令和2年度

高レベル放射性廃棄物等の 地層処分に関する技術開発事業

地質環境長期安定性評価技術高度化開発

報告書

令和3年3月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構 一般財団法人電力中央研究所

本報告書は、経済産業省資源エネルギー庁からの委託事業として、国立 研究開発法人日本原子力研究開発機構及び一般財団法人電力中央研究所 が実施した「令和2年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技 術開発事業(地質環境長期安定性評価技術高度化開発)」の成果を取りま とめた報告書である。

| 1. はじめに | 1 |
|--|--------|
| 1.1 背景と目的 | 1 |
| 1.2 各テーマの概要 | 2 |
| 1.2.1 火山・火成活動に関する調査・評価技術 | 2 |
| 1.2.2 深部流体に関する調査・評価技術 | 3 |
| 1.2.3 地震・断層活動に関する調査・評価技術 | 3 |
| 1.2.4 隆起・侵食に関する調査・評価技術 | 4 |
| 1.2.5 実施体制・役割分担 | 6 |
| 火山・火成活動に関する調査・評価技術 | |
| 2.1 マントル内の流体分布・移動に関する検討 | |
| 2.1.1 背景と目的 | |
| 2.1.2 令和 2 年度実施内容 | |
| 2.2 マグマの影響範囲に関する検討 | |
| 2.2.1 背景と目的 | |
| 2.2.2 令和 2 年度実施内容 | 12 |
| 2.3 まとめと今後の課題 | |
| 深部流体に関する調査・評価技術 | |
| 3.1 深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積 | |
| 3.1.1 背景と目的 | |
| 3.1.2 深部流体の移動・流入プロセスの類型化に係る検討 | |
| 3.1.3 スラブ起源水の判別指標となり得る元素・同位体などの調査 | |
| 3.1.4 室内試験 | |
| 3.1.5 まとめと今後の展望 | 55 |
| 3.2 深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積 | 64 |
| 3.2.1 背景と目的 | 64 |
| 3.2.2 有馬地域における事例 | 65 |
| 3.2.3 まとめ | |
| 3.3 深部流体の移動経路に関する検討 | |
| 3.3.1 背景と目的 | 69 |
| 3.3.2 S 波スプリッティング解析 | 70 |
| 3.3.3 地形・地質学的検討 | 79 |
| 3.4 まとめと今後の課題 | |
| 4. 地震・断層活動に関する調査・評価技術 | |
| 4.1 活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲を把 | 握する手法の |
| 検討 | |
| 4.1.1 背景と目的 | |
| 4.1.2 南九州せん断帯を事例とした検討 | |
| 4.1.3 1984 年長野県西部地震の余震域を事例とした検討 | |
| 4.1.4 線構造の形成に係る変形実験 | |

| 4.1.5 まとめ | |
|--|----------|
| 4.2 断層の活動性評価指標を提示するための分析・試験、年代測定による検討 | |
| 4.2.1 背景と目的 | |
| 4.2.2 放射年代測定法による断層の活動性評価技術の開発 | 163 |
| 4.2.3 機械学習に基づいた検討 | 171 |
| 4.2.4 石英水和層を用いた評価技術の検討 | |
| 4.2.5 まとめ | |
| 4.3 地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討 | |
| 4.3.1 背景と目的 | |
| 4.3.2 2011 年福島県浜通りの地震に伴う湧水発生域における検討 | |
| 4.3.3 松代群発地震に伴う湧水発生域における検討 | |
| 4.3.4 まとめ | |
| 4.4 まとめと今後の課題 | |
| 5. 隆起・侵食に関する調査・評価技術 | |
| 5.1 熱年代法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備 | |
| 5.1.1 背景と目的 | |
| 5.1.2 侵食速度が遅い地域の侵食速度評価に反映するための光ルミネッセンス | (OSL) 熱年 |
| 代法の適用性の検討 | |
| 5.1.3 角閃石の地質温度圧力計と U-Pb 年代測定法を用いた侵食評価手法の検討 | † |
| 5.1.4 岩石学的手法と地球年代学的手法を用いた高温領域の熱史及び隆起・侵 | 夏食史の検討 |
| | |
| 5.1.5 熱年代法・宇宙線生成核種法・河川縦断形の数値地形解析を組み合わせた | 隆起・侵食速 |
| 度の評価手法の検討 | |
| 5.1.6 まとめ | |
| 5.2 離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化 | |
| 5.2.1 背景と目的 | |
| 5.2.2 内陸部を対象とした検討 | |
| 5.2.3 沿岸部を対象とした検討 | |
| 5.2.4 まとめ | |
| 5.3 隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備 | |
| 5.3.1 背景と目的 | |
| 5.3.2 隆起·沈降境界域の地殻変動評価のための調査スキーム | |
| 5.3.3 まとめ | |
| 5.4 隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関す | トる検討 275 |
| 5.4.1 背景と目的 | |
| 5.4.2 実施内容 | |
| 5.4.3 まとめ | |
| 5.5 最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備 | |
| 5.5.1 背景と目的 | |
| 5.5.2 隆起速度データマップの整備 | |
| 5.5.3 まとめと課題 | |
| 5.6 まとめ | |
| 6. まとめ | |
| | |

図目次

| 义 | 2.1.2-1 検測対象とした地震の震源分布 | . 10 |
|---|---|------|
| 义 | 2.1.2-2 P 波及び S 波検測値による走時曲線の例 | . 11 |
| 义 | 2.2.2-1 各標高の重心位置(青点)とミマツダイヤグラム(三松, 1970)との比較 | . 13 |
| 义 | 2.2.2-2 標高-重心の平面図(大山) | . 14 |
| 义 | 2.2.2-3 標高-重心-地質図の平面図(大山) | .15 |
| 义 | 2.2.2-4 標高-面積図(大山) | . 15 |
| 义 | 2.2.2-5 20 万分の1 地質図幅とそれに含まれる第四紀火山及び抽出した岩脈 | .17 |
| 义 | 2.2.2-6 第四紀火山及び岩脈の分布 | . 20 |
| 义 | 2.2.2-7 第四紀火山及び第四紀の岩脈の分布 | .21 |
| 义 | 2.2.2-8 第四紀火山及び新第三紀の岩脈の分布 | . 22 |
| 义 | 2.2.2-9 第四紀火山及び先新第三紀の岩脈の分布 | . 23 |
| 义 | 2.2.2-10 文献収集した火山の位置(世界) | .27 |
| 义 | 2.2.2-11 文献収集した火山の位置(日本周辺の拡大) | .27 |
| 义 | 3.1.1-1 各深部流体と起源水の呼称 | . 32 |
| 义 | 3.1.2-1 水素・酸素同位体比データのコンパイル図 | . 34 |
| 义 | 3.1.2 ⁻ 2 ³ He/ ⁴ He ⁻⁴ He/ ²⁰ Ne データのコンパイル図 | . 34 |
| 义 | 3.1.2-3 Li-Cl-Br 相対組成データのコンパイル図(基図は産業技術総合研究所, 2016) | . 35 |
| 义 | 3.1.2-4 火山性熱水の移動・流入に係る概念モデル | . 36 |
| 义 | 3.1.2-5 深部上昇水の移動・流入に係る概念モデル | . 37 |
| 义 | 3.1.2-6 長期停滞水の移動・流入に係る概念モデル | . 38 |
| 义 | 3.1.2-7 常磐地域を例とした混合型の概念モデル | . 39 |
| 义 | 3.1.3-1 本研究で得られた Sr 濃度と Sr 比の関係 | . 41 |
| 义 | 3.1.3-2 深部流体判別フロー | . 43 |
| 义 | 3.1.3-3 Li/Cl と ¹²⁹ I/I の関係 | . 45 |
| 义 | 3.1.3-4 温泉水・地下水サンプルの δ7Li・δ11B 測定結果 | . 46 |
| 义 | 3.1.3-5 地下水中の微生物数の計数結果 (Matsushita et al., 2016; 2018; 2020 の結果を含 | む) |
| | | . 49 |
| 义 | 3.1.3-6 微生物群集構成解析の結果(a) domain レベル、(b) Archaea を対象とした網レベル | V49 |
| 义 | 3.1.4-1 海水を練り混ぜた粘土試料と圧縮抽水試験装置 | . 51 |
| 义 | 3.1.4-2 カオリンの圧縮に伴う溶存元素濃度と同位体の変化 | . 53 |
| 义 | 3.1.4-3 クニピアの圧縮に伴う溶存元素濃度と同位体の変化 | . 54 |
| 义 | 3.2.2-1 試料採取地点位置図 | . 65 |
| 义 | 3.3.2-1 解析の対象とした地震観測点と解析に用いた地震の震央分布 | . 71 |
| 义 | 3.3.2-2 S 波スプリッティング解析により求められた速い S 波の振動方向の分布 | . 72 |
| 义 | 3.3.2-3 速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布 | . 72 |
| 义 | 3.3.2-4 解析の対象とした地震観測点と解析に用いた地震の震央分布 | . 74 |
| 义 | 3.3.2-5 S 波スプリッティング解析により求められた速い S 波の振動方向の分布 | . 75 |
| 义 | 3.3.2-6 速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布 | . 76 |
| 义 | 3.3.2-7 解析の対象とした地震観測点と解析に用いた地震の震央分布 | . 77 |
| 义 | 3.3.2-8 S 波スプリッティング解析により求められた速い S 波の振動方向の分布 | . 78 |

| 义 | 3.3.2-9 | 速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布 | 78 |
|---|------------------|---|------|
| 义 | 3.3.2-10 | 速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布 | 79 |
| 义 | 3.3.2-11 | 速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布 | 79 |
| 义 | 3.3.3-1 | 紀伊半島南部のリニアメントの分布と方位 | 80 |
| 义 | 3.3.3-2 | S波スプリッティング解析により求められた速いS波の振動方向の分布と地質. | 81 |
| 义 | 3.3.3-3 | ステレオ投影図による割れ目分布の表示例 | 82 |
| 义 | 3.3.3-4 | 走向-距離プロット(a)と傾斜方向ベクトル累積プロット(b)の例 | 84 |
| 义 | 3.3.3-5 | 図 W-2 の深度データに乱数を与え、順序をランダムに入れ替えた場合の | 85 |
| 义 | 3.3.3 - 6 | 隣接面夾角(a, b)及び隣接面夾角ランク(c, d) | 86 |
| 义 | 3.3.3-7 | 割れ目データの取得露頭位置 | 88 |
| 义 | 3.3.3-8 | 割れ目データを取得した石英斑岩露頭 | 89 |
| 义 | 3.3.3-9 | 割れ目データのステレオ投影図及び走向のローズダイヤグラム | 90 |
| 义 | 3.3.3-10 | 石英斑岩露頭の赤外線カメラ画像と温度プロファイル | 90 |
| 义 | 3.3.3-11 | 川湯温泉露頭(A)における割れ目データの走向-距離プロット | 91 |
| 义 | 3.3.3-12 | 川湯温泉露頭(A)における割れ目データの走向ベクトル累積プロット | 93 |
| 义 | 3.3.3-13 | 曲川支流露頭(B)における割れ目データの走向-距離プロット | 95 |
| 义 | 3.3.3-14 | 曲川支流露頭(B)における割れ目データの走向ベクトル累積プロット | 96 |
| 义 | 4.1.2-1 | 九州地方のせん断ひずみ速度分布(左)とGNSS観測点配置(右) | 110 |
| 义 | 4.1.2-2 | 本事業におけるデータ解析の流れ | .111 |
| 义 | 4.1.2-3 | 原子力機構の GNSS 観測から得られた各観測点の日座標値の時系列 | 112 |
| 义 | 4.1.2-4 | 共通誤差成分の除去前後での時系列 | 114 |
| 义 | 4.1.2-5 | 2016 年熊本地震の粘弾性緩和に伴う地殻変動 | 115 |
| 义 | 4.1.2-6 | 粘弾性緩和の除去前後での時系列 | 116 |
| 义 | 4.1.2-7 | 霧島山・桜島の火山活動に伴う地殻変動の推定に利用した観測点分布 | 116 |
| 义 | 4.1.2-8 | 霧島山・桜島の火山活動に伴う各圧力源の体積変化の推定値 | 117 |
| 义 | 4.1.2-9 | 霧島山・桜島の火山変動の除去前後での時系列 | 117 |
| 义 | 4.1.2-10 | 霧島山・桜島の火山活動に伴う地殻変動 | 118 |
| 义 | 4.1.2-11 | 豊後水道で発生したスロースリップの補正前後での時系列 | 119 |
| 义 | 4.1.2-12 | 豊後水道で発生したスロースリップに伴う地殻変動 | 119 |
| 义 | 4.1.2-13 | 解析対象領域で発生した地震 | 120 |
| 义 | $4.1.2 \cdot 14$ | 2019年5月10日に発生した日向灘の地震(M6.3, M5.6)に伴う地殻変動 | 120 |
| 义 | $4.1.2 \cdot 15$ | 2019 年 5 月 10 日に発生した日向灘の地震によるステップ除去前後の時系列 | 121 |
| 义 | 4.1.2-16 | 2019 年 5 月 10 日の日向灘の地震によるステップ・トレンド除去後の時系列 | 121 |
| 义 | $4.1.2 \cdot 17$ | 余効すべりの時定数の頻度分布 | 121 |
| 义 | 4.1.2-18 | 余効すべりによる地殻変動の推定値とそれらの時定数の分布(そのI) | 122 |
| 义 | 4.1.2-19 | 余効すべりによる変位補正前後の時系列 | 124 |
| 义 | 4.1.2-20 | アムールプレートに対する定常変位速度の分布 | 124 |
| 义 | 4.1.2- 21 | フィリピン海プレート上面の形状と本解析に用いた矩形断層 | 125 |
| 义 | 4.1.2- 22 | ABIC の分布 | 125 |
| 义 | 4.1.2-23 | 推定されたバックスリップ速度分布 | 126 |
| 义 | 4.1.2- 24 | 推定されたバックスリップ速度の標準偏差(上)と解像度分布(下) | 127 |
| 义 | 4.1.2- 25 | 熊本地震後の速度場からプレートの沈み込みによる変形を除去した変位速度場 | 128 |
| 义 | 4.1.2-26 | せん断帯に平行・直交する方向の変位速度成分 | 129 |

| 义 | 4.1.2- 27 | 解析対象領域の変位速度(左)とそれらの変位速度プロファイル(右) | 130 |
|------|-------------|---|------|
| 义 | 4.1.2-28 | ひずみ速度の主軸分布(上)とせん断ひずみ速度分布(下) | 131 |
| 义 | 4.1.2-29 | 踏査範囲周辺の地質図とリニアメント分布 | 135 |
| 义 | 4.1.2-30 | 解析に採用した小断層(緑丸)及び破砕帯(赤丸)の分布 | 136 |
| 义 | 4.1.2-31 | 踏査範囲周辺の地震データを用いた応力インバージョン解析の結果 | 137 |
| 义 | 4.1.2-32 | 微小地震から求めた最適応力と小断層とのミスフィット角の分布 | 138 |
| 义 | 4.1.2-33 | 応力逆解析結果 | 139 |
| 义 | 4.1.2- 34 | 踏査範囲周辺における主要なテクトニックイベントと応力場 | 140 |
| 义 | 4.1.2-35 | 柊野層に発達する小断層のみを対象とした応力逆解析結果 | 141 |
| 义 | 4.1.3-1 | ユーラシアプレートに対する GNSS 変位速度分布 | 144 |
| 义 | 4.1.3-2 | GNSS 変位速度から推定されるせん断ひずみ速度分布 | 145 |
| 义 | 4.1.3-3 | GNSS 変位速度から推定される面積ひずみ速度分布 | 145 |
| 义 | 4.1.3-4 | GNSS 変位速度から推定されるひずみ速度の主軸分布 | 146 |
| 义 | 4.1.3-5 | 対象領域における震源メカニズムと Р軸の分布 | 147 |
| 义 | 4.1.3-6 | 地震学的な既往研究に基づく余震域及び応力場の分布の模式図 | 148 |
| 义 | 4.1.3-7 | 1984 年長野県西部地震震源域周辺のリニアメント判読図 | 149 |
| 义 | 4.1.3-8 | リニアメントの分布と周辺の地質 | 150 |
| 义 | 4.1.3-9 | リニアメントの長さと数の関係(左)及びローズダイヤグラム(右) | 151 |
| 义 | 4.1.3-10 | 2 km ごとのリニアメントの方位と分布密度 | 151 |
| 义 | 4.1.3-11 | 小断層データ採取位置 | 153 |
| 义 | 4.1.3-12 | 応力逆解析の結果 | 154 |
| 义 | 4.1.4-1 | 上載 E 2 MPa、変位量 14 mm、室温条件の試験で形成された条線 | 155 |
| 义 | 4.2.2-1 | 断層ガウジ(TS1、TS3)とカタクレーサイト(TSB)の Imax-NI 比較 | 165 |
| 义 | 4.2.2-2 | 大気環境下の加熱実験による IRSL 信号の減衰 | 166 |
| 义 | 4.2.2-3 | 大気環境下の加熱実験に基づく IR 信号のアレニウスプロット | 167 |
| 义 | 4.2.2-4 | 粉砕処理を行った K-Ar 年代測定用の試料 | 171 |
| 义 | 4.2.3-1 | 線形判別分析の結果図 | 178 |
| 义 | 4.2.3-2 | CASE 4-1の判別得点と最新活動時期(LEclass I~V) | 178 |
| 义 | 4.2.3-3 | CASE 4-1 のいくつかの元素(横軸)の密度分布と最新活動時期(LEclass | I~V) |
| •••• | | | 179 |
| 义 | 4.2.3-4 | 断層ガウジ試料の EPMA 分析結果 | 179 |
| 义 | 4.2.3-5 | 全岩化学組成と交換性陽イオン濃度との間の相関を示す回帰直線 | 180 |
| 义 | 4.2.4-1 | 摩擦実験後の試料の写真 | 182 |
| 义 | 4.2.4-2 | SIMS 測定の結果 | 182 |
| 义 | 4.3.2-1 | 解析対象領域における地震観測点分布 | 193 |
| 义 | 4.3.2-2 | 2011 年東北地震前に得られた各観測点のφ方向の分布 | 193 |
| 义 | 4.3.2-3 | 2011 年東北地震後に得られた各観測点のφ方向の分布 | 194 |
| 义 | 4.3.2-4 | 2011 年東北地震後に発生した地震に対する距離規格化 dt 値の分布 | 195 |
| 図 | 4.3.2-5 | 距離規格化 dt 値の平均値の分布 | 195 |
| 义 | 4.3.2-6 | 観測点 IWAKMZ における距離規格化 dt 値の深さ方向の分布 | 196 |
| 义 | 4.3.3-1 | 解析の対象とした地震観測点と解析に用いた地震の震央分布 | 198 |
| 义 | 4.3.3-2 | S波スプリッティング解析により求められた速いS波の振動方向の分布 | 198 |
| 义 | 4.3.3-3 | 速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布 | 199 |

| 义 | 4.3.3-4 | 松代地震断層、判読したリニアメントと割れ目データ取得露頭位置 | . 201 |
|---|-----------------|---|-------|
| 义 | 4.3.3-5 | 露頭写真と計測した割れ目 | . 202 |
| 义 | 4.3.3-6 | 測線と割れ目データ位置の模式図 | . 203 |
| 义 | 4.3.3-7 | 全割れ目のステレオ投影図 | . 203 |
| 义 | 4.3.3-8 | 測線A、Bにおける割れ目の走向-距離プロット | . 205 |
| 义 | 4.3.3-9 | 測線Aにおける割れ目データの走向ベクトル累積プロット | . 206 |
| 义 | 4.3.3-10 | 測線 B における割れ目データの走向ベクトル累積プロット | . 207 |
| 义 | 4.3.3-11 | 測線Aと測線Bを合わせた割れ目データの走向ベクトル累積プロット | . 208 |
| 义 | 5.1.2-1 (| JSL 熱年代法による熱史解析 | .217 |
| 义 | $5.1.3 \cdot 1$ | 岩石試料中の MME と花崗閃緑岩質部分の産状写真 | . 219 |
| 义 | 5.1.3-2 | Al-in-Hbl 圧力計による圧力見積もりの結果 | . 221 |
| 义 | 5.1.4-1 | 黒部川花崗岩体のジルコンの分析点(左図:BSE 像,右図:CL 像) | . 224 |
| 义 | 5.1.4-2 | 遠野複合深成岩体のジルコンの分析点(左図:BSE 像,右図:CL 像) | . 225 |
| 义 | 5.1.4-3 | 堺ノ神深成岩体のジルコンの分析点(左図:BSE 像,右図:CL 像) | . 225 |
| 义 | $5.1.5 \cdot 1$ | ZrU-Pb 年代コンコーディア図および CL 像 | . 230 |
| 义 | 5.1.5-2 | 北上山地における東経・AFT 年代プロット | .231 |
| 义 | 5.1.5 - 3 | 海成段丘の形成過程とパターン | . 232 |
| 义 | 5.1.5-4 | 海成段丘構成層の最上面における石英中の ¹⁰ Be 濃度 | . 234 |
| 义 | $5.1.5 \cdot 5$ | MCMC による河床縦断形逆解析の結果 | . 239 |
| 义 | 5.1.5-6 | 逆解析によって復元された隆起速度 | . 240 |
| 义 | 5.2.1-1 | 内陸部を対象とした研究開発の事例地域 | . 248 |
| 义 | 5.2.2-1 | 離水地形区分図 | .251 |
| 义 | 5.2.2-2 | 離水地形の縦断プロファイルと調査地点 | . 252 |
| 义 | 5.2.2-3 | 河成段丘の構成層 | . 253 |
| 义 | 5.2.2-4 | 露頭観察地点(TRM 地点)の地形と柱状図 | .254 |
| 义 | $5.2.2 \cdot 5$ | ボーリングコアの掘削地点 | . 256 |
| 义 | 5.2.2-6 | ボーリングコアの柱状図 | .256 |
| 义 | 5.2.3-1 | 手法適用性の検討を行った海成段丘岩盤中の10Be深度プロファイル | . 258 |
| 义 | 5.2.3-2 | 段丘の離水後の地形発達の概念図 | .258 |
| 义 | 5.2.3 - 3 | 試料採取地点位置図 | . 259 |
| 义 | 5.2.3-4 | NNO 地点近傍の海成段丘分布図 | . 260 |
| 义 | 5.2.3 - 5 | NNO 地点の露頭柱状図と試料採取位置 | .261 |
| 义 | 5.2.3-6 | ANY 地点および ANW 地点近傍の海成段丘分布図 | . 262 |
| 义 | 5.2.3-7 | ANY 地点の露頭柱状図と試料採取位置 | . 263 |
| 义 | 5.2.3-8 | ANW 地点の露頭柱状図と試料採取位置 | . 265 |
| 义 | 5.3.1-1 | ボーリングコア掘削地点 | . 268 |
| 义 | 5.3.2-1 | 隆起・沈降境界域における地殻変動評価のための調査スキーム | .270 |
| 义 | 5.3.2-2 | GC-NG-1、OY-1 及び OY-2 コアの堆積ユニット区分と堆積相の特徴と対比案 | . 272 |
| 义 | $5.3.2^{-3}$ | コア堆積物から認定した地層境界面と MIS との対比 | .273 |
| 义 | 5.4.1-1 | 本研究項目の立ち位置 | . 276 |
| 义 | 5.4.2-1 | 本実験で使用する整形試料(岩石チップ試料・ポロシメータ試料・XRD 試料) | 279 |
| 义 | 5.4.2-2 | 本実験の実施フロー | . 280 |
| 义 | 5.4.2-3 | 岩石チップの色調・形状変化の例 | .281 |

| 义 | 5.4.2-4 | 浸漬前後のマイクロフォーカス X 線 CT 画像 | 282 |
|---|------------------|--|-------------------|
| 义 | $5.4.2 \cdot 5$ | 浸漬前後の鉱物の形状変化の例 | 283 |
| 义 | 5.4.2-6 | 有効間隙率の変化 | 285 |
| 义 | 5.4.2-7 | 間隙径分布の変化(R2MZ-13) | 286 |
| 义 | 5.4.2-8 | 間隙径分布の変化(R2MZ-09) | 286 |
| 义 | 5.4.2-9 | 浸漬酸溶液の溶存元素濃度の測定結果(浸漬15日後の硝酸溶液) | 287 |
| 义 | $5.4.2 \cdot 10$ | 浸漬 15,30,45 日後の酸溶液の溶存元素濃度の測定結果比較 | 287 |
| 义 | 5.4.2-11 | 本事業で収集した柱状図の位置 | 292 |
| 义 | 5.4.2-12 | テフラ層序等の他の年代情報と経験的指標の関係が報告されている 24 地域でコ | $^{1}\mathcal{V}$ |
| パ | イルした緯 | 編年図 | 293 |
| 义 | 5.4.2-13 | 段丘対比・編年のコンパイルと再解釈の例 | 296 |
| 义 | $5.4.2 \cdot 14$ | 露頭およびピット調査実施箇所 | 299 |
| 义 | $5.4.2 \cdot 15$ | ピット壁面写真およびスケッチ | 300 |
| 义 | $5.4.2 \cdot 16$ | 穂北露頭の柱状図および写真 | 301 |
| 义 | $5.4.2 \cdot 17$ | 童子丸露頭の柱状図および写真 | 301 |
| 义 | 5.5.2-1 | 過去数千年間及び数十万年間に隆起・沈降の傾向・速度に係る研究が行われた地 | 域 |
| | | | 304 |
| 义 | 5.5.2-2 | 過去数十万年間の隆起・沈降速度分布(野村ほか,2017) | 305 |
| 义 | 5.5.2-3 | 過去数十万年間の隆起・沈降速度分布(本事業追加分) | 305 |
| 义 | 5.5.2-4 | 過去数千年間の隆起・沈降速度分布(本事業追加分) | 306 |
| 义 | $5.5.2 \cdot 5$ | 数十万年間の隆起沈降速度分布 | 307 |

表目次

| 表 | 1.2.1-1 | 全体計画に示された自然現象の影響に関する研究開発項目 | 2 |
|---|-----------------|---|-----|
| 表 | 1.2.4-1 | 各テーマで得られた技術・知見の処分事業への反映に向けたスケジュー | ール6 |
| 表 | $1.2.5 \cdot 1$ | 本事業で実施する各研究開発項目の役割分担 | 7 |
| 表 | 2.2.2-1 | 各地質図幅で抽出対象とした岩脈類 | |
| 表 | 2.2.2-2 | 検討範囲中に含まれる第四紀火山 | |
| 表 | 2.2.2-3 | 岩脈に関する情報整理例 | 24 |
| 表 | 2.2.2-4 | 収集文献一覧 | |
| 表 | 3.1.2-1 | 火山性熱水・深部流体の移動・流入に係る概念モデルの類型化の観点. | |
| 表 | 3.1.3-1 | メタンの δ ¹³ C 値でのガス起源判定の目安(早稲田, 2010 を基に作成). | |
| 表 | 3.1.3-2 | 各検討項目の判別への適用性 | |
| 表 | 3.2.2-1 | 採取試料リスト | 67 |
| 表 | 3.2.2-2 | 鉱物分離結果 | |
| 表 | 4.2.2-1 | 年代測定結果一覧 | 169 |
| 表 | 4.2.3-1 | 入力データの概要とケース名、判別率 | 173 |
| 表 | 4.2.3-2 | 活動性/確実度の分類と基準 | 174 |
| 表 | 4.2.3-3 | CASE 4 に含まれる活断層・非活断層の最新活動時期 | 174 |
| 表 | 4.2.3-4 | CASE 4 シリーズの判別式の係数 8 と VIF | |
| 表 | 4.2.3-5 | 交換性陽イオンの分析結果、及び全岩化学組成との相関係数 | |
| 表 | 5.1.3-1 | 黒部川花崗岩のジルコン U-Pb 年代 | |

| 表 | 5.1.5-1: | 分析試料とAFT 年代測定結果一覧 | 229 |
|---|----------|---------------------------------------|-----|
| 表 | 5.4.1-1 | 段丘編年の違いが隆起量の見積りへ与える影響 宮城県仙台付近の例 | 277 |
| 表 | 5.4.2-1 | 実験用礫サンプルの岩種及び実験内容 | 279 |
| 表 | 5.4.2-2 | 本実験における分析項目一覧表 | 280 |
| 表 | 5.4.2-3 | XRD 分析で得られた鉱物組み合わせの浸漬前後での変化の例(基質濃集分析) | 284 |
| 表 | 5.4.2-4 | 着目した経験的年代指標の例 | 291 |

1. はじめに

1.1 背景と目的

わが国の高レベル放射性廃棄物の地層処分計画を円滑に進めていくためには、地層処分の技術 的信頼性をさらに高め、国民の理解と信頼を得ていく必要がある。平成 29 年 7 月には、経済産 業省より、地層処分の仕組みや地域の科学的特性についての国民への理解促進を目的として、地 層処分を行う場所を選ぶ際にどのような科学的特性を考慮する必要があるのか、それらは日本全 国にどのように分布しているか、といったことを分かりやすく示した「科学的特性マップ」が公 開された。

一方、地層処分事業の遂行には国民の理解と信頼確保と同時に、処分事業や安全規制の基盤となる技術を整備・強化していくための研究開発を着実に行っていく必要がある。そのような中、 所管官庁、事業実施主体(原子力発電環境整備機構:以下、「NUMO」という)、関連研究機関、 廃棄物発生者により構成された地層処分研究開発調整会議において「地層処分研究開発に関する 全体計画(平成 30 年度~平成 34 年度)」(以下、「全体計画」という)が策定された。地層処分 に適した地質環境の選定のためには、火山・火成活動、非火山性深部流体の移動・流入、地震・ 断層活動、隆起・侵食といった自然現象について、数万年を超えるような長期にわたる影響を調 査・評価することが求められる。全体計画では、これらの自然現象の影響の把握及びモデル化に 係る課題が整理されており(表 1.2.1-1)、本事業では、これらの解決に向けた研究開発に取り組 む。

全体計画は、NUMO が作成した包括的技術報告書^{注1}の外部レビューの結果や、平成 30 年度 以降の関連研究機関における研究開発の実績を踏まえ、令和2年3月に改訂された。改訂版では、 本事業で取り組む火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動及び隆起・侵食の自然現象に関す る研究課題については、平成 27~30 年度にかけて実施された沿岸部における調査・評価技術開 発(産業技術総合研究所など, 2019)の成果などを踏まえた反映があったものの、昨年度までに 進めてきた各課題の解決に向けて引き続き取り組むという大方針に大きな変更はない。

火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動及び隆起・侵食の各自然現象は、地質学、地形学、 地震学、測地学、地球化学、地球年代学といった様々な学術分野と密接に関わっており、調査・ 評価技術の高度化にあたっては、これらの分野横断的な取り組みが重要である。本事業では、各 学術分野における最新の研究を俯瞰したうえで、個別分野の技術の高度化に加え、複数分野の技 術の適切な組み合わせを検証するための事例研究についても取り組んでいく。そのためには、地 層処分の仕組みやサイト選定、安全評価に係る知見・技術の豊富な複数の研究機関が連携し、そ れぞれが有する知見・技術を相互に補完しながら事業を進めていくことが有効である。そこで本 事業は、地層処分や原子力関係施設の評価などを背景とした研究開発に多くの実績を有する日本 原子力研究開発機構(以下、「原子力機構」という)と電力中央研究所(以下、「電中研」という) が共同で実施し、各機関が有している知見・技術を相互補完的に利用することで、地層処分シス テムへの自然現象の影響の観点に対して効果的な成果の創出を目指す。

^{注1}最新の科学的知見やこれまでの技術開発成果に基づき、サイトを特定せず、わが国における安全な地層処分の 実現性について総合的に検討した報告書で、NUMO により平成 30 年 11 月にレビュー版が公表された。

表 1.2.1-1 全体計画に示された自然現象の影響に関する研究開発項目

| ①火山・火成活動の発生及び影響の調査・ 評価技術の高度化 | ①-1 将来の火山・火成活動の発生に係る評価技術の高度化 ①-2 マグマの影響範囲を把握するための技術の高度化 |
|--|---|
| ②深部流体の移動・流入に係る現象理解 及び影響の評価技術の整備 | ②-1 深部流体の形成・移動に係る調査・評価技術の整備 |
| ③地震・断層活動の活動性及び影響の 調査・評価技術の高度化 | ③-1 地表において特定が困難な活断層を検出し活動性を把握するための技術の高度化 ③-2 上載地層がない場合の断層の活動性や地質断層の再活動性を把握するための技術の高度化 ③-3 地震及び断層活動による水理学的・力学的影響を把握するための技術の高度化 |
| ④地形・地質学的情報に基づく隆起・侵食 の調査・評価技術の高度化 | ④-1 地形学的手法や年代測定などを用いた過去百万~数十万年前以前からの隆起・侵食を把握するための技術の拡充 ④-2 沿岸部の隆起・侵食を把握するための技術の高度化 |
| ⑤長期的な自然現象の発生可能性及び 地質環境の状態変遷の評価技術の整備 | ⑤-1 自然現象に係る長期的なシナリオ設定と地質環境の状態変遷に係る影響評価のための手法の整備 ⑤-2 長期にわたる自然現象の発生可能性及びその不確実性を評価するための技術の高度化 |

令和2年3月に改訂された全体計画の内容に基づく。本事業では、上記のうちの①~④について 取り組む。なお、③-2のうち、地震や応力場などの変化に伴う断層の変位量やその影響に関する シミュレーション技術の整備については、本事業の対象外である。

1.2 各テーマの概要

本事業では、全体計画で提示された自然現象の影響に係る研究開発項目(表 1.2.1-1)のうち、 火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動及び隆起・侵食に関する調査・評価技術について、 各学術分野における最新の知見を取り入れながら高度化開発を進めていく。以下では、各テーマ の概要に加え、文献調査、概要調査、精密調査と段階的に実施される処分事業を鑑みたうえで策 定された、各テーマの達成(処分事業に反映できる体系的な技術・知見として取りまとめたこと をもって達成とみなす)に向けたスケジュール(表 1.2.4-1)について示す。

1.2.1 火山・火成活動に関する調査・評価技術

全体計画では、火山フロントの背弧側も含めて、将来の新たな火山・火成活動の発生に係る予 測の信頼性の向上や、マグマの影響範囲の把握に係る調査・評価技術の高度化に向けて調査・評 価事例の蓄積などを通じた検討を行うことが提示されている。

本事業では、地下深部の三次元地震波速度構造の推定により、マントル内の流体分布に係る知 見を提示するとともに、比較的広範囲に及ぶ火山活動や地殻浅部におけるマグマの長距離水平移 動に対するマグマ活動範囲の評価に有効な指標を提示することを目標としている。昨年度までの 本事業では、将来の火山活動に関与する流体の分布を把握するための地震波トモグラフィ解析に 必要な地震データ(マントル内を伝播する近地・遠地地震波)を収集し、解析により日本列島周 辺の地下深部の大局的な流体分布を推定するとともに空間分解能を評価した。また、将来のマグ マ活動の範囲に係る指標を提示するため、火山活動が広範囲に及ぶ単成火山群を事例とした MT 法電磁探査(既往データの検証も含む)に基づき地下の部分溶融域の分布を明らかにし、第四紀 に活動した個別火山体分布との関連性を検討することにより、部分溶融域の分布を指標として将 来のマグマの影響範囲を把握する手法の有効性を示した。この部分溶融域の分布を指標とした手 法については、概要調査において火山・火成活動の影響を評価するための技術として反映できる。

令和2年度の本事業では、地震波トモグラフィの分解能向上のため、P波・S波到達時刻の検測による地震データ(浅発地震)を拡充し、概要調査において求められる将来の新たな火山・火成活動の発生に係る評価に反映できる技術として取りまとめた。また、地殻浅部におけるマグマの長距離水平移動(岩脈の伸展)に対する評価について、マグマの水平移動に係る国内外の既存知見の整理を行うとともに、放射状岩脈の分布範囲に係る解析手法を検討した。

1.2.2 深部流体に関する調査・評価技術

地下深部からの流入の可能性が想定される非火山性の深部流体については、調査・評価事例の 蓄積を通じてその形成や移動に係る現象の理解を深め、流入の可能性や影響の評価に必要な技術 基盤の整備を図る必要があることが、全体計画においても提示されている。深部流体には、有馬 型温泉水のように、高温、高塩濃度、低 pH で多量の二酸化炭素を含む流体があるため、深部流 体の流入による地層処分システムへの熱的影響及び化学的影響を把握することが重要である。ま た、そもそも深部流体の地下深部の賦存域の形成や地表付近への流入に関与する要因の他、流入 する流体の性状に係る知見についても現状では限定的であり、それらの知見の蓄積も望まれる。

本事業では、非火山性熱水活動などに関与する深部流体について、熱的・化学的観点から熱水 活動の履歴や流入の可能性及び影響の評価に資するための基盤情報を提示するとともに、深部流 体が地表へ流入する経路の特性に係る知見を抽出することを目標としている。そのため、非火山 性熱水活動の活動域などを事例とした地震学、地質学、熱年代学、同位体地球化学的手法などの 適用により、深部流体の特徴や天水などとの混合、移動経路、及び活動継続期間に係る知見の収 集・蓄積を進めている。

深部流体に係る化学的特徴については、昨年度までの本事業において、文献収集及び現地調査 (温泉水ならびに油田かん水の採取・分析)を行い、深部流体などの地下深部に存在する地下水 の起源や分類に関する現状の知見と課題について取りまとめるとともに、元素・同位体の情報に 基づき、スラブ起源水、化石海水・油田かん水、現海水を分類するためのフローについて検討し た。特に、これまで深部流体の評価で扱われた事例の少ない Sr 同位体比、放射性ヨウ素、リチウ ム・ホウ素の安定同位体比の判別指標としての有効性についての検討を行った。また、深部流体 の水質形成メカニズムを解明するための室内試験として、模擬海水を浸潤させた粘土の圧縮抽水 試験を進めた。

深部流体に係る熱的影響については、昨年度までの本事業において、深部流体起源の熱水活動の温度や滞留時間などに関する情報を得るため、流体包有物の均質化温度を用いた地質温度計と、 FT 法や(U-Th)/He 法といった熱年代学的手法とを組み合わせた検討事例について提示した。これらの手法は、深部流体が地層処分システムに及ぼす熱的影響の程度や範囲の評価に適用できる 手法として有効であるが、概要調査や精密調査に対応した体系的な技術・知見として反映するためには、更なる事例の蓄積が課題として残っている。

深部流体の移動経路については、地殻内のクラック性状に係る情報の取得を目的とした、S 波 スプリッティング解析の適用性の検討を行った。その結果、速い S 波と遅い S 波の到達時間差 (dt)の値と、それらの地震波の波線経路とを比較することにより、地殻内の流体の移動経路に 係る情報が抽出できる可能性が示された。また、S 波の振動方向の卓越方位と、広域的な最大水 平圧縮応力との比較に基づき、深部流体の移動が卓越する経路としての複数のクラック帯が交差 する領域を抽出できる可能性も提示できた。ただし、これらの知見の妥当性を検証し、解析技術 を概要調査における深部流体を対象とした調査・評価技術として反映できるようにするためには、 更なる事例の蓄積が必要である。

以上を踏まえ、令和2年度の本事業においても、昨年度までの実施内容を引き続き実施するこ とにより、深部流体の熱的・化学的特徴、熱水活動の履歴や流入の可能性及び影響の評価方法、 並びに流入経路となる地質環境の特徴に係る知見の蓄積・整理を進めた。

1.2.3 地震・断層活動に関する調査・評価技術

全体計画では、「地表において特定が困難な活断層を検出し活動性を把握するための技術の高 度化」、「上載地層がない場合の断層の活動性や地質断層の再活動性を把握するための技術の高度 化」、及び「地震及び断層活動による水理学的・力学的影響を把握するための技術の高度化」が研 究開発項目として挙げられている(表 1.2.1-1)。

上記を受け本事業では、1)活断層地形が不明瞭な地域における活構造の検出及びそれらの力学 的影響範囲の把握のための調査技術の提示と研究事例の蓄積、2)断層の活動性評価及び活動時期 の推定に関して高度化した手法の提示、3)地下深部の流体リザーバーの有無や分布などを指標と した、地震・断層活動に伴う長期間湧水の発生ポテンシャルの評価手法の提示を目標とする。

昨年度までの本事業では、活断層地形が不明瞭な地域において活構造を検出しそれらの力学的 影響範囲を把握するための技術開発として、GNSS 観測、地形解析、及び地質調査(小断層解析 など)を組み合わせたアプローチにより、活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法を提示 した。具体的には、南九州せん断帯を事例として、GNSS 観測と地形解析により推定されるせん 断帯の中心部を対象とした現地踏査を行い、小断層の運動方向のデータに基づく応力逆解析を行 うことにより、現応力場と調和的な運動センスが卓越する領域を抽出し、活構造に伴う力学的影 響範囲について検討した。ただしこの手法の妥当性を検証し、概要調査に対応した調査・評価技 術として反映するためには、更なる事例の蓄積が必要である。

また、上載地層がない場合の断層の活動性評価手法の高度化として、i)実試料を用いた分析及 び実験に基づく、IRSL、ESR、K-Ar、FT 法などの年代測定技術の適用条件・適用限界に関する 検討、ii)機械学習(化学組成データを用いた多変量解析)による活断層と非活断層の識別、iii) 石英の水和層厚さに基づく年代測定手法の適用性を検討するための水熱実験、及び年代既知の堆 積物を対象とした年代測定の試行を進めた。

地震・断層活動に伴う水理学的影響については、地震に伴う湧水の発生などに関する既往の調 査事例を収集・整理するとともに、MT 法電磁探査やS波スプリッティング解析による地下の流 体リザーバーの有無や流体の供給経路に関する検討を行った。地震により湧水の発生が継続した 代表的な事例である松代群発地震発生域において、MT 法電磁探査や地震波トモグラフィ解析を 実施し、これらの手法により地下の流体リザーバーの有無が推定できる見通しを示した。また、 深部流体の移行経路における検討と同様に、S 波スプリッティング解析が地下からの流体の供給 経路の有無を把握する上で有効である可能性を示したが、概要調査における調査・評価技術とし て反映できるようにするためには、更なる事例の蓄積に加え、地質学的検討(割れ目密度・方向 の解析など)に基づく検証が課題として残っている。

以上を踏まえ、令和2年度の本事業では、1)活断層地形が不明瞭な地域における調査技術に ついては、南九州せん断帯を事例とした GNSS 観測、地形解析、地質調査を組み合わせたアプ ローチについてデータを拡充して取りまとめるとともに、地質学的手法の信頼性向上のための研 究事例の蓄積として、1984年長野県西部地震の震源域を事例とした検討に着手した。2)断層の 活動性評価手法の高度化については、IRSL法などの年代測定技術、機械学習及び石英水和層の それぞれのテーマにおける検討を引き続き実施した。3)地震・断層活動に伴う水理学的影響に ついては、S 波スプリッティング解析を用いた検討事例の拡充に加え、松代群発地震発生域にお ける地質学的検討も併せて行い、地下からの流体の供給経路の有無を把握するための技術として 取りまとめた。

1.2.4 隆起・侵食に関する調査・評価技術

隆起・侵食に関しては、将来の変動幅を考慮することにより、サイトの設計や安全評価に主に 反映される。したがって、サイトの場所に拘らず、隆起速度・侵食速度といったパラメータの推 定及びその将来の変動幅の評価は不可欠な調査・評価項目である。さらに、隆起・侵食が引き起 こす地形の変化は、動水勾配の変化と密接に関わることから、地下水流動の長期的な変遷を把握 するうえでも重要な調査・評価項目である。地層処分施設の設計や安全評価で行われる地下水流 動解析は、涵養域から流出域までの広い範囲が対象となる。そのため、サイト近傍のみならず、 サイトを横断する内陸部〜沿岸部〜海底下の広域にわたる隆起・侵食の長期的な変遷に関する情 報を取得することが求められる。

以上の観点に基づき、本事業では、将来の隆起・侵食の予測の信頼性向上に向け、特に次のテ ーマに着目した研究開発を行うこととした。1)堆積段丘を用いた隆起量・侵食量推定が適用でき ない侵食基盤岩地形における熱年代学的手法などによる隆起・侵食評価手法の整備、2)同様に堆 積段丘が良好に分布しない地域における隆起・侵食評価のための、離水地形のマルチ年代測定に 基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化、3)氷期に陸化する地域を考慮した沿岸部の隆起・侵食 評価に反映するための、地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸部の隆起・侵食、沈降・堆積現象 の把握、4)隆起・沈降境界域における地質調査に基づく地質構造・地殻変動様式の評価技術の整 備、5)陸域の隆起・侵食傾向の外挿による沿岸海域の隆起・侵食評価手法の高度化に向けた段丘 対比・編年技術の高精度化に関する検討(文献整理、地形・地質調査や岩石風化実験に基づく検 討)、6)最新のデータを反映した日本列島における長期的な隆起・侵食傾向が理解できるマップ の整備。これらの研究開発を通じ、過去百万一数十万年以前からの隆起・侵食を把握するための 技術の拡充を進め、幅広い年代範囲及び地域(内陸一沿岸海域)において隆起量・侵食量の評価 が可能となる技術として整備することとした。また、研究開発にあたっては、各手法の精度・適 用限界について整理することとした。

これまでに、1)熱年代学的手法などによる隆起・侵食評価手法については、閉鎖温度の低い OSL 熱年代法を大深度ボーリングコア試料に適用することで、侵食速度が遅い地域においても、 従来の手法では困難だった十万年スケールの侵食評価ができる可能性を示した。また、U-Pb 年 代測定や鉱物の化学組成に基づく地質温度・圧力計などと組み合わせた検討により、熱史が複雑 なケースなどに対する熱年代学的手法の適用範囲の拡充も進めた。さらに、熱年代法などによる データと、河床縦断形の数値地形解析とを組み合わせた隆起・侵食速度の評価手法の検討にも取 り組んできた。2)離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術については、内陸 部を対象とした検討として、環流旧河谷に基づく隆起・下刻速度の算出手法を提示した。特に、 長石を対象とした IRSL 法が、環流旧河谷中の旧河床堆積物の堆積年代の制約に適用可能である との見通しを得た。さらに、沿岸部を対象として、海成の岩石侵食段丘を対象とした宇宙線生成 核種法による離水年代決定手法を検討した。3)地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸部の隆起・ 侵食、沈降・堆積現象の把握については、音波探査記録などによる海底地形や堆積構造のデータ に基づき、日本列島周辺の陸棚から第四紀地殻変動を把握するために必要な手法を整理し、概要 調査に向けた計画策定に反映できる知見として取りまとめた。4)隆起・沈降境界域における調査・ 評価技術の整備については、過去数十万年間の地殻変動量の一様継続性を評価するうえで、高海 面期(MIS5 及び MIS11)の海成層の分布に基づく検討が、沿岸堆積平野の隆起・沈降境界域に おいても有効であるとの見通しを得た。5)段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討について は、対比・編年の経験的指標の妥当性・適用性を検討するため、わが国の段丘を構成する地質情 報を収集・整理した。さらに、風化を模擬した岩石溶解実験により、天然の段丘礫の岩石種に応 じた風化現象のばらつきの要因を明らかにし、岩石風化に基づく編年指標を適用するうえでの基 礎情報を取得した。6) 隆起・侵食マップの整備については、既往の隆起・侵食データに、宇宙線 生成核種法や熱年代に基づく、より長い時間スケールでの隆起・侵食データを追加するとともに、 宇宙線生成核種法による侵食速度と平均傾斜との関係式を活用し、時空間的により高精度な侵食 速度マップの整備を進めた。

以上のように各テーマについて、地層処分のサイト設計や安全評価に資する技術的成果が蓄積

されつつあるが、特に1)、2)、4)、5)、6)のテーマについては、概要調査に反映できる調査・評価 技術として整備していくうえで、いくつかの技術的課題や知見の不足が残されている。そこで今 年度の本事業では、これらのテーマに対し、更なる事例研究の蓄積や追加実験・解析を行い、そ れぞれの技術の信頼性の向上や知見の拡充を図る。

| | 研究開発項目 | 報告書への提示時期* |
|------------------------|--|------------|
| | マントル内の流体分布・移動に関する検討 | 令和2年度末 |
| 火山・火成活動に関する 調査・評価技術 | マグマの影響範囲に関する検討 (部分溶融域を指標としたマグマ活動範囲の推定) | 令和元年度末 |
| | マグマの影響範囲に関する検討 (マグマ水平移動の範囲の評価) | 令和3年度末 |
| | 深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積 | 令和3年度末 |
| 深部流体に関する調査・ 評価技術 | 深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積 | 令和3年度末 |
| | 深部流体の移動経路に関する検討 | 令和3年度末 |
| | 活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響 範囲を把握する手法の検討 | 令和2年度末 |
| 地震・断層活動に関する 調査・評価技術 | 断層の活動性評価指標を提示するための分析・試験、年代測定によ る検討 | 令和3年度末 |
| _ | 地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討 | 令和3年度末 |
| | 熱年代学的手法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備 | 令和3年度末 |
| | 離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度 化 | 令和3年度末 |
| 隆起・侵食に関する調 査・評価技術 | 地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸部の隆起・侵食、沈降・堆積 現象の把握 | 令和元年度末 |
| | 隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備 | 令和2年度末 |
| | 段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討 | 令和3年度末 |
| | 最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備 | 令和2年度末 |

| 表 1.2.4-1 | 各テーマ | で得られた技術・ | ・知見の処分事業へ | の反映に向けたス | くケジュ- | ール |
|-----------|------|----------|-----------|----------|-------|----|
|-----------|------|----------|-----------|----------|-------|----|

*処分事業に反映できる技術・知見として報告書に提示する時期を指す。なお、この時期以降も、 最新の科学的知見を取り入れつつ、技術の信頼性向上に向けた研究開発を継続する。

1.2.5 実施体制·役割分担

1.1 で述べた通り、本事業は原子力機構と電中研が共同で実施するものである。両機関はとも に、地層処分のサイト選定・設計・安全評価の観点から、火山・火成活動、深部流体、地震・断 層活動及び隆起・侵食の各自然現象の影響を把握するための様々な基盤的な調査・評価技術を有 するとともに、これまでにも多くの研究実績を創出している。ただし、本事業の全体期間(全体 計画で示された5か年)の中で、限られたリソース(人材や設備など)を有効活用して本事業を 着実に進め、より効率的に成果を挙げるため、本事業では表 1.2.5-1 のような役割分担で研究開 発を進めている。

なお、本事業で扱うすべての研究開発項目について、両機関間で実施計画・進捗・成果につい

て運営会議を開催することなどを通して密接に情報共有をしながら事業を進めてきた。また、外 部の専門家・有識者で構成される委員会を設置し、研究計画、実施方法、結果の評価などに関す る審議を受けた。今年度の委員会の議事概要については付録7を参照されたい。

| | 研究開発項目 | 主担当 |
|----------------------|--|-------|
| 火山・火成活動に関する | マントル内の流体分布・移動に関する検討 | 原子力機構 |
| 調査·評価技術 | マグマの影響範囲に関する検討 | 原子力機構 |
| | 深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積 | 電中研 |
| 深部流体に関する 調査・評価技術 | 深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積 | 原子力機構 |
| | ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~ | 原子力機構 |
| 地震・新属活動に閉まる | 活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲 を把握する手法の検討 | 原子力機構 |
| 調查·評価技術 | 断層の活動性評価指標を提示するための分析・実験、年代測定による検討 | 原子力機構 |
| | 地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討 | 原子力機構 |
| | 熱年代法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備 | 原子力機構 |
| | 離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化 | 原子力機構 |
| 隆起・侵食に関する 調査・評価技術 | 隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備 | 原子力機構 |
| | | 電中研 |
| | | 原子力機構 |

表 1.2.5-1 本事業で実施する各研究開発項目の役割分担

引用文献

地層処分研究開発調整会議,地層処分研究開発に関する全体計画(平成 30 年度~平成 34 年度), 2018. http://www.meti.go.jp/report/whitepaper/data/pdf/20180329001_01.pdf(2020 年 2 月 10 日最終閲覧)

経済産業省 資源エネルギー庁, 科学的特性マップ,2017.

https://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/kagakutekitokusei map/ (2020 年 2 月 10 日最終閲覧)

産業技術総合研究所,日本原子力研究開発機構,原子力環境整備促進・資金管理センター,電力中 央研究所,高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 沿岸部処分システム高 度化開発 平成 27 年度~平成 30 年度 取りまとめ報告書, 288p, 2019.

2. 火山・火成活動に関する調査・評価技術

2.1 マントル内の流体分布・移動に関する検討

2.1.1 背景と目的

火成活動が地層処分システムに及ぼす影響については、マグマの貫入や噴出による処分施設及 び廃棄体の直接的な破損の他、熱などによる地下水温の上昇や熱水対流の発生、熱水・火山ガス の混入による地下水の水質変化などが考えられる。このうち、特にマグマの貫入・噴出は、地層 の物理的な隔離機能を広範囲にわたり喪失させる恐れがあるため、その影響範囲を回避してサイ ト選定する必要があるが、背弧域において現在火山のない場所においても、将来新たな火山が発 生する可能性を考慮すべきであることが指摘されている(地層処分技術 WG, 2017)。このような 新たな火山の発生に対しては、過去から現在までの火山活動の履歴を詳細に把握し、その時空間 的な分布や活動の傾向などから将来を予測するといった外挿に基づくアプローチに加えて、火山 に供給する地殻深部の高温流体(マグマやその固化に伴い放出された水など)の有無や分布をあ らかじめ把握するといった、火山活動の成因に踏み込んだアプローチでの研究開発が進められて きた(例えば、Asamori et al., 2010)。しかしながら、その評価の信頼性向上の観点から、主とし て地殻内の領域をターゲットとしたこれらの調査技術の整備に加えて、上部マントルの領域も考 慮した検討の重要性が指摘されている(地層処分技術 WG, 2017; 地層処分研究開発調整会議, 2018)。そのため本事業では、マントル・ウェッジにおける不均質構造の推定に最も有効と考え られる地震波トモグラフィを用いて流体分布や移動経路を推定することにより、統計・確率論的 なアプローチ(例えば、Martin et al., 2004, 2012)などに基づいた新たな火山の発生に係る評価 の信頼性を向上させるための知見の提示を目指す。

これまでの本事業では、特に背弧域のマントル・ウェッジにおける地震波トモグラフィの空間 分解能の向上を目的として、日本列島下のマントル内を伝播する深発地震の地震データの収集(地 震波到達時刻の検測)を進めてきた。平成 30 年度は、近地地震波を中心に、P 波及び S 波到達 時刻データをそれぞれ 86,418 個及び 80,249 個収集した。平成 31 年度は、遠地地震波を中心に、 P 波及び S 波到達時刻データをそれぞれ 118,721 個及び 113,725 個収集した。さらに平成 31 年 度は、これらの収集したデータを用いて地震波トモグラフィの空間分解能を評価するとともに、 日本列島下のマントル・ウェッジの三次元 S 波速度構造の推定を行った。その結果、水平分解能 を従来の 33 km 程度(例えば、Asamori and Zhao, 2015)から 25 km 程度にまで向上させるこ とに成功するとともに、震央距離の長い地震データの蓄積がマントル・ウェッジにおける流体分 布の推定に効果的であることが確認できた(原子力機構・電中研, 2020)。

これまでは深発地震に着目して地震データの収集を行ってきたが、浅発地震についても、マントルを通過して地表に到達するものがあり、それらのデータも加えることで、地震波トモグラフィの更なる空間分解能の向上が期待できる。そこで今年度の本事業では、主に浅発地震に着目した日本列島周辺の地震データの収集を継続し、処分事業に資する日本全国を対象とした基盤的な情報に反映できる成果として取りまとめた。

2.1.2 令和 2 年度実施内容

現在、国内では約2,500点もの定常地震観測点が展開され、観測データが日々蓄積され続けている。これらは、気象庁、各国立大学、防災科学技術研究所、海洋研究開発機構などにより設置・ 運用されている地震観測点によって構成されており、陸域に加えて海域に設置された海底地震計 により記録されたデータを含む。これらの観測点において記録された地震波形データは気象庁に 集約され、日本列島下で発生した地震に伴うP波及びS波到達時刻の読み取り及び震源決定まで の処理が一元的に行われたうえで公開されており、学術的な研究などに広く利用されている。しかしながら、このように処理された気象庁一元化検測値データは震源決定精度を重視しているため、震央距離が長距離に及ぶ到達時刻の読み取り数が少ない。そのため本事業では、震央距離が長距離に及ぶ地震を中心に、P波及びS波の到達時刻の読み取りを実施した。

令和2年度までに検測を実施した地震の震源分布を図2.1.2-1に示す。これらは気象庁一元化処理震源要素をもとに、できる限り震源が均一に分布するよう選出した547個の地震である。また、これらは2005年1月~2018年7月に発生したマグニチュード2.4以上の地震であり、沈み込む太平洋スラブ及びフィリピン海スラブ内で発生する稍深発地震、深発地震及び浅発地震が含まれる。さらに今年度新しく検測を実施した地震は、主に地下深部のマントルを通過して地表に到達した浅発地震で構成される。P波及びS波到達時刻の検測は、あらかじめ計算した理論走時を参照しながら行った。また、これらの検測と同時に、目視によってその検測精度を記録した。

以上による検測の結果、図 2.1.2-1 に示す 547 個の地震に対して検測した P 波及び S 波到達時 刻データの総数は、それぞれ 311,702 個及び 295,907 個である。一つの地震に対する観測データ 数は、それぞれ 88~1,443 個及び 57~1,443 個である。また、図 2.1.2-2 には走時曲線の一例を 示す。これによると、震央距離が長くなるにつれて検測精度は低下するものの、気象庁一元化検 測値データに比べて長い震央距離のものを含む、より多くのデータが取得できたと考えられる。



丸はカラースケールで示す深さで発生した地震の震源を表す。また、四角及び星印は地震観測 点及び図 2.1.2-2 に示す走時曲線例の震央を表す。



図 2.1.2-2 P波及びS波検測値による走時曲線の例

P 波検測精度 A、B 及び C は、それぞれ 0.05 秒以下、0.05~0.25 秒、0.25 秒以上を示す。S 波 検測精度 A、B 及び C は、それぞれ 0.10 秒以下、0.10~0.50 秒、0.50 秒以上を示す。検測対象 とした地震の震源は、図 2.1.2-1 中に星印で示す。

引用文献

- Asamori, K., Umeda, K., Ogawa, Y. and Oikawa T., Electrical resistivity structure and helium isotopes around Naruko volcano, northeastern Japan and its implication for the distribution of crustal magma, International Journal of Geophysics, ID738139, doi:10.1155/2010/738139, 2010.
- Asamori, K. and Zhao, D., Teleseismic shear wave tomography of the Japan subduction zone, Geophysical Journal International, vol.203, pp.1752-1772, 2015.
- Martin, A. J., Umeda, K., Connor, C. B., Weller, J.N., Zhao, D. and Takahashi, M., Modeling long-term volcanic hazards through Bayesian inference: An example from the Tohoku volcanic arc, Japan, Journal of Geophysical Research, vol.109, B10208, doi 10.1029/2004JB003201, 2004.
- Martin, A. J., Umeda, K. and Ishimaru, T., Application of the Bayesian approach to incorporate helium isotopes ratios in long-term probabilistic volcanic hazard assessments in Tohoku, Japan, In Updates in Volcanology — New Advances in Understanding Volcanic Systems, edited by K. Németh, pp.117-146, ISBN 980-953-307-547-6, InTech, 2012.
- 日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,平成31年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関 する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書,251p,2020.
- 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,地層処分に関する地域の科学的な特性の提示に係る要件・基準の検討結果(地層処分技術WGとりまとめ),89p,2017.

http://www.meti.go.jp/press/2017/04/20170417001/20170417001-2.pdf 地層処分研究開発調整会議,地層処分研究開発に関する全体計画(平成 30 年度~平成 34 年度),

44p, 2018. http://www.meti.go.jp/report/whitepaper/data/pdf/20180329001_01.pdf

2.2 マグマの影響範囲に関する検討

2.2.1 背景と目的

火山・火成活動に関する技術的課題の一つとして、比較的広範囲に及ぶ火山活動や地殻浅部に おけるマグマの長距離水平移動に対するマグマ活動範囲の評価技術の高度化が挙げられる。この うち比較的広範囲に及ぶ火山活動の評価に対しては、昨年度までの本事業において、単成火山群 を事例とした MT 法電磁探査(既往データの検証も含む)に基づき地下の部分溶融域の分布を明 らかにし、第四紀に活動した個別火山体分布との関連性を検討することにより、部分溶融域の分 布を指標として将来のマグマの影響範囲を把握することが有効であることを示した。

一方、マグマの長距離水平移動に対しては、特に岩脈の発達が第四紀火山の中心から半径 15 km 以上に及ぶ場合の調査事例を蓄積していくことが重要であるが、現存の火山体下に伏在して いる火道やそこから派生している岩脈の分布を直接把握することは現実的に困難である。そのた め今年度の本事業では、数値標高モデルの地形データなどに基づいて第四紀火山体下に分布する 岩脈の分布範囲を推定する手法を検討するとともに、国内外の岩脈に関する既往の文献を収集し、 火山体周辺の地殻応力・歪場、活動年代、マグマ噴出率などと、岩脈の分布範囲や発達過程との 関連性について検討した。

2.2.2 令和2年度実施内容

(1) 地形データによる放射状岩脈のモデル化

火山体の内部には、ほぼ垂直に伸びて山頂火口に繋がる中心火道とそこから派生する放射状岩 脈が存在する。放射状岩脈の広がりは周辺の地殻応力場に影響され、最大水平圧縮応力軸の方向 に岩脈が密に発達する傾向がある(例えば、高橋,1994a;三浦ほか,2006)。また、岩脈と火山 体の斜面が交差する地点には側火口が形成される。そのため、側火口の分布範囲から放射状岩脈 の広がりを推定した場合は、分布範囲を過小に見積る可能性が高い。一方、山体の裾野(基盤と の境界;以下、火山体の底面)の広がりは、実際の岩脈の分布範囲を反映していると考えられる (例えば、Nakamura,1977)。

この Nakamura (1977) の考え方を援用し、向山ほか (1996) では 50 m メッシュと 250 m メッシュの数値標高モデル (digital elevation model; DEM) を用いて火山体底面〜山頂まで標高 ごとの形状、面積、重心などの地形パラメータを計測することにより、放射状岩脈の三次元的な 分布範囲のモデル化を試みている。本研究では、より詳細な国土地理院の基盤地図情報の 10 m メッシュの DEM (以下、10mDEM という)と地理情報システム (GIS) ソフトウェアを用いて 代表的な第四紀火山の火山体底面の形状、面積、重心などの地形パラメータを計測し、標高ごと の各パラメータから放射状岩脈の三次元的な分布範囲のモデル化を図った。ここで整備した作業 手順で作成した岩脈モデルは、最終的にはその火山の活動年代、マグマ噴出率 (噴出量)、化学組 成などとの相関を明らかにすることを目的としているが、今年度はそのための基礎になる検討と して、中心火道と火山体の底面の重心のずれを標高ごとに算出することにより、火山の成長過程 における放射状岩脈の伸展方向の安定性について検討した。

一方、火道の安定性の検討については、先行的な研究事例として高橋(1994b)があり、第四紀の複成火山の火口の変遷が1万年以内に1.5km以内にあるものを「火道安定型」、1.5kmよりも広がりを持つものを「火道不安定型」と定義し、火山の構造と地殻応力場との関連性について検討している。しかしながら、高橋(1994b)では火口や火道の変遷がある程度把握できる火山を対象にしており、第四紀火山に分類されているものの、現在活動が休止しているため活動履歴が詳らかになっていない火山は検討対象とはなっていない。そこで本研究では活動履歴が詳らかになっていない火山でも火道の安定性、ひいては火山体を形成した放射状岩脈の分布域の把握へ

の本研究の適用可能性について検討した。

ほぼ平地から火山体形成に至るまでを時系列的に記録した世界的に唯一の事例として、昭和新 山のミマツダイヤグラム(三松,1970)がある。本研究ではまず、昭和新山を対象に地形解析を 実施した。その結果を図 2.2.2-1 に示す。図 2.2.2-1 の下段にミマツダイヤグラムを示している が、この形状は上図における A-A'断面線を平面投影したものに相当する。図中の青点が標高ご との重心位置であるが、昭和新山のミマツダイヤグラムと標高輪切りの重心位置は整合している ように見える。このことから、標高ごとの重心位置は、その後の活動の影響は被っているものの、 山体形成に伴う活動の中心位置の変遷を反映していると考えられる。



図 2.2.2-1 各標高の重心位置(青点)とミマツダイヤグラム(三松, 1970)との比較 上図の背景図は、地理院タイル(標準地図)を使用した。

昭和新山の検討に次いで、5 つの火山で検討を実施した。対象としたのは、代表的な火山地形 を呈する火山である岩木山(成層火山)、十和田カルデラ(カルデラ)、那須岳(複数の峰が方向 性をもって配列する)、赤城山(成層火山→カルデラ→中央火口丘のように変遷)、大山の5火山 である。向山(1996)では完新世に対比されるか、1 万年より新しい噴火の記録がある 85 火山 を対象に解析を実施しているが、そのうち有史以降に活動記録がある4つの火山を対象に、解析 に先立つパイロット検討を実施している。岩木山から赤城山の4火山は、そのパイロット検討に 用いられた火山である。大山は、向山(1996)では対象とされなかった、完新世あるいは1万年 より新しい噴火の記録がない火山の代表として選定した。解析結果として、10mDEM より作成 した等高線図と接峰面図、標高-重心の平面図、標高-面積図を示す。ここでは検討の一例とし て大山を例として載せ(図 2.2.2-2~図 2.2.2-3)、大山を含めた5つの火山の解析結果について は、付録3に取りまとめた。

解析結果に基づくと、標高ごとの重心位置の変遷(図 2.2.2-2 及び図 2.2.2-3)は、山体の主峰 を形成する中央火口及び近傍のみならず側火山(図 2.2.2-2)や噴出した火山岩類のなど小さな峰 (図 2.2.2-3)やその近傍にも位置することから、火山体が形成される過程での活動の中心(火道) の変遷をある程度示唆するものであると考えられる。このことは、本手法を適用することにより

中央火口のみならず側火山などの活動も抽出可能であり、活動履歴の詳細が明らかになっていない火山でも火道の変遷や安定性についてある程度定量的な評価ができる可能性を示唆するものと考えられる。

一方、標高ごとの面積の変化については、標高を縦軸、面積を横軸にしたグラフ上(図 2.2.2-4) では、いずれも上に凸の形状を呈し、ある標高(図 2.2.2-4 では 1600 m 付近)の変曲点を境に 面積-標高のトレンドが変化する傾向があり、このことは以下の二つの可能性を示唆すると考え られる。

①Nakamura(1977)による山体内の火道からの放射状岩脈のイメージ図を想定すると、変曲 点よりも低い標高の重心位置群と高い標高の重心位置群は、放射状岩脈の分布高さを示唆してい るのかもしれない。

②昭和新山の山体形成イメージを適用すると、新旧の活動中心を示唆しているのかもしれない。 そのような観点で標高-重心位置平面を見ると、低標高と高標高の重心位置はまとまりやトレン ドが異なるように見える。



図 2.2.2-2 標高-重心の平面図(大山)

背景図には、地理院タイル(陰影起伏図)を使用した。また、左図の黒細線は 50 m 間隔の等 高線を、右図に接峰面図を示す。



図 2.2.2-3 標高-重心-地質図の平面図 (大山)

背景図には産業技術総合研究所「1/20 万シームレス地質図」を使用した。黒の細線は 50 m 間 隔の等高線を示す。



図 2.2.2-4 標高-面積図(大山) 標高 1600 m (矢印位置) に変曲点が認められる

(2) 火山岩岩脈分布に関するデータ収集

前項で実施した放射状岩脈のモデル化は、地形解析の範囲を火山体としているため、火山体を 超えた岩脈についてはモデル化や評価ができない。一方、野外で地質踏査をすると、第四紀火山 から離れた場所でも小規模ながら岩脈が貫入している露頭が見つかることがある。このような岩 脈が第四紀火山に関連するかどうかは、岩脈の広がりを評価するうえで重要となる。そこで、こ こでは丹念な地表踏査を実施して記載したものとして、産業技術総合研究所(旧:地質調査所) 発行の地質図幅から「岩脈」を抽出しその岩石名、時代、サイズ、最寄り火山からの距離を抽出 し、第四紀火山との関連性について評価した。

作業としては、岩脈の分布についてはデジタルでトレースを行い、GIS データを作成して白地 図上に整理したうえで以下の事項について情報を整理した。

- ・ID (識別番号)
- ・位置(緯度・経度)
- ・サイズ(長径・短径(m)など)
- ・年代
- ・岩型
- ・岩脈が貫入している地層名、時代
- ・最寄り火山の火山名、火口からの距離

岩脈などの位置については、分布の重心位置で代表させた。サイズについては、分布形状に外接する最小幅の長方形を描き、その長辺を長径、短辺を短径として計測した。

年代、岩型及び岩脈が貫入している地層名、時代については図幅凡例に従った。岩脈などが貫 入している地層が複数該当する場合は、最上位の地層を代表させ、貫入関係が不明な場合は整理 表にて空白としている。

今年度は大山を事例対象とした調査を実施した。使用した地質図幅は 20 万分の 1 の「松江及 び大社」、「高梁」、「浜田」及び「岡山及び丸亀(中国地方の海岸線以北を対象)」である(図 2.2.2-5)。 5 万分の 1 図幅の方がより詳細な記載が期待されるが大山の全範囲を網羅できていないので、全 範囲を網羅できている 20 万分の 1 図幅を抽出対象とした。

各図幅から凡例から抽出される「岩脈類」は表 2.2.2-1 のとおりである。また、検討対象とな る第四紀火山の火山名、位置、体積及び活動年代について表 2.2.2-2 に示す。抽出結果を図 2.2.2-6 ~図 2.2.2-9 及び表 2.2.2-3 に示す。なお、表 2.2.2-3 は例として一部抜粋したものであり、全デ ータについては付録 8 を参照のこと。抽出された火山岩岩脈等の数は、「松江及び大社」が 67、 「高梁」が 53、「浜田」が 22、そして「岡山及丸亀」が 9 であった。

これらの図表より、第四紀火山に関連する岩脈類は新規大山火山噴出物(寄生火山)に限られ、 それらの分布も大山の火山体内に限られる(図 2.2.2-7 及び表 2.2.2-3)。このことは Nakamura (1977)が示唆した放射状火山岩脈分布を示唆し、前項で検討した地形解析結果とも整合的であ る。なお、表 2.2.2-3 では大根島に近いドレライト岩脈が抽出されているが、それらは新第三紀 中新世とされており、大根島との関連性は低いと考えられる。一方、火山より離れた地点に位置 する岩脈類は全て新第三紀以前に形成されたものと判定されており、溶岩もあるがドレライトや 閃緑岩など深部で形成されたことが示唆される岩石の岩脈もある。このことはその第四紀よりも 以前に深部で形成された岩脈が削剥により地表に見られるようになったことを示唆していると考 えられる。



図 2.2.2-5 20 万分の1地質図幅とそれに含まれる第四紀火山及び抽出した岩脈

表 2.2.2-1 各地質図幅で抽出対象とした岩脈類

| 地質時代 | | 松江及び大社 | | | 高梁 | | | 浜田 | | 岡山及び丸亀 (中国地方の海岸線以北を対象) | | | | | |
|-----------|------------------------|---------------|---------------|---------------------------|--------------|---|---------------------------------------|----|----|--|-------------|---------------------------|--------|----|-------|
| 第四紀 | 更新世 | 後期 | 新規大山火山噴出 物 | 寄生 火山 溶岩 | ND1 ND2 | 黒雲母角閃石安 山岩 黒雲母角閃石安 山岩 | - | | | | | | | | |
| | 中新世 末〜鮮 新世前 期 | | | | | | アルカリ火山岩類 (津山地域) | E | B2 | アルカリ玄武岩溶岩及 びベイサナイト溶岩 (<mark>岩頸</mark> を含む) | | | | | |
| 新第三紀 | 中新世 | 後期 | 貫入岩類 | | Di D A | 閃緑岩及び斑レ イ岩 <pドレライト< p=""> </pドレライト<> 安山岩 | - | | | | 岩脈・岩床 など | 2 安山岩・ひん岩・ ドレライトなど | _ | | |
| | | 中期 ~後 期 | | | | | アルカリ火山岩類 (吉備高原、世羅 台地及び比婆山 地) | E | B1 | アルカリ玄武岩溶岩 (<mark>岩頸</mark> を含む)(粗面 安山岩及びベイサナイ ト溶岩(<mark>岩頸</mark>)を伴 う) | | | | | |
| | 漸新世 | | | | | | | | | | | | | | |
| 古第三紀 | 始新世 | | | | | | | | | | 酸性岩脈 | D 流紋岩・珪長岩な ど | 串の山玄武岩 | Bp | 玄武岩岩頸 |
| 白亜紀後 期 | | | | | | | | | | | | | 岩脈 | Gp | 花崗斑岩 |

| 番号 | 火山名 | 緯度 | 経度 | 体積(km ³) | 年代範囲 |
|-------|------|----------|-----------|----------------------|-----------------|
| 41 | 大江高山 | 35.0600 | 132. 4300 | 20. 000 | 1.75 - 0.9 Ma |
| 42 | 三瓶 | 35. 1333 | 132. 6333 | 13.000 | 0.1 - 0 Ma |
| 43 | 大根島 | 35. 5000 | 133. 1667 | 0. 100 | 0.3 - 0.12 Ma |
| 43. 2 | 野呂 | 35. 4092 | 133. 1819 | 0.060 | 1.1 Ma |
| 43.5 | 横田 | 35. 2333 | 133. 2667 | 0. 640 | 1.1 - 1.7 Ma |
| 44 | 大山 | 35. 3678 | 133. 5475 | 78.000 | 0.96 - 0.002 Ma |
| 44. 5 | 蒜山 | 35. 3167 | 133. 6667 | 11. 500 | 0.91 - 0.4 Ma |
| 45.6 | 倉吉 | 35. 4394 | 133. 8411 | < 0.5 | 1.20 Ma |

表 2.2.2-2 検討範囲中に含まれる第四紀火山

第四紀火山カタログ委員会編「日本の第四紀火山カタログ」に基づく









表 2.2.2-3 岩脈に関する情報整理例

| | | 位置(重心位 | 2置)(゜) | サイズ | (m) | | | | 岩脈が貫入している地層情報 | | 青報 | 最寄り┆┳山の情報 | 山の情報 | |
|-----|-------|---------|--------|-------|-------|----------|-----------|-----------|------------------|-------------|-------------------|-------------------|------|------------------|
| No. | ID | 緯度 | 経度 | 長径 | 短径 | 地質図幅名 | 時代 | 岩石名 | 産状 | 時代 | 地層名など | 岩石名 | 火山名 | 火口からの 距離 (km) |
| 1 | ND1_0 | 133.568 | 35.350 | 2,073 | 1,389 | 松江及び大社 | 第四紀更新世後期 | 黒雲母角閃石安山岩 | 新規大山火山噴出物_寄生火山溶岩 | 第四紀更新世中期 | 古期大山火山噴出物 | 安山岩凝灰角礫岩 | 大山 | 3 |
| 2 | ND1_1 | 133.520 | 35.405 | 609 | 410 |) 松江及び大社 | 第四紀更新世後期 | 黒雲母角閃石安山岩 | 新規大山火山噴出物_寄生火山溶岩 | - | - | - | 大山 | 4 |
| 3 | ND1_2 | 133.534 | 35.409 | 1,951 | 1,143 | 8 松江及び大社 | 第四紀更新世後期 | 黒雲母角閃石安山岩 | 新規大山火山噴出物_寄生火山溶岩 | 第四紀更新世中期 | 古期大山火山噴出物 | 安山岩凝灰角礫岩 | 大山 | 4 |
| 4 | ND1_3 | 133.525 | 35.417 | 1,096 | 899 | 松江及び大社 | 第四紀更新世後期 | 黒雲母角閃石安山岩 | 新規大山火山噴出物_寄生火山溶岩 | 第四紀更新世中期 | 古期大山火山噴出物 | 安山岩凝灰角礫岩 | 大山 | 5 |
| 5 | ND1_4 | 133.554 | 35.381 | 5,124 | 3,057 | 松江及び大社 | 第四紀更新世後期 | 黒雲母角閃石安山岩 | 新規大山火山噴出物_寄生火山溶岩 | 第四紀更新世中期 | 古期大山火山噴出物 | 安山岩凝灰角礫岩 | 大山 | 1 |
| 6 | ND2_0 | 133.568 | 35.358 | 1,284 | 1,118 | 8 松江及び大社 | 第四紀更新世後期 | 黒雲母角閃石安山岩 | 新規大山火山噴出物_寄生火山溶岩 | 第四紀更新世中期 | 古期大山火山噴出物 | 安山岩凝灰角礫岩 | 大山 | 3 |
| 7 | ND2_1 | 133.529 | 35.402 | 1,642 | 815 | 松江及び大社 | 第四紀更新世後期 | 黒雲母角閃石安山岩 | 新規大山火山噴出物_寄生火山溶岩 | - | - | - | 大山 | 4 |
| 8 | ND2_2 | 133.530 | 35.413 | 760 | 454 | 松江及び大社 | 第四紀更新世後期 | 黒雲母角閃石安山岩 | 新規大山火山噴出物_寄生火山溶岩 | 第四紀更新世中期 | 古期大山火山噴出物 | 安山岩凝灰角礫岩 | 大山 | 5 |
| 9 | ND2_3 | 133.555 | 35.412 | 3,160 | 652 | 松江及び大社 | 第四紀更新世後期 | 黒雲母角閃石安山岩 | 新規大山火山噴出物_寄生火山溶岩 | - | - | - | 大山 | 5 |
| 10 | ND2_4 | 133.543 | 35.428 | 1,421 | 1,335 | 松江及び大社 | 第四紀更新世後期 | 黒雲母角閃石安山岩 | 新規大山火山噴出物_寄生火山溶岩 | - | - | - | 大山 | 6 |
| 11 | A_0 | 133.269 | 35.571 | 1,941 | 710 |) 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | 安山岩 | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_大森層及び牛切層 | 玄武岩溶岩及び同火砕岩 | 大根島 | 12 |
| 12 | D_0 | 132.838 | 35.356 | 295 | 212 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 流紋岩ーデイサイト溶岩 | 三瓶 | 31 |
| 13 | D_1 | 132.846 | 35.359 | 309 | 170 |) 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 流紋岩ーデイサイト溶岩 | 三瓶 | 32 |
| 14 | D_10 | 132.827 | 35.500 | 472 | 194 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_大森層及び牛切層 | 礫岩及び凝灰岩砂岩泥岩互層 | 大根島 | 31 |
| 15 | D_11 | 132.902 | 35.499 | 915 | 648 | 8 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 泥岩 | 大根島 | 24 |
| 16 | D_12 | 132.935 | 35.499 | 1,873 | 1,385 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 泥岩 | 大根島 | 21 |
| 17 | D_13 | 132.940 | 35.509 | 394 | 194 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 泥岩 | 大根島 | 21 |
| 18 | D_14 | 133.034 | 35.516 | 581 | 269 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 流紋岩ーデイサイト溶岩 | 大根島 | 13 |
| 19 | D_15 | 132.951 | 35.516 | 685 | 164 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_波多層及び古浦層 | 礫岩及び砂岩 | 大根島 | 20 |
| 20 | D_16 | 133.011 | 35.518 | 380 | 366 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 流紋岩ーデイサイト溶岩 | 大根島 | 15 |
| 21 | D_17 | 133.003 | 35.518 | 796 | 190 |) 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 流紋岩ーデイサイト溶岩 | 大根島 | 15 |
| 22 | D_18 | 133.090 | 35.518 | 585 | 284 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 流紋岩ーデイサイト溶岩 | 大根島 | 8 |
| 23 | D_19 | 133.033 | 35.520 | 630 | 250 |) 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 泥岩 | 大根島 | 13 |
| 24 | D_2 | 132.671 | 35.407 | 3,295 | 1,005 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 泥岩 | 三瓶 | 30 |
| 25 | D_20 | 133.038 | 35.522 | 295 | 138 | 8 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 泥岩 | 大根島 | 12 |
| 26 | D_21 | 133.028 | 35.524 | 412 | 226 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 泥岩 | 大根島 | 13 |
| 27 | D_22 | 133.043 | 35.529 | 1,360 | 348 | 8 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 泥岩 | 大根島 | 12 |
| 28 | D_23 | 133.146 | 35.526 | 1,182 | 514 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 流紋岩ーデイサイト溶岩及び同火砕岩 | 大根島 | 4 |
| 29 | D_24 | 133.150 | 35.535 | 541 | 313 | 8 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 流紋岩ーデイサイト溶岩及び同火砕岩 | 大根島 | 5 |
| 30 | D_25 | 133.030 | 35.535 | 612 | 396 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 流紋岩ーデイサイト溶岩及び同火砕岩 | 大根島 | 14 |
| 31 | D_26 | 133.024 | 35.540 | 332 | 199 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 流紋岩ーデイサイト溶岩及び同火砕岩 | 大根島 | 14 |
| 32 | D_27 | 133.122 | 35.530 | 3,796 | 1,556 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 流紋岩ーデイサイト溶岩 | 大根島 | 6 |
| 33 | D_28 | 133.154 | 35.542 | 330 | 230 |) 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 泥岩 | 大根島 | 5 |
| 34 | D_29 | 133.162 | 35.544 | 620 | 124 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 泥岩 | 大根島 | 5 |
| 35 | D_3 | 132.640 | 35.417 | 395 | 148 | 8 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 泥岩 | 三瓶 | 31 |
| 36 | D_30 | 132.978 | 35.541 | 1,757 | 1,127 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 泥岩 | 大根島 | 18 |
| 37 | D_31 | 133.180 | 35.554 | 628 | 277 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_波多層及び古浦層 | 礫岩及び砂岩 | 大根島 | 6 |
| 38 | D_32 | 133.029 | 35.555 | 258 | 179 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_大森層及び牛切層 | 礫岩及び凝灰岩砂岩泥岩互層 | 大根島 | 14 |
| 39 | D_33 | 133.037 | 35.557 | 663 | 169 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_大森層及び牛切層 | 安山岩溶岩及び同火砕岩 | 大根島 | 14 |
| 40 | D_34 | 133.158 | 35.551 | 2,233 | 954 | 松江及び大社 | 新第三紀中新世後期 | ドレライト | 貫入岩類 | 新第三紀中新世前~中期 | 石見層群_河合・久利層及び成相寺層 | 泥岩 | 大根島 | 6 |

(3) マグマの水平移動とその要因の検討

前項までで、地表近傍の火道からの放射状岩脈の分布範囲は地形解析結果から火山体の範囲に 限られ、第四紀火山よりも遠地に見られる岩脈露頭の岩脈は、時代的に第四紀よりも古く、現在 の第四紀火山とは関連性のないものであるものが大半であることが示された。しかしながら、活 火山である三宅島の火山活動のように海底下 20 km を超えるような岩脈進展が推定された事例 も散見される(例えば、Furuya et al., 2003)。そこで、火山岩岩脈が進展し得る範囲について、 国内外の既往文献を調査し、火山岩岩脈形成や岩脈の進展に関する情報の収集・整理を行った。 "火山岩岩脈"及び"岩脈形成"をキーワードとして、現世の火山及び火成活動が生じている地域の マグマ活動や岩脈形成に関わる文献を、主に以下のサイトを用いて検索した。

- GEOLIS (https://darc.gsj.jp/archives/)
- CiNii Articles (https://ci.nii.ac.jp/)
- ScienceDirect (https://www.sciencedirect.com/)
- ResearchGate (https://www.researchgate.net/)
- Google Scholar (https://scholar.google.com/)

文献収集にあたっては、なるべく地域的偏りが無いよう、可能な限り、全世界の多様なテクト ニックセッティングにおける火成活動や岩脈形成に関連する事象を網羅するように努めた。同一 火山を対象とした複数の文献が検索された場合は、原則として公表年代の新しい文献を収集する こととした。収集した文献から、火山岩岩脈形成や岩脈の進展に関する情報を始めとして以下に 示す項目を抽出した。特に着目している現象が火山からの岩脈(マグマ)の水平的な移動である ことから、火山周辺の地殻応力・歪場などの地球物理データとの相関や、マグマの水平移動を支 配する要因などの情報を抽出することにも留意した。

- ・火山名
- ・テクトニックセッティング
- ・火山タイプ
- ・供給源からの移動距離、方位、速度
- ・岩脈・断層の幅、深さ、タイプ
- ・応力場
- ・側火口の分布傾向
- ・活動年代(活動開始時期、主な活動時期)
- ・火山の体積

岩脈(マグマ)の水平移動に関係した収集文献 24 編(英文 14 編、和文 10 編)について、文 献一覧を表 2.2.2-4 に、対象となる火山の位置を図 2.2.2-10、図 2.2.2-11 に示す。

| 著者 | 発表年 | タイトル | 雑誌名、号、頁 |
|-------------------------|------|---|--|
| Acocella and Neri | 2009 | Dike propagation in volcanic edifices: Overview and possible developments | Tectonophysics, 471, 67-77 |
| Albino et al. | 2019 | Dyke intrusion between neighbouring arc volcanoes responsible for 2017 pre-eruptive seismic swarm at Agung | Nature Commun., 10, 748 |
| Ayele et al. | 2009 | September 2005 mega-dike emplacement in the Manda-Harraro nascent oceanic rift (Afar depression) | Geophys. Res. Lett., 36, L20306 |
| Buck et al. | 2006 | Tectonic stress and magma chamber size as controls on dike propagation: Constraints from the 1975–1984 Krafla rifting episode | J. Geophys. Res., 111, B12404 |
| Grandin et al. | 2012 | Elastic thickness control of lateral dyke intrusion at mid-ocean ridges | Earth Planet. Sci. Lett., 319-320, 83–95 |
| Hamling et al. | 2009 | Geodetic observations of the ongoing Dabbahu rifting episode: new dyke intrusions in 2006 and 2007 | Geophys. J. Int. 178, 989-1003 |
| Himematsu and Furuya | 2015 | Aseismic strike–slip associated with the 2007 dike intrusion episode in Tanzania | Tectonophysics, 656, 52-60 |
| Ishizuka et al. | 2008 | The magmatic plumbing of the submarine Hachijo NW volcanic chain, Hachijojima, Japan: Long- distance magma transport? | J. Geophys. Res., 113, B08S08 |
| Ishizuka et al. | 2014 | Long-distance magma transport from arc volcanoes inferred from the submarine eruptive fissures offshore Izu-Oshima volcano, Izu–Bonin arc | J. Volcanol. Geotherm. Res., 285, 1-17 |
| Ode | 1957 | Mechannical analysis of the dike pattern of the Spanish Peaks area, Colorado | Geol. Soc. Am. Bull., 68, 567-576 |
| Perry et al. | 2001 | Probabilistic assessment of volcanic hazard to radioactive waste repositories in Japan: Intersection by a dike from a nearby composite volcano | Geology, 29,255-258 |
| Pinel et al. | 2017 | A two-step model for dynamical dike propagation in two dimensions: Application to the July 2001 Etna eruption | JGR Solid Earth, 122, 1107-1125 |
| Rubin et al. | 1998 | A reinterpretation of seismicity associated with the January 1983 dike intrusion at Kilauea Volcano, Hawaii | J. Geophys. Res., 103, B5, 10003-10015 |
| Sigmundsson et al. | 2015 | Segmented lateral dyke growth in a rifting event at Bardarbunga volcanic system, Iceland | Nature, 517, 191-195 |
| 鵜川 | 1994 | ダイクの貫入と群発地震 | 地学雑誌, 103, 537- 547 |
| 高田 | 2001 | 岩脈の到達距離と成長の限界 | 日本火山学会講演要旨, B07 |
| 高田 | 2002 | 火山体内部及び周辺の応力不均質が火山活動へ及ぼ す影響 | 日本火山学会講演要旨, A63 |
| 高田 | 2004 | 岩脈群の成長はマグマ供給をどのように制御できる か | 日本地質学会講演要 旨, O194 |
| 西村・村上 | 2007 | 水準測量データによる1930年伊東沖群発地震のダイ ク貫入モデル | 火山, 52, 149-159 |
| 中村 | 1997 | 小野子火山の地質とその基盤の構造 | 地球科学, 51, 346- 360 |
| 土志田ほか | 2006 | マグマの水平移動に対する評価法の提案-隠岐島前 火山の火道分布に基づく化学組成の影響の検討- | 電中研報告, N05026 |
| 日置 | 1994 | 測地測量からみたマグマ貫入事件-北東アイスラン ド- | 地学雑誌, 103, 522- 527 |
| 飯尾 | 2002 | 新島・式根島・神津島の変動はなぜ時間変化するの か?-2000年三宅島噴火に伴う地殻活動- | 地震研究所彙報, 77, 77-85 |

表 2.2.2-4 収集文献一覧


図 2.2.2-10 文献収集した火山の位置(世界)

地図はEsri, Garmin, GENCO, NOAA, NGDC, HEREの海洋GIS データをコンパイルしたもの、 プレート境界はUSGS(2019)より引用。



地図はEsri, Garmin, GENCO, NOAA, NGDC, HEREの海洋GIS データをコンパイルしたもの、 プレート境界はUSGS(2019)より引用。

情報整理一覧表の詳細については付録3を参照されたい。

収集した文献は、構造地質学、岩石学、地球物理学、測地学といった様々なアプローチから、 それぞれの場所で発生するマグマ移動に伴う岩脈形成の現象を解明した研究事例からなる。収集・ 観測したデータに基づき、シミュレーション解析によってある特定の応力場における割れ目発生 とマグマ移動に関わるメカニズムのモデル化を試みた研究例も含まれる(例えば、Pinel et al., 2017)。

研究対象は、プレート収束・発散境界もしくはホットスポット上における火山及び火成活動が 生じている地域であり、単成あるいは複成の成層火山、楯状火山、カルデラ、火砕丘、カルデラ など火山タイプは多様で、広域的な圧縮あるいは引張応力場、または火山体内の局所的応力場に 支配された多様な形態(方向、連続性、幅、深さ)の割れ目と岩脈が見出されている。世界中の 25 の火山を対象とした応力場と岩脈(割れ目)形成に関する包括的研究(Acocella and Neri, 2009)では、火山体の地形、応力場及びマグマ組成などの要因により3タイプの岩脈形態(広域 的、円周状、放射状)に分類できることが指摘されている。

供給源(火口)からのマグマの水平移動距離(岩脈の長さ)に関しては、1.1 km(小野子火山: 中村,1997)、20 km(八丈島:Ishizuka et al., 2008)、22 km(伊豆大島:Ishizuka et al., 2014)、30~35 km(Manda Hararo リフト:Grandin et al., 2012)、45~50 km(Bárðarbunga 火山:Sigmundsson et al., 2015; Woods et al., 2019)、70 km(Krafla 火山:高田,2002)が 報告されており、概ね1 km オーダーから10 km オーダーの範囲にあることが分かった。このよ うにマグマの移動距離には幅があることから、化学組成、供給量、活動規模、応力場、地質構造 などの複数の要因が影響しているとみられる。上記の一例として、マグマの化学組成の違いによ る移動距離の差異に関しては、玄武岩質マグマが固結せずに移動できる距離は割れ目幅の4 乗に 比例し、マグマ供給量が大きい洪水玄武岩に伴う岩脈群の水平規模は500~2,000 kmに及ぶと されている(高田,2001)。米国コロラド州 Summer Coon 火山の放射状岩脈群では、苦鉄質岩 及び珪長質岩の平均岩脈長がそれぞれ5.16 km及び3.55 km、マグマ組成によって移動距離に有 意な差が認められる(Perry et al., 2001)。

マグマの移動速度に関する事例は限られているが、群発地震の時間的・空間的変化に基づくと、 0.22 cm/s (大西洋中央海嶺 Gakkel リッジ: Ayele et al., 2009)、0.7 km/hr (≒19.4 cm/s) (Kilauea 火山: Rubin et al., 1998)、15~30 cm/s (Afar 地溝帯: Ayele et al., 2009)、1 km/h (≒27.8 cm/s) (Afar 地溝帯: Grandin et al., 2012)、1 km/h (≒27.8 cm/s) 以上 (Bárðarbunga 火山: Sigmundsson et al., 2015)、50~200 cm/s (Krafla 火山: Ayele et al., 2009) と推定されている。

岩脈の幅はメートルオーダー(1~10 m)が多く報告されているが、10 m を超えることもある。 前述の Summer Coon 火山では、苦鉄質岩及び珪長質岩の岩脈幅がそれぞれ 1~3 m 及び 10~20 m あり、長さと共に幅にもマグマの化学組成による岩脈幅のオーダーレベルの相違が認められる (Perry et al., 2001)。高田(2002)は、平行岩脈群の岩脈が中心から離れるにつれ本数が減少 する一方で、厚さは増加するという Hawaii や設楽コールドロンの事例を引用している。

引用文献

Asamori, K., Umeda, K., Ogawa, Y. and Oikawa T., Electrical resistivity structure and helium isotopes around Naruko volcano, northeastern Japan and its implication for the distribution of crustal magma, International Journal of Geophysics, ID738139, doi:10.1155/2010/738139, 2010. 地質調査総合センター:20万分の1地質図幅「松江及び大社」,1982.

地質調査総合センター: 20万分の1地質図幅「高梁」, 1996.

地質調査総合センター:20万分の1地質図幅「浜田」,1988.

地質調査総合センター: 20万分の1地質図幅「岡山及丸亀」, 2002.

第四紀火山カタログ委員会偏:「日本の第四紀火山カタログ」,

http://arukazan.jp/chs/volcano/index.htm, 2000, (2021年2月26日最終閲覧)

- Furuya, M., Okubo, S., Kimata, F., Miyajima, R., Meilano, I., Sun, W., Tanaka, Y. and Miyazaki,
 T.: Mass budget of the magma flow in the 2000 volcano-seismic activity at Izu-islands,
 Japan, Earth, Planets and Space, vol.55, pp. 375–385, 2003.
- Martin, A. J., Umeda, K., Connor, C. B., Weller, J.N., Zhao, D. and Takahashi, M., Modeling long-term volcanic hazards through Bayesian inference: An example from the Tohoku volcanic arc, Japan, Journal of Geophysical Research, vol.109, B10208, doi 10.1029/2004JB003201, 2004.
- Martin, A. J., Umeda, K. and Ishimaru, T., Application of the Bayesian approach to incorporate helium isotopes ratios in long-term probabilistic volcanic hazard assessments in Tohoku, Japan, In Updates in Volcanology New Advances in Understanding Volcanic Systems, edited by K. Németh, pp.117-146, ISBN 980-953-307-547-6, InTech, 2012.
- Matsubara, M., Obara, K. and Kasahara, K., Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, Tectonophysics, vol.454, pp.86-103, 2008.
- 三浦大助, 土志田潔, 幡谷竜太, 阿部信太郎, 活火山の火口移動に関する検討-電力重要構造物 の立地に関わる基本的留意点-, 電力中央研究所報告, 研究報告: N05024, 19ページ, 2006.

三松正夫,昭和新山―その誕生と観察の記録(1970年),講談社,268p,1970.

- 向山 栄, 猪股隆行, 槙田祐子, 日本列島における第四紀火山地形解析, PNC TJ7362 96-001, 1996.
- Nakamura, K., Volcanoes as Possible Indicators of Stress Orientation Principle and Proposal, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.2, pp.1-16, 1977.
- 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, 地層処分に関する地域の科学的な特性の提示に係る要件・基準の検討結果(地層処分技術 WG とりまとめ),89p,2017.
- 高橋正樹,火山活動と地殻応力場-わが国における研究の現状と今後の課題-,地学雑誌,vol. 103, pp.447-467, 1994a.
- 高橋正樹, 複成火山の構造と地殻応力場 1.火道安定型・不安定型火山, 火山, vol.39, pp.191-206, 1994b.
- USGS, Plate Boundaries KMZ file, https://www.usgs.gov/media/files/plate-boundaries-kmz-file, 2019 (2021 年 3 月 16 日最終閲覧)
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Kanamori, H., Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, Journal of Geophysical Research, vol.99, pp.22313-22329, 1994.

