JAEA-Research 2018-008

DOI:10.11484/jaea-research-2018-008

地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成28年度)

Annual Report for Research on Geosphere Stability for Long-term Isolation of Radioactive Waste in Fiscal Year 2016

石丸 恒存 安江 健一 浅森 浩一 國分(齋藤)陽子 丹羽 正和 渡邊 隆広 横山 立憲 藤田 奈津子 雑賀 敦 清水 麻由子 小川 大輝

Tsuneari ISHIMARU, Ken-ichi YASUE, Koichi ASAMORI, Yoko SAITO-KOKUBU Masakazu NIWA, Takahiro WATANABE, Tatsunori YOKOYAMA, Natsuko FUJITA Atsushi SAIGA, Mayuko SHIMIZU and Hiroki OGAWA

核燃料・バックエンド研究開発部門 東濃地科学センター

Tono Geoscience Center

Sector of Nuclear Fuel, Decommissioning and Waste Management Technology Development

December 2018

Japan Atomic Energy Agency

日本原子力研究開発機構

本レポートは国立研究開発法人日本原子力研究開発機構が不定期に発行する成果報告書です。 本レポートの入手並びに著作権利用に関するお問い合わせは、下記あてにお問い合わせ下さい。 なお、本レポートの全文は日本原子力研究開発機構ホームページ(http://www.jaea.go.jp) より発信されています。

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構 研究連携成果展開部 研究成果管理課7319-1195 茨城県那珂郡東海村大字白方 2 番地4 電話 029-282-6387, Fax 029-282-5920, E-mail:ird-support@jaea.go.jp

This report is issued irregularly by Japan Atomic Energy Agency. Inquiries about availability and/or copyright of this report should be addressed to Institutional Repository Section,

Intellectual Resources Management and R&D Collaboration Department, Japan Atomic Energy Agency.

2-4 Shirakata, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken 319-1195 Japan Tel +81-29-282-6387, Fax +81-29-282-5920, E-mail:ird-support@jaea.go.jp

© Japan Atomic Energy Agency, 2018

地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成28年度)

日本原子力研究開発機構 核燃料・バックエンド研究開発部門 東濃地科学センター

石丸 恒存, 安江 健一*, 浅森 浩一, 國分(齋藤) 陽子, 丹羽 正和, 渡邊 隆広, 横山 立憲, 藤田 奈津子, 雑賀 敦, 清水 麻由子, 小川 大輝*1

(2018年8月28日受理)

本報は、高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発のうち、深地層の科学的研究の一環として実施している地質環境の長期安定性に関する研究について、第 3 期中長期目標期間(平成27 年度~平成33 年度)における平成28 年度に実施した研究開発に係る成果を取りまとめたものである。第 3 期中長期目標期間における研究の実施にあたっては、最終処分事業の概要調査や安全審査基本指針等の検討・策定に研究成果を適時反映できるよう、(1)調査技術の開発・体系化、(2)長期予測・影響評価モデルの開発、(3)年代測定技術の開発の三つの枠組みで進めている。本報では、それぞれの研究分野に係る科学的・技術的背景を解説するとともに、主な研究成果及び今後の課題等について述べる。

東濃地科学センター: 〒509-5102 岐阜県土岐市泉町定林寺 959-31

^{※1} 技術開発協力員

^{*} 現所属 国立大学法人富山大学

Annual Report for Research on Geosphere Stability for Long-term Isolation of Radioactive Waste in Fiscal Year 2016

Tsuneari ISHIMARU, Ken-ichi YASUE*, Koichi ASAMORI, Yoko SAITO-KOKUBU, Masakazu NIWA, Takahiro WATANABE, Tatsunori YOKOYAMA, Natsuko FUJITA, Atsushi SAIGA, Mayuko SHIMIZU and Hiroki OGAWA*1

Tono Geoscience Center

Sector of Nuclear Fuel, Decommissioning and Waste Management Technology Development

Japan Atomic Energy Agency

Izumi-cho, Toki-shi, Gifu-ken

(Received August 28, 2018)

This annual report documents the progress of research and development (R&D) in the 2nd fiscal year during the Japan Atomic Energy Agency (JAEA) 3rd Mid- and Long-term Plan (fiscal years 2015-2021) to provide the scientific base for assessing geosphere stability for long-term isolation of the high-level radioactive waste. The planned framework is structured into the following categories: (1) Development and systematization of investigation techniques, (2) Development of models for long-term estimation and effective assessment, (3) Development of dating techniques. In this report, the current status of R&D activities with previous scientific and technological progress is summarized.

Keywords: Geosphere Stability, Investigation Technique, Development of Model, Dating Technique

[※]1 Collaborating Engineer

^{*} Now at University of Toyama

目 次

1.	はじめに	1
2.	研究成果の概要	4
3.	平成 28 年度の研究成果・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	6
	3.1 調査技術の開発・体系化	6
	3.1.1 断層の活動性に係る調査技術	6
	3.1.2 地殻構造の高空間分解能イメージング技術	12
	3.1.3 深部流体の分布に関する調査技術	20
	3.2 長期予測・影響評価モデルの開発	27
	3.2.1 稀頻度自然現象による地質環境への影響の評価技術	27
	3.2.2 時間スケールに応じた地圏環境変動の予測技術	37
	3.3 年代測定技術の開発	44
	3.3.1 ウラン系列放射年代測定法の実用化	44
	3.3.2 光ルミネッセンス(OSL)年代測定法の実用化	53
	3.3.3 アルミニウム-26(26Al)年代測定法, 塩素-36(36Cl)年代測定法の実用化	59
	3.3.4 希ガス同位体を用いた地下水年代測定法の実用化	64
	3.3.5 高分解能のテフラ同定手法の開発	68
	3.3.6 地質試料を対象とした年代測定法及び化学分析手法の高度化	77

Contents

1. Introduction ·····	1
2. Overview of R&D progress·····	4
3. Progress of R&D in FY2016 ······	6
3.1 Development and systematization of investigation techniques ······	6
3.1.1 Investigation techniques for evaluation of fault activities ······	6
3.1.2 Investigation techniques for high-resolution imaging of crustal heterogeneity	12
3.1.3 Investigation techniques for detection of geofluids······	20
3.2 Development of models for long-term estimation and effective assessment ·······	27
3.2.1 Models of geological environment for extremely low-frequency events ······	27
3.2.2 Development of estimation and evaluation techniques for natural phenomena of vo	-
	37
3.3 Development of dating techniques ·····	44
3.3.1 Practical use of Uranium-series dating method ·····	44
3.3.2 Practical use of Optically Stimulated Luminescence dating method·····	53
3.3.3 Practical use of Aluminium-26 and Chlorine-36 dating methods	59
3.3.4 Development of groundwater dating method with noble gases ······	64
3.3.5 Development of high-resolution tephrochronology · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	68
3.3.6 Development of methods of dating and chemical analysis for geological samples ···	77

JAEA-Research 2018-008

図リスト

凶 3.1.1-1	回転式局速男断摩擦試験機と,本研究における試料のセット方法の概要	9
図 3.1.1-2	. 高速摩擦試験後の試料とその薄片	10
図 3.1.1-3	周囲が暗褐色~黒色の石英粒子(a)と、その反射電子組成像(b)	10
図 3.1.2-1	Morlet ウェーブレット・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	16
図 3.1.2-2	! 九州南部地域 測点 111 における見掛比抵抗・位相曲線	16
図 3.1.2-3	- 長野県北部 測点 113 における見掛比抵抗・位相曲線	17
図 3.1.2-4	- 紀伊半島西部 測点 303 における見掛比抵抗・位相曲線	17
	九州地方における地震基盤面の深さ分布・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	
図 3.1.3-2	/ 深さ 25km における S 波速度偏差及び MT 法観測点分布	24
	測線 A 及び測線 B における二次元比抵抗構造	
	二次元有限要素法によるシミュレーションに用いたモデル	
	. 二次元有限要素法による粘弾性シミュレーション結果	
	モデル領域と構造及び媒質	
	・モデルに与えた変位速度境界条件・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	
	30,000 年経過時のせん断ひずみ速度の深さ方向の分布	
	ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果 ······	
	. ジルコン Ybr157 の U-Pb 年代測定結果 ······	
	鍾乳石試料 AK-1 の同位体イメージングの結果	
	KNG コアの柱状図・・・・・	
	OSL•TL 信号の特徴 ······	
	OSL 信号のピーク強度比 ·····	
	³ He/ ⁴ He ピーク強度比	
	北海道のテフラの火山ガラス化学組成散布図・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	
	東北〜九州地方のテフラの火山ガラス化学組成散布図	
	ペレトロン年代測定装置における AGE3 の概要 ·····	
図 3.3.6-2	! ペレトロン年代測定装置における少量試料の ¹⁴ C 測定結果	80

JAEA-Research 2018-008

表リスト

表 3.1.1-1	高速摩擦試験の実験条件	٠9
表 3.2.1-1	二次元有限要素法に用いた物性値・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	31
表 3.3.5-1	北海道~東北地方から採取されたテフラの記載	70
表 3.3.5-2	関東地方以西から採取されたテフラの記載	71
表 3.3.5-3	火山ガラスの化学分析値	72

1. はじめに

日本列島は、プレートの収束帯に位置しており、安定大陸に比べて地殻変動や火成活動が活発であることから、我が国における地層処分の概念は、「長期的な安定性を備えた幅広い地質環境」に「性能に余裕をもたせた人工バリア」を設置するという特徴を有する(核燃料サイクル開発機構、1999¹⁾:以下、「第2次取りまとめ」)。すなわち、第一に自然現象によって地層処分システムに期待される物理的な隔離機能が損なわれる恐れがないようなサイトを選ぶことが前提となる。さらに、サイト固有の地質環境や想定されるそれらの長期的な変化を見込んだ上で、合理的な地層処分システムを構築し、長期的な安全性を確認することが必要となる。そのためには、サイトやその周辺においてマグマの貫入・噴火や断層運動に伴う岩盤の破壊等、地層処分システムに著しい影響を及ぼす現象が発生する可能性のほか、地殻変動等によって生じる地質環境(例えば、熱環境、力学場、水理場、化学場)の長期的な変化を予測・評価しておくことが重要となる。日本原子力研究開発機構(以下、「原子力機構」)では、1988年より「深地層の科学的研究」の一環として、これらの調査・評価に係る研究開発(地質環境の長期安定性に関する研究)を進めてきた。

このうち、1999年11月に報告した第2次取りまとめでは、関連する地球科学の分野に蓄積された情報 や知見を分析するとともに, 地層や岩石の年代測定等を補足的に実施し, 過去から現在までの活動の中 に認められる傾向や規則性に基づいて、自然現象の将来の活動の可能性や変動の規模等を検討した。 その結果, 地層処分に適した安定な地質環境が我が国にも広く存在し得るとの見通しが得られた。また, その科学的な根拠となる基盤情報として、活断層や第四紀火山、海成段丘の分布・形成年代等に関す る全国レベルでのデータベースを整備してきた(核燃料サイクル開発機構, 19992)。第2次取りまとめ以 降については,「特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律」³⁾(以下,「最終処分法」)の成立や実施 主体の設立等,我が国の地層処分計画が事業の段階に進展したことを踏まえ,最終処分法に定められ た最終処分施設の建設スケジュールや段階的な選定要件等を念頭に置きつつ, 特に第 2 次取りまとめ やその評価(例えば, 原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会, 2000⁴⁾; OECD/NEA, 1999⁵⁾)の 過程で明らかにされた研究課題に焦点をあてて研究を進めてきた。さらに、2002年には原子力安全委員 会から文献調査段階の予定地の選定に係る要件となる「高レベル放射性廃棄物の概要調査地区選定 段階において考慮すべき環境要件について」の(以下,「環境要件」)が示されたが,実施主体ではこれら を受けて「概要調査地区選定上の考慮事項」(原子力発電環境整備機構、20027)(以下,「考慮事項」) を公表した。その一方で,「高レベル放射性廃棄物処分の安全規制に係る基盤確保に向けて」(総合資 源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会、20038)や「放射性廃棄物処理・処 分に係る規制支援研究について」(総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小 委員会、20099)等により、安全規制にとって重要な研究分野や課題が示される等、研究開発を進めてい く上での方向性や研究課題がさらに明確にされてきた。

しかしながら、2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震及び福島第一原子力発電所の事故に伴い、我が国の原子力政策や地層処分技術に関する研究開発を取り巻く状況が大きく変化した。「今後の高レベル放射性廃棄物地層処分に係る取組ついて(見解)」(原子力委員会、2012¹⁰)では、「高レベル放射性廃棄物の処分に関する取組について(回答)」(日本学術会議、2012¹¹)を踏まえ、現段階での地球科学分野の最新の知見を考慮しつつ、地層処分の実現可能性について調査研究し、その成果を国民と共有すべきとの指摘がなされた。さらに、「今後の原子力研究開発の在り方について(見解)」(原子力委員会、2012¹²)では、処分施設立地地域の地質条件を保守的に予想した上で、十分に安全を確保していくことができる処分技術の確立に向けて研究開発を推進していくべきとしている。このような背

景のもと、総合資源エネルギー調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会では、地層処分技術ワーキンググループを設置し、専門家による地層処分技術の再評価と今後の研究開発課題の検討が行われ、「最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価」(総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術ワーキンググループ、2014¹³)が取りまとめられた。その結果、地層処分にとって好ましい地質環境特性を有する地域が我が国にも存在することが改めて示された。しかしながら、地層処分の技術的信頼性を向上させるため、今後の地層処分事業の取り組みと平行した研究開発の必要性も併せて示された。

これらの背景や状況,第2期中期目標期間(平成22年度~平成26年度)における研究開発の成果,さらには関係研究機関や大学等で行われている研究の動向等も踏まえて,「地質環境の長期安定性に関する研究」基本計画一第3期中長期計画「4)を策定した。現時点において国による申し入れや応募等もなされておらず,特定の地質やサイト(テクトニックセッティング)が選定されていないことから,第3期中長期計画においてはこれまでに引き続き,高レベル放射性廃棄物の地層処分事業における概要調査や国の安全規制における安全審査基本指針等の検討・策定に研究成果を反映できるよう,概要調査等に必要となる,①自然現象に関する過去の記録や現在の状況を調査するための体系的な技術の整備(調査技術の開発・体系化),変動シナリオを考慮した安全評価の基盤となる,②将来の自然現象に伴う地質環境の変化を予測・評価するための手法の整備(長期予測・影響評価モデルの開発)のほか,③最先端の分析装置等を用いた放射年代測定や鍵層の高分解能同定法等による編年技術の高度化(年代測定技術の開発)の3つのカテゴリーで研究開発を進めている。本報は、これら3つのカテゴリーに従い、第3期中長期目標期間の2年目である平成28年度の研究成果を取りまとめた報告書であり、それぞれの研究において科学的・技術的背景を解説するとともに、課題を克服するための実施内容、研究成果、今後の課題等について報告する。

参考文献

- 1) 核燃料サイクル開発機構,わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—総論レポート,JNCTN140099-020,1999,634p.
- 2) 核燃料サイクル開発機構,わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—分冊1わが国の地質環境,JNC TN1400 99-021, 1999, 559p.
- 3) 特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律(平成12年法律第117号),2000.
- 4) 原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会, 我が国における高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の技術的信頼性の評価, 2000, 32p.
- 5) OECD/NEA, International Peer Review of the Main Report of JNC's H12 Project to Establish the Technical Basis for HLW Disposal in Japan, NEA/RWM/PEER(99)2, 1999.
- 6) 原子力安全委員会, 高レベル放射性廃棄物の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境 要件について, 2002, 21p.
- 7) 原子力発電環境整備機構, 概要調査地区選定上の考慮事項, 2002, 27p.
- 8) 総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会, 高レベル放射性廃棄

物処分の安全規制に係る基盤確保に向けて,2003,108p.

- 9) 総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会, 放射性廃棄物処理・ 処分に係る規制支援研究(平成22年度~平成26年度)について,2009,40p.
- 10) 原子力委員会, 今後の高レベル放射性廃棄物の地層処分に係る取組について(見解), 2012, 9p.
- 11) 日本学術会議, 高レベル放射性廃棄物の処分について, 2012, 36p.
- 12) 原子力委員会, 今後の原子力研究開発の在り方について(見解), 2012, 15p.
- 13) 総合資源エネルギー調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会地層処分技術ワーキンググループ,最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価ー地質環境特性および地質環境の長期安定性について-,2014,61p.
- 14) 梅田浩司,安江健一,國分(齋藤)陽子,丹羽正和,浅森浩一,藤田奈津子,清水麻由子,島田 顕臣,松原章浩,田村肇,横山立憲,渡邊隆広,徳安佳代子,濱友紀,「地質環境の長期安定 性に関する研究」基本計画一第3期中長期計画(平成27年度~平成33年度),JAEA-Review 2015-012, 2015, 43p.

2. 研究成果の概要

調査技術の開発・体系化においては、候補地が有する地質環境が最終処分法による段階的な処分 地の選定要件や原子力安全委員会による環境要件等に適合するか否かを判断するための情報(データ) を、概要調査等を通じて取得するための技術基盤を整備することを目的とする。本報では、この調査技 術の開発・体系化として進めている次の研究開発課題について報告する。

- ① 「断層の活動性に係る調査技術」
- ② 「地殻構造の高空間分解能イメージング技術」
- ③ 「深部流体の分布に関する調査技術」

①「断層の活動性に係る調査技術」では、断層の活動性評価の鍵となるような断層内物質の特徴を抽出するため、人工試料による断層運動を模擬した高速摩擦試験に着手した。②「地殻構造の高空間分解能イメージング技術」では、地殻深部までの探査が可能な地磁気・地電流(MT)法について、比抵抗構造解析の精度低下の原因となる直流電車ノイズを観測データから除去する手法を検討し、連続ウェーブレット変換を用いたデータ処理手法が有効である可能性を示した。③「深部流体の分布に関する調査技術」では、九州地方の前弧域を事例として、MT法により二次元比抵抗構造を推定するとともに、地震波トモグラフィによって推定された三次元地震波速度構造との対比を通じて前弧域における深部流体賦存域の分布やその成因について検討し、スラブの脱水に関連する深部流体賦存域の形成や分布には、沈み込むスラブの年代が関与している可能性を示した。

長期予測・影響評価モデルの開発では、自然現象を発端とする様々な地質環境への影響に係るシナリオについて、そのシナリオの発生可能性や地質環境の変動幅を予測結果に内在する不確実性を含めて示すための手法の整備を目的としている。これらは、変動シナリオを考慮した安全評価と密接に関連する。本報では、長期予測・影響評価モデルの開発として進めている次の研究開発課題について報告する。

- ① 「稀頻度自然現象による地質環境への影響の評価技術」
- ②「時間スケールに応じた地圏環境変動の予測技術」

①「稀頻度自然現象による地質環境への影響の評価技術」では、2011 年東北地方太平洋沖地震に伴って活動を開始した群発地震の活動域を事例とした地殻変動シミュレーションにより、その発生や周囲で生じる応力場や隆起には深部流体の存在が関与している可能性を示した**」。②「時間スケールに応じた地圏環境変動の予測技術」では、九州南部のせん断帯を事例とした三次元地殻変動シミュレーションにより、測地観測によって推定された局所的な地殻変動が定性的に再現できることを確認した。これらの成果は、地殻内の粘弾性不均質がその周辺の局所的な地殻変動に関与していることを示唆するとともに、地殻変動シミュレーションにはそれらを考慮することが有効であるとの見通しが得られた**」。

年代測定技術の開発では、将来予測の科学的基盤となる過去の断層運動・火成活動が発生した時期 や隆起・侵食の速度等を精度良く把握するための放射年代測定法を含めた編年技術を整備することを 目的としている。本報では、年代測定技術の開発として進めている次の研究開発課題について報告す る。

注1) 本課題では、平成28年度地層処分技術調査等事業として、経済産業省資源エネルギー庁から原子力機構が受託して実施した成果 (原子力機構、2017¹⁾)の一部を使用した。

- ①「ウラン系列放射年代測定法の実用化」
- ② 「光ルミネッセンス(OSL)年代測定法の実用化」
- ③ 「アルミニウム-26(26AI)年代測定法, 塩素-36(36CI)年代測定法の実用化」
- ④ 「希ガス同位体を用いた地下水年代測定法の実用化」
- ⑤ 「高分解能のテフラ同定手法の開発」
- ⑥ 「地質試料を対象とした年代測定法及び化学分析手法の高度化」

①「ウラン系列放射年代測定法の実用化」では、ジルコン試料 FC1 の U-Pb 年代測定を通じて、レーザーアブレーション付きマルチコレクター誘導結合プラズマ (LA-ICP) 質量分析計による U-Pb 年代測定の妥当性を確認し、その測定手法を整備した誰り。②「光ルミネッセンス (OSL) 年代測定法の実用化」では、河川堆積物とその後背地の岩体との関係が比較的明瞭な地域の基盤岩を事例対象とした OSL 及び TL信号特性の比較を通じて、堆積物中の石英に最適な OSL 年代測定法の整備に向けた検討を進めた誰り。③「アルミニウム-26(26AI) 年代測定法、塩素-36(36CI) 年代測定法の実用化」では、より高精度な 26AI 年代測定を行うための試料調製法の改良やビームの安定化に関する検討のほか、36CI 年代測定法の整備に向けた情報収集及び装置構成に関する仕様の検討を進めた。④「希ガス同位体を用いた地下水年代測定法の実用化」では、試料採取容器と模擬地下水として作製した標準水試料を用いて、地下水試料の精製、分離及び測定の手順を確立した誰り。⑤「高分解能のテフラ同定手法の開発」では、鮮新一更新世テフラカタログの整備に向けて、北海道~東北地方のテフラ等の既存試料を用いた分析を進め、それらの特徴と火山ガラス主成分元素組成を整理した。⑥「地質試料を対象とした年代測定法及び化学分析手法の高度化」では、年代測定法の高度化として14Cと10Be測定の前処理手法の改良、化学分析手法の高度化としてキレート樹脂による微量元素濃縮手法と妨害元素除去方法の改良を実施した誰り。

参考文献

1) 日本原子力研究開発機構, 平成 28 年度 地層処分技術調査等事業 報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2017, http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/20 16/28fy tyoukianteisei-1.pdf (参照: 2018 年 6 月 22 日).

3. 平成28年度の研究成果

- 3.1 調査技術の開発・体系化
- 3.1.1 断層の活動性に係る調査技術

(1) はじめに

断層の活動性評価として最も受け入れられている手法は、断層を被覆する堆積物の年代を放射性炭素年代測定やテフラ分析等によって明らかにし、堆積物と断層との切断関係から、断層の最新活動時期を推定する手法(上載地層法)である。しかし、ボーリングや坑道等の掘削によって地下で遭遇した基盤岩中の断層のように、断層の最新活動時期を制約する被覆層との関係が明らかでない場合、上載地層法によって断層の活動性を評価することが困難となる。本研究では、そのような断層にも適用できる活動性評価手法の確立を目的として、断層内物質(断層岩や割れ目充填鉱物等)の構造地質学、鉱物学、地球化学、年代学的解析に基づく検討を行う。

(2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

Spray(1987)¹⁾により高速・大変位という条件の下での岩石の摩擦実験が開始されて以降, 断層運動と物質変化の関係を明らかにするための試みが行われてきた。Spray(1987)¹⁾の研究は, 変輝緑岩(metadolerite)を用いて高速かつ大変位条件下で摩擦実験を行い, 摩擦熔融で形成された実験試料において, 天然のシュードタキライトの組織及び組成上の特徴をほぼ再現するものであった。

その後、嶋本・堤(1994)²⁾によって、摩擦加熱やそれに伴う熔融が断層の力学的性質に与える影響を調べる目的で新しい回転式高速摩擦試験機が開発されて以降、断層における「すべり軟化」(数 cm から数十 cm 以上に達するすべりを伴いながら摩擦係数が著しく低下する現象)や、「速度弱化」(すべり速度が数 cm/s に達すると急激に摩擦強度が減少する現象)が確認されたこと(例えば、Di Toro et al., 2011³))をはじめ、多くの研究成果が生み出された。

断層運動に伴う物質変化を、天然と実験の両方で捉えた研究も報告されている。例えば Boutareaud et al. (2008) がは、高速条件下ですべり軟化を経験した断層岩の内部に、細粒な破砕岩片・鉱物片の周りを粘土質物質が同心円状に取り囲んだ雪だるま様の組織(clay-clast aggregates, CCA)が存在することを報告した。そして、これと同様の組織が台湾の車籠埔断層(1999 年の台湾集集地震によって活動したとされる断層)の断層内物質に認められることが明らかになった(Boullier et al., 2009 5)。後に、CCA は mm/s オーダーの低速のすべりでも生じることが報告されている(Han and Hirose, 2012 6)。

一方, 断層運動に伴う鉱物組成の変化の例として, 大橋・小林 (2008)⁷⁾は, 跡津川断層系の牛首断層において断層ガウジ中に石墨(グラファイト)が濃集していることを発見し, 後に摩擦実験に基づき, 炭素を含む鉱物が断層運動によってグラファイト化し得ることを示した(Oohashi *et al.*, 2011⁸⁾)。

清水ほか(2015)%は、活断層の断層岩の鉱物学的・地球化学的特徴を明らかにすることを目的として、六甲淡路断層帯を構成する五助橋断層から採取された試料を用いて X 線顕微鏡(XGT)や電子プローブマイクロアナライザ(EPMA)を用いた元素マッピング等の化学分析を行った。その結果、一部の岩片・鉱物を取り囲むような局所的な Mn の濃集を確認した。清水ほか(2015)%はこの結果について、断層岩の全岩化学組成のデータからは Mn の濃集が捉えられないことを踏まえ、この濃集は流体移動によって外部から新しく Mn が付加したものではなく、断層運動に伴う Mn 含有鉱物(例えば、黒雲母等)の破砕・

変質によって溶脱した Mn が局所的に濃集したと考察した。断層岩における Mn の濃集については、大谷ほか(2012, 2014) 10) 11)による報告例があり、断層の活動性評価の指標となる可能性を指摘している。これを検証するためには、熱水活動や風化等の断層運動以外のメカニズムによる類似の現象との区別が必要である。

CCA の形成のような岩石組織の変化,グラファイト形成等の鉱物組成の変化,Mn 濃集等の化学組成変化といった現象と断層運動に伴う破砕との相関関係について検証するためには,断層内物質の模擬試料に対して高速摩擦試験を行い,どのような条件でこれらの現象が再現されるかを確認することが有効な手段の一つとなり得る。

(3) 実施内容・結果

本研究では、断層内物質を模擬するように鉱物組成を調整した人工試料に対して断層運動を模擬した高速摩擦試験を実施した。試験後の断層内物質の組織観察や化学分析を行うことにより、実際の断層に対する活動性評価の鍵となるような特徴を捉えることを目指す。高速摩擦試験には、山口大学の回転式高速剪断摩擦試験機(嶋本・堤、1994²))を用いた(図 3.1.1-1)。

天然の断層内物質は様々な種類の鉱物を含んでいる場合が多く、これをそのまま再現するように人工 試料を調製すると、断層運動とそれに伴う変化の因果関係を特定することが困難になることが想定される。 そのため、実験系を極力単純にする目的で、本研究では石英と黒雲母の2種類の鉱物の標準試料を混 合することにより断層内物質の模擬試料を調製した。黒雲母は Mn を含む主要造岩鉱物の一つであり、 前述の断層岩における Mn の濃集の様子が検証できることが期待される。また,高速摩擦試験では断層 内物質に蒸留水や標準液を添加することで含水条件の試験も行った。今回添加する標準液は, 1000mg/L の Mn 標準液とした。標準液を添加する目的は、断層中の水の組成の違いが断層運動に伴う 断層内物質の化学的変化に及ぼす影響を明らかにすることである。辻ほか(1997)12)によれば、清水ほか (2015)⁹の試料採取地域である六甲淡路断層帯周辺に湧出する有馬型温泉水の Mn 濃度は高くても 100 mg/L に満たないが, 今回はそれよりも高濃度の 1000 mg/L Mn 標準液を用いることとした。これは, ま ず極端な条件下での実験を行うことにより、化学的変化を把握しやすくするためである。また、天然の断 層中に存在する水には様々な元素が含まれているが、鉱物組成と同様、断層運動とそれに伴う変化の 因果関係を特定しやすくする目的で、1 元素のみの標準液を添加することとした。 断層内物質を挟む岩 石(母岩)には、清水ほか(2015)ので対象とした断層の母岩である花崗岩に加え、砂岩も用いることとした。 これにより母岩の透水性による変化の違いを検討できると考えられる。回転速度は地震性すべりを想定し た速度、軸圧は地表付近の断層を想定した大きさとした。以上のような条件をそれぞれ変化させて様々 なパターンの高速摩擦試験を行った(表 3.1.1-1)。

試験後に試料を回収し、母岩の間に樹脂を注入して断層内物質を固定した上で薄片を作製した(図3.1.1-2)。薄片作製の際は、全ての試料について、母岩の断面の中心から8 mmの箇所で断層面に垂直に切断した。作製した薄片に対して、偏光顕微鏡や走査型電子顕微鏡による観察を実施した。清水ほか(2015)9で確認された断層岩の Mn の濃集部分は、偏光顕微鏡(オープンニコル)で観察すると暗褐色~黒色であることから、本研究では作製した薄片に対して初めに偏光顕微鏡観察を行い、類似した組織を探索した。また、その他の変形構造や変色の見られる箇所にも着目して観察を実施した。その結果、表3.1.1-1の No.22 の試験後の試料において、模擬の断層内物質の中に図3.1.1-3a のような周囲が暗褐色~黒色を呈する石英粒子が認められた。この試験は、断層内物質として石英と黒雲母を質量比1:1で混合したものを、また母岩として花崗岩を用い、1000 mg/L の Mn 標準液を1mL 添加した上で、すべり速度1.0 m/s、垂直応力3 MPa、変位量10 mという条件の下で行ったものである。図3.1.1-3a に示す組織

の反射電子組成像(図 3.1.1-3b)からは、石英粒子の周囲に石英中の元素よりも原子番号の大きい元素を含む物質が存在していることが確認できた。このことから、この石英粒子の周囲には破砕した黒雲母が付着している可能性がある。このような組織は、上述の既往研究(Boutareaud et al., 2008⁴); Boullier et al., 2009⁵)など)で確認されている CCA に非常によく類似している。

(4) 主な成果と課題

今年度は、高速摩擦試験を実施し、試験後の試料の一部に対して偏光顕微鏡や電子顕微鏡による組織観察を行った。その結果、天然の断層内物質で報告されているCCAに類似した組織の形成が確認できた。今後は他の試料に対しても試料の観察や分析を進め、CCAが形成される条件について考察し、断層が地震性すべりを経験したことの証拠となりうるか否かについて検討を進めていく予定である。もし地震性すべりの証拠とすることができれば、断層の活動履歴に制約を与えることができる可能性がある。また、実際に露頭から採取した天然の断層内物質に対する実証試験も今後の課題である。

回転式高速剪断摩擦試験機



試験機のスペック

◆ 最高回転速度 1500 rpm

◆ 最大軸荷重 10 kN

◆ 変位量 無制限

(嶋本・堤, 19942))

試料のセット

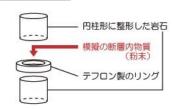


図 3.1.1-1 回転式高速剪断摩擦試験機と,本研究における試料のセット方法の概要

表 3.1.1-1 高速摩擦試験の実験条件

	Material		Added water				Normal			
No.	Quartz [wt%]	Biotite [wt%]	Amount [mL]	Composition	Rock type	Rock type	Slip Rate [m/s]	Stress [MPa]	Displacement [m]	Remarks
1	50	50	_	_	Granite	1.0	1	30		
2	95	5	_	_	Granite	0.3	1	30		
3	50	50	1	distilled water	Granite	1.0	1	30		
4	95	5	1	distilled water	Granite	1.0	1	30		
5	50	50	1	distilled water	Sandstone	1.0	1	30		
6	95	5	1	distilled water	Sandstone	1.0	1	30		
7	50	50	_	_	Granite	_	1	_	compaction	
8	95	5		_	Granite	_	1	_	compaction	
9	100	0		_	Granite	1.0	1	30		
10	0	100	_	_	Granite	1.0	1	30		
11	100	0	_	_	Granite	1.0	3	10		
12	0	100	_	_	Granite	1.0	3	10		
13	100	0	1	distilled water	Granite	1.0	1	30		
14	0	100	1	distilled water	Granite	1.0	1	30		
15	100	0	1	distilled water	Granite	1.0	3	10		
16	0	100	1	distilled water	Granite	1.0	3	10		
17	100	0	1	Mn 1000 ppm	Granite	1.0	3	10		
18	0	100	1	Mn 1000 ppm	Granite	1.0	3	10		
19	50	50	_	_	Granite	0.3	1	30		
20	50	50	_	_	Granite	1.0	3	10		
21	50	50	1	distilled water	Granite	1.0	3	10		
22	50	50	1	Mn 1000 ppm	Granite	1.0	3	10		



図 3.1.1-2 高速摩擦試験後の試料とその薄片

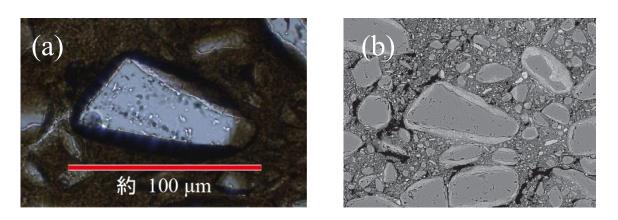


図 3.1.1-3 周囲が暗褐色~黒色の石英粒子(a)と、その反射電子組成像(b)

参考文献

- 1) Spray, J. G., Artificial generation of pseudotachylyte using friction welding apparatus: simulation of melting on a fault plane, Journal of Structural Geology, vol.9, no.1, 1987, pp.49-60.
- 2) 嶋本利彦, 堤 昭人, 新しい回転式高速剪断摩擦試験機: その基本設計と研究目的, 構造地質, vol.39, 1994, pp.6-785.
- 3) Di Toro, G., Han, R., Hirose, T., De Paola, N., Nielsen, S., Mizoguchi, K., Ferri, F., Cocco, M., Shimamoto, T., Fault lubrication during earthquakes, Nature, vol.471, no.7339, 2011, pp.494-498.
- 4) Boutareaud, S., Calugaru, D. G., Han, R., Fabbri, O., Mizoguchi, K., Tsutsumi, A., Shimamoto, T., Clay-clast aggregates: A new textural evidence for seismic fault sliding?, Geophysical Research Letters, vol.35, 2008.
- 5) Boullier, A. M., Yeh, E. C., Boutareaud, S., Song, S. R., Tsai, C. H., Microscale anatomy of the 1999 Chi-Chi earthquake fault zone, Geochemistry, Geophysics, Geosystem, vol.10, no.3, 2009.
- 6) Han, R., Hirose, T., Clay-clast aggregates in fault gouge: An unequivocal indicator of seismic faulting at shallow depths?, Journal of Structural Geology, vol.43, 2012, pp.92-99.
- 7) 大橋聖和, 小林健太, 中部地方北部, 牛首断層中央部における断層幾何学と過去の運動像, 地質学雑誌, vol.114, no.1, 2008, pp.16-30.
- 8) Oohashi, K., Hirose, T., Shimamoto, T., Shear-induced graphitization of carbonaceous materials during seismic fault motion: Experiments and possible implications for fault mechanics, Journal of Structural Geology, vol.33, no.6, 2011, pp.1122-1134.
- 9) 清水麻由子, 丹羽正和, 田中義浩, 青木和弘, 亀高正男, 六甲断層・五助橋断層の断層岩における化学組成変化, 日本地質学会学術大会講演要旨, 2015, R12-P-14.
- 10) 大谷具幸, 山下光将, 小嶋 智, 若居勝二, 各務和彦, 2011年4月11日福島県浜通りの地震で地 表に現れた断層ガウジと元素移動の関係, 日本地質学会学術大会講演要旨, 2012, R14-O-11.
- 11) 大谷具幸, 河野雅弘, 小嶋 智, 前期更新世までに活動を停止した断層における破砕帯の鉱物学的・地化学的特徴, 日本地質学会学術大会講演要旨, 2014, R15-O-12.
- 12) 辻 治雄, 山崎良行, 栗野則男, 茶山健二, 寺西 清, 磯村公郎, 市橋啓子, 有馬温泉に湧出する有馬型温泉水の水質に関する研究: 主溶存成分及び微量溶存成分について, 温泉科学, vol.47, no.1, 1997, pp.1-13.

3.1.2 地殻構造の高空間分解能イメージング技術

(1) はじめに

将来の地層処分システムに重大な影響を及ぼす可能性がある現象(例えば, 断層運動, マグマ活動) の潜在的なリスクを排除するためには, 地表からの調査の段階において, 地下深部における震源断層や流体(溶融体を含む)等の存否や構造をあらかじめ確認しておくための調査技術が必要となる。特に, 地殻中部に存在する微小地震の集中域や地殻深部に流体等が存在するような領域の付近では, 将来の活動によって, 地殻浅所まで破断が進展することやそれに伴って地下深部の流体が流入する可能性も考えられるため, ここでは, これらに関連する地下深部の不均質構造を把握するための技術基盤の整備を進める。

一般に、断層の地下構造(地下の断層形状)を調査する際には、反射法地震探査をはじめとした地球物理学的手法が主に用いられる。反射法地震探査による断層形状の把握に関する調査研究は精力的に行われており、浅層反射法をはじめとして地殻深部までを対象とした大規模な地震探査によって、詳細な地殻構造が明らかにされてきた(例えば、佐藤ほか、2005¹⁾)。ここで、反射法地震探査では、音響インピーダンス(弾性波速度と密度の積)が大きく変化する境界で生じた反射波を捉えるため、その分布は主として地層境界等の物質境界を反映している。しかしながら、このような物質境界は力学的な境界である活断層とは必ずしも合致しない場合が少なくないとの指摘もある(中田、2008²⁾)。一方、主に物質の状態(温度や空隙率、飽和度等)に伴って変化する物性の空間分布(地震波速度分布、比抵抗分布)を捉える地震波トモグラフィーや MT 法を用いた地殻構造の推定によって、地表に顕著な変位をもたらした内陸地震の震源域に流体の存在を示唆する不均質が見出されており、これらの地震の発生や断層運動に対する地殻内流体の寄与が指摘されている(例えば、Thurber et al., 1997³⁾;Unsworth et al., 1997⁴⁾; Zhao and Negishi, 1998⁵⁾;Umeda et al., 2011⁶⁾)。

2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻応力場の変化によって火山下のマグマ溜りが変形し、これに伴った顕著な地殻変動(沈降)が観測された(Takada and Fukushima, 2013⁷⁾)。このことは、局所的な地殻変動には、その場の応力状態のみならず地下深部のマグマや深部流体等に起因する地殻の変形・流動特性(レオロジー)の不均質が存在することを示唆する。沈み込み帯である日本列島の内陸地震は、マントルウェッジから上昇してきた流体が下部地殻の強度を低下させ、その上の地殻に応力が集中して破壊が生じるとのモデルが提唱されている(Iio et al., 2002⁸⁾)。さらに、これらの流体によって下部地殻のみならず上部地殻も局所的に非弾性変形が生じるため、地殻全体としての変形を一様化する過程で非弾性変形領域の周辺で大きな内陸地震が発生すると考えられている(Hasegawa et al., 2005⁹⁾)。このため、将来のマグマ活動のみならず地殻変動や地殻内で生じる断層運動といった自然現象に伴う潜在的なリスクを評価・低減するためには、地殻内の不均質を高い空間分解能で精度良く推定するための調査技術が必要である。そのため平成28年度は、深部物性の二次元あるいは三次元的な空間分布を推定する手法として国内における汎用性が比較的高く、地殻深部までの探査が可能なMT法について、連続ウェーブレット変換によるMT法データ処理の検討を実施した。

(2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

MT 法は、自然電磁場の観測を行い、磁場変動に対する電場変動の比(インピーダンス)を測定することによって地下深部の比抵抗分布を推定する手法である。比抵抗とは、岩石の状態を反映してオーダで変化する物性値であり、空隙率が高く、水等の流体を含む岩石は低比抵抗を示す。また、MT 法は地殻

深部もしくは上部マントルまでの領域を対象とすることが可能であることや、二次元解析のほか、三次元解析手法も開発されていることから(例えば、Ogawa and Uchida、1996¹⁰); Sasaki、2004¹¹); Siripunvaraporn et al.、2005¹²)、特に流体の存在に関わる地殻内物性の不均質の解明に用いられてきた。このうち、Mitsuhata et al. (2001)¹³)によって推定された 1962 年宮城県北部地震の震源域における二次元比抵抗分布によると、面状に分布する微小地震分布から推測される震源断層を境に比抵抗が顕著に変化し、震源断層の下位に流体の存在を示唆する低比抵抗体が見出されている。さらに、Ichihara et al. (2011) ¹⁴)は、日本海東縁ひずみ集中帯の庄内平野東縁断層帯を横断する二次元比抵抗分布を推定し、反射法地震探査等から推定される断層の傾斜と調和的な東に傾斜する低比抵抗体の存在を明らかにし、1894 年庄内地震による断層運動に伴い流体が連結した状態を表している可能性を示唆した。近年では、MT 法によって推定した比抵抗を用いて、地殻深部における流体の化学的特性(塩分濃度)を議論するといった事例も報告されている(Shimojuku et al.、2014¹⁵); Sakuma and Ichiki、2016¹⁶)。

しかしながら、MT 法は微弱な自然電磁場の変動を観測することから、観測地域周辺に強い電気的人 エノイズがあるような場合はその影響を受けてしまい、安定的に高品質のデータを取得するのが難しい手 法である。特に自然信号強度が相対的に弱い 1Hz~0.1Hz のデッドバンドと呼ばれる周波数帯やそれ以 下の低周波数帯ではデータが低品質になるケースが多く、地下深部の比抵抗分布を推定する上で大き な障害となっている。従来, MT 法では自然電磁場の時系列をスペクトルに変換する方法として短時間フ ーリエ変換が使用されてきた。短時間フーリエ変換を使うことにより、電場・磁場各成分のスペクトルの時 間変化が求められ、ノイズ時間帯のスペクトルの削除や非ノイズ時間帯のスペクトルの平均化を行うこと により最終的に得られるスペクトルの推定精度の向上を図ってきた。しかし、短時間フーリエ変換はスペク トルの時間分解能と周波数分解能を両立できない問題がある。これに対し、連続ウェーブレット変換は時 間分解能と周波数分解能を両立でき、非定常な信号における微細な不連続変動を捉えることができる等、 短時間フーリエ変換よりも優れた時間周波数解析の手法である。Garcia et al. (2008)17は連続ウェーブ レット変換を 1~10000Hz 前後の高周波数の自然電磁場を利用する AMT (Audio-frequency magnetotelluric) 法のデータに適用し、AMT 法のデッドバンドと呼ばれる1000Hz 付近の周波数帯のデー タ品質の改善を報告している。また, Larnier et al. (2016)18)は2種類のマザーウェーブレットを使った連 続ウェーブレット変換を MT 法データに適用し, 既存の MT データ処理プログラム BIRRP(Chave and Thomson, 2004¹⁹)との結果の整合性を報告している。このように海外では連続ウェーブレット変換を AMT 法・MT 法に適用した報告はいくらか見受けられるものの, 国内に至っては連続ウェーブレット変換 を AMT 法・MT 法に適用した報告例はなく、少なくとも実用化されていない現状がある。そこで本研究で は連続ウェーブレット変換をMT法データに適用し、従来から使用されている短時間フーリエ変換の結果 との比較を試み,連続ウェーブレット変換の適用性を検討した。

(3) 実施内容・結果

周期性を持った任意の時間関数は三角関数の和で表現できる。この性質を利用して時間関数を周波数関数に変換するのがフーリエ変換である。一方、ウェーブレット変換は三角関数ではなくマザーウェーブレットと呼ばれる基本参照波を利用する。式(1)で示すようなマザーウェーブレットを拡大縮小・平行移動した参照波と対象とする時間関数を積分することにより周波数関数に変換するのがウェーブレット変換である(例えば、一條、2012²⁰)。連続ウェーブレット変換ではマザーウェーブレットを拡大縮小させるパラメータ(a: Scale Parameter)と平行移動させるパラメータ(b: Translation Parameter)を連続的に変化させて処理を行うことにより時間周波数解析を行う手法であり、式(2)で表すことができる。また、マザーウェーブレットは多数の種類があり、条件によっては新たに定義することもできる。マザーウェーブレットは対象とする時間関数の性質や形状、処理する目的に応じて選択することになる。本研究では、MT 法で求めら

れるインピーダンスは複素関数であることからマザーウェーブレットも複素関数である必要があるという点や自然電磁場の波形形状を考慮して Morlet をマザーウェーブレットとして採用した(例えば, Larnier *et al.*, 2016¹⁸⁾)。Morlet は式(3)で表すことができ、その波形を図 3.1.2-1 に示す。

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}}\psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \tag{1}$$

$$W(b,a) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\psi\left(\frac{t-b}{a}\right)dt$$
 (2)

$$\psi(t) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{2j\pi f_c t} e^{-t^2}$$
 (3)

 $(\psi(t):$ ウェーブレットの関数 t:時刻 a:ウェーブレットを拡縮するスケールパラメータ b:ウェーブレットを平行移動させるパラメータ W(b,a):連続ウェーブレット変換値 f(t):時間関数 j:虚数単位 $f_0:$ ウェーブレットの中心周波数)

以上を踏まえて、連続ウェーブレット変換による MT 法データ処理プログラムを作成した。本研究で作成したプログラムは、最終的に短時間フーリエ変換が使用されているカナダ Phoenix 社の MT 法データ処理ソフト SSMT2000 の結果との比較を行うため、時系列からインピーダンスを求める処理過程の中で連続ウェーブレット変換以外の処理は SSMT2000 となるべく同条件になるようにした。連続ウェーブレット変換を使用した MT 法データ処理の流れを以下に示す。

- ① 自然電場と自然磁場の時系列はデジタル値で記録されているため, それぞれ mV/km, nT の単位で表される波形に変換する。
- ② 測定時に地形や周辺のノイズ環境を考慮して測定レイアウトを真北方向から回転させている場合があるため、そのような場合は NS 方向の電場・磁場成分を真北方向、EW 方向の電場・磁場成分を真北方向と直交する方向に回転させる。
- ③ ②の時系列データに対し、連続ウェーブレット変換を適用する。ただし、計算時における PC のメモリ確保の観点から時系列は適宜デシメーションを施す。
- ④ 測定データには測定機及び磁場センサーそれぞれの特性が掛かっているため、キャリブレーションデータを使って③で求めた各成分のスペクトル上でそれらを補正する。
- ⑤ 各時間で各成分同士のクロスパワースペクトルを求め、データ取得時間帯を 20 のセグメントに分割後、各セグメントでクロスパワースペクトルの平均値を算出する。
- ⑥ 複数日測定している場合は、スタッキング処理を実施する。
- (7) ノイズ混入時間帯のセグメントを編集処理する。
- ⑧ ⑦のデータに対してリモートリファレンス処理(Gamble *et al.*, 1979²¹⁾)を適用し、インピーダンスを求め、見掛比抵抗・位相を算出する。

本研究では、連続ウェーブレット変換による MT 法データ処理の適用性と有効性を検討するため、当グループで過去に観測した能登半島(2007年)、鹿児島県北西部(2013年)、北関東広域(2013年)、九州南部地域(2014年)、紀伊半島西部(2016年)、長野県北部(2016年)の計 174 測点の MT 法の実データに対して連続ウェーブレット変換の処理を適用した。なお、いずれのデータも Phoenix 社の MTUシステムで取得した観測データである。

前述のとおりMT法では、1Hz~0.1Hzが相対的に信号強度が弱いデッドバンドと呼ばれる周波数帯とされ、たとえ良好な測定が行われたとしても当該周波数帯で低品質になるケースは多く見られる。その一

例として図 3.1.2-2 に九州南部地域で取得した見掛比抵抗・位相曲線を示す。SSMT2000 の処理結果では全体の曲線の傾向は把握できるものの、デッドバンドでは曲線が乱れ低品質である。一方、連続ウェーブレット変換の処理結果ではデッドバンドにおいても曲線の連続性も良好で誤差も小さくなりデータ品質の改善が確認できた。このように、連続ウェーブレット変換を使うことによりデッドバンドの品質が改善する測点は多く認められた。

次に、図 3.1.2-3 に長野県北部で取得した見掛比抵抗・位相曲線を示す。長野県北部は直流電車が運行されている地域である。直流電車の力走時にレールから漏洩した電流に起因するノイズは、MT 法の測定データに致命的な影響を与えることはよく知られており、当該地域で取得した電場・磁場の時系列データにおいても直流電車運行時間帯は極めて振幅の大きいノイズの混入が確認できた。当該地域の特徴として直流電車が運行していない深夜 3 時間程度は比較的良好なデータが取得できていたため、SSMT2000の処理結果でも高周波数から概ね 0.1Hz~0.01Hz までは曲線の傾向を把握できる程度の品質は確保できた。しかし、直流電車ノイズの非混入時間帯が短いこともあり、それ以下の低周波数帯は大きく見掛比抵抗・位相曲線が乱れる結果となった。一方、連続ウェーブレット変換の処理結果では0.001Hz 以下で曲線が乱れるものの、概ね高周波数から 0.001Hz まで曲線の連続性は良好で誤差も小さくなり低周波数におけるデータ品質の改善が確認できた。

最後に、図 3.1.2-4 紀伊半島西部で取得した見掛比抵抗・位相曲線を示す。紀伊半島西部は直流電車及び市街地に近接しており、極めてノイズレベルが高い環境下で測定されたデータである。従って、SSMT2000 の処理結果では高周波数側から多くの周波数で曲線が乱れている。一方、連続ウェーブレット変換の処理結果では大局的にエラーバーは小さくなるものの、高周波数側から多くの周波数で曲線が乱れ連続性も悪く、データ品質の改善に至らなかった。

(4) 主な成果と課題

本研究では、国内における汎用性が比較的高く、地殻深部までの探査が可能な MT 法について、連続ウェーブレット変換を用いた MT 法データ処理の検討を行った。174 測点の実データに対し、連続ウェーブレット変換を適用し、MT 法データ処理の商用ソフト SSMT2000 との比較行った結果、一部のノイズレベルが極めて高い測定データに対しては品質の改善に至らなかったものの、多くの測点でデッドバンドや低周波数の品質改善が確認でき、連続ウェーブレット変換の有効性が示された。本研究ではSSMT2000 との比較を行うため、時系列からインピーダンスを求める処理過程をなるべくSSMT2000 と同条件になるようにした。しかし、連続ウェーブレット変換は時間上局所的に混入する人工ノイズを局在化できる特色もあることから、データ取得時間帯をより細かく分割した方が、ノイズ部分をより効果的に編集処理できる可能性がある。今後は、連続ウェーブレット変換処理によるインピーダンスの推定精度を高めるために、マザーウェーブレットの中心周波数や時系列をデシメーションさせる際のデシメーション係数の検討、あるいはセグメント数等のような連続ウェーブレット変換以外の工程における最適なパラメータも併せて検討する。また、連続ウェーブレット変換後のスペクトルの時間変化に対して独立成分分析の適用を試み、直接的にノイズを除去する手法に関しても検討を進めていく。

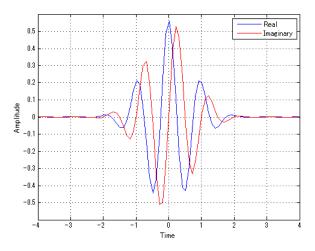


図 3.1.2-1 Morlet ウェーブレット (青: 実数部, 赤: 虚数部)

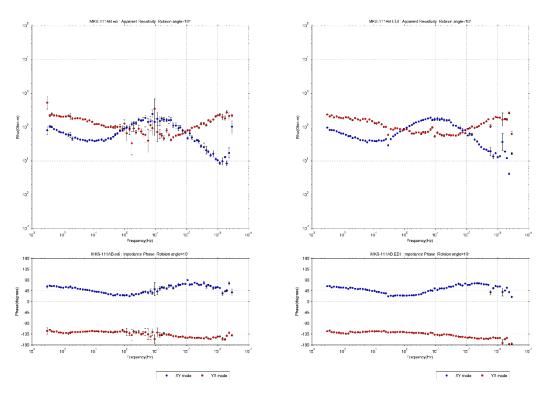


図 3.1.2-2 九州南部地域 測点 111 における見掛比抵抗・位相曲線 (左:SSMT2000, 右:連続ウェーブレット変換)

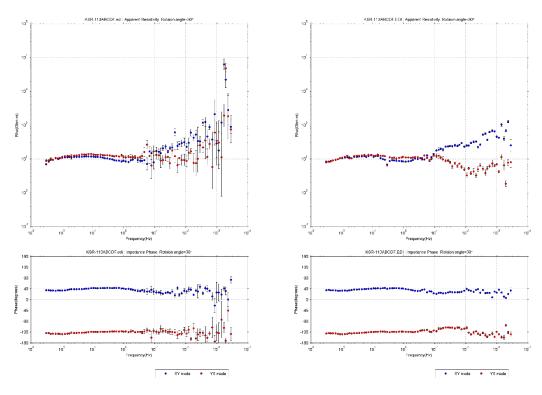


図 3.1.2-3 長野県北部 測点 113 における見掛比抵抗・位相曲線 (左: SSMT2000, 右:連続ウェーブレット変換)

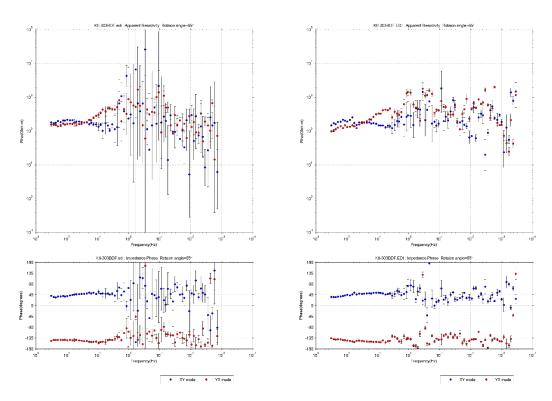


図 3.1.2-4 紀伊半島西部 測点 303 における見掛比抵抗・位相曲線 (左:SSMT2000, 右:連続ウェーブレット変換)

参考文献

- 1) 佐藤比呂志, 児島悠司, 村田明広, 伊藤谷生, 金田義行, 大西正純, 岩崎貴哉, 於保幸正, 荻野スミ子, 狩野謙一, 河村知徳, 蔵下英司, 越谷 信, 高須 晃, 竹下 徹, 津村紀子, 寺林 優, 豊原富士夫, 中島 隆, 野田 賢, 橋本善孝, 長谷川修一, 平田 直, 宮内崇裕, 宮田隆夫, 山北 聡, 吉田武義, Steven Harder, Kate Miller, Galen Kaip, 小澤岳史, 井川 猛, 西南日本外帯の地殻構造: 2002 年四国 瀬戸内海横断地殻構造探査の成果, 東京大学地震研究所彙報, vol.80, no.2, 2005, pp.53-71.
- 2) 中田 高, 活断層研究の将来について, 活断層研究, no.28, 2008, pp.23-29.
- 3) Thurber, C., Roecker, S., Ellsworth, W., Chen, Y., Lutter, W., Sessions, R., Two-dimensional seismic image of the San Andreas fault in the Northern Gabilan Range, central California, Evidence for fluids in the fault zone, Geophysical Research Letters, vol.24, no.13, 1997, pp.1591-1594.
- 4) Unsworth, M., Malin, P., Egbert, G., Booker, J., Internal structure of the San Andreas fault at Parkfield, California, Geology, vol.25, no.4, 1997, pp.359-362.
- 5) Zhao, D., Negishi, H., The 1995 Kobe earthquake, seismic image of the source zone and its implications for the rupture nucleation, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.103, no.B5, 1998, pp.9967-9986.
- 6) Umeda, K., Asamori, K., Negi, T., Kusano, T., A large intraplate earthquake triggered by latent magmatism, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.116, no.B1, 2011.
- 7) Takada, Y., Fukushima, Y., Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku earthquake in Japan, Nature Geoscience, vol.6, no.8, 2013, pp.637-641.
- 8) Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y., Shiozaki, I., Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands, Earth and Planetary Science Letters, vol.203, no.1, 2002, pp.245-253.
- 9) Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N., Miura, S., Deep structure of the Northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity, Tectonophysics, vol.403, no.1-4, 2005, pp.59-75.
- 10) Ogawa, Y., Uchida, T., A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, Geophysical Journal International, vol.126, no.1, 1996, pp.69-76.
- 11) Sasaki, Y., Three-dimensional inversion of static-shifted magnetotelluric data, Earth Planets Space, vol.56, no.2, 2004, pp.239-248.
- 12) Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y., Uyeshima, M., Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method, Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol.150, no.1-3, 2005, pp.3-14.
- 13) Mitsuhata, Y., Ogawa, Y., Mishina, M., Kono, T., Yokokura, T., Uchida, T., Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 M6.5 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan, Geophysical Research Letters, vol.28, no.23, 2001, pp.4371-4374.

- 14) Ichihara, H., Uyeshima, M., Sakanaka, S., Ogawa, T., Mishina, M., Ogawa, Y., Nishitani, T., Yamaya, Y., Watanabe, A. Morita, Y., Yoshimura, R., Usui, Y., A fault-zone conductor beneath a compressional inversion zone, northeastern Honshu, Japan, Geophysical Research Letters, vol.38, no.9, 2011.
- 15) Shimojuku, A., Yoshino, T., Yamazaki, D., Electrical conductivity of brine-bearing quartzite at 1 GPa: implications for fluid content and salinity of the crust, Earth, Planets and Space, vol.66, no.2, 2014.
- 16) Sakuma, H., Ichiki, M., Electrical conductivity of NaCl-H₂O fluid in the crust, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.121, no.2, 2016.
- 17) Garcia, X., Jones, A.G., Robust processing of magnetotelluric data in the AMT dead band using the continuous wavelet transform, Geophysics, vol.73, no.6, 2008.
- 18) Larnier, H., Sailhac, P., Chambodut, A., New application of wavelets magnetotelluric data processing: reducing impedance bias, Earth, Planets and Space, vol.68, 2016.
- 19) Chave, A.D., D.J.Thomson, Bounded influence estimation of magnetotelluric response functions, Geophysical Journal International, vol.157, no.3, 2004, pp.988-1006.
- 20) 一條 博, MATLAB/SCILAB によるウェーブレット信号解析入門、秀和システム、2012、279p.
- 21) Gamble, T.D., Goubau, W.M., Clarke, J., Magnetotelluric with a remote reference, Geophysics, vol.44, no.1, 1979.

3.1.3 深部流体の分布に関する調査技術

(1) はじめに

地層処分システムが長期的に安全機能を発揮するためには、地質環境に期待される閉じ込め機能の 観点から,好ましい地質環境特性が長期にわたって維持されることが重要となる。変動帯に位置するわ が国においては、これに関わる自然現象として、火山・火成活動、地震活動・断層運動、降起・侵食等が 着目されてきた。また、経済産業省の総合資源エネルギー調査会に設置された地層処分技術ワーキン ググループが取りまとめた「最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価」(総合資源エネルギー 調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会地層処分技術ワーキンググループ、2014り)では,最新の 科学的知見を踏まえて、好ましい地質環境特性に著しい影響を与える事象が整理された。これによれば、 地層処分システムにおける閉じ込め機能の喪失につながる事象の一つとして、「火山性熱水や深部流体 の移動・流入」による化学場への影響が指摘されている。このうち深部流体は、沈み込むスラブやマント ル起源の流体が断裂系等を通じて地表付近に上昇する(産業技術総合研究所, 20122))もので, pH が低 く炭酸化学種が高濃度に含まれる等の特徴があり、温度が高い場合には熱環境への影響もある。そのた め,これらが流入する範囲では地質環境として好ましくない熱環境や化学場が生成される可能性があり, 概要調査等においてその影響を排除することが望ましい(総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業 分科会 原子力小委員会 地層処分技術ワーキンググループ, 20141)。本研究では, 近年, その存在が 明らかになりつつある深部流体に関する科学的知見のレビューや形成・移動メカニズムに関する事例研 究を通じて、深部流体の分布に関する調査技術のほか、その流入に伴う地質環境への影響を適切に評 価するための基盤となる知見の蓄積を目標とする。

(2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

第2次取りまとめ(核燃料サイクル開発機構,1999³))では、紀伊半島南部のように第四紀火山が存在していない地域においても高温異常域が認められることが指摘されており、地表に噴出していないマグマが地下に存在するという考え方や、地下深部まで発達した断裂系から熱水が上昇しているという可能性が示唆されている。その後、非火山性の熱水が分布する地域として常磐地域、能登半島、新潟平野、紀伊半島、有馬温泉等が報告されているが(例えば、田中ほか、2004⁴);産業技術総合研究所、2007⁵);産業技術総合研究所、2012²))、これらの分布には偏在性が認められる。深部流体のpH は酸性で炭酸化学種を多く含み、また一部は高温流体である(尾山ほか、2011⁶);風早ほか、2014勺)。その起源として、マグマが冷却・固結する際に放出されるマグマ水(Sparks、1978⁶)のほか、スラブ起源流体(Peacock、1990ჼ))や続成脱水流体(Kyser and Hiatt、2003¹⁰)、変成脱水流体(Miyashiro、1994¹¹¹)等が知られている。

スラブ起源流体が地表にまで上昇する際は、地殻下部にまで達するような構造線や大断層が主な経路となっていることが指摘されている(産業技術総合研究所、2007⁵⁾;産業技術総合研究所、2012²⁾)。これらの流体は、単に火山や温泉の形成のみならず、日本列島の地震活動や地殻変動にも重要な役割を果たしていると考えられており、沈み込むスラブと陸域地殻に挟まれた領域であるマントルウェッジから上昇してきた流体が下部地殻の強度を低下させ、その上の地殻に応力が集中して破壊(地震)が生じるといったモデルが提唱されている(例えば、lio et al., 2002¹²⁾)。さらに、下部地殻のみならず上部地殻でも局所的に非弾性変形を生じさせ、地震活動のみならず隆起山地の形成にも関与しているとも指摘されている(例えば、梅田・浅森、2016¹³⁾)。

スラブ起源の深部流体の分布やそのメカニズムについては、これまで主に地球化学及び地球物理学

的なアプローチによって議論されてきた。このうち地球化学に係る分野においては、日本列島に沈み込む太平洋スラブやフィリピン海スラブの岩石鉱物学的特性及び温度構造を考慮した数値シミュレーション等によって、島弧のマントルウェッジにおける流体の発生やその上昇(流体輸送経路)等について議論されている(例えば、Iwamori、1998¹⁴⁾)。これらの研究によれば、スラブの沈み込みに伴う海洋地殻やスラブマントルからの脱水によってマントルウェッジに放出された流体(H₂O)は、その上昇に伴い部分溶融を引き起こし、その結果として島弧火成活動が生じるとされている。その一方で、このような脱水は、スラブの温度や圧力に応じて様々な位置で生じ、特に西南日本に沈み込むフィリピン海スラブのように比較的若く高温のスラブが沈み込む領域では、非火山地帯である前弧域下においても脱水や流体の上昇が生じ得ると指摘されている(例えば、Zhao et al.、2000¹⁵⁾)。また、地表の温泉井等から湧出する地下水の化学組成や同位体組成等の観測から、いわゆる「有馬型熱水」として分類される非火山性のスラブ起源流体の地表付近への供給は、その代表例である有馬温泉のみならず、紀伊半島や九州地方においても存在するとの報告もある(例えば、網田ほか、2005¹⁶⁾)。近年では、このようなスラブ起源流体に共通すると考えられる化学的特徴に基づいた深部流体の分布についても議論されている(風早ほか、2014⁷⁾)。

一方、地下深部(地殻やマントルウェッジ)におけるこれらの流体の二次元あるいは三次元的な空間分布については、従来から、地震波トモグラフィや MT 法等の地球物理学的な観測に基づいた推定が試みられている(例えば、Zhao et al., 1992 17); Umeda et al., 2007 18); Asamori et al., 2010 19)。これらの研究によると、地殻やマントルウェッジにおける流体は、地震波低速度・高減衰域及び高電気伝導度(低比抵抗)の異常体として検出され、これまで主に島弧火成活動に関与する流体の存在や分布を明らかにしてきた。また、非火山地帯における深部流体については、内陸地震の震源域(例えば、Zhao and Negishi、1998 20))をはじめとして、紀伊半島等での推定事例(例えば、Umeda et al., 2006 21))等が報告されており、スラブの脱水との関連性が指摘されている。しかしながら、それらの分布の規則性や地域性の有無等については、未だ明らかではない。このため本研究では、九州地方を事例として、MT法により二次元比抵抗構造を推定するとともに、地震波トモグラフィによって三次元地震波速度構造を推定し、前弧域における深部流体賦存域の分布やその成因について検討した。

(3) 実施内容·結果

地震波トモグラフィによる三次元地震波速度構造の推定には、気象庁一元化検測値データに掲載され、2003 年 6 月から 2012 年 2 月までに日本列島下で発生した 2503 個の地震データを用いた。また、地殻のみならずマントルの地震波速度構造を推定するため、防災科学技術研究所が運用する Hi-net (高感度地震観測網)によって記録された 51 個の遠地地震データも合わせて解析に使用した。解析では、対象領域内における格子点(grid point)を水平方向に約 33 km、深さ方向に $15\sim30$ km の間隔で設置し、Zhao et al. (1994) 22 によるアルゴリズムを用いたインバージョンにより、地殻及び上部マントルの三次元 P 波及び S 波速度構造を推定した (Asamori and Zhao, 2015^{23})。

ここで、本解析で必要となる波線追跡及び理論走時の計算には、全国深部地盤構造モデル(藤原ほか、2009²⁴)による地殻浅部の地震波速度モデルを考慮した。このモデルは、国内各地における多数の深層ボーリング、反射法・屈折法弾性波探査、微動探査、重力探査等のデータをコンパイルすることにより作成された精密な地震波速度モデルであり、その精度は数十~数百 m オーダである(藤原ほか、2009²⁴)。そのため、これらを地震波速度初期モデルとして地震波トモグラフィに考慮することで、従来に比べて高い精度で震源決定や地震波速度構造を推定できると考えられる(Asamori and Zhao、2015²³))。図 3.1.3-1 に示す地震基盤面(P 波速度 5.0~6.0 km/s の境界)の深さ分布によると、九州地方の前弧域は、地震波速度が極めて遅い堆積層等により厚く覆われている。以上の解析により推定された三次元地

震波速度構造(図 3.1.3-2)によると、九州地方の前弧域において顕著な地震波低速度体が認められ、それらは地殻中部からモホ面以深まで継続するようにイメージされる。

一方で, MT 法による二次元比抵抗構造の推定では, 宮崎県川南町から熊本県八代市に至る約 105kmの区間(測線 A)と, 宮崎県日南市から鹿児島県湧水町に至る約94kmの区間(測線 B)において ファーリモートリファレンス方式による観測を行なった(図 3.1.3-2)。これらの二つの測線は、およそ火山フ ロントに直交し、2~10 km の間隔で観測点を展開した。測定には、Phoenix 社製 MTU-5 システムを使用 し、磁場3成分、電場2成分の時系列を測定した。対象地域のノイズ環境を考慮して、測定時間は夜間 を含む 15 時間とし, 各測点で2 日間以上の測定を行うとともに, リモートリファレンス点を岩手県西和賀町 (観測領域からの距離約 1200 km)に設けた。リファレンス処理の結果、各観測点においてノイズ除去の 効果が認められ, 周波数 320Hz~0.0003Hz の信頼性の高いインピーダンスを得ることができた。解析に あたっては、Ogawa and Uchida (1996)25)のアルゴリズムを用いた二次元インバージョンを行い、見掛比 抵抗・位相の観測データから, 九州地方中部及び南部をそれぞれ横断する地殻の二次元比抵抗構造を 推定した(図3.1.3-3)。得られた二次元比抵抗構造(図3.1.3-3)のうち測線Aでは、前弧域の下部地殻に おいて顕著な低比抵抗体が認められた。その一方で, 測線 B の前弧域では低比抵抗体が認められない。 これらの特徴は、地震波低速度体の分布域(図 3.1.3-3)と整合的である。また、九州地方中北部の前弧 域で認められた地震波低速度・低比抵抗体は、マントル最上部まで連続するようにイメージされる。なお、 測線 B の背弧域では、マントル最上部から霧島火山直下に連続する顕著な低比抵抗体が認められ、活 火山に供給するマグマ等の流体の存在を示唆する。

沈み込むスラブでは、その温度と圧力の上昇に伴って、スラブを構成する含水鉱物が脱水反応を起こす。含水鉱物の脱水反応が生じる深さは、スラブの形成年代に起因する温度構造等に依存する。スラブの形成年代が若く、従って高温である場合は、年代が古く低温である場合に比べて、脱水が生じる深さが浅くなる(例えば、Iwamori、1998¹⁴))。九州地方中北部に沈み込む九州ーパラオ海嶺以北のフィリピン海プレートは、南部に比べて若く高温であると考えられる。これらのことから、九州地方の前弧域に認められた地震波低速度・低比抵抗体は、フィリピン海スラブの脱水に起因する流体が地殻内に上昇することで形成された流体賦存域が存在する可能性を示唆する。また、九州地方中北部及び南部の前弧域における分布域の違いは、沈み込むスラブの年代の違いによる脱水深度の差を映し出している可能性を示唆する。

(4) 主な成果と課題

本研究では、九州地方の前弧域を事例として、MT 法により二次元比抵抗構造を推定するとともに、地震波トモグラフィによって推定された三次元地震波速度構造との対比を通じて前弧域における深部流体賦存域の分布やその成因について検討し、スラブの脱水に関連する深部流体の賦存域の形成や分布には、沈み込むスラブの年代が関与している可能性を示した。今後は、深部流体の流入が地層処分システムへ与える影響を適切に評価するために必要となる、深部流体の性状や流入経路に関する基盤的な知見の蓄積を重点的に進める予定である。

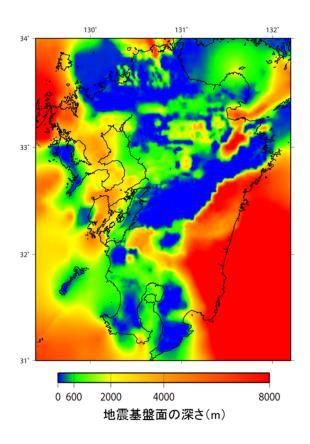


図 3.1.3-1 九州地方における地震基盤面の深さ分布(全国深部地盤構造モデル 24)を用いて作成)

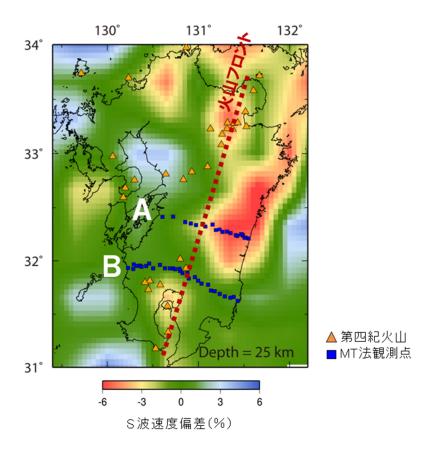


図 3.1.3-2 深さ 25 km における S 波速度偏差及び MT 法観測点分布

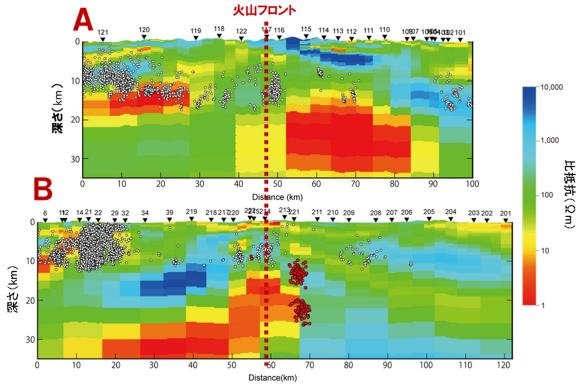


図 3.1.3-3 測線 A 及び測線 B における二次元比抵抗構造

参考文献

- 1) 総合資源エネルギー調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会地層処分技術ワーキンググループ,最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価—地質環境特性および地質環境の長期安定性について—,2014,61p.
- 2) 産業技術総合研究所, 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料—立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性—, 産業技術総合研究所地質調査総合センター研究資料集, no.560, 2012, 112p.
- 3) 核燃料サイクル開発機構,わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—分冊1わが国の地質環境,JNCTN140099-021,1999,634p.
- 4) 田中明子, 山野 誠, 矢野雄策, 笹田政克, 日本列島及びその周辺地域の地温勾配及び地殻熱 流量データベース, 数値地質図 P-5、産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2004.
- 5) 産業技術総合研究所, 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料—長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方—, 産業技術総合研究所地質調査総合センター研究資料集, no.459, 2007, 126p.
- 6) 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, 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, vol.18, 2011, pp.25-34.
- 7) 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, 北岡豪一, 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, 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, vol.44, no.1, 2014, pp.3-16.
- 8) Sparks, R.S.J., The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.3, no.1-2, 1978, pp.1-37.
- 9) Peacock, S.M., Fluid processes in subduction zones, Science, vol.248, no.4953, 1990, pp.329-337.
- 10) Kyser, T.K., Hiatt, E.E., Fluids in sedimentary basins: An introduction, Journal of Geochemical Exploration, vol.80, no.2-3, 2003, pp.139-149.
- 11) Miyashiro, A., Metamorphic Petrology. UCL Press, London, 1994, 404p.
- 12) Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y., Shiozaki, I., Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands, Earth and Planetary Science Letters, vol.203, no.1, 2002, pp.245-253.
- 13) 梅田浩司, 浅森浩一, 地球科学の原子力安全への貢献(その 1)地球科学からみた地殻流体と地層処分技術への応用, 日本原子力学会誌, vol.58, 2016, pp.45-49.
- 14) Iwamori, H., Transportation of H₂O and melting in subduction zones, Earth and Planetary Science Letters, vol.160, no.1-2, 1998, pp.65-80.
- 15) Zhao, D., Asamori, K., Iwamori, H., Seismic structure and magmatism of the young Kyushu subduction zone, Geophysical Research Letters, vol.27, no.14, 2000, pp.2057-2060.

- 16) 網田和宏, 大沢信二, 杜 建国, 山田 誠, 大分平野の深部に賦存される有馬型熱水の起源, 温泉科学, vol.55, no.2, 2005, pp.64-77.
- 17) Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.97, no.B13, 1992, pp.19909-19928.
- 18) Umeda, K., Asamori, K., Ninomiya, A., Kanazawa, S., Oikawa, T., Multiple lines of evidence for crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline Iide Mountains, northeast Japan, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.112, no.B5, 2007.
- 19) Asamori, K., Umeda, K., Ogawa, Y., Oikawa, T., Electrical resistivity structure and Helium isotopes around Naruko volcano, northeastern Japan and its implication for the distribution of crustal magma, International Journal of Geophysics, vol.2010, 2010.
- 20) Zhao, D., Negishi, H., The 1995 Kobe earthquake: Seismic image of the source zone and its implications for the rupture nucleation, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.103, no.B5, 1998, pp.9967-9986.
- 21) Umeda, K., Ogawa, Y., Asamori, K., Oikawa, T., Aqueous fluids derived from a subducting slab: Observed high ³He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.149, no.1, 2006, pp.47-61.
- 22) Zhao, D., Hasegawa, A., Kanamori, H., Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.99, no.B11, 1994, pp.22313-22329.
- 23) Asamori, K., Zhao, D., Teleseismic shear wave tomography of the Japan subduction zone, Geophysical Journal International, vol.203, no.3, 2015, pp.1752-1772.
- 24) 藤原広行,河合伸一,青井 真,森川信之,先名重樹,工藤暢章,大井昌弘,はお憲生,早川 譲,遠山信彦,松山尚典,岩本鋼司,鈴木晴彦,劉 瑛,強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討,防災科学技術研究所研究資料,no.337,2009,272p.
- 25) Ogawa, Y., Uchida, T., A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, Geophysical Journal International, vol.126, no.1, 1996, pp.69-76.

- 3.2 長期予測・影響評価モデルの開発
- 3.2.1 稀頻度自然現象による地質環境への影響の評価技術

(1) はじめに

2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震(以下,東北沖地震)及び福島第一原子力発電所の事故は,数百年から数千年を超える時間間隔で発生する巨大地震・津波といったこれまでの原子力安全では想定していなかった自然現象のリスクを再認識させた。これに伴って、わが国の原子力政策や地層処分技術に関する研究開発を取り巻く状況は大きく変化した。このような背景のもとで示された「高レベル放射性廃棄物の処分について(回答)」(日本学術会議,2012¹⁾)では、この地震に伴って生じた地殻変動等の自然現象に関して、今後の調査研究によって明らかになるであろう科学的知見は、高レベル放射性廃棄物の処分において確実に考慮されるべきであると指摘している。

東北沖地震は、1000年に1回程度の頻度で発生する海溝型巨大地震であると考えられるが、後述するように、これに伴って内陸地震が活発化した地域や1m以上の沈降を生じた地域も現れた。また、地殻応力場・ひずみ場の変化によって地下水位の低下が発生するとともに、福島県浜通り地震に伴って生じた異常湧水は数年間継続している。このような東北沖地震後の観測等によって得られつつある科学的知見も踏まえて取りまとめられた「最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価」(総合資源エネルギー調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会地層処分技術ワーキンググループ、2014²¹)では、今後の地層処分事業の取り組みと並行して進めるべき研究開発の一つとして、東北沖地震後に誘発された地震や湧水(例えば、2011年4月11日の福島県浜通り地震)に関する調査事例の蓄積の必要性が示されている。

変動シナリオに基づく安全評価に係る予測・評価においては、地殻変動によって生じる地形・地質構造の変化やそれに伴う地下水流動や水質の変動幅等を検討していくことが不可欠であるとともに、東北沖地震のような稀頻度の自然現象を想定した評価も併せて検討することが重要となる(梅田ほか、2015³))。そのため本研究では、東北沖地震に伴って発生した地下水理の擾乱や内陸地震(断層運動)等に係る科学的知見を整理した上で、稀頻度の自然現象に伴う地質環境の変動機構やスケール及びそのレジリアンス(復元性)を把握することを目的とする。

(2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

東北沖地震は、太平洋プレートと北米プレート(またはオホーツクプレート)との境界で発生したプレート境界型地震(海溝型地震)であり、わが国の地震観測史上において最大規模の地震(M_w9.0)である。 三陸沖から房総沖に至る極めて広範囲のプレート境界が、最大で 30 m 以上変位(例えば、Koketsu *et al.*, 2011⁴))することによって引き起こされたこの地震は、甚大な被害の主因となった津波や地震動を発生させるとともに、その震源域から 100 km 以上離れた陸域において、以下に述べる様々な地球科学的現象を引き起こした。

日本列島全域において密に展開される全地球測位システム(GPS; Global Positioning System)の連続 観測網である GEONET (GNSS Earth Observation Network System)の観測結果によると、東北地方の太平洋沿岸を中心とする陸域では、地震時の地殻変動として、最大で1 m以上の沈降や5 mを超える東向きの変位が観測された(例えば、Nishimura et al., 2011⁵⁾; Ozawa et al., 2011⁶⁾)。その後の観測によると、東北脊梁山地~日本海沿岸付近における沈降や東北地方を中心とした東向きの変位は、減衰しつつも

継続している。その一方で、太平洋沿岸の地域では隆起に転じ、地震後の約5年間において最大で40 cm を超える鉛直変位が観測されているが、元の状態に回復するまでには至っていない(国土地理院、2016⁷⁾)。さらに、合成開口レーダ(SAR; Synthetic Aperture Radar)の観測データを用いた高空間分解能の解析によると、東北地方における複数の火山(秋田駒ヶ岳、栗駒山、蔵王山、吾妻山、那須岳)地域で、地震時に最大10cm程度にも及ぶ局所的な沈降が検出された。それぞれの火山地域において数十km×数十kmに及ぶ範囲で認められた顕著な沈降は、東北沖地震により広域応力場が変化し、それに伴って地下のマグマ溜りが変形したことによると考えられている(Takada and Fukushima, 2013⁸⁾)。このことは、局所的な地殻変動には、その場の応力状態のみならず、地下深部の不均質が密接に関与していることを強く示唆する。

これまでの測地学的観測によって、東北沖地震発生前の東北日本は大局的に東西方向の短縮場にあることが明らかにされている(例えば、Sagiya et al., 2000⁹))。また、地震学的研究によれば、東北日本における最大圧縮主応力軸はおよそ WNW-ESE 方向に卓越し、東西方向の P 軸を持つ逆断層型の地震活動が卓越する(例えば、Townend and Zoback、2006¹⁰);Terakawa and Matsu'ura、2010¹¹);Yoshida et al., 2015¹²))。東北沖地震前後の地震観測データを用いた応力テンソルインバージョンによって推定された主応力軸の分布によると、東北地方中部、関東及び中部地方では東北沖地震前後の主応力軸方向に顕著な違いは認められていない。これに対して、東北地方の北部では最大主圧縮応力軸(σ_1)の反時計回りの回転が、東北地方南東部では最小主圧縮主応力軸(σ_3)の時計回りの回転がそれぞれ見出されており、東北沖地震時の断層運動によって生じた静的な応力変化(static stress change)との関連性が指摘されている(Yoshida et al., 2012¹³))。

東北沖地震の主破壊領域となった東北沖のプレート境界では膨大な数の余震が発生し、その活動は本震発生から数年経過した現在においてもなお継続している。一方、このような余震活動とは別に、主として東北地方、関東地方及び中部地方の内陸各地において、東北沖地震の発生前後で地震活動度 (seismicity)の顕著な変化が観測されるとともに、各地で最大 M_i 7 クラスの内陸大地震が発生した(例えば、 $Toda\ et\ al.$ 、 2011^{14}); Hirose $et\ al.$ 、 2011^{15})。東北沖地震発生後の1カ月間において発生した M_i 6.0 以上の内陸地震は、長野県北部 (2011/3/12; M_i 6.7),静岡県東部 (2011/3/15; M_i 6.4),福島県浜通り (2011/4/11; M_i 7.0),福島県中通り (2011/4/12; M_i 6.4) の地震である (気象庁、 2016^{16})。これらの顕著な地震活動度の増加は、東北沖地震に伴う表面波の通過による動的な応力変化や断層運動 (プレート境界のずれ) による静的な広域応力場の変化によって引き起こされた可能性が指摘されている (例えば、Yukutake $et\ al.$ 、 2011^{17}); Ishibe $et\ al.$ 、 2015^{18})。

1946 年南海地震(川辺, 1991¹⁹) や 1995 年兵庫県南部地震(佐藤・高橋, 1997²⁰) 等, 比較的規模の大きい地震が発生した際には, 震源域の周辺において異常湧水が認められることがあるほか, より広域的な範囲で地下水位や間隙水圧の変化が観測されている。東北沖地震の前後においても, 西南日本における地下水観測井において地下水位の変動が観測されたが, ほとんどの地点では地震後1年以内に地震発生前の状態に回復したようである(総合資源エネルギー調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会地層処分技術ワーキンググループ, 2014²⁰)。東北沖地震の発生に伴うこれらの水理場に関する変動は, 国内(北川・小泉, 2011²¹⁾; Niwa et al., 2012²²⁾)のみならず, 海外においても観測されており(Lee and Woo, 2012²³⁾; Lee et al., 2013²⁴⁾; Yan et al., 2014²⁵⁾),上述した地震活動度の変化と同様に、静的な広域応力場の変化によって引き起こされた可能性が指摘されている(例えば、Niwa et al., 2012²²⁾)。また,東北沖地震の発生以降、活発な群発地震活動が始まった福島県いわき市の周辺においては、2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震(Mw6.7)に伴う異常湧水(温泉の自噴)が確認されている。しかしながら、この異常湧水の原因は、地殻ひずみの変化のみでは単純に説明できず、数年経過した時点

でも湧水が継続している(産業技術総合研究所, 201326);佐藤, 201527))。

以上の東北沖地震後に得られた科学的知見は, その変動のスケールのみならず, 過去数十万年の時 間スケールにおける地殻変動や断層運動に関する従来の見解に再検証が必要となるような二つの特筆 すべき現象の存在を示唆する。一つは、今回の地震に伴って沈降した太平洋沿岸地域は、その後の変 動によって緩やかに隆起(国土地理院, 2016⁷)しているものの, 元の状態への回復には至っていないこ とである。太平洋沿岸の地殻変動は、測地学的観測では過去100年に数十cm単位の沈降を示すが(国 見ほか、2001²⁸⁾), 地質学的データでは過去 10 万年間に最大 0.5 mm/yr の隆起を示し(小池・町田、 2001²⁹⁾), 矛盾した結果を示している(東京大学地震研究所, 2011³⁰⁾)。もう一つは, 福島県浜通りの地震 に伴って、断層変位地形が明瞭とは言えない湯ノ岳断層や井戸沢断層が活動したことである。プレート の沈み込み帯に位置し, 東西圧縮場にある東北日本では, およそ南北走向の逆断層が卓越するが, こ の地震は特異的に正断層型の活動であったこと等から、それまでの活断層研究の常識を覆すような現象 であったとも指摘されている(堤・遠田, 201231))。 これらの現象については, その変動のスケールのみなら ず、地殻変動の規則性、継続性に基づく地質環境の長期予測の観点からも、どのように評価していくべ きかを検討することも重要であると考えられる。以下では、地震の発生に伴う長期間の湧水が確認されて いる、福島県いわき市周辺で活発化した正断層型の群発地震活動域を事例とした地殻変動シミュレーシ ョンにより、その発生や周囲で生じる隆起への地殻内の流体(深部流体)の寄与について検討した結果 について述べる。

(3) 実施内容・結果

前述したように、東北日本は、基本的に太平洋プレートの沈み込みによる東西圧縮場にあり、従って発生する地震のメカニズムのほとんどが逆断層型であることを考慮すると、正断層型の群発地震活動は特異な現象であると言える。2011 年以前の地震データに基づく応力テンソルインバージョンによると、当該地域における深さ 15 km 以浅では正断層型、以深では逆断層型の応力場を示す(Yoshida et al., 2015¹²⁾)。さらに、群発地震活動に関連すると指摘されている井戸沢断層や湯ノ岳断層は、正断層型の活断層であり(活断層研究会、1991³²⁾;中田・今泉、2002³³⁾)、この現象の発生自体は東北沖地震と関係があるとしても、その発生前から伸張場であったことを示す。また、約 12.5 万年前に形成された海成段丘の分布(Suzuki、1989³⁴⁾)は、この地域では数万年オーダーで顕著な隆起が生じていることを示しており、この地域が周辺とは異なるテクトニクスを持つことを示唆している。

これらの現象を説明するため、いくつかのメカニズムが提案されている (例えば、Imanishi *et al.*, 2012³⁵⁾; Hashimoto and Matsu'ura, 2006³⁶⁾)。その一方で、地震波トモグラフィー (Zhao, 2015³⁷⁾)や MT 法では、群発地震震源域下の地殻に流体の存在を示唆する低地震波速度・低比抵抗域が推定されている (Umeda *et al.*, 2015³⁸⁾)。ここでは、地域的な地殻変動への深部流体の寄与について検討するため、平面ひずみ状態を仮定した二次元有限要素法による粘弾性シミュレーションを用いて、地殻浅部での伸張場と局所的な隆起が説明可能であるかを検討した。

図 3.2.1-1 にシミュレーションに用いたモデルを、表 3.2.1-1 には解析に用いたそれぞれの物性値を示す。本解析では、深部流体分布域以外の地殻は弾性体とし、マントルは粘弾性体とした。また地殻はコンラッド面を境に上部地殻と下部地殻に分割した。弾性波速度、密度及び各層の底面の深さは防災科学技術研究所 $(2009)^{39}$ に、マントルの粘性係数は先行研究 $(例えば、Suito and Hirahara、1999⁴⁰); Yamasaki and Seno、<math>2005^{41}$) にしたがった。また、既存の地震波速度モデル $(例えば、Zhao\ et\ al.、1992^{42})$ を参考に深部流体分布域の弾性波速度は周囲の 94%とし、密度は比抵抗と含水率の関係 $(上嶋、2003^{43})$ から、含水率 1%として計算した値を用いた。また、底面及び左端はローラーコンディションとし、

プレート境界には NUVEL-1A (DeMets et al., 1994⁴⁴⁾) による収束速度と, Hashimoto et al. (2009) ⁴⁵⁾及 び Uchida and Matsuzawa (2011) ⁴⁶⁾によるプレート間カップリングを参考にバックスリップを設定した。領域 の delaunay 分割には triangle (Shewchuk, 1996⁴⁷⁾) を, 有限要素法コードは Pylith (Aagaard et al., 2013⁴⁸⁾) を利用した。

図 3.2.1-2 に深部流体分布域の幅 20 km, 上端深さ 5 km, 粘性係数を 1.0×10¹⁸ Pa·s として計算した 100年後のシミュレーション結果を示す。ここで、深部流体の分布域は、MT 法により推定された低比抵抗体の分布(Umeda et al., 2015³⁸)を参考にした。図 3.2.1-2(a)は 3,000 倍に強調した地形変化であり、深部流体分布域の上部で鉛直上向きの変位が卓越していることが確認できる。また図 3.2.1-2(b)は水平応力を示すが、深部流体分布域の直上では圧縮場である一方で、それ以浅では伸張場であり、当該地域における応力場の特徴(Yoshida et al., 2015¹²))を定性的に再現することができた。これらの特徴は、深部流体分布域に相当する粘弾性体の変形が周囲より大きいために、その上部にある地殻のみで圧縮応力を支えることとなり、結果その部分が座屈する効果に加え、プレート境界の固着域において、大陸地殻がプレート間相互運動により左下方に押し込まれることによる屈曲の効果であると考えられる。これらの結果は、地殻内に存在する深部流体が、その周辺の地殻変動場に寄与している可能性を示唆する。

(4) 主な成果と課題

本研究では、福島県いわき市周辺で活発化した正断層型の群発地震活動域を事例とした地殻変動シミュレーションにより、その発生や周囲で生じる隆起には深部流体の存在が関与している可能性を示した。 今後は、同地域で生じた数年間に及ぶ長期間の湧水と、群発地震活動域下に見出された深部流体との 関連性について検討を進める予定である。

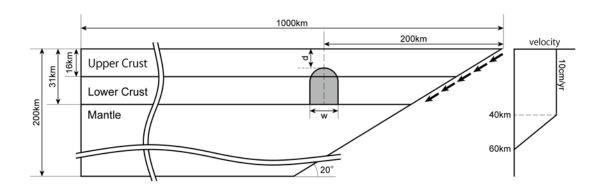


図 3.2.1-1 二次元有限要素法によるシミュレーションに用いたモデル 灰色の領域は流体分布域に対応する粘弾性体を表す。

表 3.2.1-1 二次元有限要素法に用いた物性値

領域	パラメータ	値
上部地殼(UC) 弾性体	P 波速度(Vpuc)	5850 m/s
	S 波速度(Vsuc)	3350 m/s
	密度(ρ _{UC})	2725 kg/m^3
下部地殼(LC) 弾性体	P 波速度(VpLC)	6600 m/s
	S 波速度(Vs _{LC})	3700 m/s
	密度(ρ _{LC})	$2950~kg/m^3$
マントル(M) 粘弾性体	P 波速度(Vp _M)	7800 m/s
	S 波速度(V _{SM})	4200 m/s
	密度(ρ _M)	3250 kg/m^3
	粘性係数(η _M)	$10^{19} \mathrm{Pa} \cdot \mathrm{s}$
低比抵抗域 粘弾性体	含水率(θ)	0.01
	P波速度	$0.94 V p_{BG}^*$
	S波速度	$0.94 V s_{BG}^*$
	密度	1000θ
		$+ (1-\theta)\rho_{BG}^*$
	粘性係数	$10^{18} \mathrm{Pa} \cdot \mathrm{s}$

[※] 添字BGは上部地殻中の低比抵抗域ではUC,下部地殻中ではLCを表す。

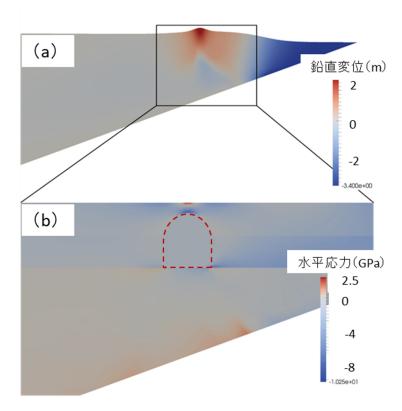


図 3.2.1-2 二次元有限要素法による粘弾性シミュレーション結果 (a)及び(b)は、それぞれ鉛直変位量、水平応力を示す。

- 1) 日本学術会議, 高レベル放射性廃棄物の処分について, 2012, 36p.
- 2) 総合資源エネルギー調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会地層処分技術ワーキンググループ,最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価—地質環境特性および地質環境の長期安定性について—,2014,61p.
- 3) 梅田浩司,安江健一,國分(齋藤)陽子,丹羽正和,浅森浩一,藤田奈津子,清水麻由子,島田 顕臣,松原章浩,田村 肇,横山立憲,渡邊隆広,徳安佳代子,濱 友紀,「地質環境の長期安定 性に関する研究」基本計画一第 3 期中長期計画(平成 27 年度~平成 33 年度), JAEA-Review 2015-012, 2015, 43p.
- 4) Koketsu, K., Yokota, Y., Nishimura, N., Yagi, Y., Miyazaki, S., Satake, K., Fujii, Y., Miyake, H., Sakai, S., Yamanaka, Y., Okada, T., A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, Earth and Planetary Science Letters, vol.310, no.3, 2011, pp.480-487.
- 5) Nishimura, T., Munekane, H., Yarai, H., The 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake and its aftershocks observed by GEONET, Earth Planets Space, vol.63, no.7, 2011, pp.631-636.
- 6) Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., Imakiire, T., Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, Nature, vol.475, 2011, pp.373-376.
- 7) 国土地理院, 特集・平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震から5年, 国土地理院ホームページ, http://www.gsi.go.jp/kanshi/h23touhoku 5years.html (参照: 2016 年 3 月 8 日).
- 8) Takada, Y., Fukushima, Y., Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku earthquake in Japan, Nature Geoscience, vol.6, no.8, 2013, pp.637-641.
- 9) Sagiya, T., Miyazaki, S., Tada, T., Continuous GPS arrays and present-day crustal deformation of Japan, Pure and Applied Geophysics, vol.157, 2000, pp.2303-2322.
- 10) Townend, J., Zoback, M.D., Stress, strain, and mountain building in central Japan, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.111, no.B3, 2006.
- 11) Terakawa, T., Matsu'ura, M., The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, Tectonics, vol.29, no.6, 2010.
- 12) Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Spatial variation of stress orientations in NE Japan revealed by dense seismic observations, Tectonophysics, vol.647-648, 2015, pp.63-72.
- 13) Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y., Asano, Y., Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan, Geophysical Research Letters, vol.39, no.3, 2012.
- 14) Toda, S., Stein, R.S., Lin, J., Widespread seismicity excitation throughout central Japan following the 2011 M=9.0 Tohoku earthquake and its interpretation by Coulomb stress transfer, Geophysical Research Letters, vol.38, no.7, 2011.
- 15) Hirose, F., Miyaoka, K., Hayashimoto, N., Yamazaki, T., Nakamura, M., Outline of the 2011 off the

- Pacific coast of Tohoku earthquake (M_w9.0) –Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity–, Earth Planets Space, vol.63, no.7, 2011, pp.513-518.
- 16) 気象庁,日本付近で発生した主な被害地震(平成8年度以降),気象庁ホームページ,http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/higai/higai1996-new.html (参照:2016年6月28日).
- 17) Yukutake, Y., Honda, R., Harada, M., Aketagawa, T., Ito, H., Yoshida, A., Remotely triggered seismicity in Hakone volcano following the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Earth Planets Space, vol.63, 2011, pp.737-740.
- 18) Ishibe, T., Satake, K., Sakai, S., Shimazaki, K., Tsuruoka, H., Yokota, Y., Nakagawa, S., Hirata, N., Correlation between Coulomb stress imparted by the 2011 Tohoku-Oki earthquake and seismicity rate change in Kanto, Japan, Geophysical Journal International, vol.201, no.1, 2015, pp.112-134.
- 19) 川辺岩夫, 地震に伴う地下水・地球化学現象, 地震 第2輯, vol.44, 1991, pp.341-364.
- 20) 佐藤 努, 高橋 誠, 淡路島の異常湧水の化学組成変化—1995 年兵庫県南部地震による影響—, 地球化学, vol.31, no.2, 1997, pp.89-98.
- 21) 北川有一, 小泉尚嗣, 東北地方太平洋沖地震(M9.0)後 1 日間での地下水位・地下水圧・自噴量変化, 活断層・古地震研究報告, no.11, 2011, pp.309-318.
- 22) Niwa, M., Takeuchi, R., Onoe, H., Tsuyuguchi, K., Asamori, K., Umeda, K., Sugihara, K., Groundwater pressure changes in Central Japan induced by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.13, no.5, 2012.
- 23) Lee, H.A., Woo, N.C., Influence of the M9.0 Tohoku Earthquake on groundwater in Korea, Geosciences Journal, vol.16, no.1, 2012, pp.1-6.
- 24) Lee, S.H., Ha, K., Shin, J.S., Ko, K.S., Hamm, Successive groundwater level changes on Jeju Island due to the Mw9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, vol.103, no.2B, 2013, pp.1614-1621.
- 25) Yan, R., Woith, H., Wang, R., Groundwater level changes induced by the 2011 Tohoku earthquake in China mainland, Geophysical Journal International, vol.199, no.1, 2014, pp.533-548.
- 26) 産業技術総合研究所, 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震(M7.0) に伴う温泉の変化, 産業技術総合研究所ホームページ, https://unit.aist.go.jp/ievg/crufluid-rg1/iwaki/onsen.html (参照: 2013 年 5 月 14 日).
- 27) 佐藤 努, 地震に伴って発生し四年以上も継続する温泉湧出, 産業技術総合研究所, IEVG ニュースレター, vol.2, no.3, 2015, pp.1-4.
- 28) 国見利夫, 高野良仁, 鈴木 実, 斎藤 正, 成田次範, 岡村盛司, 水準測量データから求めた日本 列島 100 年間の地殻上下変動, 国土地理院時報, vol.96, 2001, pp.23-37.
- 29) 小池一之, 町田 洋(編), 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 2001, 105p.
- 30) 東京大学地震研究所, なぜ沈降?なぜ隆起?東北地方太平洋沖地震で深まった謎, 東京大学地震研究所ニュースレターPlus, no.14, 2011, 4p.

- 31) 堤 浩之, 遠田晋次, 2011 年 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震の地震断層と活動履歴, 地質学雑誌, vol.118, no.9, 2012, pp.559-570.
- 32) 活断層研究会編, 新編 日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 1991, 437p.
- 33) 中田 高, 今泉俊文編, 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 2002, 68p.
- 34) Suzuki, T., Late quaternary crustal movements deduced from marine terraces and active faults, joban coastal region, northeast japan, Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, no.24, 1989, pp.31-42.
- 35) Imanishi, K., Ando, R., Kuwahara, Y., Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Geophysical Research Letters, vol.39, no.9, 2012.
- 36) Hashimoto, C., Matsu'ura, M., 3-D simulation of tectonic loading at convergent plate boundary zones: Internal stress fields in northeast Japan, Pure and Applied Geophysics, vol.163, no.9, 2006, pp.1803-1817.
- 37) Zhao D, The 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.0) sequence and subduction dynamics in Western Pacific and East Asia, Journal of Asian Earth Science, vol.98, 2015, pp.26-49.
- 38) Umeda, K, Asamori, K., Makuuchi, A., Kobori, K., Hama, Y., Triggering of earthquake swarms following the 2011 Tohoku megathrust earthquake, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.120, no.4, 2015, pp.2279-2291.
- 39) 藤原広行,河合伸一,青井 真,森川信之,先名重樹,工藤暢章,大井昌弘,はお憲生,若松加寿江,石川 裕,奥村俊彦,石井 透,松島信一,早川 讓,遠山信彦,成田 章,強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討,防災科学技術研究所研究資料,vol.337,2009,272p.
- 40) Suito, H., Hirahara, K., Simulation of Postseismic Deformations caused by the 1896 Riku-u Earthquake, Northeast Japan: Re-evaluation of the viscosity in the upper mantle, Geophysical Research Letters, vol.26, no.16, 1999, pp.2561-2564.
- 41) Yamasaki, T., Seno, T., High strain rate zone in central Honshu resulting from the viscosity heterogeneities in the crust and mantle, Earth and Planetary Science Letters, vol.232, no.1-2, 2005, pp.13-27.
- 42) Zhao, D., Hasegawa, A., Horiuchi, S., Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.97, no.B13, 1992, pp.19909-19928.
- 43) 上嶋 誠, 地震発生と水(電気比抵抗と水), 東京大学出版会, 2003, pp.283-296.
- 44) DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, Geophysical Research Letters, vol.21, no.20, 1994, pp.2191-2194.
- 45) Hashimoto, C., Noda, A., Sagiya, T., Matsu'ura, M., Interplate seismogenic zones along the

- Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, Nature Geoscience, vol.2, no.2, 2009, pp.141-144.
- 46) Uchida, N., Matsuzawa, T., Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, Earth, Planets Space, vol.63, no.7, 2011, pp.675-679.
- 47) Shewchuk, J.R., Triangle: Engineering a 2D Quality Mesh Generator and Delaunay Triangulator, Applied Computational Geormetry Towards Geometric Engineering, Springer-Verlag, 1996, pp.203-222.
- 48) Aagaard, B.T., Knepley, M.G., Williams, C.A., A domain decomposition approach to implementing fault slip in finite-element models of quasi-static and dynamic crustal deformation, Journal of Geophysical Research: Solid, vol.118, no.6, 2013, pp.3059-3079.

3.2.2 時間スケールに応じた地圏環境変動の予測技術

(1) はじめに

地層処分における将来の地質環境の予測・評価は、過去の自然現象の偏在性や変動傾向に基づき、将来へ外挿することが基本となる。しかしながら、過去のイベントや変動パターン・規模に係る記録は、遡る年代や地域によって識別できる分解能が異なることから、予測結果に伴う不確かさも様々である。また、時間スケールごとの変動方向や速度が大きく異なる場合、その地域は変動の一様継続性が成立しておらず、単純な外挿による予測には大きな不確実性を伴うこととなる。本研究では、これまで取り扱っていなかった測地学的アプローチも駆使して、数十年~数百年、数千年~数万年、数十万年~数百万年といった異なる時間スケールでの変動方向・速度の解析及びこれらを指標とした不確実性を考慮したモデリング技術の開発を目指す。

(2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

過去の地質学的現象の因果関係や連続性について、笠原・杉村(1978)¹⁾, 松田(1988)²⁾は、第四紀後期の地殻変動には、①変位の向きの一様性、②変位の等速性といった経験則を見出し、これらを「一様継続性」と呼んだ。このような変動の一様継続性という概念は、数年~数十年の測地学的な観測によって認められる短期的な変動傾向ではなく、地形学・地質学的な調査から得られる数千年以上の時間間隔でとらえた場合の運動像である。これは、過去から現在までの変動の履歴を検討し、その中から時間的、空間的な変動の普遍性や法則性を見出すことでその傾向を将来に延長するといった外挿法による予測を適用する上で、重要な概念となる。従って、外挿法による予測においては、変動の一様継続性がどの地域でいつ頃に成立したかが重要となる。

地形・地質学的情報や山地発達モデルによって推定された,日本列島におけるネオテクトニクスの成立時期によると,第四紀の始めから百万年前頃には、多くの地域において現在の地殻変動の傾向が始まったと考えられている(梅田ほか,2013³)。しかしながら、日本海東縁、伊豆半島周辺、沖縄トラフでは、比較的若い時代(第四紀後半)に変動が開始したと考えられており、変動の方向や速度も将来予測の前提となる定常状態、すなわち一様継続性に至っていないことが考えられる。また、背弧海盆の拡大や海溝軸の移動等といったプレートシステムの転換に関する最近の研究(例えば、Strak and Schellart、2014⁴)によれば、数十万年~数百万年の時間スケールにおけるこれらの現象は、沈み込むスラブの形状や到達深度等に応じたいくつかの段階で加速度的な変動を示すことも指摘されている。このように、一様継続性の成立性に乏しいと考えられる場合や、外挿が妥当と考えられる期間よりも長期間の予測を行う場合には、他のアプローチ(例えば、対象とする現象の物理・数学的モデルを用いた数値シミュレーションによる予測等)を検討しておくことも重要となる。

一方で、東濃地域と幌延地域を事例とした地形・地質構造の発達や海水準変動等を考慮した過去から現在までの地下水流動に関する研究(例えば、Niizato et al., 2009⁵);尾上ほか、2009⁶)によれば、自然現象が地下水流動特性の長期変化に及ぼす影響を概括的に理解するためには、地形変化や気候変動を考慮した地下水流動解析が有効であることが示されている。特に、百万年以上に及ぶ時間スケールで過去から現在までの地質環境の長期変動を把握する技術を確立するためには、地形・地質モデル、水理モデル等を統合したモデルの開発とそのための数値化・可視化技術及び不確実性の評価手法の整備が重要である。

以上のことから、本研究では、時間スケールに応じた地殻変動の一様継続性の評価手法に関する検

討,地質環境長期変動モデルの構築,超長期の変動に関する確率論的評価手法の開発を進める。この うち本報では、数値シミュレーションによる地殻変動予測技術の構築に関する成果について述べる。

(3) 実施内容・結果

前述したように、地層処分における地質環境の予測及び評価は、過去の自然現象の偏在性や変動傾向に基づき、将来へ外挿することが基本となるが、一般に、単純な外挿によって構築可能な将来の地形・地質モデルは、概念的なモデルに留まるため、その時空間的な変動を定量的かつ三次元的に評価することは難しい。また、地殻変動は時空間的に一様ではなく、地殻内の物性不均質等にも支配されると考えられる。このため、地形・地質学的手法による過去から現在までの長期的な変遷に基づいた帰納的な予測アプローチに加えて、変動のメカニズムを考慮した運動学的な数値シミュレーションにより、将来の地殻変動を定量的に評価する演繹的な手法を構築することも重要であると考えられる。これらのことから、本研究では、地下構造の粘弾性不均質を考慮した数値シミュレーションによって、地殻変動の時間発展を予測する手法を構築するため、九州地方南部のせん断帯を事例とした三次元地殻変動シミュレーションを実施した。

解析では,有限差分法コード FLAC3D ver. 5.0(Itasca, 2017⁷⁾)を用いて,領域内を全て弾性体と仮定 した均質なモデルと、地球物理学的情報を基に地殻の粘弾性不均質を仮定したモデルについて、それ ぞれ数値シミュレーションを実施した。モデル領域は,九州地方のほぼ全域をカバーする,南北 300 km, 東西 200 km, 深さ 30 km の領域であり、均質・不均質モデルともに節点 120,156 点、要素は全て六面体 で構成される。要素の大きさは,水平方向 4 km, 上下方向 1 km とした(図 3.2.2-1)。 境界条件は,フィリ ピン海プレートの沈み込み及び沖縄トラフの拡大に伴う変位速度を考慮した(図 3.2.2-2)。九州地方を アムールプレートとみなした場合,フィリピン海プレートの収束速度は,グローバルなプレート運動モデル に従うと、約6~7 cm yr¹と推定される(Sella et al., 20028); DeMets et al., 20109)。一方で、豊後水道では、 Mi 7クラスの地震に相当するスロースリップイベントにより定期的にプレート沈み込みによる一部の弾性ひ ずみが解放されていること(Hirose et al., 1999¹⁰⁾; Miyazaki et al., 2003¹¹⁾; Ozawa et al., 2013¹²⁾) や, 豊後 水道の南方沖合に位置する海域では、1968年及び1996年に発生した日向灘地震のような低角逆断層 型地震が周期的に発生していること(Yagi et al., 1999¹³⁾; Yagi et al., 2001¹⁴⁾)が知られている。これらを踏 まえると, グローバルなプレート運動モデルから導かれる約 6~7 cm yr¹の収束速度は, シミュレーション の変位速度境界条件としてはやや過大であると考えられる。さらに、GNSS 速度場に示される九州地方 北東部の地殻変動(例えば、Takayama and Yoshida, 2007¹⁵⁾; Wallace et al., 2009¹⁶⁾) は、フィリピン海プレ ートの収束方向への変動が卓越しており、沖縄トラフの拡大の影響よりもプレート沈み込みによる影響の 方が支配的である。他方, 九州地方南部における沖縄トラフの拡大速度は, GNSS 速度場から約 1 cm yr⁻¹であることが推定されている(Nishimura *et al.*, 2004¹⁷⁾)。以上を合わせて考えると, 九州地方北東部 の沈み込みの影響は、少なくとも沖縄トラフ拡大速度よりは大きいと予想される。このことから、フィリピン 海プレートの沈み込みよる変位速度境界条件は,暫定的に3 cm yr¹,沖縄トラフの拡大による変位速度 境界条件は 1 cm yr¹と仮定した(図 3.2.2-2)。また, モデル領域の底面(深さ30 km)はローラー条件を 課し,上下方向には不動とした。さらに,モデル領域の側面は自由境界とした。

モデルを構成する媒質について、弾性体を仮定した均質なモデルでは、剛性率を 30 GPa, ポアソン比を 0.25 とした。一方で、粘弾性不均質を考慮したモデルについては、上部地殻を厚さ 15 km の弾性体(剛性率を 30 GPa, ポアソン比を 0.25),下部地殻を厚さ 15 km の Maxwell 粘弾性体(剛性率を 30 GPa, ポアソン比を 0.25,粘性率 10^{21} Pa・s)と仮定した。なお、粘性率については,Kaufmann and Amelung $(2000)^{18}$ を参照した。また,既存の研究によって推定されている地震発生層の下面深度分布や三次元

地震波速度構造等の情報を踏まえ,九州地方を南北に横切るような幅 40 km の火山フロントを設定した(図 3.2.2-1)。さらに,MT 法によって推定された比抵抗構造 (Umeda et al., 2014^{19})を基に,地殻内の流体が存在する領域として,九州地方南部のせん断帯直下(深さ $10\sim30 \text{ km}$)の背弧側に粘性の低い領域(粘性率 $10^{18}\text{Pa}\cdot\text{s}$,図 3.2.2-1 の赤色でハッチを付した部分)を設定した。なお,今回のシミュレーションでは,重力の効果を考慮していない。また,このシミュレーションでは,各モデルとも外力を作用させてから 30,000 年後までの計算を行った。

以上に述べた数値シミュレーションの結果を図 3.2.2-3 に示す。均質なモデル及び粘弾性不均質を考慮したモデルともに、フィリピン海プレートの沈み込みと沖縄トラフの拡大による効果を考慮することによって、東西方向に延びるせん断ひずみ速度の大きな領域が定性的に再現された。ここで、均質なモデルに関するせん断ひずみ速度の分布については、鉛直方向にほとんど変化がなかった。一方、粘弾性不均質を考慮したモデルでは、せん断ひずみ速度分布の空間変化が非常に大きい。今回の不均質モデルでは深さ 10~15 km 以深に粘性率の低い領域を設定したが、その領域の直上には局所的にせん断ひずみ速度の大きな領域が現れ、それらが地表へと繋がる様子が認められた。この特徴は、GNSS 観測データに基づいて推定された九州地方のせん断ひずみ速度分布(Wallace et al., 2009¹⁶))にも認められている。以上の結果は、地殼内に存在する流体が、その周辺の地殼変動場に密接に関与していることを示唆すると考えられる。

(4) 主な成果と課題

本研究では、地下構造の粘弾性不均質を考慮した数値シミュレーションによって、地殻変動の時間発展を予測する手法を構築するため、九州地方南部のせん断帯を事例とした三次元地殻変動シミュレーションを実施した。その結果、GNSS 観測によって推定された局所的な地殻変動が、流体分布域を粘弾性体として仮定したシミュレーションによって定性的に再現されることが確認できた。これらの成果は、地殻内の粘弾性不均質がその周辺の局所的な地殻変動に関与していることを示唆するとともに、三次元地殻変動シミュレーションにおいて地殻内の粘弾性不均質を考慮することの重要性を示すと考えられる。

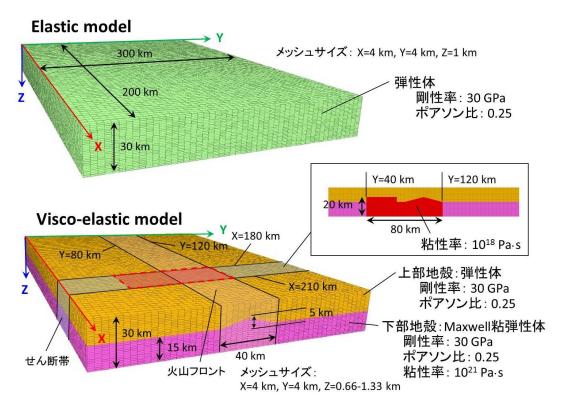


図 3.2.2-1 モデル領域と構造及び媒質

(上)均質なモデル, (下)粘弾性不均質を考慮したモデル。赤色の点線で囲んだ $X=180\sim210$ km, $Y=40\sim120$ km の領域に粘性率の低い領域を設定した。

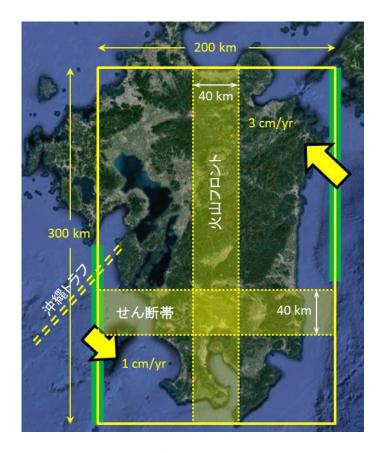


図 3.2.2-2 モデルに与えた変位速度境界条件

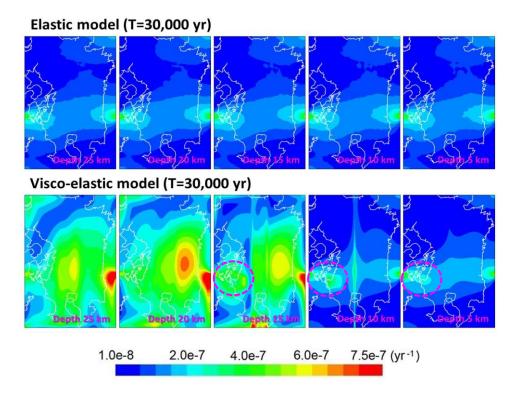


図 3.2.2-3 30,000 年経過時のせん断ひずみ速度の深さ方向の分布

- 1) 笠原慶一, 杉村 新, 変動する地球 I —現在および第四紀—, 岩波書店 岩波講座地球科学, vol.10, 1978, 296p.
- 2) 松田時彦, 地殻運動からみた第三紀/第四紀—第四紀地殻運動の一様観の検討—, 月刊地球, vol.10, 1988, pp.599-603.
- 3) 梅田浩司, 谷川晋一, 安江健一, 地殻変動の一様継続性と将来予測―地層処分の安全評価の視点から一, 地学雑誌, vol.122, no.3, 2013, pp.385-397.
- 4) Strak, V., Schellart, W.P., Evolution of 3-D subduction-induced mantle flow around lateral slab edges in analogue models of free subduction analysed by stereoscopic particle image velocimetry technique, Earth and Planetary Science Letters, vol.403, 2014, pp.368-379.
- 5) Niizato, T., Yasue, K., Kurikami, H., Kawamura, M., Ohi, T., Synthesizing geoscientific data into a site model for performance assessment: A study on the long-term evolution of the geological environment in and around the Horonobe URL, Hokkaido, northern Japan, Proceedings of 3rd Workshop on Approaches and Challenges for the Use of Geological Information in the Safety Case, 2009, pp.222-234.
- 6) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛, 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流動特性に与える影響の解析的評価の試み, 日本原子力学会和文論文誌, vol.8, no.1, 2009, pp.40-53.
- 7) Itasca, FLAC3D, http://www.itascacg.com/software/flac3d (参照:2017年2月28日).
- 8) Sella, G.F., Dixon, T.H., Mao, A., REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.107, no.B4, 2002.
- 9) DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Geologically current plate motions, Geophysical Journal International, vol.181, no.1, 2010.
- 10) Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N., Miyazaki, S., A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, Geophysical Research Letters, vol.26, no.21, 1999, pp.3237-3240.
- 11) Miyazaki, S., McGuire, J. J., Segall, P., A transient subduction zone slip episode in southwest Japan observed by the nationwide GPS array, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.108, no.B2, 2003.
- 12) Ozawa, S., Yarai, H., Imakiire, T., Tobita, M., Spatial and temporal evolution of the long-term slow slip in the Bungo Channel, Japan, Earth, Planets and Space, vol.65, no.2, 2013, pp.67-73.
- 13) Yagi, Y., Kikuchi, M., Yoshida, S., Comparison of the co-seismic rupture with the aftershock distribution in the Hyuga-nada earthquake of 1996, Geophysical Research Letters, vol.26, no.20, 1999, pp.3161-3164.
- 14) Yagi, Y., Kikuchi, M., Sagiya, T., Co-seismic slip, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large earthquake in 1996 in Hyuga-nada, Japan, Earth, Planets and Space, vol.53, no.8, 2001,

- pp.793-803.
- 15) Takayama, H., Yoshida, A., Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.112, no.B6, 2007.
- 16) Wallace, L. M., Ellis, S., Miyao, K., Miura, S., Beavan, J., Goto, J., Enigmatic, highly active left-lateral shear zone in southwest Japan explained by aseismic ridge collision, Geology, vol.37, no.2, 2009, pp.143-146.
- 17) Nishimura, S., Hashimoto, M., Ando, M., A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu arc, Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol.142, no.3-4, 2004, pp.185-203.
- 18) Kaufmann, G., Amelung, F., Reservoir-induced deformation and continental rheology in vicinity of Lake Mead, Nevada, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.105, no.B7, 2000, pp.16341-16358.
- 19) Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A., Kobori, K., Earthquake doublet in an active shear zone southwest Japan: Constraints from geophysical and geochemical findings, Tectonophysics, vol.634, 2014, pp.116-126.

3.3 年代測定技術の開発

3.3.1 ウラン系列放射年代測定法の実用化

(1) はじめに

将来の地質環境の安定性を評価する上では、着目する地質環境の過去の変遷を解読し、変遷の傾向を将来へ外挿して予測することが基本となる。過去の地質環境の変遷を解読するためには、隆起・侵食や断層運動及び火成活動等の自然現象に時間軸を与える放射年代測定法による編年技術の整備が不可欠である。また、現時点では地層処分に関して特定の地質やサイトが選定されていないことから、概要調査や精密調査の段階でこの編年技術を有効なものとするには、様々な地質環境を想定して普遍的に存在する試料に対応でき、かつ広範な年代範囲で測定可能な技術の整備が求められる。

このうち、地下の地質環境の変遷を読み解くためには、地下水やガスの通路となり得る高透水性の地質構造(透水性割れ目や断層等;Yoshida et al., 2000¹⁾;舟木ほか、2009²⁾)を把握した上で、その長期的な発達過程を推定することが重要となる。数十万年程度の時間スケールにおける割れ目の発達過程を推定するためには、割れ目の形成やシーリング等の形成・発達履歴を明らかにし、割れ目近傍の環境変化を解読する必要がある(吉田、2012³⁾)。割れ目の形成・発達履歴を解明する上で、割れ目を充填する鉱物はその指標になり得る(石橋ほか、2014⁴⁾)。例えば、西本ほか(2008)⁵⁾や Nishimoto and Yoshida (2010) ⁶⁾では、割れ目充填鉱物の産状や晶出温度から、割れ目の形成・発達履歴が議論されている。また、サイトに存在する断層の活動性を評価することも重要となるが、これには炭酸塩鉱物(方解石)等の充填鉱物の年代測定(例えば、柴田・高木、1988⁷⁾; Vargas et al., 2011⁸⁾; Yamasaki et al., 2013⁹⁾; Nuriel et al., 2012¹⁰⁾)が有効である可能性がある。炭酸塩鉱物は岩種や岩盤の形成過程に依存せずに、岩盤中に広く一般的に産出する鉱物であるため(Yoshida et al., 2000¹⁾; 西本ほか、2008⁵⁾; Nishimoto and Yoshida, 2010⁶⁾; Iwatsuki and Yoshida, 1999¹¹⁾; 吉田、2012¹²⁾; 横田・吉田、2013¹³⁾), 汎用的な古環境指標物質として利用可能である。

ウラン(U)は微量元素であるものの岩石中に一般的に存在する元素であり、ウラン系列の放射年代測定は、応用できる試料の対象範囲が広く、地球惑星科学の分野で広く用いられている。ウラン-238(²³⁸U、半減期:約44億6800万年)及びウラン-235(²³⁵U、半減期:約7億380万年)の壊変を年代時計として利用するウラン-鉛(U-Pb)法は、数十万年から数十億年までの時間分解能を有する。また、ウラン-234(²³⁴U)とトリウム-230(²³⁰Th)の放射非平衡を利用したウラン・トリウム(U-Th)法では、数千年からおよそ50万年前までの比較的若い年代に対応した年代学的な評価が可能である。以上から、特に炭酸塩鉱物に対するウラン系列の放射年代測定技術は、地質環境の長期安定性を評価する際に有効であると考えられるため、その技術開発を進めている。

(2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

年代測定の対象とする炭酸塩鉱物は、結晶成長の段階で取り込む鉱物周辺の不純物の濃度等に応答して累帯構造を呈することが多く、地下環境下での形成・発達史をより正確に解読して過去の炭酸塩鉱物の生成環境を再現するためには、空間分解能の高い(数 μm から数百 μm)分析技術を構築する必要がある。このような空間分解能の高い分析技術の構築は、炭酸塩鉱物に留まらず、近年の古環境指標物質(特にジルコン等の鉱物分析)の年代測定技術開発の傾向でもある。放射年代測定では、親核種の子孫核種への壊変寄与を検出する手法であるため、親核種あるいは子孫核種に同位体が存在する場

合には同位体分析を必要とする。空間分解能の高い同位体分析手法としては、二次イオン質量分析法や誘導結合プラズマ(ICP)質量分析法の試料導入部にレーザーアブレーション装置を採用した LA-ICP 質量分析法等が挙げられる。このような局所領域に対して直接分析が可能な手法には、前処理の簡便性や高い空間分解能で年代値や同位体組成が得られる等の長所がある反面、分析値の補正のために分析対象とする鉱物と結晶構造や元素の存在度が酷似した標準試料を必要とするため、対象試料範囲の拡大(一般化)が困難であるという短所もある。このような点から、炭酸塩鉱物の局所領域に対する年代測定手法の確立は、地下環境の変遷を再現する手法としてブレークスルーとなり得る一方で、分析技術の確立には標準試料の選定等の課題も多い。

(3) 実施内容・結果

平成 27 年度には、ジルコンを対象として平成 26 年度に導入した LA-ICP 質量分析装置による U-Pb 年代測定手法の整備を試みた。また、炭酸塩鉱物の U-Pb 年代測定手法の確立に向けて、炭酸カルシウムの標準試料の選定に着手した。平成 28 年度は、平成 27 年度に引き続きジルコンを対象とした U-Pb 年代測定手法の整備・高度化を進めるとともに、炭酸カルシウムの標準試料の選定を行った。さらに、割れ目を充填する炭酸塩鉱物の分析に必要な同位体イメージング技術の整備を実施した。

1) ジルコンの分析による LA-ICP 質量分析計を用いた U-Pb 年代測定技術の確立

平成 27 年度には、LA-ICP 質量分析法や二次イオン質量分析法によるジルコンの U-Pb 年代測定や 希土類元素分析において、標準試料として広く利用されているジルコン 91500 (年代値 1065 Ma; Wiedenbeck et al., 1995¹⁴⁾)を用いて、年代既知のジルコン Ybr157 (報告年代値 569.5 Ma)の U-Pb 年代 測定を実施した。しかしながら、得られた年代値が報告年代値に対して有意に古い値 (約 600 Ma)を示し、年代一致曲線 (コンコーディア) から外れるという問題が生じていた。この年代値の相違は、分析時における 91500 と Ybr157 の間のレーザー照射に対する応答の違いから生じていると判断され、特に Pb/U 比の分析に問題があることが示唆された。この問題の解決を図るため、平成 28 年度はレーザーの照射条件についてより詳細な検討を行った。分析には挟み込み法によるデータ補正に用いる標準ジルコンとして 91500 を用い、未知試料として測定するジルコンには、年代標準試料としてより広く利用されている年代既知ジルコン FC1 (年代値 1099 ± 0.6 Ma; Paces and Miller、1993¹⁵⁾; Compston、1999¹⁶⁾; Black et al.、2003¹⁷⁾; Schmitz et al.、2003¹⁸⁾)を用いた。全ての U-Pb 同位体比測定にはレーザーアブレーション装置 (Photon Machines 社製 Analyte G2) 及びマルチコレクターICP 質量分析計 (Thermo Scientific 社製 NEPTUNE-plus)を用いた。

平成 27 年度に実施したジルコンの分析におけるレーザー照射条件(直径 25 μm 円形, 定点法, エネルギー密度 2.0 J cm⁻², 繰り返し周波数 5 Hz)では,分析時間の経過とともに U 及び Pb イオンの信号強度が著しく減衰しており,ダウンホール分別として知られる元素分別が生じていた。そのため,分析条件のうち主にレーザーの径,照射法(定点法/走査法),エネルギー密度及び繰り返し周波数を変えて,信号強度の変動を把握し,得られる分析年代値と報告されている年代値とを比較して適切な分析条件を検討した。分析結果の一例を図 3.3.1-1 に示す。分析条件の検討の結果,20 μm 程度の空間分解能を必要とする分析では、レーザー照射による掘削深度が大きくなるにつれて生じるダウンホール分別を抑制するため、3 Hz 程度の低周波数で分析する必要があることが判明した。一方で 3Hz 以下の繰り返し周波数では、U 及び Pb イオンの信号強度がレーザーの周波数と同調して変動するため、レーザーの繰り返し周波数を下げ過ぎず(3 Hz 以上)、エネルギー密度を下げる(2.0 J cm⁻²程度)ことで、ダウンホール分別の影響を軽減させることが重要であることが確認された。図 3.3.1-1 に示した分析では、FC1 の 18 の測定

点より得られた年代値が 1107 ± 7.9 Ma となり、報告年代値の 1099 ± 0.6 Ma と比較して 1σ 誤差範囲は重なった。加えて、同一条件にて平成 27 年度に U-Pb 年代測定を実施した Ybr157 について、再測定を実施したところ、得られた U-Pb 年代値は 566 ± 9.6 Ma であり、 1σ 誤差の範囲内に報告年代値(569.5 Ma) が含まれる(図 3.3.1-2)。これにより、複数のジルコン試料について年代測定が可能であることが確認され、LA-ICP 質量分析による高精度かつ高確度な U-Pb 年代測定手法を整備することができたと判断できる。

