frac{\frac{F({}^3\text{He})_{in}}{F_{in}} + \frac{(1-\varphi)}{\varphi} \cdot \frac{\rho_R}{\rho_w} \cdot P({}^3\text{He}) \cdot \frac{\varphi \cdot h}{F_{in}}}{\frac{F({}^4\text{He})_{in}}{F_{in}} + \frac{(1-\varphi)}{\varphi} \cdot \frac{\rho_R}{\rho_w} \cdot P({}^4\text{He}) \cdot \frac{\varphi \cdot h}{F_{in}}} = \frac{F({}^3\text{He})_{in} \cdot \rho_w + (1-\varphi) \cdot \rho_R \cdot P({}^3\text{He}) \cdot h}{F({}^4\text{He})_{in} \cdot \rho_w + (1-\varphi) \cdot \rho_R \cdot P({}^4\text{He}) \cdot h} \quad \text{式 3.4-10}$$

となり, リザーバー間隙率, リザーバー内の岩石の He 生成速度, リザーバー直下より注入される He フラックスの関数となる.

表 3.4.1.4-1 に鳴子およびその周辺地域を対象にしたときの式 3.4-10 を用いた ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比の変動計算に必要なパラメータを記す. リザーバーの間隙率は, Ogawa *et al.* (2014) より鳴子地域直下において 1.5% から 5% の範囲と見積もられている. 岩石中の U・Th 濃度は, 上部地殻を代表する花崗岩と下部地殻ではかなりの違いが見込まれる. 森川・戸崎 (2013) による北上山地・階上花崗岩体, 阿武隈花崗岩のデータでは U・Th それぞれ $1\sim 3 \mu\text{g}/\text{g}$, $2\sim 9 \mu\text{g}/\text{g}$ の幅を持つ. 下部地殻の U・Th 濃度は Rudnick and Gao (2003) によりそれぞれ, $0.05\sim 1.4 \mu\text{g}/\text{g}$ (平均値 0.2), $0.42\sim 6.6 \mu\text{g}/\text{g}$ (平均値 1.2) と見積もられている. ただし, 下部地殻は, いずれにせよ上部地殻よりも U・Th 濃度は低い. ${}^3\text{He}$ フラックスについては実測値が希少であるため不確実性が大きい. 岩手山周辺の地下水により, 岩手山の山体全域の ${}^3\text{He}$ フラックスは $1 \times 10^{-12} \text{mol}/\text{m}^2/\text{y}$ と見積もられている (Ohwada *et al.*, 2012). Torgersen (1989) の全地球規模での沈み

込み帯地域での ^3He フラックスモデル計算値は $4.7 \times 10^{-13} \text{ mol/m}^2/\text{y}$ とやや低い。ただし、岩手山の火道より上昇してきた火山ガスを多く含むと思われる浅層湧水を対象にすると ^3He フラックスは $5 \times 10^{-12} \text{ mol/m}^2/\text{y}$ 、また雲仙火山など活動的火山地域では $50 \times 10^{-12} \text{ mol/m}^2/\text{y}$ と1桁高い値が得られている (Morikawa et al., 2008)。以上のように各パラメータのばらつきは大きく一義的な計算結果は出せないが、まず、 ^3He フラックスについては Ohwada et al. (2012)の山体全域の平均値 ($1 \times 10^{-12} \text{ mol/m}^2/\text{y}$) を用いた計算を行う。

表 3.4.1.4-1 計算に用いた熱水リザーバーのパラメータ、規模・間隙率・岩体の U・Th 濃度、およびマントル ^3He フラックス値。

熱水リザーバー底面積	100	km ²	Ogawa et al. (2014)
熱水リザーバー層厚	25	km	同上
熱水リザーバー間隙率	0.015-0.15		同上
花崗岩・U濃度	1.0~3.0	ppm	森川・戸崎(2013)階上花崗岩体・阿武隈花崗岩
花崗岩・Th濃度	2.0~9.0	ppm	同上
下部地殻・U濃度	0.05~1.4	ppm	Rudnick and Gao (2003)
下部地殻・Th濃度	0.42~6.6	ppm	同上
下部地殻・U濃度(平均値)	0.2	ppm	同上
下部地殻・Th濃度(平均値)	1.2	ppm	同上
mantle ^3He フラックス	1×10^{-12}	mol/m ² /y	Ohwada et al. (2012): 岩手山周辺平均値
mantle ^3He フラックス	0.47×10^{-12}	mol/m ² /y	Torgersen (1989): 沈み込み帯平均値

図 3.4.1.4-3 は、上記のパラメータおよび式 3.4-10 を用いて計算したリザーバー底面からの距離と $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の関係 (いいかえれば熱水の上昇に伴う $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の変化) を示したものである。パラメータの違いによりそれぞれ異なる曲線が得られるが、間隙率による違いはあまりなく、岩石中の U・Th 濃度に大きく依存することがわかる。鳴子地域およびその北方の低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比地域の深層地下水のデータをプロットすると、鳴子地域の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比 (3.7 Ra) は下部地殻の平均値から最も U・Th 濃度の低いデータを使った場合に熱水リザーバー上面が取る値と類似している。熱水リザーバーが花崗岩のような U・Th 濃度の高い岩石が主たる場合は、モデル計算値は有意に低い値となる。鳴子地域の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を説明するには、より高い値のマントル ^3He フラックス値が必要とされるかもしれない。一方、湯田地域の深層地下水では、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は 0.8~1.4 Ra と大気の数 (1 Ra) に近く、また、地点 A・地点 B 地域の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は前弧域のように大気の数 10 分の 1 程度である。下部地殻 U・Th 平均値 (Rudnick and Gao, 2003) を使った計算値では湯田地域周辺の深層地下水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は説明できないが、花崗岩の数値を使った場合は説明可能である。鳴子地域の MT 法の結果 (Ogawa et al., 2014) を例に取ると、熱水リザーバーは地下 5km ぐらいから出現し、30km 深度まで続いている。熱水リザーバーの深度範囲を考えると、上部地殻・下部地殻にまたがると思われるため、湯田地域の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比はこの熱水滞留モデルで説明可能と思われる。一方、地点 A・地点 B の低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比はリザーバー全体を花崗岩とし、かつ最も高い U・Th 濃度を使った計算値よりもはるかに低い。熱水リザーバーの下部は下部地殻で構成されていると思われるため、表 3.4.1.4-1 の花崗岩のデータを使って計算した曲線はこのモデルで取り得る $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の下限値であるといえる。従って、それよりも低い値を示す地点 A・地点 B のデータは別の要因を考えなければならない。理由として、(1) マントル ^3He フラックスが少ない、(2) 熱水の滞留時間が他よりも長い、の 2 つの可能性が考えられる。以下にこの 2 つの可能性について検討する。

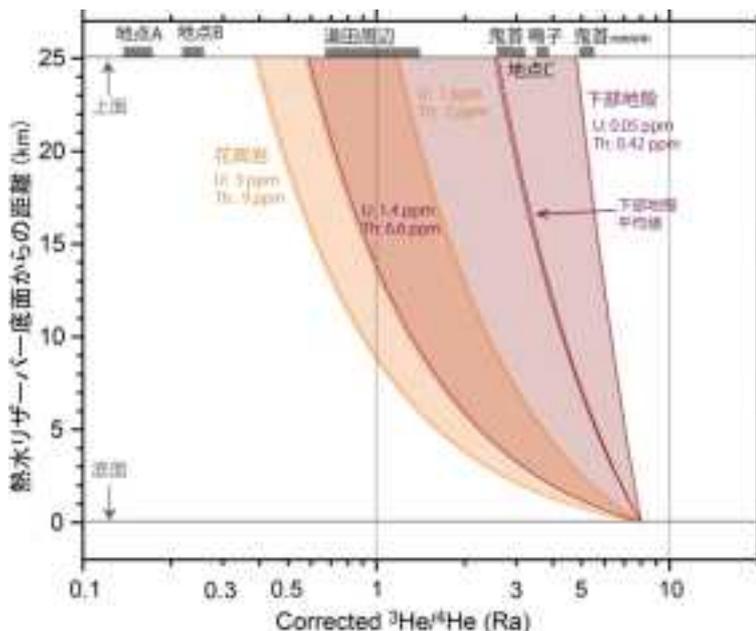


図 3.4.1.4-3 リザーバー底面からの距離と $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の関係.

リザーバー厚として想定している 25km 地点が熱水リザーバーから流出する際の熱水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比モデル計算値となる.

図 3.4.1.4-4 は熱水リザーバー最上面の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と熱水リザーバー底面に注入されるマン
トル ^3He フラックス値の関係を示したものである. 図 3.4.1.4-4 において, どのモデル計算結
果においても鳴子地域の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が高かったのも, ^3He フラックス値の違いで説明できる.
一方, 地点 A の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の低さを説明するには, 下部地殻の U・Th 平均濃度を使った計算
値では, フラックス値が 4×10^{-14} 程度である必要があり, これは, 岩手山山体からのマン
トル ^3He フラックスの約 1/25 の値である. 花崗岩の高い U・Th 濃度を使った計算値でも Torgersen
(1989)の見積もったマン
トル ^3He フラックス値よりもさらに低くないと, 地点 A の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比
は説明できない. つまり, 地点 A では, 熱水リザーバーの存在による $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の低下という
よりも熱水リザーバーに注入される下部地殻深度でのマン
トル起源の ^3He フラックスが少ない
必要があることが可能性として考えられる.

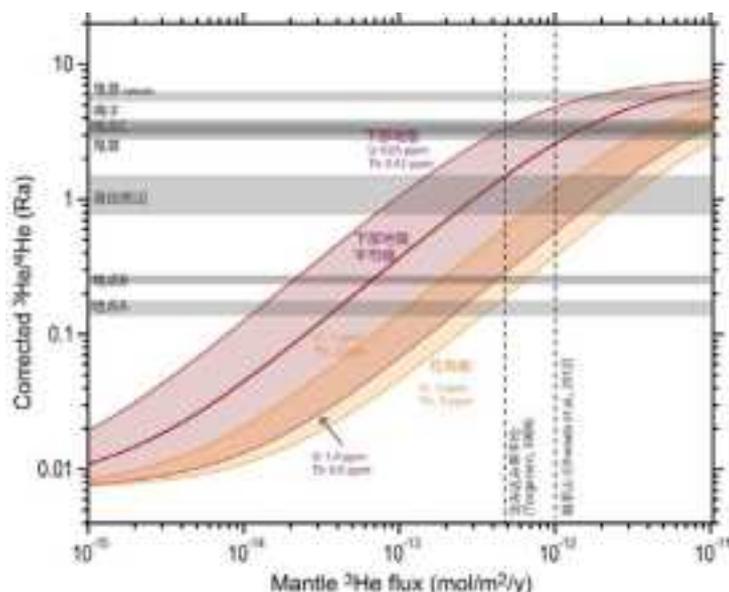


図 3.4.1.4-4 熱水リザーバー最上面の³He/⁴He比と熱水リザーバー底面に注入されるマントル³Heフラックス値の関係

地点 A・地点 B の低³He/⁴He比を説明するには岩手火山周辺のマントルフラックス平均値や沈み込み帯の平均値よりもさらに少ないマントル³Heフラックスが要求される。

一方、熱水リザーバーへのマントル³Heフラックスが同じであっても、リザーバー内の滞留時間が長くなるとともに³He/⁴He比は下がる。図 3.4.1.4-5 はマントル³Heフラックスを一定とし、熱水の滞留時間と³He/⁴He比の関係を見たものである。間隙率を 1.5%・5%とした場合のいずれも Jarrard (2003)による東北日本弧下におけるスラブ脱水量を適用して得られる熱水の滞留時間では、地点 A・地点 B の³He/⁴He比の低下は説明できず、数倍の滞留時間を必要とする。塩水中の³⁶Cl/Clは滞留時間とともに放射平衡値に近づく。熱水の³⁶Cl/Clは $1\sim 2 \times 10^{-15}$ と非常に低く、放射平衡値は 10^{-14} 前後であるので放射平衡に達するまで時間とともに³⁶Cl/Clが上昇する。湯田地域の³⁶Cl/Clは熱水リザーバーモデルから考えられる滞留時間と、大きな変動幅があるものの矛盾するものではない(図 3.4.1.4-6)。しかし、湯田地域に比べて地点 B の³⁶Cl/Clは低く、塩水の滞留時間は短いことになり、図 3.4.1.4-5 の結果とは矛盾する。地点 A は Cl 濃度が低く、³⁶Cl/Cl 値は得られていない。

東北日本火山フロントにおける非火山地域直下では S 波の反射面はより深部に分布する結果が得られている(堀ほか, 2004)。S 波反射面は低速度域の上面と一致し、非火山地域直下では 5 km 以深となっている。これを地殻内流体のリザーバーの上面とすると、熱水がリザーバー内を通過する間の³He/⁴He比の変化に加えて、その後の上昇の有無・表層付近での³He/⁴He比の低い古い天水起源地下水との混合過程において³He/⁴He比が低下した可能性も考えられる。地点 A では Cl 濃度が非常に低く、熱水の混入は多くない。He 濃度も低いため、天水起源地下水の流動中に溶解した低³He/⁴He比の影響によるものであることは大いに考えられる。一方、地点 B の Cl はその 9 割近くが鉱物脱水流体由来の熱水によるもので、同じく湯田地域の熱水の比率も大きく(図 3.4.1.3-2)、濃度にしていずれも数 100 mg/L 程度含む。³He 濃度はばらつきがあるものの、同様の Cl 濃度を持つ湯田地域とさほど変わらないか若干低い程度である(図 3.4.1.4-7a)。地点 B の低³He/⁴He比が地点 A のように、より浅層において低³He/⁴He比成分を加えたのが原因であるなら、他に比べて⁴He濃度が高くなるはずであるが、図 3.4.1.4-7b では明瞭ではない。地点 B の熱水リザーバーの有無、熱水の上昇過程などは今後の課題であろう。

以上のモデル計算結果から下部地殻にもおよぶ熱水リザーバーが存在する地域において、そ

の存在による深層地下水の化学・同位体組成への影響を、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比について検討した。火山フロント上にあるにもかかわらずマントル He に比べると有意に低い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を示した鳴子地域については、熱水リザーバー内での熱水の滞留による影響で説明できる。また、湯田地域周辺も熱水リザーバー滞留中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の低下で説明できるが、鳴子地域と比べるとそれに加えて熱水自体のフラックスあるいはマントル ^3He フラックスの少なさが示唆される。一方、地点 A・地点 B はいずれのパラメータを使っても説明不可能であった。地点 A は CI 濃度が非常に低く、熱水の寄与がそもそも低いためであろう。地点 B の $^3\text{He}/^4\text{He}$ の低さについては、本考察のみでは不十分である。リザーバーの有無、より正確な熱水リザーバーの規模（深さ、間隙率など）、岩石の化学組成、熱水の上昇経路とその深層地下水への混入経路などが、より詳細な議論のために必要であると思われる。また、本項では火山フロント上に存在する熱水リザーバーを対象に解析したが、前弧域に熱水リザーバーが存在する場合は、上昇するスラブ起源熱水は続成流体が主になるとと思われる。この場合、リザーバーに注入される熱水は必ずしもマントル He を伴うとは限らないため、前弧域に応じたパラメータの選択が必要となる。

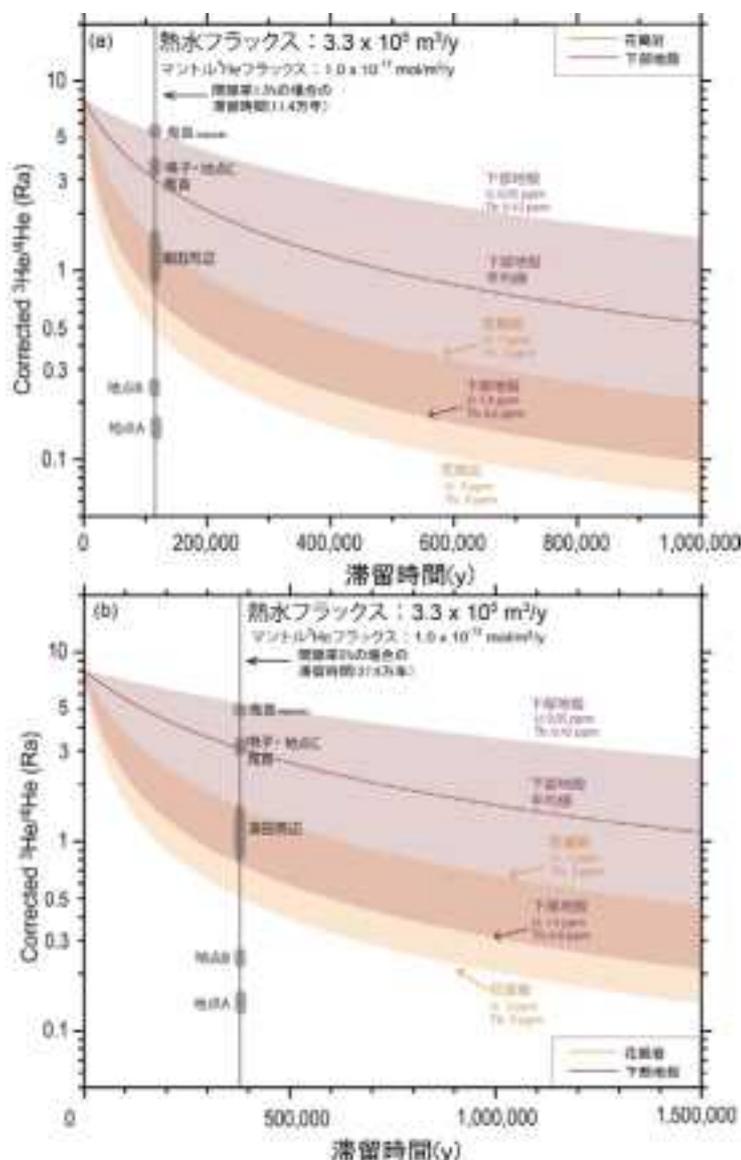


図 3.4.1.4-5 熱水の滞留時間の変化による $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の変動

(a) 間隙率を 1.5%とした場合の変動曲線。(b) 間隙率を 5%としたときの変動曲線。リザーバーの堆積・間隙率を一定としているため、滞留時間は熱水のフラックスに反比例する。つまり、地点 A・B で必要とされる長い滞留時間は、熱水フラックスが少ない可能性が示唆される。

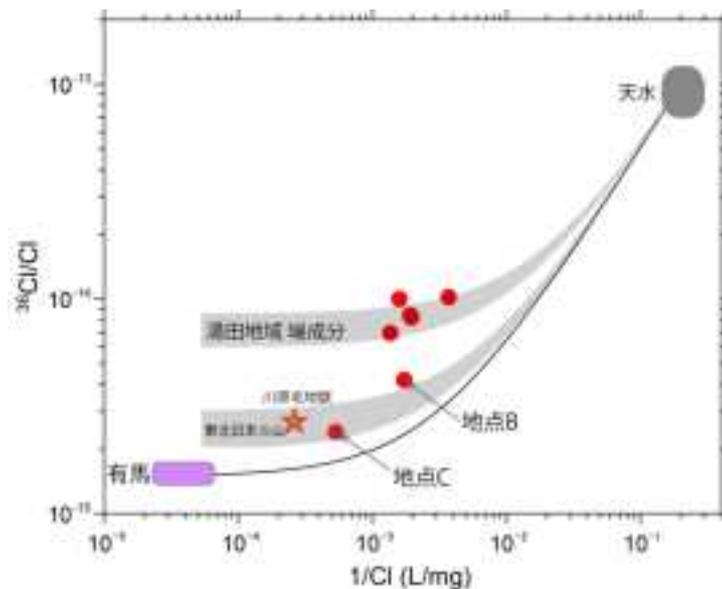


図 3.4.1.4-6 東北日本火山フロント域の深層地下水中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と Cl 濃度の関係。
湯田地域の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は有馬型熱水，東北日本火山周辺に見られるマグマ起源熱水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ に比べて明らかに高く，熱水の滞留時間が長いことが示唆される。これに対して，地点Bの $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は明らかに低い。

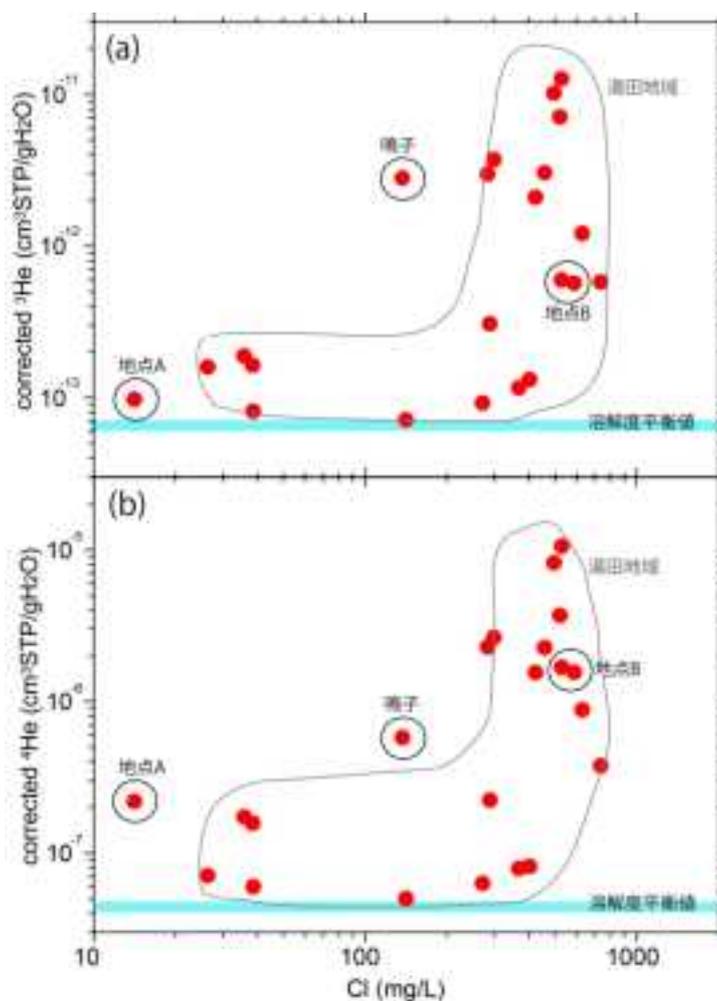


図 3.4.1.4-7 東北日本弧火山フロント上において熱水リザーバーの存在が示唆される地域の深層地下水中の Cl 濃度と ^3He 濃度(a)， ^4He 濃度(b)の関係。

He 濃度は，脱ガスの影響を補正した値を使用している。

3.4.2 問題点・課題の抽出

熱水リザーバーの存在に関する事例として東北地方南部を検討したが、他の地域については、今のところ主に MT 法等による電磁探査による地球物理学的観測データが乏しいのが現状である。地殻内部の地震波の低速度域は非火山地域においても、多数存在していることが明らかになっているため、これらが熱水リザーバーとして機能している可能性がある。熱水リザーバーの存在は、スラブ起源熱水の上昇の時間スケールが 10 万年オーダーである可能性があり、熱水上昇活動の長期予測に不可欠であるため、多くの事例研究の蓄積が重要である。今後は、事例を増やしつつ、熱水リザーバーの規模と $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の低下およびスラブ起源熱水の混入量との関係をより詳細に解析する必要がある。

【まとめと今後の課題】

3章では、第四紀火山の周囲 15km を除く深部流体・熱水活動を対象に、過年度に整備した深層地下水データベースの情報等を用いた深部流体の水質・同位体組成および上昇流出域の類型化、類型化したうちの特定の流出域における熱水変質作用の程度とその範囲の整理を行い、処分場閉鎖後超長期間における深部流体・熱水活動による水理・化学環境への影響に関する定量的評価手法およびそれに関わる調査技術の構築に向けた課題を抽出した。以下に、結果をまとめ、今後の課題について記載する。

まとめ

1) スラブ起源熱水の化学組成・上昇流出域の類型化

- ・一部のデータ密度の低い地域（九州北部，中国地方，近畿地方，中部地方等の 224 地点）において，新たに深層地下水の採取・分析を行い，過年度に整備したデータベースに統合し整理した。
- ・スラブ起源流体は，その成因により分類可能であり，沈み込むスラブ内の A) 圧密による間隙水（海水組成）の搾り出し，B) 続成作用による粘土鉱物等の含水鉱物の形成・脱水（続成流体の放出），C) 蛇紋石等の含水鉱物の脱水（有馬型，マグマ起源熱水のもとになる熱水放出），および，D) 雲母等の含水鉱物としてマントル（>100km）に運搬されるもの等に分類した。
- ・A)の間隙水はスラブ上面の間隙に含まれる塩水であり，スラブ深度 20km までに，多くが放出され，日本列島においては主に前弧側海域に上昇する。
- ・B)の続成流体は，粘土鉱物の分解などにより 200°C 以下で生成される熱水（しばしば CH₄ を伴う海水組成に近い熱水），日本列島の前弧側沿岸域（いわき周辺，宮崎平野，四国南部など）に存在が認められ，放出されるスラブ深度は，東北日本弧では 40-50km，西南日本弧では 20km である。ただし，西南日本弧の付加体においては，プレート上の堆積物の間隙水に由来する塩水を起源とする熱水が高圧変成作用時に存在している。
- ・C)の鉱物脱水流体は 350-450°C および 500-700°C で放出される比較的強く結合した OH 基の脱水がもとになる熱水で，西南日本弧ではスラブ深度 50-60km で脱水した水が前弧側に有馬型熱水（高 CO₂ 濃度の塩水）として上昇する。CO₂ 濃度は水文学的観測値としては最高 1.1 M であり，深部熱水により生成した流体包有物では最高 4.4 M に達する。また，東北日本弧においては，同様の熱水が 80-130km の深度で生成されるが，直接熱水流体として上昇せず，マントル内でマグマを生成する。
- ・100 万年間では，東北日本弧では，前弧側の上昇水で 2,600 km³/my/100km，マグマ水で 1,100 km³/my/100km となり，西南日本弧では，前弧側上昇水で 1,100 km³/my/100km，マグマ水+有馬型熱水で 500 km³/my/100km となる。
- ・スラブ起源熱水検出の指標として，Li-Cl-Br を用いた新手法を提案した。本手法によれば，海水とスラブ起源熱水の混合系等で問題のあった Li/Cl 指標よりもさらに感度よく検出ができる。
- ・Li-Cl-Br 法によるスラブ起源熱水の全国図を新たに示した。これにより，スラブ起源熱水がこれまで考えられていたよりも広範囲に存在することが明らかとなった。
- ・スラブ起源熱水の成因区分とその発生深度（場所）に基づいて，日本列島におけるそれぞれのスラブ起源熱水の上昇域を示した。西南日本弧でのみ前弧側に有馬型熱水上昇域があり，外帯側（中央構造線の南側）では，有馬型熱水上昇域は続成流体・間隙水の上昇域と重なり，重なった領域（四国—紀伊半島—東海）では，様々な組成の深層地下水を形成する。東北日本弧では，前弧側に続成流体・間隙水の上昇域が存在するが，有馬型熱水は上昇しない。

2) 特定の流出域における熱水変質作用と範囲

- ・スラブ起源熱水の典型的上昇域と考えられる有馬—高槻構造線および中央構造線に関連する流出域（兵庫県西宮：蓬莱峡，白水峡，および大阪府河内長野：石川周辺）において，現地調査および分析等を行い，熱水変質の分布，範囲，程度に関する検討を行った。
- ・熱水変質等により生成された鉱物種は，花崗岩生成に関連する非常に古い熱水活動によるものから，断層系を上昇する熱水によるもの，風化変質に関連するものなど多岐にわたるため，分析結果をもとにスラブ起源熱水による変質作用に関連する鉱物（褐鉄鉱，方解石，緑泥石，スメクタイト）を抽出した。
- ・白水峡では，六甲断層近傍の破碎された花崗岩の中に熱水性の褐鉄鉱脈が緑泥石と接しており，六甲花崗岩礫を取り囲むように方解石が褐鉄鉱と共生している．この熱水変質は，カタクレーサイトゾーン内で生じているが，広域に広がらず，脈の中心部から数m離れると痕跡がなくなる．本地域における熱水変質は，熱水の水みち（脈）のごく近傍のみにみられ，非常に局所的に生じていると結論できる．
- ・六甲花崗岩の石英に含まれる2次包有物の均質化温度から200-300°Cの熱水活動があったことを示唆する．スラブ起源熱水に関連し生成したと考えられる緑泥石も同様の生成温度と考えられることから，この脈は当初200-300°Cで生成されたと考えられる．脈に含まれる方解石には微小(<2μm)な流体包有物が含まれるが，極微小のため分析できなかった．褐鉄鉱は酸化的環境で生成し，緑泥石は還元環境で生成するため，同時に生成しない．地下深部で緑泥石形成後，六甲花崗岩体の隆起に伴う削剥の後，極めて地表に近い地下もしくは地表で褐鉄鉱が形成したと考えられる．
- ・蓬莱峡においては，現在も，スラブ起源塩水（希釈されている）が河床に湧出している．近傍には方解石を含む褐鉄鉱層があり，スラブ起源の塩水の湧出により形成されたと考えられる．また，白水峡では，花崗岩とその上部の大阪層群上部亜層群（中期更新世）との不整合面（壁面）の少なくとも2カ所において，褐鉄鉱層が最大幅約10mおよび厚さ約1mの規模にて観察される．少なくとも数10万年にわたり，断続的にこの地域にスラブ起源の塩水が上昇していたことを示す．

3) 水理・化学環境への影響の定量的評価手法

- ・熱水変質および断層帯地域における熱水変質鉱物の生成に伴う透水性等の水理パラメータの変化を捉えるために，各種調査手法による原位置（長谷川式簡易透水試験器とポロスコープ試験器）および室内試験（パーマトル試験機と透水試験機）を実施した．
- ・ポロスコープ試験器と簡便性には難があるがパーマトル試験機によるデータ取得が熱水変質および断層帯地域における透水性の水理パラメータの変化を捉えるには有効であると考えられる．
- ・六甲断層近傍の岩盤（蓬莱峡広場_六甲側）と六甲断層から離れた岩盤（座頭谷_上流域）の透気性・透水性を比較した場合，同断層より離れるに従い透気性・透水性は低くなることが明らかとなった．
- ・化学環境への影響評価手法として，露頭観察，粘土鉱物分析，流体包有物分析，炭酸塩鉱物分析等を組み合わせ実施することにより，熱水変質活動の継続時間，熱水の組成，温度圧力条件などについての定量的把握と場の復元に向けた検討が可能である．
- ・六甲断層近傍では断続的かつ局所的な熱水活動の影響を受け，粘土鉱物や褐鉄鉱が晶出したため岩盤内に透気性・透水性のばらつきが生じ，削剥の激しい箇所とそうでない箇所が混在し，バッドランドと呼ばれる鋸歯状の峡谷地形が形成されたと考えられる．

4) スラブ起源流体の上昇・停滞に関する検討

- ・地震波速度構造，深部低周波地震，S波反射面分布，地殻の比抵抗分布等の調査研究の進展に伴い，地殻内部に地震波が低速度かつ低比抵抗の領域が不均質に存在していることが明らかになりつつある．その特徴は，高塩濃度の熱水による可能性が指摘されており，地殻内部に大型の熱水リザーバーが存在している可能性が指摘されている．
- ・地殻内の熱水リザーバーに関する検討として，地球物理学的データの豊富な東北地方南部を事例として，①地下水に含まれるハロゲン元素（Cl-Br-I）による地下水起源解析（新手法）による深部から上昇するスラブ起源熱水の混入比率の検討，②スラブ起源熱水の上昇量と熱水リザーバーの規模の検討，③地下水系への³Heフラックスと熱水上昇の整合性の検討，および，熱水の上昇・滞留に関するモデルを用いた熱水リザーバーの存在の有無，規模等の検討を行った．
- ・①の検討の結果，I/Cl, Br/Cl比は「海水」「スラブ起源熱水」「有機物分解および続成作用によって放出される水（有機物分解+続成流体）」の三つの端成分の混合で説明できることがわかった．この混合関係を解析し，各地下水のスラブ起源熱水の混合比を求めた．
- ・②の検討の結果，鳴子地域にある熱水リザーバーについて，スラブ起源熱水の上昇量は年間あたり $3.3 \times 10^5 \text{ m}^3$ ，また，熱水リザーバーの規模は， 2500 km^3 に達すると考えられる．
- ・③の検討の結果，鳴子地域は，火山フロント上にあるにもかかわらずマントル³Heに比べると有意に低い³He/⁴He比を示すが，熱水リザーバーの存在によりスラブ起源熱水の地殻内滞留時間が長いことにより，リザーバー内で地殻起源⁴Heの付加が生じていることで説明できる．また，鳴子地域の北にある湯田地域周辺も熱水リザーバー滞留中の³He/⁴He比の低下で説明できるが，鳴子地域と比べるとそれに加えて熱水フラックスあるいはマントル³Heフラックスの低さが示唆される．
- ・以上より，地殻内部（5kmより深部）に熱水リザーバーが存在している地域があり，それが非常に大規模であることが，ハロゲン元素による起源解析およびHe同位体の解析により確認された．

今後の課題

1) スラブ起源熱水の化学組成・上昇流出域の類型化

- ・島弧における水循環モデルは，概ね観測値と整合性があり，現在のところ信頼できるモデルであると考えられる．これにより，沈み込むスラブから定常的に地殻に供給される熱水量を求めることができた．今後は，地殻内における熱水上昇プロセスについてより詳細な検討が望まれる．超長期にわたる熱水活動予測のためには，3.4章に示した熱水リザーバーの存在も重要な点であるが，地表付近へどのようなプロセスを経て上昇するのか，定常的なのか間欠的なのか，上昇量の変動幅等について，検討が必要である．
- ・スラブ起源熱水の指標として，今回用いたLi-Cl-Brの利用は，Li/Cl指標のみ用いた場合よりも数倍高い感度で深部から上昇し地下水系に混入したスラブ起源熱水を検出できる．しかし，比較的高温環境で続成作用をうけた海水起源の塩水（油田に見られる鹹水等）が存在する地域においては，Li-Cl-Br指標でも検出が難しい．そのため，今回提示したスラブ起源熱水のマップは，現在検出可能なスラブ起源熱水のマップという位置付けである．また，間隙水，鉱物脱水流体，マグマ起源流体といったスラブ起源熱水の分類についての指標とすることは難しいのが現状である．
- ・今回の結果は，全国の深層地下水データベースの化学・同位体組成分析値を用いて一般化可能な指標を用いて解析した結果である．今後，ある特定の場所において，地下水とスラブ起源熱水の混合や反応等について，より詳細に明らかにするには，多くの周辺地下水データが

必要になることに留意する必要がある。

- ・深層地下水の湧出に関しては、活断層だけでなく、地質断層も水みちとなっていることがわかっているため、将来にわたる熱水上昇の活動域の評価という面においては、水みちとしての地質断層の役割についても留意が必要であると考えられる。地殻内では、スラブ起源熱水がかなり大きな広がりを持ち存在していると考えられるが、そこから地表への上昇経路は、断層等の地質構造に大きく規制されている。したがって、将来にわたる上昇場所の特定あるいは今後上昇する可能性のある場所の予測は、地質構造、地下地質構造および地殻内部の熱水の存在状態を地球化学的手法(本章に記載した手法等)および地球物理学的観測等により、さらに詳細にデータを得る必要がある。

2) 特定の流出域における熱水変質作用と範囲

- ・本調査地域では、熱水変質作用による影響は熱水上昇の脈が数 m 幅に限られるため、影響は考慮する必要はない。今後は、事例を増やし確認する必要がある。
- ・地表への流出域では影響がなかったが、深層域においては、未確認である。花崗岩の深層風化現象等のように熱水活動により広域変質が生じている地域も存在するため、深層域の変質作用の程度・範囲について、今後調査を行い解明することが望ましい。

3) 水理・化学環境への影響の定量的評価手法

- ・炭酸塩鉱物からの熱水温度推定：炭酸塩鉱物含有量と炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) の測定を行ったが、その当時の熱水の温度を推定するには至らなかった。今後、有馬温泉や当該地域の湧出塩水との関係を確認しつつ、データを拡充しながら考察を行う必要がある。
- ・流体包有物からの熱水温度・圧力推定：詳細は 3.2 章に記述済みであるが、ここでは、緑泥石中の流体包有物の検出を開始すべきであると考えられる。緑泥石の晶出は方解石と褐鉄鉱の形成前の段階であることから、緑泥石の晶出させた熱水の温度と圧力等を推定することは深部起源の熱水の時間的変遷を考察上で必要である。
- ・圧力推定法の検討：熱水活動時の圧力を推定する他の手法が当該地域に適用可能かどうか検討し、深部起源の熱水の時間的変遷の考察に反映させる。
- ・地質学的エビデンスの蓄積：面的なマッピングと詳細調査、採取した試料の測定・分析等のデータ拡充によって、局所的に確認された緑泥石等の変質鉱物の範囲を確認し、熱水変質活動についての定量的把握と場の復元に向けた慎重な検討が可能となる。

4) スラブ起源流体の上昇・停滞に関する検討

- ・熱水リザーバーの存在に関する事例として東北地方南部を検討したが、他の地域については、今のところ主に MT 法等による電磁探査による地球物理学的観測データが乏しいのが現状である。地殻内部の地震波の低速度域は非火山地域においても、多数存在していることが明らかになっているため、これらが熱水リザーバーとして機能している可能性がある。今後は、事例を増やしつつ、熱水リザーバーの規模と $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の低下およびスラブ起源熱水の混入量との関係をより詳細に解析する必要性がある。また、前弧側の地殻内にも、地震波低速度域があり、非火山性の熱水リザーバーの存在の有無について検討する必要がある。

【付録】

付録 3.A 3章における熱水流体の呼称のまとめ

下記に、本章における熱水流体の呼称とその定義を示す（図 3.A-1）。

- スラブ水： スラブ内に存在する水で、スラブ中の鉱物水（含水鉱物中の水）、間隙水（スラブ中の岩石の間隙に存在する水）がある
- 続成流体： 200℃以下で放出される粘土鉱物の脱水起源の水
- 間隙水： 圧密によって、スラブ中の岩石の間隙から搾り出された水
- 鉱物脱水流体(I)： 含水鉱物から 350-450℃で放出される水
- 鉱物脱水流体(II)： 含水鉱物から 500-700℃で放出される水
- スラブ起源流体： スラブ由来の流体で、間隙水、続成流体、鉱物脱水流体、マグマがある。
- スラブ起源熱水： 地表、地殻浅部に上昇するスラブ由来の水で、マグマ起源熱水及び前弧上昇熱水がある。
- マグマ起源熱水： スラブ起源熱水のうちマグマを経由し、マグマから脱水した水
- 前弧上昇熱水： 前弧側に上昇するスラブ起源熱水で大元の発生源は間隙水、続成流体、鉱物脱水流体がある。

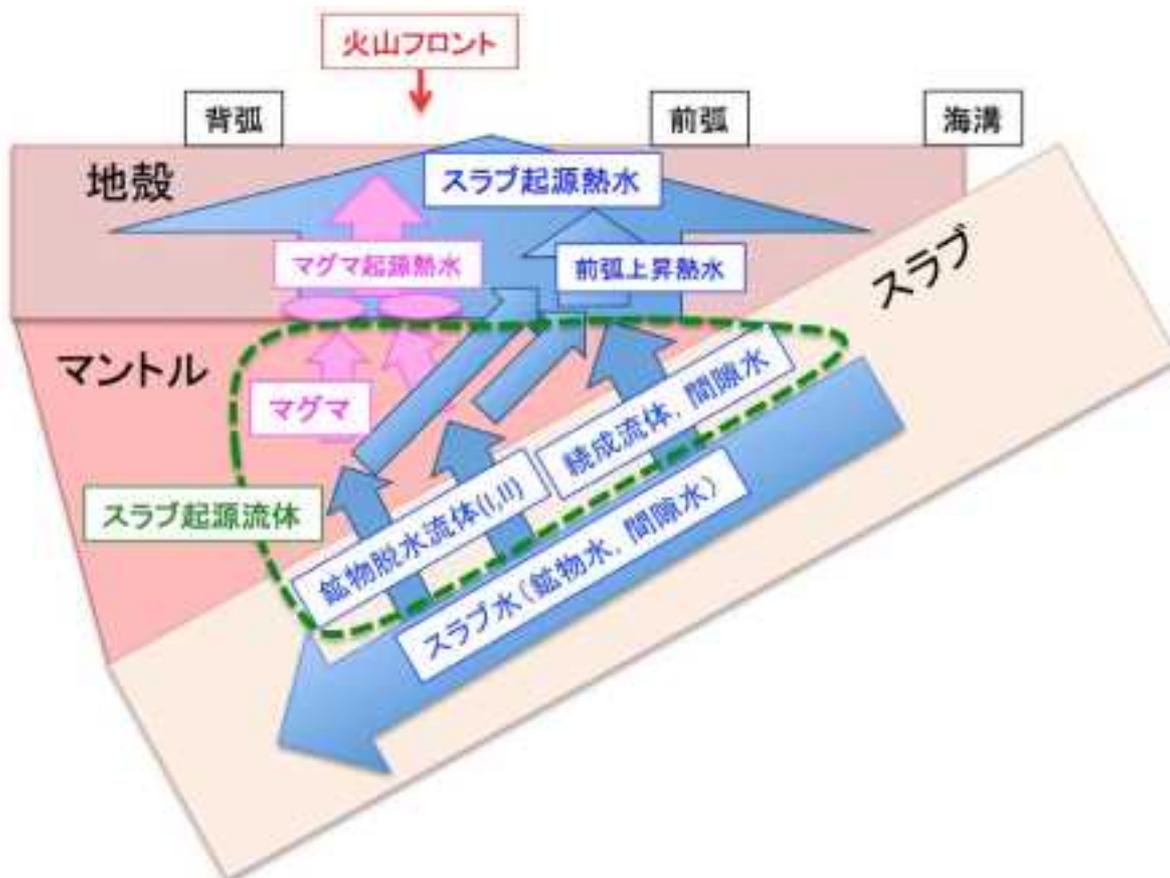


図 3.A-1 3章における熱水流体の呼称の模式図

付録 3.B Li-Cl-B によるスラブ起源流体の識別

続成流体と鉍物脱水流体を識別するための Li-Cl-B の三角図による解析は、大沢ほか(2010)により、宮崎県の深井戸の塩水の起源を議論するために提唱されたものである。この手法を本章にて解析を実施した東北日本と西南日本に適用して、他の地域においても続成流体と鉍物脱水流体の区分を行うことができるかを検討した。

東北日本と西南日本のそれぞれについての Li-Cl-B の関係を図 3.B-1 に示す。大沢ほか(2010)では重量比で示していたが、ここではモル比を用いて示す。東北日本の前弧域の常磐地域には続成流体の寄与があることが、Togo *et al.* (2014)により示されている。これらの試料のうち、同じ地点の複数の掘削井の試料をプロットすると、B を濃集した続成流体と現海水との混合ではなく、Li 成分に富んだ流体との混合関係が示される。他の試料を含めて考えると、B の濃集とは無関係に Li を濃集した流体が存在しないと、Li-Cl-B 上における常磐地域の試料の分布は説明しにくく、3つの端成分を必要とする。Li 成分に富んだ流体としては、鉍物脱水流体が想定されるが、東北日本の前弧域においては鉍物脱水流体の発生はないと考えられる(3.1.2 節参照)。東北日本で検出された有機物分解の寄与がある試料のプロット範囲は、常磐地域の続成流体のプロット範囲と重なり、B や Li の濃集が見られる。常磐地域においても炭田やガス田の形成が見られることから、有機物分解の影響は少なからず受けていると考えられる。続成流体の生成以外に有機物分解に伴った B の濃集や有機物の分解の元となった高温環境による Li の溶出があると考えれば、常磐地域の続成流体の Li-Cl-B のプロットも説明がつく。このことから、地下水に有機物分解の影響が及んでいるのかについての検証が必要であることがわかる。

Li を濃集した流体の寄与が小さい試料については、現海水と B を濃集した流体(続成流体)との混合関係を示しており、東北日本の前弧域の他の試料についても同様である。さらに、第四紀火山周辺や背弧域といったマグマ起源流体の寄与があると考えられる地域では、続成流体と Li を濃集したマグマ起源熱水との混合関係が示されており、続成流体やマグマ起源熱水の寄与を確認するために Li-Cl-B が有効であることを示している。

西南日本においては、沿岸部の試料が必ずしも海水の近くにプロットされておらず、Li-Cl-B におけるプロットの範囲が広がっている。現海水と続成流体の混合、続成流体と鉍物脱水流体・マグマ起源熱水の混合関係だけでは説明できないような試料が多くある。西南日本においては、Li/Cl と Br/Cl の関係から有機物分解の影響が示された試料はないことから、有機物分解に伴う Li や B の濃集が原因とは考えられない。

また、有馬型熱水の混合があると考えられる試料や、第四紀火山周辺の試料の Li-Cl-B における分布を見ると、多くは続成流体と鉍物脱水流体の混合関係を示すが、中には海水の影響を受けるものがあり、海水、続成流体、鉍物脱水流体の混合のみでは説明できないような試料もある。このように、Li-Cl-B 上でのプロットが三角図全体に広がっており、続成流体、鉍物脱水流体、海水の混合だけではなく、いくつかの流体が複雑に混合した上に、さらに他の流体と混合するようなことが起きていたり、ここで想定していない端成分が存在したりする可能性がある。その中には、長期にわたる地層との反応による Li や B 濃度の変化も想定され、Li-Cl-B によるスラブ起源熱水の識別は困難であると考えられる。

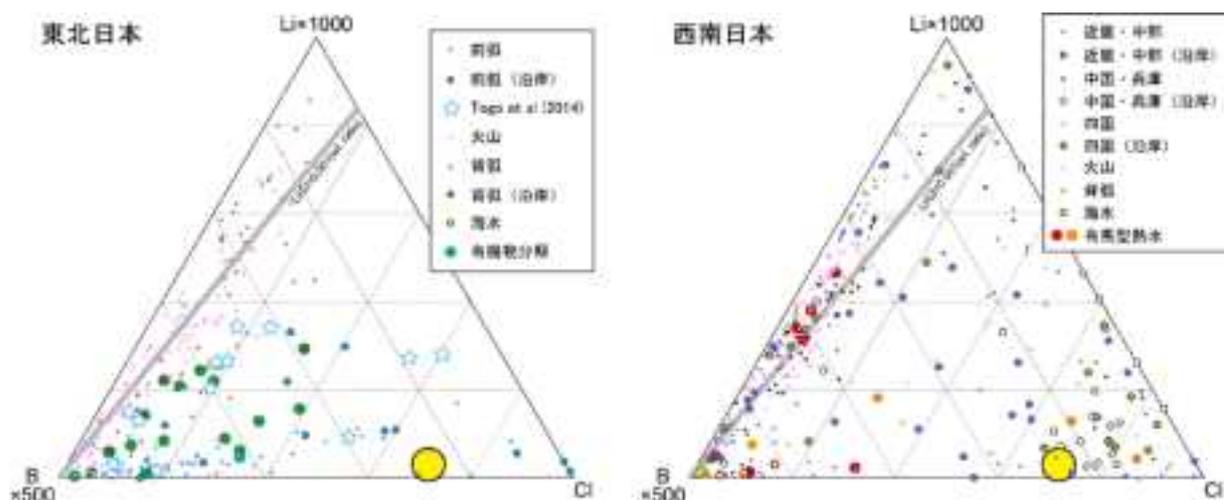


図 3.B-1 東北日本および西南日本における水試料の Li-Cl-B の関係(モル比).

水試料は $\text{Cl} \geq 200\text{mg/L}$ の温泉水, 地下水, 湧水である. 採取地点が海岸線より 1km 以内にあるものを沿岸に区分した. 有機物分解は図 3.1.3.3-1 にて示した範囲の試料に該当する. 有馬型熱水のうち, 赤色は図 3.1.3.3-7 にて抽出した Cl 濃度が 10000mg/L 以上のもので, オレンジ色は図 3.1.3.3-8 にて示した区分 D の領域を再評価したものである. 海水の化学組成は野崎 (1997) による.

付録 3.C 変質鉱物の同定方法

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℃以下で 24 時間以上乾燥させた後、振動ミルまたは全自動粉碎装置を用いて粉碎・混合し、粉末試料とした。微粉碎された粉末試料を 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を作成した。粉末 X 線回折 (XRD) 試験は、産総研所有の RINT 2500V(RIGAKU)を使用し、以下の条件で測定を行なった。

Target : Cu (K α) Voltage : 40KV Current : 100mA
Scanning Speed : 2°/min Sampling Range : 0.02° Scanning Range : 2.5-70°

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 μ m 径粒子 (粘土画分) を画分し分析を行った。試料を 50ml 遠沈管にとり、蒸留水を加えて超音波洗浄機、攪拌機を用いて 30 分程度分散作業を行なった。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した。採取した懸濁液は 3000 回転 30 分程度の遠心分離により固体粒子を濃集させた。この操作を数度繰り返し行い、所定の画分の固体粒子を濃集させた。上記の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、下記の条件にて X 線回折試験を行なった。

Target : Cu (K α) Voltage : 40KV Current : 100mA
Scanning Speed : 1°/min Sampling Range : 0.02° Scanning Range : 2.5-15°

3) 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を噴霧し約半日経過させ、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、上記の定方位法による未処理 X 線回折と同様である。

4) 典型的な同定結果

本調査地域における典型的な XRD 結果を図 3.C-1 に示す。分析試料の属性は、流紋岩関連試料 (流紋岩質凝灰岩または同角礫岩)、風化花崗岩関連 (破碎化および/あるいは粘土化した花崗岩)、褐鉄鉱関連試料 (花崗岩礫を含む褐鉄鉱脈試料)、およびガウジ関連 (断層粘土) に大分した。

流紋岩関連 : 全岩 XRD 結果から、2015060204 試料は石英、アルバイト、正長石および層状ケイ酸塩鉱物から構成される。粘土画分の定方位法 XRD 結果から、層状ケイ酸塩鉱物は雲母鉱物とカオリナイトであると判断される。雲母鉱物は、本調査地域の他の試料の XRD 結果から総合的に判断すると絹雲母であると考えられる。

風化花崗岩関連 : 全岩 XRD 結果から、TS150602_6 試料は石英、アルバイト、正長石および層状ケイ酸塩鉱物から構成される。層状ケイ酸塩鉱物は、粘土画分の薬剤処理を含む定方位法 XRD 結果から緑泥石、スメクタイトおよびイライトであると判断される。

褐鉄鉱関連 : 全岩 XRD 結果から、2015060318 試料は石英、正長石、アルバイトおよび層状ケイ酸塩鉱物から構成される。層状ケイ酸塩鉱物は、粘土画分の定方位法 XRD 結果からカオリナイトとイライトであると判断される。また、粘土画分にはゲーサイトの存在が確認される。

ガウジ関連 : 全岩 XRD 結果から、2015060315 試料は石英、シデライト、層状ケイ酸塩鉱物および方解石から構成される。層状ケイ酸塩鉱物は、粘土画分の薬剤処理を含む定方位法 XRD 結果からスメクタイトとカオリナイトであると判断される。なお、シデライトは粘土画分においても確認される。

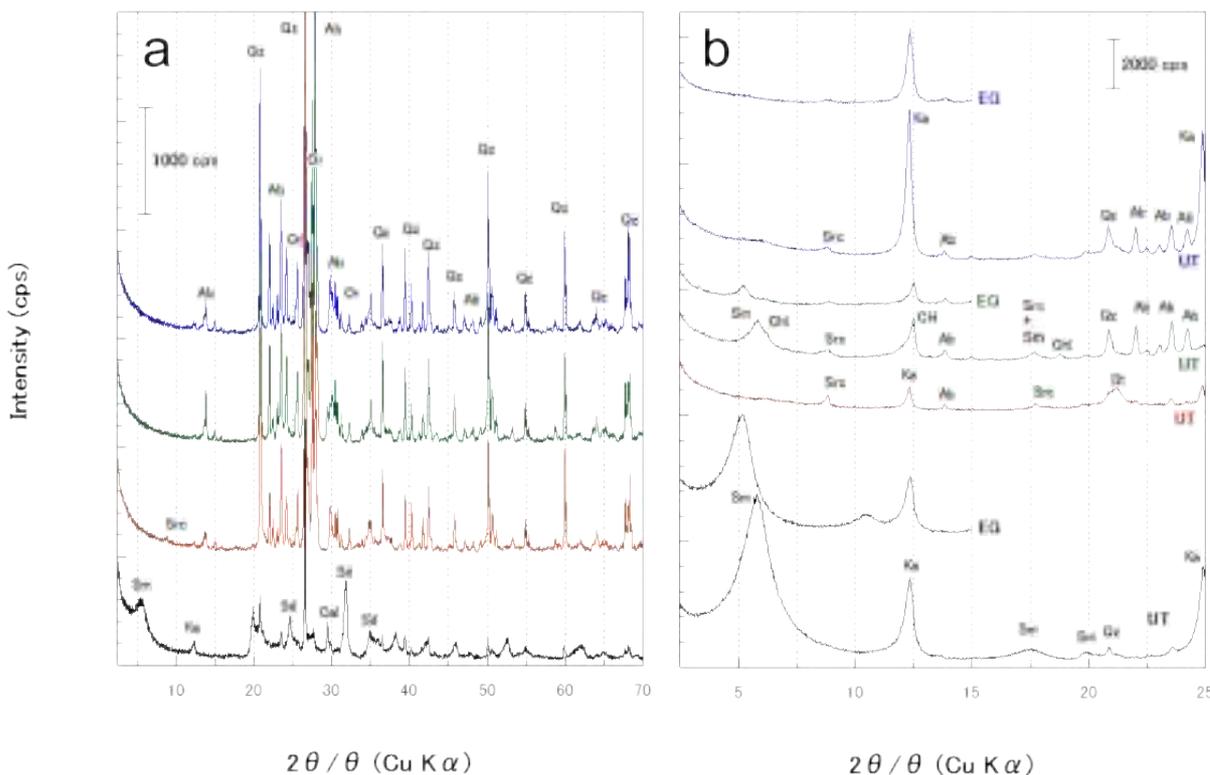


図 3.C-1 a : 本調査地域における典型的な全岩 XRD 結果.

b : 同試料の粘土画分定方位 XRD 結果.

流紋岩関連の試料（青）は 2015060204, 風化花崗岩関連の試料（緑）は TS150602_6, 褐鉄鉱関連の試料（赤）は 2015060318, ガウジ関連の試料（黒）は 2015060315 である. 略語 : Ab: アルバイト, Ca: 方解石, Chl: 緑泥石, Gt: ゲーサイト, Ka: カオリナイト Or: 正長石, Qz: 石英, Sd: シデライト, Sm: スメクタイト, Src: 絹雲母, UT: 粘土画分定方位試料, EG: 粘土画分エチレングリコール処理定方位試料.

5) 全岩化学組成分析

分析方法

主要元素の全岩化学組成分析は, ICP 法により行われた. ICP 分析法では, 微粉碎した岩石試料に融点降下剤として四ホウ酸リチウムを加え, 誘導加熱炉で共融解後, 硝酸水溶液に完全に溶かし, 分析精度を向上させるための標準物質を添加したうえで, その水溶液を試料とした. また, 試料中の FeO は滴定法によって決定された. 滴定するために, メタバナジン酸アンモニウムとフッ化水素酸によって試料を分解させた. 分解後, 鉄 (2 価) 硫酸アンモニウムを加え, 滴定剤として二クロム酸カリウムを使用した.

分析結果

本調査地域における試料の主要元素, 微量元素および希土類元素を属性毎 ((4)を参照) にまとめたものをそれぞれ表 3.C-1, 3.C-2 および 3.C-3 に示す.