地層処分研究開発調整会議,地層処分研究開発に関する全体計画(平成 30 年度~平成 34 年度), 44p, 2018. http://www.meti.go.jp/report/whitepaper/data/pdf/20180329001_01.pdf(2021 年

³月16日最終閲覧)

2.3 まとめと今後の課題

「マントル内の流体分布・移動に関する検討」については、令和2年度においては、主に浅発 地震に着目した日本列島周辺の地震データの収集を継続した。平成30年度からの3年間にわた る収集の結果、547個の地震に対して検測したP波及びS波到達時刻データの総数は、それぞれ 311,702個及び295,907個となった。一つの地震に対する観測データ数は、それぞれ88~1,443 個及び57~1,443個である。昨年度までに収集したデータと合わせると、日本列島下のマントル・ ウェッジにおける地震波トモグラフィの空間分解能の向上に大きく貢献するデータが収集できて おり、これらを活用することにより、処分事業におけるサイトスペシフィックな観点においても、 地下深部の流体分布・移動に関する検討に供することができると考えられる。

一方、「マグマの影響範囲に関する検討」については、地殻浅部におけるマグマの長距離水平移 動に対するマグマ活動範囲の評価技術の高度化を目的として、既往の文献や数値標高モデルなど の地形データなどに基づいて第四紀火山体下に分布する岩脈の分布範囲を推定するとともに、火 山体周辺の地殻応力・歪場、活動年代、マグマ噴出率などと、岩脈の分布範囲や発達過程との関 |連性について検討した。「地形データによる放射状岩脈のモデル化」では、GIS を活用し、現時点 において最新の数値地図と GIS ソフトウェアを用いて代表的な第四紀火山の火山体底面の形状、 面積、重心などの地形パラメータを計測するとともに、標高ごとの各パラメータから放射状岩脈 の三次元的な分布範囲のモデル化の検討を実施した。その結果、先行事例である向山(1996)と 本研究の比較では、標高-重心位置平面、標高-面積図ともに大きな差異はないが、火山の形式 によっては、本研究による解析の方が、先行事例よりも細かいピークなどを抽出している。これ は側火山などの活動を示唆しているものと考えられ、地質図との重ね合わせでは、そのことが顕 著になっている。標高ごとの標高-面積図のグラフはいずれも上に凸の形状を呈し、ある標高で 変曲点があり面積-標高のトレンドが変化する傾向があることがわかり、このことは、現段階で は推定の域を出ないが、Nakamura(1977)による山体内の火道からの放射状岩脈のイメージ図 を想定すると、変曲点よりも低い標高の重心位置群と高い標高の重心位置群は、放射状岩脈の分 布高さを示唆しているのかもしれない。あるいは、昭和新山の山体形成イメージを適用すると、 新旧の活動中心を示唆しているのかもしれない。そのような観点で標高-重心位置平面を見ると、 低標高と高標高の重心位置はまとまりやトレンドが異なるように見える。本検討の手法を他の火 山に適用することにより、活動履歴が詳らかになっていない火山でも火道の安定性、ひいては火 山体を形成した放射状岩脈の分布域を把握できる可能性が示唆された。今後も解析事例を拡充し ていくことで、本モデル化手法の信頼性を向上していくことが望まれるとともに、解析結果につ いては、岩脈の伸展の要因に関する検討に活用できることが期待される。

「火山岩岩脈分布に関するデータ収集」では、今年度は大山1火山を対象とした検討を実施し た。その結果、第四紀火山に関連する岩脈類は新規大山火山噴出物(寄生火山)に限られ、それ らの分布も大山の火山体内に限られる。このことはNakamura (1977)が示唆した放射状火山岩 脈分布を示唆し、前項で検討した地形解析結果とも整合的である。一方、火山より離れた地点に 位置する岩脈類は全て新第三紀以前に形成されたものと判定されており、溶岩もあるがドレライ トや閃緑岩など深部で形成されたことが示唆される岩脈もある。このことは第四紀よりも以前に 深部で形成された岩脈が削剥により地表に見られるようになったことを示唆していると考えられ る。今後、さらに検討範囲を広げて例外的な事例がないか確認していくことが必要である。

「マグマの水平移動とその要因の検討」では、世界中のプレート収束・発散境界もしくはホットスポット上における火山及び火成活動が生じている地域を対象に、岩脈形成や岩脈の伸展に関する情報の収集・整理を行った。この結果、現世の多くの火山地域におけるマグマの水平移動距離(岩脈の長さ)は、1km オーダーから10km オーダーであることが分かった。しかしながら、

今回収集した文献の中には洪水玄武岩に伴う岩脈群の水平規模が 500~2,000 km に達する事例 も報告されていることから、過去には現世よりもはるかに規模の大きい割れ目噴火型の火山活動 が発生していたことが伺える。したがって、今後の岩脈形成や岩脈の進展に関わる検討には、現 世火山のみならず地質時代の事例にも目を向けた情報収集が必要である。

3. 深部流体に関する調査・評価技術

3.1 深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積

3.1.1 背景と目的

深部流体はスラブ起源水と化石海水・油田かん水に大別されるが、その区別においては明瞭な 判断指標はなく、水質、地質、地形などの条件から総合的に判断されており、その定義は文献に より異なる。本稿では昨年度本事業報告書(原子力機構・電中研,2020)でまとめた図 3.1.1-1の 定義を用いる。



図 3.1.1-1 各深部流体と起源水の呼称

深部流体のうち、化石海水や油田かん水(長期停滞水)は滞留時間が長く、化学的にも安定で あると考えられているが、スラブ起源水(深部上昇水)については、高温、高塩分濃度、高 CO₂ 濃度、低 pH であり、地表まで上昇する場合があることから、処分環境へ著しい影響を及ぼすこ とが懸念されている(総合資源エネルギー調査会,2014;経済産業省,2017;地層処分研究開発調 整会議,2018)。このため、高レベル放射性廃棄物の処分地の選定にあたっては、スラブ起源水の ような地下水が湧出する地域はその影響を評価し、著しい影響を回避する必要がある。最終処分 地の選定調査においては、大深度ボーリング掘削による地下水調査の他、周辺地域の湧水や温泉 などのデータを参考にして深部流体の有無や空間的・時間的広がりについての検討がなされるも のと想定される。深部流体の有無や広がりを評価するためには、深部流体の特徴や他の起源の地 下水との混合を調査・評価する技術を整備する必要がある。

昨年度までに、Clイオン濃度、水の安定同位体比、ヘリウム同位体比を取り入れた深部流体判 別フローを試行した。概ね各深部流体を判別することができたが、油田かん水において、マント ル由来の成分の混合を示すヘリウム同位体比が高い事例が見られるなど、必ずしも判別できてい ない。また、定性的な判定にとどまっており、閾値の設定などが必要と考えられる。このために は、水質形成メカニズムへの理解を深めるだけではなく、深部流体の貯留・流出に係る水理地質 構造を理解・整理することが必要と考えられる。また、各深部流体を判別し得る物質などを見出 すとともにそれらを用いた混合評価方法などを整備することが必要である。

今年度は深部流体の移動・流入プロセスの類型化、深部流体を判別し得る物質の調査並びに粘 土鉱物の圧縮抽水試験による水質形成メカニズムの検討を行った。

3.1.2 深部流体の移動・流入プロセスの類型化に係る検討

深部流体の流入に伴う地質環境への影響(熱・水理・化学的な状態などの変化)を適切に評価 するためには、起源の異なる深部流体の化学的特徴に基づいて流入の有無・種類を判別し、その 性状及び混合状況を把握するとともに、さらに影響の広がりを把握する必要がある。深部流体は その起源に応じて地下深部から地表に至る移動・流入のプロセスが異なると想定されることから、 地質環境への影響に係る調査・評価を適切に実施するためには、地下深部から上昇する熱水・流 体の起源に応じてその移動・流入に関与する水理地質構造、地下水流動、水質形成(水・岩石相 互作用、浅層地下水との混合・希釈など)の相互関係を把握し、その特徴を概念化しモデル化す ることが肝要である(NUMO, 2020)。

これらの検討を行ううえで、水質・同位体データは、熱水・流体の起源の判別や分類、胚胎の 場や移動・流入のプロセスなどの違いに関係する指標として有効と考えられている。ここでは、 既存の文献情報に基づいて、水質・同位体データを指標として、成因の異なる熱水・流体の形成・ 胚胎の場から地表に至るまでの移動・流入に係る水理地質構造、地下水流動、水質形成のプロセ スなどの違いを考慮し、それらの特徴と影響の広がりを概念モデルとして整理し類型化するため の検討を実施したので、その結果について述べる。なお、ここでは地層処分の観点から、地下深 部から上昇し好ましい地質環境に対して影響を及ぼし得る熱水・流体として、火山性熱水及び深 部流体(深部上昇水・長期停滞水)の両方を検討の対象として扱う。

(1) 水質・同位体データの特徴と類型化の観点

上記の目的のために、日本国内の温泉水、地下水、かん水、ガスなどの水質・同位体に関する 分析データのコンパイル結果に基づき、火山性熱水・深部流体の代表的な地域である葛根田地熱 地域、大岳ー八丁原地熱地域、有馬温泉周辺地域、本宮地域、新潟油・ガス田地域、常磐地域及 びこれらの地域に関連してデータを参照する位置付けで、別府温泉地域、大分平野、鹿塩地域、 南関東、宮崎平野を対象として、熱水・流体の起源の判別や分類、胚胎の場や移動・流入のプロ セスなどの違いを把握するうえで有効と考えられる水質・同位体指標に着目した検討を実施した。 ここではその代表的な指標として、水の安定同位体比(水素・酸素同位体比: 8D-8¹⁸O)、ヘリウ ム同位体比(³He/⁴He⁻⁴He/²⁰Ne)、Li-Cl-Br 相対組成に係る特徴を以下に示す(図 3.1.2-1;図 3.1.2-2;図 3.1.2-3)。

有馬温泉の有馬型深部流体は、海洋プレート(フィリピン海プレート)の沈み込みに伴う脱水 分解反応により放出された水が高温・高圧下のマントル中を上昇し、構造線などを通じて地表ま で到達したと考えられるスラブ起源水の代表的な流体であり(風早ほか,2014 など)、その水素・ 酸素同位体組成(図 3.1.2・1)は、端成分組成(6D は・33‰, δ¹⁸O は+6‰程度, Kusuda et al., 2014)と天水線との混合線の範囲にプロットされる。他のスラブ起源水と考えられる大分平野、 鹿塩地域でも、天水線から δ¹⁸O がプラス方向に大きなシフトが見られるが、各々が異なる組成ト レンドを示し、端成分組成の違いや他の成分との混合状況などの違いを示していると考えられる。 これに対してヘリウム同位体比(後述)からスラブ起源水の混入が示唆されている本宮地域では、 ほとんどが天水線付近にプロットされ同位体シフトは一部のみである(図 3.1.2・1の「本宮地域」 は、Morikawa et al., 2016 の紀伊半島全域のデータを含むが、同位体シフトが明瞭に認められる のは中央構造線沿いのデータである)。一方、長期停滞水(化石海水・油田かん水など)が胚胎す る新潟油・ガス田地域、南関東、宮崎平野では、天水線から δ¹⁸O が主にプラス(一部はマイナス) の側(かつ前記の有馬・大分・鹿塩よりも δD が高い側)の領域にプロットされ、これらの組成 範囲は、海底堆積層間隙海水や続成作用によって生じる粘土鉱物層間脱水流体と天水との混合で 説明されている(加藤・梶原, 1986; 大沢ほか, 2010 など)。常磐地域では、天水線付近から長期 停滞水の組成範囲の側に若干のシフトが見られる。火山性熱水の代表例である葛根田、大岳-八 丁原地域では、大部分が天水線付近にプロットされるが、深部調査井の熱水の一部や別府温泉で は、スラブ起源水と同様に δ¹⁸O がプラス方向のシフトも見られ、マグマ水の組成範囲 (Giggenbach, 1992)も考慮すると、マグマ起源水の関与を示唆する。



図 3.1.2-1 水素・酸素同位体比データのコンパイル図

ヘリウム同位体比は、流体のマントル成分の関与を検討するうえで重要な指標となる。スラブ 起源水関連の³He/⁴He⁻⁴He/²⁰Ne データ(図 3.1.2⁻2)について、有馬温泉地域では、マントル起 源の He と大気中の He との混合ライン付近にプロットされるが、本宮地域、鹿塩地域では相対 的にマントル起源成分に乏しい混合ライン上にプロットされる。火山性熱水も同様の特徴を示し、 大岳-八丁原地域ではマントル起源の He と大気中の He との混合ライン付近、葛根田地域では ばらつきが大きいが相対的にそれよりマントル起源成分に乏しい側にプロットされる。一方、長 期停滞水(新潟油・ガス田地域)では、マントル起源の He の混入程度の大きい地域(見附など) と小さい地域(松之山など)が存在する。常磐地域では、マントル起源成分は概して低い。



図 3.1.2-2 ³He/⁴He-⁴He/²⁰Ne データのコンパイル図

Li-Cl-Br 相対組成(図 3.1.2-3)において、有馬温泉地域、本宮地域、鹿塩地域では高 Li 側を示し(Li/Cl 比が 0.001 以上の領域に集中)、スラブ起源水の影響を示唆する。また、葛根田地域、大岳-八丁原地域では、ばらつきはあるが高 Li 側(Li/Cl 比は 0.001 以上の領域に比較的集中)を示し、マグマ起源水の影響を示唆する。一方、新潟油・ガス田地域では、高 Br 側で Li/Br 比が 0.0591 より低い領域にプロットされ、有機物分解の寄与(産業技術総合研究所, 2016)を示唆する。常磐地域では、高 Br 側から低 Br (高 Li)側にまたがった組成範囲を示す。



図 3.1.2-3 Li-Cl-Br 相対組成データのコンパイル図(基図は産業技術総合研究所, 2016)

以上に示した水質・同位体データの特徴を含めて、既存文献に基づいて、火山性熱水・深部流体の代表的な地域における地形、地質構成・地質構造(地質構造発達史)、水理地質構造(断層・割れ目などの分布・性状)、熱源と地下の温度構造、地下水流動(熱水対流系の有無、熱水・流体の流入と地表からの涵養との関係など)、水質形成(水・岩石相互作用、起源水の特徴と天水による混合・希釈など)に係る情報を参照し、それらから想定される熱水・流体の移動・流入に係る諸特徴を整理するとともに、類型化した特徴を反映した概念モデルを作成するための観点を、一覧表に取りまとめた。その際に参照した主な文献も併せて、表 3.1.2-1 に示す。

(2) 火山性熱水・深部流体の移動・流入に係る概念モデルの類型化

ここでは、(1)で行った水理地質構造、地下水流動、水質形成などの諸特徴の概念化に係る条件 整理の結果(表 3.1.2-1 に示した観点)を踏まえ、起源の異なる火山性熱水・深部流体の移動・ 流入プロセスの違いを考慮し類型化した概念モデルを提示し、各分類に応じて熱水・流体の移動・ 流入の特徴について概説を行う。各モデルの作成にあたっては、NUMO (2020)を参考とした。

1) 火山性熱水

火山性熱水は、火山活動・マグマ活動の見られる地域で確認され、地表での温泉や噴気などの 地熱活動の徴候の分布及び熱水などの貯留層は主に地下の地質構造に支配されている。熱水の胚 胎の場の違いに着目することにより、地層中に発達した割れ目などの断裂系がネットワーク状に 連結し貯留層を形成している場合(割れ目ネットワーク型貯留層)と地層中の断層に規制されて 貯留層を形成している場合(断裂規制型貯留層)とに区分が可能と考えられる(図 3.1.2-4)。

前者の例(葛根田地熱地域、加藤・佐藤, 1995; NEDO, 1999a, b; 玉生・藤本, 2000; 仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985 などを基に作成)では、高温の貫入岩体からなる熱源の上方の、

主に新第三紀堆積岩類中(背斜部など)の断裂系が発達する一定範囲内に地熱貯留層が形成され ており、熱源から供給された火山ガス由来の熱水に対し、天水起源の地下水の浸透・流動による 混合・希釈及び水ー岩石反応が進行する過程で、中性〜弱アルカリ性の NaCl 型熱水が生成し、 熱水対流系を形成している。後者の例(大岳-八丁原地熱地域、茂野ほか, 1985; 松本ほか, 1989; Taguchi et al., 2001; Sudo and Matsumoto, 1998 などを基に作成)では、白亜紀の花崗岩とその 上位の新第三紀〜第四紀の火山岩類中に発達した多数の断層に沿う形で地熱貯留層が形成されて おり、地下の熱源(マグマ溜り)から供給された火山ガス由来の熱水と天水起源の地下水との混 合・希釈及び水ー岩石反応によって、中性の Cl 型(Cl±HCO3型)熱水が生成している。断層に 沿った地下浅部への上昇過程で CO2 などのガス成分が遊離・濃集し、中性の HCO3-SO4 型の熱水 が生じるとともに、さらに地表付近では H2S 成分の酸化により酸性の SO4 型の熱水が生じてい る。温泉、噴気帯、変質帯などの地熱徴候は、断層の延びの方向に沿った分布を示す。



図 3.1.2-4 火山性熱水の移動・流入に係る概念モデル

割れ目ネットワーク型貯留層(左、葛根田地熱地域)、断裂規制型貯留層(右、大岳-八丁原地 熱地域)の例示

2) 深部上昇水 (スラブ起源水)

スラブ起源水が関与する深部上昇水の上昇は、主に西南日本の前弧域の構造線沿いで確認され、 中央構造線、有馬-高槻構造線などの上昇経路が明瞭な場合(上昇経路明瞭型)と不明瞭な場合 (上昇経路不明瞭型)とに区分が可能と考えられる(図 3.1.2-5)。

前者の例(有馬温泉周辺地域、藤田・笠間, 1982; 1983; 尾崎・松浦, 1988; 松浦ほか, 1995; 産 業技術総合研究所, 2012, 2016; Kusuda et al., 2014; Nakamura et al., 2015; 文部科学省研究開 発局ほか, 2006; Iwamori et al., 2007 などを基に作成)では、フィリピン海スラブから脱水した スラブ起源水がその上昇過程でマントル起源の³He や CO₂ を付加し、地殻内では白亜紀後期の 溶結凝灰岩と花崗岩の境界部の構造線(幅数百 m 以下の破砕帯内やその分岐部)に沿って天水と はあまり混合することなく上昇し NaCl 型の高温泉として湧出、一方、帯水層に到達・混入した 場合には、深部では塩化物泉、浅部では炭酸泉を形成している。後者の例(本宮地域、NEDO, 1994; 上原ほか, 2003; 2005; Morikawa et al., 2016; 浅森・梅田, 2005 などを基に作成)では、フィリ ピン海スラブから脱水しさらにマントル起源の³He や CO₂が付加されたスラブ起源水に対し、 地殻内では明瞭な上昇経路はなく、四万十帯堆積岩類の変形に伴って形成された断裂系や、新第 三紀花崗岩体の周辺部及び派生する石英斑岩岩脈類に発達した割れ目などへ天水起源の地下水の 浸透・流動が卓越する形で貯留母岩となっていることが考えられる。温度構造については、坑井 の温度検層プロファイル(NEDO, 1994)から、プレートからの熱を広域熱源としてある程度の熱 水対流系を形成しているとの判断がなされているが、水質・同位体組成からは、天水による混合・ 希釈の割合が大きく、ガス成分のみ付加し HCO₃型温泉として湧出していると考えられる。



図 3.1.2-5 深部上昇水の移動・流入に係る概念モデル 上昇経路明瞭型(左、有馬温泉周辺地域)、上昇経路不明瞭型(右、本宮地域)の例示

3) 長期停滞水(化石海水·油田海水)

長期停滞水は、堆積盆に堆積した地層の圧密・続成の過程で、シール層(不透水層)の存在な どにより間隙水が水文循環から長期に孤立する環境で形成され、日本列島の前弧側あるいは背弧 側の主に新第三紀以降の堆積盆で確認される。停滞水の He 同位体比は、前弧側では低いが、背 弧側では高いものと低いものが混在する。そのため、ここでは He 同位体比の高低に着目して概 念モデルの区分を行った(図 3.1.2-6)。

³He/4He 同位体比が比較的低い例(松之山地域、加藤・梶原, 1986; 加藤ほか, 2009; 渡部ほか, 1996; 2009; 米谷, 1982; 小林・立石, 1992; NUMO, 2020 などを基に作成)では、Cl 濃度が海水より低い NaCl 型の温泉で特徴づけられる。地層の下位の層準に向かって間隙水の塩分濃度が低下する現象は、続成作用によって粘土鉱物から排水された層間水が停滞水を希釈したためと考えられ、地下深部で形成された停滞水は、高い間隙水圧を駆動力として、褶曲構造の背斜軸部に形成された断層に沿って上昇する。背斜軸部で高い間隙水圧が保持される場合には、泥火山が形成される場合もある。これらの上昇経路がない場合には、地表から浸透した天水起源の地下水は、

シール層によって隔絶され、深部まで到達することはない。³He/4He 同位体比が高い例(見附地 域、北ほか,1997;小林ほか,2002;関口ほか,1984;Umeda et al.,2008;Nakajima and Hasegawa,2008;地震調査研究推進本部,2004などを基に作成)では、停滞水の形成については 松之山地域と同様と考えられるが、周辺には活断層(長岡平野西縁断層帯)が分布し、その地下 にはマントルウェッジから地殻に達する地震波低速度領域が存在することから、スラブ・マント ル起源のヘリウム成分は、活断層を通じて供給されたと考えられる。



図 3.1.2-6 長期停滞水の移動・流入に係る概念モデル 停滞水(左、松之山温泉周辺地域)、停滞水(マントル起源 He 付加)(右、見附地域)の例示

4) 混合型(停滞水+上昇水)

混合型は、表 3.1.2-1 に整理した水質・同位体組成の特徴から、深部上昇水と長期停滞水の両 方が関与すると判断されるものであり、その例として、常磐地域が挙げられる(図 3.1.2-7、久保 ほか, 2002; Togo et al., 2014; Tong, et al., 2012; Imanishi et al., 2012 などを基に作成)。常磐地 域の温泉は、後期白亜紀以降の堆積岩類からなる常磐堆積盆の西側の部分に位置し、熱水貯留層 は部厚い堆積岩の下部、あるいは基盤の白亜紀花崗岩類中の破砕帯であり、そこに胚胎する長期 停滞水に対し、常磐地域より前弧側の太平洋スラブ上面付近から常磐地域の海岸線直下付近まで 下部〜上部地殻中に伸びる分岐断層(微小地震の震源分布で示される)を上昇経路として、太平 洋スラブから脱水したスラブ起源水(続成流体)が上昇することにより混合し、Cl 濃度が海水以 下である含 S-NaCl-SO4型の温泉・鉱泉を形成している。



(3) まとめ

今年度は、既存の文献情報に基づいて、成因の異なる熱水・流体の形成・胚胎の場から地表に 至るまでの移動・流入に係る水理地質構造、地下水流動、水質形成のプロセスなどの違いを考慮 し、それらの特徴と影響の広がりを概念モデルとして整理し類型化するための検討を実施した。

今後は、各熱水・流体の成因や移動・流入に係る特徴(現象の違い)を考慮した形で調査・評価を行うことを想定し、各熱水・流体について、化学的特徴に基づく流入の有無・種類の判別方法、混合状況の評価方法、水理地質構造・地下水流動・水質形成などの特徴を考慮した影響評価のための調査・評価の留意点などについて検討を進める。

| の類型化の観点 |
|--------------------|
| 1 |
| ĩト |
| ш |
| 1 |
| モモ |
| 軨 |
| Ъ |
| 実 |
| Ð |
| ラ |
| \square |
| 肟 |
| • |
| の移動 |
| ¥ |
| |
| 流 |
| 5流4 |
| 部流位 |
| 深部流位 |
| ・深部流々 |
| ド・渓部洸 6 |
| ふべ・深部流行 |
| 「熱水・深部流々 |
| 性熱水・深部流な |
| 山在敷水・深部流な |
| 火山性熱水・深部流な |
| 火山性熱水・深部流な |
| 1 火山性熱水・深部流(|
| 2-1 火山性熱水・深部流な |
| 1.2-1 火山性熱水・深部流な |
| 3.1.2-1 火山性熱水・深部流6 |
| 3.1.2-1 火山性熱水・深部流な |

| (長期停滞水) 混合型(停滞水十上昇水) | 司左(マントル起源He付加) │ 停滞水にスラブ起源水混入 | 新潟油・ガス田地域(見附) 常磐地域(、吉川地域) | 北ほか、1997;小林ほか, (久保ほか、2002;Togo et al., 202;Umeda et al., 2008等) 2014;大沢(まか, 2015等) | | ³ He/ ¹ He D-6 ¹⁸ Oシント有(海火より)・6D-6 ¹⁸ Oシント若干有(海 と)・8 ¹⁸ O・31-6 ¹¹⁸ Oシント若干有(海 大より8D-5 ¹⁸ O-3 ¹⁸ O・3 ¹⁸ O-3 ¹⁸ D -1-18 HARB(双高部-開 -1-1-0H型料組及で傷し)。 -1-1-0H型料組及で傷し)。 -1-1-0H型料組及で傷し(調 -1-1-0H型料組及で傷し)。 -1-1-0H型料組及で傷し(調 -1-1-0H型料組及で傷し)。 -1-1-0H型料組及で傷し(調 -1-1-0H型料組及で傷し)。 -1-1-0H型料組及で傷し(調 -1-1-0H型料組及で傷し)。 -1-1-1-0H型料組及で傷し(調 -1-1-1-0H型料組及で傷し(調 -1-1-1-0H型料組及で傷し(調 -1-1-1-0H型料組及で高い)。 -1-1-1-1-0H型料 -1-1-1-1-1-0H型 -1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1 | "He/¹He "He/¹He "B·²/⁴He/¹He · 0⁻¹⁰ · · ·³He/¹He/¹He · 0⁻¹⁰ · · ·³He/¹He/¹He/¹He · 0⁻¹⁰ · · ·³He/¹H | ¹He/¹He ¹He< |
|---|---|--|---|--|---|--|--|
| 停滞水 同本(マントル起源He付加) 地域(松之山) 新潟油・ガス田地域(見附) 86:加藤(まか, (北(まか, 1997;小林(まか, | 地域(松之山) 新潟油・ガス田地域(見附) 86;加藤ほか, (北店か, 1997;小林(まか, | 86;加藤ほか, (北ほか, 1997;小林ほか, | 018, 2019等) 2002;Umeda et al., 2008等 | ・福 ³ He ^A He ^A He ト角(海火より) ・6 D- 8 ¹⁸ 0シント有(海火よ 町) 6 D- 6 ¹⁸ 0シント和(海火よ で) - 1-C1-B+福大組成で高D-6 に成で高上會 とにてに相対超成で低上創 ので低上創 ・8 - 1 ³ C(CH ₄)前い 2 ・ | | 当額中のシー・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ | · 新第三記准稿当選中のシー · 新第三記准稿当選中のシー · 「新三記准稿当選中のシー · 「「「一」「一」「「一」「「一」」」 · 「「一」」」 · 「「一」」 · 「「一」」 · 「「一」」 · 「「一」」 · 「「一」」 · 「」 · 」 · 「」 · 「」 · 「」 · 」 · 「」 · 」 · 「」 · 」 · 「」 · 」 · 「 · 」 · 「 · 」 · 「 · 」 · 「 · 」 · 「 · 」 · 」 · 「 · 」 · 「 · 」 · 「 · 」 · · · · · |
| 単積益の停滞水 新潟油・ガス田地域(松之山 33: (加藤・梶原, 1986,加藤(広 2009;村松, 2018, 2019等) | 新潟油・ガス田地域(松之山) 33: (加藤・梶原, 1986;加藤(おか 2009;村松, 2018, 2019等) | 33; (加藤•梶原、1986;加藤(玉か 2009;村松, 2018, 2019等) | - | -低 [*] He ^A ⁺ He ・の ⁻ S ⁻ B ⁻ B ⁻ D ⁻ S ⁻ B ⁻ D ⁻ ⁻ H ⁻ D ⁻ ⁻ H ⁻ ⁻ H ⁻ ⁻ H ⁻ ⁻ ⁻ H ⁻ | | 新第三記堆積岩積中のシー 海の同の停滞大化石油か 油 原の間の停滞大化石油か 市業が、着曲部等(こ)形成された断裂系 木と沿って上昇 木と出って上昇 (上昇総路が無ければ異常能 の大正長時、一部で泥火山 第大正を保持、一部で泥火山 | 新第三記准稿出還中のシー 斑 い層の間の亭端大(七石海シー 斑 い層の間の亭端大(七石海シリ)(背) 油 軸部等(1)形成された野裂糸 花 踏らが無ければ異恋問 小 第二 |
| | 上昇経路不明瞭型(割れ目等 | 本宮地域 | (NEDO, 1994; 上原(まか, 200 Morikawa et al., 2016等) | -高 ³ He/ ¹ He (有馬より低) - るD- る ¹⁸ 0シント顕著ではない - 大森 続けむ主体) - Li-CI-Br相体組成で高山側 - OO2 ³ He - る ¹³ C(OO3) 図でマ ル領域から外れる 等 | | ・四万十帯堆積岩類中の断裂: (変形に伴う)や新第三約石英 (変形に伴う)や新第三約石英 (出版第6)にとり)貯留毎道(6) ・地表から降水が浸透、熟道(6) い海洋ブレート由来)により熟っ たり、ある程度対流 ・高 [*] 1e ⁴ He、高L/OI比はスフ: ・高 ^{*1e7} He、高L/OI比はスフ: | -四万十帯堆積岩遺中の断裂 四万十帯堆積岩遺中の断裂 岩(岩脈等)に24)路留起石炭 岩(岩脈等)に24)路配 発譜(5) 地震から廃水が(過感 発譜(5) 地震から廃水が(3) 地震の 10-14 10-16 10-14 10- |
| スラブ起源水 | 上昇経路明瞭型(構造線等) | 有馬温泉周辺地域 | (產総研, 2012, 2016;Kusuda et al., 2014等) | ・高 ¹ He/ ⁴ He ・ 8 D - 6 ¹⁸ 0シント顕著 (起源水 は海水より 8 D - 6 ¹⁸ 0シー側) は海水より 8 D - 6 ¹⁸ 0 - 側) ・ C - O - Hat 格紀で高い側 ・ C - 0 - ³ ¹⁸ C (C 0 ₂)図でマ ントル領域 等 | | ・白亜紀の溶結凝反岩と花崗岩 の境界部の構造線(六甲断層) に沿ってスラン・マントル起源熱 水が上昇 ・帯水層に熱水が流入し塩化物 泉を、CO2ガスが混入する場合 は炭酸泉を形成 | (中田彩の装結線に定と式的皆 の境界部の構造線(六年即居) に沿ってスランマントル起源線 水が上昇 水が上昇 水が上尾に物 来家。CoJガスが混入する場合 は炭酸泉を形成 は炭酸泉を形成 (スラブ・マントル塩源線水が胚 (スラブ・マントル塩源線水が胚 (スラゴ・マント超源線水が胚 (文科省信か, 2006) |
| 熱水 | 断裂規制型貯留層 | 大岳ーハ丁原地熱地域 | (茂野ほか、1985;松本(ほか) 1989;Momita et al., 2000等) | ・高 ¹ He/He ・8 D- 8 ¹¹ 0 ー部ンフト有(マグ ・8 D- 8 ¹¹ 0 ー部ンフト有(マグ ・8 A 5 D-、8 10 + の側へ) -Li-CI-Bi 相似本観 ので高山鉋 (・マグマ由来の編発性成分を 含む) 等 | | ・熟源上方の白亜紀花商者・新 第三紀〜第四紀火山岩類中に 第国が発達し地熱貯留層を形 成 ・地表から降水が浸透、熱源 (マグマ溜り)により熱水となり、 断層に治って上昇 | ・熟婦上方の白亜紀花商者・新 第三記・第四記と以山皆羅中に 第層が発達し地熱貯留層を形 成 ・地表から降水が浸透、熱源 (マグマ溜り)により熱水となり、 断層に沿って上昇 地震波低速度層 (マグマ溜り) (Sudo and Matsumoto, 1998) (Sudo and Matsumoto, 1998) |
| 火山性 | 割れ目ネットワーク型貯留層 | 葛根田地熱地域 | (加藤•佐藤、1995;NEDO, 1999a, b;玉生•藤本, 2000等) | -語 [*] He/ [/] He (有馬より低) ・8D- 8 ¹⁸ 0一部シフト有 (マグ マ水 8D-、6 ¹⁸ 0-4の鋼へ) -Li-Cl-B-拍体銀成で高山側 (・マグマ 由来の弾発性成分を含 む)等 | | ・熟源上方の主に新第三記堆積 岩類中(背斜部)にネットワーク 岩石に胸裂赤が発達し地熱貯留 層大に防裂素が発達し地熱貯留 一方 一方 一方 一方 一方 一方 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 | ・感源上方の主に新第三記権積 世語中(背斜部)にネットワーク 状に商製品がにあ裂みが発達し地験評留 層を形成 ・地表から障水が浸透、熟源(高 追ばれたしにより熟水となり、熟水 対流系を形成 第四記活商品 (NEDO、1999a、b) (NEDO、1999a、b) |
| 深部流体の分類 | 類型化の特徴 | 該当地域の例 | (類型化・モデル化関連主要 文献) | 大寶・同位体の特徴 (起源の判別指標の観点) | | 上昇経路(貯留層)の性状と 地下水が動の特徴 (~地下数km) (~地下数km) | 上昇経路(守留層)の注状と 地下大洋動の特徴 (~地下数km) (~地下数km) 熊源や深間リナー//一の有 龍・柱状 (地下数km~数十km) |

□藤・佐藤(1995):第四紀花崗岩をターゲットにした葛根田地熱地域の深部貯留層開発について、資源地質,45, pp. 131−144.

NEDO(1999a, b): 平成 9, 10年度地熱探查技術等検証調査深部地熱資源調査報告書.

玉生・藤本(2000):葛根田地域の深部地熱系モデル, 地質調査所報告, No. 284, pp. 133-164.

茂野ほか(1985):地熱流体の化学に基づく豊肥地域熱水系の概念的モデル, 地質調査所報告, No. 264, pp. 285-302. 松本ほか(1989) : 大岳・八丁原地熱発電所の運転実績と貯留層管理. 地熱, 26, pp. 239–261.

Momita et al. (2000): Deep geothermal structure and the hydrothermal system in the Otake-Hatchobaru geothermal field, Japan, Proc. 22nd New Zealand Geothetmal Workshop, pp. 257–282.

Sudo and Matsumoto (1998): Three-dimensional P-wave velocity structure in the upper crust beneath Kuju Volcano, central Kyushu, Japan.

産総研 (2012): 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料- 立地要件への適合性とその振拠となる調査結果の妥当性. 産総研地質調査 総合センター研究資料集, no. 560. Bulletin of Volcanology, 60, pp. 147-159.

Kusuda et al. (2014): Arima hot spring waters as a deep deep-seated brine from subducting slab, Earth, Planets and Space, 66, 119.

NEDO(1994):地熱開発促進調查報告書No. 37 本宮地域.

上原ほか(2003):MT法におけるファーリモートリファレンス処理の効果と紀伊半島南部地域の深部比抵抗構造, 応用地質, 44, pp. 164–174. 上原ほか(2006):紀伊半島南部地域の重力異常と深部比抵抗構造から推定される地熱構造, 地震, 57, pp. 245-255.

Morikawa, et al. (2016). Widespread distribution of ascending fluids transporting mantle helium in the fore-arc region and their upwelling processes: Noble gas and major element composition of deep groundwater in the Kii Peninsula, southwest Japan. Geochim. Cosmochim. Acta, 182.

浅森・梅田(2005):地下深部のマグマ・高温流体等の地球物理学的調査技術-鬼首・鳴子火山地域および紀伊半島南部地域への適用-, 原 子力バックエンド研究, 11, pp. 147–155. 加藤・梶原(1986):新潟地域油・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成, 石油技術協会誌, 51, pp. 113–122.

加藤(ほか(2009) : 新潟県東頸城地域における泥火山および周辺の原油-ガスの地球化学, 地学雑誌, 118, pp. 455–471.

村松(2018) : 日本の水溶性天然ガス田におけるかん水の水質形成機構(予察) 一続成変質による間隙水の進化 ー, 温泉科学, 68, pp. 66-83. 村松(2019):日本の油-ガス田におけるかん水の水質形成機構一続成変質による間隙水の進化一, 温泉科学, 69, pp. 20-36. 北ほか(1991):深部地層中のHeの移動現象と天然ガスの起源, 62, pp. 80-89.

小林ほか (2002) : 地域地質研究報告5万分の1地質図幅 三条地域の地質, 産総研地質調査総合センター, 98p.

Umeda et al. (2008): High ³He emanations from the source regions of recent largeearthquakes, central Japan, Geochem, Geophys, Geosyst, 9, 012003, doi:10.1029/2008GC002272.

産総研 (2016):平成27年度原子力発電施設等安全技術対策委託費 (自然事象等の長期予測に関する予察的調査)事業 平成27年度事業観 Nakajima and Hasegawa (2008): Existence of low-velocity zones under the source areas of the 2004 Chuetsu and 2007 Chuetsu-oki earthquakes inferred from travel-time tomography, Earth Planets Space, 60, 2008, pp. 1127-1130.

久保ほか (2002) : 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅),川前及び井出地域の地質,産総研地質調査総合センター, 1369.

文科省研究開発局ほか(2006):大都市大震災軽減化特別プロジェクト1 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地穀構造調査研究」平成17 Togo et al. (2014). Groundwater, possibly originated from subducted sediments, in Joban and Hamadori areas, southern Tohoku, Japan, Earth 年度成果報告書.

大沢(まか(2015):有馬型熱水と水質のよく似た同位体的性質の異なる高塩分温泉 -- 兵庫県の吉川温泉の例, 温泉科学, 64, pp. 369-379.

Kato et al. (2013): Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake. Geophysical Research Letters, 40, pp. 273-278, doi:10.1002/gr/50104.

Tong et al. (2012): Tomography of the 2011 Iwaki earthquake (M 7.0) and Fukushima nuclear power plant area. Solid Earth, 3, pp. 43-51.

3.1.3 スラブ起源水の判別指標となり得る元素・同位体などの調査

スラブ起源水は Li/Cl のような判別の目安があるものの、周辺に火山がないなどの総合的な検 討によって判別されている。地層処分の処分地選定調査においては、その判別手法についての整 理が必要である。そこで、昨年度は既往の文献と本研究での調査結果を基に判別方法の整理を行 い判別フローの構築を行った。また、これまで判別にあまり利用されてこなかった元素・同位体 などの判別に対する適用性の検討を行った。今年度も引き続きスラブ起源水の判別指標となり得 る元素・同位体などの調査・適用性検討を行った。

(1) Sr 同位体比の適用性の検討

地下水に溶存している Sr の安定同位体比(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、以下 Sr 比とする)は帯水層を構成する 岩石の持つ Sr 比と同じもしくは近い値を示すことが知られている。また、Sr 比は地下水中での 溶解沈殿において同位体分別がほとんどないこともあり、温泉水や地下水の起源の推定に利用さ れている(McNutt, 2000; Notsu et al., 1991; Nakano et al., 2020)。しかしながら地下水が帯水 層中を移動するなかで異なる Sr 比を持つ岩石の層を通過した場合、その岩石から溶解する Sr の 影響を受けて地下水中の Sr 比は変化することがある。また浅い地下水では降水中の海塩を起源 とする Sr が地下水の Sr 比に影響を及ぼす場合がある(Nakano et al., 2020)。一方で地熱水のよ うに、貯留層から短時間で地表まで達する水が得られる場合はその経路の岩石の Sr 比の影響を 受けず、貯留母岩の Sr 比を保っていることが期待できる(佐藤・中野, 1994)。本研究で対象と している深部流体についても Sr 同位体比から水質形成や貯留環境に係る情報を得ることができ ると考えられる。そこで今年度はこれまで本研究で採取した地下水の Sr 比他のデータと既往の 文献から得た岩石の Sr 比のデータを用い、深部流体の Sr 比を用いた分類の適用性を検討した。



図 3.1.3-1 本研究で得られた Sr 濃度と Sr 比の関係

本研究で採水・分析を実施した地下水のSr比とSr濃度(1/Sr)の関係を図 3.1.3-1 に示す。 図中の現世海水のSr濃度は国立天文台(2020)、Sr比は伊藤(1993)による。紀伊半島の温泉 水のSr比は0.7078~0.71079である。Terakado et al. (1988)の調査結果では、紀伊半島の岩石 のSr比は0.7034~0.7136と幅広い値を取る。紀伊半島では、火山やマグマが見られないのに熱 い温泉が多く、また、He 同位体比も高いことからスラブ起源水が湧水しているとされている (Morikawa et al., 2016)。よってスラブ起源水のSr 比に影響していると考えられる西日本の地 殻の花崗質岩のSr 比(0.7075: Matsuhisa and Kurasawa, 1983)と採水を行った地域を覆う堆 積岩の値(0.7108~0.7156: Terakado et al., 1988)のみを示す。紀伊半島の温泉水は有馬温泉 と同程度の値を示すものが、堆積岩あるいは、花崗質岩の方向へ向かう傾向を示す。既往の研究 の通り、有馬温泉と同じ水質を持つスラブ起源水が表層の堆積岩を経た水と混合して水質が形成 されているとするならば、Sr 比はそれを反映した値を示していると見ることができる。

有馬温泉は地表で 100℃近い高温で自噴しているが、火山地域で得られる Sr 同位体比よりも 明らかに高い値を示しており、火山性の熱水ではないことが改めて確認できる。

山陰の 2019H は三瓶山から半径数 km 以内で湧出する冷鉱泉である。火山の直近にあること から、三瓶山周辺の火山活動の影響を受けた地下水と考えられる。2019G は三瓶山から 25 km ほ ど離れた日本海沿岸にある温泉であり、水質は Na-Cl 型で CO₂ ガスを含んで自噴している。い ずれも水の安定同位体比からは熱水の影響の有無は判別できないが、He 同位体比は大気より高 く、マントル起源物質の寄与があることがわかる。このように水質的にはスラブ起源水とも火山 性熱水・マグマ起源水とも解釈できるが、Sr 同位体比からすれば、若い火山岩の影響を大きく受 けていることから、火山性熱水・マグマ起源水ではないかと考えられる。溶存物質からの判定で はスラブ起源水の混合は否定できないものの、これまでのプレートの沈み込みに伴う水の発生メ カニズムについての知見と併せて考えると、有馬温泉のように直接的に地下深部から上昇してく る水ではなく、地下水がマグマと相互作用して生成する火山性熱水・マグマ起源水に分類できる と考えられる。

松代温泉は、第四紀火山である皆神山の麓に湧水し、水の安定同位体比は熱水側にシフトし、 温度や He 同位体比は高く、Cl 濃度が高いもので 8,000 mg/L 程度の高塩濃度で、大量の CO2を 伴って湧水しているというスラブ起源水と似た特徴を持つ。松代温泉の Sr 同位体比(0.7045-0.7047)は皆神山の岩石の Sr 同位体比(0.7040-0.7042, Notsu, et al., 1987)よりもわずかであ るが高い値を示すことから、松代温泉の水は皆神山の形成に伴う岩石とは異なる地層に貯留され ており、そこから湧水している可能性が考えられる。Okuyama et al. (2016)は溶存元素の組成が 有馬温泉の組成と大きく異なることから、火山地域の地下深部の物理探査で見られる Midcrustal fluid ではないかとしている。Mid-crustal fluid の定義は必ずしも明らかではないが、地 下深部から上昇する流体であり、マグマや水などの流体を指し、高塩濃度の水の可能性も示唆さ れている(Ogawa et al., 2014; 岩森ほか, 2019)。火山フロント付近の物理探査で見いだされて いることから、マグマの移動に関連して上昇してくると考えられ、図 3.1.1-1 の定義に照らせば、 マグマ起源水に相当するものと考えられる。この解釈であれば、スラブ起源水と似た高温で高い He同位体比、高CO2濃度を持つことが理解できる。また、Sr比が付近の岩石で得られた値とや や異なることについては、松代のマグマ起源水は皆神山の溶岩に由来する岩石とは異なる地層に 滞留しており、その水が速やかに上昇することで、滞留層の Sr 比を保ったまま地表に至ったも のであると考えられる。

東北地方日本海側の油田かん水については Notsu et al. (1988)が、油田かん水とその周辺の岩石とで Sr 同位体比の比較を行っている。それによると、油田かん水が貯留されている地層のうちの火山灰層が水と同程度の Sr 同位体比を示しており、堆積時には当時の海水の Sr 同位体比であったが、長期間の貯留により周辺の岩石と同じ Sr 比を持つに至ったと考察している。

既往研究事例を基に、本研究で得られたデータの Sr 同位体比の検討を行った。深部地下水の Sr 同位体比は地域ごとに独特の値を示しており、それぞれの地域の地層を構成する岩石の Sr 同 位体比と似た値を示すことが改めて確認できた。紀伊半島には様々な Sr 比を持つ岩石が見られ ることから、それぞれの地下水がそれぞれの流動域の岩石の Sr 比を反映している可能性もある が、地下深部から上昇してきた有馬型熱水が浅層の堆積岩を経由した地下水と混合しているとい う解釈も可能である。このように、深部から地表まで移動する過程において接する岩石や、混合 する他の起源の地下水から供給される Sr の濃度や同位体比は必ずしも明らかではないことから、 その起源や混合の解釈には別の指標が必要である。しかしながら、水質の起源推定が正しければ、 Sr 比もそれをサポートする結果が得られるはずである。深部流体の判別指標として Sr 比は他の 指標と併せて水質の起源や混合の解釈を検証するツールとして利用できるものと考えられる。

(2) ³He/⁴He とメタン中の炭素同位体比の関係について

昨年度作成した深部流体の判別フロー(図 3.1.3-2)では油田かん水において滞留性が高いと考えられつつも、水の同位体比が左右のいずれにもシフトし、He 同位体比が高いものの形成プロセスやスラブ起源水の有無の判別方法が不明であった。東北地方日本海沿岸域の油田かん水がそれに該当する。そこで、He 同位体比の高い天然ガスの形成要因や水の同位体比のシフトに関する既往の研究事例について調査を行った。



図 3.1.3-2 深部流体判別フロー

石油・天然ガスは無機起源と有機起源があり、中央海嶺玄武岩などで無機的に生成されたもの が発見されている。一方で、油・ガス田として大規模に利用されているものは有機起源であると 考えられている(早稲田ほか, 2002)。有機起源はさらに熱分解起源と微生物起源とに分類され、 それらは主にメタンガスのδ¹³Cの値で区別される(表 3.1.3-1)。

| 表 3.1.3-1 メタンのδ ¹³ C 値でのガス起源判定の目安(| (早稲田, 2010) | を基に作成) |
|---|-------------|--------|
|---|-------------|--------|

| 毎継お酒 | 有機起源 | | |
|--------|----------|--------|--|
| 黑饭起 凉 | 熱分解起源 | 微生物起源 | |
| -20‰以上 | -20~-50‰ | -60‰以下 | |

東北地方日本海沿岸域の油田かん水は水の安定同位体比が左右のいずれにもシフトし、He 同 位体比は高く、また、産出する天然ガスのメタンガスのδ¹³C は熱分解起源と考えられる高い値 を示す。Wakita et al. (1990)は東北地方日本海側の熱分解起源の炭素同位体比を持つ天然ガスに ついて、ガスに含まれる He 同位体比が高いことから、メタンガスの起源について中新世の日本 海拡大における火成活動に伴い生成したマグマ起源の無機起源ガスが混合している可能性がある とした。一方で、Sakata et al. (1997)では熱分解起源と微生物起源の混合で説明できるとし、北 ほか(1997)は、同地域のガス田においてガスの炭素同位体比とHe 同位体比に必ずしも相関関係が見られないことから、当該地域のメタンは無機起源ではない可能性が高いとするなど、様々な議論がなされてきた。Sano et al. (2017)はプレートの沈み込みに関連するメタンの生成についてまとめを行っている。それによると、日本列島から台湾にかけての天然ガス組成と³He 濃度の関係やガスに含まれる窒素安定同位体比から、本州から南台湾までのプレート境界周辺の天然ガスの起源は微生物起源、熱分解起源、無機起源の3つに分かれ、それぞれが混合した状態にあるとしている。He 同位体比と炭化水素ガス組成から、本州の前弧側の天然ガスは比較的低温の堆積岩中で微生物により生成されたものであり、火山フロントから背弧側はマグマなどの熱の影響と考えられる熱分解起源を主とし、微生物起源が混合しており、僅かに無機起源のメタンが含まれる可能性がある。鹿児島県のトカラ列島や南台湾では数%以下であるが無機起源ガスの混合が見られるとしている。

新潟県の片貝ガス田では、CO₂ガスの含量が高い(Waseda and Iwano, 2007)。また、宮崎県 の日南ガス田(加藤ほか, 2011)においても CO₂ガスの含量が高く、いずれもマグマ起源とされ ている。これらの地域は第四紀火山が他の地域に比べて近い(30 km 前後)ことから火山ガスの 影響が考えられるが、片貝ガス田は He 同位体比が高い(R/Ra=5.41-8.65, Wakita et al., 1990) 一方で、日南ガス田は低い(R/Ra=0.09, Umeda et al., 2007)。

³He の移動については必ずしも明らかではないが、無機起源のメタンガスが生成・上昇してい る場合は、³He も上昇していると考えられ、それに伴い、スラブ起源水のような流体が上昇して いる可能性は否定できない。一方で、無機起源メタンが見られないが³He が高い場合は、過去の 火成活動に由来するものが貯留されているだけの可能性も考えられることから、現状ではスラブ 起源水などのマントル由来物質の混合の有無を判断することはできない。さらに事例を重ね、検 討する必要がある。

(3) ¹²⁹I/Iの適用性検討

スラブ起源水は Li/Cl が重量比にして 0.001 (モル比で 0.005) を超えるかどうかが判別の目安 とされている。そこで、本研究で取得した ¹²⁹I/I と Li/Cl を比較することで深部流体の特徴付け ができるか否か検討を行った。本研究で採取した温泉試料の分析は JAEA-AMS-TONO で実施し ており、分析法や装置の精度評価を JAEA で継続して進めている (付録 9 参照)。¹²⁹I/I と Li/Cl の関係を図 3.1.3-3 に示す。Li/Cl は 0.001 (重量比) がスラブ起源水判別の目安とされており (風 早ほか, 2014)、モル比で換算すると 0.005 となる。

東北地方日本海側で得られた油田かん水は低い Li/Cl で低い ¹²⁹I/I を示す。これら ¹²⁹I/I は Mahara et al. (2012)で測定された同地域の油田かん水の値と整合的である。松代や山陰の温泉水 は必ずしもその起源は明らかではないが、採水した地点は火山フロント付近から背弧側に位置す ることから火山性熱水やマグマ起源水の可能性が高い。いずれの試料もLi/Cl が閾値付近であり、 ¹²⁹I/I は油田かん水と同様に低い値を示す。

紀伊半島では多数のサンプリングを行ったが、ヨウ素濃度が低いものが多く、測定できたのは 2 点である。紀伊半島の2 点と有馬温泉の2 点の Li/Cl は 0.005 の閾値を超えていることからス ラブ起源水が含まれているものと考えられる。¹²⁹I/I はいずれも比較的高い値を示すが、¹²⁹I/I は 過去に行われた大気圏内での核実験の他、核燃料の再処理で大気中に放出されることから 1900 年代の半ばから大気中の濃度が急激に上昇している。このため、¹²⁹I/I が 1500×10⁻¹⁵を超えるも のは、現代の大気中に含まれる人為的な ¹²⁹I の汚染を受けているとされる (Moran et al., 1998)。 紀伊半島と有馬温泉のデータは、有馬温泉の1 点を除き、コンタミネーションを受けた値を示し ている。



図 3.1.3-3 Li/Cl と¹²⁹I/Iの関係

今回のデータから、以下の様に仕分けが可能である。

・化石海水・油田かん水:低Li/Cl で低 129I/I

・火山性熱水・マグマ起源水: Li/Cl は 0.005の閾値付近で低 ¹²⁹I/I の可能性あり

・スラブ起源水: Li/Cl が 0.005 以上で比較的高い 129I/I の可能性あり

化石海水・油田かん水は海成の堆積岩が生成した際に取り込まれた I 濃度の高い海藻類や I を 吸着した有機物から溶出した I が混合しているため、海水よりも I 濃度が高い場合が多く、また その ¹²⁹I/I は低い値を示すことが知られている(例えば、Mahara et al., 2012)。

今回分析を行った山陰と松代の¹²⁹I/I データについてはこれまでに報告事例がない。これらの 水は火山性熱水・マグマ起源水である可能性が高いが、マグマなどの影響を受けた化石海水の可 能性も否定できない。火山性熱水・マグマ起源水は¹²⁹I/I が低い特徴を持つのか、あるいはマグ マなどの影響を受けた低い¹²⁹I/I を持つ化石海水が湧水しているのかいずれかの可能性が考えら れる。

両地点とも He 同位体比が高いことから火山性熱水・マグマ起源水の可能性が高いと考えられ るが、化石海水がマグマの影響を受けたものの可能性も考えられる。このため、火山性熱水・マ グマ起源水が低い¹²⁹I/I を持つのか、あるいは化石海水に対しマグマやその熱が作用したとする ならば、高温で高い He 同位体比を持つスラブ起源水のような水が生成し得る。そうであれば、 ¹²⁹I/I が油田かん水並みに低いことが説明できる。

スラブ起源水の ¹²⁹I/I については Tomaru et al. (2007)が大分平野で得られたスラブ起源水と 考えられる地下水と、宮崎平野で得られた油田かん水との比較検討を行い、スラブ起源水は油田 かん水に比べ有意に高い値を示すという結果を得ている。そうであれば、スラブ起源水の化石海 水・油田かん水との判別や、混合評価に対し ¹²⁹I/I は有用な指標となり得る。今回のスラブ起源 水が含まれているとされる有馬温泉と紀伊半島については、1 点が人為的な汚染の影響がなく、 かつ化石海水などよりも有意に高い値が得られているが、分析した 4 点のうち、3 点がコンタミ ネーションを受けた値である。このため、今回得られた結果からスラブ起源水が比較的高い ¹²⁹I/I を持つと結論するには慎重になる必要がある。今後データを蓄積し、確認していく必要がある。

(4) リチウム・ホウ素同位体比の適用性検討

1) 背景と目的

地下水中で微量元素である Li、B は、以下のような化学的・同位体的特徴を有する (Wunder et al., 2005; 2006)ことから、深部流体の起源推定や混合評価を行ううえでその安定同位体比 (δ⁷Li・δ¹¹B) が注目されている。

・2つの安定同位体間の質量差が大きいため、同位体分別の度合いが他の元素より大きい。

・重い同位体が選択的に岩石から水に移動する。分別の程度は基本的に温度に依存する。

国内の地下水に対してδ⁷Li・δ¹¹Bを測定した事例では、起源によって特徴的な値を示す可能性が 示唆されている(谷水ほか,2017;谷水ほか,2015;Nishio et al.,2010)ことから、深部流体の起 源推定や混合評価に利用できる可能性がある。しかし測定事例はごく少なく、データの蓄積がほ とんど進んでいないのが現状であるため、適用性を検討するうえでデータの拡充が求められる。 昨年度は、紀伊半島で得られた温泉水を対象として試験的に分析を実施し、δ⁷Li・δ¹¹Bとも比較 的大きなバリエーションを示すことを明らかにした。今年度は、紀伊半島の温泉水を中心として 測定数を拡充し、δ⁷Li・δ¹¹Bの分布傾向などについて検討した。

2) 手法

平成 30 年度~令和 2 年度に本事業において採水を実施した温泉水・地下水を測定に供した。 測定は株式会社マリン・ワーク・ジャパンに委託し、JAMSTEC 高知コアセンター(高知県南国 市)において、Nishio et al. (2010; 2015)並びに Tanimizu et al. (2018)の手順に従って試料水中 の Li と B を単離し、Thermo Fisher Scientific 社製のマルチコレクター型 ICP 質量分析装置 (MC-ICP-MS) Neptune を用いて Wet Plasma 法により実施された。

測定結果・考察



図 3.1.3-4 温泉水・地下水サンプルの δ⁷Li・δ¹¹B 測定結果

図 3.1.3・4 に、温泉水・地下水試料の δ⁷Li・δ¹¹B 測定結果を示す。グラフの右上に青の網掛け で示されているのは、測定に用いた標準試料である海水の同位体比である。δ⁷Li・δ¹¹B ともに、 天然試料の中では海水が最も大きな同位体比を示し、また世界中どこの海域でサンプリングして もほぼ同じ値を取ることが知られている (Hoefs, 2018)。

同図の左下、赤い網掛けで示すシンボルは、有馬温泉の2つの源泉(天神源泉・妬源泉)の測

定結果である。この2サンプルの溶存イオン濃度は互いに10%程度異なるものの、δ⁷Li・δ¹¹Bに 関してはほぼ同じ値を示す。また、海水や他の測定サンプルと比べて、δ⁷Li・δ¹¹Bともに著しく 低い値を示すという特徴がある。有馬温泉の水の起源は、種々の先行研究によって、沈み込んだ フィリピン海プレートに含まれる含水鉱物から脱水した鉱物水(スラブ起源流体)であると考え られている(例えば、風早ほか, 2014; Kusuda et al. 2014)。

同図の左上に薄緑色の網掛けで示したのは、日本原子力研究開発機構 幌延深地層研究センターの調査坑道で採取した地下水及び秋田県及び新潟県の油・ガス井で採取した油田かん水の測定 結果である。これらはいずれも、先行研究によって少なくとも由来の一部が化石海水であること が推定されている(加藤・梶原, 1986; 加藤ほか, 2000; 核燃料サイクル開発機構, 2005)。

図 3.1.3-4 に丸いシンボルで示しているのは、紀伊半島の温泉水サンプルの測定結果である。 紀伊半島の温泉水の水質・同位体・希ガスを総合的に分析した Morikawa et al. (2016) によれば、 紀伊半島では大きな地質構造を区分する複数の構造線に沿って、多くの地点でスラブ起源流体が 上昇・湧出している。ただし、地殻内で生じる脱ガスなどの化学反応や、地表付近での天水によ る希釈などを受けて、実際に湧出する水の水質はバリエーションに富むことも報告されている。

紀伊半島の温泉水の一つの特徴として、比較的広い範囲に同位体比がばらつくことが挙げられる。スラブ起源流体由来である有馬温泉と同等以上に同位体比が低いもの、化石海水由来の試料に近い値を取るもの、有馬温泉と海水の中間のような値を示すものなど、様々である。この 87Li・ δ¹¹Bのバリエーションは、複数の起源水が様々な割合で混合している、もしくは起源水の混合以 外のプロセスが影響している可能性を示唆している。

もう一つの特徴は、δ⁷Li・δ¹¹Bと³He/⁴Heの関係である。マントル起源の³He が付加されると ³He/⁴He の値が高くなることに基づいて、³He/⁴He はスラブ起源流体に関する議論のツールとし てしばしば利用されている (Morikawa et al., 2016)。今回 δ⁷Li・δ¹¹Bを測定したサンプルの一部 について、³He/⁴Heを測定した結果をシンボルの色で示している。測定数は少ないものの、³He/⁴He が高いすなわちスラブ起源流体の影響が示唆されるサンプルは、有馬温泉に近い左下に分布する 傾向がある。

なお、紀伊半島の温泉水のうち、相対的に高いδ⁷Li・δ¹¹B を示すサンプルは、和歌山平野周辺 域で湧出しているものが多い(点線で囲んだもの)。これら以外の温泉のほとんどは山間部で湧出 しているのに対し、これらの温泉は海岸付近に立地しているため相対的に海水の影響が大きい可 能性が考えられる。

まとめと今後の展望

深部流体の起源推定や混合評価に対するLi・B同位体比の適用性を検討するため、温泉水・地 下水を対象として同位体比の分析を実施した。

スラブ起源流体・化石海水由来の試料は、現在の海水とは異なる 87Li・8¹¹B の値を持つ可能性 があることが示された。また紀伊半島の温泉水について、スラブ起源流体の影響を示唆する高 ³He/⁴He のものが、有馬温泉に近い同位体比を持つ傾向がある可能性が示された。

今後は、引き続き同位体比データを拡充していくことで、本手法の適用性を検討していく。

(5) 微生物 DNA の適用性の検討

1) 背景と目的

微生物は多様な代謝様式を持つことから低温から高温、嫌気から好気、酸性からアルカリ性といった様々な環境中に存在する。地下水中には、10²-10⁸ cells/mLの密度で存在することが明らかとなっており、地下圏における微生物の分布は数キロに及ぶと報告されている(例えば、Parkes et al., 1994; McMahon and Parnell, 2014)。加えて、近年の遺伝子解析技術の向上により環境中

に存在する様々な微生物を遺伝子レベルで検出することが可能となっている。微生物の分布には、 周辺環境が深く関係していることを考慮すると、起源水の違いにより地下水中の微生物群集構成 が異なるものと考えられる。深部地下水を対象とした微生物研究例が未だに少ないことから未記 載種が多いことが考えられるものの、スラブ起源水に共通した微生物 DNA が検出されることが 期待される。一方で、122℃の培養条件下で増殖可能な古細菌が見つかっているものの(Takai et al., 2008)、スラブ起源水に検出可能なレベルで微生物が含まれているかは定かではない。

そこで今回、微生物解析用に地下水試料を採取し、採取した地下水中に検出可能なレベルで微 生物が含まれているのか、微生物の数、微生物群集構成を解析することで深部流体の評価項目と しての微生物 DNA の適用可能性を検討した。また、微生物 DNA の解析結果からスラブ起源水 を特徴づけることができるか検討した。

2) 微生物解析方法

地下水試料は、オートクレーブ滅菌(121℃、20分)済みの 500 mL パイレックスもしくは、 2L アイボーイに採取し、冷暗状態で実験室へ持ち帰った。微生物数の計数は、Total direct counts (TDC; Porter and Feig, 1980) 法を用いた。また、微生物群集構成の評価は、16S rRNA 遺伝 子を対象とした次世代シーケンサーiSeq100 を用いた遺伝子解析 (Next generation sequencing; NGS) を実施した(付録 10 参照)。

3) 結果と考察

図 3.1.3-5 に微生物数の計数結果を、付加体の深部から採取した地下水を対象にした Matsushita et al. (2016; 2018; 2020)の結果とともに示す。今回分析した 2020C から 2020M ま での 11 試料における微生物数は、2020K において最も少なく 2.2×10³ cells/mL、2020L におい て最も多く 9.3×10⁵ cells/mL であった。今回得られた結果は、Matsushita et al. (2016; 2018; 2020)において報告された付加体の深部地下水中の微生物数と同程度のオーダーであった。 2020K に加え 2020H 及び 2020I は 10³ オーダーであり、少ない傾向が見られたものの検出可能 なレベルであった。

遺伝子解析は、2020C、2020D、2020Fから 2020Mの計 10 試料で実施した。各試料 11 万か ら 39 万リードが得られ、44 から 56 の門に帰属する結果となった。 図 3.1.3-6 に遺伝子解析の結 果を(a)domain レベル、(b)*Aechaea* を対象とした網レベルで示す。*Bacteria* の相対存在度 は、64.6%から 99.2%に及び、門レベルで Proteobacteria 門、Firmicutes 門、Bacteroidetes 門 が優占していた。主として極限環境下に生息する Archaea の相対存在度は 0.2 % から 17.4 % を占 め、2020F、2020H ではそれぞれ 17.4%、12.5%と高い割合を示した。いずれの地点においても Methanomicrobia 綱 (9; 図 3.1.3-6b)、Methanobacteria 綱 (8; 図 3.1.3-6b)、Methanococci 綱(7; 図 3.1.3-6b)といった二酸化炭素と水素、あるいはギ酸や酢酸を資化してメタン生成を行 う Archaea が優占していた。また、60 - 90℃、あるいは 90℃以上の環境下で生息し、深海の熱 水鉱床や浅瀬の熱水系から検出される超好熱菌の一種である Archaeoglobi綱(4;図 3.1.3-6b)、 Thermococci 綱(3; 図 3.1.3-6b) も検出された。さらに、2020M からは高度好塩性で 2.0M NaCl 以上の環境で生息する Halobacteria 綱(5; 図 3.1.3-6b) が特徴的に検出された。今回対象とし た地下水の起源は必ずしも明らかではない。しかしながら、2020C、D、Fは鹿塩温泉で得られた ものであり、スラブ起源水が混合しているといわれる冷鉱泉である(Kusuhara et al., 2020)。好 熱菌が検出されたことは、冷鉱泉ではあるが、高温環境を経験していることを示唆している。す なわち、水質・同位体などの検討による地下水起源の推定と検出された微生物の関係について検 討することで、微生物 DNA から地下水の起源や混合の状態を推定することができる可能性があ る。



図 3.1.3-5 地下水中の微生物数の計数結果 (Matsushita et al., 2016; 2018; 2020 の結果を含む) 赤字は 10³オーダー、太字は 10⁵オーダー以上を示す





4) まとめ

今回分析した 2020C から 2020M までの 11 試料における微生物数は、2.2×10³ cells/mL から 9.3×10⁵ cells/mL であり、検出可能なレベルで地下水中に微生物が含まれていた。遺伝子解析か らは、特に極限環境下に生息する Archaea が全体の 0.2%から 17.4%を占めており、超好熱菌が 多数検出された。これら微生物の生息環境を考慮すると採取した地下水に高温環境に由来する地 下水が含まれることを微生物 DNA の解析から示唆している。今後の課題として、ケーススタデ ィを増やし、微生物群集構成の類似性を解析することで、地下水の起源の違いについて検討する ことができるものと考えられる。

(6) 深部流体判別への適応性について

今年度の検討結果の深部流体判別への適用性について表 3.1.3・2に整理する。Sr 比については、 地下水に溶存する Sr 比単独では判別できないが、貯留層の岩石の Sr 比や、地下水溶存 He の同 位体比などの他のデータと併せて検討することで地下水の起源や混合の状態の把握に有効である。 ¹²⁹I/¹²⁷I、6⁷Li、6¹¹B、微生物解析については判別手法として有用と考えられるが、事例の蓄積が 必要である。

| | 表 | 3.1.3-2 | 各検討項目の判別・ | への適用性 |
|--|---|---------|-----------|-------|
|--|---|---------|-----------|-------|

| 検討項目 | | 判別への適用性 | |
|-------------------------------------|------------|--|--|
| ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | あり | ・起源の異なる地下水混合の判定が可能。 ・地下水貯留層の岩石の持つSr比が必要で、また、混合する地下水同士で異なる値である必要がある。 ・Sr比単独での評価は難しく、He同位体比や水の安定同位体比などのデータと併せて検討する必要がある。 | |
| ¹²⁹ / ¹²⁷ | 要追加 データ | スラブ起源水は有意に¹²⁹//¹²⁷/が高い可能性があり、化石海水との判別や混合した場合の混合評価ができる可能性がある。 データの蓄積を進めて検証する必要がある。 | |
| δ ⁷ Li、δ ¹¹ Β | 要追加 データ | ・変化幅が大きく、ばらつきがみられるが、スラブ起源水の混合の大小や化石海水との区別がつけられる可能性がある。 ・データの蓄積を進めて検証する必要がある。 | |
| 微生物解析 | 要追加 データ | ・地下水が高温環境を経験したかどうかの判別が可能と 考えられる。 ・データの蓄積を進めて検証する必要がある。 | |

3.1.4 室内試験

(1) 背景と目的

深部流体の水質や同位体比は、降水や海水とは異なった値を示すことが知られている。そのメ カニズムとして、高温・高圧での水・岩石相互作用が考えられる。地下深部の高温環境で水と岩石 が接している場合、反応速度が上がり、水・岩石間で同位体交換が起こりやすくなるため、水の酸 素同位体比が岩石の酸素同位体比に近づくと考えられている(Truesdell and Hulston, 1980)。ま た、低温環境でも地質年代的な時間スケールでは、水・岩石相互作用が起こり、酸素同位体比が軽 くなることが知られている(Savin and Epstein, 1970; Fritz and Reardon, 1979; Fritz and Frape, 1982)。さらに、圧密時にイオンフィルトレーションによって水素・酸素同位体比の増加 や低下が発生することが Philips and Bently (1987)や Hitchon and Friedman (1969)によって示 されており、高圧かつ海水では水素・酸素同位体比に変化が生じることが、実験的に確認されて いる(Coplen and Hanshaw, 1973; Hanshaw and Coplen, 1973)。また、理論的にも、圧密時の イオンフィルトレーション作用によって、Cl 濃度が増加する、あるいは Cl 同位体比が軽くなる 可能性が指摘されている(Philips and Bently, 1987)。実際に、Ocean Drilling Project では、δ ³⁷Cl が-9‰程度まで変化しているものが観測されている(Spivack et al., 2002)。この低下の理論 的な検討も行われている(Agrinier et al., 2019)。さらに、粘土の圧縮あるいは圧密によって、Cl の同位体比が変化することも確認されている(Campbell, 1985; Strydom et al., 2019)。

上記のように,深部流体の特徴的な水質や同位体比を説明するために、熱や圧密によるいくつ かのプロセスが候補となり得るものの、明確な証拠に乏しいのが現状である。特にイオンフィル トレーションについては、深部流体の形成メカニズムに関する議論で度々取り上げられる

(Philips and Bently, 1987; 村松ほか, 2014 など) ものの、室内実験での検討事例,特に90年 代以降の事例は豊富とは言えない状況である。そこで本研究では、圧縮抽水装置(木方ほか, 1999) を用いて、海水中で堆積した地層中の間隙水の水質・同位体比の圧密に伴う変化を模擬する室内 試験を行った。

(2) 実験の概要

試験は、イオンフィルトレーションを起こしやすいと考えられる粘土を用いた。粘土には、ク ニピア(モンモリロナイト)とカオリン(カオリナイト)を用いた。これは、電気的に不飽和で 膨潤性が大きいモンモリロナイトと、電気的に中性で膨潤性が小さいカオリナイトを比較するた めである。今年度は昨年度までの結果から圧縮過程において、イオン濃度や水の安定同位体比の 変化が顕著であったクニピアの圧縮を行った。試験試料は、均一な試料を得るため、市販の海水 をスターラーで攪拌しながら少量ずつ粘土を投入し、液性が失われない程度の固液比とした。初 期の間隙率は、クニピアでは 0.8、カオリンでは 0.71 程度である。

海水で練り混ぜたクニピアとカオリン各約200gを圧縮抽水装置に入れ、圧縮抽水を行った。 圧縮抽水装置は当所の一軸圧縮型の装置を用いた(木方ほか,1999)。図3.1.4-1に示すように、 加圧は油圧シリンダーで実施した。圧縮に伴う排水は、試料上部と下部からシリンジに採取した。 また、圧縮圧力と変位量もあわせて計測した。この得られた試料の水質分析(溶存イオンと同位 体)の分析を実施した。



図 3.1.4-1 海水を練り混ぜた粘土試料と圧縮抽水試験装置

(3) 試験結果

今年度実施した圧縮抽水でも昨年度の結果とほぼ同じ傾向であったため、ここでは、昨年度得られた試料について、微量成分の分析とδ7Li、δ11B、δ37Clの分析を実施した結果を示す。

カオリンの圧縮抽水結果を図 3.1.4-2 に示す。加圧は 94 日間かけて段階的に 400MPa まで行 い、最終的な間隙率は 11%であった。圧縮圧力の増加に伴って、主要溶存イオンでは K 濃度の減 少と Ca 濃度の増加が見られている。それ以外のものはほぼ一定であった。Br/Cl は一定であり Br と Cl は同じ挙動を示しているといえる。スラブ起源水の指標とされる Li/Cl や、それと同様 に高温の履歴を受けて高くなるとされる B/Cl は加圧に伴って顕著に増加している。同位体比に ついては、水素・酸素同位体比、δ⁷Li、δ¹¹B、δ³⁷Cl ともにはほぼ変化がない。このため、圧縮抽 水過程に伴う変化はほとんどないと考えられる。カオリンでは、主要溶存イオンや同位体では顕 著な変化が見られなかったものの、抽出水のLi、Bの濃度が圧力の増加に伴って上昇する結果が 得られ、共に浸潤させた海水の濃度よりも高い濃度を示している。このことはカオリンからLiや Bが溶出したことを示唆する。載荷圧の増加に伴ってLi・Bともに濃度が増加する一方で、同位 体比については、 δ^{7} Liは+8.1‰~+9.0‰、 δ^{11} Bは+7.5‰~+11.7‰で概ね一定であった。この同位 体比は、海水に溶存しているLi・Bの同位体比(それぞれ+31‰、+40‰)と比べると明らかに低 いことから、カオリナイトから溶出したLi・Bの同位体比を保持している可能性がある。カオリ ナイトの鉱物表面にはLi・Bなどのイオンが吸着されることが室内実験で確かめられており (Zhang et al. 2021; Palmer et al., 1987)、また、八面体を構成するAlの一部をLiが置換でき る可能性も指摘されている(宮脇, 1994)。カオリナイトに含まれるこのようなLi・Bが圧密によ って溶出している可能性が考えられる。

クニピアの結果を図 3.1.4-3 に示す。加圧は 136 日間かけて段階的に 200MPa まで行い、最終 的な間隙率は 41%であった。圧縮圧力の増加に伴って、主要溶存イオンの減少が顕著である。特 に圧縮圧力が 10MPa を超えると、すべての主要溶存イオン濃度が明らかに低下する。Li はほぼ 一定なのに対して、B は増加傾向にあった。Br/Cl と Li/Cl は一定であるが、B/Cl は増加が顕著 である。同位体比については、水素・酸素同位体比が減少傾向、δ⁷Li と δ¹¹B は減少傾向、δ³⁷Cl は変化がない。

クニピアはカオリンと異なり、圧縮圧力の増加に伴う溶存イオンや同位体比の変化が顕著であった。これは、モンモリロナイトの鉱物表面がマイナスに帯電している影響と考えられる。モン モリロナイト表面は、いわゆる拡散二重層を形成し、中性付近の pH ではマイナスに帯電してお り、マイナスイオンの排斥が行われる。このため、マイナスイオンは、大きな空隙部分に集中し、 圧縮の初期段階に優先的に排出されることで海水よりも高い Cl が観測されるものと考えられる。 一方で、δ³⁷Cl には圧縮圧力に伴う変化が見られなかった。Strydom et al. (2019) ではスメクタ イトに海水を含浸させて本研究と類似した条件で圧縮実験を行っている。その結果では δ³⁷Cl は 圧力と共に有意に減少する結果が得られている。わずかな条件の違いが影響している可能性があ ると考えられるが原因の特定には至っていない。

Li 濃度は 100~120 µg/L 程度で比較的一定であるのに対し、B 濃度は載荷圧の上昇に伴う増加 が認められた。同位体比については、δ⁷Li・δ¹¹Bともに大まかには低圧で高く、高圧で低いとい う傾向が見られた。You et al. (1993; 1995)の ODPの海底堆積物コアの間隙水測定によれば、海 底下深度 500~1000 m にかけて、深度の増加に伴って大まかに Li・B 濃度の増加と δ⁷Li・δ¹¹Bの 減少が認められており、その要因の一つとして、スメクタイトーイライト相転移に伴う脱水の可 能性が挙げられている。今回の実験試料の同位体比変化は、You et al. (1993; 1995)で示された 天然環境での傾向と定性的に合致しているが、メカニズムについては現時点では不明である。



図 3.1.4-2 カオリンの圧縮に伴う溶存元素濃度と同位体の変化



図 3.1.4-3 クニピアの圧縮に伴う溶存元素濃度と同位体の変化

(4) 室内試験のまとめ

カオリン、クニピアを海水に浸潤させたのち圧縮抽水を行い、採水試料の分析と考察を行った。 カオリンについてはほとんどの溶存元素、同位体比に大きな変化はなかったが、Li、B濃度に大 きな変化があり、δ⁷Li、δ¹¹Bは海水とは異なる値を示した。カオリンにもとから吸着などしてい たLi、Bが影響したと考えられる。

クニピアについては多くの溶存元素や同位体に大きな変化が見られた。モンモリロナイト表面の荷電の影響が表れていると考えられた。また、カオリンでLi、Bの増加が見られたがクニピアではBのみが増加していた。また、クニピアにおいてCl濃度が大きく変化している一方で、δ³⁷Clの変化は見られなかった。

カオリン、クニピアの Li、B の濃度・同位体比の変化やクニピアにおいて δ³⁷Cl の変化が見ら れない原因は不明である。今後検討を進める。

3.1.5 まとめと今後の展望

今年度は深部流体の移動・流入プロセスの類型化、深部流体を判別し得る物質の調査並びに粘 土鉱物の圧縮抽水試験による水質形成メカニズムの検討を行った。

深部流体の移動・流入プロセスの類型化においては、既存の文献情報に基づき、水理地質構造、 地下水流動、水質形成のプロセスなどの違いを考慮して、それらの特徴と影響の広がりを概念モ デルとして整理した。その結果、移動・流入プロセスは7つの型に類型化することができた。

スラブ起源水の判別指標となり得る元素・同位体などの調査においては、Sr 安定同位体比、 ¹²⁹I/¹²⁷I、8⁷Li、8¹¹B、微生物 DNA についての検討を行った。Sr 安定同位体比については、He 同 位体比などの指標と比較検討することで地下水の起源や混合に関する情報が得られる見通しを得 たが、他の項目は事例の蓄積が必要である。

室内実験においては、海水を浸潤させた粘土鉱物の圧縮抽水を行った。カオリンについてはほ とんどの溶存元素、同位体比に大きな変化はなかったが、Li、B 濃度に大きな変化があり、δ⁷Li、 δ¹¹B は海水とは異なる値を示した。カオリンにもとから吸着などしていた Li、B が影響したと考 えられる。クニピアについては多くの溶存元素や同位体に大きな変化が見られた。モンモリロナ イト表面の荷電の影響が表れていると考えられた。また、カオリンで Li、B の増加が見られたが クニピアでは B のみが増加していた。また、クニピアにおいて Cl 濃度が大きく変化している一 方で、δ³⁷Cl の変化は見られなかった。現象解明には引き続き検討が必要である。

今後は、類型化で取り纏めた水理地質構造と移動・流入プロセスを考慮しつつ、現場採水のデ ータを蓄積し水質判別方法の高度化、水質形成メカニズムの検討を行い、深部流体の水質による 判別、混合評価法について取りまとめる予定である。 引用文献

- Agrinier, P., Destrigneville, C., Giunta, T., Bonifacie, M., Bardoux, G., Andre, J. and Lucazeau, F., Strong impact of ion filtration on the isotopic composition of chlorine in young clay-rich oceanic sediment pore fluids, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.245, pp.525-541, 2019.
- 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, pp.64-77, 2005.
- 浅森浩一,梅田浩司,地下深部のマグマ・高温流体等の地球物理学的調査技術-鬼首・鳴子火山地 域および紀伊半島南部地域への適用-,原子力バックエンド研究,vol.11, pp.147-156, 2005.
- Campbell, D. J., Fractionation of stable chlorine isotopes during transport through semipermeable membranes, M. S. thesis, University of Arizona, 103p, 1985.
- 地層処分研究開発調整会議,地層処分研究開発に関する全体計画(平成 30 年度~令和 4 年度)(令和 2 年 3 月改訂), 2018.
- Coplen, T.B. and Hanshaw, B.B., Ultrafiltration by a compacted clay membrane-I. Oxygen and hydrogen isotopic fractionation, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.37, pp.2295-2310, 1973.
- Craig H., Isotopic variations in meteoric waters, Science, vol.133, pp.1702-1703, 1961.
- Fritz, P. and Reardon, E.J., Isotopic and cheical characteristics of mine water in the Sudbury area. AECL, Technical Report 35, Atomic Energy of Canada Limitied, Chalk River, Ontario, Canada, 37p, 1979.
- Fritz, P. and Frape, S.K., Saline groundwater in the Canadian Shield -a first overview, Chemical Geology, vol.36, pp.179-190, 1982.
- 藤田和夫, 笠間太郎, 大阪西北部地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調 査所, 1982.
- 藤田和夫, 笠間太郎, 神戸地域の地質, 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 1983.
- Giggenbach, W. F., Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin, Earth and Planetary Science Letters, vol.113, pp.495–510, 1992.
- Hanshaw, B.B. and Coplen, T.B., Ultrafiltration by a compacted clay membrane–II. Sodium ion exclusion at various ionic strengths, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.37, pp.2311-2327, 1973.
- Hitchon, B. and Friedman, I., Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin-I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.33, pp.1321-1349, 1969.
- Hoefs, J., Stable Isotope Geochemistry, Springer International Publishing, pp.92-101, 2018.
- Imanishi, K., Ando, R. and Kuwahara, Y., Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Geophysical Research Letters, vol.39, L09306, doi:10.1029/ 2012GL051491, 2012.
- 伊藤 孝, 新生代海水 Sr 同位体組成データの評価と Sr 同位体層序学, 地質学雑誌, vol. 99, pp. 739-753, 1993.
- Iwamori, H., Transportation of H₂O beneath the Japan arcs and its implications for global water circulation, Chemical Geology, vol.239, pp.182-198, 2007.

岩森光,行竹洋平,飯尾能久,中村仁美,地殻流体の起源・分布と変動現象,地学雑誌,vol. 128, pp.761-783, 2019.

地震調査研究推進本部,長岡平野西縁断層帯の長期評価について,23p.,2004.

核燃料サイクル開発機構,高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築―平成 17年取りまとめ―分冊1 深地層の化学的研究,JNC TN1400 2005-014, 2005.

Kasai, K., Sakagawa, Y., Komatsu, R., Sasaki, M., Akaku, K. and Uchida, T., The origin of hypersaline liquid in the Quaternary Kakkonda granite, sampled from well WD-1a, Kakkonda geothermal system, Japan. Geothermics, vol.27, pp.631-645, 1998.

- 加藤 修, 佐藤 浩, 第四紀花崗岩をターゲットにした葛根田地熱地域の深部貯留層開発について, 資源地質, vol.45, pp.131-144, 1995.
- 加藤 進, 梶原義照, 新潟地域油・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成, 石油技術協会誌, vol.51, pp.113-122, 1986.

加藤 進, 安田善雄, 西田英毅, 秋田・山形地域油・ガス田の地層水の地球化学, 石油技術協会誌, vol.65, pp.229-237, 2000.

- 加藤 進, 早稲田周, 西田英毅, 岩野裕継, 新潟県東頸城地域における泥火山および周辺の原油・ ガスの地球化学, 地学雑誌, vol.118, pp.455-471, 2009.
- 加藤 進, 早稲田周, 岩野裕継, 宮崎県の水溶性天然ガス田における地球化学, 石油技術協会誌, vol.76, pp.244-253, 2011.
- 加藤 進, 新潟地域における油・ガス田地層水の地球化学, 石油技術協会誌, vol.83, pp.257-266, 2018.
- 加藤 進, 岩野裕継, 新潟地域における温泉水と付随ガスの地球化学,石油技術協会誌, vol.84, pp.205-212, 2019.
- 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, pp.3-18, 2014.
- 経済産業省,「科学的特性マップ」の説明資料, 2017. http://www.enecho.meti.go.jp/ category/electricity_and_gas/nuclear/rw/kagakutekitokuseimap/(2020年2月24日最終閲覧).
- 木方建造,大山隆弘,馬原保典, 圧密型岩石抽水装置の製作と深部堆積岩への適用,応用地質, vol.40, pp.260-269, 1999.
- 北 逸郎, 滝沢英夫, 長谷川英尚, 荒屋敷龍一, 長尾敬介, 上田 晃, 深部地層中の He の移動現象 と天然ガスの起源, 石油技術協会誌, vol. 62, pp.80-89, 1997.
- 北岡豪一, 由佐悠紀, 神山孝吉, 大沢信二, Michael K. STEWART, 日下部実, 水素と酸素の安定 同位体比からみた別府温泉における地熱流体の移動過程, 地下水学会誌, vol.35, pp.287-305, 1993.
- 小林巖雄, 立石雅昭, 新潟地域における新第三系の層序と新第三紀古地理, 地質学論集, vol.37, pp.53-70, 1992.
- 小林巖雄, 立石雅昭, 小松原琢, 三条地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 2002.
- 久保和也,柳沢幸夫,利光誠一,坂野靖行,兼子尚知,吉岡敏和,高木哲一,地域地質研究報告(5 万分の1地質図幅),川前及び井出地域の地質,産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2002.
- Kusuda, C., Iwamori, H., Nakamura, H., Kazahaya, K. and Morikawa, N., Arima hot spring

waters as a deep-seated brine from subducting slab, Earth, Planets and Space, vol.66, pp.119-131, 2014.

- Kusuhara, F., Kazahaya, K., Morikawa, N., Yasuhara, M., Tanaka, H., Takahashi, M.and Tosaki, Y., Original composition and formation process of slab-derived deep brine from Kashio mineral spring in central Japan, Earth, Planets and Space, vol.72, 107, 2020.
- Mahara, Y., Ohta, T., Tokunaga, T., Matsuzaki, H., Nakata, E., Miyamoto, Y., Mizokuchi, Y., Tashiro, T., Ono, M., Igarashi, T. and Nagao, K., Comparison of stable isotopes, ratios of ³⁶Cl/Cl and ¹²⁹I/¹²⁷I in brine and deep groundwater from the Pacific coastal region and the eastern margin of the Japan Sea, Applied Geochemistry, vol.27, pp.2389-2402, 2012.
- 米谷盛寿郎,新潟・長野地域層序概説,天然ガス鉱業会,大陸棚石油開発協会編,日本の石油・天然 ガス資源, pp.151-173, 1982.
- Masuda, H., Sakai, H., Chiba, H. and Tsurumaki, M., Geochemical characteristics of Na-Ca-Cl-HCO₃ type waters in Arima and its vicinity in the western Kinki district, Japan, Geochemical Journal, vol.19, pp.149-162, 1985.
- 松本 正, 熊谷岩雄, 原田伸吾, 藤野敏雄, 矢原哲也, 高木 博, 大岳・八丁原地熱発電所の運転実 績と貯留層管理, 地熱, vol.26, pp.239-261, 1989.
- Matsumoto, T., Kawabata, T., Matsuda, J., Yamamoto, K. and Mimura, K., ³He/⁴He ratios in well gases in the Kinki district, SW Japan: surface appearance of slab-derived fluids in a non-volcanic area in Kii Peninsula, Earth and Planetary Science Letters, vol.216, pp.221-230, 2003.
- Matsuhisa, Y. and Kurasawa, H., Oxygen and Strontium isotopic characteristics of calc-alkalic volcanic rocks from the Central and Western Japan arcs: evaluation of contribution of crustal components to the magmas, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 18, pp.483-510, 1983.
- Matsushita, M., Ishikawa, S., Nagai, K., Hirata, Y., Ozawa, K., Mitsunobu, S. and Kimura, H., Regional Variation of CH₄ and N₂ Production Processes in the Deep Aquifers of an Accretionary Prism, Microbes and Environments, vol.31(3), pp.329-338, 2016.
- Matsushita, M., Magara, K., Sato, Y., Shinzato, N. and Kimura, H., Geochemical and microbiological evidence for microbial methane production in deep aquifers of the Cretaceous accretionary prism, Microbes and environments, vol.33(2), pp.205-213, 2018.
- Matsushita, M., Ishikawa, S., Magara, K., Sato, Y., and Kimura, H., The Potential for CH₄ Production by Syntrophic Microbial Communities in Diverse Deep Aquifers Associated with an Accretionary Prism and its Overlying Sedimentary Layers, Microbes and environments, vol.35(1), ME19103, 2020.
- 松葉谷治, 酒井 均, 上田 晃, 堤 真, 日下部実, 佐々木昭, 北海道の温泉ならびに火山についての同位体化学的調査報告, 岡山大学温泉研究所報告, No.47, pp.55-67, 1978.
- 松葉谷治, 酒井 均, 日下部実, 佐々木昭, 長野県の温泉についての同位体化学的調査報告, 岡山 大学温泉研究所報告, No.50, pp.17-24, 1980.
- 松浦浩久, 栗本歴史, 寒川 旭, 豊遥 秋, 広根地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図 幅), 地質調査所, 1995.
- McMahon, S. and Parnell, J., Weighing the deep continental biosphere, Fems Microbiology Ecology, vol.87(1), pp.113-120, 2014.

McNutt, R.H., Strontium isotopes, in Cook, P.G, Herczeg, A.L. (eds) Environmental Tracers in subsurface Hydrology, Kluwer Academic Publishers, pp.233-257, 2000.

宮脇律郎, カオリナイトの水熱合成, 粘土科学, vol.33, pp.202-214, 1994.

- 文部科学省研究開発局,東京大学地震研究所,京都大学防災研究所,防災科学技術研究所,大都 市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」 平成17年度成果報告書,2006.
- Moran, J., Fehn, U. and Teng, R., Variations in ¹²⁹I/¹²⁷I ratios in recent marine sediments: evidence for a fossil organic component, Chemical Geology, vol. 152, pp.193-203, 1998.
- Morikawa, N., Kazahaya K., Masuda, H., Ohwada, M., Nakama, A. Nagao, K. and Sumino, H., Relationship between geological structure and helium isotopes in deep groundwater from the Osaka Basin: Application to deep groundwater hydrology, Geochemical Journal, vol.27, pp.287-295, 1993.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Takahashi, M., Inamura, A., Takahashi, H., Yasuhara, M., Ohwada, M., Sato, T., Nakama, A., Handa, H., Sumino, H. and Nagao, K., Widespread distribution of ascending fluids transporting mantle helium in the fore-arc region and their upwelling process: Noble gas and major element composition of deep groundwater in the Kii Peninsula, southwest Japan, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.182, pp.173-196, 2016.
- 村松容一, 近藤史也, 千葉 仁, 早稲田周, 長島秀行, 関東山地北縁における非火山性温泉の水質 および安定同位体比とその地質学的解釈, 温泉科学, vol.60, pp.4-21, 2010.
- 村松容一,濱井昴弥,山野 恭,千葉 仁,早稲田周,千葉県房総半島および茨城県南東部における非火 山性温泉の水質および安定同位体比とその地質鉱物学的解釈,温泉科学, vol.62, pp.112-134, 2012.
- Nagao, K., Takaoka, N. and Matsubayashi, O., Rare gas isotopic compositions in natural gases of Japan, Earth and Planetary Science Letters, vol.53, pp.175-188, 1981.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., Existence of low-velocity zones under the source areas of the 2004 Chuetsu and 2007 Chuetsu-oki earthquakes inferred from travel-time tomography, Earth, Planets and Space, vol.60, pp.1127-1130, 2008.
- Nakamura, H., Chiba, K., Chang, Q., Nakai, S. and Kazahaya, K., Rare earth elements of the Arima spring waters, southwest Japan: Implications for fluid-crust interaction during ascent of deep brine. Journal of Geology and Geophysics, vol.4, 217, doi: 10.4172/2381-8719.1000217, 2015.
- Nakano, T., Yamashita, K., Ando, A., Kusaka, S. and Saitoh, Y., Geographic variation of Sr and S isotope ratios in bottled waters in Japan and sources of Sr and S, Science of the Total Environment, vol. 704, 135449, 2020.
- NEDO, 地熱開発促進調查報告書, No.18, 久住地域, 1989.
- NEDO, 平成元年度全国地熱資源総合調查(第3次)広域熱水流動系調查 鶴見岳地域 地熱調查 成果図集, 86p, 1990.
- NEDO, 平成 2 年度全国地熱資源総合調查(第 3 次)広域熱水流動系調査 秋田駒地域 地熱調査 成果図集, 119p, 1991.
- NEDO, 地熱開発促進調查報告書, No.31, 岩手山西部地域, 1993.
- NEDO, 地熱開発促進調査報告書, No.37, 本宮地域, 1994.
- NEDO, 平成9年度地熱探查技術等検証調查 深部地熱資源調查報告書,2分冊,1999a.

NEDO, 平成 10 年度地熱探查技術等検証調查 深部地熱資源調查報告書, 2 分冊, 1999b.

- 日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,平成 31 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関 する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 2020.
- Nishio, Y., Ijiri, A., Toki T., Morono, Y., Tanimizu, M., Nagaishi, K. and Inagaki, F., Origins of lithium in submarine mud volcano fluid in the Nankai accretionary wedge, Earth and Planetary Science Letters, vol.414, pp.144-155, 2015.
- Nishio, Y., Okamura, K., Tanimizu, M., Ishikawa, T. and Sano Y., Lithium and strontium isotopic systematics of waters around Ontake volcano, Japan: Implications for deep-seated fluids and earthquake swarms, Earth and Planetary Science Letters, vol.297, 3-4, pp.567-576, 2010.
- 野田徹郎, 阿部喜久男, 茂野 博, 豊肥地熱地域の化学的研究-坑井による地熱流体の化学的研究 -, 地質調査所報告, No. 264, pp.245-281, 1985.
- Notsu, K., Wakita, H. and Nakamura, Y., Strontium isotopic composition of hot spring and mineral spring waters, Japan, Applied Geochemistry, vol. 6, pp.543-551, 1991.
- Notsu, K., Wakita, H. and Nakamura, Y., Strontium isotopic composition of oil-field and gasfield waters, Japan, Applied Geochemistry, vol. 3, pp.173-176, 1988.
- Notsu, K., Aramaki, S., Oshima, O. and Kobayashi, Y., Two overlapping plates subducting beneath Central Japan as revealed by strontium isotope data, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 32, pp.195-207, 1987.
- 野崎義行,最新の海水の元素組成表(1996 年版)とその解説,日本海水学会誌, vol.51, pp.302-308, 1997.
- NUMO,火山性熱水・深部流体の分類に応じた影響評価手法の整備,NUMO-TR-19-02, 2020.
- 小原欽一, 深部地下水の水質形成機構に関する研究(その3), 動力炉・核燃料開発事業団委託研 究成果報告書, 127p, 1997.
- Ogawa, Y., Ichiki, M., Kanda, W., Mishina, M. and Asamori, K., Three-dimentional magnetotelluric imaging of crustal fluids and seismicity around Naruko volcano, NE Japan, Earth, Planets and Space, vol. 66, 158, 2014.
- Okuyama, Y., Funatsu, T., Fujii, T., Takamoto, N. and Tosha, T., Mid-crustal fluid related to the Matsushiro earthquake swarm (1965-1967) in northern Central Japan: Geochemical reproduction, Tectonophysics, vol. 679, pp.61-72, 2016.
- Ono, A., Sano. Y., Wakita. H. and Giggenbach, W. F., Carbon isotopes of methane and hydrothermal gases of carbon dioxide in Japan, Geochemical Journal, vol.27, pp.287-295, 1993.
- 大沢信二,網田和宏,山田 誠,三島壮智,風早康平,宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉 水の地化学特性と成因:温泉起源流体としての続成脱水流体,温泉科学,vol.59, pp.295-319, 2010.
- 大沢信二,網田和宏,大上和敏,酒井拓哉,三島壮智,有馬型熱水と水質のよく似た同位体的性質の異なる高塩分温泉-兵庫県の吉川温泉の例,温泉科学, vol.64, pp. 369-379, 2015.
- 尾崎正紀,松浦浩久,三田地域の地質,地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所, 1988.
- Palmer, M. R., Spivack, A. J. and Edmond, J. M., Temperature and pH controls over isotopic fractionation during adsorption of boron on marine clay, Geochemica et Cosmochimica Acta, vol.51, pp.2319-2323, 1987.

