## 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

### 平成31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「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)」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 平成 30 年度における本事業の概要	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	
1.2.4 隆起・侵食に関する調査・評価技術	5
1.2.5 実施体制・役割分担	7
<ol> <li>火山・火成活動に関する調査・評価技術</li> </ol>	12
2.1 マントル内の流体分布・移動に関する検討	12
2.1.1 背景と目的	12
2.1.2 流体分布の推定に必要な地震データの蓄積	14
2.1.3 まとめ	16
2.2 マグマの活動範囲に関する検討	
2.2.1 背景と目的	
2.2.2 地殻深部の流体分布と第四紀の火山活動との時空間的関連性に関する検討	22
2.2.3 まとめ	
<ol> <li>深部流体に関する調査・評価技術</li> </ol>	31
3.1 深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積	31
3.1.1 背景と目的	31
3.1.2 深部流体などについての文献調査	31
3.1.3 現地調査	37
3.1.4 室内試験	44
3.1.5 まとめ	47
3.2 深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積	51
3.2.1 背景と目的	51
3.2.2 地質温度計と熱年代による深部流体の温度・滞留時間の検討	51
3.2.3 まとめ	57
3.3 深部流体の移動経路に関する検討	60
3.3.1 背景と目的	60
3.3.2 実施内容	60
3.3.3 まとめ	66
<ol> <li>4. 地震・断層活動に関する調査・評価技術</li> </ol>	69
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	69
4.1.1 背景と目的	69
4.1.2 アプローチ	69
4.1.3 地球物理学的手法による検討	
4.1.4 地形学的手法による検討	
4.1.5 構造地質学的手法による検討	
4.1.6 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84
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	
4.2.3 機械学習に基づいた検討	
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 地震・断層活動に伴う二次的影響に関する既往知見の収集・整理	里 99
4.3.3 松代群発地震に伴う湧水供給源に関する検討	
4.3.4 まとめ	
5. 隆起・侵食に関する調査・評価技術	113
5.1 熱年代学的手法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備	
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	113
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目	⊧法の検討117
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	バ隆起・侵食史の検討
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	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	と133
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 地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸域の隆起/侵食、沈降/堆積	現象の把握 145
5.3.1 背景と目的	
5.3.2 既存音波探査記録断面に基づく浅海底地形の成因把握	
5.3.3 まとめ	
5.4 隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備	
5.4.1 背景と目的	
5.4.2 結果	
5.4.3 まとめ	
5.5 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	
5.5.1 背景と目的	
5.5.2 実施内容	
5.5.3 まとめ	
5.6 最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備	
5.6.1 背景と目的	
5.6.2 実施内容	

	5.6.3	まとめ1	195
6.	まとめ		198

### 図目次

义	1.2 - 1	本事業で実施する隆起・侵食に関する調査・評価技術の内容	7
义	2.1.2-1	検測対象とした地震の震央分布	15
义	2.1.2-2	P 波及び S 波検測値による走時曲線の例	16
义	2.2.2-1	検討の対象とした比抵抗断面の位置及び第四紀火山の分布	25
义	2.2.2-2	各火山地域における低比抵抗体と第四紀火山の分布	26
义	2.2.2-3	低比抵抗体の位置と火山の活動年代の関係	27
义	2.2.2-4	マグマの活動範囲と部分溶融域に関する概念モデル	28
义	3.1.2-1	スラブからの脱水に伴う水の形成	32
义	3.1.2-2	深部流体の全国分布	33
义	3.1.2-3	化石海水・油田かん水ならびにスラブ起源水の事例研究実施地域	34
义	3.1.3-1	平成 30 年度採水分の水質データ(トリリニアダイアグラム)	38
义	3.1.3-2	平成 30 年度採水分の δD、δ <sup>18</sup> O の分析結果	39
义	3.1.3-3	平成 30 年度採水分の δD、Cl 濃度の分析結果	39
义	3.1.3-4	平成 30 年度採水分の温泉水・油田かん水への Li-Cl-Br 法の適用結果	41
义	3.1.3-5	平成 30 年度採水分の温泉水・油田かん水への Li-Cl-B 法の適用結果	42
义	3.1.3-6	平成 30 年度採水分の温泉水・油田かん水への I/Cl-Br/Cl 法の適用結果	43
义	3.1.4-1	圧縮抽水試験の装置による粘土の圧縮試験	45
义	3.1.4-2	Na、Clイオンの累積抽水量に対する変化	46
义	3.2.2-1	気液二相の流体包有物の相図模式図	52
义	3.2.2-2	様々な熱年代計の年代が若返る温度と時間	54
义	3.2.2-3	本事業の検討項目と試料採取戦略	55
义	3.2.2-4	試料採取地点位置図	56
义	3.3.2-1	三次元波線追跡結果の例	61
义	3.3.2-2	S 波スプリッティング解析に用いた震源及び観測点の分布	62
义	3.3.2-3	S 波スプリッティング解析の結果	63
义	3.3.2-4	それぞれの波線経路に対する到達時間差(dt)の分布	64
义	3.3.2-5	波線の長さで規格化した場合の到達時間差(dt)の分布	64
义	3.3.2-6	鉛直断面上に投影された到達時間差(dt)の分布	65
义	3.3.2-7	波線の長さで規格化した場合の到達時間差(dt)の分布	66
义	4.1.2-1	地形学的手法、地球物理学的手法、地質学的手法の検討範囲と研究フロー	70
义	4.1.3-1	南九州せん断帯を対象とした数値シミュレーションの境界条件	72
义	4.1.3-2	シミュレーションによる 30,000 年経過時のせん断ひずみ速度分布	72
义	4.1.3-3	原子力機構の GNSS 観測装置と GNSS 観測点配置	73
义	4.1.3-4	2016 年熊本地震後の変位速度と変位速度のプロファイル	73
义	4.1.3-5	2016 年熊本地震前の変位速度と変位速度のプロファイル	74
义	4.1.3-6	2016 年熊本地震前後の変位速度プロファイルの比較	74
図	4.1.3-7	モンテカルロ法による事後分布	75
义	4.1.4-1	南九州せん断帯のリニアメント判読図	77
义	4.1.4-2	リニアメントの方向分布	77
义	4.1.5-1	地表踏査のルート	80
凶	$4.1.5 \cdot 2$	小断層の面構造の姿勢と応力逆解析の結果(下半球等積投影ステレオグラム).	81

义	4.2.2-1	加熱による IRSL 信号及び ESR 信号の減衰	85
义	4.2.2-2	カリ長石の IRSL 年代の分布	86
义	4.2.3-1	機械学習の研究概要	88
义	4.2.3-2	活断層と非活断層の線形判別分析結果	90
义	4.2.3-3	元素数を絞り込んだ式による活断層と非活断層の線形判別分析結果	90
义	4.2.4-1	水熱実験における試料固定の様子(二酸化炭素加圧実験での例)	92
义	4.2.4-2	窒素加圧における水熱試験容器	92
义	4.2.4-3	二酸化炭素加圧による水熱試験前後の試料の写真	93
义	4.2.4-4	花崗岩中の石英に対する SIMS 測定の結果	94
义	4.2.4-5	チャートに対する SIMS 測定の結果	95
义	4.3.2-1	収集した泥火山・湧水に関する文献資料の県・地域	. 100
义	4.3.2-2	収集した泥火山に関する文献資料の国・地域	. 101
义	4.3.2-3	収集した湧水に関する文献資料の国・地域	. 102
义	4.3.2-4	泥火山・湧水位置図	. 103
义	4.3.3-1	MT 法観測点位置図	. 108
义	4.3.3-2	Phase Tensor による各周波数帯の主軸方向	. 108
义	4.3.3 <b>-</b> 3	見掛比抵抗及び位相の観測値とインバージョン計算結果	. 109
义	4.3.3-4	二次元比抵抗解析結果	110
义	5.1.2-1	(a)159 mabh、(b)449 mabh、(c)751 mabh 地点の熱履歴	117
义	$5.1.3 \cdot 1$	固結圧力(深度)と固結年代に基づいた侵食史推定の概念図	118
义	5.1.3-2	本事業で用いた提供試料の採取地点	119
义	5.1.3-3	Al-in-Hbl 圧力計及び角閃石-斜長石温度計を適用して求めた温度圧力条件	. 120
义	$5.1.5 \cdot 1$	隆起速度を与えた地点	. 126
义	5.1.5-2	東北日本弧における 0.8Ma 以降の隆起速度の時空間変化	. 127
义	5.1.5 - 3	0.6Maから現在までの東北日本弧における隆起速度の時空間変化の計算結果	. 127
义	5.2.1-1	穿入蛇行跡堆積物から隆起速度を推定する手法	. 134
义	5.2.2-1	離水地形の縦断プロファイルと調査地点	. 136
义	5.2.2-2	新宮川流域の段丘露頭の柱状図	. 137
凶	5.2.2-3	環流旧河谷内のボーリングコアの掘削地点	. 138
义	5.2.2-4	新宮川流域のボーリング柱状図	. 139
凶	5.2.2-5	ボーリング調査を行った環流旧河谷の地形断面	. 139
凶	5.2.3-1	種々の隆起・侵食・埋積の条件での海成段丘の岩盤中の <sup>10</sup> Be 濃度の深度分布	. 142
义	5.2.3-2	異なる堆積速度条件下での岩盤表面における <sup>10</sup> Be 濃度の時間変化	. 143
义	5.3.2-1	音波探査記録断面が得られている海域	. 146
义	5.3.2-2	三陸北部(八木沖、久慈沖)の浅海底地形・地質断面図	. 147
义	5.3.2-3	能登半島北部の浅海底地形・地質断面図	. 148
凶	5.3.2-4	釧路沖の浅海底地形・地質断面図	. 149
义	$5.3.2 \cdot 5$	三陸南部(釜石沖)の浅海底地形・地質断面図	. 150
図	$5.3.2^{-6}$	越前海岸沖の浅海底地形・地質断面図	. 151
図	5.3.2-7	サロベツ沖の浅海底地形・地質断面図	. 152
図	5.4.2-1	関東平野の 10 万年地殻変動量の推定図	. 155
図	5.4.2-2	関東平野のボーリングコア掘削地点と周辺の地形分類	. 155
义	5.4.2-3	関東平野のボーリングコアの柱状図	.157

凶	5.4.2-4	GC-OY-1の特徴的なコア半裁面の写真	158
义	5.5.2-1	風化実験で使用する整形試料(岩石チップ試料及びポロシメータ試料)	162
义	5.5.2-2	風化実験における手順のイメージ図	163
义	5.5.2-3	目視観察結果の例(45 日浸漬試料)	164
义	5.5.2-4	岩石チップ試料の浸漬前後の変化の例(45日浸漬試料)	165
义	5.5.2-5	X線分析顕微鏡による浸漬前後の変化の例(元素:Fe)	166
义	5.5.2-6	μX線CT観察による浸漬前後の変化の例	167
义	5.5.2-7	低密度領域の試料端からの拡がりの経時変化	167
义	5.5.2-8	結晶粒間における浸漬前後の形状変化の例	169
义	5.5.2-9	角閃石の劈開面における浸漬前後の形状変化の例	169
义	5.5.2-10	<b>XRD</b> 分析結果の例	170
义	$5.5.2 \cdot 11$	水銀ポロシメータ測定の結果例(間隙率と浸漬日数との関係図)	171
义	5.5.2-12	ICP-OES 測定の結果例	172
义	$5.5.2 \cdot 13$	今回柱状図を収集した範囲と柱状図の位置	176
义	$5.6.2 \cdot 1$	解析対象とした 100 基のダムの位置とダム流域の平均侵食速度	184
义	5.6.2-2	宇宙線生成核種法の適用地点	185
义	5.6.2-3	事例対象山地の熱年代データに基づく侵食速度	187
义	5.6.2-4	地形解析の事例対象とした 10 山地	188
义	5.6.2-5	S-A プロット、河床縦断形、X プロットの例	189
义	5.6.2-6	事例対象とした 10 山地の平均 X 値	191
义	5.6.2-7	ダム堆砂量に基づく侵食速度と地形量との関係	192
义	5.6.2-8	TCN 法に基づく侵食速度と地形量との関係	193
义	5.6.2-9	侵食速度と流域の平均傾斜との関係	194
叉	5.6.2 - 10	異なる時間スケールでの侵食速度の違い	195

### 表 目 次

表	1.1-1	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	1.2-1	平成 30 年度の本事業で実施する各研究開発項目の役割分担	8
表	3.1.2-1	深部流体などの成分の例	36
表	3.1.2-2	深部流体などに含まれるガスの組成の例	36
表	3.1.3-1	本研究で採取した地下水の水質	37
表	3.1.4-1	圧縮前後の含水比と間隙率	45
表	3.1.4-2	主要溶存イオンと水素酸素同位体比の分析結果	45
表	3.2.2-1	代表的な熱年代計の閉鎖温度	53
表	3.2.2-2	採取試料リスト	56
表	3.2.2-3	鉱物分離結果	57
表	4.1.4-1	活断層・リニアメント判読の基準	76
表	4.1.4-2	リニアメント判読結果整理表	78
表	4.2.3-1	正答率 100%を与える式で用いた元素一覧	89
表	4.2.4-1	水熱試験後の試料の乾燥質量の減少率	93

表	4.3.2-1	地震及び断層活動に伴う水理学的・力学的な二次的影響の調査結果	99
表	4.3.2-2	国内における副断層の出現事例	104
表	$5.1.5 \cdot 1$	各水系における過去 120,000 年間の平均隆起速度	126
表	$5.2.2 \cdot 1$	新宮川流域の地形判読に用いた空中写真の一覧	135
表	5.2.2-2	新宮川流域のボーリンクコア採取地点	135
表	$5.4.2 \cdot 1$	関東平野のボーリングコア掘削地点と仕様	156
表	$5.5.2 \cdot 1$	実験試料の岩種に関する一覧表	162
表	5.5.2-2	風化実験における分析項目一覧表	163
表	$5.6.2 \cdot 1$	使用したデータ	182
表	5.6.2-2	閉鎖温度の設定	187

#### 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。地層処分の研究開 発に関しては、「特定放射性廃棄物の最終処分に関する基本方針(平成 27 年 5 月閣議決定)」に 基づき、原子力委員会の下に設置された放射性廃棄物専門部会においても、関係行政機関などの 間の研究開発に係る一層の連携強化、事業実施主体(原子力発電環境整備機構:以下、「NUMO」 という)の一層のリーダーシップの発揮、過去の知識の整理・伝承、将来活躍できる人材の継続 的な確保・育成が提言されている(原子力委員会放射性廃棄物専門部会, 2016)。

また、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。地層処分に関する研究開発の推進と体制強化に ついては、第6回最終処分関係閣僚会議においても、科学的特性マップ提示後の取り組みとして 提示されている(経済産業省,2017)。以上の背景を踏まえ、所管官庁、実施主体、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、地層処分の技術的信頼 性向上のため更なる研究開発が必要と考えられる課題が議論され、「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)として整理された(地層 処分研究開発調整会議,2018)。

地層処分事業の遂行には、地質環境調査・評価技術、工学・設計技術、処分場閉鎖後の長期安 全性を確認するための安全評価技術といった多岐の分野における個々の技術を全体として統合す ることが必要となる。このうち地質環境調査・評価技術に関しては、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・評価することが地層処分に適した地質環境の選定のために求 められる。本事業では、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として全体計画 に整理された項目(表 1.1-1)の解決に向けた研究開発に取り組む。ただし、「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」については、本事業では取り扱わない。

全体計画は、地層処分技術に関して近年議論された国の関係する審議会において抽出された課題についても考慮されている(地層処分技術 WG, 2014;沿岸海底下などにおける地層処分の技術的課題に関する研究会, 2016)。また、NUMO は平成 30 年 11 月に、実施主体としてどのように地層処分サイトの調査を進め、安全な処分場の設計・建設・操業・閉鎖を行い、閉鎖後の長期間にわたる安全性を確保しようとしているのかについて、これまでに蓄積された科学的知見や技術を統合して包括的に説明するための技術報告書「包括的技術報告書」のレビュー版を公開した

(原子力発電環境整備機構,2018)。全体計画には、この包括的技術報告書の作成の過程で明らか となった課題も反映されている。本事業においても、以上の国の審議会報告書や包括的技術報告 書で提示された自然現象の影響に関する調査・評価技術に関する課題を踏まえて実施計画を策定 し、研究開発を実施していく。

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。

表 1.1-1 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

火山・火成活動の発生及び影響の調査・ 評価技術の高度化	<ul> <li>・将来の火山・火成活動の発生に係る評価技術の高度化</li> <li>・マグマの影響範囲を把握するための技術の高度化</li> <li>・沿岸部海域におけるマグマの有無を確認するための技術の高度化</li> </ul>
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	・深部流体の形成・移動に係る調査・評価技術の整備 ・沿岸部海域における深部流体の有無などを確認するための技術の整備
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	<ul> <li>・地表地形から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</li> <li>・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</li> <li>・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</li> <li>・陸域から海域にかけて活断層の分布を連続的に確認するための技術の高度化</li> </ul>
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	<ul> <li>・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</li> <li>・沿岸部の隆起・侵食を把握するための技術の高度化</li> </ul>
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	<ul> <li>・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</li> <li>・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</li> </ul>

#### 1.2 平成 30 年度における本事業の概要

本事業では、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 に関する調査・評価技術として全体計画で提示された各項目(表 1.1-1)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。

#### 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、「将来の火山・火成活動の発生に係る評価技術の高度化」、「マグマの影響範囲を 把握するための技術の高度化」及び「沿岸部海域におけるマグマの有無を確認するための技術の 高度化」が研究開発項目として挙げられている(表 1.1-1)。

わが国では火山フロント(火山の分布する最も海溝に近い縁)を境に火成活動が全く異なり、 特に、火山フロントより海溝側で火成活動が認められないという事実が広く認識されている(核 燃料サイクル開発機構,1999)。一方、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。

将来の新たな火山・火成活動の発生に係る予測の信頼性向上については、これまでにマグマな どの流体の有無や分布を確認するための地下構造の調査技術として、地磁気・地電流観測や地震 波トモグラフィなどを用いた地球物理学的手法(Asamori et al., 2010; Ogawa et al., 2014; Asamori and Zhao, 2015)や、ヘリウム同位体比などを用いた地球化学的手法(Umeda et al., 2007, 2012)などに係る研究開発が進められ、地殻の領域においては、第四紀火山が存在しない 地域を含め、マグマなどの部分溶融域の存在を示すための研究開発事例が蓄積されている。本事 業では、調査・評価の対象をマントル・ウェッジまで拡充し、地殻-マントル内の流体分布や移 動経路を推定することで、将来の新たな火山の発生に係るモデルや評価の信頼性を向上させるた めの知見の蓄積を目指す。平成 30 年度は、将来の火山活動に関与すると考えられる流体の分布 を把握するための地震波トモグラフィ解析を行うために必要となる、マントル内を伝播する近地 地震波などの地震データの収集・拡充を進めた。

マグマの影響範囲を把握するための技術については、第四紀火山の活動特性や形成発達史など を把握するための地質学的手法に加え、前述の地球物理学的手法や地球化学的手法が整備されて いる。ただし、特にマグマの活動範囲が大きくなる場合(例えば、火山群の中心から離れた位置 で単成火山活動が生じる場合など)の調査・評価事例は限定的である。本事業では、そのような 現状を踏まえ、火山中心から離れた個別火山体の地下構造などによるマグマ活動の範囲に関する 検討事例を提示することを目標とする。平成 30 年度は、マグマ活動の範囲に対する知見の提示 に向けて、地震波速度モデルなどのマグマの分布に係る既存の地下深部構造情報と、個別火山体 分布との関連性を検討した。

なお、沿岸部海域におけるマグマの有無を確認するための技術については、別の技術開発事業 である「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)」により、地震波トモグラフィ解析などによる技術の高度化が進められているところであり (産業技術総合研究所など, 2017; 2018)、本事業では取り扱わない。

#### 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(非天水起源の流体:産業技術 総合研究所深部地質環境研究センター, 2007) 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。深部流体の主な種類としては、いわゆ る有馬型温泉水(松葉谷ほか, 1974)で代表されるスラブ脱水起源など深部から上昇している流 体(風早ほか, 2014)及び化石海水・油田鹹水と呼ばれている流動せずに地層中に長期的に停滞 している水(長期停滞水)が挙げられている(産業技術総合研究所深部地質環境研究センター, 2007)。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。そこで本事業では、非火山性の熱水活動の痕跡が残る地域や有馬型温 泉水、油田鹹水の湧出域などにおける事例研究などを通じて、深部流体に関連する地質学的、地 球物理学的、地球化学的特徴などの知見を蓄積し、その評価に係る技術基盤の整備を図る。具体 的には、1)深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積のための、地下水を対象とした地球化学的ア プローチ、2)深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積のための、熱水変質鉱物脈などを対象とした 熱年代学的アプローチ、3) 深部流体の移行経路を検討するための地球物理学的アプローチに着目 した研究開発を実施する。

平成 30 年度は、1) については、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わる文献収集に基づく知見の整理及び有馬型温泉水や油田鹹水といった地下水に対する調査・評価手法の適用性の確認のための採水、化学・同位体分析及び室内試験を進めた。2) については、流体包有物分析などによる地質・地化温度計及びフィッション・トラック (FT) 法や (U-Th)/He 法熱年代計を用いて、熱水の温度、滞留時間、活動時期、熱影響の範囲などについて検討するため、非火山性の熱水活動の痕跡が残る地域を事例対象とした試料採取・鉱物分離を行った。3) に

ついては、流体の通路となり得るクラックの性状に敏感な地震波速度異方性(S 波偏向異方性) に着目し、地震波形を用いた解析から推定される地震波速度異方性の空間的な分布について検討 した。

なお、沿岸部海域を対象とした深部流体の有無などを把握するための調査・評価技術の整備に ついては、「沿岸部処分システム高度化開発」において検討が進められているところであり(産業 技術総合研究所など, 2017; 2018)、本事業では取り扱わない。

#### 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、「地表地形から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」、「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」及び「陸 域から海域にかけて活断層の分布を連続的に確認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 1.1-1)。

地表から活断層を検出する技術としては、これまでに変動地形学的手法や地球物理学的手法(地 震波探査、地中レーダーなど)といった従来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(黒澤ほか,2011;Umeda et al., 2013a, 2013b, 2014)などを用いた調査技術の開発が行われてきた。地表における変動地形が不明瞭な活断層の 検出については、2000年鳥取県西部地震震源域や、2008年岩手・宮城内陸地震震源域における 検討に基づき、詳細な地形・地質調査を行うことにより、地表で見られる変動地形が不明瞭な場 合でも、活断層の存在や分布、活動性の大まかな推定が可能であるとの見解が示されている(井 上ほか,2002;田力ほか,2009)。ただし、これらはいずれも、活断層で大きな地震が発生してか ら詳細に調査されたものであり、地層処分サイト選定の概要調査の段階における断層の調査・評 価技術の高度化という観点からは、大きな地震が発生して活断層の存在が知られる前に、地表地 形から特定が困難な活断層を検出し活動性を把握する事例が提示されることが望ましい。

原子力機構(2018)では、全球測位衛星システム(以下、「GNSS」という)による観測と地下 構造の不均質性を考慮した地殻変動シミュレーションによる南九州地域での事例研究において、 当該地域でひずみ集中帯を検出することに成功した。ひずみ集中帯は活断層の分布や活動性の観 点からも重要な活構造であるが(Ohzono et al., 2011)、南九州地域のひずみ集中帯では、政府の 地震調査研究推進本部からは、明瞭な活断層の存在は指摘されていない。そこで本事業では、南 九州地域のひずみ集中帯を事例対象とした測地学的手法と地形・地質学的手法などを組み合わせ たアプローチにより、地表地形から特定が困難な活構造を調査・評価するための技術として体系 的に整備することを目的とする。

また、地表地形から特定が困難な活構造を検知するのみならず、その活動に伴う破砕などの力 学的影響を把握することも、概要調査の段階における調査・評価技術として重要である。分布が 既知の活断層に対しては、広域的な地形・地質調査及び破砕帯の詳細な記載・分析に基づき、活 断層や破砕帯の時空間分布とその変化が明らかにされており、地層処分のような長期の時間スケ ールに対する地震・断層活動による力学的影響を把握するうえで重要な情報が提供されている

(Niwa et al., 2009; 2011)。本事業では、地表地形から特定が困難な活構造の活動に伴う力学的 影響を把握する技術の高度化として、破砕帯や割れ目の分布・性状の記載に加え、割れ目に発達 する条線を用いた応力逆解析的手法(Yamaji, 2000)を適用し、ひずみ集中帯の活動の影響範囲 とその変化について明らかにすることを目指す。平成 30 年度は、南九州地域での事例研究にお いて、GNSS 観測、地形判読及び破砕帯や割れ目の地質記載を行い、それぞれのデータを用いて ひずみ集中帯の分布及び力学的影響に関する解析を実施した。 上載地層(断層変位の有無の判定に係る年代既知の被覆層)がない場合の断層の活動性を把握 するための技術については、地層処分におけるサイトの設計や安全評価の観点からは、主にボー リングや坑道調査の段階で遭遇した断層に対する調査・評価に反映する技術として整備すること が重要であると位置づけられている。本技術についてはこれまでにも、破砕帯内物質の鉱物・化 学組成や露頭-顕微鏡スケールでの構造に基づく活断層と非活断層との識別(Niwa et al., 2016a;植木ほか,2016;田中ほか,2018)や、放射年代測定に基づく断層の活動時期の推定(田 上ほか,2010;Tagami,2012;Niwa et al.,2016b;Sueoka et al.,2017)が多数試みられてきた が、いずれの手法も課題が残っており、確立された手法として広く認識されたものは未だ存在し ないのが現状である。本事業では、当該分野について豊富な研究実績のある大学との共同研究な どを活用しながら、岩石実験、化学分析、機械学習、年代測定などによる検討を行い、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を目指す。

地震・断層活動に伴う水理学的影響については、従来、地震に伴う地下水圧や水質の変化の要因を明らかにするための検討は国内外で多数実施されている(Wang and Manga, 2010; Niwa et al., 2012)。一方、2011年東北地方太平洋沖地震の誘発地震である2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴い地表に多量の温泉水の発生が継続した事実(佐藤ほか, 2014)を受け、地震の発生に伴う長期間湧水の調査・解析事例の蓄積が望まれている(地層処分技術WG, 2014)。ただし国内では、地震に伴い長期間湧水が継続したことが報告された事例は非常に限られている。そこで本事業では平成30年度に、国内だけでなく国外も含めて、地震・断層活動に伴う長期間湧水の事例を収集してその調査手法や発生要因について整理を行った。さらに、国内での数少ない事例の一つである長野県の松代群発地震地域に伴う長期間湧水(奥澤・塚原, 2001)を事例対象とした地磁気・地電流観測を行い、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検討を行った。

なお、陸域から海域にかけて活断層の分布を連続的に確認するための技術については、「沿岸部 処分システム高度化開発」において関連する調査技術及び調査事例に係る情報が収集・整理され ており(産業技術総合研究所など, 2017; 丹羽ほか, 2018)、本事業では取り扱わない。

#### 1.2.4 隆起・侵食に関する調査・評価技術

火山・火成活動や地震・断層活動はその発生域に偏在性があるのに対し、隆起・沈降・侵食及 び気候・海水準変動は、程度の差こそあれ、場所を問わずどこでもそれらの変動が進行している 自然現象である。前者は急激かつ局所的な自然現象、後者は緩慢かつ広域的な自然現象である。 地層処分における調査の観点からは、前者に係る調査は処分システムへの著しい影響を回避する ためのサイト選定に主に反映されるのに対し、後者に係る調査は、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。

従来、隆起量・侵食量の見積りは、主に気候段丘モデルに基づき行われてきた(幡谷,2005)。 しかし、海成・河成段丘が良好に分布しない地域では、本手法の適用による隆起量・侵食量の推 定がしばしば困難となる。また、沿岸部の場合、現在は海域でも、氷期に陸化する地域では、陸 化した時期の下刻侵食も考慮する必要がある。 さらに、地層処分で求められる、数万年を超えるような長期にわたる将来変動の評価にあたっ ては、隆起・沈降傾向の長期変遷を評価することも重要である。例えば、隆起傾向が継続してい る地域では、しばしば高位のものほど古い複数段の段丘が分布する。複数面の段丘の比高と年代 に基づき、隆起運動の定向的累積性や変化が議論される。逆に、沈降傾向が継続している地域で は、堆積物の層序と年代に基づき堆積速度を調べることにより、沈降運動の変遷の議論が可能で ある。これに対し、隆起から沈降、あるいは、その逆の変動が生じていると考えられるところも あり、複数の隆起・沈降の指標を組み合わせた長期傾向の評価が必要となることもある。

また、前述の通り隆起・沈降は緩慢かつ広域的な自然現象のため、その変化は連続的である。 そのため、ある特定の地点の隆起量・沈降量のデータ取得が困難でも、周辺の複数地点で隆起量・ 沈降量の見積りができれば、それらのデータを面的に外挿・内挿することにより、当該地域の隆 起量・沈降量の推定が可能となることが期待される。既にこのような考え方の適用性の検証のた めの研究開発は、沿岸海域の隆起・侵食評価手法の高度化を目的として、「沿岸部処分システム高 度化開発」において実施中である(産業技術総合研究所など,2017;2018)。ただし、汎用性の高 い手法として確立するためには、事例研究に加え、わが国の段丘を構成する地質に関する既往文 献を整理し、段丘対比・編年の基盤情報として充実を図ることも重要である。さらに、古い段丘 については、年代指標となるテフラや化石に乏しいため、対比・編年の信頼性確保が課題となっ ている。

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。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(内陸)における隆起・侵食評価のための、離水河成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-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-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(図 1.2-1)。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。

平成 30 年度に本事業で実施した内容は次の通りである。1) については、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、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、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を行った。2) につい ては、離水河成地形に対し IRSL 法(長石の光ルミネッセンス法)などによるマルチ年代測定を 適用するための試料採取・分析を行った。3) については、海底地形の解析や既往の音波探査記録 の再解析に基づき、海底段丘の成因などを検討した。4) については、隆起・沈降境界域における 事例研究に着手し、隆起域と沈降域における高海面期の海面高度の変化を把握するための試料採 取・記載を行った。5) については、段丘対比・編年の基盤情報の充実を図るための先行研究事例 の文献収集・整理を進めるとともに、古い段丘の編年の高精度化に資するため、段丘を構成する 地層や礫の風化に着目し、岩石風化に関わる文献収集・整理と岩石風化過程の模擬実験(風化実 験)を行った。6) については、熱年代法や宇宙線生成核種法などの地形・地質の変遷史の理解に 必要なデータをコンパイルし、日本列島における長期的な隆起・侵食の見取り図になりうるデー タマップの整備を進めた。



と時間スケール・地域との関係

#### 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、平成 30 年度は表 1.2-1 のような役割分担で研究 開発を進めた。

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。平成 30 年度の委員会の議事概要については付録 5 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・移行に関する検討	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
	深部流体の移行経路に関する検討	原子力機構
地震・新属活動に閉する	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	断層の活動性を把握するための技術の高度化	原子力機構
	地震およ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
	熱年代学的手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	地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸域の隆起/侵食、沈降/堆積現象の把握	原子力機構
調查·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
	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	電中研
	最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備	原子力機構

表 1.2-1 平成 30 年度の本事業で実施する各研究開発項目の役割分担

#### 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, doi: 10.1093/gji/ggv334, 2015.

沿岸海底下などにおける地層処分の技術的課題に関する研究会,沿岸海底下における地層処分の 技術的課題に関する研究会とりまとめ, 17p, 2016.

http://www.meti.go.jp/committee/kenkyukai/energy\_environment/engan\_kaiteika/pdf/repo rt01\_01.pdf (2019年1月31日最終閲覧)

原子力発電環境整備機構,「包括的技術報告:わが国における安全な地層処分の実現 – 適切なサ イトの選定に向けたセーフティケースの構築– (レビュー版)」, 2018.

https://www.numo.or.jp/topics/201818112113.html(2019年1月31日最終閲覧)

- 原子力委員会放射性廃棄物専門部会,最終処分関係行政機関の活動状況に関する評価報告書, 2016. http://www.aec.go.jp/jicst/NC/senmon/hosya\_haiki/houkoku.pdf (2019年1月31日最 終閲覧)
- 井上大栄, 宮腰勝義, 上田圭一, 宮脇明子, 松浦一樹, 2000 年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震, vol.54, pp.557-573, 2002.

核燃料サイクル開発機構,わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性-地層 処分研究開発第2次取りまとめ-分冊1わが国の地質環境,JNC TN1400 99-021, 1999.

- 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.3-16, 2014.
- 経済産業省,科学的特性マップの提示と今後の取組について(第6回最終処分関係閣僚会議資料), 2017. https://www.cas.go.jp/jp/seisaku/saisyu\_syobun\_kaigi/dai6/siryou.pdf(2019年1月 31日最終閲覧)
- 黒澤英樹, 丹羽正和, 石丸恒存, 島田耕史, 断層ガス(水素・二酸化炭素・メタン) 原位置測定に よる断層破砕帯調査手法の検討(データ集), 日本原子力研究開発機構, JAEA-Data/Code 2010-036, 199p, 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.
- 日本原子力研究開発機構,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 長期安定性評価確証技術開発 5 か年報告書, 112p, 2018.
- 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., Kurosawa, H. and Ishimaru, T., Spatial distribution and characteristics of fracture zones near a long-lived active fault: A field-based study for understanding changes in underground environment caused by long-term fault activities, Engineering Geology, vol.119, pp.31-50, 2011.
- Niwa, M., Takeuchi, R., Onoe, H., Tsuyuguchi, K., Asamori, K., Umeda K. and Sugihara, K., Groundwater pressure changes in Central Japan induced by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.13, Q05020, doi:10.1029/2012GC004052, 2012.
- Niwa, M., Shimada, K., Aoki, K. and Ishimaru, T., Microscopic features of quartz and clay particles from fault gouges and infilled fractures in granite: discriminating between active and inactive faulting, Engineering Geology, vol.210, 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.
- 丹羽正和,野村勝弘,日浦祐樹,海陸境界付近の断層の分布・特徴,及びその調査・評価技術に関する知見の整理, JAEA-Review 2018-010, 40p, 2018.
- Ogawa, Y., Ichiki, M., Kanda, W., Mishina, M. and Asamori, K., Three-dimensional magnetotelluric imaging of crustal fluids and seismicity around Naruko volcano, NE Japan, Earth, Planets and Space, vol.66, doi:10.1186/s40623-014-0158-y, 2014.
- Ohzono, M., Sagiya, T., Hirahara, K., Hashimoto, M., Takeuchi, A., Hoso, Y., Wada, Y., Onoue, Y., Ohya F. and Doke, R., Strain accumulation process around the Atotsugawa fault system in the Niigata-Kobe Tectonic Zone, central Japan, Geophysical Journal International, vol.184, pp.977-990, 2011.
- 奥澤 保, 塚原弘昭, 松代群発地震地域に湧出する深層地下水, 地震, vol.53, pp.241-253, 2001.

- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター,概要調査の調査・評価項目に関する技術資料-長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方-,地質調査総合センター研究資料集, no. 459, 191p, 2007.
- 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,平成28年度地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発報告書,372p, 2017.
- 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,平成 29 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 沿岸部処 分システム高度化開発報告書,390p,2018.
- 佐藤 努, 風早康平, 安原正也, 高橋 浩, 森川徳敏, 高橋正明, 稲村明彦, 半田宙子, 仲間純子, 松本則夫, いわき内陸地震後から継続する温泉の異常湧出, 2014 年度日本水文科学会学術大 会発表要旨集, vol.29, pp.97-98, 2014.

Sueoka, S., Shimada, K., Ishimaru, T., Niwa, M., Yasue, K., Umeda, K., Danhara, T. and Iwano, H., Fission-track dating of faulting events accommodating plastic deformation of biotites, Journal of Geophysical Research, vol.122, pp.1848-1859, 2017.

- 田上高広,渡邊裕美子,板谷徹丸,地震断層の年代学-最新の新展開と今後の展望-,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.
- 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.
- 田力正好,池田安隆,野原 壯,河成段丘の高度分布から推定された、岩手・宮城内陸地震の震源 断層,地震,vol.62, pp.1-11, 2009.
- 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, 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 -, 61p, 2014.

http://www.meti.go.jp/committee/sougouenergy/denryoku\_gas/genshiryoku/chisou\_shobun \_wg/report\_001.pdf (2019年1月31日最終閲覧)

- 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(2019 年 1 月 31 日最終閲覧)
- 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.
- Umeda, K., Sakagawa, Y., Ninomiya, A. and Asamori, K., Relationship between helium isotopes and heat flux from hot springs in a non-volcanic region, Kii Peninsula, southwest Japan, Geophysical Research Letters, vol.34, L05310, doi:10.1029/2006GL028975, 2007.
- Umeda, K., Kusano, T., Asamori, K. and McCrank, G.F., Relationship between <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He ratios and subduction of the Philippine Sea plate beneath Southwest Japan, Journal of Geophysical Research, vol.117, B10204, doi:10.1029/2012JB009409, 2012.
- 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.131-141, 2013a.

- Umeda, K., Kusano, T., Ninomiya, A., Asamori, K. and Nakajima J., Spatial variations in <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He ratios along a high strain rate zone, central Japan, Jornal of Asian Earth Sciences, vol.73, pp.95-102, 2013b.
- Umeda, K., Asamori, K. Makuuchi, A. and Kobori, K., Earthquake doublet in an active shear zone, southwest Japan: constraints from geophysical and geochemical findings, Tectonophysics, vol.634, pp.116-126, 2014.
- Wang, C.-Y. and Manga, M., Earthquakes and Water, Lecture Notes Earth Sciences, vol.114, Springer, 2010.
- Yamaji, A., The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data, Journal of Structural Geology, vol.22, pp.441-452, 2000.

#### 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

#### (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 の物理的な隔離の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(地層処分技術 WG, 2014)。

わが国では火山フロントを境に火成活動が全く異なり、特に、火山フロントより海溝側で火成 活動が認められないという事実が広く認識されている(核燃料サイクル開発機構,1999)。西南日 本のうち山陰から九州地方北部における火山フロントは明確ではないが、火山活動は火山フロン トの背弧域に限定して繰り返し生じており、火山が集中する火山活動域とそうではない火山空白 域とに区分できる。しかしながら、東北日本の背弧域では、過去百数十万年以上にわたって火山 が存在していなかった地域においても、30万年前以降に新たな火山活動が生じている事例が指摘 されている(例えば、Yamamoto,2007;山元,2011)。経済産業省の総合資源エネルギー調査会に 設置された地層処分技術ワーキンググループはこのような事例も考慮し、候補地が限定されてい ない現状では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、現地調査の結果に基づいて評価した結果、将来新たな火山・火成活動が 生じる可能性の高い地域は回避すべきであると指摘している(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、火山に供給する地下深部の高温流体(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。これらは、地磁気・地電流(Magnetotelluric;以下、「MT」という)法による電 磁探査や地震波トモグラフィといった地球物理学的手法による地殻構造の推定や、地下水・温泉 ガスのヘリウム同位体比(<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He)などといった地球化学的指標を組み合わせて用いるもので あり、これによって地殻内の部分溶融域やそれに関連する高温流体の検出事例が蓄積された(例 えば、Asamori et al., 2010)。このうち東北地方の背弧域に位置する飯豊山地を事例とした研究 では、部分溶融域の存在を示唆する地震波低速度・低比抵抗体やマントル起源へリウムの供給を 示唆する顕著に高いヘリウム同位体比が、周囲に第四紀火山が分布しない非火山地帯においても 検出されている(Umeda et al., 2006, 2007)。ただし、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、新たな火 山の発生に対する調査・評価の信頼性向上の観点から指摘されている(地層処分技術 WG, 2017; 地層処分研究開発調整会議, 2018)。

将来数万年以上といった長期にわたる火山活動の予測の手段としては、過去から現在までの変 動傾向に基づく将来への外挿、現象のプロセスを考慮した数値シミュレーションの他、統計・確 率論的なアプローチなどが考えられる。このうち統計学的な手法に基づくアプローチについては、 火山の分布や年代といった過去の火山活動に関する情報に加えて、地温勾配や地殻・マントル最 上部の地震波速度構造といった複数の情報をベイズ法によって確率モデルに組み込むことにより、 新たな火山の形成に関する確率分布モデルを導出する試みがなされている(Martin et al., 2004, 2012)。また、最近ではマントル・ウェッジにおける物質的・熱的な流動や流体の発生・移動に関 する数値シミュレーションも多く試みられている(例えば、Iwamori, 1998; Kameyama and Nishioka, 2012; Wilson et al., 2014; Lee and Wada, 2017)。火成活動に関する現状の知見については次項に概説するが、いずれのアプローチをとるにせよ、これらによって構築されるモデルの信頼性をさらに向上させるためには、マントル・ウェッジにおける流体分布や移動経路に関する知見を充実させることが重要と考えられる。

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、将来の火山・火成活動 に係るモデルや評価の信頼性を向上させるための知見の蓄積を目指す。このうち平成30年度は、 マントル・ウェッジを対象とした地震波トモグラフィを行うために必要となる、マントル内を伝 播する近地地震波の地震データの収集・拡充(P波及びS波到達時刻の検測)を進めた。

#### (2) 火成活動に関する科学的知見

火山・火成活動は、地下深部で生じた水が地表に向かって上昇する際、周囲の岩石を溶融させ、 地表に噴出することによって生じる活動であると考えられている。日本列島のようなプレートの 沈み込み帯におけるマグマの発生は、海洋プレートが陸側のプレート下へ沈み込むことで地球内 部に運ばれた水が、温度・圧力の上昇に伴って放出されることに起因すると考えられている(例 えば、Tatsumi, 1989; Iwamori, 1998)。

日本列島では、海洋プレートである太平洋プレートやフィリピン海プレートが、北米プレート (オホーツクプレート)とユーラシアプレート(アムールプレート)の下へ沈み込み、沈み込ん だプレート(以下、「スラブ」という)を構成する含水鉱物は温度と圧力の上昇に伴って脱水反応 を起こすことが知られている(例えば、Iwamori, 1998)。また、特に火山フロントよりも海溝側 となる前弧域では、スラブ上面における堆積層からの間隙水の放出も生じる(例えば、Hyndman and Peacock, 2003)。脱水反応によって放出された水は、周囲との密度差により上昇してマント ル・ウェッジへ移動し、マントル物質(カンラン岩)を蛇紋岩化させる。脱水が生じる深さは、 スラブの生成年代に起因する温度構造に依存するため、太平洋スラブとフィリピン海スラブとで 異なる。そのため大局的には、比較的古く低温の太平洋スラブの方が、若く高温であるフィリピ ン海スラブよりも深くなると考えられている。脱水深度に関するこのような地域差は、地震波な どの観測・解析においても指摘されている(Kodaira et al.,2004; Shelly et al., 2006; Tsuji et al., 2008; Kato et al., 2010)。一方、スラブ起源の流体が加わることによって蛇紋岩化したマントル は、東北日本の場合、スラブの沈み込みに引きずられ、さらに深部で再度脱水分解する。ここで 放出された水はマントル・ウェッジ内を上昇する過程で部分溶融を引き起こし、火山フロント直 下でモホロビチッチ不連続面(以下、「モホ面」という)まで達し、火山活動を生じさせると考え られている (例えば、Zhao et al., 1992; Nakajima et al., 2001; Hasegawa et al., 2007)。

マントル・ウェッジにおける流体の移動経路については、スラブやマントル・ウェッジの岩石 鉱物学的特性及び温度構造などを考慮した数値シミュレーションによって、スラブにおける流体 の発生やその上昇に関する議論が試みられている(例えば、Iwamori, 1998)。一方でこれまでの 研究を概観すると、マントル・ウェッジにおける流体の分布や移動経路に係る知見は、地震波ト モグラフィによるマントル不均質構造の推定に関する研究に依るところが大きい。これまで多く の研究により、地震波トモグラフィを用いた日本列島下における不均質構造の推定が試みられて いる。これらの研究により、地殻及び上部マントルの三次元地震波速度構造(例えば、Hirahara, 1977, 1981; Zhao et al., 1992, 1994; Nakajima et al., 2001; Matsubara et al., 2008)、三次元地 震波減衰構造(例えば、Tsumura et al., 1996, 2000)、三次元地震波異方性構造(例えば、Huang et al., 2011; Wang and Zhao, 2012)が推定されている。その結果、火山フロント下のマントル最 上部には地震波低速度かつ高減衰の異常体が存在し、それらはマントル・ウェッジにおいて沈み 込むスラブにおよそ平行に分布することが示された。さらに、これらの異常体は、沈み込むスラ ブを構成する角閃石、緑泥石、蛇紋石などの含水鉱物が温度と圧力の上昇により脱水分解するこ とで放出された水とその上昇に伴って生成されたメルト(例えば、Tatsumi, 1989; Iwamori and Zhao, 2000)の存在を映し出しており、特に東北日本と九州地方の火成活動がスラブの沈み込み に深く関与していることを明らかにした。また、西南日本に沈み込むフィリピン海スラブに対応 する地震波高速度体も見出され、上部マントル浅部におけるその複雑な構造も明らかにされてき た。しかしながら、特に背弧域の火山に供給する流体や、西南日本のうち山陰地方の火山活動の 成因などについては、このような地震学的研究のみならず岩石学的な研究からも諸説あり(例え ば、Iwamori, 1992; Morris, 1995; Nakajima and Hasegawa, 2007)、明確になっていないのが 現状である。

一方、地下深部における流体分布を推定するためには、MT 法による電磁探査も有効な手段の 一つとなる。近年では地殻のみならずマントル・ウェッジも対象とした比抵抗構造の推定が行わ れているが(例えば、Toh et al., 2006; Hata et al., 2015)、広範囲にわたって解析を行うために 必要となる観測データの取得は難しい。また、マントル・ウェッジのような深部における空間分 解能については、地震波トモグラフィのそれに比べて一般に劣る。このため、本事業ではマント ル・ウェッジの不均質構造を推定するための手法として地震波トモグラフィを用いることとした。

#### 2.1.2 流体分布の推定に必要な地震データの蓄積

#### (1) 地震波トモグラフィの概要

地震波速度は岩石の種類、流体の飽和度、温度、圧力などによって変化するため(例えば、 O'Connell and Budiansky, 1974)、地震波トモグラフィによって推定される地球内部の三次元地 震波速度構造は、流体や高温領域の空間分布を把握するための基本的な情報となる。地震波トモ グラフィは、多くの場合、定常地震観測点において記録された地震観測データを多量に用いた逆 解析(インバージョン)によって、地下の三次元的な地震波速度の分布(地震波速度構造)を推 定する手法である(例えば、Aki and Lee, 1976; Thurber, 1983; Zhao et al., 1992)。この手法は、 医療分野で用いられる CT (Computerized Tomography)を地震学に応用することで 1970 年代 に提案されたものであるが、解析可能な領域の範囲や空間分解能は、地表における地震観測点や 地下で発生する地震の分布に強く依存する。国内では、1990年代以降に、それまで国立大学や気 象庁などにより設置されていた観測網(例えば、坪井ほか, 1989)に加え、新たに構築された高 感度地震観測網(日本列島全域に約20km間隔で約1,000点)によって均質かつ高品質のデータ が得られるようになった(例えば、Okada et al., 2004; Obara et al., 2005)。このような地震観 測網の充実や解析に用いる計算機の性能向上によって、現在では地殻やマントルの構造を推定す るための標準的手法の一つとして用いられている(例えば、Matsubara et al., 2008; Hirose et al., 2008)。本事業では、マントル・ウェッジを対象とした地震波トモグラフィを行うために必要と なる、マントル内を伝播する近地地震波の地震データの収集・拡充(P波及びS波到達時刻の検 測)を進めた。

#### (2) 検測対象とする地震及び観測点の選出

現在、国内では約2,200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速報性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。一般に、震央距離が長くなるほど地震波 はより深部を伝播するが、このようなデータセットを多数収集し、地震波トモグラフィに適用す ることで、マントル・ウェッジの三次元地震波速度構造をより高い分解能で推定できると考えら れる。そのため、本事業ではこのような震央距離が長距離に及ぶ観測点での波形記録を含めて P 波及び S 波到達時刻の検測を行った。

P波及びS波到達時刻の検測対象とする地震の選出にあたっては、できる限り震源が均一に分 布するよう、以下の方法に基づいて深さ80km以深で発生した地震を選出した。なお、ここで用 いた震源パラメータ(発震時刻及び震源位置)は、気象庁一元化処理震源要素によるものである。 まず、日本列島及びその周辺下の領域を1.0°×1.0°のセルに分割した後、各々のセル内で発生し た地震について、最もマグニチュードが大きい地震を選出した。これにより選出した地震の震央 分布を図 2.1.2-1 に示す。選出された地震の総数は90個である。これらは2005年2月~2018 年6月に発生したマグニチュード2.5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及び深発地震が含まれる。



図 2.1.2-1 検測対象とした地震の震央分布

#### (3) 検測及び結果

以上により選出された地震に対する P 波及び S 波初動到達時刻の検測は、あらかじめ計算した 理論走時を参照しながら行った。理論走時の計算にあたっては、一次元地震波速度モデルとして iasp91 (Kennett and Engdahl, 1991)を基本とし、地殻内では Zhao et al. (1992)及び藤原ほか (2009)による地震波速度モデルを適用した。また、日本列島下に沈み込む太平洋スラブの厚さは 80~90 km であること、それは平均的なマントルの速度に比して 4~6%速い(例えば、Zhao et al., 1992)ことが知られている。このため、太平洋スラブの厚さを 90 km とし、その内部における P 波速度偏差及び S 波速度偏差をそれぞれ+4%及び+6%とした。これらの地震波速度モデルを Zhao et al. (1992)による高速波線追跡法に適用し、理論走時を計算した。また、P 波及び S 波到達時刻の検測には、各観測点において記録された三成分波形記録のうち、それぞれ上下動成分及び水平動成分の速度波形を用いた。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 143 個の地震に対して読み取った P 波及び S 波到達 時刻データの総数は、それぞれ 86,418 個及び 80,249 個である。一つの地震に対する観測データ 数は、それぞれ 194~1,443 個及び 158~1,433 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。 また、この例で震央距離 800~1,000 km に見られる検測走時のばらつきは、地震波高速度の領域 である太平洋スラブが存在することに起因すると考えられる。





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 とした地震の震央は、図 2.1.2-1 中に星印で示す。

2.1.3 まとめ

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で、将来の火山・火成活動に係るモデルや評価の信頼 性を向上させるための知見を蓄積するため、平成 30 年度は地震波トモグラフィを行うために必 要となる、マントル内を伝播する近地地震波の 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。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 間分解能を上げるためには、遠地地震波などのデータも取得することが重要であると考えられる。 そのため、今後は更なる到達時刻データの取得を進めるとともに、地震波トモグラフィへの適用 を行っていく必要がある。 引用文献

- Aki, K. and Lee, W. H. K, Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes: 1. A homogeneous initial model, Journal of Geophysical Research, vol.81, pp.4381-4399, 1976.
- 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.
- 藤原広行,河合伸一,青井 真,森川信之,先名重樹,工藤暢章,大井昌弘,はお憲生,早川 譲, 遠山信彦,松山尚典,岩本鋼司,鈴木晴彦,劉 瑛,強震動評価のための全国深部地盤構造モデ ル作成手法の検討,防災科学技術研究所研究資料,vol.337,独立行政法人防災科学技術研究所, 272p,2009.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Kita, S., Okada, T., Matsuzawa, T. and Kirby, S., Anomalous deepening of a belt of intraslab earthquakes in the Pacific slab crust under Kanto, central Japan: Possible anomalous thermal shielding, dehydration reactions, and seismicity caused by shallower cold slab material, Geophysical Research Letters, vol.34, L09305, doi:10.1029/2007GL029616, 2007.
- Hata, M., Oshiman, N., Yoshimura, R., Tanaka, Y. and Uyeshima, M., Three-dimensional electromagnetic imaging of upwelling fluids in the Kyushu subduction zone, Japan, Journal of Geophysical Research, vol.120, doi:10.1002/2014JB011336, 2015.
- Hirahara, K., A large scale three-dimensional seismic structure under Japan Island and the Sea of Japan, Journal of Physics of the Earth, vol.25, pp.393-417, 1977.
- Hirahara, K., Three-dimensional seismic structure beneath southwest Japan: The subducting Philippine Sea plate, Tectonophysics, vol.79, pp.1-44, 1981.
- 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, doi:10.1029/2007JB005274, 2008.
- Huang, Z., Zhao, D. and Wang, L., Seismic heterogeneity and anisotropy of the Honshu arc from the Japan Trench to the Japan Sea, Geophysical Journal International, vol.184, pp.1428-1444, 2011.
- Hyndman, R.D. and Peacock, S.M., Serpentinization of the forearc mantle, Earth and Planetary Science Letters, vol.212, pp.417-432, 2003.
- Iwamori, H., Degree of melting and source composition of Cenozoic basalts in southwest Japan: evidence for mantle upwelling by flux melting, Journal of Geophysical Research, vol.97, pp.10983-10995, 1992.
- Iwamori, H., Transportation of H<sub>2</sub>O and melting in subduction zones, Earth and Planetary Science Letters, vol.160, pp.65-80, 1998.
- Iwamori, H. and Zhao, D., Melting and seismic structure beneath the northeast Japan arc, Geophysical Research Letters, vol.27, pp.425-428, 2000.
- 核燃料サイクル開発機構,わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性-地層 処分研究開発第2次取りまとめ-分冊1わが国の地質環境,JNC TN1400 99-021, 1999.