第3章 深部流体・熱水活動に関する検討

表 3.C-1 白水峡および蓬莱峡, 座頭谷試料の全岩化学組成 (主要元素)

試料名	試料採取位置	SiO ₂ wt%	TiO ₂ wt%	Al ₂ O ₃ wt%	Fe ₂ O ₃ wt%	FeO wt%	MnO wt%	MgO wt%	CaO wt%	Na ₂ O wt%	K ₂ O wt%	P ₂ O ₅ wt%	LOI wt%	Total wt%
ガウジ														
2015060314	白水峡奥域	74.32	0.04	11.80	1.59	<0.1	0.03	0.22	0.68	1.42	4.04	<0.01	4.94	99.09
2015060315	白水峡奥域	41.77	0.87	15.73	3.47	9.30	0.63	1.11	4.15	0.40	1.18	0.26	20.16	100.10
2015060411	有馬街道沿	61.67	0.17	23.65	1.10	0.90	0.05	0.25	0.02	0.10	6.00	0.03	6.39	100.40
2015060419	有馬街道沿	76.27	0.16	12.32	1.53	0.40	0.02	0.09	0.19	0.63	4.48	0.03	3.27	99.43
	<i>Average</i>	<i>63.51</i>	<i>0.31</i>	<i>15.88</i>	<i>1.92</i>	<i>3.53</i>	<i>0.18</i>	<i>0.42</i>	<i>1.26</i>	<i>0.64</i>	<i>3.93</i>	<i>0.11</i>	<i>8.69</i>	
	<i>Standard deviation</i>	<i>15.87</i>	<i>0.38</i>	<i>5.47</i>	<i>1.05</i>	<i>5.00</i>	<i>0.30</i>	<i>0.47</i>	<i>1.95</i>	<i>0.57</i>	<i>2.01</i>	<i>0.13</i>	<i>7.75</i>	
流紋岩関連														
2015060412	有馬街道沿	75.92	0.10	14.34	0.18	<0.1	0.00	0.05	0.02	0.16	6.05	<0.01	3.27	100.10
2015060413	有馬街道沿	73.98	0.10	14.45	0.25	<0.1	0.00	0.07	0.03	0.18	5.62	<0.01	3.78	98.46
	<i>Average</i>	<i>74.95</i>	<i>0.10</i>	<i>14.40</i>	<i>0.22</i>		<i>0.00</i>	<i>0.06</i>	<i>0.03</i>	<i>0.17</i>	<i>5.84</i>		<i>3.53</i>	
	<i>Standard deviation</i>	<i>1.37</i>	<i>0.00</i>	<i>0.08</i>	<i>0.05</i>		<i>0.00</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.30</i>		<i>0.36</i>	
風化花崗岩														
TS150602_6	蓬莱峡広場_六甲側	76.95	0.05	11.52	1.12	<0.1	0.04	0.03	1.17	3.75	4.00	<0.01	1.31	99.94
2015060416	有馬街道沿	76.31	0.03	12.72	0.82	<0.1	0.01	0.05	0.18	1.47	3.64	0.01	3.35	98.61
2015060418	有馬街道沿	76.33	0.03	12.77	0.18	0.40	0.04	0.02	0.38	3.85	5.20	<0.01	1.01	100.20
2015060420	有馬街道沿	77.64	0.02	12.80	0.14	0.10	0.02	0.02	0.16	3.43	4.54	<0.01	1.02	99.89
	<i>Average</i>	<i>76.81</i>	<i>0.03</i>	<i>12.45</i>	<i>0.57</i>	<i>0.25</i>	<i>0.03</i>	<i>0.03</i>	<i>0.47</i>	<i>3.13</i>	<i>4.35</i>	<i>0.01</i>	<i>1.67</i>	
	<i>Standard deviation</i>	<i>0.63</i>	<i>0.01</i>	<i>0.62</i>	<i>0.48</i>	<i>0.21</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.48</i>	<i>1.12</i>	<i>0.68</i>		<i>1.13</i>	
褐鉄鉱関連														
TS150602_5	蓬莱峡広場_六甲側	74.59	0.04	11.84	2.82	0.20	0.07	0.05	1.46	5.84	0.63	0.02	1.98	99.56
TS150602_8	座頭谷_下流域	73.52	0.02	10.15	6.59	0.20	0.02	0.02	0.22	2.68	4.64	<0.01	2.03	100.10
2015060303	白水峡広場	75.93	0.02	12.00	1.36	0.20	0.05	0.02	0.26	3.76	5.52	0.01	0.97	100.10
2015060306	白水峡広場	75.69	0.05	12.08	1.28	0.60	0.04	0.04	0.36	3.58	4.27	0.01	1.95	100.00
2015060318	白水峡広場_南東崖	71.23	0.03	10.91	6.77	<0.1	0.02	0.02	0.19	2.72	4.38	0.02	2.19	98.50
2015060410	有馬街道沿	78.00	0.03	10.57	2.11	<0.1	0.01	0.01	0.12	5.47	<0.01	<0.01	2.39	98.75
2015060416'	有馬街道沿	72.38	0.03	11.78	4.97	<0.1	0.06	0.02	0.20	3.10	4.89	<0.01	2.39	99.83
	<i>Average</i>	<i>74.48</i>	<i>0.03</i>	<i>11.33</i>	<i>3.70</i>	<i>0.30</i>	<i>0.04</i>	<i>0.03</i>	<i>0.39</i>	<i>3.11</i>	<i>4.26</i>	<i>0.02</i>	<i>1.99</i>	
	<i>Standard deviation</i>	<i>2.30</i>	<i>0.01</i>	<i>0.78</i>	<i>2.38</i>	<i>0.20</i>	<i>0.02</i>	<i>0.01</i>	<i>0.49</i>	<i>1.70</i>	<i>1.67</i>	<i>0.01</i>	<i>0.48</i>	
硫化鉄物脈を含む風化花崗岩														
2015060421	座頭谷_上流域	72.78	0.03	13.58	0.53	2.20	0.27	0.04	0.88	1.06	4.69	<0.01	2.25	98.56

表 3.C-2 白水峡および蓬莱峡, 座頭谷試料の全岩化学組成 (微量元素)

試料名	試料採取位置	Zn ppm	Ga ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Ba ppm	Pb ppm	Th ppm	Nb ppm
ガウジ											
2015060314	白水峡奥域	140	20	309	27	90.4	88	100	35	27.3	9.8
2015060315	白水峡奥域	230	19	107	83	111	183	277	15	3.21	10.5
2015060411	有馬街道沿	270	55	363	15	132	225	268	72	44.8	25.4
2015060419	有馬街道沿	550	21	180	42	51.2	122	422	32	15.6	11.7
	<i>Average</i>	<i>298</i>	<i>29</i>	<i>240</i>	<i>42</i>	<i>96.2</i>	<i>155</i>	<i>267</i>	<i>39</i>	<i>22.7</i>	<i>14.4</i>
	<i>Standard deviation</i>	<i>177</i>	<i>18</i>	<i>117</i>	<i>30</i>	<i>34.4</i>	<i>61</i>	<i>132</i>	<i>24</i>	<i>17.7</i>	<i>7.4</i>
流紋岩関連											
2015060412	有馬街道沿	<30	17	187	49	23.8	99	623	41	16.4	6.9
2015060413	有馬街道沿	40	16	176	49	30.6	92	612	42	15.4	5.1
	<i>Average</i>		<i>17</i>	<i>182</i>	<i>49</i>	<i>27.2</i>	<i>96</i>	<i>618</i>	<i>42</i>	<i>15.9</i>	<i>6.0</i>
	<i>Standard deviation</i>		<i>1</i>	<i>8</i>	<i>0</i>	<i>4.8</i>	<i>5</i>	<i>8</i>	<i>1</i>	<i>0.7</i>	<i>1.3</i>
風化花崗岩											
TS150602_6	蓬莱峡広場_六甲側	<30	17	154	62	44.2	89	678	15	13.8	7.1
2015060416	有馬街道沿	300	23	283	11	132	109	67	16	22.8	14.9
2015060418	有馬街道沿	170	19	274	14	80.1	77	52	30	31.1	8.8
2015060420	有馬街道沿	120	21	263	9	82.4	70	30	28	30.5	9.9
	<i>Average</i>	<i>197</i>	<i>20</i>	<i>244</i>	<i>24</i>	<i>84.7</i>	<i>86</i>	<i>207</i>	<i>22</i>	<i>24.6</i>	<i>10.2</i>
	<i>Standard deviation</i>	<i>93</i>	<i>3</i>	<i>60</i>	<i>25</i>	<i>36.1</i>	<i>17</i>	<i>315</i>	<i>8</i>	<i>8.1</i>	<i>3.4</i>
褐鉄鉱関連											
TS150602_5	蓬莱峡広場_六甲側	60	19	25	57	62.3	96	150	15	20.6	24.3
TS150602_8	座頭谷_下流域	50	13	208	20	76.7	52	189	27	12.0	4.9
2015060303	白水峡広場	80	17	250	19	73.8	62	83	31	24.7	5.5
2015060306	白水峡広場	50	16	172	39	47.8	79	205	32	25.0	11.2
2015060318	白水峡広場_南東崖	620	17	279	13	58.8	67	88	97	21.5	7.7
2015060410	有馬街道沿	<30	12	197	35	22.3	46	468	55	28.2	6.6
2015060416'	有馬街道沿	250	18	256	13	154	91	64	76	34.8	14.7
	<i>Average</i>	<i>185</i>	<i>16</i>	<i>198</i>	<i>28</i>	<i>71</i>	<i>70</i>	<i>178</i>	<i>48</i>	<i>23.8</i>	<i>10.7</i>
	<i>Standard deviation</i>	<i>227</i>	<i>3</i>	<i>85</i>	<i>16</i>	<i>41</i>	<i>19</i>	<i>139</i>	<i>30</i>	<i>7.0</i>	<i>6.9</i>
硫化鉄物脈を含む風化花崗岩											
2015060421	座頭谷_上流域	7700	18	511	8	39.4	75	82	1070	19.1	6.6

表 3.C-3 白水峡および蓬莱峡，座頭谷試料の全岩化学組成（希土類元素）

試料名	試料採取位置	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm
ガウジ															
2015060314	白水峡奥域	17.1	34.0	5.10	20.1	6.68	0.26	8.25	1.7	12.4	2.77	8.89	1.39	9.60	1.46
2015060315	白水峡奥域	18.0	42.3	5.52	23.7	6.28	1.15	8.72	1.83	13.6	3.22	10.1	1.45	8.87	1.31
2015060411	有馬街道沿	56.7	106	16.2	60.9	17.4	0.846	17.0	3.31	21.0	4.33	12.8	1.99	12.9	2.09
2015060419	有馬街道沿	43.3	74.3	9.58	34.4	7.62	0.756	7.54	1.25	7.27	1.47	4.30	0.652	4.24	0.649
	<i>Average</i>	<i>33.8</i>	<i>64.2</i>	<i>9.10</i>	<i>34.8</i>	<i>9.50</i>	<i>0.753</i>	<i>10.4</i>	<i>2.02</i>	<i>13.6</i>	<i>2.95</i>	<i>9.02</i>	<i>1.37</i>	<i>8.90</i>	<i>1.38</i>
	<i>Standard deviation</i>	<i>19.5</i>	<i>32.9</i>	<i>5.15</i>	<i>18.4</i>	<i>5.30</i>	<i>0.369</i>	<i>4.44</i>	<i>0.89</i>	<i>5.7</i>	<i>1.18</i>	<i>3.55</i>	<i>0.55</i>	<i>3.57</i>	<i>0.592</i>
流紋岩関連															
2015060412	有馬街道沿	14.1	23.5	3.23	12.1	2.89	0.253	3.02	0.56	3.78	0.77	2.38	0.381	2.69	0.444
2015060413	有馬街道沿	30.2	36.4	6.56	22.9	4.81	0.521	4.75	0.81	4.98	1.04	3.19	0.477	3.38	0.49
	<i>Average</i>	<i>22.2</i>	<i>30.0</i>	<i>4.90</i>	<i>17.5</i>	<i>3.85</i>	<i>0.387</i>	<i>3.89</i>	<i>0.69</i>	<i>4.38</i>	<i>0.91</i>	<i>2.79</i>	<i>0.429</i>	<i>3.04</i>	<i>0.467</i>
	<i>Standard deviation</i>	<i>11.4</i>	<i>9.1</i>	<i>2.35</i>	<i>7.6</i>	<i>1.36</i>	<i>0.190</i>	<i>1.22</i>	<i>0.18</i>	<i>0.85</i>	<i>0.19</i>	<i>0.57</i>	<i>0.068</i>	<i>0.49</i>	<i>0.033</i>
風化花崗岩															
TS150602_6	蓬莱峡広場_六甲側	22.4	51.3	6.16	24.1	6.10	0.687	6.44	1.14	7.31	1.49	4.41	0.686	4.58	0.675
2015060416	有馬街道沿	8.37	5.57	2.58	11.5	4.86	0.055	9.33	2.10	15.3	3.60	11.5	1.74	11.3	1.78
2015060418	有馬街道沿	12.1	31.7	4.22	17.7	6.86	0.087	8.69	1.78	12.00	2.58	8.06	1.29	8.83	1.36
2015060420	有馬街道沿	17.4	38.4	5.98	24.6	8.86	0.074	10.2	1.95	12.5	2.51	7.88	1.25	8.38	1.27
	<i>Average</i>	<i>15.1</i>	<i>31.7</i>	<i>4.74</i>	<i>19.5</i>	<i>6.67</i>	<i>0.226</i>	<i>8.67</i>	<i>1.74</i>	<i>11.78</i>	<i>2.55</i>	<i>7.96</i>	<i>1.24</i>	<i>8.27</i>	<i>1.27</i>
	<i>Standard deviation</i>	<i>6.1</i>	<i>19.3</i>	<i>1.68</i>	<i>6.2</i>	<i>1.68</i>	<i>0.308</i>	<i>1.61</i>	<i>0.42</i>	<i>3.31</i>	<i>0.86</i>	<i>2.90</i>	<i>0.43</i>	<i>2.78</i>	<i>0.46</i>
褐鉄鉱関連															
TS150602_5	蓬莱峡広場_六甲側	26.1	65.0	8.29	33.9	10.7	0.96	11.5	2.21	14.2	2.74	7.79	1.21	7.31	1.04
TS150602_8	座頭谷_下流域	18.1	29.1	5.80	24.0	7.41	0.199	9.41	1.79	11.7	2.46	7.11	1.02	6.74	1.03
2015060303	白水峡広場	10.7	28.0	3.82	16.3	6.57	0.067	8.32	1.68	11.7	2.46	7.89	1.22	8.61	1.27
2015060306	白水峡広場	18.5	42.9	5.15	20.5	5.74	0.234	6.08	1.21	7.64	1.65	4.89	0.767	5.44	0.84
2015060318	白水峡広場_南東崖	10.2	25.3	3.42	13.8	4.99	0.146	6.24	1.50	11.0	2.32	7.54	1.17	8.32	1.20
2015060410	有馬街道沿	4.35	6.59	1.21	4.86	1.58	0.069	1.68	0.42	3.39	0.78	2.69	0.476	3.45	0.537
2015060416'	有馬街道沿	10.1	44.8	5.67	27.8	11.9	0.149	19.9	4.56	31.7	6.51	18.8	2.85	18.5	2.70
	<i>Average</i>	<i>14.0</i>	<i>34.5</i>	<i>4.77</i>	<i>20.2</i>	<i>6.98</i>	<i>0.261</i>	<i>9.02</i>	<i>1.91</i>	<i>13.0</i>	<i>2.70</i>	<i>8.10</i>	<i>1.24</i>	<i>8.34</i>	<i>1.23</i>
	<i>Standard deviation</i>	<i>7.3</i>	<i>18.4</i>	<i>2.23</i>	<i>9.6</i>	<i>3.49</i>	<i>0.314</i>	<i>5.71</i>	<i>1.29</i>	<i>8.9</i>	<i>1.81</i>	<i>5.09</i>	<i>0.76</i>	<i>4.82</i>	<i>0.69</i>
硫化鉱物脈を含む風化花崗岩															
2015060421	座頭谷_上流域	13.9	32	3.82	14.4	3.99	0.179	4.52	0.84	5.97	1.27	4.06	0.636	4.42	0.662

属性毎について、主要元素の平均値を比較すると、SiO₂、Al₂O₃およびK₂Oは大差がないことが確認される。Fe₂O₃、FeO、TiO₂、MgOおよびCaOは属性毎に異なり、Fe₂O₃は褐鉄鉱関連試料で多く、FeO、TiO₂、MgOおよびCaOはガウジ関連試料が多い。一方、各試料について確認すると、ガウジ関連試料の2015060315は他の試料と大きく異なり、FeO、CaOおよびLOI (loss of ignition)が多く、XRDの結果と調和してシデライトと方解石の存在を示している。微量元素について属性毎に比較すると、Zn、RbおよびPbは硫化鉱物関連試料に多く、SrとBaは硫化鉱物関連試料に少なく、他の元素は大差がないことが確認される。希土類元素について属性毎に比較すると、ガウジ関連試料は他の属性よりも希土類元素を多く含むが、他の属性については大差がないことが確認される。

本調査地域の試料の属性毎の化学的特徴を把握するために、新鮮な六甲花崗岩を基準にしてその組成変化を検討した。手法はNesbitt (1979)によるThe percentage changes to element ratiosを採用する：

$$\% \text{ change in ratio} = 100 \times \frac{\left\{ \left(\frac{E}{Ti} \right)_{\text{Sample}} - \left(\frac{E}{Ti} \right)_{\text{Parent}} \right\}}{\left(\frac{E}{Ti} \right)_{\text{Parent}}}$$

この式中のパラメータEに試料の各元素含有量を、パラメータTiに同試料のTi含有量を代入し、% changeを算出する。Sampleには検討する試料の分析値を用い、Parentには基準となる新鮮な六甲花崗岩の分析値を用いる。Tiは風化に伴う不動元素であり、元素移動の程度を測定する際の基準値としての役割をもつ。

属性((4)参照)ごとに、採取試料の全岩化学組成分析を行った。本調査地域において、新鮮な六甲花崗岩に対する属性毎の試料の組成変化を図3.C-2~4に示す。

流紋岩関連：流紋岩関連試料は新鮮な六甲花崗岩と比較して、主要元素では SiO_2 、 Al_2O_3 および K_2O の富化、それ以外の元素（たとえば、 CaO 、 Na_2O ）の枯渇が認められる。微量元素では、 Zn と Pb の富化、それ以外（たとえば、 Sr ）は枯渇が認められる。希土類元素では、大部分の元素において枯渇が認められる。これらのことから、 CaO 、 Na_2O および Sr の枯渇は斜長石成分の溶解を示唆している。

風化花崗岩関連：風化花崗岩関連試料は新鮮な六甲花崗岩と比較して、主要元素では Fe_2O_3 、 MgO および CaO の枯渇、それ以外の元素の富化が認められる。微量元素では、 Sr と Ba が枯渇傾向を示し、それ以外の元素は富化が認められる。希土類元素では、重希土類元素ほど富化する傾向が認められるが、 Ce や Eu は負の異常を示した。

ガウジ関連：ガウジ関連試料は新鮮な六甲花崗岩と比較して、2015060314 試料以外、主要元素では大部分の元素は枯渇が認められるが、2015060314 試料の主要元素では Na_2O 以外富化が認められる。微量元素では、 Sr と Ba が枯渇傾向を示すが、2015060315 試料はすべての元素で枯渇が認められる。希土類元素では、重希土類元素ほど富化し、 Eu の負の異常を示す傾向が認められるが、2015060315 試料と 2015060419 試料はすべての元素で枯渇を示した。

褐鉄鉱関連：褐鉄鉱関連試料は新鮮な六甲花崗岩と比較して、主要元素では、 MgO および CaO は枯渇傾向、それ以外の元素は富化が認められ、とりわけ Fe_2O_3 の富化は著しかった。微量元素では、 Sr と Ba が枯渇傾向を示し、それ以外の元素の富化が認められる。希土類元素では、重希土類元素ほど富化する傾向が認められるが、 Eu は負の異常を示した。

硫化鉱物関連：硫化鉱物関連試料は新鮮な六甲花崗岩と比較して、主要元素では、 MgO および Na_2O は枯渇、それ以外の元素では富化が認められる。微量元素では、 Sr と Ba が枯渇、それ以外の元素の富化が認められる。希土類元素では、重希土類元素ほど富化する傾向が認められるが、 Eu は負の異常を示した。

第3章 深部流体・熱水活動に関する検討

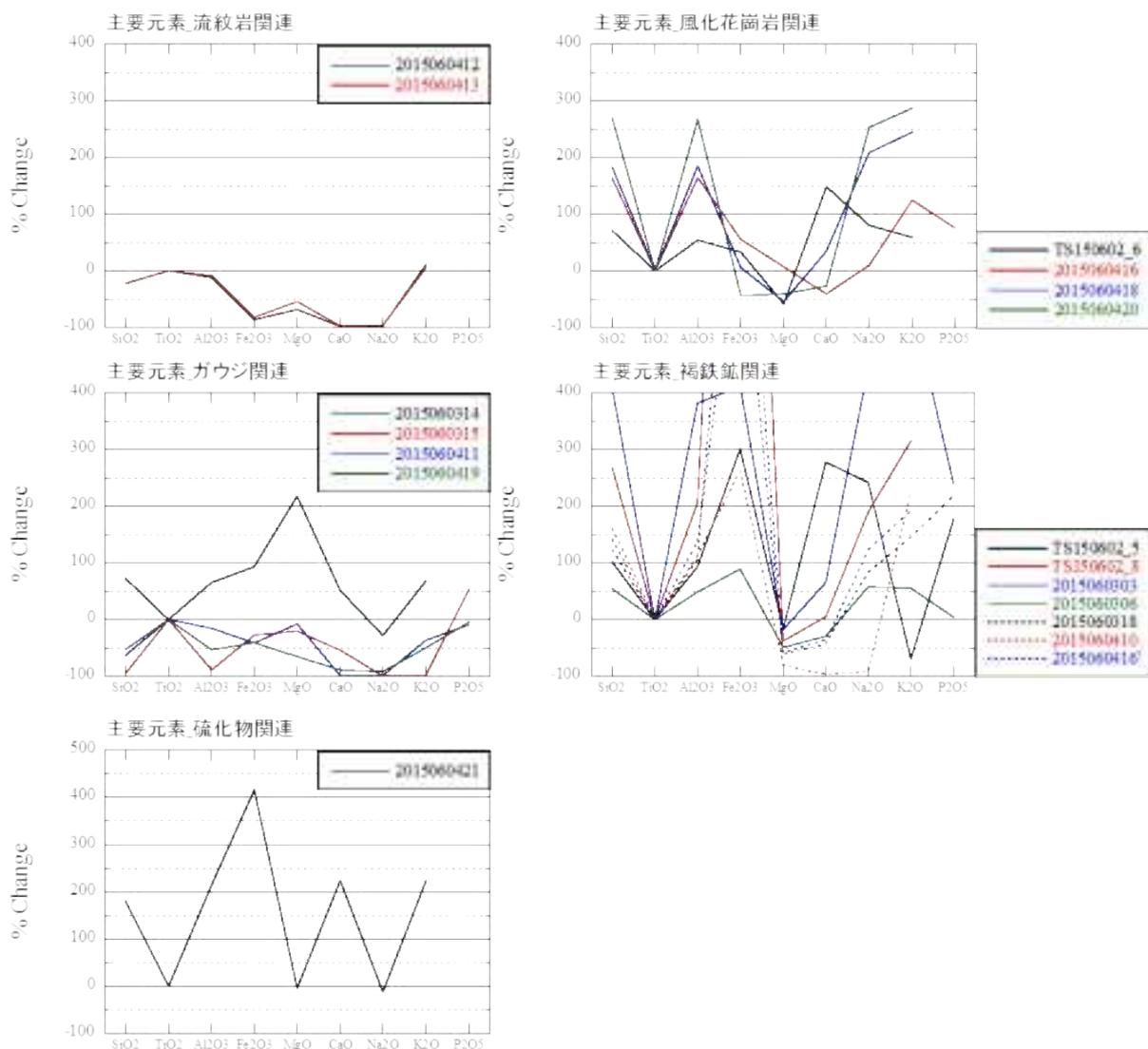


図 3.C-2 六甲花崗岩に対する属性毎の試料の主要元素組成変化

第3章 深部流体・熱水活動に関する検討

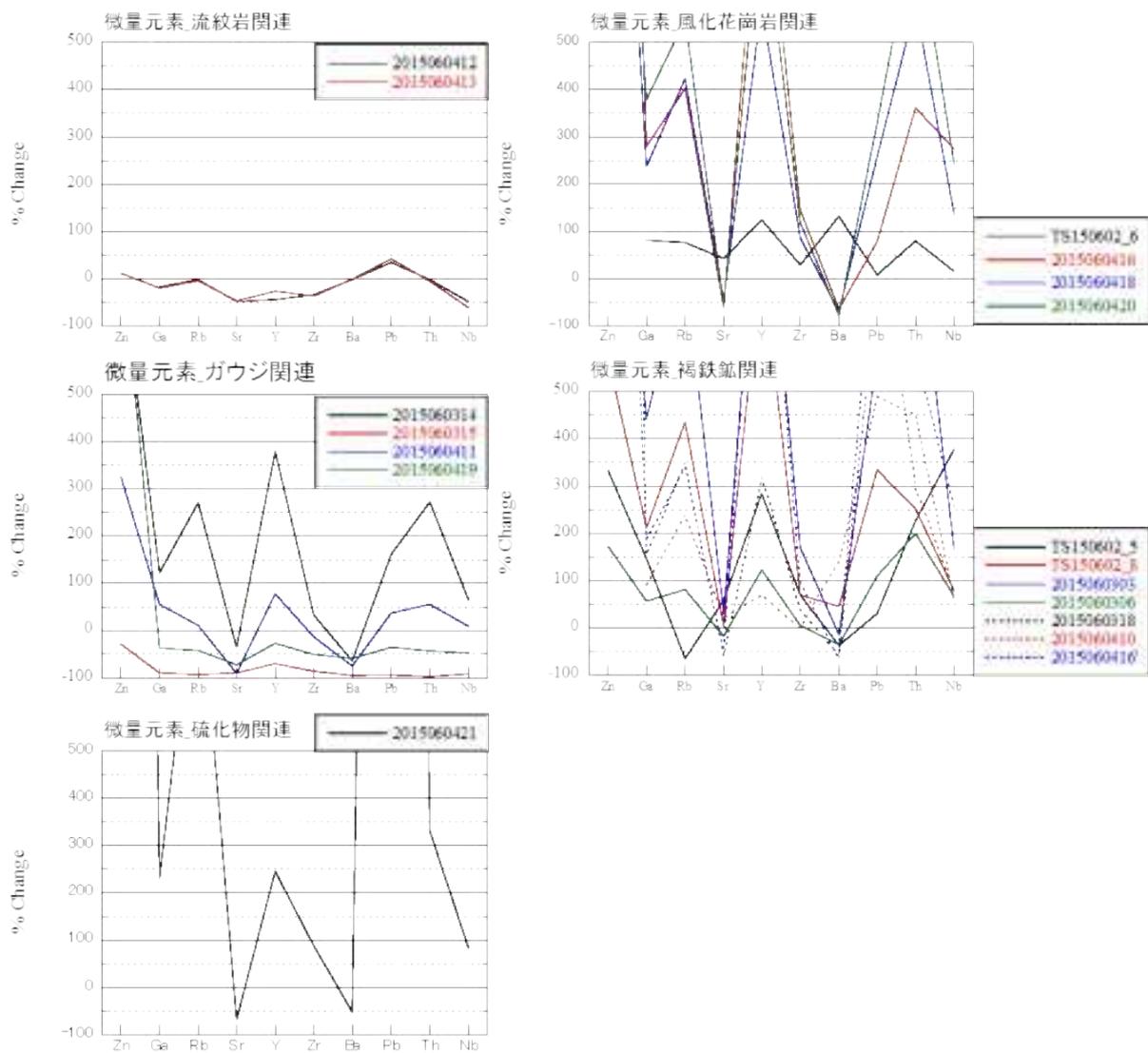


図 3.C-3 六甲花崗岩に対する属性毎の試料の微量元素組成変化

第3章 深部流体・熱水活動に関する検討

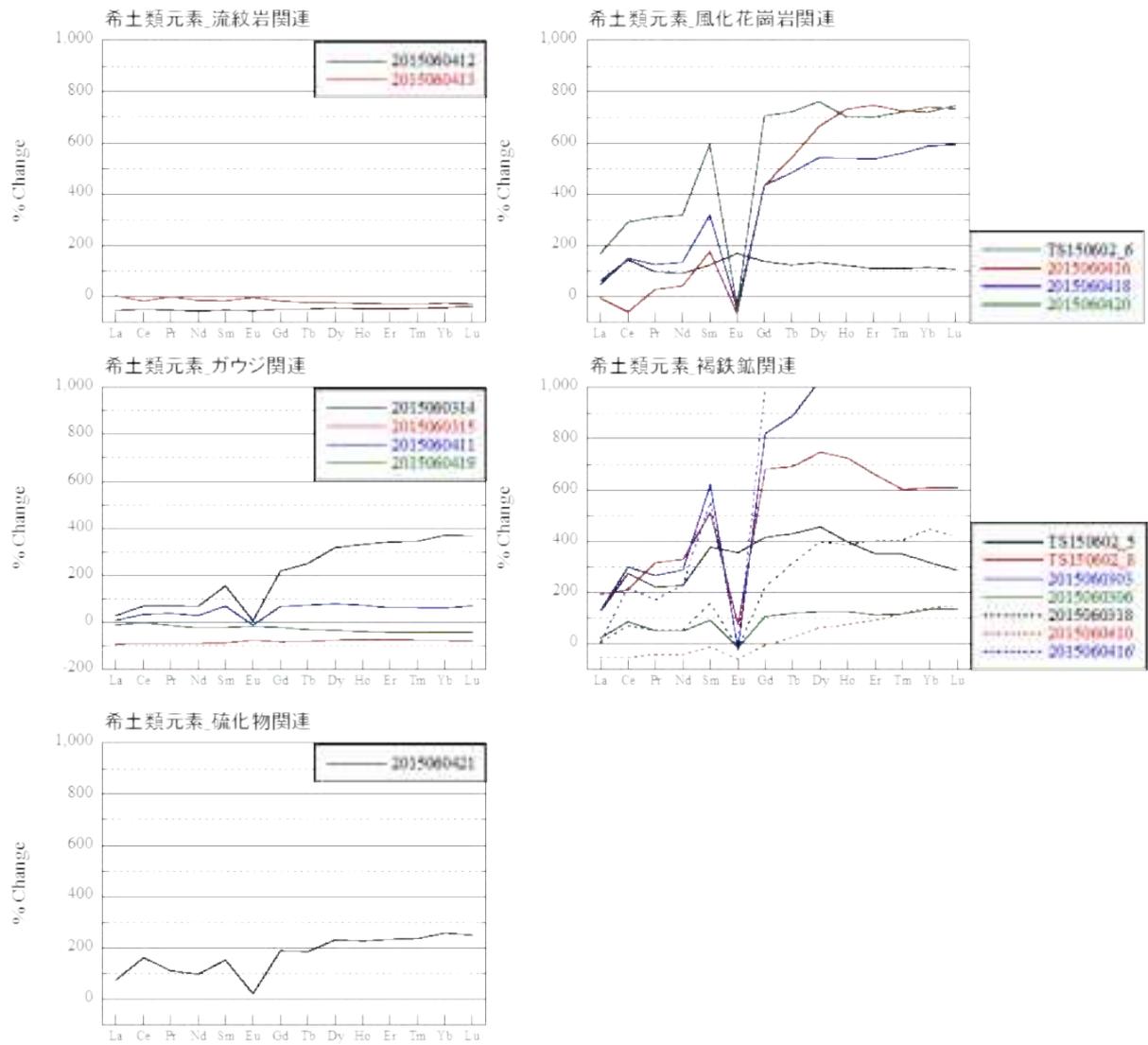


図 3.C-4 六甲花崗岩に対する属性毎の試料の希土類元素組成変化

付録 3.D 透気性・透水性の評価区分とカリウム-アルゴン年代測定

1) 長谷川式簡易透水試験器の最終減水能の算出方法

最終減水能は、予備注水した後さらに再注水後、所定時間内に減少する孔内の水の量によって簡易的に以下のように決定される。(1) 再注水から 20 分後、孔内の水がなくなっている場合、最終減水能は 300 mm/hr 以上とし、(2) 再注水から 40 分後、孔内の水がなくなっている場合、20 分後の減水能を最終減水能とし、(3) 再注水から 40 分後、孔内の水がある場合、40 分後の減水能を最終減水能とする。減水能の算出は、(2)の場合、再注水から 20 分間に減少した水位 (mm)に 60(min/hr)/20(min)を乗じ、(3)の場合、再注水から 20 分後から 40 分間に減少した水位 (mm)に 60(min/hr)/20(min)を乗じる。得られた最終減水能によって、計測地点の透水性が評価され、長谷川式簡易透水試験器の判断基準としては以下のように与えられる。最終減水能が 100 mm/hr 以上の場合には植栽基盤として「良好」、30～100 mm/hr の場合は「可」、30 mm/hr 以下の場合には「不良」となる。

2) ポロスコープの計測方法と透気性・透水性の評価区分

試験孔の掘削後、試験孔内の削り屑等をブローで吹き飛ばし、内部をきれいに清掃した後、長さ 20 mm のシリコンゴム製の栓を用いて密閉する。このシリコンゴム製栓に注射針を貫通させ、手動式真空ポンプを用いて試験孔内部の圧力を -55 kPa まで減圧し、その後岩盤表面からの空気の浸入によって -50 kPa まで圧力が回復するまでの所要時間をタイマーにて計測する。この所要時間によって透気性が判断でき、所要時間が長いほど、岩盤を通しての空気の浸入に時間がかかり透気性が低いと評価される。具体的な所要時間によるコンクリート品質の評価区分として、空気の透過度が 30 秒未満の場合は遮蔽能力として「貧弱」、30～100 秒の場合は「やや貧弱」、100～300 秒の場合は「普通」、300～1000 秒の場合は「良好」、1000 秒より長い場合は「優秀」を示す。なお、本報告中に示す所要時間は、これらの試験孔での繰り返し測定した値である。

先に行った透気試験の試験孔を利用し、透水試験を実施する。実際には、孔に蒸留水を注射器で満たし、0.01 ml の水が岩盤に吸収されるまでの所要時間をタイマーにて計測する。透気性の評価手法と同様に、所要時間によって透水性が判断でき、所要時間が長いほど、岩盤を通しての水の浸入に時間がかかり透水性が低いと評価される。具体的な所要時間によるコンクリート品質の評価区分として、水の透過度が吸水率 2 未満の場合は遮蔽能力として「貧弱」、吸水率 2～5 の場合は「やや貧弱」、吸水率 5～10 の場合は「普通」、吸水率 10～50 の場合は「良好」、吸水率 50 より大きい場合は「優秀」を示す。なお、吸水率は、1 ml の水を吸水するのに必要な時間 (秒) を 1000 倍した値である。

3) パーマトールの透気性の評価区分

パーマトールによって得られた透気係数 (KT 値) の値によって透気性が評価され、KT 値が低ければ低いほど、測定した岩石の表層部がより密実であるということになる。コンクリート品質の評価区分として、KT 値が $0.01 \times 10^{-16} \text{ m}^2$ 未満の場合は「very low」、 $(0.01 \sim 0.1) \times 10^{-16} \text{ m}^2$ の場合は「low」、 $(0.1 \sim 1.0) \times 10^{-16} \text{ m}^2$ の場合は「moderate」、 $(1.0 \sim 10) \times 10^{-16} \text{ m}^2$ の場合は「high」、 $(10 \sim 100) \times 10^{-16} \text{ m}^2$ の場合は「very high」、 $100 \times 10^{-16} \text{ m}^2$ より大きい場合は「ultra high」の 6 段階を示す。なお、ダブルチャンバーの仕様を採用することで、外側チャンバーが横方向からの空気の取り込みの影響を除去することによって、内側チャンバーが試料の深さ方向のみから空気の流入を測定する仕組みになっている。

4) カリウム-アルゴン年代測定

カリウム-アルゴン年代測定用試料の調製は以下の手順で行った。真砂化の強弱、硫化鉱物脈

際の熱水変質した六甲花崗岩の全岩をカリウム-アルゴン年代測定用試料とした。また、断層ガウジ試料から水籤により $< 2\mu\text{m}$ 径粒子(粘土画分)を画分しカリウム-アルゴン年代測定用試料とした。測定に使用した試料はつぎの通りであり、調査地域での位置関係を図3.D-1に示す。

- | | |
|------------------------|---------------------------|
| 2015060311 (白水峡奥域) | : 全岩分析, 六甲花崗岩 (真砂化弱い) |
| 2015060215 (蓬莱峡広場_六甲側) | : 全岩分析, 六甲花崗岩 (真砂化強い. 砂状) |
| 2015060421 (座頭谷_上流域) | : 全岩分析, 硫化物脈際熱水変質した六甲花崗岩 |
| 2015060411 (有馬街道沿) | : 分離粒子, 断層ガウジ |

カリウム-アルゴン年代測定におけるアルゴン同位体測定は, Mass Spec Services, Division of Geonuclear, Inc.に依頼した。カリウム-アルゴン年代の計算に用いた定数は, $\lambda_{\beta}=4.962\times 10^{-10}/\text{yr}$, $\lambda_{\epsilon}=0.581\times 10^{-10}/\text{yr}$, $^{40}\text{K}/\text{K}=0.01167$ atom%である (Steiger and Jager, 1977)。大気 Air 混入率 (% Ar-40(*)) は, 90~96%の範囲内のため, 年代測定精度は以下の解釈に影響を与えるものではない。



図 3.D-1 白水峡および蓬莱峡における試料採取位置とカリウム-アルゴン年代値

真砂化している六甲花崗岩のカリウム-アルゴン年代値は, 67.3 ± 1.7 Ma (2015060311) および 65.2 ± 1.6 Ma (2015060215)であった。硫化鉍物脈際の熱水変質した六甲花崗岩 (2015060421) 中のカリウム-アルゴン年代値は, 77.3 ± 1.9 Ma であり, 誤差の範囲で六甲花崗岩の形成年代と等しい。分離粒子 (2015060411) のカリウム-アルゴン年代は, 72.3 ± 1.8 Ma であった。

六甲花崗岩のカリウム-アルゴン年代値から六甲花崗岩の形成年代は $75-72$ Ma である (河野・植田, 1966) と推定されるが, 本報告で真砂化した六甲花崗岩のカリウム-アルゴン年代値は六甲花崗岩の形成年代よりも若く, また, 六甲断層に近づくにつれてその年代値は 67.3 Ma から 65.2 Ma へ若返っている。同様なカリウム-アルゴン年代の若返り傾向は, 柴田・高木 (1988) によって, 長野県分杭峠地域の中央構造線沿いの領家花崗岩・変成岩でも報告されている。変質六甲花崗岩の若返りの原因として, 少なくとも2つ考えられる。1) 鏡下観察から真砂化花崗

岩では曹長石や黒雲母が一部変質していることを考えると、花崗岩中のカリウムを含んだ斜長石や黒雲母が、断層運動による構造破砕後、熱水変質を受け、放射性アルゴンを損失していたことが考えられる（兼岡，1998）。2) 断層運動に伴って生じた摩擦熱によって放射性アルゴンが損失した（Scholz *et al.*, 1979）。上記 1) または 2) あるいは双方のいずれであっても、六甲断層に近づくほど構造破壊が激しかった結果、放射性アルゴン損失もより大きく、年代値がさらに若返ったと考えられる。一方、硫化鉍物脈際の熱水変質した六甲花崗岩のカリウム-アルゴン年代値は、六甲花崗岩形成とほぼ同時期の熱水活動年代を表し、六甲断層から離れているため断層運動による強度の構造破壊を受けていないため、年代値の若返りを被っていないと考えられる。また、六甲断層直上の断層ガウジのカリウム-アルゴン年代値は、花崗岩形成期の断層運動に伴って形成された絹雲母の形成年代、すなわち断層活動時期を表していると考えられる。

上述のことから、本試料のカリウム-アルゴン年代値は変質や形成年代を表しているものの、花崗岩形成時期（75-72Ma；中生代末期）と大差が無く、花崗岩マグマの固結後の冷却過程における熱水変質によって形成されたものであると考えられる。それゆえ、本研究で対象としている有馬型熱水による形成鉍物ではないと言える。

5) 炭酸塩含有量とその $\delta^{13}\text{C}$

測定試料は褐鉄鉍関連および風化花崗岩試料中に含まれる炭酸塩鉍物である。測定は産総研所有の質量分析計（Delta V Advantage, Thermofisher Scientific 社製）を用いて測定した。この分析では、バイアル瓶に予め粉末試料を入れ、バイアル瓶内の空気をヘリウムガスで置換した後、栓で密閉し、注射器でリン酸を加えて炭酸塩を分解し、得られた CO_2 を収集して $\delta^{13}\text{C}$ を測定した。 $\delta^{13}\text{C}$ 測定値は全て PDB スケールに換算した。測定精度は $\pm 0.1\%$ である。 CO_2 含有量からは炭酸塩含有量 (wt%) を計算した。なお、収集した CO_2 は全て方解石から得られたものとした。六甲断層近傍（白水峡広場，白水峡南東崖，有馬街道沿い，蓬莱峡広場六甲側および座頭谷下流域）でのみ、炭酸塩 (≥ 0.1 wt%) が検出された。各測定試料の炭酸塩含有量および $\delta^{13}\text{C}$ 値を表 3.D-1 に示す。各測定試料の炭酸塩濃度および $\delta^{13}\text{C}$ 値をそれぞれ表 3.D-1, 図 3.D-2 に示す。炭酸塩濃度および $\delta^{13}\text{C}$ 値ともにそれぞれ広い範囲（0.1~2.9wt% および -7.5~-1.1‰）を示すが、相関関係は見られない（図 3.C-3）。また調査地域ごとの明瞭な違いも見られない（表 3.D-1, 図 3.D-2）。この広い $\delta^{13}\text{C}$ 値は、日本の浅熱水性鉍脈鉍床に産する炭酸塩鉍物の ^{13}C 値の範囲（-11.1~+0.4‰；Shikazono, 1989）と整合する。松葉谷ほか（1974）によれば、有馬温泉の溶存炭酸ガスの $\delta^{13}\text{C}$ 値は広い範囲（-8.1~-2.9‰）を示すが、地下で炭酸ガスを含む低温の熱水が加熱されて同位体分別が起きた結果としている。蓬莱峡および白水峡の炭酸塩は、同様な同位体分別を起こした熱水から形成した可能性があり、現時点では熱水の温度の推定には難しいと考えられる。

表 3.D-1 白水峡・蓬萊峡エリアのリン酸可溶炭酸塩含有量と $\delta^{13}\text{C}$

試料採取位置	試料名	属性	炭酸塩含有量 (%)	$\delta^{13}\text{C}$
有馬街道沿	2015060410	褐鉄鉱関連	<0.1	
	2015060414	風化花崗岩	<0.1	
	2015060415	風化花崗岩	0.4	-6.0
	2015060415'	褐鉄鉱関連	0.9	-7.1
	2015060416	風化花崗岩	<0.1	
	2015060416'	褐鉄鉱関連	<0.1	
	2015060417	褐鉄鉱関連	<0.1	
	2015060418	風化花崗岩	0.7	-6.7
	2015060420	風化花崗岩	<0.1	
白水峡広場	2015060302	褐鉄鉱関連	0.4	-1.7
	2015060303	褐鉄鉱関連	0.2	-5.6
	2015060304	褐鉄鉱関連	1.0	-1.1
	2015060305	褐鉄鉱関連	0.7	-2.6
	2015060306	褐鉄鉱関連	0.1	-2.1
	2015060307	風化花崗岩	0.8	-5.6
	2015060308	褐鉄鉱関連	0.7	-2.9
	2015060309	風化花崗岩	0.3	-2.9
	2015060310	褐鉄鉱関連	0.5	-2.6
	白水峡広場_南東崖	2015060318	褐鉄鉱関連	0.1
白水峡奥域	2015060316	風化花崗岩	<0.1	
	2015060311	風化花崗岩	<0.1	
	2015060312	風化花崗岩	<0.1	
	2015060313'	褐鉄鉱関連	<0.1	
蓬萊峡広場_六甲側	2015060210	風化花崗岩	0.5	-6.6
	2015060213	風化花崗岩	0.1	-2.2
	2015060214	褐鉄鉱関連	2.9	-7.5
	2015060215	風化花崗岩	<0.1	
	TS150602_5	褐鉄鉱関連	1.3	-3.4
	TS150602_6	風化花崗岩	1.5	-7.4
	座頭谷_下流域	TS150602_8	褐鉄鉱関連	0.1
座頭谷_上流域	2015060422	風化花崗岩	<0.1	

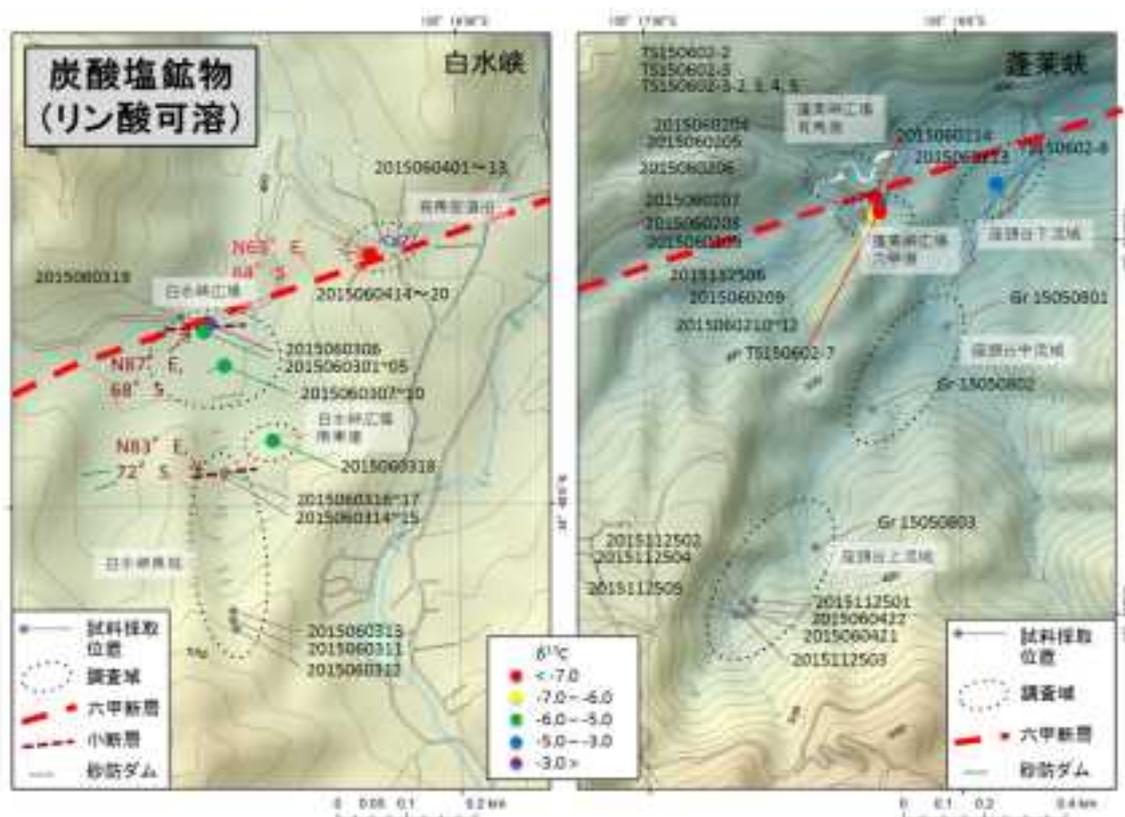


図 3.D-2 白水峡および蓬莱峡におけるリン酸可溶性炭酸塩鉱物（方解石）の $\delta^{13}\text{C}$

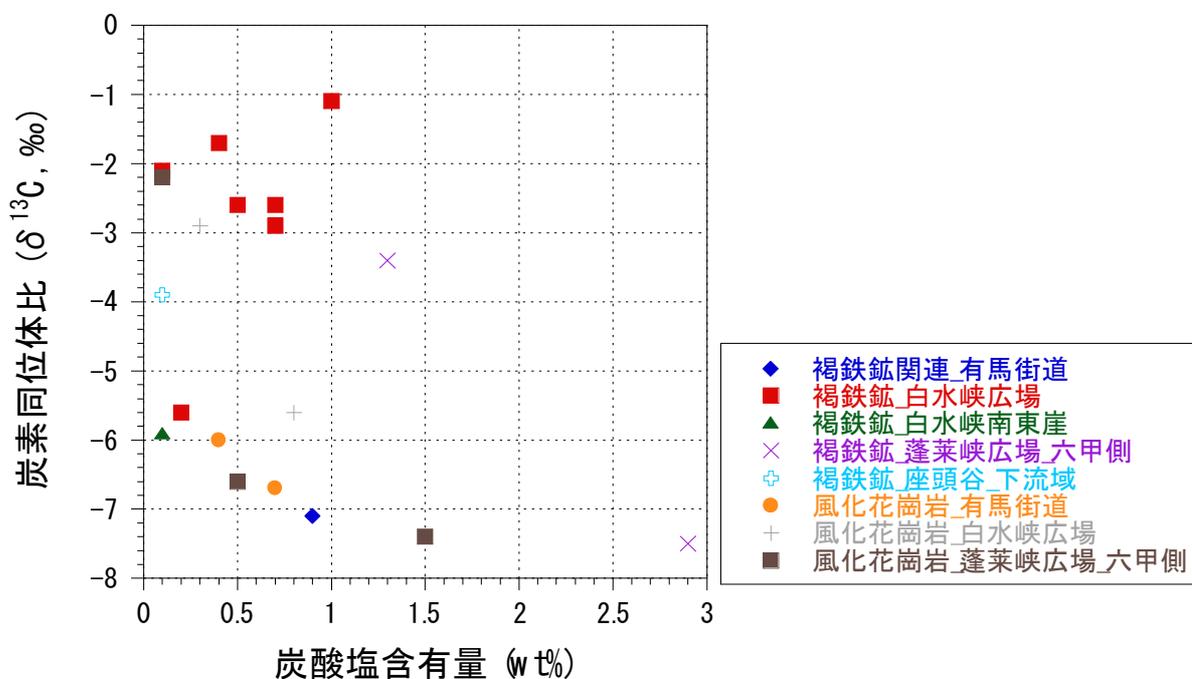


図 3.D-3 白水峡および蓬莱峡におけるリン酸可溶性炭酸塩鉱物（方解石）の $\delta^{13}\text{C}$ と含有量の関係

【引用文献】

- Amachi, S. (2008) Microbial contribution to global Iodine cycling: volatilization, accumulation, reduction, oxidation, and sorption of Iodine. *Microbes Environ.*, 23, no. 4, 269-276. doi:10.1264/jsme2.ME08548
- 新井敏夫・田結床良昭 (2004) 兵庫県南東部, 六甲山地の白亜紀後期花崗岩類の岩体・岩相区分と火成活動史. *地質学雑誌*, 110, no. 8, 452-462.
- Balsamo, F. and Storti, F. (2010) Grain size and permeability evolution of soft-sediment extensional sub-seismic and seismic fault zones in high-porosity sediments from the Croton basin, southern Apennines, Italy. *Mar. Pet. Geol.*, 27, no. 4, 822-837. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.10.016
- Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S. E., Bour, O. and Scibek, J. (2013) Fault zone hydrogeology. *Earth-Sci. Rev.*, 127, 171-192. doi:10.1016/j.earscirev.2013.09.008
- 防災科学技術研究所 J-SHIS 地震ハザードステーション. <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>.
- 地質調査所 (1998) 1:200,000 地質図幅 和歌山.
- Curewitz, D. and Karson, J. A. (1997) Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 79, no. 3-4, 149-168. doi:10.1016/s0377-0273(97)00027-9
- Dong, G., Morrison, G. and Jaireth, S. (1995) Quartz textures in epithermal veins, Queensland - Classification, origin, and implication. *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.*, 90, no. 6, 1841-1856.
- Fehn, U., Lu, Z. and Tomaru, H. (2006) Data report: $^{129}\text{I}/\text{I}$ ratios and halogen concentrations in pore water of Hydrate Ridge and their relevance for the origin of gas hydrates: a progress report. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 204, 1-25.
- Figg, J. W. (1973) Methods of measuring the air and water permeability of concrete. *Magazine of Concrete Research*, 25, 213-219.
- 藤田和夫・笠間太郎 (1982) 大阪西北部地域の地質. *地質調査所, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)*, 京都(11)第 50 号, 112 p.
- Hacker, B. R. (2008) H_2O subduction beyond arcs. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q03001, doi:10.1029/2007GC001707.
- Hasegawa, A. and Nakajima, J. (2004) Geophysical constraints on slab subduction and Arc magmatism, *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics, Volume 150: Washington, D. C., AGU*, 81-93, doi:10.1029/1150GM1008.
- Hasegawa, A. and Yamamoto, A. (1994) Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan. *Tectonophysics*, 233, no. 3-4, 233-252. doi:10.1016/0040-1951(94)90243-7
- Hedenquist, J. W., Izawa, E., Arribas, A. and White, N. C. (1996) Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration. *Resource Geology Special Publication Number 1*, 14p.
- Henley, R. W. and Ellis, A. J. (1983) Geothermal systems ancient and modern: Ageochemical review. *Earth-Sci. Rev.*, 19, no. 1, 1-50. doi:10.1016/0012-8252(83)90075-2
- 堀修一郎・海野徳仁・河野俊夫・長谷川昭 (2004) 東北日本弧の地殻内 S 波反射面の分布. *地震*, 56, 435-446.
- 一国雅己 (1966) 秋田鉄山褐鉄鉱床の成因. *鉱山地質*, 17, 12-15.
- Inoue, A. (1995) Formation of clay minerals in hydrothermal environments. *in Velde, B., ed., Origin and Mineralogy of Clays: Berlin, Springer*, 269-329.
- 井上厚行 (2008) 膨潤性粘土鉱物の特徴 - 鉱物としての見方 -. *粘土科学*, 47, 161-167.
- International Commission on Stratigraphy (2014) International Chronostratigraphic Chart. <http://www.stratigraphy.org/icschart/chronostratigraphicchart2014-02.pdf>.
- Iwamori, H. (1998) Transportation of H_2O and melting in subduction zones. *Earth Planet. Sci.*

- Lett., 160, no. 1-2, 65-80. doi:10.1016/s0012-821x(98)00080-6
- 井沢英二 (1996) 資源の探査. *in* 住明正・平朝彦・鳥海光弘・松井孝典 (編), 地球の観測, 岩波講座地球惑星科学 4, 岩波書店, 291-323.
- James, R. H., Allen, D. E. and Seyfried, W. E. (2003) An experimental study of alteration of oceanic crust and terrigenous sediments at moderate temperatures (51 to 350 degrees C): Insights as to chemical processes in near-shore ridge-flank hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67, no. 4, 681-691. doi:10.1016/s0016-7037(02)01113-4
- Jarrard, R. D. (2003) Subduction fluxes of water, carbon dioxide, chlorine, and potassium. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4. doi:10.1029/2002gc000392
- Jenden, P. D. and Gieskes, J. M. (1983) Chemical and isotopic composition of interstitial water from deep-sea drilling project site-533 and site-534. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 76, no. NOV, 453-461.
- John, T., Scambelluri, M., Frische, M., Barnes, J. D. and Bach, W. (2011) Dehydration of subducting serpentinite: Implications for halbogen mobility in subduction zones and the deep halogen cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 308, no. 1-2, 65-76. doi:10.1016/j.epsl.2011.05.038
- Jones, A. G. (1992) Electrical conductivity of the continental lower crust. *in* Fountain, D. M., Arculus, R. J. and Kay, R. W., eds., *Continental Lower Crust* New York Elsevier, 81-143.
- 神谷宏・尾崎敦子・功刀正仁・小林俊光・下方鉦蔵 (1971) 鉄鉦物に伴う若干の微量元素. *名古屋工業大学学報*, 23, 139-146.
- 兼岡一郎 (1998) 年代測定概論. 東京大学出版会, 315 p.:
- 片山郁夫・平内健一・中島淳一 (2010) 日本列島下での沈み込みプロセスの多様性. *地学雑誌*, 119, 205-223.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (V) —西南日本の花崗岩類—. *岩石鉦物鉦床学会誌*, 56, 191-211.
- Kazahaya, K. and Matsuo, S. (1985) A new ball-milling method for extraction of fluid inclusions from minerals. *Geochemical Journal*, 19, no. 1, 45-54.
- 風早康平・高橋正明・安原正也・西尾嘉朗・稲村明彦・森川徳敏・佐藤努・高橋浩・大沢信二・尾山洋一・大和田道子・塚本斉・堀口桂香・戸崎裕貴・切田司 (2014) 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴. *日本水文科学会誌*, 44, no. 1, 3-16.
- Kimura, J. I., Tateno, M. and Osaka, I. (2005) Geology and geochemistry of Karasugasen lava dome, Daisen-Hiruzen Volcano Group, southwest Japan. *Isl. Arc.*, 14, no. 2, 115-136. doi:10.1111/j.1440-1738.2005.00461.x
- 神戸市立教育研究所 (1979) 神戸の自然シリーズ 1 六甲の断層をさぐる. http://www2.kobe-c.ed.jp/shizen/strata/dnso_org/01000.html.
- Kusuda, C., Iwamori, H., Nakamura, H., Kazahaya, K. and Morikawa, N. (2014) Arima hot spring waters as a deep-seated brine from subducting slab. *Earth Planets Space*, 66, no. 119. doi:10.1186/1880-5981-66-119
- Lawrence, J. R. and Gieskes, J. M. (1981) Constraints on water transport and alteration in the oceanic crust from the isotopic composition of pore water. *Journal of Geophysical Research*, 86, no. NB9, 7924-7934. doi:10.1029/JB086iB09p07924
- Martin, J. B., Gieskes, J. M., Torres, M. and Kastner, M. (1993) Bromine and Iodine in Peru margin sediments and pore fluids: Implications for fluid origins. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, no. 18, 4377-4389. doi:10.1016/0016-7037(93)90489-j
- 益子保・大塚晃弘・高橋孝行・安藤大 (2011) 有馬温泉炭酸泉の湧出に係わる射場山断層. *温泉科学*, 61, 33-48.
- Matsubaya, O., Sakai, H., Kusachi, I. and Satake, H. (1973) Hydrogen and oxygen isotopic

- ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems *Geochemical Journal*, 7, no. 3, 123-151.
- 松葉谷治・酒井均・鶴巻道二 (1974) 有馬地域の温泉, 鈳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.
- Matsumoto, R. (1992) Causes of the oxygen isotopic depletion of interstitial waters from sites 798 and 799, Japan Sea, Leg 128. *in* Proceedings The Ocean Drilling Program, Scientific Results 1992, Volume 127/128 Pt.1, 697-703.
- Mishina, M. (2009) Distribution of crustal fluids in Northeast Japan as inferred from resistivity surveys. *Gondwana Res.*, 16, no. 3-4, 563-571. doi:10.1016/j.gr.2009.02.005
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Fourre, E., Takahashi, H. A., Jean-Baptiste, P., Ohwada, M., LeGuern, F. J. and Nakama, A. (2008) Magmatic He distribution around Unzen volcano inferred from intensive investigation of helium isotopes in groundwater. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 175, no. 1-2, 218-230. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.03.038
- 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, no. 2, doi:10.1029/2004gl021501. doi:10.1029/2004gl021501
- 森川徳敏・戸崎裕貴 (2013) 非常に古い地下水年代測定のための日本列島の帯水層岩石を対象にしたヘリウム同位体生成速度および放射性塩素同位体放射平衡値データ集. 地質調査総合センター研究資料集, 582.
- 村上裕晃・田中和広 (2015) 島根県津和野地域に分布する高塩濃度地下水の地球化学的特徴と湧出機構. 地下水学会誌, 57, no. 4, 415-433.
- Muramatsu, Y., Doi, T., Tomaru, H., Fehn, U., Takeuchi, R. and Matsumoto, R. (2007) Halogen concentrations in pore waters and sediments of the Nankai Trough, Japan: Implications for the origin of gas hydrates. *Appl. Geochem.*, 22, no. 3, 534-556. doi:10.1016/j.apgeochem.2006.12.015
- Muramatsu, Y. and Wedepohl, K. H. (1998) The distribution of iodine in the earth's crust. *Chem. Geol.*, 147, no. 3-4, 201-216. doi:10.1016/s0009-2541(98)00013-8
- Nakajima, J., Hada, S., Hayami, E., Uchida, N., Hasegawa, A., Yoshioka, S., Matsuzawa, T. and Umino, N. (2013) Seismic attenuation beneath northeastern Japan: Constraints on mantle dynamics and arc magmatism. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 118, no. 11, 5838-5855. doi:10.1002/2013jb010388
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. P. (2001) Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan. *Tectonophysics*, 341, no. 1-4, 1-17. doi:10.1016/s0040-1951(01)00181-0
- Nakajima, J., Takei, Y. and Hasegawa, A. (2005) Quantitative analysis of the inclined low-velocity zone in the mantle wedge of northeastern Japan: A systematic change of melt-filled pore shapes with depth and its implications for melt migration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 234, no. 1-2, 59-70. doi:10.1016/j.epsl.2005.02.033
- Nesbitt, H. W. (1979) Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279, no. 5710, 206-210. doi:10.1038/279206a0
- 西村進・桂郁雄・西田潤一 (2006) 有馬温泉の地質構造. *温泉科学*, 56, 3-15.
- 西村進・桂郁雄・西田潤一 (2009) 近畿地方中・南部の高温泉とその地質構造(1)ー白浜温泉と有馬温泉の探査の結果からー. *温泉科学*, 59, 103-111.
- 西村進・桂郁雄・西田潤一・川崎逸男・城森信豪 (2015) 有馬温泉の貯留層について. *温泉科学*, 65, 14-24.
- 西来邦章・伊藤順一・上野龍之 (編) (2012) 第四紀火山岩体・貫入岩体データベース. 地質調査総合センター速報, 60, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