2) 炭酸塩鉱物の標準試料の選定

LA-ICP 質量分析法による同位体分析では、試料にレーザーが照射される時に起きる元素分別が試料の物理的特性及び化学的特性(マトリックス)に依存するため、マトリックスの同じ標準試料と未知試料を交互に測定し、未知試料の分析値を挟み込み法によって補正する手法が用いられている。そのため、ジルコンや炭酸塩鉱物といった個々の試料に応じて、同じマトリックスの標準試料を使用する必要がある。炭酸塩鉱物のLA-ICP質量分析では、世界的にも未だに標準試料が選定・開発されておらず、この課題を解決するため、平成26年度より標準試料の選定と評価に取り組んできた。平成28年度も、標準試料の選定及び作製を継続して実施した(原子力機構、2017¹⁹)。

標準試料の選定では、既往研究で湿式 U-Pb 年代測定の実施されている蒸発岩(Castile Fomation Evaporite:CFE)中の方解石(total Pb/U アイソクロン年代値:251.5 ± 2.8 Ma [Becker et al., 2002²⁰⁾])について、LA-ICP 質量分析法による U-Pb 同位体分析を実施した。CFE 中の方解石試料の Pb 同位体組成に関する均質性から標準試料としての有用性が確認された。また、Pb/U 比及び Pb 同位体比が均質な方解石の人工作製を試行した。人工作製では、U及び Pb イオンを含む標準溶液から単相の方解石結晶を沈殿させる手法(以下、「沈殿法」)と、炭酸カルシウム粉末に U及び Pb イオンを含む標準溶液を添加してペレットを作製する手法(以下、「ペレット法」)を試行した。沈殿法による試料作製では、天然の炭酸塩鉱物の持つ U/Pb 比の多様性を考慮し、標準溶液中の Pb イオンの濃度を変化させることによって、3種類の U/Pb 比の異なる方解石の作製に成功した。ペレット法による試料作製では、同位体イメージングによって試料中の U及び Pb の濃度分布に不均質が確認された。

3) 割れ目を充填する炭酸塩鉱物の分析

LA-ICP 質量分析計による炭酸塩鉱物の局所領域 U-Pb 年代測定を実施するうえで重要になるのが、分析点の選定である。一般に鉱物内の微量元素分布には有意な不均質性が見られ、この微量元素分布の不均質性は炭酸塩鉱物にも認められている(例えば、Milodowski et al., 2005²¹⁾)。従って、炭酸塩鉱物に限らず、鉱物の年代測定を実施するには、微量元素分布の情報からこのような形成・発達履歴を解読する必要がある。また、海成炭酸塩鉱物の微量元素の分配係数と平衡濃度から、炭酸塩鉱物は U濃度が低く U-Pb 年代測定の困難さが指摘されているため (Jahn and Cuvellier, 1994²²⁾)、ウラン系列の放射年代測定を適用する上では、U(親核種)濃度の高い領域を探索する技術整備が必要である。炭酸塩鉱物の形成発達履歴の解読及びU濃度の高い領域を探索するための有効な手法としてLA-ICP質量分析法による同位体イメージングが挙げられる。平成 28 年度は LA-ICP 質量分析法を用いた同位体イメージング技術の整備を行った。

LA-ICP 質量分析法によって炭酸塩鉱物試料の U や Pb についての同位体イメージングを取得することにより, 試料の中で局所領域 U-Pb 年代測定に適する領域を選定することが可能になる。一般的には, 親核種である U の濃度が高く, 初生 Pb の濃度が低い領域が年代測定に適すると考えられるが, そのような領域から得られた U-Pb 年代値が必ずしも鉱物の生成年代を表すとは限らない。例えば, 別の粒子状物質の混入の痕跡が認められる場合や, 鉱物生成後の局所的変質によって特定の元素が濃集(あるい

は散逸)した結果, U 濃度が高く, Pb 濃度が低い領域が生じた場合等, 試料の元素・同位体について閉鎖系が成り立っていない場合は, 分析対象として不適切な領域となる。このような不適切領域は周囲と比べて有意に異なる元素組成を示すため, 様々な同位体のイメージングを取得することによってこれを判別することができる。LA-ICP 質量分析法による同位体イメージングでは広い濃度範囲で U, Th, Pb 及びその他の微量元素の同位体イメージングが可能なため, この手法は微小領域 U-Pb 年代測定にとって有効である。これらの知見に基づき, 平成 28 年度はレーザーアブレーション装置(Photon Machines 社製Analyte G2)に ICP 四重極型質量分析計(Agilent 社製 ICP-MS 7700x)を接続したシステムを構築し, これを用いて炭酸塩試料の同位体イメージングを取得する技術を整備した。同位体イメージングを実施した例として, 山口県美弥市秋吉台の北山北より採取した鍾乳石(試料名: AK-1)(原子力機構, 2015²³⁾)の結果を図 3.3.1-3 に示す。

(4) 主な成果と課題

ジルコン試料 FC1 の U-Pb 年代測定を通じて、平成 26 年度に導入した LA-ICP 質量分析計による微小領域 U-Pb 同位体分析技術を確立した。分析条件の検討の結果、レーザー照射によって生じるダウンホール分別を抑制するため、3 Hz 程度の低周波数で分析する必要があることが判明した。複数のジルコン試料について年代測定が可能であることが確認されたため、本装置を用いた U-Pb 年代測定手法を整備することができたと判断できる。今後予定する炭酸塩鉱物の U-Pb 年代測定においては、ジルコンの分析と同様に、測定する試料の U 及び Pb の含有量を考慮した適切な分析条件を探る必要がある。

炭酸塩鉱物の標準試料の選定については、湿式 U-Pb 年代測定によって年代値が決定されている炭酸塩鉱物試料(CFE 中の方解石)について同位体分析を実施した。その結果、この試料が炭酸塩鉱物微小領域 U-Pb 年代測定の標準試料として利用できる可能性が示唆された。また、人工的に単相の炭酸塩鉱物(方解石)を生成することに成功した。また、生成手法としては、ペレット法よりも沈殿法が有効であることが判明した。人工的に作製した試料は、今後、標準試料としての有用性(Uや Pb等の元素の均質性)を確認するほか、U/Pb 比が任意に調製できるように試作を重ねる必要がある。CFE 中の方解石だけでなく、複数の標準試料が得られれば、より精度の高い炭酸塩鉱物の年代測定が可能となる。

また、割れ目を充填する炭酸塩鉱物の分析に備えてLA-ICP 質量分析法による同位体イメージング技術を確立したことにより、微小領域 U-Pb 年代測定を行ううえで有用な元素分布情報を取得できるようになった。この技術は、様々な炭酸塩試料の微小スケールの元素・同位体分布情報を得る有効な手段であるとともに、微小領域 U-Pb 年代測定を行う際には特に必要とされる技術であると言える。

今後は、示準化石等の年代既知の炭酸塩鉱物を試験試料として、これまでに整備・確立した手法を用いた年代測定を実施し、本技術の有効性を確認する。また、同位体イメージングの高度化として、質量分析部のドリフトの抑制、バックグラウンド信号の低減、分析精度の向上等を行うことで、より確度の高い同位体イメージング技術の整備を目指す。

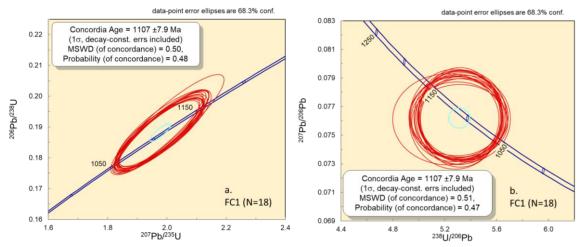


図 3.3.1-1 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果

a. Wetherill コンコーディア図; b. Tera-Wasserburg コンコーディア図

青曲線はコンコーディア(年代一致曲線)を示し、図中の数値はコンコーディアプロットから得られる年代値(Ma)を示す。赤楕円は各測定点から得られた同位体比(1σ 標準誤差を含む)を示し、水色の楕円は 18 点分析から得られた平均値を示す。また、枠内の MSWD は重み付き標準偏差の二乗平均を、 Probability はコンコーディアとの相関性を示す。

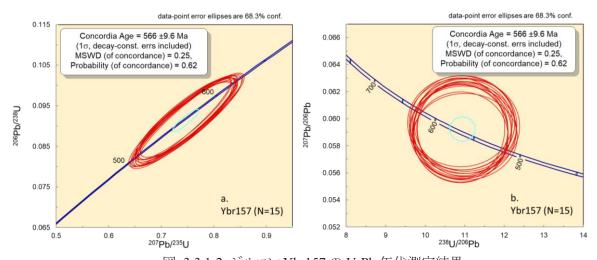


図 3.3.1-2 ジルコン Ybr157 の U-Pb 年代測定結果

a. Wetherill コンコーディア図; b. Tera-Wasserburg コンコーディア図

青曲線はコンコーディア(年代一致曲線)を示し、図中の数値はコンコーディアプロットから得られる年代値(Ma)を示す。赤楕円は各測定点から得られた同位体比(1σ 標準誤差を含む)を示し、水色の楕円は 1σ 点分析から得られた平均値を示す。また、枠内の MSWD は重み付き標準偏差の二乗平均を、 Probability はコンコーディアとの相関性を示す。

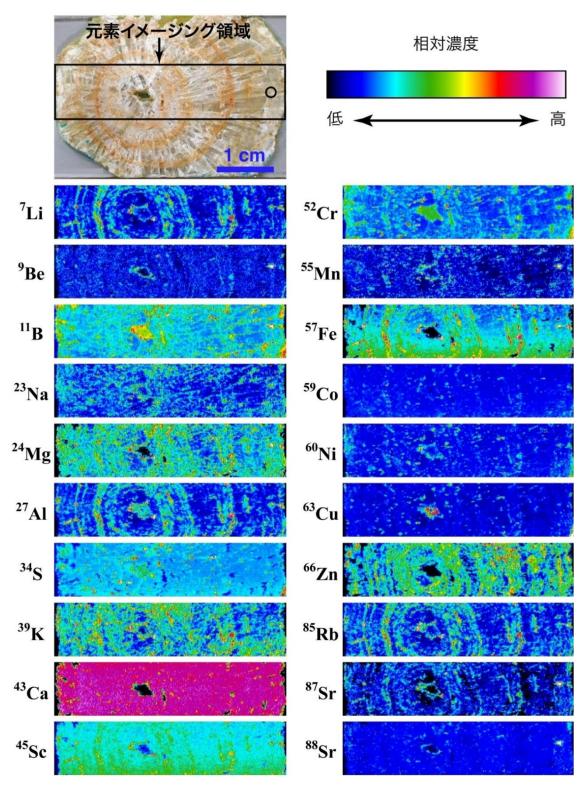


図 3.3.1-3 鍾乳石試料 AK-1 の同位体イメージングの結果(1/2)

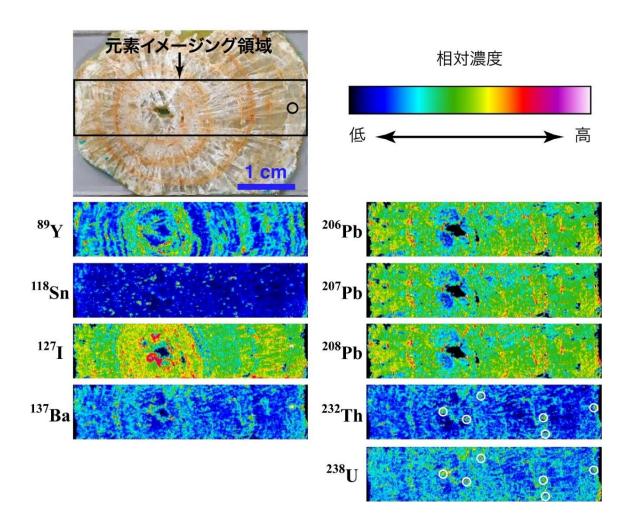


図 3.3.1-3 鍾乳石試料 AK-1 の同位体イメージングの結果(2/2)

試料写真中の小円で囲んだ部位において Be, B, Mg, Mn, Fe, Sr, Ba 等が顕著に濃集していることが確認できる。 232 Th 及び 238 U の同位体イメージング中の白円で囲んだ領域は U と Th の両方が濃集している微小部位(直径 200 μ m 程度)である。同位体イメージングの結果から,鍾乳石の主成分元素である Ca の濃度分布に有意な変動はないが,その他のほとんどの元素の濃度分布には有意な変動が認められた。試料写真で確認される薄茶色層と高濃度部が良く一致するのは Li, Al, Fe, Rb, ある程度一致するのは Mg, K, Sc, Sr, Pb であり,その他の元素は有意な一致を示さない。同位体イメージング領域の中央から下半分にかけて Sc と Fe の濃度が徐々に上昇しているように見えるが,これは質量分析部のドリフトが原因であり,実際には濃度上昇は起きていないことが判明した。

レーザーの形状及び走査速度はそれぞれ 150×150 μm 正方形及び 300 μm s⁻¹。同位体イメージング 所要時間は 158 分。

- 1) Yoshida, H., Aoki, K., Semba, T., Ota, K., Amano, K., Hama, K., Kawamura, M. and Tsubota, K., Overview of the stability and barrier functions of the granitic geosphere at the Kamaishi mine: Relevance to radioactive waste disposal in Japan, Engineering Geology, vol.56, no.1-2, 2000, pp.151-162.
- 2) 舟木泰智, 石井英一, 常盤哲也, 新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか?, 応用地質, vol.50, no.4, 2009, pp.238-247.
- 3) 吉田英一、地層処分 脱原発後に残される科学課題、近未来社、2012、168p.
- 4) 石橋正祐紀, 安藤友美, 笹尾英嗣, 湯口貴史, 西本昌司, 吉田英一, 深部結晶質岩における割れ目の形成・充填過程と透水性割れ目の地質学的特徴—土岐花崗岩を例として—, 応用地質, vol.55, no.4, 2014, pp.156-165.
- 5) 西本昌司, 鵜飼恵美, 天野健治, 吉田英一, 地下深部花崗岩の変質プロセス解析―土岐花崗岩 を例にして―, 応用地質, vol.49, no.2, 2008, pp.94-104.
- 6) Nishimoto, S. and Yoshida, H., Hydrothermal alteration of deep fractured granite: Effects of dissolution and precipitation, Lithos, vol.115, no.1, 2010, pp.153-162.
- 7) 柴田 賢, 高木秀雄, 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, vol.94, no.1, 1988, pp.35-50.
- 8) Vargas, G., Palacios, C., Reich, M., Luo, S., Shen, C.-C., González, G. Wu, Y.-C., U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S), Tectonophysics, vol.497, no.1, 2011, pp.34-44.
- Yamasaki, S., Zwingmann, H., Yamada, K., Tagami, T. Umeda, K., Constraining the timing of brittle deformation and faulting in the Toki granite, central Japan, Chemical Geology, vol.351, 2013, pp.168-174.
- 10) Nuriel, P., Rosenbaum, G., Zhao, J.-X., Feng, Y., Golding, S.D., Villemant, B., Weinberger, R., U-Th dating of striated fault planes, Geology, vol.40, no.7, 2012, pp.647-650.
- 11) Iwatsuki, T., Yoshida, H., Characterizing the chemical containment properties of the deep geosphere: Water-rock interactions in relation to fracture systems within deep crystalline rock in the Tono area, Japan, Geological Society of London, Special Publications, vol.157, no.1, 1999, pp.71-84.
- 12) 吉田英一, 岩盤中の透水性亀裂とその長期的挙動—現状と今後の課題—, 地学雑誌, vol.121, no.1, 2012, pp.68-95.
- 13) 横田秀晴, 吉田英一, 堆積岩中の物質移動経路となり得る割れ目の構造とその特徴—幌延深地 層研究所における事例—, 日本地球惑星科学連合 2013 年大会予稿集, 2013, S-CG60-03.
- 14) Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses, Geostandards Newsletter, vol.19, no.1, 1995, pp.1-23.

- 15) Paces, J.B., Miller, J.D. Jr., Precise U-Pb age of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagnetic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.98, 1993, pp.13997-14013.
- 16) Compston, W., Geological age by instrumental analysis: the 29th Hallimond Lecture, Mineralogical Magazine, vol.63, no.3, 1999, pp.297-311.
- 17) Black L.P., Kamo S.L., Williams I.S., Mundil R., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C., The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology; a critical appraisal of four zircon standards, Chemical Geology, vol.200, no.1-2, 2003, pp.171-188.
- 18) Schmitz M.D., Bowring S.A., Ireland T.R., Evaluation of Duluth Complex anorthosite series (AS3) zircon as a U-Pb geochronological standar: New high-precision isotope dilution thermal ionization mass spectrometry results, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.67, 2003, pp.3665-3672.
- 19) 日本原子力研究開発機構, 平成28年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価確 証技術開発 報告書,2017,230p.
- 20) Becker, M.L., Rasbury, E.T., Meyers, W.J., Hanson, G.N., U-Pb calcite age of the Late Permian Castile Formation, Delaware Basin: a constraint on the age of the Permian-Triassic boundary (?), Earth and Planetary Science Letters, vol.203, no.2, 2002, pp.681-689.
- 21) Milodowski, A.E., Tullborg, E.-L., Buil, B., Gômez, P., Turrero, M.-J., Haszeldine, S., England G., Gillespie, M.R., Torres, T., Ortiz, J.E., Zacharias, J., Silar, J., Chvàtal, M., Strnad, L., Sebek, O., Bouch, J.E., Chenery, S.R.N., Chenery, C.A., Shepherd, T.J., Application of mineralogical, petrological and geochemical tools for evaluating the palaeohydrogeological evolution of the PADAMOT study sites, PADAMOT Project Technical Report WP2, 2005, 206p.
- 22) Jahn, B., Cuvellier H., Pb-Pb and U-Pb geochronology of cabonate rocks: an assessment, Chemical Geology, vol.115, no.1-2, 1994, pp.125-151.
- 23) 日本原子力研究開発機構,平成26年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価確 証技術開発 報告書,2015,229p.

3.3.2 光ルミネッセンス(OSL)年代測定法の実用化

(1) はじめに

光ルミネッセンス(OSL)年代測定法は、石英や長石を用いて数十年~数十万年の年代測定が可能である。すなわち、炭素-14(14C)法やカリウム-アルゴン(K-Ar)法との間の数万~数十万年の期間を埋める方法として、考古学、第四紀学、自然地理学に加えて防災に関連する分野での適用が期待されている。また、原岩の形成年代に依存しない、石英や長石等の埋没年代を推定することが可能であるため、段丘堆積物を利用した隆起速度の推定や上載地層法による活断層の評価に有効な年代測定法である。しかし、日本列島でOSL年代測定法を適用した事例は、欧州や豪州等の大陸地域に比べると多くない。そこで第3期中長期計画では、日本列島の段丘堆積物等の石英及び長石粒子を用いたOSL年代測定法を整備し、適用事例の蓄積を進める。

(2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

OSL 年代測定法は、石英や長石等の鉱物結晶がウラン、トリウム、カリウム等の天然の放射性元素からの放射線や宇宙線を浴びることで、結晶内の不純物や格子欠陥に捕獲される不対電子の量が時間に応じて増加することを利用した年代測定法である(奥村・下岡、2011¹⁾)。鉱物結晶内に捕獲された不対電子は、光刺激により正孔と再結合して OSL を放出し、鉱物内に蓄積されていた不対電子はリセット(ブリーチ)される。そして、この鉱物粒子が他の粒子に被覆されたりして埋没し、光から遮断されると再び不対電子が蓄積される。OSL 測定では、試料そのものが持つ天然の OSL 強度を測定した後、同一試料に人工放射線を段階的に照射して、各線量に対する OSL 強度から線量応答曲線を得ることで鉱物に蓄積された線量(蓄積線量)を求めることができる。OSL 年代は、蓄積線量を年間線量で除して求められる。

2000 年に Single aliquot regenerative dose (SAR 法; Murray and Wintle, 2000²))が提案されて以降, OSL 年代測定法は、レス、海成堆積物、河川堆積物、砂丘、津波堆積物(例えば、Murray and Olley, 2002³); Tamura et al., 2011⁴); Tamura et al., 2015⁵))等に含まれる石英を対象に広く適用されるようになり、大陸地域では堆積物の年代測定法として定着している。しかしながら、日本のような変動帯では、OSL 年代測定に適さない信号を有した石英が存在することが分かっており(Tokuyasu et al., 2010⁶)), このことが日本国内での石英を用いた OSL 年代測定法の適用を妨げる一因となっている。これは、大陸地域と比較して日本の地質が複雑であることや OSL 年代測定に適さない信号を有する火山岩起源の石英が多く存在することが影響しているためと考えられる。そのため、日本の堆積物中の石英に最適な OSL 年代測定法を整備するには、河成段丘堆積物の OSL 年代測定を行い、堆積物に挟在する指標テフラとの関係性から、OSL 年代値の妥当性と手法の有効性について検討する必要がある。平成 27 年度の研究では、木曽川沿いに分布する河成段丘堆積物を事例対象とした実験を行い、OSL 年代測定とテフラ分析のそれぞれの結果を比較した(石丸ほか、2017ⁿ)。しかし、テフラから堆積時期の絞り込みが十分にできなかったのに加え、含水比の見積もりや年間線量の算出、光に対する反応速度の違いによって区分される複数の信号成分ごとの分離において課題が残った。

一方, 測定手順を決定する上で重要な石英の OSL 信号特性は, 起源の違いや岩石から削剥されてからの時間経過, 加熱の有無に影響されると考えられるが (Tokuyasu *et al.*, 2010⁶⁾; Moska and Murray, 2006⁸⁾), それがどのような条件で決まるのかについては, 完全には明らかになっていない。そのため, 様々な起源の堆積物や岩石に対し, OSL 信号特性とその他の物理・化学的特性(電子スピン共鳴(ESR) 信号特性や熱ルミネッセンス(TL)信号特性等)との比較や, 加熱処理等に対する OSL 信号特性の変化を調べる実験的検討を進めることも重要である。

(3) 実施内容・結果

平成 27 年度の検討では、加熱処理に対する石英粒子の OSL 及び TL 信号特性の変化を調べるため、様々な温度で加熱処理したそれぞれの試料に対し OSL 信号を測定するとともに、TL カラー画像を取得し、加熱した温度ごとの比較を行った。その結果、砕屑粒子の基本的なルミネッセンス信号特性を決める要因が、加熱よりも起源に依存する可能性を示唆することが分かった(石丸ほか、2017⁷⁾)。平成 28 年度は、河川堆積物とその後背地の岩体との関係が比較的明瞭な庄内川(土岐川)流域の河川堆積物と東濃地域の基盤岩を事例対象として、OSL 及び TL 信号特性の比較を行った。

庄内川流域の河川堆積物は、北名古屋市の堆積物コア試料(以下、「KNG コア」;図 3.3.2-1;丹羽ほか、2008⁹;原子力機構、2016¹⁰)を用いて検討した。基盤岩は、美濃帯堆積岩類(チャート、砂岩、泥岩)、木曽駒花崗岩、伊奈川花崗岩、苗木・上松花崗岩、花崗斑岩及び濃飛流紋岩について検討した(原子力機構、2017¹¹)。石英粒子は幡谷・白井(2003)¹²)及び原子力機構(2015)¹³)の手法に基づき、粒径 75~250 μ m の粒子を抽出した。OSL 及び TL 信号測定では、Freiberg 社製のアリコット作製キットを用いて作製したアリコット(石英試料を直径 1 cm の試料皿に載せたもの)を使用した。OSL 信号は、最初に500 \mathbb{C} ・10 秒で加熱処理を行った後、装置の β 線源で50 Gy を照射し、240 \mathbb{C} ・10 秒で加熱処理を行い、励起光の出力を0~90 %まで一定速度で上げながら1,000 秒間測定した。TL 信号は、OSL 信号 測定と同時に測定を行った。

基盤岩試料のOSL信号測定結果では、試料10-a1(伊奈川花崗岩)を除く全ての試料において、測定開始から早い時間に現れる15~30 s 付近を頂点とするピーク(1st Peak)が見られた(図 3.3.2-2(a))。また、試料10-a1,10-a2,13-a3,14,15,16,17,18-a1,20,21-a1,21-a2及び25-b1では遅い時間に現れる580~850 s 付近を頂点とするピーク(2nd Peak)が見られた。2つのピークが見られるものについて、ピーク強度の比(1st Peak/2nd Peak)を計算すると、ほとんどの試料が約1.0かそれよりより高い値を示した(図 3.3.2-3(a))。基盤岩試料のTL測定結果では、 $100\sim115$ ℃及び $200\sim215$ ℃付近にピークが見られ、 $100\sim115$ ℃付近のピークが顕著に高く現れた(図 3.3.2-2(b))。しかし、今回事例研究とした試料については、岩石種とピーク強度(比)との明瞭な相関関係は認められなかった。

KNGコア試料のOSL 信号測定結果では、全ての試料で15~30 s 付近を頂点とする明瞭で比較的早いピーク(1st Peak)が見られた(図 3.3.2-2(c))。また、KNG6 を除く全ての試料で660~740 s 付近にピーク(2nd Peak)が見られた。これらのピーク強度の比(1st Peak /2nd Peak)を見ると、KNG14 を除き1.0 より高い値を示した(図 3.3.2-3(b))。TL 測定結果では、 $100~120^{\circ}$ C及び2 $10~230^{\circ}$ C付近にピークが見られ、 $100~120^{\circ}$ C付近のピークが顕著に高く現れた(図 3.3.2-2(d))。KNG15 及び16 ではOSL 信号の1st Peak/2nd Peak の比が非常に大きいことが特徴であるが、これが給源鉱物や堆積環境の違いを反映しているかどうかは、より詳細な検討が必要である。

(4) 主な成果と課題

今回の測定結果からは、OSL 及び TL 信号特性のみから給源岩石を明瞭に識別できる情報は得られなかった。OSL 及び TL 信号強度の違いは、石英の風化や α線照射による極微量の不純物の拡散の効果によるものと指摘されている(山中ほか、2017¹⁴)。OSL 及び TL 信号特性から算出したピーク強度比の違いは、石英が受けてきた環境変化の影響を評価している可能性もある。いずれにしろ、石英の OSL 及び TL信号特性だけでは、砕屑粒子の起源に関する情報を捉えることは困難であると考えられる。給源岩石の識別という観点では、石英内部に捕獲された不対電子についての情報等、石英の信号についてより詳細に情報を解析できる ESR 信号特性の方が適していると考えられる(原子力機構、2017¹¹))ため、それ

らの情報と組み合わせた検討を行うことが今後の課題である。

一方, 測定した基盤岩及び堆積物試料の多くは、光や熱に対して反応速度が速い成分を有していることが言える。このことは、石英に対して OSL 年代の測定が可能であることを示唆している (Tokuyasu *et al.*, 2010⁶)。 今後引き続き、段丘堆積物のOSL年代測定について、事例研究の蓄積を図ることが重要である。

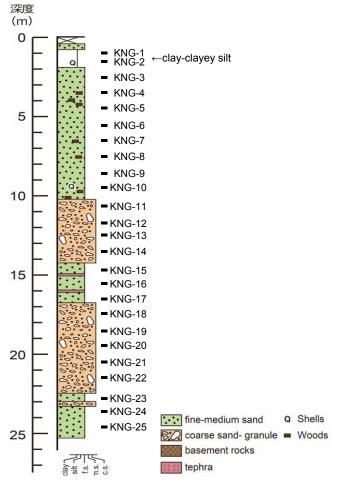
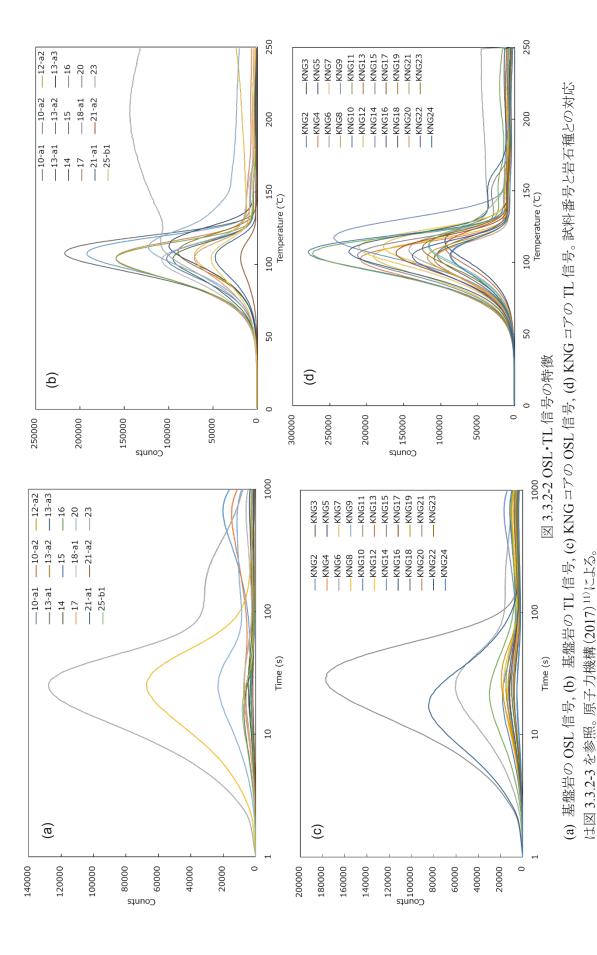


図 3.3.2-1 KNG コアの柱状図 原子力機構(2016)¹⁰⁾による。



- 56 -

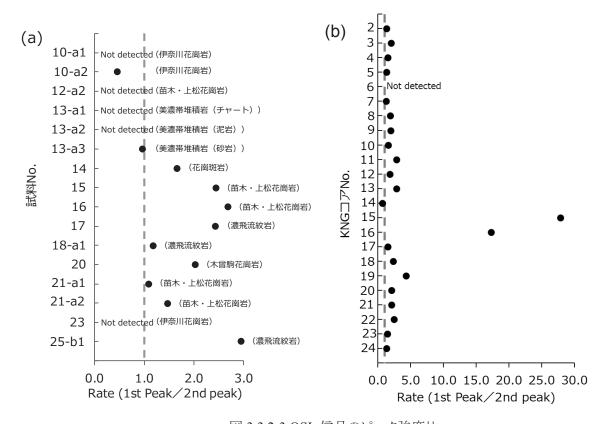


図 3.3.2-3 OSL 信号のピーク強度比
(a) 基盤岩試料, (b) KNG コア試料。原子力機構(2017)¹¹⁾による。

- 1) 奥村 輔,下岡順直,ルミネッセンス年代測定を開始するための心得―日本における年代研究の現状―,地質技術,vol.1,2011,pp.5-17.
- 2) Murray, A.S., Wintle, A.G., Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, Radiation Measurements, vol.32, no.1, 2000, pp.57-73.
- 3) Murray, A.S., Olley J.M., Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review, Geochronometria, vol.21, 2002, pp.1-16.
- 4) Tamura, T., Bateman, M.D., Kodama, Y., Saitoh, Y., Watanabe, K., Yamaguchi, N., Matsumoto, D., Building of shore-oblique transverse dune ridges revealed by ground-penetrating radar and optical dating over the last 500 years on Tottori coast, Japan Sea, Geomorphology, vol.132, no.3, 2011, pp.153-166.
- 5) Tamura, T., Sawai, Y., Ito, K., OSL dating of the AD 869 Jogan tsunami deposit, northeastern Japan, Quaternary Geochronology, vol.30, PartB, 2015, pp.294-298.
- 6) Tokuyasu, K., Tanaka, K., Tsukamoto, S., Murray, A.S., The characteristics of OSL signal from quartz grains extracted from modern sediments in Japan, Geochronometria, vol.37, 2010, pp.13-19.
- 7) 石丸恒存, 梅田浩司, 安江健一, 國分(齋藤)陽子, 丹羽正和, 浅森浩一, 渡邊隆広, 横山立憲, 藤田奈津子, 清水麻由子, 濱 友紀, 雑賀 敦, 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成27年度), JAEA-Research 2016-023, 2017, 91p.
- 8) Moska, P., Murray, A.S., Stability of the quartz fast-component in insensitive samples, Radiation Measurements, vol.41, no.7, 2006, pp.878-885.
- 9) 丹羽雄一, 田力正好, 安江健一, 大上隆史, 須貝俊彦, ボーリングコア解析に基づく後期更新世 以降の濃尾平野西部の地形形成, 日本地理学会発表要旨集, 日本地理学会 2008 年度春季学術 大会, 2008, p.158.
- 10) 日本原子力研究開発機構,平成 27 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確証技術開発報告書,2016,266p.
- 11) 日本原子力研究開発機構,平成 28 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確証技術開発報告書, 2017, 230p.
- 12) 幡谷竜太, 白井正明, 浅海成堆積物の OSL 年代測定, 第四紀研究, vol.42, no.5, 2003, pp.347-359.
- 13) 日本原子力研究開発機構,平成 26 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確証技術開発報告書,2015,229p.
- 14) 山中千博, 長田章生, 田坂直也, 高田将志, 石英の光ルミネッセンス(OSL) 感度の大きな違いはなぜ生まれるか?(II) イオン照射・熱的アニーリングの効果とOSL年代に与える影響, 第33回ESR 応用計測研究会 講演会要旨, 2017, p.45.

3.3.3 アルミニウム-26(26AI)年代測定法, 塩素-36(36CI)年代測定法の実用化

(1) はじめに

地質環境の長期安定性の評価に関わる断層運動,火成活動,隆起・侵食等の特に第四紀の活動履歴を把握する方法の一つとして,様々な地質学的試料に含まれる長半減期放射性核種を用いた放射年代測定がある。原子力機構(当時,核燃料サイクル開発機構)では,過去数十万年を対象とした年代測定の重要性が増すこと想定し、ベリリウム-10(10Be)、炭素-14(14C)、アルミニウム-26(26Al)、塩素-36(36Cl)、ヨウ素-129(129I)等の複数の長半減期放射性核種の年代測定が可能となるタンデム型加速器質量分析計(ペレトロン年代測定装置)を導入し、平成9年から東濃地科学センターに整備し始めた。

施設整備後,過去 5 万年程度までの年代が推定でき,需要が最も多い 14 C 測定を開始し(Xu et al., 2000 10)),種々の地質学研究,例えば,段丘の形成年代や断層の活動履歴の推定に関する研究(及川ほか, 2008 20);丹羽ほか,2009 30 ;丹羽ほか,2010 40 等)に利用されている。このほか,これまでは,原子力機構が進める環境科学研究 (Nakanishi et al., 2014 50);Nakanishi et al., 2012 50 ;竹内ほか,2014 70),さらには原子力機構の施設供用制度等を通して様々な調査・研究に貢献している (Okuno et al., 2013 80);奥野ほか,2015 90 ;Mirabueno et al., 2014 100 ;國分ほか,2014 110)。また,実試料の測定に並行して,精確さや測定限界等のデータの品質の向上も進めている (Saito-Kokubu et al., 2013 120);Matsubara et al., 2014 130 ;Saito-Kokubu et al., 2015 140 ;南ほか,2015 150)。

第2期中期計画(平成22年度~平成26年度)では、¹⁴C年代より長期の地質環境の予測及び評価に利用可能であり、第四紀全体を対象とできる ¹⁰Be 年代測定の実用化を行った。¹⁰Be 年代測定に係る試料調製、ペレトロン年代測定装置の設定及び調整、データ解析に至る一連の技術の整備に取り組みつつ、標準試料を用いた試験測定を進めた。その結果、精確な結果が定常的に得られることを確認でき、ルーチン測定に向けた測定技術の整備を平成24年度末をもって完了し(國分ほか、2012¹⁶) ** 松原ほか、2012¹⁷, Saito-Kokubu *et al.*、2015¹⁴)、平成25年度から施設供用制度による¹⁰Beの依頼測定の受け入れ開始や実用化を達成した。また、¹⁰Beの開発に並行して、²⁶Al年代測定法の実用化に向け、試料調製及び測定条件の検討、標準試料を用いた試験測定を行った。

第3期中長期計画では、26Al及び36Clの定量法を確立し、26Al及び36Cl年代測定法を実用化することを目指す。さらに、ペレトロン年代測定装置で測定可能な他の宇宙線生成核種等を用いた年代測定法について検討するため、試料調製法や測定法等に係る文献調査にも着手し、検出器の改良等に関する研究開発も行っていく。このうち平成27年度は、主に26Al年代測定法実用化、36Cl年代測定法の情報収集及び仕様の検討を行った。平成28年度は26Al年代測定法の高度化に向けた検討及び36Cl年代測定法実用化に向けた検討に加え、新たな宇宙線生成核種等を用いた年代測定法として、129I年代測定法の適用について検討を開始した。

(2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

宇宙線は大気中の元素や地表物質と反応し、各種の放射性核種を生成する。そのような反応で生成した宇宙線生成核種である ²⁶Al 及び ³⁶Cl を用いた年代測定法は、各々数千~数千万年及び数千~数百万年の年代測定が可能であり、岩石の露出年代や地下水年代の推定に有用な手法である。第 3 期中長期計画における ²⁶Al 年代測定法の利用目的は、岩石の露出年代等を推定するため、宇宙線によって表層の岩石や土壌に含まれる石英中に生成する ²⁶Al の蓄積量を定量し ¹⁰Be と組み合わせることで、より精度の高い年代推定を可能にすることである。一方、 ³⁶Cl 年代測定法は、これまでに行ってきた ¹⁴C 年代

測定法と同様に地下水の滞留時間等の推定が可能であり、14C年代測定法より古い年代を測定できる。

また, 平成 28 年度現在, 国内で ²⁶AI 測定及び ³⁶CI 測定を実施できる施設は, 同規模の加速器を有する東京大学タンデム加速器研究施設 MALT (Micro Analysis Laboratory, Tandem Accelerator) (松崎, 2007¹⁸); Matsuzaki *et al.*, 2007¹⁹)) 及び筑波大学(笹ほか, 2015²⁰)) に限られている。

(3) 実施内容・結果

1) ²⁶Al 年代測定法の実用化

²⁶AI年代測定法の実用化に向けた取り組みは、平成27年度に完了し、施設供用制度による²⁶AI測定法の依頼測定の受け入れも開始した。平成28年度は²⁶AI年代測定法の実用化を達成して初めて、実試料の測定を行った。この試料は、岩石の露出年代を求めるために測定されたものである。また、カリフォルニア大学が作製した標準試料である01-4-1及び01-5-1 (Nishiizumi et al., 2004²¹⁾)を測定して、測定品質の推移を調べたところ、平成28年度もデータ品質は概ね従来どおり信頼性が確保されていた(藤田ほか、2017²²⁾)。また、「タンデム加速器及びその周辺技術の研究会」や「AMSシンポジウム」において²⁶AI測定を行っている東京大学タンデム加速器研究施設MALTや筑波大学の研究発表の拝聴や情報交換を通じて、より高精度な測定を行うために必要となる試料調製法の改良及び測定でのバックグラウンドの低減やビームの安定化について検討した。

2) 他の宇宙線生成核種等を用いた年代測定法実用化に向けた研究開発

他の宇宙線生成核種等を用いた年代測定法としては、平成27年度に129 年代測定法に着目し、試料調製法や装置の仕様を検討した。特に偏向電磁石の仕様を検討し問題がないことがわかったため平成28年度から129 年代測定法の実用化を検討した。試料前処理法では溶媒抽出法について情報収集を行った。測定試料からのヨウ素の溶媒抽出には、以前より有機溶剤として四塩化炭素やクロロホルムが使用されている(Togo et al., 2016²³⁾)。しかし、これらの有機溶剤はかねてより発がん性が懸念されており、平成26年にその指定が有機溶剤から特定化学物質へ移行した。そのため、これらの試薬は今後使用が困難になるため、代替の試薬を利用した手法が必要となる。近年では、四塩化炭素やクロロホルムの代替として、ヘキサンを用いる方法が報告されており(賀佐ほか、2007²⁴⁾)、当施設においても本試薬の使用を検討し平成29年度以降使用試験を行っていくこととした。また、低い129 [/127] 同位体比の測定条件等の検討を行うための試料として、国際的に最も低い同位体比を持つと言われている old iodine (Muramatsu et al., 2008²⁵⁾)を入手した。この試薬を用いて、ヨウ素(I₂)の単結晶から還元剤であるアスコルビン酸を加えて超純水に溶解させたキャリア溶液を作製するとともに、硝酸銀水溶液を加えて、ヨウ化銀の沈殿が作製できることを確認した。また、装置構成では、標準試料(MUTSU # 2-3)等を用いた試験測定を行った。この結果、検出器で129 を捉えたことを確認できた。

(4) 主な成果と課題

²⁶Al 年代測定法については、平成 28 年度は実試料の測定を行うとともに、標準試料を用いた測定品質の確認により信頼性の高いデータが得られていることがわかった。また高精度化に向けた情報収集も行うことができた。平成 29 年度以降も引き続き標準試料の測定による信頼性の確認や検出限界の改善等の技術開発及び情報収集を行う予定である。また³⁶Cl年代測定法に関する試料調製法や装置構成に関する情報収集及び仕様の検討等を進める。

ペレトロン年代測定装置で測定可能な他の宇宙線生成核種等を用いた年代測定法の検討では、129I 年代測定法の試験測定を行うことを目標とし、そのために必要な標準試料及びビーム調整用試料の準備や、各ビームライン機器の設定値の調整等、測定に向けての環境を整備した。試験測定においては検出器まで 129I を導くことができ、実現の目処が得られたことから、今後は実用化に向けて引き続き調整及び試験測定を行っていく。

- 1) Xu, S., Ito, S., Iwatsuki, T., Abe, M., Watanabe, M., A new AMS facility at the JNC Tono Geoscience Center, Japan, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, vol.172, no.1-4, 2000, pp.8-12.
- 2) 及川輝樹, 笹尾英嗣, 星野安治, 長野県梓川上流セバ谷沿いに分布する礫層中から産する材化 石の ¹⁴C 年代の再検討, 第四紀研究, vol.47, no.6, 2008, pp.425-431.
- 3) 丹羽雄一, 須貝俊彦, 大上隆史, 田力正好, 安江健一, 齋藤龍郎, 藤原 治, 濃尾平野西部の上部完新統に残された養老断層系の活動による沈降イベント, 第四紀研究, vol.48, no.5, 2009, pp.339-349.
- 4) 丹羽雄一, 須貝俊彦, 大上隆史, 田力正好, 安江健一, 藤原 治, 相対的海水準の急激な上昇イベントが示唆する養老断層系の完新世活動—濃尾平野西縁におけるボーリングコアの解析から—, 地学雑誌, vol.119, no.4, 2010, pp.668-682.
- 5) Nakanishi, T., Atarashi-Andoh, M., Koarashi, J., Saito-Kokubu, Y., Hirai, K., Seasonal and snowmelt-driven changes in the water-extractable organic carbon dynamics in a cool-temperate Japanese forest soil, Journal of Environmental Radioactivity, vol.128, 2014, pp.27-32.
- 6) Nakanishi, T., Atarashi-Andoh, M., Koarashi, J., Saito-Kokubu, Y., Hirai, K., Carbon isotopes of water-extractable organic carbon in a depth profile of forest soil imply a dynamic relationship with soil carbon, European Journal of Soil Science, vol.63, no.4, 2012, pp.495-500.
- 7) 竹内絵里奈, 安藤麻里子, 小嵐淳, 國分(齋藤)陽子, 西尾智博, 大脇好夫, 眞田勝樹, グラファイト生成の前処理の違いにおける ¹⁴C 測定への影響, 第 16 回 AMS シンポジウム報告集, 2014, pp.51-55.
- 8) Okuno, M., Nakamura, T., Geshi, N., Kimura, K., Saito-Kokubu, Y., Kobayashi, T., AMS radiocarbon dating of wood trunks in the pumiceous deposits of the Kikai-Akahoya eruption in Yakushima Island, SW Japan, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B., vol.294, 2013, pp. 602-605.
- 9) 奥野 充, 長岡信治, 國分(齋藤)陽子, 五島列島, 福江島の鬼岳降下スコリア直下の土壌試料の 放射性炭素年代, 月刊地球, vol.37, no.4, 2015, pp.119-121.
- 10) Mirabueno, Ma.H.T., Torii, M., Laguerta, E. P., Delosreyes, P.J., Bariso, E.B., Okuno, M., Nakamura, T., Danhara, T., Saito-Kokubu, Y., Fujiki, T., Kobayashi, T., Stratigraphy and AMS radiocarbon dates of cored sediments (IrBH-2) from Irosin Caldera, Philippines, 地学雑誌, vol.123, no.5, 2014, pp. 751-760.
- 11) 國分(齋藤)陽子, 松原章浩, 石丸恒存, 三宅正恭, 西澤章光, 大脇好夫, 西尾智博, 江門遺跡 出土の果実類及び木片の放射性炭素年代測定, 平成 24 年度土岐市市内遺跡発掘調査報告書, 2014, pp. 28-30.
- 12) Saito-Kokubu, Y., Nishizawa, A., Suzuki, M., Ohwaki, Y., Nishio, T., Matsubara, A., Saito, T., Ishimaru, T., Umeda, K., Hanaki, T., Current status of the AMS facility at the Tono Geoscience Center of the Japan Atomic Energy Agency, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B,

- vol.294, 2013, pp.43-45.
- 13) Matsubara, A., Saito-Kokubu, Y., Nishizawa, A., Miyake, M., Ishimaru, T., Umeda, K., Quaternary Geochronology using Accelerator Mass Spectrometry (AMS): Current Status of the AMS System at the Tono Geoscience Center, Geochronology Methods and Case Studies, InTech, 2014, pp. 3-30.
- 14) Saito-Kokubu, Y., Matsubara, A., Miyake, M., Nishizawa, A., Nishio, T., Ohwaki, Y., Nishio T., Sanada K., Hanaki, T., Progress on multi-nuclide AMS of JAEA-AMS-TONO, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, vol.361, 2015, pp.48-53.
- 15) 南 雅代, 高橋 浩, 荒巻能史, 國分(齋藤)陽子, 伊藤 茂, 中村俊夫, 水試料の ¹⁴C 比較プログラム (RICE-W) 一沈殿法の検討一, 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, vol.26, 2015, pp.132-137.
- 16) 國分(齋藤)陽子, 松原章浩, 石丸恒存, 花木達美, 西澤章光, 三宅正恭, 大脇好夫, 西尾智博, 田中孝幸, JAEA-AMS-TONOの現状(平成24年度), 第15回AMSシンポジウム報告集, 2012, pp. 21-24.
- 17) 松原章浩, 西澤章光, 三宅正恭, 國分(齋藤)陽子, 石丸恒存, JAEA-AMS-TONO における ¹⁰Be のルーチン測定に向けた装置の整備, 第 15 回 AMS シンポジウム報告書, 2012, pp. 25-28.
- 18) 松崎浩之, 加速器質量分析の原理, 真空, vol.50, no.12, 2007, pp.1-8.
- 19) Matsuzaki, H., Nakano, C., Tsuchiya-Sunohara, Y., Kato, K., Maejima, Y., Miyairi, Y., Wakasa, S., Aze, T., Multi-nuclide AMS performances at MALT, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, vol.259, no.1, 2007, pp.36-40.
- 20) 笹 公和, 高橋 努, 松中哲也, 松村万寿美, 泉 大希, 佐藤志彦, 本多真紀, 坂口 綾, 末木啓介, 筑波大学 6MVAMS システムの設置状況と将来展望, 第17回 AMS シンポジウム報告集, 2015, pp.20-23.
- 21) Nishiizumi, K., Preparation of ²⁶Al AMS standards, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, vol.223, 2004, pp. 388-392.
- 22) 藤田奈津子, 三宅正恭, 渡邊隆広, 國分(齋藤)陽子, 石丸恒存, 松原章浩, 磯崎信宏, 西尾智博, 加藤元久, 虎沢 均, 西澤章光, JAEA-AMS-TONO の現状(平成 28 年度), 第 19 回 AMS シンポジウム報告集, 2017, pp. 68-71.
- 23) Togo, Y. S., Takahashi, Y., Amano, Y., Matsuzaki, H., Suzuki, Y., Terada, Y., Muramatsu Y., Ito K., Iwatsuki, T., Age and speciation of iodine in groundwater and mudstones of the Horonobe area, Hokkaido, Japan: Implications for the origin and migration of iodine during basin evolution, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.191, 2016, pp.165-186.
- 24) 賀佐信一, 澤藤奈都子, 甲 昭二, 木下尚喜, 天野 光, 河村日佐男, 溶媒抽出法を用いた加速 器質量分析法による海水中 ¹²⁹I の定量, RADIOISOTOPES, vol.56, no.4, 2007, pp.155-162.
- 25) Muramatsu, Y., Takada, Y., Matsuzaki, H., Yoshida, S., AMS analysis of ¹²⁹I in Japanese soil samples collected from background areas far from nuclear facilities, Quaternary Geochronology, vol.3, no.3, 2008, pp. 291-297.

3.3.4 希ガス同位体を用いた地下水年代測定法の実用化

(1) はじめに

過去から現在までの地下水流動や水質変化のシミュレーション結果等によるモデルの妥当性を示すためには、地下水の年代値等のデータを、過去数万年から100万年程度の期間にわたって得ることが重要である。このため、地下水中に溶存するヘリウム-4(4He)やネオン-21(21Ne)、アルゴン-40(40Ar)を用いた年代測定技術を開発する。第3期中長期計画では、これらの地下水に溶存する希ガス元素を用いた年代測定を行うために、地下水からの希ガス元素の回収技術の開発及びこれら核種の定量とその際に必要になる同位体分析の高度化を行うとともに、経年的な変化量を算定する際に問題となる時間変化に比例しない成分の影響を評価する。

(2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

地下水の滞留年代は、炭酸塩の生成に要した時間や物質供給の速度等に制約を与えることから研究が進められている。地下における炭酸塩の形成は、花崗岩体や堆積層の中に地下水が浸潤し、地下水中の二酸化炭素が塩として析出することによって形成される。花崗岩体や堆積層を構成する一部の鉱物、また時には地下水自体も、微量成分としてウランやトリウムを含むが、これらは主としてアルファ崩壊によって 4 He を放出する。放出された 4 He は地下水の溶存成分となる。このようにして地下水中に蓄積される 4 He を用いた地下水の涵養年代の測定には、Torgersen(1980)¹⁾等の例がある。またケイ酸塩鉱物中に放出されたアルファ粒子は酸素-18(18 O)と反応し 21 Ne を生じる。これも微量であるものの周囲の地下水に溶出し、その測定例としては例えば Lippmann et al. (2003) 20 がある。原子力機構においても森川 (2001) 30 が地下水のヘリウム(He)及びネオン(Ne)同位体組成を分析しているが、用いられた VG5400希ガス質量分析計では 21 Ne の変化は測定限界以下であるとされている。また Lippmann et al. (2003) 20 や Castro and Jambon (1998) 40 は、放射起源 40 Ar や自発核分裂起源キセノン同位体による変動も報告している。

地下水の滞留年代の不確かさは、各種希ガスの同位体分析の精度に依存するため、原子力機構では東濃地科学センターに平成 26 年度に高分解能マルチコレクター希ガス質量分析計(NGX-004)を導入した。NGX は、IsotopX 社がシングルコレクター希ガス質量分析計の一つである VG5400 希ガス質量分析計をベースにマルチコレクター化し、併せて高利得高安定増幅器を搭載したものである。この装置は実績のある希ガス質量分析計の設計を踏襲することで全般的な性能を確保した上で、あえてコレクター配置を固定とすることで質量分析計の容積を VG5400 に対し半分程度まで縮小し、試料の利用効率を高めるとともに、イオン加速電圧を8 kV に高めることでイオン化効率と質量分解能を高めている (IsotopX、20125)。ただし、質量分解能を高めるためにフライトチューブを延長していることから、通常の装置より容積が増加している。また、NGX-004 と同時に、その前処理装置 (PEG-035)も導入した。PEG-035 は、3 基のチタンゲッターと通電状態で動作する 1 基の非蒸発型ゲッター (NEG) ポンプによって高い活性ガス除去能力を備えている。室温で動作する NEG ポンプにより水素を除去し、極低温冷凍機とステンレスシーブトラップ及び活性炭トラップを用いて希ガスの分離を行う部分を、水素発生源となるチタンゲッターや通電状態の NEG ポンプから隔離することによって、質量分析計に送り込む試料ガスの純度を高められる。また、極低温冷凍機(DE-210SF)により冷却される極低温トラップを備え、He と Ne を分離できる。

本装置を用いて、平成 27 年度は Ne 同位体分析の整備を行った。混合試料から He と Ne を個別に分離する方法については、Stanley et al. (2009) のを参考とした。 NG-004 の性能評価として、大気を希釈し、精製して作製した標準試料ガス(T-2) ガスとする)を測定したところ、 VG5400 を用いた森川(2001) の報

告より 20 Ne/ 22 Ne 比, 21 Ne/ 22 Ne 比とも一桁精度の高い測定値が得られた。また,それぞれの不確かさは,0.029%,0.27%であった。地下水を対象とした測定では,Nucleogenic 21 Ne の検出には 21 Ne/ 22 Ne を 0.35 %程度の不確かさで決める必要があり,本結果から,それより小さい不確かさで得られていることが確認できた。また,銅管の両端をクランプで封止する機材と Swagelok 社の耐圧サンプリング容器にバルブを組み合わせたもの(森川, 2001 30 を参考)の二種類の試料採取容器についても整備した。

(3) 実施内容・結果

高分解能マルチコレクター質量分析計については、平成 28 年度は大気を標準試料として測定することで、He 同位体分析の整備を行った。検出器はそれぞれ、存在量の多い 4 He に対しては高い質量分解能を得られるようにしたファラデーカップ検出器を備える H1 コレクター (H1)を、存在量の少ない 3 He に対しては強度の低いイオンビームの検出に適するイオンカウンティングシステムを備える L1 コレクター (L1)を使用した。整備当初は 3 He/ 4 He ピーク強度比が不安定であり、相対標準偏差 (RSD) が 30%程度であったが、イオン源のスリット等の調整を行ったことにより、その後は安定した比が得られるようになり、RSD は 10%以下になった(図 3.3.4-1)。測定精度は、通常の He 同位体組成の検討を行うには十分な三桁程度が得られた。ただし 3 He の感度が想定された感度よりわずかに低く、 3 He ピーク強度が 1 cps程度の場合 10%程度の精度であることから、放射起源の 4 He の多い、すなわち、 3 He/ 4 He 比の小さい試料(例えば、 3 He/ 4 He 比が 0.1 Ra 未満;Ra は地球大気の 3 He/ 4 He 比: 3 He/ 4 He = 1.4×10^6)を分析する場合、測定回数を増やすといった措置を講じなければ精度が低下する可能性がある。

また、平成 27 年度に整備を行った試料採取容器(銅管及び Swagelok 社の耐圧サンプリング容器)と模擬地下水として作製した標準水試料を用いて、地下水試料の精製、分離及び測定の手順を確立した。標準水試料は超純水 (Mill-Q)を一週間以上大気暴露させることで、大気中の希ガスを溶存させて作製したものである。手順は以下の通りである。(1)容器を地下水溶存ガス抽出装置に接続し、超音波洗浄機で振動させることで容器中の水試料に溶存しているガスを遊離させる。(2)遊離したガスを地下水溶存バス抽出装置で任意のガス量を分取し、精製部である PEG-035 に移動させる。(3)PEG-035 のチタンゲッターや NEG ポンプ等で水蒸気や水素ガス等の妨害成分を除去し、測定対象である希ガスのみを単離する。(4)測定対象の希ガスを NGX にて同位体分析する。この手順で単離した He 及び Ne でも、これまで模擬試料で得られていたものと同じ測定精度で、測定できることを確認した。

(4) 主な成果と課題

本年度は、平成27 年度に実施したNe同位体分析の整備に引き続き、He 同位体分析の整備を実施し、He 同位体組成の議論に十分な測定精度が得られた。また、標準水を用いて地下水の測定手順について確立した。今後は、アルゴンの同時同位体測定及びクリプトン、キセノンを含む元素存在度分析について、分析手法の開発と性能評価を行う必要がある。加えて、標準水試料による測定手法を元にして、実際の地下水試料の分析を目指す。

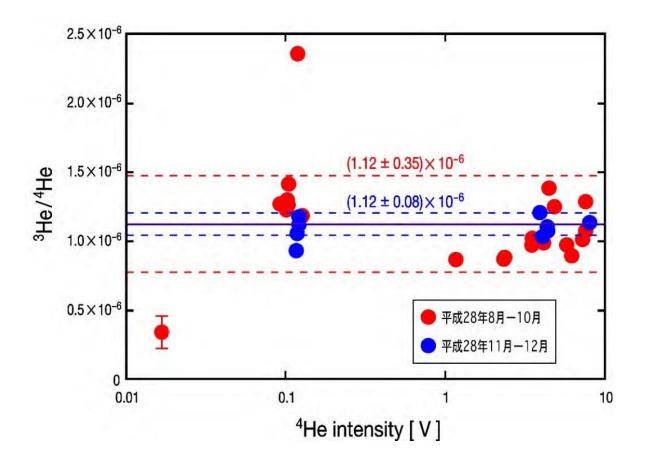


図 3.3.4-1 ³He/⁴He ピーク強度比

赤色は平成 28 年 8 月-10 月のデータ, 青色は平成 28 年 11 月-12 月のデータを示す。各データの誤差棒は標準偏差を示す。実線及び破線はそれぞれ各期間に得られたデータの平均値と標準偏差を示す。

参考文献

- 1) Torgersen, T., Controls on pore-fluid concentration of ⁴He and ²²²Rn and the calculation of ⁴He/²²²Rn ages, Journal of Geochemical Exploration, vol.13, 1980, pp.57-75.
- 2) Lippmann, J., Stute, M., Torgersen, T., Moser, D. P., Hall, J. A., Lin, L., Borcsik, M., Bellamy, R. E. S., Onstott, T. C., Dating ultra-deep mine waters with noble gases and ³⁶Cl, Witwatersrand Basin, South Africa, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.67, no.23, 2003, pp.4597-4619.
- 3) 森川徳敏, 地球化学的調査に基づいた地下水流動に関する研究 ―東濃地域を対象とした溶存 希ガスによる地下水調査―、核燃料サイクル開発機構、JNC TN7400 2001-003, 2001, 66p.
- 4) Castro, M. C., Jambon, A., Noble gases as natural tracers of water circulation in the Paris Basin: 1. Measurements and discussion of their origin and mechanisms of vertical transport in the basin, Water Resource Research, vol.34, no.10, 1998, pp.2443-2466.
- 5) IsotopX, NGX Multicollector Noble Gas Mass Spectrometer, 2012, 20p.
- 6) Stanley, R. H. R., Baschek, B., Lot III, D. E., Jenkins, W. J., A new automated, method for measuring noble gases and their isotopic ratios in water samples, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.10, no.5, 2009.

3.3.5 高分解能のテフラ同定手法の開発

(1) はじめに

放射年代測定に供する地質試料が得られない場合には、それを補完する方法として、テフラを年代指標とした編年技術(テフロクロノロジー)が用いられる。テフロクロノロジーは、火山の多い日本において有効な技術であり、新しいテフラの発見や対比の研究が進むことで、地層処分にとって重要となる第四紀の堆積物の詳細な年代決定を行えるといった利点を有している。テフラの対比は一般に、層序的連続性、鉱物組成、火山ガラスや鉱物の屈折率、火山ガラスの形態や化学組成等に基づき行われる。第2期中期計画までの研究開発では、火山ガラスの屈折率の多量測定とその統計解析によって、肉眼で確認できないような微量のテフラ起源物質を同定する多量屈折率測定地質解析法(RIPL法)を提示した(例えば、梅田・古澤、2004¹¹)。また、テフラ中の鉱物に含まれるメルトインクルージョン(結晶成長の過程で取り込まれたメルトの化石)の化学組成によってテフラを同定する手法も開発した(例えば、中村ほか、2011²¹; 古澤ほか、2013³¹)。第3期中長期計画では、風化に強いジルコン等の化学組成や年代、あるいは火山ガラス等の微量成分の測定技術の開発を行い、テフラ同定手法の高度化に資するとともに、既往研究による情報が十分でなかった北海道~東北地方を中心に鮮新一更新世テフラカタログを整備する。

(2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

近畿, 東海から関東, 新潟にわたる中部日本を中心とした地方の鮮新 - 更新世テフラについては, およそ 1.5~4.1 Ma の間に 16 層の広域テフラが識別されており, 時空間分布及び火山ガラスの主成分・微量成分値が明らかにされている(Tamura et al., 2008⁴); Tamura and Yamazaki, 2010⁵))。一方, 北海道や東北地方に関しては, 広域テフラとして大峰テフラ(Omn: 1.65 Ma), 三松-Kd44 テフラ(Mts-Kd44: 1.9 Ma) 及び Znp-大田テフラ(Znp-Oht: 3.95 Ma) 以外は明確に見出されておらず, 鮮新 - 更新世の広域テフラ研究が遅れている。また, 広域テフラの給源火山を示唆する大規模火砕流についても, 存在は多数報告されている(例えば, 池田・向山, 1983⁶); 村岡, 1991⁷)が, 降下火山灰層の有無等広域対比は検討されていない。広域テフラは, 日本列島の鮮新 - 更新世全体に共通な時間面として有用であり, 本研究ではこのテフラカタログの充実に向けて, 北海道~東北地方のテフラを中心に既存試料を用いた分析を進めた。

(3) 実施内容·結果

試料は、相模原市立博物館所蔵のテフラ標本(町田 洋コレクション: 相模原市立博物館、20038)及び町田 洋 東京都立大学(現首都大学東京)名誉教授から提供を受けた「新編 火山灰アトラス」(町田・新井、20039)関連の試料、合わせて 63 試料のテフラについて分析を実施した。試料は洗浄・乾燥後、双眼実体顕微鏡及び偏光顕微鏡下で、鉱物組成、火山ガラスの形態を記載した。その後、篩別し、原則として 1/4~1/16 mm の粒径の火山ガラスの屈折率を測定した。屈折率測定は、首都大学東京の温度変化型屈折率測定装置(京都フィッション・トラック社製 RIMS2000)を用い、1 試料につき、40 カウント以上の測定値を得るようにした。測定精度は、±1~2×10⁻⁴である(壇原、1991¹⁰)。なお、採取地、堆積様式及び層厚は町田 洋氏の記載による。本研究におけるテフラの記載は表 3.3.5-1 及び表 3.3.5-2 にまとめた。

火山ガラスの化学分析は、エネルギー分散型 X 線分析 (EDS) により行った。分析は火山ガラス 15 粒子を対象に古澤地質社において実施した。分析装置は HORIBA EMAX Evolution EX-270 を使用し、加速電圧は 15 kV、電流は 0.3 nA、ライブタイムは 50 秒で、4 μm 四方の範囲を約 60 nm または約 150 nm のビーム径にて走査させて測定した。二次標準物質として米国国立標準技術研究所の NIST 620 ガラ

ス, 沢田ほか(1997)¹¹⁾の組成既知の合成ガラス glass-D, MPI-DING の ATHO-G (Jochum *et al.*, 2000¹²⁾) 及び AT の火山ガラス(町田・新井, 2003⁹⁾)を用い, 測定精度を分析ごとに各ガラスの標準値と比較して確認した。

北海道のテフラのうち、火砕流堆積物の多くは、十勝三股や十勝一大雪が給源と推定される。無加・ 芽登(めとう)・屈足(くったり)の各テフラは、十勝三股が給源で、約1 Ma の噴出年代を示すとされている (石井ほか、2008¹³)。壮瞥(そうべつ)テフラは北海道南部の洞爺周辺に分布する火砕流堆積物で、1.59±0.33 Ma(高島ほか、1992¹⁴)のTL年代が得られているが、給源火山等詳細は不明である。これらの 火砕流堆積物に含まれる斑晶鉱物としては黒雲母、角閃石、斜方輝石、単斜輝石等があるが、その量比 はテフラによって様々である(表 3.3.5-1)。火山ガラスの形態は、発泡のよいバブルウォール(bw)型の火山ガラスが多く含まれるものが多く、これらのテフラは広域分布していることが予想される。火山ガラスの 屈折率は 1.496~1.505 の範囲である。化学組成は、十勝一大雪が給源の十勝テフラと安足間(あんたろま)テフラとでは、TiO2、Al₂O3、FeO、MgO、Na₂O、K₂O の値の分布に明瞭な違いが認められる(表 3.3.5-3;図 3.3.5-1)。十勝テフラの噴出年代が 1.3~1.4 Ma 頃であるのに対し、安足間テフラはオルドバイ層準の 2 Ma 頃の年代値を持つ美瑛テフラとの類似性が指摘されており(Ikeda、1991¹⁵⁾;町田・新井、2003⁹⁾)、噴出年代の隔たりが関連している可能性がある。全体として、北海道起源の火砕流堆積物は、火山ガラスの K₂O の値が安足間テフラを除いて 3%台後半~5%に集中し、東北地方起源(八甲田 0 テフラや鬼首池月テフラ: 2%未満;図 3.3.5-2)の火砕流堆積物と異なる範囲を示す。

北海道の降下火山灰は, 試料番号 03-11-5-1 以外はいずれも細粒ガラス質で, 瀬棚層(橋本ほか, 1963¹⁶⁾)に挟在される(表 3.3.5-1)。瀬棚層は渡島半島中北部に分布する地層で, 保存良好な貝化石を多産する。堆積年代に関しては, 鮮新世~下部更新世まで見解が分かれている(例えば, 橋本ほか, 1963¹⁶⁾;椿原, 1989¹⁷⁾)。能條ほか (1996) 18 は, 本層中の 2 枚のガラス質テフラ, ST01 及び ST02 の K-Ar 年代を測定し, それぞれ 0.7 ± 0.2 Ma 及び 1.0 ± 0.2 Ma を報告している。瀬棚層の火山ガラスの形態や屈折率は ST01 と ST02 で類似しているが, 化学組成は, Al_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O の値の分布に明瞭な違いがある(表 3.3.5-3;図 3.3.5-1)。

西南日本のテフラの火山ガラス化学組成のうち、MJB0422 (B-Og)、MJB0140 (Kkt)、MJA0073 (K-Tz)、MJA0290 (On-Pm1)、950707 (Aso-4) については、既往の給源を同じくするテフラの化学分析値 (町田・新井、2003 9)とほぼ一致する (表 3.3.5-3;図 3.3.5-2)。MJA0278 も SiO₂の値がやや低く、Al₂O₃ や K₂O の値がやや高いものの、K-Tz の既往文献値と大きな違いは無い。MJA0073 は K-Tz 給源の火砕流堆積物であるのに対し、MJA0278 は給源から 900 km 以上離れた地点で堆積した降下火山灰であり、同じ K-Tz でも堆積過程の違いが化学組成の違いに反映されたものと考えられる。

(4) 主な成果と課題

本研究により、これまで情報が十分でなかった北海道~東北地方の鮮新-更新世テフラをはじめ、複数種のテフラについてその特徴と火山ガラス主成分元素組成のデータを整理することができた。今後は、これらテフラを更なる地域間層序対比、年代指標としての強力なツールとしていくため、微量元素組成やジルコン等の含有鉱物の絶対年代といったデータについても充実が図られることが望まれる。

表 3.3.5-1 北海道~東北地方から採取されたテフラの記載

試料番号*	テフラ名	給源火山	採取地	堆積様式**	層厚 (cm)	主な鉱物***	火山ガラスの タイプ****	火山ガラス 屈折率(n)	その他
MJB0435 0210-5-0	屈足	十勝三股	新得 屈足	pfa?	-	bt > ho : qt, pl	str, sb, fib	1.496-1.497, 1.499~	屈足pflの下部
MJB0435 0210-5-1	屈足	十勝三股	新得 屈足	pfl	>1500	bt >> ho > opx : qt, pl	str, fib > bw	1.496-1.498	(N)
MJB0436 84-8-21(0)	芽登	十勝三股	足寄 富士見台	pfl	>1000	+opx : qt, pl	bw>>str	1.498-1.500	
MJB0437 84-8-5	無加	十勝三股	留辺蘂 大和	pfl	>400-500	bt >> +opx, : qt	bw, sb, str	1.497-1.499	
MJB0438 0210-4-1	十勝	十勝-大雪	富良野 上五	pfl top	>8000	bt >> ho > opx : qt, pl	+(sp, sb)	-	《R》
MJB0439 0210-4-2	十勝	十勝-大雪	富良野 上五	pfl	>8000	bt, ho, opx>>+cpx	sb	1.496-1.497	1.3, 1.4, 1.46 Ma (K-Ar) pflのマトリックス
MJB0440 0210-2	美瑛	十勝-大雪	美瑛 川沿い	pfl	>1500	bt, ho, opx:qt	-	-	1.79-1.95 Ma (K-Ar), 《N》オルドバイ?
MJB0441 060684-84(1)	安足間	十勝-大雪	上川 上徳 出草原西方	pfl	数十m	opx ≧cpx	bw, sb, fib	1.503-1.505	《N》
MJB0442 83-9-23	壮瞥	洞爺周辺?	壮瞥 滝下	pfl	かなり厚い	opx>> cpx, ho : qt, pl	bw, str	1.496-1.498	1.59±0.33 Ma (TL)
03-5-20? I⊞JR	喜茂別	-	留寿都	pfl (WT)	かなり厚い	$ho \gg bt$, $opx : qt$, pl	-	-	層位不明,《N》
03-5-25 ST01	瀬棚1	-	今金花石	afa	30-35	bt > +ho, +opx, +cpx	str, sb	1.497-1.499	瀬棚層 0.7±0.2 Ma (K-Ar)
03-5-25 ST	美利河	-	今金	afa	30	bt, ho, opx>cpx	str, sb, bw	1.497-1.499	瀬棚層
03-5-26-1 ST02下	瀬棚2	-	今金	afa	5-7	+(opx>cpx, ho, bt)	sb, bw, str	1.497-1.499	瀬棚層 1.0±0.2 Ma (K-Ar)
03-5-26-2 ST02上	瀬棚2	-	今金	afa	-	ho, opx, bt $>$ cpx	sb, bw, str	1.497-1.499	瀬棚層 1.0±0.2 Ma (K-Ar)
03-5-26-(2)(3) ST02 top	瀬棚2	-	今金	afa	-	bt, ho, opx, cpx	bw, str, sb	1.497-1.499 1.501-1.502	瀬棚層 1.0±0.2 Ma (K-Ar)
03 5 27	蕨岱	-	黒松内 蕨岱	pfl	250	bt, ho >> opx: qt, pl	-	-	知来川層中
03 5 29	三ノ原	-	留寿都	pfl	-	ho, opx > cpx, +bt : qt, pl	-	-	
03 7 1	美瑛	十勝-大雪	美瑛 大久保第一	pfl(WT)	-	ho, opx : qt	-	-	美瑛pfl上部
03 7 6	P2	-	北見 訓子府福野	pfl	かなり厚い	opx, cpx : qt, pl	bw,	1.501-1.502	
03-7-6-2	P2 pfl	-	北見 訓子府福野	pfl	かなり厚い	opx>>cpx	bw, str	1.502-1.504	
03-7-2(旧84-8-2)	東雲	-	愛別 東雲	₩T	数十m	opx>cpx:qt	-		
03-11-5-1	-	-	長万部 高速道横	afa	100	ho > opx : pl >> qt	-	-	層位不明
MJA0418 809-7(6)	Spfa 1 pfl	支笏	伊達国道	pfl	210	opx, ho > cpx	sb, bw, str	1.500-1.502	
MJA 0419 845-11	Spfa 1 pfa	支笏	早来新栄	pfa	400-500	opx, ho > cpx	sb, str	1.499-1.502	
MJA0422 83.9-36 4	銭亀女那川	銭亀	函館 銭亀沢	pfl	600	ho >> opx	-	-	
MJA0441 8311-4 ②	Toya	洞爺	共和 国富	-	>500	opx>+cpx	str, fib, sb	1.495-1.499	
MJA0442 809-9(11)	Toya pfl	洞爺	伊達国道	pfl	>200	opx>cpx	fib	1.497-1.498	
MJA0469 846-2(8)	クッチャロ庶路	クッチャロ	白糠庶路	pfl KP1	60	opx>cpx	sb, str	1.501-1.504	
MJA0498 8410-2(2)	クッチャロ羽幌	クッチャロ	網走藻琴湖	pfl KP4	>500	opx>cpx	bw, str	1.502-1.505	
MJB0429 007-3(1')	八甲田1(最下部)	八甲田	青森十和田	pfl	300-400	opx>cpx	str, sb, bw	1.500-1.502	
MJB0432 007-3(2')	八甲田0	八甲田?	青森十和田	pfl	?	-	bw, 黒着色	1.504-1.506	
MJB0405 8106-13	鬼首池月	鬼首	鳴子·上原	pfl top	>3000	opx	sb, str	1.500-1.503	
MJB0406 8106-13①	鬼首池月	鬼首	鳴子·上原	pfl	-	ho > opx	fib	1.501-1.504	
MJB0409 610-42	渋民	岩手山	盛岡 四十四田ダム	pfl下部	>200	cpx>opx	sp	-	
MJB0410 610-4①	渋民	岩手山	盛岡 四十四田ダム	afa	10	opx	sp	-	
MJB0424 8911-25①	男鹿pmt	戸賀湾	安田海岸鮪川層最下部	-	160	bt, opx	fib, str	1.496-1.498	
MJB0422 8911-25(2)	白頭山男鹿 (B-Og)	白頭山	男鹿半島安田	afa	2.5	opx>ho	pm, bw	1.518-1.528	
MJB0426 8911-26	Ksm-5	姶良?	安田海岸脇本層	-	2.5	opx	str	1.498-1.500	小田pfl?, 広域分布

^{*:} MJAで始まる試料は第四紀後期, MJBで始まる試料は第四紀中期~前期のテフラ

^{*:} MAC (労品を6畝村は第四年後期、M18 (労品を6畝村は東四年年期~削期のアンフ **: pfa.降下軽石,pft、外砕流堆積物。46.降下火山灰、WT.溶結液灰岩 ***: bt.漏雲母、cpx単約輝石, bo: 普通角閃石。opx斜方輝石、pf長石類、qt石英、+微量、>2~3倍程度、>>4~5倍以上 ****: 火山ガラスの形態は岸・宮脇(1996)¹⁹による。bw:パブルウォール型、str平行型、sb·スモールパブル型、fb:繊維型、sp:スポンジ型 《N》: 正磁極期、《R》: 逆磁極期 (古地磁気方位は町田・新井、2003²⁹による)

表 3.3.5-2 関東地方以西から採取されたテフラの記載

試料番号*	テフラ名	給源火山	採取地	堆積様式**	層厚(cm)	主な鉱物***	火山ガラスの タイプ****	火山ガラス 屈折率(n)	斜方輝石 屈折率(y)	普通角閃石 屈折率(n2)	その他
MJB0048 87.11-23'	種脇	始良?	宮崎 田野・松山	þtl		ydo < oh					
MJB0057 993-7	河頭	始良?	鹿児島 河頭	pfl?		opx, ho	fib, sb, sp	1.48-1.500			
MJB0067 87.11-24	仮屋	ç.	宮崎 田野清武川河床			ho	fib				
MJB0070 99.1-2	垂水	ç.	宮崎 上畑・清田	ljd		ho > opx	str, fib > sb	1.503-1.505			
882-25	船戸 (Fnt)	ç.	人吉層基底付近	þť	数m以上	opx>> ho	bw	1.504-1.508	1.710-1.712		
MJB0001 710-6(2)	鬼界小アビ山	鬼界	薩摩硫黄島	ljd	>2000	opx>cpx	bw, 黒着色	1.509-1.510			
MJB0037 9911-3	吉田麓 (Ysf)	ç.	鹿児島 吉田城内	遊戏圖	数m以上		bw, pm	1.504-1.506			隼人層,極細粒
MJB0042 65-8(1)	小瀬田 (Ksd)	鬼界?	鹿児島 南種子焼野	þtl	数m以上	$ho > +opx, qt (\beta-qt)$					風化激しい
MJB0061 0011-4	溶岩 (Ygn)	ç.	鹿児島 垂水牛根	ljd	数m以上	$bt > opx, qt (\beta-qt), obs$					
MJA0073 64-4	長瀬 (K-Tz)	鬼界	鹿児島 竹島	pflの基底	数m以上	opx>cpx, qt	bw, pm	1.496-1.500			
MJA0189 823-1(10)	御岳辰野	御 臣	伊那 六道原	pfa	10	oh << xdo			1.711-1.717	1.686-1.690	
MJA0196 823-1(5)	御岳伊那	御岳	伊那 六道原	pfa	80	xdo			1.705-1.709		
MJA0198 8510-1(3)	御岳潟町	御岳	任野 骨野	pfa	10	xdo	bw-Y, str, fib		1.711-1.717		立 当 聯 目 xdo
MJA0202 823-1(1)	御岳数原	御岳	伊那 六道原	pfa	15	oh=xdo			1.701-1.706	1.685-1.691	
MJA0204 911-3(1)	御岳第1	鱼	木曽福島	pfa	900	ho				1.683-1.687	subangular pumice, φ6 cm
111-12A	木曽谷層	御岳	各務原	lJmd+ps		oh=xdo			1.708-1.716	1.682-1.691	pumice+sand
111-12B	木曽谷層	鱼	各務原	ljud	,	oh=xdo			1.711-1.715	1.682-1.689	rounded pumice, φ3 cm
87, 7-1	On-Pml	御岳	静岡 小山中島奥	pfa	100	bt, ho > opx	md				中間の6 cm細粒部分を分析
MJA0290 53-12	On-Pml	御岳	静岡 小山生土西沢	pfa	70 cm以上	opx>> ho	md+	-			
MJB0302	Yt-Gop2?	北八ヶ岳?	狭山丘陵田端	pfa	20	ho > cum, bt, qt					
MJB0305	Yt-Gop 1?	北八ヶ岳?	狭山丘陵田端	pfa	30	ho					
MJB0136 957-1(4)	ハヶ岳BBP (Yt-BBP)	北八ヶ岳?	長野 川上金山居倉	pfa	50	ho-rich, qt	md	-			
MJB0140 9012-1	ハヶ岳ヌカ1 (Kkt)	加久藤	長野 南牧広瀬	afa	9	+ho, +opx, +cpx	bw	1.501-1.503			
MJA0278 8111-4(3)	K-Tz?		神奈川 藤野葛原(芝田)	afa	-	opx >> ho	pm, bw	1.502-1.504			
950707	Aso-4	阿蘇	山梨 上野原鶴島	afa	15	ho, opx, cpx	bw	1.507-1.511			下部の方をEDS分析

^{*:} MJAで始まる試料は第四紀後期, MJBで始まる試料は第四紀中期~前期のテフラ **: afa.降下火山灰, pfa.蜂下軽石, pfl.火砕流堆積物, pmfl.火山泥流堆積物、sd.砂層 ***: bt.黒雲母, cpx単斜輝石, cum:カミングトン閃石, ho:普通角閃石, obs:黒曜石, opx斜方輝石, qt:石英, β -qt:高温型石英, +微量, >:2~3倍程度, >>:4~5倍以上

^{*****} 火山ガラスの形態は声・宮脇(1996) ^[9], 町田・新井(2003) 『こよる。bw.パブルウォール型』に平行型、8b.スモールパブル型,fib.繊維型。8p.スポンジ型,pm.軽币型

表 3.3.5-3 火山ガラスの化学分析値

試料番号		テフラ名	SiO_2	TiO ₂	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
MJB0435 0210-5-1		屈足	77.85	0.11	12.56	0.60	0.09	0.07	0.69	3.35	4.69
	SD		0.12	0.04	0.10	0.09	0.07	0.04	0.14	0.10	0.21
MJB0436 84-8-21(0)		芽登	77.81	0.13	12.47	1.10	0.03	0.08	0.93	3.47	3.99
	SD		0.24	0.05	0.11	0.15	0.04	0.03	0.12	0.15	0.13
MJB0437 84-8-5		無加	77.68	0.06	12.66	0.88	0.07	0.04	0.59	3.38	4.64
	SD		0.21	0.05	0.14	0.08	0.04	0.03	0.02	0.25	0.14
MJB0439 0210-4-2		十勝	77.85	0.10	12.49	0.65	0.11	0.09	0.85	3.21	4.66
	SD		0.23	0.11	0.15	0.26	0.09	0.08	0.23	0.29	0.80
MJB0441 060684-84(1)		安足間	77.97	0.38	12.04	1.54	0.11	0.31	1.41	4.23	2.00
	SD		0.13	0.05	0.09	0.09	0.06	0.04	0.06	0.06	0.05
MJB0442 83-9-23		壮瞥	78.69	0.22	11.90	1.14	0.07	0.19	1.08	3.06	3.66
	SD		0.32	0.04	0.12	0.27	0.05	0.03	0.15	0.10	0.12
03-5-25 ST01		瀬棚1	77.83	0.09	13.45	0.65	0.18	0.17	0.26	4.58	2.79
	SD		0.22	0.06	0.14	0.07	0.07	0.04	0.05	0.16	0.30
03-5-26-(2)(3) ST02 to	p	瀬棚2	77.55	0.08	12.42	0.50	0.09	0.06	0.79	2.78	5.74
	SD		0.30	0.05	0.06	0.06	0.05	0.03	0.05	0.35	0.59
MJB0432 007-3(2')		八甲田0	77.70	0.28	12.28	1.78	0.12	0.26	1.63	4.13	1.81
	SD		0.14	0.04	0.08	0.08	0.08	0.04	0.03	0.06	0.07
MJB0405 8106-13		鬼首池月	78.54	0.17	12.18	1.30	0.08	0.17	1.32	4.46	1.78
	SD		0.17	0.06	0.10	0.09	0.05	0.04	0.05	0.07	0.05
MJB0422 8911-25(2)		白頭山男鹿 (B-Og)	65.53	0.43	16.32	4.13	0.20	0.22	1.24	5.93	6.00
	SD		1.24	0.23	0.25	0.34	0.08	0.24	0.39	0.31	0.21
MJB0426 8911-26		Ksm-5	77.15	0.11	12.84	0.54	0.15	0.05	0.92	3.24	5.00
	SD		0.18	0.05	0.10	0.07	0.08	0.03	0.05	0.06	0.13
MJB0057 993-7		河頭	78.58	0.20	12.20	0.95	0.05	0.18	1.14	2.75	3.94
	SD		0.23	0.06	0.11	0.10	0.05	0.04	0.04	0.12	0.15
MJB0001 710-62		鬼界コアビ山	74.70	0.55	12.96	2.38	0.08	0.48	1.98	3.59	3.27
	SD		0.22	0.05	0.07	0.10	0.05	0.04	0.07	0.12	0.17
MJB0037 9911-3		吉田麓 (Ysf)	76.65	0.34	12.81	1.38	0.08	0.32	1.63	3.72	3.06
	SD		0.19	0.06	0.16	0.09	0.06	0.04	0.06	0.12	0.08
MJB0136 957-1(4)		八ヶ岳BBP (Yt-BBP)	77.64	0.20	13.02	1.07	0.07	0.36	1.77	4.06	1.81
	SD		0.17	0.06	0.10	0.09	0.05	0.04	0.07	0.06	0.08
MJB0140 9012-1		八ヶ岳ヌカ1 (Kkt)	76.71	0.20	12.59	1.29	0.10	0.12	0.97	3.60	4.42
	SD		0.13	0.07	0.08	0.07	0.07	0.04	0.04	0.05	0.10
MJA0073 64-4		長瀬 (K-Tz)	78.58	0.25	11.84	1.02	0.05	0.19	1.11	3.43	3.53
	SD		0.19	0.08	0.05	0.06	0.06	0.03	0.05	0.10	0.12
MJA0278 8111-4(3)		K-Tz?	76.42	0.26	13.03	1.19	0.10	0.28	1.34	3.39	4.00
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	SD		0.71	0.05	0.38	0.10	0.07	0.06	0.13	0.08	0.19
MJA0290 53-12		On-Pm1	75.86	0.18	13.79	0.99	0.12	0.24	1.60	3.62	3.59
	SD		0.14	0.06	0.12	0.07	0.07	0.04	0.08	0.05	0.06
950707		Aso-4	72.10	0.46	14.79	1.61	0.14	0.39	1.27	4.49	4.76
	SD		0.69	0.09	0.32	0.19	0.09	0.08	0.24	0.08	0.22

値は火山ガラス15粒子の平均値 (wt%)で、Totalが100%になるよう規格化している。SDは標準偏差。

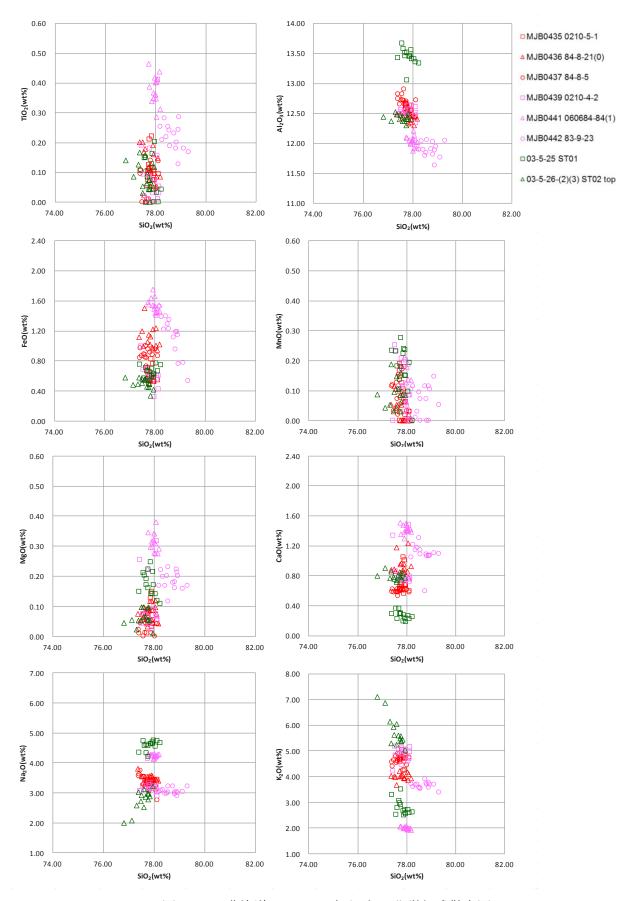


図 3.3.5-1 北海道のテフラの火山ガラス化学組成散布図

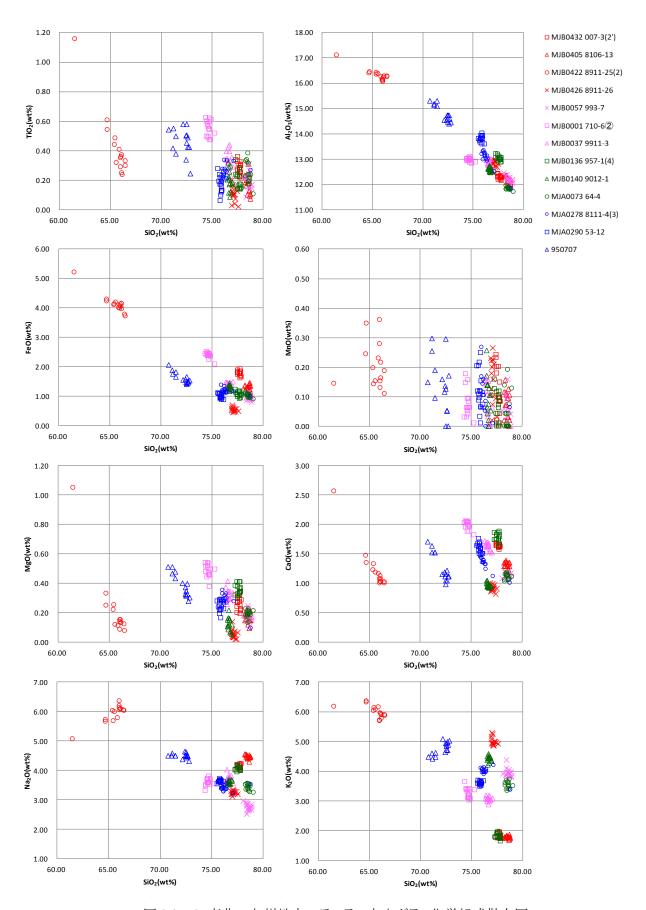


図 3.3.5-2 東北~九州地方のテフラの火山ガラス化学組成散布図

参考文献

- 1) 梅田浩司, 古澤 明, RIPL 法によるテフラ降灰層準の認定と最新の噴火活動の推定, 月刊地球, vol.26, no.6, 2004, pp.395-400.
- 2) 中村千怜, 安江健一, 石丸恒存, 梅田浩司, 古澤 明, 緑色普通角閃石中のガラス包有物の主成 分化学組成を用いた広域テフラの対比: 阪手テフラを例として, 地質学雑誌, vol.117, no.9, 2011, pp.495-507.
- 3) 古澤 明, 安江健一, 中村千怜, 梅田浩司, 根ノ上高原に分布する土岐砂礫層のテフラ層序—石 英中のガラス包有物の主成分化学組成を用いた広域テフラの対比—, 応用地質, vol.54, no.1, 2013, pp.25-38.
- 4) Tamura, I., Yamazaki, H., Mizuno, K., Characteristics for the recognition of Pliocene and early Pleistocene marker tephras in central Japan, Quaternary International, vol.178, no.1, 2008, pp.85-99.
- 5) Tamura, I., Yamazaki, H., Significance of the remarkable unconformity in the Plio-Pleistocene of the Japanese Islands, Quaternary International, vol.219, no.1-2, 2010, pp.45-54.
- 6) 池田保夫, 向山 栄, 北海道, 富良野―旭川地域の火砕流堆積物の層序と対比, 地質学雑誌, vol.89, no.3, 1983, pp.163-172.
- 7) 村岡洋文, 八甲田地熱地域の熱源系, 日本の熱資源評価に関する研究, 地質調査所報告, vol.275, 1991, pp.113-134.
- 8) 相模原市立博物館, テフラ標本目録 町田 洋 コレクション, 相模原市立博物館資料目録 4, 2003, 81p.
- 9) 町田 洋, 新井房夫, 新編 火山灰アトラス[日本列島とその周辺], 東京大学出版会, 2003, 336p.
- 10) 壇原 徹, RIMS による屈折率測定とその応用, 月刊地球, vol.13, no.3, 1991, pp.193-200.
- 11) 沢田順弘, 中村唯史, 楳田禎久, Yoon, S., 徳岡隆夫, 島根県大田市の掘削コアから発見された鬱 陵島の完新世初期火山活動由来の漂着軽石, 第四紀研究, vol.36, no.1, 1997, pp.1-16.
- 12) Jochum, K.P., Dingwell, D.B., Rocholl, A., Stoll, B., Hofmann, A.W., Becker, S., Besmehn, A., Bessette, D., Dietze, H.-J., Dulski, P., Erzinger, J., Hellebrand, E., Hoppe, P., Horn, I., Janssens, K., Jenner, G.A., Klein, M., McDonough, W.F., Maetz, M., Mezger, K., Münker, C., Nikogosian, I.K., Pickhardt, C., Raczek, I., Rhede, D., Seufert, H.M., Simakin, S.G., Sobolev, A.V., Spettel, B., Straub, S., Vincze, L., Wallianos, A., Weckwerth, G., Weyer, S., Wolf, D., Zimmer, M., The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis, Geostandards Newsletter, vol.24, no.1, 2000, pp.87-133.
- 13) 石井英一,中川光弘, 齋藤 宏, 山本明彦, 北海道中央部, 更新世の十勝三股カルデラの提唱と 関連火砕流堆積物:大規模火砕流堆積物と給源カルデラの対比例として, 地質学雑誌, vol.114, no.7, 2008, pp.348-365.
- 14) 高島 勲, 山崎哲良, 中田英二, 湯川公靖, 北海道洞爺湖周辺の第四紀火砕岩および火山岩の TL 年代, 岩鉱, vol.87, no.5, 1992, pp.197-206.

- 15) Ikeda, Y., Geochemistry and magmatic evolution of Pliocene-early Pleistocene pyroclastic flow deposits in central Hokkaido, Japan, Journal of Geological Society of Japan, vol.97, no.8, 1991, pp.645-666.
- 16) 橋本 亘, 菅野三郎, 大島一清, 品田 穣, 北海道渡島半島今金-国縫-八雲間の地質, 地質学雑誌, vol.69, no.812, 1963, pp.228-238.
- 17) 椿原慎一, 長谷川四郎, 丸山俊明, 西南北海道黒松内地域の上部新生界ーとくに黒松内層の層序と微化石年代について一, 地質学雑誌, vol.95, no.6, 1989, pp.423-438.
- 18) 能條 歩, 鈴木明彦, 都郷義寛, 美利河海牛化石調査研究会, 西南北海道瀬棚層の堆積年代,今金地域研究, no.2, 1996, pp.15-22.
- 19) 岸 清, 宮脇理一郎, 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, 地学雑誌, vol.105, no.1, 1996, pp.88-112.

3.3.6 地質試料を対象とした年代測定法及び化学分析手法の高度化

(1) はじめに

原子力機構では、既に炭素-14(¹⁴C)、ベリリウム-10(¹⁰Be)、カリウム-アルゴン(K-Ar)及びウラン・トリウム・ヘリウム((U-Th)/He)による年代測定が実用化されている。しかし、地質試料の生成プロセスは複雑であり、物質の供給源の変化による年代値への影響に加え、前処理方法や測定手法の違いによる年代値の差異等、解決すべき問題がある。近年の年代測定技術の発展によって、データ取得については迅速・簡便化されつつあるが、現状では最終的に得られたデータの解釈が困難になるケースが多い。正確な年代軸を構築するためには、岩石、鉱物、土壌、堆積物、炭酸塩沈殿物、植物化石、地下水等、それぞれの試料の特性及び生成環境に適応した年代測定手法の開発が必要である。これらの年代測定に加えて、試料の無機化学組成や同位体組成等の化学分析を実施することにより、過去から現在までの長期的な地質環境の変遷を推定することが可能になる。ここで、効率的かつ必要な精度でこれらの分析を行うためには、当時の古環境またはその後に生じた地質イベントに関する情報を保持している試料の選別が必要である。しかし、採取した全サンプル中から得られる適切な測定対象物(植物化石、鉱物や化学成分)は限られている。従って、地質試料の化学分析においても微小領域の測定を可能にする技術開発が求められる。このため平成 28 年度は、年代測定法と化学分析手法の基礎技術の高度化及び微小領域の分析手法の構築に向けて、前処理手法の改良を実施し適切な測定条件の選定等を継続して進めた。

(2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

① 年代測定法の高度化

測定精度の改善のためには, 既に実用化されている年代測定法の高度化が必要となる。加速器質量 分析法(AMS: Accelerator Mass Spectrometry)による放射性炭素(14C)測定は,地球科学研究等に必要 不可欠な年代測定法であり,有機物や炭酸塩の ¹⁴C 測定結果をもとに,地層の形成年代,地質イベント の発生年代, 地下水の滞留時間に関する情報が得られる(Iwatsuki et al., 20021); Watanabe et al., 2012²)。AMS による ¹⁴C 測定を実施するためには、試料洗浄、化学処理、燃焼、二酸化炭素の精製、グ ラファイト調製等の前処理作業を行う必要がある。これらの前処理作業にはおおよそ数週間程度の時間 と多大な労力を要する。従って、AMS 技術の発展とともに、前処理手法の簡略化と迅速化が求められて いる。平成 27 年度までに元素分析計(EA: Elemental Analyzer)を用いた前処理の改善手法として EA-CO₂ 回収法を検討した (Yoneda et al., 2004³⁾; 松中ほか, 2015⁴⁾)。 これまでに EA-CO₂ 回収法により, 試料の燃焼及び二酸化炭素の精製については自動化されたが,グラファイト調製は手作業であり効率化 のため改良が必要であった。平成28年度は、自動グラファイト調製装置(Ionplus 社製 AGE3、図3.3.6-1) を導入し、実用化に向けてテスト測定を実施した。加えて少量試料への適応についても評価を実施した。 一方で、10Be、K-Ar及び (U-Th)/He については、標準試料及び天然試料のデータを蓄積することによ り, 測定精度の改善につながると期待される(Yamada et al., 20125); Brockamp and Clauer, 20136); Horiuchi et al., 2013⁷⁾; Vautour et al., 2015⁸⁾)。平成 28 年度において, ¹⁰Be 及び K-Ar については精度 改善に向けた測定条件の検討を継続して進めた。

② 化学分析手法の高度化

地下水中や地層中に残された炭酸塩等の物質から得られる地下深部の化学的環境(酸化還元環境や pH)の変遷に関する情報は、過去から現在までの地質環境を把握する上で重要である。既往の研究

では、炭酸塩試料中の鉄(Fe)やウラン(U)の組成分析から地下環境における酸化還元電位の復元が検討されてきた(Arthur et al., 2006⁹⁾;水野・岩月, 2006¹⁰⁾)。また、地下水やボーリングコア試料等に含まれる希土類元素(REEs: Rare Earth Elements)の分布を明らかにすることにより、物質の供給源や酸化還元環境の変遷に関する情報を得ることができる(Wood et al., 1997¹¹⁾;Och et al., 2014¹²⁾;Munemoto et al., 2015¹³⁾)。近年の ICP 質量分析技術の発展により、環境中の微量元素の定量分析は大きく改善されている。しかし、REEs の存在量は少ないため(地下水では ng/L 以下)、分析値が定量下限値以下となるケースが多い。さらに、海水の影響を受けた地下水試料ではバリウム(Ba)等の夾雑物による干渉のためREEs の定量分析は妨害され、困難となる。その対策として、これまでに様々なキレート樹脂を用いた試料の前処理手法が検討されている(山崎ほか、2009¹⁴⁾;Bourdin et al., 2011¹⁵⁾)。その中でイミノ二酢酸型のキレート樹脂(日立ハイテクフィールディング社製 Nobias Chelate PA1、以下、「PA1」)はアルカリ金属とアルカリ土類金属を除去可能であり、天然試料中のREEs 分析に用いられてきた。しかし、PA1 は海水試料への適用例が多く、河川や地下水試料での研究例は少ない(Sohrin et al., 2008¹⁶⁾)。このため平成 28年度は、キレート樹脂による微量元素分析の前処理手法の改良を継続して実施した。

また、炭酸塩を構成する炭素や酸素の安定同位体比(13 C, 18 O)は、炭酸塩の供給源や地下での挙動を評価するために重要な情報となる(鈴木・川幡, 2007 17); Watanabe et al., 2012 21; Feng et al., 2013 18)。さらに、走査型蛍光 X線分析装置、X線分析顕微鏡等の各種 X線分析による化学分析や鉱物組成分析については、標準試料及び天然試料のデータを蓄積し、適切な測定条件の検討及び標準試料の選定等を進めることにより、測定精度の改善につながることが期待される(Chague-Goff et al., 2012 19); Yamasaki et al., 2015 20)。そこで平成 28年度は、安定同位体比質量分析装置による 13 C と 18 O 測定、蛍光 X線による化学成分の定量分析を実施するため、適切な測定条件の検討を進めた。

③ 微小領域の年代測定と化学分析手法の構築

微小領域の年代測定と化学分析手法には LA-ICP 質量分析計が有効である (Wyndham et al., 2004²¹⁾; Large et al., 2014²²⁾)。しかし, 14 C 年代測定や, 13 C, 18 O 測定等,ICP 質量分析計が適応不可である場合,また定量分析が必要な場合は,マイクロミル等による微小領域のサンプリングが必要である (Hoffmann et al., 2009²³⁾)。適切なサンプリング箇所を選定するため,ルミノスコープ等のカソードルミネッセンス装置を用いて微小領域を観察し,マイクロミル装置を用いて微小領域を削り出すことにより,各種分析装置に必要な試料を得ることができる (Gillhaus et al., 2000²⁴⁾; 坂井, 2006²⁵⁾)。このため平成 28 年度は,カソードルミネッセンス装置について適切な測定条件の検討を継続して進めた。

(3) 実施内容・結果

① 年代測定法の高度化

平成 28 年度は、 14 C 年代測定を迅速かつ効率よく行うため、AGE3 (図 3.3.6-1)を用いた地質試料のグラファイト調製について適用条件の検討を進めた。本研究では、標準物質である IAEA- C5、C6、C9 及びNIST-SRM-4990C (NISToxII)を用いて、AGE3 による前処理システムの適用性を評価した。IAEA- C5、C9 は埋没した天然の樹木試料、IAEA-C6 はショ糖、NIST-SRM-4990C はシュウ酸である。IAEA-C9 は放射性炭素濃度が低いことから(合意値;consensus values、 $0.12\sim0.21$ pMC、95%信頼区間,Rozanski et al.、 1992^{26})、AGE3 のバックグラウンド評価に使用した。EA は Elementar 社製の Vario MICRO cube を用いた。キャリヤーガスは高純度ヘリウム(99.9999%、流量約 200 mL/min)を用いた。標準試料を錫箔 $(4\times4\times12 \text{ mm}, \text{ Elemental micro analysis 社製})$ に包み、オートサンプラーにより EA の燃焼炉内の石英製燃焼管 (920%)に導入した。燃焼管内の酸化剤として酸化銅(元素分析用,Elementar 社製)を使用し

た。還元炉内の還元剤として還元銅を使用した(元素分析用, Elementar 社製, 還元炉温度 550° C)。また、硫黄やハロゲン除去のため、シルバーウールを使用した。

ペレトロン年代測定装置で得られた実測値と報告されている合意値とを比較し、AGE3 の有効性を評 価した。測定結果は IAEA-C5 で 23.38±0.13 pMC (n=6), IAEA-C6 で 152.41±1.49 pMC (n=6), NIST-SRM-4990C で 132.65±0.74 pMC (n=6)であり, 各標準試料の ¹⁴C の合意値(Stuiver, 1983²⁷⁾; Rozanski et al., 1992²⁶⁾)とおおよそ $\pm 2\sigma$ の範囲で一致した。従来法であるガラス製真空ラインを使用し た手法による 14C 測定の不確かさを考慮すると、おおよそ±1σ程度で一致することが理想的ではあるが、 今回報告した結果について測定数は 3~6 回と未だ少なく, 今後継続して測定しさらに評価を進める必 要がある。ただ、現状においても研究内容によっては±2σの不確かさを許容できるケースが多く、 AGE3は地質試料等の年代測定に適用可能であると考えられる。また、バックグラウンド評価として実施し た IAEA-C9(木片)は 0.33±0.02 pMC (n=3)であり, 地質試料の年代測定において十分に適用可能で あると考えられる。従来法でバックグラウンド評価に使用されている IAEA-C1(炭酸塩)の測定結果は 0.15±0.01 pMC であり、IAEA- C9 の結果と比較し同程度であった。しかし、実際の炭酸塩試料へ AGE3 を適応させるためには、元素分析計による炭酸塩試料の燃焼効率や混在する有機物の影響について検 討が必要である(Wacker et al., 2013²⁸⁾)。一方, 封管燃焼法による少量試料での検討において, IAEA-C5(木片)、C7(シュウ酸)の測定結果ではC7の $1点(測定回数6)を除き<math>\pm 1\sigma$ の範囲で合意値と 一致した(図 3.3.6-2)。 C4(木片)では炭素量の減少とともに 14C 濃度が増加する傾向が見られた(炭素 量 0.3mg で最大 1.29 pMC)。 NIST-SRM-4990C では炭素量 0.5mg 及び 0.7mg での測定結果において $\pm 1\,\sigma$ の範囲で合意値と一致した。また、 10 Be 測定については、前処理方法の改良としてキャリア試料の 検討を進め、さらにペレトロン年代測定装置による測定時の検出限界の改良に向けて試験測定を継続し て実施した。K-Ar については,Ar 定量における大気起源 Ar の評価手法の改良を継続し,年代測定の 精度改善に向けて検討を進めた。

② 化学分析手法の高度化

平成 28 年度は、キレート樹脂による微量元素の濃縮手法と妨害元素の除去方法を継続して検討し、ICP 質量分析計による標準試料及び天然試料中の微量元素測定を実施した。キレート樹脂による REEs 濃縮操作を地下水試料へ適用させた結果について集約した(Watanabe et al., 2018²⁹⁾)。炭酸塩の ¹³C, ¹⁸O 測定については炭酸塩前処理装置付きの安定同位体比質量分析計による、標準試料及びテストサンプルの測定を実施し、測定条件の最適化を継続して進めた。さらに、走査型蛍光 X 線分析装置, X 線分析顕微鏡等の各種 X 線分析による化学分析や鉱物組成分析については、標準試料及び天然試料の測定を実施しデータを蓄積した。走査型蛍光 X 線分析装置を用いた岩石試料の主要元素及び微量元素の定量分析について、東濃地科学センターで構築した分析手法をとりまとめた(清水ほか, 2017³⁰⁾)。

③ 微小領域の年代測定と化学分析手法の構築

炭酸塩鉱物の年代測定と化学分析により、過去の酸化還元環境の変動等に関する情報が得られる。 平成 28 年度は、炭酸塩試料のカソードルミネッセンス像を継続して取得し成長構造を可視化させるため に、試料に適したルミノスコープの測定条件を設定し、炭酸塩沈殿物の成長構造の把握を検討した。

(4) 主な成果と課題

平成 28 年度は, 年代測定法の高度化として ¹⁴C と ¹⁰Be 測定の前処理手法の改良, 化学分析手法の高度化としてキレート樹脂による微量元素濃縮手法と妨害元素除去方法の改良等を継続して実施した。 天然試料の ¹⁴C 年代測定では, AGE3 による試料燃焼, ガス分離, 及びグラファイト調製機能を適用させ, 前処理過程の簡便・迅速化を進めた。さらに標準試料の ¹⁴C 測定を実施し、高収率及び低バックグラウンドで測定可能であることを実証した。また、キレート樹脂による希土類元素、ウラン等の選択的回収法の改良では、分析条件の検討を進め安定した結果を得られるように調整した。今後は、年代測定及び化学分析についてさらに微少量での測定を進める。微小領域の年代測定と化学分析手法の構築については、多様な天然試料への応用を進めるため、継続してデータを蓄積していくことが重要である。

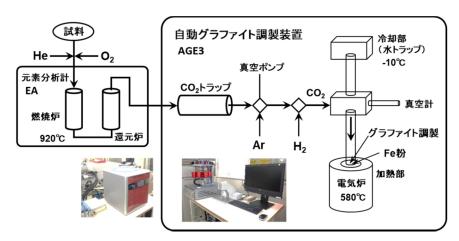


図 3.3.6-1 ペレトロン年代測定装置における AGE3 の概要

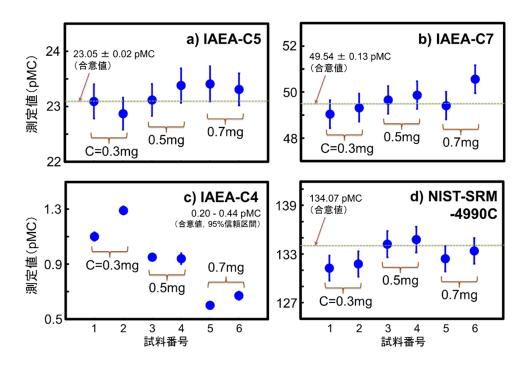


図 3.3.6-2 ペレトロン年代測定装置における少量試料の ¹⁴C 測定結果

参考文献

- Iwatsuki, T., Satake, H., Metcalfe, R., Yoshida, H., Hama, K., Isotopic and morphological features of fracture calcite from granitic rocks of the Tono area, Japan: a promising palaeohydrogeological tool, Applied Geochemistry, vol.17, no.9, 2002, pp.1241-1257.
- 2) Watanabe, T., Minoura, K., Nara, F.W., Shichi, K., Horiuchi, K., Kakegawa, T., Kawai, T., Last glacial to post glacial climate changes in continental Asia inferred from multi-proxy records (geochemistry, clay mineralogy, and paleontology) from Lake Hovsgol, northwest Mongolia, Global and Planetary Change, vol.88-89, 2012, pp.53-63.
- 3) Yoneda, M., Shibata, Y., Tanaka, A., Uehiro, T., Morita, M., Uchida, M., Kobayashi, T., Kobayashi, C., Suzuki, R., Miyamoto, K., Hancock, B., Dibden, C., Edmonds, J.S., AMS ¹⁴C measurement and preparative techniques at NIES-TERRA, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, vol.223-224, 2004, pp.116-123.
- 4) 松中哲也, 笹 公和, 末木啓介, 高橋 努, 村松万寿美, 大森貴之, 松崎浩之, 中村俊夫, GC-AMS の開発と炭素 14 自動前処理システムの性能評価, 第 17 回 AMS シンポジウム報告集, 2015, pp.51-55.
- 5) Yamada, K., Hanamuro, T., Tagami, T., Shimada, K., Takagi, H., Yamada, R., Umeda, K., The first (U-Th)/He thermochronology of pseudotachylyte from the Median Tectonic Line, southwest Japan, Journal of Asian Earth Sciences, vol.45, no.2, 2012, pp.17-23.
- 6) Brockamp, O., Clauer, N., Hydrothermal and unexpected diagenetic alteration in Permian shales of the Lodeve epigenetic U-deposit of southern France, traced by K-Ar illite and K-feldspar dating, Chemical Geology, vol.357, 2013, pp.18-28.
- 7) Horiuchi, K., Oniyanagi, I., Wasada, H., Matsuzaki, H., ¹⁰Be measurements at MALT using reduced-size samples of bulk sediments, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, vol.294, 2013, pp.72-76.
- 8) Vautour, G., L. Pinti, D., Méjean, P., Saby, M., Meyzonnat, G., Larocque, M., Clara Castro, M., Hall, C.M., Boucher, C., Roulleau, E., Barbecot, F., Takahata, N., Sano, Y., ³H/³He, ¹⁴C and (U-Th)/He groundwater ages in the St. Lawrence Lowlands, Quebec, Eastern Canada, Chemical Geology, vol.413, 2015, pp.94-106.
- 9) Arthur, R.C., Iwatsuki, T., Sasao, E., Metcalfe, R., Amano, K., Ota, K., Geochemical constraints on the origin and stability of the Tono uranium deposit, Japan, Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, vol.6, no.1, 2006, pp.1-16.
- 10) 水野 崇, 岩月輝希, 地下深部における地球化学的環境の長期的変遷 —炭酸塩鉱物中の微量元素に基づく解析例—, 地球化学, vol.40, 2006, pp.33-45.
- 11) Wood, S.A., van Middlesworth, P., Gibson, P., Ricketts, A., The mobility of the REE, U and Th in geological environments in Idaho and their relevance to radioactive waste disposal, Journal of Alloys and Compounds, vol.249, no.1-2, 1997, pp.136-141.

- 12) Och, L.M., Muller, B., Wichser, A., Ulrich, A., Vologina, E.G., Sturm, M., Rare earth elements in the sediments of Lake Baikal, Chemical Geology, vol.376, 2014, pp.61-75.
- 13) Munemoto, T., Ohmori, K., Iwatsuki, T., Rare earth elements (REE) in deep groundwater from granite and fracture-filling calcite in the Tono area, central Japan: Prediction of REE fractionation in paleoto present-day groundwater, Chemical Geology, vol.417, 2015, pp.58-67.
- 14) 山﨑美香, 加藤 進, 塚田 進, 吉岡 理, イミノ二酢酸・エチレンジアミン三酢酸キレート樹脂を用いた環境水中の微量金属元素分析, 三重県保健環境研究所年報, no.11(通巻第54号), 2009, p p.108-116.
- 15) Bourdin, C., Douville, E., Genty, D., Alkaline-earth metal and rare-earth element incorporation control by ionic radius and growth rate on a stalagmite from the Chauvet Cave, Southeastern France, Chemical Geology, vol.290, no.1-2, 2011, pp.1-11.
- 16) Sohrin, Y., Urushihara, S., Nakatsuka, S., Kono, T., Higo, E., Minami, T., Norisuye, K., Umetani, S., Multielemental determination of GEOTRACES key trace metals in seawater by ICPMS after preconcentration using an ethylenediaminetriacetic acid chelating resin, Analytical Chemistry, vol.80, no.16, 2008, pp.6267-6273.
- 17) 鈴木 淳, 川幡穂高, サンゴなどの生物起源炭酸塩および鍾乳石の酸素・炭素同位体比にみる反応速度論的効果, 地球化学, vol.41, no.1, 2007, pp.17-33.
- 18) Feng, D., Lin, Z., Bian, Y., Chen, D., Peckmann, J., Bohrmann, G., Roberts, H.H., Rare earth elements of seep carbonates: Indication for redox variations and microbiological processes at modern seep sites, Journal of Asian Earth Sciences, vol.65, 2013, pp.27-33.
- 19) Chague-Goff, C., Niedzielski, P., Wong, H.K.Y., Szczucinski, W., Sugawara, D., Goff, J., Environmental impact assessment of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Sedimentary Geology, vol.282, 2012, pp.175-187.
- 20) Yamasaki, S., Takeda, A., Watanabe, T., Tagami, K., Uchida, S., Takata, H., Maejima, Y., Kihou, N., Matsunami, H., Tsuchiya, N., Bromine and iodine in Japanese soils determined with polarizing energy dispersive X-ray fluorescence spectrometry, Soil Science and Plant Nutrition, vol.61, no.5, 2015, pp.751-760.
- 21) Wyndham, T., Mcculloch, M., Fallon, S., Alibert, C., High-resolution coral records of rare earth elements in coastal seawater: Biogeochemical cycling and a new environmental proxy, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.68, no.9, 2004, pp.2067-2080.
- 22) Large, R.R., Halpin, J.A., Danyushevskya, L.V., Maslennikov, V.V., Bull, S.W., Long, J.A., Gregory, D.D., Lounejeva, E., Lyons, T.W., Sack, P.J., McGoldrick, P.J., Calver, C.R., Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean-atmosphere evolution, Earth and Planetary Science Letters, vol.389, 2014, pp.209-220.
- 23) Hoffmann, D.L., Spotl, C., Mangini, A., Micromill and in situ laser ablation sampling techniques for high spatial resolution MC-ICPMS U-Th dating of carbonates, Chemical Geology, vol.259, no.3-4, 2009, pp.253-261.

- 24) Gillhaus, A., Habermann, D., Meijer, J., Richter, D.K., Cathodoluminescence spectroscopy and micro-PIXE: combined high resolution Mn-analyses in dolomites—First results, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, vol.161-163, 2000, pp.842-845.
- 25) 坂井三郎, 第四系浅海性炭酸塩堆積物における酸素・炭素同位体比を用いた古海洋研究の可能性, 地球化学, vol.40, no.3, 2006, pp.195-207.
- 26) Rozanski, K., Stichler, W., Gonfiantini, R., Scott, E.M., Beukens, R.P., Kromer, B., van der Plicht, J., The IAEA ¹⁴C Intercomparison Exercise 1990, Radiocarbon, vol.34, no.3, 1992, pp.506-519.
- 27) Stuiver, M., International agreements and use of the new oxalic acid standard, Radiocarbon, vol.25, no.2, 1983, pp.793-795.
- 28) Wacker, L., Fulop, R.-H., Hajdas, I., Molna, M., Rethemeyer, J., A novel approach to process carbonate samples for radiocarbon measurements with helium carrier gas, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, vol.294, 2013, pp.214-217.
- 29) Watanabe, T., Saito-Kokubu, Y., Murakami, H., Iwatsuki, T., Onsite chelate resin solid-phase extraction of rare earth elements in natural water samples: its implication for studying past redox changes by inorganic geochemistry, Limnology, vol.19, no.1, 2018, pp.21-30.
- 30) 清水麻由子, 佐野直美, 柴田健二, 東濃地科学センターにおける蛍光 X 線分析装置を用いた岩石試料の主要元素および微量元素の定量分析, JAEA-Testing 2016-004, 2017, 40p.

This is a blank page.

国際単位系(SI)

表 1. SI 基本単位

基本量	SI 基本i	単位
- 本半里	名称	記号
長 さ	メートル	m
質 量	キログラム	kg
時 間	秒	s
電 流	アンペア	A
熱力学温度	ケルビン	K
物質量	モル	mol
光 度	カンデラ	cd

表2. 基本単位を用いて表されるSI組立単位の例

	SI組立単位	77.45 15.1
組立量	名称	記号
面	漬 平方メートル	m ²
体	漬 立方メートル	m^3
速 き , 速 /	度 メートル毎秒	m/s
加速	度 メートル毎秒毎秒	m/s^2
波	数 毎メートル	m ⁻¹
密度,質量密息	度 キログラム毎立方メートル	kg/m ³
面積密力	要 キログラム毎平方メートル	kg/m ²
比 体 #	漬 立方メートル毎キログラム	m³/kg
電流密力	変 アンペア毎平方メートル	A/m ²
磁界の強	さアンペア毎メートル	A/m
量濃度 ^(a) ,濃月	度 モル毎立方メートル	mol/m ³
質 量 濃 /	要 キログラム毎立方メートル	kg/m ³
	変 カンデラ毎平方メートル	cd/m ²
出 切 平	(b) (数字の) 1	1
比 透 磁 率	(b) (数字の) 1	1

表3. 固有の名称と記号で表されるSI組立単位

	回用以相称已配为	, ,,,,,	SI 組立単位	
組立量	to the	⇒ n □	他のSI単位による	SI基本単位による
	名称	記号	表し方	表し方
平 面 角		rad	1 (b)	m/m
立体角	ステラジアン ^(b)	sr ^(c)	1 (b)	m^2/m^2
周 波 数	ヘルツ ^(d)	Hz		s ⁻¹
力	ニュートン	N		m kg s ⁻²
圧 力 , 応 力	パスカル	Pa	N/m ²	m ⁻¹ kg s ⁻²
エネルギー, 仕事, 熱量	ジュール	J	N m	m ² kg s ⁻²
仕事率, 工率, 放射束	ワット	W	J/s	m ² kg s ⁻³
電 荷 , 電 気 量	クーロン	C		s A
電位差(電圧),起電力	ボルト	V	W/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻¹
静 電 容 量	ファラド	F	C/V	m ⁻² kg ⁻¹ s ⁴ A ²
電 気 抵 抗	オーム	Ω	V/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻²
コンダクタンス	ジーメンス	S	A/V	$m^{-2} kg^{-1} s^3 A^2$
磁東	ウエーバ	Wb	Vs	m ² kg s ⁻² A ⁻¹
磁 束 密 度	テスラ	Т	Wb/m ²	kg s ⁻² A ⁻¹
	ヘンリー	Н	Wb/A	m ² kg s ⁻² A ⁻²
	セルシウス度 ^(e)	$^{\circ}$ C		K
70 //-	ルーメン	lm	cd sr ^(c)	cd
	ルクス	lx	lm/m ²	m ⁻² cd
放射性核種の放射能 (f)	ベクレル ^(d)	Bq		s ⁻¹
吸収線量, 比エネルギー分与,	グレイ	Gy	J/kg	m ² s ⁻²
カーマ		ч	5/Kg	111 8
線量当量,周辺線量当量,	シーベルト ^(g)	Sv	J/kg	m ² s ⁻²
方向性線量当量,個人線量当量		, Sv	o/kg	
酸 素 活 性	カタール	kat		s ⁻¹ mol

- 酸素活性|カタール kat silmol
 (a)SI接頭語は固有の名称と記号を持つ組立単位と組み合わせても使用できる。しかし接頭語を付した単位はもはやコヒーレントではない。
 (b) ラジアンとステラジアンは数字の1に対する単位の特別な名称で、量についての情報をつたえるために使われる。実際には、使用する時には記号rad及びsrが用いられるが、習慣として組立単位としての記号である数字の1は明示されない。
 (e) 測光学ではステラジアンという名称と記号srを単位の表し方の中に、そのまま維持している。(d) ヘルソは周朔現象についてのみ、ペクレルは放射性接種の統計的過程についてのみ使用される。(d) セルシウス度はケルビンの特別な名称で、セルシウス温度を表すために使用される。セルシウス度とケルビンの特別な名称で、セルシウス温度を表すために使用される。セルシウス度とケルビンの増加な分割が生核種の放射能(activity referred to a radionuclide)は、しばしば誤った用語で"radioactivity"と記される。
 (g) 単位シーベルト (PV,2002,70,205) についてはCIPM勧告2 (CI-2002) を参照。

表4. 単位の中に固有の名称と記号を含むSI組立単位の例

衣 4. 甲位/	7中に回有の名称と記方を占	のの財団不由	17. (() (1/2) [
	S	I 組立単位	
組立量	名称	記号	SI 基本単位による 表し方
粘	パスカル秒	Pa s	m ⁻¹ kg s ⁻¹
力のモーメント	ニュートンメートル	N m	m ² kg s ⁻²
表面張力	ニュートン毎メートル	N/m	kg s ⁻²
角 速 度	ラジアン毎秒	rad/s	m m ⁻¹ s ⁻¹ =s ⁻¹
	ラジアン毎秒毎秒	rad/s ²	m m ⁻¹ s ⁻² =s ⁻²
熱流密度,放射照度	ワット毎平方メートル	W/m ²	kg s ⁻³
熱容量、エントロピー		J/K	m ² kg s ⁻² K ⁻¹
比熱容量, 比エントロピー		J/(kg K)	m ² s ⁻² K ⁻¹
· -	ジュール毎キログラム	J/kg	m ² s ⁻²
熱 伝 導 卒	ワット毎メートル毎ケルビン	W/(m K)	m kg s ⁻³ K ⁻¹
体積エネルギー	ジュール毎立方メートル	J/m ³	m ⁻¹ kg s ⁻²
電界の強き	ボルト毎メートル	V/m	m kg s ⁻³ A ⁻¹
	クーロン毎立方メートル	C/m ³	m ⁻³ s A
	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ² s A
電 束 密 度 , 電 気 変 位		C/m ²	m ⁻² s A
	ファラド毎メートル	F/m	m ⁻³ kg ⁻¹ s ⁴ A ²
透磁率	ヘンリー毎メートル	H/m	m kg s ⁻² A ⁻²
モルエネルギー	ジュール毎モル	J/mol	m ² kg s ⁻² mol ⁻¹
モルエントロピー, モル熱容量	ジュール毎モル毎ケルビン	J/(mol K)	m ² kg s ⁻² K ⁻¹ mol ⁻¹
照射線量 (X線及びγ線)	クーロン毎キログラム	C/kg	kg⁻¹ s A
吸 収 線 量 率	グレイ毎秒	Gy/s	m ² s ⁻³
放射 強 度	ワット毎ステラジアン	W/sr	m ⁴ m ⁻² kg s ⁻³ =m ² kg s ⁻³
放 射 輝 度	ワット毎平方メートル毎ステラジアン	$W/(m^2 sr)$	m ² m ⁻² kg s ⁻³ =kg s ⁻³
酵素活性 濃度	カタール毎立方メートル	kat/m ³	m ⁻³ s ⁻¹ mol

表 5. SI 接頭語 乗数 名称 記号 乗数 名称 記号 10^{24} Υ 10⁻¹ d 10^{21} ゼ 7. 10-2 c 10^{18} Е 10^{-3} m 10^{15} Р 10⁻⁶ μ 10^{12} Т 10⁻⁹ n 10^{-12} 10^{9} ギ ガ G p $10^{\text{-}15}$ 10^6 ガ Μ フェムト 10⁻¹⁸ 10^3 丰 口 k а $10^{\cdot 21}$ ゼ 10^{2} h \mathbf{z}

表 6. SIに	属さない	いが、SIと併用される単位
名称	記号	SI 単位による値
分	min	1 min=60 s
時	h	1 h =60 min=3600 s
目	d	1 d=24 h=86 400 s
度	0	1°=(π/180) rad
分	,	1'=(1/60)°=(π/10 800) rad
秒	"	1"=(1/60)'=(π/648 000) rad
ヘクタール	ha	1 ha=1 hm ² =10 ⁴ m ²
リットル	L, l	1 L=1 l=1 dm ³ =10 ³ cm ³ =10 ⁻³ m ³
トン	t	1 t=10 ³ kg

da

 10^1

 10^{-24}

ク

表7. SIに属さないが、SIと併用される単位で、SI単位で

	の剱旭/	か 夫駅的に付りれるもの
名称	記号	SI 単位で表される数値
電子ボルト	eV	1 eV=1.602 176 53(14)×10 ⁻¹⁹ J
ダ ル ト ン	Da	1 Da=1.660 538 86(28)×10 ⁻²⁷ kg
統一原子質量単位	u	1 u=1 Da
天 文 単 位	ua	1 ua=1.495 978 706 91(6)×10 ¹¹ m

表8. SIに属さないが、SIと併用されるその他の単位

	名称		記号	SI 単位で表される数値
バ	_	ル	bar	1 bar=0.1MPa=100 kPa=10 ⁵ Pa
				1 mmHg≈133.322Pa
オンク	ゲストロー	- ム	Å	1 Å=0.1nm=100pm=10 ⁻¹⁰ m
海		里	M	1 M=1852m
バ	_	ン	b	1 b=100fm ² =(10 ⁻¹² cm) ² =10 ⁻²⁸ m ²
1	ツ	卜	kn	1 kn=(1852/3600)m/s
ネ	_	パ	Np	CI単位しの粉値的な朋校は
ベ		ル	В	SI単位との数値的な関係は、 対数量の定義に依存。
デ	シベ	ル	dB -	74,3411 - 72,441 - 1411 0

表9. 固有の名称をもつCGS組立単位

名称	記号	SI 単位で表される数値
エルグ	erg	1 erg=10 ⁻⁷ J
ダ イ ン	dyn	1 dyn=10 ⁻⁵ N
ポアズ	P	1 P=1 dyn s cm ⁻² =0.1Pa s
ストークス	St	$1 \text{ St} = 1 \text{cm}^2 \text{ s}^{-1} = 10^{-4} \text{m}^2 \text{ s}^{-1}$
スチルブ	sb	1 sb =1cd cm ⁻² =10 ⁴ cd m ⁻²
フ ォ ト	ph	1 ph=1cd sr cm ⁻² =10 ⁴ lx
ガル	Gal	1 Gal =1cm s ⁻² =10 ⁻² ms ⁻²
マクスウエル	Mx	$1 \text{ Mx} = 1 \text{G cm}^2 = 10^{-8} \text{Wb}$
ガ ウ ス	G	1 G =1Mx cm ⁻² =10 ⁻⁴ T
エルステッド (a)	Oe	1 Oe ≙ (10 ³ /4 π)A m ⁻¹

(a) 3元系のCGS単位系とSIでは直接比較できないため、等号「 ♪ 」は対応関係を示すものである。

表10. SIに属さないその他の単位の例

	3	名利	ķ		記号	SI 単位で表される数値
牛	ユ		リ	ĺ	Ci	1 Ci=3.7×10 ¹⁰ Bq
ν	ン	卜	ゲ	ン	R	$1 \text{ R} = 2.58 \times 10^{-4} \text{C/kg}$
ラ				K	rad	1 rad=1cGy=10 ⁻² Gy
ν				L	rem	1 rem=1 cSv=10 ⁻² Sv
ガ		ン		7	γ	$1 \gamma = 1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{T}$
フ	Œ.		ル	3		1フェルミ=1 fm=10 ⁻¹⁵ m
メー	ートル	系	カラ:	ット		1 メートル系カラット= 0.2 g = 2×10 ⁻⁴ kg
卜				ル	Torr	1 Torr = (101 325/760) Pa
標	準	大	気	圧	atm	1 atm = 101 325 Pa
力	口		IJ	ĺ	cal	1 cal=4.1858J(「15℃」カロリー),4.1868J (「IT」カロリー),4.184J(「熱化学」カロリー)
3	ク		口	ン	μ	1 μ =1μm=10 ⁻⁶ m