- Parkes, R.J., Cragg, B.A., Bale, S.J., Getliff, J.M., Goodman, K., Rochelle, P.A., Fry, J.C., Weightman, A.J. and Harvey, S.M., Deep Bacterial Biosphere in pacific-ocean Sediments, Nature, vol.371(6496), pp.410-413, 1994.
- Peacock, S. M. and Wang, K., Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from southwest and northeast Japan, Science, vol.286, pp.937-939, 1999.
- Phillips, F. M. and Bentley H. W., Isotopic fractionation during ion filtration: I. Theory, Geochemica et Cosmochimica Acta, vol.51, pp.683-695, 1987.
- Porter, K.G. and Feig, Y.S., The use of DAPI for identifying and counting aquatic microflora, Limnology and Oceanography, vol.25, pp.943-948, 1980.
- 国立天文台, 理科年表 2021, 丸善出版, 1174p., 2020.
- 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, 地質調査総合セ ンター研究資料集, no. 560, 2012.
- 産業技術総合研究所,平成27年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測 に関する予察的調査)事業,平成27年度事業報告,2016.
- Sano, Y. and Wakita. H., Geographical distribution of ³He/⁴He ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism, Journal of Geophysical Research, vol.90, pp.8729-8741, 1985.
- Sano, Y., Takahama, N. and Seno, T., Geographical distribution of ³He/⁴He ratios in the Chugoku district, Southwestern Japan, Pure and Applied Geophysics, doi 10.1007/s00024-006-0035-0, 2006.
- Sano, Y., Kinoshita, N., Kagoshima, T., Takahata, N., Sakata, S., Toki, T., Kawagucci, S., Waseda, A., Lan, T., Wen, H., Chen, A., Lee, H., Yang, T., Zheng, G., Tomonaga, Y., Roulleau, E. and Pinti, D., Origin of methane-rich natural gas at the West Pacific convergent plate boundary, Scientific Reports, vol. 7, 15646, 2017.
- Sakata, S., Sano, Y., Maekawa, T. and Igari, S., Hydrogen and carbon isotopic composition of methane as evidence for biogenic origin of natural gases from the Green Tuff Basin, Japan, Organic Geochemistry, vol. 26, pp.399-407, 1997.
- 佐藤 努, 中野孝教, ストロンチウム同位体を用いた地熱流体母岩の推定―奥鬼怒温泉地域における研究例―, 地質ニュース, vol. 474, pp.23-26, 1994.
- Savin, S.M. and Epstein, S., The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.34, pp.43-63, 1970.
- 関ロ嘉一, 重川 守, 平井明夫, 宮本泰行, 地化学的見地からみた長岡・柏崎地域のグリーンタフ 油・ガス鉱床の形成, 石油技術協会誌, vol.49, pp.54-64, 1984.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ,10万分の1仙岩地熱地域地質図及び同説明書,特殊地質図21-2,地質調査所,1985.
- 茂野 博,阿部喜久男,野田徹郎,地熱流体の化学に基づく豊肥地熱熱水系の概念的モデル,地質 調査所報告, No.264, pp.285-302, 1985.
- 茂野 博, 阿部喜久男, 温泉・噴気の化学に基づく仙岩地域熱水系の概念的モデル, 地質調査所報告, No.266, pp.251-283, 1987.
- 総合資源エネルギー調査会,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-,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 WG, 2014.

- Spivack, L., Kastner, M. and Ransom. B., Elemental and Isotopic Chloride Geochemistry and Fluid Flow in the Nankai Trough, Geophysical Research Letters, vol.29, doi:10.1029/2001GL014122, 2002.
- Stainforth, J. Practical kinetic modeling of petroleum generation and expulsion, Marine and Petroleum Geology, vol. 26, pp.552-572, 2009.
- Strydom, J., Eggenkamp, H., Sterpenich, J., Agrinier, P., Richard, A., Grgic, D., Gaire, P., Mosser-Ruck, R. and Gaucher, E., Cl/Br and δ^{37} Cl evolution in seawater expelled during the compaction of MX-80 smectite, E3S Ewb of Conferences, vol.98, 12022, 2019.
- Sudo, Y. and Matsumoto, Y., Three-dimensional P-wave velocity structure in the upper crust beneath Kuju Volcano, central Kyushu, Japan, Bulletin of Volcanology., vol.60, pp.147-159, 1998.
- Taguchi, S., Watanabe, K. and Komatsu, M., Kuju Iwo-yama fumarole., Society of Economic Geologists Guidebook series, vol.34, pp.161-165, 2001.
- 高橋正明, 佐藤 努, 風早康平, 丸井敦尚, 安原正也, 笠井加一郎, 葛根田地域地熱系の地熱流体 涵養・形成機構, 地質調査所報告, No.284, pp.69-75, 2000.
- Takai, K., Nakamura, K., Toki, T., Tsunogai, U., Miyazaki, M., Miyazaki, J., Hirayama, H., Nakagawa, S., Nunoura, T. and Horikoshi, K., Cell proliferation at 122 degrees C and isotopically heavy CH₄ production by a hyperthermophilic methanogen under highpressure cultivation, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, vol.105(31), pp.10949-10954, 2008.
- 玉生志郎,藤本光一郎,葛根田地域の深部地熱系モデル,地質調査所報告, No.284, pp.133-164, 2000.
- 谷水雅治, 仲 涼, 小林 基, 森 則, 木村浩之, 青 常, 中村仁美, 811B-87Li 値からみた三重県温泉 水の地球化学的特徴, 2015 年度日本地球化学会第 62 回年会講演要旨集, 2015.
- 谷水雅治, 杉本直人, 仲井 涼, 小林裕基, ウマロフィクル, 森 康則, 温泉水のホウ素・リチウム 同位体システムからみた深部起源流体の特徴, 2017 年度日本地球化学会第 64 回年会講演要旨 集, 2017.
- Tanimizu M., Nagaishi K. and Ishikawa T., A Rapid and Precise Determination of Boron Isotope Ratio in Water and Carbonate Samples by Multiple Collector ICP-MS, Analytical Sciences, 34(6), pp. 667-674, 2018.
- Terakado, Y., Shimizu, H. and Masuda, A., Nd and Sr isotopic variations in acidic rocks formed under a peculiar tectonic environment in Miocene Southwest Japan, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 99, pp.1-10, 1988.
- Togo, Y. S., Kazahaya, K., Tosaki, Y., Morikawa, N., Matsuzaki, H., Takahashi, M. and Sato, T., Groundwater, possibly originated from subducted sediments, in Joban and Hamadori areas, southern Tohoku, Japan, Earth, Planets and Space, vol.266, 131, 2014.
- Tomaru, H., Ohsawa, S., Amita, K., Lu, Z. and Fehn, U., Influence of subduction zone settings on the origin of forearc fluids: Halogen concentrations and ¹²⁹I/I ratios in waters from Kyushu, Japan, Applied Geochemistry, vol. 22, pp.676-691, 2007.
- Tong, P., Zhao, D. and Yang, D., Tomography of the 2011 Iwaki earthquake (M 7.0) and Fukushima nuclear power plant area, Solid Earth, vol.3, pp.43-51, 2012.
- Truesdell, A. H. and Hulston, J. R., Isotopic evidence on environments of geothermal systems,
In Fritz, P. and Fontes, J. Ch. (Eds.), Handbook of environmental isotope geochemistry, vol.1, Elsevier Press, p.179-226, 1980.

- 上原大二郎, 石丸恒存, 棚瀬充史, 小川康雄, 鍵山恒臣, MT 法におけるファーリモートリファレンス処理の効果と紀伊半島南部地域の深部比抵抗構造, 応用地質, vol.44, pp.164-174, 2003.
- 上原大二郎,角田地文,工藤健,梅田浩司,小川康雄,棚瀬充史,武田祐啓,千葉昭彦,菊池晃, 鍵山恒臣,紀伊半島南部地域の重力異常と深部比抵抗構造から推定される地熱構造,地震第2 輯,vol. 57, pp.245-255, 2005.
- Umeda, K., Ninomiya, A. and McCrank, G. F., High ³He emanations from the source regions of recent largeearthquakes, central Japan, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.9, Q12003, doi:10.1029/2008GC002272, 2008.
- Wakita, H., Sano, Y., Urabe, A. and Nakamura, Y., Origin of methane-rich natural gas in Japan: formation of gas fields due to large-scale submarine volcanism, Applied Geochemistry, vol. 5, pp.263-278, 1990.
- 早稲田周, 岩野裕継, 武田信從, 地球化学からみた天然ガスの成因と熟成度, 石油技術協会誌, vol. 67, pp.3-15, 2002.
- 早稲田周, 岩野裕継, ガス炭素同位体組成による貯留層評価, 石油技術協会誌, vol. 72, pp.585-593, 2007.
- 渡部直喜,大木靖衛,佐藤 修,日下部実,新潟県松之山地すべり地の Na-Cl 型地下水の起源,新 潟大学積雪地域災害研究センター年報, No.18, pp.81-92, 1996.
- 渡部直喜, 佐藤壽則, 古谷 元, 新潟地域の大規模地すべりと異常高圧熱水系,地学雑誌, vol.118, pp.543-563, 2009.
- Wei, L., Schimmelmann, A., Mastalerz, M., Lahann, R., Sauer, P., Drobniak, A., Strapoc, D. and Mango, F., Catalytic generation fo methane at 60-100°C and 0.1-300MPa from source rocks containing kerogen Types I, II, and III, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 231, pp.88-116, 2018.
- Wunder, B., Meixner, A., Romer, R L., Wirth, R. and Heinrich, W., The geochemical cycle of boron: Constraints from boron isotope partitioning experiments between mica and fluid, Lithos, vol.84, pp. 206-216, 2005.
- Wunder, B., Meixner, A., Romer, R L. and Heinrich, W., Temperature-dependent isotopic fractionation of lithium between clinopyroxene and high-pressure hydrous fluids, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.151, pp.112-120, 2006.
- You, C.-F., Spivack, A. J., Smith, J. H. and Gieskes, J. M., Mobilization of boron in convergent margins: Implications for the boron geochemical cycle, Geology, vol.21(3), pp.207-210, 1993.
- You, C.-F., Chan, L. H., Spivack, A. J. and Gieskes, J. M., Lithium, boron, and their isotopes in sediments and pore waters of Ocean Drilling Program Site 808, Nankai Trough: Implications for fluid expulsion in accretionary prisms. Geology, vol.23(1), pp.37-40, 1995.
- Zhang, X., Saldi, G. D., Schott, J., Bouchez, J., Kuessner, M., Montouillout, V., Henehan, M. and Gaillardet, J., Experimental constraints on Li isotope fractionation during the interaction between kaolinite and seawater, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.292, pp.333-347, 2021.

3.2 深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積

3.2.1 背景と目的

沈み込むスラブやマントルを起源として地表付近に上昇する深部流体は、pH が低く炭酸化学 種が高濃度に含まれるなどの特徴があり、温度が高い場合には熱環境への影響も懸念される。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、 概要調査などにおいてその影響を排除することが望ましい(地層処分技術 WG, 2014)。「地層処 分研究開発に関する全体計画(平成 30 年度-平成 34 年度)」(地層処分研究開発調整会議, 2018) では、深部流体としてこのようなスラブの脱水を起源とする流体の他に、古海水などを起源とす る長期停滞水についても言及されているが、3.2 節及び 3.3 節で述べる研究開発では、特にスラ ブ起源の深部流体に着目した。

わが国には、常磐地域、能登半島、新潟平野、紀伊半島、有馬地域など、非火山地帯にもかか わらず高温の温泉が湧出している地域がいくつか存在する(産業技術総合研究所,2004)。これら を事例対象として、熱水活動の熱的変遷や影響範囲などに関する知見を拡充することは、現状で はその性状や活動性に係る知見に乏しい深部流体の流入が地層処分システムへ及ぼす熱的影響を 評価するうえで有用な知見となると考えられる。そこで本事業では、深部流体の流入が高温の温 泉の湧出などに関与していると指摘されている紀伊半島や有馬地域を事例として地質学的手法 (流体包有物、鉱物組成などに基づく地質温度計)及び熱年代学的手法(FT法、(U-Th)/He 法な ど)を適用することで、これらの熱水活動の活動継続期間や、過去に流入した深部流体の温度に 係る知見を提示することを目標とする。

昨年度までの本事業では、紀伊半島を事例対象とした。和歌山県田辺市本宮町平治川の熱水脈 露頭から採取した岩石試料を用いて、流体包有物の均質化温度測定と、FT 法や(U-Th)/He 法など による熱年代解析を実施した。3 か所の熱水脈露頭のうち 2 か所では、初生包有物の均質化温度 が約 150℃と 200℃と推定された。一方、熱年代解析の結果では、いずれの熱水脈露頭でも、周 囲の母岩からは系統的な熱異常は検出できなかった。この原因としては、熱水活動時期が古かっ たためその後の隆起・侵食で年代が上書きされた、熱水活動時期は最近であるが到達温度が低い か継続期間が短いため熱年代では検出できなかった、という 2 つの可能性が考えられる。バック グラウンドの隆起・侵食速度が遅い地域で、本研究と同様の方法論による検討事例を増やすこと により、どちらのシナリオがより有力か検証できる可能性がある。

今年度は、以上の結果を踏まえて、有馬地域を事例対象に選定した。これにより、本アプロー チによる検討事例を蓄積するとともに、隆起・侵食速度が遅い地域における事例を通じて、スラ ブ起源の流体活動の熱的特徴をより詳細に推定することを目的とする。有馬地域は、有馬型温泉 (例えば、松葉谷ほか,1974)の呼称にみられるように、日本における非天水起源、非火山性の 温泉の代表として多くの研究がなされてきた。有馬地域では、火山フロントから数 10 km 以上離 れているにも関わらず、約 9,000 L/min の温泉が湧出しており、その中には 90℃を超える高温泉 や、海水の 2 倍以上に達する高濃度の NaCl を含む高塩化物泉が含まれている(西村ほか,2006; 益田,2011)。近年では、熱水や温泉ガスの地球化学的特徴や、地球物理探査により明らかにされ た地下深部の構造などを基に、フィリピン海スラブの脱水が熱水供給源である可能性が示唆され ている(例えば、西村ほか,2006; 益田,2011; Kusuda et al.,2014)。なお、有馬地域周辺の六 甲山地や三田盆地で報告されているアパタイト FT 年代は、おおむね白亜紀末から古第三紀の値 を示している(田結庄,2001; 末岡ほか,2010)。すなわち、第四紀以降の六甲変動(藤田,1968) を除けば、新生代を通じてテクトニックには静穏な地域だったと推定されている(末岡ほか, 2010)。

3.2.2 有馬地域における事例

(1) 地形・地質概要

事例対象である有馬地域は、兵庫県神戸市と西宮市の境界付近に位置している(図 3.2.2-1)。 有馬地域には、ほぼ東西走向の高角横ずれ断層である有馬-高槻断層帯が分布しており、その南側 には白亜紀後期の六甲花崗岩、北側には同時代の流紋岩質の溶結凝灰岩や凝灰角礫岩などからな る有馬層群が分布する(藤田・笠間, 1982)。有馬-高槻断層帯は、平均変位速度が最大 1.5 mm/yr に達する高角の右横ずれ断層で(寒川, 1978)、最新活動は 1596 年慶長伏見地震だと考えられて いる(寒川ほか, 1996)。有馬-高槻断層帯は熱水の移行経路としても作用しており、六甲断層、 射場山断層、湯槽谷断層に沿って、熱水変質岩の分布が報告されている(歌田, 2003)。また、六 甲断層沿いでは、白水峡、蓬莱峡など、熱水変質岩からなるバッドランド地形が分布する(例え ば、Mitchell et al., 2011; Manaka et al., 2020)。



図 3.2.2-1 試料採取地点位置図 基図は 1/20 万日本シームレス地質図と地理院地図。赤線は活断層トレース(中田・今泉, 2002)。

(2) 露頭記載及び試料採取

試料の採取は、兵庫県西宮市山口町で実施した。対象とした露頭は白水峡から西方に約 100 m にあり (図 3.2.2-1)、Mitchell et al. (2011)の Fig. 4 及び Fig. 8a で紹介されている地点である。 このうち、Fig. 4 の露頭は、六甲断層本体の破砕帯が露出していると考えられている。以下では、 Fig. 4 の露頭を AF 露頭、Fig. 8a の露頭を F 露頭と呼称する。本地点の露頭は、概して全体が熱水による変質・風化を被っている。花崗岩の節理方向に沿って、熱水起源と考えられるスメクタイト脈が随所に分布するが、いずれも数 mm 幅であった。すなわち、断層などの特定の経路を通じて熱水が移行したというよりは、花崗岩の粒界を通じて熱水が拡散しているように見える。これは、紀伊半島の本宮で見られた、幅数十 cm の熱水変質帯が、四万十帯の割れ目分布とは不調和に貫入していた露頭状況(Sueoka et al., 2020)とは様相を異にしており、同じスラブ起源の熱水活動でも地域によって移行経路や熱的影響には多様性があることが示唆される。本研究では、熱水活動が断層近傍を中心に起こっているのか、露頭全体で均質に起こっているのかを、熱年代学の手法を用いて、熱的影響の観点から定量的に評価する。すなわち、断層の近傍と遠方において、熱水活動による熱影響を評価し、その空間分布を基に熱水活動の空間的均質性と、その熱的影響について検討する。

F 露頭は、風化・変質した六甲花崗岩からなり、南北約 20 m、高さ約 10 m に渡って露出する。 全体的に波状を呈する節理が網目状に分布する。粘土薄層を伴う節理は連続性が良い傾向があり、 間隔は数 m である。主要な断層は 1 条で、走向傾斜は N49°W68°N でほぼ水平な条線がみられ る。この断層に沿って幅 5~10 cm 程度で暗灰色半固結状の粘土層が連続的に分布する。この上 盤側(北側)には、20 cm 程度で連続的な面構造発達ゾーンが見られ、花崗岩の組織が変形して おり、断層運動の影響が及んでいる。この面構造発達ゾーンには網目状の粘土細脈が発達し、熱 水変質帯となっている。さらに上盤側には花崗岩の組織を残し、変質した花崗岩が分布する。上 盤側の変質花崗岩中には最大幅 1 cm 程度で断層と斜交する粘土脈が見られ、この脈と断層との 切断関係は、粘土脈形成は断層沿いに暗灰色半固結状粘土層が形成された時代より古く、断層沿

F 露頭では、断層近傍で5 試料、断層の遠方で1 試料の計6 試料を採取した(表 3.2.2-1)。うち3 試料は、断層上盤側の白色の熱水変質帯を、断層面から5 cm 間隔で採取した。これにより、 断層面からの距離と熱年代の若返りとの関係を検討する。加えて、熱水変質帯の内外での比較の ため、熱水変質帯より外側の褐色の変質花崗岩から1 試料(HKS20-F(>20))、断層下盤側の断層 直近5 cm 幅から1 試料(HKS20-FW)を採取した。また、断層面から直線距離で数 m 離れた地 点でも1 試料(HSK20-HR)を採取した。

AF 露頭は、F 露頭の北側斜面上部に位置し、東西方向に 10 m 以下、幅数 m 程度の規模であ るが、中軸部は崩土や植生に覆われている。南側には六甲花崗岩、北側には有馬層群の流紋岩が 分布し、その境界に走向 N80°~90°W、傾斜がほぼ鉛直の断層が見られる。断層は未固結の断層 ガウジを伴い、南から順に幅 5~10 cm で波状を呈しつつも連続性の良い褐色ガウジ層、幅 5 cm 以下でレンズ状に膨縮しやや連続性の悪い黒色ガウジ層、幅 10 cm 以下で膨縮が激しく尖滅する 灰色ガウジ層が分布する。褐色ガウジ層と黒色ガウジ層の接触部では両者がレンズ状に取り込み あっている。黒色ガウジと同等の物は、褐色ガウジ層の南側に一部レンズ状に分布する。これら の産状は、黒色ガウジ層と褐色ガウジ層は共通の形成年代を持ち、褐色ガウジ層の連続性からみ て、褐色ガウジ層が相対的に新期の活動面を含むことを示す。これらの、幅 30 cm ほどの断層ガ ウジ部分からから南側約2mまで、原岩の組織は失われており、灰白色部の中に、径50cm程度 の褐色の流紋岩起源の断層角礫がブロック状に分布する。この灰白色部の南側境界には幅20 cm 程度で膨縮した粘土化の進んだ脆弱部が見られる。この脆弱部から幅 30 cm 程度の断層ガウジの 積層が見られる幅2mあまりの領域を部分までを、断層と見なすことができる。その南側の花崗 岩は原岩組織を残すが、断層に近いほど変質、風化が進んでいる。断層の北側は幅 50 cm にわた って断層角礫が認められ、基質や岩片の含有量の違いによる色調から2層に分かれる。断層角礫 は変質し、露頭では固結している。この北側には割れ目の密集で特徴づけられる固結したカタク

レーサイトとなっており、原岩の層構造やレンズ状岩片がさらに引き延ばされた層状構造が認め られるとともに変質している。さらに北側は断層と斜交する原岩の層構造及びこの層構造に平行 なカタクレーサイト化が進んだ領域が認められ、変質している。これらの露頭状況は、断層活動 が、カタクレーサイト化が生じる地下深部に位置した時代に開始され、花崗岩と流紋岩の混在化 及び熱水変質を伴いながら進行し、比較的新しい時代に断層角礫や断層ガウジを形成した前後に も、断層角礫を固結させるような熱水活動があったことを示す。

AF 露頭では、ガウジ中から計 3 試料を採取した(表 3.2.2-1)。便宜的に南側の褐色ガウジ層の試料名は(0-5)と表記し、順次北側に(5-10)、(10-15)としており、この数値は cm 単位の距離に相当している。

| 露頭 | 試料 | 岩型 | 断層面からの距離 |
|----|------------------|-----------|----------------------|
| F | HKS20-F (0-5) | 六甲花崗岩(変質) | 0~5 cm |
| | HKS20-F (5-10) | 六甲花崗岩(変質) | $5{\sim}10~{ m cm}$ |
| | HKS20-F (10-15) | 六甲花崗岩(変質) | $10{\sim}15~{ m cm}$ |
| | HKS20-F (>20) | 六甲花崗岩(変質) | >20 cm |
| | HKS20-FW (0-5) | 六甲花崗岩(変質) | 0~5 cm |
| | HKS20-HR | 六甲花崗岩(変質) | >500 cm |
| AF | HKS20-AF (0-5) | 褐色ガウジ | - |
| | HKS20-AF (5-10) | 黒色ガウジ | - |
| | HKS20-AF (10-15) | 灰色ガウジ | - |

表 3.2.2-1 採取試料リスト

(3) 鉱物分離

熱年代測定用の9試料について鉱物分離を実施した。分離の対象鉱物はアパタイトとジルコン である。鉱物分離は、株式会社京都フィッション・トラックに依頼した。岩石試料は粉砕、ふる い掛けの後、重液や磁石を用いて対象鉱物を濃集した。鉱物分離結果は表 3.2.2-2 の通りである。 各試料を母岩重量で約 0.2 kg 処理したところ、ジルコンについては、全9試料中8試料から数 100粒子以上が得られた。したがって、処理量を数倍に増やせば、熱年代解析に十分な量の粒子 数 (>~1,000個)は取得できる見込みである。一方、アパタイトについては、HKS20-HR 以外は 0~50粒子と含有量は極めて少なく、増量処理を実施しても、十分量の粒子数の取得は困難と判断 される。

| | | 母岩 | | 分離結果 | |
|----------|------------------|------|----------|---------|---------|
| # | 試料名 | 処理量 | アパタイト粒子数 | ジルコン粒子数 | この他の手術物 |
| | | (kg) | (個) | (個) | その他の重動物 |
| 1 | HKS20-F (0-5) | 0.20 | 2~3 | 300 | 蛍石 |
| 2 | HKS20-F (5-10) | 0.20 | 0 | 300 | パイライト |
| 3 | HKS20-F (10-15) | 0.20 | 0 | 400 | パイライト |
| 4 | HKS20-F (>20) | 0.20 | 0 | 200 | 蛍石 |
| 5 | HKS20-FW (0-5) | 0.20 | 50 | 35 | 蛍石、白色粒子 |
| 6 | HKS20-HR | 0.20 | 300 | 300 | 蛍石 |
| 7 | HKS20-AF (0-5) | 0.20 | 10 | 500 | - |
| 8 | HKS20-AF (5-10) | 0.20 | 15 | 1000 | - |
| 9 | HKS20-AF (10-15) | 0.20 | 10 | 800 | - |

表 3.2.2-2 鉱物分離結果

3.2.3 まとめ

深部流体起源の熱水活動の温度や滞留時間などの検討を目的として、有馬温泉から近い兵庫県 西宮市の岩石試料を採取した。岩石試料は、熱水の移行経路となっている可能性がある断層から の距離に応じて採取した。採取した試料を予察的に鉱物分離したところ、アパタイトは含有量が 乏しかったが、ジルコンについては処理量の増加により、解析に必要な量の粒子数が確保できる 見込みである。今後、これらのジルコンを主な対象として、FT 法や(U-Th)/He 法といった熱年代 学的手法の分析を進めることにより、深部流体の流入に伴う熱的影響に関する知見が得られるこ とが期待される。

引用文献

- 藤田和夫, 六甲変動, その発生前後:西南日本の交差構造と第四紀地殻運動, 第四紀研究, vol.7, pp.248-270, 1968.
- 藤田和夫, 笠間太郎, 大阪西北部地域の地質 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 112p, 1982.
- Kusuda, C., Iwamori, H., Nakamura, H., Kazahaya, K. and Morikawa, N., Arima hot spring waters as a deep-seated brine from subducting slab, Earth, Planets and Space, vol.66:119, 2014. http://www.earth-planets-space.com/content/66/1/119
- Manaka, M., Shimizu, T. and Takeda, M., Comparison of rock outcrop permeability with increasing distance from the Rokko fault zone, Engineering Geology, vol.271, 105591, 2020. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105591

益田晴恵, 地球深部の窓: 有馬温泉, 温泉科学, vol.61, pp.203-221, 2011.

- 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, pp.15-28, 1974.
- Mitchell, T.M., Ben-Zion, Y. and Shimamoto, T., Pulverized fault rocks and damage asymmetry along the Arima-Takatsuki Tectonic Line, Japan, Earth and Planetary Science Letters, vol.308, pp.284-297, 2011.

中田 高, 今泉俊文, 活断層詳細デジタルマップ, 68p, 2002.

西村 進, 桂 郁雄, 西田潤一, 有馬温泉の地質構造, 温泉科学, vol.56, pp.3-15, 2006.

- 寒川 旭,有馬-高槻構造線中・東部地域の断層変位地形と断層運動,地理学評論,vol.51, pp.760-773, 1978.
- 寒川 旭, 杉山雄一, 宮地良典, 有馬・高槻構造線活断層系の活動履歴及び地下構造調査, 平成7年 度活断層研究調査概要報告書, 地質調査所研究資料集, vol.259, pp.33-46, 1996.

産業技術総合研究所,日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース,産業技術総合研究所地質調査総合センター数値地質図 P-5 (CD-ROM),2004.

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-, No.37, 1996.

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.

- 末岡 茂,田上高広,堤 浩之,長谷部徳子,田村明弘,荒井章司,山田隆二,松田達生,小村健太 朗,フィッション・トラック熱年代に基づいた六甲地域の冷却・削剥史,地学雑誌,vol.119, pp.84-101, 2010.
- Sueoka, S., Iwano, H., Danhara, T., Niwa, M., Kanno, M., Kohn, B.P., Kawamura, M., Yokoyama, T., Kagami, S., Ogita, Y. and Hirata, T., Thermal characteristics of fossil fluids from the Philippine Sea slab: Insights from fluid inclusions and thermochronology, Earth and Space Science Open Archive, 2020. https://doi.org/10.1002/essoar.10504421.1

田結庄良昭, 兵庫県, 三田市付近の有馬層群および岩脈のフィッション・トラックおよび K-Ar 年 代, 神戸大学発達科学部研究紀要, vol.9, pp.85-109, 2001.

歌田 実, 六甲花崗岩類の変質作用:鉱物変化と帯磁率変化, 地学雑誌, vol.112, pp.360-371, 2003.

3.3 深部流体の移動経路に関する検討

3.3.1 背景と目的

地質環境に期待される閉じ込め機能の喪失につながる事象の一つが、深部流体の流入である(地 層処分技術 WG, 2014)。その流入の可能性や地質環境への影響を適切に評価するためには、深部 流体の化学的・熱的特徴だけでなく、流入の経路となり得る地質環境の特性に関する知見を得て おくことが重要である。

地殻深部からの流体移動経路が断層やクラックの性状に起因すると考えた場合、それを知るために有効な手法の一つとして、S 波スプリッティング解析を挙げることができる。震源から放射された S 波は、地殻内に存在する異方性媒質に入射すると、振動方向によって異なる速度で伝播する 2 つの波に分裂するというスプリッティング現象が生じる。観測点に速い S 波が到達してから遅い S 波が 到達するまでの時間差(dt)は、クラック密度やクラックの配列方向に対する S 波の入射角に依存するため(例えば、Mizuno et al., 2001)、クラックがより高密度に分布し、流体の移動経路となり得る可能性が高い領域ほど dt の値は大きくなると考えられる。また、速い S 波の振動方向 (φ) はクラックの定向配列する方向(クラックの長軸方向)に平行な方向を向くことが知られている(金嶋, 1991)。

そこで本事業では、非火山地域でありながら深部流体の流入が高温の温泉の湧出などに関与し ていると指摘されている本宮地域を含む紀伊半島を事例対象として、S 波スプリッティング解析 による地殻内クラック性状に係る検討を実施してきた。今年度は、紀伊半島と同様に非火山地域 の高温泉が分布する有馬温泉地域を対象として、検討事例の増加に着手した。また、今年度の S 波スプリッティング解析にあたり、プログラムの更新を行ったため、紀伊半島全体並びに本宮地 域についても再解析を実施した。

また、地下深部の流体移動経路に関する知見と地表付近数 km の流体移動経路を関連づけ、地 表付近への深部流体流入の具体的可能性を検討するためには、実際の地表付近の割れ目の性状と 湧水などとの関係に関する知見を得ておく必要がある。そこで、本宮地域を事例対象として、地 表でみられる割れ目分布の評価手法の検討と湧水(温泉湧出)との関係に関する検討にも着手し た。

3.3.2 S波スプリッティング解析

(1) 有馬地域

図 3.3.2-1 に有馬温泉とその周辺に分布する地震観測点及び解析に用いた地震の震央分布を示 す。解析の対象とした観測点は、防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)、京都大学防 災研究所(DPRI)、気象庁(JMA)及び産業技術総合研究所(AIST)が運用する 12 点である。 また、解析に用いた地震は、2004 年 4 月から 2019 年 4 月末までの 15 年間に有馬温泉とその周 辺の深さ 30 km 以浅に発生した Mi1.5~3.5 の地震であり、これらの連続波形データを解析に使 用した。なお、S波が地表面に入射した際に生じるP波への変換波のために、S波到達時の位相 が乱される可能性(Booth and Crampin, 1985)を避けるため、鉛直下向きから測った各観測点 への入射角が 35°以内となる震源と観測点の組み合わせのみを解析の対象とした。入射角の計算 には、Nakajima and Hasegawa (2007)による西南日本の三次元S波速度構造から推定した、各 観測点の位置における 1 次元 S 波速度構造を用いた。本事業では、Silver and Chan (1991)によ る手法を用いて、速いS波の振動方向(φ)及び各観測点に速いS波が到達してから遅いS波が 到達するまでの時間差(dt)の推定を行った。なお、Hi-netの観測点に関しては、ボアホール底 に設置された地震計の設置方位が必ずしも正確ではないという問題が明らかにされている(汐見 ほか, 2003; 汐見, 2013)。地震計の設置方位はφの推定に重大な影響を及ぼすため、Hi-netの観 測点については、地震計の設置方位の較正を行った上で φ の推定を行った。なお、この較正作業 は後述する紀伊半島広域、本宮地域、4.3.2 項に述べる 2011 年福島県浜通り地域の地震に伴う湧 水発生域及び 4.3.3 項に述べる松代群発地震に伴う湧水発生域を対象とした S 波スプリッティン グ解析の全ての地域に対して行った。

図 3.3.2-2 は、ローズダイヤグラムを用いて、各観測点における φの分布を示したものである。 ローズダイヤグラムの延びる方向が φの方位を表し、その長さは観測されたデータの数を表して いる。ここではより精度の高い結果に基づく議論を行うため、解析に用いる地震波形のタイムウ ィンドウ内において、速い S 波の振動方向に平行な φ 方向成分とそれに直交する φ+90°方向成 分の相関係数を計算し、相関係数の絶対値が 0.9 以上の値を示すデータのみをローズダイヤグラ ムの図示に使用した。Hi-net の大阪観測点 (N.OSKH)、此花観測点 (N.KNHH) 及び気象庁の 三木観測点 (MIKI) については、相関係数の絶対値が 0.9 以上の値を示すデータが存在しないた め、ローズダイヤグラムは図示していない。

これによると、有馬温泉より西側に位置する Hi-net の東条観測点 (N.TJOH)、京都大学防災 研究所の六甲観測点 (DP.RKO2)、富島観測点 (DP.TOS1) 及び気象庁の淡路島長澤観測点

(AWJNGS)では、 φ の方位はほぼ東西に近い方向を向いている。また、解析領域の最も東側に 位置する京都大学防災研究所の阿武山観測点(DP.ABU)においても、これらの観測点と同様、 東西方向に近い φ を示す。この方向は地震のメカニズム解データを用いて推定された最大水平圧 縮応力 S_{Hmax}の方向(伊藤, 1990)にほぼ平行であることから、これらの観測点の近傍において は、広域的な応力場に起因して生じた開ロクラックの存在がS波偏向異方性の原因となっている と考えられる。 これに対し、産業技術総合研究所の天王寺観測点(GS.TNN)においては、上述の観測点の場合とは大きく異なり、φの方位は南北方向を向いている。この方向は、微小地震のメカニズム解データを用いて推定された最大水平圧縮応力 S_{Hmax}の方向(Matsushita and Imanishi, 2015)とは明らかに直交しており、広域的な応力場に起因して生じた開ロクラックの存在がS波偏向異方性の原因となっているとは考えにくい。一方、この観測点はほぼ南北方向に延びる上町断層帯のごく近傍に位置することから、上町断層帯の存在がS波偏向異方性の原因となっている可能性がある。

最後に、有馬 - 高槻断層帯に沿う領域のφの分布を見ると、産業技術総合研究所の宝塚観測点 (GS.TKZ)においては、φの方位は北東 - 南西方向を向いている。この方向は、六甲断層系の走 向に近い。一方、その北側に位置する猪名川観測点(GS.ING)においては、φの方位はこれに直 交する北西 - 南東方向を向いている。これらの特徴は、1996年7月中旬から1997年12月末ま での期間に発生した地震を用いてS波スプリッティング解析を行ったMizuno et al. (2001)によ る結果と非常によく一致する。このことから、産業技術総合研究所の宝塚観測点(GS.TKZ)及び 猪名川観測点(GS.ING)の周辺においては、北東 - 南西方向を向くクラックとそれに直交する北 西 - 南東方向を向くクラックが交差する領域が存在し、沈み込むフィリピン海スラブからの深部 流体の上昇経路となっている可能性も考えられる。

図 3.3.2-3 は、各観測点に速い S 波が到達してから遅い S 波が到達するまでの時間差(dt)の 分布を示す。これを見ると、いずれの観測点においても 0.1 秒未満の値を示しており、有馬温泉 への深部流体の上昇経路と考えられている有馬 - 高槻断層帯(Morikawa et al., 2005)に沿う地 域において dt の値が特に大きな値を示すといった特徴は見られない。これに関しては、マグニチ ュードの下限を小さくするなど、解析に用いる地震の数を大幅に増加させれば見えてくる可能性 もあるが、今後の課題である。



図 3.3.2-1 解析の対象とした地震観測点と解析に用いた地震の震央分布 丸印の色は震源の深さ(km)を表す。赤の実線は、活断層の位置(活断層研究会編, 1991)を 示す。星印は、有馬温泉の位置を示す。



図 3.3.2-2 S 波スプリッティング解析により求められた速い S 波の振動方向の分布



図 3.3.2-3 速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布 丸印は解析に用いた地震の震源の位置を示し、震源と観測点を結ぶ線分は、震源から観測点へ と至る地震波の波線経路を表す。波線経路の色は、dtの値を示す。

(2) 紀伊半島広域

図 3.3.2-4 に紀伊半島に分布する地震観測点及び解析に用いた地震の震央分布を示す。解析の 対象とした観測点は、防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)、東京大学地震研究所 (ERI)、気象庁(JMA)及び産業技術総合研究所(AIST)が運用する 47 点である。昨年度の解

析では、解析に用いる地震の発生期間を2004年4月から2006年3月末までの2年間としたが、 今年度の解析では、解析に用いる地震の発生期間を2004年4月から2009年3月末までの5年 間へと大幅に延長し、地震波形データの拡充を図った。地震の規模を示すマグニチュードの範囲 はMi1.5~3.5であり、これらの連続波形データを解析に使用した。

図 3.3.2-5 は、ローズダイヤグラムを用いて、各観測点における φ の分布を示したものである。 以下では、地殻内の S 波偏向異方性に見られる特徴にターゲットを絞り、深さが 30 km 以浅の 地震を用いて得られた結果のみを示す。大阪府北部、奈良県北部及び中部に位置する地震観測点 については、速い S 波の振動方向に平行な φ 方向成分とそれに直交する φ+90° 方向成分の相関 係数の絶対値が 0.9 以上の値を示すデータが存在しないため、ローズダイヤグラムは図示してい ない。

これによると、例えば、Hi-netの上富田観測点(N.KTDH)及びすさみ観測点(N.SSMH)の ように、和歌山県南東部に位置する観測点においては、概ね Saiga et al. (2011)による推定結果 と同様、φの方位は西北西 - 東南東ないし北西 - 南東方向を向いている。この方向は、P 波初動 極性データに基づく応力インバージョン解析により推定された最大水平圧縮応力 σhmax の向き

(Saiga et al., 2011) とも調和的である。このことから、これらの観測点の近傍については、広 域的な応力場に起因して生じた開ロクラックの存在がS波偏向異方性の原因となっていると考え られる。また、Hi-netの広川観測点(N.HRKH)、東京大学地震研究所の甲斐川観測点(E.KKW) 及び気象庁の和歌山南部川観測点(MINABE)のように、和歌山県中部に位置する観測点におい ては、Saiga et al. (2011)による推定結果と同様、φの方位はほぼ東西方向を向いている。この方 向は、Saiga et al. (2011)が推定した最大水平圧縮応力 ohmaxの向きとも調和的である。さらに、 この結果は、深部低周波微動の発生域の直上で稠密臨時地震観測を実施し、それにより取得され た地震波形データを用いてS波スプリッティング解析を行った Saiga et al. (2013)による結果と も非常によく一致している。

それに対し、奈良県南西部に位置する Hi-net の十津川西観測点 (N.TKWH) においては、Saiga et al. (2011)及び Saiga et al. (2013)による推定結果がどちらも東北東 - 西南西方向の φ を示すの に対し、本研究による結果では、 φ の方位は東北東 - 西南西方向と北西 - 南東方向の異なる 2 つ の方向に求められている。このことから、この観測点の近傍においては、クラックは異なる 2 つ の方向に卓越している可能性が考えられる。最後に、東京大学地震研究所の本宮観測点(E.HGU) においては、 φ の方位は、Saiga et al. (2011)による推定結果とほぼ一致し、北北西 - 南南東方向 を向いている。しかし、本宮観測点周辺の地殻応力場については必ずしも明らかではないため、本宮観測点における S 波偏向異方性の原因が広域的な応力場に起因して生じた開ロクラックの卓越方 位のみならず、地質構造の方向にも依存する(例えば、Kaneshima, 1990; Savage, 1999)。紀伊 半島では、熊野酸性岩類が分布する紀伊半島南東部を除いて主に四万十帯が分布しており、地質 構造は概ね東西方向に卓越するが、北向きに 30°から 40°の角度で緩く傾斜することが明らか にされている(Ito et al., 2009)。したがって、本研究や Saiga et al. (2011)で用いられた地震波 の観測点への入射角の範囲では、 φ の方位への影響は十分に小さいと考えられる(Saiga et al., 2011)。

図 3.3.2-6 は、速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布を示す。 これによると、多くの観測点では 0.1 秒を下回る値を示すが、中には暖色系の色で表されている ように、0.2 秒を超える dt を示すものも存在する。湯の峰温泉及び川湯温泉といった高温の温泉 が湧出する本宮地域(E.HGU)においては、東側ないし南東側の地域に比べ、北西側の地域の方 が dt の値がやや大きいという特徴が認められる。このことは、本宮地域より西側に低比抵抗体の 存在が推定されていること(Umeda et al., 2006)に調和的である。しかし、dt の分布に基づき、 温泉水の湧出経路(上昇経路)となっている範囲を特定するにはまだデータが不足している。こ のため、次節に示すように、本宮地域とその周辺にターゲットを絞り、さらに詳細な解析を行っ た。



図 3.3.2-4 解析の対象とした地震観測点と解析に用いた地震の震央分布 丸印の色は震源の深さ(km)を表す。橙色のコンターはフィリピン海スラブ上面の深さ(km) 分布(Hirose et al., 2008)を示す。



図 3.3.2-5 S 波スプリッティング解析により求められた速い S 波の振動方向の分布 灰色及び赤色のバーは、それぞれ Saiga et al. (2011)及び Saiga et al. (2013)による速い S 波 の振動方向を示す。緑色のバーは P 波初動極性データに基づく応カインバージョン解析による最 大水平圧縮応力の方位 (Saiga et al., 2011)、水色のバーは坑井での応力測定による最大水平圧縮 応力の方位 (池田ほか, 2001; 大坪ほか, 2009)を示す。



図 3.3.2-6 速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布

(3) 本宮

図 3.3.2-7 に和歌山県田辺市本宮町周辺に分布する地震観測点及び解析に用いた地震の震央分 布を示す。解析の対象とした観測点は、Hi-netの十津川西観測点(N.TKWH)、東京大学地震研 究所(ERI)の本宮観測点(E.HGU)、気象庁(JMA)の田辺中辺路観測点(TANABE)及び産 業技術総合研究所(AIST)の本宮三越観測点(GS.HGM2)の4点である。紀伊半島広域を対象 とした解析では、解析に用いる地震の発生期間を2004年4月から2009年3月末までの5年間 としたが、本宮地域とその周辺にターゲットを絞った解析では、解析に用いる地震の発生期間を 2004年4月から2019年4月末までの15年間にさらに延長した。さらに、解析に用いる地震の マグニチュードの下限をMj1.0まで広げ、地震波形データの拡充を図った。

図 3.3.2-8 は、ローズダイヤグラムを用いて、各観測点における φの分布を示したものである。 これによると、東京大学地震研究所(ERI)の本宮観測点(E.HGU)における φの方位は北北西 - 南南東方向を向いており、前述の紀伊半島広域を対象とした S 波スプリッティング解析の結果 とよく一致している。また、産業技術総合研究所(AIST)の本宮三越観測点(GS.HGM2)にお ける φの方位はほぼ南北方向を向いており、これらの観測点の周辺においては、南北~北北西 -南南東方向に定向配列したクラックが存在し、S 波偏向異方性の原因となっている可能性が示唆 される。

2012年11月から運用が開始された気象庁(JMA)の田辺中辺路観測点(TANABE)において は、東北東 - 西南西方向の φ を示す。この結果は、深部低周波微動の発生域の直上で稠密臨時地 震観測を実施し、それにより取得された地震波形データを用いて S 波スプリッティング解析を行 った Saiga et al. (2013)による結果とも非常によく一致する。 これに対し、Hi-net の十津川西観測点(N.TKWH)においては、φの方位は東北東 - 西南西方向と北東 - 南西方向の異なる2つの方向に求められている。ただし、地震データの数がそれぞれ1つずつしか存在しないため、データを増やして再解析を行う必要がある。

図 3.3.2-9 は、速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布を示す。 これによると、東京大学地震研究所の本宮観測点(E.HGU)からは南西方向に、産業技術総合研 究所の本宮三越観測点(GS.HGM2)からは西南西方向と東南東方向にそれぞれ 0.3 秒近い dt を 示す波線が延びていることがわかる。図 3.3.2-10 は、Umeda et al. (2006)による MT 法の測線 に沿う東西方向の鉛直断面上に dt の分布を投影して表したものである。これによると、dt の値 が特に大きい波線は、深さ 20 km 以深から延びており、Umeda et al. (2006)が沈み込むフィリピ ン海スラブ直上の深さ 20 km 以深の領域に低比抵抗体の存在を推定していることに調和的であ る。

Morikawa et al. (2016)は、紀伊半島の中央構造線より南側の地域を対象に、温泉水及び遊離ガ スの He 同位体比 (³He/⁴He)の値の分布を詳しく調査した結果に基づき、北側に緩く傾斜する地 質構造境界が深部流体の移動経路の役割を果たしているとのモデルを提唱している。一方、本研 究により得られた結果は、本宮観測点 (E.HGU)及び本宮三越観測点 (GS.HGM2)から北側に 延びる波線に比べ、南側に延びる波線の方が dt の値が大きく、彼らのモデルとは相いれない結果 となった (図 3.3.2-11)。これに関しては、鉛直下向きから測った各観測点への入射角が 35°以 内となる震源と観測点の組み合わせのみを用いる必要があるという制約 (Booth and Crampin, 1985)のため、北側に緩く傾斜する地質構造境界に沿って分布する割れ目を捉えることが技術的 に困難であった可能性が考えられる。



図 3.3.2-7 解析の対象とした地震観測点と解析に用いた地震の震央分布 丸印の色は震源の深さ(km)を表す。点線のコンターはフィリピン海スラブ上面の深さ(km) 分布(Hirose et al., 2008)を示す。星印は、湯の峰温泉と川湯温泉の位置を示す。茶色の実線は、 Umeda et al. (2006)による MT 法探査の測線の位置を示す。



図 3.3.2-8 S 波スプリッティング解析により求められた速い S 波の振動方向の分布 青色のローズダイヤグラムは、灰色のローズダイヤグラムの同じ長さに対して、地震データの 数が約3倍であることを示す。



図 3.3.2-9 速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布



図 3.3.2-10 速い S 波が到達してから遅い S 波が到達するまでの時間差(dt)の分布 測線の位置は、図 3.3.2-7 及び図 3.3.2-9 に示した。



図 3.3.2-11 速い S 波が到達してから遅い S 波が到達するまでの時間差(dt)の分布 測線の位置は、東経 135.69 度に沿っている。

3.3.3 地形·地質学的検討

(1) 紀伊半島南部のリニアメント分布・地質分布とS波スプリッティング解析結果の比較

図 3.3.3-1 は、衛星写真判読に基づく紀伊半島南部のリニアメント約 2800 本の分布図(棚瀬 ほか, 2003)をトレースしたものである。この資料のほか、同地域で約 400 本のリニアメントが 示された通商産業省資源エネルギー庁(1989)などの資料があるが、今年度は本数が多く、空白 域の少ない棚瀬ほか(2003)とS波スプリッティング解析結果とを比較した。全域にわたって発 達し、東西方向に延びる(北部)もしくは八の字型に延びる(南部)リニアメントは、四万十帯 の地質構造の東西方向及び湾曲の構造を反映している。また、北東部から南へむかって弧状に西 偏湾曲する南北系~北東-南西系のリニアメント群(大峰リニアメント区)は、北の大峰変質帯 から延びるものである。本宮地域は、東京大学地震研究所の本宮観測点(E.HGU)が含まれるグ リッドであり、北西-南東方向(八の字の右側)と、北東-南西方向(大峰リニアメント群)の 交差域に位置している。紀伊半島広域のS波スプリッティング解析結果(図 3.3.2-5)と図 3.3.3-1 を比較すると、Hi-netのすさみ観測点(N.SSMH)付近の西北西-東南東の傾向や、気象庁の和 歌山南部川観測点(MINABE)から東京大学地震研究所の甲斐川観測点(E.KKW)を経てHi-net の十津川西観測点(N.TKWH)にかけての東西ないし東北東-西南西の傾向など、リニアメント 方向の集中と速いS波の振動方向とが部分的に一致する地域が見られる。しかし、本宮地域より 東側では、ほとんど一致しない。

図 3.3.3・2 は、シームレス地質図に図 3.3.2・5 を重ねたものである。これを見ると、本宮地域 より東側の速いS波の振動方向や水平最大主圧縮応力方向は、熊野酸性岩類の分布域の縁に沿う ように配列しているように見える。また本宮地域だけに注目すれば、熊野・大峰酸性岩類の岩脈 の方向にも調和的である。3.3.2 (2) でも触れたように、本宮地域の基盤岩は低角度な構造を持 つ付加体ではあるものの、熊野酸性岩類や岩脈群が地下に伏在するならば、北北西-南南東方向 の速いS波の振動方向は、地下地質の違いによる可能性もある。また、この方向は、本宮地域の 南西に位置する変質帯の伸びの方向と調和的である (図 3.3.3・1)。したがって、なんらかの物質 不均質性が速いS波の振動方向と関係している可能性を踏まえて、S波スプリッティング解析や 地形・地質学的検討を継続する必要がある。なお、通商産業省資源エネルギー庁(1989,1990) などの金属鉱床の賦存に関する調査では、紀伊半島南部に点在する鉱床の鉱脈方向や断裂のデー タが、地質学的、地球化学的データとともにまとめられている。鉱脈方向は地下深部の熱水活動 場の割れ目方向を示すため、S波スプリッティング解析結果との比較は有効かもしれない。鉱脈 形成年代や、形成時と現在の応力場の違いなど、吟味を要する点があるものの、これらの資源探 査関連資料を含む文献に基づく検討も継続的に実施する必要がある。



図 3.3.3-1 紀伊半島南部のリニアメントの分布と方位

判読範囲を幅 10 km のグリッドで分割し、各範囲のリニアメントの方位分布を長さで重み付け したローズダイヤグラムで示した。ベースマップは地理院タイル(陰影起伏図)を使用した。



図 3.3.3-2 S 波スプリッティング解析により求められた速い S 波の振動方向の分布と地質 地質分布は産総研のシームレス地質図 V2 を使用した。破線は熊野酸性岩類の大まかな形状を 示す。

(2) 割れ目分布の表示方法に関する検討

地下の流体移動は割れ目分布に大きく支配される。岩盤中の割れ目は数が非常に多く、その分 布は伝統的にステレオ投影図に表示され、分布密度や支配的な割れ目方向の把握などの統計的解 析が行われてきた(田中,1964 など)。しかし、ステレオ投影図は、割れ目同士の位置関係や距離 の情報が反映されないため、流体移動経路の観点から重要な割れ目交差部の空間分布や、ある割 れ目卓越方向をもつ領域の分布を見出す観点からは不十分な側面がある。ここでは、花崗岩中の ボーリング調査で得られている割れ目データ(文献値)を例に、ステレオ投影図とその他の表示 方法(走向・距離プロット、傾斜方向ベクトルプロット)を比較した。用いた資料は、岐阜県瑞浪 市で掘削された DH-2 号孔の深度 220 m~320 m の 100 m 区間の花崗岩中のへアークラック、 割れ目、鉱物脈の 608 データである(牛渡・佐藤, 1996)。

ステレオ投影図(シュミットネット;下半球等積投影図)を図 3.3.3-3 に示す。(a)の極点図 は、(b)の模式図にあるように、割れ目の面に対して直交する線(面の法線)と球面の交点(極) を2次元に投影したものである。図 3.3.3-3 (a)からは多数の割れ目は北西-南東走向で中角度 北東傾斜であり、集中していることが見て取れる。(c)に示す密度コンター図(Kamb コンター; Kamb, 1959)からは、集中の程度が良く、不明瞭ながら2つの集中ピークが確認できる。しか し、ステレオ投影図からは、(d)に示す割れ目分布(走向を短線で示す)のどちらか、すなわち、 異なる割れ目卓越方向を持つ領域が隣接しているのか、異なる方向の割れ目が混在しているのか は識別できない。また、割れ目交差部の空間分布は認識できない。このことは、ローズダイヤグ ラムでも同様である。なお、ステレオ投影図作成には Stereonet version 11.3.0 (Allmendinger, 2020)を用いた。





(a) 下半球等積投影図へのプロット、(b) 下半球等積投影の模式図、(c) 密度コンター表示 (Kamb コンター)、(d) 割れ目分布の模式図、上は異なる割れ目卓越方向を持つ領域の隣接、下は 異なる割れ目方向の混在する1つの領域を示す。

続いて取り上げる走向-距離プロット (strike versus distance plot; Marshak and Mitra, 1988) は、2 次元の散布図であり、ある基準からの測線距離(または距離)に対して割れ目の走向をプ ロットするものである(図 3.3.3-4 (a))。ボーリングデータの深度を縦軸に、走向は北を0度と し、北から東までの走向をプラス、北から西までの走向をマイナスで示している。このプロット では、深度 270 m 付近を境に、上位の N30°W 程度の走向から、下位の N50°W 程度の走向へ変 化する様子が明瞭である。すなわち、図 3.3.3-3 (d)の上側のように、異なる割れ目卓越方向を 持つ領域が隣接していることが一目でわかる。

最後に、傾斜方向ベクトル累積プロットは、Dip azimuth vector plot (Prosser et al., 1999 な ど)、Walkout plot (García-Carballido et al., 2009 など)と呼ばれるものであり、傾斜方向の単 位長さの線 (水平面上の単位ベクトル)を、ボーリング孔に出現する順に連ねたものである(図 3.3.3-4 (b))。縦軸は北から時計回りに測った傾斜方向のサイン(正弦)の累積、横軸は同じくコ サイン(余弦)の累積であり、したがって、図上で連なった線の方向は割れ目傾斜方向のベクト ル平均方向である。図 3.3.3-4 (b)では、原点が深度-220 mのデータで、深度-270 m付近のプ ロットの折れ曲がりにより、左下側の上位と、右上側の下位とに明瞭に区分される。この図によ っても、図 3.3.3-3 (d)の上側のように、異なる割れ目卓越方向を持つ領域が隣接していること が一目でわかる。

次に、用いたデータの深度を乱数によって並べ替えたデータにより、両プロットの特徴を検討 した (図 3.3.3-5)。 走向 – 距離プロットでは (図 3.3.3-5 (a))、 散布図上のデータとして、 N30°W 付近と N50°W 付近の 2 列の密集帯が確認できる。このようなプロットを与えるのは、図 3.3.3-3 (d)の下側のように、全体的に2方向の割れ目が混在しているケースである。つまり、2方向の 割れ目が混在する領域が1つあり、それぞれの割れ目の走向が散布図上の2本の密集帯として明 瞭に識別される。図 3.3.3-4 (a) と、図 3.3.3-5 (a) とは、同じステレオ投影図を与える。この ことは、割れ目の空間分布という、ステレオ投影図からはわからない情報が、走向-距離プロッ トにより示すことができる場合があることを示している。図 3.3.3-5 (a) に類似する天然の報告 例は、Belayneh and Cosgrove(2004)などがある。一方、乱数で深度を並べ替えた傾斜方向べ クトル累積プロットは(図 3.3.3-5 (b))、一直線で平均化された傾斜方向 N40°E、走向 N50°W 程度の値を示す。細かく見ると、図 3.3.3-4(b)に比べ、図 3.3.3-5(b)の線は凹凸が見られ、 複数の傾斜方向の混在が見て取れるものの、このプロットだけから図 3.3.3-3 (d)の下側に示す ような、2 方向が万遍なく混在している状況を指摘するのは困難である。傾斜方向ベクトルプロ ットは、したがって、複数方向の割れ目が万遍なく混在している場合には、全体の割れ目方向の ベクトル平均方向を示す以外の利点に乏しい。しかしながら、複数方向の割れ目分布にある程度 の偏りがあるならば、プロットは湾曲することが期待される。先行研究にあるように (Prosser et al., 1999)、同プロットは数百 m 以上の大深度ボーリングや調査測線で得られる多量のデータに おいて効果を発揮するものである可能性がある。

傾斜方向ベクトル累積プロットは、多数のデータで平均化(ベクトル平均化)され、区間ごと に1本の折れ線、全体として連続的な折れ線で示されることから、巨視的には湧水との関係を示 しやすいと思われる。しかし、実際の湧水はある特定の割れ目から生じると考えられるため、面 あるいは隣接した付近の面の相互関係の狭い範囲での特徴が分かりにくいと考えられる。そこで、 狭い範囲の特徴を視覚化するために、隣接面の夾角も併せて表示することを試みた。図 3.3.3・6 (a,b)は、生データ、乱数化データそれぞれの傾斜方向ベクトルプロットに、隣接面夾角(0~90°) を橙線で表示したものである。生データの例(図 3.3.3・6 (a))では、角度は10°以下に密集して おり、横軸 120 前後と 420 前後に高角度で隣接面が斜交する様子が見て取れる。一方、乱数化デ ータの例(図 3.3.3・6 (b))では、隣接面夾角は少し大きく、20°以下で散在している。次に、隣 接面夾角を小さい順にランクづけ(1~データ数の範囲の整数で、1 が最も隣接面夾角が小さい) をしたプロットが図 3.3.3・6 (c,d) である。ランクの数を橙色、6 区間移動平均を濃橙色で示す。 生データの例(図 3.3.3・6 (c))では、高角度な隣接面夾角が密集している様子が認められる(横 軸 50 前後、120 前後、430 前後)。乱数化データの例(図 3.3.3・6 (d))では、ランクの分布は万 遍なくランダムな様子がうかがえる。このような視覚化をしたうえで、湧水位置がどのような割 れ目分布箇所に現れるかを検討することにより、露頭規模の割れ目分布傾向を把握したうえで、 狭い範囲の湧水位置付近の割れ目の特徴を検討していくことを試みた。

なお、走向-距離プロットでは、走向の代わりに傾斜角度を取る方法もあり、傾斜方向ベクト ル累積プロットでは、傾斜方向の代わりに走向を取る方法もあり、原理的にはそれぞれ同様であ ることから、適宜、適用してみることが必要と考えられる。以上の検討を踏まえ、今年度より着 手した深部流体の移動経路に係る割れ目分布の評価では、ステレオ投影図、走向-距離プロット、 傾斜方向ベクトル累積プロットを基本的な表示方法として検討を進めた。



図 3.3.3-4 走向-距離プロット(a)と傾斜方向ベクトル累積プロット(b)の例



図 3.3.3-5 図 W-2 の深度データに乱数を与え、順序をランダムに入れ替えた場合の 走向-距離プロット(a)と傾斜方向ベクトル累積プロット(b)の例



(3) 本宮地域における割れ目分布の検討事例

実際の地表付近の割れ目分布と湧水の関係に関する知見を求めるにあたって、沈み込むスラブ 起源の深部流体が含まれる温泉水(Umeda et al., 2006; Morikawa et al., 2016 など)が、川沿 いの露頭から湧出する本宮地域の川湯温泉は、恰好の検討材料を提供している(図 3.3.3-7)。川 湯温泉、渡瀬温泉、湯の峰温泉の3地域は、地熱調査から明らかにされた北西-南東方向の高温 度帯中に分布し、地表もしくは地下に分布する石英斑岩が高い地温と高温泉をもたらすとされて いる(高橋・佐藤, 1978;新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994;原田, 1997;村岡, 2008 など)。後述するように、石英斑岩が分布しても温泉が湧出しない地域がある一方で、川湯・渡瀬 温泉のボーリングの地温勾配は石英斑岩に遭遇した孔で高く(14℃/100 m 以上)、遭遇していな い孔で相対的に低い(8℃/100 m 以下)(高橋・佐藤, 1978)。このことから、石英斑岩の一部は 高温流体の通路であることがうかがえる。また、今回実施した空中写真判読によれば、北東-南 西方向、北西-南東方向、東北東-西南西方向のランクの低いリニアメントが認められ、衛星写 真の判読による本宮地域のリニアメントの系統と調和的である。なお、空中写真判読によるリニ アメントの判読基準は後藤ほか(2020)と同様である。また、渡瀬温泉付近、川湯温泉付近や地 域北方の伏祥付近では、北東-南西方向と北西-南東方向のリニアメントの交差が認められる。 地質図では、川湯温泉付近を南東端とし、西北西ないし北西方向に約 10 km 連続する石英斑岩 (川湯岩床;村岡,2008)が分布している。川湯温泉付近の石英斑岩からは高温泉が自然湧出し ているのに対し、西北西方の石英斑岩付近には温泉は知られていない。したがって、同じ石英斑 岩のうち、高温泉を伴う露頭と伴わない露頭の割れ目分布状況の比較から、湧水(温泉湧出)と 割れ目分布の関係や、どのような割れ目が熱水の通路となっているかを考察するデータが得られ ると予想された。すでに村岡(2008)は、節理の多い川湯温泉付近の石英斑岩から温泉湧出が見 られ、節理の少ない異なる岩体から温泉湧出が見られない理由について、節理の多寡に原因を求 めているが、節理の分布の定量的評価は実施されていない。そこで、今年度は、川湯温泉の大塔 川右岸に露出する石英斑岩露頭(川湯温泉露頭)と、久保峠西方の「節"川支流の林道沿いに露出す る石英斑岩露頭(曲川支流露頭)において、割れ目分布調査に着手した。

各露頭の連続パノラマ写真と測定割れ目番号及び測線上に走向記号を図 3.3.3-8 に示す。川湯 温泉露頭(A)は、北面する約90m長さの連続露頭で、石英斑岩が見られる。現地調査では、西 端から 65 m 程度の区間に巻尺で測線を設定し、巻尺と交差する長さ 60 cm 程度以上の割れ目 210 個の走向傾斜データを取得した。測線は、露頭の凹凸により多少屈曲する。曲川支流露頭(B) は、林道沿いで南西に面する約50 m長さの連続露頭で、四万十帯の砂岩、泥岩の間に石英斑岩 が幅約35mにわたって分布する。現地調査では約50m区間に巻尺で測線を設定し、川湯温泉 露頭と同様に、割れ目 37 個(うち、石英斑岩中 28 個)の走向傾斜データを取得した。測線の屈 曲は、川湯温泉露頭と同様である。両露頭における石英斑岩中の割れ目密度は、川湯温泉露頭で は 3.47 本/m、曲川支流露頭では 1.18 本/m である(石英斑岩部分の最初と最後の割れ目距離で本 数を割って算出)。両露頭の割れ目の極(図 3.3.3-3(b)参照)のステレオ投影図、走向のローズ ダイヤグラムを図 3.3.3-9 に示す。川湯温泉露頭(A)では、割れ目の姿勢は高角度傾斜で、走向 は北北東-南南西が支配的である。また、北西-南東走向で中角度南西傾斜と、東西走向で中角 度北傾斜の姿勢を持つ割れ目も有意な集中(Kamb コンターで 4 G以上)が見られる。一方、曲川 支流露頭(B)では、北東-南西走向で中~高角度北西傾斜の割れ目と、北西-南東走向で高角度 傾斜の割れ目が支配的である。北東-南西走向のものは、走向が北北東から東西までばらつく傾 向が見られる。3.3.3 (2)で指摘したように、ステレオ投影図やローズダイヤグラムからは、露頭 のどこにどのような姿勢の割れ目が分布しているかという情報を得ることはできない。

地下からの湧水箇所は、川湯温泉は高温泉(最高約 70℃)が河床及び河岸の露頭から湧出する ために、赤外線画像で簡便に把握することができる。今回は、FLIR 社製 C5 型カメラによって、 温泉湧出箇所の特定を試みた(図 3.3.3·10)。川湯温泉露頭からは数か所で湧出や湯気の吹き出 しが認められ、赤外線画像では周囲の岩が周辺より高温である様子が確認できた。曲川支流露頭 では、こうした高温異常部は確認できず、岩の温度はほぼ一様であった。

さらに、紀伊半島の沈み込むスラブ起源の深部流体が含まれる温泉水は、溶存ガスとしてメタ ンに富むことが知られている(Matsumoto et al., 2003)。そこで、ppb レベルの高精度でメタン 濃度が測定できる可搬型のキャビティーリングダウン吸収分光法(Cavity Ringdown Spectroscopy, CRDS)によるメタンガス測定装置(Picarro GasScouterTMG4301)を用いた測定 も併せて実施した。CRDS法では、両端に高反射率のミラーを設置したキャビティ(容器)内に ガスを導入し、レーザーを一定時間照射したのち停止した後のエネルギー減衰カーブから、キャ ビティ内のガス濃度を測定する(O'keefe and Deacon 1988; 下茂ほか, 2019)。G4301 では、 CRDS 法による可搬型の測定装置として、ppb レベルのメタンの測定精度に加え、約1秒の時間 分解能を実現している。川湯温泉露頭における測定では、赤外線画像による高温異常部に対応す る、湧出や湯気の吹き出しが認められる場所において、大気中のメタンのバックグラウンドレベ ル(約1.9 ppm)を大幅に上回るメタン(10~100 ppm 以上)が検出された。G4301の吸気ポン プを用いて、湯気の吹き出し箇所(図3.3.3-10のA-1)の気体をテドラーバックにて収集し、メ タンの炭素同位体比を測定したところ、δ¹³Cは-33.7‰であった。この値は、Whiticar(1999) の分類によると、熱分解起源のメタンであると見なされる。なお、炭素同位体比の測定は、石油 資源開発株式会社にて行った。一方、曲川支流露頭でも同様にG4301による測定を実施したが、 大気中のメタンのバックグラウンドレベルを有意に上回るメタン濃度の上昇は認められなかった。



図 3.3.3-7 割れ目データの取得露頭位置

ベースマップは地理院タイル(陰影起伏図)、(淡色地図)を用いた。地質分布はシームレス地 質図 V2 使用し、石英斑岩の分布を現地調査結果に基づき修正した。黒色の曲線は海抜-500 mの 地温分布(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994)



図 3.3.3-8 割れ目データを取得した石英斑岩露頭 A:川湯温泉露頭、B:曲川支流露頭



図 3.3.3-9 割れ目データのステレオ投影図及び走向のローズダイヤグラム A:川湯温泉露頭、B:曲川支流露頭



図 3.3.3-10 石英斑岩露頭の赤外線カメラ画像と温度プロファイル 川湯温泉露頭(A 露頭)の熱水湧出部の代表的な2カ所と、曲川支流露頭(B 露頭)の比較画 像。赤外線画像撮影時の放射率設定は0.95。A-1、A-2、B-1の場所は、図 3.3.3-8 参照。



図 3.3.3-11 川湯温泉露頭(A)における割れ目データの走向一距離プロット (a)縦軸は走向で、0~90°は南北から北東を経て東西走向、90~180°は東西から北西を経て南 北走向を表す。横軸は測線距離(m)であり、露頭西端を0とする。(b)縦軸は0~90°は南北か ら北東を経て東西走向、-90~0°は(a)の90~180°を移したものであり、東西から北西を経て南 北走向を表す。横軸(測線距離)は(a)と同じ。赤色のプロットは熱水の湧出を確認した割れ目 を示す。

続いて、露頭ごとに走向-距離プロット、走向ベクトル累積プロットを用いて、割れ目の空間 的分布について検討した。

川湯温泉露頭の走向-距離プロットを図 3.3.3-11 に示す。赤外線画像や露頭調査で確認できた 温泉湧出(湯気噴出)割れ目を赤色表示した。この図からは、ある範囲で一定の走向の割れ目が 集まる区間は不明瞭であり、温泉湧出割れ目も特に一定の走向を持つように見えない。

川湯温泉露頭の走向ベクトル累積プロットを図 3.3.3-12 に示す。測線沿いに順次現れる割れ目 の走向方向に単位ベクトルを連ねていくと、個々の単位ベクトルは様々な方向へ向きながらも、 割れ目の集合体の特徴によるベクトル平均方向が現れ、やがてベクトル平均方向は折れ曲がりを 生じ、自動的に折れ曲がりで境されるいくつかの割れ目領域が出現する(図 3.3.3-12 (a))。現時 点では、どこを折れ曲がりと認定するかに関する客観的な基準はない。しかしながら、それぞれ の割れ目領域(便宜的にセクションと呼ぶ)に分布する割れ目は出現順序も加味された集合体と

しての特徴を持ち、それがセクションごとのベクトル平均に現れるとみることができる。セクシ ョン境界の折れ曲がりは、集合体としての割れ目の特徴が変化する境界である。セクション長は 20m を超えない。また、セクション④と⑦、⑥と⑧のように、類似した走向ベクトル平均を示す 様子が見られる。全体をセクション⑪とみると N84°E で約 60 m である。温泉湧出地点は、セク ション境界のうち、②と③の境界(測線長 18.25 m)付近と、⑨と⑩の境界(測線長 56.9 m)付 近に位置する。これらのセクション境界からの湧出を、ここでは便宜的にタイプ1とする。つま り、タイプ1の温泉湧出地点は、割れ目の集合体としての特徴が変化するセクション境界付近に 位置している。しかし、温泉湧出地点はセクション境界だけではない。そこで、温泉湧出地点の 特徴をさらに検討するために、隣り合う割れ目の交差角度(隣接面夾角)を走向傾斜データから 計算した。隣接面夾角を、角度で示したものが図 3.3.3-12(b)である。この図において、横軸5 ~10 に見られる 2 か所の温泉湧出地点は、隣接面夾角が大きい割れ目が多い領域に位置してい る。しかし、その他の温泉湧出地点は、個々の隣接面夾角との関係は不明瞭である。そのため、 さらに、隣接面夾角ランクをとり、その移動平均で検討することを試みた(図 3.3.3-12 (c))。ラ ンクは、隣接面夾角が小さい順に1から整数番号を振ったものである。すなわち、データの中で 相対的に最も隣接面夾角が大きいものが(それが例えば 30°であれ、90°であれ)、最大のランク となりる。つまり、隣り合う割れ目同士がなす角が最も小さいものが 1、もっとも大きいものが 最大の数(これはデータ数に等しい)となる。このように取り扱った上で、移動平均をとると隣 接面夾角が大きい割れ目が集まっている領域は移動平均曲線のピークとなり、そのようなピーク は複数現れる。タイプ1以外の温泉湧出地点は、おおむね、この移動平均曲線のピーク付近に位 置しており、ここでは便宜的にタイプ2とした。なお、タイプ1の湧出地点は、移動平均曲線で みると、ピークではなくトラフに位置する。このことを踏まえて横軸 70 付近の 3 つの湧出地点 (図 3.3.3-12 (c) ではタイプ 2 としたもの)を考えると、セクション④と⑤の境界付近のタイプ 1 湧出地点と評価するほうが妥当であるのかもしれない。

以上の検討から、川湯温泉露頭(A)においては、走向一距離プロットでは割れ目の方向性の分 布についてほとんど情報が得られなかったが、走向ベクトル累積プロットからは温泉湧出地点(し たがって、地下深部からの流体の流入経路となる地点)を特定する上で着目すべき構造の特徴に ついて手がかりが得られたものと考えられる。タイプ1の湧出地点は、集合体としての割れ目の 特徴が変化する境界である。タイプ2の湧出地点は、割れ目の集合体として一定の特徴を有する セクションの内部で、隣接面夾角が相対的に大きい割れ目が密集している領域である。この特徴 を見出し、湧出候補地点を特定するには、特別な作業は不要である。すなわち、現地調査として は、割れ目調査の一般的な方法である測線沿いの距離及び走向傾斜の計測を行う。室内解析とし て走向ベクトル累積プロットを表計算ソフトで作成し、集合体としての割れ目分布の特徴が変化 する箇所を特定する。この箇所はタイプ1の湧出地点候補である。さらに、隣接面夾角ランクを 表計算ソフトで算出し、移動平均などを用いて相対的に高角度に交わる割れ目の密集域を特定す る。この箇所はタイプ2の湧出地点候補となる。

92



図 3.3.3-12 川湯温泉露頭(A)における割れ目データの走向ベクトル累積プロット (a)走向ベクトル累積プロットに加え、(b)隣接面夾角(0~90°)、(c)隣接面夾角ランク(橙 色線)とその3区間移動平均(濃橙色線)を表示した。走向ベクトル累積プロットでは、高温泉 の湧出がみられた割れ目を赤丸で表示している。(a)では、走向ベクトル累積プロット方向の傾 向が変化する位置を境界として、セクション①~⑪に分けた。セクションの走向ベクトルの平均 方向(図読による)とセクションの長さ(規模)は、セクション番号、走向/長さの表記で次の とおり:①N68°E/約17 m、②N48°W/約2 m、③N74°E/約8 m、④N86°W/約12 m、⑤ N61°W/約2 m、⑥N15°E/約1 m、⑦N86°W/約8 m、⑧N15°E/約1 m、⑨N48°W/約8 m、 ⑪N44°E/約6 m。全体の走向ベクトル平均⑪はN84°E である。(c)において、高温泉はセクシ ョン境界付近(タイプ1)か、隣接面夾角のランクが高い区域(タイプ2)から湧出している。

次に、曲川支流露頭(B)のデータから作成した走向-距離プロット(図 3.3.3-13)と走向ベクトル累積プロット(図 3.3.3-14)について述べる。曲川支流露頭の走向-距離プロットは、川湯温泉露頭と同様に、特定の方向に揃う様子は見出しがたい。走向ベクトル累積プロットでは、3つのセクションが認められる。全体をセクション④とすれば、走向N76°Eで約30mである。セクション境界はタイプ1、図 3.3.3-14 (c)に示す隣接面夾角ランクの移動平均曲線のピーク箇所はタイプ2の湧出地点候補となる。ただし、東側の移動平均曲線の2つのピークは、セクション境界と一致している。本露頭では割れ目を伝った少量の湧水が認められるが、湧出量は少なく、

湧出している割れ目の特定には至らなかった。例えば、豪雨の後に再度露頭観察を行うことにより、地表付近の流体通路となっている割れ目を特定できる可能性がある。

川湯温泉露頭と曲川支流露頭の割れ目を比較すると、川湯温泉露頭のほうが割れ目の密度が約3倍ある。S波スプリッティング解析による本宮地域の速いS波の振動方向と、川湯温泉露頭の割れ目の走向は北東-南西走向と北西-南東走向である。したがって、川湯温泉露頭のほうがS波スプリッティング解析結果と調和的である。したがって、割れ目密度の大小とS波スプリッティング解析結果との整合性の有無が、湧水の有無を生み出している可能性がある。そして、川湯温泉露頭における湧水地点は、割れ目の集合体としての特徴が異なる領域の境界(タイプ1)か、隣接面夾角が大きい割れ目の密集部(タイプ2)と解釈可能であることが、走向ベクトル累積プロットから示唆される。一方、露頭全体の割れ目の走向のベクトル平均方向は、両地点ともN80°E程度である。この方向は、東北東-西南西方向のリニアメントと調和的である。リニアメント判読結果と地質踏査とを対比させようとする場合、しばしば、リニアメント方向の割れ目を探すという調査方針がとられるが、今回の検討結果は、割れ目の集合体としての情報である平均ベクトル方向が、リニアメント方向と対応付けられる可能性を示している。

今回試みた方法は、露頭調査だけでなく、地下坑道調査やボーリング調査へもすぐに適用可能 である。ただし、ボーリング調査では、孔壁画像取得などによる割れ目の走向傾斜データが必要 となる。また、本手法の適用性は、継続的に事例研究を通じて確認していく必要がある。



図 3.3.3-13 曲川支流露頭(B)における割れ目データの走向-距離プロット



図 3.3.3-14 曲川支流露頭(B)における割れ目データの走向ベクトル累積プロット (a)走向ベクトル累積プロット(石英斑岩の部分を桃色表示)、(b)隣接面夾角(0~90°)、(c) 隣接面夾角ランク(橙色線)とその3区間移動平均(濃橙色線)。(a)では、走向ベクトル累積プ ロット方向の傾向が変化する位置を境界として、セクション①~③に分けた。各セクションの走 向/長さは、①N88°/約11 m、②N35°E/約13 m、③N88°W/約5 m。全体の走向④は N76°E。

謝辞

本報告では、防災科学技術研究所によって公開されている気象庁一元化地震データ及び連続波 形データを使用しました。気象庁一元化地震データは防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大 学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、気象庁、 産業技術総合研究所、国土地理院、青森県、東京都、静岡県及び神奈川県温泉地学研究所の地震 観測データを使用して、気象庁が文部科学省と協力して整理したものです。ここに記して感謝い たします。

引用文献

- Allmendinger, R. W., Stereonet 11.3.0, http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA /programs/stereonet.html, 2020, 2021/1/29.
- Belayneh, M. and Cosgrove, J. W., Fracture-pattern variations around a major fold and their implications regarding fracture prediction using limited data: an example from the Bristol Channel basin, In Cosgrove, J. W. and Engelder, T. (Eds.), The initiation, propagation, and arrest of joints and other fractures, Geological Society of London Special Publications, no.231, pp.89-102, 2004.
- Booth, D. C. and Crampin, S., Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, vol.83, pp.31-45, 1985.
- García-Carballido, C., Styles, A. and Pöppelreiter, M., Reduction of gross rock volume uncertainty in a salt flank structure using dipmeter and image-log data, In Pöppelreiter, M., (Ed.), Dipmeter and borehole image log technology, AAPG Memoir No. 92, Chapter 7, pp.1-15, 2009.
- 後藤 翠, 佐々木亮道, 小松哲也, 三輪敦志, 照沢秀司, 楮原京子, 島田耕史, 断層変位地形が不 明瞭なひずみ集中帯におけるリニアメントカタログの作成―南九州せん断帯における事例― (受託研究), JAEA-Research, 2020-013, 88p, 2020.
- 原田哲朗, 編著, わたしたちのふるさと本宮―その生い立ちと地下資源―, 本宮町, 123p, 1997.
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A., Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by doubledifference tomography, Journal of Geophysical Research, vol.113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274, 2008.
- 池田隆司,小村健太郎,飯尾能久,石井 紘,小林洋二,西上欽也,山内常生,南海トラフ地震に向けた陸域での地殻応力・歪測定,地学雑誌,vol.110, pp.544-556, 2001.
- 伊藤 潔, 西南日本の地震活動とテクトニクス, 地震第2輯, vol.43, pp.555-569, 1990.
- Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Harder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T. and Ikawa, T., Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002, Tectonophysics, vol.472, pp.124-134, 2009.
- Kamb, W. B., Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiment, Journal of Geophysical Research, vol.64, pp.1891-1909, 1959.
- Kaneshima, S., Origin of crustal anisotropy: shear wave splitting studies in Japan, Journal of Geophysical Research, vol.95, pp.11,121-11,133, 1990.
- 金嶋 聡,地球内部の異方性とS波のスプリッティング,地震第2輯, vol.44, pp.71-83, 1991.

活断層研究会編,新編日本の活断層-分布図と資料,1991.

- Marshak, S. and Mitra, G., Basic Methods of Structural Geology, 446p, 1988.
- Matsumoto, T., Kawabata, T., Matsuda, J., Yamamoto, K. and Mimura, K., ³He/⁴He ratios in well gases in the Kinki district, SW Japan: surface appearance of slab-derived fluids in a non-volcanic area in Kii Peninsula. Earth and Planetary Science Letters, vol.216, pp.221-230, 2003.
- Matsushita, R. and Imanishi, K., Stress fields in and around metropolitan Osaka, Japan, deduced from microearthquake focal mechanisms, Tectonophysics, vol.642, pp.46-57, 2015.

- Mizuno, T., Yomogida, K., Ito, H. and Kuwahara, Y., Spatial distribution of shear wave anisotropy in the crust of the southern Hyogo region by borehole observations, Geophysical Journal International, vol.147, pp.528-542, 2001.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Yasuhara, M., Inamura, A., Nagao, K., Sumino, H. and Ohwada, M., Estimation of groundwater residence time in a geologically active region by coupling ⁴He concentration with helium isotope ratios, Geophysical Research Letters, vol.32, L02406, doi:10.1029/2004GL021501, 2005.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Takahashi, M., Inamura, A., Takahashi, H., Yasuhara, M., Ohwada, M., Sato, T., Nakama, A., Handa, H., Sumino, H. and Nagao, K., Widespread distribution of ascending fluids transporting mantle helium in the fore-arc region and their upwelling processes: Noble gas and major element composition of deep groundwater in the Kii Peninsula, southwest Japan, Geochemica et Cosmochimica Acta, vol.182, pp.173-196, 2016.
- 村岡洋文,和歌山県本宮温泉地域の中新世貫入岩類の K-Ar 年代と化学組成,地質調査研究報告, vol.59, pp.27-43, 2008.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism, Journal of Geophysical Research, vol.112, doi:10.1029/2006JB004770, 2007.
- O'keefe, A. and Deacon, D. A. G., Cavity ring-down optical spectrometer for absorption measurements using pulsed laser sources. Review of Scientific Instruments, vol.59, 2544, 1988. https://doi.org/10.1063/1.1139895
- 大坪 誠, 重松紀生, 北川有一, 小泉尚嗣, 南海トラフ沈み込み帯前弧陸域での応力場変遷: 熊野 市井内浦および紀北町海山観測点コアをきる断層面を用いて, 地質学雑誌, vol.115, pp.457-469, 2009.
- Prosser, J., Buck, S., Saddler, S. and Hilton, V., Methodologies for multi-well sequence analysis using borehole image and dipmeter data, In Lovell, M. A., Williamson, G. and Harvey, P. K. (Eds.), Borehole Imaging: applications and case histories, Geological Society of London Special Publication, No. 159, pp. 91-121, 1999.
- Saiga, A., Kato, A., Sakai, S., Iwasaki, T. and Hirata, N., Crustal anisotropy structure related to lateral and down-dip variations in interplate coupling beneath the Kii peninsula, SW Japan, Geophysical Research Letters, vol.38, L09307, doi:10.1029/2011GL047405, 2011.
- Saiga, A., Kato, A., Kurashimo, E., Iidaka, T., Okubo, M., Tsumura, N., Iwasaki, T., Sakai, S. and Hirata, N., Anisotropic structures of oceanic slab and mantle wedge in a deep lowfrequency tremor zone beneath the Kii peninsula, SW Japan, Journal of Geophysical Research, vol.118, pp.1091-1097, 2013.
- Savage, M.K., Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting?, Reviews of Geophysics, vol.37, pp.65-106, 1999.
- 下茂道人, 丹羽正和, 天野健治, 徳永朋祥, 戸野倉賢一, 松岡俊文, セバスチャンビロード, キャ ビティーリングダウン分光法を用いた大気中微量ガス測定による活断層調査, 公益財団法人 深田地質研究所年報, no.20, pp.45-54, 2019.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 地熱開発促進調査報告書 No.37 本宮地域, 885p, 1994.
- 沙見勝彦,小原一成,青井 真,笠原敬司,Hi-net/KiK-net 観測点における地中地震計設置方位の 推定,地震第2輯,vol.56,pp.99-110,2003.
- 汐見勝彦, 防災科研 Hi-net 地中地震計設置方位情報推定方法の改良, 防災科学技術研究所研究報告, vol.80, pp.1-20, 2013.
- Silver, P. G. and Chan, W. W., Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, Journal of Geophysical Research, vol.96, pp.16,429-16,454, 1991.
- 高橋 保, 佐藤幸二, 温泉の地球化学的研究第 16 報湯の峯, 渡瀬, 川湯温泉 (その 1), 温泉科学, vol.30, pp.7-19, 1978.
- 田中治雄, 土木技術者のための地質学入門, 169p, 1964.
- 棚瀬充史,千葉昭彦,武田祐啓,比抵抗電磁探査による地殻温度構造調査手法に関する調査, JNC-TJ7420 2005-025, pp.316, 2003.
- 通商産業省資源エネルギー庁,昭和 63 年度広域地質構造調査報告書那智地域,164p,1989.

通商産業省資源エネルギー庁, 平成元年度広域地質構造調査報告書那智地域, 136p, 1990.

- Umeda, K., Ogawa, Y., Asamori, K. and Oikawa, T., Aqueous fluids derived from a subducting slab: Observed high ³He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii peninsula southwest Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.149, pp.47-61, 2006.
- 牛渡 聡, 佐藤信哉, ボアホールテレビジョン装置による DH-2 号孔の岩盤割れ目の特性調査(深 度 170m~500m 区間), PNC-TJ7417 96-001, 74p, 1996.
- Whiticar, M. J., Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. Chemical Geology, vol.161, pp.291-314, 1999.

3.4 まとめと今後の課題

地下深部から地表付近に流入する深部流体は、地質環境の化学場や熱環境へ影響を与える可能 性が指摘されており、その流入の可能性や影響を適切に評価するための知見の蓄積が求められて いる。このため本事業では、深部流体の化学的・熱的性状に加えて、その流入経路の特徴に係る 知見の蓄積・検討を行った。

このうち深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積では、深部流体の移動・混合の特性を調査・ 評価する技術の整備に資することを目的に、深部流体の移動・流入プロセスの類型化、スラブ起 源水の判別指標となり得る元素・同位体などの調査、並びに粘土鉱物の圧縮抽水試験による水質 形成メカニズムの検討を行った。深部流体の移動・流入プロセスの類型化においては、既存の文 献情報に基づき、水理地質構造、地下水流動、水質形成プロセスなどの違いを考慮した概念モデ ルを整理した結果、移動・流入プロセスを7つの型に類型化することができた。スラブ起源水の 判別指標となり得る元素・同位体などの調査においては、Sr 安定同位体比、 $^{129I/127I}$ 、 δ ⁷Li、 δ ¹¹B、微生物 DNA についての検討を行った。Sr 安定同位体比について地下水の起源や混合に関 する情報が得られる見通しを得たが、他の項目は事例の蓄積が必要と考えられた。室内実験にお いては、海水を浸潤させた粘土鉱物の圧縮抽水を行った。カオリンについてはほとんどの溶存元 素、同位体比に大きな変化はなかったが、Li、B濃度に大きな変化があり、δ7Li、δ11Bは海水 とは異なる値を示した。カオリンに元から吸着などしていた Li、B が影響したと考えられた。ク ニピアについては多くの溶存元素や同位体に大きな変化が見られ、モンモリロナイトの膨潤特性 や表面の荷電が影響していると考えられた。一方、クニピアで Cl 濃度は大きく変化しているも のの、δ³⁷Clの変化が見られなかった。これらのメカニズムの解明には引き続き検討が必要であ る。今後は、類型化で取り纏めた水理地質構造と移動・流入プロセスを考慮しつつ、現場採水の データを蓄積し水質判別方法の高度化、水質形成メカニズムの検討を行い、深部流体の水質によ

る判別、混合評価法について取り纏める。

深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積においては、深部流体起源の熱水活動の温度や滞留時間 などの検討を目的として、有馬地域の熱水変質帯露頭において、熱年代解析に供する岩石試料の 採取を実施した。事例対象とした白水峡の周辺は、風化・変質した花崗岩などから成るバッドラ ンド地形を呈している。紀伊半島の事例と異なり、数 mm 幅のスメクタイト脈を除けば、熱水起 源の鉱物脈は確認できず、地質温度計の適用は困難だと判断された。熱水の移動経路として考え られる断層の周辺を対象に、熱年代解析に供する試料の採取を行った。試料を鉱物分離したとこ ろ、ジルコンについては処理量を増やせば十分量の粒子が確保できる見通しであるが、アパタイ トについてはほぼ含まれていない結果となった。今年度の現地調査では、熱水活動地域における、 熱水脈の分布や母岩の風化・変質は多様であることが改めて認識された。今後は、地質温度計や 熱年代の適用可否の観点からも、事例の蓄積と知見の整理が望まれる。

深部流体の移動経路に関する検討では、紀伊半島本宮地域と有馬温泉地域を事例としたS波ス プリッティング解析による地殻内のクラック性状に係る情報の収集を通じて、流入経路となり得 る地質環境の特徴に係る知見の抽出を試みた。その結果、両地域において、周辺地域と高角度に 斜交する速いS波の振動方向が認められ、そのような地域が深部流体の上昇経路になっている可 能性が示された。また、比較的データ数の多い本宮地域において、速いS波と遅いS波の到達時 間差(dt)が特に大きい波線は、深さ20km以深の震源からのものであり、この領域にスラブ起 源流体の存在を示唆する低比抵抗体を示した先行研究と調和的な結果が得られた。また、地表付 近の割れ目性状と湧水との関係については、割れ目密度が高く、S波スプリッティング解析から 推定される地殻内クラックの方向と調和的な割れ目方向を持つ露頭で、割れ目の集合体としての 特徴が異なる領域の境界部や、隣接する割れ目同士の交差角度が大きい割れ目の密集域が湧水地 点となっている可能性が示された。これらのことは、深部流体の流入経路となり得る場所を把握 していくための調査の手がかりとなる可能性がある。今後は、今回試みた解析手法だけでなく、 より効果的に実施可能な手法の検討を進めるとともに、速いS波の振動方向が異なる観測点付近 も含めた野外調査などから得られるデータを用いて、解析事例の蓄積を進めることが課題である。

4. 地震・断層活動に関する調査・評価技術

4.1 活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法の検討

4.1.1 背景と目的

地層処分事業においては、概要調査における活断層検出のための調査技術の信頼性向上の観点 から、地形的に不明瞭な活断層の分布・活動性の調査・評価技術の体系的整備及び事例の蓄積が 必要である。地表から活断層を検出する技術については、従来の変動地形学的手法を補完する新 たな調査技術として、断層沿いに放出されるガスの特徴を指標とした地球化学的手法(例えば、 Umeda et al., 2013) や、GNSS 観測などに基づいた地球物理学手法(例えば、Nishimura and Takada, 2017; 原子力機構, 2018)による調査技術の開発が行われてきた。地形的に不明瞭な活 断層の分布・活動性の調査・評価技術の体系的整備のためには、これら複数の手法を適切に組み 合わせた調査・評価の進め方を提示することが重要である。

本事業では、昨年度までに、活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や、変位・ 破砕といった力学的影響範囲を把握するための手法の整備を目的として、南九州せん断帯を事例 とした検討を進めてきた(原子力機構・電中研,2020)。実施手法は、地形学的手法、地球物理学 的手法、地質学的手法の三種類で、これらの複数の手法を用いた調査・評価技術の体系的な整備 を試みた。地形学的検討では、通常よりもランクの低いリニアメントまでを広域に判読すること により、リニアメントの密集域を抽出した(後藤ほか,2020)。地球物理学的検討では、稠密 GNSS 観測に基づくひずみ集中帯の分布と変形方向を示した。以上の結果に基づいて調査範囲を設定し た地質学的検討では、小断層の応力逆解析により、ひずみ集中帯における変形方向と調和的な応 力場を示す領域を抽出し、南九州せん断帯による力学的影響範囲を提示した。このようにして得 られた潜在的な活構造の分布域は、1997年の鹿児島県北西部地震(鹿児島大学理学部,1997)の 余震域や、干渉 SAR による地表変動の境界部付近と重なっており、一連の調査手法の妥当性を 支持する結果となった。また、以上の調査の進め方は、文献調査、概要調査から精密調査にかけ て、空間スケールを絞り込みながら進められる地層処分のサイト選定プロセスにも反映できる知 見である。ただし、それぞれの手法に対し精度・信頼性の向上に向けた課題が残されているとと もに、特に応力逆解析を地形的に不明瞭な活構造の検出に適用する手法については、適用事例が 十分とは言えない。そこで令和2年度の本事業では、南九州せん断帯を事例とした地球物理学的 検討(稠密 GNSS 観測)と地質学的検討(応力逆解析)の精度・信頼性の向上に向けたデータの 蓄積を継続するとともに、応力逆解析を用いた手法の適用事例の蓄積のため、1984 年長野県西部 地震(気象庁地震予知情報課・地震津波監視課, 1985)の余震域を対象とした事例研究に着手し た。この地震は、2004年時点で、日本の強震観測開始以後に内陸地殻内で発生した地震のうち、 地表地震断層が現れず、活断層との関連がなく、活構造との関連が不明と整理された4地震のう ちの一つであり、上記の鹿児島県北西部地震と同じカテゴリーとして整理されたものである(加 藤ほか、2004)。さらに、応力逆解析を用いた手法の妥当性を補強するため、小断層における線構 造の形成を再現した変形実験を実施した。

4.1.2 南九州せん断帯を事例とした検討

(1) 地球物理学的手法による検討

南九州せん断帯では、地表に明瞭な活断層が認められていないにも関わらず、M5~6前後の左 横ずれの震源メカニズムを有する地震がいくつも発生している(Miyamachi et al., 1999; Toda and Stein, 2003; Takayama and Yoshida, 2007)。また、10⁻⁷ /yr 超の高いせん断ひずみ速度や

(図 4.1.2-1 の左図)、左横ずれの断層運動を示唆する地殻変動が生じていることが先行研究より 明らかにされている (例えば、Nishimura and Hashimoto, 2006; Wallace et al., 2009; Nishimura et al., 2018; Kimura et al., 2019)。このような背景の下、原子力機構では、地形的に不明瞭な活 断層を検出するための技術開発を目的として、同せん断帯における現行の地殻変動をより詳細に 推定するため、同せん断帯を南北に横断するような配置で 10 か所の GNSS 観測点を設置し、 2016年3月よりGNSS観測を開始した(図 4.1.2-1の右図;原子力機構, 2016)。そして、2016 年熊本地震の影響(主に粘弾性緩和)や霧島山・桜島の火山変動を補正した 2019 年 11 月中旬ま での約 3.5 年間の観測データをもとに、同せん断帯では、地表より約 22 km の深さにおいて固 着、それ以深で約13mm/yrの定常すべりが生じていることを示した(原子力機構・電中研,2020)。 しかし、固着域下限の深さが 22 km という結果は、平均的な地殻の厚さと比べて多少深めの値で ある。また、近年の GNSS 速度場を用いたブロック断層モデルからは、同領域でのすべり速度が 7~8 mm/yr 程度と若干小さく推定されている(例えば、Kimura et al., 2019) などの問題もあ り、いくつか再考の余地が残されていた。そこで、本事業では、2020年11月末まで観測を実施 することでさらに1年間のデータ追加を行い、これまで考慮していなかった 2016 年熊本地震の 余効すべり、プレートの沈み込み、豊後水道のスロースリップ、日向灘地震などの考えられ得る 地殻変動要素を解析に導入し、本事業におけるデータ解析の流れ(図 4.1.2-2)にしたがって、改 めて同せん断帯での固着域下限の深さやすべり速度などについて再検討を行った。

共通誤差成分の除去以降の GNSS 時系列補正について (図 4.1.2-2)、推定や補正に決まった順 序はないが、なるべく対象とする地殻変動場に時空間的に与える影響が大きいと予想される要因 の順に補正を実施した。例えば、スロースリップを粘弾性緩和よりも前に推定した場合、その推 定結果には、粘弾性緩和の影響が含まれ、スロースリップの推定値が過大もしくは過小評価され る。詳細は後に記載するが、スロースリップは数か月から1年程度、粘弾性緩和は数年程度のオ ーダーの時間スケールで進行する。一方、それらの空間スケールと変動量は、前者は半径 100~ 130 km 程度で変動量が数 cm のオーダー、後者は半径 150~200 km で十数 cm のオーダーとな る。このような情報を踏まえ、大きな変動を除去し、続いてより小さな変動の推定へ向かうとい う手順での解析が自然であり重要である。したがって、空間的には、広範囲から局地へ、時間的 には、非定常から定常な要因へという流れが好ましい。

1) GNSS データ解析と共通誤差成分の除去

GNSS データの解析には、Bernese GNSS Software (ver. 5.2) (Dach et al., 2015)を使用し、 基線解析を経て 2016 年 3 月 22 日から 2020 年 11 月 30 日までの GNSS 稠密観測点の日々の座 標値を推定した。このとき、国土地理院が運営する GEONET の 4 観測点 (観測点コード 950479: 西米良、950487: 鹿児島鹿島、960773:大矢野、021093:大根占)を基準点とし (図 4.1.2-1 の 右図)、それら基準点の日々の座標値を GEONET F3 解 (中川ほか, 2009) に固定することで、 稠密観測点の座標値を得ている (図 4.1.2-3)。その他、この解析では、IGS (International GNSS Service) が提供する GNSS 衛星の正確な軌道情報を記した精密暦 (IGS Final Orbit)、地球の自 転軸の方向(歳差・章動)や自転速度に関する地球回転パラメータ、CODE (Center for Orbit Determination in Europe)が作成した全地球的な電離層モデルのパラメータなども同時に使用 した。そして、推定された稠密観測点の日々の座標値(図 4.1.2-3)と、九州地方、及び中国・四 国地方西部に位置する GEONET 観測点 (195 点)の F3 解を統合し、測地直角座標系から局所 測地座標系への変換を経て、Wdowinski et al. (1997)の手法により、共通誤差成分の除去を行っ た(図 4.1.2-4)。各観測点で得られた時系列の一次トレンド成分を除去し、共通誤差成分の除去 前後で日ごとの時系列のばらつきを比較すると、南北方向では平均で 3.6 mm から 2.1 mm へ、 東西方向では 3.7 mm から 2.3 mm へ、上下方向では 9.6 mm から 5.9 mm へと時系列のばらつ きの減少が確認できた。ここで、国土地理院より 2018 年 1 月 24 日から 2019 年 10 月 7 日まで の F3 解の解析結果について、web 上で提供されていた値と正しい値の間に水平方向で最大 4 mm、 上下方向で最大 7 mm におよぶ較差が生じているとの報告がなされたことを受け、本事業におい ても同一期間の再解析を実施したことを追記しておく。なお、この較差が生じた理由について、 国土地理院は、解析設定ファイルの更新に漏れがあり、本来使用すべき衛星とは異なる衛星のア ンテナ情報などを用いて解析を実施したことが原因であるとしている(国土地理院, 2020a)。

2) 2016 年熊本地震の粘弾性緩和に伴う地殻変動の補正

続いて、2016 年熊本地震による地震後の粘弾性緩和について補正を行った。ここでは、国土地 理院(2018)の結果を参考に、昨年度(原子力機構・電中研,2020)までは、解析対象領域を地 表から 25 km を弾性体、それ以深を粘性率 2×10¹⁸ Pa・s の Maxwell 粘弾性体の二層構造で近 似していたが、後で述べる余効すべりの推定との対応関係より、地表から 25 km を弾性体、それ 以深を粘性率 5×10¹⁸ Pa・s の Maxwell 粘弾性体と仮定した。そして、地震時のすべりを国土 地理院による解析から示された 3 枚の矩形断層(国土地理院,2016)で与え、Fukahata and Matsu'ura (2005; 2006)の計算コードを用いて、0.1 年ごとに5 年間分、2 km×2 km ごとに設 定したグリッドに対し、粘弾性緩和に伴う地表の地殻変動を計算した(図 4.1.2·5)。なお、弾性 体・粘弾性体の剛性率などの物性定数は、Fukahata and Matsu'ura (2005; 2006)に記された値 (弾性層:剛性率 31.85 GPa、ポアソン比 0.2421、粘弾性層:剛性率 68.85 GPa、ポアソン比 0.2686)を用いている。そして、この計算より得られた変位分布を 0.1 年ごとに双三次のスプラ イン関数で空間方向へ補間し、各観測点で期待される粘弾性緩和に伴う地殻変動として採用した。 その後、各観測点で 0.1 年ごとに得られた地殻変動について、時間方向への線形補間を行った。 最後に共通誤差成分除去後の時系列に対し、それらの値を差し引くことで、2016 年熊本地震の粘 弾性緩和に伴う地殻変動を除去した(図 4.1.2·6)。

3) 霧島山・桜島の火山活動に伴う地殻変動の補正

続いて、霧島山・桜島の火山活動に伴う地殻変動について検討した。近年の報告 (Brothelande、 2018)によると、霧島山・桜島の地下深部には、広域にわたるマグマリザーバーが存在し、そこ から両火山へとマグマが供給されていることが GNSS データの解析を通して示されている。こ のことを踏まえ、本事業では、霧島山・桜島付近に位置する 15 点の GEONET 観測点データを 用いて霧島山・桜島直下の圧力源の体積変化を同時に推定した(図 4.1.2-7)。圧力源の位置につ いては、第146回火山噴火予知連絡会において、国土地理院(2020b, c)による解析から推定さ れた結果を採用し、本事業の GNSS 観測期間中は不動であると仮定した。霧島山の圧力源は1か 所存在し、31.930°N、130.820°E、深さ7.6 km、桜島の圧力源は2か所存在し、それぞれ、31.606°N、 130.651°E、深さ 5.0 km と 31.676°N、130.693°E、深さ 9.0 km である。 また、 データの期間は、 2016年4月19日より2020年11月30日までとし、2016年熊本地震の粘弾性緩和を補正した 値を用いて、桶脇観測点(観測点コード 970836)に対する他 14 観測点の日ごとの時系列を求め た。そして、それらの時系列に対し短周期の変動をある程度なめらかにするという目的で、暫定 的に 10 日ごとの移動平均をかけて入力データを生成し、上記の 3 つの圧力源の体積変化を逆解 析により推定した(図 4.1.2-8)。なお、断層モデルに置き換えるとグリーン関数に相当する、圧 力源の膨張・収縮に対応する体積変化に伴う各観測点の地殻変動は、茂木ソース(Mogi, 1958) を仮定して計算を行った。最後に得られた3つの圧力源の体積変化(10日ごとの移動平均値であ るので、日ごとに線形補間した値)を用いて、解析対象領域に位置する観測点に対し、霧島山・

桜島の火山活動による地殻変動として計算を行い、もとの時系列よりそれらを差し引いた(図 4.1.2-9,図 4.1.2-10)。国土地理院(2020b, c)の解析では、カルマンフィルターを使用した比較 的高度な解析を実施していたが、ここでは、より簡易的に解析を行うため、時系列の移動平均を 施したデータをもとに計算を行った。国土地理院(2020b, c)の結果との比較では、本事業の結 果には短周期の体積変化が多少含まれるものの、長期的な変化傾向は追随できており、概ね良い 一致が確認できた(図 4.1.2-8)。

4) 豊後水道で発生したスロースリップイベントの補正

豊後水道から日向灘にかけてのプレート境界では、1997~1998 年、2002~2004 年、2009~2011年に長期的なゆっくりすべりであるスロースリップイベントが発生している(Ozawa, 2017; Yoshioka et al., 2015; Yarai and Ozawa, 2013)。同イベントは、Mw 6.5~6.8 に相当し、2018年6月頃から2019年10月頃にかけても同領域で発生した(Ozawa et al., 2020)。これらのイベントは、四国地方西部から九州地方北・中部にかけて、比較的広域に及ぶ地殻変動を生じさせることから(例えば、Yoshioka et al., 2015)、2016年熊本地震や霧島山・桜島の火山変動などの要因に続いて、定常的な地殻変動の抽出に対し十分なノイズ源となり得ると考えられる。そこで、本事業では、2018年6月以降に発生した豊後水道のスロースリップイベントによる地殻変動を時系列より取り除くことで、定常的な地殻変動の推定を目指した。

スロースリップイベントの発生から終息に至るまでの時系列を見ると、シグモイド関数の挙動 に類似することから、イベントが生じた期間の時系列を同関数で近似することにより、スロース リップイベント特有のなだらかなステップ状の変化を時系列から取り除いた(例えば、Franco et al., 2005; Larson et al., 2004)。シグモイド関数は、

$$y = \frac{1}{(1 + exp(-at))} \cdots$$
 \rightrightarrows (1)

とかけて、a > 0の条件を満たす必要がある。yをある観測点でのスロースリップイベントによるある成分の変動量、時間をtとし、t = 0がイベントの生じた期間の中間にあたる時間とする。 aはイベントの発生から終息に至るまでの時系列の曲率に相当する量を示し、大きくなるほど急激な変化を、0 に近いほどなだらかな曲線となる。そこで、この式を

$$y = \frac{m_1}{\left(1 + exp\left(-m_2 \cdot (t - m_3)\right)\right)} \cdots \neq (2)$$

と変形し、各観測点で得られた時系列を入力データとして、3 つの未知数 m₁、m₂、m₃を非線形 の最小二乗フィッティングを行うことで推定した。ここで、m₁はイベントによる地殻変動量、m₂ はイベントの発生から終息に至るまでの時系列の曲率(式(1)の a に相当)、m₃はイベントの 発生から終息までの中間地点の時間を示す。このとき、もとの時系列には長周期のトレンドが含 まれているので、スロースリップイベントが発生する前の 2016 年 4 月 19 日から 2018 年 6 月 30 日までのデータを用いてトレンドを推定し、もとの時系列より差し引いた。そのような手順を経 て、トレンドを差し引いて得られた時系列を入力値として、上記の 3 つの未知数を推定した。最 後に、時系列に対して行ったシグモイド関数フィッティングが適切であったかどうか、イベント の変動量が大きくないか、曲率の推定が負となっていないか、イベントの中間地点の時間が適切 かどうかなど、スロースリップイベントの変動量や発生域の分布、時間経過などを Ozawa et al.