- 野崎義行 (1997) 5. 最新の海水の元素組成表(1996年版)とその解説. 日本海水学会誌, 51, no. 5, 302-308.
- Ogawa, Y., Ichiki, M., Kanda, W., Mishina, M. and Asamori, K. (2014) Three-dimensional magnetotelluric imaging of crustal fluids and seismicity around Naruko volcano, NE Japan. *Earth Planets Space*, 66. doi:10.1186/s40623-014-0158-y
- Ogawa, Y., Mishina, M., Goto, T., Satoh, H., Oshiman, N., Kasaya, T., Takahashi, Y., Nishitani, T., Sakanaka, S., Uyeshima, M., Honkura, Y. and Matsushima, M. (2001) Magnetotelluric imaging of fluids in intraplate earthquake zones, NE Japan back arc. *Geophys. Res. Lett.*, 28, no. 19, 3741-3744. doi:10.1029/2001gl013269
- 大沢信二・網田和宏・山田誠・三島壮智・風早康平 (2010) 宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因-温泉起源流体としての続成脱水流体-. *温泉科学*, 59, no. 4, 295-319.
- Ohwada, M., Kazahaya, K., Itoh, J., Morikawa, N., Takahashi, M., Takahashi, H. A., Inamura, A., Yasuhara, M. and Tsukamoto, H. (2012) Passive degassing of magmatic volatiles from Iwate volcano, NE Japan, based on three-dimensional measurement of helium isotopes in groundwater. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 117. doi:10.1029/2011jb008532
- 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. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 168, no. 1-4, 55-67. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.07.009
- 岡田知己・長谷川昭 (2000) 東北地方地殻深部に発生する低周波微小地震の活動とモーメントテンソル解. *火山*, 45, 47-63.
- Omuralieva, A. M., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., Nakajima, J. and Okada, T. (2012) Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis. *Tectonophysics*, 518, 93-105. doi:10.1016/j.tecto.2011.11.013
- 尾山洋一・高橋正明・塚本斉・風早康平・安原正也・高橋浩・森川徳敏・大和田道子・芝原暁彦・稲村明彦 (2011) 日本列島の非火山地域における深層地下水水質と地質との関係について. *原子力バックエンド研究*, 18, 25-34.
- Peacock, S. M. and Wang, K. (1999) Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, 286, no. 5441, 937-939. doi:10.1126/science.286.5441.937
- Reyes, A. G. (1990) Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 43, no. 1-4, 279-309. doi:10.1016/0377-0273(90)90057-m
- Roedder, E. (1979) Fluid inclusions as samples of ore fluids. *in* Barnes, H. L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, Wiley Interscience, 684-737.
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. *in* Rudnick, R. L., ed., *Treatise on Geochemistry, Volume 3: The Crust*, 1-64.
- Rupke, L. H., Morgan, J. P., Hort, M. and Connolly, J. A. D. (2004) Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 223, no. 1-2, 17-34. doi:10.1016/j.epsl.2004.04.018
- Sakai, H. and Matsubaya, O. (1976) Stable isotopic studies of Japanese geothermal systems. *Geothermics*, 5, 97-124.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2010) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2010 年 2 月 1 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平成 22 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 (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平

- 成 23 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 (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 24 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 (2014) 地層処分に係る地質評価手法等の整備(地質関連情報の整備)：平成 25 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 (2015a) 地層処分に係る地質評価手法等の整備(水理関連情報の整備)：平成 26 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 (2015b) 地層処分に係る地質評価手法等の整備(地質関連情報の整備)：平成 26 年度事業報告書.
佐脇貴幸・笹田政克 (1990) ガスフロー型加熱冷却台(USGS 型ステージ)の較正法. 地質調査所研究資料集, 141, 33.
Schlegel, M. L., Reiller, P., Mercier-Bion, F., Barre, N. and Moulin, V. (2006) Molecular environment of iodine in naturally iodinated humic substances: Insight from X-ray absorption spectroscopy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70, no. 22, 5536-5551. doi:10.1016/j.gca.2006.08.026
Scholz, C. H., Beavan, J. and Hanks, T. C. (1979) Fractional metamorphism, argon depletion, and tectonic stress on the Alpine Fault, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 84, no. NB12, 6770-6782. doi:10.1029/JB084iB12p06770
柴田賢・高木秀雄 (1988) 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代—長野県分杭峠地域の例—. *地質学雑誌*, 94, 35-50.
Shikazono, N. (1989) Oxygen and carbon isotopic compositions of carbonates from the Neogene epithermal vein-type deposits of Japan: Implication for evolution of terrestrial geothermal activity. *Chem. Geol.*, 76, no. 3-4, 239-247. doi:10.1016/0009-2541(89)90093-4
島田允堯 (2013) 自然由来重金属等による地下水・土壤汚染問題の本質：ホウ素. *応用地質技術年報*, 32, 29-55.
Shimamoto, Y. S., Takahashi, Y. and Terada, Y. (2011) Formation of organic iodine supplied as iodide in a soil-water system in Chiba, Japan. *Environ. Sci. Technol.*, 45, no. 6, 2086-2092. doi:10.1021/es1032162
シニア自然大学環境科 (2012) 六甲蓬莱峡の自然を歩く.
www.sizen-daigaku.com/~kankyoku/.../hp120413rokkou_horaikyoku.pdf.
白水晴雄 (1988) 粘土鉱物学-粘土科学の基礎-. 朝倉書店, 185 p.
正路徹也 (1985) 金銀鉱脈と氷長石. *in* 日本鉱業会金銀鉱石研究委員会(編), 日本の金銀鉱石第3集, (社)日本鉱業会, 113-132.
Sibson, R. H. (1990) Rupture nucleation on unfavorably oriented faults. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 80, no. 6, 1580-1604.
Środoń, J. (2010) Evolution of Boron and Nitrogen content during illitization of Bentonites. *Clay Clay Min.*, 58, no. 6, 743-756. doi:10.1346/ccmn.2010.0580602
Steiger, R. H. and Jager, E. (1977) Subcommittee on geochronology: Convention on use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, no. 3, 359-362. doi:10.1016/0012-821x(77)90060-7
Sumino, H., Burgess, R., Mizukami, T., Wallis, S. R., Holland, G. and Ballentine, C. J. (2010) Seawater-derived noble gases and halogens preserved in exhumed mantle wedge peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 294, no. 1-2, 163-172. doi:10.1016/j.epsl.2010.03.029
Tagami, K. and Uchida, S. (2006) Concentrations of chlorine, bromine and iodine in Japanese rivers. *Chemosphere*, 65, no. 11, 2358-2365. doi:10.1106/j.chemosphere.2006.04.077
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.
- 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, no. 3, 315-321.
- 武内寿久禰 (1977) 鉍化流体の研究とその探鉍への応用. 鉍山地質, 27, 63-68.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D. P., 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, no. 1-2, 105-116. doi:10.1016/s0012-821x(02)00465-x
- 田中和宏・東田優記・村上裕晃 (2013) 紀伊半島の中央構造線付近に見られる深部流体と地質・地質構造. 日本水文科学会誌, 43, no. 4, 137-150.
- 寺林優・山本啓司 (2007) 領家帯に残された地質時代のブライトレイヤー, 日本地質学会 第114年学術大会: 札幌.
- Togo, Y. S., Kazahaya, K., Tosaki, Y., Morikawa, N., Matsuzaki, H., Takahashi, M. and Sato, T. (2014) Groundwater, possibly originated from subducted sediments, in Joban and Hamadori areas, southern Tohoku, Japan. *Earth Planets Space*, 66. doi:10.1186/1880-5981-66-131
- Torgersen, T. (1989) Terrestrial helium degassing fluxes and the atmospheric helium budget - Implications with respect to the degassing processes of continental-crust. *Chem. Geol.*, 79, no. 1, 1-14. doi:10.1016/0168-9622(89)90002-x
- Torrent, R. J. (1992) A two-chamber vacuum cell for measuring the coefficient of permeability to ability to air of the concrete cover on site. *Mater. Struct.*, 25, no. 150, 358-365. doi:10.1007/bf02472595
- Ulmer, P. and Trommsdorff, V. (1995) Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, 268, no. 5212, 858-861. doi:10.1126/science.268.5212.858
- Umino, N., Ujikawa, H., Hori, S. and Hasegawa, A. (2002) Distinct S-wave reflectors (bright spots) detected beneath the Nagamachi-Rifu fault, NE Japan. *Earth Planets Space*, 54, no. 11, 1021-1026.
- Utada, M. (1980) Hydrothermal alterations related to igneous activity in Cretaceous and Neogene formations of Japan. *Mining Geology Special Issue: Granitic Magmatism and Related Mineralization*, 8, 67-83.
- 歌田実 (2003) 六甲花崗岩の変質作用—鉍物変化と帯磁率変化—. *地学雑誌*, 112, 360-371.
- 早稲田周 (2010) 国内天然ガスの炭素同位体地球化学. *Research in Organic Geochemistry*, 26, 3-12.
- 吉田英一・西本昌司・長秋雄・山本鋼志・勝田長貴 (2008) 地下花崗岩体の変質とその形態—産総研岡山応力測定用深部花崗岩コア試料の変質を例に—. *応用地質*, 49, no. 5, 256-265.
- 吉村尚久 (2001) 粘土鉍物と変質作用. 地学団体研究会, 地学双書 32, 293 p.
- You, C. F., Castillo, P. R., Gieskes, J. M., Chan, L. H. and Spivack, A. J. (1996) Trace element behavior in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 140, no. 1-4, 41-52. doi:10.1016/0012-821x(1996)00049-0. doi:10.1016/0012-821x(96)00049-0
- 結田康一・駒村美佐子 (1986) 含臭素農薬と肥料由来臭素の作物と土壌への残留及び地下水への影響. 農業環境技術研究所報告, 3, 1-21.
- Zhao, D. P., Hasegawa, A. and Horiuchi, S. (1992) Tomographic imaging of P-wave and S-wave velocity structure beneath Northeastern Japan. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 97, no. B13, 19909-19928, doi:19910.11029/19992jb00603. doi:10.1029/92jb00603

4. 超長期の時間枠における地質学的変動、海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法の整備

燃料デブリの処分に当たっては、処分後 100 万年を超える時間枠での地質環境の変遷として、地下水流動を評価しなければならない可能性がある。過年度の原子力規制委員会委託事業においては、瀬戸内海沿岸部を対象に地下水年代指標を用いた数 10 万年程度の地下水流動の評価と地質学的変動・海水準変動が地下水流動に与える影響の評価手法に関する検討が行われてきたが、100 万年を超える超長期の時間枠を対象とする場合、地質学的変動、海水準変動等が引き起こすより長期にわたる水文地質学的変動をモデル化し検討する必要がある。

本事業においては、まずは過年度の検討を参考にして、我が国における典型的な地質環境における概ね数 10 万年程度までの水質・同位体パラメータ、水理パラメータ等の水文地質学的変動に関する知見、およびその変動の支配要因に関する知見を収集・整理する。次に、これらの知見に基づき、地質学的変動、海水準変動等の影響を考慮した水文地質学的変動モデルを構築し、100 万年を超える時間枠における地下水流動の定量的予測手法の整備に向けた課題を抽出する。

4.1 結晶質岩地域における水文地質学的変動及び変動要因に関する知見の収集・整理と水文地質学的変動モデルの構築

【実施内容】

これまでの成果を踏まえ、平成 27 年度は現在の火山活動による影響を受けていない広島花崗岩分布地域をモデルフィールドとして、地下水の水質・同位体パラメータ、水理パラメータ等や地質・地質構造に関する知見の収集・整理を行う。海水準変動、地震・活断層による地質変動のそれぞれが地下水系に与える影響を評価するため、浅層地下水系と深層地下水系・深部流体などの地下水の混合による地下水性状変化と地下水の混合をもたらす地下水流動系変化の観点から検討を行う。地下水流動系変化の検討結果を踏まえ、海水準変動および断層活動における地下水流動系変化に関する水文地質学的概念モデルを構築する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する 100 万年を超える超長期間の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分およびそれに先立つ処理に対する規制上の考慮事項に反映される。

【成果】

4.1.1 水文学的情報および水文地質学的変動に関連した知見の収集・整理

中国地方には、白亜紀から古第三紀の火成岩類（主に深成岩類と流紋岩類）が帯状構造をなして広く分布する。火成岩類は、北から山陰帯・山陽帯・領家帯の 3 帯に分けられ、各帯とも東西ないし東北東-西南西方向に分布する。このうち、山陽帯の深成岩類を広島花崗岩類と呼び、山口県から岡山県まで広く分布する（日本の地質『中国地方』編集委員会編, 1987）。

中国地方の新第三紀以降の火山活動は、大山・三瓶山・大江高山・青野火山群を結ぶ火山フロント（太田ほか, 2004）の南側にも、津山・吉備高原・世羅台地・冠高原等に、アルカリ玄武岩を噴出した活動が知られている（日本の地質『中国地方』編集委員会編, 1987）。

上述した火山活動による影響を受けていない結晶質岩地域として広島花崗岩分布地域をモデルフィールドとして、地質・地質構造や地下水に関する知見の収集・整理と現地調査を行った。浅層地下水系については、広島花崗岩類が広範囲に分布する広島県南西部の太田川流域と、隣接する河川流域を調査対象とした。深層地下水系については、深井戸など調査対象が限られることから、浅層地下水系の周辺部を含めて調査対象とし、また瀬戸内海周辺の山陽帯・領家帯火成岩類の深層地下水との比較検討を行った。

水文調査は、既存井戸・湧水・河川を対象に行った。現地調査では、水温・pH・河川流量等

の現地計測可能な水文データを測定し、地下水の付随遊離ガスの有無について確認した。既存井戸では、水質や深度情報を得るために温泉分析表や井戸掘削資料などを収集した。水文調査では、水試料（245 試料）の採取を行った。

水文調査で採取した全試料について、水試料の主成分陽イオン・陰イオン組成、酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) の分析を行った。水試料の一部については、水素同位体比 (δD : 150 試料)、全炭酸の炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$: 53 試料)、放射性塩素同位体比 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$: 14 試料)、トリチウム濃度 (^3H : 30 試料) の分析を行った。これらの分析値の他に、前章の 3.1.1 節で報告した分析値のうち 4.1.1 節の調査地域及びその周辺部の分析データを合わせて、次節以降の解析に用いた。

その結果、広島花崗岩分布地域およびその周辺地域の既存井戸・湧水・河川から採取された試料・既存地下水は、Cl イオン濃度が 70 mg/L 以下の場合と 250 mg/L 以上の場合とに大きく区分されること、一般的に河川水や湧水・浅井戸などの浅層地下水系では Cl イオン濃度が 70 mg/L 以下であること、既存井戸のうち深井戸では Cl イオン濃度が 250 mg/L 以上の試料が多いことが明らかになった。以下では、便宜的に Cl イオン濃度が 70 mg/L 以下の試料を浅層地下水系の試料として扱い、Cl イオン濃度が 250 mg/L 以上の試料を深層地下水系の試料として扱う（ただし、深井戸から採取された Cl イオン濃度が 70 mg/L 以下の試料を含む）。

4.1.2 水文地質学的変動・変動要因と水質・同位体パラメータ等与えた影響に関する検討

4.1.2.1 浅層地下水系の分析・解析結果

既存井戸・湧水・河川から採取された浅層地下水系の試料には、人工的に汚染された試料が含まれると考えられるため、以下の基準を用いて汚染試料を取り除いた。楊ほか（2004）は、関東地方の山岳地域では NO_3 濃度が 70 $\mu\text{M}/\text{L}$ 以下であること、東京都八王子市付近では渓流水でも 1970 年代に NO_3 濃度が 100 $\mu\text{M}/\text{L}$ 程度であったことを報告している。一国（1996）は、埼玉県南部から東京都の地下水の NO_3/Cl 重量比が 1.6 ± 0.4 (1.2-2.0) 程度で変動していること、人工的な汚染がある場合はその比が 2 以上になることを報告している。今回採取した広島花崗岩分布地域の水試料では、 NO_3/Cl 重量比が 2 程度になる試料の NO_3 濃度は 100 $\mu\text{M}/\text{L}$ 程度、一国（1996）が示した NO_3/Cl 重量比が一番小さい 1.2 程度になる試料の NO_3 濃度は 70 $\mu\text{M}/\text{L}$ 程度であった。これらの NO_3 濃度は、楊ほか（2004）が関東地方の山岳地域で観測した NO_3 濃度と同様であった。そのためここでは、 NO_3 濃度 70 $\mu\text{M}/\text{L}$ 以下の場所を、人工的な汚染が少ない場所として解析の対象とすることとした。分析を行った浅層地下水系の試料のうち、解析に用いることができた試料は 233 試料であった。

図 4.1.2.1-1 に広島花崗岩分布地域の浅層地下水試料の水質組成（トリリニアダイアグラム¹）を示す。図 4.1.2.1-1 では、(1) 既存井戸（「温泉」と表記されている井戸）より採取した試料（以下、既存井水）、(2) (1) 以外の既存井戸・湧水・（簡易）水道水源より採取した試料（以下、地下水・湧水）、および (3) 河川水試料を区分して示した。図 4.1.2.1-1 より、既存井水試料は、陰イオンのうち HCO_3 イオンの比率が 50%以上、一方陽イオンでは、Mg イオンの比率が非常に低く、Na-K イオンの比率が 20%以上あるため、菱形図上では HCO_3 の多いタイプ（炭酸カルシウム型(I)¹から炭酸ナトリウム型(IV)¹）に分類されることがわかる。このことから、「温泉」と表記されている既存井水試料は、浅層地下水のうち、河川水等に比べ相対的に滞留的な環境下にある地下水を起源としていると考えられる。

一方、地下水・湧水試料および河川水試料は、陰イオンが HCO_3 イオン比率で 50%以上あるタイプから相対的に Cl イオン比率が多いタイプの間分布するため、菱形図上では一般的な河川水や、被圧地下水を示す炭酸カルシウム型(I)¹と、相対的に $\text{Cl}+\text{SO}_4$ イオンの多い非炭酸ナトリウム型(III)¹の間分布することがわかる。非炭酸ナトリウム型(III)¹の地下水は、通常は NaCl

¹ 産業技術総合研究所地質調査総合センター（2001），p.138

型の水質組成で, 海水等 Cl イオン濃度が高い水の寄与が考えられる地下水に見られるものである。

図 4.1.2.1-2~4 に, 広島花崗岩分布地域の地下水・湧水試料と河川水試料の Cl・SO₄・HCO₃ の各イオン濃度の地理的な分布を示す。分布図の平滑化処理には Natural Neighbor 法を用いた。また, 既存井水の Cl・SO₄・HCO₃ の各イオン濃度も参考のため, ポイントデータとして示す。図中には, 日本シームレス地質図に含まれる活断層セグメントのデータも同時に示している。

Cl イオン濃度の地理的な分布を示す図 4.1.2.1-2 には, 内陸部の各所において Cl イオン濃度が比較的高い地点が存在することを示している。調査地域北東部の上根活動セグメント (活断層データベース, no. 203-01; 産業技術総合研究所, 2012a) 沿いには, 直線的に高い濃度の部分が見られる。また, 北西部の筒賀活動セグメント (活断層データベース, no. 283-01; 産業技術総合研究所, 2012a) 沿いには, 地下水・湧水試料と河川水試料の Cl イオン濃度のみならず, 既存井水の Cl イオン濃度も高い箇所が見られる。図 4.1.2.1-1 に示した湧水・河川水試料に非炭酸ナトリウム型(III) が見られることを考え合わせると, 本地域には, HCO₃ イオン濃度が高い地下水以外に, Cl イオン濃度が高い地下水が断層に沿って上昇してきている可能性を示唆しているものと考えられる。

SO₄ イオン濃度の分布を示す図 4.1.2.1-3 と HCO₃ イオン濃度の分布を示す図 4.1.2.1-4 では, Cl イオン濃度の分布図 (図 4.1.2.1-2) が示すような, 地質構造に規制されたような分布は不明瞭である。SO₄ および HCO₃ の両イオン濃度とも, 地域の南東側で高く, 北西側の高標高部で低いという同様の傾向を示す。これらの傾向と, 既存井水の SO₄ および HCO₃ の両イオン濃度との関係は不明瞭である。なお, 既存井水の HCO₃ イオン濃度は, リニアメント直上で高い傾向がある。

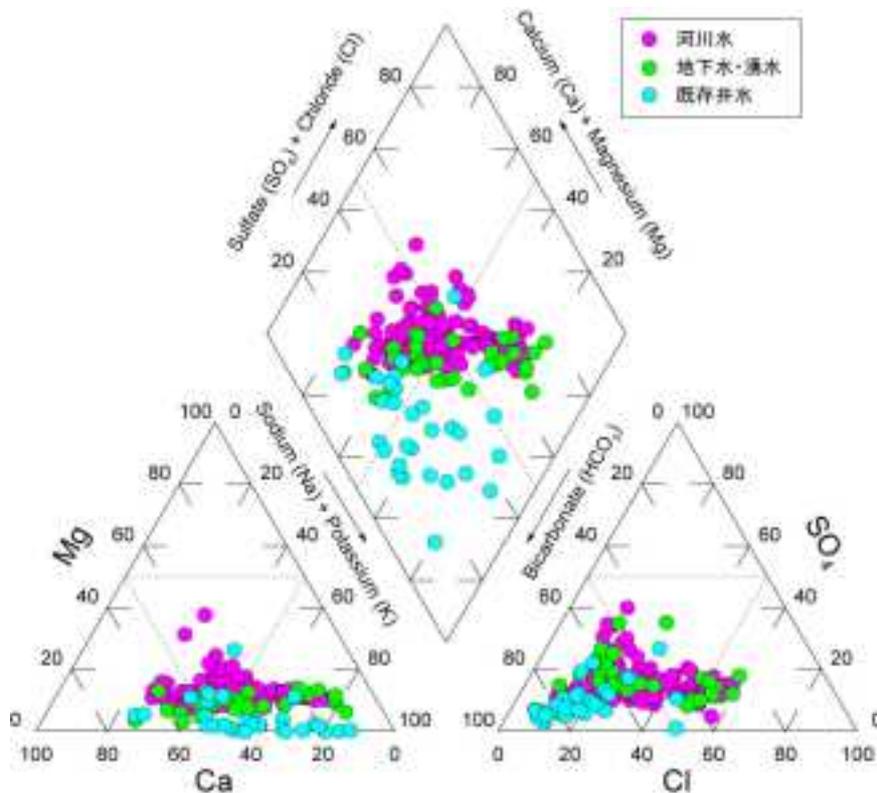


図 4.1.2.1-1 広島花崗岩分布地域の浅層地下水試料の水質組成

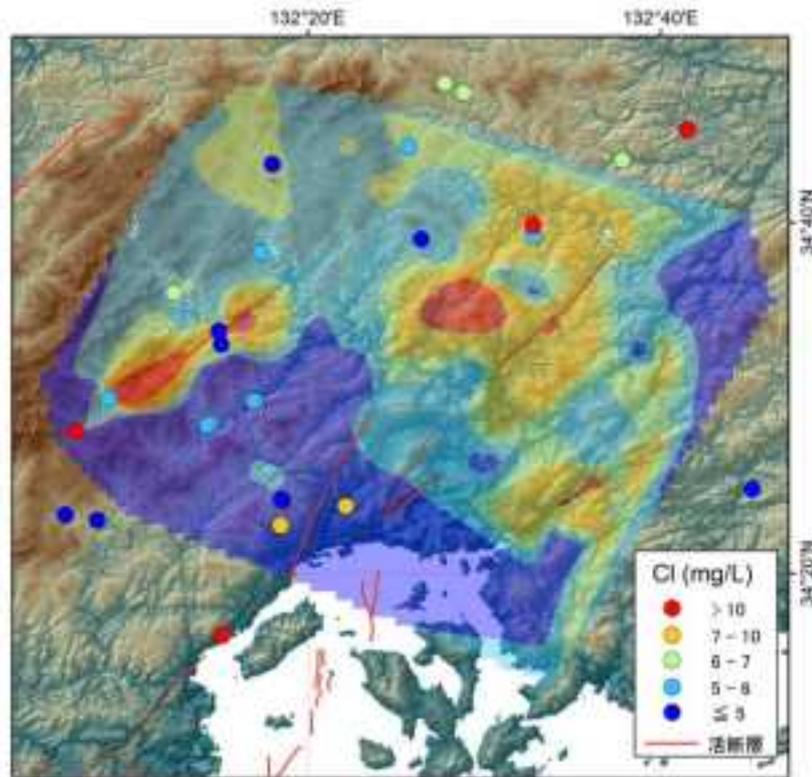


図 4.1.2.1-2 広島花崗岩分布地域の浅層地下水試料の Cl イオン濃度の地域的な分布

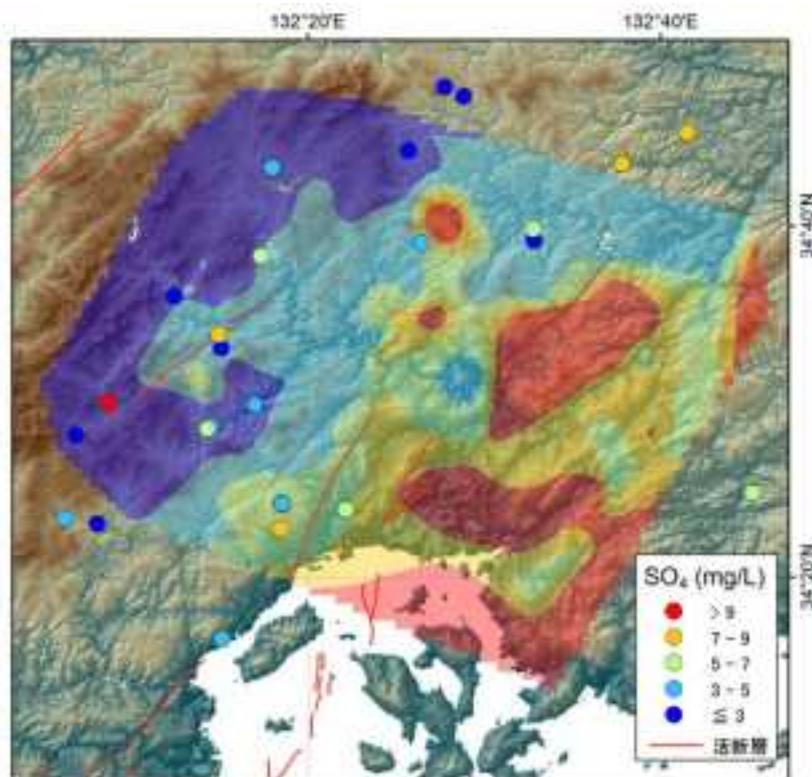


図 4.1.2.1-3 広島花崗岩分布地域の浅層地下水試料の SO₄ イオン濃度の地域的な分布

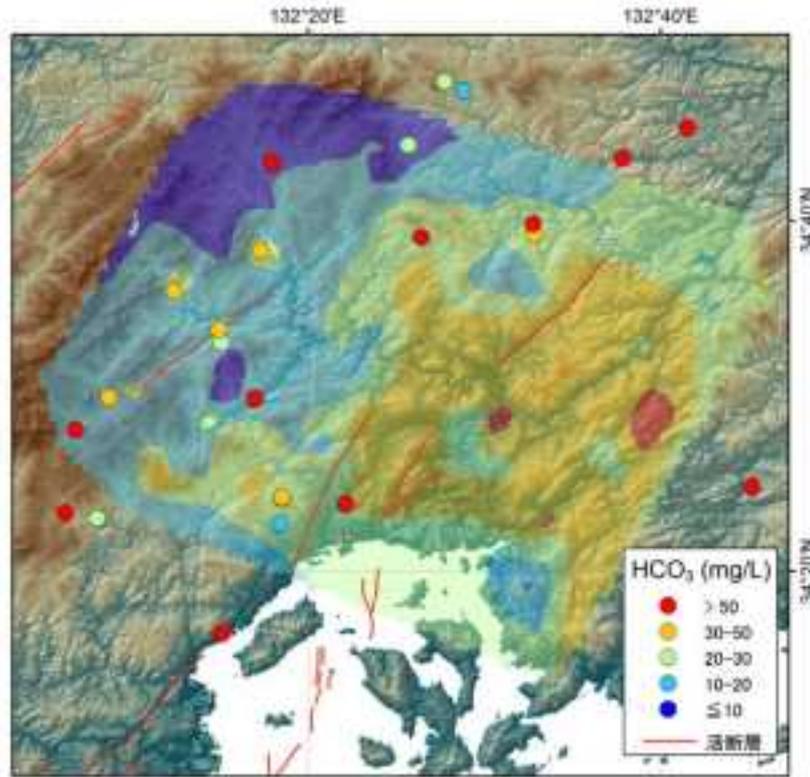


図 4.1.2.1-4 広島花崗岩分布地域の浅層地下水試料の HCO_3^- イオン濃度の地域的な分布

図 4.1.2.1-5 に、広島花崗岩分布地域の地下水・湧水試料と河川水試料の試料採取標高と試料水の酸素同位体比（以下、 $\delta^{18}\text{O}$ ）の関係を示した。4 試料を除く、地下水・湧水試料と河川水試料の全てで、試料採取標高が高くなると、 $\delta^{18}\text{O}$ が小さくなるという関係が見られる。両者の関係は、 $\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = -0.0019 \times (\text{試料採取標高}(\text{m})) - 7.65$ である。これは同位体標高効果と考えられ、標高が 100m 高くなると $\delta^{18}\text{O}$ が 0.19‰ 小さくなっている。日本各地の同位体標高効果としては、 $-0.1 \sim -0.3 \text{‰}/100\text{m}$ の間の値が報告されており（藪崎・河野，2012），今回の調査結果で得られた $-0.19 \text{‰}/100\text{m}$ という値は妥当なものと考えられる。

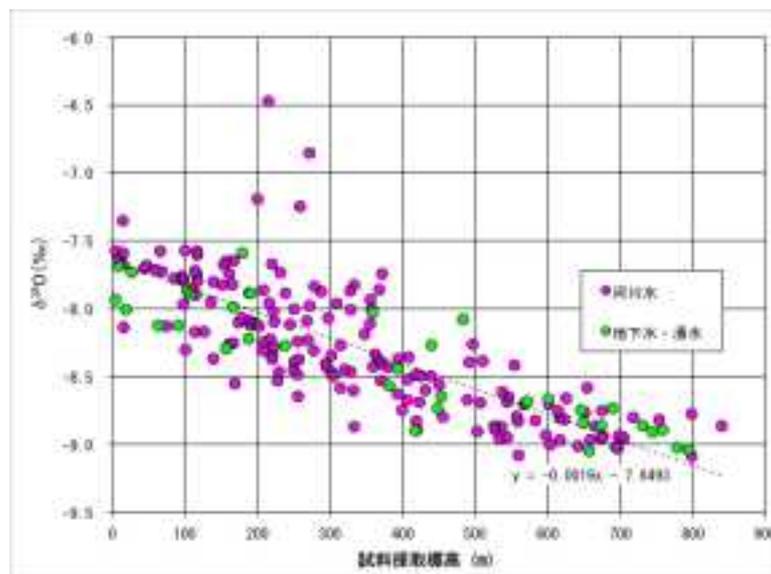


図 4.1.2.1-5 広島花崗岩分布地域の浅層地下水試料の試料採取標高と酸素同位体比の関係

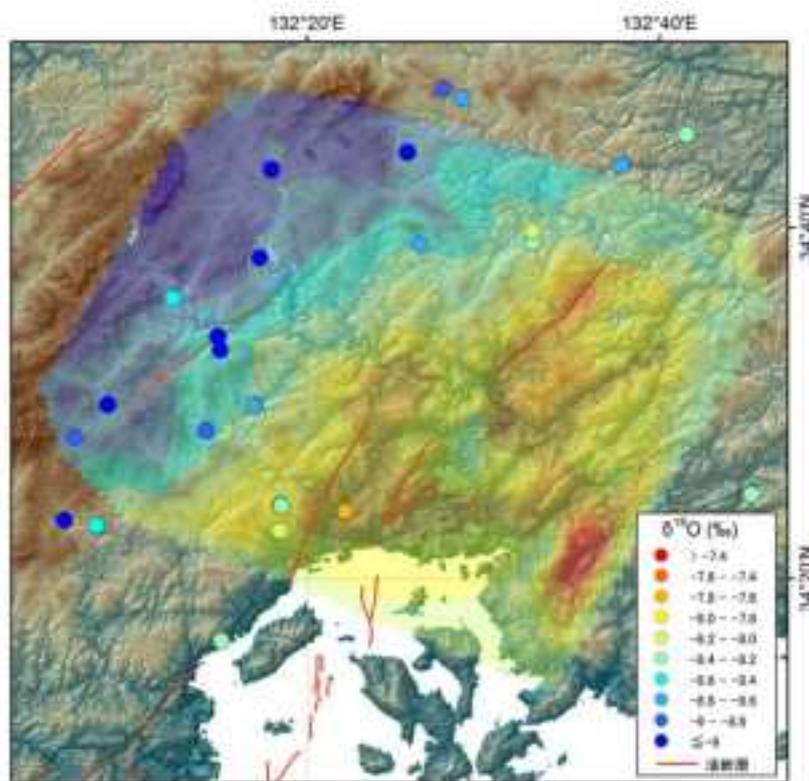


図 4.1.2.1-6 広島花崗岩分布地域の浅層地下水試料の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) の地理的な分布

図 4.1.2.1-6 に、広島花崗岩分布地域の湧水・地下水試料と河川水試料の $\delta^{18}\text{O}$ の地理的な分布を示す。分布図の平滑化処理には Natural Neighbor 法を用いた。また、既存井水の $\delta^{18}\text{O}$ も、参考のためポイントデータとして示す。図中には、日本シームレス地質図に含まれる活断層セグメントのデータも同時に示している。

図 4.1.2.1-6 に示したように、湧水・地下水試料と河川水試料の $\delta^{18}\text{O}$ の地理的な分布は、地域の南東側で高く、北西側の高標高部で低いという、標高に応じた分布となっている。ただし、地域北東部の上根活動セグメント沿いには、図 4.1.2.1-2 に示した Cl イオン濃度の地理的な分布と同じように、周辺より $\delta^{18}\text{O}$ が高い地点が存在する。また、南東部の瀬野川上流部でも周辺より $\delta^{18}\text{O}$ が高い部分が存在する。これらの原因については、現時点では不明瞭であり、追補的な調査の必要があると考えられる。

4.1.2.2 深層地下水系の分析・解析結果

深層地下水系の調査・解析においては、深井戸など深層地下水試料に加え、周辺の浅層地下水試料や湧水試料を合わせた解析を行う。なお、ここでは便宜的に深度 100 m を境界値として、浅層地下水と深層地下水を区別して記述することとする。放射性塩素同位体分析用に採取した地下水・湧水試料の位置を図 4.1.2.2-1 に示す。

図 4.1.2.2-2 (a) に、地下水・湧水試料の Cl イオン濃度の逆数と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ との関係を示す。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014a) で報告されているように、高塩濃度の深層地下水試料はほぼ海水と同程度の非常に低い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を有しており、海水起源の比較的若い塩水であると考えられる。図 4.1.2.2-3 の水質組成 (トリリニアダイアグラム) によれば、これらの塩水は海水の組成から Ca イオンの割合が増加する方向に分布しており、岩石-水反応によるある程度の変質を受けている。

図 4.1.2.2-2 (b)は、地下水・湧水試料のトリチウム濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ との関係を示す。高塩濃度の深層地下水の多くは、トリチウム濃度が 0.5 TU 以下で、半数は検出限界 (≈ 0.04 TU) 以下の値を示しており、現在の天水の影響をほとんど受けていない。瀬戸内海周辺の結晶質岩地域における他地点の深層地下水のトリチウム濃度も、ほぼ検出限界以下の値を示しており、同様の傾向を示す。なお、一部の深層地下水試料のトリチウム濃度は 2 TU 前後の値を示すが、これらの試料の Cl イオン濃度は 2,000-3,000 mg/L 程度であり、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ に対する天水成分の混合の影響は小さいと考えられる。

深層地下水系に対する現在の天水成分の寄与を把握するために採取された 3 地点の湧水試料の Cl イオン濃度は 3-6 mg/L 程度であり、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は $47-113 \times 10^{-15}$ の範囲であった(図 4.1.2.2-2)。これらの湧水試料のトリチウム濃度は 1.9-3.2 TU であり、ほぼ現在の天水成分を反映しているものと考えられる。

深度 100 m 以浅の浅層地下水試料 (3 地点) の Cl イオン濃度は 4-6 mg/L 程度であり、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は $54-167 \times 10^{-15}$ の範囲、トリチウム濃度は 2.2-2.6 TU であった。このことから、これらの浅層地下水試料は、滞留時間の比較的短い天水起源の地下水であると考えられる。

深度 100-200 m の深層地下水試料のうち Cl イオン濃度が 3-12 mg/L 程度と低い濃度を示す 3 地点の試料の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は $145-233 \times 10^{-15}$ と湧水試料や浅層地下水試料と比べてやや高めの値を示し、トリチウム濃度は 1.8-2.3 TU であった。このことから、これらの Cl イオン濃度の低い深層地下水試料 (深度 100-200 m) についても、滞留時間が数十年程度以内の天水起源の地下水であると考えられる。

これらの Cl イオン濃度の低い湧水・地下水試料は Ca-HCO₃ 型の水質 (図 4.1.2.2-3) を有しており、滞留時間の比較的短い天水起源の地下水であると考えられる。

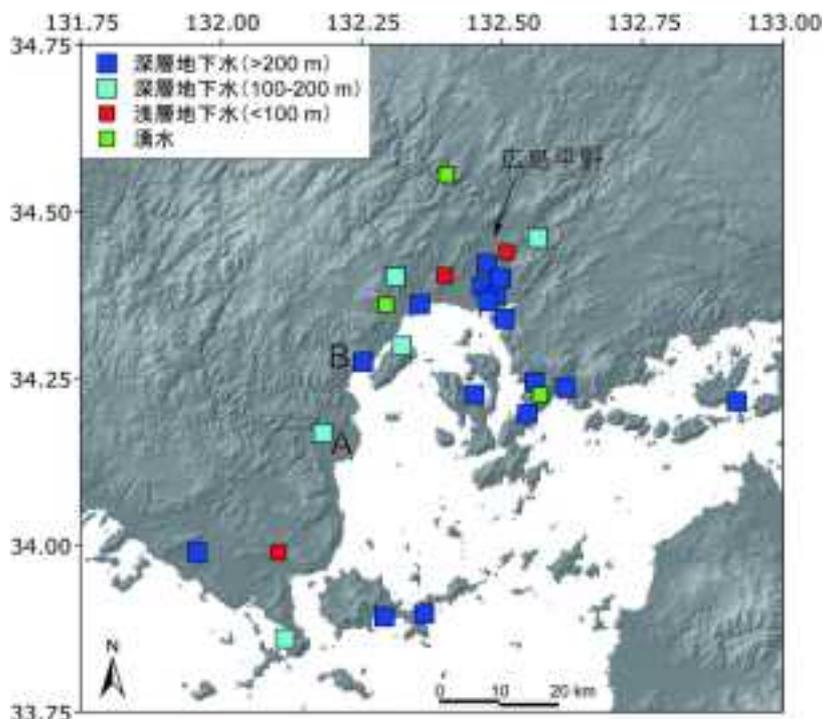


図 4.1.2.2-1 広島平野周辺地域における放射性塩素同位体分析用試料の採取位置
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013, 2014a) のデータを含む。

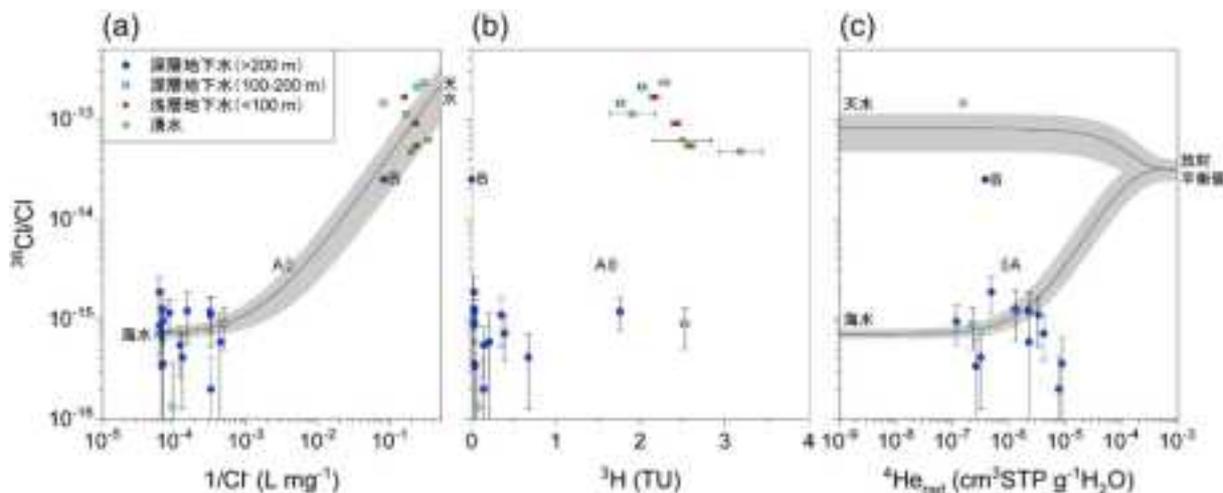


図 4.1.2.2-2 広島平野周辺地域における地下水・湧水試料の(a) Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ との関係、(b) トリチウム濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ との関係、および(c) 放射壊変起源 ^4He 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ との関係
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013, 2014a) のデータを含む。(a) の曲線は、海水 (Cl = 19,000 mg/L, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (0.71 \pm 0.08) \times 10^{-15}$; Fifiield *et al.*, 2013) と天水との混合線を示している。天水の値の範囲は、湧水 3 試料の値を基に設定した。(c) の 2 本の曲線は、それぞれ天水と海水が花崗岩中に停滞した場合の ^4He 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の時間変化 (^{36}Cl と ^4He の等年代線) を示している (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015a)。ここでは、瀬戸内花崗岩類の化学組成 (森川・戸崎, 2013) を基に、原位置で生成される ^4He のみを考慮している。

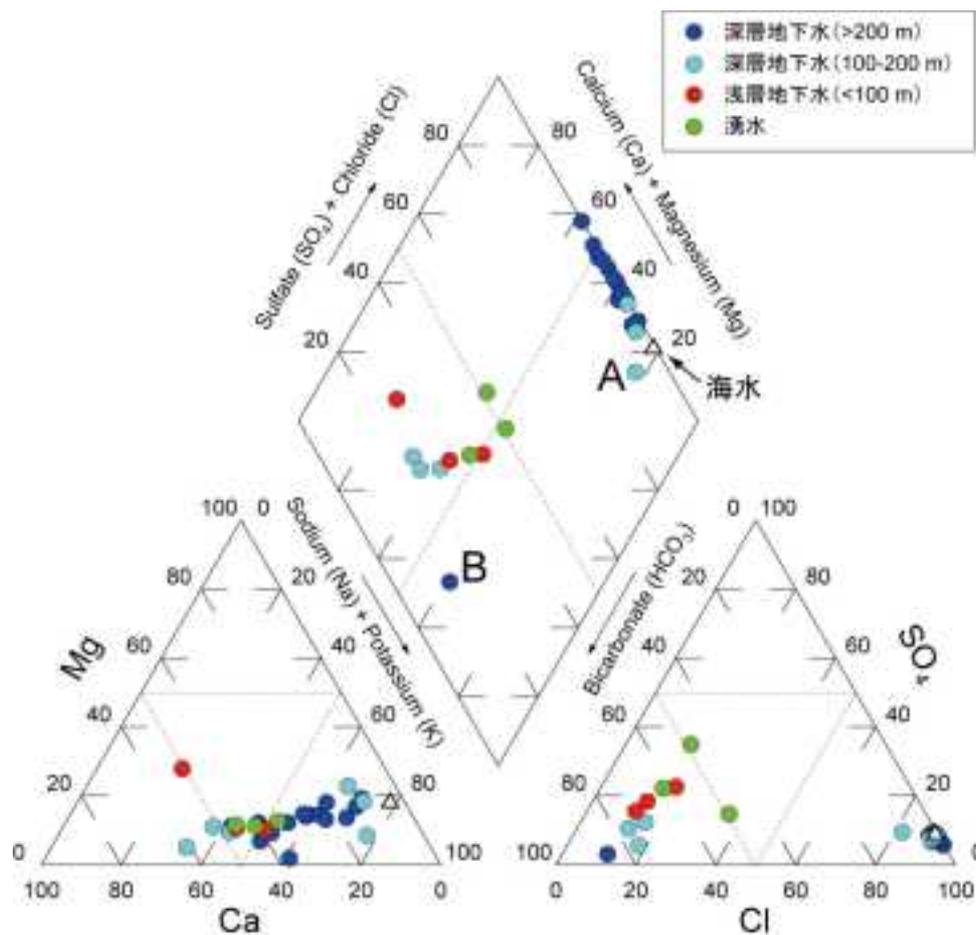


図 4.1.2.2-3 広島平野周辺地域における地下水・湧水試料の水質組成
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) のデータを含む。

4.1.2.3 深層地下水系への天水の侵入・混合

深層地下水系の分析・解析の結果、天水と海水との混合により水質・同位体組成が形成されていると考えられる試料が2試料存在する(図4.1.2.2-2(a)&(c)のAとB)。ここではまず天水の水質・同位体組成を4.1.2.2項の分析・解析結果に基づいて確定させ、次に天水や浅層地下水の深層地下水系への侵入・混合現象に関して検討する。

天水中には様々な放射性核種が含まれるが、現在では試料のトリチウム濃度のみから核実験の影響の有無を判別することはできない(例えば、浅井・辻村, 2010)。4.1.2.2項で検討したClイオン濃度の低い浅層地下水3試料および100-200 mの深層地下水3試料のトリチウム濃度は、十分に低い値を示しているが、核実験起源の ^{36}Cl が含まれている可能性があるため、以下の議論では、4.1.2.2項で検討した湧水3試料の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を天水端成分の代表値として用いることとする(図4.1.2.2-2)。

天水と海水が混合した場合、図4.1.2.2-2(a)の曲線で描かれるようにClイオン濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ が変化することとなる。中間的なClイオン濃度を示している深層地下水の2試料(AとB)は、天水と海水との混合領域にプロットされる(図4.1.2.2-2(a))。放射壊変起源 ^4He 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ との関係を示す図4.1.2.2-2(c)においても、天水および海水が放射平衡値に至る等年代線から外れ両者の中間領域にプロットされている。

試料A(深度200 m): Clイオン濃度は250 mg/L, トリチウム濃度は1.7 TUであり、水質組成(図4.1.2.2-3)においても海水に近い組成を示している。このことから、試料Aの地下水は、滞留時間の比較的短い天水起源の地下水と、海水起源の若い塩水とが混合したものと解釈される。図4.1.2.2-2(c)の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と ^4He 濃度との関係からも同様の解釈が可能である(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015a)。

試料B(深度1,400 m): Clイオン濃度は12.1 mg/L, トリチウム濃度は検出限界以下であり、過去50年程度の天水の寄与は無いと考えられる。水質組成(図4.1.2.2-3)は海水とは全く異なり、Na-HCO₃型の停滞性の水質組成を示している。このことから、試料Bの地下水は、海水と天水との混合では説明できないと考えられる。すなわち、試料Bの地下水には、海水起源のClは含まれておらず、比較的古い天水起源の地下水であると推察される。Bの地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は 25×10^{-15} であり、瀬戸内花崗岩類の放射平衡値を $24-39 \times 10^{-15}$ とすると(森川・戸崎, 2013)、天水起源(宇宙線起源)の ^{36}Cl は壊変し放射平衡に達しているという判断も考えられる。しかしながら、図4.1.2.2-2(c)によれば天水の等年代線からは外れており、 ^4He 濃度が他の深層地下水よりも高い傾向は認められない。現時点では、天水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の変動範囲を拡大してとらえなければならない可能性が残るものの、年代値に関して今後さらなる検討が必要と考える。

4.1.3 水文地質学的概念モデルの構築・検討

図4.1.3-1は、4.1.2.2項で検討した深度100 m以深の深層地下水のClイオン濃度の分布を示したものである。現在の海岸線付近には、海水の影響を強く受けたClイオン濃度が高い深層地下水が多数存在するが、4.1.2.3項で検討したB地点のようにClイオン濃度が低い深層地下水も存在する。内陸部においては、一般的にClイオン濃度の低い深層地下水が多いが、断層リニアメント沿いの一部の地点には、Clイオン濃度が比較的高い深層地下水が存在する。

B地点の北東側に五日市活動セグメント(一般走向N20°E, 傾斜60°W; 活断層データベース, no. 204-01; 産業技術総合研究所, 2012a)、南西側に大竹活動セグメント(一般走向N40°E, 傾斜60°W; 活断層データベース, no. 205-01; 産業技術総合研究所, 2012a)が存在し、両活動セグメントはいずれも断層型は右横ずれであり、平均変位速度も0.1 m/千年と推定されている。B地点の海側には、対岸の巖島との間に大野瀬戸と呼ばれる地形的鞍部があり、2つ

の活動セグメントを繋ぐリニアメントが存在する。活動セグメントの形態・断層型等を考慮すると、五日市活動セグメントから大竹活動セグメントまでは一連の断層系である可能性が高いと考えられる。B地点は、標高70 m弱に立地し、海岸線までの直線距離は約550 mである。B地点に近い大竹活動セグメントの地表断層位置を考慮すると、大野瀬戸のB地点側の海岸線近傍をリニアメントが通過していると考えられる。リニアメントの傾斜が、五日市活動セグメントや大竹活動セグメントと同じ60° Wの傾斜を持つと仮定すると、B地点の地下1,000 m～1,100 m ($70+550\times 1.73$ m～ $70+600\times 1.73$ m) をリニアメントが通過することになる。B地点の掘削井は、掘削深度1,400 m（ただしスクリーン等の取水深度は不明）であり、温泉井仕上げというボーリング掘削の特徴とリニアメントの位置・傾斜等の誤差を考慮すると、B地点の深層地下水試料は海側のリニアメントから連続する断層系に胚胎する亀裂系地下水を揚水している可能性が高いと考えられる。従って、B地点の深層地下水に過去の海水の影響が及んでいないことは、他の沿岸部近傍の深層地下水が海水の影響を強く受けていることと比較して特異的であると言える。

B地点南方のA地点の掘削井は、掘削深度200 m（ただしスクリーン等の取水深度は不明）であり、大竹活動セグメント近傍に位置し、大竹活動セグメントから連続する断層系に胚胎する亀裂地下水を揚水している可能性が高いと考えられる。従って、この五日市活動セグメントから大竹活動セグメントへと連続する断層系に胚胎する亀裂系地下水においては、深度200 mまでは滞留時間の比較的短い天水起源の地下水と海水起源の若い塩水とが混合した地下水が存在するものの、深度1,400 m付近までは過去の海水の影響が及んでおらず、海面変動に対して安定的な淡水塊が存在すると考えられる。

一方、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014a, 2015a）では、広島市中心部の現在の海岸線から約7.5 km内陸側に位置する掘削深度1,800 m（ただしスクリーン等の取水深度は不明）の掘削井から得られた深層地下水試料の分析結果から、最大海退期以降の比較的若い海水が深度1,800 mまで侵入した可能性を報告しており、本年度のA・B地点の分析・解析結果とは整合的ではない。その原因として、次のような理由が考えられる。

- 1) 深層地下水試料の多くの取水深度が不明であること。温泉井仕上げのため、亀裂系地下水の孔内湧出深度より深く掘り下げ、地温勾配による温度上昇を期待する掘削井が存在するため、掘削深度と取水深度が一致しない場合があること。
- 2) 掘削井がマルチスクリーン仕上げとなっていて、複数深度から湧出する地下水が混合されて地表へ揚水されている可能性があること。また、マルチスクリーンにより混合された地下水を端成分に分離することが困難であること。
- 3) 揚水された深層地下水試料が胚胎する亀裂系地下水の地質構造が直接的に確認できないことが多いこと。
- 4) 海域のリニアメントの認定が困難であること。陸域から海域の活断層系への連続性が確認できないことが多いこと。一般的に陸域から海域へと連続する地質構造の有無とその海深が不分明で、海面変動の影響の見積もりが困難な場合が多いこと。

これらは地下水調査井ではない井戸等を用いて深層地下水系の調査・解析を行う場合に避けられない問題であり、調査・解析結果の慎重な再検討と新たな調査・解析事例を積み増すことにより、妥当性の高い総合的な解釈を行う必要があると考えられる。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014a, 2015a）では、地下水系に対する海面変化の影響が、地形条件によって規定される可能性を指摘している。本年度の調査・解析結果は、結晶質岩地域においては、断層・リニアメント等の地質構造が、深層地下水系への天水・浅層地下水や海水等の塩水の侵入・混合の場として、あるいは深層地下水系から浅部への流出する場として、地下水流動系を規制している可能性を示している。

本調査地域の水文地質学的概念モデルの構築にあたっては，断層・リニアメント等の地質構造を十分に考慮する必要がある。調査地域内では，断層・リニアメントが十分に発達しており，活断層あるいは活動セグメントとして認定されていない断層系が多数存在すると考えられる。そのため，現在の広域応力場が継続する期間（少なくとも～100 万年程度の期間）においては，既存の断層系の再活動により応力歪が解消され，新規に断層系が発達する可能性は低いと考えられる。従って，水文地質学的概念モデルの構築にあたっては，陸域における既存のリニアメントや断層系の水理的異方性を十分に考慮したモデル化を行い，境界条件を適切に設定することが必要と考える。今年度の水文地質学的変動モデルの検討においては，具体的な変動モデルを構築する前段階であるプロセスの検討に留まったが，今後変動モデルを構築するにあたっては **evidence-based process** の総合的な検討が重要であると考えられる。

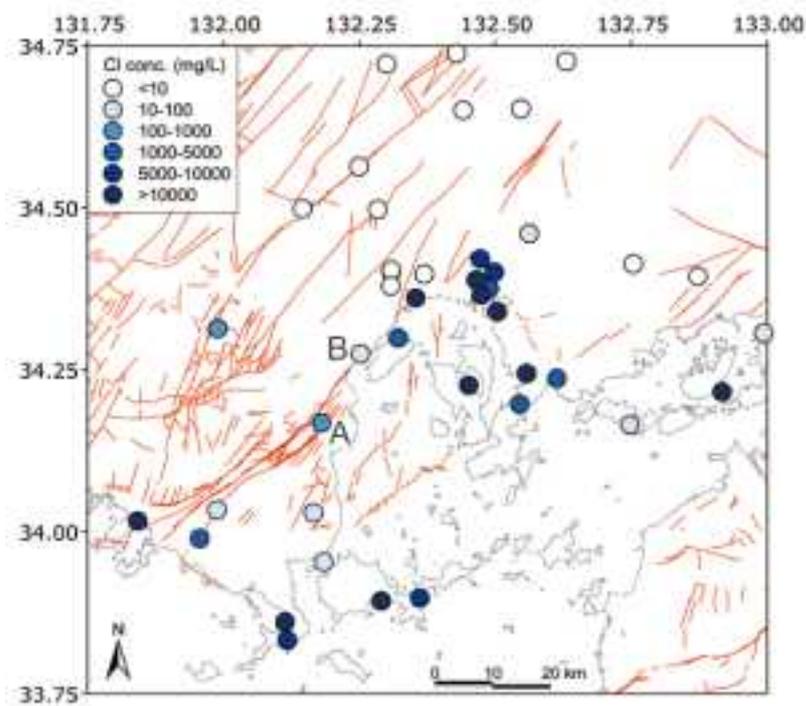


図 4.1.3-1 広島平野周辺地域における深層地下水（深度 100 m 以上）の Cl イオン濃度の分布
赤線は，産業技術総合研究所地質調査総合センター（2010）による断層・リニアメントの位置を示す。

4.1.4 今後の課題

水文地質学的変動モデルを構築するためには，調査地域の地質・地質構造の枠組みと，地下水流動系の全体像を把握する必要がある。そのため，浅層地下水系については，Cl イオン濃度分布の異常が見られた地域とその周辺地域を含めた，詳細な地理的分布，Cl イオン負荷量の解析などを行い，Cl イオンの起源の解析と深層地下水系から浅層地下水系への流出量の評価を行う必要がある。また， $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3$ の両イオン濃度が地域の南東側で高く，地域の北西側の高標高部で低くなる現象の理由が明らかでないため，例えば SO_4 イオンの硫黄同位体比， HCO_3 イオンの炭素同位体比等を用いた起源の解析や，岩石の風化度等との関係性の解析が必要である。深層地下水系に関しては，広島花崗岩分布域の沿岸域の地質構造と深層地下水の調査・試料採取を進め，リニアメントや断層系と高 Cl イオン濃度の深層地下水の分布との関係を比較検討する必要がある。また，今回確認された低 Cl イオン濃度の地点と同様の特徴を持つ深層地下

第4章 超長期の時間枠における地質学的変動，海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法の整備

水（低 Cl イオン濃度で，トリチウムが検出されない深層地下水）の有無と，地質構造との関係性を検討する必要がある．断層系を介した海面変化による地下水流動系の変化については，既存地下水を含め $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ およびトリチウム濃度の測定や年代解析を進め，それらの結果を総合的に解釈し，海水準変動に伴う海水の影響の変動について慎重に検討する必要がある．

4.2 堆積岩地域における水文地質学的変動及び変動要因に関する知見の収集・整理と水文地質学的変動モデルの構築

【実施内容】

これまでの成果および既往の堆積岩地域での研究成果を踏まえ、平成27年度は堆積岩分布地域における水文地質学的モデルを構築するために、第一に研究事例が多い北海道幌延地域を対象として三次元モデルフィールドを設定し、地形・地質に基づく涵養域の性状・面積、地下水系の水質・水理、岩石中の地質学的変動の痕跡などに基づくパラメータの範囲・分布などのデータの検討を模式的な三次元モデルで実施し、地質学的変動事象による水理パラメータの変動を考慮した水文地質学的モデルの概念モデルを構築する。また、沿岸域の堆積岩地域のモデルフィールドを追加的に選定するため、いくつかの地域において既存の水文地質関連情報の収集・整理を行い、モデルフィールドとしての適性に関する予察的検討結果を収集した情報とともに取りまとめる。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する100万年を超える超長期間の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分およびそれに先立つ処理に対する規制上の考慮事項に反映される。

【成果】

4.2.1 幌延地域を対象とした三次元モデルフィールドの設定

幌延地域には、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構（JAEA）の幌延深地層研究センターが立地しており、地下深部の地質環境を明らかにする調査研究や、地層処分技術の実用化に必要な研究開発が進められている。JAEA 幌延深地層研究センターは、研究成果報告書である「幌延深地層研究計画 平成12年度調査研究成果報告」を公表して以来、毎年夏に前年度の研究成果報告書を公表しているほか、太田ほか（2007）などの詳細な調査研究を公表している。また、幌延地域に関しては、地層処分基盤研究開発を担う電力中央研究所（木方ほか、2006）や産業技術総合研究所（2013）などの他に、原子力安全・保安院や原子力安全基盤機構から安全研究を実施する JAEA 安全研究センターや産業技術総合研究所深部地質環境研究コアへの委託事業による地質構造・水理地質構造モデルや地下水流動モデルの整備が実施されている。なお、原子力安全基盤機構は、幌延地区に関する委託研究の成果を須甲ほか（2014）として取りまとめている。

本課題では、これらの既往研究成果を収集・整理し、超長期の時間枠において想定される地質学的変動および海水準変動の影響を検討することのできる水文地質学的変動モデルを構築するため手法の検討と、それに基づく三次元モデルフィールドの領域設定を行う。

