JAEA-Research 2016-023 DOI:10.11484/jaea-research-2016-023



# 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)

Annual Report for Research on Geosphere Stability for Long-term Isolation of Radioactive Waste in Fiscal Year 2015

> 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

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

> 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 Decommissioning and Radioactive Waste Management R

February 2017

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(<u>http://www.jaea.go.jp</u>) 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 〒319-1195 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, 2017

# 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)

日本原子力研究開発機構 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, 梅田 浩司<sup>\*</sup>, 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<sup>\*1</sup>, 雑賀 敦

#### (2016年11月29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27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。

<sup>\*</sup> 国立大学法人弘前大学

JAEA-Research 2016-023

# Annual Report for Research on Geosphere Stability for Long-term Isolation of Radioactive Waste in Fiscal Year 2015

Tsuneari ISHIMARU, Koji UMEDA<sup>\*</sup>, Ken-ichi YASUE, Yoko SAITO-KOKUBU, Masakazu NIWA, Koichi ASAMORI, Takahiro WATANABE, Tatsunori YOKOYAMA, Natsuko FUJITA, Mayuko SHIMIZU, Yuki HAMA<sup>\*\*1</sup> and Atsushi SAIGA

> Tono Geoscience Center Sector of Decommissioning and Radioactive Waste Management Japan Atomic Energy Agency Izumi-cho, Toki-shi, Gifu-ken

> > (Received November 29, 2016)

This annual report documents the progress of research and development (R&D) in the 1st 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, and (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

**<sup>※</sup>**1 Collaborating Engineer

<sup>\*</sup> Hirosaki University

# 目 次

| 1. | はじめに   | · 1 |
|----|--|-----|
| 2. | 研究成果の概要  | ·4  |
| 3. | 平成 27 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  | 14  |
|    | 3.1.3 深部流体の分布に関する調査技術  | 23  |
| ,  | 3.2 長期予測・影響評価モデルの開発  | 31  |
|    | 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  | 31  |
|    | 3.2.2 時間スケールに応じた地圏環境変動の予測技術  | 38  |
| ,  | 3.3 年代測定技術の開発  | 18  |
|    | 3.3.1 ウラン系列放射年代測定法の実用化   | 48  |
|    | 3.3.2 光ルミネッセンス(OSL)年代測定法の実用化   | 56  |
|    | 3.3.3 アルミニウム-26( <sup>26</sup> Al)年代測定法, 塩素-36( <sup>36</sup> Cl)年代測定法の実用化 | 55  |
|    | 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   | 72  |
|    | 3.3.5 高分解能のテフラ同定手法の開発  | 76  |
|    | 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  | 33  |

# Contents

| 1. Introduction ······ 1  |
|---|
| 2. Overview of R&D progress ······· 4   |
| 3. Progress of R&D in FY2015 ······6  |
| 3.1 Development and systematization of investigation techniques                                   |
| 3.1.1 Investigation techniques for evaluation of fault activities                                 |
| 3.1.2 Investigation techniques for high-resolution imaging of crustal heterogeneity               |
| 3.1.3 Investigation techniques for detection of geofluids23                                       |
| 3.2 Development of models for long-term estimation and effective assessment                       |
| 3.2.1 Models of geological environment for extremely low-frequency events                         |
| 3.2.2 Development of estimation and evaluation techniques for natural phenomena of very long-term |
| 3.3 Development of dating techniques  |
| 3.3.1 Practical use of Uranium-series dating method   |
| 3.3.2 Practical use of Optically Stimulated Luminescence dating method                            |
| 3.3.3 Practical use of Aluminium-26 and Chlorine-36 dating methods                                |
| 3.3.4 Development of groundwater dating method with noble gases                                   |
| 3.3.5 Development of high-resolution tephrochronology76   |
| 3.3.6 Development of methods of dating and chemical analysis for geological samples               |

# 図リスト

| 図 3.1.1-1 | 敦賀半島の白木-丹生断層の分布と試料採取位置(1~4)                                      | .9 |
|-----------|--|----|
| 図 3.1.1-2 | 2 タイプ分けした石英粒子の SEM 写真  | .9 |
| 図 3.1.1-3 | SEM 観察による粒子分類結果  | 10 |
| 図 3.1.1-4 | ↓ 地点 1~3 の細粒試料の TEM 写真   | 10 |
| 図 3.1.1-5 | う真円度計算結果のヒストグラム  | 11 |
| 図 3.1.1-6 | 5 断層ガウジの発達過程の模式図   | 12 |
| 図 3.1.2-1 | モデル時系列(1時間分)及びサウンディングカーブ   | 19 |
| 図 3.1.2-2 | 2. ノイズ加算後モデル時系列(1.時間分)及びサウンディングカーブ                               | 19 |
| 図 3.1.2-3 | High-Pass Filter 後モデル時系列(1時間分)及びサウンディングカーブ                       | 20 |
| 図 3.1.2-4 | ・ノイズ除去後モデル時系列(1時間分)及びサウンディングカーブ                                  | 20 |
| 図 3.1.3-1 | (a)地下水・温泉ガスのヘリウム同位体比分布及び(b)第四紀火山からの距離                            | 27 |
| 図 3.1.3-2 | 2 (a)温泉水・遊離ガス採取地点の分布と(b)水温, (c)pH, (d)HCO3 濃度の累積頻度分布2            | 27 |
| 図 3.2.1-1 | 群発地震の活動域における(a)地磁気・地電流観測点の分布及び(b)2 次元比抵抗構造                       | Î  |
|           |  | 34 |
| 図 3.2.2-1 | 日本列島における(a)地質学的ひずみ速度及び(b)測地学的ひずみ速度の主軸分布・4                        | 40 |
| 図 3.2.2-2 | 2 日本列島におけるひずみ速度主軸の方位角差の分布  | 41 |
| 図 3.2.2-3 | GEONET による 2008 年 12 月~2014 年 1 月の水平変位速度及び稠密観測点の分布               | 42 |
| 図 3.2.2-4 | ・東濃地域(山間部)における地形概念,地形・地質数値,水理モデルの構築                              | 14 |
| 図 3.2.2-5 | ;東濃地域(山間部)における古地形モデルの構築フローと主な処理                                  | 14 |
| 図 3.3.1-1 | Ybr157の U-Pb 年代測定結果  | 52 |
| 図 3.3.1-2 | 2 JCp-1 及び JCt-1 の元素存在度の認証値との比較                                  | 52 |
| 図 3.3.1-3 | JCp-1 及び JCt-1 の湿式分析とLA-ICP 質量分析法による Pb 同位体分析値の比較…               | 53 |
| 図 3.3.2-1 | OSL 年代測定試料の位置図   | 59 |
| 図 3.3.2-2 | 2 木曽谷層中の軽石の火山ガラス化学組成散布図  | 50 |
| 図 3.3.2-3 | 河成段丘堆積物の減衰曲線   | 52 |
| 図 3.3.2-4 | + OSL 年代測定結果 ····································                | 52 |
| 図 3.3.2-5 | 5 加熱処理に対する石英粒子の OSL 及び TL 特性                                     | 53 |
| 図 3.3.3-1 | Al 試験測定の同位体比の推移  | 58 |
| 図 3.3.3-2 | . 施設間比較試験結果  | 59 |
| 図 3.3.4-1 | 極低温トラップの温度を上げた時の <sup>20</sup> Neの放出割合                           | 74 |
| 図 3.3.4-2 | 2 極低温トラップの温度を上げた時の <sup>3</sup> He の放出割合                         | 74 |
| 図 3.3.5-1 | 試料が採取された地点と桜島との位置関係及び各地点の柱状図                                     | 78 |
| 図 3.3.5-2 | 2 各試料の鉱物組成, 火山ガラス形態分類, 及び屈折率分析結果                                 | 79 |
| 図 3.3.5-3 | LA-ICP-MS による火山ガラスの多元素分析の結果(元素濃度パターン)                            | 79 |
| 図 3.3.6-1 | JAEA-AMS-TONO における元素分析計(EA)-CO2 回収法の概要                           | 36 |
| 図 3.3.6-2 | !キレート樹脂による希土類元素分方法のフローチャート・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・    | 37 |
| 図 3.3.6-3 | ・地下水試料の希土類元素分布パターン   | 37 |
| 図 3.3.6-4 | ・標準試料の安定炭素同位体比( <sup>13</sup> C),安定酸素同位体比( <sup>18</sup> O)の測定結果 | 38 |
| 図 3.3.6-5 | ; 走査型蛍光X線分析装置を用いた標準試料の微少量化学分析の検討                                 | 38 |
| 図 3.3.6-6 | 6 炭酸塩鉱物の偏光顕微鏡写真(A.オープンニコル, B.クロスニコル), 及び C.ルミノスコ                 |    |
| ープ        | による炭酸塩沈殿物のカソードルミネッセンス(CL)測定結果                                    | 39 |

# 表リスト

| 表 3.3.1-1 JC | Cp-1 及び JCt-1 の Pb, Th, U 定量分析結果                             | 53 |
|--------------|--|----|
| 表 3.3.2-1 街  | 即岳起源のテフラ及び木曽谷層の記載岩石学的特徴                                      | 50 |
| 表 3.3.2-2 OS | SL 測定手順  | 51 |
| 表 3.3.2-3 河  | 可成段丘堆積物の年間線量・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・             | 51 |
| 表 3.3.2-4 ド  | デーズリカバリー, リサイクリングレイショー, R <sub>0</sub> /R <sub>n</sub> レイショー | 51 |
| 表 3.3.3-1 施  | 施設間比較試験の両施設の装置設定   | 58 |
| 表 3.3.3-2 施  | 毎設間比較試験の測定結果 ······  | 59 |
| 表 3.3.4-1 VC | G5400 及び NGX による大気組成のネオンの同位体分析の結果                            | 75 |
| 表 3.3.5-1 Tu | akey-Kramer 検定の結果  | 30 |
| 表 3.3.6-1 JA | AEA-AMS-TONO における EA-CO2 回収法による放射性炭素濃度測定結果                   | 86 |

#### 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、1999<sup>1)</sup>: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」<sup>3)</sup>(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」<sup>6</sup>(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, 2002<sup>7)</sup>)(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、2003<sup>8)</sup>)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、2012<sup>10</sup>)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、2012<sup>11)</sup>)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、2012<sup>12</sup>)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、2014<sup>13)</sup>)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-第3期中長期計画<sup>14)</sup>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 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1年目である平成27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

- 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—,JNC TN1400 99-020, 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-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, 石丸恒存, 安江健一, 浅森浩一, 山田国見, 國分(齋藤)陽子, 花室孝広, 谷川晋一, 草野友宏,「地質環境の長期安定性に関する研究」基本計画-第2期中期計画(平成22年度~ 平成26年度), JAEA-Review 2010-030, 2010, 48p.

#### 2. 研究成果の概要

調査技術の開発・体系化は、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ものである。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。

- 「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、断層ガウジや割れ目充填物質中の石英や粘土鉱物粒子の 観察を通じて、走査型電子顕微鏡(SEM)観察等による石英粒子表面構造の分類が、最近の断層運動 の有無を推定する一助となる可能性を示した。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、カルマンフィルター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<sup>注 1)</sup>、深部流体に関する 科学的知見をレビューするとともに、地下水・温泉水のヘリウム同位体比とリチウム・塩素濃度比に基づき、 非火山地帯における深部流体分布の推定を試みた。その結果、既存の地球物理学的研究により深部流 体の湧出が指摘されている有馬温泉及び紀伊半島において深部流体の存在が示唆されたことから、地 球化学的指標が有効であるとの見通しが得られた。

長期予測・影響評価モデルの開発は、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、東北地方太平洋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、その中でも特異な現象と考えられ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の発生機構に関する概念的なモデルを示した。②「時間スケールに応じた地圏環境変動の予測技術」では<sup>注1)</sup>、測地学的ひずみ速度と地質学的ひずみ速度に着目した一様継続性の成立性に関する検討を進めるとともに、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向けた九州南部のせん断帯を事例とした GPS 稠密観測を開始した。さらに、山間部を対象とした、約百万年前以降の地形・地質モデル及び水理モデルの構築事例を示した。

年代測定技術の開発は、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。

<sup>&</sup>lt;sup>注1)</sup> 本研究は、平成27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、2016a<sup>1)</sup>、2016b<sup>2)</sup>)の一部を使用して取りまとめたものである。

- 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(<sup>26</sup>Al)年代測定法, 塩素-36(<sup>36</sup>Cl)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」では注1)、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 年代測定技術の確立と炭酸塩鉱物の分析技術の確立 に必要な標準試料の選定を進めた。また、ジルコンを対象とした LA-ICP 質量分析計による U-Pb 年代測 定を実施し,元素比測定及び同位体比測定の測定精度が十分に担保されることを確認した。②「光ルミ ネッセンス(OSL)年代測定法の実用化」では<sup>注 1)</sup>, 河成段丘堆積物の OSL 年代測定とその結果の妥当 性を評価するためのテフラ分析を通じて、含水比の見積と年間線量の算出の検討や、信号の反応速度 を考慮した測定等,正確な堆積物の形成年代を得るための課題を抽出した。③「アルミニウム-26(26Al) 年代測定法,塩素-36(<sup>36</sup>Cl)年代測定法の実用化」では、<sup>26</sup>Al 年代測定法の実用化に向けた試料調製 法及び測定条件の最適化,<sup>36</sup>Cl 年代測定法の情報収集及び仕様の検討を進めるとともに、宇宙線生成 核種等を用いた年代測定法としてヨウ素-129(<sup>129</sup>I)に着目し、試料調製法や装置の仕様に関する検討に 着手した。④「希ガス同位体を用いた地下水年代測定法の実用化」では注1),高分解能マルチコレクタ希 ガス質量分析計及びその前処理装置を用いて,ネオン-21(<sup>21</sup>Ne)の回収及び同位体分析手順の整備等 を行い、地下水の測定に十分な測定精度が得られることを確認した。⑤「高分解能のテフラ同定手法の 開発」では、桜島火山の歴史時代における複数のテフラについて、火山ガラスの水和部と未水和部とを 区別した屈折率測定, LA-ICP 質量分析法による火山ガラスの主成分・微量元素同時分析, 及び斜方輝 石の屈折率測定結果等を組み合わせることによって、これらをより明瞭に識別することが可能であること を示した。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」では注1),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,年代測定法の高度 化として炭素-14(<sup>14</sup>C)とベリリウム-10(<sup>10</sup>Be)測定の前処理手法の改良等を実施した。

#### 参考文献

- 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 報告書, 経済産業省資源エ ネルギー庁, 2016, http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\_and\_gas/nuclear/rw/library/20 15/27fy hyoukakakusyou.pdf (参照:2016 年 11 月 17 日).
- 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 報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2016, http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\_and\_gas/nuclear/rw/library/20 15/27fy\_tyoukianteisei-1.pdf (参照:2016 年 11 月 17 日).

#### 3. 平成 27 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

ボーリング孔や坑道等の掘削によって地下で遭遇した断層の活動性の評価には,活断層の調査で通 常用いられる上載地層法を適用することが困難となる。このような断層の活動性の評価として考えられる 手法の一つとして,断層岩の構造地質学,鉱物学,地球化学的解析によるものが挙げられる。本研究で は,断層岩や割れ目充填鉱物等の構造や化学組成,年代値等の物質科学的アプローチによって,断層 の活動性を評価する手法の実用化を図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

断層の活動時期を推定するための断層岩の年代測定手法としては、自生雲母粘土鉱物を対象とした K-Ar 法や<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 法(Zwingmann and Mancktelow, 2004<sup>1)</sup>; Haines and van der Pluijm, 2008<sup>2)</sup>), 断層ガ ウジを対象とした Rb-Sr 法(Kralik *et al.*, 1987<sup>3)</sup>), シュードタキライトを対象とした (U-Th)/He 法やジルコ ンのフィッション・トラック解析 (Murakami and Tagami, 2004<sup>4)</sup>; Yamada *et al.*, 2012<sup>5)</sup>)等の取り組みが知ら れている。第2期中期計画では、断層岩にしばしば含まれる自生のイライトのK-Ar 年代測定手法の適用 性を検討した。これは、断層運動に伴って熱水が上昇し、自生のイライトが晶出するという仮定に基づくも のである(田村・佐藤, 2013<sup>6)</sup>)。これまでの研究開発により、凍結/融解の繰り返しによる粉砕と高速遠心 分離によって自生の極細粒(約 0.1 µm 以下)のイライトを分離する技術や、1 Maよりも若い年代の測定に 有利な感度法による K-Ar 年代測定システムを構築し、複数の地域の断層岩の年代測定に成功してきた (Yamasaki *et al.*, 2013<sup>7)</sup>; 安江ほか, 2013<sup>8)</sup>; Niwa *et al.*, 2016<sup>9)</sup>)。しかし、第四紀以降といった最近の活 動については、自生のイライトが晶出するような温度の熱水活動の及ぶ範囲(深度)の制約により、地下 数百 m 以浅の断層岩ではイライトの K-Ar 年代によって最近の活動時期を決定することが困難であるケ ースが多いことも明らかになってきた。また、母岩及び地下から上昇してくる熱水にカリウムが非常に乏し い場合、断層運動に伴い母岩と熱水との反応が進んでも自生のイライトが形成されないため、自生イライ トの K-Ar 年代測定手法は適用できない。

一方,中部地方の跡津川断層等での研究から,断層岩に含まれる石英粒子の表面構造の電子顕微 鏡等を用いた観察によって,繰り返し活動している活断層と,そうでない断層とを識別できる可能性が指 摘されている(Kanaori et al., 1985<sup>10)</sup>)。石英は幅広い岩相で普遍的に含まれる鉱物であり,光ルミネッセ ンス(OSL)や熱ルミネッセンス(TL),電子スピン共鳴(ESR)等を利用した分析(Matsumoto et al., 2001<sup>11)</sup>; 鴈澤ほか,2013<sup>12)</sup>)が断層の活動時期の推定に適用できる見込みがある。そこで今年度は,高 速増殖原型炉「もんじゅ」敷地内破砕帯の評価に係る一連の調査・分析の中で,断層ガウジや割れ目充 填物質中の石英や粘土鉱物粒子の電子顕微鏡による観察を行い,断層ガウジの発達過程について考 察した。

## (3) 実施内容·結果

「もんじゅ」が位置する敦賀半島の基盤岩は、白亜紀末期に貫入した江若花崗岩からなる。敦賀半島の西部、「もんじゅ」の約500m西方には、南北走向、東傾斜の活断層である白木-丹生断層が分布して

いる(原子力機構, 2010<sup>13</sup>);図 3.1.1-1)。この白木-丹生断層の活動に付随する活断層が「もんじゅ」敷地 内に無いかどうかを確認する目的で,原子力規制委員会の指示に基づき,敷地内及びその周辺で地質 調査が実施されている(原子力機構, 2013<sup>14</sup>);原子力機構, 2014<sup>15</sup>)。本研究では,白木-丹生断層のガ ウジ(図 3.1.1-1 の地点 1),「もんじゅ」敷地内で見出された破砕帯(図 3.1.1-1 の地点 2;原子力機構 (2013)<sup>14)</sup>や原子力機構(2014)<sup>15)</sup>ではβ破砕帯としている),「もんじゅ」から約 500 m 南方で見出された 破砕帯(図 3.1.1-1 の地点 3;原子力機構(2013)<sup>14)</sup>や原子力機構(2014)<sup>15)</sup>では破砕帯露頭 B 地点として いる),及び花崗岩中に発達する割れ目を充填する粘土(図 3.1.1-1 の地点 4)を対象に,鉱物粒子の電 子顕微鏡観察を行った。なお,地点 2と3の破砕帯は,露頭を剥ぎ取って破砕帯の延長方向を詳細に追 跡した結果,これらは他の古い地質構造等で切断されており,最近活動した断層ではないことが示され ている(原子力機構, 2014<sup>15)</sup>)。また,地点 4 の粘土鉱物が充填する割れ目は,花崗岩中に普遍的に発 達するいわゆる「粘土脈」(Kitagawa and Nishido, 1994<sup>16</sup>)で,明瞭な断層変位を伴わない。

電子顕微鏡観察は、特に石英粒子に着目した走査型電子顕微鏡(SEM)観察と、特に粘土鉱物粒子 に着目した透過型電子顕微鏡(TEM)観察とをそれぞれ実施した。SEM 観察では、粘土試料を超音波 洗浄機にかけてほぐしてから、ふるいで 20~75 µm の粒子を分離し、乾燥させて試料台に固定し、金蒸 着して観察を行った。SEM は Hitachi TD-1000 または JEOL JXA-8530F を用いた。各地点で観察用に 3 試料用意し、それぞれ n=100 で粒子の鉱物種及び形状の分類を行った。鉱物種の同定は、粒子の形状 観察に加え、エネルギー分散型 X 線分析(EDS)による元素の簡易定性分析を用いた。石英粒子は、光 沢のある新鮮な破断面からなる石英粒子(Type 1)、摩耗や腐食の痕跡が認められる(やや円磨されてい る)石英粒子(Type 2)、化学的腐食が進んで表面の細かい凹凸が目立つ石英粒子(Type 3)、粒子のほ ぼ全面が細かい凹凸で占められる粒子(Type 4)の 4 つに区分した(図 3.1.1-2)。新鮮な破断面を持つ Type 1 の石英粒子には、脆性的な破断面に特徴的な羽毛状の溝がしばしば認められる。

分類結果は図 3.1.1-3 の通りである。白木-丹生断層の地点1の試料では新鮮な破断面を持つ石英粒子が圧倒的多数を占める一方,表面の凹凸が著しい石英粒子は非常に少ない。特に, Type 4 に分類される粒子は,活断層でない地点 2~4 の試料で普通に認められるのに対し,地点1の試料ではほとんど認められなかった。

TEM 観察では, 試料を不凍液中で凍結/融解(-20℃~25℃)を繰り返すことによってほぐし(Liewig et al., 1987<sup>17)</sup>; Niwa et al., 2016a<sup>9)</sup>), 水簸及び遠心分離により, 径約 0.2 µm 以下の粒子を懸濁液に濃集 させた。この懸濁液を炭素支持膜付きの銅製マイクログリッドに滴下し, 乾燥させて TEM 観察用試料とし た。凍結/融解の繰り返しによる鉱物粒子間の緩みを利用した分離により, 粘土鉱物粒子が人為的に破 壊されるのを最小限に抑えることができる。また, 分離した試料の X 線回折分析により, 鉱物粒子の多く はスメクタイトであることが分かっている(Niwa et al., 2016a<sup>9)</sup>)。

TEM 観察は地点 1~3 の試料について, JEOL JEM-2100F により実施した。その結果, 白木-丹生断層のガウジ(地点 1)ではやや円磨された粒子が目立つのに対し, 地点 2 及び 3 の試料ではやや角ばった粒子の方が目立つ(図 3.1.1-4)。ここで, 粒子の円磨の程度を定量的に評価するため, TEM 画像を ImageJ (Schneider *et al.*, 2012<sup>18</sup>)に取り込んで各粒子の真円度 (circularity)を計測した。 真円度 *C* は下記の計算式で求められる。

 $C = 4\pi A / P^2$ 

ここで, A は粒子の面積, P は粒子の周長を示す。粒子が真円に近いほど真円度は1に近づき, 角ばっていたり凹凸が目立つほど, 真円度が小さくなる。また, 細長い粒子は真円度が極端に小さくなるため, 各粒子について真円度と同時にアスペクト比も計算し, アスペクト比が 1.5 より小さい粒子のみを選択して

真円度をヒストグラムで示した(図 3.1.1-5)。その結果,円磨された粒子が目立つ地点1の試料では他の 試料に比べ真円度の高い粒子の割合が多くなった。

SEM及びTEM観察の結果に基づき,断層ガウジの発達過程を次のように考察した。まず,白木-丹生 断層では断層長が15km程度に及び,地点2や3の断層に比べ2桁以上長く,破砕帯幅も白木-丹生 断層の方が1桁以上大きい。そのため,白木-丹生断層のみ,繰り返しの断層運動によって断層が成長 してきたと考えられる。この繰り返しの断層運動の中で,TEM観察で認められるように,粘土鉱物の多く は摩耗して丸みを帯びるようになったと推定される。一方,繰り返しの断層運動は,花崗岩岩片のさらな る破砕を引き起こし,その結果SEM観察で認められるように、新鮮な破断面を持つ石英粒子が多く供給 されたと推定される。石英粒子同士がこすれあって円磨される可能性もあるが,石英粒子の周囲には相 対的に柔らかい粘土鉱物粒子が存在していることから,円磨の影響よりも,角礫化・細粒化に伴う新生破 断面形成の影響の方が大きかったと考えられる(Niwa et al., 2016b<sup>19</sup>;図3.1.1-6)。

(4) 主な成果と課題

断層運動に伴う破砕により、新鮮な破断面を持つ石英粒子が多量に供給されることが期待されること から、今回の SEM 観察で行ったような石英粒子表面構造の分類が、最近の断層運動の有無を推定する 一助となる可能性がある。最近に断層運動を経験していない試料でも、試料処理中に風化等に起因す る既存のマイクロクラックから新鮮な破断面を持つ石英粒子が分離される可能性があるが、化学的腐食 の進んだ古い石英粒子の割合との比較から、活断層破砕帯中の試料とは区別できると考えられる。今後 は、水和層の計測や、OSL、TL、ESR 信号特性との比較等を通じ、石英粒子表面の化学的腐食の程度 をより定量的に把握することが課題である。



図 3.1.1-1 敦賀半島の白木-丹生断層の分布と試料採取位置(1~4)



図 3.1.1-2 タイプ分けした石英粒子の SEM 写真



図 3.1.1-3 SEM 観察による粒子分類結果 「その他」は花崗岩岩片や粘土鉱物集合体等からなる。

地点1



地点 3



図 3.1.1-4 地点 1~3 の細粒試料の TEM 写真 地点1では丸みを帯びた粒子(赤矢印)が目立つのに対し,地点2及び3では角ばった粒子(黄矢印)が目立つ。



図 3.1.1-5 真円度計算結果のヒストグラム

Kurmbein (1941)<sup>20)</sup>が定義した円形度の印象図(図左下),及び真円度と円形度との対応関係(図右下,吉村・小川 (1993)<sup>21)</sup>による)。地点1では真円度 0.82 以上(Kurmbein, 1941 による円形度で 0.6 以上)の丸みを帯びた粒子が多いの に対し,地点2及び3では真円度 0.78 以下(Kurmbein, 1941 による円形度で 0.5 以下)の角ばった粒子が卓越する。



図 3.1.1-6 断層ガウジの発達過程の模式図

#### 参考文献

- Zwingmann, H., Manckeltow, N., Timing of Alpine fault gouges. Earth Planetary Sci. Lett., vol.223, 2004, pp.415–425.
- Haines, S.H., van der Pluijm, B.A., Clay quantification and Ar-Ar dating of synthetic and natural gouge: Application to the Miocene Sierra Mazatán detachment fault, Sonora, Mexico. Journal of Structural Geology, vol.30, 2008, pp.525–538.
- 3) Kralik, M., Klima, K., Riedmüller, G., Dating fault gouges. Nature, vol.412, 1987, pp.172–175.
- 4) Murakami, M., Tagami, T., Dating pseudotachylyte of the Nojima fault using the zircon FT method. Geophys. Res. Lett., vol.31, 2004, L12604, doi:10.1029/2004GL020211.
- 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, 2012, pp.17–23.
- 6) 田村 肇, 佐藤佳子, 断層の K-Ar 年代学, 地質技術, vol.3, 2013, pp.21-25.
- 7) Yamasaki, S., Zwingmann, H., Yamada, K., Tagami, T., Umeda, K., Constraining the timing of brittle deformation and faulting in the Toki granite, central Japan, Chem. Geol., vol.351, 2013, pp.168–174.