- Kameyama, M. and Nishioka, R., Generation of ascending flows in the Big Mantle Wedge (BMW) beneath northeast Asia induced by retreat and stagnation of subducted slab, Geophysical Research Letters, vol.39, L10309, 2012.
- Kato, A., Iidaka, T., Ikuta, R., Yoshida, Y., Katsumata, K., Iwasaki, T., Sakai, S., Thurber, C., Tsumura, N., Yamaoka, K., Watanabe, T., Kunitomo, T., Yamazaki, F., Okubo, M., Suzuki, S. and Hirata, N., Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes, Geophysical Research Letters, vol.37, L14310, doi:10.1029/2010GL043723, 2010.
- Kennett, B. and Engdahl, E., Travel times for global earthquake location and phase identification, Geophysical Journal International, vol.105, pp.429-465, 1991.
- Kodaira, S., Iidaka, T., Kato, A., Park, J. O., Iwasaki, T. and Kaneda, Y., High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai Trough, Science, vol.304, pp.1295-1298, 2004.
- Lee, C. and Wada, I., Clustering of arc volcanoes caused by temperature perturbations in the back-arc mantle, Nature Communications, doi:10.1038/ncomms15753, 2017.
- 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.
- Morris, P. A., Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan, Geology, vol.23, pp.395-398, 1995.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D., Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, Journal of Geophysical Research, vol.106, pp.21843-21857, 2001.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, Earth and Planetary Science Letters, vol.254, pp.90-105, 2007.
- Obara, K., Kasahara, K., Hori, S. and Okada, Y., A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Review of Scientific Instruments, vol.76, 021301, doi:10.1063/1.1854197, 2005.
- O'Connell, R.J. and Budiansky, B., Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, Journal of Geophysical Research, vol.79, pp.5412-5426, 1974.
- Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S. and Obara, K., Recent progress of seismic observation networks in Japan-Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net-, Earth, Planets and Space, vol.56, pp.xv-xxviii, 2004.

- Shelly, D. R., Beroza, G. C. and Ide, S., Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, Nature, vol.442, pp.188-191, 2006.
- Tatsumi, Y., Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones, Journal of Geophysical Research, vol.94, pp.4697-4707, 1989.
- Thurber, C. H., Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California, Journal of Geophysical Research, vol.88, pp.8226-8236, 1983.
- 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—, 61p, 2014.
  - http://www.meti.go.jp/shingikai/enecho/denryoku\_gas/genshiryoku/hoshasei\_haikibutsu/p df/011\_01\_00.pdf(2019年1月31日最終閲覧)
- 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, 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(2019年1月31日 最終閲覧)

- 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(2019 年 1月31日最終閲覧)
- Toh, H., Baba, K., Ichiki, M., Motobayashi, T., Ogawa, Y., Mishina, M. and Takahashi, I., Twodimensional electrical section beneath the eastern margin of Japam sea, Geophysical Research Letters, vol.33, L22309, doi:10.1029/2006GL027435, 2006.
- 坪井誠司, 纐纈一起, 鷹野 澄, 宮武 隆, 阿部勝征, 萩原幸男, 国立大学観測網地震カタログの震 源決定処理, 地震, vol.42, pp.277-284, 1989.
- Tsuji, Y., Nakajima, J. and Hasegawa, A., Tomographic evidence of subducting oceanic crust of the Pacific slab beneath northeastern Japan: Implications for deep water transportation, Geophysical Research Letters, vol.35, L14308, doi:10.1029/2008GL034461, 2008.
- Tsumura, N., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., Simultaneous estimation of attenuation structure, source parameters and site response spectra application to the northeastern part of Honshu, Japan, Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol.93, pp.105-121, 1996.
- Tsumura, N., Matsumoto, S., Horiuchi, S. and Hasegawa, A., Three-dimensional attenuation structure beneath the northeastern Japan arc estimated from spectra of small earthquake, Tectonophysics, vol.319, pp.241-260, 2000.
- Umeda, K., Asamori, K., Negi, T. and Ogawa, Magnetotelluric imaging of crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline mountains in a non-volcanic region, Northeast Japan, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.7, Q08005, DOI10.1042/2006GC001247, 2006.
- Umeda, K., Asamori, K., Ninomiya, A., Kanazawa, S. and Oikawa, T., Multiple lines of evidence for crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline Iide Mountains, northeast Japan, Journal of Geophysical Research, vol.112, B05207, doi:10.1029/2006JB004590, 2007.

- Wang, J. and Zhao, D., P wave anisotropic tomography of the Nankai subduction zone in Southwest Japan, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.13, Q05017, doi:10.1029/2012GC004081, 2012.
- Wilson, C. R., Spiegelman, M., van Keken, P. E. and Hacker, B. R., Fluid flow in subduction zones: The role of solid rheology and compaction pressure, Earth and Planetary Science Letters, vol.401, pp.261-274, 2014.
- Yamamoto, T., A rhyolite to dacite sequence of volcanism directly from the heated lower crust: Late Pleistocene to Holocene Numazawa volcano, NE Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.167, pp.119-133, 2007.
- 山元孝広, 地質学から見た高レベル放射性廃棄物処分の安全性評価 -事象のシナリオに基づく 長期予測の方法論-,シンセシオロジー, vol.4, pp.200-208, 2011.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan, Journal of Geophysical Research, vol.97, pp.19909-19928, 1992.
- 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.

#### 2.2 マグマの活動範囲に関する検討

### 2.2.1 背景と目的

#### (1) 背景と目的

すでに述べたように、火山活動に伴うマグマの貫入・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、 その範囲の考え方については、第四紀火山から半径 15 km 以内を好ましくない範囲の基準とす ることが適当(地層処分技術 WG, 2017)とされている。この考え方は、火山活動は火山フロン トから背弧域に限定して繰り返し生じており、火山が分布する領域と分布しない領域(空白域) が見られるといった特徴が東北地方において認められていることや、マグマが地表に噴出した火 ロの位置は、その火山を代表する位置を中心として概ね半径 15 km の範囲内に分布する(原子力 発電環境整備機構, 2004)などの知見に基づく。ただし、陥没カルデラを形成する第四紀火山や、 単成火山群などといった一部の火山には例外が認められる(原子力発電環境整備機構, 2004)こ とや、近年の火山噴火において岩脈マグマが火山中心から 30 km 移動したとの事例(例えば、 Nishimura et al., 2001)が報告されている。このため、実際に確保すべき火山中心からの距離に ついては、個別地点における現地調査の結果に基づいて評価する(地層処分技術 WG, 2017)こ ととされており、その調査・評価に係る知見の蓄積や技術の整備が求められている(地層処分研 究開発調整会議, 2018)。

そのため本事業では、特に火山中心から離れた個別火山体での活動に着目しつつ、マグマの貫入・噴出が及ぶ範囲(マグマの活動範囲)に対する知見・検討事例を提示することを目標とする。 このうち平成 30 年度は、MT 法電磁探査によって推定された火山地域下の部分溶融域や高温流 体の分布に着目し、第四紀の火山活動との関連性に係る知見の抽出を試みた。

#### (2) マグマの活動範囲に関する科学的知見

一般に、火山では地下深部のマグマ溜りから火道を通じてマグマが地表に噴出し、火山体を形 成する。火道は、地表に噴出するまでの上昇経路途中で複数の火道に分岐することがあり、側火 山(または寄生火山)を形成する。また、地殻内で分岐し脈状に貫入した火道は岩脈といわれる。 個々の火山活動によって発生するマグマの貫入・噴出が及ぶ範囲(マグマの活動範囲)について は、日本の代表的な活火山を対象として検討された事例がある(中田・田中,2001)。それによる と、活動期間の長い火山ほど火口、側火山、側火口、岩脈などの分布範囲が広く、北海道、南関 東、中国地方及び九州地方では分布範囲が 10~30 km に達するものが多く、東北地方、北関東 及び中部地方では最大で12 km であるとされる(原子力発電環境整備機構, 2004)。さらに、こ れらの空間分布の特性として、側火口の配列方向は最大水平圧縮主応力軸と一致する(中村,1969) ことや、単成火山のみならず複成火山の集合体の配置もその地域に働いている地殻応力場に影響 を受ける可能性が指摘されている(高橋、1994)。また、個々の火山の活動によって発生するマグ マの貫入・噴出が及ぶ範囲のうち、マグマの水平移動の起こりやすさや移動の方向の観点から検 討された事例が報告されている(三浦ほか, 2006; 土志田ほか, 2006)。国内の六つの火山地域を 事例として検討されたこれらの研究では、マグマの水平移動に影響を与える要素としてマグマの 化学組成、活動規模、応力場の性質、地質構造などが挙げられるとともに、圧縮場では水平最大 圧縮力方位、引張場では水平最小圧縮応力方位にマグマが伸展しやすいといった知見がすでに整 理されている。

以上の知見は、将来のマグマの活動範囲を評価するうえで有用であると考えられる。一方で、 2.1.1 で述べたようにマグマはマントルから地殻を経て地表に供給されるといった観点でみた場 合、地殻やマントル最上部における現在の部分溶融域などの分布と過去の火山活動の空間分布に 関連性が認められるならば、将来の活動範囲を検討するうえで有用な手掛かりの一つとなり得る 可能性も考えられる。

地殻やマントル最上部における部分溶融域やそれに関連する高温流体の分布については、主に 地震波速度構造や比抵抗構造などの地球物理学的な情報に基づいて推定されている。これらの研 究において、部分溶融域や高温流体は地震波低速度体や低比抵抗体として検出され、火山に供給 する高温流体の存在や分布が明らかにされてきた。広範囲の地域を対象とすることが可能な地震 波トモグラフィによる研究では、日本列島に分布する活火山下のマントル最上部には部分溶融域 の存在を示唆する地震波低速度体が分布するといった傾向が見出されている(例えば、Zhao et al., 1992, 1994; Nakajima et al., 2001)。個別の火山地域を対象とした詳細な分布については、 MT 法による電磁探査を用いて推定された事例がいくつか報告されている(例えば、Aizawa et al., 2004)。一方で、地震波トモグラフィを用いた事例も報告されているが、高い空間密度で展開 された臨時地震観測点を用いた研究(例えば、Nakajima and Hasegawa, 2003)を除いて、その 空間分解能は MT 法電磁探査に比べて劣る。これらのことから、以下に述べる検討では地殻内の 部分溶融域や高温流体の分布に関する情報として、既存の MT 法電磁探査により推定された火山 地域下の比抵抗構造を用いることとした。

#### 2.2.2 地殻深部の流体分布と第四紀の火山活動との時空間的関連性に関する検討

#### (1) 検討方法

本検討では、国内における第四紀火山及びその周辺地域を対象とした MT 法電磁探査によって 推定された比抵抗構造から、火山活動に関連する流体(メルトや水)の存在を示唆する低比抵抗 体の範囲、その最も浅い地点(top)及び最も低い比抵抗値を示す地点(min)の位置を抽出した うえで、その近傍に存在する第四紀火山との距離や分布範囲、活動年代との関連性を検討した。

検討に用いた比抵抗構造は、鬼首・鳴子火山地域、朝日山地(白鷹火山)、富士山、三瓶山、霧 島及び阿蘇山において実施された MT 法電磁探査による比抵抗構造(Aizawa et al., 2004; Asamori et al., 2009, 2010, 2011; 浅森ほか, 2016; Hata et al., 2016) である(図 2.2.2-1)。こ れらは、二次元または三次元インバージョンによって推定された比抵抗構造である。このうち二 次元比抵抗構造(鬼首・鳴子地域、朝日山地(白鷹火山)、富士山及び霧島)は断面に直交する方 向に対して同様の比抵抗構造が連続するといった仮定に基づく解析によって推定されたものであ るが、本検討では文献などの資料に記載される二次元鉛直断面の位置から片幅 10 km 以内に分布 する第四紀火山を抽出し、検討に用いることとした。また、三次元比抵抗構造(三瓶山及び阿蘇 山)については、文献などに記載される比抵抗の鉛直断面図及び平面図をもとに周辺に分布する 第四紀火山を抽出したうえで検討に用いた。ここで、本検討に用いた第四紀火山の位置及び活動 年代のデータは、産業技術総合研究所により取りまとめられた「日本の火山(第 3 版)」(産業技 術総合研究所, 2013) である。また、一般に、比抵抗構造を推定するための解析に用いた観測網 の外側における解の信頼性は極めて低い。そのため、今回の検討は、観測網の内側に分布する第 四紀火山のみを検討の対象とした。

なお、一般に MT 探査の空間分解能は、解析に用いた観測点の分布密度や観測データの S/N 比 に依存する。このため、それぞれの探査によって推定された比抵抗構造の信頼性や空間分解能は 個々に異なると考えられるが、今回の検討において抽出した低比抵抗体は、それぞれの解析にお ける初期比抵抗値(概ね 100 Ωm)以下の比抵抗値を示し、かつ下部地殻あるいはマントル最上 部から連続する領域を低比抵抗体と見なした。図 2.2.2-2 に、それぞれの比抵抗断面図上に第四 紀火山などをプロットした結果を示す。

#### (2) 検討結果

#### 1) 個別の地域における低比抵抗体と火山の分布に関する特徴

#### ① 鬼首·鳴子火山地域

東北日本の火山フロントに位置するこの火山地域下に認められている低比抵抗体は、地震波ト モグラフィにより推定された地震波低速度域(Nakajima and Hasegawa, 2003)と整合的な分布 を示すこと、その端部に低周波微小地震の発生が見られることなどから、部分溶融域またはマグ マの固化に伴って放出された流体(水)の存在を示唆すると解釈されている(Asamori et al., 2010)。二次元比抵抗構造が推定された領域内には鬼首カルデラ(活動年代:約 30 万~20 万年 前)、鳴子カルデラ(約 17 万年前以降)、赤倉カルデラ(300 万~200 万年前)及び向町カルデラ (約 80 万~60 万年前)が分布する(図 2.2.2·2(a))。この火山地域下に見られる低比抵抗体の上 面は、837 年に噴火活動があったとされる鳴子カルデラや、現在も活発な噴気活動が認められて いる鬼首カルデラといった活火山の近傍に向かって浅くなる傾向が認められ、最も低い比抵抗値 を示す地点(min)はその直下に位置する。また、この低比抵抗体は下部地殻またはマントル最 上部から、少なくとも深さ10 km 程度まで連続するようにイメージされているが、下部地殻にお ける低比抵抗体の水平方向の分布域は、地表における第四紀火山の分布範囲とおおよそ一致する。

#### ② 朝日山地(白鷹火山)

東北日本の背弧側に位置する朝日山地は第四紀火山が認められていない非火山地帯であるもの の、マントル最上部から地殻中部に連続する顕著な低比抵抗体が認められている。温泉ガスのヘ リウム同位体比が火山地域にみられるそれと同様の値を示すことや、低比抵抗体の端部に低周波 微小地震の震源が分布することなどから、飯豊山地での事例(Umeda et al., 2006, 2007)と同様 に、非火山地帯における部分溶融域の存在を示唆すると解釈されている(Asamori et al., 2011)。 図 2.2.2-2(b) に示す領域の東部には白鷹山(約 100 万~80 万年前)が位置するが、その直下の 下部地殻には低比抵抗体が認められ、朝日山地の東部下に分布する低比抵抗体から連続するよう にイメージされている。なお、この低比抵抗体の上面が最も浅くなっている地点の周辺では第四 紀の火山活動は認められていないものの、顕著に高いヘリウム同位体比が観測され、マントル起 源ヘリウムの供給が示唆されている(Asamori et al., 2011)。

#### ③ 富士山

伊豆-小笠原弧の火山フロントに位置すると考えられる富士山(約8万年前以降)下には顕著 な低比抵抗体が認められ、その上端部では低周波微小地震の活動が認められている(Aizawa et al., 2004)。図 2.2.2-2(c) に示す MT 法による電磁探査の測線から 10 km 以内の領域にはこれ以 外の第四紀火山は分布しないが、富士山近傍では複数の割れ目火口が分布することが知られてい る(石塚ほか, 2003)。上部マントルから深さ約 20 km まで連続するようにイメージされる低比 抵抗体の水平方向における拡がりは、他の地域に比べてやや狭くマントル最上部で 30 km 程度で あるが、富士山の火山活動に関連するこれらの割れ目火口はその直上付近に位置する。

#### ④ 三瓶山地域

西南日本に位置し、森田山(約115万ないし100万年前)、三瓶山(10万年前以降)及び女亀山(約180万年前)といった単性火山を含む第四紀火山が分布するこの領域では三次元比抵抗構造が推定されており、地震波トモグラフィによって推定された地震波低速度体(Nakajima and Hasegawa, 2007)と調和的な分布を示す低比抵抗体が見出されている(Asamori et al., 2009)。これによると、いずれの第四紀火山においてもその直下の深さ約10km以深にはマントル最上部

まで連続する低比抵抗体が認められており、その端部では低周波微小地震の活動が認められている。また、図 2.2.2-2(d) に示すように、低比抵抗体の上面は 1,400~1,300 年前に活動し活火山 に区分される三瓶山や、その南東に位置する女亀山に向かってやや浅くなるといった特徴が見られる。

#### ⑤ 霧島火山地域

九州南部をおよそ東西方向に横断する観測によって推定された二次元比抵抗構造において、火 山フロントから背弧域に広範囲にわたって拡がる顕著な低比抵抗体が見出されており、その東端 部では低周波微小地震の活動が認められている(浅森ほか,2016)。図 2.2.2-2(e) に示す二次元比 抵抗断面の周辺には、財部(約 210 万年前及び約 110 万年前)、雨折岡(約 80 万年前)、北薩火 山群(250 万~80 万年前)、米丸・住吉池(完新世)、藺弁田(約 50 万~35 万年前)及び薩摩丸 山(約 50 万年前)が分布する。近年活発な活動が見られる霧島山近傍の上部地殻では顕著な低比 抵抗体が確認されているが(Aizawa et al., 2014)、背弧域のモホ面付近において約 50 km の拡 がりを有する低比抵抗体の上面は、比抵抗断面から約 13 km 北に位置する霧島山に向かって浅く なる傾向を示す。また、この領域に分布する第四紀火山のうち財部を除く 5 つの火山は、他の地 域と同様に、下部地殻またはマントル最上部に認められる低比抵抗体の直上に分布する。

#### ⑥ 阿蘇カルデラ

九州地方北部の火山フロントに位置する阿蘇山及びそのカルデラ近傍においては、多数の観測 点でのデータを用いて深さ 20 km 以浅の詳細な三次元比抵抗構造が推定されている (Hata et al., 2016)。これによると、カルデラ中央の浅部からやや北に傾斜する顕著な低比抵抗体が見出され ている。深さ約 2 km から約 20 km まで連続するこの低比抵抗体は流体及びその通路の存在を示 唆すると指摘されている。この三次元インバージョンに用いられた観測点はカルデラの外部には あまり分布していないことから、検討の範囲をカルデラ近傍に限ると、阿蘇カルデラ (約 27 万年 前以降)の他、阿蘇 (9 万年前以降)、根子岳 (14 万~12 万年前)、先阿蘇 (80 万~40 万年前) が分布する。深さ 20 km に認められる低比抵抗体は、深くなるにつれて水平方向に拡がるように イメージされているが、カルデラ内においても低比抵抗を示さない領域も認められる。比抵抗構 造が推定された範囲は深さ 20 km 以浅であるため、他の地域と同様に下部地殻またはマントル最 上部における低比抵抗体の分布範囲との関係性を明確に述べることはできないが、この低比抵抗 体の端部からそれぞれの火山までの水平距離は約 10 km 以内となる。



図 2.2.2-1 検討の対象とした比抵抗断面の位置及び第四紀火山の分布



図 2.2.2-2 各火山地域における低比抵抗体と第四紀火山の分布

(a) 鬼首・鳴子火山地域(Asamori et al., 2010)、(b) 朝日山地(Asamori et al., 2011)、 (c) 富 士山(Aizawa et al., 2004)、(d) 三瓶山(Asamori et al., 2009)及び (e) 霧島(浅森ほか, 2016)。 コンラッド面、モホ面及びフィリピン海スラブ上面の深さ分布は、Katsumata (2010) 及び Nakajima et al. (2009) に基づく。

#### 2) 火山活動の時空分布との関連性

図 2.2.2-3(a) には、各火山地域下に認められた低比抵抗体の最も浅い地点(top)から個別火山体までの距離とその活動年代をプロットした結果を示す。また、図 2.2.2-3(b) にはこれと同様に、最も低い比抵抗値を示す地点(min)からの距離と個別火山体の活動年代をプロットした結果を示す。これらの結果によると、低比抵抗体の分布を表す二つの指標と火山の活動年代との間に明瞭な相関は認められない。一方で、先に述べたように、それぞれの火山地域で第四紀に活動した火山は、下部地殻やマントル最上部における低比抵抗体の直上またはその近傍に分布する。

また、低比抵抗体の上面は、活火山(概ね過去1万年以内に噴火した火山及び現在活発な噴気活動のある火山)に向かって浅くなる傾向が見られる。ただし、低比抵抗体の最も浅い地点(top)は、必ずしも地殻深部からマントル最上部における低比抵抗体の中央部には位置しない。以上の特徴は、それぞれの火山地域における地殻深部からマントル最上部の部分溶融域やそれに関連する流体の分布域は第四紀を通じて大きく移動していないものの、上部地殻内でのマグマの上昇経路は時期に応じて異なっていると考えることができる(図 2.2.2-4)。

なお、火山活動の時間的な特性として、個々の火山には誕生から活動停止までのライフサイク ルがあることが知られており、マグマだまりの熱的寿命は、(マグマ供給系としてダイアピルを仮 定すると)数十万年程度と考えられている(東宮,1991)。一方で、活動期間が150万年に及ぶ岩 手火山群など、東北日本の岩手・秋田駒ヶ岳・八幡平・焼山、あるいは磐梯・安達太良・吾妻と いった火山群の直下には地震波トモグラフィによって顕著な地震波低速度体が認められることな どから、火山下の熱源はダイアピルのような孤立した熱源ではなく、マントルの連続的な対流(マ ントルからの連続的な高温流体の供給)によるといった可能性も指摘されている(東宮,1991)。 このため、下部地殻からマントル最上部における部分溶融域が第四紀を通じて維持され続けてき たか否かは明らかではないが、以上の結果は、マントル・ウェッジにおける流体の移動経路も第 四紀を通じて概ね変化していないといった可能性を示唆する。





(a) 各火山地域下に認められた低比抵抗体の最も浅い地点(top)から個別火山体までの水平距離とその活動年代及び、(b) 最も低い比抵抗値を示す地点(min)からの水平距離とその活動年代


図 2.2.2-4 マグマの活動範囲と部分溶融域に関する概念モデル

# 2.2.3 まとめ

マグマの貫入・噴出が及ぶ範囲(マグマの活動範囲)に対する知見・検討事例を提示するため、 平成 30 年度は火山地域下の部分溶融域の分布に着目し、第四紀の火山活動との関連性に係る知 見の抽出を試みた。その結果、第四紀に活動した火山は、下部地殻やマントル最上部における部 分溶融域を示唆する低比抵抗体の直上またはその近傍に分布するといった特徴が認められた。こ のように、現在の部分溶融域の分布と過去の火山活動の空間分布との関連性が認められたことは、 現在の部分溶融域の分布が将来の活動範囲を検討するうえで有用な指標の一つとなり得ることを 示唆すると考えられる。本検討は六つの火山地域のみを対象として実施したものであり、事例を さらに蓄積することが重要である。特に今後は、火山中心から離れた個別火山体での事例を示す ことが重要であると考えられる。

# 引用文献

- Aizawa, K., Yoshimura, R. and Oshiman, N., Splitting of the Philippine Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji, Geophysical Research Letters, vol.31, 10.1029/2004GL019477, 2004.
- Aizawa, K., Koyama, T., Hase, H., Uyeshima, M., Kanda, W., Utsugi, M., Yoshimura, R., Yamaya, Y., Hashimoto, T., Yamazaki, K., Komatsu, S., Watanabe, A., Miyakawa, K. and Ogawa, Y., Three-dimensional resistivity structure and magma plumbing system of the Kirishima Volcanoes as inferred from broadband magnetotelluric data, Journal of Geophysical Research, vol.119, pp.198–215, doi:10.1002/2013JB010682, 2014.
- Asamori, K., Umeda, K., Negi, T. and Ninomiya, A., Three-dimensional magnetotelluric imaging of the crust and uppermost mantle beneath the Sambe volcano, Southwest Japan, Eos Trans. AGU, 90 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract, V23D-2135, 2009.
- 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, Interational Journal of Geophysics, ID738139, doi:10.1155/2010/738139, 2010.

- Asamori, K., Umeda, K., Ninomiya, A. and Negi, T., Manifestations of upwelling mantle flow on the Earth's surface, In Horizons in Earth Science Research: vol.5, edited by B. Veress and J. Szigethy, pp.397-412, ISBN 978-1-61209-923-1, Nova Science Publishers Inc., Yew York, 2011.
- 浅森浩一, 濱 友紀, 梅田浩司, 九州前弧域における地震波速度構造及び比抵抗構造から推定され る地殻流体, 日本地球惑星科学連合 2016 年大会, SCG60-01, 2016.
- 原子力発電環境整備機構,概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠-「概要調査地区 選定上の考慮事項」の説明資料-,NUMO-TR-04-02,2004. https://www.numo.or.jp/technology/technical\_report/4alldl/tr0402all.pdf (2019年1月31 日最終閲覧)
- Hata, M., Takakura, S., Matsushima, N., Hashimoto, T. and Utsugi, M., Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure, Geophysical Research Letters, vol.43, pp.10720-10727, 2016.
- 石塚吉浩,高田 亮,中野 俊,河村幸男,谷田部信郎,富士山はどんな活動をしてきたか? 富士 火山の活動史-,地質ニュース, vol.509, pp.17-22, 2003.
- Katsumata, A., Depth of Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by traveltime analysis, Journal of Geophysical Research, vol.115, B04303, doi:10.1029/2008JB005864, 2010.
- 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 ー電力重要構造 物の立地に関わる基本的留意点-, 電力中央研究所報告, N05024, 19p, 2006.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D., Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, Journal of Geophysical Research, vol.106, pp.21843-21857, 2001.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.127, pp.1-18, 2003.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, Earth and Planetary Science Letters, vol.254, pp.90-105, 2007.
- Nakajima, J., Hirose, F. and Hasegawa, A., Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity, Journal of Geophysical Research, vol.114, B08309, doi:10.1029/2008JB006101, 2009.
- 中村一明, 広域応力場を反映した火山体の構造 側火山の配列方向–, 火山, vol.14, pp.8-20, 1969.
- 中田英二,田中和広,マグマの貫入が岩盤に与える影響 -活火山周辺に分布するマグマ噴出跡 の分布-,日本応用地質学会研究発表会講演論文集,pp.55-58,2001.
- Nishimura, T., Ozawa, S., Murakami, M., Sagiya, T., Tada, T., Kaidzu, M. and Ukawa, M., Crustal deformation caused by magma migration in the northern Izu Islands, Japan, Geophysical Research Letters, vol.28, pp.3745-3748, 2001.
- 産業技術総合研究所,日本の火山(第3版),200万分の1地質編集図,no.11,2013.

- 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, 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, 複成火山の構造と地殻応力場 2. P-type・O-type 火山, 火山, vol.39, pp.207-218, 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 (2019 年 1 月 31 日最終閲覧)
- 東宮昭彦, 島弧火山の寿命に対応するマントルダイアピールの大きさ, 火山, vol.36, pp.211-221, 1991.
- 土志田 潔, 三浦大助, 幡谷竜太, 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-, 電力中央研究所報告, N05026, 19p, 2006.
- Umeda, K., Asamori, K., Negi, T. and Ogawa, Magnetotelluric imaging of crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline mountains in a non-volcanic region, Northeast Japan, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.7, Q08005, DOI10.1042/2006GC001247, 2006.
- Umeda, K., Asamori, K., Ninomiya, A., Kanazawa, S. and Oikawa, T., Multiple lines of evidence for crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline Iide Mountains, northeast Japan, Journal of Geophysical Research, vol.112, B05207, doi:10.1029/2006JB004590, 2007.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan, Journal of Geophysical Research, vol.97, pp.19909-19928, 1992.
- 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.

# 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

深部流体の定義は非天水起源の地下水としたものや、いわゆるスラブ起源水のみを深部流体と したものもあり、文献により異なる。本稿では産業技術総合研究所(2007,2012)の定義に倣い、 非天水起源の地下水であり、慣用的に化石海水、油田かん水、スラブ起源水と呼ばれる地下水を 深部流体と呼ぶ。

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 CO<sub>2</sub> 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)。このため、高レベ ル放射性廃棄物の最終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 ではその影響を評価し、著しい影響を回避する必要がある。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。

本節では、深部流体の移動・混合の特性を調査・評価する技術を整備するため、深部流体の化 学的特徴についての理解を進めることを目的とし、①深部流体の水質の特徴、形成メカニズムに 関わる文献調査、②現地調査結果を用いた既往の水質調査・評価手法の有効性の検討、ならびに ③室内実験による水質形成メカニズムの検討を行った結果について報告する。

#### 3.1.2 深部流体などについての文献調査

本節では、深部流体の化学的知見に関わる研究の現状を以下にまとめる。

#### (1) スラブ起源水の形成機構と分布

スラブ起源水の湧水については、有馬温泉や紀伊半島の温泉などでは、火山やマグマ溜まりが その近傍に存在せず、また、湧水地点が海岸から遠く離れているにも関わらず、比較的高温で海 水に似た組成または海水よりも高い溶存成分濃度を有する水が湧出することが知られており、そ の起源についての研究が進められている。2000年前後からスラブの脱水が関係していることが 指摘され始め(西村, 2000; 西村ほか, 2006)、その後、国内の複数の地域での研究事例が蓄積さ れつつある。以下、産業技術総合研究所(2016)が取りまとめたスラブ起源水の発生メカニズム について要約する。

スラブ起源水は大まかに東北日本と西南日本でその特徴が分かれる。図 3.1.2-1 に西南日本弧 (a)と東北日本弧(b)におけるスラブの沈み込みに伴って形成されるスラブ起源水の概念図を 示す。



図 3.1.2-1 スラブからの脱水に伴う水の形成(産業技術総合研究所, 2016) a):西南日本弧、b):東北日本弧、mg:マグマ起源熱水、dw:間隙水、dg:粘土鉱物の脱水の 影響を受けた続成流体、dh(I):350~450°Cにおいて発生する鉱物脱水流体、dh(II):500-700°Cに おいて生成する鉱物脱水流体

西南日本弧では、スラブの沈み込み初期に粘土鉱物の脱水の影響を受けた続成流体(dg)と堆 積物の間隙から絞り出される間隙水(dw)が発生する。この水のほとんどはスラブと地殻の境界 を通じて海へ排出されると考えられている。次に含水鉱物由来の鉱物脱水流体(dh(I))が深さ30 - 40km までに生成し、西南日本の外帯の付加体内部を上昇すると考えられている。そののち、深 さ60 km までに熱水流体(dh(II))を生じる。この dh(II)はマントルウェッジを蛇紋岩化しつつ さらに熱水として上昇する。この熱水は有馬型熱水に特徴的な高い Li/Cl 及び低い Br/Cl、なら びに、酸素同位体比が大きくマグマ水側にシフトしたスラブ起源水であると考えられている。ま た、山陰地方にみられるスラブ起源水に似た地下水は、スラブ溶融成分を含むマグマが上昇し地 殻下部のマグマだまりの固化に伴い放出された熱水であると考えられている。

東北日本弧では、フィリピン海プレートと比べて低温で厚い太平洋プレートが沈み込むため、 地下の温度構造が比較的低温度であり、西南日本弧とはスラブ起源水の発生メカニズムが異なる。 dg、dw は地殻とプレートの間から海に流出するものの他に、その一部は陸域に供給される。続 成流体 dg は、福島県の沿岸部に上昇する NaCl 型の水の起源と考えられている(Togo et al., 2014)。鉱物脱水流体の dh(I)は西南日本弧よりも深いところで生成し、主にマントルウェッジ内 での蛇紋岩化に寄与する。ここで生成した蛇紋岩はマントルの対流によりさらに深部へと運ばれ、 600℃を超えたところで熱水流体 dh(II)を発生し、マントル中を上昇する。この dh(II)がマグマの 初成メルトを発生する元となる。マグマから発生する熱水(mg) は火山周辺部に上昇する。この ため、有馬温泉で見られるような dh(II)を起源とする水は東北日本弧の前弧側では見られない。



図 3.1.2-2 深部流体の全国分布(産業技術総合研究所, 2016)

図 3.1.2・2 に深部流体の全国分布(産業技術総合研究所, 2016)を示す。既往の水質データに 対し、後述する Li-Cl-Br 法という水質分類方法を適用してマッピングしたもので、当該地域の地 下深部に胚胎する可能性のあるスラブ起源水をエリアで示している。図中のプロットはスラブ起 源水と判定される水の他、「有機物分解の寄与」(有機物分解の寄与の強い地下水:いわゆる油田 かん水)、「海水・変質海水」(いわゆる化石海水)と溶存成分濃度が低いためスラブ起源水の判定 をしなかった地下水が示してある。また、第四紀火山とその半径 15 km 圏内のプロットも示して いる。

# (2) 化石海水、油田かん水の形成機構と分布

化石海水、油田かん水の定義や呼称は文献によって様々であるが、どちらも概ね地下深部に胚 胎する海水と似た組成を持つ地下水である。化石海水は、堆積時に間隙水として取りこまれた海 水が、その場での続成作用を受けながら滞留しているものを指し、油田かん水は石油・ガスに付 随する塩水のことを指す。化石海水については地下水年代測定が試みられた事例があり、数百万 年レベルの長い滞留時間を持つものの存在が指摘されている(馬原ほか, 2006; Mahara et al., 2012; 中田・長谷川, 2010; 長谷川ほか, 2013)。

油田かん水については、石油・ガスに付随して産出することからこのような呼称が付いている が、長い滞留時間のうちに続成作用を受けた海水である(加藤ほか,2000)。地層中の鉱物との水 岩石相互作用により水の同位体比が海水とは異なる他、海藻などに由来する有機物の分解により Br や I の濃度が海水よりも高いことが知られている。

化石海水や油田かん水はその特性から日本の沿岸域に広く胚胎すると考えられるが(馬原ほか, 2006)、必ずしも研究された地域地点は多くない。これまで事例研究が行われた地域を図 3.1.2-3 に示す。



図 3.1.2-3 化石海水・油田かん水ならびにスラブ起源水の事例研究実施地域

# (3) 深部流体の事例

深部流体に関わる研究事例について調査した。スラブ起源水が関係するものとして、いわき (Togo et al., 2014)、鹿塩(松葉谷ほか, 1980; 益田ほか, 1988)、有馬・宝塚(Kusuda et al., 2014; Ono et al., 1993)、石仏(松葉谷ほか, 1974; 松葉谷ほか, 1980; Ono et al., 1993)、紀伊半 島(田中ほか, 2013; Morikawa et al., 2016)、高知(網田ほか, 2014)、津和野(村上・田中, 2015)、 大分(網田ほか, 2005)の事例がある。

化石海水や油田かん水が関係するものとしては、幌延(岩月ほか,2009;中田・長谷川,2010;

鈴木・柴田, 2007)、北海道油田地域(太秦・那須, 1960; 早稲田ほか, 2002)、釧路(馬原ほか, 2006)、秋田・山形(加藤ほか, 2000; 早稲田ほか, 2002)、新潟(加藤・梶原, 1986; 早稲田ほか, 2002)、関東地方(相川, 1991; 村松ほか, 2012; 板寺ほか, 2010; 長谷川ほか, 2013)、高知(網田 ほか, 2014)、宮崎(大沢ほか, 2010)、国内の主な深部塩水(Mahara et al., 2012) などが挙げら れる。分析事例を表 3.1.2-1 及び表 3.1.2-2 に示す。

表 3.1.2-1 及び表 3.1.2-2 の有馬温泉のデータは、Kusuda et al. (2014)が数か所の源泉から採 取したもののうち、最も Cl 濃度が高いものを示している。各泉源で地表水起源と考えられる地 下水の混合が起きており、同じ地域でもそれぞれの泉源で分析値が異なる。有馬温泉の起源水の 溶存イオン濃度は、Tanaka et al. (1984)、Masuda et al. (1985)、Kusuda et al. (2014)により外 挿での予測がなされており、それぞれの Cl 濃度 (mg/L) は、43,000、54,000、42,000 とされて いる。表 3.1.2-1 及び表 3.1.2-2 には最新の研究である Kusuda et al. (2014)の推定値を示す。

スラブ起源水、化石海水・油田かん水の大まかな特徴をまとめると以下のようになる。

- ① スラブ起源水の特徴:酸素同位体比が大きく熱水側(高い値)へシフトする。Na、Clを多く含み海水と似た水質を示すが、溶存元素濃度が海水より高い場合がある。ガスが付随する場合が多く、その組成は二酸化炭素が主であることが多い。溶存している He 同位体比は非火山地域にあっても高く、マントル起源の He が含まれていると考えられる。西南日本では有馬温泉と似た起源水が胚胎し、東北日本で有馬温泉よりは溶存成分濃度の低いものが胚胎しているとされているが、東北日本における報告事例は少ない。
- ② 化石海水・油田かん水の特徴:水素酸素同位体比は海水に近いが、酸素同位体比が高い側や低い側へシフトすることがある。水質は海水に似るが、溶存イオンの濃度比は海水とは異なる。ガスが付随する場合は、メタンが主成分である。地層中の有機物に含まれる Br やIが溶出して、海水よりも高い Br/Cl、I/Cl を示す事例が多い。

端成分の性質としては上述のように大別できるが、実際に地表で湧出する深部流体は胚胎する 地質環境下での水岩石相互作用や、種々の地下水との混合が起きる。そのため、採取した深部流 体様の地下水の起源を知るには、溶存元素や希ガス同位体比などに基づいて端成分の検出や混合 率の評価を行う必要がある。

#### (4) 文献調査のまとめ

スラブ起源水、ならびに化石海水・油田かん水の形成機構と分布、水質の事例について取りま とめた。スラブ起源水の水質は大局的に前弧側、火山フロント付近、背弧側、西南日本前弧側の 四つに分けることができる。

化石海水や油田かん水は、長期にわたり緩やかな続成作用を受けながら滞留している海水であ り、日本の沿岸部の深部に広く分布すると考えられるが、研究対象として詳細に検討された地域 は多くない。

各地域の調査結果からスラブ起源水、化石海水・油田かん水のそれぞれの端成分を大別するこ とはできるが、例えばスラブ起源水において東北日本での水質は西南日本における有馬型熱水ほ ど明らかではなく、さらなる事例の収集及び検討が必要である。また、実際に地表で湧出する深 部流体は胚胎する地質環境下での水岩石相互作用や、種々の地下水との混合が起きる。そのため、 採取した深部流体様の地下水の起源を知るには、溶存元素や希ガス同位体比などに基づいて端成 分の検出や混合率の評価を行う必要がある。

推进		Kusudaほか、2014	Kusudaほか、2014(端成分の推定値)	Morikawaほか、2016	村上・田中、2015	網田ほか、2005	網田ほか、2005	大沢ほか、2010	鈴木・柴田、2007	加藤ほか、2000	相川、1991	Mahara, 2012	Mahara, 2012
$\delta^{13}$ C	%0	-0.86		2	-3.6	-6.4	-3.8	,	,	1	1	,	'
$\delta$ <sup>18</sup> O	<sup>00</sup>	4.98	9	3.52	-4.2	1.9	2.7	4.03	1.9	0.3		-2	-1.5
δD	%0	-34.1	-33	-31.5	-41	-27.1	-22.2	-6.2	-23	6-	1	-4	-۲
_	mg/L								27	126	142	86	110
Br	mg/L	72.95	84	60.7					33	156	162	110	130
В	mg/L	,	,			145	278	286	,	2.5	3.5	,	'
:-	mg/L	51.9	55			51.8	33.5	6.1	,	,	,	,	'
Ū	mg/L	40033	42000	18800	10000	18649	23878	2330	16770	20235	19420	17000	19000
$\mathrm{SO}_4$	mg/L	10.25	,	0.04	120	pu	pu	155		18	0	$\stackrel{\scriptstyle \vee}{\scriptstyle \vee}$	7
HCO <sub>3</sub>	mg/L	1293	,	350	3800	3780	4320	6170	278	1891	1075	720	410
Mg	mg/L	511		91.9	260	784	1042	e	77	92	419	350	280
Са	mg/L	3006	3100	394	720	347.5	282	1.6	605	184	207	250	670
$\mathbf{x}$	mg/L	1930	3700	67	120	678	231	27.3	60	628	316	310	89
Na	mg/L	20077	21000	10900	7300	12213	15813	3950	10210	12840	11500	11000	12000
Ηd	,	5.64	,	7.3	6.8	6.7	6.7	7.5	7.0	7.6	8.1	,	•
Temp	°C	29.2		22.3	14	34.8	36.1		48.9	1	24.6		
4년 1만	New 77 e	近畿(有馬温泉)	近畿(有馬温泉、推定値)	近畿(温泉、紀伊半島)	中国(津和野)	九州(温泉、大分)	九州(温泉、大分)	九州(宮崎平野)	北海道(温泉)	東北(石油・ガス井)	関東(ガス田)	関東(ガス田)	九州(ガス田)
湿全一ている澤朝海休の会話		スラブ起源水	スラブ起源水	スラブ起源水	スラブ起源水	スラブ起源水	スラブ起源水	化石海水・油田かん水	化石海水・油田かん水	化石海水・油田かん水	化石海水・油田かん水	化石海水・油田かん水	化石海水・油田かん水

# 表 3.1.2-1 深部流体などの成分の例

# 表 3.1.2-2 深部流体などに含まれるガスの組成の例

			2014	~		2016	015	207	202	202	002	0	0	
	推	C- #/	Kusudaほか、	Onoほか、199:	Onoほか、199:	Morikawaほか、	村上・田中、20	鈴木・柴田、20	早稲田ほか、20	早稲田ほか、20	早稲田ほか、20	大沢ほか、201	大沢ほか、201	
	$^{4}\mathrm{He}/^{20}\mathrm{Ne}$	T	I	60	31	675	1.89	I		ı	ı	T		
	<sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He	I	$6.69  imes 10^{-6}$	6.6**	**7.4	2.62	$6.13  imes 10^{-6}$	I	ı	1	ı	I	I	
	$\delta^{13}$ C-C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	%0	I			I	I	T	-23.5	-19.1	-22.9	T		
	$\delta^{13}$ C-C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	%0	ı		-	ı	,	1	-25.6	-24.8	-24.3	-26.3	-32.7	
	$\delta^{13}$ C-CH <sub>4</sub>	%0	I	-29.5	-32.8	I	ı	I	-35.3	-39.7	-47.2	-45.2	-48.4	
, , , ,	$\delta$ <sup>13</sup> C-CO <sub>2</sub>	%0	-	-6.8	-10.3	-	-8.5	1		-4.3		-5.1	-6.3	
5	$C_3H_8$	bpm	ī		ī	ı	pu	ī	2.69	1.34	2.16	1	1	
	$C_2H_6$	bpm	ī			ı	pu	с	7.88	5.6	5.77	0.02	0.02	
5	H2	bpm	ī			ı					,		1	
	He	bpm	$4.13\times10^{-6*}$	103	1.5	$168 \times 10^{-6*}$	1	ı		ı	,	ı	ı	
	Ar	%	ī	0.027	0.003	ı.	1	,		-	ı	1	ī	
;	$N_2$	%	i.	2.5	0.2	ı.	8.1	6.9		-		8.24	4.43	
í	$CH_4$	%	-	0.67	0.3	-	pu	88.4	86.1	89.2	85.9	89.8	94.1	
	$CO_2$	%	ı	96.4	99.4	ı	89.6	1.6	0.06	2.05	0.27	1.01	1.16	
	世幸	New	近畿(有馬温泉)	近畿(有馬温泉)	近畿(温泉、石仏)	近畿(温泉、紀伊半島)	中国 (津和野)	北海道(温泉)	北海道(ガス井)	東北 (石油・ガス井)	北陸(石油・ガス井)	九州(宮崎平野)	九州(宮崎平野)	
	這个一てこれ。習些法在の公置		スラブ起源水	スラブ起源水	スラブ起源水	スラブ起源水	スラブ起源水	化石海水・油田かん水	化石海水・油田かん水	化石海水・油田かん水	化石海水・油田かん水	化石海水・油田かん水	化石海水・油田かん水	*出/土. ~ ~ CTD / ~ … ~ + ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~

\*単位:ccSTP/g-water \*\* 単位:R/Ra

# 3.1.3 現地調査

深部流体を含むと考えられる温泉などでの採水を行い、水質・同位体データを取得した。今回 取得したデータに対して、既往の混合評価手法の適用を行い、評価手法の制約や得られた結果の 妥当性について検討を行った。

# (1) 採水調査

温泉水の採取は、既往の文献においてスラブ起源水の混合が示されている(例えば、Morikawa et al., 2016) 紀伊半島で実施した。また、新潟県、秋田県のボーリング孔から油田かん水を採取した。温泉水は14地点、油田かん水は3地点から得た。採取時の状況、分析データを表 3.1.3-1 に示す。

サンプルタ	Na+K	Mg	Са	CI	ALK	SO <sub>4</sub>	Li	Br	В	I	δD (‰)	$\delta^{18}$ O (‰)
977元4	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	‰	‰
A温泉	144	0.0	12.6	207.5	0.7	6.33	0.52	0.76	0.69	0.02	-42.0	-6.9
B温泉	431	1.8	24.9	204.1	13.4	14.75	2.06	0.64	3.34	0.02	-45.3	-7.3
C温泉	349	2.2	34.1	170.6	11.8	4.46	1.37	0.52	2.34	0.02	-46.0	-7.1
D温泉	69	0.2	4.3	7.9	2.3	9.59	0.07	< 0.05	0.18	-	-53.2	-8.5
E温泉	390	1.4	14.5	103.8	14.9	2.26	2.00	0.33	3.91	0.01	-50.3	-7.9
F温泉	9716	785.1	854.2	18388.1	3.8	491.25	3.93	72.49	100.40	0.36	-8.7	0.4
G温泉	1225	1358.4	2880.0	9044.5	54.5	<5.0	0.84	24.73	103.50	0.25	-50.4	-5.6
H温泉	996	235.4	634.1	2963.6	4.0	105.94	0.05	13.56	1.18	0.07	-49.5	-7.1
l温泉	504	1.8	13.6	336.1	12.7	8.50	0.50	1.19	6.08	0.11	-49.9	-7.9
J温泉	10	2.3	24.0	8.9	1.0	15.47	-	0.15	-	-	-57.0	-8.3
K温泉	5783	211.1	354.9	9731.6	10.3	12.93	2.31	34.55	107.90	0.42	-44.3	-3.0
L温泉	3040	99.7	269.0	3431.7	62.1	1.37	27.88	13.21	92.00	0.06	-61.6	-7.8
M温泉	-	0.0	1.0	5.4	2.4	18.82	0.17	< 0.05	4.14	0.01	-55.5	-8.7
N温泉	2545	58.4	115.3	2350.9	56.9	5.97	5.74	9.29	77.72	0.15	-56.5	-6.9
油田かん水A	3910	0.5	992.0	7360.0	1.7	80.00	1.37	45.80	13.00	48.70	-12.7	1.7
油田かん水B	8600	20.9	122.0	11400.0	29.0	30.00	1.58	89.40	150.00	11.20	-9.6	-0.9
油田かん水C	7619	5.0	18.7	9850.0	50.5	2.70	0.05	52.30	70.00	16.40	-10.1	1.5

表 3.1.3-1 本研究で採取した地下水の水質

いずれのデータも地上において採取したものである。温泉の多くは、源泉よりくみ上げた水を 一旦貯留タンクへ送り、そこから浴場に配泉するシステムを取っており、ほとんどのデータは貯 留タンクより得られたものである。油田かん水については、孔から石油・ガスを取る過程で分け られたかん水を地上の分離装置から採取した。

#### (2) 水質評価、混合評価

深部流体の混合評価方法については、水の安定同位体比を用いた汎用的な分類方法の他、産業 技術総合研究所(2016)、大沢ほか(2010)による種々のプロットや He 同位体比を用いたマン トルに由来する He の混合評価法(例えば、Sano and Wakita, 1985; Morikawa et al., 2016)な どが提案されている。本項目ではこれらのうち、水の安定同位体比に基づく分類法、Li-Cl-Br 法、 Li-Cl-B 法及び I/Cl-Br/Cl 法を用いて、本研究で採取した紀伊半島の温泉水ならびに東北地方日 本海側の油田かん水をプロットした結果について述べる。