5) 2016 年熊本地震以外の地震による変動の補正

続いて、本事業の観測期間中(2016 年 4 月 19 日から 2020 年 11 月 30 日)に発生した地震に ついて、気象庁の震源データを用いて調べた。九州地方及びその周辺にあたる解析対象領域にお いて、深さ 50 km 以浅で M5 以上の地震は、同期間中に合計 17 回発生していることがわかった (図 4.1.2-13)。そこで、これらの地震に対し、地震前後一週間の GNSS データの差分を計算し、 時系列に生じた地震に伴う変位のオフセットを除去した。このとき、イベント前後で時系列に5 mm を超える明瞭な差が生じた地震は、17回の地震のうち、最大であった 2019 年 5 月 10 日の 日向灘で発生した M6.3 の地震のみであった(図 4.1.2-14)。ただし、厳密には、同日に同領域で 発生した M5.6 の地震と翌日 5 月 11 日に発生した M5.0 の地震の影響も含まれている可能性は否 定できないこと、熊本地震の震源域で 2016 年 4 月 19 日に発生した M5.5 と M5.0 の地震につい ては、4月16日の熊本地震の余効変動の中に埋もれてしまい、精確に分離できなかったことを断 っておく。このような背景の下、2019年5月10日の日向灘の地震に伴う変位のオフセットを除 去した(図 4.1.2-15)。国土地理院(2020d)の報告では、この地震による余効変動の大きさは、 地震後の約2か月間で地震時変動の半分をやや超える程度(概ね5mm 程度)とされており、余 効変動の向きは地震時変動と同様に南東方向を示す。震源域近傍の GNSS 観測点時系列からは、 地震時にステップ的な変化が見られ、その後もゆっくりとした変動が継続している様子が示され ている。本事業においても、地震時の変位が大きかった GEONET 佐土原観測点(観測点コード 940095)の時系列を確認してみると、一次トレンドを取り除いた際には、同観測点は、地震後か ら約半年間かけて東方向へ約3~5mm変位していることがわかり、2019年9月末ごろにはその 変動は終息している様子が確認できた (図 4.1.2-16)。 そのようなことから、今回はこの地震によ る余効変動の詳細な解析は行わず、地震時変位のオフセットのみを除去し、時系列を連続にする という作業に留めた。

6) 2016 年熊本地震の余効すべり・定常変位速度などの推定

続いて、2016年熊本地震の余効すべり、解析対象領域の定常変位速度(いわゆる一次トレンド 成分)、年周・半年周変動について、式(3)をもとに推定を行った。地震後のGNSS変位速度場 に対してよく用いられる手法の一つとして、地震前の一次トレンド成分を地震後の時系列より差 し引くという手法がある(例えば、不破・大園,2018)。そこで、本事業においても、2013年1月 1日より2016年3月31日までの約3年間の変位速度が2016年熊本地震前の一次トレンド成分 とほぼ同一であるという仮定の下、一次トレンドの水平成分については±3 mm/yr、上下成分に ついては±5 mm/yrという拘束条件を課し、これまでの地殻変動要素を補正して得られた205観 測点の時系列(2016年4月19日から2020年11月30日までの最長1687日分のデータ)に対 して、余効すべり(Marone et al., 1991)と一次トレンドで表される定常変位速度、年周・半年

$$u(t) = m_1 \cdot ln\left(1 + \frac{t}{\tau}\right) + m_2 \cdot t + m_3 \cdot sin\left(\frac{2\pi t}{T}\right) + m_4 \cdot cos\left(\frac{2\pi t}{T}\right) + m_5 \cdot sin\left(\frac{4\pi}{T}\right) + m_6 \cdot cos\left(\frac{4\pi t}{T}\right) + m_7$$

$$\cdots \quad \overrightarrow{\mathrm{rt}} \quad (3)$$

ここで、u(t)は、時刻tにおける観測データで、 m_1 は余効すべりの振幅、 m_2 が定常変位速度、 m_3 と m_4 が年周変動の振幅、 m_5 と m_6 が半年周変動の振幅、 m_7 が各成分の初期オフセット量と なる。また、 τ は余効すべりの時定数を、Tは年周・半年周変動の時定数を示し、T = 1年とした。 本解析では、τ については未知数ながらも 1~1,000 日という範囲で計画行列の中に組み込み、ま ず、m1からm7までを未知数とした計画行列を作成した。そこで、各観測点の水平・上下変動の 3 成分について上記の時定数ごとに m₁からm₇までを逆解析で推定し、観測値と計算値の残差 が最も小さくなる場合のτを最適値として採用した。ただし、四国地方など 2016 年熊本地震の 震源から離れた領域では、余効すべりの影響は小さいことが予想されるため、本解析で利用した 205 観測点の τ 最適値に関する頻度及び累積頻度分布 (図 4.1.2-17) を作成し、累積相対度数が 0.7 程度の 300 日を余効すべりの時定数の上限(カットオフ時間)とし、それを超える時定数を 有する時系列については、余効すべりの影響は小さく一次トレンドで近似される定常的な変動が 卓越するとみなし、m1の推定は行わず、m2からm7までを推定した。ここで、地震後のGNSS 時系列解析について、一般的には、粘弾性緩和、余効すべり、定常変位速度、年周・半年周変動 を重ね合わせて各係数を同時に推定するというフィッティング手法が用いられる (例えば、不破・ 大園, 2018; Tobita, 2016)。本事業においても同様の手法を試したが、粘弾性緩和や余効すべりの 時定数を含めると9つの未知数を推定することとなり、各観測点で時定数が変わることを許容し た場合、観測点間の系統的な変位速度パターンが失われ、地震前の変位分布と比べてばらつきが 大きくなってしまった。そこで、観測点間のばらつきを軽減するための対策として、不破・大園 (2018)のように余効すべりの時定数を全観測点で統一するという手段もあるが、2016年熊本地 震のように震源域が広域におよぶ場合、それらの地震活動を反映して観測点ごとに余効すべりの 時定数が変わることも十分考えられるため(例えば、Himematsu and Furuya, 2020; Hashimoto, 2020)、本解析では観測点ごとに異なる余効すべりの時定数を用いて解析を行った。

図 4.1.2-18 に弾性層の厚さや粘弾性層の粘性率を変えた 4 つのケースについて、余効すべり による地殻変動の推定値とそれらの時定数の分布を示した。GNSS 変位を用いた 2016 年熊本地 震後の地殻変動に関する先行研究 (Pollitz et al., 2017; Moore et al., 2017) では、九州全域にか けて比較的広範囲に余効すべりが生じている様子が示され、図 4.1.2-18(a),(c) では割と狭い範囲 での余効すべり分布が得られたことから、先行研究と比較して適合性が良くない。一方で、図 4.1.2-18(b),(d) は、先行研究と調和的な結果であったことから、これら 2 つ (弾性層の厚さが 25 km または 30 km で、粘弾性層の粘性率が 5×10¹⁸ Pa・s) のモデルを軸として計算を進めた。 しかし、せん断帯の固着域下限の深さやすべり速度を求める段階で、弾性層の厚さが 30 km のモ デルでは、妥当な解が得られなかったため、本事業では、弾性層の厚さが 25 km、粘弾性層の粘 性率が 5×10¹⁸ Pa・s のモデル (図 4.1.2-18(b))を採用した。余効すべりによる変位補正前後の 時系列を図 4.1.2-19 に、また、同時に求められた定常変位速度を図 4.1.2-20 に示す。比較のた めに灰色の矢印で 2013 年 1 月 1 日から 2016 年 3 月 31 日までの定常変位速度を示したが、概ね 良い一致が確認できる。

最後に余効すべりの推定に関わるいくつかの課題について記載すると、余効すべりは、式(3)の右辺第1項の通り、対数関数で近似される(Marone et al., 1991)ので、ある一定値への漸近

的な挙動は示すがその一定値には収束しない。したがって、全期間のデータを用いてフィッティ ングを行うということは、全期間で余効すべりが進行していることとなり、その期間の定常変位 速度の過小評価につながると考えられる。そこには、余効すべりがいつまで継続する(した)か のカットオフ時間が大いに関係してくる。また、粘弾性構造の不均質性などの影響(例えば、Pollitz et al., 2017; Moore et al., 2017)により、観測点間だけでなく同一観測点の各成分間でも時定数 の違いが生じることがあり、解析上、そこへ任意性が生じる可能性も否定できないことを追記し ておく。地下構造の不均質性を考慮した解析の一つとして有限要素法などを用いた解析もあり、 これらを導入することで、不均質性の改善にはつながるかもしれない。

7) プレート沈み込みに伴う変形の推定

プレート沈み込みによる変形については、一般的に行われている ABIC 基準を用いたバックス リップインバージョン(例えば、Matsu'ura et al., 2007; Yoshioka and Matsuoka, 2013)を実施 した。まず、四国西部から九州地方にかけて沈み込むフィリピン海プレート上面の形状として Hirose et al. (2008) を参照し、深さ5kmから60kmに66枚の矩形断層を設定した(図 4.1.2-21)。 ここでは、未知数を各断層の走向・傾斜方向の 2 成分のバックスリップ速度(式(4)の m)と した。各矩形断層の形状については、長さ・幅ともに約 30 km とし、DeMets et al. (2010)のオ イラーベクトルから計算したアムールプレートに対するフィリピン海プレートの相対運動速度を 各矩形断層の中心位置に与え、グリーン関数(式(4)のG)の計算を Okada (1985) に基づいて 行った。解析に使用したデータ(式(4)の d)は、図 4.1.2-20 の青色矢印で示された 205 観測 点の水平と上下の3成分で、GEONET 観測点以外に原子力機構が設置した稠密観測点データも 含まれる。なお、観測誤差は、水平成分1.0mm/yr、上下成分1.5mm/yrとして計算した。続い て、1 つ目の先験情報として、隣り合う矩形断層間で推定されるバックスリップ速度がなめらか になるよう、スムージングの行列(式(4)のL)を設定し、2つ目の先験情報として、走向と傾 斜方向のバックスリップ速度が DeMets et al. (2010) のオイラーベクトルから計算した相対運動 速度の比率(式(4)のC)に近い値で得られるような解が求まるように解析を行った。最終的に は、評価関数(式(4)のs(m))として、データとデータの予測値に関する残差(式(4)の右辺 第1項)と2つの先験情報による残差(式(4)の右辺第2・3項)を加えたものを設定し、評価 関数を最小にする解を最適値として採用した。ここで、データに係る残差と2つの先験情報に関 する重みをα、βとし、ABIC 最小を満たすものを重みの最適値とした(図 4.1.2-22)。なお、こ の式(4)中のTは、行列の転置を表す。図 4.1.2-23 と図 4.1.2-24 に結果を示したが、四国西部 から九州中部にかけて、バックスリップ速度が速い結果が得られ、先行研究(例えば、Yokota et al., 2016) と調和的な結果となった。また、バックスリップ速度が小さい九州南部においても、 数 mm/yr 程度の西向きの変位速度(図 4.1.2-23 の下図)が得られ、左横ずれ運動が予想されて いる南九州せん断帯において、地下のすべり面を境に北部ではこの運動を促進する効果が、南部 では逆に抑制する効果が期待される。

$$s(m) = (d - Gm)^T (d - Gm) + \alpha^2 L^T L + \beta^2 C^T C \cdots \neq (4)$$

以上の作業により、2016年熊本地震以降に取得された GNSS データについて、考え得る主要 な地殻変動要素(2016年熊本地震による粘弾性緩和・霧島山と桜島の火山性変動・豊後水道のス ロースリップイベント・日向灘地震の地震時変動・プレートの沈み込み)が取り除かれたとみな され、最終的な目的であるせん断帯で生じる地殻変動の推定を行う。

8) 南九州せん断帯における地殻変動の推定

ここまで述べてきた過程を経て得られたアムールプレートに対する変位速度(図 4.1.2-25)を 用いて、半無限弾性媒質中での鉛直横ずれ断層の断層運動モデル(Savage and Burford, 1973) を観測値に対して適用した。このモデルは、*x* = 0を変形中心(すべりが生じている位置)とし、 そこからその走向に対して直交方向に離れた距離を*x*と表す。このとき、変形中心の深部ですべ りが生じ、すべり面を境に両側の地殻がすべり速度*S*で相対運動をするという状況の下、地表か ら深さ*D*までは固着をしてひずみを蓄積し、それ以深ですべりが生じることによって、変形中心 の周囲に弾性変形が生じるというモデルである。このとき、地表で観測される変形中心の走向と 平行な方向の変位速度*v*は、断層を境に arctangent の形となる。これらの関係は、

と表現できる。 x_0 は、せん断帯の変形中心位置のずれ(せん断帯の走向と直交する方向への水平移動距離)で、ある場所を基準として実際に変形中心がそこからどの程度離れているかを示す。 v_0 は、せん断帯の中心位置における変位速度のオフセット量となる。本解析では、仮中心(32.0°N、130.5°E)を基準として、そこから走向方向に±25 km、また、走向と直交する方向に±90 kmの矩形領域に含まれる GNSS 観測点の変位速度 v に対し、式(5)を用いた非線形最小二乗法によるフィッティングを行い、未知数であるS、D、 x_0 、 v_0 の4つの未知数を同時に推定した。ここで、せん断帯の走向は、原子力機構・電中研(2020)に従い、N104.8°Eとした。しかし、従来通りせん断帯内に1つの変形中心を仮定した場合、せん断帯の仮中心に変形中心が存在すると仮定したモデルでは、すべり速度は10 mm/yr程度で推定されたものの、固着域の深さが38 kmとなった。また、せん断帯の仮中心から変形中心がせん断帯と直交する方向であるN14.8°E方向へ移動することを許したモデルでも、すべり速度は約12 mm/yr程度で推定されたが、固着域下限の深さが46 kmと深くなってしまった。このように、固着域下限の深さの推定値が平均的な地殻の厚さを超える結果しか得られなかったことから、せん断帯内に2つの変形中心があると仮定し、Savage and Burford、(1973)を式(6)のように拡張し(例えば、Fukuda and Johnson, 2010)、再度すべり速度や固着域下限の深さ、変形中心の位置を推定した。

$$v(x) = \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{S_1}{\pi} tan^{-1} \left(\frac{x - x_1}{D_1} \right) + \frac{S_2}{\pi} tan^{-1} \left(\frac{x - x_2}{D_2} \right) \right) + v_0 \quad \dots \quad \exists \zeta \quad (6)$$

ここで、先と同様、v(x)は変形中心の走向と平行な方向の変位速度を示す。 $S_1 \ge S_2$ は1つ目 と2つ目の変形中心におけるすべり速度、 $D_1 \ge D_2$ はそれぞれの変形中心における固着域下限の 深さ、 $x_1 \ge x_2$ はそれぞれのせん断帯の仮中心からの距離、 v_0 は変位速度のオフセット量となり、 S_1 から v_0 までの上記7つの未知数を非線形最小二乗法によるフィッティングより推定した。な お、変形中心の走向は、2つともN104.8°E、観測誤差として各成分1.0 mm/yr を仮定した。

その結果、同せん断帯の仮中心より北へ 13.83±6.75 km の位置(32.1206°N、130.5374°E) に1つ目の変形中心が求まり、その固着域の深さは8.13±11.26 km、すべり速度は10.06±4.13 mm/yr という結果が、そして、仮中心より南へ40.98±7.23 km の位置(31.6426°N、130.3896°E) に2つ目の変形中心が求まり、その固着域の深さは5.23±13.36 km、すべり速度は6.43±4.24 mm/yr という結果が得られた(図4.1.2-26、図4.1.2-27)。1つ目の変形中心に関するすべり速 度は、これまでの解析結果(原子力機構・電中研,2020)を下回るとともに、GNSS速度場を用

いたブロック断層モデルの結果(Kimura et al., 2019)で推定された値に近づく結果となった。 さらに、固着域の深さは、Miyamachi et al. (1999) で推定された 1997 年鹿児島県北西部地震の 震源の深さ(M6.5、M6.3の地震については 7~8 km、余震については概ね 10 km 以浅の深さで 発生) とも近い値となった。1997 年鹿児島県北西部地震の震源域における地震発生層下限の深さ に関する分布は、1997年10月から2007年5月までの震源データより推定した伊藤(2008)の D90 分布によると 10-12 km 程度、1993 年 1 月から 2013 年 7 月までの震源データより推定した Matsumoto et al. (2016)のD95分布によると~10.2km 程度であることがわかった。本事業で 得られたせん断帯固着域下限の深さは、これらの研究結果と比べて若干浅めに推定されたが、誤 差を考慮すると概ね調和的な結果であったと考えられる。また、2 つ目の変形中心は、測地学的 にはこれまで知られておらず、図 4.1.2-27 の右図の灰色点線で示したように、原子力機構観測点 を除いて推定を行った場合には、異なる結果が示された。ちなみに、図 4.1.2-27 の右図の灰色点 線で得られた推定値は、すべり速度が10.6±4.4 mm/yrではあったものの、固着域下限の深さが 34.1±30.7 km、変形の中心が仮中心の南部 5.6±14.1 km に存在するという結果であった。した がって、約5年間のGNSS 稠密観測を行ったことで初めて明らかにされた結果であると考えら れる。その他、地震学的には、東西走向の高角な左横ずれの地震列が鹿児島市付近から甑島南端 部をかすめて西方沖へ延びる領域に存在する(角田・後藤,2002)との報告があり、2つ目の変形 中心に関して、走向や左横ずれの運動などが測地学的観測事実と一致する。それに対し、地震調 査研究推進本部の地震調査委員会の長期評価(地震調査研究推進本部, 2013)によると、同領域 には、鹿児島県いちき串木野市から甑海峡南方にかけて分布する市来断層帯が存在する。そのう ち東西方向の活動セグメント(市来区間)を構成する五反田川断層は、地表での長さは約17~25 km、走向は N86°E、傾斜は地表付近で南に 40~60°程度と推定され、右横ずれを伴って北側が 相対的に隆起する正断層である可能性が示されている。ただし、断層の長さとずれ量との経験則 から1回の地震におけるずれの量は3m程度と予想されているが、歴史時代に発生したことが確 かな被害地震は知られていない。また、固着域下限の深さも同領域の地震発生層の厚さを参考に 13 km と見積もられている。GNSSの観測(図 4.1.2-27)では、144番と76番の観測点が市来 断層付近の変位速度を示していると考えられるが、それらの速度差を見るかぎりにおいては、有 意な議論は難しいと考えられる。一方で、せん断帯に直交する方向の速度については、南南西向 きに解析対象領域北部で1mm/yr 程度の速度成分が、南部へ向かうにつれて増加し、対象領域の 南部では 6 mm/yr 程度の速度成分を示し、この 180 km の領域内で概ね 2.8×10⁻⁸ /yr の伸張変 形が進行していることがわかった。このことは、市来断層が正断層で伸張変形を起こしていると の予測に整合的な結果といえる。

9) 南九州せん断帯におけるひずみ速度の計算

最後に、Shen et al. (1996) の手法に基づき、図 4.1.2-25 の水平変位速度を用いてひずみ速度 の主軸とせん断ひずみ速度について調べた(図 4.1.2-28)。ここでは、ひずみ速度を出力するグリ ッド間隔は 0.1°ごとに設定し、各グリッド周辺の半径 25 km 内に含まれる変位速度データを用 いてその周辺の平均的なひずみ速度を推定した。その結果について、1 つ目の変形中心近傍の参 照点(32.1°N、130.5°E、図 4.1.2-28 の上図の橙色の丸)では、N68.4°E 方向へ 4.4×10[®]/yr の 短縮、N21.6°W 方向へ 2.6×10[®] /yr の伸張ひずみ速度が示され、せん断ひずみ速度は 3.5×10[®] /yr であった。2 つ目の変形中心近傍の参照点(31.6°N、130.4°E、図 4.1.2-28 の上図の橙色の 丸)では、N68.7°E 方向へ 1.9×10[®]/yr の短縮、N21.3°W 方向へ 4.2×10[®] /yr の伸張ひずみ速 度が示され、せん断ひずみ速度は 3.1×10[®]/yr であった。どちらの参照点においても、大きさ方 向ともに大きな違いは見られなかった。図 4.1.2⁻¹ の左図に示したせん断ひずみ速度分布と比較 すると、帯状のせん断ひずみ速度の高い領域が小さくなっていること、その傾向が西部で顕著で あることがわかる。これについては、図 4.1.2・1 ではプレート沈み込みなどの影響が除去されて いないことや 1997 年鹿児島県北西部地震直後のデータを用いているためそれらの余効変動が含 まれている可能性が高いこと、その他の地震で生じたであろうひずみ・応力の再配分の影響、観 測点分布が現在と比べて少なかったことなどの違いが影響している可能性がある。さらに、南九 州せん断帯で明瞭な活断層が形成されない理由の一つとして、すべり速度の時間変化が生じてい る可能性があるのかもしれない。また、活動的火山が存在することから、熱的な要因も関係する ことが推測される。いずれにせよ、地層処分に地殻変動データを適切な情報として取り込むため には、本解析の流れ(図 4.1.2・2)で示したような複数に及ぶ変動要因を考慮し、余効すべりと粘 弾性緩和の分離に代表されるようにいくつかの試行錯誤的なプロセスも含まれるが、それらの作 業を適切かつ丁寧に実施してゆくことが重要であると考えられる。



図 4.1.2-1 九州地方のせん断ひずみ速度分布(左)とGNSS 観測点配置(右) 左図) 1998 年 1 月 1 日~2001 年 12 月 31 日の国土地理院 GEONET データより推定したせん 断ひずみ速度分布。32°N 付近に東西方向に広がるせん断ひずみ速度の高い領域(南九州せん断 帯)が確認できる。桃色曲線で、活断層や活断層の疑いのあるリニアメントなど(活断層研究会 編, 1991)を、黒丸で GNSS 観測点を示した。右図)青丸及び黒丸は、GEONET 観測点、赤丸 は、原子力機構が構築した GNSS 稠密観測網の観測点を示す。6 桁の数字を付した青丸の観測点 は、座標値推定の際、基準点として利用した。





GNSS データ解析や座標変換、共通誤差成分の除去を行った後の粘弾性緩和の計算は、対象領 域に数 mm 以上の地殻変動を生じさせる地震が発生していない場合、次のステップの火山性地殻 変動の推定へ、周囲に火山が存在しない場合、さらに次の非定常な変動の推定へ移る。それもな いと判断した場合、次へ。その後の余効すべりの推定については、粘弾性緩和の計算と並行して 実施されることが多く、概ね M5.0~6.0 以上の地震が発生していなければ、プレート沈み込みに よる弾性変形の推定へ、それもなければ、内陸の断層すべりによる地殻変動の推定へ進む。



図 4.1.2-3 原子力機構の GNSS 観測から得られた各観測点の日座標値の時系列 青丸は南北方向(北向きを正)、赤丸は東西方向(東向きを正)、緑丸は上下方向(上向きを正) を示す。東西方向は+50 mm、上下方向は-150 mm だけずらして表示した。桃色の縦線は、2016 年熊本地震(M7.3)の発生日(2016 年 4 月 16 日)を示す。



図 4.1.2-3 原子力機構の GNSS 観測から得られた各観測点の日座標値の時系列(続き)





図 4.1.2-4 共通誤差成分の除去前後での時系列

左図に観測点の分布と右図の時系列を取得した観測点の位置を桃色丸で示す。右図に GNSS 変 位の時系列を示す。灰色は共通誤差成分除去前の時系列を、青色、赤色、緑色で共通誤差成分除 去後の時系列を示す。それぞれ、南北(北向きを正)、東西(東向きを正)、上下(上向きを正) 方向を示す。



図 4.1.2-5 2016 年熊本地震の粘弾性緩和に伴う地殻変動

国土地理院(2016)の2016年熊本地震の断層モデル(緑色の矩形 A1, A2, B)を用いて計算した地震発生より5年経過時の地殻変動。上図が水平、下図が上下成分を示す。水平成分については、弾性層の厚さや粘弾性層の粘性率を変えた結果を、上下成分については、弾性層の厚さが25km、粘弾性層の粘性率が5.0×10¹⁸ Pasの結果を示した。



図 4.1.2-6 粘弾性緩和の除去前後での時系列

左図に観測点の分布と右図の時系列を取得した観測点の位置を桃色丸で示す。右図に GNSS 変 位の時系列を示す。灰色は粘弾性緩和に伴う地殻変動の除去前の時系列を、青色、赤色、緑色で 粘弾性緩和に伴う地殻変動の除去後の時系列を示す。それぞれ、南北、東西、上下方向を示す。



図 4.1.2-7 霧島山・桜島の火山活動に伴う地殻変動の推定に利用した観測点分布 黒色丸及び青色丸で霧島山・桜島の火山活動に伴う地殻変動の推定に利用した観測点を示す。 6桁の数字は GEONET 観測点コードを示す。灰色丸は火山活動の解析では利用しなかった GNSS 観測点を示す。霧島山(橙色丸1つ)・桜島(赤色丸2つ)の圧力源の位置も同時に示した。



図 4.1.2-8 霧島山・桜島の火山活動に伴う各圧力源の体積変化の推定値 本事業で推定された霧島山の圧力源の体積変化を橙色丸で、桜島の圧力源の体積変化を赤色丸 で示した。また、灰色太線で、国土地理院(2020b, c)による各圧力源の体積変化に関する推定 結果を示した。



図 4.1.2-9 霧島山・桜島の火山変動の除去前後での時系列

左図に観測点の分布と右図の時系列を取得した観測点の位置を桃色丸で示す。右図に GNSS 変 位の時系列を示す。灰色は霧島山・桜島の火山変動の除去前の時系列を、青色、赤色、緑色で霧 島山・桜島の火山変動の除去後の時系列を示す。それぞれ、南北、東西、上下方向を示す。



図 4.1.2-10 霧島山・桜島の火山活動に伴う地殻変動

それぞれの圧力源の体積変化推定値をもとに、2016年4月19日をゼロとして、2020年11月 30日時点の地殻変動を示す。上図が水平、下図が上下成分を示す。上下成分については、2018年 3月の新燃岳噴火後の沈降を除き、全ての観測点で隆起を示した。橙色丸は霧島山の圧力源(1 つ)、赤色丸は桜島の圧力源(2つ)の位置を示す。



図 4.1.2-11 豊後水道で発生したスロースリップの補正前後での時系列 左図に観測点の分布と右図の時系列を取得した観測点の位置を桃色丸で示す。右図に GNSS 変 位の時系列を示す。灰色は 2018 年 6 月以降に豊後水道で発生したスロースリップの補正前の時 系列を、青色、赤色、緑色でスロースリップ補正後の時系列を示す。それぞれ、南北、東西、上 下方向を示す。



図 4.1.2-12 豊後水道で発生したスロースリップに伴う地殻変動 左図に推定されたスロースリップに伴う水平変動を、右図に上下変動を示す。イベントの期間 は、2018 年 6 月から 2019 年 10 月頃まで。その期間中に生じた累積変位量を示す。



図 4.1.2-13 解析対象領域で発生した地震

気象庁の震源データをもとに 2016 年 4 月 19 日~2020 年 11 月 30 日に深さ 50 km 以浅で発生 した地震をプロットした。灰色の点は M1 以上 M5 未満の地震を示し、M5 以上の地震について は、丸印で発生日を付して示した。また、M5 以上の地震に対し、Okada (1995)の経験則に基づ き、10 mm 以上の地震時変位が期待される範囲を桃色の点線で示した。



図 4.1.2-14 2019 年 5 月 10 日に発生した日向灘の地震(M6.3, M5.6)に伴う地殻変動



図 4.1.2-15 2019 年 5 月 10 日に発生した日向灘の地震によるステップ除去前後の時系列 左図に観測点の分布と右図の時系列を取得した観測点の位置を桃色丸で示す。右図に GNSS 変 位の時系列を示す。灰色は 2019 年 5 月 10 日に発生した日向灘の地震によるステップ除去前の 時系列を、青色、赤色、緑色で地震によるステップ除去後の時系列を示す。それぞれ、南北、東 西、上下方向を示す。



図 4.1.2-16 2019 年 5 月 10 日の日向灘の地震によるステップ・トレンド除去後の時系列 左図に観測点の分布と右図の時系列を取得した観測点の位置を桃色丸で示す。右図は、日向灘 の地震によるステップと一次トレンドを除去した GNSS 変位の時系列を示す。青色、赤色、緑色 は、それぞれ、南北、東西、上下方向の変位を示す。



図 4.1.2-17 余効すべりの時定数の頻度分布 緑色曲線が時定数の累積相対度数を紫色の 棒グラフが頻度を示す。



図 4.1.2-18 余効すべりによる地殻変動の推定値とそれらの時定数の分布(その I) 上図は 2016 年熊本地震(黄色の星印)の粘弾性緩和による変動について、弾性層の厚さを 25 km、粘弾性層の粘性率を 2×10¹⁸ Pas、下図は粘性率を 5×10¹⁸ Pas とした場合の GNSS 観測期 間にあたる 1,687 日(約 4.6 年)間の余効すべりによる累積地殻変動量の推定値を示す。また、 それらの時定数を丸印で色分けして表示し、時定数が 300 日を超えた観測点については、白色丸 で示した。さらに、同期間に深さ 30 km 以浅で発生した M1.0 以上の地震を水色丸(データは、 気象庁の地震月報(気象庁, 2021)を利用)で、活断層や活断層の疑いのあるリニアメントなど (活断層研究会編, 1991)を茶色曲線で示した。



図 4.1.2-18 余効すべりによる地殻変動の推定値とそれらの時定数の分布(そのII) 上図は 2016 年熊本地震(黄色の星印)の粘弾性緩和による地殻変動について、弾性層の厚さ を 30 km、粘弾性層の粘性率を 2×10¹⁸ Pas、下図は粘性率を 5×10¹⁸ Pas とした場合の GNSS 観測期間にあたる 1,687 日(約 4.6 年)間の余効すべりによる累積地殻変動量の推定値を示す。 その他については、図 4.1.2-18(そのI)と同様。



左図に観測点の分布と右図の時系列を取得した観測点の位置を桃色丸で示す。右図に GNSS 変 位の時系列を示す。灰色は余効すべり補正前の変位時系列を、青色、赤色、緑色で余効すべり補 正後の時系列を示す。それぞれ、南北、東西、上下方向を示す。2016 年熊本地震の粘弾性緩和に ついて、弾性層の厚さを 25 km、粘弾性層の粘性率を 5×10¹⁸ Pas としたモデル(図 4.1.2-18(b)) による結果を基に計算した。



図 4.1.2-20 アムールプレートに対する定常変位速度の分布

図 4.1.2-18(b) のモデルをもとに余効すべりと定常変位速度の同時推定を行った際の定常変位 速度(2016年4月19日~2020年11月30日)を青色矢印、また、定常変位速度(2013年1月 1日~2016年3月31日)を灰色矢印で示す。黄色の星印は2016年熊本地震の震央を示しGNSS 観測期間中に深さ30km以浅で発生したM1.0以上の地震を桃色丸(データは、気象庁の地震月 報(気象庁, 2021)を利用)で示した。さらに、活断層や活断層の疑いのあるリニアメントなど (活断層研究会編, 1991)を茶色の曲線で示した。



図 4.1.2-21 フィリピン海プレート上面の形状と本解析に用いた矩形断層 Hirose et al. (2008) によるフィリピン海プレート上面の等度線を桃色のコンターで示した。プ レート沈み込みに伴う変形を推定するため、66 枚の矩形断層を用いてその形状を近似した。



図 4.1.2-22 ABIC の分布

ABIC が最小となる値(α=0.1040, β=0.1930)を黄色の星印で示した。計算は、2016 年熊本地 震の粘弾性緩和による地殻変動について、弾性層の厚さ 25 km、粘性率 5×10¹⁸ Pas の二層構造 モデルを仮定した場合について示す。



図 4.1.2-23 推定されたバックスリップ速度分布

上図は、フィリピン海プレートとアムールプレートの固着によるバックスリップ速度とそのコンターを、下図は、GNSS 観測点の観測値である変位速度(青色矢印)とバックスリップに伴う 変位速度の計算値(緑色矢印)を示す。バックスリップ速度分布のコンターは、上・下図ともに 同一。



図 4.1.2-24 推定されたバックスリップ速度の標準偏差(上)と解像度分布(下) 上図については、観測値の密な陸域直下で小さな標準偏差(寒色)、観測値が得られていない海 域で大きな標準偏差(暖色)を示す。下図については、観測値の密な陸域直下で高い解像度(暖 色)、観測値が得られていない海域で低い解像度(寒色)を示す。これらの計算では、走向・斜方 向の推定値に対する標準偏差及び解像度の平方和の平方根をとって示した。



図 4.1.2-25 熊本地震後の速度場からプレートの沈み込みによる変形を除去した変位速度場 共通誤差成分、図 4.1.2-18(b) のモデルをもとに 2016 年熊本地震の粘弾性緩和、余効すべり、 霧島・桜島の火山変動、スロースリップイベントによる変動、地震時のステップ、プレート沈み 込みによる変形などを補正したアムールプレートに対する定常的な変位速度場。残りの地殻変動 要素である、内陸のブロック運動やそれらの境界の断層運動(固着)で生じる変位を表している。 GNSS 観測期間中に深さ 30 km 以浅で発生した M1.0 以上の地震を桃色丸 (データは、気象庁の 地震月報(気象庁, 2021)を利用)で示した。また、活断層や活断層の疑いのあるリニアメント など(活断層研究会編, 1991)を緑色の曲線で示した。



図 4.1.2-26 せん断帯に平行・直交する方向の変位速度成分

入力値として用いた変位速度(図 4.1.2-25)を灰色矢印、そのうち、せん断帯の走向(N104.8°E) に平行な方向の変位速度成分を赤色矢印、直交する方向の変位速度成分を青色矢印で示した。せん断帯のすべり速度などの推定を行う対象領域を長方形で、使用した観測点に番号を付した。また、1つ目の変形中心を紫色、2つ目の変形中心を緑色で示した。



図 4.1.2-27 解析対象領域の変位速度(左)とそれらの変位速度プロファイル(右) 左図は、図 4.1.2-26 に関する解析対象領域付近の拡大図。右図は、せん断帯に平行な方向の変 位速度成分のプロファイルを示し、せん断帯の仮中心(130.5°E, 32.0°N)から北向き(N14.8°E 方向)を正、南向き(S14.8°W方向)を負の距離で示した。原子力機構の稠密観測点で得られた データを赤色丸、GEONETより得られたデータを黒色丸で10の信頼区間とともに示した。また、 最小二乗フィッティングより得られた最適解を青色曲線、1 つ目の変形中心を紫色の直線と同色 の10の信頼区間とともに、2 つ目の変形中心を緑色の直線と同色の10の信頼区間とともに示し た。灰色点線は原子力機構観測点を除いて推定した場合の解の一例を示す。



図 4.1.2-28 ひずみ速度の主軸分布(上)とせん断ひずみ速度分布(下) これらは、図 4.1.2-25 に示した水平変位速度を基に Shen et al. (1996)の手法を用いて推定した。上図)青色で短縮を、赤色で伸張を示す。せん断帯の二つの変形中心も示した。橙色の丸はひずみ速度の参照地点を示す。下図)暖色ほどせん断ひずみ速度が大きいことを示す。

(2) 地質学的手法による検討

本事業では、地下に伏在する活構造に伴う力学的影響範囲を把握するため、破砕帯や小断層の 断層面に発達する線構造(条線)に記録されている運動方向のデータを用いた解析を実施してき た。南九州せん断帯における昨年度までの事例研究では、応力逆解析(Yamaji, 2000;佐藤ほか, 2017)によって抽出された、南九州せん断帯の左ずれの変形方向と調和的な応力場を示す領域が、 リニアメントの密集域や、1997年の鹿児島県北西部地震の余震域と重なった分布を示すことが 示唆された(原子力機構・電中研, 2020)。令和2年度は、南九州せん断帯の変形方向と調和的な 応力場を示す領域の特定に係る信頼性の向上を図るため、小断層データを拡充して解析を実施し た。

地質調査を実施した地域は、昨年度までと同じく、図 4.1.2-29 の通りである。本地域は、後期 白亜紀の四万十帯堆積岩類(主に砂岩・泥岩)及び中期中新世の紫尾山花崗閃緑岩を基盤とし、 四万十帯堆積岩類は、北薩火山岩類などの更新世火山岩類に広く覆われる。今年度は、調査範囲 の中で最も広く分布する基盤岩である四万十帯柊野(くきの)層に発達する破砕帯・小断層から データ収集を行った。柊野層は、主に砂岩からなり、一部で泥岩を挟む。堆積年代は後期白亜紀 の Coniacian であり(米田・岩松, 1987)、付加体を被覆する堆積物とされている(斎藤ほか, 2010)。

四万十帯の岩石の面構造としては層理、節理、断層のほか、泥岩中に発達する劈開や破断した 砂岩レンズの配列で規定される構造性面構造がある。これらの面構造を種類ごとに区別し、分布 や姿勢、産状を記載した。運動センスは、線構造が認められる面について、主に破断ステップ(狩 野・村田, 1998)や、周囲よりも相対的に硬い粒子が変位した際に形成される溝状の傷

(asymmetric grooves 及び asymmetric ridges; Mino et al., 2001)に基づき推定した。石英脈 や方解石脈を伴う面については、付加ステップ(狩野・村田, 1998)による運動センスの推定方 法も採用した。肉眼で明らかに変位の認められる断層に加え、一見節理に見える面構造でも、面 上に線構造が発達し、破断ステップなどから運動センスが推定できる場合がある。本事業では、 線構造が発達し、運動センスが推定できた面はすべて小断層と呼ぶ。さらに、周囲の岩盤よりも 相対的に割れ目が密に発達し、角礫化・細粒化して断層ガウジ、断層角礫、カタクレーサイトの 断層岩を伴うものを破砕帯と呼ぶ。破砕帯には姿勢の異なる複数の連続性の良い(線構造を伴う) 破断面が認められることがあるが、それらの1本ずつを小断層として記載した。

小断層データを用いた解析を実施する際には、四万十帯形成時のせん断変形が成因となってい る可能性のある層理面や泥岩中の劈開に沿ったデータは除外し、これらの面構造を切る小断層の 線構造がより最近の運動方向を記録しているものとみなして解析データに採用した。解析に採用 した小断層データは、昨年度までに得られた 349 本と合わせて合計で 418 本となった(図 4.1.2-30)。このうち破砕帯として認められたものは 34 本で、その分布に顕著な偏在性は認めら れなかった。確認された破砕帯のほとんどは幅数 10 cm 以内と規模が小さく、連続性に乏しい。

今年度の解析では、以下に示す2つのアプローチを採用した。1つ目は、本地域の微小地震から求めた応力と、小断層データとの比較に基づく検討である。原子力機構(2018)では、2002年6月~2015年12月までに本地域で発生したマグニチュード1.9以上3.5未満の地震の詳細な震源決定を行ったうえで、個々の地震のメカニズム解を用いた応力インバージョン解析を行っている。合計181個の地震データから求められた本地域(原子力機構,2018の図3.3-40のRegion Cに相当)の最適応力は、北東-南西圧縮、北西-南東引張の横ずれ型を示す(図4.1.2-31)。当該地域で得られた地震メカニズム解のほとんどは、最適応力から計算される理論的なすべり方向と実際のすべり方向との角度差(ミスフィット角)が30°以下であった。つまり、当該地域で得られた地震メカニズム解のほとんどは1つの応力で説明ができ、かつ当該地域の現在の応力場は比較的均一であると言える。したがって、この微小地震から求めた応力は本地域の現在の応力と見

なすことができると考えられる。

小断層データとの比較は次のように行った。初めに、微小地震から求めた最適応力が地質調査 で観察した各小断層に作用した時の、断層面にかかる最大せん断応力の方向を計算する。続いて、 計算した最大せん断応力の方向と観察した小断層の実際のすべり方向との角度差(ミスフィット 角)を計算する。現在の応力で小断層が変位した場合、ミスフィット角は小さく見積もられるこ とになるので、ミスフィット角が 30°以下となった小断層の分布傾向を調べた。

その結果、鹿児島県北西部地震のうちの 1997 年 3 月 26 日に発生した M_j6.6 の地震(鹿児島大 学理学部, 1997)の東西方向の余震域に最も近く、東西方向のリニアメントの密集部(後藤ほか, 2020)に位置するドメイン 5 にほぼ重なるように、ミスフィット角が 30°以下となる小断層の 分布が卓越する傾向が認められた(図 4.1.2-32)。なお、これらの領域内においても、現在の応力 と調和する(ミスフィット角が 30°以下)小断層データは、当該領域の測定データ全体の 25%程 度であった。ただしこの傾向は、活断層(阿寺断層)を対象とした同様の解析で得られた傾向(藤 内ほか, 2011)と同様である。さらに、それより約4 km 北に位置するドメイン 2 の領域におい ても、ドメイン5ほどではないものの、ミスフィット角が 30°以下となる小断層の分布が相対的 に卓越する領域が東西トレンドで分布する様子が見られる。

2つ目のアプローチは、Yamaji (2000)や佐藤ほか (2017)などによる応力逆解析を適用する 方法である。応力逆解析は、断層のすべり方向がせん断応力に平行であると仮定する Wallace-Bott 仮説に基づき、多数の小断層の面構造・線構造の姿勢と運動センスのデータからそれらの小 断層の運動を説明する応力を逆解析的に検出する手法である。応力の検出には Yamaji and Sato

(2012)の多重逆解法ソフトウェアを用いた。応力逆解析は、昨年度の検討で抽出されたリニア メントの主な卓越方向、及び鹿児島県北西部地震の余震域の一つと平行な東西に延びる複数の領 域(ドメイン)に区切って行い(図 4.1.2-29)、南九州せん断帯の左ずれセンスと調和的な応力場 を示す領域を調べた。ドメインの幅は、鹿児島県北西部地震のうち M_j6.6 の地震の余震域の幅に 近い 1.85 km (緯度にして1分)とした。

応力逆解析の結果、鹿児島県北西部地震のうちの M_j6.6 の地震の東西方向の余震域に最も近く、 東西方向のリニアメントの密集部に位置するドメイン5で、左ずれの東西性のせん断帯を規定す る北東一南西圧縮・北西-南東引張の応力場が卓越する傾向が認められた(図 4.1.2-33)。ドメイ ン2においても一部は、左ずれの東西性のせん断帯と調和的な東北東-西南西圧縮・北北西-南 南東引張の応力場で説明できそうであるが、せん断帯の運動センスとは調和しない西北西-東南 東圧縮の応力場も卓越し、応力解の全体的な傾向はドメイン5とは異なる。その他のドメインか らは、北東-南西圧縮、北西-南東引張の応力場は認められない。

応力逆解析に採用した小断層には、現在の応力のもとで形成(上書き)された条線を持つもの に加え、過去の古い応力場のもとで形成された条線が残存しているものも混在していると考えら れる。そこで、過去の古い応力場と現在の応力場との識別に係る説明を容易にするため、柊野層 に発達する小断層のみを対象として応力逆解析を実施した。柊野層形成時期(Coniacian)の西南 日本における海洋プレートの運動方向や、その後の本地域における主要なテクトニックイベント から復元される応力場は、いずれも現在の南九州せん断帯における左ずれの応力場とは異なる(図 4.1.2-34)。柊野層の範囲で得られた小断層データは342本であり、このうち破砕帯として認めら れたものは23本であった。これらを対象とした応力逆解析の結果は、北東一南西圧縮・北西-南 東引張の応力場が卓越するドメイン5に対し、ドメイン2では応力解がばらつき、ドメイン5と は大きく異なる結果となった(図 4.1.2-35)。ドメイン3、4及び6にも、北東一南西圧縮・北西 -南東引張の応力場は認められなかった。 ドメイン5が示す応力解には、いずれも北西-南東トレンドの o3 軸を持ち、北東ないし南西に 高角傾斜する o1 軸を持つ正断層性のものと、北東-南西トレンドでほぼ水平な o1 軸を持つ横ず れ断層性のものとが認められる。地震データに基づく解析からは、前述した本研究における検討 に加え、既往研究(Yukutake et al., 2015)においても、本地域では北西-南東引張の応力場と なるが、これはドメイン5が示す応力解と調和的であると言える。南九州せん断帯の領域に位置 する霧島火山群の分布も、北西-南東引張の応力場の下で形成される東西走向の左ずれ断層と北 東-南西走向の正断層に規制されていると主張されているが(鍵山, 1994)、ドメイン5が示す応 力解は、この主張とも矛盾しない。

地質調査を行った範囲は、GNSS観測に基づく計算から得られた2本の変形中心(図 4.1.2-27) の間に位置する。すなわち、範囲全体が南九州せん断帯の中に含まれるが、小断層がせん断帯の 影響で変位している領域は、ドメイン5で示されるように部分的であることが分かった。左ずれ のせん断帯に伴う地殻の変形は、GNSS観測から推定されるひずみ集中帯の範囲内で漸移的に進 行しているのでなく、(おそらく複数個所で)局所的に進行している可能性がある。以上の地質学 的検討は、地形的に不明瞭な活構造による破壊や変形の力学的影響範囲を把握する手法の一つに なり得ると言える。

一方、ひずみ集中帯のどこで変形が局在化するか、あるいは、変形の局在化が広域的なテクト ニクスとどのように関連しているかについて議論するためには、より広い範囲での地質調査から の検討が必要である。また、GNSS 観測や自然地震観測によるデータから地下の地質構造を詳し く議論できるようになるためには、一般的には少なくとも、数年単位での観測を継続することが 必須となる。地層処分事業などのプロジェクトにおいては、これらの観測データに基づく議論が 定まるよりも前に地質調査に着手することが求められることも想定される。概要調査から精密調 査へ進む地層処分サイト選定プロセスのように、段階的に範囲を絞っていく調査においても、定 期的に広域的な観測データを見直し、個々の調査結果を踏まえて下された解釈の妥当性検証を繰 り返すことが重要である。


図 4.1.2-29 踏査範囲周辺の地質図とリニアメント分布

白枠は応力逆解析を実施した各ドメインを示す。地質分布は産総研地質調査総合センターの日本シームレス地質図 V2 に基づく。リニアメント分布は後藤ほか(2020)による。黒点は気象庁 データに基づく 1997 年から 2001 年までの微小地震分布を示す。星印は 1997 年の鹿児島県北 西部地震の震央で、鹿児島大学理学部(1997)による。



図 4.1.2-30 解析に採用した小断層(緑丸)及び破砕帯(赤丸)の分布 地質図の凡例は図 4.1.2-29 と同じ。



図 4.1.2-31 踏査範囲周辺の地震データを用いた応力インバージョン解析の結果 (a)~(d)は解析対象期間(2002年6月~2015年12月)の南九州の微小地震分布を示し、(a) の赤点線囲みが応力インバージョン解析に含めた微小地震の分布範囲である。(e)は応力インバ ージョン解析の結果で、丸印は最大主応力(S₁)軸、三角印は中間主応力(S₂)軸、四角印は最 小主応力(S₃)軸の方向をそれぞれ示す。これら3つの主応力軸の95%信頼領域は、背景にプロ ットされたより小さな記号の分布によって表現されている。(f)はミスフィット角及び応力比の計 算結果のヒストグラムを示す。いずれのデータも原子力機構(2018)による。



図 4.1.2-32 微小地震から求めた最適応力と小断層とのミスフィット角の分布

黒四角の囲みは応力逆解析におけるドメイン区分を示している。等高線図はミスフィット角 30 度以下の小断層のカーネル密度分布を示す。バンド幅は Maximal Smoothing Bandwidth (Terrell, 1990; Fotheringham et al., 2000)、カーネル関数に Gaussian Kernel を用いた。本事例の場合、 バンド幅は 1973 m と計算され、地質踏査を行った沢の平均的な分布間隔と概ね一致し、データ 空白域の相互補完として有効であると言える。また、鹿児島県北西部地震のうち Mj6.6 の地震の 余震域の幅とも概ね一致する。さらに、このようなバンド幅の検討は、対象地域のデータ地点間 隔の制約要因となる沢の分布間隔を踏まえた調査範囲ならびにデータ量の検討にも応用すること ができる。背景の陰影図は地理院タイル(陰影起伏図)、(傾斜量図)を使用した。



各ドメインの一番左のステレオネットは、小断層の姿勢の極をプロットしたものである。



時代の新しい順に示してある。



図 4.1.2-35 柊野層に発達する小断層のみを対象とした応力逆解析結果

4.1.3 1984 年長野県西部地震の余震域を事例とした検討

1984年長野県西部地震(1984年9月14日発生)は、長野県王滝村を震央とする Mj 6.8 の極 浅発地震であるが、地表地震断層は確認されなかった(山科ほか, 1985)。本項では、地下には活 構造が伏在し、活断層地形は不明瞭である本地震の余震域を事例として、検討対象とした地理的 範囲の広い順に、地球物理学的検討、地形学的検討、地質学的検討について述べる。

(1) 地球物理学的検討

測地学的な検討として、1984 年長野県西部地震の震源域近傍(図 4.1.3・1 赤色星印) における GNSS 変位速度を用いたひずみ速度分布について、2007年1月1日から2009年12月31日の GEONET F3 解(中川ほか, 2009)を用いて解析を行った。この解析では、Shen et al. (1996)の 手法によりひずみ速度の推定を行っている。同期間中に同領域で Mj 5.0 を超える地震は発生し ていない。まず、ひずみ速度推定の入力データとなるユーラシアプレートに対する中部地方東部 から関東地方西部にかけての領域における上記3年間の変位速度を示した(図4.1.3-1)。概ね、 西北西方向へ約2 cm/yr 程度で変位しており、1984 年長野県西部地震の震源は、新潟神戸歪集中 帯(Sagiya et al., 2000)の外に位置するものの、非常に隣接した位置であることがわかる。これ らの変位速度より推定されるせん断ひずみ速度(図 4.1.3-2)は、1984年長野県西部地震の震源 域付近で 4.0×10⁻⁸/yr、面積ひずみ速度(図 4.1.3-3)は、1.3×10⁻⁷/yr で収縮していることがわ かった。同時にこの収縮域は、御嶽山の北東部を中心とした直径約 50 km の収縮域(1.0×107 /yr) に位置し、2014 年の御嶽山噴火の噴火前の準備過程との関連が予想されるが、詳細につい ては今後の検討課題である。ひずみ速度主軸分布(図 4.1.3・4)については、N41.55°W方向へ 1.0×10⁻⁷ /yr の短縮、N48.45°E 方向へ 2.4×10⁻⁸ /yr の短縮という結果が得られた。1984 年長 野県西部地震の主要な破壊は、西南西方向の長さ約 10 km の断層の右横ずれ断層運動によるもの で、余震分布や地震のメカニズム解の情報などと合わせると(溝上ほか,1985)、前者の短縮方向 はこの地震を発生させた P 軸の方向と調和的であった。

地震学的な検討として、1984 年長野県西部地震の余震域周辺の地震によるメカニズム解なら びにそれらの P 軸方向の分布をまとめた (図 4.1.3-5)。図 4.1.3-5 のメカニズム解・P 軸の方向 は 1997 年 10 月 1 日から 2020 年 12 月 31 日までの気象庁一元化震源のうち、気象庁により P 波初動メカニズム解が推定された57個の地震について示している。この領域近傍では、Yukutake et al. (2010)が小地震の P 軸の分布を推定しているが、この 57 個の地震の P 軸の分布もそれと 調和的な方向を示す。図 4.1.3-5 の挿入図に示したように、この領域での P 軸の方向は、概ね西 北西・東南東方向を示している。また、既往文献に基づき、余震域の広がり、応力場の地域性を図 4.1.3-6 にまとめた。溝上ほか(1985)は、1984 年長野県西部地震直後の余震活動と主な余震のメ カニズム解から、図 4.1.3-6 の緑の網掛け領域で示した、地表には断層が現れなかった潜在断層 領域を6つ推定した。網掛け領域内の矢印は、溝上ほか(1985)による横ずれすべりの方向を示す。 これらの領域の分類は、Yamazaki et al. (1992)の 1986 年長野県西部合同地震観測で得られた余 震のメカニズム解の分類領域ともほぼ調和的である。また、Yukutake et al. (2010)は、1984年 長野県西部地震の本震断層東側の領域での応力場の空間変動を推定し、主に3つの領域に分割さ れることを示した。1つ目の領域は、σ1軸は主に西北西・東南東方向、σ2軸は水平方向である領域 である(図 4.1.3-6の黄色の領域)。2つ目の領域はその西側の領域で、σ₁軸はほぼ南北方向、σ₂ 軸は水平方向にあり、応力比が低い領域(図 4.1.3-6 の青の領域)である。3つ目の領域は、σ2軸 の plunge が鉛直に近い領域(図 4.1.3-6 の赤の領域)である。これらの研究から、長野県西部地 震の本震周辺ならびに北東部では、西北西・東南東方向に *G_{Hmax} を*持つ逆断層ないし横ずれ性の応 力場が、顕著であることが分かる。Yukutake et al. (2010) で推定されたような数 km 範囲の地 域性が見て取れるものの、おおむね西北西・東南東ないし東西方向の圧縮場となっている。

地球電磁気学的な検討として、検討対象地域で発生した地震の震源域に関する知見を、既往文 献(Ichihara et al., 2018; 飯尾ほか, 2000; Kasaya et al., 2002)を基に整理した。2017 年長野 県南部の地震(M5.6)は御嶽山南東麓(長野県木曽町から王滝村にまたがる地域)で発生した、 西北西一東南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型地震である(名古屋大学, 2017; 気象庁, 2017)。本 震、余震とも震源の深さは2~4 km と推定され、周辺の群発地震の震源約4~9 km と比較して かなり浅いと考えられている(Ichihara et al., 2018; Terakawa, 2017)。御嶽山麓では地下深部 の流体が群発地震の活動に関与していると考えられているため(Takahata et al., 2003; Nishio et al., 2010)、地震地域浅部の流体経路を詳細に把握することで、浅部地震である当該地震の発 生機構を解明できる可能性がある。Ichihara et al. (2018) は約 10,000 Hz~0.2 Hz の周波数帯 を用いた広帯域地磁気・地電流(MT)探査を実施し、約5km以浅の範囲の高解像度の三次元比 抵抗解析を試みた。その結果、同位体比分析(Takahata et al., 2003; Nishio et al., 2010; Sano et al., 2015) によりマントル起源の流体の存在が示唆された箇所の下部に 300Ω・m 未満の低比 抵抗領域が認めれ、その低比抵抗領域の境界付近に震源が集中していた。以上のことから、当該 地域下部の岩質、温度及び流体の不均質な分布に起因する応力集中領域が、高・低比抵抗境界と して高い空間分解能で把握できた事が示されている。また、1984年長野県西部地震の震源域周辺 の電気伝導度構造については、震源断層が不均質性の境界部に位置し、不均質構造は4km程度 の規模を持つとの報告がある(飯尾ほか, 2000; Kasaya et al., 2002; Kasaya and Oshiman, 2004)。 1984 年長野県西部地震及び 2017 年長野県南部の地震における地下の不均質性の空間規模は、図 読から数 km 程度で、パッチワーク状に低比抵抗部と高比抵抗部が分布している。なお、飯尾ほ か(2000)は、1984年長野県西部地震において地表地震断層が現れなかった理由として、地表付 近の低比抵抗部が塑性変形することにより破壊の進行が妨げられた可能性を述べている。以上の 既往文献により、検討対象地域の地震活動に関与すると考えられる地下深部の流体の経路を低比 抵抗分布として、流体による飽和度の差異、及び震源断層や応力集中領域の範囲を高・低比抵抗 境界として高い精度で推定可能であるとの知見が得られた。

測地学的、地震学的、地球電磁気学的な検討からは、御嶽山の火山活動や 2017 年の地震の影響、あるいはこれらにおける km オーダーの不均質性の考慮が必要であるものの、おおむね西北 西-東南東方向ないし北西-南東方向の圧縮応力場の推定が妥当と判断される。これは塚原・池 田(1991)などにより示されてきた本州中央部の応力場と調和的である。



図 4.1.3-1 ユーラシアプレートに対する GNSS 変位速度分布 2007年1月1日から 2009年12月31日までの平均変位速度。赤星は1984年長野県西部地震 の震央、赤三角は御嶽山を示す。また、新潟ー神戸歪集中帯に灰色のハッチをかけて示した。



図 4.1.3-2 GNSS 変位速度から推定されるせん断ひずみ速度分布 赤星は 1984 年長野県西部地震の震央、赤三角は御嶽山を示す。黄色丸はひずみ速度の推定に 利用した GNSS 観測点を示す。また、新潟一神戸歪集中帯に灰色のハッチをかけて示した。



図 4.1.3-3 GNSS 変位速度から推定される面積ひずみ速度分布

赤星は 1984 年長野県西部地震の震央、赤三角は御嶽山を示す。黄色丸はひずみ速度の推定に 利用した GNSS 観測点を示す。寒色は収縮、暖色は膨張を示す。また、新潟ー神戸歪集中帯に灰 色のハッチをかけて示した。



図 4.1.3-4 GNSS 変位速度から推定されるひずみ速度の主軸分布 赤星は 1984 年長野県西部地震の震央、赤三角は御嶽山を示す。黄色丸はひずみ速度の推定に 利用した GNSS 観測点を示す。青色は短縮、赤色は伸張を示す。また、新潟ー神戸歪集中帯に灰 色のハッチをかけて示した。さらに、地震学的検討及び地形学的検討に関する適応範囲をそれぞ れ緑色と橙色の長方形で示した。



図 4.1.3-5 対象領域における震源メカニズムと P軸の分布

左) 1997 年 10 月 1 日~2020 年 12 月 31 日に発生した地震の震源メカニズムの分布。表示領 域 (35.7~36.0°N, 137.4~137.8°E)内で発生した深さ 15 km 以浅の気象庁一元化震源のうち、 気象庁により P 波初動メカニズム解が推定された地震(合計 57 イベント)を表示。図中の矩形 領域は、Yoshida and Koketsu (1990)による 1984 年長野県西部地震の本震断層を示し、赤三角 は御嶽山山頂、黄色の星印(大;右)は 1984 年長野県西部地震の本震(M 6.8)の震央を、黄色 の星印(小;左)はその最大余震(M 6.2)の震央を示す。(右)左図に示した震源メカニズム解に ついての P 軸の分布。バーの長さは固定。57 イベントの P 軸と T 軸の下半球上の分布を挿入図 に示した(青が P 軸、赤が T 軸)。



図 4.1.3-6 地震学的な既往研究に基づく余震域及び応力場の分布の模式図

黒の矩形領域は Yoshida and Koketsu (1990) による 1984 年長野県西部地震の本震断層を示す。 緑の網掛け領域は、溝上ほか(1985) による余震活動から推定された潜在断層系のセグメントを示 す。矢印は卓越した横ずれすべりの方向を示す。黄色、青、赤の領域は、Yukutake et al. (2010) の応力インバージョンの結果の模式図を基にした、異なる主応力軸方向の領域を示す。各領域で の典型的な主応力軸方向も示した。

(2) 地形学的検討

今年度は、1984年長野県西部地震震源域周辺の東西22.6 km、南北13.6 kmの約300 km²を 対象に、活断層・リニアメントの検出を目的とした空中写真判読を行った。用いた空中写真は、 主として米軍撮影の縮尺1/4万、必要に応じ1960年代~1970年代に国土地理院が撮影した縮尺 1/2万~1/1万である。リニアメントの判読は日本電気協会・原子力規格委員会(2008)の4段階 の判読基準に不明瞭なリニアメントを対象とする下位の基準を加えたもので実施し、判読線を活 断層の可能性に応じた5段階で評価(A~Eランク)した。これは、南九州せん断帯で判読した 事例である後藤ほか(2020)の基準及び評価と同じである。

空中写真判読の結果を図 4.1.3-7 に示す。王滝川沿いの一部に分布する河成段丘の変位・変形、 系統的な河谷の屈曲といった明瞭な断層変位地形は確認されず、活断層の分布は特定できなかっ た。一方で、判読範囲の山地全域にわたり 141 条のリニアメントが認められた。大部分はランク の低い D 及び E ランクのリニアメントであり、南東部に 1 条の C ランクのリニアメントが分布 する。今回判読した D、E リニアメントは、直線谷及び直線崖とそれに伴う鞍部が主な地形要素 である。C ランクリニアメントは前述の地形要素とともに右ずれの河谷の屈曲を伴うが、複数確 認されず断層変位地形としては不明瞭である。また、1984 年長野県西部地震時には、本地域に存 在する導水路トンネルに天端の欠落やクラックといった変状が確認されている(小林ほか,1985) が、変状発生地点を通過するリニアメントは認められなかった。

調査地域の一部では、加藤ほか(2004)が空中写真判読でリニアメント(Lc、LD)を抽出して いることから、判読線を淡色太線で図示した(図 4.1.3-7)。加藤ほか(2004)は4段階(LA~LD) 評価の基準を用いており、日本電気協会・原子力規格員会(2008)の判読基準と内容が近い。本 事業の判読結果と比較すると、多くのリニアメントの位置が異なり、比較的長いリニアメントを 断片的に判読している認定傾向の違いがあるものの、一部は同じリニアメントを抽出している。



図 4.1.3-7 1984 年長野県西部地震震源域周辺のリニアメント判読図 ベースマップは地理院タイル(陰影起伏図)と(傾斜量図)を用いた。黄色の四角は長野県西 部地震時に水力発電用の導水路トンネルで確認された変状の位置(小林ほか, 1985)。

次に、地質とリニアメントの分布(図 4.1.3-8)について述べる。判読範囲の東部には、美濃帯 の付加体である砂岩〜砂泥互層が主に分布している。本地域における走向は、概ね東北東-西南 西であり、同様の方向のリニアメントが分布している。西部〜南西部の大部分には、濃飛流紋岩 が分布する。当該地域には、北東-南西走向の断層及びそれと並行な比較的長いリニアメントと、 様々な方位の短いリニアメントが分布する。北東-南西走向のものは判読範囲の南西に位置する 阿寺断層帯と直交する方向である。北部中央には御嶽山とその火山岩類が分布しており、その南 側斜面に位置する谷に沿って南北方向のリニアメントが分布している。



ベースマップは地理院タイル(陰影起伏図)と(傾斜量図)を用いた。地質及び断層の分布は 日本シームレス地質図 V2 を利用した。

以下、リニアメントの特徴及び分布について解析結果を述べる。判読したリニアメントの長さ は最長のものが7.3 km、最短のものが0.6 km である。1.5 km 以下のものが全体の50%を占め、 1 km 前後のものが最も多い(図 4.1.3·9)。リニアメントの長さを南九州せん断帯の事例(後藤 ほか,2020)と比較すると、判読範囲(約9300 km²)と判読数(1327条)に差はあるものの、 長さの構成比は類似している。また、加藤ほか(2004)のリニアメントを含む全域のリニアメン トを対象に、方位の傾向を把握するためローズダイヤグラムを作成した。リニアメントはそれぞ れ規模(長さ)が異なり、単純に条数で表示をすると規模の大きいリニアメントを過小評価し卓 越方向が不明確になる可能性がある。そのため、各リニアメントを 100 m 単位で分割したうえで 計数することで、規模を考慮した。リニアメントの方位は長野県西部地震の余震分布の方向と同 様の北東-南西系が卓越しており、20°~50°E 及び 70°~80°の方位に伸びるリニアメントが特に 多い。



図 4.1.3-9 リニアメントの長さと数の関係(左)及びローズダイヤグラム(右)

続いて、リニアメント分布の地域的な特徴を把握するため、2 km 幅のグリッドにより判読範 囲を細分し、リニアメントの密度と方位を図示した(図 4.1.3-10)。密度は各範囲に重なるリニア メントの合計長をグリッド面積で割ることで算出した。リニアメント分布密度については、御岳 湖から王滝川の南側が相対的に高い。リニアメントの平均方位は、判読範囲の北部は南北系が多 く、中部から南部にかけて東西ないし北東-南西系である。1984 年長野県西部地震の余震分布の 伸長方向と同様の東北東-西南西方向のリニアメントは、本震の震源位置周辺に集中しておらず、 余震分布の南側に位置する判読範囲の中部から東南部に散在している。



図 4.1.3-10 2 km ごとのリニアメントの方位と分布密度

以上をまとめると、本地域で実施した地形判読で明瞭な断層変位地形が認められなかったこと から、既往研究と同様、長野県西部地震に関連する活断層の分布は不明瞭である。また、判読範 囲全域にリニアメントが分布するが、活断層の可能性が低いリニアメントに限られる。しかしな がら、本震の震源位置の南側である判読範囲の中部から南東部にかけて長野県西部地震の余震分 布と同様の東北東-西南西方向のリニアメントの方向が卓越し、密度が相対的に高い地域が認め られた。これらは、現地調査段階における踏査ルートの選定で活用可能な情報と考えられる。本 震から最大余震位置にかけて分布する微小地震の分布域とともに、これらの地域で詳細な調査す ることで活断層を認定するための証拠が得られることが期待される。

(3) 地質学的検討

今年度の地質学的検討として、南九州せん断帯と同様な手法を適用し、図 4.1.3-11 に示す範囲 1~5の地域を主な解析領域とする地質調査に着手した。調査では、破砕帯の有無や小断層の断層 面に発達する線構造(条線)に記録されている運動方向データの取得を行った。得られたデータ に対して応力逆解析を適用し、応力場に関する情報の抽出を試みた(図 4.1.3-12)。調査ルート は、1984 年長野県西部地震の震央が美濃帯分布域にあることや現地の露頭状況を踏まえ、主に美 濃帯分布域と、一部濃飛流紋岩及び花崗岩分布域で南北方向の林道沿いを選択した。また、調査 結果を解析する領域は、同地震の震央を通る N70°E 方向の線を中心とした幅 2 km を基準に、美 濃帯については範囲1と2、範囲3と4と南北方向に分け、南北方向の変化の有無を検討した。 また、濃飛流紋岩地域については、範囲5として解析を行った。ここで採用した N70°E の方向 は、地震学的に推定された 1984 年長野県西部地震の震源断層の走向である (Yoshida and Kohketsu, 1990)。幅2kmは、南九州せん断帯における1997年鹿児島県北西部地震の規模が Mj 6.7 であり、余震分布の幅が緯度1分(1.85 km 程度)であったことを踏まえ、1984 年長野県西 部地震の規模が Mj 6.8 とされていることから便宜的に少し幅を広げて設定したものである。な お、範囲 1~2 は、御岳湖北岸のリニアメント密度が中程度の南北に連なる地域である。また、今 回の現地調査人工は事前に実施した露頭の露出状況確認も含め、およそ 20 人日である。調査に おける方位データの読み取り精度は±1~2°で、通常のクリノメーターを用いた地質調査レベル である。

現地調査の結果、断層ガウジを伴う比較的規模の大きな破砕帯は、濃飛流紋岩分布域の1か所 を除き確認できなかった。条線を伴う小断層は、約100か所で確認された。応力逆解析には113 データを用いた。その結果(図 4.1.3-12)、範囲1~3からは北西-南東方向の最大主圧縮応力が 得られた。範囲4からはほぼ南北方向の最大主圧縮応力が、範囲5からは北東-南西方向の最大 主圧縮応力が得られた。このうち、範囲1~3の北西-南東方向は、1984年長野県西部地震の本 震の右横ずれの運動や、今回実施した GNSS 解析結果と調和的である。すなわち、本地域におい ては、地下の右ずれ断層が地表の断層や割れ目に影響を与えている領域が2kmを超えている可 能性がある。一方で、今年度の地質学的調査結果のみから、地下に存在する活断層の位置や走向 及び規模を、被害地震発生前に指摘することは困難である。ただし、現世応力場と調和的な応力 場が得られたことから、地下になんらかの活構造が潜在している可能性を指摘することはできる。 したがって、今年度の調査地域の空白域においても調査を展開し、引き続きデータを拡充してい くことにより、10km四方程度範囲の潜在活構造の有無や影響範囲などに関する知見が得られて くることが見込まれる。



図 4.1.3-11 小断層データ採取位置

ベースマップは地理院タイル(陰影起伏図)を用いた。太い黒枠は応力逆解析用に地域区分した範囲を示す。地質分布は産総研のシームレス地質図 V2 を、震源分布は気象庁の地震月報(カタログ編)(気象庁, 2021)の値を用いた。



図 4.1.3-12 応力逆解析の結果 左は小断層のステレオ投影図で、断層面の大円及びすべり方向、変位センスを示す。

4.1.4 線構造の形成に係る変形実験

活断層地形が不明瞭な地域において、現在の地表に露出する露頭から条線と運動方向の情報を 集め、地下に伏在する活構造を推定しようという試みは、地下の断層のずれが、地表の幅広い影 響領域において、顕著な破断を伴わない連続体的な変形(塑性変形)や、散在する多数の割れ目 に沿った微小なずれによって解消されることを仮定している。こうした推測は、地質学的には松 田(2000)など、地球物理学的には飯尾ほか(2000)などにより提案され、近年では Tamura et al.(2020)などにより微小断層の変位が大規模な活構造帯(新潟-神戸歪集中帯)の第四紀の変 形に寄与していることが実証されつつある(Tamura et al., 2020)。そこで、地質学的検討で着 目する条線の形成条件の検討を目的として、地盤材料の力学試験で用いられる直接せん断試験機 (一面せん断試験機)を用い、南九州せん断帯で採取した四万十帯の砂岩を滑らせる試験に着手 した。現在までに、上載圧 2 MPa または 4 MPa で、14 mm 滑らせる試験を行っている。これら の上載圧は、岩盤の密度を2500 kg/m³とした時、それぞれ地下約80m、約160mに相当する。 有効応力として静水圧を考慮すると、それぞれ地下約130m、約270mに相当する。試料は、直 方体試料をダイヤモンドカッターで半割し、そのままの仕上げとした面(約5cm×7cm)を接触 させて滑らせた。その結果、上載圧 2 MPa、4 MPa の試験とも、条線が形成された(図 4.1.4-1)。 地下 80 m の深度は、年間 0.1mm の削剥で 80 万年に相当する。有効応力に関する水の効果を考 慮しても、期間は2倍以下となる。したがって、現在露頭で観察される条線の中には、第四紀の テクトニックセッティングにおいて地下で形成されたものが地表に現れたものを含んでいる可能 性がある。今後、地表付近のどの程度の深度条件まで条線が形成されうるかについて検討するた め、さらに様々な条件や試料での実験データが蓄積されることが望ましい。



図 4.1.4-1 上載圧 2 MPa、変位量 14 mm、室温条件の試験で形成された条線

4.1.5 まとめ

本事業では、昨年度までに南九州せん断帯を事例に整備を進めた地形学的手法、地球物理学的 手法、地質学的手法の三種類を組み合わせた体系的な調査・評価技術について、精度・信頼性の 向上に向けた課題が残されている地球物理学的手法、地質学的手法のデータ蓄積を進めた。また、 地質学的手法として提示した応力逆解析を用いた手法の適用事例の蓄積のため、1984 年長野県 西部地震の余震域を対象とした事例研究に着手した。

南九州せん断帯において 2016 年 3 月より 2020 年 11 月末まで 4 年 8 か月にわたり実施した稠 密 GNSS 観測結果については、概要調査に活用する際に必要となるデータ解析の流れをフロー図 で示すとともに、各段階の補正方法を詳述した。本地域は、求められるべき南九州せん断帯の変 位速度場を得るために、付近で発生した 2016 年熊本地震後の粘弾性緩和、霧島山・桜島の火山 活動に伴う地殻変動、豊後水道で発生したスロースリップに伴う地殻変動、2019 年の日向灘の地 震(M6.3, M5.6) に伴う地殻変動、2016 年熊本地震の余効すべりによる地殻変動、プレートの沈 み込みによる弾性変形などの影響を除去・補正する必要があり、ここでの検討事例は様々なテク トニックセッティングにおける横ずれせん断帯の動きを捉えるために活用することができる。南 九州せん断帯の固着域下限深度とすべり速度は、2 つの変形中心の存在を仮定することにより、 8.13±11.26 km と 10.06±4.13 mm/yr 及び 5.23±13.36 km と 6.43±4.24 mm/yr と推定され、 1997 年鹿児島県北西部地震の震源の深さからみて、従来の結果に比較して妥当性のある値とな った。また、2 つの変形中心は、稠密観測に基づいて初めて仮定し得たものであり、新たな調査 を計画する場合には稠密観測の展開だけでなく、データ解釈方法の選択肢として複数の変形中心 を考慮することが重要であると考えられる。

地質学的なデータ蓄積としては、南九州せん断帯の変形方向と調和的な応力場を示す領域の特定に係る信頼性の向上を図る目的で、四万十帯柊野層に発達する破砕帯・小断層からデータを拡充して解析を実施した。データ拡充地域は昨年度までのデータ数が相対的に少ない北部である。 その結果、地震学的に求められる現在の応力場に対し、調和的な条線データを示す(ミスフィット角が小さい)ものが多い領域は、1997年鹿児島県北西部地震の余震域直上(ドメイン5)及び北に並走する(ドメイン2)2つの領域であることが見出された。また、応力逆解析によれば、ドメイン5が示す北東一南西圧縮・北西-南東引張の応力解はGNSS観測から得られた現在のテクトニッセッティングと調和的であるのに対し、ドメイン2の応力解はばらつくことが明確になった。なお、四万十帯の砂岩を用いた条線形成実験からは、地表で観察される条線が第四紀のテクトニックセッティングのもとで形成されたと解釈しうる結果が得られている。

1984 年長野県西部地震の余震域については、国土地理院の GEONET や気象庁地震データな ど、既存観測網を用いたひずみ速度場の解析と地震メカニズム解分布の検討を実施した。また、 同地震の後、ならびに付近で発生した 2017 年長野県南部の地震(M5.6)の後に実施された地震 学的及び地球電磁気学的研究を整理し、地震活動に関与すると考えられる地下深部の流体の経路 を低比抵抗分布として、流体による飽和度の差異、及び震源断層や応力集中領域の範囲を高・低 比抵抗境界として高い精度で推定可能であるとの知見が得られた。これらのことから、地殻内の 流体の分布や km オーダーの不均質性の考慮が必要であるものの、おおむね西北西-東南東方向 ないし北西-南東方向の圧縮応力場が推定された。これにより、地質学的検討において、応力逆 解析による潜在活構造の推定時に前提とする応力場やテクトニックセッティングに関する情報が 得られた。ただし、こうした情報は、1984 年と 2017 年の地震のように、研究対象となる地震が 発生した場合に研究が充実することによって比較的詳細に得られたものであり、最近の大地震が ない地域で調査を行う場合には、測地、地震、地球電磁気学的調査が必要である。地形学的検討 として、南九州せん断帯と同様に空中写真を用いたリニアメント判読を実施し、大部分のリニア メントはランクが低いこと、活断層地形は不明瞭であること、余震分布の伸び方向と調和的な N70°~80°Eの方向と北東-南西方向(N20°~50°E)に伸びるリニアメントが多いこと、南九州 せん断帯と本地域とで長さ構成比が類似することが確認された。長さ構成比の類似性は、活断層 地形が不明瞭な地域の特徴を表す可能性があり、今後のデータ蓄積が望まれる。また、余震分布 域から南方に約5 km離れた領域には密度が相対的に高く、東北東-西南西方向のリニアメント が卓越する様子が認められた。地質調査においても南九州せん断帯と同様の手法を適用し、今年 度得た113 データを用いて応力逆解析を実施したところ、1984 年長野県西部地震の帯状の余震 域において、同地震の本震の右横ずれ運動やGNSS 解析結果と調和的な結果が得られた。ただし、 今年度の結果のみから同地震を引き起こす地下の活断層の規模や走向を指摘するのは困難である ため、引き続きデータを拡充する必要がある。しかしながら、なんらかの潜在活構造が存在する ことを着手年度の概査から指摘できる結果となっており、南九州せん断帯において示された複数 の手法を組み合わせる調査手法の有効性は、本地域を事例として確認されつつあるものと見込ま れる。

引用文献

- Brothelande, E., Amelung, F., Yunjun, Z. and Wdowinski, S., Geodetic evidence for interconnectivity between Aira and Kirishima magmatic systems, Japan, Scientific Reports, vol.8, 9811, 2018.
- Dach, R., Lutz, S., Walser, P. and Fridez, P., Bernese GNSS Software Version 5.2 (User manual of the Bernese GNSS Software), Astronomical Institute, University of Bern, 815p, 2015.
- DeMets, C., Gordon, R.G. and Argus, D.F., Geologically current plate motions, Geophysical Journal International, vol.181, pp.1-80, 2010.
- Fotheringham, A.S., Brunsdon, C. and Charlton, M., Quantitative Geography Perspectives on Spatial Data Analysis, Sage, 272p, 2000.
- Franco, S.I., Kostoglodov, V., Larson, K.M., Manea, V.C., Manea, M. and Santiago, J.A., Propagation of the 2001-2002 silent earthquake and interplate coupling in the Oaxaca subduction zone, Mexico, Earth Planets and Space, vol.57, pp.973-985, 2005.
- Fukahata, Y. and Matsu'ura, M., General expressions for internal deformation fields due to a dislocation source in a multilayered elastic half-space, Geophysical Journal International, vol.161, pp.507-521. 2005.
- Fukahata, Y. and Matsu'ura, M., Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalence theorem, Geophysical Journal International, vol.166, pp.418-434, 2006.
- Fukuda, J. and Johnson, K.M., Mixed linear-non linear inversion of crustal deformation data: Bayesian inference of model, weighting and regularization parameters, Geophysical Journal International, vol.181, pp.1441-1458, 2010.
- 不破智志, 大園真子, GNSS 観測に基づく 2016 年熊本地震(M7.3)の余効変動時系列解析による 九州地方の粘性構造の推定, 北海道大学地球物理学研究報告, No.81, pp.45-55, 2018.
- 後藤 翠, 佐々木亮道, 小松哲也, 三輪敦志, 照沢秀司, 楮原京子, 島田耕史, 断層変位地形が不明 瞭なひずみ集中帯におけるリニアメントカタログの作成: 南九州せん断帯における事例(受託 研究), JAEA-Research 2020-013, 2020.

- Hashimoto, M., Postseismic deformation following the 2016 Kumamoto earthquake detected by ALOS-2/PALSAR-2, Earth, Planets and Space, vol.72, 154, 2020.
- Himematsu, Y. and Furuya, M., Coseismic and Postseismic Crustal Deformation Associated With the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence Revealed by PALSAR-2 Pixel Tracking and InSAR, Earth and Space Science, vol.7, https://doi.org/10.1029/2020EA001200, 2020.
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A., Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by doubledifference tomography, Journal of Geophysical Research, vol.113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274, 2008.
- Ichihara, H., Kanehiro, J., Mogi, T., Yamaoka, K, Tada, Bertrand, E.A. and Adachi, M., A 3D electrical resistivity model around the focal zone of the 2017 southern Nagano Prefecture earthquake (MJMA 5.6): implications for relationship between seismicity and crustal heterogeneity, Earth, Planets and Space, vol.70, 182, 2018.
- 飯尾能久,池田隆司,小村健太朗,松田陽一,汐川雄一,竹田祐啓,上原大二郎,長野県西部地域 における地震発生域の電気伝導度構造,物理探査,vol.53, no.1, pp.56-66, 2000.
- 伊藤 潔,大地震に学ぶ内陸地震の発生機構と不均質構造,京都大学防災研究所年報,第51号A, pp.95-110,2008.

鍵山恒臣,霧島-やや張力的応力場に生成した火山群,地学雑誌,vol.103, pp.479-487, 1994.

- 角田寿喜,後藤和彦,九州-南西諸島北部域の地震活動とテクトニクス,地震第2 輯, vol.55(3), pp.317-336, 2002.
- Kasaya, T., Oshiman, N., Sumitomo, N., Uyeshima, M., Iio, Y. and Uehara, D., Resistivity structure around the hypocentral area of the 1984 Western Nagano Prefecture earthquake in sentral Japan, Earth, Planets and Space, vol.54, no.2, pp.107-118, 2002.
- Kasaya, T. and Oshiman, N., Lateral infomogeneity deduced from 3-D magnetotelluric modeling around the hypocentral area of the 1984 Western Nagano Prefecture earthquake, central Japan, Earth, Planets and Space, vol.56, no.5, pp.547-552, 2004.
- 鹿児島大学理学部, 1997 年 3 月 26 日と 5 月 13 日に鹿児島県北西部で発生した地震(M6.3, M6.2), 地震予知連絡会会報, vol.58, pp.630-637, 1997.
- 狩野謙一,村田明広(著),構造地質学,朝倉書店,308p,1998.
- 加藤研一, 宮腰勝義, 武村雅之, 井上大榮, 上田圭一, 壇 一男, 震源を特定できない内陸地殻内 地震による地震動レベルー地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベ ルの検討一, 日本地震工学会論文集, vol.4, pp.46-86, 2004.
- 活断層研究会(編), 新編 日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 440p, 1991.
- Kimura, H., Tadokoro, K. and Ito, T., Interplate coupling distribution along the Nankai Trough in southwest Japan estimated from the block motion model based on onshore GNSS and seafloor GNSS/A observations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.124, pp.6140-6164, https://doi.org/10.1029/2018JB016159, 2019.
- 気象庁,日本とその周辺の地震活動(2017年5月~10月),地震予知連絡会会報,vol.99, pp.1-4, 2017.
- 気象庁, 地震月報(カタログ編), 2021,

https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index.html(2021年2月26日最終閲覧) 気象庁地震予知情報課,地震津波監視課,昭和59年(1984年)長野県西部地震,地震予知連絡会

会報, vol.33, pp.116-122, 1985.

小林啓美, 大町達夫, 翠川三郎, 長野県西部地震 1984 の断層について, 地震学会講演予稿集, pp.15, 1985.

国土地理院,平成28年熊本地震の震源断層モデル(暫定),2016,

http://www.gsi.go.jp/common/000140781.pdf(2021年2月16日最終閲覧)

国土地理院, 10-5 九州・沖縄地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, vol.99, pp.383-388, 2018.

国土地理院,日々の座標値(F3解)及び2019度版地殻変動補正パラメータの修正について,2020a, https://www.gsi.go.jp/eiseisokuchi/eisei20200123.html(2021年2月8日最終閲覧)

- 国土地理院,霧島地域の茂木ソースの位置と体積変化,第146回火山噴火予知連絡会資料(その 1の2 霧島山), pp.103-104, 2020b.
- 国土地理院, 桜島の茂木ソースの位置と体積変化, 第146回火山噴火予知連絡会資料(その2の 1 桜島), pp.66-69, 2020c.
- 国土地理院, 10-3 九州・沖縄地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, vol.103, pp.310-318, 2020d.
- Larson, K.M., Lowry, A.R., Kostoglodov, V., Hutton, W., Sánchez, O., Hudnut, K. and Suárez, G., Crustal deformation measurements in Guerrero, Mexico, Journal of Geophysical Research, vol.109, B04409, doi:10.1029/2003JB002843, 2004.

松田時彦, 断層の末端と上部地殻の性質, 月刊地球号外, no. 31, pp.74-80, 2000.

Matsumoto, S., Nishimura, T. and Ohkura, T., Inelastic strain rate in the seismogenic layer of Kyushu Island, Japan, Earth, Planets and Space, 68:207, DOI 10.1186/s40623-016-0584-0, 2016.

- Matsu'ura, M., Noda, A. and Fukahata, Y., Geodetic data inversion based on Bayesian formulation with direct and indirect prior information, Geophysical Journal International, vol.171, pp.1342-1351, 2007.
- Marone, C.J., Scholtz, C.H. and Bilham, R., On the mechanics of earthquake afterslip, Journal of Geophysical Research, vol.96, pp.8441-8452, 1991.
- Mino, K., Yamaji, A. and Ishikawa, N., The block rotation in the Uetsu area, Northern Part of Niigata Prefecture, Japan, Earth, Planets and Space, vol.53, pp.805-815, 2001.
- Miyamachi, H., Iwakiri, K., Yakiwara, H., Goto, K. and Kakuta, T., Fine structure of aftershock distribution of the 1997 Northwestern Kagoshima Earthquakes with a threedimensional velocity model, Earth, Planets and Space, vol.51, pp.233-246, 1999.
- 溝上 恵, 中村正夫, 瀬戸憲彦, 酒井 要, 小林 勝, 羽田敏夫, 橋本信一, 1984 年長野県西部地震 (M=6.8)の余震活動から推定される潜在断層系について, 東京大學地震研究所彙報, vol.60, pp.199-220, 1985.
- Mogi, K., Relations between the Eruptions of Various Volcanoes and the Deformations of the Ground Surfaces around them, 東京大学地震研究所彙報, vol.36, pp.99-134, 1958.
- Moore, J.D.P., Yu, H., Tang, C-H., Wang, T., Barbot, S., Peng, D., Masuti, S., Dauwels, J., Hsu, Y-J., Lambert, V., Nanjundiah, P., Wei, S., Lindsey, E., Feng, L. and Shibazaki, B., Imaging the distribution of transient viscosity after the 2016 Mw 7.1 Kumamoto earthquake, Science, vol.356, pp.163-167, 2017.
- Murata, A., Hokusatsu Bend and clockwise rotation of the Southwest Japan Arc, Journal of Faculty of Science, University of Tokyo, Section II, vol.21, pp.333-349, 1987.

名古屋大学, 2017/06/25 長野県南部の地震, 2017,

http://wwwevrc.seis.nagoya-u.ac.jp/ontake/201706EV/(2021年2月10日最終閲覧) 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, 2009.

- 日本電気協会·原子力規格委員会,原子力発電所耐震設計技術指針,JEAG 4601-2008,235p,2008.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価確証技 術開発報告書, 2016.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 29 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確証技術開発報告書, 2018.
- 日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,平成 30 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関 する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 2019.
- 日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,平成 31 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関 する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 2020.
- Nishio, Y., Okamura, K., Tanimizu, M., Ishikawa, T. and Sano, Y., Lithium and strontium isotopic systematics of waters around Ontake volcano, Japan: implications for deep-seated fluids and earthquake swarms, Earth and Planetary Science Letters, vol.297, no.3-4, pp.567-576, 2010.
- Nishimura, S. and Hashimoto, M., A model with rigid rotations and slip deficits for the GPSderived velocity field in Southwest Japan, Tectonophysics, vol.421, pp.187-207, 2006.
- Nishimura, T. and Takada, Y., San-in shear zone in southwest Japan, revealed by GNSS observations, Earth, Planets and Space, vol.69, 85, 2017.
- Nishimura, T., Yokota, Y., Tadokoro, K. and Ochi, T., Strain partitioning and interplate coupling along the northern margin of the Philippine Sea plate, estimated from Global Navigation Satellite System and Global Positioning System-Acoustic data, Geosphere, vol.14, no.2, pp.535-551, doi:10.1130/GES01529.1, 2018.
- Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bulletin of the Seismological Society of America, vol.75, pp.1135-1154, 1985.
- Okada, Y., Simulated Empirical Law of Coseismic Crustal Deformation, Journal of Physics of the Earth, vol.43, pp.697-713, 1995.
- Ozawa, S., Kawabata, R., Kokado, K. and Yarai, H., Long-term slow slip events along the Nankai trough delayed by the 2016 Kumamoto earthquake, Japan, Earth, Planets and Space, vol.72, 61, 2020.
- Ozawa, S., Long-term slow slip events along the Nankai trough subduction zone after the 2011 Tohoku earthquake in Japan, Earth, Planets and Space, vol.69, 56, 2017.
- Pollitz, F.F., Kobayashi, T., Yarai, H., Shibazaki, B. and Matsumoto, T., Viscoelastic lower crust and mantle relaxation following the 14-16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake sequence, Geophysical Research Letter, vol.44, pp.8795-8803, doi:10.1002/2017GL074783, 2017.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T., Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, Pure and Applied Geophysics, vol.157, pp.2303-2322, 2000.
- Sano, Y., Kagoshima, T., Takahata, N., Nishio, Y., Roulleau, E., Pinti, D.L. and Fischer, T.P., Ten-year helium anomaly prior to the 2014 Mt Ontake eruption, Scientific Reports, vol.5, 13069, 2015.

- 斎藤 眞, 宝田晋治, 利光誠一, 水野清秀, 宮崎一博, 星住英夫, 濱崎聡志, 阪口圭一, 大野哲二, 村田泰章, 20 万分の1 地質図幅「八代及び野母崎の一部」, 2010.
- 佐藤活志, 大坪 誠, 山路 敦, 応力逆解析手法の発展と応用, 地質学雑誌, vol.123, pp.391-402, 2017.
- Savage, J.C. and Burford, R.O., Geodetic Determination of Relative Plate Motion in Central California, Journal of Geophysical Research, vol.78, pp.832-845, 1973.
- Shen, Z., Jackson, D.D. and Ge, B.X., Crustal Deformation Across and Beyond the Los Angeles Basin from Geodetic Measurements, Journal of Geophysical Research, vol.101, pp.27957-27980, 1996.
- Takahata, N., Yokochi, R., Nishio, Y. and Sano, Y., Volatile element isotope systematics at Ontake volcano, Japan, Geochemical Journal vol.37, no.3, pp.299-310, 2003.
- Takayama, H. and Yoshida, A., Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data, Journal of Geophysical Research, vol.112, B06413, doi:10.1029/2006JB004690, 2007.
- Tamura, T., Oohashi, K., Otsubo, M., Miyakawa, A. and Niwa, M., Contribution to crustal strain accumulation of minor faults: a case study across the Niigata-Kobe Tectonic Zone, Japan, Earth, Planets and Space, vol.72, 7, 2020.
- Terakawa, T., Overpressurized fluids drive microseismic swarm activity around Mt. Ontake volcano, Japan, Earth, Planets and Space, vol.69, 87, 2017.
- Terrell, G.R., The Maximal Smoothing Principle in Density Estimation, Journal of the American Statistical Association, vol.85, pp.470-477, 1990.
- Tobita, M., Combined logarithmic and exponential function model for fitting postseismic GNSS time series after 2011 Tohoku-Oki earthquake, Earth, Planets and Space, vol.68, 41, 2016.
- Toda, S. and Stein, R., Toggling of seismicity by the 1997 Kagoshima earthquake couplet: A demonstration of time-dependent stress transfer, Journal of Geophysical Research, vol.108, No. B12, 2567, doi:10.1029/2003JB002527, 2003.
- 藤内智士, 重松紀生, 今西和俊, 吾妻 崇, 溝口一生, 大谷具幸, 沓名亮輔, 地震学的に推定される 応力と地質学的に推定される活断層の運動方向との比較: 阿寺断層系の例, 活断層・古地震研 究報告, no.11, pp.139-150, 2011.
- 塚原弘昭,池田隆司,本州中央部の地殻応力方位分布一応力区とその成因一,地質学雑誌,vol.97, pp.461-474, 1991.
- Umeda, K., Asamori, K. and Kusano, T., Release of mantle and crustal helium from a fault following an inland earthquake, Applied Geochemistry, vol.37, pp.134-141, 2013.
- 宇都浩三, 阪ロ圭一, 内海 茂, 鹿児島県北薩火山地域の火山活動史-北薩屈曲に伴う火山構造性 地溝の形成-, CA 研究会論文集, pp.282-288, 1997.
- Wallace, L. M., Ellis, S., Miyao, K., Miura, S., Beavan, J. and Goto, J., Enigmatic, highly active left-lateral shear zone in southwest Japan explained by aseismic ridge collision, Geology, vol.37, pp.143-146, 2009.
- Wdowinski, S., Bock, Y., Zhang, J., Fang, P. and Genrich, J., Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Spatial filtering of daily positions for estimating coseismic and postseismic displacements induced by the 1992 Landers earthquake, Journal of Geophysical Research, vol.102, pp.18057-18070, 1997.