- 8) 安江健一, 浅森浩一, 丹羽正和, 花室孝広, 國分(齋藤)陽子, 末岡 茂, 幕内 歩, 生田正文, 松 原章浩, 田村 肇, 小堀和雄, 石丸恒存, 梅田浩司, 地質環境の長期安定性に関する研究 年度 報告書(平成 24 年度), JAEA-Research 2013-047, 2013, 109p.
- 9) Niwa, M., Shimada, K., Tamura, H., Shibata, K., Sueoka, S., Yasue, K., Ishimaru, T., Umeda, K., Thermal constraints on clay growth in fault gouge and their relationship with fault zone evolution and hydrothermal alteration: Case study of gouges in the Kojaku Granite, Central Japan, Clays and Clay Minerals, vol.64, 2016, pp.86–107.
- 10) Kanaori, Y., Tanaka, K., Miyakoshi, K., Further studies on the use of quartz grains from fault gouges to establish the age of faulting, Engineering Geology, vol.21, 1985, pp.175–194.
- 11) Matsumoto, H., Yamanaka, C., Ikeya, M., ESR analysis of the Nojima fault gouge, Japan, from the DPRI 500 m borehole. Island Arc, vol.10, 2001, pp.479–485.
- 12) 鴈澤好博, 高橋智佳史, 三浦知督, 清水 聡, 光ルミネッセンスと熱ルミネッセンスを利用した活断 層破砕帯の年代測定法, 地質学雑誌, vol.119, 2013, pp.714–726.
- 13) 日本原子力研究開発機構,高速増殖原型炉もんじゅ「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査 指針」の改訂に伴う耐震安全性評価結果報告書 改訂(補正),2010, http://www.jaea.go.jp/04/turu ga/jturuga/press/2010/03/p100312.pdf (参照:2016年11月17日).
- 14) 日本原子力研究開発機構,高速増殖原型炉もんじゅ敷地内破砕帯の追加地質調査報告書,2013, http://www.jaea.go.jp/04/turuga/jturuga/press/2013/04/130430houkoku.pdf (参照:2016年11月17日).
- 15) 日本原子力研究開発機構,高速増殖原型炉もんじゅ 敷地内破砕帯の追加地質調査 全体とりまと め報告,2014, http://www.jaea.go.jp/04/turuga/jturuga/press/2014/03/p140328-2.pdf (参照:2016 年 11月17日).
- 16) Kitagawa, R., Nishido, H., Orientation analysis and formation ages of fractures filled with clay minerals (clay veins) in Hiroshima and Shimane Prefectures, Southwest Japan. Journal of Japan Society of Engineering Geology, vol.35, 1994, pp.60–68.
- 17) Liewig, N., Clauer, N., Sommer, F., Rb-Sr and K-Ar dating of Clay Diagenesis in Jurassic Sandstone Oil Reservoir, North Sea, AAPG Bulletin, vol.71, 1987, pp.1467–1474.
- Schneider, C.A., Rasband, W.S., Eliceiri, K.W., NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. Nature Methods, vol.9, 2012, pp.671–675.
- Niwa, M., Shimada, K., Aoki, K., Ishimaru, T., Microscopic features of quartz and clay particles from fault gouges and infilled fractures in granite: discriminating between active and inactive faulting. Engineering Geology, vol.210, 2016, pp.180–196.
- 20) Kurmbein, W.C., Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology, vol.11, 1941, pp.64–72.
- 21) 吉村優治,小川正二,砂のような粒状体の粒子形状の簡易な定量化法,土木学会論文集,no.463, 1993, pp.95–103.

#### 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 高温流体(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高温流体等が流入す 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、2005<sup>11</sup>)。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、2008<sup>21</sup>)。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地磁気・地電流(MT; Magnetotelluric)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.*, 1997<sup>3</sup>); Unsworth *et al.*, 1997<sup>4</sup>; Zhao and Negishi, 1998<sup>5</sup>; Umeda *et al.*, 2011<sup>6</sup>)。

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, 2013<sup>7)</sup>)。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)の不均質が関与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., 2002<sup>8)</sup>)。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., 2005<sup>9)</sup>)。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27年度は、深部物性の2次元あるいは3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、モデル時系列を使用した直流電車ノイズ除去法の検討を実施した。

(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ー 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,2次元解析のほか,3次元 解析手法も開発されていることから(例えば,Ogawa and Uchida, 1996<sup>10</sup>); Sasaki, 2004<sup>11</sup>); Siripunvaraporn *et al.*, 2005<sup>12</sup>),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)<sup>13</sup>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2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)<sup>14</sup>)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.*, 2014<sup>15</sup>); Sakuma and Ichiki, 2016<sup>16</sup>)。

しかしながら、MT法は微弱な自然電磁場を信号源としており、電気的人工ノイズの多い地域において 安定して高品質なデータを取得することが難しい手法である。特に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(以下,直流電車ノイズ)は、広範囲にわたって極めて強いノイズとして観測さ れることから,技術的に除去することが困難であることが指摘されている。(例えば,徳本ほか、1984<sup>17)</sup>)。 MT 法では, 観測点から十分に離れたリモートリファレンス点の磁場を利用したリモートリファレンス処理 (Gamble et al., 1979<sup>18)</sup>)が使用され、観測点に混入する人工ノイズの低減に成果を挙げているが、直流 電車ノイズに対してはリモートリファレンス処理を使用しても十分にノイズを除去することが難しく、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。これに対し Larsen et al. (1996)<sup>19)</sup>は Single Noise Separation 法を提案し、ノイズ除去の可能性を示した。Single Noise Separation 法とは、高品質なリ モートリファレンス点で観測した磁場を用いて、大地のインピーダンスと直流電車ノイズのようなコヒーレン トノイズ(電磁場間に相関関係を有するノイズ)の伝達関数を繰り返し計算で推定することで、時系列デー タを信号とノイズに分離する方法である。さらに、Oettinger et al. (2001)<sup>20)</sup>はリモートリファレンス点にもノイ ズが混入することから、第2のリモートリファレンス点を使用した改良型の Single Noise Separation 法を提 案している。しかし、いずれの方法もデータ処理が複雑で計算する際の調整パラメータが多いことから利 用することは難しく実務レベルで有効な除去手法とは言えない。国内では、地震前兆シグナルの検出を 目的とした地電流時系列データからの直流電車ノイズ分離の試み(小金山ほか、2002<sup>21)</sup>)や,火山性長 周期変動の抽出を目的とした地磁気時系列データからの信号とノイズの分離(Fujii & Kanda, 2008<sup>22)</sup>)の 報告は見られるものの, MT 法を対象とした直流電車ノイズ除去の例は少ない。そこで本研究ではカルマ ンフィルターを使用した直流電車ノイズの除去を試みた。

(3) 実施内容·結果

一般に、リモートリファレンス処理等の MT 法におけるノイズ除去は、時系列データを周波数領域に変換した後のスペクトルデータで行われる。しかし、直流電車ノイズは時系列データにおいて電場と磁場で矩形波として記録され、その特徴的な形状からノイズの同定が比較的容易であり、時系列データ上でノイズ除去を行った方が有利だと考えられる。本研究では、周波数領域での通常のデータ処理の前に、時系列データに対してカルマンフィルターを適用し、時間領域でノイズ除去を行うことにより、見掛比抵抗及び位相のサウンディングカーブの品質を向上させる手法の検討を行った。

Larsen *et al.* (1996)<sup>19)</sup>によれば,周波数領域において,直流電車のようなコヒーレントノイズが混入する 測点の電場 E は、コヒーレントな電磁場ノイズ  $E^{C}$ ,  $H^{C}$ , コヒーレントノイズの伝達関数  $Z^{C}$ , MT 法の信号源 である自然電磁場  $E^{MT}$ ,  $H^{MT}$ , 大地のインピーダンス  $Z^{MT}$ を用いて式(1)と表わすことができる。

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}^{MT} & Z_{xy}^{MT} \\ Z_{yx}^{MT} & Z_{yy}^{MT} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x^{MT} \\ H_y^{MT} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} Z_{xx}^C & Z_{xy}^C \\ Z_{yx}^C & Z_{yy}^C \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x^C \\ H_y^C \end{bmatrix}$$
(1)

また,この測点の磁場 H は,コヒーレントノイズが混入しないリモート点の磁場 H<sup>R</sup>と,磁場伝達関数 T を 用いて式(2)と表わすことができる。

$$\begin{bmatrix} H_x \\ H_x \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} T_{xx} & T_{xy} \\ T_{yx} & T_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x^R \\ H_y^R \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} H_x^C \\ H_y^C \end{bmatrix}$$
(2)

周波数領域におけるこれらの関係は、時間領域では、伝達関数の時間領域における表現であるインパルス応答と磁場変動との畳み込みとして表現される(例えば、Spagnolini、1994<sup>23)</sup>)。以上を踏まえ、本研究におけるノイズ除去手法は以下の 1~3 のステップに分けて行った。本研究で用いる時系列のモデル データには前処理として、電場・磁場成分ともにカットオフ周波数 1.0 Hz の High-Pass Filter を適用し、直 流電車ノイズに相当する矩形波の立ち上がり立ち下がり部分が明瞭になるように波形変換した。ノイズの 混入が少なく高品質の実観測データを使って High-Pass Filter 適用前と適用後の時系列からそれぞれサ ウンディングカーブを算出し比較した結果、0.001 Hz までは見掛比抵抗及び位相とも同等の結果を示し たため、当該周波数までの各周波数におけるインピーダンスはカットオフ周波数 1.0 Hz の High-Pass Filter の適用では損失しないことを確認している。

## ステップ1 直流電車ノイズ混入区間の同定

直流ノイズ混入区間の同定は, Kappler (2012)<sup>24)</sup>の方法にならった。まず, リモートリファレンス点とサイ トの各磁場成分(水平直交2成分)毎に時系列(データ)の隣接サンプル間の差分を求め,互いにオーバ ーラップするタイムウィンドウ毎の分散を計算し、分散時系列を作成する。これをリモートリファレンス点及 びサイトの時系列にそれぞれ適用し,同一成分の分散時系列の比を求めて対数を取り,対数分散比時 系列を作成する。この対数分散比の標準偏差を基準に閾値を設定した上で,正の外れ値を取る区間は 分子側の測点に,負の値を取る区間は分母側の測点にノイズがあると判断し,その時間区間を欠損区間 とした。しかし、対数分散比によるノイズ同定のみでは、分散を計算する際のタイムウィンドウや閾値の設 定値によって、明らかにノイズと判断できる部分の取りこぼしが見受けられたため、変化点検出エンジン Change Finder (例えば、山西、2009<sup>25)</sup>)もノイズ同定の手法として採用した。 Change Finder は未知ウイル スの早期検知等主にネットワーク分野で使用されており,離散データの急激な変化点を検出する手法で ある。MT 法も自然電磁場の変動に対して直流電車ノイズの振幅は非常に大きく, ノイズの混入に伴って 時系列が急激に変化することから Change Finder で直流電車ノイズによる時系列の急激な変化部分を捕 捉できると考えられる。Change Finderは、MT法のサイト磁場時系列の各成分に対して第一段階学習とし て忘却型学習アルゴリズム(以下, SDAR アルゴリズム)を用いることで,時系列上の各時点での外れ値ス コアを算出する。この外れ値スコアに対して任意の幅のタイムウィンドウを設けて移動平均スコア時系列 を新たに構成する。さらに、この移動平均スコア時系列に、第二段階学習として SDAR アルゴリズムを再 び用いて,時系列上の各時点での変化点スコアを求める。この変化点スコアに対して,任意の閾値以上 を示した時点を直流電車ノイズと判断して欠損とした。Change Finderも適用場面に応じたタイムウィンドウ 幅や閾値の設定が必要で、この手法のみではノイズ取りこぼしが想定されるため、本研究では先述の対 数分散比を併用することでより確度の高いノイズ同定を図った。

# ステップ2 サイト磁場時系列の補間

ステップ2については、Fujii and Kanda (2008)<sup>22)</sup>による磁場時系列モデルを参考にして、時刻*i*における磁場時系列h(i)を、リモートリファレンス点における水平2成分の磁場 $h^{R}(i)$ の応答成分、平均0で分散

 $\tau_{obs}^2$ の不規則な観測ノイズ w(i)の和でモデル化した(式(3))。式(2)の磁場ノイズ  $h^C$ は、ステップ 1 で既に除去済みであるため、ここでは考慮しない。

$$h(i) = \sum_{l=1}^{2} \sum_{j=-L}^{K} t_{j} h_{l}^{R} (i-j) + w(i)$$
(3)

リモート磁場応答成分は,水平2成分を考慮し,時刻-LからKまでのインパルス応答tとの畳み込みで 表現した。この時系列モデルを,インパルス応答tを未知の状態ベクトルとする状態空間モデルとしてカ ルマンフィルターに適用した。さらに,ここで求めたインパルス応答tを用いてh(i)の欠測区間を補間した。

ステップ3 サイト電場時系列の信号・ノイズ分離

ステップ 3 では、電場時系列を自然電場信号と相関電場ノイズ成分とに分離する。Larsen *et al.* (1996)<sup>19)</sup>によれば、周波数領域において、直流電車のような相関ノイズが混入する場合の電場 E は、自 然磁場信号  $H^{MT}$ 、大地のインピーダンス  $Z^{MT}$ 、相関磁場ノイズ  $H^{C}$ 、相関ノイズの伝達関数  $Z^{C}$ 、非相関ノイズ  $E^{UN}$ を用いて以下の式で表わされる。

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}^{MT} & Z_{xy}^{MT} \\ Z_{yx}^{MT} & Z_{yy}^{MT} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x^{MT} \\ H_y^{MT} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} Z_{xx}^C & Z_{xy}^C \\ Z_{yx}^C & Z_{yy}^C \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x^C \\ H_y^C \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} E_y^{UN} \\ E_y^{UN} \end{bmatrix}$$
(4)

周波数領域におけるこの関係は,時間領域では,伝達関数の時間領域における表現であるインパル ス応答と磁場時系列との畳み込みとして表現される。そこで,以下のような電場時系列モデルを考える。

$$\mathbf{e}(i) = \sum_{l=1}^{2} \sum_{j=-SL}^{SK} z_{l}^{MT}(j) h_{l}^{MT}(i-j) + \sum_{l=1}^{2} \sum_{j=-NL}^{NK} z_{l}^{C}(i,j) h_{l}^{C}(i-j) + w(i)$$
(5)

時刻 i における電場時系列 e(i)を,自然磁場信号  $h^{MT}(i)$ の応答成分,磁場ノイズ  $h^{C}(i)$ の相関成分,平均 0で分散 τobs<sup>2</sup>の不規則な観測ノイズ w(i)の3つの成分の和で表現する。自然磁場応答成分は、大地の インパルス応答  $z^{MT}$ と自然磁場信号  $h^{MT}$ との畳み込みであり, 電場 1 成分に対し水平 2 成分(x.v)の磁場 を考慮する。SL, SK は, 自然磁場応答を求めるときに参照する自然磁場信号 h<sup>MT</sup>のデータの個数であり, 時刻 i に対し, SL が未来, SK が過去のデータ数となる。時刻 i における l 成分の自然磁場応答は, SL+SK+1 個からなる時不変係数列z<sup>MT</sup>と,時刻 i+SL~i-SK の自然磁場信号h<sup>MT</sup>の畳み込みで表現す る。相関ノイズ成分は、相関ノイズのインパルス応答  $z^{C}$ と磁場ノイズ  $h^{C}$ との畳み込みであり、電場 1 成分 に対し水平 2 成分(x,y)の磁場ノイズを考慮する。ここで相関ノイズは,直流電車を信号源とするニアフィ ールド領域における電磁場変動を想定している。ニアフィールド領域においては、周波数によらず電場 変動と磁場変動の位相差が0°となり、信号源と測定点との位置が一定であれば電場変動と磁場変動の 振幅比が一定値を示すことが知られている(例えば, Zonge and Hughes, 1991<sup>26)</sup>)。直流電車を信号源と する場合は、送信源と測定点との位置は時間によって変化するため、 $z^{C}$ は時間により変化する時変係数 列とする。NL, NKは、磁場ノイズ相関成分を求めるときに参照する磁場ノイズト<sup>C</sup>のデータの個数であり、 時刻iに対し、NLが未来、NKが過去のデータ数となる。時刻iにおけるl成分の磁場ノイズ相関成分は、 NL+NK+1 個からなる時変係数列 $z_i^c$ と,時刻 $i+NL \sim i-NK$ の磁場ノイズ時系列 $h_i^c$ の畳み込みで表現する。 この時系列モデルを、トレンド成分 d(i)、大地のインパルス応答z<sup>MT</sup>、相関ノイズのインパルス応答z<sup>c</sup>を未 知の状態ベクトルとする状態空間モデルに変換し、カルマンフィルター(例えば、足立、2012<sup>27)</sup>)を用いて 各成分に分離する。

本研究では、以上に述べたカルマンフィルターによる直流電車ノイズ除去の適用性と有効性を確認するため、モデル時系列を生成し、本手法を適用した。モデル時系列はLoddo et al. (2002)<sup>28)</sup>の方法にならい、サイト磁場は地磁気脈動スペクトルに対応するインパルス応答と一様乱数の時系列の畳み込みによって生成し、サイト電場は任意の地下比抵抗構造のインピーダンスに対応するインパルス応答とサイト磁

場の畳み込みによって生成した。ここで地下比抵抗構造は、浅部から100 Ωm(層厚1km),10 Ωm(層 厚2km),1,000 Ωmの水平3層構造とした。また、時系列のサンプリング周波数を15 Hzとし、時系列長 は324,000 サンプル(6時間分のデータに相当)とした。リモートリファレンス点の磁場は、高品質な2地点 の実観測磁場データ間で求めた磁場伝達関数に対応するインパルス応答とサイト磁場の畳み込みによ って生成した。その後、サイト電場とサイト磁場の時系列には、全成分とも位相差0°で直流電車ノイズを 想定した矩形波ノイズ及びノコギリ状ノイズをモデル時系列の後半部分でランダムに与えた。モデル時系 列の前半部分は実観測で見られる高品質区間(深夜帯)を想定し、ノイズを与えていない。

生成したモデル時系列からノイズ除去までの各処理ごとの時系列を図 3.1.2-1~図 3.1.2-4 にそれぞれ 示す。各図とも時系列は上段から Ex, Ey, Hx, Hy の順に示しており, この 4 成分とリモートリファレンスの 磁場 2 成分を使ってリモートリファレンス処理をしたサウンディングカーブを併せて示している。サウンディ ングカーブは上段が見掛比抵抗,下段が位相を示している。図 3.1.2-2 ではモデル時系列に矩形波ノイ ズ及びノコギリ状ノイズを与えたことにより, 1.0 Hz 付近から低周波数にかけて見掛比抵抗及び位相とも バラつきが大きく,極めて低品質となっていることが分かる。図 3.1.2-3 は High-Pass Filter 適用後の時系 列を示しており, ステップ1の対数分散比及び Change Finderを使用してノイズとして検知した部分を赤点 で表示している。これによると,実際にはノイズを与えていない部分もノイズとして同定されている箇所も やや見られるが,矩形波の立ち上がり立ち下がりに相当するパルス部分及びノコギリ状ノイズを精度よく 同定していることが分かる。

この磁場時系列のノイズ同定部分を欠損値とし、ステップ2のカルマンフィルターを使ったサイト磁場時 系列の補間を行った。このとき式(3)においてL=32、K=32とした。さらに、ステップ2で求められた補間済 み磁場時系列を信号成分、ノイズ混入の磁場時系列と補間済み磁場時系列の差をノイズ成分としてステ ップ3のサイト電場時系列の信号・ノイズ分離を行った。このとき、式(5)においてSL=100、SK=100、 NL=1、NK=1とした。以上の処理により最終的に得られたノイズ除去後の時系列及びサウンディングカー ブは図3.1.2-4となる。ノイズ除去後のサウンディングカーブでは全周波数において見掛比抵抗及び位相 とも連続性がよく、一見高品質な結果が得られている。図3.1.2-4のノイズ除去後のサウンディングカーブ と図3.1.2-1の真のサウンディングカーブを比較すると、高周波数から0.02 Hz付近までは概ね真のサウ ンディングカーブと同等の結果を示しており、当該周波数まではカルマンフィルターによるノイズ除去の 効果が認められる。しかし、それより低周波数側ではノイズ除去後のサウンディングカーブとは異なる結果を 示した。

#### (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、カ ルマンフィルターを用いた直流電車ノイズ除去法の検討を行った。その結果、高周波数領域におけるノ イズ除去の効果が認められたものの、低周波数領域では効果が乏しいとの結果が得られた。今後は、低 周波数領域で見られたノイズ除去後のサウンディングカーブと真のサウンディングカーブの差異の原因 を追究するとともに、その結果に応じてステップ2やステップ3のモデル式の改良やカルマンフィルターを 適用する際の各パラメータについて再検討を行う。なお、今回は単純な矩形波ノイズをモデル時系列に 与えたが、実観測でみられる直流電車ノイズは矩形波の立ち上がり立ち下がりで振動(リンギング)を伴う 場合も見られ複雑な形状を成していることが多い。そのため、実際の観測データに見られるこのようなノイ ズをモデル時系列に与え、カルマンフィルターを使った直流電車ノイズ除去が有効かを検証していく。







図 3.1.2-2 ノイズ加算後モデル時系列(1時間分)及びサウンディングカーブ 左図は時系列データ,右図はサウンディングカーブを示す。







図 3.1.2-4 ノイズ除去後モデル時系列(1時間分)及びサウンディングカーブ 左図は時系列データ,右図はサウンディングカーブを示す。

#### 参考文献

- 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, 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, vol.28, 2008, pp.23-29.
- 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, Geophys. Res. Lett., vol.24, 1997, pp.1591–1594.
- 4) Unsworth, M., Malin, P., Egbert, G., Booker, J., Internal structure of the San Andreas fault at Parkfield, CA, Geology, vol.25, 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, J. Geophys. Res., vol.103, 1998, pp.9967–9986.
- 6) Umeda, K., Asamori, K., Negi, T., Kusano, T., A large intraplate earthquake triggered by latent magmatism, J. Geophys. Res., vol.116, 2011, B01207, doi:10.1029/2010JB007963.
- 7) Takada, Y., Fukushima, Y., Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku earthquake in Japan, Nature Geoscience, vol.6, 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 Planet. Sci. Lett., vol.203, 2002, pp.245–253.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N., Miura, S., Deep structure of the Northeastern Japan arc and its implications for crustal deformationand shallow seismic activity, Tectonophysics, vol.403, 2005, pp.59–75.
- Ogawa, Y., Uchida, T., A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, Geophys. J. Int., vol.126, 1996, pp.69–76.
- 11) Sasaki, Y., Three-dimensional inversion of static-shifted magnetotelluric data, Earth Planets Space, vol.56, 2004, pp.239–248.
- 12) Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y., Uyeshima, M., Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method, Phys. Earth Planet. Inter., vol.150, 2005, pp.3–14.
- 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, Geophys. Res. Lett., vol.28, 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, Geophys. Res. Lett., vol.38, 2011, L09301, doi:10.1029/2011GL047382.
- 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 Space, vol.66, 2014, doi:10.1186/1880-5981-66-2.
- Sakuma, H., Ichiki, M., Electrical conductivity of NaCl-H<sub>2</sub>O fluid in the crust, J. Geophys. Res., vol.121, 2016, doi:10.1002/2015JB012219.
- 17) 徳本哲男, 角村 悟, 直流電車による磁場擾乱, 地磁気観測所要報, vol.20, no.2, 1984, pp.33-44.
- 18) Gamble, T. D., Goubau, W. M., Clarke, J., Magnetotellurics with a remote reference, Geophysics, vol.44, 1979, pp.959–968.
- Larsen, J. C., Mackie, R. L., Manzella, A., Fiordelisi, A., Rieven, S., Robust smooth magnetotelluric transfer functions, Geophys. J. Int., vol.124, 1996, pp.801–819.
- Oettinger, G., Haak, V., Larsen, J. C., Noise reduction in magnetotelluric time-series with a new signal-noise separation method and its application to a field experiment in the Saxonian Granulite Massif, Geophys. J. Int., vol.146, 2001, pp.659–669.
- 21) 小金山美賀, 庄野 逸, 長尾年恭, 城 和貴, ICA を用いた地電流データからの電車ノイズと地震前 兆シグナルの分離, 情報処理学会論文誌:数理モデル化と応用, vol.43, 2002, pp.92–104.
- 22) Fujii, I., Kanda, W., New procedures to decompose geomagnetic field variations and application to volcanic activity, Geophys. J. Int., vol.175, 2008, pp.400–414.
- 23) Spagnolini, U., Time-domain estimation of MT impedance tensor, Geophysics, vol.59, no.5, 1994, pp.712–721.
- 24) Kappler, K. N., A data variance technique for automated despiking of magnetotelluric data with a remote reference, Geophysical Prospecting, vol.60, 2012, pp.179–191.
- 25) 山西健司, データマイニングによる異常検知, 共立出版, 2009, 188p.
- 26) Zonge, K. L., Hughes, L. J., Controlled source audio-frequency magnetotellurics, in Electromagnetic methods in applied geophysics, vol.2, Ed. By M N Nabighian, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, 1991, pp.713–810.
- 27) 足立修一, 丸田一郎, カルマンフィルタの基礎, 東京電機大学出版局, 2012, 228p.
- Loddo, M., Schiavone, D., Siniscalchi, A., Generation of synthetic wide-band electromagnetic time series, Annal of Geophysics, vol.45, 2002, pp.289–301.