# 1) 水質の概要

図 3.1.3-1 に本研究で採取した温泉水・油田かん水のトリリニアダイアグラムを示す。このダ イアグラムは、水に溶存する主要イオン6種(Na(+K)、Mg、Ca、Cl、HCO<sub>3</sub>、SO<sub>4</sub>)の濃度比を プロットしたものである。



図 3.1.3-1 平成 30 年度採水分の水質データ(トリリニアダイアグラム)

紀伊半島の深部流体研究において、田中ほか(2013)、Morikawa et al. (2016)では、深部流体 の湧出に断層が関わっているとしている。そこで、本研究で得られた紀伊半島の温泉(14 地点) について、中央構造線活断層系と温泉の湧出地点との間の水平距離によって、AとBの二グルー プに分けて示す。Aグループは中央構造線活断層系から 20 km 以遠、 Bグループは 20 km 以内 の地点で湧出する温泉水である。Aグループはほとんどが Na-HCO3型の水質を示す。それに対 して Bグループの水質は、Aグループよりバラエティに富むものの、Na-Cl型が比較的多い。高 濃度の Cl が深部流体の特徴の一つであることを踏まえると、紀伊半島においては Bグループの 地域で深部流体の寄与が大きいことが示唆される。

油田かん水(3地点)については、いずれも Na-Cl型の水質を示す。これは日本の油田かん水 に多く見られる水質と一致する(加藤ほか,2000)。

# 2) 水の安定同位体比を用いた混合評価手法

図 3.1.3・2 に、水の酸素・水素安定同位体比( $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ )を用いた $\delta$ -ダイアグラム、図 3.1.3・3 に  $\delta D$ -Cl ダイアグラムを示す。これらのダイアグラムは、起源によって $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ の値が異な ることを利用して地下水の起源や混合を議論する手法である。



図 3.1.3-2 平成 30 年度採水分の δ D、 δ<sup>18</sup>O の分析結果



図 3.1.3-3 平成 30 年度採水分の δ D、CI 濃度の分析結果

両図には、今回採取したデータの他、鉱物脱水流体の代表値として Kusuda et al. (2014)によ る有馬温泉の端成分の推定値、大沢ほか(2010)による続成流体の端成分、加藤・梶原(1986) 及び加藤ほか(2000)による日本海沿岸地域の油・ガス田付随水の分布範囲を示す。大沢ほか(2010) による続成流体とは、帯水層中の粘土鉱物に含まれる水が海水と相互作用して生成したものであ る。

紀伊半島の温泉水については、グループ間で明確な違いが見られる(図 3.1.3-2)。A グループ はすべてのデータが天水線(Craig, 1961)のごく近傍にプロットされ、いずれの温泉水も天水の 寄与が非常に大きいことが推察される。一方、B グループは、天水線上にプロットされるもの (No.13 など)と、明らかに天水線から外れてδ<sup>18</sup>O が大きい位置にプロットされるものとがあ る(特に No.7、11)。後者は、有馬温泉の端成分と前者とを結んだ直線付近に分布していることから、この地域の天水(No.13 など)と鉱物脱水流体との混合関係を示しているものと考えられる。

油田かん水については、既往研究の結果(加藤ほか,2000)と同様の位置にプロットされる。 また、大沢ほか(2010)に示される粘土鉱物の関与する続成流体の位置にも近い。油田かん水は 粘土鉱物の影響を受けているという考え方があり(加藤ほか,2000)、今回の結果はこれと整合的 である。

 $\delta$ D-Cl ダイアグラム(図 3.1.3-3)においても、 $\delta$  - ダイアグラム(図 3.1.3-2)で見られるの と同様の温泉水、油田かん水の分布傾向が見られる。

このように、δD、δ<sup>18</sup>Oを用いた評価手法は、多くの分析事例があり、端成分の推定事例も多い ことから、深部流体の起源や混合状態の推定に有効であると考えられる。

# 3) 微量元素濃度を用いた混合評価手法

深部流体に特徴的に含まれると考えられる微量元素の濃度比を用いて、深部流体の混合を評価 する手法が、ここ10年ほどの間に開発されてきた。本項目では、いくつかの手法を平成30年度 に採水したサンプルのデータに対して適用することで、各手法の有効性の検討を行う。微量元素 の濃度そのものではなく濃度比を用いるメリットとしては、深部流体が天水によってある程度希 釈されている場合でも、深部流体が混入しているかどうかの判別が可能であるという点である。 すなわち、深部流体に含まれるが天水には含まれない溶存成分に着目すれば、天水によって深部 流体が希釈されてもそれらの濃度の比は保存されるため、深部流体の存在が判別できることが期 待される。

① Li-Cl-Br 法

Li-Cl-Br 法は、産業技術総合研究所(2016)による Li、Cl、Br を用いた深部流体の評価手法 である。この三つの微量元素の比を用いて、三角図上のプロット位置(区分 A~D)でスラブ起 源水とそれ以外の水とを区別できることが期待される。Li、Cl、Br が採用されているのは、以下 のような理由による。Li は高温で岩石から水に溶出し、その後温度が下がっても沈殿しない (James et al., 2003)ため、高温での水一岩石反応の指標と考えられる。Cl はスラブ起源水に

多量に含まれる一方、鉱物に取り込まれにくい元素である。Br は一般に海底堆積物起源が考えられる(今橋ほか,1996)ため海水起源の地下水に多く含まれ、一方でイオン半径の関係で Cl 鉱物 に取り込まれにくいため鉱物脱水流体の Br/Cl 比は低いと考えられる(産業技術総合研究所, 2014)。

図 3.1.3・4 は、平成 30 年度採水分のデータへの Li・Cl-Br 法の適用結果である。なお、産業技 術総合研究所(2016)では濃度分析値の精度を保つ観点から Cl 濃度が 200 mg/L 以上のデータ のみをプロットしているが、本研究においては低濃度においても信頼できるデータを取得してい るため、全てのサンプルデータをプロットしている。データの全体的な分布傾向は産業技術総合 研究所(2016)の東北日本・西南日本の結果と似ている。今回採水した油田かん水は 3 地点とも 区分 D にプロットされる一方、図 3.1.3・2 で明らかに鉱物脱水流体の混合が見られた No.7 と No.11 のデータも区分 D 付近にプロットされてしまい、スラブ起源水と油田かん水とを区別する ことができていない。産業技術総合研究所(2016)によると、東北日本では区分 D (三角図中の 水色のエリア)に海水や天水起源の地下水が、区分 A・C (桃、黄、緑色のエリア)にスラブ起源 水がプロットされる傾向がある一方、西南日本ではそれほど明確に分かれないという結果が得ら れている。今回のデータについても同様の傾向が見られる。



図 3.1.3-4 平成 30 年度採水分の温泉水・油田かん水への Li-Cl-Br 法の適用結果

# ② Li-Cl-B 法

Li-Cl-B 法は、大沢ほか(2010)及び網田ほか(2014)によるLi、Cl、Bを用いた評価手法である。Li と Cl が採用されている理由はLi-Cl-Br 法と同様である。B は粘土鉱物の層間に B(OH)3 として存在し、温度上昇による層間水の脱水に伴って排出されると考えられるため、粘土鉱物由 来の続成流体の指標となりうる。スラブ深度の増加に伴って、スラブ由来の水が、海水に近い間 隙水、B に富む続成流体、Li に富む鉱物脱水流体の順に変化していく過程が、このダイアグラム 中の矢印のような組成変化経路として示されている。

図 3.1.3・5 は、平成 30 年度採水分のデータへの適用結果である。データの全体的な分布傾向としては、大沢ほか(2010)による組成変化経路ライン上に乗っているように見える。また、大沢ほか(2010)ではこのダイアグラムの右下端付近に天水起源地下水がプロットされると予想しており、今回採水したもののうち、A グループのデータが右下にまとまってプロットされるのはこの予想と整合的である。ただし、6D、6<sup>18</sup>Oから見ると鉱物脱水流体の影響がさほど大きくないと考えられる No.9 や No.14 (図 3.1.3・2)が、図 3.1.3・5 では組成変化経路の矢印の終点付近にプロットされるなど、個々のデータを見ると必ずしも予想通りの分布にはなっていない。東北地方の日本海側で得られた油田かん水については、粘土鉱物の脱水流体に近い位置にプロットされている。油田かん水は粘土鉱物との相互作用の影響を受けていると解釈される(加藤ほか,2000)ことから、整合的な位置にプロットされていると言える。一方で、紀伊半島の温泉水については引き続き検討が必要であると考えられる。



図 3.1.3-5 平成 30 年度採水分の温泉水・油田かん水への Li-Cl-B 法の適用結果

# ③ I/CI-Br/CI 法

I/Cl-Br-Cl 法は、産業技術総合研究所(2016)による、I(ヨウ素)を用いた評価手法である。 鉱物脱水流体の Br/Cl 比は低いと考えられる(産業技術総合研究所, 2014)ことと、I は海底堆積 物や有機物由来のものが多く(Muramatsu and Wedepohl, 1998; Amachi, 2008)、マントル、火 山ガス、堆積物間隙水、海水などの間で I/Cl 比が異なる(Sumino et al., 2010)ことから、この ダイアグラム上で鉱物脱水流体と続成流体を区別できることが期待される。産業技術総合研究所 (2016)では東北地方の地下水の分析データを用いて本手法を開発し、鉱物脱水流体や有機物起 源の寄与が大きい地下水については概ね Li-Cl-Br 法の結果と整合的であるが、一部整合が取れて

いないデータもあるとしている。

図 3.1.3-6 は、平成 30 年度採水分のデータへの適用結果である。有機物起源と考えられる油田 かん水のデータは全て有機物分解の端成分付近にプロットされる。また、水の安定同位体比から 鉱物脱水流体の寄与が示唆される温泉のうち、No.7 については海水と鉱物脱水流体との混合ライ ン付近にプロットされる。しかし No.7 以外の紀伊半島の温泉は、いずれも鉱物脱水流体付近で はなく海水と有機物起源(+続成流体)との混合ライン付近に分布しているように見える。産業 技術総合研究所(2016)の解析結果では、鉱物脱水流体の寄与が大きいと考えられる Li/Cl>0.001 のものは鉱物脱水流体に向かって分布するような傾向が見られたが、今回採水分に関してはその ような傾向も見られなかった。



図 3.1.3-6 平成 30 年度採水分の温泉水・油田かん水への I/CI-Br/CI 法の適用結果

④ まとめ

地下水溶存元素のうち、Cl は沈殿生成しづらく、地層中の鉱物への吸着などの相互作用が少ない流動性の高い元素である。Br は鉱物に取り込まれにくいため鉱物脱水流体中の Br/Cl 比は低い。I も流動性は高いが、地層中の有機物の影響を受けてその濃度が高くなるという特性を持つ。 また、B、Li は熱水の影響を受けた岩石から溶出し、再沈殿しづらいとされる元素である。よって、これらの元素を用いた深部流体の分類方法は有効であると考えられる。しかしながら、本項で適用を試みた三つの手法については、少なくとも紀伊半島の温泉群に対しての有効性が必ずしも高くないことが示唆された。この要因については今後の検討課題である。

# (3) 現地調査のまとめ

既往の報告にある深部流体の分類法について調査するとともに、本研究で採取・分析したデー タをプロットし、その適用性について検討を行った。それぞれの分類法はある一定の分類をする ことは可能であるが、Li-Cl-Br 法では西南日本の深部流体を東北日本ほどには明瞭に分類できて おらず、また、Li-Cl-B 法や I/Cl-Br/Cl 法は紀伊半島の深部流体についての再現性が良くない結 果であった。本研究で得られたデータは紀伊半島と東北地方日本海側の油田かん水のものだけで あり、また、必ずしも点数は多くないことから、引き続き、採水点数を増やしつつ有効性につい て検討を行う必要がある。

# 3.1.4 室内試験

# (1) 背景と目的

深部流体についての既往の調査結果では、深部流体の水質や同位体は天水や海水とは異なった 値を示すことが知られており、そのメカニズムの一つとして粘土鉱物との相互作用が知られてい る。地下深部の高温環境で水と岩石が接している場合は、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(Truesdell and Hulston, 1980)。低 温環境でも地質年代スケールでは、粘土鉱物と水の間の同位体交換によって、水の水素同位体比 が重く、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、堆積物が圧密を受ける際に生じる粘土鉱物の 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 et al. (1986)や Hitchon and Friedman (1969)によって示されている。このような作用を解明す るために、粘土鉱物を用いたイオンフィルトレーションの試験も実施されており、高圧かつ海水 環境では水素酸素同位体比にシフトが表れることが確認されている(Coplen and Hanshaw, 1973; Hanshaw and Coplen, 1973)。また、理論的な検討では、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も指摘されてい る (Philips et al., 1986)。実際に、国際深海掘削計画 (Ocean Drilling Project) における海上ボ ーリングでは、深部でも Cl 濃度が高く、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)。 圧密試験によって Cl の同位体比が変化することも確認されている (Campbell, 1985)

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 et al., 1986;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ず、実験結果がどこまで天然の環境に適用できるかも不明瞭である。

一方で,地層処分事業を実施するうえで、深部流体とその他の地下水とを判別する手法が必要 となる。Li/Cl などいくつかの指標が開発されつつあるが、イオンフィルトレーションによって上 述のような同位体比の変化などが生じるのであれば、そのような指標の一つとして用いることが できる可能性がある。

以上のような観点から、平成 30 年度はイオンフィルトレーションで生じる水質・同位体比変 化に関する基礎データの取得を目的として、粘土鉱物を用いた室内試験を実施した。

#### (2) 実験系の構築

圧縮によって、どのような溶存イオンの濃度変化や同位体比の変化が発生するかを明らかにす るために、室内試験を実施した。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。また、堆積岩は海域で堆積する場合が多いことから、海水を用いて試験をする こととした。

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。これは粘土 鉱物のうち、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。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。その結果、 初期の粘土/海水の比は、モンモリロナイトでは0.4、カオリナイトでは1程度となった。

海水で練り混ぜたモンモリロナイトとカオリナイト各 150g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)。加圧は油圧ポン プで実施した。圧縮抽水装置からの排水は通常は上下で行われるが、液性が高く、装置から漏れ 出る可能性があるため底面排水のみとした。また、内部の水圧は上部の排水孔にブルドン管を接 続して観測した(図 3.1.4-1)。



図 3.1.4-1 圧縮抽水試験の装置による粘土の圧縮試験

# (3) 試験結果

圧縮を継続した結果、粘土がシリンジに流出したためそこで一旦試験を中止した。圧縮抽水前 後での含水比と間隙率は、表 3.1.4-1 に示すとおりである。

試料名	モンモリ	ロナイト	カオリナイト			
項目	含水比	間隙率	含水比	間隙率		
圧縮前	250%	86.9%	100%	72.6%		
圧縮後	63.6%	62.6%	23.3%	38.2%		

表 3.1.4-1 圧縮前後の含水比と間隙率

表	3.1.4-2	主要溶存イ	゙オン	と水素酸素同位体比の分析結果
	•••••			

計判々	抽水量	累積抽水量	Na <sup>+</sup>	$K^+$	${\sf Mg}^{2+}$	Ca <sup>2+</sup>	F⁻	CI	Br⁻	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO42-	δ	D	δ	<sup>18</sup> 0
武作石	g	g	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	%	60	9	60
モンモリロナイト1	23.3	23.3	14893	173	530	535	0.49	21958	80	238	3772	-1.8	±0.3	0.11	± 0.13
モンモリロナイト2	18.3	41.5	14788	165	546	516	ND	21859	79	186	3758	-2.4	± 0.4	0.15	± 0.12
モンモリロナイト3	8.9	50.4	14808	169	546	553	ND	21880	79	186	3761	-1.8	± 0.3	0.06	± 0.10
モンモリロナイト4	14.2	64.6	14470	188	520	523	ND	21412	75	153	3670	-2.3	± 0.5	0.08	± 0.11
カオリナイト1	15.6	15.6	11811	364	1352	503	14.3	21745	82	45	3040	6.2	±0.4	2.21	± 0.15
カオリナイト2	14.0	29.6	11796	356	1346	513	13.4	21765	82	42	3088	5.9	±0.3	2.30	± 0.09
カオリナイト3	20.5	50.1	11809	376	1333	567	13.0	21812	83	78	3108	6.1	±0.3	2.22	± 0.07
カオリナイト4	15.5	65.6	11705	371	1336	529	13.5	21574	83	78	3079	5.2	± 0.3	2.13	± 0.08
カオリナイト5	5.0	70.7	11472	375	1324	561	12.7	21158	79	44	3046	1.8	± 0.5	2.20	± 0.17
海水	-	-	10623	356	1311	411	1.4	19047	66	2.07	2576	0.0	± 1.0	0.00	± 0.10

試験開始前後粘土流出時の圧縮圧力は約20 MPa とした。この圧力は、圧縮抽水装置で載荷で きる最も小さいレベルの圧縮圧力である。圧縮前後の粘土の含水比と間隙率を表に示す。圧縮に 伴う排水を約20 ml ごとにシリンジで採取し、主要溶存イオン、水素酸素同位体比を分析した結 果を表 3.1.4-2 に示す。また、表 3.1.4-2 のうち Na イオンならびに Cl イオン濃度の累積抽水量 に対する変化を図 3.1.4-2 に示す。



図 3.1.4-2 Na、CI イオンの累積抽水量に対する変化

水質は初期に各イオンが海水よりも増加した値が得られ、水素酸素同位体比は重くなった。初 期に濃度が上がったのちはほとんど変化しない結果であった。初期に海水よりも抽水された水の 溶存イオン濃度や同位体比が高くなるのは、粘土の層間に溶存イオンよりも優先的に水分子が取 り込まれ、その結果残された水の溶存物の濃度が高くなったものと考えられる。圧縮抽水中に水 質変化がほとんど見られないことから、今回採取した水は粘土の懸濁水であり、層間から得た水 ではないものと考えられる。地下水と層間水の相互作用を見るためは、より高い圧縮率で間隙水 を絞り出すなどの工夫が必要であると考えられる。

モンモリロナイトとカオリナイトを比較すると、モンモリロナイトにおいて Na イオンが高く、 カオリナイトが K と Mg イオンが多い傾向となっている。これは、モンモリロナイトやカオリナ イトのシリカシート内にある Na イオンや、K と Mg イオンが流出した可能性がある。

今後リーチングなどにより、圧縮前に膨潤した時点での粘土試料中の元素濃度や同位体比など を求める必要があると考えられる。

# (4) 室内試験のまとめ

深部流体の指標となる成分について検討するために、粘土(モンモリロナイトとカオリナイト) を海水で練った試料を用いた圧縮抽水試験を実施した。作成した試料の液性が高く、過剰に圧縮 圧力を載荷すると粘土が流出する場合があったが、過剰な間隙水圧を抑制するために、間隙水圧 などを測定することで、適切な圧力で圧縮できるようになり、試料を採取することができた。し かしながら、今回の結果では、圧縮を継続しても試料の水質変化はわずかであった。今後、より 圧縮率を上げるなどの工夫を行い、層間水の抽出ができるような実験系を確立する必要がある。 また、圧縮前に膨潤した時点での粘土試料中の元素濃度や同位体比などを求める必要がある。

# 3.1.5 まとめ

深部流体に係る化学的知見の蓄積を目的に、文献調査、現地調査及び室内試験を実施した。文 献調査においては、先行研究を基に深部流体の形成機構と典型的な水質についてまとめ、深部流 体の調査評価のためには、さらなる事例の蓄積や様々な起源の推定・混合評価方法の構築が必要 であることを指摘した。現地調査では、温泉水ならびに油田かん水の採取・分析を行い、その結 果を既往の深部流体の分類事例に当てはめて考察を行った。既往の分類手法が必ずしも深部流体 の特性を明瞭に分けられるものではないことから、引き続き事例の蓄積や分類手法の検討が必要 であることが分かった。室内試験では、水質形成に影響を及ぼす因子のうち、粘土鉱物に着目し、 粘土鉱物との相互作用により生ずる水質の変化についての実験系の構築を行った。今後、圧縮応 力を増加させるなどの工夫を行い、粘土鉱物と地下水の相互作用に関する知見を拡充する。

引用文献

- 相川嘉正,千葉県の温泉の化学 一温泉およびガス田付随水の化学成分一,温泉科学, vol.42, pp.22-34, 1991.
- Amachi, S., Microbial Contribution to Global Iodine Cycling: Volatilization, Accumulation, Reduction, Oxidation, and Sorption of Iodine, Microbes and Environments, vol.23, pp.269-276. 2008.
- 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.
- 網田和宏,大沢信二,西村光史,山田 誠,三島壮智,風早康平,森川徳敏,平島崇男,中央構造線 沿いに湧出する高塩分泉の起源 ープレート脱水流体起源の可能性についての水文化学的検討 一,日本水文科学会誌,vol.44, pp.17-38, 2014.
- Campbell, D. J., Fractionation of stable chlorine isotopes during transport through semipermeable membranes, M. S. thesis, University of Arizona, 103p, 1985.
- 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 Frape, S., Geochemistry of radioactive waste disposal Saline groundwaters in the Canadian Shield A first overview. Chemical Geology, vol.36, pp.179-190, 1982.
- Fritz, P. and Reardon, E. J., Isotopic and chemical characteristics of mine water in the Sudbury area. AECL Technical Record, 35, Atomic Energy of Canada Limited, 37p, 1979.
- 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.
- 長谷川琢磨,中田弘太郎,近藤浩文,五嶋慶一郎,村元茂則,富岡祐一,後藤和幸,柏谷公希,沿 岸域における地下水の流動性の年代測定による評価,地学雑誌,vol.122, pp.116-138, 2013.
- 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.
- 今橋正征,加藤尚之,高松信樹,相川嘉正,千葉県を中心とした地域の温鉱泉水およびガス田付 随水中の臭化物およびヨウ化物イオン含量,温泉科学,vol.46,pp.69-78,1996.

- 板寺一洋, 菊川城司, 小田原 啓, 神奈川県の大深度温泉水の起源, 温泉科学, vol.59, pp.320-339, 2010.
- 岩月輝希,石井英一,新里忠史,北海道幌延地域における深部地球化学環境の長期変遷シナリオ 構築,地学雑誌, vol.118, pp.700-716, 2009.
- James, R., Allen, D. and Seyfried, J., An experimental study of alteration of oceanic crust and terrigenous sediments at moderate temperatures (51 to 350°C): Insights as to chemical processes in near-shore ridge-flank hydrothermal systems, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.67, pp.681-691, 2003.
- 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.
- 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/(2018年2月6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.
- 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.
- 馬原保典,中田英二,大山隆弘,宮川公雄,五十嵐敏文,市原義久,松本裕之,石海水の同定法の 提案-太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価-,日本地下水学会誌, vol.48, pp.17-33, 2006.
- 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 <sup>36</sup>Cl/Cl and <sup>129</sup>I/<sup>127</sup>I 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.
- 益田晴恵, 橋爪 伝, 酒井 均, 鹿塩地域に湧出する塩水の季節変動とその要因について, 地球化 学, vol.22, pp.149-156, 1988.
- Masuda, H., Sakai, H., Chiba, H. and Tsurumaki, M., Geochemical characteristics of Na-Ca-Cl-HCO<sub>3</sub> type waters in Arima and its vicinity in the western Kinki district, Japan, Geochemical Journal, vol.19, pp.149-162, 1985.
- 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, vol.50, pp.17-24, 1980.
- 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.
- 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.
- 村上裕晃,田中和広,島根県津和野地域に分布する高塩濃度地下水の地球化学的特徴と湧出機構,

地下水学会誌, vol.57, pp.415-433, 2015.

- 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.
- 村松容一, 佐藤友規, 千葉 仁, 房総半島南部の三浦-房総付加体における間隙水の進化, 温泉科 学, vol.64, pp.165-184, 2014.
- Muramatsu Y. and Wedepohl, K., The distribution of iodine in the earth's crust. Chemical Geology, vol.147, pp.201-216, 1998.
- 中田弘太郎,長谷川琢磨,地下水年代測定評価技術の開発(その10) 北海道幌延地域における 4He・36Cl 法適用の試み-,電力中央研究所報告, N09027, 21p, 2010.
- 西村 進, 紀伊半島における前弧火成作用と温泉, 温泉科学, vol.49, pp.207-216, 2000.
- 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.
- 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.
- Ono, A., Sano, Y., Wakita, H. and Giggenbach, F., Carbon isotopes of methane and carbon dioxide in hydrothermal gases of Japan, Geochemical Journal, vol.27, pp.287-295, 1993.
- Phillips, F. M., Bentley, H. W., Davis, S. N., Elmore, D. and Swanick, G., Chlorine-36 dating of very old groundwater: 2. Milk River aquifer, Alberta, Canada, Water Resources Research, vol.22, pp.2003-2016, 1986.
- 産業技術総合研究所, 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 -長期変動と地質環境の科学 的知見と調査の進め方-, 地質調査総合センター研究資料集, no.459, 191p, 2007.
- 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-, 地質調査総合センター研究資料集, no. 560, 112p, 2012.
- 産業技術総合研究所, 平成25年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査等(放射性廃棄物処分安 全技術調査等のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備(地質関連情報の整備))平成25年 度事業報告,422p,2014.
- 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(自然現象等の長期予測 に関する予察的調査)事業,平成27年度報告書,2016.
- Sano, Y. and Wakita, H., Geographical Distribution of <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He Ratios in Japan: Implications for Arc Tectonics and Incipient Magmatism, Journal of Geophysical Research, vol.90, pp.8729-8741, 1985.
- 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.
- 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,58p,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.
- Sumino, H., Burgess, R., Mizukami, T., Wallis, S, Holland, G. and Ballentine, C., Seawaterderived noble gases and halogens preserved in exhumed mantle wedge peridotite, Earth and Planetary Science Letters, vol.294, pp.163-172, 2010.

- 鈴木隆広,柴田智郎,北海道、日本海側北部の温泉資源,北海道立地質研究所報告, pp.15-20, 2007.
- Tanaka, K., Koizumi, M., Seki, R. and Ikeda, N., Geochemical study of Arima hot-spring waters, Hyogo, Japan, by means of tritium and deuterium, Geochemical Journal, vol.18, pp.173-180, 1984.
- 田中和広,東田優記,村上裕晃,紀伊半島の中央構造線付近に見られる深部流体と地質・地質構造, 日本水文化学会誌, vol.43, pp.137-150, 2013.
- Togo, Y., 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, 66:131, 2014.
- 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, pp.179-226, 1980.
- 太秦康光,那須義和,油田塩水と温泉水の化学成分の比較,日本化学雑誌,vol.81, pp.401-404, 1960.
- 早稲田 周, 岩野裕継, 竹田伸従, 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.

# 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

地層処分システムが長期的に安全機能を発揮するためには、地層処分の場となる地質環境に期 待される閉じ込め機能の観点から、好ましい地質環境特性が長期にわたって維持されることが重 要となる。変動帯に位置するわが国においては、これに関わる自然現象として火山・火成活動、 地震活動・断層運動、隆起・侵食が従来から着目されてきた。しかし近年、経済産業省の総合資 源エネルギー調査会に設置された地層処分技術ワーキンググループにより示された「最新の科学 的知見に基づく地層処分技術の再評価」(地層処分技術 WG, 2014)では、地層処分システムにお ける閉じ込め機能の喪失につながる事象の一つとして、「火山性熱水や深部流体の移動・流入」が 挙げられ、深部流体に対する考慮の必要性が最近の科学的知見を踏まえて新たに指摘されている。 また、深部流体は、沈み込むスラブやマントル起源の流体が断裂系などを通じて地表付近に上昇 する (産業技術総合研究所, 2012)もので、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考慮すべきであることから、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)と指摘されている。なお、

「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 及び 3.3 で述べる研究開発では、 特に前者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、紀伊半島など、非火山地帯にも関わらず高温の 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)。このうち紀伊半島に は湯の峰(92℃)、白浜(78℃)などといった、前弧域としては特異な高温の温泉が存在する(産 業技術総合研究所,2005)。温泉井及び掘削井における地化学調査の結果(新エネルギー・産業技 術総合開発機構,1994)によると、深部からの熱水(約210℃)の上昇により、1,500 m 深度で 100-180℃、地表では最大92.0℃の温泉が自噴していると報告されている(西村,2000)。紀伊 半島におけるこれらの熱水の起源については、温泉水の同位体組成の他、低周波地震の分布、地 震波速度構造、比抵抗構造といった地球化学・物理学的な情報から、フィリピン海スラブから脱 水した流体が関与していると考えられている(例えば、Umeda et al., 2006; Morikawa et al., 2016)。また、熱水活動の開始時期については、温泉周辺で熱水変質を生じている堆積岩に含ま れるジルコンとアパタイトのフィッション・トラック(FT)年代から、開始時期は 600 万年前 頃までさかのぼるとの可能性が指摘されている(花室ほか,2008; Umeda et al., 2007)。しかし ながら、より多様な手法も用いることで、そ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重要であると考えられる。

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。

# 3.2.2 地質温度計と熱年代による深部流体の温度・滞留時間の検討

本事業では、深部流体起源の熱水活動の温度、滞留時間(活動継続時間)、活動時期及び加熱影響範囲について検討を行う。和歌山県田辺市本宮町平治川で確認された熱水脈露頭を事例対象と する。

# (1) 手法の概要

# 1) 地質温度計

地質温度計は、相平衡、化学平衡及び化学反応速度における温度依存性の強さを利用して、地 質現象の温度を推定する手法の総称である(金沢ほか,2005)。地質温度計としてよく用いられ る手法の一つに、石英や方解石などに含まれる流体包有物の均質化温度を用いた手法が知られて いる(例えば、佐脇,2003)。気液二相の流体包有物を含む薄片試料を加熱冷却台で加熱していく と、液相が膨張する一方、気相が収縮し、最終的に液相一相のみとなる。この時、流体包有物の 内部圧力と温度は、図 3.2.2-1 の沸騰曲線(BPC; boiling point curve)に沿って変化する。この 液相一相のみになった時の温度を均質化温度(Th)と呼ぶが、液相一相の流体包有物の内部圧力 は温度にしたがって図 3.2.2-1 のアイソコアに沿って変化するため、流体の塑性に応じた適当な 圧力補正を均質化温度に加えることで、流体包有物の形成温度(Tf)を決定できる。正確に形成 温度を推定するためには、何らかの方法で流体の組成と形成時の圧力(Pf)を求めておくことが 望ましい。



図 3.2.2-1 気液二相の流体包有物の相図模式図(佐脇, 2003)

# 2) 熱年代学的手法

熱年代学は、放射年代測定の応用分野の一つで、加熱に伴う娘核種の散逸などによって起こる 年代値の若返りを基に、試料が経験した熱履歴を推定する学問領域である。年代値が若返る温度 は閉鎖温度と呼ばれ、Dodson (1973) によれば以下の数学的モデルで記述される:

$$\frac{E}{RT_c} = \ln\left(-\frac{ART_c^2 D_0/a^2}{E \, dT/dt}\right)$$

ただし、E は活性化エネルギー、R は気体定数、T<sub>c</sub>は閉鎖温度、A は幾何定数(球は 55、円柱は 27、平板は 8.7)、D<sub>0</sub>は拡散係数、a は拡散ドメイン、dT/dt は冷却速度である。閉鎖温度の値は、 用いる熱年代計の種類、すなわち核種と鉱物の組み合わせに固有である。一般に用いられる主な 熱年代計の閉鎖温度を表 3.2.2-1 に示す。一般に引用される閉鎖温度の値は、10<sup>6</sup>~10<sup>7</sup>年間の加 熱に対して、年代が若返る温度であるが、より短時間の加熱に対しては、さらに高い温度が年代 の若返りには必要となる (図 3.2.2-2)。

本事業では、対象とする熱水活動の熱影響の大きさを考慮して、フィッション・トラック(FT) 法と(U-Th)/He 法の適用を検討する。フィッション・トラック法は、ウラン 238 の自発核分裂に よって鉱物中に生じる長さ $\mu$ m オーダーの線状損傷(FT)を娘核種の相当物として用いた熱年代 計である。閉鎖温度は、アパタイトで 90 - 120°C (Ketcham et al., 1999)、ジルコンで 300°C程 度である (Yamada et al., 2007; Ketcham, 2019)。FT は、加熱により短縮していき、最終的に 消滅するというプロセスをたどるため、FT の減少 (FT 年代の若返り)に加えて、FT 長の分布 を測定することで、より詳細な熱履歴の解析が可能である (Gleadow et al., 1986)。

(U-Th)/He 法は、ウラン 238、235、トリウム 232 が  $\alpha$  壊変と  $\beta$  壊変を繰り返し、鉛同位体に 変化する際などに放出される  $\alpha$  粒子、すなわちヘリウム 4 の原子核を娘核種とした熱年代計であ る。閉鎖温度は、アパタイトで 55 - 80°C(Farley, 2000)、ジルコンで 160 - 200°C(Reiners et al., 2004)である。FT 法と比較して娘核種の生成速度が速いため、潜在的にはより高い時間分解 能を持つという利点がある。

壊変系	鉱物	閉鎖温度 (℃)
U-Pb	ジルコン	>900
	アパタイト	$425 \sim 500$
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	角閃石	400~600
	黒雲母	$350 \sim 400$
FT	ジルコン	330~350
	アパタイト	90~120
(U-Th)/He	ジルコン	160~200
	アパタイト	$55 \sim 80$

表 3.2.2-1 代表的な熱年代計の閉鎖温度





ジルコン FT 法(ZrFT)のグラフは Yamada et al. (2007)の parallel-linear モデルで計算した。 ジルコン(U-Th)/He 法(ZrHe)、アパタイト FT 法(ApFT)、アパタイト(U-Th)/He 法(ApHe)に ついては、Reiners (2009)にしたがって計算した。

# 3) 熱水活動の温度、滞留時間、活動時期及び加熱影響範囲の検討方法

本事業では、地質温度計と熱年代計を組み合わせることによって、熱水脈を形成した昔の熱水 活動について、到達温度、滞留時間(加熱の継続時間)、活動時期及び加熱の影響範囲について検 討する(図 3.2.2-3)。熱水活動の到達温度については、熱水脈から採取した試料に地質温度計を 適用することで推定する。例えば、流体包有物の均質化温度を利用する。滞留時間、すなわち加 熱の継続時間については、熱年代計を利用する。上述の通り、熱年代計の若返りの程度は、加熱 温度と加熱時間の二つのパラメータによって決定される。熱水脈直近の母岩試料について熱年代 計を適用すれば、その年代値の若返りは熱水活動の到達温度と滞留時間によって決まる。ここで、 熱水活動の到達温度は地質温度計によって別途推定されているため、熱年代の若返りからは、滞 留時間を制約することが可能である。例えば、到達温度が 300℃の場合、ジルコン FT 年代が完 全にリセットされるには数万から数十万年、同じくジルコン(U-Th)/He 年代のリセットには数千 年、アパタイト FT 年代のリセットには数百時間の加熱時間が必要となる (図 3.2.2-2)。年代値 のリセットが不完全だった場合は、FT 長解析やモデリングと組み合わせることにより、加熱時 間の制約が可能である。熱水活動の時期については、完全にリセットされた年代値が示す時代か ら推定することができる。アパタイト FT 法は比較的閉鎖温度が低いため、熱水活動によって年 代が完全にリセットしていることが期待できる。熱的影響の空間分布については、熱水脈から距 離を置いて採取した母岩試料に対して、熱年代解析を実施することで推定できる。



図 3.2.2-3 本事業の検討項目と試料採取戦略

# (2) 地質

# 1) 紀伊半島

事例対象となる紀伊半島の地質は、中央構造線から南に向かって、主に三波川帯、秩父帯及び 四万十帯といった付加体から成る。中でも特に広範囲に分布するのは四万十帯で、北から南に向 かって、上部白亜系の日高川層群、暁新統から中部始新統の音無川層群及び中部始新統から下部 中新統の牟婁層群に細分され、チャート、緑色岩類、泥岩、砂岩、礫岩及び砂岩泥岩互層から成 る(吉松ほか,1999)。また、局所的には、中新世の火成岩類(熊野酸性岩類、大峰酸性岩類など) や堆積岩類(熊野層群、田辺層群)が分布する。熊野酸性岩類は、神ノ木流紋岩、流紋岩質凝灰 岩及び花崗斑岩の三つの岩相に分けられる(吉松ほか,1999)。

# 2) 試料採取

試料の採取は、花室ほか(2008)の熱水脈露頭の分布を参考としつつ、和歌山県田辺市本宮町 平治川で実施した。対象とした熱水脈の露頭は三か所である。加えて、近くに分布している熊野 酸性岩の岩脈による熱影響を評価するために、熊野酸性岩の露頭一か所からも試料を採取した(図 3.2.2-4)。熱水脈の露頭からは、熱水脈本体から流体包有物の均質化温度の測定用試料を1 点、 母岩部分から熱年代測定用の試料を4,5 点採取した。採取位置は、熱水脈からの距離に応じて決 定した(表 3.2.2-2)。母岩は四万十帯白亜系の砂岩優勢砂岩泥岩互層で、その中から砂岩優勢の 部分を選んで採取した。これは、熱年代解析に適した粒径の大きな(数 10 μ m 以上)鉱物が含ま れている箇所を採取するためである。熱水脈は、黄銅鉱や黄鉄鉱が濃集しており、褐色の沈殿物 の沈積が認められた。



図 3.2.2-4 試料採取地点位置図

地点名	試料名	母岩/熱水脈	用途	脈からの距離
HJG1	HJG1-F	熱水脈	流体包有物	-
	HJG1-0m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	0 m
	HJG1-1m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	1.1 m
	HJG1-3m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	3.1 m
	HJG1-10m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	9.9 m
	HJG1-20m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	17.1 m
HJG2	HJG2-F	熱水脈	流体包有物	-
	HJG2-0m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	0 m
	HJG2-1m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	0.7 m
	HJG2-3m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	2.3 m
	HJG2-10m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	10.2 m
HJG3	HJG3-UPb	母岩(熊野酸性岩類)	U-Pb 年代測定	-
HJG4	HJG4-F	熱水脈	流体包有物	-
	HJG4-0m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	0 m
	HJG4-1m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	1.2 m
	HJG4-3m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	4.2 m
	HJG4-10m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	11.7 m

表 3.2.2-2 採取試料リスト

# (3) 鉱物分離

熱年代測定用の 13 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 3.2.2-3 の通りである。ジルコンについては、全13 試料から、熱年代解析に十分な量の粒子数が得られた。アパタイトについては、粒子数が全体的にやや少なく細粒ではあるものの、HJG4-0m を除く全ての試料でアパタイトの含有が確認できており、鉱物分離量を増量することにより、熱年代解析が実施できる見込みである。

		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	(農 李
		(kg)	(個)	(個)	加石
1	HJG1-0m	0.20	100(細粒)	5,000(淡褐色)	Anatase, Py
2	HJG1-1m	0.20	800(細粒)	104(淡紫色)	Py
3	HJG1-3m	0.20	1,000(細粒)	104(淡紫色)	Ру
4	HJG1-10m	0.20	700(細粒)	104(淡紫色)	Ру
5	HJG1-20m	0.20	100(細粒)	>104(紫色)	Py 多し
6	HJG2-0m	0.20	300(細粒)	104(淡紫色)	Py 多し
7	HJG2-1m	0.20	100(細粒)	104(紫色)	Py 多し
8	HJG2-3m	0.20	1500 (細粒)	>104(紫色)	Py 多し
9	HJG2-10m	0.20	30~40 (細粒)	104(紫色)	Py 多し
10	HJG4-0m	0.20	不明 (細粒)	$10^{4}$	Py 多し
11	HJG4-1m	0.20	500(細粒)	104(紫色)	Py 多し
12	HJG4-3m	0.20	800(細粒)	104	Py 多し
13	HJG4-10m	0.20	1,000(細粒)	>104(紫色)	

表 3.2.2-3 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、紀伊半島の和歌山県田辺 市本宮町平治川の熱水脈露頭において岩石試料を採取した。採取した試料からは、概ね良質な対 象鉱物が得られており、熱年代学的手法の適用が期待できる。今後は、これらの試料を用いて、 流体包有物の均質化温度を用いた地質温度計や、FT 法や(U-Th)/He 法といった熱年代学的手法 の分析を進める予定である。

# 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),

- 44p, 2018. http://www.meti.go.jp/report/whitepaper/data/pdf/20180329001\_01.pdf (2019 年 2 月 19 日最終閲覧)
- Dodson, M.T., Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.40, pp.259-274, 1973.

- Farley, K.A., Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite, Journal of Geophysical Research, vol.105, pp.2903-2914, 2000.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F. and Lovering, J.F., Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.94, pp.405-415, 1986.
- 花室孝広,梅田浩司,高島 勲,根岸義光,紀伊半島南部,本宮および十津川地域の温泉周辺の熱 水活動史,岩石鉱物科学,vol.37, pp.27-38, 2008.
- 金沢 淳, 富山眞吾, 及川輝樹, 梅田浩司, 地質温度計による熱履歴の調査手法について, サイク ル機構技報, vol.26, pp1-18, 2005.
- 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.
- Ketcham, R.A. Fission-track annealing: From geologic observations to thermal history modeling, in Malusa, M.G. and Fitzgerald, P.G. (eds.) Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology, pp.49-75, 2019.
- 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.
- 西村 進, 紀伊半島の温泉とその熱源, 温泉科学, vol.51, pp.98-107, 2000.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S. and Zanetti, K.A., Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 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 and 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.
- 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.
- 産業技術総合研究所,日本温泉・鉱泉分布図及び一覧(第2版),産業技術総合研究所地質調査 総合センター数値地質図 GT-2 (CD-ROM), 2005.
- 産業技術総合研究所, 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料-立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性-, 産業技術総合研究所地質調査総合センター研究資料集, no.560, 112p, 2012.
- 佐脇貴幸, 流体包有物一その基礎と最近の研究動向一, 岩石鉱物科学, vol.32, pp.23-41, 2003.
- 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.37,885p,1994. http://geothermal.jogmec.go.jp/gathering/file/50.pdf(2019年2月19日最終閲覧)
- 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, 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 -, 61p, 2014.

- Umeda, K., Ogawa, Y., Asamori, K. and Negi, T., Aqueous fluids derived from a subducting slab: Observed high <sup>3</sup>He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.149, pp.47-61, 2006.
- Umeda, K., Hanamuro, T., Yamada, K., Negishi, Y., Iwano, H. and Danhara, T., Thermochronology of non-volcanic hydrothermal activity in the Kii Peninsula, Southwest Japan: Evidence from fission track dating and helium isotopes in paleo-hydrothermal fluids, Radiation Measurements, vol.42, pp.1647-1654, 2007.
- 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.
- 吉松敏隆, 中屋志津男, 児玉敏孝, 寺井一夫, 原田哲朗, 紀伊半島の地質と温泉, アーバンクボタ, no.38, 56p, 1999.

# 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

3.2.1 で既に述べたように、地層処分の場となる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として、深部流体の流入を考慮する必要がある。また、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、3.1 及び 3.2 で述べた深部流体そのものの化学的・ 熱的性状の他に、流入の経路となり得る地質環境の特性(流体の移動に関与する断層やクラック の性状など)に関する知見を得ておくことが重要であると考えられる。

流体の移動に関与する断層やクラックの性状など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。一般に、地殻を構成する岩石内にクラックが高密 度に発達した異方性媒質をS 波が通過すると、異なる伝播速度をもち、互いに直交する方向に振 動する二つのS 波に分裂するという現象が生じる。この現象のことをS 波スプリッティングとい い、S 波の振動方向によって伝播速度が異なる性質のことをS 波の偏向異方性という。なお、断 層についても、微視的な視点で見れば、微小なクラックの集合体として捉えることができるため、 地殻内に存在する一種の異方性媒質として扱うことができる。この時、速いS 波の振動方向は、 異方性媒質に作用する水平最大圧縮応力軸(S<sub>Hmax</sub>)の方位に一致する。また、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)については、S 波が通過した異方性媒質

内に存在する単位体積当たりのクラック密度が高いほど、大きくなることが知られている (Savage, 1999)。さらに、dtの値は、クラックの延びる方向に対するS波の入射方向にも強く 依存し、クラックの長軸方向に対してS波が平行な方向から入射した場合に、最も大きくなるこ とが理論的に明らかにされている(Hudson, 1980, 1981)。以上述べたようなS波スプリッティ ング現象に関する性質を利用することにより、流体の移動経路となり得るクラックの性状や、ク ラック密度、断層面の存在といった情報を抽出することが可能になると考えられる。そのために は、まず、震源から観測点へと至る地震波の伝播経路を正確に求めておくことが重要である。

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 紀伊半島を事例として、地震波解析(三次元波線追跡及び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 抽出を試みる。

# 3.3.2 実施内容

# (1) 三次元波線追跡

次項で述べるS波スプリッティング解析によって得られる地震波速度異方性に係るパラメータ (スプリッティングしたS波の偏向方位及び到達時間差)は、解析に用いたそれぞれの震源-観 測点間の伝播経路上における地震波速度異方性が積算されたものである。そのため一般に、地震 波の伝播経路が異なれば、得られる地震波速度異方性のパラメータもそれぞれ異なることとなる。 ここでは、地下深部(地殻)における地震波速度異方性の空間的な特徴を検討するために必要と なる伝播経路を精密に推定するため、紀伊半島下の地殻及び上部マントルを対象とした三次元波 線追跡を実施した。

三次元波線追跡には、Zhao et al. (1992) による高速波線追跡法を用いた。解析では、Moho 面 やフィリピン海スラブ上面といった地震波速度不連続面における地震波線(地震波の伝播経路) の屈曲はスネルの法則にしたがいつつ、それぞれの地震波速度不連続面間においては Um and Thurber (1987) による pseudo-bending 法を用いて、震源ー観測点間の地震波線を繰り返し計算 によって求めた。

本解析に用いた地震波速度構造を図 3.3.2-1 に示す。解析では地震波速度不連続面として、地

表付近の地震波速度モデル(藤原ほか, 2009)、Moho 面、Conrad 面の深さ分布(Katsumata, 2010)、フィリピン海スラブ上面の深さ分布(Hirose et al., 2008)及び既存の地震探査(Kodaira et al., 2000; Nakanishi et al., 2002; 伊藤ほか, 2007; Ito et al., 2009)を参考として海洋スラブのMoho 面(海洋地殻の厚さは一様に 8.0 km とした)の分布を考慮した。また、それぞれの層内における地震波速度は、既存の地震探査や地震波トモグラフィーに係る研究(Nakajima and Hasegawa, 2007; Hirose et al., 2008)を参照して設定した。なお、海洋地殻及びスラブマントルのS波速度は、平均的な上部マントルの地震波速度に比べてそれぞれ-8.0%及び+8.0%に相当する速度とした。以上の方法に基づいた三次元波線追跡の事例(図 3.3.2-1)では、それぞれの地震波速度不連続面及び各層内における地震波線の屈曲が計算により再現されており、次項で述べる地震波速度異方性の空間的特徴を検討するうえで有用であると考えられる。





挿入図におけるコンターはフィリピン海スラブ上面の深さ(km)分布を示す。赤丸及び黒星印は、 それぞれ通常地震及び低周波地震の震源を示す。

# (2) S 波スプリッティング解析

解析には、防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)が公開している連続波形データ を用いた。これらの波形データは、Hi-netに加え、東京大学地震研究所(ERI)、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)の地震観測点で収録された波形 記録から成っている。本研究では、以下の異なる二つの地震のグループに対して、別々に解析を 行った。一つめの地震のグループは、2004年6月から2008年11月までの4年半の間に紀伊半 島の深さ80km以浅に発生したマグニチュード(M)3-4の地震の中で、少なくとも30点以上 の観測点で観測されている11個の地震である。これらの地震は、奈良県から和歌山県にかけて の地域にまたがるように分布する。図3.3.2-2にこれらの地震の震央分布を星印で示す。これに 対して、二つめの地震のグループは、2009年6月から2010年1月までの約半年間に和歌山県南 西部に発生したM1-4の地震である。図3.3.2-2にこれらの地震の震央分布を丸印で示す。

S 波スプリッティング解析を行う上においては、S 波の立ち上がりが明瞭であり、その到達時 を正確に判断できることが重要である。しかし、S 波が地表面に入射した際に S 波から P 波への 変換波が生じることがあり、この変換波が S 波到達時の正確な読み取りを妨げる原因となる (Booth and Crampin, 1985)。そのため、本事業では、鉛直下向きから測った観測点への波線の 入射角が 35°以内となるような震源と観測点の組み合わせのみを解析の対象とした。

S 波スプリッティング解析には、Silver and Chan (1991) による手法を用いた。この手法では、 まず、南北動成分と東西動成分の地震波形記録を用いて、北から時計回りに角度  $\varphi$  だけ回転した 方向の成分 ( $\lambda$ 1 成分) とこれに直交する方向の成分 ( $\lambda$ 2 成分) の波形記録を計算する。次に、 $\lambda$ 2 成分の波形記録を時間差 dt だけ進ませた波形を計算する。最後に、 $\lambda$ 1 成分を縦軸、 $\lambda$ 2 成分を横 軸にとって S 波の振動方向の時間変化を示す軌跡 (パーティクルモーション) を描き、パーティ クルモーションが最も直線的となる場合の  $\varphi$  及び dt の値を求める。この時の  $\varphi$  が速い S 波の振 動方向、dt が速い S 波と遅い S 波の到達時間差となる。本事業では、速い S 波と遅い S 波は互 いに良く似た波形を示すという一般的な性質 (Fukao, 1984) に基づき、 $\lambda$ 2 成分の波形記録を時 間差 dt だけ進ませた波形と  $\lambda$ 1 成分との間の相互相関係数の絶対値が 0.8 以上となった場合のみ を解として採用した。



図 3.3.2-2 S 波スプリッティング解析に用いた震源及び観測点の分布 星印は 2004 年 6 月から 2008 年 11 月までの 4 年半の間に紀伊半島の深さ 80 km 以浅に発生 したマグニチュード(M) 3-4 の地震の中で、少なくとも 30 点以上の観測点で観測されている地 震、丸印は、2009 年 6 月から 2010 年 1 月までの約半年間に発生した M1-4 の地震である。



図 3.3.2-3 S波スプリッティング解析の結果

バーの向きは速い S 波の振動方向 ( φ )、バーの長さは速い S 波と遅い S 波の到達時間差 (dt) の大きさを示す。

図 3.3.2-3 に解析の結果を示す。各観測点においては、バーの向きが速いS波の振動方向(φ) を示し、バーの長さが速いS波と遅いS波の到達時間差(dt)の大きさを示す。なお、これらは 基本的に前述の一つめの地震のグループに対する結果であるが、十津川西観測点(N.TKWH)、 本宮観測点(E.HGU)、甲斐川観測点(E.KKW)及び和歌山南部川観測点(MINABE)の四観測 点については、一つめの地震のグループ及び二つめの地震のグループに対する結果を合わせて示 した。この図から、全体を通じて、φ及びdtの値は、ともにばらつきが大きいことがわかる。こ のことは、解析に用いた地震の数が十分ではないことが影響していると考えられる。一方、観測 されるS波偏向異方性は、震源から観測点へと至る波線経路上に存在する異方性媒質による影響 が積算されたものである。したがって、φ及びdtの値に見られるばらつきは、それぞれの波線経 路が通過した媒質の異方性に関する特徴が異なることを示している可能性も考えられる。

図 3.3.2・4 は、解析に用いた震源から各観測点へと至る波線経路を dt の値の大きさに応じて異 なる色で重ね合わせて表示したものである。これによると、和歌山南部川観測点(MINABE)と 十津川西観測点(N.TKWH)の間に大きな dt の値をもつ波線が集中していることがわかる。し かし、解析によって求められる dt の値は、震源から観測点へと至る波線経路の長さにも強く依存 する。そのため、異なる波線経路から得られた dt の値を比較する場合には、波線の長さで規格化 したうえで比較することが望ましいと考えられる。図 3.3.2・5 は、図 3.3.2・4 の結果を波線の長 さで規格化して表示したものである。これにより、本宮観測点(E.HGU)においては南東方向、 十津川西観測点(N.TKWH)においては南方向、和歌山南部川観測点(MINABE)においては南 南西方向、南方向及び東南東方向から観測点に入射する波線経路において強い異方性が観測され ているという特徴が明瞭になる。なお、和歌山南部川観測点(MINABE)においては、観測点の すぐ北側から入射する波線経路においても、強い異方性が観測されている。これらの特徴は、紀 伊半島直下の深さ 15 - 25 km の範囲に北側傾斜の反射面の存在が多数見つかっていることから (Ito et al., 2006)、南側から各観測点に入射する波線経路に比べ、北側から各観測点に入射する
波線経路の方がより強い異方性を示す(dtの値が大きくなる)と想定されることに対して、整合 的ではない。この原因を明らかにするためには、特に地殻内で発生した地震のデータを拡充し、 北側傾斜の反射面が多数存在すると考えられる深さの範囲を通過する波線の数を増やすことが重 要であると考えられる。



図 3.3.2-4 それぞれの波線経路に対する到達時間差(dt)の分布 黒線は、フィリピン海スラブ上面深度のコンター(10 km 間隔)を示す。



図 3.3.2-5 波線の長さで規格化した場合の到達時間差(dt)の分布 黒線は、フィリピン海スラブ上面深度のコンター(10 km 間隔)を示す。

図 3.3.2-6 は、解析に用いた震源から各観測点へと至る波線経路を図 3.3.2-1 の挿入図に示さ れた測線 A-A' に沿った鉛直断面上に投影し、dt の値の大きさに応じて異なる色で表示したもの である。これを見ると、低周波地震(黒い星印)の震源がまとまって分布する領域において、大 きな dt の値をもつ波線が集中しているように見える。このことは、低周波地震の発生が沈み込む フィリピン海スラブから脱水した深部流体の存在と深く関わっていると考えられること (Kato et al., 2010) に調和的である。図 3.3.2-7 は、図 3.3.2-6 の結果を波線の長さで規格化して表示し たものである。これによると、測線 A-A'の北西側から約 100 km の距離の地点において、大きな dtの値を示す波線が南東方向から到来していることが明瞭になる。さらに、120 km の地点にお いては、100kmの距離の地点に見られる波線とほぼ平行に、南東方向から大きな dt の値を示す 波線が到来していることがわかる。また、100kmの距離の地点においては、北西方向の深さ10 km 付近から到来する大きな dt の値を示す波線の存在も認められる。こうした特徴は、これらの 波線が通過した異方性媒質におけるクラックの卓越方向や、クラック密度及び前述の反射法地震 探査から明らかにされた北側傾斜の反射面の存在(Ito et al., 2006)とも密接に関わっていると 考えられる。しかし、現状の解析においては、解析に用いる地震のデータが不足しており、これ らの波線経路に沿って大きな dt の値が観測されていることに関して、具体的にその原因を特定 することは難しい。



図 3.3.2-6 鉛直断面上に投影された到達時間差(dt)の分布

鉛直断面の位置は図 3.3.2-1 の場合に同じ。白丸及び黒星印は、それぞれ通常地震及び低周波 地震の震源を示す。



図 3.3.2-7 波線の長さで規格化した場合の到達時間差(dt)の分布 鉛直断面の位置は、図 3.3.2-1 の場合に同じ。白丸及び黒星印は、それぞれ通常地震及び低周 波地震の震源を示す。

## 3.3.3 まとめ

本事業では、Silver and Chan (1991)の手法を用いて紀伊半島を対象としたS波スプリッティング解析を行った。また、速いS波と遅いS波の到達時間差(dt)の値の大きさに応じて、それらの波線経路を異なる色で重ね合わせて表示することにより、強い異方性を生じていると考えられる領域を抽出することを目的とした解析を行った。しかし、今回は、解析に用いた地震の数が十分ではなく、明確な結論は得られなかった。今後は、特に地殻内で発生した地震を新たにデータに加え、地殻内におけるS波偏向異方性の特徴を詳しく解析するとともに、沈み込むフィリピン海スラブの海洋地殻及びスラブマントルの異方性との特徴の違いを考慮した解析を行っていくことが重要であると考えられる。

## 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。

## 引用文献

- Boooth, 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.
- Fukao, Y., Evidence from core-reflected shear waves for anisotropy in the Earth's mantle, Nature, vol.309, pp.695-698, 1984.
- 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.
- Hudson, J.A., Overall properties of a cracked solid, Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society, vol.88, pp.371-384, 1980.
- Hudson, J.A., Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, vol.64, pp.133-150, 1981.
- Ito, K., Umeda, Y., Sato, H., Hirose, I., Hirata, N., Kawanaka, T. and Ikawa, T., Deep seismic surveys in the Kinki district: Shingu-Maizuru line, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, vol.81, pp.239-245, 2006.
- 伊藤 潔,廣瀬一聖,澁谷拓郎,片尾 浩,梅田康弘,佐藤比呂志,平田 直,伊藤谷生,阿部 進, 川中 卓,井川 猛,近畿地方における地殻および上部マントルの構造と地震活動,京都大学防 災研究所年報,vol.50, pp.275-288, 2007.
- 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.
- Kato, A., Sakai, S., Iidaka, T., Iwasaki, T. and Hirata, N., Non-volcanic seismic swarms triggered by circulating fluids and pressure fluctuations above a solidified diorite intrusion, Geophysical Research Letters, vol.37, L15302, doi:10.1029/2010GL043887, 2010.
- Katsumata, A., Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by traveltime analysis, Journal of Geophysical Research, vol.115, doi:10.1029/2008JB005864, 2010.
- Kodaira, S., Takahashi, N., Park, J. O., Mochizuki, K., Shinohara, M. and Kimura, S., Western Nankai Trough seismogenic zone: Results from a wide-angle ocean bottom seismic survey, Journal of Geophysical Research, vol.105, pp.5887-5905, 2000.