地質学的変動および海水準変動等の影響を検討するため、地質学的変動によって変化する地形・地質構造、海水準変動によって陸化あるいは沈没する陸域の地形変化、降雨の表面流出を区分する地形的分水界（地表面分水界）と地質構造に支配される地下水を区分する水文的分水界（地下分水界）等の水文地質学的情報を統合的に管理・分析し、水文地質学的変動モデルとして統合する手法として地理情報システム（GIS）を用いる手法に着目し、開発を行った。開発した水文地質学的変動モデルは、地下水流動解析に必要な範囲のモデル領域を任意に切り出すことが可能なシステムとして設計し、地下水流動解析そのものは水文地質学的変動モデル内で実施しないこととした。そのため、従来の地質構造・水理地質構造モデルや地下水流動モデルが解析領域をある意味において厳密に設定し、その領域内の関連情報を収集するという方針でモデル化が図られていたのに対し、今回開発した水文地質学的変動モデルでは厳密な領域設定が必ずしも必要でないことに特徴がある。

幌延地域を対象とする三次元モデルフィールドの設定においても、上述したような水文地質学的変動モデルの特性を生かし、幌延地域周辺を含む道北地域（北部）という緩やかな領域設

定を行い、関連データ等を収集・整理した。

4.2.2 幌延地域におけるパラメータ変動範囲の整理・検討

幌延地域を対象として、過去の地質事象による地下水水質及び水理特性の変動範囲を評価するために、既往調査・試験データの検討、既往岩石試料を用いた室内透水試験等による応力-透水係数関連の報告、モデル解析によるパラメータ変動予測を行い、想定される変動事象による地下水水質及び水理特性の変動範囲に関する検討を行う。

4.2.2.1 幌延地域の地質

幌延地域を含む北海道北部地域は、ユーラシアプレートと北米プレートの境界付近に位置する。北海道中央部の衝突帯では一部に蛇紋岩がみられるが、北西部には広く海成および非海成の堆積岩が分布している（例えば、小疇ほか, 2003; 日本の地質『北海道地方』編集委員会編, 1990）。北西部の海側には新第三紀以降に天北堆積盆が発達しており、その東端の一部が陸域に露出している（新里ほか, 2007）。

JAEA 幌延深地層研究所の周辺地域は主に声問層と呼ばれる珪藻質泥岩が露出し、その下部には稚内層の珪質泥岩が分布する（図 4.2.2.1-1）。稚内層はオパール A からオパール CT への相転移を伴い、埋没温度が 30–60°C 程度であり（Aoyagi and Kazama, 1980）、地温勾配から最大埋没深度が 800–1,100 m と推定されている（福沢, 1987）。堆積埋没後、大曲断層と幌延断層の活動や背斜構造の形成を伴う隆起、氷期-間氷期サイクルによる浸食の促進、海水準変動に伴う海進・海退を経験したことが知られている（中山ほか, 2010）。

4.2.2.2 幌延地域の水質

天北堆積盆周辺の堆積岩からは、高濃度の塩水が産出する（松波, 1993; 産業技術総合研究所, 2009, 2010, 2011, 2012b; 鈴木・柴田, 2007）。図 4.2.2.2-1 に陰イオンに基づいた深層地下水および河川水の水質タイプ区分を示す。北海道北西部に位置するほとんどの深層地下水が Cl タイプに分類される。一方、河川水は、Cl タイプ以外に HCO₃ タイプ、Cl-SO₄ タイプも存在する。当地域の塩水の殆どは油徴・ガス徴（主にメタン）を伴っていることから、長期の続成作用に伴う有機物の熟成過程で HCO₃ が増加していると考えられる（松波, 1993）。また、SO₄ タイプ、Cl-SO₄ タイプは深層地下水には見られず、河川水にのみ確認されたことから、岩石中に含まれる硫化鉱物等が地表付近で酸化され硫酸イオンとして溶出している可能性が考えられる。

図 4.2.2.2-1 に示した深層地下水および河川水の酸素同位体比と水素同位体比の関係を図 4.2.2.2-2 に示す。河川水は天水線上に位置するが、深層地下水は点線で示した回帰直線の近傍に位置しており、その端成分の酸素同位体比は海水よりも大きくプラスにシフトしている。これは、油田・ガス田付随水などの長期停滞水の特徴で、長期の水-岩石反応で起こる同位体交換反応によるものと考えられる（Clayton *et al.*, 1966; Mahara *et al.*, 2012）。甲斐・前川（2009）では、幌延地域で採取された地下水の酸素・水素同位体比と塩素濃度を用いて、オパール A からオパール CT を経て石英に相変化する間の水質形成モデル計算を行っており、声問層や稚内層よりもさらに下位の増幌層や鬼志別層から生物起源のシリカから脱水した水が上昇してきている可能性を示唆している。オパールの脱水によって放出される水は塩分を含まないため、オパールの脱水が進むと海水よりも低い塩素濃度となる。産業技術総合研究所（2012b）では、塩素濃度と酸素同位体比および塩素濃度と水素同位体比の関係から、少なくとも 2 つの混合系列があることを指摘しており、異なる塩素濃度をもつ地下水が胚胎していることを示した。また、寺本ほか（2006）では、幌延深地層研究センターの掘削孔から採取された地下水の酸素・水素同位体比から、幌延地域の地下水が「塩水」「過去の寒冷気候下の天水」「現在の天水」の

三成分で構成されている可能性を示唆した。これらの結果から、変質した水は北海道北西部に広く分布し、現在や過去の天水と複雑に混合していることが分かる。

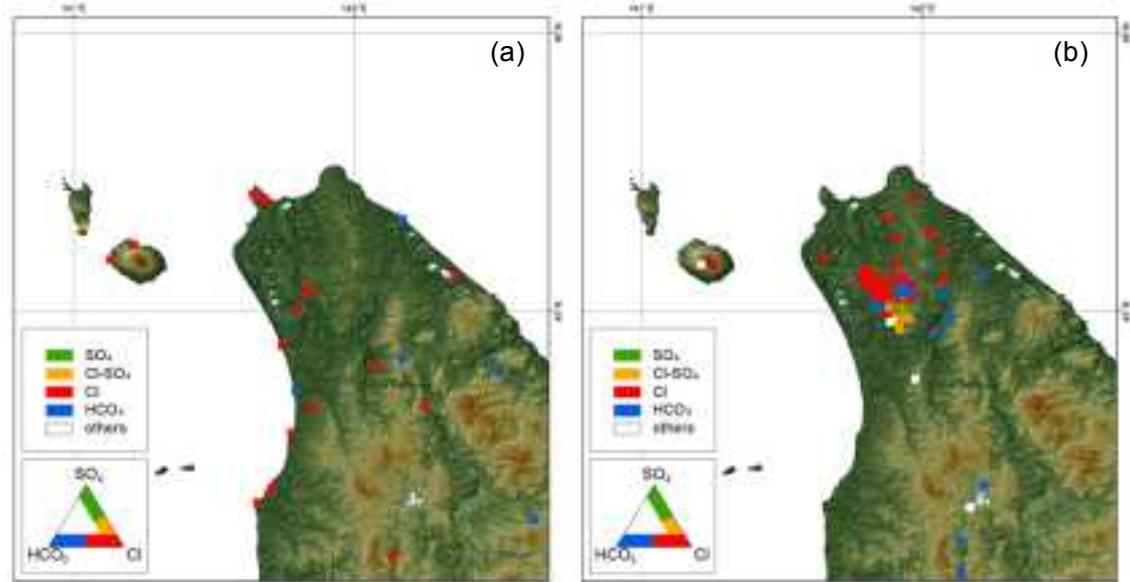


図 4.2.2.2-1 陰イオン濃度に基づく北海道北部の水質タイプ区分
(a) 深層地下水（泥火山を含む）、(b) 河川水

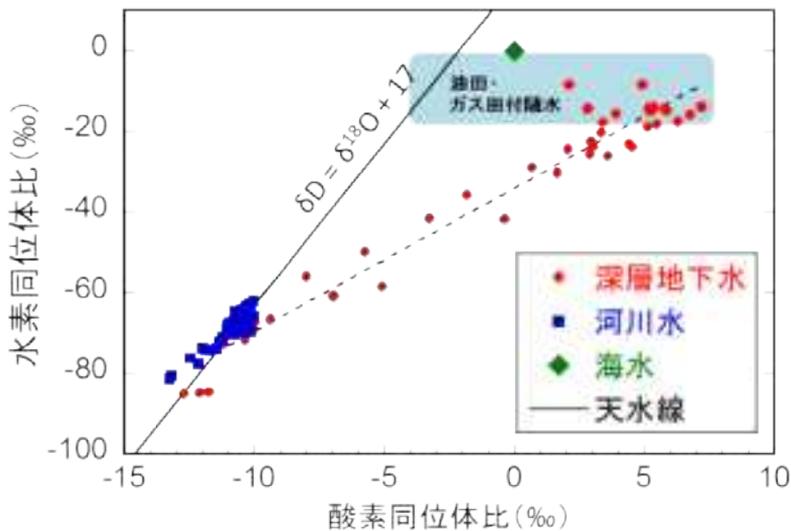


図 4.2.2.2-2 北海道北部地域における深層地下水および河川水の δD 値と $\delta^{18}O$ 値の関係
深層地下水データの回帰直線を点線で、油田・ガス田付随水が持つ範囲を水色で示した
(加藤・梶原, 1986; 加藤ほか, 2000)。

深層地下水のリチウム、塩素およびホウ素の関係を図 4.2.2.2-3 に示す。深層地下水は海水とは大きく異なり、多くの試料が B x500 の頂点付近にプロットされる。大沢ほか (2010) によると、粘土鉱物の相転移によって形成される続成流体はホウ素に富む方向に変質が進む。そのため、本地域においても堆積岩の続成作用によって変質した水が広く分布していると考えられ、酸素・水素同位体比の結果と調和的である。また、幌延深地層研究所構内で掘削された SAB-1 号孔から採取した地下水を含む、一部の試料においては、相対的にリチウムにやや富む傾向があった。リチウムは地下深部で高温の水-岩石反応を経験した熱水中に多く含まれることが特徴で、上昇する熱水の指標となる (風早ほか, 2014)。本地域において、熱水の影響がどの程度あ

るかは明らかではないが、非常に深い深度から流体が供給されている可能性がある。

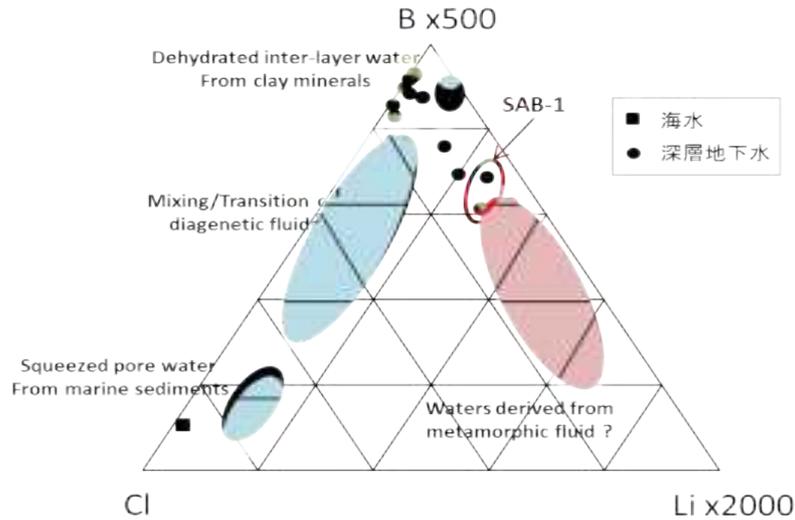


図 4.2.2.2-3 北海道北部地域における深層地下水の塩素，ホウ素，リチウムの関係
図中に大沢ほか（2010）による流体の起源を示した。

4.2.2.3 幌延深地層研究所周辺の地下水流動と水質形成

幌延深地層研究所周辺（図 4.2.2.3-1）では、道央山地北縁部のポテンシャル流動と大曲断層近傍の背斜成長により、天水起源の地下水が地層中に侵入して淡水による洗い出しが進行しており、特に、稚内層上部の亀裂帯を伴ったゾーンで顕著である（Ishii *et al.*, 2011）。

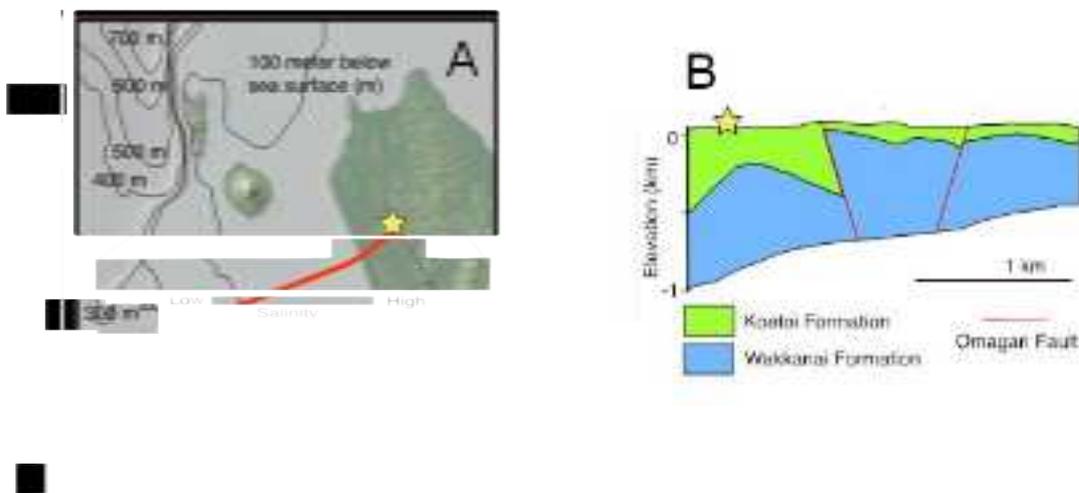


図 4.2.2.3-1 幌延地域周辺の地形と塩淡境界（A）および地質構造（B）。
図（A）は中山ほか（2010）から改変。図（B）は Ishii *et al.* (2011)から改変。

産業技術総合研究所（2009）は、幌延深地層研究所の東立坑（East Shaft）脇で SAB-1 号孔のボーリング調査を実施し、深度 150～512.8 m 区間のコアリング、水理試験、連続揚水による地下水採取 3 区間（RW3-5）を実施した。また、声間層から 2 深度、稚内層から 6 深度のコア間隙水抽出を実施した（図 4.2.2.3-2）。しかし、間隙水が抽出できない深度や、抽出量が少量で分析項目が限られるため、データ補完のために浸漬実験によって間隙水の水質を推定した（付録 4.A 参照）。埋没・続成作用後に変質した海水は、塩化物イオン濃度が海水の約半分、酸

素の安定同位体が海水より正の値を示すことが知られ（甲斐・前川, 2009）、幌延深地層研究所地下施設周辺では稚内層深部に変質した海水が停滞し、その上部で塩淡境界を形成することを確認している。

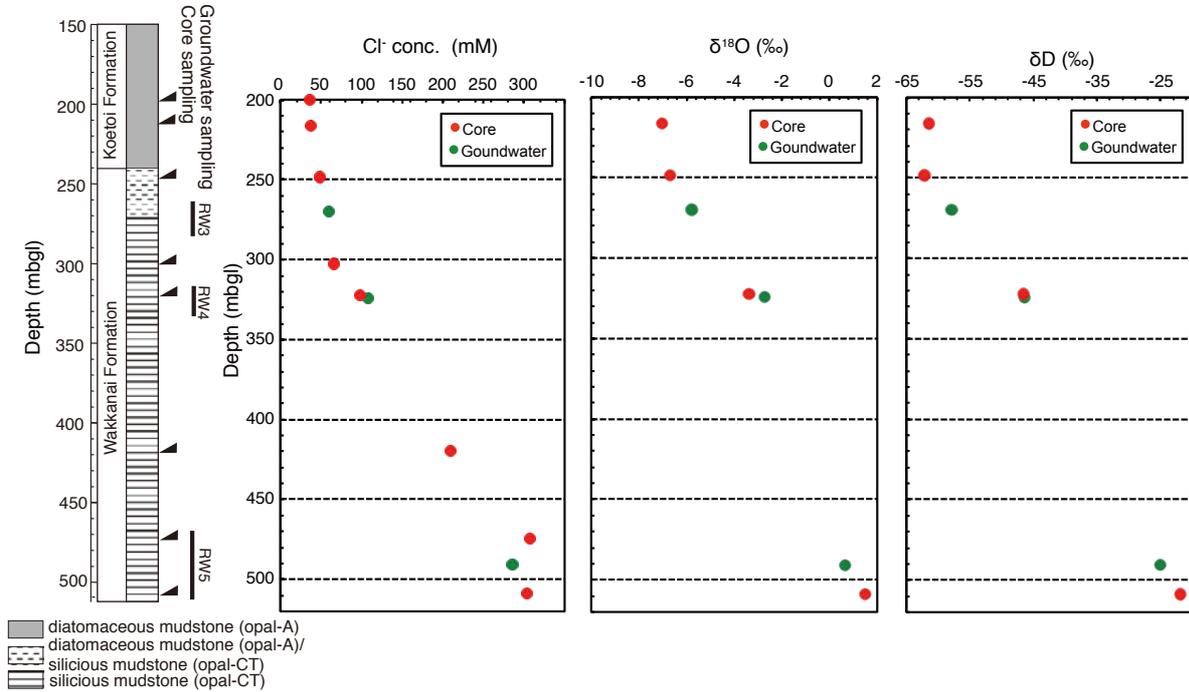


図 4.2.2.3-2 SAB-1 号孔の柱状図とコア試料の採取深度（矢印）および地下水採取区間。コアから抽出された間隙水と揚水した地下水の塩化物イオン濃度および水の酸素・水素安定同位体組成。

稚内層の地下水は溶存ガスとして有意な量のメタン及び二酸化炭素を含む。稚内層上部の淡水による洗い出しの影響を確認するため、稚内層内の塩淡境界を横断して採取された地下水中のガスを封圧採水後の全ガス抽出によりサブサンプリングし、正確な濃度を測定した結果、メタン濃度と二酸化炭素濃度は深度と共に増加し、水素濃度は深度に関わらずほぼ一定であった（表 4.2.2.3-1）。また、Whiticar (1999)が考案した相関図に基づけば、以下が示唆される。

- ・メタンは微生物の水素をエネルギー源とした二酸化炭素の還元により形成したこと（図 4.2.2.3-3A&B）。
- ・地下水の水素安定同位体組成とメタンの水素安定同位体組成から、海水での二酸化炭素還元により形成されたこと（図 4.2.2.3-3C）。
- ・二酸化炭素の炭素安定同位体組成は化石海水の停滞する深部（RW5）では約+10‰と淡水化が進行する深度（RW3, RW4）の炭素安定同位体組成の約+17‰よりも有為に軽いこと。稚内層における微生物によるメタン生成が、堆積後の初期続成当時に生成されて現在は生成していないのか、あるいは現在も化石海水中で生成されているのかを明らかにするため、メタン生成活性・メタン原材料物質濃度等を測定した結果、以下が示唆される。
- ・安定同位体組成から示唆された微生物の二酸化炭素還元によるメタン生成が化石海水の残る深度で高いこと。
- ・メタン生成の原材料になる酢酸濃度を比較したところ、化石海水中で酢酸濃度が高く、淡水による洗い出しを受けた地下水で酢酸濃度が低いこと。
- ・強還元環境下で起きるメタンガス生成が、淡水化により弱体化する可能性。

表 4.2.2.3-1 地下水中の溶存ガス濃度と安定同位体組成.

Sample name	RW3	RW4	RW5
Samling year	2008	2008	2008
CH ₄ (mM)	31.3 ± 3.6	49.3	60.9
δ ¹³ C _{CH₄} (‰)	-55.7	-56.5	-57.2
δD _{CH₄} (‰)	-165.8	-180.3	-164.2
CO ₂ (mM)	54.3	77.2	100.4
δ ¹³ C _{CO₂} (‰)	+17.8	+17.5	+10.8
H ₂ (μM)	2.8 ± 0.6	2.0 ± 0.7	4.2
δD (‰)	-772	-790	-825
O ₂ (μM)	<100	<100	<100

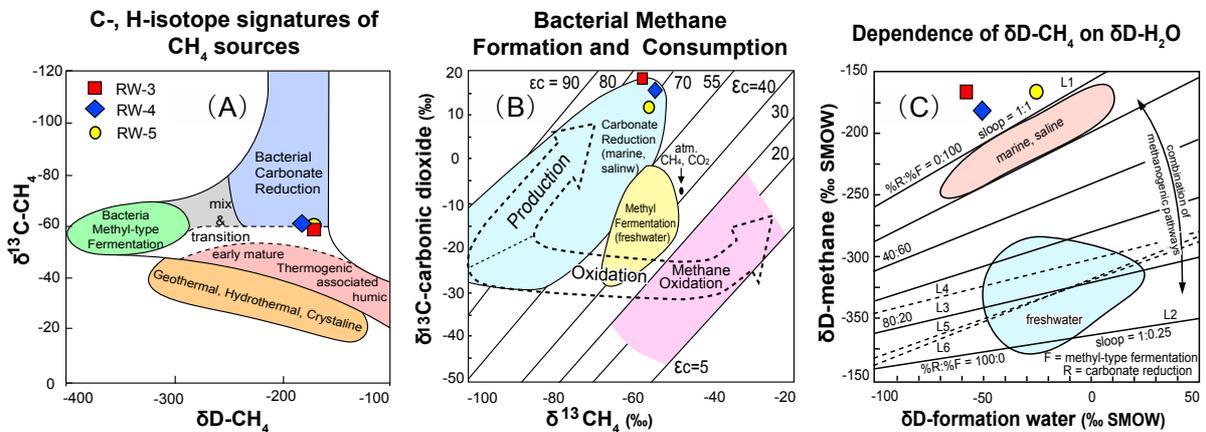


図 4.2.2.3-3 地下水中のメタンの炭素・水素安定同位体組成，二酸化炭素の炭素安定同位体組成，および形成場の水のの水素安定同位体組成から推定されるメタンの起源および形成環境。Whiticar (1999)から引用。

4.2.2.4 炭酸塩鉱物脈を用いた過去の地下水化学環境の推定

過去の水質化学環境を推定するため、母岩中の亀裂を充填する炭酸塩鉱物脈の安定同位体組成や、微量元素の濃度・価数・化学形態を調べることで、炭酸塩形成当時の地下水化学環境を推定する (Iwatsuki and Yoshida, 1999; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014a, 2015a)。今年度は、幌延深地層研究センターで採取された炭酸塩鉱物脈の酸素・炭素同位体比やレーザーアブレーション ICP 質量分析 (LA-ICPMS) を用いた元素マッピング分析を行い、炭酸塩が沈殿した化学環境の推定を行った。さらに、対象としている炭酸塩脈がいつ形成されたかを明らかにするため、U-Th 放射非平衡年代の測定を行った。

1) 実験試料

炭酸塩鉱物脈の試料は、日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センターが保管している地上からの5本の掘削孔コア試料 (SAB-1, SAB-2, PB_V01, HDB-9, HDB-10) から採取した (図 4.2.2.4-1)。炭酸塩脈は、産状や色を肉眼で分類し、それぞれ粉末 X 線回折 (XRD) を用いて鉱物同定を行ったところ、ほとんどが Mg を多く含むカルサイトであった (表 4.2.2.4-1, 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014a)。

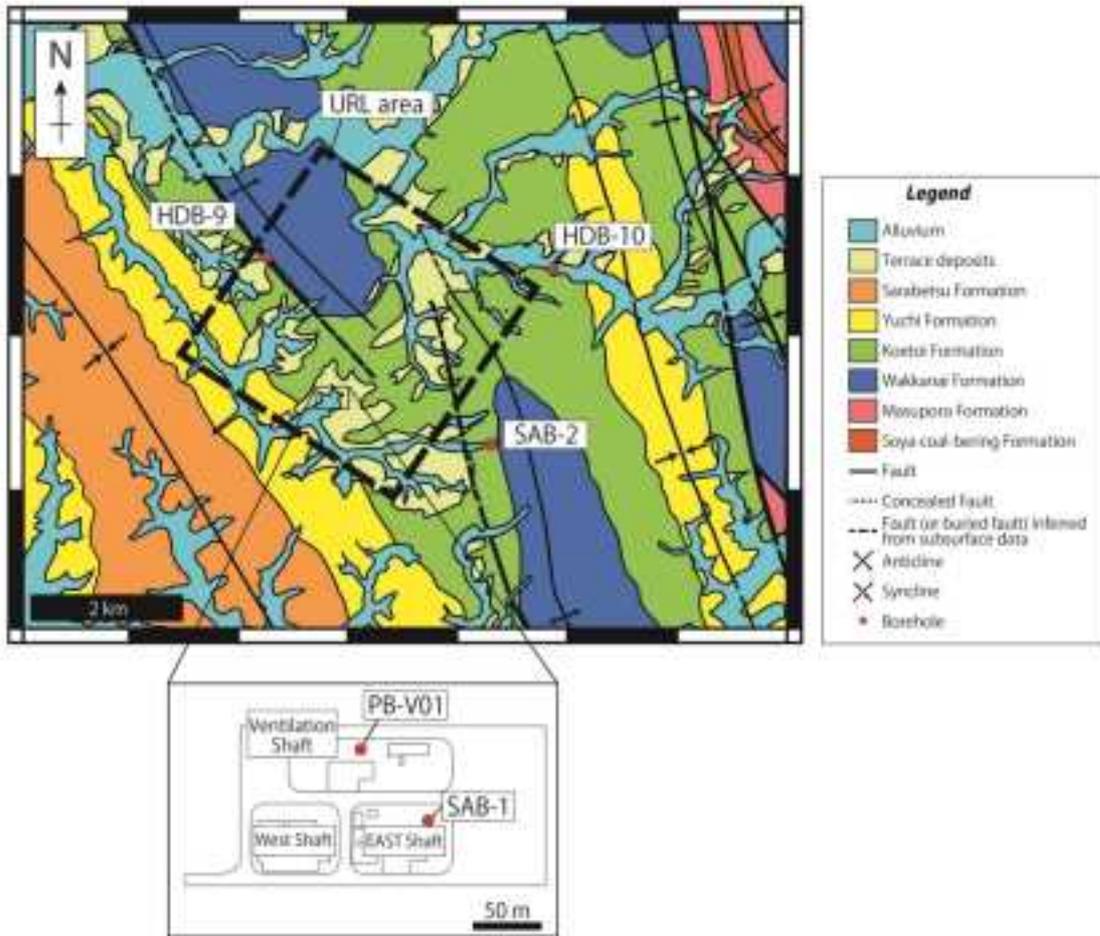


図 4.2.2.4-1 幌延深地層研究センター周辺の地質図，及びボーリング孔の位置図
太田ほか（2007），日本原子力研究開発機構（2011），天野ほか（2012）を元に作成。

表 4.2.2.4-1 炭酸塩脈の特徴と XRD による鉱物同定結果

ボーリング孔 (立坑)	深度 (m bgl)	母岩地質			Mineralogy**			分析対象		
		試料名	特徴	色	Mg-cal*	Ank*	Qz*	安定 同位体比	元素 マッピング	U-Th 年代***
HDB-10	516.85	HDB10-2y	割れ目に関連した晶洞を伴う脈石	黄色	xxx			●	●	○
HDB-9	305.55	HDB9-1g	割れ目に関連する脈石	白灰色	xxx	x		●		●
HDB-9	305.55	HDB9-1w	ネットワーク状に関連した脈石	白色	xxx			●		
PB-V01	289.5	PBV01-1y	割れ目に関連する脈石	黄色	xxx			●		○
PB-V01	289.5	PBV01-1g	割れ目に関連する脈石	白灰色	xxx	x		●		●
SAB-1	490.5	SAB1-8w	ネットワーク状に関連した脈石	白色	xxx			●		
SAB-1	490.5	SAB1-8y	ネットワーク状に関連した脈石	黄色	xxx			●		●
SAB-1	503	SAB1-9g	割れ目に関連する脈石	白灰色	xxx			●		●
SAB-1	503	SAB1-9w	晶洞に付着する炭酸塩脈物の結晶	白色	xxx			●	●	●
SAB-2	609.34	SAB2-11b	角礫状に凝結された炭酸塩ノジュール	淡黄褐色	xxx	x	xx	●		

* Mg-cal: マグネシウムに富んだカルサイト; Ank: アンケライト; Qz: 石英

** xxx: >50%, xx: 50-20%; x: <20% (XRD による判定量結果)

*** ○: 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015a), ●: 本研究で測定, その他のデータ: 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014a)

2) 炭酸塩鉱物の安定同位体による地下水化学環境の復元

堆積岩基質中の炭酸塩鉱物は、掘削時に適切な処理が必要であるのに対し、亀裂を充填する炭酸塩脈石は、保管中の変質の影響を比較的受けにくいと考えられる。炭酸塩脈石が溶液中で沈殿する場合、溶存炭酸との炭素安定同位体の分別は 20℃では 1.85‰と小さいことが知ら

れる (Emrich *et al.*, 1970). 従って，炭酸塩鉱物は沈殿時の無機炭酸の炭素安定同位体組成を強く反映する。

4.2.2.3 項で示したように，堆積岩基質中に含まれる炭酸塩鉱物の炭素同位体比はいずれの深度でも海水と同程度 (0‰付近) の値を示す。一方，現在の地下水に含まれる二酸化炭素の炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) は，深度 260-330 m 付近では+17‰程度であるが，深度 500 m 付近では+11‰程度となる (表 4.2.2.4-2)。塩素濃度から，深度 250-330 m 付近では化石海水と天水の混合，深度 500 m 付近では化石海水と考えられる (岩月ほか, 2009)。さらに，Miyakawa *et al.* (2013)では，上幌延泥火山で採取されたガス試料中の $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ は+7.6‰と報告している。上幌延泥火山は，幌延深地層研究センターから東方約 7 km に位置し，泥の鉱物組成やガスの同位体組成から，羽幌層や函淵層群を起源とすると推定されており (Miyakawa *et al.*, 2013)，声間・稚内層よりもさらに下位の地層の情報を保持していると考えられる。

表 4.2.2.4-2 SAB-1 号孔で採取された地下水中の二酸化炭素の炭素同位体比と塩素濃度

Sample name	RW3	RW4	RW5
Sampling depth (mbgl)	266.50–286.55	319.50–328.00	470.30–512.80
$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰)	+17.8	+17.5	+10.8
Cl (mM)	55.9	97.2	257

産業技術総合研究所 (2009) より引用

炭素酸素同位体比測定には安定同位体質量分析計 MAT252 (Finnigan 社製) を用いた。分析は連続フロー (continuous-flow) 方式で行い，標準ガスに国際標準物質として使用される NBS 19，および二次標準物質として JCp-1 を用いて同位体比の補正を行った。粉末化した炭酸塩試料はリン酸との反応によって CO_2 ガスを抽出して測定に供した。

採取深度，炭素安定同位体組成，地質および塩化物イオン濃度を対比した結果 (図 4.2.2.4-2, 4.2.2.4-3)，SAB-1 の化石海水が残る深度 (約 500 m) の炭酸塩鉱物脈の炭素安定同位体組成は化石海水の無機炭酸の炭素安定同位体組成と一致した。SAB-1 は東立坑脇，PB_V01 は換気立坑脇の掘削孔で両者は非常に近接しており，塩化物イオンの深度プロファイルも類似している。PB_V01 の炭酸塩鉱物脈は淡水化が進行する深度で形成しているが，炭素安定同位体組成は化石海水の値を示しており，現在の地下水ではなく化石海水から沈殿したことが明らかになった。SAB-2 号孔も同様に，現在は淡水化した深度で化石海水由来の炭素安定同位体組成を持つ炭酸塩鉱物脈が見つかったため，過去の化石海水から沈殿したと解釈される。一方で，HDB-9 は淡水化が進行する深度において，+25‰以上の重い炭素同位体組成であった。活発な微生物のメタン生成により，炭酸塩脈形成時の地下水の無機炭酸の炭素安定同位体組成が重くなった可能性が考えられる (Whiticar, 1999)。また，HDB-10 は泥火山の炭素安定同位体組成に近いが，掘削孔は泥火山や断層構造からは離れた場所に位置しており，深部からの流体が上昇したとは考えにくいため，炭酸塩脈に基質中に形成した海水由来の炭酸塩鉱物が混入した可能性が考えられる。

炭酸塩鉱物脈の酸素安定同位体組成を測定した結果 (図 4.2.2.4-4)，炭素安定同位体組成においてばらつきが見られた HDB-9 と HDB-10 は比較的 SAB-1 と PB_V01 と近い値を示した。一方，SAB-2 号孔の酸素安定同位体組成は，他の試料と比較して重い方向にシフトした。炭酸塩鉱物と形成時の水の酸素安定同位体組成は Erez and Luz (1983) の温度依存性の式に従うことが知られる。化石海水から沈殿したと想定して，酸素同位体 (PDB) を 3.5‰として形成温度を計算すると，SAB-1 と PB_V01 は 30–35℃程度の形成温度が推定されるが，SAB-2 は 20℃程度と形成温度が低いと推定された。SAB-2 は深部まで淡水化が進行しており，亀裂形成時に

SAB-1 周辺の地温勾配より低かった可能性が考えられる。

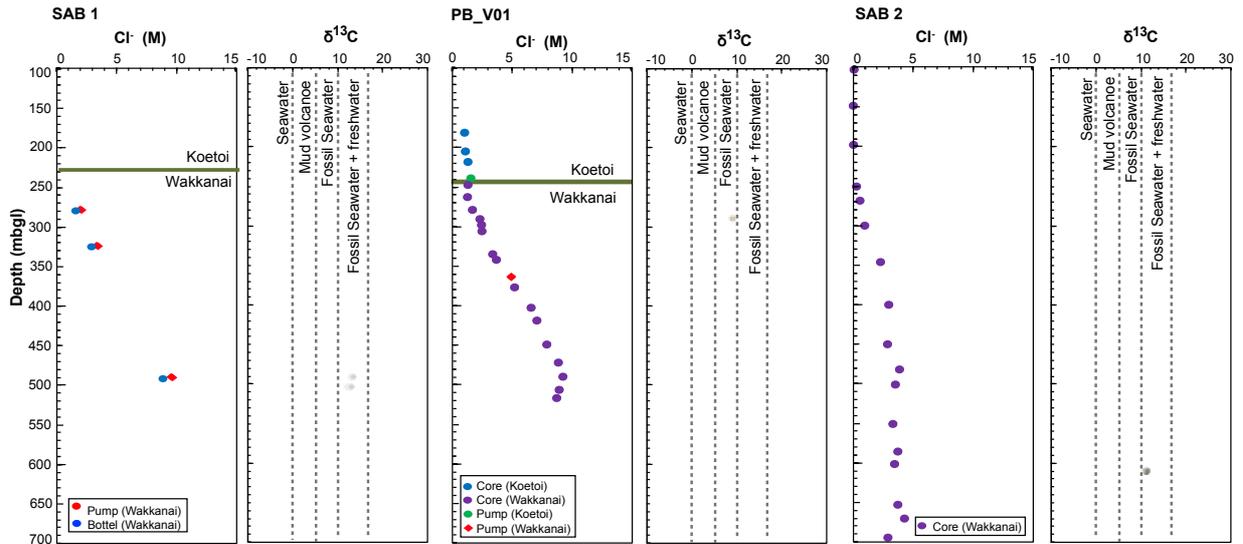


図 4.2.2.4-2 SAB1・PB_V01・SAB2 号孔で採取された炭酸塩鉱物脈の炭素安定同位体組成、地質および地下水または間隙水中の塩化物イオン濃度。

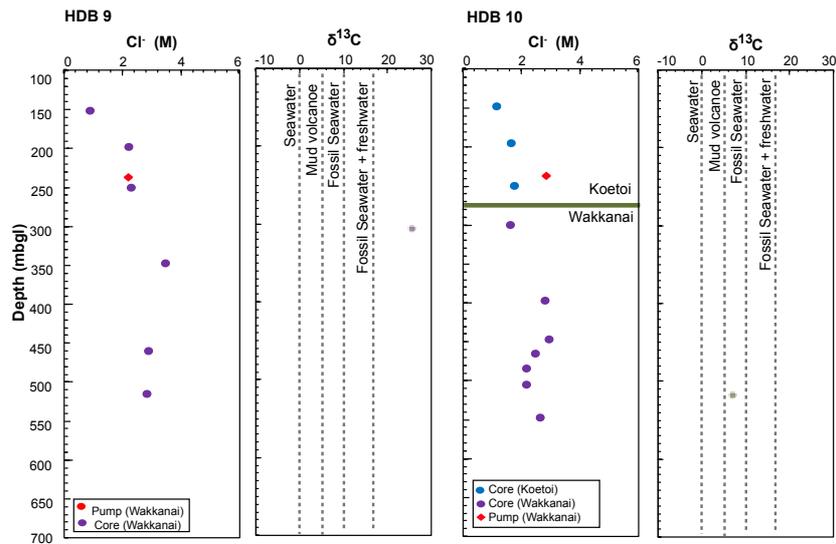


図 4.2.2.4-3 HDB-9・HDB-10 号孔で採取された炭酸塩鉱物脈の炭素安定同位体組成、地質および地下水または間隙水中の塩化物イオン濃度。

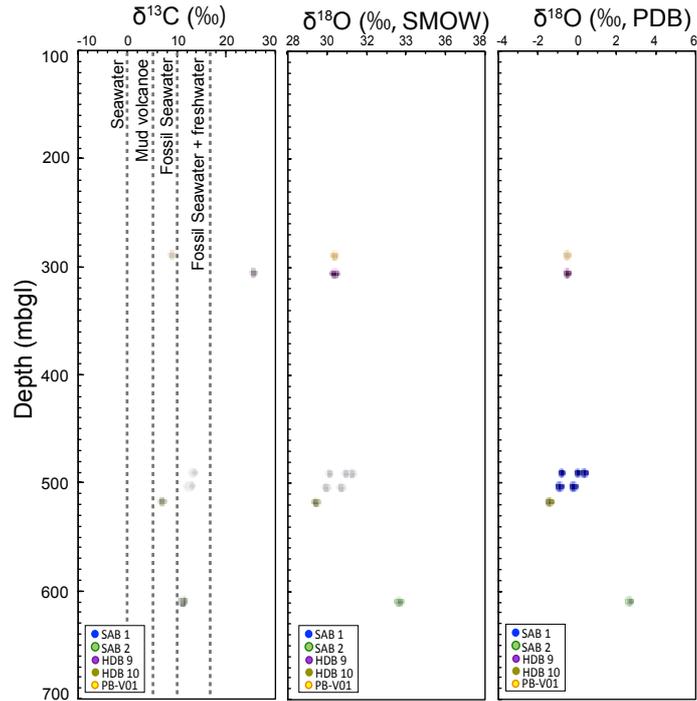


図 4.2.2.4-4 炭酸塩鉱物脈の炭素・酸素安定同位体組成.

3) 炭酸塩鉱物の微量元素を用いた地下水化学環境の復元

炭酸塩に含まれる微量元素の濃度や価数, 化学形態は, 炭酸塩が沈殿した当時の酸化還元環境を推定するのに有効な指標となる (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014a, 2015a). また, 年代測定に用いるウランやトリウムが炭酸塩中でどのように分布しているかを明らかにすることは, 年代測定の正当性を議論するためにも重要である. そのため, 本研究では, 炭酸塩試料 (HDB10-2y, SUB1-9w) の薄片を作成し, LA-ICPMS を用いた微量元素マッピング (イメージング) 分析を行った. この手法の利点はごく一般的な Nd:YAG レーザーアブレーションシステムと四重極型 ICPMS によって可能であり, 近年開発されたイメージング用ソフトウェアによって 2次元の元素イメージの取得が極めて簡便かつ迅速に行える点である. 本研究では LSX-213 (CETAC, Photonmachines 社製) と iCAP Q (Thermo 社製) を用いた. 測定元素, 分析条件および装置情報等は表 4.2.2.4-3 にまとめた. 今回得られたイメージング画像は標準物質がないため定量分析ではないが, 各元素の位置情報と信号強度の関係を視覚的に評価することができる.

表 4.2.2.4-3 LA-ICPMS による元素イメージングの装置情報および分析条件

Laser Ablation system	
Instrument	LSX-213 Nd: YAG Laser (CETAC, Photonmachines)
Cell type	Two volume cell
Laser wave length	213 nm
Fluence	20.54 J/cm ²
Repetition rate	20Hz
Ablation pit size	20 μm
Sampling mode	Line scan
Carrier gas	He gas and Ar make-up gas combined outside ablation cell
He gas flow rate	0.60 l/min
Ar make-up gas flow rate	0.85 l/min
Signal smoothing device	Not used
ICP Mass Spectrometer	
Instrument	iCAP Qs ICP-QMS (Thermo Scientific)
RF power	1500 W
Data reduction	Time Resolved Analysis
Detection mode	Pulse counting mode and analog mode
Moniterd Isotopes	⁷ Li, ¹¹ B, ²⁵ Mg, ²⁷ Al, ²⁹ Si, ³¹ P, ³⁴ S, ⁴² Ca, ⁵⁵ Mn, ⁵⁷ Fe, ⁶³ Cu, ⁷⁵ As, ⁷⁷ Se, ⁸⁶ Sr, ⁹⁰ Zr, ⁹⁵ Mo, ¹²⁷ I, ¹³³ Cs, ¹³⁷ Ba, ¹³⁹ La, ¹⁴⁶ Nd, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U
Formation rate of ²³² Th ¹⁶ O	<1.8%
Condition for isotope mapping and data processing	
Speed of line scan	20 μm/s
Number of lines	50 lines for HDB10-2y, 70 lines for SUB1-9w
Line spacing	20 μm
Interval of each line	30 seconds
Gas blank	10 seconds between line scans
Data processing software for creating images	iQuant2 developed by Dr. Toshihiro Suzuki (Tokyo Institute of Technology)

炭酸塩の主成分である Ca, Mg, Mn, Sr, 母岩の主成分である Si, 微量成分である I, Th, U のマッピングの結果を図 4.2.2.4-5 および図 4.2.2.4-6 に示した。HDB10-2y は母岩の割れ目に発達した晶洞をともなう比較的大きな炭酸塩であり，Mg を含むカルサイトで構成されている（表 4.2.2.4-1）。図 4.2.2.4-5 に HDB10-2y の炭酸塩部分の各元素マッピング，および Mg を赤，U を緑，Mn を青で色付けした RGB マッピングを示す。Si が濃集している部分には Ca およびカルサイトの主成分元素は含まれておらず，母岩である泥岩の碎屑物であると考えられる。Ca はカルサイト全体にほぼ均一に分布しているが，その他の主成分元素はそれぞれ異なる箇所分布しており，Mg および Sr が濃集している箇所と Mn が濃集している箇所は明確に分かれている。U は母岩のケイ酸塩に多く含まれるため，母岩碎屑物と同じ箇所に分布しているとともに，炭酸塩の中では Mn に富む領域に多く分布しており，Mg, Sr に富む領域にはほとんど含まれていない。Mn に富むカルサイトは空隙付近に見られ，Mg, Sr に富むカルサイトの存在しない部分を埋めるように発達している。Mn は 2 価でカルサイトに取り込まれ，結晶に入る際は Mg, Sr よりも高い分配係数で取り込まれることがわかっている（例えば，Curti, 1999; 増田, 1986）。一方で，U は 6 価では地下水中に溶存し，カルサイトへは 4 価で取り込まれることが知られており（Murphy *et al.*, 2014），HDB10-1y の U がカルサイト中に多く取り込まれた背景に地下水が相対的に還元的環境にあったことを示唆している。

SUB1-9w のカルサイト中の U は上記の結果とは異なり，Mn およびその他のカルサイトの主成分元素と相関していない（図 4.2.2.4-6）。濃集している位置がマグネシウムと一致している部分があるが，同じ箇所に Si も濃集しており碎屑粒子だと考えられる。カルサイト中の主成分元素のマッピングからは Mg, Mn, Sr がそれぞれ異なる箇所に濃集しており，U が各元素と相

関していないことから、SUB1-9wのカルサイトが沈殿した環境はUが4価に還元されるような相対的に還元的な環境ではなかったと考えられる。画像の左側には母岩部分を含まないカルサイトが発達しているが、この部分のUは局在化しており、また同様にケイ素も局在化して存在することから、碎屑物の微粒子として取り込まれている可能性が強い。そのため、UやThを用いた年代測定を行う場合に、粉末化試料の全体を酸分解してしまうと母岩と炭酸塩鉱物脈の同位体比が混合し、正しい炭酸塩鉱物脈の形成年代が得られない可能性がある。

炭酸塩試料中のThの元素分布はUと大きく異なっており、母岩碎屑物とカルサイトの中にそれぞれ均一に存在する以外に、母岩の碎屑粒子に見られるよりも非常に大きな信号強度をもつ微粒子状の点として試料全体から観察される(図4.2.2.4-5, 図4.2.2.4-6)。これは、Thに富む鉱物の微粒子として試料中に存在していることを示唆している。このような微粒子は、HDB10-2yにおいてはMg, Srに富むカルサイトからはあまり見られず、SUB1-9wでは左側のカルサイトに多く見られるため、なんらかの理由でカルサイトに取り込まれたThが濃集する層が形成されている可能性があるが、どのような鉱物で形成されているか、どのような同位体比をもっているのかはより詳細な分析を必要とする。

一方、Iはカルサイト中にかなり均一に取り込まれており、内部に顕著な濃度分布は見られない(図4.2.2.4-5, 図4.2.2.4-6)。これは、Mg, Sr, MgやUの濃度が変動する酸化還元状態の変化はIのカルサイトへの取り込みに影響を与えないということが考えられる。このように、複数の元素を同時に測定し、各元素の分布から得られる酸化還元状態の条件を組み合わせることで、カルサイト形成当時の地下水の酸化還元状態を推定することが可能となる。今後、各元素の濃度、価数や化学形態を決定し、熱力学的な計算を行うことで、より詳細な化学環境の復元が可能である。

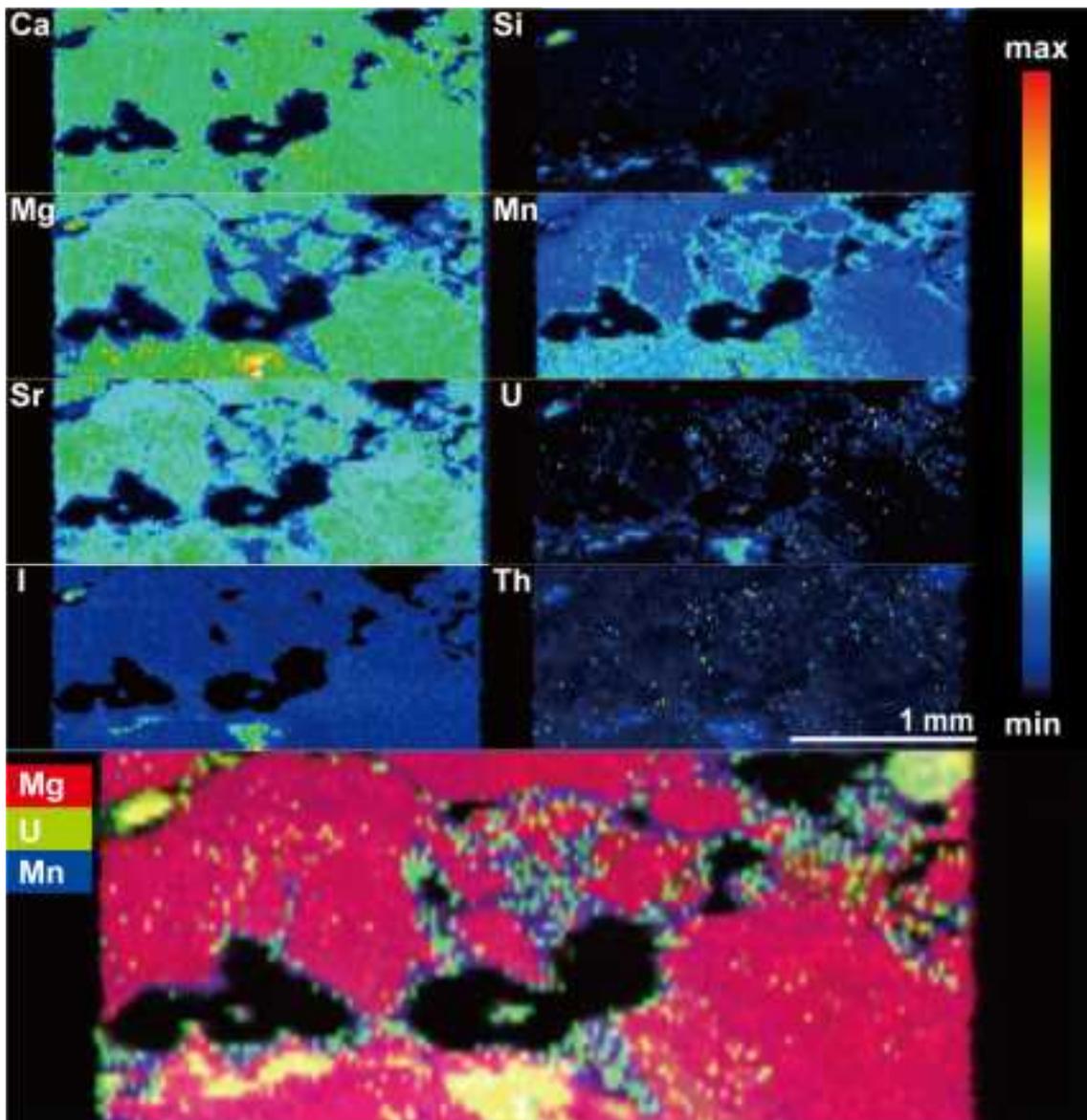


図 4.2.2.4-5 HDB10-2y のカルサイト部分の Ca, Si, Mg, Mn, Sr, U の元素イメージング

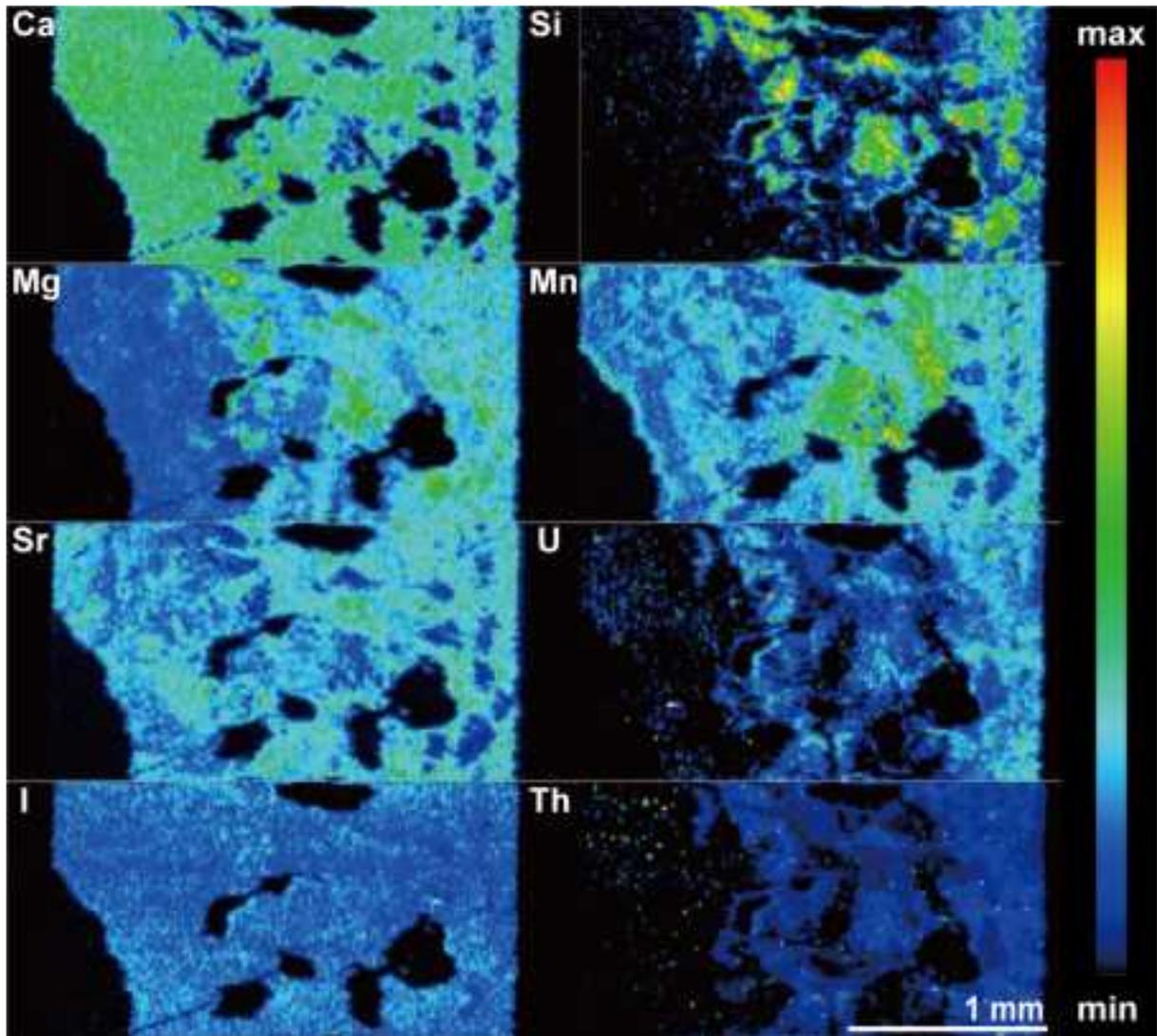


図 4.2.2.4-6 SUB1-9w カルサイト部分の Ca, Si, Mg, Mn, Sr および U の元素イメージング

4) 炭酸塩鉱物脈の同位体比および年代測定

稚内層の珪質頁岩中に発達する炭酸塩鉱物脈は，元素マッピングの結果からも示されたように母岩の碎屑粒子との物理的な分離が困難な試料であるため，母岩の碎屑粒子を溶解しない酢酸ナトリウム緩衝溶液を用いた酸分解・単離回収実験を行った（付録 4.B 参照）．分解に用いた酢酸ナトリウム溶液の量は 1g あたり約 50 ml である．用いた試料量，および分解できた量の一覧を表 4.2.2.4-4 に示す．試料中に多くの母岩の粒子が含まれるため，酢酸ナトリウム緩衝溶液を使って分解した後遠心分離を行って上澄みを回収し，残渣+遠沈管の乾燥重量を計った後，遠沈管を酸洗浄して再度秤量し，残渣+遠沈管の乾燥重量から洗浄後の重量を引くことによって分解された量を求めた．酸分解後の試料溶液の処理は酢酸ナトリウム緩衝溶液で分解した模擬試料と同様の手順で行った．同位体希釈法によって求められた溶液中の U, Th 濃度を表 4.2.2.4-5 に示す．酸分解された試料中の U, Th 濃度は，昨年度分析した試料に比べて約 1~2 桁大きい値を示した．JLs-1 模擬試料の結果から，この U, Th 濃度の中には共生鉱物から同位体分別を伴って溶脱した U, Th が含まれていると考えられる．

表 4.2.2.4-4 分解した炭酸塩試料と残渣, 分解量の一覧 (CT: Centrifuge tube)

Sample	Weight (g)	CT+Residue (g)	CT (g)	Residue (g)	Leachate (g)	
HDB9-1g	0.9998	28.5472	28.0248	0.5224	0.4774	48%
PBV01-1g	0.9955	28.7345	28.2255	0.5090	0.4865	49%
SUB1-8y	1.0000	28.2708	27.9628	0.3080	0.6920	69%
SUB1-9w	0.7460	28.0542	27.9576	0.0966	0.6494	87%
SUB1-9g	0.9889	28.5968	28.2871	0.3097	0.6792	69%

表 4.2.2.4-5 分解した炭酸塩試料中の U, Th 濃度と $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 放射能比

Sample	Leachate		$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$		$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	
	U ($\mu\text{g/g}$)	Th ($\mu\text{g/g}$)	Without corr.		Corr. with L factor	
HDB9-1g	909.8 \pm 3.1	1834 \pm 6	1.056 \pm 0.008	1.466 \pm 0.007	0.850 \pm 0.010	1.080 \pm 0.007
PBV01-1g	1562 \pm 10	1365 \pm 4	0.851 \pm 0.006	1.283 \pm 0.010	0.685 \pm 0.008	0.946 \pm 0.009
SUB1-8y	326.2 \pm 0.7	129.7 \pm 0.2	0.791 \pm 0.004	1.248 \pm 0.005	0.637 \pm 0.007	0.920 \pm 0.006
SUB1-9w	382.9 \pm 2.5	138.7 \pm 0.2	0.302 \pm 0.003	1.485 \pm 0.017	0.243 \pm 0.003	1.094 \pm 0.013
SUB1-9g	123.2 \pm 0.3	457.4 \pm 0.7	3.077 \pm 0.019	1.351 \pm 0.010	2.479 \pm 0.028	0.996 \pm 0.009

酢酸ナトリウム緩衝溶液を用いた酸分解・単離回収実験時の同位体比の補正は、付録 4.B の補正計算ファクター (L factor) を用い、L factor としては $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比で 0.8057 ± 0.0075 , $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比で 0.7371 ± 0.0035 を用いており、補正を行うことによって放射壊変起源の娘核種の量は小さく補正される。補正を行っていない $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ の放射能比は 1 かそれよりも低い値である。よって、L factor による補正を行うこととによって計算される年代の値は、補正を行わないものよりもより古く算出される。一方で $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 放射能比は補正前では 1 を大きく超えており、補正後の $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 放射能比が 1 に近い値をとるため、L factor による補正は年代が若くなるように影響する。よって本研究では、補正前後の放射能比を使ってそれぞれ年代を算出し、測定によって得られた年代値の上限と下限を求めた (表 4.2.5.4-4)。SUB1-9g は補正計算を行った後でも $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ が過剰であり、年代値の計算が収束しなかった。このような過剰な ^{230}Th が存在する理由として、試料中に Th に富んだ鉱物が共生しており、酸分解を行う過程において同位体分別を伴う溶脱が起こった結果、多量の ^{230}Th が試料溶液に加わった可能性が指摘できる。トリウムに富む鉱物の存在は本研究の元素イメージングの結果からも示唆された。

本研究によって得られた年代値は、昨年報告された年代値の下限と同じか それよりも若い値を示し、それぞれ有意に異なっている。最も若い年代を示したものは SUB1-9w で、年代値の下限が $16.2 + 0.3 - 0.2 \text{ Ka}$ となった。これは幌延地域の地下で約 1 万 6 千年前までの間は炭酸塩の形成が起こっていたことを示している。

PBV01-1g は PBV01-1y と同じコア試料から得られ、HDB9-1g に似た白灰色の炭酸塩を主成分とする試料である。よって PBV01-1g については PBV01-1y と同じ年代に形成された炭酸塩であるか否かを、アイソクロンを用いて解析した (図 4.2.2.4-7)。PBV01-1g の上限年代の初生 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比は 0.93 であり、 α 壊変の反跳の効果で地下水中の $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比が高くなる効果を考えると補正計算が過剰に行われている可能性がある。 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比が 1 より低い初生比は、娘核種が失われた U 同位体比を持つ岩石から U が地下水中に溶脱する場合が考えられる。何れにしても、PBV01-1g の初生 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比はグラフ上の上限と下限の間を直線で結んだどこかにあるため、PBV01-1y とは一致しない。これは、幌延地域の地下の極めて近い場所で年代を分けて複数回の炭酸塩の形成が行われていることを示している。