#### 3.1.3 深部流体の分布に関する調査技術

#### (1) はじめに

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<sup>1)</sup>)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,2012<sup>2)</sup>)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,2014<sup>1)</sup>)。本研究では、近年、その存在が明らかになりつつある 深部流体についての科学的知見をレビューするとともに、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を提示することを目標とする。

#### (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, 2012<sup>2)</sup>), 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, 2011<sup>6</sup>;風早ほか, 2014<sup>7</sup>)。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, 1978<sup>8)</sup>)のほか, スラブ起源流体(Peacock, 1990<sup>9)</sup>) や続成脱水流体(Kyser and Hiatt, 2003<sup>10)</sup>), 変成脱水流体(Miyashiro, 1994<sup>11)</sup>)等が知られている。これ らの深部流体の起源については、従来の酸素・水素同位体やリチウム(Li)、ホウ素(B)、塩素(Cl)濃度 による区分が試みられているが、上部マントルからもたらされたマグマ水やスラブ起源流体と地殻内で発 生した続成,変成脱水流体の違いについては,流体に含まれるガスの希ガス同位体によって容易に識 別できる(例えば, Umeda et al., 2012<sup>12)</sup>;網田ほか, 2014<sup>13)</sup>)。さらに, 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, 2007<sup>5)</sup>; 産業技術総合研究所, 2012<sup>2)</sup>)。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、Iio et al., 2002<sup>14</sup>)。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考えられている(例えば、梅田・浅森、2016<sup>15)</sup>)。

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、1998<sup>16</sup>)。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(H<sub>2</sub>O)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、とく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.*, 2000<sup>17)</sup>)。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、2005<sup>18)</sup>)。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、2014<sup>7)</sup>)。

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2次元或いは3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ーや地磁気・地電流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<sup>19</sup>); Umeda et al., 2007<sup>20</sup>); Asamori et al., 2010<sup>21</sup>)。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<sup>22</sup>)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<sup>23</sup>)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,「3.1.2 地殻構造の高分解能イメー ジング技術」で述べたように,これらの研究により得られている地震波速度構造や比抵抗構造の空間分 解能や精度には課題が残されている。また,上述した流体の起源に関するモデルとの整合性のほか,火 成活動に関与する部分溶融域のような分布の規則性や沈み込むスラブの違いによる地域性の有無等に ついては,未だ議論されているところである。さらに,近年では地磁気・地電流法によって推定できる比抵 抗から,深部流体の塩分濃度が極めて高濃度であるといった,深部流体そのものの化学的特性を指摘し た事例も報告されている(Shimojuku et al., 2014<sup>24</sup>); Sakuma and Ichiki, 2016<sup>25</sup>)。

(3) 実施内容·結果

本研究では、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指摘されている深部流体について、「ヘリウム同位体比データベース」(草野ほか、2012<sup>26</sup>)に最近の観測データ(例えば、Umeda *et al.*, 2014<sup>27)</sup>)を加えた 2316 件のデータを用いて、その化学的性状やそれに基づいた深部流体の分布の推定を試みた。

ヘリウムの同位体のうち<sup>3</sup>Heには、地球形成時に地球がトラップした始原的なものと、天水に含まれるト リチウムの崩壊によって生成されるものとがある。一方、<sup>4</sup>He はウランやトリウムの放射性崩壊の過程で生 成されるものがほとんどである。大気中のヘリウム同位体比(R<sub>A</sub>)は約1×10<sup>-6</sup>であり、マントル中ではその 十数倍から数十倍、逆にウラン等の放射性元素が多く存在する大陸地殻では、ヘリウム同位体比は大気 の値の1/10以下となる。ヘリウムは他の物質と化学反応せず移動が速いため、この同位体比はマグマの 生成や固化等の過程における化学的分別作用の影響を受けない。したがってヘリウム同位体比 (R=<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He)は、マントルから地殻、地殻から大気への物質移動の有力なトレーサーとなる。例えば、 2000年に発生した鳥取県西部地震(M7.3)の震源域におけるヘリウム同位体比の測定事例(Umeda and Ninomiya, 2009<sup>28)</sup>)では、地震を引き起こした震源断層から遠ざかるにつれてヘリウム同位体比が低下す る傾向が認められることから、マントル起源のヘリウムが断層を通じて地表付近に供給されていると指摘さ れている。このような、国内の温泉井や地下水井等で採取された地下水や遊離ガスのヘリウム同位体比 は、これまで多くの学術論文等を通じて報告されている。本研究で用いた「ヘリウム同位体比データベー ス」は、国内の地下水井及び温泉井で採取された遊離ガスまたは溶存ガスのヘリウム同位体比について 記載のある文献(108編)から収集した希ガス同位体組成及び化学組成のデータベースであり、採取試 料や試料採取位置(試料採取地点名等に基づく参考値を含む)に関する情報を収録している(草野ほか, 2012<sup>26)</sup>)。本研究で用いたデータセットの空間分布は一様ではなく、地域的な偏在性があるものの、活断 層の近傍以外にも広く分布する(図 3.1.3-1(a))。ただし、大気の値よりも高いヘリウム同位体比が観測さ れた地点の多くは、第四紀火山の周辺に位置する(図 3.1.3-1(b))。これらは、マグマの上昇に伴ったマン トル起源へリウムの地表への供給がその支配的な要因であると推定されるが、非火山性の深部流体につ いて議論するためには、これらの影響を除く必要がある。このため以下では、第四紀火山から30km以上 離れた地点におけるヘリウム同位体比等の地球化学的データを用いて議論することとした。

本研究では,以下の条件を満たす地下水データを非火山性の深部流体として抽出した。

①大気の 1.5 倍以上のヘリウム同位体比を有するもの
 ②リチウム・塩素濃度比(Li/Cl比)が 0.001 以上であるもの
 ③第四紀火山から 30 km 以上離れた地点で採取されたもの

ここで、②の条件は、風早ほか(2014)<sup>7</sup>により示された、リチウム・塩素濃度比(Li/Cl比)に基づくスラブ起源の深部流体の化学的指標である。これは、地下水中に含まれるリチウムイオンは、深部から供給される熱水に多く含まれ、地表水の影響を受けにくいことから、地下深部から上昇する熱水の指標として有効である(Nishio et al., 2010<sup>29</sup>)ことや、温度上昇とともに岩石から液相中に溶出するリチウムは一旦液相に移動すると固相には戻らないという指摘(You et al., 1996<sup>30</sup>); James et al., 2003<sup>31</sup>)に基づく。また、有馬型熱水は NaCl 濃度が高い傾向にあり(松葉谷ほか、1974<sup>32</sup>)、深部から上昇する熱水が NaCl 型と考えられることから、単にリチウム濃度ではなく塩素濃度との比をとることで浅層地下水等による希釈を受けても評価が可能な指標としている(風早ほか、2014<sup>7</sup>)。そのため、マントル起源へリウムの混入を意味する①の条件と合わせて用いることで、より信頼性の高いデータの抽出が可能と考えられる。

以上の条件によって抽出され,深部流体であることを示唆するデータは 27 件であった。これらの地下 水が採取された温泉・地下水井は,紀伊半島及び九州地方東部のほか,「有馬型熱水」として知られる 近畿地方の有馬温泉及びその周辺地域に分布する(図 3.1.3-2(a))。このうち,有馬温泉や紀伊半島の 本宮では沸騰温度程度の温泉が湧出している(例えば,松葉谷ほか,1974<sup>32)</sup>;西村,2001<sup>33</sup>))。また,そ の周辺においては,深部流体の存在を示唆する地震波低速度域や高電気伝導度(低比抵抗)を示す異 常体が地殻深部やマントルウェッジに見出されており,西南日本に沈み込むフィリピン海スラブの脱水に 伴う流体の関与が指摘されている(例えば,Zhao and Negishi, 1998<sup>22)</sup>;Umeda *et al.*, 2006<sup>23)</sup>)ことと調和 的である。一方で,九州東部においては,地震波トモグラフィーやレシーバ関数によって,前弧域のマン トルウェッジに地震波低速度域が見出されていること等から,スラブ起源の深部流体やそれに伴って蛇 紋岩化したマントルウェッジの存在が示唆されているが(例えば,Zhao *et al.*, 2000<sup>17)</sup>;Abe *et al.*, 2013<sup>34</sup>), 沸騰温度程度の温泉の湧出はこれまで確認されておらず,地温勾配は他の前弧域と同様に低い(矢野 ほか,1999<sup>35</sup>))。このことから,紀伊半島のように,前弧域におけるスラブの脱水や深部流体の上昇が,太 平洋スラブに比べて若く高温のフィリピン海スラブが沈み込む九州地方や四国地方においても生じてい る可能性については,更なる知見の蓄積と議論が必要である。

図 3.1.3-2(b)-(d)には、本研究によって抽出された非火山性の深部流体及びそれ以外の地下水に関する化学的性状のうち、地層処分システムへの影響が指摘されている水温、pH、炭酸化学種(HCO3<sup>-</sup>)濃

度についての累積度数分布を示す。これによれば、pH 及び HCO<sub>3</sub> 濃度については、深部流体とそれ以 外の地下水に明らかな分布傾向の差は認められなかった。その一方で、水温については両者に差が認 められ、深部流体はそれ以外の地下水に比べて高温である傾向を示す。また、水温の平均値は 38.3℃ (深部流体)及び 32.1℃(それ以外の地下水),pH については 7.3 (深部流体)及び 7.9 (それ以外の地下 水)である。紀伊半島において湧出し、非火山性の深部流体と考えられる地下水の水温については、当 該地域に貫入する熊野酸性岩の周辺深度(1500 m 以深)で約 210℃であり、熱水の上昇に伴って深さ 1000~1500 m で 100~180℃に低下し、地表付近では 65.5~92.0℃の温泉として湧出していると報告さ れている(新エネルギー・産業技術総合開発機構、1996<sup>36</sup>); 西村、2001<sup>33</sup>)。他方、非火山性の深部流体 として抽出された地下水の HCO<sub>3</sub> 濃度は 26~8097 mg/l の範囲であり、その平均値(1576 mg/l)は、深部 流体以外の地下水の平均値(803 mg/l)や付加コンプレックスにおける地下水の平均値(799 mg/l,尾山 ほか、2011<sup>6</sup>)に対して有意に高く、深部流体の特徴的な化学的性状を示している可能性を示唆する。こ れらは、深部流体を示唆するものとして抽出された比較的少数の事例に基づくことから、更なるデータの 蓄積によって、その科学的信頼性を向上させることも重要であると考えられる。

## (4) 主な成果と課題

本研究では、日本列島全域における地下水・温泉水のヘリウム同位体比とリチウム・塩素濃度比に基づき、非火山地帯における深部流体分布の推定を試みた。その結果、既存の地球物理学的研究により深部流体の湧出が指摘されている有馬温泉及び紀伊半島において深部流体の存在が示唆されたことから、地球化学的指標が有効であるとの見通しが得られた。今後は、本指標の妥当性や非火山地帯における深部流体分布の規則性の有無等を検討するため、九州地方の前弧域等を事例とした地球物理学的情報との関連性に着目した検討を進める。



図 3.1.3-1 (a)地下水・温泉ガスのヘリウム同位体比分布及び(b)第四紀火山からの距離



図 3.1.3-2 (a)温泉水・遊離ガス採取地点の分布と(b)水温, (c)pH, (d)HCO3 濃度の累積頻度分布

#### 参考文献

- 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--,JNC TN1400 99-021, 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.44,2014, pp.3–16.
- 8) Sparks, R.S.J., The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis, J. Volcan. Geotherm. Res., vol.3, 1978, pp.1–37.
- 9) Peacock, S.M., Fluid processes in subduction zones, Science, vol.248, 1990, pp.329-337.
- 10) Kyser, T.K., Hiatt, E.E., Fluids in sedimentary basins: An introduction: Journal of Geochemical Exploration, vol.80, 2003, pp.139–149, doi:10.1016/S0375-6742(03)00188-2.
- 11) Miyashiro, A., Metamorphic Petrology. UCL Press, London, 1994, 404p.
- Umeda, K., T. Kusano, K. Asamori, G. F. McCrank, Relationship between <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He ratios and subduction of the Philippine Sea plate beneath southwest Japan, J. Geophys. Res., vol.117, 2012, B10204, doi:10.1029/2012JB009409.
- 13) 網田和宏,風早康平,森川徳敏,大沢信二,西村光史,山田 誠,三島壮智,平島崇男,中央構造線沿いに湧出する高塩分泉の起源—プレート脱水流体起源の可能性についての水文化学的検討—,日本水文科学会誌,vol.44,2014, pp.17–38.
- 14) Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y., Shiozaki, I., Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands, Earth Planet. Sci. Lett., vol.203, 2002, pp.245–253.
- 15) 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.
- Iwamori, H., Transportation of H<sub>2</sub>O and melting in subduction zones, Earth Planet. Sci. Lett., vol.160, 1998, pp.65–80.
- 17) Zhao, D., Asamori, K., Iwamori, H., Seismic structure and magmatism of the young Kyushu subduction zone, Geophys. Res. Lett., vol.27, 2000, pp.2057–2060.
- 18) 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, 2005, pp.64–77.
- 19) Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, J. Geophys. Res., vol.97, 1992, pp.19909–19928.
- 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, J. Geophys. Res., vol.112, 2007, doi:10.1029/2006JB004590.
- 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, Int. J. Geophys., vol.2010, 2010, doi:10.1155/2010/738139.
- 22) Zhao, D., Nigishi, H., The 1995 Kobe earthquake: Seismic image of the source zone and its implications for the rupture nucleation, J. Geophys. Res., vol.103, 1998, pp.9967–9986.
- 23) Umeda, K., Ogawa, Y., Asamori, K., Oikawa, T., Aqueous fluids derived from a subducting slab: Observed high <sup>3</sup>He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan, J. Volcanol. Geothrm. Res., vol.149, 2006, pp.47–61.
- 24) 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, 2014, doi:10.1186/1880-5981-66-2.
- 25) Sakuma, H., Ichiki, M., Electrical conductivity of NaCl-H<sub>2</sub>O fluid in the crust, J. Geophys. Res., vol.121, 2016, doi:10.1002/2015JB012219.
- 26) 草野友宏, 浅森浩一, 梅田浩司, 日本列島における地下水・温泉ガスのヘリウム同位体比データ ベースの作成, JAEA-Data/Code 2012-017, 2012, 19p.
- Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A., Kobori, K., Earthquake doublet in an active shear zone, southwest Japan: Constraints from geophysical and geochemical findings, Tectonophys., vol.634, 2014, pp.116–126.
- Umeda, K., Ninomiya, A., Helium isotopes as a tool for detecting concealed active faults, Geochem. Geophys. Geosys., vol.10, 2009, Q08010, doi:10.1029/2009GC002501.
- 29) Nishio, Y., Okamura, K., Tanimizu, M., Ishikawa, T., Sano, Y., Lithium and strontium isotopic systematics of waters around Ontake volcano, Japan: Implications for deep-seated fluids and earthquake swarms, Earth Planet. Sci. Lett., vol.297, 2010, pp.567–576.

- 30) You, C. F., Castillo, P. R., Gieskes, J. M., Chan, L. H., Spivack, A. J., Trace element behavior in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones, Earth Planet. Sci. Lett., vol.140, 1996, pp.41–52.
- 31) James, R.H., Allen, D.E., Seyfried Jr., W.E.S., An experimental study of alteration of oceanic crust and terrigenous sediments at moderate temperatures (51 to 350° C): insights as to chemical processes in near-shore ridge-flank hydrothermal systems, Geochim. Cosmochim. Acta, vol.67, 2003, pp.681–691.
- 32) 松葉谷治, 酒井 均, 鶴巻道二, 有馬地域の温泉, 鉱泉の水素と酸素の同位体比について, 岡山 大学温泉研究所報告, vol.43, 1974, pp.15–28.
- 33) 西村 進, 紀伊半島の温泉とその熱源, 温泉科学, vol.51, 2001, pp.98-107.
- 34) Abe, Y., Ohkura, T., Hirahara, K., Shibutani, T., Along-arc variation in water distribution in the uppermost mantle beneath Kyushu, Japan, as derived from receiver function analyses, J. Geophys. Res., vol.118, 2013, pp.3540–3556, doi:10.1002/jgrb.50257.
- 35) 矢野雄策,田中明子,高橋正明,大久保泰邦,笹田政克,梅田浩司,中司 昇,300 万分の1 日 本列島地温勾配図,地質調査所,1999.
- 36) 新エネルギー・産業技術総合開発機構,本宮地域—地熱開発促進調査報告書—,新エネルギー・産業技術総合開発機構,no.37,1996,p.885.

## 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,2012<sup>1)</sup>)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、沿岸域で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、2014<sup>2</sup>)では、今後の地層処分事業の取り組みと平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(たとえば、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、2015<sup>3</sup>)。 そのため本研究では、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。平成 27 年度は、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次項に整理した上で、その中でも特異な現象と考えられ 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の発生機構について検討した。

#### (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<sub>w</sub>9.0)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.*, 2011<sup>4</sup>))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 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1m以上の沈降や5mを超える東向きの変位が観測された(例えば、Nishimura *et al.*, 2011<sup>5</sup>); Ozawa *et al.*, 2011<sup>6</sup>)。その後の観測(2016年2月時点)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、2016<sup>7</sup>)。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 10 cm 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, 2013<sup>8</sup>)。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.*, 2000<sup>9</sup>)。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、およそ東西方向の P 軸をもつ逆断層型 の地震活動が卓越する(例えば、Townend and Zoback, 2006<sup>10</sup>); Terakawa and Matsu'ura, 2010<sup>11</sup>); Yoshida *et al.*, 2015<sup>12</sup>)。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 ( $\sigma_1$ )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( $\sigma_3$ )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.*, 2012<sup>13</sup>)。

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5年以上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 M<sub>j</sub>7 クラスまでの内陸大地震が発生した(例えば、Toda *et al.*, 2011<sup>14</sup>); Hirose *et al.*, 2011<sup>15</sup>)。東北沖地震発生後の1ヶ月間において発生した M<sub>j</sub>6.0以上の内陸地震は、長野県北部(2011/3/12; M<sub>j</sub>6.7),静岡県東部(2011/3/15; M<sub>j</sub>6.4),福島県浜通り(2011/4/11; M<sub>j</sub>7.0),福島県中通り(2011/4/12; M<sub>j</sub>6.4)の地震である(気象庁, 2016<sup>16</sup>)。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<sup>17)</sup>; Ishibe *et al.*, 2015<sup>18</sup>)。

1946年南海地震(川辺, 1991<sup>19</sup>)や1995年兵庫県南部地震(佐藤・高橋, 1997<sup>20</sup>)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, 2014<sup>21</sup>)。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, 2011<sup>21</sup>; Niwa *et al.*, 2012<sup>22)</sup>)のみならず、海外においても観測されており(Lee and Woo, 2012<sup>23</sup>; Lee *et al.*, 2013<sup>24</sup>; Yan *et al.*, 2014<sup>25</sup>),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.*, 2012<sup>22)</sup>)。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(M<sub>w</sub>6.7)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、単なる地殻ひずみの変化では説明できず、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, 2013<sup>26</sup>)。 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2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、2016<sup>7)</sup>)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、2001<sup>27)</sup>)、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・町田編, 2001<sup>28)</sup>)、矛盾した結果を示している(東京大学地震研究所、2011<sup>29)</sup>)。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/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、2012<sup>30</sup>)。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、これまでに蓄積された科学的知見をもとに検討した、福島県いわき市周辺における特異な群発地震活動の発生機構について述べる。

#### (3) 実施内容·結果

福島県いわき市の周辺における群発地震活動は、2011年3月11日に発生した東北沖地震の直後から開始した。同年4月11日にはその活動域の中心部において最大規模の地震(M<sub>w</sub>6.7)が生じ、これに伴って井戸沢断層と湯ノ岳断層沿いの地表に約2mの垂直変位をもつ地震断層が露出したと報告されている(例えば、Otsubo et al., 2012<sup>31)</sup>)。これらの地震活動は、およそ東西圧縮場のもとで逆断層型の発震機構や活断層が卓越する東北日本で生じたにもかかわらず、E-WまたはNW-SE方向に伸長軸をもつ正断層型の特徴を有する(Yoshida et al., 2015b<sup>32)</sup>)。

地震波トモグラフィーによって推定された東北地方南部の3次元地震波速度構造によると,群発地震活動が活発化した地域の地殻深部には,地震波低速度かつ高ポアソン比の異常体が見出されている (Zhao, 2015<sup>33</sup>)。また,この異常体は,東北沖地震発生前の地震データを用いた解析によっても見出されていることから,東北沖地震の発生以前から存在していたこととなる(Tong et al., 2012<sup>34</sup>)。さらに,平成 25年度に実施した地磁気・地電流観測によって推定した2次元比抵抗構造(図 3.2.1-1)によると,群発 地震活動域下の深さ15km以深に,顕著な低比抵抗体が認められる。この低比抵抗体の分布域は,地 震波トモグラフィーによって見出された地震波低速度・高ポアソン比異常体の分布域と整合的であること から,下部地殻における深部流体やそれによる地殻の変形・流動特性(レオロジー)の不均質の存在を示唆する(Umeda et al., 2015<sup>35</sup>)。

一方で、GPS や測地・測量による地殻変動の観測によると、東北沖地震前の東北日本は、その中軸部 を境に前弧域において沈降が、背弧側においては隆起する傾向にあったが、群発地震活動が生じた東 北地方南東部では、局所的な隆起が観測されていた(Suwa et al., 2006<sup>36</sup>); Nishimura, 2014<sup>37</sup>)。また、約 12.5 万年前に形成された海成段丘の分布(Suzuki, 1989<sup>38</sup>))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す。これらのことは、今回の群発地震が東北沖地震のような稀頻度のイベント によって誘発された可能性がある一方で、この地域では過去数万年にわたって間欠的な群発地震と局 所的な隆起が生じていた可能性も示唆する。また、東北沖地震発生前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や浅発地震のメカニズム解により、群発地震活動が活発化した領域の応力場は、 東北沖地震の発生前においてもNW-SEまたはN-S方向に最小主応力軸(σ3)をもつ正断層型の応力場 が卓越していたことが明らかにされている。さらに、このような正断層型の応力場や地震活動は、深さ 15 km 以浅にみられ, それ以深では逆断層型に遷移することが明らかにされている(Imanishi et al., 2012<sup>39)</sup>; Yoshida et al., 2015<sup>32)</sup>)。地殻変動や地殻内の応力場に関するこれらの知見は, 上部地殻において背斜 状の屈曲が生じていることを示唆すると考えられる。

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(lio et al., 2002<sup>40</sup>))。また、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., 2005<sup>41</sup>))。群発地震の活動域下における応力場は、深さ約 15 km を 境に正断層型から逆断層型に遷移しているが、その深さは流体の存在を示唆する低比抵抗体の上面深 さと調和的である。これらの多様な観測・解析によって得られた知見は、東西圧縮場のもとで生じている 局所的な正断層活動には、下部地殻に分布する流体に起因する強度の低下や非弾性変形が関与して いることを示唆すると考えられる(Umeda, 2015<sup>35</sup>))。

# (4) 主な成果と課題

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、その中でも特異な現象と考えられる福島県いわき市周辺で活発化し異常湧水を伴った正 断層型の群発地震活動の発生機構について検討した。今後は、地殻内の不均質(深部流体)構造を考 慮した数値シミュレーションに基づき、その原因や地質環境への影響について検討する予定である。



図 3.2.1-1 群発地震の活動域における(a)地磁気・地電流観測点の分布及び(b)2 次元比抵抗構造 (Umeda et al., 2015<sup>42)</sup>を編集)

## 参考文献

- 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.
- 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 Planet. Sci. Lett., vol.310, 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, 2011, pp.631–636.
- 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, doi:10.1038/nature10227.
- 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, 2013, pp.637–641.
- Sagiya, T., Miyazaki, S., Tada, T., Continuous GPS arrays and present-day crustal deformation of Japan, Pure. Appl. Geophys., vol.157, 2000, pp.2303–2322.
- Townend, J., Zoback, M.D., Stress, strain, and mountain building in central Japan, J. Geophys. Res., vol.111, 2006, doi:10.1029/2005JB003759.
- 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, 2010, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626.
- 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, doi:10.1 016/j.tecto.2015.02.013.
- 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, Geophys. Res. Lett., vol.39, 2012, doi:10.1029/2011GL049729.

- 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, Geophys. Res. Lett., vol.38, 2011, L00G03, doi:10.1029/2011GL047834.
- 15) Hirose, F., Miyaoka, K., Hayashimoto, N., Yamazaki, T., Nakamura, M., Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (M<sub>w</sub>9.0) –Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity–, Earth Planets Space, vol.63, 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/higai/996-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.1–4.
- 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, Geophys. J. Int., vol.201, 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.
- 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, vol.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, Geochem. Geophys. Geosyst., vol.13, 2012, Q05020, doi:10.1029/2012GC004052.
- 23) Lee, H.A., Woo, N.C., Influence of the M9.0 Tohoku Earthquake on groundwater in Korea, Geosciences Journal, vol.16, 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, Bull. Seism. Soc. Am., vol.103, 2013, pp.1614–1621.
- 25) Yan, R., Woith, H., Wang, R., Groundwater level changes induced by the 2011 Tohoku earthquake in China mainland, Geophys. J. Int., vol.199, 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) 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.