- Yamaji, A., Multiple inverse method applied to mesoscale faults in mid Quaternary sediments near the triple trench junction off central Japan, Journal of Structural Geology, vol.22, pp.429-440, 2000.
- Yamaji, A. and Sato, K., A spherical code and stress tensor inversion, Computers and Geosciences, vol.38, pp.164-167, 2012.
- 山科健一郎, 松田時彦, 有山智雄, 1984 年長野県西部地震による地変, 地震研究所彙報, vol.60, pp.249-279, 1985.
- Yamazaki, F., Horiuchi, S., Ito, K., Moriya, T., Nishigami, K., Ooida, T., Ouchi, T., Tanada, T., Tsukuda, T., Aoki, H., Fujii, I., Haneda, T., Hasegawa, A., Hashimoto, S., Hirahara, K., Hirano, N., Hirata, N., Iio, Y., Ikami, A., Ishiketa, Y., Ito, A., Kanazawa, T., Kaneshima, S., Karakama. I., Kobayashi, M., Koizumi, M., Kono, T., Kosuga, M., Kurata, Y., Kuriyama, S., Kuroiso, A., Matsuzawa, T., Mikumo, T., Mitsunami, T., Miura, K., Miura, K., Miyajima, R., Miyamachi, H., Mizoue, M., Nakajima, A., Nakamura, I., Nakamura, M., Nakayama, T., Oike, K., Okamoto, T., Okuda, T., Saeki, T., Sakai, K., Shibutani, T., Suzuki, M., Suzuki, S., Takahashi, M., Takagi, A., Takeuchi, F., Tomita, S., Umeda, Y., Wada, H., Yabuki, T., Yamada, M., Yamamoto, A., Yamashina, K. and Yokohama, M., Focal Mechanism Analyses of Aftershocks of the 1984 Western Nagano Prefecture Earthquake, Journal of Physics of the Earth, vol.40, No.2, pp.327-341, 1992.
- Yarai, H. and Ozawa, S., Quasi-periodic slow slip events in the afterslip area of the 1996 Hyuga-nada earthquakes, Japan, Journal of Geophysical Research, vol.118, pp.2512-2527, 2013.
- Yokota, Y., Ishikawa, T., Watanabe, S., Tashiro, T. and Asada, A., Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, Nature, vol.534, pp.374-377, 2016.
- 米田茂夫, 岩松 暉, 鹿児島県北薩地域の四万十累層群の層序と地質構造, 地質学雑誌, vol.93, pp.881-895, 1987.
- Yoshida, S. and Koketsu, K., Simultaneous inversion of waveform and geodetic data for the wupture process of the 1984 Naganoken-Seibu, Japan, earthquake, Geophysical Journal International, vol.103, pp.355-362, 1990.
- Yoshioka, S. and Matsuoka, Y., Interplate coupling along the Nankai Trough, southwest Japan, inferred frominversion analyses of GPS data: Effects of subducting plate geometry and spacing of hypothetical ocean-bottom GPS stations, Tectonophysics, vol.600, pp.165-174, 2013.
- Yoshioka, S., Matsuoka, Y. and Ide, S., Spatiotemporal slip distributions of three long-term slow slip events beneath the Bungo Channel, southwest Japan, inferred from inversion analyses of GPS data, Geophysical Journal International, vol.201, pp.1437-1455, 2015.
- Yukutake, Y., Iio, Y. and Horiuchi, S., Detailed spatial changes in the stress field of the 1984 western Nagano earthquake region, Journal of Geophysical Research, vol.115, B06305, doi:10.1029/2008JB006111, 2010.
- Yukutake, Y., Takeda, T. and Yoshida, A., The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis, Earth and Planetary Science Letters, vol.411, pp.188-198, 2015.

地震調査研究推進本部,市来断層帯の長期評価,平成25年2月1日 地震調査研究推進本部 地 震調査委員会(付録5-16),2013.

4.2 断層の活動性評価指標を提示するための分析・試験、年代測定による検討

4.2.1 背景と目的

地層処分事業に当たっては、上載地層がない場合の断層の活動性や地質断層の再活動性を把握 するための技術の高度化が求められている。このような技術は、ボーリングや坑道調査で遭遇し た断層に対する調査・評価技術の整備、及び断層運動に伴う周辺岩盤の破砕などの影響の評価の 観点から重要である。従来は、破砕帯内物質の形状などの定性的な特徴(例えば、Niwa et al., 2016a; 植木ほか, 2016; 田中ほか, 2018)や、化学組成などの定量的な指標(例えば、大谷ほか, 2014; 椿ほか, 2016)、あるいは放射年代測定を用いた活動性評価(例えば、田上ほか, 2010; Tagami, 2012)などが試みられてきたが、現状、信頼性の高い調査・評価技術は確立されておら ず、さらなる高度化が必要である。

本事業では、放射年代測定、機械学習、石英水和層の3つの手法・指標に基づいた検討を実施 する。放射年代測定法では、脆性領域の断層破砕帯内物質の年代測定手法としてこれまでに特に 広く試みられてきた光ルミネッセンス(OSL)法(鴈澤ほか,2013)、電子スピン共鳴(ESR) 法(Fukuchi et al., 2007; Fantong et al., 2013)、フィッション・トラック(FT)法(Murakami and Tagami, 2004; Murakami et al., 2006a)、(U-Th)/He 法(Yamada et al., 2012)及び粘土鉱 物の K-Ar 法(Zwingmann and Mancktelow, 2004; Niwa et al., 2016b)について、当該分野の 研究を精力的に進めてきた大学との共同研究を通じた技術の高度化を試みる。ルミネッセンス法 については、特に赤外線励起による長石のルミネッセンス(IRSL)法に着目した検討を進める。 機械学習に基づく検討では、Kuwatani et al. (2014)が津波堆積物と非津波堆積物の化学組成を もとに機械学習による多変量解析を実施し両者の分類に成功していることから、同様のアプロー チを既知の活断層及び非活断層の破砕帯内物質に適用し、化学組成などの指標を用いた断層活動 性評価の高度化を試みる。石英の水和層に基づく手法では、断層破砕帯内物質に対する新たな年 代測定手法の構築を目指し、石英粒子の表面に発達した水和層の厚さが、石英が断層運動によっ て破砕して以降の時間を反映している可能性について検討を行う。

4.2.2 放射年代測定法による断層の活動性評価技術の開発

(1) IRSL 法による検討

ルミネッセンスや ESR 年代測定による断層の活動時期の推定は、一般に断層運動に伴い放出 される摩擦発熱などの熱エネルギーによってシグナルが減少またはリセットされることを前提と している(鴈澤ほか,2013)。本事業ではルミネッセンス年代測定に関して高度な技術を有し、こ れらの手法の断層破砕帯内物質への適用性検討に先駆的に取り組んできた石川県立大学との共同 研究により、ルミネッセンスや ESR 法を用いた断層の活動性評価技術の開発を進めている。昨 年度までの検討からは、長石の IRSL(赤外光刺激のルミネッセンス)法については、特に multiple elevated temperature (MET) 法により測定時のアシスト温度を 50℃とした時に得られる信号

(IR50)において、断層ガウジ試料の部分リセットが認められ、断層の活動性評価に係る有用な 情報が得られる可能性が示唆された。また、IRSL 信号測定で求められたフェーディング率(時 間に伴う非熱的な信号の減衰; Wintle, 1973; Buyleart et al., 2009)に基づくと、異なる温度で の IRSL 信号における飽和度の違いはフェーディングの強弱が原因ではないことが示された。長 石の IRSL 法の場合、段階的に加熱して異なる温度ごとに信号情報を取り出す MET 法が適用で きる点は、断層ガウジにおける低温の加熱の影響を評価するうえで非常に有利であると言える。 一方、石英の OSL 法では、一般に MET 法は適用されない。また、ESR 信号については、IRSL 信号に比べ飽和線量が高く、熱や光に対してはるかに安定なため、より最近の断層運動による熱 影響を検出するのは困難である可能性が示された。

以上のことから、今年度は、長石の IRSL 法に焦点を絞り、断層岩への適用性についてさらな る検討を行った。まず、断層岩に対する適用事例の蓄積のため、昨年度対象とした活断層の露頭 (花崗岩と砂礫層が接する阿寺断層の露頭:遠田ほか,1994)において追加の IRSL 測定を行い、 断層運動に伴い放出される熱が IRSL 信号に及ぼす影響について検討した。今年度測定した試料 は断層ガウジ (TS1)と花崗岩カタクレーサイト (TSB)の2 試料である。TS1 は加藤ほか (2015) の FG01、昨年測定した断層ガウジ (TS3)は加藤ほか (2015)の FG03 にそれぞれ相当する。 IRSL 測定のため、本共同研究で構築した手法 (原子力機構・電中研,2019)により 125~250 µm サイズのアルカリ長石を分離した。測定は、異なる5 ステップの温度 (50,75,100,125,225℃) で測定皿を加熱する MET 法により行った。測定手法の詳細は、原子力機構・電中研 (2020)を 参照されたい。

測定の結果、断層ガウジである TS1 は、昨年度測定した TS3 と同様、測定時のアシスト温度 が最も低い IR50 では IRSL 強度が未飽和であったのに対し、それより温度が高い IR75、IR100、 IR125、IR225 ではほとんどが飽和に達した。一方、カタクレーサイトである TSB は、IR75、 IR100、IR125、IR225 だけでなく IR50 でもほとんどが飽和に達した(図 4.2.2-1)。IR50 の未 飽和の要因が断層運動に伴う部分リセットであるとするならば、最新の断層運動では断層ガウジ しか破壊・変形・変位しなかった、あるいは、断層運動によるそれらの影響により(IR50 が部分 リセットするまで)温度上昇が生じたのは断層ガウジのみにとどまった、といった可能性が考え られる。ただし、フェーディングの影響の詳細な評価が今後さらに必要である。

次に、IRSL 信号の熱に対する減衰(残存率)を明らかにし、断層運動に伴う熱影響の規模を制 約するため、大気環境下での加熱実験を実施した。その際、加熱温度は 50~475℃で、温度間隔 を 25℃ないし 50℃に設定した。また、加熱時間を 30 秒、300 秒、3,000 秒に設定し、加熱時間 の違いによる IRSL 信号減衰の比較を行った。なお、詳細な実験手順は付録の共同研究報告書を 参照されたい。

実験の結果、どの加熱時間でも IR50>IR125>IR225 の順により低温から減衰が進行するが、 信号の消失開始温度は、加熱時間が短いほど高くなる(図 4.2.2-2)。また、完全に信号がリセッ トする温度は、IR225>IR125>IR50 の順で高くなる。この加熱実験結果に基づき、温度と時間 の相関を見るためのアレニウスプロットを作成した(図 4.2.2-3)。アレニウスプロットから導か れる近似直線(図 4.2.2-3 の点線)から計算される、短時間(5~20 秒)の断層加熱による IRSL リセット開始温度は、IR50 の場合 230~250℃程度となった。ただしこれは大気環境下での実験 結果に基づくものであるため、実際の地質環境により近い水熱条件下での実験データも取得され ることが望ましい。そこで本共同研究では、熱水による IRSL 信号の減衰とリセットに係る情報 を得るための実験設備の構築にも着手したところである。



図 4.2.2-1 断層ガウジ(TS1、TS3)とカタクレーサイト(TSB)の I_{max}-NI 比較 I_{max} は各試料の再生照射 IRSL 強度を Robert and Duller(2004)の成長線関数にフィッティン グさせた時の IRSL 強度の上限、NI は天然の IRSL 強度を示す。NI/I_{max}=0.865 以上(グラフの点 線の左上の領域にプロット)だと飽和に達したことになる。TSB ではほとんどの試料で飽和に達 しているが、TS1 と TS3 では、IR50 は未飽和領域にプロットされる。



図 4.2.2-2 大気環境下の加熱実験による IRSL 信号の減衰 A:加熱時間を固定した場合の各 IR の信号強度の減衰。B:各 IR 信号の加熱時間の違いによる 減衰。



図 4.2.2-3 大気環境下の加熱実験に基づく IR 信号のアレニウスプロット A:各 IR 信号が消失し始める温度一時間条件。B:各 IR 信号が 50%まで減衰する温度一時間 条件。C:各 IR 信号が完全消失する温度一時間条件。

(2) 室内実験に基づいた熱年代による断層活動性評価手法の高度化検討

熱年代学の手法に基づいた断層活動性評価手法の高度化を目的として、室内加熱実験を用いた 検討を行う。熱年代学の手法は、断層破砕に伴う摩擦発熱や深部流体の滞留に伴う熱異常の検出 に有効であり、断層の活動性評価への応用が期待されている(田上ほか,2010; Tagami, 2012; Tagami, 2019; Tsukamoto et al., 2020)。熱異常を高精度で検出するためには、熱年代計のカイ ネティクス(温度・時間条件と年代のリセットの関係)の正確な理解が不可欠である。特に、温 度・時間条件以外の要因が、年代のリセットに影響を及ぼすか否かの検証は、年代値に適切な解 釈を与えるうえで重要な課題である。一般に、フィッション・トラック(FT)法では大気中での 加熱実験(例えば、Laslett et al., 1987; Tagami et al., 1998)、(U-Th)/He 法では真空中での拡散 実験(例えば、Farley, 2000; Reiners et al., 2004)の結果を基にアニーリング特性が推定されて いる。しかし、断層が活動する地下深部では、流体の滞留や還元的な環境が予想され、これらの 条件がカイネティクスに影響を及ぼす可能性が考えられる。したがって、熱年代学の手法を用い て、より信頼性の高い断層活動性評価を行うためには、これらの影響について検証する必要があ る。

昨年度は、地下深部の断層帯を模した水熱環境及び還元環境における、熱年代計のカイネティ クスの変化について検討するため、ジルコンの室内加熱実験を実施した。ジルコンは、物理学的・ 化学的に安定で、シュードタキライトなどの断層岩からも産出するため、断層帯の年代測定にお いては重要な対象鉱物の一つとなっている(Murakami and Tagami, 2004; Yamada et al., 2012)。 加熱実験は、スイス・ローザンヌ大学の実験装置を用いて、水熱環境 5 通り、還元環境 5 通り、 計 10 通りの条件で実施した。実験に供した試料は中新世の仁左平デイサイトのジルコンである。 本ジルコンは、FT 長測定に基づいたアニーリングカイネティクスの検討など、ジルコン FT 法の 基礎実験にも使われている実績がある(例えば、Hasebe et al. 1994; Yamada et al., 1995a,b, 2007; Yamada et al., 2003; Murakami et al., 2006b; Tagami and Matsu'ura, 2019)。

令和2年度は、同じ仁左平デイサイトのジルコンを用いて、加熱試料の比較対象となる、非加 熱状態での試料の熱年代学的データを取得するとともに、比較に供するパラメータの優先度を検 討した。なお、新型コロナウイルスの影響により、ローザンヌ大学では実験室の使用や来客の訪 問が制限されたため、前年度に実施した加熱試料の回収や、追加の加熱実験は実施できなかった。

1) 非加熱時のデータの取得

加熱試料における熱年代の若返りを正確に評価するには、比較対象となる非加熱時のデータを 高精度で取得する必要がある。今年度は、東濃地科学センター土岐地球年代学研究所(TGC)の 分析施設及び他機関への依頼分析を利用して、(U-Th)/He 年代、FT 年代、FT 長、U-Pb 年代の 高精度測定をおこなった。(U-Th)/He 年代は TGC 及びメルボルン大学(UniMel)、FT 年代と FT 長は(株)京都フィッション・トラック(KFT)、U-Pb 年代は TGC と KFT で測定した。なお FT 年代については、結晶の内部面(4n 面)と外部面(2n 面)の両方で取得した。

年代測定の結果を、先行研究のデータも含めて表 4.2.2-1 に示す。年代値は多少のばらつきは あるものの、おおむね 23~21Ma 前後に集中した。これらの 16 年代(#3 と#15 は除く)から、 IsoPlotR (Vermeesch, 2018) で加重平均を計算したところ、統計学的に棄却された#6 を除く 15 年代から 21.516±0.117Ma (2o) が得られた。以下では、これを便宜的に推奨値として用いる。 今回取得した各年代を仔細にみると、(U-Th)/He 年代は、TGC のデータは推奨値から若い側に、 UniMel のデータは古い側にずれている。また、個々の粒子の年代は、分析誤差から予想される よりも大きなばらつきを示した。一方で両データを合算した加重平均は、推奨年代と誤差の範囲 で一致する。したがって、粒子年代のばらつきはランダム誤差によるもので、十分な粒子数を測 定した場合の加重平均年代は信頼できると考えられる。U-Pb 年代は、TGC のデータ及び、KFT の外部面のデータは推奨値と誤差範囲で一致したが、KFT の内部面のデータは誤差範囲を超えて 古い値を示した。この原因としては、古い地質体から取り込まれた inherited core の存在や、マ グマ溜まりにおける漸次的な結晶の成長による累帯構造の効果が考えられる。FT 年代も、同様 に外部面では推奨値と誤差範囲で一致したが、内部面では誤差範囲を超えて古い。ただし、本デ ータは有意水準 5%でχ²検定(Galbraith, 1981)に失格しており、結晶内のウラン濃度の不均質 など非ポワソン要因の影響が疑われるため、加重平均の計算の際に統計学的に棄却された事と併 せて参考値とする。FT 長は、100本の測定結果で 11.36±0.67µm(1o)となり、Yamada et al. (1995b)の報告値である 11.05±0.65µm (1o) と誤差範囲で一致した。FT 長は単峰性の分布を示 し、試料がジルコン FT 法の閉鎖温度付近で単調な急冷を経験したことが示唆されたが、これも Yamada et al. (1995b) と整合的である。

| # | Method | Sample code | NT | Age | $\pm 2\sigma$ | Deference |
|-------------------------------|--------------|---------------------------|----|--------|---------------|-------------------------|
| | | (& note) | N | [Ma] | | Reference |
| 1 | Zr (U-Th)/He | NST19 | 52 | 20.73 | \pm 0.40 | This study (TGC) |
| 2 | Zr (U-Th)/He | NST19 | 27 | 23.13 | ± 0.56 | This study (UniMel) |
| 3 | Zr (U-Th)/He | Weighted mean of #1-2: | 79 | 21.51 | \pm 0.32 | This study (TGC+UniMel) |
| 4 | Zr U-Pb (LA) | NST19 | 23 | 21.66 | ± 0.50 | This study (TGC) |
| 5 | Zr U-Pb (LA) | NST19 (2π surface) | 28 | 21.8 | \pm 0.2 | This study (KFT) |
| 6 | Zr U-Pb (LA) | NST19 (4π surface) | 13 | 23.1 | \pm 0.1 | This study (KFT) |
| 7 | Zr U-Pb (LA) | NST | 40 | 22.24 | \pm 0.36 | Hasebe et al. (2013) |
| 8 | Zr FT (LA) | NST | 27 | 21.5 | \pm 1.4 | Hasebe et al. (2013) |
| 9 | Zr FT (LA) | NST19 (2π surface) | 29 | 21.8 | \pm 3.2 | This study (KFT) |
| 10 | Zr FT (LA) | NST19 (4π surface) | 30 | 24.5 | \pm 3.0 | This study (KFT) |
| 11 | Zr FT (EDM) | NS-704B (4π surface) | 11 | 21.8 | \pm 1.4 | Tagami et al. (1995) |
| 12 | Bt K-Ar | #1 (42-60 mesh) | - | 21.07 | ± 0.48 | Tagami et al. (1995) |
| 13 | Bt K-Ar | #2 (42-60 mesh) | - | 21.01 | ± 0.48 | Tagami et al. (1995) |
| 14 | Bt K-Ar | #3 (42-60 mesh) | - | 20.89 | ± 0.48 | Tagami et al. (1995) |
| 15 | Bt K-Ar | Weighted mean of #14-16: | - | 20.99 | \pm 0.28 | Tagami et al. (1995) |
| 16 | Bt K-Ar | NST30 (30-40 mesh) | - | 21.4 | ± 0.4 | Sudo et al. (1996) |
| 17 | Bt K-Ar | NST30 (30-40 mesh) | - | 21.4 | ± 0.4 | Sudo et al. (1996) |
| 18 | Bt K-Ar | NST30 (30-40 mesh) | - | 21.0 | \pm 0.3 | Sudo et al. (1996) |
| Weighted mean (ex. #3, 6, 15) | | | | 21.516 | ± 0.117 | |

表 4.2.2-1 年代測定結果一覧

Zr: ジルコン、Bt: 黒雲母、LA: LA-ICP-MS 法、EDM: 外部ディテクター法、N: 測定点数。

2) 比較用パラメータの検討

以上の測定結果を踏まえて、加熱試料と非加熱試料の比較に供するパラメータの優先順位を検 討した。最も優先度が高いと判断されるのは、FT 長による比較である。(U-Th)/He 年代による比 較は、加重平均値を用いれば有用であるが、各アリコットにつき数十~百粒子以上を測定しなけ れば年代値がずれる可能性があるため実用的ではない。FT 年代(FT 密度)は結晶の内部面、外 部面ともに、比較用パラメータとしては不向きと考えられる。内部面においては、ウラン濃度の 不均質により年代値が古い側にずれる可能性があり、年代値の若返りを過小評価してしまう危険 性がある。外部面は、非加熱試料の年代値は推奨年代と一致するが、加熱試料では FT 密度が不 規則な減少パターンを示す上、試料間でも減少パターンが異なることが知られている(例えば、 松田, 1990, 1992)。U-Pb 年代については、閉鎖温度が 900℃を超えており、断層活動性評価へ の適用が期待できないため、本検討からは除外する。以上のように、仁左平デイサイトのジルコ ンの年代学的特性を踏まえると、本事業では FT 長を用いた比較を優先的に実施していくべきだ と判断できる。

なお、上記の判断は、断層破砕帯への応用の面からも支持される。地質学的な時間スケールでは、ジルコン FT 法よりジルコン(U-Th)/He 法の方が低い閉鎖温度を持つが(例えば、Reiners et al., 2005)、断層面の摩擦発熱のような短時間のイベントではジルコン FT 年代の方が低温でリセットされることが理論的に予測されている(Reiners, 2009; 田上ほか, 2010)。実際、シュード

タキライト中のジルコンを対象とした分析では、FT 法では野島断層や足助断層などで摩擦発熱 に伴う若返りが報告されている(Murakami and Tagami, 2004, Murakami et al., 2006a)。特 に、三重県の中央構造線の事例では、共通の岩石試料を用いたにも関わらず、FT 法ではシュード タキライトで母岩より若い年代が得られたのに対し(Takagi et al., 2010)、(U-Th)/He 年代では 両者に差はみられなかった(Yamada et al., 2012)。したがって、断層の摩擦発熱の検出には、ジ ルコン(U-Th)/He 法よりジルコン FT 法の方がより有望だと考えられる。

3) まとめと今後の展望

前年度に実施した水熱加熱試料との比較に供する、非加熱試料の各種年代学的データの取得を 実施した。具体的には、水熱加熱実験にも用いた仁左平デイサイトのジルコンを用いて、(U-Th)/He 年代、U-Pb 年代、FT 年代、FT 長を測定した。いずれの測定値も、基本的には先行研究 と整合的な結果となったが、結晶内部面の U-Pb 年代と FT 年代は系統的に古い値を示す可能性 が示唆された。これらの結果及び断層破砕帯への適用可能性から判断すると、今後の非加熱試料 と水熱加熱試料の比較は、FT 長測定に基づいた検討を優先的に進めていくべきである。

(3) 粘土鉱物を対象とした K-Ar 法による検討

断層ガウジ中には断層運動に伴う熱水活動により生成した自生の粘土鉱物が含まれることが知られており、K を含み細粒でも Ar を保持することができるイライトは K-Ar 年代測定の可能な鉱物である。ただし、断層ガウジ中のイライトの K-Ar 年代の評価にあたっては、断層運動起源の自生イライトと、周辺母岩から混入する他の K 含有鉱物(カリ長石や砕屑性イライトなど)との分離・識別・量比の推定や(例えば、Zwingmann and Manckeltow, 2004; Zwingmann et al., 2010)、閉鎖温度の異なる他の年代測定法の結果と組み合わせて復元される周辺母岩の冷却史を踏まえた考察(Yamasaki et al., 2013; Niwa et al., 2016b)など、考慮すべき重要な点が複数ある。また、断層破砕帯はしばしば、繰り返しの活動に伴い複雑な構造を呈しており、構造地質学的アプローチに基づく発達史の復元を踏まえた試料採取及び年代測定結果の評価が重要である。これらの検討をするうえで、断層運動に伴う熱的影響や破壊の影響などと、K-Ar 年代との関係(自生イライトの形成条件や、イライトからの Ar の離脱など)を把握しておく必要があるが、そのための基礎的な知見は未だ十分とは言えない。そこで本事業では、K-Ar 年代測定に関して高度な技術を有し、これらの手法の破砕帯内物質への適用性検討に精力的に取り組んでいる京都大学との共同研究により、発達史が良く知られている破砕帯試料の K-Ar 年代測定に関する検討や、鉱物組成既知の試料を用いた実験的検討を進めている。

本共同研究では、主に次の3つのテーマについて K-Ar 年代に関する検討を進めている。1つ 目は、粉砕が K-Ar 年代に及ぼす影響を検証するための、イライトを豊富に含む米国ウェストバ ージニア州のシルル系 Rochester shale (Folk, 1962)を用いた、温度・時間・粉砕機構を変えた 複数のケース(未処理試料の測定も含め全23ケース)における K-Ar 年代測定である(図 4.2.2-4)。 2つ目は、天然の試料において、断層運動に伴う機械的な粉砕や熱水活動が K-Ar 年代に及ぼす 影響に関する情報を得るための、延岡衝上断層を貫くボーリングコアを対象とした K-Ar 年代測 定である。本試料では、破砕帯及び隣接する母岩の岩相、物性、鉱物組成及びビトリナイト反射 率などの特徴が詳しく調べられており(Kondo et al., 2005; Hamahashi et al., 2013 など)、特 に、イライト結晶度の詳細な分析により、破砕帯内において、機械的な粉砕の影響が大きい部分 と、熱水活動の影響が大きい部分との識別がなされている(Fukuchi et al., 2014)。3つ目は、破 砕帯の詳細な記載に基づき第四紀の活動史が復元されている活断層露頭を対象とした K-Ar 年代 測定に関する研究事例の蓄積のための、阿寺断層の露頭(Niwa et al., 2009, 2015)から採取した
試料に対する K-Ar 年代測定である。

今年度は、一部の試料について分析値が得られたものの、新型コロナウイルスの影響で実験室 への立入が制限されたことなどにより、分析が遅延し、考察が可能となるだけの分析データをそ ろえることはできなかった。各テーマについて、引き続き分析データを充実させていくことが今 後の課題である。



図 4.2.2-4 粉砕処理を行った K-Ar 年代測定用の試料

左の写真は、メノウ球体を用いた遊星ボールミルで粉砕した試料。右の写真は、48 個の円筒形 のメノウ製のペレットを試料とともにポリプロピレン容器に詰めた状態で細かく振動させてすり つぶす McCrone mill で処理した試料。遊星ボールミルに比べ McCrone mill の方が粉砕時の衝撃 が少なく、静かにかつ効率よく粉砕される。

4.2.3 機械学習に基づいた検討

(1) はじめに

断層の物理的・化学的性質によって活断層と非活断層を識別できるのならば、上載地層法の代 替手段となり得る。本検討は化学的性質のうち、全岩化学組成に注目し、定量的な化学組成デー タに対し研究者の先験的な特定元素の選択を排する多変量解析を用いた教師あり機械学習

(Machine-learning techniques)の手法を検討する。対象とすべき断層の最新活動部は一般にわ ずかな厚みであり、採取できる試料量は少ない。しかし、その最新活動部は断層ガウジなどの細 粒物質からなるため、全岩化学組成分析は通常の岩石学的検討に比較して少量の試料で実施可能 である。また、断層ガウジの採取は露頭調査でもボーリング調査でも実施でき、試料採取に特別 な機材や長期の作業時間は不要である。さらに、室内における採取試料の分離や濃集などの操作 は不要で、XRF などの分析手法は商業ベースでも確立されており、多くの機関で実施・検証が可 能である。したがって、全岩化学組成上の活断層と非活断層の違いを見出すことができるならば、 実際の応用において、原理的に、かつ、現場作業ならびに室内作業上の困難は少なく、実用的な 手法となり得ると考えられる。断層岩類の全岩化学組成分析は、断層岩の起源を探るために古く から行われてきたが(Shand, 1916; Alf, 1948 など)、Higgins (1971)は、断層岩は原岩が多様 であることから、全岩化学組成や鉱物化学組成、鉱物組合せは分類や識別にそれほど役に立たな いと指摘した。しかしその後、活断層の特徴や地震時の断層で生じた物理化学過程、地下水と岩 石の反応を解明する観点から、全岩化学組成上の特徴を検討する多くの研究が進展してきた

(Anderson et al., 1980; Tanaka et al., 2001, 2007; Bradbury et al., 2015; Ishikawa et al., 2014; 加藤ほか, 2015 など)。その一方で、非活断層や活断層に付随する古い断層ガウジの全岩

化学組成上の特徴に関する研究は最近注目を集めつつあるものの比較的少ない(大谷ほか,2013; 椿ほか,2016; Niwa et al., 2019 など)。地質体が経験した事象が二択である時にそのどちらであ るかを定量的に判断する手法の提案として、物質のバルク化学組成データによる、津波由来の堆 積物(津波堆積物)と通常堆積物の区別を試みた例がある(Kuwatani et al., 2014)。そこで、本 事業においては、津波堆積物で用いられた手法と同様に多変量解析を用い、活断層と非活断層を、 線形判別分析による判別得点という同じ数値軸上で、定量的に識別する手法の検討を進めてきた。

平成 30 年度は、断層ガウジの化学組成データを用い、活断層か否かを判断する判別機としての判別用一次式群の存否を検討した。その結果、活断層(41 試料)と非活断層(16 試料)の2 群を化学組成から正確に分ける一次式が複数得られた。平成 31 年度(令和元年度)には、化学組成データベースを拡充し、珪長質岩中の断層ガウジの化学組成データ(活断層 53 データ、非活断層24 データ)を用い、元素数8(TiO₂、Al₂O₃、MgO、CaO、P₂O₅、Rb、Ba、Th)で判別率100%となる結果を得るとともに、判別への寄与が大きい4元素(元素種類と寄与の大きさは Rb > Al₂O₃ > P₂O₅ > TiO₂)を明らかにした。しかしながら、判別用一次式の汎化性能や線形判別分析における仮定には課題が残った。特に後者の課題としては、化学成分の重量%や ppm のそのままの数値を使用することの適否が挙げられる。

化学成分による岩石学的な分類、もしくは岩石学的な起源を明らかにする多くの化学的判別図では(Shaw, 1972;周藤・小山内, 2002 など)、これらの数値の使用は当然視されており、また、 昨年度までの本研究でも同様である。しかし、化学組成データは、変数の総和が原理的には100% となる(定数で固定されている)ため、変数の独立性が保たれず(定数和制約と呼ばれる)、実数 データのように統計処理を行うことはできないことが指摘されている(Aitchison, 1986)。そこ で、この課題の解決方法である対数比解析(Aitchison, 1986;太田・新井, 2006)を用いた組成 データの実数への変換を採用し、手法の統計学的妥当性の向上を試みた。

令和2年度は、継続的なデータベース拡充を進め、化学組成データの対数比変換を採用したほか、活断層と非活断層という評価の確実度をA~Fに6区分することにより、判別式を評価しやすくした。さらに、文献に基づいて活断層の最新活動時期を4つのグループに分け(I~IV)、非活断層をもう一つのグループ(V)とし、活動終了後の経過時間と元素により異なる濃集(もしくは移動)の傾向把握に着手した。また、化学的性質によって活断層と非活断層を識別するための科学的根拠(断層運動と元素の濃集・溶脱メカニズムとの関係)に迫るため、昨年度の検討で判別への寄与が最も大きい元素となった Rb に特に着目し、断層ガウジ中での元素の存在状態を検討した。

本事業は、国立大学法人富山大学との「機械学習に基づいた断層の活動性評価手法の開発に関 する共同研究」として実施した。以下に令和2年度の成果の概要を示す。詳細は付録-5の共同 研究報告書を参照されたい。

(2) データベースの拡充と解析用データの整理

データベースのデータ総数は、昨年度までに文献及び化学分析の実施により収集した 276 試料 のデータに加え、51 試料の化学分析を実施し、母岩、断層周縁、断層中軸を合わせた 327 試料の データとした。文献や分析により異なる元素の種類を多くしつつ、用いるデータ数を増やす観点 から、15 元素(SiO₂、TiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃*(Total Fe as Fe₂O₃)、MnO、MgO、CaO、Na₂O、 K₂O、P₂O₅、Ba、Rb、Sr、Th、Y)の分析結果がある試料を抽出した(表 4.2.3-1)。同表には、 母岩と断層タイプの違いによる CASE1~4 及び最も良い判別式が得られた AIC による変数選択 結果の CASE4-1 を、判別率とともに示す。CASE3 は、逆断層と横ずれ断層が含まれる。各元素 の濃度は対数比変換を行った。対数比変換は、検討に供する試料の各元素濃度の幾何平均に対す る各試料の濃度の比の自然対数をとる方法(有心対数比変換)で実施した。また、活動性と確実 度を A から F まで表 4.2.3-2 のように分類した。A~C が活断層、D~F が非活断層である。さ らに、CASE4 に含まれる活断層、非活断層の最新活動時期をクラス(LEclass) I から V まで表 4.2.3-3 に示すように分類した。

| 解析に使用した元素 | 解析対象 | 試料数(AFG;活断層、NFG;非活断層) | ケース名 | 判別率 |
|--|-----------------------------|-----------------------|-------------|-----|
| 15 元素: SiO ₂ , | 母岩の種類:全て 断層タイプ:全て | 139 試料(AFG64, NFG75) | CASE 1 | 77% |
| Fe ₂ O ₃ *, MnO, | 母岩の種類:全て 断層タイプ:横ずれ断層 | 127 試料(AFG52, NFG75) | CASE 2 | 78% |
| Na ₂ O, K ₂ O, | 母岩の種類:花崗岩質岩類 断層タイプ:全て | 108 試料(AFG57, NFG51) | CASE 3 | 95% |
| Sr, Th, Y | 母岩の種類:花崗岩質岩類 断層タイプ:横ずれ断層 | 96 試料(AFG45,NFG51) | CASE 4 | 96% |
| AIC による変数選 択結果;11元 素:TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MnO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, P ₂ O ₅ , Ba, Rb, Sr, Th | 母岩の種類:花崗岩質岩類 断層タイプ:横ずれ断層 | 96 試料(AFG45,NFG51) | CASE 4-1 | 96% |

表 4.2.3-1 入力データの概要とケース名、判別率

表 4.2.3-2 活動性/確実度の分類と基準

| 判定 | 活動性/確実度 | 基準 |
|----|---------------|--|
| А | 活断層/確実 | トレンチ調査などで上載地層法に基づき活断層と認定された破砕帯から採取した試料 |
| В | 活断層/ほぼ確実 | ・空中写真判読で認定された活断層*と位置・走向が一致する破砕帯から採取した試料 かつ ・直線性が高く、切断関係から最新と言える断層ガウジから採取した試料 |
| С | 活断層/疑いあり | 空中写真判読で認定された活断層*沿いで採取された試料であるが、文献 からは詳細な採取位置が読み取れず、活断層の変位面で直接採取したもの かどうか分からない試料 |
| D | 非活断層/疑い大 | ・ 空中写真判読で認定された活断層*から1km以内に分布するが、上載地層 との関係が分からない破砕帯から採取した試料 あるいは ・ 空中写真判読で認定された活断層*沿いに分布するが、他の断層に切られ ている破砕帯から採取した試料 |
| Е | 非活断層/疑い小 | 空中写真判読で認定された推定活断層*から1km以内に分布する破砕帯から採取した試料 |
| F | 非活断層/ほぼ確 実 | ・ 空中写真判読で認定された活断層*及び推定活断層*から1km以上離れている破砕帯から採取した試料 または ・ 上載地層の変位が認められない破砕帯から採取した試料 |

※基準の「活断層」「推定活断層」は、今泉ほか編(2018)に準ずる。

表 4.2.3-3 CASE 4 に含まれる活断層・非活断層の最新活動時期

| 断層名 | 最新活動時期 | LEclass |
|-------|-------------------|---------|
| 野島断層 | 1995年兵庫県南部地震 | Ι |
| 跡津川断層 | 1858 年飛越地震 | II |
| 六甲断層 | 1596年慶長伏見地震 | III |
| 阿寺断層 | 1586年天正地震 | III |
| 五助橋断層 | 16 世紀 | III |
| 下蔦木断層 | 約1千3百年前以降、約9百年前以前 | IV |
| 非活断層 | 不明 | V |

(3) 解析結果と考察

CASE 1~4 の線形判別分析の結果(図 4.2.3-1)、CASE 1 は 139 試料中 31 試料が誤判別、 CASE 2 は 127 試料中 28 試料が誤判別、CASE 3 は 108 試料中 5 試料が誤判別、CASE 4 は 96 試料中 4 試料が誤判別となった。CASE 3 は、逆断層と横ずれ断層が混在しているが、母岩を揃 えることにより、判別率が上昇する。また、CASE 4 は、確実度の比較的高い活断層(A、B)と、 ほぼ確実な非活断層(F)は、誤りなく判別できている。ただし、「活断層/疑いあり」と整理した 活断層(C)の6 試料のうち、1 試料が非活断層と判別された。CASE 4 について、AIC の結果抽 出された 11 元素のデータを用いた線形判別分析(CASE 4-1)では、判別率は 96%で、96 試料 中3試料が誤判別として残るものの、非活断層(D~F)の一部が活断層と判別される一方で、活 断層(A~C)は非活断層に判別されるものが無かった。CASE4について、AICによる変数選択 をさらに進めると、判別率は大幅に下がる。ただし、表 4.2.3・4 に示すように、判別への寄与が 大きい元素としてはSr、TiO₂、Rbが抽出された。ここで、 β は判別式の元素の係数であり大き いほど判別への寄与が大きい。VIFは多重共線性の程度を表し、大きいと別の変数で当該元素が 説明できる(当該元素は無くても良い)こととなり、当該元素が判別に貢献しているとの説明が 困難になる。以上のことから、今年度の解析では、CASE 4-1 が最良の判別式を与えるとともに、 判別に寄与する元素は Sr、TiO₂、Rb であることが示された。

CASE 4-1 について、断層の最新活動時期との関係を図 4.2.3・2 に示す。最も新しい時期に活動した I の判別得点は小さく、II~IV はそれに次ぎ、非活断層の V は判別得点が大きい(正の数である)。CASE 4-1 で寄与の大きかった Sr、TiO₂、Rb についてみてみると(図 4.2.3・3)、Sr ではあまりはっきりしないが、TiO₂ はクラス I (活動時期が新しい)からクラス V へ低くなっていく。これと類似した傾向が P₂O₅ にも認められる。このことからは、断層活動で濃集したものが、その後の活動休止期間に溶脱していく過程が想起される。一方、Rb は、クラス II~IV が不明瞭であるものの、クラス I で低く、クラス V で高い。そこで、クラス I から V へ順次遷移していく分布を持つ元素を探すと Th と Y が見出された。これらはクラス I からクラス V へ高くなることから、断層活動で溶脱し、活動休止期間に濃集していく過程が考えられる。この中で、判別に寄与する元素として挙げた TiO₂ に着目してみると、一般に Ti は移動しにくい元素とされており、このような遷移が生じるとは考えにくい。しかし、例えば Pe-Piper et al. (2011) は、白亜系砂岩中から産するチタン鉱物の晶出過程を議論したうえで、Ti は不動元素ではないと主張している。Pe-Piper et al. (2011)の主張が正しいとすると、Ti は移動しにくくとも不動ではなく、断層活動のような激しい現象で大きく移動し、その後の休止期間にゆっくりと溶脱したことが考えられる。

(4) 判別寄与元素の存在状態の検討

化学組成データに基づき活断層と非活断層とを識別する手法の信頼性を担保するうえでは、両 者の識別に影響する、断層運動に伴う元素の濃集・溶脱メカニズムを理解することも重要である。 そこで今年度は、昨年度の検討で判別への寄与が最も大きい元素となった Rb に特に着目し、断 層ガウジ中での元素の存在状態を検討した。まず、元素マッピングにより、Rb が断層ガウジのど こに濃集しているかを調べた。元素マッピングは、走査型 X 線分析顕微鏡(XGT; Horiba XGT 9000)と電子プローブマイクロアナライザ(EPMA; JEOL JXA-8530F)を試したが、XGT に ついては、ビーム径とビーム強度の制約から、全岩化学組成で最大でも数百 ppm(0.01%オーダ ー)程度しか含まれない Rb の分布に関する情報を得ることは困難であった。EPMA については、 微量元素のデータをより詳細に得るため、1 pixel あたりの測定時間を長く設定した。すなわち、 五助橋断層(六甲花崗岩を貫く活断層)の断層ガウジ試料(活動性・確実度 A;付録 5 の GSK3) に対し 5,000 ms、広島花崗岩中のリニアメント沿いの断層ガウジ試料(非活断層の疑い:活動性・ 確実度 E;付録 5 の 15042103-1)に対し 200 ms とした。ビーム電流は、長時間の電子線照射に 対する試料へのダメージを抑えるため、20 nA と弱く設定した。加速電圧は 15 kV とした。なお、 GSK3 と 15042103-1 の Rb の全岩化学組成は表 4.2.3-5 の通りである。

鏡面研磨した薄片に対する GSK3 及び 15042103-1 の EPMA 分析結果を図 4.2.3-4 に示す。 花崗岩質岩石起源の断層ガウジにおける Rb の有力な存在場所としては、1)粘土鉱物中の層間イ オンとして存在、2)カリ長石中で、K を置換する形で存在、の2つが考えられる。全岩化学組成 で Rb 濃度が相対的に低い GSK3 では、全体的に Rb の感度が低く、かつ、粘土鉱物に富む基質 部と、カリ長石との間で、Rb の顕著な濃度差は見られなかった。全岩化学組成で Rb 濃度が相対 的に高い 15042103-1 では、基質部の方で Rb 濃度がやや高く見える部分も認められるが、やは り全体的に Rb の感度が低く、基質部とカリ長石との間の Rb の濃度差も有意とは言えない。基 質部については、極細粒かつ軟弱のため、鏡面研磨を行っても試料に微妙や凹凸や剥離があり、 明瞭な濃度分布が得られなかった可能性もある。

次に、粘土鉱物の層間が Rb の主な存在場所となっているかどうかを検証するため、五助橋断 層及び広島花崗岩中のリニアメント沿いの 4 つの試料に対し、次に示す方法で交換性陽イオンの 分析を行った。1) 40℃で1日乾燥させた試料約3gと超純水30 ml を 40 ml 遠沈管に入れ、超 音波洗浄機に5分かける。2) さらに遠沈管をよく振って試料を分散させたうえで、高速遠心分離 機(20,000 rpm、60分以上)にかけ、上澄みを捨てる。以上の作業を2回繰り返して試料を洗浄 し、吸着水(粒子表面に吸着されている水)中の成分を除去する。3) 遠沈管に沈殿した試料を取 り出して 40℃で1日乾燥させ、メノウ乳鉢で軽く崩して約1.5gを分取し、乾燥質量を正確に秤 量する。4)分取した試料と、0.1 mol/l CsCl(超純水 50 ml に CsCl 粉末 0.842 gを加えて作製) 25 ml を 40 ml 遠沈管に入れ、室温で6日間放置する。遠沈管は定期的によく振って試料を分散 させる。5) 遠沈管を高速遠心分離機(20,000 rpm、90分)にかけ、上澄みをメスシリンダーに 分取し、超純水を加えて 50 ml に定容する。6) 定容した溶液試料を ICP-MS (Agilent 7700x ICP-MS)により、Rb 濃度を測定する。さらに、同じ溶液試料で、ICP-OES (Agilent 5110 VDV ICP-OES)により、Na、Mg、K、Ca、Sr、Ba 濃度も測定する。

なお、分析した4試料はいずれも、X線回折分析によりスメクタイトに富むことが分かっている(安江ほか,2014;植木ほか,2016)。粘土鉱物としてはスメクタイトのほかにイライトや緑泥石等も含まれるが、陽イオン交換容量はスメクタイトが最も大きい(和田,1981)。粘土鉱物中の層間イオンとしての吸着能は、アルカリ金属の場合、水和イオン半径が小さいものほど大きく、Cs>Rb>K>Naの順とされている(和田,1981)。一方、アルカリ金属とアルカリ土類金属との間のイオン交換は、価数の異なるイオン間の交換となり、溶液中の陽イオン濃度と粘土鉱物層間の交換性陽イオン濃度も大きく影響する。ここで、価数の低いアルカリ金属イオンは、溶液中の陽イオン濃度の増加とともに、粘土鉱物層間に保持されやすくなる傾向がある(和田,1981)。本分析の場合、溶液中にはCsイオンが圧倒的に多いため、Mg、Ca、Sr、Baイオンに対しても、Csイオンがより多く粘土鉱物の層間に保持されると考えられる。以上のことから、CsCl溶液との処理によって、粘土鉱物の層間に含まれていた Rb、K、Na、Mg、Ca、Sr、Baの各イオンがCsイオンと交換して溶液側に移るため、溶液のICP-MS/ICP-OES分析により、粘土鉱物中の交換性陽イオン濃度の推定ができると判断される。

測定結果は表 4.2.3-5 の通りとなった。Ca イオンの濃度が非常に高いが、これは、地表に近い 浅部に存在する粘土細脈が Ca 型スメクタイトを主体としていることと整合的である(地下, 2016)。同一周期同士で比較すると、Na<Mg、K<Ca、Rb<Sr となり、アルカリ土類金属イオン の濃度の方が高い。各イオン濃度について、全岩化学組成との相関を見ると、Rb と Sr の相関係 数が非常に高い。Mg の相関係数も高いが、活動性・確実度 E の断層ガウジ同士である 15042102-2 と 15042103-1 の間で濃度の大きな違いがあり、元素濃度で活断層-非活断層間の区別ができ ない(図 4.2.3-5)。一方、Na と K の相関係数は非常に低い。Ca の相関係数は Na・K と比べる と高いが、回帰直線が原点から大幅にずれている。以上からは、Rb と Sr については、多くが粘 土鉱物中の層間イオンとして存在していると考えられる。Na と K については、他の鉱物(主に 長石類)中に多く存在しているため、全岩化学組成と交換性陽イオン濃度との相関係数が低くな った可能性が高い。Ca については、Ca 型スメクタイトを主体とする粘土鉱物と、長石類等の他 の鉱物の双方に多く含まれるため、Na・K と Rb・Sr の中間的な相関性を示したと推察される。 今年度の線形判別分析では、Rb に加え Sr も判別への寄与が大きい元素として抽出された(表 4.2.3-4)。また Ba も、判別への寄与が比較的大きい元素と判定されているが、全岩化学組成と交換性陽イオン濃度との相関性は Rb・Sr に次いで良い(図 4.2.3-5)。これらの元素が、断層ガウジにおいては粘土鉱物中の層間イオンとして主に存在しているということは、粘土鉱物を介した元素の挙動が、活断層と非活断層とを識別する上で大きな役割を果たしていることが示唆される。

(5) まとめ

データ拡充を行い、化学組成データを対数比変換することで、統計学的により妥当な線形判別 分析を実施した。断層の活動性に関する確実度の考え方を取り入れて検討することにより、判別 式の誤判別の程度をより明確に示すことができた。今年度実施した解析においても、活断層を非 活断層と誤って判別することが無い判別式が得られ、Rb、Sr、TiO2の寄与度が相対的に大きいこ とが示された。判別率を高めるためには、解析の際に母岩の岩種と断層タイプをそろえることが 重要と考えられる。手法の信頼性、妥当性を高めるために、今後も引き続きデータ拡充と検討を 繰り返すことが効率的と考えられる。さらに、断層を最新活動時期に基づいてクラス分けし、ク ラスの違いによる元素濃度の変化を見ることにより、TiO2、P2O5、Th、Y がクラスの違いとよく 対応していることが明らかになった。一方、元素の存在状態については、交換性陽イオン分析に より、Rb、Sr、Ba は粘土鉱物中の層間イオンとして存在すると考えられる。各元素の変化は断 層活動時や静穏期に進行する断層中軸部、特に細粒の粘土鉱物中の元素の濃集や溶脱、保持など のメカニズム解明に至る手がかりを与えるものであり、今後も検討を続ける必要がある。

| CASE 4 | β | β(abs.) | VIF | CASE 4-1 | β | β(abs.) | VIF | CASE 4-2 | β | β(abs.) | VIF | CASE 4-3 | β | β(abs.) | VIF |
|----------------------------------|-------|---------|-------|------------------|-------|---------|------|------------------|-------|---------|------|------------------|-------|---------|------|
| Sr | -1.36 | 1.36 | 10.77 | Sr | -1.36 | 1.36 | 6.70 | Sr | -0.89 | 0.89 | 2.44 | Sr | -0.73 | 0.73 | 2.10 |
| TiO ₂ | -1.19 | 1.19 | 4.10 | TiO ₂ | -1.09 | 1.09 | 3.08 | TiO ₂ | -0.75 | 0.75 | 1.65 | Rb | 0.61 | 0.61 | 1.70 |
| Rb | 0.85 | 0.85 | 5.41 | Rb | 0.90 | 0.90 | 3.83 | Rb | 0.69 | 0.69 | 1.79 | TiO ₂ | -0.60 | 0.60 | 1.36 |
| K ₂ O | 0.82 | 0.82 | 6.37 | Ba | 0.65 | 0.65 | 3.38 | Ba | 0.41 | 0.41 | 2.38 | | | | |
| Th | -0.70 | 0.70 | 6.77 | K ₂ O | 0.63 | 0.63 | 3.54 | | | | | | | | |
| Ba | 0.65 | 0.65 | 4.62 | P205 | 0.59 | 0.59 | 3.59 | | | | | | | | |
| P_2O_5 | 0.58 | 0.58 | 3.77 | Th | -0.57 | 0.57 | 3.79 | | | | | | | | |
| A12O3 | -0.40 | 0.40 | 3.38 | Na:O | -0.39 | 0.39 | 2.74 | | | | | | | | |
| Na_2O | -0.34 | 0.34 | 3.10 | A1203 | -0.38 | 0.38 | 2.09 | | | | | | | | |
| MnO | -0.31 | 0.31 | 1.51 | CaO | 0.35 | 0.35 | 2.52 | | | | | | | | |
| CaO | 0.30 | 0.30 | 4.09 | MnO | -0.27 | 0.27 | 1.28 | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ * | 0.24 | 0.24 | 3.53 | | | | | | | | | | | | |
| MgO | 0.15 | 0.15 | 2.00 | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 0.03 | 0.03 | 5.14 | | | | | | | | | | | | |
| Y | 0.00 | 0.00 | 6.73 | | | | | | | | | | | | |



図 4.2.3-1 線形判別分析の結果図 (a) CASE 3、(b) CASE 4、(c) CASE 4-1)。A~F は表 4.2.3-2 参照



図 4.2.3-2 CASE 4-1 の判別得点と最新活動時期(LEclass I~V)



図 4.2.3-3 CASE 4-1 のいくつかの元素(横軸)の密度分布と最新活動時期(LEclass I~V) 説明は本文参照



図 4.2.3-4 断層ガウジ試料の EPMA 分析結果

GSK3(五助橋断層)と15042103-1(広島花崗岩中のリニアメント)の BSE 像、及び Rb と Al のマッピング結果を示す。Mx は基質、Kfl はカリ長石である。

| 試料名 | 断層 | 活動性 • 確実度 | | | | | | | |
|------------|---------------|--------------|-------------------|-------|------------------|-------|-------|-------|-------|
| | | | 交換性陽イオン濃度 [ppm] | | | | | | |
| | | | Na | Mg | К | Ca | Rb | Sr | Ва |
| GSK1 | 五助橋断層 | А | 60 | 160 | 310 | 4000 | 0.91 | 91 | 21 |
| GSK3 | 五助橋断層 | Α | 43 | 160 | 240 | 3700 | 0.58 | 47 | 12 |
| 15042102-2 | 広島花崗岩中のリニアメント | Е | 31 | 130 | 280 | 3000 | 3.1 | 9.2 | 4.0 |
| 15042103-1 | 広島花崗岩中のリニアメント | Е | 26 | 270 | 370 | 3400 | 5.9 | 12 | 1.3 |
| 全岩化学組成 | | | | | | | | | |
| | | | Na ₂ O | MgO | K ₂ O | CaO | Rb | Sr | Ва |
| | | | [wt%] | [wt%] | [wt%] | [wt%] | [ppm] | [ppm] | [ppm] |
| GSK1 | 五助橋断層 | А | 2.70 | 0.52 | 2.80 | 2.51 | 108 | 250 | 787 |
| GSK3 | 五助橋断層 | Α | 2.57 | 0.49 | 2.73 | 2.36 | 103 | 160 | 684 |
| 15042102-2 | 広島花崗岩中のリニアメント | E | 2.78 | 0.40 | 4.06 | 0.66 | 235 | 53 | 229 |
| 15042103-1 | 広島花崗岩中のリニアメント | Е | 1.83 | 0.88 | 4.29 | 0.85 | 474 | 72 | 368 |
| | | | 相関係数 | | | | | | |
| | | | Na | Mg | К | Ca | Rb | Sr | Ва |
| | | | 0.561 | 0.998 | 0.618 | 0.922 | 0.993 | 0.996 | 0.908 |

表 4.2.3-5 交換性陽イオンの分析結果、及び全岩化学組成との相関係数



4.2.4 石英水和層を用いた評価技術の検討

本事業では、断層の活動性評価に適用するための新しいアプローチとして、破砕帯で破壊され た石英破断面の水和層厚さを測定することによって断層の最新活動時期を特定する方法の適用性 について検討を試みている。考古学分野では、石像や石斧などの材料となる黒曜石(ガラス)の 年代を推定する手法として、水和層厚さの測定が適用されている(Stevenson et al., 1989)。近年 は加速器や SIMS(二次イオン質量分析装置)によってイオンビームを照射し、発生する二次イ オンを分析することによって、ガラスよりも水和速度が非常に遅い石英に対しても、微小な水和 層の厚さを計測する手法が提案されている(Ericson et al., 2004; Liritzis and Laskaris, 2009)。 そこで本事業においても、SIMS を用いてイオンビームを断層面などから抽出した石英表面に照 射し、発生する二次イオンを分析することによって水和層の厚さを推定し、断層運動が石英の水 和層厚さに及ぼす影響について検討することとした。

昨年度までの本事業では、地質試料(花崗岩及びチャート)中の石英の水和層発達の程度を把 握するための水熱実験を実施した。その結果、水和層発達の程度に相当する水素濃度の深さ方向 プロファイルを相補誤差関数でフィッティングして推定した水和反応の拡散係数は、既往の考古 試料や人工石英による結果(Dersch and Rauch, 1999; Ericson et al., 2004)と概ね一致した。 一方、クリプトテフラにより堆積年代が推定されている地層から採取した花崗岩礫及び花崗岩起 源の石英礫に対して SIMS 分析を行い、水和層の厚さを推定し、水熱実験から推定した水和反応 の拡散係数を用いて年代を計算して実際の堆積年代と比較する試みも行った。計算された値は地 形・地質学的調査から推定される年代よりもやや若い結果となり、実際の環境では実験の条件と は違い水に不飽和な場合があるなどの要因により、年代の推定に大きな不確実性を伴う可能性が 示された。

今年度は、水和層の発達と断層運動との関係を明らかにするため、断層運動を模擬した摩擦実 験を経験した試料での水和層の測定を試みた。摩擦実験に使用した試料は、昨年度までの本事業 における水熱実験で使用したものと同じ後期白亜紀の江若花崗岩と美濃帯三畳系の赤色チャート、 及び、市販の庵治花崗岩(香川県産の後期白亜紀花崗岩)である。

摩擦実験は山口大学所有の回転式高速剪断摩擦試験機により行った。試料から直径 25 mm、高 さ約 20 mm の円柱を 2 個切り出し、模擬ガウジを挟むピストンに用いた。2 つのピストンと模 擬ガウジとはテフロンリングで接合させた。回転側のピストンはガウジとの接触面を 10 μm、3 μm、1 μm、0.25 μm のダイヤモンドペーストを使用して鏡面研磨し、実験後に表面を SIMS 分 析に供した。固定側のピストンは実験時のガウジとのかみ合わせを確保するため、接触面を#100 のカーボランダムを使用して粗く研磨した。模擬ガウジには、Ca モンモリロナイト(米国 Clay Minerals Society の標準粘土試料 Stx-1b)と石英(富士フイルム和光純薬製の石英砂をメノウ乳 鉢で細粒化したもの)を 7:3 で混合したものを用いた。模擬ガウジの量は1gに調整し、実際の 露頭のガウジに近い湿潤環境にするため、1 mlの水を加え、水中で真空引き(減圧)して水をガ ウジの内部まで浸透させた。摩擦実験の条件は、地震性の速いすべりを想定し、すべり速度 1 m/s、 垂直応力 1 MPa、総変位量 10 m とした。いずれの試料も、実験中にガウジの漏れはほとんどな かった。また、実験後のガウジに目視で確認できるような変質は無かった。

水和層発達の程度を推定するため、摩擦実験後、回転側のピストンのガウジとの接触面を厚さ 約4mmに切り出した後、SIMS (PHI ADEPT1010) で Cs+イオンビームを照射し、二次イオン として検出される水素イオン強度の深度プロファイルを測定した。水素濃度は、SiO₂標準試料に より定量した。一次加速電圧は 5.0 kV、検出領域は 20 µm×20 µm とした。二次イオンの測定 は、O、Si、Al についても行った。なお、SIMS 測定前に、摩擦実験後の測定面をデジタルマイ クロスコープで観察すると、特に円の外周付近において、摩擦実験に伴う回転時の傷が全体的に 認められる (図 4.2.4-1)。その中で大きな傷を避け、凹凸の少ない部分を測定領域として選定し た。

SIMS 測定の結果、チャートでは試料表面から約 0.5 µm までの深さにおいて、花崗岩では約 1.5~2µm までの深さにおいて、水素濃度の増加が認められた(図 4.2.4·2)。しかし、試料表面 のごく近傍の領域(図 4.2.4·2 の点線の部分)は、水素イオン強度測定と同時にモニターしていた Si イオンの強度のトレンドも大きく変化しており、摩擦実験に伴う試料表面の凹凸が測定結果に 大きく影響した可能性が高い。仮に、これらの部分を除外した領域の水素濃度分布に対し、Ericson et al. (2004) と同様の方法で、相補誤差関数でフィッティングして水和反応の拡散係数(D)を計算すると、チャート試料における計算結果は D=0.5×10⁻¹⁰ cm²/s、花崗岩試料における計算結 果は D=2.5~3.0×10⁻¹⁰ cm²/s 程度と非常に大きな値となった。ただし、測定精度(2o で±40%)

や測定結果のノイズの大きさも考慮すると、これらのフィッティングには不確かさが大きい。現時点では、摩擦実験で再現した断層運動に伴う水和層の発達は積極的には認められなかった(検出できなかった)と考察される。



図 4.2.4-1 摩擦実験後の試料の写真

回転側のピストンのガウジとの接触面の写真で 2 枚とも同じ位置を示す。赤四角は 2 か所の SIMS 測定領域を示す。再現性の確認のため、2 か所で測定を実施した。江若花崗岩の例。Kfl: カ リ長石、Pl: 斜長石、Qtz: 石英。



図 4.2.4-2 SIMS 測定の結果

点線の部分は、水素イオン強度測定と同時にモニターしていた Si イオンの強度のトレンドも大きく変化しており、試料表面の凹凸が測定結果に影響を及ぼしている可能性が高い。

4.2.5 まとめ

上載地層がない断層の活動性や、地質断層の再活動性の評価技術の高度化を目的として、放射 年代測定、機械学習、石英水和層に基づいた検討を行った。

放射年代測定に基づいた検討のうち、IRSL 法については、IRSL 信号の熱に対する減衰(残存 率)を明らかにし、断層運動に伴う熱影響の規模を制約するため、大気環境下での加熱実験を実 施した。その結果、短時間(5~20秒)の断層加熱による IRSL 信号リセット開始温度は、IR50 (50℃の低温の信号)の場合、230~250℃程度であると計算された。今後は、実際の地質環境に より近い水熱条件下での実験データの取得が課題となる。

粘土鉱物を対象とした K-Ar 法による検討については、1) 粉砕が K-Ar 年代に及ぼす影響を検 証するための、温度・時間・粉砕機構を変えた複数のケースでイライト標準試料を粉砕させた試 料に対する K-Ar 年代測定、2) 天然の試料において、断層運動に伴う機械的な粉砕や熱水活動が K-Ar 年代に及ぼす影響に関する情報を得るための、延岡衝上断層を貫くボーリングコアを対象 とした K-Ar 年代測定、3) 破砕帯の詳細な記載に基づき第四紀の活動史が復元されている活断層 露頭を対象とした K-Ar 年代測定に関する研究事例の蓄積のための、阿寺断層の露頭から採取し た試料に対する K-Ar 年代測定をそれぞれ継続した。

室内実験に基づいた熱年代による断層活動性評価手法の高度化検討では、断層が活動する地下 深部を模した水熱環境や還元環境で加熱した試料との比較に供するため、非加熱の標準ジルコン 試料を対象として各種の年代学的検討を実施した。(U-Th)/He 年代、U-Pb 年代、FT 年代、FT 長 の測定結果は、いずれも先行研究と調和的な結果となったが、結晶内部面の U-Pb 年代と FT 年 代では、年代値が古い側にずれる可能性が示された。以上の結果と断層破砕帯への適用性を踏ま えると、今後の加熱試料と非加熱試料の比較は、FT 長測定に基づく検討が最優先であると判断 された。

前年度に実施した水熱加熱試料との比較に供する、非加熱試料の各種年代学的データの取得を 実施した。具体的には、水熱加熱実験にも用いた仁左平デイサイトのジルコンを用いて、(U-Th)/He 年代、U-Pb 年代、FT 年代、FT 長を測定した。いずれの測定値も、基本的には先行研究 と整合的な結果となったが、結晶内部面の U-Pb 年代と FT 年代は系統的に古い値を示す可能性 が示唆された。これらの結果及び断層破砕帯への適用可能性から判断すると、今後の非加熱試料 と水熱加熱試料の比較は、FT 長測定に基づいた検討を優先的に進めていくべきである。

機械学習に基づいた検討では、活断層と非活断層を客観的に判別する手法の開発を目的として、 多変量解析を用いた機械学習を実施した。令和2年度は、これまで整備した化学組成データベー スの拡充と、統計学的に妥当性の高い対数比変換データを用いた線形判別分析を行い、断層活動 性の確実度を用いて誤判別の程度を検討できるようにした。また、判別の寄与度が相対的に大き い元素は Rb 、Sr、TiO₂であり、Baも比較的大きい。このうち Rb、Sr、および Ba の存在形態 は粘土鉱物中の層間イオンと考えられる見通しをえており、これらの元素の挙動にも着目して今 後の検討を継続していく必要がある。

石英水和層を用いた評価技術の検討では、断層運動に伴う水和層の形成を検証するため、摩擦 実験を施した試料に対する SIMS 測定を実施した。しかしながら、地表付近での断層運動による 明確な水和層の発達を示す積極的な証拠は検出できなかった。

引用文献

Aitchison, J., ed., The statistical analysis of compositional data, Chapman & Hall, London, 416p, 1986.

- Alf, R.M., A mylonite belt in the southeastern San Gabliel Mountains, California, Bulletin of the Geological Society of America, vol.59, pp.1101-1120, 1948.
- Anderson, J.L., Osborne, R.H. and Palmer, D.F., Petrogenesis of cataclastic rocks within the San Andreas fault zone of southern California, U.S.A., Tectonophysics, vol.67, pp.221-249, 1980.
- Bradbury, K.K., Davis, C.R., Shervais, J.W., Janecke, S.U. and Evans, J.P., Composition, alteration, and texture of fault-related rocks from Safod core and surface outcrop analogs: evidence for deformation processes and fluid-rock interactions, Pure and Applied Geophysics, vol.172, pp.1053-1078, DOI 10.1007/s00024-014-0896-6, 2015.
- Buyleart, J.P., Murray, A.S., Thmsen, K.J. and Jain, M., Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar, Radiation Measurements, Vol.44, pp.560-565, 2009.
- Dersch, O. and Rauch, F., Water uptake of quartz investigated by means of ion-beam analysis, Fresenius' Journal of Analytical Chemistry, vol.365, pp.114-116, 1999.
- Ericson, J.E., Dersch, O. and Rauch, F., Quartz hydration dating, Journal of Archaeological Science, vol.31, pp.883-902, 2004.
- Fantong, E.B., Takeuchi, A. and Doke, R., Electron Spin Resonance (ESR) Dating of Calcareous Fault Gouge of the Ushikubi Fault, Central Japan, Applied Magnetic Resonance, vol.44, pp. 1105-1123, 2013.
- Farley, K.A., Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite, Journal of Geophysical Research, vol.105, pp.2903-2914, 2000.
- Folk, R.L., Petrography and origin of the Silurian Rochester and McKenzie Shales, Morgan County, West Virginia, Journal of Sedimentary Petrology, vol.32, pp.539-578, 1962.
- Fukuchi, R., Fujimoto, K., Kameda, J., Hamahashi, M., Yamaguchi, A., Kimura, G., Hamada, Y., Hashimoto, Y., Kitamura, Y. and Saito, S., Changes in illite crystallinity within an ancient tectonic boundary thrust caused by thermal, mechanical, and hydrothermal effects: an example from the Nobeoka Thrust, southwest Japan, Earth, Planets and Space, vol.66: 116, 12p, 2014.
- Fukuchi, T., Yurugi, J. and Imai, N., ESR detection of seismic frictional heating events in the Nojima fault drill core samples, Japan, Tectonophysics, vol.443, pp.127-138, 2007.
- Galbraith, R.F., On statistical models for fission track counts, Mathmatical Geology, vol.13, pp.471-478, 1981.
- 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, pp.714-726, 2013.
- Hamahashi, M., Saito, S., Kimura, G., Yamaguchi, A., Fukuchi, R., Kameda, J., Hamada, Y., Kitamura, Y., Fujimoto, K., Hashimoto, Y., Hina, S. and Eida, M., Contrasts in physical properties between the hanging wall and footwall of an exhumed seismo-genic megasplay fault in a subduction zone – An example from the Nobeoka Thrust Drilling Project, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.14, pp.5354-5370, 2013.
- Hasebe, H., Tagami, T. and Nishimura, S., Towards zircon fission-track thermochronology: Reference framework for confined track length measurements, Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), vol.112, pp.169-178, 1994.
- Hasebe, N., Tamura, A. and Arai, S., Zeta equivalent fission-track dating using LA-ICP-MS

and examples with simultaneous U-Pb dating, Island Arc, vol.22, pp.280-291, 2013.

Higgins, M.W., Cataclastic rocks, Geological Survey Professional Paper, no.687, 97p, 1971.

- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 編, 活断層詳細デジタルマップ「新編」, 東京大学出版 会, 154 pp, 2018.
- Ishikawa, T., Hirono, T., Matsuda, N., Kawamoto, K., Fujimoto, K., Kameda, J., Nishio, Y., Maekawa, Y. and Honda, G., Geochemical and mineralogical characteristics of fault gouge in the Median Tectonic Line, Japan, Earth, Planets and Space, 66:36, http://www.earthplanets-space.com/content/66/1/36, 2014.
- 地下まゆみ,粘土鉱物の生成・運搬メカニズムと土砂災害,粘土科学,vol.54, pp.126-129, 2016.
- 加藤尚希,廣野哲朗,石川剛志,大谷具幸,阿寺断層田瀬露頭における断層ガウジの鉱物学的・地 球化学的特徴,活断層研究,vol.43, pp.1-16, 2015.
- Kondo, H., Kimura, G., Masago, H., Ohmori-Ikehara, K., Kitamura, Y., Ikesawa, E., Sakaguchi, A., Yamaguchi, A. and Okamoto, S., Deformation and fluid flow of a major out-ofsequence thrust located at seismogenic depth in an accretionary complex: Nobeoka Thrust in the Shimanto Belt, Kyushu, Japan, Tectonics, vol.24, TC6008, doi:10.1029/2004TC001655, 2005.
- Kuwatani, T., Nagata, K., Okada, M., Watanabe, T., Ogawa, Y., Komai, T. and Tsuchiya, N., Machine-learning techniques for geochemical discrimination of 2011 Tohoku tsunami deposits, Scientific Reports, vol.4, 7077, 2014.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. and Gleadow, A.J.W., Thermal annealing of fission tracks in apatite; 2. A quantitative analysis, Chemical Geology, vol.65, pp.1-13, 1987.
- Liritzis, I. and Laskaris, N., Advances in obsidian hydration dating by secondary ion mass spectrometry: World examples, Nuclear Instruments and Methods Physics Research B, vol.267, pp.144-150, 2009.
- 松田高明, ジルコン外部面トラックのアニーリング特性, フィッション・トラックニュースレタ ー, vol.3, pp.51-52, 1990.
- 松田高明, ジルコン外部面フィッション・トラックアニーリング特性の比較, フィッション・トラックニュースレター, vol.5, pp.19-22, 1992.
- Murakami, M. and Tagami, T., Dating pseudotachylyte of the Nojima Fault using the zircon fission-track method, Geophysical Research Letters, vol.31, doi:10.1029/2004GL020211, 2004.
- Murakami, M., Košler, J., Takagi, H. and Tagami, T., Dating pseudotachylyte of the Asuke Shear Zone using zircon fission-track and U–Pb methods, Tectonophysics, vol.424, pp.99-107, 2006a.
- Murakami, M., Yamada, R. and Tagami, T., Short-term annealing characteristics of spontaneous fission tracks in zircon: a qualitative description, Chemical Geology, vol.227, pp.214-222, 2006b.
- 日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,平成 30 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関 する技術開発事業地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 2019.
- 日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,平成31年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関 する技術開発事業地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書,2020.

- Niwa, M., Mizuochi, Y. and Tanase, A., Reconstructing the evolution of fault zone architecture: A field-based study of the core region of the Atera Fault, Central Japan, The Island Arc, vol.18, pp.577-598, 2009.
- Niwa, M., Mizuochi, Y. and Tanase, A., Changes in chemical composition caused by water-rock interactions across a strike-slip fault zone: case study of the Atera Fault, Central Japan, Geofluids, vol.15, pp.387-409, 2015.
- Niwa, M., Shimada, K., Aoki, K.and Ishimaru, T., Microscopic features of quartz and clay particles from fault gouges and infilled fractures ingranite: discriminating between active and inactive faulting, Engineering Geology, vol.210, pp.180-196, 2016a.
- Niwa, M., Shimada, K., Tamura, H., Shibata, K., Sueoka, S., Yasue, K., Ishimaru, T. and 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, pp.86-107, 2016b.
- Niwa, M., Shimada, K., Ishimaru, T. and Tanaka, Y., Identification of capable faults using fault rock geochemical signatures: a case study from offset granitic bedrock on the Tsuruga peninsulra, central Japan, Engineering Geology, vol.260, 15235, 2019.
- 太田 亨, 新井浩嘉, 組成データ解析の問題点とその解決方法, 地質学雑誌, 112, p.173-187, 2006.
- 大谷具幸, 河野雅弘, 小嶋 智, 前期更新世までに活動を停止した断層における破砕帯の鉱物学 的・地化学的特徴, 日本地質学会第121 年学術大会講演要旨, R15-O-12, 2014.
- 大谷具幸, 沓名亮輔, 金折裕司, 小嶋 智, 57. 山口県・木戸山西方断層破砕帯における最新すべり 面と元素移動の関係, 平成25年度日本応用地質学会研究発表会講演論文集, pp.113-114, 2013.
- Pe-Piper, G., Karim, A. and Piper, D., Authigenesis of Titania Minerals and the Mobility of Ti: New Evidence From Pro-Deltaic Sandstones, Cretaceous Scotian Basin, Canada, Journal of Sedimentary Research, 81, 10, p.762-773, 2011.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S. and Zanetti, A., Zircon (U–Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.68, pp.1857-1887, 2004.
- Reiners, P.W., Ehlers, T.A. and Zeitler, P.K., Past, present, and future of thermochronology, Reviews in Mineralogy & Geochemistry, vol.58, pp.1-18, 2005.
- Reiners, P.W., Nonmonotonic thermal histories and contrasting kinetics of multiple thermochronometers, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.73, pp.3612-3629, 2009.
- Robert, H.M. and Duller, G.A.T., Standardized growth curves for optical dating of sediment using multiple-grain aliquots, Radiation Measurements, vol.38, pp.241-252, 2004.
- Shand, S.J., The pseudotachylyte of Parijs (Orange Free State), and its relation to 'trapshotten gneiss' and 'flinty crush-rock', Quarterly Journal of the Geological Society, vol.72, pp.198-221, 1916.
- Shaw, D.M., The origin of the Apsley gneiss, Ontario, Canadian Journal of Sciences, vol.9, pp,18-35, 1972.
- Stevenson, C.M., Carpenter, J. and Scheetz, B.E., Obsidian dating: Recent advances in the experimental determination and application of hydration rates, Archaeometry, vol.31, pp.193–206, 1989.
- Sudo, M., Tagami, T., Sato, K., Hasebe, N. and Nishimura, S., Calibration of a new Ar analytical system for the K-Ar dating method and analytical results of K-Ar age known

samples, Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy, vol.58, pp.21-40, 1996.

- 周藤賢治,小山内康人,岩石学概論下解析岩石学一成因的岩石学へのガイド,共立出版,260p, 2002.
- Tagami, T., Uto, K., Matsuda, T., Hasebe, N. and Matsumoto, A., K-Ar biotite and fission-track zircon ages of the Nisatai Dacite, Iwate Prefecture, Japan: A candidate for Tertiary age standard, Geochemical Journal, vol.29, pp.207-211, 1995.
- Tagami, T., Galbraith, R.F., Yamada, R. and Laslett, G.M., Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications. In: Van den Haute, P., De Corte, F. (Eds.), Advances in Fission-track Geochronology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp.99-112, 1998.
- 田上高広,渡邊裕美子,板谷徹丸,地震断層の年代学一最近の新展開と今後の展望一,月刊地球, vol.32, pp.3-9, 2010.
- Tagami, T., Thermochronological investigation of fault zones, Tectonophysics, vol.538-540, pp.67-85, 2012.
- Tagami, T., Application of fission-track thermochronology to understand fault zones. In: Malusà, M.G., Fitzgerald, P.G. (Eds.), Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology. Speinger, Cham, Switzerland, pp.221-233, 2019.
- Tagami, T. and Matsu'ura, S., Thermal annealing characteristics of fission tracks in natural zircons of different ages, Terra Nova, vol.31, pp.257-262, 2019.
- Takagi, H., Shimada, K., Iwano, H. and Danhara, T., The oldest record of brittle deformation along the Median Tectonic Line determined by FT zircon age for pseudotachylyte in the Taki area, Mie Prefecture, Journal of Geological Society of Japan, vol.116, pp.45-60, 2010.
- Tanaka, H., Fujimoto, K., Ohtani, T. and Ito, H., Structural and chemical characterization of shear zones in the freshly activated Nojima fault, Awaji island, southwest Japan, Journal of Geophysical Research, vol.106, pp.8789-8810, 2001
- Tanaka, H, Omura, K., Matsuda, T., Ikeda, R., Kobayashi, K., Murakami, M. and Shimada, K., Architectural evolution of the Nojima fault and identification of the activated slip layer by Kobe earthquake, Journal of Geophysical Research, vol.112, B07304, doi:10.1029/2005JB003977, 2007
- 田中義浩, 亀高正男, 岡崎和彦, 鈴木一成, 瀬下和芳, 青木和弘, 島田耕史, 渡邊貴央, 中山一彦, 断層面の形態観察に基づく断層活動性評価手法の検討, 応用地質, vol.59, pp.13-27, 2018.
- 遠田晋次・井上大栄・高瀬信一・久保内明彦・冨岡伸芳, 阿寺断層の最新活動時期:1586 年天正 地震の可能性, 地震第2 輯, Vol.47, pp.73-77, 1994.
- 椿 純一, 大谷具幸, 河野雅弘, 小嶋 智, 第四紀後期に活動していない断層における破砕帯の特 徴一奈良県大淀町における中央構造線を例として一, 日本地球惑星科学連合 2016 年大会, SSS31-P11, 2016.
- Tsukamoto, S., Tagami, T. and Zwingmann, H., Direct dating of fault movement. In: Tanner, D., Brandes, C. (Eds.), Understanding Faults: Detecting, Dating, and Modeling. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 257-282, 2020.
- 植木忠正,田辺裕明,丹羽正和,石丸恒存,島田耕史,花崗岩中に発達する粘土脈の観察・分析デ ータ,JAEA-Data/Code 2016-010, 292p, 2016.
- Vermeesch, P., IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology, Geoscience Frontiers, vol.9,

pp.1479-1493, 2018.

- 和田光史, 土壌粘土によるイオンの交換・吸着反応, 日本土壌肥料学会編, 土壌の吸着現象-基礎 と応用-, 博友社, pp.5-57, 1981.
- Wintle, A.G., Anomalous fading of thermo-luminesence in mineral samples, Nature, vol.245, pp.143-144, 1973.
- Yamada, R., Tagami, T. and Nishimura, S., Confined fission-track length measurement of zircon: Assessment of factors affecting the paleotemperature estimate, Chemical Geology, vol.119, pp.293-306, 1995a.
- Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S. and Ito, H., Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study, Chemical Geology, vol.122, pp.249-258, 1995b.
- Yamada, R., Murakami, M. and Tagami, T., Statistical modelling of annealing kinetics of fission tracks in zircon; Reassessment of laboratory experiments, Chemical Geology, vol.236, pp.75-91, 2007.
- Yamada, K., Tagami, T. and Shimobayashi, N., Experimental study on hydrothermal annealing of fission tracks in zircon, Chemical Geology, vol.201, pp.351-357, 2003.
- Yamada, K., Hanamuro, T., Tagami, T., Shimada, K., Takagi, H., Yamada, R. and Umeda, K., The first (U–Th)/He thermochronology of pseudotachylyte from the Median Tectonic Line, southwest Japan, Journal of Asian Earth Sciences, vol.45, pp.17-23, 2012.
- Yamasaki, S., Zwingmann, H., Yamada, K., Tagami, T. and Umeda, K., Constraining the timing of brittle deformation and faulting in the Toki granite, central Japan, Chemical Geology, vol.351, pp.168-174, 2013.
- 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, 109p, 2014.
- Zwingmann, H. and Mancktelow, N., Timing of Alpine fault gouges, Earth and Planetary Science Letters, vol.223, pp.415-425, 2004.
- Zwingmann, H., Yamada, K. and Tagami, T., Timing of brittle deformation within the Nojima fault zone, Japan, Chemical Geology, vol.275, pp.176-185, 2010.

4.3 地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討

4.3.1 背景と目的

地層処分事業に当たっては、核種移行速度への影響の観点から、地震・断層活動に伴う湧水な どの水理学的影響や、副次断層の活動・発達などの力学的影響が懸念されている。また、地層処 分技術 WG (2014) 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「断層のずれに伴う透水性の増加」による水理場や化学場の変動が挙げられており、 「地震や湧水(例えば、2011年4月11日の福島県浜通りの地震)に関する調査事例の蓄積」の 重要性が指摘されている。

本事業では、平成 30 年度から、地震・断層活動に伴う水理学的・力学的影響の文献情報を国内 外の文献(計93編)から収集した(後藤ほか,2020)。収集された水理学的影響に関する文献の ほとんどは、地下水位や水質の変化に伴うものであり、大規模な湧水(地下水の地表への流出) が長期間(年単位で)継続した事例は、2011年4月の福島県浜通りの地震と、1960年代の松代 群発地震に伴う大規模な湧水に限られた。 文献収集と併せて、湧水の供給源や経路を把握するための調査・評価技術の構築として、松代 群発地震に伴う湧水活動域の周辺を調査対象とした地下構造の探査と解析を実施した。平成 30 年度に実施した MT 探査において得られた二次元比抵抗構造からは、皆神山直下から深度約 10 km まで、連続的に分布する低比抵抗体の存在が認められた。さらに昨年度はこの MT 探査を実 施した地域の地震波トモグラフィを実施し、松代群発地震の活動域となった皆神山下において、 下部地殻に相当する深さ 25 km から深さ 80 km まで連続するように・2~-4%程度の S 波低速度 体が分布し、この S 波低速度体に対応する P 波速度偏差は、平均的なマントルの速度から・2%程 度の低速度を示すことが明らかにされた。皆神山周辺の地下での低周波地震の発生や、皆神山の 近傍で観測されるマントル起源の流体の供給を示唆する高いヘリウム同位体比 (6.5 Ra)(Wakita et al., 1978) などの情報も踏まえると、皆神山下の比抵抗体及び地震波低速度体は、第四紀火山 である皆神山に供給するメルトやその固化に伴って放出された水の存在によるものであることが 示唆された。以上の手法及び知見は、地下深部の流体賦存域の存否を把握する手法及び知見とし て適用できるとともに、地震に伴って長期間の湧水が生じる可能性を評価するための指標の一つ としても有用であると言える。

さらに昨年度の本事業では、流体の地下の賦存域からの移動経路の特性を把握する目的で、S 波スプリッティング解析の適用性を検討した。松代群発地震震源域を事例対象とした検討からは、 S 波偏向異方性の特徴から、原因は必ずしも明確でないが、上部地殻ではクラックが発達した断 層の交差部が流体の主な上昇経路として機能した可能性を示した。ただし本解析手法を地下から の流体以降経路を把握する手法の一つとして確立するためには、更なる解析精度の向上及び事例 研究の蓄積が必要である。

そこで今年度の本事業では、2011 年福島県浜通りの地震に伴う群発地震震源域を対象に S 波 スプリッティング解析を実施し、深部における流体の移動経路と長期間の湧水が生じている領域 の関連についての検討を開始した。また、松代群発地震震源域周辺を対象に、昨年度より実施し ている S 波スプリッティング解析については、解析プログラムの再検討を実施するとともに、最 終的に地表付近に湧水が到達する経路となる岩盤中の割れ目の特徴を考察するための割れ目デー タの収集に着手した。

4.3.2 2011 年福島県浜通りの地震に伴う湧水発生域における検討

地震学などの地球物理学的観測から、地殻内における深部流体の移動経路を推定するための手 法の適用事例の蓄積として、福島県浜通り地域において S 波スプリッティング解析を実施した。 この地域では、2011年東北地方太平洋沖地震(Mw 9.0)(以下、「2011年東北地震」とよぶ)の 発生後、2011年4月11日に福島県浜通りの地震(Mw 6.6)が発生している。

解析対象領域とした福島県浜通りから茨城県北部にかけての地域では、2011年東北地震の発生 後、地殻内での地震活動が活発化した(気象庁・気象研究所,2011)。これらの地震活動は初め茨 城県北部で活発で、同年3月19日にM6.1の地震が発生し、3月23日には、福島県浜通りで M6.0、M5.8、M5.5、M5.8の4つの地震が発生した。これらの地震は、いずれも西北西-東南東 から東-西方向に伸張軸を持つ正断層型の地震であった。そして4月11日には、福島県浜通り において、東北東-西南西方向に張力軸を持つ正断層型のM7.0の地震が6kmの深さで発生(後 に、気象庁より「福島県浜通りの地震」と命名された)し、5月31日までにM5.0以上の地震が 24回、M4.0以上の地震が182回発生した(気象庁・気象研究所,2011)。一方で、上記、福島県 浜通りの地震に伴い、確実度IIあるいは推定活断層とされていた井戸沢断層及び湯ノ岳断層の一 部で同時に破壊が生じ震源断層が現れた(堤・遠田,2012)。また、彼らの調査によると、井戸沢 断層の西側トレースに沿う地震断層はN20°Wの方向に約14kmにわたって、湯ノ岳断層に沿 う地震断層は N50°W の方向に約 15 km にわたって追跡でき、ともに西落ちの垂直変位が卓越 し、それらの最大上下変位量は約 2.1 m と約 0.9 m であったことが明らかにされている。

さらに、この福島県浜通りの地震の直後から、いわき市内の数か所で温泉の異常な湧き出しが 報告され、その湧水は湧出量の変化を生じつつも、2018年以降も継続した(Sato et al., 2020)。 また、Sato et al. (2020)では、国土地理院のGNSSデータから得られた福島県浜通りの地震時 の変位場を説明するための断層モデルを用いて地殻変動や地殻歪の変化量を計算し、水位や湧出 量の上昇や下降は、断層運動に伴う地殻の短縮や伸張が原因であると結論付けている。しかし、 温泉湧出が長期に渡って継続している理由については不明で、他に報告例がないとしている。

本事業では、S 波スプリッティング解析を用いて、福島県浜通りの地震の震源域周辺の応力場 について、2011年東北地震前後での変化を調べた。2011年東北地震前のデータとして、2004年 4月28日から2011年1月6日までに深さ30km以浅で起きた Mj 1.5~3.2の675個の地震を 対象に解析を行った。続いて、2011年東北地震後のデータとして、2011年6月1日から2011年 12月30日までに深さ30km以浅で起きた Mj 1.5~1.9の4159個の地震を対象に解析を行った。 ここで、本来なら解析に使用する地震のマグニチュードについて2011年東北地震前後で同一の 値を用いるべきであるが、2011年東北地震前には、福島県浜通りの地震の震源域周辺で発生した 地震が少なかったため、同解析に十分な地震数を確保するという目的で、異なったマグニチュー ドの上限値となる。また、2011年東北地震の本震後は、この地震による応力擾乱の影響が強いこ とが予想されるため、Iidaka and Obara (2013)と同様に、本震発生から約3ヵ月の期間を空け た2011年6月以降の地震データを用いて解析を実施した。

図 4.3.2-1 は、福島・茨城・栃木県に位置する地震観測点を示す。このうち解析で利用した観 測点は、防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)、気象庁(JMA)及び東北大学(TU) が運用する 18 観測点である。また、本解析では Silver and Chan (1991)による手法を用いて、 速い S 波の振動方向(φ)及び速い S 波が到達してから遅い S 波が到達するまでの時間差(dt) の推定を行った。さらに、SP 変換波による S 波到達時の位相擾乱を避けるという目的(Booth and Crampin, 1985)で、鉛直下向きから測った各観測点への波線の入射角が 35°以内となる震 源と観測点の組み合わせについて解析の対象とした。そして、共分散行列を用いて得られた速い S 波と遅い S 波の波形の相関係数が 0.9 以上である地震を採用し、 φ に関するローズダイヤグラ ムを作成した。なお、福島県浜通りの地震の震源域に位置する観測点のうち、気象庁の FURUDN (福島古殿)、YAMAUE(ひたちなか山ノ上)観測点については、観測が 2012 年 7 月 1 日から 開始という理由から、その他の防災科学技術研究所の観測点については、各観測点への波線の入 射角が 35°以内という制約を満足しなかったという理由から、解析には使用しなかった。

図 4.3.2・2 に 2011 年東北地震前に得られた各観測点の φ 方向の分布を示した。沿岸部の観測 点では、方向のばらつきはあるものの、おおまかな特徴として、最大水平圧縮応力や太平洋プレ ートの収束方向(Yoshida et al., 2015)である西北西-東南東方向ではなく、海溝に対して平行 な方向へのφの分布が卓越しているように見える。内陸部の観測点でも、同様の特徴が示された。 続いて、図 4.3.2・3 に 2011 年東北地震後に得られた各観測点のφ方向の分布を示した。図 4.3.2・2 と同様、沿岸部の観測点で、おおむね海溝に対して平行な方向へのφの分布が卓越するという特 徴が見てとれる。内陸部の観測点でも、最大水平圧縮応力や太平洋プレートの収束方向とは異な り、南北方向から北東-南西方向へのφの分布が示された。これらの結果は、地震の選び方や手 法の違いはあるが、Iidaka and Obara (2013)や Iidaka et al. (2014)によるS波スプリッテ ィング解析から示された結果と調和的であった。また、彼らの報告では、太平洋プレートの収束 方向とは異なるφの南北方向卓越という特徴は、福島県浜通りの地震の震源域周辺のみで確認さ れる特徴ではなく、東北日本の前弧域全体において示される特徴であることが記されている。 2011 年東北地震前後での φ 分布の比較を行うと、数十度程度の違いが見られる観測点はいくつ かあるものの、大きな変化はなかった。

図 4.3.2-4 に 2011 年東北地震後に得られたそれぞれの地震に対する dt を震源距離で規格化し た値(以下、「距離規格化 dt 値」とよぶ)に関する分布を、図 4.3.2-5 に距離規格化 dt 値の平均 値を観測点ごとに 1σの信頼区間を付して示した。図 4.3.2-4 から、ほとんどの観測点で距離規 格化 dt 値が小さな値であることがわかる。しかし、その中でも観測点 IWAKMZ や TU.IWK で は、いくつかの地震で大きな距離規格化 dt 値を示すことがわかった。距離規格化 dt 値に対して、 観測点ごとの違いについて見てみると、誤差の範囲ではあるものの、観測点HITACHやIWAKMZ で距離規格化 dt 値の平均値が他の観測点と比べて高いことが示された (図 4.3.2-5)。観測点 IWAKMZ は、Sato et al. (2020) で示された湧水の継続している温泉付近に存在することから (図 4.3.2·4)、地殻内に存在する深部流体の影響を反映し、他の観測点に比べて大きな dt 値が 得られたことが示唆される。なお、同観測点は、いわき市三和町の永石山公園内の標高 650 m 地 点に設置されており、シームレス地質図によると、水石山の主たる地質は、前期白亜紀に形成さ れた斑レイ岩である。また、この水石山の名前の起源が、山頂に水が溜まっている石があり、日 照りでも枯れることがないことに由来している(例えば、公益財団法人福島県観光物産交流協会、 2021)。このことからも、同領域付近は定常的に流体の豊富な地域であることが示唆され、今回 の解析で得られた結果を支持する。一方で、大きな dt 値を示した原因について、強震動が異方性 変化をもたらす可能性があるという考え方(例えば、澤崎,2017)についても、否定はできない ということも追記しておく。

Umeda et al. (2015) は、2013 年 11 月から 12 月に同領域の南部で電磁探査(図 4.3.2-4 の 橙色×が観測点を示す)を行っている。その結果によると、太平洋沿岸の海岸線から陸域に向け て長さ約 30 km 程度、深さ 20~30 km の領域に低比抵抗領域が存在し、その直上に福島県浜通 りの地震に関連した地震活動が集中している。一般論として、群発地震は地殻の弱面に流体が侵 入することで生じると考えられており、福島県浜通りの地震についても、地殻内の流体が一連の 地震発生に関与していると結論付けている。この測線は、観測点 N.JUOH と N.KIBH の間に位 置することから、地殻内に流体が存在すると仮定した場合、距離規格化 dt 値が相対的に大きな値 をとることが期待されたが、同観測点で相対的に大きな値は示されなかった(図 4.3.2-5)。いく つかの理由として、電磁探査の測線を横切るような地震が今回の解析に含まれなかったこと、電 磁探査で見えた低比抵抗領域が島弧に対して不連続な分布で平行な方向へ広がっていないことな どが考えられる。解析期間を延長して検討を行うことにより、電磁探査の結果との対応関係につ いても分かるかもしれない。

最後に、地震の分布と活断層や活断層の疑いのあるリニアメントなど(活断層研究会編,1991) との関連性について考察を行った。図 4.3.2-6 に観測点 IWAKMZ における距離規格化 dt 値の深 さ方向の分布を活断層などとともに示した。深さ 5~8 km の震央分布について、概ね東北東-西 南西方向の明瞭な線状の並びが確認できる。これら線状の並びは地下の断層との関連性が示唆さ れ、例えば、飛騨地方北部に位置する跡津川断層において、その断層に沿って発生している微小 地震活動が典型例として示されている(和田ほか,2002)。一方で、同領域には、東北東-西南西 方向(大倉断層群:南に位置する2条が活断層、北に位置する1条が活断層の疑いのあるリニア メント)と北西-南東方向(赤井断層)の概ね2系統の構造が確認でき、深さ5~8 km 震央分布 は東北東-西南西方向の活構造の向きと調和的である。また、深さ8~10 km の震央分布におい ては、線状配列の向きが地表の構造線を境に南南西~南西方向へ折れ曲がっている様子が確認で きる。これに関連し、和田ほか(2002)は、飛騨地域周辺の地震活動に関する地震の線状配列に ついて調べ、飛騨山脈直下で南北方向に並ぶ地震の配列が立山付近及び上高地と乗鞍岳の間で、 東側に転換することを指摘した。この場所は、飛騨山脈と跡津川断層の交差点であるとともに、 焼岳-久々野の線状配列が交差する場所に位置する。この例を踏まえると、本検討で示した線状 配列の折れ曲がりも大倉断層群と赤井断層の交差点付近にあたることから、地下の断層形状を反 映している可能性がある。本検討で示した、線状配列の違いに伴う距離規格化 dt 値の顕著な差異 については不明であり、今後例えば、統計学的な解析を経て違いが生じるのか検討を行うことが 望ましい。



図 4.3.2-1 解析対象領域における地震観測点分布

青丸は防災科学技術研究所、赤丸は気象庁、緑丸は東北大学の地震観測点を示す。解析では、 四角で囲った観測点を使用した。



図 4.3.2-2 2011 年東北地震前に得られた各観測点の φ 方向の分布 薄色赤丸は、2004 年 4 月 28 日から 2011 年 1 月 6 日までに深さ 30 km 以浅で起きた Mj 1.5~ 3.2 の地震の震央を示す。n は各観測点で解析に用いた相関係数が 0.9 以上の地震数を示す。





薄色赤丸は、2011 年 6 月 1 日から 2011 年 12 月 30 日までに深さ 30 km 以浅で起きた Mj 1.5 ~1.9 の地震の震央を示す。地震数の少ない観測点における解析結果については、ローズダイヤ グラムの半径を小さくして表示した。n は各観測点で解析に用いた相関係数が 0.9 以上の地震数 を示す。



図 4.3.2-4 2011 年東北地震後に発生した地震に対する距離規格化 dt 値の分布 桃色線は活断層や活断層の疑いのあるリニアメント(活断層研究会編, 1991)を確実度ととも に示した。福島県浜通りの地震で出現した井戸沢断層・湯ノ岳断層を桃色太線で示した。また、 桃色菱形は、Sato et al. (2020) で報告された湧水地点を、橙色×は Umeda et al. (2015) による 電磁探査の観測点を示す。距離規格化 dt 値の統計処理(図 4.3.2-5 参照)の際、地震数が少なか った観測点を灰色で記している。



図 4.3.2-5 距離規格化 dt 値の平均値の分布

データ処理は 2011 年東北地震後の解析結果を利用した。プロットには 1 σの信頼区間を付し て示した。また、黒丸の脇に解析に用いた地震の個数を記載した。地震数が少なかった観測点に ついては、灰色丸で示している(観測点位置は図 4.3.2-4 参照)。