表 4.2.2.4-6 幌延地下炭酸塩試料から得られた年代の上限値と下限値

Sample	Age: younger limit (ka)	Age: older limit (ka)
HDB9-1g	47.1 +0.5 -0.5	53.8 +1.0 -1.0
PBV01-1g	69.9 +1.1 -1.0	82.7 +1.9 -1.9
SUB1-8y	84.0 +0.9 -0.9	102.0 +2.2 -2.1
SUB1-9w	16.2 +0.3 -0.2	17.9 +0.4 -0.3
SUB1-9g	-	-

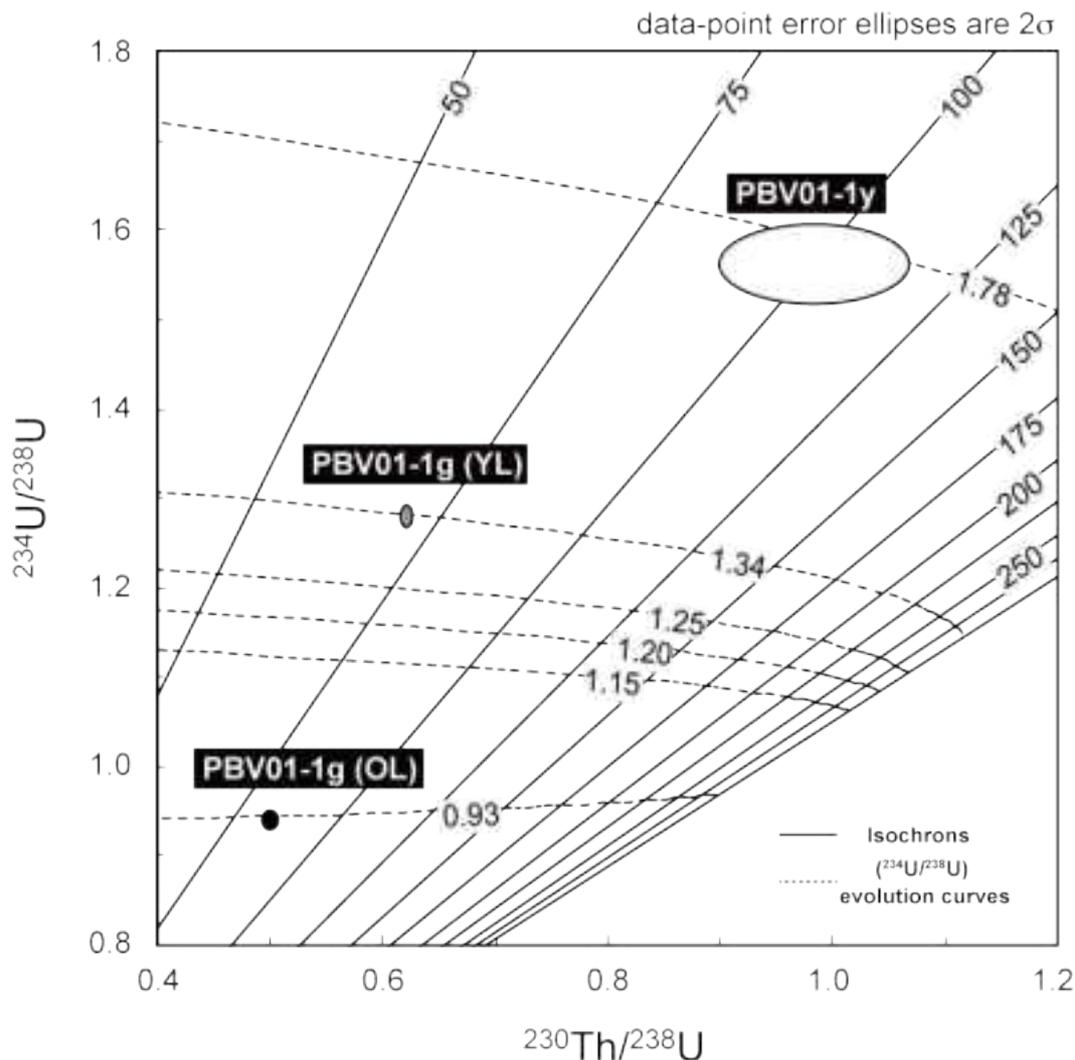


図 4.2.2.4-7 PBV01-1g と産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015a）で報告されている PBV01-1y のアイソクロン。実線はアイソクロン，実線上の数字は年代(ka)を表す。点線は $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ の進化曲線（初生比は点線上の数字）。（YL: younger limit, OL: older limit）

5) まとめと今後の課題

本研究では，コア試料から採取された炭酸塩鉱物脈を用いて，炭素・酸素同位体比測定や微量元素の元素マッピング分析，U-Th 年代の測定を行い，炭酸塩鉱物脈形成時の古環境復元手法の検討を行った。炭素同位体比からは，ほとんどの炭酸塩が古海水起源であることが明らかになった。微量元素マッピングから得られた U や Mn などの元素分布は試料ごとに異なり，炭酸塩が沈殿した際の酸化還元環境が異なることが示唆された。さらに，炭酸塩の U-Th 年代は，16.2-102.0 ka の範囲で異なっており，幌延地域の地下の極めて近い場所で年代を分けて複数回

の炭酸塩の形成が行われていることが示された。

今回年代測定に用いた酢酸ナトリウム緩衝溶液による酸分解・単離回収法では、UやThの回収率が低く、補正計算に用いたL factorの妥当性については、今後さらなる検討が必要である。また、炭酸塩脈が持つ情報は、過去の水質を反映しているため、過去から現在にかけての地下水流動解析によって求められる水質の変化等との対比を行っていく必要がある。

4.2.2.5 幌延地域の稚内層珪質頁岩（SAB-2孔）の水理パラメータ

幌延地域の深地層における地下水流動と物質移行を把握するために、稚内層の珪質頁岩を対象に、固有浸透率・比貯留率・実効拡散係数・空隙率などの基本的な水理パラメータの変動範囲・深度依存性をに関する検討を行う。また、稚内層内の間隙水圧分布に影響を及ぼす可能性のある化学的浸透特性についても検討を加える。

1) 実験試料

実験には、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター内で掘削された稚内層の珪質頁岩を用いた。岩石供試体は、SAB-2孔の深度135mから699mまでの区間において50m～100m間隔で採取された岩石コアから、高さ10mm直径50mmに整形し、0.1M塩化ナトリウム水溶液内で実験開始まで保管した。

2) 実験装置と実験条件

既往委託研究において開発した室内実験装置（竹田ほか, 2013）を当該実験に用いた。実験では、岩石試料に対して採取深度における有効応力と同等の拘束圧を載荷し、透水実験および拡散実験を行った。透水実験では背圧150kPaを載荷し円盤型試料の片側の溶液圧力を50kPa増加させ、他方において増加する溶液圧力を計測した。透水実験は0.1M塩化ナトリウム溶液を用いて溶液圧力が定常状態に達するまで実施し、その後に岩石試料の片側の短面に0.6M塩化ナトリウム溶液を接触させ拡散実験を開始した。なお、拡散実験では、岩石試料の両端における溶液濃度に加え、溶液の圧力も計測し、化学的浸透特性の評価も行った。拡散実験の解釈において必要となる空隙率は別途水銀圧入式ポロシメータにより測定した。

3) 透水・拡散実験

図4.2.2.5-1に、SAB-2孔深度401mの岩石試料を用いて実施した透水・拡散実験における計測データを示す。岩石試料を用いた透水実験は半日程度で定常状態に達し、拡散実験においては実験開始直後から高濃度側の塩化ナトリウム溶液濃度が低下し始めた。また、拡散実験においては、SAB-2孔の最深部付近から採取された岩石試料で塩化ナトリウムの濃度差に起因する著しい化学的浸透現象が発生し、高濃度側の溶液圧力が増加した。高濃度側の溶液圧力は、深度499m, 602mおよび699mの岩石試料で顕著に増加した。その例として、図4.2.2.5-2に、SAB-2孔699mの岩石試料を用いて実施した透水・拡散実験における計測データを示す。透水実験では、岩石試料の片側に載荷した定圧200kPaと等しい定常圧が見込まれたのに対して、定常値はこれを上回る271kPaとなっている。これは、岩石試料内部の間隙水の塩化ナトリウム濃度が実験前の保管中に完全に均一となっていなかったため、透水現象に加え、実験中に化学的浸透現象が発生したためと考えられる。SAB-2孔699mの岩石試料に対して実施した透水実験での圧力データから固有浸透率の算出はできないため、拡散実験において化学的浸透により上昇した溶液圧力から固有浸透率を評価した。表4.2.2.5-1に透水・拡散実験により測定した各種水理パラメータと水銀圧入式ポロシメータによって測定した空隙率を示す。

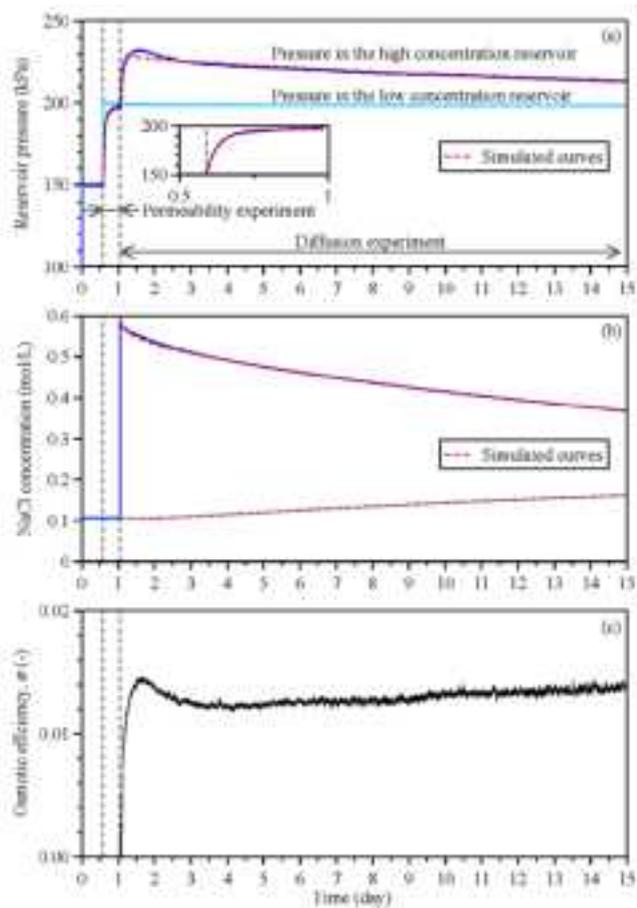


図 4.2.2.5-1 透水・拡散実験における計測データの一例

SAB-2 孔深度 401m の試料から得られた実験データ。破線は透水実験および化学的浸透を考慮した拡散実験についての解析解を用いたフィッティングの結果を示す。

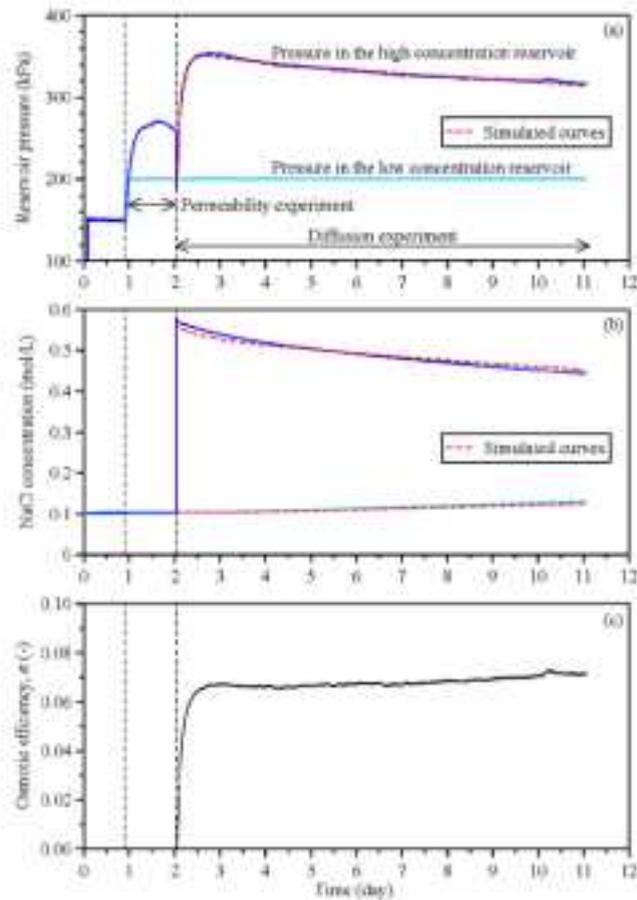


図 4.2.2.5-2 透水・拡散実験において顕著な化学的浸透が発生した例

SAB-2 孔深度 699m の試料から得られた透水・拡散実験データ。透水実験では，試料両端の塩化ナトリウム濃度と試料の空隙中の濃度が異なることにより，定常圧 200kPa を上回る圧力増加がみられた。拡散実験においても高濃度溶液の圧力は化学的浸透によって顕著に増加した。

表 4.2.2.5-1 透水・拡散実験により測定した SAB-2 孔稚内層硅質泥岩の水理パラメータ

採取深度 (GL -m)	固有浸透率 k (m^2)	比貯留率 S_s (1/kPa)	実効拡散係数 D_e (m^2/s)	反射係数 σ (-)	空隙率 n (-)
135	2.60×10^{-18}	9.22×10^{-7}	8.74×10^{-11}	0.0004	0.42
142	8.49×10^{-19}	1.00×10^{-8}	8.76×10^{-11}	0.0010	0.40
155	1.59×10^{-18}	3.49×10^{-7}	8.50×10^{-11}	0.0026	0.40
200	2.06×10^{-18}	5.96×10^{-7}	8.39×10^{-11}	0.0004	0.40
249	9.49×10^{-19}	6.13×10^{-6}	6.31×10^{-11}	0.0014	0.35
345	9.34×10^{-19}	8.92×10^{-7}	6.33×10^{-11}	0.0028	0.32
401	2.12×10^{-19}	2.00×10^{-6}	4.32×10^{-11}	0.0124	0.32
499	6.17×10^{-19}	9.38×10^{-6}	5.99×10^{-11}	0.0450	0.31
556	5.94×10^{-19}	1.34×10^{-6}	5.54×10^{-11}	0.0075	0.28
602	2.51×10^{-19}	8.71×10^{-7}	5.07×10^{-11}	0.0108	0.29
650	4.75×10^{-18}	1.00×10^{-10}	5.53×10^{-11}	0.0023	0.34
699	6.34×10^{-20}	2.00×10^{-10}	2.36×10^{-11}	0.0674	0.25

4) 水理パラメータの深度依存性

図 4.2.2.5-3 に、水銀圧入式ポロシメータにより評価された空隙率と透水・拡散実験により測定された固有浸透率・実効拡散係数・反射係数の深度プロファイルを示す。図 4.2.2.5-3(a)に示されるように、今回実験に用いた岩石試料の空隙率は 0.42~0.25 の範囲にあり採取深度が深くなるにつれて減少する傾向にある。これは、当該地層の深部では浅部と比べ、より圧密が進行していることを示している。深度方向への空隙率の減少は、移流・拡散現象を規定する固有浸透率および実効拡散係数に反映されており、図 4.2.2.5-3(b)&(c)に示されるように、これらのパラメータは稚内層下部においてより小さくなる傾向がみられた。図 4.2.2.5-3(d)に示される反射係数については、空隙率が小さく、固有浸透率も小さい深度 400m 以下の岩石試料について比較的大きな値として評価された。なお、深度 650m の岩石試料については、上下 602m および 699m から採取された岩石試料と比較し空隙率が大きく、固有浸透率および実効拡散係数も大きな値となっており、反射係数は比較的小さい。これらの結果は、稚内層硅質泥岩の水理パラメータは空隙率等の空隙特性に大きく依存していることを示唆している。特に、空隙率が最も小さい深度 699m から採取された岩石試料の反射係数は、著しく大きく、拡散実験中においては 0.5 M の塩化ナトリウム濃度差（淡水および海水の溶存物質質量の差と同程度）でおよそ 150 kPa（約 15 mH₂O）の溶液圧上昇がみられた（図 4.2.2.5-2）。また、比較的空隙率の小さな深度 499m から採取された岩石試料の反射係数も 0.045 と比較的大きいことから、上載荷重によって空隙率が小さくなる傾向にある稚内層底部では塩濃度勾配化において化学的浸透が発生する可能性があると考えられる。

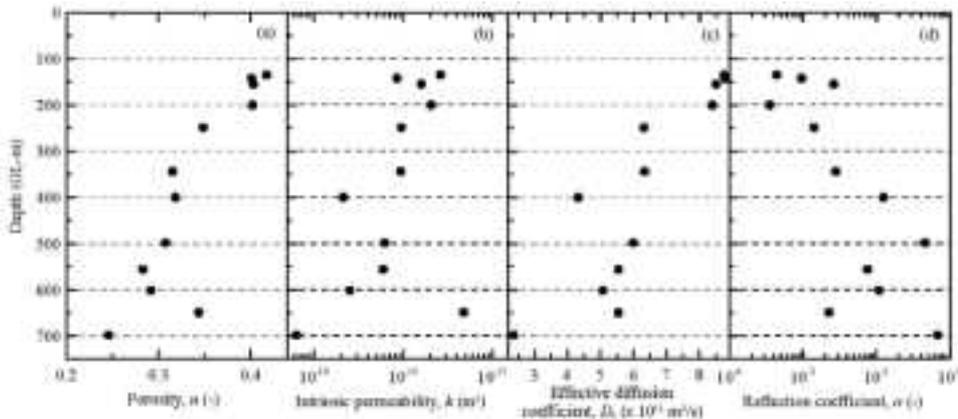


図 4.2.2.5-3 SAB-2 孔の稚内層硅質泥岩の(a)空隙率，(b)固有浸透率，(c)実効拡散係数，および(d)反射係数の深度プロファイル

5) 物質移行現象として卓越する現象

SAB-2 孔において観測されている鉛直方向の間隙水圧プロファイルならびに本研究で実施した透水・拡散実験から得られた固有浸透率および実効拡散係数に基づき、稚内層の鉛直方向において卓越する物質移行現象を推定した。図 4.2.2.5-4(a)に SAB-2 孔で観測されている間隙水圧プロファイルを示す。また、図 4.2.2.5-4(b)に間隙水圧プロファイルならびに固有浸透率および実効拡散係数から以下の式により算出されたペクレ数を示す。

$$P_e = \frac{v_a \cdot L}{D_e} = \frac{q/n \cdot L}{D_e/n} = \frac{q \cdot L}{D_e} \tag{式 4.2.2.5-1}$$

ここで、P_e: ペクレ数(-)，v_a: 実流速(m/s)，L: 代表的長さ(m)，D_p: 空隙内拡散係数(m²/s)，q: ダルシー流速(m/s)，n: 空隙率(-)，D_e: 実効拡散係数(m²/s)である。図 4.2.2.5-4(a)に示されるよ

うに、SAB-2 孔では静水圧分布を仮定した場合と比較して高い間隙水圧が観測されており、深度とともに増加する傾向がある。400m 以深では顕著に高い間隙水圧が存在し、660m 付近では 25 mH₂O 程度と大きな水頭が存在している。これらの水頭分布に基づいて、鉛直一次元方向の物質移行を仮定した場合、地層深部より浅部への移流現象が発生していると考えられる。しかしながら、図 4.2.2.5-4(b)に示される各深度でのペクレ数は深度 200m 以下ではおおむね 0 程度であり、200m 以深での物質移行現象においては、拡散現象が卓越していると想定される。ただし、深度 650m におけるペクレ数は 5 を超えており局所的に移流現象が卓越することを示す結果となっているが、これは図 4.2.2.5-4(a)に示されるように、深度 600m 付近の水頭が上下の観測深度の水頭と比較し小さいことに起因する。このような局所的な水頭の低下は、図 4.2.2.5-3(b)に示されるように深度 650m 付近の固有浸透率が上下の深度と比較し 1 オーダー程度大きく、当該深度では水平方向での地下水流動の影響をより受けやすいためと考えられる。従って、深度 650m 付近の鉛直方向での物質移行においては、必ずしも移流現象が卓越しているとは考えられない。また、図 4.2.2.5-3(d)に示されるように深度 400m 以深の岩石試料の反射係数が比較的高いことから、深度 400m 以深の静水圧分布から乖離する高い水頭は塩濃度差に起因する化学的浸透現象によって維持されている可能性も考えられる。ただし、間隙水圧が化学的浸透によって維持される場合においても、物質移行では拡散現象が支配的となるため (Takeda *et al.*, 2014)、稚内層の鉛直方向における物質移行は拡散現象に支配されている可能性が高いと考えられる。

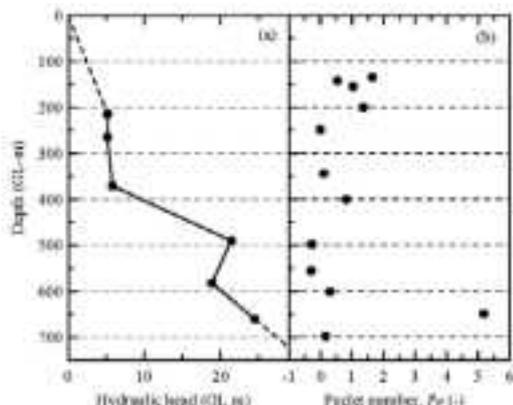


図 4.2.2.5-4 SAB-2 孔の深度方向への(a)水頭および(b)ペクレ数の分布

水頭分布は須甲ほか (2014) による。なお、深度 0m から 214m までは線形分布を仮定し、深度 660m 以深は深度 582~660m までのデータを外挿した。ペクレ数は本研究において測定した固有浸透率および実効拡散係数の値並びに水頭分布から算出した。

6) 稚内層珪質泥岩の物理化学的特性および潜在亀裂の評価

稚内層珪質泥岩の水理パラメータは、図 4.2.2.5-3 に示されたように概ね空隙率に支配されていると考えられるが、SAB-2 孔 699m の岩石試料を用いた拡散実験では著しく大きな流体圧が発生しており (図 4.2.2.5-2)、稚内層の深部を含む地下水流動の評価においては化学的浸透の影響を考慮しなくてはならないことを示唆している。一方で、SAB-2 孔 401m および SAB-2 孔 602m の岩石試料は SAB-2 孔 699m の岩石試料と比較して、3~4 倍程度の固有浸透率を有するが、化学的浸透現象の発生の指標となる反射係数はそれぞれ 0.01 程度と岩石試料 SAB-2 孔 699m の 0.067 と比較し 1/5 程度と小さい。このような反射係数の差異が発生する原因として、深度によって化学的浸透の成因となる粘土鉱物の含有量が大きく異なることや、岩石の採取や成形過程において亀裂が発生したこと、あるいは潜在的な亀裂が開口したことなどが考え

られる。これらの要因を検証するため，実験に用いた岩石試料と同一のコアから取得した試料に対して，物理化学的特性の評価および岩石試料中の亀裂面の有無を評価する。

(1) 物理化学的特性

泥質岩中での化学的浸透の発生は，粘土鉱物間に形成される電気二重層によって溶質が電氣的斥力を受けることに起因する。このような斥力を発生させる能力の指標としては，表面電荷密度に加え，ナノスケールからマクロスケールまで空隙性状が主なものであることから

(Takeda *et al.*, 2014)，各試料に対してそれら指標を評価した。

表 4.2.2.5-2 に陽イオン交換容量 (CEC) 分析および比表面積測定の結果とこれらの結果から算出した表面電荷密度を示す。各試料の陽イオン交換容量は 20.8~26.7 cmol/kg の範囲にあり，深度方向への顕著な変動傾向は認められないが，比表面積は採取深度が深い試料で小さくなる傾向がみられる。これらの値に基づき算出された各試料の表面電荷密度は 0.22~0.46 の範囲にあり，深度方向へ増加する傾向にある。表面電荷密度が 0.46 となった採取深度が最も深い SAB-2 孔 699m の試料の表面電荷密度は，地層スケールにおいて化学的浸透が発生していると考えられている Callovo-Oxfordian Clay の値 0.44 を若干上回る値であり (Rousseau-Gueutin *et al.*, 2008)，稚内層深部の珪質泥岩は電気化学的には化学的浸透を発生させうる程度の特性を有していると考えられる。

表 4.2.2.5-2 SAB-2 孔稚内層珪質泥岩の陽イオン交換容量 (CEC)・比表面積・表面電荷密度

採取深度 (GL -m)	陽イオン交換容量 (CEC) (cmol/kg)	比表面積 (m ² /g)	表面電荷密度 (C/m ²)
135	26.7	100.5	0.26
142	24.2	103.1	0.23
155	22.9	99.5	0.22
200	24.8	90.5	0.26
249	24.0	69.1	0.34
345	23.4	64.3	0.35
401	23.5	66.8	0.34
499	22.6	57.4	0.38
556	21.8	53.3	0.39
602	21.1	54.4	0.37
650	20.8	53.5	0.38
699	24.9	52.6	0.46

図 4.2.2.5-5 に水銀圧入式ポロシメータによって測定した空隙サイズ分布を示す。SAB-2 孔 602m および 699m の試料を除き，空隙分布は顕著な二項分布を示しており，それぞれのピークは 10 nm を境に表れている。Takeda *et al.* (2014)によれば，化学的浸透の発生はナノスケールの空隙で発生し，その近傍に存在する大きな空隙は，化学的浸透によって局所的に増加する流体圧を消散させると考えられており，図 4.2.2.5-5 において顕著な二項分布を示した深度 135m~345m までの岩石試料の反射係数は図 4.2.2.5-3(d)に示されたように小さくなる傾向にある。一方，反射係数が比較的大きい SAB-2 孔 699m の試料の空隙分布では 10 nm 付近にピークがあり，20nm までの空隙が全空隙の 90%以上を占めている。SAB-2 孔 602m の試料も同様の空隙分布を示しているが，拡散実験においては，SAB-2 孔 699m の試料と比較して化学的

浸透発生の程度は小さい。この原因として、岩石コアの採取過程あるいは岩石試料の成形過程において亀裂が生じ、岩石本来の反射係数が測定されなかった可能性が考えられる。

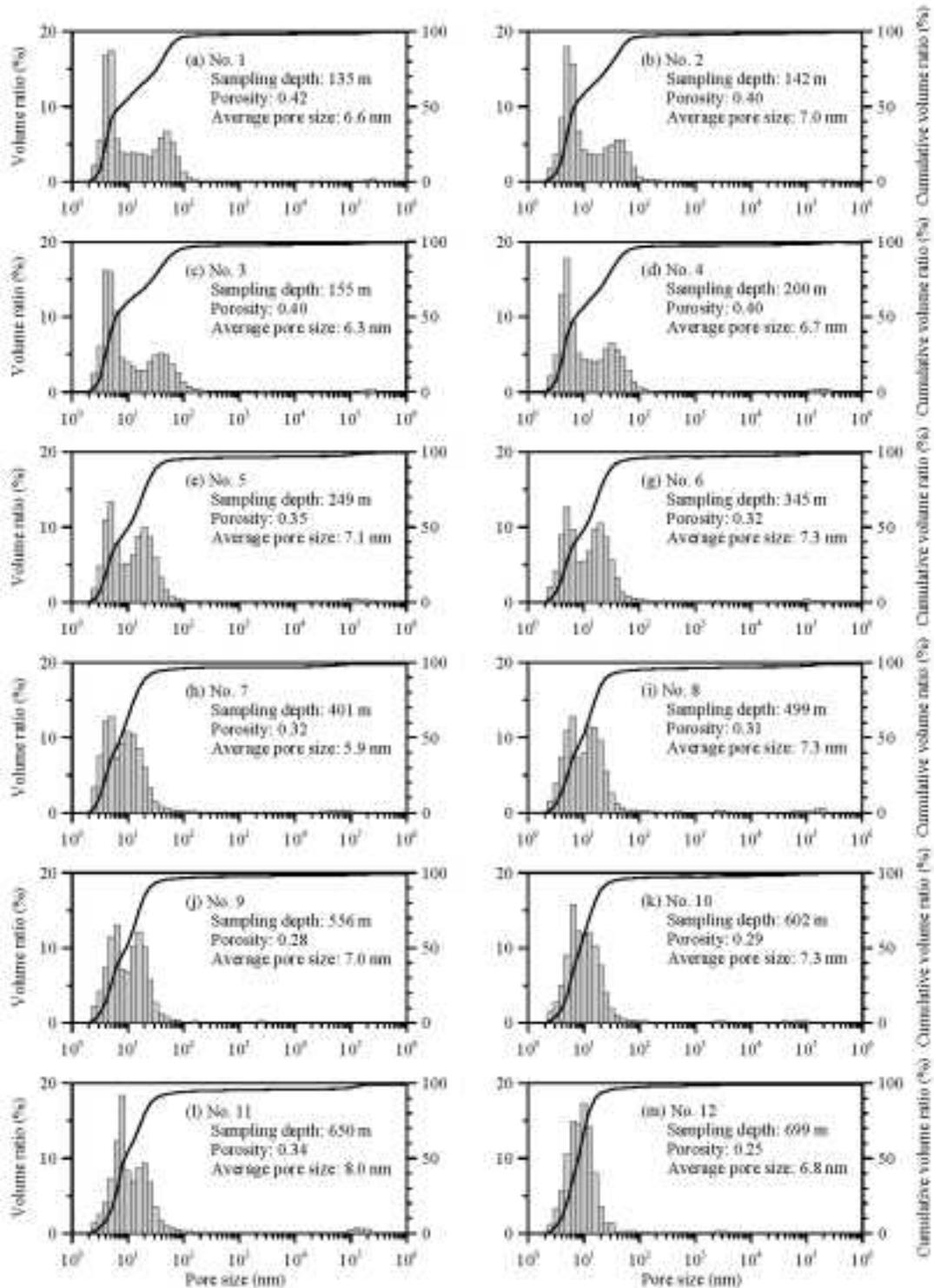


図 4.2.2.5-5 SAB-2 孔における稚内層珪質泥岩の空隙分布

(2) 岩石試料内の潜在亀裂

ナノスケールの空隙で発生する化学的浸透による流体増加が岩石試料スケールで発現するには、ナノポア近傍でのより大きな空隙の有無と連結性が関係すると考えられているが、今回実施した実験で用いた岩石試料は高さ 1cm と非常に小さく、岩石中に高さ方向を縦断する亀裂が

存在する場合には、岩石試料端面間での圧力差を短絡する通水経路となり、本来発現すべき化学的浸透を実験において検知できなかった可能性が考えられる。同様に、透水実験における固有浸透率の評価でも、亀裂による通水経路の短絡は固有浸透率を過大評価する原因ともなり得る。こうした亀裂の影響を明らかにするため、高さ 2.5cm の岩石試料を成形し、X線 CT によって亀裂の有無を各試料に対して調査した。典型例として固有浸透率が比較的大きな SAB-2 孔 249m の試料および固有浸透率が比較的小きな 699m の試料の X線 CT 画像をそれぞれ図 4.2.2.5-6 および図 4.2.2.5-7 に示す。SAB-2 孔 249m の試料中では、高さ 2.5cm の岩石試料端面間に亘って密度の異なる面があり、亀裂等が存在することを示唆している。一方、SAB-2 孔 699m の試料中には顕著な密度差はない。SAB-2 孔 249m の試料の X線 CT 画像で見られる密度差の成因は特定できないが、原位置における岩石コアの採取や試料成形の過程において発生したものである場合、泥質岩の基本的な水理パラメータとして固有浸透率及び反射係数を評価する際には、X線 CT 等により潜在亀裂の有無を確認した上で岩石試料を選定することが望ましいと考えられる。

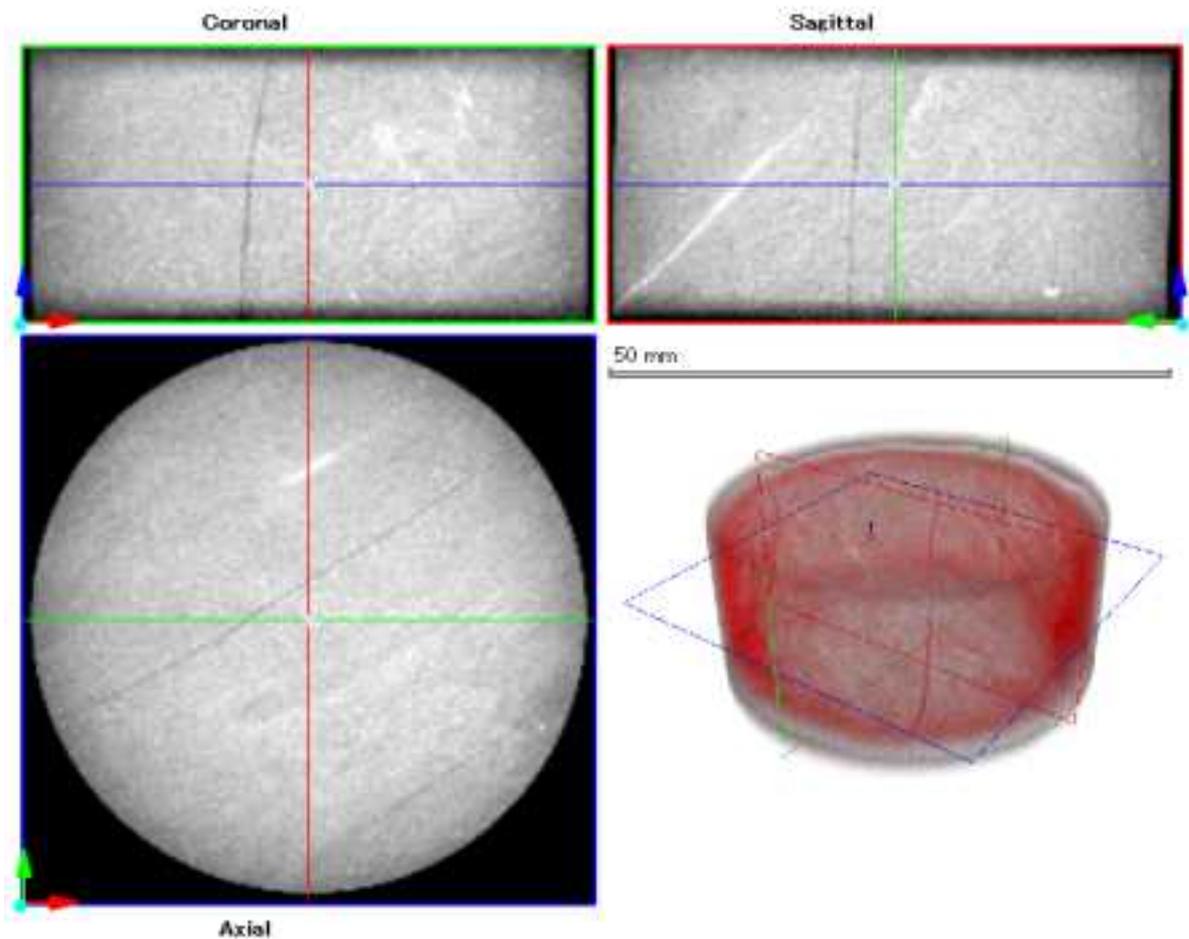


図 4.2.2.5-6 SAB-2 孔 249m から採取された岩石コアの X線-CT 画像

右下の図からは円盤型岩石試料の上下端面に亘る潜在亀裂があることが推測される。なお、同様の潜在亀裂は固有浸透率が比較的大きい岩石試料にも同様に認められた。

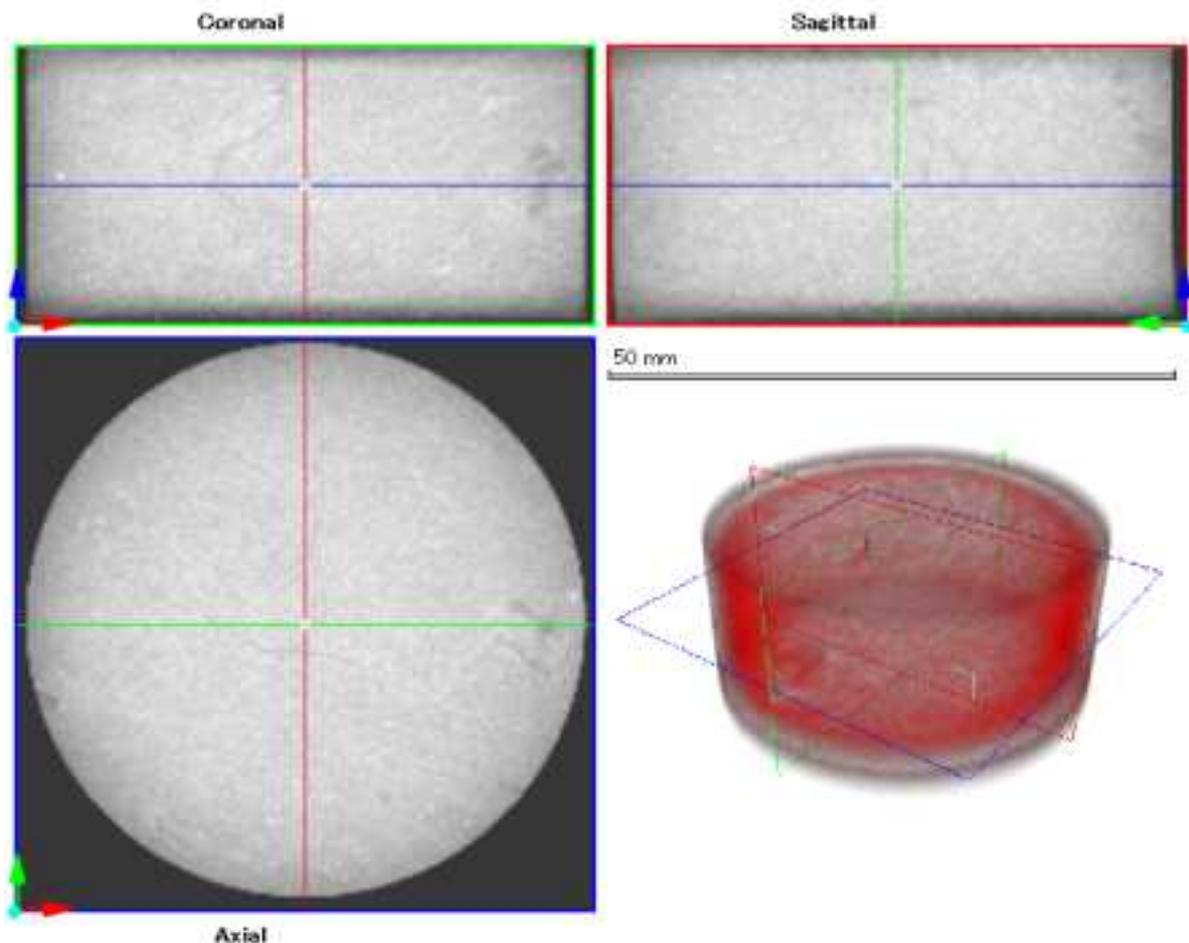


図 4.2.2.5-7 SAB-2 孔 699m から採取された岩石コアの X 線-CT 画像

右下の図からは顕著な潜在亀裂はないことが推測される。なお、固有浸透率が比較的小さな岩石には、本画像と同様に潜在亀裂は認められなかった。

7) まとめと今後の課題

本研究では、原位置の有効応力条件下で岩石供試体を用いて各種水理パラメータを測定し、物質移行過程において卓越する現象を検討した。その結果、SAB-2 孔 200m 以深のペクレ数はおおむね 0 程度であり、鉛直方向への物質移行においては拡散現象が支配的である可能性が示された。また、稚内層珪質頁岩の水理パラメータとして十分に取得されていなかった拡散係数を、移流に係る透水係数（固有浸透率）とともに測定した。稚内層の珪質頁岩の実効拡散係数の深度プロファイルは、幌延地域における塩化物イオン等の天然トレーサーの移行現象を検討し、同地域における地下水流動及び物質移行モデルを精緻化する上で重要な知見となると期待される。更に、水理パラメータとして化学的浸透に係る反射係数の深度方向プロファイルの評価結果から、SAB-2 孔における深度 400m までの稚内層珪質頁岩は実質的な化学的浸透を発生させる可能性が低いことを示した。なお、北海道幌延地域では、SAB-2 孔以外の調査孔においても稚内層深部では静水圧から乖離する高い水圧が観測されており、同地域の水圧形成に化学的浸透現象が影響を及ぼしている可能性が考えられる。仮に、稚内層深部の静水圧分布から乖離する比較的高い水圧を移流現象の結果と解釈する場合には、深部からは上昇流が発生していると判断することとなり、実際には化学的浸透が水圧分布形成に関係している場合には、地下水の流動方向を逆向きに判断することとなる。従って、同地域の水文地質学的モデルを構築する上では、稚内層での化学的浸透の発生可能性について、実際の塩濃度プロファイルと同等の塩濃度差における実験を実施し、精緻な検討を行うことが望ましい。

4.2.2.6 稚内層珪質頁岩の水理パラメータに及ぼす海水準変動の影響

今後 10 万年程度の期間に見込まれる海退により、沿岸海域においては海底面が露出し、静水圧が 100m 水頭 (1Mpa) 程度減少することが想定される。また、その後の海進により海底面は再び海水により覆われ、静水圧が 100m 水頭 (1Mpa) 程度増加することも想定される。このような海水準変動に伴う静水圧変動が海底面下に存在する地質体の水理パラメータにどのような影響を及ぼすかを、原位置水理試験と室内透水試験とのデータ比較から検討する。また、静水圧変動が透水係数に及ぼす影響を検討する上で、偏差応力の影響についても考慮・検討した。

1) 原位置透水試験結果とコアサンプルを用いた室内透水試験結果による海水準変動の影響の検討

日本原子力研究開発機構 (2004) の原位置透水試験結果とコアサンプルを用いた室内透水試験結果を図 4.2.2.6-1 に示す。縦軸は透水係数を、横軸は封圧から間隙水圧を減じた有効封圧である。原位置透水試験の矢印は同一有効封圧下での変動範囲を示している。この図からは原位置透水試験結果と室内透水試験結果における以下のような特徴を読み取ることができる。

- ・ 原位置透水試験は、室内透水試験よりも大きな透水係数を示す。
- ・ 原位置透水試験は測定値として 1~2 桁程度異なる変動幅を有するが、室内透水試験ではその変動幅が小さい。
- ・ 原位置透水試験と室内透水試験はともに、透水係数は有効封圧の増加とともに減少するが、原位置透水試験の方が減少幅が大きい。
- ・ 原位置透水試験と室内透水試験による透水係数は、より大きな有効封圧の下ではほぼ一致することが予想される。
- ・ 原位置透水試験の有効封圧の増大に伴う透水係数の大きな減少は、有効封圧の増大に伴う亀裂の閉鎖現象として説明できる (付録 4.C 参照)。室内試験のコアサンプルとしては、このような明瞭な亀裂系が存在するサンプルを用いないことから推認できる。

コアサンプルを用いた室内透水試験結果から海水準変動による透水係数への影響を以下のような条件を仮定しながら推定する。

- ・ 海面下 100m の沿岸海域において、海底下深度 180m 近辺 ($\sigma_3=4.5\text{MPa}$)、間隙水圧が 100m ($P_p=1.0\text{MPa}$) 水頭ある地点を想定し、地殻応力など ($\sigma_1-\sigma_3$) の変動に伴う稚内層珪質頁岩の取り得る透水係数の変化を把握する。
- ・ 地下水の流れる方向を卓越する (最大主応力) 1 方向のみとして仮定し、実験的に評価する。地質体の取り得る最大の変化を想定して、透水係数の最大変化を評価する。
- ・ 単純な例として、100m の海進・海退で 1MPa の静水圧変動が生じることが想定されるが、透水係数の増減は 5%程度と想定される。

以上のように海水準変動に伴う静水圧変動が地質体の透水係数にもたらす影響をコアサンプルによる室内透水試験結果から予測した場合、その効果はかなり限定的であることが想定される。しかし、原位置試験結果を用いて同じ条件で検討すると、以下のように変化する。

- ・ HDB-3 孔の原位置透水試験では想定した有効封圧前後の透水係数の変動幅が比較的小さいため想定される変動幅は室内試験結果と同レベルと考えられるが、HDB-4 孔では想定した有効封圧前後の透水係数の変動幅が比較的大きいため最大 2 桁程度の透水係数の変化が予想される。

現状における原位置透水試験と室内透水試験の結果は、海水準変動に伴う静水圧変化が地質体の透水性の変化に及ぼす影響に関して十分な判断材料を提供するものではないが、大まかな変化を予想することは可能である。残念ながらその議論の精度を予測することは現状において不可能である。いずれにしても、原位置透水試験における計測結果から考えて、亀裂系の存在に

よる影響を考慮しないと精度の高い議論は成り立たないことがわかる。

以下では明らかに亀裂系が存在する稚内層珪質頁岩サンプルを供試体として, 室内三軸変形透水実験を行い, 変形特性と透水特性との相関に関して検討する。

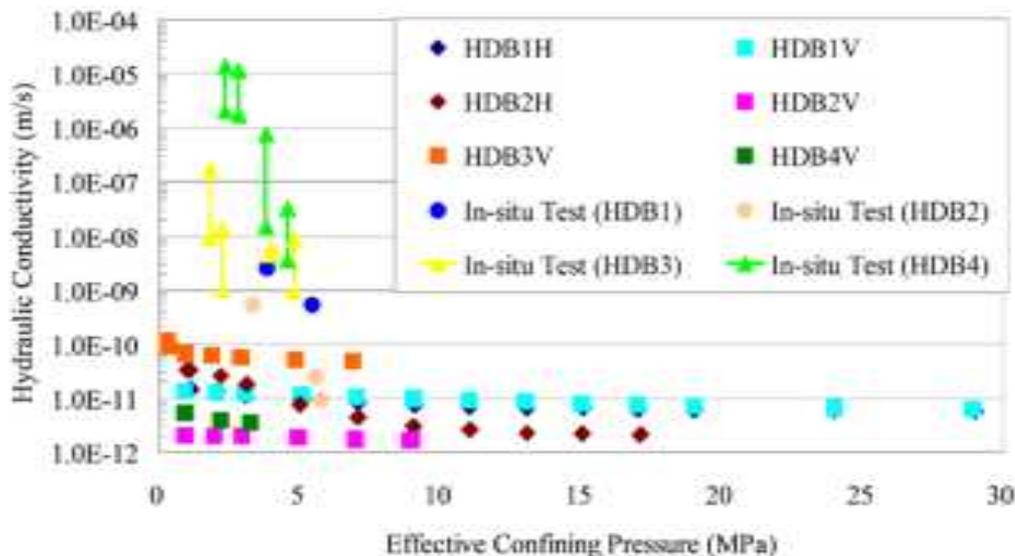


図 4.2.2.6-1 日本原子力研究開発機構 (2004) の原位置透水試験結果と室内透水試験結果

2) 顕著な亀裂系を有するコアサンプルの透水係数に及ぼす軸差応力の影響

従来の室内三軸透水試験では, 変位計を用いた変形特性の把握が実施されていないことを踏まえ, 軸方向, 周方向の変位を精度よく計測し, 内部構造変化と透水性変化の関連性を議論するために, 図 4.2.2.6-2, 図 4.2.2.6-3 に示す変位計を設計・制作した. 図 4.2.2.6-4 及び図 4.2.2.6-5 に稚内層珪質頁岩 (HDB9 孔深度 358m) のサンプルを用いて実施した三軸透水試験の結果および実験後のサンプルの様子を示す. 封圧は 4.5MPa, 間隙水圧は 1.0MPa 一定として三軸変形透水試験を実施した. その結果, 以下の内容が明らかとなった.

- ・ 偏差応力の変化に対して透水係数は大きく変化する.
- ・ 初期状態における透水係数が $6.08 \times 10^{-11}(\text{m/s})$ の場合, 変形(地殻応力変動や掘削影響など)が無ければ, 定常値としてこの程度の透水係数を保持する.
- ・ 外的条件の変動から弾性変形内 (1.3%の圧縮ひずみ) では, 透水係数は $4.32 \times 10^{-12}(\text{m/s})$ と約 1/14 に低下する. なお, この過程におけるバルクとしての体積収縮は 0.7%程度と評価できる. 一方, 圧縮変形と直交する方向は引張り歪となり, その際の変形量は約 0.5%の体積膨張を示す.
- ・ 引き続き外的条件の更なる変化に伴い, 非弾性変形 (1.9%程度の圧縮歪が生じる過程では) 後には, 透水係数は $8.09 \times 10^{-12}(\text{m/s})$ と初期状態の 1/7 の値に増加する. この間のバルクとしての体積変形は無いが, 体積増加に転じた点で, 耐えうる最大強度を迎え, 破壊に至る.
- ・ 幌延泥岩の偏差応力の増加は, 圧縮歪の増加に伴う透水性の低下をもたらすことが想定される.

図 4.2.2.6-6, 図 4.2.2.6-7 は深度が HDB-9 孔の深度 466m より採取したサンプルの試験結果および実験後供試体の様子である. 拘束圧および間隙水圧は深度 358m と同一とした. 透水係数は軸差応力の増加に伴い, 減少する傾向が続き, 深度 358m のサンプルと同じ傾向である. 幌延泥岩の透水性は, 応力条件の変化に伴って初期状態から安定的に低下する傾向を示した. 変形挙動から両サンプルを比較すると, 深度 358m の供試体では比較的脆性的な挙動を示した

が，深度 466m では最大強度点以降も応力降下が少なく，一定の軸差応力を維持するような変形挙動を示している．この変形挙動の違いは実験後のサンプルの破断面の様子からも説明することができる．すなわち，図 4.2.2.6-7 からもわかるように供試体には明瞭な剪断面が複数しかも副次的に形成され，軸変位の増加に伴いせん断面での安定的な剪断変位が発生している状況と解釈できる．一方，深度 358m のサンプルでは厚みの薄い，しかし明瞭な破断面が単一に形成され，せん断面での変位が一回の挙動で行われたことが推定できる．



図 4.2.2.6-2 室内三軸透水試験内での軸方向及び周方向の変位計の設置状況

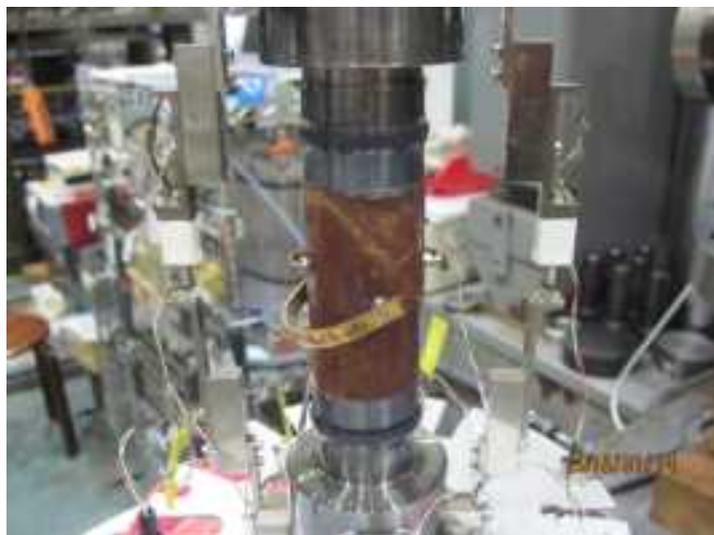


図 4.2.2.6-3 室内三軸透水試験後のせん断面の発生状況

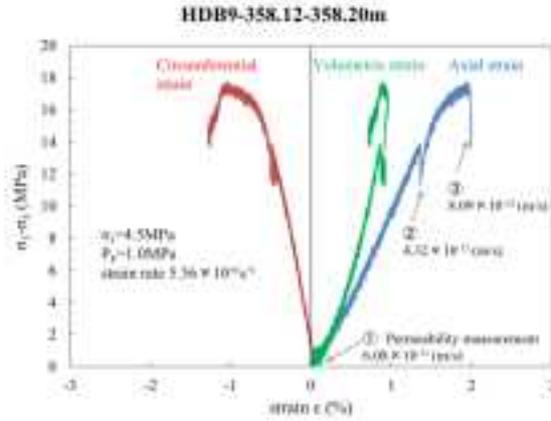


図 4.2.2.6-4 稚内層珪質頁岩（HDB9 孔；深度 358m）サンプルに対する室内三軸透水試験の結果



図 4.2.2.6-5 稚内層珪質頁岩（HDB9 孔；深度 358m）サンプルの室内三軸透水試験後の破断面の状況

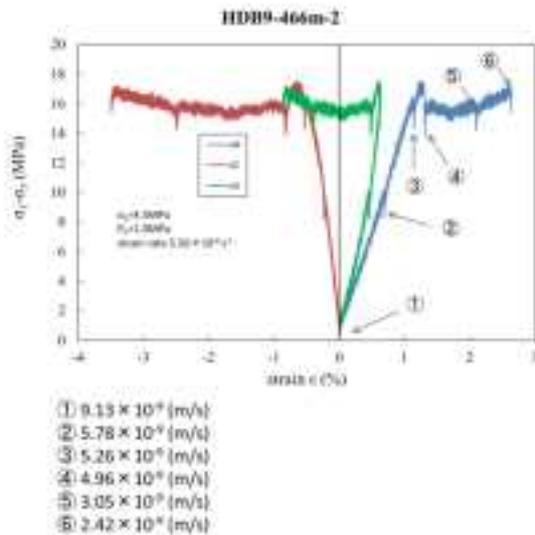


図 4.2.2.6-6 稚内層珪質頁岩（HDB9 孔；深度 466m）サンプルに対する室内三軸透水試験の結果



図 4.2.2.6-7 稚内層珪質頁岩（HDB9 孔深度 466m）サンプルの室内三軸透水試験後の破断面の状況

3) まとめと今後の課題

海水準変動に伴う静水圧の変化および地質学的変動に伴う応力状態の変化が、堆積岩の水理特性に及ぼす影響を明らかにするために幌延地域に分布する稚内層珪質頁岩を用いた実験的研究を実施した。既存研究結果の分析と新規に実施した室内実験結果から以下の知見が得られた。

- ・ 原位置透水試験によって得られる透水係数は室内透水試験から得られる透水係数と比較して大きく、また同一の実験条件下における変動幅が 1～2 桁大きくなる。
- ・ 有効封圧が低い条件下における透水係数の 2 桁以上の違いは、開口した亀裂によるものと考えられる（付録 4.C 参照）。
- ・ 海水準変動による応力変化として最大 1MPa の水圧変動を仮定し、幌延泥岩を対象に三軸透水試験を実施した結果からは、1MPa の静水圧変動に伴い変化すると想定される透水係数の変動幅は亀裂が存在しない個所ではわずか 5%程度であるが、亀裂が存在する個所では最大 2 桁程度の差が生じる可能性がある。
- ・ 地殻応力の変化を模擬した室内三軸透水試験を実施した結果、偏差応力の増加は層理面に直交する方向において透水係数を数倍から一桁程度減少させ、より流体が移動しにくい状態へと岩石を変化させることが明らかになった。偏差応力の増加は岩盤の強度以上に達しても、亀裂（断層）の発生という大きな変化をもたらすものの、流体移動の観点からはその影響は限定的であることが実験的に確認された。
- ・ 今後は静水圧および偏差応力の変化に伴う水理特性の変化に関する知見を数値シミュレーションに組み込み、海水準変動および地質学的変動に伴う応力状態の変化を考慮した地下水流動の変化の定量的予測手法を開発する必要があると考えられる。

4.2.2.7 稚内層珪質頁岩の空隙情報と水理パラメータの関係の検討

幌延地域において採取した稚内層珪質頁岩の空隙率・空隙サイズ分布・空隙構造を明らかにし、空隙の 3 次元幾何学情報と水理パラメータとの関係に関して検討する

1) 水銀ポロシメータによる空隙率・空隙サイズ分布の測定

水銀ポロシメータを用いるとサンプルの空隙率と空隙サイズ分布が得られる。ボーリング（HDB-9 孔、HDB-10 孔及び HDB-11 孔）によって稚内層から採取されたコアおよび深度 300 m レベルにおける換気立て坑切羽におけるサンプリング試料を用いて計測した結果を図

4.2.2.7-1～図 4.2.2.7-4 に示す。切羽以外のボーリングコアを用いたサンプルの空隙率は、おお

よそ 30~32%の値を示した. いずれのサンプルも空隙のサイズ分布からすると 100 μm という大きな空隙がわずかに存在するものの, 空隙の多くは 0.005~0.1 μm の比較的小さなものが卓越していることが明らかとなった. 岩石としては大きな空隙率を示しているが, その空隙サイズ分布は一般的な堆積岩と比べると小さな空隙で占められていることが特徴となっている. 深度が 300~400 m 程度のボーリングコアから作成した試料と切羽の転石から作成した試料では, 数%の空隙率の差が生じているが, 応力開放の影響と合わせて掘削等の影響によるものと考えられる.