- 28) 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.
- 29) 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.
- 30) 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, 2012, pp.559–570.
- 31) Otsubo, M., Shigematsu, N., Takahashi, M., Azuma, T., Imanishi, K., Ando, R., Slickenlines on fault scarps caused by an earthquake in Iwaki-city (Fukushima Prefecture, Japan) on 11th of April, 2011, J. Geol. Soc. Jpn., vol.118, 2012, pp.III–IV.
- 32) Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Spatially heterogeneous stress field in the source area of the 2011 M<sub>w</sub>6.6 Fukushima-Hamadori earthquake, NE Japan, probably caused by static stress change, Geophys. J. Int., vol.201, 2015, pp.1062–1071.
- 33) Zhao, D., The 2011 Tohoku earthquake (M<sub>w</sub>9.0) sequence and subduction dynamics in Western Pacific and East Asia, J. Asian Earth Sci., vol.98, 2015, pp.25–49.
- 34) Tong, P., Zhao, D., Yang, D., Tomography of the 2011 Iwaki earthquake (M 7.0) and Fukushima nuclear power plant area, Solid Earth, vol.3, 2012, pp.43–51.
- 35) Umeda, K., Localized extensional tectonics in an overall reverse-faulting regime, Northeast Japan, Geosci. Lett., vol.2, 2015, doi10.1186/s40562-015-0030-3.
- 36) Suwa, Y., Miura, S., Hasegawa, A., Sato, T., Tachibana, K., Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field, J. Geophys. Res., vol.111, 2006, B04402, doi:10.1029/2004JB003203.
- Nishimura, T., Pre-, co-, and post-seismic deformation of the 2011 Tohoku-oki earthquake and its implication to a paradox in short-term and long-term deformation, J. Disaster Res., vol.9, 2014, pp.294–302.
- 38) Suzuki, T., Late Quaternary crustal movements deduced from marine terraces and active faults, Joban coastal region, Northeast Japan, Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ., vol.24, 1989, pp.31–42.
- 39) 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, Geophys. Res. Lett., vol.39, 2012, L09306, doi:10.1029/2012GL051491.
- 40) Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y., Shiozaki, I., Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands, Earth Planet. Sci. Lett, vol.203, 2002, pp.245–253.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N., Miura, S., Deep structure of the Northeastern Japan arc and its implications for crustal deformationand shallow seismic activity, Tectonophysics, vol.403, 2005, pp.59–75.
- 42) Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A., Kobori, K., Hama, Y., Triggering of earthquake swarms following the 2011 Tohoku megathrust earthquake, J. Geophys. Res., vol.120, 2015, pp.2279–2291, doi:10.1002/2014JB011598.

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)<sup>1)</sup>,松田(1988)<sup>2)</sup>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、そのなかから時間 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。したがって、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 100 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、2013<sup>3)</sup>)。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、すなわちー様継続に至っていないことが考えられる。これは、測地学的な変動 量と地形・地質情報から推定した変動量に大きなギャップが存在しているといった観測事実からもその可 能性が示唆される。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、2014<sup>4)</sup>)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。

そのため、本研究では平成 27 年度より、測地学的観測が示す現行の地殻変動と、地形・地質学的手法に基づく過去の地殻変動の傾向の比較による一様継続性の成立性に関する検討に着手した。また、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向けた検討を開始するとともに、その妥当性を検討するため、比較的若い時代に変動が開始したと考えられる九州南部のせん断帯を事例とした GPS 稠密観測を開始した。

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., 2009<sup>5)</sup>;尾上ほか, 2009<sup>6)</sup>)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。そのため平成 27 年度は、これらのモデル構築に係る手法の開発を進めた。

(3) 実施内容·結果

## 1) 地質学的・測地学的ひずみ速度の推定

日本列島は、プレートの沈み込みにより長期にわたって短縮変形を受け続けている。これによる地殻 変動は、複雑な地形・地質構造で特徴付けられるわが国の地質環境の根元的な形成・変動要因の一つ であり、将来においても継続すると推測される。しかしながら、現行の地殻変動を示す測地測量データや GPS 速度データより得られた測地学的ひずみ速度(10<sup>-7</sup> yr<sup>-1</sup>オーダー)と、過去から現在までの地殻変動 の結果として生じた活断層の平均変位速度等に基づいて得られた地質学的ひずみ速度(10<sup>-8</sup> yr<sup>-1</sup> オー ダー)には、およそ一桁程度の違いがあることがこれまでの研究よって指摘されている(Kaizuka and Imaizumi, 1984<sup>7</sup>);橋本、1990<sup>8</sup>); Shen-Tu *et al.*, 1995<sup>9</sup>);池田、1996<sup>10</sup>);鷺谷、2004<sup>11</sup>);池田ほか、2012<sup>12</sup>)。 その原因の一つとして、2011年に発生した東北地方太平洋沖地震のようなプレート境界地震に伴う内陸 地殻ひずみの解放が指摘されているが、その程度やメカニズムは未だ解明されていない。

ここでは、産総研活断層データベース(産業技術総合研究所、2012<sup>13)</sup>)に掲載される活断層のうち、その平均変位速度が記載されている 418 セグメントの活断層に対して、断層の平均変位速度、断層の長さ、 傾斜角、走向、断層タイプ等の情報から過去 1,000 年間における地震モーメント(M<sub>o</sub>)及び水平方向の地 震モーメントテンソル密度(M<sub>11</sub>, M<sub>12</sub>, M<sub>22</sub>)を計算した。続いて、ここで得られた地震モーメントを用いて、 地震モーメントテンソル密度を計算した後、Kostrov (1974)<sup>14)</sup>による次式にしたがって地震モーメントテン ソルからひずみ速度へ変換した。

# $\dot{\varepsilon}_{ij} = \sum M o_{ij} / 2 \mu V T$

この式は、ある領域内・期間に発生した地震による平均的な弾性ひずみの解放を定量化するために提案されたものであり、 $\dot{\epsilon}_{ij}$ はある領域中のひずみ速度、V は領域の体積、T は地震発生期間を示す。計算では、剛性率  $\mu$ を 30 GPa とした。また、地震発生期間は、活断層データベースの平均変位速度が 1,000 年あたりの速度として記載されていることに合わせて 1,000 yr とした。さらに、解析領域に Wesnousky *et al.* (1982)<sup>15)</sup>とほぼ同様なグリッド(緯度方向に 0.67°, 経度方向に 1.00°の間隔であり、概ね 80 km×80 km の面積となる)を設定し、各グリッドでの面積に断層の固着域の深さである 15 kmを乗じて領域の体積とし、ひずみ速度を計算した。図 3.2.2-1(a)に推定したグリッドごとの地質学的ひずみ速度の主軸の分布、個々の断層での短縮軸及び伸長軸分布を示す。日本列島全域における大局的な特徴として、太平洋プレート及びフィリピン海プレートの沈み込み方向に短縮変形が卓越するとともに、中部日本を含む西南日本においては、概ね南北~北東-南西方向の伸長変形が認められる。

さらに、地質学的ひずみ速度と測地学的ひずみ速度の比較を行うため、1997年1月1日~1999年 12月31日において国土地理院 GEONET で観測された GPS データの F3 解(中川ほか、2009<sup>16</sup>)をもと に各観測点の変位速度を決定し、測地学的ひずみ速度を推定した。各観測点の変位速度の決定には、 F3 解の時系列よりアンテナ交換や地震による非定常なステップを除去した後、年周・半年周成分を推定 して時系列より変位速度成分を抽出している。なお、測地学的ひずみ速度の推定には Shen et al. (1996)<sup>17)</sup>の手法を用いた。ここでは、地質学的ひずみ速度を推定した際に設定したグリッド間隔(緯度方向 0.67°,経度方向 1.00°)を採用し、各グリッド点を中心として半径 50 km 以内に含まれる GNSS 観測点の速度データを用いて水平方向のひずみ速度を推定した。推定した測地学的ひずみ速度の結果を図 3.2.2-1(b)に示す。この結果の特徴として、10<sup>-7</sup> yr<sup>-1</sup>オーダーのひずみ速度が見られ、前弧域においては概ねプレートの沈み込みを反映した短縮傾向が認められる。また、ひずみ速度の大きさについては、測地学的ひずみ速度が地質学的ひずみ速度よりも一桁程度大きい結果となった。

続いて、ひずみ速度主軸の方位角(北を0°として時計回りに計測した角度)について、両者の比較を 行った。短縮軸についてみると、方位角の差は平均で 6.99±30.48°となり、特に北海道中部や関東~ 中部地方の太平洋側で顕著な差が検出された。これらの原因として、日高衝突帯や伊豆弧の衝突等に よる長期的な地殻変動の可能性が考えられる。また、東北日本では方位角に関して、測地学的ひずみ 速度より地質学的ひずみ速度の方が大きく、西南日本では地質学的ひずみ速度より測地学的ひずみ速 度の方が大きいといった対照的な結果が得られた(図 3.2.2-2)。これは、プレート沈み込み等の広域的な 要因が関与している可能性を示唆する。

既に述べたように、地質学的ひずみ速度と測地学的ひずみ速度に認められるおよそ一桁程度の食い 違いの原因として、プレート境界地震に伴う地殻ひずみの解放が指摘されている(例えば、池田ほか、 2012<sup>12)</sup>)。これまでの測地学的な観測によると、このようなイベントの一つであると考えられる 2011 年東北 地方太平洋沖地震に伴う東北地方の地殻変動は、地震前の水平変位ベクトルとおよそ逆向きのセンス を示す。しかしながら、多くの領域においては、プレート境界における地震時のすべり分布に起因して、 地震前と地震後の水平変位ベクトルは互いに真逆ではない。この地震の余効すべり等に伴う地殻変動 は現在も継続しているため、両者の方位に関する関係性については更なる観測データの蓄積を待つ必 要があるが、地質学的ひずみ速度と測地学的ひずみ速度の主軸の方位角に差が認められた原因の一 つとして、プレート境界地震に伴う短期的な地殻変動も考えられる。



図 3.2.2-1 日本列島における(a)地質学的ひずみ速度及び(b)測地学的ひずみ速度の主軸分布



図 3.2.2-2 日本列島におけるひずみ速度主軸の方位角差の分布

## 2) 九州南部せん断帯における GPS 稠密観測

これまでの研究によって、測地学的手法や地形・地質学的手法に基づいて推定された現在及び過去の地殻変動のセンスが異なる地域が存在することが指摘されている。例えば、九州南部の GPS 観測によると、前弧域の宮崎北部では西北西方向への水平変動が認められるが、宮崎南部では南南東方向に変動しており、その方向は日南市付近を中心に反時計回りに変化している。この傾向は背弧側にも認められ、熊本南部では南西方向、鹿児島では南南東方向への水平変動が生じている。また、北緯 32° 付近には東西に延びる左横ずれのせん断帯の存在が指摘されており(Nishimura and Hashimoto, 2006<sup>18</sup>); Takayama and Yoshida, 2007<sup>19</sup>); Wallace *et al.*, 2009<sup>20</sup>), せん断帯に沿って 1997 年鹿児島県北西部地 震(M<sub>w</sub>6.1, M<sub>w</sub>6.0)をはじめとする内陸地震が発生している。しかしながら、これらの内陸地震のメカニズ ム解は、この地域に認定されている活断層の変位センスとは異なる。さらに、せん断帯東部では最終間 氷期以降, 隆起速度が急激に増大し、最近 10 年間の GPS の鉛直速度と同程度となっている(長岡, 2010<sup>21</sup>))。これらのことは、このせん断帯が地質学的に若い時代に変動が始まったひずみ集中帯である 可能性を示唆する(Umeda *et al.*, 2014<sup>22</sup>)。本研究では、地殻やマントルにおける変形・流動特性(レオロ ジー)の不均質を考慮した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向けて、比較的若い 時代に変動が開始したと考えられる九州南部のせん断帯を事例とした GPS 稠密観測を開始した。

GPS 稠密観測では、およそ東西方向に延びるせん断帯を縦断する約 80 km の区間において計 10 地 点の観測点を平成 28 年 2 月から 3 月にかけて展開し、観測を開始した(図 3.2.2-3)。このうち 7 地点に おいては、GNSS 受信機として GPS、GLONASS、QZSS 信号の受信が可能な Trimble 社製 Trimble NetR9 を、GNSS アンテナとしてマルチパスを強力に除去できる特殊な素材を使用している Trimble 社製 Zephyr 2 による観測システムを構築した。また、残りの 3 地点においては、Trimble 5700 を用いている。 今後は、この GPS 稠密観測によって蓄積される観測データに加えて、国土地理院により展開・運用され る GEONET の観測データを用いた解析によって、せん断帯における地殻変動の詳細な特徴を把握し、 地殻変動シミュレーションの解析結果との比較及び検証を行っていく予定である。



図 3.2.2-3 GEONET による 2008 年 12 月~2014 年 1 月の水平変位速度及び稠密観測点の分布

3) 過去から現在までの地質環境長期変動モデルの構築手法の開発

本研究では、岐阜県東濃地域と北海道幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例としてモデル構築 手法を検討すると同時に、これまで個別に構築されていた地質環境の各分野(地形・地質、地表環境、 水理、地球化学)のモデルを統合的に取り扱い、地質環境の長期的な変動を表現できる数値モデル構 築の方法論の整備を進めている。また、モデルの妥当性の確認及び不確実性の評価のための方法論の 検討も進めている。平成 27 年度は、およそ百万年前から現在までの複数の時間断面における三次元地 形・地質モデルとそれらを用いた水理モデルを構築した。

地形・地質モデルの対象とする時代と空間範囲については、地形・地質の発達史を参考に概念モデルを構築して検討した(図 3.2.2-4)。東濃地域においては、「古地形面の分布」、「断層運動による隆起」、「傾動運動による隆起」、「地形の開析」を考慮し、4 つのステージを設定した。それらは、土岐砂礫層の堆積時期であり、断層山地が形成されていないステージⅠ、土岐砂礫層の堆積時期であり、山地が形成されつつあるステージⅡ、河成段丘の高位面が形成されたステージⅢ、河成段丘の中位面が形成されたステージⅢ、河成段丘の中位面が形成されたステージⅣである(図 3.2.2-4)。これらのステージの時期は、おおよそ、それぞれ 100 万年前以前、約100 万年前、約50 万年前、現在に相当すると考えられる。

このうち地形モデルの構築では、ステージごとに復元すべき地形面の対象を決め、それらの地形をもと に削剥で失われた地形を内挿補間し、古地形面を復元するという手法を採用した。断層運動や傾動運 動による隆起に伴う地形変化については、標高の変化のみを復元対象とし、各ステージの標高は、既存 研究において明らかにされている断層の平均変位速度をもとに、各ステージから現在までの隆起量を算 出し、その値を現在の標高から差し引くことで求めた。なお、断層ごとに隆起量に差があるため、断層を 境にブロックに区切り、ブロックごとに隆起量を算出した。一方、傾動運動による隆起については、広域的 な運動のためモデル化領域全体を対象とした。地形の開析については、各ステージの地形が現在と同じ レベルの開析を受けているわけではないことから、谷埋め接峰面処理を各ステージの地形モデルに対し て実施した。以上の地形モデルの構築フローを図 3.2.2-5 に示す。

地質モデルの構築では、地下水流動解析に必要な透水性のコントラストに着目した地質構造区分が 必要であり、その手法については既往研究(例えば、尾上ほか、2009<sup>23)</sup>)を参考にした。地質分布につい ては、20万分の1シームレス地質図(東海・近畿)(産業技術総合研究所地質調査総合センター編、 2005<sup>24)</sup>)を基に、堆積物、堆積岩、花崗岩に簡略化したものを基本として作成した。なお、花崗岩中の上 部割れ目帯と下部割れ目低密度帯の境界面については、松岡ほか(2005)<sup>25)</sup>による上部割れ目帯と被 覆堆積岩の厚さの関連性に基づき設定した。また、本検討では断層近傍のみではなく約 20 km 四方に 及ぶ広範囲の領域全体における地下水流動特性を対象としているため、断層を一枚の面構造として表 現した。その際、既存文献(産業技術総合研究所地質調査総合センター編、2005<sup>24)</sup>; 三枝ほか、2007<sup>26)</sup>; 産業技術総合研究所、2016<sup>27)</sup>)に基づき、断層の代表的な走向、傾斜を設定するとともに、地表のトレー ス長をデジタイジングすることで水平方向における断層の分布範囲を設定した。さらに、上記の地質構造 と断層の座標に基づく内挿(スプライン補間)によって三次元的な地質境界面及び断層面分布を作成し、 地形面と組み合わせることで地質モデルを構築した(図 3.2.2-4)。

水理モデルについては、地形・地質モデルに基づき、地形・地質構造分布の時間変化を考慮した三次元水理地質構造モデルを構築した上で、地下水流動解析を実施した。水理地質構造区分の水理特性は、既存情報(尾上ほか、2015<sup>28)</sup>;国土技術研究センター、2002<sup>29)</sup>;山石ほか、1998<sup>30)</sup>)に基づき設定した。境界条件の設定にあたっては、尾根部を側方境界として不透水条件を設定した。なお、ステージ I の水理地質構造モデルは、領域全体が平坦な地形であるため、より広範囲の地下水流動系の一部であると仮定し、水頭固定条件を設定した。なお、地表起伏がなだらかであるステージ I とⅡ については、河川流出量の推定に必要な河川流域分割が困難であるため、涵養量はステージ II と日 については、河川流出量の推定に必要な河川流域分割が困難であるため、涵養量はステージ II と日 については、河 ル流出量の推定に必要な河川流域分割が困難であるため、海養量はステージ I と日 については、河 ル流出量の作業に必要な河川流域分割が困難であるため、海養量はステージ I と日 については、河 ステージ II になると向いた水頭分布を図 3.2.2-4 下段に示す。これによると、ステージ I では領域全体の地形の起伏がなだらかであるために、北部から南部への単調な地下水流動が形成されており、 ステージ II になると領域の南側の山地が隆起するため、北東部から西部に向かう地下水の主流動が形成されているため、それ以降は領域の北東部及び南東部から南西部に位置する丘陵や山地から中央の河川に向かう大局的な地下水の流動傾向に大きな変化は見られないが、水頭値は全体的に高くなった。



図 3.2.2-4 東濃地域(山間部)における地形概念,地形・地質数値,水理モデルの構築



図 3.2.2-5 東濃地域(山間部)における古地形モデルの構築フローと主な処理 文献 A:陶土団研(1994)<sup>31)</sup>, 文献 B:地震調査研究推進本部(2004)<sup>32)</sup>, 文献 C:田力ほか(2011)<sup>33)</sup>

### (4) 主な成果と課題

本研究では、測地学的ひずみ速度と地質学的ひずみ速度に着目した一様継続性の成立性に関する 検討を進めるとともに、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向けた九州南部のせん 断帯を事例とした GPS 稠密観測を開始した。今後は、地殻内応力場等の他パラメータにも着目しつつ、 せん断帯を事例とした更なるデータの蓄積と一様継続性に関する検討を進める。 また、地質環境長期変動モデルの構築については、地形・地質モデル、水理モデルとの統合を図りつつ、山間部を対象とした場合の約百万年前以降の地形・地質モデル及び水理モデルの構築の事例を示した。今後は、これまでの検討結果を踏まえて、各地質環境長期変動モデルの構築に関する情報、ノウハウ及び各モデルが有する不確実性を整理するとともに、各地質環境長期変動モデルの統合化を図る必要がある。さらに、平野部(幌延地域)における検討結果と比較しつつ、山間部における地質環境特性の変動を理解するための調査からモデル化解析・評価に至る一連の方法論の体系化を進める必要がある。

## 参考文献

- 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 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,地学雑誌,vol.122,2013,pp.385–397.
- 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 Planet. Sci. Lett., 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 3<sup>rd</sup> Workshop on Approaches and Challenges for the Use of Geological Information in the Safety Case, OECD/NEA, Nancy, France 15–18 April 2008, 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, 2009, pp.40–53.
- 7) Kaizuka, S., Imaizumi, T., Horizontal strain rates of the Japanese Islands estimated from quaternary fault data, Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, vol.19, 1984, pp.43–65.
- 8) 橋本 学, 測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度(I): 本州・四 国・九州, 地震 2, vol.43, 1990, pp.13–26.
- Shen-Tu, B., Holt, W.E., Haines, A.J., Intraplate deformation in the Japanese Islands: a kinematic study of intraplate deformation at a convergent plate margin, J. Geophys. Res., vol.100, 1995, pp.24275–24293.
- 10) 池田安隆, 活断層研究と日本列島の現在のテクトニクス, 活断層研究, vol.15, 1996, pp.93-99.
- 11) 鷺谷 威, 測地学的歪み速度と地質学的歪み速度の矛盾は解消可能か?, 地球, vol.46, 2004, pp.183-189.

- 12) 池田安隆, 岡田真介, 田力正好, 東北日本島弧-海溝系における長期的歪み蓄積過程と超巨大 歪み解放イベント, 地質学雑誌, vol.118, 2012, pp.294–312.
- 産業技術総合研究所,産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB095, 2012, https://gbank.gsj.jp/activefault/index\_gmap.html (参照:2016 年 8 月 31 日).
- 14) Kostrov, V.V., Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock, Izvestiya, Physics of the Solid Earth, vol.1, 1974, pp.23–40.
- 15) Wesnousky, S.G., Scholz, G.H., Shimazaki, K., Deformation of an island arc: Rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data, J. Geophys. Res., vol.87, 1982, pp.6829–6852.
- 16) 中川弘之, 豊福隆史, 小谷京湖, 宮原伐折羅, 岩下知真子, 川元智司, 畑中雄樹, 宗包浩志, 石本正芳, 湯通堂 亨, 石倉信広, 菅原安宏, GPS 連続観測システム(GEONET)の新しい解析戦略(第4版)によるルーチン解析システムの構築について, 国土地理院時報, vol.118, 2009, pp.1–8.
- Shen, Z., Jackcon, D. D., Ge, B. X., Crustal Deformation Across and Beyond the Los Angeles Basin from Geodetic Measurements, J. Geophys. Res., vol.101, 1996, pp.27957–27980.
- 18) Nishimura, S., Hashimoto, M., A model with rigid rotations and slip deficits for the GPS-derived velocity field in Southwest Japan, Tectonophysics, vol.421, 2006, pp.187–207.
- Takayama, H., Yoshida, A., Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data, J. Geophys. Res., vol.112, 2007, B06413, doi:10.1029/2006JB004690.
- 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, 2009, pp.143–146.
- 21) 長岡信治, 西山賢一, 井上 弦, 過去 200 万年間における宮崎平野の地層形成と陸化プロセス— 海面変化とテクトニクスに関連して—, 地学雑誌, vol.119, 2010, pp.632-667.
- 22) 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.
- 23) 尾上博則,塩見哲也,草野友宏,安江健一,小坂 寛,三枝博光,竹内竜史,田力正好,東濃地 域を事例とした地形変化および気候変動による地下水流動特性の長期的変化の推定に関わる方 法論の構築(その1)―調査データに基づく過去数十万年の古地形・古気候の推定および地質構 造のモデル化―,日本地下水学会 2009 年秋季講演会要旨,2009,pp.332–337.
- 24) 産業技術総合研究所地質調査総合センター編,シームレス地質図データベース(20 万分の1日本 数値地質図)東海・近畿地域 2005年2月1日版,産業技術総合研究所研究情報公開データベー ス,2005.
- 25) 松岡稔幸, 熊崎直樹, 三枝博光, 佐々木圭一, 遠藤令誕, 天野健治, 繰り返しアプローチに基づく 地質構造のモデル化(Step1 および Step2), JNC TN7400 2005-007, 2005, 99p.

- 26) 三枝博光, 瀬野康弘, 中間茂雄, 鶴田忠彦, 岩月輝希, 天野健治, 竹内竜史, 松岡稔幸, 尾上博則, 水野 崇, 大山卓也, 濱 克宏, 佐藤稔紀, 久慈雅栄, 黒田英高, 仙波 毅, 内田雅大, 杉原 弘造, 坂巻昌工, 超深地層研究所計画における地表からの調査予測研究段階(第1段階)研究成 果報告書, JAEA-Research 2007-043, 2007, 337p.
- 27) 産業技術総合研究所,活断層データベース, https://gbank.gsj.jp/activefault/index\_gmap.html (参照:2016年1月22日).
- 28) 尾上博則,小坂 寛,竹内竜史,三枝博光,超深地層研究所計画(岩盤の水理に関する調査研究) 第2段階におけるサイトスケールの水理地質構造モデルの構築, JAEA-Research 2015-008, 2015, 146p.
- 29) 国土技術研究センター,河川堤防の構造検討の手引き,2002,192p.
- 30) 山石 毅, 小林 仁, 谷藤吉郎, 岡本明夫, 登坂博行, 小島圭二, 地下石油備蓄基地建設に伴う水 文・水理挙動の数値シミュレーション, 地下水学会誌, vol.40, no.2, 1998, pp.167–183.
- 31) 陶土団体研究グループ,上部新生界第二瀬戸内累層群における堆積盆地のブロック運動 岐阜 県恵那盆地の例 –,地球科学,vol.48,1994,pp.17–29.
- 32) 地震調査研究推進本部, 屛風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の評価, 2004 http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\_pdf/53\_54\_byobu\_ena\_sanage.pdf (参照:2016年1 月 22 日).
- 33) 田力正好, 安江健一, 柳田 誠, 古澤 明, 田中義文, 守田益宗, 須貝俊彦, 土岐川(庄内川)流 域の河成段丘と更新世中期以降の地形発達, 地理学評論, vol.84, 2011, pp.118–130.

## 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上では,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., 2000<sup>1)</sup>;舟木ほか, 2009<sup>2)</sup>)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, 2012a<sup>3)</sup>)。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, 2014<sup>4)</sup>)。例えば,西本ほか (2008)<sup>5)</sup> や Nishimoto and Yoshida (2010)<sup>60</sup>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, 1988<sup>7)</sup>; Vargas et al., 2011<sup>8)</sup>; Yamasaki et al., 2013<sup>9)</sup>; Nuriel et al., 2012<sup>10)</sup>)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., 2000<sup>1)</sup>;西本ほか, 2008<sup>5)</sup>; Nishimoto and Yoshida, 2010<sup>6</sup>; Iwatsuki and Yoshida, 1999<sup>11)</sup>; 吉田, 2012b<sup>12)</sup>; 横田・吉田, 2013<sup>13)</sup>), 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(<sup>238</sup>U, 半減期:約44億6800万年)及びウラン-235(<sup>235</sup>U, 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(<sup>234</sup>U)とトリウム-230(<sup>230</sup>Th)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、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 26 年度には、LA-ICP 質量分析計を導入し、空間分解能にして数 μm から数百 μm の領域 を分析可能な、局所領域分析を実現する装置の整備を完了した。平成 27 年度は、LA-ICP 質量分 析計を用いた U-Pb 年代測定技術を確立するため、ジルコンを対象試料として分析データの取得と 解析を実施し、平成 26 年度に導入した装置の実用化を図った。また、LA-ICP 質量分析法による炭 酸塩鉱物の U-Pb 年代測定に必要不可欠な Pb 同位体組成及び U/Pb 比が均質で年代が既知であ る標準試料の選定に着手した。

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

ジルコンの U-Pb 年代測定は、二次イオン質量分析法や表面電離型質量分析法及び LA-ICP 質量分析法等の様々な手法によって国内外で広く用いられているため、得られる同位体組成や年代値を既往研究と比較しやすく、導入した装置での取得データの正確さや再現性を検証できる。本研究では、年代値、U/Pb 元素比及び Pb 同位体比既知の2種類以上のジルコン試料を準備し、一方を未知試料として測定した後、得られた結果が文献値や推奨値と一致するかを検証した。

まず,既往研究で Pb 同位体比及び Pb/U 比の補正に標準試料として使用されている 91500 (Wiedenbeck *et al.*, 1995<sup>14</sup>), Wiedenbeck *et al.*, 2004<sup>15</sup>), Ybr157 (Misawa and Premo (私信)<sup>16</sup>), BR1 (Misawa and Premo (私信)<sup>16</sup>)及び比較対象としてジルコン以外で U-Pb 年代測定の行われて いる標準試料 (アパタイト, バデレアイト等)を入手した。試料の 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 製 Analyte G2)及び ICP 質量分析計 (Thermo Scientific 製 NEPTUNE-*plus*)を用いた。測定は,全ての同位体に対してイオンカウンティングを採用するマルチ プルイオンカウンティング (Multiple Ion Counting: MIC)の組み合わせで行った。U-Pb 年代値の計 算 (コンコーディアプロット),重み付き平均及び重み付き標準偏差の 2 乗平均 (MSWD: mean square of weighted deviation; York, 1969<sup>17)</sup>)の計算には, ISOPLOT ver. 3.7 (Ludwig, 2009<sup>18)</sup>)を用 いた。

91500 を標準試料とし、Ybr157 を未知試料として U-Pb 同位体分析を行った。標準試料とした 91500の各測定における Pb 同位体比及び Pb / U(<sup>206</sup>Pb / <sup>238</sup>U)比の測定精度は standard %error(1o) にしてそれぞれ、0.55-0.85 %、2.2-3.8 %であった。同様に、未知試料として測定した Ybr157 の Pb 同位体比及び Pb/U(<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U)比の測定精度は standard %error(1o)にしてそれぞれ、0.61-0.73 %、 3.9-5.6 %であった。Ybr157 の U-Pb 同位体分析値をコンコーディアダイアグラム上にプロットした結 果を図 3.3.1-1 に示す。分析点はコンコーディア上(参考値:569.5 Ma, Misawa & Premo(私信)<sup>16</sup>)) にはプロットされず 600 Ma 近傍に集中した。これらの結果から、各元素比及び同位体比の測定精 度は十分に担保されていることが確認できたが、一方で年代値の確度の担保に未だ課題が残って いることが示唆された。

課題の克服には試料導入の際の条件検討を引き続き実施する必要がある。特に、レーザー照射 で試料の掘削が進むことによってアブレーション効率が変化する「ダウンホール分別」が、得られる 元素比及び同位体比の確度の低下に影響している可能性が強く示唆された。アブレーションによる 掘削深度を抑制し、試料のアブレーション効率の安定化を図るためには、レーザー走査(ラスター) での分析が効果的と考えられる。

### 2) 炭酸塩鉱物の標準試料の選定と主要元素等の定量分析及び Pb 同位体分析

レーザーアブレーション試料導入法による炭酸塩鉱物の U-Pb 年代測定では、マトリクスの一致した炭酸塩鉱物からなる標準試料の選定と評価が課題としてあげられる。国立研究開発法人海洋研究開発機構、国立大学法人京都大学及び(株)京都フィッション・トラックとの共同研究「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」を通して、LA-ICP 質量分析法による炭酸塩鉱物の U-Pb 年代測定に適切な標準試料候補の選定を行うとともに、選定した試料について予察的な U-Pb 同位体分析と均質性の評価を実施した。

標準試料の候補試料として,元素濃度の認証値が公表されている 6 つの炭酸塩試料(JCp-1(産 業技術総合研究所;以下,産総研という), JCt-1(産総研), JLs-1(産総研), JDo-1(産総研), GYP-A (Domtar Inc.), CACB-1(カナダ国立研究機構))を選択した。選択した試料の均質性の評 価と年代測定への適用性の評価のために,①LA-ICP 質量分析法による主要元素及び微量元素定 量分析,②湿式法による高精度 Pb 同位体分析による基礎データの取得,③LA-ICP 質量分析法に よる Pb 同位体分析及び二次元分布の取得(イメージング)による均質性評価を実施した。入手した 標準試料候補のうち,4 試料(JCp-1, JCt-1, JLs-1, JDo-1)については、LA-ICP 質量分析法に適し た試料を調整するため、それぞれの粉体試料から粗粒なものを篩別した上で、湿式法と LA-ICP 質 量分析法のそれぞれの手法により主要元素、微量元素定量分析及び Pb 同位体分析を実施した。

LA-ICP 質量分析法による元素の定量分析は、京都大学に設置されている iCAP Qc 四重極 ICP 質量分析計 (Thermo Scientific)と NWR193 ArF エキシマレーザーアブレーションシステム(ESI)を 組み合わせて行った。定量は、質量分析により得られた各同位体のシグナルを積算し、天然の同位 体存在度から各元素のシグナル強度に換算した後、すべての試料において最も存在度の高いカル シウム(Ca)を内部標準(認証値の値)として、標準ガラス(NIST SRM 610 及び NIST SRM 612: Jochum *et al.* (2011)<sup>19</sup>; USGS BHVO-2G 及び USGS BCR-2G: the GeoREM database (2016)<sup>20</sup>)の 測定結果を基に試料の各元素存在度を求めた。認証値は主に産総研の地質調査総合センターが 公表しているデータベース「地球化学標準試料」(GSJ Geochemical Reference samples DataBase<sup>21)</sup>) の値を用い、ストロンチウム、U 及び Pb については岡井ほか(2008)<sup>22)</sup>を参照した。比較的信頼性が 高く複数の元素存在度についてのデータが公開されている JCp-1 及び JCt-1 の元素存在度について、認証値との比較を図 3.3.1-2 に示す。

次に標準試料候補のうち, JCp-1 及び JCt-1 のウラン系列の放射年代測定に係る Pb, Th, U 濃度 を定量するため, 四重極型 ICP 質量分析計を用いた湿式法で測定を実施した(表 3.3.1-1)。試料の 分解法はフッ酸-過塩素酸による酸分解法を採用した。分解後の試料は, 2,000 倍希釈の後 5%硝 酸溶液に調製し, 検量線法によって測定を行った(Senda *et al.*, 2014<sup>23)</sup>)。測定には海洋研究開発 機構の iCAP-Q 四重極型 ICP 質量分析計を用いた。

さらに, JCp-1 及び JCt-1 の Pb 同位体比測定を湿式法及びレーザーアブレーション装置を用いた 局所分析法の下で実施した。湿式法では JCp-1 及び JCt-1 の粉体試料を酸分解(Miyazaki *et al.*,

2009<sup>24)</sup>; Miyazaki *et al.*, 2012<sup>25)</sup>)し, マルチプルコレクター(以下,「MC」という。) ICP 質量分析計に よって全岩 Pb 同位体分析を行った。フッ酸を用いた試料の分解の際に, 残渣(フッ化物)が多く生じ たため, フッ酸処理後に遠心分離してフッ化物を除いた試料(図 3.3.1-3:Sol.-1)と, 残渣を全て溶解 させた試料(図 3.3.1-3:Sol.-2)の 2 試料を調製した。局所領域分析では, JCp-1 及び JCt-1 の各粒 子について, 紫外フェムト秒レーザー(以下,「UVFsLA」という)での局所サンプリングとマルチプル ファラデーカップ(以下,「MFC」という) ICP 質量分析計を組み合わせた UVFsLA -MFC-ICP 質量分 析計によって Pb 同位体比分析を実施した。湿式分析には海洋研究開発機構の Neptune MC-ICP 質量分析計 (Thermo Scientific)と Aridus II (CETAC) 脱溶媒ネブライザーを用い, 局所分析には海 洋研究開発機構の OKFs-2000K UVFsLA 装置 (OK Laboratory) 及び Neptune MC-ICP 質量分析 計を用いた。MFC-ICP 質量分析計では, <sup>206-207-208</sup>Pb 同位体を高増幅率の 10<sup>13</sup>  $\Omega$  ファラデーアンプ を用いて計測し, <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb, <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 比を測定した(Kimura *et al.*, 2016<sup>26)</sup>)。測定は NIST SRM 612 標準ガラス試料を用いて,標準試料と未知試料を交互に測定するブラケティング法によって同 位体分別補正を行い,補正には SRM 612 の推奨値(Baker *et al.*, 2004<sup>27)</sup>; Kent, 2008<sup>28)</sup>)を用いた。 これらの結果に基づき,炭酸塩鉱物の標準試料として JCp-1 及び JCt-1 の均質性と標準試料として の適用性を評価した。

定量分析結果のうち、JCp-1 及び JCt-1 について公表されている認証値と比較した結果、元素存 在度の不一致が認められた。この不一致は LA 法に対応して粒度の大きな試料を篩別したことに起 因する可能性が示唆された。一方で、U 及び Pb の存在度については認証値と比較的一致しており、 篩別の有無を問わず、U 及び Pb 存在度は JCp-1、JCt-1 共に均質で、年代測定の標準試料に適し ている可能性がある。また、JCp-1 及び JCt-1 について、湿式法による高精度同位体分析を行った結 果、U 及び Pb の存在度は認証値と比較的良く一致した。また、湿式法の分析精度内で JCp-1、 JCt-1 共に Pb 同位体組成について、有意な不均質性が確認された(<sup>206</sup>Pb ベースの同位体比で 1.2 ‰以下)が、局所領域分析においてその不均質性は十分に小さいため(図 3.3.1-3)、LA-ICP 質 量分析法による年代測定の標準試料としての JCp-1 及び JCt-1 の適合性が確認された。

#### (4) 主な成果と課題

平成 27 年度は、炭酸塩鉱物のウラン系列年代測定法の実用化に向けて、平成 26 年度に導入した LA-ICP 質量分析計による U-Pb 年代測定技術の確立と炭酸塩鉱物の分析技術の確立に必要な標準試料の選定に着手した。

LA-ICP 質量分析計による U-Pb 年代測定技術の確立では,既往研究で分析技術の確立が進ん でいるジルコンを対象に分析条件の検討を実施し,元素比測定及び同位体比測定の測定精度が 十分に担保されたことを確認した。一方で,ジルコンの年代値については,分析により得られた年代 値と文献値等との不一致が確認されたため,年代値の確度を担保するために,今後も引き続き分析 条件を検討する必要がある。平成28年度は,年代測定に最適な条件を再検討してジルコンのU-Pb 年代測定技術の確立を完了し,分析条件等を炭酸塩鉱物の年代測定へ応用する。

標準試料候補の選定では,主要元素組成等の認証値が示されている 6 試料を選定し,そのうち 産総研配布の JCp-1, JCt-1 ついて,湿式法及び LA-ICP 質量分析法による主要及び微量元素の定 量分析とPb 同位体分析を行った。これらの結果から, JCp-1 及び JCt-1 について,全岩の元素存在 度及び Pb 同位体組成に不均質性は認められるものの,局所領域分析においてその不均質性は十 分に小さいため, LA-ICP 質量分析法による年代測定の標準試料としての JCp-1 及び JCt-1 の適合 性が確認された。今後は, JCp-1 及び JCt-1 について元素イメージング分析を実施し,より詳細な元 素分布情報を取得することで,各粒子内の元素の均質性を評価する。また,平成 27 年度までに入 手した候補試料のいずれもが,標準試料としての適合性を有しない場合は,炭酸塩鉱物結晶を人 工的に作製することや,極微小な炭酸塩粒子をペレット状にする等,天然の炭酸塩試料に限らず, 標準試料の探索を実施する。





(a) Ybr157のWetherill concordia plot (N=10); (b) Ybr157のTera-Wasserburg concordia plot (N=10) 青楕円はコンコーディア(年代一致線)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10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 JCp-1 及び JCt-1 の元素存在度の認証値との比較

縦軸は JCp-1 及び JCt-1 の元素存在度をそれぞれの認証値(産総研データベース)で規格化した値を示す。エラ ーバーは 1σの信頼区間を示す。

| ppm                            | Pb     | SD(%) | Th     | SD(%) | U      | SD(%) |  |  |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--|--|
| JCp-1                          | 0.215  | 3.1   | 0.0478 | 2.8   | 2.337  | 3.2   |  |  |
| JCt-1                          | 0.0593 | 2.8   | 0.0131 | 2.2   | 0.0307 | 4.0   |  |  |
| Comparison to reference values |        |       |        |       |        |       |  |  |
| JCp-1                          | 0.22   |       | 0.05   |       | 2.34   |       |  |  |
| Reference                      | 0.18   |       | -      |       | 2.91   |       |  |  |
| JCt-1                          | 0.06   |       | 0.01   |       | 0.03   |       |  |  |
| Reference                      | 0.10   |       | -      |       | 0.05   |       |  |  |

表 3.3.1-1 JCp-1 及び JCt-1 の Pb, Th, U 定量分析結果



図 3.3.1-3 JCp-1 及び JCt-1 の湿式分析と LA-ICP 質量分析法による Pb 同位体分析値の比較 左は<sup>208</sup>Pb / <sup>206</sup>Pb 比,右は<sup>207</sup>Pb / <sup>206</sup>Pb 比の分析値を示す。点線は湿式分析における各 2 点ずつの平均を示す。 エラーバーは 2 標準偏差 [2SD]。図中の RD は LA 分析平均値の湿式分析の平均値からの偏差を示す。

## 参考文献

- Yoshida, H., Aoki, K., Semba, T., Ota, K., Amano, K., Hama, K., Kawamura, M., 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, 2000, pp.151– 162.
- 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.50,2009,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.55,2014,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, 2008, pp.94–104.
- 6) Nishimoto, S., Yoshida, H., Hydrothermal alteration of deep fractured granite : Effects of dissolution and precipitation, Lithos, vol.115, 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, 1988, pp.35–50.
- 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, 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, Chem. Geol., vol.351, 2013, pp.168–174.
- 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, 2012, pp.647–650.
- 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, 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, 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., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C. and Spiegel, W., Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses, Geostandards Newsletter, vol.19, 1995, pp.1–23.
- 15) Wiedenbeck, M., Hanchar, J.M., Peck, W.H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L., Fiebig, J., Franchi, I., Girard, J.-P., Greenwood, R.C., Hinton, R., Kita, N., Mason, P.R.D., Norman, M., Ogasawara, M., Piccoli., P.M., Rhede, D., Satoh, H., Schulz-Dobrick, B., Skår, Ø., Spicuzza, M.J., Terada, K., Tindle, A., Togashi, S., Vennemann, T., Xie, Q., Zheng, Y.-F., Further characterisation of the 91500 zircon crystal, Geostandards and Geoanalytical Research, vol.28, 2004, pp.9–39.
- 16) Misawa, K., Premo, W.R. (私信).

- 17) York, D., Least-squares fitting of a straight line with correlated errors, Earth Planetary Sci. Lett., vol.5, 1969, pp.320–324.
- Ludwig, K. R., Isoplot 3.7. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center Special Publication, no.4, 2009, 76p.
- 19) Jochum, K.P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E. Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D.A., Günther, D., Enzweiler, J., Determination of Reference Values for NIST SRM 610-617 Glasses Following ISO Guidelines, Geostandards and Geoanalytical Research, vol.35, 2011, pp.397–429.
- 20) USGS glasses the GeoREM database, http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/ (参照: 2016 年 8 月 31 日).
- GSJ Geochemical Reference samples DataBase, https://gbank.gsj.jp/geostandards/welcome.html (参照:2016 年 8 月 31 日).
- 22) 岡井貴司, 鈴木 淳, 雪野 出, 井上麻夕里, 川端穂高, 寺島 滋, 今井 登, 化学分析用地 球化学標準試料サンゴ JCp-1・シャコガイ JCt-1 について, 月刊 地球, 号外, vol.59, 2008, pp.124–126.
- 23) Senda, R., Kimura, J.-I., Chang, Q., Evaluation of a rapid, effective sample digestion method for trace element analysis of granitoid samples containing acid-resistant minerals: Alkali fusion after acid digestion, Geochemical Journal, vol.48, 2014, pp.99–103.
- 24) Miyazaki, T., Kanazawa, N., Takahashi, T., Hirahara, Y., Vaglarov, B.S., Chang, Q., Kimura, J.-I., Tatsumi, Y., Precise Pb isotope analysis of igneous rocks using fully-automated double spike thermal ionization mass spectrometry (FA -DS- TIMS), JAMSTEC Report of Research and Development, Special Issue, 2009, pp.73–80.
- 25) Miyazaki, T., Vaglarov, B.S., Takei, M., Suzuki, M., Suzuki, H., Ohsawa, K., Chang, Q., Takahashi, T., Hirahara, Y., Hanyu, T., Kimura, J.-I., Tatsumi, Y., Development of a fully automated open-column chemical separation system- COLUMNSPIDER and its applications to Sr-Nd-Pb isotope analyses of igneous rock samples, Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, vol.107, 2012, pp.74–86.
- 26) Kimura, J.-I., Chang, Q., Kanazawa, N., Sasaki, S., Vaglarov, B.S., High-precision in situ analysis of Pb isotopes in glasses using  $10^{13}\Omega$  resistor high gain amplifiers with ultraviolet femtosecond laser ablation multiple Faraday collector inductively coupled plasma mass spectrometry, Journal of Analytical Atomic Spectrometry, vol.31, 2016, pp.790–800.
- 27) Baker, J., Peate, D., Waight, T., Meyzen, C., Pb isotopic analysis of standards and samples using a <sup>207</sup>Pb-<sup>204</sup>Pb double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS, Chem. Geol., vol.211, 2004, pp.275–303.
- 28) Kent, A.J.R., Lead isotope homogeneity of NIST SRM 610 and 612 glass reference materials: Constraints from laser ablation multicollector ICP-MS (LA-MC-ICP-MS) analysis, Geostandards and Geoanalytical Research, vol.32, 2008, pp.129–147.

## 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(<sup>14</sup>C)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。近 年、欧州や豪州等の大陸では堆積物に一般的に適用されているが、日本での適用は少なく、特に河川 堆積物の OSL 年代測定法を用いた事例は限られている。そこで第3期中長期計画では、日本の河成段 丘堆積物中の石英及び長石粒子を用いた OSL 年代測定法を整備し、約十万年程度までの陸成堆積物 を対象とした OSL 年代測定法の実用化を図る。

### (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。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る等して埋没し、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、試料そのものがもつ天然の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, 2000<sup>1)</sup>)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、 2002<sup>2)</sup>; Tamura et al., 2011<sup>3)</sup>; Tamura et al., 2015<sup>4)</sup>) 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., 20105), 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。近年、長石を用いた新たな測定法(pIRIR法; Thomsen et al., 2008<sup>6)</sup>)が提案され、これまで長石の測定で問題となっていた変則的な信号消失である anomalous fading が回避できるようになった。長石の赤外励起ルミネッセンス信号は、2000 Gy 程度まで信号強度が 飽和しないため、石英よりも古い数十万年前までの試料に適用することができる(例えば、塚本、2013<sup>7)</sup>)。 この pIRIR 法は近年多くの堆積物に適用されているが,長石は石英よりもブリーチされるまでに多くの時 間を要するため(Buylaert et al., 2012<sup>8)</sup>),河川堆積物に対しては石英を用いるのが効果的である。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。また, 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., 2010<sup>5)</sup>; Moska and Murray, 2006<sup>9)</sup>), それがどのような条件で決まるのかについては, 完全に明らかにな っていない。そのため, 起源の異なる試料を用いて, 加熱処理等に対する OSL 信号特性及び熱ルミネッ

センス(TL)信号特性の変化を調べ,石英の OSL 信号特性がどのように変化するのかを明らかにする必要がある。

#### (3) 実施内容·結果

河成段丘堆積物中の石英を用いた OSL 年代測定手法を整備するため,木曽川沿いに分布する河成 段丘堆積物(図3.3.2-1のSGとTD)を用いて実験を行った。この堆積物は,テフラを含むことから堆積時 期を推定しやすく,OSL 年代測定結果の妥当性評価に適した堆積物である。段丘堆積物は,葉理の発 達した砂層及び二次堆積したと考えられる軽石層から構成されている。テフラ分析用試料は,SG 及び TD の砂層に含まれる軽石または砂層の間に挟在する軽石層(SG1~SG8,TD1~TD3)である。テフラ 分析は,堆積物試料から軽石を抽出し,洗浄,乾燥した後,実体顕微鏡を用いて鉱物組成や火山ガラス の形態を観察し,記載を行った。火山ガラス,斜方輝石,普通角閃石の屈折率測定は,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製 RIMS2000)を用いた。火山ガラスの主成分化学 分析は,株式会社古澤地質において分析装置 EDX: HORIBA EMAX Evolution EX-270を用いて行っ た。

OSL 年代測定用試料は,塩化ビニルのパイプ等によって光曝を防ぎながら採取・保管していた試料を 用いた。SGでは段丘堆積物砂層上部の2試料(試料名:SG1,SG2),中部の1試料(試料名:SG3)を用 いた。TDでは,段丘堆積物上部の1試料(TDU),下部の1試料(TDB)を用いた。試料調製は幡谷・白 井(2003)<sup>10)</sup>に主に従って実施し,73-250 µm の石英粒子を抽出した。試料調製の際,パイプの両端の 試料(パイプの端から約 5 cm の部分)は光曝している可能性があるため取り除き,パイプの中央部分の 試料だけを蓄積線量の測定に用いた。パイプ両端の試料は,含水率測定及び年間線量を求めるための 化学分析に用いた。

SG 及び TD の砂層中の軽石について、鉱物組成、火山ガラスの形態の記載を表 3.3.2-1 に示す。SG7 及び SG8 は、軽石粒子が細粒で抽出が困難であったため、砂粒子も含めて記載した。SG1~SG6 の軽 石の斑晶鉱物は普通角閃石を主体とし、少量の斜方輝石を共通して含み、SG3 と SG4 以外は、少量の 黒雲母が含まれる。火山ガラスの屈折率は、大部分が 1.500-1.504 のレンジであったが、SG4 のみ 1.500-1.501 とやや低い値を示した。斜方輝石、普通角閃石の屈折率もほぼ同じレンジであった(表 3.3.2-1)。 火山ガラスの化学組成では、SG2 及び SG5 は、公表されている御岳第 1 テフラ(On-Pm1, 噴出年代 値:10 ka;青木ほか、2008<sup>11</sup>);下岡ほか、2009<sup>12</sup>;町田・新井、2011<sup>13</sup>)の火山ガラスの分析値(町田・新井、2011<sup>13</sup>))と良く一致した(図 3.3.2-2)。また SG4 は、On-Pm1 や SG2、SG5 と、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> や CaO 等の値が明瞭 に異なっていた(図 3.3.2-2)。TD1 及び TD2 は斜方輝石、角閃石、黒雲母を含むが、TD2 では黒雲母は 少量であった。TD3 は主に斜方輝石を含む。火山ガラスの屈折率は、TD1 及び TD3 で 1.500-1.504 のレンジであった。斜方輝石、普通角閃石の屈折率もほぼ同じレンジを示した(表 3.3.2-1)。これらの結果 から、SG の堆積物については、On-Pm1 に対比される軽石が含まれることが分かり、約 10 万年前かそれ 以降に堆積した堆積物と考えられる。TD の堆積物については、現時点において、テフラから堆積時期を 検討することは困難であった。

OSL 測定は、Risø TL/OSL-DA-20 を用いて行い、石英試料の蓄積線量は、SAR 法(Murray and Wintle, 2000<sup>1)</sup>)により測定した。OSL測定手順を表3.3.2-2に示す。OSL測定では、試料皿に載せた石英 試料を青色 LED で励起し、HOYA U-340 のフィルダーを通過した OSL を光電子増倍管で検出した。人 工放射線照射は、装置に搭載されているストロンチウム 90 の密封 β線源を用いた。プレヒートは 240 ℃・10 秒、カットヒートは 200 ℃・10 秒で行った。また、試料に混入した長石粒子からの OSL を避けるため、 青色発光ダイオードで励起する前に、赤外光を試料に当てた。年間線量は、堆積物試料を乳鉢ですり

つぶした後, U, Th, K, Rb の含有量を ICP-MS または原子吸光法で測定し, Guérin et al (2011)<sup>14)</sup>の変 換係数を用いて算出した。宇宙線については, Prescott and Hutton (1994)<sup>15)</sup>に従って評価を行った。粒 径に応じた  $\beta$ 線の寄与については, Aitken (1985)<sup>16)</sup>に従って評価した。年間線量についてまとめたもの を表 3.3.2-3 に示す。

天然の蓄積線量が適切に測定できているかを確認するためのドーズリカバリーテストを行った結果,全 試料で良好な値(1.0±0.1)を示した(表 3.3.2-4)。また,リサイクリングレイショーについても 1.0±0.1 の範 囲にあることから,テストドーズによる感度補正が機能していると考えられる(表 3.3.2-4)。各試料の減衰曲 線(図 3.3.2-3)を比較すると,TDの試料のOSL信号は,SGの試料のOSL信号よりも光に対する反応速 度の遅い成分(おそらくslow 成分)が卓越していることが分かった。これは,TD付近で合流する北側から の河川沿いには濃飛流紋岩が広く分布するのに対し,SGの上流には花崗岩類が広く分布することが起 因している可能性がある。OSL年代測定結果を図 3.3.2-4に示す。SG-1,SG-3,TDBは年代誤差を含め ておよそ 40-50 ka,SG-2 はおよそ 20-30 ka,TDUはおよそ 80 kaの年代を示した。試料ごとの年代測定 値の違いは、含水比の違いによる年間線量の違いが原因である可能性がある(表 3.3.2-3)。また、測定し た石英試料のOSL信号には、光に対する反応速度が比較的遅い成分からの信号(medium, slow 成分) が含まれているため、年代値が小さく見積もられている可能性がある。そのため、正確な堆積物の形成年 代を得るためには、含水比の見積と年間線量の算出の検討、反応速度の速い成分(fast 成分)からの信 号だけを用いて測定等を試みる必要がある。その上で、測定結果を用いて、テフラ層序や段丘面区分と の比較、二次堆積等を考慮して堆積時期の検討等を行う必要がある。