図 4.3.2-6 観測点 IWAKMZ における距離規格化 dt 値の深さ方向の分布

丸は震源の位置を示し、距離規格化 dt 値の大きさにしたがって色を付し、φ の方向も同時に示 した。観測点 IWAKMZ の位置を黒色四角で、Sato et al. (2020)の湧水地点の位置を桃色菱形で 示した。また、活断層や活断層の疑いのあるリニアメントなど(活断層研究会編, 1991)を桃色 線で示した。

4.3.3 松代群発地震に伴う湧水発生域における検討

(1) 地震学的検討

昨年度の本事業において、松代群発地震震源域を事例対象とした S 波スプリッティング解析を 行い、暫定的な結果を示した。今年度は解析プログラムを見直し、更新したうえで再度解析を行 った。以下、その結果を示す。

図 4.3.3-1 は、松代群発地震の活動域とその周辺に分布する地震観測点及び解析に用いた地震の震央分布である。解析の対象とした観測点は、防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hinet)、東京大学地震研究所(ERI)及び気象庁(JMA)が運用する9点とした。解析には、2004年4月から2014年3月末までの10年間に、松代群発地震の活動域とその周辺の深さ20km以浅で発生した M_j0.1~3.5の浅発地震を対象として、その連続波形データを使用した。なお、S波が地表面に入射した際に生じるP波への変換波のために、S波到達時の位相が乱される可能性

(Booth and Crampin, 1985)を避けるため、鉛直下向きから測った各観測点への入射角が35° 以内となる震源と観測点の組み合わせのみを解析の対象とした。入射角の計算には、Nakajima and Hasegawa (2007)による西南日本の三次元S波速度構造から推定した、各観測点の位置にお ける一次元S波速度構造を用いた。本事業では、Silver and Chan (1991)による手法を用いて、 速いS波の振動方向(φ)及び各観測点に速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時 間差(dt)の推定を行った。

図 4.3.3・2 は、ローズダイヤグラムを用いて、解析により求められた速い S 波の振動方向(φ) の分布を示したものである。ローズダイヤグラムの延びる方向が速い S 波の振動方向(φ)を表 し、その長さは観測されたデータの数を表している。これによると、群発地震の活動域周辺では 概ね西北西 - 東南東方向を向く傾向を示す。松代群発地震の活動に伴い、皆神山の北側で活動し た伏在断層(松代地震断層)は、地表において西北西 - 東南東方向を向く多数の雁行配列したク ラックが観察されたことから、全体として北西 - 南東方向に延びる左横ずれ剪断帯を形成してい ると考えられている(Tsuneishi and Nakamura, 1970)。このことから、φ が西北西 - 東南東方 向に卓越するといった特徴は、松代地震断層の運動に関連する西北西 - 東南東方向のクラックや、 広域的な最大水平圧縮応力(およそ北西 - 南東方向)(Kaneshima, 1990)に応じて生じたクラッ クが S 波偏向異方性の原因であることを示していると考えられる。

これに対し、湧水域の南部に位置する観測点においては、φの卓越方向が北東 - 南西方向に急変しており、広域的な最大水平圧縮応力とは整合しない(図 4.3.3-2)。Kisslinger (1975)は、松 代群発地震の活動域が時間の経過とともに北東 - 南西方向に拡大したことに基づき、湧水域の直下に北東 - 南西方向に延びる東長野断層の存在を示唆している。この観測点における φの向きが 北東 - 南西方向に急変していることは、東長野断層の存在が S 波偏向異方性の原因となっている ことを示している可能性がある。



図 4.3.3-1 解析の対象とした地震観測点と解析に用いた地震の震央分布 青の四角は、平成 30 年度に実施した MT 法電磁探査の観測点の位置(原子力機構・電中研, 2019)を示す。緑色の領域は、松代群発地震の活動に伴う湧水域(中村,1971)を示す。



図 4.3.3-2 S 波スプリッティング解析により求められた速い S 波の振動方向の分布



図 4.3.3-3 速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布 丸印は解析に用いた地震の震源の位置を示し、震源と観測点を結ぶ線分は、震源から観測点へ と至る地震波の波線経路を表す。波線経路の色は、dtの値を示す。

図 4.3.3・3 は、速い S 波が到達してから遅い S 波が到達するまでの時間差(dt)の分布を示す。 これによると、多くの観測点では 0.1 秒を下回る値を示すが、中には暖色系の色で表されている ように、0.2 秒を超える dt を示すものも存在する。しかし、湧水域の南部に位置する観測点とそ の他の観測点との間には有意な差は認められない。なお、S 波スプリッティング解析に用いる地 震の規模は M_j1.5 以上、地震波形のノイズが小さく SN 比が十分に大きい場合は M_j1.0 以上が推 奨されている (Hiramatsu et al., 2010; 2015)。しかし、松代群発地震の活動域周辺における地 震活動度はきわめて低く、解析に用いる地震の規模の下限を M_j0.1 まで下げざるを得なかったこ とや、長野盆地における軟弱地盤のために、地震波の短周期成分が大きく減衰し、S 波の立ち上 がりが必ずしも明瞭ではないことが解析結果の精度を低下させた可能性があることに注意が必要 である。

以上のことを踏まえると、湧水域は、松代地震断層の運動に関連する西北西 - 東南東方向に発達したクラックが卓越する領域と、北東 - 南西方向のクラックが発達する東長野断層の破砕部とが交差する領域に相当する可能性がある。また、この領域では深さ10km以浅においておよそ鉛直に延びる低比抵抗体が認められ、その深部にはマントルから連続する地震波低速度体が分布する。また、松代温泉の温泉水は、高いHe同位体比(³He/⁴He)ならびに海水より低いBr/Cl比を示す(原子力機構・電中研,2020)。以上の結果は、群発地震に伴い湧出した多量の湧水が、主として地殻深部やマントル最上部でのメルトの固化により放出された水の上昇に起因し、上部地殻ではクラックが発達した断層の交差部がその主たる上昇経路となった可能性を示唆する。その場合、地殻浅部に認められた低比抵抗体は、群発地震時に形成された流体の上昇経路であり、地震波低

速度体として下部地殻以深に捉えられた流体賦存域がその供給源に相当すると推定される(原子力機構・電中研, 2020)。

(2) 地形·地質学的検討

松代群発地震の第2期から第3期(1966年3月~12月)にかけて、地震域の中心部にあたる 皆神山北東に地割れ群(松代地震断層)が確認された(Tsuneishi and Nakamura, 1970)。左ず れを伴う地割れは北西側の幅 500 m 程度の概ね N55°W 方向の帯状地帯に二重雁行配列している (図 4.3.3-4) (Nakamura and Tsuneishi, 1966, 1967; 木村編, 1984)。 Tsuneishi and Nakamura (1970) は、帯状地帯を Fissured area (地割れ帯)、この中に雁行配列する Fissure zone (割れ目 帯)、個々の Fissure zone を構成し雁行配列する Crack (割れ目) として整理した。割れ目は長 さ数 m の開口割れ目、割れ目帯は長さ 100~700 m であり、地割れ帯のなかでそれぞれがミ型雁 行配列を呈し、地割れ帯に伏在する左ずれの断層運動を示す。割れ目がおおむね N80°E 方向で あり、開口方向は N10°W であることや、地表の構造物の変位に基づき、Nakamura and Tsuneishi (1967) は、土地の N10°W 方向の伸長量を 30~40 cm と見積もっている。 松代群発地震時には、 地震活動に伴い付近の温泉や地下水の湧出量や溶存イオン濃度に異常がみられ、上記の帯状地帯 周辺には新たに湧水地点が発生した(奥澤・塚原,2006)。松代群発地震の成因については、地下 深部から上昇した水が岩盤の強度を低下させ、岩盤の破壊が地震を発生させたとする「水噴火説」 のように、水が大きな役割を果たしていると考えられている(大竹,1976)。石川(2006)は複数 の研究結果を総括し、この地域の広域応力場である東西圧縮軸方向(北西-南東)のクラックと、 長野盆地西縁断層帯の逆断層運動に伴い下盤側地殻の浅部に推定される張力場(北西-南東方向) が形成した北東-南西方向のクラックに深層からの水が浸透し、岩盤の破壊と地震域の拡大が進 展したと解釈している。

松代群発地震で深部の水が上昇する過程は、様々なモデル(例えば、佃,2006;神定,2006)で 説明がなされているものの、最終的に地表へ到達する水の経路となる岩盤中の開口割れ目やせん 断割れ目などのクラックについては、地割れ群以外の存在を地表で具体的に確認している研究は わずかである(村井,1967など)。そのため、移動経路となりえるクラックの特徴について知見を 得るため、周辺の露頭を探索し、割れ目データの取得に着手した。

まず、地下構造と地形との関連を確認するため、断層及びリニアメントの抽出を目的として縮 尺約4万分の1の米軍撮影空中写真を用いた地形判読を行った。判読基準は、後藤ほか(2020) と同じである。その結果、断層変位地形は確認されず、付近に松代地震断層と同方向のリニアメ ントは確認されなかった(図 4.3.3-4)。一方、それと概ね直交し、震源域の第4期以降(1967年 1月~)の拡大方向に類似する北東-南西系のリニアメントを複数抽出した。比較的ランクの高 いリニアメントは、東北東-西南西から西北西-東南東方向の東西方向と、北北西-南南東方向 に伸びている。



図 4.3.3-4 松代地震断層、判読したリニアメントと割れ目データ取得露頭位置 ベースマップに地理院タイル(陰影起伏図)を用いた。地質は加藤・赤羽(1986)及び太田・ 片田(1955)を参考に作成。茶色線は 50 m コンターを示す。

次に、割れ目データの取得のために踏査を行い、尼厳山西方の松代地震断層帯に近い地点で複 数の割れ目が発達する露頭を確認した(図 4.3.3・4 の赤丸地点)。露頭は、松代地震断層帯に直交 する北東-南西方向に、横幅 30 m ほどにわたり露出している。露出している岩石は砂岩〜凝灰 質砂岩で、堆積構造は不明瞭で概ね塊状を呈し、全体的に風化を受け変色している。断層は確認 されず、主に高角度の割れ目が発達する。なお、割れ目からの水の湧出は確認されなかった。こ の露頭について、巻尺を用いて凹凸する露頭表面に沿った測線(スキャンライン)を設定し、交 差する割れ目の位置と姿勢を測定した(図 4.3.3・5)。測線と交差しにくい低角度の割れ目も測定 できるよう、ほぼ同一位置で概ね鉛直間隔 1 m となる上下 2 測線(A、B)を設定した。図 4.3.3・6 に測線の割れ目位置及び走向傾斜について模式図を示す。



図 4.3.3-5 露頭写真と計測した割れ目

露頭が凹凸しているため、セクション(①~⑭)に分割したうえで正面から撮影。測線上の位置は図3を参照。各露頭面に這わせている上の巻尺が測線A、下の巻尺が測線Bである。

全体の傾向をつかむため、取得した割れ目データをステレオ投影で表示した(図 4.3.3-7)。松 代地震断層の方向と調和的な N50°W~N60°W の走向の割れ目と、それと高角度で斜交する N20°E 前後の割れ目が卓越している。S 波スプリッティング解析から示される深部の割れ目卓越 方向(西北西-東南東及び北東-南西)に対しては、N50°W~N60°Wの走向の割れ目も N20°E 前後の割れ目も一致するとは言えない。したがって、この露頭の割れ目の集中方向は、松代地震 断層付近で深部の地下水移動経路となっている岩盤中の割れ目とは一致しない。



図 4.3.3-6 測線と割れ目データ位置の模式図

凹凸する露頭面に沿って設定した測線と測定した割れ目の走向の模式図。南西側の端を起点として、測線(A)と、ほぼ同一位置で露頭面の鉛直約1m下に測線(B)を設定した。割れ目の走向の表示が重ならないように、測線Aと測線Bを離して図示している。



図 4.3.3-7 全割れ目のステレオ投影図

極位置と大円のプロット(左)と極の密度コンタ—(中央)、走向のローズダイヤグラム(右) を示す。

続いて 3.3.3 で実施したのと同様に、走向一距離プロットを作成した(図 4.3.3-8)。この図からも、N50°W~N60°Wの走向の割れ目と、それと高角度で斜交する割れ目の傾向が見て取れる。 後者の走向は南北から N60°E 程度までばらつく。これらの割れ目は露頭の一部にそれぞれ密集 しているのではなく、全体的に混在している。一方、東西性の走向を持つ割れ目が、露頭の北東 側に分布するように見える。また、測線長 0-5 m では、南西側で走向 N60°W と N30°E の組み合 わせが、順次時計回りに回転し、走向 N30°W と N60°E へと移り変わっていく傾向が見て取れ る。また、測線長 0-5 m と測線長 15-23 m の区間は、2 系統の走向が比較的明瞭であり、その他 の区間は 2 系統が見えながらも走向は多様である。なお、割れ目の密度は、測線 A では 2.75 本 /m、測線 B では 2.53 本/m である。露頭の南西側は松代地震断層に近く、北東側は遠い位置関係 にあるが、割れ目の密集の程度や走向が、松代地震断層からの距離に応じて系統的に変化する様 子は明瞭ではない。

次に、上下2測線それぞれについて、3.3.3 で実施したのと同様に、走向ベクトル累積プロット を作成した(図 4.3.3・9,図 4.3.3・10)。両測線は鉛直方向に約1m離れているのみであるが、測 線の取り方によって大きく見え方が異なっている。さらに、3.3.3 と同様に、隣接面夾角及び隣接 面夾角ランクについて作図したところ、やはり大きく見え方が異なっている。その一方で、露頭 全体を1セクションととらえた場合、全割れ目の走向ベクトル平均は、測線Aが N79°E、測線 B が N78°E とほとんど変わらない。測線Aと測線Bで見え方が大きく異なるのは、測線長0~5m において、両測線を合わせた図 4.3.3・8 で見える割れ目の走向の系統的回転が、実際は両測線で 割れ目頻度が異なっていることに起因するように見える。そこで、両測線を合わせて走向ベクト ル累積プロットを作成した(図 4.3.3・11)。隣接面夾角については、2測線を合わせているために、 隣接面の意味が不明確となるので作成していない。

測線Aと測線Bを合わせて作成した図 4.3.3・11 からは、測線距離0~15m程度までのゆるや かな凸形状と16m前後を境界として走向ベクトル平均がやや北東に振れる様子が認められ、測 線Aと測線Bを合わせたような傾向となった。全体の走向ベクトル平均はN78°Eである。各セ クションは、走向がほぼ一定でそろう③、⑤、⑦、⑨、⑬のようなものと、それ以外の北東一南 西及び北西-南東走向が混在するものが見られる。北西-南東走向でそろうセクションは、1m 以下程度の短い区間であり、その走向ベクトル平均は、N45°W~N48°Wで、松代地震断層の走 向(N55°W)に近い。このことは、短い区間で、松代地震断層に近い走向を持つ複数の割れ目が、 平行し、密集している部分があることを示している。

全体の走向ベクトル平均(N78°E)は、広域的には、弱面の地質図スケールでの分布としての リニアメントの方向性との対応や、松代群発地震時に被覆層に現れた開口割れ目の方向性との対 応が指摘できる。リニアメントについては比較的ランクが高く長い東北東-西南西方向のリニア メントが寄砂節と尼厳山の間に存在している。また、被覆層の開口割れ目(雁行配列する Crack) は、角度はばらつくもののおおよそ N80°E 方向(土地は N10°W 方向に伸長)(Nakamura and Tsuneishi, 1967)とされており、上記の N78°E とほぼ一致する。S 波スプリッティング解析結 果は、松代地震断層の帯状の地割れ帯の中で雁行配列する Fissure zone(割れ目帯)が西北西-東南東方向であることと調和的である。本露頭の走向ベクトル平均(N78°E)は、この速い S 波 の振動方向(西北西-東南東方向)と一致せず、広域応力場の圧縮方向でもある西北西-東南東 方向から 20°程、反時計回りに斜交しており、割れ目帯より一つ規模の小さい構造である開口割 れ目の方向に対応している。この対応関係は、岩盤中の割れ目の走向ベクトル平均方向が被覆層 の開口割れ目方向を規定する可能性を示唆しており、今後、調査地点数を増やして確認していく 必要がある。現時点では、露頭で得られる走向ベクトル平均方向は小規模な割れ目形成と関係が 深く、小規模な割れ目の集合体としての Fissure zone(割れ目帯)は広い地域の割れ目方向を反 映する S 波スプリッティング解析結果と関係が深いという可能性を指摘できる。こうした規模ご とに方位が異なっていく階層性は、断層近傍の水理学的影響を考察していくうえで重要と考えられる。

割れ目分布方向の検討は今年度から着手されたが、地震及び断層活動による水理学的影響の検 討を進める際には、割れ目の伝統的な表示方法であるステレオ投影図だけでなく、走向一距離プ ロットや走向ベクトル累積プロットの作成が考察の材料を与える可能性は指摘できるであろう。 こうした手法を用いることを前提とするならば、ボーリング調査時の孔壁観察による割れ目方向 データの取得は必須となる。今年度着手した割れ目分布の解析では、地震時の流体流入経路が発 生する場所の条件の解明には至らなかったが、岩盤中の割れ目と地表の開口割れ目の分布、リニ アメント、S 波スプリッティング解析結果や広域応力場などと関連づけて考察していく手がかり は得られたものと考えられる。今後、さらに検討を進めるためには、松代地震断層直近に地震観 測点を設けてS 波スプリッティング解析を行うことや、本地域だけでなく西北西-東南東方向の 速いS 波の振動方向が得られている地震観測点付近の岩盤露頭も含めて割れ目の走向ベクトル平 均方向に着目した割れ目解析を行うことが挙げられ、地表の割れ目解析の事例を増やす観点から は後者が実際的と考えられる。その際、湧水を伴う岩盤露頭の発見が重要となるであろう。



図 4.3.3-8 測線 A、B における割れ目の走向—距離プロット 測線 A の割れ目は赤色、測線 B の割れ目は青色で示した。(a)縦軸は走向で、0~90°は南北 から北東を経て東西走向、90~180°は東西から北西を経て南北走向を表す。横軸は測線距離(m) であり、露頭西端を0とする。(b)縦軸は0~90°は南北から北東を経て東西走向、-90~0°は (a)の90~180°を移したものであり、東西から北西を経て南北走向を表す。横軸(測線距離) は(a)と同じ。



図 4.3.3-9 測線 A における割れ目データの走向ベクトル累積プロット (a) 走向ベクトル累積プロットに加え、(b) 隣接面夾角(0~90°)、(c) 隣接面夾角ランク(橙 色線) とその3 区間移動平均(濃橙色線)を表示した。(a) では、走向ベクトル累積プロット方 向の傾向が変化する位置を境界として、セクション①~⑬に分けた。各セクションの走向は、① N84°E、②N58°W、③N47°E、④N39°W、⑤N83°W、⑥N42°E、⑦N75°W、⑧N56°E、⑨N16°E、 ⑩N78°W、⑫N19°E、⑬N50°E で、全体の走向⑭は N79°E である。


図 4.3.3-10 測線 B における割れ目データの走向ベクトル累積プロット (a) 走向ベクトル累積プロットに加え、(b) 隣接面夾角(0~90°)、(c) 隣接面夾角ランク(橙 色線) とその3 区間移動平均(濃橙色線)を表示した。(a) では、走向ベクトル累積プロット方 向の傾向が変化する位置を境界として、セクション①~⑦に分けた。各セクションの走向は、① N47°E、②N80°E、③N51°W、④N80°E、⑤N27°E、⑥N88°W、⑦N21°E で、全体の走向⑧は N78°E である。



図 4.3.3-11 測線 A と測線 B を合わせた割れ目データの走向ベクトル累積プロット セクション①~①の走向は、①N59°E、②N86°E、③N47°W、④N59°E、⑤N48°W、⑥N82°E、 ⑦N74°W、⑧N71°E、⑨N21°E、⑪N82°E、⑪N54°W、⑫N56°E、⑬N45°W、⑭N60°E、⑮N45°W、 ⑯N33°E、⑪N72°E、で、全体の走向⑱は N78°E である。

4.3.4 まとめ

本事業では、地震・断層活動に伴う水理学的・力学的影響の理解のため、2 つの地域を事例対 象として検討を進めた。すなわち、地下水の大規模な地表への流出が年単位で継続した事例とし て、2011年4月の福島県浜通りの地震と、1960年代の松代群発地震の震源域周辺を対象として、 S 波スプリッティング解析を行い、松代地域については露頭探索と割れ目データの取得に着手し た。福島県浜通り地域における S 波スプリッティング解析の結果では、2011 年東北地震前後で、 同地域の速い S 波の振動方向(q) は大きな変化はなく、おおむね日本海溝に対して平行な方向 に q の分布が卓越し、既往の報告(lidaka and Obara, 2013; lidaka et al., 2014) と調和的であ った。また、このような g の分布は、先行研究で報告された東北日本の前弧域全体の特徴と調和 的で、本地域周辺のみに特有な特徴は確認できなかった。速いS波と遅いS波の到達時間差を震 源距離で規格化した距離規格化 dt 値は、観測点 IWAKMZ で大きい場合があり、同観測点は湧水 の継続している温泉付近に存在することから(図 4.3.2-4)、地殻内の深部流体の影響が示唆され る。同観測点における距離規格化 dt 値の深さ方向の分布と活断層などとの比較から、震央の線状 配列の折れ曲がりが断層の形状を反映している可能性がある。なお、観測点 IWAKMZ が位置す る水石山の地名は地下水が豊富な事に由来するとの説があり、地下水の賦存状態などを検討する 際には地形学や自然地理学、郷土史の観点からも情報収集をしていくことが望まれる。今回の検 討では、電磁探査で認められた地下深部の低比抵抗領域(Umeda et al., 2015)の dt 値を得るこ とが期待されたが、電磁探査測線を波線が横切る地震がなく、解析期間を延長して検討を進める 必要がある。

松代群発地震震源域については、S 波スプリッティング解析により、群発地震の活動域周辺で は概ね西北西 - 東南東方向を向くφの分布が卓越するのに対し、湧水域の南部に位置する観測点 においては、φ の卓越方向が北東 - 南西方向に急変しており、前者は松代地震断層の運動に関連 する西北西 - 東南東方向に発達したクラックの卓越に、後者は北東 - 南西方向に想定される東長 野断層によるものと推定された。昨年度の検討と同様に、湧水域は、松代地震断層と東長野断層 が交差する領域に相当する可能性が指摘できる。地表の割れ目分布の検討からは、1 露頭ではあ るものの、走向ベクトル累積プロットから得られる割れ目の平均方向が、相対的に高いランクの リニアメントの方向や松代地震断層の開口割れ目の方向(東北東-西南西)と調和的であること が示された。S波スプリッティング解析結果は、開口割れ目の集合体である Fissure zone(割れ 目帯)の方向(西北西-東南東)と調和的であった。観察規模ごとに方位を異にして地震時に生 じる割れ目や割れ目帯と対応づけられる可能性が示されており、こうした階層性は、断層近傍の 水理学的影響を検討する際に重要な視点を提供するものと考えられる。

本検討で用いる手法は、今年度実施した地震学的、地形・地質学的検討だけでなく、MT 法な どの地球物理学的手法についても、3.3 章の深部流体の移動経路に関する研究開発と共通の点が 多い。これは地震・断層活動に伴う湧水活動の影響範囲は、流体の移動経路に大きく影響を受け るためであるからと言える。

引用文献

- Booth, D.C. and Crampin, S., Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, vol.83, pp.31-45, 1985.
- 後藤 翠, 佐々木亮道, 小松哲也, 三輪敦志, 照沢秀司, 楮原京子, 島田耕史, 断層変位地形が不明 瞭なひずみ集中帯におけるリニアメントカタログの作成: 南九州せん断帯における事例(受託 研究), JAEA-Research 2020-013, 2020.
- Hiramatsu, Y., Iwatsuki, K., Ueyama, S., Iidaka, T. and the Japanese University Group of Joint Seismic Observations at NKTZ, Spatial variation in shear wave splitting of the upper crust in the zone of inland high strain rate, central Japan, Earth, Planets and Space, vol.62, pp.675-684, 2010.
- Hiramatsu, Y., Iidaka, T. and the Research Group for the Joint Seismic Observations at the Nobi Area, Stress state in the upper crust around the source region of the 1891 Nobi earthquake through shear wave polarization anisotropy, Earth, Planets and Space, 67:52, doi:10.1186/s40623-015-0220-4, 2015.
- Iidaka, T., Muto, J., Obara, K., Igarashi, T. and Shibazaki, B., Trench-parallel crustal anisotropy along the trench in the fore-arc region of Japan, Geophysical Research Letters, vol.41, pp.1957-1963, doi:10.1002/2013GL058359, 2014.
- Iidaka, T. and Obara, K., Shear-wave splitting in a region with newly-activated seismicity after the 2011 Tohoku earthquake, Earth, Planets and Space, vol.65, pp.1059-1064, 2013.

石川有三, 松代群発地震から 40 年, 地球, vol.28, no.11, pp.753-757, 2006.

Kaneshima, S., Origin of crustal anisotropy: shear wave splitting studies in Japan, Journal of Geophysical Research, vol.95, pp.11121-11133, 1990.

活断層研究会(編), 新編 日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 440p, 1991.

加藤碵一,赤羽貞幸,5万分の1地質図幅「長野」,地質調査所,1986.

- 神定健二,松代群発地震を発生させた湧水の上昇プロセス---群発地震発生機構--,地球,vol.28, no.12, pp.831-837, 2006.
- 木村敏雄, 編, 地質構造の科学, 朝倉書店, 370p, 1984.
- 気象庁・気象研究所, 3-2 福島県浜通りから茨城県北部にかけての地震活動, 地震予知連絡会会報, vol.86, pp.53-61, 2011.
- Kisslinger, C., Processes during the Matsushiro, Japan, earthquake swarm as revealed by leveling, gravity, and spring-flow observations, Geology, vol.3, pp.57-62, 1975.

公益財団法人 福島県観光物産交流協会, ふくしまの旅 水石山,

https://www.tif.ne.jp/jp/spot/spot_disp.php?id=3389(2021年2月15日最終閲覧)

村井 勇, 27. 松代群発地震地域のわれめ系解析, 地震研究所彙報, vol.45, pp.505-536, 1967.

- Nakajima, J. and Hasegawa, A., Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism, Journal of geophysical research, vol.112, B08306, doi:10.1029/2006JB004770, 2007.
- 中村一明, 松代地震から学んだこと -手に入れた地震制御へのデーター, 科学朝日, vol.10, pp.127-133, 1971.
- Nakamura, K. and Tsuneishi, Y., 64. Ground cracks at Matsushiro probably of underlying strike-slip fault origin, I preliminary report, Bulletin of the Earthquake Research Institute, vol.44, pp.1371-1384, 1966.
- Nakamura, K. and Tsuneishi, Y., 24. Ground cracks at Matsushiro probably of underlying strike-slip fault origin, II The Matsushiro earthquake fault, Bulletin of the Earthquake Research Institute, vol.45, pp.417-471, 1967.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,平成 30 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関 する技術開発事業地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 2019.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 平成 31 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関 する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 2020.

大竹政和, 松代地震から 10年, 科学, vol.46, no.5, pp.306-313, 1976.

太田良平, 片田正人, 5万分の1地質図幅「須坂」, 地質調査所, 1955.

- 奥澤保,塚原弘昭,松代地域湧出水の化学成分から推定した地震を起こした水の化学組成,地球,vol.28, no.11, pp.776-781, 2006.
- Sato, T., Kazahaya, K., Matsumoto, N. and Takahashi, M., Deep groundwater discharge after the 2011 Mw 6.6 Iwaki earthquake, Japan, Earth, Planets and Space, vol.72, 54, 2020.
- 澤崎 郁, 大地震に伴う地下構造変化とその回復過程について, 地震 第 2 輯, vol.70, pp.57-79, 2017.
- 総合エネルギー調査会 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一地質環境特性および地質環境の長期安定 性について-, 2014.

https://www.meti.go.jp/shingikai/enecho/denryoku_gas/genshiryoku/chiso_shobun/pdf/rep ort_001.pdf (2021年2月12日最終閲覧)

Silver, P.G. and Chan, W.W., Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, Journal of Geophysical Research, vol.96, pp.16,429-16,454, 1991.

佃 為成, 深部流体上昇仮説とその検証, 地球, vol.28, no.12, pp.813-822, 2006.

- Tsuneishi, Y. and Nakamura, K., 3. Faulting associated with the Mastushiro swarm earthquakes, bulletin of the earthwuake research institure, vol.48, pp.29-51, 1970.
- 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, pp.559-570, 2012.
- Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A., Kobori, K. and Hama, Y., Triggering of earthquake swarms following the 2011 Tohoku megathrust earthquake, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.120, pp.2279-2291, doi:10.1002/2014JB011598, 2015.
- 和田博夫, 伊藤 潔, 大見士朗, 平野憲雄, 小泉 誠, 飛騨地域における地震活動の線状配列, 京都 大学防災研究所年報, 第45号 B-1, 2002.

Wakita, H., Fujii, N., Mastuo, S., Notsu, K. and Takaoka, N., "Helium Spots": caused by a diapiric magma from the upper mantle, Science, vol.200, pp.430-432, 1978.

Yoshida, K., Hasegawa, A. and Okada, T., Spatial variation of stress orientations in NE Japan revealed by dense seismic observations, Tectonophysics, vol.647-648, pp.63-72, 2015.

4.4 まとめと今後の課題

「活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法の検 討」について、昨年度までに、概要調査に適用可能な形で、地球物理学的検討、地形学的検討、 地質学的検討を組み合わせた一連のアプローチを整備し、南九州せん断帯を対象として示した。 地球物理学的検討(稠密 GNSS 観測)と地質学的検討(応力逆解析)の精度・信頼性の向上や、 応力逆解析の適用事例が不十分であるという課題を踏まえ、今年度はこれらのデータ蓄積と解析 を継続するとともに、1984 年長野県西部地震の余震域を対象とした事例研究に着手した。稠密 GNSS 観測については、概要調査への適用を想定し、様々なテクトニックセッティングの場に対 応できるよう、データ解析の流れをフロー図で示すとともに、観測期間を延長したデータを用い て各段階の補正方法を詳述した。また、地質学的手法の信頼性向上を意図し、応力逆解析だけで なく、別途地震学的に求められた応力場を用いたミスフィット角による解析も行い、両解析が共 通して 1997 年鹿児島県北西部地震の余震域に帯状の活構造の伏在を示唆する結果を得た。長野 県西部地震震源域における事例研究では、各機関が公開しているデータを用いた地球物理学的検 討、空中写真を用いた地形学的検討を行い、応力逆解析を用いた地質学的検討に着手した結果、 現在のテクトニックセッティングと調和的な活構造の伏在を指摘し得るデータが得られた。しか し、長野県西部地震の震源断層のような規模・走向の活構造の存在は先見情報無しには指摘し得 ない。これは調査初年度のデータ不足に起因するため、地質学的検討を継続し、適用事例の増加 に努めることが課題である。

「断層の活動性評価指標を提示するための分析・試験、年代測定による検討」では、上載地層 法が適用できない基盤岩中の破砕帯などの活動性評価手法の整備を目的として、放射年代測定法、 機械学習、石英水和層の三つの手法に基づいた検討を行った。その結果、IRSL 法については、大 気環境下での加熱実験から、230~250℃程度で短時間(5~20秒)の断層加熱を被ると、一部の IRSL 信号に影響が現れることが確認され、断層運動に伴う熱影響を検出できる可能性が示され た。今後は、実際の水熱条件下での実験データの取得が課題となる。熱年代による断層活動性評 価手法の高度化検討では、断層が活動する地下深部を模した水熱環境や還元環境で加熱した試料 との比較に供するため、非加熱試料の各種年代学的データの取得を実施した。得られた (U-Th)/He 年代、U-Pb 年代、FT 年代、FT 長の結果及び断層破砕帯への適用可能性に基づき、今後 の非加熱試料と水熱加熱試料の比較は、FT 長測定による検討を優先的に進めるべきと判断され た。粘土鉱物を対象とした K-Ar 法による検討については、1) 複数の粉砕条件の影響を検討する イライト標準試料、2)断層運動による機械的粉砕と熱水活動の影響を検討する延岡衝上断層試料 (ボーリングコア試料)、3)活動史が詳細に明らかにされている阿寺断層露頭試料の年代測定をそ れぞれ継続した。機械学習では、これまで整備した化学組成データベースの拡充と、統計学的に 妥当性の高い対数比変換データを用いた線形判別分析を行った。また、断層活動性の確実度を用 いた誤判別の程度の検討を実施した。判別に寄与する元素のうち、Rb 、Sr、Ba の存在形態は粘 土鉱物中の層間イオンと考えられ、元素の挙動にも着目して今後の検討を継続する。石英水和層 については、地表付近の断層運動を模擬した摩擦実験を行った結果、明確な水和層の発達を示す 積極的な証拠は検出できなかった。

「地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討」では、地下水の大規模な地表への流出 が地震後も年単位で継続した事例として、2011年4月の福島県浜通りの地震と、1960年代の松 代群発地震の震源域周辺(いわき地域、松代地域)を対象とし、S 波スプリッティング解析を行 った。今年度から着手したいわき地域では、速いS波の振動方向は地震前後で大きな変化はなく、 東北日本の前弧域全体の特徴と調和的で、本地域周辺に長期湧水が発生することをあらかじめ予 測しうるような特徴は確認できなかった。ただし、速い S 波と遅い S 波の到達時間差の指標は、 長期湧水箇所の付近の観測点で大きい場合があり、地殻内の深部流体の影響が示唆される。今回 の検討では、先行研究(電磁探査)で認められた地下深部の低比抵抗領域を波線が横切る地震が ないため、解析期間の延長によるデータ蓄積が望まれる。松代地域の湧水域は、S 波スプリッテ ィング解析によるクラック卓越方位が大きく変化する地域、すなわち、西北西 - 東南東方向のク ラック卓越領域と、北東 - 南西方向のクラック卓越領域の交差部に位置する結果が得られ、昨年 度までの検討結果と調和的である。つまり、湧水発生場所の条件として、地下深部の流体賦存域 の存在と流入経路としての卓越クラック方向の交差領域の存在が考えられる。また、地表の割れ 目分布を検討した1露頭からは、東北東-西南西の割れ目の平均的方向が得られ、リニアメント 方向や松代地震断層の開口割れ目方向と調和的であった。一方、西北西-東南東のS波スプリッ ティング解析結果は、開口割れ目の集合体である割れ目帯方向と調和的であり、観察規模ごとに 方位を異にして発達する割れ目や割れ目帯の階層性が示唆された。今後は、階層性に着目しつつ、 検討手法の妥当性を確認するため、試料規模のマイクロクラックの走向や、露頭規模の割れ目の 平均走向解析及びS波スプリッティング解析との比較など、データ蓄積と解析を継続する必要が ある。

謝辞

本報告では、防災科学技術研究所によって公開されている気象庁一元化地震データ及び連続波 形データを使用しました。気象庁一元化地震データは防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大 学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、気象庁、 産業技術総合研究所、国土地理院、青森県、東京都、静岡県及び神奈川県温泉地学研究所の地震 観測データを使用して、気象庁が文部科学省と協力して整理したものです。ここに記して感謝い たします。

5. 隆起・侵食に関する調査・評価技術

5.1 熱年代法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備

5.1.1 背景と目的

地層処分事業においては、将来の隆起・侵食の予測の信頼性向上に向け、過去百万から数十万 年以前からの隆起・侵食量の把握が求められる。火山・火成活動や地震・断層活動と異なり、隆 起・侵食は、程度の差はあれ、場所を問わず普遍的に生じる自然現象であり、将来の地下水流動 を評価する観点からも、サイトの場所に関わらず評価が必要となる。したがって、地形、地質、 テクトニクスなどの条件に依らず、隆起・侵食量を評価するための手法の整備が望まれる。

一般に、過去百万年程度ないしそれ以上の期間の侵食量の評価には、鉱物の年代測定法におけ る閉鎖温度の違いを利用した熱年代法が有効である(例えば、Reiners and Brandon, 2006; Ault et al., 2019; 末岡・田上, 2019)。熱年代学は、温度条件によって放射年代がリセットされること を利用して、岩石や鉱物等の冷却過程や熱イベントの時期を推定する学問領域である。年代がリ セットするときの温度領域は閉鎖温度(Dodson, 1973)と呼ばれ、年代測定手法と対象鉱物の組 み合わせによって固有な値を持つ(例えば、Ault et al., 2019)。熱年代学を山地の隆起・侵食に ·適用する場合、現在地表で得られる岩石試料は、岩石が形成された地下深部から、隆起・侵食に よって地殻中を上昇し地表に露出したとみなす。一般に地下深部は高温であり、利用する年代計 の閉鎖温度に対応した深度(=閉鎖深度)以深では、高温により年代はゼロリセットされる。一 方、閉鎖深度以浅では、年代値は経過時間に応じて増加していく。したがって、地表の岩石から 得られた年代は、閉鎖深度から地表への移動に要した時間に相当する(より詳細な説明は、末岡 ほか,2015; 末岡・田上,2019 参照)。熱年代法が侵食の評価に使用されたのは、1970 年代のヨ ーロッパアルプスの事例(Wagner et al., 1977)に端を発しており、以降、世界各地の造山帯や 安定陸塊などに適用されてきた(Herman et al., 2013)。日本列島においては、比較的山地の規 模が小さく、隆起の開始時期が若いことから、現在のテクトニクスを反映した侵食量の推定は相 対的に困難であったが、近年の特に低温領域における熱年代法の発展により、中部山岳地域

(Yamada and Tagami, 2008; Sueoka et al., 2012, 2017a) や東北日本弧 (Sueoka et al., 2017b; Fukuda et al., 2019, 2020) などで研究事例が増えつつある (末岡ほか, 2015; Sueoka et al., 2016; 福田ほか, 印刷中)。一方で、百万年オーダーの侵食量の推定が可能な地域は平均標高約 1,000 m 以上などの条件を満たす地域に限られることや (末岡ほか, 2015)、飛騨山脈のような複雑な熱史・熱構造を持つ地域では冷却年代から侵食量への換算が困難である (Yamada and Harayama, 1999) などの問題点があり、手法の適用性の拡充が望まれる。

本事業では、主に四種類の検討を行った。侵食速度が遅い地域の侵食速度評価に反映するための光ルミネッセンス(Optically stimulated luminescence:以下、「OSL」という)熱年代法の適用性の検討では、10万年スケールの侵食史の推定が可能なOSL熱年代法を大深度ボーリングに適用することで、侵食速度が遅い地域に対する本手法の適用可能性を検討した。角閃石の地質温度圧力計とウランー鉛(U-Pb)年代測定法を用いた侵食評価手法の検討では、地熱地域など、熱史や熱構造が複雑で熱年代による侵食史の評価が困難な地域に適用可能な手法として、花崗岩の固結深度と固結年代に基づいた侵食史の復元手法を試みた。岩石学的手法と地球年代学的手法を用いた高温領域の熱史及び隆起・侵食史の検討では、ジルコンのチタン温度計とU-Pb年代測定法を組み合わせて、高温領域における熱史・侵食史の評価手法の高度化を検討した。熱年代法・宇宙線生成核種法・河川縦断形の数値地形解析を組み合わせた隆起・侵食速度の評価手法の検討では、河川縦断形解析を用いた隆起速度評価手法の高度化と、それに向けた侵食パラメータの較正を目的とした熱年代法及び宇宙線生成核種法による侵食速度評価を実施した。これらにより、

より多様な地形、地質、テクトニクス条件に対して、隆起・侵食速度を評価するための手法の高度化を試みた。

5.1.2 侵食速度が遅い地域の侵食速度評価に反映するための光ルミネッセンス(OSL)熱年代法の適用性の検討

(1) アプローチ

ルミネッセンス年代測定法は、自然放射線の作用により石英や長石などの鉱物内に蓄積された トラップ電子を熱や光の刺激により再結合させた際に生ずる発光の強度を利用した年代測定法で ある。トラップ電子の蓄積量は数百℃の熱や太陽光に曝されるとリセットされるため、ルミネッ センス年代は試料が加熱や光曝を受けて以降の時間に相当し、テフラや考古遺物、堆積物などの 年代測定に利用されている(塚本, 2018)。

近年、OSL 年代測定法の応用手法として、超低温領域の熱史を推定する OSL 熱年代法が提唱 されている(Herman et al., 2010; King et al., 2016; Herman and King, 2018)。手法の詳細な 原理については、昨年度の報告書(原子力機構・電中研,2020)を参照されたい。この手法は、フ ィッション・トラック(FT)法や(U-Th)/He 法といった既存の熱年代法では測定が困難な、過去 数十万年の低温領域 (30~100℃) の熱史の推定を得意とするため (Herman et al., 2010; Herman and King, 2018; Ault et al., 2019)、一般的な地温構造を仮定すると、深度数百 m 以浅における 侵食史の評価が期待できる。OSL 熱年代法の適用は、ルミネッセンス信号が数万年から数十万年 で飽和するため、露頭試料においては侵食速度の速い地域に制限されており、先行研究のほとん ども、東ヒマラヤや南アルプス(ニュージーランド)、飛騨山脈といった侵食速度が数 mm/yr を 超える地域で行われている(Herman and King, 2018)。一方、Guralnik et al. (2015) はドイツ で掘削された大深度ボーリングコア (KTB borehole; Hirschmann et al., 1997) に長石の OSL 熱 年代法を試み、地表から約1kmまでは見かけのルミネッセンス年代は飽和するが、深度1~2.3 km(40~70℃)で見かけの年代が減少することや、ルミネッセンスシグナル強度から推定した地 温構造がボーリング孔温度と調和的であることを報告した。これにより、大深度ボーリングコア を利用し、シグナルが未飽和の部分を抽出することで、侵食速度が遅い地域にも OSL 熱年代法 を適用できる可能性を示した。

本事業では、隆起・侵食速度の評価技術の高度化に資するため、深度数百 m 以浅における 10 万年スケールの侵食史の復元を可能とする OSL 熱年代法の技術開発を進めている。作年度まで は、大深度ボーリングコアを用いて、侵食速度が比較的遅い地域(0.1 mm/yr 以下)に対する長 石の multi-OSL 熱年代法の適用性を検討した。令和 2 年度は、侵食速度が中程度(0.1~1.0 mm/yr 程度)の地域に対する長石の multi-OSL 熱年代法の適用性を検討した。

(2) 測定試料

今年度の本事業では、侵食速度が中程度(0.1~1 mm/yr)と予想される六甲山地を事例対象地 域とした。六甲山地は、大阪層群の海成粘土 Ma-1 の堆積(約1 Ma)以降に少なくとも 500 m の隆起(隆起速度:0.5 mm/yr 以上)を起こしたことが知られている(藤田, 1983)。末岡ほか (2010)は AFT 法で求めた年代(約 20~30 Ma)から現在までの平均侵食速度を約 0.04~0.10 mm/yr と報告したが、松四ほか(2014)は石英中の宇宙線生成核種(¹⁰Be)から、六甲山地流域 の 10³年スケールの侵食速度を 0.37~0.81 mm/yr と算出した。両者の不一致の原因として、六甲 山地の侵食速度が、1 Ma 以降の地殻変動の活性化(六甲変動;藤田, 1983)によって増加した可 能性が挙げられている(松四ほか, 2014)。これらの先行研究の結果より、104~10⁵年スケールの 侵食速度は 0.1 mm/yr から 1 mm/yr 程度と予想される。 六甲山地の OSL 熱年代用分析試料として、国立研究開発法人防災科学技術研究所所有の掘削 深度 1,313.2 mの「甲山」ボーリングコア(兵庫県西宮市甲山森林公園内)を用いた(山田ほか, 2012)。甲山は六甲山地の南東部、芦屋断層と甲陽断層の間に位置する。甲山は、瀬戸内火山帯に 属する中新世の火山が侵食されることによって形成された旧火道の残丘であると考えられている (藤田・笠間, 1982;藤田, 1983)。甲山の山体は輝石安山岩で構成されるが、甲山コアは甲山の 西約 300 m の位置で掘削されているため、この地域の基盤岩である後期白亜紀の六甲花崗岩で構 成される。六甲花崗岩は、黒雲母 K-Ar 法や全岩 Rb-Sr 法のような比較的閉鎖温度が高い手法で は、約 70 Ma の年代を示している(河野・植田, 1966;藤田・前田, 1984; Terakado and Nohda, 1993)。甲山コアのうち、風化や断層破砕帯の著しい部分や、ノンコアリング掘削部分をさけ、 408 m (KBT-1)、642 m (KBT-2)、818 m (KBT-3)、1,048 m (KBT-4)の計4 地点の試料を採 取した。本年度は、このうち、KBT-1、KBT-2、KBT-4の3 試料の測定を行った。

(3) 試料処理

OSL 測定用のカリウム長石を抽出するため、以下の手順で岩石試料を処理した。光曝によるル ミネッセンスの減衰を防ぐため、全ての作業は赤色灯下で行った。まず、露光している表面部分 (厚さ約 1.5 cm)を岩石カッターで切りとった。切り出した部分を乳鉢と乳棒で粉砕し、篩を用 いて粒径を 180~250 µm に篩分後、10%塩酸で炭酸塩、35%過酸化水素で有機物を除去した。ポ リタングステン酸ナトリウム水溶液を用いて重液分離を行い、比重が 2.58 g/cm³未満の粒子を抽 出した。最後に、ネオジム磁石で磁性鉱物を除去した。

(4) 年間線量率

試料中に含まれる放射性元素濃度とコア掘削地点の宇宙線強度を評価し、年間線量を算出した。 カリウム、ウラン、トリウム、ルビジウム濃度及び含水比は山田ほか(2012)を参照した。ただ し、測定鉱物であるカリ長石の内部線量はカリウム濃度を 12.5±0.5% (Huntley and Baril, 1997)、 ウラン、トリウム、ルビジウム濃度を 0 ppm と仮定した。年間線量率の算出には、年間線量率計 算用ソフトウェアの DRAC (Durcan et al., 2015)を利用した。宇宙線強度の算出には Prescott and Hutton (1994)を用いた。

(5) OSL 測定と OSL 熱年代モデリング

OSL 測定には、日本原子力研究開発機構・東濃地科学センターの Riso⁻TL/OSL-DA-20 (Bøtter-Jensen et al., 2010)を用いた。この装置には、放射線源として 6線源 (90 Sr/ 90 Y; 1.48GBq; ~0.1 Gy/s)、励起光源として赤外線発光ダイオード (870 nm; 145 mW/cm²)が装着されている。カ リ長石を直径 9.7 mm のステンレス皿の中心部分 (直径約 2 mm)に載せて、OSL 測定を行った。 測定温度は 50、100、150 及び 225℃に設定した。50~150℃の測定は大気雰囲気下で、225℃の 測定は窒素 (N₂)雰囲気下で行った。加熱率は 5℃/s に設定した。発光の検出には光電子増倍管 (EMI9235QA)を用いた。IRSL の検出波長は、Schott BG3 と Schott BG39 のフィルターを用 いることで青~紫色に制限した。

OSL 測定では、放射線反応曲線測定、等温減衰測定及びフェーディング測定を行い、電子のト ラップ速度、熱的及び非熱的脱トラップ速度の算出に必要な物理パラメータを決定した。また、 数値解析ソフトウェアの Mathworks 社製 MATLAB を用いて、熱史を推定した。推定手順とし ては、まず温度-時間パスを無作為に発生させ、求めた物理パラメータを基に、それぞれのパス に対応する電子のトラップの成長曲線を計算した。この中から試料の蓄積トラップ電子量(等価 線量)に到達する成長曲線のみを抽出することで、実測値とよく適合する温度-時間パスの分布 範囲を制約し、熱史の復元及び信頼性の評価を行った。

モデリングの条件として、温度-時間パスの終点の温度は、掘削深度における孔内温度とした (山田ほか, 2012)。始点の年代と温度は、multi-OSL 熱年代法を開発した King et al. (2016)に 倣い、0.5 Ma と 150℃とした。

(6) 熱史推定結果

OSL 熱年代測定の結果を図 5.1.2-1 に示す。図の色相は、パスの確率密度 (probability density function; PDF)を表し、暖色系ほど高確率を表す。赤線はその時間におけるパスの分布の中央値、 緑線が±60%信頼区間、黒線が±90%信頼区間の範囲を示す。時間ごとのパスの分布の中央値(赤線)、もしくはその周辺を通り、かつパスの確率密度分布の高い部分(色相が暖色系の部分)が信頼性の高い熱史を表す。

KBT-1 (408 m) と KBT-2 (642 m) については、multi-OSL 熱年代法の適用上限である 20 万 年まで、暖色系の確率密度が現在の温度(孔内温度)付近に分布し、全パスの中央値も暖色系の 確率密度分布と一致した。これより、過去 10~20 万年間にわたって温度変化がほとんどない、す なわち、大きな侵食を経験していないことが推測される。一方、KBT-1 と KBT-2 よりも深部に 位置する KBT-4 (1,048 m) は、20~15 万年前に急激な温度変化を示すように黄~緑の確率密度が 分布し、その後、現在温度付近に分布する。全パスの中央値も確率密度分布の推移と一致してい る。この結果からは、20~15 万年前に何らかの熱イベントが生じたことが推測される。これらの 結果より推測される 2 通りの熱史を、それぞれの OSL 熱年代測定結果の解釈とともに以下にま とめる:

- A) 過去約 20 万年間は、熱的に安定(侵食が緩慢)であった。KBT-4 の 15~20 万年の温度変化 は、試料の特性ないし局所的な熱イベントに起因しており、広域的な侵食を反映しているわけ ではない。すなわち、KBT-4 のみ年間線量率が高かった等の理由で、15 万年以前は multi-OSL 熱年代法の適用上限外になっており、実際の熱史を反映していない、もしくは、深度 1 km 付近で生じた局所的な熱イベント(例えば、断層運動や熱水活動)を反映していることが 考えられる。
- B) 15~20 万年前に大きな温度変化(侵食)が生じ、その後は侵食が緩慢になった。KBT-1 と KBT-2 の OSL 熱年代測定の結果が温度変化を反映していないのは、地温の差が原因と考えられる。ルミネッセンスの成長曲線は指数関数形であり、飽和に近づくほど精度が悪くなるため、 閉鎖温度に近い温度であると、温度変化に対するトラップ電子の蓄積変化の感度が悪くなる と考えられる。そのため、浅部に位置する KBT-1 と KBT-2 においては、OSL 熱年代モデリ ングに有意な変化として表わすには、15~20 万年の温度変化量は不足であったと考えられる。

いずれにしても、少なくとも過去約10万年間は侵食が緩慢であることが推測された。10万年前 以前の熱史の解釈については、KBT-3(818 m)の結果と併せて、ルミネッセンスシグナル飽和 値及びOSLの閉鎖温度の評価も踏まえて、信頼性を高めていくことが課題である。また、熱史か ら侵食史への読み替えにおいては、地形発達・地殻変動、隆起・侵食速度等に関する先行研究と の比較検討を通じて、慎重に議論する必要があると考えられる。



図 5.1.2-1 OSL 熱年代法による熱史解析

図の色相は、パスの確率密度を表し、暖色系ほど高確率を示す。赤線はその時間におけるパス の分布の中央値、緑線が±60%信頼区間、黒線が±90%信頼区間の範囲を示す。

(7) まとめ

本事業の研究開発として、甲山(六甲山地)で掘削された大深度ボーリングコアに対して、OSL 熱年代法を適用した。OSL 熱年代解析によって、少なくとも過去約 10 万年間は侵食が緩慢であ ることが推測された。しかし、10 万年前以前の熱史・侵食史については、本年度の研究結果では 2 通りの可能性が考えられ、一方に絞り込むことはできなかった。今後は、KBT-3 の結果やルミ ネッセンスの物理パラメータ、地形発達・変動、隆起・侵食速度などに関する先行研究を基に、 甲山の侵食史を推定することが課題である。また、様々な地形・地質・テクトニクス条件の地域 で、OSL 熱年代法の事例対象を増やすことで、OSL 熱年代法の適用可能性をより詳細に評価す ることも望まれる。

5.1.3 角閃石の地質温度圧力計と U-Pb 年代測定法を用いた侵食評価手法の検討

数百万年より長期の侵食評価には熱年代学の手法が有効だが、熱史を侵食史に読み替える手法 であるため、地温構造が複雑な地域では適用が困難という問題がある。このような熱年代学が適 用できない条件下における侵食評価手法の整備のため、地質温度圧力計に基づいた手法を検討す る。すなわち、地質温度圧力計を利用して花崗岩体の固結深度を決定すると同時に、岩体固結時 の絶対年代を、ジルコンの U-Pb 年代測定によって決定する。これを研究対象地域(飛騨山脈黒 部地域)で複数の岩体内の異なる地理的位置の試料について行うことで、侵食量の上限を制約す る。条件がそろえば研究対象地域の侵食史を推定できる。

(1) 研究手法

本研究で用いる地質温度圧力計は、Al-in-Hbl 圧力計(角閃石圧力計)と角閃石-斜長石温度計 である。手法の詳細な原理は、共同研究報告書(付録1)または昨年度の報告書(原子力機構・電 中研,2020)を参照のこと。Al-in-Hbl 圧力計には、さまざまなキャリブレーションがあるが、本研 究では、従来のキャリブレーションよりも、より低圧まで適用可能な Mutch et al. (2016)のキャリ ブレーションを用いた。こうして求まった圧力は、温度・圧力図上でウェット・ソリダス上に位 置していることが必要である。その検証のため、圧力見積もりに用いた角閃石とそれに隣接する 斜長石の組成に対して、角閃石-斜長石温度計(Blundy and Holland, 1990)を適用し、求まった温 度圧力条件が含水ソリダス上の条件として適当であるか否かも検証した。これらのチェックを通 過したデータを用いて、花崗岩の固結深度を見積もった。

U-Pb 法は、鉱物中に含まれる U-Th 系列の放射壊変を利用した年代測定法である。親核種と 娘核種の組み合わせとしては、²³⁸U-²⁰⁶Pb、²³⁵U-²⁰⁷Pb、²³²Th-²⁰⁸Pb の3系列が利用されること が多い。閉鎖温度は他の年代測定法に比べて高く、本研究で用いる ZrU-Pb 法では 900℃以上で ある(Cherniak and Watson, 2001)。したがって、岩石や鉱物の形成年代の推定に用いられるこ とが多い。

(2) 研究試料

今年度の本事業では、京都大学との共同研究として、飛騨山脈黒部地域に分布する黒部川花崗 岩体中の2地点(KRG19-B08とKRG19-A03)から採取済みの岩石試料KRG19-B08-bとKRG19-A03(図 5.1.3-1)を用いて、固結温度・圧力推定を行った。KRG19-B08-bとKRG19-A03はい ずれも細粒暗色包有岩(mafic magmatic enclave; MME)を含む花崗岩閃緑岩試料であり、固結 温度・圧力推定に用いた KRG19-B08-b mafic とKRG19-A03 MME は各試料の MME 部分、 KRG19-A03 granite はKRG19-A03の花崗閃緑岩部分である(図 5.1.3-1)。各試料の詳細な岩 石記載は付録1を参照のこと。



図 5.1.3-1 岩石試料中の MME と花崗閃緑岩質部分の産状写真

(a) 試料 KRG19-B08-b。本研究で用いたのは MME 部分。写真上部のたがねの長さは約 18cm。
(b) 試料 KRG19-A03。赤枠で囲んだ「MME」および「granite」と書かれた部分から作成された
薄片が、分析試料に相当する。

(3) 分析方法

ダイヤモンド研磨した試料を炭素蒸着後、京都大学設置の波長分散型電子線マイクロアナライ ザーJEOL JXA-8105 で鉱物化学分析を行った。分析条件は、加速電圧 15.0 kV、電流値 10 nA、ビ ーム径 3 µm である。標準試料には Astimex 社製 MINM25-53 およびその他の天然及び合成鉱物を 用い、濃度計算にあたっては ZAF 補正を適用した。ピークとバックグラウンドの計測時間は、F についてはそれぞれ 60 秒と 30 秒、Cl については 30 秒と 15 秒、他の元素については 10 秒と 5 秒とした。

(4) 地質温度・圧力計の適用

KRG19-B08-b mafic および KRG19-A03 MME と granite に Al-in-Hbl 圧力計(Mutch et al., 2016)を適用した。角閃石が組成累帯構造を有しているため、この圧力計の適用に当たっては、 適用条件の鉱物組合せを厳格に満たしている部分を求めることに注力した。

KRG19-B08-b mafic では、角閃石のコアからリムに向かって順に 1-7 の番号で累帯構造を分類したが、うち角閃石 1-3 と角閃石 4-6 とでは異なる組成トレンドを示す。また、角閃石 7 はこれらとは全く異なる組成を示す。角閃石 4-7 はアクチノ閃石組成であり、マトリクスの d リムやカリ長石と接する。一方、角閃石 2-3 は、斜長石リムや黒雲母と接し、包有関係も考慮すると、カリ長石、石英、燐灰石、チタン鉄鉱、磁鉄鉱と共存している。従って、角閃石 2-3 と斜長石リムが、マグマ結晶化末期の含水ソリダス上で、Al-in-Hbl 圧力計適用に必要な相と平衡関係にあった部分であると判断した。そこで、Al-in-Hbl 圧力計を角閃石 2-3 に適用した。また、隣接した斜長石リムとの間で Blundy and Holland (1990)の Hbl-Pl 温度計を適用し、ハプロ花崗岩のソリダス上に誤差の範囲内で乗った点を、信頼できる圧力見積もりとして採用した(図 5.1.3-2a)。この結果、固結圧力は 1.6±0.2~2.1±0.3 kbar となった。密度 2700 kg/m³を用いて深さに換算(以下同様)すると、固結深度は 5.9±0.9~7.9±1.3 km となった。

KRG19-A03 MME では、茶褐色のコアをもち黒雲母を包有する角閃石の内側リムがマトリク

スの斜長石リム、カリ長石、石英、黒雲母、燐灰石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱と接するほか、黒雲母、 斜長石(An21)、燐灰石を包有することから、マグマ結晶化末期の含水ソリダス上で、Al-in-Hbl 圧力計適用に必要な相と平衡関係にあった部分であると判断した。また、茶褐色のコアを持たず 黒雲母を包有しない角閃石のリムも、内側リムと同じ段階に相当すると判断した。そこで、これ らの角閃石の内側リムとリムに Al-in-Hbl 圧力計を適用した。また、隣接した斜長石リムとの間 で Blundy and Holland (1990)の Hbl-Pl 温度計を適用し、ハプロ花崗岩のソリダス上に誤差の範囲 内で乗った点を、信頼できる圧力見積もりとして採用した(図 5.1.3-2b)。この結果、固結圧力は 1.8±0.3~2.6±0.4 kbar、固結深度は 6.9±1.1~9.7±1.5 km となった。

KRG19-A03 granite では、Ca角閃石のコアには斜長石(An25-28のリムを持つ)、石英、カリ 長石、黒雲母、燐灰石が包有され、同程度のAn値を示すマトリクスの斜長石リムに接して磁鉄 鉱とチタン鉄鉱が産することから、Ca角閃石のコアがAl-in-Hbl圧力計適用に必要な相と平衡関 係にあった部分であると判断した。そこで、Ca角閃石のコアにAl-in-Hbl圧力計を適用した。ま た、隣接した斜長石リムとの間でBlundy and Holland (1990)の Hbl-Pl 温度計を適用し、ハプロ花崗 岩のソリダス上に、求めた *P-T*条件が誤差の範囲内で乗った点を、信頼できる圧力見積もりとし て採用した(図 5.1.3-2c)。この結果、固結圧力は 1.6±0.3~2.3±0.4 kbar、固結深度は 6.2±1.0~ 8.5±1.4 km となった。



図 5.1.3-2 Al-in-Hbl 圧力計による圧力見積もりの結果

a. KRG19-B08-b mafic の結果。b. KRG19-A03 MME の結果。 c. KRG19-A03 granite の結果。 d. KRG19-A03 MME と KRG19-A03 granite の結果の比較。

(5) ジルコン U-Pb 年代測定及び侵食史の評価

黒部川花崗岩の5地点6試料について、ジルコンU-Pb年代測定を実施し、岩体の形成年代を 推定した。分析は東濃地科学センターのレーザーアブレーション型誘導プラズマ質量分析装置 (LA-ICP-MS; Photon Machines Analyte G2及びThermo Fisher Scientific, Neptune-*Plus*) で行った。分析結果は表 5.1.3-1の通りで、約65Maの試料(KRG19-00)を除くと、鮮新世か ら第四紀の若い年代が得られた。なお、これらの若い年代については、(Th/U)_{magma}=4.8(今井 ほか, 2004)を用いて、放射非平衡の補正を実施している。もっとも若い約0.8Maの年代を示し たKRG19-A03 graniteでは、Al-in-Hbl 圧力計により、6.2±1.0~8.5±1.4 kmの形成深度が推 定されているが、この形成深度はH30~H31年度の報告書で報告した約5Maの岩体3試料と誤 差の範囲で一致する。すなわち、黒部地域の花崗岩は、約0.8Ma以降に一斉に侵食・削剥を受け、 地表に露出した可能性が高い。KRG19-A03 graniteの形成深度と形成年代に基づけば、約0.8Ma 以降の平均侵食速度は7.5~10.2mm/yrに達する計算になる。

| 試料コード | 加重平均年代 [Ma] | 誤差(95%信頼区間)[Ma] | |
|-------------------|-------------|-----------------|--|
| KRG19-AB02MME | 2.020 | 0.065 | |
| KRG19-00 | 64.7 | 2.4 | |
| KRG19-A01 | 5.13 | 0.21 | |
| KRG19-A02 | 1.124 | 0.048 | |
| KRG19-A03 granite | 0.831 | 0.055 | |
| KRG16-101 | 5.31 | 0.17 | |

表 5.1.3-1 黒部川花崗岩のジルコン U-Pb 年代

(6) まとめと今後の展望

試料 KREG19 A03 では、MME と花崗閃緑岩部分からそれぞれ MME とホストの花崗閃緑岩 の固結圧力を求めた。図 5-8d のように MME の低圧側の圧力見積もりは、花崗閃緑岩のそれと 一致するが、MME からはより高圧の圧力見積もりも得られた。黒部川花崗岩自体の固結圧力と しては花崗閃緑岩と MME の両方が示す、低圧側の圧力見積もりを採用すべきであろう。従って、 固結深度は 6.2±1.0~8.5±1.4 km と見積もられた。同試料のジルコン U-Pb 年代が 0.831± 0.055Ma であることを踏まえると、平均侵食速度は 7.5~10.2mm/yr と計算できる。高圧側の圧 力見積もりの持つ意味については、今後検討が必要である。試料 KRG19-B08-b でも、同様の傾 向がみられる可能性があるため、今後、MME のホストとなっている花崗閃緑岩の固結圧力見積 もりの実施が必要である。MME の固結深度としては 5.9±0.9~7.9±1.3 km が見積もられた。 今後、地質温度圧力計とジルコン U-Pb 年代のデータのペアが増えていけば、より詳細な侵食史 が推定されることが期待される。

5.1.4 岩石学的手法と地球年代学的手法を用いた高温領域の熱史及び隆起・侵食史の検討

深成岩体を伴う地域の隆起量・侵食量の評価には地球年代学的(熱年代学的)な手法が有用で ある(例えば、末岡ほか,2015; Yuguchi et al.,2019)。また鉱物の組織や化学組成は、鉱物生成 時の温度条件や環境を把握するための手がかりとなる(Yuguchi et al.,2019)。昨年度に引き続 き、過去百万年~数十万年前以前からの隆起・侵食の過程を把握するための技術の拡充を目指し、 隆起・侵食過程においてスタート(時間 t=0)に相当するマグマの貫入や定置といった高温領域 の熱史及び侵食史の解明に有効な岩石学、地球年代学等の手法を融合的に用いた評価方法の整備 及びその高度化を実施した。

(1) 研究手法

マグマの貫入や定置といった高温領域の熱史・侵食史の解明に係る研究事例として Yuguchi et al. (2016)では、土岐花崗岩体のジルコンに対して内部構造を考慮しつつ、U-Pb 年代測定による 結晶化年代の決定およびチタン濃度分析に基づく結晶化年代が決定されている。一方で、この研 究手法においては U-Pb 年代測定はレーザーアブレーション試料導入による誘導結合プラズマ質 量分析法(Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry: LA-ICP-MS)が用いられ、 チタン濃度の定量は電子プローブマイクロアナライザ(EPMA)によったため、同一のジルコン 粒子であっても異なる手法で異なる領域を分析されていることから、同一領域で形成年代、形成 温度と成長構造を関連付けた議論は困難であった。そこで、昨年度に山形大学及び東大地震研と の間で実施した共同研究では、試料の局所領域についてアブレーションが可能なレーザー装置と 多元素同時測定が可能な四重極型 ICP 質量分析装置を組合せた LA-ICP 質量分析法により、同一 領域について U, Th, Pb 及び Ti それぞれを(ほぼ)同時に分析することで、U-Pb 年代測定とチタン濃度の定量を同時に行う分析技術を構築した(Yuguchi et al., 2020)。これによって同一領域で年代とチタン濃度を関連付けた議論が可能となったものの、この LA-ICP-MS による同時定量データ(分析の精確さ)とカソードルミネッセンス像の内部構造(高い空間分解能の維持)とを関連付けるための分析条件の最適化が信頼性向上に向けた課題として残されていた。この課題の解決に向けて、今年度の本事業においても共同研究を継続し、U-Pb 年代測定およびチタン濃度の同時定量分析技術の最適化・高度化を進めた。また年代値の異なる複数の深成岩体を対象試料として用いることで、様々な岩体に対する本研究手法の汎用性を検証した。

(2) 試料

生成年代の異なる岩体の試料を用いることで手法の汎用性が評価可能となると考えられるため、 富山県の黒部川花崗岩体(優白質、優黒質)、岩手県の遠野複合深成岩体(中心部相、主岩相、周 辺部相)及び岩手県の堺ノ神深成岩体(優黒質岩 A と優黒質岩 D)の3つの深成岩体から採取さ れたジルコンを研究対象とした。試料の詳細は付録2を参照のこと。

(3) 分析手法

ジルコンの結晶化年代の推定及びチタン温度計による結晶化温度の推定を行うため、LA-ICP-MS により U-Pb 同位体分析及びチタン濃度の定量分析を同時に実施した。分析手法は昨年度の 共同研究で開発・整備した手法(Yuguchi et al., 2020)を踏襲した。

昨年度からの発展として、より内部構造を反映したジルコンの U-Pb 年代測定とチタン濃度の 同時定量を行うため、空間分解能の高い分析(レーザー径の最小化)を試みた。1 Ma より若い年 代を有する黒部川花崗岩では、子孫核種の鉛(²⁰⁶Pb,²⁰⁷Pb)の量が少なく年代測定の精度が低下す るため、遠野複合深成岩体と堺ノ神深成岩体と比較して大きなレーザー径 25 μm を用いた。一方 で 100 Ma よりも古い年代を有すると考えられる遠野複合深成岩体と堺ノ神深成岩体では、感度 よりも空間分解能を優先してレーザー径 15 μm を設定した。

分析装置は、学習院大学所有の LA-ICP 質量分析装置 (LA: ESI 製 NWR213 (Nd:YAG laser); ICP 質量分析装置 (Agilent Technology 製 Agilent8800)) を使用した。なお、ICP 質量分析装 置 (Agilent8800) は、トリプル四重極型の質量分析装置で、酸素ガスをリアクションガスに使用 したマスシフトモードで分析を行った。

年代値が概ね2 Ma よりも若い試料について精確な U-Pb 年代を決定するためには、ウラン系 列およびアクチニウム系列の中間生成核種の中でも比較的長い半減期を持つ²³⁰Th(ウラン系列 の中間生成核種;半減期 7.538×10⁴年)と²³¹Pa(アクチニウム系列の中間生成核種;半減期 3.276×10⁴年)に関する初生的な放射平衡値からの分別(メルトから鉱物が生じるときに生じる 固相一液相間の元素分別に由来する)を考慮する必要がある(Sakata et al., 2017; Sakata, 2018)。 また、分析領域周辺からの鉛汚染やジルコン結晶に初生的に分配される微量の非放射壊変起源鉛 も得られる年代値に大きく影響(特にジルコン中の放射起源²⁰⁷Pbの検出に影響)するため、補 正が必須となる(Sakata, 2018)。放射非平衡による効果と非放射壊変鉛の影響については、 Sakata (2018)に従い補正を行った。

(4) 結果

ジルコンはその生成温度・年代の違い(生成ステージの違い)を内部構造に反映するため (Yuguchi et al., 2016)、その構造に基づき分析点の選定を行った。各岩体のジルコンのカソード ルミネッセンス(CL)観察の相違から、3つの領域に区分した(①輝度の変化が乏しく均質な領 域、②輝度の明暗が繰り返し生じるオシラトリーゾーニング領域、③外来性コア(inherited core) (Yuguchi et al., 2016)。多くのジルコン粒子は、①均質なコアとそれを囲む②オシラトリーゾー ニング領域からなる。この構造は、均質なコアがオシラトリーゾーニング領域よりも、早いタイ ミングかつ高温条件で形成されたことを示している。黒部川花崗岩体のジルコンに対する SEM-CL 観察から、優白質岩と優黒質岩のいずれにおいても CL 観察より①均質な領域、②オシラトリ ーゾーニング領域が観察された(図 5.1.4-1)。遠野複合深成岩体の 3 岩相(中心部相、主岩相、 周辺部相)に対するジルコンに対する SEM-CL 観察から、いずれの岩相においても①均質な領域、 ②オシラトリーゾーニング領域が観察された。①から②のそれぞれの領域から、15 μm 直径の円 領域をデータ収集地点として選定した(図 5.1.4-2)。堺ノ神深成岩体の 2 岩相(優黒質岩 A と優 黒質岩 D)に対するジルコンに対する SEM-CL から、優黒質岩 A と優黒質岩 D においても CL 観 察より①低輝度で均質な領域、②オシラトリーゾーニング領域の領域が観察された(図 5.1.4-3)。 ①から②のそれぞれの領域から、15 μm 直径の円領域をデータ収集地点として選定した。



図 5.1.4-1 黒部川花崗岩体のジルコンの分析点(左図:BSE像,右図:CL像) A:優白質岩中の①均質なコアと②オシラトリーゾーニングリムからなるジルコン、B:優黒質 岩中の①均質なコアと②オシラトリーゾーニングリムからなるジルコン。



図 5.1.4-2 遠野複合深成岩体のジルコンの分析点(左図:BSE像,右図:CL像) A:中心部相中の①均質なコアと②オシラトリーゾーニングリムからなるジルコン、B:主岩相 中の①均質なコアと②オシラトリーゾーニングリムからなるジルコン、C:周辺部相中の②オシ ラトリーゾーニング領域からなるジルコン。



図 5.1.4-3 堺ノ神深成岩体のジルコンの分析点(左図:BSE像,右図:CL像) A: 優黒質岩 A 中の①均質なコアと②オシラトリーゾーニングリムからなるジルコン、B: 優黒 質岩 D 中の①均質なコアと②オシラトリーゾーニングリムからなるジルコン。

黒部川花崗岩体のジルコンの U-Pb 同位体分析の結果、優白質岩のジルコン U-Pb 年代は 1.71 ±0.53 Ma から 0.70±0.26 Ma の年代幅を有し、その加重平均は 0.91±0.07 Ma であった。一方、 優黒質岩のジルコン U-Pb 年代は 1.52±0.36 Ma から 0.64±0.17 Ma の年代幅を有し、その加重平 均は 0.93±0.06 Ma であった。優白質岩のチタン濃度は 0.74±0.10 ppm から 3.51±0.26 ppm の幅 を有し、その加重平均は1.40±0.19 ppm であった。それに対して、優黒質岩のチタン濃度は1.06 ±0.13 ppm から 7.68±0.47 ppm の幅を有し、その加重平均は 1.64±0.20 ppm であった。得られた チタン濃度から Ti-in-zircon 温度計(Ferry and Watson, 2007)を用い結晶化温度を導出した。その 際、SiO2活動度は1、TiO2活動度は0.5と仮定した。その結果、優白質岩のジルコンの結晶化温 度は、625±38 ℃から 756±42 ℃の幅を有し、その加重平均は 682±11 ℃であった。 優黒質岩の ジルコンの結晶化温度は、652±40 ℃から 837±46 ℃の幅を有し、その加重平均は 694±11 ℃で あった。ジルコンの結晶化年代と結晶化温度から、優白質岩は750 ℃から650 ℃の間の急冷、優 黒質岩は 850 ℃から 650 ℃までの急冷を示した。また、それぞれの岩相の年代と温度の加重平均 は一致することが分かった。このことは優白質岩と優黒質岩が同一の貫入・定置プロセスをたど ったことを示す。この温度時間履歴は、岩体の隆起・侵食の初期条件とみなすことができる。一 方、黒部川花崗岩体の優白質岩と優黒質岩の両方において、CL 観察において均質な領域のデータ とオシラトリーゾーニング領域のデータの間に明確な年代差や温度差は確認されなかった。

遠野複合深成岩体のジルコンの U-Pb 同位体分析の結果、中心部相のジルコン U-Pb 年代は 153.88±12.20 Maから108.75±9.03 Maの年代幅を有し、その加重平均は125.6±4.6 Maであった。 一方、主岩相のジルコン U-Pb 年代は 134.98±12.07 Ma から 96.06±10.71 Ma の年代幅を有し、そ の加重平均は 116.8±4.1 Ma であった。周縁部相のジルコン U-Pb 年代は 147.46±10.33 Ma から 121.56±7.58 Ma の年代幅を有し、その加重平均は 133.8±4.9 Ma であった。中心部相のジルコン のチタン濃度は 1.96±0.28 ppm から 4.74±0.44 ppm の幅を有し、その加重平均は 2.86±0.33 ppm であった。それに対して、主岩相のジルコンのチタン濃度は 4.07±0.42 ppm から 13.61±0.96 ppm の幅を有し、その加重平均は7.73±0.88 ppm であった。周縁部相のジルコンのチタン濃度は6.65 ±0.59 ppm から 8.81±0.71 ppm の幅を有し、その加重平均は 7.65±0.53 ppm であった。得られた チタン濃度から結晶化温度を導出した。遠野複合深成岩体において石英とルチルが産出すること からSiO2活動度は1、TiO2活動度は1と仮定した。この結果、中心部相のジルコンの結晶化温度 は 613±38 ℃から 680±39 ℃の幅を有し、その加重平均は 644±16 ℃、主岩相のジルコンの結 晶化温度は 668±39 ℃から 775±43 ℃の幅を有し、その加重平均は 729±14 ℃であった。周縁 部相のジルコンのチタン濃度は 709±40 ℃から 734±41 ℃の幅を有し、その加重平均は 722± 25 ℃であった。岩相全体を通じて温度-時間の履歴を推定すると約800 ℃から約600 ℃の間の急 冷を示した。また中心部相と主岩相のプロットは、中心部相が 600 ℃から 680 ℃の温度条件を持 ち、主岩相は約670 ℃から約800 ℃の間にプロットされる。これは中心部相と主岩相の貫入・定 置プロセスの温度の相違を反映していることが推察される。また各岩相の年代の加重平均は、中 心部相で 125.6±4.6 Ma、主岩相で 116.8±4.1 Ma、周辺部相で 133.8±4.9 Ma の値を示す。これら の年代値は誤差を考慮しても有意差があり、周辺部相、中心部相、主岩相の順番で貫入・定置し たことを示した。これらの温度時間履歴は、それぞれの岩相の隆起・侵食の初期条件とみなすこ とができる。また、遠野複合深成岩体のジルコンにおいても①均質な領域、②オシラトリーゾー ニング領域から得られたデータの間に明確な年代差や温度差は確認できなかった。

堺ノ神深成岩体のジルコンの各分析点に対する U-Pb 同位体分析の結果、優黒質岩 A のジルコ ン U-Pb 年代は 137.82±10.05 Ma から 112.44±6.82 Ma の年代幅を有し、その加重平均は 126.4± 3.0 Ma であった。一方、優黒質岩 D のジルコン U-Pb 年代は 138.83±5.30 Ma から 111.15±9.76 Ma の年代幅を有し、その加重平均は 129.1±4.1 Ma であった。優黒質岩 A のチタン濃度は 1.94± 0.29 ppm から 11.50±0.83 ppm の幅を有し、その加重平均は 3.22±0.65 ppm であった。それに対して、優黒質岩 D のチタン濃度は 3.47±0.35 ppm から 12.19±0.85 ppm の幅を有し、その加重平均は 4.90±1.20 ppm であった。得られたチタン濃度から結晶化温度を導出した。その際、堺ノ神 深成岩体に石英、ルチル、角閃石、イルメナイトが産出することから SiO₂活動度は 1、TiO₂活動度は 1 と仮定した。これはそれぞれの活動度を 1 と設定できる。この結果、優黒質岩 A のジルコンの結晶化温度は、612±38 ℃から 759±42 ℃の幅を有し、その加重平均は 611±16 ℃であった。優黒質岩 D のジルコンの結晶化温度は、655±38 ℃から 765±42 ℃の幅を有し、その加重平均は 692±20 ℃であった。岩相全体を通じて温度-時間の履歴を推定すると約 800 ℃から約 600 ℃の間の急冷を示した。また優黒質岩 A と優黒質岩 D の年代の加重平均は、優黒質岩 A で 126.4±3.0 Ma、優黒質岩 D で 129.1±4.1 Ma の値を示す。これらの年代値は誤差を考慮すると、貫入・定置のタイミングに有意差がなかった。この温度時間履歴は、それぞれの岩相の隆起・侵食の初期条件とみなすことができる。堺ノ神深成岩体においても①均質な領域、②オシラトリーゾーニング領域から得られたデータの間に明確な年代差や温度差は確認できなかった。

ジルコンのU濃度は岩体(起源マグマ)毎に異なり、親核種のUの濃度と結晶化年代に応じて 放射壊変起源のPbの量が異なる。黒部川花崗岩体のような1Ma程度の若い試料のU-Pb同位体 分析では、放射壊変起源のPbの含有量が少なく、精度よく年代を求めるためにはレーザー分析 径を大きくし、その感度(特に²⁰⁷Pb)を確保する必要がある。一方でオシラトリーゾーニングな どジルコン結晶の組織と年代・温度条件を関連付けた議論のためには、より高い空間分解能が必 要であり、高精度に結晶化年代を求める(高感度なPb同位体分析をする)こととトレードオフ関 係にある。感度を維持したまま、レーザー径を絞りこみより高い空間分解能を得るためにレーザ ー出力を調整するなど試料の導入系の最適条件の追求や質量分析の感度を想定される年代やチタ ン濃度に応じて最適化することが必要である。また、Ti-in-zircon温度計による結晶化温度の推定 おいて重要な要因となるTiの活動度(活量)を考慮するため、岩体毎の全岩Ti濃度の分析や、 チタン鉱物等の薄片鏡下観察も重要となる。

(5) まとめ

CL 観察により得られるジルコンの内部構造に対応した分析のため、LA-ICP-MS 分析の際のレ ーザー径の最小化など、ジルコンの U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量技術の高度化を実施 した。その技術を用いて複数岩体のジルコンの U-Pb 同位体分析とチタン濃度定量分析を行い、 それぞれの結晶化年代・温度の導出を行った。ジルコン1粒子内の温度・年代変化を定量的に議 論するためには、岩体毎の年代やチタン濃度に応じたの定量分析手法の最適化が必要であり、Tiin-zircon 温度計による精確な結晶化温度の推定のためには、Ti 活動度を設定するための全岩分析 やチタン鉱物の観察・分析が必要となる。

5.1.5 熱年代法・宇宙線生成核種法・河川縦断形の数値地形解析を組み合わせた隆起・侵食速度の評価手法の検討

内陸部の隆起・侵食速度の評価には、河成段丘など特定の地形面や堆積層準を指標とした手法 が有効であるが、侵食が卓越する地域では、このような指標が利用できるとは限らない。本事業 では、熱年代学、宇宙線生成核種法、河川縦断形に基づいた地形解析といった既存の手法を組み 合わせることにより、このような地形学・地質学的な指標に乏しい地域でも隆起・侵食速度を評 価するための手法の高度化について検討する。事例対象としては、東北日本弧前弧域の北上山地 と阿武隈山地を選択した。これらの山地では、基盤岩類は主に白亜紀の花崗岩類から構成される ため、熱年代学で用いるアパタイトやジルコン、宇宙線生成核種法で用いる石英が豊富に含まれ ることが期待できる。加えて、山上には隆起準平原と見られる侵食小起伏面が広がっており、河 川の最上流部は平衡に達していないことから、より長期間の隆起史に関する情報が河川縦断形に 記録されている可能性が高い。

(1) 熱年代法による山地の隆起・侵食過程の検討

東北日本弧前弧域を対象に、岩体の形成期以降の熱年代学的手法に基づいた長期スケール(>10⁶yr)の熱史・侵食史の推定を試みた。今年度の本事業では、北上山地に分布する白亜紀花崗岩類から、京都大学が他プロジェクトにて別途採取した 12 地点の岩石試料を鉱物分離し、うち 7 地点でアパタイトフィッション・トラック(AFT)年代測定を適用した。また、京都大学から提供された北上山地の古第三紀流紋岩から抽出したジルコン試料にジルコン U-Pb(ZrU-Pb)年代分析を実施し、岩石の形成年代を推定した。これにより、AFT 年代の空間的分布と、古第三紀の火山フロントが与える熱影響の関係を検討した。加えて、昨年度の本事業で AFT 分析を実施した 3 試料の白亜紀花崗岩類について、形成年代を制約する目的で新たに ZrU-Pb 年代測定を試みた。

1) 研究手法

閉鎖温度が低い手法は、地殻の浅部の熱履歴を記録しているため、山地の隆起・侵食の推定に は、低温領域(閉鎖温度: <300℃)の熱年代学が用いられる。本研究で用いた AFT 法は、90~ 120℃(Ketcham et al., 1999)の閉鎖温度を持ち、2~3km 程度の侵食に要した期間の侵食評価 に有効である。また、ZrU-Pb 年代(閉鎖温度>900℃; Cherniak and Watson, 2001)により各 岩体の形成年代を推定することで、AFT 年代の若返りの有無やその原因について、より詳細な検 討が可能となる。

2) 分析試料

今年度の本事業でAFT 分析に用いた岩石試料のリストを表 5.1.5-1 に示す。鉱物分離は、株式 会社京都フィッション・トラックに依頼し、12 地点中#2 と#3 を除く 10 地点で年代分析に十分 な粒子数(5000 粒以上)が得られた。#2 は岩種の違いや風化の影響を反映してか、分析に必要 な粒子数が得られなかった。#3 では、ジルコンは十分量得られたが、アパタイトは比較的少なか った。これらの試料に関しては、今後の分析に必要となった場合には、処理量の追加により十分 量の粒子が得られると期待できる。ZrU-Pb 年代測定に用いる試料は、白亜紀花崗岩類が 3 点 (FST18-11、FST18-20、FSK19-2)、古第三紀流紋岩が 1 点(KFS20-J1)の計 4 試料である。 これらの試料に関しては、既に分離済みのジルコンを分析に使用した。

| # | 試料名 | 東経(゜) | 北緯 (°) | AFT 年代(Ma) | 誤差範囲(1σ) | χ ² 検定(%) |
|----|----------|------------|---------------|------------|----------|----------------------|
| 1 | KFS20-01 | 141.39855 | 39.37863 | 70.3 | 3.4 | 21.0 |
| 2 | KFS20-02 | 142.00258 | 39.58850 | - | - | - |
| 3 | KFS20-03 | 142.002582 | 39.58885 | - | - | - |
| 4 | KFS20-04 | 141.96672 | 39.64129 | 138.4 | 10.6 | 1.6 |
| 5 | KFS20-05 | 141.966599 | 39.641098 | - | - | - |
| 6 | KFS20-06 | 141.95699 | 39.64380 | 134.8 | 12.6 | 68.4 |
| 7 | KFS20-07 | 141.94126 | 39.65464 | 156.8 | 15.2 | 57.8 |
| 8 | KFS20-08 | 141.92884 | 39.67287 | 122.0 | 14.6 | 25.4 |
| 9 | KFS20-09 | 141.92183 | 39.69916 | 111.2 | 9.4 | 20.0 |
| 10 | KFS20-10 | 141.88748 | 39.70822 | 101.1 | 9.8 | 5.8 |
| 11 | KFS20-11 | 141.77062 | 39.72524 | - | - | - |
| 12 | KFS20-12 | 141.72402 | 39.71411 | - | - | - |

表 5.1.5-1: 分析試料と AFT 年代測定結果一覧

3) 分析手順

AFT 年代測定

FT 法は、鉱物中に含まれる²³⁸U の自発核分裂でできる線状損傷(FT)を利用した放射年代測 定法である。親核種は²³⁸U、娘核種はFT に相当するため、両者の計測により年代が測定できる。 本研究では、十分量のアパタイトが産出した 10 地点のうち、#1、#4、#6~10 の計 7 地点で AFT 年代分析を実施した(表 5.1.5-1)。前処理(鉱物の選別、樹脂包埋、研磨、化学処理(エッチン グ))及びFT の計数は京都大学大学院理学研究科で実施した。U 濃度測定には、東濃地科学セン ターに設置されたレーザーアブレーション型誘導プラズマ質量分析装置(LA-ICP-MS; Photon Machines Analyte G2 及び Thermo Fisher Scientific, Neptune-*Plus*)を使用した。

② ZrU-Pb 年代測定

本研究では、北上山地の東縁に分布する浄土ヶ浜の古第三紀流紋岩類の形成年代、すなわち北 上山地東縁部の火成活動の時期の推定を目的とした。また、令和元年度にAFT 年代分析を実施 した花崗岩類 3 試料についても、形成年代の決定を目的に ZrU-Pb 年代測定を実施した。ZrU-Pb 分析の手順は、研磨まではAFT 分析とほぼ同様である。研磨後は、鉱物粒子内の組成累帯の 把握のため、京都大学大学院理学研究科設置の電子プローブマイクロアナライザー(EPMA; JEOLJXA-8105)を用いて、カソードルミネッセンス(CL)像を撮影した。CL 像の撮影後、累 帯構造の見られる粒子では中心部と外縁部を分けて東濃地科学センターの LA-ICP-MS による ZrU-Pb 分析を実施した。得られた U、Th、Pb 同位体存在比をもとにコンコーディア年代を計 算した。

4) 分析結果と年代学的解釈

AFT 分析の結果、156.8~70.3 Ma の年代値が得られた(表 5.1.5⁻1)。AFT 年代の一部は、最 尤推定値では、北上山地北部の花崗岩の ZrU-Pb 年代(130~120 Ma: 土谷ほか, 2015; Osozawa et al., 2019)よりも古いが、±2σの範囲では一致する。また、北上山地における既報 AFT 年代 値(138.0~74.4 Ma:後藤, 2001;福田ほか, 2020)とも整合的である。

ZrU-Pb 年代測定の結果を図 5.1.5-1 に示す。KFS20-J1 からは 44.3 Ma のコンコーディア年

代が得られた。この値は、先行研究で報告された全岩 K-Ar 年代(例えば、43.5 Ma:内海ほか, 1990) と調和的であり、本研究では浄土ヶ浜流紋岩類の火成活動の時期は 44.3 Ma と結論付け た。また、3 試料の白亜紀花崗岩類の測定結果は、コンコーディア年代で 122.7~116.1 Ma の範 囲であった。一部の粒子では累帯構造が観察されたため、リム側の年代値を採用しているが、全 ての粒子年代がコンコーディア曲線に重なった。阿武隈山地では、120~100 Ma の ZrU-Pb 年代 が報告されているが(例えば、Takahashi et al., 2016; Osozawa et al., 2019)、本研究で得られ た 116.1 Ma (FST18-11) と整合的である。北上山地の北部では、130~120 Ma (土谷ほか, 2015; Osozawa et al., 2019)の値が報告されており、本研究で得られた 117.3 Ma (FST18-20) 及び 122.7Ma (FST19-02) と整合的である。



図 5.1.5-1 ZrU-Pb 年代コンコーディア図および CL 像 赤の楕円は単粒子年代(誤差範囲は 1o)、CL 像中の白線はスケールバーを表す(50 µm)。

5) 熱年代データに基づく地質学的知見

北上山地における試料の東経と AFT 年代をプロットした(図 5.1.5-2)。既報年代と合わせる と、AFT 年代値は東側で最も古く、西に向かって若返る傾向を示した。北上山地には第四紀火山 がないため、地温勾配がほぼ一様と仮定すれば、東西の年代差は、北上山地の西上がりの傾動隆 起で説明可能である。一方で、これらの年代値はすべて 60 Ma よりも古いことから、第四紀の東 西圧縮応力場における隆起・侵食履歴は検出できなかった。 浄土ヶ浜流紋岩の火成活動の熱影響については、無視できる程度だと考えられる。本研究で ZrU-Pb年代測定を実施した場所から 1~10 km 地点(#4、#6、#7、#8、#9、#10)の AFT 年代 は、火成活動の時期(44.3 Ma)よりも有意に古い(表 5.1.5-1)。また、流紋岩岩体に向かって の年代の若返りは見られず、全地点でほぼ一様ないしむしろ西に向かって若返る傾向が見られた (図 5.1.5-2 及び付録 1 の共研報告書を参照)。以上から、44 Ma の火成活動は AFT 年代に影響 を与えていないと判断できる。



図 5.1.5-2 北上山地における東経・AFT 年代プロット 年代の誤差はすべて 1g。先行研究:後藤(2001)、福田ほか(2020)。

6) まとめと今後の展望

東北日本弧の前弧域の地質学的タイムスケールの熱史および隆起・侵食史の推定を目的に、北上山地で AFT 年代測定を実施した。また、古第三紀火山岩の ZrU-Pb 年代測定から過去の火成活動の時期を推定し、AFT 年代の空間的傾向への熱影響を検討した。今後は、年代値の高精度化のための追加分析や、さらに閉鎖温度の低い(U-Th)/He 法の導入、熱史逆解析の実施、未測定地点での分析などが課題として挙げられる。また、数 10 万年~数 100 万年オーダーの冷却・侵食履歴の復元のためには、電子スピン共鳴(ESR)法に基づく熱年代学(閉鎖温度:25~50℃程度; 塚本, 2020)の適用も有望である。

(2) 宇宙線生成核種を用いた隆起・侵食過程の検討

テクトニックに隆起する地域における地形は、侵食基準面の低下に対する応答としての地表面 の削剥によって発達する。侵食基準面低下の影響は、数万年から数十万年程度で河川を通じて空 間的に伝播し、陸域の地形を変化させてゆく。従ってそうした長期的な時間スケールでの隆起速 度とその変遷を定量的に復元することは、地質環境の長期安定性を評価するうえで重要である。

地域的な隆起の速度を推定する際に重要な手掛かりとなるのが海成段丘である。海成段丘の離 水年代を決定することができれば、それらの現在の標高分布に基づき、隆起速度を算出できる。 しかし、段丘面が上載層を欠いているか、何らかの理由で年代試料に乏しい場合には、その年代 決定は困難となる。そのような場合でも、地表近傍に存在する造岩鉱物の結晶格子中に生成・蓄 積する宇宙線由来の同位体(宇宙線生成核種)を用いることで、特定の条件が揃えば、段丘面の 形成年代を知ることができる可能性がある(例えば、Dunai, 2010)。

一般に、隆起海成段丘は、その面を形成した波食の作用から解放され、海水準の低下に伴って 離水したのち、新たに削剥あるいは埋積される状態へと移行するという地形発達過程をもつ。こ のとき、段丘を構成する岩盤や堆積物に含まれる鉱物の宇宙線生成核種濃度から、離水のタイミ ングを高確度で推定するには、地形形成以降の地表面の削剥速度や埋積速度を考慮した補正が必 要となる場合が多い。また、分析に供する鉱物粒子が、最終的な離水以前の履歴を反映して、無 視できない量の宇宙線生成核種の持ち込み(継承核種: inheritance)を有している場合には、そ れに対する見積もりと差し引きも必要となる。ここでは、こうした特性を踏まえ、宇宙線生成核 種を離水地形の形成年代決定に用いる場合に適用すべき数理モデルをパターン分けして示し、手 法の具体的な適用手順を整理する。

1) 離水地形の形成過程における宇宙線生成核種の蓄積モデル

海成段丘が形成される過程を、図 5.1.5-3 に示す。離水以前には安定した海水準の環境下において波食を受け、地域的な隆起速度とバランスした速度で侵食される岩盤平坦面(波食棚)が形成されている。海水準低下に伴い波食営力が弱まると、この面は薄い砂礫層を載せた状態で離水し、段丘化する。以降、段丘面は隆起しつつ、開析の影響を受けて削剥されるか、風成物により埋積を受けるという経過をたどることになる。



図 5.1.5-3 海成段丘の形成過程とパターン

段丘面がその形成以降に削剥を受けている場合(図 5.1.5-3C)、地表近傍における核種の蓄積 は、

$$\frac{\partial C}{\partial t} = P_0 \sum P_i e^{-\frac{\rho_b x}{\Lambda_i}} - C\lambda + \frac{D}{\rho_b} \frac{\partial C}{\partial x}$$
(1)

と表現できる(例えば、松四ほか,2007;松四,2017)。ここで*C*は核種濃度(atoms g⁻¹)、*t*は地形成立以降の経過時間(yr)、 P_0 は地表での単位鉱物あたりの年間核種生成率(atoms g⁻¹ yr⁻¹)、 λ は核種の壊変定数(yr⁻¹)、*x*は任意時点の地表を零点にとった深さ(m)、*D*は地表面の削剥速度(gm⁻² yr⁻¹)、 ρ_b は地形を構成する物質の密度(gm⁻³)、*P*iは核種を生成させる複数の相互作用そ

れぞれの寄与率、 Λ_i は各々の核種生成過程に関与する宇宙線由来粒子の平均自由行程(gm^{-2})である。

削剥速度が時間的に変化しないものと仮定すると、式(1)の解は、

$$C = C_0 e^{-\lambda} + P_0 \sum P_i e^{-\frac{\rho_b x}{\Lambda_i}} \left[\frac{1 - e^{-(D/\Lambda_i + \lambda)t}}{D/\Lambda_i + \lambda} \right]$$
(2)

と書くことができる。ここで、 C_0 は、継承核種量(atoms g⁻¹)であり、段丘が形成される以前の 地史を反映して、初期値として持ち込まれる核種の量である。この式は、段丘面がその形成以降 に物理的な侵食や化学的な溶出による削剥を受け、更新されている場合における地表面下の核種 濃度の深度プロファイルを表す。

段丘が形成されて以降、風成物などによって埋積されている場合(図 5.1.5-3D)には、埋没した段丘面以深における核種濃度の時間変化は、以下のように表すことができる。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = P_0 \sum P_i e^{-\frac{\rho_b x + St}{\Lambda_i}} - C\lambda \tag{3}$$

ここでxは埋没してゆく元の段丘表面を零点にとった深さ(m)、Sは地形の埋積速度($gm^{-2}yr^{-1}$)である。埋積速度が時間的に変化しないものと仮定すると、式(3)の解は、

$$C = C_0 e^{-\lambda t} + P_0 \sum P_i e^{-\frac{\rho_b x}{\Lambda_i}} \left[\frac{e^{-St/\Lambda_i} - e^{-\lambda}}{\lambda - S/\Lambda_i} \right]$$
(4)

と書くことができる。この式は、埋積されつつある段丘における段丘構成層(初生的な砂礫層と 基盤岩)中の核種濃度の深度プロファイルを表す。

図 5.1.5-4 に、海成段丘構成層の最上面での核種濃度の時間変化を示す。隆起によって波食棚 が離水したタイミングを開始点とし、それ以降、段丘化した岩盤が削剥を受けた場合(式(2)、 図 5.1.5-3C)と、埋積を受けた場合(式(4)、図 5.1.5-3D)のそれぞれについて、構成層上面に おける石英中の宇宙線生成核種である¹⁰Beの濃度を計算した。パラメータとなる削剥あるいは埋 積の速度は、地形構成物質の密度を与えることで、理解しやすい単位(mm kyr⁻¹)で表記してい る。継承核種量は、離水前の波食棚面の侵食速度を仮に 200 mm kyr⁻¹として、動的平衡に至った 状態での核種濃度の深度分布に基づき与えている。

この図から、削剥速度あるいは埋積速度に依存して、岩盤上面での核種濃度の時間変化は大き く異なったものとなることがわかる。削剥と埋積いずれのモデルがふさわしいかは、対象とする 段丘面の浅層構造の観察から判断できるものと考えられる。しかし、いずれにせよ、削剥あるい は埋積の速度が大きいほど、岩盤上面の核種濃度は小さい値で頭打ちとなり、核種濃度から時間 情報を読み出すことができない状態へと至る。