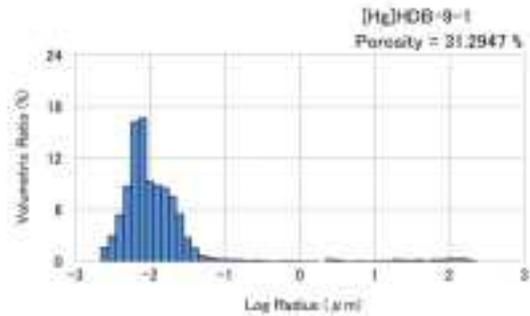


図 4.2.2.7-1 稚内層珪質頁岩 (HDB-9 孔深度 317 m) サンプルの空隙率・空隙サイズ分布

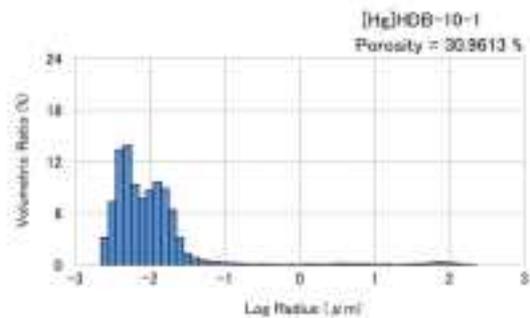


図 4.2.2.7-2 稚内層珪質頁岩 (HDB-10 孔深度 292 m) サンプルの空隙率・空隙サイズ分布

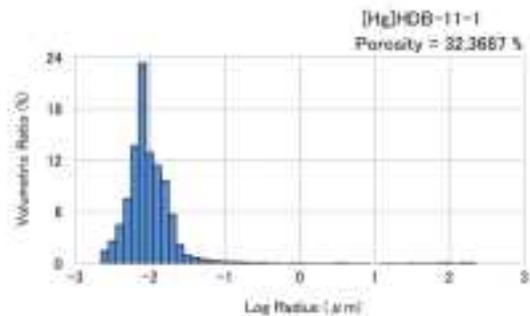


図 4.2.2.7-3 稚内層珪質頁岩 (HDB-11 孔深度 924 m) サンプルの空隙率・空隙サイズ分布

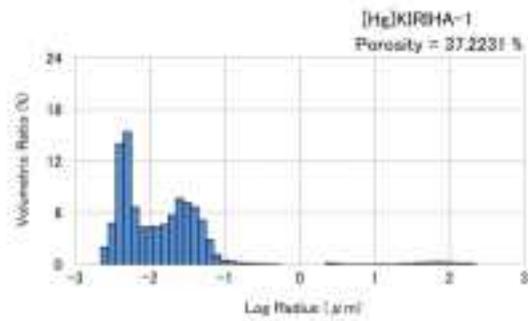


図 4.2.2.7-4 稚内層珪質頁岩（幌延深地層研究センター換気立て坑深度 350 m）の切羽から採取されたサンプルの空隙率・空隙サイズ分布

2) マイクロフォーカス X 線 CT 画像解析による空隙の幾何学的情報

HDB-11 孔のサンプル VR211 について 3mm ボクセルを用いて空隙情報を取得し，相対的に大きな空隙をポアと定義し，それにつながるより小さな空隙をスロートとして定義し，空隙を球体として仮定した場合の空隙の半径を算出した．図 4.2.2.7-5 および図 4.2.2.7-6 に，ポアとスロートのサイズ分布を示す．ポアでは，大きなものは 200 μm を超えるサイズのものが存在するが数は少なく，100 μm 以下のサイズのものが圧倒的に多く存在することがわかる．また，ポアに接しそれよりも小さな空隙であるスロートは，50 μm を中心として分布し，数が多いことが特徴として挙げられる．

空隙同士のネットワーク構造を示す指針の一つに配位数（coordination number）がある．配位数は空隙の周りに何個の粒子が存在するかを示しており，その頻度分布を図 4.2.2.7-7 に示す．頻度分布のピークは“3”であり，一般的な粒状体における幾何学性を示しているが，“10”を超える大きな空隙の存在も確認できる．図 4.2.2.7-8 は隣り合う空隙の半径の比を示しており，この比が 1 に近いとほぼ同じ空隙の連続となり，小さな数値程大きな空隙と小さな空隙が隣接していることを示す．一般的な泥質岩ではこの比が小さいものが優勢となるが，稚内層珪質頁岩も同じ傾向を示している．

CT 画像解析では，空隙が連続する経路を任意に抽出することができ，最短経路に対する実経路の距離を屈曲度（tortuosity）として評価することが可能である．直交する 3 方向ごとに屈曲度の累積分布を示したのが図 4.2.2.7-9 である．ボーリング軸と平行な Z 軸方向（鉛直）は屈曲度が大きな数値となる傾向，すなわち連結の様子が直線的ではなく，より複雑な経路を経ていることがわかる．堆積岩には層理面が存在するため，層理面に直交する方向ではこのように複雑な連結性を示すと考えられる．

直交する 3 方向ごとの隣り合う空隙の半径の比や空隙同士の連結性の状態を示す屈曲度は，岩石の透水異方性に影響を及ぼす要因と考えられる．岩石中の空隙の幾何学的情報と透水性の関係については，今後さらに情報の整理と検討を進め，一般的な関係性を導き出す必要があると考えられる．

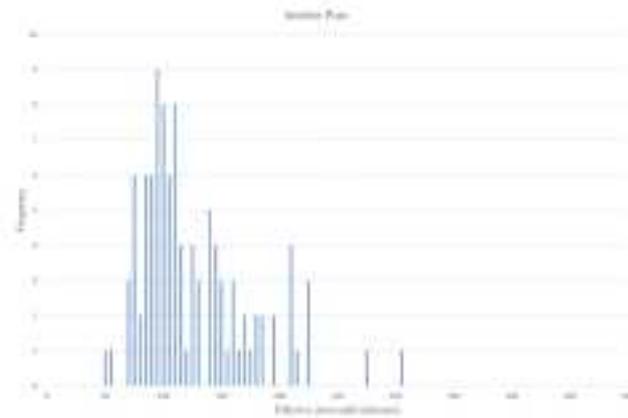


図 4.2.2.7-5 マイクロフォーカス X 線 CT による稚内層珪質頁岩内のサイズ 50 μm 以上の空隙（ポア）の評価結果

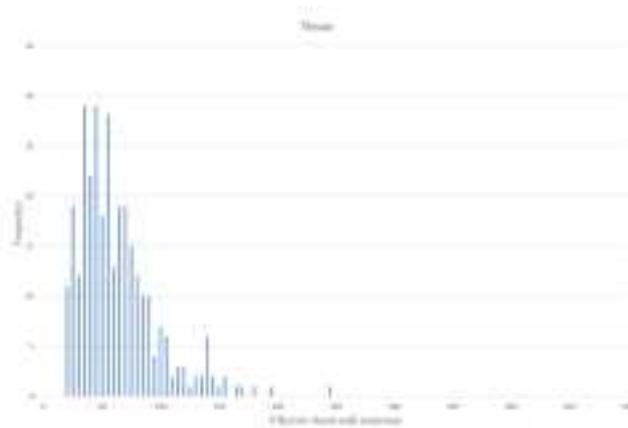


図 4.2.2.7-6 マイクロフォーカス X 線 CT による稚内層珪質頁岩内のサイズ 250 μm 以下の空隙（スロート）の評価結果



図 4.2.2.7-7 マイクロフォーカス X 線 CT による稚内層珪質頁岩内のポアとスロートの連結性の評価結果

図中, Coordination number は一つのポアに接している粒子の数を意味する.

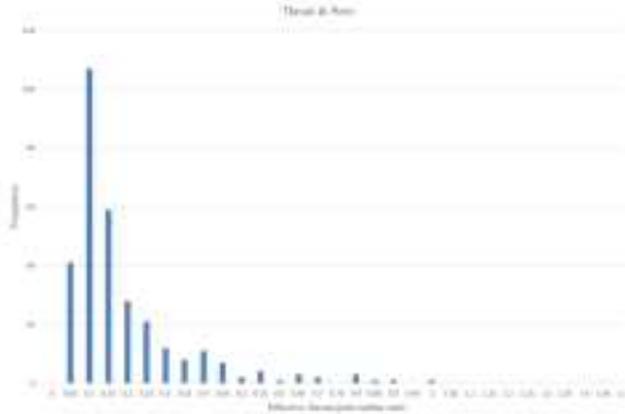


図 4.2.2.7-8 マイクロフォーカス X 線 CT による稚内層珪質頁岩内の隣り合うポアとスロートのサイズ比の評価結果

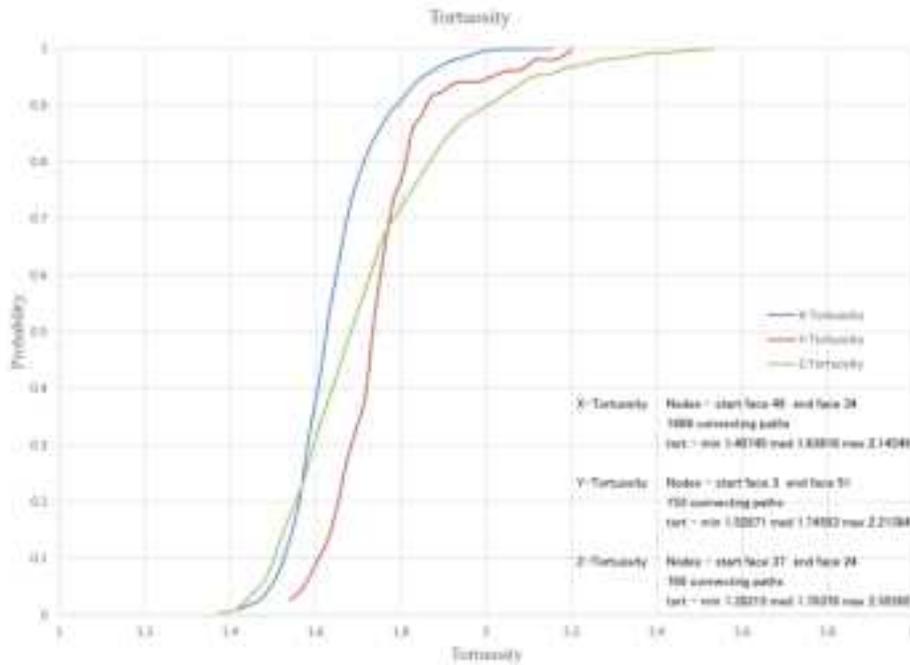


図 4.2.2.7-9 マイクロフォーカス X 線 CT による稚内層珪質頁岩内の空隙の連結性を示す屈曲度 (tortuosity) の評価結果

図中、X、Y、Z は互いに直交する 3 方向を意味し、Z 方向はボーリング軸と平行な方向とした。

4.2.3 幌延地域を対象とした三次元水文地質学的モデルの構築

幌延地域のモデルフィールドを対象として、水理パラメータ等の変動範囲の評価モデルを考慮した水文地質学的変動の概念モデルを構築する。また、同地域を対象とした既往の地下水流動モデルとの比較検討、地下水、岩石等に残存する変動履歴データとの比較を行い、より精度の高いモデルの検証方法を整理する。

4.2.3.1 海水準変動に伴う陸域変化の評価

現在は海進の時期にあり、陸域は縮小しているが、過去の海退時には 100 m を超える海水準の低下が発生し、陸域が拡大したことが知られている。海退時には、地表流および地下水流の下流側境界が海側に退くため、その影響を考慮した地下水流動予測には、現在の沿岸域より広範な海域を対象に地形・地質構造や水理パラメータを把握することが必要となる。

海水準が変動した場合の陸域と沿岸域を予測するために、陸域の標高データと現在の海域の深度データを統合し、海水準が変動した場合の陸域及び海域の境界を評価する必要がある。一例として、図 4.2.3.1-1 に幌延地域沿岸域を対象に、海退時における陸域を評価した結果を示す。陸域の標高データは国土地理院が公開する基盤地図情報の 10 m メッシュの数値標高モデル（一次メッシュコード 6641, 6642, 6740, 6741, 6742, 6840, 9841, 6842 に含まれる二次メッシュ）を用い、海域の深度データは日本水路協会が発行する 30 m メッシュの海底地形デジタルデータ（北海道北部、西部、北東部）の等深線から GIS ソフトウェアの ArcMap のエクステンション機能を用いて 30 m メッシュの標高データへ変換した。これら陸域及び海域の 2 つの標高データは ArcMap を用いて一つの標高データとして統合し、標高値が -50 m, -100 m, -150 m, -200 m となる等深線を評価した。図 4.2.3.1-1 に示された海退時における陸域境界として、-100 m の等深線に着目すると、利尻島を含む広範な海域が陸域となることが想定される。図 4.2.3.1-1 において、北海道幌延地域沿岸の -50 m と -100 m の等深線の間は比較的広く、同地域の陸域の起伏と比較して非常になだらかであると判断され、海退時において陸域となった場合には、地下水流動の流出域が新たに発生することが考えられる。

新里ほか(2007)によれば、利尻島東部の天北堆積盆では過去数百万年から現在までの間に、fold-and-thrust 帯の地質構造が東側から順次形成され、堆積盆自体も深化してきている。従って、現在の幌延地域沿岸を含む地域の海退時における地下水流動系を予測するためには、図 4.2.3.1-1 に示される現在の陸域境界から海退時における陸域境界までを含む地質構造とその将来に亘る変遷を予測することが必要となる。

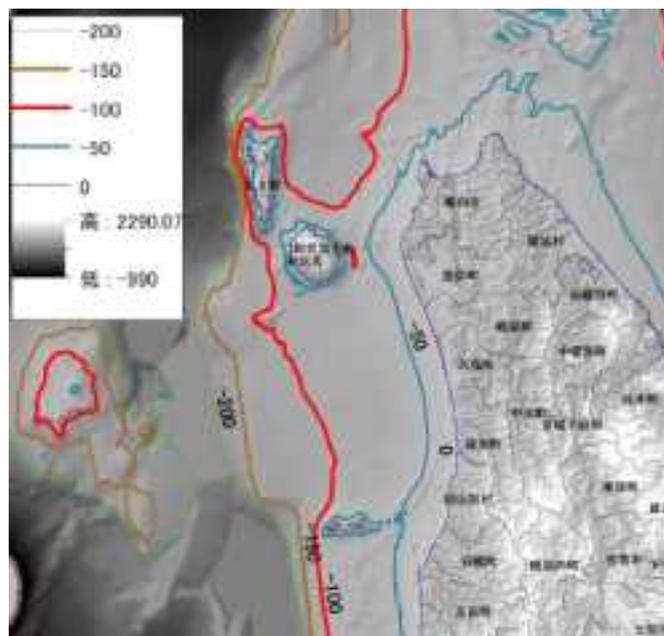


図 4.2.3.1-1 海退時における北海道北部地域の陸域境界の評価結果
 図中、-100m の海退時における陸域及び海域の境界は赤の等高線として表示。
 その他、-50m, -150m および-200m の等高線も参考として評価。

4.2.3.2 標高データに基づく地形的分水界（地表面分水界）の評価

現在の地形に基づいた地形的分水界は、国土数値情報（国土交通省）の流域メッシュデータとして整備されている。GIS上で陸域の標高データから河川ごとの集水域（地形的分水界）を評価する方法の一例として、現在の幌延地域の標高データ（4.2.3.1項において使用したデータ）に対して、ArcMapのエクステンション ArcHydro を適用した結果を図4.2.3.2-1に示す。図4.2.3.2-1には、本課題で評価した集水域（地形的分水界）とともに、国土交通省が国土数値情報として提供している天塩川水系の流域メッシュデータを併せて示す。国土数値情報の河川の流域メッシュデータと本課題で評価した集水域（地形的分水界）は図4.2.2.3-1においてわずかに異なっているが、全体的には両者はほぼ一致している。

超長期の時間枠では地質学的変動および海水準変動等によって地形的分水界が変化することが想定されるため、各変動事象の発生時期・頻度・規模等のシナリオに対応した地形的分水界の再評価が必要となる。海水準変動に伴う地形的分水界の変化は、4.2.3.1項に示したように陸域及び海域の地形を統合した標高データと海水準変動についてのシナリオを仮定することにより評価できると考えられる。しかし、地質学的変動による地形変化が起きることが想定される場合は、地形変形を予測するモデルを別途構築し、そのモデルに基づいて予測される将来のある時点での標高データから地形的分水界を再評価する必要がある。従って、超長期の時間枠での地形的分水界の評価では、地質学的変動及び海水準変動による複合的な影響を考慮した将来のある時点での陸域について標高データを作成可能であることが前提となる。今回開発した水文地質学的変動モデルでは、地質変動事象等の発生に伴い変化する陸域地形の標高データについて、地形変形についてのパラメトリックな解析シナリオを仮定し、その影響を検討することを想定している。



図 4.2.3.2-1 北海道幌延地域周辺の集水域の評価結果

図中、国土交通省によって公表されている天塩川水系涵養域をピンク色の領域で表示。
ArcHydroによって評価した天塩川水系の各河川の集水域を赤枠で表示。

4.2.3.3 地質構造を踏まえた水文的分水界（地下分水界）の評価

地質学的変動および海水準変動等を考慮した地下水流動の定量的予測では、各変動事象を踏まえ得られる涵養域に加え、地下水流動の場となる地層や断層等の地質構造とその変化も考慮に入れる必要がある。すなわち、水文地質学的変動モデルから地下水流動解析を行う領域を選定する場合、降雨の表面流出を区分する地形的分水界と地質構造等により支配される地下水を

区分する水文的分水界を包含する領域を対象領域として選定することが必要となる。ここでは、一例として、幌延地域の現在の地形に基づく地形的分水界と地質構造等による水文的分水界を比較する。須甲ほか(2013)による幌延地域の地下水流動解析においては、声問層の透水性を他の地層と比べ1オーダー程度大きく設定することにより、同地域で観測されている間隙水圧分布を比較的良く再現する結果が得られている。これを踏まえ、声問層が主要な地下水流動の場であると想定し、声問層底部の起伏状況と天塩川水系の地形的分水界を図4.2.3.3-1のように対比した。図4.2.3.3-1からは、サロベツ断層と大曲断層の間に位置する声問層の底部は、同図に示された天塩川水系の地形的分水界の更に北方から低下してきていると判断される。また、図中、サロベツ断層南側における声問層底部も天塩川水系の地形的分水界を超える南方から低下してきていると判断される。これらの結果は、声問層内に胚胎する地下水は、天塩川水系以外の水系（地形的分水界）から流入する地下水と連動した流動系にあり、地下水流動解析における対象領域の設定では、三次元的な地質構造と水文的分水界を考慮しなければならないことを意味している。

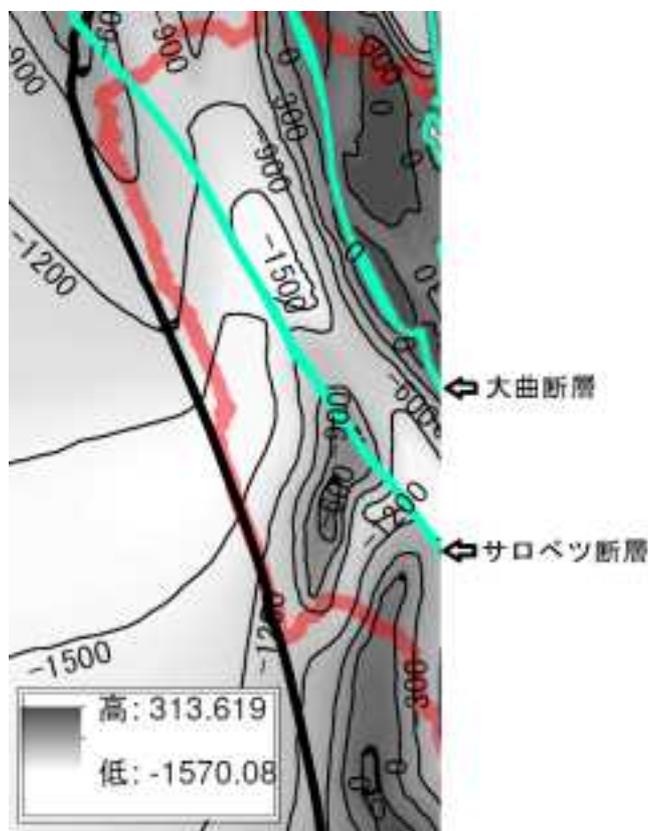


図 4.2.3.3-1 北海道幌延地域沿岸の声問層底部の標高と天塩川水系涵養域の位置関係
 図中、声問層底部の標高値はコンターとして表示。陸域境界及び天塩川水系の涵養域境界をそれぞれ黒太線及び赤線で表示。緑線は声問層底部での断層位置を示す。

4.2.3.4 水文地質学的変動の概念モデル化

地質学的変動および海水準変動等の影響を踏まえた水文地質学的変動モデルの構築においては、4.2.3.1項で示したように海水準の変化に伴い拡大・縮小する陸域を評価し、陸域及び海域の統合された標高データから4.2.3.2項で示した手法等によって地形的分水界を設定し、さらに4.2.3.3項で示したように地質構造等による水文的分水界を内包するようにモデル領域を設定することになる。

また、地質学的変動に伴う地形変化が想定される場合は、別途に地形変化を予測するモデル

を構築し，将来の標高データの修正を行う必要がある．幌延地域を含む天北堆積盆では，過去数百万年から現在までの間に **fold-and-thrust** 帯の地質構造が東側から順次形成され，堆積盆自体も深化しているとの知見が得られているものの（例えば，新里ほか，2007），将来の地形・地質構造の変遷を定量的に予測するモデル化は行われていない．従って，同地域における地形・地質構造の将来の変動については，過去の変動履歴を踏まえたパラメトリックな解析シナリオを設定し，各シナリオに基づく水文地質学的変動モデルを構築する必要がある．

現在の水文地質学的変動モデルに組み込まれている地形・地質構造モデルを図 4.2.3.4-1 に示す．現在は試解析を行っている段階であり，海域については幌延地域の比較的沿岸域に近い部分しか組み込まれていないが，超長期の時間枠における水文地質学的変動モデルを構築するためには現在の海域の地質構造データを組み込んだうえで，モデル領域の設定や分析・解析を行う必要がある．

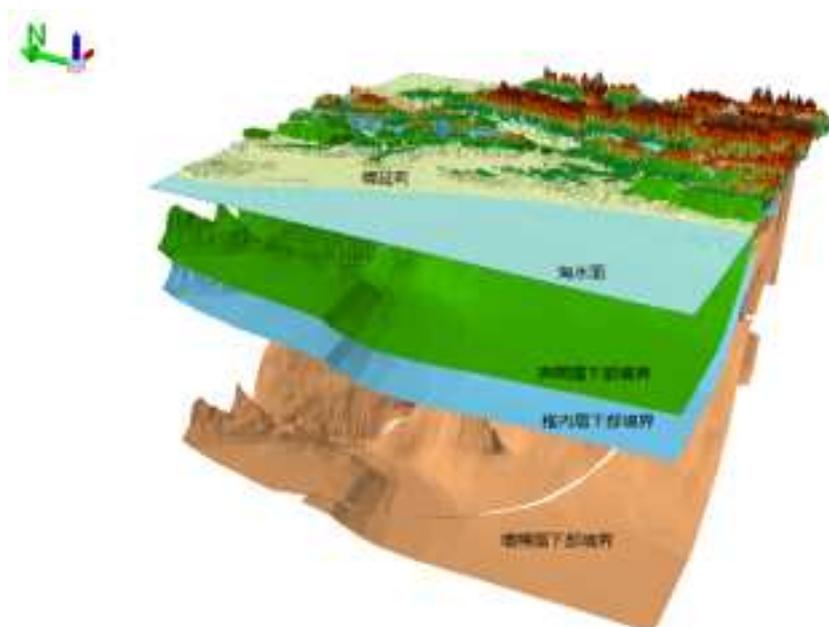


図 4.2.3.4-1 北海道幌延地域の現在の地形・地質構造の表示結果

須甲ほか(2013)によって構築された北海道幌延地域の現在の地形・地質構造データから増幌層，稚内層，声問層，を選択的に表示（鉛直方向の距離は平面距離の5倍として表示）．断層の位置情報も同一のデータセットに統合しているが，上図では非表示としているため，地層境界下部を表す局面上には，空白として表れている（例えば，増幌層下部境界面中での空白は遠別断層の位置に該当）．

4.2.3.5 まとめと今後の課題

超長期の時間枠における地下水流動予測では，地質学的変動・海水準変動により変動することが予測される地形変化，地質学的変動に伴う地質構造の変化，降雨の表面流出を区分する地形的分水界や地質構造等に支配される水文的分水界（地下分水界）の水文地質学的情報を反映した水文地質学的変動モデルを構築し，地下水流動解析を実施することが必要となる．地下水流動系の変動要因として，特に重要と考えられる地形変化，地質構造の変形，海水準変動等の影響を評価する手法は，既存研究において整備が進められてきた（例えば，今井ほか，2009）．しかしながら，既存の評価手法は，評価対象地域を鉛直方向の二次元断面で捉えたモデルに基づくものであるため，特定の地域を対象に空間的な地下水流動系の変動を予測するためには，地形・地質構造や海水準の変化を三次元的に把握し，分析・解析できるような水文地質学的変動モデルを改めて構築する必要がある．

本課題では，海水準変動によって変化する陸域と海域の境界を海陸を接合する標高データに基づき評価し，また標高データに基づく地形的分水界と地質構造に基づく水文的分水界を比較

した。その結果、海退時においては現在海域である幌延地域沿岸から利尻島を含む広範な領域が陸域となること、また、天塩川水系にある幌延地域の地下には他の表流水系から地下水が流入する分水界漏出が行われている可能性が高いことが明らかになった。以上の結果から、幌延地域を対象とする超長期の時間枠における地下水流動解析では、現在の海域を含めた広範な領域の地形・地質構造とその水理特性を把握する必要があることが具体的に示された。

本年度の手法開発及び試解析では、気候変動に伴う表層の凍土化、地表での氷河の形成、あるいは海退時に新たに陸域となる地表面への低透水性堆積物の積層などといった地形変形に係る事象や地殻変動に伴う地質構造の変化は組み込まれていない。今後実施する地下水流動解析においては、これらの事象についても事象の発生頻度・時期・規模等についてパラメトリックな解析シナリオを検討し、その影響を把握する必要がある。

4.2.4 幌延地域以外の水文地質情報および水文地質学的変動に関する知見の収集・整理

幌延地域以外の沿岸域堆積岩地域を対象とした水文地質学的モデルフィールド構築を目的として、水文地質情報の収集が容易な堆積岩地域を複数選定し、地形・地質情報や既存の井戸における水理試験情報・地下水位・水温・水質情報等の公開情報を収集・整理する。

4.2.4.1 水文地質学的モデルフィールドの選定基準

水文地質学的モデルフィールドの選定にあたっては、以下の項目を考慮した。

- ①原子力発電環境整備機構（2009）「概要調査地区選定上の考慮事項」のうち、活断層、活火山、隆起・侵食などの地質変動事象の基準に該当しないこと。
- ②水文地質学的構造が比較的単純であること。付加体堆積物などの水文地質構造の解析が困難な地域を含めないこと。また、中生代以前の固結した堆積岩ではないこと。
- ③高橋ほか（2011）「深層地下水データベース」に比較的多くのデータが登録されているか、あるいは公開された信頼性の高い分析データが存在すること。

①および②の選定基準にもとづき、以下の7地域が選定された。すなわち、北海道北東部、北海道釧路平野、青森県下北平野・上北平野、福島県常磐地域～茨城県北茨城地域、静岡県掛川地域、長崎県対馬、宮崎県宮崎平野である。このうち、北海道北東部と長崎県対馬については、高橋ほか（2011）「深層地下水データベース」に登録されているデータが少なく、また公開された信頼性の高い分析データが存在しないことから、検討の対象外とした。以下では、残りの5地域についての検討結果を示す。

4.2.4.2 釧路平野

釧路平野周辺には、基盤として白亜紀～古第三紀の根室層群が分布し、これを不整合で覆って古第三紀始新統の浦幌層群が、その上位に整合関係で始新統～漸新統の音別層群が堆積している。浦幌層群は、多くの石炭層を挟み、釧路炭田の探鉱と形成・堆積環境に関して多くの研究がある。新第三紀中新統の厚内層群、中新統～鮮新統の阿寒層群、第四紀更新統の釧路層群はいずれも下位層を不整合に覆って分布する。更に上位には第四紀更新世の段丘堆積物や阿寒火山噴出物、また完新世の沖積層が覆っている（日本の地質『北海道』編集委員会編、1990：沢木ほか、2012）。地表に露出している古第三系～新第三系は、釧路炭田の探鉱のための詳細な調査がなされており、断層により複雑に切られていることが判明しており、水文地質構造としては単純な構造ではない。

第四紀更新統の釧路層群の地下水については鳥居ほか（1964）、小原ほか（1973）、鳥居（1979、1986）に、釧路市・白糠町の地下水について嵯峨山ほか（1985）に、地下水位・水温・水質などの情報が記載されている。また、古第三紀始新統の浦幌層群に挟まれる釧路炭田のうち釧路沖約10kmの海底にある太平洋炭坑（現・釧路コールマインが管理）については、坑内滴水・湧水・水抜き孔から自噴する地下水の水質について、佐藤・佐藤（1980）、馬原ほか（2006）

に記載されている。

浅層地下水：

釧路平野の地下には、更新世の釧路層群が広く分布し、もっとも有力な帯水層となっている。釧路層群はほとんど水平に堆積しているが、詳細にみると、塘路湖を中心に北東―南西方向に伸びた盆地構造をなしている。盆地の北側の堆積物は火山性砕屑物が多いのに対し、南側の堆積物は古生層、中生層および第三紀層よりなる。釧路層群は泥炭地の中央部に向かっておよそ1/200程度の傾斜を示すことが知られている。そのため、帯水層も同様に傾斜し、被圧地下水はこの盆地構造に支配されて盆地の中心に向かって被圧される程度が大きくなっている（鳥居, 1979）。

新釧路川河口付近には、釧路層群から採水している多数の工業用井戸がある。それらの井戸の比湧出量は200～300 m³/d/m（口径300 mm）である。一方、平野中央部の釧路層群に掘削した開発局の試験井（3井）での比湧出量は100～200 m³/d/m（口径300 mm換算）とやや小さい。

平野の内陸部（西部）の地下水の水質はすべて重炭酸カルシウム型であるが、平野の東部または南部に向かうにしたがって次第に重炭酸ナトリウム型に移行している。一般に重炭酸カルシウム型の水は、河川水や浅層の地下水に多く、重炭酸ナトリウム型は深層の停滞水に多い。釧路層群の地下水は、平野の北西部で涵養され東または南に向かって移動し、停滞していると推定することができる。小原ほか（1973）によれば、釧路川の上中流部の沖積地内の深井戸の水質は下流に向かって重炭酸カルシウム型から重炭酸ナトリウム型へ移行している。このことも、釧路川沿いに北方から南方へ移動する地下水流の存在を暗示している。釧路層群の地下水のpHはおおよそ8以上を示すが、地域的な特徴は不明確である。SO₄²⁻は、全般的に0か微小値を示す。Cl⁻は内陸（中央部）で20～200 ppmを示すほかは、すべて10 ppm以下である（鳥居ほか, 1964, 1963）。

深層地下水：

釧路市沿岸約10 kmの沖合には海底炭鉱（深度約700m）である太平洋炭鉱（現・釧路コールマインが管理）がある。ここから採取された地下水は、Cl⁻, Ca²⁺がともに高く、SO₄²⁻, Mg²⁺が少ないCa-Cl型のいわゆる化石水であることが示されている（佐藤・佐藤, 1980）。また、この化石水から分離したメタンガスの貯留が確認され、当時においても総計2,000万m³のガスが採取されている。馬原ほか（2006）は、炭鉱内の古第三系に掘られた坑道の構内水（滴水・湧水）および水抜き用ボーリング孔からの採水を行い、その水質分析および各種同位体分析を行った。水抜き孔から自噴する地下水の特徴は、Cl⁻が13,000 mg/L程度、Na⁺が3,700～4,000 mg/L、Ca²⁺が3,980～4,300 mg/Lであり、坑内滴水・湧水と比べ若干Ca²⁺濃度が高い。Ca/Mg, Mg/Cl, Ca/Clなどは明らかに現海水と異なり、水・岩石相互作用により著しくCa²⁺が増加したと考えられている。このような高Cl⁻濃度の地下水は釧路湿原内部にある深層地下水からも確認されている。

馬原ほか（2006）ではこの高Cl⁻濃度の水抜き自噴井について、地層内での滞留時間を探るために放射性塩素同位体比(³⁶Cl/Cl)のデータを取得し、³⁶Clが永続平衡値に達するほどの期間（約200万年）、地層中に滞留されていることを示した。

また、高橋ほか（2011）のデータを基に、釧路地域周辺の深層地下水の位置とCl⁻濃度を図4.2.4.2-1に示した。深度はいずれも1,000～1,500 m程度で、Cl⁻濃度は5,300～17,000 mg/Lにおよぶ。また、パイパー・ダイアグラム（図4.2.4.2-2）からわかるように、これらの高Cl⁻濃度深層地下水は、馬原ほか（2006）で記されているようなNa-ClからCa-Cl型を示している。

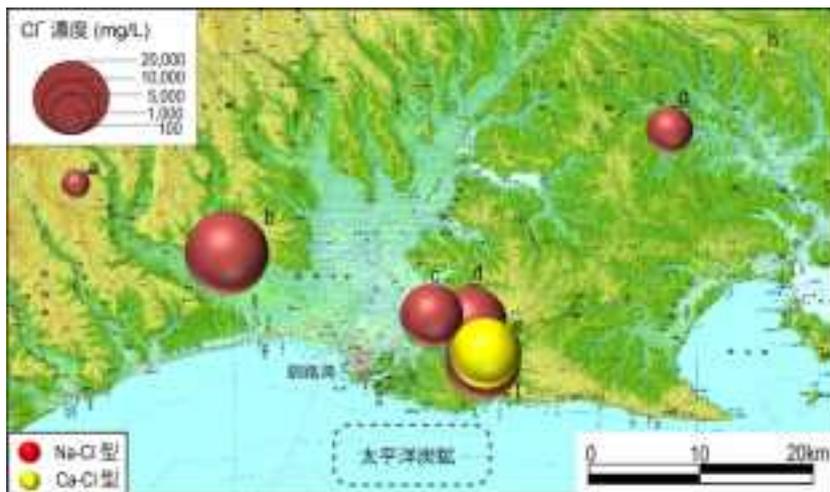


図 4.2.4.2-1 釧路平野周辺の深層地下水の位置と Cl⁻濃度.

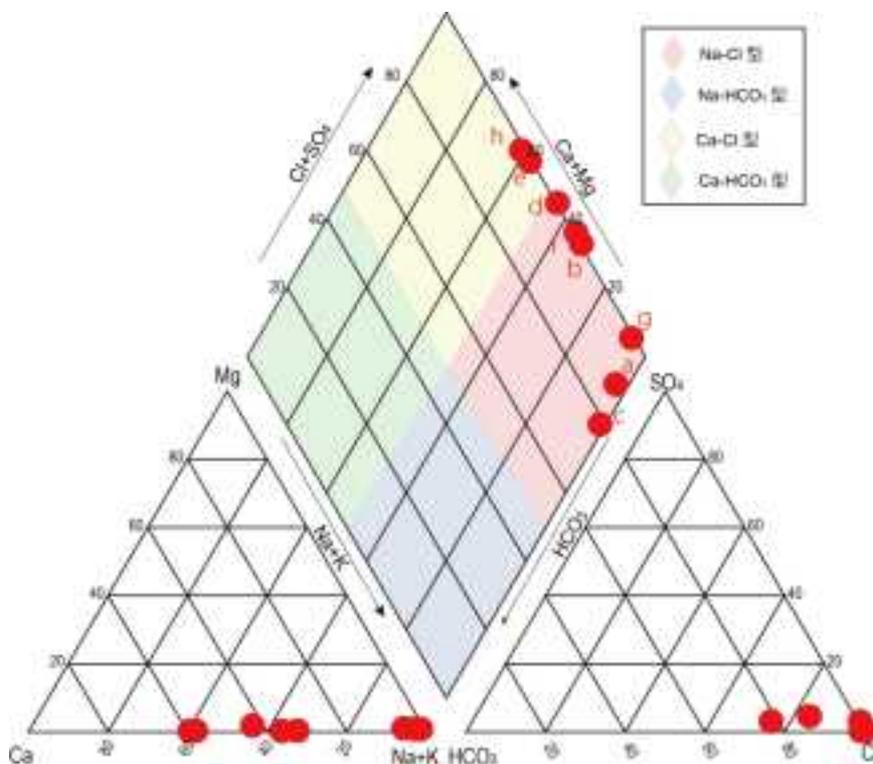


図 4.2.4.2-2 釧路平野周辺の深層地下水の水質.
 図中のアルファベットは図 4.2.4.2-1 の地点記号と一致する.

4.2.4.3 下北平野・上北平野

下北平野・上北平野の地下では、ジュラ紀付加体とこれを貫く白亜紀深成岩類からなる基盤岩類が、いわゆるグリーントフに相当する新第三紀中新統の火砕岩類、中部中新統～鮮新統の砂質岩～泥質岩に厚く覆われている。これらの新第三系も、更新世以降の堆積物と火山噴出物に覆われている（日本の地質『東北地方』編集委員会編，1989；根本・氏家，2009）。

浅層地下水：

下北平野の浅層地下水については宮北（1986）、東北農政局・国際航業（株）（1971）に地下水位、水温、水質などの情報が記載されている。それらを以下にまとめる。

下北半島における主な帯水層は砂子又層、恐山火山噴出物および田名部層である。特に砂子又層はきわめて良好な帯水層で、被圧地下水が得られる。下北半島における深井戸の分布は、田名部低地帯と陸奥湾沿岸部に集中しており、砂子又層の分布域とよく符合している。主な帯水層のうち、砂子又層以外は一般に浅層の不圧地下水である。深第三紀層のうち、砂子又層より古い地層や先第三紀の地層は、不透水層と見なせる(宮北, 1986)。

砂子又層からの地下水は大部分が深さ 50~150 m で取水されている。比湧出量は一般に 100 m³/d/m 未満である。中部の奥内付近では、自噴井が多く見られ、表層のシルト層の分布域とよく符合している。砂子又層の透水係数は 2~5 × 10⁻³ 程度である。田名部低地では、地下水は主として 50~100 m および 150 m 以深の砂層及び砂礫層部から取水されており、ほとんどが自噴する。比湧出量は一般に 100~500 m³/d/m であるが、低地の中央部では 500 m³/d/m を超える井戸も多い。田名部層中の地下水は一般には不圧地下水で、水位は 10~20m 程度である(東北農政局・国際航業(株), 1971)。

深層地下水：

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2010, 2011)により、下北平野・上北平野の浅層・深層地下水の集中的な調査がなされている。

上北平野南部では水温が 40-60°C で、pH が 8~10 の深層地下水が広範囲に分布している(図 4.2.4.3-1)。この地域は広域的に負のブーゲー異常が観測されており、深い堆積盆が存在していると思われる。高橋ほか(2001)は、この地域を深層熱水資源賦存地域に分類している。青森県東部地域の深層地下水の水質タイプ、Cl⁻濃度空間分布を図 4.2.4.3-2 に示した。Cl⁻型は下北半島上北平野南部と上北平野沿岸部全域、また、上北平野内陸部まで分布している。海岸からの距離および孔井深度と Cl⁻濃度の関係(図 4.2.4.3-3)を見ると、深層地下水層の最深部に Cl⁻濃度が高い地下水が存在し、その上面では Cl⁻濃度は徐々に低下していること、その低下の程度は、海岸線からの距離に比例して大きくなっている。また、海岸線付近においても少なくとも 500 m 深度までは淡水が卓越しているという特徴もみられる。水の水素・酸素同位体の関係を見ると、Cl⁻濃度の高い地下水は、 $\delta D \cdot \delta^{18}O$ とも高く、海水、古い海水あるいは内陸塩水が天水と混入したものであることが推定されている。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2011)では、この高 Cl⁻濃度地下水の侵入年代について放射性塩素同位体(³⁶Cl)を用いた解析を行った。その結果、年代が 10 万年以下の地点は沿岸に近い場所に位置しており、10 万年以上の地点はより内陸に分布している傾向が見られている。中でも小川原湖から西部の³⁶Cl年代はより古い傾向にあり、重力異常などから考えられる基盤深度の深さと関連性があることが考えられ、より古い時期に侵入した海水が海進・海退に伴う地下水流動状態の変化にもあまり影響を受けずに停滞している可能性が示唆されている。

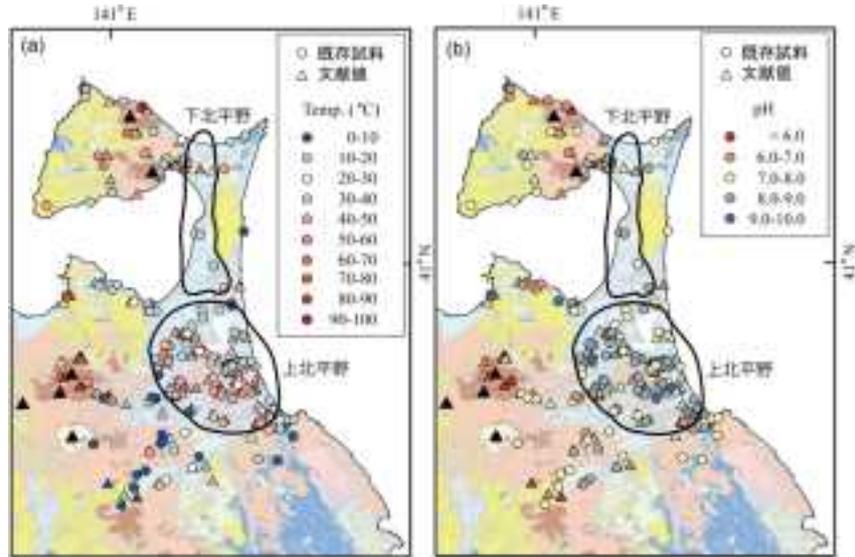


図 4.2.4.3-1 青森県東部地域における浅層・深層地下水の水温(a)および pH (b)の空間分布。
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2010）を改変。

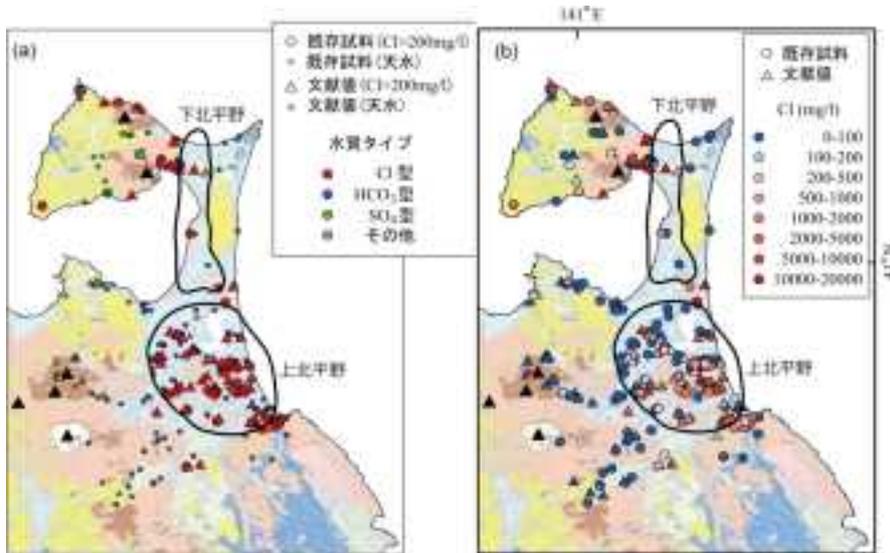


図 4.2.4.3-2 青森県東部地域における浅層・深層地下水の水質区分(a)および
Cl⁻濃度(b)の空間分布。
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2010）を改変。

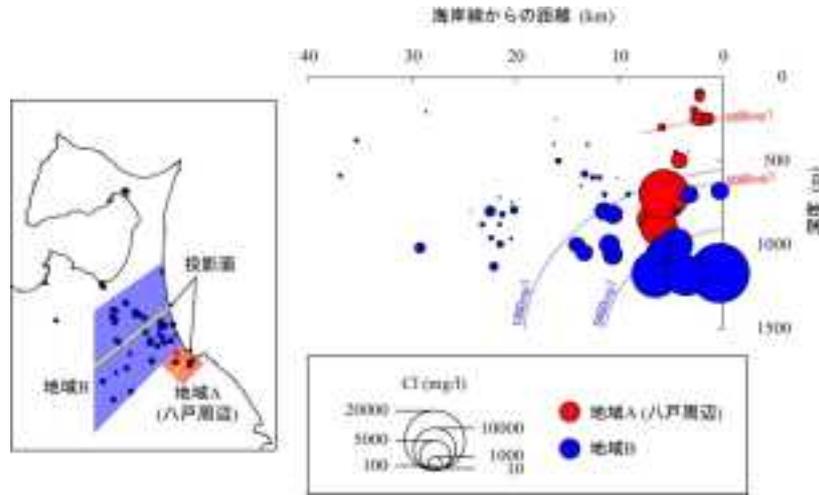


図 4.2.4.3-3 青森県東部地域における浅層・深層地下水の海岸からの距離・孔井深度と Cl⁻濃度の関係。
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2010）を改変。

4.2.4.4 常磐地域～北茨城地域

常磐地域の堆積岩類は、阿武隈山地東縁の海岸地域に帯状に分布し、低標高の緩やかな丘陵をなす。阿武隈山地の花崗岩類を覆って、上部白亜系の双葉層群、古第三系の白水層群、新第三系の湯長谷層群・中山層・高久層群・多賀層群が重なっている。海岸沿いには海成段丘が発達し、河川沿いに沖積層が発達している（日本の地質『東北地方』編集委員会編，1989）。

原町周辺：

この地域の地下水については東北農政局計画部（1979）にまとめられている。市の西部では段丘堆積物や沖積層の不圧地下水が良く発達するため、深さ 20 m 未満の浅井戸が多く存在する。一方、市の東部では深さ 20 m 以上、100～200 m の深井戸が最も多く、深井戸では新第三紀鮮新世の大年寺層の被圧地下水を汲み上げている（久保ほか，1990）。

檜葉町・富岡町周辺：

この地域の主要な河川沿いに分布する沖積層中には、砂礫層が部分的に発達し、浅層地下水が含まれているが、沖積層の厚さは河口部でも約 10 m 程度であり、地下水を十分に貯留することができない。また、海成段丘堆積物中にも多少の浅層地下水は存在するものの、その絶対量を考えれば十分とは言えない。新第三紀鮮新世の大年寺層は主に砂質泥岩ないし泥岩からなるが、最下部と中部には砂質部が挟在する。この砂岩は一般には淘汰がよく、帯水層となっている（久保ほか，2002）。

常磐炭田周辺：

常磐炭田では石炭ガスの産出が知られる。ガスの根源は主に白水層群石城層下部の石炭層であり、貯留層は石城層上部と浅貝層の砂岩及び湯長谷層群の五安層の砂岩である。断層のある部分では断層破碎帯を通じてガスが上位層準に移動して、主に五安層群の砂岩中に貯留される。ガスの成分はメタンが 90-95% で主成分である。

常磐炭田の坑内深部からは Cl 型および Cl-SO₄ 型、一部に Cl-HCO₃ 型の深層地下水が、坑道から Cl-HCO₃-SO₄ 型、浅部坑道から HCO₃-SO₄ 型、一部に SO₄ 型地下水が湧出しているという報告がある（中村，1962）。

北茨城周辺：

この地域には 76℃ を超える高温の高塩濃度深層地下水（Cl⁻ = 約 7,500 ppm）が深度 900 m に胚胎し、その周辺にも 60℃ 以上の深層地下水が見られる。そのほかにも北茨城の高温泉を広

く取り囲むように 40°C程度の単純・硫酸塩泉が分布している（野田, 2009）. これらの地域では火山が近傍に存在しないことより、その熱源は現在でも不明である. 高橋ほか（2004）は、福島県双葉地域～茨城県北茨城地域の海岸部の深層地下水の Cl^- 濃度と SO_4^{2-} 濃度の分布について、 Cl^- 濃度の高い地域が双葉地域からいわき地域などより北方にあるのに対し、 SO_4^{2-} 濃度の高い地域は北茨城など南方に存在する傾向が見られるとしている. また、両地域を比較すると HCO_3^- 濃度が 500 mg/L を越える深層地下水は北茨城地域に限定されるとしている.

深層地下水の水素・酸素同位体組成を見ると、 δD 値の大きい地下水が多く見られ、天水に海水のような大きな水素同位体を持つ水が関与していることがわかる（高橋ほか, 2004）. ただし、水素・酸素同位体プロットを見ると北茨城地域、福島県の双葉地域では単純に海水と天水の混合線上にはのらず $\delta^{18}\text{O}$ 値が高い方向にずれている. 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014b）では、これは海水より Cl^- 濃度が低く δD 値の低い続成流体の混合であることを示唆している（図 4.2.4.4-1, 図 4.2.4.4-2）. さらに Togo *et al.* (2014)は当該地域の深層地下水について、 I/Cl などを用い、 NaCl 型温泉の一部が、福島県沖に存在する常磐堆積盆の地下数 10 km に存在する続成作用を受けた海水か、あるいは太平洋スラブ上面に存在する堆積物から放出された間隙海水を起源とするとしている. Imanishi *et al.* (2012)がいわき沖のプレート境界からいわきに向かう分岐断層の存在を示唆したことを基に、Togo *et al.* (2014)は、沈む込むスラブの間隙水が分岐断層に沿って上昇する可能性についても言及している.

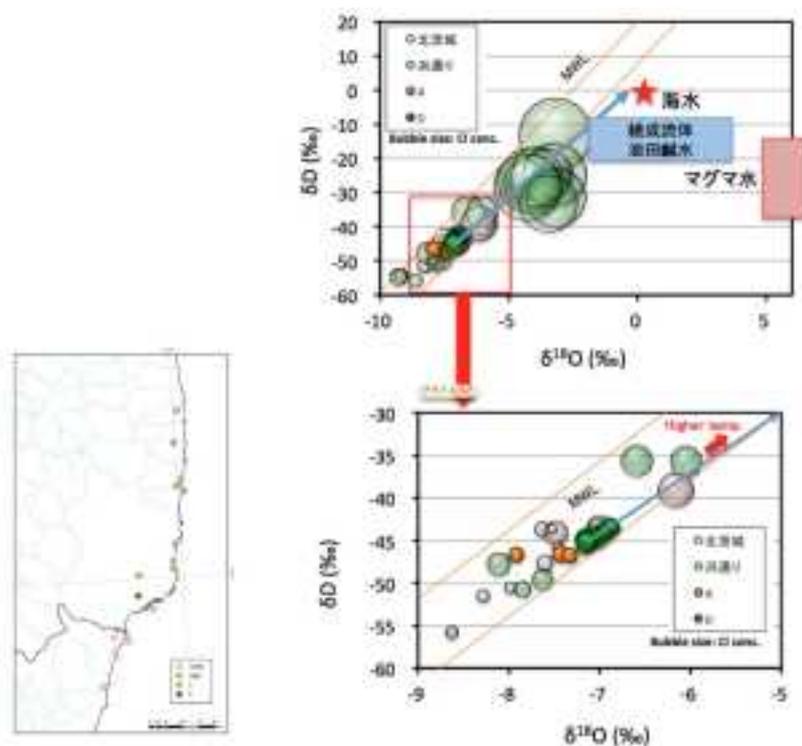


図 4.2.4.4-1 常磐地域～北茨城地域における地下水の水素・酸素同位体比. 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014b）を改変.

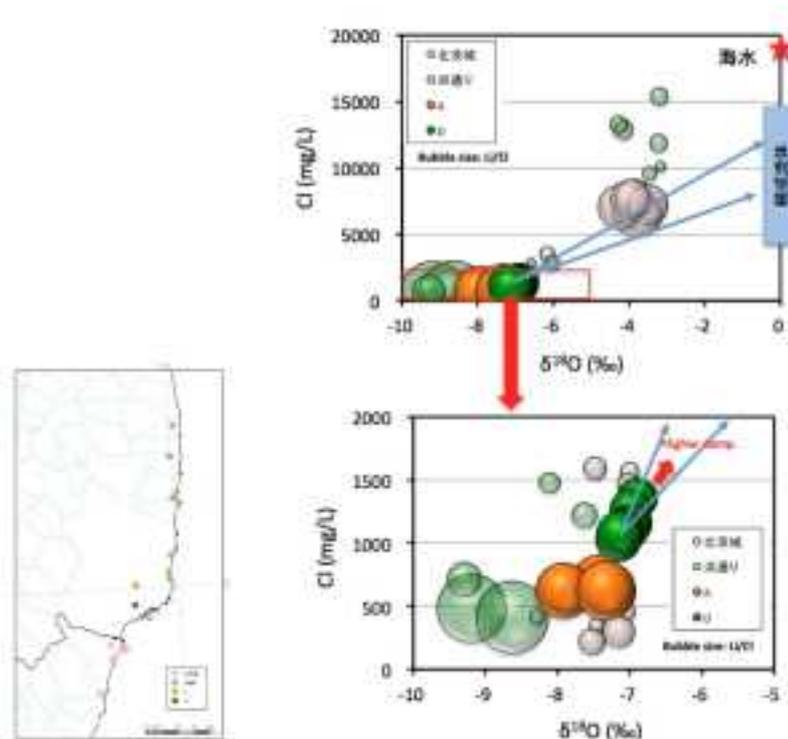


図 4.2.4.4-2 常磐地域～北茨城地域における地下水の Cl 濃度と酸素同位体比の関係.
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014b)を改変.

4.2.4.5 掛川地域

大井川から天竜川にかけての掛川地域は、古第三紀の四万十累層群を基盤岩として、倉真・西郷・相良・掛川・曾我の 5 層群が分布する。掛川地域の新第三系は、中部中新統の一部を欠くものの、下部中新統～更新統最下部までほぼ連続して堆積しており、日本の新第三系の模式地の一つとされる（日本の地質『中部地方』編集委員会編，1988）。

掛川地域（図 4.2.4.5-1）の浅層地下水については磯見・井上（1972）、相場（1986）、杉山ほか（1988）に地下水位・水温・水質などの情報が記載されている。また、近年も静岡県（2010）により継続した地下水調査報告書が作成されており、各地域・水系ごとに水位・塩水化の状況が把握されている。それらを以下にまとめる。

太平洋沿岸の富士川、安倍川、大井川、天竜川などの下流域には、これらの河川の侵食・堆積作用によって形成された丘陵・台地・沖積低地が広く発達している。このうち、沖積低地は我が国でも有数の地下水利用地帯となっている。

大井川下流周辺：

大井川下流域には約 3,500 井に及ぶ井戸が存在し、1 日約 140 万 m³ に上る地下水を利用している。帯水層の能力を比湧出量から推定すると、1,000 m³/d/m を超える井戸が相当数存在しており、1,000 m³/d/m 以下の値を示す井戸は沖積低地では数えるほどしかない。この比湧出量はほぼ透水系数に近い値を示すことから、1,000 m³/d/m に近い値は異常に大きなものである。すなわち、この地域の帯水層は非常に透水性が良好で、循環性にも優れていることを示している。

天竜川下流周辺：

天竜川下流域には約 2,500 井に及ぶ井戸が存在し、1 日約 80 万 m³ の地下水を利用している。この地域においても比湧出量が 1,000 m³/d/m を超える井戸がかなり存在していて、大部分の井

戸で $200 \text{ m}^3/\text{d}/\text{m}$ を超えている, ここでも, 大井川下流域と同様に良好な帯水層が分布していることがわかる.

小笠地域周辺:

東に牧ノ原台地, 西に小笠山の丘陵山地を含む小笠地域では, それら台地や丘陵が解析された谷に菊川水系の沖積平野が発達するが, 泥層であるため地下水の賦存量は少ない. 現在, 本地域の西方の焼津地区を除いて石油・天然ガスの生産は行われていないが, 明治後期から昭和30年代にかけて御前崎町, 浜岡町において深さ $500\sim 650 \text{ m}$ 程度の井戸の掘削が行われ, 天然ガスの産出が行われたことが記録に残っている. また, 相良油田 (相良町) の生産も昭和37年頃まで行われていた (杉山ほか, 1988).

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015a) では, 静岡沿岸部の深層地下水中の海水成分の侵入年代測定を放射性塩素同位体を用いて行っている. 図 4.2.4.5-2 に示したように, この地域の塩水侵入年代は他の堆積岩地域と同様に, 数十万年よりも古いことが示されている.

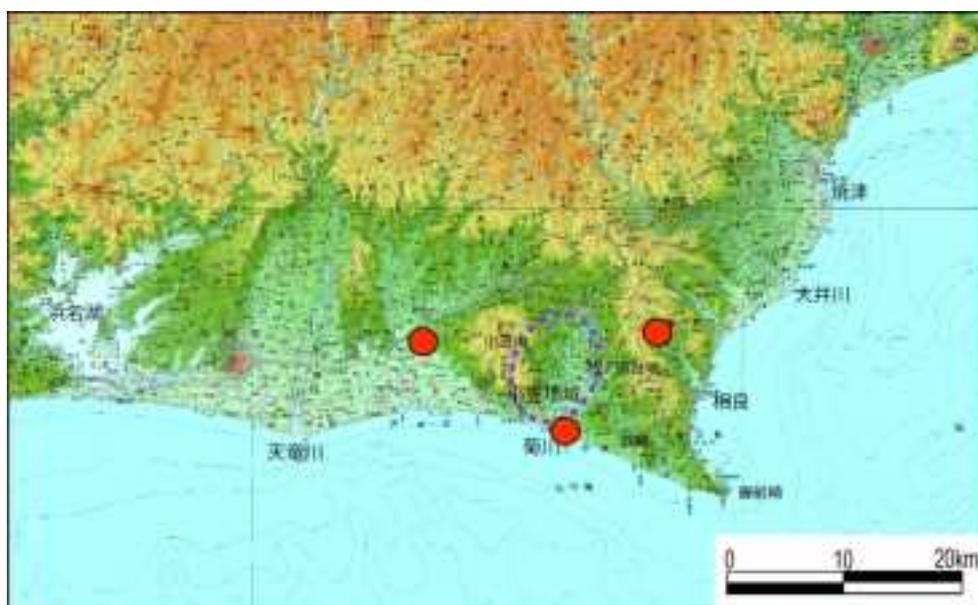


図 4.2.4.5-1 掛川地域周辺図.

図中の赤丸は $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 年代を測定した深層地下水の位置を示す

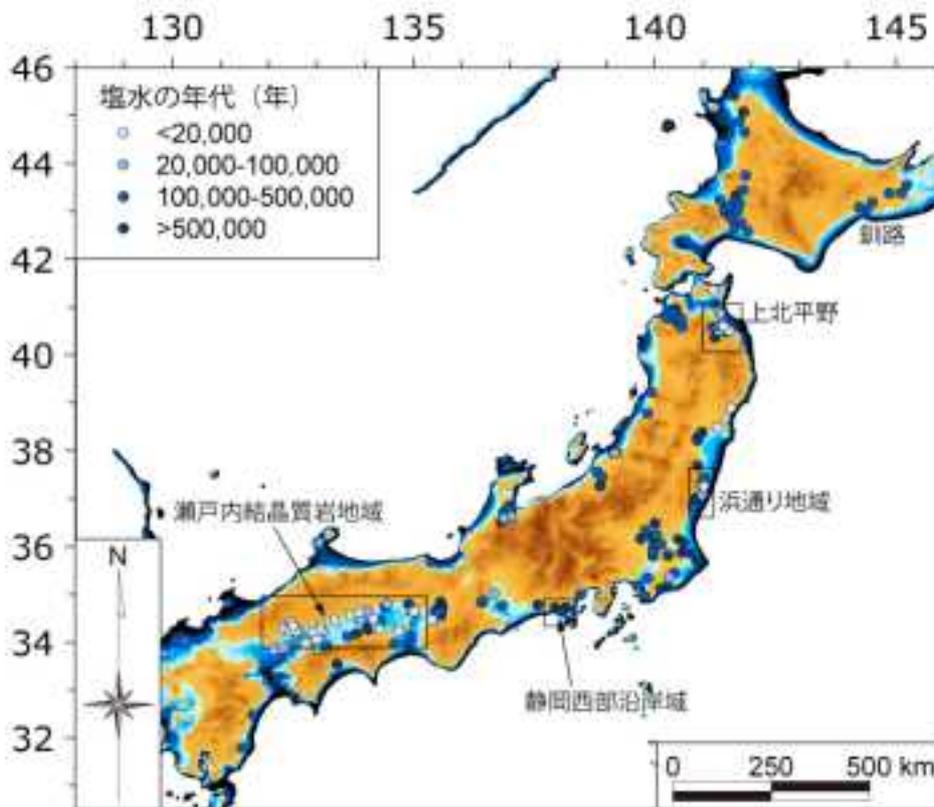


図 4.2.4.5-2 沿岸地域における塩水の ^{36}Cl 年代分布。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2015)を改変。天水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は 100×10^{-15} ($\text{Cl}^- = 5 \text{ mg/L}$) と仮定し、各地点における年代は平均値で示している。現在よりも海面が 100 m 低下した場合に陸化する領域を青系色で示している。

4.2.4.6 宮崎平野

宮崎平野は日向灘に面して発達している数列の横列砂丘，沖積低地およびその西側に発達する海岸段丘を含めた範囲で，南限を加江田川，北限を耳川によってそれぞれ限られている（図 4.2.4.6-1 上）。

海岸段丘は標高 10～135 m にかけて発達している。段丘礫層の層厚は 10～35 m と比較的薄く，その基盤は主として新第三紀層の宮崎層群からなっている。宮崎層群は砂岩，シルト岩の互層からなっており，難透水層である。宮崎層群の下位には，古第三紀の四万十累層群が伏在する。

宮崎平野の不圧地下水については宮崎県（1981），木野ほか（1984），猿山（1986）および杉尾ほか（1999）に地下水位・水温・水質などの情報が記載されている。宮崎市街地付近の沖積低地における基盤の宮崎層群までの深度は，一部では 60 m に達するところもあるが，一般には 20～30 m であることが多い。宮崎市街地の沖積段丘には砂層・礫層を帯水層とする不圧地下水が賦存し，生活用水および工業用水などに利用されてきたが，利用度は少なくなっている（木野ほか，1984）。

清武川・本庄川・大淀川本流沿いの沖積砂礫層（現河床および河岸砂礫層と旧河床砂礫層）中には伏流水が認められ，宮崎市をはじめ各町の水道水源となっている（木野ほか，1983）。大淀川水系においては，大淀川本流と本庄側との合流点より上流側では，帯水層の位置・地下水位・河川水位などによって示される水理地質環境は伏流水の取水に適しており，水道水源として利用されている。清武川沿岸においては，下流部の河床勾配と河床礫の発達程度が，大淀川水系の国富町や綾町付近のものに匹敵し，沿岸砂礫層がよく発達している。伏流水の取水可能

量としては、宮崎平野の中でもっともすぐれ、1井当たり2,000~4,000 m³/dayの実績を有しており、宮崎市上水道第2水源および清武町上水道水源として利用されている一ツ瀬川などの河川沿いにも不圧地下水が豊富に賦存している(猿山, 1986)。一ツ瀬川下流沿岸の沖積層は上流側ほど薄く西都市街地で20 m程度であるが、下流側では少なくとも60 m前後に達していると推定され、35 m付近から60 m付近までの砂礫層から取水している実績が見られる。佐土原の河口部での地下水取水量は全体で15,000~30,000 m³/dayに及んでいる。近年、都市化に伴う地表面の被覆状態等の変化により、不圧地下水位の低下が観測されている(杉尾ほか, 1999)。

大淀川・清武川両水系とも、Ca・Mg硬度と蒸発残留物が上流から下流に向かって次第に増加している傾向が見られる。しかし各水系においてCa・Mg硬度と蒸発残留物の比は異なりそれぞれ独自の値を持つ。これは流域の地質の違いを反映していると思われる(木野ほか, 1984)。

宮崎層群の分布域には、南部町付近から日南市に至る各所において数多くの坑井が開発され、水溶性ガス田が発達している(図4.2.4.6-1上; 鈴木ほか, 1990)。天然ガスの主要成分はメタンであり、高い圧力を持つ地層中で塩分濃度の高い地下水に溶解している。この高塩濃度地下水の起源については大沢ほか(2010)により地球化学的見地からの議論がなされている。彼らが調査した掘削井の平均深度は970 m(最大で1,700 m)であり、自噴井も多い。水温は最大で50.4°Cに達する。これらの地下水の貯留層は主に宮崎層群であるが、井戸によってはそれより下位の四万十累層群に達しているものもある。水質はNa-Cl型、Na-Cl・HCO₃型およびその中間型を示すが、HCO₃/Clや水の同位体組成からは単純な地下水起源の水と海水由来の水(大沢ほか(2010)では比較的低温で海底堆積物の間隙海水から排出され、微生物起源メタンを伴う海水に由来するとしている)の混合では説明できず、海水由来の水よりもδ¹⁸O値が高く、δD値が低い成因不明の水を起源水にあげている。またこの起源不明の水はB/Cl、Na-K-Ca地化学温度計などから130°C程度で有機物の熱分解によるメタンの発生も受けた粘土鉱物(スメクタイト)層間水の脱水に由来すると結論づけている(図4.2.4.6-1下)。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2015b)は、深層地下水中のLi/Clをスラブ起源水の混入指標(Li/Cl重量比>0.001)として、九州におけるスラブ起源熱水の上昇域の地域分布を検討しているが、宮崎県南部沿岸域ではLi/Cl比が高く、その比がプレートの沈み込む方向に沿って高くなっていることを指摘している。

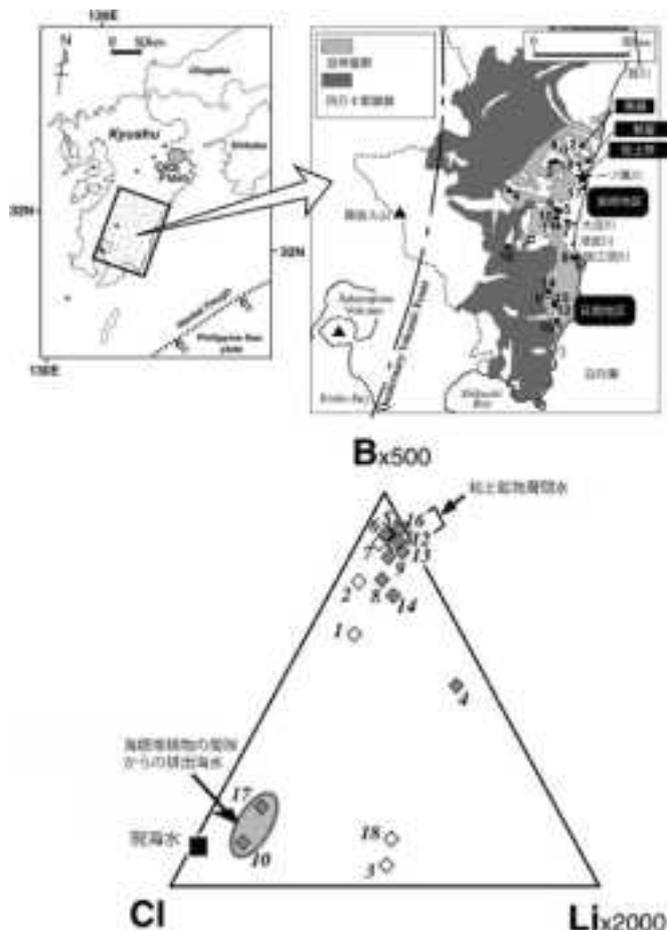


図 4.2.4.6-1 宮崎平野周辺の深層地下水の位置(上)と塩素、ホウ素、リチウムの関係(下)
大沢ほか(2010)を加筆・改変した。

4.2.5 堆積岩モデルフィールドとしての適性に関する予察的検討

4.2.4 節で収集した沿岸堆積岩地域を対象とした既往データの収集・整理結果を踏まえ、地質学的変動履歴の影響がより精度よく抽出可能なモデルフィールド地域を選定する。4.2.4.1 項では、沿岸堆積岩地域のモデルフィールド地域の選定基準として、以下を掲げた。

- ①原子力発電環境整備機構(2009)「概要調査地区選定上の考慮事項」のうち、活断層、活火山、隆起・侵食などの地質変動事象の基準に該当しないこと。
- ②水文地質学的構造が比較的単純であること。付加体堆積物などの水文地質構造の解析が困難な地域を含めないこと。また、中生代以前の固結した堆積岩ではないこと。
- ③高橋ほか(2011)「深層地下水データベース」に比較的多くのデータが登録されているか、あるいは公開された信頼性の高い分析データが存在すること。

4.2.4 節で選定された 5 地域のうち、北海道釧路平野については第四紀層よりも深い層準の地層の構造が複雑であり、上記②の基準に該当しないと判断される。また、①の「概要調査地区選定上の考慮事項」に関しては「鉱物資源に関する事項」を除外していたが、選定した 5 地域のうち、石炭として該当する地域として北海道釧路平野(釧路炭田)、福島県常磐地域の南部(常磐炭田)、天然ガスとして該当する地域として福島県常磐地域の南部(常磐炭田)・静岡県掛川地域・宮崎県宮崎平野、石油として該当する地域として静岡県掛川地域がある。これらの「鉱物資源に関する事項」に抵触する地域を除外した場合、沿岸堆積岩地域のモデルフィールドとして残る地域は、青森県下北平野・上北平野、福島県常磐地域の北部の 2 地域のみとなる。高橋ほか(2011)「深層地下水データベース」に登録されているデータ数や水文地質調査の容

第4章 超長期の時間枠における地質学的変動，海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法の整備

易さや可能性等を考慮すると，両地域のどちらかを優先させるべきとは判断しがたく，この2地域には沿岸堆積岩地域のモデルフィールドとして潜在的な可能性がある地域として選定するが，さらに詳細な既往データの掘り起こし等が必要なことに留意すべきである．

4.3 氷河・永久凍土形成地域における水文地質学的変動の検討

【実施内容】

本州および北海道の高地の一部においては氷食地形や周氷河地形が現在も残っており、氷期には氷河が発達したと考えられている。また、北海道の一部地域では氷期に長期にわたり永久凍土化する地域が存在したと考えられている。気候変動による寒冷期には、一般に海水準の低下の影響により地下水流動系が現在よりも活発化し、より深層まで流動化することが予想されている。しかし、寒冷期に氷河・永久凍土が形成される地域では、氷河・永久凍土に覆われた表層からの天水の涵養が途絶し、温暖期とは全く異なった地下水流動系が形成されると考えられる。「平成26年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備」委託費事業で取りまとめられた氷河・永久凍土化する地域の分布を踏まえ、平成27年度は氷河・永久凍土の発生が地下水系に与える影響（水質・水理パラメータ、流動系の変化）についてまとめ、影響評価手法について検討を行う。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する100万年を超える超長期間の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分およびそれに先立つ処理に対する規制上の考慮事項に反映される。

【成果】

4.3.1 氷河・永久凍土の影響に関する情報の収集・整理

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015a）では、我が国における氷河地形・化石周氷河地形の分布について既存文献調査を行い、それによって推定される氷期の氷河・永久凍土の地理的分布について取りまとめを行った。ここでは、その分布を踏まえ、氷河および永久凍土が形成された場合に生じると考えられる水文地質学的影響について取りまとめる。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015a）によれば、氷期には北海道のほぼ全域や東北地方の北上川上流域・北上山地などに永久凍土が分布し、日高山脈（北海道）や飛騨山脈（日本アルプス）などに氷河が分布していたと考えられる（米倉ほか 編, 2001）。このうち北海道の永久凍土帯に関しては、三浦・平川（1995）は、北部のオホーツク海沿岸から根釧原野にかけての地域が連続的永久凍土帯（年平均気温 -7°C 以下）の南限から不連続的永久凍土帯（年平均気温 $-7\sim-3^{\circ}\text{C}$ ）へ移行するような地域であり、その南西側の日本海側や十勝平野を含む地域は不連続的永久凍土帯が分布していたと推定している。また、小野（1990）は、北海道稚内付近を連続的永久凍土帯の南限としている。いずれにせよ、氷期の北海道では、山岳部の氷河・連続的永久凍土を除けば、不連続的永久凍土帯が広範囲に分布していたと考えられる。

まず始めに、氷河の形成による影響について検討する。氷河の分布域では、氷河の融解水が主要な地下水涵養源となると考えられる。氷河の表面は、涵養域（accumulation zone）と消耗域（ablation zone）に分けられるが、涵養域の表面は多孔質の雪やフィルン（firn）に覆われている。通常は、降水や融雪水によってフィルン層が部分的に飽和しており、宙水状に水面が形成されている（Fountain and Walder, 1998; Jansson *et al.*, 2007）。温暖氷河（temperate glacier）の表面では、涵養域の上方部を除き、主に夏季の温度上昇によって氷河の融解が生じる。フィルン層内の水を含め、これらの融解水の大部分は、クレバスやムーラン（moulin, 鉛直方向の穴）などを経路として氷河の内部へともたらされ、さらにその一部は下方の底面付近へと達する（Fountain and Walder, 1998; Jansson *et al.*, 2007）。一方で、氷河の底面においても、氷河の温度が圧力融解点に達する場合に融解が生じる（Jansson *et al.*, 2007）。このような底面水が地下水涵養源となり得るが、氷床の場合の一般的な底面の融解速度は、数 mm/yr から 10 mm/yr とされている（SKB, 2010）。しかしながら、前述の氷河表面の融解水の寄与を合わせて考えると、氷河下方の底面からの局所的な地下水涵養量はこれ以上になるはずである。したがって、融解水の生成量に加え、クレバスやムーランの密度や発達度合いによっても影響されるものと考えられる（例えば、Boulton *et al.*, 1995）。最終的には、氷河底面の地形が底面での融解水の

分布や圧力分布を左右し、涵養量や地下水流動に影響すると考えられるため (SKB, 2010)、地域的な差異も大きいものと推測される。

次に、永久凍土の形成が地下水系に与える影響についてまとめる。一般的に、永久凍土は難透水層あるいは不透水層として機能すると考えられている (Woo, 2012)。多くの場合、永久凍土内では水と氷が共存しているが、地表の氷が間隙や亀裂を埋めることにより、透水性が大きく低下する (Woo, 2012)。実際、Burt and Williams (1976)の室内実験によれば、土壌の温度が氷点以下になると、間隙や亀裂が氷で満たされるのに伴い、透水係数は数オーダー以上低下する。特に、地表面付近にアイスレンズが形成される場合はその影響は大きく (Burt and Williams, 1976)、地下水涵養はほぼ停止する (Woo, 2012)。

一般に、永久凍土は季節的に凍結融解を繰り返す活動層に地表面を覆われており (McEwen and de Marsily, 1991; Woo, 2012)、通常は活動層内に自由地下水面が存在する (凍土上地下水; suprapermafrost groundwater)。永久凍土下の地下水 (凍土下地下水; subpermafrost groundwater) は被圧されている場合が多い。また、永久凍土帯では、水の凍結によって未凍結の地下水の溶質濃度が増加するため、永久凍土下で涵養が限定される被圧地下水は非常に高塩濃度となる (McEwen and de Marsily, 1991; SKB, 2010)。

連続的永久凍土帯では、基本的に地下水の流動は凍土上地下水に限られ、被圧地下水への涵養は限定的である。しかし、深い亀裂やシンクホールなどの流路が存在する場合、局所的には大きな被圧地下水への涵養が生じる場合がある (Woo, 2012)。

不連続的永久凍土帯では、タリク (永久凍土内の融解部、永久凍土に囲まれているものの通年融解したままである部分; talik) に存在する地下水 (凍土内地下水; intrapermafrost groundwater) や周辺地域の地下水との交流が起こり得る (Woo, 2012)。不連続的永久凍土帯の場合には、季節的な降雨、周辺の非凍土地帯の地下水、凍土上地下水等が河川の河床や湖の湖底等に存在するタリクを介して被圧地下水を涵養する。また、連続的永久凍土帯と同様に、深い亀裂やシンクホールなどの流路が存在する場合、局所的には大きな地下水涵養が生じる場合がある (Woo, 2012)。

ここまでは、現在の氷河地域および永久凍土地域における水文プロセスを主体として、情報の整理を行ってきた。一方で、主にヨーロッパにおける古水文学的研究からも、最終氷期の氷河・永久凍土の影響について議論されている。具体的には、古水文情報を保持していると考えられる大規模な帯水層 (主に砂岩) の地下水を対象とした系統的調査において、 ^{14}C による地下水年代でおおよそ1万年から2万年に相当する地下水試料が欠落するケースが報告されている (Darling, 2004; Edmunds, 2001)。この「recharge gap」と呼ばれる年代範囲の前後では、酸素・水素安定同位体比や希ガス濃度に基づく涵養温度に明瞭な差異があることから、涵養域において最終氷期最盛期に永久凍土が形成されたことにより、涵養量が非常に小さくなったことが原因と推定されている。Jiráková *et al.* (2011)は、ヨーロッパ全域のデータセットに基づき、各地域における recharge gap の有無と氷期における永久凍土帯の分布との比較検討を行い、recharge gap が認められた地域は永久凍土の分布域と概ね一致することを明らかにした。その一方、永久凍土帯であっても氷期を通して継続的な涵養が見られた地域も存在しており、同地域が最終氷期最盛期の不連続的永久凍土帯と連続的永久凍土帯の境界付近に相当すると考えられることから、不連続的永久凍土帯では一定の継続的な涵養があった可能性も指摘されている。

4.3.2 氷河・永久凍土の影響の評価手法の検討

前述の通り、我が国における氷期の氷河分布域は山岳部に限られると考えられるため (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015a)、地下水流動に対する影響は限定的であると推測される。実際の評価でより重要となるのは、特に北海道において氷期に低地全域にまで分布

すると考えられる永久凍土帯の影響である。前節で整理した情報によれば，連続的永久凍土帯の場合には地下水涵養がほとんど無くなるものと思われるが，不連続的永久凍土帯ではある程度の涵養量が継続する可能性も十分あると考えられる。氷期の北海道の低地部では，不連続的永久凍土帯が広範囲に分布していたと推定されることから，不連続的永久凍土帯においてどの程度の涵養量の低下が起こりうるかに関して検討が必要である。様々な要因が影響すると考えられるが，例えば地質条件による亀裂の連結性も局所的な涵養量に影響すると考えられる

(McEwen and de Marsily, 1991)。また，不連続的永久凍土帯における局所的な涵養源として河川の河床等も考えられるため (McEwen and de Marsily, 1991)，現在の地形条件は極めて重要である。特に，現在の涵養域である山岳部に形成される氷期の永久凍土帯については，標高とともに不連続的永久凍土から連続的永久凍土へと変化する分布となると考えられる (藤井, 1980)。そのため，広域地下水流動に対しては，山岳部の連続的永久凍土による涵養量低下が大きく影響する可能性がある。

我が国における氷期の永久凍土の分布を推定した事例として，松末ほか (2000) が挙げられる。松末ほか (2000) では，古植生から復元した氷期における年平均気温を指標として，最終氷期最盛期の日本列島における永久凍土の厚さの分布を推定している。一方，連続的永久凍土帯と不連続的永久凍土帯の区別は困難であることから，これらを一体として扱っている。実際に，現在の高緯度の連続的永久凍土帯の存在条件の1つとして年平均気温が -8.5°C とされているが，山岳部においては植生が乏しいことや日射量などの影響があるため単純では無く (藤井, 1980)，連続的永久凍土帯と不連続的永久凍土帯を区別して分布を推定することは容易ではない。しかしながら，化石周氷河地形が残る地域以外では，氷期の気温条件が永久凍土帯の有力な指標であるため，最終氷期の北海道や東北地方における気温に関する知見やデータの集積が望まれる。

【まとめと今後の課題】

4章では、我が国における典型的な地質環境における概ね数10万年程度までの水質・同位体パラメータ、水理パラメータ等の水文地質学的変動に関する知見、およびその変動の支配要因に関する知見を収集・整理を行い、次にこれらの知見に基づき、地質学的変動、海水準変動等の影響を考慮した水文地質学的変動モデルを構築し、超長期の時間枠における地下水流動の定量的予測手法の整備に向けた課題を抽出した。以下に、結果をまとめ、今後の課題について記述する。

まとめ

1) 結晶質岩地域における水文地質学的変動及び変動要因に関する知見の収集・整理と水文地質学的変動モデルの構築

- ・広島花崗岩分布地域を対象とした河川水および浅層地下水の現地調査の結果、上根活動セグメントと筒賀活動セグメントの2つの活断層沿いに、深部からの流体上昇を考慮すべきCl⁻イオンの濃度異常が見出された。
- ・広島花崗岩分布地域を対象とした河川水および浅層地下水の現地調査の結果、HCO₃⁻イオン濃度について、標高との相関関係を考慮すべき分布が認められた。
- ・広島花崗岩分布地域を対象とした深層地下水の現地調査の結果、広島市南西方の五日市活動セグメントから大竹活動セグメントへと連続する同一の断層系から揚水していると推定される亀裂系地下水において、A地点（掘削深度200 m、断層に沿った海岸線からの距離7 km）において、海水起源の若い塩水が天水と混合しているのに対し、B地点（掘削深度1,400 m、海岸線との距離600 m）では海水の影響のない古い淡水の存在が認められた。これは結晶質岩類の主要な水みちである断層系に対する海水侵入に関するデータとして極めて貴重である。
- ・しかしながら、広島花崗岩分布地域を対象とした過年度の調査結果によれば、断層に沿った海岸線からの距離7.5 km、深度1,800 mの揚水井において海水起源の若い塩水の侵入が認められており、過年度の調査結果との矛盾が認められた。
- ・深層地下水調査では、地下水調査井ではない温泉井を調査対象とするため、一定の限界があるものの、データの慎重な収集・聞き取りを行い、相互に矛盾がないような解析を行えるかが重要と考える。

2) 堆積岩地域における水文地質学的変動及び変動要因に関する知見の収集・整理と水文地質学的変動モデルの構築

- ・地質学的変動および海水準変動の影響を検討することのできる水文地質学的変動モデルを構築するための手法の検討を行い、地質学的変動によって変化する地形・地質構造、海水準変動によって陸化あるいは沈没する陸域の地形変化、降雨の表面流出を区分する地形的分水界（地表面分水界）と地質構造に支配される地下水を区分する水文的分水界（地下分水界）等の水文地質学的情報を統合的に管理・分析する手法として地理情報システム（GIS）を用いた水文地質学的変動モデルを開発した。陸域標高データと海域深度データを統合したシステムを設計し、海水準変動による陸域の拡大・標高データに基づく地形的分水界の抽出、地質構造を考慮した水文的分水界（地下分水界）の設定が可能なシステムとした。
- ・開発した水文地質学的変動モデルは、領域設定の拡張性を考慮し、注目する領域を切り出して地下水流動解析が可能なシステムとしたため、格納すべき情報の追加や追加した情報に基づく領域の拡張が容易なシステムとして利便性を高めた。
- ・長期保管された掘削コアに対して浸漬法による間隙水組成の復元を試み、保存性元素のうちCl⁻やBr⁻に関しては十分な精度で復元可能であることを確認した。それ以外の元素では濃度の復元は困難であった。しかし、塩淡境界等の復元には十分な精度であることを確認した。

- ・幌延地域の掘削コア中の炭酸塩鉱物脈の分析から、ほとんどの炭酸塩物が古海水起源であること、炭酸塩物の U-Th 年代は 16.2-102 ka の範囲で異なっており、複数回の炭酸塩物が沈殿するような環境があったことが明らかになった。
- ・稚内層珪質頁岩の水理特性、特に従来取得されていなかった拡散係数や反射係数を取得し、幌延地域の地下深部は拡散場であること、異常間隙水圧が化学的浸透能に由来する可能性を明らかにした。
- ・海底下の地質体のように海水準変動による静水圧変動の影響を強く受けるであろう地質体について、静水圧の減少・回復が透水性に与える影響について検討を行い、透水性に与える影響が微小であることを確認できた。
- ・沿岸堆積岩地域の地下水流動解析のモデルフィールドとして、様々なデータが蓄積された幌延地域以外に適地があるかを既存情報に基づき検討し、青森県下北平野・上北平野と福島県常磐地域（北部）の2地点を候補地点として選定した。

3) 氷河・永久凍土形成地域における水文地質学的変動の検討

- ・最新の永久凍土帯に関する研究成果に基づき、連続的永久凍土帯と不連続的永久凍土帯における地下水涵養の差異について検討した。その結果、不連続的永久凍土帯では、永久凍土下の地下水に対して地表面から継続的あるいは断続的な地下水涵養が行われることが明らかになった。
- ・既存情報に基づき、日本国内における連続的永久凍土帯と不連続的永久凍土帯の境界位置について検討を行い、北海道稚内周辺を除いて、連続的永久凍土帯が存在する可能性は低いこと、その結果として被圧地下水への涵養障害の影響は限定的である可能性が明らかになった。
- ・北海道の山地部では、氷河や連続的永久凍土帯が発生する可能性があり、その結果として山地部での涵養障害と被圧地下水に対するポテンシャルの減少が発生し、広域地下水流動に影響を及ぼす可能性があることを指摘した。

今後の課題

1) 結晶質岩地域における水文地質学的変動及び変動要因に関する知見の収集・整理と水文地質学的変動モデルの構築

- ・広島花崗岩分布地域を対象とした河川水および浅層地下水の現地調査について、Cl⁻イオンの濃度異常が見出された上根活動セグメントと筒賀活動セグメントの2つの活断層沿いに詳細調査を行い、断層形状と深部からの流体上昇の関係を検討し、流体の上昇場としての特性を把握・検討することが望ましい。
- ・広島花崗岩分布地域を対象とした河川水および浅層地下水の現地調査について、HCO₃⁻イオン濃度については、標高との相関関係が高いと思われる風化現象との相関関係を考慮した調査を行い、侵食速度との関係を把握・検討することが望ましい。
- ・広島花崗岩分布地域を対象とした深層地下水の現地調査について、同一の断層系から揚水していると推定される他事例について詳細な調査を行い、海水準変動の影響について把握・検討することが望ましい。

2) 堆積岩地域における水文地質学的変動及び変動要因に関する知見の収集・整理と水文地質学的変動モデルの構築

- ・炭酸塩鉱物脈の酢酸ナトリウム希釈液による酸分解・単離回収法では U や Th の回収率が低く、補正計算に用いた L factor の妥当性についても更なる検討が必要である。
- ・SAB-2 孔、深度 650m のデータが上下のデータとかけ離れていることの妥当性を様々な観点

から検証することが必要である。データの真贋の判断は困難であるが，取得できる全てのデータを見直すことが望ましい。

- ・真3軸透水試験について，実験器機の仕様上の制約に依存する点が多いが，掘削コアサンプルの原位置条件（静岩圧・静水圧）と同じ条件を用いて実験することが望ましい。
- ・水文地質学的変動モデルに与える海水準変動シナリオ，地質学的変動による地形変化モデルとパラメトリックな解析シナリオの妥当性について，検証法を含めて検討することが望ましい。
- ・水文地質学的変動モデルの構成要素である各地質体や断層などに与える透水係数などの水理パラメータの妥当性について，検証法を含めて検討することが望ましい。

3) 氷河・永久凍土形成地域における水文地質学的変動の検討

- ・氷河や連続的永久凍土帯が発生する可能性がある北海道などの地域において，recharge gapの有無など古水文学的調査を行い，我が国における過去の氷河・連続的永久凍土帯の発生・涵養障害の有無や実態解明を行い，その影響を評価することが望ましい。
- ・山地部での氷河や連続的永久凍土帯の発生が，広域地下水流動に与える影響を実測・シミュレーションし，国内での研究例を蓄積することが望ましい。

【付録】

付録 4.A コア浸漬法による地下水天然トレーサー物質の深度プロファイル復元手法

1) はじめに

塩化物イオン等の非吸着性で保存性の高い天然のトレーサー物質の深度プロファイルは地下の水文地質学的特性の変動によって濃度が変化し、かつその情報を保存する。地下水中の天然トレーサー物質の濃度に着目し、地質学的条件の異なる複数の地点で詳細な深度プロファイルをフィッティングし比較することで、水文地質学的変動に与える影響を評価することができる。

固結した堆積岩の場合、地下水を揚水してデータを取得する区間が限られるうえ、間隙水の抽出が困難であるため、高い空間分解能での地下水の化学データセットを取得することが難しい。その一方で、掘削コアは未使用のまま大量に保管されているケースが多く、サンプルとして利用しやすい。掘削コアの浸漬実験から地下水中の溶存化学成分を復元する手法は、産業技術総合研究所 (2009)によって検証されている。SAB-1号孔の掘削時に同一試料で間隙水と掘削コアの浸漬実験で得られた溶液の両方で、塩化物イオン濃度を測定し、希釈率を求め、空隙率との相関関係を調べ、下記の一次式により希釈率が求まるとされた (産業技術総合研究所, 2009)。

$$\text{希釈率} = -0.536 \times \text{空隙率 (\%)} + 42.15 \quad (R^2 = 0.956) \quad \text{式 4.A-1}$$

本年度は過去に採取されて長期保存されていた掘削コアを使って浸漬実験、および各種溶存イオン濃度の分析を行い、コアの空隙率を測定し、掘削直後に処理した掘削コア試料で行った分析結果等と比較することで、天然トレーサーである各種溶存イオン濃度の復元と長期保管中の変質具合を評価した。また、非保存成分である、酢酸、硫酸、硝酸、亜硝酸濃度、および炭酸塩と固体状有機物の炭素安定同位体比も分析し、その変化についても評価した。

実験対象としては、幌延深地層研究所内で掘削された SAB-1号孔と SAB-2号孔で採取され、産業技術総合研究所内で長期保管されていた掘削コアを用い、先行研究と比較、検証を行った (SAB-1 (産業技術総合研究所, 2009), SAB-2 (天野ほか, 2012))。また、SAB-1号孔は近接する East Shaft の集水リングと borehole からの採水によって地下水試料が得られており、これら地下水の各種イオン濃度とも比較・検証を行った (天野ほか, 2012)。

2) 研究手法

SAB-1のコア試料は約 20 m 間隔でサンプリングを行った。写真と深度を図 4.A-1 に示す。常温で長期保管中のコアの変質は様々で、結晶質な析出物を伴う場合や、カビが生えている場合また黄色や褐色の変質も見られた。また、真空パックして冷蔵で保管していたコアも別に 3 試料サンプリングした。SAB-2のコア試料は真空パックで常温保管されていたものを使用した。真空パックされていたコアには大きな変質は確認できなかった。

浸漬実験は、コア外縁部の塩等が析出した部分を除去し、コアの中心部をメノウ乳鉢ですりつぶし、110°Cで 6 時間乾燥させた。乾燥した粉末約 1 g を正確に計量し、チューブに入れた後、サンプル重量の 3 倍量の超純水を正確に加え、25°Cで 24 時間攪拌後、上澄みを 0.2 μm フィルターで濾過した。全ての作業は大気中で行った。

濾過した溶液中の陽イオン (Li⁺, Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺) と陰イオン (Br⁻, Cl⁻, NO₂⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻) は、島津製作所製イオンクロマトグラフ Prominence を用いて測定した。また、酢酸濃度は島津製作所製高速液体クロマトグラフ (HPLC) Prominence により分析した。検出限界(誤差±5%以内)は酢酸で 2.7 μM であった。

コアの固体状有機物および炭酸塩鉱物の炭素安定同位体組成の測定方法は、まず、粉末化した岩芯試料を超純水で洗浄し溶存無機炭酸を除去した後にコア試料中に含まれる炭素含有量と

炭素安定同位体組成を測定した．この値が固体状有機物と炭酸塩鉱物の合計炭素含有量，および炭素安定同位体比となる．次に超純水で洗浄したコア試料を1%の塩酸溶液を使って，一晚110°Cで反応させ，炭酸塩鉱物を除去した．再度超純水で洗浄後，炭素含有量と炭素安定同位体組成を測定した．この値が固体状有機物の炭素含有量と炭素安定同位体比となる．固体状有機物と炭酸塩鉱物の合計値から固体状有機物の値を引くことで，炭酸塩鉱物の炭素含有量と炭素安定同位体比を求めることができる．炭素の含有量と炭素安定同位体組成は，アムコ社製元素分析計 EA1112 と，それに接続された Thermo 社製磁場型質量分析計 Delta V Advantage ConFloIV system を使って測定した．

コア試料の空隙率はコアを約1cm四方のキューブ状に整形して乾燥させた試料を水銀圧入式ポロシメータ(米国 Micromeritics 社製, AutoPore IV 9520) を使って水銀圧入法で測定した．



図 4.A-1 2015 年度に実験した SAB-1 号孔の長期保管コア試料の写真と深度．

3) 保存性元素

SAB-1 について，浸漬実験によって得られた希釈された塩化物イオン濃度から，空隙率と希釈率の式 4.A-1 を使って実際の塩化物イオン濃度を復元し，得られた深度プロファイルを図 4.A-2 に示す．常温保管コアと冷蔵保管コアの結果と掘削直後の 2008 年に浸漬実験によって得られている塩化物イオン濃度の値（産業技術総合研究所, 2009）や borehole と集水リングから得られた地下水中の塩化物イオン濃度の値（天野ほか, 2012）と比較したところ整合的であった．このことから，長期保管された掘削コアの浸漬実験によって，塩化物イオン濃度の深度プロファイルを復元することが可能であることが明らかになった．

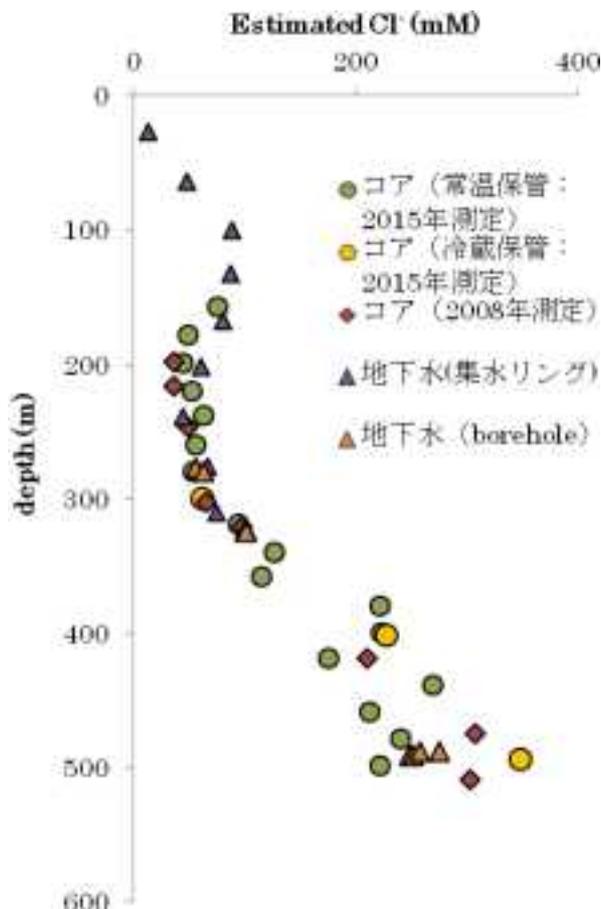


図 4.A-2 SAB-1 号孔の掘削コア（常温保管コア：2015 年測定，冷蔵保管コア：2015 年測定，掘削直後のコア：2008 年測定）の浸漬実験によって得られた塩化物イオン濃度と地下水（集水リング，borehole）の塩化物イオン濃度の深度プロファイル。

SAB-1 号孔の 2015 年の浸漬実験によって得られた各種イオン濃度の結果を表 4.A-1 に，掘削時に採取された間隙水中の各種イオン濃度を表 4.A-2 に示す。2015 年の浸漬実験によって得られた濃度は，一価の陽イオンであるリチウムイオン，ナトリウムイオン，カリウムイオンで間隙水抽出によって得られた濃度よりも高濃度になっていた。浸漬実験から得られた濃度が間隙水抽出から得られた濃度よりも高濃度になる傾向は，掘削時に行った浸漬実験の結果と同じ傾向である（産業技術総合研究所，2009）。二価の陽イオンであるマグネシウムイオンとカルシウムイオンも 2015 年の浸漬実験の結果の方が高濃度であった。掘削時に行った浸漬実験の結果では，むしろ低濃度であったことから，今回は逆の結果となった（産業技術総合研究所，2009）。塩化物イオンと同じ陰イオンである臭素イオンの濃度は浸漬実験と間隙水でほぼ同様のプロファイルとなった。以上の結果から，陽イオンに関しては浸漬実験の結果の方が高濃度になるが，陰イオンに関しては塩化物イオンだけでなく臭素イオンも浸漬実験によって地下水中の溶存濃度を復元可能であることが明らかとなった。

表 4.A-1 2015 年の浸漬実験によって得られた SAB-1 号孔のイオン濃度.

depth		Estimated leaching						
[m]		Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Br ⁻	Cl ⁻
Min.	Max.	mM	mM	mM	mM	mM	mM	mM
157.40	157.50	5.7	578	4.3	373	120	0.23	75
178.40	178.50	6.1	641	4.6	378	94	0.17	49
199.40	199.50	4.3	573	6.9	473	178	0.13	44
219.45	219.55	4.3	530	18.8	333	63	0.15	52
238.40	238.50	5.4	651	11.7	481	169	0.20	63
259.65	259.75	3.5	752	27.0	104	17	0.11	56
279.50	279.60	4.9	850	35.5	455	76	0.18	54
299.50	299.60	5.1	848	6.5	483	143	0.14	63
319.25	319.35	8.1	1092	45.8	431	37	0.25	94
339.85	340.00	6.6	859	2.6	323	153	0.39	127
358.25	358.35	6.5	870	2.0	324	121	0.40	115
379.90	380.00	5.1	902	25.2	128	23	0.48	221
399.70	399.80	7.7	1174	15.8	515	108	0.70	224
418.70	418.80	5.9	1052	12.2	555	204	0.48	176
438.50	438.60	5.8	1169	43.9	497	129	0.68	270
458.60	458.70	7.8	1128	3.4	451	232	0.75	212
478.60	478.70	3.2	1036	19.4	145	29	0.61	240
498.55	498.65	6.9	1126	4.2	585	246	0.77	222

表 4.A-2 間隙水抽出法によって得られた SAB-1 号孔のイオン濃度 (産業技術総合研究所, 2009).

depth		Pore Water						
[m]		Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Br ⁻	Cl ⁻
Min.	Max.	mM	mM	mM	mM	mM	mM	mM
198.20	198.40	0.5	68	1.3	0.6	0.6	0.10	36
216.30	216.50	0.2	61	1.0	0.5	0.5	0.10	37
247.70	247.90	0.4	60	0.6	0.2	0.3	0.11	49
321.85	322.00	0.7	103	1.4	0.8	0.6	0.26	98
509.40	509.55	1.6	281	2.5	6.1	4.5	1.00	303

SAB-1 号孔の浸漬実験によって長期保管されたコアから塩化物イオン等の陰イオン濃度を復元することが可能であることが明らかとなった. SAB-2 号孔でも同様の結果が得られるか, 浸漬実験を行って塩化物イオン濃度の復元を試みた. SAB-2 コア掘削時に間隙水中の塩化物イオン濃度が複数の深度で分析されており (天野ほか, 2012), データのある地点と近い深度で得られたコアで浸漬実験を行い, 塩化物イオン濃度を分析し, 比較した. 両者の濃度比を計算することで希釈率を求め, 空隙率とプロットしたところ, 直線的な関係を確認でき (図 4.A-3 (左)), 希釈率と空隙率の関係式を求めることができた.

$$\text{希釈率} = -0.626 \times \text{空隙率} (\%) + 39.82 \quad (R^2 = 0.840) \quad \text{式 4.A-2}$$

この計算式と浸漬実験の結果を使って復元した塩化物イオン濃度の値と, 掘削時に求めた間隙水中の塩化物イオン濃度を図 4.A-3 (右) にプロットした結果, 両者は整合的であった. このことから, SAB-2 号孔においても希釈率と空隙率の換算式を新たに求めることで塩化物イオン濃度を復元することが可能であることが明らかとなった. これにより, コア掘削時に間隙水抽出によって複数の深度で塩化物イオン濃度を測定しているコアであれば, 新たに空隙率と希釈

率の換算式を求め、その式を使うことによって塩化物イオン濃度の復元が可能であると考えられる。

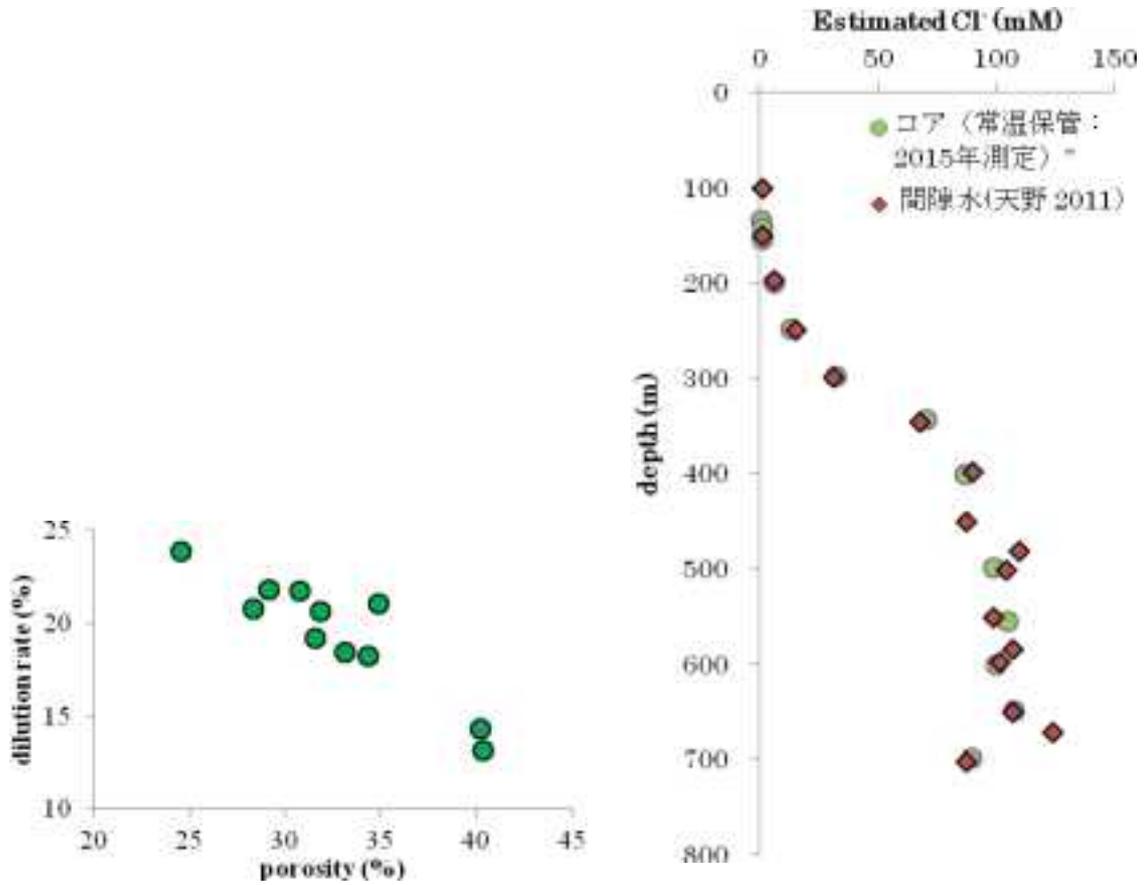


図 4.A-3 (左) SAB-2 号孔の空隙率と希釈率の関係性. (右) 浸漬実験と希釈率から求められた塩化物イオン濃度の深度分布と間隙水の深度分布.

式 4.A-2 によって計算した各種イオン濃度の結果を表 4.A-3 に示した. また, 掘削時に測定した間隙水中の各種溶存イオン濃度を表 4.A-4 に示した. 前述のように塩化物イオン濃度はとても整合的であるが, 一価の陽イオンであるナトリウムイオン, カリウムイオンは間隙水よりも高濃度で検出され, 二価の陽イオンであるマグネシウムイオンとカルシウムイオンも高濃度であった. この結果は SAB-1 の結果と同じ傾向である. 陰イオンである臭素イオンの濃度は多少のばらつきはあるものの, 浸漬実験と間隙水ではほぼ同様のプロファイルとなった. 以上の結果から SAB-2 号孔においても, SAB-1 号孔と同様に, 塩化物イオンと臭素イオンは浸漬実験によって地下水中の濃度が復元可能であると考えられる.

表 4.A-3 2015 年の浸漬実験によって得られた SAB-2 号孔のイオン濃度.

depth		Estimated leaching					
[m]		Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br
M in.	M ax.	m M	m M	m M	m M	m M	m M
134.93	135.00	164	6.45	2.34	2.92	1	-
142.53	142.62	192	6.72	2.42	3.59	1	-
154.91	155.00	152	4.38	1.33	2.05	1	-
200.10	200.20	199	4.87	1.00	1.78	6	-
248.55	248.66	304	7.53	1.26	2.05	13	-
298.69	298.78	305	6.30	1.05	1.70	32	-
344.00	344.09	370	5.54	1.41	2.22	71	0.25
400.81	400.90	313	5.37	1.48	2.57	87	0.12
498.49	498.58	376	6.03	1.09	1.86	99	0.11
555.54	555.63	370	5.74	1.12	1.76	105	0.09
601.00	601.10	372	5.81	1.00	1.74	100	0.12
649.00	649.09	356	5.37	1.38	2.19	107	0.11
698.91	699.00	483	8.53	1.57	2.74	89	0.23

表 4.A-4 間隙水抽出法によって得られた SAB-2 号孔のイオン濃度 (天野ほか, 2012).

depth		Pore Water					
[m]		Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻
M in.	M ax.	m M	m M	m M	m M	m M	m M
100.75	100.95	6.96	0.19	0.11	0.09	1	-
151.00	151.35	13.05	0.14	0.03	0.04	1	-
197.00	197.30	26.97	0.41	0.04	0.04	6	-
249.30	249.60	40.45	0.61	0.10	0.11	15	0.03
299.11	299.40	60.90	0.46	0.27	0.32	31	0.05
346.00	346.35	100.04	0.49	0.66	0.60	68	0.10
399.00	399.33	117.44	0.46	1.23	1.47	90	0.14
451.00	451.35	113.09	0.38	1.19	1.05	87	0.14
481.40	481.70	134.84	0.56	0.95	1.40	110	0.19
501.00	501.30	126.14	0.74	0.99	0.50	104	0.18
550.72	551.00	121.79	0.72	0.91	0.47	99	0.16
584.05	584.35	139.19	0.74	1.11	1.72	107	0.19
598.40	598.70	126.14	0.69	0.95	0.52	102	0.16
650.70	651.00	130.49	0.64	1.11	0.50	107	0.18
671.40	671.70	156.59	0.61	1.03	1.45	124	0.19
702.40	702.70	108.74	0.59	0.78	0.52	87	0.15

4) 非保存性元素

常温で長期保管していた SAB-1 号孔に関して，非保存性成分である酢酸，硫酸，硝酸，亜硝酸の濃度分析を行い，式 4.A-1 を使って濃度を復元し，掘削時に行った浸漬実験によって得られたデータと比較した（産業技術総合研究所，2009）．全試料で，酢酸と硫酸は保管期間中に 100 倍近い濃度上昇が見られたのに対し，硝酸と亜硝酸は濃度がほぼ同じであった（図 4.A-4）．これらの結果は，地下水中で比較的低濃度の化合物のうち，酢酸と硫酸は掘削やその後のコア

処理により影響を受けやすいのに対し、硝酸と亜硝酸は影響を受けづらいためと考えられる。

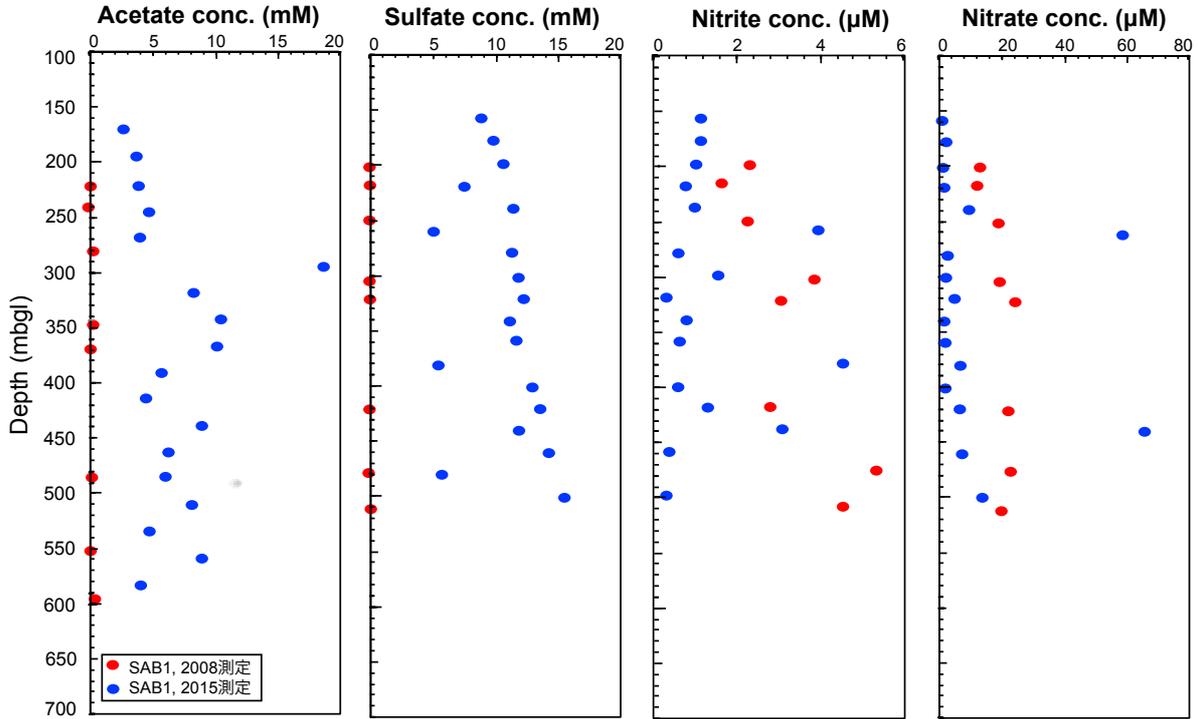


図 4.A-4 掘削直後の 2008 年と 2015 年に測定した SAB-1 号孔コア試料の浸漬実験結果。

酢酸の生成量の高さに反映されるコアの保管中の著しい変質は、固体状有機物や炭酸塩鉱物の存在量や炭素安定同位体組成にも影響を及ぼすと考えられる。掘削中にサンプリングして直後に測定した結果（「2008年測定」データ）と、保管されたコアを2015年に採取して測定を行った結果（「2015年測定」データ）を比較したところ、有機物の安定同位体組成が重い方向にシフトした試料は、炭酸塩鉱物の炭素安定同位体組成は軽い方向にシフトして、有機物の分解とリンクした炭酸塩鉱物の形成がコア保管中に起きたことが判明した（図 4.A-5）。炭酸塩鉱物の炭素安定同位体組成は2008年データと比べて、ばらつきが大きくなっており、重い方向にシフトした試料は微生物の黄鉄鉱酸化をエネルギー源とした炭酸固定により軽い炭酸が使われた可能性も考えられる。以上の結果から、堆積岩の基質中の炭酸塩鉱物はコア保管時に大きく変質するため、掘削直後に保存のための処理を施す必要がある。また、2008年の炭酸塩鉱物の炭素安定同位体組成は海水起源の値を示しており、初期続成時に炭酸塩鉱物により空隙が充填され、埋没や隆起および淡水化の影響を受けても保存されていると考えられる。

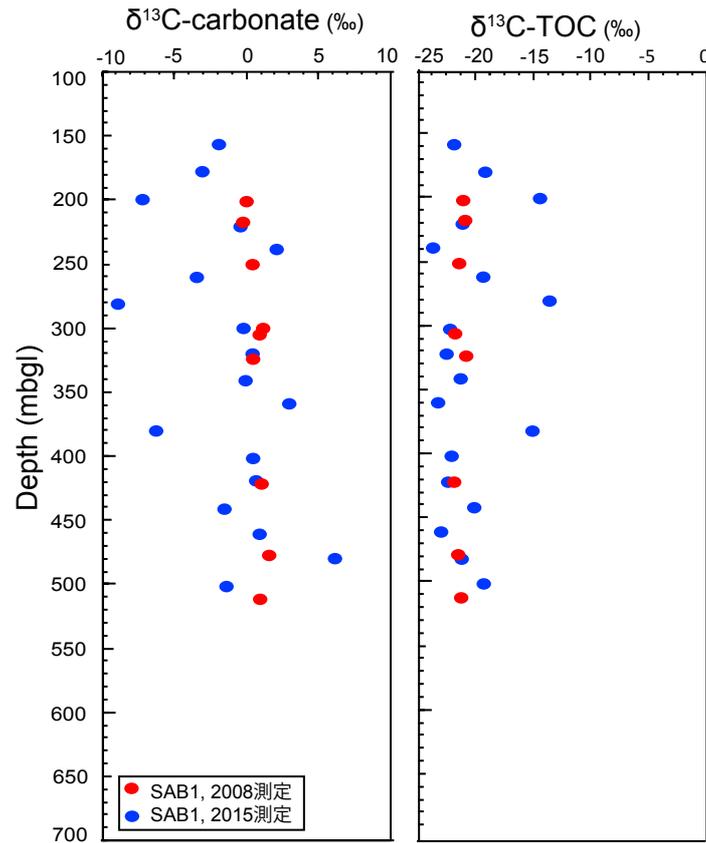


図 4.A-5 掘削直後の 2008 年と 2015 年に測定した SAB-1 号孔コア試料の炭酸塩鉱物 (carbonate) と全有機炭素 (TOC) の炭素安定同位体組成 ($\delta^{13}\text{C}$)。

5) まとめと今後の課題

掘削コアの浸漬実験と空隙率の測定により、地下水中の塩化物イオン濃度と臭素イオン濃度を復元する手法の高精度化を行った。この手法を用いることで、過去に掘削されたコア試料から、地下の塩淡境界を復元することができた。保存成分とされるもののうち陽イオン類は濃度が増加していたため、復元することはできなかった。酢酸と硫酸の濃度も大幅に上昇していたが、硝酸と亜硝酸の濃度はそれほど大きな変化はなかった。固体状有機物と炭酸塩鉱物の炭素安定同位体比はばらつきが大きくなっていった。しかし、固体状有機物の安定同位体組成が重い方向にシフトした試料は、炭酸塩鉱物の炭素安定同位体組成は軽い方向にシフトして、両者の変動は逆相関関係であった。有機物の分解と炭酸塩鉱物の形成がコア保管中に起きたと考えられた。

付録 4.B 炭酸塩試料の酸分解・単離回収法の開発と補正計算ファクター

1) ウラン-トリウム放射非平衡年代を用いた炭酸塩脈の年代測定 —背景と原理—

炭酸塩鉱物の安定同位体比や微量元素の存在状態により過去の地下水水質を推定することが可能であるが、過去の地下水化学環境の長期的な変遷シナリオを構築するためには炭酸塩鉱物がいつ形成されたかを解明する必要がある。また、炭酸塩鉱物脈の発達している亀裂の形成年代は褶曲・断層運動とも深く密接しており、地質変動の歴史を明らかにするためにも重要となっている。

カルサイト中には、一般的に 1ppm 以下の U が含有しており、²³⁸U の娘核種である ²³⁴U, ²³⁰Th が微量に存在する。この ²³⁴U-²³⁰Th の放射非平衡を利用することによって鉱物の年代測定が可能である。炭酸塩鉱物が地下水から沈殿して形成する際、炭酸塩鉱物に Th がほとんど取り込まれないことから、炭酸塩形成時の ²³⁰Th (初生値) をゼロとみなし、²³⁴U の放射壊変による ²³⁰Th が放射平衡に至るまでの同位体比の変動から年代値を決定できる (Edwards et al., 2003 など)。その年代測定の原理は、以下の式によって表される。

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}\right) = \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{234}\text{U}}\right) \left(1 - e^{-\lambda_{230}t}\right) + \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \left[1 - \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{234}\text{U}}\right)\right] \left(e^{-\lambda_{234}t} - e^{-\lambda_{230}t}\right) \tag{式 4.B-1}$$

²³⁰Th/²³⁴U および ²³⁸U/²³⁴U の比を質量分析計によって測定し、上式に代入することで年代値 t を得ることができる。原理的には、3 年という若い年代から 60 万年以上の古い年代の算出が可能である (Edwards et al., 2003)。稚内層の珪質頁岩や声問層の珪質泥岩中には、U や Th が母岩砕屑物中に普遍的に存在することから、炭酸塩鉱物脈の形成年代を決定する際に、試料中に母岩が混入していることは大きな問題となる。炭酸塩鉱物脈中に取り込まれている母岩砕屑物は、ドリルなどで除去することは困難であるため、本研究では適切な酸処理法を検討し、炭酸塩鉱物脈のみ溶解することで、母岩砕屑物の影響を無視できるように分析手法を検討する。

2) 炭酸塩鉱物脈試料の酸分解および単離回収実験

分析対象となる炭酸塩鉱物脈の周辺を母岩から削り出し、炭酸塩鉱物脈のみを酸分解させ、U・Th を回収する方法の開発を試みる。炭酸塩鉱物の酸分解には pH4.5 に調整された酢酸ナトリウム緩衝溶液を用い、24 時間常温で分解する手法が有効であることが報告されている

(Poulton and Canfield, 2005)。一方で、炭酸塩試料を硝酸によって分解を行う際には、共生鉱物の残渣に Th が吸着し、溶液との間で元素分別が起こる問題が報告されており (Bischoff and Fitzpatrick, 1991)、U-Th 年代測定を行う際に問題となる。そこで、酢酸ナトリウム緩衝溶液 (1M 酢酸と 1M 酢酸ナトリウムの混合溶液、pH4.5) を用いて炭酸塩試料を分解する際に同様の問題が起こるか否かを、岩石標準試料を用いた模擬試料を使って検証した。

模擬試料は産業技術総合研究所より配布されている石灰岩の岩石標準試料 JLs-1 を用い、そのまま酸分解するもの (JLs-1) と共生鉱物を模擬して同量の石英砂粉末を混合させたもの

(JLs-1+Q) を用意し、それぞれを従来通りの 7N 硝酸 (以下 NA) と酢酸ナトリウム緩衝溶液 (以下 SA) で分解した (表 4.B-1)。その後、遠心分離を行い、上澄みを回収し、JLs-1 SA および JLs-1+Q SA の 2 試料を 140°C で蒸発・乾固させた。乾固させた試料、および硝酸で分解した JLs-1 NA と JLs-1+Q NA の溶液に ²²⁹Th (NIST SRM 4328C; 0.0459 ng/g) および ²³⁶U (IRMM-3660; 0.554 ng/g) の同位体スパイクを約 1 ml ずつ加えた。さらに、JLs-1 SA, JLs-1+Q SA の 2 試料に対して、超純水と硝酸を 2:1 の割合で添加し、約 9 ml の硝酸溶液とした。

表 4.B-1 炭酸塩模擬試料中の U, Th 濃度および同位体（放射能）比

Sample	U (µg/g)	Th (µg/g)	[²³⁰ Th/ ²³⁸ U]	[²³⁴ U/ ²³⁸ U]
JLs-1 NA	1732±5	15.78±0.11	0.976±0.008	0.992±0.005
JLs-1+Q NA	1732±6	16.52±0.18	0.981±0.011	0.995±0.005
JLs-1 SA	859.8±1.3	5.657±0.044	1.235±0.011	1.321±0.006
JLs-1+Q SA	740.4±0.9	4.857±0.030	1.196±0.011	1.374±0.006

マトリックス由来の同重体干渉ピークおよび元素・同位体分別の効果を除去するため、U と Th の単離回収は Watanabe and Nakai (2006) の手法を元に最適化した。まず、試料溶液から主要元素を取り除くために鉄共沈法を適用した。これは、目的元素の U, Th と、主要元素である Ca の共沈挙動の違い (Ca は U, Th と比較して高い pH で共沈する) を利用している。試料を溶解させた硝酸溶液に鉄標準試料 (1,000 ppm) を 3 ml ずつ加え、20% アンモニア水溶液を加え pH7.9 に調製し、沈殿を生成した (Edwards et al., 1987)。遠心分離後、上澄みをデカンテーションによって取り除き、沈殿物を 7 N 硝酸 1 ml に溶解させた。

U, Th の単離回収方法は産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015a) に準拠した。Th および U の単離回収を行うための樹脂には、Eichrom 社製 AGI-X8 と U/TEVA spec resin を用いた。U/TEVA は他のカチオンやアニオンの影響が少なく、ウランの吸着能力が高い樹脂として知られており、硝酸溶液中でアクチノイドと錯体を形成する性質がある。Th については、AGI-X8 を用いた陰イオン交換法の後 U/TEVA spec resin で単離を行った。回収した U, Th 溶液は 2% 硝酸溶液となるように調整して MC-ICPMS (Micromas 社, Isoprobe) の測定に供した。