加熱処理に対する OSL 信号特性及び TL 信号特性の変化を調べるため, 単純な起源の岩石からもた らされた堆積物中の石英粒子を用いて実験を行った。試料は、火山砕屑岩(秋田県田沢湖)、花崗岩 (広島県宮島), 高圧型変成岩(山口県向島), 堆積岩(高知県室戸半島)が起源と考えられる海岸砂で ある。前述と同様の方法で試料から石英粒子を抽出し、電気炉を用いて300,500,600,800,1000℃で8 時間加熱処理を行った。その後, OSL 信号特性を調べるために 80 Gy で放射線照射した後, 160℃・10 秒でプレヒートを行い, 125℃・1000 秒で Linear modulated (LM)-OSL を測定した。また, TL 信号特性を 調べるために, 試料を 2000 Gy で放射線照射した後, Shimada et al. (2013)<sup>17)</sup>に従って熱ルミネッセンス カラー画像(TLCI)を取得した。図 3.3.2-5 に示したように、全体として加熱温度が高くなると TL が明るく なる傾向がある。また元々fast 成分を有する花崗岩,高圧型変成岩,堆積岩地域の石英では,加熱温度 が高くなると赤色 TL が減少し, 青色 TL が増加する傾向がある。一方, fast 成分が存在しない火山砕屑 岩地域の石英では,温度によって TLCI に大きな変化はなく,1000℃で加熱しても赤色 TL のままであっ た。OSL 信号特性については, 花崗岩, 高圧型変成岩, 堆積岩地域の試料は 800℃で最も増感された。 しかし,花崗岩地域と高圧型変成岩地域の試料は,1000℃の加熱で OSL 感度が低くなった。一方,火 山砕屑岩地域の試料は、500℃で増感されたが、他の加熱温度では非加熱の信号よりも低い感度を示し た。以上より、fast 成分を有する堆積物中の石英粒子の OSL 及び TL 特性は加熱により変化するが、 800℃以下ではそれらの特性が大幅に変化することはなく、fast 成分を持たない堆積物では、加熱による 特性の変化はほとんど確認されなかった。これらの結果は、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している。

(4) 主な成果と課題

河成段丘堆積物中の石英粒子を用いたOSL年代測定手法を整備するため,河成段丘堆積物のOSL 年代測定とその結果の妥当性を評価するためのテフラ分析を行った。堆積物のOSL年代値は20-80 ka が得られたが,正確な堆積物の形成年代を得るためには,含水比の見積と年間線量の算出の検討,信 号の反応速度を考慮した測定等を試みる必要がある。とくに、試料の OSL 信号には、medium または slow 成分が含まれると考えられることから、年代値を過小評価している可能性があるため、解析により蓄 積線量を評価することが今後の課題となる。テフラ分析の結果は、堆積物の一部に On-Pml (10 ka)に対 比される軽石が含まれることが分かったが、OSL 年代測定の妥当性を評価するためには、その他のテフ ラについての対比の検討が必要である。今回取得した TLCI は、プレヒートを行わずに撮影したものであ ったため、LM-OSL 信号では示されていない不安定なトラップからの信号が含まれている可能性が高い。 OSL 特性と TL 特性を適切に評価するためには、TLCI の取得条件を検討する必要があると考えられる。



図 3.3.2-1 OSL 年代測定試料の位置図

陰影図については, ASTER Global Digital Elevation Model (ASTER GDEM) version 2 を元データとし, ArcGIS を用い て作成した。

|    | 試料番号 | 採取地    | 層相     | 層厚<br>(cm) | その他        | 主な鉱物*          | 火山ガラスの<br>形態 <sup>**</sup> | 屈折率<br>(gl:n)                | 屈折率<br>( opx :γ ) | 屈折率<br>(ho :2n )                              |
|----|------|--------|--------|------------|------------|----------------|----------------------------|------------------------------|-------------------|---|
| 1  | SG1  | 中津川市坂下 | pumice |            |            | ho>>+bio       | -                          | -                            | -                 | -   |
| 2  | SG2  | 中津川市坂下 | pumice |            | glass EPMA | ho>>.opx, +bio | pm                         | 1.501-1.504                  | -                 | 1.680-1.686                                   |
| 3  | SG3  | 中津川市坂下 | pumice |            |            | ho>>+opx       | pm                         | 1.501-1.504<br>(1.498-1.499) | -                 | 1.681-1.686<br>(1.674-1.677)<br>(1.688-1.690) |
| 4  | SG4  | 中津川市坂下 | pumice |            | glass EPMA | ho>>+opx       | (very fine)                | 1.500-1.501                  | -                 | 1.682-1.685                                   |
| 5  | SG5  | 中津川市坂下 | pumice |            | glass EPMA | ho>>+opx, bio  | pm                         | 1.500-1.503                  | -                 | 1.682-1.687                                   |
| 6  | SG6  | 中津川市坂下 | pumice |            |            | ho>opx, +bio   | (very fine)                | 1.501-1.504                  | -                 | -   |
| 7  | SG7  | 中津川市坂下 | sand   |            | 木曽谷層       | bio, ho>opx    | fib                        | 1.501-1.504                  | 1.701-1.705       | 1.683-1.689                                   |
| 8  | SG8  | 中津川市坂下 | sand   |            | 木曽谷層       | bio, ho, pox   | fib                        | 1.501-1.504                  | 1.701-1.707       | 1.679-1.683                                   |
| 9  | TD1  | 中津川市津戸 | sand   |            | 木曽谷層       | opx>ho, bio    | pm                         | 1.500-1.503                  | 1.711-1.714       | 1.688-1.691                                   |
| 10 | TD2  | 中津川市津戸 | pumice |            |            | opx=ho, +bio   | -                          | -                            | 1.711-1.715       | 1.686-1.690                                   |
| 11 | TD3  | 中津川市津戸 | sand   |            | 木曽谷層       | opx            | pm,sb                      | 1.501-1.504                  | -                 | -   |

表 3.3.2-1 御岳起源のテフラ及び木曽谷層の記載岩石学的特徴

\*:ho:角閃石, bio:黒雲母, opx:斜方輝石. >>:4~5倍以上, >:2~3倍程度, +:微量.

\*\*:火山ガラスの形態は岸・宮脇 (1996)<sup>18)</sup>による pm:軽石型, fib:繊維型.



図 3.3.2-2 木曽谷層中の軽石の火山ガラス化学組成散布図

| Step | Treatment                         |
|------|-----------------------------------|
| 1    | Give dose (0 Gy if natural)       |
| 2    | Preheat at 240 °C for 10s         |
| 3    | IR stimulation at 60 °C for 100s  |
| 4    | OSL measurement at 125 °C for 40s |
| 5    | Give test dose                    |
| 6    | Cut-heat at 200 °C for 10s        |
| 7    | IR stimulation at 60 °C for 100s  |
| 8    | OSL measurement at 125 °C for 40s |
| 9    | Hot bleach at 280 °C for 40s      |
| 10   | Repeat from step1 to 9            |

表 3.3.2-2 OSL 測定手順

表 3.3.2-3 河成段丘堆積物の年間線量

| Sample | K   | Rb    | Th    | U     | mean ø | Wen  | Dnβ  | Dnv  | Wcs  | Dsβ  | Dsv   | Cosmic | Dn   | Ds   |
|--------|-----|-------|-------|-------|--------|------|------|------|------|------|-------|--------|------|------|
| Sampie | (%) | (ppm) | (ppm) | (ppm) |        | (%)  | -    | 1    | (%)  |      | - ~ 1 |        |      |      |
| SG-1   | 1.2 | 47    | 14.9  | 2.1   | 161.5  | 22.5 | 1.22 | 1.03 | 39.7 | 1.05 | 0.90  | 0.18   | 2.43 | 2.13 |
| SG-2   | 1.6 | 98    | 29.1  | 2.3   | 161.5  | 12.5 | 1.93 | 1.83 | 30.3 | 1.62 | 1.58  | 0.18   | 3.93 | 3.38 |
| SG-3   | 1.8 | 112   | 10.8  | 1.8   | 161.5  | 21.0 | 1.48 | 0.95 | 30.4 | 1.35 | 0.88  | 0.18   | 2.61 | 2.41 |
| TDU    | 1.2 | 41    | 13.3  | 1.9   | 161.5  | 83.6 | 0.70 | 0.62 | 89.7 | 0.68 | 0.60  | 0.20   | 1.52 | 1.48 |
| TDB    | 1.1 | 42    | 20.9  | 3.2   | 161.5  | 28.8 | 1.25 | 1.26 | 60.5 | 0.97 | 1.01  | 0.15   | 2.65 | 2.12 |

Wcn:自然含水比、Dn:Wcnを用いた年間線量、Wcs:飽和含水比、Ds:Wcsを用いた年間線量

表 3.3.2-4 ドーズリカバリー, リサイクリングレイショー, R<sub>0</sub>/R<sub>n</sub>レイショー

| Sample | Dose recovery   | Recycling ratio | $R_0/R_n$ ratio |
|--------|-----------------|-----------------|-----------------|
| SG-1   | $0.95 \pm 0.02$ | $0.99 \pm 0.04$ | 0.01            |
| SG-2   | $1.00{\pm}0.02$ | $1.08 \pm 0.04$ | 0.02            |
| SG-3   | $1.04 \pm 0.02$ | $1.02 \pm 0.05$ | 0.01            |
| TDU    | $1.02{\pm}0.05$ | $1.04 \pm 0.05$ | -0.0004         |
| TDB    | $0.90 \pm 0.03$ | $0.98 \pm 0.01$ | 0.02            |



図 3.3.2-3 河成段丘堆積物の減衰曲線



図 3.3.2-4 OSL 年代測定結果

|                               |            | TL property (TLCIs) |                    |                     |                    |                     |   |  |  |  |  |
|-------------------------------|------------|---------------------|--------------------|---------------------|--------------------|---------------------|---|--|--|--|--|
| Samples                       | Unannealed | Annealed at 300 °C  | Annealed at 500 °C | Annealed at 600 °C  | Annealed at 800 °C | Annealed at 1000 °C | LM-OSL signals  |  |  |  |  |
| Metamorphic<br>rock<br>source |            |                     |                    |                     |                    |                     | 40000<br>9 30000<br>0 10000<br>0 1 1000<br>0 10000<br>0 1000<br>0 1000<br>0 1000<br>0   |  |  |  |  |
| Granite<br>rock<br>source     |            |                     |                    |                     |                    |                     | 350000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>35000000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>3500000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>350000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>3500000<br>35000000<br>35000000<br>3500000000<br>350000000<br>350000000<br>3500000000<br>35000000000<br>35000000000<br>350000000000   |  |  |  |  |
| Sedimentary<br>rock<br>source |            |                     |                    | e <sup>ne</sup> st. |                    |                     | 80000<br>60000<br>0<br>0<br>1<br>10<br>100<br>1000  |  |  |  |  |
| Pyroclastic<br>rock<br>source |            |                     |                    |                     |                    | <i>i</i> e          | 8000<br>g 6000<br>0<br>0<br>1<br>10<br>10<br>10<br>10<br>10<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000<br>1000 |  |  |  |  |

図 3.3.2-5 加熱処理に対する石英粒子の OSL 及び TL 特性

## 参考文献

- 1) Murray, A.S., Wintle, A.G., Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, Radiation Measurements, vol.32, 2000, pp.57–73.
- 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.
- 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 Seam, Geomorphology, vol.132, 2011, pp.153–166.
- 4) Tamura, T., Sawai, Y., Ito, K., OSL dating of the AD 869 Jogan tsunami deposit, northeastern Japan, Quaternary Geochronology, vol.30, 2015, pp.294–298.
- 5) 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.
- Thomsen, K.J., Murray, A.S. Jain, M., Bøtter-Jensen, L., Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts, Radiation Measurements, vol.43, 2008, pp.1474–1486.
- 7) 塚本すみ子,長石の発光メカニズムに基づいた用いた新しいルミネッセンス年代測定法,月刊地 球/号外, vol.62, 2013, pp.10–17.

- Buylaert, J.-P., Jain, M., Murray, A. S., Thomsen, K. J., Thiel, C., Sohbati, R., A robust feldsparluminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments, Boreas, vol.41, 2012, pp.435–451.
- 9) Moska, P. and Murray, A.S., Stability of the quartz fast-component in insensitive samples, Radiation Measurements, vol.41, 2006, pp.878–885.
- 10) 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, 2003, pp.347-359.
- 11) 青木かおり, 入野智久, 大場忠道, 鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序, 第四 紀研究, vol.47, 2008, pp.391-407.
- 12) 下岡順直, 長友恒人, 小畑直也, 熱ルミネッセンス法による御岳第一テフラ(On-Pm1)噴出年代の推定, 第四紀研究, vol.48, 2009, pp.295–300.
- 13) 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](第2刷),東京大学出版会, 東京,2011,51p.,pp.87-89.
- Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G., Dose-rate conversation factors: update, Ancient TL, vol.29, 2011, pp.5–8.
- Prescott, J.R. and Hutton, J.T., Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations, Radiation Measurements, vol.23, 1994, pp.497–500.
- 16) Aitken, M.J., Thermoluminescence dating, Academic press, New York, 1985, 351p.
- Shimada, A., Takada, M. and Toyoda, S., Characteristics of ESR signals and TLCIs of quartz included in various source rocks and sediments in Japan: a clue to sediment provenance, Geochronometria, vol.40, 2013, pp.334–340.
- 18) 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, 1996, pp.88–112.
3.3.3 アルミニウム-26(<sup>26</sup>Al)年代測定法, 塩素-36(<sup>36</sup>Cl)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ひとつとして,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)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(<sup>10</sup>Be),炭素-14(<sup>14</sup>C),アルミニウム-26(<sup>26</sup>Al),塩素-36 (<sup>36</sup>Cl),ヨウ素-129(<sup>129</sup>I)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加速器質量分析 (Accelerator Mass Spectrometry: AMS)施設を平成9年に東濃地科学センターに整備した。

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<sup>14</sup>C 測定を開始し(Xu *et al.*, 2000<sup>1)</sup>),第1期中期計画(平成 17 年度~平成 21 年度)では,植物体試料や地下水中の二酸化炭素等を試料とした<sup>14</sup>C 年代測定法を実用化した(國分ほか,2010<sup>2)</sup>)。その後<sup>14</sup>C 測定は,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<sup>3)</sup>;丹羽ほか,2009<sup>4</sup>); 丹羽ほか,2010<sup>5)</sup>等)に利用されている。このほか,今日に至るまで<sup>14</sup>C 測定は,原子力機構が進める環 境科学研究(Nakanishi *et al.*, 2012<sup>6)</sup>; Nakanishi *et al.*, 2014<sup>7)</sup>,竹内ほか,2014<sup>8)</sup>),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<sup>9)</sup>;奥野ほか,2015<sup>10)</sup>; Mirabueno *et al.*, 2014<sup>11)</sup>;國分ほか,2014<sup>12)</sup>)。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(Kokubu *et al.*, 2013<sup>13)</sup>, Matsubara *et al.*, 2014<sup>14)</sup>, Kokubu *et al.*, 2015<sup>15)</sup>,南ほか,2015<sup>16)</sup>)。

第2期中期計画(平成22年度~平成26年度)では、<sup>14</sup>C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<sup>10</sup>Be年代測定の実用化を行った。<sup>10</sup>Be年代測定に係わる 試料調製、AMS 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するとともに、ルー チン測定に向けた測定技術の整備を平成24年度末に完了し(國分ほか、2012<sup>17)</sup>;松原ほか、2012<sup>18)</sup>、 Kokubu *et al.*, 2015<sup>15)</sup>)、平成25年度から施設供用制度による<sup>10</sup>Beの依頼測定の受け入れ開始や実用 化を達成した。また、<sup>10</sup>Beの開発に並行して、<sup>26</sup>Al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(平成27年度~平成33年度)では、<sup>26</sup>AIや<sup>36</sup>CIの定量法を確立し、年代測定法 を実用化する。さらに、加速器質量分析計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<sup>26</sup>AI年代測定法実用化に向けた試料調製法及び測 定条件の最適化、<sup>36</sup>CI年代測定法の情報収集及び仕様の検討を行った。

(2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

宇宙線生成核種である<sup>26</sup>AIや<sup>36</sup>CIを用いた年代測定法は、それぞれ数千~数千万年及び数千~二百万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<sup>26</sup>AI年代測定の利用目的は、岩石の露出年代等を推定するため、<sup>10</sup>Beと同様に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<sup>26</sup>AIの蓄積量を定量することで、より精度の高い年代推定を可能にすることである。一方、<sup>36</sup>CI年代測定法は、これまでに行ってきた<sup>14</sup>C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、<sup>14</sup>C年代測定法より古い年代を測定できる。

また, 平成 27 年度現在, 国内で<sup>26</sup>Al 測定及び<sup>36</sup>Cl 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) に限ら れており(松崎, 2007<sup>19</sup>); Matsuzaki *et al.*, 2007<sup>20</sup>), 筑波大学は平成 26 年度末現在新 AMS を設置し, <sup>26</sup>Al や<sup>36</sup>Cl を含む多核種 AMS 測定等に向け準備中である(笹ほか, 2015<sup>21</sup>)。このため, 国内の<sup>14</sup>C 以 外の依頼測定のほとんどが MALT に集中しており, <sup>26</sup>Al 測定及び<sup>36</sup>Cl 年代測定の実用化を目指す当計 画の意義は大きい。

(3) 実施内容·結果

1)<sup>26</sup>Al年代測定法の実用化

平成 27 年度は<sup>26</sup>Al 年代測定法における試料調製法や装置の測定条件の検討,及び<sup>26</sup>Al 標準試料 を用いた試験測定の解析及び検討等を行った。図 3.3.3-1 に試験測定における同位体比の推移を示す (松原ほか,2015<sup>22)</sup>)。図中の赤線及び,それぞれのグラフの上に示した数値は公称値である。同図(a) 及び(b)の標準試料 Al01-4-1 と Al01-5-1 は,カリフォルニア大学の西泉博士が作製したものである (Nishiizumi, 2004<sup>23)</sup>)。Al01-4-1 は同位体比補正用,Al01-5-1 は正確さの検証に用いており,どちらも公 称値のあたりに安定して分布していることがわかる。なお,(c)はキャリアとして使うブランク試料であり,和 光純薬製原子吸光分析用標準溶液を使用している。

また、平成 26 年度に東京大学 MALT の協力得て施設間比較試験を実施し、<sup>26</sup>AI 年代測定法の技術 基盤の整備を行ってきた。これに関して平成 27 年度は、東京大学 MALT と実施した施設間比較試験の 解析及び検討を行い、測定法の実用化を目指した。試験では上記標準試料の複数個の試料カソードを 作製し、両施設の装置で表 3.3.3-1 に示した設定による測定を行った。比較試験測定結果を表 3.3.3-2 及 び図 3.3.3-2 に示す。Al01-5-1 の測定結果は両施設でほぼ同様な結果が得られ、大きな差異は見られな いが、ブランク試料に関しては本施設の値は MALT の値に対して約 3 倍高くなっている。原因は検討中 であるが、検出器の設定の違いによりエネルギースペクトル上で<sup>26</sup>Alの検出ピークから分別できていない 不純物が計数されている可能性がある(Xu *et al.*, 2013<sup>24)</sup>)。ただし、この程度のブランク試料の同位体比 の差は、同位体比が 5×10<sup>-14</sup>程度を超える多くの場合で問題にならないため実用化を完了した。

2)<sup>36</sup>Cl年代測定法の実用化

<sup>36</sup>Cl 年代測定法については, 試料調製法や装置構成等の情報収集及び仕様の検討を行った。 平成 27 年度は装置構成の仕様の検討としてビーム調整試験用試料の準備及び試験的なビーム調整を行っ た。ビーム調整試験用試料には和光純薬製塩化銀(特級)を選択し, アルミニウム製カソードに塩化銀を プレスしたものを複数個作製し使用した。また, ビーム調整では, 各ビームライン上の機器の調整を行っ た後, 安定同位体 <sup>37</sup>Clを用いて, イオンビームを重イオン検出器の直前に設置しているファラデーカップ 検出器まで導いた。その後, <sup>36</sup>Clの同重体である硫黄-36(<sup>36</sup>S)を, 重イオン検出器に入射させ, そのスペ クトルを観測した。本試験により <sup>36</sup>S ビームをイオン源から重イオン検出器まで到達させることができたこと で, 実際に当施設の装置環境で <sup>36</sup>Cl 測定を行える環境であることが確認でき, <sup>36</sup>Cl のビーム調整の基礎 段階を完了した。

3) 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

平成 27 年度は第 2 期中期計画から引き続き,現在測定できる核種以外の他の宇宙線生成核種等を 用いた年代測定法の開発に向けた情報収集を行うとともに<sup>129</sup>Iの実用化を検討することとし,試料調製法 や装置構成等の情報収集及び仕様の検討を行った。試料調製法について、すでに試料の前処理法等 が確立されている筑波大学において情報収集を行った。今後は原子力機構むつ事務所 AMS 管理課か らも情報収集を行い当施設での前処理法の確立を行っていく。装置の仕様の検討としては、ビームライ ン各機器の設定確認及び入射・分析用偏向電磁石用電源のヨウ素測定時の設定負荷の耐性確認等を 行った。ヨウ素は質量電荷比が大きいため、従来測定可能な核種の場合よりも、偏向電磁石の磁界を 3 倍程度に強める必要がある。この磁界は、偏向電磁石の設計上可能な範囲であるが、偏向電磁石の発 熱による温度上昇が安全上問題ない範囲に収まることを事前に確認する必要がある。耐性確認により偏 向電磁石の磁場を通常使用している 2500 G 程度からヨウ素を想定した 8000 G 程度まで到達させること ができ、偏向電磁石の発熱による温度上昇等に問題がないことから、当施設の装置環境で<sup>129</sup>I 測定を行 える環境であることが確認できた。

## (4) 主な成果と課題

第3期中長期計画では、加速器質量分析計を用いて、<sup>26</sup>Al及び<sup>36</sup>Clの定量法を確立し、<sup>26</sup>Al及び<sup>36</sup>Cl年代測定法を実用化することを目標としている。<sup>26</sup>Alは第2期中期計画で実用化した<sup>10</sup>Beと組み合わせることにより、信頼性のより高い年代推定が可能となる。<sup>26</sup>Al測定の実用化に向けた取り組みは、試料調製、装置設定・調整、データ解析等一連の技術を整備しつつ、標準試料を用いた試験測定を進め、標準試料を用いた試験測定を通し同位体比データの蓄積を進めた。また、測定データの検討に加えて、施設間比較試験を通して信頼性の高い測定結果が得られることも確認できた。このことより実用化を達成し、平成27年度より施設供用制度による<sup>26</sup>Al測定法の依頼測定の受け入れも開始した。平成28年度以降は施設間比較試験におけるバックグラウンドの問題を踏まえて、引き続き検討・調査を行う予定である。

<sup>36</sup>Clを用いた年代測定法は, 試料調製法の情報収集や装置の仕様の検討を行った。<sup>36</sup>Clを模擬した <sup>36</sup>Sをイオン源から重イオン検出器まで導くことができたことで基礎的な測定条件の調整を完了した。平成 28 年度以降も引き続き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行いながら, 試 料調製法の整備及び測定条件の調整を行い, 実用化に向けた準備を進めていく。

加速器質量分析計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、<sup>129</sup>I 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から、平成 28年度は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えていく。また測定法等に係る文献調 査に着手し、検出器の改良等に関する研究開発も行う予定である。



図 3.3.3-1 Al 試験測定の同位体比の推移 c.n.は測定したカソード数, m は平均値を示す。

表 3.3.3-1 施設間比較試験の両施設の装置設定

|  | TONO  | MALT   |
|--|---|--|
| 加速器ターミナル電圧(MV)   | 4.3   | 4.3  |
| 逐次入射条件   | <sup>26</sup> Al <sup>-</sup> : 98 ms, <sup>27</sup> Al <sup>-</sup> : 1 ms | <sup>26</sup> Al <sup>-</sup> : 100 ms, <sup>27</sup> Al <sup>-</sup> : 1 ms |
| <sup>27</sup> AI <sup>-</sup> 電流@MFC02-3 (nA)  | 60-200  | 90-270   |
| 検出核種   | <sup>26</sup> Al <sup>3+</sup>  | <sup>26</sup> Al <sup>3+</sup>   |
|  | $E_{total}$ - $\Delta E_1$  | $\Delta E_1 - \Delta E_2$  |
| 電離箱  | 窓:5 µm厚 マイラー<br>P10ガス:100 Torr  | 窓:3 µm厚 ポリプロピレン<br>P10ガス:X Torr  |
| <ul> <li>NEC 解析プログラム"abc 6.1" のアルゴリズム</li> <li>データ解析</li> <li>標準試料Al01-4-1で同位体比を補正</li> <li>バックグラウンド補正はなし</li> </ul> |   | 2 6.1" のアルゴリズム<br>立体比を補正<br>なし   |

| 試料名           | 試料<br>ID | 測定<br>施設 | 重量*<br>(mg) | 測定<br>サイクル数** | 同位体比<br><sup>26</sup> AI/ <sup>27</sup> AI | 不確かさ:<br>1s標準偏差 |
|---------------|----------|----------|-------------|---------------|--|-----------------|
|               | 107      | TONO     | 3.93        | 10800         | 7.483E-11                                  | 6.1E-13         |
|               | 108      | TONO     | 4.42        | 10800         | 7.410E-11                                  | 5.8E-13         |
| AI01-4-1      | 102      | NANT     | 3.58        | 9849          | 7.64E-11                                   | 2.4E-12         |
|               | 103      | IVIALI   | 4.06        | 9923          | 7.24E-11                                   | 2.1E-12         |
|               | 94       | TONO     | 4.13        | 28800         | 4.78E-12                                   | 1.0E-13         |
| AIO1 E 1***   | 95       |          | 3.68        | 28800         | 4.62E-12                                   | 1.0E-13         |
| AI01-5-1      | 89       | NANT     | 4.02        | 29790         | 4.65E-12                                   | 1.5E-13         |
|               | 90       | IVIALI   | 3.77        | 29821         | 4.64E-12                                   | 1.9E-13         |
|               | 55       | TONO     | 3.83        | 28800         | 5.0E-15                                    | 2.9E-15         |
|               | 56       | TONO     | 3.77        | 28800         | 6.7E-15                                    | 2.9E-15         |
| ) ) ) ) ***** | 51       | NANT     | 3.61        | 29561         | 2.4E-15                                    | 1.7E-15         |
|               | 52       | IVIALI   | 3.73        | 29748         | 1.5E-15                                    | 1.5E-15         |

表 3.3.3-2 施設間比較試験の測定結果

\*カソード試料(銀粉と酸化アルミニウム試料を混合したもの)の重量.

\*\*TONO試料の解析用のサイクル数については、MALTのサイクル数に近づけるため、MALTのサイクル数に近くなる ような測定開始から切の良いサイクル数とした.

\*\*\*\*カリフォルニア大学 西泉博士作製 \*\*\*\*和光純薬製の原子吸光分析用標準溶液より作製



図 3.3.3-2 施設間比較試験結果

(左図)標準試料 Al01-5-1, 公称値を点線で示す。(右図)ブランク試料。グラフ横軸に試料名を記載しており, S5-1, BLK は右側に示した2 試料の結果の平均値を表している。

# 参考文献

- 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, 2000, pp.8– 12.
- 2) 國分(齋藤)陽子, 鈴木元孝, 石丸恒存, 西澤章光, 大脇好夫, 西尾智博, JAEA-AMS-TONO による<sup>14</sup>C 測定と施設共用利用の現状, 第2回 JAEA タンデトロン AMS 利用報告会論文集 2009 年 11月12日-13日 青森県むつ市(AMS 管理課編), JAEA-Conf 2010-001, 2010, pp.84-86.
- 3) 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<sup>14</sup>C年代の再検討, 第四紀研究, vol.47, 2008, pp.425–431.
- 4) 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, 2009, pp.339– 349.
- 5) 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,地学雑誌,vol.119,2010,pp.668-682.
- 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, 2012, pp.495–500.
- 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.
- 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<sup>14</sup>C 測定への影響, 第 16 回 AMS シンポジウム報告集, 2014, pp.51–55.
- 9) 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.
- 10) 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.37,2015,pp.119–121.
- 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, 2014, pp.751–760.
- 12) 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.

- 13) 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.
- 14) Matsubara, A., Saito-Kokubu, Y., Nishizawa, A., Miyake, M., Ishimaru, T. and Umeda, K., Quaternary Geochronology using Accelerator Mass Spectrometry (AMS): Current Status of the AMS System at the Tono Geoscience Center, In Geochronology - Methods and Case Studies, edited by J. van Mourik, InTech, 2014, pp.3–30.
- 15) 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.
- 16) 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<sup>14</sup>C 比較プログラム (RICE-W) 沈殿法の検討, 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, vol.26, 2015, pp.132–137.
- 17) 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.
- 18) 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 <sup>10</sup>Be 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.
- 19) 松崎浩之,加速器質量分析の原理,真空,vol.50,2007, pp.1-8.
- 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, 2007, pp.36–40.
- 21) 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.
- 22) 松原章浩,藤田奈津子,三宅正恭,西澤章光,國分(齋藤)陽子, JAEA-AMS-TONO の装置技術 の現状(平成 26 年度),第17回 AMS シンポジウム報告集,2015, pp.40–45.
- 23) Nishiizumi, K., Preparation of <sup>26</sup>Al AMS standards, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, vol.223–224, 2004, pp.388–392.
- 24) Xu, S., Freeman, S., Sanderson, D., Shanks, R., Wilcken, K., Cl can interfere with Al<sup>3+</sup> AMS but B need not matter to Be measurement, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, vol.294, 2013, pp.403–405.

# 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(<sup>4</sup>He)やネオン-21(<sup>21</sup>Ne)、アルゴン-40(<sup>40</sup>Ar)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<sup>4</sup>Heを放出する。放出された<sup>4</sup>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 <sup>4</sup>Heを用いた地下水の涵養年代の測定には、Torgersen (1980)<sup>1)</sup>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 (<sup>18</sup>O)と反応し<sup>21</sup>Neを生じる。これも微量だが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)<sup>21</sup>がある。原子力機構においても森川 (2001)<sup>31</sup>が地下 水のへリウム及びネオン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<sup>21</sup>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)<sup>21</sup>や Castro and Jambon (1998)<sup>41</sup> は、放射起源<sup>40</sup>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、近年、同位体分 析の高精度化として、これまで固体や溶液試料の測定を行う表面電離型質量分析計及び誘導結合プラ ズマ質量分析計(ICP-MS)で用いられてきたマルチコレクタ及び高利得高安定増幅器を採用した希ガス 質量分析計が登場した(角野、2015<sup>5)</sup>)。希ガス質量分析計におけるマルチコレクタの採用は、ヘリウム同 位体分析用の装置に見られるいくつかの先行例を除けば、Nu Instruments 社の Noblesse が初めてである。 同社の ICP-MS 製品である Plasma からズームビーム制御システムを導入しており、コレクタを固定した状 態で多種の同位体分析に対応できる。ただし、この装置は質量分解能が低く、ヘリウム-3と近在する水素 分子のビームを分けることができなかった。 次いで GV Instruments 社が m/z=20 近辺で <sup>20</sup>Ne と<sup>40</sup>Ar のピ ークを分離できる HELIX-MC を開発し、日本国内にも導入例があるが(電力中央研究所、2012<sup>6)</sup>)、検出 器の感度の安定性や高温ベーキングへの耐性,磁場設定の安定性等に問題があった。その後, Thermo-Fisher 社(GV Instruments 社と統合)の製品である TRITON plus から CFM (Combined Faraday Multiplier)検出器,高利得高安定増幅器等を導入,分析用電磁石を完全に再設計して HELIX-MC plus を投入している。さらに IsotopX 社がシングルコレクタ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化し、併せて高利得高安定増幅器を搭載したNGXを開発した。 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, 2013<sup>7)</sup>)。このような特徴を持つことから、土岐地球年代学研究所では平成26年度に高分解能

マルチコレクタ希ガス質量分析計(NGX-004)を導入した。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、ヘリウムとネオンを分離できる。

## (3) 実施内容·結果

平成 27 年度は, NGX-004 及び PEG-035 を用いたネオン同位体分析手順の整備及び性能評価を行った。また, 測定試料となる地下水の採取容器の整備も行った。

ネオン同位体分析における NGX-004 の性能評価では、大気を希釈し、精製して作製した標準試料ガス(T-2 とする)を用いた。ヘリウムとネオンの混合試料からヘリウムとネオンを個別に分離する方法については、Stanley et al. (2009)<sup>8)</sup>を参考とした。ここで、PEG-035 に接続した極低温トラップには焼結ステンレスが封入されており、ネオンを 14 K で吸着し、40 K までに放出する(図 3.3.4-1)。また、ヘリウムは 12 K までに全量を放出するため(図 3.3.4-2)、ヘリウムとネオンの分離については、14 K でネオンをトラップに回収、60 K でトラップから放出させることとした。

ネオン同位体の分析では、NGX-004の備える6個のイオンコレクタのうち、最も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L2コレクタ(L2)、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アキシャルコレクタ(Ax)、高利得高安定増幅器に接続されたファ ラデーカップを備えるH2コレクタ(H2)を使用し、それぞれ<sup>20</sup>Ne、<sup>21</sup>Ne、<sup>22</sup>Neのイオンビーム強度を測定し た。H2 は高利得高安定増幅器に接続されているため、精度よく同位体比の分母となる<sup>22</sup>Ne のビーム強 度を測定することができる。またH2とL2に接続されている増幅器との増幅率の比はほぼ10であり、一般 に<sup>20</sup>Ne/<sup>22</sup>Ne が9~15 程度となる地球由来の試料の測定において、<sup>20</sup>Ne と<sup>22</sup>Ne の有効桁数がほぼ同じ となる。

標準試料ガス T2 のネオン同位体を分析した結果を表 3.3.4-1 にまとめた。VG5400 を用いた森川 (2001)<sup>3)</sup>の報告より<sup>20</sup>Ne/<sup>22</sup>Ne 比, <sup>21</sup>Ne/<sup>22</sup>Ne 比とも一桁精度の高い測定値が得られた。地下水を対象とし た測定では, Nucleogenic <sup>21</sup>Ne の検出には <sup>21</sup>Ne/<sup>22</sup>Ne を 0.35 %程度の誤差で決める必要があるが, 現在 NGX によって得られている <sup>21</sup>Ne/<sup>22</sup>Ne の誤差は 0.27 %であり, 目標を達成できていると言える。

また, 試料採取容器の整備を行った。森川(2001)<sup>3)</sup>を元に, 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を整備した。この他に海水, 湧水等のサンプリングにおいて用いることができる 銅管の両端をクランプで封止する機材も整備した。また, Umeda *et al.* (2013)<sup>9)</sup>で用いられた遊離ガス採 取用のガラス容器も, 接続できるよう整備した。

### (4) 主な成果と課題

本年度は、平成 26 年度に導入した高分解能マルチコレクタ希ガス質量分析計及びその前処理装置 を用いて、ネオンの回収及び同位体分析手順の整備等を行い、地下水の測定に十分な測定精度が得ら れることを確認した。今後は、アルゴンの同時同位体分析、及びヘリウム同位体分析と、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っていく必要がある。またネオン同 位体分析についても,おそらく<sup>20</sup>Ne<sup>1</sup>H による妨害とみられる<sup>21</sup>Ne/<sup>22</sup>Ne の異常への対応を含め,測定結果の補正について詳細を検討していく必要がある。



図 3.3.4-1 極低温トラップの温度を上げた時の<sup>20</sup>Neの放出割合



図 3.3.4-2 極低温トラップの温度を上げた時の<sup>3</sup>Heの放出割合

| 表 3.3.4-1 VG5400 及び NGX による大気組成のネオンの同位体分析の結果 |  |
|--|--|
|  |  |

|                  | <sup>20</sup> Ne/ <sup>22</sup> Ne(誤差:%) | <sup>21</sup> Ne/ <sup>22</sup> Ne(誤差:%) |
|------------------|--|--|
| VG5400(森川, 2001) | 10.65(0.75)                              | 0.0295(2.0)                              |
| NGX-004(本研究)     | 10.467(0.029)                            | 0.0368(0.27)                             |

# 参考文献

- Torgersen, T., Controls on pore-fluid concentration of <sup>4</sup>He and <sup>222</sup>Rn and the calculation of <sup>4</sup>He/<sup>222</sup>Rn ages, Journal of Geochemical Exploration, vol.13, 1980, pp.57–75.
- 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 <sup>36</sup>Cl, 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, 70p.
- 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, 1998, pp.2443–2466.
- 5) 角野浩史, 希ガス同位体質量分析の温故知新, Journal of the Mass Spectrometry Society of Japan, vol.63, 2015, pp.1–30.
- 6) 電力中央研究所, 地層処分技術調查等事業(地層処分共通技術調查:岩盤中地下水移行評価 技術高度化開発)—地下水年代測定技術調查— 報告書, 2012, 388p.
- 7) IsotopX, NGX Multicollector Noble Gas Mass Spectrometer, 2012, 20p.
- Stanley, R. H. R, Baschek, B, Lot III, D. E., Jenkins, W. J., A new automated method for measureing noble gases and their isotopic ratios in water samples, Geochem. Geophys. Geosys., vol.10, 2009, Q05008, doi:10.1029/2009GC002429.
- 9) Umeda, K., Kusano, T., Ninomiya, A., Asamori, K., Nakajima, J., Spatial Variations in <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He ratios along a high strain rate zone, central Japan, Journal of Asian Earth Science, vol.73, 2013, pp.95–102.

## 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、これまで年代決定が困難であり、かつ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、2004<sup>1)</sup>)。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、2011<sup>2)</sup>;古澤ほか、2013<sup>3)</sup>)。今年度はさらに、水和層に着目した火山ガラスの屈折率測定や、レーザーアブレーション誘導結合プラズマ(LA-ICP)質量分析法による火山ガラスの主成分・微量元素同時分析を行い、テフラ同定手法の高度化に資する。

## (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

姶良 Tn 火山灰 (AT: Aramaki and Ui, 1966<sup>4</sup>) や鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah:町田・新井, 1978<sup>5</sup>) 等の ように、カルデラを形成するような大規模な火砕流噴火によって生じたテフラの多くは、肉眼では単一の テフラ層準として認識できない場合でも、火山ガラスの屈折率や鉱物組成等を分析することにより広域テ フラとして識別することができる。一方、霧島火山や桜島火山等の歴史時代のテフラは、同じ給源火口か ら噴出した場合には、火山ガラスや鉱物の特徴に明瞭な差が見られない場合が多い。このため、火口付 近のテフラと同時層と同定されるものは、専ら野外観察事実に基づき分布の連続性を追跡できる範囲に 限られている。このうち桜島火山は、歴史記録の大規模噴火としては 1914~1915 年の大正噴火、1779 ~1782 年の安永噴火、及び 1471~1476 年の文明噴火等が知られている(小林・佐々木, 2014<sup>6</sup>)。既往 文献で報告されている火山ガラスの屈折率は、これらの噴火テフラの間で明瞭な違いが見られないため (町田・新井, 2003<sup>7)</sup>)、火山ガラスや鉱物の分析のみでは、既往文献のデータに基づき文明、安永、及 び大正噴火のテフラ(以下、それぞれ Sz-Bm、Sz-An、及び Sz-Ts とする)を識別するのは困難であった。

火山ガラスでは、一般的に時間の経過とともに水和が進行する。水和の進行速度は、ガラスの化学組 成や堆積時の温度等により左右されるが、1/8-1/16 mm サイズのガラス片では概ね2万年で全体が水和 するとされている(山下・檀原、1995<sup>8)</sup>)。南九州に分布している広域テフラは、最も新しいものでもK-Ahの 7,300 cal BP(奥野、2002<sup>9)</sup>)となり、水和は火山ガラスの中心に向かって大部分で進行している。このため 一般的に火山ガラスの屈折率といえば、水和部で測定した値を指している。一方、歴史時代のテフラで は、水和が十分に進行していないため、一つの火山ガラスの中でも、火山ガラスの中心部と端部とでは 異なる屈折率が共存している(山下・檀原、1995<sup>8)</sup>;中村ほか、2002<sup>10)</sup>)。したがって、水和した端部と水和 していない中心部とを区別して屈折率を測定することにより、歴史時代のテフラについても、火山ガラス の屈折率から異なる噴出年代のものを識別できる可能性がある。

さらに、日本の主な第四紀広域テフラに対しては、火山ガラスの主成分元素の化学組成分析が行われており、テフラの同定に利用されている(町田・新井、2003<sup>7)</sup>)。一方、微量元素については、誘導結合 プラズマ(ICP)発光分析や機器中性子放射化分析による試みが知られているが(吉川、1990<sup>11)</sup>;福岡、 1991<sup>12)</sup>;長橋ほか、2015<sup>13)</sup>)、これらの場合、火山ガラス試料を純化するのに時間と手間がかかるという難 点がある。さらに、純化した火山ガラス試料中に除去し切れなかった鉱物粒子が残存する場合、それらが 微量元素濃度の測定結果に影響を与える可能性がある(Maruyama et al., 2016<sup>14)</sup>)。近年、 LA-ICP 質量分析法の測定技術の進展により、単一粒子の主成分・微量元素組成を同時に、高精度で迅速に測定 できるようになってきている(平田ほか、2004<sup>15)</sup>)。Maruyama et al.(2016)<sup>14)</sup>は、この LA-ICP 質量分析法 による主成分・微量元素同時分析を火山ガラスに対して適用し、日本の主要な広域テフラに対して主成 分だけでなく微量元素組成も合わせて比較を行っている。

そこで本研究では、桜島火山近傍における既知の歴史時代の噴火による堆積物に対し、堆積物の鉱物組成分析、火山ガラスの形態分類、斜方輝石の屈折率測定に加え、水和部と未水和部を区別した火山ガラスの屈折率測定、及び LA-ICP 質量分析法による火山ガラスの化学組成分析を行い、Sz-Bm、Sz-An、及び Sz-Tsの識別を行った。

## (3) 実施内容·結果

本研究で分析した Sz-Bm, Sz-An, 及び Sz-Ts の試料は, 鹿児島大学より提供されたものである(図 3.3.5-1)。試料が採取された位置及び前処理・分析手法の詳細については生田ほか(2016)<sup>16)</sup>に示されている。鉱物組成分析は全鉱物組成と重鉱物組成のそれぞれについて n=200 で測定した(重鉱物が少ない試料は n=200 にわずかに満たないものがある)。火山ガラスの形態分類は吉川(1976)<sup>17)</sup>の分類手法に基づき, n=200 で観察を行った。斜方輝石及び火山ガラスの屈折率は株式会社京都フィッション・トラックに設置されている温度変化型屈折率測定装置(RIMS:横山ほか, 1986<sup>18)</sup>; Danhara *et al.*, 1992<sup>19)</sup>)を用いて測定した。火山ガラスの化学組成分析は, Maruyama *et al.*(2016)<sup>14)</sup>に準拠して京都大学にて実施し,四重極型 ICP-MS(ThermoFisher Scientific iCAP Qc)とフェムト秒紫外線レーザーアブレーション装置(ESI NWR-Femto)により,火山ガラスに含まれるリチウムからウランまでの合計 58 元素を同時測定し、複数ポイントでの分析値から平均値を計算した。

鉱物組成分析,火山ガラスの形態分類,斜方輝石及び火山ガラスの屈折率測定結果は図 3.3.5-2 の 通りである。採取した試料はいずれも火山ガラスに富み,重鉱物の大半は斜方輝石,単斜輝石及び不透 明鉱物からなる。火山ガラスの大部分は気泡を多く含み,突起が密に発達する多孔質型に区分される。 斜方輝石の屈折率は,最頻値で Sz-Bm が 1.715~1.716, Sz-An が 1.710~1.711, Sz-Ts が 1.707 となり, それぞれ明瞭に異なる。火山ガラスの大部分が多孔質型に区分される点や,Sz-Bm,Sz-An,及び Sz-Ts のそれぞれの斜方輝石の屈折率の測定結果は,既往研究における桜島火山の歴史時代のテフラの特 徴(町田・新井, 2003<sup>7</sup>)と矛盾しない。

火山ガラスの屈折率は、水和部と未水和部とで大きく異なるのが特徴である(図 3.3.5-2)。Sz-Bm にお ける火山ガラスの屈折率の最頻値は、未水和部が 1.502~1.503、水和部が 1.517~1.518 である。Sz-An については、未水和部が 1.506、水和部が 1.519~1.520 となり、水和部と未水和部との間の屈折率の差 は、Sz-Bm、Sz-An ともに 0.014~0.015 程度である。Sz-Ts は水和層が認識できないため、未水和部の屈 折率を測定すると、最頻値は 1.513~1.514 であり、既往研究で示されている Sz-Ts の屈折率(町田・新 井、2003<sup>7)</sup>)とほぼ一致した。一方、既往研究の Sz-An と Sz-Bm の屈折率(Sz-An:1.511~1.514, Sz-Bm: 1.510~1.515;町田・新井、2003<sup>7)</sup>)は、本研究における水和部と未水和部の屈折率の中間的な値を示し ており、屈折率測定時に水和層を考慮しなかった結果、このような値になっていた可能性がある。つまり、 水和部と未水和部を区別して火山ガラスの屈折率測定を行うことにより、桜島火山の歴史時代のテフラ の識別が十分可能であることを示す。

LA-ICP 質量分析法による火山ガラスの化学組成分析結果は, Maruyama et al. (2016)<sup>14)</sup>のように各元

素濃度(複数ポイント測定した平均値)を地殻存在度(Taylor and McLennan, 1985<sup>20)</sup>; Rudnick and Fountain, 1995<sup>21)</sup>; McLennan and Taylor, 1996<sup>22)</sup>; McLennan, 2001<sup>23)</sup>)で規格化して図示した。元素濃度 パターン(図 3.3.5-3)からは, Sz-Bm, Sz-An, 及び Sz-Ts の間の違いは明瞭ではない。しかし, Tukey-Kramer の方法(Kramer, 1956<sup>24)</sup>; Hayter, 1984<sup>25)</sup>)による多重比較を行うと,希土類元素を除く多く の元素で有意水準 p=0.05 を下回る結果となった元素が多数検出された(表 3.3.5-1)。これらについては, 比較した2つの試料の当該元素の化学組成の平均値に有意差があるとみなされる。つまり, Sz-Bm と Sz-An あるいは Sz-Ts とを比較すると, 火山ガラスの化学組成の一部に有意差がある可能性が高く, 火山ガラスの屈折率と水和層の厚さ等から示した Sz-Bm, Sz-An, Sz-Ts が明瞭に区別されることと矛盾しない。 なお, これら桜島火山の歴史時代のテフラと, AT や K-Ah の元素濃度パターンとは多くの元素で標準誤 差(1 $\sigma_{mean}$ )を超えた違いがあり, 地殻存在度で規格化した元素濃度パターンからも違いがあることがよく 分かる(図 3.3.5-3)。

## (4) 主な成果と課題

既往文献の火山ガラスの屈折率データでは識別が困難であった桜島火山の歴史時代のテフラ (Sz-Bm, Sz-An, Sz-Ts)について、火山ガラスの水和部と未水和部とを区別した屈折率測定, LA-ICP 質 量分析法による火山ガラスの主成分・微量元素同時分析,及び斜方輝石の屈折率測定結果等を組み合 わせることにより、これらの三者をより明瞭に識別することを可能にした。また、LA-ICP 質量分析法による 複数ポイントの多数の元素の分析結果に対しては、多重比較を行うことにより、試料間での違いの有無を 検証する手法を示した。これらの手法は、テフラの同定の精度を大きく高めることに貢献するものであり、 今後さらなる適用事例の蓄積が期待される。



図 3.3.5-1 試料が採取された地点と桜島との位置関係及び各地点の柱状図

# JAEA-Research 2016-023



図 3.3.5-2 各試料の鉱物組成,火山ガラス形態分類,及び屈折率分析結果

火山ガラス形態のうち、Taは不規則な多角形で、曲線の突起が密に発達する多孔質な粒子、Tbは繊維状で直線の突起が密に発達する多孔質な粒子、Ca、Cbは、平板状の面に直線ないし曲線の突起を持つ粒子、Itは以上のどれにも属さない不規則な粒子を指す。火山ガラス屈折率のうち、白色は未水和部、赤色は水和部の測定値。





|                                | Sz-Bm vs Sz-An | Sz-Bm vs Sz-Ts | Sz-Ts vs Sz-An   |
|--------------------------------|----------------|----------------|------------------|
| SiO2                           | *              | *              | 02 10 10 02 / 11 |
| Na <sub>2</sub> O              |                |                |                  |
| MaQ                            |                | *              |                  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>2</sub> | *              | ·r             |                  |
| K <sub>2</sub> O               | *              | *              |                  |
| <u> </u>                       | *              | *              |                  |
|                                | *              | *              | *                |
| MnO                            |                |                |                  |
|                                | Ψ              | *              |                  |
|                                | <u>т</u>       | <u></u>        |                  |
| D                              | *              |                |                  |
| B                              | *<br>*         | *              |                  |
|                                | <u>т</u>       | <u></u>        |                  |
| <u> </u>                       | Ψ              | *              | *                |
| <br>                           | *              | <u>^</u>       | <u>^</u>         |
|                                | *              | <u>ب</u>       |                  |
| <u> </u>                       | *              | *              |                  |
| <br>                           | *              | *              |                  |
|                                |                |                |                  |
| Ga                             | 4              |                |                  |
| Ge                             | *              |                |                  |
| AS                             |                |                |                  |
| RD                             |                | .1.            |                  |
| Sr                             | *              | *              |                  |
| Y                              |                |                |                  |
| <u> </u>                       |                |                | *                |
| Nb                             |                |                |                  |
| SD                             |                |                |                  |
|                                |                | *              | *                |
| ва                             |                | *              |                  |
| La                             |                |                |                  |
| Ce                             |                |                |                  |
| Pr                             |                |                |                  |
| Nd                             |                |                |                  |
|                                |                |                |                  |
| Eu                             |                |                |                  |
| Gd                             |                |                |                  |
| Ib                             |                |                |                  |
| Dy                             |                |                |                  |
| HO                             |                |                |                  |
| Er                             |                |                |                  |
| lm                             |                |                |                  |
| Yb                             |                |                |                  |
| Lu                             |                |                |                  |
| Ht                             |                |                |                  |
| Ta                             |                |                |                  |
| W                              |                |                |                  |
| TI                             |                |                |                  |
| Pb                             |                | *              |                  |
| Bi                             |                |                |                  |
| Th                             |                |                |                  |
| U                              |                | *              |                  |

表 3.3.5-1 Tukey-Kramer 検定の結果

アスタリスクは、有意水準 p=0.05 で比較した際に両者で濃度の平均値に有意差があると判定された元素または酸化物 を示す。

### 参考文献

- 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.26,2004, 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, 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, 2013, pp.25–38.
- 4) Aramaki, S. and Ui, T., The Aira and Ata pyroclastic flows and related caldera and depressions in southern Kyushu, Japan. Bull. Volcanol., vol.29, 1966, pp.29–47.
- 5) 町田 洋, 新井房夫, 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラーアカホヤ火山灰, 第四紀研究, vol.17, 1978, pp.143–163.
- 6) 小林哲夫, 佐々木 寿, 桜島火山, 日本地質学会第 121 年学術大会見学旅行案内書, 2014, pp.63-78.
- 7) 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.
- 8) 山下 透, 檀原 徹, 火山ガラスの hydration と superhydration—日本の広域テフラについて—, フィ ッション・トラックニュースレター, vol.8, 1995, pp.41-46.
- 9) 奥野 充, 南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究, 第四紀研究, vol.41, 2002, pp.225–236.
- 10) 中村有吾, 片山美紀, 平川一臣, 水和の影響を除去した北海道の完新世テフラガラス屈折率, 第 四紀研究, vol.41, 2002, pp.11–22.
- 11) 吉川清志, ICP 発光分析を用いたテフラの同定法とその応用, 地学雑誌, vol.99, 1990, pp.743-758.
- 12) 福岡孝昭, 火山ガラスの微量元素組成によるテフラの同定, 月刊地球, vol.13, 1991, pp.186-192.
- 13) 長橋良隆,中井聡子,吉川清志,奥平敬元,吉川周作,吉田武義,火山ガラスの主成分・微量成 分元素組成に基づくテフラ層の岩石学的特徴—大阪層群と琵琶湖高島沖コアに挟まるテフラ層の 例—,地球科学,vol.69,2015,pp.205–222.
- Maruyama, S., Hattori, K., Hirata, T. and Danhara, T., A proposed methodology for analyses of wide-ranged elements in volcanic glass shards in widespread Quaternary tephras. Quaternary International, vol.397, 2016, pp.267–280.
- 15) 平田岳史, 浅田陽一, Tunheng, A., 大野 剛, 飯塚 毅, 早野由美子, 谷水雅治, 折橋裕二, レー ザーアブレーション-誘導結合プラズマ質量分析法による地球化学試料の微量元素分析, 分析化 学, vol.53, 2004, pp.491-501.

- 16) 生田正文, 丹羽正和, 檀原 徹, 山下 透, 丸山誠史, 鎌滝孝信, 小林哲夫, 黒澤英樹, 國分(齋藤)陽子, 平田岳史, 歴史時代に噴出した同一火山由来の軽石層の同定: 宮崎平野で見出された 桜島文明軽石の例, 地質学雑誌, vol.122, 2016, pp.89–107.
- 17) 吉川周作, 大阪層群中の火山灰層について, 地質学雑誌, vol.82, 1976, pp.479-515.
- 18) 横山卓雄, 檀原 徹, 山下 透, 温度変化型屈折率測定装置による火山ガラスの屈折率測定, 第 四紀研究, vol.25, 1986, pp.21–30.
- 19) Danhara, T., Yamashita, T., Iwano, H. and Kasuya, M., An improved system for measuring refractive index using the thermal immersion method. Quatern. Int., vol.13–14, 1992, pp.89–91.
- 20) Taylor, S. R. and McLennan, S. M., The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, Cambridge, Massachusetts, 1985, 312p.
- 21) Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., Nature and Composition of the continental crust: A lower crustal perspective. Rev. Geophys., vol.33, 1995, pp.267–309.
- McLennan, S. M. and Taylor, S. R., Heat flow and the chemical composition of continental crust. Jour. Geol., vol.104, 1996, pp.369–377.
- 23) McLennan, S. M., Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. Geochem. Geophys. Geosys., vol.2, 2001, doi: 10.1029/2000GC000109.
- 24) Kramer, C.Y., Extension of multiple range test to group means with unequal numbers of replications. Biometrics, vol.12, 1956, pp.307–310.
- 25) Hayter, A.J., A proof of the conjecture that the Tukey-Kramer multiple comparisons procedure is conservative. Ann. Statist., vol.12, 1984, pp.61–75.

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

土岐地球年代学研究所では、既に炭素-14(<sup>14</sup>C)、ベリリウム-10(<sup>10</sup>Be)、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など、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 酸塩沈嚴物、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。したがっ 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27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

天然試料の年代測定結果をより正確に評価するためには、複数の異なる年代測定手法で得られ た結果を相互に比較することが重要となる。また,加速器質量分析法(AMS: Accelerator Mass Spectrometry)による放射性炭素(<sup>14</sup>C)測定は、地球科学研究等に必要不可欠な年代測定法である。 例えば, 有機物や炭酸塩の<sup>14</sup>C 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., 2002<sup>1)</sup>; Watanabe et al., 2012<sup>2)</sup>)。AMS に よる<sup>14</sup>C 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。これまでに、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 収法が報告されている(Yoneda et al., 2004<sup>3)</sup>; 松中ほか, 2015<sup>4)</sup>)。この手法は, ガラス製真空ライン を使用する従来法と比較して, 試料燃焼と二酸化炭素の精製作業が簡略化される。ただし, 試料を 錫や銀製のコンテナで包み、ヘリウムガスでパージされたオートサンプラーを経由して EA に導入す るため、コンテナ由来の炭素汚染の評価、及び経時変化する EA 内部のメモリー効果を評価し、<sup>14</sup>C 測定に影響を与えるバックグラウンドを抑えることが必要になる。一方で、<sup>10</sup>Be、 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., 2012<sup>5)</sup>; Brockamp and Clauer, 2013<sup>6)</sup>; Horiuchi et al., 2013<sup>7)</sup>; Vautour et al., 2015<sup>8)</sup>)。平成27年度は、EAを用いた<sup>14</sup>C測定の前処理手法の改良を進めた。また、 <sup>10</sup>Be 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.*, 2006<sup>9</sup>;水野・岩月, 2006<sup>10</sup>)。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.*, 1997<sup>11</sup>); Och *et al.*, 2014<sup>12</sup>); Munemoto *et al.*, 2015<sup>13</sup>)。

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, 2009<sup>14)</sup>; Bourdin et al., 2011<sup>15)</sup>)。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 とする)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., 2008<sup>16</sup>)。また, 炭酸塩を構成する炭素や酸素の安定同位体比(<sup>13</sup>C, <sup>18</sup>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<sup>17)</sup>; Watanabe et al., 2012<sup>2)</sup>; Feng et al., 2013<sup>18)</sup>)。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<sup>19)</sup>; Yamasaki et al., 2015<sup>20)</sup>)。このため平成 27 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実施した。また、安定同位体比質量分析装置による<sup>13</sup>Cと <sup>18</sup>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., 2004<sup>21)</sup>; Large et al., 2014<sup>22)</sup>)。しかし、<sup>14</sup>C 年代測定や、<sup>13</sup>C、<sup>18</sup>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., 2009<sup>23)</sup>)。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., 2000<sup>24)</sup>;坂井, 2006<sup>25)</sup>)。このため平成 27 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進めた。

(3) 実施内容·結果

# 年代測定法の高度化

平成 27 年度は、<sup>14</sup>C 年代測定を迅速かつ効率よく行うため、EA を用いた前処理手法の改良を進めた。本研究では、ステンレス鋼チューブにより作製した CO<sub>2</sub>回収用真空ラインを EA に連結させ、 EA-CO<sub>2</sub>回収法に必要となる<sup>14</sup>C 測定用前処理システムを構築した(図 3.3.6-1)。EA-CO<sub>2</sub>回収法による標準試料の放射性炭素濃度測定結果を表 3.3.6-1に示す。本測定においては、標準物質として、 放射性炭素濃度の合意値が報告されている IAEA-C4, C5, C6, C7 及び NIST-SRM-4990C を用い た。バックグラウンド評価のために使用した IAEA-C4 の測定結果は 0.16±0.02 pMC であり, 現代炭 素による汚染は認められなかった。IAEA-C5 の測定結果は 23.00±0.15 pMC であり, 合意値 (23.05 ±0.02 pMC, 表 3.3.6-1)と不確かさの範囲内で一致した。IAEA-C6, C7, NIST-SRM-4990C の測定 結果についても, それぞれの合意値と不確かさの範囲内で一致した。本研究において, 広範囲の 放射性炭素濃度(約 0.2 pMC から 134 pMC)を持つ標準試料でそれぞれ合意値と一致する結果が 得られたことから, JAEA-AMS-TONO における EA-CO<sub>2</sub> 回収法は有機物試料の年代測定に適用可 能であることが示された。また, EA による試料燃焼から液体窒素による CO<sub>2</sub> ガス回収までの1試料あ たりの処理時間は約 30 分であった。複数回測定による再現性の確認や, EA を長時間使用した際 のメモリー効果(装置内部の汚染)等の把握が今後必要になる。なお、<sup>10</sup>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 AMS 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 の評価手法を検討 し, 年代測定の精度改善に向けた見通しを得た。

② 化学分析手法の高度化

平成 27 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試みた。ここでは、REEs 濃縮のた め PA1 キレートカラムを用い、PA1 による濃縮前及び濃縮後の試料中の各元素濃度を ICP 質量分 析計(Agilent 7700)により分析した(図 3.3.6-2)。その結果、混合標準試料のキレート濃縮試験では、 REEs、U等で約 90%以上の回収率を得ることができた。また、妨害元素である Ba を 99%以上除去 することができた。天然試料に対する適用性については、比較的 REEs 濃度の高い試料を用いて試 験を行った結果、キレート処理をしない条件で得られた REE パターンと、採水現場で PA1 を用いて 回収した試料の分析結果とが良く一致した(図 3.3.6-3)。本結果は、様々な組成を示す地下水試料 の化学分析において、PA1 による REEs 濃縮操作が安定した処理方法であることを示唆する。

炭酸塩の<sup>13</sup>C, <sup>18</sup>O 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進めた(図 3.3.6-4)。また,X線 分析については,走査型蛍光 X 線分析装置を用いた天然試料の微少量化学分析を進めるため, 元素マッピング測定機能を応用し,0.5~1 mm サイズの試料でFe,カルシウム等の迅速な非破壊定 量分析手法を検討した(図 3.3.6-5)。

# 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27年度は,炭酸塩試料のカソードルミネッセンス像を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試みた(図3.3.6-6)。さらに,ルミノスコープによる微細構造の観察とマイクロミルの最適化により,段階的に成長した炭酸塩を時代ごとに分取するシステムを構築した。

(4) 主な成果と課題

平成 27 年度は,年代測定法の高度化として<sup>14</sup>Cと<sup>10</sup>Be 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実施した。 また,ルミノスコープによる鉱物試料の微細構造観察が可能になった。

# JAEA-Research 2016-023

天然試料の<sup>14</sup>C年代測定では, EA による試料燃焼とガス分離機能を応用し, 簡単に増設可能な 単純化されたガス回収ラインを作成・設置することによって, 前処理過程の簡便・迅速化を進めた。 さらに標準試料の<sup>14</sup>C 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, ng/L レベル以下 の極微少量化学分析を可能にし, さらに本手法が地下水試料へ適用可能であることを実証した。 今 後は, 年代測定及び化学分析について繰り返し測定を継続し, 測定精度を安定化させることが必要 である。 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。

| A 3.5.0 1 37 IEAT 7 IIMB |                   | 加工八水版及以几种水                              |
|--------------------------|-------------------|---|
|                          | 測定値               | 合意値                                     |
| 試料名                      | (本研究,加熱処理後の銀箔を使用) | (Rozanski et al., 1992 <sup>26)</sup> ) |
|                          | $pMC \pm 1\sigma$ | $pMC \pm 1\sigma$                       |
| IAEA-C4 (Wood)           | $0.16 \pm 0.02$   | 0.22 - 0.44 *                           |
| IAEA-C5 (Wood)           | $23.00 \pm 0.15$  | $23.05 \pm 0.02$                        |
| IAEA-C6 (Sucrose)        | $151.10 \pm 0.61$ | $150.61 \pm 0.11$                       |
| IAEA-C7 (Oxalic acid)    | $49.63 \pm 0.26$  | $49.54 \pm 0.13$                        |
| NIST-SRM-4990C           | 125.00 + 0.05     | 124.07                                  |
| (Oxalic acid)            | $135.06 \pm 0.65$ | 134.07                                  |
|                          |                   |   |

表 3.3.6-1 JAEA-AMS-TONO における EA-CO2 回収法による放射性炭素濃度測定結果

\*95%信頼区間



図 3.3.6-1 JAEA-AMS-TONO における元素分析計(EA)-CO<sub>2</sub>回収法の概要 図中右下の赤枠内は CO<sub>2</sub>回収後の作業を示す。



図 3.3.6-2 キレート樹脂による希土類元素分方法のフローチャート



図 3.3.6-3 地下水試料の希土類元素分布パターン 図中の黒丸は採水現場でキレート樹脂(PA1)により抽出した希土類元素の測定結果, 白点はキレート樹脂を使用 しない従来法の測定結果を示す。a)-b) 岐阜 大滝鍾乳洞, c)-d) 山梨 増富温泉。



図 3.3.6-4 標準試料の安定炭素同位体比(<sup>13</sup>C),安定酸素同位体比(<sup>18</sup>O)の測定結果



図 3.3.6-5 走査型蛍光 X 線分析装置を用いた標準試料の微少量化学分析の検討 下図は標準試料の参照値と測定により得られた強度との関係を示す。



図 3.3.6-6 炭酸塩鉱物の偏光顕微鏡写真(A.オープンニコル, B.クロスニコル), 及び C.ルミノスコ ープによる炭酸塩沈殿物のカソードルミネッセンス(CL)測定結果 炭酸塩沈殿物の CL 像は, 偏光顕微鏡下で観察される組織と対応するコントラストを示す。

# 参考文献

- 1) 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, 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 <sup>14</sup>C 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, 2012, pp.17–23.
- 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, Chem. Geol., vol.357, 2013, pp.18–28.
- Horiuchi, K., Oniyanagi, I., Wasada, H., Matsuzaki, H., <sup>10</sup>Be 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., <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He, <sup>14</sup>C and (U-Th)/He groundwater ages in the St. Lawrence Lowlands, Quebec, Eastern Canada, Chem. Geol., vol.413, 2015, pp.94–106.
- 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, 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.
- 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, 1997, pp.136–141.
- Och, L.M., Muller, B., Wichser, A., Ulrich, A., Vologina, E.G., Sturm, M., Rare earth elements in the sediments of Lake Baikal, Chem. Geol., 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 paleo- to present-day groundwater, Chem. Geol., 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, 三重保環研年報, 第 11 号(通巻第 54 号), 2009, pp.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, Chem. Geol., vol.290, 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, 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.41,2007,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.
- 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, 2015, pp.751–760.
- 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, 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 Planetary Sci. Lett., vol.389, 2014, pp.209–220.
- 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, Chem. Geol., vol.259, 2009, pp.253–261.
- 24) Gillhaus, A., Habermann, D., Meijer, J., Richter, D.K., Cathodoluminescence spectroscopy and micombined 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, 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 <sup>14</sup>C Intercomparison Exercise 1990, Radiocarbon, vol.34, 1992, pp.506– 519.

This is a blank page.

\_

| 表 1. SI 基本単位 |         |     |  |
|--------------|---------|-----|--|
| 甘大昌          | SI 基本単位 |     |  |
| 本平里          | 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    | Α   |  |
| 熱力学温度        | ケルビン    | Κ   |  |
| 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                |  |  |
|---|--------------------|--|--|
| AI 立 是 SI 組 立 単位                            |                    |  |  |
| 名称  | 記号                 |  |  |
| 面 積 平方メートル                                  | m <sup>2</sup>     |  |  |
| 体 積 立方メートル                                  | m <sup>3</sup>     |  |  |
| 速 さ , 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 <sup>-1</sup>    |  |  |
| 密度,質量密度キログラム毎立方メートル                         | kg/m <sup>3</sup>  |  |  |
| 面 積 密 度 キログラム毎平方メートル                        | kg/m <sup>2</sup>  |  |  |
| 比体積 立方メートル毎キログラム                            | m <sup>3</sup> /kg |  |  |
| 電 流 密 度 アンペア毎平方メートル                         | A/m <sup>2</sup>   |  |  |
| 磁 界 の 強 さ アンペア毎メートル                         | A/m                |  |  |
| 量 濃 度 <sup>(a)</sup> , 濃 度 モル毎立方メートル        | mol/m <sup>8</sup> |  |  |
| 質量濃度 キログラム毎立方メートル                           | kg/m <sup>3</sup>  |  |  |
| 輝 度 カンデラ毎平方メートル                             | cd/m <sup>2</sup>  |  |  |
| 屈 折 率 <sup>(b)</sup> (数字の) 1                | 1                  |  |  |
| 比 透 磁 率 <sup>(b)</sup> (数字の) 1              | 1                  |  |  |
| (a) 量濃度(amount concentration)は臨床化学の分野では物質濃度 |                    |  |  |
|   |                    |  |  |

(substance concentration)ともよばれる。
 (b) これらは無次元量あるいは次元1をもつ量であるが、そのことを表す単位記号である数字の1は通常は表記しない。

#### 表3. 固有の名称と記号で表されるSI組立単位

|                                |                       |            | SI 租立单位              |                                   |
|--------------------------------|-----------------------|------------|----------------------|-----------------------------------|
| 組立量                            | 名称                    | 記号         | 他のSI単位による<br>表し方     | SI基本単位による<br>表し方                  |
| 平 面 角                          | ラジアン <sup>(b)</sup>   | rad        | 1 <sup>(b)</sup>     | m/m                               |
| 立体鱼                            | ステラジアン <sup>(b)</sup> | $sr^{(c)}$ | 1 (b)                | $m^2/m^2$                         |
| 周 波 数                          | ヘルツ <sup>(d)</sup>    | Hz         | -                    | s <sup>-1</sup>                   |
| 力                              | ニュートン                 | Ν          |                      | m kg s <sup>-2</sup>              |
| E 力 , 応 力                      | パスカル                  | Pa         | N/m <sup>2</sup>     | $m^{-1} kg s^{-2}$                |
| 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 <sup>2</sup> kg s <sup>-3</sup> |
| 電 荷 , 電 気 量                    | クーロン                  | С          |                      | s A                               |
| 電位差(電圧),起電力                    | ボルト                   | V          | W/A                  | $m^2 kg s^{\cdot 3} A^{\cdot 1}$  |
| 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 <sup>2</sup>    | $kg s^{2} A^{1}$                  |
| インダクタンス                        | ヘンリー                  | Н          | Wb/A                 | $m^2 kg s^2 A^2$                  |
| セルシウス温度                        | セルシウス度 <sup>(e)</sup> | °C         |                      | K                                 |
| 光東                             | ルーメン                  | lm         | cd sr <sup>(c)</sup> | cd                                |
| 照度                             | ルクス                   | lx         | lm/m <sup>2</sup>    | m <sup>-2</sup> cd                |
| 放射性核種の放射能 <sup>(f)</sup>       | ベクレル <sup>(d)</sup>   | Bq         |                      | s <sup>-1</sup>                   |
| 吸収線量, 比エネルギー分与,<br>カーマ         | グレイ                   | Gy         | J/kg                 | $m^2 s^2$                         |
| 線量当量,周辺線量当量,<br>方向性線量当量,個人線量当量 | シーベルト <sup>(g)</sup>  | Sv         | J/kg                 | $m^2 s^{-2}$                      |
| 酸素活性                           | カタール                  | kat        |                      | s <sup>-1</sup> mol               |

酸素活性(1) ダール kat [s<sup>1</sup> mol]
 (w)SH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。
 (h)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。
 (a)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)へルツは周期現象についてのみ、ペラレルは放射性核種の統計的過程についてのみ使用される。 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。それシウス度とケルビンの
 (a)やレシウス度はケルビンの特別な名称で、温度器や温度開隔を表す整備はとおらの単位で表しても同じである。
 (b)放射性核種の放射能(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物告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

|                 | S                 | [ 組立単位             |   |
|-----------------|-------------------|--------------------|---|
| 組立量             | 名称                | 記号                 | SI 基本単位による<br>表し方   |
| 粘度              | パスカル秒             | Pa s               | m <sup>-1</sup> kg s <sup>-1</sup>                                    |
| カのモーメント         | ニュートンメートル         | N m                | m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup>                                     |
| 表 面 張 九         | リニュートン毎メートル       | N/m                | kg s <sup>-2</sup>  |
| 角 速 度           | ラジアン毎秒            | rad/s              | m m <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> =s <sup>-1</sup>                    |
| 角 加 速 度         | 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 <sup>-3</sup>  |
| 熱容量、エントロピー      | ジュール毎ケルビン         | J/K                | $m^2 kg s^{2} K^{1}$  |
| 比熱容量, 比エントロピー   | ジュール毎キログラム毎ケルビン   | J/(kg K)           | $m^{2} s^{2} K^{1}$   |
| 比エネルギー          | ジュール毎キログラム        | J/kg               | $m^2 s^2$   |
| 熱伝導率            | 「ワット毎メートル毎ケルビン    | W/(m K)            | m kg s <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>                                  |
| 体積エネルギー         | ジュール毎立方メートル       | J/m <sup>3</sup>   | m <sup>-1</sup> kg s <sup>-2</sup>                                    |
| 電界の強さ           | ボルト毎メートル          | V/m                | m kg s <sup>-3</sup> A <sup>-1</sup>                                  |
| 電 荷 密 度         | クーロン毎立方メートル       | C/m <sup>3</sup>   | m <sup>-3</sup> s A   |
| 表面電荷            | 「クーロン毎平方メートル      | C/m <sup>2</sup>   | m <sup>-2</sup> s A   |
| 電東密度, 電気変位      | クーロン毎平方メートル       | C/m <sup>2</sup>   | m <sup>2</sup> s A  |
| 誘 電 卒           | コアラド毎メートル         | F/m                | $m^{-3} kg^{-1} s^4 A^2$  |
| 透 磁 率           | ペンリー毎メートル         | H/m                | m kg s <sup>-2</sup> A <sup>-2</sup>                                  |
| 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 <sup>-1</sup> s A  |
| 吸収線量率           | ダレイ毎秒             | 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 <sup>2</sup> m <sup>-2</sup> kg s <sup>-3</sup> =kg s <sup>-3</sup> |
| 酵素活性濃度          | カタール毎立方メートル       | kat/m <sup>3</sup> | $m^{-3} s^{-1} mol$   |

| 表 5. SI 接頭語 |            |    |                  |      |    |
|-------------|------------|----|------------------|------|----|
| 乗数          | 名称         | 記号 | 乗数               | 名称   | 記号 |
| $10^{24}$   | <b>э</b> 9 | Y  | 10 <sup>-1</sup> | デシ   | d  |
| $10^{21}$   | ゼタ         | Z  | $10^{-2}$        | センチ  | с  |
| $10^{18}$   | エクサ        | E  | $10^{-3}$        | ミリ   | m  |
| $10^{15}$   | ペタ         | Р  | $10^{-6}$        | マイクロ | μ  |
| $10^{12}$   | テラ         | Т  | $10^{-9}$        | ナノ   | n  |
| $10^{9}$    | ギガ         | G  | $10^{-12}$       | ピコ   | р  |
| $10^{6}$    | メガ         | М  | $10^{-15}$       | フェムト | f  |
| $10^3$      | + 1        | k  | $10^{-18}$       | アト   | а  |
| $10^{2}$    | ヘクト        | h  | $10^{-21}$       | ゼプト  | z  |
| $10^{1}$    | デカ         | da | $10^{-24}$       | ヨクト  | v  |

| 表6.SIに属さないが、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  |  |
| 日                      | d    | 1 d=24 h=86 400 s   |  |
| 度                      | ۰    | 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 <sup>2</sup> =10 <sup>4</sup> m <sup>2</sup>                                      |  |
| リットル                   | L, 1 | 1 L=1 l=1 dm <sup>3</sup> =10 <sup>3</sup> cm <sup>3</sup> =10 <sup>-3</sup> m <sup>3</sup> |  |
| トン                     | t    | $1 t=10^3 kg$   |  |

# 表7. SIに属さないが、SIと併用される単位で、SI単位で

| 表される数値が実験的に得られるもの |      |        |    |   |  |  |  |  |
|-------------------|------|--------|----|---|--|--|--|--|
| 3                 | 名称   |        | 記号 | SI 単位で表される数値                                |  |  |  |  |
| 電子                | ボル   | ŀ      | eV | 1 eV=1.602 176 53(14)×10 <sup>-19</sup> J   |  |  |  |  |
| ダル                | - F  | $\sim$ | Da | 1 Da=1.660 538 86(28)×10 <sup>-27</sup> kg  |  |  |  |  |
| 統一原               | 子質量単 | 単位     | u  | 1 u=1 Da                                    |  |  |  |  |
| 天 文               | 単    | 位      | ua | 1 ua=1.495 978 706 91(6)×10 <sup>11</sup> 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  |
|-----------|------|---|
| バール       | bar  | 1 bar=0.1MPa=100 kPa=10 <sup>5</sup> Pa                                     |
| 水銀柱ミリメートル | mmHg | 1 mmHg≈133.322Pa  |
| オングストローム  | Å    | 1 Å=0.1nm=100pm=10 <sup>-10</sup> m   |
| 海 里       | Μ    | 1 M=1852m   |
| バーン       | b    | $1 \text{ b}=100 \text{ fm}^2=(10^{-12} \text{ cm})^2=10^{-28} \text{ m}^2$ |
| ノット       | kn   | 1 kn=(1852/3600)m/s   |
| ネーパ       | Np   | ci単位しの粉結的な間接け   |
| ベル        | В    | 対数量の定義に依存。  |
| デシベル      | dB - |   |

#### 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 <sup>-7</sup> J   |  |  |
| ダイン                                   | dyn              | 1 dyn=10 <sup>-5</sup> N   |  |  |
| ポアズ                                   | Р                | 1 P=1 dyn s cm <sup>-2</sup> =0.1Pa s  |  |  |
| ストークス                                 | St               | $1 \text{ St} = 1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{\cdot 1} = 10^{\cdot 4} \text{ m}^2 \text{ s}^{\cdot 1}$ |  |  |
| スチルブ                                  | $^{\mathrm{sb}}$ | $1 \text{ sb} = 1 \text{ cd cm}^{-2} = 10^4 \text{ cd m}^{-2}$                                     |  |  |
| フォト                                   | ph               | 1 ph=1cd sr cm <sup>-2</sup> =10 <sup>4</sup> lx   |  |  |
| ガ ル                                   | Gal              | 1 Gal =1cm s <sup>-2</sup> =10 <sup>-2</sup> ms <sup>-2</sup>                                      |  |  |
| 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 <sup>-2</sup> =10 <sup>-4</sup> T  |  |  |
| エルステッド <sup>(a)</sup>                 | Oe               | 1 Oe ≙ (10 <sup>3</sup> /4 π)A m <sup>-1</sup>   |  |  |
| (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 |        |                            |     |        |      |   |  |  |
|----------------------|--------|----------------------------|-----|--------|------|---|--|--|
| 名称                   |        |                            |     |        | 記号   | SI 単位で表される数値                                    |  |  |
| キ                    | ユ      |                            | IJ  | ſ      | Ci   | 1 Ci=3.7×10 <sup>10</sup> Bq                    |  |  |
| $\scriptstyle  u$    | $\sim$ | ŀ                          | ゲ   | $\sim$ | R    | $1 \text{ R} = 2.58 \times 10^{-4} \text{C/kg}$ |  |  |
| ラ                    |        |                            |     | k      | rad  | 1 rad=1cGy=10 <sup>-2</sup> Gy                  |  |  |
| $\scriptstyle  u$    |        |                            |     | Д      | rem  | 1 rem=1 cSv=10 <sup>-2</sup> Sv                 |  |  |
| ガ                    |        | $\boldsymbol{\mathcal{V}}$ |     | 7      | γ    | $1 \gamma = 1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{T}$    |  |  |
| フ                    | T.     |                            | N   | "      |      | 1フェルミ=1 fm=10 <sup>-15</sup> m                  |  |  |
| メー                   | ートル    | /系                         | カラゞ | ット     |      | 1 メートル系カラット= 0.2 g = 2×10 <sup>-4</sup> kg      |  |  |
| ŀ                    |        |                            |     | ル      | Torr | 1 Torr = (101 325/760) Pa                       |  |  |
| 標                    | 準      | 大                          | 気   | 圧      | atm  | 1 atm = 101 325 Pa                              |  |  |
| +1                   | ы      |                            | 11  | _      |      | 1 cal=4.1858J(「15℃」カロリー), 4.1868J               |  |  |
| 15                   | Ц      |                            | 9   |        | cal  | (「IT」カロリー), 4.184J(「熱化学」カロリー)                   |  |  |
| 3                    | ク      |                            |     | ~      | u    | $1 \mu = 1 \mu m = 10^{-6} m$                   |  |  |