手法の適用限界は、この特性に制約される。図 5.1.5-4 に示したケースでは、約3m 程度の削 剥あるいは埋積があれば、核種濃度がおおむね頭打ちとなることがわかる(図中の白抜き丸とそ れを結ぶ濃灰色破線)。このとき例えば、削剥あるいは埋積の速度が、10 mm kyr⁻¹であれば、年 代決定可能な時間スケールの上限はおよそ3×10⁵ yr となる。逆に、例えば海洋酸素同位体ステー ジ(MIS: Marine Isotope Stage) 9の段丘は、離水以降の削剥あるいは埋積の速度が約 10 mm kyr⁻¹ 以下であれば、この手法により年代決定が可能であるといえる。ただし、単純に削剥による平衡 状態に達している場合には、状況の異なる複数地点での結果を組み合わせたり、むしろ削剥速度 が精度良く決定されることを援用して、地表面の比高や形態等の地形量の計測と合わせて総合的 な解析を行ったりすることで、地形の形成年代を推定するに足る情報が得られることもある。

もちろん、核種濃度が頭打ちとなる以前の段階であったとしても、削剥あるいは埋積の速度や 継承核種の量が不明であれば、核種濃度を年代に換算することはできない。何らかの根拠に基づ き、これらが定量的に評価できるか、無視しうる程度に過ぎないと判定されない限り、地形の形 成年代を確度良く決定することはできない。年代決定法としての適用範囲は、この条件によって も限られることになる。無論、地形の形成以降に、削剥と埋積を繰り返す複雑な履歴を経ていた り、削剥あるいは埋積の速度が復元不能な変遷を遂げていたりする場合には、ここで示したよう な単純なモデルが当てはまらない。基本的には、そうしたケースは、本手法による年代決定の適 用範囲外となる。

式(2)や(4)のように、モデル中に複数の未知変数がある場合や、年代値の確度と精度を高 めたい場合、あるいはモデルそのものの確からしさを検証したい場合には、一地点につき、複数 の異なる深さから試料を採取して分析を行い、核種濃度の深度分布にモデルカーブをフィッティ ングさせることで、未知変数の最尤値を得るという選択を取ることができる。このようなアプロ ーチは、深度プロファイリングと呼ばれている。段丘が埋積されている場合は、元の段丘面が保 存され、離水年代と堆積速度および堆積物の厚みの間に成り立つ関係を援用することによって、 未知変数としての埋積速度を消去することができる。しかし、削剥される場合は、元の地形面が 失われ、削剥速度を推し量ることが難しい。いずれの場合でも継承核種量を精緻に推定する必要 性は残されている。



図 5.1.5-4 海成段丘構成層の最上面における石英中の¹⁰Be 濃度 (A)削剥ケース。(B)埋積ケース。

2) まとめ: 手法適用性の手順および課題の整理

宇宙線生成核種を用いた離水地形の年代決定について、適用の手順と留意点は次のように要約 される。1)試料採取の時点で、原面の保存性(図 5.1.5-3 参照)について十分注意深く検討すべ

きであり、宇宙線の貫入深度(約1-2m)に比して有意な厚みで地表面の削剥あるいは埋積が進 行していると判断される場合には、その場所での試料採取を避ける。中緯度地域の海成段丘の場 合、手法適用が完全に不可能な限界に達する削剥あるいは埋積の厚みは、おおむね3m程度であ る。2) 削剥あるいは埋積が、それほど進行していないとみられる場所でも、地盤浅層構造の観察 などに基づき、核種濃度の時間変化を支配する地形過程が単純にモデル化でき、分析結果に対し てモデルをフィッティングしてパラメータの推定を行うことができるかどうか、事前に慎重な検 討が求められる。3)分析にあたっては、深さ2-3m程度までの、段丘構成層(初生的な段丘礫層 と基盤岩)を対象とした、核種濃度の深度プロファイリングを実施することが望ましい。これに より、削剥あるいは埋積の速度および継承核種量を補正しつつ、離水年代の決定を行うことがで きる。段丘構成層を覆う上載層は、異地性のものであることが考えられるため、分析あるいはデ ータ解析の対象から除外すべきである。4)離水時点で持ち込まれる継承核種の量については、現 成地形での核種濃度の分析結果を援用するなど、何らかの独立した方法で見積もりができると良 い。5)その他にも、隆起に伴う標高(核種生成率)の時間変化や、地形構成物質の密度、積雪や 上載層による遮蔽効果など、年代の確度・精度を上げるために必要なパラメータは、可能な限り |精確に定量すべきであろう。同一段丘面の多点分析による再現性の確認、および高度の異なる複 数段丘面での系統的な年代決定が、今後の課題として位置づけられる。

(3) 地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討

1) 河床縦断形逆解析手法の研究動向とその問題点

近年になって発達した河床縦断形の逆解析手法は、地質学的スケールにおける地殻の隆起速度 履歴を面的に解明できる研究手法として急速に広まりつつある。しかし、この手法を日本列島の ような変動帯に応用するには、いくつかの問題点がある。一つは、多様な岩質が河川の基盤を構 成していた際に、地域による岩盤の侵食耐性の違いが考慮されていなかった点である。河床縦断 形逆解析の際には Stream power model (Howard and Kerby, 1983) と呼ばれるフォワードモデ ルが採用されるが、このモデルは基盤岩の強度を陽に含んでおらず、地質体の分布が複雑で異な る時代に形成された岩石が隣接する変動帯での手法の適用の障害となっていた。しかし、この問 題点を解決するため、近年になって岩盤強度を考慮した Stochastic threshold stream power model が提案されている (Campforts et al., 2020)。今後、こういった岩盤強度を考慮するフォ ワードモデルの検証が進めば、変動帯における河川縦断形逆解析もより容易となることが期待さ れる。

河床縦断形逆解析のもう一つの問題点は、最適化計算手法がどのモデルも準ニュートン法に基づく点推定であり、復元結果の誤差(不確定性)の議論が十分ではなかったことである。日本列島のように河川が短く複雑なテクトニクスを経験した地殻に対して解析を行う場合は、解析結果の不確定性は議論せざるを得ないだろう。この問題点を解決するため、今年度の本事業では、マルコフ連鎖モンテカルロ(Markov Chain Monte Carlo; MCMC)法による河床縦断形の逆解析を検討した。以下にその手法的特徴と予察的な検討結果について記述する。

2) マルコフ連鎖モンテカルロ法による逆解析

MCMC法は、ベイズ推論を行う際に事後確率分布を近似的に求める計算手法として発達した。 ベイズ統計学で用いられるベイズの定理は、以下の式であらわされる。 $p(\theta \mid D) = \frac{p(D \mid \theta)p(\theta)}{p(D)}$

ここで、 θ はモデルパラメーター、Dは観測データと考える。 $p(\theta)$ はモデルパラメーターの事前確率分布で、何らかの情報が利用できないときは、無情報事前確率分布として一様分布を利用することが多い。 $p(D|\theta)$ は尤度であり、モデルパラメーターが θ の時にDが得られる確率と等しい。通常のベイズ推論では、尤度関数を設定するためにデータの分布に関して何らかの仮定(正規分布など)が必要となる。p(D)はDという事象が起こる確率であり、尤度 $p(D|\theta)$ をすべての θ について足し合わせる周辺化によって計算することができる。 $p(\theta|D)$ は事後確率分布であり、逆確率とも呼ばれる。この事後確率 $p(\theta|D)$ はデータDが得られたときにモデルパラメーターが θ である確率(確信の度合い)を示しており、事後確率分布を求めることはいわば逆解析の目的そのものといえる。単にモデルパラメーターの最適化計算で求めた逆解析の結果とは異なり、ベイズ推論で求めた事後確率分布は点推定(最大事後確率分布(MAP)推定)の値だけではなく信頼区間(確信区間)を自然な形で与えてくれる。したがって、ベイズ推論の逆解析の結果からは、解析の精度(不確かさ)についても議論をすることが可能である。

MCMC 法は、ベイズ推論における事後確率分布をマルコフ連鎖によって得られるサンプルで 近似する手法である。ベイズ推論を行う際に問題となるのは、ベイズの定理右辺分母の周辺確率 *p(D)*が多くの場合で解析的に得られず、数値的な推定を行わざるを得ないことである。この問題 を解決するために発達したのが MCMC 法である。MCMC 法では、モデルパラメーターに何らか の初期値を設定し、サンプラーと呼ばれるアルゴリズムがこの初期値の周辺の事後確率を探索す る。サンプラーが所定の条件を満たしていれば(詳細つり合い条件)、MCMC 法におけるマルコ フ連鎖の無限回のサンプリングは事後確率分布と一致することが知られている。

MCMC 法のサンプラーとして最も多く用いられるのは、メトロポリス・ヘイスティングス法 (MH法) である。この手法では、推定するパラメータに何らかの初期値を与え、その後に何ら かの分布(提案分布)に基づく乱数を発生させてパラメータの移動を検討する。この新しいパラ メーターセットの移動の採択率 *r* は、MH 法においては以下の式に従う。

$$r = \min\left(1, \frac{q(\theta^{(t)} \mid a) f_p(\theta^{(t)})}{q(a \mid \theta^{(t)}) f_p(a)}\right)$$

ここで、*q*は提案分布、*f*_bはパラメータの事前分布である。*θ*^bはステップ*t*におけるパラメータのセットであり、*a*は提案分布に従って発生させた乱数である。この提案分布*q*および採択率*r*に基づいて作成したマルコフ連鎖は詳細つり合い条件を満たしており(Hastings, 1970)、無限回の試行を行えば得られる分布が事後分布と一致する。

MCMC 法は、尤度関数を任意の目的関数に置き換えることで、最適化計算にも応用することが 出来る。本研究では、目的関数に正則化項を導入したうえで MCMC 法により最適化計算を行っ た。このとき、目的関数は以下のように定義される。

$$H = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} (z_n^0 - z_n^c)^2} + W_1 \left(\frac{1}{K(M-1)}\sum_{k=2}^{M} \left(\frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t}\right)^2\right)^{0.5} + W_2 \left(\frac{1}{KM}\sum_{k=1}^{M} (U_k'')\right) + \frac{W_3}{KM}\sum_{k=1}^{M} f^{(M-1)} \left(\frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t}\right)^2 \right)^{0.5} + W_2 \left(\frac{1}{KM}\sum_{k=1}^{M} (U_k'')\right) + \frac{W_3}{KM}\sum_{k=1}^{M} f^{(M-1)} \left(\frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t}\right)^2 \right)^{0.5} + W_2 \left(\frac{1}{KM}\sum_{k=1}^{M} (U_k'')\right) + \frac{W_3}{KM}\sum_{k=1}^{M} f^{(M-1)} \left(\frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t}\right)^2 \right)^{0.5} + W_2 \left(\frac{1}{KM}\sum_{k=1}^{M} (U_k'')\right) + \frac{W_3}{KM}\sum_{k=1}^{M} f^{(M-1)} \left(\frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t}\right)^2 \right)^{0.5} + W_2 \left(\frac{1}{KM}\sum_{k=1}^{M} (U_k'')\right) + \frac{W_3}{KM}\sum_{k=1}^{M} f^{(M-1)} \left(\frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t}\right)^2 \right)^{0.5} + W_2 \left(\frac{U_k - U_{k-1}}{KM}\sum_{k=1}^{M} (U_k'')\right) + \frac{W_3}{KM}\sum_{k=1}^{M} f^{(M-1)} \left(\frac{U_k - U_k}{KM}\sum_{k=1}^{M} (U_k'')\right) + \frac{W_3}{KM}\sum_{k=1}^{M} f^{(M-1)} \left(\frac{U_k - U_k}{KM}\sum_{k=1}^{M} (U_k'')\right) + \frac{W_3}{KM}\sum_{k=1}^{M} (U_k'') \left(\frac{U_k - U_k}{KM}\sum_{k=1}^{M} (U_k'')\right) + \frac{W_3$$

このとき、かは観測された河川の標高、かはフォワードモデルによって計算された河川の標高で ある。また、Nは河川の流路上で実際に計算に使用する地点の総数であり、Kは隆起速度を設定 した地点数である。すなわち、目的関数の第1項は、フォワードモデルの計算結果の残差二乗平 均平方根となっている。さらに、本研究では復元対象となる隆起速度 Uの時間変化を M 個に離 散化して検討しているが、過適合をさけるために、隆起速度の変化を抑制する正則化項を目的関 数に導入している。このとき、Ukは k 番目のタイムステップにおける隆起速度、Wi、W2、W3は Uの正則化に関する重みづけ係数である。この目的関数において正則化項となっている第二項と 第三項は、Uの一階微分および二階微分の導関数の絶対値を評価しており、隆起速度の時間変化 が緩やかかつ滑らかであればあるほどよい値を示す。また、目的関数の最後の項に現れる関数 f は隆起速度が負の値になることを避けるためのものであり、以下の式で与えられる。

$$f = \begin{cases} \cosh U_k - 1 & (U_k < 0) \\ 0 & (U_k \ge 0) \end{cases}$$

 U_k が0以上の値を取っているとfは0となり、 U_k が負の値を取っていると、0から離れれば離れるほど急速に大きな値を取る。本研究では正則化に関する重みづけ係数として、先行研究に基づいて $W_1 = W_2 = 0.001$ 、 $W_3 = 0.9$ を採用した。これら正則化項が必要となるのは、河川縦断形の逆解析で求めるべきパラメータ数が著しく多い(隆起速度設定点 M_x 設定地点数K)ため、復元される隆起速度履歴が容易に過適合を起こしてしまうためである。

本研究では、隆起速度パラメータの事前分布としては隆起速度 0~1000 m/Myr の範囲の一様 分布とし、尤度関数として以下のボルツマン分布を用いた。

$$P_T(x) = \frac{1}{z_T} \exp\left(\frac{-H}{T}\right)$$

このとき、*H*は目的関数、*zr*は正規化パラメータ、*T*は粒子の移動を熱運動に見立てたときの温度パラメータである。*H*が最小値を取るとき、この尤度関数 *Pr*(*x*)は最大値となる。なお、*zr*は以下の式で与えられる。

$$Z_T = \sum_{x \in X} \exp\left(\frac{-H}{T}\right)$$

MH 法においては尤度関数と事前分布の積の比が採択率を決めるため、この正規化パラメータは 分母と分子で打ち消しあう。したがって、MH 法のサンプリングの際に正規化パラメータの計算 は必要とされない。

ちなみに、*T*は最適化計算の際のハイパーパラメーターとなっており、0 に近いほど尤度関数 の確率分布が鋭いピークを取るため、最適解の探索精度は上がる。しかし、その一方で、*T*が小 さい場合には局所的最適解に陥りやすくなるという欠点がある。本研究では、簡単のため *T*=1 としている。

3) 東北地方の隆起速度履歴の解析例

河川縦断形逆解析における MCMC 法の有効性を検証するため、人工的に設定した隆起速度履 歴が逆解析によって復元できるか否かを検討した。解析に利用したのは東北地方の7河川系の地 形であり、これら河川系の支流それぞれの流路長・流域面積を国土地理院基盤地理情報 10 m メ ッシュ DEM より計測した。次に、東北地方全域にほぼ等間隔で 17 地点を設定し、それらの地点 における隆起速度履歴を人工的に与えて、フォワードモデル計算により、各河川系における仮想 的な河川縦断形を得た。この際に与えた人工データは、すべての地点で一定の隆起速度(200 m/Myr)である。また、隆起速度履歴は時間方向に 0.2 Ma ごとに離散化し、過去 80 万年間の隆 起速度が常に一定であるように設定した。隆起速度の空間分布は Rbf 法によって補間され、各タ イムステップにおける流路の各地点での隆起速度の値が算出される。これによって得られた人工 地形データを用いて、MCMC 法により逆解析を行い、得られた隆起速度履歴が人工データにど こまで一致するかを検証した。

本研究では、MH 法によってマルコフ連鎖を 5 万回にわたって発生させ、合計 85(17 地点×5 タイムステップ)の隆起速度パラメータのサンプルを得た。ただし、初期のマルコフ連鎖は初期 値(出発点)の影響を免れ得ず、事後分布と一致しない分布を示す。このような初期のサンプリ ングの軌跡(トレース)を避けるため、本研究は最初の4万回のサンプルを廃棄し、最後の1万 回のサンプリング結果を事後分布の近似として採用した。

結果として、逆解析によって推定された隆起速度履歴は人工的に与えた速度履歴と 0-0.6 Ma の範囲においてはよく一致した(図 5.1.5-5~図 5.1.5-6)。一方、0.6 Ma 以前の領域の復元値は かなり人工データと乖離しており、不確定性(推定値の確信区間の幅)もかなり大きいものと なっている。これは、東北地方の河川の長さが十分ではなく、0.6 Ma 以前の隆起速度履歴が河床 地形から失われつつあることを示していると解釈される。

まだ予察的な段階ではなるが、この検討により、MCMC法は河川縦断形の逆解析を行う際の最 適化計算手法として十分に有効であることが確認された。5万サンプルを得るのに要した計算時 間は約2日間であり、計算コストは低くないものの、十分に実用に耐える計算時間といえる。今 後は、ハミルトニアンモンテカルロ法(Duane et al., 1987)などより収束性の高いサンプリング アルゴリズムを試すことによって逆解析のパフォーマンスをさらに増すことを検討すべきであろ う。

4) 河床縦断形逆解析ソフトウェア rpinvMC

従来、河床縦断形の逆解析を行う際の障害となっていたことの一つが、フリーで利用できるソ フトウェアが不足していたことである。本研究では、京都大学が開発した、河川縦断形逆解析を MCMC 法によって行うオープンソースソフトウェア rpinvMC を利用した。このソフトウェアは Python で書かれており、ソフトウェア開発の経験に乏しい研究者でも容易に利用することがで きる。ソフトウェアはソースコードと利用説明書も含めて Github にて公開されており (https://github.com/narusehajime/rpinvMC/)、改変・再配布も自由である。今後は、このコー ドを研究コミュニティの中で利用・発展させていくことで研究活動の効率化を図ることが望まし い。



得られた河床縦断形(赤破線)と人工的に設定した河床縦断形(緑実線)。逆解析結果はおおむ ね人エデータの河床縦断形と一致しているが、上流域では多少の乖離もみられる。



図 5.1.5-6 逆解析によって復元された隆起速度

左側のマップは、逆解析によって復元された隆起速度の空間分布(Reconstructed)と人工的に 与えた隆起速度の分布(Sythesis)を示す。赤い点は隆起速度を設定した地点で、色は設定点で の値からの補完によって得られる隆起速度分布。0.4 Ma までは逆解析結果と人工データがよく一 致しているが、0.6 Ma 以降は乖離し始める。右側の折れ線グラフは、各地点で復元された隆起速 度履歴と人工的に与えた隆起速度履歴の比較を示す。赤線は MCMC サンプルから無作為に 100 個抽出した隆起速度履歴で、青線はバーンイン期間を除いた全サンプルの平均値(EAP 推定値)。 緑線は人工データ。隆起速度の空間分布に大きな影響を及ぼさない周辺地点(e.g. U0)を除いて、 内陸部の隆起速度設定地点では復元値と人工データが 0.6 Ma までは確信区間の範囲でよく一致 していることがわかる。

5.1.6 まとめ

「侵食速度が遅い地域の侵食速度評価に反映するための光ルミネッセンス(OSL)熱年代法の 適用性の検討」では、10万年スケールの侵食史の推定を目的に、侵食速度が中程度(0.1~1mm/yr 前後)の地域の事例として、六甲山地の甲山で掘削された大深度ボーリング試料に OSL 熱年代 を適用した。その結果、少なくとも過去約 10万年間は侵食が緩慢であることが推測された。今後 は、10万年前以前の熱史・侵食史の検討のため、OSL 熱年代の追加測定、ルミネッセンスパラ メーターの吟味、地形・地質情報などとの比較を行うとともに、OSL 熱年代法の適用性のさらな る検討のため、新たな事例対象地域への適用が課題である。

「角閃石の地質温度圧力計とU-Pb年代測定法を用いた侵食評価手法の検討」では、研究対象 地域の侵食史推定を目的として、花崗岩試料に対する地質温度・圧力計の適用を行った。その結 果、MMEとホスト花崗閃緑岩では、MMEの方が花崗閃緑岩と比べて、やや高い圧力範囲まで 固結圧力を記録していることがわかった。MMEと花崗閃緑岩の両方が記録している低圧側の固 結圧力を黒部川花崗岩の固結圧力と解釈し、固結深度を6.2±1.0~8.5±1.4 kmと推定した。こ れらの試料についてジルコン年代が決定されれば、平均削剥速度を推定できる。今後は、黒部川 花崗岩の他の試料にも分析と固結深度推定の範囲を広げ、広域的な平均削剥速度の分布を推定す ることが課題となる。

「岩石学的手法と地球年代学的手法を用いた高温領域の熱史及び隆起・侵食史の検討」では、 ジルコンの結晶化年代と結晶化温度の同時取得を目的として、CL 観察により得られるジルコン の内部構造に対応した分析のため、LA-ICP-MS 分析の際のレーザー径の最小化など、ジルコンの U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量技術の高度化を実施した。また、検討した手順を用いて複 数岩体のジルコンの U-Pb 同位体分析とチタン濃度定量分析を行い、それぞれの結晶化年代・温 度の導出を行った。今後の課題として、1粒子内の温度・年代変化を定量的に議論するためには、 年代やチタン濃度の定量分析手法の最適化(特にレーザー径の最適化)、そして Ti-in-zircon 温度 計の高度化や妥当な活動度の設定が必要となる。

「熱年代法・宇宙線生成核種法・河川縦断形の数値地形解析を組み合わせた隆起・侵食速度の 評価手法の検討」では、以下の三つの検討を行った。

「熱年代学による山地の隆起・侵食過程の検討」では、東北日本弧の前弧域の北上山地において、地質学的タイムスケールの熱史・削剥史の推定を目的に熱年代解析を実施した。その結果、山地横断方向でみると、AFT年代の空間分布は東から西に向かって若返る傾向を示した。また、北上山地東縁の火成活動による熱影響評価のために、古第三紀の火山岩の火成活動の時期をZrU-Pb年代に基づいて推定した。AFT年代は火成活動の時期よりも有意に古く、加えて岩体までの水平距離と年代に相関は見られないことから、火成活動による熱影響は否定され、AFT年代は山地全体の隆起・削剥傾向を反映している可能性が推定された。今後は、高精度に熱史を推定可能なFT長に基づく熱史逆析や、より低温領域のAHe熱年代法、および近年脚光を浴びつつある超低温領のESR熱年代法による検討が課題となる。

「隆起速度の推定を目指した宇宙線生成核種による離水地形の年代決定」では、海成段丘の形 成年代決定に造岩鉱物中の宇宙線生成核種を用いる場合に、適用されうる数理モデルをパターン 分けして示し、手法の具体的な適用手順を整理した(適用の例は5.2.3(2)に示した)。検討の結果、 日本のような湿潤温暖気候環境であっても、条件が整えば、宇宙線生成核種の深度プロファイル を用いた離水年代の決定が可能であると結論できる。今後、原面残存率の高い離水段丘に対して は、数十万年スケールでの年代決定が展開され、地域的隆起速度の時間変遷についての推定精度 が向上することが期待される。

「地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討」では、河川縦断形の逆解析に際して行う最適

化計算について、準ニュートン法に基づいた従来の解析法では復元結果の誤差(不確定性)の議 論が不十分だった点を踏まえ、マルコフ連鎖モンテカルロ(MCMC)法を用いることを検討した。 提案したモデルの有効性を東北地方の7河川系で検証したところ、逆解析によって推定された隆 起速度履歴は人工的に与えた速度履歴と0~0.6 Maの範囲においてはよく一致し、本手法の有効 性が確認された。今後の課題としては、より収束性の高いサンプリングアルゴリズムの適用委に よる解析パフォーマンスの向上などが挙げられる。

以上の課題について検討を進めていくことで、様々な地域及び時空間スケールを対象に、隆起・ 侵食評価手法が整備されていくことが期待される。例えば、時間スケールについては、10²~10⁴ 年(宇宙線生成核種法)、10⁴~10⁵年(OSL 熱年代、ESR 熱年代、河川縦断形解析)、>10⁶年(熱 年代、地質温度圧力計、地質温度計)をカバーすることが可能となる。地層処分事業においては 数万~十万年スケールの隆起・侵食の長期予測が求められるが、外挿法による予測のためには、 より長期間の過去のデータの蓄積が必要となる。また、隆起・侵食には、断層運動、火成活動、 気候変動など、様々な時間スケールの現象が関わっているため、長期へ外挿するためには、複数 の時間スケールのデータの蓄積及び比較検討が重要となる。隆起・侵食の長期予測にあたっては、 上記のような多様な隆起・侵食評価手法を整備することにより、信頼性の高い予測が可能になる ことが期待される。

引用文献

- Ault, A.X., Gautheron, C. and King, G.E., Innovations in (U-Th)/He, fission track, and trapped charge thermochronometry with applications to earthquakes, weathering, surface mantle connections, and the growth and decay of mountains, Tectonics, vol.38, pp.3705-3739, doi:10.1029/2018TC005312, 2019.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.104, 208-224, 1990.
- Bøtter-Jensen, L., Thomsen, K.J. and Jain, M., Review of optically stimulated luminescence (OSL) instrumental developments for retrospective dosimetry, Radiation Measurements, vol.45, pp.253-257, doi: 10.1016/j.radmeas.2009.11.030, 2010.
- Campforts, B., Vanacker, V., Herman, F., Vanmaercke, M., Schwanghart, W., Tenorio, G.E., ... and Govers, G., Parameterization of river incision models requires accounting for environmental heterogeneity: insights from the tropical Andes, Earth Surface Dynamics, vol.8, pp.447-470, 2020.
- Cherniak, D.J. and Watson, E.B., Pb diffusion in zircon, Chemical Geology, vol.172, pp.5-24, 2001.
- Dodson, M.T., Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.40, pp.259-274, 1973.
- Duane, S., Kennedy, A.D., Pendleton, B.J. and Roweth, D., Hybrid Monte Carlo, Physics Letters B, vol.195, pp.216-222, 1987.
- Dunai, T.J., Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences, Cambridge University Press, 198p, 2010.
- Durcan, J.A., King, G.E. and Duller, G.A.T., DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating, Quaternary Geochronology, 28, 54-61, 2015.
- Ferry, J.M. and Watson, E.B., New thermodynamics models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. Contribution to Mineralogy and Petrology 154, 429–437, 2007.
- Fukuda, S., Sueoka, S., Hasebe, N., Tamura, A., Arai, S. and Tagami, T., Thermal history analysis of granitic rocks in an arc-trench system based on apatite fission-track thermochronology: A case study of the Northeast Japan Arc, Journal of Asian Earth Sciences: X, vol.1, 100005, https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2019.100005, 2019.
- Fukuda, S., Sueoka, S., Kohn, B.P. and Tagami, T., (U–Th)/He thermochronometric mapping across the northeast Japan Arc: towards understanding mountain building in an islandarc setting, Earth, Planets and Space, vol.72, 24, https://doi.org/10.1186/s40623-020-01151z, 2020.
- 福田将眞, 末岡 茂, 梶田侑弥, 長谷部徳子, 田村明弘, 森下知晃, 田上高広, 東北日本弧北部にお ける白亜紀花崗岩類の AFT 熱年代学: 熱史逆解析に基づく熱史・削剥史の推定, JpGU-AGU joint meeting 2020 virtual abstract, 2020.
- 福田将眞,末岡 茂,田上高広,フィッション・トラック法を利用した島弧山地の熱年代学, RADIOISOTOPES,印刷中.
- 後藤 篤,日本列島の隆起準平原の平坦化の時期―フィッション・トラック年代学からのアプロー チー,科研費成果報告書,課題番号 10440144,2001.
- Guralnik, B., Jain, M., Herman, F., Ankjærgaard, C., Murray, A.S., Valla, P.G., Preusser, F., King, G.E., Chen, R., Lowick, S.E., Kook, M. and Rhodes, E.J., OSL-thermochronometry of feldspar from the KTB borehole, Germany, Earth and Planetary Science Letters, vol.423, pp.232-243, doi:10.1016/j.epsl.2015.04.032, 2015.
- Hastings, W.K. Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their applications, Biometrika, vol.57, pp.97-109, 1970.
- Herman, F., Rhodes, E.J., Braun, J. and Heiniger, L., Uniform erosion rates and relief amplitude during glacial cycles in the Southern Alps of New Zealand, as revealed from OSL-thermochronology, Earth and Planetary Science Letters, vol.297, pp.183-189, doi: 10.1016/j.epsl.2010.06.019, 2010.
- Herman, F., Seward, D., Valla, P.G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D. and Ehlers, T.A., Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate, Nature, vol.504, pp.423-426, doi:10.1038/nature12877, 2013.
- Herman, F. and King, G.E., Luminescence thermochronometry: Investigating the link between mountain erosion, tectonics and climate, Elements, vol.14, pp.33-38, doi: 10.2138/gselements.14.1.33, 2018.
- Hirschmann, G., Duyster, J., Harms, U., Kontny, A., Lapp, M., De Wall, H. and Zulauf, G., The KTB superdeep borehole: petrography and structure of a 9-km-deep crustal section, Geologische Rundschau, vol.86, pp. S3-S14, doi:10.1007/PL00014663, 1997.
- Howard, A.D. and Kerby, G., Channel changes in badlands, Geological Society of America Bulletin, vol.94, pp.739-752, doi:10.1130/0016-7606(1983)94<739:CCIB>2.0.CO;2, 1983.
- Huntley, D.J. and Brail, M.R., The K content of the K-feldspar being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. Ancient TL, 15, 11-13, 1997.
- 藤田和夫, 笠間太郎, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)「大阪西北部地域の地質」, 地質調 査所, 117p, 1982.

藤田和夫,日本の山地形成論一地質学と地形学の間一,蒼樹書房,466p,1983.

- 藤田和夫,前田保夫,地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)「須磨地域の地質」,地質調査所, 101p, 1984.
- 今井登,寺島滋,太田充恒,御子柴(氏家)真澄,岡井貴司,立花好子,富樫茂子,松久幸敬, 金井豊,上岡晃,谷口政,日本の地球化学図,産業技術総合研究所,209p,2004.
- 河野義礼, 植田良夫, 本邦産火成岩のK-Ar dating (V) —西南日本の花崗岩類—, 岩石鉱物鉱床 学会誌, vol.56, pp.191-211, 1966.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A. and Carlson, W.D., Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales, American Mineralogist, vol.84, pp.1235-1255, 1999.
- King, G.E., Herman, F., Lambert, R., Valla, P.G. and Guralnik, B., Multi-OSLthermochronometry of feldspar, Quaternary Geochronology, vol.33, pp.76-87, doi: 10.1016/j.quageo.2016.01.004, 2016.
- 松四雄騎, 若狭 幸, 松崎浩之, 松倉公憲, 宇宙線生成核種 ¹⁰Be および ²⁶Al のプロセス地形学的 応用, 地形, vol. 28, pp.87-107, 2007.
- 松四雄騎, 松崎浩之, 牧野久識, 宇宙線生成核種による流域削剥速度の決定と地形方程式の検証, 地形, vol.35, pp.165-185, 2014.
- 松四雄騎,宇宙線生成核種を用いた岩盤の風化と土層の生成に関する速度論:手法の原理,適用法,研究の現状と課題,地学雑誌,vol.126, pp.487-511, 2017.
- Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J. and Brooker, R.A., An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.171, 85, 2016.
- 日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,平成 31 年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に 関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発 報告書,251p,2020.
- Osozawa, K., Usuki, T., Usuki, M., Wakabayashi, J. and Jahn, B., Trace elemental and Sr-Nd-Hf isotopic compositions, and U–Pb ages for the Kitakami adakitic plutons: Insights into interactions with the early Cretaceous TRT triple junction offshore Japan, Journal of Asian Earth Sciences, vol.184, 15, 103968, doi:10.1016/j.jseaes.2019.103968, 2019.
- Prescott, J.P. and Hutton, J.T., Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depth and long-term time variations, Radiation Measurements, 23, 497-500, 1994.
- Reiners, P.W. and Brandon, M.T., Using thermochronology to understand orogenic erosion, Annual Review of Earth and Planetary Science, vol.34, pp.419-466, doi:10.1146/annurev.earth.34.031405.125202, 2006.
- Sakata, S., Hirakawa, S., Iwano, H., Danhara, T., Guillong, M. and Hirata, T., A new approach for constraining the magnitude of initial disequilibrium in Quaternary zircons by coupled uranium and thorium decay series dating, Quaternary Geochronology, 38, 1-12, 2017.
- Sakata, S., A practical method for calculating the U–Pb age of Quaternary zircon: Correction for common Pb and initial disequilibria, Geochemical Journal, 52, 281-286, 2018.
- Sueoka, S., Kohn, B.P., Tagami, T., Tsutsumi, H., Hasebe, N., Tamura, A. and Arai, S., Denudation history of the Kiso Range, central Japan, and its tectonic implications: constraints from low-temperature thermochronology, Island Arc, vol.21, pp.32-52, doi:10.1029/GM107p0237, 2012.

- 末岡 茂,田上高広,堤 浩之,長谷部徳子,田村明弘,荒井章司,山田隆二,松田達生,小村健太 朗,フィッション・トラック熱年代に基づいた六甲地域の冷却・削剥史,地学雑誌,vol.119, pp.84-101, 2010.
- 末岡 茂,堤 浩之,田上高広,低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・削剥史研究への応 用,地球科学,vol.69, pp.47-70, 2015.
- Suoeka, S., Tsutsumi, H. and Tagami, T., New approach to resolve the amount of Quaternary uplift and associated denudation of the mountain ranges in the Japanese Islands, Geoscience Frontiers, vol.7, pp.197-210, doi:10.1016/j.gsf.2015.06.005, 2016.
- Sueoka, S., Ikeda, Y., Kano, K., Tsutsumi, H., Tagami, T., Kohn, B.P., Hasebe, N., Tamura, A., Arai, S. and Shibata, K., Uplift and denudation history of the Akaishi Range, a thrust block formed by arc-arc collision in central Japan: Insights from low-temperature thermochronometry and thermokinematic modeling, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.122, pp.6787-6810, doi:10.1002/2017JB014320, 2017a.
- Sueoka, S., Tagami, T. and Kohn, B.P., First report of (U–Th)/He thermochronometric data across Northeast Japan Arc: implications for the long-term inelastic deformation, Earth, Planets and Space, vol.69, doi:10.1186/s40623-017-0661-z, 2017b.
- 末岡 茂,田上高広,低温領域の熱年代学の原理と地殻浅部のテクトニクスへの応用,地学雑誌, vol.128, pp.707-730, 2019.
- Takahashi, Y., Mikoshiba, M., Kubo, K., Iwano, H., Danhara, T. and Hirata, T., Zircon U–Pb ages of plutonic rocks in the southern Abukuma Mountains: Implications for Cretaceous geotectonic evolution of the Abukuma Belt. Island Arc, vol.25, pp.154-188, 2016.
- Terakado, Y. and Nohda, S., Rb-Sr dating of acidic rocks from the middle part of the Inner Zone of southwest Japan: tectonic implications for the migration of the Cretaceous to Paleogene igneous activity, Chemical Geology, vol.109, pp.69-87, doi:10.1016/0009-2541(93)90062-N, 1993.
- 土谷信高,武田朋代,足立達朗,中野伸彦,小山内康人,足立佳子,北上山地の前弧白亜紀アダカ イト質火成活動とテクトニクス,岩石鉱物科学,vol.44, pp.69-90, 2015.
- 塚本すみ子,光ルミネッセンス(OSL)年代測定法の最近の発展と日本の堆積物への更なる応用の 可能性,第四紀研究, vol.57, 2018.
- 塚本すみ子,石英の電子スピン共鳴(ESR)年代測定一堆積物の年代測定と超低温熱年代学,第 四紀研究, vol.59(6), pp.119-127, 2020.
- 内海 茂, 宇都浩三, 柴田 賢, K-Ar 年代測定結果-3 一地質調査所未公表資料—, 地質調査所月 報, vol.41, pp.567-575, 1990.
- Wagner, G.A., Reimer, G.M. and Jäger, E., Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps, University of Padova, Memoir of the Institute of Geology and Mineralogy, vol.30, pp.1-27, 1977.
- Yamada, R. and Harayama, S., Fission track and K-Ar dating on some granitic rocks of the Hida mountain range, central Japan, Geochemical Journal, vol.33, pp.59-66,
- doi:10.2343/geochemj.33.59, 1999.
- Yamada, K. and Tagami, T., Postcollisional exhumation history of the Tanzawa tonalite complex, inferred from (U–Th)/He thermochronology and fission track analysis, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.113, B03402, doi: 10.1029/2007JB005368, 2008.
- 山田隆二,小村健太朗,池田隆司,野島断層における深層掘削調査の概要と岩石物性試験結果(平

林·岩尾·甲山),防災科学技術研究所研究資料, no.371, 16p, 2012.

- Yuguchi, T., Iwano, H., Kato, T., Sakata, S., Hattori, K., Hirata, T., Sueoka, S., Danhara, T., Ishibashi, M., Sasao, E. and Nishiyama, T., Zircon growth in a granitic pluton with specific mechanisms, crystallization temperatu3res and U–Pb ages: Implication to the 'spatiotemporal' formation process of the Toki granite, central Japan. Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, vol. 111, 9-34, 2016.
- Yuguchi, T., Sueoka, S., Iwano, H., Izumino, Y., Ishibashi, M., Danhara, T., Sasao, E., Hirata, T. and Nishiyama, T., Position-by-position cooling paths within the Toki granite, central Japan: Constraints and the relation with fracture population in a pluton. Journal of Asian Earth Sciences, vol. 169, 47-66, 2019.
- Yuguchi, T. Ishibashi, K., Sakata, S., Yokoyama, T., Itoh, D., Ogita, Y., Yagi, K. and Ohno, T., Simultaneous determination of zircon U–Pb age and titanium concentration using LA-ICP-MS for crystallization age and temperature. Lithos, vol. 372-373, 105682, 2020.

5.2 離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化

5.2.1 背景と目的

わが国における信頼性の高い地形学的時間スケール(数千から数十万年)での隆起速度の推定 は、放射性炭素(14C)年代測定法やテフロクロノロジーにより離水時期が制約された海成段丘や 河成段丘に基づいている。逆にいえば、段丘が存在しなかったり、段丘が存在しても、その離水 時期が14C年代の適用限界である約5万年以前であり、かつ段丘構成層や被覆層にテフラが検出 できなかったりする場では、隆起速度の推定は難しい。本事業では、そうした場における、離水 地形の離水時期の制約に基づいた隆起速度の推定技術の適用性の拡充を目指す。特に重点を置く のは、複数の年代測定手法を組み合わせたマルチ年代測定法による離水地形の離水時期制約であ る。具体的には、離水地形に対して、わが国における地形・堆積物の一般的な編年技術であった 14C年代測定法やテフラ分析に加えて、10万年前以前の地形・堆積物の編年が可能な長石の赤外 光ルミネッセンス(InfraRed Stimulated Luminescence:以下、「IRSL」という)年代測定法、 石英の宇宙線生成核種(Terrestrial Cosmogenic Nuclide:以下、「TCN」という)年代測定法の 適用を検討する。

本事業のテーマは、内陸部を対象としたものと沿岸部を対象としたものに大別される。内陸部 を対象とした研究開発では、河成段丘に代わる過去の河床高度を近似する離水河成地形を認定し、 それらの離水時期の制約から隆起速度を推定する手法を検討する。そうした手法には、安江ほか (2014)に示された穿入蛇行跡である環流旧河谷に着目するものがある。これは、環流旧河谷か ら旧河床堆積物を見出し、それらと現河床との比高を、旧河床堆積物の堆積時期で除することに より河川の下刻速度を算出する手法である。対象とする河川が、下刻速度と隆起速度が釣り合っ ている平衡河川であるならば、下刻速度を隆起速度に読み替えることができる。

内陸部を対象とした研究開発では、上記手法にマルチ年代測定を援用することにより、環流旧 河谷から下刻速度(=隆起速度)を推定する手法の信頼性の向上を目指す。昨年度までの本事業 では、紀伊山地の新宮川中流部に分布する環流旧河谷を事例にボーリング調査を実施し、環流旧 河谷の埋積物の採取とコア試料の分析を行った。その結果、環流旧河谷の相対編年において、基 質の赤色度と礫の酸化帯の幅の測定が有効な手法となることが明らかになった。さらに、環流旧 河谷の旧河床堆積物の堆積年代を制約する手法として、長石の IRSL 年代測定法が適用可能であ るとの見通しが得られた。しかし、広い流域をもつ環流旧河谷で採取したコアでは、支流性の斜 面堆積物の被覆により、旧河床堆積物を観察できなかった。このことから、ボーリング調査を実 施する場所としては、流域が狭く、斜面堆積物の層厚が薄いと推定される環流旧河谷が適してい ることが示された。そこで今年度は、環流旧河谷を用いた隆起・下刻速度の算出方法の信頼性の 更なる向上を目的として、事例研究の蓄積に取り組む。事例地域は、日本列島における環流旧河 谷分布データベース(高取ほか,2013)を参照し、全国的にみて穿入蛇行河川の痕跡地形となる 環流旧河谷が多く残されている赤石山脈の大井川を選定した(図 5.2.1-1)。また、ボーリング調 査地点の検討においては、流域の面積に留意し、支流性の斜面堆積物が比較的薄いと考えられる 小規模な環流旧河谷を選定した。本報告書では、事例地域において実施した野外調査とその結果 の概要について報告する。

沿岸部を対象とした研究開発では、沿岸部に広く分布するものの被覆層中のテフラや被覆層そのものを欠くため離水時期の制約が困難であった海成侵食段丘に対してマルチ年代測定の中でも特に TCN 年代測定法を用いた離水時期の制約手法を検討する。平成 30 年度~令和元年度の本事業では、隆起地域の海成侵食段丘が、離水後に薄い風成堆積物に覆われるという想定のもと岩盤中の宇宙線生成核種濃度の時間変化を計算し、TCN 年代測定法の適用性を検討した。その結果、段丘面を覆う風成物の堆積速度が宇宙線生成核種を用いた地形の形成年代測定の限界を規定して

おり、一般に、5mよりも厚いロームに覆われる場では、この手法の適用は困難であると結論づけられた。また、この検討結果に基づき、5m未満の被覆層からなる更新世の海成侵食段丘に対して実際にTCN年代測定法の適用に着手した。令和2年度は、離水後の侵食に加えて堆積の影響も加味してTCN年代測定法の適用性を検討した結果(5.1.5(2)参照)を踏まえて、前年度に引き続いて、土佐湾沿岸の更新世段丘を事例対象として、TCN年代測定法の適用性を検討する。そして、その結果から日本列島の海成侵食段丘へのTCN年代測定法の適用性に係る「どの程度古い時代まで年代の遡及が可能であるか」、「離水後の段丘面の削剥・堆積がどの程度の不確かさをもたらすか」の2点について検討する。また、さらなる検討事例の蓄積のため、複数段の更新世段丘が発達する能登半島での事例研究にも新たに着手した。



図 5.2.1-1 内陸部を対象とした研究開発の事例地域 環流旧河谷の分布については、高取ほか(2013)のデータベースに基づく。

5.2.2 内陸部を対象とした検討

(1) アプローチ

本事業では、環流旧河谷の離水年代から下刻及び隆起の速度を評価する手法の信頼性の向上を 目的とする。離水年代の推定においては、長石の IRSL 法の適用性を検討する。さらに、近傍の 河成段丘との比較を通じて、環流旧河谷を用いて算出された隆起・下刻速度の時間・空間代表性 の検証を行う。以下、これらのアプローチについて記す。まず、過去の河床変動の振幅を復元す るうえでの基礎情報となる、離水地形(河成段丘、環流旧河谷)分布の見取り図を既往資料や空 中写真判読に基づいて作成する。次に、判読された河成段丘が堆積段丘なのか、侵食段丘なのか を識別するため、露頭の観察や Unmanned Aerial Vehicle (UAV)を用いた段丘露頭の写真撮影 を行う。河成段丘の露頭では、旧河床堆積物の堆積年代の推定を行う。旧河床堆積物を対象に、 層相の観察、記載及び長石の IRSL 年代測定などに供する試料の採取を実施する。一方、環流旧 河谷では、斜面堆積物に覆われた埋没河谷底の高さの把握と、埋没河谷内に分布する旧河床堆積 物からの試料採取が必要となるため、オールコアボーリングの採取ならびに IRSL 年代測定に供 するボーリングコアの採取を行う。今年度の本事業では、上記までを実施した。 (2) 方法

1) 地形判読

大井川中流部から河口までを対象に、1976年に撮影された国土地理院カラー空中写真を用い て実体視判読を行い、河成段丘、環流旧河谷といった離水地形の分布を把握した。離水地形分布 の把握においては、日本列島における環流旧河谷分布データベース(高取ほか,2013)や、大井 川河口の河成段丘の分布を示した杉山ほか(1987)を参考にした。

2) 現地観察

地形判読によって明らかになった河成段丘の構成層の層厚と層相の把握を目的として、構成層 の露頭の観察を数地点で実施した。段丘崖の比高が高く、目視による観察が難しい地点では、UAV を用いた段丘露頭の写真撮影を行った(図 5.2.2-1)。撮影した写真からは、SfM (Structure from Motion)ソフトウェアを用いてオルソ画像の生成を行った。使用した UAV は DJI 社製の Mavic2 Pro であり、SfM ソフトウェアは Agisoft 社製のソフトウェア Metashape を用いた。

3) 露頭調査

大井川の現河床よりも 125 m 程度高い標高 410~415 m に段丘面をもつ河成段丘 1 地点において、露頭の記載及び堆積環境の推定と編年のための試料採取を実施した(図 5.2.2-1)。河成段丘面の形成年代を明らかにするため、長石の IRSL 年代測定用の試料を採取した。IRSL 年代測定のための試料採取では、光曝を防ぐために内径 4.4 cm、長さ約 30 cm の硬質塩化ビニル管を 6 層準において堆積面に直角に打ち込み、回収時には管の両端を速やかに塞いで実験室に持ち帰った。また、これらの採取層準の堆積環境と年代を解釈するため、植物珪酸体及び珪藻などの微化石分析とテフラ分析の試料も採取した。

4) ボーリング調査

大井川沿いの河床からの比高 200 m の環流旧河谷を対象に、IRSL 年代測定に適した試料の採 取と旧河床高度の把握を目的としたボーリング調査を実施した(図 5.2.2-1)。調査対象とする環 流旧河谷は、支流性の斜面堆積物が薄く、旧河床堆積物が比較的浅部で観察できる可能性が高い 小規模な環流旧河谷とした。また、環流旧河谷内の掘削地点は、地形判読結果と安江ほか(2014) を参考にして、旧河床堆積物が残存しやすい環流丘陵と攻撃斜面に挟まれた部分の平坦面上で、 攻撃斜面側からの堆積物に埋積されている可能性が低い環流丘陵寄りの地点とした。

オールコアボーリングは、旧河床堆積物の出現深度の変化を確認するために、同じ環流旧河谷 内の2地点(KOM-1、KOM-2)で実施した。KOM-1は環流丘陵の基部より20m程離れた地点 で掘削を行い、KOM-2はKOM-1より攻撃斜面側に11m移動した地点で掘削を行った。また、 IRSL 年代測定用のボーリングコアの掘削はKOM-1孔から0.9m移動したKOM-1oで実施し た。KOM-1o孔の掘削では、KOM-1孔において大井川の本流性の砂礫層が認められた層準を光 曝の無い状態で採取するために遮光シートなどを用いて採取を行った。

掘削には外径 101 mm、内径 65 mmのスリーブ内蔵二重管サンプラーを使用し、約1 m 間隔 でコア試料を採取した。コア表面の写真を撮影した後、層相、層相境界の特徴、堆積構造、粒度、 構成粒子の支持様式、含有物、色調を 1/10 スケールで記載した。

(3) 結果と考察

1) 離水地形の分布と特徴

カラー空中写真の実体視判読に基づき作成した大井川沿いの河成段丘面と環流旧河谷の分布図 を図 5.2.2-1 に、河成段丘面と環流旧河谷の縦断形投影図を図 5.2.2-2 にそれぞれ示す。

大井川の谷口から河口までの区間には、牧ノ原面(MIS 5e に形成; 杉山ほか, 1987)とよばれ る連続性のよい扇状地起源の河成段丘面が発達する。谷口よりも上流部では、生育蛇行に起因す ると考えられる蛇行流路の滑走部に発達する多段の河成段丘面群、早瀬切断に起因すると考えら れる蛇行流路の攻撃部に発達する河成段丘面、蛇行頸状部の切断による環流旧河谷状の河成段丘 面が発達する。これらの河成段丘面のうち、蛇行流路の滑走部や攻撃部に発達する高位のものに は、平坦面の広がりが狭小な尾根状のものが認められる。しかし、全体的にみて河成段丘面の開 析は、高位のものも低位のものもそれほど進んでいない。また、特筆すべき河成段丘面の分布の 特徴は、堆積段丘面によくみられる支流の谷を埋積するような分布形態(支流に入り込むような 分布形態)をとる河成段丘面が認められないことである。

大井川の谷口よりも上流部に発達する河成段丘面の多くは、河床からの比高 120 m 以下の高さ に分布する。しかし、河口からの距離 60~75 km の区間に限って、河床からの比高 120~250 m の高位置に分布するものがある。図 5.2.2-1 と図 5.2.2-2 に示されるように、全体としてみると 大井川沿いの河成段丘面は、蛇行部ごとに様々な高さに分布し、各段丘面の連続性にも乏しい。 そのため、本研究では、河床からの比高に基づく段丘面の対比、並びに牧ノ原面に連続する段丘 面の特定はできなかった。

環流旧河谷については、河口からの距離 40~115 km の区間に分布している。その分布高度に ついては、上流に分布するものほど高い傾向にある。すなわち、河成段丘面の発達が良い河口か らの距離 90 km の区間においては、環流旧河谷状の河成段丘面として判読され、河床からの比高 は 30~60 m である。これに対して、河成段丘の発達が悪くなる河口からの距離 90~115 km の 区間に分布する環流旧河谷の分布高度は、河床からの比高 60~200 m である。



図 5.2.2-1 離水地形区分図 背景図には地理院タイルを使用した。



図 5.2.2-2 離水地形の縦断プロファイルと調査地点

環流旧河谷の標高については、旧流路の攻撃斜面と環流丘陵との間に分布する平坦面の標高を プロットした。

2) 旧河床堆積物の観察と記載

河成段丘の現地観察により、基盤岩と河成礫層と解釈できる円礫層の境界の標高を確認し、その標高と段丘面の標高との比高から段丘堆積物の厚さを推定した。現地観察は、数地点にて実施したにすぎないが、推定された段丘堆積物の厚さは0.3~15 m であったことから(図 5.2.2-2)、 観察した全ての河成段丘が侵食段丘であることがわかった。

河口からの距離 64~65 km 区間においては、河床からの比高約 50 m に広い平坦面をもつ河成 段丘面が確認できる。この河成段丘面の大井川に面した段丘崖は、高さ 50 m ほどの露頭となっ ており、この河成段丘の断面構造を観察することができた。そこで、この露頭において、UAV を 用いた空撮による観察を行うとともに、撮影した写真を SfM ソフトウェアを用いてオルソ画像化 したものから、基盤岩の高さと段丘堆積物の厚さを算出した。その結果、この河成段丘は、河床 から高さ 45 m 程度までは基盤岩で構成され、その上に層厚 5 m 程度の最大径が数 10 cm 程度の 円礫層が被覆する侵食段丘であることがわかった(図 5.2.2·3)。



図 5.2.2-3 河成段丘の構成層

左はオルソ補正済みの UAV 画像。右下は地形断面図。露頭観察地点については、図 5.2.2-4 を 参照。

試料採取を含む詳細な露頭調査を TRM 地点で行った。TRM 地点では、大井川の現河床よりも 125 m 程度高い標高 410~415 m に段丘面をもつ河成段丘の構成層が露出する(図 5.2.2-4)。こ の露頭では、下位から順に層厚 1 m 以上の亜円礫まじりの砂礫層、層厚 1 m 程度の砂層、層厚 1 m 程度の砂礫層と泥層の互層、層厚 1 m 程度の泥層、層厚 1 m 以上の亜角礫まじりの砂礫層が 確認できた。これらの堆積物の層相の特徴と解釈を下位から順に記述する。

最下位の砂礫層は円磨された最大径 3~10 cm の円~亜円礫を主体とし、同露頭の約 30 m 東 方にある数 m 下位にある露頭まで連続的に確認できる。同様の特徴を持つ円礫層は大井川の河床 でも確認できるので、河成礫層であると考えられる。

その上位の砂層は主に中粒砂で構成されており、下位には円礫主体の細礫層が4層程度レンズ 状にみられる。全体として上方細粒化を示し、掃流運搬される粒径が揃った砂層を主体とするの で、離水する直前に形成された流路堆積物であると考えられる。

その上位の砂礫層と泥層の互層は、亜角礫を主体とする砂礫層と粗粒砂層~中粒砂層を主体と し、シルト質の泥層の薄層が挟在する。この互層の基底面は北へ緩く傾斜しており、露頭の北方 では亜角礫を主体とする砂礫層が卓越するのに対して、南方では亜円~亜角礫まじりの粗粒砂層 ~中粒砂層を主体とする。全体として亜角礫が主体であり、粗粒砂層~中粒砂層の淘汰が悪いの で、支流の小規模な流路で堆積したと推定できる。この堆積物の基底面が北方へ緩く傾斜してい るのは、下位の砂層を侵食したことを示唆している。

その上位の泥層には平行葉理が認められ、下部の黒色を呈する有機質な部分と上部の灰色泥層 に二分できる。浮遊運搬される粒子によって主に構成されるので、湖沼もしくは湿地のような環 境で形成された堆積物であると考えられる。

最上位の砂礫層は円磨度が低い角~亜角礫を主体とし、下位の泥層を不規則に侵食して堆積し

ていることから、斜面堆積物であると考えられる。

したがって、段丘構成層中の離水面は、標高 412 m 付近の砂層と砂礫層/泥層の互層の境界面 であると推定できる。河成堆積物の離水年代の制約に必要となる長石を用いた IRSL 年代測定用 の試料については、この境界面の上下で計6層準採取した。あわせて、微化石分析とテフラ分析 に供する試料も採取した。



図 5.2.2-4 露頭観察地点(TRM 地点)の地形と柱状図 露頭の位置については、図 5.2.2-1を参照。

3) 環流旧河谷の地形と堆積物

大井川の現河床から 200 m 程度高い環流旧河谷においてオールコアボーリングを行い、23~24 m 長の堆積物コア試料を 2 孔で採取した(図 5.2.2-5)。堆積物コアの観察結果に基づき、基盤岩(BR)、河川流路堆積物(RC)、斜面堆積物(SD)、埋没土壌(BS)、盛土(AS)の5タイプに区分した(図 5.2.2-6)。以下に、環流旧河谷の離水時期の制約の鍵となる、河川流路堆積物(RC)、斜面堆積物(SD)及び埋没土壌(BS)の3タイプの堆積ユニットについて特徴を記す。

·河川流路堆積物(RC)

同ユニットは KOM-1 コアの深度 7.8 m~21.5 m と KOM-2 コアの深度 11.6~22.7 m で確認 され、円礫主体の礫層、粒径の揃った砂層、シルト層から構成される。礫層はよく円磨された細 礫~コア径を超える大礫を主体とすることから、掃流環境で堆積した河床堆積物であると考えら れる。砂層は礫層より上位で確認される。粒径が揃った細粒砂〜粗粒砂で構成されることから、 礫層と同様に、河床の堆積物であると考えられる。シルト層は同ユニットの最上部で観察される。 淡黄色を呈するシルトを主体とし、KOM-2 コアでは細礫まじりとなる。主に浮遊運搬される粒 子から構成されることと、KOM-2 コアのシルト層に含まれる細礫が円磨されていることから、 河川が離水する直前の流路堆積物もしくは洪水堆積物である可能性が高い。これらのことから、 このユニットは河川や流路の作用によって堆積した河川流路堆積物であると考えられる。

・斜面堆積物 (SD)

同ユニットは KOM-1 コアの深度 4.5 m~7.8 m と KOM-2 コアの深度 4.4~5.7 m 及び 7.9~ 11.6 m において認められ、円磨度が低い角~亜角礫を主体とする砂礫層で構成される。含まれる 礫の淘汰は悪く、細礫~コア径をこえる大礫まで確認される。また、KOM-2 コアでは後述する埋 没土壌(BS)を挟む。これらのことから、このユニットは本流性の河成砂礫層ではなく、環流旧 河谷の流域内で生じたマスブームメントに由来する斜面堆積物であると考えられる。

斜面堆積物(SD)と河川流路堆積物(RC)との境界に認定される離水面の深度は、KOM-1コ アで7.8m、KOM-2コアで11.6mと、KOM-2コアで有意に深くなる。これは、KOM-2コアの 掘削地点が KOM-1コアの掘削地点より攻撃斜面側に位置することを反映していると考えられ、 地形的特徴と整合的である。

・埋没土壌 (BS)

同ユニットは KOM-1 コアの深度 2.1~4.5 m、KOM-2 コアの深度 3.7~4.4 m 及び 5.7~7.9 m において確認され、いずれも斜面堆積物 (SD)の直上に位置する。黒色の腐植質シルトと灰白色 のシルトから構成され、KOM-1 コアの 3.2 m 付近と KOM-2 コアの 6.1 m 付近では、腐植質シ ルトから灰白色のシルトへと漸移的に移り変わる様子が認められる。また、KOM-2 コアの深度 3.6 m 付近では埋没木が確認される。出現層準と堆積物の特徴から、このユニットは、風成堆積 物、大きな角礫を伴わないマスムーブメントにより堆積した細粒な斜面堆積物、またはその両方 を起源にもつと考えられる。令和 2 年度の本事業では、この点を明らかにできるような観察や分 析を行っていないため、ここでは埋没土壌と呼称する。

河床堆積物の離水年代の制約に必要となる長石を用いた IRSL 年代測定の試料については、 KOM-1 孔から 0.9 m 離れた KOM-1o 地点において掘削を行い、KOM-1 孔で本流性の堆積物が 認められた深度 8~18 m の区間でコアの採取を行った。



図 5.2.2-5 ボーリングコアの掘削地点



図 5.2.2-6 ボーリングコアの柱状図 掘削地点については、図 5.2.2-5 を参照。

5.2.3 沿岸部を対象とした検討

(1) アプローチ

今年度の実施内容は、大別すると、海成侵食段丘への TCN 年代測定法の適用性の確認と、中 期更新世海成段丘へのマルチ年代測定法の適用に向けた、野外での試料採取及び試料の観察であ る。

TCN 年代測定法の適用性確認においては、昨年度に引き続き、地形層序学的手法とテフロクロ ノロジーによって海成段丘の発達史が明らかにされている土佐湾北東岸地域に発達する海成侵食 段丘(例えば、Matsu'ura, 2015)を事例対象とした。昨年度に得られた更新世海成段丘の岩盤中 のTCN 濃度の深度分布を用いて、5.1.5(2)で示した離水地形の形成過程における宇宙線生成核種 の蓄積モデルを基に、より詳細に段丘面の離水過程を検討した。

一方、マルチ年代測定法の適用に向けた野外での試料採取は、能登半島に分布する中期更新世 の海成段丘で実施した(太田・平川,1979)。過年度の報告書において、年平均隆起速度の変化の 大きい地域が報告されている(原子力機構・電中研,2020)。特に能登半島は近年急激に隆起速度 が大きくなった地域であり、過去数十万年間の隆起・沈降速度が一様ではない地域に対するマル チ年代測定法の適用性の確認を行う対象地域として適している。能登半島七尾湾沿岸地域に発達 する高位段丘を対象に、2地点で露頭調査を行い、1地点でオールコアボーリングを行った。こ れらの地点においては、観察・記載に加え、マルチ年代測定に供する TCN 試料と OSL 試料の採 取を行った。また、マルチ年代測定法の妥当性評価のため、珪藻・花粉・テフラ分析の試料を同 地点から採取し、分析を行った。本報告書では露頭とボーリングコアの記載を示し、珪藻・花粉・ テフラ分析の結果については付録 11~13 に示す。

(2) 海成侵食段丘への TCN 年代測定法の適用

5.1.5(2)で示した離水地形の形成過程における宇宙線生成核種の蓄積モデルを基に、西南日本に 位置する年代が既知(酸素同位体ステージ(MIS)5e:約125ka)の段丘及びそれよりも古い時 代の高位段丘を対象に、岩盤ボーリングコアを用いて2.5m程度の深さまでの石英中の¹⁰Be濃 度を測定し、手法の適用性を検証した。事例研究地域や採取試料の詳細については、昨年度の報 告書を参照のこと。図5.2.3-1に、岩盤中の¹⁰Beの深度プロファイルを示す。図には核種濃度の 深度分布をプロットするとともに、離水以前の継承核種および離水後の削剥による核種損失を考 慮した場合の¹⁰Beの蓄積モデル曲線を描いた。図5.2.3-1AのMGTサイトは、段丘の高度と面 的拡がりからみてMIS 5e:125kaに対比される段丘である。図5.2.3-1BのMHNサイトはMGT よりも高位にあり、相対的に古い時代に離水したと推定される丘陵化の進行しつつある面である。 図5.2.3-1Aをみると、MGTサイトにおける段丘礫層以深の核種濃度の深度分布は、モデルカ ーブとおおよそ整合的な減衰プロファイルをもち、かつ、期待される年代値(MIS 5e 段丘の離水 時期:118 kyr)において、削剥のない場合の曲線に良く適合する。深さ約50 cm以浅の層相は攪 乱された土壌層であり、ここでの¹⁰Be濃度は外れ値となっている。これは異地性の岩屑が表層を

覆っていることを反映している。これらの結果は、地形が平坦で強い削剥作用が働かない(削剥 速度が無視できる程度に小さい)という場の条件が整っていれば、MIS 5e の海成段丘に対して は段丘構成層中の ¹⁰Be 濃度プロファイリングによる離水年代測定が十分に可能であることを意 味している。

一方、MIS 5e よりも古いと推定される MHN サイト(図 5.2.3-1B)においては、長い時間露 出していた地形に期待されるような高い核種濃度がみられず、何らかの削剥作用により、段丘面 の最上部が失われていることが示唆される。深さ約 30 cm 以浅の攪乱層では、やはり、¹⁰Be 濃度 が低濃度となっており、異地性の岩屑の影響と解釈できる。段丘構成層以深は離水年代 MIS 11 段丘の離水年代(399 kyr)と削剥速度 15 mm kyr⁻¹で良く説明できるようなプロファイルを示しているが、年代の推定精度は高くない。この場所では、削剥により適用限界に近い厚みの物質が除去された状態となっているものと推定される。



図 5.2.3-1 手法適用性の検討を行った海成段丘岩盤中の¹⁰Be 深度プロファイル

以上の結果をまとめると、MIS 5e に離水したことが明らかな段丘については、期待される年 代値と整合的な結果が得られた。一方、より古い丘陵化しつつある地形面においては、核種濃度 が単純な露出の履歴から期待されるよりも有意に小さく、むしろ離水後の削剥によって説明され る結果となった。このことは、離水してから数十万年程度以上の時間が経過した古い段丘につい ては、陸化後の削剥の影響が、年代推定に大きな不確かさをもたらすことを意味している(図 5.2.3-2)。



(3) 中期更新世海成段丘へのマルチ年代測定法の適用

能登半島東部に発達する中期更新世海成段丘を事例としたマルチ年代測定試料の採取は、石川 県七尾市の一地点(NNO地点)と、穴水町の二地点(ANY地点、ANW地点)の合計三地点に おいて実施した(図 5.2.3-3)。NNO地点とANY地点では露頭調査により、ANW地点ではオ ールコアボーリングにより、それぞれ年代測定試料を採取した。以下に、各地点における年代測 定試料採取の概要ならびに地形・堆積物の観察結果を記す。



図 5.2.3-3 試料採取地点位置図

1) NNO 地点

NNO 地点は海に面した台地状の平坦面端部の急崖である。この平坦面は太田・平川(1979) で H4 面に分類される面であり、平坦面上面の標高は約 33 m である(図 5.2.3-4)。崖の上部に

は H4 面の段丘堆積物が露出しており, NNO 地点近傍で行われた光ルミネッセンス(OSL)年 代測定の結果、H4 面は MIS 7 に離水した海成段丘に対比されている(産業技術総合研究所, 2017)。

崖の上面から下方に10m程度に渡って露出する堆積物の観察を行い、層厚4m以上の礫まじ りの砂層と、層厚1.5mの細礫まじりローム層を確認した(図 5.2.3-5)。砂層にはレンズ状の 細礫層や平行葉理や斜交葉理といった堆積構造が認められる。堆積物の特徴とNNO地点の地形 的特徴からこの砂層は海成の堆積物だと考えられる。その上位のローム層は赤色〜褐色の風化が 進行している段丘被覆層である。海成砂層と段丘被覆層は漸移的に移り変わるため、離水層準を 明確に認定することは難しい。令和2年度の本事業では、ロームと砂と礫の混成からなる層序の うち、砂優勢の下部を海成層、ローム優勢の上部を陸成層と判断して、標高31m付近に離水層 準を設定した。

本露頭からはテフラ・珪藻・花粉分析に供する連続採取試料を96 試料、OSL 試料を6 試料、 TCN 試料を13 試料採取した。試料採取位置を図 5.2.3-5 に示す。



図 5.2.3-4 NNO 地点近傍の海成段丘分布図

本図は国土地理院の陰影起伏図に太田・平川(1979)の海成段丘分布図を重ねたものである。 NNO地点は図の中央に位置する。なお、図左上の能登島に関しては海成段丘分布図を描画していない。



図 5.2.3-5 NNO 地点の露頭柱状図と試料採取位置

砂層の粒径をF(細粒砂),M(中粒砂),C(粗粒砂),VC(極粗粒砂)として柱状図の下部に 示す。ローム層は細粒砂と同様の表記としている。

2) ANY 地点

ANY 地点は標高約 100 m の尾根状の平坦面上に位置し(図 5.2.3-6)、H1 面が東西方向に分 布し、H1 面の北方に T7 面が、南方に H2 面がそれぞれ分布する(太田・平川, 1979)。

この露頭では比高 3~5 m の崖に被覆層と基盤岩が連続的に露出しており、全体に赤色化と風 化が著しく進行している。下部から順に、基盤岩である層厚 2.2 m 以上の強風化安山岩層、層厚 0.4 m の礫状に風化した強風化安山岩層、層厚 0.3 m の強風化砂礫層、層厚 0.2 m のシルトまじ り砂層、層厚 0.6 m のローム層、層厚 0.6 m のトラ斑の発達するローム層、層厚 0.2 m の暗褐色 のローム層、0.1 m の表土が観察される。

本露頭からはテフラ・珪藻・花粉分析に供する連続採取試料を20試料、OSL用試料を3試料、 遊離鉄用試料を2試料採取した。試料採取位置を図 5.2.3-7に示す。



図 5.2.3-6 ANY 地点および ANW 地点近傍の海成段丘分布図

本図は国土地理院の陰影起伏図に太田・平川(1979)の海成段丘分布図を重ねたものである。 ANY 地点は図中央に位置し、ANW 地点は図のやや左側に位置する。図中には T7 面よりも古い T6 面も分布しているが、本図では描画していない。



図 5.2.3-7 ANY 地点の露頭柱状図と試料採取位置

下位の安山岩、礫状風化安山岩層が基盤岩、その上位から被覆層となる。全体に赤色化・強風 化しており、基盤岩はクラックが発達する。

3) ANW 地点

ANW 地点は標高約 83 m の尾根状の平坦面に位置し、農地として造成されて平地となっている。ANW 地点を含めた東西方向に H2 面の段丘堆積物が分布し(図 5.2.3-6)、北方には H1 面が、南方には H3 面が分布する(太田・平川, 1979)。

オールコアボーリングは、海成層とローム層の層相や層厚の変化を確認するために、同じ海成

段丘面上の2地点(ANW-1、ANW-2)で実施した。なお、ANW-1は掘削の途中で採取不良が発 生したため、ANW-1から約0.5mの位置でANW-1rを採取し、内容を補完している。また、OSL 年代測定用のボーリングコアの掘削はANW-2孔から0.6m移動したANW-2o孔で実施した(

図 5.2.3-8)。

堆積物コアは、砂や有機物を含む粘性土から成る表土・盛土層、砂と粘土およびその混成から 成り、一部にトラ斑が発達する被覆層、砂層や粘土まじりの砂層、風化礫層、礫岩、砂岩、砂岩 泥岩互層から成る基盤岩層から構成される。全体に赤褐色で脆く、風化が進行している。

表土、盛土層は不均質な粘性土に細礫、貝殻片、有機物が混ざる。色調は褐色から黄褐色で、 非常にやわらかい。

被覆層は砂まじり粘土が主体となり、下部では砂が優勢となる。色調は全体に赤褐色だが、ト ラ斑の発達する砂まじり粘土層では白色部と赤褐色部が斑状に入り混じる。

粘土まじりの砂層は、ANW-1 の GL-2.14~2.28 m 及び ANW-1r の GL-1.13~1.28 m に出現 する。細粒砂や粗粒砂を主体とし、全体的に粘土が混ざる。砂層は、ANW-2 の GL-1.63~2.20m に出現する。固結した細粒砂から成り、粘土をほとんど含まず、全体に脆く、水がしみこみにく い。

風化礫層は全体に強く風化し、もろい。基質は砂まじり粘土で、礫は亜円~亜角礫を主体とし、 円礫も含む。礫種は風化が進み明瞭でないが、礫の色調は暗色や暗灰色、灰色、赤灰色など様々 である。

基盤岩層は砂岩泥岩互層、砂岩、礫岩から構成される。層相は数十 cm 間隔で変化し、様々な 様相を呈するが、いずれも風化により軟質化している。色調は全体に赤褐色である。



図 5.2.3-8 ANW 地点の露頭柱状図と試料採取位置

5.2.4 まとめ

隆起・侵食速度の推定技術の高度化を目的として、離水地形を変位指標とした隆起評価手法の 検討を実施した。内陸部を対象とした検討では、過年度の紀伊半島十津川流域の事例に続いて、 赤石山地の大井川流域における事例研究に着手した。大井川流域の環流旧河谷及び河成段丘を対 象に、UAV 空撮、露頭調査、オールコアボーリング調査を実施し、IRSL 年代測定、微化石分析、 テフラ分析などに供する試料を採取した。今後はこれらの試料の分析を実施し、離水時期ひいて は隆起速度を推定することが課題となる。沿岸部を対象とした検討では、土佐湾北東岸の海成段 丘での検討を継続するとともに、能登半島の海成段丘での事例研究にも着手した。土佐湾沿岸で は、MIS 5e と MIS 11 に離水したと考えられる段丘を対象に TCN 法を用いた検討を行った結 果、MIS 5e の段丘では期待される年代と整合的な核種濃度が得られた。一方、MIS 11 の段丘で は期待よりも核種濃度が有意に小さく、古い段丘では離水後の削剥の影響により、TCN 法の適用 が制限されることが確認された。能登半島の事例では、計3地点の海成段丘で露頭調査またはオ ールコアボーリング調査を実施し、IRSL 年代測定、花粉分析、珪藻分析、テフラ分析などに供す る試料を採取した。今後はこれらの分析による離水年代の推定と、隆起速度の検討が課題となる。

引用文献

Matsu'ura, T., Late Quaternary uplift rate inferred from marine terraces, Muroto Peninsula, southwest Japan: Forearc deformation in an oblique subduction zone, Geomorphology, vol.234 pp.133-150, doi:10.1016/j.geomorph.2015.01.012, 2015.

日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,平成31年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関 する技術開発事業 地質長期安定性評価技術高度化開発報告書, pp236-242, 2020.

太田陽子, 平川一臣, 能登半島の海成段丘とその変形, 地理学評論, vol.52, pp.169-189, 1979.

産業技術総合研究所, 平成28年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測 に関する予察的調査)事業 平成28年度事業報告, pp1-1-1-22, 2017.

杉山雄一, 寒川 旭, 下川浩一, 水野清秀, 静岡県御前崎地域の段丘堆積物(上部更新統)と更新世後期における地殻変動, 地質調査所月報, vol.38, pp.443-472, 1987.

高取亮一, 安江健一, 谷川晋一, 二ノ宮淳, 日本列島における環流旧河谷分布データベースの作成, JAEA-Data/Code 2012-028, 15p., doi: 10.11484/jaea-data-code-2012-028, 2013.

安江健一,高取亮一,谷川晋一,二ノ宮 淳,棚瀬充史,古澤 明,田力正好,内陸部における侵食 速度の指標に関する検討:環流丘陵を伴う旧河谷を用いた研究,地質学雑誌,vol.120, pp.435-445, 2014.

5.3 隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備

5.3.1 背景と目的

沿岸部では、海洋酸素同位体ステージ(Marine Isotope Stage: MIS) 5e やそれ以前の高海面 期の地形・地層の分布・高さに基づき、過去十万から数十万年間の隆起・沈降量の空間分布及び その時空間変遷が把握されている。しかし、沿岸部の隆起域と沈降域の境界域では、地形・地層 の高さの変化が小さいため、繰り返される氷河性海水準変動に伴う侵食・埋積により、地形・地 層が上書き消去されやすい。そのため、隆起・沈降境界域における MIS 5e やそれ以前の高海面 期の海成層の高度分布についてのデータは、量・質ともに不十分である。結果として、隆起・沈 降の境界域における過去数十万年間の正確な地殻変動量や地殻変動の時空間変遷についての実態 は良くわかっていない。このことが、沿岸部の隆起域から沈降域にかけてのシームレスな地殻変 動の一様継続性の評価を困難なものにしている。

このような背景から、本事業では、沿岸部の隆起・沈降境界域における過去数十万年間の地殻 変動様式の評価を目的とした手法の整備ならびに手法の妥当性や精度の評価を行う。特に重点を 置くのは、高海水準期の最高海面高度を近似しうる地層の上限高度を堆積相解析、珪藻化石や花 粉化石などの群集組成解析、地球化学・物理化学的分析及びテフラ分析に基づき認定する手法の 整備である。そのために平成 30 年度の本事業では、過去十万から数十万年前の高海水準期の海 成層の保存が期待される関東平野の隆起・沈降境界域を事例にボーリング調査を実施し、研究開 発に供する 3 本のオールコア試料(GC-NG-1, GC-OY-1, GC-OY-2)を得た(図 5.3.1-1)。そし て、令和元年度の本事業では、採取された堆積物試料に対して高海水準期の海成層を特定するた めに必要となる堆積相解析、珪藻化石や花粉化石などの群集組成解析、X 線 CT 解析、粒度分析、 元素組成分析及びテフラ分析を行い、堆積物の層序区分及びコア堆積物と MIS との対比を検討 した。

これらの結果を踏まえ、今年度の本事業では、沿岸部の隆起・沈降境界域における過去数十万 年間の地殻変動評価に必要となるアプローチを調査スキームとして定式化した。以下では、その 調査スキームを説明するとともに、得られた分析データに基づいた地殻変動速度の算出事例を示 した。なお、地殻変動速度の算出に係る分析内容・分析結果については、付録6に記した。



図 5.3.1-1 ボーリングコア掘削地点

左:関東平野の 10 万年地殻変動量の推定図(Tajikara, 2000)。背景図として日本第四紀地図 (日本第四紀学会編, 1987)を使用。右:ボーリングコア掘削地点周辺の地形。背景図として治 水地形分類図(国土地理院, 2007)を使用。星印がボーリング調査地点、橙色が段丘面を示す。 孔口標高は、GC-NG-1 が 20.57 m, GC-OY-1 が 29.45 m, GC-OY-2 が 34.01 m。

5.3.2 隆起・沈降境界域の地殻変動評価のための調査スキーム

(1) 方針

10万年オーダーの長期的な地殻変動を復元するためには、地形や地層に記録された海水準に関わる情報を系統的に読み解く必要がある。長期にわたって隆起運動が活発な地域では、海成段丘に記録された旧汀線の高度と年代が各地で調査研究されてきた(例えば、小池・町田,2001)。内陸部では、気候段丘の比高をもとに、隆起量や地殻変動を推定する試みも行われている(例えば、田力・池田,2005;幡谷,2006;後藤・佐々木,2019)。沈降が活発な地域では、地下に埋没した海成層の分布深度を基に、長期的な沈降運動が復元されている(例えば、須貝・杉山,1999)。しかし、地殻変動が比較的安定した地域や、隆起域と沈降域の境界地域では、段丘面が分化しにくく、旧汀線地形も保存されにくい。堆積空間の形成速度も長期間を平均した場合には遅くなるため、地層が長期にわたって連続的に保存される確率も低くなると考えられる。

第四紀後期の氷河性海水準変動は、海洋酸素同位体比曲線をはじめとする複数の指標に基づい て復元され、約10万年の周期様変動を繰り返してきた。一方で、変動の振幅には差異が見られ、 MIS16、12、6の各氷期の海面低下量が大きく(Spratt and Lisiecki, 2016)、順に、ヨーロッパ アルプス北麓のモレーン編年によって命名されたギュンツ、ミンデル、リス氷期に対比される。 他方、MIS11、9、5の各間氷期の最高海面高度は、他の間氷期よりも高くなったと考えられてい る(Spratt and Lisiecki, 2016)。ここで、氷期と間氷期の海水準の差異(振幅)に着目すると、 MIS12から MIS11にかけてと、MIS6から MIS5にかけての海面上昇量が最も大きく、この 時期に最も広範囲に海成層が堆積し、海成段丘面(浅海底地形面)が形成されたと考えることが できる。

以上のことから、地殻変動速度が比較的小さいか、隆起域と沈降域の境界付近にあたる地域に おいても、海成層や海成段丘の分布をもとに、MIS 11 と MIS 5 の高海水準期の海面高度を復元 できる可能性が相対的に高いと考えられる。日本列島のような湿潤な気候環境下においては、隆 起が活発な臨海地域は、侵食作用を受けやすく、地形の保存状態が悪い。このため、広域にわたって原面を追跡可能な最古の地形面は MIS 11 の海成段丘面のことが多い。他方、沈降運動の活 発な平野部では、MIS 11 の海成層や地形面は地下深部に埋没し、データを得るには長尺のオー ルコアボーリングを必要とするため、調査は限られた地域でしか行われていない。しかし、今後、 地震探査やコアリングによって、データの密度を高めていくことは可能である。

10 万年オーダーでみた時、地殻変動が比較的安定してきた地域、隆起域と沈降域の境界地域、 隆起から沈降あるいは沈降から隆起へと変化してきている地域において、MIS 11 の海成地形や 海成層を見出し、空間的、時間的に連続した地殻変動像を得ることは、重要な基本的課題であり、 地形学と地質学のアプローチを統合することによって達成可能となるという点で、実現性の高い 課題といえる。

(2) 調査スキーム

隆起・沈降の境界域といった地殻変動量の小さな沿岸地域では、氷河性海水準変動による侵食 基準面変化の直接的な影響を受けて、氷期に河谷が穿たれ、間氷期に谷が埋積され、cut&fillが 繰り返されてきた可能性が高い。このため、類似した深度に埋没する海成層であっても、同じ間 氷期に堆積したとは限らず、その層厚も一定しない。海進前の地形が低海面期に穿たれた河谷な どの凹型地形であれば、海進の初期から海没し、谷を埋める内湾堆積物が厚く堆積する。海進前 の地形が河間に広がる段丘面などの凸型地形であれば、海進の末期にようやく海没し、段丘面を 覆う海成層は薄層となる。海成層堆積後の海面低下期に、海成層が陸成層によって整合的に覆わ れる場合や、河川侵食を受けた後に上位の地層に不整合で覆われる場合も想定される。したがっ て、たとえ薄層であっても海成層を確実に認定し、海面上昇期から高海水準期にかけてのどの時 期に堆積した地層であるかを識別するとともに、その堆積年代を推定して、MISと対比すること が肝要である(図 5.3.2-1)。

以上を換言すると、長期的な累積地殻変動量が小さいと考えられる地域の地殻変動像を的確に 捉えるには、その前提として、氷河性海水準変動に応じた対象地域全体の地史を総合的にみる視 点が不可欠といえよう。具体的には、①事前に広域の既存地質柱状図を収集・分析し、地下構造 の大枠を予測しつつ、②海進・海退シーケンスを岩相対比可能な間隔で、堆積物の卓越運搬方向 (本調査地域においては海退期の延長川の流下方向)に数か所で群列掘削調査を実施し、③各コ アを独立に、多面的、総合的に観察・分析し、堆積相解析を行った後に、④コア間の対比を行い、 ③を再検討するとともに、①との関係性を俯瞰的に検討しなおすことが肝要である。

したがって、地殻変動像の復元にあたっては、コアサイト、群列コア掘削域、広域の3つの異 なる空間スケールにおける評価を行うことになる。仮に、追加掘削を想定した場合に、(ア)群列 コア掘削域内で実施し、掘削密度を高め、コア間の対比を確実にするケースと、(イ)掘削域の外 側で実施し、掘削範囲を広げ、広域地殻変動との関係を追跡するケースとがありうる。結果的に (ア)(イ)の優先度が拮抗するような配置での群列コア掘削計画が望ましいであろう。また、MIS 11の海成層は追跡しやすく、後述のように花粉群集による対比も可能なので、深度方向への研究 資源配分においては、予め MIS 11 相当層の推定深度を推量し、その深度まで到達する計画を遂 行することによって、上述した2つのケースの均衡を高いレベルで達成できる(少ないコア本数 で、より広域の地殻変動像を推定可能となる)と期待できる。

以下、上記の③を中心に方法を述べる。コアのはぎ取り観察を行い、1/50 スケールで堆積構造 などを記載し、堆積物の粒度分析、全岩化学組成分析、テフラ分析を行い、珪藻、花粉分析結果 と総合して、堆積相解析を行った。

本研究目的を遂行する鍵となる海成層の認定においては、貝化石、生痕、珪藻遺骸群集、全硫

黄濃度などの複数の指標をクロスチエックし、認定の確実性を高めた。海成層の堆積年代の推定 においては、地層に挟まる火山灰層による編年、微化石層序編年、シーケンス層序モデルに基づ く推定の各手法を組み合わせた。特に MIS 11 の層位推定においては、この時期に東日本各地で、 アカガシ亜族の花粉化石が多産することが知られているので(例えば、杉山・水野, 1991;楡井・ 本郷, 2018)、花粉分析に基づく花粉帯の区分は有効である。

ローカルな堆積空間形成速度は、隔海度(河床高度によってあらわされるローカルな侵食基準 面高度と海水準(河口高度)との関係を説明する)と、ローカルな地殻変動と、氷河性海水準変 動曲線の3つの組み合わせによって近似しうるので、氷河性海水準変動曲線と隔海度を仮定する ことで、各間氷期の海成層が保存される可能性の高い分布深度と、地殻変動との関係を吟味する ことが可能である(例えば、須貝ほか,2013)。埋没海成層の現在の堆積深度と堆積年代を推定し たら、その海成層が堆積した当時の汎世界的な海水準と堆積時の水深を加味し、さらに、海成層 堆積後の非テクトニックな圧密沈降の影響を評価することによって、当該海成層堆積後の累積上 下地殻変動量を推定できる(図 5.3.2-1)。



図 5.3.2-1 隆起・沈降境界域における地殻変動評価のための調査スキーム

(3) 地殻変動速度の推定例

上記の調査スキーム(図 5.3.2-1)に基づき、3本のオールコアの堆積相解析から堆積環境を総合的に復元し、海水準変動に対応したシーケンス層序を明らかにした。その結果は、図 5.3.2-2 と図 5.3.2-3 にまとめられる。以下は、得られた結果に基づく地殻変動速度の算出事例である。

MIS 11 以降の地殻変動速度

GC-OY-2 における MIS 11 の海成層の上面高度として Unit15 の上面高度を採用すると、標高 -20.2 m となる。また、GC-OY-1 では Unit16 の上面高度を採用すると標高-41.2 m となる。 GC-OY-1 における Unit16 の上面は、上位の Unit14 に軽微な不整合をもって接しているが、 Unit14による侵食量は無視できると考え、ここではUnit16の上面高度をもって議論する。MIS 11 におけるユースタチックな最高海面高度は現在に比べて 6~13 m ほど高かった(Raymo and Mitrovica, 2012) ことから MIS 11 以降の変動量は GC-OY-2 で-26~-33 m、GC-OY-1 で-47 ~-54 m と見積もることができる。また、その時期は約40万年前なので、MIS11から現在ま での期間の平均上下変動速度はGC-OY-2 で-0.08 mm/yr、GC-OY-1 で-0.13 mm/yr と算出さ れ、平均的には 0.1 mm/yr 前後の速さで沈降してきたと推定しうる。なお、主に泥層が圧密を受 け、非テクトニックな沈降が生じていると考えられるが、泥層の占める割合が総じて小さく、含 水率の深度方向への減少傾向も認め難いことから、テクトニックな沈降と比べ、かなり小さいと 考えられる。圧密の影響を加えれば、上記の平均沈降速度は若干小さくなる(ゼロに近づく)と 考えられる。また、厳密には、Unit16 の上面の堆積年代は、MIS 11 の最高海水準期と時期的に 若干ずれる可能性がある。その場合、最高海水準高度がやや低めに推定されるが、GC-OY-1,GC-OY-2 コアの掘削地点は、古東京湾の最奥部に近く、ずれは千年オーダー以下であると考えられる ことや、その期間内での海水準の変動幅は小さいと考えられるので、時期のずれは評価しないこ とにした。以下、MIS9とMIS5eについても、同様に、上記の時期のずれは評価しないことと した。

・MIS9以降の地殻変動速度

GC-OY-2 と GC-OY-1 の MIS 9 の海成層上面高度として、上部外浜~前浜相を示す Unit 12 の 上面高度を用いる。つまり、GC-OY-2 で-9.7m、GC-OY-1 で-24.1 m となる。MIS 9 では海面 高度が現在に比べて 9 m ほど高かった(Spratt and Lisiecki, 2016)ので、MIS 9 (約 33 万年 前)以降の変動量は GC-OY-2 で-19 m、GC-OY-1 で-33 m と見積もられる。したがって、MIS 9 以降の平均変動速度は GC-OY-2 で-0.06 mm/yr、GC-OY-1 で-0.11 mm/yr と算出される。

・MIS 5e 以降の地殻変動速度

MIS 5e の海成層上面高度には、デルタフロント相を示す Unit 5 の上面高度を用いる。つまり、GC-OY-2 で 6 m、GC-OY-1 で 4 m、GC-NG-1 で -7 m となる。MIS 5e では海面高度が現在に 比べて 6~9m ほど高かった (Dutton and Lambeck, 2012) ので、MIS 5e 以降の変動量は GC-OY-2 で 0~-3 m、GC-OY-1 で -2~-5 m、GC-NG-1 で -9~-12m と見積もられる。ここか ら MIS 5e 以降の平均変動量は GC-OY-2 で -0.03mm/yr、GC-OY-1 で -0.05mm/yr、GC-NG-1 で -0.1 mm/yr と算出される。

以上、過去 40 万年間の地殻変動速度を 40 万年間平均、33 万年間平均、12 万年間平均でそれ ぞれ追跡すると、事例対象地域では地殻変動が過去 40 万年間、一様・一定というわけではなく、 約 10 万年オーダーで沈降が徐々に鈍化していることが読み取れた。

| | 2111 | (FSST) | | | HST | | TST | LST | | IST | LST | | I SI | TST | 1 | I SH | TST | LST | | | |
|--------------|----------|--------------|---------------|-------------|-------------|---------------|-----------------|----------------|-----------------|---------------|--------------------------------|---------------------|-----------------------------|-----------------------------|---------------------------|----------------------------|-----------------------------|-----------------------|----------------------|-------------|--|
| 111.04.11 | 連携リ | 5 | | | | | | 3 | | | B | | | 3 | | | | | | | |
| 運送運 | | | | | 慶道東 | | | | | | | | 慶 昭 波 | | 聞道演 | | | | | | |
| The build of | WIDXACIN | ~tsin | | 5 4 SIM | ∼ps sim | | MIS 5e | MIS 6- 5e | NIS 6 | VIS 7 | VIS 7 | NIS 8 | 6 SIM | P SIN | NIS 9 | NIS II | NIS II | | MIS 12 | | |
| 特徴 解釈 | | 風成層(段丘被覆層) | 火山崩壊堆積物(火山泥流) | 網状河川(段丘構成層) | 蛇行河川(段丘構成層) | プロデルタ~デルタフロント | エスチュアリ | 乾行河川 | 網状河川 | エスチュアリ~ブロデルタ? | 集的行河川(強感河川) | 網状河川 | 上部外浜~前浜 | プロデルタ~デルタフロント | エスチュアリ | 前浜 | プロデルタ~デルタフロント | エスチュアリ | 網状河川 | 基盤(上総層群) | HST:商译函规 TST:该省上早期 LST:低译函据 SST:省市街下期 |
| | | 粘土質シルト、軽石混じり | シルト質基質支持不淘汰礫層 | 単円~日晩層 | | | シルト主体で上方細粒化,貝化石 | 上方細粒化する砂-シルト互層 | 安山岩質主体の亜円~円礫支持層 | | 植物片,生物擾乱シルト層,白色軽石含有斜交葉理伴う中砂~細砂 | 最大径50㎜の安山岩質主体の亜円~円礫 | 細礫含む粗砂、斜交・平行葉理発達、生物擾乱、植物片あり | 貝殻片含むシルト〜編砂、上方粗粒化傾向,砂層に平行葉理 | 粗砂からシルトヘ上方細粒化後上方粗粒化、貝殻片含む | 淘汰がいい粗中砂からなる.平行葉理が発達し,貝殻片含 | 上方粗粒化するシルト〜中砂、貝殻、アカガシ亜属花粉多産 | 上方細粒化する砂泥層からなる.上部で貝殻片 | 砂礫層からなる。下部には最大径35㎜の礫 | 固結泥岩 | 概ね平均海水面高度を示すと考えられる層準最大海氾濫面を示すと考えられる層準低冷海氾濫面を示すと考えられる層準低海面期の基底礫層と考えられる層準未推構。または、侵食により消失 |
| | GC-0Y-2 | | Ļ | | | 27.73~31.95 | 31.95~37.41 | I | 37.41~43.11 | ı | I | ı | 43.48 ~50.11 | 50.11~54.18 | 1 | 54. 18~60. 92 | 60.92~79.43 | I, | 1 | 79.43~86.00 | 1 |
| 推積物コア深度(m) | GC-0Y-1 | | | | | 24.87~34.45 | 34.45~46.68 | ı | 46.68~51.55 | ı | ۱ | ı | 53.58~55.57 | 55.57~60.55 | 60.55~70.60 | | 70.60~81.85 | 81.85~86.39 | 86.39~90.00 | 1進 | |
| | GC-NG-I | | ı | ı | | 23.60~35.65 | 35.65~42.85 | 42.85~49.40 | 49.40~51.28 | 51.28~58.70 | 58.70~71.64 | 71.64~74.60 | | 未到違 | | | 4.124 4 | 木到递 | | 未到 | |
| 堆積 | イベート | unit I | unit 2 | unit 3 | unit 4 | unit 5 | unit 6 | unit 7 | unit 8 | unit 9 | unit 10 | unit II | uni† 12 | unit 13 | uni† 14 | unit 15 | uni† 16 | unit 17 | uni† 18 | unit 19 | |

図 5.3.2-2 GC-NG-1、OY-1 及び OY-2 コアの堆積ユニット区分と堆積相の特徴と対比案



図 5.3.2-3 コア堆積物から認定した地層境界面と MIS との対比

MIS 11 と MIS 5e の海進規模が大きく、海成層がオーバーラップして堆積した様子が伺える。 SA-WS1、GS-SB1、GS-YS1 の柱状図とそれらに示された地層境界面の MIS については須貝ほ か(2013)に基づく。

5.3.3 まとめ

本事業では、沿岸堆積平野の隆起・沈降境界域における過去数十万年間の正確な地殻変動量や 地殻変動の時空間変遷についての実態を評価するために必要なアプローチを調査スキームとして 定式化した。この調査スキームの要点は、沿岸堆積平野における過去数十万年間に及ぶ地殻変動 を約10万年毎のマルチタイムスケールで追跡し、地殻変動が過去数十万年間、一様・一定なのか 否かを識別することにある。そして、この点において本調査スキームは、過去から現在までの地 殻変動の傾向の理解とその外挿に基づく地殻変動の将来予測の信頼性の向上に貢献するものと考 えられる。今後の課題としては、構築した調査スキームの実践を通した適用事例の蓄積が挙げら れる。 引用文献

- Dutton, A. and Lambeck, K., Ice volume and sea level during the last interglacial, Science, vol.337, pp.216-219, 2012.
- 後藤憲央, 佐々木俊法, 河成段丘面の比高分布から推定される伏在断層の活動性 -2008年岩手・ 宮城内陸地震震源域直上の磐井川を例に, 第四紀研究, vol.58, pp.315-331, 2019.
- 幡谷竜太,河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討(2)-那珂川沿いに分布する河成 段丘の層序-,電力中央研究所研究報告,N05016,34p.,2006.
- 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,122p.,2001.
- 国土地理院、治水地形分類図、更新版(平成19年度から)、2007.
 - http://maps.gsi.go.jp/#12/36.201066/139.740601/&base=std&ls=std%7Clcmfc2&blend=0& disp=11&vs=c1j0h0k0l0u0t0z0r0s0f1(2019年2月14日最終閲覧)
- 日本第四紀学会編,日本第四紀地図,東京大学出版会,4p,1987.
- 楡井 尊,本郷美佐緒,中部日本における前期末~中期更新世の花粉生層序,第四紀研究,vol.57, pp.143-155, 2018.
- Raymo, M. E. and Mitrovica, J. X., Collapse of polar ice sheets during the stage 11 Interglacial, Nature, vol.483, pp.453-456, 2012.
- Spratt, R.M. and Lisiecki, L.E., A late Pleistocene sea level stack, Climate of th Past, vol.12, pp.1079–1092, 2016.
- 須貝俊彦, 杉山雄一, 深層ボーリング (GSNB-1) と大深度地震調査に基づく濃尾傾動盆地の沈 降・傾動速度の総合評価, 平成10年度活断層・古地震研究調査報告書, pp.77-87, 1999.
- 須貝俊彦, 松島(大上)紘子, 水野清秀, 過去40万年間の関東平野の地形発達史-地殻変動と氷河 性海水準変動の関わりを中心に-, 地学雑誌, vol.122, pp.921-948, 2013.
- 杉山雄一,水野清秀,中期更新世のアカガシ多産層準,日本第四紀学会講演要旨集,vol.21, pp.84-85, 1991.
- Tajikara, M., Late Quaternary crustal movement around Kanto mountains, Japan, Proceedings of the Hokudan International Symposium and School on Active Faulting -Active Fault Research for the New Millenium –, pp.503-505, 2000.
- 田力正好,池田安隆,段丘面の高度分布からみた東北日本弧中部の地殻変動と山地・盆地の形成, 第四紀研究, vol.44, pp.229-245, 2005.