MC-ICPMS による測定では、主に存在する ²³²Th, ²³⁸U の他に、放射壊変起源で非常に微量にしか存在しない ²³⁰Th および ²³⁴U を精度よく測定することが求められる。今回測定に用いた MC-ICPMS には、ファラデー検出器の他に高感度なイオンカウンティングが可能なダイリール検出器が搭載されている。Isoprobe のダイリール検出器には ²³²Th, ²³⁸U 等の存在比の高い同位体の信号のテーリングの影響による干渉ピークの効果を軽減するエネルギーフィルターが設置されており (Goldstein and Stirling, 2003)、存在度の少ない ²³⁰Th および ²³⁴U の同位体をダイリール検出器で、その他の同位体をファラデー検出器で測定する方法を用いることによって確度の高いデータの取得を行うことができる。今回用いた U, Th を単離回収しそれぞれ同位体比の測定を行う方法では、²³⁰Th/²³⁴U の同位体比を信号強度比により求めることができないため、U, Th それぞれの試料溶液について同位体希釈法を用いた絶対濃度を算出し、それぞれの同位体の濃度比により同位体比を算出した。

同位体比測定を行う際、得られた信号強度比は、イオン検出器間における検出効率の差、および質量分析計内での同位体分別の影響を受けているため、補正計算を行う必要がある。検出器間での検出効率の差による真の値と測定値との差は、それぞれの測定の前後に同位体比既知の標準溶液を測定して挟み込む方法 (standard-sample bracketing 法) によって補正を行った。質量分析計内で起こる同位体分別については、exponential law によって U を内部補正法 (Hart and Zindler, 1989)、Th を外部補正法 (例えば、Maréchal et al., 1999) によって補正した。また、結晶成長時に初生的に取り込まれた碎屑物に由来する ²³⁰Th は ²³²Th に放射平衡時の同位体比 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}=4.4\times 10^{-6}$ をかけることによって見積もり、補正を行っている。

JLs-1 および JLs-1+Q から得られた U, Th 濃度と同位体比のデータを表 4.B-1 にまとめた。硝酸で分解した JLs-1 NA および JLs-1+Q NA 中の U, Th 濃度は、Watanabe and Nakai (2006) や Imai et al. (1996) によってまとめられたそれ以前の報告値と誤差の範囲で一致した。JLs-1 の U, Th 濃度を同位体希釈法で求めた結果は Watanabe and Nakai (2006) と本研究のみである。

が、JLs-1には元素の不均一があることが知られており寺島ほか(1990)、両者の違いはロットごとの不均一によると考えられる。また、炭酸塩試料を酸分解する際に、共生鉱物の残渣にThが吸着し、溶液と残渣の間で元素分別が起こるという報告(Bischoff and Fitzpatrick, 1991)によって指摘されるThのロス、本手法では認められなかった。

JLs-1 NA および JLs-1+Q NA の $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 放射能比(表 4.B-1)は誤差の範囲で放射平衡($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$)に達しているか、放射平衡に極めて近い値を取っている。一方で $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ の放射能比は放射平衡よりわずかに低い値を取っている。JLs-1は三疊紀に形成された試料であるため、理想的には ^{238}U 系列の放射性核種は放射平衡に達していると考えられる。従って、この見たとおきの放射非平衡の原因は、JLs-1の炭酸塩形成後のThのロスか、酸分解から元素の回収の順序におけるロスが考えられる。Watanabe and Nakai (2006)によるU, Th濃度の報告値から計算した放射能比と比較すると、系統的に ^{230}Th に枯渇していないため(図 4.B-1)炭酸塩形成後のThのロスを原因として指摘する根拠には乏しい。一方で本研究では ^{229}Th , ^{236}U 同位体スパイクを用いて分析を行っており、 ^{230}Th 、劣化ウランスパイクを用いて行っていた Watanabe and Nakai (2006)と単純な比較を行うことは困難であるため、JLs-1の $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ の放射非平衡の原因を解明するためには、本手法と同じ手法でJLs-1の同位体比を測定した結果との比較が必要である。

一方で、1M pH4.5の酢酸ナトリウム緩衝溶液で分解した模擬試料(JLs-1SA および JLs-1+Q SA)のU, Th濃度は過去の研究と比較して有意に低く、また放射能比は $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ともに放射平衡よりも大きく高い値を示した(表 4.B-1 および図 4.B-1)。 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比ともに軽い同位体に卓越していることから、酢酸ナトリウム緩衝溶液による分解が全分解ではないため、残渣との間で同位体比の分別が起こった可能性が指摘できる。

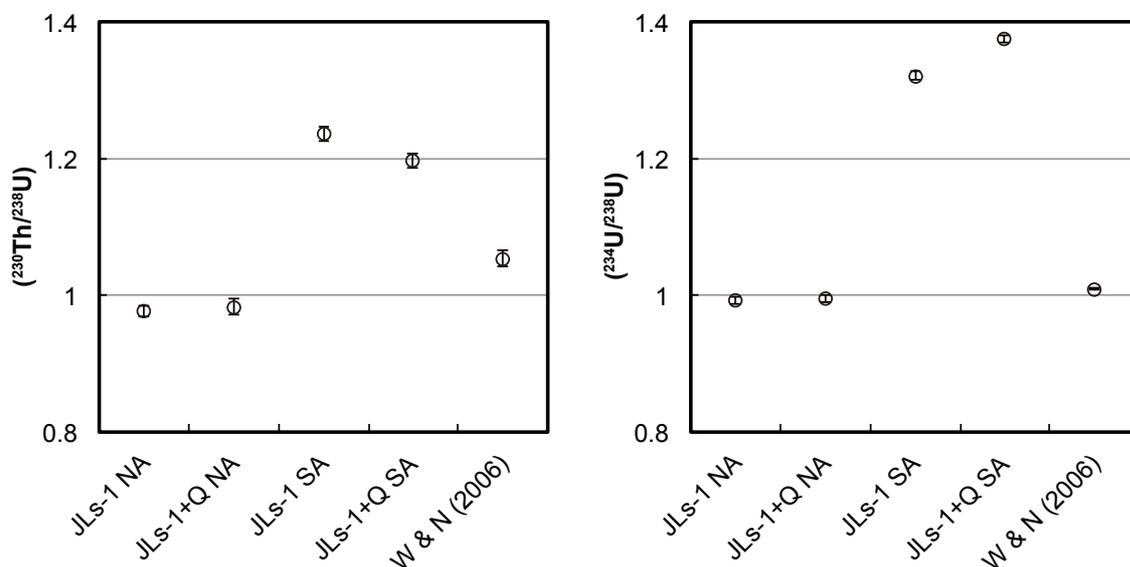


図 4.B-1 炭酸塩模擬試料のウラン-トリウム同位体比
Watanabe and Nakai (2006)

3) 炭酸塩鉱物脈試料の酸分解および単離回収実験の補正計算ファクター

酢酸ナトリウム緩衝溶液で分解した模擬試料(JLs-1SA および JLs-1+Q SA)で起こった同位体比の、硝酸で分解した模擬試料の結果から同位体分別を補正計算のファクター(L factor)として用い、ファクターの誤差を誤差の計算に伝播させることによって同位体比の補正を行った。L factorは $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比で 0.8057 ± 0.0075 , $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比で 0.7371 ± 0.0035 であり、補正を行うことによって放射壊変起源の娘核種の量が小さく補正される。

第4章 超長期の時間枠における地質学的変動，海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法の整備

稚内層珪質頁岩中の炭酸塩鉱物脈のように，物理的な分離が困難な母岩碎屑物が含まれており，酢酸ナトリウム緩衝溶液を用いた酸分解・単離回収を行った試料に対しては，以後この **L factor** を用いて同位体比の補正を行うこととする。

付録 4.C 拘束圧の増加に伴う亀裂の閉鎖現象

掘削されたボーリングコアの応力解放等によって発生すると考えられる亀裂系が，実際の地下の圧力条件下においてどのような状況にあるのかを把握するために，マイクロフォーカス X線 CT と CT 用の圧力容器を用いて，圧力条件の変化に伴う亀裂系の変化挙動を可視化した．圧力容器内の無負荷状態における稚内層珪質頁岩供試体の亀裂の様子を図 4.C-1 に示す．一定の隙間幅を有して亀裂が明瞭に確認できる．また，副次的な亀裂の存在も同様に確認できる．

圧力容器内に 5MPa の静水圧を与えた場合，図 4.C-2 のような変化を示した．明らかな亀裂幅の低下をもたらし，巨視的には亀裂の閉鎖が起きたといえる．これは拘束圧の増加に伴い亀裂が閉鎖することを確認した初めての具体的な CT 画像である．ただし，亀裂全体を詳細に検討すると，閉鎖したと考えられる亀裂系の一部では，隙間幅の縮小と言える程度の閉鎖しかなく，依然として隙間を有している区間も存在することが確認できる．このように CT を用いることで単純に亀裂の閉鎖として取り扱われていた現象も，詳細に微細構造を捉えた場合には，亀裂の閉鎖は一様ではなく，単純には取り扱えないことが確認できた．

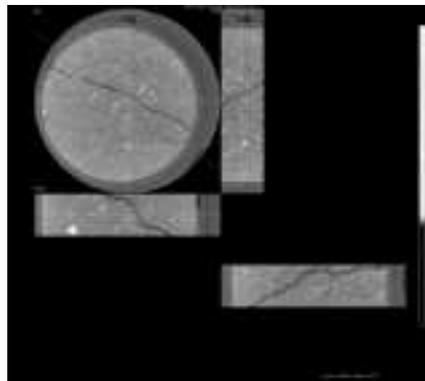


図 4.C-1 大気圧条件下におけるコアの CT 画像
図中，右下の断面はコアの左斜め上から右斜め下を切る断面である．

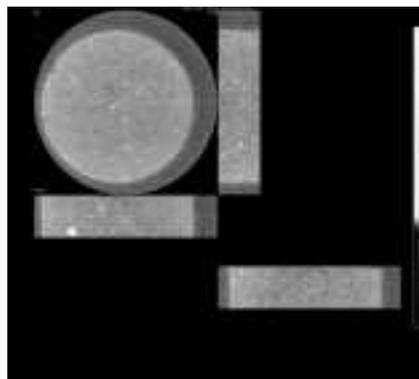


図 4.C-2 5MPa の静水圧条件下における CT 画像
図中，右下の断面はコアの左斜め上から右斜め下を切る断面である．

付録 4.D CT 画像により確認された長期保存サンプルの亀裂情報

HDB-9 及び HDB-11 孔から採取したコアを用いて直径 30mm 高さ 60mm のサンプルを作成した。整形・保管後 5 年以上が経過したサンプルの CT 画像撮影を行い，内部構造を観察した。目視による表面観察からでは確認できない，明瞭な亀裂幅を有する亀裂系がそれぞれ図 4.D-1，図 4.D-2 のように確認された。

図 4.D-1 のサンプル VR211 は，HDB-11 孔から採取されたコアである。長軸に低角で斜交する層理面の存在を確認でき，さらに長軸方向に層理面を連結する亀裂の存在も確認できる。もちろんこの状態においてもサンプルは $\phi 30 \times 60 \text{mm}$ の自立したサンプルとして存在している。一方，図 4.D-2 のサンプル VR092 は HDB-9 孔から採取されたコアであり，長軸に 30 度程度で斜交する層理面の存在を確認できる。図 4.D-1 とは異なり，層理面を連結する亀裂の存在は明瞭ではない。

コアサンプルの整形以前から層理面は存在するため，コア掘削後の時間経過とともに層理面の剥離により亀裂幅が増加することが予想される。その主な原因は応力開放や含有鉱物の脱水反応によることが考えられる。層理面の存在，掘削後の時間経過に伴う層理面の幅の変化による透水係数の変化は，地下空洞周辺の岩盤の性状と空洞掘削後に時間経過とともに変化する岩盤の透水性の関係を把握する際には重要な判断材料となると考えられる。



図 4.D-1 HDB-11 孔深度 927m から採取したコアの CT 画像
図中，赤線が高い密度で描画されている部分は層理面及び亀裂として判断される。



図 4.D-2 HDB-9 孔深度 466m から採取したコアの CT 画像
図中，赤線が高い密度で描画されている部分は層理面として判断される。

【引用文献】

- 相場瑞夫 (1986) 第2編・第3章, 関東地方の地下水 6. 静岡沿岸平野, 日本の地下水, 地球社, 299-305.
- 天野由記・山本陽一・南條功・村上裕晃・横田秀晴・山崎雅則・國丸貴紀・大山隆弘・岩月輝希 (2012) 幌延深地層研究計画における地下水, 河川水および降水の水質データ (2001~2010年度). 日本原子力研究開発機構.
- Aoyagi, K. and Kazama, T. (1980) Transformational changes of clay-minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis. *Sedimentology*, 27, no. 2, 179-188.
doi:10.1111/j.1365-3091.1980.tb01168.x
- 浅井和由・辻村真貴 (2010) トレーサーを用いた若い地下水の年代推定法-火山地域の湧水へのCFCs年代推定法の適用-. *日本水文科学会誌*, 39, 67-78.
- Bischoff, J. L. and Fitzpatrick, A. (1991) U-series dating of impure carbonates: An isochron technique using total-sample dissolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 543-554.
- Boulton, G. S., Caban, P. E. and Vangijssel, K. (1995) GROUNDWATER-FLOW BENEATH ICE SHEETS .1. LARGE-SCALE PATTERNS. *Quat. Sci. Rev.*, 14, no. 6, 545-562.
doi:10.1016/0277-3791(95)00039-r
- Burt, T. P. and Williams, P. J. (1976) Hydraulic conductivity in frozen soils. *Earth Surf. Process. Landf.*, 1, no. 4, 349-360. doi:10.1002/esp.3290010404
- Clayton, R., Friedman, I., Graf, D., Mayeda, T., Meents, W. and Shimp, N. (1966) The origin of saline formation waters 1. Isotopic composition. *J Geophys Res*, 71, 3869-3882.
- Curti, E. (1999) Coprecipitation of radionuclides with calcite: estimation of partition coefficients based on a review of laboratory investigations and geochemical data. *Appl. Geochem.*, 14, 433-445.
- Darling, W. G. (2004) Hydrological factors in the interpretation of stable isotopic proxy data present and past: a European perspective. *Quat. Sci. Rev.*, 23, no. 7-8, 743-770.
doi:10.1016/j.quascirev.2003.06.016
- Edmunds, W. M. (2001) Paleowaters in European coastal aquifers: The goals and main conclusions of the PALAEWAUX Project. *in* Edmunds, W. M. and Milne, C. J., eds., *Palaeowaters in Coastal Europe: Evolution of Groundwater Since the Late Pleistocene*, Volume 189, Geological Society Special Publications 1-16.
- Edwards, R. L., Chen, J. H. and Wasserburg, G. J. (1987) ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 81, 175-192.
- Edwards, R. L., Gallup, C. D. and Cheng, H. (2003) Uranium-series dating of marine and lacustrine carbonates. *Rev. Mineral. Geochemistry*, 52, 363-405.
- Emrich, K., Ehhalt, D. and Vogel, J. (1970) Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth and Planetary Science Letters*, 8, 363-371.
- Erez, J. and Luz, B. (1983) Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 1025-1031.
- Fifield, L. K., Tims, S. G., Stone, J. O., Argento, D. C. and De Cesare, M. (2013) Ultra-sensitive measurements of ^{36}Cl and ^{236}U at the Australian National University. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B-Beam Interact. Mater. Atoms*, 294, 126-131.
doi:10.1016/j.nimb.2012.04.028
- Fountain, A. G. and Walder, J. S. (1998) Water flow through temperate glaciers. *Rev. Geophys.*, 36, no. 3, 299-328. doi:10.1029/97rg03579
- 藤井理行 (1980) 北半球における山岳永久凍土の分布と環境条件. *雪氷*, 42, 41-52.
- 福沢仁之 (1987) 北海道北部, 新第三紀後期の層状珪質岩の堆積場. *地学雑誌*, 93, 37-55.
- 原子力発電環境整備機構 (2009) 概要調査地区選定上の考慮事項. 27 p.:
- Goldstein, S. J. and Stirling, C. H. (2003) Techniques for measuring uranium-series nuclides: 1992-2002. *Rev. Mineral. Geochemistry*, 52, 23-57.
- Hart, S. R. and Zindler, A. (1989) Isotope fractionation laws: a test using calcium. *Int. J. Mass*

- Spectrom. Ion Process. , 89, 287–301.
- 一国雅巳 (1996) 地下水中の硝酸イオン. 地下水技術, 38, no. 11, 1-10.
- Imai N., Terashima S., Itoh S., and Ando A. (1996) 1996 Compilation of Analytical data on nine GSJ geochemical reference samples, “Sedimentary rock series” Geostandards Newsletter, 20, 165-216.
- Imanishi, K., Ando, R. and Kuwahara, Y. (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. Geophys. Res. Lett., 39. doi:10.1029/2012gl051491
- Ishii, E., Sanada, H., Funaki, H., Sugita, Y. and Kurikami, H. (2011) The relationships among brittleness, deformation behavior, and transport properties in mudstones: An example from the Horonobe Underground Research Laboratory, Japan. J. Geophys. Res.-Solid Earth, 116. doi:10.1029/2011jb008279
- 磯見博・井上正昭 (1972) 浜松地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 100 p.:
- 岩月輝希・石井英一・新里忠史 (2009) 北海道幌延地域における深部地球科学環境の長期変動シナリオの構築. 地学雑誌, 118, 700-716.
- Iwatsuki, T. and Yoshida, H. (1999) Groundwater chemistry and fracture mineralogy in the basement granitic rock in the Tono uranium mine area, Gifu Prefecture, Japan –Groundwater composition, Eh, evolution analysis by fracture filling minerals–. Geochemical Journal, 33, 19-32.
- Jansson, P., Näslund, J. O. and Rodhe, L. (2007) Ice sheet hydrology - a review. SKB Technical Report, TR-06-34, 145 p.
- Jiráková, H., Huneau, F., Celle-Jeanton, H., Hrkal, Z. and Le Coustumer, P. (2011) Insights into palaeorecharge conditions for European deep aquifers. Hydrogeol. J., 19, no. 8, 1545-1562. doi:10.1007/s10040-011-0765-7
- 甲斐邦男・前川恵輔 (2009) 北海道幌延地域の新第三系珪藻質泥岩中の地下水の酸素・水素同位体比と塩化物イオン濃度. 石油技術協会誌, 74, 96-106.
- 加藤進・梶原義照 (1986) 新潟地域油・ガス田付随水の酸素および酸素の同位体組成. 石油技術協会誌, 62, 142-150.
- 加藤進・安田善雄・西田英毅 (2000) 秋田地域の油・ガス田地層水の地球化学. 石油技術協会誌, 65, 229-237.
- 風早康平・高橋正明・安原正也・西尾嘉朗・稲村明彦・森川徳敏・佐藤努・高橋浩・大沢信二・尾山洋一・大和田道子・塚本齊・堀口桂香・戸崎裕貴・切田司 (2014) 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴. 日本水文科学会誌, 44, no. 1, 3-16.
- 木方建造・大山隆弘・鈴木浩一・中田英二・田中姿郎・宮川公雄・石井英一・高橋一晴・濱 克宏・國丸貴紀・津久井朗太・福島龍朗・瀬谷正巳・青木和弘 (2006) 幌延における堆積岩の特性研究—電力中央研究所/日本原子力研究開発機構共同研究成果報告—. 電力中央研究所報告, N05044.
- 木野義人・影山邦夫・奥村公男・遠藤秀典・福田理・横山勝三 (1984) 宮崎地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅). 地質調査所, 100 p.:
- 小疇尚・野上道男・小野有五・平川一臣(編) (2003) 日本の地形 2. 北海道.
- 久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・坂野靖行・兼子尚知・吉岡敏和・高木哲一 (2002) 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 川前及び井出地域の地質. 産総研地質調査総合センター, 136 p.:
- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・山元孝広・滝沢文教 (1990) 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 原町及び大甕地域の地質. 地質調査所, 155 p.:
- 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.
- Mahara, Y., Ohta, T., Tokunaga, T., Matsuzaki, H., Nakata, E., Miyamoto, Y., Mizuochi, Y., Tashiro,

- T., Ono, M., Igarashi, T. and Nagao, K. (2012) Comparison of stable isotopes, ratios of $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ and $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ in brine and deep groundwater from the Pacific coastal region and the eastern margin of the Japan Sea. *App Geochem*, 27, no. 2389–2402.
- Maréchal, C. N., Télouk, P. and Albarède, F. (1999) Precise analysis of copper and zinc isotopic compositions by plasma-source mass spectrometry. *Chem. Geol.*, 156, 251–273.
- 増田富士雄 (1986) 炭酸塩生物殻中の元素含量は古水温計となりうるか. *地学雑誌*, 95, 1–26.
- 松波武雄 (1993) 北海道中央部新第三系堆積盆の塩水について. *地下資源調査所報告*, 65, 55-72.
- 松末和之・藤原治・末吉哲雄 (2000) 日本列島における最終氷期最寒冷期の気候. *サイクル機構技報*, 6, 93-103.
- McEwen, T. and de Marsily, G. (1991) The potential significance of permafrost to the behaviour of a deep radioactive waste repository. *SKI Report*, 69 p.:
- 三浦英樹・平川一臣 (1995) 北海道北・東部における化石凍結割れ目構造の起源. *地学雑誌*, 104, 189-224.
- Miyakawa, K., Tokiwa, T. and Murakami, H. (2013) The origin of muddy sand sediments associated with mud volcanism in the Horonobe area of northern Hokkaido, Japan. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 4980-4988.
- 宮北順一 (1986) 第2編・第2章 東北地方の地下水 18. 下北半島, 日本の地下水, 地球社, 210-213.
- 宮崎県 (1981) 20万分の1宮崎県地質図及び説明書 (第4版) . 17 p + 29 p.:
- 森川徳敏・戸崎裕貴 (2013) 非常に古い地下水年代測定のための日本列島の帯水層岩石を対象にしたヘリウム同位体生成速度および放射性塩素同位体放射平衡値データ集. *地質調査総合センター研究資料集*, 582.
- Murphy, M. J., Stirling, C. H., Kaltenbach, A., P., T. S. and F., S. B. (2014) Fractionation of $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ by reduction during low temperature uranium mineralisation processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 388, 306–317.
- 中村久由 (1962) 本邦諸温泉の地質学的研究. *地質調査書報告*, 126 p.:
- 中山雅・佐野満昭・真田祐幸・杉田裕 (2010) 幌延深地層研究計画 平成21年度調査研究成果報告. *JAEA-Review*, 2010-039.
- 根本直樹・氏家良博 (2009) 青森県の地質, 東北地質調査業協会協会誌『大地』, no.50 (創立50周年記念特集号), 52-69.
- 日本原子力研究開発機構 (2004) 幌延深地層研究計画平成16年度調査研究成果報告. *JNC TN5400 2005-001*, 14-17.
- 日本原子力研究開発機構 (2011) 平成21~22年度地下水流動解析 モデルの総合的検証手法の検討 (幌延ボーリング調査) 最終調査報告書.
- 日本の地質『中部地方』編集委員会編 (1988) 日本の地質4「中部地方I」. 協立出版, 332p.
- 日本の地質『中国地方』編集委員会編 (1987) 日本の地質7「中国地方」. 共立出版, 290p.
- 日本の地質『北海道地方』編集委員会編 (1990) 日本の地質1「北海道地方」. 共立出版, 337p.
- 日本の地質『東北地方』編集委員会編 (1989) 日本の地質2「東北地方」. 協立出版, 338p.
- 新里忠史・舟木泰智・安江健一 (2007) 北海道北部, 幌延地域における後期鮮新世以降の古地理と地質構造発達史. *地質学雑誌*, 113 (補遺), 119-135.
- 野田徹郎 (2009) 茨城県内温泉研究の方向性—「茨城県の温泉」特集号の序に代えて. *温泉科学*, 58, 256-260.
- 小原常弘・松下勝秀・二間瀬冽・早川福利・佐藤巖・横山英二・和気徹・国府谷盛明 (1973) 北海道水理地質図幅説明書第10号. 釧路, 北海道立地下資源調査所, 54 p.:
- 大沢信二・網田和宏・山田誠・三島壮智・風早康平 (2010) 宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因—温泉起源流体としての続成脱水流体—. *温泉科学*, 59, no. 4, 295-319.
- 小野有五 (1990) 北の陸橋. *第四紀研究*, 29, 183-192.
- 太田久仁雄・阿部寛信・山口雄大・國丸貴紀・石井英一・操上広志・戸村豪治・柴野一則・濱克宏・

第4章 超長期の時間枠における地質学的変動，海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法の整備

- 松井裕哉・新里忠史・高橋一晴・丹生屋純夫・大原英史・浅森浩一・森岡宏之・舟木泰智・茂田直孝・福島龍朗 (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, 日本原子力研究開発機構.
- 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正 (2004) 日本の地形6 近畿・中国・四国. 東京大学出版会, 383 p.:
- Poulton, S. W. and Canfield, D. E. (2005) Development of a sequential extraction procedure for iron: implications for iron partitioning in continentally derived particulates. *Chem. Geol.*, 214, 209–221.
- Rousseau-Gueutin, P., Goncalves, J. and Violette, S. (2008) Osmotic efficiency in Callovo-Oxfordian argillites: Experimental vs. theoretical models. *Phys. Chem. Earth*, 33, S106-S113. doi:10.1016/j.pce.2008.10.064
- 嵯峨山積・小原常弘・菅和哉・松浪文博 (1985) 北海道東部，釧路白糠工業団地の地下水. 地下資源調査報告第57号短報, no. 89-102.
- 産業技術総合研究所 (2009) 平成20年度地下水流動解析モデルの総合的検証手法の検討 報告書.
- 産業技術総合研究所 (2010) 平成21～22年度地下水流動解析モデルの総合的検証手法の検討 (幌延変動観測調査) .
- 産業技術総合研究所 (2011) 平成21～22年度地下水流動解析モデルの総合的検証手法の検討 (幌延変動観測調査) 最終報告書.
- 産業技術総合研究所 (2012a) 平成23年度 堆積岩における水理地質構造モデル構築技術の検証(原位位置データの取得) 報告書.
- 産業技術総合研究所 (2012b) 活断層データベース 2012年2月28日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB095. https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html.
- 産業技術総合研究所 (2013) 沿岸塩淡水境界・断層評価技術高度化開発 平成24年度 成果報告書.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2001) 地質学ハンドブック. 朝倉書店, 685 p.:
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2010) 20万分の1日本シームレス地質図データベース 2010年2月1日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010) 地質処分に係る地質情報データの整備:平成21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 (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備:平成22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 (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備:平成23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 (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備:平成24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 (2014a) 地層処分に係る地質評価手法等の整備(水理関連情報の整備):平成25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 (2014b) 地層処分に係る地質評価手法等の整備(地質関連情報の整備):平成25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 (2015a) 地層処分に係る地質評価手法等の整備(水理関連情報の整備):平成26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 (2015b) 地層処分に係る地質評価手法等の整備(地質関連情報の整備):平成26年度事業報告書.
- 佐藤松男・佐藤進 (1980) 太平洋炭鉱における切羽出水に関する研究 (第3報) —含水層と含水層中の貯留ガスについて. 日本鉱業会誌, 96, no. 1108, 391-396.
- 猿山光男 (1986) 第9章, 九州地方の地下水. 地球社, 日本の地下水.

- 佐脇貴幸・中嶋 健・小笠原正継・鈴木祐一郎・棚橋学・金子光好・門澤伸昭・中西敏 (2012) GSJ 地質ニュース, 1, 363-368.
- 静岡県 (2010) 地下水調査報告書 (平成 21 年版) . 210 p.:
- SKB (2010) Climate and climate-related issues for the safety assessment SR-Site. SKB Technical Report, TR-10-49, 328 p.
- 杉尾哲・衛藤美佳・今山清・出口近士・Suharyanto, A. (1999) 宮崎市における地表面の被服状況変化に伴う不圧地下水の低下. 地下水学会誌, 41, 253-262.
- 杉山雄一・寒川旭・下川浩一・水野清秀 (1988) 御前崎地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) . 地質調査所, 153 p.:
- 須甲武志・高野仁・内田雅大・関陽児・伊藤一誠・渡辺芳夫・宗像雅弘・田中忠夫・天野健二 (2014) 幌延深地層研究施設周辺の地質環境情報に基づく地下水流動評価手法の検証に関する研究. 独立行政法人原子力安全基盤機構, JNES-RE-2013-9032.
- 鈴木隆・柴田智郎 (2007) 北海道, 日本海側北部の温泉資源. 北海道立地質研究所報告, 78, 15-20.
- 鈴木尉元・佐藤岱生・金子信行・影山邦夫・矢崎清貫 (1990) 宮崎平野新富町の坑井の地質—宮崎層群の花崗岩質基盤—. 地質調査所月報, 41, 87-92.
- 高橋正明・風早康平・安原正也・高橋浩・森川徳・稲村明彦 (2004) 阿武隈地域の温泉水の地球化学的研究. 日本水文科学会誌, 34, 227-244.
- 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本齊・佐藤努・高橋浩・森川徳敏・大和田道子・尾山洋一・芝原暁彦・稲村明彦・鈴木秀和・半田宙子・仲間純子・松尾京子・竹内久子・切田司・大丸純 (2011) 深層地下水データベース. 地質調査総合センター研究資料集, 532.
- 高橋正明・駒澤正夫・玉生志郎 (2001) 青森地熱資源図および同説明書. 地質調査所, 特殊地質図 (31-5) , 126 p.:
- Takeda, M., Hiratsuka, T., Manaka, M., Finsterle, S. and Ito, K. (2014) Experimental examination of the relationships among chemico-osmotic, hydraulic, and diffusion parameters of Wakkanai mudstones. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 119, no. 5, 4178-4201. doi:10.1002/2013jb010421
- 竹田幹郎・間中光雄・平塚剛・三好悟・徳永朋祥・伊藤一誠 (2013) 堆積岩地域における化学的浸透現象の地下水流動への影響. 地学雑誌, 122, 192-213.
- 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.
- 寺島滋・岡井貴司・安藤厚・伊藤司郎 (1990) 地質調査所作製の岩石標準試料の均質性. 地調月報, 129-138.
- Togo, Y. S., Kazahaya, K., Tosaki, Y., Morikawa, N., Matsuzaki, H., Takahashi, M. and Sato, T. (2014) Groundwater, possibly originated from subducted sediments, in Joban and Hamadori areas, southern Tohoku, Japan. *Earth Planets Space*, 66. doi:10.1186/1880-5981-66-131
- 東北農政局・国際航業(株) (1971) 下北台地地区水理地質調査報告書.
- 鳥居栄一郎 (1979) 釧路原野地域の地形と水理地質. 地学雑誌, 88, 23-39.
- 鳥居栄一郎 (1986) 第 1 章, 北海道地方の地下水, 日本の地下水, 地球社, 683-886.
- 鳥居栄一郎・柴崎達雄・飯島弘 (1963) 釧路泥炭地とその周辺の水理地質について (上) . 応用地質, 4, 173-186.
- 鳥居栄一郎・柴崎達雄・飯島弘 (1964) 釧路泥炭地とその周辺の水理地質について (下) . 応用地質, 5, 1-14.
- Watanabe, Y. and Nakai, S. (2006) Accurate U–Th radioactive disequilibrium analyses of carbonate rock samples using commercially available U and Th reagents and multi-collector ICP-MS. *Microchim. Acta*, 156, 289–295.
- Whiticar, M. J. (1999) Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. *Chem. Geol.*, 161, no. 1-3, 291-314. doi:10.1016/s0009-2541(99)00092-3
- Woo, M. (2012) *Permafrost Hydrology*. Springer, 564 p.:
- 藪崎志穂・河野忠 (2012) 京都盆地で採取した標高別降水の安定同位体比特性. 地球環境研究, 14,

第4章 超長期の時間枠における地質学的変動, 海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法の整備

23-30.

楊宗興・木平英一・武重祐史・杉山浩史・三宅義則 (2004) 渓流水の NO₃-濃度と森林の窒素飽和. 地球環境, 9, no. 1, 29-40.

米倉伸之・貝塚爽平・上道男・鎮西清高 (編) (2001) 日本の地形 1 総説. 東京大学出版会, 349 p.:

5. 時間枠の拡大に伴う予測精度の整理

上記で検討した個々の自然事象等について、100 万年を超える時間枠までの予測精度を統一的に整理し、各々の時間枠における最適な調査・評価手法および不確実性の内容と幅、検討において依拠した大局的な前提、地域性、事象間の関連性を考慮した整合性等を取りまとめる。

5.1 個々の自然事象等についての統一的な整理とその整合性に関する検討（地質関連事象）

【実施内容】

本事業で取り扱う自然事象のうち地質関連事象として取り扱われている事象の多くは、わが国周辺の現在のプレートシステムおよび広域応力場の枠組みが完成後に生起している事象であり、100 万年程度の将来までは定常的に生起する事象と考えられる。しかし、わが国周辺では、新たな海洋底の拡大、小陸塊の衝突やそれに伴うプレート境界の移動などにより、現在もテクトニクスが変化している地域が存在し、これらの地域の将来予測についてはより慎重な取り扱いが必要となる。また、2011.3.11 の東北地方太平洋沖地震後に発生した 2011.4.11 いわき地震後の異常湧水事象などのテクトニクス的には安定しているが、地域的に特異な地質構造や応力場が存在する地域もあり、これらの地域の将来予測についてはテクトニクスが変化している地域同様により慎重な取り扱いが必要となる。平成 27 年度は 100 万年を超える時間枠までの将来予測において慎重に取り扱うべき地域等に関して収集した情報を取りまとめ、10 万年程度までの時間枠における将来予測の可能性に関する予察的検討を行い、課題を抽出する。また、テクトニクスが安定している地域における 100 万年を超える時間枠までの将来予測に関しても予察的検討を行い、課題を抽出する。

【成果】

1) 地殻変動の原因の検討

日本列島を千島弧、東北日本弧、西南日本弧、琉球弧、伊豆-小笠原弧に区分し、それぞれの地域毎に区分した応力場に関する応力場変遷について 2.2.1 節でとりまとめた。このうち特に、典型的な島弧-海溝系として典型的な東北日本弧を主に取り上げて、超長期間のテクトニクス場の変遷に関わる地殻構造変化について検討を行った。

一様な太平洋プレートの運動で、転換する東北日本弧の地殻変動をどのように説明したらよいか。この問題は地質学では少なくとも 1980 年代から議論されてきたが、解けないまま多くの地質研究者がこの課題から離れていった。そのような中、フィリピン海プレートの運動が日本列島のテクトニクスの原因であるとするモデルを提案した（高橋，2006）。その論理について簡単に説明する。

図 5.1-1 は日本列島の東西短縮地殻変動の力学的枠組みを表す概念図で、高橋（2006b）のモデルを元に作成した。フィリピン海プレートは、現在北海道の北東方をオイラー極（図の赤ピン）として回転しているため、その南西方に位置する西南日本に対しては北西に沈み込んでいる。フィリピン海プレートが北西に移動すると伊豆-小笠原海溝は西に移動する。このとき、固定系であるユーラシアプレートに帰属する東北日本弧が移動しないと、日本海溝と伊豆-小笠原海溝は時間とともに変位していく（McKenzie and Morgan, 1969；トランスフォーム断層の成長）。ところが、三重会合点に沈み込む太平洋プレートは剪断されないため、日本海溝と伊豆-小笠原海溝はずれることはない。そこで、伊豆-小笠原海溝の北方延長部にスリットを入れ、下から画鋸を通して日本海溝の南端に画鋸を刺し、両海溝がずれないようにする。ところが、これでは模型が動かないので、東北日本弧をユーラシアプレート本体から切り離し、オイラー極のあるサハリン北部のオハ付近に青ピンを刺す。その結果、フィリピン海プレートが回転すると、東北日本弧は西に移動せざるを得ない。すなわち、日本列島の東西短縮地殻変動の原因は、太平洋プレートではなくフィリピン海プレートであるとするのが高橋（2006b）のモデル

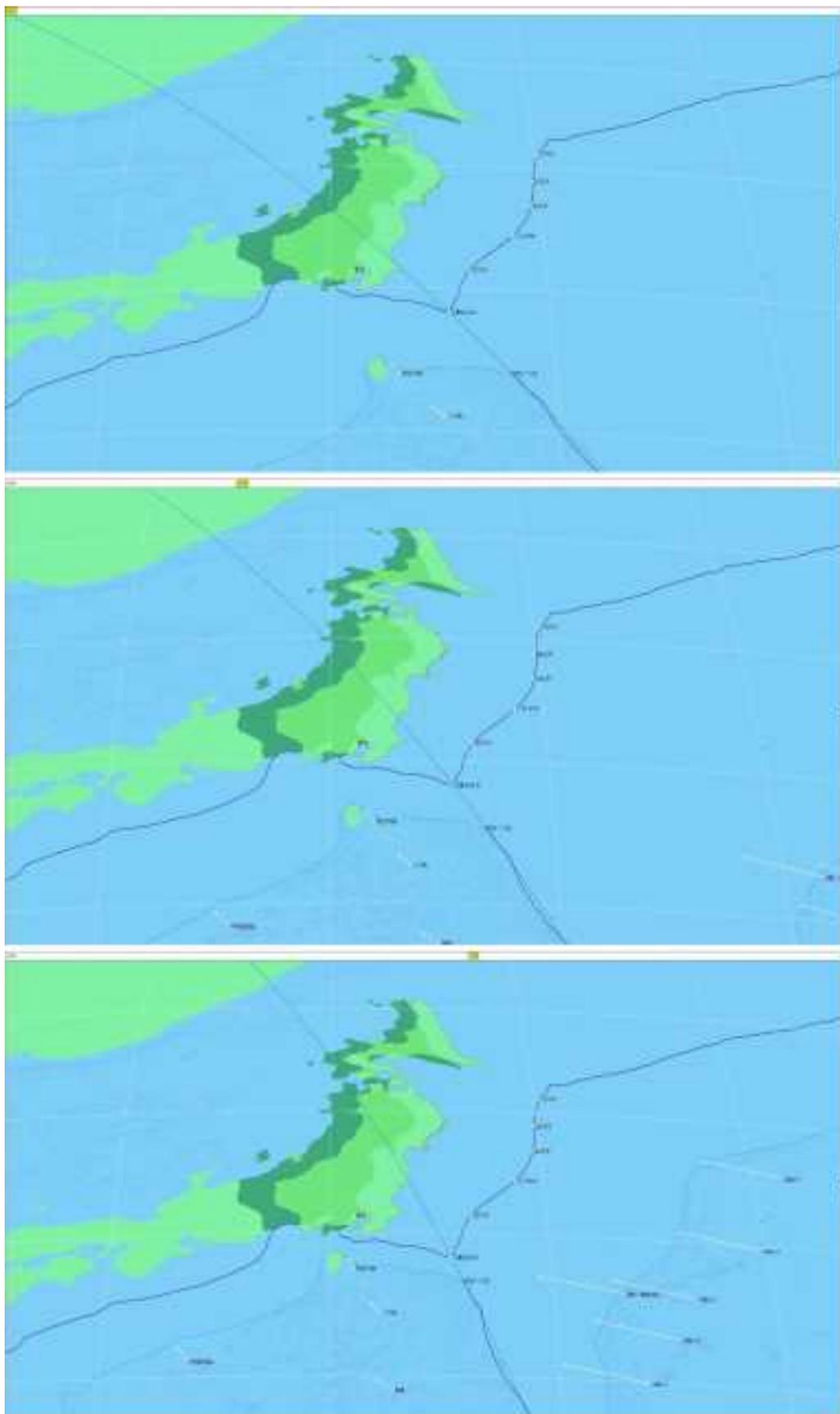


図 5.1-2 上から 1,500 万年前, 1,000 万年前, 500 万年前のプレート配置と運動ベクトル, ならびに日本海溝の移動の数値計算結果.

さて、2つの海洋プレートはそれぞれ一定の運動を続けており、その結果、日本海溝は若干移動していることが分かる。図からは読み取れないが、実際には日本海溝は前半(1,500~900万年前)東に移動し、後半(900~300万年前)は西に戻っている。東北日本弧はほとんど移動しないため大局的には中立的な応力場であったことが推定され、地質学的観察事実と符合する。ただし、前半の日本海溝の移動は東北日本弧が東西に若干伸張されることを意味し、広域が沈降・水没して深い海底で海成層が堆積したことを定性的に説明し得る。一方、後半に日本海溝が西に移動しているので、伸張変形した島弧地殻は今度は東西に短縮するので、徐々に隆起し陸域が広がっていったことを説明することができよう。このように、フィリピン海プレートの過去の運動を一組のオイラー極と回転角速度で再現しても、地殻変動は前半の弱伸張テクトニクスから後半の弱短縮テクトニクスへ移行する。言い換えるならば、一様なプレート運動でも地殻変動が一様であるとは限らない。

つづいて、300万年前以降のプレート運動学計算結果を図5.1-3に示す。ここで太平洋プレートの運動方向を見ると若干北寄りを示しているが、これはオアフ島からハワイ島にかけて西北西向きから北西向きに海山列が向きを変えていることを反映したものである。もちろん、ホットスポットの位置が完全に固定しているのか、多少の揺らぎがあるのかを判断することはできない。ここではホットスポットは完全に固定と考えて太平洋プレートの運動を厳密に計算した結果を示しているが、GPSに基づく短期モデルと海山列やトランスフォーム断層に基づく長期モデルは大差ない。したがって、300万年前を境に太平洋プレートの運動方向はさほど大きくは変化しなかったのではないかと推察される。

つぎに、フィリピン海プレートの運動ベクトルについて見てみよう。このモデルでは300万年前以降は現在のオイラー極と回転角速度を採用している。現在のオイラー極は北海道の北東方に位置しているため、オイラー極から見て南西に位置している南海トラフに沿って、フィリピン海プレートは北西に沈み込むことになる。ここで、フィリピン海プレートの運動ベクトルが300万年前を境にどのように変化したのかに注目したい。図5.1-2の一番下の図(500万年前)では、南海トラフに対して直交する方向に沈み込んでいたことが分かる。さらに、沈み込み速度も現在よりは小さかったことが示される。前者は、当時のオイラー極が三重会合点の東方に位置していたことに起因し、後者はオイラー極が近かったことが理由である。回転角速度は増加しておらず、実際には減少している(1.4→1.02°/m.y.)。これに対し、300万年前以降のオイラー極は南海トラフに対して北東方に位置するので、フィリピン海プレートの沈み込み方向がより西向きに変化した。また、オイラー極そのものがより北方に移動したためプレート速度は大きくなり、沈み込み速度が増すことになる。

さて、このプレート運動学の変化が日本列島の地殻変動にどのように影響したのだろうか。三重会合点で太平洋プレートが剪断されないとする制約条件は、言い換えるならば伊豆-小笠原海溝と日本海溝が常に接合していることを意味する。フィリピン海プレートの東端が伊豆-小笠原海溝で、伊豆-小笠原海溝の北端が三重会合点であるため、三重会合点の移動をコントロールしているのはフィリピン海プレートの運動である。三重会合点の移動は日本海溝の移動として直接反映され、東北日本弧の東端が日本海溝であるため、東北日本弧の移動をコントロールしているのはフィリピン海プレートということになる(高橋, 2006)。

ここで、300万年前以降のフィリピン海プレートの運動をみると、それまでと比べて北西に向きを変えている。その結果、伊豆-小笠原海溝→三重会合点→日本海溝と連結して、最終的には東北日本弧が西に移動していることが分かる。日本海は前期中新世に拡大した背弧海盆で、伸張変形した大陸地殻を散点的に残してはいるものの、海洋地殻も確認されている。日本海の拡大から既に1,000万年以上も経過していることから、いわゆるルートt則に基づけば、リソスフェアの厚さは30km程度と見積もられよう。

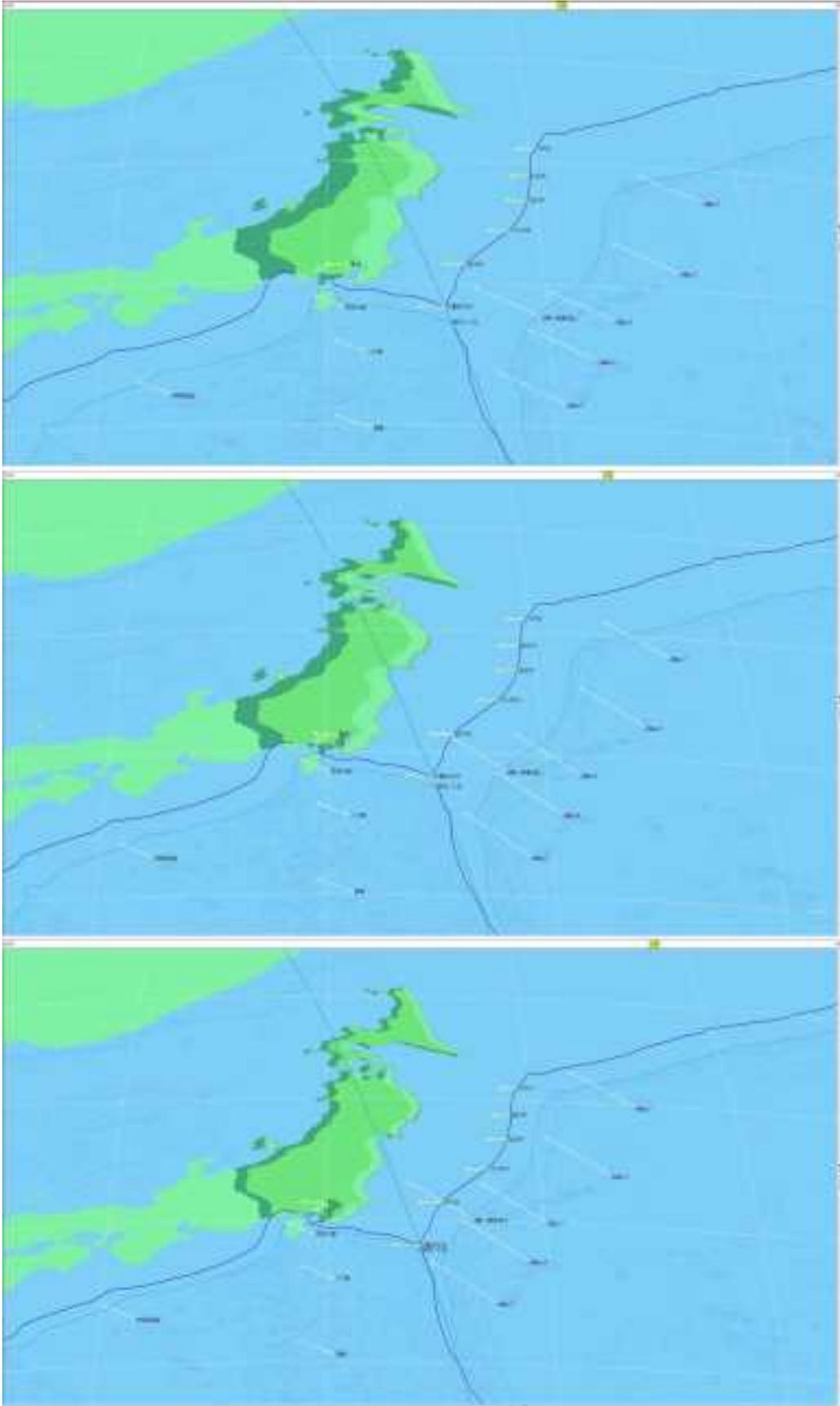


図 5.1-3 上から 300 万年前, 200 万年前, 100 万年前のプレート配置と運動ベクトル, ならびに日本海溝の移動の数値計算結果

大陸リソスフェアに比べて海洋リソスフェアは強度が大きいので、日本海域の地殻が大きく変形するとは考えられない。したがって、西に移動する東北日本弧では、島弧地殻そのものが東西に短縮せざるを得ない。

地震波トモグラフィの解析結果によると、沈み込む太平洋プレートから火山フロントに連続する地震波が減衰する領域が認められる (Nakajima *et al.*, 2001)。陸上の火山分布と合わせると、この減衰域にマグマの存在が強く示唆される。さらに、火山周辺の高い地温勾配等を総合するならば、火山フロントより背弧側の地殻は、前弧側の地殻に比べて温度が高く熱的に変形しやすいはずである。そのため、西に移動し東西に短縮する東北日本の島弧地殻は、背弧側（日本海側）に変形が集中すると予想される。地質学的に知られている秋田-新潟油田褶曲帯も測地学的に認められる日本海東縁ひずみ集中帯も、フィリピン海プレートの運動を原因とする島弧地殻の変形である。

2) 長期予測に関する課題

このように、日本海の拡大が終了した 1,500 万年前から現在までの東北日本弧のテクトニクスは、フィリピン海プレートの運動で説明することが可能である。とくに、フィリピン海プレートの運動が一定であっても、日本列島の地殻変動が変化することは重要な視点となる。これまでは、プレートの運動が変わらなければ、地殻変動は変化しないと暗黙裏に考えられてきた。しかしながら、プレートの枠組みが変われば地殻変動も転換することは言うまでもないが、一様なプレート運動でも、その出力である地殻変動が転換する可能性がある。実際、1,500~300 万年の期間、東北日本弧の地殻変動は比較的軽微であった。しかし、その前半は広い範囲が沈降して水没し、一方、後半は隆起に転じて陸域が広がっている。この期間、太平洋プレートはもちろん、フィリピン海プレートの運動も一定であった。300 万年前以降の地殻変動に比べればこの変化は小さいといえる。しかし、広域が水没するか隆起して陸化するかの違いは、日本列島の表層地質に対して極めて影響が大きい。

最後に、現段階で指摘できる課題を列記しておこう。ここで提示したモデルは日本列島のテクトニクスを説明する基本的枠組みを示したものであって、修正しなければならない要件がいくつもある。まず、日本海溝に沿っては造構性浸食 (tectonic erosion) の可能性が指摘されているが、もしその成分があるとするとその分だけ東北日本弧の西向き移動速度は減少する。実際、このモデルで計算された日本海溝の過去 300 万年間の西向き移動量は、東北日本弧の陸域・海域を含めた東西短縮量 (およそ 30km) よりかなり大きい。その差が日本海溝に沿う造構性浸食によるものなのかもしれない。

また、このモデルでは北アメリカプレートに属する北海道の東部を扱っていない。北海道の東部と北海道の西部の境界 (日高山脈) では、プレート衝突帯といえるほどの地殻変動は認められず、より地震活動が活発な日本海東縁に沿って新たなプレート境界が形成し始めていると言われている。北海道東部を北アメリカプレートとして独立に回転させ、一方、北海道の西部は西に移動する東北日本弧として移動させた場合、両者の相対運動は発散ではなく横ずれかわずかな収束であるはずである。この制約条件に基づき、日本海溝に沿う造構性浸食速度を見積もることが可能であろう。

さらに、伊豆-小笠原弧の火山弧に沿って進行する伸張テクトニクスも、このモデルに取り入れなければならない。伊豆-小笠原弧の背弧側では、八丈リフトや鳥島リフト、スミスリフトなどの伸張変形が進行しており、島弧の方向に続く正断層や無数の単成火山群が海底に発達している。伊豆前弧域はフィリピン海プレート本体に対して、背弧リフトによる伸張変形分だけ西向き速度が減少しているはずである。その結果、三重会合点の西向き移動速度も減少し、日本海溝の西向き移動速度も小さくなる。したがって、最終的には①伊豆背弧リフトの伸張変形を

取り入れ、②北海道中軸部での地殻変動を説明する回転角速度を東北日本弧の運動に与え、その結果計算された日本海溝の移動速度と東北日本弧東縁の移動速度の差が造構性浸食速度となる。これらのパラメーターをすべて導入し、日本列島の運動学的モデルの大枠が完成することになる。

しかしながら、ここまでのモデルはプレート運動学的モデルであり、日本列島に働く応力を計算するには、有限要素法など力学を取り入れたモデルを構築しなければならない。幸いそれらのモデルは、地球物理学において詳細な地殻強度断面に基づく検討がなされている。したがって、ここで示された運動学的モデルは、動力学モデルにおける境界条件を提示する役割を持つといえる。

3) 地質変動の原動力であるプレート運動の検討

日本列島の現在の短縮地殻変動の力学的枠組みは、フィリピン海プレートの運動に伴い伊豆-小笠原海溝が西に移動し、追従するように三重会合点および日本海溝も西に移動して東北日本弧を西に押し戻す。西に押し戻された東北日本弧は、固い日本海の海洋リソスフェアに阻まれ、島弧地殻は東西に短縮せざるを得ない。すなわち、フィリピン海プレートの運動が日本列島の東西短縮地殻変動の原因である（高橋，2006）。したがって、日本列島の地殻変動を生起させているのは太平洋プレートの運動そのものではなく、フィリピン海プレートの運動がそのスイッチのオン・オフを決めている。ゆえに、日本列島の地質学的将来予測を行うためには、フィリピン海プレートの将来の運動を予測し、その運動を上記力学モデルに導入して判断しなければならない。

フィリピン海プレートの将来の運動を予測することは非常に難しい。フィリピン海プレートに限らず太平洋プレートですら、将来の運動を予測することは困難である。その理由は、そもそも海洋プレートは、どちらの方向にどのような速さで移動するのか分からないからである。大局的には、海洋プレートは海嶺から海溝に向かって移動する。しかし、プレートの運動に伴って海嶺の位置は移動するため、例え海溝(沈み込み口)が一定であったとしても、プレートの形状は刻一刻と変化していく。その結果、海洋プレートの運動も少しずつ変化してしまう。実際、およそ4,500万年前以降は安定して運動を続けてきた太平洋プレートですら、そのオイラー極は連続的に移動していることが明らかにされている（Harada and Hamano, 2000）。オイラー極の移動はプレートの移動方向が変化していくことを示している。

とはいえ、日本海の拡大が終了した1,500万年前から第四紀の東西短縮地殻変動が開始した300万年前の1,200万年間についてみると、確かに太平洋プレートのオイラー極は少しずつ移動しているが、劇的な地殻変動の転換は起こっていない。太平洋プレートの大きさと沈み込み帯の広がりやを考慮するならば、日本列島の地殻変動を大きく変化・転換させるような事象が今後の数百万年程度の間には太平洋プレートに生じるとは考えにくい。したがって、日本列島の地殻変動の地質学的将来予測においては、フィリピン海プレートの運動や力学的枠組みの転換を考えるべきであろう。

図5.1-4は、太平洋プレートとフィリピン海プレートの現在の運動をそのまま将来まで延長し、三重会合点で日本海溝と伊豆-小笠原海溝が常に連続するとする制約条件で東北日本弧を移動させたものである。図は現在、100万年後のスナップショットで、黄色の矢印はそれぞれの地点の速度ベクトルである。フィリピン海プレートの運動が継続する限り東北日本弧は西に移動し、島弧地殻は東西に短縮し続けることになる。すなわち、日本周辺のプレート運動の枠組みが変わるまでは、今日の東西短縮地殻変動は継続し、内陸地震を伴いながら地形的起伏は成長を続ける。

ここで、フィリピン海プレートのオイラー極について考察してみよう。フィリピン海プレ

トの過去のオイラー極は三重会合点の東方に位置していて、1,500~300 万年間の 1,200 万年間に亘って日本列島の地殻変動は比較的静穏であった。そして、300 万年前にフィリピン海プレートのオイラー極が現在に位置（北海道の北東方）に移動すると、非常に強い東西短縮地殻変動が開始した。

ところで、ここではフィリピン海プレートのオイラー極が 300 万年前に、過去の位置から現在の位置に移動したとして数値計算を行っている。オイラー極の移動は地質学的時間スケールでも連続的に移動していくと予想されるが、現段階ではオイラー極を連続移動させるだけの制約条件がないからである。仮にフィリピン海プレートのオイラー極がある時点、例えば 300 万年前に移動を開始し、現在は北海道の北東方に位置していると考えてみよう。その場合、オイラー極が北上するにしたがって、三重会合点の西向き速度が増加することになる。

三重会合点の西向き移動速度の増加は、東北日本弧の東西短縮地殻変動が時間とともに強くなっていくことを意味する。日本列島の第四紀地殻変動が時間とともに強度を増してきたのかどうか、この視点で再検討し必要に応じて再調査（研究）する必要があるだろう。もしフィリピン海プレートのオイラー極が徐々に北に移動してきたとすると、日本列島の東西短縮地殻変動は時間とともに強くなっていくと考えられる。その結果、内陸地震は頻発し、現在隆起している山地の上昇速度は増すであろう。また、逆断層が卓越する東北日本弧は島弧全体が隆起していくと予想され、内陸部のみならず海岸域も上昇すると考えられる。いずれにせよ、日本列島の地質学的将来予測の鍵を握るのは、フィリピン海プレートの運動であるといえる。

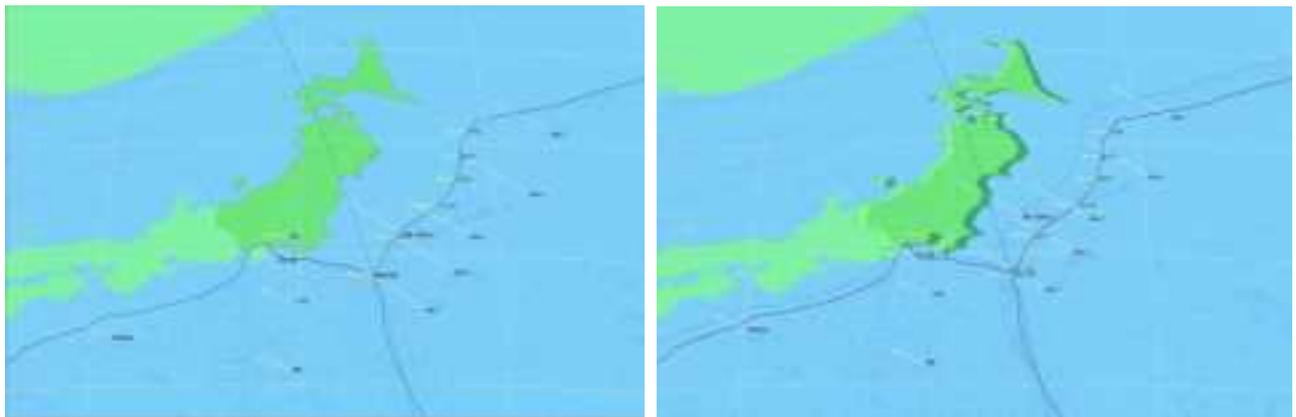


図 5.1-4 左図：現在，右図：100 万年後のプレート配置と運動ベクトル，
ならびに日本海溝の移動の数値計算結果

【引用文献】

Harada, Y. and Hamano, Y. (2000) Recent progress on the plate motion relative to hotspots. Geophysical Monograph, 121, "The History and Dynamics of Global Plate Motion", 327-338.

McKenzie, D. P. and Morgan, W. J. (1969) Evolution of triple junction. Nature, 5.1, 125-133.

Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and D. Zhao (2001), Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, Journal of Geophysical Research, 106, 21,843– 21,857.

高橋雅紀 (2006) フィリピン海プレートが支配する日本列島のテクトニクス. 地学雑誌, 115, 116-123.