- 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.
- Nakanishi, A., Takahashi, N., Park, J.O., Miura, S., Kodaira, S., Kaneda, Y., Hirata, N., Iwasaki, T. and Nakamura, M., Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, Journal of Geophysical Research, vol.107, doi:10.1029/2001JB000424, 2002.
- 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.
- 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.
- Um, J. and Thurber, C.H., A fast algorithm for two-point seismic ray tracing, Bulletin of Seismological Society of America, vol.77, pp.972-986, 1987.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan, Journal of Geophysical Research, vol.97, pp.19,909-19,928, 1992.

## 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、既存の活断層は文献調査の段階で回避されるが、概要調査段階では 改めて活断層を把握するための調査を行う必要がある。このための調査技術を信頼性向上させる 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。地表から活断層を把握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;日本原子力研究開発機構, 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・評価技術として体系的に整備していくうえでは、 測地学的手法や地形・地質学的手法などの複数の手法について、目的・条件に応じた適切な組み合 わせを提示することが重要である。

本事業では、南九州せん断帯を事例として、活断層地形が不明瞭なせん断帯において、活構造 体の分布や力学的影響範囲を把握するための手法を体系的に整備する。南九州せん断帯では、明 瞭な活断層や活撓曲は認定されていない(活断層研究会, 1991)にもかかわらず、GNSS 観測や 発震機構解により、左ずれのせん断帯の存在が示唆されている(Wallace et al., 2009)。また、 1997年の鹿児島県北西部地震(Mj6.5、Mj6.3)に見られるように地震活動も活発である。日本 原子力研究開発機構(2017; 2018)において実施したGNSS観測によれば、数 mm/yrに達する 可能性のある左ずれの地殻変動が検出されている。

平成 30 年度は、南九州せん断帯において、地形学的手法、地球物理学的手法、地質学的手法の 三つによる検討を実施した。地形学的手法では、南九州せん断帯全域を対象として、リニアメン ト判読を行い、活構造の分布を検討した。地球物理学的手法では、日本原子力研究開発機構(2018) で得られた GNSS 観測結果の信頼性向上のため、引き続いて GNSS 観測を実施した。地質学的 手法では、南九州せん断帯の中軸部を対象として、現地踏査と小断層解析を行い、活構造の分布 とその活動に伴う変形・破砕などの力学的影響範囲について検討した。

### 4.1.2 アプローチ

本事業の成果は、地層処分のサイト選定や安全評価における知見として反映されるべきもので あるため、地表地形から特定が困難な活構造を調査・評価する技術の高度化を目的とする本事業 においても、地層処分のサイト選定プロセスを念頭に置いたアプローチで進めることが重要であ る。地層処分のサイト選定は、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のが基本である。本事業でも、複数の手法によって研究対象の空間スケー ルを絞り込んでいくことを意識して進めた。まず、リニアメント判読など机上で実施可能な地形 学的手法について、Wallace et al. (2009)によって推定されている南九州せん断帯のほぼ全域に対 して適用した。地球物理学的手法については、日本原子力研究開発機構(2016, 2017, 2018)に より、南九州せん断帯を含む九州地方の広い領域を対象として数値シミュレーションを行い、地 下の粘弾性不均質がせん断帯の発達要因と分布に大きく影響していることが既に明らかにされて いる。この数値シミュレーション結果を検証する目的で、原子力機構は平成 28 年度より GNSS 観測を開始しており、2 年間の観測の結果、数 mm/yr に達する可能性のある左ずれの地殻変動を 示すひずみ集中帯(以下、「せん断帯」という)の検出に至っている。本事業では、GNSS 観測精 度の向上の観点に加え、これまでの経緯を継承することを重視し、日本原子力研究開発機構(2018) と同じ観測点で GNSS 観測を継続した。

地質学的手法については、GNSS 観測で明らかになったせん断帯に被る領域で現地踏査の範囲 を設定した。この際、せん断帯内で分布する可能性が想定される活断層の検出という観点のみな らず、活構造に伴う変形・破砕などの力学的影響範囲を把握する観点から、せん断帯に直交する 方向に横断するルートで現地踏査を行った。現地踏査にあたっては、岩盤の破砕の程度や割れ目 の分布・性状の記載に加え、後述するように割れ目に発達する条線を用いた応力逆解析的手法

(Yamaji, 2000)を適用し、せん断帯の活動の影響範囲とその変化について明らかにすることを 試みた。地形学的手法、地球物理学的手法、構造地質学的手法のそれぞれの検討範囲と研究フロ ーを図 4.1.2-1 に示す。



図 4.1.2-1 地形学的手法、地球物理学的手法、地質学的手法の検討範囲と研究フロー

## 4.1.3 地球物理学的手法による検討

南九州せん断帯の形成過程については、三次元粘弾性不均質を考慮した数値シミュレーション により考察がなされている(日本原子力研究開発機構,2018)。このシミュレーションでは、せん 断帯直下に低比抵抗構造や地震波速度の低速度異常が観測されていることから、そのような領域 に流体が存在することで低粘性領域を形成していると仮定し、フィリピン海プレートや沖縄トラ フの拡大を速度境界条件として、シミュレーションを行った(図 4.1.3・1)。その結果、南九州を 東西方向に横断するせん断ひずみ速度の高い領域の定性的な再現に成功している(図 4.1.3・2)。 一方、南九州せん断帯を対象とした GNSS 観測は、せん断帯周辺の現行地殻変動をより詳細に推 定するため、平成 28 年 2 月に同せん断帯を南北に横切るような配置で 10 ヶ所の観測点を構築 し、同年の 3 月から観測を開始した(図 4.1.3・3)。平成 30 年度についても引き続きこの観測を 継続した。

GNSS データの解析には、Bernese GNSS Software (ver.5.2) (Dach et al., 2015) を使用し、 国土地理院 GEONET の4 観測点 (西米良、鹿児島鹿島、大矢野、大根占) を基準として、日ご との観測点座標値を推定した。なお、IGS の精密暦 (IGS Final Orbit)、地球回転パラメータ、 CODE (the 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、及び P1-C1 のコードバイアスなども同解析の中で使用した。さらに、得られた日ご との座標値に関し、2016 年 4 月 18 日から 2018 年 11 月 24 日までの GEONET F3 解と合わせ て、Wdowinski et al. (1997)の手法により、共通誤差成分の除去を行った後、年周・半年周変動 の補正、2016 年熊本地震による粘弾性緩和の影響の補正、桜島や霧島・新燃岳の噴火に伴う火山 性変動の補正を行い、せん断帯周辺での変位速度成分の抽出をした(図 4.1.3-4)。また、2016 年 熊本地震前についても、2007 年 10 月 1 日から 2009 年 3 月 1 日までの GEONET F3 解を用い て、上記と同様に共通誤差成分の除去、年周・半年周変動の補正、桜島の火山性変動の補正など を行い、同領域での変位速度成分の抽出をした(図 4.1.3-5)。

冒頭で述べたように、2016年熊本地震前には、同せん断帯では左横ずれの運動が推定されてい る(Wallace et al., 2009)。本解析においても、図 4.1.3-4、図 4.1.3-5 にせん断帯の中心(北緯 32°、東経 130.5°)からの距離と変位速度の分布の関係について示したように、明瞭な左横ずれ の運動様式が示された。これらの速度は、せん断帯に平行な成分である N110°E 方向の速度に焼 き直したものであり、せん断帯の中心をゼロとして北北東側が正の方向、南南西側が負の方向と 仮定している。本解析では、得られた観測結果を説明するために、同せん断帯の深部にブロック 境界となるすべり面が存在すると仮定し、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(例えば、Savage and Burford, 1973)の適用を試みた。このモデルは、断層をはさむ両側の ブロックが剛体的な運動をし、その浅部延長の地殻が固着することによって、断層周囲に弾性変 形が生じるというモデルであり、地表で観測される変位速度の分布は断層を境に arctangent の 形となることが知られている。ここでは、深部のすべり速度、浅部の固着域の深さ、せん断帯の |鉛直方向の傾き、せん断帯中心からの水平シフト量を未知数とした。そこで、観測値である変位 速度の分布を満足するように、非線形の最小二乗法を用いて未知数の初期値を求め、マルコフ連 鎖モンテカルロ法のうちメトロポリス・ヘイスティング法により 100,000 回のサンプリングを行 い、上記の四つの未知数を推定した。熊本地震前(図 4.1.3-5)と地震後(図 4.1.3-4)の速度プ ロファイルを比較すると、arctangent 型の地殻変動パターンが誤差の範囲でよく一致しているこ とが確認できる(図 4.1.3-6)。この arctangent 型の速度パターンから、せん断帯を境に地表か ら深さ 15.6-16.6 km で固着が起こり、12.4-14.3 mm/yr 程度の相対速度で左横ずれの運動が地下 深部で起こっていることが明らかとなった。また、北緯32º周辺にせん断帯の中心が存在すると 予想していたが、それよりも約十数 km 程度北側に変形中心が存在する可能性が観測より示され た。ただし、サンプリングの事後分布から、固着域の深さやせん断帯の鉛直方向の傾きについて は、明瞭なピークが見られないことから、不確定性が大きいことに留意する必要があると考えら れる (図 4.1.3-7)。さらに、本解析の結果は、せん断帯の深部で生じていると考えられる定常的 な変動が、熊本地震の発生後もほぼ同様に継続していることを示している。類似した観測事例と して、Meneses-Gutierrez and Sagiya (2016) は、2011 年東北地方太平洋沖地震前後の新潟県の ひずみ集中帯周辺の GPS データから、大地震の発生に影響されない定常的な短縮変形を見出し、 それが地殻内部で起こる断層深部のすべりで生じる非弾性的変形であることを示した。本観測の 結果は、南九州せん断帯の地下深部でも同様の現象が進行していることを示唆している。最後に、 マルコフ連鎖モンテカルロ法により得られた推定値の事後分布の不確定性が大きい値もあること から、深部のすべり速度や固着域の深さなどの推定精度の向上を図るべく、今後も同観測を継続 しデータの蓄積を図りつつ、解析を行う。



上下方向: 0.2 kmメッシュ(0≤Z≤13.8 km)、 0.4 kmメッシュ(13.8≤Z≤15.0 km)、 1.0 kmメッシュ(15.0≤Z≤30.0 km)



200 km

図 4.1.3-1 南九州せん断帯を対象とした数値シミュレーションの境界条件



**Depth 20 km Depth 25 km Depth 30 km** 図 4.1.3-2 シミュレーションによる 30,000 年経過時のせん断ひずみ速度分布



図 4.1.3-3 原子力機構の GNSS 観測装置と GNSS 観測点配置 右図)青丸及び黒丸は、国土地理院 GEONET 観測点を、赤丸は原子力機構の観測点を示す。6 桁の数字を付した青丸の観測点は、座標値の解析を行う際に、基準点として利用した。



図 4.1.3-4 2016 年熊本地震後の変位速度と変位速度のプロファイル 左図) 青矢印は国土地理院 GEONET 観測点、赤矢印は原子力機構の観測点の変位速度を示す。 ともに ITRF2005 座標系で、緑色の長方形で示したせん断帯に平行な N110°E 方向の変位速度を 示す。右図) せん断帯に平行な変位速度の分布(丸印と 1g のエラーバー) と最適なフィッティ ング結果(緑色の曲線)を示す。番号は左右の図で共通。期間は、2016 年 4 月 18 日から 2018 年 11 月 24 日。



図 4.1.3-5 2016 年熊本地震前の変位速度と変位速度のプロファイル

左図) 青矢印は国土地理院 GEONET 観測点の変位速度を示す。ITRF2005 座標系で、緑色の長 方形で示したせん断帯に平行な N110°E 方向の変位速度を示す。右図) せん断帯に平行な変位速 度の分布(丸印と 1o のエラーバー) と最適なフィッティング結果(緑色の曲線)を示す。番号は 左右の図で共通。期間は、2007 年 10 月 1 日から 2009 年 3 月 1 日。



図 4.1.3-6 2016 年熊本地震前後の変位速度プロファイルの比較

2016 年熊本地震前の変位速度のプロファイルを灰色丸と曲線で、地震後の変位速度プロファ イルを黒色丸と曲線で示した。ともに、図 4.1.3-4 と図 4.1.3-5 の右図よりエラーバーをとった ものを比較のために重ねて示した。



左図)上から 2016 年熊本地震後のすべり速度、固着域の深さ、せん断帯鉛直方向の傾き、せん断帯中心からのシフト量(北向きを正とする)について示した。縦軸は頻度、横軸は各パラメータのとりうる値を示す。右図)左図と同様に、熊本地震前の各パラメータの事後分布を示す。 赤線は、分布の平均値を、数値はそれらの平均値と 1g の誤差を示す。

### 4.1.4 地形学的手法による検討

南九州せん断帯を対象に活断層・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。空 中写真判読においては、主として米軍撮影の縮尺 1/4 万の空中写真、必要に応じて 1960 年代~ 1970 年代に国土地理院が撮影した縮尺 1/2 万~1/1 万の空中写真を用いた。活断層・リニアメン トの判読基準(表 4.1.4-1)については、日本電気協会原子力規格委員会(2008)に示された基 準(A~D ランク)に独自にランクを一つ(E ランク)加えたものを用いた。

空中写真判読の結果を図 4.1.4-1 に、リニアメントの方向分布を図 4.1.4-2 に、リニアメント をランクごとに整理したものを表 4.1.4-2 にそれぞれ示す。判読結果を俯瞰的にみると、リニア メントは南九州せん断帯の広範囲に分布するものの、その密集帯が西部(北緯 32 度、東経 130 度 10~50 分付近)にあることがわかる(図 4.1.4-1)。また、西部では、EW 方向のリニアメン トが目立ち、東部では、EW 方向に直交する NE 方向、NW 方向が目立つ(図 4.1.4-1、図 4.1.4-2)。 リニアメントのランクに着目すると、判読されたリニアメントの8割以上が明瞭な変位地形を伴 わないリニアメント E であり(表 4.1.4-2)、活断層と考えられるリニアメントA は、既存研究

(例えば、九州活構造研究会編,1989)で知られた活断層帯である出水断層帯と1968年のえびの 地震の震央付近に分布が限定される(図 4.1.4-1)。

空中写真判読では、GNSS 観測によって示された左ずれと調和的な変位地形を伴う明瞭な活断 層地形を検出することはできなかった。しかし、南九州せん断帯全体のリニアメント分布からみ ると、1997 年の鹿児島県北西部地震の震源域の東方延長に EW 方向の成因不明のリニアメント が密集するという地形的異常を認識することができた。今後は、このリニアメント密集帯におい て現地観察により、地表に変位地形があらわれないリニアメントの性状・成因を検討することが 求められる。

リニアメントの	山地	・丘陵	段丘面・扇状地等の平坦面上			
ランク	崖・鞍部等	尾根・水系の屈曲	崖 ・ 溝 状 凹 地	撓み・傾斜面		
A	新鮮な巣, 鞍部等の連続の良い配列からな り, 連続区間が長く, 両側の地形進が類似 し, 一様な直度差が認められ, かつ、延長上 の段丘面に同方向の巣が認められるもの。	尾根・水系が長い区間で同方向に屈曲し、 かつ。 (1) 屈曲は鮮明であり、河川の規模と屈曲量 との相関 あるいは、 (2) 閉塞丘、風隙等の特異な地形のいずれか がが認められるもの。	並、 滞状即地等の連続の良い配列からな り、方向が水系の個刻方向と異なり、延長が 長く、かつ、 (1)時代の異なる複数の段丘面に連続し、古 い段丘面ほど比高が大きい (2)崖面が山地、丘陵側に向き段丘面の傾斜 方向とは逆向きを示す (3)山地、丘陵内の明瞭な崖、鞍部等に連続 するのいずれかが認められるもの。	a. 焼みの形態が鮮明であり,その量が大き いもの。 b. 平坦面の傾斜角が大きいもの。 上記a, bのうち,量や傾斜角に累積性があ り,かつ,延長が長いもの。		
В	崖、鞍部等の連続の良い配列からなり、連 線区間が長く、両側の地形形態が類似し、一 煤な高度差が認められ、かつ、 (1)地形形態は鮮明であるもの。 あるいは、 (2)地形形態はやや不鮮明であるが、延長上 の段丘面に同方向の崖が認められるもの。	尾根・水系が同方向に居曲し、屈曲は鮮明 であり、かつ、 (1)連続区間は長いが、河川の規模と屈曲量 との相関、あるいは、間塞丘、風隙等の特異 な地形のいずれも認められないもの。 (2)連続区間は短いが、河川の規模と屈曲量 との相関、あるいは、閉塞丘、風隙等の特異 な地形が認められるもの。	単、講状凹地等の連続の良い配列からなり、延長は短いが方向が水系の側刻方向と異なるもの、あるいは、方向が水系の側刻方向であるが延長が長いもののうち、(1)時代の異なる複数の段丘面に連続し、古い段丘面はど比高が大きい(2)崖面が山地・丘陵側に向き段丘面の傾斜方向とは逆向きを示す(3)山地・丘陵内の明瞭な崖、鞍部等に連続するのいずれかが認められるもの。	上記a, bのうち, 延長は短いが, 量や傾斜 角に累積性があり, 良正面の傾斜方向とは逆 向きであるもの, あるいは, 累積性は認めら れないが, 延長の長いもの。 - 握み状の形態が鮮明であり, その量が小さ いが, 延長が長く, 傾斜方向が段丘面の傾斜 方向とは逆向きのもの。		
C	崖、鞍部等の配列からなり、両側で一様な 高度差があるが、地形形態は一部で不鮮明、 不連続か、 あるいは、延長上の段丘面に崖が認められな いもの。	尾根・水系が同方向に屈曲し、かつ、 (1)速続区間は長いが、屈曲は不鮮明であり、屈曲量も小さく、河川の規模と屈曲量との相関が認められないもの。 あるいは、 (2)連続区間は短いが、屈曲は鮮明であり、 河川の規模と屈曲量との相関が認められるもの。	単、溝状凹地等の配列からなり、かつ、 (1)方向が木系の側刻方向とやや異なり、時 代の異なる複数の段丘面に連続するが、延長 が短いもの。 あるいは、 (2)方向が水系の側刻方向であるが、延長が 長いもの。	摘み状の形態鮮明なもののうち、上記以外 のもの。 握み状の形態が不鮮明であり、平坦面の傾 斜色小さいが、延長が長いもの、あるい は、延長が短いが段丘面の傾斜方向とは逆向 さであるもの。		
D	法、鞍部等の配列からなるが、連続が断続 的か、あるいは地形形態が不鮮明であり、両 側の高度差が一様ではないもの。	尾根・水系が同方向に屈曲しているが、連 続区間が短く、屈曲が不鮮明であり、屈曲量 が小さいもの。	崖、溝状凹地等の配列からなるが、延長が 短いもの。	抛みの形態が不鮮明なもの及び平坦面の傾 斜角が小さいもののうち、上記以外のもの。		
Е	崖や直線谷等の連続が認められ、山地高 度・丘陵高度に高度差が見られる場合もある が,顕著な変位地形を伴わないもの。	尾根・水系の屈曲は不鮮明,もしくは認め られないもの。	単、溝状凹地が認められるが、断続的で不 鮮明なもの。	<b>捲みや傾斜異常は認められない。</b>		

表 4.1.4-1 活断層・リニアメント判読の基準



図 4.1.4-1 南九州せん断帯のリニアメント判読図

ベースマップには陰影起伏図に地質図を重ね合わせたものを使用。陰影起伏図は、国土地理院 基盤地図情報を用いて作成。地質図についてはシームレス地質図を利用。赤色の星印は、図の左 側の二つが 1997 年の鹿児島県北西部地震、中央のものが 1968 年のえびの地震の震源位置を示 す。



図 4.1.4-2 リニアメントの方向分布

	西部	(鹿児島)	東部	(宮崎)	全体
リニアメントA		7		0	-
リニアメントB		5		1	6
リニアメントC		10		1	11
リニアメントD		65		149	214
リニアメントE		635		454	1089
計		722		605	132

表 4.1.4-2 リニアメント判読結果整理表

## 4.1.5 構造地質学的手法による検討

現地踏査では、せん断帯に直交する方向に横断する南北のルート (図 4.1.5-1)において、岩相、 割れ目や変形構造、破砕帯の有無や産状の記載及び面構造、線構造、運動センスの計測を行った。 現地踏査を行ったルートは、主に四万十帯堆積岩類または北薩火山岩類が分布する川沿いを選定 した。面構造としては層理、節理、断層の他、四万十帯岩石には付加体形成時に形成され、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認められる。これら の面構造を種類ごとに区別して分布や姿勢、産状を記載した。運動センスは、線構造(条線)が 認められる面について、主に破断ステップ(狩野・村田, 1998)に基づき推定した。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、破断ステップから運動センスが推定できる場合がある。本研究では、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 に発達するゾーンで、角礫化・細粒化した部分の存在が肉眼で明瞭に求められるものを破砕帯と 呼ぶ。破砕帯には複数の(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。破砕帯の認定は現地踏査での肉眼観察のみに基づくので、岩石の鏡下 観察などの結果、破砕帯が断層運動起源でない(例えば、風化・変質による岩石の脆弱化など) と今後判断される可能性もある。

現地踏査の結果、幅数 cm~数 m 程度の破砕帯が認められたものの、その数は南北約 27 km に 及ぶルートの中でわずか 17 本であった。また、その中でも粘土鉱物やシルトサイズ以下の極細 粒物質を脈状に伴い、断層ガウジまたはウルトラカタクレーサイトが発達すると言える破砕帯は 7 本にとどまった。地表に明瞭な変動地形を伴う活断層が複数発達する岐阜県北部~富山県南部 のひずみ集中帯(大橋・小林, 2008; Niwa et al., 2011)と比較すると、本地域は明らかに破砕帯 の分布が少ないと言える。割れ目密度については、東西性のリニアメントが多く発達する柳野川 下流域(図 4.1.5・2 の YD)において、割れ目が密に発達する露頭が相対的に目立つ傾向があった が、岩相の違い(初生的な弱面の有無に起因:塊状砂岩よりも砂岩泥岩互層で割れ目が多く発達) や露出状況の違い(応力開放割れ目の残存しやすさに起因:川底よりも道路沿いの露頭で割れ目 が多く発達)の影響もあり、平成 30 年度の現地踏査では定量的な割れ目密度の計測はできなか った。

本研究では、地下に伏在する活構造に伴う力学的影響範囲の把握として、左ずれのせん断帯を 規定する北東-南西圧縮の応力場によって小断層が変位している範囲を明らかにする目的で、小 断層データを用いた応力逆解析 (Yamaji, 2000; 佐藤ほか, 2017) を行った。これは、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逆解析的にそれらの小断層の運動を説明する応力を 検出する手法である。ここでは、小断層に記録されている線構造が最新の運動方向を記録してい るとみなす。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。な お、四万十帯岩石に発達する付加体形成時に形成された可能性の高い面構造と線構造 (層理面や 泥岩中の劈開に沿ったもの) は、付加体形成時の応力場の情報が残っていると考え、小断層解析 のデータからは除外した。

解析の結果、左ずれのせん断帯を規定する北東-南西圧縮の応力場を示すのは柳野川下流域 (YD)のみに限られることが分かった(図 4.1.5-2)。この結果からは、左ずれのせん断帯が地表 の断層・割れ目に影響を与えている範囲は柳野川下流域の幅約2km程度にとどまる可能性があ る。それ以外のTK、YU、TR、OYの地域の応力場の成因は今後の検討課題であるが、現在より も古い時代の応力場を反映している可能性がある。今後は、より複数の南北横断ルートで現地踏 査を行い、左ずれのせん断中帯の力学的影響範囲の側方延長を把握することが課題である。



図 4.1.5-1 地表踏査のルート

TK、YU、YD、TR、OYの範囲は、図 4.1.5-2 に対応し、震源分布は気象庁のデータを用いた。



図 4.1.5-2 小断層の面構造の姿勢と応力逆解析の結果(下半球等積投影ステレオグラム) 小断層の面構造の姿勢を示す大円について、赤色は線構造が逆断層センス、青色は正断層セン スのものである。応力比は(σ<sub>2</sub>-σ<sub>3</sub>)/(σ<sub>1</sub>-σ<sub>3</sub>)の値である。

## 4.1.6 まとめ

活断層地形が不明瞭なせん断帯において、活構造体の分布や力学的影響範囲を把握するための 手法を目的として、南九州せん断帯を事例として検討を実施した。実施手法は、地球物理学的手 法、地形学的手法、構造地質学手法の三種類で、これらの複数の手法を用いることにより、調査・ 評価技術の体系的な整備を試みた。

地球物理学的検討としては、先行研究で実施されている GNSS 観測結果の精度や信頼性の向上 のため、平成 30 年度についても引き続き GNSS 観測を行った。南九州せん断帯を横切って設置 された 10 地点の GNSS 観測点から得られたデータを基に、鉛直横ずれ断層の断層運動モデルを 適用した結果、せん断帯を境に arctangent 型の速度パターンが推定され、固着深度は 15.6-16.6 km、地下深部における左横ずれ速度は 12.4-14.3 mm/yr と計算された。今後はさらに GNSS 観 測を継続し、これらの推定値の精度向上を試みる予定である。

地形学的検討としては、活構造の分布の把握のため、南九州せん断帯全域でリニアメントの判 読を行った。その結果、明瞭な変位地形を伴うリニアメントはわずかしか確認できず、またリニ アメントの8割以上は成因不明のリニアメントEに分類された。一方、リニアメントの方向には 地域差が見られ、せん断帯東部ではリニアメントの大半が NE-SW 方向または NW-SE 方向であ ったのに対し、西部ではEW 方向のリニアメントが最も卓越した。

構造地質学的検討としては、活構造の分布と力学的影響範囲の把握を目的として、平成 30 年 度は南九州せん断帯に直交する方向に現地踏査を行った。断層などの面構造の産状を記載すると ともに、小断層の姿勢を測定して応力逆解析を実施することで、現応力場に調和的な構造の分布 範囲の制約を試みた。その結果、現応力場と調和的な運動センスが卓越するのは、柳野川下流域 の幅約 2 km 程度に制限される可能性が示された。今後の課題としては、より多くの南北測線上 で同様の解析を行い、せん断帯平行方向における力学的影響範囲の検討が挙げられる。

現在までの成果としては、地球物理学的なデータから推定されるような大規模な横ずれせん断 を説明できるような活地形及び小断層の分布は、地形学的・構造地質学的検討からは確認できて いない。今後の展望としては、現応力場に調和的と考えられる東西方向のリニアメント密集部を 中心により詳細な地形判読や現地踏査などを実施し、活地形の分布や現応力場の力学的影響範囲 をさらに正確に把握し、可能であればトレンチ調査などによる活動性評価を実施していく。加え て、地形・地質から推定される長期的な地殻変動と、地球物理学的データから得られた短期間の 大規模な左横ずれを矛盾なく統合できるような地史や力学的モデルの構築を目指すことが望まれ る。

## 引用文献

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.

狩野謙一,村田明広,構造地質学,朝倉書店,308p,1998.

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.

九州活構造研究会編, 九州の活構造, 東京大学出版会, 562p, 1989.

Meneses-Gutierrez, A. and Sagiya, T., Persistent inelastic deformation in central Japan revealed by GPS observation before and after the Tohoku-oki earthquake, Earth and Planetary Science Letters, vol.450, pp.366-371, 2016.

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,日本電気協会,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, 265p, 2016.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 28 年度地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価確証技術開発報告書, 230p, 2017.
- 日本原子力研究開発機構,平成 29 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確証技術開発報告書, 217p, 2018.
- Nishimura, T. and Takada, Y., San-in shear zone in southwest Japan, revealed by GNSS observations, Earth, Planets and Space, vol.69, DOI10.1186/s40623-017-0673-8, 2017.
- Niwa, M., Kurosawa, H., and Ishimaru, T., Spatial distribution and characteristics of fracture zones near a long-lived active fault: A field-based study for understanding changes in underground environment caused by long-term fault activities, Engineering Geology, vol.119, pp.31-50, 2011.
- 大橋聖和,小林健太,中部地方北部、牛首断層中央部における断層幾何学と過去の運動像,地質学 雑誌, vol.114, pp.16-30, 2008.
- 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.
- 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.
- 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, 2009, 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.

## 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

地層処分事業にあたっては、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活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、石英水和層の三つの手法・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., 2006)、(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。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。

平成 30 年度は、放射年代測定法については赤外線励起による長石のルミネッセンス(IRSL) 法、石英の ESR 法及びイライトの K-Ar 法に係る検討に着手した。機械学習については、日本国 内の既知の活断層及び非活断層について破砕帯内物質の化学組成を報告している文献を収集し、 多変量解析によって両者を分類できるかどうかの検討を行った。石英の水和層については、水和 層形成の条件を明らかにするための水熱実験を実施した。

#### 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 法及び ESR 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)。このような熱エネルギーとしては、摩擦すべりによる断層面のごく近傍における急 速な加熱、断層帯における熱水移動に起因する断層帯周辺部の加熱及び上部地殻内の地温勾配に 由来する熱エネルギーの放出が主に考えられる(田上ほか,2010)。これら熱エネルギーの放出量 の推定は、断層運動の規模に加え、周辺岩盤の諸物性や含水状態など様々な要因が寄与するため、 決して単純ではない。

露頭で採取した試料の場合、普段は常温でシグナルが安定な領域にあると考えられるため、断 層運動時にリセット条件さえ示せば、年代情報を得るには地下深部から採取した試料よりもむし ろ好都合と言える。また、サンプリングのしやすさという点でも有利である。ただし、熱に敏感 な手法でないと断層運動に伴うシグナルの減少・リセットを捉えることが難しくなる。そして、 複数の手法から得られるシグナルの情報を比較することにより、シグナルの減少に関わった熱エ ネルギーの性質や放出量についての知見が得られることが期待される。

以上を踏まえ、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、 地表の断層露頭で採取した試料を対象とした IRSL、OSL 及び ESR 年代測定に関する検討を実施した。

本共同研究による予察的な検討からは、長石の IRSL 信号は、ESR 信号に比べ熱に敏感である ことが分かっている(図 4.2.2-1)。そこで、平成 30 年度の共同研究では、特にカリ長石の IRSL 信号に着目し、1) IRSL 測定のための試料調製手法の整備、2) 清水ほか(2017)に基づく主成 分・微量元素のガラスビード XRF 分析による年間線量推定手法の構築、3) 測定皿の材質(酸化 銀、チタン)の適用性の確認、4) フェーディング補正手法の確認、5) 飽和線量の推定に基づく 測定上限年代の見積もり、6) 単アリコット再生法(SAR 法)による測定中の感度変化の確認、 7) 同一試料での年代値のばらつきの確認を行った。試料調製手法の整備においては、今後複数の 手法から得られるシグナルの情報を比較するために実施する石英の OSL 年代及び ESR 年代測定 を行ううえで必要な、高純度の石英試料抽出のための試料調製手法も併せて整備した。各実施内 容の詳細については、別添の共同研究報告書を参照されたい。断層ガウジ及び断層と接する第四 系の砂層から抽出したカリ長石を複数皿に分配して測定した IRSL 年代は、一定のまとまりを示 した(図 4.2.2-2)。このことから、地表の断層露頭からの試料を対象とした IRSL 法によっても、 何らかの情報を引き出すことは可能であると考えられる。



図 4.2.2-1 加熱による IRSL 信号及び ESR 信号の減衰

(a) 及び (b) は長石標本と阿寺断層田瀬露頭の断層ガウジ(TSB)の IRSL 信号の温度による 変化を示す。IR50 と IR225 は、測定時のアシスト温度をそれぞれ 50℃と 225℃で SAR 法から試 料の信号強度を求めたものを、(c) は TSB 試料の ESR 信号強度を E1'中心信号、AI 中心信号、 Ti-Li 中心信号について示した。



図 4.2.2-2 カリ長石の IRSL 年代の分布

## TS6b は阿寺断層田瀬露頭の断層ガウジ試料、TS-BS2L は同露頭の断層の下盤側に露出する砂 層試料(時代未詳)である。

なお、平成30年度の分析は、多くの既往研究と同様に125-250 µmの粒子を対象に行ったが、 断層ガウジの場合、長石や石英でもそれより細粒化していることが多い。今後は、より細粒な試 料を対象とした試料調製・年代測定手法の構築についても考慮する必要がある。

## (2) 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。断層ガウジの K-Ar 年代測定は Lyons and Snellenburg (1971) が初めて試みたもの であるが、断層運動に伴い破砕帯内で新たに生成した自生鉱物の他に、原岩の砕屑物が混入する ことにより、得られる年代値が古くなるなど、前処理の問題点が指摘されてきた(例えば、柴田・ 高木、1988)。その後、砕屑物に比べて細粒の自生鉱物を高純度で回収するために断層岩をサイズ ごとに分離し、自生鉱物と原岩由来の鉱物を識別する鉱物学的解析を含めた年代値を解釈する手 法が定着しつつある (例えば、 Van Der Pluijm et al., 2001; Zwingmann and Manckeltow, 2004; Takagi et al., 2005; Zwingmann et al., 2010)。Van Der Pluijm et al. (2001) は、自生イライト のポリタイプが原岩を構成していたイライトの砕屑物のものと異なる傾向であることを利用し、 各フラクションのポリタイプから自生鉱物と砕屑物の割合を見積もることで自生イライトと砕屑 性イライトの年代を推定する方法を提案した。Liewig et al. (1987)は、堆積岩からの自生イライ トの分離において、凍結と融解を繰り返すことにより粉砕し、人為的な微細粒子が生じることを 防ぎ、より高純度で自生鉱物を回収できる可能性を示した。Zwingmann and Manckeltow (2004) はアルプスの断層ガウジ試料に凍結粉砕を適用し、精細なサイズ分離と鉱物学的解析を併せた K-Ar 年代測定を行った。Takagi et al. (2005) は粒径とイライト結晶度との関係を検討し、後期の 熱水変質の低温化で生成した粘土ほど、結晶度が低くなる傾向を示した。

Niwa et al. (2016b) は、Zwingmann and Manckeltow (2004) などと同様の方法で断層ガウジ をサイズごとに分離し、各フラクションに対してイライトのポリタイプ同定を含む X 線回折分析 と K-Ar 年代測定を活断層(白木-丹生断層)に対して適用した。その際、周辺母岩の冷却史を複 数の年代測定手法(U-Pb 法や FT 法など)によって復元し(末岡ほか, 2016)、断層ガウジの K-Ar 年代測定結果と比較することにより、自生イライトが最初に形成されて以降、断層ガウジが二 次的な著しい加熱を受けていないことを示すことに成功した。一方、イライトの K-Ar 年代が活 断層の最新の活動(破壊)の影響を受けていないことも示された。このように、断層ガウジの K-Ar 年代の評価にあたっては、断層運動に伴う熱的影響や破壊の影響など様々な影響との関係を検 討する必要があるが、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、これらの手法の断層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断層破砕帯試料の K-Ar 年代測定に関する検討を行った。本共同研究では、断層ガウジ試料の鉱物・化学分析と K-Ar 年代測定及び加熱や破壊実験とを組み合わせることにより、K-Ar 年代測定結果から断層の発 達史について引き出せる情報について検討した。

平成 30 年度は、断層破砕帯及び隣接する母岩の岩相、物性、鉱物組成、イライト結晶度及びビトリナイト反射率などの特徴が詳しく知られている延岡衝上断層を貫くボーリングコア試料 (Hamahashi et al., 2013; Fukuchi et al., 2014)の微細構造観察を行い、イライトなどの鉱物 の分布や成長の様子について検討を進めた。

#### 4.2.3 機械学習に基づいた検討

物質のバルク化学組成データを用いて地質体が経験した事象を定量的に判断する手法の提案として、津波由来の堆積物(津波堆積物)と通常堆積物の区別を目的とした例がある(Kuwatani et al., 2014)。Kuwatani et al. (2014)は、津波堆積物と通常堆積物を採取し、堆積物の化学組成分析で一般的に採用される18元素の測定データを用い、多変量解析を用いた機械学習(Machinelearning techniques)により得られた識別のための多数の式群(各元素の寄与が様々な、機械的に提案される判別式群)のうち、判別率が99.0%以上となるものが数十あることを示した。その論文中では、11元素による組み合わせが、全18元素や、含有量1重量%以上の主成分を選択したうちの3元素を用いた組み合わせより判別率がよい(最適な組み合わせがある)結果が示されている。この判別式群を得る手法は数値化された化学組成データを用いて数式化されるために定量的であり、先験的にある特定の元素の重要性を研究者が選択することがない点で客観的である。

今回試みた機械学習は、この津波堆積物で用いられた手法と基本的に同じ方法を断層ガウジの 化学組成データに適用するものであり、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 が得られるかどうかを検討するものである。平成 30 年度は、活断層か非活断層かが既知のデー タを教師データとして用い、断層タイプが判別できるかどうかに重点を置いた。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、図 4.2.3-1 に示す手順で進めた。

## (1) データベースの構築

検討に用いた化学組成の文献値、分析値については、鉄は全鉄を Fe2O3 に換算し(Fe2O3\*)、微 量元素については多くの文献で共通する元素とし、17 元素(SiO2、TiO2、Al2O3、Fe2O3\*、MnO、 MgO、CaO、Na2O、K2O、P2O5、Rb、Sr、Y、Nb、Ba、Pb、Th)の重量%または ppm 値を、 規格化などの処理をせずそのまま用いることとした。質的変数は 2 群の分類(活断層の断層ガウ ジと非活断層の断層ガウジ)とした。その結果、計 60 データ(活断層 44、非活断層 16)が抽出 された。このうち、樹脂で固めた試料を分析した活断層 3 データを除き、57 データを解析用デー タ(教師データ;活断層 41、非活断層 16)とした。樹脂で固めた試料は、樹脂の化学組成への影 響が不明であり、疑問の残るデータを教師データとして用いないこととした。検討の結果、判別 が可能であるという結果が得られたため、一次式の検定に用いる評価用データとしてこの 3 デー タを用いた。



## 図 4.2.3-1 機械学習の研究概要

## (2) 機械学習;解析用データを用いた判別用ー次式の検討

本事業の説明変数(入力データ)は量的変数である断層ガウジの化学組成、予測する目的変数 (出力データ)は質的変数である断層性状(活断層か非活断層)である。明確に分かれるはずの 2 群を分けるためには線形判別分析が適しており、これは 2 群が正規分布すること、等分散性を 持つことを前提として、2 群が最も良く分かれる直線(一次式)を求める手法である。得られた 一次式に 2 群のどちらか不明な試料の化学組成を代入すると、どちらのグループに属するかが判 別できる。判別の精度は、データ数が多ければ多いほど高くなる。一般に、説明変数の数(=次 元)が増えると、解析に用いたデータに特化した一次式となってしまい、一次式の汎化性能が低 下する。さらに、17 個の元素の組合せは約 13 万通りとなり、判別に適した元素の組合せの候補 が膨大となる。そこで、判別に適した元素を選択するため、赤池情報量規準(AIC、Akaike, 1973) と主成分分析の二つの方法を使って変数選択を行った。二つの方法はどちらもオープンソースの 統計解析プログラミング言語である R で実行し、結果図の作成には R のグラフ描画ライブラリ である ggplot2 を用いた。

AIC による変数選択の結果、17 個の元素から 13 個の元素が最適な組合せとして抽出された (表 4.2.3-1)。計算開始時点でAICは -199.54 となり、最終的には -204.18 にまで減少した。

主成分分析による変数選択の結果、PC3(第1主成分から第3主成分までを用いた検討、以下 同様)、PC5、PC8における因子負荷量(得られた一次式に対する各元素の寄与を示す数値)の平 均値上位10位までの元素を用いることとした。

線形判別分析の結果、正答率 100%を与える式は、17 元素全て(式(I))、AIC で抽出された 13 元素(式(II))、PC5 の上位 10 位元素(式(III))、PC8 の上位 10 位元素(式(IV)) であり、PC3 の上位 10 位元素では 57 試料中 4 試料が不正解となった(図 4.2.3-2)

	式番号	(I)	(11)	-	(111)	(IV)	(V)	(VI)	(VII)	-
	SiO <sub>2</sub>	•	•	•						
夕	TiO <sub>2</sub>	•	•	•	•	•	•	•	•	•
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	•	•		•	•	•	•	•	•
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	•	•	•	•					
	MnO	•		•						
ц т	MgO	•	•		•	•	•	•	•	•
70	CaO	•	•	•		•		•		
È	Na₂O	•	•	•	•	•	•		•	
UN I	K <sub>2</sub> O	•				•		•		
<i>t</i> -	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	•	•	•	•	•	•	•	•	•
一元	Rb	•		•	•	•	•	•		
志	Sr	•	•							
214	Y	•	•							
	Nb	•	•	•	•					
	Ba	•	•		•	•	•	•	•	•
	Pb	•	•			•		•		
	Th	•		•	•					
	備考	17元素	AIC	PC3 上位10	PC5 上位10	PC8 上位10	PC5 上位7	PC8 上位9	式(II)(III) (IV)共通	式(II)(V) (VI)共通

表 4.2.3-1 正答率 100%を与える式で用いた元素一覧





(a) 17 元素を用いた式(I) によるもの。(b) AIC で選択された 13 元素を用いた式(II) によるもの。(c) 第3主成分までの因子負荷量平均値上位 10 元素によるもので、不正解が生じるケースの例。(d) 第5主成分までの因子負荷量平均値上位 10 元素を用いた式(III) によるもの。

(3) 考察

判別用一次式の汎化性能を向上させる観点から、説明変数(用いる元素の数=次元)を減らす ことを試みた結果、PC5における使用元素数を7に(式(V))、PC8における使用元素数を9にし ても(式(VI)) 正答率が100%となった。さらに、式(II)(III)(IV)に共通する6元素も正答率100%と なったが(式(VII))、式(II)(V)(VI)に共通する5元素では正答率が約84%となった(図4.2.3-3)。



図 4.2.3-3 元素数を絞り込んだ式による活断層と非活断層の線形判別分析結果 (a) 式 (II)、(III)、(IV) に共通する6元素による式(VII)によるもの(正答率100%)。(b) 式 (II)、 (V)、(VI)に共通する5元素による式によるもの(正答率84%)。

正答率 100%となる一次式(I)~(VII)に、評価用の活断層・非活断層の断層ガウジの 6 データの 化学組成を入力したところ、正答率は各一次式で 0~33%となった。最も正答率が高いのは式(III) と式(V)で、式(VII)がそれに次ぐ。正答率が低くなった原因として、一次式の汎化性能の低下現象 が起きている可能性がある。また、試料の保存状態が化学組成に影響を与えたことが考えられる。 現時点では、正答率が高く、元素の数が少ないTiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Rb, Ba の 7 元素 を用いた一次式(V)が最良と判断される。

本事業では、断層ガウジの化学組成を用いた線形判別分析により、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。これらの一次式に共 通する元素の組合せから、活断層と非活断層の違いを表す元素を六つに絞ることができた。

課題として、本事業で用いた 17 元素以外が活断層と非活断層の識別に有用である可能性があること、文献の記載の信頼性、試料の保存状態(樹脂固化など)が化学組成に影響を与える可能性が挙げられる。今後は、これらの課題を考慮して、分析データを増やしながら検討を進める。

#### 4.2.4 石英水和層を用いた評価技術の検討

4.2.2 で検討した ESR 法や OSL 法、K-Ar 年代測定法は断層の発達史を明らかにするうえで有 用な情報となり得る一方、断層の最新活動時期の把握という観点からは、最新の断層運動による ゼロセットが不十分、または不明であるため、得られた年代値から正確な情報を得るのは現状で は困難な場合が多い。本事業では、これら従来手法に代わる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)。火山ガラスについても、水和層の 厚さと堆積時期との相関関係が見出されている (生田ほか, 2016)。これらガラスにおける水和 層厚さの測定は従来、偏光顕微鏡観察による屈折率の違いで水和層を認定し、その厚さを計測す るという方法がなされていた (勝井・近堂, 1967)。一方、地殻浅部に普遍的に含まれる石英はガ ラスと比べて水和速度が非常に遅く、室温での拡散係数にすると、10 の 4 乗オーダーで異なる

(Ericson et al., 2004)。しかし、近年は加速器や SIMS(二次イオン質量分析装置)によってイ オンビームを水和層に照射し、発生する二次イオンを分析することによって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を試みる。

平成 30 年度はまず、水和層の形成条件や速度を把握するため、花崗岩(白亜紀後期の江若花崗 岩)及びチャート(美濃帯三畳系の赤色チャート)中の石英粒子を対象として、含水下で 100 時 間、指定の温度(150℃または 250℃)・圧力(9.8 MPa または 25.5 MPa)を加えた水熱実験を 行った。さらに、実験後の石英の水和層厚さの測定として、SIMS で水素イオン濃度の深さ方向 の変化を調べた。

試料は花崗岩、チャートとも B 級の岩盤等級に属する新鮮な岩石で、15×15×3 mm 角に切り 出し、鏡面研磨して実験に供した。水熱実験は二酸化炭素加圧(pH3.2-3.6 の酸性条件)と窒素 加圧の 2 ケースで実施した。

二酸化炭素加圧の実験では、東伸工業株式会社製の最高圧力 70 MPa、最高温度 250℃のオートクレーブ試験機(製造番号:209410M1)を使用した。試料が封入されたテフロン網目状袋を 冶具に吊り下げ、冶具を容器内に置くことにより試料を固定した(図 4.2.4·1)。容器にイオン交 換水を 6L 注入し、蓋を閉めて酸素低減のため窒素を 120 分通気後、二酸化炭素をバブリングし て約 3 時間かけて昇圧を行った。昇温はヒーターにより昇圧と同時に行った。指定の温度・圧力 で 100 時間経過後、数時間以上かけて自然冷却・自然減圧し、50℃程度まで冷却後に手動で減圧 した。温度・圧力は熱電対と圧力計で常時モニタリングし、実験中の水の pH の変化は OLI 社製のシミュレーションソフトで推定した。



図 4.2.4-1 水熱実験における試料固定の様子(二酸化炭素加圧実験での例) 試料が封入されたテフロン網目状袋を冶具に吊り下げ(左写真)、冶具を容器内に置く。

窒素加圧の実験では、SUS316、肉厚3mmのJIS規格の1インチ配管(長さ40cm、容量約107mL)を実験容器(図4.2.4-2)とし、試料をステンレス金網で作製した籠に入れて容器内に固定した。窒素を指定の圧力に相当する量になるまで投入後、高圧ポンプで脱イオン水を60mL投入した。続いてリボンヒーターで液相及び気相を加熱し、指定の温度・圧力になるよう調整した。ここまでの昇温・昇圧に要した時間は150℃のケースで20分程度、250℃のケースで1時間程度であった。指定の温度・圧力で100時間経過後、数時間かけて常温まで自然冷却したうえで、バルブを徐々に開けて内圧を放圧した。温度・圧力は熱電対と圧力計で常時モニタリングした。



図 4.2.4-2 窒素加圧における水熱試験容器

水熱実験前後で試料の乾燥質量を比較したところ、150℃の条件ではほとんど質量減少が認められなかった一方、250℃の条件では有意な質量減少が認められた(表 4.2.4·1)。減少率は、花 崗岩よりもチャートで大きく、かつ、窒素加圧よりも二酸化炭素加圧のケースで大きかった。た だし花崗岩では、実験後試料の長石類の部分の変質が明瞭であり(図 4.2.4·3)、質量減少の大半 は石英ではなく長石類が担っている可能性が高い。

	花崗岩	チャート
150℃, 9.8 MPa, 窒素加圧	99.8%	ほぼ変化なし
150℃, 25.5 MPa, 窒素加圧	ほぼ変化なし	99.8%
150℃, 25.5 MPa, 二酸化炭素加圧	99.3%	ほぼ変化なし
250℃, 9.8 MPa, 窒素加圧	99.2%	97.8%
250℃, 25.5 MPa, 窒素加圧	99.1%	97.7%
250℃, 25.5 MPa, 二酸化炭素加圧	92.4%	89.5%

表 4.2.4-1 水熱試験後の試料の乾燥質量の減少率



図 4.2.4-3 二酸化炭素加圧による水熱試験前後の試料の写真 (a) 花崗岩、実験前、(b) チャート、実験前、(c) 花崗岩、250℃・25.5 MPa 実験後、(d) チャ ート、250℃・25.5 MPa 実験後。 水熱実験後、鏡面研磨した面の石英の部分に 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。水素イオ ン濃度は、SiO<sub>2</sub>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。

SIMS 分析の結果、花崗岩中の石英では、250℃、25.5 MPa(地下1 km での静岩圧に相当) の条件においてのみ表面から約2µmまでの深さで水素イオン濃度の明瞭な増加が認められた(図 4.2.4-4)。また、窒素加圧よりも二酸化炭素加圧のケースの方が水素イオン濃度の増加の程度が大 きかった。ここで、Ericson et al. (2004)に基づき、水素イオン濃度の深度プロファイルを式(1) による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)を求めた。

$$c(x) = (c(0) - c_i) \cdot \operatorname{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{D \cdot t}}\right) + c_i$$
(1)

x は測定深さ、c(x)は深さ x での水素イオン濃度、c(0)は表面での水素イオン濃度、 $c_i$ は試料に初 生的に含まれる水素イオン濃度、t は時間である。D を  $c_i$ で規格化して求めた  $D_{norm}$ は、250°Cで  $10^{-17}$  cm<sup>2</sup>/s 程度となり、考古学試料や人工の石英結晶から得られる値(Ericson et al., 2004)と 調和的な値を示した。アレニウス則により外挿して得られる常温での拡散係数から推定すると、 水和層の発達が 1 万年で最大数  $\mu$ m 程度になる場合もあることが期待される。したがって、地質 試料に対しても SIMS を用いた同様の測定による石英水和層を用いた年代測定法が適用できる可 能性がある。ただし今後、様々な形状を示す実際の地質試料に対し、初期状態を壊すことなく水 平面を確保して精度よく測定する手法の構築が課題の一つとなる。



図 4.2.4-4 花崗岩中の石英に対する SIMS 測定の結果

一方、チャートについては、250℃のケースで、表面から 1-3 µm までの深さで花崗岩中の石英 と同様の水素イオン濃度の変化傾向が認められたのに加え、水素イオン濃度のバックグラウンド が未処理の試料に比べて明瞭に増加した(図 4.2.4-5)。これは、チャートが非常に細粒の石英から構成されるため、水の粒内拡散に加え粒界拡散の影響を大きく受けているためと推測される。 すなわち、表面から 1-3 µm までの深さの水素イオン濃度の変化は粒内拡散の効果を、水素イオン濃度のバックグラウンドの増加は粒界拡散の効果を見ていると解釈することができる。様々な 鉱物において、粒界拡散の拡散係数は粒内拡散のそれと比べ1万倍程度大きいとされている

(Lasaga, 1998)。チャートの250℃のケースにおける水素イオン濃度プロファイルは、花崗岩中の石英の場合と同じ D<sub>norm</sub>=10<sup>-17</sup> cm<sup>2</sup>/s とした時の、粒内拡散と粒界拡散の両方に対し式(1)よる相補誤差関数曲線を足し合わせたものとよく一致する。ただし、チャートの場合は、250℃のケースにおける質量減少が明瞭であり、形成された水和層の一部が溶脱してしまった可能性が高い。したがって、水和層の厚さからそのまま年代の推定をすることは大きな問題があると考えられる。

花崗岩、チャートともに、150℃の条件で石英中の水素イオン濃度の明瞭な増加が認められな かったのは、アレニウス則から導かれる拡散係数から推定すると、100時間程度の時間では SIMS で明瞭に検知できるほどの水和層が形成されなかったためと考えられる。



図 4.2.4-5 チャートに対する SIMS 測定の結果

## 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では、平成30年度はIRSL 法及びESR 法による検討と、粘土鉱物を対象とした K-Ar 法による検討を実施した。IRSL 法及びESR 法による検討については、断層活動時の摩擦熱による年代リセットがより期待できる、長石のIRSL 年代測定法による評価手法整備のため、試料の調製法や実験手法について検討や、予察的なIRSL 年代測定を行った。得られたIRSL 年代は一定のまとまりを示し、地表の断層露頭試料からでも断層の活動性評価に資する情報が引き出せる可能性が示された。今後は、断層ガウジでは一般的な、より細粒な試料を対象とした実験手法の構築を予定している。粘土鉱物を対象とした K-Ar 法による検討について

は、断層運動に伴う熱水活動起原のイライトの年代測定を目的とした断層岩の微細構造観察を行った。今後は、これらの試料について、K-Ar 年代測定の適用性を検討していく予定である。

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。平成 30 年度は、先行研究などで得られている化学組 成データを基に判別一次式の構築を試みた。その結果、両者のデータを正確に判別できる式を複 数得ることができ、また両者の判別が可能な元素数を六つに絞ることができた。これらの成果に より、化学組成を基に、活断層と非活断層を区別できる可能性を提示した。今後の課題としては、 解析手法や使用データの吟味、教師データベースの拡充による本手法の汎化性能と信頼度の向上 が挙げられる。

石英水和層を用いた評価技術の検討では、破砕帯で破壊された石英破断面の水和層厚さに基づいた、新たな断層年代測定手法の開発を試みた。平成 30 年度は、いくつかの温度・圧力条件下で水熱実験を実施し、水和層の発達条件の検討を行った。その結果、水和層の発達には圧力より温度の影響が大きいことが示唆された。また、アレニウス則から推定される反応速度によると、常温においても水和層は1万年間に数μm程度発達しうることが期待できる結果となった。すなわち、岩石試料においても、水和層厚に基づいた年代測定が適用できる可能性がある。今後の課題としては、SIMSを用いた水和層厚の測定手法の高度化が挙げられる。

## 引用文献

- Akaike, H., Information theory and an extension of the maximum likelihood principle, Proceedings of the 2nd International Symposium on Information Theory, Petrov, B. N. and Caski, F. (eds.), Akadimiai Kiado, Budapest, pp.267-281, 1973.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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,
- 勝井義雄, 近堂祐弘, 黒曜石の水和層による年代測定法, 第四紀研究, vol.6, pp.168-171, 1967.

- 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, DOI:10.1038/srep07077, 2014.
- Lasaga, A.C., Kinetic Theory in the Earth Sciences, Princeton Univ. Press, 822p, 1998.
- Liewig, N., Clauer, N. and Sommer, F., Rb-Sr and K-Ar dating of Clay Diagenesis in Jurassic Sandstone Oil Reservoir, North Sea, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol.71, pp.1467-1474, 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.
- Lyons, J. and Snellenburg, J., Dating faults, Geological Society of America Bulletin, vol.82, pp.1749-1752, 1971.
- 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, 2006.
- 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.
- 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.
- 柴田 賢, 高木秀雄, 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代 -長野県分杭峠地域 の例-, 地質学雑誌, vol.94, pp.35-50, 1988.
- 清水麻由子, 佐野直美, 柴田健二, 東濃地科学センターにおける蛍光 X 線分析装置を用いた岩石 試料の主要元素および微量元素の定量分析, JAEA-Testing 2016-004, 40p, 2017.
- 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.
- 末岡 茂,梅田浩司,安江健一,丹羽正和,島田耕史,石丸恒存,檀原 徹,岩野英樹,八木公史, 複数の熱年代学的手法に基づいた江若花崗岩敦賀岩体の冷却・削剥史,地学雑誌,vol.125, pp.201-219, 2016.
- 田上高広, 渡邊裕美子, 板谷徹丸, 地震断層の年代学 最近の新展開と今後の展望-, 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.
- Takagi, H., Iwamura, A., Awaji, D., Itaya T. and Okada, T., Dating of Fault Gouges from the Major Active Faults in Southwest Japan: Constraints from Integrated K-Ar and XRD

Analyses, in R. Sorkhabi and Y. Tsuji, eds., Faults, fluid flow, and petroleum traps, American Association of Petroleum Geologists Memoir, vol.85, pp.287-301, 2005.

- 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.
- 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--奈良県大淀町における中央構造線を例として--, 日本地球惑星科学連合 2016 年大会講演 要旨, S-SS31-P11, 2016.
- 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.
- Van Der Pluijm, B. A., Hall, C. M., Vrolijk, P. J., Pevear, D. R. and Covey, M. C., The dating of shallow faults in the Earth's crust, Nature, vol.412, pp.172-175, 2001.
- 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.
- 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

地層処分事業にあたっては、核種移行速度への影響などの観点から、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。

本事業では、まず、文献情報の収集・整理により、地震・断層活動に伴う二次的影響について、 どのような水理学的・力学的影響が発生しうるかを把握する。地震・断層活動に伴う二次的影響 としては、2011年4月の福島県浜通りの地震や、1960年代の松代群発地震に伴う大規模な湧水 が知られているが、それ以外の二次的影響の事例や発生メカニズムなどについて、国内外を含め て知見を収集する。加えて、松代群発地震の湧水発生地域を事例対象として、地下構造探査を実 施し、湧水の供給源や経路に関する知見を収集する。

平成 30 年度は、地震・断層活動に伴う水理学的・力学的影響の文献情報の整理を実施した。また、地下構造探査については、皆神山周辺を調査対象として、MT 探査を実施した。

#### 4.3.2 地震・断層活動に伴う二次的影響に関する既往知見の収集・整理

#### (1) 調査手法

地震及び断層活動に伴う水理学的・力学的な二次的影響に関する調査・研究事例と最新技術に 関する情報を網羅的に収集するため、各国で発行されている地域地質学会誌、機関報告書、特集 号なども対象とした。まず、文献収集するにあたってのキーワードを設定し、各国語で該当する 文献を収集した。収集した文献については文献リストを作成し、要旨(アブストラクト)から本 業務と関連性の高い資料を選定した。本事業では、地層処分の技術的信頼性向上のために今後取 り組むべき課題を踏まえ、関連性の強いと思われる文献 93 件を収集した(表 4.3.2-1)。

	総件数			
	国内の事例数	国外の事例数		
1) 国内外における、地震や断層活動に伴う湧水や泥	29			
火山の噴出などの水理学的な二次的影響の報告事 例	8	21		
2) 地震や断層活動に伴って発生した湧水や泥火山の	6			
噴出などの水理学的な二次的影響について、地表				
踏査や物理探査などによって、水源や供給経路、供	1	F		
給メカニズムなどについて検討したもの	1	G		
3) 地震や断層活動に伴う湧水や泥火山の噴出などの	7			
水理学的な二次的影響について、数値計算や室内				
実験においてプロセスやメカニズムを検討したも	4	3		
<i>Ø</i>	1			
4) 地震や断層活動に伴う水理学的な二次的影響を対	5			
象とした、調査手法や評価手法の開発・改良に関す				
るもの	5	0		
5) 国内外における、地震や断層活動に伴う副次断層	30			
の活動などの力学的な二次的影響の報告事例	20	10		

表 4.3.2-1 地震及び断層活動に伴う水理学的・力学的な二次的影響の調査結果
6) 地震や断層活動によって発生した力学的な二次的 影響の事例について、地表踏査や物理探査によっ	6		
て、影響範囲やメカニズムなどについて検討した もの	5	1	
7) 地震や断層活動に伴う周辺への力学的な二次的影響について、数値計算や室内実験などによってプ	5		
音について、 数値前昇 (主内実験などにようて) ロセスやメカニズムを検討したもの	5	0	
8) 地震や断層活動に伴う力学的な二次的影響を対象 とした、調査手法や評価手法の開発・改良に関する	5		
もの	5	0	
合計	93(うち国外文献 40)		

# (2) 地震や断層活動に伴う水理学的な二次的影響

# 1) 国内における泥火山・湧水の報告事例

国内では、北海道と熊野海盆において泥火山の事例が報告されている。湧水については新潟と熊本で報告があった。泥火山及び湧水の事例が報告された県・地域を図 4.3.2-1 に示す。



図 4.3.2-1 収集した泥火山・湧水に関する文献資料の県・地域 ① 新冠(北海道)、② 遠別(北海道)、③ 熊野海盆、④ 新潟、⑤ 熊本

## 2) 海外における泥火山・湧水の報告事例

海外では、イタリア、ロシア、インドネシアをはじめとした国々で、泥火山の調査研究が行われている。アメリカやチェコなど国立公園などで保護されている泥火山も多く、日本国内を除くと、17 か国で泥火山の報告が見つかった。地震に関連した湧水の調査研究は、イタリアやアメリカなどの国々で行われている。泥火山が報告された国・地域を図 4.3.2-2 に、湧水の事例が報告された国・地域を図 4.3.2-3 にそれぞれ示す。



図 4.3.2-2 収集した泥火山に関する文献資料の国・地域

⑦ アラスカ (アメリカ)、② カリフォルニア (アメリカ)、③ パナマ、④ トリニーダード・トバゴ、⑤ チリ、⑥ ルーマニア、⑦ イタリア、⑧ チェコ、⑨ 東地中海、⑩ アゼルバイジャン、⑪ カスピ海、⑫ パキスタン、⑬ インド、⑭ モンゴル、⑮ インドネシア、⑯ 台湾、⑪ ニュージーランド、⑱ サハリン (ロシア)、⑲ カムチャツカ (ロシア)、⑳ 日本



① カリフォルニア(アメリカ)、② メキシコ、③ チェコ、④ イタリア、⑤ ジョージア、 ⑥ 中国、⑦ 韓国、⑧ ニュージーランド、⑨ 日本

## 3) 海外における泥火山・湧水報告事例の特徴

本事業で収集された文献に記載されている泥火山・湧水の位置図を図 4.3.2-4 に示す。報告さ れた泥火山の出現位置は、プレートの収束型境界の上盤側や地震発生帯付近に集中し、特にイタ リアからジョージア、アゼルバイジャン(カスピ海)にかけての、ユーラシアプレートとアフリ カプレートの境界地域で事例が多く報告されている。プレートの発散型境界については、海面下 にあるため、泥火山の事例がないのか、調査自体がないのかは不明である。

なお、本稿には含めなかったが、アラビア海などで単独地震による泥火山の発生報告もある(例 えば、NASA, 2011 など)。今回収集した文献のように、泥火山が継続的に形成されている地点に ついては論文などで報告がなされているが、こうした単独地震による泥火山は、浸食によって消 滅してしまうため、速報記事で報告が完結してしまっている事例も存在する。



## (3) 地震や断層活動に伴う力学的な二次的影響

#### 1) 地震や断層活動に伴う力学的な二次的影響の報告事例

国内における副断層の事例については、明治以降 2013 年までに発生した M6.5 以上の地震を 対象に、原子力安全推進協会(2013)が 2008 年岩手宮城内陸地震まで、一般財団法人エンジニ アリング協会(2017;2018)が 2016 年熊本地震までの資料を収集、整理している。2009 年以降 については、2011 年福島県浜通りの地震(湯ノ岳断層、井戸沢断層)、2014 年長野県北部地震(神 城断層)及び 2016 年熊本地震(布田川断層・日奈久断層)において、副断層の出現が報告され ている。

本事業における、文献の収集結果、原子力安全推進協会(2013)、一般財団法人エンジニアリン グ協会(2017;2018)を取りまとめた結果を表 4.3.2-2 に示す。表に示している副断層の変位量 は、大半が元となる文献から主断層・副断層の区別をしたうえで、図読したものあり、両文献で の値が異なる場合が多い。また、原子力安全推進協会(2013)における変位量は、元となる文献 が網羅されておらず、数値を利用する場合は注意が必要である。

国外では、ネフチェゴルスク地震(1995年、サハリン)、Izmit 地震・Duzce 地震(1999年、 トルコ)、フィリピン地震(1990年、フィリピン)、集集地震(1999年、台湾)などで副断層の 出現事例が報告されている。

番号	年	地震	気象庁 マグニチュード	断層タイプ	主断層の最大 変位量(m)	副断層の最大 変位量(m) <sup>※1</sup>	副断層の最大 変位量(m) <sup>※2</sup>	副断層の記載	文献番号
1	1891	濃尾地震	8.0	横	8.0	-	0.45	×	5-01
2	1896	陸羽地震	7.2	逆	3.6	(1.5)	不明	0	5-02
3	1925	北但馬地震	6.8	横	(0.9)	(0.6)	_	×	5-03
4	1927	北丹後地震	7.3	横	3.7	0.3	0.3-0.65	0	5-04
5	1930	北伊豆地震	7.3	横	3	0.6	(0.05-1.20)	×	5-05
6	1939	男鹿地震	6.8	逆	-	(1.0)	(0.5–1.00)	×	5-06
7	1943	鳥取地震	7.2	横	1.5	(0.7)	0.2-0.7	×	5-07
8	1945	三河地震	6.8	横·逆	2.6	0.5	0~1.00	0	5-08
9	1974	伊豆半島沖地震	6.9	横	0.5	0.1	0.01以下	0	5-09
10	1978	伊豆大島近海地震	7.0	横	1.2	0.2	0.08-0.10	×	5-10
11	1995	兵庫県南部地震	7.3	横	2.1	0.3	0.7	×	5-11
12	2000	鳥取県西部地震	7.3	横	0.4	0.2	_	×	5-12
13	2004	新潟県中越地震	6.8	逆	-	0.2	-	_	-
14	2008	岩手·宮城内陸地震	7.2	逆	0.5	-	0.10-0.30	×	5-13
15	2011	福島県浜通り地震	7.0	Ē	2.1		0.64	0	5-14
16	2014	長野県北部地震	6.7	逆	0.9		0.82	0	5-15
17	2016	熊本地震	7.3	横	2.2		数10cm以下	0	5-16

## 表 4.3.2-2 国内における副断層の出現事例

※1 原子力安全推進協会(2013)、※2 一般財団法人エンジニアリング協会(2017;2018)

## 2) 地質踏査、物理探査、数値計算、室内実験などによる力学的な二次的影響の検討例

地震や断層活動によって発生した力学的な二次的影響に関して、副断層そのものを対象にした 地表踏査や物理探査などの調査例は少ない。事例としては、主断層を含めた周辺の断層の変位量 を網羅的に測定し、主断層からの距離と断層変位量の分布を求めた事例(原子力安全推進協会, 2013;今野・遠田,2016;一般財団法人エンジニアリング協会,2018)や、反射法地震探査(丸山 ほか,2017)、地中レーダー探査(平井ほか,2018)などの物理探査から断層の空間的な分布を解 析し、主断層の影響範囲が検討された事例が挙げられる。数値計算による力学的な二次的影響に ついての検討例については、個別要素法(新井ほか,2013)や粒子法コードを SPH 法解析用へと 改良した方法(秋元,2016)による副断層の出現解析や、確率論的変位ハザード解析(高尾ほか, 2013)が行われている。高尾ほか(2014)は、確率論的断層変位ハザード解析に用いる副断層の 変位量データ充足のため、砂箱を用いた模型実験を行っている。

## 3) 副断層の調査手法や評価手法の開発・改良

副断層出現の調査手法や評価手法は事例の少なさから未だ確立されておらず、研究開発段階に ある。例えば、高尾ほか(2013;2014)では、確率論的ハザード解析論を行い、副断層変位量の 超過確率を求めている。高尾ほか(2016)は、この解析について、先述した数値解析結果、室内 実験結果によりデータ拡充を図り、パラメータの見直しを行っている。また、株式会社構造計画 研究所(2016)は、データ拡充に向けた数値計算シミュレーションとして、ディスロケーション モデルを用いて地表面における変位及びひずみ分布を計算し、断層変位距離減衰式の構築に向け たデータの整理手法などを検討している。さらに、澤田(2014)は、個別要素法を用いた新たな 変位予測手法の提案を行っている。 調査手法の開発・改良に関しては、佐々木ほか(2015)は、山地部における地表地震断層周辺 の地形的特徴を分析した結果、主断層のほとんどは従来の空中写真判読法で位置の把握が可能で あったが、主断層から分岐して平行に出現する副断層については、従来の判読法では位置の把握 が困難な例が多かった。このことを踏まえ、副断層も含めた山地部活断層の地形的把握方法を提 案した。また航空レーザー測量データに基づく数値標高モデルの地形判読による活断層判読の精 度が向上された。さらに地表地震断層が発生した際の変位量分布の推定に、航空レーザー測量デ ータの差分解析手法を適用したところ、概ね現地調査結果とよく整合した。

#### (4) まとめ

地震及び断層活動に伴う水理学的・力学的な二次的影響に関する知見を、国内外の文献(計93編)の調査により収集した。水理学的影響のうち泥火山については、プレート収束型境界や地震 発生帯に沿って報告事例が集中する傾向が見られ、泥火山の出現と地震との関係の解明が今後の 課題として挙げられる。力学的影響については、副断層の報告例は国内外ともにいくつか知られ ているが、副断層そのものを対象とした調査・解析事例は限られており、今後の研究事例の増加 が望まれる。

## 4.3.3 松代群発地震に伴う湧水供給源に関する検討

## (1) 背景と目的

1946年南海地震(川辺, 1991)や1995年兵庫県南部地震(佐藤・高橋, 1997)など、比較的 規模の大きい地震が発生した際には、その震源域を含む広域的な範囲で地下水位や間隙水圧の変 化がしばしば観測される。また、震源域の近傍では数か月から数年間に及ぶ異常湧水が認められ ることがある。このように地震に伴って生じる湧水のメカニズムについては、地震の発生(断層 運動)に伴う静的な地殻応力(地殻ひずみ)の変化の他、地震波の通過や断層の変位に伴う透水 性の変化が指摘されており、特に後者によって生じた場合の湧水の起源としては、周辺の山体に おける地下水の解放や地下深部を起源とする流体の上昇などが指摘されている(例えば、Manga and Wang, 2015)。

数年以上にわたる多量の湧水など、地震活動に伴って顕著な地下水理場の変化が認められた国 内での事例としては、2011年東北地方太平洋沖地震の発生後にいわき市周辺で活発化した群発地 震の活動域(佐藤, 2015)の他、1965年から始まった松代群発地震の活動域での湧水が挙げられ る(例えば、大竹、1976;奥澤・塚原, 2001)。このうち1965年8月に第四紀火山である皆神山 付近を中心として生じた松代群発地震では、マグニチュード5以上の地震を含む地震活動が約2 年間にわたって継続した(Hagiwara and Iwata, 1968)。また、皆神山の北側においては、北西 - 南東方向に走向をもつ松代地震断層の左横ずれの活動が推定されている(Tsuneishi and Nakamura, 1970)。湧水に関するこれまでの研究によると、この地震活動に伴って湧出した地下 水は、約1千万トン/4ヵ月に達すると報告されている(中村, 1971)。また、それは地表付近にお ける通常の循環水とは異なり、高濃度の塩化物イオン(Cl<sup>-</sup>)を主要溶存成分とする塩水であり

(Kitano et al., 1967; Yoshioka et al., 1970)、その濃度は地震発生前の 2-3 倍に増加した(奥 澤・塚原, 2001)。地表に流入した地下水の起源については諸説あるが、断層から採取した土壌ガ ス中のヘリウム同位体比(<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比)から、マントル起源の流体であるとも指摘されている

(Wakita et al., 1978)。ただし、この地震活動に伴って地表に湧出した流体の賦存域の有無や分布は推定されていないのが現状である。

経済産業省の総合エネルギー調査会に設置された地層処分技術ワーキンググループが取りまと めた「最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価」(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指摘されている。このような事象の発生の可能 性や、その発生を加味した安全評価を適切に行うためには、流入する可能性のある流体の賦存の 有無をあらかじめ把握しておくことも重要であると考えられる。しかしながら、地震活動に伴っ て生じた長期間の湧水といった現象に対して、その供給源となった流体の賦存域が物理探査など によって確認された事例はない。

そこで本事業では、地下深部から上昇した流体の流入が、地震活動に伴って生じた長期間の湧 出に関与していると指摘されている松代群発地震の活動域を事例として、地磁気・地電流

(Magnetotelluric; MT)法による電磁探査を適用することで地下深部の二次元比抵抗構造を推定し、湧水の起源となった可能性のある流体の賦存域の有無について検討した。

## (2) 地磁気・地電流法による賦存域の分布に関する検討

MT 法による自然電磁場変動の観測は、地震波トモグラフィー法と同様に地球深部の構造を推定するうえで有効な手法の一つである。地球は導体であるため、外部起源の自然電磁場変動に対応した電流が地下に誘導される。MT 法では自然電磁場の観測を行い、磁場変動に対する電場変動の比(インピーダンス)を測定することによって地下の比抵抗分布を推定する。比抵抗は岩石の特徴を反映してオーダーで変化する物性値であり、空隙率の高い岩石や導電率の高い流体を含む岩石は低比抵抗を示す。また、MT 法は地殻深部もしくは上部マントルまでの比抵抗構造を推定することが可能であることや、一次元解析をはじめ、二次元解析や三次元解析手法(例えば、Ogawa and Uchida, 1996; Siripunvaraporn et al., 2005)が開発されていることなどから、地殻深部を対象とした地殻内物性の不均質に関する研究などに用いられており、特に流体の存在に関わる地殻内物性の不均質が明らかにされてきた(Mitsuhata et al., 2001)。その一例として、富士山周辺において行われた MT 法による観測では、火山下における深さ 50 km までの二次元比抵抗構造が推定され、マグマ溜りの存在を示唆する顕著な低比抵抗体が見出されている

(Aizawa et al., 2004)。このように、地下深部に流体が存在する場合、MT法による比抵抗構造 調査は特に有効であると考えられる。

本事業では、群発地震やそれに伴う湧水の活動域の中心に位置する皆神山を通る約45kmの区 間において、ファーリモートリファレンス方式の MT 観測を行った。ここでは、およそ北西-南 東方向の測線上に、1-9km 程度の間隔で合計 16 点の観測点を配置した(図 4.3.3-1)。測定には Phoenix Geophysics 社製 MTU-5 システムを使用し、磁場3成分及び電場2成分の時系列を測定 した。また、対象地域のノイズ環境を考慮して、測定時間は夜間を含む15時間とし、各測点で3 晩以上の測定を行うとともに、リモートリファレンス点を岩手県和賀郡西和賀町(観測域からの 距離約 400 km) に設けた。リモートリファレンス処理の結果、各観測点においてノイズ除去の 効果が認められ、周波数 320~0.0092 Hz の信頼性の高いインピーダンスを得ることができた。 比抵抗構造の解析では Ogawa and Uchida (1996) のアルゴリズムを用いた二次元インバージョ ンを行い、深さ 10 km までの二次元比抵抗構造を推定した。ここで、観測周波数ごとに phase tensor (Caldwell et al., 2004) を推定した結果、主として N60°E-S60°W の方向に比抵抗構造が 卓越すると考えられることから (図 4.3.3-2)、各観測点におけるインピーダンスを N60°E-S60°W の方向に回転させたうえでインバージョンを行った。なお、インバージョンによって推定された 比抵抗構造に基づいて計算される見掛比抵抗と位相をそれぞれの観測値と比較した結果、両者は 整合的である (図 4.3.3・3) ことから、インバージョンによって観測値を概ね説明できる比抵抗構 造が推定できたと考えられる。解析により推定された比抵抗構造(図 4.3.3-4)によると、第四紀 火山である皆神山直下の深さ2 km 以深において顕著な低比抵抗体が認められる。この低比抵抗 体は、皆神山直下からその北西側の領域において、深さ 10 km まで連続するようにイメージされる。

本事業によって皆神山下の上部地殻に認められた低比抵抗体の分布は、他の火山地域において 推定されている比抵抗構造と類似した傾向を示す。すでに 2.2 で示したように、火山に供給する マグマやその固化に伴って放出された水の存在を示唆する低比抵抗体は、それぞれの火山地域に おいて噴気などが認められる地点に向かって地下深部から連続する傾向が認められている。本事 業によって見出された低比抵抗体も、第四紀火山である皆神山及び湧水が顕著に認められた領域 に向かって、地下深部から連続する傾向が認められる。さらに、その近傍の地表で湧出するガス のヘリウム同位体比は大気の 6.5 倍を示すと報告されている(Nagao et al., 1980) ことから、こ の低比抵抗体はマントルを起源とする流体の存在を示唆すると考えられる。

以上の結果は、松代群発地震に伴い2年間以上にわたって生じた顕著な湧水には、皆神山下の 上部地殻以深に賦存するマントル起源の流体の上昇が関与したことを示唆する。このことは、地 震活動に伴って異常湧水が生じる可能性を検討する場合に、地下深部の流体賦存域の存在が一つ の指標となり得る可能性を示唆すると考えられる。

(3) まとめ

本事業では、地震活動に伴って長期間の湧水が認められた松代群発地震を事例として、MT法 電磁探査による二次元比抵抗構造の推定を行い、湧水域下の上部地殻にマントルを起源とする流 体が賦存することを示した。湧水が生じ始めた当時の流体賦存域の分布を推定することは困難で あるが、群発地震の活動に伴って湧出した水及びガスに関する地球化学的情報を総合すると、地 震活動に伴って生じた長期間の湧水には、上部地殻あるいはそれ以深に賦存する流体の上昇が関 与したと考えられる。今後は、他地域における事例についても情報を収集し、地震活動に伴って 異常湧水が生じる可能性を検討するうえで、地下深部の流体賦存域の存在が指標となり得る可能 性について検討を進める。



図 4.3.3-2 Phase Tensor による各周波数帯の主軸方向



図 4.3.3-3 見掛比抵抗(ρ)及び位相(φ)の観測値(obs)とインバージョン計算結果(Cal)



図 4.3.3-4 二次元比抵抗解析結果 赤三角:第四紀火山 黒丸:通常地震(2005 年 1 月~2017 年 11 月) 赤丸:群発地震(1965 年 10 月~1967 年 11 月)

## 4.3.4 まとめ

核種移行速度への影響などを考慮して、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に関する検討を行った。実施したのは、文献情報のレビュ ーによる二次的影響に関する既往知見の収集・整理と、松代群発地震の湧水発生地域を事例対象 とした地下構造探査による湧水の供給源や経路に関する知見の収集である。

地震・断層活動に伴う二次的影響に関する既往知見の収集・整理では、国内外の関連文献計 93 編を収集・リスト化し、二次的影響に関する既往知見を整理した。湧水については、地震後の河 川流量や地下水位の変化に関する報告が主に収集された。泥火山については、プレート収束型境 界の上盤側や地震発生帯付近に報告例が集中する傾向が認められた。一方、単独地震に伴う泥火 山は、侵食によりただちに消滅してしまうため、速報記事などにとどまり、論文化されていない 事例が存在することも判明した。副断層については、国内外でいくつかの調査・解析事例が確認 できたが、副断層自体を対象とした事例は限定されており、今後の事例の蓄積が望まれる結果と なった。

松代群発地震に伴う湧水供給源に関する検討では、深部起源の流体が地震活動で湧出したと考 えられている松代群発地震の活動域を事例対象として、MT 法探査を実施し、湧水の起源につい て検討した。平成 30 年度は、湧水の活動域を横切るように計 16 点で観測を行い、二次元比抵抗 構造を推定した。その結果、皆神山直下から深さ約 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。近傍で報告されているヘリウム同位体比の値も考慮すると、この低比抵抗体 はマントル起源の流体の分布を示していると考えられ、マントル起源流体の上昇が松代群発地震 時の湧水発生に関与していたことを示唆する。この結果から、地震活動に伴う湧水の発生可能性 を検討するうえで、地下深部の流体賦存域の有無が、有効な指標となる可能性が考えられる。

## 引用文献

Aizawa, K., Yoshimura, R. and Oshiman, N., Splitting of the Philippine Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji, Geophysical Research Letters, vol.31, 10.1029/2004GL019477, 2004.

秋元理仁, 井垣 亮, 戸田圭彦, 遠藤 学, 奥谷哲也, オープンソース粒子法コードの改良及び

SPH 法による断層変位解析に関する検討, 平成 28 年度土木学会全国大会 第 71 回年次学術 講演会, VII-060, 2016.

- 新井夏海,高尾 誠,中瀬 仁,京谷孝史,寺田賢二郎,加藤準治,個別要素法を用いた地震時にお ける副断層の出現解析,第62回理論応用力学講演会 講演論文集,2013.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M. and Brown, C., The magnetotelluric phase tensor, Geophysical Journal International, vol.158, pp.457-469, 2004.
- 原子力安全推進協会,原子力発電所敷地内断層の変位に対する評価手法に関する調査・検討報告書,180p,2013. http://www.genanshin.jp/archive/sitefault/data/JANSI-FDE-01r1.pdf(2019年1月31日最終閲覧)
- Hagiwara, T. and Iwata, T., Summary of the seismogenic observation of Matsushiro swarm earthquakes, Bulletin of the Earthquake Research Institute, vol.46, pp.485-515, 1968.
- 平井孝明, 鈴木丙午, 細矢卓志, 加賀 匠, 地中レーダー探査を用いた活断層調査事例 –物理探 査編-, 全地連「技術フォーラム 2018」高松講演要旨集, 2018.
- 一般財団法人エンジニアリング協会,平成 28 年度エネルギー関連施設における活断層の工学的 研究会報告書,218p,2017. https://www.enaa.or.jp/GEC/report/youshi/2016katudanhonshi3.pdf (2019年2月7日最終閲覧)
- 一般財団法人エンジニアリング協会, 平成 29 年度エネルギー関連施設における活断層の工学的 研究会報告書, 218p, 2018.

https://www.enaa.or.jp/?fname=2017katsudanhonshi20181109.pdf(2019年2月7日最終閲覧)

- 株式会社構造計画研究所, 平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位及び断層極近 傍地震動の評価手法の検討)事業 委託業務成果報告書, 2016.
- 川辺岩夫, 地震に伴う地下水・地球化学現象, 地震, vol.44, pp.341-364, 1991.
- Kitano, Y., Yoshioka, R., Okuda, F. and Kazuo, K., Geochemical study of ground waters in the Matsushiro area. Part 1: Chemical composition of ground waters, Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, vol.17, pp.47-71, 1967.
- 今野明咲香,遠田晋次,2016年熊本地震における地表地震断層と活断層の離隔距離の定量的検討 -変位センスに着目して-,日本地球惑星科学連合2018年大会予稿集,SSS08-P21,2018.
- Manga, M. and Wang, C.-Y., Earthquake Hydrology, In: Gerald Schubert (editor-in-chief) Treatise on Geophysics, 2nd edition, vol.4. Oxford: Elsevier, pp.305-328, 2015.
- 丸山 正, 齋藤 勝, 末廣匡基, 反射法地震探査、群列ボーリングおよびトレンチ調査に基づく佐賀 平野北縁断層帯の浅部形状および第四紀後期の活動性, 活断層・古地震研究報告, no.17, pp.39-89, 2017.
- Mitsuhata, Y., Ogawa, Y., Mishina, M., Kono, T., Yokokura, T. and Uchida, T., Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 M6.5 NorthernMiyagi Earthquake, northeastern Japan, Geophysical Research Letters, vol.28, pp.4371-4374, 2001.
- Nagao, K., Takaoka, N., Wakita, H., Matsuo, S. and Fujii, N., Isotopic compositions of rare gases in the Matsushiro earthquake fault region, Geochemical Journal, vol.14, pp.63-69, 1980.
- 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.
- NASA, earth observatory (Mud Volcano Emerges from the Arabian Sea), 2011. https://earthobservatory.nasa.gov/images/48801/mud-volcano-emerges-from-the-arabian-

sea (2019年2月14日最終閲覧)

- Ogawa, Y. and Uchida, T., A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, Geophysical Journal International, vol.126, pp.69-76, 1996.
- 大竹政和,松代地震から10年,科学,vol.46, pp.306-313, 1976.
- 奥澤 保, 塚原弘昭, 松代群発地震地域に湧出する深層地下水, 地震, vol.53, pp.241-253, 2001.
- 佐々木靖人,阿南修司,品川俊介,江口貴弘,山地部活断層の地形的把握方法に関する研究,平成 26 年度土木研究所成果報告書,2015. https://www.pwri.go.jp/jpn/results/report/reportseika/2014/pdf/sei-10.pdf(2019年2月14日最終閲覧)
- 佐藤 努, 地震に伴って発生し四年以上も継続する温泉湧出, IEVG ニュースレター, 産業技術総合研究所, vol.2, no.3, pp.1-4, 2015.
- 佐藤 努, 高橋 誠, 淡路島の異常湧水の化学組成変化 -1995 年兵庫県南部地震による影響-, 地球化学, vol.31, pp.89-98, 1997.
- 嶋本利彦,渡辺満久,鈴木康弘,A.I.コズーリン,M.I.ストレリーツォフ,E.ロゴージン,1995年ネ フチェゴルスク地震の地震断層と被害,地質学雑誌,vol.102, pp.894-907, 1996.
- 澤田昌孝,動力学的破壊進展解析による地表断層変位予測手法の提案,電力中央研究所報告, N14007, 2014.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y. and Uyeshima, M., 2005a, Three-dimensional magnetotelluric inversion: data space method, Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol.150, pp.3-14, 2005a.
- 高尾 誠, 土山滋郎, 安中 正, 栗田哲史, 確率論的断層変位ハザード解析手法の日本における適 用, 日本地震工学会論文集, vol.13, pp.17-36, 2013.
- 高尾 誠, 上田圭一, 安中 正, 栗田哲史, 中瀬 仁, 京谷孝史, 加藤準治, 確率論的断層変位ハザー ド解析の信頼性向上, 日本地震工学会論文集, vol.14, pp.16-36, 2014.
- 高尾 誠,谷 智之,大島貴充,安中 正,栗田哲史,確率論的断層変位ハザード解析における副断 層の変位量評価に関するパラメータの最尤推定,日本地震工学会論文集,vol.16, pp.96-101, 2016.
- 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, 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-, 61p, 2014.

http://www.meti.go.jp/shingikai/enecho/denryoku\_gas/genshiryoku/hoshasei\_haikibutsu/p df/011\_01\_00.pdf(2019年2月14日最終閲覧)

- Tsuneishi, Y. and Nakamura, K., Faulting associated with the Matsushiro swarm earthquakes, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, vol.48, pp.29-51, 1970.
- Wakita, H., Fujii, N., Matsuo, S., Notsu, K. and Takaoka, N., "Helium Spots": Caused by a Diapinic Magma from the Upper Mantle, Science, vol.200, pp.430-432, 1978.
- Yoshioka, R., Okuda, S. and Kitano, Y., Calcium chlorade type water discharged from the Matsushiro area in connection with swarm earthquakes, Geochemical Journal, vol.4, pp.61-74, 1970.

## 5. 隆起・侵食に関する調査・評価技術

## 5.1 熱年代学的手法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備

#### 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学の手法が有効である(例えば、Reiners and Brandon, 2006)。 熱年代学の手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学的手法の発展により、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., in press)など で研究事例が増えつつある(末岡ほか, 2015; Sueoka et al., 2016)。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(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・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) OSL 熱年代法の概要

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度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、堆積物の年 代測定に利用されている(塚本, 2018)。近年では、鉱物中のトラップ電子蓄積率(電子のトラッ プ・熱的脱トラップの比率)及び蓄積開始時期が周囲の温度によって変化することを利用し、試 料の熱履歴を推定する手法(OSL 熱年代法)も提唱されている(Herman et al., 2010)。この手 法は、フィッション・トラック法や(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°C)の熱履歴の推定を得意とする(Herman et al., 2010; King et al., 2016; Herman and King, 2018)。当初、OSL 熱年代法は石英 OSL を利用していたが、近 年では、長石 IRSL(Infrared stimulated luminescence: 赤外光ルミネッセンスと称されるが、 広義では OSL に含まれるため、IRSL を利用した熱年代法も OSL 熱年代と称する)を利用する ことが多い。長石 IRSL の利点として、ルミネッセンス感度や年代上限が石英 OSL よりも高い ことが挙げられる。しかし、長石利用の際には、トンネル効果による非熱的脱トラップ(フェー ディング; Wintle, 1973)の考慮が必要になる。

長石を用いた OSL 熱年代法の基本モデルは以下のように記述される:

# $\frac{d\tilde{n}}{dt} = Trapping - Thermal \ detrapping - A thermal \ detrapping$

 $\tilde{n}$  は鉱物内のトラップ電子蓄積率(トラップ電子数/総トラップ数)、t は時間を表す。時間当た りの  $\tilde{n}$  の増加量 ( $d\tilde{n}/dt$ ) は、電子のトラップ量 (Trapping) から、熱的脱トラップ量 (Thermal detrapping) と非熱的脱トラップ量 (Athermal detrapping) を引くことで表される。さらにこ のモデルは、以下の数学的モデルで記述される (King et al., 2016; Herman and King, 2018):

$$\frac{d\tilde{n}}{dt} = \frac{\dot{D}}{D_0} \cdot (1 - \tilde{n}) - s_{th} \cdot \tilde{n} \cdot \exp\left(\frac{E_b - E_t}{kT}\right) - s_{tun} \cdot \tilde{n} \cdot \exp\left(\rho'^{-\frac{1}{3}} \cdot r'\right)$$

 $\dot{D}$  は線量率 (Gy/ka)、 $D_0$  は飽和線量 (Gy)、 $s_{th}$  は熱減衰の頻度因子、 $E_b$  はバンドテイルのエ ネルギー (eV)、 $E_t$  はトラップ深度 (eV)、k はボルツマン定数 (eV/K)、T は温度 (K)、 $s_{tun}$ はフェーディングの頻度因子 (3×10<sup>-15</sup>/s)、 $\rho'$  は再結合センターの密度、r' はトラップと再結合 センターの距離である。ルミネッセンス測定で物理パラメータを決定することで、温度条件にお けるトラップ電子の蓄積率を計算でき、この関係を利用し、熱履歴を推定する。

ルミネッセンス信号は数十万年で飽和するため、OSL 熱年代法の適用は、露頭試料においては 侵食速度の速い地域に制限される。そのため、先行研究のほとんどは、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/year を超える地域で行われている (Herman and King, 2018)。しかし、大深度ボーリングコアを用い、ルミネッセンス信号が飽和 していない地下深部の試料を利用することで、侵食速度の遅い地域にも適用できる可能性がある。

## (2) 測定試料

本研究開発では、侵食速度が遅いことが予想される東濃地域において掘削されたボーリングコ ア(孔名: MIZ-1; 魚住ほか, 2005)を用いて、OSL 熱年代法の適用性を検討した。アパタイトフ ィッション・トラック法で推定された約 40 Ma 以降の侵食速度(<0.16 mm/year; Yuguchi et al., 2017)や、河成段丘から求められた MIS 6 から MIS 2 の隆起速度(0.11 - 0.16 mm/year; 田力 ほか, 2011)から、東濃地域の侵食速度は 0.1 mm/year 程度またはそれ以下と予想される。MIZ-1 コアは主に山陽帯東部の土岐花崗岩帯で構成される(湯口ほか, 2010)。MIZ-1 コアの総掘削長 は 1,300 mabh (meter along borehole)であり、OSL 熱年代用試料は 159、449 及び 751 mabh 地点から採取した。

#### (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。

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り、乳鉢と乳棒を使い、内部の試料を粉砕した。篩いを用いて粒径を180-250 µm に選別後、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、密度が2.58 g/cm<sup>3</sup>未満の試料を抽出した。最後に、ネオジム磁石で磁性鉱物を分離した。

#### (4) OSL 測定条件

本事業では、MET (multiple elevated temperature)法(Li and Li, 2011)を使う multi-OSL 熱年代法を利用した。MET 法は、段階的に補助温度を上げて、連続して IRSL を測定する方法で ある。補助温度によって IRSL の熱安定性は異なり、1 試料から複数の閉鎖温度を設定できるた め、Multi-OSL 熱年代法は過去 10 - 20 万年の低温領域(< 75℃)の熱履歴をより詳細に推定で きる。

ルミネッセンスの測定には、スイス・ローザンヌ大学所有の 6 線源( $^{90}$ Sr/ $^{90}$ Y: 2.96 GBq: 0.226 Gy/s)を搭載した Riso TL/OSL reader (TL/OSL-DA-20; Bøtter-Jensen et al., 2010)を利用した。加熱率は 5℃/s に設定した。補助温度は、50、100、150 及び 225℃に設定した。200℃以上の測定は窒素(N<sub>2</sub>)雰囲気下で、それ以外の測定は空気雰囲気下で行った。発光の検出には、光電子増倍感(EMI9235QA)を用いた。また、検出波長を紫-青色に制限するために光学フィルターBG3 と BG39 の組み合わせを利用した。

#### (5) OSL 測定

電子のトラップ率、熱的脱トラップ及び非熱的脱トラップの物理パラメータを決定するために、 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った。

#### 1) 放射線反応曲線測定

トラップ電子の蓄積率と飽和線量を求めるために、single-aliquot regenerative dose 法 (Murray and Wintle, 2000)を用いて、放射線量に対するルミネッセンス量の応答曲線(放射 線反応曲線)の測定を行った。再現照射として、22 - 3,600 Gy、テスト照射として 115 Gy を照 射した。

#### 2) 等温減衰測定

活性化エネルギー(トラップ深度とバンドテイルのエネルギー)を求めるために、等温減衰測 定を行った。再現照射後、任意の温度で一定時間加熱し、その後 OSL 測定を行いルミネッセンス の減衰量を測定した。再現照射として 230 Gy、テスト照射として 115 Gy を照射した。加熱温度 は 170 - 350℃、加熱時間は 0 - 10,240 秒とした。

#### 3) フェーディング測定

フェーディング率(再結合センターの密度とトラップと再結合センターの距離)の測定を行った。再現照射後、常温で任意時間保管し、その後 OSL 測定を行い、ルミネッセンス減衰量を測定した。再現照射として 230 Gy、テスト照射として 115 Gy 照射した。保管時間は 0 - 48,000 秒、

また1-2週間保管後の測定も行った。

## (6) 熱年代モデリング

OSL 測定の結果から熱履歴を推定した。数値解析ソフトウェアの MATLAB を用い、モンテカ ルロ法で無作為に温度パスを引き、それに対応する電子トラップの成長曲線を推定した。試料の 蓄積トラップ電子量(等価線量)に達する成長曲線のみを抽出することで熱履歴の制約を行った。 時間ごとのパスの分布の中央値、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 が信頼性の高い熱履歴を表す。Multi-OSL 熱年代法の年代適用範囲が 0.2 Ma、温度適用範囲が 75℃未満であることを考慮し、モデリングの条件として、年代の始点を 0.5 Ma、温度の始点を 150℃と設定した。温度の終点は、試料周囲の温度とした。地表温度を 20℃と想定し、ボーリン グ掘削時に測定された最高温度(44℃; 1,299.9 mabh)まで、温度が線形に推移することを仮定 し、試料周囲の温度を推定した(魚住ほか, 2005)。また、年間線量を 4.67 Gy/ka と仮定した。

#### (7) 熱履歴推定結果

OSL 熱年代測定の結果を図 5.1.2-1 に示す。全ての試料で、確率密度分布は過去数十万年間、 温度が変化しないという結果を示した。全パスの中央値を考慮しても、およそ 20 万年前以降の 温度変化は数度以内に収まっていると考えられる。しかし、中央値は試料の飽和線量やパスの始 点温度の影響を受けていると考えられ、実際には確率密度分布が示すように、より長期間にわた って温度が安定していた可能性がある。この結果は、本地域で報告されている 10 万年スケール の隆起速度(田力ほか, 2011)や、1,000万年スケールの侵食速度(Yuguchi et al., 2017)とも矛 盾しない。より精度の高い熱履歴の推定のためには、物理パラメータやモデリング条件の再検討 が今後の課題として挙げられる。



図 5.1.2-1 (a)159 mabh、(b)449 mabh、(c)751 mabh 地点の熱履歴 図の色相は、パスの確率密度(PDF: probability density function)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。

## (8) まとめと今後の展望

本事業により、大深度ボーリングコアを用いることで、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が示された。本手法は、既存の手法では推定が困難な、数十万年までの低 温領域の熱履歴を推定できる方法として有効であると考えられる。

今後は、熱履歴推定の精度を高めるために、既知の熱履歴情報や気候変動による温度変化、試料の飽和線量などを考慮し、最適なモデリング条件の設定法・モデリング結果の解析法を整備する。また、先行研究で報告されていない侵食速度が中程度(0.5 mm/year 前後)の地域に対する OSL 熱年代法の適用可能性を検討する。

#### 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

長期の侵食速度の評価には熱年代学的手法が有効であるが、熱年代から直接推定できるのは熱 史であるため、熱史や熱構造が複雑な地域においては、熱年代から得られた熱史を侵食史に読み 替えるのは簡単ではない。本事業では、このような熱年代の適用が困難な地域における侵食速度 評価手法の高度化を目的として、地質温度圧力計と U-Pb 年代測定法を用いた手法について検討 を行う。より具体的には、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で 複数の岩体について行うことで、侵食量の上限を制約するとともに、条件がそろえば侵食史を推 定できる(図 5.1.3-1)。すなわち、各岩体の固結深度は、それぞれの岩体が固結してから現在ま での侵食量に相当するため、各岩体の固結年代と合わせることで、侵食史の推定が期待できる。 固結深度は、固結時の圧力に比例するとみなせるため、地質温度圧力計から推定できるのは固結 時の圧力だが、上に載っていた母岩の密度を適当に仮定すれば、固結深度に換算可能である。



図 5.1.3-1 固結圧力(深度)と固結年代に基づいた侵食史推定の概念図(末岡, 2017)

## (1) 研究手法

本事業では、地質圧力計として Hollister et al. (1987)及び Schmidt (1992)に基づく Al-in-Hbl 圧力計(角閃石圧力計)に、Andersen and Smith (1995)及び Mutch et al. (2016)のキャリブレ ーションを加えて適用した。これらの原理及び詳細については、共同研究報告書を参照されたい (付録 1)。 求められた圧力はウェット・ソリダス上に位置していることが必要であるため、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、地質温度計(角閃石-斜長 石温度計; Blundy and Holland, 1990)を適用し、その温度圧力条件が適当であるか否か検証し 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。

## (2) 研究試料

本事業では、King et al. (2018)で採取・分析された黒部川花崗岩の岩石試料 15 点を用いた(図 5.1.3・2)。これらから 35 枚のダイアモンド研磨岩石薄片を作製し、偏光顕微鏡または京都大学設置のエネルギー分散型 X 線検出器 (EDAX PHOENIX Ver3.2)を備えた走査型電子顕微鏡 Hitachi S3500-H を用いて鉱物同定を行った。その結果、Al-in-Hbl 圧力計が適用可能な鉱物組合せを持つことが明らかとなった1 試料 2 薄片について、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 を用いて角閃石や斜長石をはじめとする造岩鉱物の化学分析を行った。



図 5.1.3-2 本事業で用いた提供試料の採取地点

黒の数字は、既報の ZFT 年代とジルコン U-Pb 年代(Ma) ±2σ(Yamada, 1996; Ito et al., 2013)。平成 30 年度に解析した試料は「101」から得られた。

## (3) 分析方法

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 による鉱物化学分析 は、炭素蒸着したダイアモンド研磨岩石薄片試料を、加速電圧 15.0 kV、電流値 10 nA、ビーム 径 3 µm で行った。標準試料には Astimex 社製 MINM25-53 と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、フッ 素についてはそれぞれ 60 秒と 30 秒、塩素については 30 秒と 15 秒、他の元素については 10 秒 と 5 秒とした。

#### (4) 岩石記載

平成 30 年度に解析した試料 KRG16-101 は花崗閃緑岩質であり、粗粒のカリ長石が自形の角 閃石・斜長石・黒雲母を包有する組織が見られる。主要鉱物組合せは角閃石+黒雲母+斜長石+ 石英+カリ長石であり、これに磁鉄鉱+チタン石+ジルコン+燐灰石+褐簾石が副成分鉱物とし て加わる。二次的な緑泥石や緑簾石が少量存在する。チタン石には緑泥石や緑簾石と共存する二 次的なものもあるが、単独で粒間に産するものもある。

## (5) 地質温度圧力計の適用

Al-in-Hbl 圧力計の適用には、角閃石と斜長石のリム同士の平衡共存が条件であるが、本試料では一部に二次的な組織改変が受けたと推測される部分が見られる。このような部分を除き、マトリクスに産する角閃石(包有されたものではなく自形性が高いもの)のリムと、そこに直接接する斜長石のリムのペアの組成に対して Andersen and Smith (1995)のキャリブレーションの Al-in-Hbl 圧力計及び Blundy and Holland (1990)の角閃石 – 斜長石温度計を適用した。求めた温 度圧力条件を図 5.1.3-3(a)に示す。水色の点が、信頼できる固結温度圧力条件を与えていると思われる点である。2.0 kbar から 3.5 kbar の間に分布しているが、700℃弱の一定温度を示しており、ウェット・ソリダス上に配列していると解釈して矛盾がない。

一方、オレンジ色の点は、斜長石とそれに包有される角閃石の組成から産出した温度圧力条件、 灰色の点は直近に産しながらも直接接していない斜長石と角閃石の組成ペアから求めた温度圧力 条件、黄色の点は斜長石がミルメカイト的組織を示しているペアから求めた温度圧力条件である これらは、不適切な組成ペアのため Al-in-Hbl 圧力計適用の条件が達成されず、温度圧力条件が 解釈不可能なものである。

同じデータセットに Mutch et al. (2016)のキャリブレーションの Al-in-Hbl 圧力計及び Blundy and Holland (1990)の角閃石-斜長石温度計を適用した結果を図 5.1.3-3(b)に示す。Andersen and Smith (1995)を適用した場合の結果と比べ、推定される温度圧力条件に変化があるが、水色 の点が 700℃弱の一定温度を示す点は変わらない。また、Andersen and Smith (1995)に比べ、 推定される圧力の幅が小さくなっている。

花崗岩体の上に存在する岩石の平均密度を 2,700 kg/m<sup>3</sup>として静岩圧を仮定した場合、本事業 で解析した試料 KRG16-101 の固結深度は、水色の点で示されるように、Andersen and Smith (1995)を用いた見積もりでは約 7.2 - 13.0 km、Mutch et al. (2016)を用いた見積もりでは約 7.1 -10.9 km と推定される。



図 5.1.3-3 Al-in-Hbl 圧力計及び角閃石一斜長石温度計を適用して求めた温度圧力条件 (a) は Andersen and Smith (1995)、(b)は Mutch et al. (2016)によるキャリブレーションの Alin-Hbl 圧力計である。

## (6) まとめと今後の展望

黒部川花崗岩は二次的な流体活動の影響が強いために、詳細な岩石学的検討のうえで適切な組成ペアを選ぶ必要があるが、Al-in-Hbl 圧力計と角閃石-斜長石温度計を用いることで固結温度 圧力条件を見積もることが可能であることがわかった。侵食史に制約を加えるにはさらに多くの 試料が必要であるため、今後は現地調査によって二次的な流体活動の影響の少ない角閃石含有試料を採取し、広域的に解析数を増やしていくことが必要である。また、固結深度推定ができた試料について、ジルコン U-Pb 年代測定を実施していく。

## 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

鉱物の組織的特徴や化学組成は、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., 2018)。また、岩石学的手法と地球年代学的な手法の融合は、マグマの貫入・ 定置に関する情報などの熱年代学のみでは得られない隆起史・侵食史の解明に資する地質情報の 取得が可能となる。隆起量・侵食量評価に寄与する自然現象の影響評価手法の高度化を目的とし て、山形大学と共同研究「岩石・年代学的手法を用いた自然現象の影響評価手法の高度化に関す る研究」を実施した(付録 4)。

花崗岩試料の高温領域における熱史の推定には、ジルコンの U-Pb 年代測定法が用いられる。 ジルコン U-Pb 法の閉鎖温度は、一般に 900℃以上といわれている (Cherniak and Watson, 2000)。 しかし、一般には花崗岩マグマの温度は 900℃より低いため、ジルコン U-Pb 年代は厳密には花 崗岩体の固結年代を表すとは限らない。例えば、Yuguchi et al. (2016)では、土岐花崗岩を対象と して、ジルコンのチタン濃度に基づいた地質温度計を用いて各ジルコン粒子の結晶化温度を推定 し、各粒子の U-Pb 年代と組み合わせることで、より正確な熱史を復元した。一方、土岐花崗岩 に含まれるジルコン粒子には、母岩である美濃帯堆積岩類や濃飛流紋岩から混入したコアを持つ ものが含まれているため、こうした試料には、結晶の成長様式を考慮してこれらの手法を適用す る必要があることが示唆されている。そこで、カソードルミネッセンス観察に基づいて各ジルコ ン粒子の成長様式を解明し、粒子中の地点ごとに結晶化温度と結晶化年代の推定を行うことで、 より詳細な熱史の推定手法の確立を試みた。平成 30 年度は、ジルコンのレーザーアブレーショ ン試料導入法による誘導結合プラズマ質量分析法による U-Pb 年代測定に基づく結晶化年代の取 得及びカソードルミネッセンス観察に基づく成長様式の解明を通じて、ジルコン成長の物理化学 条件の決定手法の構築を行った。加えて、ジルコンの結晶化温度の決定に資するチタン濃度の定 量手法の検討を実施した。対象とした試料、カソードルミネッセンス像観察結果及び分析データ などの詳細は、付録4を参照されたい。

平成 30 年度は、ジルコンの U-Pb 年代測定に基づく結晶化年代の取得はできたものの、チタン 濃度の定量においては、濃度が低く(数 ppm)、定量手法の検討に課題が残った。それぞれのジ ルコン粒子に対応する結晶化温度を推定するため、チタン濃度の定量手法の再検討を実施し、よ り詳細な温度時間履歴を決定することにより、隆起史・侵食史の初期条件のさらなる制約が可能 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。河川縦断形は隆起速度の時空間変化を反映するた め、これを逆解析することにより隆起速度の推定が可能である。しかし、逆解析に用いるパラメ ータの決定には恣意性があるため、別途求めた侵食速度を用いてパラメータのチューニングを行 い、逆解析手法の高精度化を試みる。なお、河川縦断形の逆解析によって推定される隆起速度の 時間スケールは地域によって異なっており、安定陸塊の長大な河川では数百万年スケールに及ぶ が (例えば、Roberts and White, 2010)、河川長の短い日本列島ではより短い時間で河川縦断形 の変化が起こるため、より短期間における隆起速度を反映している可能性がある。そのため、逆 解析パラメータのチューニングに供する侵食速度については、宇宙線生成核種法と熱年代法を用 いることで、複数の時間スケールにおいて推定を行う。

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。以上のように、こ れらの手法を統合的に用いた検討を行うには好適な地域であると考えられる。同様の条件を備え た山地としては中国山地も考えられるが、東北日本弧前弧域では、河成段丘や海成段丘が発達し ており、過去10万年間の隆起速度が比較的解明されている(例えば、田中ほか,1997;田力・池 田,2005)のに対し、中国山地を始めとする西南日本弧では河成段丘の発達が悪いことが知られ ている(藤原ほか,2005)。したがって、逆解析パラメータの較正や、本事業で得られた結果の妥 当性を吟味する観点から、中国山地よりも東北日本弧前弧域の方が事例対象地域としてより適し ていると考えられる。

平成 30 年度は、本地域における各手法の適用性の確認と課題の抽出を目的として、各々の手 法を単独で適用した。平成 31 年度は、熱年代及び宇宙線生成核種法のデータの拡充を継続する とともに、これらのデータから推定された侵食速度を制約条件に用いて、河川縦断形を用いた地 形解析手法の高度化を検討する予定である。なお、宇宙線生成核種法を用いた検討については、 本報告書作成時点ではまとまったデータが得られていないため、今回の報告の対象外とする。ま た、一連の検討は京都大学との共同研究の成果であり、本報告書に記載されていない詳細につい ては共研報告書を参照されたい(付録 1)。

#### (1) 熱年代学による山地の隆起・侵食過程の検討

東北日本弧前弧域を対象として、地質学的タイムスケール(>10<sup>6-7</sup>年)における熱史及び侵食 史の推定を目的に、熱年代学を用いて検討を実施した。平成 30 年度は、京都大学から提供され た、主に北上山地及び阿武隈山地に分布する白亜紀花崗岩類 16 地点の岩石試料を用いて、鉱物 分離を実施した。その後、各山地のサンプルに対して、アパタイト(U-Th)/He(以下、「AHe」と いう)法、アパタイトフィッション・トラック(AFT)法、ジルコン U-Pb(ZrU-Pb)法の三つ の熱年代計の適用を行った。

## 1) 研究手法

熱年代学とは、放射年代測定で求める年代と、その手法と鉱物組み合わせに固有の閉鎖温度の 二つの情報を利用し、鉱物あるいは岩石の温度時間履歴(熱史)や熱イベントの時期を推定する 学問領域である。放射年代測定は、不安定な放射性親核種が他の物理現象に依らず、一定の時間 で安定な娘核種へと遷移する放射壊変という現象に基づいており、親/娘の量比から年代を算出す ることができる。この時、親核種や娘核種が外界への流出/流入のない系(閉鎖系)を仮定してい るが、娘核種は高温では系外へ散逸してしまうため、系の開放/閉鎖は温度に強く依存する。ある 温度以下の場合に閉鎖系と見なせるとき、この温度を閉鎖温度と呼ぶ。熱年代計の閉鎖温度は、 手法と鉱物組み合わせに依存して大きく異なる(Reiners et al., 2005)。そのため、同一の試料に 対して複数の熱年代計を適用すると、各閉鎖温度に対応して時間目盛りを入れられるため、連続 的な熱履歴の復元も可能である。

単純化のため閉鎖温度を閾値として考えるとき、地下の温度構造を仮定することで閉鎖温度を 深度情報に読み替えることができる。閉鎖深度から地表まで移動した経過時間が試料の年代値と して得られるため、ある地点における岩石ひいては山地の平均の侵食速度を計算することができ る。今回は、地殻浅部の熱史/侵食史の推定を目的に、比較的閉鎖温度が低い領域にある AHe 法 と AFT 法(それぞれ 50・80℃、90・120℃)を適用した。また、岩石の形成年代の指標となる ZrU-Pb 法(閉鎖温度 > 900℃)の適用も併せて実施した。

## 2) 試料

東北日本弧前弧域に位置する山地の熱史/侵食史復元のため、北上山地及び阿武隈山地に分布する白亜紀花崗岩類から採取された岩石試料を本事業に用いた。岩石試料はいずれも、本事業とは 異なる別の目的で採取されたものを、共同研究先から提供されたものである。

本事業では、北上山地で5点、阿武隈山地で11点の計16点の試料で、鉱物分離を実施した。 今回はアパタイトとジルコンを対象とし、分離作業は原子力機構から株式会社京都フィッション・ トラックに依頼して実施した。岩石試料は粉砕及びふるい掛けの後、重液や磁石を用いて対象鉱 物を濃集させた。ジルコンに関しては、全16地点で測定に十分な量の粒子数を確認できた。アパ タイトに関しては、1,000粒以下の試料が6地点見られるが、他の10地点では十分な量の粒子数 が得られた。

#### 3) 分析手法と測定結果

16 地点の鉱物分離結果から、アパタイトが比較的豊富に産出した 8 地点を選出し、三つの熱年 代学的手法の適用を試みた。

## AFT 年代測定

FT 年代の算出のためには、親核種である<sup>238</sup>U 濃度と、娘核種に相当するトラック数を計測領 域の面積で除算したトラック密度を計測する必要がある。試料準備及びトラック密度の測定は、 京都大学大学院理学研究科で実施し、ウラン濃度の測定は金沢大学理工学域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(以下、「LA-ICP-MS」という)を使用した。

阿武隈山地の試料で 87.0 - 40.5 Ma、北上山地の試料では 66.8 - 39.1 Ma の AFT 年代がそれ ぞれ得られた。ただし、誤差範囲が大きい試料も見られ、その原因として①計測トラック数が少 ない、②粒子の U 濃度のばらつきが比較的大きいこと、などが考えられる。しかしながら、全体 的に得られた AFT 年代値は先行研究の年代と整合的な値である(後藤, 2001; Ohtani et al., 2004; Fukuda et al., in press.)。

#### AHe 年代測定

He 法はウラン・トリウム系列の α 壊変によって放出する <sup>4</sup>He 原子核を娘核種とした年代測定 法である。AFT 年代が得られた 8 地点のうち、北上山地及び阿武隈山地のそれぞれ 3 試料ずつに 対して AHe 法を実施した。試料準備及び分析はメルボルン大学に設置された装置を使用し、He 濃度は LA-ICP-MS、ウランとトリウムとサマリウムに関しては溶液 ICP-MS を使用して濃度を 測定した。

阿武隈山地の試料では 75.9 - 46.1 Ma、北上山地の試料では 51.2 - 36.1 Ma の AHe 年代が得 られた。これらの年代値は 1 地点あたり三つないし四つの単粒子年代の加重平均によって求めら れるが、全地点で比較的再現性が良く、全ての単粒子年代を採用して計算している。年代値は、 先行研究の AHe 年代(Sueoka et al., 2017b)と概ね調和的な値を示している。ただし、2 地点 において 2o の範囲で AFT 年代との逆転が認められたため、AFT 年代も含めて追加分析及び検 討が今後の課題である。

#### ③ ZrU-Pb 年代測定

U-Pb 法は、ウラン系列の放射壊変と、その最終生成物である鉛同位体の比を利用した年代測

定法である。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 LA-ICP-MS を使用した。

阿武隈山地の 2 地点で 110 - 105 Ma といった値が得られた。阿武隈山地の花崗岩の形成年代 として知られる 120 - 100 Ma (例えば、Yokoyama et al., 2016) と調和的な値である。ただし、 2o の誤差範囲を考慮してもコンコーディア上にプロットされず、鉛の混入の可能性も含め原因究 明が今後の課題である。

## 4) まとめと今後の展望

東北日本弧の前弧域において、地質学的タイムスケールの熱史及び侵食史の推定を目的に、北 上山地及び阿武隈山地において、三手法の熱年代計による年代測定を実施した。分析に十分量の 鉱物が得られ、年代分析も概ね順調に進行中である。今後は、年代値の精度/確度の改善のための 追加分析や、未測定地点での分析、また、宇宙線生成核種を利用した手法など、新たな手法の導 入も予定している。

## (2) 地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討

地形(河川の縦断形)を解析することで、東北日本弧の第四紀における隆起速度履歴を復元す ることが可能かどうか、山地の隆起・侵食過程を検討した。近年になって、Pritchard et al. (2009) により、河床縦断形の逆解析から長期的かつ広域的なスケールにおける地殻隆起速度履歴を推定 する手法が考案された。河床縦断形は地殻の隆起速度変動によって勾配が変化し、河床勾配の変 化する点(傾斜変換点)は河川の上流側へと移動しつつ、隆起速度変動の証拠として河床中に保 存される。この河川による岩盤侵食作用は数値モデルによって再現できる。そこで、モデルに様々 な隆起速度を与え、計算によって得られる河床縦断形の予測値と実際の地形観測値との差を最小 化する隆起速度分布を探索する逆解析を行えば、過去の地殻隆起速度を推定することが可能とな るだろう。この手法は、隆起速度の短期的な分布や局所的な変化ではなく、面的な広がりを持っ た分布履歴が得られるというメリットがある。

本事業では、この手法を変動帯である東北日本弧へ初めて適用した。本事業では、まず、既存 研究による隆起速度の推定値を用いて、本手法に必要である河川侵食パラメータの較正を行った。 次に、本手法のテストのために、仮想的な隆起速度履歴を与えて人工的に河床縦断形を作成し、 このデータの逆解析を行った。その結果、あらかじめ設定した隆起速度履歴が、地形データの逆 解析によって適切に復元されることが確認された。このことは、フォワードモデルが適切であれ ば、本手法によって変動帯の過去の隆起速度履歴を読み取ることができることを示している。

## 1) 研究手法

山地隆起速度の逆解析を行うため、まず東北日本弧の数値標高モデル(DEM)から ArcGIS を 用いて河床縦断形の抽出を行った。次に、それぞれの流系の最上流部(勾配 10%以上)のデータ を除去した。これは、後述する本事業のフォワードモデルが水流による土砂輸送が岩盤河川の侵 食を起こすことを仮定しており、土石流が卓越する領域は解析に不適切となるためである (Sklar and Dietrich, 1998)。この地形解析には、ArcGIS を用いた。

次に、得られた地形に対して逆解析を行った。この逆解析手法は、主として Roberts and White (2010) 及び Rudge et al. (2015)に基づいているが、既存研究が最適化計算手法として共役勾配法 を採用しているのに対し、本事業では L-BFGS-B 法を用いている点が異なる。河床縦断形の発達 過程を扱うフォワードモデルとしてはストリームパワーモデルを使用し、解析期間中は流路の位置が側方には大きく変化しないことを仮定した(Howard and Kerby, 1983)。このモデルでは、

河床縦断形の標高の時間変化 dz/dt は以下の式で与えられる:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U(x,t) + E(x,t)$$

ここで、x は流路に沿って測った河口からの距離であり、t は時間、U は基盤岩の隆起速度、E は侵食速度である。Whipple and Tucker (1999)によると、侵食速度は以下のように河床勾配のべき乗に比例した項及び河床高の拡散項の和として得られる:

$$E(x,t) = -vA^m \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^n + \kappa \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\right)$$

ここで、*A* は流路沿いの各地点での流域面積で、定数 *m* はどの地域でもおおよそ 0.5 となるこ とが知られている(例えば、Sklar and Dietrich, 1998)。指数 *n* については、既存研究より 2/3 から1の値をとる(Howard and Kerby, 1983)が、本事業では1を採用した。 $\kappa$  は堆積物の侵 食・運搬・堆積作用にかかわる拡散係数であり、本事業ではRobert and White (2010)にしたが い  $\kappa = 10^4$  とした。最後に、 $v = v_0 P^m$  は侵食に関する経験的係数 (m<sup>1-2m</sup>/Myr)で、基盤岩強度 と降水量、植生などの関数となる。本事業では、河川の最下流部では隆起と侵食がほぼつり合い の状態にあることを仮定して、以下の式により経験的にこのパラメータを求めた:

$$v = \frac{U_{present}}{A^m \left(\frac{dz}{dx}\right)^n}$$

ここで、 $U_{present}$ は段丘などからわかる現世の地殻隆起速度である。以下に、本事業で求めた v の値を表 5.1.5-1 で示す。

山地の隆起速度の履歴を逆解析するためには、地殻隆起速度U(x,t)の時空間分布を比較的少数 のパラメータで表現しなくてはならない。本事業では、隆起速度の空間変化を 17 地点に離散化 し、流路沿いの各地点での隆起速度はこれらの離散化地点で設定した値からの二次元 cubic spline 補間によって求めた。隆起速度の時間変化は 80 万年前から 20 万年間隔で離散化し、各年代にお ける隆起速度の値はやはり spline 補間によって計算した。結果として、東北地方の地殻隆起速度 の時空間変化は 17×5 = 85 個の数値で表現できる(図 5.1.5·1)。

最後に、フォワードモデルの計算結果と実際に観測される地形が最も一致するような地殻隆起 速度値を探索する最適化計算を行った。その際に設定した目的関数は以下の通りである:

$$H = \sqrt{\frac{1}{NM} \sum_{n,m=1}^{N,M} (z_{nm}^o - z_{nm}^c)^2} + W_1 \left[ \frac{1}{M-1} \sum_{k=2}^M \left( \frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} + W_2 \left[ \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M (U_k'') \right] + \frac{W_3}{M} \sum_{k=1}^M f_{k-1} \left( \frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} + W_2 \left[ \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M (U_k'') \right] + \frac{W_3}{M} \sum_{k=1}^M f_{k-1} \left( \frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} + W_2 \left[ \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M (U_k'') \right] + \frac{W_3}{M} \sum_{k=1}^M f_{k-1} \left( \frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} + W_2 \left[ \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M (U_k'') \right] + \frac{W_3}{M} \sum_{k=1}^M f_{k-1} \left( \frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} + W_2 \left[ \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M (U_k'') \right] + \frac{W_3}{M} \sum_{k=1}^M f_{k-1} \left( \frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} + W_2 \left[ \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M (U_k'') \right] + \frac{W_3}{M} \sum_{k=1}^M f_{k-1} \left( \frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} + W_2 \left[ \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M (U_k'') \right] + \frac{W_3}{M} \sum_{k=1}^M f_{k-1} \left( \frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{W_3}{M} \sum_{k=1}^M f_{k-1} \left( \frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t} \right)^2 \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t} \left[ \frac{U_k - U_k}{\delta t} \right]^{\frac{1}{2}} + \frac{U_k - U_k}{\delta t}$$

ここで、 $z^{o} \ge z^{c}$  はそれぞれ観測及び計算によって得られた地形標高である。N はデータ点の数、  $W_{1}$ 、 $W_{2}$  及び $W_{3}$  は正則化項の重み係数である。 $U_{k}^{\prime\prime}$  は U の 2 階の導関数であり、最後の項は

$$f = \frac{\cosh(U_k) - 1 : U_k < 0}{0} : U_k \ge 0$$

と定義される。この目的関数が最小となるような隆起速度の時空間変化履歴を準ニュートン法の 一種である L-BFGS によって求めた。計算には Python で作成した独自のプログラムを使用した。

表 5.1.5-1 各水系における過去 120,000 年間の平均隆起速度



図 5.1.5-1 隆起速度を与えた地点(番号入りの円) 隆起速度の空間分布は、これらの地点の位置と値から計算され、モデルに組み込んだ。

#### 2) 予察的結果

まず、手法の検証として、人工データの逆解析を行った。東北地方の実際の流系に対して人工 的に隆起速度履歴を与え(図 5.1.5-2A)、まずフォワードモデルによって河床縦断形を生成した。 次に、人工的に生成した河床縦断形を逆解析し、地殻隆起履歴が河川地形のみから十分に復元で きるかどうかを検証した。結果として、本事業の手法により隆起履歴は、過去 60 万年間にわたっ て極めて正確に人工データと一致した(図 5.1.5-2B)。ただし、80 万年前の隆起速度分布は一致 せず、60-80 万年前が東北地方における復元の限界となる年代であることが推定された。

次に、本手法を実際の東北地方の河床縦断形に適用した。その結果、東北地方の中軸部で隆起 速度が高く、周辺部で低いとする結果が得られた(図 5.1.5-3)。この解析結果からは、日本海側 と太平洋側で隆起開始のタイミングに違いがあるか否かについては読み取ることができなかった。



図 5.1.5-2 東北日本弧における 0.8Ma 以降の隆起速度の時空間変化 A)人工的に与えた隆起速度の変遷、B)河川縦断形から復元した隆起速度の変遷。



図 5.1.5-3 0.6Ma から現在までの東北日本弧における隆起速度の時空間変化の計算結果

## 3) まとめと今後の展望

近年になって提案された河床縦断形の逆解析による地殻隆起速度推定手法を東北地方に適用した。逆解析手法の妥当性を確認するため、人工的に与えた隆起速度からフォワード計算した河床 縦断形で逆解析を行ったところ、概ね妥当と思われる結果を得た。東北日本弧における本手法の 適用年代は、60-80万年前が上限と考えられる。しかしながら、現時点では手法に二つの問題が ある。一つは、海水準変動の影響がフォワードモデルで考慮されていないこと、もう一つは基盤 岩強度が一定と近似されていることである。これらの問題は、日本列島のような変動帯の解析に おいては大きな影響を及ぼす可能性がある。そのため、今後はこれら二つの要素をモデルに取り 込み、新しい逆解析手法を開発していくことが必要である。また、熱年代学など他の隆起速度手 法と組み合わせることでパラメータの較正手法を高精度化し、今後はより信頼性の高い復元手法 を確立すべきであろう。

#### 5.1.6 まとめ

本事業では、主に過去百万から十万年以前からの隆起・侵食評価手法の整備を目的として、熱年代学的手法などを用いた検討を行った。

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(OSL)熱年代法の適 用性の検討では、大深度ボーリングコア試料へのOSL熱年代の適用により、十万年スケールの 侵食評価手法の整備を試みた。OSL熱年代法は、一般的な熱年代学的手法よりも低い閉鎖温度を 持ち、十万年スケールの侵食評価に有効な手法として期待されているが、侵食速度が速い地域に しか適用できないという課題があった。本事業では、本手法の汎用性の向上を目的として、ボー リング試料を用いることで、この課題の克服を試みた。平成 30 年度は、侵食速度が遅い東濃地域 で掘削されたボーリング試料にOSL熱年代法を適用し、過去約 20 万年間の熱履歴を得ることに 成功した。得られた熱履歴は、他の手法から推定されている本地域の隆起・侵食史とも矛盾しな い結果であった。以上の成果から、侵食速度が遅い地域においても、OSL熱年代法をボーリング コア試料に適用することで、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。今後は、モデリング条件の吟味や、中程度の侵食速度を持つ地域への適用を検討す る予定である。

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、熱年代学的手法の適用が困難な、熱史や熱構造が複雑な地域における侵食評価手法の整備を目的として実施した。すなわち、地質温度圧力計で岩体の固結深度、U-Pb 年代測定法で岩体の固結年代を推定することにより、侵食史の評価を試みた。平成 30 年度は、飛騨山脈黒部地域に分布する中新世から第四紀の花崗岩を対象として、Al-in-Hbl 圧力計と角閃石-斜長石温度計を適用し、7-13 km 程度の固結深度を見積もることができた。これにより、地質温度圧力計の適用による固結深度の見積もりが可能であることの見通しを得た。今後は、固結深度推定ができた試料のジルコン U-Pb 年代測定や、より多くの試料における固結深度の取得を試みる予定である。

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 U-Pb 年代測定法と、ジルコンのチタン濃度に基づいた地質温度計を用いて、岩体の固結前 後の高温領域における熱史と隆起・侵食史の評価手法の高度化を試みた。すなわち、ジルコン U-Pb 年代測定法の閉鎖温度は花崗岩の固結温度より若干高温であるため、地質温度計と組み合わ せることでジルコンの結晶化の時期と温度を精密に推定できれば、より正確な熱史の推定が期待 できる。平成 30 年度は、土岐花崗岩のジルコン試料を対象として、カソードルミネッセンス観察 に基づく結晶の成長様式の解明と、その結果を踏まえたジルコン U-Pb 年代測定とチタン濃度温 度計の適用を試みた。その結果、ジルコン U-Pb 年代測定の取得には成功したが、チタン濃度の 定量には課題が残ったため、今後の再検討が必要である。

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、河成段丘などの隆起・侵食指標に乏しい侵食卓越地域における隆起・侵食評価手法の高度化のため、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を組み合

わせた検討を試みた。平成 30 年度は、各手法の日本列島における適用性の確認と課題の抽出を 目的として、東北日本前弧域(特に前弧域の北上山地と阿武隈山地)を事例対象として、熱年代 学と地形解析を実施した。熱年代学については、3 種類の手法を北上山地と阿武隈山地の花崗岩 類に適用したところ、数千万年オーダーの年代が得られ、同時間オーダーにおける侵食史復元の 見通しが得られた。地形解析については、東北日本弧全域を対象に河川縦断形の逆解析により隆 起速度の時空間分布を検討したところ、60-80万年前が東北日本弧における本手法の適用上限で あることが推定された。今後の課題としては、熱年代学的手法と宇宙線生成核種法による侵食史 の推定と、これらの侵食評価結果を踏まえた河川縦断形の逆解析手法の高度化が挙げられる。

## 引用文献

- Andersen, J.L. and Smith, D.R., The effects of temperature and fO<sub>2</sub> on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist, vol.80, pp.549-559, 1995.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.104, pp.208-224, 1990.
- Bøtter-Jensen, L., Thomse, K.J. and Jain, M., Review of optically stimulated luminescence (OSL) instrumental developments for retrospective dosimetry, Radiation Measurements, vol.45, pp.253-257, 2010.
- Cherniak, D.J. and Watson, E.B., Pb diffusion in zircon, Chemical geology, vol.172, pp.5-24, 2000.
- 藤原 治, 柳田 誠, 三箇智二, 守屋俊文, 地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究, 原子力バックエンド研究, vol.11, pp.113-124, 2005.
- 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, https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2019.100005, in press.
- 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,平成10年度~平成12年度科学研費補助金(基盤研究(B)(2))研究成果報告書,課題番 号10440144,2001.
- 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, 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, 2013.
- Herman, F. and King, G.E., Luminescence Thermochronometry: Investigating the Link between Mountain Erosion, Tectonics and Climate, Elements, vol.14, pp.33-38, 2018.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H. and Sisson, V.B., Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, American Mineralogist, vol.72, pp.231-239, 1987.
- Howard, A.D. and Kerby, G., Channel changes in badlands, Geological Society of America Bulletin, vol.94, pp.739-752, 1983.
- Ito, H., Yamada, R., Tamura, A., Arai, S., Horie, K. and Hokada, T., Earth's youngest exposed

granite and its tectonic implications: the 10–0.8 Ma Kurobegawa Granite, Scientific Reports, vol.3, 1306, doi: 10.1038/step01306, 2013.

- King, G.E., Guralnik, B., Valla, P.G. and Herman, F., Trapped-charge thermochronometry and thermometry: A status review, Chemical Geology, vol.446, pp.3-17, 2016.
- King, G.E., Sueoka, S., Tsukamoto, S., Herman, F., Ahadi, F., Gautheron, C., Delpech, G. and Tagami, T., Sub-Quaternary exhumation rates changes in the Hida range of the Japanese Alps: A climatic control?, 日本地球惑星科学連合 2018 年大会講演要旨, MGI25-P03, 2018.
- Li, B. and Li, S.-H., Luminescence dating of K-feldspar from sediments: a protocol without anomalous fading correction, Quaternary Geochronology, vol.6, pp.468-479, 2011.
- Murray, A.S. and Wintle, A.G., Luminescence dating of quartz using an improved singlealiquot regenerative-dose protocol, Radiation Measurements, vol.32, pp.57-73, 2000.
- 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, doi: 10.1007/s00410-016-1298-9, 2016.
- Ohtani, T., Shigematsu, N., Fujimoto, K., Tomita, T. and Iwano, H., Geochronological constraint on the brittle-plastic deformation along the Hatagawa Fault Zone, NE Japan, Earth, Planets and Space, vol.56, pp.1201-1207, 2004.
- Pritchard, D., Roberts, G.G., White, N.J. and Richardson, C.N., Uplift histories from river profiles, Geophysical Research Letters, vol.36, L24301, doi:10.1029/2009GL040928, 2009.
- Reiners, P.W., Ehlers, T.A. and Zeitler, P.K., Past, present, and future of thermochronology, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol.58, pp.1-18, 2005.
- 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, 2006.
- Roberts, G.G. and White, N., Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples, Journal of Geophysical Research, vol.115, B02406, doi:10.1029/2009JB006692, 2010.
- Rudge, J.F., Roberts, G.G., White, N.J. and Richardson, C.N., Uplift histories of Africa and Australia from linear inverse modeling of drainage inventories, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, vol.120, pp.894-914, 2015.
- Schmidt, M.W., Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.110, pp.304-310, 1992.
- Sklar, L. and Dietrich, W.E., River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply, in Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels, Geosphysical Monograph Series, vol.107, edited by Tinkler, K.J. and Wohl, E.E., pp. 237-260, AGU, Washington D.C., 1998.
- 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, 2012.
- 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, 2016.

- 末岡 茂, 日本アルプスの形成に関する熱年代学的研究, フィッション・トラックニュースレター, vol.30, pp.4-6, 2017.
- 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, 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, 79, 2017b.
- 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.
- 田力正好,安江健一,柳田 誠,古澤 明,田中義文,守田益宗,須貝俊彦,土岐川(庄内川)流域の 河成段丘と更新世中期以降の地形発達,地理学評論,vol.84-2, pp.118-130, 2011.
- 田中和広,遠田晋次,上田圭一,千木良雅弘,我が国の地質環境の長期的変動特性評価(その2) –隆起・沈降特性評価手法の提案と適用性検討–,電力中央研究所報告,U96028,25p,1997.
- 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(5), pp.157-167, 2018.
- 魚住直己,村上真也,大石保政,河村秀紀,超深地層研究所計画における試錐調査(MIZ-1 号孔), 核燃料サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 2005-091, 2005.
- 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, Memoir of the Institute of Geology and Mineralogy, University of Padova, vol.30, pp.1-27, 1977.
- Whipple, K.X. and Tucker, G.E., Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, Journal of Geophysical Research, vol.104, pp.17661-17674, 1999.
- Wintle, A.G., Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples, Nature, vol.245, pp.143-144, 1973.
- Yamada, R., Fission track thermochronology: Thermal characteristics of fission tracks in zircon, and cooling history analysis of the granitic bodies around the northern Alps, central Japan, Doctoral Dissertation of Kyoto University, 1996.
- Yamada, R. and Harayama, S., Fissiontrack and K-Ar dating on some granitic rocks of the Hida Mountain Range, Central Japan, Geochemical Journal, vol.33, pp.59-66, 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, vol.113, B03402, doi: 10.1029/2007JB005368, 2008.
- Yokoyama, K., Shigeoka, M., Otomo, Y., Tokuno, K. and Tsutsumi, Y., Uraninite and thorite ages of around 400 granitoids in the Japanese Islands, Memoirs of the National Museum of Nature and Science, vol.51, pp.1-24, 2016.
- 湯口貴史, 鶴田忠彦, 西山忠男, 中部日本土岐花崗岩体の岩相と化学組成の累帯変化, 岩石鉱物 科学, vol.39, pp.50-70, 2010.

- 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 temperatures and U-Pb ages: Implication to the 'spatiotemporal' formation process of the Toki granite, central Japan, Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, vol.111, pp.9-34, 2016.
- Yuguchi, T., Sueoka, S., Iwao, H., Danhara, T., Ishibashi, M., Sasao, E. and Nishiyama, T., Spatial distribution of the apatite fission-track ages in the Toki granite, central Japan: Exhumation rate of a Cretaceous pluton emplaced in the East Asian continental margin, Island Arc, e12219, doi:10.1111/iar.12219, 2017.
- 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, pp.47-66, 2018.

## 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5万年前以前であり、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。本研究開発では、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高度化を目指す。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<sup>14</sup>C 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)年代測定法の適用を検 討する。

本研究開発のテーマは、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、穿 入蛇行跡である環流旧河谷に着目するものがある(例えば、Darling et al., 2012; 安江ほか, 2014)。 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、下刻速度は隆起速度に読み替えることがで きる(図 5.2.1-1)。本研究開発では、この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)を推定する手法の高度化を目指す。研究開発の事例地域は、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, 2012)を参照し、全国的にみて環流旧 河谷の発達が良い紀伊半島の新宮川流域とした。平成 30 年度は、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。



## 5.2.2 内陸部を対象とした検討

## (1) アプローチ

本研究開発のアプローチについて以下に記す。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、環流旧河谷及び海成段丘)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、離水地形の離水時期の制約に必要となる離水堆積物 の観察・記載、ならびにそれらからの年代測定試料などの採取を行う。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。そこで、環流旧河谷においてはオールコアボーリングを行った。一方、河成段丘 と海成段丘については、露頭を対象とした観察、記載及び試料採取を行った。平成 30 年度の研究 開発では、上記までを実施した。

オールコアボーリングの詳細な記載や得られた試料のマルチ年代測定や分析については、次年 度に実施する予定である。そして、最後に得られた結果を統合し、環流旧河谷から内陸部におけ る下刻速度(≒隆起速度)を推定する手法について検討する。

## (2) 方法

## 1) 地形判読

新宮川上流部から河口までを対象に、空中写真判読を行い、河成段丘、環流旧河谷及び海成段 丘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,2012)や、新宮川河口の海成段丘の分布を示した米倉(1968) や小池・町田(2001)を参考にした。使用した空中写真の一覧を表 5.2.2-1 に示す。

## 表 5.2.2-1 新宮川流域の地形判読に用いた空中写真の一覧

カラー 空中写真(国土地理院撮影; 1/15,000) デジタルデータ (20um) カラー 空中写真(国土地理院撮影; 1/15,000)

整理番号	コース番号	写真番号
CKK764	C11	10-13
	C12	7-13
	C13	1-9
	C14A	1-8
	C1B	9-13
	C2A	19-23
	C3B	2-6
	C4A	20-25
	C5A	25-29
CVV766	C6B	10-14
CKK /66	C7A	22-27
	C8A	20-28
	C9A	25-30
	C10A	26-30
	C17B	8-11
	C18	27-30
	C1C	1-6
	C2	39-43
CKK769	C3	37-44
	C4	41-45
	C5	41-47
	C34	7-18
	C35	6-17
CKK767	C36	9-15
	C37	13-16
	C38	13-16

一倍山力印画				
整理番号	コース番号	写真番号		
	C11	18-28		
	C12	19-31		
	C13A	20-31		
	C14B	3-15		
	C15A	21-30		
CKK766	C15B	1-5		
	C16A	20-28		
	C16B	1-5		
	C17A	20-24		
	C17B	1-7		
	C18	18-26		
	C1B	8-17		
CKK769	C2	26-37		
	C3	26-35		

## 2) ボーリング調査

新宮川沿いの河床からの比高 100 - 115 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。環流旧河谷内での掘削地 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ている可能性があ る環流丘陵と攻撃斜面に挟まれた部分の平坦面上とした。

ボーリングコアの掘削地点は4地点で、上流からTNZ-1、TKT-1、TKT-2及びTKM-1の順に 下流に向けて配列している(表 5.2.2-2)。TKT-1とTKT-2は同じ環流旧河谷で、前者は谷の中 軸に位置しているのに対して、後者は環流丘陵脇の河成段丘において掘削された。TKM-1で採取 されたコアからは、本流によって形成されたと考えられる砂層が認められたため、この層準を光 曝のない状態で採取するために遮光シートなどを用いて別孔を掘削した。

掘削には外径 86 mm、内径 65 mm のスリーブ内蔵二重管サンプラーを用いて約1m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。

地点名	標高(m)	掘進長(m)	北緯	東経	河床からの比高(m)
TNZ-1	416.9	54.0	34°6'25.4"	135°45'24.6"	111
TKT-1	388.7	28.0	34°4'46.3"	135°45'34.8"	100
TKT-2	400.9	23.0	34°4'45.1"	135°45'30.0"	113
TKM-1	209.8	16.2	33°56'10.5"	135°45'57_0"	115

表 5.2.2-2 新宮川流域のボーリンクコア採取地点
#### 3) 露頭調査

新宮川河口付近の標高 40 m の海成段丘 1 地点と、新宮川中流部に位置する河床からの比高 40 -50 m の河成段丘 2 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。これらの段丘面の形成年代を明らかにするため、長石を用いた IRSL 年代測定や TCN 年 代測定のための試料を採取した。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 3 cm、長さ約 30 cm の硬質塩化ビニル管を 2 露頭で 3・4 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。TCN 試料の採取では、段丘面が形成 された際に供給された石英粒子を多く含む直径 2 - 5 cm の亜円礫を 2 露頭で 7 - 8 層準において 各層 1 kg 以上収集した。さらに、これらの採取層準の堆積環境と年代を解釈するために、花粉、 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。

#### (3) 結果

#### 1) 離水地形の分布と特徴

新宮川沿いの離水地形の縦断プロファイルを図 5.2.2-1 に示す。新宮川の河口付近では米倉 (1968)で報告されているように複数段の海成段丘が分布する。また、河口から 50 km 付近まで は河成段丘の発達も良く、大まかにみて 5 段の段丘面に区分できる。海成段丘との連続性からみ ると、上から 2 段目の段丘面が MIS 5e に対比されると考えられる。一方、河口から 50 km 以上 の内陸域では、河成段丘の発達が悪くなり、環流旧河谷が分布するようになる。



図 5.2.2-1 離小地形の靴倒フロファイルと調査地点 調査地点のうち、本報告書では、A、B、TKM-1、TKT-1、TKT-2 及び TNZ-1 について説明する。

上記で認定した段丘を構成する地層について、TKM-1 掘削地点の下流に位置する A 露頭と、河口に面した沿岸低地の南端の B 露頭の結果を記述して離水面の標高について推定する。

現世の熊野川よりも 40 m 程度高い標高約 100 m に河成段丘が分布しており、A 露頭において 段丘の構成層が観察できた(図 5.2.2-2A)。その結果、下位から層厚 1.5 m 以上の円礫まじりの 砂礫層、層厚 2 m 程度の砂まじり泥層、層厚 2 m 以上の角礫まじりの砂礫層に区分した。最下位 の砂礫層は円磨された直径 2 - 40 cm の砂岩及び泥岩の円-亜円礫を主体として、A 露頭付近の 新宮川の河床堆積物の特徴と一致する。その上位の砂まじり泥層はレンズ状の極細粒砂層や高師 小僧(酸化物に置換された植物根)が含まれるので、離水直後に堆積したフラッドローム層であ ると解釈できる。最上位の砂礫層は円磨度が低い直径 2 - 25 cm の砂岩の角-亜角礫を主体とし て、上流である北側に 10°程度傾斜する基底面を有するので、支流の土石流もしくは流路の堆積 物であると考えられる。したがって、標高約 100 m の河成段丘上面と標高約 90 m のフラッドロ ーム層の比高から、同地域においては河成段丘の上面から 10 m 程度下位が離水面であると推定 できる。

一方、中位段丘であると考えられている海成段丘(米倉, 1968)を構成する B 露頭において、 平行葉理が発達した層厚 5 m 以上の極細粒砂層と、それを覆う斜交層理が発達した層厚 4 m 程 度の砂礫層の境界面を標高約 42.8 m で確認した(図 5.2.2-2B)。前者の極細粒砂層には裏打ちの ない直径 1 cm 程度の生痕(*Skolithos*)が多く確認され、後者の砂礫層は汀線付近の運搬営力が 大きな堆積環境が示唆されるので、両者の境界面よりも上位が離水面であると推定できる。



A:河成段丘、B:海成段丘

#### 2) 環流旧河谷の地形と堆積物

河床から 100 - 115 m の比高の環流旧河谷 3 地域においてボーリング調査を実施して(図 5.2.2-3)、16.2 - 54.0 m 長の堆積物コア試料を4孔で採取した(表 5.2.2-2)。これらを観察した結果、四万十帯の砂岩及び泥岩からなる基盤岩、粒径の揃った砂層、粒径変化が多い角礫を伴う砂礫層、耕作土や盛土からなる表土層を認定した(図 5.2.2-4)。基盤岩を覆う粒径の揃った砂層はTKM-1 コアのみで確認され、掃流環境が定常的に維持される本流性の河床堆積物であろうと考えられる。この掘削地点で確認された層相と解釈は安江ほか(2014)と調和的である。TKT-1 コアでも礫まじり砂層が認められるが、層厚 2 m 程度と薄く本流の影響を受けているのか不明確なので詳しい検討が今後必要である。一方、同層に累重する角礫を伴う砂礫層は、すべてのコア

で厚さ 10.8 - 54.0 m も確認された。この砂礫層は、厚さ数 mm の風化皮膜を持つ角礫を主体と する礫層とマトリックスが主体となる礫まじり砂層や泥層の繰り返しから構成されているので、 支流性の斜面堆積物であると解釈される。これらの砂層と砂礫層の境界面が、本流が形成した環 流旧河谷の離水面であると考えられる。したがって、それらの標高は地表から 10.8 - 54.0 m 以上 深部であることが確認されたので(図 5.2.2-5)、環流旧河谷の上面は後述する河成段丘面のよう に離水面としては取り扱えないことに注意が必要である。



図 5.2.2-3 環流旧河谷内のボーリングコアの掘削地点 背景図として地理院タイルを使用した。環流旧河谷の位置は図 5.2.2-1 を参照。



図 5.2.2-4 新宮川流域のボーリング柱状図



図 5.2.2-5 ボーリング調査を行った環流旧河谷の地形断面 ダム建設前の河床の標高は、5万分の1地形図「十津川」(昭和33年要部修正測量)からの読 み取りによる。TKT-1及び2コア掘削地点ではそれぞれの横断面を投影して表示した。

#### 5.2.3 沿岸部を対象とした検討

# (1) アプローチ

離水海成地形である海成段丘面の年代決定ができれば、現在(=間氷期)の海水準との比高 をもって、その場の隆起速度を見積もることができる。しかし、一般に海成侵食段丘面上では形 成時期推定の手掛かりとなる被覆物を欠くことが多く、その場合には絶対年代の決定が困難とな る。宇宙線生成核種を用いた手法は、地形を構成する岩盤そのものが分析対象となるため、こう した従来の問題を解決でき、任意地点における侵食段丘面の年代決定を可能にするものと期待さ れる。そこで本年度は、隆起地域の海成段丘を対象に、離水後に薄い風成堆積物に覆われること を想定したシナリオの下、岩盤中の宇宙線生成核種濃度の時間変化を計算し、手法の適用性につ いて検証した。

#### (2) 手法

侵食を受けている岩盤における造岩鉱物中の宇宙線生成核種濃度C(atoms g<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>)の時間変化は次式で表される。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = P_0 e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}} - C\lambda + \frac{D}{\rho} \frac{\partial C}{\partial x}$$

ここで、 tは侵食開始からの時間 (yr)、 $P_0$ は地表における核種生成率 (atoms g<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>)、 $\rho$ は岩 盤の密度 (g m<sup>-3</sup>)、 $\Lambda$  は宇宙線の平均減衰長 (g m<sup>-2</sup>)、Dは岩盤の侵食速度 (g m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>)、 $\lambda$ は 核種の壊変定数 (yr<sup>-1</sup>) である。右辺第一項は、深度方向への指数関数的なフラックスの減衰を持 つ宇宙線による核種の生成、第二項は放射壊変による核種の損失、第三項は地表の侵食に伴う物 質移動による核種の損失を表す。ここでの侵食速度はマスフラックスの形をとっており、これを 地盤構成材料の密度で除した値が地表面の低下速度にあたる。核種の生成率の項は、中性子によ る核破砕反応、負電荷ミューオン捕獲、高エネルギーミューオン相互作用の三つの核種生成パス を反映して、実際には、それぞれの地表での核種生成への寄与率や、核種生成に関わる粒子の減 衰長を用いた指数関数の線型結合で表現される (松四ほか, 2007)。以下に示す方程式の解にお いても、この線型結合の形が現れる。実際の計算はその式形を用いて行っているが、ここでは表 記の簡略化のため、単純な指数関数の形で表したもので論を進めることにする。

侵食速度が時間変化しないものとし、初期条件( $C|_{t=0}=0$ )を与え、境界条件を $C|_{x=\infty}=0$ とすると、この式は解析的に解けて、宇宙線生成核種の濃度の時空間変化は、次式で表される。

$$C = \frac{P_0 e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}}}{\frac{D}{\Lambda} + \lambda} \left[ 1 - e^{-\left(\frac{D}{\Lambda} + \lambda\right)t} \right]$$

これが、定常的な侵食を受けている地表面下における、核種濃度の深度分布を表す解である。汀 線付近の地形が海進時に波食を受けているとき、地下の核種濃度の深度分布はこの式で表すこと ができる。

次に、波食を受けていた基盤岩が離水後、風成物に覆われて埋没してゆく過程を考える。堆積 が定常的に進行する場合、基盤岩中における核種濃度の時間変化は、

$$\frac{\partial C}{\partial t} = P_0 \mathrm{e}^{-\frac{\rho x + St}{\Lambda}} - C\lambda$$

と書ける。ここでxは埋没する基盤上面からの深度(m)、Sは被覆物の堆積速度( $g m^{-2} yr^{-1}$ )、 tは堆積開始からの経過時間(yr)である。堆積速度が時間変化しないとするとき、この式も解析 的に解け、埋没前の基盤岩の深度xにおける初期核種濃度を $C_0$ とすると、

$$C = C_0 e^{-\lambda t} + \frac{P_0 e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}}}{\lambda - \frac{S}{\Lambda}} \left[ e^{-\frac{S}{\Lambda}t} - e^{-\lambda t} \right]$$

前述の式で表されるような侵食環境下にある岩盤中の核種濃度を、この式の初期値として用いる ことで、離水後に風成物に埋没してゆく過程での基盤岩における核種の蓄積を計算することがで きる。

#### (3) 海成侵食段丘への適用

次に、海成段丘形成のシナリオを設定する。海洋酸素同位体ステージ(Marine Isotope Stage: 以下、「MIS」という)に基づく高海水準期に段丘が形成されることを想定し、ここでは MIS1(6 ka)、MIS5e(117 ka)、MIS7e(232 ka)、MIS9(320 ka)に、それぞれ離水した波食面が、隆 起しつつ風成物による埋積を受けることを考える(括弧内の数字は計算において設定した離水時 期である。ka:千年前)。単純化のために、海食崖の後退に伴う深部岩盤の露出を想定して初期核 種濃度はゼロとする。また、離水以前は海進期の5千年間、波食台として露出しつつ、隆起速度 と等しい速度で波食を受けていたものとし、離水時には、波食岩盤面を0.2 mの厚さの砂礫層が 覆って、侵食が止むものとする。ここでは、隆起速度すなわち離水前の侵食速度は、100 mm kyr<sup>-1</sup> あるいは 500 mm kyr<sup>-1</sup>とした。離水後の風成物の堆積速度は、10 mm kyr<sup>-1</sup> あるいは 50 mm kyr<sup>-1</sup>の2パターンを考える。また、岩盤、砂礫層、風成物の密度はそれぞれ、2.5、1.5、1.0 g cm<sup>-3</sup>とした。

図 5.2.3-1 に石英中の宇宙線生成核種 <sup>10</sup>Be の蓄積量の計算結果を示す。隆起速度すなわち離水 前の侵食速度が、100 mm kyr<sup>-1</sup>の場合(図 5.2.3-1 の A 及び B) と 500 mm kyr<sup>-1</sup>の場合(図 5.2.3-1 の C 及び D) では、結果に大差はないが、離水後の風成物の堆積速度が、10 mm kyr<sup>-1</sup>の 場合(図 5.2.3-1 の A あるいは C) と、50 mm kyr<sup>-1</sup>(図 5.2.3-1 の B または D) とを比較する と明瞭な差が認められる。

風成物の堆積速度が 10 mm kyr<sup>-1</sup>と小さい、すなわち、風成ロームの被覆が長期間薄い状態を 保っていると、宇宙線生成核種の蓄積が進み、それゆえ、MIS7e に形成された段丘でも年代推定 が可能であることがわかる。この場合、核種濃度が 10 分の 1 程度にまで減衰する、埋没岩盤表 面下 2 m 程度までの試料を複数深度で採取して分析し、得られたデータにモデルカーブをフィッ ティングさせれば、シナリオの妥当性の検証とともに、段丘形成の年代が得られることになる。

一方、風成物の堆積速度が 50 mm kyr<sup>-1</sup>と大きい、すなわち、厚い風成ロームの被覆により、 早い段階で岩盤面が深くに埋没してしまうと、その遮蔽効果によって低減した宇宙線生成核種の 生成率と放射壊変がバランスして、10万年程度で放射平衡に達してしまう。これは、それよりも 古い時期に形成された段丘の年代測定が不可能であることを意味する。



図 5.2.3-1 種々の隆起・侵食・埋積の条件での海成段丘の岩盤中の<sup>10</sup>Be 濃度の深度分布

すなわち、離水後の風成ロームの埋没速度が、年代決定の遡及可能性を支配する要因であるといえる。これは、侵食地形面に対して、侵食速度の大小が、露出年代測定の限界を規定するのと同様である。一般に、5mよりも厚い風成ロームに覆われた海成段丘の岩盤中の宇宙線生成核種 濃度からその形成年代を推定するのは困難であるといえよう。

図 5.2.3-2 に、種々の風成物の堆積速度の条件下での埋没岩盤表面での <sup>10</sup>Be 濃度の時間変化を 示す。図中で、モデルカーブが上に凸型になっている場合は、その頂部平坦域に差し掛かった時 点で、年代測定が不可能になることを意味する。地形の年代測定に対する宇宙線生成核種の援用 は、侵食と埋没の両方に規定されることが理解されよう。

今回は単純化したモデルケースを対象に検討を行ったが、海岸域の隆起量が小さい場の条件で は、波食面は海退時に一旦風成物の埋没を受けたのち、海進期に再び侵食されるということが起 こる。その場合には、複数回の露出-埋没履歴が積分されることになり、岩盤中の核種濃度は、 ミューオンの寄与の増大を反映して、深部であまり低減しない分布を示すことになる。すなわち、 測定によって得られるデータが、図 5.2.3-1 に示すようなモデルカーブと整合しない深度分布と なる。これは、モデルで想定していないような核種の生成シナリオを新たに計算に追加しなけれ ばならないことを意味する。これを逆手にとって利用することが、当然できる。すなわち、深さ 方向にデータの測定点を増やすことによって、海水準変動曲線などの他の独立的情報と組み合わ せ、複雑な地形形成史をもつ場所においても、海成地形面の発達過程を復元できる。宇宙線生成 核種を用いた地形の形成史復元は、核種濃度データそれ単体のみで成立するのではなく、試料採 取の戦略からモデルの立案、データへの当てはめとシナリオの妥当性検証までが一体となった総 合的な論考にのっとって実施されて初めて意味を成すものだということができる。



図 5.2.3-2 異なる堆積速度条件下での岩盤表面における <sup>10</sup>Be 濃度の時間変化

#### 5.2.4 まとめ

本研究開発では、内陸部と沿岸部の離水地形を対象に複数の年代測定手法を組み合わせたマル チ年代測定法から、離水地形の離水時期を制約し、その結果に基づき数千から数十万年間の隆起・ 侵食速度推定技術の高度化を検討する。内陸部の離水地形を対象とした検討では、穿入蛇行の下 刻速度(⇒隆起速度)を推定するため、河川の下刻史復元を目的とした調査を実施した。具体的 には、穿入蛇行跡である環流旧河谷が多数分布する紀伊半島の新宮川流域を事例として、環流旧 河谷に対しては、ボーリング調査による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、河成段丘と海成段丘に対しては、露頭を対象と した観察、記載及び試料採取を実施した。その結果、予察的ではあるが、環流旧河谷の埋積発達 史は環流旧河谷ごとに異なっている可能性があること、また環流旧河谷に残された平坦面を河成 段丘面のように単純に離水面と読み替えられないケースがあることが明らかになった。今後は、 上記調査で採取した試料に対して IRSL 年代測定、TCN 年代測定、テフラ分析といったマルチ年 代測定を適用し、新宮川の下刻史を復元するとともに、その結果から内陸部における下刻速度(≒ 隆起速度)を検討する予定である。

沿岸部の離水地形を対象とした検討では、海成段丘を構成する岩盤中での宇宙線生成核種の濃

度の深度分布やその時間変化を計算し、手法の適用性について確認した。段丘面を覆う風成物の 堆積速度は、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、5 m 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。手法の適用には、分析対象 となる岩盤が、有意な宇宙線の照射を受ける程度の地表近傍に存在し続けることが重要である。 宇宙線への暴露さえ持続していれば、複数回の露出-埋没過程を経るような、複雑な地形発達史 を持つ場合でも、深度プロファイルを取ることで、段丘形成史を復元できるものと期待される。

#### 引用文献

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.

- Darling, A.L., Karlstrom, K.E., Granger, D.E., Aslan, A., Kirby, E., Ouimet, W.B., Lazear, G.D., Coblentz, D.D. and Cole, R.D., New incision rates along the Colorado River system based on cosmogenic burial dating of terraces: Implications for regional controls on Quaternary incision, Geosphere, vol.8, pp.1020-1041, 2014.
- 松四雄騎, 若狭 幸, 松崎浩之, 松倉公憲, 宇宙線生成核種 <sup>10</sup>Be および <sup>26</sup>Al のプロセス地形学的 応用, 地形, vol. 28, pp.87-107, 2007.
- 高取亮一, 安江健一, 谷川晋一, 二ノ宮 淳, 棚瀬充史, 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, 2012.
- 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(12), pp.435-445, 2014.

米倉伸之, 紀伊半島南部の海岸段丘と地殻変動, 地学雑誌, vol.77(1), pp.1-23, 1968.

#### 5.3 地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸域の隆起/侵食、沈降/堆積現象の把握

#### 5.3.1 背景と目的

わが国の沿岸部の陸域では、海成段丘の成因理解に基づき、過去一万から数十万年間の地殻変 動の傾向やその量が空間的に示されている(例えば、小池・町田,2001)。その一方で、沿岸海域 では、地形・地層の成因の検討、特に氷河性海面変動と地殻変動の地形への表れ方についての検 討が総括的に進んでいないため、過去一万から数十万年間の地殻変動の傾向やその量を空間的に 把握することが陸域に比べ困難な場合が多い。

近年、海底地形デジタルデータ(日本水路協会 M7000 シリーズ)から作成した海底地形アナ グリフ(余色立体図)を用いることで、日本列島の海底地形を同一の基準で実体視判読すること が可能となった(例えば、後藤,2013,2014)。こうした状況をうけ、産業技術総合研究所ほか(2017, 2018)では、海底地形アナグリフを利用した地形判読から、日本列島の大陸棚外縁の深度には地 域差があること、大陸棚外縁付近に複数の明瞭な傾斜変換線が存在する海域が存在すること、海 成段丘と形態的に似た海底段丘が海域に広く分布し、その発達度合いや分布深度には地域差があ ることなどが報告されている。

産業技術総合研究所ほか(2017,2018)で報告された日本列島に広く分布する大陸棚外縁や海 底段丘といった海底地形の中から、同時代に同じ地形プロセスで形成されたものを同定できれば、 その深度変化の地域差から、海域の地殻変動の傾向を空間的に検討できる可能性がある。さらに、 海底の地質層序から大陸棚外縁や海底段丘の形成時期について制約できれば、地殻変動量の空間 分布を把握できる可能性がある。そこで本研究開発では、こうした検討を実施するための基礎資 料となる海底の地形・地質断面図及びその結果を反映した海底地形学図の作成を行う。平成 30 年 度は、既存の音波探査記録断面を収集し、日本列島周辺の幾つかの海域を事例に地形・地質断面 図を作成した。

#### 5.3.2 既存音波探査記録断面に基づく浅海底地形の成因把握

#### (1) 方法

日本列島周辺の浅海底の音波探査記録データは、海上保安庁、国土地理院、産業技術総合研究 所及び地震調査研究推進本部により、ほぼ網羅的に取得されている(図 5.3.2・1)。こうしたデー タを利用し、本年度は、海底段丘の発達が良い海域を中心に地形・地質断面図を以下の手順で作 成した。まず、海底地形デジタルデータ(日本水路協会 M7000 シリーズ)から作成した海域の数 値標高モデルを用いて音波探査測線を通る地形断面を作成した。地形断面の長さについては、音 波探査測線の長さにとらわれずに地形単位を重視して決定した。次に、音波探査記録断面に記さ れた地質境界・断層を、描画ソフトウェア(アドビ社イラストレータ)を用いてトレースした。 最後に、地形断面に合うようにトレースした地質境界・断層の縦横比を変形させ、描画ソフトウ ェア上で両者を重ね合わすことで地形・地質断面図を作成した。地形・地質断面図の縦軸には、 文献に記された Two Way Time (msec)とその値を往復走時 750 m/秒(蜷川, 1965)として単純換 算した深度を併記した。



海底段丘の分布は、産業技術総合研究所ほか(2018)に基づく。

#### (2) 結果

日本列島の浅海底(水深0-200m程度)においては、1)少なくとも最終氷期を通して侵食が 卓越したと考えられる侵食場と、2)海洋酸素同位体ステージ(Marine Isotope Stage, MIS)2以 降の地層が海底地形をかたちづくる堆積場、を確認することができる。前者の事例として三陸北 部(八木沖、久慈沖)、釧路沖、能登半島北部における地形・地質断面図を図 5.3.2-2から図 5.3.2-4 に、後者の事例として三陸南部(釜石沖)、越前海岸沖、サロベツ沖の地形・地質断面図を図 5.3.2-5 から図 5.3.2-7にそれぞれ示す。

#### 1) 侵食場の事例

侵食場の事例海域では、いずれの地形・地質断面においても、中新統及びそれ以前の地層が切られた侵食面が卓越し、それらが海底段丘を形成している。これらの海域のうち、三陸北部の久慈沖の大陸棚外縁では、沖側に向かって新しい地層が付加され、それらの上面が水深120-130mに位置する崖状地形まで切られた形状をとる(図 5.3.2-2)。これは、岡村(1990)に示された隆起の継続する海域に特徴的な地層の分布形状と似る。また、能登半島北部では、逆断層の上盤 (隆起)側において中新統を切って形成された3段の侵食面が発達する(図 5.3.2-3)。同様に、釧路沖でも2条の断層の上盤(隆起)側に漸新統を切る侵食面と中新統を切る侵食面が発達する

#### (図 5.3.2-4)。

海底段丘の成因との関係で注目すべきは、海底段丘の段丘崖を形成する海底侵食面上の崖状地 形には、侵食によるものと断層運動によるものがあることである。前者に相当するものは、三陸 北部(八木沖、久慈沖)の水深約120~130mにみられる。これらは、深度から判断して最終氷期 極相の低海水準期に形成された海蝕崖と解釈される。一方、後者に相当するものは、釧路沖の水 深125mと水深160m付近においてみられる。



図 5.3.2-2 三陸北部(八木沖、久慈沖)の浅海底地形・地質断面図 地質断面図、層序表は海上保安庁水路部(1993a, 1993b)を参考に作成。地形・地質断面図 上の黄線は段丘面を、赤線は断層をあらわす。図 5.3.2-4の測線位置も記す。



図 5.3.2-3 能登半島北部の浅海底地形・地質断面図

地質断面図、層序表は井上・岡村(2010)を参考に作成。地形・地質断面図上の黄線は段丘 面を、赤点線は断層をあらわす。鮮新統、中新統が侵食され海底段丘を形成。更新統、完新統は 分布しない。



図 5.3.2-4 釧路沖の浅海底地形・地質断面図

地質断面図、層序表は海上保安庁水路部(1998)を参考に作成。地形・地質断面図上の黄線は 段丘面を、赤線及び赤点線は断層をあらわす。

#### 2) 堆積場の事例

堆積場の事例海域では、いずれの地形・地質断面においても完新統までの地層の累重構造が確認でき、それらは岡村(1990)に示された沈降が継続する海域にみられる地層の分布形状と似る。 越前海岸沖とサロベツ沖の地形・地質断面は、断層運動により陸側に近い海底が隆起域に、沖側が沈降域となっていることを示す。

堆積場の事例海域のうち、三陸南部(釜石沖)と越前海岸沖では、ともに上部更新統が大陸棚 外縁に相当する遷急線をかたちづくる(図 5.3.2-5)。さらに、越前海岸沖では、断層の下盤側に おいて更新統上部-完新統からなる3段の海底段丘を確認できる(図 5.3.2-6)。一方、サロベツ 沖については、断層の上盤側では完新統がそれ以前の地層がつくる海底段丘を覆うに過ぎないが、 断層の下盤側に相当する水深10m以深では完新統からなる3段の砂州状地形を確認できる(図 5.3.2-7)。越前海岸沖とサロベツ沖の事例は、断層の下盤側、すなわち継続的に沈降していると考 えられる場では、MIS 2/1の海水準変動が海底地形の形成に果たす役割が大きいことを示唆する。



図 5.3.2-5 三陸南部(釜石沖)の浅海底地形・地質断面図

地質断面図及び層序表は海上保安庁水路部(1984)を参考に作成。地形・地質断面図上の黄線 は段丘面を、赤線は断層をあらわす。測線位置は図 5.3.2-2 に記す。



図 5.3.2-6 越前海岸沖の浅海底地形・地質断面図

地質断面図、層序表は、産業技術総合研究所・福井大学(2013)を参考に作成。地形・地質断 面図上の黄線は段丘面を、赤線は断層をあらわす。最終氷期の地層が大陸棚をつくり、MIS 2/1 の 堆積物が海底段丘を形成している。



図 5.3.2-7 サロベツ沖の浅海底地形・地質断面図

地質断面図及び層序表は海上保安庁水路部(1993c)を参考に作成。地形・地質断面図上の黄線 は段丘面を、赤点線は断層をあらわす。最終氷期以降の完新統が現地形をつくり、海底段丘を形 成している。

#### 5.3.3 まとめ

海域における過去一万から数十万年間の地殻変動の傾向やその量を空間的に把握するためには、 海底に広く分布する海底段丘や大陸棚外縁といった海底地形の成因に係る知見の収集・蓄積が必 要である。そのため、本研究開発では、既存の音波探査記録断面を利用して海底地形の地形・地 質断面図の作成を行った。

地形・地質断面図からは、日本列島の海域には、少なくとも最終氷期を通して侵食が卓越した 場と、完新統まで地層が累重し、最終氷期極相以降の地層が海底地形をかたちづくる場が存在す ることがわかった。そして前者には継続的に隆起が生じていると考えられる場が、後者には継続 的に沈降が生じていると考えられる場がみられた。今後、海底地形アナグリフの実体視判読から 海底地形の地形区分図を作成し、それらと地形・地質断面図とを対照させることで、海底の形態 的特徴と海底地形の形成過程との間にみられる関係について検討する予定である。

#### 引用文献

後藤秀昭,等深線データから作成した日本列島周辺の海底地形アナグリフ―解説と地図―,広島 大学大学院文学研究科論集,vol.73,特集号,74p,2013.

後藤秀昭,日本列島と周辺海域を統合した詳細地形アナグリフ一解説と地図―,広島大学大学院 文学研究科論集,vol.74,特集号,103p,2014.

井上卓彦,岡村行信,能登半島北部周辺 20 万分の1海域地質図説明書,海陸シームレス地質情報 集「能登半島北部沿岸域」,海陸シームレス地質図 S-1,産業技術総合研究所地質総合センタ

-, pp.1-15, 2010.

海上保安庁水路部,5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「釜石湾」,42p,1984.

海上保安庁水路部,5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「八木」,62p,1993a.

海上保安庁水路部、5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「久慈湾」, 62p, 1993b.

海上保安庁水路部,5万分の1沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告「利尻水道」,62p,1993c. 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.

- 日本水路協会, 海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ.
- 蜷川親治, 音波探査について, 応用地質, vol.6(1), pp.1-10, 1965.
- 岡村行信,四国沖の海底地質構造と西南日本外帯の第四紀地殻変動,地質学雑誌,vol.96, pp.223-237, 1990.
- 産業技術総合研究所,福井大学,沿岸海域における活断層調査柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部/北部 (海域部)成果報告書,122p,2013.
- 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,平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発 報告書, 372p,2017.
- 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,平成 28 年度 地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発 報告書, 368p,2018.

#### 5.4 隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備

#### 5.4.1 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、本研究開発では、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 や貝形虫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。具体的には、まず、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 期待される平野の隆起・沈降境界域においてボーリング調査を実施し、研究開発に供する堆積物 試料を得る。次に、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、珪藻化石や貝 形虫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ボーリングコ ア試料の詳細な記載及び分析を行い、堆積物の層序区分及びコア堆積物と MIS との対比を検討 する。最後に、特定された高海水準期の海成層の高度に基づいて、隆起・沈降境界域の地殻変動 量・速度を推定し、その値と既存研究などとの比較から、本手法の妥当性や精度の評価を行う。

本研究開発は、関東平野を事例に実施する。その理由は、第一に関東平野がわが国において隆 起域と沈降域が並存する平野の典型例であること、第二に関東造盆地運動に伴い関東平野には過 去数十万年の海成層が堆積していること、第三に既存ボーリングコアの情報がわが国では最も多 いと考えられ、そうした成果を本研究開発に活かせること、である。平成 30 年度は、関東平野の 中心付近に位置する隆起・沈降境界域を事例に実施したボーリング調査の概要ならびに現時点で 明らかになったコアの堆積相の概要を報告する。

#### 5.4.2 結果

# (1) ボーリング調査の概要

#### 1) 調査地域

関東平野の隆起・沈降量マップ(Tajikara, 2000)を参照すると(図 5.4.2-1)、思川の左岸に 分布する宝木面(MIS4に離水; 貝塚ほか編, 2000)南部が、過去約十万年間の隆起・沈降の境界 域に相当する。そこで、本研究開発では、宝木面南部の3地点においてボーリング調査を実施し た(図 5.4.2-2)。掘削地点は上流から GC-OY-2、GC-OY-1 及び GC-NG-1 の順で下流に向けて 配置しており、それぞれ孔口標高である 34.0 m、29.5 m、20.6 m から深度 86.0 m、90.0 m、 74.6 m までのコア試料を採取した(表 5.4.2-1)。



図 5.4.2-1 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)を使用した。



図 5.4.2-2 関東平野のボーリングコア掘削地点と周辺の地形分類 背景図として治水地形分類図(国土地理院,2007)を使用した。星印がボーリング調査地点、 橙色が段丘面を示す。

コア名	緯度経度(DMS)	標高(TP.m)	攝削方法	サンプラー	掘進長(m)
GC-OY-2	N 36°18' 2.4" E139°47' 34.2"	34.0	回転式オイル フィード型試錐 機 ベントナイト混 合水(一部礫層 で無水掘り)	二重管 <mark>φ86 mm</mark> コアパック	86.0
GC-OY-1	N 36°15' 42.0° E139°48' 4.3°	29.5			90.0
GC-NG-1	N 36°12' 34.4" E139°44' 24.5"	20.6			74.6

表 5.4.2-1 関東平野のボーリングコア掘削地点と仕様

#### 2) コアの採取、観察及び分析の方法

外径 86 mm、内径 65 mm のスリーブ内蔵二重管サンプラーを用いてボーリングコア試料を約 1 m 間隔で採取した。それらを半裁された硬質塩化ビニル管(VU65)に入れて、コアパックを取 り除いた後に、岩石カッターやステンレスワイヤを用いて半裁した。固着しておらず半裁が困難 な礫質支持層は手作業で二分割した。半裁後のコア表面の写真を撮影した後、半裁面の層相、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。 各コアの柱状図を図 5.4.2-3 に示す。

# (2) ボーリングコアの層相

ボーリングコアは、陸域から海域にかけての様々な堆積環境で堆積した更新統からなる。その 上位は、ローム層に遷移しており、下位では GC-OY-2 コアの深度 79.43 m 以深のように激しく 変質を受けた泥層(上総層群)が分布している。また、3本のコアには未対比のテフラが数多く 挟在している。本研究開発では、地下 90 m 以浅の更新統を、海浜相、上部外浜相、下部外浜相、 内湾相、蛇行河川相及び網状河川相に区分した。以下に更新統において堆積相を認定した根拠に ついて記載する。

#### 1) 海浜相

記載:平行層理や低角の斜交層理が発達した細粒-中粒砂層で主に構成される(図 5.4.2-4A)。 重鉱物が濃集した葉理、貝殻片及び生物擾乱痕がまれに含まれる。

解釈:海浜の堆積物には、波浪や潮汐によって濃集された重鉱物、低角斜交層理及び貝殻片が 特徴的に認められる(増田・横川, 1988)。こうした特徴がコア観察結果と一致する。

# 2) 上部外浜相

記載:低-高角の斜交層理が発達した細粒-中粒砂層で主に構成される(図 5.4.2-4B)。貝殻 片や生物擾乱痕がまれに含まれる。

解釈:上部外浜の堆積物には、沿岸洲の移動で形成されたトラフ型斜交層理や平板状斜交層理 が特徴的に認められる(Clifton et al., 1971)。こうした特徴がコア観察結果と一致する。

#### 3) 下部外浜相

記載:不明瞭な平行層理や低角の斜交層理が発達した極細粒 – 細粒砂層で主に構成される(図 5.4.2-4C)。細礫や貝殻片からなるラグ堆積物や生物擾乱痕が含まれる。

解釈:下部外浜の堆積物には、暴浪時の複合流を示すハンモック状斜交層理やスウェール状斜 交層理が特徴的に認められる(Walker and Plint, 1992)。こうした特徴がコア観察結果と一致す る。



図 5.4.2-3 関東平野のボーリングコアの柱状図



#### 4) 内湾相

記載:貝化石や生物擾乱痕を含む泥層で主に構成される(図 5.4.2-4D)。

解釈: 内湾の堆積物は、浮流運搬される細粒砕屑物からなり、海成生物遺体や生物擾乱痕が特 徴的に認められる。こうした特徴がコア観察結果と一致する。

#### 5) 蛇行河川相

記載:基底部に低-高角の斜交層理が発達した上方細粒化する細粒-粗粒砂層と植物片を含む 泥層の互層で主に構成される(図 5.4.2-4E)。細礫層や植物根がまれに含まれる。

解釈:蛇行河川の堆積物には、河道の側方移動によって形成された流路堆積物と氾濫原堆積物 が特徴的に認められる(Miall, 1992)。こうした特徴がコア観察結果と一致する。

#### 6) 網状河川相

記載:礫質支持層と基質支持層の互層からなる砂礫層で主に構成される(図 5.4.2-4F)。植物 片や貝殻片は確認されない。

解釈:網状河川の堆積物には、出水時に供給された礫質支持層と通常時に掃流運搬された基質 支持層の繰り返しが特徴的に認められる(Miall, 1977)。こうした特徴がコア観察結果と一致す る。

#### 5.4.3 まとめ

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技術の高度化を目指し、関東 平野の隆起・沈降境界域を事例に3地点でボーリング調査を実施した。平成30年度は、ボーリ ング調査結果とボーリングコアの堆積相の概要について報告した。

事例地域周辺の更新統の地質層序(中澤・遠藤, 2000; 中澤・田辺, 2011; 納谷・安原, 2014)

や須貝ほか(2013)に示された関東平野における MIS 11,9,7 及び 5e の海岸線位置を参照する と、本報告で記述した深度 30 m 付近の貝殻まじりの泥層は MIS 5e の海成層であり、深度 40 -50 m 以深の泥層や砂層は、MIS 5e 以前の高海水準期の海成層である可能性が高い。平成 31 年 度においては、堆積相解析、珪藻化石や貝形虫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を実施し、高海水準期の最高海面高度を近似しうる地層の認定及びそれらと MIS との対比を行うことで、過去数十万年間の地殻変動様式の評価ならびにそのために必要な手 法の整備を行う予定である。

#### 引用文献

- Clifton, H.E., Hunter, R.E. and Phillips, R.L., Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore, Journal of Sedimentary Petrology, vol.41, pp.651-670, 1971.
- 貝塚爽平,小池一之,遠藤邦彦,山崎晴雄,鈴木毅彦編,日本の地形4 関東・伊豆小笠原,東京大 学出版会,349p,2000.
- 国土地理院,治水地形分類図,更新版(平成19年度から),2007. <u>http://maps.gsi.go.jp/#12/36.201066/139.740601/&base=std&ls=std%7Clcmfc2&blend=0&</u> disp=11&vs=c1j0h0k0l0u0t0z0r0s0f1(2019年2月14日最終閲覧)
- 増田富士雄, 横川美和, 地層の海浜堆積物から読み取れるもの, 月刊地球, vol.10, pp.523-530, 1988.
- Miall, A.D., A review of the braided-river depositional environment, Earth Science Reviews, vol.13, pp.1-62, 1977.
- Miall, A.D., Alluvial deposits, In Walker R.G. and James N.P., ed., Facies models: response to sea level change, Geological Association of Canada, pp.119-142, 1992.
- 中澤 努, 遠藤秀典, 関東平野中央部大宮・野田地域地下浅部の更新統堆積シーケンスと構造運動, 堆積学研究, vol.51, pp.23-38, 2000.
- 中澤 努,田辺 晋,野田地域の地質,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,72p,2011.
- 納谷友規,安原正也, 鴻巣地域の地質, 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, 82p, 2014.
- 日本第四紀学会編,日本第四紀地図,東京大学出版会,4p,1987.
- 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, 地学雑誌, vol.122, pp.921-948, 2013.
- 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.
- Walker, G.R. and Plint, G., Wave- and storm-dominated shallow marine systems, In Walker R.G. and James N.P., ed., Facies models: response to sea level change, Geological Association of Canada, pp.219-238, 1992.

# 5.5 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

#### 5.5.1 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、段丘を用いた解析が有効で ある。このため、段丘対比・編年は最も基礎的な技術であり、その高精度化が必要となる。

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。 段丘堆積物の最上位層の堆積年代と被覆層の最下位層の年代の間が段丘の離水年代(地形の形成 年代)である。

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や、近年では、砂層 からなる堆積物に対して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少ない。また、ルミ ネッセンス年代測定に適した細粒堆積物からなる地層、あるいは、粗粒堆積物中に挟まれる細粒 堆積物層は限られる。また、岩石侵食段丘では、いうまでもなく、段丘堆積物自体がない。

一方、段丘被覆層は、しばしばローム層と呼ばれる風成層であり、この年代調査に最も用いら れる手法がテフラ層序である。しかしながら、段丘被覆層は、離水以降の全ての地質時間の情報 を記録しているわけではない。例えば、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考えられる。あるいは、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問題提 起されている(幡谷ほか, 2005 など)。

このような問題点を解決するため、本研究では段丘堆積物・段丘被覆層の風化に着目した。テ フラ層序が隆盛する以前には、段丘礫の風化の程度、段丘被覆層の色調、地形面の開析度などの 定性的な指標による調査が一般的であった。中川(1961a, b)など、これらの指標を総合的に組 合せて地形発達史を理解しようという先駆的な研究もあった。これらの指標は、現在でもテフラ の分析や数値年代測定を実施する前の定性的な年代推定に使われる。本研究では、これらを経験 的指標と呼ぶ。しかし、その後大きく進展したとはいいにくい。その最も大きな原因は、テフラ 層序学の発展であり(町田・新井,1992など)、定性的な経験的年代指標は、膨大なテフラカタロ グ(町田・新井,2003など)に基づき数値年代の目盛りを入れることができるテフラ層序学に主 役を譲った。

しかし、先に提示した段丘の離水年代決定の問題点の全てをテフラ層序が解決できているわけ ではない。改めて問題点を列挙するならば、段丘堆積物(特に段丘礫層)中にテフラ層が残りに くい、段丘堆積物がない(岩石侵食段丘)、離水直後の被覆層がない、あるいは、テフラ層が見出 せないなどである。これらの問題点を踏まえ、幡谷(2005, 2006)、濱田・幡谷(2011)は再び経 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、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、何えば、一部のデータ欠如を補完し、テフラが見出せない段丘堆積物からの形成年代の 推定の信頼性を向上させるなど、先に提示した段丘の離水年代決定の問題解決に資すると考えら れる。

これらの研究の発展形の一つとして、「沿岸部処分システム高度化開発」(産業技術総合研究所 ほか,2017,2018,2019)では、経験的指標にテフラ層序による数値年代目盛りを入れる事例研究 を展開している。これらも踏まえ、本研究では、先に提示した段丘の離水年代決定の問題の解決 を目的として、二つのアプローチを行った。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。風化過程の現象 理解・定量的理解により、現場で着目すべき指標・情報を明らかにしよう/見出そうという試み である。二つ目は、わが国における高位段丘、中位段丘、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。つまり、日本全体での段丘の対比・編年に関わる総合的理解を目指し たものである。

以下に、二つのアプローチについて報告する。

#### 5.5.2 実施内容

#### (1) 岩石風化過程の模擬実験(風化実験)

#### 1) 風化実験に関する既往事例

段丘礫の風化による岩石の変化は、岩石組織の間隙の増加と赤褐色化によって特徴づけられる 化学的風化が主体である。こうした反応は、非常に長い期間にゆっくりと進行する現象である。 礫の長期にわたる化学的風化(鉱物の溶解・再結晶)及びそれに伴う物理的変化(間隙率の増加) を見るためには、酸などにより風化を模擬した実験が必要と考えられる。

そこで、ここでは、本事業で実施する実験の方法や条件の参考とするため、風化実験に関する 知見を充実させ、実験の妥当性と天然系への適用性把握を目的として、国内外の岩石風化に関わ る既往研究事例を収集・整理した。検索でヒットした文献は、543 件である。文献のリストは、 付録 7A 中に収録した。

収集した文献のうち、岩石風化を模擬した実験、特に化学的風化に着目した実験で石灰岩や土 壌を対象としたものなど、関連の低いものを除くと、25件が絞り込まれた。これらのリストにつ いても付録 7A 中に収録した。以下にこれらの文献で触れられている実験内容について紹介する。

実験方法としては、それぞれの目的に応じて様々なものが存在し、主に以下のものに区分される。

- ・ソックスレー抽出器
- ・フロー式反応器
- ・バッチ式反応器
- ・カラム
- ·野外風化実験
- ・その他(スレーキング耐久試験,拡散実験・透水溶解実験)

上記のうち最も多い実験方法の区分はバッチ式反応器で、室内実験の中では比較的容易に実験 系を整備できるためと考えられる。また、室内実験では、酸などの薬品を用いて溶解を促進させ るもの、溶解の促進をさせずに水に浸すもの、あるいは溶解を促進させるための岩石を粉砕して 実験を行うものもある。実験に用いられる酸の種類としては、塩酸、硝酸、硫酸が一般的であっ た。また、二酸化炭素を注入する方法もみられる。室内実験の多くは、室温に近い温度で行われ ているが、溶解促進のため 50℃程度に加熱している事例も存在する。

これらのうち、溶解を促進させていない実験では、粉体あるいは岩石からの溶出元素の分析を 主な分析項目としている。したがって、岩石そのものの溶解による変化を調査・分析するために は、酸を使用し、加熱を行うことが一般的な方法といえる。

#### 2) 試料、手順及び方法

本風化実験では、同一の地域でほぼ平行して海に流下する二つの河川の河口部で採取した海浜 礫を実験試料とした(それぞれの河川名から試料名に"KY"、"TN"を付した)。これらの海浜礫 は、当該河川周辺に分布する段丘礫層中における構成礫と同一種と考えられる。 実験では、前項目 1) 「風化実験に関する既往事例」などを踏まえ、試料を硝酸溶液中に浸漬した。これにより、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。なお、本実験は風化現象を理解する ための要素試験という位置付けである。

実験試料の選定にあたっては、粒度、基質、風化変質の程度などが異なると考えられる堆積岩類 5 試料と火山岩類(溶結凝灰岩)5 試料を選定した。選定した試料の岩種に関する情報を表 5.5.2-1 に示す。

選定した各試料から、分光測色、顕微鏡観察、SEM 観察などを行う岩石チップ試料(20×20×10 mm 大)と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)を、後述 する浸漬期間ごとに切出し整形した(図 5.5.2·1)。整形した試料は、浸漬前の岩石の性状や特徴 を把握することを目的に、岩石薄片の作成・観察、分光測色、光学顕微鏡観察、X線分析顕微鏡、

μX線 CT 観察、分光測色、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、浸漬試料とは別に切出し用意したものを分析し、それを岩石の浸漬前 の性状として取り扱った。

岩石チップ試料及びポロシメータ試料は、富士フイルム和光純薬(株)の精密分析用硝酸を 50 ml 入れたテフロン容器中に浸漬させた。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、50℃に設定した恒温器中に保管した。実験期間は、浸漬開始から 15 日、30 日及び 45 日と した。なお、実験期間中は、一定期間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 視観察を行った。

試料名	岩種	特徴
KY-1	(堆積岩類)砂岩	-
KY-2	(堆積岩類)砂岩	-
KY-3	(堆積岩類)砂岩	-
KY-5	(火山岩類)溶結凝灰岩	-
KY-8	(堆積岩類)泥岩	-
KY-9	(堆積岩類)砂岩	-
TN-1	(火山岩類)溶結凝灰岩	KY-1の岩石と比較すると、やや変質する
TN-6	(火山岩類)溶結凝灰岩	KY-1の岩石と比較すると、やや変質する
TN-7	(火山岩類)溶結凝灰岩	KY-1の岩石と比較すると、やや変質する

表 5.5.2-1 実験試料の岩種に関する一覧表



# 図 5.5.2-1 風化実験で使用する整形試料(岩石チップ試料及びポロシメータ試料) ポロシメータ試料は、2供試体で1試料としてカウントした

各実験期間の浸漬終了後、岩石チップ試料及びポロシメータ試料は酸溶液から取り出し、岩石 表面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、各試料を前述と同様の分析に資した。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装置により分析した。なお、 作業時における混染を把握することを目的に、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、ICP-OES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 5.5.2-2 及び表 5.5.2-2 に示す。 なお、各項目の詳細な分析手順などは、付録 7A を参照されたい。



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
X線分析顕微鏡	試料表面の元素分布及びその変化	_
μX 線 CT 観察	試料内部の密度分布及びその変化	_
分光測色	試料の呈する色調及びその変化	_
SEM 観察	試料の微視的構造及びその変化	_
XRD 分析	構成鉱物の把握及びその変化	試料表面から約 2mm の試料を対象
水銀ポロシメータ測定	試料の間隙率及びその変化	_
元素分析	試料から酸溶液に溶出した元素の種	分析元素は次のとおり。
	頬及いての仔仕重の把握	SI, AI, Fe, MIN, Mg, Ca, Sr, Ba

表 5.5.2-2 風化実験における分析項目一覧表

### 3) 結果

実験結果を、目視観察、X線分析顕微鏡、µX線 CT観察、分光測色、SEM観察、XRD分析、 水銀ポロシメータ測定及び ICP-OES 測定の項目ごとに以下に記す。なお、溶液の元素分析については、当初 ICP-MS での測定を予定していたが、実験期間及び装置の運転状況の制約から、次 年度の本事業で分析することに変更した。代わりに、平成 30 年度は、一部の試料について、ICP- OES による分析を行った。ICP-MS 測定以外の観察・分析についても一部については、同様に次 年度に実施、結果を報告する予定である。平成 30 年度に得られた全実験結果は、付録 7A 中に収 録した。

# ① 目視観察

実験試料の酸溶液へ浸漬後、一定期間ごとに目視観察を行い、実験試料及び酸溶液の変化を観察した。ここでは、浸漬期間が最も長い45日浸漬試料を取り上げる(図 5.5.2-3)。

試料を溶液に浸漬した直後は、目視する限り、試料-溶液間の反応(例えば、泡の発生など)は 見られなかった。しかしながら、時間が経つにつれ、試料は脱色(白色化、ただし試料の一部で は黄淡色化)し、溶液の色調は、黄色または黄褐色へと濃く変化した。



図 5.5.2-3 目視観察結果の例(45日浸漬試料)

特に、浸漬から1日目にかけての色調変化が著しく、その後の変化は僅かであった。ただし、火山岩試料のうちやや風化が進んだ試料を浸漬した溶液は、浸漬1日目以降も徐々に色(黄褐色) が濃くなった(例えば、図 5.5.2-4 における試料 TN-1)。なお、全試料において試料の角が丸く なるなどといった形状の変化は見られなかった。



図 5.5.2-4 岩石チップ試料の浸漬前後の変化の例(45日浸漬試料)

# ② X線分析顕微鏡

浸漬前後における岩石チップ試料表面における元素分布の変化を把握することを目的に、X線分析顕微鏡による元素マッピングを行った。なお、対象とした元素は、ケイ素(Si)、チタン(Ti)、アルミニウム(Al)、鉄(Fe)、マンガン(Mn)、マグネシウム(Mg)、カルシウム(Ca)、ナトリウム(Na)、カリウム(K)、リン(P)及び硫黄(S)である。

その結果、浸漬後の試料の表面は、浸漬前のものと比較して、ほとんどの元素(Al、Mg、Fe、 Ca など)の強度が相対的に低くなった。特に Fe は、他の元素に比べて減少傾向が顕著であった (試料 KY-1、KY-5 及び TN-1;図 5.5.2-5)。

以上の岩石表面の元素分布変化から、浸漬によりほとんどの元素が岩石表面から溶液中に溶出している。



図 5.5.2-5 X線分析顕微鏡による浸漬前後の変化の例(元素:Fe) 浸漬後、試料表面では、すべての試料で Fe 強度が低下している。

# ③ *μ*X線CT観察

浸漬前後の岩石チップ試料内部の密度変化を把握することを目的に、µX線CTスキャンによる 観察を行った。その結果、全試料において、浸漬前後変化の様式に関し、岩種による違いが見ら れた。

砂岩、泥岩といった堆積岩類の試料(KY-1、KY-2、KY-3 など)では、浸漬後試料の試料端に おいて輝度の低下した黒色のバンドが認められた(図 5.5.2-6)。この試料端における黒色のバン ドは、浸漬前試料にはそのようなバンドは見られなかったこと、また、同一試料の中心部におけ る色調には浸漬前後に変化が見られないことから、浸漬により密度が相対的に低くなったものと 考えられる。さらに、この低密度領域は、浸漬する期間が長くなるにつれ、より内部に広がる傾 向が見られた(図 5.5.2-7)。

一方、凝灰岩である試料 KY-5 及び TN-1 では、前述のような低輝度バンド(=低密度領域) の代わりに、浸漬前に存在した高密度を示唆する輝度の高い(=白い)箇所が、浸漬後、減少、 またはその輝度をやや低くするように見える。

以上のように、岩種により浸漬による密度変化の様式に違いが見られるものの、概して浸漬期 間が増加するにつれて、試料端からの試料内部に向けて密度低下領域が広がるものと考えられる。

試料 (岩種)	45 日浸漬試料 KY-2 (堆積岩類:砂岩)	45 日浸漬試料 TN-1 (火山岩類:溶結凝灰岩)
浸漬前		
45 日 浸漬後	no box PERMINENT	The second of th

図 5.5.2-6 µX線 CT 観察による浸漬前後の変化の例



図 5.5.2-7 低密度領域の試料端からの拡がりの経時変化 √t:浸漬期間(秒)の平方根

#### ④ 分光測色

分光測色では、Lab 表色系により、データを取得した。

浸漬前後の値を比較するとL\*値では、浸漬後は浸漬前に比べて10から20程度高い値に変化 しており、脱色により明るくなったことが明瞭である。一方、a\*値、b\*値は、浸漬後は浸漬前に 比べて低くなっており、赤褐色、黄褐色の色調が弱くなったことを示す。その低下の量は、浸漬 実験前の状態で、高い値を示していた試料でより大きく低下する傾向にある。また、こうした色 の変化は浸漬期間が長いものほど変化が大きい。ただし、a\*値はほぼすべての試料で0前後の値 にそろっているのに対し、b\*値は0に近い値まで変化している試料もある一方、45日浸漬した試 料でも5以上の値を示す、つまり黄褐色が取り切れていない試料が存在する(TN-7)。

これらは、肉眼観察で得られていた色調の変化を客観的に示すデータとなっている。

#### ⑤ SEM 観察

浸漬による構成鉱物や結晶粒間などの形状変化を把握することを目的に、浸漬前後に岩石チップ試料表面の同一ポイントにおける SEM 観察を行った。

堆積岩類試料である試料 KY-1、KY-2、KY-3 及び KY-8 では、石英や長石といった鉱物では酸 溶液による溶解したような岩石組織はほとんど見られなかったものの、それらの結晶粒間に存在 する雲母—粘土鉱物からなるマトリックス部では、しばしばそれらの部位が溶けて消失したよう な組織が見られることが多かった(図 5.5.2-8)。また、まれに試料に存在する輝石、雲母などの 苦鉄質鉱物では、そのリム部において溶けたような組織が認められた。

一方、火山岩類試料である試料 KT-5 及び TN-1 では、堆積岩類試料と同様に、石英や長石といった鉱物では溶解組織は見られなかったものの、それらの結晶粒間では充填していた鉱物が消失したような箇所が見られた。また、火山岩類試料を特徴づける輝石、角閃石、雲母などの苦鉄 質鉱物では、浸漬前に存在していた箇所が消失し表面が滑らかになる、劈開面の凹みが深くなる といった組織が見られた(図 5.5.2-9)。

以上のことをまとめると、酸溶液により溶解は、苦鉄質鉱物及び雲母-粘土鉱物、ならびに結晶 粒間において進むことが考えられる。

なお、TN-1 試料は①「目視観察」で述べたように、浸漬後の酸溶液の色が濃い黄褐色を呈する ことが特徴の一つとして挙げられる。同試料は、苦鉄質鉱物を多く含むことを踏まえると、酸溶 液が黄褐色へと変色した原因は苦鉄質鉱物の溶出であることが考えられる。

# 長石近傍の結晶粒間



図 5.5.2-8 結晶粒間における浸漬前後の形状変化の例 試料: KY-1(堆積岩類:砂岩、15日浸漬試料)

# 角閃石の劈開面



図 5.5.2-9 角閃石の劈開面における浸漬前後の形状変化の例 試料:TN-1(火山岩類:溶結凝灰岩、15日浸漬試料)

## ⑥ XRD 分析

酸の溶解により試料中の鉱物種の変化などを把握することを目的に、浸漬前試料、15日浸漬試料、30日浸漬試料及び45日浸漬試料に対し、XRD分析を行った。なお、15日浸漬試料、30日 浸漬試料及び45日浸漬試料の分析では、浸漬後の岩石チップ試料の表面から約2mm厚の範囲 を岩石カッターにより切出したうえで、分析に供した。

浸漬前試料及び 15 日浸漬試料の XRD 分析結果を図 5.5.2-10 に示す。これらの結果から、浸 漬により X 線強度が全般的に下がりつつ、角閃石及び黒雲母、ついで緑泥石(カオリナイト)の 存在を示すピークが減少することがわかった。また、試料 TN-1 では、それらの鉱物ピークの減 少とともに、浸漬前試料に存在したスメクタイトのピークが減少した。なお、このような角閃石、 黒雲母(緑泥石、スメクタイト)におけるピークの減少は、岩石種による違いは見られなかった。



#### ⑦ 水銀ポロシメータ測定

酸の溶解による試料の間隙率などの変化を把握することを目的に、浸漬前試料、15日浸漬試料、 30日浸漬試料及び45日浸漬試料に対し、水銀ポロシメータ測定を行った。

その結果、ほとんどの試料において、浸漬期間が長くなるにつれて、間隙率(%)が上昇する 傾向が見られた(図 5.5.2-11)。ただし、砂岩である試料 KY-3 及び KY-8 では、15 日浸漬試料が 他の試料(浸漬前試料及び 45 日試料)と比較して低い値を示し、他の試料とは異なる傾向を示 す。しかしながら、全般的に、間隙率は増加する傾向を踏まえると、この異なる傾向は、試料の 不均質性に由来する可能性も考えられる。

また、砂岩試料 KY-1、KY-2、KY-3、泥岩試料 KY-8 及び凝灰岩試料 KY-5 は、間隙率は 3%未 満であるのに対し、凝灰岩試料 TN-1 のみ 6 - 9%と、他と比較して高い値を示す(図 5.5.2-11)。 TN-1 の大きな間隙率が、風化のためか、岩石の組織が違うためかは不明だが、このような差がつ きやすいということは、段丘礫の風化程度にばらつきを生じさせる原因の一つになりうると考え られる。



図 5.5.2-11 水銀ポロシメータ測定の結果例(間隙率と浸漬日数との関係図)

#### ⑧ ICP-OES 測定

浸漬実験による岩石からの元素の溶出を把握することを目的に ICP-OES により、浸漬後の溶 液の元素分析を行った。対象とした元素は、ケイ素(Si)、アルミニウム(Al)、鉄(Fe)、マンガ ン(Mn)、マグネシウム(Mg)、カルシウム(Ca)、ストロンチウム(Sr)、バリウム(B)であ る。

その結果、SiとMnを除く元素では、ほとんどの試料において、浸漬期間が長くなるにつれて、 含有量が増加する傾向が見られた(図 5.5.2-12)。Fe、Ca、Al はその傾向が比較的明瞭である。 Siは、ほとんど溶出していなかった。また、Mnは、浸漬期間が長い溶液でも溶出量が多くなら ないものも見られた。おそらく、浸漬実験では、比較的速やかに溶出されるものであり、もとも と含まれる量に規制され、試料によっては、浸漬時間が長くなっても増加しないものと推定され る。また、溶出量は、浸漬前の初期状態、黄褐色化が強く、やや変質していた溶結凝灰岩(TN-1)で多い傾向が見られた。


図 5.5.2-12 ICP-OES 測定の結果例

# 4) 考察

本実験は、段丘礫の風化の模擬を意図したものであり、岩石組織や岩種の違いが、風化様式に どのような差が見られるかについて明らかにすることを目的として行った。以下では実験で得ら れた結果をもとに、岩石のどの部位がどのような速度で溶解するか、その溶解のしやすさ、しに くさを律する岩石の特徴は何かについて、考察を行う。また、実験で得られ岩石の溶解の特徴が、 天然の段丘礫の風化様式をうまく説明できるのかについても議論する。

# ① 溶解鉱物種·元素

岩石の溶解前後の観察・分析、具体的には µX 線 CT 観察、ポロシメータ測定、X 線分析顕微 鏡、SEM 観察、ICP-OES 測定の結果からすべての岩石で溶解が生じ、反応時間が長くなるほど、 溶解が進むことが明らかである。また、µX 線 CT 観察、X 線分析顕微鏡、SEM 観察の結果から、 岩石の溶解は、岩石の表面付近で生じていると考えられる。ただし、SEM 観察によれば岩石表面 のすべての部分で均一に溶解するのではなく、特定の鉱物あるいは基質などの特定の部位が選択 的に溶解していると考えられる。選択的に溶解している鉱物としては、雲母や輝石、角閃石、磁 鉄鉱などの有色鉱物や基質の部位を充填しているのは主に粘土鉱物と考えられる。これらは隣接 して存在する石英や長石に比べて溶解しやすいと考えられる。こうした特定の鉱物の溶解は、 XRD 分析の結果でもこれらの鉱物の回折ピークの低下もしくは消失となって確認された。

X線分析顕微鏡によって推定される元素の減少は、Si や Al などの主要元素に比べ、Fe、S、 Mg、P などで著しい。これらのうち P を除く Fe、S、Mg は、有色鉱物や粘土鉱物に含まれる元 素であり、これらの鉱物の溶解により溶液に溶けだしていることを示すと考えられる。ICP-OES の分析結果でも Si はほとんど溶けだしていないが、Al は Fe などともに溶けだして選択的溶出 が生じていることを示している。溶解実験を通じて岩石が脱色したことも、鉄酸化鉱物と有色鉱 物の選択的溶解を示唆する。

一方、X線分析顕微鏡の分析結果では、局所的にSiの強度が高くなる箇所も認められるが、これらの箇所は、溶解させる前に鉄の強度が高かった箇所であり、溶解の進展により表面の鉄の鉱

物が消失することにより、より奥に存在していた Si の含有率が高い部分が露出したものと解釈 できる。

### ② 溶解に影響する岩石組織

こうした特定鉱物の選択的溶解は、岩石組織に差のある岩種間の溶解の進展過程に影響すると 考えられる。µX線 CT 観察の結果、砂岩、泥岩の試料には、溶解により試料の外殻部に比較的明 瞭な低密度帯が形成され、溶解期間が長くなるについてその厚さが増大することが確認された。 また、その低密度帯は、砂岩で厚く、泥岩で薄い。ポロシメータ測定結果によれば、泥岩は溶解 実験の結果として増加した細孔径が砂岩、凝灰岩に比べて小さく、空隙の増大が進んでいない。 泥岩は、砂岩に比べて初期条件での空隙が小さく、少ないのに加え、粘土鉱物を多く含むため、 砂岩に比べて表面全体が均一に溶解し、空隙が拡大しにくいと考えられる。SEM 観察による観察 結果でも、泥岩は、砂岩に比べ局所的に溶解する箇所がほとんど認められない。このため、酸が 岩石の内部にしみこみにくく、低密度帯が薄くなったと考えられる。また、砂岩試料は、15 日間 の溶解では、見かけ上、空隙率や空隙径が小さくなるものがみられる。このことは、同一礫から 切り出したものでも、試料により空隙の分布、空隙径にばらつきがある可能性が考えられる。

一方、溶結凝灰岩は、試料により空隙の拡大の規模が異なる。空隙の拡大の顕著な試料は、粗 粒な組織を持っている試料であり、細粒な組織を持つ溶結凝灰岩は空隙の拡大が小さい。粗粒な 組織を持つ溶結凝灰岩では、溶解実験前の段階で 0.1 µm を超える比較的大きな細孔径を持って いるが、溶解実験の結果は、これらの間隙のピークがより大きい方にシフトしており、既存の空 隙が拡大していったと考えられる。一方で、溶結凝灰岩は、µX線 CT による観察では、砂岩や泥 岩にみられるような岩石外殻部の低密度帯の形成が認められない。SEM 観察及びポロシメータ 測定、X線回折分析から、試料表面が溶解していることは確実であり、密度の低下が生じるはず である。それが見られないことは、溶解が試料の極表面のみに限られているためと考えられる。 ポロシメータによる結果から溶結凝灰岩の空隙は、溶解によりもともとあった空隙の拡大がもっ ばら進行し、新たな空隙の増加が少ないと考えられる。薄片観察では、溶結凝灰岩は、大きさ 1~2 mm 程度の斑晶鉱物と数+ µm 程度の緻密な珪長質鉱物(石英または斜長石)からなる細粒の火 山灰部から構成される。石英及び斜長石は、有色鉱物や粘土鉱物に比べ溶解しにくく、溶解しや すい有色鉱物は岩石組織の中で孤立した状態で分布する。このため、溶結凝灰岩では溶解が進み にくいと考えられる。

# ③ 溶解実験結果と段丘礫の風化との関係

以上の溶解過程は、天然の段丘礫の風化様式とも整合しているように見える。すなわち、同試料と同じ砂岩、泥岩、溶結凝灰岩の分布する宮崎地域の段丘では、同一の風化年代を示すと考えられる段丘礫に風化のパターンに違いが見られる。約 10 万年前に離水したとみられる中位段丘では、溶結凝灰岩礫では厚さ5mm程度の脱色した風化被膜が形成されているのに対し、砂岩礫では、礫全体が褐色化し風化していることが多い(産業技術総合研究所ほか,2018)。また、泥岩礫も風化被膜をもっていることが多い。こうした天然における風化様式は、上記の実験結果からの考察を踏まえると、以下のように推定される。

溶結凝灰岩は、緻密な珪長質な組織を持つため、礫の風化が表面から芯に向かう速度が遅く、 風化のフロントが表面から5mm程度の位置に到達するのに10万年程度を要すると考えられる。 一方で砂岩では、溶結凝灰岩に比べ、礫の風化が表面から芯に向かう速度が極めて速い。風化実 験では、砂岩の外縁部に低密度帯が形成され、風化被膜のような分布状態であるが、これは短期 間の実験による過渡的な状況と解釈すると、基質部分に存在する空隙を伝って比較的短期間に風 化が内部まで進行し、10万年程度の期間を経ると、風化が礫全体に及ぶ状態になる。砂岩礫は、 同一露頭でも空隙率や色調などの風化による変化の程度にばらつきが認められることが多いが、 溶解実験の例から考えるとそもそも砂岩は、空隙径やその分布にばらつきがあり、風化の程度の 差を生みやすいと推定される。さらに、泥岩では、砂岩に比べて、空隙が狭く、かつ少ないため、 砂岩よりも風化が内部に進行する速度が遅くなり、かつ粘土鉱物が多いため、表面付近で風化に 要する時間が多く要し、風化被膜を形成することになる。

### ④ 溶解実験結果の段丘対比・編年指標への寄与

以上のように、溶解実験ならびに天然の段丘礫の風化様式の実例から、岩石の風化様式は、岩 石の組織、すなわち構成鉱物の種類や量及び空隙の分布、大きさに左右されていることが推定さ れる。このことは、逆にいえば、風化前の鉱物組み合わせやその量比の岩石組織が明らかになっ ていれば、風化の結果にたどり着くまでにどの程度の時間を要するのかをおおよそ推定できるこ とになる。ただし、構成鉱物の量比、粒度、空隙分布、空隙径は、様々な条件が考えられるため、 現時点で風化の程度を詳細に定量化するのは難しい。これらの条件が風化速度にどの程度、影響 するのかについては、こうした条件をいくつも変えた実験を行っていくことが必要と考えられる。 実験によって、風化を規制する条件範囲を明らかにされれば、段丘礫の風化のばらつきを正しく 理解できるようになり、段丘対比・編年指標としての精度と信頼性の向上が期待される。

### 5) 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は、すべての岩種において、 岩石表面及びその近傍での溶解による性状変化が見られた。今回、実験に用いた岩種は、砂岩、 泥岩、溶結凝灰岩と限られるものであったが、性状変化の様式は、岩種により異なることが分か った。また、このような性状変化の差異は、浸漬前の岩石の性状の違いを反映したものと考えら れる。さらに、今回の実験から導き出された知見を、天然の風化様式・性状と比較した結果、概 ね整合的であると考えられる。

以上のように、室内実験による結果は風化条件の理解に繋がり、天然における風化をより客観 的かつ定量的に理解・評価するのに有効であると考えられる。

### (2) 段丘の対比・編年に関わる基盤情報の整備

### 1) 手順・方法

段丘堆積物及びその被覆層の経験的年代指標を用いた段丘の基盤情報の収集にあたっては、濱 田・幡谷(2011)で実施された段丘の分布に関わる文献調査で引用した文献を中心に、段丘の被 覆層、段丘堆積物(特に礫層)、基盤に関する柱状図を収集・整理した。平成 30 年度事業では、 収集・整理する文献の対象を、関東平野—新潟平野—佐渡ヶ島より東側の東日本とした。

収集・整理にあたっては、各既往文献における柱状図や次に示すような柱状図以外に記載され る経験的年代指標に関わる情報などを抽出した。着目した情報は以下のとおりである。

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
  - ・クラックの有無など
  - ・色調
  - ・火山灰層の有無、など
- 基盤
  - ・地層の種類
  - ・風化帯の色調、厚さ、硬さ、など

そして、抽出した情報を、原則として、文献の見解に沿って、高位段丘、中位段丘、低位段丘 といった地形面区分ごとに、また、5万分の1地形図の図画を単位として整理した。



図 5.5.2-13 今回柱状図を収集した範囲と柱状図の位置

### 2) 結果·考察

集めた文献・資料は、全部で 179 点である。収集範囲は、国土地理院 5 万分の 1 地形図の図画 数にして 197 面で、収集した柱状図の位置は 2242 箇所である(図 5.5.2-13)。平成 30 年度収集 した文献のリストを付録 7B「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」中 に収録した。

現時点で、文献調査は東日本のみであるが、ここまで得られた段丘に関わる情報を以下に整理 する。

### ① 段丘堆積物

段丘堆積物としては、礫層、砂層、シルト層が記載されており、特に内陸部の河成段丘におい て記述が多い。

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 ものが多い。おそらく侵食性の段丘が多く、段丘堆積物が発達せず、堆積物があっても、河成段 丘に比べて薄い場合が多いためと考えられる。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ような年代情報を含む性状の傾向を得ることが難しい。

一方、河成段丘については、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る。砂層やシルト層のみからなるような段丘堆積 物となるものは、ほとんど見られなかった。すなわち、段丘堆積物の主体となっているのは礫層 である。段丘礫層が記載され柱状図が作成されている文献では、礫層の性状が併せて記載されて おり、堆積構造や風化に関する性状も記載されていることが多い。一般的な傾向として高位の古 い段丘で風化が強いとの記載が見られ、低位の新しい段丘では新鮮あるいは未風化といった意味 の記載が見られる。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。逆にいえば、段丘礫の風化はそ うした性状に最も現れやすく、相対的であるものの識別可能な程度に差が認められ、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ものであることを示していると考えられる。これ らの知見は、古くは中川(1961a, b)が段丘対比・編年に用い、また、濱田・幡谷(2011)は、 限られた事例からの考察ではあるが、段丘礫層の風化の程度の記載の類似性を整理している。し かし、段丘礫層と被覆層の境界から5m以深では風化の影響が小さくなるという指摘がある(濱 田, 2012)。したがって、今回のように柱状図ベースで風化情報を客観的に示すことができれば、 段丘礫の風化の程度の経験的指標としての信頼性を向上させることができると考えられる。

# ② 段丘被覆層

段丘被覆層に関する文献上の記載としては、ローム層、火山灰層といった表現が多く、まれに シルトを挟むといった記述が混じる程度である。ここでいう火山灰層という記載については、純 層に近い本来の意味での火山灰のなす地層という意味での記載だけでなく、風成層あるいはロー ム層とほぼ同義で用いられるものも混じると考えられる。前者の記載については、軽石からなる などの、火山灰のもつ特徴が併せて記述されている場合が多いのに対し、後者の意味で用いられ ている場合には、堆積構造などの特徴が記述されておらず、すなわちほぼ無構造の地層であると いったことが推定される。

段丘被覆層に関しては、火山灰層など段丘の対比・編年に直接的に情報を与えるものが存在しているために、段丘堆積物よりも記載内容が充実している傾向にある。その中で火山灰層を除くと、年代情報が得られる記述としては、層厚、色調、クラックの有無、粘土化の程度などが挙げ

られる。

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。

次に色調は、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。これは、濱田・幡谷(2011)が整理した被覆 層記載の共通性とも整合的である。ただし、濱田・幡谷(2011)は地域差についても言及してお り、注意が必要である。

被覆層中のクラックに関する記述については、層厚、色調に関する記述に比べると非常に少な くなる。ただし、記載のある文献を見ると、ロームの層序関係を示す特徴として記述されており、 特定層準が他の層準とは異なる材質で構成される地層あるいは、他の層準よりも風化の進んだ層 準として認識されており、年代を推定するための特徴として認識されている。

粘土化に関する記述についても、クラックと同様、層厚、色調に関する記述に比べると非常に 少ない。これもクラックと同様、風化の進んでいることを示す記述であるが、特定の層序学的な 情報という意味よりもむしろ、段丘離水以降の風化期間の長さを推定するための情報として用い られている。このため、粘土化に関する記述は、多くの場合、高位段丘の被覆層に限られる。

### 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。しかし、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るのであれば、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考えられる。特に、段丘堆積物が存在しない段丘、すなわ ち、主に海成段丘については、段丘礫層に代わる風化指標となるかもしれない。

こうした観点から段丘基盤の地質及び風化性状に関する記載を収集したが、現時点では段丘対 比・編年に用いることのできる一般的な傾向は見いだせなかった。しかし、少ないながらも高位 の段丘の基盤では風化が進んだ状態であることを示す記述は存在しており、さらに事例を収集す る、あるいは新たに調査を蓄積していくことにより、年代情報を得られる可能性はあると考えら れる。

### ④ 研究者間の段丘対比・編年に関わる見解の違いと経験的指標

複数の研究者らが一つの地域の段丘対比・編年を研究し、見解が異なった例も見られる。これ らを経験的指標の観点から考察する。

一つ目は、北海道幌延地域の研究事例を考える。海成段丘アトラス(小池・町田編、2001)に よれば、幌延町の北西部の下沼地区付近には、サロベツ背斜に沿って4段の海成段丘があり、ア トラスでは高位の段丘より順に、MIS9,7,5e,5cに対比されている。これに対し、日本の地形2 北海道地方(小疇ほか,2003)によれば、当地域にはMIS5e,5cに対比される段丘はないとし、 アトラスでMIS5cとした海成段丘をMIS7に対比されると考えた。これに対し、太田ほか(2007) はこのような研究者間の見解の相違の原因の一つとして、いずれの先行研究も現位置における詳 しい調査を実施しておらず、地形学的特徴のみに頼っていることを指摘し、段丘編年の現地調査 を実施した。太田ほか(2007)によれば、アトラスがMIS5eとした海成段丘は、砂礫層を主体 とする段丘堆積物、下位より、赤色レス、淡褐色レス、褐色レスなどの被覆層から成り、被覆層 中からいくつかのテフラ層を見出した。さらに、淡褐色レスから、クッチャロ羽幌テフラ(Kc-Hb; 11.5-12 万年前に降下(町田・新井, 2003))を検出している。これらのことから、太田ほか (2007)は、アトラスが MIS5e とした海成段丘を MIS7 に対比されると結論した。

濱田・幡谷(2011)の文献調査によれば、北海道において、いわゆる赤色土(ローム層)に覆われる段丘は、最も新しいもので MIS8 に対比される段丘(十勝平野南部の上更別 I 面(佐々木ほか,1963))と考えられる。この文献調査データは、被覆層の色調は、少なくとも、太田ほか(2007)あるいは小疇ほか(2003)の見解が妥当であることを示唆している。

二つ目の例として、仙台市東部〜川崎盆地の研究事例を考える。小池・町田編(2001)の海成 段丘アトラスによれば、fT3と記載された河成段丘が分布し、その形成年代は約3万年前に降下 した蔵王川崎スコリアに覆われることから MIS3(約5万年)とされていた。対比の確実度は最 も高いIである。幡谷ほか(2005)はこの「fT3段丘」を含む仙台市東部〜川崎盆地の段丘対比・ 編年の再検討を行った。幡谷ほか(2005)は空中写真判読による地形調査で、fT3段丘をいわゆ る「中位段丘」と見做し、現地調査により、蔵王川崎スコリアの下位のローム層から、沼沢金山 テフラ(Nm-Kn)、大山倉吉軽石(DKP)、阿蘇4テフラ(Aso-4)などを見出し、さらに、吉山・ 柳田(1995)が示した MIS6(13~15万年前)の河成段丘と合致することから、「fT3段丘」は 5万年前ということはありえず、MIS6に形成された可能性が高いとした。この段丘を構成する 段丘礫層は、表面が茶褐色ないし黒色を呈し、数mmの風化殻を持つが比較的硬いという特徴を幡 谷ほか(2005)は報告している。

幡谷ほか(2005)は、編年に際し礫の風化の程度にも着目しているため、ここでの取り扱いに は循環論に注意せねばならないが、これらの事例は、段丘礫の風化の程度が、段丘の対比・編年 の見直しのきっかけを与えうることを示していると考える。つまり、経験的指標の有効性を示唆 するものである。

三つ目として、新潟県の中越・魚沼丘陵付近の河成段丘の研究事例について考える。新潟県小 千谷市の市街地の南方に山本山という、周囲からやや孤立した山がある。この山の特徴は、山頂 が傾動した河成段丘をなしている点である。ここではこれを山本山段丘と呼ぶ。早津・新井(1982)、 吾妻ほか(1995)は、山本山段丘を13~15万年前に形成されたと考えた。幡谷・濱田(2009) は、現地地表踏査により見出した段丘礫層直上のロームから飯縄上樽テフラ(In-Kt、13万年前 以前に降下(町田・新井、2003))を検出し、被覆層直下の礫層が比較的堅硬であることを考えあ わせ、先行研究の編年を踏襲し、MIS6に形成されたと考えた。これに対し、濱田(2012)は、 山本山段丘上でボーリング調査を実施し、飯縄上樽テフラ降下層準の下位に1m強のローム層を 見出した。つまり、ローム層の厚さにばらつきがあるということである。濱田(2012)は、この ローム層の堆積速度の外挿から、この段丘を MIS8に対比した。早津・新井(1982)、吾妻ほか (1995)、幡谷・濱田(2009)の見解よりも、この見解が妥当であることは明白である。

幡谷・濱田(2009)は、魚沼丘陵付近の段丘について、MIS6とした Mf 段丘ならびに MIS8とした Hf3 段丘のいずれの段丘礫層も比較的堅硬な礫が多いと記載していた。したがって、この時点でも、山本山段丘が MIS6よりも古い段丘である可能性を考えられたことになる。しかし、その可能性にたどり着けなかった。また、幡谷・濱田(2009)は、Hf3 段丘の一つ高位の Mf2 段丘にはクサリ礫が見られると報告しており、このことを考えると山本段丘を MIS8よりも古いとは考えづらい。したがって、濱田(2012)が山本山段丘を MIS8としたことは、経験的指標の観点からも妥当と考えられる。なお、濱田(2012)は、魚沼丘陵地域において、経験的指標の定量的な検討を進めており、礫の有効間隙率による MIS6 段丘と MIS8 段丘の区別、風化被膜(肉眼で観察できる礫表面の変色部)の厚さを指標とすることなどを提案している。

以上のことから、経験的指標は、テフラに依存し過ぎた段丘対比・編年を修正してくれるツー ルという見方ができる。

### 3) まとめ・今後の課題

東日本の段丘に関する文献の調査を行い、文献に記載されている柱状図を収集し、段丘堆積物、 段丘被覆層、基盤の地質、風化性状など、経験的年代指標に関わる情報などを抽出した。その結 果、段丘礫の風化度、被覆層の赤色化といった経験的指標について、東日本の広い範囲にわたり、 高位段丘、中位段丘、低位段丘にそれぞれ類似した性状が見出しうることを再確認した。これら のことから、経験的指標は、テフラ層序と相補的に用いることにより、段丘の対比・編年の信頼 性の向上に貢献できる可能性を見出した。

今後は、西日本でも同様の文献調査を行い、東日本のデータを併せて、どのような傾向が見ら れるか、あるいは、性状に地域差があるかなどを確認し、日本全国で活用可能な基礎情報として の充実を図る。

### 5.5.3 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、岩石種、組織、構成鉱物の違いにより溶解様式に差が生じることを 確認し、天然における風化様式や風化速度の違いの理解につなげていくうえでの注目点を絞り込 むことができた。

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、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、東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。

今後は、風化を模擬した条件の幅を増やし、天然の段丘礫の風化で生じる多様な風化様式の理 解を目指すとともに、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。また、柱状図情報の収集については、西日本についても同様にすすめ、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。

### 引用文献

- 吾妻 崇, 篠原俊樹, 太田陽子, 信濃川下流部, 小千谷・長岡付近における活褶曲・活断層に関する 新資料と問題点, 活断層研究, vol.13, pp.14-27, 1995.
- 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(研究報告), N10050, 28p, 2011.
- 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),電力中央研究所 報告(研究報告),N12007,24p,2012.
- 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.
- 幡谷竜太,濱田崇臣,河成段丘の分布から見た内陸部の隆起特性評価 -新潟県中越地域の例-, 電力中央研究所報告, N08044, 33p, 2009.
- 早津賢二,新井房夫,信濃川下流域(新潟県小千谷市付近)における河成段丘群の形成年代と段丘 面の変位速度,地理学評論,vol.55(2), pp.130-138, 1982.
- 小疇 尚, 野上道男, 小野有吾, 平川一臣編: "日本の地形 2 北海道", 東京大学出版会, p.359, 2003.
- 小池一之,町田 洋編: "日本の海成段丘アトラス (CD-ROM3 枚+付図)",東京大学出版会 2001. 町田 洋,新井房夫,火山灰アトラス:日本列島とその周辺,東京大学出版会,276p,1992.
- 町田 洋, 新井房夫, 新編 火山灰アトラス, 東京大学出版会, 336p, 2003.

中川久夫, 東北日本南部太平洋沿岸地方の段丘群, 地質学雑誌, vol.67, pp.66-78, 1961a.

- 中川久夫,本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年,東北大学地質古生物邦文 報告,vol.54, pp.1-61, 1961b.
- 太田久仁雄,阿部寛信,山口雄大,國丸貴紀,石井英一,繰上広志,戸村豪治,柴野一則,濱 克宏, 松井裕哉,新里忠史,高橋一晴,丹生屋純夫,大原英史,浅森浩一,森岡宏之,舟木泰智,茂田 直孝,福島龍朗,幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階(第1段階)研究成果 報告書,分冊「深地層の科学的研究,JAEA-Research-2007-044,434p,2007.
- 佐々木誠一,北川芳男,松野 正,近堂裕弘,佐久間敏夫,北海道の古土壌,第四紀研究,vol.3, pp.185-196, 1963.
- 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,平成29年度地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発報告書,368p, 2017.
- 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,平成29年度地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発報告書,390p, 2018.
- 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,平成29年度地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発報告書,2019.
- 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, vol.104(6), pp.809-826, 1995.

### 5.6 最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備

### 5.6.1 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から 数十万年前以降の隆起・侵食を把握するための技術の拡充がある。この技術的課題において必要 となるのは、様々な時間スケールで生じる隆起・侵食速度の見取り図になるようなデータベース である。

侵食速度については、従来、ダムの堆砂速度から流域の過去数十年間の平均侵食速度を算出す る方法が一般的であり、その方法により全国の侵食速度分布図も作成されている(例えば、藤原 ほか,1999;長谷川ほか,2005)。一方で、より長期間の侵食速度の算出に用いられる宇宙線生成 核種(Terrestrial Cosmogenic Nuclide、TCN)法(対象期間、数百-数万年;末岡ほか,2015) や熱年代法(対象期間、数百万-数億年;末岡ほか,2015)に基づく侵食速度データを包括的にと りまとめた侵食速度データベースについては作成されていない。そこで本研究開発では、日本列 島におけるダム堆砂量、TCN法、熱年代法に基づく侵食速度データベースの作成を行う。さらに、 侵食速度データのない場においても、その場の地形量から侵食速度の間接的な推定を行えるよう、 作成したデータベースを用いて侵食速度と相関の良い地形量について検討する。

平成 30 年度は、ダム堆砂量、TCN 法に基づく侵食速度データについては全国を対象に、熱年 代法による侵食速度データについては事例山地を対象に収集した。次に、収集した侵食速度デー タに基づき、侵食速度と相関の良い地形量の検討と異なる時間スケールでの侵食速度の比較を実 施した。

### 5.6.2 実施内容

### (1) データの収集と解析

1) アプローチ

本研究開発では、まず、侵食速度データのベースデータとなるダム堆砂量データ、宇宙線生成 核種法(TCN法)及び熱年代法を用いた既往研究を収集した。本年度は、ダム堆砂量データと宇 宙線生成核種法(TCN法)に基づく既往研究については全国を対象に、熱年代データに基づく既 往研究については後述する2山地を対象に収集した。そして、収集したデータから侵食速度を算 出した。また、侵食速度データと地形量との関係を検討するために、日本の10山地を事例に数値 地形解析を行い、地形量を算出した。数値地形解析に用いた GIS ソフトウェアは、ESRI 社の Arc GIS、プログラミング言語は Python である。使用したデータについては、表 5.6.2-1 に示す。以 下に、侵食速度データの収集と解析の詳細について詳述する。

表 5.6.2-1 使用したデータ

データ名	出典	備考
10 m数値標高モデル	国土地理院 基盤地図情報	-
20万分の1シームレス地質図	産業総合研究所 地質調査総合センター(編)(2007)	第四紀堆積岩類、中新世~鮮新世堆 積岩類、古第三紀以前の堆積岩類、 第四紀火山岩類、第三紀以前の火山 岩類、付加体、深成岩類、変成岩類に 再区分

# 2) ダム堆砂量に基づく侵食速度の算出

ダム堆砂量については、電力技術誌と国土交通省の情報開示資料に記された数値を用いた(電 力土木技術協会,1962-2003;国土交通省,2008-2015)。ダムの諸元(位置、総貯水量、竣工年 等)については、「国土数値情報 ダムデータ」に基づいた。これらのデータを用いて、以下の基 準を満たす100基のダムを、流域の平均侵食速度を算出するダムとして選出した。

- ・ 堆砂量データが1年以上入力されているダム
- ・総貯水量 2,000 千 m<sup>3</sup>以上かつ 10 年以上の堆砂量データがあるダム
- ・最上流のダム、もしくは上流に小規模なダムのみが位置するダム
- ・当初堆砂率 25%以下のダム、もしくは堆砂率が 25%を超えるデータについても堆砂量が直線的 に増加するダム
- ・堆砂期間中の堆砂量変化がほぼ直線(一次回帰式の決定係数が 0.85 以上)として見なせるダム ダム流域の平均侵食速度については、以下の式により算出した。

# 平均侵食速度 $(mm/年) = \frac{年堆砂量(千m<sup>3</sup>/年)}{流域面積(km<sup>2</sup>)} \times (1 - 空隙率補正)$

流域面積については、ダム湖の湛水域を除く集水面積とした。また、堆砂物の空隙率は、藤原ほか(1999)に倣い 0.3 を用いた。

図 5.6.2-1 に解析対象とした 100 基のダムの位置とダム流域の平均侵食速度を示す。また、100 基のダムの総貯水量、堆砂率、年堆砂量、年堆砂速度及び集水域における平均侵食速度の一覧に ついては、付録 6 の表 2-1 に示す。



図 5.6.2-1 解析対象とした 100 基のダムの位置とダム流域の平均侵食速度

# 3) 宇宙線生成核種法を用いた侵食速度データの収集

日本列島において宇宙線生成核種(TCN)法を用いて侵食速度を算出した文献(16件;侵食速 度データとしては92件)を収集した。これらの文献中で算出された侵食速度の種類については、 流域侵食速度(60データ)、下刻速度及びその変化(13データ)、斜面侵食速度(6データ)、露 出年代(13データ)、のいずれかに区分された。図 5.6.2・2に、宇宙線生成核種法が用いられた 地点と侵食速度の種類について、付録6の表2・2にTCN法に基づく流域侵食速度の一覧を、そ れぞれ示す。



# 図 5.6.2-2 宇宙線生成核種法の適用地点

# 4) 熱年代学的手法に基づく侵食速度の算出

## ① 熱年代データの収集・編集

日本列島の熱年代データについては、未公表データを含めて 70 文献以上(地点数として約 800 地点以上)あるとされる(末岡・田上, 2015)。本研究開発では、1)ダム堆砂量データと宇宙線生 成核種法データの両方が揃っていること、2)形態的に対照的な特徴をもつ2山地、の熱年代デー タを収集・編集する。これらの基準に照らし、熱年代データを収集・編集する事例対象を、飛騨 山脈と阿武隈山地とした。日本列島の山地の形態的特徴をまとめた米倉ほか編(2001)では、飛 騨山地は、最も険しい山地に、阿武隈山地は、なだらかな山地として特徴づけられている。

飛騨山脈と阿武隈山地の熱年代データは、82 件であった。収集した熱年代データについては、 文献情報(著者、年、掲載誌)、地域、地質、位置情報(経度、緯度、標高、コア試料は深度と被 り厚も)、年代値±誤差(1o)、フィッション・トラック長、について編集したものを、付録6の 表 2-3 に示す。

# ② 熱年代データからの侵食速度の算出

事例対象山地の熱年代データに基づく侵食速度分布を図 5.6.2·3 に示す。熱年代データからの 侵食速度は、以下の式に基づき算出した。

地表試料の場合

コア試料の場合

閉鎖温度については、表 5.6.2-2のように設定し、閉鎖深度については以下の式から算出した。

地温勾配は 34.8 ℃/km とした。地表温度については、採取点標高における年平均気温とした。 年平均気温については、国土交通省の国土数値情報「平年値メッシュデータ」(三次メッシュ:約 1 km 四方)を用いて、以下の式で算出した。

気温逓減率は 0.0055℃/m とする (吉野, 1986)。地温勾配については、「数値地質図 (CD-ROM) DGM P-5 日本列島およびその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース」(田中ほか, 2004) にあるデータをポイントデータに変換し、さらに逆距離加重法で内挿し、グリッドデータ化したものから、熱年代試料地点の数値を読みとった。



図 5.6.2-3 事例対象山地の熱年代データに基づく侵食速度

方法	鉱物	閉鎖温度	計算に用 いた値	引用元
フィッション・トラック法	ジルコン	280°C	280°C	Ketcham el al., 2019
	アパタイト	90-120°C	105±15°C	Laslette et al, 1987
				Ketcham et al., 1999
(U-Th)/He法	ジルコン	160 <b>-</b> 200°C	180±20°C	Reiners et al., 2004
	アパタイト	55-80℃	67.5± 12.5℃	Farley, 2000

表 5.6.2-2 閉鎖温度の設定

# 5) 地形解析

日本列島においてダム堆砂量データ、TCN データ、熱年代データのいずれかが2種類以上が得 られている山地から、10山地を事例対象として地形解析を行った。10山地については、米倉ほ か編(2001)の形態的区分において、険しい山地から最もなだらかな山地までを網羅することに 留意して選定した。選定した山地は、北上山地、朝日・飯豊山地、阿武隈山地、関東山地、赤石 山脈、木曽山脈、飛騨山脈、鈴鹿山地、吉備高原及び九州山地である(図 5.6.2-4)。



図 5.6.2-4 地形解析の事例対象とした 10 山地

GIS ソフトウェアを用いた地形解析により、高度分散量(Ohmori, 1982)、平均傾斜、岩盤河 川の急峻さを表すk<sub>sn</sub>(Normalized steepness indices; Wobus et al., 2006))及び X 値(Perron and Royden, 2013)の4種の地形量を算出した。高度分散量と平均傾斜については、各山地のダ ム堆砂量データないしは TCN データが得られた流域を対象に、流域内のメッシュ高度分散量の 単純平均値とメッシュ傾斜度の単純平均値をそれぞれ算出した。一方、岩盤河川の急峻さを表す 2種の地形量、k<sub>sn</sub> と X 値については、各山地の山麓線から上流側の流域の本流河川を対象とし た。以下に、k<sub>sn</sub> と X 値の算出方法と解析結果を述べる。

# ① *k*<sub>sn</sub>の算出

岩盤河川の縦断形は、一般的に上に凹のスムーズな曲線を描く(図 5.6.2-5)。この形状は、流量の指標となる流域面積(A)と河床勾配(S)を変数とするべき関数の積で以下のように表される(Flint, 1974)。

 $k_s$ は河川の急峻さを表す指標であり、channel steepness と呼ばれる(Wobus et al., 2006; Whipple et al., 2013)。また、 $\theta$ は、concavity index と呼ばれる河床縦断形の凹型度の指標で、 $\theta$ が大きいほど湾曲の大きな河川であることを示す(Sklar and Dietrich, 1998)。



付録6の表2-4に、10山地で算出されたksnを示す。

S-A プロット上の緑の点群は、土石流区間と判断されるため k<sub>sn</sub> 解析の対象外となる。

### ② x 値の算出

k<sub>sn</sub>は、岩盤河川の急峻さを表す優れた地形量であり、世界的にも多く使用されているが、以下の点で問題がある。

- S-A プロットでは河川のセグメントごとに $k_{sn}$ が異なるため、河川を代表する $k_{sn}$ を求めることが難しい。
- セグメント区分の判断に個人差が生じる可能性がある。
- セグメントの回帰直線と河床勾配の点群とが大きく乖離するケースがある。

これに対して Perron and Royden(2013)が導入した X プロット(横軸に X、縦軸に標高をとったもの)は、上記の問題にとらわれることなく、河床縦断形を連続的に解釈できる利点を持つ。 X プロットは、 $S = k_s A^{-\theta}$ の積分形式に相当する。河川において、河床高度の変化が無い平衡状態が成立している場合、以下の式が成り立つ。

$$S(x) = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} \left(\frac{1}{A(x)}\right)^{\frac{m}{n}}$$

ここで、U は隆起速度を示す定数、Kは地質の侵食に対する抵抗性を示す定数、m は流域面積 のべき指数、n は河床勾配のべき指数である。河床高度 z(x) は河床勾配 S(x) を水平距離 x に ついて積分して得られるので、

$$z(x) = z(x_b) + \int_{x_b}^x \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} \left(\frac{1}{A(x)}\right)^{\frac{m}{n}} dx$$

と書くことができる。ここで、任意の集水域面積 A<sub>0</sub> を設定し、 χ を次式のように定義する。

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)}\right)^{\frac{m}{n}} dx$$

そうすると、最終的に河床高度z(x)は以下の式で記述できる。

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{U}{KA_0^m}\right)^{\frac{1}{n}}\chi$$

つまり、平衡状態にある河川は、横軸に $\chi$ 、縦軸に標高をとる $_X$  プロット上では、隆起速度が大きい、ないしは地質の侵食に対する抵抗性が小さいほど傾きは急になってあらわれる。この傾きが $_X$  値となる(図 5.6.2-5)。図 5.6.2-6 と付録 6 の表 2-4 に、事例対象とした山地ごとに算出された平均 $_X$  値を示す。



図 5.6.2-6 事例対象とした 10 山地の平均 χ 値

# (2) 侵食速度と地形量との関係

# 1) ダム堆砂量に基づく侵食速度と地形量との関係

ダム堆砂量に基づく流域の平均侵食速度は、100 流域で算出された。図 5.6.2-7 に侵食速度と 高度分散量、平均傾斜、平均*k<sub>sn</sub>、X* 値との関係を示す。なお、平均*k<sub>sn</sub>*は、流域内の河川セグメン トごとに算出された*k<sub>sn</sub>*の平均値である。

図 5.6.2-7 に示されるように地形量が大きくなると侵食速度は大きくなる傾向が見られる。しかし、侵食速度と地形量との相関は良好ではないため、回帰式を精度良く決定することはできない。



図 5.6.2-7 ダム堆砂量に基づく侵食速度と地形量との関係

# 2) TCN 法に基づく侵食速度と地形量との関係

TCN 法に基づく流域の平均侵食速度は、60 流域で算出されている。図 5.6.2-8 に侵食速度と 高度分散量、平均傾斜、平均*k*<sub>sn</sub>、X 値との関係を示す。

TCN 法による侵食速度と地形量との関係をみると、原因はわからないものの <sup>10</sup>Be に基づくものの方が、<sup>26</sup>Al に基づくものよりも両者の関係が良い。<sup>10</sup>Be に基づく侵食速度と地形量との関係をみると、侵食速度と最も相関の良い地形量は平均傾斜であり、その決定係数は 0.82 を超える。 一方、河川の急峻さの指標である平均k<sub>sn</sub>と X 値は、平均傾斜や高度分散量に比べると侵食速度との相関は弱い。



図 5.6.2-8 TCN 法に基づく侵食速度と地形量との関係

# 3) 侵食速度の推定式

上記の結果は、TCN 法に基づく流域の平均侵食速度と平均傾斜との関係式から、流域の侵食速度を推定できることを示す。関係式は、以下のように書くことができる。

$$E = a \times exp(b \times S)$$

*E* は流域の平均侵食速度(mm/yr)、*S* は流域の平均傾斜(°)、*a* は係数項、*b* は乗数項である。侵食速度は平均傾斜の指数近似式で表現されることから、急傾斜地ほど侵食速度が大きくなり、結果としてその値が流域の平均侵食速度に影響を及ぼすことが予想される。そこで、ここでは、そうした影響を小さくするため、以下に記す手順から、*a*、*b* の値を決定した。

- TCN 法により侵食速度が算出された 60 流域を対象に、1°ごとに斜面傾斜をカウントし、得られた値の平均値を平均傾斜とする。
- *a、b*二つのパラメータを上記式に与え、メッシュ単位の傾斜から侵食速度を推定し、流域での 平均値を侵食速度とする。
- 上記解析で得られた侵食速度と TCN 法から得られた侵食速度との相関が最も良くなるよう に*a、b*二つのパラメータを調整する。

上記検討の結果、得られた侵食速度の推定式は以下である。

# (3) 様々な時間スケールで生じる侵食速度とその特徴

# 1) ダム堆砂量に基づく侵食速度と TCN 法に基づく侵食速度との比較

ダム堆砂量と TCN 法に基づく侵食速度と平均傾斜との関係を図 5.6.2-9 に示す。図 5.6.2-9 に 示されるようにダム堆砂量に基づく侵食速度と平均傾斜との相関は弱い。しかし、ダム堆砂量に 基づく侵食速度と TCN 法に基づく侵食速度が、グラフ上にプロットされる範囲に関しては概ね 一致している。特に、侵食速度を深成岩類のみに限ってみると、両者がプロットされる範囲は、 より重なるようになる。このことは、ダム堆砂量から算出された侵食速度と TCN 法から算出さ れる侵食速度とでは、対象とする時間スケールが異なるものの、両者に働く侵食営力については 共通であることを示唆していると考えられる。



図 5.6.2-9 侵食速度と流域の平均傾斜との関係

# ダム堆砂量による侵食速度データについては、左図に 100 流域の結果を、右図に深成岩類の 流域のみに限定した結果を示している。

### 2) 異なる時間スケールでみた侵食速度の変化

ダム堆砂量、TCN 法及び熱年代法に基づく侵食速度の算出が可能な阿武隈山地と飛騨山脈を 事例に、それぞれの手法の適用時間スケール範囲に侵食速度をプロットしたものを図 5.6.2-10 に 示す。阿武隈山地(なだらかな山地)と飛騨山脈(最も険しい山地)とでは、山地の形態的特徴 に一致するように、過去1万年間以内の侵食速度において後者が前者よりも数倍から十倍以上大 きい。しかし、より注目すべき点は、両山地ともに、百から数十 Ma の侵食速度よりも、それ以 降の侵食速度が明らかに大きくなっていることである。このことは、日本列島の大半の山地が、 新第三紀末から第四紀に隆起を開始した若い山地であるという考え(米倉ほか編, 2001)を裏付 けるようにみえる。同様の傾向が、他の山地においても成り立つかどうか検討する必要がある。



図 5.6.2-10 異なる時間スケールでの侵食速度の違い TCN 法の侵食速度の時間スケールについては、Dunai (2010)に基づき、岩盤が 60 cm 侵食され る時間とした。

# 5.6.3 まとめ

本研究開発では、全国を対象として堆砂量データに基づく侵食速度データ(100 地点)と宇宙 線生成核種法(TCN法)に基づいた侵食速度データ(60 地点)を収集するとともに、阿武隈山 地と飛騨山地とを事例に熱年代に基づく侵食速度データ(82 地点)を取集した。さらに日本列島 の10 山地を事例に4種の地形量(高度分散量、流域の平均傾斜、河川の Normalized steepness index 及び河川の険しさの指標となる $\chi$ 値)を算出した。侵食速度データと地形量との関係を検 討すると、TCN 法による侵食速度と最も相関の強い地形量が流域の平均傾斜であることを明ら かになった。

異なる時間スケールでの侵食速度変化について検討した結果、深成岩類からなる流域に限って みると、堆砂量データに基づく侵食速度と TCN 法による侵食速度が、流域の平均傾斜に対して プロットされる範囲がほぼ重なることがわかった。また、阿武隈山地と飛騨山地を事例に、数億 一数百万年、数百一数万年及び数十年間を対象とした侵食速度の変遷をみると、1)山地の形態的 特徴に一致するように、後者が前者よりも、数百一数万年以降の侵食速度において1オーダーほ ど大きいこと、2)両山地ともに、数 Ma 以降の侵食速度が、それ以前よりも大きいことが明らか になった。

今後の課題としては、わが国の隆起・侵食速度の見取り図の構築に向け、第1に侵食速度デー タに全国の熱年代データを反映させること、第2に隆起速度が算出されていない場での隆起速度 を間接的に推定できるように隆起速度と地形量との関係について検討することが挙げられる。

### 引用文献

Demoulin, A., Mather, A. and Whittaker, A., Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation, Quaternary Science Reviews, vol.166, pp.10-37, 2017.

- 電力土木技術協会,昭和 37 年~平成 15 年度発行発電用貯水池・調整池土砂堆積状況,電力土木 昭和 37 年度~平成 15 年度, 1962-2003.
- Dunai T. J., Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences, Cambridge University Press, 198p, 2010.
- Farley, K.A., Helium diffusion from apatite: general behaviour as illustrated by Durango fluorapatite, Journal of Geophysical Research, vol.105 (B2), pp.2903-2914, 2000.

- Flint, J.J., Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge, Water Resources Research, vol.10, pp.969-973, 1974.
- 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, No.5, pp.1-24, 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.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A. and Carlson, W.D., Variability of apatitefission-track annealing kinetics III: Extrapolation to geological time scales. American Mineralogist, vol.9, pp.1235-1255, 1999.
- 国土交通省,全国のダム堆砂状況について(平成20~27年度),情報開示資料,2008-2015.
- 国土交通省,国土数値情報 ダムデータ,http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/gml/datalist/KsjTmplt-W01.html(2019年2月12日最終閲覧).
- Laslette, 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.11-13, 1987.
- Ohmori, H., Functional relationship between the erosion rate and relief structure in the Japanese mountains, Bulletin of Department of Geography, University of Tokyo, vol.14, pp.65-74, 1982.
- Perron, J.T. and Royden, L., An integral approach to bedrock river profile analysis, Earth Surface Processes and Landforms, vol.38, pp.570-576, 2013.
- Regalla, C., Kirby, E., Fisher, D. and Bierman, P., Active forearc shortening in Tohoku, Japan: Constraints on fault geometry from erosion rates and fluvial longitudinal profiles, Geomorphology, vol.195, pp.84-98, 2013.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S. and Zanetti, K.A., Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.68, pp.1857-1887, 2004.
- Richard, A.K., Fission-Track Annealing: From Geologic Observations to Thermal History Modeling, Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology, Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment, pp.49-75, 2018.
- 三箇智二,藤原 治,高度分散量を用いた数値地図からの地形・地質的特長の抽出,情報地質, vol.11, pp.118-121, 2000.
- Sklar, L. and Dietrich, W.E., River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply, In Keith, J.T. and Ellen, E.W., Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels, Geophysical Monograph, vol.107, pp.237-260, 1998.
- 末岡 茂, 田上高広, 日本列島の基盤岩類の熱年代コンパイル, フィッション・トラック ニュース レター, vol.28, pp.8-10, 2005.
- 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(1), pp.47-70, 2015.
- 田中明子,山野 誠,矢野雄策,笹田政克,日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量デ ータベース,数値地質図 DGM P-5,産業技術総合研究所 地質調査総合センター,2004.
- Whipple, K.X. and Tucker, G.E., Dynamics of the stream power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, Journal of Geophysical Research, vol.104(B8), pp.17661-17674, 1999.

- Whipple, K.X., DiBiase, R.A. and Crosby, B.T., Bedrock rivers, In Shroder, J. and Wohl, E. (eds.), Treatise on Geomorphology, vol. 9, Fluvial Geomorphology, Academic Press, pp.550-573, 2013.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou K., Crosby, B. and Sheehan, D., Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls, Geological Society of America Special Paper, vol.398, pp.55-74, 2006.

米倉伸之, 貝塚爽平, 野上道男, 鎮西清高編, 日本の地形1 総説, 東京大学出版会, 349p, 2001. 吉野正敏, 小気候, 地人書館, 308p, 1986. 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て、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 に進めていくものである。また、本事業は、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、本事業の平成 30 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

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、火山中心から離れた個別火山体の地下構造等によるマグマ活動の範囲に 関する検討事例を提示することを目標とする。平成 30 年度は、将来の火山活動に関与すると考 えられ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 を伝播する近地地震波)を収集・蓄積するとともに、マグマ活動の範囲に対する知見の提示に向 けて、既存の MT 法電磁探査による比抵抗構造が示すマグマの分布に係る地下深部構造情報と、 個別火山体分布との関連性を検討した。その結果、第四紀に活動した火山は、下部地殻やマント ル最上部における部分溶融域を示唆する低比抵抗体の直上またはその近傍に分布するといった特 徴が認められた。現在の部分溶融域の分布が将来の活動範囲を検討するうえで有用な指標の一つとなり得 ることを示唆すると考えられる。

(2) 深部流体に関する調査・評価技術

本事業では、非火山性熱水活動等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する。平成 30 年度は、非火山 性熱水活動の活動域等を事例とした地質学、熱年代学、同位体地球化学的手法などの適用により、 流入する流体の温度や混合及び活動継続期間に係る知見を収集・蓄積した。また、地震波解析に より地殻内クラック性状に係る情報の収集を行った。

深部流体に係る化学的特徴については、文献調査及び現地調査(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た。また、水質形成に影響を及ぼす因子である粘土鉱物に着目した 室内試験を行い、粘土鉱物との相互作用により生ずる水質の変化についての実験系の構築を行っ た。

深部流体に係る熱的影響については、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の組み合わせにより、深部流体起源の熱水活動の温度 や滞留時間などの情報を明らかにするための試料採取と鉱物分離を行った。

深部流体の移行経路については、S 波スプリッティング解析の適用性を検討するとともに、速いS波と遅いS 波の到達時間差(dt)の値の大きさに応じて、それらの波線経路を異なる色で重

ね合わせて表示することにより、強い異方性を生じていると考えられる領域を抽出する手法の検 討を進めた。

(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する。平成30年度は、地形的に不明瞭な活断層の分布・活動性を把握するための技術の高度化開発として、GNSS観測と地形解析、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の適用性の検討を行った。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、IRSL、ESR及びK-Ar年代測定に基づく検討、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、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ー岩石反応を模擬した水熱実験を進めた。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。

南九州せん断帯を事例とした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開発については、GNSS 観測によりせん断帯のひずみ速度 推定精度の向上を図るとともに、現地踏査において小断層の姿勢を測定して応力逆解析を実施し、 現応力場と調和的な運動センスが卓越する領域の特定を進めた。また、断層の活動性評価手法の 開発について、断層岩の全岩化学組成データを用いた多変量解析により、活断層と非活断層を区 別できる可能性を示した。地震・断層活動に伴う水理学的影響においては、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 法電磁探査を行い、地震発生 域直下に連続的に分布する低比抵抗体の存在を見出した。

(4) 隆起・侵食に関する調査・評価技術

本事業では、熱年代学的手法や離水地形のマルチ年代測定などに基づく隆起・侵食速度推定手 法について、各手法の精度・適用限界について整理したうえで幅広い地質環境に対する隆起・侵 食の評価に向けた技術として整備する。沿岸部における隆起・侵食の調査・評価技術については、 海域の地形と地層の分布を説明する隆起/侵食、沈降/堆積現象の特徴・傾向・速度を把握する 手法について提示するとともに、隆起域と沈降域の境界域における地殻変動量の実態を高海面期 の海面高度を示す地層の認定に基づき明らかにする。また、陸域の隆起・侵食傾向の外挿による 海域の隆起・侵食量評価手法及び隆起・侵食量推定の中核的な情報となる段丘対比・編年技術に ついて、段丘を構成する地層の風化指標を含めた評価手法の高精度化を図る。さらに、以上の実 施内容を踏まえ、最新のデータを反映した日本列島における短期~長期(数十~数百万年)の隆 起・侵食傾向が理解できるマップを整備する。

平成 30 年度は、隆起・侵食速度を推定するための技術開発として、熱年代学的手法(U-Pb、 FT、OSL など)に基づく検討を進めるとともに、離水地形のマルチ年代測定(IRSL 法、宇宙線 生成核種法、テフラ分析など)に必要な地質試料を採取した。沿岸部における隆起・侵食の調査・ 評価技術に関しては、浅海域の地形・地層の形成過程の理解において必要となる海底地形情報や 既存音波探査記録の収集・解析、及び隆起・沈降境界域の地殻変動の実態解明に必要となる高海 面期を記録した地質試料の採取を行った。さらに、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として、 東日本地域の段丘を対象に、対比・編年の経験的指標の妥当性・適用性を検討するため、段丘を 構成する地質情報を収集した。また、風化を模擬した岩石溶解実験を実施し、段丘礫の岩石種に 応じた風化現象の進展性状を理解するための、基礎的な観察・分析を行った。日本列島における 侵食速度の見取り図になりうるデータマップの整備については、ダムの堆砂量、宇宙線生成核種 年代、熱年代を用いた既存の侵食速度データのコンパイルを進めた。

熱年代学的手法に基づく検討では、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。離水地形のマルチ年代測定については、気候段丘の発達 が乏しい地域における隆起・侵食評価への適用性検討として、穿入蛇行の下刻速度から内陸部の 隆起速度を推定するための試料採取と地質記載を進めた。沿岸部における隆起・侵食の調査・評 価技術については、海底地形情報や既存音波探査記録の収集・解析により、日本列島の海域にお いて、少なくとも最終氷期を通して侵食が卓越した場(継続的に隆起が生じていると考えられる 場)と、完新統まで地層が累重し、最終氷期極相以降の地層が海底地形をかたちづくる場(継続 的に沈降が生じていると考えられる場)との識別をすることができた。風化模擬実験については、 岩石種、組織、構成鉱物の違いにより溶解様式に差が生じることを確認し、天然における段丘を 構成する地層の風化様式や風化速度の違いの理解につなげていくうえでの注目点を絞り込むこと ができた。日本列島における隆起・侵食傾向のデータマップの整備については、侵食速度データ の収集に加え、それらと4種の地形量(高度分散量、流域の平均傾斜、河川のNormalized steepness index 及び河川の険しさの指標となる χ 値)との関係を検討し、宇宙線生成核種法による侵食速 度と最も相関の強い地形量が流域の平均傾斜であることを明らかにした。隆起速度が算出されて いない場においても隆起速度を間接的に推定できるようにするため、隆起速度と地形量との関係 について検討することも重要である。