5.4 隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討 5.4.1 背景と目的

数十万年前以降の隆起・侵食の時空間的傾向を把握するためには、隆起運動と海水準変動によって形成される段丘を用いた方法が重要な手法であり、法定調査において欠くことができない(図 5.4.1-1)。段丘対比・編年は、そのための最も基礎的な技術であり、その高精度化や信頼性の向上 が必須である。

段丘の対比・編年の主要な調査の一つは、段丘堆積物・段丘被覆層の堆積年代の調査である。 原理的に、段丘の離水年代は、段丘堆積物の堆積年代以降、被覆層の堆積年代以前で与えられる からである。これを補う技術が、同時代と見做せる段丘を探す対比である。

段丘の編年において中心的な年代調査法は、現在では、しばしばローム層と呼ばれる風成層からなる段丘被覆層中に見出されるテフラを利用した手法、すなわちテフラ層序である。その基本的原理は、古い段丘ほどより古い時代に降下したテフラに覆われるというものである。しかし、段丘被覆層は、離水以降の全ての時間の情報を記録しているわけではない。しばしば、離水後から風成層定着までの時間間隙、後の時代における削剥・侵食によるテフラ層を含む堆積層の欠如などがあり、例えば、目に見えるテフラ層の年代に引っ張られ、段丘被覆層の形成年代を新しく見積りすぎる場合があることが指摘されている(幡谷ほか,2005; 幡谷 2005 など; 表 5.4.1-1)。

一方、段丘堆積物の年代調査では、堆積物中に指標となるテフラ層を見出すこと、¹⁴C 年代測 定を行うことや、近年では、ルミネッセンス年代測定が行われることがある。しかし、段丘堆積 物はしばしば礫層など粗粒であり、その中にテフラ層が保存されていることは稀である。また、 ルミネッセンス年代測定に適した細粒堆積物は限られる。また、¹⁴C 年代測定は、適用可能な試 料を礫層中から見出すことはしばしば困難であり、かつ、10万年といった年代レンジに対しては 適用外となる。

このように、段丘の編年では被覆層のテフラ層序に依存するところが大きい。その解釈の幅が 不確実性を生み、それが段丘を用いた隆起量の見積りにも大きく影響することがある(表 5.4.1-1)。

これらの問題に対して、段丘堆積物の対比・編年が解決策となることが考えられる。幡谷(2005, 2006)、濱田・幡谷(2011)は、主にテフラ層序隆盛以前に用いられていた、段丘礫の風化の程 度、段丘被覆層の色調及び地形面の開析度などの定性的な「経験的指標」に着目した。段丘堆積 物(特に、段丘礫層)の風化に関する様式、性状、過程及び要因さらには、地形面の開析状況、 それらの相互関係などが定量的かつ/または系統的に理解されるならば、一部のデータ欠如を補 完し、例えば、テフラが見出せない段丘の形成年代の推定の信頼性を向上させるなど、段丘の離 水年代決定の問題解決に資すると考えられる。

これらも踏まえ、本事業では、二つのアプローチをとった。一つは、段丘堆積物のうち段丘礫 の風化様式、性状の把握を目的とした岩石風化過程の模擬実験(以下、「風化実験」という)で ある。二つ目は、わが国における高位段丘、中位段丘及び低位段丘などといった段丘群ごとの風 化の様式、性状といった特徴の把握を目的とした既往文献を対象とした段丘の対比・編年に関わ る基盤情報の整備である。

平成 30 年度の風化実験では、試料とした砂岩、泥岩、溶結凝灰岩が、酸による溶解により、構 成鉱物のうち有色鉱物を選択的に失っていくことなどにより、岩種によって、風化の進み具合に 差が生じていることなどを確認した。平成 31 年度には、砂岩を主とした堆積岩に限っても、組 織、構成鉱物の違いなどにより、溶解速度等の溶解様式に差が生じると推定されることを確認し た。また、天然の風化礫の観察・分析結果との比較により、実験結果が天然の風化作用の一部は 模擬できていると推定された。既往文献からの情報収集については、段丘礫の風化、段丘被覆層 の赤色化といった現象が、古い段丘において進行しており、日本の各地の段丘において共通して 見出されることを確認した。

これらを受け、今年度は、天然の段丘礫の風化度の定量的評価を目指す方向性を進めるため、 風化作用を左右する条件を絞り込むべく堆積岩のうち、岩石組織、性状の異なる試料を対象とし た実験を行うこととした。また、既往文献に基づく我が国の段丘にみられる経験的指標に関する 風化性状の情報収集については、昨年度収集できていなかった文献情報の収集・整理、基づく段 丘を構成する地質の層序に関わる既存の知見の修正、再解釈により不確実性が大きいと考えられ る段丘の編年がなされた地域の抽出などを行った。更に、室内実験で得られた岩石の溶解様式と 野外での段丘礫の風化の実態との比較検討を行うため、野外調査データの不足する低位段丘を対 象とした、露頭調査、ピット調査を実施し、段丘礫試料を採取した。



図 5.4.1-1 本研究項目の立ち位置 本事業における隆起・侵食に関する各研究項目の位置づけを俯瞰した図である。

| 海成段丘アトラス | /小池・町 | 田(2001 |) | 幡谷ほか(2005) | | | | | | | | |
|-----------------|--------------|----------|----------------------------|----------------|---------|-----------------------|--------------------------|--|--|--|--|--|
| 段丘区分(ステー | ジ) | テフラ | | 段丘区分(ステージ | ジ) | テフラ | | | | | | |
| 現河床 | | | | 現河床 | | | | | | | | |
| fT2(MIS2) | | | | Lf2(MIS2) | | | | | | | | |
| | | AT, Za-k | (w | | | AT, Za-Kw, Nm-Kn, DKP | | | | | | |
| | | | | Lf1(MIS3-MIS4) | | | | | | | | |
| | | | | | | Aso-4, K-Tz? | | | | | | |
| fT3(MIS3) | | | | Mf(MIS6) | | | | | | | | |
| | | Ac-Md | | | | | | | | | | |
| fT5(MIS5) | | | | H(MIS6<) | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| fT6(MIS6) | | | | H(MIS6<) | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| 河川 | 河川隆起量の | | 隆起速度 | 河川 | 隆起量の指標 | | 隆起速度 | | | | | |
| 名取川、川崎町 FS'(fT5 | | 現河床) | 42m/10 ⁵ 年 | (ほぼ同じ場所) | TT(Mf-L | .f2) | 16~24m/10 ⁵ 年 | | | | | |
| 広瀬川、愛子 | FS'(fT5-現河床) | | 101~106m/10 ⁵ 年 | (ほぼ同じ場所) | TT(Mf-L | .f2) | 32~40m/10 ⁵ 年 | | | | | |

表 5.4.1-1 段丘編年の違いが隆起量の見積りへ与える影響 宮城県仙台付近の例

テフラの略号と降下年代は、町田・新井(2003)による。隆起量の指標となる段丘の比高値(TT,FS')は吉山・柳田(1995)の定義に従う。安達愛島テフラ(Ac-Md)の降下年代約10万年は層位的な判断によるので、もっと古くなる可能性あり(幡谷ほか、2005)

5.4.2 実施内容

(1) 岩石風化過程の模擬実験

1) 試料、手順及び方法

宮崎平野を流れる複数の河川から河床礫を採取し、実験に供した。採取した河床礫は主に砂岩、 泥岩などの堆積岩類で、河川の上流部に分布する、四万十帯に由来すると推定される。分布する 四万十帯は、いくつかのユニットに区分されており、西部と東部のユニットの砂岩に組成に違い があるとされている(木村ほか, 1991)。

採取した河床礫を実験室で切断して断面を観察し、鉱物種や岩石組織の異なるものが含まれる ように、砂岩・泥岩を中心として 26 個の礫を選び、実験用礫サンプルとした。試料の一覧を表 5.4.2-1 に示す。

実験は、平成 30・31 年度の実績、並びに結果の比較のしやすさを考慮して、濃硝酸を浸漬溶液とし、試料を溶解させることとした。一部の試料については、溶け方の違いの有無を確認するため、希硝酸を浸漬溶液として使用した。これら酸への浸漬により、岩石を加速度的に溶解させ、それを模擬的な風化と捉えたうえで、浸漬前後の試料の岩石・鉱物組織の変化や物理化学的変化を観察した。

選定した礫サンプルの各々から、顕微鏡観察及び SEM 観察などを行う岩石チップ試料(20×20×10 mm 大)、水銀ポロシメータ測定を行うポロシメータ試料(10×10×20 mm 大)、および XRD 分析を行う XRD 試料(10×10×20 mm 大)を切出し整形した(図 5.4.2-1)。浸漬前の礫サンプルの性状や特徴を把握することを目的に、岩石薄片の作成・観察、光学顕微鏡観察、マイクロフォーカス X線 CT 観察、SEM 観察、XRD 分析及びポロシメータ測定を行った。なお、岩石薄片、XRD 分析及びポロシメータ測定は、他の非破壊分析とは異なり試料を切断もしくは粉砕などする必要があることから、浸漬試料と同じ礫サンプルから別に切出し用意したものを分析し、それを礫サンプルの浸漬前の性状とみなした。XRD 分析については複数の手法を用いた。タングステン乳鉢でサンプルを粗粉砕した後、①1/4 を取り分けてメノウ乳鉢で手粉砕して不定方位で測定、②1/4 を取り分けて水簸したのち、上澄みを採取して定方位で測定(必要に応じてエチレングリコールや塩酸処理)、③1/2 を取り分けて、鈴木(1992)の基質濃集の手法に基づき、水簸したのち懸濁液を採取して定方位ならびに不定方位で測定した。

浸漬実験には、富士フィルム和光純薬株式会社の精密分析用の硝酸を希釈しないもの(濃硝酸) と、10 倍希釈したもの(希硝酸)の2種類を用いた。これは、酸の濃度の差が溶解の様式や速度 に及ぼす影響を把握するためである。岩石チップ試料・ポロシメータ試料・XRD 試料の浸漬は、 これらの酸 50 ml を入れたテフロン容器中で行った。テフロン容器は、試料投入後、容器の封を 固く締めたうえで、恒温器で継続して 50℃に維持した。浸漬期間は、平成 30・31 年度の実績を 踏まえて、全てのサンプルについて 45 日間とした。浸漬期間中は、15 日ごとに容器を開封し、 試料及び酸溶液の産状などに関する目視観察を行うとともに酸溶液を新しいものに入れ替え、浸 漬後の溶液は溶存元素分析用試料とした。

浸漬終了後、岩石チップ試料・ポロシメータ試料・XRD 試料を酸溶液から取り出し、表面およ び内部に付着した酸溶液を除去するため、イオン交換水で洗浄のうえイオン交換水中に数日間浸 漬させた。以上の工程が終了した後、各試料を浸漬後の分析に資した。分析手順は浸漬前の分析 と同様である。浸漬に使用した酸溶液は、岩石から酸溶液へ溶出した元素組成を把握するため、 ICP-OES 及び ICP-MS 装置により溶存元素濃度を分析した。なお、作業時における混染の把握 のため、試料を浸漬しない酸溶液をブランク試料として準備し、他の浸漬用試料と同様に、恒温 器に保管したうえで各実験期間後、溶存元素分析を行った。

以上のことをまとめた実験フロー図、実験項目をそれぞれ図 5.4.2-2 及び表 5.4.2-2 に示す。
なお、各項目の詳細な分析手順などは、付録14を参照されたい。

| 礫サンプル名 | 岩種 | 備考 | 実験内容 |
|---------|-----|-------------|-----------------|
| R2MZ-01 | 砂岩 | 泥岩岩片を含む | |
| R2MZ-02 | 砂岩 | 泥岩岩片を含む | |
| R2MZ-03 | 砂岩 | 泥岩岩片を含む 風化 | |
| R2MZ-04 | 砂岩 | 泥岩岩片を含む | |
| R2MZ-05 | 泥岩 | シルト質 | |
| R2MZ-06 | 泥岩 | | |
| R2MZ-07 | 砂岩 | 泥岩岩片を含む | |
| R2MZ-08 | 砂岩 | | |
| R2MZ-09 | 砂岩 | シルト質 | |
| R2MZ-10 | 砂岩 | | |
| R2MZ-11 | 砂岩 | 泥岩岩片を含む 風化 | |
| R2MZ-12 | 砂岩 | | |
| R2MZ-13 | 混在岩 | | 45 日間の |
| R2MZ-14 | 泥岩 | シルト質 | 濃硝酸浸漬 |
| R2MZ-15 | 砂岩 | 泥岩岩片を含む | |
| R2MZ-16 | 砂岩 | 泥岩岩片を含む 風化 | |
| R2MZ-17 | 砂岩 | 泥岩岩片を含む 風化 | |
| R2MZ-18 | 砂岩 | | |
| R2MZ-19 | 砂岩 | | |
| R2MZ-20 | 砂岩 | | |
| R2MZ-21 | 砂岩 | 風化 | |
| R2MZ-22 | 砂岩 | 泥岩岩片を含む 風化 | |
| R2MZ-23 | 砂岩 | シルト質 | |
| R2MZ-24 | 泥岩 | シルト質 | |
| R2MZ-25 | 泥岩 | | |
| R2MZ-26 | 砂岩 | 泥岩岩片を含む 風化 | |
| R2MZ-27 | 砂岩 | R2MZ-04 に同じ | 45 日間の |
| R2MZ-28 | 砂岩 | R2MZ-09 に同じ | 40日间ワノ 丞心志江海 |
| R2MZ-29 | 砂岩 | R2MZ-23 に同じ | 币明跋[[]] |

表 5.4.2-1 実験用礫サンプルの岩種及び実験内容

| 岩石チップ試料 | ポロシメータ試料 | XRD試料 | | | |
|----------------------|---------------------------|-------------------------|--|--|--|
| 20 ¹⁰ × 1 | $\int_{20}^{10} \times 2$ | $10_{20}^{10} \times 1$ | | | |
| | | 単位 は mm | | | |

図 5.4.2-1 本実験で使用する整形試料(岩石チップ試料・ポロシメータ試料・XRD 試料)



図 5.4.2-2 本実験の実施フロー

| 分析項目 | 分析目的 | 備考 |
|------------|-----------------|-------------------------------|
| 光学・実体顕微鏡観察 | 初生的な岩石組織の観察 | 浸漬前の試料のみ |
| μX 線 CT 観察 | 試料内部の密度分布及びその変化 | 浸漬前後で測定 |
| SEM 観察 | 試料の微視的構造及びその変化 | 浸漬前後で測定 |
| XRD 分析 | 鉱物組成及びその変化 | 全岩分析・基質を濃集した分析を実施 |
| 水銀ポロシメータ測定 | 試料の間隙率及びその変化 | 浸漬前後で測定 |
| 元素分析 | 試料から酸溶液に溶出した元素の | ICP-OES と ICP-MS を併用(詳細は付録 14 |
| | 種類及びその存在量の把握 | を参照) |

表 5.4.2-2 本実験における分析項目一覧表

2) 結果

実験結果を、目視観察、寸法・重量測定、マイクロフォーカス X 線 CT 観察、SEM 観察、XRD 分析、水銀ポロシメータ測定、溶存元素分析の順に以下に記す。令和 2 年度に得られた全実験結 果は、付録 14 中に収録した。

① 目視観察

すべての岩石試料で、酸浸漬により、脱色が確認された(図 5.4.2-3)。昨年までの実験と同様、 岩石試料の脱色は、比較的短期間で進み、収束しているように見える。均質な砂岩では、全体が 均質に脱色するが、泥岩岩片を含む砂岩では、砂岩部分での脱色が見られる一方、泥岩岩片部分 の脱色はやや弱い傾向にある。また、泥岩では、全体的な脱色は認められるものの、脱色の強い 部分と弱い部分があり、不均一であった。

また、浸漬に伴い、酸溶液の色調は、黄色へと変化した。希硝酸に浸漬した試料では、酸溶液 の色調の変化とともに、オレンジ色ないし赤褐色をした粘性を持つコロイド状の沈殿が生じた。 また、試料によっては、酸に浸漬した際に気泡が発生し、わずかに発生するものからかなり大量 に発生するものまで、さまざま見られた。浸液交換時の容器の蓋を開けた瞬間は、多くの試料で NO2 と見られる赤褐色ないし茶色のガスが容器から放出された。

浸漬試料は、試料の角が丸くなるなどの顕著な形状変化は見られないが、浸液交換時の観察で は、細かな欠片が僅かに生じる試料も存在した。また、試料に脈がある試料では、浸漬後に脈部 分が窪んだり、脈の境界部に隙間ができていたりするものが見られた。



図 5.4.2-3 岩石チップの色調・形状変化の例

寸法・重量

浸漬前後の試料の幅、奥行、高さの寸法は、ひびが入って、試料全体の寸法が若干大きくなったものを除き、明瞭な変化見られなかった。一方で、質量に関しては、最小で 0.4g、最大で 3.8g、 平均 1.1g で、すべての試料で減少している。脈の鉱物が抜けた試料については、減少幅がやや大きいが、それ以外の試料については、目視観察結果と減少幅と間に明瞭な関係は見いだせない。

③ マイクロフォーカス X 線 CT 観察

浸漬前後の岩石チップ試料の密度変化を把握することを目的に、マイクロフォーカスX線 CT スキャナーによる観察を行った。CT 画像における輝度値(brightness value)は物質の密度に相 当する。よって、岩石試料において相対的に密度の高いものは高輝度値(より明るく)、相対的に 密度の低いものは低輝度値(より暗く)で表示される。浸漬前の試料はすべての岩石試料におい て、試料内の輝度値は一様であったが、45 日浸漬後の試料は、試料によって試料の四辺に平行に 内部と比較して低輝度値を示す試料と示さない試料があった(図 5.4.2-4)。図 5.4.2-4 には浸漬 前後の密度変化の代表的な傾向の例として、3 つの試料について取り上げ、浸漬前(上段)およ び 45 日浸漬後(下段)の CT 画像を示す。R2MZ-06 および R2MZ-07 の 45 日浸漬後の試料に は、四辺に平行に低密度領域が見られ、低密度領域の幅の平均値は R2MZ-06: 1.155 mm, R2MZ-07: 1.903 mm であった。低密度領域内には複数の空隙が認められることもある。

R2MZ-06 は泥岩試料、R2MZ-07 は砂岩試料であり、試料を構成する粒子径が異なるが、2 つの試料で溶解の仕方は同様であった。これに対し、R2MZ-09 は 45 日浸漬後の試料に低密度領域 は認められなかったが、45 日浸漬後の試料には全体的に多数の空隙が認められた。浸漬前により 高輝度を呈していた部分が 45 日浸漬後に空隙となっている場合も見られた。



図 5.4.2-4 浸漬前後のマイクロフォーカス X 線 CT 画像

④ SEM 観察

方解石、シデライト、アパタイト、パイライト、モナズ石などが、選択的に消失し、一部の試料で緑泥石が消失した。方解石はとくに溶解が速く、浸漬後には、ほぼ完全に消失した。また黒雪母や一部の緑泥石は、形状には顕著な変化は認められなかったが、密度が低下したり、FeやKなどの減少など、組成に変化が認められたりするものが多かった。一方、石英、斜長石、カリ長石などは、実験期間中ほとんど溶解していない(図 5.4.2-5)。



図 5.4.2-5 浸漬前後の鉱物の形状変化の例

Bt:黒雲母 Ca:方解石 Chl:緑泥石 IIm:イルメナイト Mv:白雲母 PI:斜長石 Qz:石英 Sd:シデライト

⑤ XRD 分析

XRD 分析は、全岩の試料の分析と、水簸により基質部分を集めて実施した分析を行ったが、基本的に同様な結果が得られた。基質を濃集させた不定方位分析結果を表 5.4.2-3 に示す。すべての分析結果については、付録 14 に収録する。

浸漬により試料中から顕著に消失した鉱物は、緑泥石、方解石であり、ドロマイト、バサナイトは浸漬前にわずかに確認されたが、浸漬後に認められなくなった。ただし、R2MZ-07やR2MZ-25などでは、浸漬後の試料からも緑泥石が検出されており、すべての試料で完全に消失しているわけではない。泥岩ないし泥質な基質を多く含む試料で、緑泥石が残存する傾向が認められる。 一方、石英、斜長石、カリ長石は、浸漬前後でピークの変化がほとんど見られない。雲母については、もともとのピークが小さいこともあり、浸漬前後の変化は、確認できなかった。

| サンプルID | 浸漬 前/後 | 石英 | 斜 長 石 | カ リ 長 石 | 概 母 | 緑 泥 石 | カオリナイト | 方 解 石 | 単斜輝石 | 緑 簾 石 | ドロマイト | イルメナイト | 黄鉄 | コーディエァイト | バサナイト |
|------------|-----------|-------------|-------------|---------|------------------|-------------|--------|-------------|------|-------------|-------|--------|------|------------|----------|
| | | Qz | PI | KF | Mi | Chl | Ka | Са | Срх | Ep | Do | llm | Рy | Co | Bas |
| R2MZ-02 | 前 | 0 | Â | • | + | + | | | | | | | | | |
| | 後 | 0 | | • | | | | | | | | | | | |
| R2MZ-03 | 削 | 0 | | • | + | + | | | | | | | | | |
| | 後 | 0 | | | + | | | | | | | | | | |
| R2MZ-04 | 後 | 0 | | | + | + | | + | | | | | | | |
| | 前 | 0 | \wedge | | 0 | Λ | | | | | | | | | |
| R2MZ-05 | 後 | 0 | | | + | + | | | | | | | | | |
| DOMZ OC | 前 | 0 | \triangle | + | \bigtriangleup | | + | | | | | | | + | |
| RZIVIZ-00 | 後 | 0 | \triangle | + | + | | • | | | | | | | + | |
| R2M7-07 | 前 | 0 | \triangle | • | • | + | | • | | | | | | | |
| | 後 | 0 | Δ | • | + | + | | | | | | | | | |
| R2MZ-08 | 前 | 0 | ^ | | + | • | | | | | | | | | |
| | 俊 | © ^ | | | + | | | | | | | | | | |
| R2MZ-09 | | | + | | + | + | | 0 | | | | | | | |
| | 前 | 0 | \wedge | | 0 | | | | | | | | | | |
| R2MZ-10 | 後 | 0 | Δ | | Δ | | | | | | | | | | |
| | 前 | \triangle | \triangle | • | + | | | | | | | | | | |
| R2MZ-11 | 後 | 0 | Δ | • | + | | | | | | | | | | |
| R2M7-12 | 前 | \triangle | + | | + | + | | | | | | | | | • |
| 1121012-12 | 後 | 0 | \triangle | | \triangle | | | | | | | | | | |
| R2MZ-13 | 前 | | Δ | • | 0 | Δ | | | | | | | | | |
| | 後 | 0 | | • | 0 | | | | | | | | | | |
| R2MZ-14 | 削 | 0 | | | + | Δ | | • | | | | | | | |
| | 後前 | 0 | | | + | | | | | | | | | | |
| R2MZ-15 | 後 | 0 | \triangle | • | + | | | | | | | | | | |
| D0147 10 | 前 | Δ | + | | + | ~ | | | | | | | | | |
| R2IMZ-16 | 後 | O | Δ | | + | * | | | | | | | | | |
| R2MZ-17 | 前 | 0 | + | | + | + | | | | | | | | | |
| | 後 | 0 | Δ | | + | | | | | | | | | | |
| R2MZ-18 | 前 | | + | | + | • | | | | | | | | | |
| | 俊 | 0 | + | • | + | | | | | | | | | | |
| R2MZ-19 | 後 | 0 | | | | + | | | | | | | | | |
| | 前 | 0 | \triangle | | + | + | | | | | | | | | |
| R2MZ-20 | 後 | 0 | Δ | | + | | | | | | | | | | |
| DOM7 01 | 前 | 0 | \triangle | | + | • | | + | | | | | | | |
| RZIVIZ-ZI | 後 | O | Δ | | + | | | | | | | | | | |
| R2MZ-22 | 前 | 0 | \triangle | + | 0 | | | | | | | | | | |
| | 後 | 0 | Δ. | + | 0 | | | | | | | | | | |
| R2MZ-23 | 前後 | | Δ | | | 0 | | Δ | Δ. | Δ. | | | | | |
| | 仮前 | + | ⊥ | | 0 | + | | | + | + | | | | | |
| R2MZ-24 | 後 | 0 | Δ | | 0 | + | | | | | | | | | |
| | 前 | 0 | + | | 0 | + | | | | | | • | | | |
| R2IVIZ-25 | 後 | O | + | | 0 | + | | | | | | • | | | |
| R2M7-26 | 前 | \triangle | + | • | + | + | | | | | | | | | |
| 1.21012-20 | 後 | 0 | \triangle | • | + | | | | | | | | | | |
| R2MZ-27 | 前 | 0 | + | • | + | Δ | | + | | | | | | | |
| | 後 | 0 | Δ. | • | Δ | • | | | | | | | | | |
| R2MZ-28 | | | + | | | + | | 0 | | | | | | | |
| | 前 | | \wedge | | | 0 | | | + | + | | | | | |
| R2MZ-29 | 後 | • | | | | Õ | | | + | + | | | | | |
| | | *ピーク | 。 高さ:© | >0>∆ | $>+>\cdot$ | - | ** | ハイライ | トは浸漬 | | | が消失した | ことを示 | . † | <u> </u> |

表 5.4.2-3 XRD 分析で得られた鉱物組み合わせの浸漬前後での変化の例(基質濃集分析)

※ XRDではピークが検出されていないが、SEMで浸漬前のChlの存在および浸漬後の消失を観察した。

⑥ 水銀ポロシメータ測定

基本的にどの試料も45日間の浸漬を経て、有効間隙率が増加した(図 5.4.2-6)。個々の測定 結果については、付録14に収録する。

有効間隙率の増加は、初期間隙率が 1%前後以下の場合は、増加幅は小さい。例外としては、 R2MZ-09 は 1.1%だった初期間隙率が、浸漬後に 31.0%まで増加しているが、この試料は XRD 分析により方解石が多く含むことが確認されている。方解石のような非常に溶解され易い鉱物が 多く含まれている場合を除くと、基本的には初期の有効間隙率が大きい方が反応が進みやすいよ うに見える。具体的には、初期間隙率が 2%より大きいと、45 日浸漬後に 5%前後まで増加して いる。また、方解石と緑泥石の両方を浸漬前に含まない 3 試料 (R2MA-06, -10, -16) のうち、06 と 10 については浸漬前の有効間隙率が他のサンプルと比べて低く、浸漬後の有効間隙率も小さ いままとなっていた。

一方、間隙径分布の変化は、初期間隙が認められる試料では、浸漬後にはもともとあった間隙 径の間隙が増加するものや間隙径がやや拡大するように変化するものが多く認められる(図 5.4.2-7)。また、初期間隙が乏しい試料では、1µm 以下の細かな間隙が形成されている。例外的 なものとしては、方解石に富む R2MZ-09 があり、初期状態では目立った間隙径の分布を示さな かったにも関わらず、浸漬後には 10µm 前後の他の試料に比べて際立って大きな間隙径をもつ間 隙が生じていた(図 5.4.2-8)。

希硝酸浸漬試料と濃硝酸(希釈なし)浸漬試料との間隙率と間隙径分布を比較すると、間隙率、 間隙径分布は前者の試料で若干、小さめな傾向を示すものの、ほとんど変わらず、類似した値を 示すことを確認した。



図 5.4.2-6 有効間隙率の変化



図 5.4.2-8 間隙径分布の変化(R2MZ-09)

⑦ 溶存元素濃度測定

浸漬後の酸溶液の測定結果(図 5.4.2-9)を見るとAl、Fe、Mgなどの元素が、検出されており、すべての試料から共通して溶出していることがわかる。また、Caは、方解石に富む試料の浸 漬液からは、高い値で検出されているが、そうでない浸漬液では低い値となっている。Na、Tiは、 いずれの試料でも低い値となっており、とくにTiは ICP-OESの定量下限値以下となっているも のが多く、ほとんど溶出していない。

溶出元素の量は、いずれの試料、元素でも浸漬初期の15日後の浸漬液で最も濃度が高く、次いで30日後の試料となり、45日後の浸漬液の濃度が最も低くなっている(図 5.4.2-10)。すなわち、いずれの試料のどの元素を見ても、浸漬初期に溶出が最も進み、後の方になるほど溶出が進まなくなっている。



図 5.4.2-9 浸漬酸溶液の溶存元素濃度の測定結果(浸漬15日後の硝酸溶液)



図 5.4.2-10 浸漬 15,30,45 日後の酸溶液の溶存元素濃度の測定結果比較

3) 考察

① 溶解鉱物種·元素

マイクロX線CT観察、ポロシメータ測定、X線分析顕微鏡、SEM観察、ICP分析などの観察・分析結果から、岩石試料では、特定の鉱物、元素が選択的に溶解していることが推定される。

これは前年度までの実験結果を追認する結果といえる。

今年度の実験で扱った堆積岩に含まれる鉱物では、方解石、緑泥石、雲母の順で溶けやすいこ とが推定される。中でも方解石は、非常に溶けやすく、浸漬前に多く含まれていた試料でも浸漬 後にはほとんど完全に溶け切ったことが XRD 分析、SEM 観察から確認された。また、この溶解 は、浸漬液に Ca が溶け出していることからも確認できた。方解石のほか、わずかに含まれるド ロマイト、シデライトなどの他の炭酸塩鉱物についても、同様に溶け切っていると推定される。

方解石(およびその他の炭酸塩鉱物)に次いで溶けやすい鉱物と考えられるのが、緑泥石であ る。SEM 観察では、多くの部位で溶解による消失が生じ、窪みができていることが確認できた。 ただし、方解石ほど完全に溶けきっておらず、試料によっては XRD でも確認できる程度に残っ ているものも存在した。こうした溶け残りの緑泥石の場合、SEM による観察や EDS 分析によれ ば、顕著な外形の変化が認められない場合でも、密度の低下や Fe の減少が認められており、ま た、ICP 分析でも Fe の溶出が確認できることから、重金属が選択的に抜け出ていることが推定 される。

このような重金属の選択的な溶けだしは、雲母についても推定される。雲母は、方解石や緑泥 石とは異なり、SEM 観察で確認できる程度の外形の顕著な変化は認められない。また、XRD 分 析結果でも浸漬後の試料からごく普通に検出されている。しかし、雲母も、緑泥石と同様に SEM 観察・分析により、重金属の抜け出しによると推定される密度の低下が見られ、とくに Fe を含 む黒雲母では明らかな密度の低下が確認された。雲母からの重金属の溶出は、ICP 分析の結果か らも推定でき、緑泥石・シデライト・パイライトなどを含まない試料でも、浸漬溶液から Fe、K が検出されており、雲母からの溶出が推定される。

今年度の実験では、鉱物からの重金属の溶出だけでなく、重金属の沈殿現象も観察された。希 硝酸を用いた浸漬実験では、浸漬溶液の交換の際に、オレンジ色ないし赤褐色の粘性のあるコロ イド状の沈殿物が観察された。これは、水酸化鉄などのコロイドと推定される。希硝酸の浸漬を 行った試料は、濃硝酸でも浸漬を行っているが、濃硝酸を用いた浸漬ではこのような沈殿は生じ ていない。このことは、希硝酸が重金属を溶出させるために水素イオンが消費され、浸漬液が中 性に近づき、かつ酸素が存在する雰囲気下であるため、いったん溶け出た重金属の内、酸化・沈 殿し易い Fe が沈殿したものと推定される。このような沈殿は、より弱い酸によって重金属の溶 出、移動、沈殿が生じている天然と類似した現象を示している可能性が考えられる。

砂岩を構成する主要な鉱物である石英、斜長石、カリ長石については、45日間の浸漬期間中を 通じて溶解していることを示すデータは全く得られていない。XRD のそれぞれのピークは縮小 が見られず、SEM 画像にも溶解を示す様子は見られない。

以上のことから、風化のし易さにつながると考えられる岩石の溶解は、方解石などの炭酸塩鉱物、緑泥石や雲母などの基質を構成する粘土鉱物の種類と量比に影響を受けることが推定される。

岩石組織と溶解の進展との関係

昨年度までのものを含むこれまでの一連の酸浸漬実験のマイクロ X 線 CT の観察結果などか ら、岩石の溶解は、基本的には、岩石の表面付近から徐々に内側へ進展していると考えられる。 一方で、今回の一連の実験では、比較的速やかに溶解が進み、45 日間後には、試料の芯の付近の 部分まで全体にわたって細粒の空隙が増加し、マイクロ X 線 CT で観察される低密度部が及んで いる試料もある。このような溶解様式を取る試料は、浸漬実験開始前に肉眼観察で風化している ことが確認できた試料が多く、これらは、他の試料に比べて元々の間隙率が高く(概ね 2%以上)、 それが浸漬後に 5%程度以上まで増加している。また、間隙径の拡大も顕著なものとなっている。 ただし、元々の間隙率が 1%の低い試料であっても基質に多量の方解石を含んでいた試料は中心 まで溶脱が進む変化を示している。

方解石を大量に含む試料では、酸浸漬後に間隙率が 30%超まで上昇したが (R2MZ-09,28)、こ れらの試料では、SEM 観察により、基質部分が溶解により明瞭に窪んでいる様子が確認され、か つ薄片観察により、浸漬前の試料の基質部分が炭酸塩鉱物で充填されていたことが確認されてい る。このため、間隙率の上昇には、方解石の溶解が大きく寄与していると考えられる。ただし、 方解石の溶解のみで 30%超の間隙率の上昇をすべて賄っているとは考えにくく、そのほかに、基 質の溶解による間隙の拡大による細粒粒子の脱落や反応面積の増大に伴って、緑泥石等の別の可 溶鉱物の溶解が促進された可能性も考えられる。

一方、泥岩など、細粒な組織を持ち、かつ浸漬前の初期間隙率が1%以下程度と低い試料では、 浸漬後、外縁部に比較的明瞭な密度低下部が形成されており、溶脱が試料の芯の部分にまで達し ていない。砂岩礫でも、浸漬前の初期間隙率が1%以下程度の試料では、同様に外縁部に密度低下 部を持つが、密度低下部は、泥岩試料ものに比べて厚く、境界が不明瞭となっている。

このような低密度部では、基質部分とともに、元々CT で見て高輝度であった密度の高い粒子 が選択的に溶解して空隙になっている様子が観察される。このことは、重金属に富む鉱物粒の溶 解を示していると推定される。

一方、細粒な部分と粗粒な部分とが不規則に波打ったように混合している岩石では、上記のような試料外縁部あるいは全体的な低密度部が形成されず、浸漬前に密度が高かった部分において、 全体的に密度が低下するような不規則な溶脱が生じている。

今回の一連の実験では、砂岩を主とする堆積岩礫を浸漬試料としており、砂粒子を構成する石 英、斜長石、カリ長石が溶解しないことから、上記の密度低下部の形成は、基質の選択的溶解に よるものと考えられる。基質の選択的溶解は、浸漬後の間隙径分布からも説明できる。

間隙率の上昇、つまり岩石組織の密度低下が生じている試料の間隙径分布をみると、多くの試料で、浸漬前にもともとあった間隙径の間隙が増加するように間隙率を上昇するもの、あるいは、 元々あった間隙より若干大きい間隙径に成長するような形で間隙率を上昇させるものが多い。また、形成される間隙の間隙径は、多くが1µm以下のサイズとなっている。こうした観察結果は、 基質部分のスケールがそれぞれの岩石ごとに限定されているため、基質の溶解によって生じる間隙の間隙径が規制されていることによるものと考えられる。

以上の観察事実および前節で確認してきた鉱物の変化、重金属の挙動を考慮すると、岩石の溶 解の仕方は、間隙率および間隙分布、ならびに基質などを埋める方解石など溶解速度の大きな鉱 物の含有量比に規制されていると推定される。基質部分の組織と鉱物に限定して考えるならば、 細粒で、間隙率が低く、間隙径が小さい組織を持ち、かつ基質鉱物としては比較的溶けにくい雲 母の量比が多くなれば、溶解が遅く進み、逆に間隙率が高く、間隙径が大きい組織を持ち、かつ 非常に容易に溶ける方解石の量比が多ければ、溶解が速やかに進むと推定される。例えば、R2MZ-25 では浸漬後にも XRD で検出できるほど緑泥石が残っているが、この試料は緻密な泥岩であり、 砂岩に比べ溶解が進みにくかった可能性が考えられる。

このように岩石の組織が溶解の進展に影響を与える可能性があるならば、それぞれの岩石自身、 溶解の進展の過程で生じる組織変化により、刻々と溶解の進展のスピードなどが変わっていく可 能性も考えられる。今回の実験でも ICP 分析結果は、溶出する重金属量が実験期間の後半ほど減 少する傾向が見られる。この結果は、溶脱する重金属元素を含む鉱物が減少したこと、および重 金属を溶脱させる鉱物が試料の中心付近のもの移ったことなどが可能性として考えられる。いず れにしても、溶脱、溶解の進展過程については、複数の要因が複合していると考えられ、条件を 整えた実験やより長い浸漬期間を取った実験、あるいは野外観察等による実データの蓄積などに より検証していく必要があると考えられる。

③ 溶解実験結果の段丘対比・編年指標への反映

昨年度、天然の風化砂岩礫の EPMA 分析結果と酸浸漬の風化模擬実験の浸漬試料の分析結果 の比較から、Ca、Fe、Mg などの重金属が礫の内部で溶かしだされ、移動している様子が共通し て確認できることを示した。こうした比較などから、酸の浸漬実験は、天然の段丘礫の風化現象 を少なくとも、重金属の溶脱およびそれに伴う鉱物の溶解という点について、部分的には、再現 できていると考えられる。

段丘礫の風化現象を段丘対比・編年の指標として、精度・信頼性を向上させるためには、風化 程度を客観的に理解できる形で定量化できることを示す必要があると考えられる。一括りに砂岩 あるいは堆積岩と呼ばれる岩種においても、これまでの野外での観察事例から風化の様式にはバ リエーションがあり、現状では、簡単に、また、客観的に認知できる形で定量化できるものでは ないと認識されていると考えられる。

今年度、肉眼観察をはじめとして、さまざまな方法での観察、並びに分析を行った結果、砂岩 を含む堆積岩において、基質鉱物の種類と粒度、間隙率などの組織が溶解の進展過程を支配する ことが確認された。

基質の鉱物の種類は、いくつかあるが、主要なものはごく限られ、また、量も限られた範囲に なると考えられる。間隙率、間隙径についても、粒径、基質鉱物種、続成作用の程度などにより 幅を持つことが推定されるものの、特定の範囲で連続的に移り変わる性質をもつと推定される。 これらのことから、基質の鉱物の種類・量比、間隙率などの組織などの情報を定量的に比較する ことで、岩石の溶けやすさが定量的に評価でき、そこから風化に要する時間の長さを見積もるこ とのできる可能性が考えられる。

数十万年にも及ぶような砂岩の風化では、斜長石やカリ長石などの砂粒子を構成する鉱物も溶 けていくと推定される(西山・松倉,2002)。しかし、これまで行ってきた実験結果で明らかにな っているように、斜長石などの鉱物は、基質を構成する粘土鉱物やセメント鉱物、有色鉱物に比 べてはるかに溶けにくいことが明らかである。つまり、斜長石やカリ長石の溶解開始のタイミン グは、基質鉱物の溶解とそれに伴う間隙率の増大が影響すると推定される。カリ長石は斜長石よ りも風化で溶解しにくいと推定されており(西山・松倉,2002)、かつ通常の砂岩では、斜長石比 べて含有量が少ないことが多い。このため、斜長石の溶解し始めた砂岩礫では、その溶解速度が、 風化の程度を支配すると推定される。その後の間隙率の増大や鉱物・元素の消失などの風化過程 については、基質の溶解した後の間隙分布、石英に対する斜長石、カリ長石の量比などが、どの ように影響するかについて天然の段丘礫の調査・分析を通じて検証していく必要がある。

以上に見てきたように、基質の鉱物の種類とその量比、岩石の組織の違いが岩石の溶解の速さ をかなりの部分で支配する要素であることが明らかになってきた。こうした情報は、年代の同じ 段丘間の段丘礫の風化程度の違いあるいは時代の異なる段丘の風化度の類似性を評価する上で、 有用となる可能性がある。

4) まとめ

本実験では、段丘礫の風化を模擬した室内溶解実験を実施した。

酸溶液中への岩石試料の浸漬とその前後の観察及び分析の結果から、砂岩を主とする堆積岩で は、初期間隙率の違いや基質の鉱物の溶けやすさの違いにより、溶解過程に差が生じることが確 認された。こうした実験結果から段丘礫の風化程度の差やばらつきの理解を客観的に説明できる と期待され、天然の事例の蓄積と実験データとの比較検討を行うことにより、天然における風化 をより定量的に理解・評価できる可能性をある。

(2) 段丘の対比・編年に関わる基盤情報の整備

1) 手順・方法

昨年度までの本事業において、我が国で柱状図の形で記載されている段丘を構成する地質、す なわち、段丘堆積物の基盤、段丘堆積物及びその被覆層に見られる、表 5.4.2・4 に示すような経 験的年代指標の情報整理を行った。具体的には、濱田・幡谷(2011)で実施された段丘の分布に 関わる文献調査を参考に、段丘を構成する地層の柱状図を収集・整理した。これを受けて、本年 度は、昨年までに収集できなかった文献情報の追加、段丘を構成する地質の層序に関わる既存の 知見の修正、再解釈により不確実性が大きいと考えられる段丘の編年がなされた地域の抽出など を行った。なお、ここで言う修正は、新しいテフラ層序データの反映や複数の先行研究のデータ の組合せからなどのことで、本研究独自で行う経験的指標に基づく解釈を含まないこれらの作業 をここでは単にコンパイルと呼ぶ。一方、緒言で述べた本研究の基本的な考え方に沿って実施し た経験的指標の観点からの見直しによって得られた編年の作業仮説をここでは(本研究の)再解 釈と呼ぶ。

| 対象段丘 構成物 | 着目対象 | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|
| 段 丘 堆 積 物 (特に、 礫 層) | 層厚、構成物(シルト、砂質シルトなど)、段丘礫表面の産状(色調・ 凹凸など)、段丘礫基質の締まり具合、段丘礫の風化殻の厚さ、ク サリ礫の有無、量、割合、程度など | | | | | |
| 段丘被 覆層 | 層厚、構成物(シルト、砂質シルトなど)、粘土化の程度、 クラックの有無、色調、火山灰層の有無、など | | | | | |
| 基盤 | 地層・岩石の種類、風化帯の色調、厚さ、硬さ、など | | | | | |

表 5.4.2-4 着目した経験的年代指標の例

結果・考察

追加で集めた文献・資料は、全部で443点である。収集範囲は、国土地理院5万分の1地形図 の図郭数にして194面(昨年比+29面)で、収集した柱状図の位置は1920箇所(昨年比+92箇 所)である(図 5.4.2-11)。本事業でここまでに収集した文献のリストを付録15「段丘の対比・ 編年の高精度化に関わる文献調査 収集文献一覧(2019 - 2021年度)」中に収録した。データの 追加はあったものの、西日本地域の方が、柱状図を見いだせなかった空白域(中国地方、四国地 方)が目立つ点は昨年度から変わらず、今後これらの地域についても、段丘を構成する地質の情 報をさらに拡充する必要がある。ただし、このことは、調査の初期において簡便に段丘の対比・ 編年に関わる情報を与えうると考えれば、本研究の重要性がこれらの地域で相対的に高くなりう ることも意味している。

以下に、ここまでに収集したデータのうち、濵田・幡谷(2011)に示された 50 地域(国土地 理院 1/5 万地形図の図郭単位)以外で、経験的指標がテフラ層序等の他の年代情報との関係が報 告されている地域でコンパイルした 24 地点の編年図(図 5.4.2-12)を示し、段丘を構成する地 質、本研究でいう経験的指標のいくつかについて俯瞰した結果を述べる。大局的には、昨年度ま でに見出された傾向は変わらず、濵田・幡谷(2011)で指摘した南北の変化傾向が見られる。繰 り返しになるが、柱状図記載に立ち戻りうること、つまりは、既存データの追跡性が高まったと 言えよう。



昨年度までに本事業で収集された箇所に加え、今年度補足した箇所を加えている。国土地理院の 1/5 万地形図の図郭のうちの 194 面から、1720 の柱状図・地質断面図を収集した。



図 5.4.2-12 テフラ層序等の他の年代情報と経験的指標の関係が報告されている 24 地域でコン パイルした編年図

濵田・幡谷(2011)の50地点以外のもの。凡例は図 5.4.2-13に同じ。

① 段丘堆積物

基本的に、昨年度までに得られた傾向から外れるようなデータは見出せなかった。

段丘堆積物としては、礫層、砂層及びシルト層が記載されており、特に内陸部の河成段丘にお ける記述が多い。ただし、日本全国を通じてみると、東日本と比べると、西日本では河成段丘自 体の記載例が少なく、段丘堆積物に関する記載も少ない。今年度も文献を収集したが、新たな文 献情報も極めて少なかった。従って、河成段丘の記載が見られる地域は、中部山岳地域、東海、 北陸地域、四国の山岳地域、九州の宮崎平野などと、依然限られている。

海成段丘については、礫層、砂層に関する記述があるものも存在するが、記載そのものがない ものが多く、今年度の追加情報も限られた。このため、海成段丘の段丘堆積物については、対比・ 編年に用いることのできる年代情報を含む性状の傾向を得ることが依然難しい。

一方、河成段丘については、これまでの成果をまとめると、数m以上の比較的まとまった厚さ を持つ礫層が発達していることが多く、これに砂層やシルト層を挟む場合もあったが、砂層やシ ルト層のみからなるような段丘堆積物は稀であった。河成段丘を構成する地層の記載の一般的な 傾向として、基本的に、高位の古い段丘で風化が強いことを示す記載が見られ、低位の新しい段 丘では新鮮あるいは未風化の状態を示す記載が見られ、中位の段丘ではそれらの中間的な性質の 風化状態が記載されている。段丘礫の風化の状態を具体的に示す表現としては、クサリ礫を含む、 クサリ礫化する、赤褐色を呈するといった礫の脆さや色調の変化に着目した表現が一般的である。 つまり、これらの情報は、段丘の形成年代を推定するうえでの情報として活用できると考えられ る。ただし、クサリ礫の記載を見ると、岩石種により風化のしやすさに違いがあることが確認さ れている例がある(濱田・幡谷, 2011)。例えば、寒川ほか(1985)では、奈良盆地に分布する 段丘の段丘礫について「チャート礫以外はクサリ礫になっている」との記載があり、チャート礫 は、あまり風化しないことが確認できる。逆に、花崗岩の礫は、他の岩石種の礫に比べて、風化 し易いとみられる(山中・八木, 1987; 幡谷, 2005 など)。

段丘礫の風化程度を評価する上で参考となる記述としては、段丘礫に形成される風化被膜の厚 さも挙げられる。風化被膜はすべての岩石種で認められるわけではないが、玄武岩、安山岩、砂 岩などで確認されており、形成年代の古い段丘のものほどその厚さが厚くなることが報告されて いる(栗山ほか,2006)。このため、風化被膜の厚さは、段丘形成年代の指標となるとされている (濱田,2012)。今回の文献からの情報収集についても、風化被膜の厚さに関する情報の抽出を試 みたが、厚さに関する記載は、ほとんど見られなかった。このため、風化被膜の厚さと段丘形成 年代の関係については、今後も野外での実例を蓄積し、信頼性を向上させていく必要がある。

2 段丘被覆層

段丘被覆層についても、昨年度までに得られた傾向から外れるようなデータはなかった。 段丘被覆層に関して、テフラ記載はもとより、層厚、色調、クラックの有無、粘土化の程度な どの情報を収集した。

まず、段丘被覆層の層厚は、一般的な傾向として高位の古い段丘で厚く、低位の新しい段丘で は薄い傾向が明瞭である。段丘被覆層は、ほとんどが風成堆積物からなるため堆積期間が長くな るほど、厚くなるのは、当然と考えられる。しかし、段丘被覆層に再堆積が生じるという事例も あるので(濱田・幡谷,2015)、注意が必要である。また、九州などの大量の火山灰の供給が推定 される地域では、若い年代の段丘にも厚い段丘被覆層が載っている事例が散見される。このよう なケースは、被覆層の再堆積も疑われる。

次に色調は、濱田・幡谷(2011)が整理した被覆層記載の共通性にもある通り、一般的な傾向 として高位の古い段丘で赤みを増し、記載内容としては、赤色土(ローム)、赤褐色土(ローム) などがある。低位の新しい段丘では、赤みが強いといった記載は見られず、より淡い褐色に近い 色調で表現されている。濱田・幡谷(2011)は地域差についても言及しているが、赤色土という 記載が、西日本では東日本よりも若い段丘(中位段丘)に散見される。

③ 段丘堆積物/礫層下の基盤

段丘基盤に関する文献上の記載としては、上記の段丘堆積物と段丘被覆層に関する記載に比べると非常に限られる。これは、基盤に段丘の形成年代に関する直接的な年代情報がないためと考えられる。昨年度の報告で、段丘堆積物あるいは段丘被覆層の風化の程度から、段丘の離水以降の風化の継続期間の情報を得られると考えれば、段丘の基盤上部の風化についても、対比・編年に活用できる情報が得られる可能性があると言及しているが、以前有用なデータは見出せなかった。

④ 経験的示標を重視した段丘対比・編年の具体化に向けた検討

本研究の目的は、既存の段丘対比・編年の枠組みの中に、各種の経験的指標の層位を位置づけ、 それらの経年変化を追うことで、経験的示標の汎用性、年代感を明らかにすることである。この ための基礎情報の整備として、段丘の現記載に対して新しいテフラデータ(新記載、降下年代の 更新など)に基づく再整理が必要である。さらに、この検討の過程では、テフラ層序に見られる 不確実性、つまりは、離水後から被覆層定着までの風成層の欠如に起因する編年の不確実性を評 価することも必要である。先にも触れたが、段丘対比・編年の誤り、特に年代の若取りは、隆起 量を過大に評価したり、誤った隆起量分布から導かれる誤った断層の運動像を与えたりするとい った影響がある。これに対して、経験的指標に基づく全国規模での経験則とデータ再解釈により、 誤りを修正する機会を与えるというのが、本研究の戦略である。これは、幡谷ほか(2006)で示 された段丘対比・編年戦略を踏襲するものである。機会を与えるとは、言い換えれば、優先度が 高い調査箇所、効果的なデータが得られる調査箇所など、具体的な調査の投資箇所を提示するこ ととも言い換えられる。

そこで、手順・手法の項でも触れたが、以下では、新しいテフラ層序データの反映など、経験 的指標に基づく解釈を含まない修正をコンパイル(図 5.4.2-13)、前述した基本的な考え方に沿 って実施した経験的指標の観点からの見直しによって得られた編年の作業仮説をここでは(本研 究の)再解釈と呼ぶこととし、段丘を構成する地質の情報整理を進めた。

図 5.4.2-13 にコンパイル・再解釈の事例を示す。九州の北東部、豊岡図福・宇佐図福に分布 する河成段丘群を取り上げた。まず、豊岡図郭のコンパイルでは、阿蘇4と段丘との関係が新た に報告され、その事実に沿って武蔵野面相当(MIS5c)とされていた竜王面の離水年代を阿蘇4 降下以降に修正した。さらに、現河床とほぼ平行な河川縦断形状に着目し、高海面期に形成され た段丘であるとの判断に基づき、再解釈としてその形成時期を MIS5 に絞った。一方、下末吉面 相当と考えられていた上ノ原 I・II 面が、それを覆う軽石堆積物の堆積年代が 60 から 70 万年前 とする見解が出たことに基づいて、MIS16-17 に形成された段丘面であると修正された。ただし、 一つ低位の段丘との比高はそれほど大きくなく、かつ、年代差が著しく大きいことから、上ノ原 I・II 面をそもそも段丘面として考えて良いか疑問が残る。一方的、東隣の宇佐図郭では、上ノ原 I・II 面に地形学的に対比される上位砂礫台地にくさり礫などの記載が見られ、年代がコントロー ルされた経験的指標情報となる。



図 5.4.2-13 段丘対比・編年のコンパイルと再解釈の例



3) まとめ・今後の課題

昨年度に続き、我が国に分布する段丘について、それらを構成する地質柱状図・断面図の収集 を行い、段丘堆積物、段丘被覆層、基盤の地質及び風化性状など、経験的年代指標に関わる情報 などを追加した。

これら収集・整理したデータに基づき、経験的示標を重視した段丘対比・編年の具体化に向け た検討を行った。まず、テフラ層序データ等の年代データがある地域の経験的指標を有する段丘 の編年について検討し、濵田・幡谷(2011)に矛盾する情報がないことを確認した。続いて、経 験的指標による再解釈の例示を行った。

テフラに過度に依存した段丘編年の不確実性、特に、隆起量の見積もりへの影響が大きい被覆 層の欠如に基づく段丘の形成年代の若取りの論点を示し、テフラ層序に代表される経験的示標以 外の情報を用いた段丘対比・編年の修正と、経験的示標重視の編年の再解釈を行なった。経験的 指標に基づくデータ再解釈により、誤りを修正する機会を与えるものである。言い換えると、優 先度が高い調査箇所、効果的なデータが得られる調査箇所など、調査計画立案の参考情報となる 具体的な調査の投資箇所を提示することにあたる。

今後は、経験的指標の出現する層位的な同時代性あるいは年代情報などの有無などを確認し、 さらには、コンパイルと再解釈を進めることが次のステップである。段丘礫の風化を指標とする 場合、本事業でも取り扱っている礫種による違いの解明も重要なテーマであることから、礫種の 違いを整理するなど、地域性への対応も課題である。併せて、日本全国で活用可能な段丘対比・ 編年の基礎情報としての充実と公表できる形への整備、先行研究で示された見解の修正箇所とそ の根拠を与える情報の整理を図ることが必要と考えられる。

(3) 野外調査による段丘構成物の風化性状調査

1) 調査対象の選定手順・方法

段丘構成物(段丘礫および段丘被覆層)の風化現象を指標とした対比・編年を行うためには、 各年代のそれぞれの構成物の風化性状を明らかにしておく必要がある。本事業に先行する過去の 事業である「高レベル放射性廃棄物等の地層処分技術に関する調査等事業(沿岸部処分システム 高度化開発)」(以下、「沿岸部」と略す)では、宮崎平野に分布する中位・高位の各段の段丘構成 層の野外観察ならびに採取試料の室内観察・分析を実施し、風化性状に関する情報を蓄積してき た。しかしながら、当事業では、低位段丘の良好な露頭が少なく、十分な調査・分析が行われて いない。このため、新鮮な風化前の河床礫から中位段丘の風化礫に至る風化過程のデータが不足 している。

今回、データの不足を埋めるため、再度、宮崎平野、一ツ瀬川流域の低位段丘の Lf4-1 段丘の 2か所の露頭の調査と露頭が得られない Lf3 段丘に対する1か所のピット調査を行った(図 5.4.2-14)。ピット候補箇所は、空中写真ならびに DEM を用いて調査対象とする段丘面上にある こと、ならびに掘削調査の障害とならない平地と候補として絞り込んだ後、現地確認を行って選 定した。

2) ピット壁面および露頭面観察・試料採取

それぞれ露頭柱状図、ピット壁面図を図 5.4.2-15 に示す。ピット壁面写真、露頭写真、スケッ チ、柱状図に示す通り、それぞれ、中位段丘などの風化した段丘礫に比べると新鮮に見える礫層 が確認された。

Lf3 段丘に掘削されたピット(石貫神社ピット)では、層厚 50cm 以上(下限未確認)の礫層 からなる段丘堆積物とこれを覆う粘土層およびテフラを挟むローム層、黒ボク層を確認した(図 5.4.2-16)。Lf4-1 面の露頭である、童子丸露頭では、少なくとも層厚1mの礫層からなる段丘堆 積物(図 5.4.2-17)、穂北露頭では、層厚1m 以上(連続露出は層厚1m 程度だが、下位に礫層 の露出を確認できる)の礫層とこれを覆う、砂層、ローム層を確認した。ピット、露頭の礫層の 礫は、砂岩を主とし、泥岩の混じる岩石種で構成されている。段丘礫、被覆層は、今後の風化性 状の観察・分析のため、試料採取を行った。各礫層からは、室内分析用に10 個以上の拳大程度の 礫を採取した。また、礫層を覆うローム層、砂層が確認されたピット、露頭では、火山灰分析等 ための試料を採取した。



図 5.4.2-14 露頭およびピット調査実施箇所 背景は国土地理院地図を使用



図 5.4.2-15 ピット壁面写真およびスケッチ



図 5.4.2-16 穂北露頭の柱状図および写真



図 5.4.2-17 童子丸露頭の柱状図および写真

5.4.3 まとめ

段丘対比・編年手法の整備・高度化の一環として、テフラから独立した経験的指標の信頼性・ 適用性の向上を目指し、段丘礫の風化を模擬した実験と段丘を構成する被覆層、段丘礫層、基盤 岩の風化性状に関する情報を収集するため、柱状図情報を収集する文献調査を実施した。

風化模擬実験については、砂岩を主とする堆積岩では、初期間隙率の違いや基質の鉱物の溶け やすさの違いにより、溶解過程に差が生じることが確認された。こうした実験結果から段丘礫の 風化程度の差やばらつきの理解を客観的に説明する上での基礎的なデータを得た。

また、文献調査では、段丘を構成する地質の柱状図情報の収集を行い、我が国に分布する段丘 について、それらを構成する地質柱状図・断面図の収集を行い、段丘堆積物、段丘被覆層、基盤 の地質及び風化性状など、経験的年代指標に関わる情報などを追加した。データが拡充されたが、 経験的指標の時空分布に見られる特徴に変化は特にないことを確認した。

今後は、風化作用を左右する条件を絞り込むべく実験データを蓄積し、天然の段丘礫の風化度 の定量的評価を目指す。このため、天然の段丘礫層の風化状態の調査及び実験結果の比較を行い、 段丘礫の礫種ごとあるいは露頭ごとの風化のばらつきの理解につなげ、経験的指標の信頼性・適 用性向上を行っていく。収集整理した文献中の段丘構成物の柱状図中の情報については、さらに 整理・比較・分析すすめ、日本全国での経験的指標の共通性・普遍性と地域性あるいは地質分布 などとの関係などについて明らかにしていき、経験的指標の適用方法の高度化を行う。収集した 段丘構成物の試料については、観察・分析を進め、間隙率、構成鉱物のなどの風化性状の変化を 明らかにすることで、新鮮な河床礫から中位段丘より古い段丘の風化過程、性状のつながりを理 解するためのデータを蓄積する。

引用文献

濱田崇臣,段丘の対比・編年の信頼性向上のための風化指標の検討(その2)段丘礫の風化状態の把握と対比指標の適用条件の提示,電力中央研究所報告,N12007,2012.

- 濱田崇臣, 幡谷竜太, 河成段丘を用いた内陸部隆起量評価手法の適用性の検討~経験的指標を重 視したアプローチ~(本編及び別冊付録), 電力中央研究所報告, N10050, 28p, 2011.
- 濱田崇臣, 幡谷竜太, 能登半島志賀町に分布する海成段丘のローム層に発達する斑紋構造の形成 時期, 日本地質学会第122年学術大会講演要旨, 2015.
- 幡谷竜太,柳田 誠,佐藤 賢,佐々木俊法,宮崎県陸前川崎盆地における海洋酸素同位体ステージ6 河成段丘の認定とその意義,第四紀研究,vol.44, pp.155-167, 2005.
- 幡谷竜太,河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討(2)那珂川沿いに分布する河成 段丘の層序,電力中央研究所報告,N05016,29p,2006.
- 木村克己, 巌谷敏光, 三村弘二, 佐藤喜男, 佐藤岱生, 鈴木祐一郎, 坂巻幸雄, 尾鈴山地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 137p., 1991.
- 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,122p.,2001.
- 栗山健弘,吉田英一,山本博文,勝田長貴,河岸段丘礫の表面風化にみる酸化フロントの形成と その移動速度,地質学雑誌 112, 2, 136-152, 2006.
- 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, 336p, 2003.
- 西山賢一, 松倉公憲, 風化による砂岩の岩石組織の変化:南九州における四万十帯砂岩の例, 地質 學雑誌, 108, 6, pp.410-413, 2002.
- 寒川旭・衣笠善博・奥村晃史・八木浩司, 奈良盆地東縁地域の活構造, 第四紀研究, 24, 2, 85-97, 1985.
- 鈴木茂之,砂岩のモード組成と化学組成からみた超丹波帯の古環境,地質学論集,第 38 号, pp.71-83, 1992.
- 山中英二, 八木浩司, 最終氷期における飯豊山地および朝日山地周辺の堆積段丘の形成, 東北地理, 39, 4, 283-301, 1987.
- 吉山 昭,柳田 誠,河成地形面の比高分布からみた地殻変動,地学雑誌,104,809-826,1995.

5.5 最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備

5.5.1 背景と目的

隆起・侵食に関する技術的課題の一つに、地形学的手法や年代測定などを用いた過去百万~数 十万前以降の隆起・侵食を把握するための技術の拡充がある。この課題において必要となるのが 日本列島の隆起・侵食速度に係るデータを網羅的に収集したデータベースである。そのようなデ ータベースとして現在利用できるもののうち、侵食速度に関するものは、ダム堆砂速度に基づい て算出された過去数十年間の侵食速度データ(藤原ほか,1999;長谷川ほか,2005)がある。また 隆起・沈降速度に関するものとしては、沿岸部の過去数十万年間の隆起速度データをまとめた海 成段丘アトラス(小池・町田編,2001)、約十万年間の隆起速度マップ(地質環境の長期安定性委 員会編,2011)並びにその文献データベース(野村ほか,2017)がある。しかし、これらのデータ ベースは、いずれも単一の時間スケールで算出された隆起・侵食速度のデータベースである。日 本列島の各地域で生じる将来の隆起・侵食の傾向・速度を予測するためには、隆起・侵食の時間 変遷過程の理解が不可欠であり、そのためには単一の時間スケールではなく様々な時間スケール (マルチタイムスケール)で生じる隆起・侵食速度に係るデータを網羅的に収集したデータベー スが必要である。

そこで昨年度までの本事業では、まず、侵食速度に関しては、日本列島におけるマルチタイム スケール侵食速度データベースの構築を目的として、全国を対象にダムの堆砂量データに基づく 数十年スケールの侵食速度データ、宇宙線生成核種法(TCN法)に基づいた数百~数千年スケー ルの侵食速度データ、及び熱年代法に基づく数百万~数億年スケールの侵食速度データを収集し た。加えて、収集した TCN 法に基づいた侵食速度と流域の平均傾斜との関係に基づき日本列島 における数百~数千年スケールの侵食速度分布図を作成した。一方、隆起速度に関しては、海成 段丘アトラス(小池・町田編,2001)の出版以降現在までに公開された論文・報告書のうち、過 去数十万年間に隆起・沈降傾向やその速度の変化が生じた可能性が高い場に関する文献を収集し、 文献データベースを構築した(平成31年度共同研究報告書の付録1;原子力機構・電中研,2020)。

今年度の本事業では、これまでの成果の拡充を目指し、隆起・沈降速度に関する文献データベ ースへ取り込んだ文献を対象に、日本列島における複数の時間スケールの隆起・沈降速度データ を収集し、その内容をまとめた。

5.5.2 隆起速度データマップの整備

(1) アプローチ

わが国における第四紀後期の地殻変動、特に隆起・沈降速度については、多くの地域で一様継 続性が成立していると考えられている(笠原・杉村, 1978; 松田, 1988)。その一方でわが国が属 するプレートの沈み込み帯では、過去数十万年間において隆起・沈降の傾向・速度に変化が生じ ている場が存在するといった事例も報告されている(例えば、Merritts and Bull, 1989; Gallen et al., 2014; Saillard et al., 2017)。第四紀地殻変動の一様継続性の評価をするためには、隆起・ 沈降速度を複数の時間スケールで推定し、これらを比較することが必要となる。昨年度の本事業 では、日本列島における過去数十万年間の隆起・沈降量に関する文献レビューを行い、その結果 を取りまとめた文献データベースを作成した(平成 31 年度共同研究報告書の付録 1; 原子力機 構・電中研, 2020)。今年度の本事業では、複数の時間スケールの隆起・沈降速度のデータの整備 を目的として、まず、日本列島における過去数千年間の隆起・沈降速度について検討している既 往文献を新たに収集した。対象とした文献・報告書は、原則として海成段丘アトラス(小池・町 田編, 2001)が出版された 2001 年から現在までに出版されたものとした。そして、今年度収集し た文献と昨年度に作成した文献データベースの文献から、過去数千年間と数十万年間の隆起・沈 降速度に関するデータを収集し、異なる時間スケールの隆起・沈降速度データの比較を実施した。 以下に、隆起・沈降速度に関するデータ収集と検討結果について詳述する。

(2) データ収集と解析

昨年度の本事業における文献データベースに収録した文献に加えて、今年度新たに収集した文 献から、隆起・沈降速度に関する情報を抽出し、取りまとめた。収集したデータは、隆起・沈降 速度、算出に用いた指標、指標の形成時期及び離水年代などである。文献で、隆起・沈降速度の 具体的な数値を言及していない場合には、文献中に示されている段丘面の比高や年代測定結果な どから隆起・沈降速度の推定値を算出した。本事業で対象とした文献の対象範囲を図 5.5.2-1 に 示す。



図 5.5.2-1 過去数千年間及び数十万年間に隆起・沈降の傾向・速度に係る研究が行われた地域 主として 2001 年以降に出版された文献データに基づく。図中の番号は付録 17 の文献リストの 番号に対応し、そのうち青字は文献データベース(平成 31 年度共同研究報告書の付録 1; 原子力 機構・電中研, 2020) に掲載済みの文献番号、赤字は本事業で追加した文献番号を示す。プレート 境界は、Loveless and Meade (2010)を基に作成。

(3) 結果と考察

これまで、野村ほか(2017)が過去十万年間の隆起・沈降量に関する既往研究を収集し、隆起・ 沈降速度データを取りまとめている(図 5.5.2-2)。収集された隆起・沈降速度は、主に海洋酸素 同位体ステージ(MIS) 5e の最終間氷期極相期(約 12.5 万年前) に形成された海成段丘や、河 成段丘の比高を指標として算出している(野村ほか, 2017)。



図 5.5.2-2 過去数十万年間の隆起・沈降速度分布(野村ほか,2017) 隆起・沈降速度データは、野村ほか(2017)に基づく。



図 5.5.2-3 過去数十万年間の隆起・沈降速度分布(本事業追加分) 隆起・沈降速度データは、既往文献に基づく。



図 5.5.2-4 過去数千年間の隆起・沈降速度分布(本事業追加分) 隆起・沈降速度データは、既往文献に基づく。

上記(2)節で抽出した隆起沈降速度データを基にして、数十万年間および数千年間の隆起沈降速 度データマップを作成した(図 5.5.2・3~図 5.5.2・4)。本作業で作成した隆起沈降速度データマ ップ(図 5.5.2・3~図 5.5.2・4)と、既往のデータマップ(野村ほか,2017;図 5.5.2・2)を比較す る。まず数十万年間のデータマップ(図 5.5.2・3)については、データ数が大きく違うため単純比 較はできないが、野村ほか(2017)のデータマップと似た傾向がみられる。例えば、室戸半島、 駿河湾西岸および房総半島では共に 0.6 mm/年以上と高く、また三陸沿岸〜出羽山脈周辺では 0 ~0.6 mm/年とデータ幅が同程度である。すなわち、数十万年間の隆起・沈降速度については、海 成段丘アトラス(小池・町田編,2001)が出版された 2001年以降、それまでの知見に大きく反す るようなデータは報告されていないと言える。

一方、数千年間の隆起沈降データマップ(図 5.5.2・4)と数十万年間の野村ほか(2017)のデ ータマップ(図 5.5.2・2)を比較すると、数千年スケールでは隆起から沈降へ傾向が変化している 地域と、隆起傾向が継続している地域がみられる。前者の例としては三陸沿岸など、後者の例と しては室戸岬や房総半島などを挙げることができる。前者に関し、三陸沖の日本海溝は、造構性 侵食が卓越する沈み込み帯と考えられている(山本, 2010)が、造構性侵食作用が起きると、地 殻物質が削剥されマントルに引きずり込まれ、前弧域の広域的な沈降が生ずる(例えば、 Hashimoto et al., 2008)。数千年スケールでみたときに沈降傾向となるのは、このような造構性 侵食作用による沈降が影響している可能性がある。また後者に関し、室戸岬や房総半島は、とも に付加作用が卓越する沈み込み帯に位置し、海成段丘がよく発達していることが知られている(小 池・町田編, 2001; Matu'ura, 2015; 宍倉・宮内, 2001)。このような地域では、数十万年間と数千 年間の隆起沈降データマップにおいて、継続して隆起傾向であるようにみえる。しかし、全国を 対象として時間スケールによる隆起沈降速度の変化の傾向を把握評価するためには、特に、数千 降速度データの拡充が必要であると考えられる。

本事業で抽出した数十万年間の隆起沈降速度データと、野村ほか(2017)のデータとを組み合わせて、隆起沈降速度分布を5万分の1地形図のグリッドで示した(図 5.5.2・5)。グリッド表示に際しては、各グリッド内に含まれるすべての隆起沈降速度データの平均値、最小値、最大値および標準偏差を算出した。図 5.5.2・5 はその内の平均値を示したものである。隆起沈降速度データがないグリッドについては、黒塗りで表示している。西日本の内陸部では、既往文献では隆起沈降速度データが報告されていないため広い領域が黒塗りとなっているが、それ以外の地域については分布をみると、隆起沈降速度分布にその地域ごとの地殻変動の特徴が表れている。例えば、プレート収束境界に位置する房総半島、伊豆・駿河湾、室戸半島や、東西圧縮応力場にある東北日本弧の日本海沿岸では0.6 mm/年以上と早い隆起速度となっている。また東北日本弧の出羽山脈周辺や、石狩低地帯東縁断層帯付近などの地域では隆起速度が0.3~0.6 mm/年であり、房総半島や室戸岬などの地域に次いで速い隆起速度となっている。



野村ほか(2017)のデータと本業務で抽出したデータを用いて作成した。

5.5.3 まとめと課題

日本列島全域を対象として、過去数十万年間及び数千年間の隆起・沈降速度の取りまとめを行った。野村ほか(2017)のデータベースを基に、海成段丘アトラス(小池・町田編,2001)以降 に出版された隆起・沈降に関する文献を収集し、リスト化するとともに、隆起・沈降速度の情報 を抽出した。これにより、過去数十万年間及び数千年間の2つの時間スケールにおける隆起・沈 降速度の全国分布の見取り図を作成することができた。数千年スケールの隆起・沈降速度につい てはまだデータ数が少ないため、これを拡充することが今後の課題として挙げられる。

引用文献

- 藤原 治, 三箇智二, 大森博雄, 日本列島における侵食速度の分布, サイクル機構技報, vol.5, pp.85-93, 1999.
- 長谷川 浩一, 若松 加寿江, 松岡昌志, ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布, 自然災害科学, vol.24, pp.287-301, 2005.
- Hashimoto, C., Sato, T. and Matsu'ura, M., 3-D simulation of steady plate subduction with tectonic erosion: current crustal uplift and free-air gravity anomaly in northeast Japan, Pure and Applied Geophysics, vol.165, pp.567-583, 2008.
- 笠原慶一, 杉村 新, 変動する地球 I, 岩波書店, 320p, 1978.
- 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,122p,2001.
- Gallen, S.F., Wegmann, K.W., Bohnenstiehl, D.R., Pazzaglia, F.J., Brandon, M.T. and Fassoulas, C., Active simultaneous uplift and margin-normal extension in a forearc high, Crete, Greece, Earth and Planetary Science Letters, vol.398, pp.11-24, doi:10.1016/j.epsl.2014.04.038, 2014.
- Loverless, J.P. and Meade, B., Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, Journal of Geophysical Research, vol.115, B02410, doi:10.1029/2008JB006248, 2010.
- 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, pp.599-603, 1988.
- Matsu'ura, T., Late Quaternary uplift rate inferred from marine terraces, Muroto Peninsula, southwest Japan: Forearc deformation in an oblique subduction zone, Geomorphology, vol.234, pp.133-150, 2015.
- Merritts, D. and Bull, W.B., Interpretaing Quaternary uplift rates at the Mendocino triple junction, northern California, from uplifted marine terraces, Geology, vol.17, pp.1020-1024, doi:10.1130/0091-7613(1989)017<1020:IQURAT>2.3.CO;2, 1989.
- 日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,平成 31 年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に 関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発 報告書,251p,2020.
- 野村勝弘,谷川晋一,雨宮浩樹,安江健一,日本列島の過去約十万年間の隆起量に関する情報整理,日本原子力研究開発機構,JAEA-Data/Code2016-015,dio:10.11484/jaea-data-code-2016-015 49p,2017.
- Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J.P., Chlieh, M., Hall, S.R., Husson, L. and Farber, D.L., From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean megathrust, Tectonics, vol.36, pp.241-256, doi:10.1002/2016TC004156, 2017.

- 宍倉正展,宮内崇裕, 房総半島沿岸における完新世低地の形成とサイスモテクトニクス, 第四紀 研究, vol.40, no.3, pp.235-242, 2001.
- 地質環境の長期安定性研究委員会編, 地質リーフレット 4 日本列島と地質環境の長期安定性, 日本地質学会, 2011.
- 山本伸次,構造浸食作用-太平洋型造山運動論と大陸成長モデルへの新視点-,地学雑誌, vol.119, no.6, pp.963-998, 2010.

5.6 まとめ

隆起・侵食に関する調査・評価技術においては、我が国の山地・沿岸・海底で生じた過去数万 ~百万年間の隆起・侵食の傾向・速度の評価に必要となる技術の開発・整備を進めた。個別課題 は、次の5課題、すなわち、「熱年代法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備」、内陸部と沿岸 部の離水地形を対象とした「離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度 化」、沿岸堆積平野を対象とした「隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備」、「陸域の 隆起・侵食傾向の外挿による沿岸海域の隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年 技術の高精度化に関する検討」、日本列島全域を対象とした「最新知見を踏まえた隆起・侵食デー タマップの整備」に分かれる。これら個別課題において得られた成果のまとめについては、各節 の最終項において既に述べた。そこで、ここでは、個別課題において得られた成果の地層処分事 業への反映という観点で総括する。

・熱年代法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備

本課題においては、光ルミネッセンス(OSL)熱年代と大深度ボーリング試料、U-Pb 年代測定 とチタン温度計分析、Al-in-Hbl 地質温度・圧力計と U-Pb 年代測定、熱年代学的手法・宇宙線生 成核種(TCN)法及び河川縦断形解析といった、様々な既存手法の組み合わせ・高度化により、 主に内陸の侵食卓越地域を対象として、多様な時空間スケール/地質学的条件における隆起・侵 食評価手法の整備を進めてきた。その結果、各アプローチの適用性について、見通しを得ること ができた。今年度の特筆すべき成果としては、以下の2点が挙げられる。一つ目は、U-Pb年代 測定とチタン温度計分析において、トリプル四重極型の質量分析装置を用いることで、ジルコン 結晶の内部構造に対応する空間分解能での測定が可能になったことである。これにより、花崗岩 体の固結時に結晶化した箇所を正確に特定し、それに対応する年代を得ることが可能となり、各 種の熱年代手法や、Al-in-Hbl 地質温度・圧力計と U-Pb 年代測定に基づいた侵食速度評価の高精 度化が期待できる。二つ目は、河川縦断形解析において、マルコフ連鎖モンテカルロ法の導入に より、推定された隆起速度が持つ不確実性を評価できる可能性が示されたことである。実際の河 川縦断形への適用や計算パフォーマンスの向上などが今後の課題ではあるが、隆起速度の不確実 性を考慮することで、今後、熱年代や TCN 法による侵食評価結果との比較・統合が、より適切 に実施できることが期待できる。一方、本課題全体を通じた今後の重要課題としては、10万年ス ケールの侵食史の推定技術の更なる整備が挙げられる。OSL 熱年代を用いた検討を継続すると 同時に、今年度はコロナ禍のため実施できなかったが、電子スピン共鳴(ESR)熱年代の実用化・ 検証を進めていくことが望まれる。

・離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化

本課題においては、適用年代範囲が数十万年前に及ぶ長石の赤外光ルミネッセンス(IRSL)年 代測定法と石英の宇宙線生成核種(TCN)年代測定法の離水地形への適用を重点的に進めた。具 体的には、内陸部に発達する環流旧河谷(穿入蛇行跡に形成される地形)に残された旧河床堆積 物に対して IRSL 年代測定を行うとともに、沿岸部に発達する海成侵食段丘に対して TCN 年代 測定を行った。今年度の特筆すべき成果としては、TCN 法を用いた離水地形の編年について、適 用可能な条件を整理・検証できたことが挙げられる。すなわち、深度プロファイルに基づいた TCN 法により高精度の編年を行うには、離水以降の侵食または堆積の厚さが約 3m 以内である必要が あると予測され、土佐湾沿岸を対象とした事例研究により実証された。この成果は、概要調査に おいて離水地形に基づいた隆起速度評価を実施する際に、実践的な知見となることが期待できる。 今後は、より古い時代の海成段丘が多段に発達している能登半島での事例を通じて、さらなる検 証と知見の収集が望まれる。

隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備

本課題においては、沿岸堆積平野である関東平野の隆起域と沈降域の境界域を事例に過去数十 万年間の正確な地殻変動量や地殻変動の時空間変遷についての実態を解明するとともにそのため に必要な手法の整備を行った。今年度の成果の要点は、以下の2点である。一つ目は、本事業で 実施してきた多様な分析項目を整理し、一連の調査スキームを構築したことである。このスキー ムに従って、オールコアの堆積物の解析を進めていくことで、堆積層の解析、海成層上限/潮間 帯の認定、堆積年代の推定、地殻変動速度の推定という流れを、効率的かつ効果的に進めていく ことが可能となった。このスキームは、沿岸堆積平野を対象とした概要調査に活用することが期 待できる。二つ目は、MIS11(約40万年前)以降の地殻変動速度を推定した結果、約10万年オ ーダーでの沈降の鈍化が示されたことである。このことは、隆起・沈降の境界域においては、地 層処分事業が対象とする数万~10万年の時間スケールでも、地殻変動の速度や傾向が変化し得る ことを意味しており、文献調査や概要調査の際には留意されるべき知見であろう。

・隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討

過去数十万年前以降の隆起・侵食量評価の信頼性向上に資するため、段丘の対比・編年技術の 信頼性向上、高精度化を目的として、わが国の段丘を構成する地層の風化の様式・性状に関する 既存情報の収集・整理、および編年指標となる段丘礫の風化現象把握のための岩石風化の模擬実 験を実施した。また、風化性状に関するデータの不足する低位段丘の構成層のピット調査、露頭 調査および礫層試料採取を行った。風化模擬実験では、溶解様式、溶解速度は、岩石が初生的に 持つ間隙率、炭酸塩鉱物や粘土鉱物などの構成鉱物の種類・量比により差が生じることが確認さ れた。また、初生的に間隙率が高い砂岩では、溶解の進展が早くなることが確認された。段丘を 構成する地質柱状図・断面図の収集については、経験的年代指標に関わる情報を追加して収集し、 段丘対比・編年の基盤情報の整備を進めた。クサリ礫や赤色土などの経験的指標の記載される段 丘には、層位的な同時代性あるいは時空分布の広域的な共通性が見られることを再度確認した。 また、経験的指標に着目した文献情報の再解釈により、段丘編年の不確実性、特に、隆起量の見 積もりへ影響する、段丘の形成年代の若取りの例があることを確認した。概要調査で用いる調査・ 評価技術および支援データとして提示していくためには、今後は、これまでの検討結果を踏まえ て、風化作用を左右する条件を絞り込むべく実験データを蓄積し、天然の段丘礫の風化性状の調 査・分析を進め、段丘対比・編年指標の定量的評価法と活用法の具体化を進める。収集整理した 文献中の段丘構成物の柱状図中の情報については、日本全国で活用可能な段丘対比・編年の基礎 情報としての充実と公表できる形への整備を進めるとともに優先度が高い調査箇所、効果的なデ ータが得られる調査箇所など、調査計画立案の参考情報となる具体的な調査の投資箇所の提示に あたる。

・最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備

本課題では、文献調査に資するデータベースの整備を目的として、日本列島全域を対象に様々 な時間スケール(マルチタイムスケール)の隆起・侵食の傾向・速度に関するデータ・知見の収 集・整理を行なった。昨年度までは、主に侵食速度のデータについて、データの収集と見取り図 となる全国マップの作成を行った。すなわち、堆砂量データに基づく数十年スケールの侵食速度 データ、TCN 法に基づいた数百~数千年スケールの侵食速度データ及び熱年代に基づく数百万~ 数億年スケールの侵食速度データを収集・整理したマルチタイムスケール侵食速度データベース が作成されていた。これらに加えて、今年度の本事業により、隆起速度についてもデータを収集 し見取り図を整備した。対象となったのは、更新世段丘に基づく数十万年スケールの隆起速度と、 完新世段丘及び完新統に基づく数千年スケールの隆起・沈降速度である。以上の成果により、2021 年現在までに得られている日本列島の隆起・侵食速度に関する知見の整理は一段落し、地層処分 事業の際の参考資料として提示できる全国マップの形で取りまとめることができたと言える。 く後は、これらの全国マップを基に、随時新たな知見を反映してアップデートを行っていくことが 望まれる。 本事業は、「地層処分研究開発に関する全体計画(平成 30 年度~平成 34 年度)」において整理 された研究課題のうち、火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動、隆起・侵食のそれぞれの 自然現象の影響に関連して示された以下(1)~(4)の内容に対して、地質学、地形学、地震 学、測地学、地球化学、地球年代学といった各学術分野における最新の研究を踏まえた技術の適 用による事例研究を通じ、課題の解決に必要な知見の蓄積や調査・評価技術の高度化を総合的に 進めたものである。また、本事業の実施においては、対象としたそれぞれの自然現象について、 高レベル放射性廃棄物の地層処分や原子力関係施設の評価等を背景とした研究開発に多くの実績 を有する原子力機構及び電中研が共同で実施し、各機関が有している知見・技術を相互補完的に 利用することで、地層処分システムへの自然現象の影響の観点に対して効果的・効率的な成果の 創出を目指した。以下に、本事業の令和2年度の実施内容と主な成果を示す。

(1) 火山・火成活動に関する調査・評価技術

火成活動が地層処分システムに及ぼす影響については、マグマの貫入や噴出による処分施設及 び廃棄体の直接的な破損などが想定されている。そのため、サイト選定ではその影響範囲を回避 する必要があるが、背弧域において現在火山のない場所においても、将来新たな火山が発生する 可能性を考慮すべきであることが指摘されている。このことから本事業では、将来の火成活動に 係る評価の信頼性を向上させるための知見として、1)マントル内の流体分布・移動、及び2)地 殻・マントル最上部におけるマグマの活動範囲について検討した。

「マントル内の流体分布・移動に関する検討」では、昨年度までに引き続き、マントル・ウェ ッジにおける詳細な流体分布を把握するための地震波トモグラフィに必要となる P 波及び S 波 到達時刻データの収集を継続した。今年度は、特に浅発地震のデータを拡充し、3 年間の総数で P 波と S 波でそれぞれ、311,702 個及び 295,907 個のデータを検測することができた。これらの データを活用することにより、処分事業におけるサイトスペシフィックな観点においても、地下 深部の流体分布・移動に関する検討に供することができると考えられる。

「マグマの影響範囲に関する検討」では、地殻浅部におけるマグマの長距離水平移動(岩脈の 伸展)に対する評価について、放射状岩脈の分布範囲に係る解析手法を検討するとともに、マグ マの水平移動に係る国内外の既存知見の整理に着手した。放射状岩脈の分布範囲に係る解析では、 GIS を活用し、代表的な第四紀火山の火山体底面の形状、面積、重心などの地形パラメータを計 測するとともに、標高ごとの各パラメータから放射状岩脈の三次元的な分布範囲について検討し た。その結果、標高-重心位置平面図に基づき、火道の安定性、ひいては火山体を形成した放射 状岩脈の分布域を把握できる可能性が示唆された。今後、本解析手法を広域応力場やマグマ化学 組成などが異なる様々な火山体に適用することにより、岩脈の伸展の要因に関する検討に活用で きることが期待される。マグマの水平移動に係る国内外の既存知見の整理については、既存の地 質図幅などに基づき、日本国内の第四紀火山に関連する岩脈類の分布に関するデータ収集に着手 するとともに、世界中のプレート収束・発散境界もしくはホットスポット上における火山及び火 成活動が生じている地域を対象に、岩脈形成や岩脈の伸展に関する情報の収集・整理を行った。 情報収集の結果、現在活動している火成活動のうち、マグマの水平移動距離(岩脈の長さ)が15 km を超える事例のほとんどは、プレート開口域に分布するものであることが分かった。ただし、 地質時代においては数 100 km を超える事例も把握しており、今後、現世のみならず地質時代の 事例の情報収集も望まれる。

(2) 深部流体に関する調査・評価技術

地下深部から地表付近に流入する深部流体は、地質環境の化学場や熱環境へ影響を与える可能 性が指摘されており、その流入の可能性や影響を適切に評価するための知見の蓄積が求められて いる。このため本事業では、1)深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積、2)深部流体の熱的特 徴に係る知見の蓄積、および3)深部流体の移動経路に関する検討を実施した。

「深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積」では、深部流体の移動・混合の特性を調査・評価 する技術の整備に資することを目的に、深部流体の移動・流入プロセスの類型化、スラブ起源水 の判別指標となりうる元素・同位体等の調査、ならびに粘土鉱物の圧縮抽水試験による水質形成 メカニズムの検討を行った。深部流体の移動・流入プロセスの類型化においては、既存の文献情 報に基づき、水理地質構造、水質形成プロセス等の違いを考慮して、移動・流入プロセスに係る 概念モデルを7つの型に類型化することが出来た。スラブ起源水の判別指標となりうる元素・同 位体等の調査においては、Sr安定同位体比から地下水の起源や混合に関する情報が得られる見通 しを得た。ヨウ素同位体比、Li・B 同位体比、微生物 DNA の検討については、さらなる事例の 蓄積による検証が必要であるが、判別指標となり得る見通しを得た。室内実験においては、海水 を浸潤させたモンモリロナイトの圧縮において間隙水組成が大きく変化するのは、モンモリロナ イトの膨潤特性や鉱物表面の荷電が影響していることが主な理由と考えられた。イオンフィルト レーションの可能性もあることから、引き続きメカニズムを詳細に検討する必要がある。今後、 判別指標の検討、室内実験による水質形成メカニズムの解明を継続して化学的知見を蓄積し、類 型化した水理地質構造等と併せて検討することで、処分システムに及ぼす深部流体の影響を化学 的特徴から判断・評価できる手法を整理していくことが課題となる。

「深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積」においては、深部流体起源の熱水活動の温度や滞留 時間などの検討を目的として、有馬地域における事例研究に着手した。有馬地域の白水峡付近の 熱水変質露頭で、現地踏査を実施したところ、熱水起源と考えられる数 mm 幅のスメクタイト脈 が随所で観察されたが、地質温度計の適用が期待できる大規模な熱水脈は確認できなかった。こ のような状況を踏まえて、熱水の移行経路となっている可能性がある断層を中心として、周辺の 母岩試料を、熱年代解析に供する目的で採取した。採取した岩石試料は、アパタイトの含有量は 乏しかったが、ジルコンは熱年代解析が期待できる含有量が確認できた。今後は、これらのジル コンを対象とした熱年代解析を実施していくことが課題となる。

「深部流体の移動経路に関する検討」では、紀伊半島本宮地域と有馬温泉地域を事例とした S 波スプリッティング解析により、地殻内クラック方向と推定される速い S 波の振動方向が周辺と 高角度に斜交する地域が、深部流体の移動経路になっている可能性が示された。また、本宮地域 で着手した割れ目性状と湧水(温泉の自然湧出)の関係の検討により、割れ目密度が高く、速い S 波の振動方向と調和的な割れ目方向を持つ露頭で、割れ目群の特徴が変化する境界部や、隣接 割れ目の交差角度が大きい割れ目の密集域が湧水地点となっている可能性が示された。これらの 特徴は、深部流体の移動経路となり得る場所を把握する調査の手がかりとなる可能性があり、解 析事例の蓄積を図ることが課題となる。

(3) 地震・断層活動に関する調査・評価技術

本事業では、1)活断層地形が不明瞭な地域における活構造の検出及びそれらの力学的影響範囲の把握のための調査技術・研究事例の提示、2)上載地層がない場合の断層の活動性評価及び活動時期の推定に関して高度化した手法の提示、3)地震・断層活動に伴う水理学的影響に関わる地下深部の流体リザーバーの有無や分布、湧水の起源やその供給経路に関する知見の提示を目標とした。
「活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法の検 討」について、昨年度までに、概要調査に適用可能な形で、地球物理学、地形学、地質学的手法 を組み合わせた調査・評価手法をパッケージとして提示した。今年度は、地球物理学的検討(稠 密 GNSS 観測)と地質学的検討(応力逆解析)の精度・信頼性の向上の検討を南九州せん断帯を 対象に継続するとともに、応力逆解析の適用として 1984 年長野県西部地震の余震域を対象とし た事例研究に着手した。概要調査への適用を想定した稠密 GNSS 観測については、様々な地域に 対応できるよう、データ解析のフロー図と、各段階の補正方法を示した。応力逆解析については、 現地調査によりデータ増加を図るとともに、別途地震学的に求められた応力場を用いたミスフィ ット角の解析を行い、両解析がともに 1997 年鹿児島県北西部地震の余震域において、帯状の活 構造の伏在を示唆する結果が得られ、信頼性が向上したものと考えられる。1984 年長野県西部地 震の余震域については、調査・評価手法パッケージの適用として、公開データによる地球物理学 的検討、地形学的検討を行った上で地質調査と応力逆解析に着手し、現在のテクトニックセッテ ィングと調和的な活構造の伏在を指摘しうるデータが得られているが、データ数は不十分であり、 長野県西部地震の震源断層規模の地質構造の伏在は先見情報無しに指摘できない。そこで、地質 学的検討を継続し、適用事例の増加を図ることが課題である。

「断層の活動性評価指標を提示するための分析・試験、年代測定による検討」では、上載地層 法が適用できない基盤岩中の破砕帯などの活動性評価手法の整備を目的として、放射年代測定法、 機械学習、石英水和層の三つの手法に基づいた検討を継続して実施した。IRSL 法については、 断層運動に伴う熱影響を検出できる可能性が示され、実際の水熱条件下での実験データの取得が 課題となる。熱年代による断層活動性評価手法の高度化検討では、非加熱試料の(U-Th)/He 年代、 U-Pb 年代、FT 年代、FT 長のデータを取得し、今後の水熱加熱試料との比較は FT 長測定によ る方法が有力と判断された。粘土鉱物を対象とした K-Ar 法による検討については、断層の影響 を確認するための粉砕試料や天然試料の年代測定を継続した。機械学習では、データ拡充と統計 学的に妥当性の高い線形判別分析を実施するとともに、Rb 、Sr、Ba などの判別に寄与する元素 が粘土鉱物中の層間イオンとして存在する可能性が示され、元素の挙動にも着目して今後の検討 を継続する。石英水和層については、地表付近の断層運動を模擬した摩擦実験を行った結果、明 確な水和層の発達を示す積極的な証拠は検出できなかった。本事業で実施した基盤岩中の破砕帯 等の活動性評価手法は、概要調査のみならず精密調査の段階でも必要な技術であり、地層処分事 業以外でも原子力サイトの安全性評価や地震の長期予測等の観点からも有用な情報を提供する手 法開発であると考えられる。

「地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討」では、地震後に年単位で地下水流出が 継続した 2011 年 4 月の福島県浜通りの地震と、1960 年代の松代群発地震の震源域周辺(いわき 地域、松代地域)を対象事例とし、S 波スプリッティング解析を行った。いわき地域では、速い S 波の振動方向の地震前後の分布からは長期湧水の発生を予測しうる特徴は見いだせなかったが、 速い S 波と遅い S 波の到達時間差の指標は長期湧水箇所の付近で大きい場合があり、流体の影響 が示唆されるため、地震データの蓄積が望まれる。松代地域の湧水域は、MT法電磁探査及び地 震波トモグラフィにより把握される深部の流体賦存域からの水の上昇域に位置し、さらに S 波ス プリッティング解析により示される、西北西 - 東南東方向及び北東 - 南西方向のクラック卓越領 域の交差部に位置しており、湧水発生場所の条件として地下深部の流体賦存域の存在と流入経路 としての卓越クラック方向の交差領域の存在が考えられる。また、松代地域では割れ目分布の検 討に着手し、露頭の割れ目の平均的方向とリニアメントや松代地震断層の開口割れ目との対応、 S 波スプリッティングによるクラック卓越方向と松代地震断層の割れ目帯との対応など、観察規 模ごとの階層性が示唆されており、今後は試料規模のマイクロクラックや広域の割れ目分布など、 データの蓄積が課題である。

(4) 隆起・侵食に関する調査・評価技術

本事業における隆起・侵食に関する調査・評価技術の研究開発では、我が国の山地・沿岸・海 底で生じた過去数万~百万年間の隆起・侵食の傾向・速度の評価に必要となる技術の開発・整備 を進めた。個別課題は、次の5課題、すなわち、1)熱年代学的手法などを用いた隆起・侵食評価 手法の整備、2)内陸部と沿岸部の離水地形を対象とした「離水地形のマルチ年代測定に基づく隆 起・侵食速度推定技術の高度化」、3)沿岸堆積平野を対象とした「隆起・沈降境界域における地 殻変動評価技術の整備」、4)陸域の隆起・侵食傾向の外挿による沿岸海域の隆起・侵食量評価手 法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討、5)日本列島全域を対象とした 「最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備」である。

「熱年代学的手法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備」においては、光ルミネッセンス (OSL)熱年代と大深度ボーリング試料、U-Pb年代測定とチタン温度計分析、Al-in-Hbl地質温 度・圧力計とU-Pb年代測定、熱年代学的手法・宇宙線生成核種(TCN)法及び河川縦断形解析 といった、様々な既存手法の組み合わせ・高度化により、主に内陸の侵食卓越地域を対象として、 多様な時空間スケール/地質学的条件における隆起・侵食評価手法の整備を進めた。その結果、 各アプローチの適用性について、見通しを得ることができた。

「離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化」においては、適用年 代範囲が数十万年前に及ぶ長石の赤外光ルミネッセンス(IRSL)年代測定法と石英の宇宙線生成 核種(TCN)年代測定法の離水地形への適用を重点的に進めた。具体的には、内陸部に発達する 環流旧河谷(穿入蛇行跡に形成される地形)に残された旧河床堆積物に対する IRSL 年代測定法 の適用と、沿岸部に発達する海成侵食段丘に対する TCN 年代測定の適用について、さらなる知 見と事例の蓄積のため、新たな事例地域での研究に着手した。また、海成侵食段丘に対する TCN 年代測定の適用については、手法の適用性と年代の適用限界について、モデル計算と事例研究を 通じて、より厳密な見通しを得ることができた。

「隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備」においては、沿岸堆積平野である関東 平野の隆起域と沈降域の境界域を事例に過去数十万年間の正確な地殻変動量や地殻変動の時空間 変遷について、必要な調査手法を一連のスキームとして整備した。このスキームは、概要調査に おいて、沿岸堆積平野を対象とした地殻変動評価を実施する際に利用できると期待できる。また、 復元された過去約40万年間の地殻変動パターンは、約10万年オーダーでの沈降速度の鈍化を示 した。このような成果は、隆起と沈降の境界域では約10万年オーダーでも地殻変動の速度や傾 向が変化し得る可能性を示しており、文献調査や概要調査の際に同様な地域を対象とする際に重 要な知見となることが期待できる。

「隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討」にお いては、段丘対比・編年手法の整備・高度化の一環として、テフラから独立した経験的指標の信 頼性・適用性の向上を目指し、段丘礫の風化を模擬した実験、及び段丘を構成する被覆層、段丘 礫層の風化性状に関する情報を収集するため、柱状図情報を収集する文献調査を実施した。風化 模擬実験については、砂岩を主とする堆積岩では、初期間隙率の違いや基質の鉱物の溶けやすさ の違いにより、溶解過程に差が生じることが確認された。こうした実験結果から、段丘礫の風化 程度の差やばらつきの理解を客観的に説明する上での基礎的なデータを得た。また、文献調査で は、我が国に分布する段丘について、それらを構成する地質柱状図・断面図の収集を行い、段丘 堆積物、段丘被覆層、基盤の地質及び風化性状など、経験的年代指標に関わる情報などを追加し た。これによりデータが拡充されたが、経験的指標の時空分布に見られる特徴に変化は特にない ことを確認した。今後、段丘礫の風化現象に係る条件把握のための実験データの蓄積、及び天然 の段丘礫の風化性状の調査・分析を継続し、段丘対比・編年指標の定量的評価法と活用法の具体 化を進めるとともに、日本全国で活用可能な段丘対比・編年の基礎情報の整備を進める。

「最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備」においては、文献調査に資するデータ ベースの整備を目的として、日本列島全域を対象に様々な時間スケール(マルチタイムスケール) の隆起・侵食の傾向・速度に関するデータ・知見の収集・整理を行なった。過年度はマルチタイ ムスケールの侵食速度データを整備したのに対し、今年度はマルチタイムスケールの隆起・沈降 速度について取りまとめを行った。主に 2001 年以降の既往文献に基づいて、更新世段丘、完新 世段丘、完新統など分布高度に基づいて、過去数十万年間及び数千年間の隆起・沈降速度データ ベースを作成した。一連の整備作業によって、2021 年現在までに得られている日本列島の隆起・ 侵食速度に関する知見の整理は一段落し、地層処分事業の際の参考資料として提示できる全国マ ップの形で取りまとめることができたと言える。 (様式2)

二次利用未承諾リスト

報告書の題名:令和2年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発 事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発 報告書

委託事業名:令和2年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発 事業(地質環境長期安定性評価技術高度化開発)

受注事業者名:国立研究開発法人日本原子力研究開発機構 一般財団法人電力中央研究所

| 頁 | 図表番号 | タイトル |
|-----|-----------|----------------------|
| 231 | ⊠ 5.1.5-2 | 北上山地における東経・AFT年代プロット |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |