
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

平成26年3月

独立行政法人 産業技術総合研究所



目次

第1章 概要調査結果の妥当性レビューに向けた検討

- 1.1 我が国の過去の自然事象についてのデータベース化 …………… 1
- 1.2 自然事象に関する不確実性低減のための複数の調査手法の相互補完的運用の検討および従来手法を補う調査技術 …………… 35
 - 1.2.1 地殻変動量予測手法の検討 …………… 35
 - 1.2.2 火山活動予測手法 …………… 131
- 1.3 各種調査手法・評価手法の構築および適用性検討 …………… 229
- 1.4 平成23年東北地方太平洋沖地震の知見整理と今後検討すべき課題の抽出 …………… 271
 - 1.4.1 温泉湧出の原因と地質、地下構造との関係 …………… 271
 - 1.4.2 断層活動の影響予測に必要な課題の整理 …………… 282

第2章 精密調査結果の妥当性レビューに向けた検討

- 2.1 地下の水理環境および地下水水質の変動要因と将来予測技術 …………… 287
- 2.2 各種変動の種類およびその変動パラメータの変化の幅や影響の持続期間についての推定手法 …………… 289
- 2.3 前弧側深部流体の起源と特性の検討 …………… 312

第3章 安全審査に向けた基本的考え方の整備

- 3.1 時間スケールや処分環境を考慮した地質・気候関連事象の長期的な活動予測モデルの整備とその適用条件・適用範囲および不確実性の把握 … 324
- 3.2 自然事象等の外的因子を考慮した地質環境条件評価モデルの作成と不確かさの把握 …………… 342

1. 概要調査結果の妥当性レビューに向けた検討

原子力規制委員会は、精密調査地区選定に際し、最終処分法に基づき、経済産業大臣が定める基本方針および最終処分計画の一部事項の内、安全確保のための規制に関する事項について経済産業大臣から意見を求められる。

ここでは、概要調査結果の妥当性について原子力規制委員会が意見を述べる際に用いるための具体的な判断指標策定に資する観点からの研究を行う。そのため、現在、概要調査結果の妥当性レビューにおける判断指標の調査・評価項目や、各項目に対する要件および留意事項等の検討内容を踏まえるものとする。

1.1 我が国の過去の自然事象についてのデータベース化

最終処分法に関連する自然事象について既存情報を取りまとめ、地層の著しい変動に関する各種調査で対象とすべき特性等を整理しデータベース化する。

平成 24 年度までに、①活断層データベース、②流出域データベース（以下、「各種データベース」という）の整備を行い、③第四紀火山地質データベースの改定を行った。さらに平成 24 年度には、④活断層と認定されていない地質断層のデータベース整備を開始した。

平成 25 年度は、平成 24 年度までに整備された各種データベース並びに第四紀火山データベースおよび平成 24 年度から開始された地質断層データベースについて、新規文献データの追加・更新を行うとともに、関東甲信越等のデータ密度の低い地域については新規に試料採取・分析し、データの拡充および更新を行う。また、応力場など地質環境の長期予測評価手法の整備のための有用なデータについて検討を行い、長期的な地質・気候関連事象の変動予測に必要となる課題の抽出を行う。

1.1.1 第四紀火山地質データベース

【実施内容】

新規文献データ（平成 24 年度以降に出版された文献のみならず、それ以前に出版されていた未収録文献も対象）の追加・更新を行う。年代測定値が存在しない、あるいは年代測定値の信頼性が低いと判断される火山については、新規に試料採取並びに分析を行い、データの拡充および更新を行う。特に、関東甲信越並びに北海道についてはデータ密度が低いため、試料採取を優先的に行う。以上のデータは、原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

1) データベースの更新

日本では毎年、各種研究機関、大学などで第四紀火山に関する多くの基礎データが生産され、各種学会、学術雑誌などで発表されている。そこで、データベースに最新の研究成果を反映させるために、第四紀火山に関する誌上発表、口頭発表を調査し、文献情報の追加ならびに公表された文献の内容に応じて各火山の情報の追加・改訂を行った。2013 年度は新規抽出作業に加え、これまでの委託事業で作成した文献リストを最新の第四紀火山データベースである日本の火山（第 3 版）（中野ほか、2013）に即したリストに変更し、428 火山、計 12,353 文献について整備を行った。

第四紀の火山岩・貫入岩体に関する噴火年代、各火山の噴火様式、火口位置に関するデータ整備作業では、平成 24 年度に出版した「第四紀火山岩体・貫入岩体データベース」（西来ほか、2012）にカルデラ情報を追加したバージョンアップ版を作成した。さらに、本データベースに単成火山の位置情報を追加し、Web ブラウザ上において、地図上での火山情報の検索の利便性を高めた「第四紀噴火・貫入活動データベース」（西来ほか、2013）を作成し、地質調査総合センターの地質情報データベー

スからの公開準備を進めている。本事業での作業で作成した 2 つのデータベースのインデックスを図 1.1.1-1 に示す。本データベースで検索可能な個別の火山岩体数は、昨年度までに整備したデータベースと比べて約 200 岩体増え、総計 807 岩体である。



図 1.1.1-1 本事業で作成したデータベース。

2) 第四紀火山活動の確定作業

本事業では、第四紀火山地質データベースを基に、既存データでは第四紀に属すると推定されるが噴火・貫入年代が不明確な岩体に対して、溶岩の石基濃集試料を用いた同位体希釈法によるカリウム-アルゴン (K-Ar) 年代測定、火砕流試料のジルコン粒子を用いたフィッシュン・トラック (FT) 年代測定およびウラン-鉛 (U-Pb) 年代測定を実施した。

K-Ar年代測定による第四紀火山活動の認定作業

北海道東部地域の屈斜路カルデラ周辺および北海道中央部地域の十勝三股カルデラ周辺では、既存データの整理から 18 火山岩体が抽出され、この内、噴出年代が不確定であった 4 火山体 (258 m 山火山, 先阿寒火山, 幌加山火山, ナイタイ山火山) について新たに年代測定を実施した (図 1.1.1-2)。258 m 火山およびナイタイ山火山から前期更新世の活動を示す K-Ar 年代 (0.84 ± 0.08 Ma および 1.67 ± 0.02 Ma), 先阿寒火山および幌加山火山から鮮新世後期の活動を示す K-Ar 年代 (3.78 ± 0.15 Ma および 3.13 ± 0.12 Ma) が得られた (表 1.1.1-1)。北海道東部および中央部地域は、既往研究において、対象火山を含めて中新世から更新世の噴出物が広く分布するとされていたが (佐藤ほか, 1970 など), データ整理の結果として抽出された層位学的に更新世の噴出物である可能性があるものとされたものにおいても、更新世のものと鮮新世後期のものが混在していることが判明した。つまり、層位学的な検討で活動時期が推定されていても具体的な年代測定が実施されていないと、正確には活動時期を把握できないものがあることを示している。ゆえに、既往研究のデータ整理からは抽出されなかった地質ユニットについても、第四紀火山となりうる可能性があり、第四紀火山活動の確定には、見落としがないうような新たな地質調査が実施するなど、周辺地域の地質についても十分に検討する必要がある。

青森地域では、既存データの整理から 13 火山・貫入岩体が抽出され、この内、噴出年代が不確定であった 4 火山体 (於法岳火山, 八幡岳火山, 藤沢森火山, 阿闍羅山火山) について新たに年代測定を実施した (図 1.1.1-3)。於法岳火山, 八幡岳火山および阿闍羅山火山から前期更新世の活動を

示す K-Ar 年代 (1.94 ± 0.18 Ma, 1.51 ± 0.07 Ma, 1.00 ± 0.02 Ma), 藤沢森火山から中期更新世の活動を示す K-Ar 年代 (0.64 ± 0.09 Ma) が得られた (表 1.1.1-1)。既往研究では, 於法岳火山および八幡岳火山は, 層位学的検討から第四紀火山とされており (上村, 1975; 対馬, 1963), 年代測定によって前期更新世の火山であることが確定した。一方, 藤沢森火山および阿闍羅山火山は, 既往研究では鮮新世の噴出物とされていたが (宝田・村岡, 2004 など), 有意に新しい前期~中期更新世の火山であることが明らかになった。特に, 碓ヶ関カルデラの後カルデラ火山と位置づけられる阿闍羅山火山は, カルデラの形成後 (虹貝凝灰岩; 約 240 万年前 (村岡・長谷, 1990), 100 万年以上の時間間隙をおいて噴出したことになる。

表 1.1.1-1 石基濃集試料によるカリウム - アルゴン年代測定結果一覧表。

試料番号	地質ユニット名	試料重量 g	K ₂ O wt.%	放射起源 ⁴⁰ Ar 10 ⁻¹² mlSTP/g	年代値 Age(Ma)±1σ	大気氩比率 %
E.H-PF01	藤沢山火山	0.25331	0.878	0.99±0.04	3.13±0.12	85.3
E.H-250m	250m山火山	0.20707	0.233	0.10±0.01	0.04±0.00	94.2
E.H-PA01	先阿闍羅山火山	0.25875	1.826	1.99±0.06	3.78±0.15	86.2
E.H-NT1	ナイタイ山火山	0.27227	1.430	0.772±0.006	1.67±0.02	46.9
Se-Ch1	茶屋池火山	0.25273	1.083	0.60±0.06	1.04±0.10	93.9
HRD-HM1	八幡岳火山	0.33919	0.348	0.170±0.006	1.51±0.07	87.6
HRD-FM1	藤沢森火山	0.23089	0.215	0.044±0.006	0.04±0.00	96.0
KR-AJ1	阿闍羅山火山	0.29279	1.258	0.403±0.006	1.00±0.02	47.0
Or-O01	御殿火山	0.20615	2.710	1.09±0.04	1.25±0.05	85.1
Or-O02	御殿火山	0.29320	2.027	0.54±0.01	0.63±0.02	54.2
Or-Ty1	御殿火山	0.20609	1.185	0.30±0.01	0.79±0.04	88.2
Na-shan1	篠山火山	0.20334	0.757	1.17±0.04	4.80±0.17	85.1
Se-Ch1	茶屋池火山	0.25846	1.856	0.73±0.01	1.22±0.03	72.7
Se-HR1	黒岩山火山	0.20822	1.803	0.61±0.02	1.19±0.04	82.7
Se-Fs1	前山貫入岩体	0.25844	0.897	0.31±0.02	1.39±0.08	90.5
Se-Ma1	前山貫入岩体	0.25372	1.115	0.58±0.01	1.61±0.04	75.1
Se-Ka1	開田火山(岩盤)	0.25349	1.123	0.61±0.01	1.68±0.04	75.3
Se-Eb1	開田火山(岩盤)	0.25632	0.749	0.51±0.06	2.12±0.34	90.5
Md-TK1	尻尾火山	0.20389	1.107	0.202±0.006	0.57±0.02	79.1
Yo-HR1	猿崎貫入岩体	0.25508	2.325	2.00±0.08	2.06±0.11	86.5

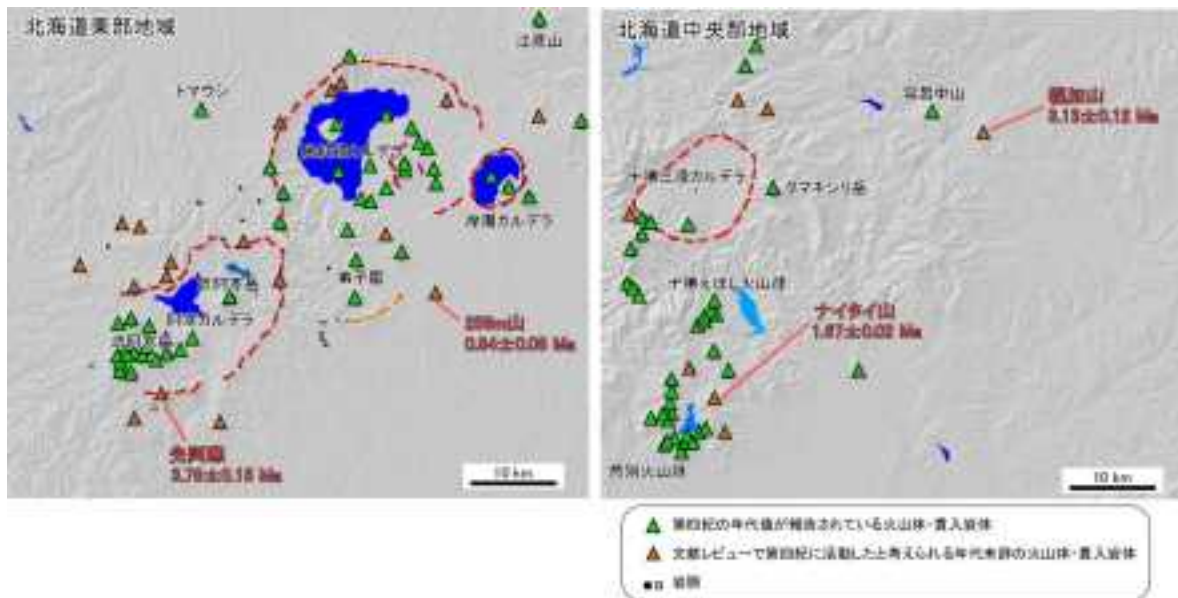


図 1.1.1-2 新たに年代測定を行った火山岩体の位置とその結果 (北海道東部・中央部地域)。

長野県北部地域では, 既存データの整理から 23 火山体が抽出され, この内, 噴出年代が不確定であった 4 火山・貫入岩体 (篠山火山, 茶屋池火山, 黒岩山火山, 前山貫入岩体) について新たに年

代測定を実施した(図 1.1.1-3)。茶屋池火山, 黒岩山火山および前山貫入岩体から前期更新世の活動を示す K-Ar 年代 (1.22 ± 0.03 Ma, 1.19 ± 0.04 Ma, 1.61 ± 0.04 Ma), 篠山火山から鮮新世の活動を示す K-Ar 年代 (4.80 ± 0.17 Ma) が得られた(表 1.1.1-1)。既往研究では, 茶屋池火山および黒岩山火山は中期更新世の噴出物とされていたが(柳沢ほか, 2001), 年代測定によって前期更新世の火山であることが確定した。篠山火山は層序学的に第四紀初頭の噴出物の可能性が考えられたが(Niitsuma *et al.*, 2003), 年代測定によって鮮新世前期の噴出物であることが確定した。一方, 前山貫入岩体は生層序および挟在するテフラの年代から鮮新世後期から第四紀初頭とされる海成~河川成堆積物に貫入しているが(柳沢ほか, 2001 など), 年代測定によって母岩の堆積年代に近い前期更新世に貫入したことが明らかになった。一方, 既知の第四紀火山についてもより正確な活動時期を確定するために, 3 火山(関田火山, 御飯火山, 斑尾火山)について新たに年代測定を実施した(図 1.1.1-3)。この内, 御飯火山では, 従来約 110 万年前に活動したとされていたが(金子ほか, 1989), 新たな年代測定によって, 少なくとも約 130 万年前から約 80 万年前の長期間にわたって活動が継続していたことが判明した。この結果は火山体が大規模あるいは広範囲に分布しているものについて年代測定数が乏しいと, 対象としている火山体の活動時期を正確に把握できていないことを示している。ゆえに, 年代測定が実施されていない火山体のみならず, 年代測定が実施されている火山体についても, より正確な活動時期を確定するには, 年代測定を追加する必要がある。

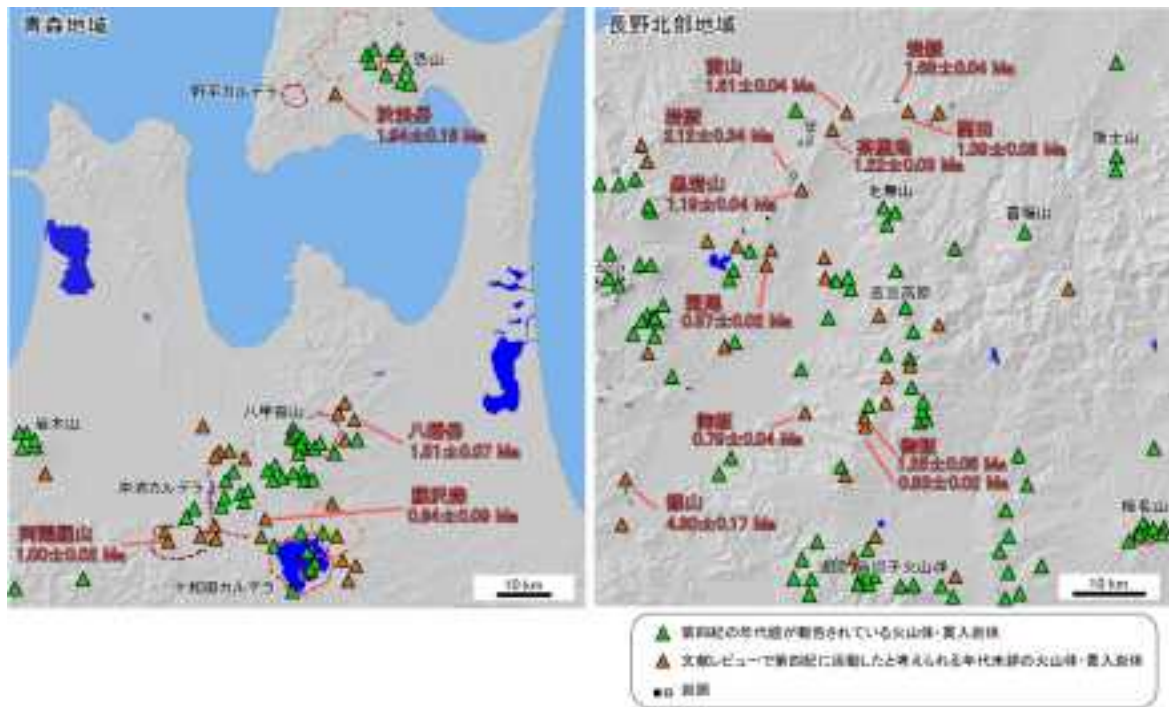


図 1.1.1-3 新たに年代測定を行った火山岩体の位置とその結果(青森・長野北部地域)。

LA-ICP-MS法を用いたFTおよびU-Pb年代測定による第四紀火山活動の認定作業

レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析法(LA-ICP-MS法)によるFT年代測定は噴火年代が不明確である火砕流試料4試料(KFPFD2, KSWT01, Biei09, Biei40)について実施した。LA-ICP-MS法によるFT年代測定では, 同一粒子を用いてU-Pb年代も算出可能で, FT年代のクロスチェックが可能となる。この2つの年代測定手法を用いた同一ジルコン結晶の年代値の評価については岩野ほか(2012)の花崗閃緑岩中の均質ジルコンを用いた研究例がある。岩野ほか(2012)は, FT年代測定の際に必要なジルコン結晶のフッ化水素酸による洗浄あるいは水酸化カリウム-水酸化

ナトリウム共融液による FT エッチング処理を施しても、顕著な鉛の損出は認められないことを示し、同一ジルコン結晶による 2 つの年代測定の実施は実行可能であることを示している。一方で、一般的にテフラや火砕流試料については、本質マグマ起源の物質以外に、母岩などの異質物質も取り込みやすいことから、花崗閃緑岩などの深成岩のように必ずしも均質なジルコンが得られるとは限らない。つまり、噴出年代と解釈されない異種年代を示す粒子が含まれる可能性がある。そのため、古い年代値を示した粒子を外来結晶とみなして、 $\times 2$ 検定に合格するまで古い FT 年代を示した粒子を順に除外した。その結果、KFPFD2 から 0.50 ± 0.17 Ma, KSWT01 から 5.7 ± 0.6 Ma, Biei09 から 0.81 ± 0.08 Ma, Biei40 から 0.72 ± 0.08 Ma という FT 年代 (誤差: 1σ) が得られた (表 1.1.1-2)。

表 1.1.1-2 フィッション・トラック年代およびウラン-鉛年代測定結果一覧表。

試料番号	地質ユニット名	測定鉱物	測定方法	薄板数	自発核分裂数推定		U 濃計数		U 濃標準偏差		閉鎖温度	χ^2 検定	U 濃度	FT 年代値	U-Pb 年代値
					σ (atom ⁻¹)	U	σ (atom ⁻¹)	Ma	σ (atom ⁻¹ 10 ¹⁰)	Atom					
KFPFD2	黒雲母層状岩	Zircon	外側面	33	8.04×10^7	9	8.52×10^7	9036	1223	1173	2083	3	33	0.50 ± 0.17	0.53 ± 0.06
KSWT01	黒雲母層状岩	Zircon	外側面	11	1.04×10^7	144	8.04×10^7	113751	1896	348	2083	0	898	5.7 ± 0.6	6.20 ± 0.09
Biei09	黒雲母層状岩	Zircon	外側面	90	1.08×10^7	188	8.54×10^7	1184800	1276	1178	2011	42	536	0.81 ± 0.08	0.88 ± 0.02
Biei40	黒雲母層状岩	Zircon	外側面	66	8.61×10^7	158	8.24×10^7	911353	1176	1882	2121	82	380	0.72 ± 0.08	0.99 ± 0.02

FT 年代のクロスチェックとして測定した U-Pb 年代測定についても、コンコーディア (年代一致曲線) にのる粒子の内、最も若い年代群を示す粒子集団を噴出年代と解釈し、KFPFD2 から 0.53 ± 0.06 Ma, KSWT01 から 6.20 ± 0.09 Ma, Biei09 から 0.98 ± 0.02 Ma, Biei40 から 0.99 ± 0.02 Ma という加重平均値 (誤差: 2σ) が得られた (表 1.1.1-2)。これらの年代値の内、KFPFD2 と KSWT01 は FT 年代と誤差の範囲で一致している。閉鎖温度が異なる FT 法と U-Pb 法 (FT 法, 250 °C 程度; U-Pb 法, 900 °C 程度) で年代値が一致していることは、マグマが短時間で冷却されたことを意味している。FT 法は、閉鎖温度が低いため、U-Pb 法の閉鎖温度よりも低温のマグマによる噴火活動が行われたとしても、その年代値を噴出年代として解釈することができる。しかし、FT 法は、²³⁸U の自発核分裂フィッション・トラック密度を直接計測するため、年代値の若いフィッション・トラック密度が小さい試料では測定誤差が大きい。その解決方法としては測定粒子数を増やすことで統計的に精度を上げていく方法しか存在しない。U-Pb 法は、閉鎖温度が高いため、ソリダス温度の低い流紋岩質マグマでは単純にその年代値を噴出年代として解釈できない場合もあるが、年代値の比較的若い試料においても測定精度がよい。噴火は火山性物質が地下のマグマ溜りから比較的短時間で地表面へ放出される現象であるので、両者が一致していることはともに噴出年代を示していると判断されることから、閉鎖温度の高い U-Pb 法で得られた年代値でも FT 法と年代が一致していれば、分析精度の良い U-Pb 法の年代値を噴出年代として扱えると考えられる。一方、Biei09 と Biei40 は FT 年代の 2σ の誤差範囲で一致しているものの、FT 年代の方が系統的に若い年代値を示している。前述したとおり、FT 法と U-Pb 法は閉鎖温度が異なるので (FT 法, 250 °C 程度; U-Pb 法, 900 °C 程度)、閉鎖温度の低い FT 法の年代値が U-Pb 法のものより系統的に若いということは、U-Pb 法が示す年代値においてマグマ溜りの温度が 900 °C 程度以下になったことを示し、FT 法が示す年代値において地表面に噴出したと判断される。よって、甲信越地域の黒富士火山起源と考えられている KFPFD2 と北海道南西部の赤井川カルデラ起源と考えられる KSWT01 の噴出年代は、精度の良い U-Pb 年代を採用し、それぞれ約 0.53 Ma, 約 6.2 Ma に活動したこととした。一方、北海道中央部の十勝カルデラ起源と考えられる Biei09 と Biei40 の噴出年代については、FT 年代を採用し、約 70 ~ 80 万年前に活動したこととした。

Biei09 および Biei40 とは異なる地点で採取された同一の美瑛火砕流堆積物から 2.10 ± 0.70 Ma という K-Ar 法による黒雲母の年代値が報告されている (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1990)。K-Ar 法による黒雲母の閉鎖温度は 300 °C 前後であり、今回得られた FT 法 (閉鎖温度 250 °C 前後)

の年代値と比較しても両者は有意に異なる。この違いについては、①美瑛火砕流堆積物は異なる地質年代を示す複数の地質ユニットで構成されている、②どちらかの年代測定の結果が噴出年代を示していない、ということが考えられる。特に要因が前者である場合、最も基礎となる基盤地質情報の地質図についての見直しが必要であることを示している。ゆえに、より正確な活動時期を確定するには、対象物の年代測定の追加のみならず、総合的な地質学的検討も併せて行う必要がある。

1.1.2 地質断層のデータベース

【実施内容】

新規文献データ（平成 24 年度以降に出版された文献のみならず、それ以前に出版されていた未収録文献も対象）の追加・更新を行う。応力場など地質環境の長期評価手法の整備のための有用なデータについては、これまで明らかとなっている我が国における応力場に関する知見を現在の地震発生場との関係に注目して整理を行い、長期的な地質・気候関連事象の変動予測に必要となる課題の抽出を行う。以上のデータは、原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

地質断層のデータベース化においては、広域応力場や地域応力場の変化が将来生じた場合に過去に活動を終えていた断層が再び活動する可能性を検討するため、産業技術総合研究所地質調査総合センターにより整備された地質図幅に記述された断層の各種属性を GIS データベース化する。また、広域応力場や地域応力場の変化を将来生じる原因となるプレート運動について、過去のプレート運動の復元と将来予測を行うための数値解析を行う。なお、応力場など地質環境の長期評価手法の整備のための有用なデータについては、1.1.3「応力場など地質環境の長期予測評価手法の整備のためのデータ検討」で詳細に検討することとする。

1) 地質断層のデータベース化

日本国内の地質・地質構造は、その形成された時代から現在までの間に、広域的応力を始めとする様々な営力による作用を被ってきている。現在の地表には、これらの作用による変形・変動が積み重なった結果が、地層の歪みや断層として現れている。断層の形成時期は、遠い過去に形成されたものから比較的新しい時期に形成されたものまで様々であるが、多くは過去の古い地質時代に形成され、近年の活動は見られないものと考えられる。

しかし、東北地方太平洋沖地震の際に観測されたような、広域にわたる応力の変化が生じた場合などには、過去に活動を終えていた断層が再び活動する可能性を無視することはできない。このため、断層にの再活動性を評価する手法を検討するための基本情報として、活断層も含め地質学的に地層のずれとして認められる断層の情報を集約した地質断層データベースの作成を平成 24 年度から開始した。

産業技術総合研究所地質調査総合センターの発行する地質図幅には、近年の活動が認められる活断層だけではなく、露頭で地層のずれが確認された断層や、地層の分布状況から推定された断層など、様々な属性の地質断層が記載されている。地質断層データベースでは、これら地質図幅に記載された断層情報を基にデータを取得し、データベースとして整備した。平成 24 年度には、5 万分の 1 地質図幅の内、500 図幅を対象にデータ整備が行われた。平成 25 年度は、5 万分の 1 地質図幅などを基に主要な地質・地質構造を整理・編纂した 20 万分の 1 地質図幅についての断層データの取得を開始し、57 図幅を対象として、図幅中に記載のある地質断層データから、断層の種類・位置情報・断層名などについてのデータ整備を行った。

(1) 地質断層データの整備の手順

地質断層データの整備の手順を以下に示す。

- ・産総研地質調査総合センターにより整備済みの地質図幅のベクトルデータの内、断層に分類される属性（断層・活断層・衝上断層など、それぞれの推定部・伏在部を含む）を持つレイヤを抽出した。

- ・原本の地質図幅画像データと比較して、ベクトルデータの位置情報の正確度の確認、ライン属性の設定に間違いがないかの確認、必要があればデータの修正を行った。
- ・記載されている地質断層を示すラインごとに、地質図幅名、凡例に示された断層の種類、位置情報、断層名称を取得した。位置情報については、緯度経度を世界測地系に変換した上で、GIS ソフトや空間データベースで共通に取り扱い可能な WKT (Well Known Text) 形式で示した。
- ・断層の属性や緯度経度から地質断層を検索・表示する機能を作成するため、MySQL により構築された空間データベースに地質断層データセットを登録し、空間検索を可能とした。

(2) 地質断層データ WebAPI の作成

整備された地質断層データベースを、ウェブアプリケーションなどからマシン対マシンで利用可能とするため、インターネット上で地質断層データの受け渡しを可能とする WebAPI 機能を作成した。利用者はこの WebAPI を利用することで、地図上の位置情報や図幅名などを検索キーとしてリクエストし、レスポンスとして返される断層情報を、地図アプリケーションなどで利用することが可能となった。

① リクエスト形式

- ・緯度経度の範囲から検索する場合

`https://gbank.gsj.jp/geonavi/getFaults.php?BBox={W},{E},{S},{N}`

- ・地質図幅名から検索する場合

`https://gbank.gsj.jp/geonavi/getFaults.php?mode=selectByMapId&mapid={448}`

② レスポンス形式 (例)

```
{
  data: [
    {
      id: 123456,
      map_id: 789,
      feature_legend_code: 1,
      name: " **断層 ",
      wkt: "LINESTRING(138.65077 36.52725,138.65163 36.52760,138.65261
36.52794,138.65395 36.52839,138.65615 36.52910,138.65978 36.53038,138.66163
36.53116,138.66337 36.53196,138.66381 36.53216,138.66484 36.53261,138.66635
36.53326,138.66737 36.53372,138.67017 36.53497,138.67153 36.53562,138.67314
36.53641,138.67392 36.53685,138.67479 36.53741,138.67602 36.53823,138.67658
36.53860,138.67722 36.53898,138.67833 36.53960,138.67864 36.53977)"
    },
    ... (複数の断層情報からなる配列)
  ]
}
```

(3) 地質断層データの地図表示機能作成

基盤 GIS データベースのデータ表示クライアントに、地質断層表示機能を追加した。選択した範囲または文献情報としての地質図幅を指定することで、地質断層データを取得し地図上に表示するこ

とが可能となった (図 1.1.2-1)。

地形図や地質図などの各種の情報に、地質断層データを重ねて表示することで、断層の特徴や影響について検討する際の利便性が向上した (図 1.1.2-2)。

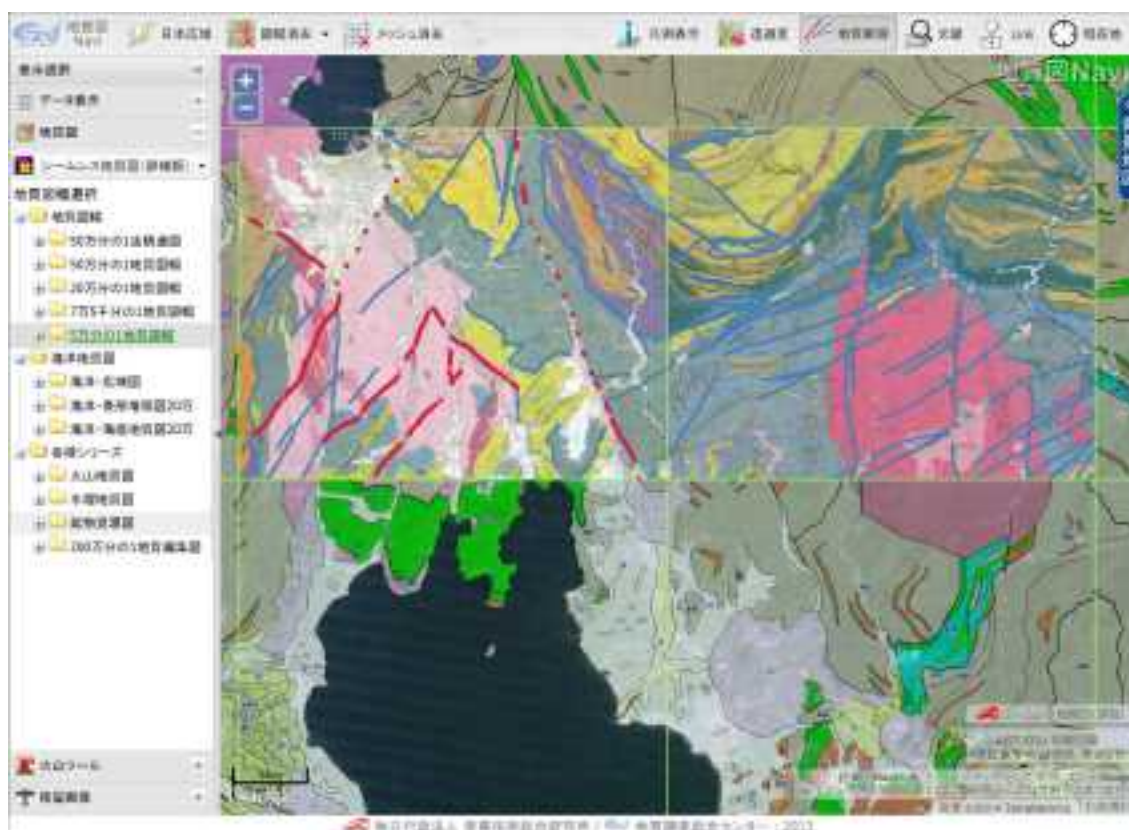


図 1.1.2-1 地質断層データ表示例。データ表示クライアント上に、地質図幅データと地質断層ラインデータを表示。この図の中では、活断層を赤ライン、その他の地質断層を青ライン、推定部分を破線としてデータを表示している。

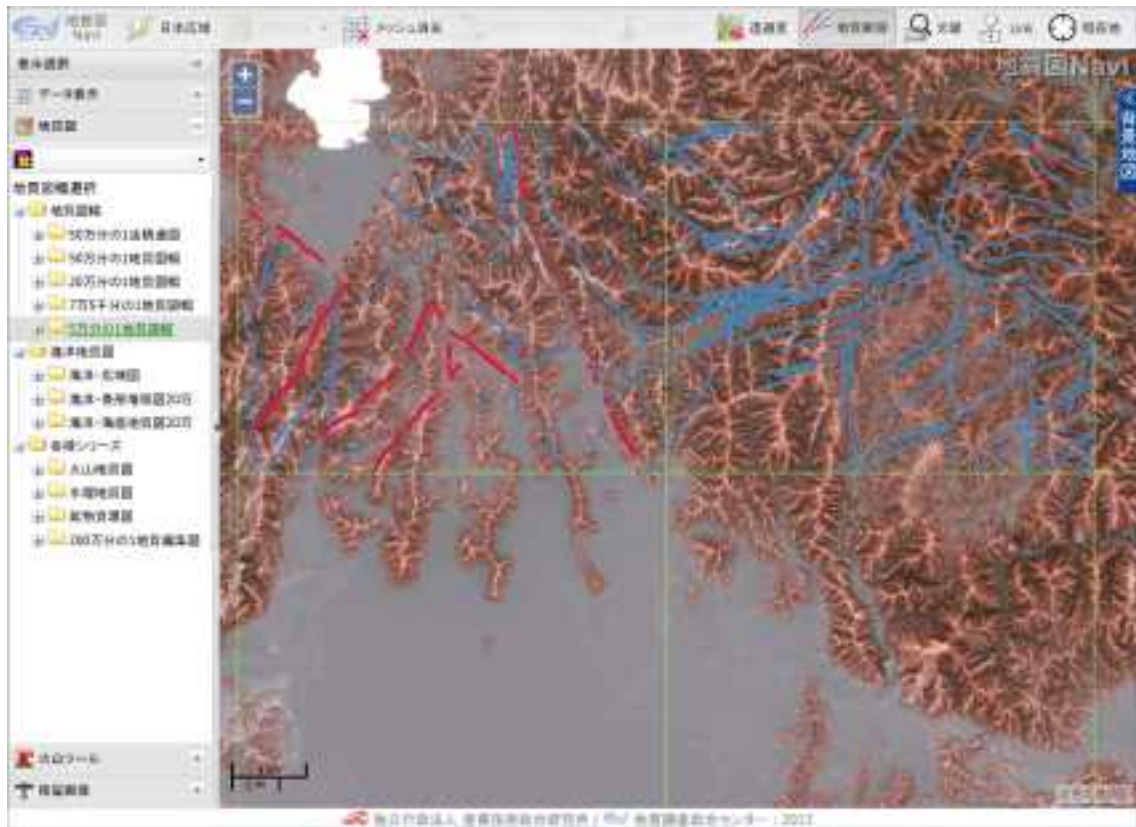


図 1.1.2-2 地形情報と地質断層データの組み合わせ例。

地形の特徴を強調した赤色立体地図に、地質断層データを重ねている。

2) 構造運動に関する情報整備の検討

地層処分安全評価の対象となる時間スケールでの造構（造構造）運動は地殻に加わる広域応力場に起因すると考えられ、第一義的には日本列島に沈み込む二つの海洋プレート、すなわち太平洋プレートとフィリピン海プレートの運動が原因であると推定される。しかしながら、野外で観察される断層や褶曲などの地質構造や、日々観測される地震活動、あるいは GPS による地殻の歪みは、地形の起伏に伴う局所的な変形や地質の不均質に起因する応力場のゆらぎなど、二次・三次の現象として認識される場合も少なくない。したがって、観察・観測データから広域応力場を評価する試みと平行して、プレート運動による第一次の広域応力場の推定を行う必要がある。後者については計算機を用いて見積もることが可能であるが、地質学的時間スケールにおいては、根幹となるプレート運動そのものを考察すべき時間スケールで正確に再現し予想しなければならない。とくに、過去 1 億年間の運動が正確に復元されている太平洋プレートに対して、フィリピン海プレートの過去の運動は不確実性が大きいために、日本列島の地殻変動に対するフィリピン海プレートの運動の寄与を見積もることは困難である。したがって、日本列島の地質学的将来予測を行うためには、特にフィリピン海プレートの過去の運動を確定し、将来のプレート運動を推定することによって、日本列島の地殻変動の将来予測に資する必要がある。

このような状況を背景に、伊豆-小笠原弧の過去の配置に基づいてフィリピン海プレートの過去の運動を復元する試みを進めている（図 1.1.2-3）。また、プレート内部およびプレート相互の様々な地質情報を、任意の時間設定において表示・解析するソフトウェアの構築を進めている。

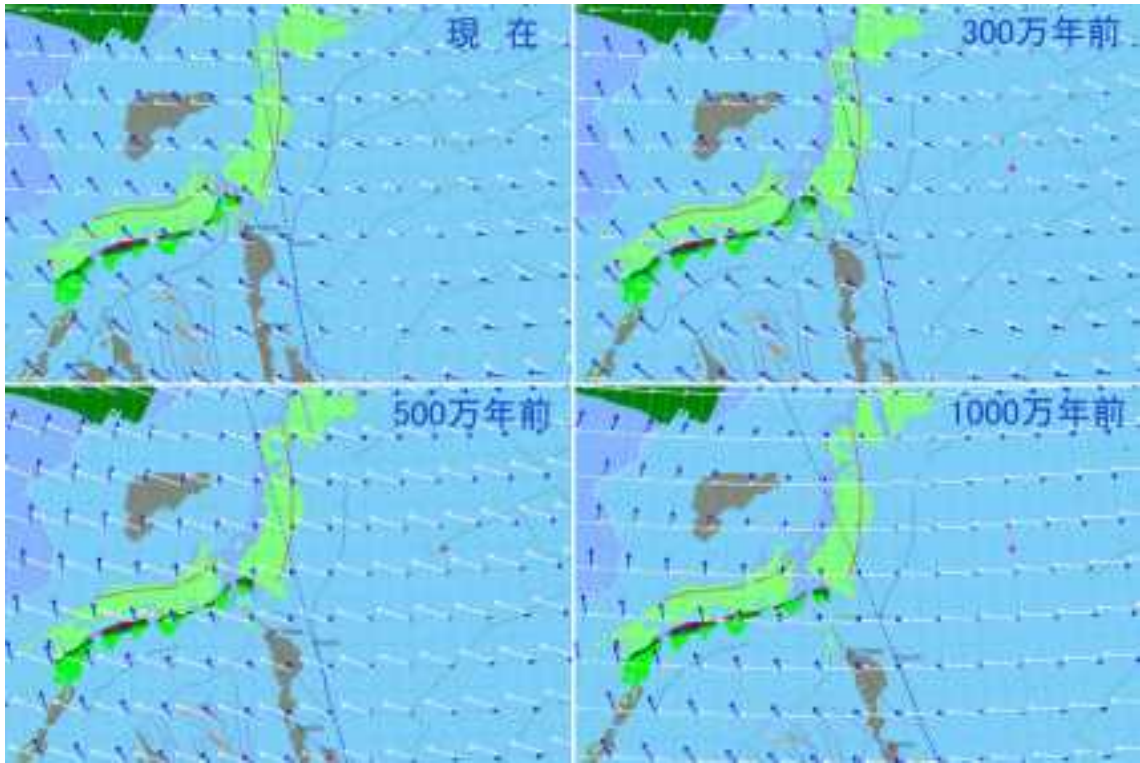


図 1.1.2-3 日本列島に沈み込む太平洋プレートとフィリピン海プレートの運動。

白矢印は太平洋プレートの、青矢印はフィリピン海プレートの日本列島（ユーラシアプレート）に対する速度ベクトル。

現段階での解析結果の一例を、図 1.1.2-3 に示す。それぞれの時間設定において、太平洋プレート（白矢印）とフィリピン海プレート（青矢印）の日本列島（ユーラシアプレート）に対する速度ベクトルを示した。太平洋プレートの運動は多数のホットスポットトラックの解析によって正確に復元されており、過去 4,000 万年間にわたって速度が安定していたことが知られている。しかしながら、長期間西向きであった速度ベクトルが数百万年前以降は向きおよび大きさを変化させており、日本列島の第四紀地殻変動との関連が指摘されている。一方、フィリピン海プレートの運動はおよそ 300 万年前を境に西向きに転向しており、西南日本に対する影響が推察される。これら二つの海洋プレートの運動による上盤プレート（ユーラシアプレート）内部の応力場が日本列島を変形させていると考えられるが、現段階では両プレートの寄与の度合いが不明である。現在並びに過去のプレート運動と広域応力場の相関からそれぞれの寄与の割合を導き出し、将来のプレート運動から将来の広域応力場を推定することが可能になることが期待される。そのためには、小断層解析や岩脈群など広域応力場を示すより精緻な地質情報の収集が必要である。

3) まとめと今後の課題

活断層と認識されていない断層（地質断層）に関して、その再活動性を検討するための基礎情報として、地質断層データベースの構築を進めた。平成 25 年度は、20 万分の 1 地質図幅を対象として 57 図幅の地質断層データを取得し、データベースとして整備した。作成したデータベースを利用するための WebAPI を作成し、これらのデータを利用することのできるアプリケーションを開発した。これらは、今後の地質断層に関する詳細情報の整備を進めるための基礎情報となる。今後、新規発行の地質図幅や未整備の出版済地質図幅からの地質断層情報の取得を進めるとともに、個々の断層につ

いての文献情報などの整備を進め、断層活動性の評価に有用なデータベースとして、情報内容およびデータ利用の利便性を向上する必要がある。

広域応力場に起因する造構運動に関しては、過去の地殻変動が日本周辺の相対的なプレート運動によって一定の説明が可能となってきた。今後、日本列島の地殻変動に関する将来予測を行うため、日本周辺のプレート運動に関する知見をさらに収集することが重要となる。

1.1.3 応力場など地質環境の長期予測評価手法の整備のためのデータ検討

【実施内容】

具体的には、応力場など地質環境の長期予測評価手法の整備のための有用なデータについては、これまで明らかとなっている我が国における応力場に関する知見を現在の地震発生場との関係に注目して整理を行い、長期的な地質・気候関連事象の変動予測に必要となる課題の抽出を行う。以上の成果は、原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針に反映される。

【成果】

1) 我が国における応力場に関する知見

我が国における応力場に関する知見として、大きく3つのスケールで整理できる。すなわち、(1) 日本全国をカバーする広域的な応力、(2) 東北地方などの地方スケールから活断層セグメントスケールの地域的な応力、そして(3) ある地点ごとに求められている局所的な応力の3種類である。ここでは、それぞれの代表的な研究についてレビューし、特徴について整理する。

(1) 広域的な応力

既往研究成果から応力情報を収集・整理したり、プレート運動や、広域的な地震データから日本全国での応力場が推定されている。ここでは、既往研究成果からの応力情報の収集・整理による広域的な応力場推定の例として世界応力分布図 (World stress map : 以下, WSM ; Zoback, 1992) について、プレート運動から推定される広域的な応力場推定の例として Seno (1999) について、広域的な地震データからの広域的な応力場推定の例として Townend and Zoback (2006) と Terakawa and Matsu'ura (2010) についてレビューする。

World stress map

WSM プロジェクトは、リソスフェアにおける現在の応力の方向と相対的な大きさに関するデータを編集して解釈する世界的な共同作業として実施された (Zoback, 1992) (図 1.1.3-1)。WSM では、地震の発震機構、ボアホールブレイクアウト、オーバーコアリングと水圧破碎法による現位置応力測定、断層のような地質構造解析、および火山の噴火口の配列から得られるデータを収集・整理することで、全世界的な応力場を整理している。その後もデータの整備が続けられ、2008年には WSM 2008 が公開され (Heidbach and Hohne, 2008)、現在も Helmholtz Centre Potsdam - GFZ German Research Centre for Geosciences にて整備されている。日本における応力情報も多数収録されている。

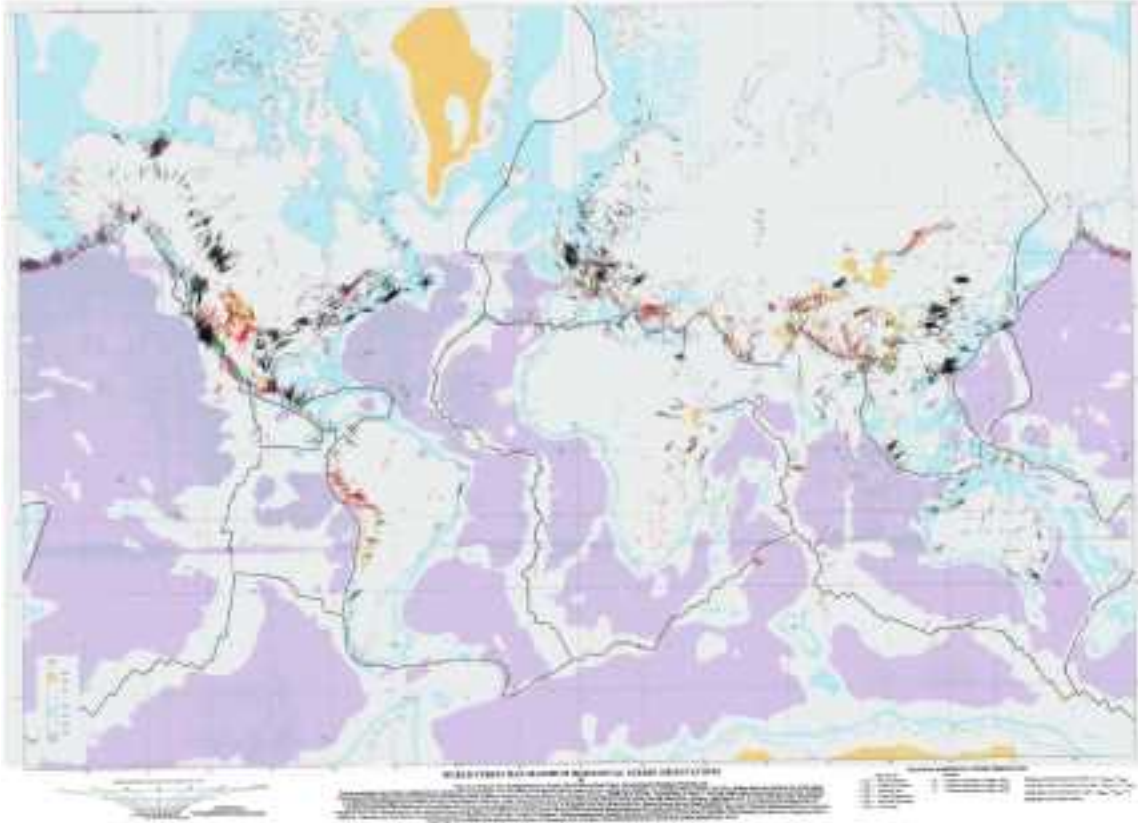


図 1.1.3-1 World Stress Map (Zoback, 1992).

プレート間の相互作用から推定される広域的な応力 (Seno, 1999)

沈み込むプレートによる引張（スラブプル）に伴う力と、リッジによる押し（リッジプッシュ）に伴う力、そして大陸プレートの衝突による力のバランスを計算することで、プレート間の相互作用からプレート内の応力を推定することができる (Seno and Yamanaka, 1998). Seno (1999) では、日本周辺のプレート間相互作用から日本における広域的な応力推定が行われている (図 1.1.3-2). 近年では数値シミュレーションにより、より複雑なプレート形状まで含めた力学計算による、広域的な応力推定が行われている (Hashimoto and Matsu'ura, 2006) (図 1.1.3-3).

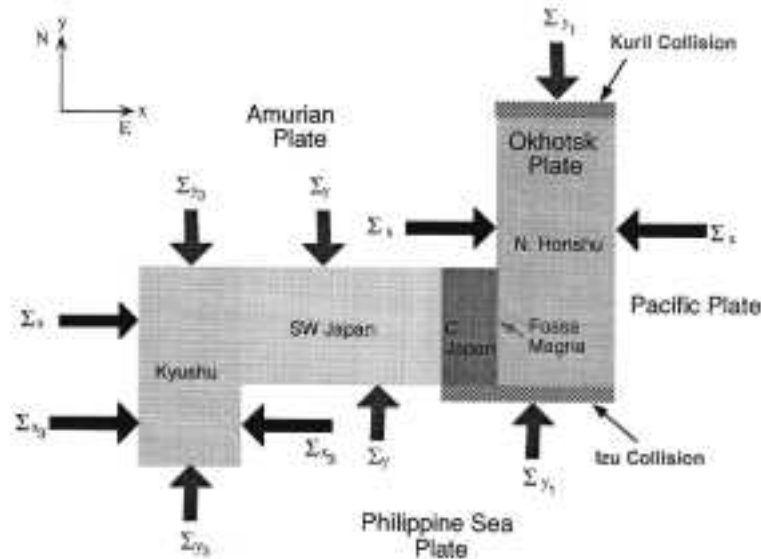


図 1.1.3-2 プレート間相互作用による、プレート内応力の推定 (Seno, 1999).

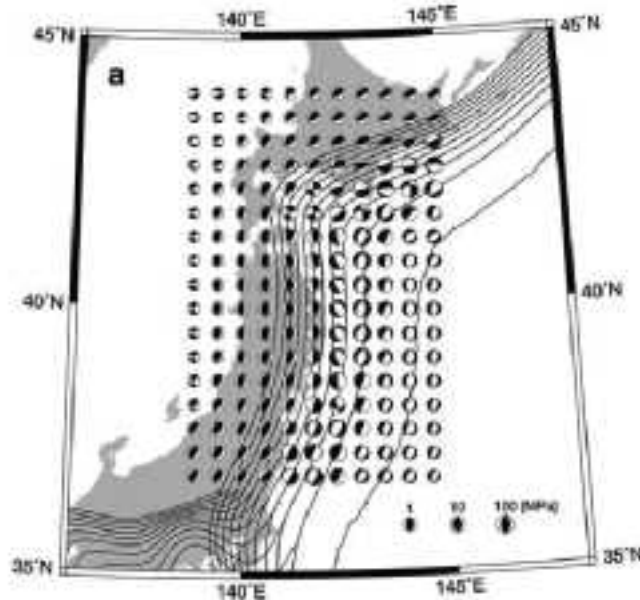


図 1.1.3-3 東北地域におけるプレート間相互作用から推定される応力場 (Hashimoto and Matsu'ura, 2006).

広域的な地震データからの広域的な応力場推定

日本全国の地震の発震機構から、広域的な応力の推定が行われている (Terakawa and Matsu'ura, 2010 ; Townend and Zoback, 2006). Townend and Zoback (2006) は、地震の発震機構から推定された応力と地殻歪の関係から、中部・西南日本における広域応力は、日本の北東部分と南西部分の長期間の水平運動によって引き起こされるものであると結論づけた (図 1.1.3-4). 一方, Terakawa and Matsu'ura (2010) は CMT data inversion method により、日本において広域的に 3 次元的な応力分布を推定した. これにより、ユーラシアプレート、北アメリカプレート、太平洋プレート、フィリピン海プレートのようなプレート運動に起因すると思われる大局的な応力分布に加え、クリル前弧スリバーの水平運動、伊豆半島の衝突、別府-島原地溝帯の拡大によるものと思われる局所的な応力場を見出した (図 1.1.3-5).

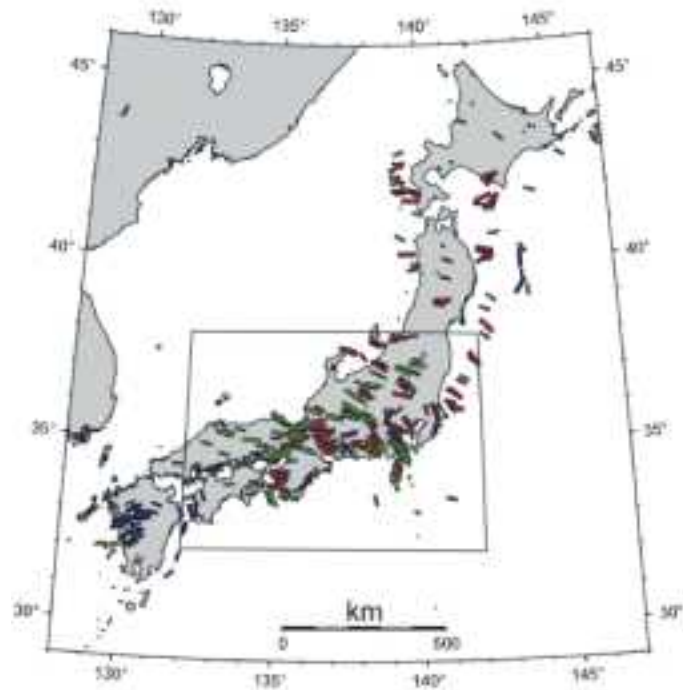


図 1.1.3-4 地震の発震機構から推定された応力 (Townend and Zoback, 2006).

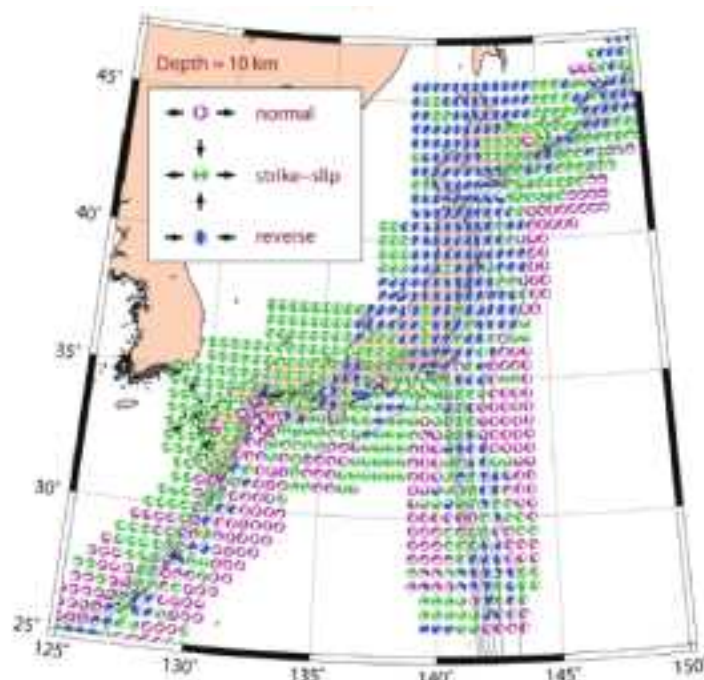


図1.1.3-5 CMT data inversion methodにより推定された日本にける広域的に3次元的な応力分布(Terakawa and Matsu'ura, 2010).

(2) 地域的な応力

地方スケール、断層セグメントスケールで応力の分布が推定されている。ここでは、既存の活断層情報から求められた地方スケールの応力の例として、Tsutsumi *et al.* (2012), 地震情報から求められた地方スケールの応力の例として Yoshida *et al.* (2012), 断層セグメントスケールの応力情報の例として Imanishi *et al.* (2011) についてレビューする。

地質構造情報から求められる地方スケールの応力

断層のような地質構造解析により、地域的なスケールでの応力推定が行われている (Tsutsumi *et al.*, 2012; Yamaji, 2000a). Tsutsumi *et al.* (2012) は、中部・近畿地域の活断層を対象に応力逆解法を実施し、中部・近畿地域の第四紀以降の応力場として、ほぼ東西に最大圧縮主応力軸をもつ逆断層応力場を推定した (図 1.1.3-6). Yamaji (2000a) は、房総半島の前弧海盆堆積物で観察される小断層に対して多重逆解法を適用することで、対象地域が第四紀以降にプレートの移動に対応する 3 種類の応力履歴を受けてきたことを示した (図 1.1.3-7). Tonai *et al.* (2011) は、甕島における岩脈の産状とその古地磁気から、琉球弧における過去の応力履歴とそれに伴う地殻の変形・回転について明らかにした.

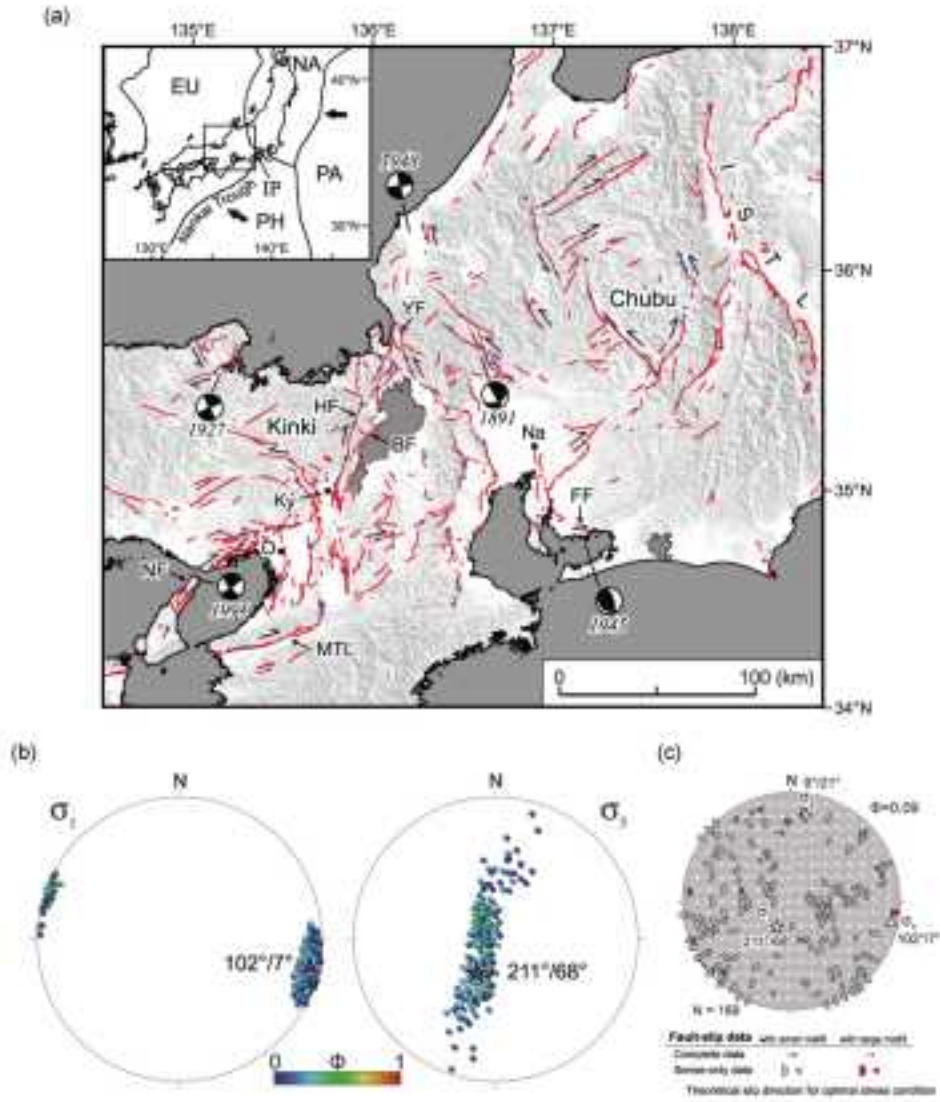


図1.1.3-6 糸魚川-静岡構造線より西側の中部日本から近畿で認められる(a)活断層 (赤色実線), (b) それらの活断層から推定した応力, および(c) 推定された応力で計算される各断層の理論すべり方向と各断層で実際に認められるすべり方向との関係を示すタンジェント・リニエーションダイアグラム(Tsutsumi *et al.*, 2012).

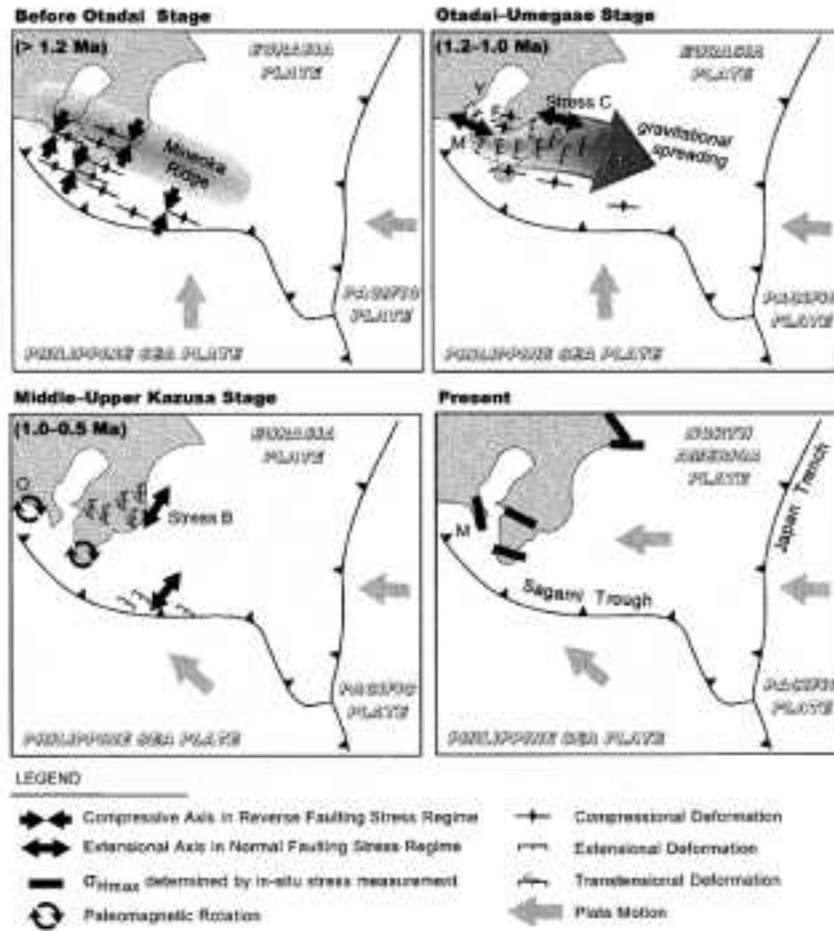


図 1.1.3-7 第四紀以降のプレートの移動に対応する房総半島における 3 種類の応力履歴 (Yamaji, 2000a).

地震情報から求められた地方スケールの応力

地震情報からも地方スケールの応力が推定されている。Otsubo *et al.* (2008) は、琉球弧で発生した地震の発震機構に対して多重逆解法 (Yamaji, 2000b; Otsubo *et al.*, 2008) を適用することで、前弧域と背弧域とで応力が異なることを示した。Yoshida *et al.* (2012) は、東北沖太平洋沖地震の前後に発生した地震の発震機構から、東北地方における地震前後の応力場を推定した (図 1.1.3-8)。

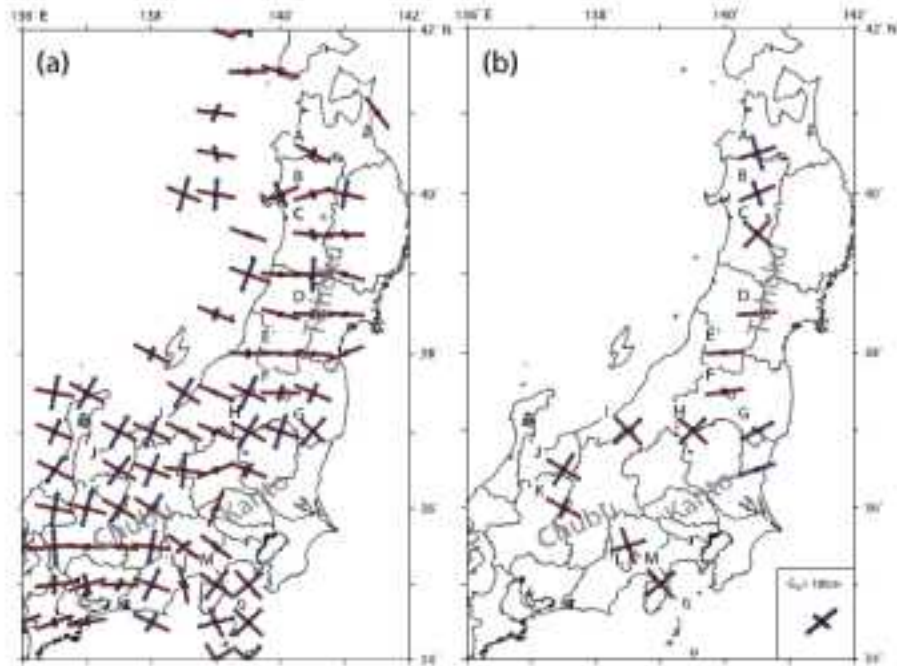


図 1.1.3-8 地震の発震機構から推定された、東北地方における東北沖太平洋沖地震前後の応力場 (Yoshida *et al.*, 2012).

断層セグメントスケールの応力

断層セグメントスケールでの応力推定も実施されている。Imanishi *et al.* (2011) は、飛騨高山地域の跡津川断層を対象に、断層周囲の微小地震の発震機構から、跡津川断層沿いで深度方向に応力が変化することを明らかにした (図 1.1.3-9)。また、後述の 1.4.1 では、2011 年 4 月 11 日に福島県いわき市周辺で発生した福島県浜通りの地震 ($M_w=6.6$) を生じさせた井戸沢断層および湯ノ岳断層周囲において、2011 年東北地方太平洋沖地震が発生した 3 月 11 日以前に発生した微小地震に対して、多重逆解法 (Yamaji, 2000b ; Otsubo *et al.*, 2008) を適用することで、海広域での海溝型地震による余効変動が、それらの断層近傍での応力変化をもたらすことを明らかにした。

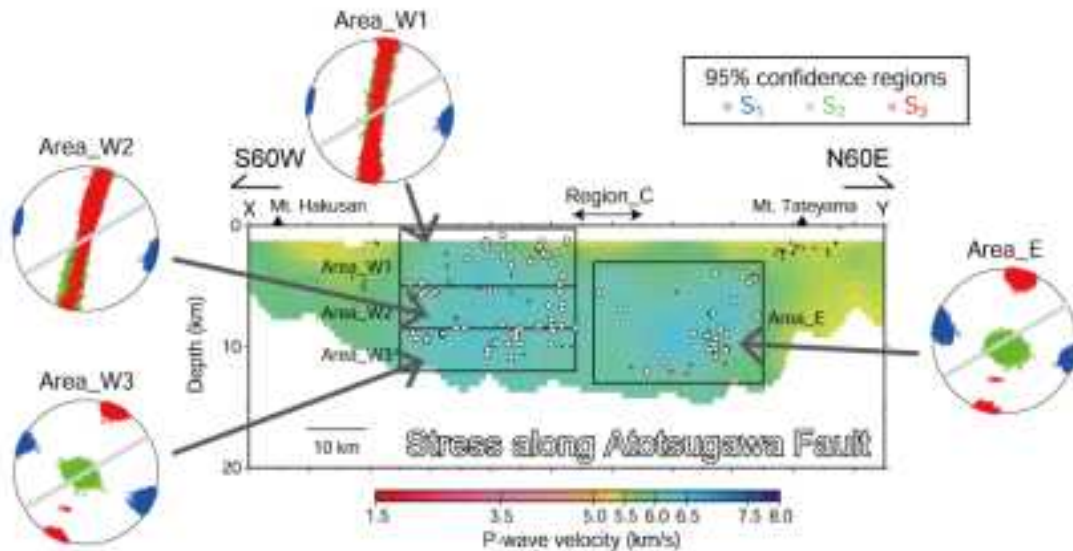


図 1.1.3-9 飛騨高山地域跡津川断層周囲の微小地震の発震機構から求めた応力 (Imanishi *et al.*, 2011).

跡津川断層沿いで深度方向に応力が変化することを明らかにした。

(3) 局所的な応力

掘削孔や地下坑道を利用した現位置試験による応力測定が限定的ではあるが各地で行われている。これらの局所的な応力情報を日本全国で網羅的にまとめた資料としては、産業技術総合研究所の地殻応力場データベース (<https://gbank.gsj.jp/crstress/>) が詳しい。

ボーリングコアを利用した応力推定

山本ほか (2004) は、ボーリングによって取得された北上山地のコア試料に対して、変形率変化法 (Yamamoto *et al.*, 1990) を用いて応力測定を行った。これにより、北上山地の東部は平均応力が鉛直方向応力より小さいことを示した。また、最小主圧縮軸の方向が過去 5 年間の GPS 観測で得られた内陸の変位速度ベクトル (佐藤ほか, 2002) と平行であることを示した (図 1.1.3-10)。

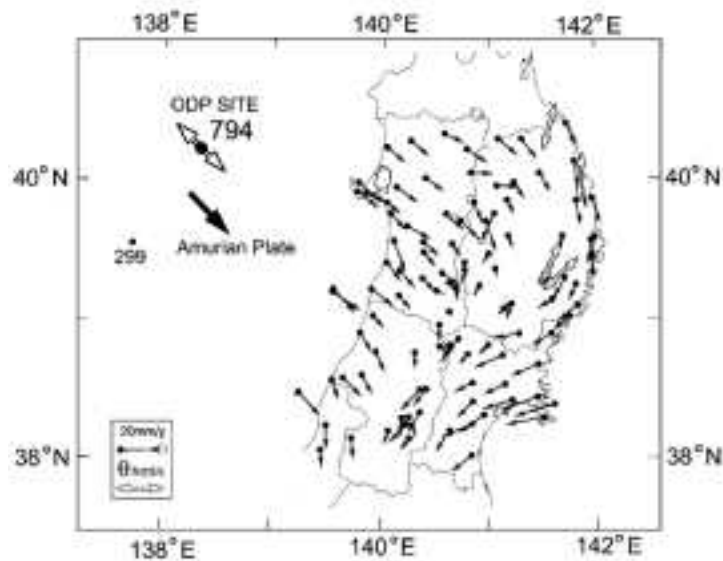


図1.1.3-10 ボーリングによって取得された北上山地のコア試料による変形率変化法を用いた応力測定結果(山本ほか, 2004).

現位置試験による応力推定

Tsukahara *et al.* (2001) は 1995 年の兵庫県南部地震発生から 2 年後に、野島断層近傍の掘削孔にて、水圧破碎法により現位置応力を推定した。これにより、最小水平圧縮応力の絶対値と方位を得た。また、Satoh *et al.* (2013) は、産業技術総合研究所で実施された「東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点整備」プロジェクトの中で掘削された観測井を利用して、水圧破碎法およびボアホールブレイクアウト等により西南日本外帯 (東海～四国) における現位置応力を推定した (図 1.1.3.1-11)。

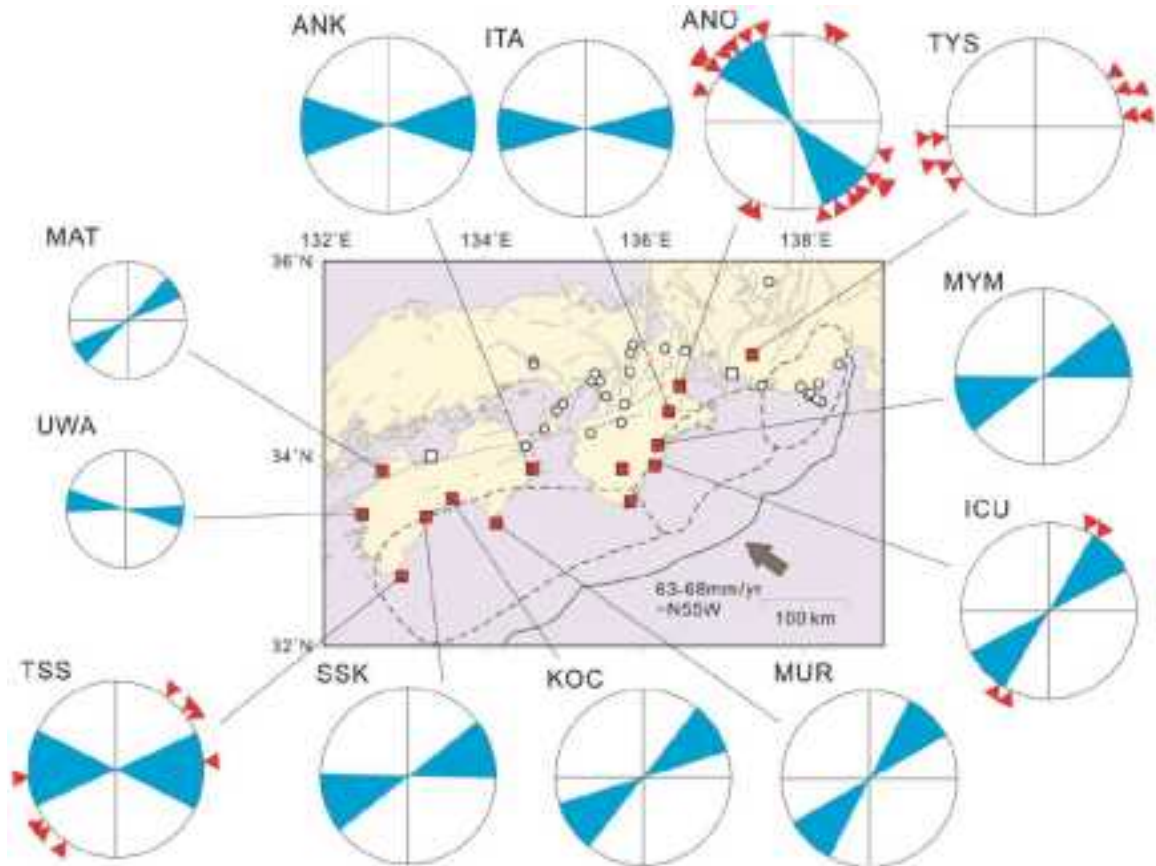


図1.1.3-11 産業技術総合研究所で実施された「東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点整備」プロジェクトの中での観測井を利用した水圧破砕法（赤色三角印）およびボアホールブレイクアウト（青色）により得られた水平最大圧縮応力軸（ σ_{Hmax} ）の方向（Satoh *et al.*, 2013）。

(4) 応力場に関する知見のまとめ

我が国における応力場に関する知見を、推定される応力の空間スケールを軸に整理した。日本全国をカバーする広域的な応力から、地方スケールや断層セグメントスケールでの地域的な応力、そして1地点での応力情報として得られる局所的な応力について整理した。各スケールにおける応力の推定法は、広域であれば力学計算により求められる手法や広域的な地震の発震機構を用いた手法が用いられ、局所的であればボーリング孔やコアを用いた手法が用いられる。

地震の発震機構などリモートで取得可能な情報に基づく応力推定は、広域的あるいは大深度の応力情報を取得するのに有効である。一方、ボーリング孔などを用いる手法では広域的な応力を取得するのは困難であるが、応力の絶対値を取得できる利点がある。

2) 長期的な地質・気候関連事象の変動予測に必要な課題の抽出

上記のように、日本における応力場の推定は様々な手法により様々なスケールで行われ、情報が整備されている。一方で、長期的な地質・気候関連事象の変動予測のためには次のような課題が挙げられる。

(1) 応力絶対値の全国カバー

Seno (1999) や Terakawa and Matsu'ura (2010) のように、日本全域をカバーする応力情報が得られつつある。しかし、それらにより実際の応力の絶対値まで求めることは現時点では困難である。地質関連事象の変動予測を行うためには、応力の絶対値についても必要となるため、絶対値も含めた情報の整備が今後必要である。World Stress map (Zoback, 1992) や産総研による地殻応力場データベースのように、現位置で絶対値も含む形で取得された情報を多点的に収集・整理することで応力の絶対値を補完する必要がある。

(2) 応力の時間変化

Yoshida *et al.* (2012) や Otsubo *et al.* (2013) に示されたように、海溝型地震の発生など大きなイベントに伴い、海溝から離れた上盤側プレートで局所的に地殻応力が時間変化することが指摘されている。また、Townend and Zoback (2006) の指摘するように、日本の広域的な地殻応力が長期的な変動にともなって発達してきたものであるとすると、今後も地質関連事象の長期的な変動にともなって広域応力場が長期的に変化することが予想される。そのような状況で地質関連事象の変動予測を行うためには、応力の時間変化についても考慮される必要がある。地殻応力の時間変化についてはまだ十分解明されておらず今後の研究が必要であるが、Yamaji (2000a) や Tonai *et al.* (2011) のように過去の応力変遷を明らかにし、そのメカニズムを解明することが、今後の応力の時間発展について考える上で重要であろう。

(3) 現在の地震発生場との関係

松田・吉川 (2001) は、1900 年～1999 年に発生した各地の地震発生頻度を整理し（後述の 1.2.1.1-1) を参照）、内帯に比べ外帯は活断層と中規模地震数に極端に少なく、日本海東縁地域および西南日本の火山フロントから背弧側で地震数が多いとしている。地震発生が多い地域に着目すると、日本海東縁地域は東 - 西圧縮の逆断層応力場であり、西南日本の火山フロントから背弧側は東 - 西圧縮および南 - 北引張の横ずれ断層応力場である。両地域は背景となる地殻応力場が異なっており、後述の 1.2.1.3 で示すように、東北日本と西南日本とで沈み込むプレート運動が異なることだけでなく、地下 10 ～ 20 km の地震基盤深度において地殻構造や岩石物性などが地域的に異なることが原因の 1 つとして考えられる。地殻構造や岩石物性の不均一性に関する情報をより詳細に整備していくことが応力情報の整備と併せて重要である。

1.1.4 第四紀火山地質データベースの基盤GISへの統合

【実施内容】

2012年11月19日付けで公開された第四紀火山地質データベース（第四紀火山岩体・貫入岩体データベース）は、2013年3月1日付けでユーザーインターフェースの改良が行われ、火山名称からの検索方法に加えて、拡大縮小可能な全国地図（クリックブルマップ）に示された火山位置にもとづく検索が可能になった。平成25年度にはこの火山データベースを、データ量と使い易さで定評を得ている産総研の「20万分の1シームレス地質図」あるいは、現在試験公開中の「地質図Navi」と関連させることにより、更なるユーザーインターフェースの改良を行う。以上のデータは、原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

平成24年度に出版された「第四紀火山岩体・貫入岩体データベース」（西来ほか、2012；<https://unit.aist.go.jp/dgcore/db/QVDB/>）について、平成25年度は登録データの更新と追加の作業を実施した（1.1.1 第四紀火山地質データベース参照）。これらのデータ整備に加えて、整備した第四紀火山データを一般的なシステムから利用可能とするため、機械対機械でのデータ交換を実現するためのアプリケーションプログラミングインタフェース（API: Application Programming Interface）を作成し、第四紀火山岩体・貫入岩体データベースのシステムに組み込んだ。これにより、第四紀火山データを利用するGISアプリケーションやウェブサイトを作成することが可能となった。

1) API形式の検討

従来のデータベースは、データベースシステムと専用閲覧システムの組み合わせでのみ利用可能な、閉鎖的なシステムの形式を取ることが一般的であった。この場合、出力データは人間が読み取ることを前提としたレイアウト表示となり、他のシステムでデータを再利用するためには、CSV形式などの交換形式で保存して受け渡すなどの作業が必要となったり、専用に設計されたデータインターフェースが必要になるなど、任意のシステムにデータを提供することが困難であった。

現在は、インターネットを通じた情報利用が一般的となったことから、インターネット上の任意のシステムに対してデータを提供するための仕組みが利用されるようになった。このような仕組みはWebAPI（Web Application Programming Interface）と呼ばれ、データは主にXML(Extensible Markup Language)やJSON(JavaScript Object Notation)などの形式のテキストデータとして配信される。

今回、第四紀火山岩体・貫入岩体データベースのデータを利用するためのWebAPIを作成するに当たり、データ交換形式としてJSON形式を選択した。これは、現在インターネット上でデータを利用するためプラットフォームとして、Webブラウザ上で動作するウェブアプリケーションが主流となっていることから、Webブラウザで動作するJavaScriptプログラムが効率よく利用することのできるデータ形式がJSON形式のためである。

2) データの内容

第四紀火山岩体・貫入岩体データベースのデータの内容は以下のとおりである。

- ・火山・岩体の名称
- ・噴出位置（緯度経度）
- ・火山の形式・構造

- ・主な岩石
- ・活動年代（上限・下限）
- ・活動年代の信頼度
- ・詳細情報・関連情報へのリンク情報

3) 第四紀火山データ取得API

データベースへのリクエストの形式および、レスポンスデータの例を以下に示す。レスポンスの形式は JSON であるが、地図上に表すことのできる地物情報を表現するために拡張された GeoJSON 形式を取り入れ、位置情報を表現している。

(1)火山情報のリストを取得するAPI

指定した緯度経度の範囲に含まれる火山情報のリストを取得するための API であり、リクエストのレスポンスとして Feature（ここでは火山情報）の配列を取得することができる。

リクエスト形式：

`https://gbank.gsj.jp/quaternary/volcano/?BBox={W},{E},{S},{N}`

W,E,S,N は検索範囲の緯度および経度（世界測地系）

レスポンス形式：

```
{
  type: "FeatureCollection",
  title: " 火山リスト ",
  category: "volcano_list",
  name: "q4magmatism",
  base_uri: "https://gbank.gsj.jp/quaternary/volcano/",
  features: [
    {
      type: "Feature",
      name: " 黒森山 ",
      geometry: {
        type: "point",
        coordinates: [140.64889, 39.0775]
      },
      properties: {
        data_id: {text: "ID", value: 414},
        volcanoClass: {text: " 種別 ID", value: 3},
        lowerAge: {text: " 下限 ( 万年 )", value: 290},
        upperAge: {text: " 上限 ( 万年 )", value: 290},
        ageReliability: {text: " 信頼度 ", value: "A"}
      }
    },
    ... (複数の Feature 情報からなる配列)
  ]
}
```



```
]
}
```

(2) 火山情報を取得する API

火山リストの中から取得した火山 ID を利用して、個別の火山の詳細情報を取得するための API である。なお、火山位置情報は GeoJSON 形式となっている。

付属データが存在する場合、child: [] 配列に複数の付属情報の表現を付加することができる。この情報は、インターネット上のデータを示す URI となり、他の種類のデータを返す WebAPI や html などを返す次の段階のリクエストに利用することができる。これにより、付属情報自体が次の情報へたどり着くための関連情報を持ち、再帰的に多種のデータを取得することが可能となる。

リクエスト形式：

```
https://gbank.gsj.jp/quaternary/volcano/{火山ID}
```

レスポンス形式：赤城山の例

```
{
  type: "DataCollection",
  title: "火山情報",
  category: "volcano_information",
  name: "赤城山",
  uri: "https://gbank.gsj.jp/quaternary/volcano/285",
  base_uri: "https://gbank.gsj.jp/quaternary/volcano/",
  geometry: {
    type: "point",
    coordinates: [139.19306, 36.56028]
  },
  properties: {
    data_id: {text: "ID", value: 285},
    volcanoClass: {text: "種別", value: "第四紀 (旧定義)"},
    name: {text: "火山・岩体名", value: "赤城山"},
    nameYomi: {text: "よみ", value: "あかぎさん"},
    volcanoType: {text: "形式・構造", value: "成層火山 - カルデラ, 溶岩ドーム"},
    rockType: {text: "主な岩石", value: "安山岩, デイサイト"},
    activityPeriod: {text: "活動年代", value: "30 万年前より古くから活動."},
    lowerAge: {text: "下限 (万年)", value: 30},
    upperAge: {text: "上限 (万年)", value: 0},
    ageReliability: {text: "信頼度", value: "A"}
  },
  child: [
    {
      type: "data",
      title: "火山詳細",
      category: "volcano",
```

```

name: " 赤城山 ",
properties: {
  data_id: {text: "ID", value: 193},
  reference: {
  type: "json",
  title: " 日本の火山 (第 3 版) ",
  uri: "https://gbank.gsj.jp/quatigneous /ref/1"
  }
  description: {
  type: "html",
  uri: "https://gbank.gsj.jp/volcano/Quat_Vol/volcano_data/E15.html"
  }
  },
... (複数の付属情報からなる配列)
]
}

```

4) アプリケーションでのAPI利用

今回作成した WebAPI を一般のアプリケーションで利用する事例として、産総研の公開する地質図閲覧システム「地質図 Navi」に、この WebAPI を利用した火山情報表示機能を組み込んだ例を示す (図 1.1.4-1)。

地質図 Navi では、WebAPI を利用して取得した火山の位置および活動年代データをもとに、活動年代の範囲を指定しての火山の抽出 (図 1.1.4-2)、噴出位置を中心としたバッファ領域の表示 (図 1.1.4-3)、指定位置からの距離を指定しての火山の抽出 (図 1.1.4-4) の各機能をユーザーが利用することができる。地図上に表示された火山を選択することで、火山の詳細情報が表示される (図 1.1.4-5)。また、関連情報を持つデータの再帰的表示の実装例として、火山観測機器情報 (気象庁, 2013) を配信するデータベースを作成し、これを利用した火山情報からのリンクおよびデータ表示機能を実装した (図 1.1.4-6)。この関連情報付きのデータ形式を利用することで、データ自体が他の関連データとの結びつきを持ち、多種の情報を連携させたデータ利用が可能となる。

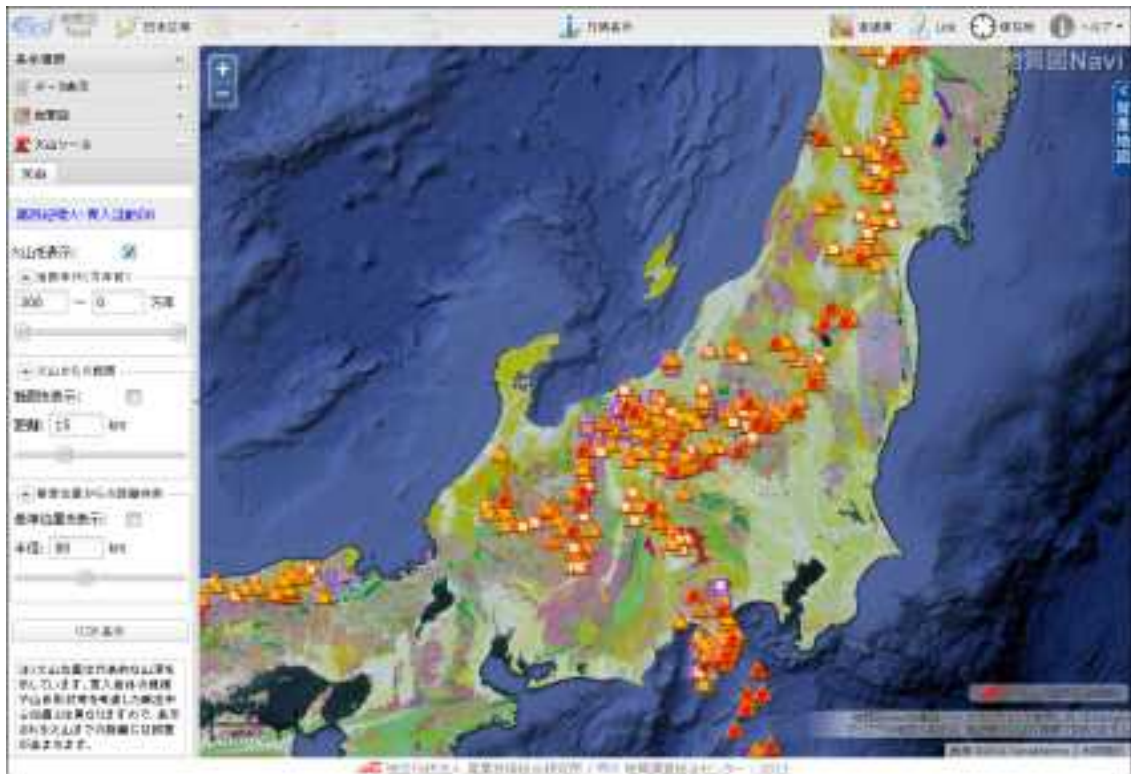


図 1.1.4-1 第四紀火山岩体・貫入岩体データベース WebAPI を利用し、地質図 Navi に火山情報を表示した例。

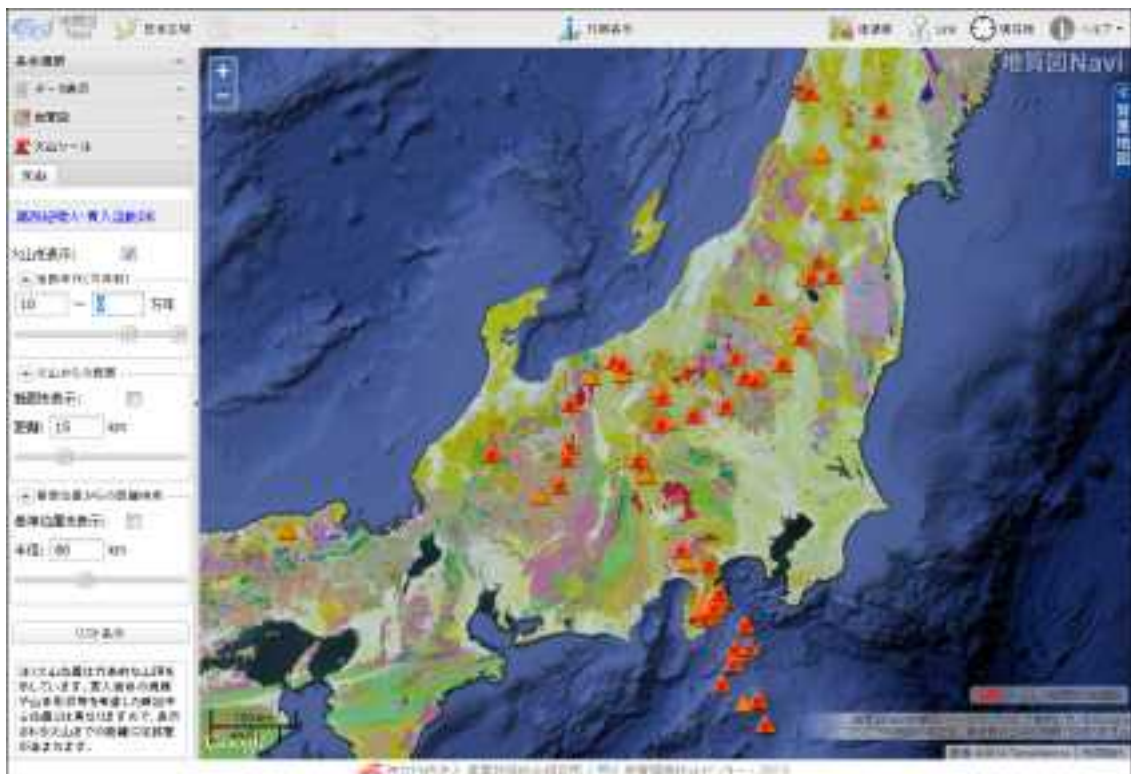


図 1.1.4-2 過去 10 万年から現在までの活動年代を持つ火山を抽出して表示した例。

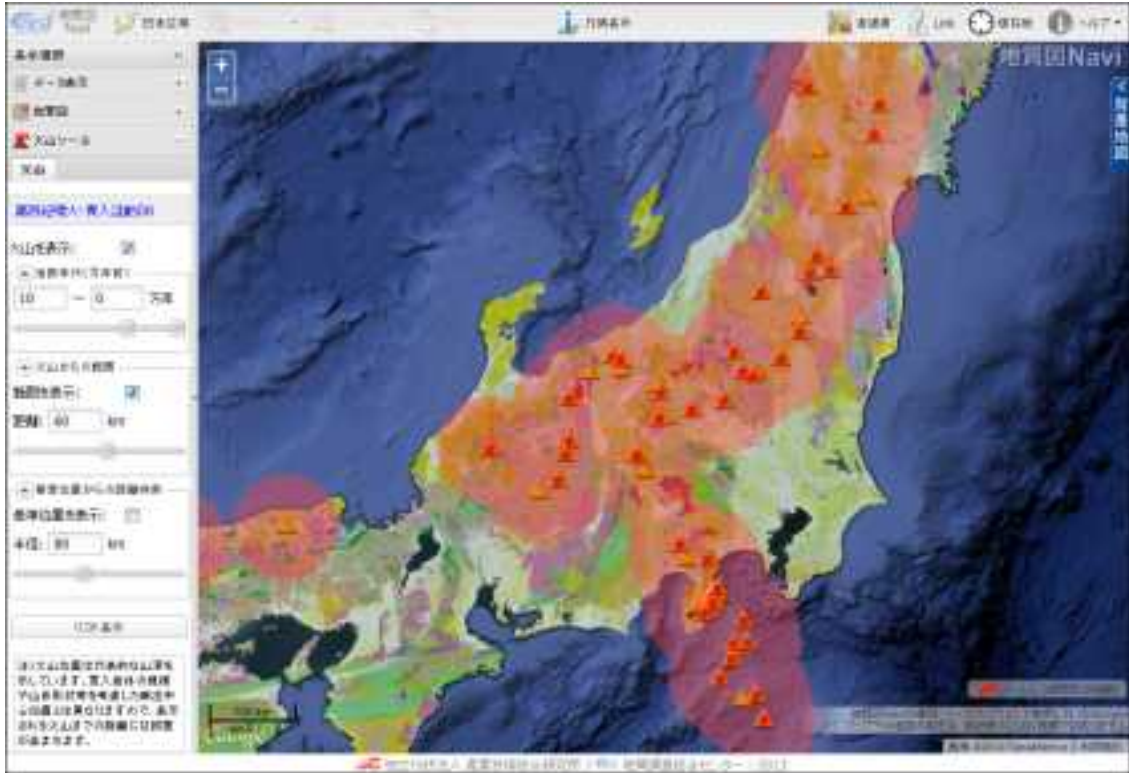


図 1.1.4-3 火山噴出位置を中心に半径 60km のバッファ領域を表示した例.

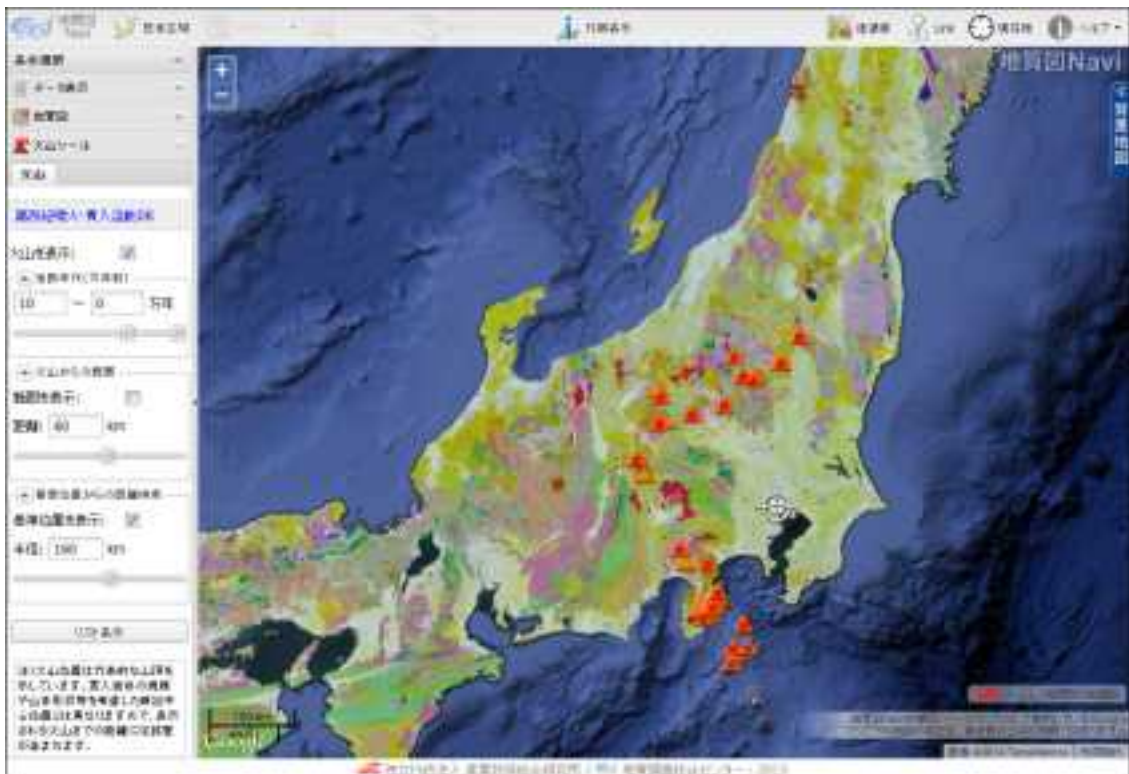


図 1.1.4-4 東京を中心として、半径 160km 以内に位置する火山を表示した例。
中心位置マーカーをマウスでドラッグすることで、任意の位置を中心にした表示が可能.

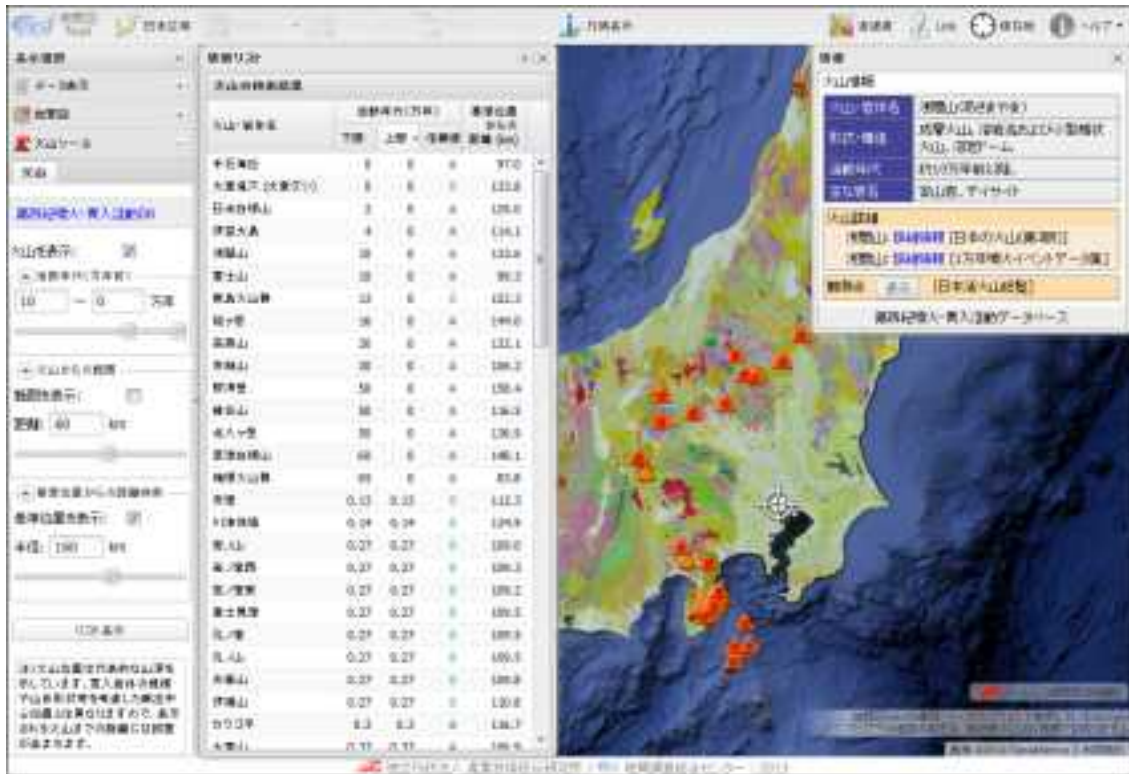


図 1.1.4-5 抽出された火山のリストと選択火山の詳細情報を表示した例。

図左の表には、表示中の火山情報が表示される。活動年代や基準位置からの距離でソートすることが可能。図右上には、地図中で選択した火山の詳細情報が表示される。この中のリンクから、詳細な火山情報のウェブページを開くことや、関連情報としての火山観測機器情報（気象庁，2013）を確認することができる。

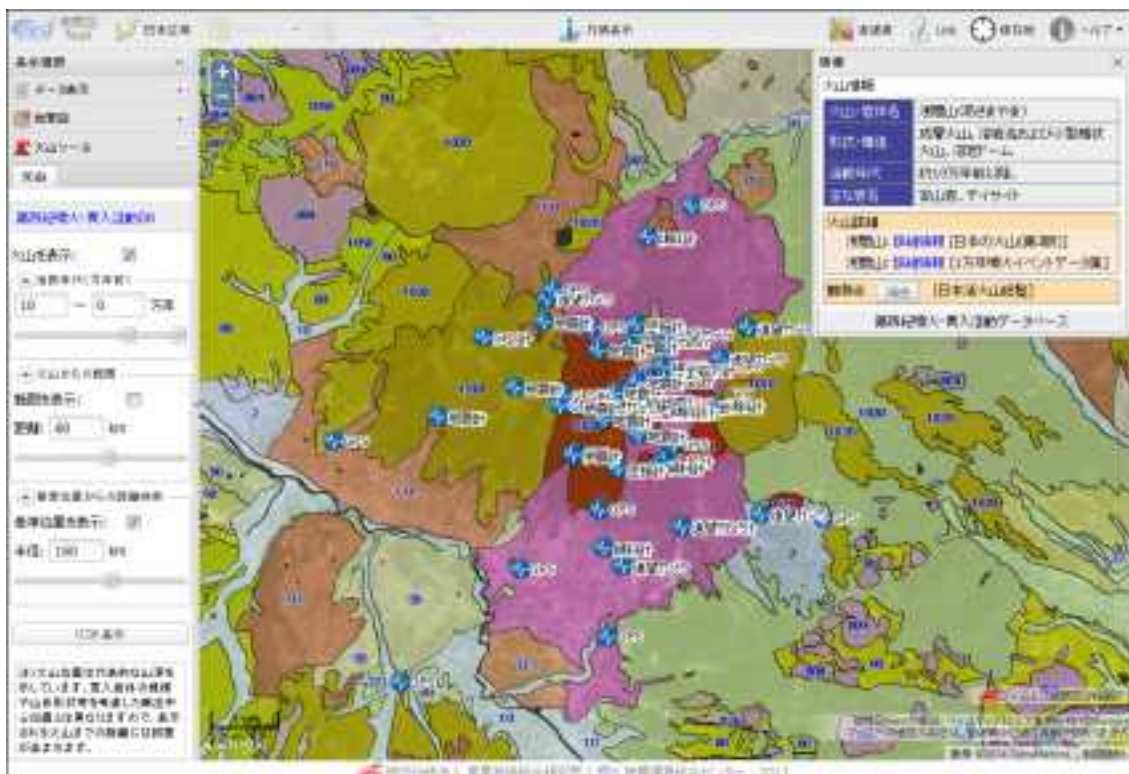


図 1.1.4-6 浅間山を観測対象とした火山観測機器の位置を表示した例。

5) まとめと今後の課題

第四紀火山地質データベースのデータを一般のウェブアプリケーションから利用することを可能とするため、WebAPI を利用したデータ配信機能を作成した。WebAPI を提供することで、一般のアプリケーションがこれを利用して火山データを利用することが可能となった。WebAPI の利用を促進するため、産総研の地質図 Navi に火山の活動年代や指定位置からの距離による検索などのデータ利用機能を実装した。

今後、インターネット上で利用される同種の WebAPI や、政府の取り組むオープンデータ戦略にもとづいた共通 API などが提示された際には、それらの API やデータ形式を考慮して、より汎用性を高めた形式に改良していくことが、多くのシステムでデータベースが広く利用されるために重要だと考えられる。

【まとめと今後の課題】

我が国の過去の自然事象についてのデータベース化で実施した、第四紀火山地質データベース、地質断層データベース、応力場など地質環境の長期予測評価手法の整備のためのデータ検討、第四紀火山地質データベースの基盤 GIS への統合について、平成 25 年度の成果と課題は以下のようにまとめられる。

第四紀火山地質データベース(1.1.1項)

各種学会・研究機関等の誌上発表・口頭発表を調査し、文献情報の追加ならびに公表された文献の内容に応じて各火山の情報の追加・改訂を行うとともに、これまでの委託事業で作成した文献リストを最新の第四紀火山データベースである日本の火山(第3版)(中野ほか, 2013)に即したリストに変更し、428 火山、計 12,353 文献について整備を行った。「第四紀火山岩体・貫入岩体データベース」(西来ほか, 2012)については、カルデラ火山・単成火山の情報等を追加し、Web ブラウザ上において、地図上での火山情報の検索の利便性を高めた「第四紀噴火・貫入活動データベース」(西来ほか, 2013)を作成し、地質調査総合センターの地質情報データベースからの公開準備を進めている。また、第四紀に活動したと考えられるが活動年代が不明確な火山岩に対して、火山岩の石基濃集試料を用いた K-Ar 法を適用し 16/20 試料から第四紀を示す年代が、火砕流試料のジルコン結晶を用いた LA-ICPMS 法による FT 法および U-Pb 法の組み合わせにより 3/4 試料から第四紀を示す年代が、それぞれ得られた。

今後も、新たに出版・公表される文献について、第四紀火山地質に関する情報の抽出を継続し、活動年代が不明確な火山岩に対して複数の年代測定法を適用し、第四紀火山であるか検討を行う必要がある。

地質断層のデータベース(1.1.2項)

20 万分の 1 地質図幅の断層データの取得を開始し、57 図幅について、図幅中に記載のある地質断層について、断層の種類、位置情報、断層名等のデータ整備を行った。また、これまでに整備された地質断層データベースを、ウェブアプリケーションなどから利用可能とするため、インターネット上で地質断層データの受け渡しを可能とする WebAPI 機能を作成した。利用者はこの WebAPI を利用することで、地図上の位置情報や図幅名などを検索キーとしてリクエストし、レスポンスとして返される断層情報を、地図アプリケーションなどで利用することが可能となった。プレート運動に起因する広域応力場・造構運動に関しては、プレート運動の復元に不確定性が大きなフィリピン海プレートの運動について検討し、日本周辺の過去の地殻変動を相対的なプレート運動によって一定程度説明することが可能となってきた。

今後は、未整備の出版済地質図幅や新規発行の地質図幅からの地質断層情報の取得を進めるとともに、個々の断層についての文献情報等の整備を進め、断層活動性の評価に有用なデータベースとして、情報内容およびデータ利用の利便性を向上する必要がある。また、日本列島の地殻変動に関する将来予測を行うためには、日本周辺のプレート運動に関する知見をさらに収集することが重要となる。

応力場など地質環境の長期予測評価手法の整備のためのデータ検討(1.1.3項)

我が国における応力場に関する知見を、推定される応力の空間スケールを軸に、日本全国をカバーする広域的な応力、地方スケールや断層セグメントスケールでの地域的な応力、1 地点での応力情報として得られる局所的な応力について整理した。各スケールにおける応力の推定法は、広域であれば力学計算により求められる手法や広域的な地震の発震機構を用いた手法が用いられ、局所的であればボーリング孔やコアを用いた手法が用いられている。地震の発震機構など公開された情報に基づく応

力推定は、広域的あるいは大深度の応力情報を取得するのに有効である。一方、ボーリング孔などを用いる手法は、応力の絶対値を取得できる利点がある。

上記のように、日本における応力場の推定は様々な手法により様々なスケールで行われ、情報が整備されているが、次のような課題が残っている。

- (1) 応力絶対値の全国カバー：日本全域をカバーする応力情報(Seno, 1999 ; Terakawa and Matsu'ura, 2010)が得られつつあるが、応力の絶対値まで求めることは現時点では困難である。地質関連事象の変動予測を行うためには、応力の絶対値についても必要となるため、絶対値も含めた応力情報の整備が今後必要となる。
- (2) 応力の時間変化：海溝型地震の発生など大きなイベントに伴い、海溝から離れた上盤側プレートで局所的に地殻応力が時間変化する(Yoshida *et al.*, 2012 ; Otsubo *et al.*, 2013)。また、日本の広域的な地殻応力が長期的な変動にもなって発達してきたものである(Townend and Zoback, 2006)とすると、今後も地質関連事象の長期的な変動にもなって広域応力場が長期的に変化することが予想される。地質関連事象の変動予測を行うためには、応力の時間変化についても考慮する必要がある、今後の研究が必要である。
- (3) 現在の地震発生場との関係：1900年～1999年に発生した日本各地の地震発生頻度から、内帯に比べ外帯は活断層と中規模地震数が極端に少なく、日本海東縁地域および西南日本の火山フロントから背弧側で地震数が多い(松田・吉川, 2001)。日本海東縁地域は東-西圧縮の逆断層応力場であり、西南日本の火山フロントから背弧側は東-西圧縮および南-北引張の横ずれ断層応力場である。両地域においては背景となる地殻応力場が異なっており、1.2.1.3で示すように、東北日本と西南日本では沈み込むプレート運動が異なることだけでなく、地下10～20 kmの地震基盤深度において地殻構造や岩石物性などが地域的に異なることが原因の1つとして考えられる。地殻構造や岩石物性の不均一性に関する情報をより詳細に整備していくことが応力情報の整備と併せて重要である。

第四紀火山地質データベースの基盤GISへの統合(1.1.4項)

1.1.1 項で整備した「第四紀火山地質データベース」を、一般的なシステムから利用可能とするためのアプリケーションプログラミングインタフェース (API : Application Programming Interface) を作成し、第四紀火山岩体・貫入岩体データベースのシステムに組み込み込んだ。これにより、第四紀火山地質データベースを利用する GIS アプリケーションやウェブサイトを作成することが可能となり、産総研の「地質図 Navi」に火山の活動年代や指定位置からの距離による検索などのデータ利用機能を実装した。

今後、インターネット上で利用される同種の WebAPI や、政府の取り組むオープンデータ戦略にもとづいた共通 API などが提示された際には、それらの API やデータ形式を考慮して、より汎用性を高めた形式に改良していくことが、多くのシステムでデータベースが広く利用されるために必要と考えられる。

【引用文献】

- Hashimoto, C. and Matsu'ura, M. (2006) 3-d simulation of tectonic loading at convergent plate boundary zones: Internal stress fields in Northeast Japan. *Pure Appl Geophys*, 163, no. 9, 1803-1817.
- Heidbach, O. and Hohne, J. (2008) CASMI - A visualization tool for the world stress map database. *Comput Geosci-Uk*, 34, no. 7, 783-791.

- Imanishi, K., Kuwahara, Y., Takeda, T., Mizuno, T., Ito, H., Ito, K., Wada, H. and Haryu, Y. (2011) Depth-dependent stress field in and around the Atotsugawa fault, central Japan, deduced from microearthquake focal mechanisms: Evidence for localized aseismic deformation in the downward extension of the fault. *J Geophys Res-Sol Ea*, 116.
- 岩野英樹・折橋裕二・檀原徹・平田岳史・小笠原正継 (2012) 同一ジルコン結晶を用いたフィッシュョン・トラックとU-Pbダブル年代測定法の評価：島根県川本花崗閃緑岩中の均質ジルコンを用いて. *地質学雑誌*, 118, no. 6, 365-375.
- 金子隆之・清水智・板谷徹丸 (1989) K-Ar年代からみた信越高原地域の火山活動. *岩鉱*, 84, 211-225.
- 気象庁編 (2013) 日本活火山総覧 (第4版). 気象庁.
- 松田時彦・吉川真季 (2001) 陸域の $M \geq 5$ 地震と活断層の分布関係—断層と地震の分布関係—その2. *活断層研究*, 20, 1-22.
- 村岡洋文・長谷紘和 (1990) 黒石地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 124 p.:
- 中野俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川邊禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚治・山元孝広・岸本清行 (2013) 日本の火山 (第3版). 地質調査総合センター.
- Niitsuma, S., Niitsuma, N. and Saito, K. (2003) Evolution of the Komiji syncline in the north Fossa Magna, central Japan: Paleomagnetic and K-Ar age insights. *The Island Arc*, 12, 310-323.
- 西来邦章・伊藤順一・上野龍之・内藤一樹・塚本斉 (2013) 第四紀噴火・貫入活動データベース. 地質調査総合センター.
- 西来邦章・伊藤順一・上野龍之 (2012) 第四紀火山岩体・貫入岩体データベース. 産業技術総合研究所, 地質調査総合センター速報, no.60.
- Otsubo, M., Yamaji, A. and Kubo, A. (2008) Determination of stresses from heterogeneous focal mechanism data: An adaptation of the multiple inverse method. *Tectonophysics*, 457, no. 3-4, 150-160.
- 佐藤博之・松田武雄・杉山友紀・須田芳朗 (1970) 20万分の1地質図幅「斜里」. 地質調査所.
- 佐藤俊也・三浦哲・立花憲司・佐竹義美・長谷川昭 (2002) 稠密 GPS 観測網により観測された東北奥羽脊梁山地の地殻変動. *地震*. 2 輯, 55, no. 2, 181-191.
- Satoh, T., Kitagawa, Y., Shigematsu, N., Takahashi, M., Hitoshi Tsukamoto, Kiguchi, T., Itaba, S., Umeda, Y., Sato, T., Seki, Y. and Koizumia, N. (2013) Shallow Crustal Stress around Shikoku and Kii Region, SW Japan, inferred from Hydraulic Fracturing Tests and Borehole Wall Observations. *Proceedings of 6th Int. Symp. on In-Situ Rock Stress*, 678-683.
- Seno, T. (1999) Syntheses of the regional stress fields of the Japanese islands. *Island Arc*, 8, no. 1, 66-79.
- Seno, T. and Yamanaka, Y. (1998) Arc stresses determined by slabs: Implications for mechanisms of back-arc spreading. *Geophys Res Lett*, 25, no. 17, 3227-3230.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1990) 平成元年度全国地熱資源総合調査 (第3次) 広域熱水流動系調査 十勝地域. 火山岩分布・年代調査報告書.
- 宝田晋治・村岡洋文 (2004) 八甲田山地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査総合センター, 86 p.:
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan

- inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, 29.
- Tonai, S., Suganuma, Y., Ashi, J., Itaya, T., Oiwane, H. and Kiyokawa, S. (2011) Differential timing of vertical-axis block rotations in the northern Ryukyu Arc: Paleomagnetic evidence from the Koshikijima Islands, Japan. *Tectonophysics*, 497, 71-84.
- Townend, J. and Zoback, M. D. (2006) Stress, strain, and mountain building in central Japan. *J Geophys Res-Sol Ea*, 111, no. B3.
- Tsukahara, H., Ikeda, R. and Yamamoto, K. (2001) In situ stress measurements in a borehole close to the Nojima Fault. *Island Arc*, 10, no. 3-4, 261-265.
- 対馬坤六 (1963) 20万分の1地質図幅「野辺地」. 地質調査所.
- Tsutsumi, H., Sato, K. and Yamaji, A. (2012) Stability of the regional stress field in central Japan during the late Quaternary inferred from the stress inversion of the active fault data. *Geophys Res Lett*, 39.
- 上村不二雄 (1975) 陸奥川内地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 47 p.:
- Yamaji, A. (2000a) The multiple inverse method applied to meso-scale faults in mid-Quaternary fore-arc sediments near the triple trench junction off central Japan. *J Struct Geol*, 22, no. 4, 429-440.
- Yamaji, A. (2000b) The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *J Struct Geol*, 22, no. 4, 441-452.
- 山本清彦・佐藤凡子・矢部康男 (2004) 北上山地東部の応力測定と応力からみた内陸地殻の駆動源. *地震*. 2 輯, 56, no. 4, 511-527.
- Yamamoto, K., Kuwahara, Y., Kato, N. and Hirasawa, T. (1990) Deformation rate analysis: A new method for in situ stress estimation from inelastic deformation of rock samples under uni-axial compressions. *Tohoku Geophysical Journal*, 33, no. 2, 127-147.
- 柳沢幸夫・金子隆之・赤羽貞幸・栗田泰夫・釜井俊孝・土谷信之 (2001) 飯山地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 144 p.:
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y. and Asano, Y. (2012) Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan. *Geophys Res Lett*, 39.
- Zoback, M. L. (1992) First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *Jour. Geophys. Res.*, 97, no. B8, 11703-11728.

1.2 自然事象に関する不確実性低減のための複数の調査手法の相互補完的運用の検討および従来手法を補う調査技術

既存の単一の調査手法では十分でない過去の地質変動に関する調査項目について、従来手法を補うことができる既存技術もしくは新規技術を検討するとともに、複数の調査手法の適用によりデータを補完し、調査結果の不確実性を低減するための手法を検討するため、以下の調査手法について検討する。

1.2.1 地殻変動量予測手法の検討

【実施内容】

平成 24 年度までに、沿岸地域の隆起・侵食速度推定手法に関する水槽実験等による検討と旧汀線高度認定の不確実性に関する堆積相解析の検討を通じて、隆起・侵食量の推定精度の向上を図った。また、応力場の異なる複数の地域における古応力場に関する事例研究、数値実験による応力と断層の時間発展に関する検討および断層岩の地球化学的検討により、地質断層の再活動性評価手法を開発した。さらに、宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法の適用性を検討するための事例を収集した。

平成 25 年度は、断層の活動年代を評価するための手法の調査および検討に必要な地質試料採取・分析を実施し、数値解析・実験を通して断層と広域応力場の関係を検討することにより、構造や強度が不均質な地域における応力集中現象や、異なる時間スケールに応じた断層・構造運動メカニズムについての知見を整備する。これらの検討結果と、平成 24 年度までの成果と合わせて断層再活動に対する地質構造・応力の影響評価手法を取りまとめる。

また、評価期間内における侵食速度の時空間分布の予測精度の向上のため、種々の条件下で適用可能な侵食量評価手法を検討するために必要な地質試料の採取・分析等を実施するほか、様々な地形・地質・気候条件における侵食速度の測定から、条件ごとの侵食メカニズムを考察する。これらの検討結果と平成 24 年度までの成果を合わせて、隆起・侵食量推定法を取りまとめる。

さらに、概要調査結果の妥当性を確認するために必要な調査手法としての適用性を判断する上での課題を抽出し、地殻変動量予測手法の信頼性を確保する上で必要となる変動モデルの検討を行う。

1.2.1.1 断層再活動に対する地質構造・応力の影響評価手法の検討

【実施内容】

地質断層の再活動性の評価手法の開発並びに変動地形学的手法だけではとらえ難い低活動性断層の認定・評価手法の開発を行う。具体的には平成 24 年度の成果を踏まえ、地震・断層活動における断層再活動に関する地殻応力と間隙水圧および岩体の物性不均一性と断層姿勢の関係等について、情報収集および試料採取を行う。また、収集、取得された情報および試料から得られる断層再活動性に関する幾何学・力学パラメータに基づき、数値計算および断層運動数値シミュレーション実験を行うことで、地質断層の再活動性評価手法の開発に向けた検討を行うとともに、地質断層の再活動性評価手法の開発に向けての課題を取りまとめる。このほか、これまで開発してきた断層物質を用いた低活動性断層評価手法を日本各地の断層に適用し、その手法の有効性についてとりまとめを行う。以上の成果は、原子力規制委員会が作成する精密調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

1) 断層の活動性の時間変化

(1) 断層の活動性の時間変化に関するレビュー

活断層の多くは既存の断層の再活動であり、その発達過程には断層の再活動が大きく関わる。東北地方や北陸地方では、新第三紀中期中新世の日本海拡大期のリフティングによって発生した正断層を

起源とし、鮮新世以降の東西圧縮応力場において逆断層として反転運動した活断層が知られ、同様に中国地方では古第三紀以前の左横ずれ断層が、鮮新世以降に右横ずれ断層へと反転している。その中には、インバージョンテクトニクスの結果として再活動した活断層に隣接し、活断層と同様な走向・傾斜を持つ地質断層が認められる (図 1.2.1.1-1)。力学的には活断層と同様な活動ポテンシャルを持つと推定される断層においても、広域応力場の変化に対応した再活動性は多様である。

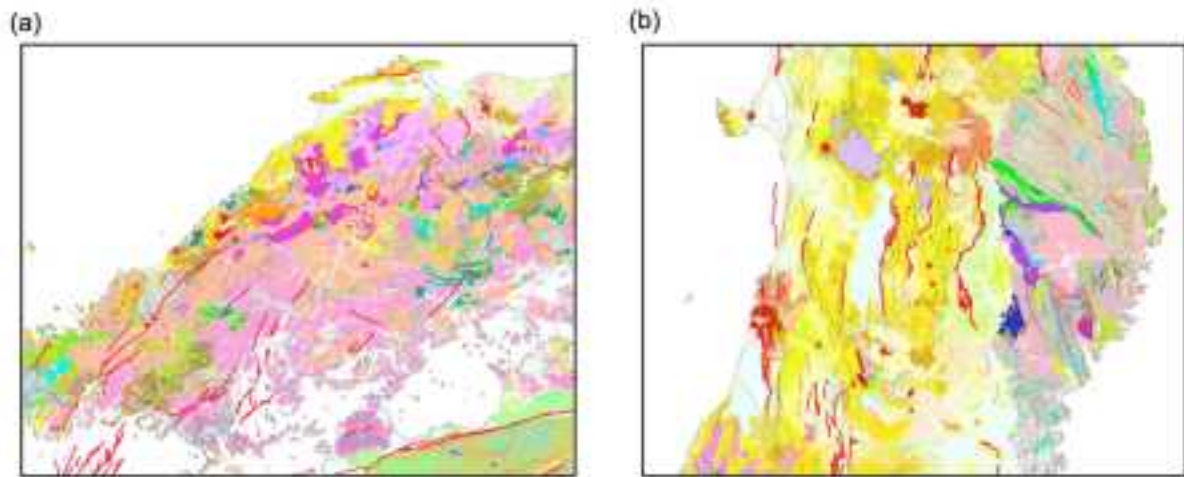


図1.2.1.1-1 (a)中国地質図、(b)東北中部の地質図 (20万分の1シームレス地質図:産業技術総合研究所地質調査総合センター (2012), <https://gbank.gsj.jp/seamless/>)

ここでは、断層の再活動性評価手法の開発に向けて、断層の再活動を規制していると考えられる地質学的要因をあげ、今後取り組むべき課題を抽出する。以下の①～⑤に具体的に示す。

① 断層活動の未検出

地形・地質調査等で過去の断層運動が十分に認識されず、再活動が見落とされている場合が想定される。遠田 (2013) は、最近の内陸地震の震源断層と既存断層の分布を再検討し、活断層の見落とし (活動の見落としを含む) を指摘している (図 1.2.1.1-2)。変動地形判読において活断層の検知が困難な事例として以下の 3 つがあげられる。

- ・ 2004 年新潟県中越地震のように、堆積層が厚く分布する地域の活断層で、未固結～半固結堆積層中で断層の歪みが解消され、活断層の一部しか被覆層を切って地表出現しない (遠田, 2013)。
- ・ 2000 年鳥取西部地震の震源断層のように低活動性断層は、平均変位速度が小さいため、断層変位の蓄積が地形に保存されにくい (松田, 2005)。
- ・ 2008 年岩手・宮城内陸地震のように大～中規模地震にも関わらず地震断層が短く、変動地形の連続性が乏しい (鈴木ほか, 2008)。

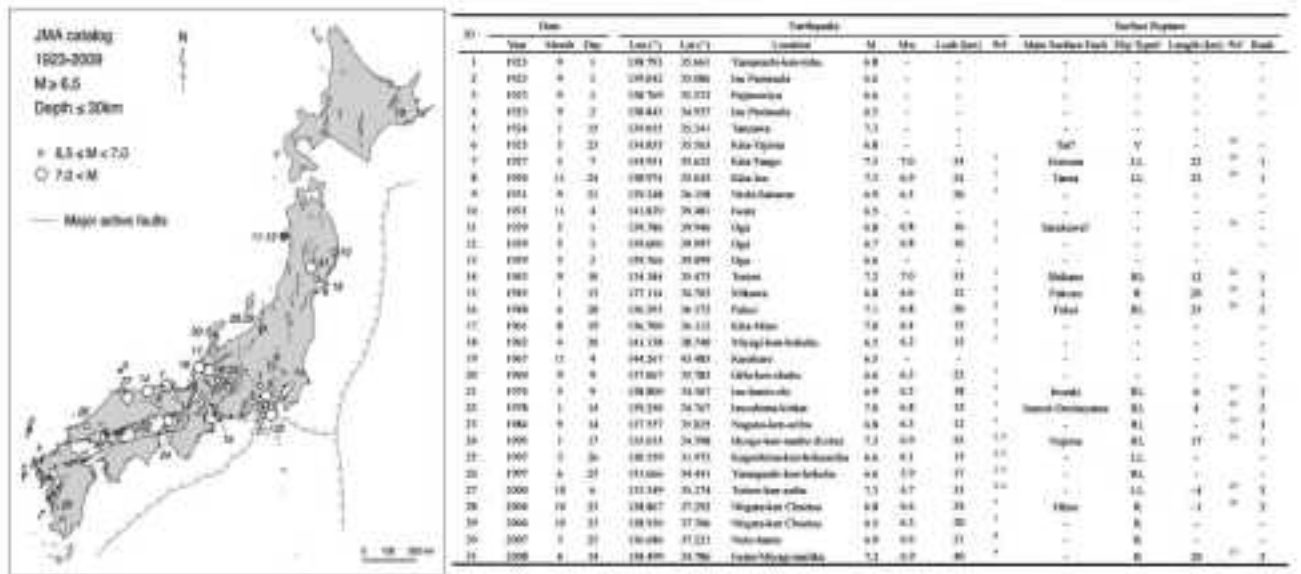


図 1.2.1.1-2 1923 年以降に発生した M6.5 以上の地震の震源分布と既存活断層の関係 (遠田, 2013 を一部改訂)。

② 断層活動の移動

現在の応力場に対して活動ポテンシャルを持つ断層であっても現時点で動いていない可能性があることを考慮する必要がある。道家ほか (2012) は、広域応力場の変化に伴う全国の活断層の活動開始時期を整理した。なお、活断層が現在の活動様式で活動し始めた時期を開始時期としており、活断層が現在の活動様式で再活動する前の断層の活動開始時期ではないことに留意する必要がある。

断層の運動方向の変遷は、活動開始時の日本列島の周辺プレートの配置・運動変遷に伴う広域応力場の変化とおおむね対応している。道家ほか (2012) は、活断層の活動開始時期の時空間的な検討 (図 1.2.1.1-3) から、活断層は 3 Ma 以降の広域応力の変換に伴い一斉に活動を開始したのではなく、地域によっては時間をおいて活動を開始していることを指摘している。すなわち、広域応力の変化に対する活断層の再活動には、時間間隙が存在する可能性がある。

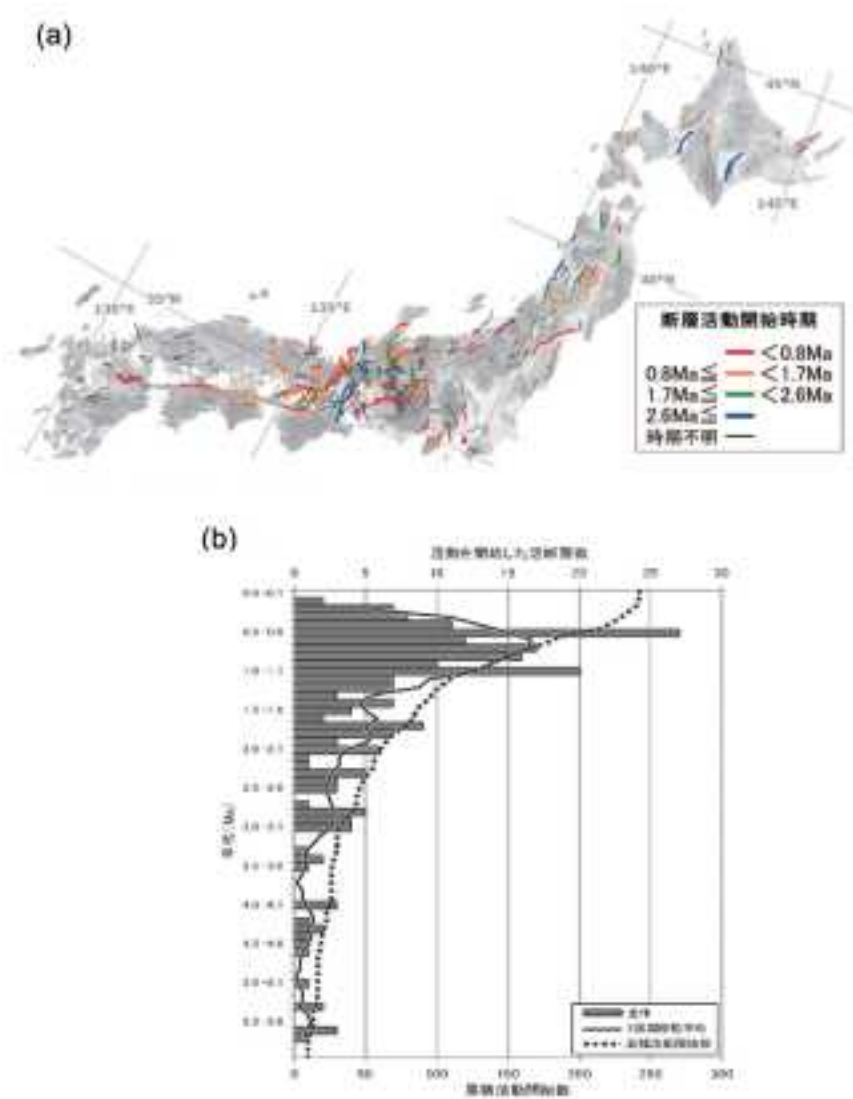


図1.2.1.1-3 (a) 既存情報に基づく活断層の活動開始時期の分布(道家ほか, 2012), (b) 活動を開始した活断層の年代別頻度分布.

③ 貫入岩体による地質構造の改変

貫入岩体の地殻中への定置は、新たに地質構造の不均一を生み、近接する断層の活動性に影響することが予想される。長谷川・大野(2006)は、地表における中央構造線活断層系の分布形態と中期中新世花崗岩の分布から、中央構造線活断層系の屈曲構造やステップ構造が、中期中新世花崗岩体の規模と広がりに応じて規制されているとした(図 1.2.1.1-4a)。岡田・杉戸(2006)も、地質調査に基づき同様の見解を示している(図 1.2.1.1-4b)。すなわち、断層面あるいは断層周辺に貫入した岩体が固結することで、断層運動のバリアーになっている可能性を示唆している。

また、長谷川・大野(2006)は、西南日本外帯に点在する中中新世花崗岩が表層地下に広域に分布する可能性を示し(図 1.2.1.1-4c)、西南日本の活断層のほとんどが古第三紀以前の断層の再活動であり(早坂ほか, 2000)、中期中新世花崗岩体には活断層の元となる大規模な古傷がなく、新たに活断層を形成しにくいとし、外帯は内帯に比べ活断層も中規模地震も顕著に少ないという特徴(松田・吉川, 2001)を説明した。

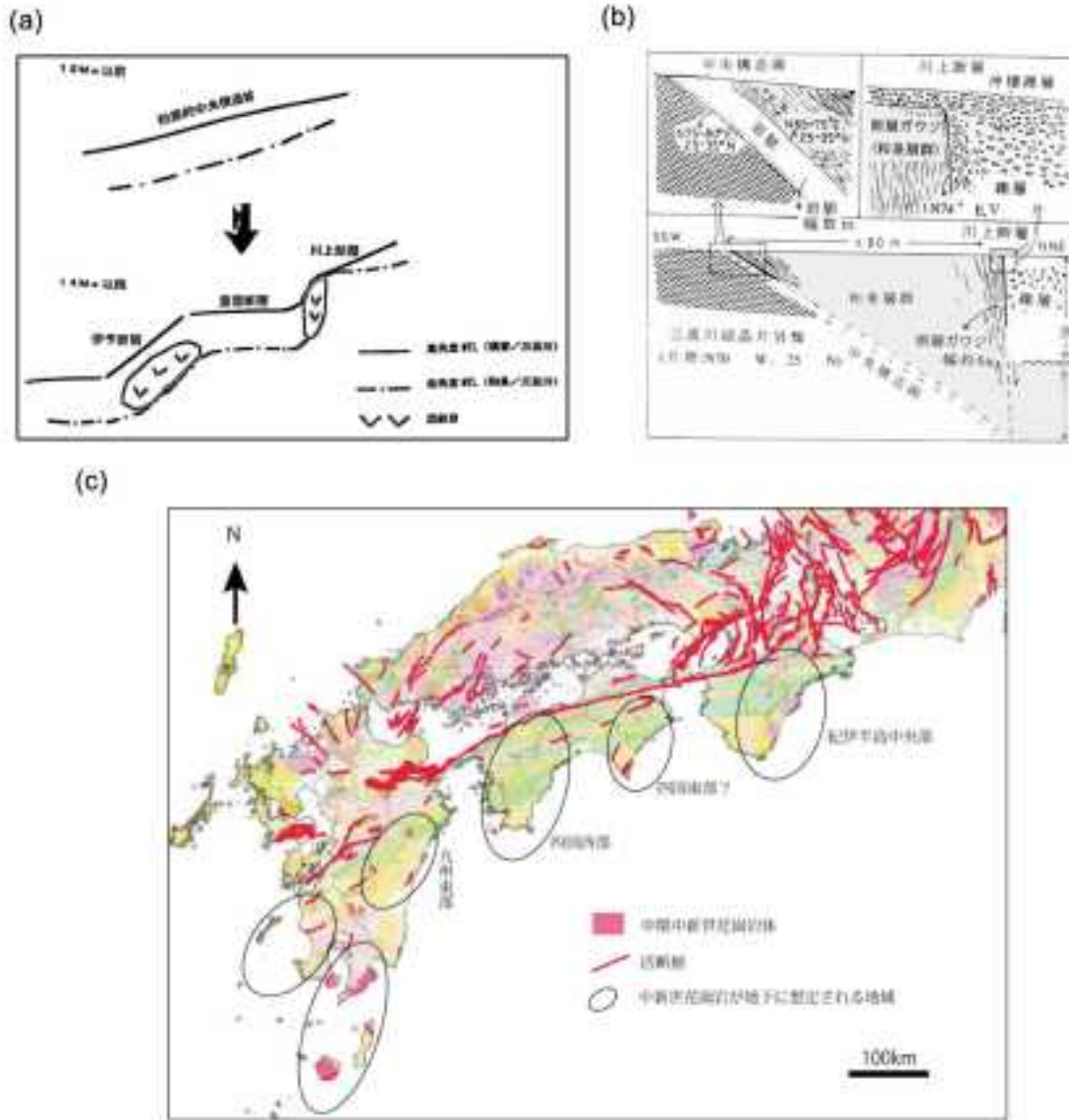


図1.2.1.1-4 (a) 四国西部における中期中新世火成岩体の貫入岩体の貫入による中央構造線活断層系の改変モデル(長谷川・大野, 2006). (b) 四国西部の低角な中央構造線と高角の中央構造線の関係を示す模式図(岡田・杉戸, 2006), 古い低角の断層面にダイクが貫入後に、川上断層に活動場がジャンプしたとしている. (c) 西南日本の指摘される活断層の分布と中新世中期の花崗岩体の伏在が予想される地域(長谷川, 2006). 20万分の1シームレス地質図; 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2012), <https://gbank.gsj.jp/seamless/>を利用.

④ 下部地殻の熱構造による影響

長谷川ほか (2004) は、地震波トモグラフィから、東北地方脊梁部の火山の直下で上部地殻を含めた地殻全体の軟化の度合いが大きいことを示し、マグマやマグマ起源の熱水の影響で火山付近では短縮変形は主に非弾静的な変形でまかなわれる可能性を指摘している (図 1.2.1.1-5). 長谷川ほか (2004) は、火山の下では、局所的な短縮変形 (主として非弾性変形) が速く進行するため大地震発生の可能性は相対的に低く、火山と火山の間では、相対的に非弾性変形が小さいため応力集中が起こり、大地震が発生すると考え、活火山をつなぐような活断層の分布を説明した. なお、東北地方脊梁以外でも、跡津川断層周辺で同様な関係性が指摘されている (Nakajima *et al.*, 2010).

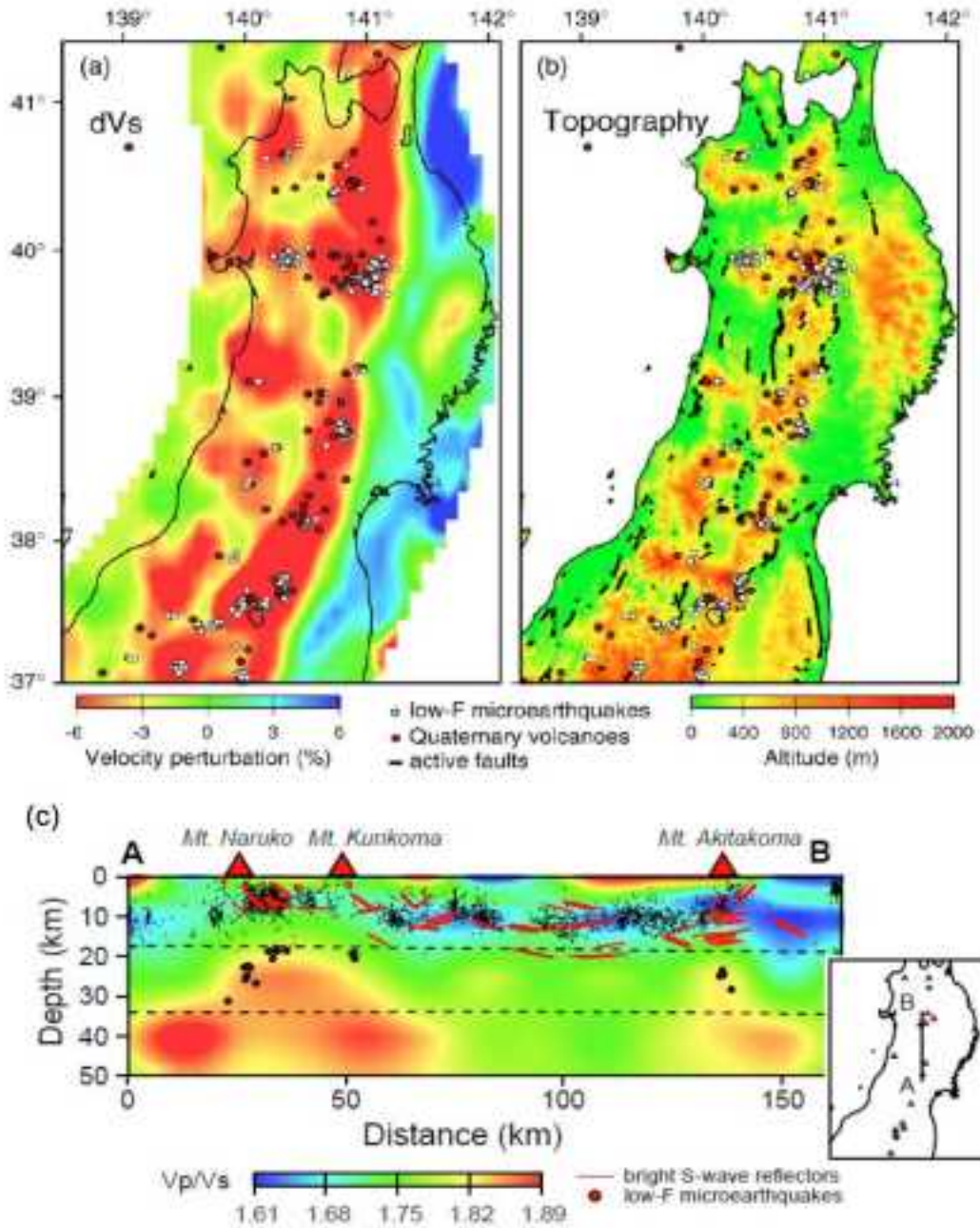


図 1.2.1.1-5 東北日本弧の地殻構造 (長谷川ほか, 2004) .

(a)S 波速度構造, (b) 地形および活断層の分布, (c)Vp/Vs 値の断面構造.

⑤ 海溝型地震の定期的な断層運動による応力解放

遠田 (2013) は, 上記の外帯と内帯での活断層分布と地震活動の差 (図 1.2.1.1-6a,b; 松田・吉川, 2001) について, 海溝型地震の発生により内陸地域で予想される定期的な応力解放の差である可能性を示した. 遠田 (2013) は, 2011 年東北地方太平洋沖地震の発生後に陸側プレート側で東西伸張場が卓越変化した (Ozawa *et al.*, 2011) ことから, 海溝型地震直後に内陸地域のプレート境界沿いで数百年~数千年のサイクルの地震が発生し, その地震による応力解放が生じると考えている. プレート境界地震の震源からの距離が近い外帯では, スラブの沈み込みによって蓄積した応力が海溝型地震時

に解消されていると考えられる。一方、スラブの沈み込みの影響が少ない西南日本内帯地域で活断層が多く存在することを考えると、内帯に関しては海溝型地震で解放されない応力蓄積について検討が必要と考えられる。

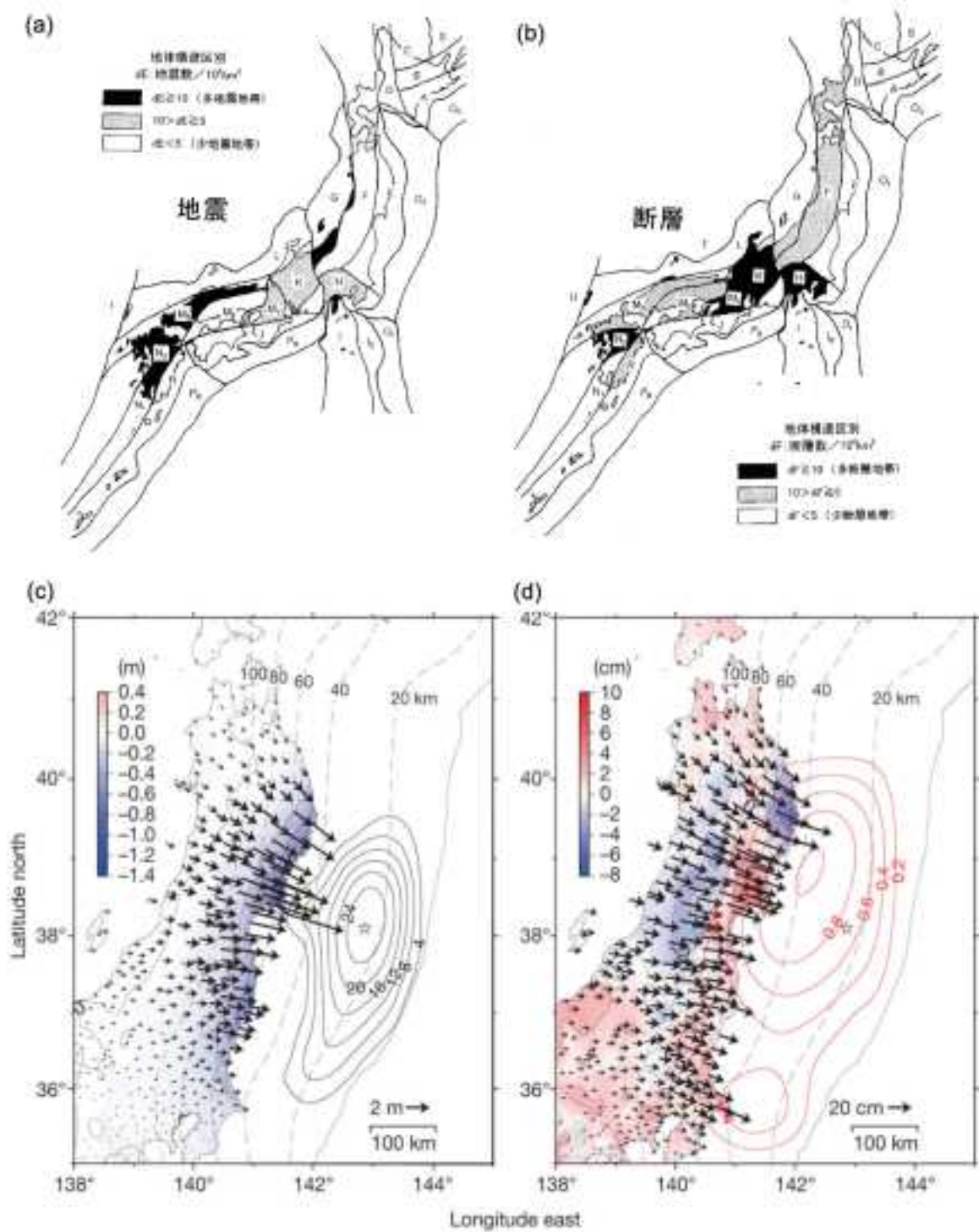


図1.2.1.1-6 地体構造区別にみた(a)地震と(b)断層の分布密度；地震は1900年～1999年に発生したものであり、内帯に比べ外帯は活断層と中規模地震数が極端に少ない(松田・吉川, 2001)。2011年東北地方太平洋沖地震時の(c)2011年3月10日～11日と(d)直後2011年3月12日～25日の地震性の地殻変位；矢印はGPSの水平変位, 色相は鉛直変位, 星印が震源位置を示す(Ozawa *et al.*, 2011)。

(2) 断層の活動性の時間変化に関する課題の抽出

(1) で検討した各ケースについて、課題の抽出を行う。

①では、地形的特徴から検出されにくい断層の存在は地殻の長期的安定性を評価するうえで重要な課題である。様々な地球物理データに基づく地下の断層構造の抽出の有用性がこれまで示されてきている。例えば、重力異常は地下における地質体の密度差を分布を表しており、同一の地質体であるにも関わらず重力の急変が確認された場合は、断層が伏在する可能性が示唆される。

②および③では、より浅所の地殻の不均質性や応力の不均質性に関わる事象であり、現象やプロセスを検証する為には、活断層の数百万年～現在の活動履歴をより詳細な時間・空間スケールで明らかにする必要がある。特に、断層活動の年代情報は、他の事象との関連を示すために重要であるが、断層活動年代の測定法が確立しておらず、活断層調査の対象として取り上げられないため、数十万～数百万年前の断層活動のデータが不足している。その他の地質現象と比較検討できる連続的な長期間の断層活動年代情報の収集が課題である。

④および⑤では、より深部の地殻や沈み込むプレートと、島弧地殻の相互作用に関わる事象である。現象理解には、物理モデルを用いたシミュレーションによる検討が不可欠であり、その結果を検証するための地質モデルの構築が重要である。特に、地殻変動に伴う隆起・侵食や、断層同士の相互関係などのプロセスの構築と、地殻応力場の空間不均一性を生む島弧地殻不均質性による影響を定量化する必要がある。そのため、構造発達史に基づき、地下数 km の地殻構造の時空間変化の検証を進める必要がある。

2) 力学的断層活動評価手法の検討

地表や地下に大規模な断層が存在する場合は、それが第四紀に活動してなくとも将来の再活動や誘発変位の可能性が想定されるので、ずれ破壊の影響がおよび得る範囲を検討する必要がある(産業技術総合研究所深部地質環境研究センター編, 2007)。また、顕著な断層については、規模・構造地質学的な特徴と成因を明らかにし、その再活動性を評価する必要がある(産業技術総合研究所深部地質環境研究センター編, 2007)。既存断層の再活動性を評価するには、断層ごとに履歴を明らかにして将来の活動性を考えることに加え、複数の断層を断層群あるいは断層帯(ここではまとめて断層群とする)として捉えて、その活動様式が時間や地下の変形にともなってどのように変わっていくのかを考えることも重要である(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編, 2012)。断層群の活動様式がどのように変わるのかを知るには、対象とする断層群の複数の断層について過去数～数十万年程度の期間について高い時間分解能で活動履歴を明らかにすることが重要である(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編, 2012)。しかし、断層地形や被覆層との変位関係が不明瞭な断層では活動履歴を求めることが困難な場合も多い。また、堆積速度が大きい被覆層がない地域に発達する断層群では、活動が開始や停止した時期の違いを見出せないことも考えられる。すなわち、従来の活断層調査で行われてきた、変動地形学的手法だけでは断層の活動履歴を十分に得られず、活動性評価が困難となることが予想される。一方、断層の再活動性を断層の活動履歴によらず評価する手法として、力学的な基準に基づく断層再活動性評価手法の必要性が指摘されている(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編, 2012)。力学的な基準に基づく断層再活動性評価の利点として、現在取得可能な力学的パラメータにより活動性を評価できるため、活動履歴が不明な断層群に対しても活動性評価が可能である。また、従来の活断層で想定されるような数千年～数万年を超える活動周期を有する断層においても、その活動性を評価することができる。

力学的な基準に基づく断層再活動性評価手法として、断層活動のクーロン破壊基準(固体面における破壊・滑りの力学モデル)に基づく評価手法が提案されている(例えば, Sibson, 1985)。産業技

術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) は、クーロンの破壊基準による断層活動性評価手法として 2 次元数値シミュレーションによる「2 次元的な断層再活動性評価手法」(Sibson, 1985) の適用性の検討を行い、断層の再活動時には断層の姿勢と断層周囲の応力の状態がクーロンの破壊基準を満たすことを確認し、断層の姿勢と断層周囲の応力の状態がクーロンの破壊基準に対してどのような状態にあるかを調べることで、断層活動性を評価できることを示した。そこで、平成 25 年度は実際の断層において力学的基準に基づく断層活動性評価手法の有効性を検討する。

① 天然データに対する力学的基準に基づく断層活動性評価手法の有効性検討

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

- a. 活断層に対して「Slip tendency (ST) に基づく断層再活動性評価手法」(Moriis *et al.*, 1996) を適用し活動性を評価する。
- b. このとき、既知の活断層は十分”活動的”であると考えられる。
- c. 活断層を力学的活動性評価手法で評価した場合、「活動的」と評価できることを確認することで、a. の力学的活動性評価手法の適用性を検証する。

② ST に基づく断層再活動性評価手法

Moriis *et al.* (1996) は、断層活動に対する中間主応力 (σ_2) の働きを考慮した断層再活動性評価手法として、slip tendency (τ_s) を導入した。 τ をせん断応力、 σ_n を垂直応力とすると、3 次元的なモール・クーロン理論に基づき、 $\tau_s = \tau / \sigma_n$ で表現される値を slip tendency とすることで、slip tendency の大きさにより断層の再活動性の高さを表現することが可能になる (Moriis *et al.*, 1996)。この時、活動度の大きさをより理解しやすくするため、各断層に対して求められる τ_s に対して τ_s の最大値で規格化することが提案されている。すなわち ST の値が 1 の場合最も活動性が高く、ST の値が 0 の場合最も活動性が低い。また、Moriis *et al.* (1996) によって提案された slip tendency を計算するためには主応力の絶対値が必要であったが、その後主応力軸の角度 (3 つの主応力軸の向き) と応力比 $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ のみによって計算可能であることが示された (Neves *et al.*, 2009)。本報告書でも、主応力軸の角度と応力比によって ST の計算を行い、ST の表現には τ_s の最大値で規格化されたものを用いる ($0 \leq ST \leq 1$)。

③ 利用するデータ

ST に基づいて断層再活動性評価を行うためには、断層の姿勢に関する情報、断層面に関する情報、断層周囲の応力情報の 3 種類の情報が必要である。そこで、本報告書ではそれぞれについて下記に示すデータを使用した。

断層の姿勢情報として、断層を一枚の平面と仮定した時の走向と傾斜の 2 つの情報が必要となる。活断層に対するこれらの情報として、産業技術総合研究所でまとめている「活断層データベース」

(https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html, 最新アクセス 2014/01/28) より断層群の走向・傾斜を利用した。

断層面に関する情報として、断層面における摩擦係数が必要である。今回検討する多数の活断層に対して、断層面の摩擦係数を系統的に調べられたものが無いため、種々の岩石に対して行われた室内試験から得られた、一般的な岩石の摩擦係数 0.6 (Byerlee, 1978) を入力した。粘着力は実験室における岩石の破壊試験から約 50 MPa の値を有するとされている (Byerlee, 1978) が、ここで断層の再活動性を考えた場合、基本的にそれらの断層面を境に物質の連続性が切られていると考えられるため、実験室で計測されるような粘着力よりも低い値を示すと考えられる。そのため、上記の摩擦係数に比

べ、クーロン破壊基準への寄与は小さいと考えられるため、今回の解析では入力していない。

断層周囲の応力情報として、断層周囲の主応力軸の方向と、応力比が必要である。日本における広域応力については様々な議論があるが、東北地方については、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震以前は東-西方向の圧縮性の応力場でほぼ一様であったことが指摘されている (Yoshida *et al.*, 2012)。そこで、本研究では防災科学技術研究所によって公開されている北緯 38.0° から 41.5°、東経 139° から 142° の範囲に発生した地震のうち、1997年1月1日から2007年12月31日までの地震 125 個について、応力逆解析 (Angelier, 1994) を行い、東北地域の広域応力として、最大圧縮主応力軸 (σ_1 軸) の方位 N75°W、傾斜 2°、最小圧縮主応力軸 (σ_3 軸) の方位 N45°W 傾斜 88°、応力比 (Φ) 0.5 を得た (図 1.2.1.1-7)。

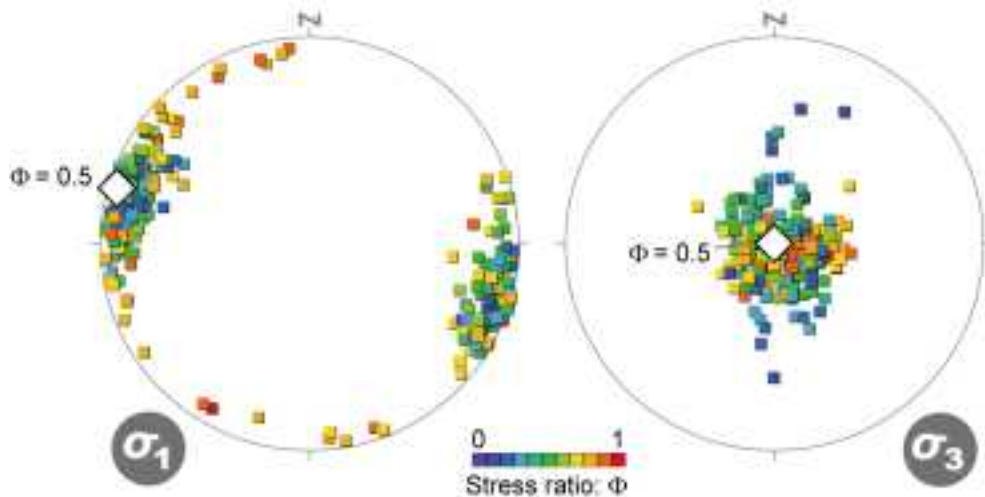


図1.2.1.1-7 東北地域における震源メカニズムから求めた、東北地方の広域応力。左側に最大圧縮応力軸 (σ_1 軸) を、右側に最小圧縮応力軸 (σ_3 軸) を、それぞれ下半球等積投影している。ひし形印が最適応力の主応力の azimuth, dip を示す。

④ STによる東北地方の活断層の活動性評価とSTの有効性の検討

広域応力と断層面の摩擦を決定することで、入力した応力が断層面に与える ST の値が求められる (図 1.2.1.1-8)。全体として最大主応力軸と直行する北北東-南南西走向、40° から 60° 程度の傾斜を持つ断層面に対して高い ST を示す。一方、同じ北北東-南南西走向であっても、0° に近い低角な断層面や、90° 近い高角な断層面に対しては低い値を示す。

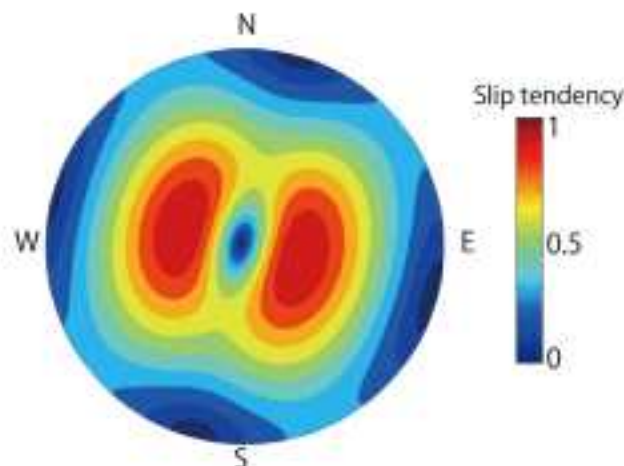


図1.2.1.1-8 東北地方の広域応力 (図1.2.1.1-7) から求められる、断層姿勢に対する Slip tendency の大きさを下半球等角投影したもの。

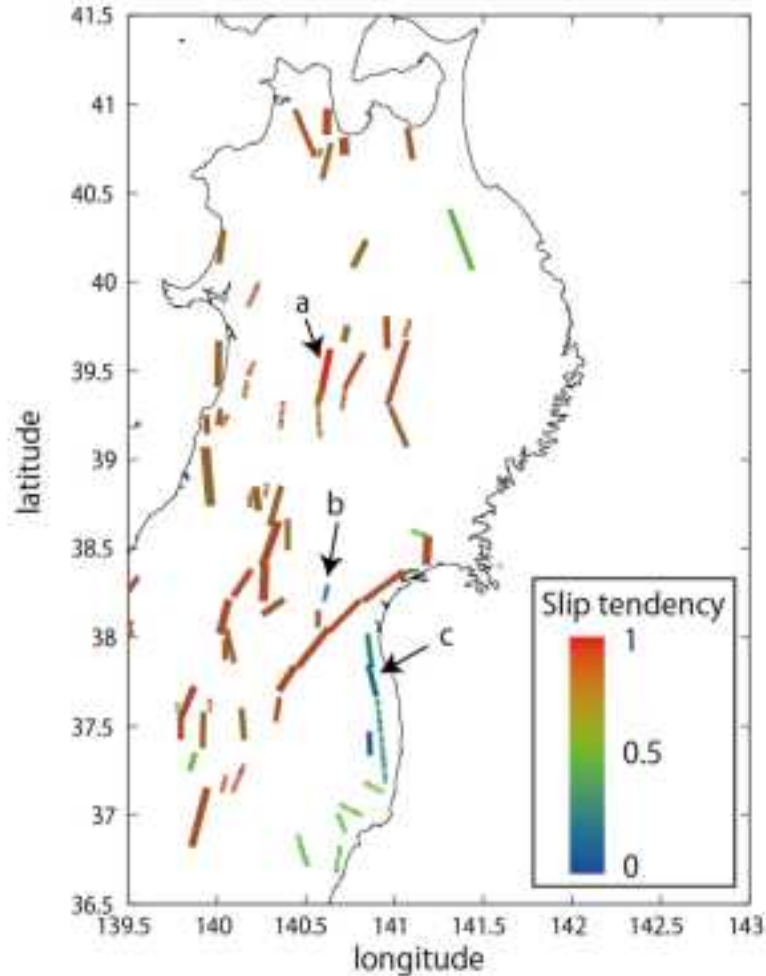


図 1.2.1.1-9 東北地方における広域応力に対する、各活断層に対する Slip tendency.
 実線は活動履歴が求められている活断層、破線は活動履歴が不明な断層。

東北地方に分布する活断層を対象に③で求めた広域応力を基に ST を計算することで、各活断層ごとの ST を求めることができる。これにより、どの断層群が力学的に動きやすい状況にあるかを評価することができる (図 1.2.1.1-9)。

東北地方における活断層の ST は全体的に高い値を示す (図 1.2.1.1-9)。横手盆地東縁 (起震) 断層系の千屋活動セグメント (図 1.2.1.1-9 の a) の大半部分は 1896 年陸羽地震に伴って地震断層が出現し、平均活動間隔は 3.7 千年 (松田ほか, 1980) の活動的な活断層である。この断層の ST は 0.99 と特に高い値を示し、高い活動性と整合的である。また、作並一屋敷平 (起震) 断層 (図 1.2.1.1-9 の b) は更新世後期以降の活動が見られず、活断層ではないとされている (活断層データベース, 最新アクセス 2014/01/28)。この活動セグメントに対する ST は 0.05 と低い値を示すことから、活断層では無いこと (低い活動性) と整合的である。

東北地方に分布する活断層の ST の値の分布について検討する (図 1.2.1.1-10)。東北地方における活断層の多く (全体の 80.28%) の ST は、0.7 を超える高い値を示す。すなわち、今回の ST に基づく断層再活動性評価手法により、活動的である活断層のほとんどを "活動的" と適切に評価できたことになる。このことから、「ST に基づく断層再活動性評価手法」が一定の有効性を持つものと判断できる。

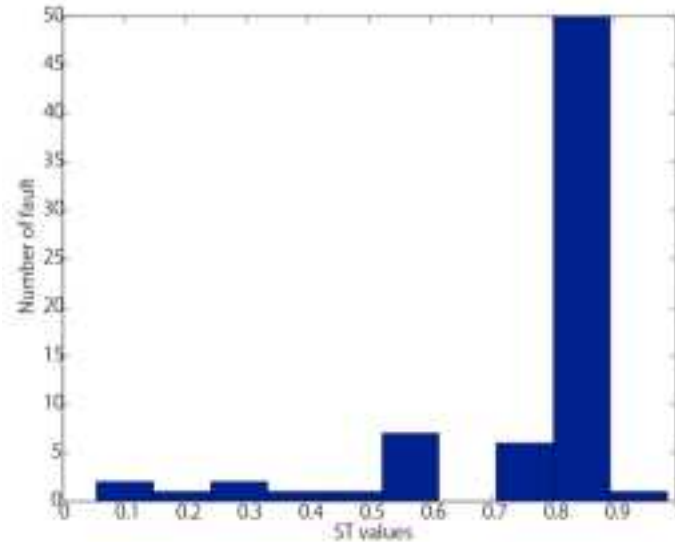


図 1.2.1.1-10 東北地方における広域応力に対する各活断層に対する Slip tendency のヒストグラム

一方、活断層であるにもかかわらず低い値を示すものがある。双葉（起震）断層の原町活動セグメント（図 1.2.1.1.2-3 の c）では BC 265 年の地層が変形し、AD 117 年の地層に覆われることが確認され（福島県，1998），現在も活動的な活断層であると考えられる。しかし，推定された ST の値は 0.22 と低い。このように ST による評価では，活動性が高いにもかかわらず低い ST が推定され，活動性が低いと判断される可能性がある。このような事例の発生原因と ST による評価手法の課題について次項で議論する。

⑤ Slip tendency の課題

ST に基づく断層再活動性評価手法における不確かさ

前項で述べたように，東北地方の双葉（起震）断層の原町活動セグメントに対する ST に基づく断層活動性評価で，地形判読やフィールド調査などで活動性が高い断層に対して低い ST の値を算出し，活動性が低いと見積もってしまう事例が生じた。そこで，こういった事例が生じた原因を検討することで，ST に基づく断層再活動性評価手法の課題を整理する。

ST に基づく断層再活動性評価手法の結果を左右する要因

Slip tendency を計算する上で，その結果を左右する要因として下記の要因が考えられる。

- ・ 断層物性……摩擦係数
- ・ 断層形状……断層傾斜
- ・ 応力………応力の空間不均質
- ・ 考慮していない力学要因……間隙水圧など

a. 断層物性としての摩擦係数の影響

上記の評価で入力した摩擦係数 0.6 は，実験室における岩石の摩擦試験から取得された一般的な岩石の摩擦係数（0.6 から 0.85 程度）（Byerlee, 1978）から選択した。一方，San Andreas 断層から採取された粘土に富む断層ガウジや断層粘土は 0.15 から 0.55 程度（Morrow *et al.*, 1992）の摩擦係数を示す。これは，実験から得られる摩擦係数よりはるかに小さい。また，断層構成物質は速度弱みや，歪弱化など動的に摩擦（強度）低下することが知られている。以上のことから，天然の断層面の

摩擦係数は入力した 0.6（実験室で得られた岩石の摩擦係数）よりも小さい可能性がある。一般に摩擦係数が下がることで、ST の値は大きくなる。

b. 断層形状としての断層傾斜の影響

ST の算出には、断層の形状情報として走向・傾斜が必要である。走向については地表トレースから大きく変化する可能性が低い（深部でねじ曲がる可能性は低い）と想定され、走向については ST の算出時には大きな問題とならないと考えられる。一方、傾斜については地表で観察される傾斜と、地下深部の傾斜が異なる可能性がある。例えば、リフト帯における正断層では、地表付近ほど傾斜が大きく地下深部に向かうに従って傾斜が小さくなること（リストリック断層）が知られている（狩野・村田, 1998）。上記の応力場においても、断層が低角になることで、大局的には ST が大きくなる傾向にある。

c. 断層周囲の応力の影響

広域応力はいまだに諸議論があり、決定的な応力については明らかとなっていない。そのため、今回 ST 計算のために入力した応力が東北地方の広域応力を適切に再現していなかった可能性も存在する。しかし、ここでは入力応力の不確実性をより大きくする要因として、応力の空間的不均質性について言及する。2011 年東北地方太平洋沖地震の発生以降の研究において、東北地方では局所的に正断層場が存在することが指摘されており（Yoshida *et al.*, 2012）、地域スケールでは広域応力とは異なった応力の不均質性が存在する。また、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2013）は、跡津川断層周辺で断層の東と西で応力場が異なることが指摘し、断層セグメントスケールで応力の不均質性が存在することを示唆している。さらに、藤内ほか（2011）は、岐阜県阿寺断層沿いに、断層に近づくに従って応力場が変化することを指摘しており、露頭スケールでも応力の不均質が存在することを示唆している。このような応力場の不均質性が存在した場合、東北地方として入力した広域応力と実際に断層周囲に存在する応力とが異なる可能性がある。上記のように、評価のために入力する応力が実際の断層周囲の応力と異なる場合は、正しい活動性が求められない。

d. 考慮されていない力学要因 — 間隙水圧 —

今回検討した「ST に基づく断層再活動性評価手法」は固体静摩擦モデルに基づく力学基準であり、流体の影響は考慮されていない。間隙流体による高間隙水圧は断層を活動しやすくすることが知られている（例えば Sibson, 1992）。このことから、実際に断層に作用する力学現象のうちモデルに十分取り込めていない事象についてはその影響により結果が変わる可能性がある。

各要因の影響の大きさ

前項で検討した各要因について、双葉（起震）断層の原町活動セグメントを対象にその影響を評価する。対象とする原町活動セグメントは、福島県東部、阿武隈山地の東縁をほぼ南北方向に延びる西側隆起を伴う左横ずれ断層である。この断層に対して各要因の影響の大きさを評価した（図 1.2.1.1-11, 図 1.2.1.1-12）。

- ・ 断層面の摩擦係数（図 1.2.1.1-11a）
- ・ 断層の形状（図 1.2.1.1-11b）
- ・ 応力の不均質（応力比）（図 1.2.1.1-11c）
- ・ 応力の不均質（主応力軸の方向）（図 1.2.1.1-12）
- ・ 間隙水圧の影響（図 1.2.1.1-11d）

結果はいずれの要因も ST を大きく変化させることを示している。断層傾斜と間隙水圧に関しては、

その変化により、ST は 0.2 → 0.9 以上に变化する。以上のことから、ST に基づく断層再活動性評価手法を適用するためには、断層パラメータを適切に取得することが重要であると言える。

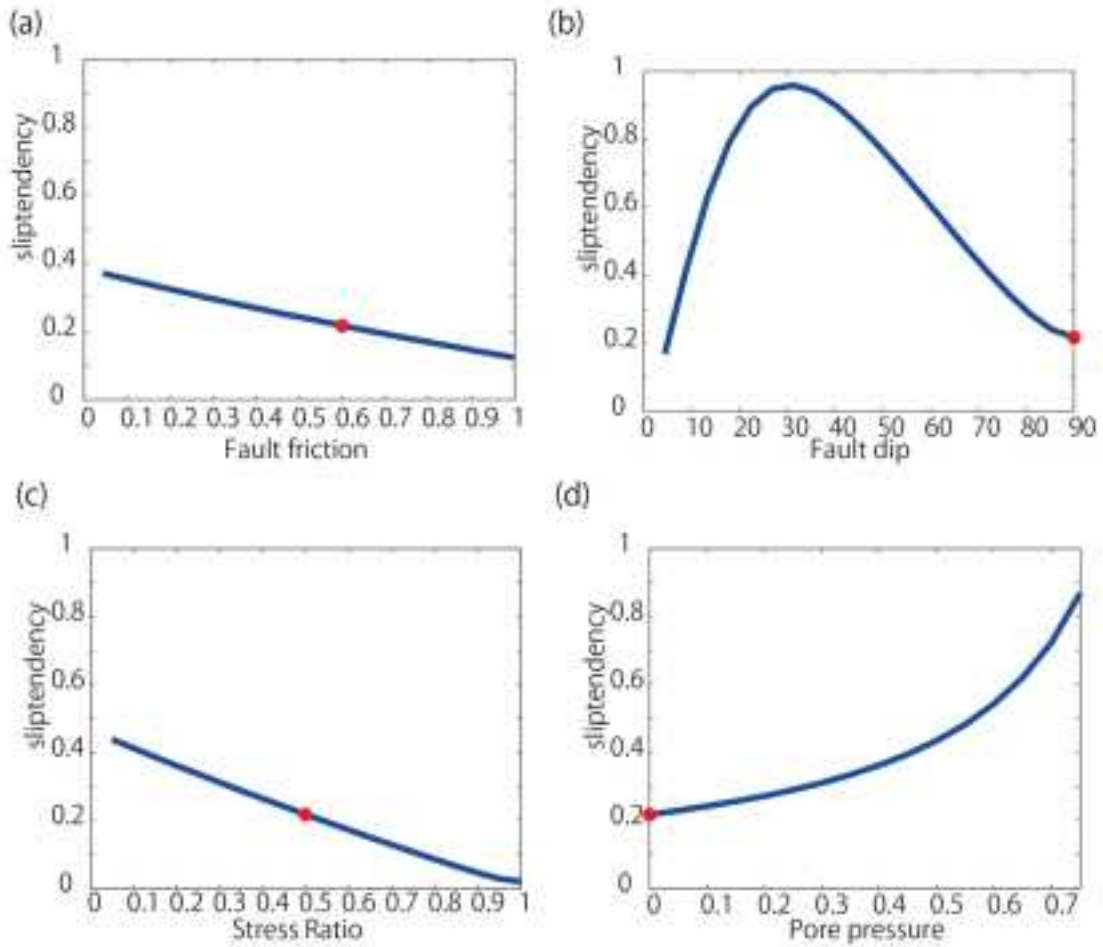


図 1.2.1.1-11 Slip tendency を決定する要因の変化による ST の値の変化 (双葉 (起震) 断層の原町活動セグメントの例)。

(a) 断層面の摩擦を変化させた場合、(b) 断層傾斜を変化させた場合、(c) 断層周囲の応力比が変化した場合、(d) 間隙水圧を入力した場合；横軸は断層面に作用する鉛直応力に対する間隙水圧の大きさを割合で示す。

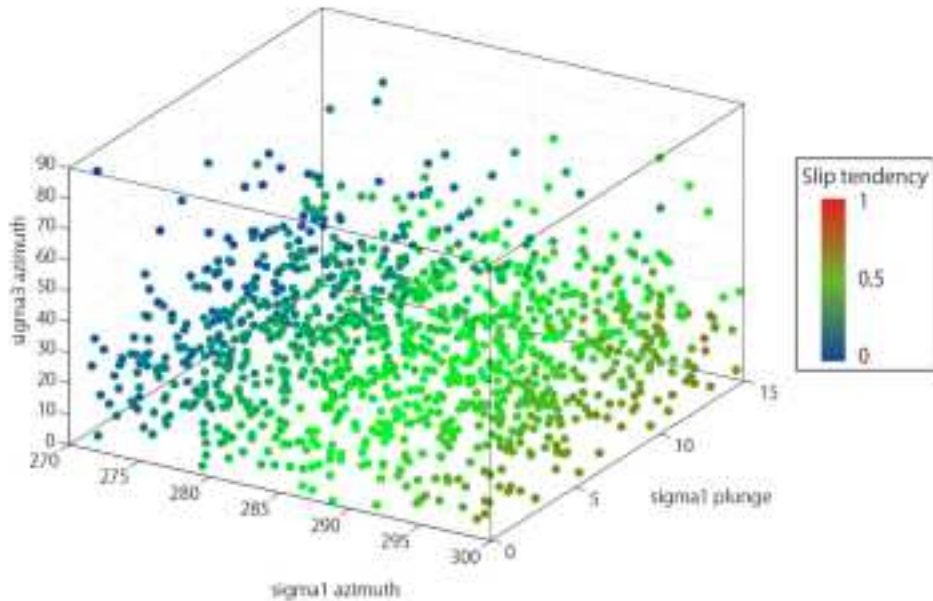


図1.2.1.1-12 Slip tendencyを決定する要因として、断層周囲の主応力軸の向きの変化によるSTの値の変化（双葉（起震）断層の原町活動セグメントの例）。最大圧縮主応力軸を走向方向に $\pm 15^\circ$ 、傾斜方向に 15° の範囲で変化させた場合のSTの値。

双葉（起震）断層原町活動セグメントの断層活動性評価の再検討

原町活動セグメントの断層活動性評価において低いSTが算出されたことについては、次のような原因が考えられる。まず、Terakawa and Matsu'ura (2010)の結果では、東北地方は全体的に逆断層性の応力場であるが、原町活動セグメントが位置する仙台湾南方は一部横ずれ断層性の応力場を持つことが示されている。また、その時の圧縮軸（P軸）は北西-南東方向を示す。このような傾向はYoshida *et al.* (2012)でも示されている。このことから、仮に原町活動セグメント近傍の応力場を、 σ_1 軸がN45Wの方向を向き、 σ_2 軸が鉛直方向を向く横ずれ断層性の応力場と仮定して、STを計算すると、0.96と高い値を示す。さらに、原町活動セグメントに作用するせん断応力は左横ずれの方向で、原町活動セグメントの左横ずれの活動様式と整合的である。このことから、原町活動セグメントにおいて、その活動性の高さに反して低いSTが推定されたことについては、ST算出のための断層周囲の応力情報が適切ではなかったことが最も大きな原因と考えられる。また、詳細な観測に基づく尤もらしい応力を入力することで、活動性に見合う高いSTが算出されることが確認できた。

⑥ STに基づく断層活動性評価手法

STに基づく断層活動性評価手法を実際の活断層に適用して、有効性を検証した。その結果、STに基づく断層活動性評価手法は多くの活断層を”活動的”と評価でき、手法として有効性が期待できる。また、”活動的”と判定できなかった活断層が存在したことについて、その原因を検討することで、手法の課題抽出を行った。双葉（起震）断層の原町活動セグメントを対象に、断層パラメータ（傾斜、間隙水圧等）が変わることで、見積もられるSTの値が大きく変化することを確認した。原町活動セグメントの場合、活動セグメントが位置する仙台湾南方にみられる局所的な横ずれ応力場を入力応力とすることで、活動性に見合った高いSTを算出することができた。STに基づく断層活動性評価手法により活動性を評価するには、断層パラメータを適切に取得することが重要である。今後の課題として、評価手法の検討・改良に加え、断層パラメータを取得する手法の評価・検討が重要である。

また、内陸断層の活動性について今回は簡略的にモール・クーロンの力学モデルに従うとし、その力学的モデルにもとづいて活動性評価を行った。しかし、内陸断層の活動メカニズムについては、ま

だ議論が続いており、断層の深部にある下部地殻の挙動が断層活動を引き起こしているという力学モデルも提案されている（例えば飯尾，2010）。そのため、本研究では力学的基準に基づく活動性評価の必要性は主張するものの、その基本となる力学モデルの選定については今後も検討が必要である。

今回検討した力学的断層活動性評価手法は、どの断層が動きやすいかを評価するものであり、その断層がいつ動くかを評価する手法ではない。このことから力学的断層活動性評価は従来の活動性評価手法を置き換えるものではなく、それぞれの特徴を補いながら総合的に断層の活動性を評価することが望まれる。

3) 断層物質を用いた低活動性断層評価手法の検討

活断層の活動性評価は、地表変形が比較的明瞭な全国 110 の主要活断層帯について、地震調査研究推進本部により公表されている。しかしながら、2008 年岩手・宮城内陸地震や 2000 年鳥取県西部地震が例に挙げられるように、近年国内に被害を及ぼしている内陸地震は、地形的に不明瞭な断層の活動によってもたらされたものが大半であり、空中写真判読による活断層やその可能性のあるリニアメントの検出・認定が必ずしも完全なものではなく、“未知の活断層”が存在することを示している。既知の活断層以外で発生する内陸の浅い震源の大地震については、事前の立地選定の際に排除することが現在の知見だけでは難しい。したがって、活断層として認知されていないが将来活動しうる断層の地質学的実態を明らかにし、それらの断層の評価手法を開発する必要がある。本研究課題では、変動地形学的手法では認定できない断層について、断層面あるいは断層破碎帯を構成する断層岩（断層ガウジ）の物質科学的特徴を検討し、その活動性を評価することが可能であるか検討する。

2000 年鳥取県西部地震以降に実施された同地震断層周辺地域の研究では、断層の活動性を認定するパラメータとして、断層岩の分布状況と断層ガウジの色相が有効であるとされている（小林ほか，2003；小林・杉山，2004；杉山ほか，2004；相澤ほか，2005）。また、これ以外の国内複数の活断層においても、断層の活動性と断層ガウジの色調との間に相関があるとされている（宮下ほか，2008）。本研究課題による 2000 年鳥取県西部地震地域を対象とした断層岩についての詳細な解析では、余震域とその周辺地域に分布する断層ガウジを構成する粘土鉱物組成の相違が示され、これらの形成メカニズムに関するモデルや定量的な指標が提示されている（宮下ほか，2011a, b；間中ほか，2011；小林ほか，2011；間中ほか，2012；亀井ほか，2012；産業技術総合研究所，2013）。

本年度は、鳥取県西部地震断層周辺を主たる対象として検討が進められてきた断層ガウジの鉱物・化学的特徴に基づく断層の活動性評価手法について、他の断層に対する適用可能性を検討するため、福島県の湯ノ岳断層・八茎断層・井戸沢断層、福岡県の宇美断層・警固断層（塔原地区）の断層岩の鉱物・化学的特徴について検討する。

(1) 断層岩試料

平成 25 年度に鉱物・化学的分析を実施した断層岩試料は、福島県の湯ノ岳断層・八茎断層・井戸沢断層、福岡県の宇美断層・警固断層（塔原地区）から採取したものである。採取地は主に花崗岩地域であるが、井戸沢断層は緑色片岩地域である。また、警固断層（塔原地区）では、活断層本体の断層岩試料ではなく、断層破碎帯周辺の変質花崗岩と断層破碎帯周辺に多数発達する亀裂群を断層岩の比較対象として分析した。

(2) 断層ガウジの原岩の特定

断層岩の原岩解析の手法は、堆積岩地球化学における原岩解析の手法を応用する（例えば、McLennan *et al.*, 1993；Condie, 1993；Fedo *et al.*, 1995；Nesbitt and Markovics, 1997；産業

技術総合研究所, 2013). 具体的には, 断層岩は, 断層形成後に水-岩石反応を被っていると考えられ, 原岩解析には水-岩石反応に比較的鈍感な不動元素, 主要元素であれば Al と Ti, 微量元素であれば La, Ce, Sc, Y, Th, Zr, Ga, Nb, Hf, Ta, V などを用いる (Taylor and McLennan, 1985 など). ただし, 主要元素の場合, 風化過程で可動元素が溶脱すれば不動元素の濃度が相対的に上昇する. また, 主・微量元素を問わずに, 風化過程で耐性のある石英 (SiO_2) が残留する場合や, 粘土鉱物 (含 H_2O 鉱物) が多量に生成される場合は, その希釈効果により不動元素の濃度が低下する. 水-岩石反応を被った物質においては, 残留元素の濃度のみを用いて原岩を特定することが困難となるため, 2つの不動元素を組み合わせた元素-元素比を用いて原岩を特定する. 2つの不動元素の組み合わせとしては, 苦鉄質岩石に卓越する元素と珪長質岩石に卓越する元素とを組み合わせる堆積岩地球化学の分野で最もよく用いられている Th/Sc vs Zr/Sc 図による解析を実施する.

Th/Sc vs Zr/Sc 図 (図 1.2.1.1-13) では, 断層露头ごとに凡例を示した. 各露头で採取された試料の種別 (断層ガウジ・風化岩・新鮮な岩石) は区分していない. ただし, 警固断層 (塔原) の試料については, 熱水脈と周辺の変質岩を検討するため, 試料の種別を入れている.

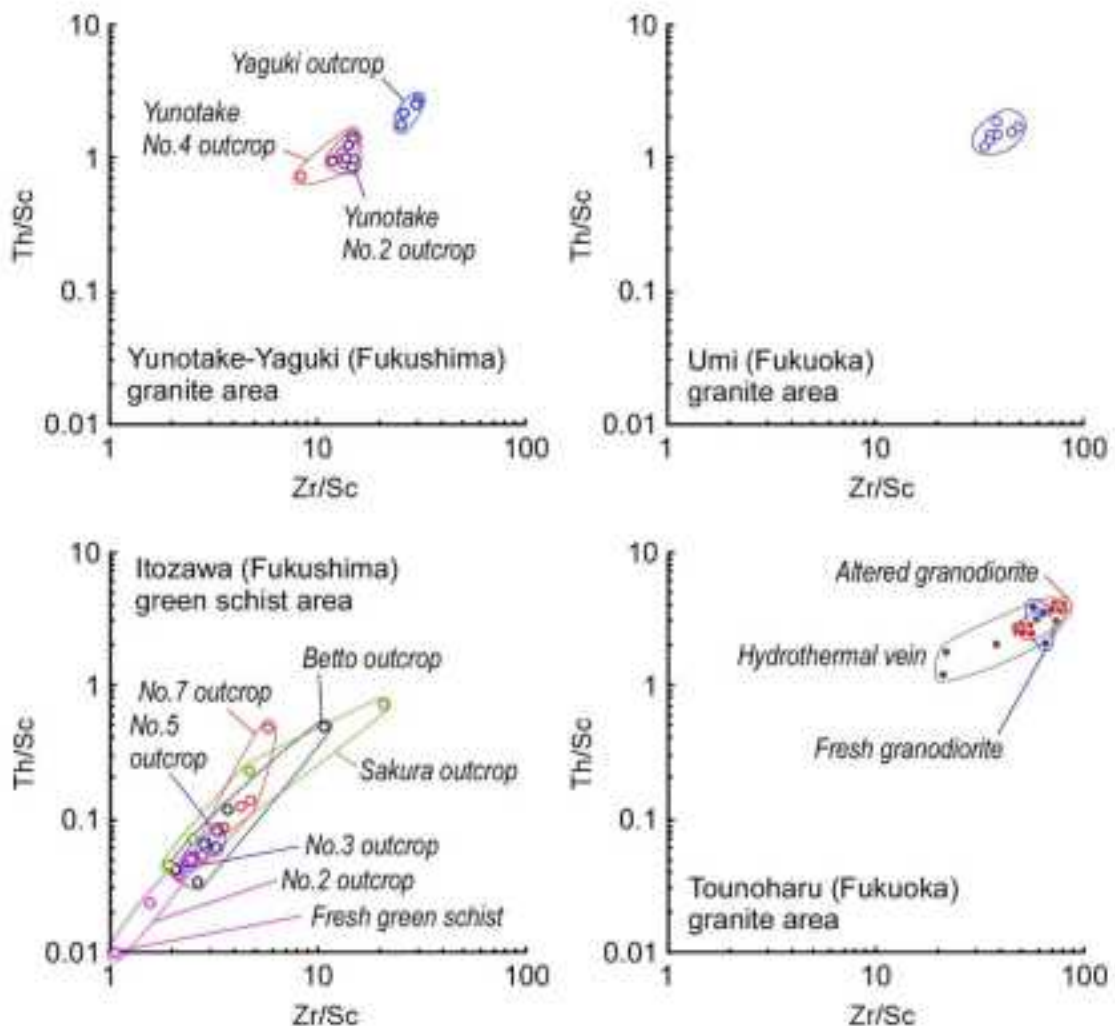


図 1.2.1.1-13 Th/Sc vs Zr/Sc による断層ガウジの原岩判定.

① 花崗岩地域

福島県の湯ノ岳断層の露頭 2 および八茎断層の Th/Sc vs Zr/Sc 図 (図 1.2.1.1-13) には大きな組成バリエーションが無く、これらの地点では断層ガウジが花崗岩由来であることが示唆される。一方、露頭 4 では若干幅広い変化が認められ、断層ガウジが花崗岩以外の物質を混入しつつ形成されていると解釈される。

福岡県の宇美断層の Th/Sc vs Zr/Sc 図 (図 1.2.1.1-13) では組成プロットの範囲が狭く、断層ガウジはその場の花崗岩起源であると判断される。

福岡県の警固断層 (塔原) の Th/Sc vs Zr/Sc 図 (図 1.2.1.1-13) では、新鮮な花崗岩と変質花崗岩は組成範囲が重なるが、熱水脈は幅広い変化を示す。したがって、変質花崗岩は母岩の花崗岩起源であるが、熱水脈は花崗岩と同一起源の花崗岩の定置直後に活動したものと冷却後の別のステージに活動したものがあることが示唆される。

② 緑色片岩 (御斎所変成岩) 地域

福島県の井戸沢断層の Th/Sc vs Zr/Sc 図 (図 1.2.1.1-13) には、多くの露頭で、著しい組成バリエーションが認められる。これは採取された多くの試料が、緑色片岩と砂岩や礫岩に挟まれた部分の断層ガウジであり、異種岩石の混合物で形成されていることの影響が大きいと考えられる。例えば、露頭 2、露頭 7、佐倉のものである。一方、緑色片岩内部に発達した断層露頭からも試料は採取されているが (例えば、露頭 3、露頭 5、別当)、それでも Th/Sc vs Zr/Sc 図では大きな組成バリエーションがある。緑色片岩試料として最も新鮮な試料が、図の左下端にプロットされることから、いずれの母岩をもつ断層ガウジにせよ、各断層ガウジは何らかの組成改変を被っていることが示唆される。塩基性岩母岩の活断層で大きな組成バリエーションがあり、塩基性岩のみが原岩となっていないように見える傾向は、これまでに報告した神奈川県神縄断層、2000 年鳥取県西部地震の玄武岩中の断層も同様である。塩基性岩を母岩とするガウジの不動元素の挙動については、今後のさらなる検討が必要である。

(3) 水-岩石反応による化学的風化と熱水の影響

岩石の水-岩石反応による風化変質の程度 (水-岩石反応の程度) は、その化学組成から見積ることが可能であり、現在 30 以上の手法が提案されている (Duzgoren-Aydin *et al.*, 2002)。ここでは、それらの手法で最も一般的な A-CN-K 三角図 (Nesbitt and Young, 1984) を用いて断層岩の水-岩石反応の程度を解析する。

A-CN-K 三角図は、全岩化学組成の A(Al_2O_3)、CN($\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$)、K(K_2O) をモル比にして三角図で表現する。ただし、 CaO^* はケイ酸塩鉱物にのみ入る Ca 成分である。花崗岩および玄武岩が風化作用を被ったときの組成変化 (Dekayir and El-Maataoui, 2001; Nesbitt and Markovics, 1997) と、花崗岩が熱水変質による K 交代作用を被ったときの組成変化 (Panahi *et al.*, 2000) を、図 1.2.1.1-14 に例示する。A-CN-K 三角図 (図 1.2.1.1-14) において、新鮮な岩石は CN50%-K50% のライン上にあるとされる。しかし、塩基岩では CN50%-K50% ラインより下に組成が来ることが、酸性岩では CN50%-K50% ラインより上に来ることが一般的である (Kamei *et al.*, 2012)。岩石が風化するとき、最初に CN が溶脱するため A-CN 軸に平行な組成変化が生じ、A-K 軸に組成が到達すると K の溶脱が始まり、頂点 A に向かう。A-CN-K 三角図を用いて岩石の化学的風化度を算出するには、以下の Chemical Index of Alteration (CIA: Nesbitt and Young, 1982) の式が用いられる。図上では A の割合が CIA 値に相当する。

$$\text{CIA} = 100 \times [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \text{ (molar proportions)}$$

岩石の風化変質過程では、風化生成物に対する K 交代作用がしばしば生じ、K が付加する場合もある (Harnois, 1988). このとき A-CN-K 三角図上の全岩化学組成は、組成プロットが K 頂点側に引き寄せられたトレンドを形成する (図 1.2.1.1-14). K の付加作用では、風化生成物であるカオリナイトがイライト化する現象や、斜長石がカリ長石化する現象が起こる. 実際の風化物の解析ではこの確認が重要とされている (Fedo *et al.*, 1995). K が付加した岩石の化学的風化度 (CIA 値) を正確に求める方法は、Fedo *et al.* (1995) に示されている.

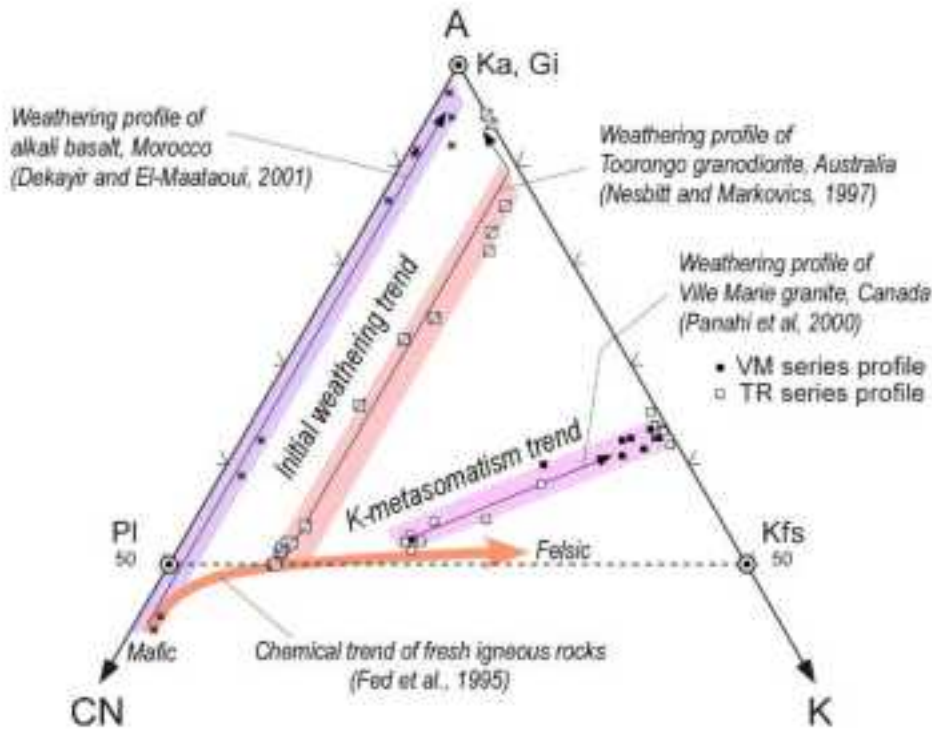


図 1.2.1.1-14 A-CN-K 図. 花崗岩風化, 玄武岩風化, 花崗岩 K 変質の例.

① 花崗岩地域 (図1.2.1.1-15)

福島県湯ノ岳断層の露頭 2 および八茎断層の断層ガウジは、周辺の風化岩石よりも化学的風化度が低く、CIA 値が 70 に達しない. 平成 24 年度までに検討してきた鳥取西部地震断層や山口県岩国断層帯では、断層ガウジの風化度はその原岩や周辺の風化岩石に比較して化学的風化度が高く、断層ガウジの化学的特徴の一つと考えてきたが、改めて再検討する必要がある.

福岡県宇美断層では、若干ながら A-CN 軸に平行でなく K 頂点側に傾いたトレンド傾向があり、弱い熱水変質を被っている可能性が示唆される.

福岡県警固断層 (塔原) では、熱水脈周辺の変質花崗岩は明らかに K 頂点側に大きく傾いたトレンドを形成する. 一方、熱水脈は K 含有量が少なく、化学的風化度が高い傾向を示す. 変質岩の K は熱水脈よりもたらされたと考えられるが、現在の熱水脈の K が低いことは現在の脈充填物が変質花崗岩の K 交代作用に関わっていないことを示しており、母岩に K 交代作用を及ぼす熱水や、そうでない熱水の存在が示唆される.

② 緑色片岩 (御斎所変成岩) 地域 (図1.2.1.1-15)

福島県井戸沢断層の周辺の新鮮な塩基性岩は、化学的風化度が 40 未満の非常に低い値を持ち、その風化岩の化学的風化度は 70 を超える. 断層ガウジの化学的風化度は、風化岩よりも低い値を示す

ものが多く存在し、露頭 5 の断層ガウジは新鮮な岩石に近い化学的風化度を示す。

③ 断層岩の化学的風化度に関する新しい解釈と検討課題

福島県の湯ノ岳断層・八茎断層・井戸沢断層は 2011 年以降に活動した断層であり、A-CN-K 図（図 1.2.1.1-15）の結果と併せて考えると、風化度の低い岩盤部分が新たに活動して断層ガウジを形成したか、もしくはそのような比較的風化度の高くない岩盤部分が断層ガウジに混入したことが考えられる。これらのことは、活動時期が新しい活断層では化学的風化度が低いガウジが得られることを示し、さらに頻繁に活動を繰り返す活動度の高い活断層では活動期の新しいガウジと古いガウジが断層内に混在してガウジの化学的風化度が幅広いバリエーションを持つことが示唆される。このような観点で福岡県宇美断層の A-CN-K 図を見ると化学的風化度は 60～70 程度と広く、また過去の例を振り返ると山口県岩国断層帯（来巻）で 60～80、同じく岩国断層帯（下長野）で 65～80、福岡県西山断層で 60～65 と広い。さらに、活断層と認定されていなかった鳥取県西部地震断層では、70 以上の高いクラスターがある一方で、60 未満の低い断層ガウジも認められる。各活断層の化学的風化度にはバリエーションがあり、かつ 60 未満の低いものが存在する。今回得られた解析結果と新たな解釈については、引き続き他の活断層のデータ獲得を含めた検討が必要である。

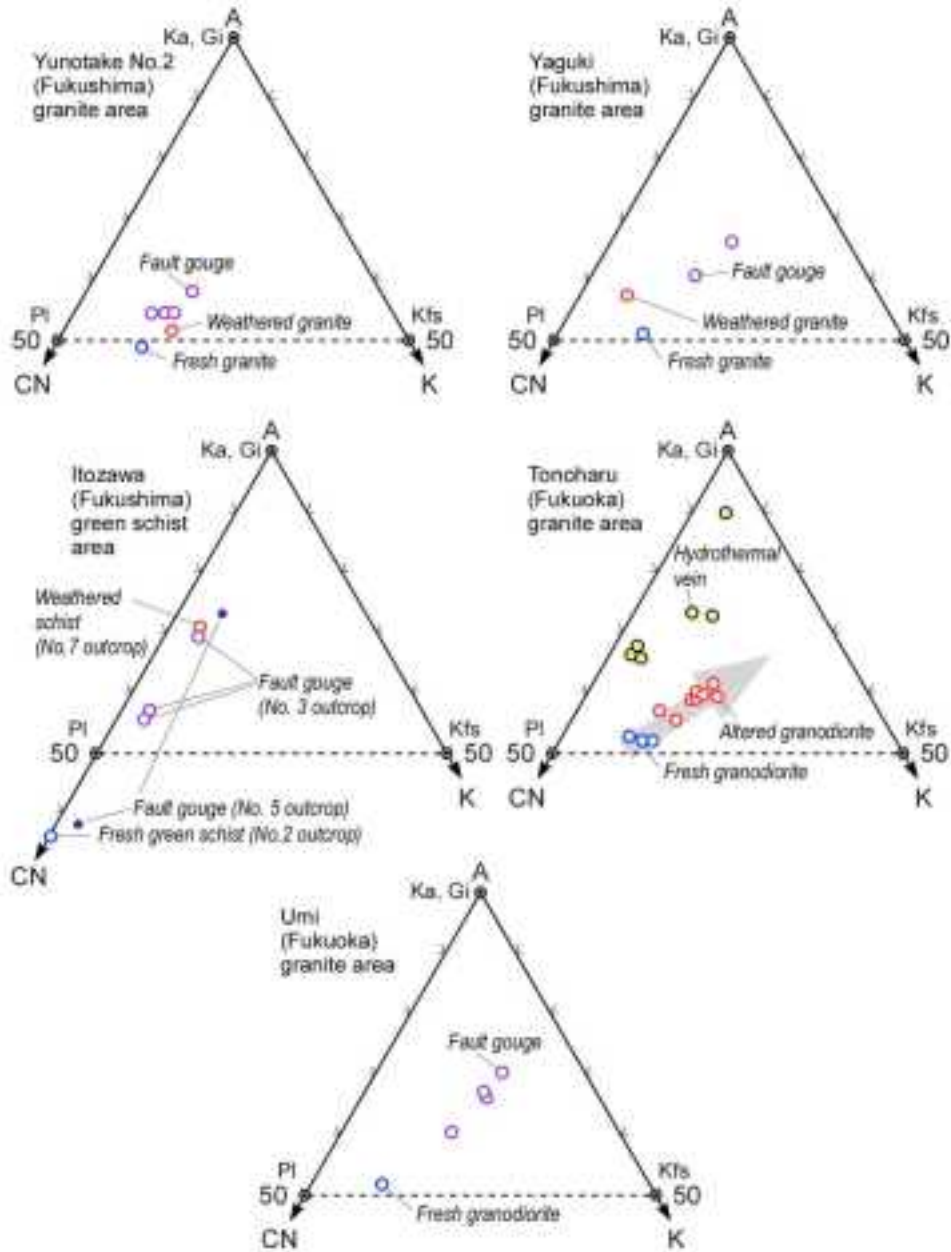


図 1.2.1.1-15 A-CN-K 三角図による断層ガウジの化学的風化度の判定。

(4) 断層ガウジの主・微量成分元素組成

断層ガウジの化学的特徴を把握するために、新鮮な岩石を基準にしてその組成変化を検討する。検討手法として、Nesbitt (1979) による The percentage changes to element ratios を用いる。

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

Ti is used as denominator

この式では、E；元素含有量，Ti；Ti 含有量，添字 Sample；試料の分析値，添字 Parent；基準となる新鮮な岩石の分析値を用いる。Ti は、風化に伴う不動元素であり、元素の移動の程度を測定する際の基準値としての役割をもつ。

平成 24 年度までの検討により、断層ガウジは新鮮な母岩に比較して $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ の低下、 $\text{REEs}\cdot\text{U}\cdot\text{Sb}$ の富化、 $\text{CaO}\cdot\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{Sr}$ の枯渇が共通して確認されている。 $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ の低下は断層ガウジが酸化されたことを示し、 $\text{REEs}\cdot\text{U}\cdot\text{Sb}$ 富化は断層付近の風化岩より雨水等で運ばれた元素が断層ガウジに吸着したことを示唆する。また、 $\text{CaO}\cdot\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{Sr}$ の枯渇は斜長石成分の溶解を示している。

① 花崗岩地域 (図1.2.1.1-16)

福島県湯ノ岳断層露頭 2 の断層ガウジは、 $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ の低下、 $\text{CaO}\cdot\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{Sr}$ の弱い低下、U の富化が認められるが、 $\text{REEs}\cdot\text{Sb}$ の富化は無く、平成 24 年度までに検討した断層ガウジとは傾向が異なる。この断層ガウジは、A-CN-K 図 (図 1.2.1.1-15) で化学的風化度が低いことが示されており、顕著な水-岩石反応を被っていないことが $\text{REEs}\cdot\text{Sb}$ の富化が無い原因となっている可能性がある。

福岡県宇美断層の断層ガウジは、 $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ の低下、 $\text{CaO}\cdot\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{Sr}$ の低下が認められる。また K の付加が認められ、A-CN-K 図 (図 1.2.1.1-15) での K 頂点側に傾くトレンドと整合的である。 REEs の富化は無く、平成 24 年度までに検討した断層ガウジとは傾向が異なる。A-CN-K 図 (図 1.2.1.1-15) では一部に化学的風化度の低い試料が認められるものの、化学的風化度の平均値は高く、従来の解釈では説明が難しい。 REEs の解釈については、見直しが必要と考えられる。

② 緑色片岩 (御斎所変成岩) 地域 (図1.2.1.1-16)

福島県井戸沢断層の露頭 3 および露頭 5 の断層ガウジは、 $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ の低下、 $\text{CaO}\cdot\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{Sr}$ の低下、 $\text{U}\cdot\text{Sb}\cdot\text{LIL}$ 元素の富化が認められる。K の富化が大きいことに関しては、緑色片岩に挟まれる断層ガウジであることを考慮すると、地表付近の K に富む異質土壌を混入したか、もしくは断層内に K を含む流体が流入したことが考えられる。 REEs の富化は無く、平成 24 年度までに検討した断層ガウジとは傾向が異なる。A-CN-K 図 (図 1.2.1.1-15) では、風化岩よりも風化度が低い断層ガウジが複数あり、新鮮な試料に近い化学的風化度のものもある。したがって、福島県湯ノ岳断層の断層ガウジと同様に、顕著な水-岩石反応を被っていないことが REEs の富化が無い原因となっている可能性がある。

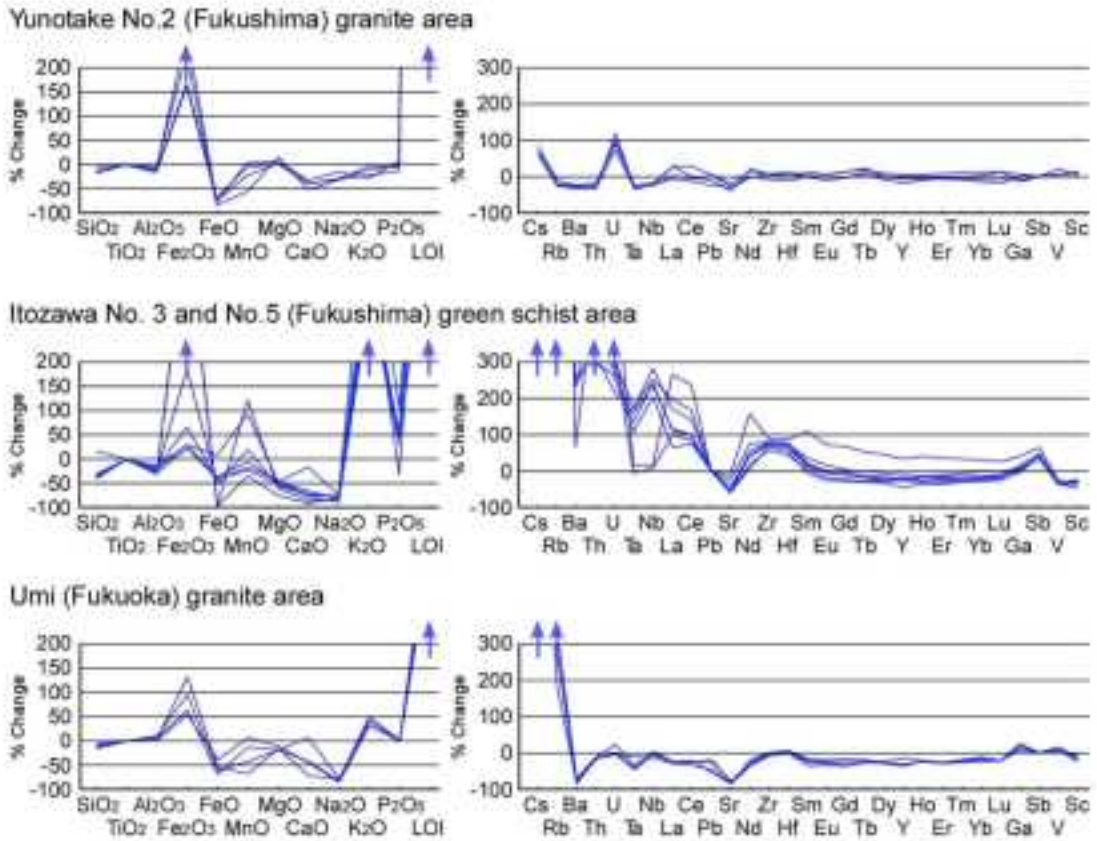


図 1.2.1.1-16 断層ガウジの元素増減パターン.

(5) 断層ガウジの同位体組成

平成 24 年度までの断層ガウジの同位体解析では、新鮮な岩石や風化岩とは異なる断層ガウジ固有の特徴を明確にできておらず、断層ガウジ固有の同位体組成の特徴が存在するか不明であった。平成 25 年度は、断層ガウジの同位体データが最も充実している鳥取県西部地震の断層ガウジ（花崗岩地域）を対象とした同位体組成の特徴づけに関する検討結果を示す。

断層ガウジ固有の同位体組成の特徴の存否について、Sr・Nd を用いたイプシロン解析 (Papanastassiou and Wasserburg, 1970 ; DePaolo and Wasserburg, 1976) を試みた。イプシロン計算に用いた Bulk Earth の現在値は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1966$ (DePaolo, 1988 ; Goldstein *et al.*, 1984), 壊変定数は $^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11}/\text{y}$ (Steiger and Jäger, 1977) ; $^{147}\text{Sm} = 6.54 \times 10^{-12}/\text{y}$ (Lugmair and Marti, 1978) をそれぞれ用いた。また、イプシロン計算に必要な断層分布域の母岩（根雨花崗岩体）の形成年代は、Iizumi *et al.* (1984) と本研究課題で取得していた同位体データを基に Ludwig (2008) の方法により求めた $64.8 \pm 2.4\text{Ma}$ (Rb-Sr 全岩アイソクロン年代) を用いた。

イプシロン図において、鳥取県西部地震地域の新鮮な岩石（花崗岩）はバルクアース ($\epsilon\text{SrI}=0$, $\epsilon\text{NdI}=0$) 付近にあり、加々美ほか (2000) による西南日本弧内帯の花崗岩類の範囲に入る (図 1.2.1.1-17)。風化花崗岩は ϵNdI が変化せずに ϵSrI が若干低い方へ移動し、断層ガウジはさらに極端に ϵSrI が低下する (図 1.2.1.1-17)。イプシロン図では、地球内部の始原的なマントルに由来する未成熟な火成岩がマントルアレー付近にプロットされ、その岩石が大陸地殻を形成しつつ永い年月を経て成熟すると次第に高 ϵSrI かつ低 ϵNdI へと移動する。これらの碎屑物で形成される堆積岩類はさ

らに高 ϵ_{SrI} かつ低 ϵ_{NdI} を持ち、同位体的に成熟した値へと変化する。したがって、 ϵ_{NdI} が不動のまま極端に ϵ_{SrI} が低くなる進化は一般的な岩石に存在しない。

断層ガウジは母岩からの組成改変の段階で共通して Sr 含有量の顕著な減少が生じており、これは $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比の増大に繋がっており、 ϵ_{SrI} の極端な減少の原因となっている。一方、断層ガウジには Sm と Nd の増加が認められることがあるが、これらは希土類元素であり、互いに挙動が酷似するため、Sm と Nd の含有量が変化してもこれらの比は変化せず、 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 同位体比も変化しない。したがって、イプシロン図における断層ガウジの ϵ_{NdI} は新鮮な母岩と同一の値を維持することになる。このような断層ガウジ独特の組成変化が ϵ_{NdI} の固定と ϵ_{SrI} の減少に繋がっており、これらは断層ガウジに固有の挙動と判断される。 ϵ_{NdI} および ϵ_{SrI} の検討には断層原岩の正確な形成年代を獲得する必要があるが、解析手段が簡便とは言えないが、断層ガウジ固有の指標の一つになると考えられ、今後さらなる検討が必要である。

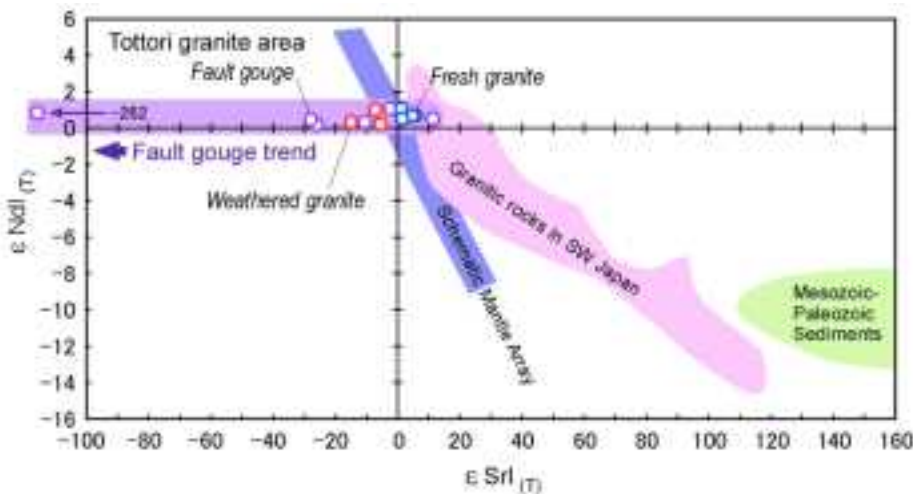


図 1.2.1.1-17 断層ガウジの Sr-Nd イプシロン図。

(6) 断層ガウジのメスbauer分光分析

断層ガウジに含まれる全 Fe の $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比は、断層ガウジの酸化還元指標として重要である。平成 24 年度に実施した予察的なメスbauer分光分析では、鳥取県西部地震の断層ガウジの粉末試料を用いた $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比の分析を行い、滴定法で得られた $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比のデータと整合的で、かつより高精度な分析が可能であることを示した。また、複数の鉱物からなる複合試料に関して、ある程度の鉱物同定と、鉱物ごとの $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比を分析できることも示した。なお、鉱物の特定においては、X線粉末回折データと組み合わせることでさらに信頼度が増加することを確認した。

メスbauer分光分析は、本来分離鉱物からデータを得ることにより、鉱物の $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比を極めて正確に測定できる特性がある。平成 25 年度は、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) で報告した断層ガウジの全岩試料から CDB 処理、TAO 処理、HCl 処理がなされた抽出試料について、メスbauer分光分析を実施した。測定した断層ガウジ試料は鳥取西部地震断層のもので、鉄分の多い玄武岩由来の TO-01 (淡緑色)、TO-02 (緑色)、TO-08 (赤色)、および鉄分の少ない花崗岩由来の TO-17 (ベージュ) である。それぞれのオリジナル全岩試料についてもデータを再検討した。

メスbauer分光分析の結果、オリジナル全岩試料・抽出試料についても $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比および Fe^{2+} の有無が十分に測定可能であり、またこれらの Fe 成分がどの鉱物に由来する可能性が高いかについても推定できた。その 1 例として、TO-1 オリジナル試料のメスbauerスペクトルを図 1.2.1.1-18 に、鉱物の同定結果を表 1.2.1.1-1 に示す。断層ガウジの酸化還元指標を検討する上で、メスbauer

一分光分析の $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比測定は十分に機能し得ると考えられる。

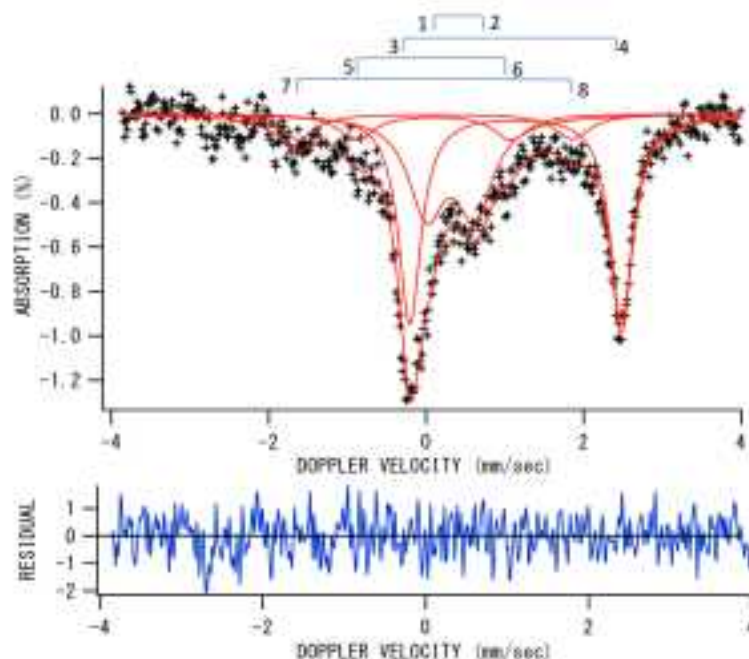


図 1.2.1.1-18 TO-1 オリジナル試料のメスバウースペクトルと解析結果。
2 ダブルレットおよび 4 本の吸収の計 8 本のピークからなる。

表 1.2.1.1-1 TO-1 オリジナル試料のメスバウアー変数の値と同定結果。

Doublet	I.S. (mm/s)	Q.S. (mm/s)	Width (mm/s)	Area (%)	Assignment
1-2	0.31(1)	0.61(2)	0.55(3)	35(1)	$^{56}\text{Fe}^{2+}$ in serpentine or chlorite or smectite
3-4	1.134(3)	2.687(6)	0.35(1)	47(2)	$^{56}\text{Fe}^{3+}$ in serpentine or chlorite or smectite
5-6	0.09(3)	1.96(7)	0.55(3)	9(1)	Hematite? Goethite?
7-8	0.11(3)	3.49(59)	0.55(3)	9(1)	Fe-oxide

略語： I.S. ; アイソマーシフト, Q.S. ; 四極分裂, Width ; 半値幅, Area ; ダブルレット面積比, Assignment ; Fe の酸化数と帰属鉱物。

- ・ダブルレット1-2 (I.S. = 0.31(1) mm/s, Q.S. = 0.61(2) mm/s)は、蛇紋石族鉱物・緑泥石・スメクタイトのいずれかの鉱物の6配位席の Fe^{3+} に帰属される。
- ・ダブルレット3-4 (I.S. = 1.134(3) mm/s, Q.S. = 2.687(6) mm/s)は、蛇紋石族鉱物・緑泥石・スメクタイトのいずれかの鉱物の6配位席の Fe^{2+} に帰属される。
- ・粘土鉱物（蛇紋石族鉱物・緑泥石・スメクタイトのいずれか）におけるFeの酸化数は、 $\text{Fe}^{2+} : \text{Fe}^{3+} = 51 : 49$ である。その他のピーク(5, 6, 7, 8)は、赤鉄鉱や針鉄鉱などの鉄酸化物の磁気分裂による吸収である。

(7) まとめと今後の課題

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) では、難水溶性の不動元素の化学的特徴等の検討から、断層ガウジはその原岩や周辺の風化岩石に比較して著しく化学的風化した性質を有するとし、その前提のもとで断層の活動性との相関関係を分析している。しかし、平成 25 年度の調査・分析により、2011 年以降に活動した福島県の湯ノ岳断層・八茎断層の断層ガウジは、周辺の風化岩石より

も化学的風化度が低いこと、一部の断層ガウジは新鮮な原岩に近い化学的風化度を示すことが明らかとなった。この化学的風化度の低い断層ガウジの存在は、最近の断層運動により化学的風化度の高くない原岩部分が新たに破碎されたか、あるいは水-岩石反応をあまり被っていない断層ガウジが存在することを意味し、断層ガウジが化学的に風化していることを前提とした議論については再検討する必要があることを示す。

断層ガウジの同位体解析では、鳥取県西部地震の断層岩試料の同位体データを再検討した結果、Sr-Nd イプシロン図を用いることで断層ガウジ固有の特徴を引き出せる可能性が得られた。ただし、Sr-Nd イプシロン図の作成には基盤岩の形成年代の決定が不可欠で、どの地域の断層にもすぐに適応できるわけではない。今後は、基盤岩の形成年代の明らかな地域の活断層から得られた断層ガウジの同位体組成を Sr-Nd イプシロン図で検討し、活断層固有の特徴が同様に導き出されるのか検証を重ねる必要がある。併せて、基盤岩の形成年代を求める最適法についても検討していく必要がある。

断層ガウジの酸化還元指標に関連が深い全 Fe の $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比の測定をメスバウアー分光分析法にて実施し、断層ガウジより試薬を用いて段階的に抽出された微細物質（粘土鉱物群）についても、その $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比を正確に分析できることを確認した。今後は、断層ガウジ本体および抽出物質の $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比と、野外で測定される酸化還元電位等の指標との関連性について詳細な検討を進める必要がある。

1.2.1.2 侵食量評価手法の高精度化の検討

【実施内容】

平成 24 年度の成果を踏まえ、地表侵食速度推定に関する新手法として平成 24 年度より取り組んでいる宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法について、平成 25 年度は気温や降水量等を主とした、気候と風化・侵食速度の関係を検討するための試料採取を実施し侵食速度の検討を行う。また、大局的な地殻変動と侵食量に関する大局的な傾向を、島弧横断方向での侵食速度の変化傾向から検討するための試料採取を実施し侵食速度および侵食メカニズムの検討を行う。以上の成果は、原子力規制委員会が作成する精密調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

侵食は、廃棄体と地表との接近をもたらすことや、地下水の流動特性や地層中の酸化還元状態を変化させ、その結果、廃棄体中に含まれる放射性物質が周辺の地質環境中を移動しやすくなることなどから、安全評価で考慮すべき地質事象の一つとされる（図 1.2.1.2-1）（核燃料サイクル開発機構，1999；藤原ほか，2005；産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2012）。侵食は、気候変化、海面変化、地殻運動、火山活動などの影響により様々な時間スケールで複雑に起こる。したがって侵食作用がどの要因に規定されるかを把握するためには、地形環境ごとの侵食プロセスを明らかにしていくことが重要となる。

宇宙線により鉱物中に生成・蓄積する宇宙線生成核種は、地層処分の安定性評価において重要とされる 10^4 – 10^6 年の時間スケールの侵食速度の定量手法として、種々の地質・地形環境に対し、近年、その有用性が検討されている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編，2012；城谷，印刷中）。本年度は、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2013）の宇宙線生成核種の深度分布を用いた長期的な侵食速度推定手法の妥当性について、阿武隈地域を事例対象として確認した。また、降水量や傾斜、地質環境などの異なる条件下での各々の地域の侵食速度を把握することを目的とし、気候（降水量）と侵食量の関係および高度・傾斜度と侵食量などの関係を調べる手法として、宇宙線生成核種による斜面の平均的な侵食速度の推定法の検討を本邦で最も多雨な屋久島地域を事例対象として実施した。

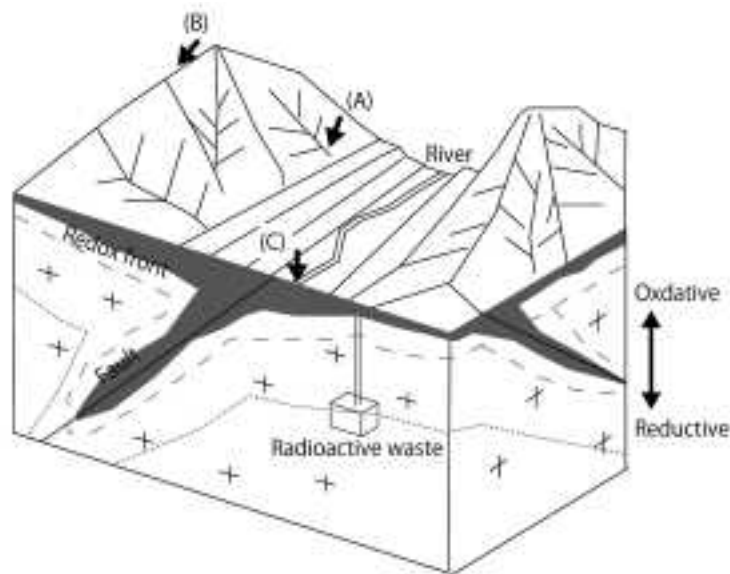


図 1.2.1.2-1 処分地周辺における侵食の概念図。

(A) 斜面侵食，(B) 尾根の侵食，(C) 河川の下刻。破線は酸化還元フロントを示す（城谷，印刷中）。

1) 宇宙線生成核種の深度分布を用いた長期的な侵食速度推定手法の妥当性の確認

(1) 宇宙線生成核種の深度分布

地中における宇宙線生成核種濃度の深度分布を調べることによって、長期間にわたって定常的に侵食を受け続けている尾根などの地形面の侵食速度を求めることが可能である。任意深度での ^{10}Be や ^{26}Al などの核種濃度は、侵食速度と地形面の形成年代を変数とする関数で表される (式 1.2.1.2-1)。したがって原理的には、異なる二点以上の深度で求めた核種濃度の深度分布に侵食速度と地形面の形成年代を変数とするモデルカーブをフィッティングさせることで、侵食速度および地形面の形成年代を求めることが可能である (Siame *et al.*, 2004)。異なった深度での核種蓄積量をみることで、採取深度における各々の値の誤差が大きい場合であっても、確度および精度よく侵食速度を定量することが可能となる。本邦においては、房総半島 (Matsushi *et al.*, 2006) や阿武隈地域 (Shiroya *et al.*, 2010)、北上地域 (産業技術総合研究所深部地質環境コア, 2012) などにおいて、核種濃度の深度分布を用いて尾根の侵食速度を推定した事例がある。

$$C(x,t) = \frac{P_0 \cdot P_{\text{spal}}}{\rho \cdot \varepsilon + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_{\text{spal}}}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\frac{\lambda + \rho \cdot \varepsilon}{\Lambda_{\text{spal}}}\right)t}\right) + \frac{P_0 \cdot P_{\text{stop}}}{\rho \cdot \varepsilon + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_{\text{stop}}}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\frac{\lambda + \rho \cdot \varepsilon}{\Lambda_{\text{stop}}}\right)t}\right) + \frac{P_0 \cdot P_{\text{fast}}}{\rho \cdot \varepsilon + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_{\text{fast}}}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\frac{\lambda + \rho \cdot \varepsilon}{\Lambda_{\text{fast}}}\right)t}\right) \quad \text{式 1.2.1.2-1}$$

$C(x, t)$; 石英試料中の照射年代 t (yr), 深度 x (cm) における核種濃度 (atoms/g Quartz). P_0 ; 表面における石英中の核種生成率 (atoms/g Quartz/yr). ε ; 侵食速度. ρ ; 試料採取層の密度 (g/cm^3). λ ; 核種の減衰長 (^{10}Be : 5.10×10^{-7} ; ^{26}Al : 9.83×10^{-7}). P_{spal} (0.9815), P_{stop} (0.012), P_{fast} (0.0065) ; 地表面における各宇宙線粒子の核種生成寄与率 ($P_{\text{spal}} + P_{\text{stop}} + P_{\text{fast}} = 1$). Λ_{spal} ($160 \text{ g}/\text{cm}^2$), Λ_{stop} ($1,500 \text{ g}/\text{cm}^2$), Λ_{fast} ($5,300 \text{ g}/\text{cm}^2$) ; 各宇宙線粒子との反応に係る平均自由行程 (Braucher *et al.*, 2003; Gosse and Phillips, 2001 ; Heisinger *et al.*, 2002).

(2) 検討方法

宇宙線生成核種の深度分布を用いた長期的な侵食速度推定手法の妥当性を確認するため、形成時期が他の地質学的証拠によって推定されている侵食残丘山地を対象とし、その検討を行った。侵食残丘山地は侵食・剝作用の結果、形成されたものである。地表面の侵食速度の差異によって、選択的に侵食が働くと、地表面の比高が生じ山地が形成される。この概念に基づいて次の検討方法を実施した。

山地の頂部および末端部に残る侵食残丘面の侵食速度 (図 1.2.1.2-2 ; ε_{top} および $\varepsilon_{\text{bottom}}$) を宇宙線生成核種により求め、2 点間の相対速度 (図 1.2.1.2-2 ; 比高 H の発達速度 ; $\varepsilon_{\text{bottom}} - \varepsilon_{\text{top}}$) を算出する。現在の比高 H が生じるのに必要な時間、すなわち現地形の形成に必要な侵食継続期間 (図 1.2.1.2-2 ; T) は (式 1.2.1.2-2) によって与えられる。(式 1.2.1.2-2) によって得られた侵食継続期間 T と、他の地質学的証拠によって推定されている地形面の形成年代とを比較し、矛盾しないことが確かめられれば、(式 1.2.1.2-2) による $\varepsilon_{\text{bottom}} - \varepsilon_{\text{top}}$ の値が妥当であることが確認される。

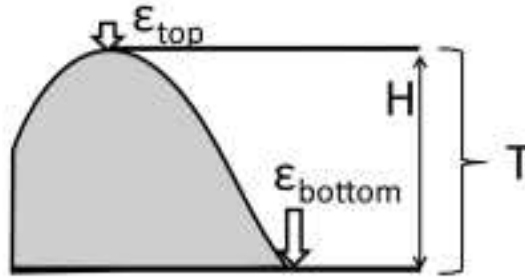


図 1.2.1.2-2 現地形の形成年代の算出方法.

$$T = \frac{H}{\epsilon_{\text{bottom}} - \epsilon_{\text{top}}}$$

式 1.2.1.2-2

(3) 対象地域

阿武隈山地は、南北 180 km、東西 50 km と南北に長い紡錘形をしており、その東北東縁と西南西縁には双葉断層と棚倉構造線が位置している (小池ほか, 2005)。阿武隈山地は隆起準平原のなだらかな山地として知られ (望月, 1929)、定高性が顕著な侵食面が広範囲に分布している (木村, 1994)。阿武隈地域の基盤岩の大部分は、白亜紀に形成された花崗岩からなり、表層部には数十 m 以上の厚い風化層が発達している。一方、山地の頂部では、花崗岩には風化層が発達しておらずトア (露岩) が分布している。高位面群 (背面高度; 750-1,000 m)、中位面群 (背面高度; 550-730 m)、低位面群 (背面高度; 300-550 m) の 3 水準の侵食小起伏面が識別されており (木村, 1994)、いずれも陸上削剥によって形成されている。本研究では、高位面群に属する山体 (高柴山; 標高約 880 m) を対象として検討を実施した。

(4) 試料採取

山体の頂部 (図 1.2.1.2-3,-4; A. TOP) とその末端部 (図 1.2.1.2-3,-5; B. BOTTOM) の 2 地点の侵食残丘面において侵食速度の定量用試料を採取した。高柴山の頂部 (標高 882 m 付近) には花崗岩からなるトアが分布しており、真砂の発達が見られない (図 1.2.1.2-4)。そのため頂部の露岩から、表面約 3 cm 以内を採取し、宇宙生成核種測定用試料とした。末端部 (465 m) の侵食残丘では、近年公道の工事に伴って出現した露頭から、10 cm おきに、深度約 180 cm まで、核種濃度の深度分布用の試料を採取した (図 1.2.1.2-5)。末端部は、地表面から十数 m 以上にかけて真砂が一様に発達していた。地表面から深度 40 cm までは、植物の根で覆われていたため、試料採取は 40 cm 以深で実施した。試料中の石英の粒径は中粒～粗粒であり、いずれも花崗岩起源のものである。

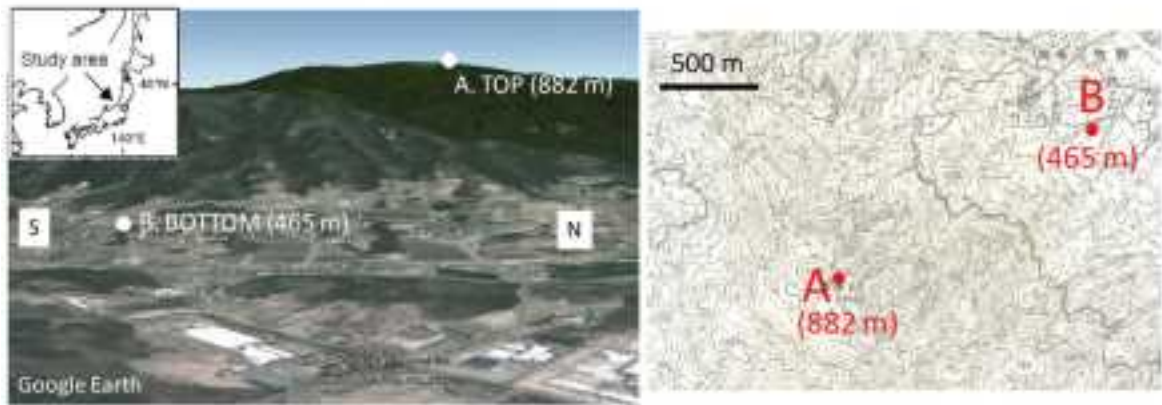


図1.2.1.2-3 検討対象地域。Aは山頂、Bは末端部の試料採取位置。()内は標高を表す。(左)高柴山(北緯37度21分、東経140度34-36分)の全景、(右)2万5千分の1地形図「柳橋」。



図 1.2.1.2-4 A地点の露頭の状況。風化層が発達していない花崗岩トアが分布している。採取位置は、写真(右)の青実線内。



図 1.2.1.2-5 B地点の露頭の状況。採取位置は、白枠内。

(5) 宇宙線生成核種の測定

宇宙線生成核種の同位体分析試料としては、花崗岩構成鉱物中の石英試料を対象とした。これは、石英自体が化学的風化に強く、宇宙線照射によって生成した核種が、溶脱することなく照射期間に応じて蓄積されるためである。核種 (^{10}Be , ^{26}Al) は Si, O 以外の Fe などからも生成し、Fe の固溶体の場合はその寄与により核種の生成率が変動してしまう。その点 Si と O のみから構成される石英は、核種生成率が容易に決定できることから、広く用いられている。石英は、一般にフッ酸/硝酸の混酸を用いて、高温 (95 度) 条件下で超音波洗浄処理により精製される (Kohl and Nishiizumi, 1992)。石英以外の鉱物が完全に除去されるまで、混酸 (1%) によるエッチングを繰り返す (通常 3-5 回)、石英を精製する。精製した石英試料 (30-60 g) を酸分解後、陽イオン交換により目的核種 (Be, Al) を溶離し、酸化固体とした後、加速器分析装置へ導入する。これらの前処理作業は産業技術総合研究所に整備された実験室内で調整した。

宇宙線照射により岩石中で生成される核種量は極めて少ないため、予めイオン化させた目的元素を加速させることでエネルギーを獲得させ、カウンティングすることにより、極微量の元素を測定する加速器質量分析装置が用いられる。一試料につき 1 時間の測定を行い、同位体比 ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$) を得、核種の濃度を算出した。同位体比分析は日本原子力研究開発機構東濃地科学センター (Be) および東京大学工学系に設置のタンデム加速器 (Al) でそれぞれ行った。使用した加速器での標準試料による測定誤差は概ね 3-5% であり、測定装置の時間変化による変動は小さく、装置に帰属する誤差の影響は試料の同位体比測定結果の評価に影響を与えていない。

(6) 結果および考察

阿武隈山地の高位面群を形成する山体は、新第三紀中新世には形成されていた (木村, 1994) ことから、頂部の露岩中に生成する宇宙線生成核種は、放射平衡に達していると考えられる (Gosse and Phillips, 2001)。宇宙線核種濃度から頂部 (A) の尾根の侵食速度は、 $20 \pm 6 \text{ m/Myr}$ と算出された。核種濃度の深度分布から求められた山体末端部の侵食残丘 (B) の侵食速度は、 $51 \pm 9 \text{ m/Myr}$ (54 ± 16 for ^{10}Be と 49 ± 11 for ^{26}Al の加重平均値) と算出された。核種濃度の深度分布はモデルカーブと非常によく一致し、 10^6 年で 10m オーダーの侵食速度の差を捉えることが可能であることが確認された (図 1.2.1.2-6)。算出された侵食速度の範囲は、14-55 m/Myr であり、河川の下刻速度最大 100 m/Myr (Yamamoto, 2005) より小さい傾向となり、整合的である。また、二点間 (A および B) の侵食速度を比較しても、両者には有意に差があり、高所ほど侵食速度は小さい傾向にあることから、山体は解析が進行していることが示唆される。

2 点 (A および B) 間の相対速度は $31 \pm 11 \text{ m/Myr}$ と算出され、式 1.2.1.2-2 によって現地形の形成に必要な侵食継続期間 (T) は、21-10 Myr と見積もられた。つまり、現在の比高を持つ高柴山は 21-10 Myr かけて形成されたと考えられる。この年代は、阿武隈地域の北部に分布する新第三紀中新世前期 (23.3-16.3 Ma) の年代をもつ玄武岩—安山岩火砕岩および溶岩 (Eb) よりもやや若い年代を示し、この地質記録とも矛盾しない。

本検討によって、阿武隈山地の高位面群の形成年代と宇宙線生成核種濃度に基づく侵食継続期間が整合的であることが確認され、宇宙線生成核種を用いた侵食速度定量法の妥当性が示された。

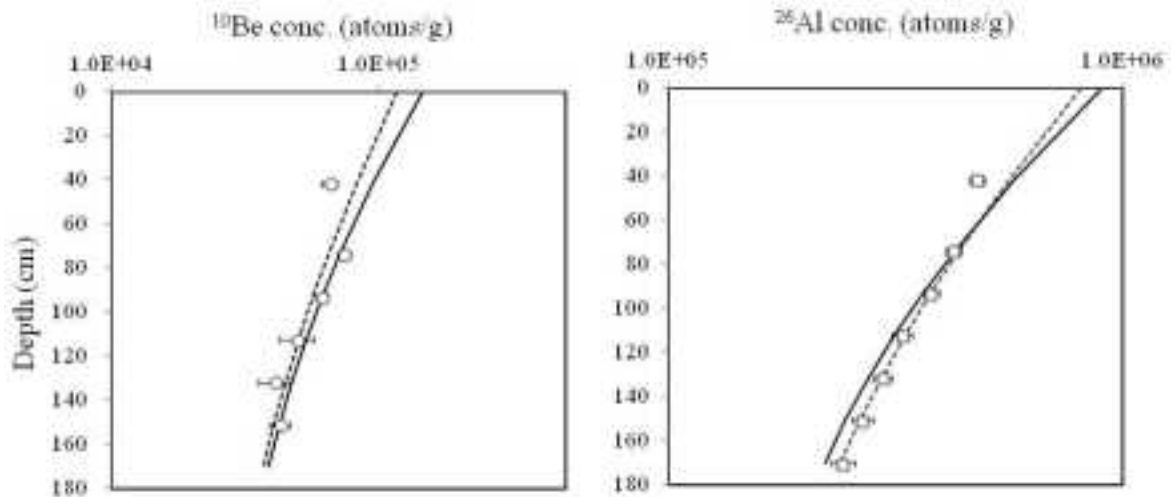


図 1.2.1.2-6 B 地点における核種濃度の深度分布。

(左) ^{10}Be の濃度分布。○は測定値。深度約 170 cm のデータは n.d. (右) ^{26}Al の濃度分布。□は測定値。図中の破線・実線はそれぞれ 1.8, 2.2 (g/cm^3) の地中密度のときのベストフィッティングカーブ。

2) 宇宙線生成核種を用いた山地斜面の平均侵食速度定量法の検討

(1) 河川底質土砂に含まれる宇宙線生成核種

河川底質土砂に含まれる宇宙線生成核種濃度は斜面表層の侵食プロセス・期間を反映したものであるという前提に基づいて、流域内で生産された土砂中の宇宙線生成核種濃度から流域内の斜面の平均的な侵食速度を推定する方法が世界各地で行われている (Portenga and Bierman, 2010). 山地流域内から流域出口への土砂移動の時間が短く、堆積してから長い時間は経っていないとすると、土砂中の宇宙線核種濃度は、山地斜面表層の侵食プロセス・期間を反映したものとなる。山地斜面から生産されて流域出口に堆積した土砂は、流域内のすべての斜面表面から生産された土砂がよく混合した状態にある。したがって、宇宙線の貫入する深度（地表から約 2 m 程度）の厚さが侵食によって除去されるのに必要な時間が、核種の平均寿命より極めて短く、核種の放射壊変が無視できると仮定すると、式 1.2.1.2-3 により、土砂中の核種濃度 $[\bar{C} \text{ (atoms/g)}]$ から、流域内の平均的な侵食速度 $[\bar{\varepsilon} \text{ (m/yr)}]$ が算出される。ここで、 $[\bar{P} \text{ (atoms/g/yr)}]$ は流域内地表面の核種生成率の平均値であり、 $[A \text{ (g/m}^2\text{)}]$ は宇宙線の平均減衰長、 $[\bar{\rho} \text{ (g/cm}^3\text{)}]$ は流域内地表面の平均密度である。

$$\bar{\varepsilon} = \frac{\bar{P} \cdot A}{C \cdot \bar{\rho}}$$

式 1.2.1.2-3

この方法によって、山地の斜面の長期の侵食プロセスを議論する上で重要な気候、地質、地形（勾配、標高など）、テクトニクスなどの要因との関係を定量的に検討することが可能である。この方法では、規模の異なる流域での平均侵食速度の推定が可能であることから、山地における任意の流域での、流域内の平均的な侵食速度を把握する方法として用いることが期待できる。

(2) 対象地域

対象地域は鹿児島県屋久島地域である。屋久島地域は本邦で最も多雨（4,500 mm/yr）な地域であり、降水量のエンドメンバーとして、重要な侵食速度の情報を与える。また先行研究において報告されている地域（阿武隈山地、六甲山地、北アルプス東縁地域東縁地域）（松四ほか、印刷中）は、いずれも本邦では平均的な降水量（1,200-1,500 mm/yr）下の事例であり、屋久島地域と、これらの先行研究の侵食速度とを比較することで降水量の差異による侵食への影響を評価することが可能である。

屋久島は南西諸島の最北端に位置し、東西約 28 km、南北約 24 km、面積 504 km²、平均高度 633 m のほぼ円形の島である。接触変成岩（ホルンフェルス）が島の外縁部に分布しているほかは、中央部の約 70% を新第三紀中新世の屋久島花崗岩が占めている（図 1.2.1.2-7）。島の中央部には 1,800 m を超える山々が連なり、1,500 m 以上の高所には広範囲に平坦面が分布し、お椀状の外観を呈する（図 1.2.1.2-7）。屋久島花崗岩は真砂が発達しておらず、山頂部には数 m におよぶ巨大なトアが広く分布している（図 1.2.1.2-7）。真砂が発達していないため、水系は基盤岩の節理に規制されており、NE-SW と NW-SE 方向に直線的に格子状に発達する。平均斜度は約 21 度で、20-30 度を中心に正規分布に近い傾斜頻度をもつ急峻な地形が形成されている（吉田・安仁屋、2003）。気候の特徴は、島の南方を通過する低気圧の影響により、東側で最も降水量が多く（最高約 7,000 mm）、西側で少ない（最低約 2,000 mm）傾向をもつ（高原・松本、2002）。

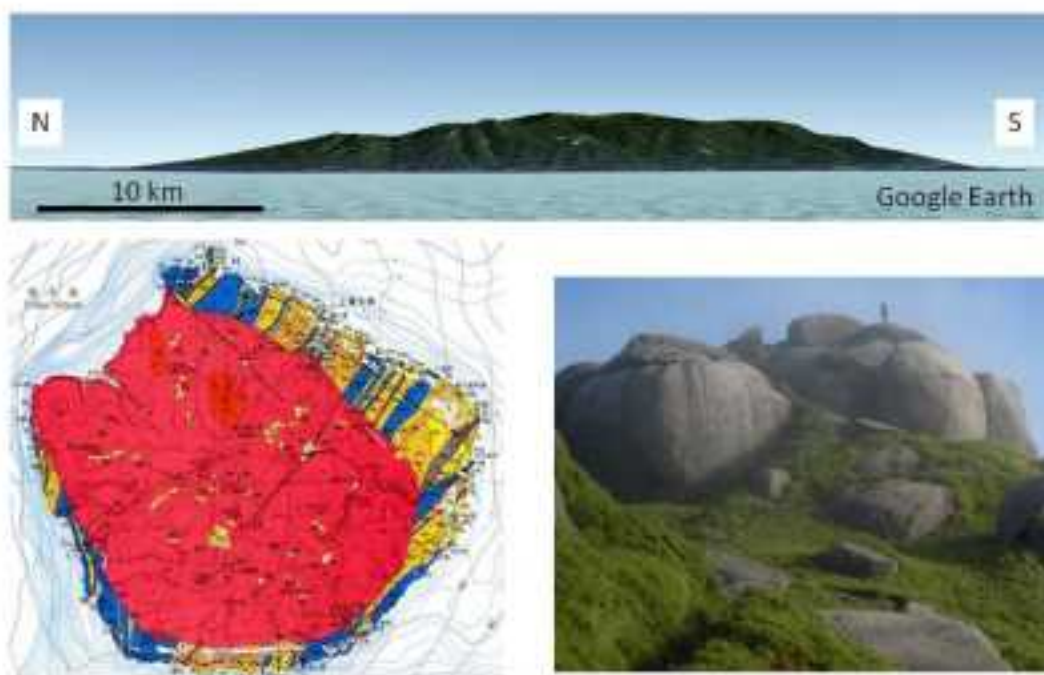


図 1.2.1.2-7 屋久島の地形地質。

(上) 屋久島全景。頂部には平坦面が見られる。(左下) 地質図(斎藤ほか, 2007)。赤色が屋久島花崗岩を示す。(右下) 山頂に分布する花崗岩トア。表面剥離風化がみられ、風化層(真砂)は発達していない。

(3) 試料採取および宇宙性生成核種の測定

流域面積；8.2-28.0 km²，平均高度；540-1,080 m，平均傾斜；26-35 度，年間降水量；2,000-6,000 mm の範囲内にある 10 の流域を対象地域として選定した(表 1.2.1.2-1, 図 1.2.1.2-8)。いずれの流域も，屋久島花崗岩の分布域に相当しており，岩質の差異による侵食速度への影響は無視できるものとした。河川底質土砂は，粒径が 0.25-2 mm の中粒～粗粒砂を各々の流域出口で採取し，宇宙線生成核種測定用試料とした(図 1.2.1.2-8)。粒径は，先行研究と侵食速度の統一的な比較を可能とするために，先行研究(松四ほか，印刷中)の報告値に一致させた。加速器質量分析用試料調整および同位体比測定は，1) の(5) に示した方法に準じた。同位体比分析は東京大学工学系に設置のタンデム加速器で行った。

表 1.2.1.2-1 試料採取位置，平均高度，平均斜度，年平均降水量 1。

Sample ID	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Area (km ²)	Mean elevation (m)	Mean slope (°)	Mean annual perp. ¹ (mm)	Denudation rate (mm/kyr)
Yksm-R1	30.4105	130.5674	12.7	689.8	30.2	5500	180 ± 24
Yksm-R2	30.4099	130.5511	8.2	775.4	33.5	5500	126 ± 18
Yksm-R3	30.4126	130.5459	37.0	749.7	33.4	5500	178 ± 24
Yksm-R4	30.4401	130.4722	10.5	538.1	28.3	4500	250 ± 36
Yksm-R5	30.3907	130.4345	28.0	824.0	35.1	4500	220 ± 30
Yksm-R6	30.3189	130.4028	12.3	928.9	26.4	2500	95 ± 12
Yksm-R7	30.2840	130.4236	27.0	1079.5	28.0	2500	155 ± 20
Yksm-R8	30.2793	130.4333	19.2	853.4	27.9	2500	169 ± 23
Yksm-R9	30.2526	130.5888	16.8	1066.6	28.6	4500	101 ± 13
Yksm-R10	30.2373	130.5396	11.5	907.0	32.5	3500	110 ± 14

1. 年平均降水量は，高原・松本(2002)で報告されている，1,000mm (年平均降水量) ことの等値線から読み取った平均値を示している。

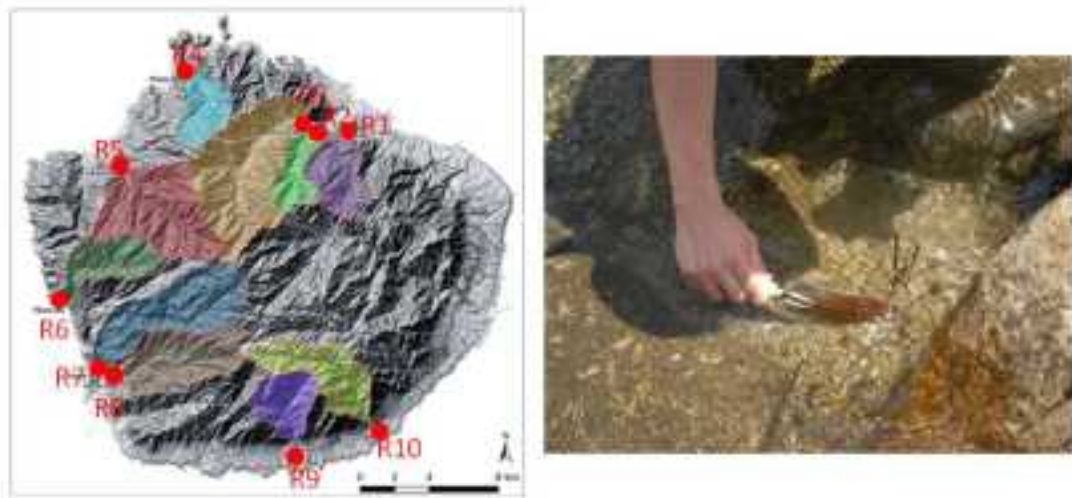


図 1.2.1.2-8 試料採取位置および対象流域。

(左) 赤丸は試料採取位置。R1-R10は試料ID.各流域を色分けして示した。ベースの図は、10m-meshのDEMデータにより作成した陰影図。(右) 試料の採取。流域出口にて、中粒～粗粒砂(粒径: 2-0.25 mm)を対象とし、約200g採取した。

(4) 結果および考察

① 流域の侵食速度、他地域との比較および降水量との関係

加速器質量分析によって得られた宇宙線生成核種濃度から、式 1.2.1.2-3 によって各流域の侵食速度を算出した(表 1.2.1.2-2)。

屋久島における流域の侵食速度は、83-286 mm/kyr の範囲であり、屋久島は本邦の中で最も多雨地域にもかかわらず、屋久島の 1/3 倍程度の年間降水量である阿武隈山地の侵食速度(76-120 mm/kyr)(松四ほか, 印刷中)や六甲山地の侵食速度(370-810 mm/kyr)(松四ほか, 印刷中)と同程度もしくは 1/10-4/5 倍程度であった。降水量と侵食速度の間には相関関係は示されず、このことは、降水量が地形形成の決定要因ではないことを示唆する。降水量との相関が低いことは、これまで報告されている様々な地域の侵食速度と降水量との傾向(Portenga and Bierman, 2010)とも整合的であり、屋久島と比べて降水量が数倍から数千倍も少ない地域で示された侵食速度と屋久島のそれとは、同一のオーダーとなった(図 1.2.1.2-9)。対象とした流域と同程度の傾斜度(25-35度)をもち、岩質が火成岩である流域を公表データ(Portenga and Bierman, 2010)から 27 流域抽出し、降水量と侵食速度との関係を検討したが、明瞭な相関関係はみられなかった(図 1.2.1.2-9)。先行研究から抽出された 27 流域の侵食速度は、57-1,100(m/Myr)の範囲にあり、屋久島の侵食速度は、むしろその下限値に近い。

流域の斜面が、真砂の発達が見られない屋久島花崗岩の岩盤で構成されているため、斜面表面が強固なことや、屋久島花崗岩は節理間隔(数 km)が大きく、岩盤自体も堅牢であることなどの影響により、屋久島花崗岩は侵食を受けにくい条件下にあると考えられる。ただし、屋久島花崗岩に風化層(真砂)が発達していないのは、侵食量が風化量より大きく、即ち、表面で生成する風化物(真砂)が降水量が多いことにより侵食・運搬されるためと考えられ、岩盤表層(地表面)における真砂の発達に対しては、降水量による影響は非常に大きいと推察される。本検討で得たデータから、屋久島は特異的に降水量が多い地域であるにもかかわらず、長期の侵食速度が遅い地域の一例として位置づけられる。

表 1.2.1.2-2 屋久島地域の侵食速度.

エラーは 1 σ を示す.

Sample ID	Denudation rate (mm/ kyr)		
Yksm-R1	180	±	24
Yksm-R2	126	±	16
Yksm-R3	179	±	24
Yksm-R4	250	±	36
Yksm-R5	220	±	30
Yksm-R6	95	±	12
Yksm-R7	155	±	20
Yksm-R8	169	±	23
Yksm-R9	101	±	13
Yksm-R10	110	±	14

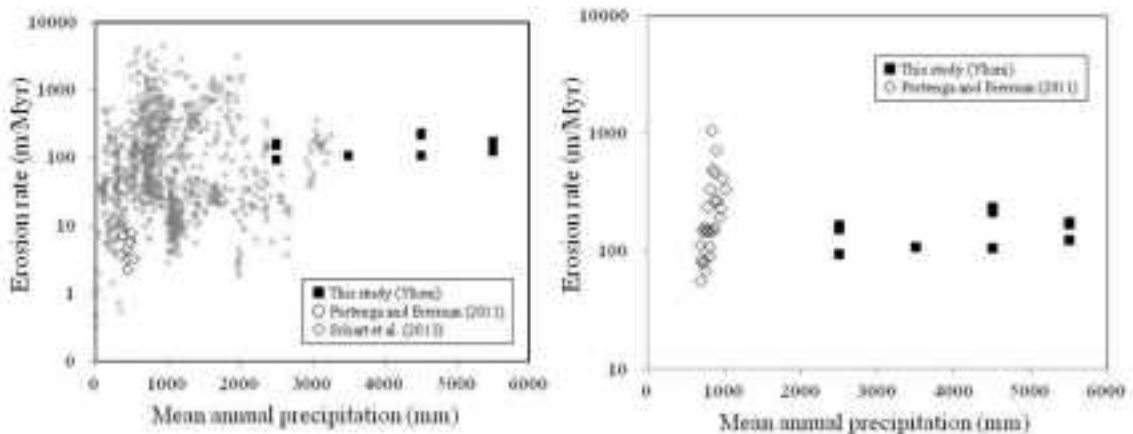


図 1.2.1.2-9 年間平均降水量と侵食速度の比較.

(左) 既存報告値との比較. (右) 屋久島地域と同程度の傾斜度 (25-35度) をもち, 岩質が火成岩である 27 流域との比較. ■は本研究で得られた屋久島の侵食速度.

② 異なる時間スケールでの侵食速度の比較

斜面傾斜と侵食速度の関係を阿武隈山地, 六甲山地, 北アルプス東縁地域で比較すると, 先行研究 (松四ほか, 印刷中) で示された傾向と一致する (図 1.2.1.2-10). 現在地殻運動が活発な地域では, 侵食が大きい状態にある. 松四ほか (印刷中) によると, 断層によって岩盤の破碎が顕著な地点では, 侵食速度が大きく (例えば北アルプス東縁部で 6,000 mm/kyr), 侵食速度はテクトニクスの影響が大きいことが示唆されている. 屋久島花崗岩には, 断層による大規模な破碎は生じておらず, この岩盤の状態の良さも, 侵食が小さい傾向に寄与している可能性がある.

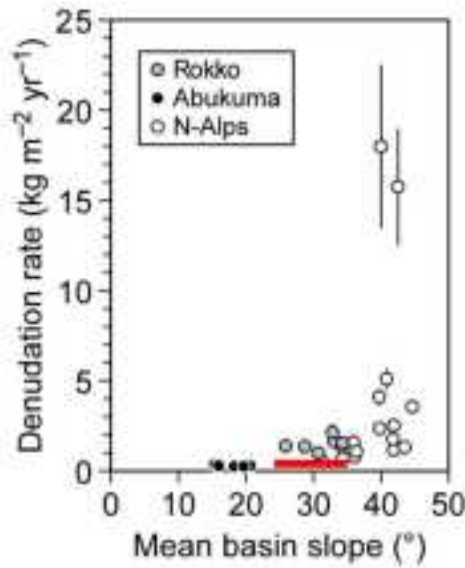


図 1.2.1.2-10 流域内の平均傾斜度と削剥速度の関係。

縦軸は侵食速度(mm/kyr)に流域内の地表面密度(2.7g/cm³)を乗じて換算した削剥速度である。実線(赤)は、本研究で得られた屋久島地域の値の範囲である。松四ほか(印刷中)に加筆した。

日本列島の山地の成長の規模は様々であるものの、 10^6 年以前から現在にかけて加速傾向にあるとされる(米倉ほか, 2001)。表 1.2.1.2-3 は、フィッシュトラック法と宇宙線生成核種によって各々算出された侵食速度を屋久島、六甲山地、北アルプス地域についてまとめたものである。フィッシュトラック法は、 10^6 - 10^8 年オーダーの山地の隆起・削剥速度を見積もる方法として用いられている(例えば、末岡ほか, 2010)。一方、宇宙線生成核種により算出される流域の侵食速度の時間スケールは宇宙線の貫入する深度(約 2 m 程度)までの物質が更新される期間に相当する。本邦のような温暖湿潤地域では、想定される侵食速度の規模から、宇宙線生成核種により算出される流域の侵食速度は、 10^3 - 10^4 年オーダーの平均値となる。

表 1.2.1.2-3 によると、屋久島は、六甲や北アルプスの侵食の傾向と異なっている。北アルプスでは、 $> 10^6$ 年オーダーの隆起・削剥速度と、宇宙線生成核種で推定された 10^3 - 10^4 年オーダーの侵食速度はほぼ一致しており、 10^3 - 10^4 年を通して、隆起量と侵食量が平衡状態にあることがわかる。六甲山地では、 10^3 - 10^4 年のオーダーでは、 $> 10^6$ 年オーダーの数倍以上高い侵食傾向にあり、1Maの六甲変動に応答して侵食速度が加速したと考えられている(松四ほか, 印刷中)。一方、屋久島は、 $> 10^6$ 年オーダーの隆起・削剥速度よりも 10^3 - 10^4 年の侵食速度は小さい値を示し、このことは、山地の成長量に対して、 10^3 - 10^4 年を通して侵食量が追従しきれていないことを意味し、隆起量と侵食量が平衡に達するまで地形が発達するとした場合、屋久島は今後さらに隆起が進行し、侵食および山地の開析が続いていくものと考えられる。

表 1.2.1.2-3 異なる時間スケール間での侵食速度 (m/Myr) の比較。

() 内は手法を表す。TCN：宇宙線生成核種，FT：フィッシュトラック。[1]安間ほか(2003)によるアパタイトおよびジルコンのFT。[2]松四ほか(印刷中)。[3]末岡ほか(2010)によるアパタイトFT。[4]山田(1999)

	10 ³ -10 ⁴ yr (TCN)	>10 ⁶ yr (FT)
屋久島	80-290	300-2000 ^[1]
六甲	370-810 ^[2]	70 ^[3]
北アルプス	200-6900 ^[2]	6000 ^[4]

③ 屋久島の地形発達過程

屋久島の侵食速度は 83-286 mm/kyr の範囲であり、侵食の程度は流域ごとに異なることを示している。それらの侵食速度には、東西南北方向での系統的な差異は認められず、東西方向での降水量の差異が認められる屋久島地域内においても、降水量の地域差と侵食速度の間には相関関係は見られなかった。一方、各流域の平均高度と侵食速度には相関関係がみられ、高所ほど侵食速度は小さくなる傾向にある(図 1.2.1.2-11)。これは、高所には古い地形が残り、それは緩やかに侵食されていることを意味する。このことは、高所に準平原が分布している事実(吉田・安仁屋, 2003; 島津・西, 2004)とも矛盾しない。

斜面の平均傾斜と侵食速度には、弱い正の相関関係が見られる(図 1.2.1.2-12)。斜面の平均傾斜が最も小さい R6 流域は最も侵食速度が小さく、平均傾斜が最も大きい R5 流域は侵食速度が大きい傾向を示している。一方、この傾向から大きくはずれている R4 流域は比較的傾斜が小さいにもかかわらず、検討対象とした 10 流域の中で最も高い侵食速度を有している。その侵食速度は、傾斜が同程度の R7-R9 の 3 流域の侵食速度の 1.5-2 倍程度となっている。現在、侵食前線は、標高 1150-1,300 m 付近にあらうと考えられており(吉田・安仁屋, 2003)、一般に侵食前線より下部は相対的に侵食が早く、上部は遅い傾向となる。R4 (高度; 52.5-1,160.5 m) 以外の流域は、この侵食前線を横断して分布している一方で、R4 のみが侵食前線よりも低い高度が主体となっている。R4 流域の侵食速度が他の流域よりも高くなった原因は、侵食前線と流域全体の位置の関係によるものであると考えられる。

平均高度、平均傾斜ともに程度の差こそあれ、侵食速度との相関関係がある傾向が見られるが、特に平均傾斜との関係では、回帰直線からのばらつきが大きい流域も多い。それは、今回の検討では、流域の平均的な高度や傾斜を用いたことで、実際の流域内の詳細な地形を表現しきれていない可能性がある。高度や傾斜などと侵食速度の関係をより一般化するためには、今後、各流域内での傾斜分布などの詳細な地形情報と侵食速度の相関解析を行う必要があると考えられる。

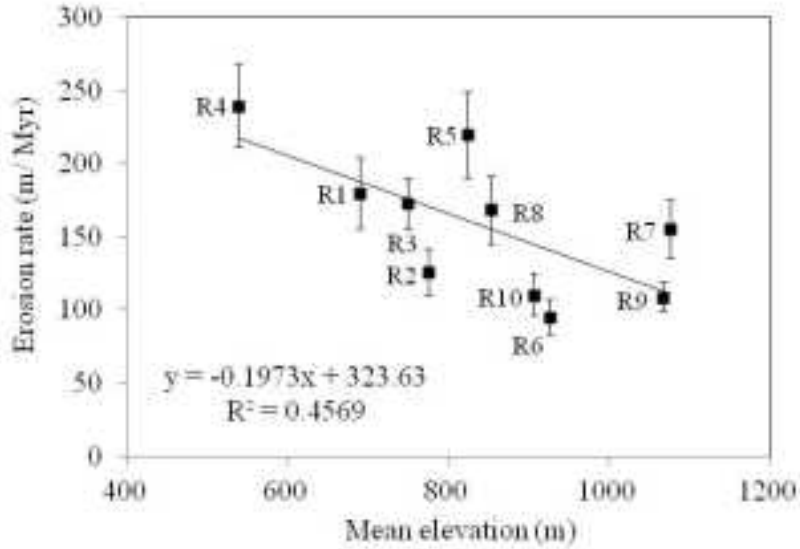


図 1.2.1.2-11 平均高度と侵食速度の比較.

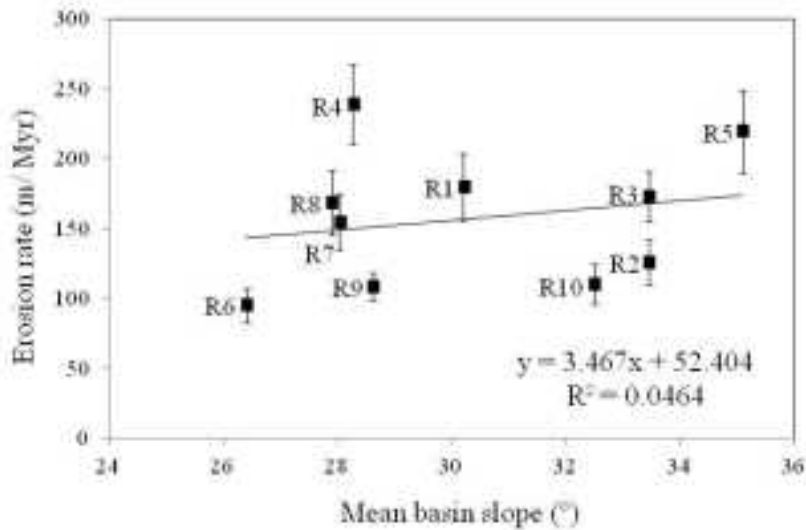


図 1.2.1.2-12 流域内の平均傾斜と侵食速度の比較.

3) まとめと今後の課題

(1) 阿武隈山地に分布する高位面群を形成する山体を対象として、宇宙線生成核種濃度の深度分布に基づく地表面侵食速度の推定手法の妥当性について再確認を行った。本研究で得られた侵食速度に基づいて算出した現地形の形成に必要な侵食継続期間は、他の地質記録によって推定されている地形面形成年代と整合的であることから、当手法は妥当であると判断される。さらに、20-30%の誤差 (1σ) を持つ精度で侵食速度の推定が可能であることが確認された。尾根の侵食プロセスや、時代の異なる平坦面間の比高の発達速度や年代を定量的に議論する際に有用であるといえる。

- (2) 本邦のような温暖湿潤地域において、流域出口に運搬された河川底質土砂中の宇宙線生成核種を用いて流域の平均侵食速度を推定する場合、 10^3 - 10^4 年オーダーの侵食速度を算出可能である。屋久島地域における本手法を用いた検討から、降水量と侵食速度との間には相関関係は示されず、降水量が地形形成の決定要因ではないことが示唆された。フィッシュトラックなどの手法によって得られる、異なる時間スケールの侵食速度と、宇宙線生成核種による侵食速度を比較することで、山体の成長と侵食・開析の地形発達段階を議論することが可能である。そのことは、今後の将来予測に向けて、現在、地形発達はどの段階であるかを把握する際に活用できる。屋久島地域においては、侵食前線の位置と流域の位置関係による侵食速度の差異や、高所ほど侵食速度が小さい傾向など、各種地形発達段階における侵食プロセスをよく反映していることが確認された。今後は、侵食に影響を与える要因を一般化するために、各流域内での傾斜分布などの詳細な地形情報と侵食速度の相関解析を行う必要がある。

1.2.1.3 複数の自然事象間の連関を考慮した動的地質構造モデリング構築の検討

【実施内容】

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震によってマグニチュード9のような大きい地震が起こると、地殻にかかる応力状態の変化に起因する、周辺地域での地震の誘発や火山活動の活発化等が報告されており、一つの自然事象発生による複数の自然事象への影響連関を検討する必要がある。そのようなこれまで本格的な検討が行なわれなかった各種の自然事象間の相互の連関のメカニズムに着目し、地殻内に存在するマグマ活動等が隆起と断層活動に与える影響を含めた評価手法をあわせて検討し、1万～10万年スケールでの動的地質構造モデリングの構築に関する検討を行い課題を抽出する。以上の成果は原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

自然事象間の相互の連関（図 1.2.1.3-1）のメカニズムの検討において地殻内に存在するマグマ活動などが断層活動に与える影響を含めた評価手法の検討のために、1) 自然事象間の相互の連関のメカニズムの考え方および必要な情報の整理を行い、2) マグマの貫入様式と断層の関係について既存文献のレビューを通じて整理し、3) 北海道増毛山地や島根県津和野地域における現地調査結果の検討と併せて、課題を抽出した。また、個別事象として、4) 日本海東縁域で認められるインバージョンテクトニクスについて、1万～10万年スケールでの動的地質構造モデリングの構築に関する検討に資するように既存文献のレビューを主とした情報の整理を行った。

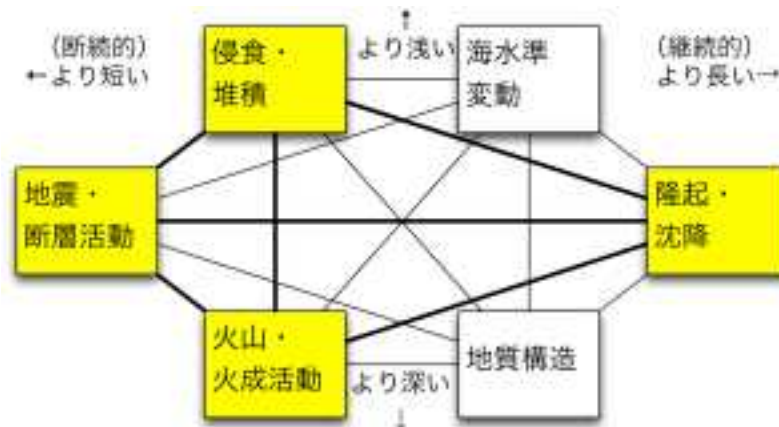


図 1.2.1.3-1 自然事象間の相互の連関の関係図。

1) 自然事象間の相互の連関のメカニズムの考え方の整理

地殻内の断層運動および変形過程をモデル化するためには、外力としてのプレート間の相互作用と、それによる島弧地殻内での応力蓄積過程および、島弧内での内的な非弾性変形と断層成長過程を解明する必要がある。特に、内的な非弾性変形と断層運動は、島弧地殻・最上部マントルのレオロジー構造に支配される（芝崎, 2013）。レオロジー構造を決定するためには、岩石学的構造（各種岩石の分布）、温度構造、間隙水圧、水のフガシティー、既存断層、岩石の粒径などを知る必要がある（図 1.2.1.3-2a; 芝崎, 2013）。Shibazaki (2009) および Shibazaki *et al.*(2007) は、東北日本脊梁山脈付近において地殻の変形と断層形成過程の 2 次元モデル化を行い、次の 4 つの過程を示した；

- ①地温勾配の高い領域で脆性-粘性遷移領域の深さが浅くなる。
- ②地殻深部で非線形流動による短縮変形が起こる。

- ③上部地殻に応力集中する.
- ④断層が形成される.

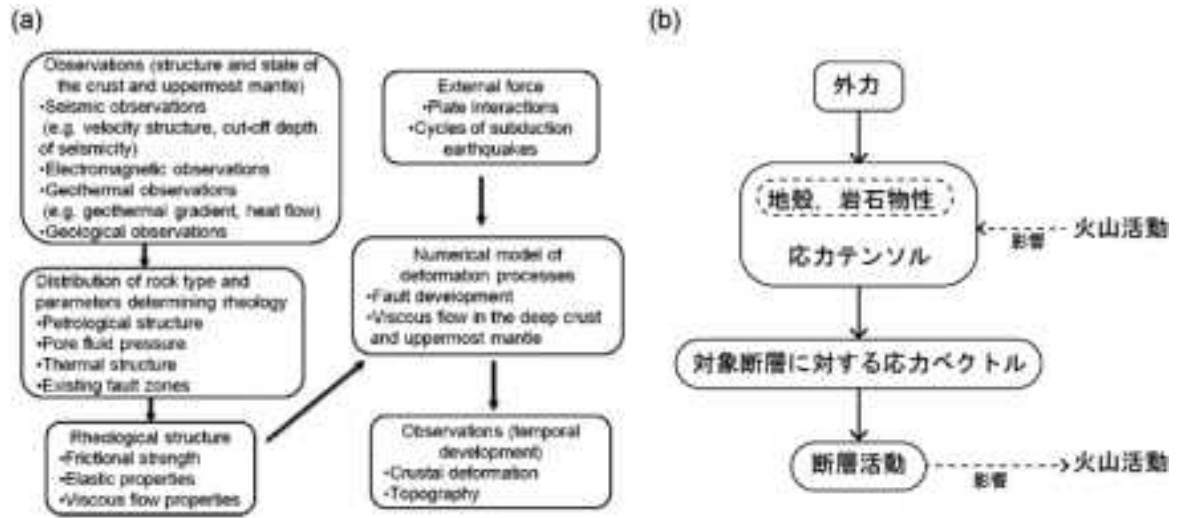


図1.2.1.3-2 (a) 内陸地震の発生過程解明に向けた地殻の変形と断層形成過程のモデル化の枠組み(芝崎, 2013), (b) 芝崎(2013)を踏まえたマグマ活動などが断層活動に与える影響を含めた断層活動発達過程の考え方.

図 1.2.1.3-2b に芝崎 (2013) を踏まえた、マグマ活動などが断層活動に与える影響を含めた断層活動発達過程の考え方を示す。岩体中の力の場を示す物理量である応力テンソルは、外力を受けた対象地域における地殻構造や岩石物性の影響を受ける。断層活動発達過程における連関として火山活動を考慮すると、ある対象地域で、外力を受けてから断層が活動するまでの過程において、火山活動は地殻構造や岩石物性に影響を与え (例えば、温度構造の変化)、また、断層活動によって火山活動自身も影響を受ける (図 1.2.1.3-2b)。そこで、長期間における動的モデリングを検討する際には、対象地域における地殻構造や岩石物性の不均一性およびそれを引き起こす要因に関する情報の整理が重要であり、特に、それらの時間・空間変化を整理しておくことが必要となる。

平成 25 年度は、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) の各種情報の統合化に向けた検討を踏まえ、微小地震を用いた応力マップの検討が行われた中国・四国地域をケーススタディの対象として、地質学、地球物理学などの各種情報を整理して、マグマ活動などが断層活動に与える影響を含めた断層活動の検討の際に必要な課題を抽出する。中国・四国地域での情報とそれら情報から読み取れる特徴を以下の各項目で示す。なお、中国地域は、鳥取県・島根県を山陰地域に、山口県・広島県・岡山県を山陽地域とした。四国地域は中央構造線を境に南北の 2 地域に分類した。

(1) 応力情報 (図1.2.1.3-3)

中国・四国地域を 25 の領域に分けた地震データに対して多重逆解法を適用した応力解析結果を図 1.2.1.3-3 に示す (各地域内に応力は 2 つ存在すると仮定した)。図 1.2.1.3-3b を大局的に見ると、この地域では次の三つの応力場が認められる;(A) 中国山地地域, 山陽瀬戸内沿岸地域, 四国南西地域, 四国中央地域で認められる E-W 方向の圧縮で N-S 方向の引っぱりの横ずれ断層応力, (B) 香川県地域, 四国南東地域で認められる NW-SE 方向の圧縮の逆断層応力, (C) 愛媛県地域, 四国西地域, 山陰西方地域で認められる N-S 方向の引っぱりの正断層応力。

解析結果に基づき σ_{Hmax} の応力軌跡を描き、その傾向を Terakawa and Matsu'ura (2010) の解析結果と比較すると、四国西部から豊後水道にかけての正断層応力場が検出される領域は Terakawa

and Mats'ura (2010) と類似するが、 σ_3 の方向が異なる。また、東-西方向の断面では、Terakawa and Mats'ura(2010) では四国西部~九州東部にかけて四国東部で σ_{Hmax} であった σ_{E-W} が σ_{Hmin} となるような急な応力勾配を考える必要があるが、本解析結果によると中国・四国での横ずれ断層応力場から正断層応力場への変化は σ_{E-W} と σ_V の相対的な増減で説明可能である。 σ_{E-W} と σ_V の相対的な増減であると考え、この応力の傾向は単純に西に向かって低下するような応力勾配ではなく、場所によって σ_V に対する σ_{E-W} の相対的な増減があるような複雑な応力勾配である可能性がある (図 1.2.1.3-3d)。

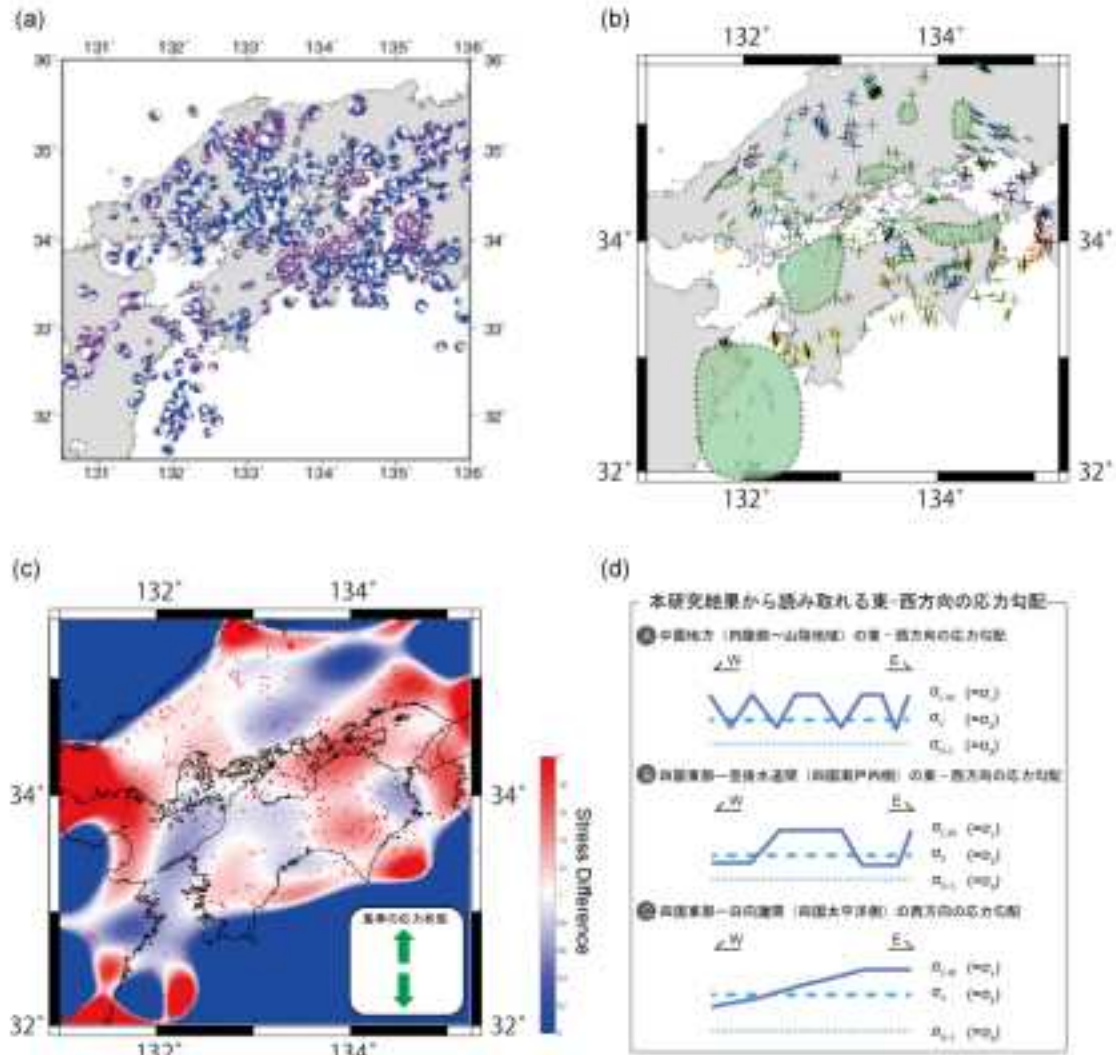


図 1.2.1.3-3 中国・四国地域での応力逆解析 (Otsubo and Kubo, 2012).

(a)発震機構データ。深さ20 kmより浅い地震を一括して示す。(b)多重逆解法による計算結果 (σ_1 軸の方向を示す棒に応力比に対応する色付けされている)。(c)南-北方向に σ_3 軸をもつ正断層応力を基準応力とした時の応力マップ。(d)結果から読み取れる応力勾配。

(2) 等価弾性厚 (図1.2.1.3-4)

弾性体とみなした時のリソスフェアの有効厚を等価弾性厚といい、等価弾性厚が厚いほど地形荷重がアイソスタシーではなくリソスフェアの剛性によって支えられる。Kudo *et al.* (2001) は、地形荷重の波長依存性と重力異常の波長依存性との比較により、リソスフェアの等価弾性厚を推定した。彼らの結果によると、中国・四国地域はおおむね 20 km である。これは他の地域 (例えば東北日本の 5-10 km) と比較するとその値が大きい。つまり弾性体と仮定した中国・四国地域のリソスフェアは

他の地域に比べて厚く、地形荷重がアイソスタシーではなくリソスフェアの剛性によって支えられていることを示す。

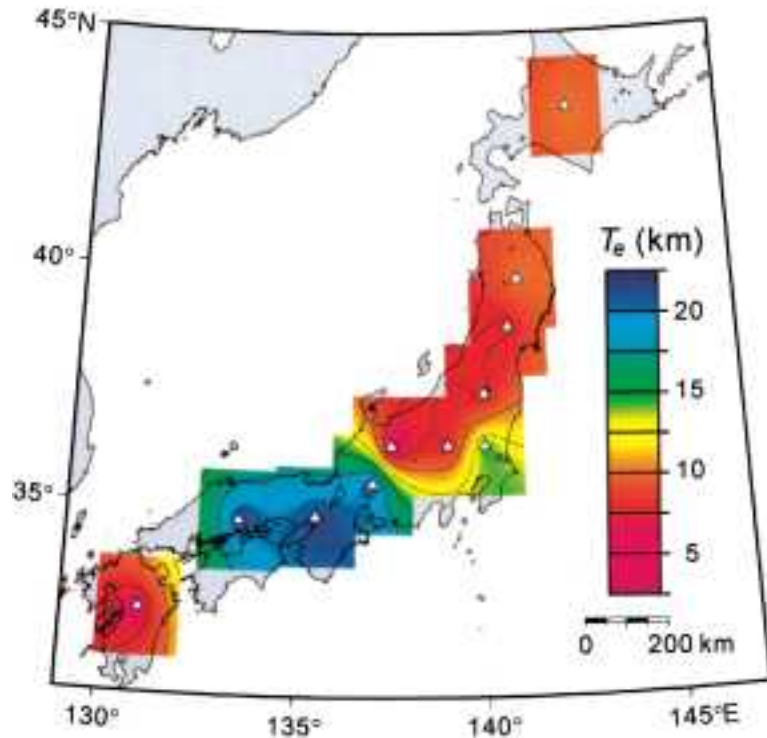


図1.2.1.3-4 地形と重力異常分布の波長ごとの相関(coherence)を用いて推定した等価弾性厚の空間変化(Kudo *et al.*, 2001).

中国・四国地域の等価弾性厚が大きいことに注目。

(3) D90 (図1.2.1.3.1-5)

D90 は地殻内で起こる総地震数の 90% (地表から深部に向かう方向における累積地震数) の発生深度 (km) を示す指標であり、おおむね地殻の脆性 - 塑性領域境界の深度の目安となる。中国地域においては、山陰地域はおおむね 10 km 前後であり、山陽地域ではおおむね 15 km 前後である (Omuralieva *et al.*, 2012)。山陽地域においては、山口県東部 (20 km 前後)、広島県西部および岡山県東部 (25 km 前後) では周囲より深い (Omuralieva *et al.*, 2012)。四国地域では、中央構造線より北側ではおおむね 10 km 前後であり、その南部ではおおむね 10-20 km である (Omuralieva *et al.*, 2012)。

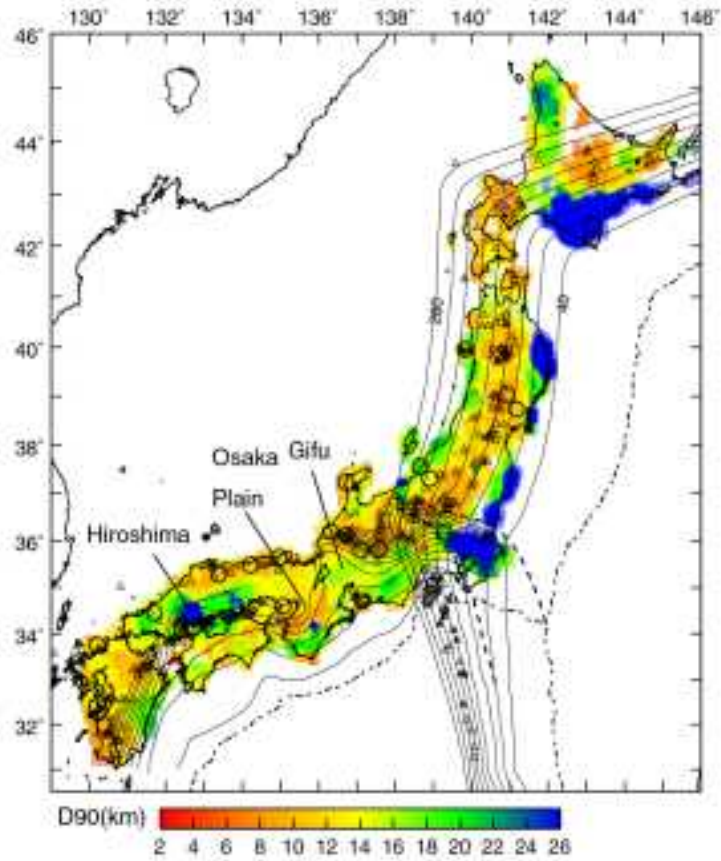


図 1.2.1.3-5 D90 の分布 (Omuralieva *et al.*, 2012).

(4) 重力異常（ブーゲー異常）（図1.2.1.3.1-6）

Li (2011) はブーゲー異常からモホ面の深度を見積もっている。中国地域では、おおむね 30 弱 km であるが、山陽地域の瀬戸内沿岸部、とくに山口県東部、広島県、岡山県西部では周囲より深い（30 強 km）。四国地域では、おおむね 30 弱 km だが、愛媛県西部が周囲より深く（30 強 km）、徳島県南東部で周囲より浅い（20 強 km）。

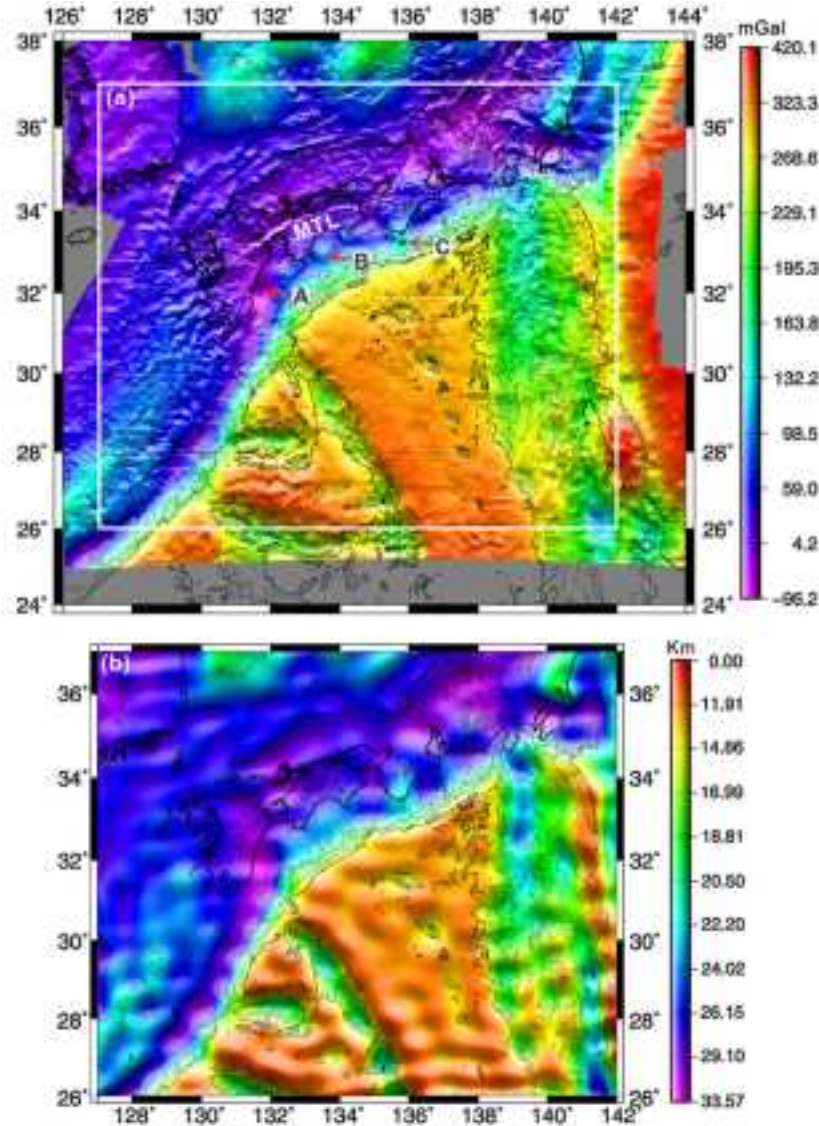


図1.2.1.3-6 西南日本ならびにフィリピン海プレートの(a)ブーゲー異常および(b)ブーゲー異常から見積もられたモホ面の深さ(Li, 2011).

(5) 地震基盤の地殻特性 (図1.2.1.3.1-7)

早坂ほか(2000)は、震源域の深さに分布する地殻の不均質媒体としての特性を明らかにすることを目的に、中国・四国地域を含む西南日本での地殻の特性を整理した。彼らは、主として花崗岩からなる地殻と、付加体堆積岩類からなる地殻の2者を端成分として扱い、片麻岩類は、両者の中間的な性質のものとして独立したカテゴリーとして扱っている。これら3種の岩石を主体とした地下分布図を作成している(図1.2.1.3-5)。その特徴は内帯と外帯で大きく異なる(早坂ほか, 2000)。西南日本内帯(中国地域および四国地域の中央構造線より北)では、大部分が花崗岩地殻で占められ、その中に小規模な付加体が閉じこめられている。中央構造線より北側の四国地域では、片麻岩・片麻状花崗岩が中央構造線沿いに分布する。早坂ほか(2000)は、この地域における活断層は大部分が白亜紀後期に形成された古い断層が再動したもので、応力場の転換にともなう変位センスのインバージョンが認められると報告している。西南日本外帯では、大部分が付加体地殻で占められ、その中に花崗岩地殻が島状に点在している。この地域における地殻内地震や活断層は全体に少なく、特に花崗岩質地殻の中では極端に少ないことが報告されている(早坂ほか, 2000)。

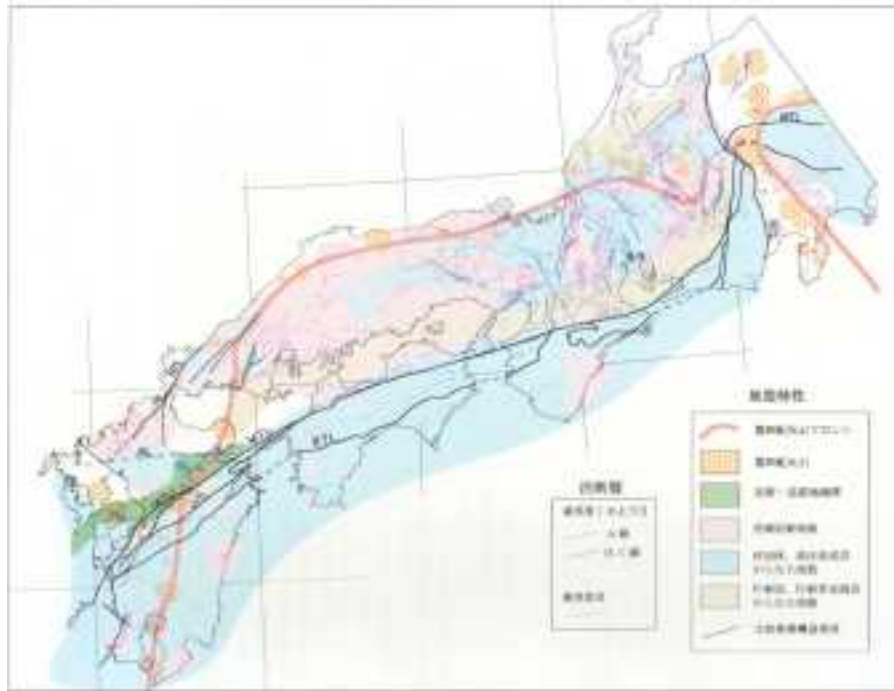


図 1.2.1.3-7 西南日本の地震基盤の地殻特性 (早坂ほか, 2000).

(6) 第四紀火山 (図1.2.1.3-1-8)

山陽地域では、山口県内に阿武火山群、青野山火山群、下関火山群などの第四紀火山が存在する。山陰地域では、島根県石見地方東部に三瓶山火山および大江高山火山、出雲地方東部に大根島火山、横田火山群などの第四紀火山が存在し、鳥取県～兵庫県北部では内陸部を中心に広範囲に第四紀火山が存在する。四国では第四紀火山は存在しない。ここで整理した第四紀火山の時空間変化に関しては、後述の 4) で記述する。

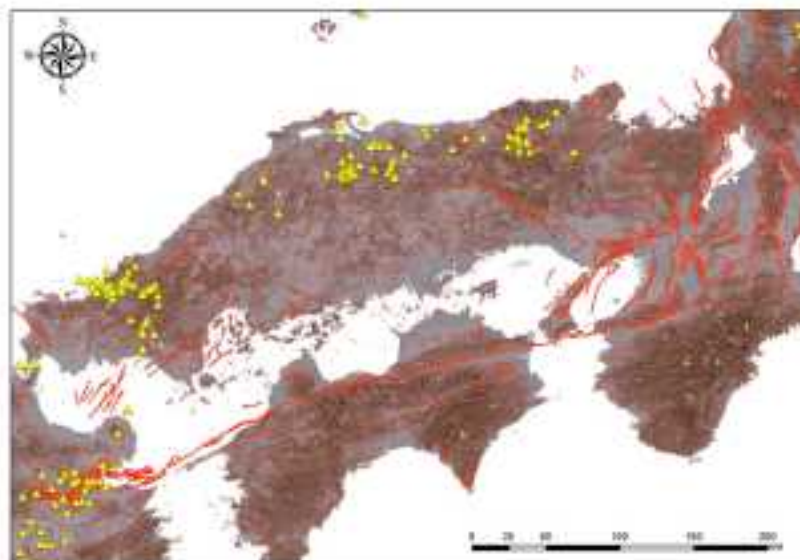


図 1.2.1.3-8 中国・四国地域で認められる第四紀火山 (第四紀噴火・貫入活動データベース: 産業技術総合研究所).

第四紀火山・貫入岩を黄色三角で示す。赤線は活断層の分布 (活断層データベース: 産業技術総合研究所, https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html) .

(7) 地殻熱流量 (図1.2.1.3.1-9)

Tanaka *et al.* (2004) は観測および地温勾配に基づいて地殻熱流量を算出している。Tanaka *et al.* (2004) によると、中国地域ではおおむね 50 mW/m^2 前後であるが、島根県中部・東部、鳥取県では周囲より高い (120 mW/m^2 以上)。四国地域では高い値を示す松山市周辺を除いておおむね 50 mW/m^2 前後である。

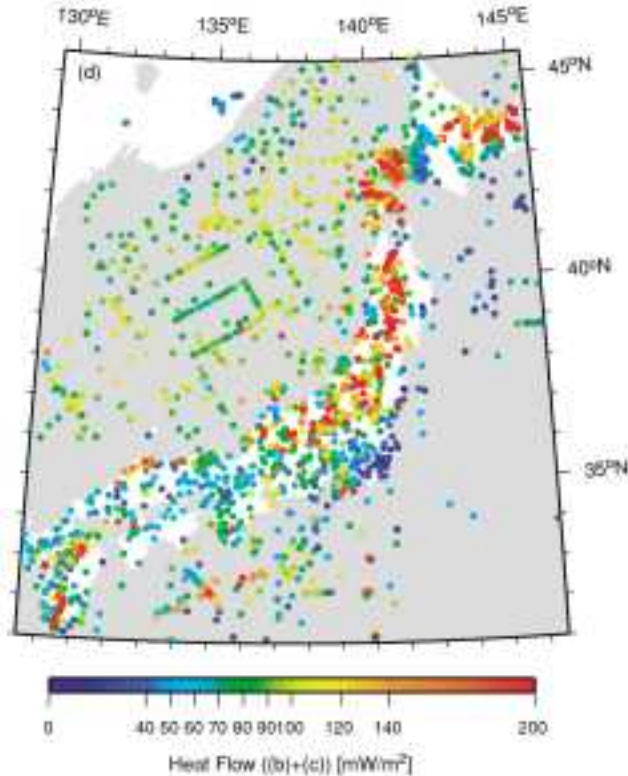


図 1.2.1.3-9 観測および地温勾配に基づいて算出された地殻熱流量 (Tanaka *et al.*, 2004).

(8) 活断層の分布 (図1.2.1.3-1-10)

山陽地域には、大分県国東半島北方の周防灘東部に周防灘断層群、山口県西部から響灘まで延びる菊川断層帯、広島県南西部に延びる五日市断層帯、広島県西部の大竹市から山口県東部を通り周防灘まで延びる岩国断層帯、広島湾から山口県岩国市沖にかけて安芸灘断層群、岡山県東部から兵庫県南東部まで延びる山崎断層帯がある。走向は、西部では北東-南西走向のものが多く、東部では北西-南東走向のものが多く。

山陰地域には、宍道湖周辺に活動度の低い活断層が分布し、鳥取県東部に長さの短い活断層が分布する。走向の分布は山陽地域と同じ傾向を示す。

四国地域においては、活断層でもある中央構造線断層帯より北側では、広島湾から山口県岩国市沖にかけて安芸灘断層群が、讃岐山脈に沿って長尾断層帯が存在する。一方、中央構造線断層帯より南側では、剣山地周辺、室戸岬、足摺岬に活動度の低い活断層が分布する。走向はどちらの地域でも中央構造線にほぼ平行のものが多く。



図1.2.1.3-10 中国・四国地域の活断層の分布（活断層データベース：産業技術総合研究所，https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html）。

(9) 地質断層の分布（図1.2.1.3-1-11）

西南日本の基盤となる地質構造は、おおむね帯状に並んでおり、大局的に北西から南東の方向に形成年代の新しい地層へ移る。検討対象地域に関しては、中国地方西部の三郡帯・秋吉帯，中国地方東部から丹波半島の舞鶴帯・超丹波帯は、約3億年～2億年前に形成された地質帯である。秋吉帯の南にある玖珂帯，超丹波帯の南から近畿地方北部の丹波帯，四国中央部に東西に細長く分布する秩父帯は、約2億年～1億年前に形成された地質帯である。中央構造線を隔てて南側に低温高圧型の三波川変成帯が，中央構造線を隔てて北側に高温低圧型の領家変成帯がそれぞれ細長い帯状に分布している。秩父帯は三波川変成帯の南に細長い帯状に分布しており，秩父帯より南東側は約1億年前より新しい時代に形成された付加体である四万十帯が分布している。

中国地域は，白亜紀以前の地質帯が広く分布し，地質断層もそれらの地質帯内に多く認められる。山陰地域では，宍道湖北方（三郡帯），および内陸部（丹波帯，三郡帯，中国帯，舞鶴帯）に認められ，東北東-西南西走向の断層が顕著である。山陽地域では，三郡帯，中国帯，舞鶴帯，丹波帯の地質帯内で認められる。岡山市より以西の地域，および山口県（三郡帯，秋吉帯）では北東-南西から東北東-西南西走向の断層が顕著である。岡山市から広島県にかけては北東-南西から東北東-西南西走向および北西-南東走向の断層が認められる。

四国地域では，中央構造線より北では，領家帯と和泉帯の境界に分布し，領家帯と和泉帯の境界の方向（東北東-西南西走向）の断層が多い。一方，南側では，地質帯内の地質断層だけでなく，地質帯境界が地質断層となっている。仏像構造線（三波川帯と秩父帯の境界）をはじめとする各地質帯の境界が明瞭な断層となっている。三波川帯，秩父帯，四万十帯の地質帯内に多数分布し，各地質帯の分布方向と平行（東北東-西南西走向）の断層とそれを切る北東-南西および北西-南東走向のもの

が多い。地質帯の分布方向に平行な断層は、四万十帯、秩父帯、三波川帯の順で多く分布する。

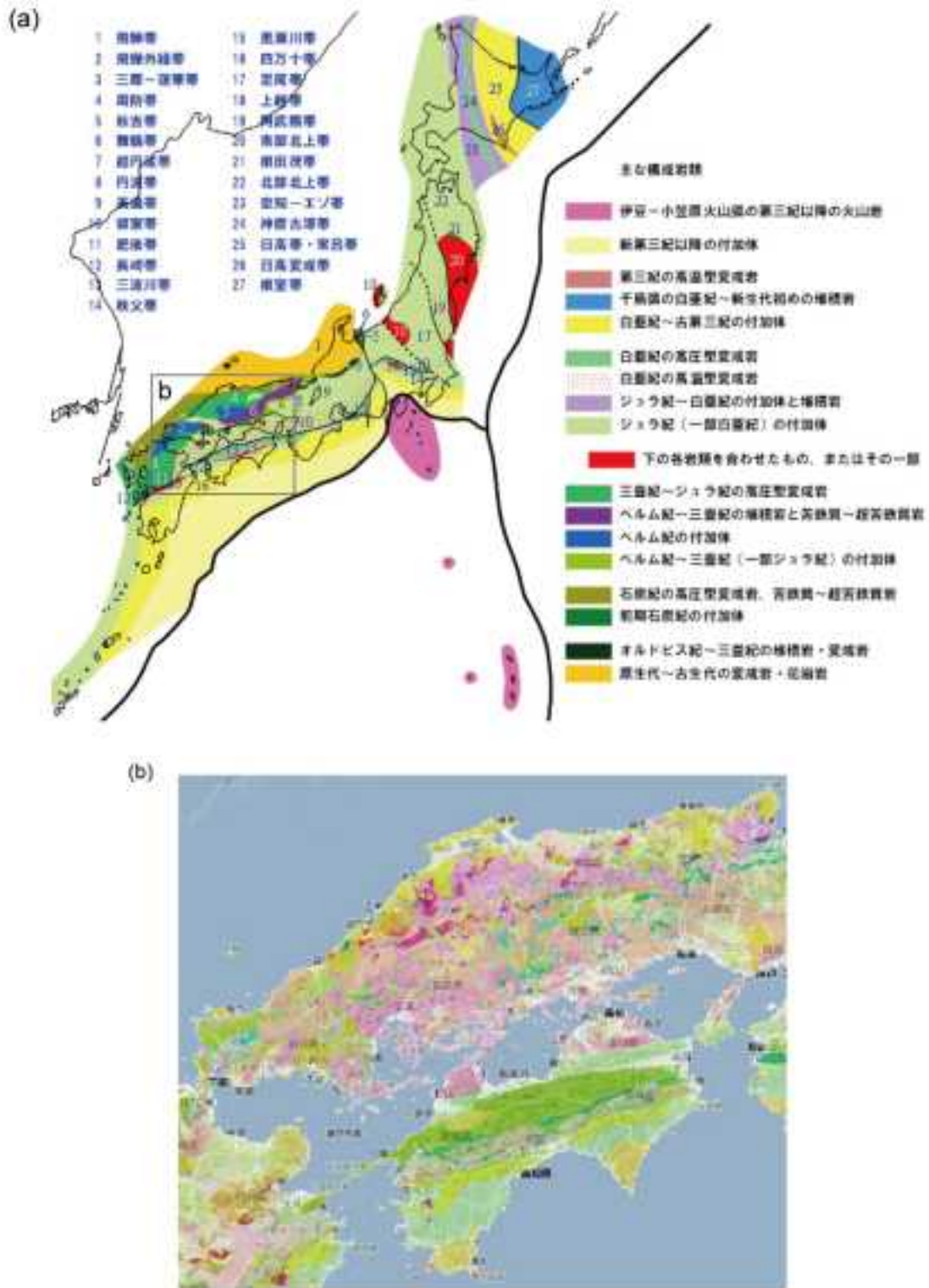


図1.2.1.3-11 (a) 地質時代区分 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, <https://www.gsj.jp/geology/geomap/geology-japan/>) (b)中国・四国地域の地質図 (20万分の1シームレス地質図: 産業技術総合研究所, <https://gbank.gsj.jp/seamless/>) .

(10) 中国・四国地域における地殻構造や岩石物性の不均一性に関する情報のまとめ

中国・四国地域は、堆積物による被覆が少なく、基盤となる地質構造が地表に広く露出している地域であり、地震発生の地殻特性と地殻応力場の関係を検討するためには適している地域である。上記の情報を総合すると、白亜紀以前の古い地質帯が広く分布し、その地質構造の不均一性に富む中国・四国において、第四紀火山が存在する山陰地域では地殻熱流量が高く、かつ、D90 や等価弾性厚で示されるように力学的に地殻が薄く、活断層が多い。ただし、同じ第四紀火山が存在する山口地域では、山陰地域ほど地殻熱流量は高くなく、D90 で示される地震発生層の下限も山陰地域に比べて深い。中国地域では、第四紀火山の位置は後述の(4)で示すように第四紀中もその発生場所が10万年スケールで移動しており、それに合わせて地殻熱流量の高い領域が移動している可能性が示唆される。火山発生場の移動と活断層場の移動の関係を今後検討する必要がある。一方、同じようなD90や等価弾性厚を持つ四国では第四紀火山が存在せず地殻熱流量は山陰などに比べると小さい。しかしながら、多くの地質断層が存在するにもかかわらず、この地域では活断層は中央構造線周辺以外に顕著に発達していない。今後は力学的な背景（地殻の堅さや厚さ）と既存亀裂としての構造線の間接的な関係を検討する必要がある。最後に、地質帯だけでなく温度構造などを含めた地殻構造の不均一性の時間変化を考慮し検討を行うことで、それらの情報を反映すると考えられる応力テンソルの位置づけをより明確に理解することが可能となる。

表 1.2.1.3-1 中国・四国地域における地殻構造や岩石物性の不均一性に関する情報の一覧。

中国地域は、鳥取県・島根県を山陰地域に、山口県、広島県、岡山県を山陽地域とした。四国地域は中央構造線を境に南北の2地域に分けた。

	山陰地域	山陽地域	北四国地域	南四国地域
応力	おおむねE-W方向の圧縮でN-S方向の引っぱりの優る地殻応力であるが、中国山地で東-N-S方向の引っぱりの地殻応力が認められる。	おおむねE-W方向の圧縮でN-S方向の引っぱりの優る地殻応力が顕著であるが、岡山県岡山でN-S方向の引っぱりの地殻応力が認められる。	おおむねE-W方向の圧縮でN-S方向の引っぱりの優る地殻応力が顕著であるが、香川県高松ではNW-SE方向の圧縮の地殻応力、愛媛県地域ではN-S方向の引っぱりの地殻応力が認められる。	おおむねE-W方向の圧縮でN-S方向の引っぱりの優る地殻応力が顕著であるが、四国沖海溝域ではNW-SE方向の圧縮の地殻応力、四国沖海溝域ではN-S方向の引っぱりの地殻応力である。
帯状断層	おおむね200 km	おおむね120 km	おおむね20 km	おおむね20 km
帯状断層の地質学的特徴	花崗岩を主とする。	花崗岩が生じたが、岡山県・兵庫県内域に逆断層が存在する。	片麻岩・片岩状花崗岩を主とする。	花崗岩・片麻岩
プラーグ異常から評価した帯状断層の長さ	おおむね300 km	おおむね300 kmであるが、山口県東部、広島県、岡山県西端で断層より短い(300 km)。	おおむね300 kmだが、愛媛県西端が断層より短い(300 km)。	おおむね300 kmだが、東端で断層より短い(200 km)。
帯状断層の深さ	新構造帯域と連続し、有見地帯域域、熱帯域に分布する。	おひら北域域、おひら南域域に分布する。	分布しない。	分布しない。
地殻断層	新構造帯域・東部、熱帯域で多い(120 mW/m ² 以上)	おおむね60 mW/m ² 前後	北山内帯域を境としておおむね50 mW/m ² 前後	おおむね50 mW/m ² 前後
D60	おおむね10 km前後だが、山口県東部は断層より深い(20 km前後)	おおむね15 km前後だが、広島県西端、山口県東部で断層より深い(25 km前後)	おおむね10 km前後	おおむね10-20 km
活断層	分布：内道線周辺、熱帯域東部。 安物：北東-南西および北西-南東方向のものが多い。	分布：国体平高直下の岡山県東部、吉田川沿いから豊後、広島県西端部、広島県西端の大河津から山口県東部を通り南陽部、広島県から山口県東部まで、岡山県東部。 安物：北東-南西および北西-南東方向のものが多い。	分布：中央構造線南側より北側では、広島県から山口県東部まで、岡山県。 安物：中央構造線にはほぼ平行。	分布：中央構造線南側より南側では、岡山県東部、山口県、豊後域。 安物：中央構造線にはほぼ平行。
活断層	分布：内道線北側(三都府)、および内道線(美濃-丹波新、三都府、中国府、豊後域)に認められる。	分布：三都府、中国府、豊後域、美濃-丹波新、の地質帯内で認められる。	分布：新構造帯と新構造帯の境界に分布する。	分布：中央構造線(三都府)と熱帯域の境界をはじりとする各地質帯の境界が明瞭な断層となっている。三都府、丹波新、美濃-丹波新、にそれぞれ地質帯内に多数分布する。安物：各地質帯の分布方向と平行(北北東-西南西方向)の断層とそれを伴った北東-南西および北西-南東方向のものが多い。地質帯の分布方向に平行な断層は、美濃-丹波新、丹波新、三都府の順で多く分布する。
活断層	安物：内道線北側および内道線では北北東-西南西方向が顕著である。	安物：岡山県より以西の地域、および山口県(三都府、丹波新)では北東-南西から北北東-西南西方向の断層が多い。中国府である。岡山県から広島県にかけては北東-南西から北北東-西南西方向および北西-南東方向の断層が認められる。	安物：新構造帯と新構造帯の境界の方向(北北東-西南西方向)の断層が多い。	

2) マグマの貫入様式と断層の関係

地下深部で生成されたマグマは、周囲の岩石より密度が小さいため浮力によって上昇する。その過程で、マグマは母岩を破壊または融解させ、母岩の割れ目に沿って上昇していく。このような地下深部～浅所までのマグマの挙動は、深成岩や半深成岩の産状や構造解析に基づき、マグマの貫入様式として割れ目充填(①～③)とダイアピル(④)による形成メカニズムが整理されている(Park, 1989など)。

- ① 母岩の裂か中にマグマが注入され、岩脈やシルを形成する。
- ② マグマが母岩を破壊し、捕獲岩として取り込みながら上昇する(ストーピング)。
- ③ 母岩を溶かし込みながら上昇する(同化作用)。
- ④ マグマが母岩を押し上げたり、周囲を押し上げたりしながら上昇する(強制貫入)。

マグマの輸送プロセスは、重力場・地殻応力場・地殻熱流量・マグマの密度や粘性に支配され、いずれのプロセスにおいても、マグマの密度と粘性が小さいほどマグマの輸送効率が高くなる。

貫入メカニズムのうち、割れ目充填は、①～③のようなマグマの能動的な作用によってマグマが満たす空間が確保されるが、断層運動によっても確保されるケースが知られている(Crudon, 2005)。また、断層割れ目に沿った岩脈の貫入の例として、中央構造線や跡津川断層などの断層に沿って岩脈が貫入していることが報告されている(Niwa *et al.*, 2011; 田崎ほか, 1990)。特に、この貫入プロセスは、岩脈の形成と断層活動との関連性が強く示唆される。

ここでは、火山体が形成されるプロセスから、(1) マグマの能動的な貫入による断裂形成を示す事象、(2) 既存の構造にマグマ貫入が規制される事象を、断層運動とマグマ貫入活動の関連を示す事象として既往文献の整理を行った。

(1) マグマの能動的な貫入による岩脈形成

一般的に火成岩の岩脈の配列方向には、規則性が認められることが多く、伊豆大島や富士山における側火山の火口配列がこの地域の広域応力場の σ_3 軸方向に垂直な方向と一致することを示した Nakamura (1977) の研究は、その先駆的な研究例である (図 1.2.1.3-12a)。差応力の働いている地殻にマグマが注入された時、その流体圧を原因とする一種の水圧破碎を生じ (高橋, 1994)、マグマは地殻に働く広域応力の σ_{Hmax} の方向と平行方向に開口割れ目を形成する。マグマはこの開口割れ目を利用して地表まで上昇するため、ダイクと火口の配列は開口割れ目の方向を示すとされる (図 1.2.1.3-12b,c ; Nakamura, 1977)。貫入岩の形成過程では、マグマ流体圧が母岩の地殻応力に勝る必要があるが、広域応力場の σ_{Hmax} 方向に岩脈や側火山が形成されていることは、マグマ流体圧が大きくとも広域応力を密接に規制されたマグマ貫入プロセスであると考えられる。

(2) 既存の地質構造にマグマ貫入が規制される事象

(1) の事例とは異なり、岩脈や火口の配列が、広域応力場の σ_{Hmax} と不調和な例が知られている。例えば、イタリア中部の横ずれ剪断帯に位置する Amiata 火山では、火口の配列が、火山活動以前に生成されていた脆性的な剪断構造の方向に一致していることから (図 1.2.1.3-13a)、マグマが地殻深部に発達した剪断帯の構造を利用し貫入する事で火口位置が規制されている可能性を示している (Brogi *et al.*, 2010)。また、南極大陸の McMurdo 岩脈などでも、横ずれ剪断帯において構造に規制された岩脈の配列 (図 1.2.1.3-13b) が報告されている (Rossetti *et al.*, 2000)。Tibaldi(2008) は横ずれ剪断帯中の岩脈や火口の配列と広域応力場の σ_{Hmax} の方向との不調和を指摘している。これらの例は、マグマが自身の流体圧による開口割れ目を作らず、断層割れ目に沿ってマグマが貫入したことを示している。すなわち、少なくとも横ずれ断層運動や断層構造が卓越した地域での火山活動では、広域応力に支配されない岩脈や火口の配列が形成される場合があり、必ずしも岩脈法による古応力場の復元が成り立たないことを示している。

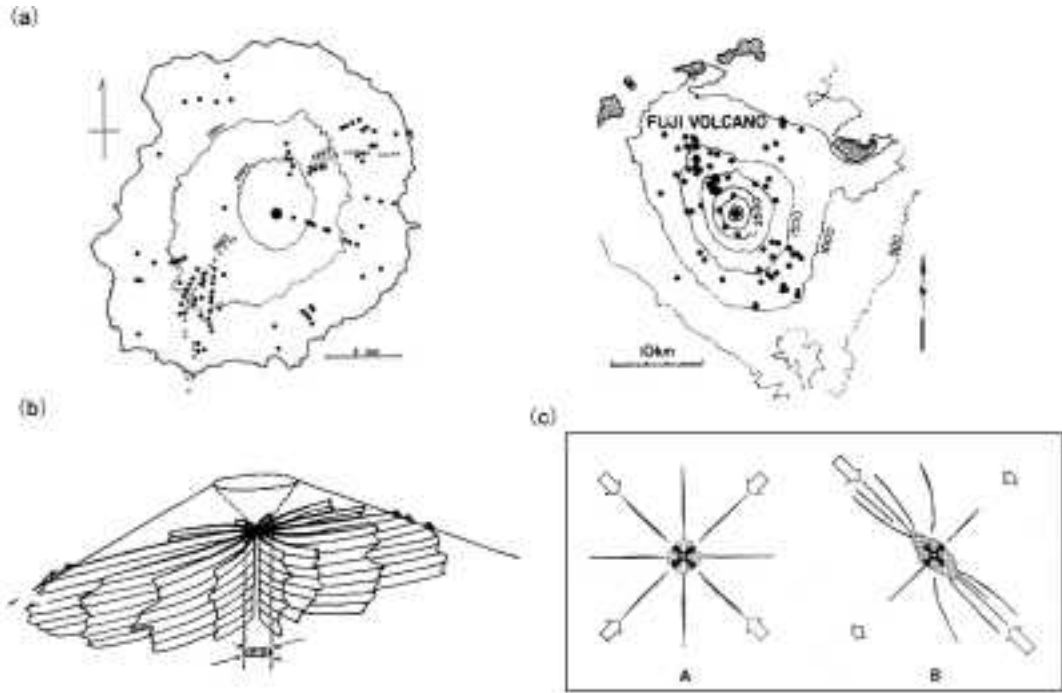


図1.2.1.3-12 (a) 三宅島と富士山の側噴火(黒点)の分布(Nakamura, 1977; 中村, 1984). (b) 三宅島火山における放射状岩脈の分布と水平圧縮応力軸方位との関係(Nakamura, 1977). (c) 中央マグマ柱あるいは深成岩とそれから派生した放射状岩脈の関係を示す模式的な断面図(Nakamura, 1977; Aは均一な応力場, Bは異方性のある応力場を示す).

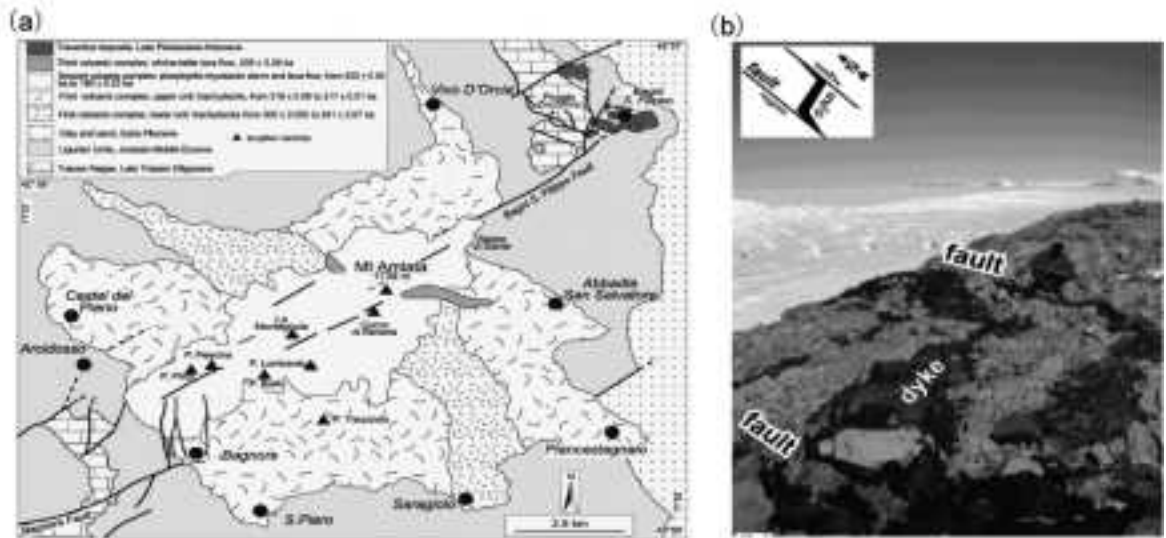


図1.2.1.3-13 (a) Amiata山周辺の地質図 (Brogi *et al.*, 2010を一部編集) ; 主要な北東-南西方向の横ずれ断層の方向に火山が分布する. (b) 横ずれ断層に関連するMcDurdo岩脈の産状(Rossetti *et al.*, 2000).

3) 火山活動と断層活動の連関に関する検討

(1) マグマの固結に伴う断層の活動性の低下に関する検討

火山活動の停止後に十分な時間が経過すると地下深部のマグマだまりは固結し、周辺の地質構造との間に不均質が生じる(長谷川・大野, 2006). 地質構造の不均質性は、地殻応力の集中をはじめとする応力場の空間的不均一性など力学的な変化が時間変化とともに生じる. ここでは、北海道中央部の日本海側に位置する増毛山地の基盤地質情報の整理と地質断層の調査を行い、断層のすべり方向と

現在の応力場の関係について検討した。

増毛山地は、新第三紀の海成層と火山岩類で構成され、南 - 北方向に軸を持つ褶曲により複背斜構造を形成し、東側に位置する石狩平野に対して山地を形成している (図 1.2.1.3-14a)。増毛山地には新第三紀鮮新世末期～第四紀初頭にかけて活動した暑寒別火山が分布する。暑寒別火山の南南東側に位置し南 - 北方向に延びる当別 (起震) 断層系の当別活動セグメントは、約 11,000 年前以後、約 2200 年前以前に活動があった活断層である (産業技術総合研究所, 2012)。本セグメントは、同一走向の地質断層である当別断層および隈根尻衝上断層に沿って位置している。増毛山地周辺の南北性構造を強調したブーゲー異常図において、当別活動セグメントとよく一致する重力構造が、増毛山地北部までおおむね連続的に認められる (図 1.2.1.3-14b)。したがって、当別活動セグメントの北側に位置する地質断層である当別断層が新第三紀鮮新世末期～第四紀初頭にかけて活動した暑寒別火山を横断し、増毛山地北部まで存在することが示唆される。

増毛山地の南 - 北性の断層構造について、当別活動セグメントの北側の F1 地点、暑寒別火山の北側の F2 地点に分布する地質断層の現在の活動性について、Otsubo *et al.* (2008) の手法を用いて検討した。使用した地震のメカニズム解は防災科学技術研究所によって公開されている北緯 43° から 44.5°、東経 141° から 142.5° の範囲で発生した地震のうち、1997 年 1 月 1 日から 2010 年 1 月 1 日までの 15 個の地震について、応力逆解析を行い、本地域の広域応力場として、最大圧縮応力軸 (σ_1 軸) の方向 N80.1°W、傾斜 1.2°、最小圧縮軸 (σ_3 軸) の方向 N15.3°E 傾斜 77°、応力比 (Φ) 0.07 を得た (図 1.2.1.3-15)。断層のすべり方向と現在の応力から推定される運動方向とのずれ (ミスフィット角) は 30° 以上を示し、F1 地点および F2 地点の断層は現在の応力場では活動していないことが示唆される (図 1.2.1.3-15)。一方、南部の当別活動セグメントは活断層であることから、ミスフィット角は 30° 以下と予想される。すなわち、深部地質構造として連続性が示唆される増毛山地中央部の南 - 北性の構造は、南部においては第四紀に活動している活断層であるのに対し、暑寒別火山周辺の断層では活動性が低い、あるいは活動していないと考えられる。

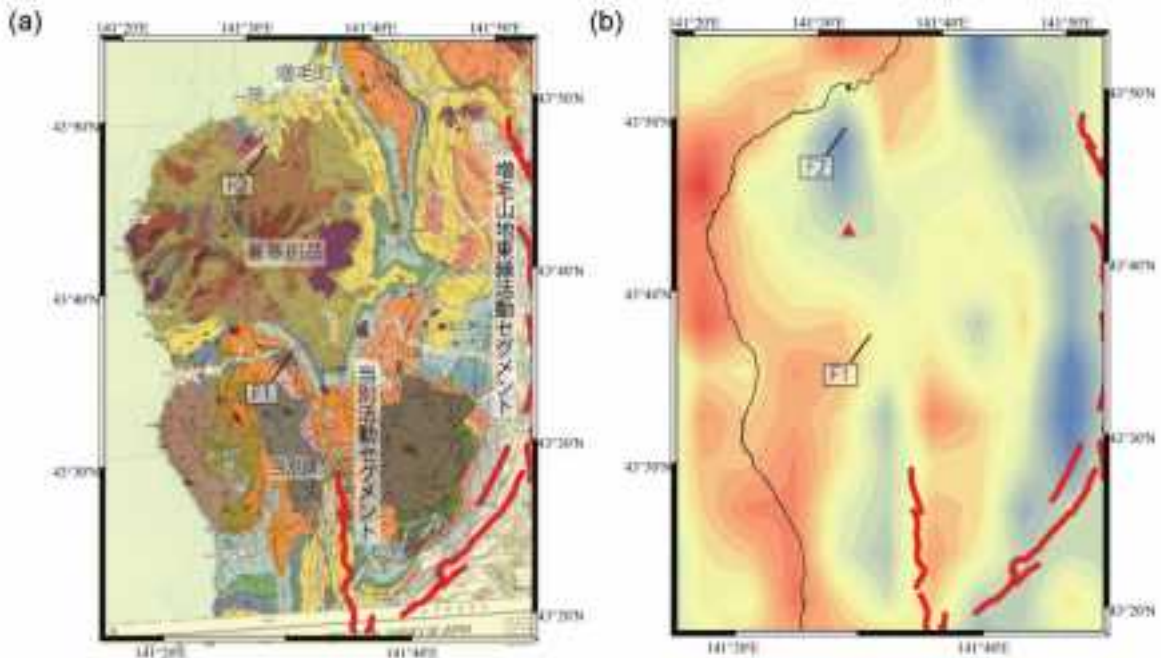


図1.2.1.3-14 (a) 増毛山地周辺の地質図 (20万分の1地質図幅「留萌」, 地質調査所), F1, F2地質断層の調査地点, 赤三角は第四紀火山, 赤線は活断層 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2012) を示す。 (b) 増毛山地周辺のブーゲー異常の南北方向の構造を強調した重力勾配図。仮定密度 2.67g/cm^3 , 東傾斜の構造を青, 西傾斜の構造を赤で示す。表記は (a) と同様。

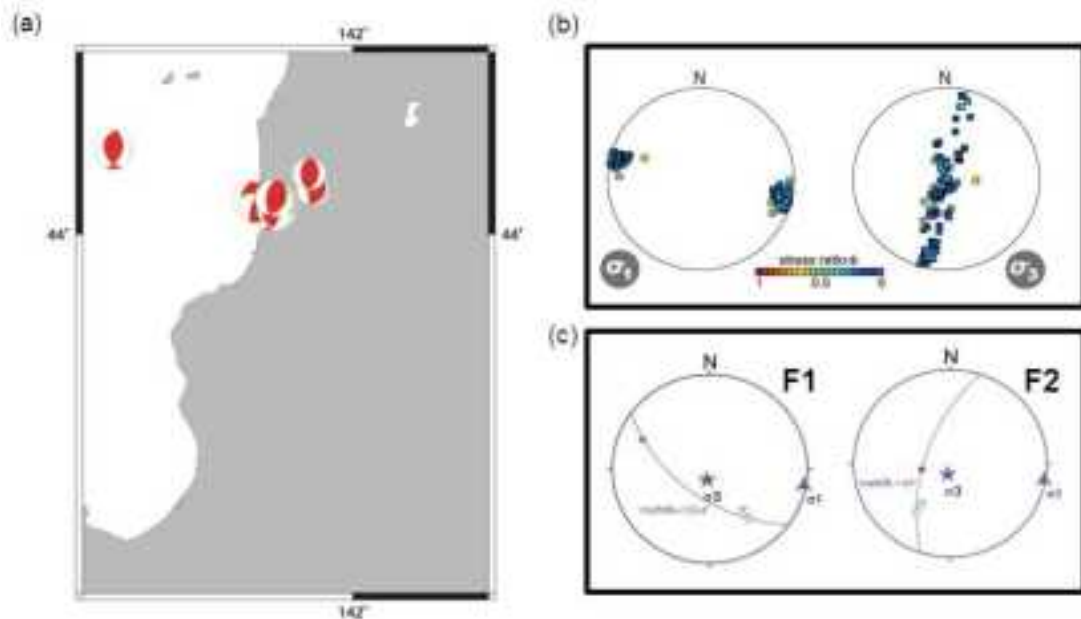


図1.2.1.3-15 (a) 増毛山地周辺を含む広域において防災科学技術研究所F-Netから抽出したM3以上の地震のメカニズム解(1997/1/1-2010/1/1)。 (b) (a) から多重逆解法(Otsubo *et al.*, 2008)で計算された現在の応力。東-西方向の σ_1 軸をもつ逆断層応力であるが、応力比が0に近い σ_3 軸(上載荷重に相当)と σ_2 軸がほぼ同じ大きさとなる。 (c) 地質断層(F1およびF2)のすべり方向と理論すべり方向の適合性。矢印は断層の実際のすべり方向。星印と三角は、地震メカニズム解から計算された現在の応力の σ_1 軸と σ_3 軸の方向を示し、赤丸はその応力での理論すべり方向を示す。

増毛山地周辺では、第四紀初頭に活動を終えた暑寒別火山の地下のマグマだまりが固結することにより、増毛山地周辺での地質構造の不均質を形成したと考えられる。マグマの固結により地質構造の不均質が新規に形成された場合、既存の断層運動のバリアーとなるという考え方(長谷川・大野, 2006)が提案されており、増毛山地においても暑寒別火山が同様のバリアーとなっている可能性がある。マグマの固結による地質構造の不均質が既存断層系に与える影響に関しては、地殻に対する火山体を構成する火山噴出物の上載加重の影響、マグマの強制貫入に伴う既存断層のジオメトリの変化、地殻温度構造の時間的変化の検討が必要である。また、詳細な火山活動史の解明やマグマの熱力学的なシミュレーションなどの検討も必要となろう。

(2) 活断層の分布と火山活動場の時空間変化に関する検討

中国地方は日本列島の中で比較的火山の分布が限定的であるため、活断層と火山の位置的関係を検討しやすい。中国地方西部では、青野山火山群、阿武火山群、下関火山群などが分布しており、最新の火山活動は、阿武火山群の笠山の活動で、約8,800年前に単成のスコリア丘を形成した(永尾, 2002)。この地域に分布する火山は、単成の溶岩ドーム、スコリア丘、溶岩流火山といった比較的規模の小さい火山が広範囲に分布しており、大規模な複成火山は認められない(中野ほか, 2013)。そのうち、青野山火山群は、右横ずれ活断層(徳佐-地福活動セグメントおよび弥栄活動セグメント)に沿った分布を示しており、活断層と火山の配列の関連性が強く示唆される(図1.2.1.3-16)。ここでは、中国地方西部地域で火山活動が活発になる約80万年前以降の火山活動場の時空間変化を検討した。その結果、以下の2点の時空間的特徴が示された。

- ① 火山活動場の時間変化：40万年前以前の火山の分布は、内陸部から瀬戸内海沿岸部にかけて広く分布しているが、40万年前以降の火山活動場は、日本海側に集中する(図1.2.1.3-17)。
- ② 火山の配列方向の時間変化：40～20万年前の火山の配列方向は、北東-南西系の活断層の方向と調和的な配列を示しているが、20万年前以降の配列方向は、活断層の方向とは斜交し、

東西方向に配列する (図 1.2.1.3-17)。

島根県津和野地域に分布する北東-南西方向に延びる活断層の徳佐-地福活動セグメントおよび弥栄活動セグメントは、前者は BC1880 年以前に最後の右横ずれ断層変位が知られ、後者は空中写真判読による地形変位により、右横ずれ断層変位が知られている (産業技術総合研究所, 2012) が、詳細は不明である。中国地方には北東-南西系の活断層が卓越するが、金折 (1999) や早坂ほか (2000) などでは、左横ずれ断層として活動していた断層が、約 200 万年前にすべり方向を反転したとしている。しかしながら、個々の活断層の活動史については、活断層調査において数万年以前降のみが明らかにされており、また、ここで見出された火山活動場の変化に対応するような断層運動の変化は報告されていない。活断層の運動方向と火山活動場の変化の関連性をより検討するためには、現在の活断層の履歴を 10 万年スケールで遡る必要がある。

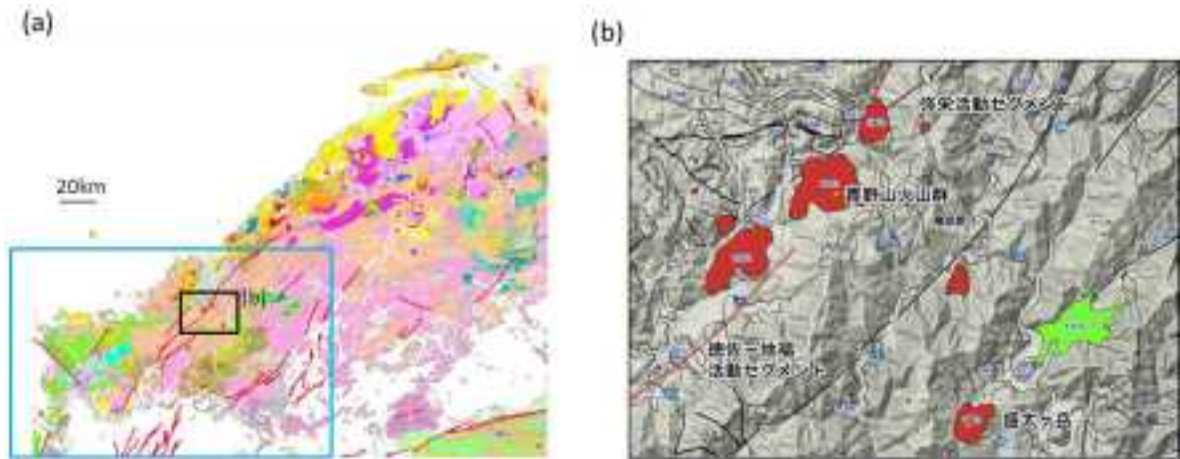


図 1.2.1.3-16 (a) 中国地方の地質図；青枠は 1.2.1.3-27 の位置を、黒枠は (b) の位置を示す。

(b) 島根県鹿足郡津和野地域の青野山火山群と活断層の位置関係；火山岩類分布 (赤色の範囲) が活断層 (赤線) の走向とよく一致する (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2012；20万分の1シームレス地質図)。

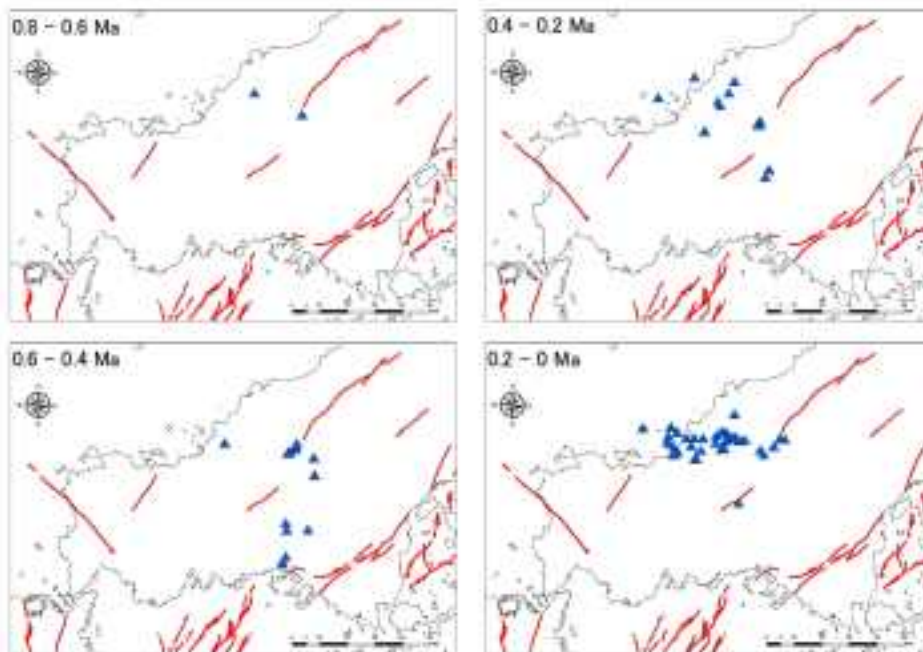


図 1.2.1.3-17 中国西部地域の第四紀火山の 20 万年ごとの活動場の変化。

80 万年前以降の第四紀火山・貫入岩を青色三角で示す。赤線は活断層の分布を示す (産業技術総合研究所, 2012；産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2012) を示す。

4) 日本海東縁域で認められるインバージョンテクトニクスへの検討

日本海東縁域で認められるインバージョンテクトニクスを対象として、既存断層の再活動と隆起運動・火山活動に与える影響に関して既存文献のレビューを行い、また新潟県中越地域において補備的な現地調査・残留磁気測定を行った。

(1) 日本海東縁域のインバージョンテクトニクスの文献レビュー

東北日本での過去 2,000 万年間の地殻変動史を図 1.2.1.3-18 に示す。日本海東縁域で認められるインバージョンテクトニクス地域は 2,000 ～ 1,500 万年前の日本海が形成された時期に、正断層をともなって北西－南東方向に地殻が引き延ばされて大規模な堆積盆地が形成された。その後、約 300 万年前から、北西－南東方向に地殻が圧縮されはじめ、新潟や秋田の堆積盆地の中に逆断層と褶曲構造が形成され始めた。その圧縮変形は現在も活発に進行していると考えられ、一部脊梁山脈を超えて前弧側に達している。2007 年新潟県中越沖地震および 2004 年新潟県中越沖地震は、いずれもこの地殻変動の過程で発生したものである。インバージョンテクトニクスに注目すると、新第三紀鮮新世後期以降の最近 200 ～ 300 万年間に成長した逆断層と背斜構造が主要な活動としてあげられる。インバージョンテクトニクスの逆断層は、新第三紀中新世前期の伸張テクトニクスによって形成された地質構造に大きく規制されている。日本海沿岸の褶曲構造の形成史は大きく分けて以下のような三つの時期、Ⅰ：リフトの形成期（リフティング期）、Ⅱ：リフトの埋積期（ポストリフト期・プレインバージョン期）、Ⅲ：リフトの隆起期（インバージョン期）に分けられる（図 1.2.1.3-19a）（岡村ほか、1996）。

新第三紀鮮新世以後の変形から見積もった東北日本の短縮率をみると、この短縮率はリフトが卓越する地域で最大となり、地質学的な歪みの集中域となっている（図 1.2.1.3-19b；佐藤、1989）。大規模な伸張変形によって柔らかい新第三系の基盤を構成する岩石の厚さがリフト内では薄くなっており、側方からの力に対しての強度が相対的に低下しており、この地域で短縮率が大きくなっているとされる（佐藤、1989）。

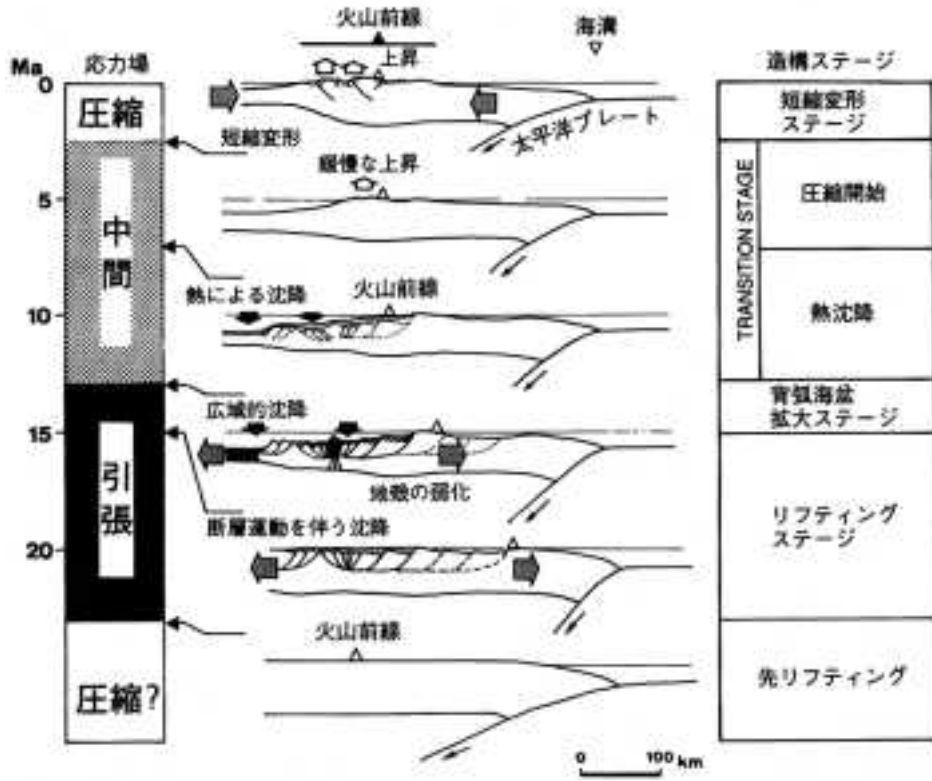


図 1.2.1.3-18 東北日本での地殻変動史 (Sato and Amano, 1991).

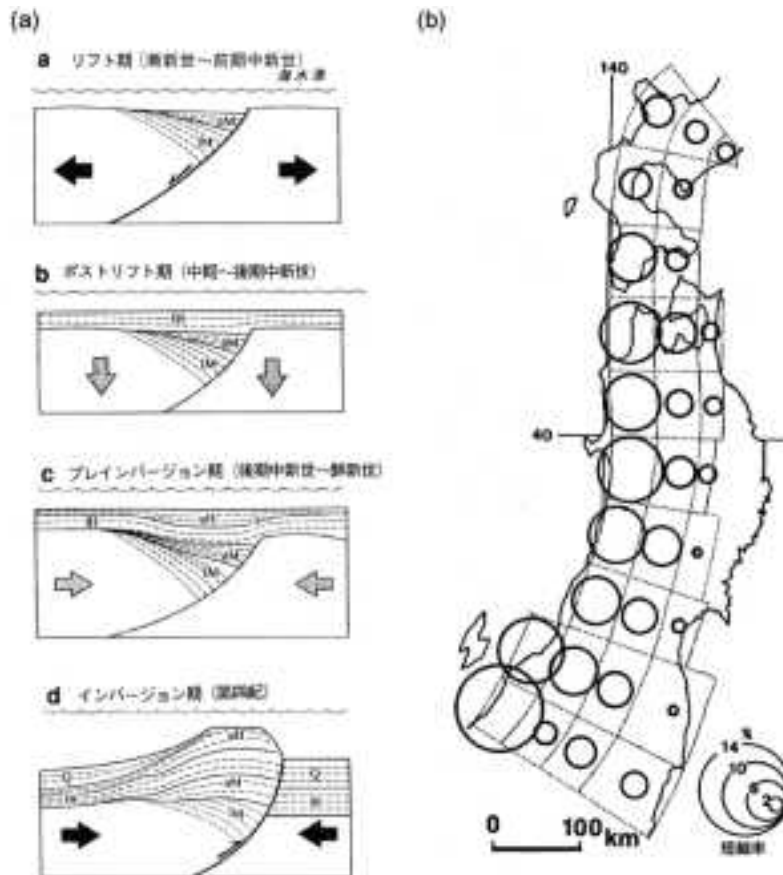


図1.2.1.3-19 (a)日本海東縁域で認められるインバージョンテクトニクスの模式図 (岡村ほか, 1996を改変). (b)東北日本における褶曲構造から算出した側方短縮率(佐藤, 1989).

東北日本の第四紀に活動した断層およびそれに伴って褶曲変形した地域に関して、それぞれの変形開始年代に注目してみると、3 Ma 頃から日本海東縁域の断層が活動し始めて堆積層を褶曲変形させている (図 1.2.1.3-20 ; Awata and Kakimi, 1985). 古流向から見積もられた新潟中越地域の東山背斜での隆起開始時期は 3Ma 以降 (池田・山路, 2008) であり、同地域の日本海側の西山丘陵でも同じような結果である (岸・宮脇, 1996) ことから、日本海東縁域での褶曲成長は広範囲でおおむね同じタイミングであることが示唆される。東北日本では地形と重力の相関からアイソスタシーがおおむね成り立っていると考えられるため (Kudo *et al.*, 2001), 3 Ma 前からの緩慢な隆起は弱い圧縮によるものとみなしてよいと考えられる。また、日本海側から脊梁山脈に向かって隆起開始年代が若くなっている (Awata and Kakimi, 1985).

東北日本の隆起域における時空間変化に注目すると、これまで活動してきたインバージョンテクトニクス進展における時間スケールは、詳細な不整合面の空間分布に基づいた地質調査の結果、およそ 50 万年とされる (図 1.2.1.3-21 ; 岸・宮脇, 1996). この時間スケールは Awata and Kakimi(1985) や楮原ほか (2006) (図 1.2.1.3-22) の結果にオーダーとしては調和的である。

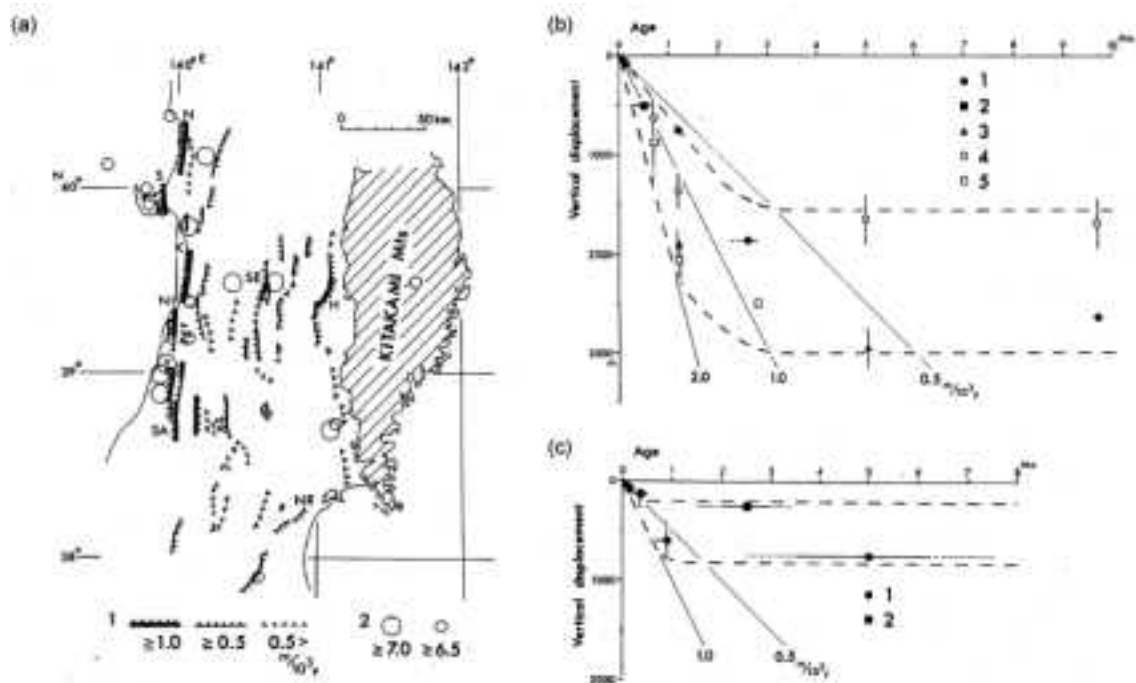


図1.2.1.3-20 (a) 東北日本での第四紀に活動した断層と地震の分布. (b)北由利衝上断層および(c)奥羽山脈東縁断層での隆起開始年代と隆起量との関係 (Awata and Kakimi, 1985) .

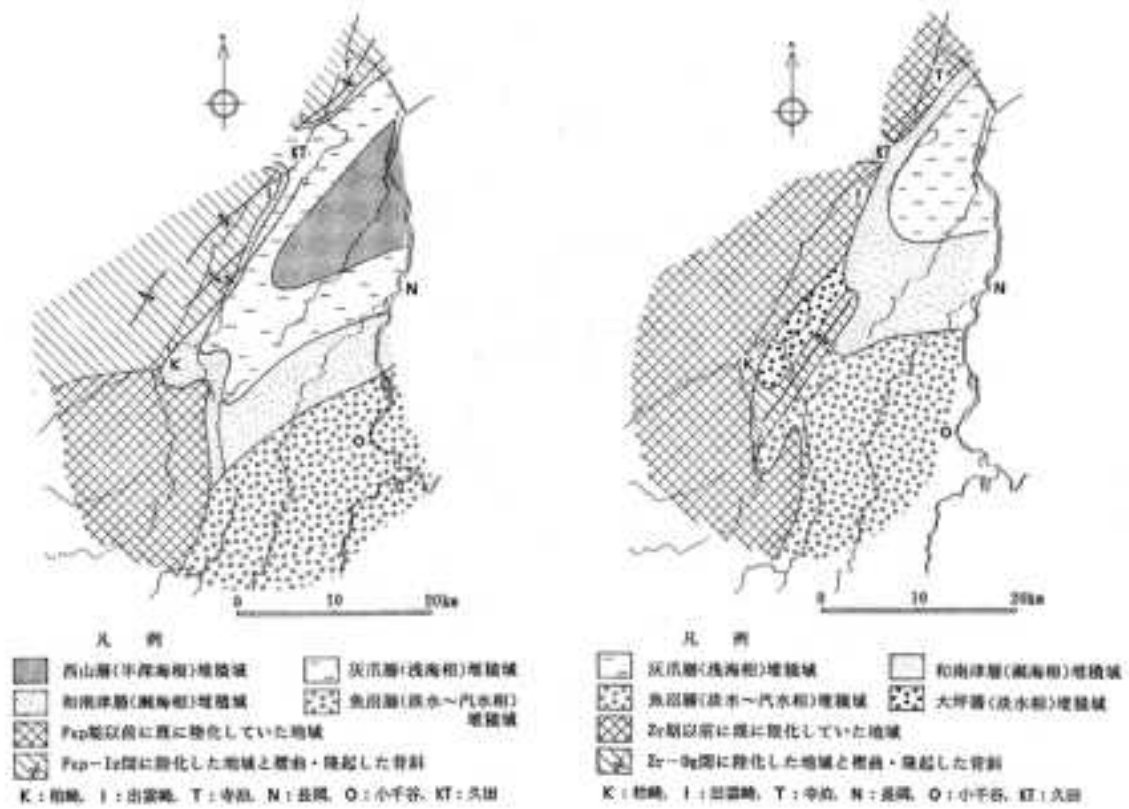


図 1.2.1.3-21 新潟県中越地域柏崎市周辺における (左)1.5Ma 頃および (右)1.0Ma 頃の古地理図 (岸・宮脇, 1996).
1.5Ma から 1.0Ma にかけて褶曲軸の位置が 5 ～ 10 km 程度, 東へ移動している.

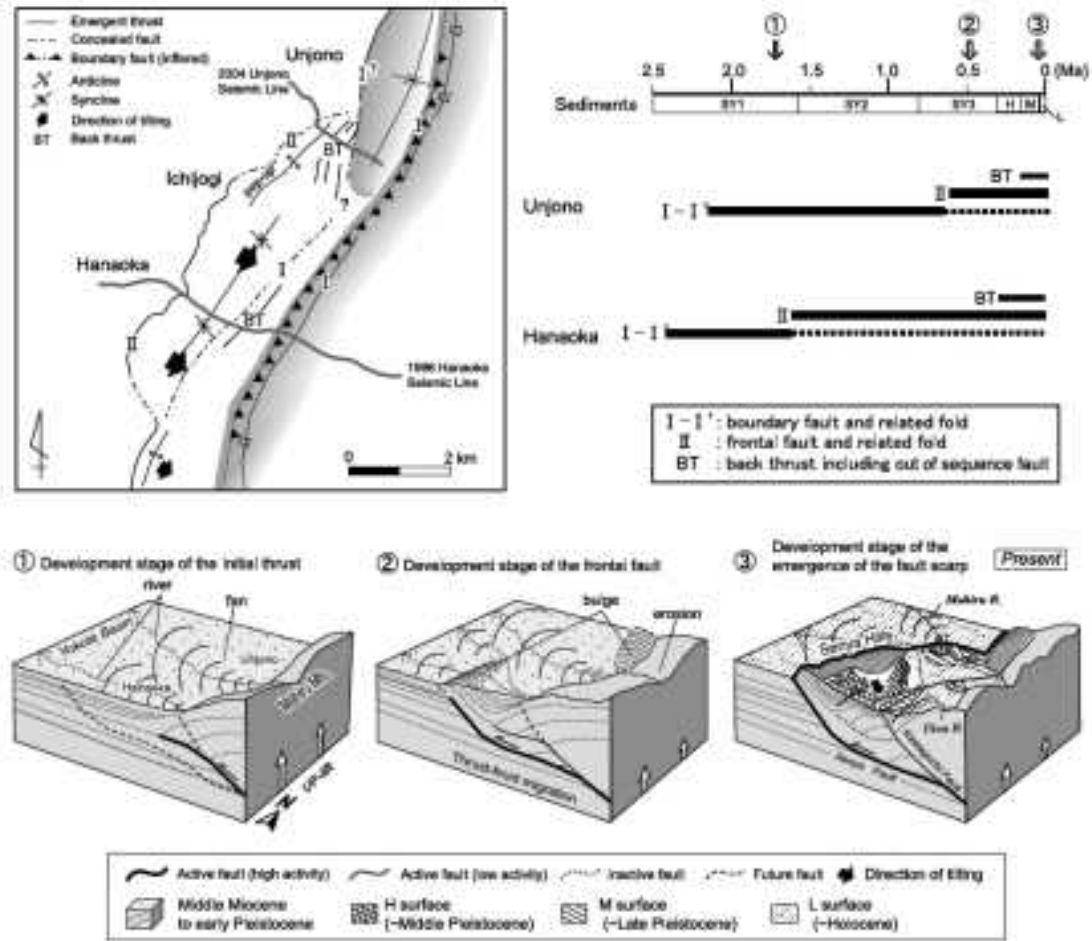


図 1.2.1.3-22 横手盆地東縁断層帯千屋断層での活構造図とその変遷 (楳原ほか, 2006).

日本海東縁地域のインバージョンテクトニクスで活動している逆断層の傾斜はおおむね $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$ で、これは一般的な逆断層の傾斜 $20 \sim 30^{\circ}$ の倍程度である (図 1.2.1.3-23; Sibson, 2009). 逆断層の活動については、傾斜 $20 \sim 30^{\circ}$ の断層よりも $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$ の傾斜を持つ断層の方がより大きな圧縮応力を必要とし、高角傾斜をなす断層が卓越する東北日本弧では小さな差応力では短縮変形は始まりにくいことを示している。日本海東縁域では構造地質学的手法に基づいてこれまで多くの研究が行われているが、外力が 3 Ma に急増したことを示す知見がないことから、東北日本が 3 Ma 以降に変形を始めるためには外力の急増以外の別の要因を検討する必要がある。また、Sibson (2009) が指摘するような間隙水圧の効果 (図 1.2.1.3-23) を要因とする場合は、3 Ma 頃から間隙水圧が増加したことを示す必要があるが、現時点ではそのような知見は得られていない。

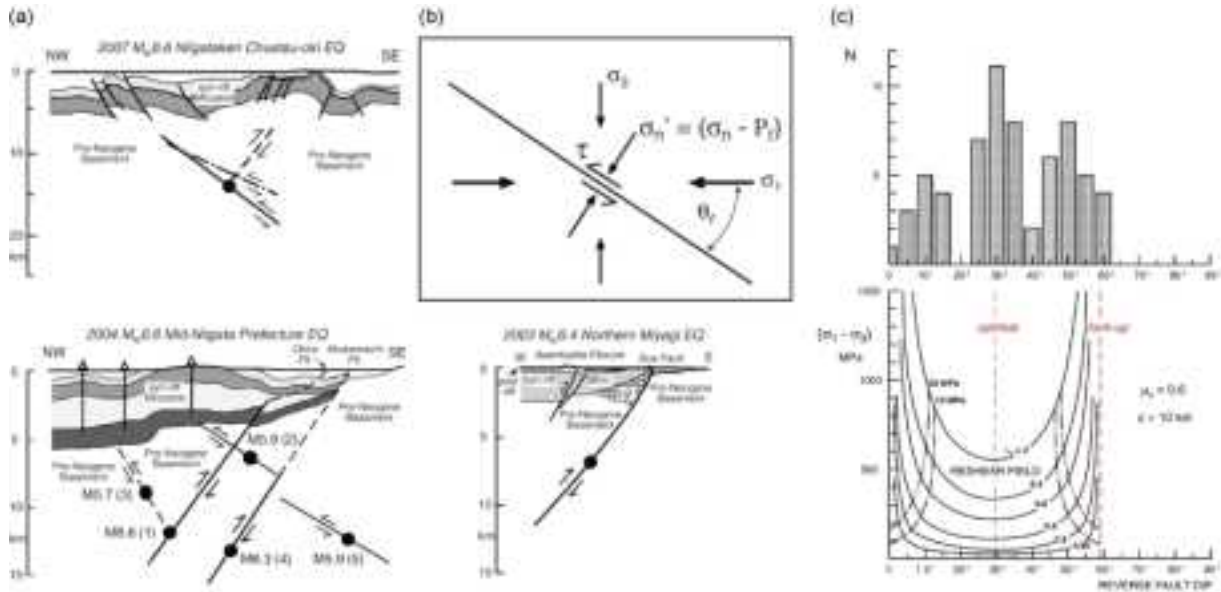


図 1.2.1.3-23 (a) 東北日本での逆断層地震震源周辺の断面模式図 (Sibson, 2009).

2003年宮城県北部地震 (Mw=6.4) , 2004年新潟県中越地震 (Mw=6.6) , 2007年新潟県中越沖地震 (Mw=6.6) . (b) 断層面の安定性に影響を与える断層面における応力と間隙水圧(Sibson, 2009). (c) 逆断層における差応力, σ_1 と断層面との角度, 間隙水圧比 (λ) の関係(Sibson, 2009). 摩擦係数0.6かつ深度 10 kmでの結果. λ が大きくなればなるほど, 断層の活動性は高くなる.

岩脈や小断層から求めた東北日本での応力変遷 (図 1.2.1.3-24 ; Sato, 1994) によれば, 8-3.5Maのステージの σ_{Hmax} (水平最大圧縮応力) は東-西方向に向いている. この時期以降に地殻が圧縮され始め, 新潟や秋田の堆積盆地の中に逆断層と褶曲構造が形成され始めたとしている. しかしながら, Sato (1994) を初めとする応力情報からは, いつ正断層が逆断層として動き始めたのかについては不明である. Sibson (2009) のモデルに基づけば, 東北日本で水平短縮が発生するためには, 断層と応力軸の角度の関係だけではなく, 地殻構造・岩石物性を変化させる, もしくは断層面間の摩擦を低下させるメカニズムが必要となる. 地殻上部の詳細な変形史を検討する以外に, 地殻下部もしくはさらに深部での要因, かつ断層運動を引き起こすに十分となるような断層面の強度を弱化させる要因 (例えば, 熱と流体の要因を合わせもつ火山・マグマ活動の寄与) を検討する必要がある.

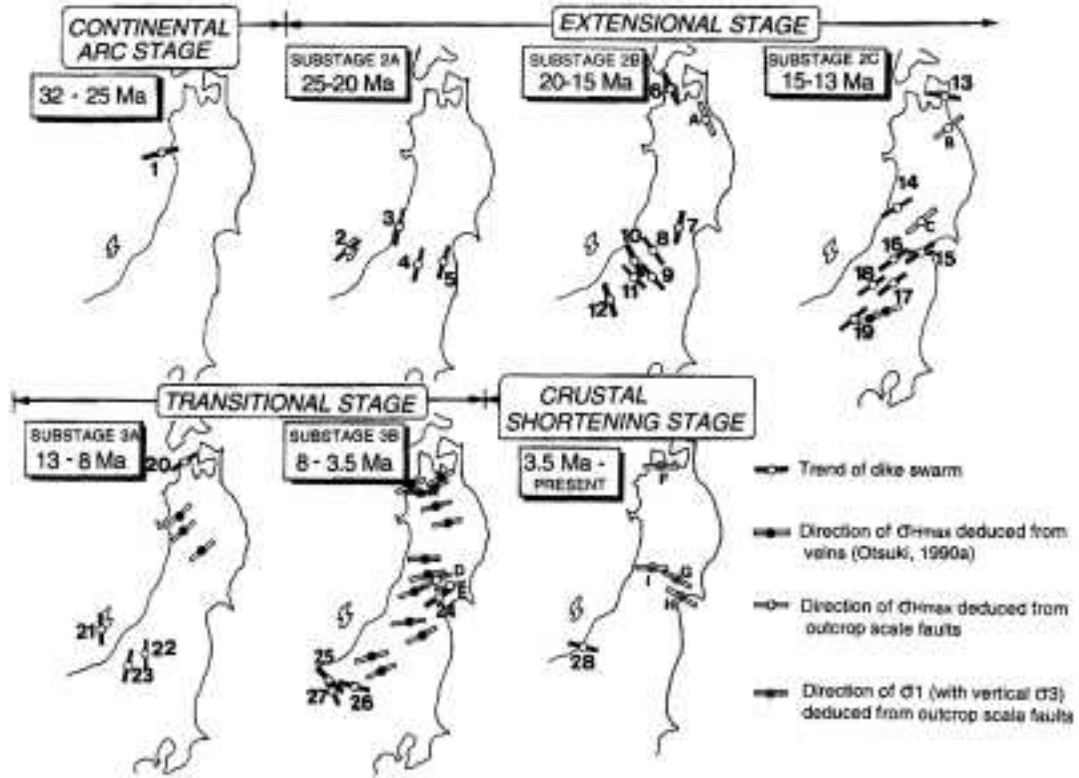


図 1.2.1.3-24 岩脈や小断層から求めた東北日本での応力変遷 (Sato, 1994).

(2) 補備的な現地調査および残留磁気測定

新潟県中越地域柏崎市周辺の南西方（関田山地地域）には、魚沼層相当層の堆積層とそれに挟在されるあるいは貫入する火山岩類が分布しており、北東—南西方向の褶曲構造が発達している（図 1.2.1.3-25）。関田山地には第四紀に活動したとされている火山および貫入岩類が広く分布しており（西来ほか，2012），今年度の委託事業において活動時期の確定作業を実施したところである（1.1.1 項を参照）。ここでは，その成果を踏まえ，岩石磁気学的手法を用いた検討を加えたうえで，火山（マグマ）活動と地殻変動の時間的連関を考慮した検討を実施した。関田山地地域で得られた火山岩の K-Ar 年代測定結果を表 1.2.1.3-2，残留磁気測定結果を表 1.2.1.3-3 に示す。

検討を実施した関田山地は，富倉背斜の東翼部に位置し，新第三紀鮮新統～第四紀更新統の堆積岩類および更新統の火山岩類で構成される（図 1.2.1.3-26）。関田山地の地質は，下位より菖蒲累層，東川累層，更新統の魚沼層群天水山累層，上郷累層，外丸部層で構成され，褶曲運動を被っている（五十嵐ほか，2012；柳沢ほか，2001）。天水山累層中条川部層より上位の地質ユニットは火山岩類が卓越している。これらを褶曲運動を被っていない黒岩山，茶屋池，斑尾火山の噴出物が不整合に覆っている。今回の検討では，褶曲を被った地質ユニットから 4 試料の K-Ar 年代と 2 試料の残留磁気測定，褶曲した地質ユニットを不整合の覆う地質ユニットから 3 試料の K-Ar 年代測定を実施した。



図 1.2.1.3-25 関田山地地域の地質図 (20 万分の 1 地質図「高田」) (竹内ほか, 1994)

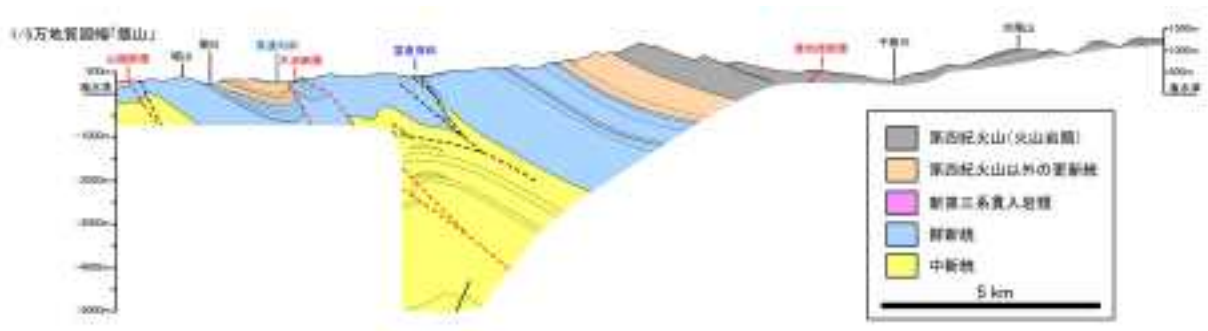


図 1.2.1.3-26 関田山地地域の地質断面図 (5 万分の 1 地質図「飯山」に凡例を加筆).

表 1.2.1.3-2 石基濃集試料によるカリウム-アルゴン年代測定結果一覧表.

試料番号	地質ユニット名	試料重量 g	K ₂ O wt.%	放射起源 ⁴⁰ Ar 10 ⁻⁷ mlSTP/g	年代値 Age(Ma)±1σ	大気混入率 %
Me-TK1	斑尾火山	0.30389	1.107	0.202±0.005	0.57±0.02	79.1
Se-Ch1	茶屋池火山	0.25848	1.855	0.73±0.01	1.22±0.03	72.7
Se-KR1	黒岩山火山	0.30822	1.603	0.61±0.02	1.19±0.04	82.7
Se-Fs1	関田火山	0.25844	0.697	0.31±0.02	1.39±0.06	90.5
Se-Ma1	前山貫入岩体	0.25372	1.115	0.58±0.01	1.61±0.04	75.1
Se-Ka1	関田火山(岩脈)	0.26349	1.123	0.61±0.01	1.68±0.04	75.3
Se-Bb1	関田火山(岩脈)	0.25632	0.748	0.51±0.08	2.12±0.34	96.5

表 1.2.1.3-3 残留磁気解析結果一覧表。

試料番号	試料名	密度 g/cc	Q-ratio	体積寄与率(κ)		残留磁化				J _r (A/m)
				SI(10 ⁻³)	cgs(10 ⁻³)	地理座標系		層位座標系		
						偏角	伏角	偏角	伏角	
自然乾燥状態測定										
2-1	Se-Ms1 MG-01	2.58	0.79	36.85	2.934	170	-28	174	-49	1.040
2-2	Se-Ms1 MG-02	2.51	0.35	37.05	2.948	165	-2	165	-24	0.480
2-4	Se-Ms1 MG-04	2.53	0.87	37.75	3.004	199	-46	223	-60	1.200
2-5	Se-Ms1 MG-05	2.53	0.97	38.09	3.111	177	-19	181	-40	1.317
2-6A	Se-Ms1 MG-06	2.56	2.44	35.70	2.841	197	3	199	-14	3.193
2-6B	* (無消磁)					195	3	197	-15	
2-7	Se-Ms1 MG-07	2.57	1.00	38.21	3.041	165	-35	167	-56	1.394
平均値 (α95, κ)						181	-18	186	-38	
						(18.8, 11.2)		(18.8, 11.2)		
3-1	Se-Bs1 MG-01	2.63	0.39	35.79	2.848	194	17	182	0	0.505
3-2	Se-Bs1 MG-02	2.64	0.47	38.25	3.047	170	25	163	-16	0.657
3-3	Se-Bs1 MG-03	2.65	0.40	31.06	2.471	160	-2	187	-38	0.498
3-4	Se-Bs1 MG-04	2.63	0.29	25.04	2.295	208	-7	219	5	0.302
3-5A	Se-Bs1 MG-05	2.65	0.45	31.00	2.467	158	21	162	-27	0.507
3-5B	* (無消磁)					158	7	176	-36	
3-6	Se-Bs1 MG-06	2.61	0.33	33.14	2.637	172	17	173	-19	0.398
3-7	Se-Bs1 MG-07	2.66	0.25	30.23	2.405	157	-7	191	-43	0.278
平均値 (α95, κ)						172	9	180	-23	
						(16.1, 12.9)		(16.1, 12.9)		

J_r:自然残磁化強度; Q-ratio = J_r/SI/1000) / κ(cgs)*0.481

検討の結果を図 1.2.1.3-27 に示す。褶曲運動を被っている地質ユニットおよびそれに貫入する地質ユニットから、約 210 ~ 140 万年前という K-Ar 年代値が得られた。また、残留磁気測定の結果、層位座標系の方が仮想地磁気極に近いことから、マグマが貫入、固結した後に褶曲運動を被った可能性が高い。一方、褶曲形成後に噴出した噴出物からは約 120 ~ 60 万年前という K-Ar 年代値が得られた。これらの結果から関田山地の褶曲運動の開始時期については、最も早く褶曲運動が開始した場合においては海成層である樽田川部層に貫入した前山貫入岩体の固結以降、最も遅く褶曲運動が開始した場合においても外丸累層の堆積以降で、約 120 万年前までに褶曲運動は終了したといえる。この褶曲形成に関する時間的オーダーは、岸・宮脇 (1996) によって示された新潟県中越地域柏崎市周辺での褶曲形成史の時間的オーダーと調和的である。

今回の検討の結果、火山岩類が卓越する関田山地地域での褶曲形成における時間的オーダーと火山活動との時間的関係が明らかになった。一方で、関田山地での火山活動の最盛期と考えられる中条川部層堆積期以降の期間については、火山活動と褶曲運動が同時に進んでいったのか、あるいは火山活動の終了後に褶曲運動が発生したのか、つまり、火山 (マグマ) 活動が地殻変動に与えた影響の有無については今後さらに検討すべき課題として残されている。

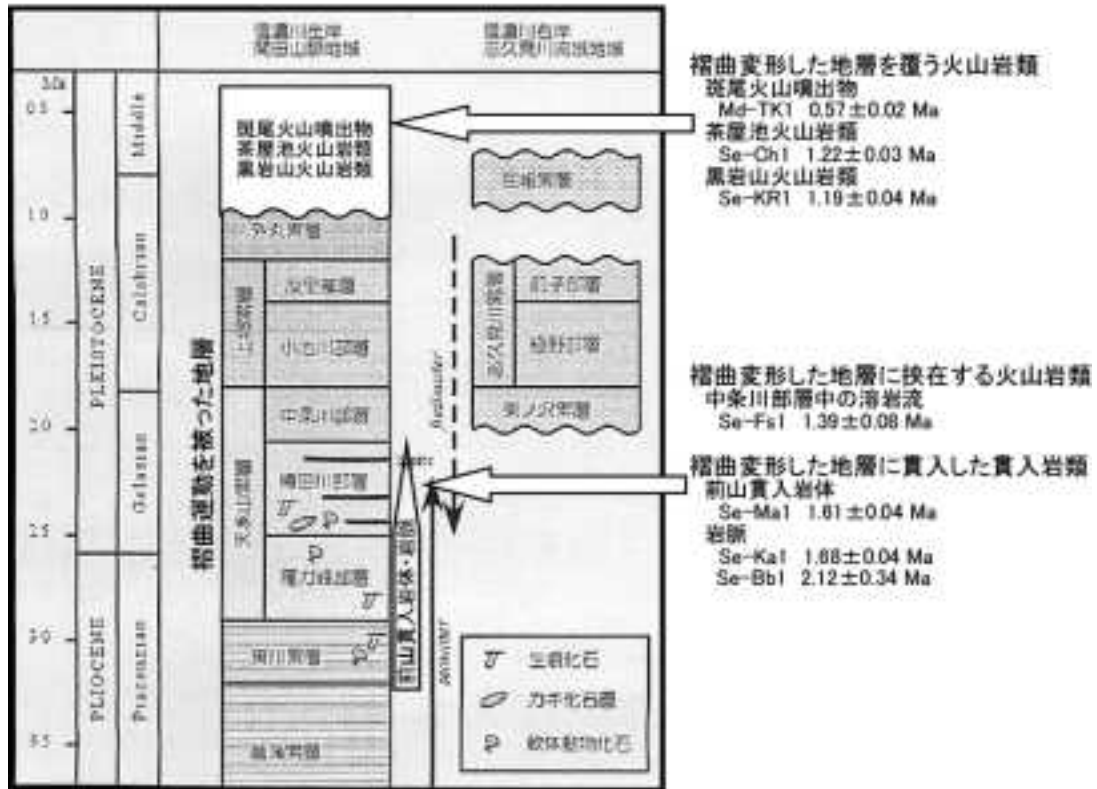


図 1.2.1.3-27 関田山地地域の層序と K-Ar 年代 (五十嵐ほか, 2012 に加筆).

1.2.1.4 沿岸侵食を対象とした侵食速度定量評価の高精度化の検討

【実施内容】

我が国における沿岸侵食を対象とした侵食速度定量評価の高精度化の一環で基礎となる地質地形データおよび試料採取を行う。さらに、過去の海面付近に形成された地層の年代を決定し、それを複数の時代で行うことで相対的な海面変動の復元を行う。以上の成果は原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

沿岸侵食を対象とした侵食速度定量評価の高精度化の検討のため、1) 沿岸部に発達する階段状の海成段丘を漸化式によりモデル化し沿岸域の隆起・侵食速度を導出する手法、2) 沿岸侵食速度と地質強度の関係を評価するためのマッピング手法、3) 海成段丘の堆積相とその形成年代に基づいた隆起量評価手法の高度化について、関連する情報を整理するとともに、現地調査および室内実験を通じて科学的知見を蓄積し、評価手法の高精度化に係る課題を整理した。

1) 階段状段丘を用いた漸化式による沿岸侵食速度の導出

侵食速度の遅い海岸では観測による沿岸侵食速度の計測は困難であるため、現在の波食棚を完新世で形成されたと仮定して、侵食速度を求めることがある（例えば Tsujimoto, 1987）。しかし、このような解析は隆起や沈降などによる波食棚の上下変動を考慮に入れておらず、信頼性の低い値とならざるをえない。日本のような沈み込み帯には完新世の間に非常に急速な隆起が起こる地域がある。このような地域には、海溝型地震に伴う隆起と波食によって階段状の海成段丘地形（図 1.2.1.4-1）が認められることがある（太田・小田切, 1994；宍倉, 2003；Maouche *et al.*, 2011）。この階段状の地形を用いて、隆起してから次の隆起までの形成された波食棚の幅をその形成に必要な時間間隔で割れば、側方侵食速度が得られそうである。しかしながら、隆起して露出した波食棚が、その後さらに波で削られ狭くなってしまえば側方侵食速度を過小評価することになるし、逆に隆起し露出した波食棚の縁まで次の波食が及ばず削り残しができれば波食棚を広く過大評価してしまうことも考えられる。そこで、一定の条件を満たす階段状の波食棚を持つ海成段丘の側方侵食速度を導出する単純な漸化式モデルを開発したので報告する。

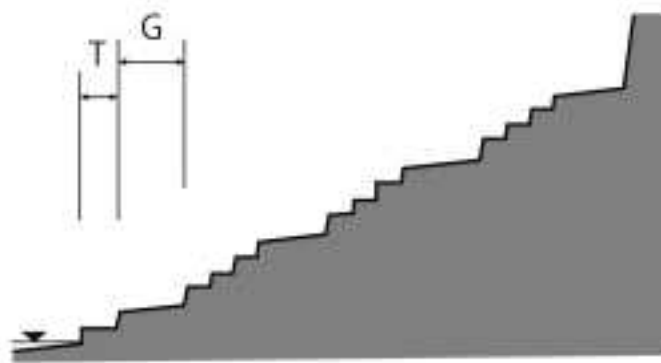


図 1.2.1.4-1 房総半島最南端部の模式地形断面図。

G：元禄関東地震による離水ベンチ。T：大正関東地震による離水ベンチ（宍倉, 2003 に基づき作成）。

(1) 階段状海成段丘から側方侵食速度を導出する漸化式モデル

漸化式を導出する上で、以下の 3 点の仮定を置いている。

- ①波食棚の海側の縁は侵食・後退しないこと（例えば, Challinor, 1949；Trenhaile, 1974）。

Stephenson(2001) は、波食棚の海側の縁の侵食を観測しようと試みたが、その証拠は見つからなかったとしている。

- ②地震に伴う沈降は起こらないこと。
- ③海水準は一定であること。

以上の仮定に基づくと、地震に伴った階段状の波食棚形成の模式図は図 1.2.1.4-2 のようになる。なお、 t_1 ；波食棚の形成年代、 Δx_1 ；現在の波食棚の幅、 Δx_2 ； Δx_2 の元の幅、 $\Delta x'_2$ ； t_1 の時に観測される波食棚の幅、 ΔZ_1 ； t_2 の時の隆起量、 ΔX ；観測されるすべての波食棚の幅の合計、とする。

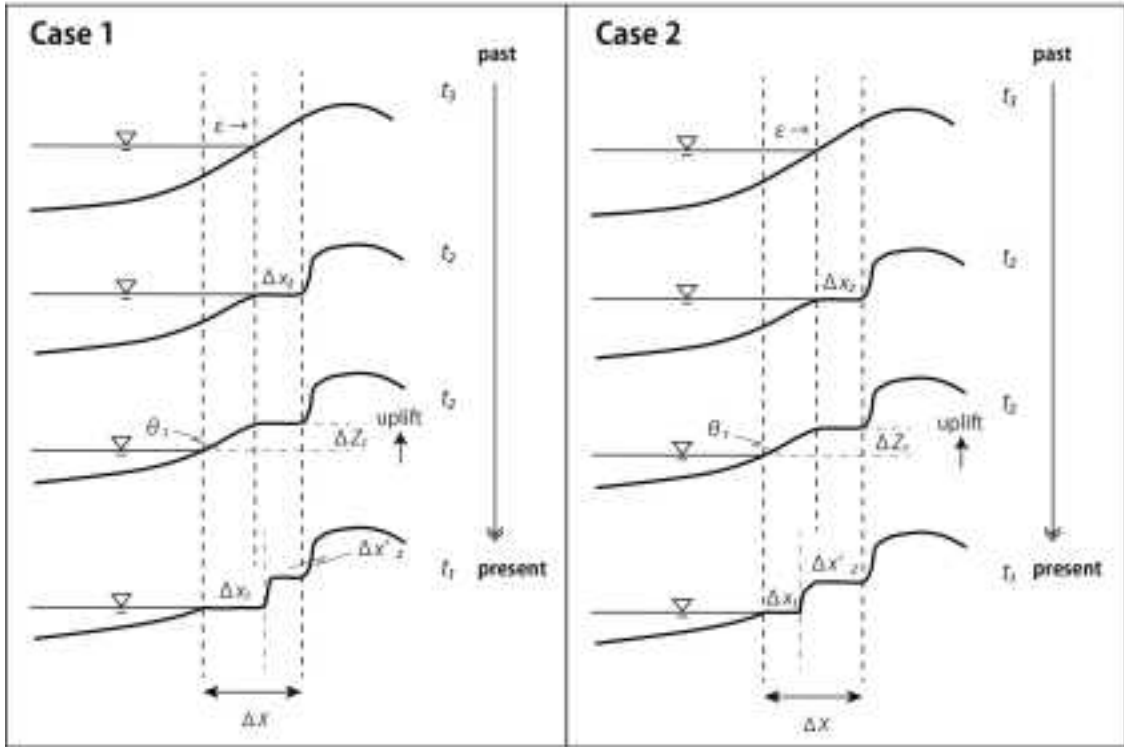


図 1.2.1.4-2 階段状海成段丘の形成過程の模式図。

このモデルでは、 Δx_2 の幅が t_3 と t_2 の間に形成された後、 t_2 に ΔZ 分が地震性隆起し、 t_1 まで現在の波食棚を形成するということになる。この時、波食棚が露出した後、波によって侵食を受けて現在の波食棚が元の波食棚より狭くなった場合 (Case1； $\Delta x_2 > \Delta x'_2$) と、侵食をこうむらず見かけ上現在の方が広くなった場合が考えられる (Case2； $\Delta x_2 < \Delta x'_2$)。見かけ上の侵食速度は全波食棚の幅 (ΔX) を形成年代 (t_1-t_3) で割れば得られる。しかし、真の侵食速度は侵食された量や取り残された量を含んだ真の波食棚の幅 ($\Delta x_1 + \Delta x_2$) を形成年代で割らなければならない。Case1 では、 ΔX は $\Delta x_1 + \Delta x_2$ より小さく、Case2 では ΔX は $\Delta x_1 + \Delta x_2$ より大きくなる。このことは、単に現在見られる波食棚の幅の合計を形成年代で割っても、侵食速度の過小または過大見積もりをしてしまうことを示している。

作図した図から幾何学的に ΔX の関係を書き出すと次のような式が書ける。

$$\Delta X = \Delta x_1 + \Delta x'_2 \quad \text{式 1.2.1.4-1}$$

$$\Delta X = \Delta x_2 + \Delta z_1 / \tan \theta_1 \quad \text{式 1.2.1.4-2}$$

ここで、 θ_1 は t_2 における海岸線の傾斜である。式 1 と 2 は次のように書き直せる。

$$\Delta x_2 = \Delta x_1 + \Delta x'_2 - \Delta z_1 / \tan \theta_1 \quad \text{式 1.2.1.4-3}$$

式 1.2.1.4-3 は Δx_1 とその他の地形情報が得られていれば、 Δx_2 が復元できることを示している。

この関係式は、次のような漸化式の一般式として書くことが出来る (図 1.2.1.4-3).

$$\Delta X_n = \Delta X'_n + \Delta X_{n-1} - \Delta Z_{n-1} / \tan \theta_{n-1} \quad \text{式 1.2.1.4-4}$$

そして、 ΔX_n を形成するときの侵食速度 (ε_n) は、

$$\varepsilon_n = \Delta X_n / (t_n - t_{n+}) \quad \text{式 1.2.1.4-5}$$

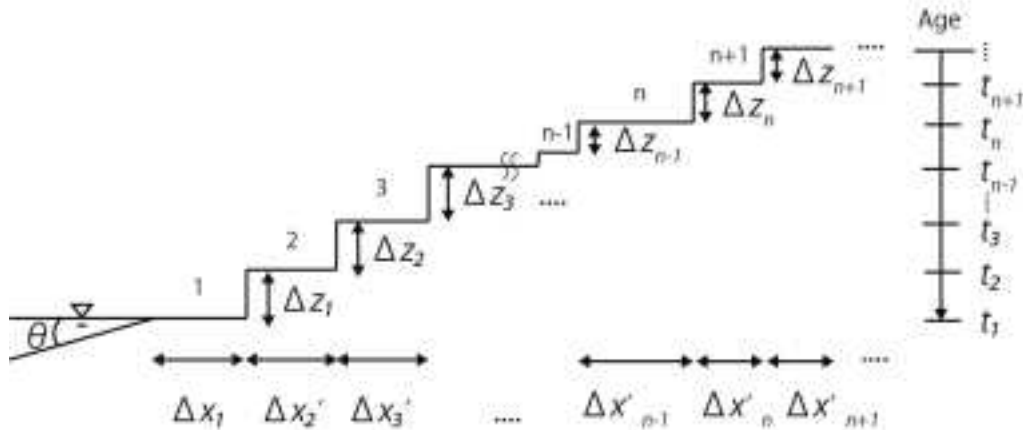


図 1.2.1.4-3 開発した漸化式モデルの幾何学図.

(2) 模擬データによるモデルの検討

ここで、Run1 ~ 3 の模擬データ (表 1.2.1.4-1) によるモデルの検討を行う。Run1 は傾斜が一定で、波食棚の幅も一定、隆起間隔は 200 年とした場合である。Run2 は傾斜が 10° から 15° へ途中で急になる場合である。Run3 は Run1 の場合を 2 回に 1 回の割合で隆起量を倍にし、それに関連した波食棚の幅を倍にした場合である。このモデルでは、波食棚の数、波食棚の年代、波食棚の高さ、波食棚の幅 (観測値)、そして傾斜角の 5 つの重要な入力パラメータがある。そして、出力値は波食棚の元の幅と側方侵食速度である。

導出した側方侵食速度を図 1.2.1.4-4 に示す。Run1 の結果は、一定の傾斜角で波食棚の幅を同じ幅で保つためには、一定の割合で側方侵食速度が減少しなければならない。Run2 は傾斜が 10° の間では侵食速度は増加するが、 15° になると減少に転じる。なお、Run2 の地形条件での侵食速度の増加が減少に転じる傾斜角の閾値は、 11° と 12° の間にあることを確認している。Run3 は、Run1 よりも低い侵食速度で始まり、徐々に侵食速度を減少させながら、最終的には同じ侵食速度となった。

表 1.2.1.4-1 模擬数値計算に用いた入力値および出力値。

Run	Bench No.	Age of bench (year AD)	Height of bench (Δz , m)	Observed width of bench (Δx_o)	Gradient of slope (θ)	Calculated original width of bench (Δx_c ; m)	Calculated lateral erosion rates (m/yr)
1	1	2000	1	10	15	10	0.05
	2	1800	1	5	15	11.3	0.056
	3	1600	1	5	15	12.5	0.063
	4	1400	1	5	15	13.8	0.069
	5	1200	1	5	15	15.1	0.075
	6	1000	1	5	15	16.3	0.082
	7	800	1	5	15	17.6	-
2	1	2000	1	10	15	10	0.05
	2	1800	1	5	15	11.3	0.056
	3	1600	1	5	15	12.5	0.063
	4	1400	1	5	10	13.8	0.069
	5	1200	1	5	10	13.1	0.066
	6	1000	1	5	10	12.5	0.062
	7	800	1	5	10	11.8	-
3	1	2000	1	10	12	10	0.05
	2	1800	2	5	12	10.3	0.051
	3	1600	1	10	12	10.9	0.054
	4	1400	2	5	12	11.2	0.056
	5	1200	1	10	12	11.8	0.059
	6	1000	2	5	12	12.1	0.060
	7	800	1	10	12	12.7	-

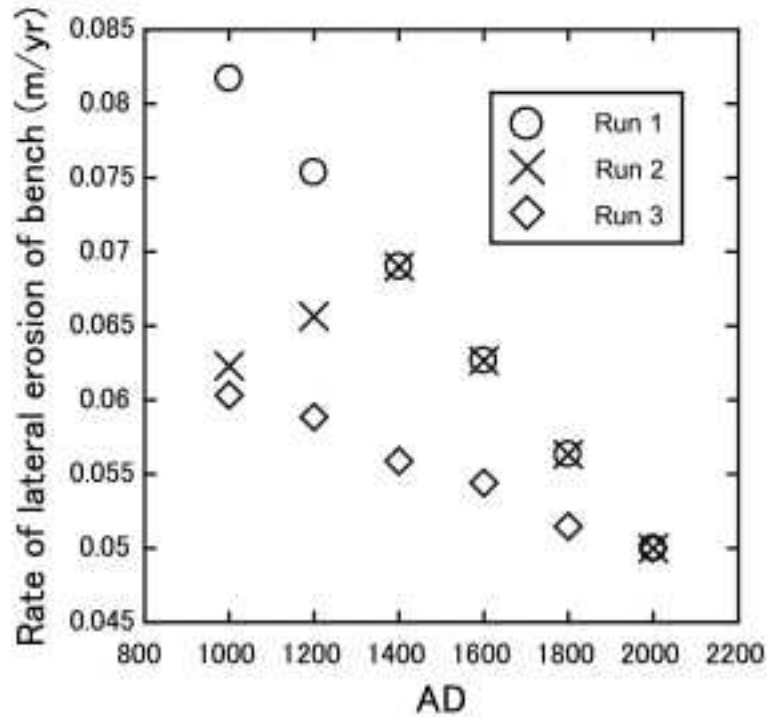


図 1.2.1.4-4 模擬数値計算によって導きだした年代と側方侵食速度の関係。

表 1.2.1.4-2 現地データとそれをモデルに適用して導き出した側方侵食速度。

Case	Bench No.	Age of bench (year AD)	Height of bench (Δz ; m)	Observed width of bench ($\Delta x'_p$)	Gradient of slope (θ)	Calculated original width of bench (Δx_0 ; m)	Calculated lateral erosion rate (m/yr)
Ota and Ogiri (1994) Loc. 9	1	1994	1.2	1	58	1	0.001
	2	1190	1	1	58	1.25	-
Kayane and Yoshikawa (1986) Loc. 1	1	1985	1.5	90	1.5	90	1.45
	2	1923	1	35	1.5	67.7	0.31
	3	1703	1	0	0	29.5	-

(3) 現地データへの適用

次に現地データを用いて漸化式モデルにより算出された側方侵食速度の妥当性を検証する。データは高知県の足摺岬にある伊予駄場（太田・小田切，1994）；locality 9）と千葉県房総半島南端の洲崎（茅根・吉川，1986）；locality 1）のスケッチおよび断面図から得た（表 1.2.1.4-2）。両地域の地形は第四紀完新世の地震性隆起によってできたと考えられている。

伊予駄場では現在の波食棚の側方侵食速度は 0.001m/yr と計算された。この波食棚を構成する岩石は、古第三紀漸新世から新第三紀中新世後期にかけての固結した砂岩、礫岩、頁岩の互層である(寺岡・栗本, 1988)。洲崎では、現在の波食棚では 1.45m/yr、関東大震災で隆起した波食棚では 0.31m/yr という側方侵食速度が計算された。この波食棚を構成する岩石は、後期中新世の火山灰質砂泥互層である。

(4) 考察

この漸化式モデルでは側方侵食速度が波食棚の形成年代、傾斜、波食棚の幅に依存しており、側方侵食速度を導き出すためには、地形学的なデータと階段状地形の編年が必要である。

伊予駄場において算出された側方侵食速度は、アメリカやイギリス、ロシアなどで報告されている古第三紀の堆積岩の侵食速度と大きくは矛盾せず ($10^{-3} - 10^{-1}$ m/y; Sunamura, 1992)、この漸化式モデルが導き出す側方侵食速度は一定の妥当性があると言える。

洲崎の側方侵食速度 (1.45m/yr と 0.31m/yr) は、房総半島の鵜原で波食棚の幅を 6000 年で割った 0.04 という値に比べて一桁以上大きい。鵜原の波食棚を構成する岩石は新第三紀中新世から鮮新世にかけての火山灰質砂泥互層である。一方、房総半島最南端に位置する平磯は、同じく鮮新世後期の火山灰質砂泥互層から構成されているが、現在の波食棚から最も古い波食棚の幅まで単純に足し合わせた幅が 750m あり、これを最も古い波食棚の年代の 7,000 年で割ると、その側方侵食速度は 0.1m/yr となる。このことから、鵜原の側方侵食速度は過小評価の可能性があると見える。鵜原は上昇と沈降を繰り返す地域であることが知られている。例えば、大正関東地震の時は、60-80cm 隆起したが、元禄関東地震の時は数 10cm 沈降したと考えられている(宍倉, 2003)。鵜原では平磯と比べて階段状の地形が発達しておらず、海食崖の前に波食棚と数段の離水ベンチがあるのみである。しかしながら、現在の観測では海食崖の後退速度は報告されていない。これは、大正ベンチのような離水した波食棚が防波堤の役割をして海食崖を削っていないためと考えられる。

Sunamura (1978) や Trenhaile (2002) のようなこれまで提案されてきた数値モデルは、波と崖の両方の強度の物理的な関係から導かれている。この関係式は、両方の強度のパラメータがいまだによくわかっていないことから、侵食速度の絶対値を導き出すことは難しい。対照的に、今回提案した漸化式モデルはこの力学的関係とは無関係に幾何学的なパラメータと年代値が求められれば、沿岸部の側方侵食速度を導き出すことができる。このモデルは、海水準が一定と仮定できる地域で、隆起し続けている場所の側方侵食速度を導き出すツールとしては有効である。今後は、沈降も含めたモデルとして発展させられれば適応範囲が広がる可能性がある。

(5) まとめと今後の課題

- ・一定の仮定が成立する条件下で、階段状の海成段丘地形から側方侵食速度を導出する漸化式モデルを開発した。
- ・この漸化式モデルは海水準が一定で、隆起し続けているという条件の範囲で適応可能である。
- ・このモデルを用いれば、例えば房総半島の平磯地域のような階段状の海成段丘をさらに詳細に編年することで、7,000年間の侵食速度の変遷を導き出せる可能性がある。
- ・元の波食棚の幅は時間とは独立に求まるので、すべての波食棚が編年されなくても、編年された波食棚に挟まれた波食棚の元幅の合計について平均側方侵食速度を求めることは可能である。
- ・今後は沈降も含めたモデルの改良も検討すると適応範囲が拡大すると考えられる。

2) 沿岸侵食速度の定量評価のための地質強度マッピング手法の検討

物理的な海岸侵食は波の強度が崖の強度を超えると進み、その逆は進まないという特徴がある (Sunamura, 1992). このことから海岸侵食による地形変化を予測するためには、波の強度と崖を構成する岩石の強度の両方の情報を得る必要がある。波の強度は地形など地域によって局所的に異なるため、その正確な定量的評価は高い時空間的精度を求められる。一方で、崖の強度は地質によって異なるが、波の強度よりは時間変化が乏しく比較的評価が容易である。地形変化予測対象地域の地質体の物理的な強度のマッピングを行うことは、波の強度のパラメータのみを変化させることで数値シミュレーションによって地形変化予測を行うことを可能とする。地質体の物理的な強度は、一軸圧縮強度試験などを行うことにより、定量的な評価が行われてきた (例えば、星野ほか, 2001)。しかしながら、サンプルを採取し試験を行う手間がかかり、迅速に強度をマッピングするには適さない。そこで本報告では、岩石の一軸圧縮強度と良い相関をもち (例えば Sunamura, 1992 など)、携行に便利なシュミットハンマーを用いて反発値を計測することにより、岩石強度をマッピングする手法を検討する。また、強度の弱い堆積物の強度評価を行う目的でシュミットハンマーより打撃力の弱いエコーチップ硬さ試験機を用いた強度測定を行い、シュミットハンマーの反発値と比較検討を行った。さらに、シュミットハンマーの点的な測定と露頭規模での強度評価を検討するため弾性波 (P 波) 速度の計測を行った。以上を総合して、地質体の物理的強度から沿岸侵食の可能性をマッピングする手法の検討と提案を行う。

(1) 調査対象地域と地質概要

岩石強度に関係する他のパラメータとの比較を行うため、Tsujiimoto (1987) が一軸圧縮強度、波浪強度、侵食速度を明らかにした地域のうち、東～東北日本の男鹿半島周辺、房総半島、伊豆半島地域の 11 地点と伊豆諸島新島の 1 地点で、新第三紀～第四紀の堆積層～火砕堆積物などを調査対象とした (図 1.2.1.4-5, 表 1.2.1.4-3)。

- 地点 1： 青森県つがる市の七里長浜で、下位は第四紀更新世の鳴沢層の海成砂礫層～凝灰岩層、泥炭層が露出し、これを砂丘堆積物が覆っている (藤井, 1966)。
- 地点 2： 青森県深浦町の大戸瀬崎で、新第三紀の緑色凝灰岩が波食棚地形をなしている (平山・上村, 1985)。
- 地点 3： 秋田県男鹿半島の北側の海岸である北浦で、下位を構成している堆積層は鮮新世～更新世の海成砂礫層 (北浦層または脇方層) で、上位を不整合で海成砂層 (鮎川層または MIS ステージ 5c の海成段丘堆積物 (潟西層)) が覆っている (鹿野ほか, 2011)。
- 地点 4： 秋田県男鹿半島の南側の海岸である鶴ノ崎で、新第三紀の泥岩・凝灰質シルト岩・チャート (女川層, 西黒沢層) が広い波食棚を形成している (鹿野ほか, 2011)。
- 地点 5： 千葉県房総半島北東端の屏風ヶ浦で、新第三紀の凝灰質の砂泥互層 (飯岡層) と上位の後期更新世の砂泥互層 (成田層) で構成される海食崖が広がる (宇野沢ほか, 1983)。
- 地点 6～8： 千葉県房総半島の太平洋岸で、新第三紀の砂泥互層が広く分布する。地点 8 の鴨川市弁天島では一部玄武岩や蛇紋岩などを産する古第三紀の嶺岡層群が露出する。
- 地点 9～11： 静岡県伊豆半島南端の下田市周辺地域で主に新第三紀の火山碎屑物 (白浜層群) が露出する (角, 1958)。内陸では第四紀の火山噴出物に広く覆われている。
- 地点 12： 東京都伊豆新島の羽伏浦で向山火山火砕サージ堆積物 (886 年 AD) が広く分布して海食崖を形成している (一色, 1987)。



図 1.2.1.4-5 調査地点位置図。数字は調査地点を示す。

表 1.2.1.4-3 各地点の地点名、地層名、年代、および岩石物性値

一軸圧縮強度、平均の崖後退速度およびその導出期間は地点1～11までがTsumimoto (1987)、地点12がSunamura (1987) による。

地点番号	地点名	地質時代	地層名	岩相	平均の崖後退速度 (m/yr)	崖後退速度の導出期間	一軸圧縮強度 (Mpa)	反発値 (%)	HLD	P波速度 (起振点から1m) (km/s)
1	七里長浜	第四紀	鳴沢層	砂岩	0.9	1911-1979 AD	0.1	18		
2	大戸瀬崎	新第三紀	大戸瀬崎層 吾妻川流紋岩部層	溶結凝灰岩	0.02	6000年間	25.5	59	686	2.3
3	男鹿 北浦	第四紀	臨方層	砂岩	0.5	1911-1978 AD	0.1	23		
4	鶴ノ崎	新第三紀	女川層	泥岩	0.05	6000年間	22.6	64	439	2.5
5	屏風ヶ浦	新第三紀	飯岡層	泥岩	0.8	1884-1969 AD	1.3	33	313	
6	大東崎	新第三紀	黄和田層	泥岩	0.6	1883-1968 AD	3.8	49	547	1.2
7	鶴原	新第三紀	勝浦層	泥岩	0.04	6000年間	13.2	52	398	1.2
8	弁天島	古第三紀	幽岡層	玄武岩 (枕状溶岩)	0	-	84.3	54	446	1.7
9	恵比寿島	新第三紀	下賀茂砂岩層	火山砕屑物	0.01	6000年間	9.3	50		1.6
10	赤根島	新第三紀	須崎安山岩類	火山砕屑物	0	-	29.4	47	347	0.9
11	多々戸	新第三紀	須崎安山岩類	火山砕屑物	0.004	6000年間	7.8	34	330	0.7
12	新島 羽伏浦	第四紀	向山火山 火砕サージ 堆積物	火山砕屑物	1.8	886-1968 AD	0.01	13		

(2) 調査手法

シュミットハンマーは、より大きな表面積で岩石の強度を測定できるように直径 30mm のアタッチメントを付けた KS 型（プロセク社製）を用いた。これは、従来の N-type を改良したもので、打撃エネルギーは、N-type と同様の 2.207Nm である。計測は、連打法（松倉・青木，2004）を用いて行い、8 連打以上計測したうち最大 5 打点の平均値を計測値とした。測定誤差テストは KS 型用のテストアンビルを用い、100 打撃ごとに 1 回の頻度で誤差テストを行い、下向きに 5 回測定しすべて 86% の反発値を得た。なお、計測したすべての露頭は湿潤状態であった。

エコーチップ硬さ試験器（Equotip 3，プロセク社製）を用いたリープ硬さ（HLD）の計測は、インパクト装置タイプ D を用いて、連打法（青木・松倉，2004）で 5 回計測したうち最大 3 打点の平均を計測値とした。なお、リープ硬さ（HLD）とはインパクトボディの打撃速度 (V0) に対する反射速度 (V) の比に 1,000 をかけた値である。計測は垂直下向きで行い、試料は固結した堆積物についてはこぶし大のブロック 9 試料を、未固結の堆積物については内径 50mm・高さ 51mm (100ml) の採土円筒で採取した 2 試料を用いた。なお、シュミットハンマーの測定条件と合わせるため、試料は湿潤状態で測定した。

弾性波（P 波）速度は、OYO 社製のハンディーサイズ PS-1 NEO (MODEL-1818) を用い、起振点と受振点（1ch）間の P 波到達時間を計測した。計測は、テープメジャーにより側線を引き、1m 間隔で 1～9m までの範囲で行った。各打撃点で 3 回計測した平均値を 1 打撃点の P 波到達時間とした。

(3) 測定結果

シュミットハンマーによる反発値(%)

シュミットハンマーによる反発値 (%) の計測は、現地調査において計測対象堆積層が波で侵食を

受ける部分を、連打法(松倉・青木, 2004)を用いて計測した(図 1.2.1.4-6)。なお、今後示す平均値とは、連打法で計測した値のうち最大 5 打点の平均の値であり、すべて湿潤状態の露頭で計測した値である。

第四紀砂岩層は、地点 1 (青森県七里長浜)と地点 3 (秋田県北浦)で計測し、いずれも低い反発値を示した。地点 1 に分布する鳴沢層は、細砂～中粒砂で構成され、生痕化石が認められることから下部外浜堆積物であり、平均反発値は 18%であった。地点 3 に分布する脇本層は、上位には傾斜不整合で鮪川層が覆っており、その上面は平坦で MIS ステージ 5c の面と考えられている(鹿野ほか, 2011)。脇本層の計測箇所は細砂～中粒砂質の砂層で、貝殻化石を含むことから、浅海性の堆積物と考えられる。平均反発値は 23%であった。

第四紀未固結火山砕屑物は、地点 12 (東京都伊豆新島)の羽伏浦に分布する火砕サージ堆積物で、平均反発値は 13%と最も低い値を示した。

新第三紀泥岩層は、地点 4 (秋田県鶴ノ崎)、地点 5～7 (千葉県屏風ヶ浦, 大東崎, 鶴原)で計測し、これらの泥岩の平均反発値は 33-64%と幅広い分布を示した。例えば、地点 4 (秋田県鶴ノ崎)の女川層は固結した泥岩層で平均反発値は 64%であったが、地点 5 (千葉県屏風ヶ浦)の飯岡層は軟らかい火山灰質泥岩層であり、平均反発値は 33%と低い値を示した。このような観察事実から、固結度や粒度、構成物の種類などによって反発値にバリエーションが生まれていると考えられる。

新第三紀のやや固結した火山砕屑物は、地点 9～10 (静岡県下田付近)で計測し、平均反発値は 34-50%であった。構成物のガラスは、水和して風化していた。

新第三紀の固結した火山岩である地点 2 (青森県大戸瀬崎)の溶結凝灰岩、古第三紀の固結した火山岩である地点 8 (千葉県弁天島)の嶺岡層群の枕状溶岩の平均反発値は、54-59%と高い値を示した。

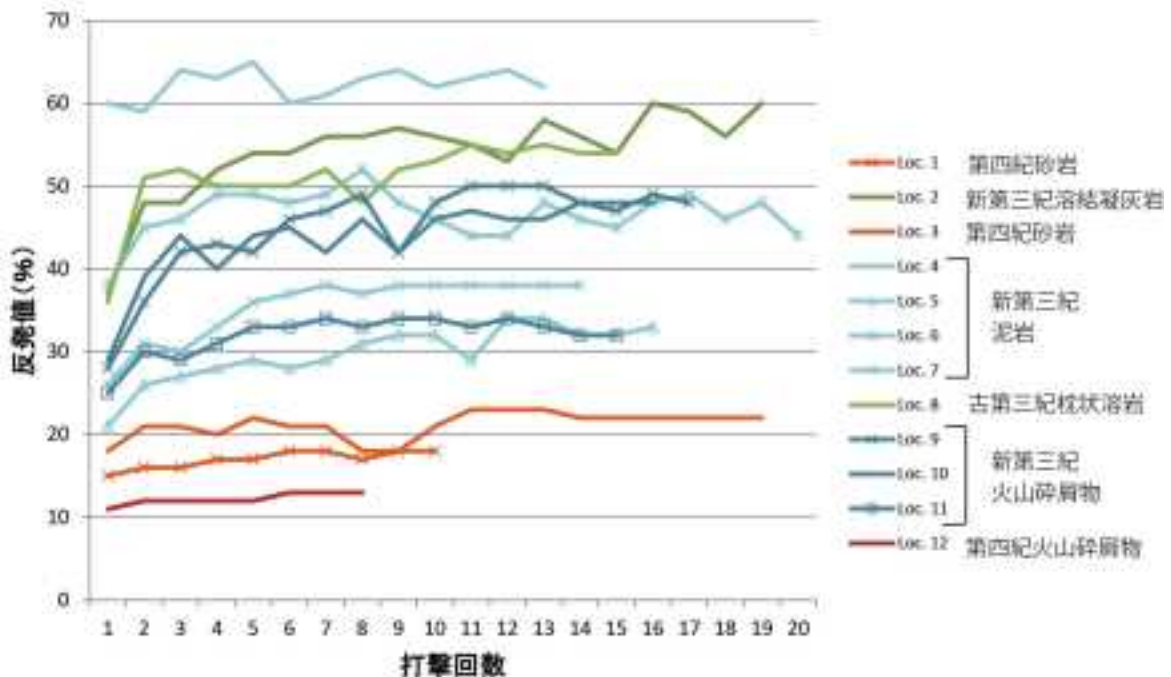


図 1.2.1.4-6 連打法によって計測されたシュミットハンマー反発値 (%)。

エコーチップ硬さ試験機によるリーブ硬さ(HLD)

固結した堆積物試料であるブロック試料については 9 試料中 8 試料はリーブ硬さを計測できたが、未固結堆積物試料であり採土円筒を用いて採取した 2 試料(地点 2, 4)についてはリーブ硬さを計

測できなかった。未固結堆積物試料の 2 試料はシュミットハンマーの平均反発値が 20 未満である。試料が計測不可能だった理由は、未固結堆積物試料については、インパクトボディのエネルギーが試料に吸収されて跳ね返ってこなかったことが原因と考えられる。また、固結堆積物試料であるブロック試料のうち計測できなかった 1 試料（地点 10）については、試料表面の凹凸が大きく、インパクトボディの先端が試料の表面と垂直に衝突しなかったためと考えられる。

リープ硬さが計測された 8 試料について、シュミットハンマーの反発値を横軸に、エコーチップ試験機で計測した HLD を縦軸にとったものを図 1.2.1.4-7 に示す。この図において、両者は正の相関を示すが、相関はそれほど良いとは言えない。これは、エコーチップ試験機のインパクトボディの先端の大きさによるものと考えられる。エコーチップ試験機のインパクトボディの先端は 1mm なのに対し、シュミットハンマーのそれは 30mm である。すなわち、エコーチップ試験機では、試料の表面粗さや構成物の数ミリスケールの不均質性が計測結果に大きな影響を与える可能性があることを示している。

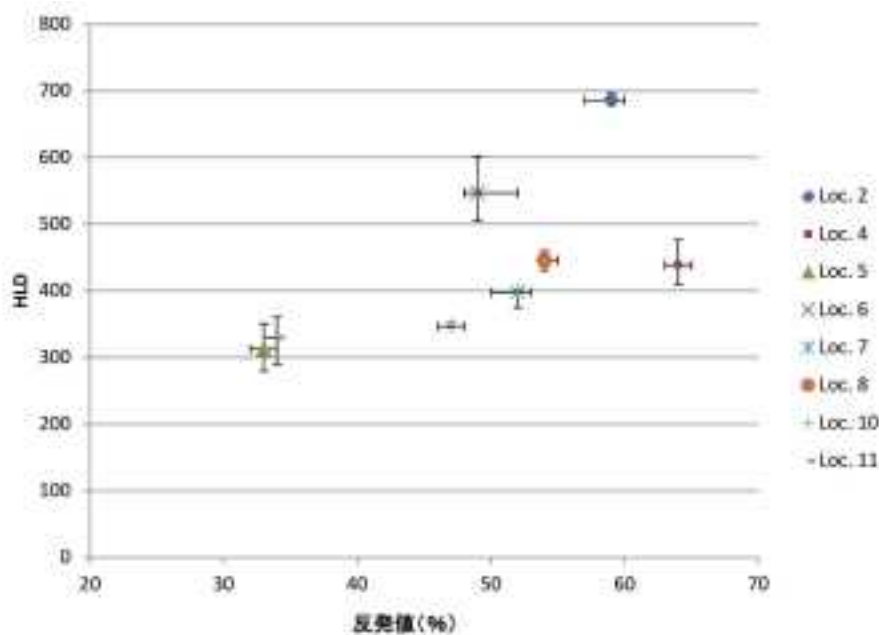


図 1.2.1.4-7 シュミットハンマー反発値とリープ硬さ (HLD) の関係。

弾性波 (P波) 速度(km/s)

P 波の到達時間は、古第三紀～新第三紀の固結岩については正常に計測されたが、未固結堆積物については起振点が柔らかく起振用ハンマーのトリガーセンサーが正常に作動せず計測できなかった。

計測結果は、新第三紀の堆積岩および古第三紀の枕状溶岩では、受振点までの距離に従って P 波速度は遅くなる傾向を示した。一方で、地点 9～11（静岡県下田市周辺）の新第三紀火山砕屑物は受振点までの距離が離れるに従ってやや P 波速度が増加する傾向を示した（図 1.2.1.4-8）。泥岩および枕状溶岩については、起振点と受振点との間に不連続面（割れ目・亀裂など）や風化部などが挟まれること、計測区間の距離が増加するにつれて P 波エネルギーが減少することで伝播遅れが生じたと解釈できる。火山砕屑物については、P 波が増加する原因はよくわからないが、受振点の近傍に不連続面や風化部などが存在したため、露頭内部の不連続面や風化部などが少なく部分を通過した P 波の廻り込みにより、見かけ上 P 波速度が速くなっている可能性がある。

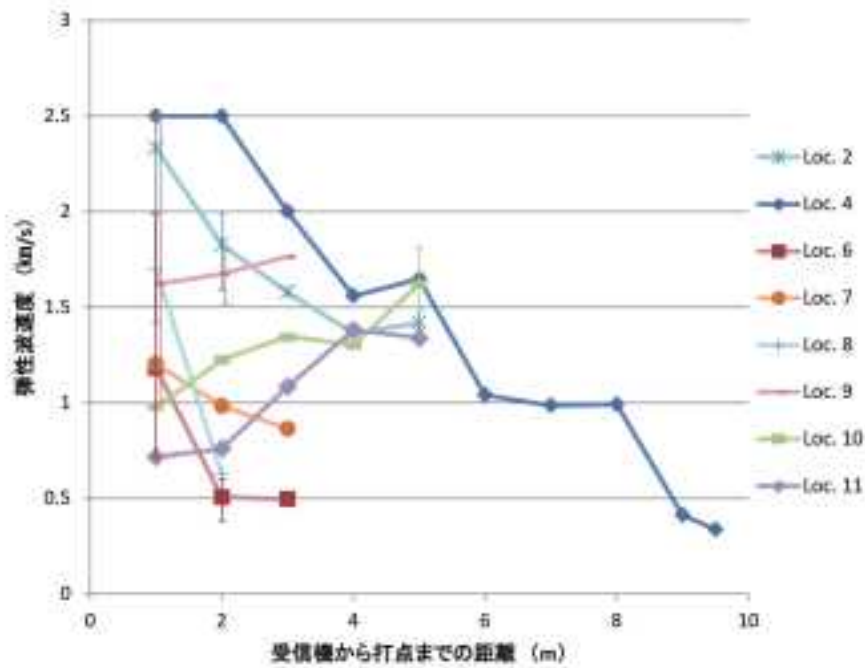


図 1.2.1.4-8 P 波伝播速度と起振点から受振点までの距離。

シュミットハンマー反発値を横軸に、縦軸に受信機からの距離 1m の時の P 波速度をとると、比較的良い相関を示す (図 1.2.1.4-9)。不連続面の影響を受ける P 波速度が、シュミットハンマー反発値という狭小領域の岩石強度とよい相関を示すこと、特に亀裂密度の高い地点 8 および地点 10 でも比較的よい相関を示すことは、起振点や受振点の設定において不連続面が密着した地点を計測地点に選定していることを反映していると考えられる。

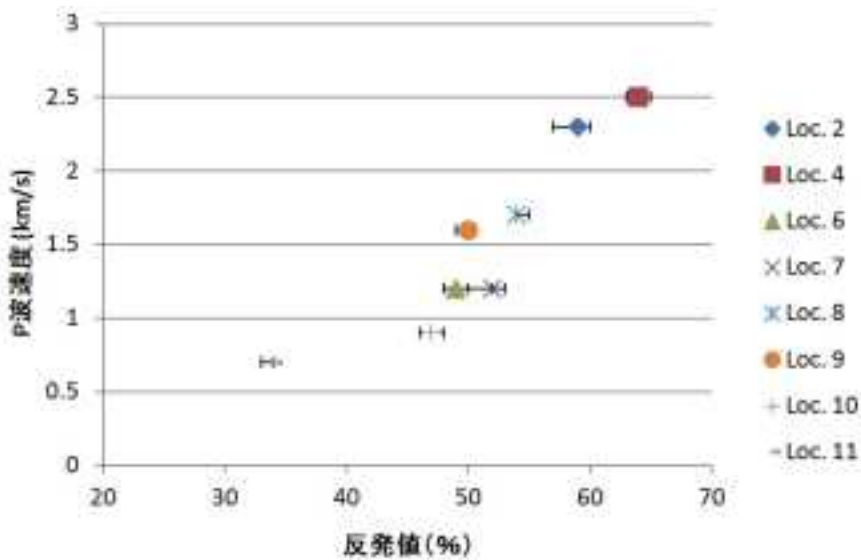


図 1.2.1.4-9 シュミットハンマー反発値と P 波速度 * の関係。

* 受信機から 1m 地点での P 波伝播速度と反発値の関係。

(4)シュミットハンマー反発値と一軸圧縮強度との関係

現地で測定したシュミットハンマー反発値と Tsujimoto (1987) が報告した一軸圧縮強度を片対数グラフに示すと図 1.2.1.4-10 のように比較的よい相関を示す。Irfan and Dearman (1978) およ

び Bell (2000) による湿潤一軸圧縮強度および斉藤・菊池 (1975) による乾燥一軸圧縮強度とシュミットハンマー反発値との関係を図 1.2.1.4-11 に示す。湿潤状態と乾燥状態の違いがあるが両者は同様の傾向を示す。しかし、図 1.2.1.4-11 に示された図 1.2.1.4-10 のデータは、既存文献から知られている一軸圧縮強度と反発値の関係からは外れた場所に分布している。その原因として、Tsuji moto (1987) が一軸圧縮強度を測った試料と今回のシュミットハンマー反発値を計測した対象試料がやや異なる可能性がある。その他には、Tsuji moto (1987) の測った試料に亀裂などの不連続面が多く、一軸圧縮強度として低めの値が計測された可能性が考えられる。

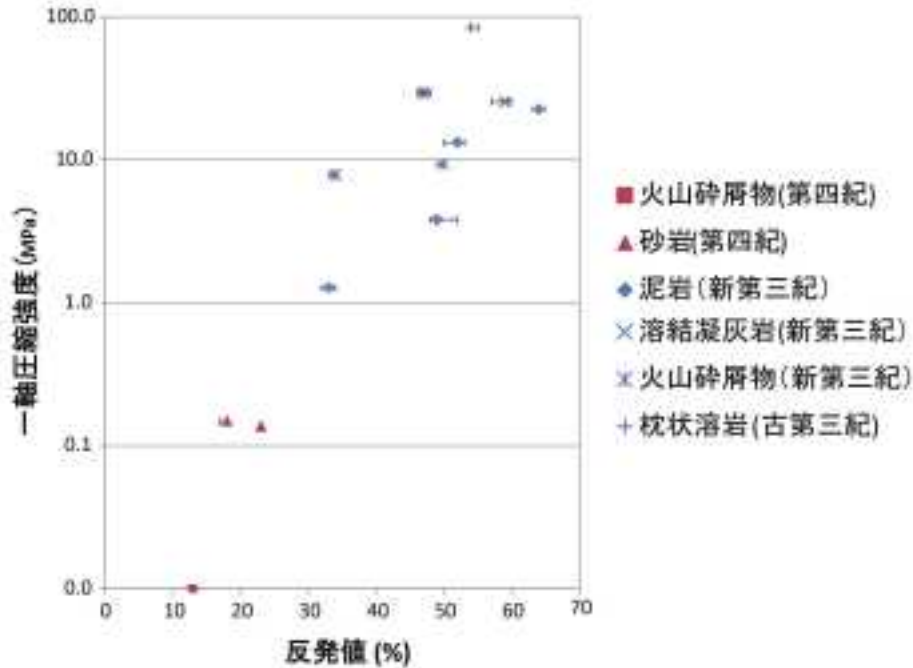


図 1.2.1.4-10 シュミットハンマー反発値と一軸圧縮強度*との関係。

* 一軸圧縮強度は Tsujimoto(1987) による同一地点の計測値に基づく。

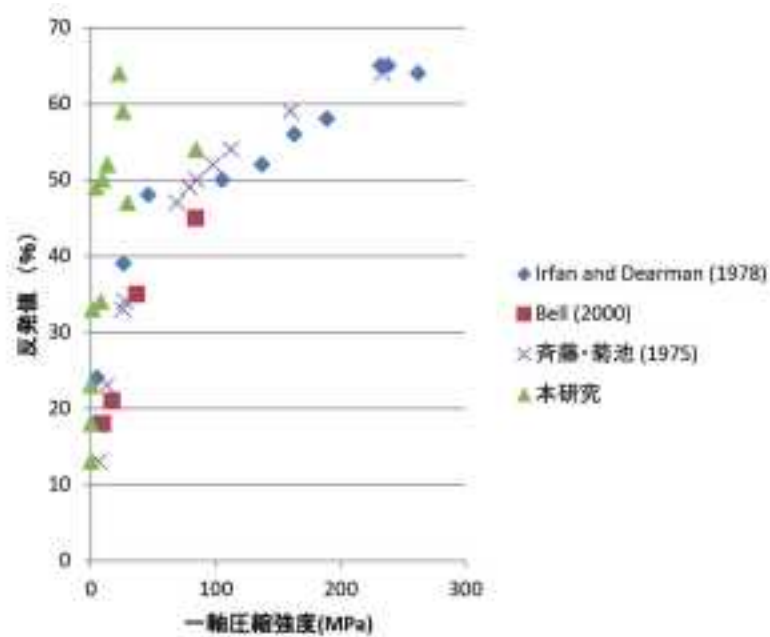


図 1.2.1.4-11 一軸圧縮強度とシュミットハンマー反発値との関係。

(5) 沿岸部の地質強度および侵食可能性のマッピング手法の検討

地質強度に関するこれまでの検討において、シュミットハンマー反発値と一軸圧縮強度が正の相関を持つことが改めて確認され、シュミットハンマーはその可搬性を考えると地質強度のマッピングを行うのに適していると言える。ただし、地質試料のような不均一性を有する試料のシュミットハンマー反発値を一軸圧縮強度に変換するには、一軸圧縮強度の文献値を単純に用いるのではなく、シュミットハンマーの測定に供した試料と同等の試料を一軸圧縮試験して得た値を用いて、使用するシュミットハンマーのハンマー強度 (N/mm^2) を決めることが望ましい。

侵食可能性については、シュミットハンマー反発値が大きいところは侵食速度が遅く、小さいところは侵食速度が速いことが予想される。そこで、Tsujiimoto (1987) と Sunamura (1987) が報告した侵食速度を用いて、横軸にシュミットハンマー反発値、縦軸に侵食速度 (m/yr) をとった図を作図すると (図 1.2.1.4-12)、大局的には両者には負の相関があること、シュミットハンマー反発値が増加するに従って侵食速度が指数関数的に減少することが示唆される。シュミットハンマー反発値と侵食速度が一義的に決まれば、例えば、シュミットハンマー反発値が最低値 (ハンマー強度 = 0 (N/mm^2)) の時の侵食速度 (最大侵食速度: X_{max}) に対する任意の侵食速度 (X_R) の比 (X_R/X_{max}) をとることによって、反発値を侵食可能性指数に換算することができ、図 1.2.1.4-13 のようなマップを作成することが出来る。しかし、図 1.2.1.4-12 (Tsujiimoto, 1987) において、同じシュミットハンマー反発値であっても侵食速度が一桁異なる場合があり、例えばシュミットハンマー反発値が 50 程度の泥岩層でも、侵食速度が 0.6 m/yr の地点と 0.04 m/yr の地点が存在している。この原因は例えば、湿潤膨張歪圧の違いなど、他の岩石物性が起因している場合と、波の強度による場合が考えられる。また、侵食速度の低い値は観測値ではなく、現在の波食棚が最近 6,000 年間で形成されたと仮定して求めた侵食速度である。このことから、特に実観測では求められない侵食速度のデータをいかに収集するかということが課題として挙げられる。沿岸域において侵食可能性のマッピングを行うためには、このような侵食速度の導出の精度の向上と侵食速度を決める他の要因を排除したシュミットハンマー反発値-侵食速度図の作成が求められる。

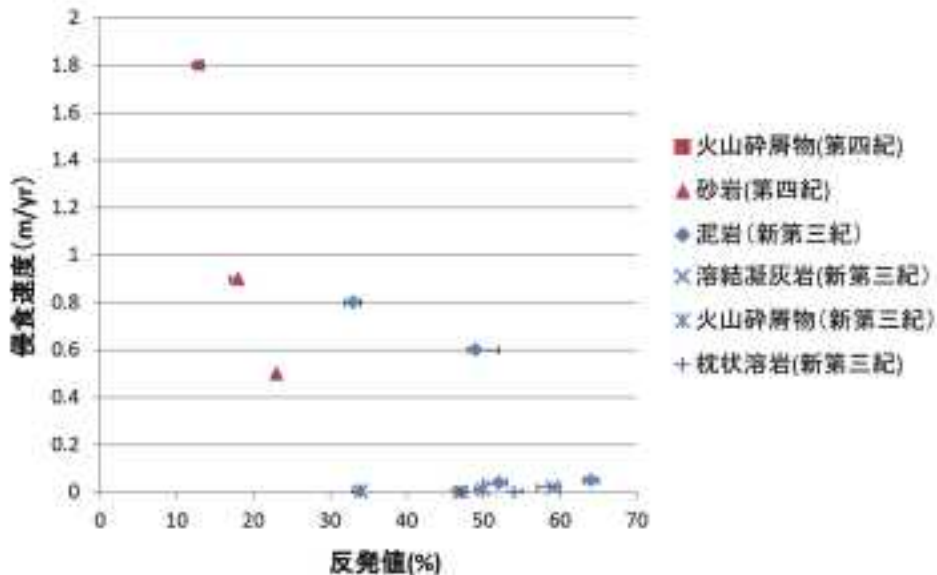


図 1.2.1.4-12 シュミットハンマー反発値と侵食速度の関係。
侵食速度は Tsujimoto (1987) および Sunamura (1987) による。

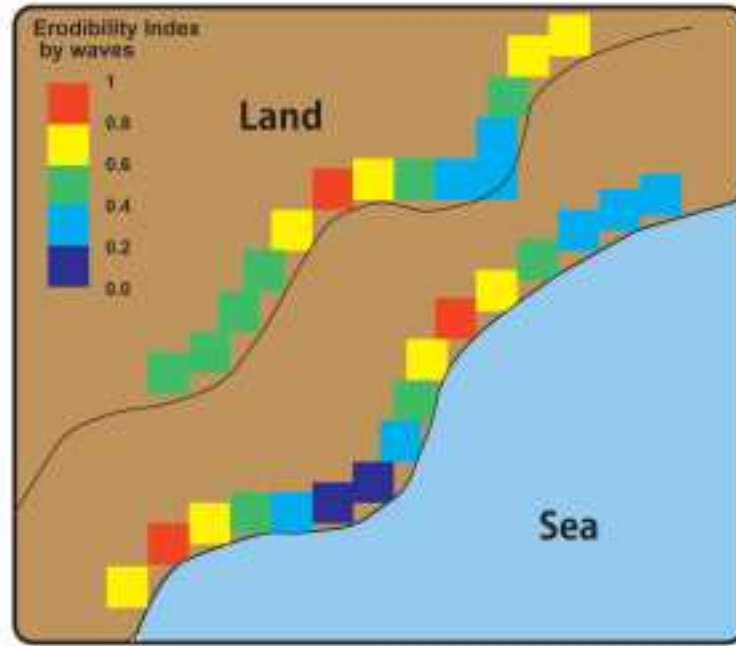


図 1.2.1.4-13 侵食可能性マッピングの模式図。

(6) まとめと今後の課題

- ・シュミットハンマーを用いた岩石強度の評価は、エコーチップ硬さ試験機に比べて、低い強度の反発値も得ることが出来る。
- ・エコーチップ硬さ試験機は、数ミリ程度の狭小な部分のリーブ硬さを計測しており、不均質な岩石や岩体の強度を評価するには適さない。
- ・P波速度は、不連続面（割れ目・亀裂など）や風化部などによる岩体強度の低下を評価できるが、密着した不連続面の評価はできない(遠藤ほか, 2009)。また、未固結堆積物などのP波速度測定においては、露頭表面が柔らかいため板などを露頭面に接し打撃するなどの起振方法と、受振点を多チャンネル化し走時パターンを確認するなどの工夫が必要である(遠藤ほか, 2009)。
- ・シュミットハンマーは、可搬性や一軸圧縮強度の相関の良さ、測定範囲の広さを考えると、地質強度のマッピングツールとして有用である。
- ・地質試料のような不均一性を有する試料のシュミットハンマー反発値を一軸圧縮強度に変換するには、一軸圧縮強度の文献値を単純に用いるのではなく、シュミットハンマーの測定に供した試料と同等の試料を一軸圧縮試験して得た値を用いて、使用するシュミットハンマーのハンマー強度 (N/mm^2) を決めることが望ましい。
- ・シュミットハンマー反発値から侵食可能性を評価しマッピングを行うためには、侵食速度の実測値の不足、岩石強度の弱引き起こす要因の評価（例えば、乾湿風化、塩類風化など）、場所による波力の差異の排除などの問題を解決しなければならない。

3) 海成段丘の堆積相と形成年代に基づく隆起傾向評価高度化の検討

沿岸域の長期安定性に影響を与える要素の 1 つである鉛直侵食の可能性を検討するには、過去数十万年間の隆起・沈降量、およびその空間的傾向や時間による速度変化を評価することが必要である。こうした地殻変動履歴を評価する有効な手法の 1 つに、過去の海面付近に形成された地層・地形面の年代を決定し、それを複数の時代で行うことで相対的な海面変動を復元し、世界的な海面変動と比較することがあげられる（例えば、Murray-Wallace, 2002；Ota and Yamaguchi, 2004）。Ota (1992) は、日本列島における最終間氷期の海成段丘面の高度分布をとりまとめ、過去約 12 万 5 千年間における隆起傾向を明らかにした。

従来、テフラを用いた海成段丘面の対比とその高度に基づく隆起傾向の評価が行われてきたが、この手法には次の 2 つの問題点がある。

- ①対比できるテフラが見られない場合、海成段丘面の年代決定を行えない。特に最終間氷期以前のより古い海成段丘面では、対比テフラの理解が不十分であり、数十万年単位での隆起傾向や速度の時間変化を論じることが難しい。
- ②段丘面の高度は過去の海面高度に厳密には一致しない。海成層が堆積後、レスやテフラの集積によって海成段丘面が発達するため、段丘面は過去の海面よりも高くなっている。

数万～数十万年単位の隆起傾向の評価を高精度化するためには、ルミネッセンス年代、地層中の海面指標、GPS 測量を組み合わせる複合的な手法が有効である。第四紀後半の海成段丘およびその構成層の絶対年代の決定には、長石を用いたルミネッセンス年代測定が有効である。ルミネッセンス年代は、放射性炭素年代が使えなくなる 5 万年前以前をカバーし、また普遍的に存在する石英や長石粒子を用いる手法である。2000 年に石英への可視光励起によるルミネッセンス (OSL) を用いた分析法が確立されて以来、石英が主に用いられてきた (Murray and Wintle, 2000) が、反面、石英の OSL はトラップの容量が小さく、ほとんどの場合信号が 10 万年以下で飽和してしまう問題があった。一方の長石の光ルミネッセンスは、赤外線励起により行われてきたが、anomalous fading というルミネッセンス信号のもとになる不対電子の蓄積が漏えいしてしまうことが問題であった。しかし 2008 年に、pIR-IRSL と呼ばれる一度赤外線励起をした後に加熱して再度赤外線励起を行う手順により、anomalous fading の影響が少なく年代測定に有用なルミネッセンスを測定できることが明らかになった (Thomsen *et al.*, 2008)。さらに、長石の pIR-IRSL は、トラップの容量が石英の OSL よりもはるかに大きく、過去数十万年間の年代測定に用いることができる。また、海成段丘構成堆積物は、堆積相から当時の海面指標を判別することが可能である。この海面指標の高度を数 cm の精度で測定が可能な VRS-RTK 方式の GPS (渡辺・七山, 2010) で測量し、ルミネッセンス年代により年代決定を行えば、数十万年単位の海面変化、すなわち隆起傾向評価の高精度化につなげることができる。

本課題では、青森県の上北平野の海成段丘構成層を題材に、上記のような長石によるルミネッセンス年代測定と海面指標の GPS 測量データを組み合わせた手法を実地に適用することで、隆起傾向評価の高度化について検討した。

(1) 研究地域とデータ採取地点

八戸市の北約 40km の海岸に沿って発達する最大幅 25km の上北平野は、海洋酸素同位体ステージ (MIS) 9 以降の海成段丘が発達し、東北日本では最大級の段丘平野である (図 1.2.1.4-14；宮内, 1985；Miyachi, 1987；桑原, 2004)。海成段丘は、最高位より、高位面、七百面、天狗岱面、高館面、根城面、柴山面と分類される。このうち、地蔵平パミス (約 33 万年前) の分布から七百面は MIS9 に、Toya, Aso-4 の分布から高館面は MIS5e に、根城面は MIS5c にそれぞれ対比されている (小池ほか, 2005)。上北平野の海成段丘では従来、主に段丘面対比や火山灰層序による研究が行われてきたが (宮内, 1985；Miyachi, 1987；桑原・山崎, 2001；桑原, 2004)、横山ほか (2004)

は、予察的に高館面構成層について堆積相解析を行っており、小河原湖より海側が前浜～外浜の外洋、小川原湖より陸側がエスチュアリ～潮汐三角州の閉鎖的な海域で形成されたことを明らかにしている。

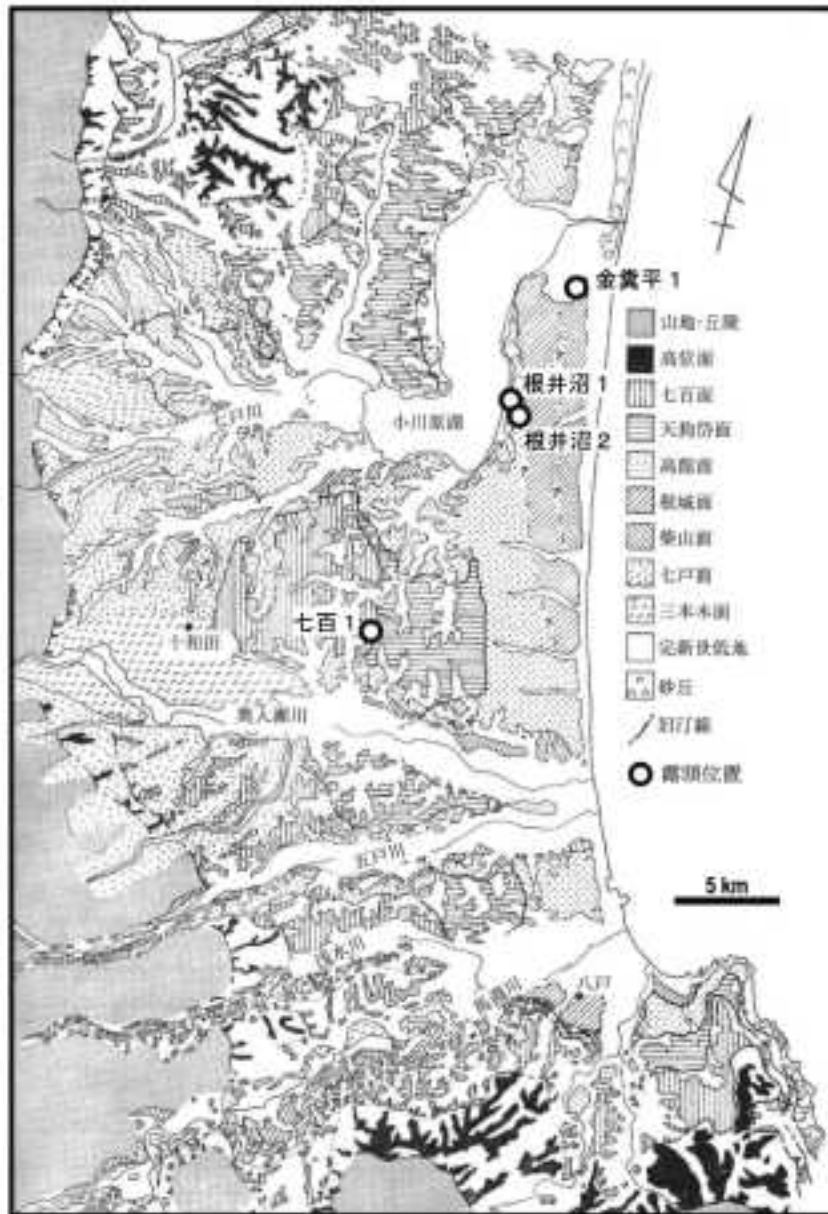


図 1.2.1.4-14 青森県南東部、上北平野の更新世海岸段丘分布図。宮内（1985）を改変。

本課題で地質・地形データを採取した露頭は、七百 1（七百面構成層）、根井沼 1・2（高館面構成層）、金糞平 1（柴山面構成層）の 4 地点である。これらの露頭において、地層断面を観察して海成層の上限を決定し、海成層およびそれを覆う陸成層からルミネッセンス年代測定用の試料を採取した。また、露頭において、海成層上限を含む地層境界面の標高を VRS-RTK 方式 GPS で測定した。露頭の傾斜などのために GPS 測定ができない部分は、レーザー測距器と折り尺による測定を組み合わせることで標高を決定した。露頭の柱状図および写真を、図 1.2.1.4-15, -16, -17 に示す。

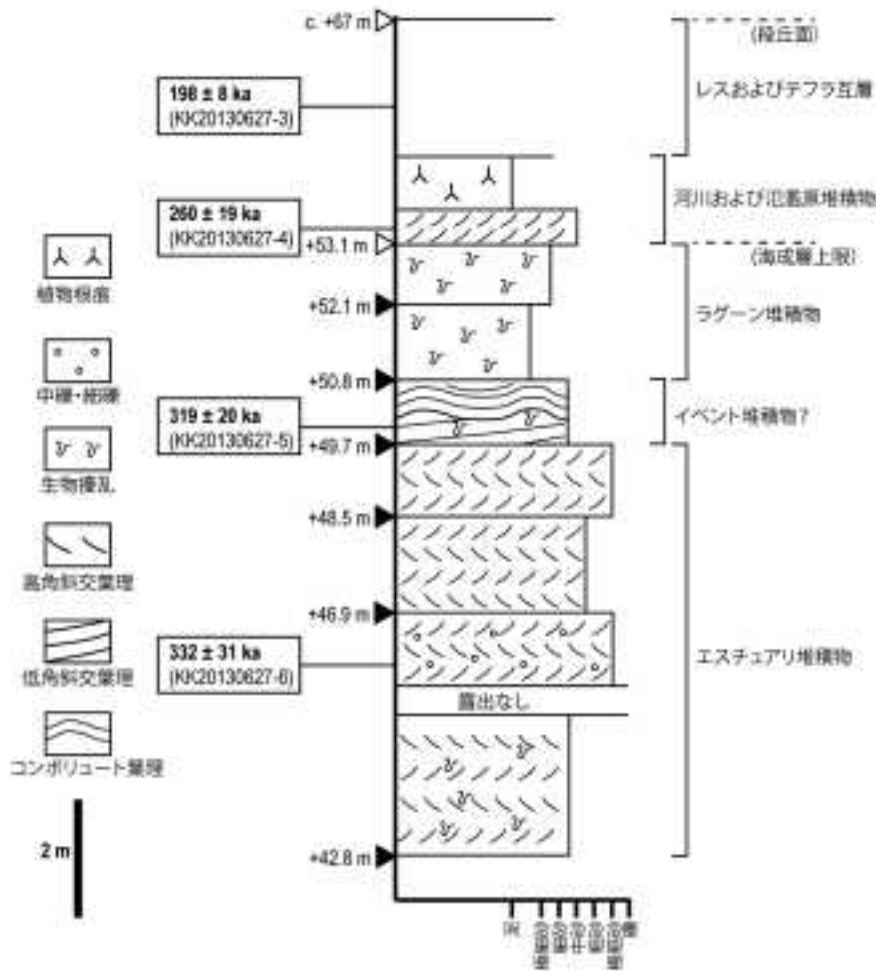


図 1.2.1.4-15 七百 1 地点における七層構成層の柱状図と試料のルミネッセンス年代。

柱状図左の黒い三角はVRS-RTK方式GPSにより直接標高を測定した層準を表し、白い三角はGPSと折り尺やレーザー測距器による測定とを組み合わせることで標高を決定した層準を表す。柱状図の幅は粒径を表す。

七百 1, 根井沼 1・2 では、段丘面を構成する海成堆積物とそれを覆う陸成の堆積物がよく観察できたのに対し (図 1.2.1.4-15, -16), 金糞平 1 では露出が悪く、段丘表層付近のテフラとレス堆積物の互層のみが観察できた (図 1.2.1.4-17A)。七百 1, 根井沼 1・2 とともに砂質の浅海成堆積物が見られたが、堆積相の特徴は異なる。七百 1 では、二方向に傾斜する斜交層理を示す砂層が卓越する (図 1.2.1.4-15)。二方向に傾斜する斜交層理は、潮汐による二方向流れを反映しておりエスチュアリ堆積物に特徴的な構造である。このエスチュアリ堆積物はコンポリューション葉理の卓越するイベント堆積物様の砂層に覆われ、さらに生物擾乱が卓越した泥質のラグーン堆積物に覆われる。ラグーン堆積物の上面が海成層の上限で、上位には斜交層理を示す河川砂層と植物根の痕を示す氾濫原泥層が覆い、さらにレスおよびテフラの互層が覆う。七百 1 における海成層上限と段丘面の標高はそれぞれ、+53.1 m, +67 m である。根井沼 1・2 の 2 露頭は近接しており、両者で同じような地層が観察された。根井沼 2 で年代測定用試料を採取した後、工事により露頭が消失してしまったため、柱状図は根井沼 1 のみを示す (図 1.2.1.4-16)。根井沼 1 の海成層は、低角の斜交葉理や平行葉理を示す細～中砂の下部外浜堆積物から、高角の斜交葉理を示す粗砂の上部外浜堆積物に上方粗粒化し、外洋に面した沿岸域での堆積物の埋積による堆積環境の浅海化を示している。この海成層は、レス、砂丘堆

積物，テフラに覆われる．根井沼 1 における海成層上限と段丘面の標高はそれぞれ，+18.0 m，+31 m である．

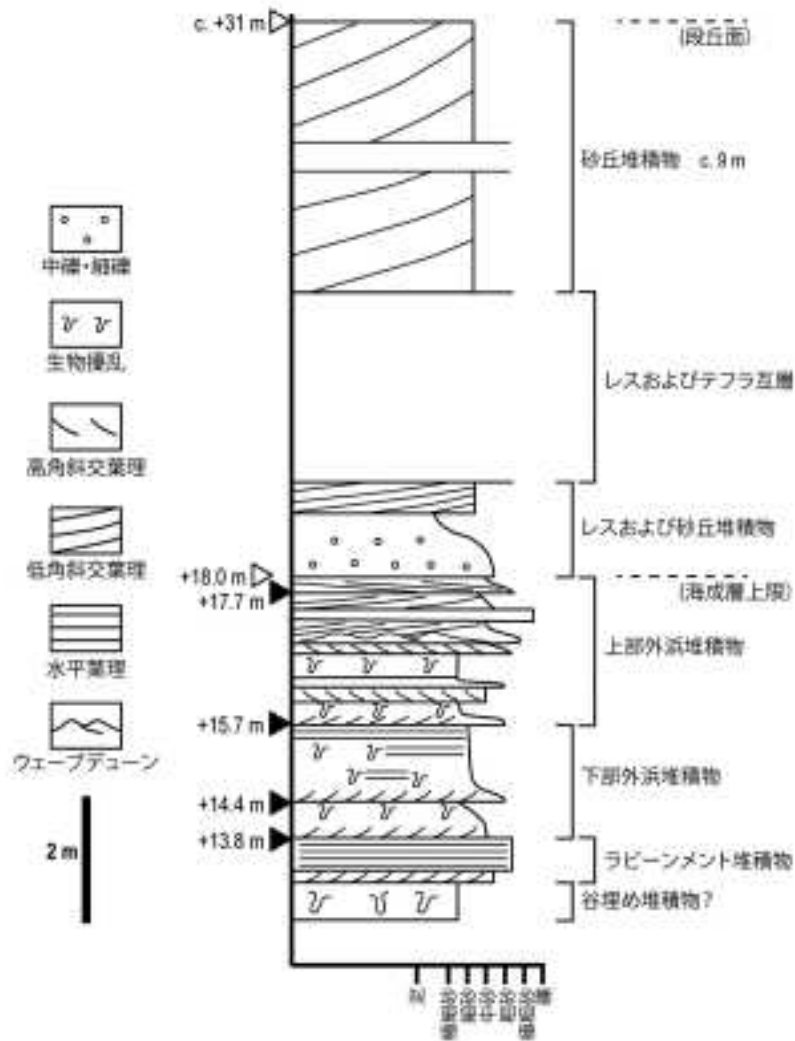


図 1.2.1.4-16 根井沼 1 における高館面構成層の柱状図.

標高などの表示については図 1.2.1.4-15 と同様.

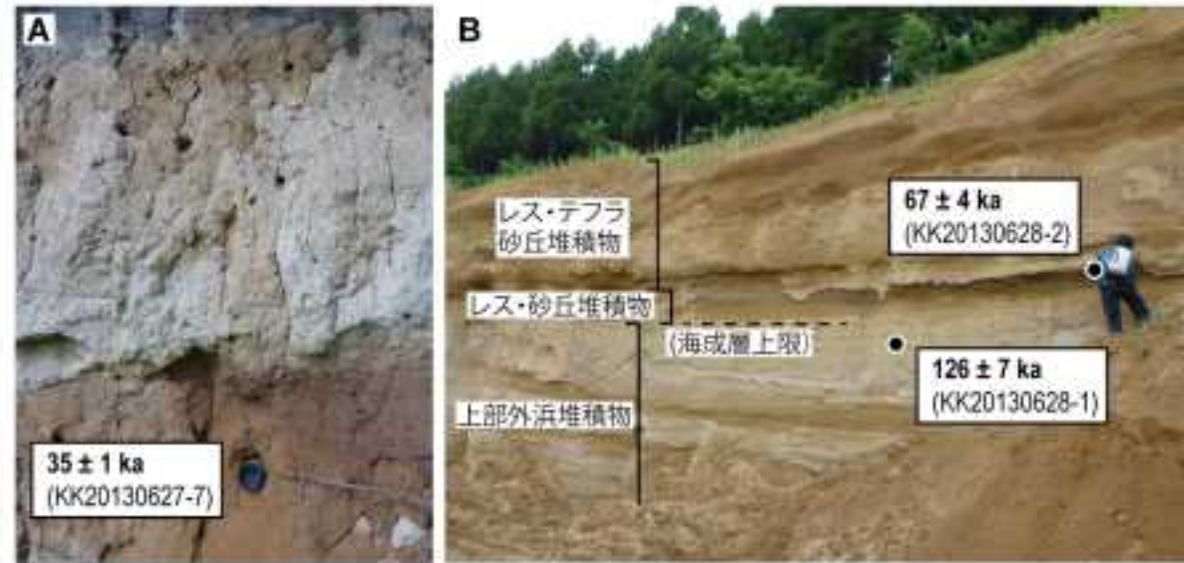


図1.2.1.4-17 A. 金糞平1における柴山面構成層の露頭と採取試料のルミネッセンス年代. B. 根井沼2における高館面構成層の露頭と採取試料のルミネッセンス年代.

(2) ルミネッセンス年代測定

野外で採取した堆積物試料に対し、post-IR infrared stimulated luminescence (pIRIR) 法を用いて堆積年代測定を行った。ここでは、いくつかの種類がある pIRIR 法の中でも、特に安定した信号が得られると考えられている pIRIR290 法を用いた。ルミネッセンス法では、堆積中に環境放射線によって電離させられた電子が正孔と再結合する際に発する蛍光量を測定することで、堆積中に浴びた環境放射線総量（蓄積線量：De）を求め、その値を一年間に堆積場で試料が浴びる放射線量（年間線量：dose-rate）で除することで年代を得る。ここでは、粗粒（粒径 180-250 μm ）のカリ長石と細粒（粒径 4-11 μm ）の混合鉱物試料を用いた。Anomalous fading の影響が小さいとされる pIRIR 法であるが、Auclair *et al.* (2003) に従い実際にその影響の度合いを確認した。測定結果は Huntley and Lamothe (2001) に従い 2 日後の値に規格化した g2days で示す。年間線量は、放射性元素濃度（U, Th, Rb, K）、含水率、宇宙線量と Adamiec and Aitken (1998) で示された係数を用いて算出した。なお、粗粒カリ長石に関しては粒子内部に含まれる K からの放射線の影響があるため、本研究ではカリ長石内部の K 濃度が 10% と仮定した。

野外での年代測定試料の採取は、直径 5cm、長さ 15cm の円筒状プラスチック容器を露頭面に挿入し、堆積物を容器内部に収めることで行った。採取時に露光した両端 3-5cm は含水率と放射性元素濃度測定用の試料として使用し、両端を取り除いた露光していない部分の試料は、粗粒法（180-250 μm ）か細粒法（4-11 μm ）のいずれかの方法で前処理を施した。粗粒試料は 250 μm 篩分け、10% HCl 処理、10% H₂O₂ 処理、180 μm 篩分け、重液分離（2.53-2.58 g/cm³）を施すことで測定に用いる粒径のカリ長石を取り出し、細粒試料は 10% HCl 処理、10% H₂O₂ 処理、沈降法による粒径分離（4-11 μm ）を施すことで目的の粒径の混合試料を取り出した。測定手順は Thiel *et al.* (2012) や Buylaert *et al.* (2013) に従った。年間線量は、図 1.2.1.4-18 に示すように、試料を小分けして複数回測定すると結果にばらつきが生じる。その平均値をもってその試料の値とし、標準偏差 1-sigma を誤差として扱う。測定の結果、試料には多少の anomalous fading が見られたため、g2days の値に基づいた補正を行い、蓄積線量を求めた。概して、細粒試料の方が蓄積線量のばらつきが小さく（図 1.2.1.4-18）、anoalous fading の影響が小さい結果となった。

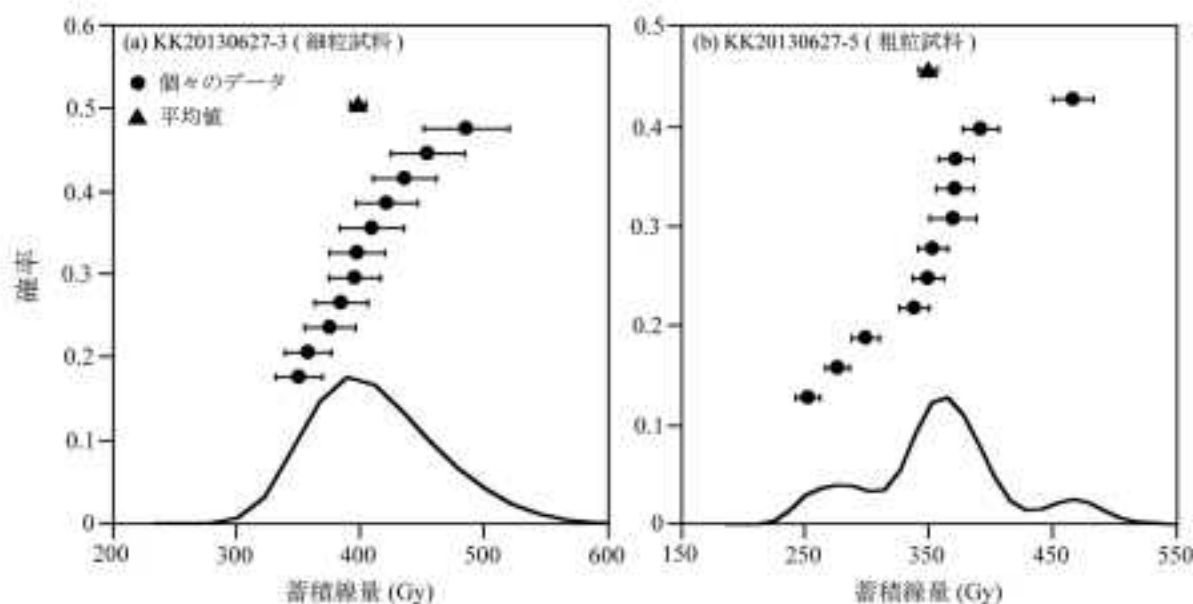


図 1.2.1.4-18 蓄積線量の分布. (a) 細粒試料, (b) 粗粒試料について, それぞれ例を示す.

各試料の蓄積線量 (De) を年間線量で割ることにより, 堆積年代を求めた (表 1.2.1.4-4, -5). ここで得られた年代値は, 海成段丘面の対比と整合的である. MIS9 (約 34 万年前) に対比される七百面の七百 1 では, 332 ± 31 ka (ka: 千年前) および 319 ± 20 ka, MIS5e (約 12 万 5 千年前) に対比される高館面の根井沼 2 においては, 126 ± 7 ka となった. 一方で, 海成層を覆う陸成層の年代は, 七百 1 で下位より 260 ± 19 ka および 198 ± 8 ka, 根井沼 2 で 67 ± 4 ka と, 層序と整合している. 段丘面表層付近の陸成層しか確認できなかった金糞平 1 のレス堆積物は, 35 ± 1 ka の年代値を示しており, MIS5c への対比に整合する.

表 1.2.1.4-4 採取試料の放射性元素濃度と年間線量.

試料名	Lab. Code	粒径	放射性元素濃度 (ppm)				含水率 (%)	年間線量 (Gy/ka)
			放射性元素濃度 (ppm)					
			K	Rb	Th	U		
KK20130627-3	gsj13-032	細粒	9370	108	9.31	2.91	62.5	2.1 ± 0.2
KK20130627-4	gsj13-033	粗粒	4170	14.6	1.59	0.45	25.5	1.2 ± 0.1
KK20130627-5	gsj13-034	粗粒	4480	17.6	1.03	0.38	9.9	1.3 ± 0.1
KK20130627-6	gsj13-035	粗粒	5650	18.1	1.16	0.33	7.4	1.4 ± 0.1
KK20130627-7	gsj13-036	細粒	10500	71.5	12	3.64	67.5	2.6 ± 0.2
KK20130628-1	gsj13-039	粗粒	7730	19.9	1.6	0.44	11.3	1.7 ± 0.2
KK20130628-2	gsj13-040	粗粒	6220	20.8	1.35	0.38	3.0	1.7 ± 0.2

誤差は 1σ で示している.

表 1.2.1.4-5 採取試料の蓄積線量とルミネッセンス年代.

(n1), (n2) はそれぞれ測定された試料ディスクの数と年代決定に採用されたディスクの数を示している.

試料名	Lab. Code	pIRIR ₂₅₀					Fading uncorrected age (ka)	Fading corrected age (ka)
		n1	n2	D _r (Gy)	OD (%)	g ₂₅₀ (%/decade)		
KK20130627-3	gsj13-032	12	11	402 ± 11	7	0.4 ± 0.4	190 ± 19	198 ± 8
KK20130627-4	gsj13-033	12	9	286 ± 15	15	0.9 ± 1.1	244 ± 27	260 ± 19
KK20130627-5	gsj13-034	12	11	344 ± 17	16	1.8 ± 1.1	268 ± 29	319 ± 20
KK20130627-6	gsj13-035	16	13	381 ± 37	35	2.4 ± 1.5	269 ± 37	332 ± 31
KK20130627-7	gsj13-036	12	11	86 ± 1	0	0.5 ± 0.5	34 ± 3	35 ± 1
KK20130628-1	gsj13-039	12	9	185 ± 9	15	1.2 ± 0.9	108 ± 12	126 ± 7
KK20130628-2	gsj13-040	12	10	90 ± 3	8	2.4 ± 0.4	54 ± 5	67 ± 4

誤差は1σで、(n1), (n2)はそれぞれ測定ディスクの数と採用されたディスクの数を示している

(3) まとめと今後の課題

上北平野の海成段丘面の対比と今回得られたルミネッセンス年代値が整合的であることから、ここで用いた pIRIR 法は、少なくとも MIS9 までの海成段丘堆積物の年代を求めるのに有効であると考えられる。上北平野のように段丘の発達がよくテフラの対比が進んでいる地域では段丘面の対比が容易だが、時代未詳の海成段丘が分布する地域には、pIRIR 法による年代決定が極めて有効だといえる。また、七百 1 および根井沼 1 の露頭では、海成層上限と段丘面との標高差が、それぞれ 14 m, 13 m であった。このことから、地盤の隆起を高精度で評価するには、段丘面ではなく、地層に見出される海面指標を用いることが重要だといえる。一方、本年の取り組みにおいて次の課題が見出された。

- ・細粒試料と粗粒試料との比較では、細粒試料の方が年代測定に好適な性質を示すことが明らかになった。こうした傾向が本地域や他地域で一般的なものであることを検証していく必要がある。
- ・カリ長石試料内部の K からの内部放射線は、年間線量の決定に大きく影響を与えるが、今回は K 濃度を 10% と仮定し計算した。EPMA などにより、ルミネッセンス測定に用いた試料の K 濃度を直接測定することが可能であり、年間線量を精密に求めるためにそうした測定を行う必要がある。
- ・根井沼 1・2 で観察した高館面構成層においては、最適な海面指標である前浜堆積物が見られなかった。これらの地点で海成層の上限は、水深数 m 程度の上部外浜で形成された堆積物であり、そこを当時の海面とすると海面高度が過小評価される。この前浜堆積物が侵食される現象は、MIS5e 後半の海面低下により広範囲で発生した可能性もあり、そのメカニズムについて検討していく必要がある。
- ・高館面 (MIS5e)、七百面 (MIS9) の間に分布する天狗岱面 (MIS7) についても整合的なルミネッセンス年代が得られるかどうかについて検討する必要がある。

【引用文献】

Adamic, G. and Aitken, M. J. (1998) Dose-rate conversion factors : update. *Ancient TL*, 16, 37-50.

Angelier, J. (1994) Fault slip analysis and paleostress reconstruction. in Hancock, P. L., ed., *Continental Deformation*: Oxford, Pergamon Press, 53-99.

- 安間了・松田高明・Armstrong, R. (2003) 屋久島花崗岩のフィッシュトラックおよびウラン鉛年代. 安仁屋政武編, 屋久島の成り立ちと生態系, 筑波大学地球科学系, 165-178.
- 青木久・松倉公憲 (2004) エコーチップ硬さ試験機による青島砂岩の表面風化層の強度把握. 地形, 25-4, 371-382.
- Auclair, M., Lamothe, M. and Huot, S. (2003) Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements*, 37, no. 4-5, 487-492.
- Awata, Y. and Kakimi, T. (1985) Quaternary Tectonics and Damaging Earthquakes in Northeast Honshu, Japan. *Earthquake Pred Res*, 3, no. 3-4, 231-251.
- Bell, F. G. (2000) *Engineering Properties of Soils and Rocks*. Oxford.
- Braucher, R., Brown, E. T., Bourles, D. L. and Colin, F. (2003) In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth Planet Sc Lett*, 211, no. 3-4, 251-258.
- Broggi, A., Liotta, D., Meccheri, M. and Fabbrini, L. (2010) Transtensional shear zones controlling volcanic eruptions: the Middle Pleistocene Mt Amiata volcano (inner Northern Apennines, Italy). *Terra Nova*, 22, 137-146.
- Buylaert, J.-P., Murray, A. S., Gebhardt, A. C., Sohbaty, R., Ohlendorf, C., Thiel, C., Wastegård, S. and Zolitschka, B. (2013) Luminescence dating of the PASADO core 5022-1D from Laguna Potrok Aike (Argentina) using IRSL signals from feldspar. *Quaternary Science Reviews*, 71, no. 1, 70-80.
- Byerlee, J. (1978) Friction of Rocks. *Pure Appl Geophys*, 116, no. 4-5, 615-626.
- Challinor, J. (1949) A principle in coastal geomorphology. *Geomorphology*, 34, 212-215.
- Condie, K. C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: constructing result from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.
- Cruden, A. R. (2005) *Emplacement and growth of plutons: implications for rates of melting and mass transfer in continental crust, Evolution and differentiation of the continental crust: Cambridge, UK ; New York, Cambridge University Press*, 455-519.
- Dekayir, A. and El-Maataoui, M. (2001) Mineralogy and geochemistry of supergene alteration of an alkali basalt from the Middle Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 32, 619-633.
- Depaolo, D. J. (1988) *Neodymium Isotope Geochemistry: An introduction*. Springer-Verlag, New York, 187 p.:
- Depaolo, D. J. and Wasserburg, G. J. (1976) Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3, 249-252.
- 道家涼介・谷川晋一・安江健一・中安昭夫・新里忠史・梅田浩司・田中竹延 (2012) 日本列島における活断層の活動開始時期の空間的特徴. *活断層研究*, 37, 1-15.
- Duzgoren-Aydin, N. S., Aydin, A. and Malpas, J. (2002) Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. *Eng Geol*, 63, 99-119.
- 遠藤秀典・渡辺史郎・塚本斉・中澤努・吉川清志・高橋学 (2009) 山形市周辺地域の露頭地質物性図, G-15 地質環境アトラス「山形市周辺地域」.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W. and Young, G. M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921-924.
- 藤井敬三 (1966) 金木, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 金木, 40 p.:

- 藤原治・柳田誠・三箇智二・守屋俊文 (2005) 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, 11, 113-124.
- Goldstein, S. L., O'niions, R. K. and Hamilton, P. J. (1984) A Sm-Nd study of atmospheric dust and particulates from major river system. Earth Planet Sc Lett, 70, 221-236.
- Gosse, J. C. and Phillips, F. M. (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quat. Sci. Rev., 20, 1475-1560.
- Harnois, L. (1988) The CIW index: A new chemical index of weathering. Sediment Geol, 55, 319-322.
- 長谷川昭・中島淳・海野徳仁・三浦哲・諏訪謡子 (2004) 東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式. 地震, 第2輯, 413-424.
- 長谷川修一・大野裕記 (2006) 活断層の分布形態を規制する中期中新世火成岩体. 月刊地球号外, 54, 50-58.
- 早坂康隆・大友幸子・豊島剛志 (2000) 西南日本の地震基盤の地質学的特性. 月刊地球, 22, 7-12.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A. J. T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K. and Nolte, E. (2002) Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. Earth Planet Sc Lett, 200, no. 3-4, 357-369.
- 平山次郎・上村不二雄 (1985) 鯨ヶ沢地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 86 p.:
- 星野一男・加藤碩一・深部物性編集委員会 (2001) 本邦産岩石の深部物性データ集: 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 479 p.:
- Huntley, D. J. and Lamothe, M. (2001) Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. Canadian Journal of Earth Sciences, 38, no. 7, 1093-1106.
- 五十嵐聡・青木豊樹・関田山地団体研究グループ (2012) 関田山脈～志久見川流域地域の前期更新世火山活動. 地学団体研究会総会講演要旨集・巡検案内書, 66, 139-151.
- 飯尾能久 (2010) 内陸地震の発生過程の解明. 自然災害科学, 28, 284-298.
- Iizumi, S., Mishima, H., Okamoto, Y. and Honma, H. (1984) A strontium isotope study on the Neu granitic pluton and its inclusion, San' in zone, Southwest Japan. Journal of Mineralogical, Petrological and Economic Geology, 79, 89-100.
- 池田昌之・山路敦 (2008) 新潟県長岡市北東方, 東山背斜の形成時期-古流向と地質構造からの推定-. 地質学雑誌, 114, 405-414.
- Irfan, T. Y. and Dearman, W. R. (1978) Engineering classification and index properties of a weathered granite. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 17, 79-90.
- 一色直記 (1987) 新島地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 85 p.:
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (2010) 「活断層の長期評価手法」報告書.
- 加々美寛雄・川野良信・井川寿之・石岡純・加ヶ島慎一・志村俊昭・飯泉滋・今岡照喜・大和田正明・小山内康人・田結庄良昭・田中久雄・土谷信高・柚原雅樹 (2000) 本州弧, 後期白亜紀～古第三紀珪長質火成岩のeSr・eNd初生値の広域的変異. 月刊地球号外, no. 30, 185-190.
- 楳原京子・今泉俊文・宮内崇裕・佐藤比呂志・内田拓馬・越後智雄・石山達也・松多信尚・岡田真介・池田安隆・戸田茂・越谷信・野田賢・加藤一・野田克也・三輪敦志・黒沢英樹・小坂英輝・野原壮 (2006) 横手盆地東縁断層帯・千屋断層の形成過程と千屋丘陵の活構造. 地学雑誌, 115, 691-714.

- 核燃料サイクル開発機構 (1999) 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次とりまとめ—.
- Kamei, A., Fukushi, K., Takagi, T. and Tsukamoto, H. (2012) Chemical overprinting of magmatism by weathering: A practical method for evaluating the degree of chemical weathering of granitoids. *Applied Geochemistry*, 27, 796-805.
- 金折裕司 (1999) 中国地方西部におけるカタクレーサイト帯の再活動と断層ガウジの形成. *月刊地球*, 21, 22-29.
- 鹿野和彦・大口健志・柳沢幸夫・粟田泰夫・小林紀彦・佐藤雄大・林信太郎・北里洋・小笠原憲四郎・駒澤正夫 (2011) 戸賀及び船川地域の地質. 5万分の1地質図幅.
- 狩野謙一・村田明広 (1998) 構造地質学. 朝倉書店, 308 p.:
- 茅根創・吉川虎雄 (1986) 房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較研究. *地理学評論*, A-1, 18-36.
- 木村和雄 (1994) 阿武隈高地北部の侵食小起伏面と後期新生代地形発達史. *季刊地理学*, 46, 1-18.
- 岸清・宮脇理一郎 (1996) 新潟県柏崎平野周辺における鮮新世～更新世の褶曲形成史. *地学雑誌*, 105, 88-112.
- Kohl, C. P. and Nishiizumi, K. (1992) Chemical Isolation of Quartz for Measurement of Insitu-Produced Cosmogenic Nuclides. *Geochim Cosmochim Acta*, 56, no. 9, 3583-3587.
- 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦 (2005) 日本の地形3 東北. 東京大学出版会, 355 p.:
- Kudo, T., Yamaji, A., Furumoto, M. and Nagao, T. (2001) Effective elastic thickness of island arc lithosphere under Japan. *Isl Arc*, 10, no. 2, 135-144.
- 桑原拓一郎 (2004) 青森県東部上北平野における海成段丘構成物の層序と相対的海面変化. *地質学雑誌*, 110, no. 2, 93-102.
- 桑原拓一郎・山崎晴雄 (2001) テフラから見た最近45万年間の恐山火山の噴火活動史. *火山*, 46, no. 2, 37-52.
- Li, C. F. (2011) An integrated geodynamic model of the Nankai subduction zone and neighboring regions from geophysical inversion and modeling. *J Geodyn*, 51, no. 1, 64-80.
- Ludwig, K. R. (2008) User's Manual for Isoplot 3.70: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, no. 4, 1-77.
- Lugmair, G. W. and Marti, K. (1978) Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the Lunar crust and mantle. *Earth Planet Sc Lett*, 39, 349-357.
- Maouche, S., Meghraoui, M., Morhange, C., Belabbes, S., Bouhadad, Y. and Haddoum, H. (2011) Active coastal thrusting and folding, and uplift rate of the Sahel Anticline and Zemmouri earthquake area (Tell Atlas, Algeria). *Tectonophysics*, 509, 69-80.
- 松田時彦 (2005) 鳥取県西部地震 (2000年10月) と山陰地方の地震活動—その特異性の検討. *活断層研究*, 25, 109-116.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田高・今泉俊文 (1980) 1896年陸羽地震の地震断層. *東京大学地震研究所彙報*, 55, no. 3, 795-855.
- 松田時彦・吉川真季 (2001) 陸域のM \geq 5地震と活断層の分布関係—断層と地震の分布関係—その2. *活断層研究*, 20, 1-22.
- 松倉公憲・青木久 (2004) シュミットハンマー：地形学における使用例と使用法にまつわる諸問題. *地形*, 25-2, 175-196.
- Matsushi, Y., Wakasa, S., Matsuzaki, H. and Matsukura, Y. (2006) Long-term denudation

- rates of actively uplifting hillcrests in the Boso Peninsula, Japan, estimated from depth profiling of in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{27}Al . *Geomorphology*, 82, no. 3-4, 283-294.
- 松四雄騎・松崎浩之・牧野久識 (印刷中) 宇宙線生成核種による流域削剥速度の決定と地形変化方程式の検証. 地形.
- Mclennan, S. M., Hemming, S., Mcdaniel, D. K. and Hanson, G. N. (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Geological Society of America, Boulder, Colorado, Special Paper, 284, 21-40.
- 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. *地理学評論*, 58A, 492-515.
- Miyauchi, T. (1987) Quaternary tectonic movements of the Kamikita Coastal Plain, Northeast Japan. *Geographical Review of Japan*, 60, 1-19.
- 望月勝海 (1929) 阿武隈山地の化石準平原に就いて. *地球*, 11, 397-409.
- Moriis, A., Ferril, D. A. and Henderson, D. B. (1996) Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology*, 24, 275-278.
- Morrow, C., Radney, B. and Byerlee, J. (1992) Frictional strength and the effective pressure law of montmorillonite and illite clays. in Evans, B. and Wong, T., eds., *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*, Volume 51, Academic Press, 69-88.
- Murray, A. S. and Wintle, A. G. (2000) Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, no. 1, 57-73.
- Murray-Wallace, C. V. (2002) Pleistocene coastal stratigraphy, sea-level highstands and neotectonism of the southern Australian passive continental margin—a review. *Journal of Quaternary Science*, 17, no. 5-6, 469-489.
- 永尾隆志 (2002) オープンエア・ミュージアム 山口の火山-阿武単成火山群と青野火山群-. 桜プリント社.
- Nakajima, J., Kato, A., Iwasaki, T., Ohmi, S., Okada, T., Takeda, T. and The Japanese University Group of the Joint Seismic Observations at NKTZ (2010) Deep crustal structure around the Atotsugawa fault system, central Japan: A weak zone below the seismogenic zone and its role in earthquake generation. *Earth, Planets and Space*, 62, no. 7, 555-566.
- Nakajima, J., Kato, A., Iwasaki, T., Ohmi, S., Okada, T., Takeda, T. and The Japanese University Group of the Joint Seismic Observations at NKTZ (2010) Deep crustal structure around the Atotsugawa fault system, central Japan: A weak zone below the seismogenic zone and its role in earthquake generation. *Earth, planets and space* 62, no. 7, 555-566.
- Nakamura, K. (1977) Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation -- Principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 1-16.
- 中村一明 (1984) 三宅島の側火口分布と地殻応力場の性質. *火山*, 第2集, 16-23.
- 中野俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚治・山元孝広・岸本清行 (2013) 日本の火山 (第3版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Nesbitt, H. W. (1979) Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of granodiorite. *Nature*, 279, 206-210.
- Nesbitt, H. W. and Markovics, G. (1997) Weathering of granodioritic crust, long-term storage

- of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 61, 1653-1670.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M. (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic consideration. *Geochim Cosmochim Acta*, 48, 1523-1534.
- Neves, M. C., Paiva, L. T. and Luis, J. (2009) Software for slip-tendency analysis in 3D: A plugin for Coulomb. *Comput Geosci-Uk*, 35, no. 12, 2345-2352.
- 西来邦章・伊藤順一・上野龍之 (2012) 第四紀火山岩体・貫入岩体データベース.
- Niwa, M., Kurosawa, H. and Ishimaru, T. (2011) 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. *Eng Geol*, 119, no. 1-2, 31-50.
- 岡田篤正・杉戸信彦 (2006) 中央構造線の地形・地質・地下構造. *地質学雑誌*, 第112巻, 117-136.
- 岡村行信・森尻理恵・土谷信之・佐藤幹夫 (1996) 20万分の1「栗島周辺海底地質図及び説明書」. *海洋地質図シリーズ*, 47, 34p.:
- Omuralieva, A. M., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., Nakajima, J. and Okada, T. (2012) Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis. *Tectonophysics*, 518, 93-105.
- Ota, Y. (1992) Last Interglacial Shoreline Map of Japan, 1:2,000,000, 1 sheet. Japanese Working Group for IGCP Project 200.
- 太田陽子・小田切聡子 (1994) 土佐湾何西岸の海成段丘と第四紀後期の地殻変動. *地学雑誌*, 103, 243-267.
- Ota, Y. and Yamaguchi, M. (2004) Holocene coastal uplift in the western Pacific Rim in the context of late Quaternary uplift. *Quaternary International*, 120, 105-117.
- Otsubo, M., Yamaji, A. and Kubo, A. (2008) Determination of stresses from heterogeneous focal mechanism data: An adaptation of the multiple inverse method. *Tectonophysics*, 457, no. 3-4, 150-160.
- Otsubo, O. and Kubo, A. (2012) Transitional patterns of crustal stress field between Honshu arc and Ryukyu arc in Japan. Abstracts, Japan Geoscience Union Meeting, SCG68-P05.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M. and Imakiire, T. (2011) Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, 475, 373-376.
- Panahi, A., Young, G. M. and Rainbird, R. H. (2000) Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Quebec, Canada. *Geochim Cosmochim Acta*, 64, 2199-2220.
- Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J. (1970) Rb-Sr age of lunar rocks from the Sea of Tranquillity. *Earth Planet Sc Lett*, 8, 1-19.
- Park, R. G. (1989) Foundations of structural geology. Glasgow, New York, Blackie ; Chapman and Hall, xii, 148 p.:
- Portenga, E. W. and Bierman, R. R. (2010) Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be .

- GSA Today, 21, 4-10.
- Rossetti, F., Storti, F. and Salvini, F. (2000) Cenozoic noncoaxial transtension along the western shoulder of the Ross Sea, Antarctica, and the emplacement of McMurdo dyke arrays. *Terra Nova*, 12, 60-66.
- 斉藤和雄・菊地宏吉 (1975) 岩盤計測におけるコンクリートシュミットハンマーの適用. in *Proceedings 岩盤力学に関するシンポジウム講演概要1975*, 61-65.
- 斎藤眞・小笠原正継・長森英明・下司信夫・駒澤正夫 (2007) 20万分の1地質図幅「屋久島」. 地質調査所.
- 産業技術総合研究所 (2012) 活断層データベース 2012年2月28日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベースDB095, 産業技術総合研究所. https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2012) 20万分の1日本シームレス地質図データベース (2012年7月3日版), 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084: 産業技術総合研究所地質調査総合センター. <https://gbank.gsj.jp/seamless/maps.html>
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター編 (2007) 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, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編 (2012) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料－立地要件への適合性とその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, 560.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地層処分に係る地質評価手法等の整備：平成23年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地層処分に係る地質評価手法等の整備：平成24年度事業報告書.
- Sato, H. (1994) The Relationship between Late Cenozoic Tectonic Events and Stress-Field and Basin Development in Northeast Japan. *J Geophys Res-Sol Ea*, 99, no. B11, 22261-22274.
- 佐藤比呂志 (1989) 東北本州弧における後期新生界の変形度について. *地質学論集*, 32, 257-268.
- Sato, H. and Amano, K. (1991) Relationship between Tectonics, Volcanism, Sedimentation and Basin Development, Late Cenozoic, Central Part of Northern Honshu, Japan. *Sediment Geol*, 74, no. 1-4, 323-343.
- Shibazaki, B. (2009) 3D modeling of faulting around the Ou Backbone Range: Implication for tectonic loading in the 2008 iwate-Miyagi inland earthquake. *Japan Geoscience Union Meet. 2009*, J245-024.
- 芝崎文一郎 (2013) 奥羽脊梁山脈周辺および中越地域における地殻の変形と断層形成過程のモデル化-内陸大地震発生過程解明に向けて-. *地質学雑誌*, 119, 91-104.
- Shibazaki, B., Garatani, K. and Okuda, H. (2007) Finite element analysis of crustal deformation in the Ou Backbone Range, northeastern Japan, with non-linear visco-elasticity and plasticity: effects of non-uniform thermal structure. *Earth Planets Space*, 59, no. 6, 499-512.
- 島津弘・西克幸 (2004) 屋久島の河川における最大粒径の分布と土砂移動プロセス. *地球環境研究*, 6, 131-137.
- Shiroya, K., Yokoyama, Y. and Matsuzaki, H. (2010) Quantitative determination of long-term

- erosion rates of weathered granitic soil surfaces in western Abukuma, Japan using cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al depth profile. *Geochem. Jour.*, 44, no. 6, e23-e27.
- 城谷和代 (印刷中) 地質環境の長期安定性評価手法開発にむけた宇宙線生成核種の利用. 地形.
- 穴倉正展 (2003) 変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル. *地震研究所集報*, 78, 245-254.
- Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sebrier, M., Cushing, M., Bourles, D., Hamelin, B., Baroux, E., De Voogd, B., Raisbeck, G. and Yiou, F. (2004) Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). *Earth Planet Sc Lett*, 220, no. 3-4, 345-364.
- Sibson, R. H. (1985) A note on fault reactivation. *Jour. Struct. Geol.*, 7, 751-754.
- Sibson, R. H. (1992) Implications of Fault-Valve Behavior for Rupture Nucleation and Recurrence. *Tectonophysics*, 211, no. 1-4, 283-293.
- Sibson, R. H. (2009) Rupturing in overpressured crust during compressional inversion-the case from NE Honshu, Japan. *Tectonophysics*, 473, no. 3-4, 404-416.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977) Subcommision on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet Sc Lett*, 36, 359-362.
- Stephenson, W. (2001) Shore platform width - A fundamental problem. *Z Geomorphol*, 45, no. 4, 511-527.
- 末岡茂・田上高広・堤浩之・長谷部徳子・田村明弘・荒井章司・山田隆二・松田達生・小村健太郎 (2010) フィッショントラック熱年代に基づいた六甲地域の冷却・削剥史. *地学雑誌*, 119, no. 1, 84-101.
- 角清愛 (1958) 神子元島, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 33 p.:
- Sunamura, T. (1978) Mathematical-Model of Submarine Platform Development. *J Int Ass Math Geol*, 10, no. 1, 53-58.
- Sunamura, T. (1987) Coastal cliff erosion in Nijijima island, Japan: present, past and future - An application of mathematical model -. in Gardiner, V., ed., *International Geomorphology 1986 Part I*, John Wiley & Sons, 1199-1212.
- Sunamura, T. (1992) *Geomorphology of Rocky Coast*. New York, John Wiley & Sons, 302 p.:
- 鈴木康弘・渡辺満久・中田高・小岩直人・杉戸信彦・熊原康博・廣内大助・澤祥・中村優太・丸島直史・島崎邦彦 (2008) 2008年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義 —— 関市巖美町付近の調査速報一. *活断層研究*, 29, 25-34.
- 高原宏明・松本淳 (2002) 屋久島の降水量分布に関する気候学的研究. *地学雑誌*, 111, no. 5, 726-746.
- 高橋正樹 (1994) 火山活動と地殻応力場 —— わが国における研究の現状と課題一. *地学雑誌*, 103, no. 5, 447-463.
- 竹内圭史・加藤碩一・柳沢幸夫 (1994) 20万分の1地質図「高田」. 地質調査所.
- Tanaka, A., Yamano, M., Yano, Y. and Sasada, M. (2004) Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data. *Earth Planets Space*, 56, no. 12, 1191-1194.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific, Oxford, 312 p.:
- 田崎耕市・高橋治郎・板谷徹丸・グレース, R. H.・鹿島愛彦 (1990) 四国北西部の中央構造線に貫入した安山岩のK-Ar年代. *岩鉱*, 85, 155-160.

- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, 29.
- 寺岡易司・栗本史雄 (1988) 20万分の1地質図幅「宇和島」. 地質調査所.
- Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A. S., Elmejdoub, N. and Jedoui, Y. (2012) A comparison of TT-OSL and post-IR IRSL dating of coastal deposits on Cap Bon peninsula, north-eastern Tunisia. *Quaternary Geochronology*, 10, 209-217.
- Thomsen, K. J., Murray, A. S., Jain, M. and Bøtter-Jensen, L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements*, 43, 1474-1486.
- Tibaldi, A. (2008) Contractual tectonics and magma paths in volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 291-301.
- 遠田晋次 (2013) 内陸地震の長期評価に関する課題と新たな視点. *地質学雑誌*, 119, 105-123.
- 藤内智士・重松紀生・今西和俊・吾妻崇・溝口一生・大谷具幸・杳名亮輔 (2011) 地震学的に推定される応力と地質学的に推定される活断層の運動方向との比較：阿寺断層系の例. *活断層・古地震研究報告*, no. 11.
- Trenhaile, A. S. (1974) The geometry of shore platforms in England and Wales. *Transactions Institute of British Geographers*, 62, 129-142.
- Trenhaile, A. S. (2002) Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts. *Mar Geol*, 185, no. 3-4, 341-361.
- Tsujimoto, H. (1987) Dynamic conditions for shore platform initiation. *Science Report of the Institute Geoscience, University of Tsukuba, Sec. A*, no. 8, 45-93.
- 宇野沢昭・岡重文・坂本亨・駒沢正夫 (1983) 20万分の1地質図幅「千葉」. 地質調査所.
- 渡辺和明・七山太 (2010) GPS-VRS-RTK方式による短時間・高精度位置測定技術の解説. *地質ニュース*, 674, 39-44.
- 山田隆二 (1999) フィッシュトラック法による北アルプス花崗岩類の冷却史解析. *月刊地球*, 21, 803-810.
- Yamamoto, T. (2005) The rate of fluvial incision during the Late Quaternary period in the Abukuma Mountains, northeast Japan, deduced from tephrochronology. *Isl Arc*, 14, 199-212.
- 柳沢幸夫・金子隆之・赤羽貞幸・栗田泰夫・釜井俊孝・土谷信之 (2001) 飯山地域の地質. *地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)*, 地質調査所, 130 p.:
- 横山芳春・七山太・桑原拓一郎・安藤寿男 (2004) 堆積学的手法によって明らかにされた海成段丘の形成過程-青森県上北平野, MIS 5e高館面構成層での試み-. *地質ニュース*, 595, 10-18.
- 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高 (2001) 日本の地形 I 総説. 東京大学出版会.
- 吉田和弘・安仁屋政武 (2003) 数値地形データ(DEM)による屋久島の地形解析. 安仁屋政武編, *屋久島の成り立ちと生態系*, 筑波大学地球科学系, 1-19.
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y. and Asano, Y. (2012) Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan. *Geophysical Research Letters*, 39.

1.2.2 火山活動予測手法

【実施内容】

平成 24 年度までに、全岩組成に基づく岩石学的モデルの検討を目的とした全岩化学組成モデル計算を用いて、日本列島の火山岩を検討する際に必要となる代表的なマントル物質および初生的マグマ物質に対する解析を行い、島弧火山の岩石学的モデルを構築する際の基礎データ集として取りまとめた。その結果から、東北日本の代表的な成層火山に対する岩石成因的モデル化を行い、同一の地下深部の高温域をマグマ発生の源としつつ、噴出中心の異なる成層火山活動が数万年間隔で交互に発生し得る事例を示した。

また、長期的な火山活動予測手法として、東北日本の火山噴出物に対し、組成分析と熱力学モデル計算を行い、マグマの発生を左右するマグマ含水量の推定手法を開発し、東北地方の火山への事例研究を通じてマグマ含水量の空間分布を調査し、複数の火山の比較によりマグマ発生モデルの改良を行った。平成 25 年度は、平成 24 年度までに実施された沈み込み帯におけるマグマ活動位置の評価手法の検討結果を取りまとめるとともに、概要調査結果の妥当性を確認するために必要な調査手法としての適用性を判断する上での課題を抽出する。また、日本列島の長期的な隆起活動と熱水活動の時空間分布の将来予測を目的として、沈み込み帯におけるマグマ発生とプレート運動に関する最新の地球物理・物質科学的知見を調査、整理し、課題を抽出する。

1.2.2.1 マグマ活動位置

【実施内容】

マントルの含水量は、温度・圧力・化学組成と並びマグマの溶融量すなわちマグマ発生量を決定づける重要なパラメータの一つである。平成 23 年度に開発したマグマ含水量推定手法を東北日本弧の複数の火山に適用した結果、沈み込み帯におけるマグマ含水量が、従来の説とは逆に背弧側から前弧側に向かって増加することが判明した。これにより、東北日本弧のマグマ活動の空間分布がより合理的に説明できるようになったさらに、平成 24 年度に水素同位体比を用いたマグマ含水量計を用いて東北日本弧のマグマ含水量の空間分布をより詳細に検討した結果、含水量は背弧から東方に向けて増加するが脊梁火山帯で極大となり、さらに東方では減ずる可能性も示された。この事は、東北地方の火山フロントより東側でマグマ活動がない理由となる点で重要であるから、十分検証を行う必要がある。しかしながら測定対象火山のうち前弧側のものは、マグマの全岩含水量の推定に必要な結晶度やマグマ深度に関する情報の把握が不十分であった。そこで、特に前弧側の火山（例えば七時雨山・安達火山）について岩石学的解析を追加する。平成 25 年度は以上の検討結果と最新の文献調査結果をとりまとめ、概要調査結果の妥当性を確認するために必要な調査手法としての有用性を判断する上での課題を抽出する。以上の検討結果は、原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

マグマ発生量を決定づける重要なパラメータの一つであるマントルの含水量の島弧横断方向の変化を調べるため、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2013)は銭亀火山、七時雨火山、鬼首火山、鳴子火山、安達火山、榛名火山、肘折火山、妙高火山、大山火山、そして姫嶋火山に対して、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2012)が提案した、角閃石の水素同位体比を用いたマグマの過飽和水分率の推定法を応用した。その結果、フロント側の火山は水に乏しいとする従来の知見とは逆に、フロント側の火山で過飽和水の分率が高く、背弧側で低くなるという結果を得た。また、マグマの含水量は単純に西から東に増加するのではなく、東北日本弧で最も前弧側の青麻恐火山列に位

置する七時雨火山の過飽和水の分率が再び少ないことを示唆する結果が得られた。しかしながらマグマの全岩含水量が等しくとも、マグマ溜まりが浅所に存在する場合には、シリケートメルトへの飽和溶解度の圧力依存性により溶存水の一部が飽和するため、深所に存在するマグマよりも過飽和水の分率が高くなる可能性がある。さらに、マグマ溜まりが深所に存在する場合であっても、結晶化が進行すると水がメルトに濃集し（主要造岩鉱物である斜長石や輝石にはほとんど水が取り込まれないため）、過飽和水の分率が増加することがある。このように、角閃石の水素同位体比を用いて推定される過飽和水の分率は、マグマの結晶度や深度による影響を受けるため、岩石学的検討を追加する必要がある。そこで本報告では、東北日本弧のマグマ含水量が最前列の青麻 - 恐火山列で減少に転ずるかどうかを確認するため、七時雨火山の噴出物について、岩石学的検討を追加し、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012, 2013) の検討結果と併せてマグマの含水量に基づくマグマ活動位置の評価手法の妥当性を検証し、課題を抽出した。なお、マグマ含水量推定手法そのものの調査手法としての有用性等については、1.2.2.3 項で取りまとめを行う。

1) 七時雨火山の岩石学的検討

七時雨火山は東北日本弧の火山帯（背弧から前弧に向かって鳥海帯、森吉帯、脊梁火山列、青麻 - 恐火山列）のうち最も前弧側に属する第四紀火山で、脊梁火山列と比べて、より低温でより低い供給量で特徴づけられる（霜鳥ほか、1984）。七時雨火山の噴出物は大滝溶結凝灰岩 (4.6 ± 1.2 Ma (K-Ar 年代; 須藤, 1982)) を含む基盤を覆って堆積しており、溶岩流が卓越する前期の活動と、軽石流を放出した中期の活動と、溶岩流や溶岩円頂丘を形成した後期の活動に分けられる（石川ほか、1985）。

本報告ではこのうち中期の活動で放出された軽石流堆積物のうち、噴出後の冷却が比較的速いと考えられるため、斑晶ガラス包有物の保存状態が比較的良好だと思われる、火砕流堆積物の基底部および降下火砕物層から採取した試料について、電子線マイクロアナライザを用いた斑晶と斑晶ガラス包有物の分析を行った。化学分析の前処理方法は以下のとおりである。七時雨火山の噴出物を超音波洗浄器を用いて 30 ~ 120 分間純水で洗浄後、90°C の恒温乾燥機で一晩かけて乾燥させた。斑晶ガラス包有物の破碎を避けるため、乳鉢などによる破碎操作は行わなかった。水洗後の試料を、開口径が 32, 16, 4, 1, 0.7 ミリのふるいで粒度調整し、実体顕微鏡下で本質ガラスの付着した斑晶を選り分けた。ガラス円盤上に斑晶を単粒子層となるように並べて樹脂で固定し、固定砥粒の研磨シートを用いて、斑晶平均粒径の半分の高さになるよう切削研磨した。化学分析を行う前に、研磨面のほぼ全体の反射電子像を撮影し、斑晶の累帯構造や斑晶ガラス包有物の位置を確認した。

研磨片の化学分析法は以下のとおりである。斑晶鉱物ならびに斑晶ガラス包有物の元素 (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, S, Cl, F) を、地質調査総合センターの電子線マイクロアナライザ (JEOL JXA-8900) を用いて分析した。加速電圧は 15kV、試料電流は 12nA、試料面上におけるビーム径は 4 μ m、補正計算は ZAF 法によった。ビーム照射直後の 4 秒間に Na の信号を検出することにより、みかけの Na 量の低下を軽減した。

マグマの熱力学的データの取得方法は以下のとおりである。代表的な肘折火山のマグマ化学組成（後述；表 1.2.2.4-3）に対して、MELTS プログラム (Asimow and Ghiorso, 1998; Ghiorso and Sack, 1995) を用いた解析を行った。解析範囲は、温度；700-1,400°C (1°C 刻み)、圧力；1-1,600 気圧 (100 気圧刻み)、含水量は 0.1, 0.5, 1.0, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5, 6, 8, 10wt%、酸素分圧は FMQ ~ FMQ+2 ログユニットとした。これら温度・圧力・含水量・酸素分圧の組み合わせの数は、470 万通りとなる。膨大な数の熱力学的パラメータを整理し、GMT プログラム (Wessel and Smith, 1998) を用いて温度・圧力平面上の等高線として表現した。これら化学組成の等高線と、岩石化学分析により得られた組成を比較することにより、マグマの温度・圧力条件等を把握することが可能である (Miyagi, 2010)。

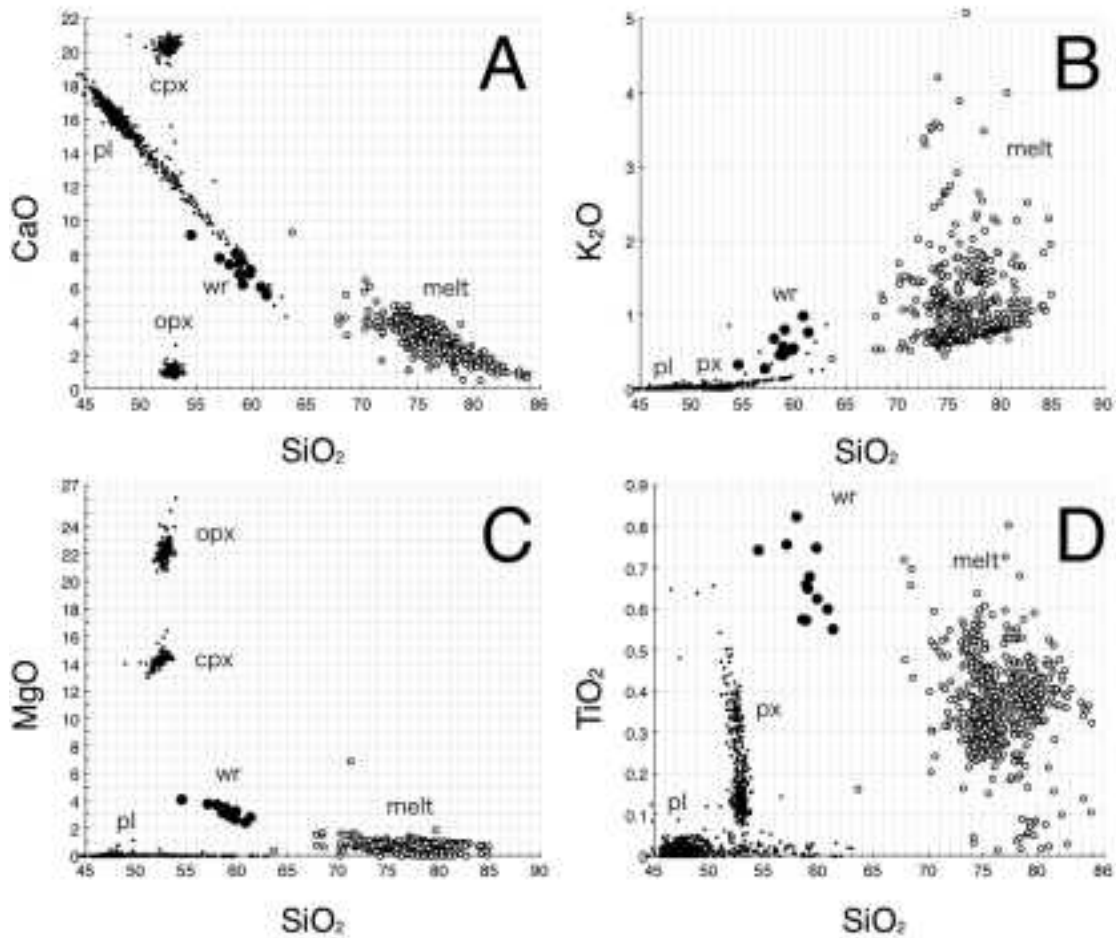


図 1.2.2.1-1 七時雨火山噴出物の主要元素組成のハーカー図。

A: カルシウム量(wt%)とシリカ量(wt%), B: カリウム量(wt%)とシリカ量(wt%), C: マグネシウム量(wt%)とシリカ量(wt%), D: チタン量(wt%)とシリカ量(wt%). 黒丸(wr)は全岩化学組成(石川ほか, 1985)を示す. 黒点は鉱物化学組成を示す. opx: 斜方輝石の化学組成, cpx: 単斜輝石の化学組成, pl: 斜長石の化学組成, 白丸(melt)は斑晶ガラス包有物の化学組成を示す.

七時雨火山噴出物の主要元素組成のハーカー図(図 1.2.2.1-1)によれば, 全岩化学組成は鉱物と斑晶ガラス包有物の間に位置しており, 全岩化学組成から鉱物の化学組成が除去されることにより斑晶ガラス包有物の化学組成の変化を説明できる. ただし, カリウムに関しては(図 1.2.2.1-1 B), カリウム量がほぼ 0 である主要造岩鉱物(斜長石, 輝石)を全岩化学組成から除去した場合に予想されるメルトの組成変化が, 実際の斑晶ガラス包有物よりもカリウムが高い方にずれている. この全岩化学組成と斑晶ガラス包有物組成との間にみられるカリウム量の食い違いは, 北海道の屈斜路火山の噴出物にも観察される. Miyagi *et al.*, (2012) による屈斜路火山の組成変化モデルを適用すると, 七時雨火山で観察されたカリウムとシリカの組成変化は以下のように解釈できる. 「図 1.2.2.1-1 B の wr」よりも更に低いカリウム量をもつ初生マグマが存在し, 結晶分化作用により, 「図 1.2.2.1-1 B の melt」のうち最もカリウムに乏しい分布に沿った組成変化(図 1.2.2.1-2 の青矢印)が進行する. 石英の晶出後のメルトの化学組成変化は, 石英がシリカに富むため, シリカ量がほぼ一定でカリウム量が増加し(図 1.2.2.1-2 の赤矢印), 初生マグマあるいは分化途中のマグマが混合する(図 1.2.2.1-2 の橙色破線)ことにより, 観察された全岩化学組成ならびに斑晶ガラス包有物の化学組成変化が説明される. このように, カリウム量に富む未知の珪長質メルトを系外から混入させることなく, 結晶分化作用だけで, 七時雨火山のカリウムの組成変化傾向を説明することは可能である. このモデルの妥当性を検証するためには, マグマ物質の起源に関する同位体地球化学的な検討を追加する必要がある.

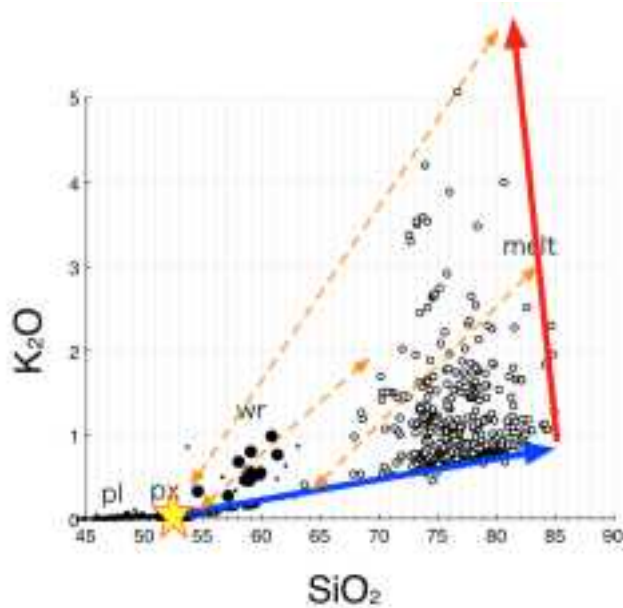


図 1.2.2.1-2 七時雨火山噴出物のカリウムのハーカー図の解釈.

図1.2.2.1-1 Bに加筆. 星印は検出されていない初生玄武岩. 青色矢印はこの玄武岩からの結晶分化を示す. 赤色は石英晶出後の結晶分化を示す. 橙色の破線矢印はマグマ混合を示す.

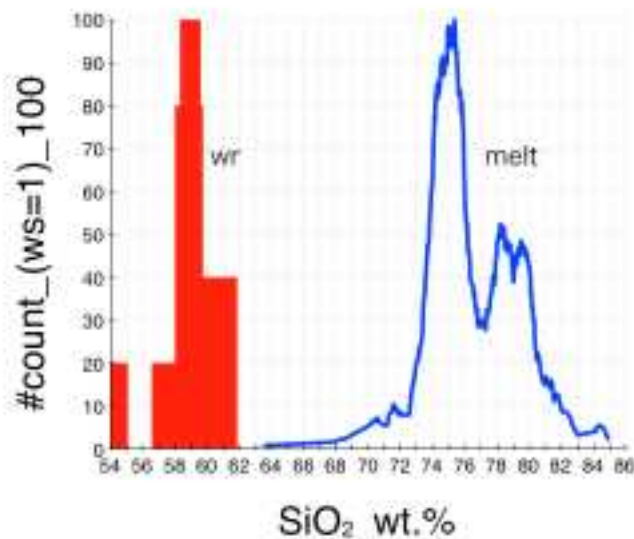


図 1.2.2.1-3 七時雨火山の噴出物のシリカ量 (wt%) の頻度分布図.

全岩化学組成(WR)は12分析, メルトは639点の分析にもとづく. ピークが100になるよう規格化した. 赤い棒グラフは全岩シリカ量(wr; wt%)を示す(石川ほか, 1985). 青い折線は斑晶ガラス包有物のシリカ量(melt; wt%)を示す.

七時雨火山の噴出物のシリカ量 (wt%) の頻度分布 (図 1.2.2.1-3) において, 全岩シリカ量 (wr; 赤い棒) は, 59wt% 付近にピークを持ち, 玄武岩質安山岩~安山岩に相当する. 一方, 斑晶ガラス包有物のシリカ量 (melt; 青い折線) は 77±4wt% の間に大半が分布し (75wt% と 79wt% 付近にピーク), 流紋岩質である. 一方, 全岩カリウム量 (図 1.2.2.1-4 の wr; 赤い棒) は, 0.5wt% 付近にピークを持つ. 斑晶ガラス包有物のカリウム量 (melt; 青い折線) は 0.8wt% 付近にピークを持ち, 1 ~ 2wt% のものも少量存在する (最高値は 5wt%).

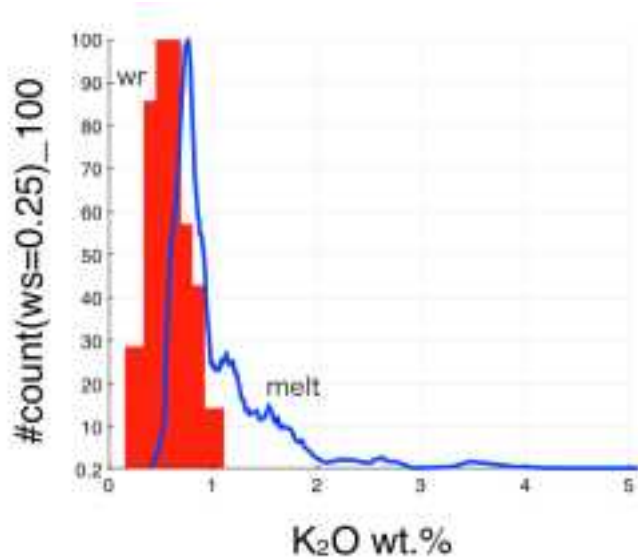


図 1.2.2.1-4 七時雨火山噴出物のカリウム量 (wt%) の頻度分布図。

ピーク値が100になるよう規格化したもの。赤い棒グラフは全岩カリウム量(wt%)を示す(石川ほか, 1985)。青い折線は斑晶ガラス包有物のカリウム量(melt; wt%)を示す。

七時雨火山噴出物の磁鉄鉱のアルミニウム濃度は(図 1.2.2.1-5)、肘折火山や有珠火山と同等かやや高い。図 1.2.2.1-5 において右上の分布は、高温・苦鉄質に、左下の分布は低温・珪長質な性質を示す。よって図 1.2.2.1-5 の分布は、七時雨火山のマグマ温度が、800°Cと推定されている肘折火山の石英安山岩質マグマと比較して高いこと、そして780～950°Cと推定されている有珠火山の流紋岩～石英安山岩質マグマと比較して同等か、それよりも高温であることを示す。七時雨火山噴出物の斜長石のAn組成(図 1.2.2.1-6)の分析結果は約82(mol%)にピークを持ち、大半は75～90(mol%)の間に入るが、40～70(mol%)のものも少数存在する。複輝石温度計により求めた七時雨火山のマグマの温度の解析結果の大半は、910～960°Cの間に分布するが、950～1,070°Cの間にも少数分布する(図 1.2.2.1-7)。

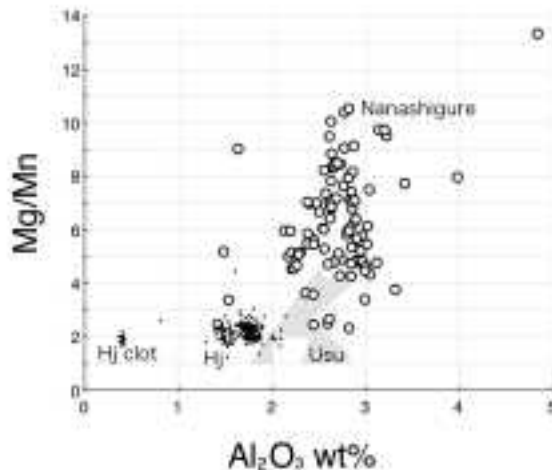


図 1.2.2.1-5 七時雨火山噴出物の磁鉄鉱化学組成分析結果。

横軸は磁鉄鉱のアルミニウム濃度(wt%; 鉄の二価三価組成を推定しストイキオメトリー補正済み)。縦軸はマグネシウム/マンガン組成比。灰色の領域は比較のために示した、1663年以降の有珠火山における一連の噴火でもたらされた磁鉄鉱の化学組成(Usu: 東宮ほか, 2001; Tomiya and Takahashi, 2005)。黒点は比較のために示した、肘折火山(HjおよびHj clot: 山形県大蔵村)で1万2千年前に噴出した石英安山岩(シリカ66±1.5wt%)に含まれる磁鉄鉱の化学組成(本報告書1.2.2.4-3項)。

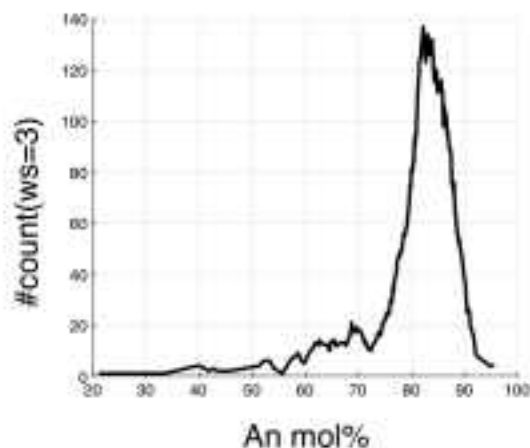


図 1.2.2.1-6 七時雨火山噴出物の斜長石の An 組成 (mol%) の頻度分布図.

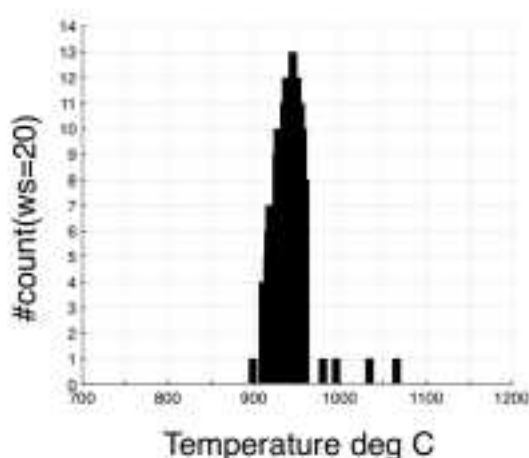


図 1.2.2.1-7 複輝石温度計により求めた七時雨火山のマグマの温度の頻度分布図.

2) 七時雨火山の全岩含水量に関する検討

七時雨火山の噴出物には石英が含まれる。複輝石温度計により求めた七時雨火山のマグマの温度(図 1.2.2.1-7)の主な範囲である 910～960°C の条件で、七時雨火山のマグマから石英が晶出する温度・圧力は明瞭な含水量依存性がある(図 1.2.2.1-8)。図 1.2.2.1-8 の破線に示した温度・圧力範囲のうち、全岩含水量が 0.5wt% の場合で石英は晶出する。しかしながら含水量 1.0wt% では約 0.3-3kbar の範囲で石英が晶出できない、さらに含水量 2.5～5.0wt% では、石英が晶出できる圧力は約 0.3kbar 以下に限られてしまう。マグマの深度が地下数 km～10 数 km 程度であるならば、七時雨火山のマグマの全岩含水量は 0.5-1.0wt% だと考えるのが妥当である。

七時雨火山の噴出物の斑晶ガラス包有物のシリカ量は約 75wt% に頻度のピークがある(図 1.2.2.1-3)。複輝石温度計により求めた七時雨火山のマグマの温度(図 1.2.2.1-7)の主な範囲である 910～960°C の条件で、七時雨火山のマグマのメルトのシリカ量には明瞭な温度・含水量依存性がある(図 1.2.2.1-9)。図 1.2.2.1-9 に示した温度・圧力範囲のうち、全岩含水量が 0.5wt% の場合にはメルトのシリカ量はおよそ 71-73wt% の範囲を示し、含水量 1.0wt% では約 70-73wt% の範囲、含水量 2.5wt% では約 66-73wt% の範囲、含水量 5.0wt% では約 61-73wt% となる。このことから、七時雨火山のマグマの全岩含水量は 1.0wt% 以下だと考えるのが妥当である。

七時雨火山の噴出物の斑晶ガラス包有物のカリウム量は約 0.8wt% に頻度のピークがあり、1-2wt% のものが少量存在し、最高値は約 5wt% である(図 1.2.2.1-4)。複輝石温度計により求めた

七時雨火山のマグマの温度 (図 1.2.2.1-7) の主な範囲である 910 ~ 960°C の条件で、七時雨火山のマグマのメルトのカリウム量には明瞭な温度・含水量依存性がある (図 1.2.2.1-10)。図 1.2.2.1-10 に示した温度・圧力範囲のうち、全岩含水量が 0.5wt% の場合にはメルトのカリウム量はおよそ 1.5-2wt% の範囲を示し、含水量 1.0wt% では約 1.2-1.5wt% の範囲、含水量 2.5wt% では約 0.8-1wt% の範囲、含水量 5.0wt% では約 0.6-1wt% となる。このことから、七時雨火山のマグマの全岩含水量は 2.5wt% 程度あるいはそれ以下だと考えるのが妥当である。

七時雨火山噴出物の斜長石の An 組成 (mol%) の頻度分布図 (図 1.2.2.1-6) は約 82mol% にピークを持ち、大半は 75 ~ 90mol% の間に入るが、40 ~ 70mol% のものも少数存在する (図 1.2.2.1-6)。複輝石温度計により求めた七時雨火山のマグマの温度 (図 1.2.2.1-7) の主な範囲である 910 ~ 960°C の条件で、七時雨火山のマグマから晶出する斜長石の An 組成 (モル分率) には明瞭な温度・圧力・含水量依存性がある (図 1.2.2.1-11)。図 1.2.2.1-11 に示した、複輝石温度計により求めた七時雨のマグマの温度範囲のうち、地下数 km ~ 10 数 km 程度のマグマにかかる圧力範囲 (0.5-3kb 程度) において、斜長石の An 組成は、全岩含水量が 0.5wt% および 1.0wt% では約 62-68mol% の範囲、含水量 2.5wt% では約 70-76mol% の範囲、含水量 5.0wt% では約 70-84mol% である (図 1.2.2.1-11)。地下数 km ~ 10 数 km 程度のマグマにかかる圧力範囲 (0.5-3kb 程度) におけるリキダス近傍の斜長石の An 組成は、全岩含水量が 0.5wt% では約 76-78mol%、含水量 1.0wt% では約 78-80mol% の範囲、含水量 2.5wt% では約 83-85mol% の範囲、含水量 5.0wt% では約 85-87mol% である (図 1.2.2.1-11)。斜長石の中のアルミニウムとシリカの拡散は非常に遅く一旦晶出した斜長石の An 組成は融解されない限り保存される。本報告でマグマの温度見積りに用いた輝石中での元素拡散は、斜長石のものと比べて早い。複輝石温度計により求めた、七時雨火山のマグマの温度の解析結果の大半は 910 ~ 960°C の間に分布するが、960 ~ 1,070°C の間にも少数分布する (図 1.2.2.1-7)。このような観測事実は、マグマの温度が時間変化したことを示す可能性がある。すなわち地殻内に注入されたマグマの温度は 1,100°C 程度あったが、マグマ溜まりに長期間滞在する間に輝石が元素拡散を起こし、900 ~ 950°C の温度を示したというものである。実際、七時雨火山の斜長石には正累帯構造がみられ、中心部の An 組成は 75-90mol% だがリム組成は 60-70mol% であることから、噴火前のマグマが比較的低温だったと考えられる。これに加えて、1,100°C 付近の温度では七時雨火山のマグマから石英が晶出困難であることから、噴火前にマグマが滞在した溜りの温度は 900 ~ 960°C だと考えるのが妥当である。この考えにもとづけば、1,100°C 程度の高温マグマから An 組成が 75 ~ 90mol% の斜長石が晶出し、輝石は一部を除いて、900 ~ 960°C の温度で長時間なまされたと解釈できる。その場合、七時雨火山のマグマの全岩含水量は 1.0wt% 以下だと考えられる。

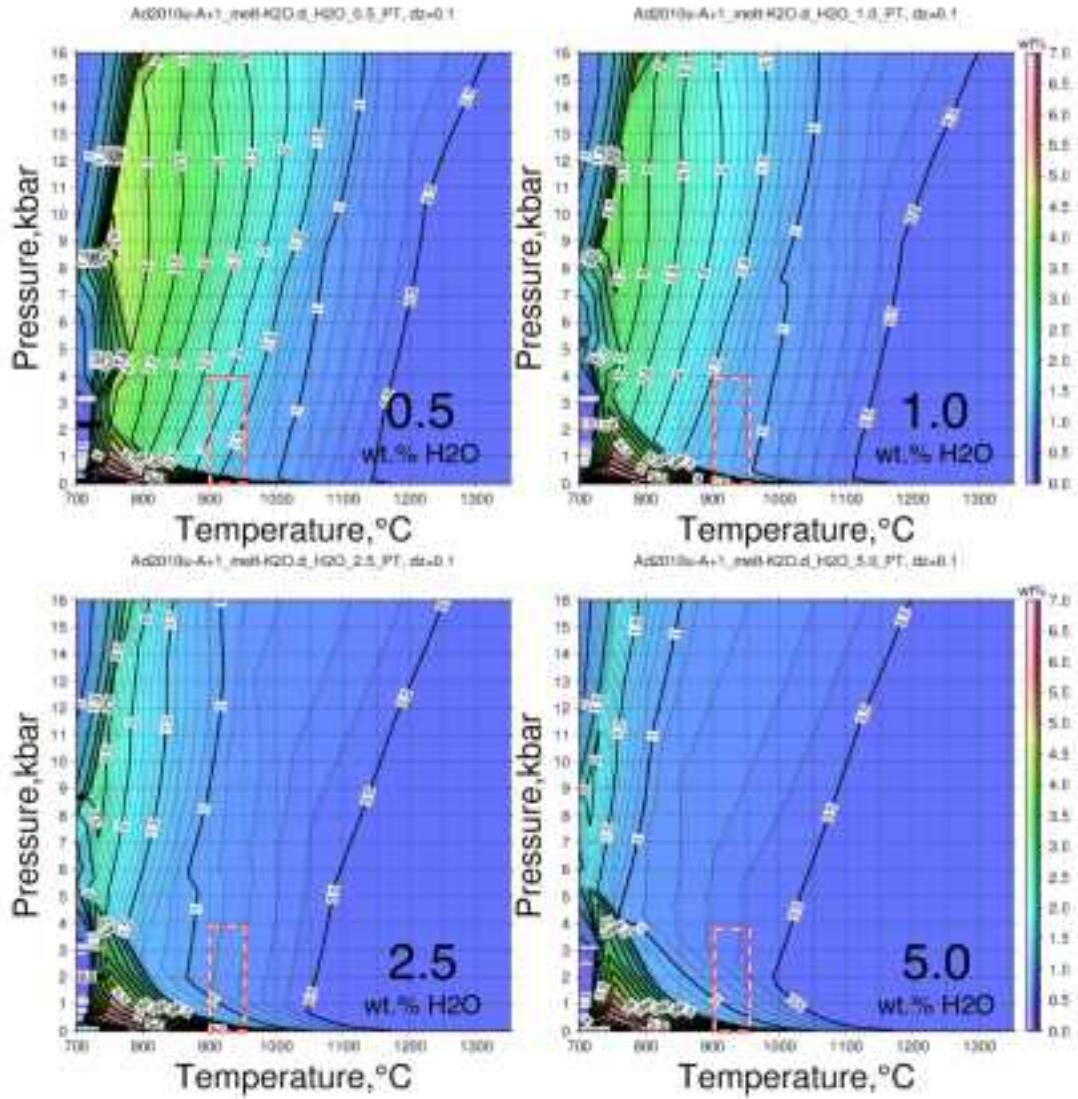


図 1.2.2.1-8 七時雨火山のマグマから晶出する石英斑晶量 (wt%) の温度・圧力・含水量依存性.

七時雨火山噴出物の全岩化学組成に対してマグマの熱力学計算ソフトウェアMELTS(Ghiorso and Sack, 1995)を用いて算出した。横軸は温度を示す。縦軸は圧力を示す。全岩含水量のうち0.5, 1.0, 2.5, 5.0 wt%の例を、それぞれグラフA, B, C, Dに示した。赤色の破線は、地殻内の地下数km~10数kmに存在するマグマ溜まりにかかる圧力と、複輝石温度計により求めた七時雨火山のマグマの温度の主な範囲を示す。

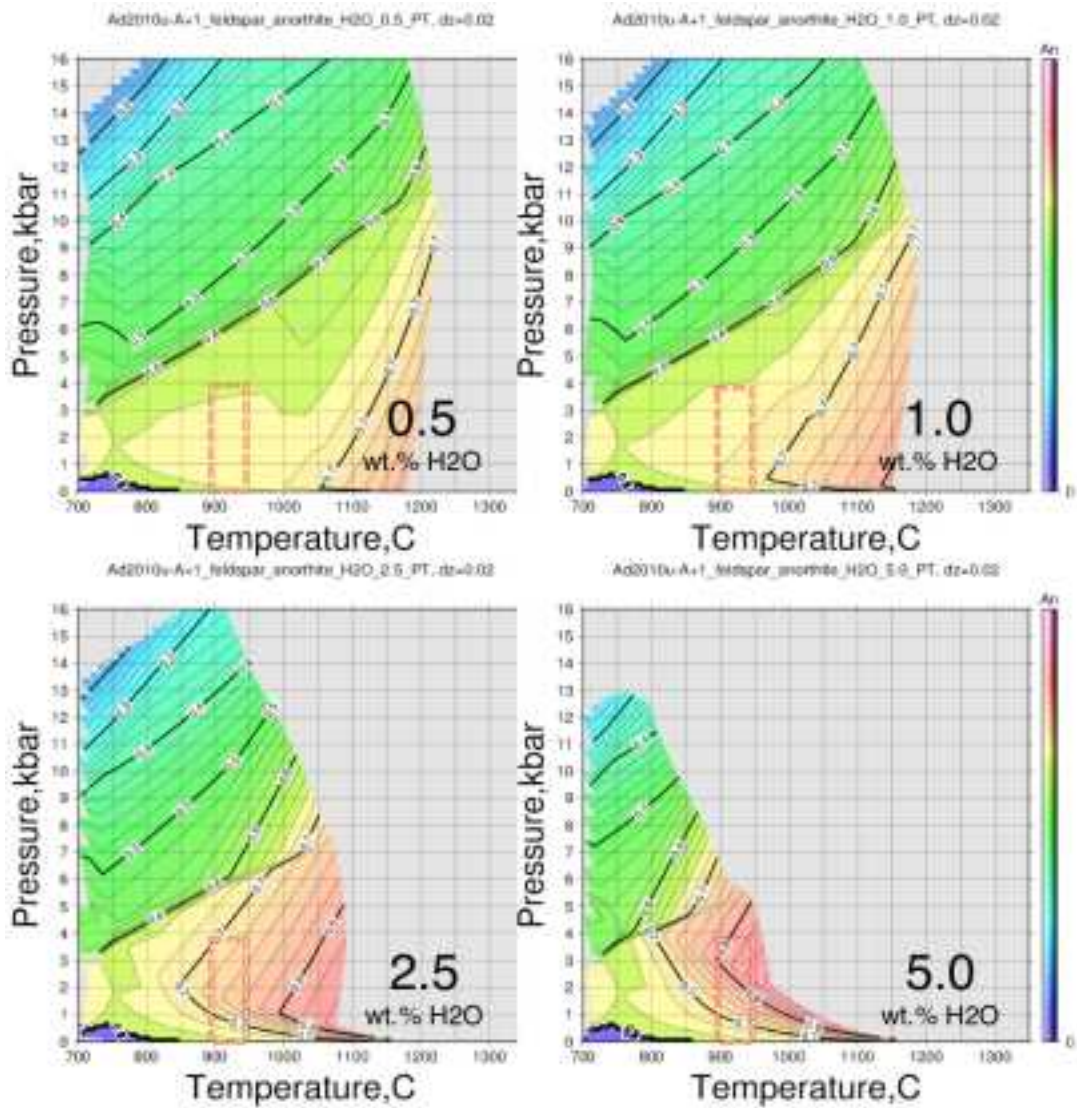


図 1.2.2.1-9 七時雨火山のマグマのメルトのシリカ量 (wt%) の温度・圧力・含水量依存性.

七時雨火山噴出物の全岩化学組成に対してマグマの熱力学計算ソフトウェアMELTS(Ghiorso and Sack, 1995)を用いて算出した。横軸は温度を示す。縦軸は圧力を示す。全岩含水量のうち0.5, 1.0, 2.5, 5.0 wt%の例を、それぞれグラフA, B, C, Dに示した。赤色の破線は、地殻内の地下数km~10数kmに存在するマグマ溜まりにかかる圧力と、複輝石温度計により求めた七時雨火山のマグマの温度の主な範囲を示す。

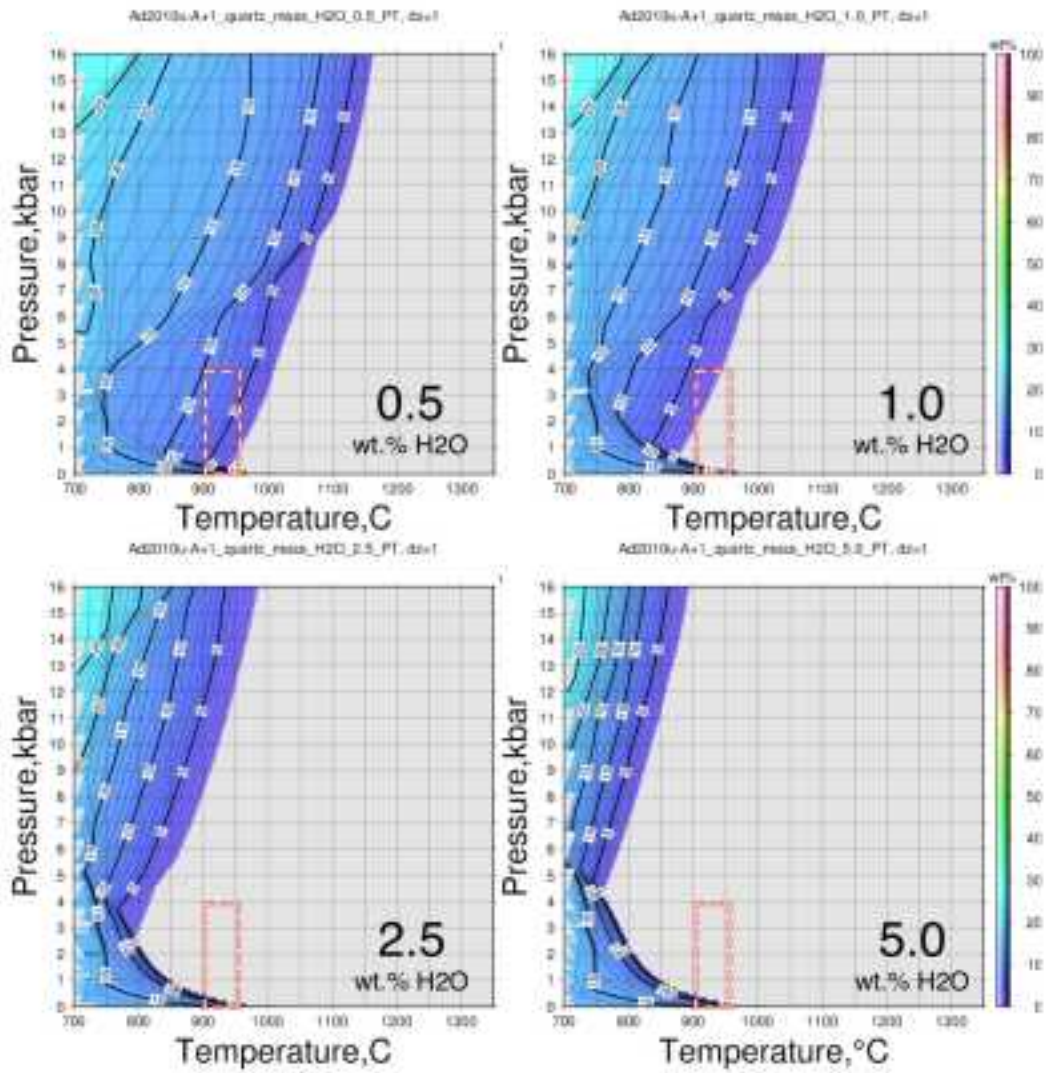


図 1.2.2.1-10 七時雨火山のマグマのメルトのカリウム量 (wt%) の温度・圧力・含水量依存性.

七時雨火山噴出物の全岩化学組成に対してマグマの熱力学計算ソフトウェアMELTS(Ghiorso and Sack, 1995)を用いて算出した。横軸は温度を示す。縦軸は圧力を示す。全岩含水量のうち0.5, 1.0, 2.5, 5.0 wt%の例を、それぞれグラフA, B, C, Dに示した。赤色の破線は、地殻内の地下数km~10数kmに存在するマグマ溜まりにかかる圧力と、複輝石温度計により求めた七時雨火山のマグマの温度の主な範囲を示す。

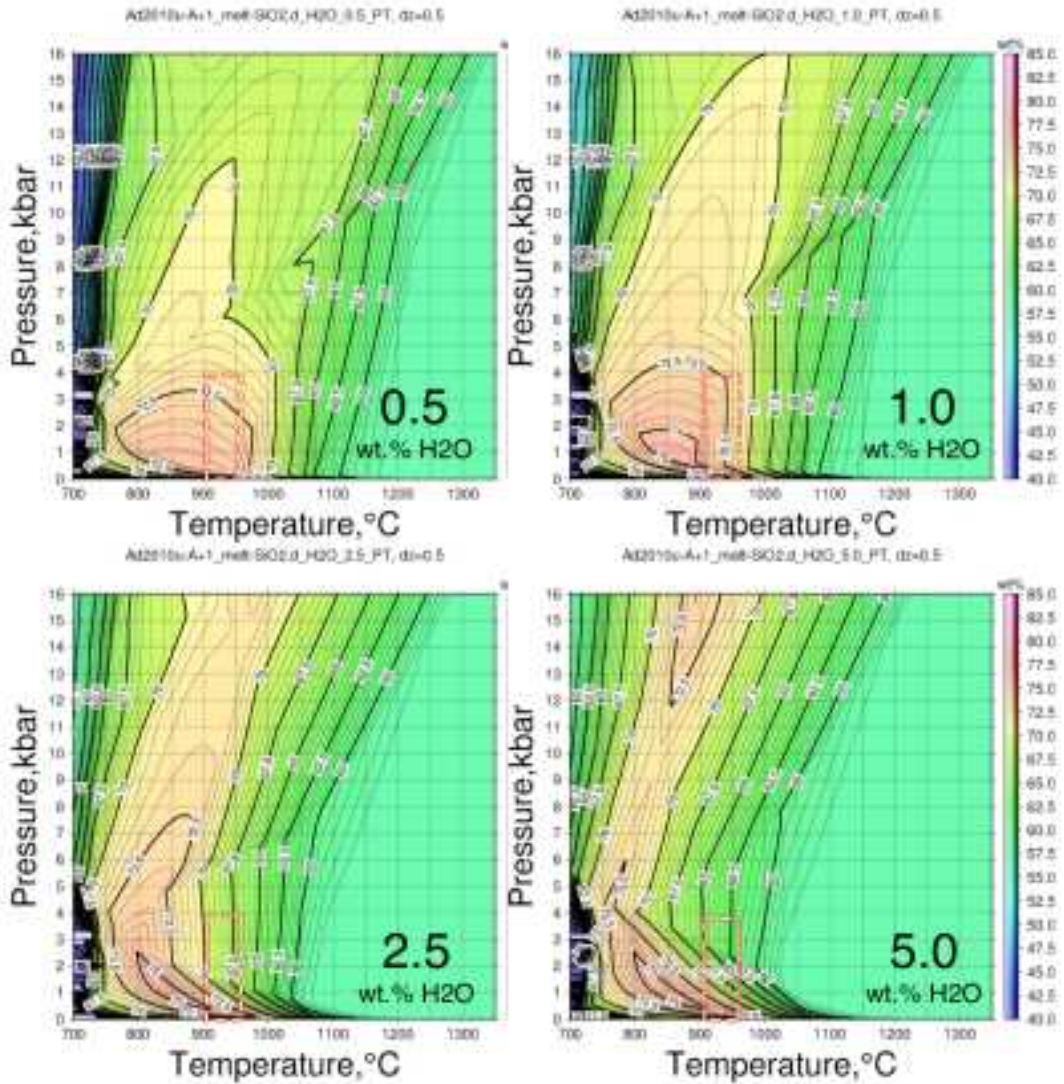


図 1.2.2.1-11 七時雨火山のマグマから晶出する斜長石の An 組成 (モル分率) の温度・圧力・含水量依存性。

七時雨火山噴出物の全岩化学組成に対してマグマの熱力学計算ソフトウェアMELTS(Ghiorso and Sack, 1995)を用いて算出した。横軸は温度を示す。縦軸は圧力を示す。全岩含水量のうち0.5, 1.0, 2.5, 5.0 wt%の例を、それぞれグラフA, B, C, Dに示した。赤色の破線は、地殻内の地下数km~10数kmに存在するマグマ溜まりにかかる圧力と、複輝石温度計により求めた七時雨火山のマグマの温度の主な範囲を示す。

3) マグマ含水量に基づくマグマ活動位置の評価手法の妥当性の検討

七時雨火山の噴出物についての岩石学的検討から、マグマの全岩含水量が1wt%あるいはそれ以下であるという結果を得ており、これは産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2013)の七時雨火山の角閃石の水素同位体比から推定した結果と調和的である。このことにより、東北日本弧のマグマ含水量が背弧側から脊梁にかけて増加し、脊梁火山帯で極大となり、前弧側に向けて減少するという産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2013)の仮説が事実として検証され、東北日本の火山フロントより前弧側でマグマ活動がないことを論理的に説明できる。

マグマ含水量に基づくマグマ活動位置の評価手法の妥当性が確認されたことにより、将来のマグマの活動位置(火山の発生位置)を予測するためには、地下のマグマやマントルに含まれる水の量の空間分布を把握することが必要であることが確認できた。

1.2.2.2 マグマ発生とプレート運動

【実施内容】

沈み込み帯におけるマグマ発生とプレート運動に関する最新の地球物理・物質科学的知見を調査、整理し、日本列島の長期的な隆起活動と熱水活動の時空分布の将来予測の観点から課題を抽出する。新規文献データ（平成 24 年度以降に出版された文献のみならず、それ以前に出版されていた未収録文献も対象）の追加・更新を行う。また、当該研究に不足している分析値を新たに追加する。以上の検討結果は、原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

地下でマグマが生じるためには、温度・圧力・化学組成の条件が、マントルや地殻のソリダスを越え、部分熔融をおこす必要がある。温度の上昇、圧力の低下、そして融点を下げる化学物質の添加が、ソリダスを越えるための条件とされている。沈み込み帯は古く冷たいプレートが入り込む場所であるが、プレートの運動によって受動的に引き起こされるマントルの対流運動が深部の熱いマントルを運ぶことによる温度の上昇と圧力の低下が見込まれる。これに加えて、プレートが運び込む揮発性成分（水）がマントルのソリダス温度を低下させる。

Yoshida *et al.*(2013) による東北日本弧（北緯 40 度線沿い）の島弧横断方向断面模式図を図 1.2.2.2-1 に示す。東側から低温の太平洋プレートが斜めに沈み込み、その上の楔形マントルの中は温度や構成物が不均質に分布している。東北日本弧の火山は、東経 140 度付近の 100km 以深から斜め東方に上昇するマントルの流れの上に存在し、このマントルの上昇と沈み込むスラブに由来する水が、マグマの発生にかかわっていることが示唆される。

このように、沈み込み帯におけるマグマ活動を理解するためには、マグマの起源物質であるマントルの動きと、沈み込むスラブに由来する流体の両方について、知見を深める必要がある。ここでは沈み込み帯に入り込む流体に関する最近 10 年間の研究の進捗状況と、起源物質マントルに関して産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) が取り組んできた北海道北部の火成活動に関する成果を述べる。

1) 沈み込み帯に入り込む流体

沈み込むプレートとともに地下に入り込む流体は、プレートや上載堆積物内に間隙流体として存在する海水やそれらに含まれる含水鉱物のかたちで固定されたものが考えられるが、このうち間隙流体は比較的浅所で絞り出され、含水鉱物の水が深部に運ばれると考えられている。含水鉱物中の水の由来としては、2000 年以前は中央海嶺で地下数キロ程度に渡り生じる玄武岩の熱水変質作用が注目されてきた（例えば Kawahata *et al.*, 1987 ; Staudigel *et al.*, 1995）。2000 年以降になって、古い沈み込み帯にみられる二重深発地震面の成因を説明する観点から、海洋プレートの更に深い部分を含水鉱物化（蛇紋石化）するためのメカニズムが注目されている。二重深発地震面の下側の成因として、マントルを地下数 10km まで水和させる必要があるが、水和のメカニズムは解明されていなかった。Kerrick(2002) は蛇紋岩の沈み込みが、沈み込み帯の地震や火山に大きな影響を与えていることと、プレート上層 50km ぐらいまで相当量の蛇紋石が存在する可能性があることから、海嶺での熱水変質作用に加えて、沈み込み直前の蛇紋岩化も重要だと指摘した。Ranero *et al.*(2003) は、沈み込み直前の「プレートの折れ曲り」とマントルの水和プロセスを結びつけ、中米の沈み込み帯を対象に地形と物理探査結果を観察し、引張断層が海洋地殻を切り、リソスフェリックマントルまで到達していることと、この断層に沿ってマントルが水和している可能性を指摘した。この断層としては、海嶺拡大軸付近で形成されたものが再活動しているものと、新たに形成されたものの 2 種類が存在し（再

活動するケースが多数), 脆性領域である地下 30 ~ 40km まで到達する可能性があることを示した。この断層ぞいに水が入ると, マントル橄欖岩と水が 600°C 以下で蛇紋岩の安定領域にあるために水とが進行し, 蛇紋岩化する。沈み込む水の量は, 蛇紋石の含水量が 13wt% であること, 対象地域の地温勾配予想, 断層の間隔, 断層両側の蛇紋石化の速度などを考慮することにより, 厚さ 30km のマントルの平均含水量が 1.5-15% になると見積られた。このことから, 沈み込み帯に供給される水の大半がこの蛇紋石に由来する可能性が示された。Li and Lee (2006) はカルフォルニアの蛇紋岩化した Feather River オフィオライトの主要・微量元素組成を調べ, 蛇紋岩化が比較的低温の熱水変質作用で進行したことを示した。これらの蛇紋岩の主要元素が乱されていないことから, 変質作用時の水・岩石比率は小さかったと考え, 蛇紋石化は (沈み込む直前の) 断層と亀裂に沿っておきたと考えた (図 1.2.2.2-2)。このモデルから考えると, 沈み込み帯のマントルに入る水の量は, 変質玄武岩の含水鉱物から予想される量の約 10 倍になる可能性がある。

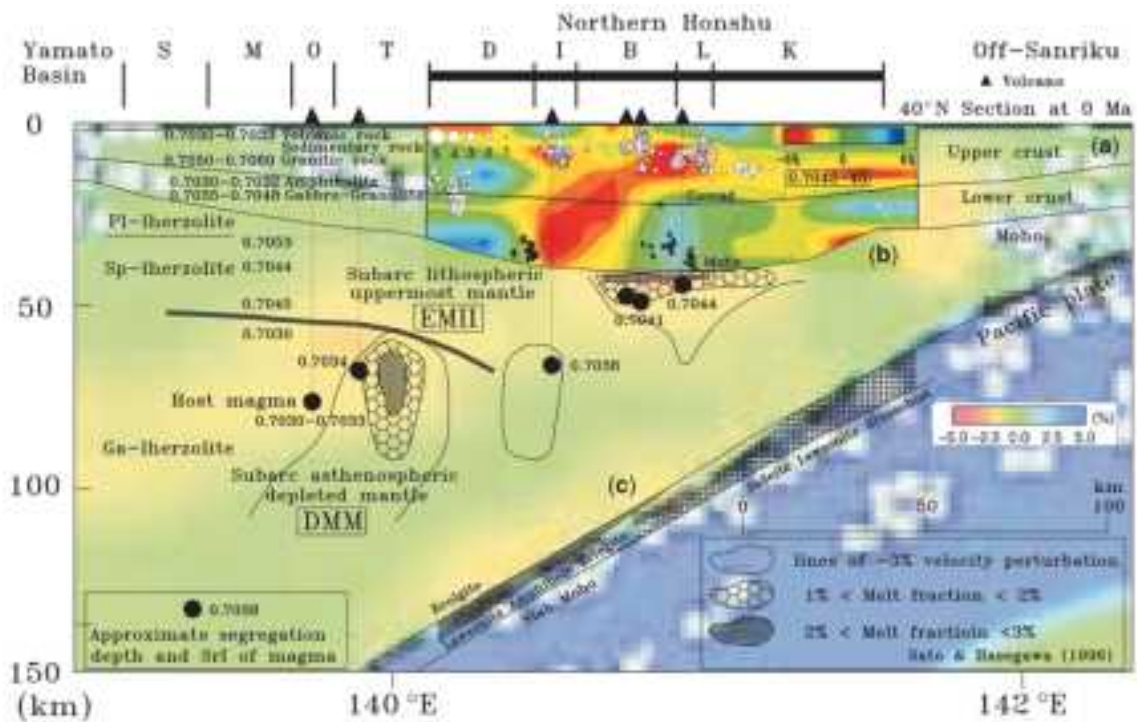


図 1.2.2.2-1 東北日本弧 (北緯 40 度線沿い) の島弧横断方向断面模式図 (Yoshida *et al.*, 2013).

地表の黒三角は第四紀火山の位置を示し, 地下の色分けは疎密波の速度異常(赤は低速度; 青は高速度)を示す。マントルのストロンチウム同位体比の空間分布は, 地震波速度構造から推定されるマグマ滞留深度と, 火山岩のストロンチウム同位体比データによる。

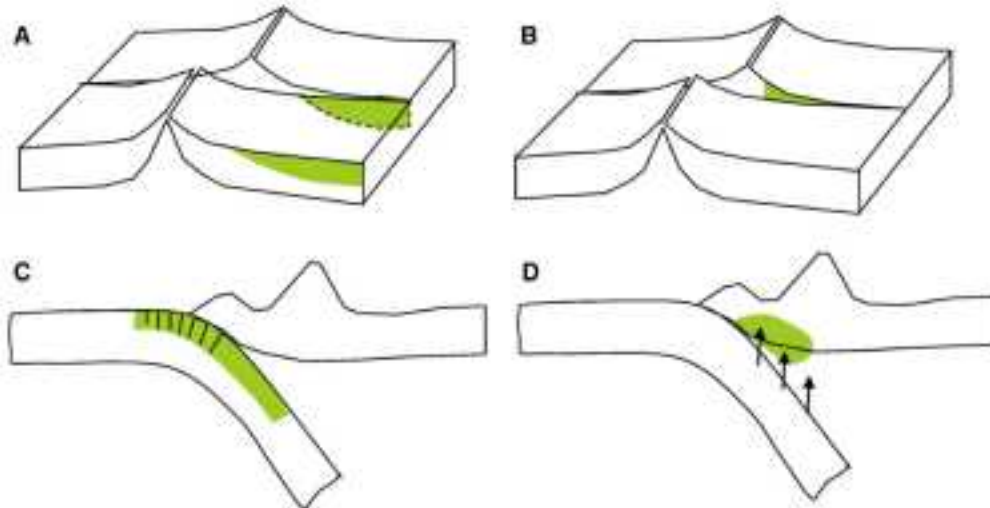


図 1.2.2.2-2 オフィオライトの蛇紋岩化が生じたテクトニックセッティングの概念図 (Li and Lee, 2006).

蛇紋石化は (沈み込み直前の) 断層と亀裂に沿っておきたと考えている。

Iyer *et al.* (2012) は沈み込み帯の OUTER RISE の正断層からマンツルに入る水の量およびマンツルの水和度の空間分布を知るために、化学反応を伴う二次元流れのシミュレーションを行っている (図 1.2.2.2-3)。シミュレーションは、ダルシー則、質量保存則、状態方程式、エネルギー保存則、そして流体の性質 (密度・粘性・比熱)、蛇紋石化反応の速度、水の供給 (空隙率依存)、蛇紋石化に共なる発熱反応も考慮したものである。その結果、水和は温度依存性があり、温度はプレートの年代や沈み込みスピードに応じた OUTER RISE 断層の生成パターンの影響を受けることを示した。蛇紋石化に対しては、プレートの年齢と沈み込み速度の影響があり、古くて (冷たくて) ゆっくり沈む場合に水和の進行が顕著となる。160Ma のプレートでは深度 25km ぐらいまで水和が進行することを明らかにした。

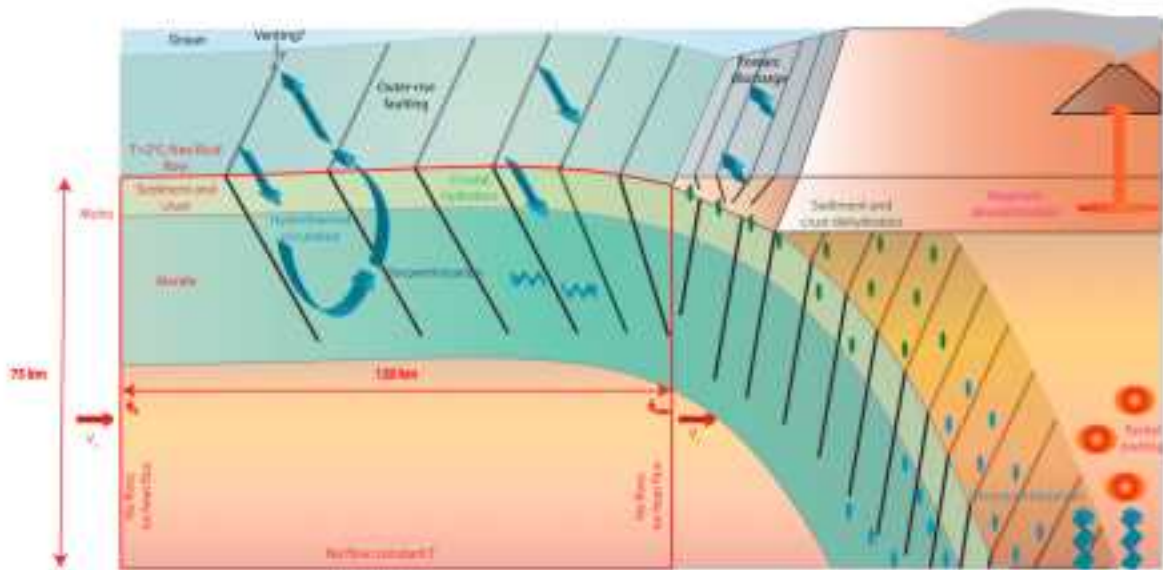


図 1.2.2.2-3 沈み込み帯の OUTER RISE の正断層に伴う、マンツルの蛇紋石化のシミュレーション概念図 (Iyer *et al.*, 2012).

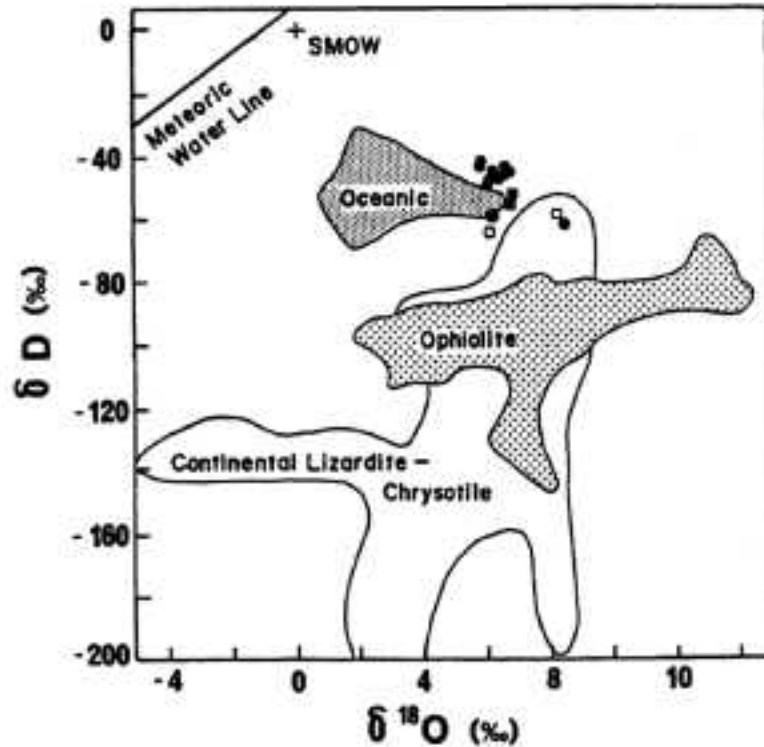


図 1.2.2.2-4 蛇紋岩の水素・酸素同位体比 (Sakai *et al.*, 1990).

黒丸は小笠原、白四角はマリアナ、黒四角は鳥島、その他の蛇紋岩の同位体組成も表示(Oceanic, Ophiolite, Continental Lizardite-chrysotile).

上述した研究は、沈み込み帯の地下への水の主な供給源が、中央海嶺で生じる玄武岩の熱水変質作用 (例えば Kawahata *et al.*, 1987 ; Staudigel *et al.*, 1995) よりも、沈み込む直前に蛇紋岩化したマントルであることを示唆している。マントルに取り込まれる水の性質は、中央海嶺と沈み込み直前とで異なる可能性がある。Sakai *et al.*(1990) は、伊豆～小笠原～マリアナの前弧にある海山の蛇紋石をその組織から 2 つに分類し (シアードタイプとメッシュタイプ)、酸素・水素同位体比を分析し (図 1.2.2.2-4)、シアードタイプは δD が $-63 \sim -52\%$ 、 $\delta^{18}O$ が $6.2 \sim 8.2\%$ 。メッシュタイプは δD が $-43 \sim -49\%$ 、 $\delta^{18}O$ が $5.8 \sim 6.7\%$ であることを報告している。本報告書の 1.2.2.3 項では、沈み込み帯のマグマの全岩水素同位体比を -50% と仮定することにより、複数の観察事実と整合をとった。この -50% という水素同位体比は、中央海嶺で玄武岩から生じる熱水変質鉱物の値 (-35% 程度；Kawahata *et al.*, 1987) よりも低い。前弧海山の蛇紋石の水素同位体比とは調和的である。

なお、沈み込み帯における流体のふるまいに関しては、火山だけでなく、地震活動の理解のためにも注目されている。例えば、流体の存在は有効圧を減少させることにより地震の引き金になると考えられている (例えば加藤, 2012)。最近の地震波トモグラフィにより、水 (含水鉱物や流体として) の分布が明らかになりつつある。片山ほか (2010) は、東北日本と西南日本における火山の分布や噴出量の明瞭な違いを説明するため、東北日本では冷たい太平洋プレートが沈み込むために水が深部まで輸送されるのに対し、西南日本では暖いフィリピン海プレートが沈み込むために水が浅所で放出されるために、マントルウエッジ内の水の分布が大きく異なるとするモデルを提唱した。Seno(2009) は断層のすべりやすさを支配する間隙水圧について考察し、Byerlee's law ($\tau = \mu(\sigma_n - P_w)$: ずり応力 = 静止摩擦係数 \times (法線応力 - 間隙水圧)) に λ (pore fluid pressure ratio) という概念 ($P_w = \lambda \times \sigma_n$: 間隙水圧 = Pore fluid pressure ratio \times 法線応力) を導入した。その結果、Byerlee's law は、間隙水圧を含む $\tau = \mu(1 - \lambda)\sigma_n$ という式になり、 τ (ずり応力) を沈み込み帯のモデルから推定される応力

と実測応力データとの比較などから、 σ_z (加重圧)を前弧域の地震波速度構造と密度から求め、世界中のいくつかの沈み込み帯で比較し、場所により P_w (流体圧)の大きさに違いがあることを示した。 P_w (MPa)の値は、四国で 4.8、宮城県沖で 20.1、南バンクーバー島で 18.0、ワシントンで 7.8、ペルーで 14.2、北チリで 15.1、南チリで 16.1 となり、衝突地帯では比較的小さく ($\lambda=0.4$)、チリの造山期ではやや大きく ($\lambda=0.84$)、古いプレートの沈み込み帯で大きくなっていた ($\lambda>0.9$)。古いプレートの沈み込み帯では、間隙水圧を高める作用がある流体が多く供給されるメカニズムがあることを示すと考えられた。

2) 沈み込み帯のマグマ起源物質

1) で示したように、沈み込み帯には以前の理解に比べて 10 倍程度の大量の流体が入り込んでいる可能性が、最近の研究から指摘されている。島弧の火成活動は、水がマンツルの融点を下げるだけでなく、上昇する高温マンツルの流れにともなう不均質な温度構造を反映した溶融プロセスを経ていると考えられる(図 1.2.2.2-1; Yoshida *et al.*, 2013)。以下では、北海道北部の火成活動とそのマグマ起源物質を例に、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2013)などの成果と平成 25 年度に新たに実施した分析・検討の結果を示す。

(1)北海道北部～北東部の新第三紀マグマ活動

14Ma から 9Ma にかけての北部北海道での火成活動は、岩石学的・地球化学的特徴と噴出位置にもとづいて、西部地域(WZ)と東部地域(EZ)の活動に分けることができる。紋別・上士幌地溝が、それらの境界となっている(Watanabe and Yamaguchi, 1988; 図 1.2.2.2-5)。西部地域の火山岩類は、島弧のカルクアルカリ安山岩の地球化学的特徴を持つ。一方、東部地域のものは非島弧のアイスランドタイプの安山岩、チタンに富む玄武岩、そして大量のカルクアルカリ安山岩であることが特徴的である(Watanabe and Yamaguchi, 1988; Kokubu *et al.*, 1994; Goto *et al.*, 1995; Okamura *et al.*, 1995; Ikeda, 1998; Yamashita *et al.*, 1999; Ikeda *et al.*, 2000; Shuto *et al.*, 2004, 2006; Furukata *et al.*, 2010)。これらとは対照的に、14Ma 以降に噴出した火山岩の地球化学的特性は島弧的であることを Hirose and Nakagawa (1999) は示している。Yamashita *et al.* (1999) は 9～7Ma に噴出した玄武岩・安山岩・流紋岩のマグマ成因を研究した結果、それらが千島海盆の形成にともなう地殻とマンツルの動きに対応してアセノスフェアで生じたマグマと島弧地殻との反応によって生じたものと結論した。Ikeda (1998) および Ikeda *et al.* (2000) も同様に、9～7Ma に北海道北東部に噴出した玄武岩が、背弧海盆の地球化学的特徴を持つことを示している。より最近の研究においても Shuto *et al.* (2004) と Takanashi *et al.* (2011) は、北海道北東部および南西部に産する 15Ma よりも若い玄武岩が、枯渇した特徴をもつストロンチウムおよびネオジウム同位体組成を示すことから、これらのマグマが日本海と千島海盆の形成にともなう北日本の日本海側および北海道北部の大陸的なリソスフェアの下に、深部から上昇してきたアセノスフェアを起源とする玄武岩マグマが注入したことによって生じたとしている。

北海道の北部および北東部の新第三紀マグマ活動に関しては、最近数十年に多量の地球化学データならびに年代測定値が得られている(Goto *et al.*, 1995; Ikeda *et al.*, 2000; Jolivet *et al.*, 1994, 1995; Kimura and Tamaki, 1986; Kimura, 1981; Komatsu *et al.*, 1989; Maeda, 1990; Okamura *et al.*, 1998, 2005; Takagi *et al.*, 1999; Takanashi *et al.*, 2012; Takashima *et al.*, 2006; Watanabe *et al.*, 1995; Watanabe, 1995; Yahata and Nishido, 1995; Yamashita *et al.*, 1999)。しかしながら、未解明な点も多く残されており、特に重要な課題は、当該地域におけるマグマ発生の原因を、①広域的な構造運動の観点から、②マグマの地球化学的タイプ(島弧型か非島弧型か)の観点から、③マグマの起源物質としてのマンツルの性質の違いという観点から、説明すること

である。

本報告では、北海道北東部の紋別-上士幌地溝帯地域で採取された玄武岩～流紋岩（以後北見火山岩類と呼ぶ）について、ストロンチウム・ネオジム・鉛の同位体組成，その他の地球化学的データ，広域的な構造運動とその地域のマグマをもたらしたマントル化学組成の時間発展の観点から，検討を行う。

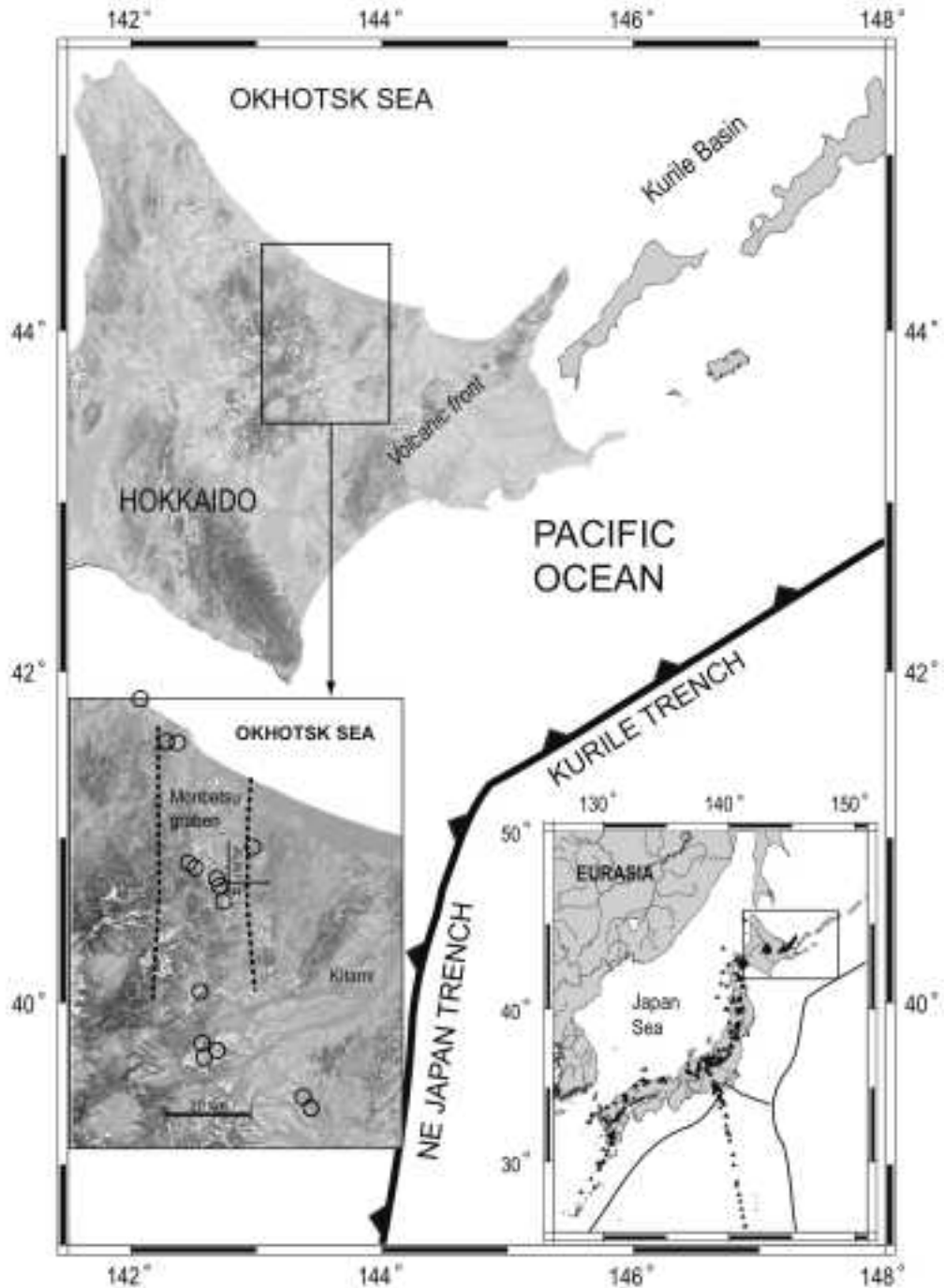


図 1.2.2.2-5 北海道のテクトニックセッティングと門別グラブ帯内における試料採取位置。

北海道周辺のテクトニクスに関しては Takagi *et al.* (1999) を参照のこと。

(2) 岩石記載

分析対象の流紋岩～石英安山岩は、ハイアロオフィティック～ポーフイリック組織を呈し、自形～他形で、長径が 1～3 ミリメートルの斜長石斑晶と長径 0.3～1 ミリメートルの斜方輝石を 2～20vol% 含有するほか、稀に角閃石と石英を 2vol% 以下含有する。石基は、ガラス質～微結晶 90vol% である (図 1.2.2.2-6A,B)。

分析対象の安山岩は、ポーフイリック組織を呈し、8～20vol% の斜長石斑晶、2vol% 以下の単斜輝石、1～5vol% の斜方輝石、そして稀に雲母と角閃石を 0.5vol% 以下含有する。斜長石の形状は板状である。斜方輝石および単斜輝石は斜長石とともに集斑晶として産する。ハイアロオフィティックな石基には斜長石の微結晶が含まれる (図 1.2.2.2-6C,D)。

分析対象の玄武岩は塊状で斑晶を 3～15vol% 含む。それらの内訳は、橄欖石が 1～6vol%、斜長石が 1～12vol%、単斜輝石が 1vol% 以下である。橄欖石斑晶は他形で、長径が 1～2 ミリメートルである。単斜輝石斑晶の長径は 1mm よりも小さく、斜長石斑晶に伴なって産する傾向がある。斜長石斑晶の多くは自形であり、短辺が 0.1～0.5 ミリメートル、長径が 1～4 ミリメートルの板状を呈する。石基組織はインターサータル、ポイキリティック、あるいはインターグラニューラーであり、斜長石、単斜輝石、鉄チタン鉱物、そして少量のガラスからなる (図 1.2.2.2-6E,F)。

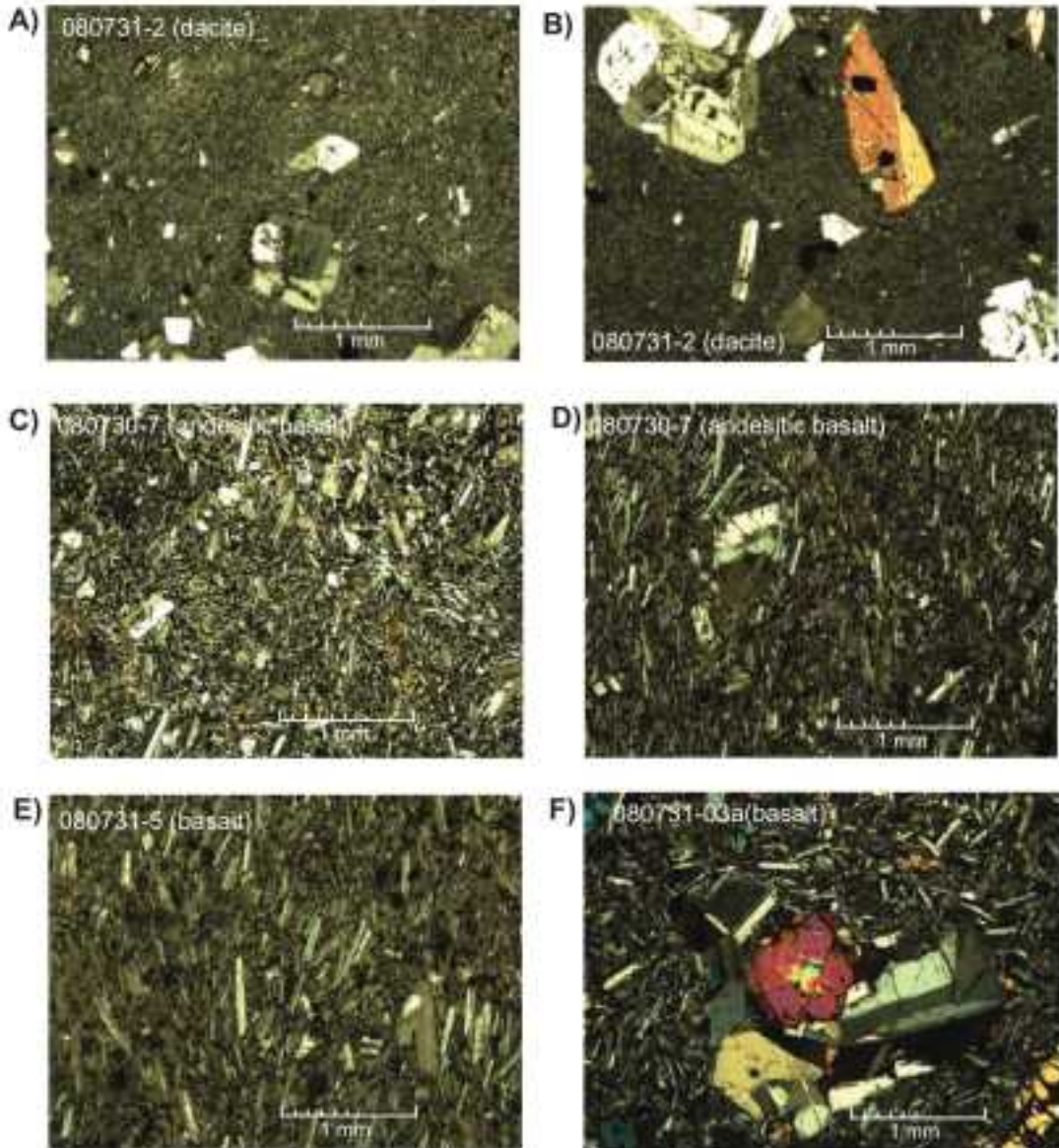


図 1.2.2.2-6 代表的な北見火山岩の薄片顕微鏡写真。

A)とB)：石英安山岩，比較的大きな斜長石斑晶と斜方輝石を含みガラス質石基を有する。C)とD)：玄武岩質安山岩，斑晶に乏しい～やや乏しく自形の斜長石を有し，ガラス質石基を有する。E)とF)：玄武岩，斑晶量は多様で比較的大きな橄欖石と斜長石斑晶をもちポイキリティック～インターグラニューラーな石基を有する。

(3) 分析方法

主要元素組成は，蛍光X線法により分析し (Uto *et al.*, 2004)，地球化学標準試料 JB-1a の繰り返し分析に基づく誤差見積りは $\pm 1.5\%$ である。微量元素組成は，ICP-MS により分析し (Ishizuka *et al.*, 2003)，繰り返し分析に基づく誤差は見積もりは希土類元素・ルビジウム・ネオジムでは $\pm 4\%$ (2σ) よりも小さく，その他の元素では $\pm 6\%$ よりも小さい。

試料片の新鮮な破片を対象に，ストロンチウム・ネオジム・鉛の同位体組成分析を行った。試料片は粉碎した後，1～2ミリメートルの大きさに篩分けられ，超純水中で超音波洗浄器で30分洗浄され，複数回に渡り超純水で洗浄された後に，メノウ乳鉢で微粉化された。イオン交換樹脂による元

素の分離のために使用された酸および水は、TAMA-Pure AA-10 級である (Hoang and Uto, 2003). 取り分けられた約 30 ミリグラムの試料粉末は、濃硝酸およびフッ化水素酸 (比率は 1 : 2) で溶解し、その後再び硝酸を用いて完全に溶解された。鉛とストロンチウムの抽出方法は、Deniel and Pin (2001) の手法に基づく Eichrom の Sr-spec 樹脂によった (Hoang and Uto, 2006). その他の希土類元素の抽出には、AG50W8X 200-400 樹脂を用い、さらに 0.25 規定の塩酸と LN-resin を用いることでネオジムを分離した。

ネオジム・ストロンチウム・鉛の同位体比は、地質調査総合センターの熱イオン化方式のマルチコレクター質量分析計 VG セクター 54 により分析した (Hoang and Uto, 2006). 鉛の同位体比分析における機器の繰り返し分析誤差は 0.01% よりも小さく、ブランクは 70 ピコグラム以下である。鉛の同位体比分析における質量分析計内部の同位体分別の補正量は 0.1/amu であり、これは NBS981 鉛同位体比標準物質に対する繰り返し測定に基くものである (NBS981 の $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, & $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ の値はそれぞれ, 36.570 ± 0.022 , 15.453 ± 0.010 , 16.906 ± 0.008 ; mean, 1σ , $n = 75$ である).

(4) 分析結果

①主要元素および微量元素組成

北見火山岩 (玄武岩～流紋岩) の全岩化学組成は、カリウム濃度は比較的高く、ミディウム K カルクアルカリ岩系に属する (例えば Gill, 1981 ; Arculus, 2003). これらのカリウム量は東北日本弧や (例えば Kimura and Yoshida, 2006) 北海道東部の火山岩 (Hoang *et al.*, 2011 ; Miyagi *et al.*, 2012) と比較しても多いが、同じシリカ濃度で比較した場合、カリウム量は北海道北部～北東部に散在するプレート内火成活動に伴う火山岩 (例えば Ikeda *et al.*, 2000 ; Shuto *et al.*, 2004) よりも低い (図 1.2.2.2-7a). 全岩 FeO*/MgO 比は較的低いシリカ量で高くなっている。このことは、ソレアイト的な結晶分化が生じていることを示している (Miyashiro, 1974) (図 1.2.2.2-7b). 玄武岩、安山岩、流紋岩の間で全岩化学組成は連続的に変化する (図 1.2.2.2-8). このことは、橄欖石と単斜輝石と斜長石の結晶分化作用がマグマの上昇に伴って生じたことを示しているであろう。コンドライトで規格化 (例えば Anders and Grevesse, 1989) された全岩希土類元素濃度は、玄武岩、安山岩、流紋岩にかけて連続的に変化する (図 1.2.2.2-9a), 玄武岩から流紋岩が成因的關係を持つことを示唆している。また、北見火山岩の全岩希土類元素組成は、東北日本弧や北海道東部の組成とほぼ同じ濃度である (図 1.2.2.2-9b). 海嶺玄武岩で規格化 (例えば Hofmann, 1988) された北見火山岩の微量元素組成のパターンは、東北日本弧や北海道東部のものとよく類似しており、ルビジウム、バリウム、トリウム、カリウム、そして鉛に強い富化がみられ、ストロンチウムとジルコニウムには中程度の富化がみられ、そしてニオブとタンタルには強い負の異常がみられる (図 1.2.2.2-10a, b). このような特徴は島弧のマグマに共通してみられるものであり、沈み込むスラブからもたらされる流体がマントルウエッジに混染することが原因だと考えられている (例えば Gill, 1981 ; Ben Othman *et al.*, 1989 ; Brenan *et al.*, 1994, 1995 ; Kimura and Yoshida, 2006 ; Hoang *et al.*, 2011 ; Miyagi *et al.*, 2012).

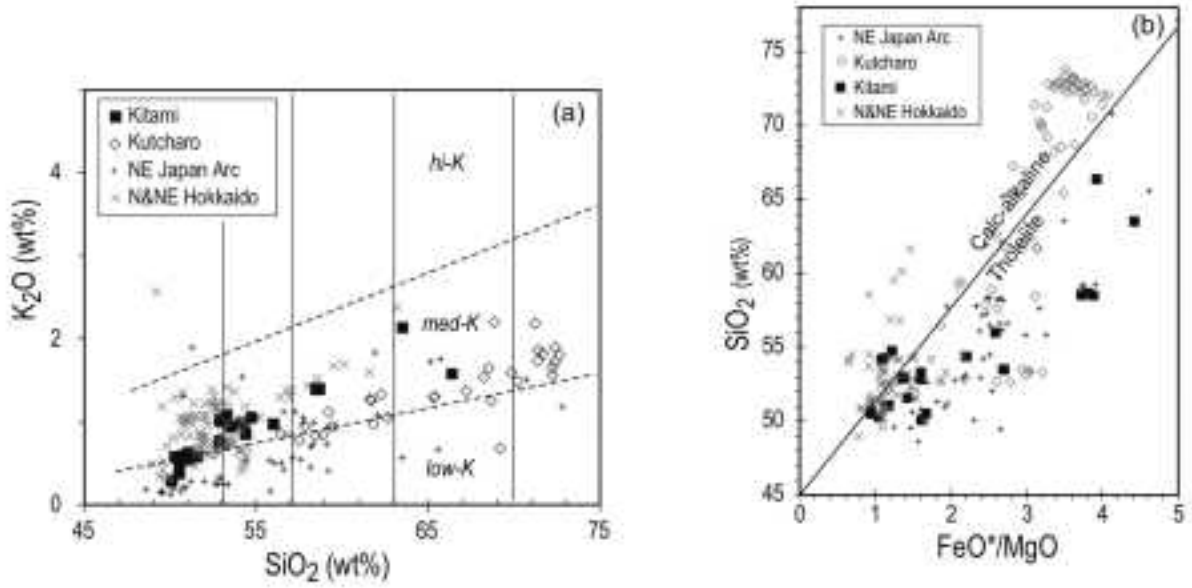


図 1.2.2.2-7 全岩主要元素組成.

(a)カリウムのハーカー図. (b)FeO*/MgOプロット. 黒四角で示した北見火山岩は、カリウムのハーカー図においてメディアムK(Gill, 1981; Arculus *et al.*, 2002)の組成領域に入り、FeO*/MgO図においてはソライト(Miyashiro, 1974)の領域に入る. 比較のため北海道北部および北東部の試料(N&NE Hokkaido; Shuto *et al.*, 2004), 屈斜路火山の試料(Kutcharo; Hoang *et al.*, 2011), 東北日本弧の試料(NE Japan Arc; Kimura and Yoshida, 2006)も示した.

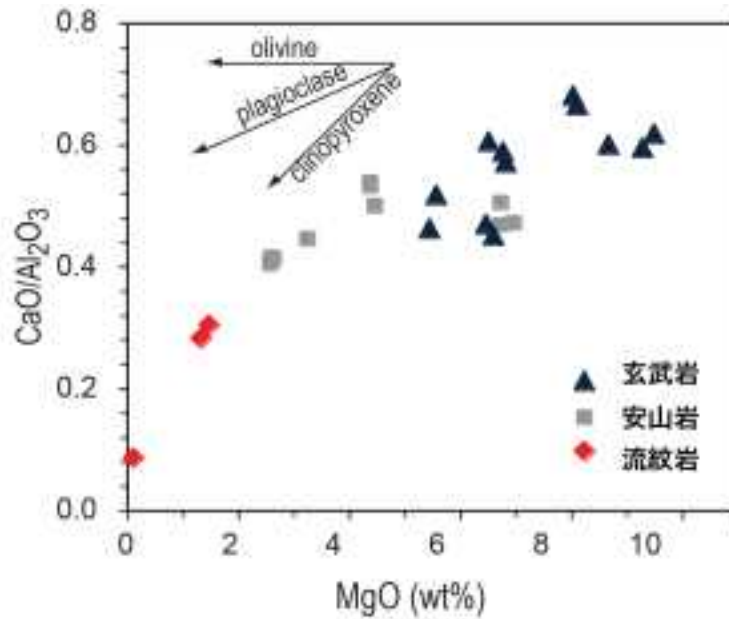


図 1.2.2.2-8 北見火山岩の MgOwt% に対する CaO/Al₂O₃ 比.

結晶分化作用による組成変化方向を、矢印で示した. 三角は玄武岩, 四角は安山岩, 菱形は流紋岩.

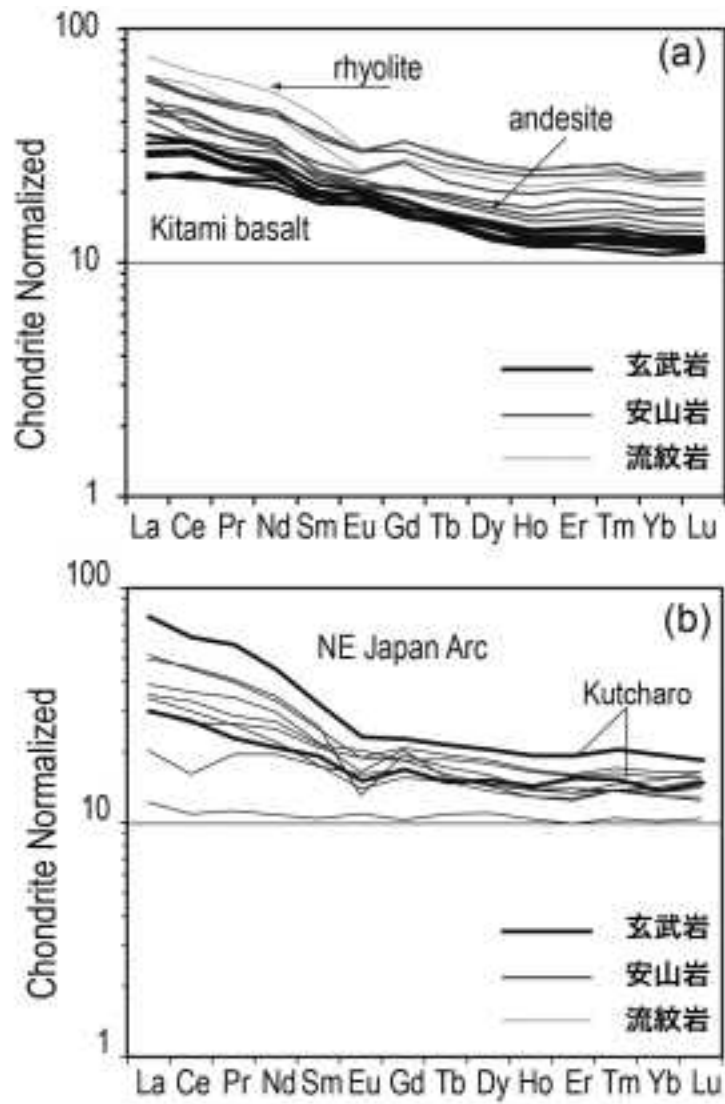


図 1.2.2.2-9 コンドライトで規格化した希土類元素濃度パターン。

(a) : 北見火山, (b) : 屈斜路火山 (Hoang *et al.*, 2011) および東北日本弧 (Kimura and Yoshida, 2006). 規格化については Anders and Grevesse (1989)を参照のこと.

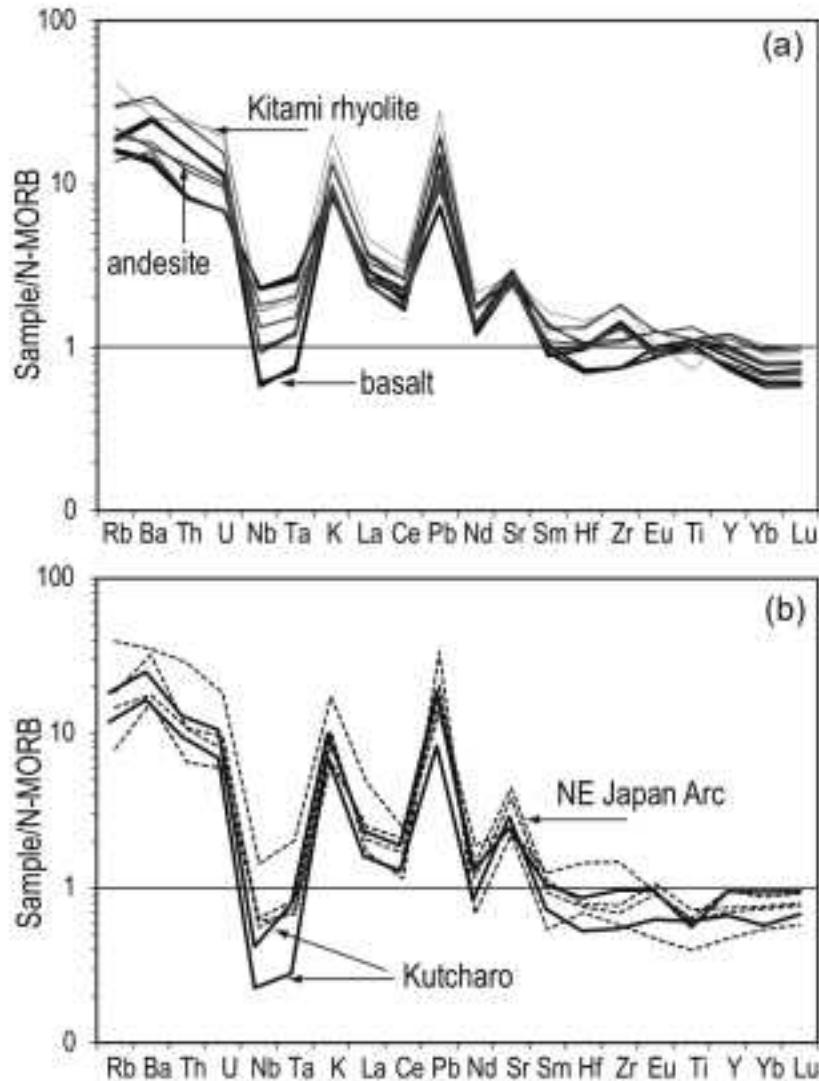


図 1.2.2.2-10 N-MORB(枯渇した中央海嶺玄武岩) で規格化した (Hoffman, 1988 参照) 微量元素存在度パターン.

(a) : 北見火山(玄武岩, 安山岩, 流紋岩). ニオブやタンタルといったハイフィールドストレンジ元素に, 強い負の異常がみられる一方で, 鉛には強い正の異常がみられる. (b) : 屈斜路火山および東北日本弧 (データは図1.2.2.2-9と同じ).

②ストロンチウム・ネオジウム・鉛同位体組成

北見火山岩のストロンチウム同位体比は比較的枯渇した組成をもち, 玄武岩から流紋岩にかけて 0.70335 から 0.7039 へと変化する. 一方ネオジウム同位体比は 0.51290 から 0.51295 にかけて変化し, ストロンチウム同様に枯渇した組成をもつ. これらの同位体組成は北海道北部および北東部の古い背弧火山岩類 (Ikeda, 2000 ; Shuto *et al.*, 2004) や, 北海道東部の島弧火山岩 (Hoang *et al.*, 2011), 日本海海盆の火山岩 (Cousens and Allen, 1991), そして古第三紀に噴出したシホテアリンのイントラプレート溶岩 (例えば Okamura *et al.*, 2005) の組成とオーバーラップしている (図 1.2.2.2-11a). さらに, これらの同位体組成は, エンリッチした特徴をもつ新第三紀に噴出したシホテアリンの火山岩 (Okamura *et al.*, 2005), 中国北東部の火山岩 (Basu *et al.*, 1991 ; Tatsumoto *et al.*, 1992), そして日本海の海台や島 (Tatsumoto and Nakamura, 1991) とは明瞭に異なる (図 1.2.2.2-11b). 北見火山岩の鉛同位体比の特徴は, 比較的放射起源の同位体が少ないことであり, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ が 18.25

から 18.47 の範囲, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ が 15.46 から 15.55 の範囲, そして $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 同位体比が 38.05 から 38.3 の範囲である. これらの鉛同位体比は, 北海道東部の島弧火山岩 (Hoang *et al.*, 2011) や古第三紀のシホテアリンの溶岩 (Okamura *et al.*, 2005) に比べて低いが, 中国北東部のもの (Basu *et al.*, 1991) や新第三紀のシホテアリンと日本海盆のプレート内火成活動のもの (Tatsumoto and Nakamura, 1991 ; Cousins and Allen, 1991) に比較すると明らかに高い. 北見火山岩の鉛同位体比データは, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ と $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ のプロットにおいて直線的に分布する. この分布は北半球における鉛同位体比のリファレンス線 (NHRL ; Hart, 1984) とほぼ平行, かつ明瞭に $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比が高い. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ と $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ プロット上の直線は, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比の低い EM1 的な特徴のもの (中国北東部, シホテアリン, そして日本海) と, EM2 的な特徴を持つもの (太平洋の堆積物) の間にまたがっている (図 1.2.2.2-11c).

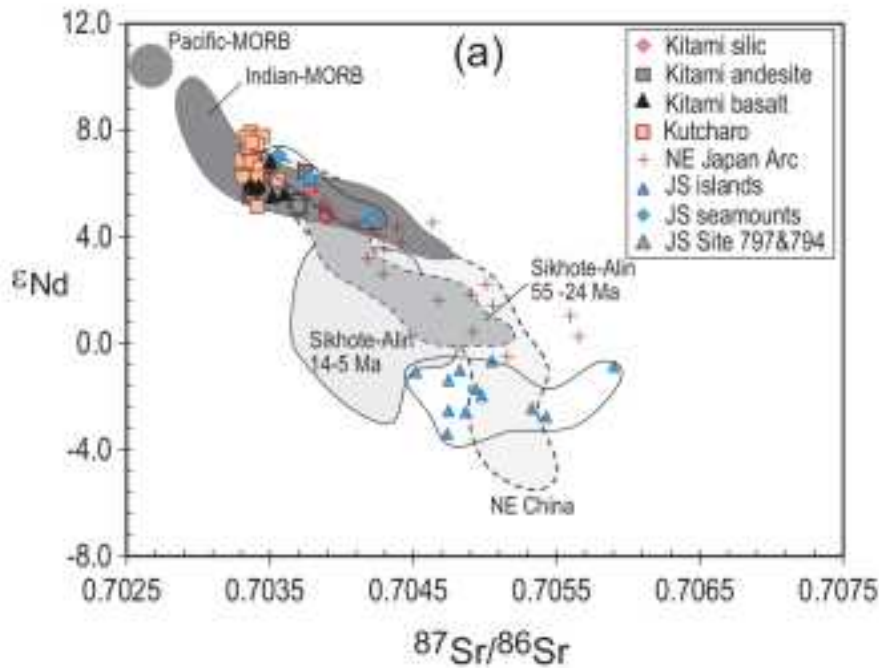


図 1.2.2.2-11(1) 北見火山岩のストロンチウム・ネオジウム・鉛同位体比.
 (a) ストロンチウム同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) に対するネオジウム同位体比 (ϵNd).

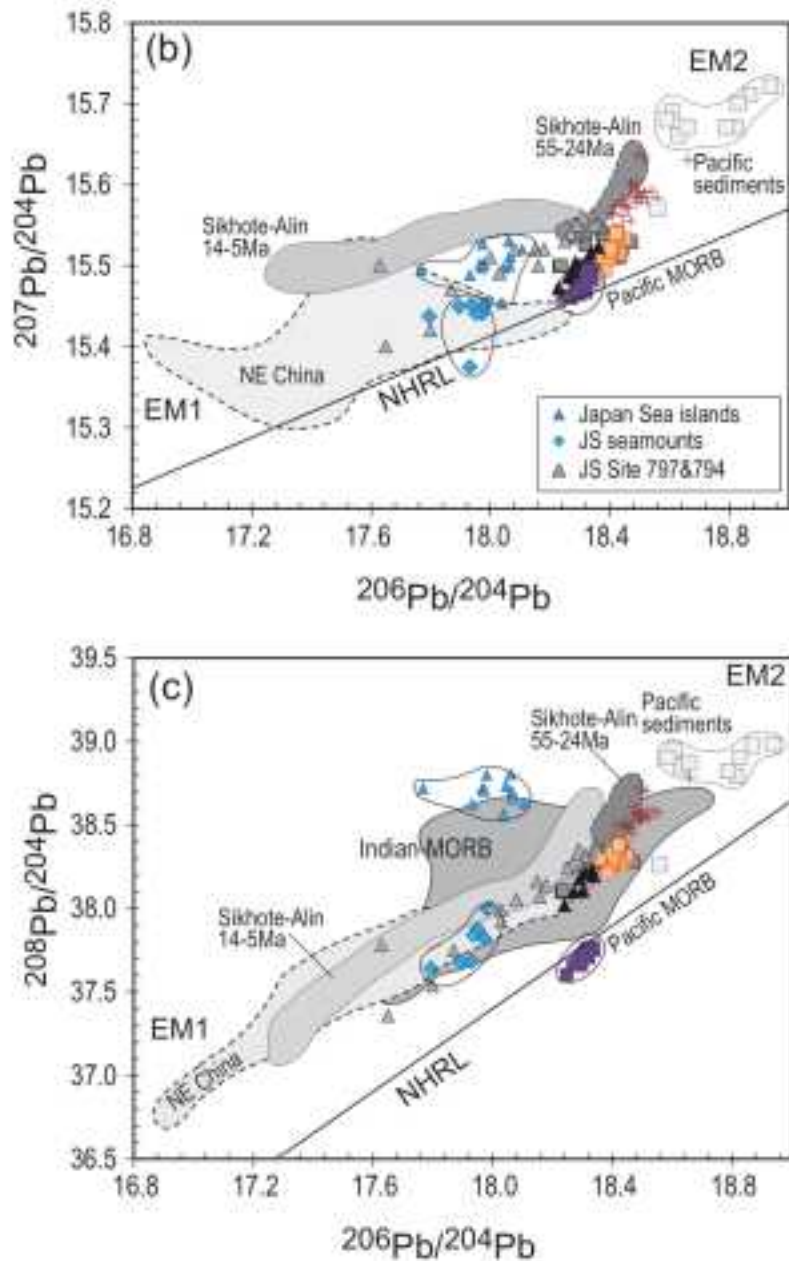


図 1.2.2.2-11(2) 北見火山岩のストロンチウム・ネオジウム・鉛同位体比。

(a)ストロンチウム同位体比($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)に対するネオジウム同位体比(ϵNd)、(b)鉛同位体比($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)に対する鉛同位体比($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)、(c)北見火山岩の鉛同位体比($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)に対する鉛同位体比($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)。比較のため以下のデータも一緒に示した。東北日本弧の火山岩(NE Japan Arc; Kimura and Yoshida, 2006)、屈斜路カルデラの試料(Kkutcharo; Hoang *et al.*, 2011)、北海道北部と北東部のイントラプレート火成活動の試料(Ikeda *et al.*, 2000; Shuto *et al.*, 2004)、ロシアのシホテアリンの日本海拡大前後の火山岩(Okamura *et al.*, 1998, 2005)、日本海海台の試料(海洋掘削プロジェクトのサイト797および794のもの; Tamaki *et al.*, 1990; Cousens and Allen, 1991, Tatsumoto and Nakamura, 1991)、太平洋海膨のN-MORB(Regelous *et al.*, 1999)、インド洋のMORB(Hamelin *et al.*, 1985/1986)、中国東部の火山岩(Basu *et al.*, 1991; Tatsumoto *et al.*, 1992)、太平洋の堆積物(Cousens *et al.*, 1994)、海底玄武岩の同位体端成分のEM1とEM2(Zindler and Hart, 1986)、北半球のリファレンスライン(NHRL; Hart, 1988)、日本海拡大後の火山岩試料は、中国東部のEM1に富む組成領域に向かって伸びた分布し、それらの鉛とストロンチウム同位体比は、日本海拡大前に比べて低いことが特徴である。

(5) 北海道北東部，北見地域の地下マントル

①北見火山岩のマグマタイプ

北見火山岩のマグマはソレアイト岩系の組成変化を示す (例えば Miyashiro, 1974). 北見火山岩のマグマのジルコニウム濃度とジルコニウム／イットリウム比は高く，図 1.2.2.2-12 上で「イントラプレート」の領域に分布し，島弧火山とは明確に区別される (例えば Pearce and Norry, 1979). 北見火山岩のマグネシウム組成は比較的高く (図 1.2.2.2-13 ; $Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$), 玄武岩～安山岩組成のもの $Mg\#$ とチタンはイントラプレート火成活動 (図 1.2.2.2-13 に示した北九州 : N. Kyushu intraplate) の領域から海洋島玄武岩 (図 1.2.2.2-13 に示した OIB), 島弧火山岩の領域にまたがって分布する (例えば Frey *et al.*, 2000 ; Hoang and Uto, 2003 ; Hoang *et al.*, 2011, 2013 ; Kimura and Yoshida, 2006). このように，北見火山岩はイントラプレートの性質を持つ。

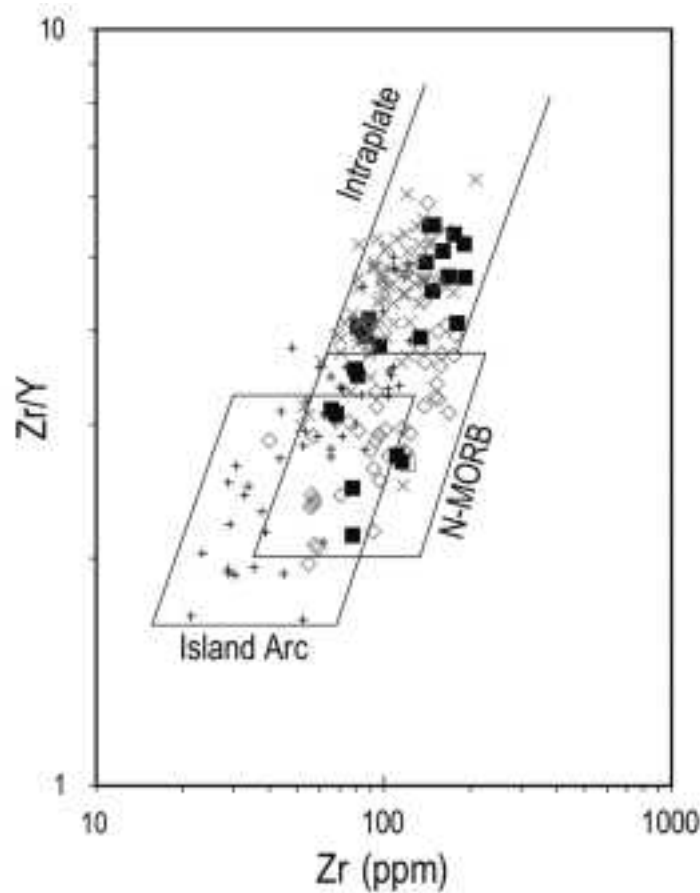


図 1.2.2.2-12 北見火山岩のジルコニウム／イットリウム比に対するジルコニウム濃度 (ppm).

北見火山岩は島弧(Island Arc)の組成領域からイントラプレート(Intraplate ; Pearce and Norry, 1979)の組成領域に向かって伸びた分布を示す。比較のために示したデータ(東北日本弧，北海道北部，屈斜路)は，図1.2.2.2-7と同じ試料のものである。

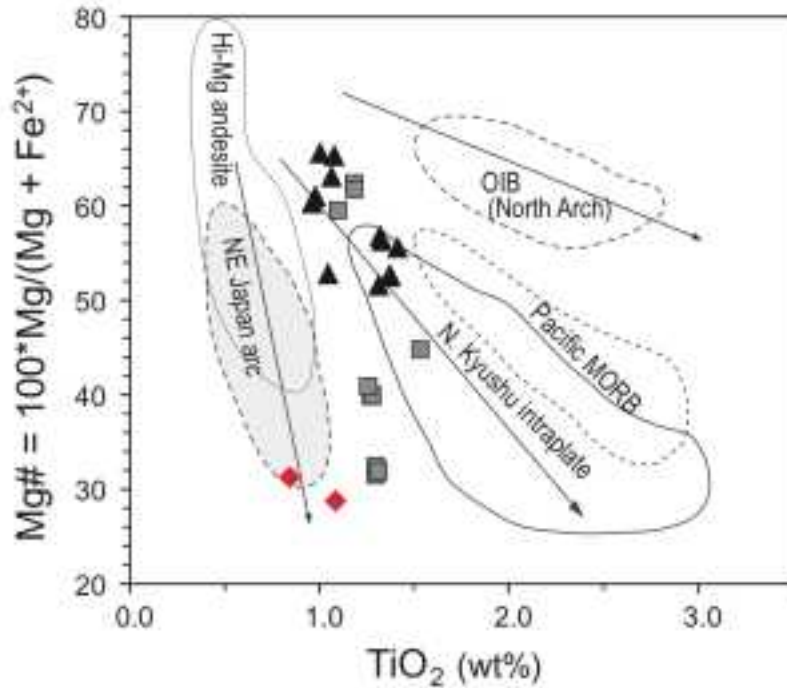


図 1.2.2.2-13 マグネシウムナンバーとチタン (TiO₂wt%) の関係。

マグネシウムナンバーMg#は、 $100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ で与えられる。北見火山岩は比較的にエンリッチした組成領域に分布し、枯渇した島弧火山岩とは区別される。比較のため以下のデータも示した。海洋島玄武岩 (Frey *et al.*, 2000)、太平洋の海嶺玄武岩 (Regelous *et al.*, 1999)、九州北部 (Hoang *et al.*, 2013)、高マグネシウム安山岩 (Yamamoto and Hoang, 2009)、東北日本弧 (Kimura and Yoshida, 2006)。

②スラブ起源流体の効果と地殻の混染作用に関する考察

北見火山岩にインコンパチブル元素のいくつか (ルビジウム, バリウム, トリウム, カリウム) が比較的多く含まれる理由として、スラブ起源流体の効果と地殻の混染作用の両方が考えられる。地殻の混染作用は、ストロンチウム同位体比 (0.7033 ~ 0.7039) を大きく変化させる要因であり、様々な度合いの混染作用は観測される火山岩のシリカ量とストロンチウム同位体比や、バリウム/ニオブ比とストロンチウム同位体比との間に正の相関をもたらす。そのような正の相関が、いくつかの北見安山岩と流紋岩に観察される (図 1.2.2.2-14, 図 1.2.2.2-15)。先に述べたように、北見火山岩のインコンパチブル元素の濃度パターンは、東北日本弧や北海道東部の溶岩 (図 1.2.2.2-10a,b) (例えば Kimura and Yoshida, 2006; Hoang *et al.*, 2011) ときわめて類似してしており、このことは島弧のマグマ発生メカニズムが関与していることを示唆する (例えば Takagi *et al.*, 1999; Yamashita *et al.*, 1999)。しかしながら、北見火山岩の起源物質であるマントルがスラブに由来する流体によって二次的な混染を受けたのか (例えば Saunders *et al.*, 1991; Brenan *et al.*, 1995; Staudigel *et al.*, 1996; Tatsumi and Kogiso, 1997; Ayers, 1998; Class *et al.*, 2000; Hochstaedter *et al.*, 2001; Ishizuka *et al.*, 2003; Hoang *et al.*, 2011)、それともスラブに由来する流体がまさにマントル溶融の原因であるか (例えば Tatsumi *et al.*, 1983; Tatsumi, 1989; Peacock, 1990; Ayers, 1998; Hochstaedter *et al.*, 2001) の区別をつけることは困難である。バリウムはニオブに比べてフルイドによって移動しやすいため (Brenan *et al.*, 1994, 1995; Tatsumi and Kogiso, 1997)、もしもスラブ由来流体がメルトに追加されると、ニオブに対するバリウムの比率を著しく上昇させる。バリウム濃度とニオブ/イットリウム比のプロット (例えば Kepezhinskias *et al.*, 1997; Hochstaedter *et al.*, 2001) をみると、北見火山岩の大半と、北海道北東部の背弧火山岩 (例えば Ikeda *et al.*, 2000; Shuto *et al.*, 2004) は、東北日本弧や北海道東部の島弧火山岩と同様に、水に

富んだ流体の寄与を明瞭に示す分布をとる (図 1.2.2.2-16).

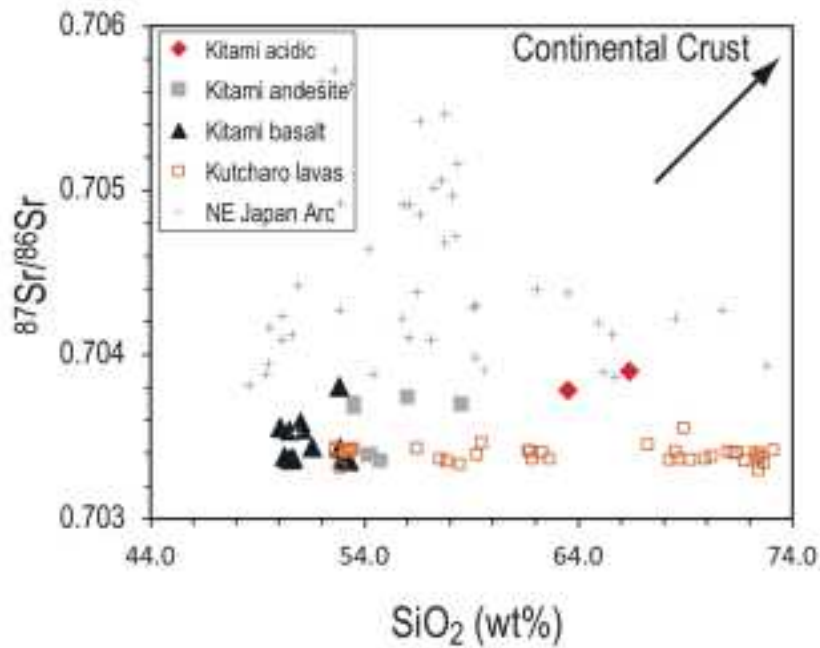


図 1.2.2.2-14 ストロンチウム同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) とシリカ量 (SiO_2 wt%).

北見火山岩はこのプロットにおいてやや正の相関を示し、結晶分化と混染の複合的な作用が働いたことが示唆される。

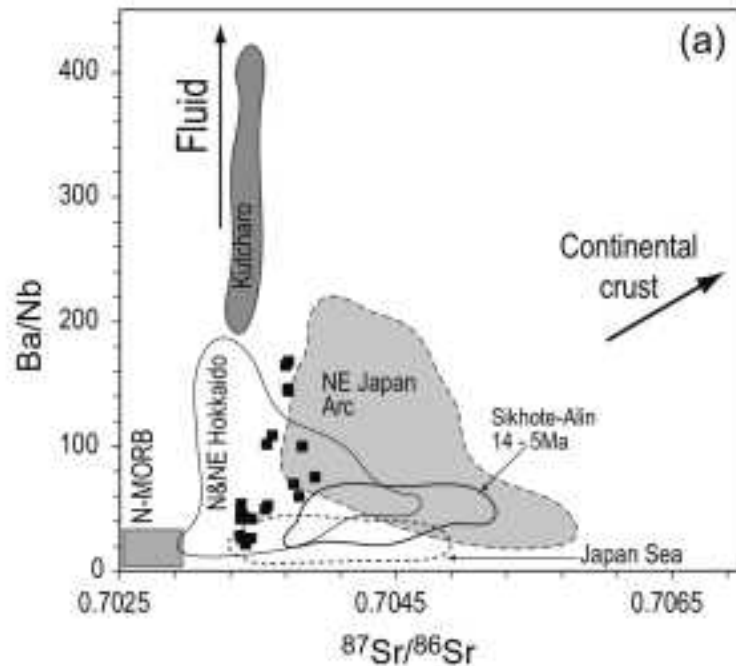


図 1.2.2.2-15 バリウム/ニオブ比とストロンチウム同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) の関係。

北見火山岩の分布は、水に富む流体の付加を示唆する(例えば Staudigel *et al.*, 1996, Kepenzhinskas *et al.*, 1997, Ishizuka *et al.*, 2003)。比較のために以下のデータと一緒に示した。東北日本弧(Kimura and Yoshida, 2006)、日本海(Cousens and Allen, 1991)、北海道北部および北東部(Ikeda *et al.*, 2000; Shuto *et al.*, 2004)、シホテアリン (Okamura *et al.*, 1998, 2005)、屈斜路火山 (Hoang *et al.*, 2011)。

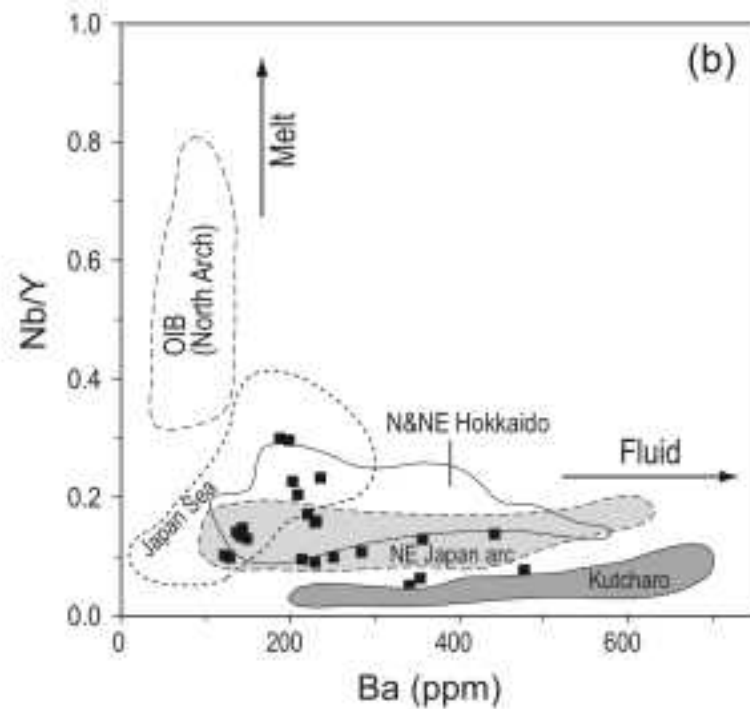


図 1.2.2.2-16 ニオブ/イットリウム比に対するバリウム濃度 (ppm).

図中の2つの矢印は、マンツルの部分溶融時における、メルトの付加による組成変化(Melt; Frey *et al.*, 2000を参照のこと)と、水に富む流体の付加による組成変化(Fluid; Brenan *et al.*, 1995, Kepezhinskas *et al.*, 1997, Hochstaedter *et al.*, 2001を参照のこと)を示す。北見火山岩は、屈斜路火山や東北日本弧のものと同様に、水に富む流体の付加を示唆する組成変化をみせている。比較のため屈斜路火山および北海道東部の火山岩のデータ (Hoang *et al.*, 2011)を示した。

③北海道北東部の地下のマンツルダイナミックス

新生代のシホテアリン、ロシア極東部～日本海の最北端に位置するサハリン、そして北海道西部の火成活動は、日本海の拡大 (25-17Ma; 例えば Kimura and Tamaki (1986), Jolivet and Tamaki(1992), Jolivet *et al.*(1994, 1995)) 以前に開始し、拡大中～拡大後も継続したと考えられている (Okamura *et al.*, 1998, 2005; Okamura, 2003). 日本海拡大前の 55～24Ma にシホテアリンおよびサハリンで噴出した火山岩の特徴は、日本海拡大中の 23～15Ma に噴出したソレアイトや拡大後の 14～5Ma に噴出した橄欖岩玄武岩～橄欖岩アルカリ玄武岩に比較して、LILE/HFSE 比・ストロンチウム同位体比・鉛同位体比が高いことである (Okamura *et al.*, 1998, 2005; Okamura, 2003). これらの火成活動は以下のように解釈されており、3つのマグマ・テクトニクスを進化ステージから構成される。

- (I) 古第三紀の 55-24Ma にわたるユーラシア大陸北東部に沿った活動的な大陸周縁部の火山活動。
- (II) 新第三紀初期の 23-15Ma にわたる拡大中の日本海に沿ったシホテアリン・サハリン・日本弧の火山活動で、島弧マグマの地球化学的特徴をもつもの。
- (III) 新第三紀中新世後期～鮮新世の 14-5Ma にわたるシホテアリン・サハリン・北海道西部の火成活動で、ほぼ同時に中国北東部で生じたイントラプレートの地球化学的特徴を示すもの (例えば Basu *et al.*, 1991; Tatsumoto *et al.*, 1992; Zhang *et al.*, 1995; Tatsumoto and Nakamura, 1991; Cousens and Allen, 1992; Choi *et al.*, 2006).

Okamura (2003) が提唱したモデルは、高温でエンリッチした化学組成のマンツルアセノスフェアが中国北東部の地下を通して日本弧に向かって水平移動したことが、日本海の拡大と、拡大の進行にともなって変化する地球化学的特徴の原因になったとした (Okamura, 2003; Okamura *et al.*, 2005). 噴出したマグマの地球化学的特徴が、日本海拡大前の背弧拡大期 (およそ 30Ma) から拡大後

(およそ 14Ma) にわたって、エンリッチしたものから枯渇したものへと時間変化した原因は、背弧の拡大にともなって地下から上昇したアセノスフェアと入れ替わって、マグマの起源物質あるいは混染物質となる EM2 的な大陸下リソスフェアが薄化したことによると考えられている (例えば Nohda *et al.*, 1988). このようなモデルは、MORB の地球化学的特徴を有する均質なアセノスフェアに由来するメルトが、リソスフェアを通過して上昇する間に、リソスフェアの年代やタイプに応じて様々な程度にエンリッチされることを示唆する。日本海拡大後の 15Ma から現在にかけて北部九州に噴出した玄武岩の同位体組成は、EM2 的なリソスフェリックマントルの特徴である高いストロンチウム同位体比と鉛 (206/204) 同位体比を示すものから、EM1 的なアセノスフェリックマントルの特徴である低いストロンチウム同位体比と鉛 (206/204) 同位体比のものへと、時間とともに変化する (Uto *et al.*, 2004 ; Hoang and Uto, 2006 ; Hoang *et al.*, 2009 ; 2013).

この EM1 的なアセノスフェリック成分については、日本海海盆、北日本、西南日本にかけて噴出した日本のすべての玄武岩に対して、同位体地球化学的な影響を与えたと考えられている (例えば Tatsumoto and Nakamura, 1991 ; Okamura *et al.*, 1998, 2005 ; Choi *et al.*, 2006 ; Hoang and Uto, 2006). 東～南東アジアのアセノスフェリックマントルに含まれる EM1 に富む成分は、インド洋の MORB 的あるいは DUPAL (Hart, 1984) と類似した地球化学的性質をもつ。この EM1 に富むコンポーネントは、インドがユーラシア大陸に衝突したことに伴うマントルの流出にともなって、北部中国大陸地塊 (Sino-Korean craton) の基底層がデラミネーションしたことによって、東～南東アジアのアセノスフェリックマントルに取り込まれたものだと考えられている (Flower *et al.*, 1998 ; Liu *et al.*, 2004, Yang and Liu, 2009 ; Zhang and Tanimoto, 1993).

以上の議論は、以下の証拠にもとづいている。

- その 1. 地震波速度構造の解析にもとづけばこの地域のマントルの温度異常は浅いため、深部から由来するマントルプルームが関与するようなモデルは考えにくい (例えば Zhang and Tanimoto, 1993 ; Zhao, 2007).
- その 2. EM1 成分の混染には地域差があり、北部中国大陸地塊近傍に位置する中国東部と日本海では顕著であるが (Basu *et al.*, 1991 ; Zhang *et al.*, 1995), 北部中国大陸地塊から離れた台湾 (Chung *et al.*, 1993 ; Shinjo *et al.*, 1999) およびインドネシア (Tu *et al.*, 1992 ; Hoang *et al.*, 1996) では顕著でない。
- その 3. インドとユーラシア大陸の衝突活動の後、中国北～北東部および韓国では始生代の大陸下マントルが失なわれていることが、マントルの地震波速度トモグラフィー、新生代の玄武岩、そして古生代のキンバーライトを伴うマントル捕獲岩から示されている (Basu *et al.*, 1991 ; Tatsumoto *et al.*, 1992 ; Zhang *et al.*, 1995 ; Griffin *et al.*, 1998 ; Zheng *et al.*, 2001 ; Deng *et al.*, 2004, 2007 ; Su *et al.*, 2007 ; Xu *et al.*, 2008 ; Choi *et al.*, 2008 ; Liu *et al.*, 2012).

Flower *et al.* (2001) や Deng *et al.* (2004) は、プレートの衝突にともなうマントルの流出により、EM1 成分に富むアセノスフェリックマントルが東～南東アジアの下に広がりうるか、またスラブのロールバックや海盆の移動の原動力となりうるかについて検証している (例えば Tatsumi *et al.*, 1989 ; Flower *et al.*, 2001 ; Hoang and Uto, 2006).

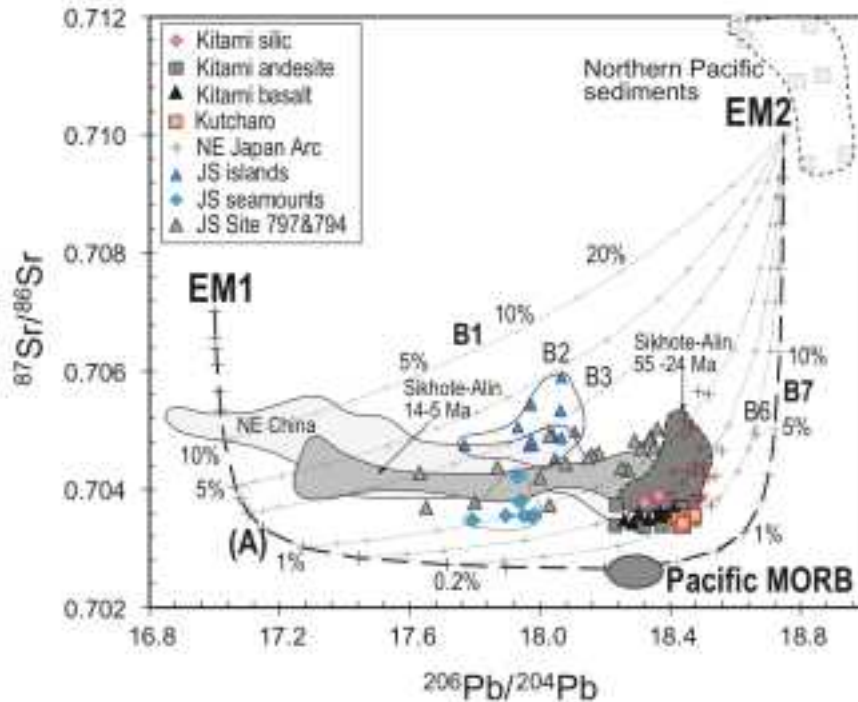


図 1.2.2.2-17 北見火山岩の鉛同位体比 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) に対するストロンチウム同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

比較のために示したデータは図1.2.2.2-11のものと同じ(シホテアリン, 日本海拡大前後の火山岩, 中国東北部, 日本海の島と海台, 屈斜路火山, 東北日本弧). 堆積岩のデータは海洋掘削プロジェクトの579と581(EM2的)のものである(例えば Cousens *et al.*, 1994). 安定大陸下のマントルの組成はシホテアリン地塊と中国東北部の玄武岩および捕獲岩(EM1的)を用いて内挿した(例えば Basu *et al.*, 1991; Tatsumoto *et al.*, 1992; Zhang *et al.*, 1995)ものであり, 端成分AおよびBi(iは1,2,3,4,5,6,7)の間で混合が起きた場合の計算結果を点線で示してある. EM1とEM2の値はZindler and Hart (1986)から得た. 東太平洋海膨の値(例えば Regelous *et al.*, 1999)を枯渇した中央海嶺玄武岩(MORB)だとみなした. 混合計算に用いた端成分(EM1, EM2, N-MORB)のストロンチウム同位体比($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$); ストロンチウム濃度(Sr ppm); 鉛同位体比($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$); 鉛濃度(Pb ppm)の値は, それぞれ, EM1では0.707; 180; 17.00; 17, EM2では0.710; 180; 18.75; 17, N-MORBでは0.70265; 20; 18.20; 0.05とした.

ストロンチウムと鉛(206/204)のプロット(図1.2.2.2-17)に示したように, これまでに観察された広域的な上部マントルの同位体組成の特徴は, 3つの端成分マントルが関わる2つの単純な混合プロセスによって説明することができる(Hoang *et al.*, 1996; Hoang and Uto, 2003, 2006).

(I) 様々な割合でN-MORB的マントルがエンリッチするプロセス(枯渇したMORBとHIMU(例えば Zindler and Hart, 1986; Hart *et al.*, 1992)との混合により生じる).

(II) アセノスフェア(あるいは生じたメルト)が, 地殻起源のEM2に富む成分と混じるプロセス. また, これらのプロセスにかかわる3つの端成分は以下のように定義することができる.

(a): 混染を受けていないアセノスフェアの成分.

(b): 北部中国大陸地塊の噴出岩(Basu *et al.*, 1991; Tatsumoto *et al.*, 1992; Zhang *et al.*, 1995)にみられるEM1的成分,

(c): 深海掘削プロジェクトのサイト579および581にみられるような, EM2的な地殻物質(例えば Cousens *et al.*, 1994).

混染を受けていないアセノスフェアの端成分としては, 東太平洋海膨13°30'NのN-MORBの値を採用した(Regelous *et al.*, 1999). 図1.2.2.2-17の線(A)は, 上に述べた混合に先立って, 東アジアのアセノスフェアが, リソスフェリックなEM1的成分(Basu *et al.*, 1995; Zhang *et al.*, 2005)の混染を受けるプロセスを示しており, その後B1~B7に示した混合線に沿った組成変化を

する。東アジアのアセノスフェアの地球化学的特徴は、EM1 の混合を受けた N-MORB 的マントルが、EM2 的な堆積岩由来のメルトあるいはスラブ由来の流体によって小規模に改変をうけたものと解釈することができる。

以上の議論にもとづけば、55-24Ma に噴出したシホテアリンとサハリンの玄武岩に加えて、北見と屈斜路を含む日本の大半の噴出岩は、N-MORB 的なマグマ起源物質に、EM2 的物質の付加前に、0.2～1% 以下の EM1 的成分が混合したものと解釈することができる。これに対して、14-5Ma にわたるシホテアリンとサハリンの玄武岩は、中国北東部の溶岩に類似した同位体比のパターンを示していることから、N-MORB 的なマグマ起源物質に、0.5-1.5% の EM2 的なマントルと、1-5% の EM1 的な成分を混合したものと解釈することができる (図 1.2.2.2-17)。先に述べたように、日本海、西部北海道、北部九州、そして西南日本では火山岩の地球化学的特徴が時間とともに、より EM1 的成分に富む方向へ変化した (例えば Nohda *et al.*, 1988 ; Tatsumoto and Nakamura, 1991 ; Cousens and Allen, 1992 ; Okamura, 2003 ; Hoang *et al.*, 2013) ことから、これらの地域に固有なアセノスフェリックマントルの特徴は EM1 的であると考えられる (Hoang and Uto, 2006)。

12-2Ma に活動した北海道西部や日本海地域の火山岩の同位体組成が時間とともに変化したのに対し、北見地域および北部北海道のイントラプレート火山岩の同位体組成は、時間変化に乏しい (例えば Tanagi *et al.*, 1999 ; Ikeda, 2000 ; Shuto *et al.*, 2004)。この観察事実は、北海道北部および北東部の地下のマントル化学組成が、少なくとも過去 14Ma に渡り変化しなかったことを示唆する。

(6) マントルの溶融メカニズム

北海道北東部 (北見地方を含む) の玄武岩に観察されるイントラプレートの地球化学的特徴を、Ikeda *et al.* (2000) は千島海盆の拡大にともなう背弧拡大のテクトニックセッティングを反映したものだとした。千島海盆は漸新世の初期 (32Ma ; Kimura and Tamaki, 1986) に拡大を開始し、中新世の後期 (9-7Ma ; Takeuchi, 1997 ; Ikeda *et al.*, 2000) に拡大を停止し、それ以降千島海盆の活動は停止したと考えられている (Kimura and Tamaki, 1986 ; Baranov *et al.*, 2002a, b)。日高地方における島弧の火山活動は、太平洋プレートの沈み込みに伴うものであり、17-16Ma には活動が終了したと考えられている (Maeda, 1990)。このことは、千島海盆が 17-16Ma よりも前に日高の近くに存在していたという可能性を否定する。千島海盆は、17-16Ma よりも後に、先千島弧が南方へと後退することに伴って、先千島弧とオホーツクのブロック間に生じた可能性がある (Maeda, 1990)。日高山脈の東側に沿った島弧のマグマ活動が停止した原因は、千島海盆の拡大により太平洋プレートが南側に後退することに伴った可能性がある (Maeda, 1990)。15Ma に A-type 花崗岩が北海道中央部に生じたことは、紋別上土幌地溝が生じたのと同時期の、引張場によるものだと考えられている (例えば Yahata and Nishido, 1995)。Maeda (1990) はこの引張場の原因を、日高の海溝に沿って横すべり運動をしたために後退した先千島弧が、太平洋プレートに乗り、プレートが沈んだことによると考えた。

北海道北部および東部の火成活動に関する一般的な解釈は、以下のテクトニックイベントのいずれかに関連づけられている。

- ①太平洋プレートの沈み込み角度が増加したことに伴う、アセノスフェリックマントルの上昇 (Watanabe, 1995 ; Wang and Zhao, 2005 ; Miller *et al.*, 2006)。
- ②ユーラシアプレート、オホーツクプレート、そして太平洋プレートの衝突に伴う高温なアセノスフェアの移動 (Okamura *et al.*, 1998, 2005 ; Kimura and Tamaki, 1986 ; Jolivet *et al.*, 1994)。
- ③千島弧の発達にともなう背弧拡大 (Maeda, 1990 ; Goto *et al.*, 1995 ; Yamashita *et al.*, 1999 ; Ikeda *et al.*, 2000 ; Kimura and Tamaki, 1986)。

上述したように、北海道北部および北東部の下のマンツルの同位体組成は、14Ma 以降変化していない(図 1.2.2.2-17)。この観察事実は、この地域の下のマンツルは、北海道西部・シホテアリン・サハリンに比較して、ユーラシアとオホーツクの衝突にともなう水平移動したアセノスフェアの影響をあまり受けていないことを意味するのであろう(Okamura *et al.*, 1998; 2005; Flower *et al.*, 1998; 2001)。したがって、上記のケース②は、無視できる。千島海盆の拡大時期は 16-9(又は 7) Ma とされている(例えば Kimura and Tamaki, 1986; Maeda, 1990; Ikeda *et al.*, 2000)。仮に、中新世における北海道北部および北東部の火成活動が、この拡大テクトニクスに関連していると考えられるならば、拡大時にみられた火成活動と、7Ma よりも若い時代に生じた火成活動の関係の説明が困難になる(Takagi *et al.*, 1999; Takanashi *et al.*, 2012)。したがって、上記のケース③は説得力が十分とは言えない。太平洋プレートは日本弧に対してはほぼ垂直に沈み込んでいるが、千島弧に対しては斜めになっている。その結果、およそ 12Ma 以降に島弧と島弧の衝突が生じている(Kimura, 1996)。Katsumata *et al.* (2003) は、この衝突部の周辺で生じた深部地震の震源分布をイメージした結果、島弧と島弧の衝突点付近で太平洋プレートの沈み込み角度が変化する地点の周辺に、プレート内地震のクラスターが存在することを見出した。このクラスターは、北緯 42.5 度東経 143.5 度の深度 50 から 110km に存在し(Katsumata *et al.*, 2003; Miller *et al.*, 2006)、急激な角度の変化により生じたスラブの引き千切りが生じていると考えられた(Katsumata *et al.*, 2003)。この地点では、地震波の低速度異常も観測されており(Wang and Zhao, 2005; Miller *et al.*, 2006)、この低速度異常域が複数の火山が存在する北海道中央部に向かってマンツル上部に述べていることから、この低速度異常がマグマの発生に関連していると考えられている(Miller *et al.*, 2006)。このスラブの裂け目の上に生じた低速度異常域は、12Ma に起きた島弧と島弧の衝突後すぐには生じない(例えば Watanabe, 1995; Kimura, 1996; Katsumata *et al.*, 2003; Wang and Zhao, 2005; Miller *et al.*, 2006)。仮に衝突後すぐにアセノスフェアが上昇してマグマを生じさせたとしても、12Ma より前に北見地域で火成活動があったという事実をうまく説明することはできない(例えば Ikeda *et al.*, 2000)。マンツル橄欖岩の融点を低下させてマグマを生じさせる要因としては、温度の上昇、圧力の低下、そして揮発性成分(特に水に富む流体)の付加が挙げられる(例えば Kushiro, 1968; Green, 1972; Mysen and Boettcher, 1975)。新生代に北海道北部および北東部(北見地域も含む)に噴出した火山岩の年代は 14 から 2Ma に渡り、それらの地球化学的特徴には時代変化が認められない(図 1.2.2.2-11)。

以上の議論により、北海道北部と北東部では、マンツルがこの期間に渡り孤立していたこと(Hirose and Nakagawa, 1999; Tanagi *et al.*, 1999; Yamashita *et al.*, 1999; Hoang *et al.*, 2011)の図 10 と 11)、太平洋プレートからもたらされた水に富む流体とアセノスフェアの上昇がマンツルの溶融を引き起こしたことが結論づけられた。しかしながら、千島海盆の拡大と火成作用の関係は不明である。

(7) まとめ

新生代の北海道北東部、北見地域では、12Ma から 2Ma に渡り火成活動が生じ、プレート内ソレイト玄武岩、安山岩、そして少量の流紋岩と石英安山岩が噴出した。これらは、ニオブとタンタルに枯渇し、LILE と PB に富む、島弧マグマの地球化学的特徴をもつ。

これらの玄武岩～珪長質岩のストロンチウム・ネオジウム・鉛同位体組成は、N-MORB 的に枯渇した特徴を示し、現在の千島弧および北海道東部の火山岩の特徴と共通する。この地球化学的特徴は 12-2Ma に渡り変化がなく、北海道西部、シホテアリン、そして日本海に噴出した火山岩とは明瞭に区別することができる。

北見火山岩の地球化学・同位体組成が長期に渡り変化しなかった事は、北見の地下のマンツルが長

期に渡り隔離され、中国北東部からのアセノスフェアの注入を免れていたことを意味する。

北見火山岩がプレートの沈み込みに関する地球化学的特徴を示すという事実は、太平洋プレートの沈み込みによってもたらされた水に富む流体が付加したことと、熱いアセノスフェアが上昇したことによってマントルが融解したことを示している。

1.2.2.3 マグマ含水量推定手法の高度化

【実施内容】

平成 24 年度までに開発した、水素同位体比を用いるマグマ含水量推定手法は、マグマのバルク水素同位体比を一定と仮定している。もしもマグマのバルク水素同位体比に地域分布があると仮定不成立となり、本手法で推定されるマグマ含水量の確度が低下する。そこで産総研が所有するいくつかの島弧火山岩について水素同位体比の追加測定を行うことにより、マグマ含水量推定手法の信頼性を向上させる。以上の検討結果は、マグマ活動位置の評価手法の検討に取り込まれ、原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

水は、マグマの物性（融点、密度、粘性、結晶度など）を大きく変化させる。マグマに含まれる水の量とその分布の把握は、噴火現象の地域変化の理解や、広域的な応力に対する地殻変動の位置や様式の理解につながる。技術の進歩により直径数～数百 μ の局所分析が可能になり、噴火前のメルトの含水量を保持していると考えられる斑晶ガラス包有物の含水量が豊富に報告され (Bacon *et al.*, 1984 ; Anderson *et al.*, 1989 ; Dunbar *et al.*, 1992 ; Miyagi *et al.*, 1995 ; Roggensack *et al.*, 1997 ; Wallace *et al.*, 1999 ; Roggensack *et al.*, 1996 ; Borisova *et al.*, 2005 ; Saito *et al.*, 2001 ; Shaw *et al.*, 2010), 沈み込み帯の火山のメルト含水量は、マグマ溜まりの深さ（例えば地下 10km）で水に飽和するほど多量である、という事例が数多く示されている。マグマが水に飽和した後のメルト含水量は水の飽和溶解度に等しく、マグマの全岩含水量を反映しないため、全岩含水量を見積るための手段の開発が必要となる。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) は、角閃石の水素同位体比を用いたマグマの過飽和水の分率の推定法を考案し、これを東北日本弧のフロントと背弧側の火山に応用した結果、従来の知見とは逆に、フロント側で含水量が高く背弧側で少なくなるという結果を得た。この知見は、噴火現象の地域変化の理解や、広域的な応力に対する地殻変動の位置や様式の理解を大きく前進させるものであるから、十分な確認を行う必要があった。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) は、角閃石の水素同位体比分析値を増加させ、東北日本弧のマグマの全岩含水量は、背弧側から前弧側に向かって増加することを再び確認し、東北日本弧の最前列では再びマグマの含水量が減少する可能性を見出した。この知見は、火山フロントよりも前弧側に火山が存在しない理由の鍵となるものである。本報告書 1.2.2.1 項においては、火山フロントの前弧側に位置する最前列の火山である七時雨火山に対して岩石学的データの検討と熱力学解析を行い、七時雨火山ではマグマの含水量が減少することを確認した。本項では、マグマ含水量推定法の原理を概説し、実火山への適用結果による検証を行い、またマグマの水素同位体比の地域分布の検討を行い、最後にマグマ含水量推定手法の調査手法としての有用性とその課題について検討する。

1) マグマの全岩含水量推定法の原理

マグマの全岩含水量は、マグマを構成する相の間に分配されている水を、すべて合計したものに等しい (式 1.2.2.3-1)。

$$T_W = A_W + D_W + M_W \quad \text{式 1.2.2.3-1}$$

ここで、 T_W ；全岩の水の量、 A_W ；過飽和水の量、 D_W ；メルト中に溶解した水の量、 M_W ；鉱物中の水の量である。マグマ全体に対する過飽和水の量、メルト中に溶解した水の量、鉱物中の水の量をそれぞれ X_A 、 X_D 、 X_M とおくと、 A_W 、 D_W 、 M_W は以下のように書ける。

$$\begin{aligned}
 A_W &= X_A \cdot 1 \\
 D_W &= X_D \cdot C_{H_2O_D} \\
 M_W &= X_M \cdot C_{H_2O_M}
 \end{aligned}
 \tag{式 1.2.2.3-2}$$

これらは、それぞれの相の「量」にそれぞれの相の「水の濃度」を乗じることにより算出できる。例えば、過飽和水 (A_W) の水の濃度は 100% であるから、過飽和水の量に 1 を乗ずる。メルトの含水量 (D_W) は様々な値を取りうるが、斑晶ガラス包有物で観測された量か、あるいはマグマの圧力と飽和含水量の関係から推定した値に、メルトのモード (重量) を乗ずることで算出する。例えば、地下 8km 程度 (2kbar) の場合はメルトの飽和含水量は約 5wt% であるから、0.05 を乗ずることで D_W の量を算出する。鉍物の含水量 (M_W) は鉍物の種類により異なる。たとえば角閃石の含水量は約 2wt% であるから、角閃石のモード (重量) に 0.02 を乗ずることで M_W の量を算出する。同様に黒雲母は約 4wt% であるから 0.04 を乗じ、輝石や斜長石は約 0wt% であるから無視する。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) はこの A_W と D_W の比率を、以下の式 1.2.2.3-3 ~ 式 1.2.2.3-5 により、水素同位体比組成の質量保存式で表現した。

$$\delta T = F_A \cdot \delta A + F_D \cdot \delta D + F_M \cdot \delta M \tag{式 1.2.2.3-3}$$

ここで、 δT ；マグマの全岩水素同位体比、 $F_A \cdot F_D \cdot F_M$ ；マグマ水に占める過飽和水・メルト中に溶解した水・鉍物中の水の分率である。マグマの水素同位体比は、これら 3 つの相に含まれる水の水素同位体比の加重平均値に等しい。これらのうち F_M は、無視できるほど少ないから 0 と近似する。その場合、溶存水 F_A と過飽和水 $F_D (= 1 - F_A)$ の比率は式 1.2.2.3-4 のようになり、これを解けば過飽和水の量 (X_A) は式 1.2.2.3-5 のようになる。

$$\frac{F_A}{1 - F_A} = \frac{X_A}{X_D C_{H_2O_D}} \tag{式 1.2.2.3-4}$$

$$X_A = \frac{F_A}{1 - F_A} \cdot X_D C_{H_2O_D} \tag{式 1.2.2.3-5}$$

δA と δM の間の分配係数 (15‰) は Suzuoki and Epstein (1976) により、 δA と δD の間の分配関数 (-30‰) は Dobson *et al.*, (1989) により、実験的に求められている。各相の水素同位体比が平衡だと仮定し、式 1.2.2.3-3 に各相間の水素同位体比分配係数を代入することにより式 1.2.2.3-6 が得られる。これを解くと過飽和水の分率 (F_A) は式 1.2.2.3-7 のとおりである。

$$\delta T = (1 - F_A)(\delta M - 15) + F_A(\delta M + 15) \tag{式 1.2.2.3-6}$$

$$F_A = \frac{\delta T + 15 - \delta M}{30} \tag{式 1.2.2.3-7}$$

マグマの全岩含水量 ($X_A + X_D C_{H_2O_D}$) は、式 1.2.2.3-5 と式 1.2.2.3-8 から、

$$X_A + X_D C_{H_2O_D} = \left\{ \frac{15 + \delta T - \delta M}{15 - \delta T + \delta M} + 1 \right\} \cdot X_D C_{H_2O_D} \quad \text{式 1.2.2.3-8}$$

のように求まる。式 1.2.2.3-8 の右辺にある変数は、全岩水素同位体比 (δT)、鉱物の水素同位体比 (δM)、メルトの量 (X_D)、そしてメルトの含水量 ($C_{H_2O_D}$) である。このうち全岩水素同位体比 (δT) は未知であるが、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) および産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) では -50‰ とした。鉱物の水素同位体比 (δM) は分析可能である。メルトの量 (X_D) は噴出物のモード組成の解析などから得られる。メルトの含水量 ($C_{H_2O_D}$) は斑晶ガラス包有物の分析などから得られる。なお、過飽和水「 X_A 」は岩石試料の化学分析値に新たに加わる成分であるから、噴出物の化学組成に加算すると分析値の合計が 100% を越えるので、過飽和水も加えた状態で 100% に再計算する必要がある。

図 1.2.2.3-1 は、観測される角閃石の水素同位体比に対して、ある条件のもとで式 1.2.2.3-8 から算出される全岩含水量の関係を示したものである。メルトの含水量は 2 あるいは 3wt% とし、メルト量は 40wt%、マグマの全岩水素同位体比は -50‰ とした。角閃石の水素同位体比が高いときには全岩含水量は低く、水素同位体比が低いと全岩含水量が高くなる (図 1.2.2.3-1)。また、メルトの含水量が高いときには、全岩含水量も高くなる (図 1.2.2.3-1)。

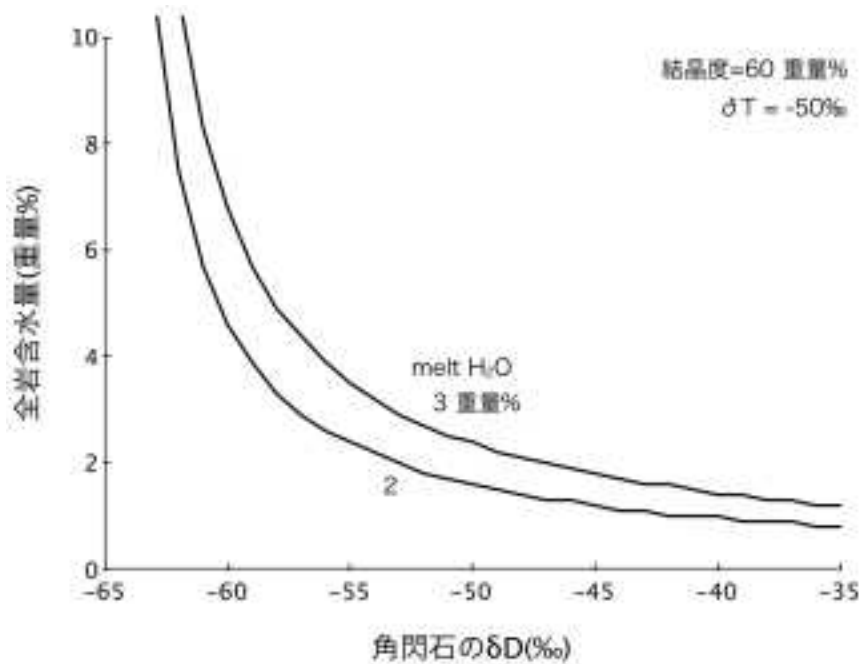


図 1.2.2.3-1 角閃石の水素同位体比と全岩含水量の関係。

式 1.2.2.3-8 から算出される全岩含水量の関係を、メルトの含水量が 2wt% あるいは 3wt%、メルト量が 40wt%、マグマの全岩水素同位体比が -50‰ の場合について示した。

2) 角閃石の水素同位体比を用いる全岩含水量計の検証

肘折火山では、本項とは独立に、岩石学的・熱力学的手法によりマグマ溜りの温度、圧力、結晶度、そして全岩含水量が見積られている (本報告 1.2.2.4-3 項)。図 1.2.2.3-1 では単純化のためにマグマの結晶度を 60% に固定したが、実際には結晶度もメルト含水量も深度の関数で大きく変化する。例えば地下 0.4km と 4.0km の圧力下での結晶度は、それぞれ 99wt% と 65wt% と見積られており、

大きな深度依存性がある(本報告 1.2.2.4-3 項)。そこで式 1.2.2.3-8 に、深度とともに変化する結晶度(本報告書の表 1.2.2.4-4 の solid wt%)を与えた場合に、観測された角閃石の水素同位体比(-52 ~ -61‰, 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012, 2013)が示す全岩含水量を、独立の手法で見積もられた肘折火山の全岩含水量(2.5wt%, 本報告 1.2.2.4-3 項)と比較した(図 1.2.2.3-2)。

その結果、2つの独立した見積り結果は調和的であることが判明した。具体的には、図 1.2.2.3-2 の黒丸と赤線の位置が調和的である。黒丸は、角閃石の水素同位体比と式 1.2.2.3-7 から求まる過飽和水分率(FA)が、MELTS で求めた過飽和水分率と一致する、深度と全岩含水量の条件である。一方赤線は、1.2.2.4-3 項で見積もられた肘折火山の全岩含水量(2.5-3.0wt%)と深度(2~4km)を示している。細かくみると、水素同位体比が -60‰ の角閃石は、赤線よりも浅い約 1.6km の深度を示した。ボーリング調査によりカルデラの地下約 1.5km 以浅は第三紀の堆積岩が分布していることから(本報告 1.2.2.4-3 項)、肘折のマグマ溜りの頂部が約 1.6km の深度であってもよい。そのような浅所では肘折のマグマの結晶度は約 9 割にもなると予想され(表 1.2.2.4-4, solid wt%)、流動性を失った高温岩体として存在することになる。

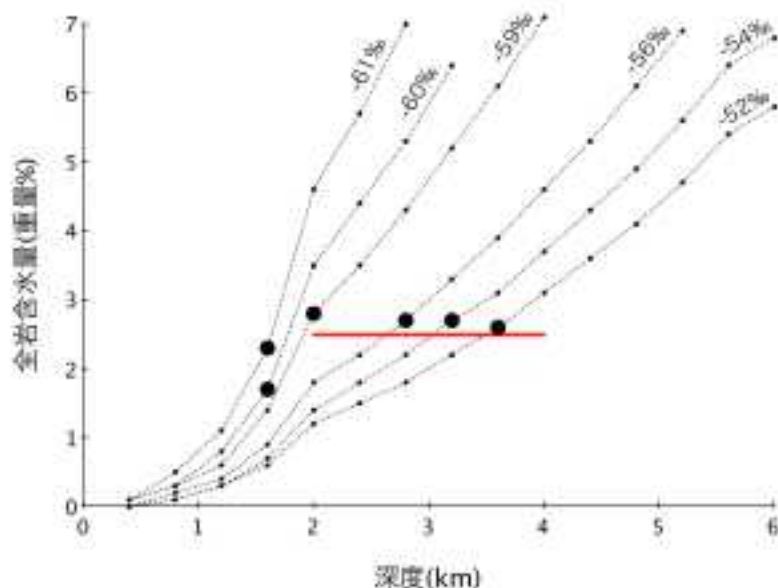


図 1.2.2.3-2 角閃石の水素同位体比から推定される肘折火山の全岩含水量とマグマ深度の関係。

全岩含水量は、式 1.2.2.3-8 から算出した。式 1.2.2.3-8 に代入する結晶度は、MELTS の計算結果から、深度ごとに入れた。深度 6km での結晶度は 46wt%, 深度 400m では 99wt% である。式 1.2.2.3-8 に代入するメルト含水量は、1kbar/4km の圧力勾配と、メルトの飽和含水量の圧力依存性(含水量[wt%] = 0.114 sqrt(P[bar]))から、深度ごとに入れた。点線は肘折火山の角閃石の水素同位体比(-52, -54, -56, -59, -60, -61‰)から推定される全岩含水量の圧力依存性を示す。赤線は、1.2.2.4-3 項で見積もられた肘折火山の全岩含水量(2.5-3.0wt%)と深度(2~4km)を示す。黒丸は、角閃石の水素同位体比と式 1.2.2.3-7 から求まる過飽和水分率(FA)が、MELTS で求めた過飽和水分率と一致するための、深度と全岩含水量の条件を示す。

3) 全岩水素同位体比の地域分布

本手法では、マグマの全岩水素同位体比(δT)を -50‰ と仮定した。しかしながらその根拠は十分ではなく、地域変化がある可能性を否定できない。式 1.2.2.3-7 に示したとおり、噴出物で観測される角閃石の水素同位体比(δM)は、過飽和水分率(FA)の量により変化を受ける。そのため、FA の変化と δT の地域変化とを区別することは困難である。しかしながら、ある δT に対しては、角閃石の水素同位体比は一定範囲に収まることが式 1.2.2.3-7 から要請されることを利用すると、 δT にある程度の制約を与えることは可能だろう。具体的には、 δT が -50‰ の条件において式 1.2.2.3-7 の FA の値が 0 から 1 の範囲をとるためには、 δM の値が -35‰ ~ -65‰ の範囲になければならない。

$\delta M = -35\%$ は過飽和水が存在しないことを意味し、 $\delta M = -65\%$ は過飽和水がメルト中の水に比べてきわめて過剰に存在することを意味する。

産総研が保有する島弧火山岩に含まれる角閃石の水素同位体比分析結果を表 1.2.2.3-1 に示す。噴出後の二次的影響 (Miyagi and Matsubaya, 2003) を受けていることが確実な試料と捕獲岩を除けば、すべての δM が $-35\% \sim -65\%$ の範囲に入り、 $\delta T = -50\%$ と仮定することの妥当性を一定程度示せた。地殻下部の捕獲岩に含まれる角閃石の水素同位体比が、過飽和水の存在しない環境で -50% の水と同位体平衡したときの値である -35% と類似した値を持つことは、注目すべき事実である。マグマの全岩水素同位体比を推定するうえで、地殻の捕獲岩が分析対象として重要であることを示唆すると考えられる。

表 1.2.2.3-1 角閃石の水素同位体比分析結果。

試料	含水量	$\delta D_{SMOW}(\%)$	コメント
2013b-M 羊蹄火山Y37降下火砕物中部Hb	1.49	-46	過飽和水分率(FA)=0.37
2013b-K 羊蹄火山Y38降下軽石層Hb	1.36	-55	過飽和水分率(FA)=0.67
2013b-I 羊蹄火山Y39降下火山灰層Hb	0.82	-55	過飽和水分率(FA)=0.67
2013c-E 喜茂別火砕流堆積物薄部Hb	1.70	-52	過飽和水分率(FA)=0.57
Ad2009 q-A 鴨子標沢リワーク@芳沢 Hb	1.62	-56	過飽和水分率(FA)=0.70
2013m-G 箱井層@寒風山東北方 下部地殻捕獲岩 Hb	1.50	-34	過飽和水分率(FA)=-0.03
ICH_STD 一ノ目洞角閃岩捕獲岩標準物質	1.63	-31	分析再現性は良好(± 0.01 重量%; $\pm 0.5\%$)
2013c-D 喜茂別火砕流堆積物(厚部)Hb	1.64	-88	噴出後の二次的影響を受けていることが確実
Ad2009p-B 鴨子鬼首池月火砕流堆積物ひのき沢Hb	1.23	-93	噴出後の二次的影響を受けていることが確実

4) マグマ含水量推定手法の調査手法としての有用性とその課題についての検討

角閃石の水素同位体比を用いたマグマ含水量推定手法を、山形県大蔵村の肘折火山噴出物に対して適用した結果は、1.2.2.4 項における岩石学・熱力学的検討から求めた全岩含水量推定結果と調和的であり、2つの独立した見積り結果が調和的であることは、マグマの全岩含水量推定手法としての妥当性を示している。

本手法ではマグマの全岩水素同位体比 (δT) を仮定する必要があるが、現時点ではこれを -50% とおくことで、整合性の取れた解析結果が得られている。島弧火山岩試料に含まれる角閃石の水素同位体比分析結果は、この仮定の妥当性を一定程度示している。しかしながら仮定の根拠は十分ではなく、 δT に地域変化がある可能性を否定できず、今後も δT の地域変化の評価を追加する必要がある。今年度の角閃石 (斑晶および地殻下部捕獲岩) の水素同位体比分析結果から、地殻の捕獲岩に含まれる角閃石が δT の地域変化を評価するための分析対象として有効である可能性が示され、今後日本各地の地殻捕獲岩の分析を進め、 δT の地域変化の評価を行う必要がある。

1.2.2.4 マグマ活動と地殻変動の総合的な理解

【実施内容】

地殻内に存在するマグマ等の流体は、地殻の力学的性質を変化させ、広域的な応力に対する地殻変動位置や変動様式に影響を与える可能性がある(1.2.1.3「複数の自然事象間の連関を考慮した動的地質構造モデリング構築の検討」で検討予定)。そこで、日本列島における隆起・沈降・断層活動の理解を促進する目的で、マグマの深度や母岩との作用に関する最新の知見を調査、整理する。具体的には、新規火山や大規模カルデラ火山の活動以前にマグマが地殻内に停留していた深度を推定するために、既存の火山岩試料に対する地球化学的・岩石学的検討を行う。以上のデータは、原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

マグマ活動と地殻変動の関係を総合的に理解するために、まず 1) 地殻内に存在するマグマ(マグマ溜まり)が広域的な応力に対する地殻変動様式に与える影響を把握するための数値シミュレーションを用いた解析を行い、仮想的な円筒形のマグマ溜まりの形状・深さ・物性が地殻変動に与える影響を見積もる。次に、2) 実在するマグマ溜まりの複雑性の把握を目的として、熊本県阿蘇カルデラの下に存在すると考えられる大規模なマグマ溜まりを対象とした地球化学的研究を行い、マグマと母岩の反応がマグマ溜まりに与える影響について検討する。最後に、3) 新規に火山が発生する際に地殻内に存在するマグマ(マグマ溜まり)の大きさ・形状・深さ・物性について、約 12,000 年前に出現した肘折火山(山形県大蔵村)噴出物の岩石学的・地球化学的研究により推定し、新規火山の予測と探査可能性に必要な知見を明らかにする。これらの成果は、2011 年 3 月 11 日に東北日本弧で発生した大地震の後に観察された、火山集中地域周辺の地殻変動(図 1.2.2.4-1; Takada and Fukushima, 2013)の解釈や、地殻内にマグマが長期的継続的に注入されることによって今後引き起される地殻の隆起沈降量の予測の定量性を向上させるものである。

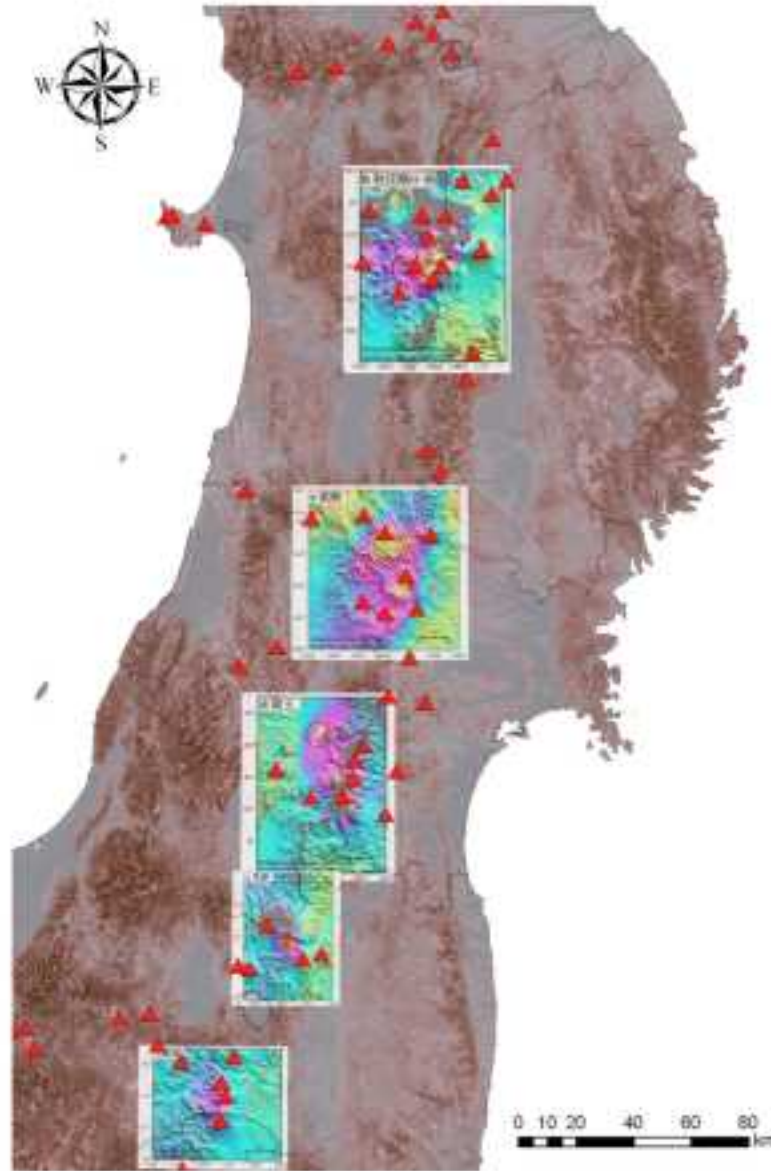


図1.2.2.4-1 2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震後に観測された地殻の沈降と第四紀火山の分布(西来ほか, 2012)の比較. 沈降量は合成開口レーダーの干渉により検出された(Takada and Fukushima, 2013).

1) マグマ溜りの形状・深さ・物性が地殻変動に与える影響

新規火山や大規模カルデラ火山の活動以前に、マグマが地殻内に停留・成長している形状・深さなどによる影響は、まず地表変動として表出すると考えられる。例えば、すでに火山・カルデラを形成した後の地殻内のマグマによる地表変動として、Takada and Fukushima (2013) による東北地方沖太平洋地震後の東北地方の火山体における沈降を InSAR 画像から観測し、地下のマグマ溜まりの性状について言及している事例が挙げられる。

平成 25 年度は、新規火山や大規模カルデラ火山の活動以前に、地下に停留するマグマ溜まりが存在した場合、またそれらのマグマ量が増減した場合の地表地殻変動量の見積もりを行う。具体的には、数値シミュレーションにより、地下に停留するマグマを再現し、その形状・深さ・体積変化が地表に与える影響の評価を行う。

(1) 数値シミュレーション

東北地方沖太平洋地震後の東北地方などに代表される水平伸張が卓越する地域において、マグマ溜まりが地表地殻変動量に与える影響を数値シミュレーションにより見積もる。解析には有限要素法 (FEM) ベースの汎用物理シミュレーションソフトウェア (COMSOL) を用いる。

①領域設定・物性・境界条件

地殻とマグマ溜まりの挙動を再現するために、2種類の岩石モデルを用いた(表 1.2.2.4-1)

表 1.2.2.4-1 岩石モデル

	密度 [kg/m ³]	ヤング率 [Pa]	ポアソン比
地殻	2600	6.00E+10	0.25
マグマ溜まり	2400	1.50E+10	0.25

モデル形状は 250km×250km×40km の地殻に対して、半径 Rkm、厚み Tkm の扇型円板としてマグマ溜まりを設定した。マグマ溜まりを含む地殻モデルの z 軸を含む 2 面を鏡対象境界とすることで仮想的に 500km×500km×40km の地殻の中心に、半径、厚み、深度が可変の円盤状のマグマ溜まりが存在する地殻変動を模擬する(図 1.2.2.4-1-A)。地殻モデルに対して、重力の効果として重力加速度 (9.80665 m/s²) を与える。鏡対象境界では内二面に対して y 軸に直行する面はローラー境界とし、x 軸に直行する面は x 軸正の方向に一定変位 (25m) を与えることで地殻の水平伸長を模擬する。なお、地表変動は、x 軸方向に並行に、x 軸直上の地表 (y=0km, z=40km) にて算出した(図 1.2.2.4-2-B)。

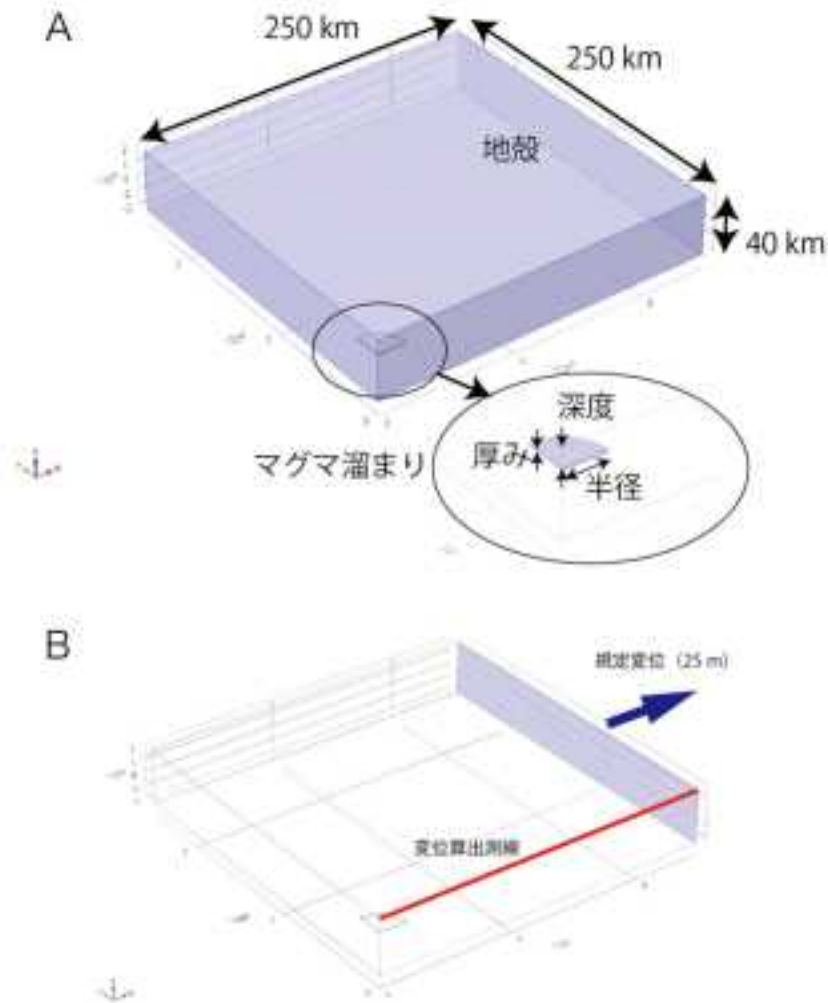


図 1.2.2.4-2 A：シミュレーションセッティング，B：伸長時の規定変位と地表変動を算出する測線。

伸長場を模擬する際、 $k=250\text{km}$ において、 x 軸と直行する面(図中淡青面)を一様に 25m 、 x 軸正の向きに変位させる。また、地表変動を算出するために、 x 軸方向に並行に x 軸直上の地表($y=0\text{km}$ 、 $z=40\text{km}$) (図中赤線)にて算出した。

②シミュレーション手順

(a) 重力による変形

まず、地殻とその内部に存在するマグマ溜まりを模擬した地殻モデルに対して、重力加速度 (9.80665 m/s^2) を与え静置する。これにより、地殻モデルは自重により変形し、地表面は沈降する (図 1.2.2.4-3)。

(b) 水平伸張に伴う地表変形 (沈降)

次に、 x 軸に直行する面に対して一定変位 (25m) を与え、水平伸張を模擬する。この時、地殻モデルは全体的に x 軸方向に伸張され、地表面は沈降する (図 1.2.2.4-4)。

(c) マグマ存在時の水平伸張に伴う地表変化量

(b) で求めた地表変位には、重力による圧密変形による地表変位 (沈降) と、水平伸張に伴う地表変位 (沈降) とが含まれる (図 1.2.2.4-5)。そのため、(b) で求めた地表変位から (a) で求めた地表変位の差をとることで、水平伸張に伴う地表変形のみを抽出して、マグマ存在時の水平伸張に伴う地表変化量を評価する。

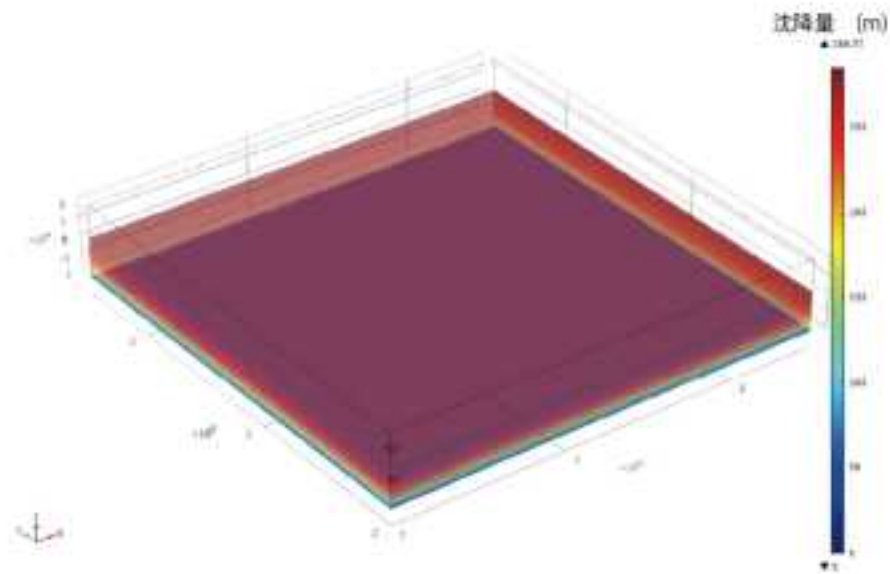


図 1.2.2.4-3 重力による変形.

地殻モデルに対して重力を与えることで、自重により変形(沈降)する。モデル底面では鉛直方向の変位を0(固定)しているため、沈降量は地表に近いほど大きく、深部ほど小さい。

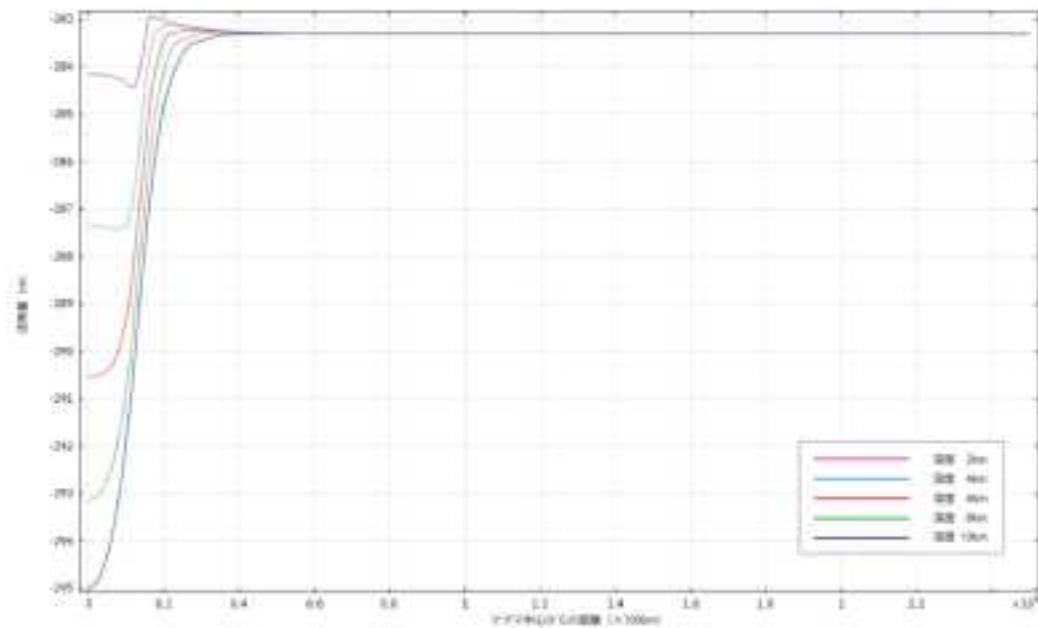


図 1.2.2.4-4 伸長後の地殻変動の例.

重力による沈降の影響も合わせて、地表は全体的に約300m沈降する。また、マグマ溜まりの深度を変えることで、マグマ溜まり周辺での沈降パターンが変化する。

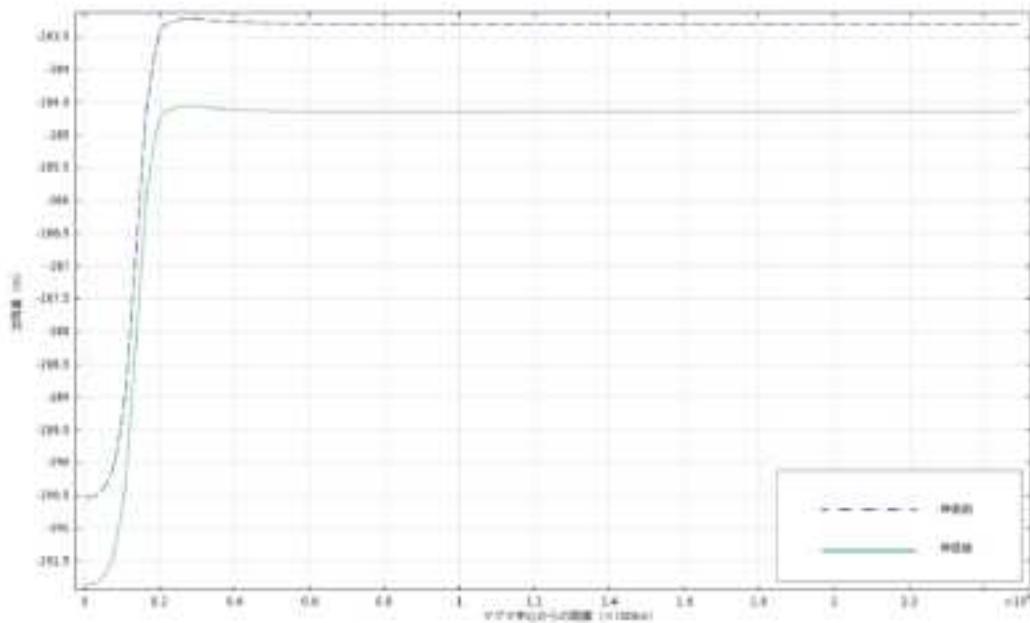


図 1.2.2.4-5 伸長前と伸長後の地表変動 (沈降量)。

伸長前の沈降に加え、伸長に伴い全体的に沈降する。伸長後の沈降量と伸長前の沈降量の差をとることで、伸長に伴う沈降のみを取り出し、マグマ溜まりの存在による伸長時の沈降への影響を評価する。

(2) パラメータスタディ

地下のマグマ溜まりの形状・成長による地表変動の影響を検討するため、下記のパラメータを変化させることで、それぞれの地表変動を求める。

- ① マグマ溜まりの厚み
- ② マグマ溜まりの大きさ (半径)
- ③ マグマ溜まりの深度
- ④ マグマ溜まりの体積変化

① マグマ溜まりの厚み

マグマ溜まりの深度は 14km、マグマ溜まりの半径は 15km で一定とし、マグマ溜まりの厚みとして、500m、1,000m、1,500m、2,000m の 4 種類の厚みにおいて計算を行った (図 1.2.2.4-6)。これによると、厚みが変わっても相対的な沈降のパターンは変化しない。また、厚みがいほど地表変動量が大きくなることが認められた。相対的な沈降パターンは、マグマ溜まりの縁 (マグマ中心からの距離 1500m) を境に、内側 (< 1,500m) では沈降量が大きく、外側 (> 1,500m) では沈降量が小さくなる。最小の変化量を示す厚みが 500m の場合は、最も沈降した場所 (マグマ溜まりの縁の内側) で -1.337m の沈降、最も沈降しなかった場所 (マグマ溜まりの縁の外側) で -1.329m となっている。一方、最大の変化量を示す厚み 2,000m の場合は、最も沈降した場所 (マグマ溜まりの縁の内側) で -1.353m の沈降、最も沈降しなかった場所 (マグマ溜まりの縁の外側) で -1.312m となっている。

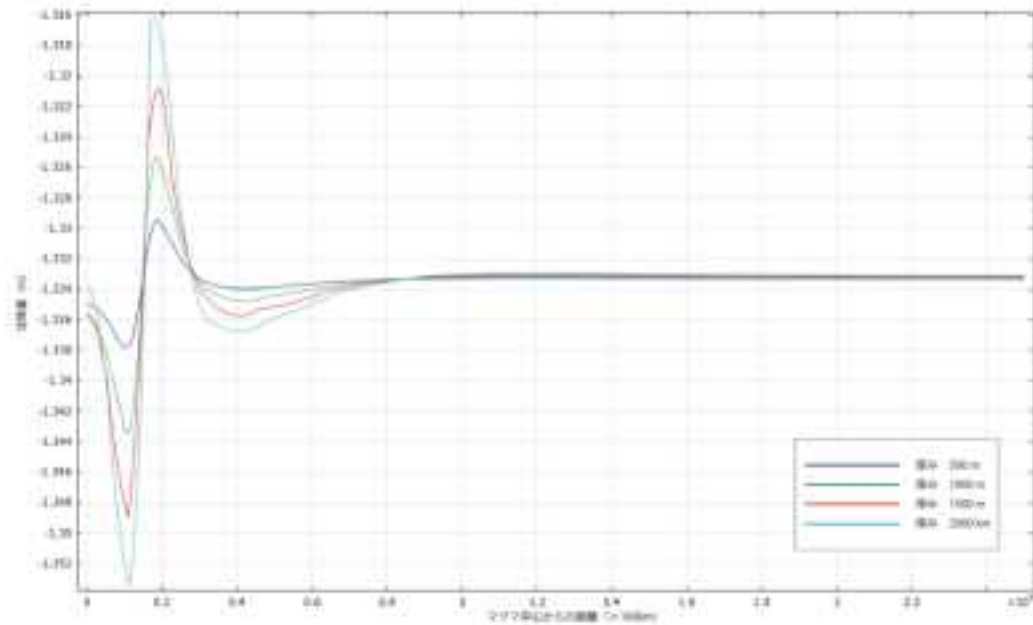


図 1.2.2.4-6 マグマ溜まりの厚みの違いによる伸長時の沈降量の違い。

② マグマ溜まりの大きさ(半径)

マグマ溜まりの深度は 14km、マグマ溜まりの厚みは 1,500m で一定とし、マグマ溜まりの大きさとして、5km、10km、15km の 3 種類の半径において計算を行った (図 1.2.2.4-7)。これによると、半径が変化することで相対的な沈降のパターンが変化する。また、半径の大きさによって最大沈降量が変わる場合がある。最大・最小沈降量は、半径 10km、15km の時ではほぼ等しく、それぞれ -1.347m、-1.320m 程度となっている。一方、半径 5km における最大・最小沈降量は他のものと異なりそれぞれ -1.360m、-1.325m 程度となり、沈降量が大きい。

相対的な沈降パターンは半径 5km の場合、マグマ溜まりの縁 (マグマ中心からの距離 5,000m) を境に、縁の外側で沈降が小さく、縁の内側で沈降が大きい。半径 15km の場合、マグマ溜まりの縁 (マグマ中心からの距離 15,000m) を境に縁の外側で沈降が小さく、縁の内側で沈降が大きい。縁からマグマ溜まりの中心に向かって徐々に沈降量が低下している。半径 25km の場合、マグマ溜まりの縁 (マグマ中心からの距離 25,000m) を境に縁の外側で沈降が小さく、縁の内側で沈降が大きい。縁からマグマ溜まりの中心に向かって徐々に沈降量が低下し、最終的には沈降量がマグマ溜まりの縁の外側と同程度に小さくなる。

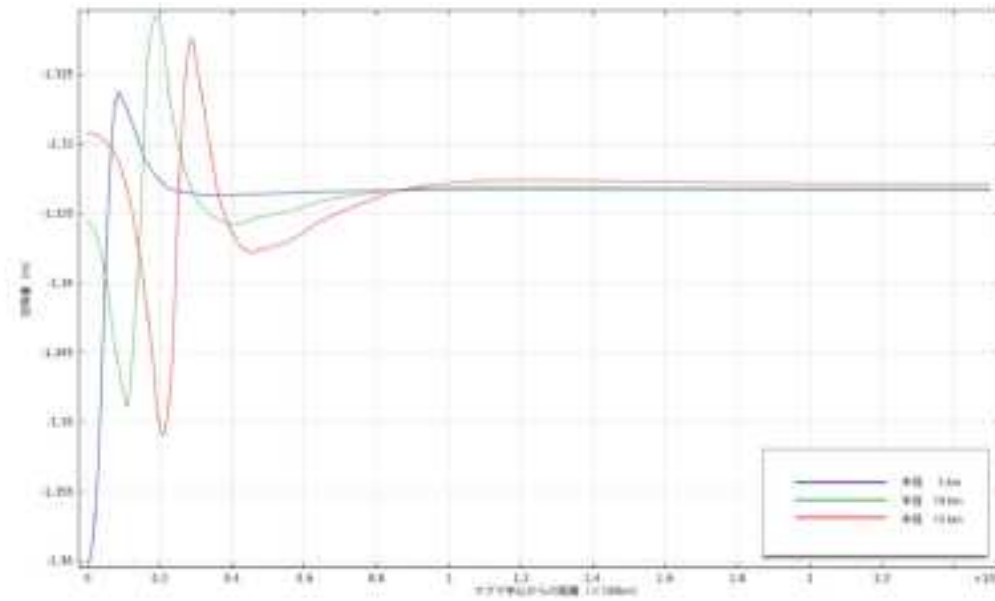


図 1.2.2.4-7 マグマ溜まりの半径の違いによる伸長時の沈降量の違い。

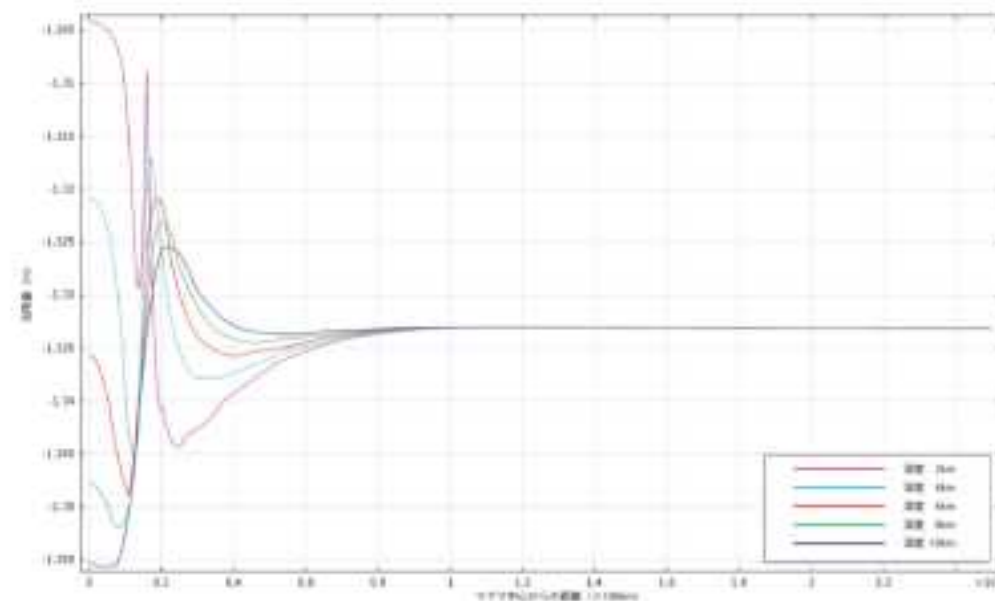


図 1.2.2.4-8 マグマ溜まりの深度の違いによる伸長時の沈降量の違い。

③ マグマ溜まりの深度

マグマ溜まりの半径は 15km、マグマ溜まりの厚みは 1,500m で一定とし、マグマ溜まりの深度として、2km、4km、6km、8km、10km の 6 種類の深度において計算を行った (図 1.2.2.4-8)。これによると、深度が変化することで、相対的な沈降のパターンおよび沈降量が変わることが読み取れる。全体的な傾向として、マグマ溜まりの縁 (マグマ中心からの距離 15,000m) を境に、縁の外側では沈降量が低下し、縁の内側では沈降量が大きくなる。しかし、深度が浅くなるにつれてマグマ溜まりの縁より内側での沈降量が小さくなる。深度が最も深い 10km の場合は、マグマ溜まりの縁の外側では -1.324m 程度の沈降量を示し、縁の内側でマグマ溜まりの中心に向かって沈降量が増加し

-1.353m 程度の沈降量を示す。一方、深度が最も浅い 2km の場合は、マグマ溜まりの縁の外側では -1.306m 程度の沈降量を示すがマグマ溜まりから離れるにしたがって急激に沈降量が増し、8km 離れた (弧長 23,000m) あたりで沈降量は -1.343m 程度となる。また、マグマ溜まりの縁の内側で一旦 -1.335m 程度まで沈降量が増加するが、マグマ溜まりの中心に向かって沈降量が低下し -1.303m 程度まで低下する。

④ マグマ溜まりの体積変化

マグマ溜まりの体積変化を評価するため、マグマ溜まりの半径 15km、厚み 1,500m、深さ 14km のモデルに対して、マグマ溜まりの体積が 0.01%、0.1%、1% 増加した場合の 3 種類について計算を行った (図 1.2.2.4-9)。体積が増加することで沈降量が増加する傾向にあるが、体積の増加量の違いによって相対的な沈降パターンは大きくは変わらない。

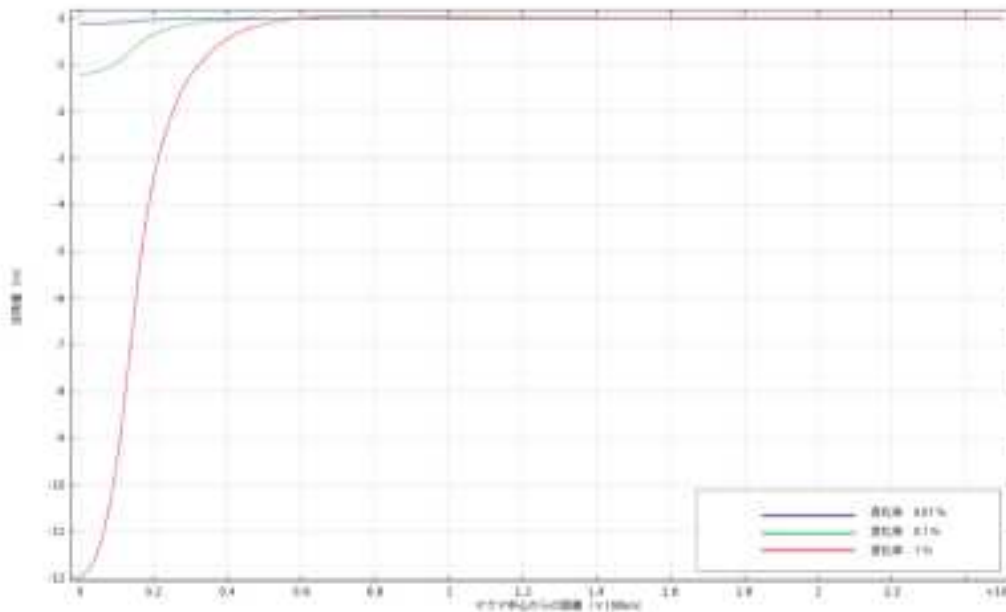


図 1.2.2.4-9 マグマ溜まりの体積変化率 (増加) の違いによる伸長時の沈降量の違い。

(3) まとめと今後の課題

地殻の伸長時に生じる地表変動への地下に伏在するマグマ溜まりの影響を評価するため、地下のマグマ溜まりの性状とそれに対する地表変動の関係について数値シミュレーションを行った。平成 25 年度は、マグマ溜まりの厚み・大きさ・深さ・体積変化について検討した。これより、マグマ溜まりが厚い・大きい・浅い・体積変化が大きいほど地表変動が大きくなる傾向にあることが認められた。

マグマ溜まりの厚みについては、厚みの違いによる変動パターンの違いは見られず、厚みが厚くなるほど変動量が大きくなることを確認した。一方、マグマ溜まりの半径と深さについては、その値の変化により変動量だけでなく変動パターンも変化することが認められた。特に、マグマ溜まりの半径が大きい時、またマグマ溜まりの深度が浅い時は、マグマ溜まりの中心直上域で沈降量が低下する傾向が見られた。

数値シミュレーションにより、簡素化したモデルではあるが地下に伏在するマグマ溜まりの産状によって、地表変動量・パターンが変化することが確認された。このことは、天然のフィールドにおいても地表変動量・パターンから地下に伏在するマグマの性状を推定することができる可能性を示唆する。

今回検討したモデルで観測される地表変動量がほとんどのケースで数 cm 以内の変動であることから、現在の測地学的手法では観測することが容易ではない。実際に現場への適用性を考える上では、観測可能な量であるのかも含めて引き続き検討が必要である。

2) 大規模なマグマ溜まりの地球化学的な不均質

1.2.2.4-1) では、力学計算結果の理解を容易にするためマグマ溜まりの形状を単純化し、円筒形で単一のマグマ溜まりが地殻内に存在するとした。

しかしながら、火山噴出物の岩石学的研究によれば、1つの噴出物に複数の温度・圧力履歴を示す熱力学的に非平衡な組み合わせの鉱物が含まれることは珍しくなく、そのような岩石学的特徴は深さ・温度・化学組成の異なる複数のマグマが、噴火直前～噴火中に混合したことによると考えられている。実際のマグマ供給系は、地殻内に複数存在する可能性がある。また、マグマ溜まりの周辺に存在する母岩は、マグマの熱や揮発性成分によって変質あるいは部分熔融し、マグマ本体の化学的特性に変化や温度低下をもたらす可能性がある。マグマ溜まりの母岩は、噴火の際に一部破片となって噴出物に含まれることがある(捕獲岩あるいはゼノリス)。マグマと母岩の間に化学・同位体組成のコントラストが存在する場合には、噴出物のマグマとゼノリスを調べることにより、マグマ溜まりと周辺の母岩の相互作用の多少について情報を得られることが期待される。そこで、大規模なマグマ溜まりの不均質構造を明らかにする目的で、日本列島全体に影響を及ぼすような巨大噴火を繰り返し、十分に発達したマグマ供給系が存在すると思われる熊本県阿蘇カルデラについて、マグマとゼノリスを対象とした同位体地球化学的手法による検討を行った。

(1) 阿蘇火山の後カルデラ期マグマシステムの多様性と珪長質ゼノリス

① 地球化学的特徴と年代からみた阿蘇周辺の火山岩

火山活動とそれにともなう地形の変化に対応して、火山噴出物の噴出時期によりそれらの主な分布域が決まる。阿蘇カルデラの中央には後カルデラの中央火口丘群、カルデラ壁と外輪山山腹には先阿蘇火山岩類(小野・渡辺, 1985)、外輪山とその周辺で阿蘇火砕流や先阿蘇火山岩類より前に活動した火山岩が分布する。新村ほか(2010)は、阿蘇地域における新第三紀鮮新世から現在までの火山岩の全岩化学組成・Sr 同位体比・年代データの分析・検討を行い、後期先カルデラ期の最古と報告されていた玄武岩の全岩化学組成分析・年代値の再測定から、既存の 2.2Ma という年代値(小野・渡辺, 1985)が誤りである可能性が高いことを指摘し、活動時期の修正を行い、阿蘇地域のマグマの活動時期と地球化学的特徴を時間軸に沿って大きく 5 種類に分類した。

- (a) 前期先カルデラ期：外輪山南西麓に小規模な岩体として分布する 3.9Ma の HMA と 2.9Ma のピクライト質玄武岩(新村ほか, 2010)。
- (b) 後期先カルデラ期：主に阿蘇外輪山に分布する 0.8～0.4Ma の玄武岩から流紋岩の火山岩(小野・渡辺(1985)の先阿蘇火山岩類に相当)。
- (c) カルデラ期-1～4：約 27, 14, 12, 9 万年前のカルデラ形成を伴う珪長質の大規模火砕流。
- (d) 間カルデラ期-1～3:(c) のカルデラ期-1～4 の間で、主に安山岩溶岩を噴出させた火山活動。
- (e) 後カルデラ期：9 万年前から現在に至る阿蘇中央火口丘群を形成する火山活動で、流紋岩質から玄武岩質の噴出物をともなう。

火山岩類の分布および分析に使用した岩石試料の採取地点を図 1.2.2.4-10 に示す。



図 1.2.2.4-10 火山岩類の分布および分析に使用した岩石試料の採取地点。

図中の丸印は試料採取地点で、それぞれの色による凡例は以下の通り。黄：根子岳を除く後カルデラ期の火山岩、赤：根子岳火山岩、青：カルデラ形成期の噴出物、水色：間カルデラ期の噴出物、緑：後期全カルデラ期の火山岩、青緑：前期先カルデラ期の火山岩、紫：基盤岩類。地質図は熊本県地質図編纂委員会(2008)を一部変更して使用した。

② 測定方法

Sr 同位対比は、筑波大学の TIMS (Finnigan MAT262) を使用した。試料は過塩素酸とフッ酸の混酸によって分解した後、陽イオン交換樹脂を詰めたカラムに 2N の塩酸とともに流すことにより Sr を分離・回収した。TIMS においては、Ta フィラメントを使用し、evaporation と ionization のダブルフィラメントによって試料の蒸発・イオン化を行った。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値を算出するために必要な各質量数 (84, 85, 86, 87, 88 で Sr の同位体に対応) の測定 10 回分の統計値とベースライン、ゲインの測定を元に 1 ブロック分の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値を算出し、それを 10 回分、すなわち 10 ブロックのデータを統計処理したものを最終データとして取り扱う。測定途中で電磁的ノイズやイオンビームの乱れによって生じる大きな誤差をもった測定値は outlier として統計処理には入れないため、採用される測定値は 10 回 \times 10 ブロック = 100 個より若干少なくなる。測定期間中に繰返し行った NIST987 の測定結果は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710246 \pm 0.000036$ (2σ , N=11) であり、本報告で扱うデータの再現性の目安とした。

全岩化学組成は、ICP-MS を用いて Activation Laboratories Ltd. により測定された。

③ 測定結果および考察

(a) 全岩主要元素組成

阿蘇地域の火山岩の主要元素組成のうち、 SiO_2 量に対する K_2O 量および MgO 量をそれぞれ図 1.2.2.4-11 のハーカー図上に示した。図 1.2.2.4-11(A) から明らかなように、阿蘇火砕流堆積物および根子岳火山を除いた後カルデラの火山噴出物は、他のものに比べて K_2O 量が多い。先カルデラ期の中でも前期先カルデラ期では後期先カルデラ期より K_2O 量が少ない。根子岳火山の噴出物は、後期カルデラ期でありかつカルデラ内で噴出し、すなわち地理的および時間的に後期カルデラ期の他の火山噴出物と違いがないにもかかわらず、明らかに K_2O 量が少なく、後期先カルデラ期の範囲内から後期先カルデラ期と前期先カルデラ期の間に対応する。図 1.2.2.4-11(B) では、HMA(High Magnesia Andesite) である前期先カルデラ期の MgO 量が飛び抜けて多いことが特徴的であり、他のステージとは全く異なる。一方、後期先カルデラ期では K_2O 量とは異なり、カルデラ期や後カルデラ期とほぼ同じ範囲に分布している。根子岳火山の噴出物の MgO 量は、前期先カルデラ期と後期先カルデラ期の間という点で K_2O 量と同じであるが、 MgO 量は後カルデラ期の範囲の上限付近に分布している。後カルデラ期の MgO 量はカルデラ期の MgO 量のトレンドとほぼ等しいが、 SiO_2 量約 56% の丸山のデータはトレンドからはずれて、若干高い MgO 量であることを示している。

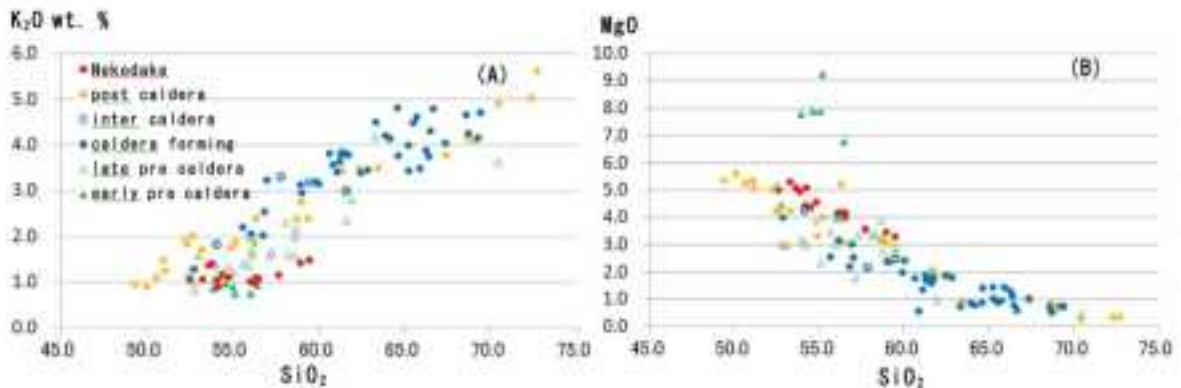


図 1.2.2.4-11 阿蘇地域に分布する火山岩の主要元素組成のハーカー図。

(A) : SiO_2 - K_2O wt%, (B): SiO_2 - MgO wt%。ほとんどのカルデラ形成期と間カルデラ期および根子岳を除く後カルデラ期の火山噴出物はKを多く含む一方で、後期先カルデラ期および根子岳の火山岩はK量が低いものが多い。前期先カルデラ期の火山岩はHMAでありMg含有量が高い。根子岳火山および丸山火山の火山岩は、後期先カルデラ期以降の火山岩の中で比較的Mg含有量が高い。阿蘇火砕流堆積物のデータはHunter (1998)のデータを引用。

(b) 全岩微量元素組成

阿蘇地域の火山噴出物のいくつかの微量元素濃度を MORB の値 (Sun and McDnough, 1989) で規格化して示す (図 1.2.2.4-12)。カルデラ期および間カルデラ期の噴出物の値は、どの元素においても他のステージのものより濃度が高い。根子岳を除く後カルデラ期の噴出物は、これらに比較してパターンは似ているが、全体的に濃度が低いものが多いことと Nb の負異常の程度が大きいことで異なる。後期先カルデラ期のパターンの中心は Sr が若干高いことを除けば、後カルデラ期の範囲の下限にほぼ一致している。根子岳火山の値は後期先カルデラ期の値とほぼ一致している。前期先カルデラ期のデータは、Nb の負異常がほとんど見られない他は、後期先カルデラ期のパターンの範囲内にある。

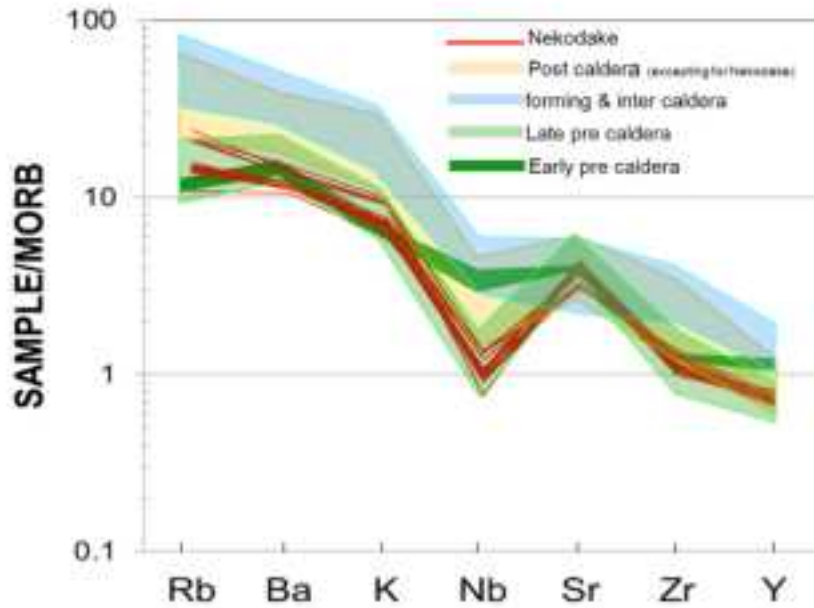


図1.2.2.4-12 阿蘇地域に分布する火山岩の微量元素についてMORBで規格化したパターン(Sun and McDonough, 1989).

カルデラ期、根子岳を除く後カルデラ期では若干の差はあるが、パターンは似ている。一方で、根子岳火山の火山岩のほとんどは、後カルデラ期のパターンよりも後期先カルデラ期のパターンに近く、主要元素組成において見られた後カルデラ期の地球化学的特性の多様性と同様である。ただし、後カルデラ期である丸山火山のデータは欠けている。阿蘇火砕流堆積物のデータはHunter (1998)のデータを引用。

(c) Sr同位体比

阿蘇地域の火山噴出物の Sr 同位対比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) と SiO_2 量の関係を図 1.2.2.4-13 に示す。

カルデラ期および間カルデラ期の Sr 同位体比は SiO_2 量にほとんど関係なく 0.7040-0.7042 の限られた範囲内にある。根子岳火山と丸山火山を除いた後カルデラ期の噴出物のデータは、カルデラ期のデータよりもバリエーションの幅が広く、0.7039-0.7044 の範囲にある。デイサイトから流紋岩質のものは全体的に高い値 (0.7042-0.7043) であり、玄武岩質のものは低い値 (0.7040-0.7042) であり、 SiO_2 量による若干の偏りが見られる。一方、安山岩質のものは、これらの値を超えてばらついている (0.7039-0.7044)。丸山火山のデータはこれらの範囲より高い 0.7049 であり、後述の根子岳火山のデータを含めた後カルデラ期の火山噴出物の中で最も高い。根子岳火山の噴出物は、安山岩の範囲にあり、0.7041-0.7047 である。 SiO_2 量が 55% 付近を除いて、 SiO_2 量が多いほど Sr 同位体比が高い傾向にある。後期先カルデラ期の Sr 同位体比は 0.7039-0.7045 であり、丸山火山と根子岳火山を除いた後カルデラ期の噴出物のデータの範囲に等しい。前期先カルデラ期の Sr 同位体比は 0.7041-0.7044 の範囲であり、0.7042 付近にギャップがある。

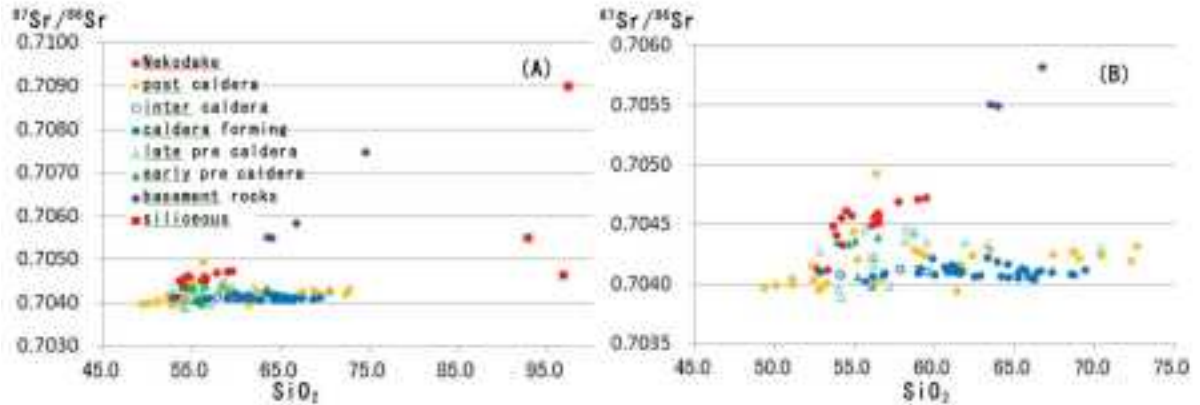


図1.2.2.4-13 阿蘇地域に分布する火山岩・根子岳火山岩中の珪長質ゼノリス・基盤岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - SiO_2 wt%の関係。

根子岳の火山岩に含まれていた珪長質ゼノリスのSr同位体比はおよそ0.7045-0.7090の範囲であり、火山岩のSr比の範囲に比較して格段に広い。全体として、Sr比が0.7040、および SiO_2 含有量が50%程度の部分から左上方向に分散しており、化学的分化と混合作用によってこれらのばらつきを説明することができる。また、根子岳火山岩と基盤岩類のデータは、全体の中で最もSr比の高い値をなぞったように分布している。阿蘇火砕流堆積物のデータはHunter (1998)のデータを引用。

後カルデラ期の火山岩の根子岳火山および丸山火山の噴出物中には、珪長質ゼノリスが含まれることがある。他の後カルデラ期に属する中央火口丘群に分布する火山噴出物には、珪長質ゼノリスはほとんど見られない。珪長質ゼノリスが火山岩のマグマに影響を与えているかどうかを確認するために、図 1.2.2.4-13 に根子岳火山の噴出物中にあった珪長質ゼノリスのSr同位体比と SiO_2 量もプロットした。また、丸山火山の化学組成が未測定火山岩と珪長質ゼノリスのSr同位体比も含めて、その値を表 1.2.2.4-2 および図 1.2.2.4-14 に示した。またこれら露頭や分離する前のゼノリスの試料写真を図 1.2.2.4-15 に示した。

珪長質ゼノリスは SiO_2 量がどれも95%に近い値であるにもかかわらず、Sr同位体比は0.7045-0.7090であり、大きくばらついている。理由の一つとして考えられることは、珪長質ゼノリスの原岩が古く、Rb濃度の差によって生じる年代効果である。阿蘇地域の基盤岩は少なくとも100Ma前後、もしくはそれより古い花崗岩や変成岩、堆積岩であるため、年代効果が生じるには十分である。カルデラ北部のGL-400～600mに分布する花崗閃緑岩は阿蘇カルデラ直下の基盤の一つと考えられ、その年代は三好ほか(2011)によって約100Maと報告されており、阿蘇周辺の花崗岩類と一致する。 SiO_2 量は65-75wt%であり、前述の根子岳火山岩中の珪長質ゼノリスより少なく、ばらつきがある。一方、Sr同位体比は0.7055-0.7075であり、それらのばらつきの範囲内であるが幅が小さい。珪長質ゼノリスとこれら花崗閃緑岩との具体的な関連性は不明であるが、図 1.2.2.4-13(A)からは関連を否定する根拠はない。

表 1.2.2.4-2 根子岳火山および丸山火山の火山岩とそれらに含まれる珪長質ゼノリスの Sr 同位体比と試料の内訳

試料	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ (m)	試料内訳
A	0.70539	± 0.00001	丸山珪長質ゼノリス
B'	0.70605	± 0.00001	丸山珪長質ゼノリス(B が母岩)
B-1	0.70492	± 0.00002	丸山安山岩(ゼノリスから約 10cm の部分)
B-2	0.70501	± 0.00001	丸山安山岩(ゼノリスから約 2cm の部分)
C	0.70483	± 0.00001	丸山安山岩
D	0.70500	± 0.00001	丸山安山岩
E	0.70451	± 0.00001	根子岳安山岩
E'	0.70463	± 0.00001	根子岳珪長質ゼノリス(E が母岩)
F	0.70448	± 0.00001	根子岳安山岩
G	0.70412	± 0.00001	根子岳安山岩
H	0.70449	± 0.00001	根子岳安山岩
I'	0.70548	± 0.00002	根子岳珪長質ゼノリス(I が母岩)
I	0.70457	± 0.00001	根子岳安山岩
J'	0.70898	± 0.00001	根子岳珪長質ゼノリス(J が母岩)
J	0.70471	± 0.00001	根子岳安山岩

図 1.2.2.4-14 から、丸山火山と根子岳火山の Sr 同位体比が他の後カルデラ期の中央火口丘群の火山の噴出物よりデータの幅が広くかつ比較的高い値を示すことが分かる。特に丸山火山の値は他の後カルデラ期のデータのどれよりも高い。丸山火山の火山岩に含まれる珪長質ゼノリスのデータは 1 つだけであるが、これは根子岳での珪長質ゼノリスのデータの範囲内である。試料 B-1 および B-2 を除き、ゼノリスの影響をできるだけ避けるために、火山岩はゼノリスからみかけ上 1m 以上離れた場所から採取した。ゼノリスの Sr 同位体比は、それを含む母岩である火山岩よりもすべて高いことから、マグマに珪長質ゼノリスが溶融・混合した可能性が高い。母岩とゼノリスの値の差は様々である。母岩の Sr 同位体比がゼノリスの影響を受けたと仮定すると、ゼノリスとの距離および温度によって、どの程度ゼノリスを融かし込んだかが変わり、またゼノリスの Sr 同位体比自体にも影響を受ける。火山岩試料 B1 および B2 は距離による影響の差を確認するために、ゼノリスとの境界からそれぞれ約 2cm, 10cm の距離の部分进行分析試料とした。分析値はそれぞれ 0.70492 ± 0.00002 , 0.70501 ± 0.00001 であり、それぞれの測定誤差を含めても 0.00006 の差が残ることになる。前述した通り標準試料による再現性の 2σ が 0.000036 であり、再現性を含めるとその差は誤差の範囲内になる。しかしながら、連続して測定した試料の場合の再現性は、前述の期間中の再現性よりずっと良いことが経験的に分かっているため、距離による差があることは否定できない。

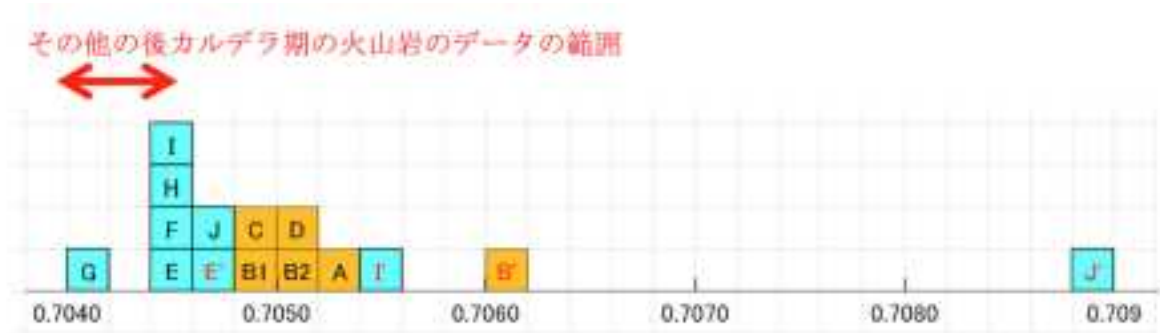


図 1.2.2.4-14 根子岳火山および丸山火山の火山岩とそれらに含まれる珪長質ゼノリスの Sr 同位体比。

水色は根子岳火山，オレンジ色は丸山火山から採取した試料のデータであり，アルファベットが黒色は火山岩，赤色は珪長質ゼノリスのデータであることを示す。珪長質ゼノリスのB'は火山岩B1を母岩とするもので，同様にE'はEに，I'はI，J'はJに含まれていたものである。データの内訳は表1.2.2.4-2に示した。



図 1.2.2.4-15 丸山火山および根子岳火山で採取したゼノリスの写真。

左上：丸山火山でみられたゼノリス。試料の下方に見られる約直径5cmの白色球状の部分が珪長質ゼノリスで，ゼノリスの中央部がB'(写真中の05の矢印の先)，ゼノリスの境界から約2cm火山岩に入った部分がB-2(写真中の06の矢印の先)，約10cm火山岩に入った部分がB-1(写真中の07の矢印の先)。ゼノリスは細粒でほぼ均質。右上：根子岳火山でみられたゼノリス。試料の右上の白色板状の部分がゼノリスで，実際に岩石を砕くとゼノリスは平板状であった。2~4mmの半透明から白色の粒状および細粒の黒色部からなる。左下：根子岳火山でみられたゼノリス。灰色の安山岩の断面に見られる中央の不規則な形の白色部がゼノリス。白色で平板に近いが面は不規則。堅固だが亀裂に沿って割れる。青いペンの長さが約15cm。右下：根子岳火山でみられたゼノリス。露頭の表面に近い部分にあり，直径約10cmで，これまでに確認した中で最大の大きさ。白色で所々にラミナ状に周囲のマグマが入り込んだと見られる部分(灰色から灰褐色)がある。このゼノリスがこれまでの中で他とかけはなれた最も高いSr同位体比を示した。中央の銀色の円形は1円硬貨。

(d) 後カルデラ期マグマシステムの地球化学的特徴と検討課題

巨大噴火を繰り返し十分に発達したマグマ供給系が存在すると思われる熊本県阿蘇カルデラの地下に存在すると考えられる大規模なマグマ溜まりを対象に、その複雑性を把握することを目的とした火山噴出物の地球化学的研究を行い、後カルデラ期の火山噴出物の Sr 同位体比がカルデラ期および間カルデラ期の Sr 同位体比よりもバリエーションの幅が広いことを確認した。阿蘇火山の噴出物およびゼノリスの同位体的不均質性は、カルデラ期のマグマ、後カルデラ期のマグマ≒カルデラ初期のマグマ、ゼノリスの順に大きくなる。一方、残存する珪長質ゼノリスとマグマとの反応の程度は限定的であることを示唆するデータが得られており、後カルデラ期に噴出したマグマの Sr 同位体比の多様性については、今後も検討の必要がある。

(2) 今後の課題

噴出したマグマ同位体的多様性をマグマ供給系から推定するにあたり、噴出したマグマの同位体比の多様性が、深部から供給されるマグマの多様性に起因するのか、それとも母岩の反応の多様性によるのか区別する必要がある。具体的には、ゼノリスとして含まれる母岩によるマグマの混染プロセスを定量的に確認する必要がある。そのためにはゼノリス周辺の火山岩だけでなく、ゼノリス内部の Sr 同位体比にどのような空間的多様性があるかどうか確認することが、特に、混合プロセスにおける質量保存関係を把握するうえで有効である。また、これらの珪長質ゼノリスが具体的にどの地質に対応するかを明らかにするためには、阿蘇近傍で比較的珪長質な岩石、例えばカルデラ南方に広く分布する御船層群の砂岩や泥岩、カルデラ北部から北西部にかけて分布する花崗岩類や珪長質な変成岩類に対して Sr 同位体比の測定を行うことが必要である。

3) マグマ溜まりの大きさ・形状・深さ・物性

1.2.2.4-1) 項において、仮想的な円筒形マグマ溜まりの形状・深さ・物性が地殻変動に与える影響が数値シミュレーションにより見積られた。また、1.2.2.4-2) 項において、巨大噴火を複数回引き起こした阿蘇火山の巨大なマグマ供給系において、マグマと母岩の反応が同位体地球化学的に検出され、液体状態のマグマだけでなく、それを取り巻く固体の母岩も含めた、マグマ溜まりのイメージが掴めつつある。本項では、マグマ活動と地殻変動の総合的な理解をすすめるうえで有効な、数値シミュレーションを行ううえで必要不可欠なパラメータである、マグマ溜まりの大きさ、形状、深さ、物性を、火山噴出物に対する岩石学的・地球化学的検討を用いて具体的に推定する。

マグマ溜まりの形状や物性は、数値シミュレーションに必要なパラメータとしてのみならず、高レベル放射性廃棄物の地層処分場など、現時点において火山が存在しない場所に将来新規に火山が生じる可能性の検討として物理探査など行う上でも、重要な情報である。検出対象である地下のマグマ溜まりの深度や物性に関する予備知識がなければ、探査手法の空間解像度や感度が十分に十分であるかを満足に確認することができない。十分に発達したマグマ供給系では(図 1.2.2.4-16)、マグマ溜まりは地下数 km 程度から 15km にわたる厚みと、直径数十 km もの水平方向の広がりを持つと考えられている。これに対して、初めて噴火するマグマ供給系に関する知識は非常に限られている(図 1.2.2.4-17)。もしも新規火山のマグマ溜まりが小さければ、現在の物理探査手法の空間解像度では検出できない可能性がある。小さなマグマ溜まりが地下深部に存在するのならば、検出は更に困難になる。これまで火山の存在しなかった場所に新規出現した火山について、マグマ溜まりの大きさ・形状・深さ・物性を見積るための事例研究を行うことは、情報不足によるマグマ供給系把握の不確実性を低減することに繋がる。

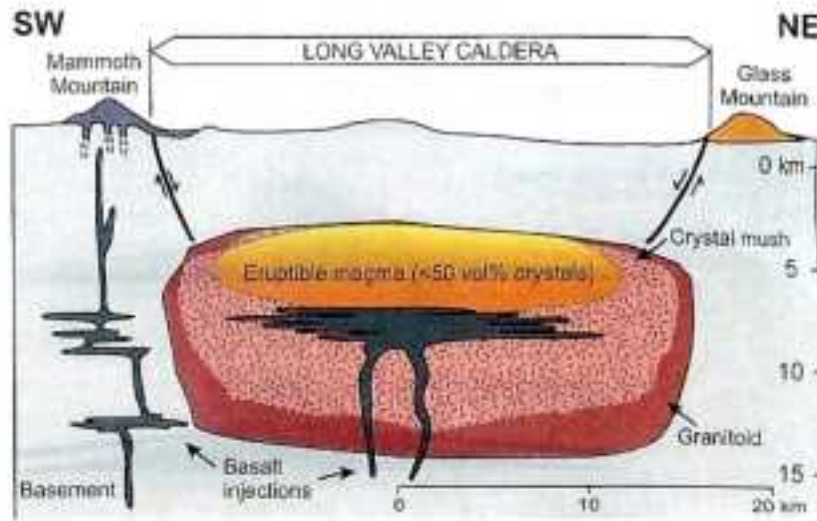


図 1.2.2.4-16 十分に発達したマグマ供給系の概念図の例 (Bachmann and Bergantz, 2008).

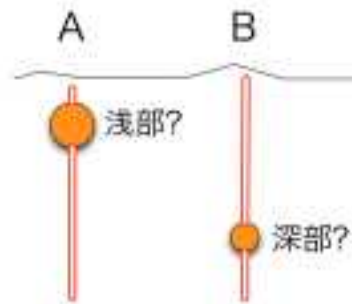


図 1.2.2.4-17 初めて噴火するマグマ供給系.

本報告では、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2009) およびそれ以降に得られたデータを用いて、肘折火山のマグマ溜まりの大きさ・形状・深さ・物性を見積る (図 1.2.2.4-18)。マグマ溜まりの形状を表現するパラメータは、絶対的な大きさ (体積) と、相対的な形 (アスペクト比・等) に分解して考えることができる。このうち体積に関しては、地表にもたらされた噴出物の量が、マグマ溜まりの体積の最小見積り量となる。噴出物の量は地質調査などから推定することができる。マグマ溜まりの深さは、圧力から推定する。地下のマグマ溜まりには、上方の岩石による乗載加重が約 250 気圧/km がかかるため、マグマの深度を 1,000 気圧あたり 4km と推定できる。噴火直前の圧力は、噴出物に対する岩石学的検討から推定する。マグマの物性としては、密度、圧縮性 (バルクモジュラス)、電気伝導度、透気率等が挙げられるが、このうち電気伝導度と透気率は導電部あるいは亀裂の微細構造によって大きく変化するため、推定は困難である。本報告では、地殻内のマグマと応力の関係について議論することから、密度とバルクモジュラスを求めることにする。噴出物の熱力学的検討を行うために必要となる岩石学データは、全岩化学組成、斑晶累帯構造、斑晶の化学組成、ガラス包有物の含水量および主要元素組成である。

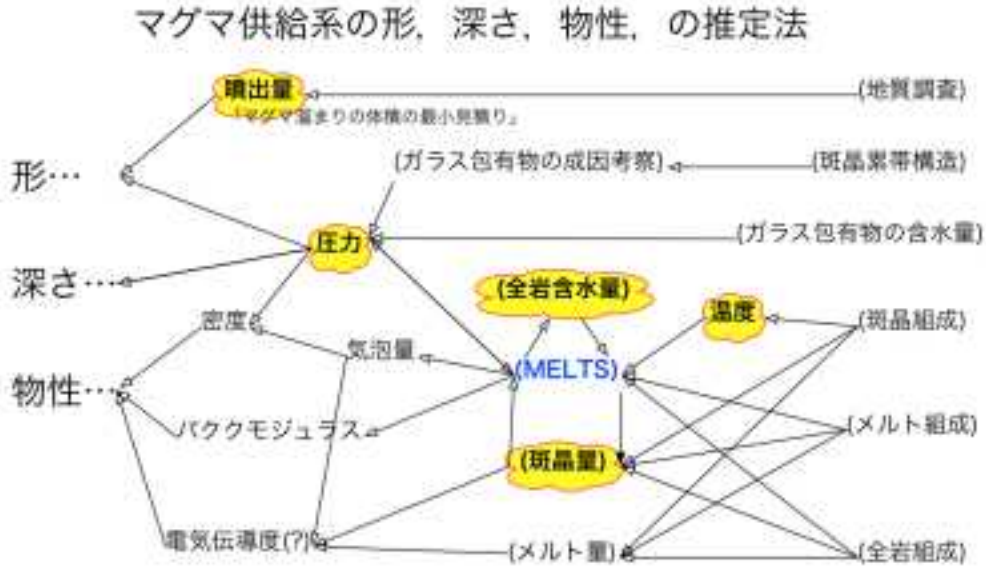


図 1.2.2.4-18 マグマ供給系の形状・深さ・物性の推定法。

マグマの形(大きさ)、深さ(圧力)、物性(密度およびバククモジュラス)を、噴出物の地質調査と岩石学的・熱力学的検討により推定する。

(1) 研究対象

肘折火山(北緯 38 度 36 分 35 秒, 東経 140 度 9 分 20 秒; WGS84 座標系; 西来ほか, 2012)は、今から 12,000 年前に生じた、直径約 2km の新規の小型カルデラ火山である。先行研究により、層序(杉村, 1951; 米地・菊池, 1966; Ui, 1971; 川口・村上, 1994; 宮城, 2007), 噴出年代(宇井・柴橋, 1973; Miyagi, 2004), 予察的な岩石学データと熱力学的解析結果(村上・川口, 1994; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2009)が得られている。

肘折火山の噴出物の層序は、4 つの主要なステージに分類されており(宮城, 2007), ステージ 1 から 4 までの活動期間は地質学的に短時間であることが判明している(Miyagi, 2004)。噴火ステージごとの噴出量の変化と、火山噴出物に含まれるマグマ由来物質「本質物」の量比には経時変化があり、ステージ 3-3a で最大となる(図 1.2.2.4-19; 宮城, 2007)。噴出物の噴出形態は、谷埋め型の火砕流堆積物と降下火砕物から成り、それら堆積物の見かけ体積はそれぞれ 1.4 立方キロおよび 0.6 立方キロ、それらを緻密岩石に換算した際の体積は 0.83 立方キロと推定されている(宮城, 2007)。

肘折火山の本質物は石英安山岩質な軽石である。軽石の構成物が多い順に、石基ガラス、斜長石、石英、角閃石、斜方輝石、マグネタイト、イルメナイトである。軽石の構成物組み合わせと量比は、肘折の噴火ステージを通じて顕著な変化が認められない。しかしながら石基ガラスの発泡度には変化があり、ステージ 1 の軽石に比べて、ステージ 2 は発泡度が低く、ステージ 3 および 4 は発泡度が高い(図 1.2.2.4-20)。

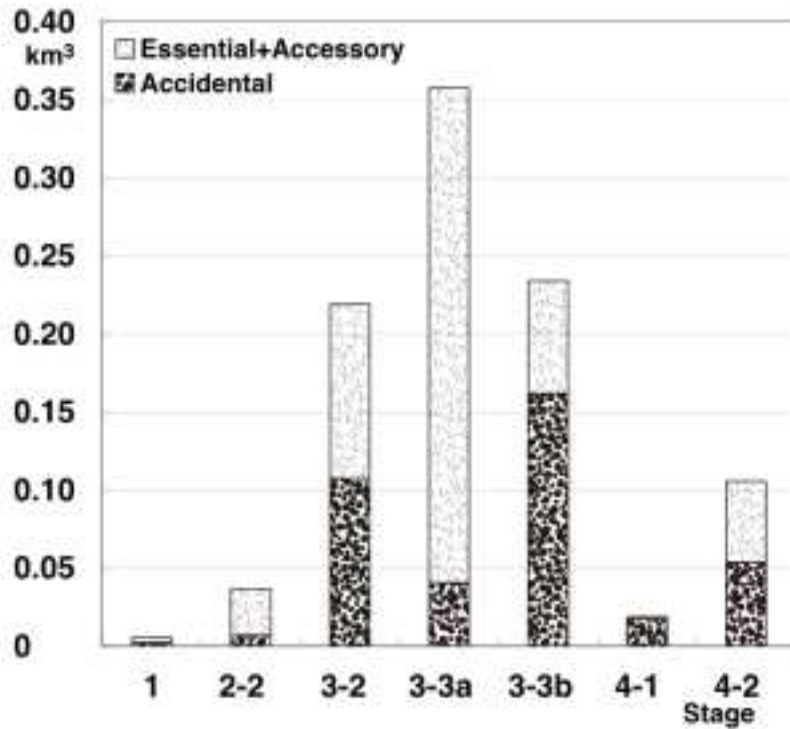


図 1.2.2.4-19 肘折火山の噴出量.

肘折火山噴火ステージ1、2-2、3-2、3-3a、3-3b、4-1、4-2の噴出物の構成粒子を、本質岩片および類質岩片(Essential+Accessory)と、異質岩片(Accidental)とに分類し、降下火砕物の等層厚線図から計算されるステージごとの総噴出量を振り分けた(宮城, 2007).

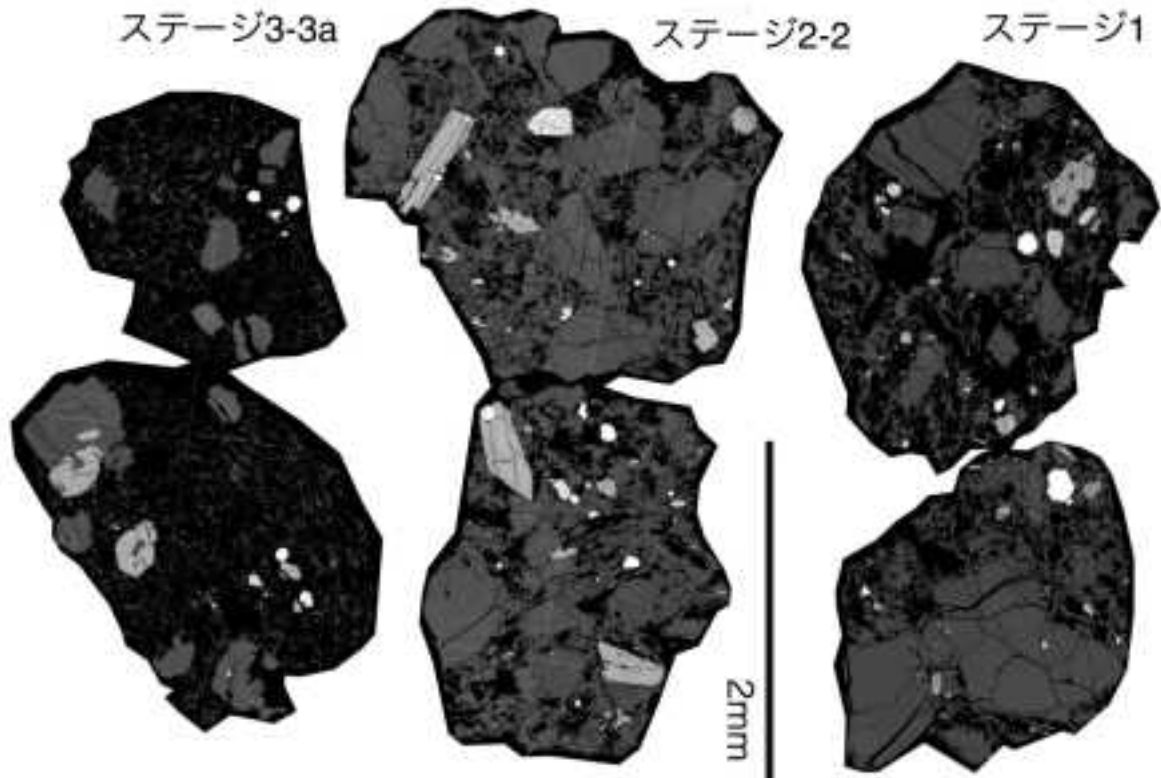


図1.2.2.4-20 肘折火山の噴火ステージ1、2-2、3-3aに含まれる本質物質(軽石)の片面研磨片の反射電子像(宮城, 2007).

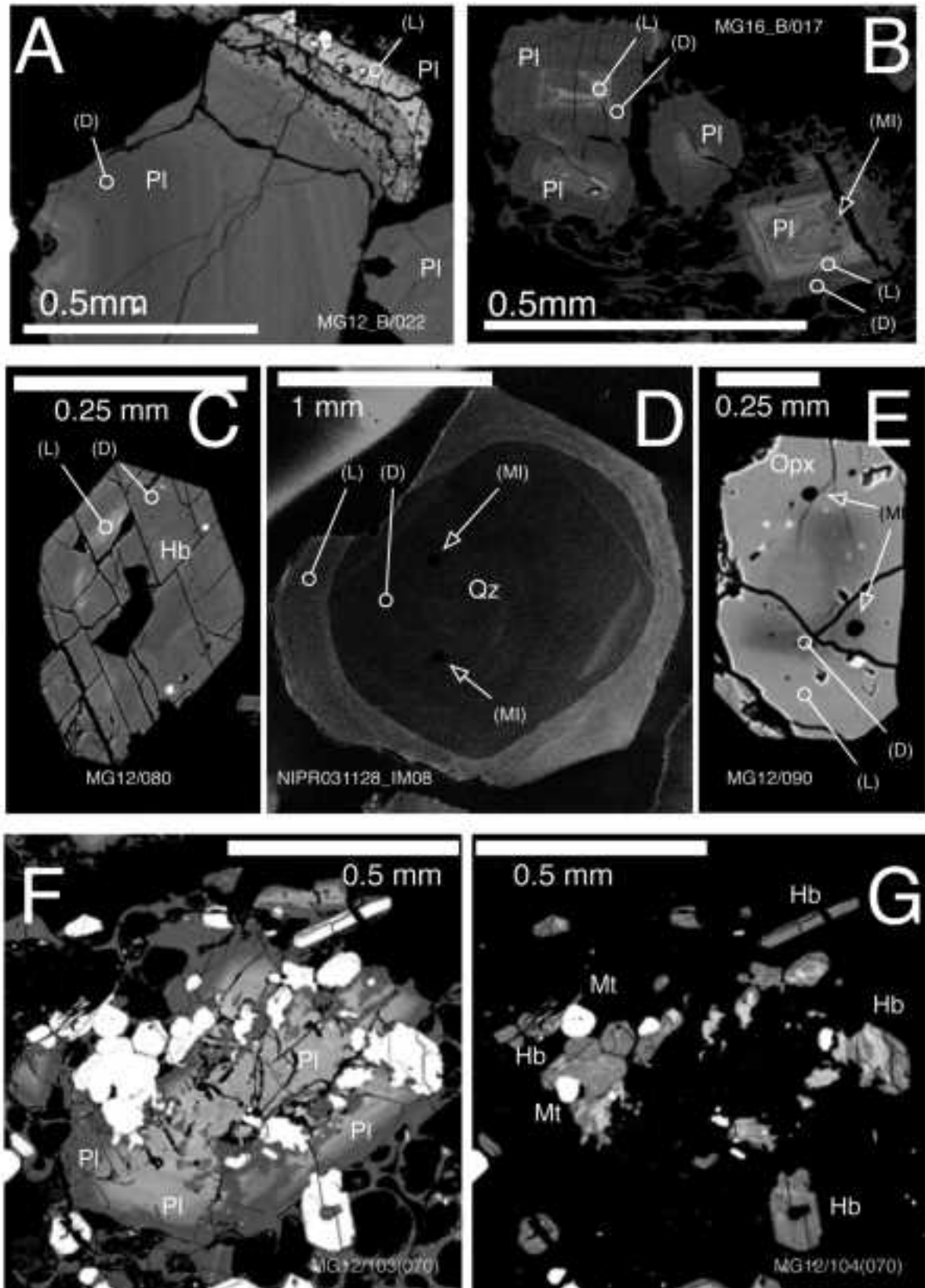


図 1.2.2.4-21 肘折火山の斑晶の反射電子像 (A ~ C および E ~ G) およびカソードルミネッセンス像 (D).

肘折火山の本質物に最も多く含まれる斑晶は、斜長石であり、その長径は最大 1 ミリ程度である (図 1.2.2.4-21)。肘折火山の噴出物に含まれる大きな斜長石斑晶は、自形だが、破断面を有することが特徴である。比較的小さなものを除き、ほとんどすべての大型斜長石斑晶は破碎作用を被っている。破碎された斜長石斑晶が、火砕流堆積物の基質だけでなく、軽石中にも含まれる。このことは、結晶の破碎作用は噴出後の火砕流流動中だけでなく、噴出前 (マグマ溜まり～地表への移動中) にも生じたことを示している。斜長石斑晶が数ミリ間隔にも及ぶ細かな破断を被っていることは、マグマの粘性が非常に高く、流動よりも破碎作用によって、マグマが地上へ移動した可能性を示す。肘折火山の本質物に含まれる斑晶として斜長石の次に多く含まれる角閃石は、長径は最大 1 ミリ程度で、自形である。斑晶として角閃石に次いで多く含まれるものは、石英であり、最大長径 2 ミリで自形～融食形を呈する。斑晶としてこれらに次ぐものは斜方輝石であり、最大長径が 1 ミリ程度の自形を示す。斜長石、角閃石、斜方輝石は、鉄チタン酸化物鉱物とともに集斑状構造をとることがある。これに対して石英斑晶は、軽石の気泡内や、火砕流堆積物の基質中に孤立する傾向がある。

これらの斑晶は、ガラス包有物を含む (図 1.2.2.4-21)。ガラス包有物は、マグマ溜まりの高温高压条件下で斑晶鉱物に取り込まれた硅酸塩溶融体が、噴火後の急冷によりガラス化したものである。ガラスは不安定な状態であるから、噴火後の冷却速度が遅い場合には、包有物中に微結晶が多数晶出し、組成的な均質性が失われる。そのため、噴出物中のガラス包有物の含水量および主要元素組成分析にあたっては、噴火後の徐冷を避け、冷却速度の大きな降下火砕物を対象とした。

(2) 試料前処理および分析法

①前処理

肘折火山の降下火砕物を、超音波洗浄器を用いて 30 ～ 120 分間純水で洗浄後、90°C の恒温乾燥機で一晩かけて乾燥させた。斑晶ガラス包有物の破碎を避けるため、乳鉢などによる破碎操作は行わなかった。水洗後の試料を、開口径が 32, 16, 4, 1, 0.7 ミリのふるいで粒度調整し、実体顕微鏡下で本質ガラスの付着した斑晶を選り分けた。ガラス円盤上に斑晶を単粒子層となるように並べて樹脂で固定し、固定砥粒の研磨シートを用いて、斑晶平均粒径の半分の高さになるよう切削研磨した。

②反射電子象およびカソードルミネッセンス像の撮影

化学分析を行う前に、研磨面のほぼ全体の反射電子像を撮影し、斑晶の累帯構造や斑晶ガラス包有物の位置を確認した。石英斑晶については国立極地研究所の走査型電子顕微鏡でカソードルミネッセンス像を取得した (JEOL JSM-5900 LV, 15kV, 2nA; Oxford Instruments, Co. Ltd., MINI-CL)。

図1.2.2.4-21 A: 比較的大きな斜長石斑晶。斑晶の組成は、波長数 μm 程度の細かな波動累帯構造を持ちカルシウムに乏しい部分が大半を占めるが(D)、カルシウムに富む明るい帯(L)も存在する。肘折火山の大きな斜長石斑晶は(観察した限りにおいてすべて)、破断面に囲まれていることが特徴である。B: 比較的小さな斜長石斑晶。斑晶の組成は、中心部にカルシウムに富む明るい部分が存在し(L)、周辺ではカルシウム濃度が低下(D)する、ノーマルゾーニングを呈している。C: 自形の角閃石(ほぼC軸に垂直な面で切られている)。角閃石の化学組成は、中心付近にアルミニウムに富む明るい部分(L)が少量存在し、それをアルミニウムに乏しく暗い本体(D)が取り囲む。観察した限りにおいて、角閃石の最外周の組成はすべてアルミニウムに乏しい。D: 石英斑晶のカソードルミネッセンス像。中心部に暗く融食形のコア(D)が存在し、それを明るく自形の(L)リムが被覆し、自形の外形を呈している。E: 自形の斜方輝石(ほぼC軸に垂直な方向で切られている)。斜方輝石の化学組成は、中心付近には暗くマグネシウムに富む部分(D)が存在し、それを明るく鉄に富む部分(L)が被覆し、自形の外形を呈している。F: 斜長石、角閃石、磁鉄鉱の集斑晶。中心部にはカルシウムに富む明るい斜長石が存在し、その周囲をカルシウムに乏しく暗い斜長石が覆うとともに、角閃石と磁鉄鉱を包有している。G: 反射電子像の輝度を角閃石に最適化させた、Fと同じ構図の反射電子像。Pl: 斜長石、Q: 石英、Hb: 角閃石、Opx: 斜方輝石、Mt: 磁鉄鉱。

③化学分析法

斑晶鉱物ならびに斑晶ガラス包有物の元素組成 (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, S, Cl, F) は、地質調査総合センターの電子線マイクロアナライザ (JEOL JXA-8900) を用いて分析した。分析条件は、加速電圧；15kV、試料電流；12nA、試料面上におけるビーム径；4 μ m、補正計算は ZAF 法によった。ビーム照射直後の 4 秒間の Na の信号強度を検出することにより、みかけの Na 量の低下を軽減した。斑晶ガラス包有物の含水量は、地質調査総合センターの二次イオン質量分析計 (CAMECA IMS-1270) を用いて分析した。分析条件は、10kV に加速された 1nA で直径 20 μ m の Cs⁺ の一次イオンビームを用い、放出される二次イオンを、試料面上におけるサイズが 10 μ m 四方となるようフィールドアパーチャーで切り取り、10kV のマイナス電場で加速し、静電場および磁場を用いる二重収束型質量分計で分離後、電子倍増管によるイオンの計数を行った。試料の含水量は、質量数 30 の Si と H の比を、試料の SiO₂ 濃度で補正する経験的な補正式と検量線を用いて算出した。試料面に埋め込んだ標準物質で、含水量分析の妥当性を確認した。含水量の検量線は、秋田大学の真空装置を用いた加熱脱水還元装置により得られる水素ガスのマンメトリーと、加熱前の試料の秤量とから得られる含水量と、二次イオン質量分析計の H/Si 比によって作成した (Miyagi *et al.*, 1995)。二次イオン質量分析計の測定対象となる斑晶ガラス包有物は、例外的に大きな (研磨面での直径が最低でも 20 μ m 以上) ものに限定されるため、分析数が乏しい。そのため電子線マイクロアナライザの分析トータルにもとづく含水量の推定も行った。分析トータルと含水量の換算式は、Borisova *et al.*, (2005) の Appendix A の式 (1) である。

④マグマの熱力学的データ解析

代表的な肘折火山のマグマ化学組成 (表 1.2.2.4-3) に対して、MELTS プログラム (Asimow and Ghiorso, 1998; Ghiorso and Sack, 1995) を用いて解析を行った。解析範囲は、温度；700-1400 °C (1°C 刻み)、圧力；1-1,600 気圧 (100 気圧刻み)、含水量は 0.1, 0.5, 1.0, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5, 6, 8, 10wt%、酸素分圧；FMQ-FMQ+2 ログユニットとした。これら温度・圧力・含水量・酸素分圧の組み合わせの数は、470 万通りとなる。膨大な数の熱力学的パラメータを整理し、GMT プログラム (Wessel and Smith, 1998) を用いて温度・圧力平面上の等高線として表現した。これら化学組成の等高線と、化学分析により得られた組成を比較することにより、マグマの温度・圧力条件等を把握する (Miyagi, 2010)。

(3) 斑晶・石基ガラスの組織・構造

肘折火山噴出物は、反射電子像 (図 1.2.2.4-21-) の輝度の空間変化と、電子線マイクロアナライザによる点分析結果によると、以下の特徴を持つ。

比較的大きな斜長石斑晶の反射電子像 (図 1.2.2.4-21-A) は、周期的で微細な化学累帯構造を有する比較的暗い部分と、蜂の巣状に融食された明るい帯状の部分から構成されている。数多くの斑晶を観察すると、前者には直径数 10 μ m 以下の比較的大きな斑晶ガラス包有物が低頻度で含まれ、後者には直径 10 μ m 以下の比較的小さなものがより高頻度で含まれている。一方、比較的小さな斜長石斑晶 (図 1.2.2.4-21-B) の反射電子像は、中心部が明るく An 組成に富み、周縁部が暗く Ab 組成に富む、いわゆる正累帯構造を示している。

角閃石斑晶の反射電子像 (図 1.2.2.4-21-C) は、中心部が明るく周辺部は暗い。点分析によれば、明るい部分はアルミニウムに富みシリカに乏しいパーガス閃石的であり、暗い部分はその逆でマグネシオホルンブレンド的である。

石英斑晶のカソードルミネセンス像 (図 1.2.2.4-21-D) は、中心部が暗く、周辺部が明るい。中心部と周辺部の境界においては輝度のコントラストが明瞭で、融食形を呈する周辺部を、自形の周縁部が覆って成長していることがわかる。

斜方輝石の反射電子像 (図 1.2.2.4-21-E) は、中心部が暗く周辺部が暗い。中心部と周縁部の境界では輝度のコントラストが不明瞭である。点分析によれば暗い部分はマグネシウムに富み、明るい部分は鉄に富む、いわゆる正累帯構造を示している。このように境界不明瞭な正累帯構造は、有珠火山 1663 年以降の一連の噴出物のうち最近の斜方輝石にも観察されており、有珠火山においては、マグマ溜まりに滞在していた斜方輝石中内部の鉄とマグネシウムが、温度 800°C 程度の高温条件で数百年かけて化学拡散したためだと解釈されている (Tomiya *et al.*, 2010)。

肘折火山噴出物には斜長石・角閃石・磁鉄鉱からなる集斑晶も観察される (図 1.2.2.4-21-E および F)。集斑晶の斜長石は正累帯構造を示し、Ab 組成に富む周縁部に角閃石および磁鉄鉱を包有する。斜長石に包有される角閃石の化学組成は、単独の角閃石と比較して、パーガス閃石的なコアが直径に占める割合が大きいたことが特徴である。

石基ガラスの反射電子像の輝度はガラスの表面数十 μm がやや暗い (平均原子番号が小さい)。平均原子番号が小さい理由は、噴火後 12,000 年間にガラス表面から内部に向かって水和が進行したためであろう。

(4) 全岩および鉱物の化学組成

肘折火山のマグマ全岩化学組成はデイサイト質で、シリカ化学組成範囲は比較的狭く ($66 \pm 1.5\text{wt}\%$)、噴出ステージを通じてほぼ一定である (Ui, 1971; 本研究)。全岩および鉱物の化学組成のハーカー図を図 1.2.2.4-22 に、それらの頻度分布を図 1.2.2.4-23 に示す。図 1.2.2.4-24 に、斜長石の An 組成、斜方輝石のエンスタタイト組成、単位格子で規格化した角閃石のアルミニウムモル数のヒストグラムを示す。斜長石の An 組成は 30 ~ 74mol% の範囲を持ち、35 ~ 41, 55, 65-68mol% にピークが認められる (図 1.2.2.4-24-A)。斜方輝石のエンスタタイト組成は 62 ~ 70mol% の範囲を持ち、そのうち 63 ~ 64.5mol% が大半を占める。角閃石のアルミニウム量は 0.7 ~ 2.0 a.p.f.u. の間でばらつくが、主要なピークは 1.0 a.p.f.u. に存在する。

肘折火山噴出物の磁鉄鉱の化学組成のうち、ストイキオメトリ補正済みのアルミニウム量は、1.4 ~ 1.9wt% の間に分布する (図 1.2.2.4-25-A)。この組成範囲は、有珠火山の流紋岩～石英安山岩質噴出物 (図 1.2.2.4-25-B に暗灰色で示した領域; Tomiya *et al.*, 2001; Tomiya and Takahashi, 2005) よりも低い。図 1.2.2.4-25-B において右上の分布は高温・苦鉄質に、左下の分布は低温・珪長質な性質を示す。したがって、図 1.2.2.4-25-B の分布は、肘折火山のマグマ温度が、780 ~ 950 °C と推定されている有珠火山の流紋岩～石英安山岩質マグマと同等かより低いことを示唆している。なお、図 1.2.2.4-25-B の左方に明灰色で示した範囲 (clot) は、肘折火山噴出物に少量見られる類質岩片 (細粒・緻密) に含まれる磁鉄鉱の組成を示している。化学組成に明瞭な差が認められることから、これらの類質岩片の温度・圧力条件は、肘折火山のマグマ溜まり本体とは異なると考えられる。

肘折火山噴出物に含まれる斑晶ガラス包有物の化学組成は、流紋岩質であり (図 1.2.2.4-22)、シリカ濃度は $79.5 \pm 1.5\text{wt}\%$ の狭い範囲に分布する (図 1.2.2.4-23)。これらの斑晶ガラス包有物の化学組成を宿主斑晶鉱物ごとに観察すると (図 1.2.2.4-26)、組成の「違い」と「共通性」の両方が認められる。例えば、シリカ量のヒストグラムは (図 1.2.2.4-26-A)、シリカ 79.0wt% (図 1.2.2.4-26-A の 2 番のピーク) と 80.2wt% (図 1.2.2.4-26-A の 4 番のピーク) が顕著である。2 番のピークは角閃石・斜方輝石・斜長石の斑晶中のガラス包有物によって共有されている。これに対し 4 番のピークは斜長石と石英の斑晶中のガラス包有物に共有されている。同様に、カリウム濃度 (図 1.2.2.4-26-B) の 2 番のピークが、角閃石・石英・斜方輝石によって共有されるのに対して、3 番のピークは斜長石・石英のガラス包有物によって共有されている。

斑晶中のガラス包有物の含水量に関しては、少なくとも 4 つのピークが認識できる (図 1.2.2.4-26-H)。このように、斑晶ガラス包有物に観察された化学組成出現頻度ピークの多くは、複数宿主

の斑晶ガラス包有物によって共有されているが、1 種類のホストに占有されているピークも存在する。具体的には、酸化鉄濃度 (図 1.2.2.4-26-D) の 1 番のピークは石英斑晶中のガラス包有物に特有である。同様に塩素 (図 1.2.2.4-26-G) の 4 番のピークは斜長石中、水 (図 1.2.2.4-26-H) の 4 番は石英斑晶中、そしてやや不明瞭ではあるがカリウム (図 1.2.2.4-26-B) の 4 番のピークは斜長石中の斑晶ガラス包有物に特有なものである。これらは、肘折火山のマグマ生成プロセスを反映している可能性がある。

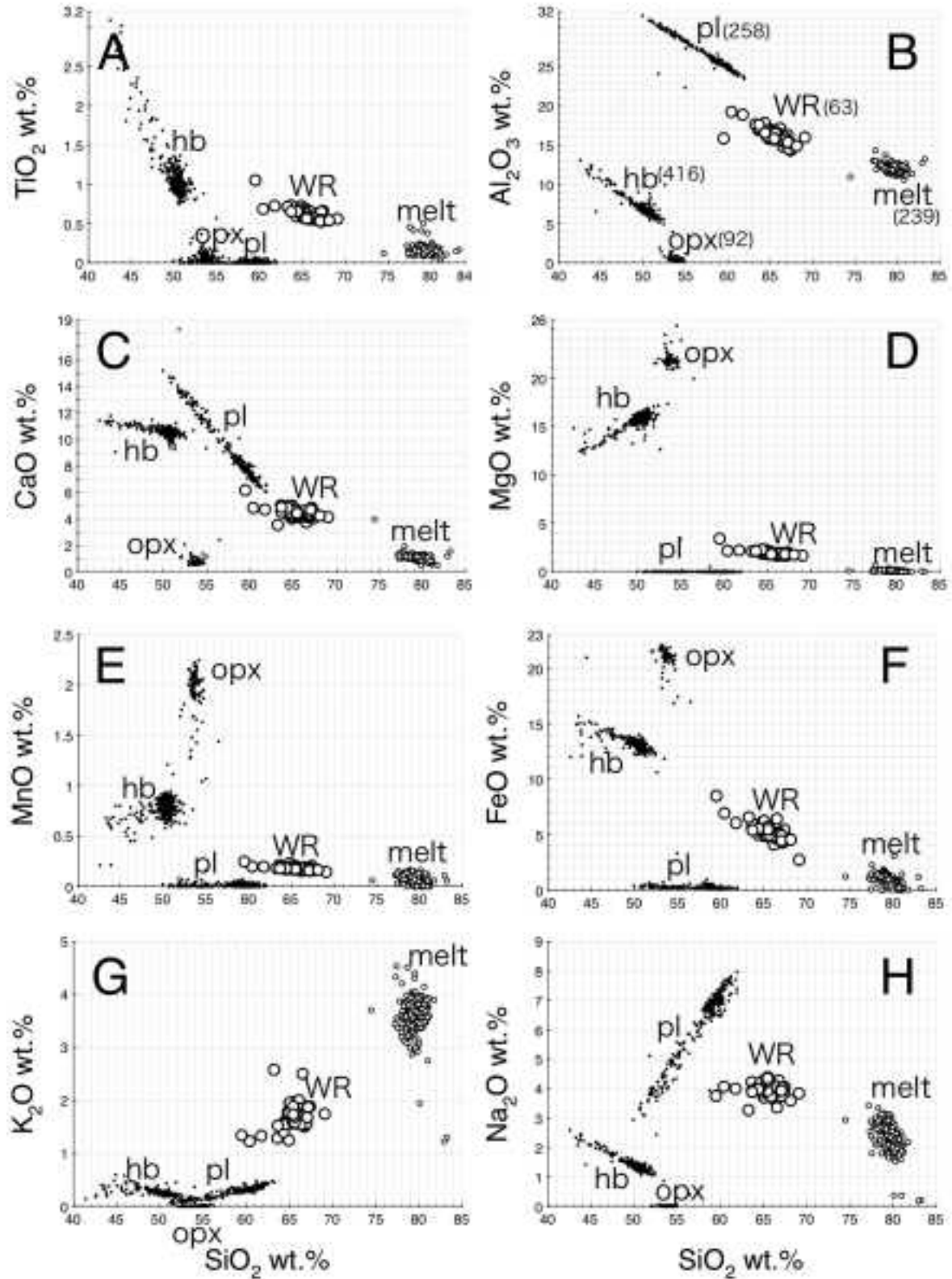


図 1.2.2.4-22 肘折火山の軽石の全岩化学組成と鉱物化学組成のハーカークラフ。

A: チタン, B: アルミニウム, C: カルシウム, D: マグネシウム, E: マンガン, F: 鉄, G: カリウム, H: ナトリウム, WR: 軽石の全岩化学組成, melt: 斑晶ガラス包有物, pl: 斜長石, hb: 角閃石, opx: 斜方輝石, プロット「B」の各々の相の近くに括弧書きされた数字は、電子線マイクロアナライザによる分析数を示す。

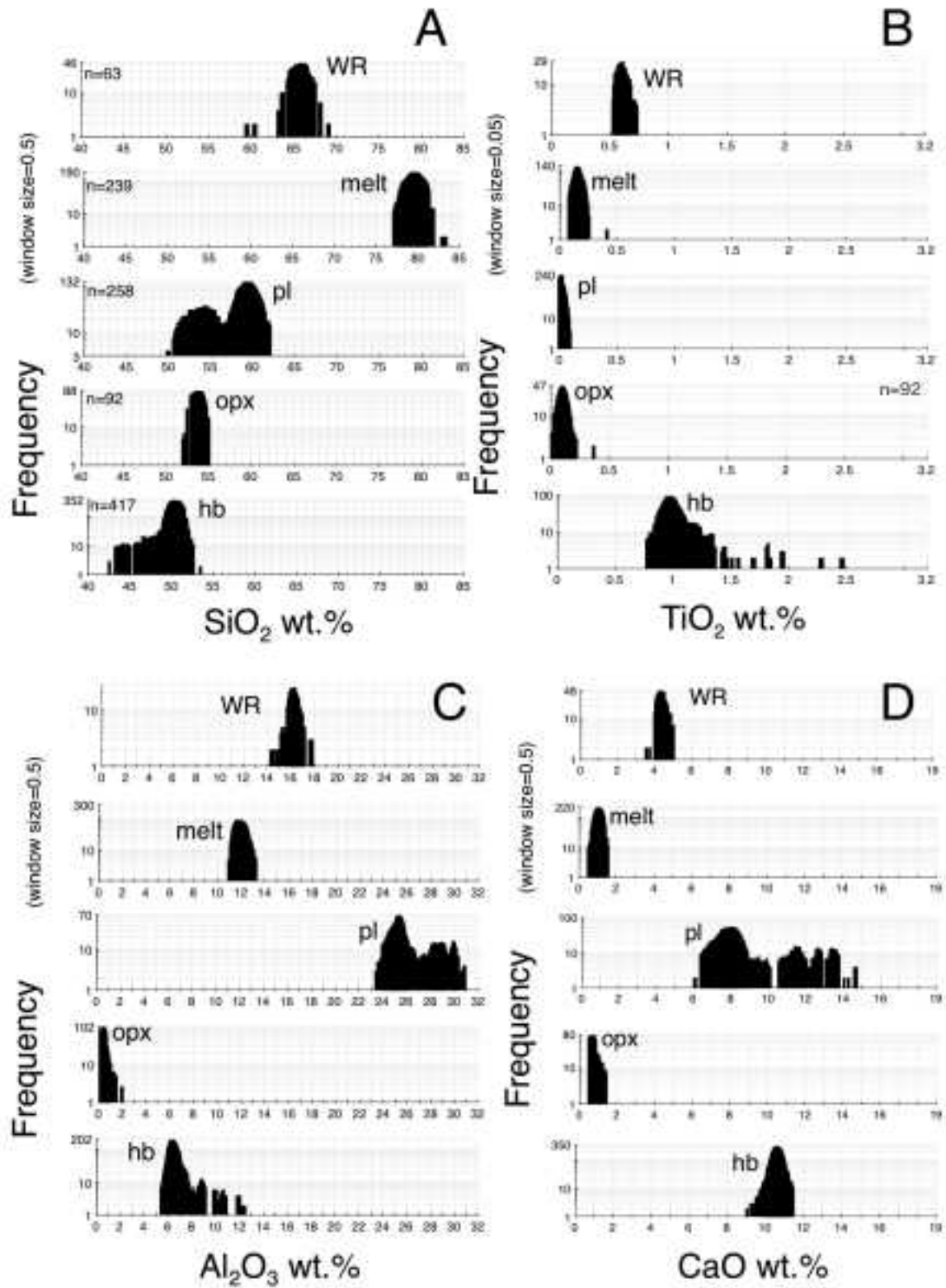


図 1.2.2.4-23 (その 1) 肘折火山の軽石の全岩化学組成と鉱物化学組成の頻度分布図

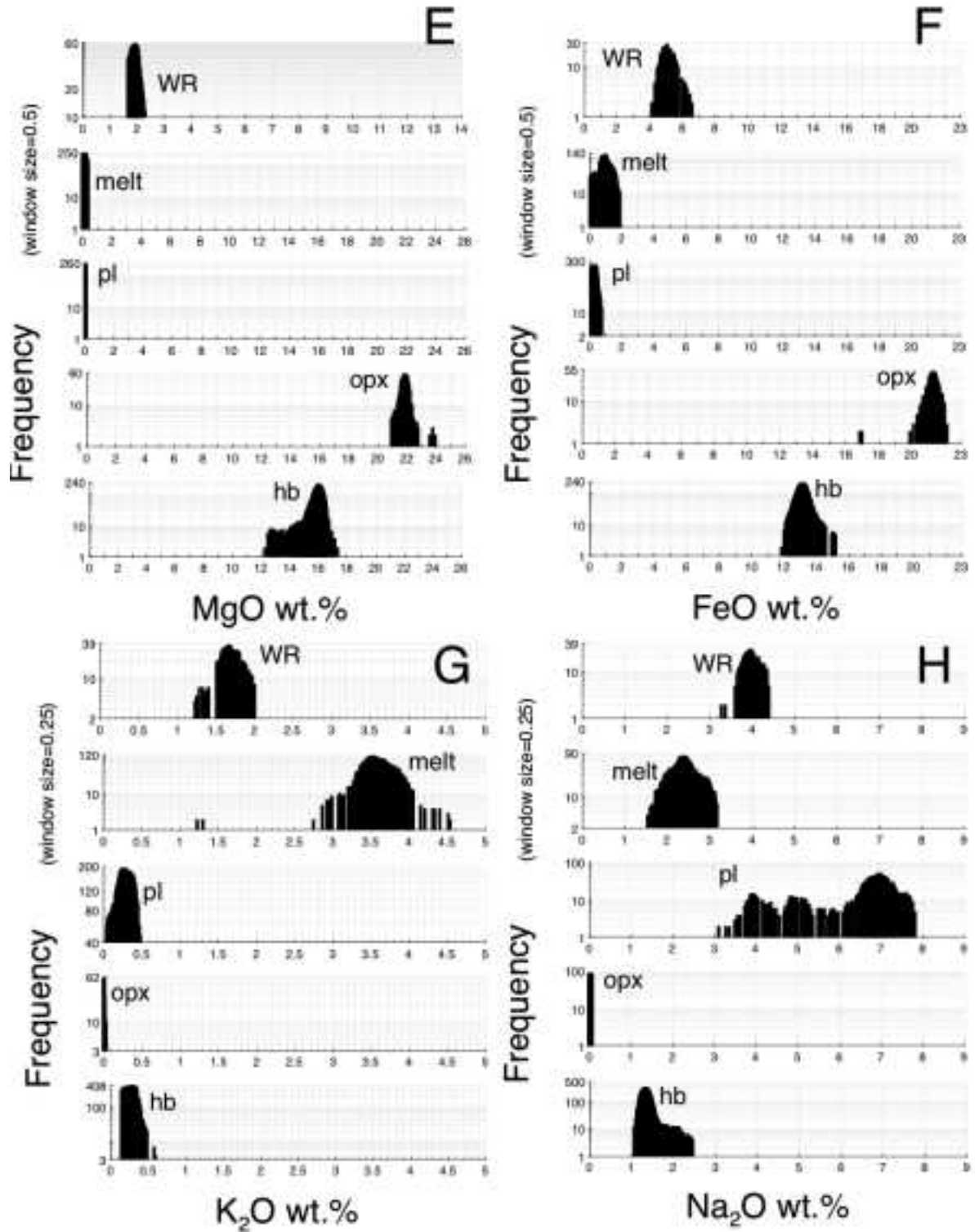


図 1.2.2.4-23 (その 2) 肘折火山の軽石の全岩化学組成と鉱物化学組成の頻度分布図。

A: シリカ, B: チタン, C: アルミニウム, D: カルシウム, E: マグネシウム, E: 鉄, G: カリウム, H: ナトリウム, 図中の略号は, WR: 軽石の全岩化学組成, melt: 斑晶ガラス包有物, pl: 斜長石, hb: 角閃石, opx: 斜方輝石である。横軸は濃度, 縦軸は頻度を対数で示した。縦軸に記した「window size」の数値は, 頻度を数える際に各々の分析値にもたせた幅の大きさを示す。頻度プロット「A」左端に示したnの数値は, 電子線マイクロアナライザによる分析数を示す。

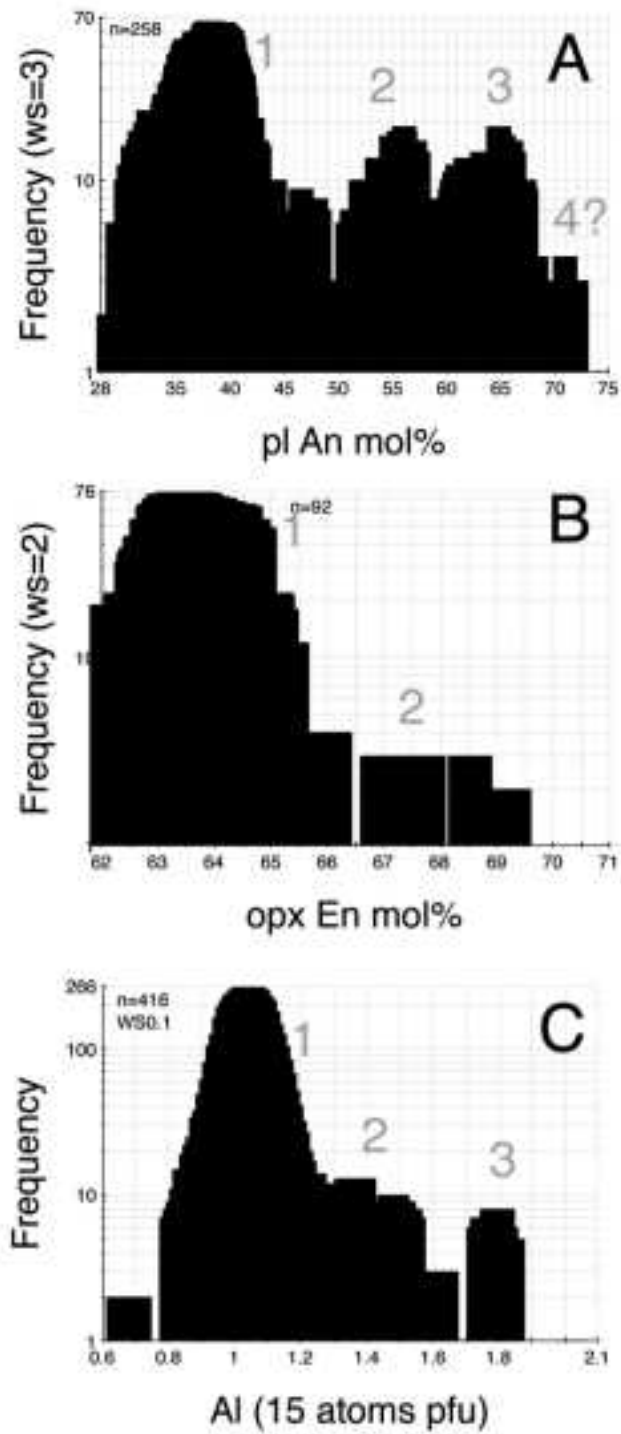


図 1.2.2.4-24 肘折火山の斑晶鉱物化学組成分析結果の頻度分布図.

A: 斜長石斑晶のAn組成 (An mol %), B: 斜方輝石斑晶のエンスタタイト組成 (En mol %), C: 角閃石のアルミニウム量 (結晶単位構造あたりのカチオン数を15に規格化). 明灰色の番号(1, 2, 3)は、ピークの識別子である.

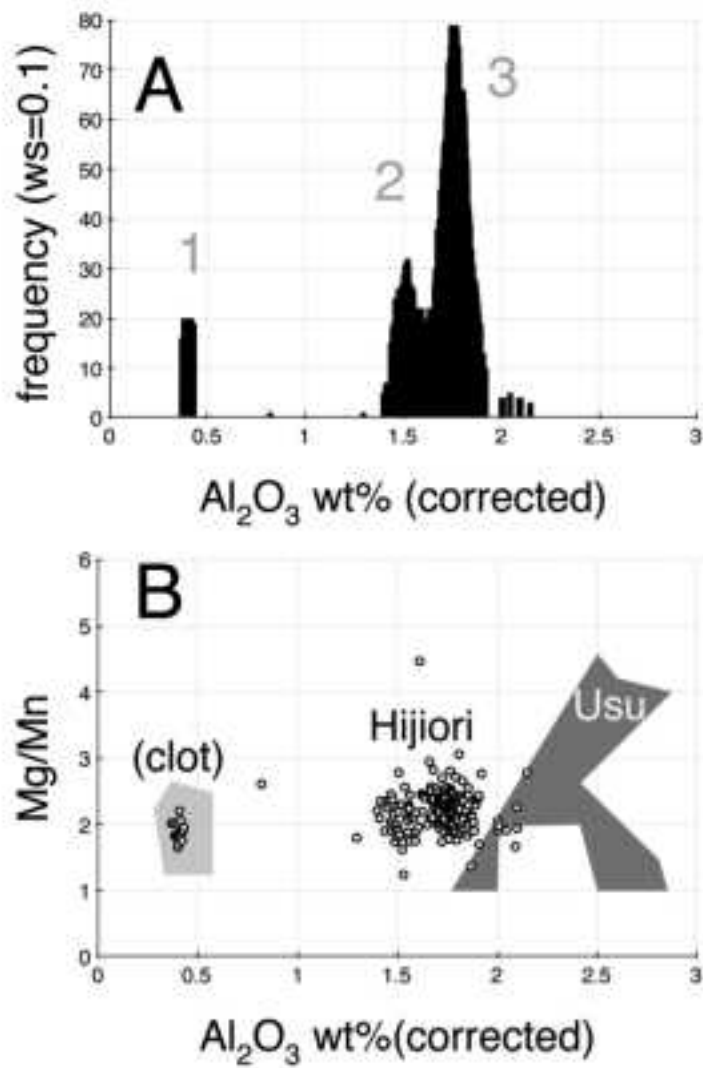


図 1.2.2.4-25 肘折火山の磁鉄鉱化学組成分析結果.

A: 磁鉄鉱のアルミニウム濃度(鉄の二価三価組成を推定しストイキオメトリー補正済み)の頻度分布図。明灰色の番号(1, 2, 3)は、ピークの識別子である。B: 磁鉄鉱のマグネシウム/マンガン組成比に対するアルミニウム量。暗灰色の領域は比較のために示した、1663年以降の有珠火山における一連の噴火でもたらされた磁鉄鉱の化学組成(東宮ほか, 2001; Tomiya and Takahashi, 2005)。明灰色の領域内のデータは、肘折火山噴出物に少量含まれる細粒組織の類質岩片に含まれる磁鉄鉱のものである。

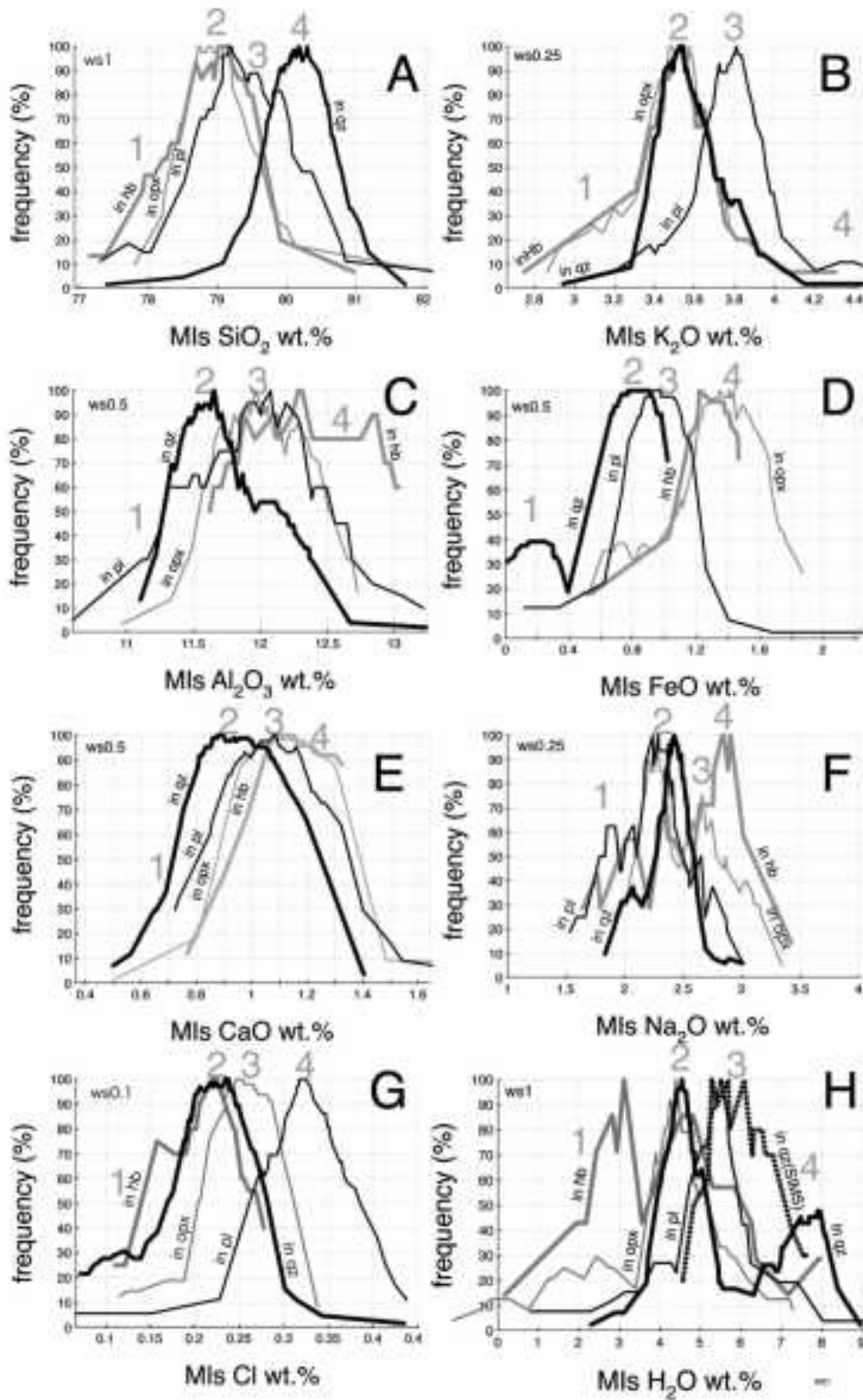


図 1.2.2.4-26 肘折火山の斑晶ガラス包有物の化学組成の頻度分布図。

A: シリカ, B: カリウム, C: アルミニウム, D: 鉄, E: カルシウム, F: ナトリウム, G: 塩素, H: 水。図中の折線に沿わせた表記は斑晶ガラス包有物のホスト鉱物を示している(pl: 斜長石, hb: 角閃石, opx: 斜方輝石, qz: 石英)。横軸は濃度、縦軸は頻度を100%に規格化して示した。図中の左肩に記した「ws」の数値は、頻度を数える際に各々の分析値にもたせた幅の大きさを示す。図中の折線の頂部付近に示した番号(1~4)は、ピークの識別子である。

(5) 肘折火山におけるマグマの化学組成とマグマ混合

前述した斜長石・石英の斑晶中の累帯構造 (図 1.2.2.4-21) は、肘折火山のマグマ生成過程において斑晶の部分溶融と再結晶が起きたことを明瞭に示している。斜長石・斜方輝石・角閃石の斑晶化学組成は、物理化学条件の異なる少なくとも 2 つのマグマが混合したことを示している。にもかかわらず肘折火山の全岩化学組成は全ステージを通じてほぼ一定である。このことは以下の、互いに排他的でない事柄が起きている可能性を示す。

- ①端成分マグマの全岩化学組成にほとんど差がないが温度が異なる。
- ②マグマの混合比が非常に小さいために混合後の全岩化学組成にほとんど影響が出ない。
- ③何らかのメカニズムによりマグマの混合比が一定かつ十分均質に混じったいる。

このうち①と②の場合について検討するため、代表的な肘折火山のマグマ組成を対象に、マグマの温度・圧力・結晶度・含水量の関係について、マグマの熱力学計算ソフトウェア MELTS を用いた解析を行い、実際に観測された鉱物化学組成・鉱物モード組成・斑晶ガラス包有物の組成等との比較を行った。

肘折火山の代表的なマグマ組成を、全岩化学組成のヒストグラム (図 1.2.2.4-23) のピーク位置から求めた (表 1.2.2.4-3 の wr)。同様に鉱物の化学組成に関しても、組成のヒストグラム (図 1.2.2.4-23) のピーク位置から代表的な組成を求めた。全岩化学組成は鉱物の化学組成に鉱物モード組成を加重平均したものと等しくなる。このことを利用して、全岩化学組成と鉱物化学組成から、最小二乗法を用いて鉱物モード組成 (表 1.2.2.4-3 の Frac.) を推定した。得られた鉱物モード組成の妥当性を確認するため、鉱物の化学組成に鉱物モード組成を加重平均した値 (表 1.2.2.4-3 の wr(calc)) を計算したところ、観測された値 (wr) とほぼ一致しており、推定の妥当性を示している。

表 1.2.2.4-3 肘折マグマの代表的な全岩化学組成とモード組成。

hb: 角閃石, opx: 斜方輝石, pl: 斜長石, qz: 石英, mt: 磁鉄鉱, il: イルメナイト, melt: 液相, wr: 軽石の全岩化学組成, wr(calc): 軽石の全岩化学組成 (計算値)

	hb	opx	pl	qz	mt	il	melt	wr	wr(calc)
SiO ₂	50.56	53.81	59.61	100	0	0	79.61	66.12	66.39
Al ₂ O ₃	6.43	0.452	24.73	0	1.6	0	11.81	16.36	15.25
K ₂ O	0.3	0	0.3	0	0	0	3.55	1.7	1.683
CaO	10.73	0.7	8.1	0	0	0	1.1	4.4	4.738
MgO	16.11	21.95	0	0	0	0	0.15	1.92	1.920
Na ₂ O	1.36	0	6.92	0	0	0	2.39	3.96	3.808
TiO ₂	0.97	0.1	0	0	6	50	0.17	0.6	0.602
FeO	13.2	21.3	0.3	0	83	44	0.98	5.1	5.095
MnO	0.807	2.02	0.022	0	0.8	2.1	0.077	0.181	0.174
sum	100.47	100.33	99.98	100	91.40	96.10	99.84	100.34	99.67
Frac.	11.09	0.31	37.9	3.58	3.42	0.43	43.27		

(6) 肘折火山のマグマ・パラメータ

①肘折火山のマグマの温度

肘折火山噴出物に含まれる鉄チタン酸化物鉱物 (磁鉄鉱・イルメナイト) の化学組成から、肘折マグマの温度を ILMAT (Lepage, 2003) を用いて求めた。得られた温度は、使用した温度計のモデルにより異なる (図 1.2.2.4-27-A)。Andersen and Lindlsey (1985) のモデルにより得られた温度

は、比較的高温で狭い範囲にまとまる。これに対し、Spencer and Lindsley (1981) および Powell and Powell (1977) のモデルから得られた温度は、比較的低めでばらつきが大きい。Ui (1971) は、Buddington and Lindley (1964) のモデルを用いて更に低い温度 (770-780°C) を報告している。鉍物温度計のモデルとして発表された年代が最も新しい Andersen and Lindlsy (1985) を用いる場合、噴火ステージ 1～4 のマグマ温度には有意な変化が認められず、約 800°C である (図 1.2.2.4-27-B)。鉄チタン酸化物鉍物の元素拡散は比較的高速なので (Tomiya *et al*, 2013), ここで得られた 800°C というマグマ温度は、(5)-①あるいは (5)-②で述べた場合における、マグマ混合後～噴火直前における温度だと解釈することができる。特に (5)-②の場合においては、混合前のマグマのうち相対的に大きな質量を有するほうの端成分の温度を示すことになる。

本研究では、図 1.2.2.4-25-A のヒストグラムに認められる複数のピークを、マグマ溜まり内の温度の違いを反映したものと解釈する。特に低いアルミニウム濃度を示す磁鉄鉍を含有する類質岩片 (図 1.2.2.4-25 の clot) は、マグマ溜まりの周縁部の温度の低い部位で比較的急冷され固化したマグマが、噴火したマグマの流れによって取り込まれたものと解釈する。

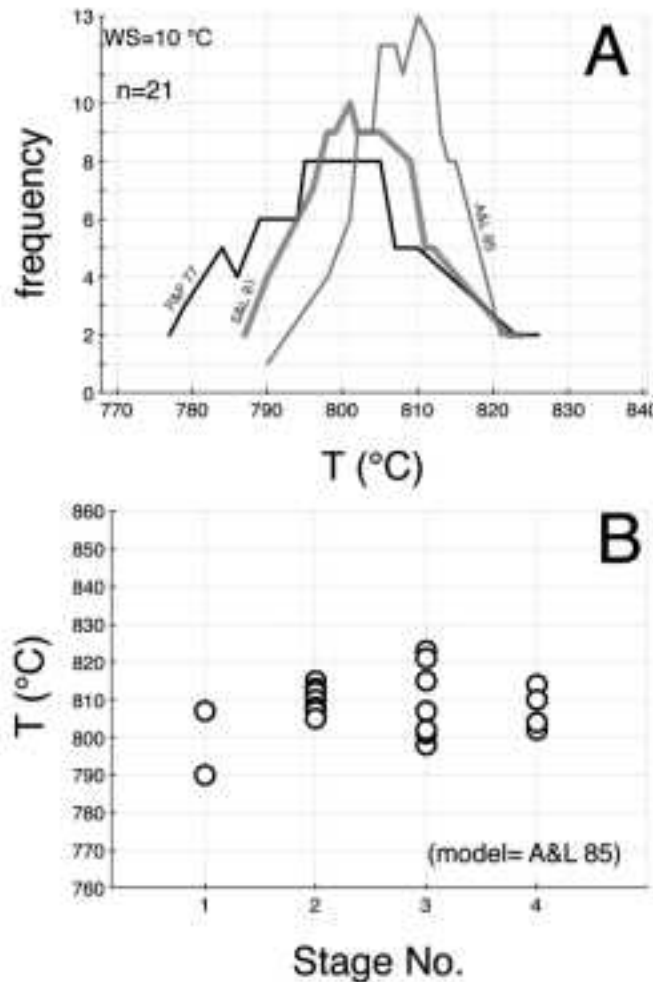


図1.2.2.4-27 鉄チタン酸化物鉍物温度計により求めた、A：肘折火山のマグマ温度のヒストグラムと、B：噴火ステージごとの時間変化。温度計の熱力学モデルは以下の通り。P&P77: Powell and Powell (1977)。S&L81: Spencer and Lindsley (1981)。A&L85: Andersen and Lindlsy (1985)。噴火ステージは宮城(2007)による。

②肘折火山のマグマ供給系の圧力(深度)：

斑晶に含まれるガラス包有物の含水量と角閃石のアルミニウム濃度を用いて、マグマの圧力を推定し、相互の圧力を比較・検討する。

斑晶に含まれるガラス包有物の含水量

斑晶のガラス包有物の含水量は、メルト捕獲時における最低圧力を与える。温度 800°Cにおけるマグマの飽和含水量の圧力依存性を VOLATILECALC プログラム (Newman and Lowenstern, 2002) を用いて求めると、図 1.2.2.4-26-H に示した含水量のヒストグラムの各ピークに対応する圧力は、1 番が 0.1-0.6kbar, 2 番が 1-1.5kbar, 3 番が 1.5-2.4kbar, 4 番が 2.4-3.4kbar となる。4km/kbar の加重を考えた場合の対応する深度は、それぞれ 0.4-2.4km, 4-6km, 6-9.6km, 9.6-13.6km となり、肘折火山のマグマ供給系は垂直方向に 10km 以上にわたる広がりをもつことが示された。斑晶ガラス包有物の産状を考慮すると、得られた深度データは以下のように解釈される。

- 0.4-2.4km： 斜長石・角閃石の結晶化とメルトの捕獲が生じた深さ。
- 4-6km： 石英・斜方輝石・角閃石がカリウムの少ないメルト (3.5wt%；図 1.2.2.4-26-B のピーク 2) を捕獲した深さ。
- 6-9.6km： 一部の斜長石がカリウムの高いメルト (3.8wt%；図 1.2.2.4-26-B のピーク 3) を捕獲した深さ。
- 9.6-13.6km： 少数の石英および角閃石によるメルトの捕獲が生じた深さ。

角閃石のアルミニウム濃度

角閃石のアルミニウム濃度には、圧力・温度依存性がある。測定された角閃石のアルミニウム量は 1.0 Al pfu にピークがあるが、1.2 ~ 2.0 Al pfu のものも少量存在する。Anderson and Smith (1995) の温度圧力計 (図 1.2.2.4-28) に、角閃石のアルミニウム量と、鉄チタン酸化物鉱物から求めた温度 (800°C；図 1.2.2.4-27) を入力すると、アルミニウムが 1.0 Al pfu の角閃石の圧力は 0±0.6kbar(深度 0-2.4km), 1.8 Al pfu の角閃石では 3.2 kbar(深度 12.8km) となる。角閃石のアルミニウムに富む部分は比較的小さく、これがアルミニウムに乏しい部分に直接覆われていること、アルミニウムに富む大きな角閃石が単体で産しないこと、という 2 つの観察事実から、

- (a) アルミニウムに富む部分の結晶化は、角閃石斑晶の一連の成長過程の初期のみに起きたこと
- (b) 成長過程の前半と後半でマグマの物理化学条件が大きく変化したこと

が示される。具体的には、高温高圧から、低温低圧へと、比較的短時間に变化したことが推定される。肘折火山の集斑晶の中で、高温高圧下で生じるアルミニウムに富む角閃石が、比較的高温高圧下で生じる An 組成に富む斜長石をコアとして周縁部を取り巻き、比較的低温低圧下で生じる An 組成に乏しい斜長石中に配列していること(図 1.2.2.4-21-F および G)は、アルミニウムに富む角閃石の結晶化の時期が地下深部におけるマグマ混合と密接に関連していることを示唆する。一方、肘折火山の角閃石の大部分がアルミニウムに乏しいもので構成されているという事実は、マグマ混合の後、低温低圧の浅所で成長したことを示唆する。角閃石の結晶化が深所と浅所で生じたとするこの考えは、角閃石斑晶中のガラス包有物の含水量に対応する圧力が複数あることと調和的である。すなわち、図 1.2.2.4-26-H のピーク 2 およびピーク 3 は、より深所 2.4-3.4kbar (9.6-13.6km) での結晶化に伴うメルトの捕獲に対応し、ピーク 1 はより浅所の 0.1-0.6kbar (0.4-2.4km) での結晶化によるメルトの捕獲に対応すると考えられる。

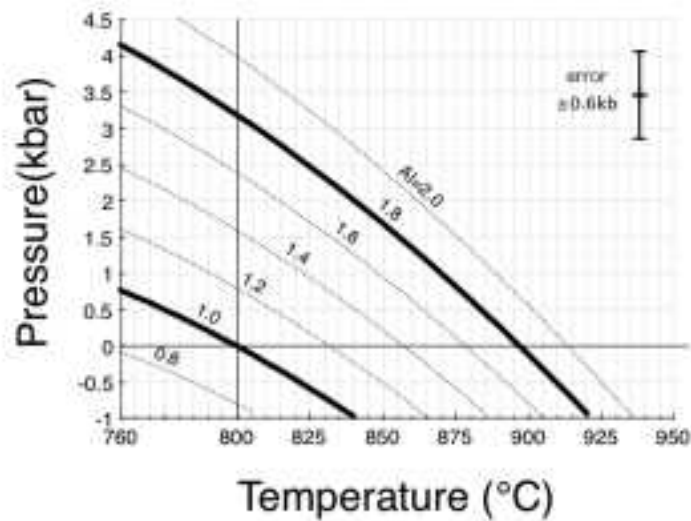


図 1.2.2.4-28 肘折火山の角閃石斑晶のアルミニウム濃度・温度・圧力の関係 (Anderson and Smith, 1995).

③肘折マグマの結晶度

(5) において、肘折マグマの鉱物モード組成を算出した際に、メルト量は 43.27wt% と算出され (表 1.2.2.4-3 の Frac. 参照), 結晶度は 56.73wt% となる。

これに加え、インコンパチブル元素であるカリウムの、全岩化学組成 (1.7wt%; 図 1.2.2.4-23-G の wr) に対するメルト (ガラス) 中の濃度 (3.55wt%; 図 1.2.2.4-23-G の melt) への濃集比率から、肘折マグマの結晶度は 52.1wt% と推定される。肘折マグマの結晶度は、5 割あるいはそれ以上と推定される。

④肘折マグマの全岩含水量

マグマが水に飽和している場合、斑晶ガラス包有物の含水量は、過飽和水の多少にかかわらず飽和溶解度 (温度・圧力・メルト組成の関数) によって決まるため、斑晶ガラス包有物からマグマの全岩含水量を見積ることは困難である。この問題を回避するため産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2009) は、適切な全岩化学組成に対して MELTS による計算を行う際に、岩石学的特徴 (鉱物やメルトの量と化学組成) とマグマのバルク含水量の関係をあらかじめ把握しておき、噴出物の岩石学的特徴を最も良く再現できる含水量を採用する方法を提案し、肘折火山のマグマの全岩含水量の推定に適用した結果、全岩含水量は 4wt% では多すぎ、2wt% 程度であろうと結論した。しかしながら、その後 MELTS プログラム内の熱力学的パラメータが改訂され、石英安山岩～流紋岩質マグマに晶出する石英のリキダス温度が変化し、再検討が必要になったため、改訂後の熱力学的パラメータに基づく MELTS プログラムによる検討結果を報告する。

石英斑晶の晶出量を用いた全岩含水量の推定

全岩含水量が 0.5, 2.5, 5.0wt% の場合の石英晶出量の温度・圧力依存性は、マグマに水が加わることにより石英の安定領域が縮退することを明瞭に示している (図 1.2.2.4-29)。含水量が同じマグマにおいて、石英の晶出温度は圧力によって変化する。例えば晶出温度が最低となる圧力は、含水量が 0.5, 2.5, 5.0wt% の場合、それぞれ 0.3, 1.9, 2.7kbar と含水量が多いほど圧力が高くなる。前述のように、肘折火山のマグマの温度は約 800°C であり (図 1.2.2.4-27)、石英斑晶中のガラス包有

物の含水量が示す圧力は 1.5-3.4kbar であり (図 1.2.2.4-26), 肘折火山のマグマの石英モード組成は 3.58 wt% である (表 1.2.2.4-3). これらと調和的なマグマのバルク含水量は 0.5wt% では少なすぎ (石英晶出量が大きすぎる), 5.0wt% では多すぎる (石英が晶出しない). マグマのバルク含水量を 0.5 wt% 間隔で解析したところ, 最適なマグマ全岩含水量は 2.5 ~ 3.0wt% であることが判明した. 含水量が 2.5wt% で温度が 800°C の条件に, 石英のモード組成が 3.58wt% となるマグマ圧力は, 4.1kbar と 1.0kbar の 2 つ存在し, 斑晶ガラス包有物の含水量が示す圧力と調和的である.

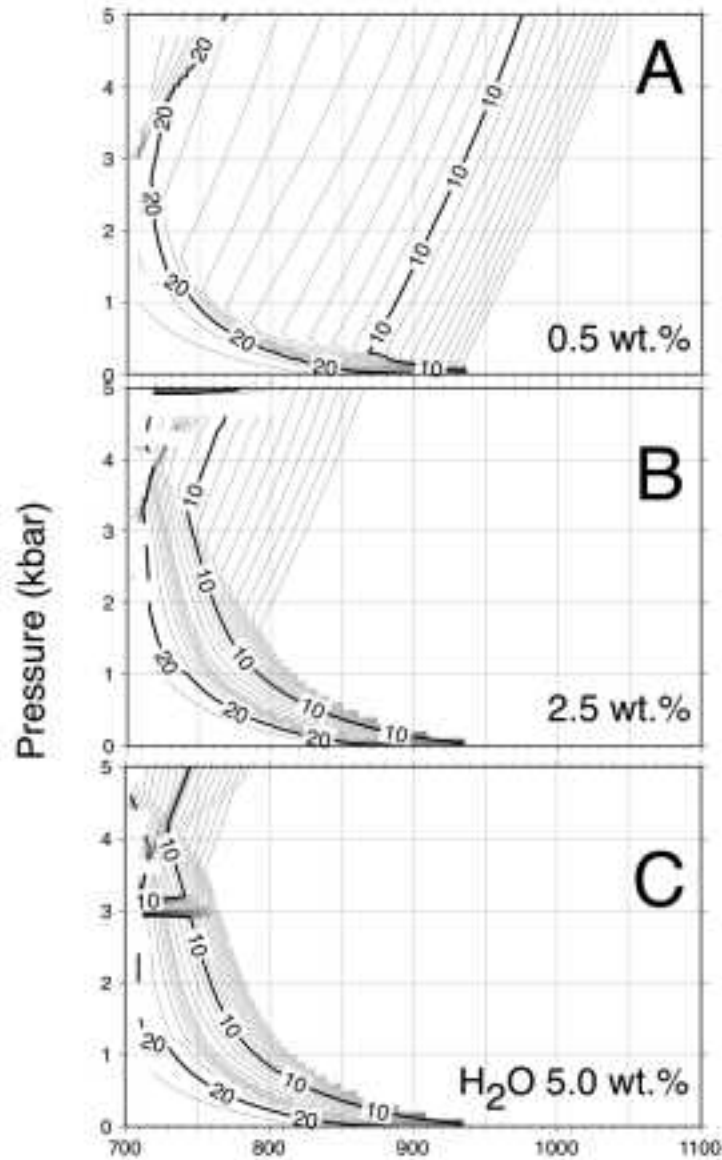


図 1.2.2.4-29 肘折火山のマグマの石英量 (wt%) の温度・圧力・含水量依存性 (MELTS ; Ghiorso and Sack, 1995).

カリウム濃度に基づく検討

全岩含水量が, 0.5, 2.5, 5.0wt% の場合のメルトのカリウム濃度の温度・圧力依存性は, マグマに水が加わることによりカリウム量の多いメルトの存在領域が縮退することを明瞭に示している (図 1.2.2.4-30). 前述のように, 肘折火山のマグマの温度は約 800°C であり (図 1.2.2.4-27), メルトの代表的なカリウム量は 3.5-3.8wt% である (図 1.2.2.4-26-B のピーク 2 & 3) ことから, マグマのバ

ルク含水量は 0.5wt% では少なすぎ (カリウム量が大きすぎる), 5.0wt% では多すぎる (カリウム量が少なすぎる). マグマのバルク含水量を 0.5wt% 間隔で解析したところ, 最適なマグマ全岩含水量は 2.5 ~ 3.0wt% であることが判明した.

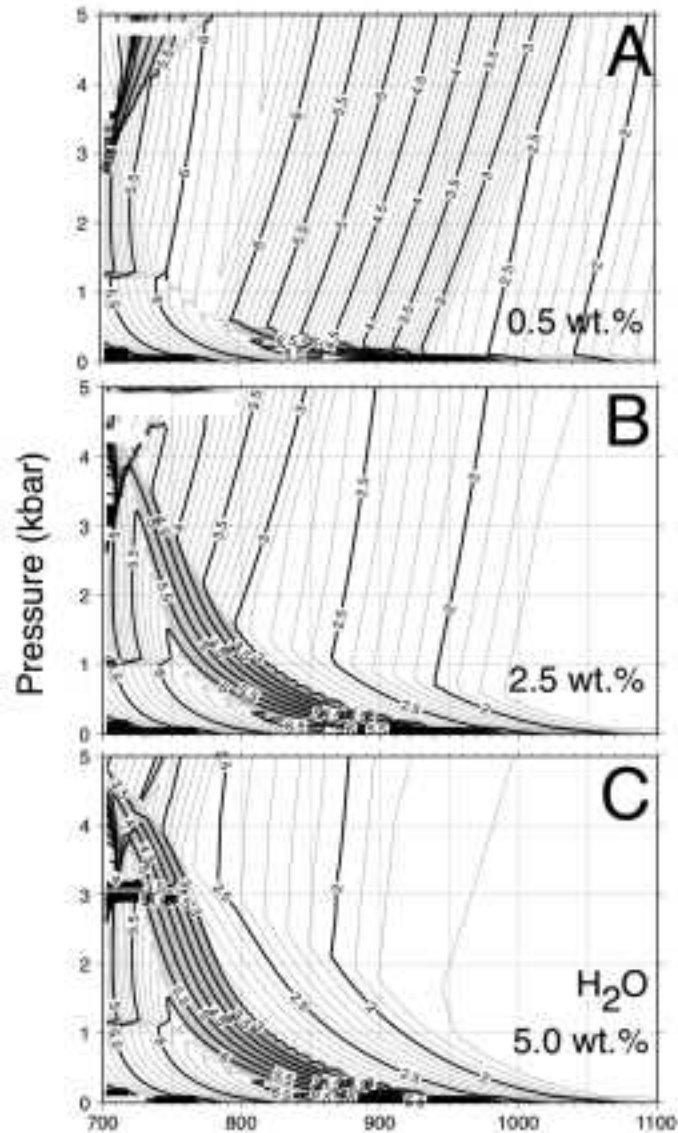


図1.2.2.4-30 肘折火山のマグマのメルトのカリウム量(wt%)の温度・圧力・含水量依存性(MELTS; Ghiorso and Sack, 1995).

斜長石のAn組成にもとづく検討

全岩含水量が 0.5, 2.5, 5.0wt% の場合の斜長石の An 組成の温度・圧力依存性は, マグマに水が加わることにより An 組成の少ない斜長石の存在領域が縮退することを明瞭に示している (図 1.2.2.4-31). 前述のように, 肘折火山のマグマの温度は約 800°C であり (図 1.2.2.4-27), 斜長石の代表的な An 組成が 0.38 mol fraction (図 1.2.2.4-23) であることから, マグマのバルク含水量は 0.5wt% では少なすぎ (An 組成が少なすぎる), 5.0wt% では多すぎる (An 組成が多すぎる). マグマのバルク含水量 0.5 wt% 間隔で解析したところ, 最適なマグマ全岩含水量は 2.5 ~ 3.0wt% であることが判明した.

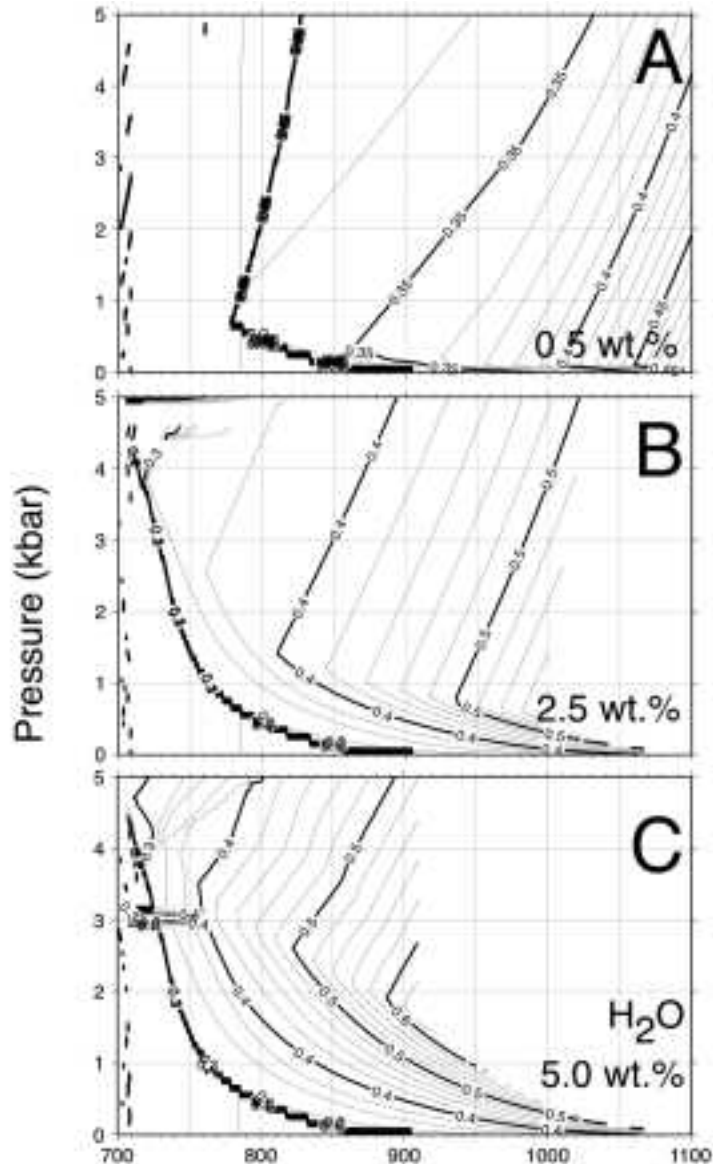


図1.2.2.4-31 肘折火山のマグマから晶出する斜長石のAn組成(モルフラクション)の温度・圧力・含水量依存性(MELTS ; Ghiorso and Sack, 1995).

斜長石の An 組成に関する検討は、マグマ混合の端成分に関する知見をもたらす。肘折の斜長石の分析値には、少数ではあるが An 組成が 0.52-0.58(図 1.2.2.4-23-A のピーク 2) や、更に高い 0.6-0.7(図 1.2.2.4-23-A のピーク 3) が観察される。図 1.2.2.4-23-A のピーク 2 の斜長石の晶出条件は、肘折マグマの液相線付近に相当する(温度 1,000°C, 圧力 0.5-3kba のときに An 組成 0.52-0.58 の斜長石が晶出; 図 1.2.2.4-31-B)。図 1.2.2.4-23-A のピーク 3 の斜長石の晶出条件も、肘折マグマの液相線付近に相当する(温度 900-950°C, 圧力 1-2kba のときに An 組成が約 0.62 の斜長石が晶出; 図 1.2.2.4-31-B)。しかしながら、観測された An 組成の最高値である 0.7(図 1.2.2.4-15-A のピーク 4) の斜長石は、本検討で用いた全岩化学組成からは晶出できない。したがって、肘折火山のマグマ混合の端成分として、以下のマグマも考慮する必要がある。

- (a) 噴出したマグマとほぼ同じ全岩組成の高温マグマ。なお、(a) のマグマの結晶度は、圧力 1-2kbar のとき、温度が 800°C 以上であれば約 50wt% 以下となる(図 1.2.2.4-32-A)。
- (b) 混合後のマグマ化学組成にほとんど変化を与えないほど少量の苦鉄質マグマ。

肘折火山のマグマの温度が部分的(時間的・空間的)に 800°C よりも高温であり, そのようなマグマから角閃石が晶出したならば, アルミニウム量の高い角閃石が示す圧力 (3.2kbar) は過大評価となる。実際に, アルミニウムに富む角閃石と斜長石の集斑晶では, 斑晶ガラス包有物の含水量により, 晶出圧力が 1-2.4kbar と推定されている。逆に, 1-2.4kbar の圧力を与えると, 角閃石のアルミニウム量・温度・圧力の関係は, 835-865°C という温度を与えることになる。

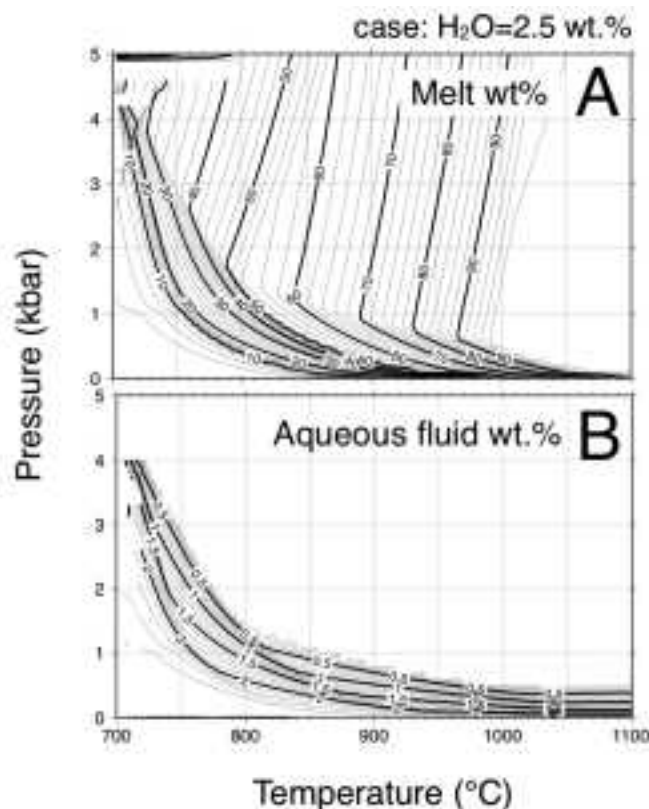


図 1.2.2.4-32 肘折火山のマグマのメルト量と水に富む流体相の量。

A: メルト量 (wt%), B: 水に富む流体の量 (wt%), MELTS (Ghiorso and Sack, 1995) による。

(7) 肘折火山のマグマ供給系の物性の推定

(6) までの検討により, 肘折火山のマグマの全岩化学組成・全岩含水量・温度・圧力が推定できた。これらのパラメータを MELTS に投入することにより, マグマ溜まりにおけるマグマの物性(本報告では密度とバルクモジュラス)を推定する。

(6) までの検討において, 肘折のマグマ溜まりの頂部の深度は地下 2.4km より浅い(地表も含まれる)とされた。カルデラ内外の多数のボーリング調査により, カルデラの地下約 1.5km 以浅は三紀の堆積岩が分布していることが判明している(図 1.2.2.4-33)。したがって, マグマ溜まりの頂部はそれよりも深い地下 1.5-2.4km にあると推定できる。MELTS による解析結果(表 1.2.2.4-4)は, この深度における肘折火山のマグマ溜まりの見かけ比重は 2.0 g/cm^3 よりも小さく, 結晶度は 80wt% よりも高く, 発泡度が 28vol% H_2O よりも高いことを示す。肘折火山噴出物に含まれる角閃石のリムのアルミニウム濃度は観察した限りにおいて例外なく低い。したがって, 噴出直前にマグマが滞留していた深度は浅い(図 1.2.2.4-33 および表 1.2.2.4-4 にピンク色で示した深度)と考えられる。

表 1.2.2.4-4 肘折火山のマグマの物性.

Rho : バルク密度, K : バルクモジュラス, Solid : 固体量, fluid : 流体体積, fluid : 流体量.

P kbar	Depth km	Rho g/cc	K GPa	Solid wt%	fluid vol%	fluid mol%
0.1	0.4	0.64	0.01	99.0	76.9	99.4
0.2	0.8	1.05	0.03	97.1	61.8	98.3
0.3	1.2	1.35	0.06	94.5	50.8	96.3
0.4	1.6	1.58	0.09	89.7	42.0	92.2
0.5	2.0	1.78	0.14	81.2	33.7	83.6
0.6	2.4	1.92	0.20	78.3	28.1	78.7
0.7	2.8	2.03	0.27	75.3	23.4	73.1
0.8	3.2	2.12	0.38	72.1	19.4	66.8
0.9	3.6	2.19	0.53	68.8	15.8	59.5
1.0	4.0	2.26	0.74	65.1	12.6	51.4
1.1	4.4	2.31	1.06	61.2	9.6	42.2
1.2	4.8	2.36	1.58	57.1	6.8	31.9
1.3	5.2	2.40	2.57	52.6	4.1	20.3
1.4	5.6	2.44	5.06	47.7	1.4	7.4
1.5	6.0	2.46	8.94	46.0	0.0	0.0
1.6	6.4	2.46	9.03	46.1	↓	↓
1.7	6.8	2.47	9.12	46.4		
1.8	7.2	2.47	9.24	46.9		
1.9	7.6	2.47	9.35	47.4		
2.0	8.0	2.48	9.47	47.9		
2.1	8.4	2.48	9.59	48.4		
2.2	8.8	2.48	9.71	48.9		
2.3	9.2	2.49	9.83	49.4		
2.4	9.6	2.49	9.96	49.8		
2.5	10.0	2.49	10.08	50.3		
2.6	10.4	2.50	10.21	50.7		
2.7	10.8	2.50	10.34	51.1		
2.8	11.2	2.51	10.48	51.5		
2.9	11.6	2.51	10.61	51.9		
3.0	12.0	2.51	10.75	52.3		
3.1	12.4	2.51	10.89	52.7		
3.2	12.8	2.52	11.03	53.1		
3.3	13.2	2.52	11.18	53.5		
3.4	13.6	2.52	11.32	53.8		
3.5	14.0	2.53	11.47	54.2		

肘折火山のマグマの物性 (密度 & バルクモジュラス : 図 1.2.2.4-34-A&B) は, マグマの含水量と圧力によって著しく変化する. 肘折火山のマグマ供給系の上部においてはマグマのバルク密度が低下するとともに, 圧縮されやすくなる. その理由は, マグマが結晶質で流動性に乏しい事とは対照的に, より深部のマグマは結晶度が低く流動的である. 含水量 2.5wt% で 800°C の肘折マグマの結晶度は, 地表から深くなるにつれ減少し, 約 4km では 50% を切り, 1.7kbar (地下 6.8km) で極小値をとる (図 1.2.2.4-32-A, 表 1.2.2.4-4).

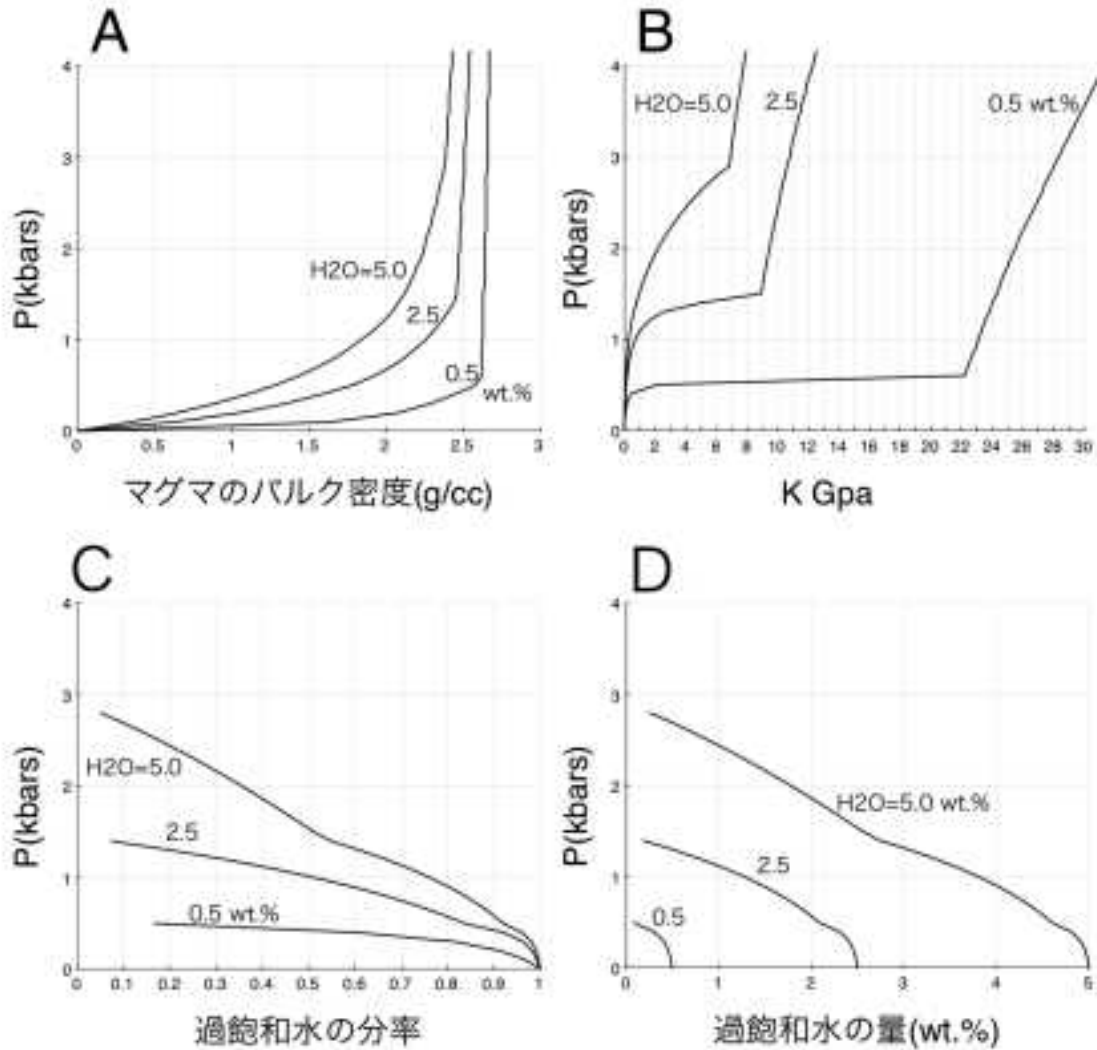


図 1.2.2.4-34 肘折火山のマグマの物性の圧力・含水量依存性.

A: マグマのバルク密度(g/cm^3). B: マグマのバルクモジュラス(GPa). C: マグマに晶出する過飽和水(水に富む流体相)の量(過飽和水量/バルク含水量の比率). D: マグマに晶出する過飽和水(水に富む流体相)の量(wt%).

(8) 肘折火山のマグマ供給系の噴火準備過程・噴火過程

固体粒子を懸濁した流体の見かけ粘性は、懸濁粒子の分量によって変化し、固体粒子がおよそ 50% 以上になると粘性が急激に増加することが知られている (例えば Costa, 2005). 結晶度が 80% を越えるマグマは、結晶同士が互いに噛み合うため流動性に乏しく、噴火することは困難である. このような物質を流動・変形させる機構として、

- ① 破碎と癒着の繰り返し
- ② 微粉化による懸濁流 (破片 + ガス) への変化
- ③ 激しい振動による液状化

などが考えられる. 肘折火山噴出物の軽石内の斜長石斑晶のほぼすべてが破碎されているという観察事実は、このようなマグマの移動メカニズムに関連しているのかもしれない. ②および③のプロセスは、時間スケールが①と比べて十分短いことから、主に噴火中に起きたと考えられる.

肘折火山噴出物の鉄チタン酸化物鉱物から推定された噴火直前のマグマ温度は 800°C である. マグマ混合作用直後には、マグマの温度が 800°C よりも高い可能性があるため、マグマの流動性は更

に高まると考えられる（例えば、温度 900°C；圧力 1kbar の場合は、結晶度が 30wt% である；図 1.2.2.4-32-A）。肘折火山噴出物に含まれる An 組成の高い斜長石から推測される温度（900-950°C；1-2kbar, 1,000°C；0.5-3kbar）が 800°C よりも高いことは、噴火準備過程のマグマ混合作用におけるマグマの温度が噴火直前よりも高かったことを示していると解釈できる。そのような高温マグマは、結晶は 50% 以下であり、流動性が高かったと考えられるため、地殻内の狭い通路を比較的高速に移動できたと思われる。

肘折火山の角閃石斑晶に観察されるアルミニウム濃度や累帯構造は、マグマ混合直後の比較的高温で低粘性なマグマ（アルミニウムに富む角閃石を晶出）が、速やかに浅所に移動し、結晶化を継続（アルミニウムに乏しい部分を晶出）した結果だと解釈することができるであろう。アルミニウムに富む角閃石を包有する斜長石結晶の産状についても、同じプロセスに成因を求めることができるであろう。

(9) まとめ

地殻内に存在するマグマ（マグマ溜まり）の大きさ・形状・深さ・物性を、噴出物の岩石学的・地球化学的研究から推定した。約 12,000 年前に新規に出現した肘折火山（山形県大蔵村）の噴出物の化学組成と微細組織を、熱力学的解析結果と比較することにより、肘折火山のマグマの全岩化学組成・含水量・温度・圧力を推定し、これらの推定値に基づいてマグマの物性（体積弾性率と密度）とその深度分布を明らかにした。肘折火山のマグマ供給系は、深度が地下約 14km から 2km に及ぶこと、マグマ溜まりの主体が比較的浅部の地下約 4km から 2km 程度に存在すること、浅部マグマ溜まりのマグマは結晶度が 5 割を越えほぼ固化した状態であること、マグマ溜まりの体積の 1～3 割を占める過飽和水が存在することを明らかにした。

(10) 今後の課題

肘折火山のように比較的地表付近に存在するマグマ溜まりの物性が、マグマに含まれる水の量に大きく左右されることが明らかになった。本報告では、岩石学的手法に基づいてマグマの全岩含水量を 2.5wt% と推定したが、互いに独立した手法で含水量を検証することが望ましい。また、マグマ溜まりの体積の 1～3 割を占める気泡について、互いに連結して脱ガスする可能性と、マグマ溜まりに保持される時期・期間等について、今後解明する必要がある。

【まとめと今後の課題】

自然事象に関する不確実性低減のための複数の調査手法の相互補完的運用の検討および従来手法を補う調査技術で実施した、地殻変動量予測手法と火山活動予測手法についての平成 25 年度の成果と課題は以下のようにまとめられる。

地殻変動量予測手法の検討 (1.2.1項)

断層再活動に対する地質構造・応力の影響評価手法、侵食量評価手法の高精度化、複数の自然事象間の連関を考慮した動的な地質構造モデリング構築、沿岸侵食を対象とした侵食速度定量評価の高精度化について、それぞれ検討を行い、取りまとめと課題の抽出を行った。

断層再活動に対する地質構造・応力の影響評価手法の検討 (1.2.1.1項)

断層再活動に対する地質構造・応力の影響評価手法の検討のため、1) 断層の活動性の時間変化、2) 力学的断層活動評価手法、3) 断層物質を用いた低活動性断層評価手法について検討を行った。

主な成果として、1) においては、文献レビューから、①断層の存在が地形的特徴から検出されにくいものの存在は、地殻の長期的安定性を評価する上で重要な課題であり、地下構造の推定に地球物理データを援用する必要があること、②断層の活動場の移動や貫入岩体による地質構造の改変については、地殻浅所の不均質性や応力の不均質性に関わる事象であり、断層の過去の活動履歴をより長期間かつより詳細な時間・空間スケールで明らかにすることにより事象やプロセスを検証することが可能となるが、断層活動の年代情報として活断層調査の対象として取り上げられない数十万～数百万年前の断層活動のデータが不足しており、その収集が課題であること、③下部地殻の熱構造や海溝型地震の定期的な断層運動は、地殻深部の不均質性や沈み込むプレートと島弧地殻の相互作用に関わる事象であり、物理モデルを用いたシミュレーションによる検討と対応する地質モデルの構築が重要となること、④地殻変動に伴う隆起・侵食や、断層同士の相互関係などのプロセスの解明と、地殻応力場の空間不均一性を生む島弧地殻不均質性による影響を定量化する必要があることを示した。

2) においては、Slip tendency (ST) に基づく断層活動性評価手法を東北日本の活断層に適用した結果、多くの活断層が”活動的”と評価された。また、非活動的と評価された活断層について活動セグメントが位置する場の局所的な横ずれ応力場を入力応力とすることで、活動性に見合った高い ST を算出することができ、ST に基づく断層活動性評価手法における断層パラメータの重要性を確認した。ST に基づく断層活動性評価手法は、内陸断層の活動性はモール・クーロンの力学モデルに従うことを前提としているが、内陸断層の活動メカニズムについては議論が続いており、基本となる力学モデルについて今後も検討が必要である。

3) においては、東北地方太平洋沖地震後に活動した福島県の湯ノ岳断層・八茎断層に対して断層物質を用いた低活動性断層評価手法を適用した結果、両断層の断層ガウジは周辺の風化岩石よりも化学的風化度が低く、一部の断層ガウジは新鮮な原岩に近い化学的風化度を示すことが明らかとなった。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) では、断層ガウジの全岩化学組成に基づき、断層ガウジはその原岩や周辺の風化岩石に比較して著しく化学的に風化した性質を有することを特徴として挙げているので、化学的風化度については再検討する必要がある。また、断層ガウジの酸化還元環境に影響を与える地下水流動についても、今後検討が必要と考えられる。

侵食量評価手法の高精度化の検討 (1.2.1.2項)

宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法について、阿武隈山地の高位地形面の形成年代と宇宙線生成核種濃度に基づく侵食継続期間が整合的であることを示し、山地の尾根の侵食プロセスや、時代の異なる平坦面間の比高の発達速度や年代を定量的に議論する際に宇宙線生成核種を用いた侵食速度

定量法が有用であることを示した。また、山地斜面の平均侵食速度定量法について、流域出口に運搬された底質土砂中の宇宙線生成核種を用いて流域の 10^3 - 10^4 年オーダーの平均侵食速度を推定可能であることを示した。多雨地域である屋久島地域における山地斜面の平均侵食速度の検討から、降水量と侵食速度との間に相関関係は示されず、降水量が侵食速度の決定要因ではないことが示唆された。フィッシュトラックなどの手法によって得られる、より長期の時間スケールの侵食速度と、宇宙線生成核種による侵食速度を比較することで、山体の成長と侵食・開析の地形発達段階を議論することが可能であり、隆起・侵食等の将来予測にむけて、地形発達段階の把握に活用できることを示した。

複数の自然事象間の連関を考慮した動的地質構造モデリング構築の検討 (1.2.1.3項)

自然事象間の相互の連関のメカニズムの検討において、平成 25 年度は地殻内に存在するマグマ活動等が断層活動に与える影響を含めた評価手法の検討のため、1) 自然事象間の相互の連関のメカニズムの考え方および必要な情報の整理を行い、2) マグマの貫入様式と断層の関係を既存文献のレビューを通じて整理し、3) 北海道増毛山地や島根県津和野地域における現地調査結果の検討と併せて、課題を抽出した。また、個別事象として、4) 日本海東縁域で認められるインバージョンテクトニクスについて、1 万～10 万年スケールでの動的地質構造モデリングの構築に関する検討に資するよう、既存文献のレビューと予察的な現地調査を行った。

主な成果として、1) においては、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) の各種情報の統合化に向けた検討を踏まえ、微小地震を用いた応力マップの検討が行われた中国・四国地域をケーススタディの対象として地質学・地球物理学情報の各種情報を整理した。その結果、地質・地質構造だけでなく地殻内の温度構造等を含めた地殻構造の不均一性の時間変化を考慮し検討を行う必要があること、それらの情報を反映すると考えられる応力テンソルの位置づけを明確化できる可能性があることを示した。

2) においては、ケーススタディから、横ずれ断層運動や断層構造が卓越した地域での火山活動では、広域応力に支配されない岩脈や火口の配列が形成される場合があり、岩脈法による古応力場の復元が成り立たないことを示した。

3) においては、北海道増毛山地における当別断層系の北方延長断層活動が、暑寒別火山の存在により規制されていることを地球物理データと現地調査により確認した。島根県津和野地域においては青野山火山群が、徳佐-地福断層および弥栄断層に沿って分布しており、80 万年前以降の周辺の火山活動の時空間分布を検討したところ、40～20 万年前の火山の配列方向は北東-南西系の活断層の方向と調和的な配列であり、火山活動が断層構造に規制されている可能性を示した。

4) においては、日本海東縁域のおよそ 3Ma 以降のインバージョンテクトニクスで活動している逆断層の傾斜がおおむね $50^\circ \sim 60^\circ$ であり、高角傾斜をなす断層が卓越する東北日本弧では小さな差応力では短縮変形は始まりにくいことを示した。日本海東縁域での構造地質学的研究からは、外力が 3 Ma に急増したことを示す知見が得られておらず、地殻構造・岩石物性を変化させる、何らかのメカニズムが必要となることを示した。なお、今後の課題として、地殻下部もしくはさらに深部で断層運動を引き起こすに十分となるような断層面の強度を弱体化させる要因（例えば、熱と流体の要因を合わせもつ火山・マグマ活動の寄与）を検討する必要がある。

沿岸侵食を対象とした侵食速度定量評価の高精度化の検討 (1.2.1.4項)

我が国における沿岸侵食を対象とした侵食速度定量評価の高精度化のため、平成 25 年度は 1) 階段状段丘を用いた漸化式による沿岸侵食速度の導出、2) 沿岸侵食速度定量評価のための地質強度マッピング手法の検討、3) 海成段丘の堆積相と形成年代に基づく隆起傾向評価高度化の検討を行った。

1) においては、階段状の海成段丘地形から側方侵食速度を導出する漸化式モデルを導出した。こ

の漸化式モデルは、海水準が一定で、隆起し続けているという条件の範囲で適応可能であり、元の波食棚の幅は時間とは独立に求められるので、全ての波食棚が編年されなくても、編年された波食棚に挟まれた波食棚の元幅の合計について平均側方侵食速度を求めることが可能である。

2) においては、地質強度マッピング手法として、シュミットハンマー法、P 波速度法、エコーチップ試験法を比較し、シュミットハンマー法が可搬性や一軸圧縮強度の相関の良さ、測定範囲の広さ等の優位性を有することを確認した。シュミットハンマー反発値から侵食可能性を評価しマッピングを行うためには、侵食速度の実測値の不足、岩石強度の弱化を引き起こす要因の評価（例えば、乾湿風化、塩類風化など）、場所による波力の差異の排除などの解決しなければならない問題点があることを示した。

3) においては、長石の pIRIR 法によるルミネッセンス年代値と海成段丘面の対比から推定された年代が整合的であることを示し、長石の pIRIR 法による年代測定の有効性を示した。上北平野の海成段丘では、海成層上限と段丘面との標高差が、それぞれ 14 m, 13 m あり、地盤の隆起を高精度で評価するには、段丘面ではなく、地層に見出される海面指標を用いることが重要であることを示した。今後の課題としては、pIRIR 法によるルミネッセンス年代測定の高精度化のため長石試料内部の K 濃度について EPMA 等による直接測定を行う必要性や、最適な海面指標である前浜堆積物が存在しない場合の評価手法について検討する必要性が示された。

火山活動予測手法 (1.2.2項)

マグマ活動位置、マグマ発生とプレート活動、マグマ含水量推定手法の高度化、マグマ活動と地殻変動の総合的な理解について、それぞれ検討を行い、取りまとめと課題の抽出を行った。

マグマ活動位置 (1.2.2.1項)

東北日本の火山列として最前列に位置する青麻 - 恐火山列に属する七時雨火山の噴出物の岩石学的検討から、マグマの全岩含水量は 1wt% あるいはそれ以下であると推定され、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) の七時雨火山の角閃石の水素同位体比から推定された結果と調和的である。このことにより、東北日本弧のマグマ含水量が背弧側から脊梁にかけて増加し、脊梁火山帯で極大となり、前弧側に向けて減少するという産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) の仮説が本検討により検証され、東北日本の火山フロントより前弧側でマグマ活動がないことを論理的に説明できる。将来のマグマの活動位置（火山の発生位置）を予測するためには、地下のマグマやマントルに含まれる水の量の空間分布を把握することが重要であることが確認された。

マグマ発生とプレート運動 (1.2.2.2項)

沈み込み帯におけるマグマ発生とプレート運動に関する検討のため、1) 沈み込み帯に入り込む流体、2) 沈み込み帯のマグマ起源物質について検討を行った。

主な成果として、1) においては、最近 10 年間程度の研究のレビューを行い、①沈み込み帯の地下への水の主な供給源が、従来考えられていた中央海嶺で生じる玄武岩の熱水変質作用ではなく、沈み込む直前に蛇紋岩化したマントルであること、②沈み込み帯に入り込む水の量は以前の理解に比べて 10 倍程度の大量である可能性があること、③東北日本弧の島弧横断方向断面模式図 (Yoshida *et al.*, 2013) によれば、東側から低温の太平洋プレートが斜めに沈み込み、その上の楔形マントルの中は温度や構成物が不均質であること、また東北日本弧の火山が 100km 以深から斜め東方に上昇するマントルの流れの上に存在し、マントルの上昇と沈み込むスラブに由来する水がマグマ発生に関与していることなどを示した。

2) においては、北海道北部の火成活動を例として、沈み込み帯のマグマ起源物質の解析手法とそ

の結果を取りまとめた。具体的には、北海道北部で 12Ma-2Ma に生じたイントラプレート型の火成活動に関する地球化学的研究により、マグマの起源物質であるマントルが日本海拡大以降長期に渡り他から隔離されていたこと、沈み込む太平洋プレートに由来する水に富んだ流体がマントルに付加したこと、熱いアセノスフェアが上昇したことによってマントルが融解したことなどを明らかにした。

マグマ含水量推定手法の高度化 (1.2.2.3項)

角閃石の水素同位体比，を用いたマグマ含水量の推定法を，山形県大蔵村の肘折火山噴出物に対して適用し，1.2.2.4 項における岩石学・熱力学的検討から求めた全岩含水量推定結果と比較し，2 つの独立した見積り結果が調和的であったことから，マグマ含水量の推定手法として妥当であることを確認した。

平成 25 年度に用いたマグマ含水量推定手法では，マグマの全岩水素同位体比 (δT) について $\delta T = -50\%$ とおくことで，整合性の取れた解析結果が得られている。島弧火山岩試料に含まれる角閃石の水素同位体比分析結果は，この仮定の妥当性を一定程度示しているが，仮定の根拠は十分ではなく， δT に地域変化がある可能性を否定できない。地殻の捕獲岩に含まれる角閃石の水素同位体比が δT の地域変化を評価するための分析対象として有効である可能性が示されたため，今後日本各地の地殻捕獲岩の角閃石の分析を進め， δT の地域変化の評価を行う必要がある。

マグマ活動と地殻変動の総合的な理解 (1.2.2.4項)

マグマ活動と地殻変動に対する総合的な理解のため，1) マグマ溜りの形状・深さ・物性が地殻変動に与える影響，2) 大規模なマグマ溜りの地球化学的な不均質，3) マグマ溜りの大きさ・形状・深さ・物性（山形県肘折火山の例）について，検討を行った。

1) においては，東北地方太平洋沖地震後の東北日本のような伸長場に生じる地表変動への地下に伏在するマグマ溜りの影響を評価するため，数値シミュレーションを行い，地下に伏在するマグマ溜りの産状によって地表変動量・パターンが変化することを確認した。しかしながら，今回検討したモデルで観測される地表変動量がほとんどのケースで数 cm 以内の変動であることから，現在の測地学的手法では観測することが容易ではない。実際に現場への適用性を考える上では，観測可能な量であるのかも含めて引き続き検討が必要である。

2) においては，熊本県阿蘇カルデラの火山噴出物の地球化学的研究を行い，後カルデラ期の火山噴出物の Sr 同位体比がカルデラ期および間カルデラ期の Sr 同位体比よりもバリエーションの幅が広いこと，母岩に由来する残存珪長質ゼノリスとマグマとの反応の程度は限定的であることを示唆するデータ等が得られた。しかし，後カルデラ期に噴出したマグマの Sr 同位体比の多様性そのものについては未解明であり，今後も検討の必要がある。

3) においては，肘折火山（山形県大蔵村）の噴出物の化学組成と微細組織を熱力学的解析結果と比較することにより，マグマ溜りの圧力・温度・結晶度・全岩含水量，そしてこれらに基づいてマグマの物性（体積弾性率と密度）とその深度分布を推定し，マグマ供給系の深度が地下約 14km から 2km に及ぶこと，マグマ溜りの主体が比較的浅部の地下約 4km から 2km 程度に存在すること，比較的地表付近に存在するマグマ溜りの物性がマグマに含まれる水の量に大きく左右されることを明らかにした。

【引用文献】

- Anders, E. and Grevesse, N. (1989) Abundances of the elements: meteorite and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 197-214.
- Andersen, D. J. and Lindsley, D. H. (1985) New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *Eos*, 66, 416.
- Anderson, A. T., Jr., Newman, S., Williams, S. N., Druitt, T. H., Skirius, C. and Stolper, E. (1989) H₂O, CO₂, Cl, and gas in plinian and ash-flow Bishop rhyolite. *Geology*, 17, 221-225.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *Amer. Mineral.*, 80, 549-559.
- Aoki, A., Shuto, K. and Itaya, T. (1999) Stratigraphy and K–Ar ages of Tertiary volcanic rocks in the Hamamasu area, northwestern Hokkaido, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, 105, 341-351.
- Asimow, P. D. and Ghiorso, M. S. (1998) Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phase Relations. *Amer. Mineral.*, 83, 1127-1131.
- Ayers, J. (1998) Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 390-404.
- Baranov, B. V., Werner, R., Hoernle, K. A., Tsoy, I. B., Bogaard, P. V. D. and Tararin, I. A. (2002) Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea). *Tectonophysics*, 350, 63-97.
- Baranov, B. V., Wong, H. K., Dozorova, K., Karp, B., Ludman, T. and Karnaugh, V. (2002) Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data. *The Island Arc*, 11, 206-219.
- Basu, A., Wang, J.-W., Huang, W., Xie, G.-H. and Tatsumoto, M. (1991) Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. *Earth and Planetary Science Letters*, 105, 149-169.
- Ben Othman, D., White, W. M. and Patchett, J. (1989) The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust — mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 94, 1-21.
- Borisova, A. Y., Pichavant, M., Beny, J.-M. and Pronost, J. (2005) Constraints on dacite magma degassing and regime of the June 15, 1991, climatic eruption of Mount Pinatubo (Philippines): New data on melt and crystal inclusions in quartz. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 145, 35-67.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Phinney, D. L. and Ryerson, F. J. (1994) Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 128, 327-339.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Ryerson, F. J. and Phinney, D. L. (1995) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 3331-3350.
- Buddington, A. F. and Lindsley, D. H. (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5, 310-357.

- Chung, S.-L., Sun, S.-S., Tu, K., Chen, C.-H. and Lee, C.-Y. (1994) Late Cenozoic basaltic volcanism around the Taiwan Strait, SE China: product of lithosphere-asthenosphere interaction during continental extension. *Chemical Geology*, 112, 1-20.
- Cousens, B., Allan, J. and Gorton, M. (1994) Subduction-modified pelagic sediments as the enriched component in back-arc basalts from the Japan Sea: Ocean Drilling Program Sites 797 and 794. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 421-434.
- Deng, J., Mo, X. X., Zhao, H. L., Wu, Z. X., Luo, Z. H. and Su, S. G. (2004) A new model for the dynamic evolution of Chinese lithosphere: 'continental roots-plume tectonics'. *Earth-Science Reviews*, 65, 223-275.
- Deng, J., Su, S. G., Niu, Y. L., Liu, C., Zhao, G. H., Zhao, X. G., Zhou, A. and Wu, Z. X. (2007) A possible model for the lithospheric thinning of North China Craton: evidence from the Yanshanian (Jura-Cretaceous) magmatism and tectonism. *Lithos*, 96, 22-35.
- Deniel, C. and Pin, C. (2001) Single-stage method for the simultaneous isolation of lead and strontium from silicate samples for isotopic measurements. *Analytica Chimica Acta*, 426, 95-103.
- Dobson, P. F., Epstein, S. and Stolper, E. M. (1989) Hydrogen isotope fractionation between coexisting vapor and silicate glasses and melts at low pressure. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 53, 2723-2730.
- Dunbar, N. W. and Hervig, R. L. (1992) Volatile and trace element composition of melt inclusions from the lower Bandelier tuff: Implications for magma chamber processes and eruptive style. *J. Geophys. Res.*, 97, 15151-15170.
- Dupré, B. and Allègre, C. J. (1983) Pb-Sr isotope variations in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, 303, 142-146.
- Flower, M. F. J., Russo, R. M., Tamaki, K. and Hoang, N. (2001) Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) 'high-tide mark': evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure. *Tectonophysics*, 333, 9-34.
- Flower, M. F. J., Tamaki, K. and Hoang, N. (1998) Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the Western Pacific. in Flower, M. F. J., Chung, S. L., Lo, C. H. and Lee, T. Y., eds., *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*: Washington, D.C., American Geophysical Union, 67-88.
- 古堅千絵・中川光弘・廣瀬亘・足立佳子 (2010) 前期～中期中新世の北海道中央部における火山岩の地球化学的特徴：背弧拡大に伴う火成活動縁辺部のマグマの特徴. *日本地質学会*, 116, 199-218.
- Furukata, C., Nakagawa, M., Hirose, W. and Adachi, Y. (2010) Geochemical character of Early-Middle Miocene volcanic rocks from central Hokkaido: characterization of magma-related back-arc spreading at the margin of the volcanic field. *Journal of the Geological Society of Japan*, 116, 199-218.
- Ghiorso, M. S. and Sack, R. O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, 197-212.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesite and Plate Tectonics*. New York, Springer-Verlag.
- 後藤芳彦・中川光弘・和田恵治 (1995) 北海道北部の中新世火山活動の活動場: K-Ar年代と主成分化

- 学組成からの推定. 岩鉱, 90, 109-123.
- Goto, Y., Nakagawa, M. and Wada, K. (1995) Tectonic setting of the Miocene volcanism in northern Hokkaido, Japan: speculation from their K–Ar ages and major element chemistry. *Journal of the Mining and Petrological Economic Geology*, 90, 109-123.
- Green, D. H. (1973) Contrasted melting relations in a pyrolite upper mantle under mid-ocean ridge, stable crust and island arc environments. *Tectonophysics*, 17, 285-297.
- Griffin, W. L., Zhang, A. D., O'reilly, S. Y. and Ryan, C. G. (1998) Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino–Korean Craton. in Flower, M. F. J., Chung, S. L., Lo, C. H. and Lee, T. Y., eds., *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*: Washington, D.C., American Geophysical Union, 107-126.
- Hamelin, B., Dupré, B. and Allègre, C. J. (1985/1986) Pb–Nd–Sr isotopic data of Indian ridges: new evidence of large-scale mapping of mantle heterogeneities. *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 288-298.
- Hart, S. (1984) DUPAL anomaly: a large scale isotopic anomaly in the southern hemisphere. *Nature*, 309, 753-756.
- Hart, S. (1988) Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 273-296.
- Hasegawa, K. and Suzuki, M. (1964) 1:50, 000 Geological Map of Hokkaido, Goryokaku with Explanatory Text. Geological Survey of Hokkaido, 86, (in Japanese with English abstract).
- Hauri, E., Wang, J., Dixon, J. E., King, P. L., Mandeville, C. W. and Newman, S. (2002) SIMS analysis of volatiles in silicate glasses I. Calibration, matrix effects and comparisons with FTIR. *Chem. Geol.*, 183, 99-114.
- Hirose, W. and Nakagawa, M. (1999) Neogene volcanism in Central–Eastern Hokkaido: beginning and evolution of arc volcanism inferred from volcanological parameters and geochemistry. *Journal of the Geological Society of Japan*, 105, 247-265.
- 広瀬亘・中川光弘 (1999) 北海道中央部～東部の新第三紀火山活動：火山学的データおよび全岩化学組成からみた島弧火山活動の成立と変遷. *地質学雑誌*, 105, 247-265.
- Hoang, N., Flower, M. F. J. and Carlson, R. W. (1996) Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 4329-4351.
- Hoang, N., Itoh, J. and Miyagi, I. (2011) Subduction components in Pleistocene to Recent Kurile arc magmas in NE Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200, 255-266.
- Hoang, N., Itoh, J., Uto, K. and Matsumoto, A. (2009) Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic study of late Neogene volcanic rocks from the Arita–Imari area (SW Japan): evidence for coexisting OIB-like and subduction-related mantle sources. *Advances in Geosciences*, 13, 31-55.
- Hoang, N. and Uto, K. (2003) Mantle isotopic heterogeneity beneath northern Kyushu, SW Japan, Goldschmidt Conference: Kurashiki, Japan, p. A152.
- Hoang, N. and Uto, K. (2003) Geochemistry of Cenozoic basalts in the Fukuoka district (northern Kyushu, Japan): implications for asthenosphere and lithosphere mantle interaction. *Chemical Geology*, 198, 249-268.

- Hoang, N. and Uto, K. (2006) Upper mantle isotopic components beneath the Ryukyu arc system: evidence for 'back-arc' entrapment of Pacific MORB mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 229-240.
- Hochstaedter, A., Gill, J. B., Peters, R., Broughton, P., Holden, P. and Taylor, B. (2001) Across arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, no. 2 2000GC000105.
- Hofmann, A. W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 297-314.
- Hunter, A. G. (1998) Intracrustal controls on the coexistence of tholeiitic and calc-alkaline magma series at Aso Volcano, SW Japan. *Journal of Petrology*, 39, 1255-1284.
- Ikeda, Y. (1998) Geochemistry of Miocene back-arc basin basalts from northeast Hokkaido, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, 104, 99-106.
- Ikeda, Y., Stern, R. J., Kagami, H. and Sun, C. H. (2000) Pb, Nd, and Sr isotopic constraints on the origin of Miocene basaltic rocks from northeast Hokkaido, Japan: implications for opening of the Kurile back-arc basin. *The Island Arc*, 9, 161-172.
- 石川賢一・吉田武義・北川嘉彦・青木謙一郎・大上和良 (1985) 東北本州弧, 岩手県七時雨火山の地球化学的研究. *核理研研究報告*, 18, no. 2, 366-378.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Milton, J. A. and Nesbitt, R. W. (2003) Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: constraints from high-precision Pb isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 211, 221-236.
- Iyer, K., Rupke, L. H., Morgan, J. P. and Grevemeyer, I. (2012) Controls of faulting and reaction kinetics on serpentinization and double Benioff zones. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, no. 9, 1-18.
- Jma (2013) National catalogue of the active volcanoes in Japan. Japan Meteorological Business Support Center.
- Jolivet, L., Shibuya, H. and Fournier, M. (1995) Paleomagnetic rotations and the Japan Sea opening. in Taylor, B. and Natland, J., eds., *Active margin and marginal basins of the western Pacific*, Volume 88: Washington, D.C., American Geophysical Union, 355-369.
- Jolivet, L. and Tamaki, K. (1992) Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the Northeast Japan Arc. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 127/128, no. Part 2, 1131-1331.
- Jolivet, L., Tamaki, K. and Fournier, M. (1994) Japan Sea, opening history and mechanism: a synthesis. *Journal of Geophysical Research*, 99, 22237-22259.
- Kanisawa, S. and Yoshida, T. (1989) Genesis of the extremely low-K tonalites from the island arc volcanism. Lithic fragments in the Adachi-Medeshima pumice deposits, Northeast Japan. *Bull. Volcanol.*, 51, 346-354.
- Kano, K., Ohguchi, T., Yanagisawa, Y., Awata, Y., Kobayashi, N., Sato, Y., Hayashi, S., Kitazato, H., Ogasawara, K. and Komazawa, M. (2011) *Geology of the Toga and Funakawa District (2nd edition)*. 1:50 000, Explanatory Text of the Geological Map of Japan.
- Karp, B. Y., Karnaukh, V. N., Baranov, B. V. and Dozorova, K. A. (2006) Seismic stratigraphy and sedimentary processes on the Kurile Basin northern slope (Okhotsk Sea). *Marine Geology*, 228, 1-14.

- Katayama, I., Hirauchi, K.-I. and Nakajima, J. (2010) Variability of Subduction Processes beneath Japan. *J. Geography*, 119, no. 2, 205-223 (in Japanese with English abstract).
- Kato, F., Yasui, M. and Takahashi, M. (2010) Eruptive mechanism inferred from apparent density of pumice fragment for the 1783 and the 1108 eruptions of Asama volcano. *Proceedings of the Institute of Natural Sciences, Nihon University*, 45, 255-263 (in Japanese with English abstract).
- Katsui, Y., Yamamoto, M., Nemoto, S. and Niida, K. (1979) Genesis of calc-alkaline andesite from Oshima-oshima and Ichinomegata volcanoes, north Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, 19, 157-168.
- Katsumata, K., Wada, N. and Kasahara, M. (2003) Newly imaged shape of the deep seismic zone within the subducting Pacific plate beneath the Hokkaido corner, Japan-Kurile arc-arc junction. *Journal of Geophysical Research*, 108, no. B12, 2565.
- Kawaguchi, Y. and Murakami, H. (1994) Types and formation processes of pyroclastic flow deposits distributed in the Hiziori area, Yamagata Prefecture. *Rept. Res. Inst. Natural Resources, Mining College, Akita Univ.*, 15, 81-88 (in Japanese with English abstract).
- Kawahata, H., Kusakabe, M. and Kikuchi, Y. (1987) Strontium, oxygen, and hydrogen isotope geochemistry of hydrothermally altered and weathered rocks in DSDP Hole 504B, Costa Rica Rift. *Earth and Planetary Science Letters*, 85, 343-355.
- Kepezhinskas, P., Mcdermott, F., Defant, M. J., Hochstaedter, A., Drummond, M. S., Hawkesworth, C. J., Koloskov, A. V., Maury, R. C. and Bellon, H. (1997) Trace element and Sr—Nd—Pb isotopic constraints on a three-compositional model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, no. 3, 577-600.
- Kerrick, D. (2002) Serpentinite Seduction. *Science*, 298, no. 5597, 1344-1345.
- Kimura, G. (1996) Collision orogeny of arc-arc junctions in Japanese Islands. *The Island Arc*, 5, 262-275.
- Kimura, J. and Yoshida, T. (2006) Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc. *Journal of Petrology*, 47, 2185-2232.
- 国分公貴・岡村總・八幡正弘・古山勝彦・長尾敬介 (1994) 北海道東部, 新第三紀火山岩類の岩石学的性質の変遷. *地質学雑誌*, 100, 658-674.
- Kokubu, K., Okamura, S., Yahata, M., Furuyama, K. and Nagao, K. (1994) Petrological variation with time and space in the Neogene volcanic rocks from east Hokkaido. *Journal of Geological Society of Japan*, 100, 658-674.
- 熊本県地質図編纂委員会 (2008) 熊本県地質図 (10万分の1) . 社団法人熊本県地質調査業協会.
- Kushiro, I. (1968) Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, 73, 619-634.
- Lepage, L. D. (2003) ILMAT: an excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry. *Comput. Geosci.*, 29, no. 5, 673-678.
- Li, Z.-X. A. and Lee, C.-T. A. (2006) Geochemical investigation of serpentinized oceanic lithospheric mantle in the Feather River Ophiolite, California: Implications for the recycling rate of water by subduction. *Chemical Geology*, 235, no. 1-2, 161-185.
- Liu, J., Carlson, R. W., Rudnick, R. L., Walker, R. J., Gao, S. and Wu, F.-Y. (2012) Comparative Sr-Nd-Hf-Os-Pb isotope systematics of xenolithic peridotites from Yangyuan, North

- China Craton: Additional evidence for a Paleoproterozoic age. *Chemical Geology*, 332-333, 1-14.
- Liu, M., Cui, X. and Liu, F. (2004) Cenozoic rifting and volcanism in eastern China: a mantle dynamic link to the Indo-Asian collision? *Tectonophysics*, 393, 29-42.
- Ludwig, W. J., Murauchi, S. and Houtz, R. R. (1975) Sediments and structure of the Japan Sea. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 651-664.
- Maeda, J. (1990) Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan. *Tectonophysics*, 174, 235-255.
- Matsunaga, I., Kobayashi, H. and Yamaguchi, T. (1993) Granodiorite basement at the Hijiori caldera -Thermal history estimated from data of K-Ar dating-. *Resources and Environment*, 2, no. 6, 565-573 (in Japanese with English abstract).
- Miller, M. S., Kennett, B. L. N. and Gorbatov, A. (2006) Morphology of the distorted subducted Pacific slab beneath the Hokkaido corner. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 156, 1-11.
- Miyagi, I. (2004) On the eruption age of the Hijiori caldera, based on more accurate and reliable radiocarbon data. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 49, no. 4, 201-205.
- Miyagi, I. (2007) Stratigraphy and volcanic activities of Hijiori volcano, Northeastern Japan arc. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 52, no. 6, 311-333 (in Japanese with English abstract).
- Miyagi, I. (2010) Contour maps of some useful petrological parameters on P-T plane: A case of the eruptive products of the Asama volcano on 1 September 2004. *Open File Report of GSJ*, no. 531.
- Miyagi, I., Itoh, J., Hoang, N. and Morishita, Y. (2012) Magma systems of the Kutcharo and Mashu volcanoes (NE Hokkaido, Japan): Petrogenesis of the medium-K trend and the excess volatile problem. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 231-232, 50-60.
- Miyagi, I. and Matsubaya, O. (2003) Hydrogen isotopic composition of hornblende and biotite phenocrysts from Japanese island arc volcanoes: evaluation of alteration process of the hydrogen isotopic ratios by degassing and re-equilibration. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 126, 157-168.
- Miyagi, I. and Yurimoto, H. (1995) Water content of melt inclusions in phenocrysts using secondary ion mass spectrometer. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 40, 349-355.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 275, 265-277.
- 三好雅也・湯口貴史・新村太郎・森康・荒川洋二・豊原富士夫 (2011) 阿蘇カルデラ内北西部ボーリングコア基盤岩類の岩石学的特徴およびK-Ar年代. *地質学雑誌*, 117, 585-590.
- Murakami, H. and Kawaguchi, Y. (1994) Chemical variability in hornblendes related to volcanic activity of Hijiori caldera, Yamagata Prefecture. *Rept. Res. Inst. Natural Resources, Mining College, Akita Univ.*, 59, 1-23.
- Mysen, B. O. and Boettcher, A. L. (1975) Melting of a hydrous mantle: I. Phase relations of natural peridotite at high pressure and temperature with controlled activities of water and carbon dioxide, and hydrogen. *Journal of Petrology*, 16, 520-548.
- Nakagawa, M., Goto, Y., Arai, K., Wada, K. and Itaya, T. (1993) K-Ar ages and major element chemical compositions of Late Miocene and Pliocene basalts from Takikawa

- district, central Hokkaido: basaltic monogenetic volcano group at the junction of the northeastern Japan and Kurile arcs. *Journal of the Mining and Petrological Economic Geology*, 88, 390-401.
- Nakamura, M. and Shimakita, S. (1998) Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 161, 119-133.
- Newman, S. and Lowenstern, J. B. (2002) VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for excel. *Comput. Geosci.*, 28, 597-604.
- Nied (2013) *Volcanic Hazard Maps of Japan, Second Edition*. National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan.
- Niitsuma, N. and Akiba, F. (1986) Neogene tectonic evolution and plate subduction in the Japanese island arcs. in Nasu, N., Kobayashi, K., Uyeda, S., Kushiro, I. and Kagami, H., eds., *Formation of Active Ocean Margins: Tokyo, Terra Publishing*, 75-108.
- Nishiki, K., Itoh, J. and Ueno, T. (2012) Database of Quaternary volcanic and intrusive rock bodies in Japan. *Geological Survey of Japan Interim Report no. 60*.
- Nohda, S., Tatsumi, Y., Otofujii, Y.-I., Matsuda, T. and Ishizaka, K. (1988) Asthenospheric injection and backarc opening: isotopic evidence from northeast Japan. *Chemical Geology*, 68, 317-327.
- Okamura, S. (2003) Cenozoic volcanism of northeastern Eurasian continental margin: relationship between magmatism and back-arc basin opening at vicinity of Hokkaido. *Earth Science*, 57, no. 6, 365-373.
- Okamura, S., Arculus, R. J. and Martynov, Y. (2005) Cenozoic magmatism of the North-Eastern Eurasia margin: the role of lithosphere versus asthenosphere. *Journal of Petrology*, 46, 221-253.
- Okamura, S., Arculus, R. J., Martynov, Y., Kagami, H., Yoshida, T. and Kawano, Y. (1998) Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr and Nd isotopic evidence from the Japan Sea region. *Geology*, 26, 619-622.
- Okamura, S., Sugawara, M. and Kagami, H. (1995) Origin and spatial variation of Miocene volcanic rocks from north Hokkaido, Japan. *Memoirs: Geological Society of Japan*, 44, 165-180.
- Peacock, S. M. (1990) Fluid processes in subduction zones. *Science*, 248, 329-337.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-37.
- Powell, R. and Powell, M. (1977) Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal. *Mineral. Mag.*, 318, 257-263.
- Ranero, C. R., Morgan, J. P., McIntosh, K. and Reichert, C. (2003) Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature*, 425, no. 25 September, 367-373.
- Regelous, M., Niu, Y., Wendt, J. I., Batiza, R., Greig, A. and Collerson, K. D. (1999) Variations in the geochemistry of magmatism on the East Pacific Rise at 10° 30'N since 800 ka. *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 45-63.
- Roggensack, K., Hervig, R. L., Mcknight, S. B. and Williams, S. N. (1997) Explosive basaltic volcanism from Cerro Negro volcano: Influence of volatiles on eruptive style. *Science*, 277, 1639-1642.

- Roggensack, K., Williams, S. N., Schaefer, S. J. and Parnell, R. a. J. (1996) Volatiles from the 1994 eruptions of Rabaul: Understanding large caldera systems. *Science*, 273, no. 26, 490-493.
- Saito, G., Kazahaya, K., Shinohara, H., Stimac, J. and Kawanabe, Y. (2001) Variation of volatile concentration in magma system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 108, 11-31.
- Sakai, R., Kusakabe, M., Noto, M. and Ishii, T. (1990) Origin of waters responsible for serpentinization of the Izu-Ogasawara-Mariana forearc seamounts in view of hydrogen and oxygen isotope ratios. *Earth and Planetary Science Letters*, 100, 291-303.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2009) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成20年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成23年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成24年度事業報告書.
- Saunders, A. D., Norry, M. J. and Tarney, J. (1991) Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magma. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A335, 377-392.
- Seno, T. (2009) Determination of the pore fluid pressure ratio at seismogenic megathrusts in subduction zones: Implications for strength of asperities and Andean-type mountain building. *Journal of Geophysical Research*, 114, no. B05405, 1-25.
- Seno, T., Sakurai, T. and Stein, S. (1996) Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? *Journal of Geophysical Research*, 101, no. B5, 11305-11315.
- Shaw, A. M., Behn, M. D., Humphris, S. E., Sohn, R. A. and Gregg, P. M. (2010) Deep pooling of low degree melts and volatile fluxes at the 85°E segment of the Gakkel Ridge: Evidence from olivine-hosted melt inclusions and glasses. *Earth and Planetary Science Letters*, 289, no. 3-4, 311-322.
- 霜鳥洋・黒木嘉彦・中川光弘 (1984) 青麻-恐火山列の提唱 東北日本第四紀火山フロントの再定義. *火山*, 29, no. 2, 155-156.
- Shinjo, R., Chung, S. L., Kato, Y. and Kimura, M. (1999) Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin. *Journal of Geophysical Research*, 104, 10591-10608.
- 新村太郎・荒川洋二・三好雅也・柴田知之 (2010) 火山における先カルデラから後カルデラ期火山岩の同位体比および全岩化学組成の時間変化. in *Proceedings 日本地球化学会第57年会2010*.
- 新村太郎・角野浩史・上田恭裕・森康・三好雅也・長尾敬介・長谷中利昭・荒川洋二 (2013) 阿蘇根子岳火山に分布する火山噴出物のK-Ar年代 - 同一カルデラ内における異なるマグマシステム -. in *Proceedings 日本地球惑星科学連合2013年大会2013*.
- Shuto, K., Hirahara, Y., Ishimoto, H., Aoki, A., Jinbo, A. and Goto, Y. (2004) Sr and Nd isotopic compositions of the magma source beneath north Hokkaido, Japan: comparison with the back-arc side in the NE Japan arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134, 57-75.
- Shuto, K., Ishimoto, H., Hirahara, Y., Sato, M., Matsui, K., Fujibayashi, N., Takazawa, E.,

- Yabuki, K., Sekine, M., Kato, M. and Rezanov, A. I. (2006) Geochemical secular variation of magma source during Early to Middle Miocene time in the Niigata area, NE Japan: asthenospheric mantle upwelling during back-arc basin opening. *Lithos*, 86, 1-33.
- Spencer, K. J. and Lindsley, D. H. (1981) A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.*, 66, 1189-1201.
- Staudigel, H., Davies, G. R., Hart, S. R., Marchant, K. M. and Smith, B. M. (1995) Large scale isotopic Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust: DSDP / ODP sites 417 / 418. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 130, 105-120.
- Staudigel, H., Plank, T., White, B. and Schmincke, H.-U. (1996) Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSDP sites 417 and 418. in Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H. and Platt, J. P., eds., *Subduction: Top to Bottom*: Washington, D.C., American Geophysical Union, 19-38.
- Su, S., Niu, Y., Deng, J., Liu, C., Zhao, G. and Zhao, X. (2007) Petrology and geochronology of Xuejiashiliang igneous complex and their genetic link to the lithospheric thinning during the Yanshanian orogenesis in eastern China. *Lithos*, 96, 90-107.
- Sugimura, A. (1953) A Quaternary terrace of pumice flow in the neighbourhood of the volcano Gassan in Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, 59, 89-91 (in Japanese with English abstract).
- Sun, S. S. and Mcdnough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 42, 313-345.
- Suzuoki, T. and Epstein, S. (1976) Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1229-1240.
- Takada, Y. and Fukushima, Y. (2013) Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku earthquake in Japan. *Nature Geoscience*, 6, no. 8, 637-641.
- Takagi, T., Orihashi, Y., Naito, K. and Watanabe, Y. (1999) Petrology of mantle-derived rhyolite, Hokkaido, Japan. *Chemical Geology*, 160, 425-445.
- Takanashi, K., Kakihara, Y., Ishimoto, H. and Shuto, K. (2012) Melting of crustal rocks as possible origin for Middle Miocene to Quaternary rhyolites of northeast Hokkaido, Japan: Constraints from Sr and Nd isotopes and major- and trace element chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 221-222, 52-70.
- Takanashi, K., Shuto, K. and Sato, M. (2011) Origin of Late Paleogene to Neogene basalts and associated coeval felsic volcanic rocks in Southwest Hokkaido, northern NE Japan arc: constraints from Sr and Nd isotopes and major- and trace-element chemistry. *Lithos*, 125, 368-392.
- Takeuchi, T. (1997) K–Ar ages of the tertiary volcanic rocks in South Sakhalin and their tectonic significance. *Journal of the Geological Society of Japan*, 103, 67-79.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H. (2002) Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 197, 105-116.
- Tatsumi, Y. (1989) Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4697-4707.
- Tatsumi, Y. and Kogiso, T. (1997) Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust; 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc

- magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 207-221.
- Tatsumi, Y., Otofujii, Y.-I., Matsuda, T. and Nohda, S. (1989) Opening of the Sea of Japan backarc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, 166, 317-329.
- Tatsumi, Y., Sakuyama, M., Fukuyama, H. and Kushiro, I. (1983) Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 88, 5815-5825.
- Tatsumoto, M., Basu, A. R., Huang, W.-K., Wang, J.-W. and Xie, G.-H. (1992) Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 113, 107-128.
- Tatsumoto, M. and Nakamura, Y. (1991) DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 3697-3708.
- Tokunaga, S. (1958) Obanzawa. Explanatory text of the geological map of Japan, scale 1:50,000, Akita-75, 1-6.
- 東宮昭彦・宮城磯治・星住英夫・山元孝広・川辺禎久・佐藤久夫 (2001) 有珠火山2000年3月31日噴火とその本質物. *地質調査研究報告*, 52, 215-229.
- Tomiya, A., Miyagi, I., Hoshizumi, H., Yamamoto, T., Kawanabe, Y. and Sato, H. (2001) Essential material of the March 31, 2000 eruption of Usu Volcano: Implication for the mechanism of the phreatomagmatic eruption. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 52, no. 4/5, 215-229 (in Japanese with English abstract).
- Tomiya, A., Miyagi, I., Saito, G. and Geshi, N. (2013) Short time scales of magma-mixing processes prior to the 2011 eruption of Shinmoedake volcano, Kirishima volcanic group, Japan. *Bull. Volcanol.*, 75, 1-17.
- Tomiya, A. and Takahashi, E. (2005) Evolution of the Magma Chamber beneath Usu Volcano since 1663: a Natural Laboratory for Observing Changing Phenocryst Compositions and Textures. *Journal of Petrology*, 46, no. 12, 2395-2426.
- Tu, K., Flower, M. F. J., Carlson, R. W., Zhang, M. and Xie, G.-H. (1992) Magmatism in the South China Basin, I. Isotopic and trace element evidence for an endogenous Dupal mantle component. *Chemical Geology*, 97, 47-63.
- Tuzino, T. and Murakami, F. (2008) Evolution of collision-related basins in the eastern end of the Kurile Basin, Okhotsk Sea, Northwestern Pacific. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33, 1-24.
- Ui, T. (1971) Genesis of magma and structure of magma chamber of several pyroclastic flows in Japan. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo Sec II*, 18, 53-127.
- Ui, T., Sugimura, A. and Shibahashi, K. (1973) ^{14}C age of the Hijiori pyroclastic flow deposit, Northeastern Honshu, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 18, no. 3, 171-172 (in Japanese with English figure caption).
- Uto, K., Hoang, N. and Matsui, K. (2004) Cenozoic lithospheric extension-induced magmatism in Southwest Japan. *Tectonophysics*, 393, 281-299.
- Wallace, P. J., Anderson Jr., A. T. and Davis, A. M. (1999) Gradients in H_2O , CO_2 and exsolved gas in a large-volume silicic magma system: Interpreting the record preserved in melt inclusions from the Bishop Tuff. *J. Geophys. Res.*, 104, no. B9, 20097-20122.

- Wang, Z. and Zhao, D.-P. (2005) Seismic imaging of the entire arc of Tohoku and Hokkaido in Japan using P-wave, S-wave and sP depth-phase data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152, 144-162.
- Watanabe, Y. (1995) A tectonic model for epithermal Au mineralization in NE Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, 18, 257-269.
- Watanabe, Y. (1996) Genesis of vein-hosting fractures in the Kitami region, Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, 46, 151-166.
- Watanabe, Y., Uchiumi, S. and Uto, K. (1991) K–Ar ages of Neogene basalts in Kitami green tuff region, northeast Hokkaido. *Journal of the Geological Society of Japan*, 97, 61-64.
- Watanabe, Y. and Yamaguchi, S. (1988) K–Ar ages of Miocene volcanic rocks and the tectonics in the Nayoro–Asahikawa region, northern Hokkaido. *Earth Sciences*, 42, 91-99.
- 渡辺寧・山口昇一 (1988) 北部北海道名寄–旭川地域の中新世火山岩のK-Ar年代とその造構場. *地球科学*, 42, 91-99.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, 79, no. 47, 579.
- Xu, X. S., Griffin, W. L., O'reilly, S. Y., Pearson, N. J., Geng, H. Y. and Zheng, J. P. (2008) Re–Os isotopes of sulfides in mantle xenoliths from eastern China: progressive modification of lithospheric mantle. *Lithos*, 102, 43-64.
- Yahata, M. and Nishido, H. (1995) Neogene volcanism and tectonics in the Monbetsu-Engaru district in the northeastern part of Central Hokkaido, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan* 101, 685-704. *Journal of the Geological Society of Japan*, 101, 685-704.
- 八幡正弘・西戸裕嗣 (1995) 中央北海道北東部、紋別–遠軽地域の第三紀火山活動と構造運動. *地質学雑誌*, 101, 685-704.
- Yamagata, K., Machida, H. and Arai, F. (1989) Zenikame-Menagawa Tephra: Late Pleistocene tephra layers erupted from a submerged vent off the coast of Hakodate, Tsugaru Straits. *Geographical Review of Japan*, 62, no. A-3, 195-207 (in Japanese with English abstract).
- Yamamoto, T. and Hoang, N. (2009) Synchronous Japan Sea opening Miocene fore-arc volcanism in the Abukuma Mountains, NE Japan: An advancing hot asthenosphere flow versus Pacific slab melting. *Lithos*, 112, 575-590.
- Yamashita, S., Shuto, K., Kakiyama, Y. and Kagami, H. (1999) Coeval volcanism due to interaction of back-arc basin basalt (BABB) magma with the island-arc crust in the late Miocene Engaru volcanic field, northeastern Hokkaido, Japan: the evidence of Sr and Nd isotopic ratios combined with major- and trace-element compositions. *Journal of the Geological Society of Japan*, 105, 625-642.
- Yang, Y. and Liu, M. (2009) Crustal thickening and lateral extrusion during the Indo-Asian collision: A 3D viscous flow model. *Tectonophysics*, 465, 128-135.
- Yoshida, T., Kimura, J.-I., Yamada, R., Acocella, V., Sato, H., Zhao, D., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Honda, S., Ishikawa, M., Prima, O. D. A., Kudo, T., Shibasaki, B., Tanaka, A. and Imaizumi, T. (2013) Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust– mantle structure in the NE Japan Arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 1-53.
- Zhang, M., Suddaby, P., Thompson, R. N., Thirlwall, M. F. and Menzies, M. A. (1995) Potassic

- volcanic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis. *Journal of Petrology*, 36, 1275-1303.
- Zhang, Y.-S. and Tanimoto, T. (1993) High-resolution global upper mantle structure and plate tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 98, 9793-9823.
- Zhao, D.-P. (2007) Seismic images under 60 hot spots: Search for mantle plumes. *Gondwana Research*, 12, no. 4, 335-355.
- Zheng, J., O'reilly, S. Y., Griffin, W. L., Lu, F., Zhang, M. and Pearson, N. J. (2001) Relict refractory mantle beneath the eastern North China block, significance for lithosphere evolution. *Lithos*, 57, no. 1, 43-66.
- Zindler, A. and Hart, S. (1986) Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 493-571.

1.3 各種調査手法・評価手法の構築および適用性検討

【実施内容】

堆積岩地域における間隙水圧分布形成と地下水流動駆動力に関する検討として原位置調査手法および解析的評価手法の検討を行う。また、間隙水圧の異常と地下水流動の駆動力の関係について検討を行う。

平成 24 年度までに、地表からのボーリング調査による微生物および溶存有機物の分析手法の開発と核種移行に係わる予察的な評価手法を構築した。また、気圧変動による間隙水圧変動から鉛直方向の水理定数を評価する手法について、水理-力学連成モデルによる妥当性の検討を行った。さらに、堆積岩地域における異常間隙水圧の成因として化学的浸透圧が有力な要因である可能性を示し、化学的浸透圧の効果を既存の浸透流解析コードに組み入れた。

平成 25 年度は、平成 24 年度までに整備された概要調査段階での調査・評価手法として、水理的異方性の水圧モニタリングを用いた原位置評価手法、微生物および有機物の水質・核種移行への影響に関する調査・評価手法、堆積岩地域における異常間隙水圧の成因に関する実験および数値解析による評価手法の成果を、概要調査結果の妥当性を確認するために必要な調査手法に関する判断指標の整理および実調査への適用性や不確実性の検討という観点での取りまとめを行う。

また、概要調査段階での水理-力学連成挙動評価手法に関しても、同様の観点でこれまでに得られた成果の取りまとめを行う。なお、堆積岩地域における異常間隙水圧の形成に関する研究については、我が国の堆積岩地域における粘土含有量、空隙分布等の多様な物理化学特性を持つ岩種に対するデータが不十分なため、泥質岩等の岩種に対する異常間隙水圧の塩分濃度依存性に関するデータの拡充を行い、岩石の物理化学特性と異常間隙水圧発生挙動に関する評価を行い、数値解析手法により異常間隙水圧の持続性、地下水流動への影響に関する諸要因との比較を行う。

1.3.1 概要調査の各種調査・評価手法に関する既往成果のとりまとめ

【実施内容】

水理異方性の原位置評価手法、微生物および有機物の影響の評価手法および異常間隙水圧の成因に関する評価手法に関して、既往委託研究の成果のみならず、最新の国内外の研究結果のレビューを行い、特に概要調査段階における地表からのボーリング調査での手法の適用性を評価するとともに、不確実性に関しては知見の集積において低減可能な不確実性と、本質的なランダム性によるものに分類して取りまとめる。以上の成果は、原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針に反映される。

【成果】

1.3.1.1 目的

平成 22 年度から旧原子力安全・保安院が策定した規制支援研究計画に基づき、「概要調査結果の妥当性レビューに向けた検討」の中で、立地調査によってベースラインからの擾乱が懸念される、あるいは概要調査段階で確実にデータが取得されるものの、実験あるいは解析を加えることでサイト選定段階の評価に有用な情報が得られてもなお、Blondes *et al.* (2008) 等の基盤研究で十分な検討が行われていない調査・評価項目に関する研究を実施してきた。

ここでは、平成 24 年度までの成果を取りまとめるとともに、概要調査における適用性や調査・評価結果の不確実性に関する検討を行う。

1.3.1.2 調査・評価項目と成果の取りまとめ

規制支援研究計画に基づき、既往研究に追加すべき研究課題として評価を行った項目を以下に示す。

- ・ 水理異方性の原位置評価手法
- ・ 微生物および有機物の影響の評価手法
- ・ 異常間隙水圧の成因に関する評価手法

以下に、それぞれの評価手法に関する成果を取りまとめる。ただし、異常間隙水圧の成因に関する評価手法は、1.3.3 以下に現在も継続中の成果を示すため、ここでは水理異方性および微生物、有機物の影響に関するものをまとめるものとする。

1) 水理異方性の原位置評価手法

処分深度の岩盤の水理特性は、安全評価に用いる地下水流動解析のみならず、概要調査段階においても、坑道の掘削効率、安定性に対して大きな影響を与える。評価すべき具体的なパラメータとしては、透水係数および比貯留率があげられるが、一般的な地表からの鉛直ボーリング孔を用いた原位置水理試験では、ボーリング孔と直交する水平方向の透水係数のみが評価可能な場合が多い。一方、特に堆積岩地域においては、堆積時の層理面に平行な方向と直交方向、すなわち多くの場合は水平方向と鉛直方向の透水係数が 1～2 オーダー異なることが知られている。鉛直に掘削されたボーリング孔において、ボーリング孔沿いの透水係数を原位置で評価することは困難であるため、多くの場合は掘削で得られた岩芯試料の室内実験で評価されている。しかしながら、岩芯試料を用いた評価は、5cm～10cm 程度の試料での透水係数であり、地表から処分深度となる数 100m までの鉛直方向の透水係数分布を評価することは困難である。

一方、気圧変動等の地表に載荷される力の変動によって、水理力学の連成変動の効果によって、井戸の水位が変動することは古くから知られており (Wang, 2000), Rojstaczer (1988) は、井戸の水位と気圧変動の相関から、透水係数と比貯留係数の比である水頭拡散率を評価する手法が提案されている。また、細谷・徳永 (2005) においては、多深度の間隙水圧モニタリング結果を利用することで、非線形最小 2 乗法によるパラメータ同定の優位性が示されている。

単純化したモデルとして、堆積岩地域を対象としたような水平多層構造の異方性岩盤を考慮した場合、多孔質弾性論 (Wang, 2000) によると、振幅 σ_B の気圧変動に対する鉛直方向の地下水流動の支配方程式は以下ようになる。

$$c \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} - \frac{\partial p}{\partial t} = -\gamma \frac{d\sigma_B}{dt} \quad \text{式 1.3.1-1}$$

ただし、 p は間隙水圧、 γ は非排水条件における気圧変動に対する間隙水圧変動の振幅比 (載荷効率) であり、ポアソン比 ν 、Biot-Willis 係数 α 、Skempton の B 値から、以下のように定義される。

$$\gamma = \frac{1 + \nu}{3(1 - \nu) - 2\alpha B(1 - 2\nu)^2} B \quad \text{式 1.3.1-2}$$

式 1.3.1-1 を地層ごとに記述し、圧力を時間と深度の関数とした上で、非排水応答による圧力変動 $p^u(t) (= \gamma \sigma_B(t))$ と、地下水流動による変動 $p^d(z, t)$ に分離すると、地下水流動に伴う圧力応答は、以下のように記述される。

$$c \frac{\partial^2}{\partial z^2} p^d(z, t) = \frac{\partial}{\partial t} p^d(z, t) \quad \text{式 1.3.1-3}$$

ここで、 c は鉛直方向の水頭拡散率であり、透水係数を比貯留係数で除した値である。非排水応答による圧力変動と式 1.3.1-3 をフーリエ変換し、周波数領域での間隙水圧 \hat{p} の一般解を求めると、

$$\frac{\partial p}{\partial z} = [ae^{Dz} + be^{-Dz}] + \gamma = A_{\gamma}e^{i\theta} \quad \text{式 1.3.1-4}$$

となる。ここで、 A_{γ} は振幅比、 θ は位相差であり、 D は以下で定義される。

$$D = \sqrt{\frac{\omega}{2c}}(1+i) \quad \text{式 1.3.1-5}$$

これらの周波数領域での支配方程式と、地表、無限深度での圧力境界条件と地層境界での圧力および流量の連続条件から式 1.3.1-4 中の係数 a, b を決定することで、透水係数、比貯留係数と圧力応答の関係が導かれる。測定された圧力応答から水理特性を評価するためには、非排水応答、すなわち位相差 0 の圧力応答から載荷効率 γ を求め、そこから多孔質弾性論に基づき比貯留係数を算出した上で、位相遅れを伴う応答特性から求められた水頭拡散率 c から透水係数を評価することが可能である。数値モデルによる解析の結果から、 10^{-9} m/s オーダーの透水係数を持つ岩盤において、深度 236m の地層境界周辺での地下水流動による圧力振幅比として 5%-10% 程度、位相差として 5° 程度の影響が見られるため（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編，2012）、通常の圧力モニタリングにおいて十分観測可能な変動となっている。

2) 微生物および有機物の影響の評価手法

概要調査段階の地表からのボーリング調査から、微生物および有機物の影響の評価手法として、規制支援研究では JAEA 瑞浪超深地層研究所の地表からの深層ボーリング孔 (MIZ-1) を用いた検討を進めている。

MIZ-1 号孔は、地表から地下深部の地質・地質構造や水理特性、地下水の地球化学特性、岩盤の力学特性を把握することを目的として、日本原子力研究開発機構が 2003 年より掘削を実施した全長 1300 m の深層ボーリング孔である。MIZ-1 号孔には Solexperts 社製ハイブリッドスタンドパイプマルチパッカー (HSPMP) システムが設置されており、ポンプを用いて嫌氣的な地下水を地表まで揚水し採取することができる。サンプリングの際は、水中ポンプとポンプケーシングを設置し、対象とする区間のバルブを開放し、パッカー区間から地表まで連結した配管内に排水を行うため、デッドボリュームは、区間体積とケーシングとチュービングの配管体積を含む。今回、対象とする深度 1148-1169 m の区間において、2008、2009、2011、2012 年にデッドボリューム (1390 L) の 5-8 倍量の揚水を行い、採水された地下水試料の生物地球化学分析結果より、MIZ-1 号孔の酸化還元状態の評価と調査法の体系化について検討を行った。

現場では揚水を行いながら、マルチ水質モニタリングシステム (W22XD, HORIBA) の複合電極を用いて地下水試料の pH, ORP, Conductivity をモニタリングした。また、1、2 日おきに採取した地下水試料の主成分について日本原子力機構により分析を行った (Francois, 1987)。

溶存ガスの試料採取および分析法は David *et al.* (1994) に従った。全菌数測定には、最終濃度 4% になるように中性ホルマリン溶液を試料に添加し、細胞固定した溶液を用いた。測定直前に SYBR Green I (Molecular Probes 社) で染色を行い、B 励起下で緑に発色した細胞を蛍光顕微鏡で計数し、全菌数を算出した。また、現場において滅菌済みのフィルターホルダーに孔径 $0.2 \mu\text{m}$ のフィルター (Millipore, ISOPORE Membrane Filters) をセットし濾過を行い、濾過したフィルターを冷凍保存した。フィルターより抽出、精製した DNA のうち 16S rRNA 遺伝子を PCR によって増幅、クローニングを行った後、各 96 クローンの 16S rRNA 遺伝子配列情報を決定した（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2012）。配列情報の相同性が 97% 以上のものを同一微生物種としてグループ

化したものを Phylotype とし、近縁の微生物種を同定した。

揚水期間中の物理化学パラメータの測定と地球化学分析の結果、揚水開始後すぐに pH 増加、Eh の低下、Conductivity の増加、Cl の増加、全有機炭素 (TOC) 濃度と全無機炭素 (TIC) 濃度の減少がみられた (図 1.3.1-1)。揚水開始直後は pH や Eh が安定せず、デッドボリュームの 1 倍量 (1,400 L) 程度揚水したところから、値が次第に安定してきた。このとき 2012 年の pH は揚水開始後 13 を超える値を記録したが、地下水中の懸濁物質がプローブに与える影響と考えられた。また、2011 年は揚水途中に 2 回大きく Cl、TOC、TIC 濃度の一時的な減少、あるいは上昇を記録したが、これはポンプ停止による影響だった。2008 年は Cl 濃度が安定するまで最も多く揚水する必要があったが、2008 年は揚水前に水道水を注水したためと考えられた。これらの物理化学パラメータの分析結果からは、Eh が安定するまで最低でもデッドボリュームの 3 倍以上揚水したほうがよいと考えられる。今回は 5-8 倍量揚水を行い、揚水開始時と全揚水工程後に採取した試料中の全菌数を比較した (図 1.3.1-2)。揚水後の全菌数は $1.6\text{-}5.2 \times 10^4$ cells/ml の範囲で、2011 年と 2012 年に測定した揚水開始直後の全菌数 (それぞれ 6.3×10^5 、 2.6×10^5 cells/ml) に比べて有意に低かった。

表 1.3.1-1 MIZ-1 号孔から採取された地下水試料の地球化学分析。

n.a.: 脱ガス中の %volume で測定したため非適用, n.m.: 未測定。

Sampling date	July 2008	Sept. 2009	Nov. 2011	Sept. 2012
Pumped volume (L)	9163	7025	11074	8655
pH	8.6	8.4	8.4	8.4
Eh (mV)	-19	22	-70	-257
Conductivity (mS/m)	540	590	580	570
PO ₄ ³⁻ (μM)	<4.2	1.1	<1.1	<1.1
SO ₄ ²⁻ (mM)	<0.004	0.001	<0.001	<0.001
F (mM)	<0.005	0.16	0.16	0.16
Cl (mM)	52.3	53.3	51.3	51.6
NO ₂ ⁻ (mM)	<0.004	<0.001	<0.001	<0.001
NO ₃ ⁻ (mM)	<0.005	<0.001	<0.001	<0.001
Br (mM)	0.035	0.043	0.041	0.041
Na ⁺ (mM)	18.7	18.9	19.2	19.1
NH ₄ ⁺ (μM)	<11	34.7	27.7	27.7
K ⁺ (mM)	0.082	0.085	0.087	0.087
Ca ²⁺ (mM)	15.9	16.2	16.0	16.0
Mg ²⁺ (mM)	0.05	0.05	0.06	0.06
Al (mM)	0.0004	0.0004	<0.0004	<0.0004
Si (mM)	0.33	0.32	0.30	0.30
Sulfide (μM)	<0.3	<3	<3	<3
Total Fe (μM)	0.38	0.42	1.15	0.61
Fe ²⁺ (μM)	<0.9	<3.6	<3.6	<3.6
Total Mn (mM)	0.0005	0.0020	0.0027	0.0025
H ₂ (nM)	33	<56	n.a.	321
C ₂ H ₆ (nM)	<100	125	n.a.	n.m.
CH ₄ (μM)	965	1024	n.a.	1369
δ ¹³ C (CH ₄) (‰VPDB)	-25.9	-26.9	-25.8	-26.9
Formate (μM)	<1.8	<1.8	<1.8	<1.8
Acetate (μM)	<2.7	<2.7	<2.7	<2.7
TOC (mM)	0.10	0.09	0.08	0.11
TIC (mM)	0.18	0.19	0.16	0.14
δ ¹³ C (TIC) (‰VPDB)	-9.3	-12.9	-17.0	-10.8

水質が安定した後、採取した地下水試料の水質を表 1.3.1-1 にまとめた。2009-2012 年において pH, Conductivity や主要なイオンの Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} 濃度に有意な変化はなかった。地下水試料は、弱アルカリ性で電子受容体として主要な NO_3^- , NO_2^- , Fe^{3+} , SO_4^{2-} は数 μM 以下で不足しており、TIC が約 0.1 mM で、主な電子供与体として有機物 (TOC) は 0.14-0.18 mM で有機酸は検出されなかった。また、メタンを 1 mM 前後含むがメタンの同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) の変化はなかった。地下水の主成分については有意な変化はなかったが、2008 年から 2012 年にかけて Eh の低下と水素濃度の上昇がみられ、2012 年は 2008 年より還元的な地下水環境だったと推測された。

次に地下水試料から抽出した DNA の 16S rRNA 遺伝子に基づき微生物群集組成を調べた結果 (図 1.3.1-3, 表 1.3.1-2), 2008 年は Betaproteobacteria の *Thauera* 属 (50%), 2009 年は Alphaproteobacteria の *Sphingopyxis* 属 (40%) が優占していた。2011 年は Candidate division OP11 に近縁な phylotype (19%) と Betaproteobacteria の *Sulfuritalea* 属 (9%) の優占がみられ、2012 年は Betaproteobacteria の *Sulfuritalea* 属 (18%) と Firmicutes の *Syntrophomonadaceae* 科 (16%) と Deltaproteobacteria の *Desulfuromonas* 属 (11%) が優占した。Phylotype ごとの特徴は、2008 年に優占していた表 1.3.1-2 の Phylotype3 は近縁種の *Thauera mechernichensis* (99% 相同) の特徴から酸素あるいは硝酸を主な電子受容体とし、芳香族や脂肪族を含む有機物を電子供与体として利用する微生物 (Scholten *et al.*, 1999) と推測される。同様に 2009 年に優占していた Phylotype1, 8 はそれぞれ *Sphingopyxis flavimaris* (98% 相同), *Novosphingobium mathurense* (99% 相同) に近縁で、好気性従属栄養細菌 (Buddemeier and Hunt, 1988; Amachi *et al.*, 2010) と考えられる。2011 年に優占していた Phylotype6 は、湧水から抽出された Candidate division OP11 の環境クローン (Amachi, 2008) に最も近縁 (90% 相同) であった。しかし、Candidate division OP11 は土壌、淡水、地下、熱水等さまざまな環境から抽出されているが、環境クローン配列のみで提案された推定上の分類群であり、生理機能は特定されていない (Hugenholtz *et al.*, 1998) ため、Phylotype6 の代謝様式は未知である。2008, 2011 年にもみられ、2012 年に優占した Phylotype2 は、*Sulfuritalea hydrogenivorans* に 95% 相同であった。この *S. hydrogenivorans* は、条件的嫌気性微生物で硫黄酸化を行うだけでなく、硝酸還元や、酢酸を含む有機物および水素の利用が可能であり、さまざまな代謝活動が可能な種 (長尾誠也, 1995) であることから、Phylotype2 も様々な代謝様式をもっていれば、2008 年から 2012 年まで幅広い環境に適応できると考えられる。また、2012 年に優占した Phylotype4 は *Desulfuromonas acetexigens* に 95% 相同で、鉄、硫黄等を還元する嫌気性微生物 (Finster *et al.*, 1994) と推測される。同じく 2012 年に優占した Phylotype5 はメタン生成菌や硫酸還元菌等の水素資化性微生物と共生栄養を行う嫌氣的従属栄養細菌の *Syntrophomonas zehnderi* (Sousa *et al.*, 2007) に 91% 相同だった。2008, 2010 年は好気性微生物が多く、2012 年は嫌気性微生物が優占しており、この群集組成の変化からも 2012 年にかけて還元的な地下水環境に変化したことが示唆された。MIZ-1 号孔には HSPMP システムが設置してあり、ボーリング孔掘削時のコンタミネーションが主な酸素の供給源と考えられる。システム設置後の酸素の供給はほとんどなく、好気性微生物が活発に活動していなかったとしても、 NO_3^- , NO_2^- , Fe^{3+} , SO_4^{2-} 等の電子受容体が乏しく、優占微生物が好気性微生物から嫌気性微生物に遷移するまでに掘削から 5~9 年を要したと考えられる。特に 2012 年に優占した *D. acetexigens* は鉄とシリカを含むコロイド粒子の消失に関与している可能性があり、酸化還元測定用の白金電極と敏感に反応する 3 価鉄を消費することにより、今回みられた Eh の低下に関与したと考察される。今回の生物地球化学調査により、エネルギー源の枯渇した環境では、ボーリング孔掘削による擾乱によって一度、酸化的な環境になることがあるが、現場の酸化還元状態に適した微生物群集が段階的に形成されることで還元環境が形成されていく過程をより信頼性高く評価できた。

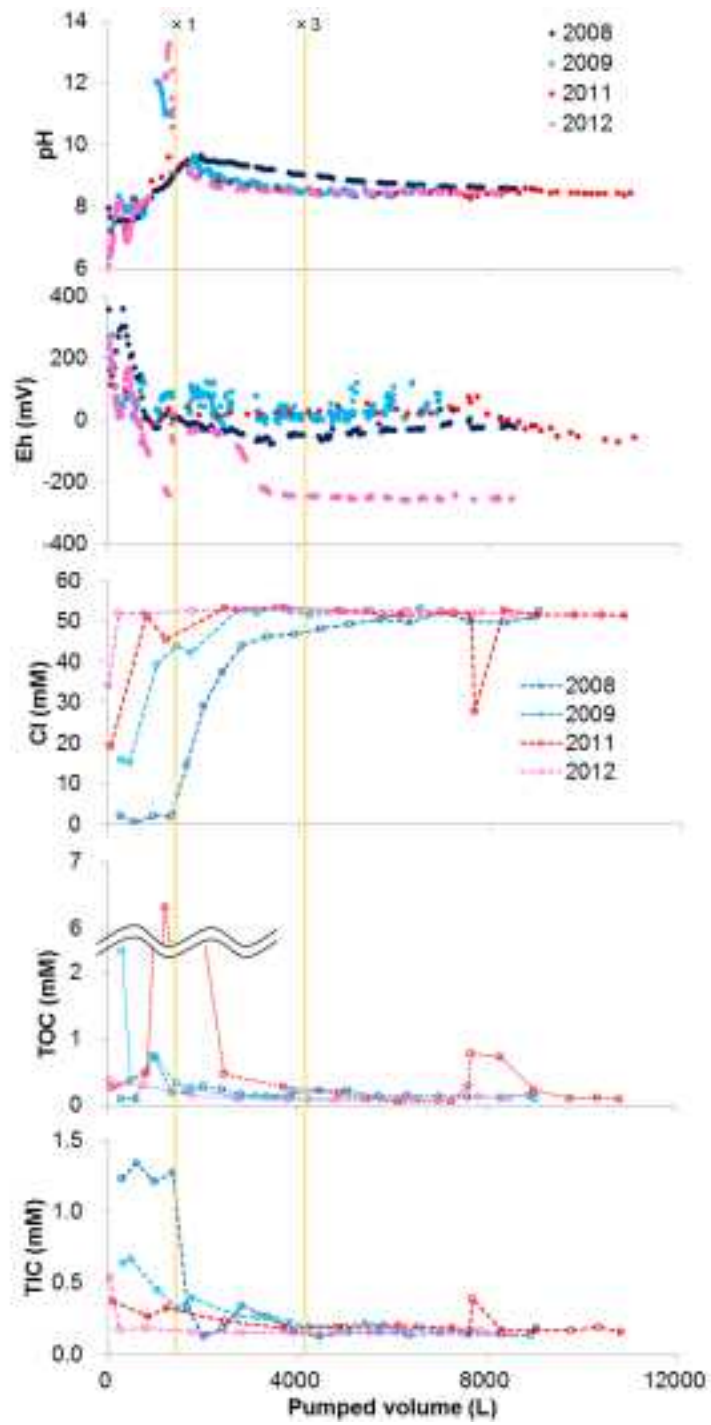


図 1.3.1-1 物理化学パラメータと水質の揚水量に伴う変化.
デッドボリュームの 1, 3 倍の揚水量を黄色の実線で示した.

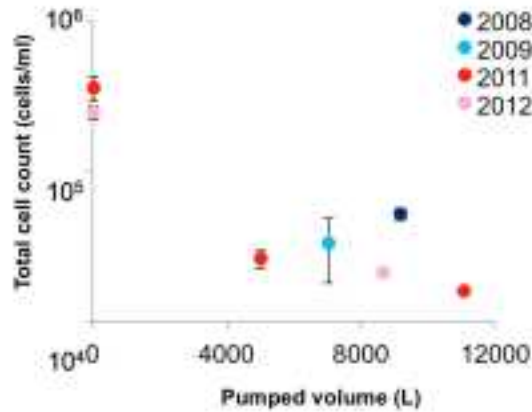


図 1.3.1-2 地下水試料中の全菌数の揚水量に伴う変化

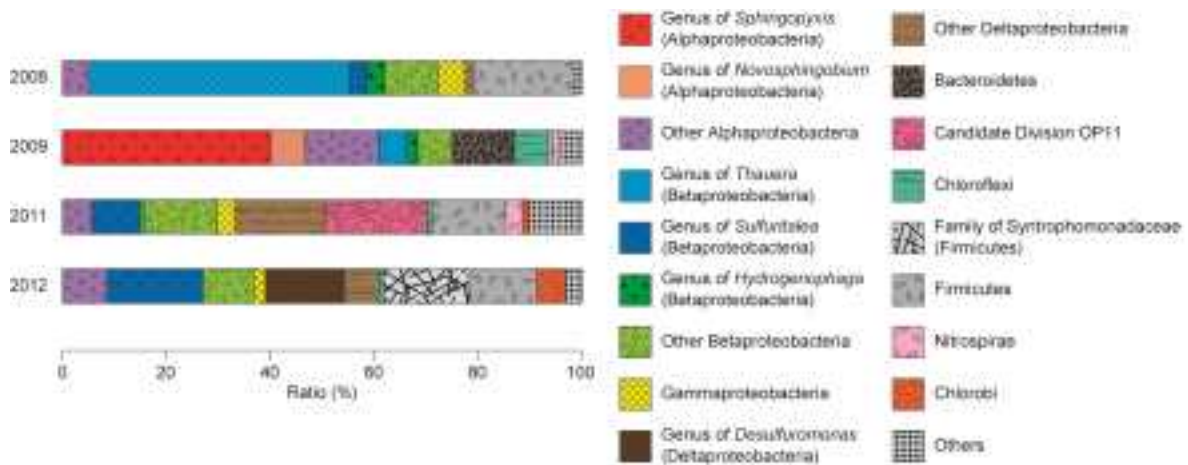


図 1.3.1-3 MIZ-1 号孔における 2008~2012 年の微生物群集組成の変化。

表 1.3.1-2 16S rRNA 遺伝子に基づくクローン解析結果。

	Clone numbers				Taxonomic division: Closest relative		Similarity (%)
	2008	2009	2011	2012			
Phylotype1	0	32	0	0	α-proteob	Sphingopyxis baymanna (AY554010)	98.4
Phylotype2	2	0	9	17	β-proteob	Sulfitalea hydrogenivorans (AB552842)	95.5
Phylotype3	25	0	0	0	β-proteob	Thauera machemichensis (Y17590)	99.3
Phylotype4	0	0	4	11	δ-proteob	Desulfuromonas acetooxigenans (U23140)	95.3
Phylotype5	0	0	1	14	Firmicutes	Syntrophomonas zehnderi (DQ896277)	91.1
Phylotype6	0	0	12	0	OP11	Candidate division OP11 (AF047574)	90.8
Phylotype7	0	9	0	0	Bacteroidetes	Soltalea coreensis (EU787448)	90.5
Phylotype8	0	8	0	0	α-proteob	Novosphingobium mathurense (FM164634)	99.1
Phylotype9	1	4	3	0	β-proteob	Thauera sp. (EU073070)	99.1
Phylotype10	0	2	4	0	β-proteob	Azoanaeus hydrophilus (DQ664239)	96.6
Phylotype11	0	0	1	5	δ-proteob	Anaeromyxobacter dehalogenans (FJ190067)	94.2
Total analyzed	60	92	93	95			

有機物の評価に関しては、採取された地下水試料中の微量溶存有機物の分析手法に関する研究を継続的に実施してきた。

地下水には大部分の有機物が溶存態として存在し、1 ~ 10 mg/l の有機炭素濃度の範囲にある (Thurman, 1985 ; Kitamura *et al.*, 2012). 地下水有機物の中では、親水性と疎水性の両方の特徴を有する高分子電解質有機酸の腐植物質が地下水中に普遍的に存在し、溶存有機物の大部分を占めている (Aiken *et al.*, 1985 ; Thurman, 1985 ; Hessen and Tranvik, 1998). 腐植物質はその複雑な構造、多様な構成有機物の組み合わせにより、多くの機能性を有し、多価の原子価の元素との錯形

成能が高く、放射性廃棄物の地層処分安全評価において放射性核種の移行動態を支配する要因の 1 つと考えられている (Kim, 1985 ; Choppin, 1992 ; Moulin and Moulin, 1995). また、地下水中の腐植物質が地下環境の微生物の栄養源として利用される可能性も指摘されている。

規制支援研究においては、地下水中に含まれる腐植様物質の特徴の経時変化を調べるため、経時的に瑞浪超深地層研究所用地内で採取される地下水の三次元蛍光スペクトル分析と高速液体サイズ排除クロマトグラフィー分析を行ってきた。三次元蛍光分光光度法は、サンプル間のわずかな検出ピークおよびスペクトル形状の違いを見分けることが可能であり、有機物の特性分析として有効な測定法である。分析方法は Bateman *et al.* (2006) に示されている。

代表的な三次元蛍光スペクトルを図 1.3.1-4 に示す。三次元蛍光スペクトルでは、励起波長 300-320 nm、蛍光波長 430 nm 付近にフルボ酸様有機物が検出される (長尾・岩月, 2007)。しかし、掘削の際に使用される蛍光染料ナフチオン酸ナトリウムも励起波長 315 nm、蛍光波長 420 nm 付近にピークを持ち、フルボ酸様有機物とピークが重なるため、後述するサイズ排除クロマトグラフィー分析と比較検討を行う必要がある。また、蛍光染料ウラニンのピークは、励起波長 490 nm、蛍光波長 510 nm 付近に検出される。MSB-4 号孔の区間 1 と 7 には励起波長 305 ~ 325 nm、蛍光波長 415 ~ 428 nm にフルボ酸様物質のピークが検出された。一方、区間 2, 3, 5 にはナフチオン酸ナトリウムの寄与が多くみられ、区間 5 と 7 にはウラニンのピークが検出された。MSB-2 号孔では、区間 6 以外はフルボ酸様物質のピークが存在した。MSB-4 号孔と MSB-2 号孔は浅層ボーリング孔であり、掘削時の蛍光染料の影響が 2011 年度に採取した地下水試料と同様に 2012 年度にも認められる。07MI07 号孔では、フルボ酸様物質が区間 1 から区間 5 の間で検出された。しかし、区間 6 ではフルボ酸様物質のピークは検出されず、励起波長 280 nm、蛍光波長 338 nm に芳香族アミノ酸のトリプトファン様物質のピークが検出された (励起波長 280 nm、蛍光波長 330 nm : (Coble, 1996; Yamashita and Tanoue, 2003; Elliott *et al.*, 2006))。09MI20 号孔では、すべての区間でフルボ酸様物質が検出された。一方、09MI21 号孔では、フルボ酸的なピークは検出されず、ウラニンのピークが検出された。10MI26 号孔では、すべての区間でフルボ酸様物質の蛍光ピークが検出された。MIZ-1 号孔の地下水には、フルボ酸様物質は検出されず、ウラニンが検出された。図 1.3.1-5 に、地下の研究坑道からの水平ボーリング孔 (07MI07, 09MI20, 09MI21, 10MI26 号孔) から採水された地下水試料のフルボ酸様物質 (励起波長 320 nm、蛍光波長 430 nm) の相対蛍光強度を示した。07MI07 号孔から採取した地下水腐植様物質の相対蛍光強度は、立坑付近 (区間 6) でやや高く、離れるに従って若干減少するが、区間 1 と 2 で最大値を示した (07MI07 号孔区間 1-2 : 38-55 mabh)。09MI20 号孔と 10MI26 号孔では、それぞれ、坑道に近い区間 4 と区間 5 でフルボ酸様物質の相対蛍光強度が極大値を示した (09MI20 号孔区間 4 : 34-57 mabh, 10MI26 号孔区間 5 : 9-29 mabh)。09MI21 号孔では、坑道から遠い区間 3 で極大値を示した (09MI21 号孔区間 3 : 78-88 mabh)。水平ボーリング孔 07MI07, 09MI20, 10MI26 号孔と 09MI21 号孔の間には断層が存在し、地下水水質の違いが報告されている。これらの結果から、坑道周辺の地下環境により地下水流動特性が異なり、フルボ酸様物質の相対蛍光強度とその水平的な変動に反映された可能性が考えられる。掘削開始からの Cl 濃度の経時変化が最も少ない坑口から一番遠い区間のフルボ酸様物質の相対蛍光強度は、ボーリング孔 07MI07 (深度 200 m) = 09MI20 (深度 300 m) > 10MI26 (深度 400 m) > 09MI21 (深度 300 m) の順であった。

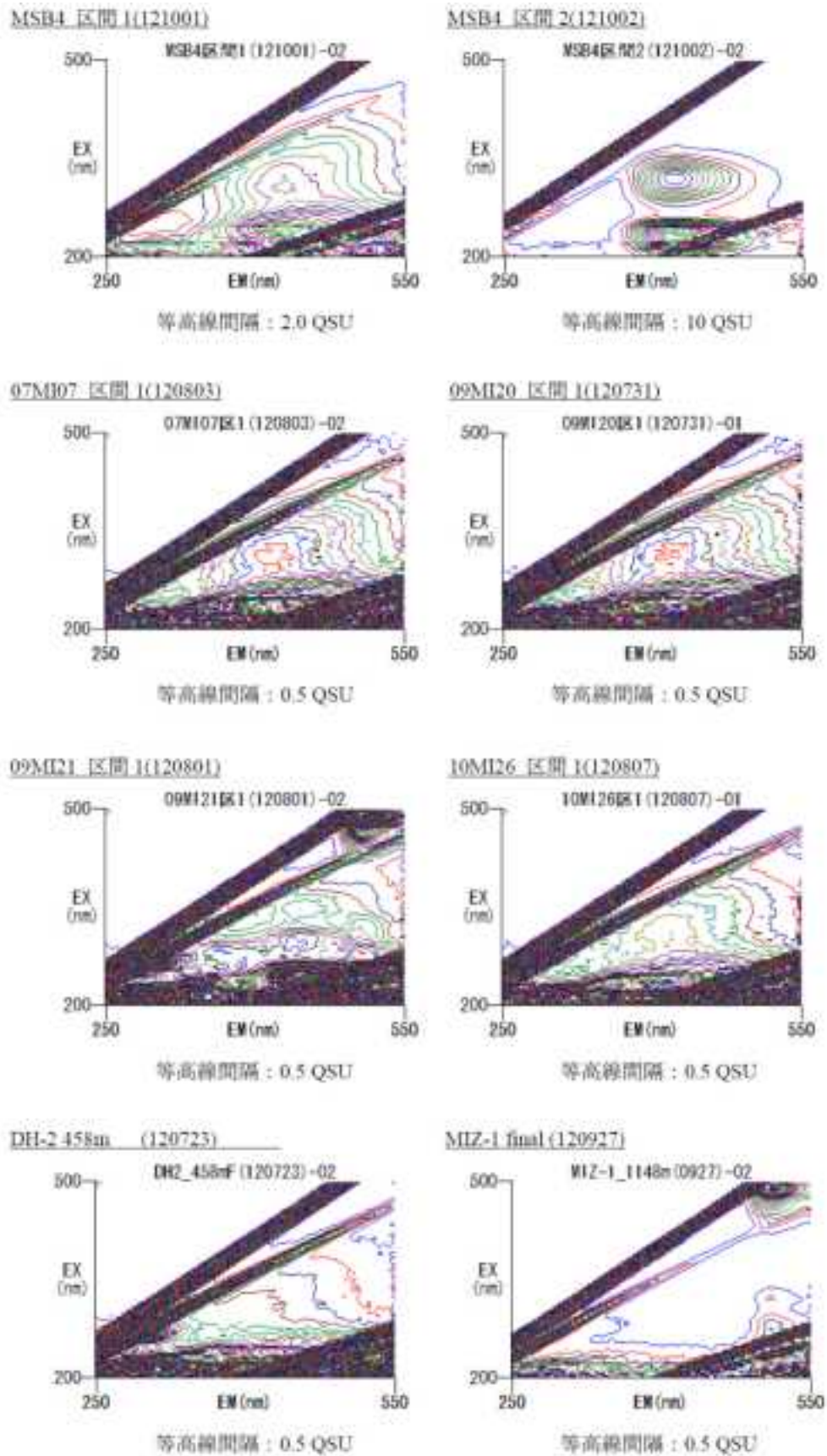


図 1.3.1-4 瑞浪地下水試料の代表的な三次元蛍光スペクトル。

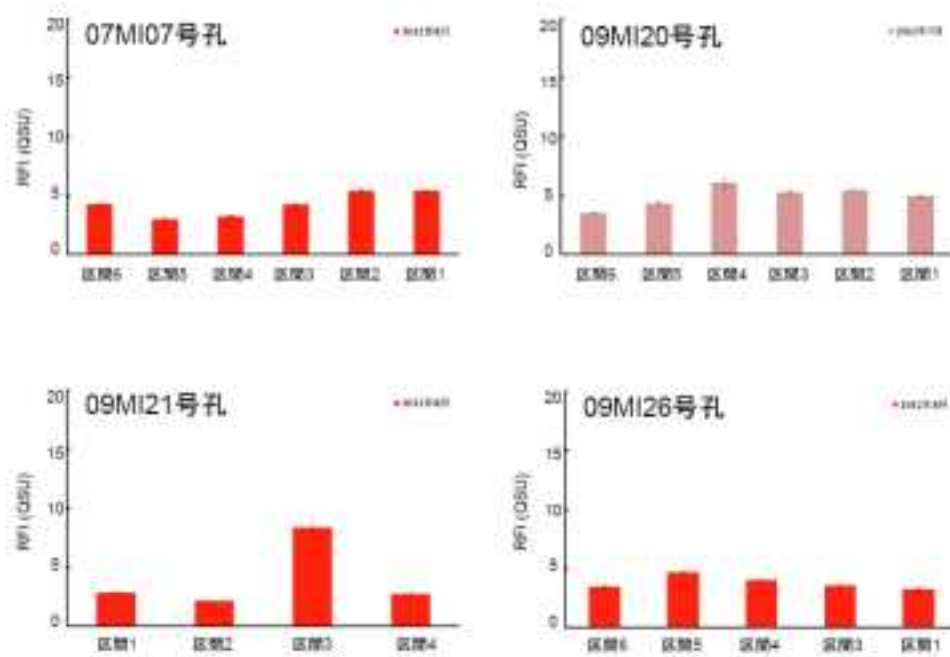


図1.3.1-5 地下の研究坑道からの水平ボーリング孔 (07MI07, 09MI20, 09MI21, 10MI26号孔)から採水された地下水試料のフルボ酸様物質の相対蛍光強度 (07MI07, 09MI20, 10MI21号孔では区間6が, 09MI21号孔では区間1が坑道に近い)。

励起波長 320 nm, 蛍光波長 430 nm での蛍光強度を検出して測定した瑞浪地下水のサイズ排除クロマトグラムについて, 代表的な結果を図 1.3.1-6 に, 09MI21 号孔の区間 1-4 の結果を図 1.3.1-7 に示した。地下水フルボ酸様物質のクロマトグラムには保持体積 8.4 ml, 8.7 ml, 9.3 ml に検出されるピークと 10.8 ml に微弱なピークが検出された。MSB-4 号孔と MSB-2 号孔の地下水試料には, 保持体積 16.3 ml にナフチオン酸ナトリウムのピークが検出された。三次元蛍光スペクトルにおいて分離できなかった腐植様有機物とナフチオン酸ナトリウムはサイズ排除クロマトグラムにおいては分離検出が可能であった。MIZ-1 号孔では, フルボ酸様物質のピークは検出されなかったが, 保持体積 13.4 ml にフルボ酸様物質以外の有機物に由来する明瞭なピークが検出された。09MI21 号孔では, フミン酸様物質に相当するピークが区間 2, 4 において特に小さかった。

2008 - 2012 年に採水した瑞浪地下水試料における蛍光および紫外検出サイズ排除クロマトグラムのピーク面積の鉛直分布を図 1.3.1-8 に示した。サイズ排除クロマトグラムのピーク面積は, 深さに対して指数関数的に減少する傾向を示した。図 1.3.1-9 に, 2011 年度および 2012 年度に採取した試料について, サイズ排除クロマトグラムの保持体積 8 ~ 13 ml のフルボ酸様物質に相当する有機物のピーク面積と塩分濃度の関係を示した。塩分濃度は, 研究坑道掘削に伴い変化し, 地下水流動状態の変動が要因である (北村ほか, 2012)。基本的には, 塩分濃度が高くなるとピーク面積は低くなる傾向があり, 表層から有機物が供給されていることが分かった。しかし, 2011 年度の 10MI26 号孔区間 6 は, ピーク面積は他の区間と同程度であるが, 塩分濃度が高かった。また, 09MI21 号孔は年による変動が大きいことが分かった。

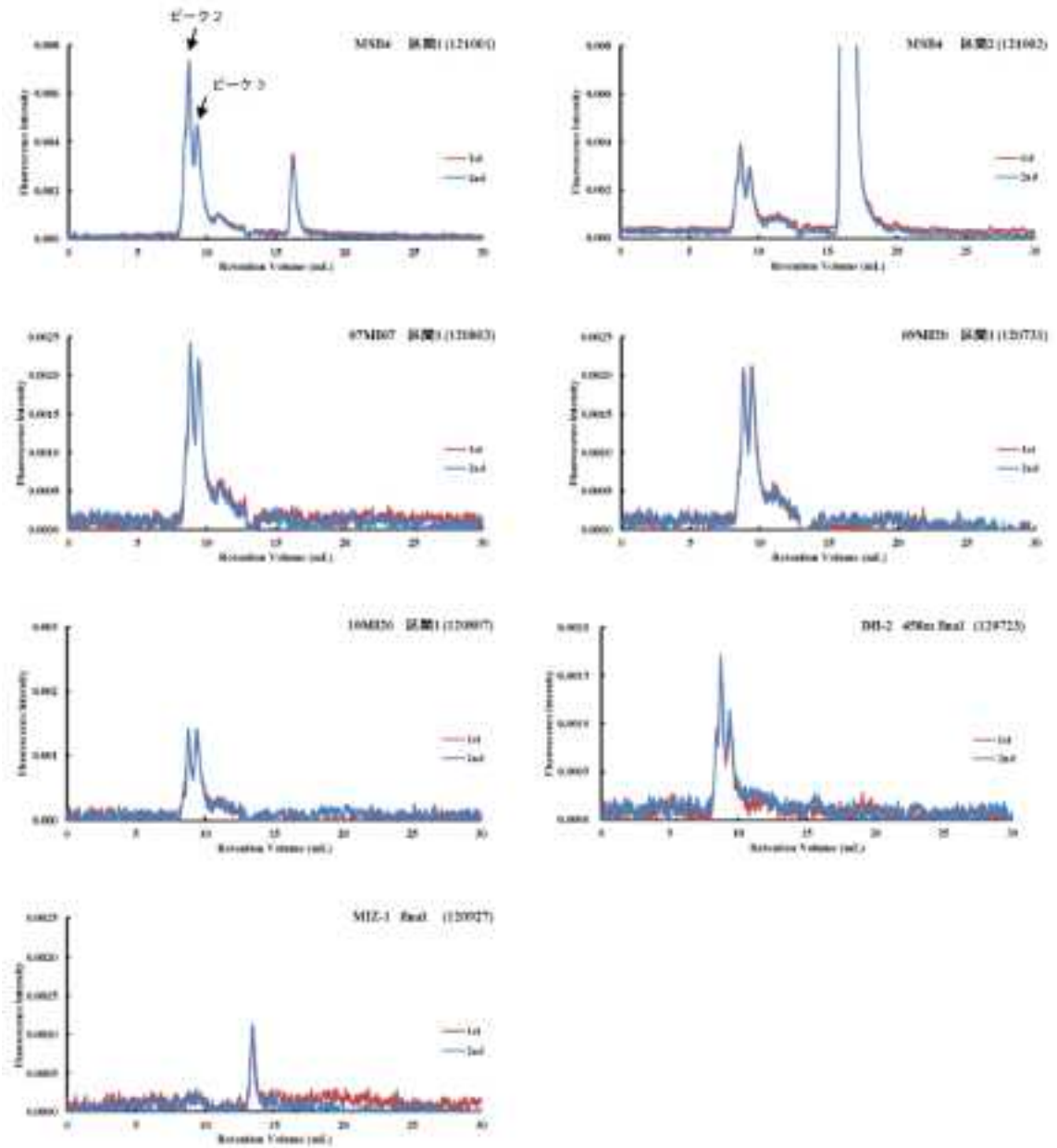


図 1.3.1-6 瑞浪地下水試料の代表的な蛍光検出サイズ排除クロマトグラム (励起波長 320 nm, 蛍光波長 430 nm).

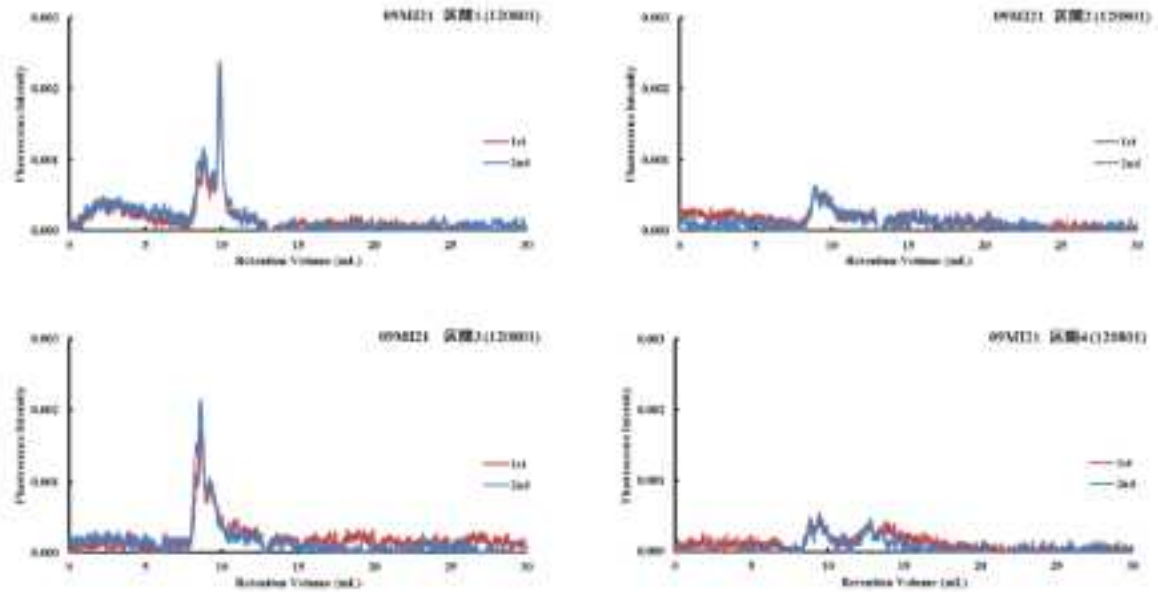


図 1.3.1-7 O9MI21 号孔の蛍光検出サイズ排除クロマトグラム
(励起波長 320 nm, 蛍光波長 430 nm)

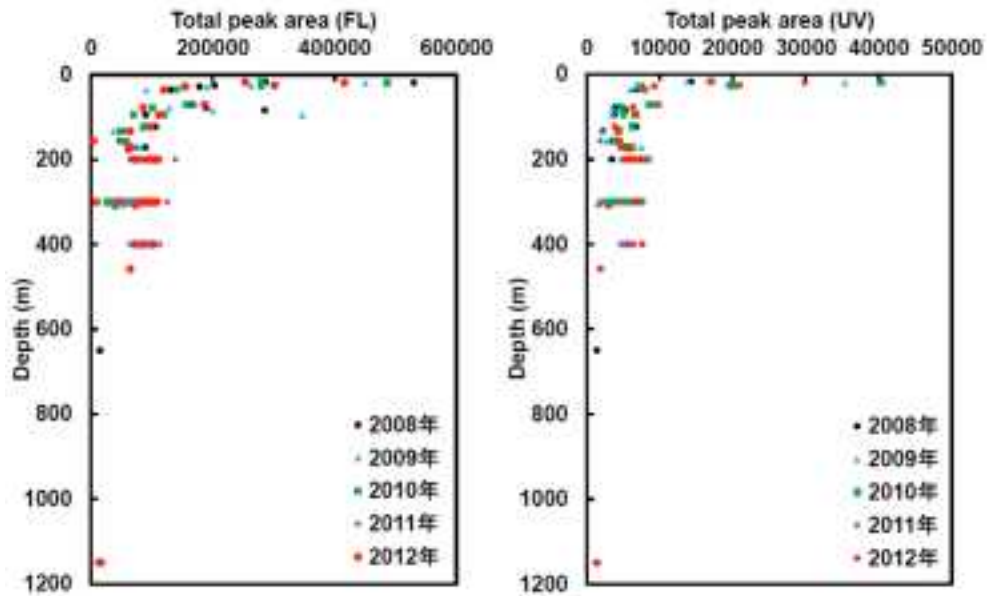


図1.3.1-8 2008～2012年に採水した瑞浪地下水試料における蛍光および紫外検出サイズ排除クロマトグラムのピーク面積の鉛直分布。

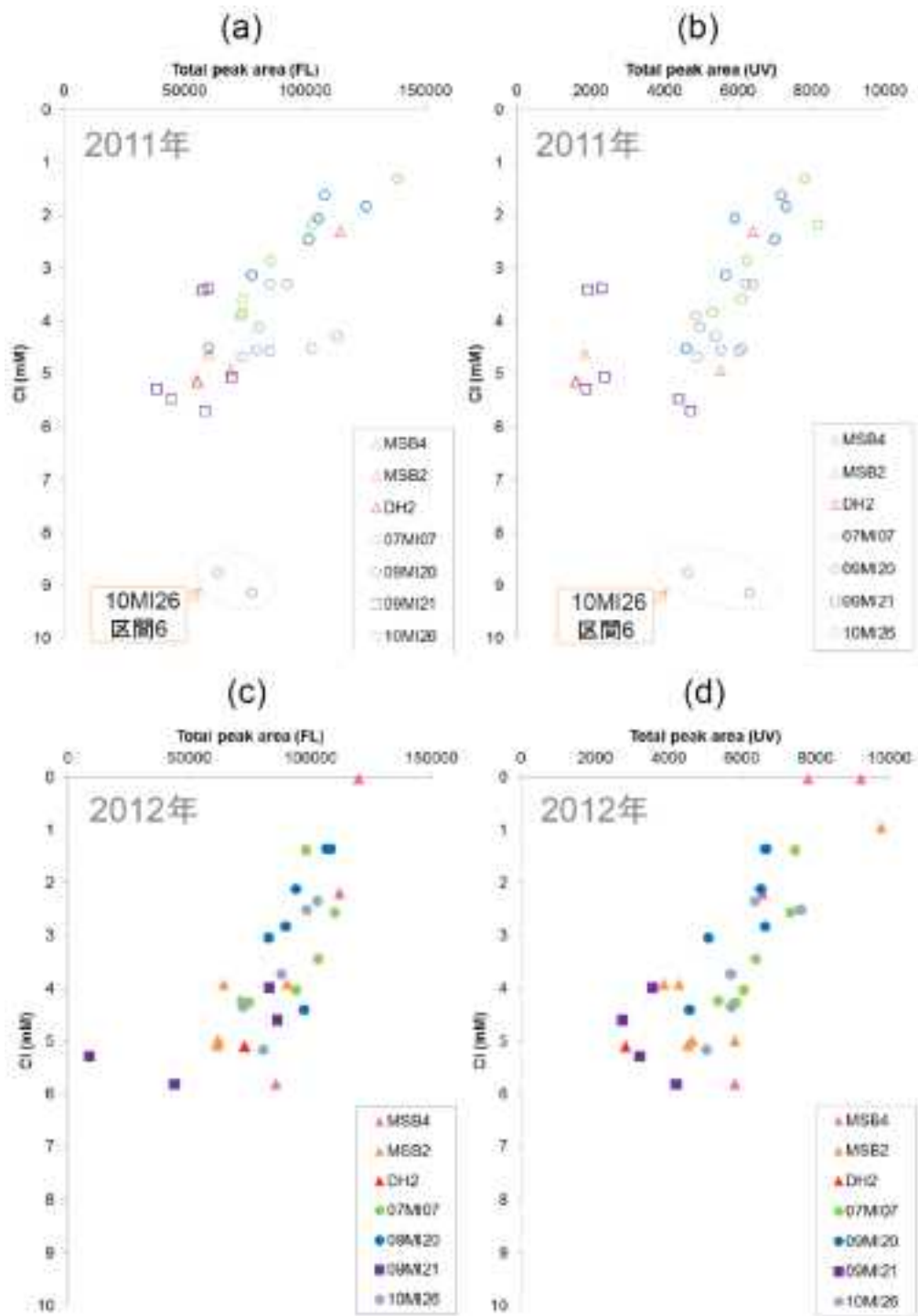


図1.3.1-9 2011～2012年に採水した瑞浪地下水試料における蛍光および紫外検出サイズ排除クロマトグラムのピーク面積と塩分濃度の関係。2011年度：(a) 蛍光検出，(b) 紫外検出，2012年度：(c) 蛍光検出，(d) 紫外検出。

1.3.1.3 概要調査における適用性と予測される不確実性

1) 水理異方性評価の適用性と不確実性

水圧モニタリングで得られる気圧との振幅比と位相遅れから鉛直方向の水理特性を評価するためには、振幅比と位相遅れの可探深度が課題となる。岩盤の水理特性としての水頭拡散率によって、地下水流動による間隙水圧応答を把握可能な測定限界としては、(浦越ほか, 2006)において、水頭拡散率と気圧変動等の载荷の周波数による無次元深度、

$$Q = z \sqrt{\frac{\pi f}{c}}$$

式 1.3.1-6

による検討が行われている。ここで、 Q は無時限深度、 f は载荷の周波数である。地下水流動による間隙水圧変動の振幅は、以上の無次元時間から、载荷の振幅の $(1 - \gamma) \exp(-Q)$ 倍となる。(浦越ほか, 2006)では、地下水流動に起因する位相差と振幅比の相異を判別するための基準として、 $Q < \pi$ が条件として提案されている。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編 (2012)における解析例では、低透水性(低水頭拡散率)のモデルにおいても、境界部から数十 m の領域においては、透水係数を算定するために必要な間隙水圧の気圧変動に対する位相差と振幅比が、実際に計測可能な範囲で現れることが示された。実際に間隙水圧モニタリングを適用する際には、岩芯試料を用いた室内透水試験等の結果から、間隙水圧モニタリングの深度、測定時間間隔、センサーの選定等を行う必要がある。水理パラメータ同定の簡便な方法としては、非排水応答から载荷効率を求め、地下水流動の応答から水頭拡散率を求める方法であるが、パラメータの組み合わせによる解の一意性の検討が必要である。また、ここでまとめられた解析手法は、水平多層構造構造の仮定が適用でき、かつ多孔質弾性論が成立する堆積岩においてのみ適用可能であり、亀裂が主要な透水経路となる結晶質岩においては適用できない。

2) 微生物・有機物評価の適用性と不確実性

地下の微生物および有機物は、概要調査から精密調査へと、調査段階が進むことによって攪乱されるため、概要調査段階において、地表からのボーリング孔からの地下水試料採取によって、ベースラインにおいて存在する微生物および有機物の同定、核種移行への影響評価を行う必要がある。

しかしながら、ベースラインにおいて存在する微生物および有機物を同定するためには、ボーリング孔掘削の影響を評価すること、濃度の低い有機物等の核種移行への影響を評価する必要がある。ボーリング孔掘削の影響に関しては、ボーリング掘削水にナフチオン酸ナトリウムやウラニン等の蛍光物質をトレーサーとして投入し、地下水試料採取の前段階における揚水において、トレーサー濃度が十分に低下したことを確認すること、あるいは、地下水試料中のトレーサー濃度から、掘削水の混合を考慮した評価を行う必要がある。また、調査段階が進行した際の擾乱に関しては、本年度水理関連事象に関する報告書において示されているように、塩分濃度を地下水の元々存在した深度の指標として用いることで微生物活性の評価可能性が示されている。

有機物に関しては、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013)において、逆浸透膜を利用した濃縮と HPLC-ICP-MS を用いた分析で、コロイドと核種アナログ元素のサイズ排除クロマトグラフィー分析を行った。濃縮前には検出できなかったアナログ元素が地下水濃縮後には検出できることが分かった。しかし、濃縮中に濃縮システム内で無機沈殿物が生成している可能性が高いため、それらの影響を評価する必要がある。また、試料回収時の大気への混入の可能性も検討を要するという課題が示されている。

1.3.2 水理-力学連成挙動評価に関する既往成果のとりまとめ

【実施内容】

水理-力学連成挙動評価手法に関して、既往委託研究の成果のみならず、最新の国内外の研究成果のレビューを行い、特に概要調査段階における地表からのボーリング調査での手法の適用性を評価するとともに、不確実性に関しては知見の集積において低減可能な不確実性と、本質的なランダム性によるものに分類して取りまとめる。以上の成果は、原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針に反映される。

【成果】

1.3.2.1 規制支援研究における成果と概要調査における適用性

規制支援研究においては、概要調査で採取される地表からのボーリング孔の岩芯試料を用いた水理-力学連成室内実験によるパラメータ評価手法に関する研究を実施した。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) において、三軸圧縮変形・浸透試験を実施し、泥岩の変形と間隙水の挙動との関係について理論と実験の両面から検討した。室内実験は、供試体として直径 50 mm、高さ 100 mm の円柱形の新第三紀泥岩を用いた。供試体はデシケータ内で数時間浸水脱気し、含水飽和させたものを試験に供した。供試体の形状とそれに対応した応力・ひずみの取り扱いに関して図 1.3.2.1-1 に示す。

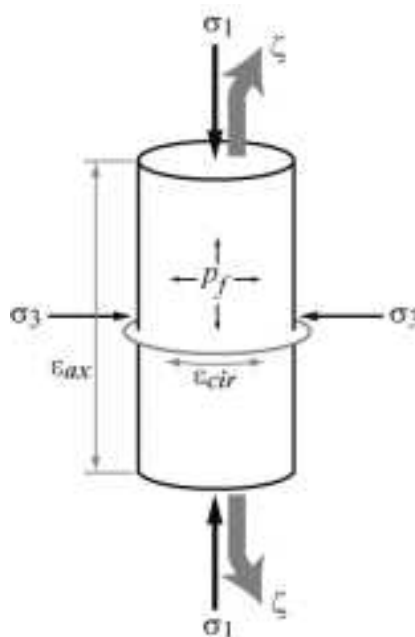


図 1.3.2.1-1 供試体の形状と応力・ひずみの取り扱い。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) では、堆積岩供試体の原位置における深度や環境を考慮し、また実験中に破壊や損傷が起こらないように、軸圧は 2～6 MPa、封圧も 2～6 MPa、軸差応力は 0～4 MPa、間隙圧は 1～2 MPa の範囲を採用した。

一連の試験の応力経路は図 1.3.2.1-2 に示した状態で実施した。図に示されている順序で、軸圧や封圧、間隙圧を変化させる変形試験を行い、それぞれの応力状態下でトランジェントパルス透水試験 (Brace *et al.*, 1968) を実施し、水理特性の評価を行った。ひとつの実験項目を実施した後の次の実験への移行は、軸圧、封圧、間隙圧、供試体のひずみや排水量の平衡を確認してからとしているため、それぞれで試験時間が異なっており、一定間隔ではない。

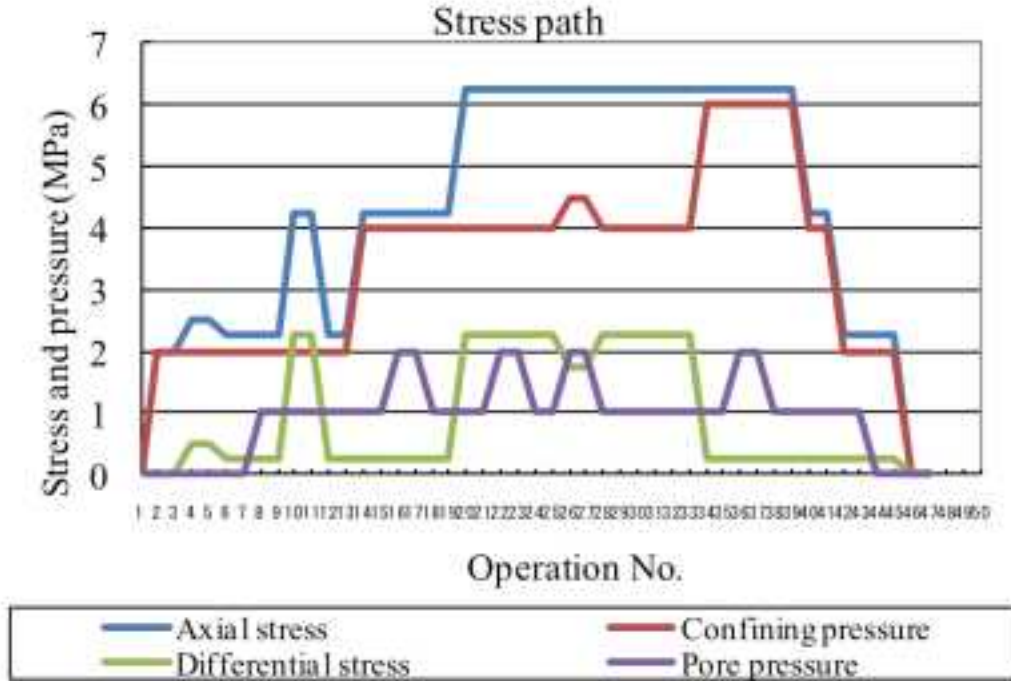


図 1.3.2.1-2 三軸圧縮試験における応力経路。

実験データの解釈は、応力テンソル σ_{ij} とひずみテンソル ϵ_{ij} の関係に加えて、間隙内の流体の作用を考慮するために間隙圧 p と間隙流体の体積増分 ζ という 2 つのスカラー量を導入した多孔質弾性論を用いて実施した。均質等方材料に対する多孔質弾性論の構成則は以下ようになる (Wang, 2000)。

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2G} \left[\sigma_{ij} - \frac{\nu}{1+\nu} \sigma_{kk} \delta_{ij} \right] + \frac{1}{3H} p \delta_{ij} \tag{式 1.3.2-1}$$

$$\zeta = \frac{1}{3H} \sigma_{kk} + \frac{1}{R} p \tag{式 1.3.2-2}$$

ここで、 G は剛性率、 ν は排水条件でのポアソン比、 δ_{ij} はクロネッカーのデルタである。それから、多孔弾性定数として、多孔弾性膨張係数 (poroelastic expansion coefficient) $1/H$ と Biot の係数 (Biot's coefficient) $1/R$ (Biot and Willis, 1957) が用いられている。テンソルの添字が等しい場合は、総和規約に従うものとする。

なお、応力 σ_{ij} は構造骨格に作用するもので引張が正 (圧縮が負)、ひずみ ϵ_{ij} も骨格に関するものであり膨張が正 (収縮が負)、間隙圧 p は間隙内流体圧力でありゲージ圧として扱い、間隙流体の体積増分 ζ は単位体積の多孔体内の間隙流体の体積増加量と定義され、多孔体への流入が正 (流出が負) である。

等方応力場においては、三つの多孔弾性定数—例えば、排水状態での体積圧縮率 C 、Biot-Willis の係数 α 、Skempton の係数 B —が体積変形に対する線形多孔弾性的な応答を完全に特徴づけている。すなわち、多孔弾性定数のいずれか三つがわかれば、残りの多孔弾性定数も決定されるということである。さらに、独立定数である剛性率 G や排水・非排水条件下でのポアソン比 ν 、 ν_u がわかれば、せん断応力が存在する場合の完全多孔弾性構成方程式が得られる。

三軸圧縮試験における供試体の変形と間隙流体の挙動に関して、供試体の変形と間隙流体の挙動は互いに影響を及ぼす関係にあり、両者を完全に分離して考えることはできない。両者はいわゆる「連

成関係」にあり、本研究においてもそのような取り扱いが求められている。ここでは、間隙流体の拡散挙動に基づき、三軸圧縮試験における間隙流体の挙動そのものと供試体の変形の経時変化についての解析解を示す。

本試験の条件としては、大きく分けて 2 通りある。一つは、供試体の境界において間隙圧が一定の条件の下、応力状態を変化させる方法で、もう一つは、応力状態が一定の条件の下、供試体の境界における間隙圧を変化させる方法である。それぞれの方法に対して、任意の方向の変位を制御することもオプションとして可能である。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) において、三軸圧縮試験は間隙水ラインの上流側と下流側を分離することなく実施しているため、供試体内の軸方向 1 次元浸透流を仮定した場合、応力状態および供試体端面境界における間隙圧いずれを変化させたときでも、供試体内での間隙水の水頭や体積増分の分布は供試体の中心位置で対称になっている。そのため、以下では、供試体の座標軸の原点を供試体の中心にとる。

また、この実験では差圧が発生しないことに加え、供試体内の圧力を計測することもできない。そのため、ここでは供試体からの排水量等によって示される水の出入りに注目した。ここで、排水量を評価することができれば、多孔質弾性論に基づく水理-力学連成挙動の評価にとって有効な手段となる。

ここでは、拡散方程式を基礎式として、供試体からの間隙水の流出入量の経時変化に関する解析解を導出した。

応力を変化させたとき、多孔弾性論的に考えると、その直後は間隙圧が平均応力の B 倍変化することになる。それを初期条件として、解くべき微分方程式を記述すると以下のようになる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} - \frac{K}{S'} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = 0, \quad -l < x < l, \quad t > 0 \quad \text{式 1.3.2-3}$$

$$\text{初期条件: } h(x,0) = H - \frac{B\sigma_{\text{sk}}}{3\rho_f g}, \quad -l < x < l \quad \text{式 1.3.2-4}$$

$$\text{境界条件: } h(-l,t) = h(l,t) = 0, \quad t \geq 0 \quad \text{式 1.3.2-5}$$

この微分方程式を解くと、次の解析解が得られる。

$$\frac{h(x,t)}{H} = 4 \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n}{(2n+1)\pi} \exp[-(2n+1)^2 \pi^2 \alpha] \cos[(2n+1)\pi \xi] \quad \text{式 1.3.2-6}$$

ここで、

$$\alpha = \frac{Kt}{4l^2 S'}, \quad \xi = \frac{x}{2l} \quad \text{式 1.3.2-7}$$

である。

ある時刻 t における供試体の片端面 ($x=l$) からの間隙水の流量 $Q_{x=l}(t)$ は、式 1.3.2-6 にダルシーの法則を適用し、次式のようになる。

$$Q_{x=l}(t) = -KA \left. \frac{\partial h}{\partial x} \right|_{x=l} = \frac{4HKA}{2l} \sum_{n=0}^{\infty} \exp[-(2n+1)^2 \pi^2 \alpha] \quad \text{式 1.3.2-8}$$

したがって、これを積分することにより、時刻 t における供試体の片端面からの間隙水の流出体積 $V_{dis,x=l}(t)$ の式が得られる。

$$V_{dis;x=l}(t) = \int_0^t Q_{dis;l}(t') dt' = 8HS'Al \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{(2n+1)^2 \pi^2} \left\{ 1 - \exp\left[-(2n+1)^2 \pi^2 \alpha_t\right] \right\} \quad \text{式 1.3.2-9}$$

これを 2 倍にすれば、供試体の両端面からの間隙水の流出体積ということになる。ちなみに、試験後十分時間が経過した後の間隙水の総流出量は、次のように与えられる。

$$V_{dis}^{both} = 2V_{dis;x=l}(\infty) = 2 \int_0^{\infty} Q_{dis;l}(t') dt' = 2HS'Al \quad \text{式 1.3.2-10}$$

供試体の応力を瞬時に载荷すると、その供試体の変形は、最初に負荷された応力によるものが表れ、その後、間隙水の拡散に伴い変形が徐々に進行する。前者の変形は、非排水状態における変形とみなすことができ、後者の変形は非排水状態から排水状態に移行するまでの過渡的な変形挙動とみることができる。そして、最終的には排水状態での変形に落ち着くことになる。

この考え方にに基づき、供試体の平均体積ひずみの経時変化の式を導くと以下のようなになる。

$$\begin{aligned} \varepsilon_{vol}(t) &= \frac{C_u \sigma_{sk}}{3} + \frac{B}{Al} V_{dis;x=l}(t) = \frac{C_u \sigma_{sk}}{3} + 8BS'H \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{(2n+1)^2 \pi^2} \left\{ 1 - \exp\left[-(2n+1)^2 \pi^2 \alpha_t\right] \right\} \\ &= \frac{C_u \sigma_{sk}}{3} \left[1 - \alpha B + 8\alpha B \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{(2n+1)^2 \pi^2} \left\{ 1 - \exp\left[-(2n+1)^2 \pi^2 \alpha_t\right] \right\} \right] \end{aligned} \quad \text{式 1.3.2-11}$$

供試体両端面境界の間隙圧を変化させたときは、多孔弾性論的に考えると、封圧変化条件の逆の動きをすると考えてよい。前節同様、初期・境界条件とあわせて解くべき微分方程式を記述すると以下のようなになる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} - \frac{K}{S'} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = 0, \quad -l < x < l, \quad t > 0 \quad \text{式 1.3.2-12}$$

$$\text{初期条件: } h(x,0) = 0, \quad -l < x < l \quad \text{式 1.3.2-13}$$

$$\text{境界条件: } h(-l,t) = h(l,t) = H, \quad t \geq 0 \quad \text{式 1.3.2-14}$$

この微分方程式を解くと、次の解析解が得られる。

$$\frac{h(x,t)}{H} = 1 - 4 \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n}{(2n+1)\pi} \exp\left[-(2n+1)^2 \pi^2 \alpha\right] \cos\left[(2n+1)\pi \xi\right] \quad \text{式 1.3.2-15}$$

ある時刻 t における供試体の片端面 ($x=l$) からの間隙水の流量 $Q_{x=l}(t)$ を評価するために、上式にダルシーの法則を適用すれば、次式が得られる。

$$Q_{x=l}(t) = -KA \frac{\partial h}{\partial x} \Big|_{x=l} = -\frac{4HKA}{2l} \sum_{n=0}^{\infty} \exp\left[-(2n+1)^2 \pi^2 \alpha\right] \quad \text{式 1.3.2-16}$$

上式は、式 1.3.2-8 の符号を反対にしたものである。すなわち、間隙圧が上昇すれば供試体へ水が流入し、間隙圧が減少すれば供試体から水が流出することを意味している。したがって、前節同様にこれを積分することにより、時刻 t における供試体の片端面からの間隙水の流出体積 $V_{dis;x=l}(t)$ の式が得られる。

$$V_{\text{dis},x-t}(t) = \int_0^t Q_{x-t}(t') dt' = -8HS'Al \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{(2n+1)^2 \pi^2} \left\{ -\exp[-(2n+1)^2 \pi^2 \alpha] \right\} \quad \text{式 1.3.2-17}$$

上式の負号も、間隙圧の上昇に伴い間隙水量が増加することを表している。ただし、ここまでは装置の圧縮貯留量を考慮していないため、室内実験において間隙水の流出量ではなくポンプからの流出量を求める場合には、符号を逆にし、装置の圧縮貯留量を考慮した以下の式を使わなければならない。

$$V_{\text{dis,pump}}(t) = S_u H + 8HS'Al \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{(2n+1)^2 \pi^2} \left\{ -\exp[-(2n+1)^2 \pi^2 \alpha] \right\} \quad \text{式 1.3.2-18}$$

これは供試体の片端面に対するポンプの流出量変化の式であるので、供試体の両端面を考えた場合には以下の式となる。

$$V_{\text{dis,pump}}^{\text{both}}(t) = (S_u + S_d)H + 16HS'Al \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{(2n+1)^2 \pi^2} \left\{ -\exp[-(2n+1)^2 \pi^2 \alpha] \right\} \quad \text{式 1.3.2-19}$$

この結果についても、多孔体の比貯留率と装置の圧縮貯留量の定義とから確かめることができる。供試体の変形に関しては、前節と同様に、供試体の平均体積ひずみの経時変化の式を導くことができる。

$$\varepsilon_{\text{vol}}(t) = \frac{B}{Al} V_{\text{dis},x-t}(t) = -8BS'H \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{(2n+1)^2 \pi^2} \left\{ -\exp[-(2n+1)^2 \pi^2 \alpha] \right\} \quad \text{式 1.3.2-20}$$

以上の理論解を用いて、室内実験による水理特性と力学特性の評価を行った。

図 1.3.2.1-2 に示した実験の各段階で実施したトランジェントパルス透水試験で得られた供試体の透水係数を有効封圧で整理して図 1.3.2.1-3 に示す。この図から分かるように、透水係数には有効封圧依存性が表れている。また、実験は図中の矢印の向きの順番に実施している。最初の応力条件（有効封圧 1 MPa）では泥岩としては比較的高い透水性を示しているが、最大応力（有効封圧 5 MPa）載荷後の除荷過程においては、透水性が元に戻らない現象（ヒステリシス）が見られている。

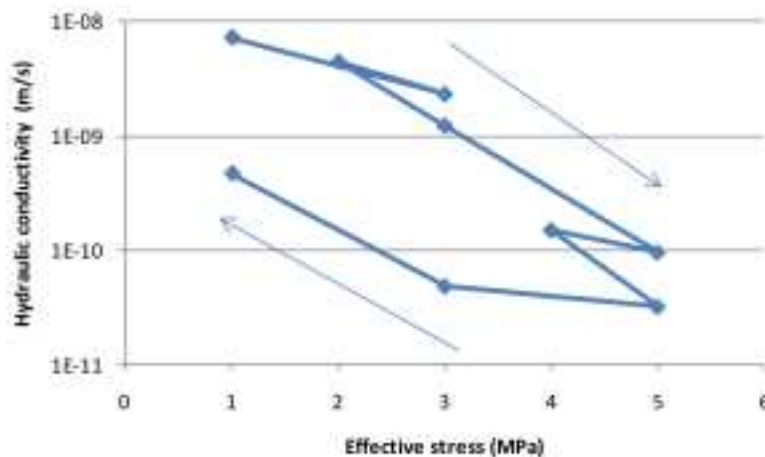


図 1.3.2.1-3 透水試験結果。

室内実験の詳細な結果は、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) に示してあるが、一例として、軸差応力（最大主応力と最小主応力の差）を 0.25MPa から 2.25MPa に増大させた際の

体積ひずみと比排水量（排水量を供試体体積で規格化したもの）の関係と軸差応力-ひずみ・比排水量の関係を図 1.3.2.1-4 および 1.3.2.1-5 に示す。

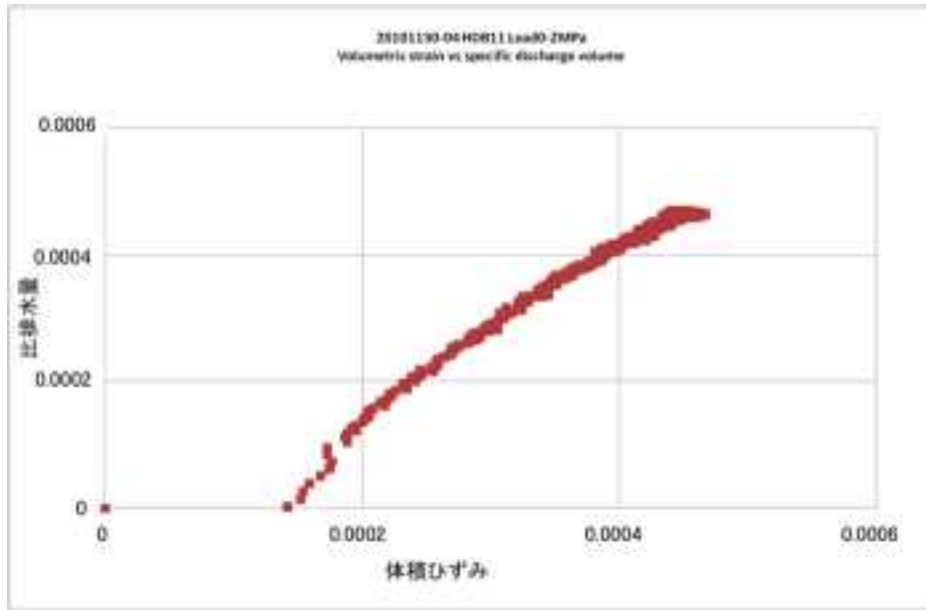


図 1.3.2.1-4 三軸圧縮試験における体積ひずみと比排水量の関係。

封圧 2 MPa, 間隙水配管圧 1 MPa において軸圧を 0.25 から 2.25 MPa に増加させた場合。

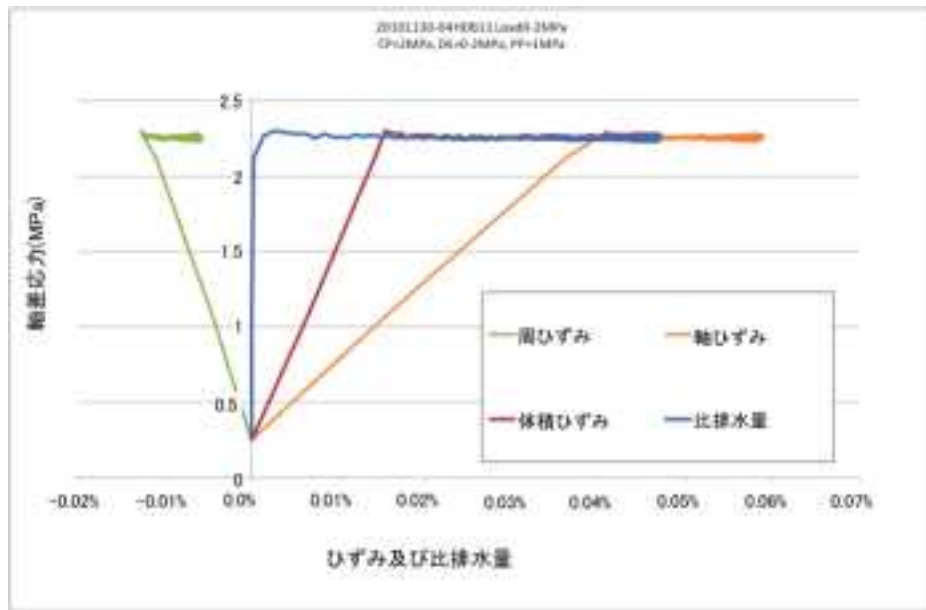


図 1.3.2.1-5 三軸圧縮試験における軸差応力-ひずみ・比排水量線図。

封圧 2 MPa, 間隙水配管圧 1 MPa において軸圧を 0.25 から 2.25 MPa に増加させた場合。

軸圧変化条件において、軸圧を瞬時に増大させた直後は、供試体は非排水状態での変形挙動を示していると考えられるが、その後、間隙圧の消散とともにさらに変形が進み、最後に排水状態での変形に達して平衡状態となる。この挙動が、純粋な弾性体とは異なる多孔質弾性体としての挙動を示す。比排水量の挙動は、供試体の透水性に依存して、体積ひずみの変動に遅れて追従するような動きを示

し、最終的には、体積ひずみと比排水量とはほぼ等しい値をとる。これは、この実験試料については、岩石の変形は空隙の体積変化に対応していることを意味する。すなわち、Biot-Willis の係数 α が 1 に近いということである。

これらの室内実験手法で、排水量とひずみを正確に評価することによって、水理パラメータの応力依存性および水理-力学連成パラメータの評価を正確に行うことができた。精密調査地区決定段階での力学モデルおよび水理モデルを構築する際には、応力と透水係数の関係を評価し、何らかの構成則を構築することが重要となる。

1.3.2.2 水理-力学連成挙動評価における最新の動向

1.3.2.1 において、産総研で実施してきた概要調査段階で取得される岩芯試料を用いた室内実験によるパラメータ評価手法の成果を示したが、岩芯試料よりも大きなスケールでの直接的な調査・評価手法として、ボーリング孔を用いた原位置評価手法が必要とされる。また、それらの調査結果から、精密調査地域を絞り込む際に構築される力学、水理のサイト評価モデル構築に用いられる最新のモデル化手法についてのレビューを行う。

1) 原位置における連成挙動調査手法

概要調査におけるボーリング孔を用いた水理-力学連成特性の直接評価手法として、ISRM（国際岩の力学連成会）は、ボーリング孔壁に現れるき裂を対象とした段階的注水-変位測定試験 (SIM-FIP: Steprate Injection Method for Fracture In-situ Properties) を推奨している (Guglielmi *et al.*, 2014)。ここでは、図 1.3.2.2-1 に示すような実際に調達可能な測定機器を用いて、注水による圧力および三次元変位を測定する手法が提案されている。

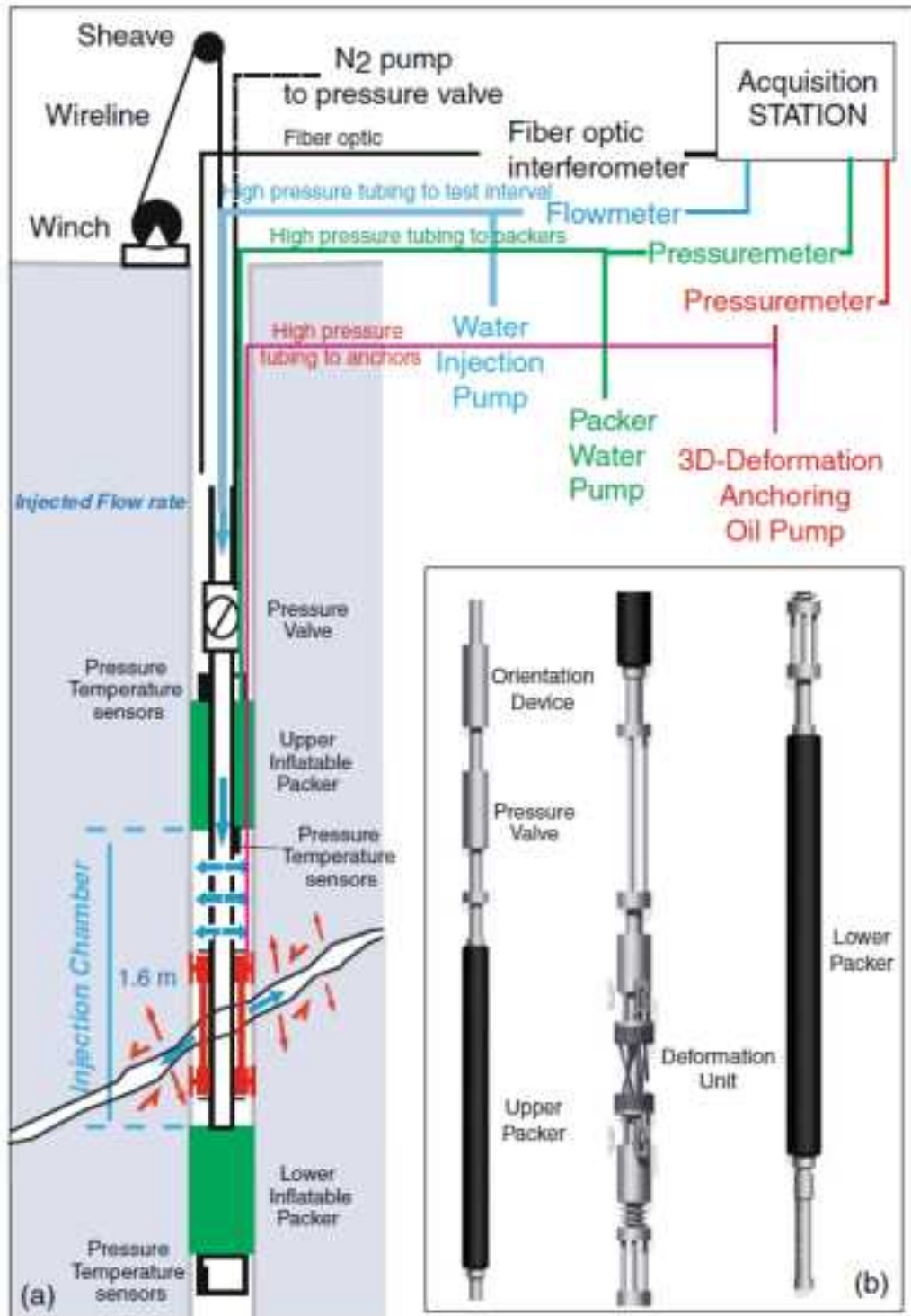


図 1.3.2.2-1 原位置注水 - 変位計測法の測定模式図 ((a) : 機器設置状況, (b) 孔内機器) (Guglielmi *et al.*, 2014).

ここで、注水圧力を段階的に上昇、下降させた上での流量および三次元変位を計測することで、き裂が弾性的変形から塑性変形に転じる圧力、弾性変形領域での水理学的開口幅、き裂の剛性、き裂面の摩擦係数を評価することが可能となっている。

応力とそれらのパラメータの関係は、例えば Cappa *et al.* (2008) においては、三次元個別要素法

によって、以下の水圧と有効応力の関係、有効応力と透水量係数の関係を連成させ、き裂を通じた水圧干渉試験の結果とのフィッティングが行われている。

$$\sigma_n' = \sigma_n - (1 - S_c)P_f \quad \text{式 1.3.2-21}$$

$$T = \frac{\rho g w}{12\mu} \left[b_{hi} + \frac{\sigma_{ni}'}{k_{ni}f^{1/3}} \left(1 - \frac{\sigma_{ni}'}{\sigma_n'} \right) \right]^3 \quad \text{式 1.3.2-22}$$

上2式で、 σ_n はき裂面に作用する垂直応力、 σ_n' はき裂面の垂直有効応力、 P_f は水圧、 S_c はき裂面の接触割合、 T は透水量係数、 ρ は水の単位体積重量、 g は重力加速度、 w はき裂のトレース幅、 b_{hi} は任意の基準状態での水理学的開口幅、 σ_{ni}' はき裂 i に作用する有効応力、 k_{ni} はき裂 i の基準状態における剛性、 f は粗度係数、 σ_n' は基準状態における有効応力である。

2) 水理-力学連成モデル

1.3.2.1 で示した古典的な連続体-多孔質弾性論を用いた水理-力学連成モデルに加え、近年、放射性廃棄物地層処分分野では、人工バリアの緩衝材を対象として、飽和状態から不飽和状態までを対象とした弾塑性解析と多相流体流動解析を連成させ、再冠水時から後の挙動を評価する研究が盛んとなっている。例えば、Rutqvist *et al.* (2011) は、不飽和粘土の弾塑性構成則である Barcelona Basic Model (Gens *et al.*, 2006) を、水理-力学連成解析コードである TOUGH-FLAC (Rutqvist *et al.*, 2002) に導入し、Nagra の Grimsel test site で実施されている緩衝材の連成実験である FEBEX (Alonso *et al.*, 2005) のモニタリングデータとの比較から、今後の緩衝材内での温度、圧力、飽和度の変化に関するケーススタディを実施している。

一方、連続体-多孔質弾性論によるモデルは、岩盤が弾性的な挙動を示す範囲にしか適用できないため、岩盤の破壊を伴うような自然事象や、処分坑道周辺の掘削影響領域の評価を行うために、不連続体解析モデルによる連成挙動の評価も最近行われている。

例えば、本報告書 3.2.1 においては、断層あるいは破壊面周辺での水理特性の変化を、不連続体解析の一種である粒状体モデルを用いた個別要素法を用いて評価している。また、Asahina *et al.* (2014) では、やはり個別要素法の一種である剛体-バネネットワークモデル (Kawai, 1978) を、多相多成分流体流動解析コードである TOUGH2 (Pruess *et al.*, 2011) と逐次解析することによって、岩石の破壊を伴う変形と流体流動の解析を行った。Asahina *et al.* (2014) では、鉋砕試料の乾燥収縮試験を対象に、厚さの異なる試料に対するき裂発生状況を図 1.3.2.2-2 のように比較している。

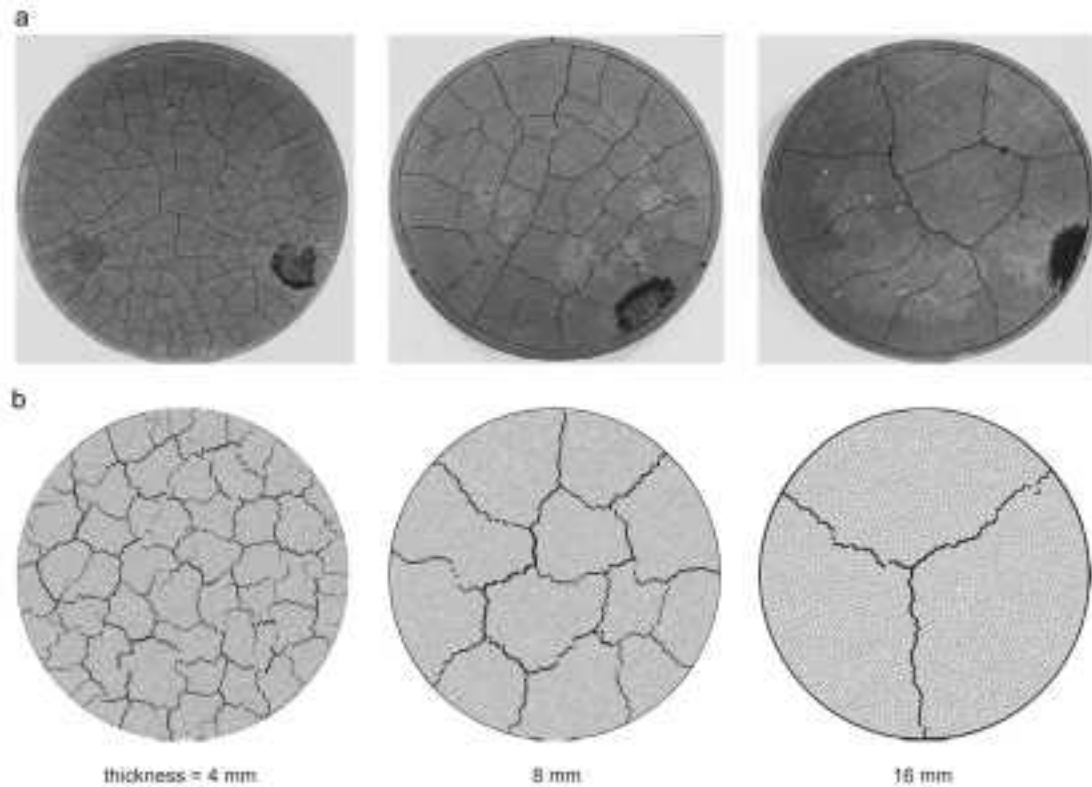


図 1.3.2.2-2 Asahina *et al.* (2014) による乾燥収縮試験のシミュレーションにおけるき裂発生パターンの比較。
a は Rodriguez *et al.* (2007) による室内実験結果、b は連成解析によるシミュレーション結果。

Asahina *et al.* (2014) による連成解析は、解析のための要素分割にヴォロノイ分割を用いているため、き裂発生前の連続体としての挙動に対する適用性も高く、かつマトリックス部分の流体流動も考慮できるという利点を持っている。

1.3.2.3 概要調査段階での適用性と不確実性

1.3.2.1 で示した、連続体 - 多孔質弾性論に基づく連成パラメータの室内実験手法は、粘土等と土質材料を中心として手法としてはほぼ完成しており、岩石への適用という点においても高い精度でのデータの取得・解析が可能な状況となっている。また、概要調査段階でのボーリング孔を用いた原位置評価手法に関しても、1.3.2.2 (1) で示した手法等が実用化されつつある。

しかしながら、地層処分事業において水理-力学連成挙動が着目される局面は、主に処分坑道周辺の掘削影響領域、あるいは断層活動によるプロセスゾーン等、岩盤内のき裂発生や既存のき裂の変位を伴う問題であり、単純な連続体としての弾性挙動の評価のみでは予測が困難である。1.3.2.2 (2) で示した不連続体解析は、連続体としての挙動からき裂発生後の挙動までを一連で評価可能な手法であるが、Asahina *et al.* (2014) で示されている事例は、引張破壊との連成モデルであり、断層等でのせん断破壊による水理特性変化への適用には、更なる改良を要する。不連続体解析を実際の岩盤に適用する際には、第一に、岩石試料の内部空隙構造の評価とモデル化を行った上で、1.3.2.1 で示したような室内実験データとの比較によるパラメータ同定を行う必要があるが、サイトスケールへのスケール変換が大きな課題となる。

スケール変換の手法としては、均質異方性材料としての近似を行うか、あるいは不連続体解析の要

素サイズを調整するかの方法があるが、どちらの方法を採用するとしても、室内実験試料から得られたパラメータの実スケールでのランダム性を考慮したモデル構築を行う必要がある。

1.3.2.2(1) で示した原位置試験に関しても、き裂密度が低い岩盤における単一き裂の連成挙動の把握とモデル化に関しては十分に適用可能なものと考えられるが、計測対象としているき裂以外のき裂ネットワークモデル構築の際には、確率論的なモデルを作成せざるを得ない。

1.3.3 異常間隙水圧のデータ拡充および数値解析による比較

【実施内容】

様々な空隙構造等を有する泥質岩試料に対して、既往委託研究において開発された高精度室内実験装置を用いて、塩分濃度と浸透圧発生に関するデータを取得し、既往の濃度依存性モデルとのフィッティングを行うとともに、岩石のイオン交換能等の物理化学特性と空隙構造、浸透圧発生との関連性をデータとしてまとめる。数値解析については、通常の間隙水圧の原因と考えられている難透水層等の地質構造によるモデルと浸透圧を考慮したモデルでの、同一解析コード、同一地質構造での比較を行い、異常間隙水圧の発生、持続性、地下水流動への影響に関する比較を行う。以上の成果は原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針に反映されるとともに、水圧モニタリング等から堆積岩地域地下水流動を評価する際の新しい基準となる。

【成果】

・概要

既往委託研究では、浸透圧を発生させる塩として NaCl を使用したが、今年度は KCl を使用し、塩分濃度と浸透圧発生に関するデータを取得し、既往の泥質岩の化学的浸透、水理、拡散に関するパラメータと比較した。

1.3.3.1 評価に用いた試料

実験には、既往委託研究と同様に独立行政法人日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センターから提供を受けた、北海道幌延地域の稚内層から採取された珪質泥岩 (HDB-11 の 984m と 982m) を用いた。各岩石コアから高さ 10mm 直径 50mm に整形した岩石試料を、0.1mol/L の KCl 溶液中で脱気し、実験開始までの間 0.1mol/L の KCl 溶液中で保管した。

1.3.3.3 実験装置

既往委託研究において開発した高精度室内実験装置 (竹田ほか, 2013) を当該実験に用いたが、いくつか改良を試みた。具体的には次の 3 点である。

- 1) 容器間を結合する配管の部材を可能な限りステンレス鋼管から PEEK 管に変更した。この改良は、循環する溶液の変質を防ぐことを目的とする。
- 2) ステンレス鋼製のバルブをメタルフリーの小容積のバルブに変更し、上下溶液槽の閉鎖時における容積を減少させた。容積を減少させることによって、拡散現象の時間短縮が期待される。
- 3) 岩石試料の取り外しを容易するために、試料保持台の仕様を変更した。この変さらによって配管の長さが短くなり、容積の減少を伴った。

1.3.3.2 実験条件

実験条件は、浸透圧を発生させる塩以外、既往委託研究と同様である。透水・化学的浸透実験における条件を表 1.3.3-1 に示す。上下溶液槽の閉鎖時における容積は事前に校正実験を行い、また同閉鎖時における圧縮貯留は (Song *et al.*, 2004) と同様の校正実験を行った。得られた装置固有値を表 1.3.3-2 に示す。容積は既往委託研究の値よりも約 3 割小さく、圧縮貯留は既往委託研究での得られた値と概ね等しい。

表 1.3.3-1 透水・化学的浸透実験の条件.

Collection		Porosity n	Effective confining pressure (Mpa)	Permeability experiment		Chemical osmosis experiment		
site	depth (m)			Background pressure P_{sp} (kPa)	Initial pressure difference ΔP_0 (kPa)	Background pressure P_{bc} (kPa)	Background KCl concentration C_0 (mol/L)	Initial KCl concentration difference ΔC_0 (mol/L)
Borehole HDB-11								
	984	0.32	15.0	150	50	200	0.1	0.5
	982	0.33	15.0	150	50	200	0.1	0.5

表 1.3.3-2 透水・化学的浸透実験装置の容積と圧縮貯留.

		System			
		Unit No. 1		Unit No. 2	
		Upstream solution reservoir	Downstream solution reservoir	Upstream solution reservoir	Downstream solution reservoir
Closed volume	(mL)	14.5	16.0	17.5	17.5
Compressible storage	(m ³ /Pa)	1.37×10^{-12}	4.69×10^{-13}	2.54×10^{-13}	7.30×10^{-14}

1.3.3.4 実験結果

図 1.3.3-1 ~ 4 に各岩石試料を用いて実施した透水・化学的浸透実験における高濃度および低濃度溶液槽内の溶液の圧力, KCl 濃度の計測データを示す. それぞれの岩石試料を用いた透水実験は 1 日以内に定常状態に達し, 化学的浸透実験においてもおよそ 1 日以内に高濃度溶液槽の溶液圧力が上昇し, 準定常状態となった. 化学的浸透実験は準定常状態に達した後は溶液槽間での濃度差が減少するにつれて高濃度溶液槽の溶液圧力は徐々に低下した. ただし, HDB-11 の 982m の試料を用いた実験では約 1.8 日後に突然の圧力の減少が生じたため, 実験を中止した (実験中止後, 圧力容器と高圧継手の接合部での溶液の漏れが確認され, それが突然の圧力減少の原因であると考えられる).

図 1.3.3-1 ~ 4(a) および (b) に透水・化学的浸透実験の計測データ (青点) とともに, 各実験データに対して既往委託研究で得た解析モデルからの式を非線形最少二乗法によってフィッティングした結果 (赤線) を示す. 同定された透水係数, 比貯留率, 実効拡散係数, 反射係数を表 1.3.3-3 に示す. なお, 982m の試料を用いた実験では圧力減少が生じる前までの計測データをフィッティングに用いた.

透水係数および比貯留率の値はそれぞれ $1.94 \times 10^{-12} \sim 8.16 \times 10^{-12}$ (m/s) および $4.36 \times 10^{-6} \sim 3.52 \times 10^{-4}$ (1/m) となった. ここで求めた透水係数の値は既往委託研究で得られた同サンプルの値の約 2 ~ 7 倍程大きい. ただし, 図 1.3.3-5(a) に示されるように, 透水係数の値は全体的に岩石試料の採取深度が深くなるにつれ小さくなる傾向が認められる. この透水係数の値と深度の関係は, 採取深度が深い岩石ほど全空隙に占める細孔の割合が高くなるため, 採取深度が深い岩石ほど透水経路中において流量を支配する最小の空隙径が小さくなり, 透水性が低くなる可能性を示唆している. なお, 比貯留率の値は採取深度との相関は低い (図 1.3.3-5(b)).

KCl の実効拡散係数は, 既往委託研究で得られた同サンプルの NaCl に対する値とほぼ同じである. また, 深度 350m から採取された岩石試料が他の岩石試料と比較して大きい, それ以外の岩石試料の実効拡散係数はほぼ同じであり, 採取深度による明確な差異は認められなかった (図 1.3.3-5(c)). これは表 1.3.3-1 に示される各岩石の空隙率に顕著な差異がないためと考えられる.

本研究で求めた反射係数の値は既往委託研究で得られた同サンプルの値の 0.2 ～ 0.5 倍程度であった。ただし、図 1.3.3-5(d) に示されるように、反射係数の値は全体的に岩石試料の採取深度が深くなるにつれ大きくなる傾向は認められる。これは岩石中の化学的浸透を支配すると考えられる微細な空隙が採取深度の深い岩石コアほど多いためと考えられる。

本研究および既往委託研究の一連の実験では粘土質岩の反射係数、透水係数、実効拡散係数を北海道幌延地域の稚内層の異なる深度から採取された珪質泥岩を例として評価した。化学的浸透、移流、拡散に関する各パラメータは主に岩石の空隙性状に支配されるが、これらの岩石試料の反射係数および透水係数は採取深度が深くなるにつれ増加および低下する傾向が認められたが、実効拡散係数に関しては空隙率の値がほぼ同程度であるため、顕著な傾向が認められなかった。つぎに、Rousseau-Gueutin *et al.* (2009) によって本研究で設定した溶液濃度とほぼ同じ濃度条件下で測定された空隙率が 0.15 の Callovo-Oxfordian 粘土質岩の反射係数、透水係数、拡散係数と本項目で得た物性値の比較を行う。図 1.3.3-6 に透水係数を基準に整理した反射係数および実効拡散係数を示す。図から明らかのように、透水係数と反射係数には明瞭な相関性が認められる一方で、透水係数と実効拡散係数との間には明瞭な関連性は認められず、空隙率が 0.15 の Callovo-Oxfordian 粘土質岩の実効拡散係数は本研究で対象とした幌延泥岩と同定度の値であるが比較的高い。

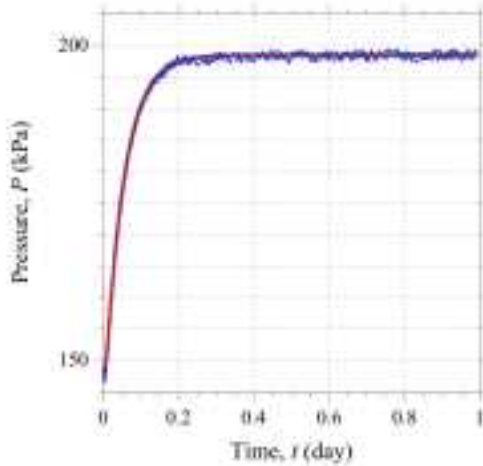


図 1.3.3-1 HDB-11 984m を用いた透水実験における計測データとフィッティング結果。

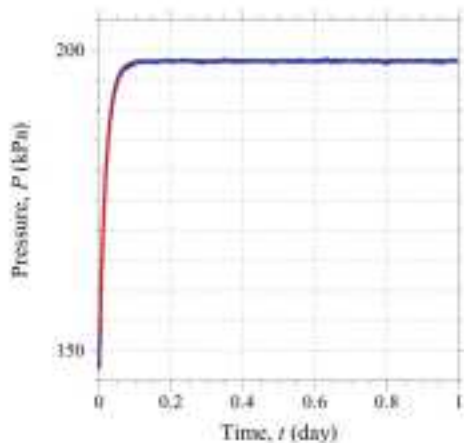


図 1.3.3-2 HDB-11 982m を用いた透水実験における計測データとフィッティング結果。

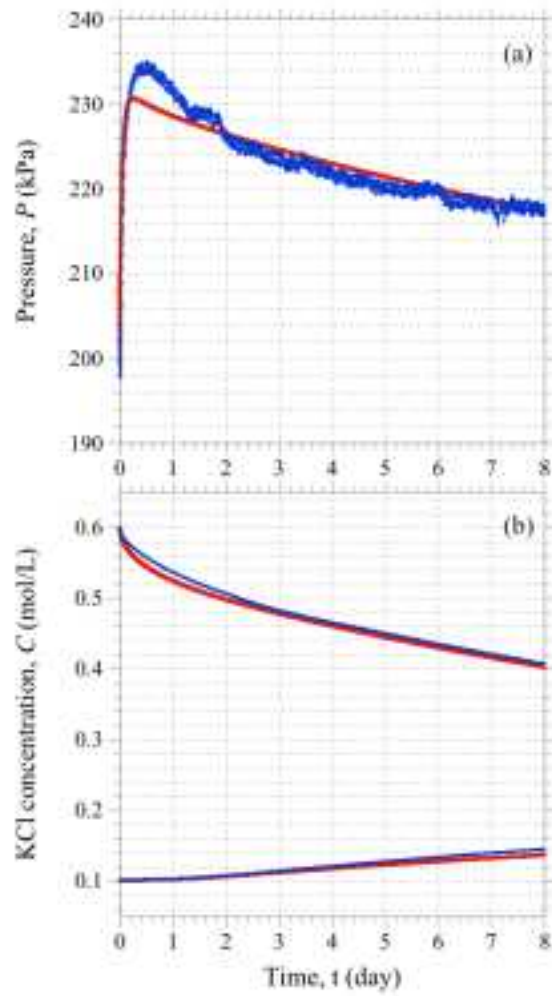


図 1.3.3-3 HDB-11 984m を用いた化学的浸透実験における計測データとフィッティング結果.

表 1.3.3-3 透水・化学的浸透実験の結果.

Collection		Porosity n (-)	Effective confining pressure (Mpa)	Permeability experiment		Chemical osmosis experiment	
site	depth (m)			Hydraulic conductivity K (m/s)	Specific storage S _v (1/m)	Effective diffusion coefficient D _e (m ² /s)	Reflection coefficient σ (-)
Borehole HDB-11							
	984	0.32	15.0	$(8.16 \pm 0.25) \times 10^{-12}$	$(3.52 \pm 0.24) \times 10^{-4}$	$(4.58 \pm 0.01) \times 10^{-11}$	$(1.39 \pm 0.00) \times 10^{-2}$
	982	0.33	15.0	$(1.94 \pm 0.01) \times 10^{-12}$	$(4.36 \pm 0.22) \times 10^{-6}$	$(2.96 \pm 0.01) \times 10^{-11}$	$(7.04 \pm 0.02) \times 10^{-2}$

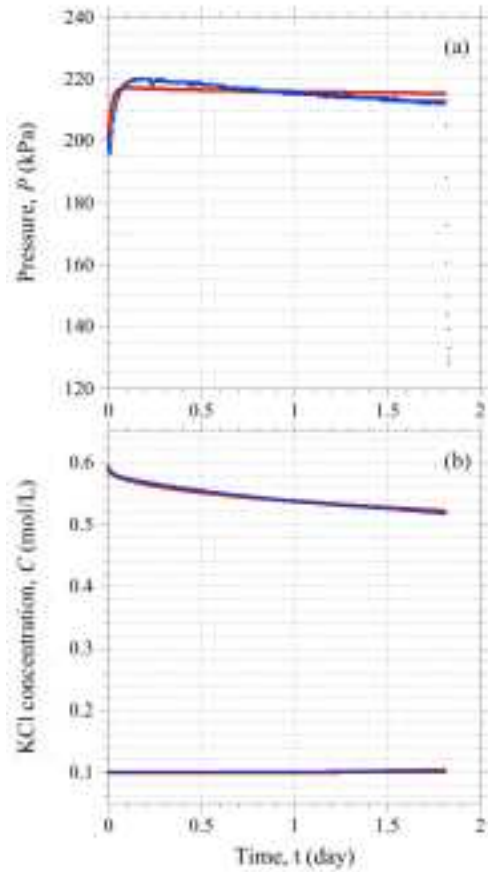


図 1.3.3-4 HDB-11 982m を用いた化学的浸透実験における計測データとフィッティング結果。

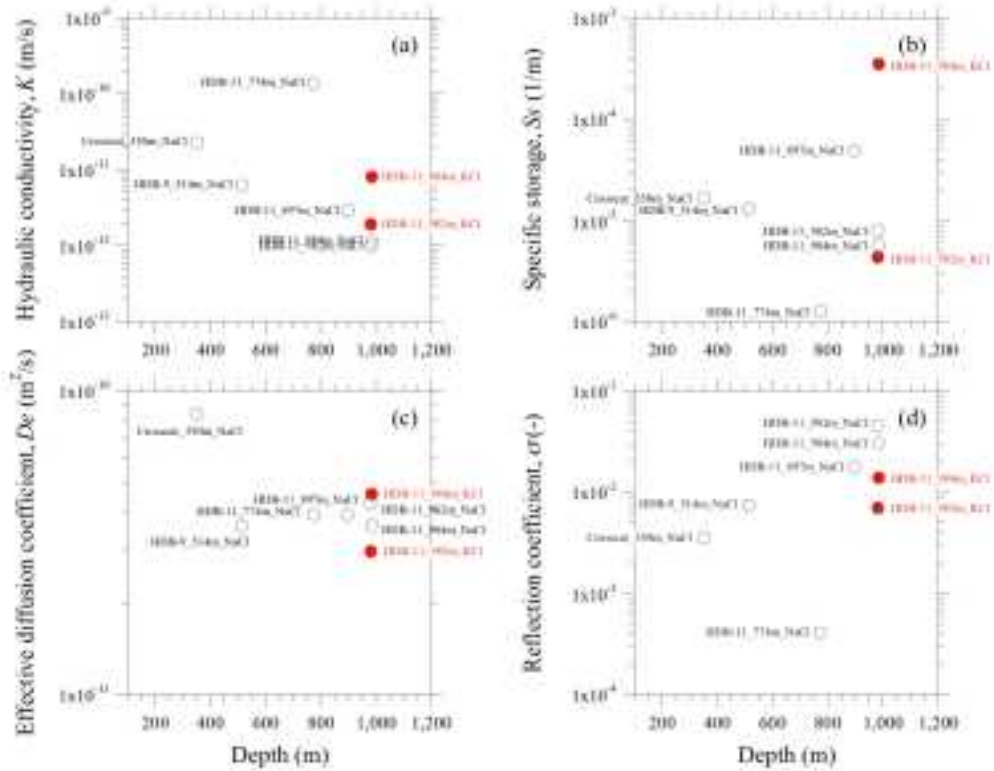


図 1.3.3-5 透水係数、比貯留率、実効拡散係数、反射係数と採取深度の関係。

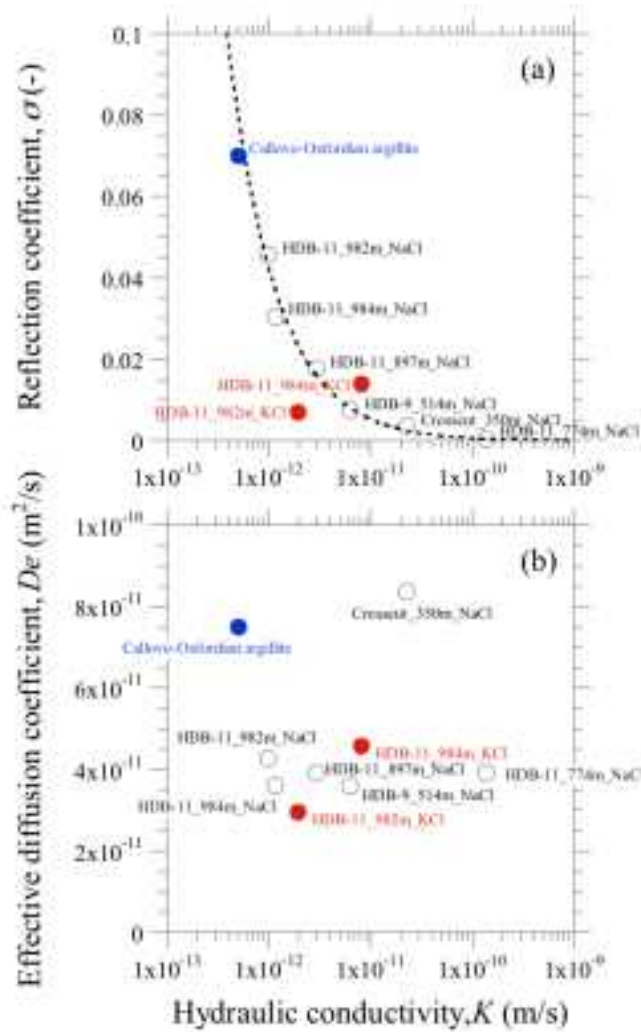


図 1.3.3-6 透水係数および実効拡散係数、反射係数の関係。

1.3.3.5 異常間隙水圧の成因による比較

浸透圧以外の異常間隙水圧の原因としては、続成作用時の圧縮あるいは結晶水の放出による圧力上昇や、難透水層等の地質構造による間隙水圧の上昇(伊藤ほか, 2004)があげられる。本報告では、長期的な継続性がない、続成作用等による一時的な圧力上昇と化学的浸透圧による圧力上昇が継続する期間を数値解析によって比較した。

モデルは鉛直方向の一次元モデル(モデル深度 600m)とし、深度 0 ~ 450m および 500 ~ 600m が、透水係数 1.0×10^{-12} m/s、深度 450 ~ 500m を透水係数 1.0×10^{-14} m/s とした。浸透圧を考慮した解析においては、深度 500 ~ 600m における初期塩分濃度を 31.7g/kg、それ以外の部分は 5.82g/kg とした。塩分濃度は産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2013)の室内実験によるものとした。

浸透圧を考慮した圧力変動との比較のために、圧密あるいは鉱物内の水の放出のような、一時的な圧力上昇を考慮したケースの解析を実施した。ここでは、浸透圧パラメータを考慮しない以外の浸透率等のパラメータは同等として、浸透圧を考慮したケースのピーク圧力に近い値の圧力上昇が一時的に発生した後に消散する過程の解析を行った。

図 1.3.3-7 に、浸透圧を考慮したケースと考慮しないケースにおける難透水層直下での圧力変化を示す。

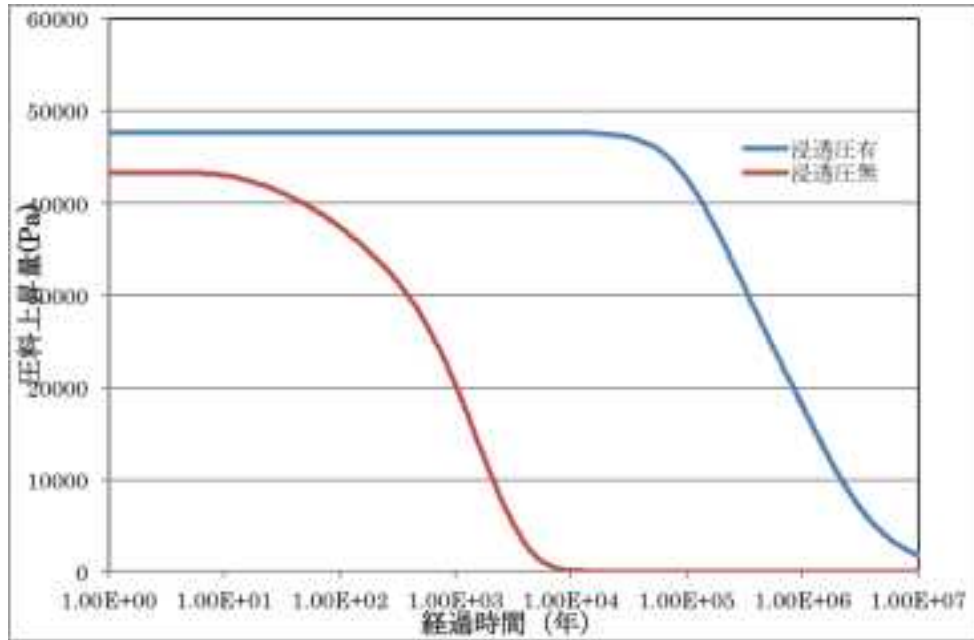


図 1.3.3-7 浸透圧の有無による難透水層直下での圧力変動の相違。

これから、圧力低下が始まるまでの時間で約 4 オーダー、圧力が静水圧まで低下するまでの時間で約 3 オーダーの違いがあることが示された。

これらの時間に関しては、パラメータの設定によって変動することが予想されるが、一般的に浸透圧が発生する岩盤においては、異常間隙水圧は圧密等による圧力上昇と比較して長時間持続することが考えられる。

1.3.3.6 まとめ

堆積岩地域における間隙水圧形成への化学的浸透の影響とその継続性を評価するためには、地層を代表する岩石の透水、拡散、化学的浸透に関連するパラメータを測定することが不可欠である。本項目では、同一岩石試料から採取深度と同等の応力条件下で測定する既往委託研究で開発した実験装置を改良し、日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センターから提供を受けた北海道幌延地域の稚内層から採取された珪質泥岩を用いてこれらのパラメータを測定した。測定した同岩石の透水係数および拡散係数は、既往委託研究で得られた物性値と整合的であった。今後は、他の塩を用いた浸透圧発生に関するデータを取得するとともに、岩石空隙中での比表面積や陽イオン交換容量等今回実験に用いた岩石試料とは大きく異なる岩石やモデル材料を用いて反射係数の物理化学モデルの適用性評価を実施する必要がある。

また、簡易的なモデルでの数値解析によって、一般的に異常間隙水圧の成因として考えられている圧密等の一時的な圧力上昇との比較を行った結果、浸透圧の存在によって異常間隙水圧が長時間持続することが示された。竹田ほか (2013) において、浸透圧による圧力上昇においては、見かけのポテンシャルから推測される地下水流動と、実際の地下水流動は方向や流量に大きな相違があることが解析的に示されているため、塩分濃度分布や圧力分布のモニタリング結果によっては、実際の地下水流動モデル構築には、浸透圧の効果を考慮した解析が必要な場合も有りうる。

1.3.4 浸透圧パラメータ逆解析手法の改良

【実施内容】

室内実験等のデータから解析に必要なパラメータを効率的に評価するための方法として、地下水流動逆解析手法による透水係数、反射係数等パラメータ逆解析手法を構築する。現在、基本的な機能は開発・実装されているが、浸透圧パラメータの評価および多くの実験データでの実証を行い、コードの改良を行う。以上の成果は原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

1.3.4.1 逆解析手法

浸透圧パラメータの逆解析手法としては、地下多相流体流動逆解析コードである iTOUGH2 (Schwertmann *et al.*, 1999) を改良し、反射係数等の浸透圧パラメータの最適化に対応可能とした。コードの改良は、コード開発者である Lawrence Berkeley National Laboratory の Stefan Finsterle 博士の協力を得て実施した。

逆解析コード iTOUGH2 は、積分型差分法による多相多成分地下流体流動解析コードである TOUGH2 (Pruess *et al.*, 1999) の EOS14 (EWASG) (Battistelli *et al.*, 1997) に対し、非線形最適化手法を組み合わせたものであり、ここでは Levenberg-Marquardt 法によるパラメータ最適化を試みた。TOUGH2 における基礎方程式は、成分（ここでは、水および塩分）の質量保存則であり、系外からの流入／流出を考えなければ以下の式で表される。

$$\frac{d}{dt} \int_V M^\kappa dV = \int_\Gamma F^\kappa \cdot \mathbf{n} d\Gamma \quad \text{式 1.3.4-1}$$

ここで、 κ は成分（水、塩分）、 M は貯留項、 V は要素の体積、 Γ は流動と垂直方向の面積、 F は以下で表される移流項と拡散項を合計した流動項である。

$$F^\kappa = F^\kappa|_{adv} + F^\kappa|_{dif} \quad \text{式 1.3.4-2}$$

流動相は液相のみの 1 相を仮定すると、液相中の水成分の移流項および拡散項は、

$$F^w|_{adv} = -kX_l^w \frac{\rho_l}{\mu_l} (\nabla P_l - \rho_l) \quad \text{式 1.3.4-3}$$

$$F^w|_{dif} = -\phi\tau\rho_l D_l^w \nabla X_l^w \quad \text{式 1.3.4-4}$$

塩分の移流項および拡散項は、

$$F^s|_{adv} = -(1 - \sigma)kX_l^s \frac{\rho_l}{\mu_l} (\nabla P_l - \rho_l) \quad \text{式 1.3.4-5}$$

$$F^s|_{dif} = -\phi\tau\rho_l D_l^s \nabla X_l^s \quad \text{式 1.3.4-6}$$

ここで、 k は浸透率、 X^s は液相中の成分 κ の質量割合、 ρ_l は液相密度、 μ_l は液相の粘性係数、 P_l は液相の圧力、 τ は屈曲度、 σ は岩石の半透膜性能を示す反射係数である。

解析モデルは、竹田ほか (2013) に示されている室内実験事例から、直径 5cm、厚さ 5mm の円盤状のモデルを作成し、両端に実験の設定に従った貯留槽を設けた。高濃度貯留槽の塩分濃度は 0.0338g/g、低濃度貯留槽および岩石の初期塩分濃度は、0.00591g/g とした。岩石試料の浸透率

は $2.637 \times 10^{-19} \text{ m}^2$ 、反射係数は 0.04234、屈曲度は仮に 0.26 と設定した。また、塩分の拡散係数は $1.010 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ 、水の拡散係数は $3.206 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ とした。

逆解析における反射係数および屈曲度の初期推定値はそれぞれ 0.01 とし、最大 10 回の反復による最適化を行った。

1.3.4.2 逆解析結果

図 1.3.4-1 に、逆解析の反復ごとの反射係数の推定値を、モデルの反射係数と併記して示す。また、図 1.3.4-2 に、屈曲度に対して同様の結果を示す。

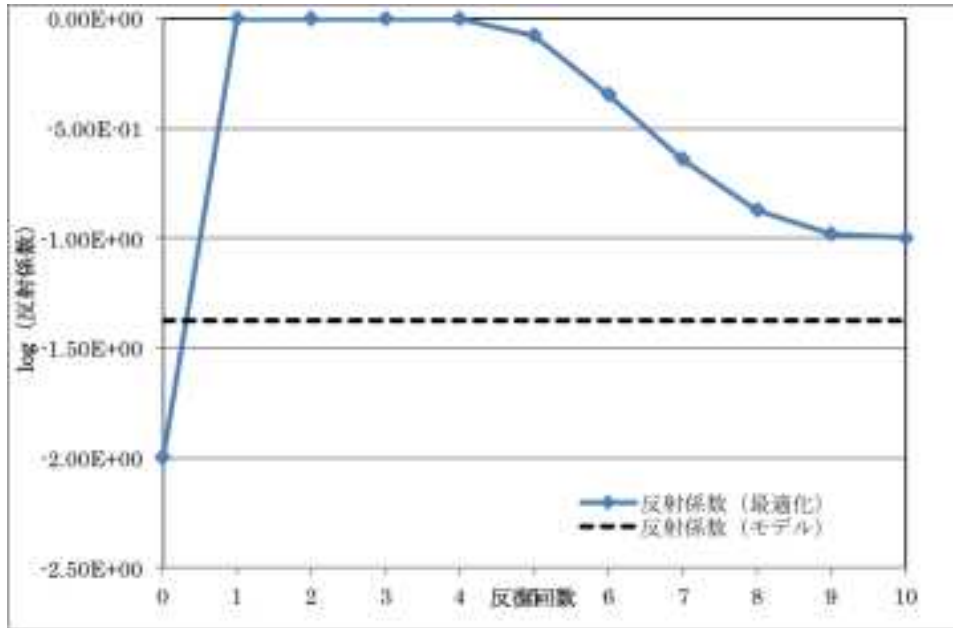


図 1.3.4-1 逆解析反復過程による反射係数推定値の変動。

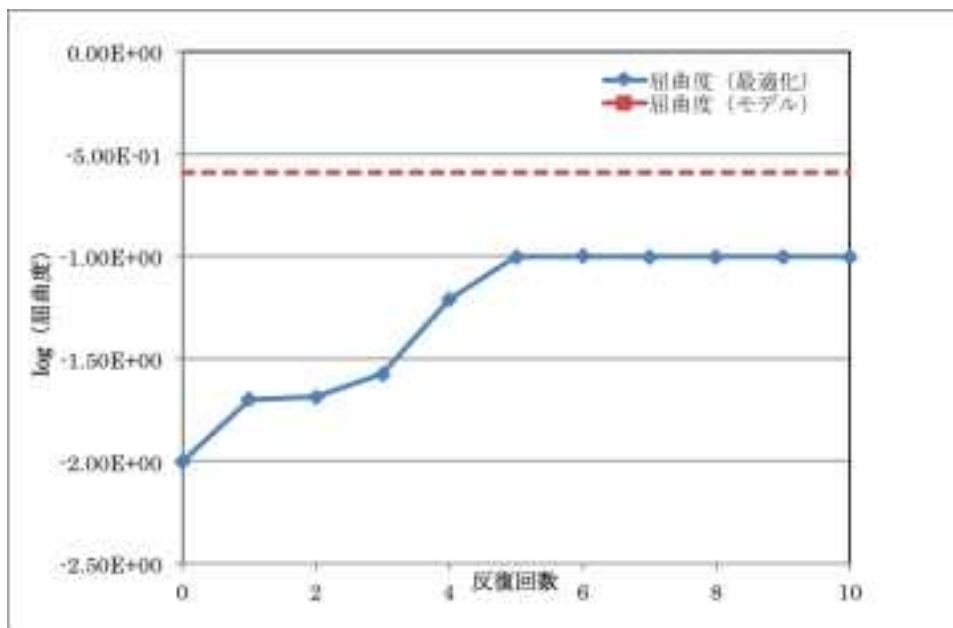


図 1.3.4-2 逆解析反復過程による屈曲度推定値の変動。

今回の逆解析は、最大反復回数 10 回の制限を設けて実施したため、反射係数、屈曲度ともにモデルの値には漸近する傾向はあるが、完全にモデルの値を再現するまでは至っていない。また、屈曲度に関しては、最適化が停留しているように見受けられる。

ここで、10 回の最適化過程を行った後の高濃度側貯留槽における水圧変化を、モデルと比較して図 1.3.4-3 に示す。ここでは、モデルと最適化結果の差分を併記した。

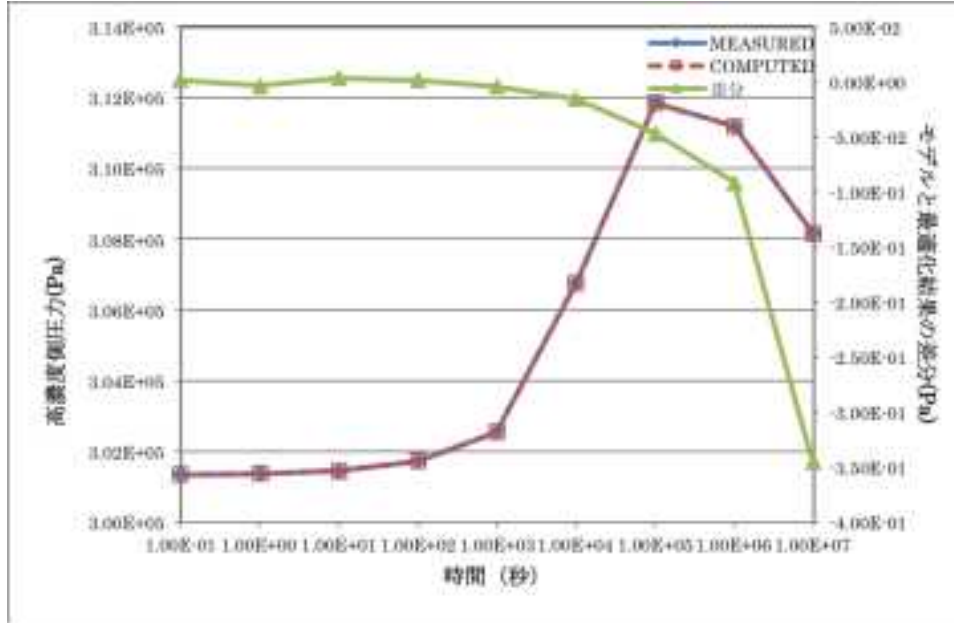


図 1.3.4-3 最適化結果とモデルにおける高濃度側圧力変化の比較

また、高濃度、低濃度側の貯留槽における塩分濃度変化の比較を図 1.3.4-4 および 1.3.4-5 に示す。

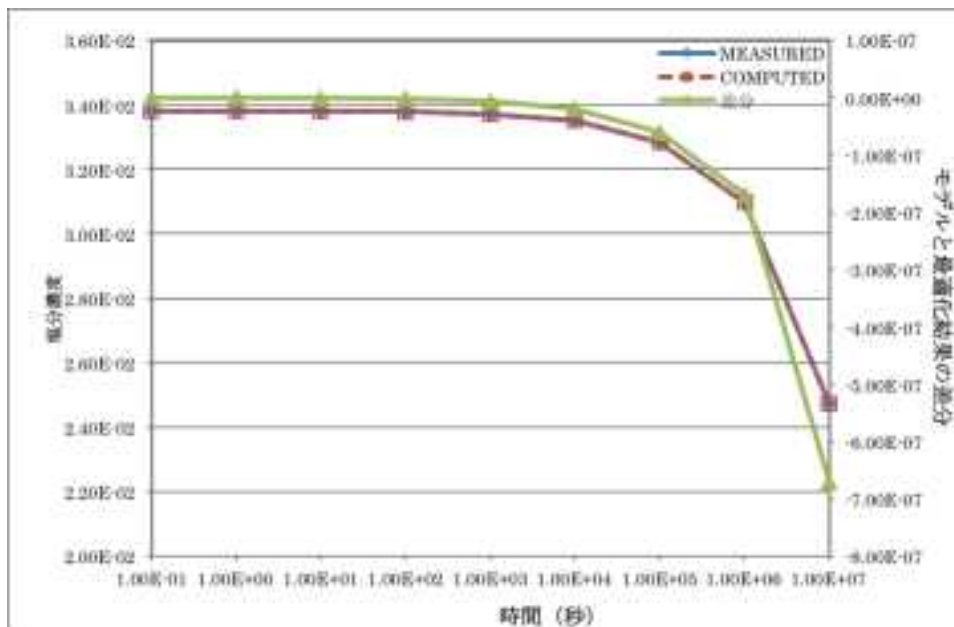


図 1.3.4-4 最適化結果とモデルにおける高濃度側塩分濃度変化の比較

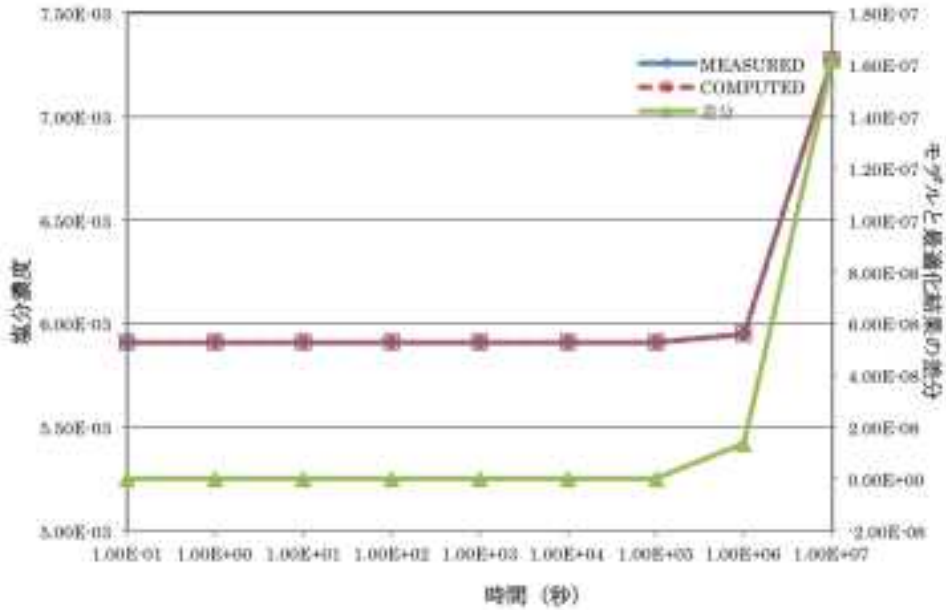


図 1.3.4-5 最適化結果とモデルにおける低濃度側塩分濃度変化の比較。

これらの結果から、反射係数、屈曲度は完全にモデルを再現してはいないものの、圧力および塩分濃度の経時変化は、モデルの挙動を十分に再現できていることが示された。

10 回以降のパラメータ再現可能性を評価するために、観測値（圧力および塩分濃度）に対する未知パラメータ（反射係数および屈曲度）の感度（各時間における観測値をパラメータで微分した値）を図 1.3.4-6 ～ 1.3.4-8 に示す。この値が大きい場合は、パラメータの微小な変動が観測値に与える影響が大きいことを示し、パラメータ改善の可能性が高いことを示している。

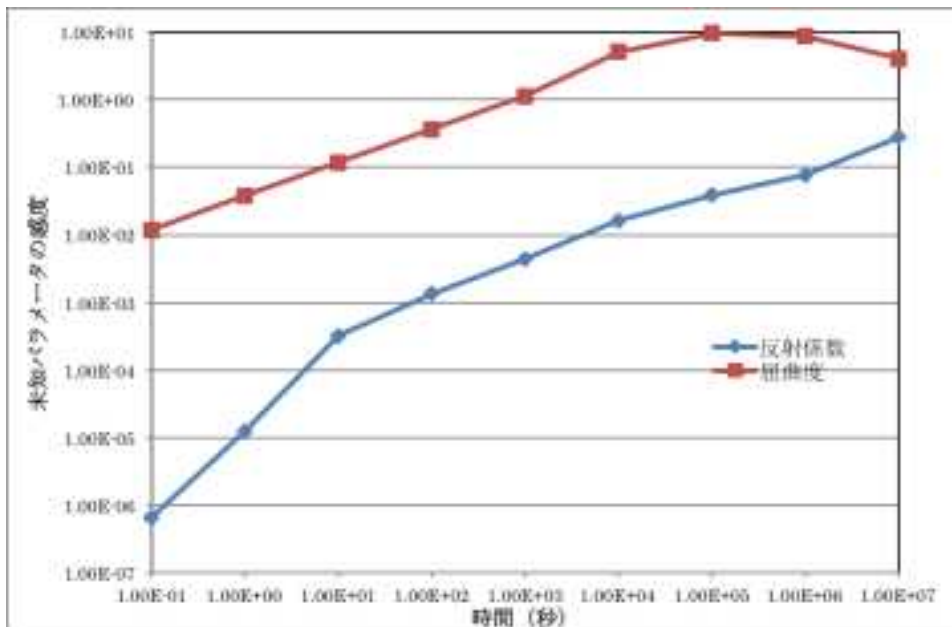


図 1.3.4-6 高濃度側圧力変化に対する未知パラメータ（反射係数および屈曲度）の感度分布。

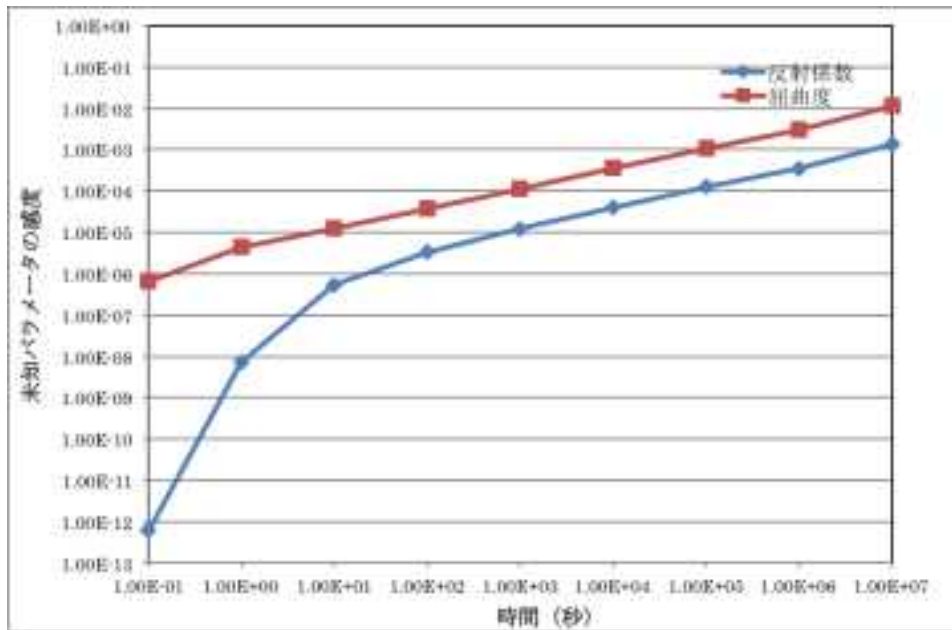


図 1.3.4-7 高濃度側塩分濃度変化に対する未知パラメータ（反射係数および屈曲度）の感度分布.

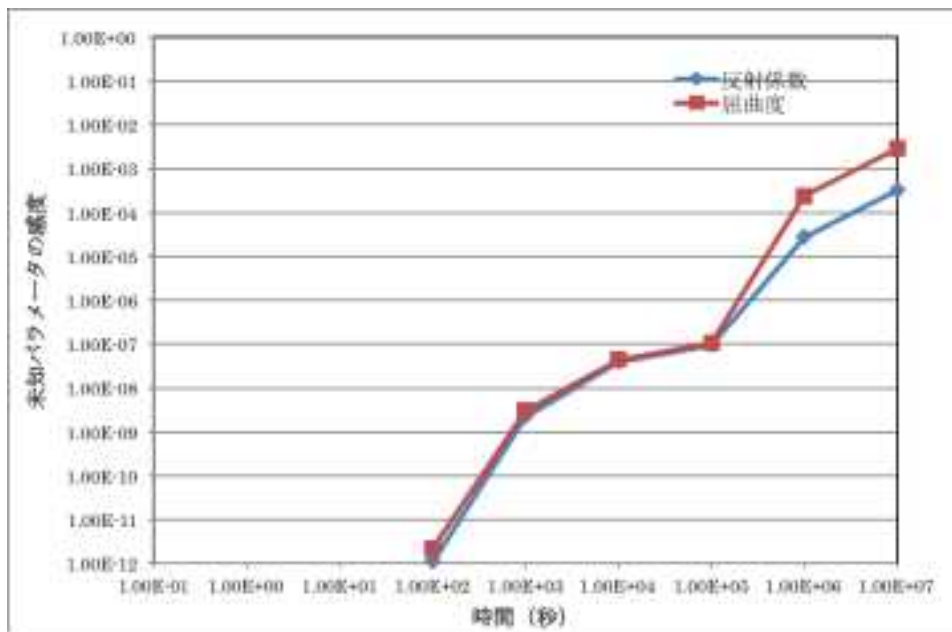


図 1.3.4-8 低濃度側塩分濃度変化に対する未知パラメータ（反射係数および屈曲度）の感度分布.

これらのグラフから、モデル解析結果と最適化解析結果の差分が比較的大きな、解析開始から長時間が経過したデータに対する感度は比較的高いため、さらにモデルの改善が期待できる。また、屈曲度の相対感度が、反射係数と比較してすべての感度分布で大きな結果となっているため、最適化を進めることによって、屈曲度が改善される可能性が高いことが示唆される。

1.3.4.3 逆解析に対するまとめ

実験結果等から、浸透圧パラメータを評価するために、一般的に用いられている解析コード TOUGH2 の逆解析コード iTOUGH2 を用いて、反射係数等のパラメータを評価する手法を構築した。

数値実験の結果，実験結果から作成したモデルのパラメータ等を評価することは可能であった。しかしながら，浸透圧を組み込んだ順解析の解析自体が現在更なる改良を加えている段階であり，逆解析も順次改良を進める必要がある。

また，今回は予備的に簡易なモデルへの逆解析の適用であったため，実際の室内実験データやより複雑なモデルでの数値実験等を通じて，パラメータの観測値への感度解析等を行うことで，室内実験の最適設計にも適用可能となる。

【まとめと今後の課題】

ここでは、平成 22 年度から実施してきた、概要調査段階での各種調査・評価手法の取りまとめを行うとともに、堆積岩地域の間隙水圧分布形成の課題として、浸透圧による異常間隙水圧の評価を行うための実験データの拡充、数値実験による異常間隙水圧持続性の比較、逆解析コードの開発の成果を示した。

各種調査・評価手法の取りまとめは、今年度に関しては主に概要調査段階での適用性や不確実性の観点での取りまとめを実施した。今後は、より安全評価側の観点から、地下水流動あるいは核種移行に与える影響の観点からの取りまとめが必要である。

水理-力学連成挙動評価の取りまとめは、規制支援研究における室内実験での連成パラメータ評価手法を取りまとめるとともに、ボーリング孔を用いた原位置評価手法、連続体モデル以外の最新の評価手法の調査を行った。今後は、不連続体モデルの適用も視野に入れ、各種モデル化手法の比較によるパラメータ評価手法の最適設計に関する検討や、室内実験スケールからサイトスケールまでのスケール変換手法の検討を行い、概要調査結果からの力学および水理に関する地質環境モデルの構築や検証に用いるための成果の取りまとめを行う必要がある。

間隙水圧分布形成に関しては、NaCl 以外の地下水中の代表的な塩として KCl を用いた浸透圧の室内実験によって、理論的な解析と整合性のある結果を得た。また、鉛直一次元モデルを用いた解析によって、浸透圧による圧力上昇の持続性が、一時的な圧力上昇の消散と比較して十分な長さを持つことが示された。今後は、岩石の空隙分布が異なる試料によるデータの拡充、数値解析モデルの改良等によって、より現実的なモデルの解析によって堆積岩地域への適用性の評価・検証、核種移行の観点での取りまとめを行う必要がある。

また、室内実験データからパラメータを評価する手法として、浸透圧パラメータを逆解析コードによって評価する手法を構築した。簡易モデルでの数値実験によって、反射係数等のパラメータ同定の可能性が示された。この逆解析手法は、パラメータ評価のみならず、室内実験の観測時間等の最適設計にも有用な手法であるため、室内実験によるデータ拡充の際の適用例を増やしつつ、逆解析手法の改良を進めていくことが有用と考えられる。

【引用文献】

- Aiken, G. R., Mcknight, D. M., Wershaw, R. L. and Maccarthy, P. (1985) Humic Substances in Soil, Sediment and Water: Geochemistry, Isolation and Characterization, Wiley Int, 692.
- Alonso, E. E., Alcoverro, J., Coste, F., Malinsky, L., Merrien-Soukatchoff, V., Kadiri, I., Nowak, T., Shao, H., Nguyen, T. S., Selvadurai, A. P. S., Armand, G., Sobolik, S. R., Itamura, M., Stone, C. M., Webb, S. W., Rejeb, A., Tijani, M., Maouche, Z., Kobayashi, A., Kurikami, H., Ito, A., Sugita, Y., Chijimatsu, M., Borgesson, L., Hernelind, J., Rutqvist, J., Tsang, C. F. and Jussila, P. (2005) The FEBEX benchmark test: case definition and comparison of modelling approaches. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42, no. 5-6, 611-638.
- Amachi, S. (2008) Microbial Contribution to Global Iodine Cycling: Volatilization, Accumulation, Reduction, Oxidation, and Sorption of Iodine. *Microbes Environ.*, 23, no. 4, 269-276.
- Amachi, S., Minami, K., Miyasaka, I. and Fukunaga, S. (2010) Ability of anaerobic microorganisms to associate with iodine: 125I tracer experiments using laboratory strains and enriched microbial communities from subsurface formation water. *Chemosphere*, 79, no. 4, 349-354.

- Asahina, D., Houseworth, J. E., Birkholzer, J. T., Rutqvist, J. and Bolander, J. E. (2014) Hydro-mechanical model for wetting/drying and fracture development in geomaterials. *Comput. Geosci.*, in press.
- Bateman, K., Coombs, P., Harrison, H., Milodovski, A. E., Noy, D., Vane, C. H., Wagner, D. and West, J. M. (2006) BioTran Microbial transport and microbial indicators of mass transport through geological media – A literature survey. BGS.
- Battistelli, A., Calore, C. and Pruess, K. (1997) The simulator TOUGH2/EWASG for modelling geothermal reservoirs with brines and non-condensable gas. *Geothermics*, 26, no. 4, 437-464.
- Biot, M. A. and Willis, D. G. (1957) The elastic coefficients of the theory of consolidation. "J. Appl. Mech.", 24, 594-601.
- Blondes, M. S., Reiners, P. W., Ducea, M. N., Singer, B. S. and Chesley, J. (2008) Temporal-compositional trends over short and long time-scales in basalts of the Big Pine Volcanic Field, California. *Earth Planet Sc. Lett.*, 269, 140-154.
- Brace, W. F., Walsh, J. B. and Frangos, W. T. (1968) Permeability of Granite under High Pressure. *J. Geophys. Res.*, 73, no. 6, 2225-2236.
- Buddemeier, R. W. and Hunt, J. R. (1988) Transport of colloidal contaminants in groundwater: radionuclide migration at the Nevada test site. *Appl. Geochem.*, 3, no. 5, 535-548.
- Cappa, F., Guglielmi, Y., Rutqvist, J., Tsang, C. F. and Thoraval, A. (2008) Estimation of fracture flow parameters through numerical analysis of hydromechanical pressure pulses. *Water Resour. Res.*, 44, no. 11.
- Choppin, G. R. (1992) The role of natural organics in radionuclide migration in natural aquifer systems. *Radiochim. Acta*, 58/59, 113-120.
- Coble, P. G. (1996) Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy. *Mar. Chem.*, 51, 325-346.
- David, C., Wong, T. F., Zhu, W. L. and Zhang, J. X. (1994) Laboratory Measurement of Compaction-Induced Permeability Change in Porous Rocks - Implications for the Generation and Maintenance of Pore Pressure Excess in the Crust. *Pure Appl. Geophys.*, 143, no. 1-3, 425-456.
- Elliott, S., Lend, J. R. and Baker, A. (2006) Characterization of the fluorescence from freshwater, planktonic bacteria. *Water Res.*, 40, no. 10, 2075-2083.
- Finster, K., Bak, F. and Pfennig, N. (1994) *Desulfuromonas acetexigens* sp. nov., a dissimilatory sulfur-reducing eubacterium from anoxic freshwater sediments. *Archives of Microbiology*, 161, no. 4, 328-332.
- Francois, R. (1987) The influence of humic substances on the geochemistry of iodine in nearshore and hemipelagic marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 51, 2417-2427.
- Gens, A., Sanchez, M. and Sheng, D. C. (2006) On constitutive modelling of unsaturated soils. *Acta Geotech*, 1, no. 3, 137-147.
- Guglielmi, Y., Cappa, F., Lancon, H., Janowczyk, J. B., Rutqvist, J., Tsang, C. F. and Wang, J. S. Y. (2014) ISRM Suggested Method for Step-Rate Injection Method for Fracture In-Situ Properties (SIMFIP): Using a 3-Components Borehole Deformation Sensor. *Rock Mech Rock Eng*, 47, no. 1, 303-311.

- Hessen, D. O. and Tranvik, L. J. (1998) *Aquatic Humic Substances Ecology and Biogeochemistry*. Berlin Heidelberg, Springer Verlag, Ecological Studies, 346 p.:
- 細谷真一・徳永朋祥 (2005) 間隙水圧の気圧変動応答を用いた比貯留係数と鉛直方向の透水係数の評価方法の開発. 地下水学会誌, 47, 397-417.
- 伊藤一誠・唐崎建二・畑中耕一郎・内田雅大 (2004) 間隙水観測結果を用いた逆解析による堆積岩地域の水理地質構造把握 -幌延深地層研究計画サイトへの適用-. 応用地質, 45, no. 3, 125-134.
- Kawai, T. (1978) New Discrete Models and Their Application to Seismic Response Analysis of Structures. *Nucl Eng Des*, 48, no. 1, 207-229.
- Kim, J. I. (1985) Chemical behavior of transuranic elements in natural aquatic systems. in Freeman, A. J. and Keller, C., eds., *Handbook on the Physics and Chemistry of the Actinides*, Vol.4 Elsevier, 413-455.
- Kitamura, A., Fujiwara, K., Doi, R. and Yoshida, Y. (2012) Update of JAEA-TDB: Additional Selection of Thermodynamic Data for Solid and Gaseous Phases on Nickel, Selenium, Zirconium, Technetium, Thorium, Uranium, Neptunium Plutonium and Americium, Update of Thermodynamic Data on Iodine, and Some Modifications.
- 北村暁・藤原健壯・土井玲祐・吉田泰 (2012) JAEA-TDBの更新：ニッケル，セレン，ジルコニウム，テクネチウム，トリウム，ウラン，ネプツニウム，プルトニウムおよびアメリシウムの固相および気相の熱力学データの追加選定，ヨウ素の熱力学データ更新および選定値の修正. JAEA-Data/Code, 2012-006.
- Moulin, V. and Moulin, C. (1995) Fate of actinides in the presence of humic substances under conditions relevant to nuclear waste disposal. *Appl. Geochem.*, 10, 573-580.
- 長尾誠也 (1995) 地下水中に存在する腐植物質の特徴と TRU 元素との錯体形成能. 放射性廃棄物研究, 1, 231-242.
- 長尾誠也・岩月輝希 (2007) 三次元蛍光分光光度法による深部地下水溶存腐植物質の簡易特性分析. 分析化学, 56, 143-150.
- Pruess, K., Oldenburg, C. and Moridis, G. (2011) *TOUGH2 User's Guide, Version 2*. Lawrence Berkeley National Laboratory.
- Rodriguez, R., Sanchez, M., Ledesma, A. and Lloret, A. (2007) Experimental and numerical analysis of desiccation of a mining waste. *Can. Geotech. J.*, 44, no. 6, 644-658.
- Rojstaczer, S. (1988) Determination of fluid flow properties from the response of water levels in wells to atmospheric loading. *Water Resour. Res.*, 24, no. 11, 1927-1938.
- Rousseau-Gueutin, P., De Greef, V., Goncalves, J., Violette, S. and Chanchole, S. (2009) Experimental device for chemical osmosis measurement on natural clay-rock samples maintained at in situ conditions: Implications for formation pressure interpretations. *J. Colloid Interf. Sci.*, 337, no. 1, 106-116.
- Rutqvist, J., Ijiri, Y. and Yamamoto, H. (2011) Implementation of the Barcelona Basic Model into TOUGH-FLAC for simulations of the geomechanical behavior of unsaturated soils. *Comput. Geosci.*, 37, no. 6, 751-762.
- Rutqvist, J., Wu, Y. S., Tsang, C. F. and Bodvarsson, G. (2002) A modeling approach for analysis of coupled multiphase fluid flow, heat transfer, and deformation in fractured porous rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39, no. 4, 429-442.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成22年

- 度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成24年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編 (2012) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料－立地要件への適合性とその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, 556.
- Scholten, E., Lukow, T., Auling, G., Kroppenstedt, R. M., Rainey, F. A. and Diekmann, H. (1999) *Thauera mechernichensis* sp nov., an aerobic denitrifier from a leachate treatment plant. *International Journal of Systematic Bacteriology*, 49, 1045-1051.
- Schwertmann, U., Friedl, J. and Stanjek, H. (1999) From Fe(III) ions to ferrihydrite and then to hematite. *J. Colloid Interf. Sci.*, 209, no. 1, 215-223.
- Song, I., Elphick, S. C., Main, I. G., Ngwenya, B. T., Odling, N. W. and Smyth, N. F. (2004) One-Dimensional Fluid Diffusion Induced by Constant-Rate Flow Injection: Theoretical Analysis and Application to the Determination of Fluid permeability and Specific Storage of a Cored Rock Sample. *J. Geophys. Res.*, 109, no. B5, B05207.
- Sousa, D. Z., Smidt, H., Alves, M. M. and Stams, A. J. M. (2007) *Syntrophomonas zehnderi* sp nov., an anaerobe that degrades long-chain fatty acids in co-culture with *Methanobacterium formicum*. *Int. J. Syst. Evol. Micr.*, 57, 609-615.
- 竹田幹郎・間中光雄・平塚剛・三好悟・徳永朋祥・伊藤一誠 (2013) 堆積岩地域における化学的浸透現象の地下水流動への影響 地学雑誌, 122, 192-213.
- Thurman, E. M. (1985) Humic substances in soil, sediment, and water: geochemistry, isolation and characterization. in Aiken, G. R., McKnight, D. M., Wershaw, R. L. and MacCarthy, P., eds., John Wiley & Sons, 87-103.
- 浦越拓野・細谷真一・徳永朋祥 (2006) 周期的な間隙水圧変動を利用した水理特性評価技術の適用深度の検討－気圧変動と波浪を利用した評価例－. 地学雑誌, 115, 279-294.
- Wang, H. F. (2000) *Theory of Linear Poroelasticity with Applications to Geomechanics and Hydrogeology*, Princeton Series in Geophysics (R. A. Phinney, ed.). Princeton Univ. Press, Princeton and Oxford, 287 p.:
- Yamashita, Y. and Tanoue, E. (2003) Chemical characterization of protein-like fluorescence in DOM in relation to aromatic amino acids. *Mar. Chem.*, 82, 255-271.

1.4 平成23年東北地方太平洋沖地震の知見整理と今後検討すべき課題の抽出

平成 23 年東北地方太平洋沖地震に関して、地震・津波等を含む地質・気候関連事象について、現時点までに明らかとなっている知見等を可能な限り収集・整理を行い、これまで当該規制支援研究で実施してきた研究内容を踏まえ、概要調査結果の妥当性を判断するための指標策定に資する観点から、今後検討を必要とする研究課題について抽出を行う。

平成 24 年度は、平成 23 年いわき内陸地震に伴う温泉の大量湧出事例について、地震発生との関係および温泉の成因の検討を行った。

平成 25 年度は、平成 24 年度の検討結果に基づき、いわき市における温泉湧出の原因と地質、地下構造との関係について既存資料を基に検討を行い、将来にわたる断層活動の影響予測に必要な課題を整理する。

1.4.1 温泉湧出の原因と地質、地下構造との関係

【実施内容】

平成 24 年度の検討により、いわき市における温泉水の前例のない大量湧出の原因は、断層運動に伴う間隙水圧の変化、深層地下水流動系の変化など複数の原因が重なっている可能性が指摘された。さらに、深部から断層に沿って NaCl 型の熱水の供給があることも示された。いわき市およびその周辺部の深層地下水の既存試料の分析やデータの収集を行い、NaCl 型熱水の分布、および地下構造等との比較により、NaCl 型熱水の成因を検討する。その結果に基づいて、大量湧出の原因が、浅部の水理環境の変化によるものなのか、深部からの供給が原因であるのかについて検討する。以上の成果は、原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

1.4.1.1 既存試料の水質・同位体分析および文献データの収集・整理

産総研の保有する既存地下水・溶存ガス試料のうち、福島県いわき市周辺地域における既存地下水の 28 試料について、主成分陽イオン・陰イオン、微量成分、水の水素・酸素同位体組成 (δD - $\delta^{18}O$)、全炭酸の炭素同位体比 ($\delta^{13}C$) の分析を実施した。また、一部試料については、低レベルトリチウム濃度 (3 試料)、放射性塩素同位体比 ($^{36}Cl/Cl$: 2 試料) および溶存ガスの希ガス組成・ヘリウム同位体比 ($^3He/^4He$: 6 試料) の分析を実施した。このうち、 $^{36}Cl/Cl$ の分析データについては、2 章にて他の分析データとともに評価を行った。さらに、既存研究資料等から、過去の同じような事例についての情報を収集し、整理を行った。

1.4.1.2 NaCl型熱水の成因の検討

平成 24 年度までの研究により、いわき市における温泉水の湧出に NaCl 型の熱水が端成分として関与していることが明らかとなった (図 1.4.1.2-1)。温泉湧出地点のうち D 地点は、NaCl 型であり最も高い溶存成分濃度を示し、水温についても最も高い値 (63°C) を示している。この関係の詳細に見るため、湧出水の水素・酸素同位体比および Cl 濃度について、いわき市および福島県浜通り周辺の温泉水・深層地下水のデータと比較検討した。対象とする深層地下水・温泉の分布図を図 1.4.1.2-2 に示す。

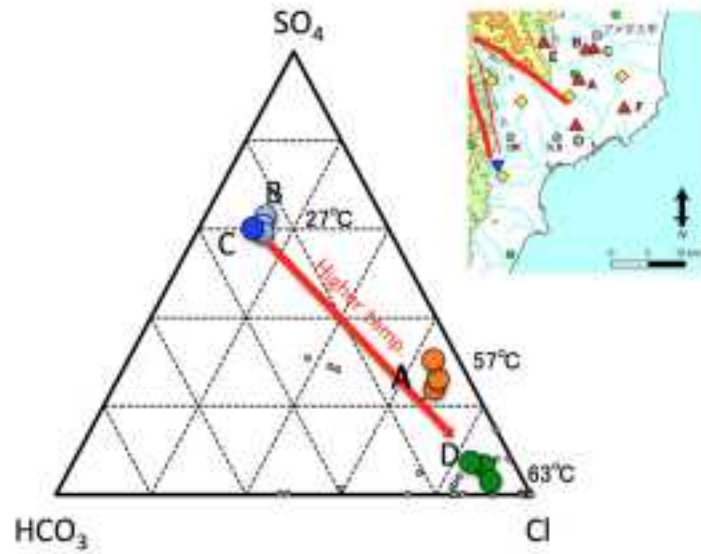


図 1.4.1.2-1 いわき市周辺の水位上昇地点 (A) の温泉水および新規湧出水 (B,C,D) の陰イオン組成と水温.

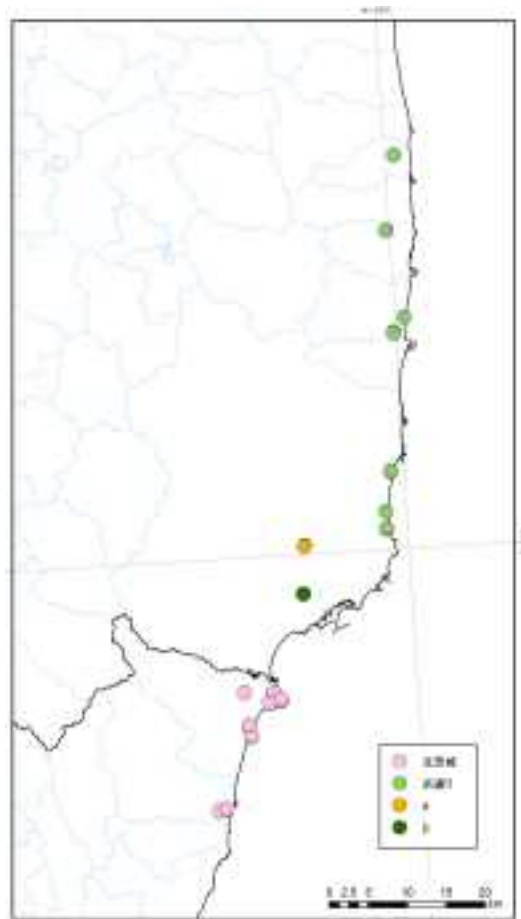


図 1.4.1.2-2 いわき市およびその周辺（福島県浜通りおよび北茨城市）の深層地下水の分布。
Cl 濃度 >200mg/L のもののみ示す。

図 1.4.1.2-3 に水素同位体比と酸素同位体比の関係を示す。浜通りおよび北茨城の深層地下水は、Cl 濃度が低いものについては、すべて天水線の範囲にあり、地域の天水を起源としている。また、

一部 Cl 濃度の高いものが存在し、それらは、海水あるいは続成流体との混合が推定される。いわき市の A 地点で湧出する温泉水は高温かつ NaCl 型であるが、溶存成分濃度が低いため、基本的には天水線の範囲に入っている。しかし、繰り返し観測によるデータでは明らかに混合トレンドが見られ、同位体的には海水との混合が示唆される。

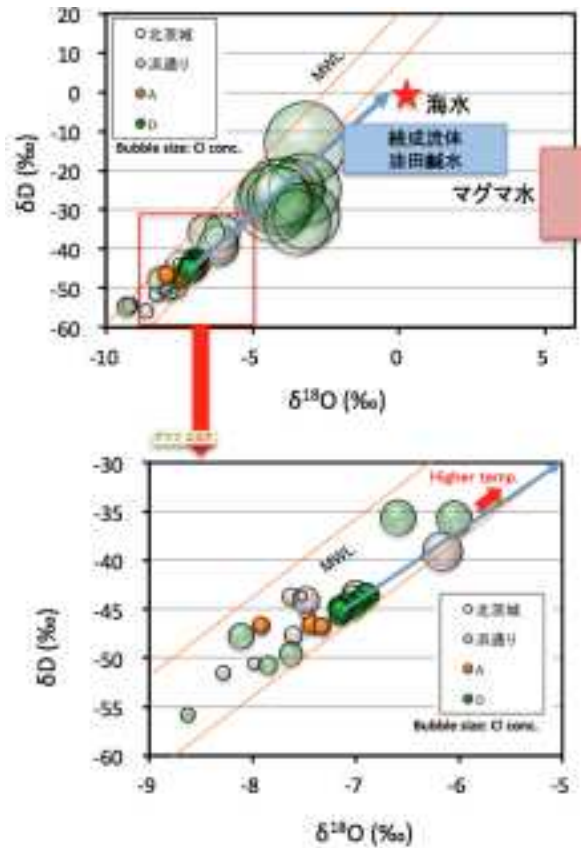


図 1.4.1.2-3 いわき市およびその周辺部の深層地下水・温泉水の水素・酸素同位体比。

次に、図 1.4.1.2-4 に酸素同位体比と Cl 濃度の関係を示す。浜通りの深層地下水で Cl 濃度が高いものは、Li/Cl 比が低い傾向があり、同位体組成の結果と整合する天水と海水の混合で説明できる。しかし、北茨城の一部 (Cl 濃度が高い) のものは、明らかに海水と天水の混合では説明できない。続成流体との混合とみるべきである。この北茨城の温泉水は、この地域で水温が最も高く 77°C に達する。熱源についてはまだよくわかっていない。いわき市で湧出した中で最も高温 (63°C) を示した D 地点では、そのトレンドから混合の熱水端成分の方向がわかった。端成分の同位体組成は海水方向 (図 1.4.1.2-3) であったため、元々は海水を起源とすると考えられるが、図 1.4.1.2-4 では、明らかに海水方向ではなく、海水よりも Cl 濃度が低い (約半分) 濃度の続成流体との混合関係を示唆する。以上より、湧出が続くいわき市の温泉水に寄与している深部流体は、粘土鉱物等の生成・分解過程が関与した海水を起源とする続成流体であると考えられる。

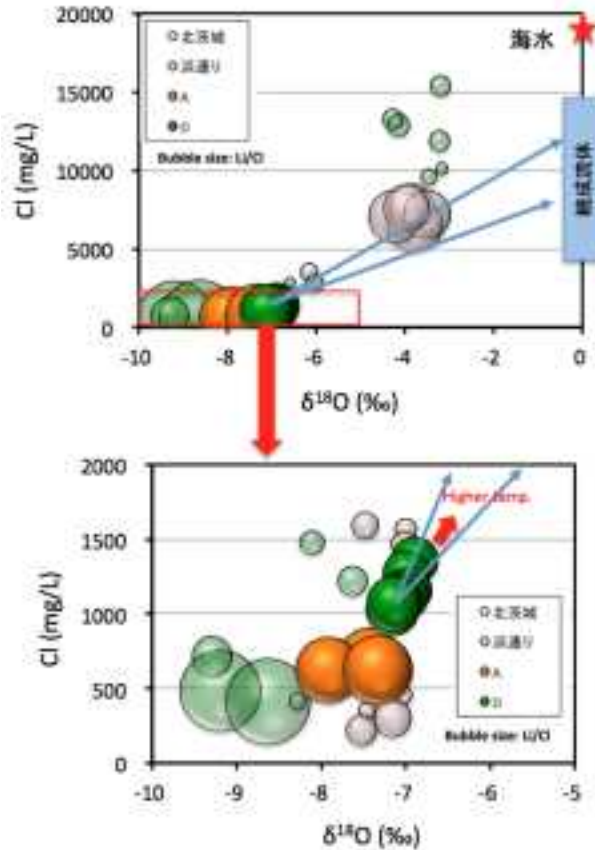


図 1.4.1.2-4 いわき市およびその周辺部の深層地下水・温泉水の Cl 濃度と酸素同位体比の関係。

大沢ほか (2010) によると、宮崎県内の南部の堆積岩地域に存在する深層地下水の端成分をつくっている続成流体は、スメクタイトがイライトに変化する際に層間水を放出した結果、Cl 濃度の低い水が間隙水に付加され低い Cl 濃度の塩水が生じる。同位体的には、酸素同位体にバリエーションが生まれるようであるが、水素同位体比は一貫して海水よりも 10-20‰低くなることが示されている。また、Togo *et al.* (in review) は、福島県沿岸部（本地域）の深層地下水の I/Cl 比などのデータから、堆積岩起源のヨウ素の付加があること等から、以下の 2 つの起源の可能性を示した。すなわち、福島県沖に存在する常磐堆積盆中に存在する続成作用を受けた古い海水か、あるいは、太平洋プレートの沈み込みによりスラブ上面を形成する堆積岩中から放出された間隙海水を起源とするとしている。一方で、Cl 濃度の低い海水起源の水は、新潟—秋田地域を中心に油田鹹水として多くみつき、それらについても続成作用が関与し海水が変質したものであるとされる（加藤・梶原，1986；安田，1996；加藤ほか，2000）。

次に端成分の NaCl 型熱水の上昇について記載する。本地域は、常磐堆積盆の西端に位置（図 1.4.1.2-5）し、基盤岩として花崗岩が存在し、いわき市の A 地点では、花崗岩内を掘削し（深さ 600m）、亀裂に存在する温泉水（58℃）を揚水している。D 地点で噴出する温泉水や北茨城の温泉水についても、さらに高温であることから、基盤の花崗岩より深い深度から温泉水が上昇していると考えられる。当地域は東北日本の太平洋側に位置し、日本列島で最も地温勾配が低い場に属する。片山ほか (2010) によれば、常磐堆積盆の直下 50km にプレート境界があり、その場の温度は 210℃と推定されている。このような温度分布によれば、いわき市や北茨城の温泉水は、少なくとも地殻内の相当深い場所から上昇している可能性も考慮する必要がある。

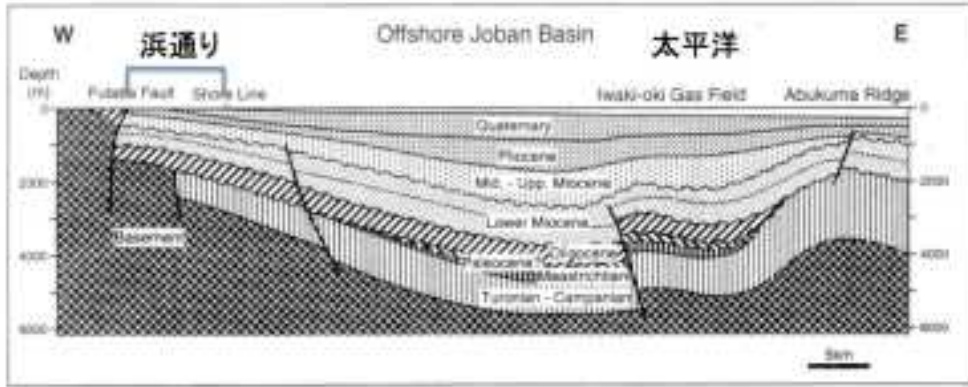


図 1.4.1.2-5 福島県沖の常磐堆積盆の東西地質断面図 (岩田ほか, 2002).

1.4.1.3 大量湧出の原因の検討

2011年4月11日、福島県いわき市直下深さ6kmを震源としたM7.0の福島県浜通りの地震(いわき内陸地震)が発生した。この地震に伴い、井戸沢断層および湯ノ岳断層では、地表に正断層型の変位が生じている。

いわき内陸地震に伴って、いわき市を中心とした地域で様々な地下水の変化が観測されている(図1.4.1.3-1)。具体的には、水位の上昇(湧出量の増加)と水位の低下(湧出量の減少)である。一方、地殻変動にも顕著な変化が観測されている。具体的には、国土地理院GNSS連続観測によるいわき市街地の伸びの基線長変化や、国土地理院のSARの観測から明らかになった上記二つの断層運動に伴う地殻の隆起や沈降である。このような地殻変動から推定された断層モデルより、地震発生時に生じたと予想される地殻の伸縮の分布を計算することができ、地下水変化の分布との比較が行われている(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)。その結果、水位上昇は縮みの地殻変動が予想される地域で、水位低下は伸びの地殻変位が予想される地域で生じていることが明らかとなった。



図 1.4.1.3-1 いわき内陸地震後に観測された地下水変化の分布。

B および C の地下水は、いわき内陸地震から 2 年以上に渡り湧出を続けている (図 1.4.1.3-2)。C の湧出量には、季節変動が見られるものの、長期的に見ると指数関数的に減少している。この変化は、1995 年兵庫県南部地震後に淡路島において観測された異常湧水の湧水量変化とよく似ており (Sato *et al.*, 2000)、地下水が元の状態に戻る緩和過程を示していると考えられる。

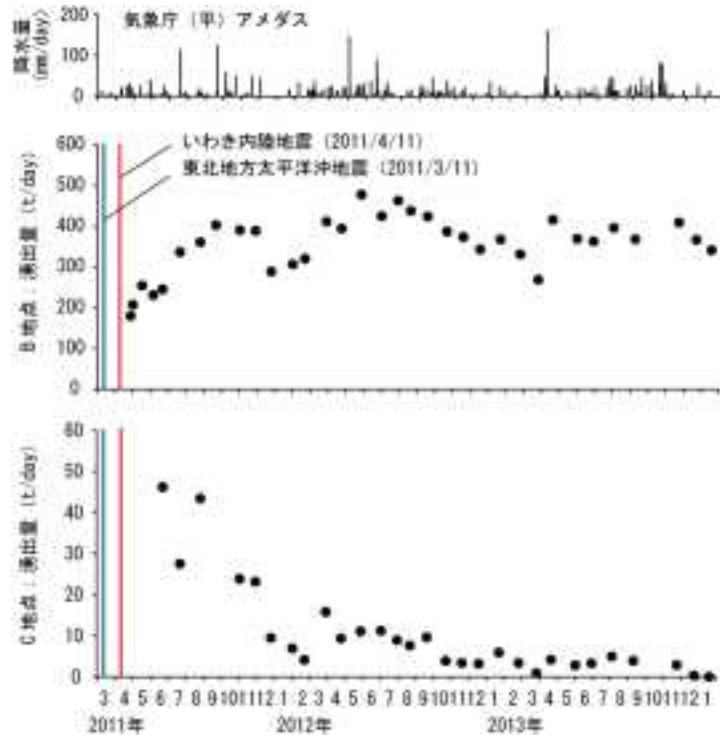


図 1.4.1.3-2 B および C 地点の湧出量変化。

B の地下水は、C の地下水と同様に季節変動が見られるものの、湧出量が減る様子が見られない。この点については、次の二つの可能性が考えられる。一つは、もともと B の地下水は湧出するポテンシャルを持っていたところ、地震の影響によって新たな水みちが生じて湧出を続けている可能性、もう一つは、一連の地震の影響によって湧出し続けるポテンシャルを有したという可能性である。前者については、地震の強い揺れや一時的な湧出量増加の影響によって、ふさがれていた水みちが開いたというメカニズムが考えられる。B および C 地点における繰り返し調査結果では、水質の変化はほとんど見られていない。したがって、これらの湧水の発生は地震に伴って生じたごく浅部の水理環境の変化が原因と考えられる。B 地点において地震後 2 年以上に渡って地下水の湧出が続いているのは、この場所が炭鉱施設跡地であることに深く関係していると考えられる。B および C 地点は、過去に炭鉱の立坑があった場所であることが現地における聞き込み調査で明らかになっている。地震の影響によってこの立坑と地表とを繋ぐ水みちが生じ、坑道内の被圧された地下水が地表に湧出するようになったと考えれば、長期にわたる湧出も説明することができる。

一方、地震後に水位の上昇が生じた地下水には、NaCl 型も見られる (D 地点)。D 地点では 60°C 以上の NaCl 型温泉水が湧出し続けており、水質の変化も非常に小さい。前述のように周辺の温泉調査から、いわき地域の地下には NaCl 型熱水が存在し地震活動に影響を与えていることが推定される。断層活動に伴う NaCl 型熱水の上昇が、温泉水の湧出を継続させている原因の一つである可能性も考えられる。深部からの NaCl 型熱水の供給の可能性を検討するため、周辺の応力状態と地震活動との関連性について以下に検討を行う。

1.4.1.4 いわき市周辺での地殻応力状態と地震活動

温泉湧出の原因と地質、地下構造との関係の検討に関して、いわき市周辺の地殻応力状態、特に、2011 年東北地方太平洋沖地震発生前の地殻応力状態を把握することを目的に、微小地震を用いた応力変化の推定を実施した。ここでは、Imanishi *et al.* (2012) の福島県いわき市周辺の微小地震データに対して、多重逆解法 (Otsubo *et al.*, 2008) を適用して、東北地方太平洋沖地震発生前のいわき周辺での正断層応力の時間変化を調べた。本検討では、Imanishi *et al.* (2012) が報告した深さ 20 km 以浅の約 12 個の微小地震の発震機構 (期間：2003 年～2010 年) を使用した。ここで使用する地震の大部分はマグニチュード 3 以下の地震である (Imanishi *et al.*, 2012)。これらの地震は、ほぼ鉛直方向の P- 軸と NW-SE から WNW-ESE 方向の T- 軸を持つものが多い (図 1.4.1.4-1)。

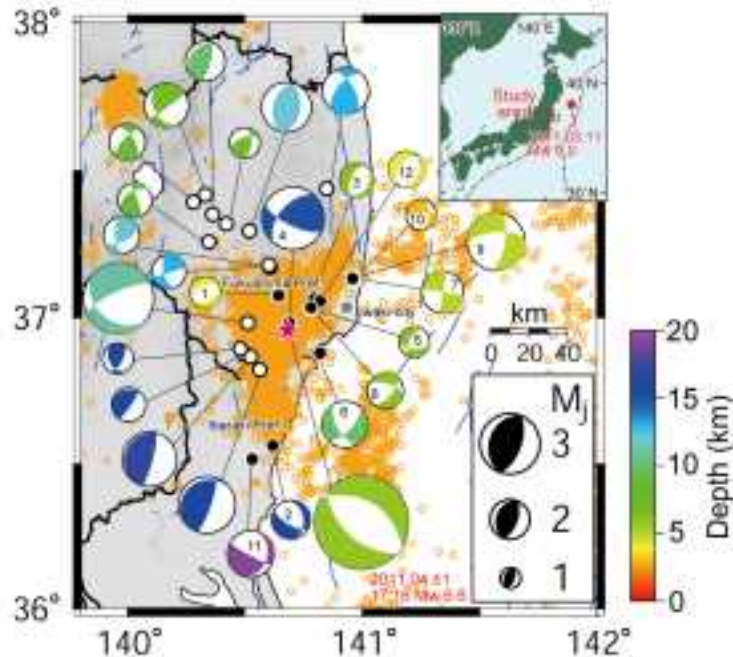


図 1.4.1.4-1 いわき周辺で検出された微小地震のメカニズム解 (Imanishi *et al.*, 2012)。

数字が付いているメカニズム解 12 個を応力計算には使用した。

図 1.4.1.4-2 に図 1.4.1.4-1 のデータに対して多重逆解法 (Otsubo *et al.*, 2008) を適用した結果を示す。多重逆解法によって応力 A と B の二つの応力が明らかとなった (多重逆解法およびその結果の見方については Otsubo *et al.*, 2008 を参照)。応力 A は σ_1 軸および σ_3 軸がそれぞれ、 $331^\circ/75^\circ$ 、 $140^\circ/15^\circ$ である。応力比 Φ は 0.54 である。一方、応力 B は、 σ_1 軸および σ_3 軸がそれぞれ、 $147^\circ/87^\circ$ および $299^\circ/3^\circ$ である。応力比 Φ は 0.84 である。図 1.4.1.4-2 の結果を、応力 A および B で説明可能な地震を評価するために時系列に地震を並べたものが図 1.4.1.4-3 である。各地震の断層面に対して、与えた応力における理論すべり方向と実際にすべった方向との間の角度 (ミスフィット角) を用いて評価を行った。ここでは Nemcok and Lisle (1995) に基づき、 30° を閾値とした。その結果、応力 A で説明できる地震は 2004 年以前に、応力 B で説明できる地震は 2009 年以降に発生していることが明らかとなった。これは、福島県いわき市周辺での微小地震 ($M < 3$) を用いて明らかになった応力期間 (Stress Period) は、2005 年頃から 2009 年頃の間を境に変化したことを示す。

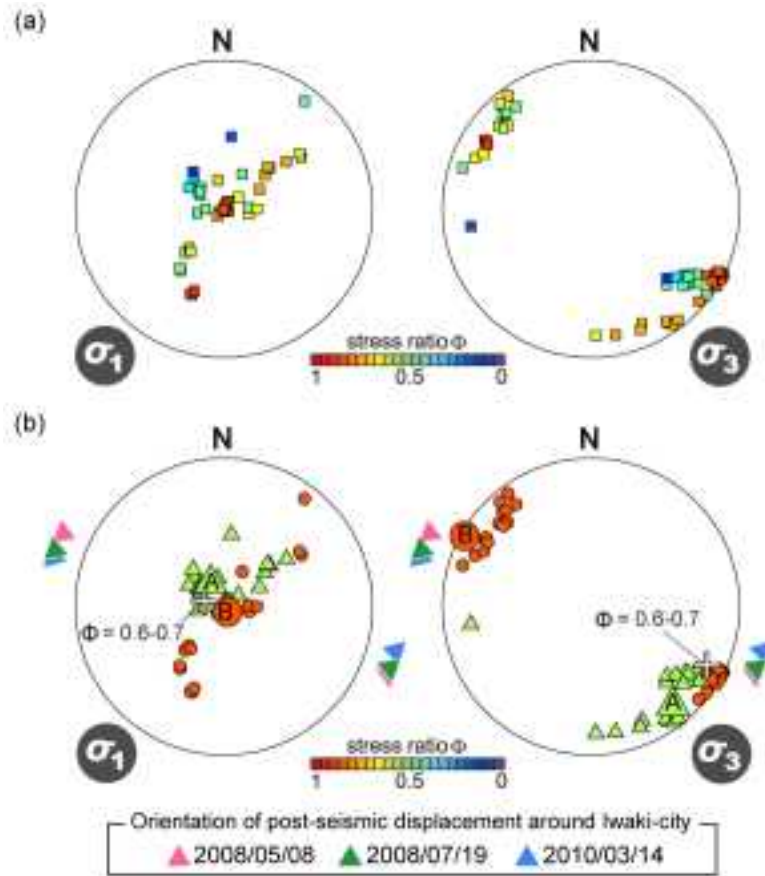


図 1.4.1.4-2 多重逆解法 (Otsubo *et al.*, 2008) によって明らかとなったいわき市周辺の応力。円外の三角印は海溝型地震の余効変動によるいわき市周辺の変位方向を示す。

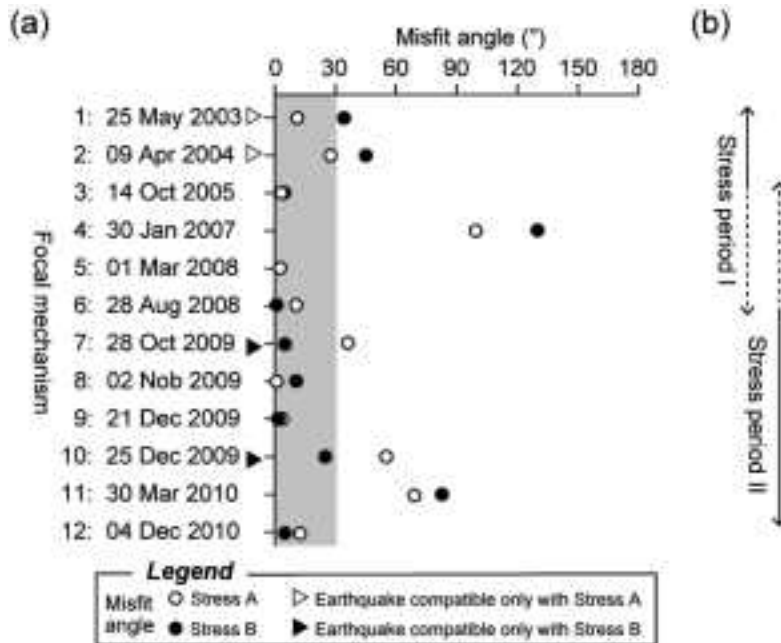


図 1.4.1.4-3 検出された応力と各微小地震との関係。

(a) 12個の微小地震のミスフィット角。白丸が応力A、黒丸が応力Bでのミスフィット角を示す。ミスフィット角が 30° 以内であればその応力での適合性が高いと判断する。(b) (a)から読み取れる応力期間 (Stress Period)。

ここでの結果と該当地域周辺での地殻変動との比較を行う。東北沖では 2005 年以降に M7 クラスの海溝型地震が発生しており、それらの地震では大規模な余効変動を伴っていた (Suito *et al.*, 2011)。応力期間の転換期が余効変動でいわき周辺が変形し始めたタイミングと調和的であり、かつ、応力 B の σ_3 軸方向が余効変動でのいわき周辺での変位方向と調和的である (図 1.4.1.4-2 および 1.4.1.4-4)。

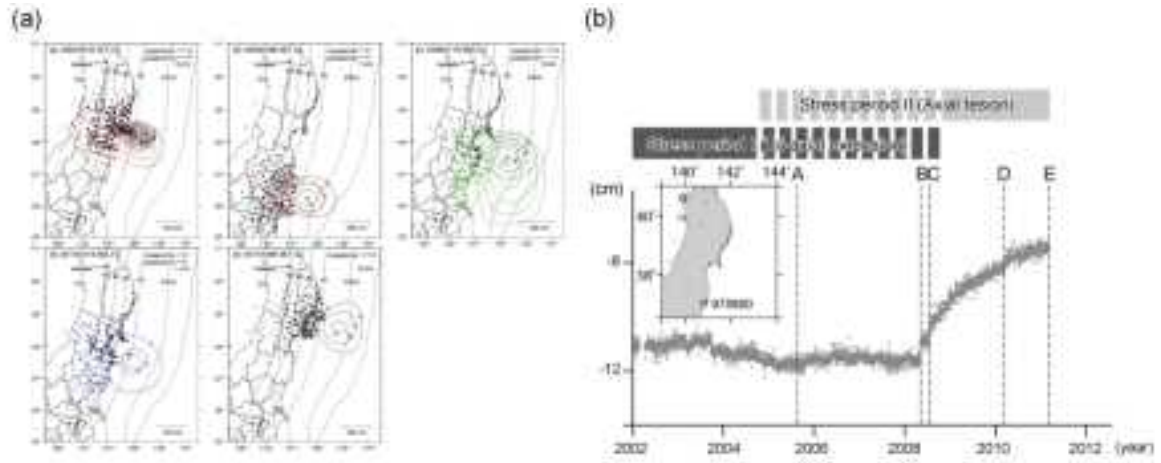


図1.4.1.4-4 2011年東北地方太平洋沖地震発生前の二つの応力といわき周辺で発生したマグニチュード7規模の海溝型地震の本震と余効変動による変位(Suito *et al.*, 2011)との関係。

(a) いわき市周辺に変位を与えた5つの海溝型地震とGPSによって明らかになった変位: (A) 2005年8月16日宮城県沖地震 (M 7.2); (B) 2008年5月8日茨城県沖地震 (M 7.0); (C) 2008年7月19日福島県沖地震 (M 6.9); (D) 2010年3月14日福島県沖地震 (M 6.7); (E) 2011年3月9日三陸沖地震 (M 7.3). (b)GPSによっていわき市周辺で測定された変位。青森県南西部 (ダイヤモンド) を固定点としている。変位の観測期間は2002年1月1日から2011年3月9日。縦軸に変位を示し、東側への変位を正としている。2008年頃から顕著に東に変位していることが分かる。

ここで、応力 A (stress A) および B (stress B) の差応力をそれぞれ、 $\Delta\sigma_A$ および $\Delta\sigma_B$ として、差応力の算出を行った。仮定として、① σ_v (上裁荷重) は取り扱う期間は一定である、②マグニチュード7規模の海溝型地震の本震と余効変動による変位においては σ_{\max} (水平最大圧縮応力) より σ_{\min} (水平最小圧縮応力) の変化が大きいのとした (図 1.4.1.4-5)。 σ_3 の変化が他の主応力に比べて大きいとすると、 $\Delta\sigma_B$ は $\Delta\sigma_A$ の約3倍となる (図 1.4.1.4-5)。2008年以降のいわき周辺での歪みを見積もると約 4×10^{-7} であるので、ここで地殻のヤング率: 32 GPa とした場合、その際の応力変化は約 1.3×10^{-2} MPa となり、差応力は 10^{-2} MPa オーダーとなる。ここで算出した 10^{-2} MPa オーダーの差応力は、Yoshida *et al.* (2012) が東北日本弧での東北地方太平洋沖地震発生前後の応力状態から算出した差応力より一桁小さい。また東北地方太平洋沖地震によるいわき市周辺での応力変化 (1 MPa) (Imanishi *et al.*, 2012) よりも非常に小さい。

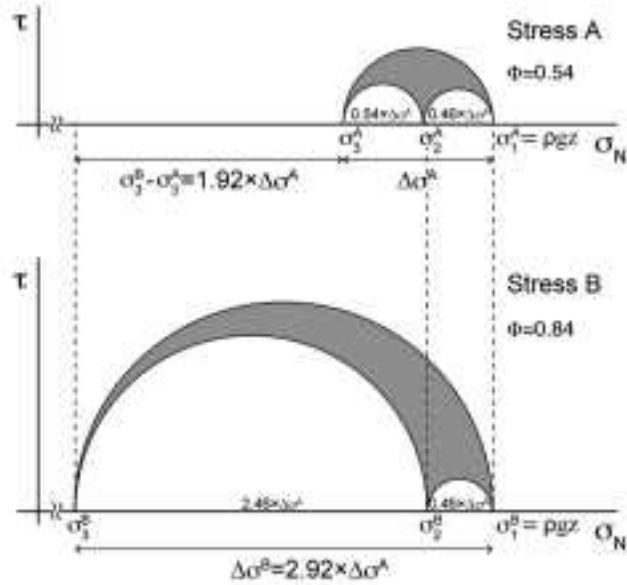


図 1.4.1.4-5 マグニチュード 7 程度の海溝型地震の本震および余効変動による応力変化のモデル。

いわき市周辺において東北地方太平洋沖地震発生前に 10^2 MPa オーダーの小さな差応力であることを考えると、いわき市周辺では東北地方太平洋沖地震や福島県浜通りの地震による応力変化の影響が非常に大きかったことを示す。そのような低差応力状態での地震発生の要因として、間隙水圧の寄与が挙げられる。実際に、該当地域地下には低速度領域が存在することが報告されており (Matsubara and Obara, 2011 ; Tong *et al.*, 2012 ; 図 1.4.1.4-6), また、2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震 (Mw=6.6) が発生した際のおいわき市街地において温泉が湧出したことと調和的である。

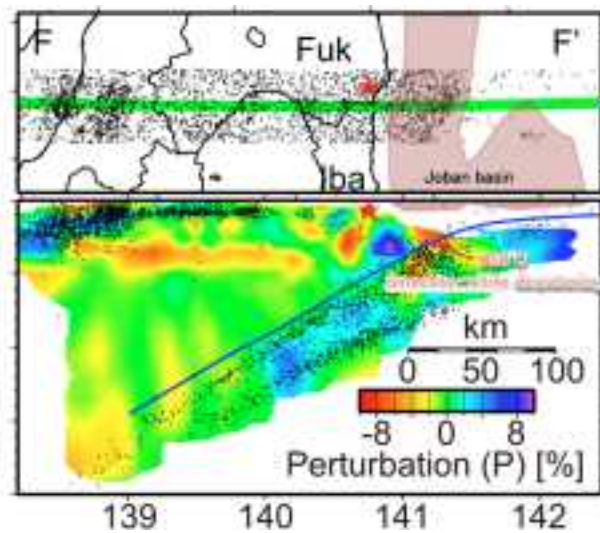


図 1.4.1.4-6 いわき地域周辺の地震波 (P 波) 速度構造 (Matsubara and Obara, 2011 を改変)。

Imanishi *et al.* (2012) によると、いわき内陸地震とその余震活動により、太平洋プレート境界といわき内陸地震の震源の間に分岐断層の存在が示唆された (図 1.4.1.4-7)。さらに、気象庁一元化震源によると、分岐断層の存在が示唆される領域での深さ 40km までの地殻内の地震活動と、いわき内陸地震周辺の余震活動が、2012 年までは減衰していたが、その後 2014 年 1 月にかけて減衰がき

わめて遅い (図 1.4.1.4-8, 図 1.4.1.4-9). この事実は, プレート境界付近からいわき内陸地震の余震域付近に, 分岐断層を経由して流体が移動し, その流体の移動が継続的に起きている可能性を示唆する.

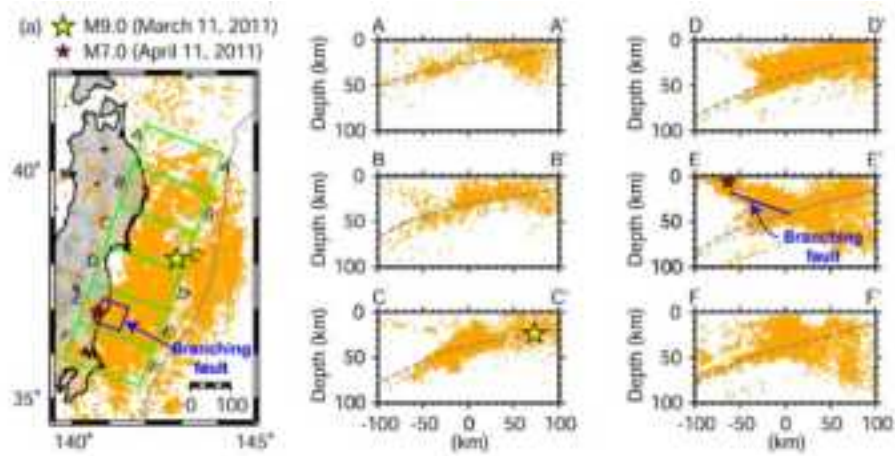


図 1.4.1.4-7 東北地方太平洋沖地震後の地震活動.

いわき内陸地震付近の断面E-E'では, プレート境界といわき内陸地震を結ぶ分岐断層 (Branching fault) の存在が示唆された(Imanishi *et al.*, 2012)

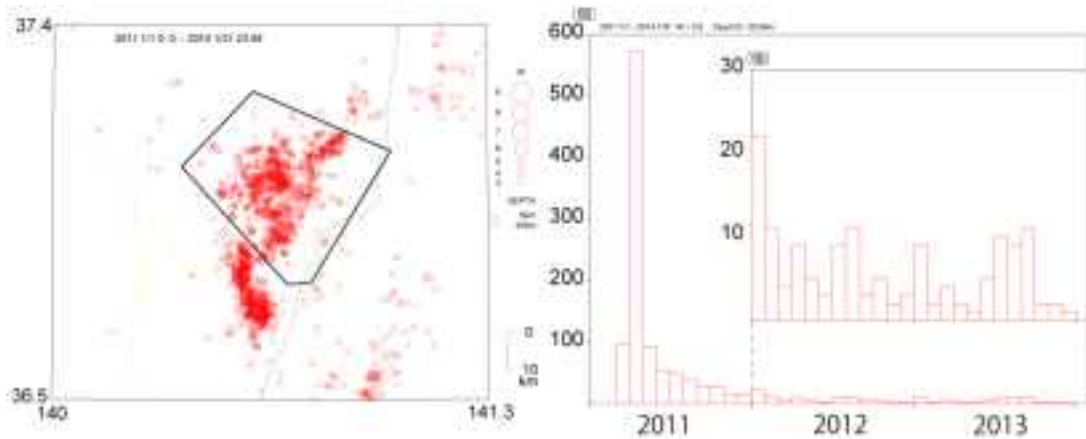


図 1.4.1.4-8 いわき内陸地震の余震活動.

気象庁一元化震源のうち, $M > 3$, 震源の深さ 20km 以浅を表示.

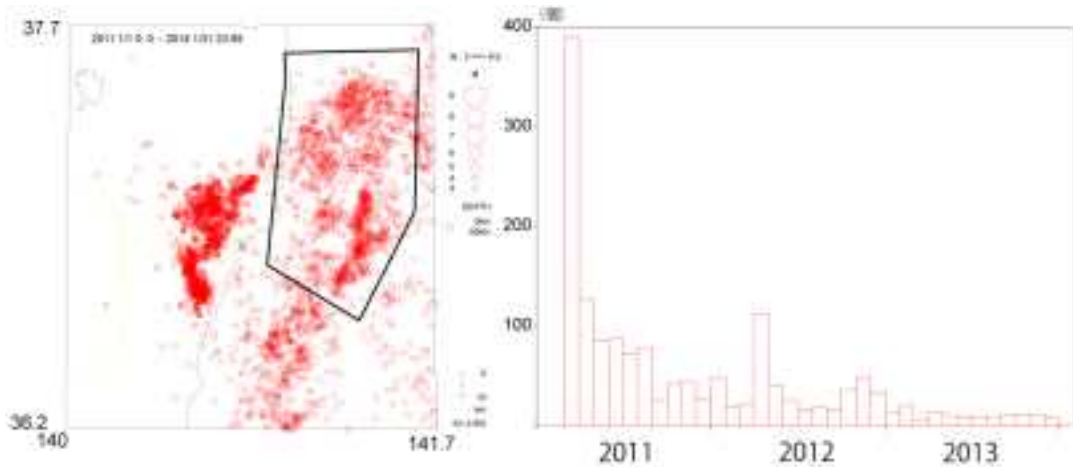


図 1.4.1.4-9 いわき内陸地震の東側の地殻内 (深さ 0 ~ 40km) の M3 以上の地震活動.

1.4.2 断層活動の影響予測に必要な課題の整理

【実施内容】

断層活動は、周辺の水理構造に変化を与え地下水流動系に影響するだけでなく、断層を水みちとした深部から熱水の上昇にも影響すると考えられる。将来にわたる断層活動の影響予測のため、事例を集め断層活動が与える影響についてとりまとめ今後必要となる課題を整理する。以上の成果は、原子力規制委員会による概要調査結果の判断指標作成において、断層活動の影響について評価するための基礎資料となる。

【成果】

1.4.2.1 断層活動による影響に関する事例収集

1) 淡路島（兵庫県）

1995年兵庫県南部地震は、同年1月17日に兵庫県の明石海峡付近を震央として起きたM7.2の活断層型地震である。断層のずれは右横ずれ型で、長さは約40km、幅は約15km、変位量は0.2mから2.5m程度と推定されている(Ito *et al.*, 1995)。特に、震央のすぐ南側に位置する淡路島の野島断層では、約10kmに渡って1mから2m程度の変位が地表に現れた。この地震に伴って、近畿地方から中国地方に渡る広い範囲において地下水位の上昇や低下の変化が観測されている(King *et al.*, 1995; Koizumi *et al.*, 1996など)。特に、地震後に水位の上昇や湧出量の増加が見られた地点は、震央の北側の地域に集中しており、断層モデルから地殻歪変化の縮みが推定される地域と一致する。したがってこれらの地下水変化は、地震後に生じた地殻歪変化によると考察されている。なお、地震時に見られた地下水位の上昇や低下は、ほとんどが一時的なものであった。

一方、淡路島では、標高の高い地域で渇水、標高の低い地域で異常湧水が発生し、1年以上に渡る地下水異常の継続が報告されている(Sato *et al.*, 2000など)。これらの変化は、高地の渇水と低地の湧出がセットで生じていることと、断層モデルから地殻歪変化が伸びと推定される地域でも湧出が見られていることから、地震時の強い地震動によって浅部の水理環境が変化して生じたものと考察されている。

2) 松代（長野県）

1965年8月から1967年5月にかけて、長野県松代地域で地下水の大量湧出を伴う地震活動が起きており、松代地震と呼ばれている(大竹, 1976など)。また、この地下水はClに富む成分を有しており、断層帯から湧出していることから、断層活動により周辺の地下水系が長期的に影響を受けた一例として取り上げる。

松代地震は、一般的な活断層型の地震とは異なり、複数の活動期を経て地震回数が増減を繰り返した地震活動である。第1活動期から第2活動期までの約1年間に渡り、皆神山の北東を中心とした活動域が徐々に拡大した。この活動域の拡大に伴って活動域を中心としたドーム型の地殻の隆起が起きており、その地殻変動量は最大隆起量が約70cm、最大伸縮量が116cmに達し、隆起域は10km遠方まで及んだ(大竹, 1976)。1966年8月から同年12月までの第3期以降は、隆起は収まり、逆に地殻の収縮が起きている。また、第3期には活動域の中心において、北西から南東の方向に約4kmの長さに渡って雁行状の地割れ群が発達しており、これは変位が約50cmの左横ずれ断層によって生じたものと推定されている。

この地殻変動に伴い、活動域の中心の断層帯からは大量の深層地下水の湧出が起きている(奥澤・塚原, 2001など)。この地下水の湧出は、ドーム型の隆起活動に対応して湧出量が増加しており、最大湧出量は1分間に2トンに達した(大竹, 1976)。もともと湧水や温泉があった地点ではその湧出量が顕著に増加し、断層帯周辺では地面のいたるところから湧出が起きたという。隆起活動が沈

降に転じると、地下水の湧出も減少に転じている。しかしその中には、活動から 30 年が経過した 1997 年時においても湧出が継続している地点が存在する (奥澤・塚原, 2001)。

湧出した地下水は、水温が 10°C から 45°C 程度、pH が 6 から 7 という特徴を持っている (奥澤・塚原, 2001)。主要成分は、陽イオンが Na と Ca、陰イオンが Cl であり、Cl 濃度は多いもので 8,000mg/L に達する地点もあることから、湧出した深層地下水の多くは NaCl-CO₂ 型のマグマ由来の熱水と推定されている (吉田ほか, 2002)。湧水の中には、第 3 期の活動中に Cl 濃度が 1,500mg/L から 4,500mg/L に上昇した地点もあり、地震活動に伴って深層地下水が上昇したものと考えられている。奥澤・塚原 (2001) は、この深層地下水の組成を Na:310meq/L、Cl:330meq/L と推定し、Ca は深層地下水の上昇時に二次的にもたらされたものと考察した。また、これらの湧水には大量に CO₂ が含まれているため、深層地下水の上昇のメカニズムの一つとして、CO₂ 含有水の発泡によるエアリフト効果が提唱されている (小出ほか, 2006)。

前述のように、松代地震活動は通常の活断層型とは大きく異なり、ドーム型の隆起や地震活動の推移の様子はマグマ上昇に伴う群発地震活動とよく似ている。このことから、「水噴火」(中村, 1971) と呼ばれることが多い。断層活動により周辺の地下水系が影響を受けた一例ではなく、熱水の上昇が原因で地震・断層活動が誘発された例と言える。このような深部熱水を要因とした活動が火山地域や断層地域で生じうることは、熱水等が地下水系に与える影響の将来予測のためには重要な事例である。

1.4.2.2 断層活動の影響の予測に必要な課題の抽出

断層活動が周辺の地下水系に与える影響については、まず、地下水流動系における断層の働きについて知ることが重要である。平成 24 年度までに、北陸地方砺波平野 (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2009, 2010)、大阪平野 (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2009) および関東平野 (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2009, 2010) において、断層の機能に関する検討を行っている。その結果、

- ・ 砺波平野、大阪平野においては、断層周辺の深層地下水に深部から上昇する CO₂ を含む塩水が存在すること、つまり、断層は深部からの水みちとなること
- ・ 砺波平野、大阪平野において、断層は浅層地下水が深層地下水系に流入し混入する機能も果たすこと。つまり、深部へ浸透する水みちとなること
- ・ 大阪平野、関東平野においては、断層の存在が深層地下水流動系を規制し、地下水系を不連続に区分すること

等がわかった。

このような断層機能による影響は、断層の存在だけでなく、将来にわたる断層運動による深部流体上昇活動や断層変位の蓄積などにより、その影響の規模や影響の時間変動が変化するものである。従って、各種影響についての時間的変動や規模の将来予測は検討されなければならないものであるが、断層活動そのものの活動予測や深部流体活動そのものの予測が行われなければ、甚だ困難なことだと言わざるを得ない。本項においては、主に観測事実から断層に関連する地下水変動、規模の予測に関する問題点・課題を記載する。断層活動の将来予測および深部流体活動の将来予測の 2 点は別に検討中のものであり、本項においては触れない。また、地震動による地下水系への影響についても触れない。

まず、時間的変動についてであるが、1995 年兵庫県南部地震において、淡路島島内で断層近傍から湧水が湧き出しているが、地下水系への影響は一時的なものであり、

- ・ 断層活動による歪み変化によって水理環境が変化
- ・ 地震動による水理環境の変化

の 2 つが原因となって生じたことが明らかになっている (King *et al.*, 1995 ; Koizumi *et al.*, 1996 ;

Sato *et al.*, 2000). 1965年からの松代群発地震における深層地下水噴出についても、その量については急速に減少している(大竹, 1976; 奥澤・塚原, 2001). 現在も引き続き少量の湧出が見られるが、断層活動による水みちの形成とCO₂の気泡によるエアリフト効果による湧出メカニズムも考えられている(小出ほか, 2006). しかし、2011年4月のいわき内陸地震において生じた地下水系への影響は、約3年経過した現在でも、湧出量にまったく減少傾向が見られないところもあり、単純な歪みおよび地震動の影響とその緩和過程では説明できないことは明らかである。このような事例はこれまでにないため、いわき市の事例について原因究明が重要となり、将来このような事象が生じうるかどうか、さらに、規模や持続時間はどの程度であるのかが問題になる。

本年度までの成果により、いわきにおける地下水、温泉水の大量湧出に、NaCl型の海水を起源とする続成作用に関連した深部熱水の存在が関与している可能性が指摘された。また、当該地域が主に東西系の伸張場にあり、南北系の正断層が発達する地域であることも関連があると考えられる。このような場においては、まず、地下深部で開口割れ目を生じやすい点、そして深部熱水の供給があるという2点の条件が、熱水上昇を促進し、大量の熱水を地下深部の割れ目系に保持しやすいと考えられる。このような地質条件が今回の大量湧出を引き起こすひとつの要因となっている可能性が考えられる。今後は、この地質条件が妥当であるかどうかの検討がまず必要である。

次に、将来予測に関することとして、影響の時間的変動について検討する。通常の断層運動は変位と緩和の過程を経て、新しい水理環境に落ち着いてゆくと考えられる。これまでの事例では、地震時に水位や水量の大きな変化が見られるものの比較的短時間(1年以内)に元の状態に戻る場合がほとんどであった。いわき市の事例では、3年後でも湧出量に減衰が見られない。また、周辺の地震活動にも減衰が見られない場所(北茨城市)が存在することも関連がある可能性があり、いずれもこれまで我々が経験したことのない事象である。これは、持続する地震・断層活動により、まったく別の水理環境へ移行しているのか(不可逆)、あるいは、非常に長期にわたる緩和過程を経て元に戻るのか(可逆)、という2つの考え方を想起させる。この点の検討は非常に重要であり、影響の時間変動に関する将来予測を行う上でまず明らかにされなければならない。

最後に、規模に関する予測についてである。湧水量は、重力ポテンシャルによる通常の地下水流動の各種パラメータに加え、深部熱水上昇が大量にある場合には、ジオプレッシャーによる水頭、水みちの透水性、割れ目等の貯留係数等の水理に関する各種常数と出口のポテンシャルが必要である。湧出の規模に関する予測を行うためには、今回のいわきにおける事象について、その規模を詳細に調査した上で、観測事実を説明できるモデルを検討するべきであろう。ただし、現時点では使用できるデータが限られる点に問題が残る。今回のいわき市における事例では、場所が異なる浅層地下水および深層の温泉水が水質変動をほとんどしないまま、大量に湧出し続ける点が重要ではないかと考えられる。つまり、いわき市周辺には浅層—深層地下水の多重の水系が存在し、そのどちらもが同時に、かつ広域に水位を上昇させている点である。このような現象に留意しつつ、大量の湧出規模とその持続に関する原因についてさらなる検討を行う必要がある。

【まとめと今後の課題】

いわき市における地下水および温泉水の大量湧出について、既存地下水試料の分析を行うことにより、その関与が明らかとなった高温端成分の NaCl 型熱水の成因の検討をおこなった。その結果わかったこと等をまとめると、

- ・ NaCl 型熱水は海水起源であるが、続成作用を受け、塩分濃度が海水よりも低い。
- ・ 常磐堆積盆下のプレート境界の温度は 210°C /50km と低い (片山ほか, 2010)。にもかかわらず、高い水温 (60°C 以上) の温泉水が存在している。その起源は深いと考えられる。
- ・ 基盤岩を形成する花崗岩の亀裂中に高温の NaCl 型温泉水が存在する。

以上より、NaCl 型熱水は、

- ・ 常磐堆積盆にたまった温泉水が上昇 (深さ 5-6km 程度)
- ・ プレート境界で沈み込む太平洋スラブから搾り出された間隙水が上昇 (深さ 50km 以上)

の可能性がある。

また、いわき市周辺における地震前の地殻応力の状態を見積もった結果、 10^2 MPa オーダーの小さな差応力であることがわかった。いわき市周辺では東北地方太平洋沖地震や福島県浜通りの地震による応力変化の影響が非常に大きかったことを示し、そのような低差応力状態での地震発生の要因として、間隙水圧の寄与が挙げられ、震源域 (約 10km) 以深の深部熱水活動の存在が推定される。この深部熱水の存在は、地震波速度構造や地震分布からも同様に推定が可能である。

最後に、断層活動の影響予測に必要な課題の整理のため、断層活動に関連すると考えられる地下水湧出事例について、淡路島および松代の例を紹介し、その原因や影響について、いわき市の事例と比較検討を行った。影響の持続時間および規模の予測に関して、今後の考え方をまとめた。その結果、地震および変動域の分布等の結果に基づいて、熱水の湧出量等と地震活動、地殻変動との関連性を検討の上整理するとともに、熱水の上昇経路についても検討を行った上で大量湧出の原因・持続性等の要因の検討を行う必要がある。また、いわき市の大量湧出の規模とその持続に関する原因についての検討結果を用いて、各種影響の時間的変動、規模等について予測に関する検討を引き続き行う必要がある。

【引用文献】

- Matsubara, M. and Obara, K. (2011) The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate. *Earth Planets Space*, 63, no. 7, 663-667.
- Imanishi, K., Ando, R. and Kuwahara, Y. (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Geophys Res Lett*, 39.
- Ito, H. M., Hashimoto, T., Yoshikawa, S. and Yoshida, A. (1995) A preliminary report on the Hyogo-ken Nanbu Earthquake 1995. in *Proceedings Joint Meeting of the 9th U.S.-Japan Natural Resources Panel of Earthquake Prediction Technology 1995*.
- 岩田尊夫・平井明夫・稲場土誌典・平野真史 (2002) 常磐沖堆積盆における石油システム. *石油技術協会誌*, 67, no. 1, 62-71.
- 片山郁夫・平内健一・中島淳一 (2010) 日本列島下での沈み込みプロセスの多様性. *地学雑誌*, 119, no. 2, 205-223.
- 加藤進・梶原義照 (1986) 新潟地域油・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成. *石油技術協会誌*, 51, 113-122.
- 加藤進・梶原義照・西田英毅 (2000) 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, 65, 229-237.
- King, C. Y., Koizumi, N. and Kitagawa, Y. (1995) Hydrogeochemical anomalies and the 1995 Kobe earthquake. *Science*, 269, no. 5220, 38-39.
- 小出仁・山本晃司・戸高法文・中西繁隆・當舎利行 (2006) 松代地震断層の多重エッシュロン構造と CO₂含有水の力学的相互作用 -CO₂地中貯留のナチュラル・アナログとしての松代群発地震-. *月刊地球*, 28, no. 1, 801-808.
- Koizumi, N., Kano, Y., Kitagawa, Y., Sato, T., Takahashi, M., Nishimura, S. and Nishida, R. (1996) Groundwater anomalies associated with the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *J. Phys. Earth*, 44, no. 4, 373-380.
- 中村一明 (1971) 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-. *科学朝日*, 31, no. 10, 127-133.
- Nemcok, M. and Lisle, R. J. (1995) A Stress Inversion Procedure for Polyphase Fault/Slip Data Sets. *J Struct Geol*, 17, no. 10, 1445-1453.
- 大沢信二・網田和宏・山田誠・風早康平 (2010) 宮崎平野の大深度温泉井から流出する地熱流体の地化学特性と起源. *温泉科学*, 59, 295-319.
- 大竹政和 (1976) 松代地震から10年. *科学*, 46, no. 5, 306-313.
- 奥澤保・塚原弘昭 (2001) 松代群発地震地域に湧出する深層地下水. *地震*, 53, 241-253.
- Otsubo, M., Yamaji, A. and Kubo, A. (2008) Determination of stresses from heterogeneous focal mechanism data: An adaptation of the multiple inverse method. *Tectonophysics*, 457, no. 3-4, 150-160.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2009) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成20年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成21年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成24年度事業報告書.
- Sato, T., Sakai, R., Furuya, K. and Kodama, T. (2000) Coseismic spring flow changes associated with the 1995 Kobe earthquake. *Geophys Res Lett*, 27, no. 8, 1219-1222.
- Suito, H., Nishimura, T., Tobita, M., Imakiire, T. and Ozawa, S. (2011) Interplate fault slip along the Japan Trench before the occurrence of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake as inferred from GPS data. *Earth Planets Space*, 63, no. 7, 615-619.
- Togo, S. Y., Kazahaya, K., Tosaki, Y., Morikawa, N., Matsuzaki, H., Takahashi, M. and Sato, T. (in review) Origin of halogen in hot-spring water in Joban and Hamadori area, northeast Japan, inferred from ¹²⁹I/I and ³⁶Cl/Cl ratios. *Earth Planets Space*.
- Tong, P., Zhao, D. and Yang, D. (2012) Tomography of the 2011 Iwaki earthquake (M 7.0) and Fukushima nuclear power plant area. *Solid Earth*, 3, no. 1, 43-51.
- 安田善雄 (1996) 新潟地域油田水の深度に伴う塩化物イオン濃度減少の原因について. 1996年度日本地球化学会年会講演要旨集, 160.
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y. and Asano, Y. (2012) Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan. *Geophys Res Lett*, 39.
- 吉田則夫・奥澤保・塚原弘昭 (2002) 同位体比から見た松代群発地震地域の深部流体の起源. *地震*, 55, 207-216.

2. 精密調査結果の妥当性レビューに向けた検討

原子力規制委員会は、最終処分施設建設地の選定に際し最終処分法に基づき、経済産業大臣が定める基本方針および最終処分計画の一部事項のうち、安全の確保のための規制に関する事項について経済産業大臣から意見を求められる。

ここでは、精密調査結果の妥当性について原子力規制委員会が意見を述べる際に用いるための具体的な判断指標策定に資する観点からの研究を行う。

また、最終処分施設建設地の選定後は、事業許可申請が行われることから、許可に係る技術基準策定に資する観点からの研究を行う。

特に、深部流体・熱水活動の将来予測および影響範囲とその定量的評価手法の検討については、深部流体・熱水活動の将来予測手法の開発を目標として実施する。

平成24年度までに、同位体および溶存成分を用いた深部流体の判別・検出方法の開発を行い、ヘリウム同位体等を用いた深部流体の滞留時間評価手法等を開発した。また、NaCl-CO₂型の熱水と深部低周波地震の分布に相関性があることを示し、地震発生と熱水の上昇との関連性に関する科学的根拠を提示した。さらに、熱水活動に関与する流体の組成の特徴と範囲について取りまとめ、成層火山およびカルデラ火山における影響範囲とマグマ起源物質の地下水系への影響評価手法を提示した。

平成25年度は、平成24年度までに実施した深層地下水データベース等の成果の利用や既存井等における地下水採取調査により、各種変動の種類を整理し、その種類に応じた各種変動パラメータの変化の幅、影響の持続期間についての推定手法の提示を行うとともに、問題点や不確実性に係る課題について、最新の知見をもとに整理する。

2.1 深層地下水データベース等の成果の利用や既存井等における地下水採取調査

【実施内容】

平成24年度までの成果により、深部流体・熱水の上昇場に地域性が認められ、特に東北日本前弧域に高温型と考えられるNaCl-CO₂型の熱水上昇が見つかっていない。また、九州地方においては、深部流体の影響の検討ができるほどデータがない。そのため、特に東北日本—関東地方の太平洋側および九州地方について、既存井等を用いた地下水採取調査および各種分析を行い、深層地下水データベースと合わせて深部流体に関するデータを整備する。

【成果】

2.1.1 地下水試料採取、水質・同位体分析および文献データの収集・整理

深部流体・熱水に関するデータの少ない東北地方（宮城県、岩手県、秋田県）、関東地方（茨城県、栃木県、千葉県）、九州地方（鹿児島県、熊本県、宮崎県、大分県、福岡県）において、既存井等から地下水・溶存ガス試料を168試料採取した。これに加えて、産総研の保有する既存地下水・溶存ガス試料のうち、東北～関東地域および四国～九州南部地域における既存地下水の184試料、合計352試料について、主成分陽イオン・陰イオン分析を実施した。

一部試料については、微量成分（132試料）、水の水素・酸素同位体組成（ δD - $\delta^{18}O$ ：332試料）、全炭酸の炭素同位体比（ $\delta^{13}C$ ：292試料）、放射性炭素同位体比（ $\delta^{14}C$ ：31試料）、放射性塩素同位体比（ $^{36}Cl/Cl$ ：37試料）、低レベルトリチウム濃度（32試料）、および溶存ガスの希ガス組成（90試料）、ヘリウム同位体比（ $^3He/^4He$ ：90試料）の分析を実施した。既存井等から採取した地下水の付随遊離ガスの16試料について、ガス組成、 $\delta^{13}C$ および希ガス組成と $^3He/^4He$ の分析を実施した。温泉分析表や井戸掘削資料などから水質や深度情報を収集した。

2.1.2 データ解析および地理情報データベース化

昨年度までに深層地下水データベースに登録されているデータおよび、収集した分析データのうち、深部流体・熱水活動の将来予測や影響範囲の定量化に資するために、データの整理・解析を行い、地理情報データベース化を実施した。

2.2 各種変動の種類およびその変動パラメータの変化の幅や影響の持続期間についての推定手法

【実施内容】

深部流体の影響には地域性があることがこれまでの検討結果によりわかっている。各種変動予測は科学的根拠に基づいて原因を解明しなければならないため、まず、物質である深部流体の特徴の地域性と地下水流動系に係る地域性について要因を整理する必要がある。その上で、全国の地下水系への影響について要因を整理し、変動パラメータの変化や影響の持続時間について推定する。さらに、既往委託研究の成果のみならず、最新の国内外の研究成果のレビューを行い、特に精密調査段階における深部流体の影響の評価手法の基になる知見を整理する。問題点や不確実性に係る課題については、評価手法の改良による解決可能性の検討を含めてとりまとめる。以上の成果は、原子力規制委員会が作成する精密調査結果の判断指標あるいは技術指針に反映される。

【成果】

2.2.1 深部流体・熱水活動の地域特性の抽出

2.2.1.1 マントル物質の上昇

沈み込み帯におけるマントル物質の上昇場の地域特性を推定するために有効な指標のひとつとしてヘリウムの同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 比) が挙げられる。マントル起源のヘリウムが地下深部からどのような経路をたどり、地上へと運ばれるのかということについては未だ未解明な点が多いが、花崗岩等の結晶性の高い岩石中のヘリウムの拡散速度は非常に遅く、30km 程度の地殻を通過するために数十億年かかる (Ozima and Podosek, 2002) ことを考えると、拡散のみによる移動は現実的ではない。そのため、マントル起源ヘリウムが地上へと上昇するためには、マントルから地上への“運び手”と“みち”が必要である。まずひとつめの条件の“運び手”としては、沈み込んだスラブを起源とする深部流体・熱水が挙げられる。マントル起源ヘリウムは、沈み込んだスラブが温度圧力条件により水を吐き出し、マントルウェッジを部分熔融させる際に液相に取り込まれ、スラブ起源流体を“運び手”として地上へと輸送される。そのため、マントル起源ヘリウムの分布は、火成活動の分布とよい相関が見られる。そしてもうひとつの重要な条件である“みち”としては、構造線を含む断層や旧火山の火道などが挙げられる。また、西南日本の前弧域の一部では、火成活動のない非火山地域にもマントル物質の上昇域が見られる。これは、火成活動のない地域下にもマントルから地上へ深部流体・熱水の“みち”が存在する証拠である。西南日本弧では、プレート境界におけるスラブ起源流体の循環も、沈み込んでいるフィリピン海プレートが高温であるため比較的浅部でのみ起こるとされ (片山ほか, 2010)、マントル起源ヘリウムの循環が火成活動のない非火山地域にも及んでいることが示唆される。

2.2.1.2 スラブ起源流体の上昇

島弧に特徴的なマグマは、その発生にスラブ内の含水鉱物の分解に伴い発生する水が関与しているので、マグマに含まれる水はスラブ起源である (Giggenbach, 1992 ; Tatsumi, 1989)。一方、マグマの存在しない地域でも、マグマ水と非常によく似た同位体組成や成分特徴を持つ「有馬型熱水」が存在し、その水の起源はスラブから脱水した水がマグマを生成せず、そのまま超臨界熱水流体としてマントル内を上昇してきた水と考えられている (風早ほか, 2014 ; Kusuda *et al.*, in review)。しかしながら、スラブの脱水によりどのような組成の熱水がどのような条件で生成するのか等の知見は甚だ乏しいのが現状である。平成 24 年度までの成果により、全国各地に存在する非火山性温泉を形成する深層地下水のうち、NaCl-CO₂ 型かつ水の水素・酸素同位体比がマグマ水方向にシフトする特徴があるものについては、Li/Cl 比が高い特徴 (重量比で 0.001 以上) を有しており、スラブ起源熱水

の混入を生じていることが示された(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012, 2013)。また、第四紀火山の近傍にも、Li/Cl 比の高い NaCl-CO₂ 型の特徴を持つものがあり、その源の熱水は地殻下部でマグマが固結するときに放出されたものである可能性が指摘された(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012)。第四紀火山近傍の火山性温泉の中には、浅部マグマから放出される火山ガスが地下水に流入し強酸性となり、Li/Cl 比は高くないものが存在する。これらの強酸性火山性流体を含む水は、その存在が火山近傍(15km 以内)に限られるため、本項では議論しない。スラブ起源流体が NaCl-CO₂ 型である証拠として、ピナツボ火山の噴出物に含まれるマントル捕獲岩の流体包有物中に同様の組成の流体が見つかり、有力な物証となっている(Kawamoto *et al.*, 2013)。以上より、Li/Cl 比が 0.001 (重量比) より高い値を持つ温泉水・深層地下水は、スラブ起源水を含むことを示している(風早ほか, 2014; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012)。一方で、火山地域と非火山地域の両方に存在するスラブ起源水を含む深層地下水の多くは、NaCl-CO₂ 型を示し、明瞭に異なる成分を有しているわけではない。非火山地域のスラブ起源水は、スラブから直接上昇した熱水であると考えられるが、火山近傍のスラブ起源水は、マグマの固化に伴い放出された熱水の可能性もあるため、直接熱水の形で上昇したかどうかの判別は困難である。

地殻下部に存在するスラブ起源水が、地表付近まで上昇するには、断層や火山の旧火道等の水みちが必要である(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編, 2012)。したがって、上昇場があるか否かは、そのような構造の有無に依存すると考えられる。したがって、火山活動が想定される場所、過去に火山活動があった場所、あるいは、断層(活断層のみならず地質断層においても上昇しうる)が存在している場所については、深部から地表付近にいたる水みちが存在すると考えられるため、地殻深部に熱水が存在する条件が整えば NaCl-CO₂ 型のスラブ起源流体が上昇する可能性がある。一方では、スラブ起源水等の深部熱水の存在が断層活動を励起するという考え方もある(例えば, Tong *et al.*, 2012)。その場合は、特に活断層の存在とスラブ起源水の上昇に強い関係が想定される。しかしながら、現在のところ地震発生と熱水のメカニズムに関する関係は、定説化しているわけではないため、今後さらなる解明を待たなければならない。

2.2.1.3 スラブ起源流体の Br/Cl 指標

スラブから放出される水には、含水鉱物の分解によって生成された水とスラブ中の堆積物の間隙に保持されていた間隙水が搾り出されて放出された水の 2 種類が存在する。上述した NaCl-CO₂ 型のスラブ起源熱水は、マグマ起源水と同様の特徴を有することから、マグマの発生と同様に前者の含水鉱物の分解によって生成されたものと考えられる。一方で、間隙水由来のスラブ起源水は、沈み込み初期段階の低圧条件下で、圧密効果によってほとんどスラブから放出されると考えられてきた。しかし、Sumino *et al.* (2010) は、四国の三波川変成帯に含まれるマントル起源のかんらん石中の流体包有物が、間隙水由来と考えられる Br/Cl および I/Cl 比が現在の海水よりも高い値を持つ変質した海水を包有していることを示した。この事実は、スラブがマントル内に沈み込むような高温高圧下においても間隙水が残っていたことを示す。この Br/Cl-I/Cl の関係を持つ水は、地表付近では、古海水あるいは続成作用を受けた変質海水に見られる。間隙水をはじめ多くの海水起源の地層水の Br/Cl と I/Cl 比が地層中で時間とともに高くなるのは、有機物の分解に伴い、有機物由来の Br と I が付加するとされ、天然ガス田や油田鹹水等では、例外なく高い Br/Cl と I/Cl 比を持ち(Fehn *et al.*, 2006; Kastner *et al.*, 1990; Martin *et al.*, 1993; Muramatsu *et al.*, 2007)、CO₂ ではなく CH₄ を主に溶解している。

次に含水鉱物の Br/Cl について述べる。現在、含水鉱物と水の間 Br/Cl の分配に関する実験データは存在しないが、分配関係については予想が可能である。鉱物中に OH として水が存在する場合、

イオン半径の大きな Br, I は Cl に比べて OH のサイトを置換にくい。したがって、海水と鉱物が反応して含水鉱物が形成される際には、鉱物中の Br/Cl 比が海水より低くなることが期待される。その含水鉱物が分解した場合は、Br/Cl 比が海水よりも低い水が脱水する。この Br/Cl の関係は、海水起源の間隙水と逆の関係になるため、スラブ起源水の生成プロセスを理解する上で重要である。指標であるスラブ起源水の Li/Cl および水素・酸素同位体比と Br/Cl がどのような関係になっているのかについて以下に検討する。

西南日本および東北日本の深層地下水について、水素、酸素同位体比と Li/Cl 重量比および Br/Cl 重量比の関係を図 2.2.1.3-1 および図 2.2.1.3-2 に示す。西南日本については、Li/Cl 重量比が 0.001 よりも高いものは、マグマ水あるいはスラブ起源水の方向に同位体比がシフトしていることがわかる (図 2.2.1.3-1(a))。東北日本については、西南日本と比較して塩濃度が低い傾向にあり、同位体シフトしているものが少ないため明瞭ではない (図 2.2.1.3-1(b))。Br/Cl 重量比については、西南日本で Br/Cl 重量比が 0.0025 よりも低いものが同様に同位体シフトしている (図 2.2.1.3-2)。つまり、スラブ起源水は Li/Cl 比が高く、Br/Cl 比が低いという特徴を持つ。

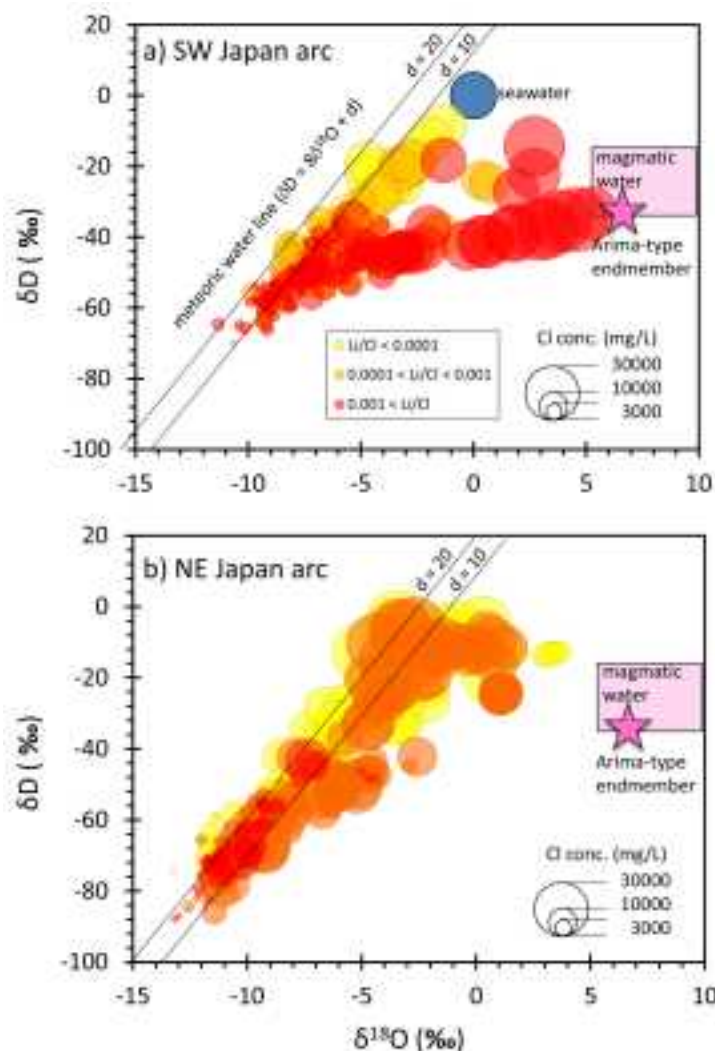


図 2.2.1.3-1 (a) 西南日本および (b) 東北日本の深層地下水の水素・酸素同位体比と Li/Cl 比の関係。

○の大きさは Cl 濃度を表す。西南日本は風早ほか (2014) による。

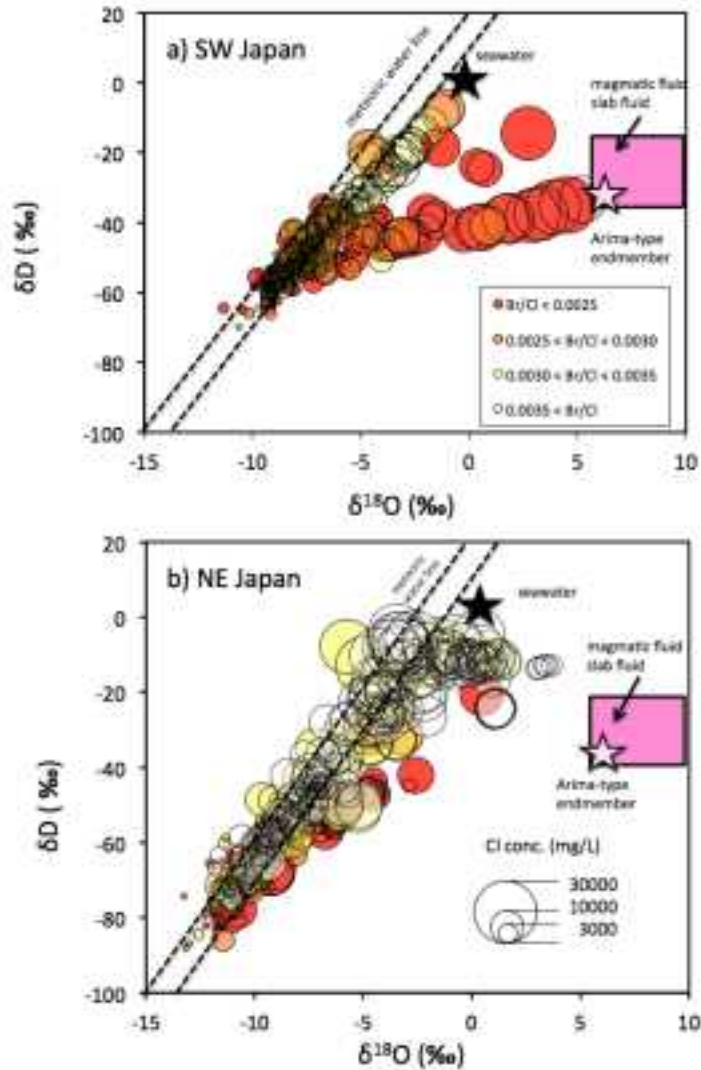


図 2.2.1.3-2 (a) 西南日本および (b) 東北日本の深層地下水の水素・酸素同位体比と Br/Cl 比の関係。

○の大きさは Cl 濃度を表す。

次に、スラブ起源水の指標としての Li/Cl 比と Br/Cl 比の関係について、西南日本および東北日本における深層地下水のデータを図 2.2.1.3-3 および図 2.2.1.3-4 に示す。プロットに用いたデータは、深層地下水データベース (高橋ほか, 2011; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013) に記載されているものを用い、さらに Li/Cl 指標の有効性を保持するため Cl 濃度が 200mg/L 以上のデータのみ用いている。図 2.2.1.3-3 において西南日本の Li/Cl 比が高く Br/Cl 比が低いところに、Cl 濃度の高い水の多くのデータがプロットされているが、含水鉱物の分解に伴いスラブからマントルに放出されたスラブ起源水に相当すると考えられる。一方、東北日本の図 2.2.1.3-4 については、西南日本と同様に高い Li/Cl および低い Br/Cl のデータクラスターがあり、スラブ起源水を示すものと考えられる。しかし、その位置は西南日本のスラブ起源水の位置と微妙に異なり、東北日本においては Li/Cl 比が若干低い特徴がある。この原因については、今後検討の必要がある。東北日本で特徴的なのは、海水よりも明らかに高い Br/Cl 比を示す新潟—秋田の油田地域の鹹水である。これらは Br/Cl 比が高くなると Li/Cl 比も高くなる傾向が見られる。油田鹹水には 200°C を超えるものもあるため、Li/Cl 比が少し高くなるのは整合的である。西南日本においては Br/Cl 比の高いものはほとんど存在

しない。図中にある一点は愛知県のCH₄を含有する深層地下水である。また、西南日本で特徴的な水として、Br/Cl比は低いがLi/Cl比もスラブ起源水ほど高くない水が存在する。これらの水は塩水であるが、中国地方および四国地方の内陸部の堆積岩地域に存在し、どちらも時代は異なるが付加体堆積物に含まれる地下水である。超長期にわたる岩石-水反応がどのように作用するのかよくわかっていないが、今後、堆積物中での反応について検討すべきであろう。最後に、西南日本および東北日本の沿岸部にある海水起源と考えられる塩水は、Br/Cl比は海水とほぼ同じであるが、Li/Cl比は海水よりも高いものが多い。この結果は、海水が地層内で滞留している間にLi/Cl比は上昇するがBr/Cl比は影響を受けないことによるものと思われる。これらの塩水の中にはLi/Cl>0.001のスラブ起源水とされるものも多く含まれる。Br/Cl比が海水と同程度でLi/Cl比が高い水は、海水を起源とするが、高温を経験し、含水鉱物の脱水とは無関係の水であるということになる。つまり、これらの水は、沈み込むスラブの堆積物に含まれる間隙水を起源とした水である可能性がある。

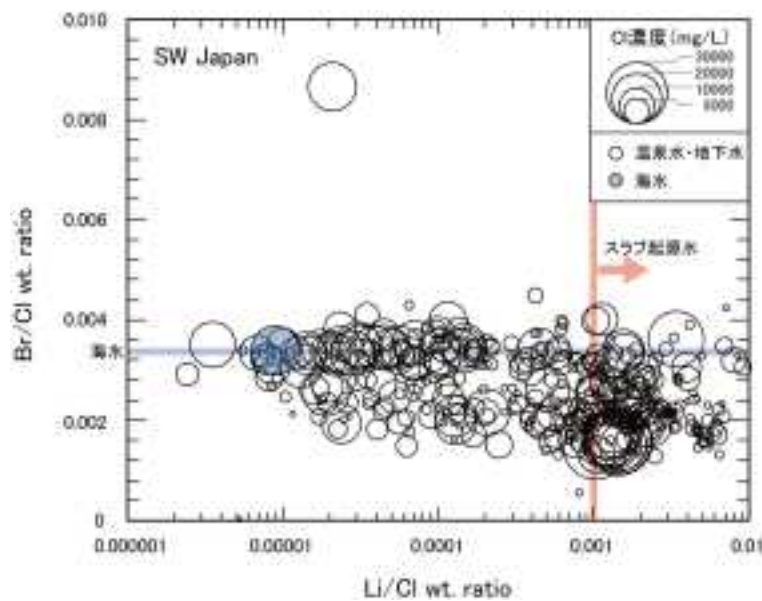


図 2.2.1.3-3 西南日本における Li/Cl 比と Br/Cl 比の関係。

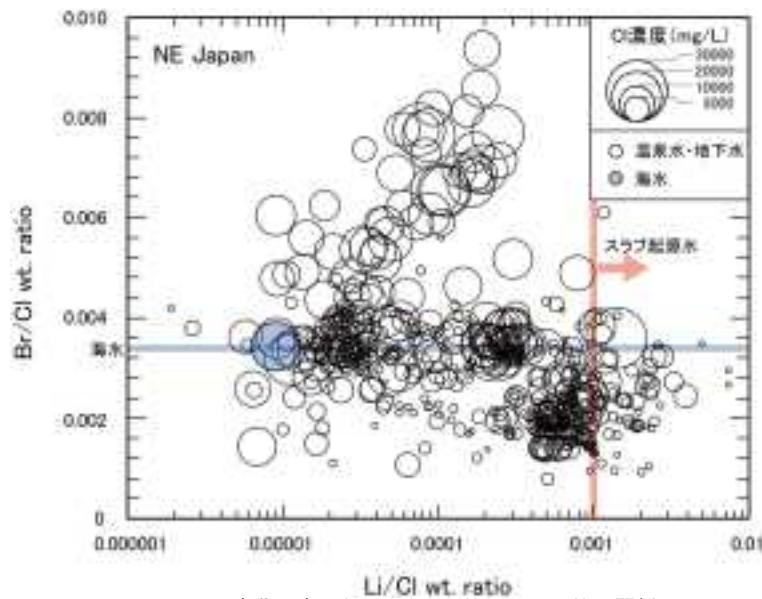


図 2.2.1.3-4 東北日本における Li/Cl 比と Br/Cl 比の関係。

2.2.1.4 深部熱水の特徴の分布

本節では、スラブ起源熱水の指標としての深層地下水の Li/Cl および Br/Cl 比の分布について示し、水温や水質特徴についてまとめる。また、放射性炭素同位体指標および放射性塩素同位体指標について、データ数が限られることから広域分布については示さず、その利用について検討した結果を本章の最後に「付録1および2」として掲載する。

1) 西南日本弧

西南日本地域の Li/Cl 比、Br/Cl 比、水温および水質タイプの分布について、Cl 濃度 200mg/L 以上の深層地下水について図 2.2.1.4-1 ~ 図 2.2.1.4-4 に示す。Li/Cl の分布では、赤○印 (Li/Cl > 0.001) がスラブ起源水の分布を表す (図 2.2.1.4-1)。スラブ起源水は山陰地方の火山列にそって存在するとともに、紀伊半島—四国にかけて主に中央構造線、有馬—高槻構造線等および一部の活断層に沿って分布していることがわかる (風早ほか, 2014; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)。これは、地殻深部からスラブ起源水が上昇する際に火山火道や断層・構造線等が水みちとなるためであると考えられる (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)。

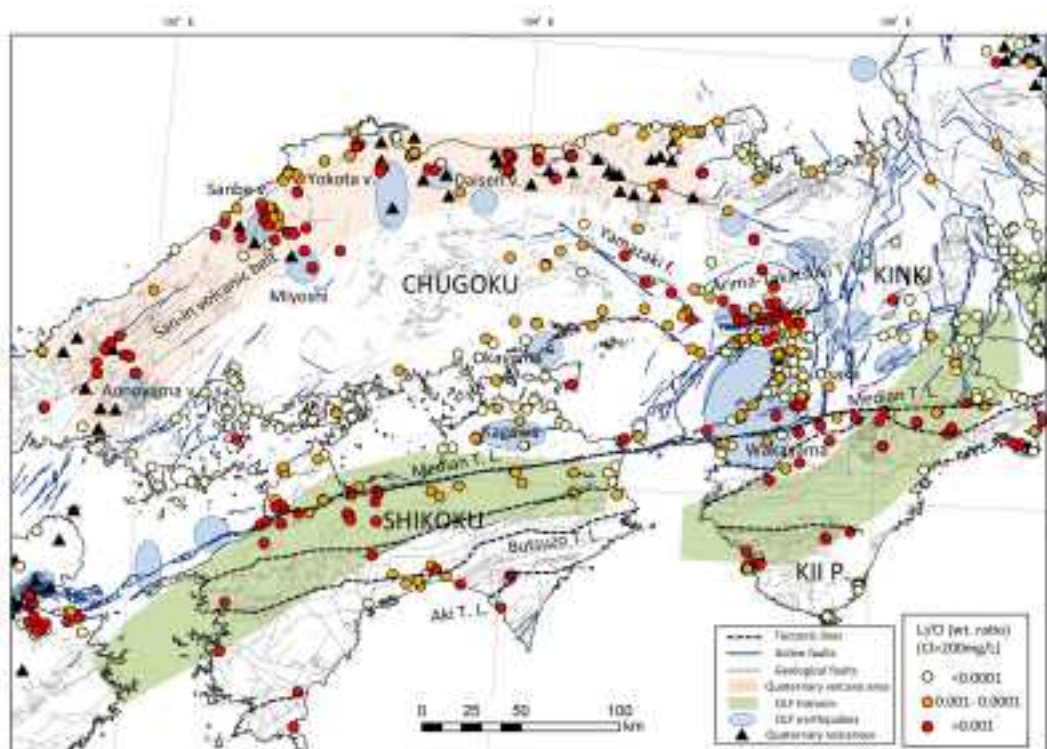


図 2.2.1.4-1 西南日本弧における Li/Cl 重量比の分布 (風早ほか, 2014)。

青線は活断層(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2009), グレー線は地質断層(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2010), ▲は第四紀火山(西来ほか, 2012)を示す。

次に、Br/Cl 重量比の分布を図 2.2.1.4-2 に示す。海水の Br/Cl 比の値は 0.0034 であり、図中では緑○~青○に相当する。これらの深層地下水は、主に沿岸部にみつかるとともに、海水起源の塩水が存在していることと整合的である。図 2.2.1.4-1 と図 2.2.1.4-2 を比較すると、基本的には高い Li/Cl 比の分布域と低い Br/Cl 比の分布域が一致する。前述したように低い Br/Cl 比は含水鉱物の脱水の指標、Li/Cl 比は高温の履歴の指標とそれぞれ考えられるので、西南日本における Li/Cl 比が高いスラブ起源水は、そのほとんどが含水鉱物の脱水により生成した熱水であると考えられる。しかし、特徴的な分布として和歌山—淡路島では中央構造線に沿っていても、Br/Cl 比が高くなっていることがわ

かる。つまり、スラブ起源であっても、スラブの間隙水に由来する。この特定の場所に間隙水起源のスラブ起源水が上昇する原因については、現時点ではよくわからない。Br/Cl比の低いスラブ起源水が、和歌山—淡路島の北に位置する大阪—神戸地域において高密度でみつかることは、沈み込むフィリピン海プレートと日本列島を形成する地殻の大構造の中に原因があるのかもしれない。今後さらに検討する必要がある。

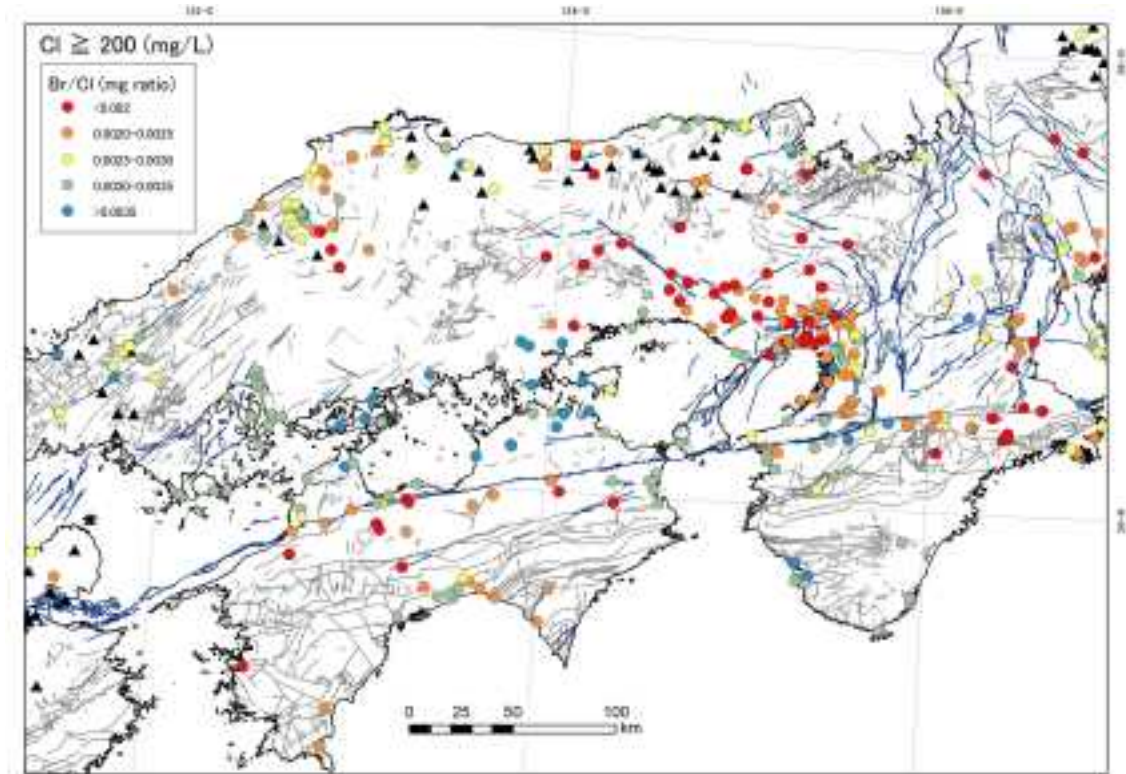


図 2.2.1.4-2 西南日本弧における Br/Cl 重量比の分布。

深層地下水データベース(高橋ほか, 2011; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)のデータも含む。青線は活断層(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2009), グレー線は地質断層(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2010), ▲は第四紀火山(西来ほか, 2012)を示す。

Li/Cl 比の指標からスラブ起源水の混入があると考えられる深層地下水の温度分布を図 2.2.1.4-3 に示す。ほとんどが 40°C 以下であり、20°C 以下のものが多数存在することがわかる。火山性でないもので、60°C 以上の高温の温泉を形成しているのは、紀伊半島南部の湯の峰、有馬温泉、湯田温泉に限られる。スラブを起源としマントル内を上昇するスラブ起源水を混入するにもかかわらず水温が低い深層地下水が多い理由は、流量が少ないため、地殻内を上昇する際に温度が低下する、あるいは、地殻内部に熱水が貯留される場があり上昇速度が遅い等が考えられる。

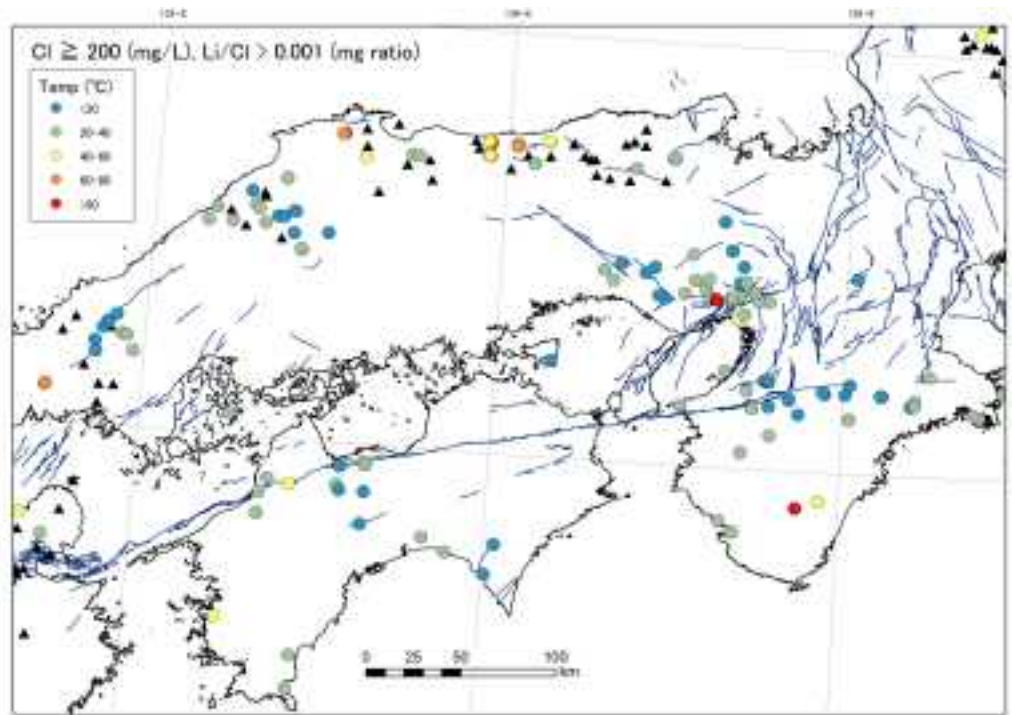


図 2.2.1.4-3 西南日本弧におけるスラブ起源水を混入する深層地下水の水温分布.

深層地下水データベース(高橋ほか, 2011; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)のデータも含む. 青線は活断層(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2009), ▲は第四紀火山(西来ほか, 2012)を示す.

次に, 陰イオン組成の分布では, 基本的に Cl 型, HCO_3 型, CO_2 型およびその組み合わせが多い. これは, 深部から供給されるスラブ起源水が NaCl- CO_2 型の特徴をもつ (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011b, 2012) ことと整合的である. 山陰地方の一部において SO_4 型の水質を示すものがある. これらの SO_4 の硫黄同位体比 ($\delta^{34}\text{S}$) を分析した結果, $+15 \sim +25\%$ の値が主体であった. このことは, この硫黄種がマグマから放出されたものではなく, 海水起源であることを示唆する. SO_4 が多い NaCl- CO_2 型の深層地下水の分布域はグリーンタフ地域にあり, 堆積岩中の硫酸塩鉱物, 硫化鉱物から SO_4 が供給された可能性がある (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012).

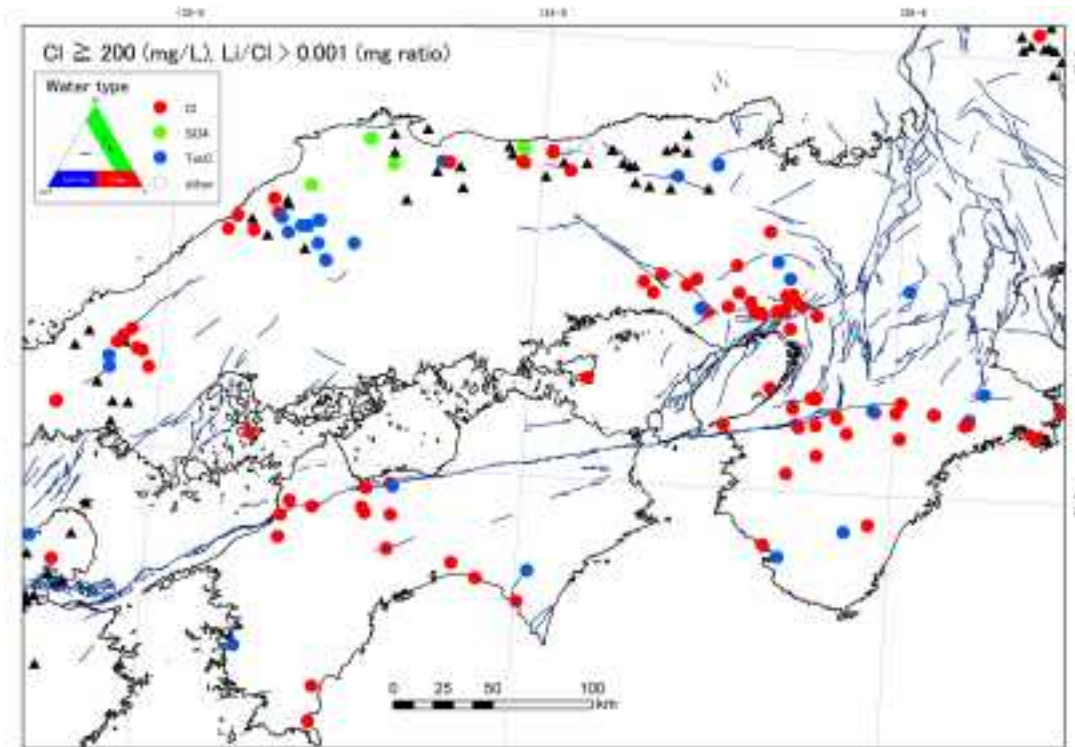


図 2.2.1.4-4 西南日本弧におけるスラブ起源水を混入する深層地下水の水質分布.

深層地下水データベース(高橋ほか, 2011; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)のデータも含む。青線は活断層(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2009), ▲は第四紀火山(西来ほか, 2012)を示す。

2) 東北日本弧

東北日本地域の Li/Cl 比, Br/Cl 比, 水温および水質タイプの分布について, Cl 濃度 200mg/L 以上の深層地下水について図 2.2.1.4-5 ~ 図 2.2.1.4-8 に示す。図 2.2.1.4-5 の Li/Cl の分布では, 赤○印 (Li/Cl > 0.001) がスラブ起源水の分布を表すが, スラブ起源水は火山フロント周辺にそって存在するとともに, 背弧側に分布していることがわかる。また, Tamura *et al.* (2002) による第四紀火山分布 (ホットフィンガー) 地域にスラブ起源水が存在することもわかる。したがって, 東北日本におけるスラブ起源水は, マグマ起源水であると考えられる。スラブ起源水を混入する深層地下水の組成は弱酸性—弱アルカリ性の NaCl 型であり, CO₂ を含むこともあるため, このスラブ起源水はマグマが地殻深部で固化したときに放出された熱水である可能性がある (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012)。大きな特徴として, 西南日本で広範囲に見られた非火山性のスラブ起源水は東北日本ではみつからない点が挙げられる。

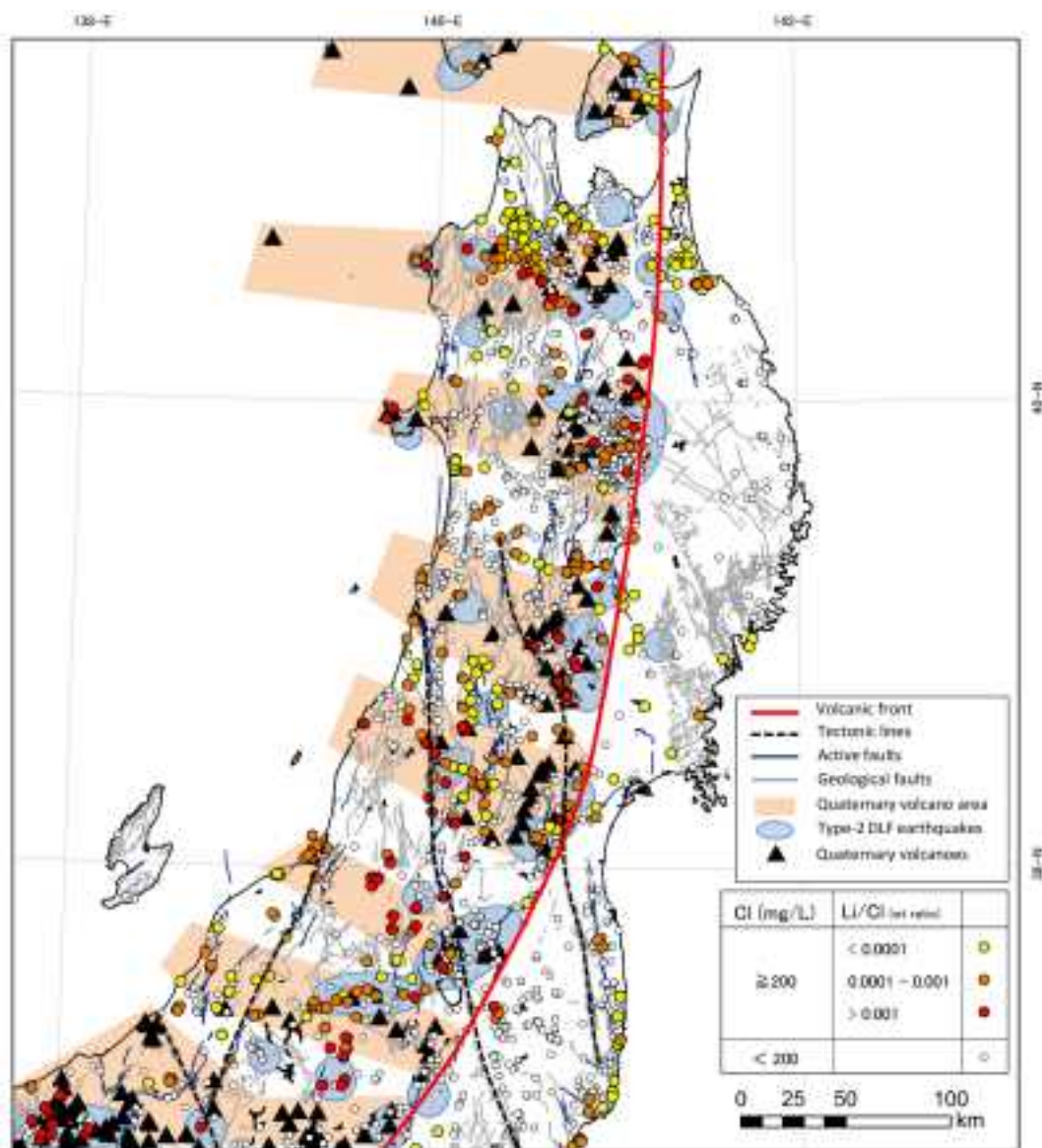


図 2.2.1.4-5 東北日本弧における Li/Cl 重量比の分布.

深層地下水データベース(高橋ほか, 2011; 産業技術総合研究所地質環境研究コア, 2013)のデータを含む。青線は活断層(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2009), グレー線は地質断層(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2010), ▲は第四紀火山(西来ほか, 2012)を示す。

次に、図 2.2.1.4-6 の Br/Cl 比の分布では、内陸の第四紀火山近傍に Br/Cl 比の低い深層地下水（オレンジおよび赤色の○）が存在する。低い Br/Cl 比は、スラブ内の含水鉱物の分解によるものと考えられるため、マグマの発生に関与するスラブ起源水の特徴であり、これらの深層地下水にマグマ起源のスラブ起源水が混入しているものと考えられる。一方、背弧側では Br/Cl 比が高い値になる傾向が顕著に見られ、新潟北部では Li/Cl 比ではスラブ起源と考えられるものでも、Br/Cl が高い場合がある。Br/Cl 比が高いのは、前述したように有機物等の分解により Br が地下水に濃集するためである。東北日本では、新潟—秋田の日本海沿岸部に油田・ガス田が多く存在し、山形県内の盆地においてもガス田がある。これらの地域では、非常に滞留時間が長いと考えられる油田鹹水等の続成作用を受けた変質海水が広く分布している特徴がある。このような地域でもマントル起源ヘリウムが広範囲に存在している (2.2.1.5 節)。これらの地域の深層地下水は、1) 地殻浅部に存在する油田鹹水等の影響が大きく、Br/Cl 比は高い濃度の Br を含む油田鹹水の比を示し、スラブ起源水は上昇してもその寄与

がみえなくなっている可能性,あるいは,2)スラブ起源水はマグマ起源以外のものは上昇していない可能性の2つが考えられる.

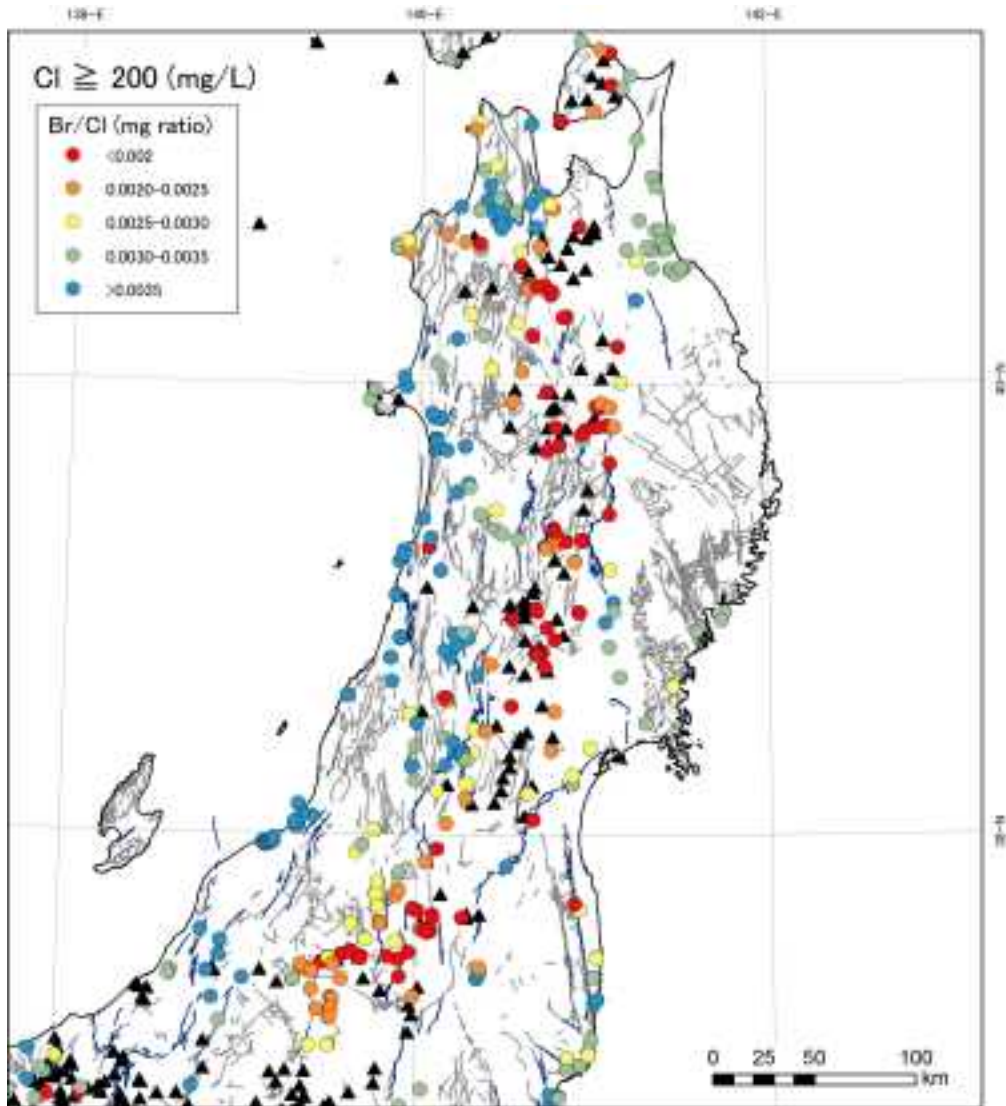


図 2.2.1.4-6 東北日本弧における Br/Cl 重量比の分布.

深層地下水データベース(高橋ほか, 2011; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)のデータも含む. 青線は活断層(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2009), グレー線は地質断層(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2010), ▲は第四紀火山(西来ほか, 2012)を示す.

Li/Cl 比の指標からスラブ起源水の混入があると考えられる深層地下水の温度分布を図 2.2.1.4-7 に示す. 第四紀火山地域では 60°C以上の高温の温泉を形成しているものがある. 新潟でみつかると高温の温泉は, 地下で 200°C以上の高温になっている油田鹹水の混入の影響であると考えられる. 西南日本よりも高い水温を示す温泉が多いのは, 第四紀火山起源の温泉が多いため, その場所の地温勾配が高いのが原因であろう.

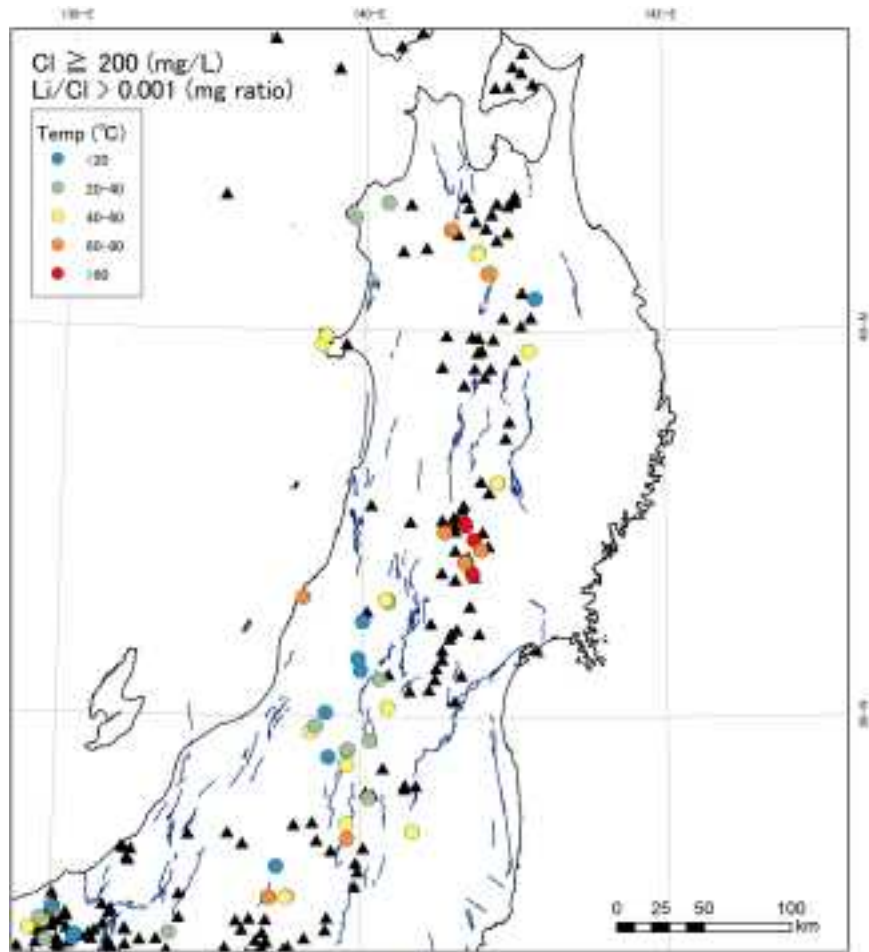


図 2.2.1.4-7 東北日本弧におけるスラブ起源水を混入する深層地下水の水温分布。

深層地下水データベース(高橋ほか, 2011; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)のデータも含む。青線は活断層(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2009), ▲は第四紀火山(西来ほか, 2012)を示す。

次に、陰イオン組成の分布(図 2.2.1.4-8)では、基本的に Cl 型が多く、次に HCO_3 型、 CO_2 型、 SO_4 型およびその組み合わせが多い。これは、深部から供給されるスラブ起源水が NaCl- CO_2 型の特徴をもつ(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011, 2012) ことに加えて、 SO_4 が多い特徴がある。これらの SO_4 の硫黄同位体比 ($\delta^{34}\text{S}$) は、+15 ~ +25‰の値が主体であり、この硫黄種がマグマから放出されたものではなく、海水起源であることを示唆する。東北日本のこれらの分布域はグリーンタフ地域であり、西南日本の山陰地方と同様に、堆積岩中の硫酸塩鉱物、硫化鉱物から SO_4 が供給された可能性がある(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012)。

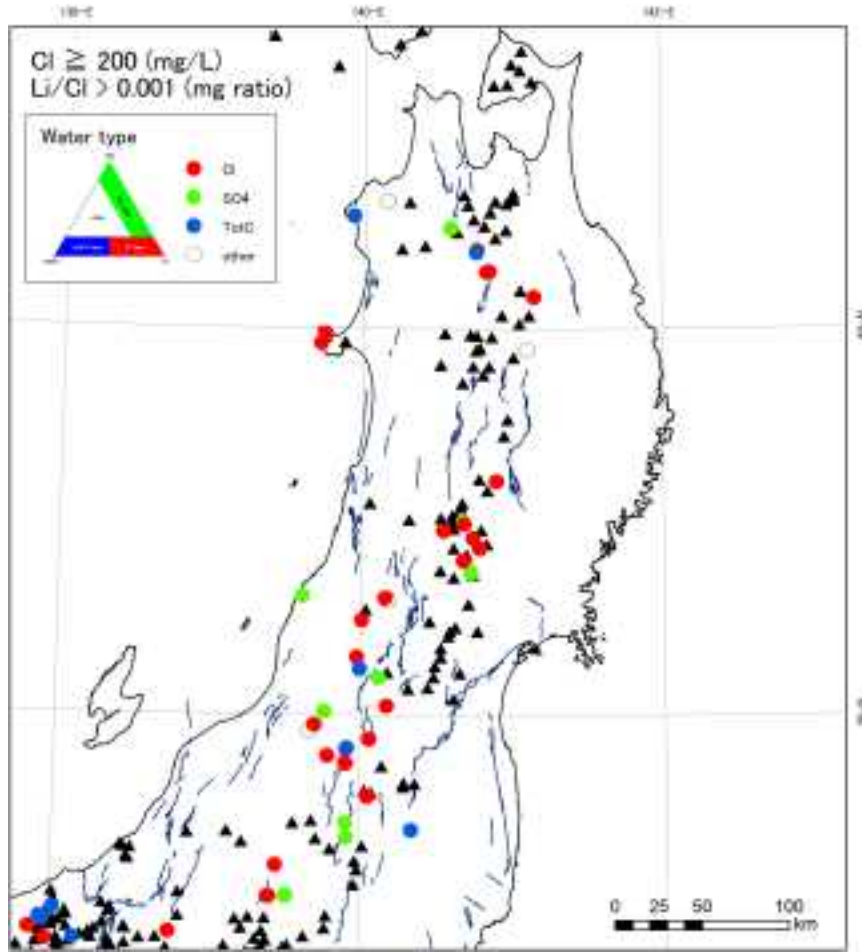


図 2.2.1.4-8 東北日本弧におけるスラブ起源水を混入する深層地下水の水質分布。

深層地下水データベース(高橋ほか, 2011; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)のデータも含む。青線は活断層(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2009), ▲は第四紀火山(西来ほか, 2012)を示す。

2.2.1.5 深部熱水の特徴を決める要素

1) マントル起源物質の分布特徴

本節では、マントル物質の指標としての深層地下水のヘリウム同位体比の分布について示し、その特徴についてまとめる。

(1) 西南日本弧

西南日本弧のヘリウム同位体比の分布を図 2.2.1.5-1 に示す。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の値が高い方がマントル物質の寄与が多いことを示し、 $4R_a$ 以上はマントル起源ヘリウムの寄与率が 50% 以上である地点であり、マントル起源物質の分布を表す。マントル起源ヘリウムはスラブ起源流体に付随し上昇していることが考えられるため、概ねスラブ起源流体の分布と一致し、前項により示された Li/Cl 比・ Br/Cl 比と相関が見られる。具体的には、背弧側の火山列および紀伊半島から四国にかけての中央構造線を含む断層域に分布し、地殻深部から火山火道や構造線を含む断層を水みちとして上昇していることを示唆している(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012)。一方、四国地方の中央構造線より南側では Li/Cl 比・ Br/Cl 比の分布と相関は見られず、低い同位体比の分布を示している。これは、マントル起源ヘリウムはスラブ起源流体がマントル内を通過してきたもののみに取り込まれる

という性質のためである。この地域下にはマントル起源ヘリウムのソースとなるマントルウェッジが存在せず、スラブ起源流体がマントル起源物質を取り込むことなく、そのまま地殻内を上昇していると考えられる。

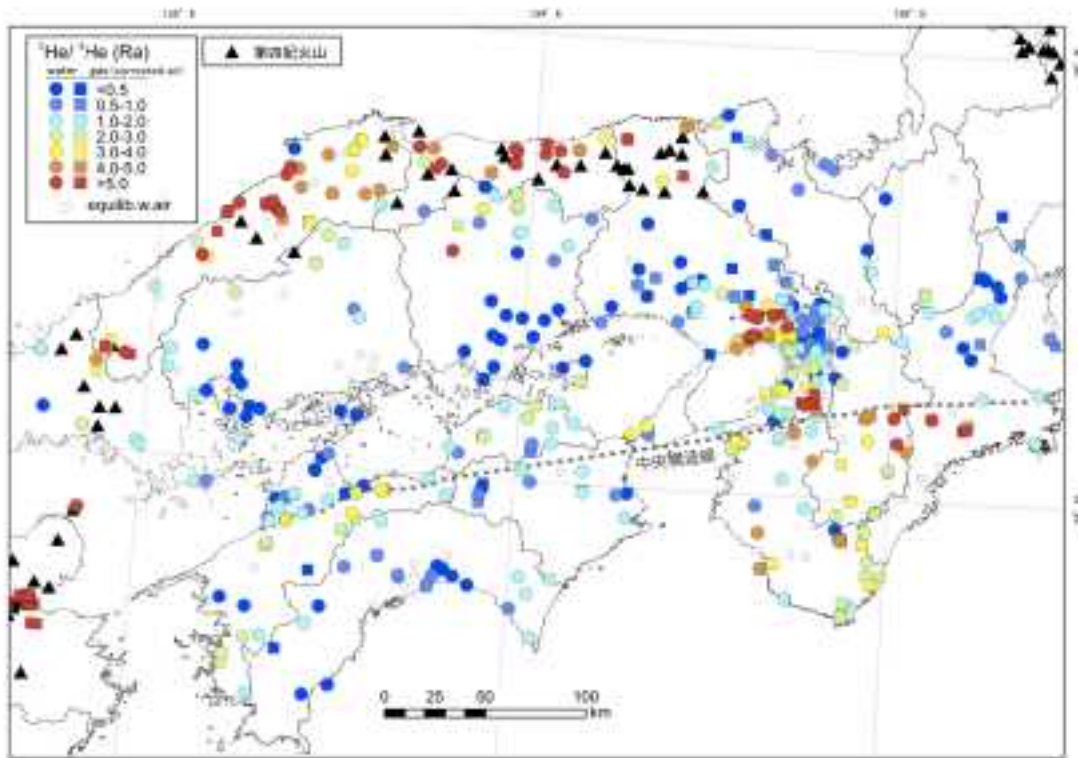


図 2.2.1.5-1 西南日本弧におけるヘリウム同位体比の分布。

黒破線は中央構造線，▲は第四紀火山（西来ほか，2012）を示す。

(2) 東北日本弧

東北日本弧のヘリウム同位体比の分布を図 2.2.1.5-2 に示す。西南日本弧と同様に、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の値が高い方がマントル物質の寄与が多いことを示す。4Ra 以上はマントル起源ヘリウムの寄与率が 50% 以上である地点であり、マントル起源物質の分布を表す。東北日本弧のマントル起源物質は、火山フロント周辺と背弧域に分布し、西南日本弧とは異なり、前弧側の非火山地域には際立った上昇場は見られない。その分布は、背弧側全域におよび、スラブ起源流体分布を示す Li/Cl 比の分布が火山フロント周辺域と Tamura *et al.* (2002) による第四紀火山分布 (hot fingers) 地域に限定されるのとは様子が異なる。特に、新潟-秋田の日本海沿岸域に点在する油田・ガス田のヘリウム同位体比は非常に高い値を示し、マントル起源物質を多く含む。この地域の油田・ガス田は主に新第三系が胚胎層となっているため、通常は時間の経過に伴う U-Th の放射壊変で放出された地殻起源のヘリウムにより希釈され、同位体比は小さくなることが想定されるが、この地域のマントル起源ヘリウムはあまり希釈されることなく上昇しているように見える。これはこの地域が 1) マントル起源ヘリウムの上昇速度が非常に速い、2) 地殻の含有する U-Th の量が少ない、3) またその両方の影響が反映されている、という可能性が考えられるが、はっきりとした原因はよくわかっていない。今後十分に検討していく必要がある。ただし、隣接した地域のガス田でも、水溶性ガス田は低同位体比を示す。これは、その起源が古海水であり、海水が蓋となり長時間滞留していたためである（産業技術総合研究所深部地質環境研究センター，2007）。また、東北日本弧では構造線を境にヘリウム同位体比分布に違

いがあるように見える。畑川構造線 (HTL) の東側は、火山フロント周辺域でもマントル起源ヘリウムの上昇が小さい。これは、畑川構造線 (HTL) の東側には広範囲に厚い大陸地殻の断片である北上花崗岩が存在しているためであり、火山の火道のような深部起源の水みちの存在域を除いては、結晶質岩が深部起源流体上昇の蓋になっていることが考えられる。

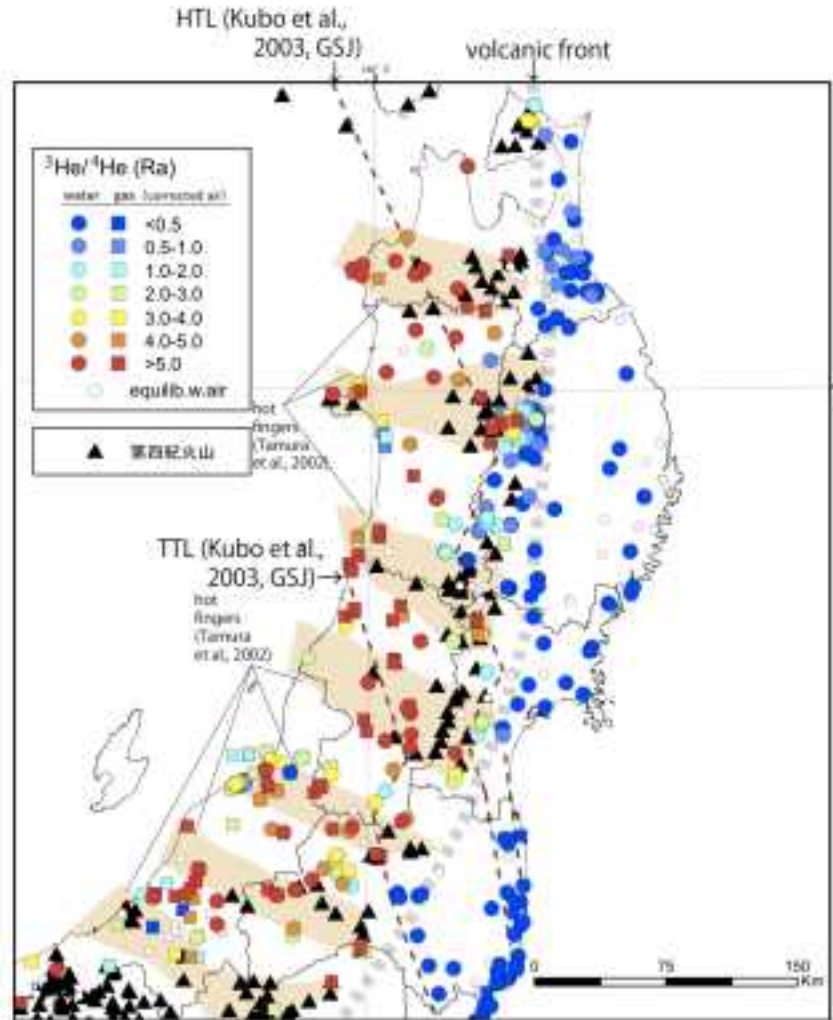


図 2.2.1.5-2 東北日本弧におけるヘリウム同位体比の分布。

グレー破線は火山フロント、橙色領域は第四紀火山分布 (hot fingers) (Tamura *et al.*, 2002)、茶色破線は地質断層 (畑川構造線: HTL, 棚倉構造線: TTL) (久保ほか, 2003) ▲は第四紀火山 (西来ほか, 2012) を示す。

2) スラブ起源熱水の地質・地質構造による胚胎場の特徴

スラブ起源水が地表および浅層地下水の影響をあまり受けず上昇している事例が、有馬温泉 (兵庫県神戸市)、石仏 (大阪府河内長野) および鹿塩 (長野県大鹿村) 等で見られる。これらの場所で共通しているのは、花崗岩や変成岩等の結晶質岩の断層系等に沿って上昇・自噴していることである。結晶質岩では、亀裂系が地下水胚胎の場になっており、浅層地下水の流動量より大きな流量でスラブ起源流体が上昇する場合には、大きく希釈されず濃い塩水として地表に流出しているものと考えられる。結晶質岩地域では、上記以外にも掘削井でも多くのスラブ起源流体の混入した深層地下水がみつっている。一方で、堆積岩地域においては、自然湧出としてスラブ起源熱水が湧出する場合はみつからず、掘削井でのみスラブ起源流体が混入している深層地下水が大阪平野、和歌山平野、砺波平野

等でみつまっている。堆積盆地の比較的深層に希釈率の低い高塩濃度の地下水が存在する傾向がある。これらは、淡水希釈のみの場合もあれば、古海水等の停滞水と混合している場合もあるため、スラブ起源熱水の混入の解析が必要となる（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2013）。

堆積岩地域においても、深層に存在する基盤岩が花崗岩、変成岩等の結晶質岩であることが多く、スラブ起源流体は伏在する断層系等を通して上昇していると考えられる。大阪平野と富山県の砺波平野では、それぞれ位置関係からスラブ起源流体の上昇場として機能している断層が特定されている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2013）。また、スラブ起源流体の上昇場では、地殻浅部の微小地震活動が活発な傾向が見られることがわかっている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2013）。地震活動と熱水活動の同地性は、それぞれの活動に相互に関連があることを示しており、熱水活動による過剰間隙水圧による地震発生や地震（断層）活動に伴う水みち形成による熱水上昇等が考えられる。

一方で、スラブ起源流体のみつからない地域も存在することがわかっている。中国地方の前弧側花崗岩地域（広島県—岡山県西部）、東北地方前弧側の結晶質岩地域である福島県阿武隈花崗岩地域、岩手県北上地域等である。これらの地域では地殻浅部における微小地震活動も不活発（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2013）であり、地震波速度構造の観測結果からも熱水そのものが地殻上部に存在していない可能性がある。ただし、地殻下部においては、地震波が低速度を示す場所も存在しているため、スラブ起源熱水が完全に地殻内部にないと結論することはできない。

3) スラブ起源熱水の反応進行

次に、上昇時間についてであるが、流体の上昇時間を解析的に決定することは本来非常に困難である。ここでは、地表水等による希釈率の低いスラブ起源水が上昇していると考えられる有馬温泉（有馬—高槻構造線上）、石仏（中央構造線の北部の領家花崗岩地域）および鹿塩温泉（中央構造線の東部の三波川変成岩地域）の特徴から上昇時間に関して考察する。図 2.2.1.5-3 に、それぞれの温泉水について、水温、pH、CO₂ 濃度および Cl 濃度を示す。水温については有馬温泉で沸点を示す高温であるが、他の2カ所では 25°C 以下である。これは有馬温泉水が深部から直接湧出している、つまり上昇時間が相対的に短いことを示す。いずれも Cl 濃度は高い値を示し、有馬温泉では海水よりも Cl 濃度が高い。pH は CO₂ 溶存量と関連し逆相関になる。CO₂ を多く含んだまま上昇する有馬温泉では pH が低く、上昇過程で鉱物とあまり反応していないことを示す。図には示していないが、石仏は全炭酸のうち HCO₃⁻ イオンが占める割合が多く、上昇過程で CO₂ と鉱物が反応し、中性化が進行していることを示す。鹿塩温泉水は、pH が最も高く、すでに溶液中に CO₂ はほとんど存在できない。さらにアルカリ性で安定な CO₃²⁻ 濃度も低く、炭酸塩鉱物として沈殿し炭素種が失われている可能性が高い。3 地域の中で最も鉱物種との反応が進行していると考えられる。鹿塩は三波川変成帯の中にあるが、局所的に存在する超塩基性岩からなるミカブ帯の近傍に位置している。このような岩石と反応すれば水は非常に高い pH を持ち、溶存する炭酸種はすべて沈殿する可能性が考えられる。水質および pH の特徴から、有馬温泉水が最もよくスラブ起源熱水の特徴を保持し、次いで石仏となり、鹿塩については上昇中に反応が最も進んだ水質となっていると考えられる。この反応の進行度についても、上昇時間と関連があると考えられ、水温から考えられる相対的上昇時間の違いと矛盾しない。流量については、これまでに調査が行われており、有馬温泉では 1.3L/sec（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2012）、石仏では 1.4L/sec（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2012）、さらに鹿塩では 0.3L/sec（風早ほか；未公表）であり、桁違いに流量が異なることはない。しかし、上昇時間には、これ以上に大きな違いがないと先に述べた反応進行度を説明できないであろう。

さて、地殻内をこれらの熱水が上昇する場合、上昇時間に大きく関わるのが、地殻内部に存在する熱水貯留層の規模である。流量が一定である場合には、貯留層の規模で流動に要する時間が決まる。

この3つの温泉におけるスラブ起源熱水の上昇時間の違いは、地下深部に存在する熱水貯留層の規模の違いによるものと考えられる。すなわち、石仏、鹿塩では大型の熱水貯留層が地殻内部に存在し、しかも湧出温度が低いことから、貯留層は比較的浅い上部地殻内に存在するのではないかと考えられる。

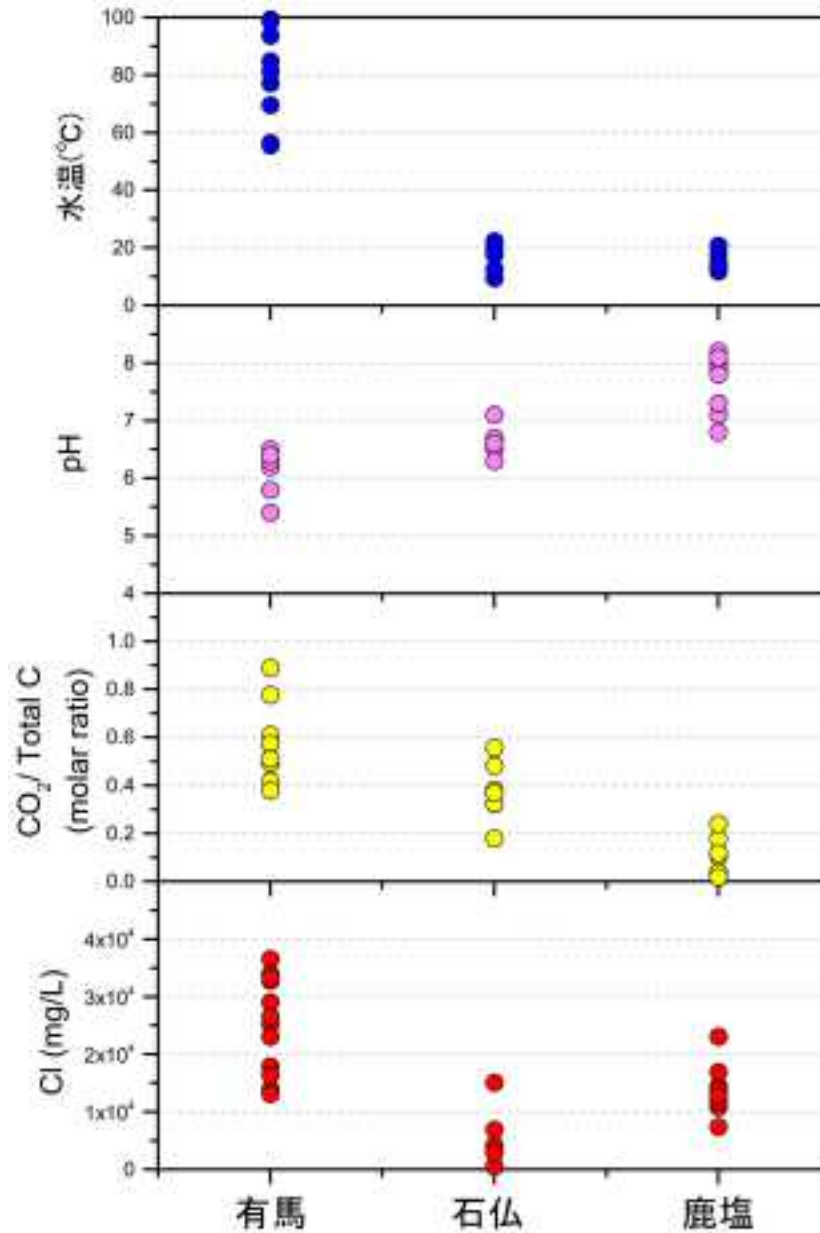


図 2.2.1.5-3 有馬型温泉水（有馬、石仏、鹿塩）の水温、pH、CO₂/全炭酸、Cl濃度。

2.2.2 地下水系への影響要因の整理と元になる知見

2.2.2.1 影響の種類

深部流体、熱水活動が周辺の地下水系に与える影響は、サイトの天然バリアや廃棄体を変質、腐食等により破壊する恐れがある深部流体等に含まれる化学種と水温等が重要である。重視される化学種および付随パラメータは、水温、pH、NaCl濃度、CO₂濃度などが挙げられる。さらに、深部流体等に含まれる化学種は、水温変化、岩石・鉱物等との反応や、流体自体のガス分離等により、溶存成分の種類や濃度およびpHが変化することも考慮が必要である。変質帯等を形成することで知られる火山性熱水活動では、火山ガスや火山ガスを溶解した強酸性の地下水により変質作用を起こす。しかし、これらの熱水活動は、基本的に活火山周辺部に活動の場所が限られるため、サイト選定時に排除されると考えられる。ここでは、深部流体の中でも、地殻深部で固化したマグマから供給されるマグマ起源かつスラブ起源の熱水流体（火山から離れて地表に到達しうる）と火山活動と無関係に熱水として上昇するスラブ起源熱水流体（スラブ起源水）について取り扱う。ただし、1.4章で述べたように、スラブの堆積物の間隙水起源のNaCl型熱水が東北地方の前弧側で活動している可能性の指摘、および、2.2.1.3項で新しく示したBr/Cl指標により、スラブ起源水を含水分解鉱物起源の水と間隙水起源の水を区別できる手法の活用により、スラブ起源水といっても多種にわたる可能性がでてきた。これら多様なスラブ起源水による影響については、今後さらに詳しく検討を行う必要がある。本節で取り扱うのは、NaCl-CO₂型のもので含水鉱物の分解により生成したスラブ起源水、いわゆる有馬型のスラブ起源水である。NaCl-CO₂型のスラブ起源水は地層内の鉱物等との反応によるpHの変化により炭酸種の種類が変化する（2.2.2.5項）。NaCl、CO₂ともに腐食の原因物質であるので、評価の対象となる。これらの化学種の影響の程度の把握においては、スラブ起源水等の流量やその変化および持続時間などのパラメータも重要になってくる。このようなスラブ起源水のパラメータは、その成因とプロセスにより値と変動値が決まるため、まず、影響要因の整理が重要である。

2.2.2.2 要因の整理

深部流体等による地下水系への影響の要因を検討するには、まず、影響の原因であるスラブ起源水そのものの挙動と変化の仕組みの理解が必要である。本項では、1) スラブ起源水等の供給源とその供給源のメカニズム、2) 供給源から地下水系までの上昇経路、3) 上昇する流量と上昇時間について、それらの変動要因も考慮しつつまとめる。

1) 供給源のメカニズム

スラブ起源水の供給源はマントルに沈み込むプレート（スラブ）である。スラブには、元々海洋地殻を形成している中央海嶺で噴出した玄武岩およびその下位にある沈積岩やマントル起源岩石と玄武岩を覆う海底堆積物からなる。この中で、水は、玄武岩が噴出したときに海底熱水活動等により生成した含水鉱物（風早，1997）、沈み込むプレート内の断層に沿って浸透した間隙水およびその反応生成物の含水鉱物（Kerrick, 2002；Tilmann *et al.*, 2008）、さらに堆積物の間隙水として存在する。これらの水はその組成、挙動等がすべて異なり、全容の解明に至っていないのが現状である。間隙水は沈み込みに伴う圧密作用で搾り出されるが、多くは浅所で放出されると考えられている。しかし、深さ100kmまで潜った証拠もあるため（Sumino *et al.*, 2010）、すべてが浅所で放出されつくしてはいないようである。含水鉱物は、低温低圧化で安定なオパールから始まり、スメクタイト、イライト等の続成作用に関連する鉱物から角閃石、雲母のように高温高圧下でも安定なものまで幅広く存在し、それぞれ脱水する温度圧力条件が大きく異なる。このような鉱物—水系の反応、生成等については、たとえばHacker (2008) 等により解析され、プレートが沈み込む際に水がどの深度でどのくらいの

量が放出されるのかについて検討が行われている。しかしながら、どのようなタイプの水やガスが放出されるのかについては、まだよくわかっていない。

さて、スラブが供給源であり、含水鉱物の水も間隙水もスラブの沈み込みに伴い放出されるので、供給量はプレートの運動速度とプレートに含まれる鉱物種、間隙水の量で決定され、定常的な供給があるものと推定される。これは沈み込むプレートにより異なることも示しており、それぞれに固有値を持つと考えられる。さらに、プレートの沈み込む角度が場所によって異なるフィリピン海プレートと西南日本弧と九州—琉球弧の両者では、温度・圧力の関係が違うため、水の放出過程は異なるはずである。これらスラブ起源水の初期値が異なる場も念頭に置いておく必要がある。

2) 上昇経路

スラブ起源水の供給源から地下水系までの上昇経路としては、マントル内の浸透流的上昇経路と主に上部地殻内の亀裂系を上昇する経路の2種類がある。マントル内での上昇はよくわかっていない、並びに、本目的に対して重要性が低いと考えられる。しかし、マントルを上昇後、地殻下部に到達したときにどのような空間分布を示すのかについては、地表付近での上昇域を決定する重要な因子である。地殻下部の観測は、地震波や電磁気等を用いた地球物理学的手法に依存する。地震観測は、Hi-net 観測網の整備および解析技術の進展により飛躍的に向上し、現在では日本列島の広域にわたり地震波速度構造がわかるようになってきた。その結果、広域にわたるマントル—地殻の速度構造の不均一性が明らかとなり、その原因はさらに深いマントルの上昇流や、マントル対流による熱水流体の移動などによると考えられている。また、スラブ自体も速度構造が異なっており、低速度域を形成する場所では、スラブの脱水や放出された熱水の移動等の解釈がされている。さらに、地殻内部についても観測結果が集積されつつあり、地震波の低速度域に熱水流体が存在する可能性が多数の事例で指摘されている(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)。以上より、地殻下部では、熱水流体に偏在性が認められる。また、マグマの固化に伴い放出されるスラブ起源水についても、火山活動の局地性から偏在性は明らかである。したがって、まず、現在、ある場所で熱水上昇がありうるかどうかについては、地震波や電磁気による観測により検討が可能な状況にあると考えられる。なお、これらについては、主に観測結果を元にした地震学的解釈であるが、熱力学的に脱水反応を起こす温度圧力条件と整合性が確保されている場合は、より信憑性が高いものと思われる。今後は、地質学—地球化学等の物質科学的手法により、検証が進められるべきである。

次に地殻下部から地表付近への上昇経路についてであるが、深層地下水の調査により明らかになったスラブ起源水の空間分布(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013, 図2.2.1.4-1, 図2.2.1.4-5)から、偏在性があり、構造線や断層、あるいは火山の旧火道等を水みちとして上昇していると考えられる(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)。水みちとしての断層については、水みちとして機能する亀裂が存在すればよく、活断層でなければならないという前提はない。したがって、非常に古い現在は活動していない地質断層や火山火道等も上昇経路となりうる。どのような経路で上昇しうるのかについては、深層地下水の流出域に関する調査研究が重要であり(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)、流出域の特性と湧出機構等の解明が将来予測の上で重要である。

3) 流量と上昇時間

先に述べたように、スラブの脱水量は定常的であると考えられる。しかし、マグマによって運搬されるスラブ起源水はマグマ発生の間欠性によって、連続的には地殻下部に供給されないであろう。マントル内を熱水流体として上昇すると考えられる非火山地域のスラブ起源水は、マグマよりも流動性に富むため、比較的定常的に供給されている可能性がある。その流量については、平均的にはスラブの脱水量からマントル深部に潜ってゆく水を差し引いたものであり、Jarrard (2003) や Hacker

(2008)が、熱力学的反応を考慮し、スラブから地殻への供給量の見積りを行っている。風早ほか(2014)によれば西南日本弧において島弧長 500km あたりの供給量は 40L/sec であり、水文学的に観測されたスラブ起源水の流量(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012)は矛盾のない範囲で整合的である。

先に述べたように、地殻内を上昇するスラブ起源熱水の経路に熱水貯留層が存在している場合がある可能性がある。貯留層の存在は、地殻下部に供給されたスラブ起源熱水が地殻内を上昇する時間そのものを決定づけると同時に上昇時間を桁違いに多様化させる。このような上昇モデルを元に、 ^4He - ^{36}Cl による塩水年代測定法(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)を用いた地殻内の平均滞留時間あるいは上昇時間の推定は不可能ではなく、今後地殻内部の岩石種の推定と U,Th 濃度等のデータが蓄積されれば行うことが可能になるであろう。近年、地殻内にブライトレイヤーと呼ばれる地震波(S波)の反射面が多数存在することが明らかになってきており、熱水貯留層のルーフが反射面になっている可能性が指摘されている。これらの地震波の解析結果の活用も合わせて行う必要があるだろう。

2.2.3 各種変動パラメータの変化および影響の持続時間の検討

本節においては、各種変動パラメータについて現在の知見を集約し、その変動特性を地域特性がどの程度の大きさであるのかも含めて検討を行う。また、各種影響の持続時間について、地域特性の有無も含めて検討する。影響を与える流体のパラメータで変動を考慮するものとして、水温、化学組成、地下水系への流量、持続時間がある。化学組成はCO₂およびHCO₃等の無機炭素種とCl濃度が重要である。

2.2.3.1 水温の変動

地下から上昇するスラブ流体は、マントルを通過するため非常に高温である。地殻下部においては、400-500°C以上が想定される。また、マグマが地殻下部で固化する際に放出されるスラブ起源水も600°C以上の高温で放出されると考えられる。処分地深度に到達したときの水温は、上昇速度等にもよると考えられるが、CO₂の気相を持つ流体として最速で上昇した場合、処分地深度の静水圧下でのboiling pointに相当する温度になる。水温は、スラブ起源流体の流入が想定される場合は、処分地深度では最大で200°C程度であろう。

2.2.3.2 化学組成の変動

流体の化学組成を決定するのは、初期組成および化学反応・相平衡であるが、反応・相平衡は温度の関数であり、深部から上昇する流体の上昇速度の変化によっても水温が変化するため注意を要する。スラブ起源水の組成は、有馬型熱水の場合、Cl濃度が40,000mg/L、CO₂>0.6M以上と推定されている(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)。しかし、スラブの脱水場所や温度環境の違いにより、初期組成が変化すると考えられるが、初期組成がどのように決まるのかまだよくわかっていない。2.2.2.2項で述べたように、スラブ起源水の上昇速度には非常に大きな違いがあると考えられるため、岩石等との反応による水質変化は非常に大きな幅を持ちうる。正確な予測を行うことはできないが、2.2.1.5項で述べたように、CO₂は上昇場所によっては失われうるものであること、Cl濃度は変化しないで上昇すること等を地球化学的エビデンスとして扱うことができる。

2.2.3.3 流量の変動

次にスラブ起源水の流量については、前節で述べたように、供給源のメカニズムと経路に大きく依存する。すなわち、火山性(マグマ活動)と非火山性(プレートの脱水・マントルから直接供給)の2種類はスラブから放出された水を起源とするが、上昇経路と形態が異なるため、地殻下部から上昇するモデルを作成する場合でも初期値がまったく異なることになる。スラブからの供給量は、たとえば西南日本弧の場合で島弧500kmあたり40L/sec(前節参照)である。この量は100万年間では、 1.3×10^{11} トンの膨大な量の水が最終的に熱水として上昇してくることになる。この水がマグマ生成と有馬型のようなスラブから直接上昇する熱水に振り分けられている。振り分けられる割合は、プレートの沈み込み角や温度など様々は条件により変化すると考えられるため、広域的には地域性が存在する。2.2.1.4項で示したスラブ起源水の広域分布より、東北日本弧では、主にマグマとしてスラブ起源水が運搬されること、そして西南日本弧では主に有馬型に代表されるスラブ起源熱水としてマグマを経由しないで前弧側に上昇すると推定される。また、上昇する場所は、火山形成場や断層・構造線沿い等に限られるため、空間的な流量平均値は流量としての意味はあまりない。

マグマ起源のスラブ起源水は、火山ガスやそれを溶解して生成する強酸性熱水と異なり、地下深部

で固化したマグマから放出されるため、放出される熱水の量は地下に貫入したマグマの規模に大きく依存する。現在観察されるマグマ溜りの化石としての花崗岩の規模や巨大カルデラ噴火時の噴出物量等から、地殻深部のマグマ溜りは 100km^3 以上に達しうる。仮に 100km^3 のマグマに 10wt% の水が含まれていた場合では、このマグマ溜りが固化する際に放出される熱水の総量は、マグマの密度を $2,500\text{kg/m}^3$ とすると、 2.5×10^{10} トンである。この量は 100 万年間に上昇する西南日本の熱水量の 1/5 の規模になる。流量値については、スラブ脱水が恒常的に生じていると考えられるので、長期的かつ広域的にはほぼ一定に保たれるはずである。しかし、スラブ起源水をマグマが運搬する場合は、地殻内におけるマグマの挙動により、地表への流動パターンは大きく変化することに留意しなければならない。

直接スラブから熱水として上昇する場合は、地下に貯留層がある場合でも、長期的には定常性を保っているはずであり、マグマ由来のスラブ起源水の変動よりも変動幅は小さいであろう。ただし、地下における貯留層の形成や断層活動による熱水上昇等もあるため、短期的には変動しうるものである。現在、熱水上昇の痕跡がない断層地域においても将来は熱水活動が生じる可能性がある点は留意すべきである。より詳細な変動幅については、さらに事例を含めた検討が必要である。

2.2.3.4 持続時間の検討

熱水活動の持続時間は、供給のメカニズムと上昇経路の特性により決まると考えられる。マグマに由来するスラブ起源水は、マグマの固化により放出されるので、マグマの規模、固化速度により供給量と流量が決まる。ひとつのマグマ活動の寿命は数 10 万年程度と考えられるので、持続時間も同等の長さが想定されるべきである。しかし、複成火山の形成機構等から同じ場所に何度も別のマグマが供給される事例は一般的であり、このような場においては一回のマグマ活動の持続時間はあまり意味がないため、継続的に供給されるものとする方が適当である。

直接スラブから上昇するスラブ起源水は、流量の変動幅の検討と同様の理由で、基本的には長期的かつ連続的に活動するものと考えられる。しかし、地殻浅部の貯留層の存在と断層活動等による小規模な流量変動時の持続時間については、1.4 章にて取り上げている熱水活動の予測に関する問題等も含めてまだ不明な点が多く、さらに事例を含めた検討が必要である。

2.2.4 問題点や不確実性に係る課題

2.2.2 節および 2.2.3 節において、スラブ起源熱水の活動の範囲、供給のメカニズム、供給経路、地殻内における挙動等についてまとめるとともに、地下水系に与える影響因子の変動パラメータの特性や初期値、モデル化する際の境界条件等の検討を行った。熱水の広域分布から、供給メカニズムが推定されたが、東北日本弧と西南日本弧では、供給経路の大きな違いにより、その活動域の分布や各種変動パラメータの変化等が異なることがわかった。これは、広域テクトニクスの場の違いにより、変化パラメータの初期値や変動特性が異なることを意味しており、地域別のそれぞれのプロセスおよび変化パラメータ等についてさらに詳細に検討しなければならないことを意味する。それぞれの地域における地球化学的・地質学的エビデンスをもとにして、供給源であるスラブの脱水現象、地殻内での熱水上昇機構と経路、上昇に要する時間と幅などについて、それぞれのテクトニクス地域でまとめる必要がある。

2.3 前弧側深部流体の起源と特性の検討

【実施内容】

東北日本前弧側には NaCl-CO₂ 型ではなく、NaCl-CH₄ 型の深部流体が存在する。その成因については、長期停滞型の変質海水であるのか、低温・低圧環境でスラブ脱水 (5) した深部流体であるのかわかっていない。また、九州地方では四国—近畿地方とプレートの沈み込む角度が大きく異なり、火成活動も活発であるが、前弧側に NaCl-CH₄ 型の深部流体が存在する。東北日本の太平洋側沿岸域や九州地方における深部流体の将来にわたる変動を検討するため、NaCl-CH₄ 型の深部流体の成因について検討する。以上の成果は、太平洋側沿岸域における深部流体による変動の幅や持続時間の検討結果に科学的根拠を与える上でも必須であり、原子力規制委員会が作成する精密調査結果の判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映される。

【成果】

2.3.1 NaCl-CH₄型の深部流体の分布と特徴

これまでの既存研究 (Urabe *et al.*, 1985) にて報告されたり、深層地下水データベース (高橋ほか, 2011; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013) に登録されたりしている温泉付随ガスの組成について、東北地方から関東地方および四国から九州南部の前弧域における分布をまとめると、沿岸部には付随ガスの組成がメタンを主体とした温泉が存在することがわかる (図 2.3.1-1)。2.1.2 節において登録した地理情報データのうち、産業技術総合研究所の独自分析データにより登録されたもので、沿岸部にあるメタンを主体とする温泉付随ガスが確認されている地点の周囲 5km にあるものを抽出した。東北～関東地域で 81 点、四国～九州南部で 24 点の温泉がピックアップされた。本節以降の NaCl-CH₄ 型の議論は、ここで抽出された 105 点のデータセットを利用する。

温泉付随ガス中のメタンは、堆積盆に形成されるガス田によるものや、堆積物がスラブの沈み込みに伴って分解生成されたものが上昇してもたらされるもの等がある。図 2.3.1-1 にて示されたメタン分布の一部は、常磐、房総、宮崎のガス田の分布と一致する。深層地下水データベースから抽出された 105 点の温泉の水質タイプは、東北～関東地域では、62 点が Cl 型や Cl-HCO₃ 型であり、残りの 19 点が HCO₃-Cl 型、HCO₃ 型等であった。四国～九州南部地域では、12 点が Cl-HCO₃ 型や Cl 型であり、12 点が HCO₃-Cl 型、HCO₃ 型等であった。両地域ともに、Cl 型の温泉が主であって、ガス田に付随する高濃度の NaCl 流体の影響を受けていると考えられるが、沿岸部であることから海水の寄与があるかもしれない。一方、四国～九州地域では、東北～関東地域のデータセットよりも HCO₃ 型の比率が高い。

東北～関東地域の HCO₃ 型の温泉では、溶存無機炭素 (DIC) 濃度が低く、炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) も低い値を示すものが多く (図 2.3.1-2)、DIC の起源としては、土壌ガスの CO₂ が溶解したものが主であると考えられる。四国～九州地域の HCO₃ 型の温泉では、DIC 濃度が高く、 $\delta^{13}\text{C}$ も高い値を示すものが多い。また、Cl 型の温泉は、どちらの地域でも $\delta^{13}\text{C}$ の値の範囲が広い (図 2.3.1-2)。低い $\delta^{13}\text{C}$ を示す炭素成分の起源として、前述のような土壌ガス中の CO₂ の他に、メタンの分解が想定される。有機物からメタンが生成するときには、メタンの $\delta^{13}\text{C}$ が低くなり、DIC の $\delta^{13}\text{C}$ が高くなるのが一般的であるが (Coleman *et al.*, 1981; 早稲田, 2010)、生成したメタンが別の場所へ供給されたり、長期にわたって貯留されたりした後に分解すると、DIC の $\delta^{13}\text{C}$ が低くなる。逆に、高い $\delta^{13}\text{C}$ を示す炭素成分の起源としては、深部流体のような地下深部からの上昇流体やメタンと同時に生成される DIC 等が想定される。したがって、東北～関東地域の Cl 型、四国～九州地域の HCO₃ 型と Cl 型の温泉では、深部流体と同様な起源の CO₂ が溶存していることが、 $\delta^{13}\text{C}$ から想定される。四国～九州地域には付加コンプレックスの地層が存在することから (図 2.3.1-1)、可能性としては、沈み込んだフィリピン海プレートにおいて、生成されたメタンや CO₂ が、付加体内に存在する断層を地

下深部からの流体の通路として上昇することで、CO₂やメタンが供給されて、四国～九州地域にはHCO₃型の温泉が増加したと考えられる。尾山ほか(2011)においても、西南日本の付加コンプレックスにおいて、HCO₃型の地下水が多く見られることが報告されており、地下深部から上昇してくるCO₂ガスの供給の可能性が指摘されている。

NaCl-CH₄型の温泉水に含まれる炭素成分の起源として、ガス田を形成するようなメタンや深部から上昇した流体が想定された。次節では、含まれるガス成分ではなく、深部流体の形成過程について検討を行う。

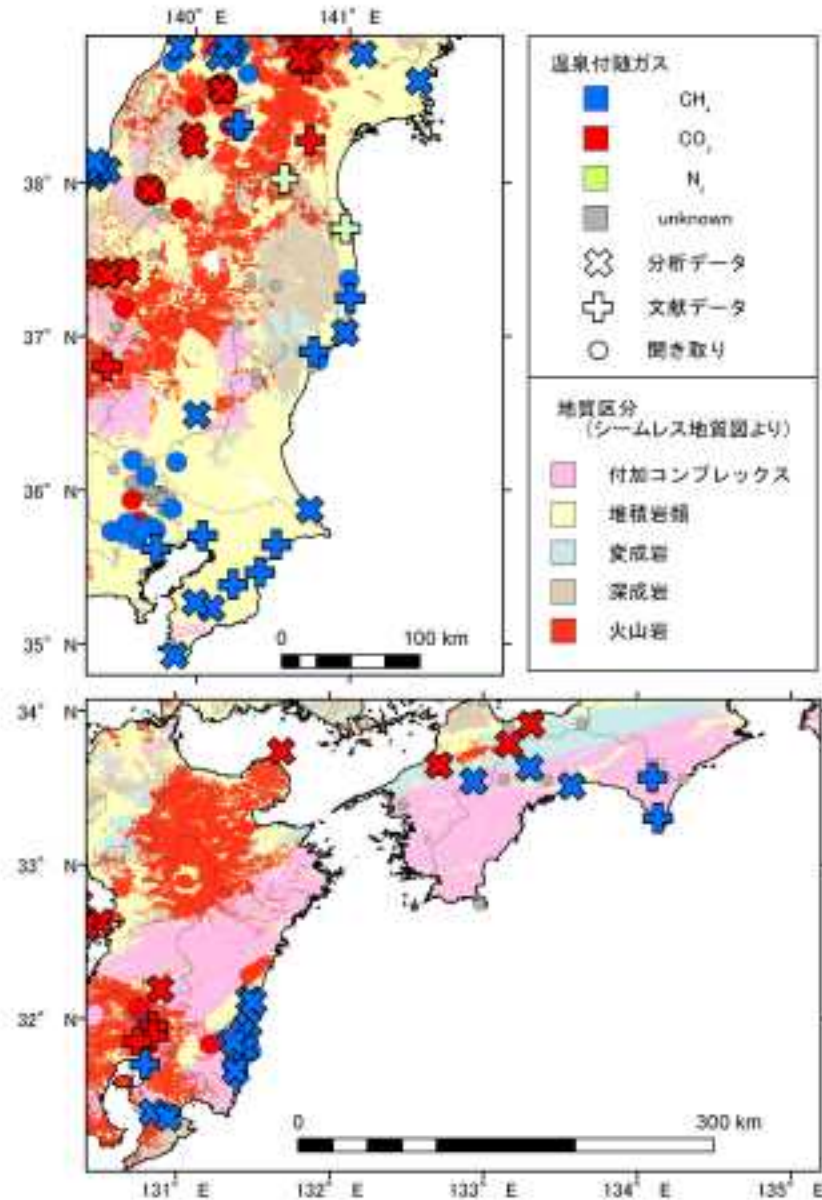


図 2.3.1-1 温泉付随ガス（遊離ガスとして確認できた地点、溶存ガスを含まない）の主要成分の種類ごとの分布。

深層地下水データベース(高橋ほか, 2011; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)のデータを含む。地質図はシームレス地質図(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2010)を使用。

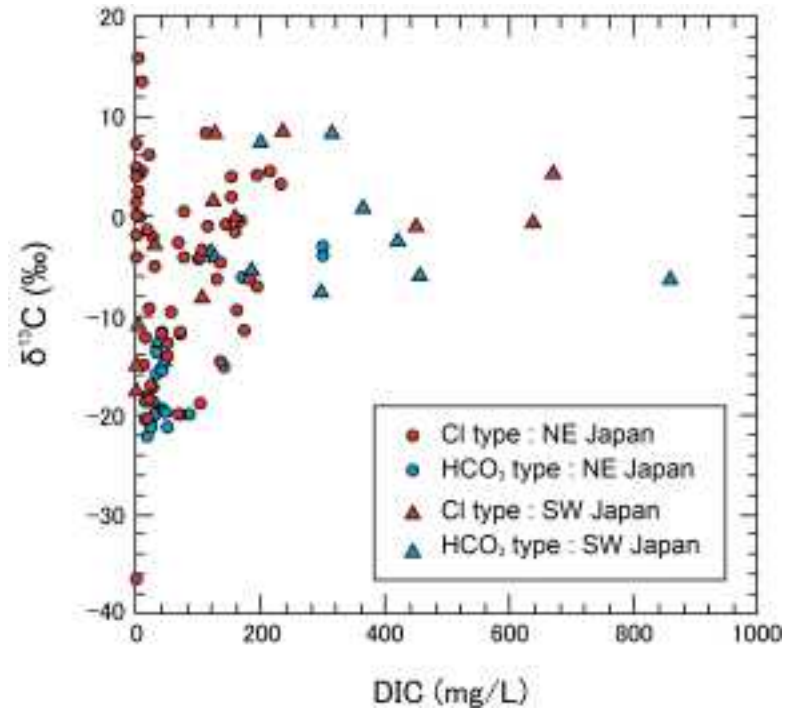


図 2.3.1-2 東北日本と西南日本における NaCl-CH₄ 型流体の近傍温泉の水質タイプごとの炭素同位体比と DIC 濃度。深層地下水データベース（高橋ほか，2011；産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2013）のデータを含む。

2.3.2 NaCl-CH₄型熱水の成因

NaCl-CH₄型の深部流体は、Li/Cl比で見ると、一部に上昇型に分類されるものがあるが、主に停滞型の深部流体に分類される。停滞型の深部流体には、海水やいわゆる化石海水や古海水と呼ばれるような海水起源の水(加藤ほか, 2000; 加藤・梶原, 1986; Matsumoto, 1992)と続成作用時に鉱物から付加された水(Dahlmann and de Lange, 2003; 甲斐・前川, 2009; 大沢ほか, 2006)があり、その混合によって、同位体組成や塩濃度の変動幅が大きいと考えられている。

2.3.1節にて報告されたNaCl-CH₄型流体について、大沢ほか(2010)で報告されたCl-Li-ホウ素の関係を用いて、続成流体の特徴の有無について検討した。Cl濃度が200mg/L以上でホウ素濃度のデータが得られている試料と、大沢ほか(2010)で報告された宮崎地域における値を図2.3.2-1に示す。四国の試料では、続成流体と上昇流体の間にプロットされているものがある。大沢ほか(2010)では宮崎平野の深層地下水は、現在の海水と続成流体が起源として挙げられている。四国と宮崎の試料は、同じ付加コンプレックスの地層に位置するが、その成因に違いがあるようである。また、四国、関東地域の試料には、海底堆積物間隙から排出された海水とLiに富む地下水の混合によって形成された地下水が見られる。四国以外の東北や関東地域の試料では、宮崎と同じように現在の海水と続成流体が起源として考えられる。

次にCl濃度と δD の関係(図2.3.2-2)から、深部流体の成因について検討する。Cl濃度と δD 値が低い天水成分とCl濃度と δD 値が高い塩水成分が混合しており、大部分は産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2012)で報告された停滞型の深部流体と同じ傾向を示しているが、一部にこれまでの報告にない領域にプロットされる試料がある。大部分の試料で示されている塩水成分は、古海水や続成流体といった停滞型の深部流体、あるいは海水が想定される。NaCl-CH₄型の深部流体の分布が沿岸部に近いことから、現在の海水との混合も十分に考えられるが、Cl-Li-ホウ素の関係からは、現在の海水よりも海底堆積物間隙から排出された海水が起源として考えられる。Cl濃度と δD の関係も現在の海水そのものの値との混合より、やや外れた傾向を示しており、何らかの組成変化を受けているものと思われる。宮崎地域ではCl濃度が海水と同程度の流体と2,000mg/L程度の流体の2つの成分が見られる。大沢ほか(2010)では、高濃度の流体は、海底堆積物間隙から排出された海水であり、低濃度の流体は、続成作用時の粘土鉱物層間水を起源とする流体としている。図2.3.2-2では、NaCl-CH₄型流体のほとんどは、前者の高濃度の塩水と浅層地下水の混合の傾向を示すが、図2.3.2-1からは、現在の海水や海底堆積物間隙から排出された海水と続成流体の混合を示すものが多くある。多くのNaCl-CH₄型の深部流体の成因として、現在の海水や海底堆積物間隙から排出された海水と続成流体が混合したものに、浅層地下水の混合によって希釈されていると考えられる。海水成分と続成流体の成分の混合では、図2.3.2-1にあるように、高濃度成分の寄与が高いものと考えられる。

一方、Cl-Li-ホウ素の関係から(図2.3.2-1)、Liに富んだ地下水の寄与が示唆されていた四国地域では、Cl濃度と δD の関係の傾きが緩やかであり、中には、上昇型の深部流体である有馬地域の傾きと類似したものもある。この四国の試料のLi/Cl比は0.0004であり、上昇型の深部流体の目安である0.001よりも低く、 δD - $\delta^{18}O$ の関係も有馬型の流体とは異なる傾向を示している。このように、Liに富む上昇型の深部流体と似た傾向と、停滞型の深部流体と似た傾向が混ざりあっているようである。四国地域での深部流体試料の個数が少ないこともあり、東北南部や北茨城の試料のいくつかで、Li成分の寄与が示されているものがあるが、Cl濃度と δD の関係では、他の地域のNaCl-CH₄型の試料と比較しても、特に傾きの違いが見られない。高塩濃度の現在の海水や海底堆積物間隙から排出された海水とLiに富む地下水が混合したものに、浅層地下水の混合により形成されたと考えられる。

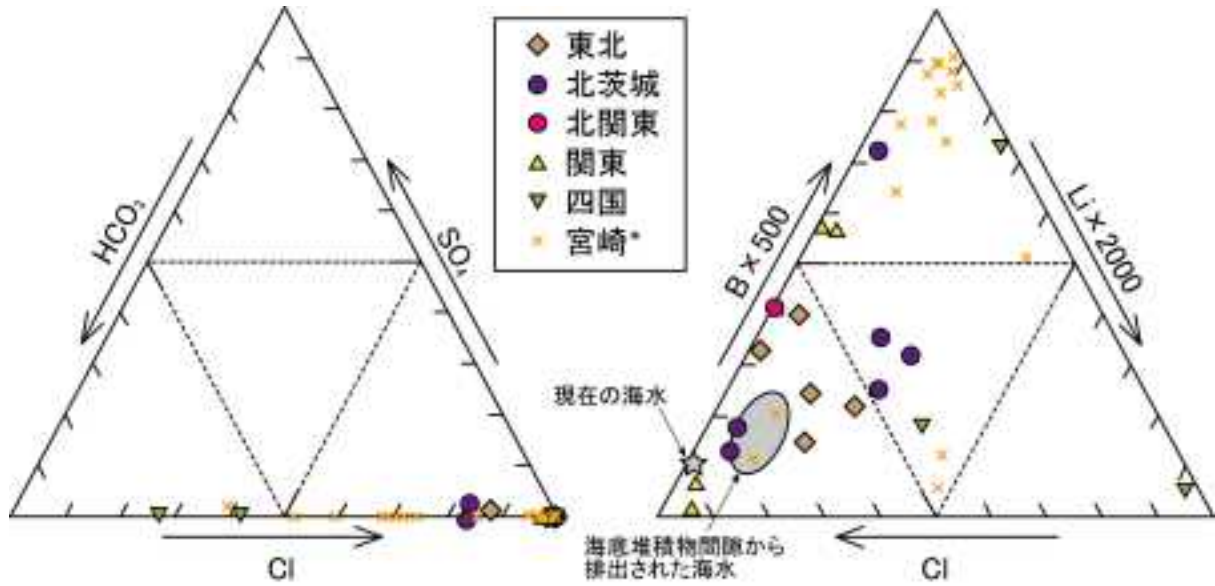


図 2.3.2-1 NaCl-CH₄ 型の深部流体の陰イオン組成と Cl-Li-B ダイアグラム.

* : 大沢ほか (2010) による.

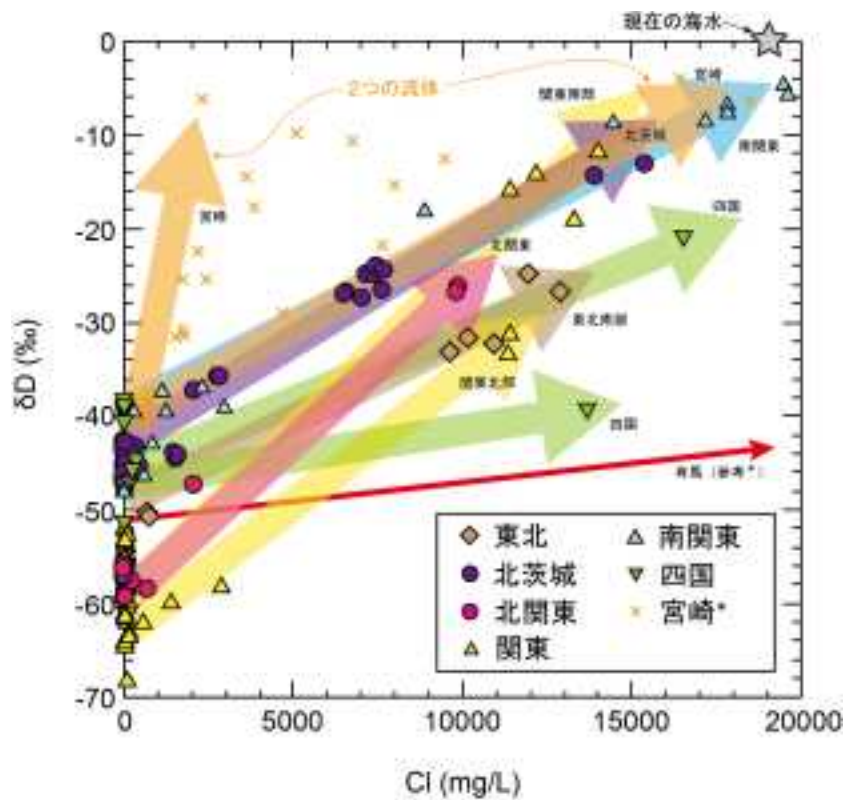


図 2.3.2-2 NaCl-CH₄ 型の深部流体の Cl 濃度と水素同位体比の関係.

* : 大沢ほか (2010)による. 深層地下水データベース(高橋ほか, 2011 ; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)のデータを含む.

以上についてまとめると、沿岸域の NaCl-CH₄ 型の深層地下水の多くは、粘土鉱物などから放出される続成流体と海水起源の間隙水の混合で説明可能である。四国等の一部地域においては、前弧側に高い Li/Cl 比を持つ高温環境を経た深部流体の寄与が考えられるものも存在する。これらについては、すべて堆積岩—付加体地域にある深層地下水であり、基本的には長期停滞型の深部流体に属するものと考えられる。長期停滞水に、深部熱水の混合の寄与があると考えられる場合は、Br/Cl 指標の導入も含めて詳細に検討する必要がある。

【まとめと今後の課題】

マントル起源ガスの上昇域の特徴について、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の分布から、その地域性および特徴を抽出した。また、Li/Cl 比によるスラブ起源熱水の分布範囲についてまとめるとともに、新たなスラブ起源流体指標として Br/Cl 比を提案した。Br/Cl 比はハロゲン元素比であり反応性は低い、固体—溶液間の分配比が異なるため、含水鉱物由来のスラブ起源水と間隙水由来のスラブ起源水等の化学組成の異なる熱水を起源分別できる可能性がある。これにより、さらに詳細なスラブ起源水の活動範囲がわかる。また、スラブ起源水供給のメカニズムが東北日本弧と西南日本弧で大きく異なることもわかった。スラブ起源水の供給経路、地殻内における挙動等についてまとめるとともに、地下水系に与える影響因子として、水温、化学組成、流量、時間等を挙げ、そのパラメータの変動特性や初期値、モデル化する際の境界条件等の検討を行った。

テクトニクスにより異なるスラブ起源水の活動を生じることがわかった。そのため九州、西南日本、東北日本、北海道等の地域別に各種変動パラメータの変化の幅、影響の持続期間についての評価検討を行う必要がある。さらに、スラブ起源流体の発生場所、形態等の違いによって水質特徴、上昇場がどのように変わるのか、その原因と地域性についてまとめる必要がある。

【付録】

付録1) 深部流体の化学組成推定のための放射性炭素 (^{14}C) 指標の検討

深部流体はその上昇過程において、化学組成が大きく変化するが、我々が採取可能な地下水試料では、地表付近の浅層地下水が混入している。そのため、深部流体の化学組成の地域的特徴を扱う場合、化学組成の比を指標としている。しかしながら、浅層地下水の混入の影響を取り除くことができれば、化学組成の濃度についての地域的特徴が把握できる。そのために、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012, 2013) では、深部流体に含まれないが浅層地下水に特徴的な化学成分であるトリチウムを指標とした水質推定を行ってきた。ここでは、トリチウムと同じように、深部流体と浅層地下水の混合の指標と期待される ^{14}C を用いた解析について検討する。

^{14}C は半減期が 5,570 年とトリチウムの 12.3 年よりも桁違いに長い、深部流体には含まれない成分であり、また、浅層地下水においては、長い半減期を持つために指標としての適応年代が長いと期待される。そこで、 ^{14}C が深部流体の化学組成推定のための指標として用いることができるのかどうかの検討を、北海道石狩平野北部・南部、北海道シオワッカ、青森県岩木川中流域、山形県寒河江、群馬県八塩、鳥取県三朝、愛媛県伊予中山の各地域の既存試料を用いて行った。また、トリチウム濃度のいくつかは、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012, 2013) で報告した値を用いている。

トリチウムは水そのものを構成する水素原子の同位体であるが、 ^{14}C は水の溶存成分であるため、深部流体が浅層地下水と混合したときの ^{14}C 濃度の変化は、両者における溶存無機炭素 (DIC) 濃度に応じたものとなる。したがって、 ^{14}C 濃度と DIC 濃度の積が指標となる。

各地域のトリチウム濃度、 ^{14}C 濃度と Cl 濃度をみると (図 A1-1)、トリチウム濃度や ^{14}C 濃度が減少するにつれて、Cl 濃度が増加する関係が見られる地域がいくつかある。これらの地域では、上昇してきた深部流体と浅層地下水の混合で説明が可能である。一方、Cl 濃度とトリチウム濃度や ^{14}C 濃度との関係が両者の混合では説明できない地域がある。

浅層地下水と深部流体の混合が示唆される北海道シオワッカ、群馬県八塩、愛媛県伊予中山の3つの地域について、トリチウム指標と ^{14}C 指標の違いを比較すると、 ^{14}C 指標の方がトリチウム指標よりも Cl 濃度との関係で直線性が悪かったり、Cl 濃度が高いものの方が ^{14}C ・DIC 濃度指標が低かったりするものがある。このような試料は、 ^{14}C 濃度だけを見れば Cl 濃度の変化に対してさほど違和感

のある値ではなく、DIC 濃度が低いことが Cl 濃度との関係を乱す原因となっていると思われる。実際、これらの地下水や河川水試料には、遊離ガスが付随しており、炭素成分が CO₂ として脱ガスしていることが予想される。また、深部流体そのものではなく、CO₂ ガスのみが分離して輸送されることで、深部流体起源の炭素成分のみが供給されることも予想される。このような脱ガスや供給過程において生じる同位体分別による ¹⁴C 濃度の変化は、 $\delta^{13}\text{C}$ を用いることで補正されるが (Stuiver and Polach, 1977)、仮にその補正を行わない場合でも、Cl 濃度との関係で直線性が悪かったり、Cl 濃度が高いものの方が ¹⁴C・DIC 濃度指標が低かったりする状況に変わりはない。したがって、同位体分別の補正によって、直線性が悪くなるのでは無いようである。

深部流体の化学組成の推定のための指標として ¹⁴C 濃度を用いるためには、脱ガスや CO₂ 供給といった炭素成分の動態について吟味して、それらの影響の無い試料を用いる必要がある。また、深部流体には CO₂ やメタンといった炭素を含むガス成分が多量に付随することから、¹⁴C を深部流体の化学組成推定のための定量的な指標として用いるためには、注意が必要である。

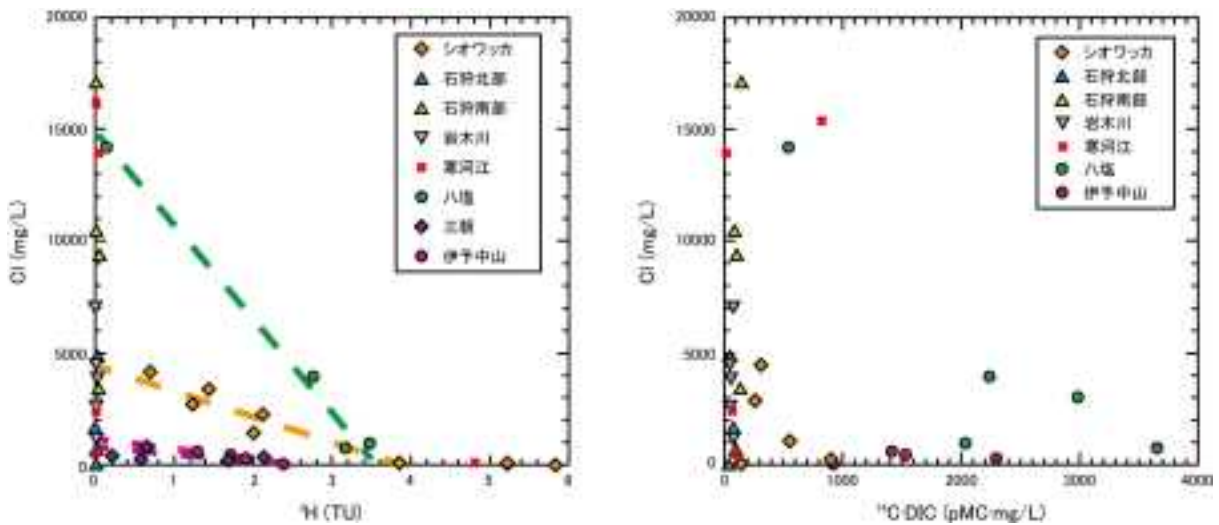


図 A1-1 トリチウムと ¹⁴C-DIC 濃度指標と Cl 濃度の関係。

深層地下水データベース (高橋ほか, 2011; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013) のデータを含む。

付録2) スラブ起源流体の ³⁶Cl/Cl 指標

これまで、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2009, 2012, 2013) において、主に構造線周辺の地下水試料を用い、深部流体の ³⁶Cl/Cl について検討を行ってきた。ここでは、上昇型だけでなく停滞型の深部流体も含め、地域的な特徴についてまとめる。

ここで対象とした深部流体の Cl 濃度と ³⁶Cl/Cl との関係を図 A2-1 に示した。図 A2-1(a) は、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) の 1.3.2.2 項に新たなデータを追加したものであり、深部流体の上昇域として知られている有馬—高槻構造線周辺、中央構造線周辺、関東山地北縁部の地下水試料に加え、四国南部において Li/Cl が 0.001 以上で上昇型の深部流体の寄与が推定される地下水試料のデータを取得した。また、典型的な上昇型の深部流体である津和野およびシオワッカ (北海道) の地下水・湧水試料のデータも示してある。図 A2-1(a) を見ると、構造線周辺の地下水試料の ³⁶Cl/Cl は、 1×10^{-15} から 1×10^{-14} 程度まで、幅広い値を示していることがわかる。これと比較して、関東地方北縁部の地下水試料は全体的に低い ³⁶Cl/Cl を示しており、 1×10^{-15} 以下から 4×10^{-15} 程度である。いずれの地域においても、高 Cl 濃度で ³⁶Cl/Cl が 1×10^{-15} 前後の地下水試料が存在し、U,

Th 濃度の低いマントルを経由したスラブ起源深部流体が寄与しているものと推定できる。各地域における $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の変動幅は、深部流体が地殻に供給されてからの滞留時間に依存しているものと考えられる。また、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) で述べたように、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の変動幅は、深部流体の上昇経路の違いとも関連している可能性が考えられる。マントルウェッジを経由せずにより前弧側に上昇してくる場合、比較的高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を持っていることが予想される。実際に、四国南部の地下水試料 ($\text{Li}/\text{Cl} > 0.001$) は、 1×10^{-14} 前後の比較的高い値を示している。

一方、図 A2-1(b) には、顕著な上昇型の深部流体以外の地下水試料のデータを示した。館林周辺の地下水試料は、 10^{-15} 台前半から 1×10^{-14} 程度の値を示している。低 Cl 濃度においても $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は比較的低く、最近の天水成分の影響は受けていない。寒河江の地下水試料は Cl 濃度が 10,000 mg/L 以上と高く、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は 10^{-15} 台後半の値である。茨城北部沿岸では、1 試料を除き 10^{-15} 台後半の値を示している。こちらでも低 Cl 濃度の試料まで $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は比較的一定であり、起源となった深部流体の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を保っていると思われる。石狩平野においては、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は 4×10^{-15} 程度と比較的低く、トリチウム濃度は検出限界以下 (< 0.04 TU) である。津軽平野では、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は 10^{-15} 台前半から 1×10^{-14} 程度までの変動幅を持っている。周辺の深層地下水のトリチウム濃度は検出限界以下であるため、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の変動は浅層地下水の影響ではなく、帯水層を構成する岩石の化学組成の不均質性などを反映している可能性もある。これらの地下水に寄与する深部流体が、上昇型あるいは停滞型のどちらであるかは明瞭ではないが、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ からは塩水成分の年代はかなり古いことが予想できる。厳密な起源や年代については個々に検討が必要であるが、深部流体は地域ごとの条件に応じた $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を有していることがわかる。

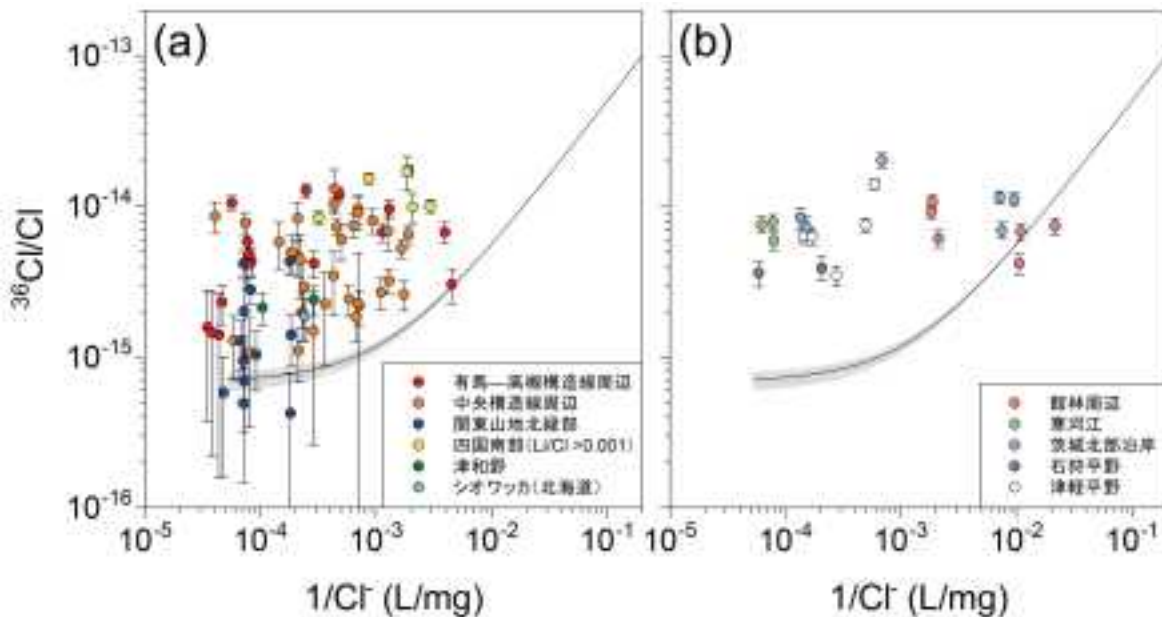


図 A2-1 深部流体試料の Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ との関係。

典型的な深部流体の上昇域 (a) およびそれ以外の地域 (b) (停滞型を含む) について示した。図中の曲線は、海水 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (0.71 \pm 0.08) \times 10^{-15}$, $\text{Cl} = 19,000$ mg/L) と浅層地下水 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 100 \times 10^{-15}$, $\text{Cl} = 5$ mg/L) との混合線を示している。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2009, 2012, 2013)のデータを含む。

【引用文献】

- Coleman, D. D., Risatti, J. B. and Schoell, M. (1981) Fractionation of carbon and hydrogen isotopes by methane - oxidizing bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, no. 7, 1033-1037.
- Dahlmann, A. and de Lange, G. J. (2003) Fluid-sediment interactions at Eastern Mediterranean mud volcanoes: a stable isotope study from ODP Leg 160. *Earth Planet Sci Lett*, 212, no. 3-4, 377-391.
- Fehn, U., Lu, Z. and Tomaru, H. (2006) Data report: $^{129}\text{I}/\text{I}$ ratios and halogen concentrations in pore water of Hydrate Ridge and their relevance for the origin of gas hydrates: a progress report. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 204, 1-25.
- Giggenbach, W. F. (1992) Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth Planet Sci Lett.*, 113, no. 4, 495-510.
- Hacker, B. R. (2008) H_2O subduction beyond arcs. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, 24.
- Jarrard, R. D. (2003) Subduction fluxes of water, carbon dioxide, chlorine, and potassium. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4.
- 甲斐邦・前川恵輔 (2009) 北海道幌延地域の新第三系珪藻質泥岩中の地下水の酸素・水素同位体比と塩化物イオン濃度. *石油技術協会誌*, 74, 96-106.
- Kastner, M., Elderfield, H., Martin, J. B., Suess, E., Kvenvolden, K. A. and Garrison, R. E. (1990) Diagenesis and interstitial-water chemistry at the Peruvian continental margin -major constituents and strontium isotopes. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 112, 413-440.
- 片山郁夫・平内健一・中島淳一 (2010) 日本列島下での沈み込みプロセスの多様性. *地学雑誌*, 119, no. 2, 205-223.
- 加藤進・安田善雄・西田英毅 (2000) 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*, 65, 229-237.
- 加藤進・梶原義照 (1986) 新潟地域油ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成. *石油技術協会誌*, 51, 113-122.
- Kawamoto, T., Yoshikawa, M., Kumagai, Y., Mirabueno, M. H. T., Okuno, M. and Kobayashi, T. (2013) Mantle wedge infiltrated with saline fluids from dehydration and decarbonation of subducting slab. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 110, no. 24, 9663-9668.
- 風早康平 (1997) 島弧の活火山から放出される水 -その起源と量-. *日本水文科学会誌*, 27, no. 2, 105-116.
- 風早康平・高橋正明・安原正也・西尾嘉朗・稲村明彦・森川徳敏・佐藤努・高橋浩・大沢信二・尾山洋一・大和田道子・塚本斉・堀口桂香・戸崎裕貴・切田司 (2014) 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴. *日本水文科学会誌*, in press.
- Kerrick, D. (2002) Serpentinite seduction. *Science*, 298, no. 5597, 1344-1345.
- 久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (2003) 20万分の1地質図幅「福島」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Kusuda, C., Iwamori, H., Kazahaya, K. and Nakamura, H. (in review) Arima hot spring waters as a deep-seated brine from subducting slab. *Earth Planet Space*, in review.
- Martin, J. B., Gieskes, J. M., Torres, M. and Kastner, M. (1993) Bromine and Iodine in Peru margin sediments and pore fluids: implications for fluid origins. *Geochim. Cosmochim.*

- Acta, 57, no. 18, 4377-4389.
- Matsumoto, R. (1992) Causes of the oxygen isotopic depletion of interstitial waters from sites 798 and 799, Japan Sea, Leg 128. in Proceedings The Ocean Drilling Program, Scientific Results 1992, Volume 128/129, 697-703.
- Muramatsu, Y., Doi, T., Tomaru, H., Fehn, U., Takeuchi, R. and Matsumoto, R. (2007) Halogen concentrations in pore waters and sediments of the Nankai Trough, Japan: Implications for the origin of gas hydrates. *Appl. Geochem.*, 22, no. 3, 534-556.
- 西来邦章・伊藤順一・上野龍之 (2012) 第四紀火山岩体・貫入岩体データベース.
- 大沢信二・網田和宏・山田誠・三島壮智・風早康平 (2010) 宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因-温泉起源流体としての続成脱水流体-. *温泉科学*, 59, no. 4, 295-319.
- 大沢信二・網田和宏・山田誠・風早康平 (2006) 宮崎県の大深度掘削温泉から流出する続成流体. *温泉科学*, 56, 90.
- 尾山洋一・高橋正明・塚本斉・風早康平・安原正也・高橋浩・森川徳敏・大和田道子・芝原暁彦・稲村明彦 (2011) 日本列島の非火山地域における深層地下水水質と地質との関係について. *原子力バックエンド研究*, 18, 25-34.
- Ozima, M. and Podosek, F. A. (2002) *Noble Gas Geochemistry*. Cambridge University press.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2009) 活断層データベース 2009年7月23日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2010) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2010 年 2 月 1 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2009) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成20年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成22年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成23年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成24年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編 (2012) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料－立地要件への適合性とその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, 556.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2007) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成18年度事業報告書.
- Stuiver, M. and Polach, H. A. (1977) Reporting of C-14 Data. *Radiocarbon*, 19, no. 3, 355-363.
- Sumino, H., Burgess, R., Mizukami, T., Wallis, S. R., Holland, G. and Ballentine, C. J. (2010) Seawater-derived noble gases and halogens preserved in exhumed mantle wedge peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 294, no. 1-2, 163-172.
- 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本斉・佐藤努・高橋浩・森川徳敏・大和田道子・尾山洋一・芝原暁彦・稲村明彦・鈴木秀和・半田宙子・仲間純子・松尾京子・竹内久子・切田司・大丸純 (2011) 深層地下水データベース. 地質調査総合センター研究資料集, no. 532.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Dapeng, Z., Kido, Y. and Shukuno, H. (2002) Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones. *Earth. Planet. Sci.*

Lett., 197, 105-116.

Tatsumi, Y. (1989) Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *J. Geophys. Res.* -Solid, 94, no. B4, 4697-4707.

Tilmann, F. J., Grevemeyer, I., Flueh, E. R., Dahm, T. and Gossler, J. (2008) Seismicity in the outer rise offshore southern Chile: Indication of fluid effects in crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 269, no. 1-2, 41-55.

Tong, P., Zhao, D. and Yang, D. (2012) Tomography of the 2011 Iwaki earthquake (M 7.0) and Fukushima nuclear power plant area. *Solid Earth*, 3, no. 1, 43-51.

Urabe, A., Tominaga, T., Nakamura, Y. and Wakita, H. (1985) Chemical compositions of natural gases in Japan. *Geochem. J.*, 19, no. 1, 11-25.

早稲田周 (2010) 国内天然ガスの炭素同位体地球化学. *Researches in Organic Geochemistry*, 26, 3-12.

3. 安全審査に向けた基本的考え方の整備

安全設計の基本的要件や安全評価の基本的考え方等の、安全審査に向けた基本的考え方を精密調査地区選定開始時期までに取りまとめるため、安全審査の際に一般的に活用される指標や代替的指標の抽出とその活用方法について検討する。

3.1 時間スケールや処分環境を考慮した地質・気候関連事象の長期的な活動予測モデルの整備とその適用条件・適用範囲および不確実性の把握

地層処分の安全評価における地質環境条件評価の不確実性や時間スケールが評価に与える影響を考慮しつつ、地質環境条件に影響を与える地質・気候関連事象とその影響メカニズムについて検討し、各事象について長期的な活動を予測するためのモデル化手法と対応する時間スケールを提示するものである。

平成24年度までに、地質環境に影響を与える地質・気候関連事象の連関を国際FEPsに基づいて整理し、これらが処分場に与える影響の程度と不確実性を整理した。また、天然バリアに対して長期的に影響を及ぼす因子の寄与度に関する検討を行った。

平成25年度は、平成24年度までの成果を実際の安全審査の観点から取りまとめた上で、地質・気候関連事象が水理、力学、地下水流動、地化学プロセス（以下、「各プロセス」という。）のパラメータおよび境界条件に与える影響を、既往のデータ等を用いて分類する。その際に、各プロセス間の相互作用も考慮した影響の連関関係を評価する。また、取りまとめ結果を用いて、結晶質岩、堆積岩という我が国における類型化された地質条件における事象から各プロセスへの連関関係の重要度と課題を抽出する。

なお、本項目については、別途原子力規制庁委託事業である平成25年度「地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備」で実施する、リスク論的考え方に基づく安全評価シナリオ設定手法の整備に資するために、地質環境条件に影響を与える各種の自然事象の発生確率の取扱いについて平成24年度に引き続き検討を行うものとする。

3.1.1 地質・気候関連事象の各プロセスのパラメータおよび境界条件に与える影響の分類

【実施内容】

平成24年度までに開発を行った連成解析による解析結果および改良された線量評価解析コードによるモデル解析結果を基に、各種地質・気候関連事象が各プロセスに関連するパラメータおよび境界条件に与える影響を評価する。その際に、連成解析を用いることによってプロセス間の相互作用に関する評価を行うとともに、考慮する事象の規模によるパラメータ変化が発生する範囲、変化に要する時間等の観点での整理を行う。この成果は本課題における連関関係の整理に反映されると同時に、原子力規制委員会が作成する判断指標あるいは技術指針に反映される。

【成果】

3.1.1.1 考慮すべき事象とプロセス

放射性廃棄物処分場の閉鎖後の安全性に影響を与える要因に関しては、OECD-NEA (2000)において、Feature, Event, Process の概念から分類した国際FEPリストを提示している。考慮すべきEventとProcessの概念としては、USDOE (2000)において以下のように分類されている。

Events :

- ・通常はモデルにおいて解析される期間よりも短い持続時間と特定の開始時期を持つ事象
- ・モデルの評価期間よりも比較的短い期間内に発生する不確実な事象

3.1.1.2 連関関係の再整理

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) においては、地質・気候関連事象が発生した場合の、安全評価を行う際に必要な各種パラメータ・境界条件へもたらす影響を連関図として整理した。ここでは、各種事象ごとに長期の隔離性能に影響を及ぼす一次的なイベントから、場の状況を変化させる付随的なイベント、そこで発現しうる場の状態変化を経て、水理-力学-熱-化学反応 (THMC) のパラメータおよび境界条件への影響という観点での再整理を行った。

THMC のパラメータおよび境界条件を具体的に示すと、以下のようになる。

熱パラメータ：熱伝導率，熱容量（熱物性）

熱境界条件：温度変化，熱流量変化（sink/source ターム）

水理パラメータ：透水係数（水理特性），物質移行特性（水理地質構造）

水理境界条件：涵養量，水位一定境界

力学パラメータ：弾性係数，一軸圧縮強度（力学特性）

力学境界条件：主応力，上載荷重

地化学パラメータ：溶解度，反応速度，塩分濃度（水質）

地化学境界条件：事象発生箇所の水質変動条件

以上のパラメータおよび境界条件への各種自然事象への影響は、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) において、全体をまとめた連関図として提示されている。

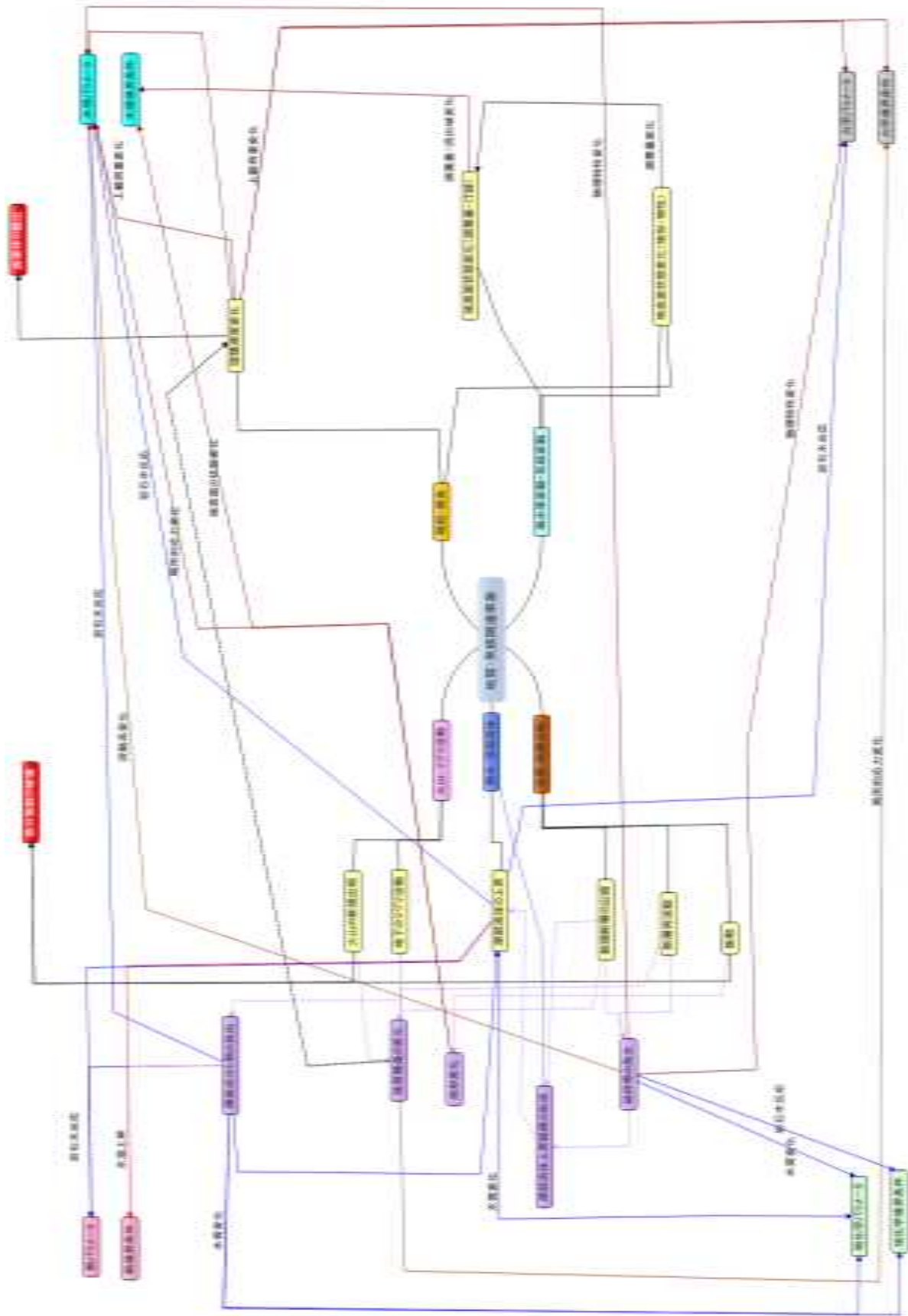


図 3.1.1.2-1 地質・気候関連事象から THMC 条件への影響連関図.

以下に、各自然事象がパラメータおよび境界条件に与える影響を示す。

地形・地質構造および力学的変化

地形・地質構造および力学的条件の変化がプロセスとして誘発される事象としては、隆起・侵食、火山・マグマ活動、地震・断層活動があげられる。この中で、隆起・侵食は緩慢かつ広域の変動事象であることに対して、火山・マグマ活動および地震・断層活動は急激かつ局所的な変動事象であり、処分システムに対する影響は異なる。地形・地質構造と力学的変化の場合は、一般的に岩石は弾性体と仮定できるため、事象の発生と同時に変動が一定の領域に発生するということである。例えば、本報告書 3.2.1.3 項で検討を行なっている火山・マグマ活動に伴う開口量 100mm、幅 5km の岩脈貫入によるき裂系岩盤の水理特性変化の評価においては、損傷テンソルを適用した弾性解析によって、透水係数が 1 オーダー上昇する領域が数十 km の範囲で見られるというような評価が可能である。また、地震・断層活動に伴う破碎帯発生に関しても、スケール変換の課題はあるものの、不連続体解析によるプロセスゾーンの発生範囲、プロセスゾーンにおける水理特性の変化に関する評価を行うことが可能である。

一方、隆起・侵食は一般に緩慢かつ広域にわたる変動事象であり、そのスケールは藤原ほか (1999) において、ダム堆砂量データ等から一般的に 0.3 ~ 0.5mm/年と推定されている。地形変化や力学的条件の変動は、侵食等の進行に伴い発生しているものの、事象の変動速度が緩慢なため、プロセスの進行も緩慢なものとなる。

以上の力学的、水理的な影響は、弾性的な要因で生じると仮定すれば、自然事象の発生と同時に影響を受けるものと考えられる。

地下水および溶存物質の移動

地下水および溶存物質の移動は、ここであげたすべての地質・気候関連事象において、THMC 条件を変動させうるプロセスとなる。気候変動・海水準変動においては、すべてが地下水および溶存物質の移動に関係するプロセスを媒介して、THMC 条件への影響もたらされる。隆起・侵食に関しては、相対的な海水準変動と同等の影響と、上流側の地形変化による流動系の変化が THMC 条件への影響をもたらす。それ以外の事象においては、温度条件の変化以外の溶存物質の移動が、THMC 条件の変化をもたらす。

地下水および溶存物質の移動は、ベースラインの水理パラメータ、水理境界条件と、変動事象によるそれらの変化によって支配される地下水流動系と分散長、拡散係数、遅延係数等によって支配される。特に、事象の発生による水理特性の変化に関しては、力学的影響の項で述べたように連続体の変形としての定量的評価は可能であるが、き裂の発生等、岩盤の破壊による新規の水みち発生に関しては評価が困難である。したがって、地震・断層活動等における破碎帯の発生、深部流体上昇経路の出現に関しては、事象の規模と再来間隔に関して、現地調査に基づくエビデンスベースでの議論が必要となる。

また、対象とする事象によって、水理的な境界条件や水理特性の変動の様式が異なることにも注意を要する。例えば気候変動は地表面での面的な変化、海水準変動は海水準の変動範囲内での面的な変化であるのに対し、火山・マグマ活動は基本的には点あるいは点列を境界とした放射状の変化という様式化を行う必要がある。ただし、特定の透水経路が存在する場合には、経路に沿った物質の移動による影響に留意する必要がある (Ohsawa *et al.*, 2002)。

以上のパラメータおよび境界条件の変化は、熱および地下水流動に起因する物質移行によって生じるため、周辺岩盤の透水性および力学的影響による水理特性の変化に依存するものの、処分地における地下水流速とほぼ同等の影響速度を持つものと考えられる。

熱の移動

熱の移動による THMC 条件の変化は、火山・マグマ活動および熱水・深部流体に起因する事象によって引き起こされる。直接的な影響は、温度変化に影響する熱的な境界条件の変化に限られるが、間接的には、温度変化によって岩石・水反応を促進し、水理特性や力学特性、地下水の水質に与える影響も考えられる。しかしながら、間接的な変動による水理、水質等への影響に関しては、本報告書 3.2.1.4 に示すような水理-熱-化学反応連成解析 (Xu and Pruess, 2001) による評価が可能である。

地質・気候関連事象による熱の発生、移動に関しては、主に火山・マグマ活動における点あるいは点列の境界からの放射状の移動、あるいは熱水上昇等の面的な境界からの移動が考えられる。熱の移動に関しては、地下水の流動に伴う熱の移動と、熱伝導による熱の拡散の両者の効果が影響し、その大小によって地下水流動系にも自然対流が発生し、地下水流動系を変化させることには注意を要する。自然対流の発生に関しては、概算としては限界レイリー数による評価 (Lapwood, 1948; Mckibbin, 1986)、詳細には水理-熱連成解析による評価 (Oldenburg, 1998) を行う必要がある。

熱による影響に要する時間は、熱伝導および地下水流動による熱対流に起因するため、地下水流速および岩石の熱特性から評価が可能である。

3.1.1.3 まとめと今後の課題

本節では、地質・気候関連事象が処分システムに与える影響を、安全評価のための地下水流動解析、核種移行解析に用いる水理-熱-力学-化学反応のパラメータおよび境界条件への影響という観点で再整理した。また、それぞれの影響プロセスを整理した結果、時間的遅延が無い地質構造や力学的な影響、時間的な遅延を伴う地下水流動および物質移行によるもの、熱移動によるものに分類できることを示した。

今回の検討では、各種 THMC のパラメータと境界条件に与える影響までの連関関係に関する考察に留まっているが、実際には、連成解析において THMC それぞれの変化が相互に連動する場合が多い。連成解析は多孔質弾性論等の比較的単純化されたモデルに留まるため、そこでは評価できない相互に干渉する現象の抽出と不確実性の評価を行う必要がある。

3.1.2 類型化された地質条件における各プロセスへの連関関係の重要度と課題の抽出

【実施内容】

前項の連成解析結果とともに、既往の調査・解析に関する研究成果を参照することによって、平成24年度までに構築した事象－プロセスの連関関係を再構築する。その際に、我が国における典型的な地質条件の類型化として、結晶質岩、堆積岩の2種の条件に対し、ベースラインにおける地質環境条件の相違、地質・気候関連事象の発生様式の相違等を考慮して、各プロセスの重要度を規模と時間の観点から整理する。以上の成果は、原子力規制委員会が作成する概要調査結果の判断資料あるいは技術指針に反映される。

【成果】

3.1.2.1 天然バリア内放射性核種移行モデル

天然バリア内すなわち地質媒体内での核種移行についてさまざまなモデルが提案されている（原子力発電環境整備機構，2011a；電気事業連合会・核燃料サイクル開発機構，2005；Pensado *et al.*，2005；核燃料サイクル開発機構東海事業所，1999）。天然バリア内の放射性核種は、基本的に地下水流動に伴う移流と拡散あるいは分散現象により移行するため、岩盤中の地下水の流れが支配的な部分を放射性核種が移行すると考えられる。また天然バリアを構成する地質媒体と地下水間における放射性核種の物理的、化学的反応により、さまざまな移行遅延・抑制効果を受ける。さらに微生物活動に起因する酸化還元作用、核種の凝集など生物学的な影響も無視できないと考えられている。核種移行を支配するのは移流と分散現象であり、これらの現象については従来からさまざまな解析方法が提案されており評価手法の検討も進んでいる（核燃料サイクル機構，1999；山下ほか，1989）。しかし、これらの現象は移行経路に沿って均一ではなく局所的に変化するものであり、微視的な視点での個々の反応を考慮した移行解析は極めて複雑となり現実的な解析方法とは言えない。そこでこれらの現象を巨視的に捉え、地下水と地質媒体に対する放射性核種の分配係数や空隙率などを用いて、可逆的な平衡状態が瞬時に起こると仮定し、これにより生じる移行遅延・抑制作用を定量化する方法が一般的に提案されモデル化されている（田中ほか，2011）。

本年度天然バリア内の遅延機能を評価するために、本事業で開発した評価コードに用いた核種移行モデルは、旧核燃料サイクル機構の第2次取りまとめに準じた次の2通りのモデルである。き裂の透水性が高くき裂内の流れが支配的で放射性核種が主にき裂中を移行すると考えられる、き裂性岩盤への適応が有効なき裂内核種移行モデルと、岩盤基質部の透水性が高く粒子間隙中の流れが支配的で主に粒子間隙中を移行する、多孔質岩盤への適応が有効な粒子間隙内移行モデルの2種類のモデルである。これら2モデルにより巨視的な定量化を用いて評価計算を行なった。

核種移行モデルの概念を図3.1.2.3-1（核燃料サイクル機構，1999より抜粋）に示す。き裂内核種移行モデルにおいては、き裂内の核種はき裂開口部を地下水の流れに沿って移流し、移行経路となるき裂の構造に起因した機械的分散と分子分散による分散が生じる。また核種は岩石基質部へ拡散し、その際移行核種は地下水と鉱物粒子の分配係数に応じて鉱物粒子表面への取着、脱着を繰り返しながら移行する。核種の鉱物表面への取着は核種の化学的性質や鉱物の組成だけでなく、地下水の化学特性によっても影響を受け、降水系地下水環境下と海水系地下水環境下では取着状況が異なることなども明らかとなっている。

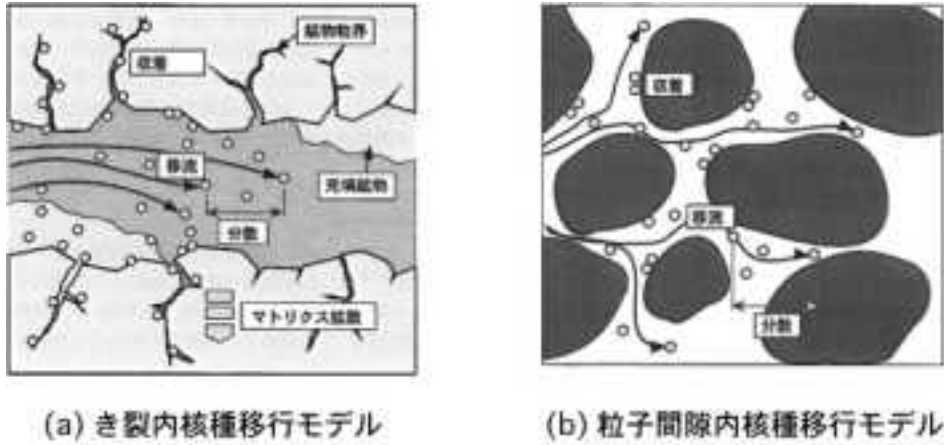


図 3.1.2.1-1 核種移行モデルの概念図。

粒子間隙内の核種移行モデルにおいては、岩石基質部の粒子間隙中の核種は、き裂移行モデルと同様に複雑な構造の粒子間隙中を地下水の流れに応じて移行し、間隙構造に起因した機械的分散と分子分散により分散が生じる。その際移行核種は地下水と鉱物粒子間の分配係数に応じて、鉱物粒子表面への取着、脱着を繰り返しながら移行する。

核種移行において任意の移行領域内における核種の滞留時間 t_{res} は次式に示した様に、遅延効果が無い場合の滞留時間 τ とさまざまな遅延効果により生じる遅延時間 t_{ret} の和として表される (Painter *et al.*, 2006)。

$$t_{res} = \tau + t_{ret} \quad \text{式 3.1.2.1-1}$$

この遅延時間は遅延効果の無い場合の滞留時間により求められる移行抵抗パラメータ β と、種々の物性値より求められる遅延パラメータ R により決定される。各モデルにおける移行抵抗パラメータと遅延パラメータはき裂開口幅の 1/2 の b 、空隙率 θ 、分配係数 K_d 、岩石密度 ρ_g を用いて次式の様に表示される。

き裂内核種移行モデル

$$\beta = \int_0^r \frac{1}{b(\theta)} d\theta \quad \text{式 3.1.2.1-2}$$

$$R = 1 + K_d \quad \text{式 3.1.2.1-3}$$

粒子間隙内核種移行モデル

$$\beta = \tau \quad \text{式 3.1.2.1-4}$$

$$R = 1 + \frac{(1-\theta)\rho_g K_d}{\theta} \quad \text{式 3.1.2.1-5}$$

き裂内核種移行モデルにおいて移行抵抗パラメータはき裂開口幅を用いた積分値により表現され、粒子間隙内核種移行モデルでは移流速度により定義される。き裂内核種移行モデルでは遅延パラメータは分配係数を用いた関数で表され、粒子間隙内移行モデルでは分配係数に加えて岩石密度、空隙率の関数として定義される。これら2つのパラメータにより核種移行が決定づけられる (Painter *et al.*, 2008a, 2008b, 2009)。

3.1.2.2 核種移行解析

以上の移行抑制、遅延効果を考慮して、これら2通りのモデルにおける仮想処分場を想定し、パラメータを変化させながら天然バリア内での放射性核種移行のモデル計算を繰り返し実施し、データの蓄積を実施している。データ蓄積をより効果的に行なうために、解析結果の評価を実施している。ここではその結果の一部について報告する。まずき裂内核種移行モデル、粒子間隙内核種移行モデル両モデルの解析結果を比較した。計算実行に必要な核種物性値は旧核燃料サイクル開発機構の第2次取りまとめのリファレンスケースの値を用いた。

両モデルの核種移行計算結果の比較を図3.1.2.2-1に示した。横軸は処分場閉鎖時を基準とした経過時間を、縦軸は仮想処分場の性能評価基準地点とした天然バリア出口における単位時間あたりの放射エネルギーである。放射エネルギーは天然バリア出口に到達した核種の量を基に計算した。リファレンスケースの値を用いた計算結果では、き裂内核種移行モデルにおいては ^{79}Se と ^{233}Th 以外の核種による天然バリア出口における放射エネルギーは認められなかった。粒子間隙内核種移行モデルでは多くの核種による放射エネルギーが得られたため代表的な核種のみ図中に示した。粒子間隙内核種移行モデルではさまざまな核種により放射能が生じるが、その増加割合、最大値および最大値となる時間など天然バリア出口における放射エネルギーの変化状況は多様である。ただし出現時間に関しては極めて早い時間に出現する ^{79}Se や ^{99}Tc を除き多くの核種が 10^5 年前後となっており、105年が核種出現に関して有意な値であることが考えられるが、本解析結果からは明らかではない。

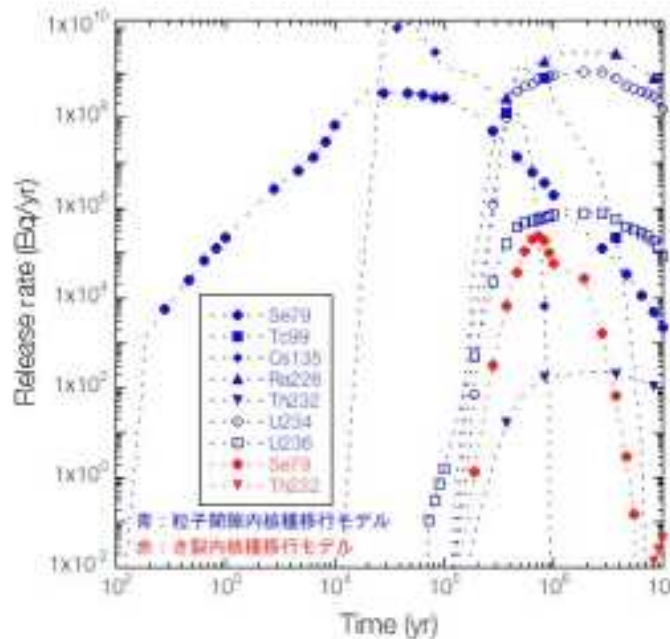


図3.1.2.2-1 仮想処分場の天然バリア出口における放射エネルギーの時間変化。

粒子間隙内核種移行モデルでは、処分場閉鎖200年後には ^{79}Se では天然バリア出口に到達しているがき裂内核種移行モデルでは、出口到達までに約 2×10^5 年かかる。また放射エネルギーの最大値も大きく異なり、粒子間隙内核種移行モデルの最大値はき裂内核種移行モデルの1,000倍以上であることがわかる。 ^{232}Th においても同様であり粒子間隙内核種移行モデルの方が核種の出現時間が20倍以上早い。またき裂内核種移行モデルにおける ^{232}Th による放射エネルギーは解析時間内に最大値を取らないため正確には比較できないが、粒子間隙内移行モデルより最大値が小さいことは明らかである。粒子間隙内核種移行モデルと比較して、き裂内核種移行モデルでは天然バリア出口に出現する放射能核種の種類が少ないだけでなく、それら核種に起因する放射エネルギーも極めて小さく、また核種の出口への

到達時間が遅いことが分かる。これはき裂内核種移行モデルの遅延パラメータが粒子間隙内核種移行モデルの遅延パラメータより、Seで約2.3倍、Thでは約65倍大きいことが一つの理由に挙げられる。き裂内移行モデルでは移行経路となるき裂に連結している岩石マトリックスの空隙による核種の取り込み効果が大いため、鉱物粒子表面に吸着する放射性核種の量が多くなることがその要因の一つであると考えられる。このようにモデル間の結果に大きな差が生じることから核種移行モデルの選定が核種移行解析を左右する重要な要素であると言える。

天然バリア内の移行状況は核種により異なるが、核種移行モデルの違いによる移行状況の差異も大きく、核種移行モデル決定が処分場性能評価に与える影響は大きい。

3.1.2.3 物性値が核種移行解析結果に与える影響

移行抵抗パラメータや遅延パラメータは地質環境を決定する物性値によって決定される。これらの物性値が異なれば当然計算結果も異なる。前節においては旧核燃料サイクル開発機構の第2次取りまとめのレファレンスケースの値を用いて計算を行なったが、地質環境は均質では無く物性値にもばらつきが存在する。そのため実際の計算ではこれらのばらつきを考慮した計算を行なう必要があり、このバラツキの評価方法やばらつきを考慮した計算方法が多数提案されている（武田ほか，2002；畑ほか，2004；井尻ほか，2004；大井ほか，2004；柳澤ほか，2004；原子力安全基盤機構，2008；江橋ほか，2009；増田ほか，2009；原子力発電環境整備機構，2011b）。そこでばらつきを考慮した計算を実行するために留意すべき要点を明らかにし、精度の高い性能評価を行なうための判断材料とするために、レファレンスケースの値を基準値として、物性値を変化させて計算を行い、物性値の変化量が解析結果に与える影響の比較検討を行った。

き裂内核種移行モデルでは移行抵抗パラメータは3-2式に示した様に、き裂開口幅により決定される。そこで移行抵抗パラメータの変化が核種移行に与える影響を考察するために、き裂開口幅を変化させて計算を実施した。粒子間隙内移行モデルでは遅延パラメータは3-5式に示した様に、分配係数、空隙率、岩石密度によって決定される。これらの物性値が遅延パラメータに与える影響はいずれも1次であるため、ここでは分配係数を変化させて計算を実施した。

1) き裂開口幅を変化させた計算結果

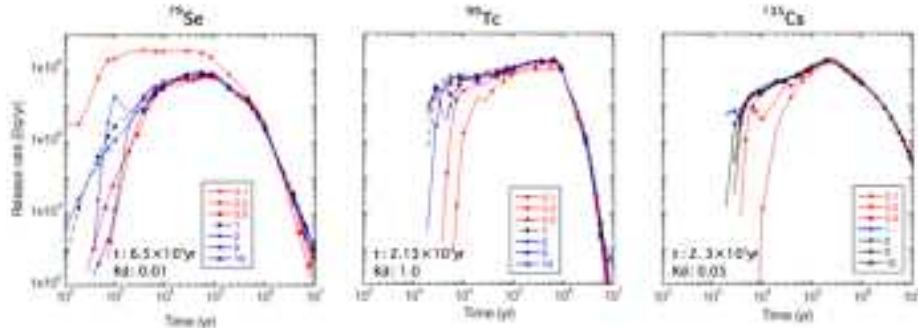
き裂内核種移行モデルを用いてき裂開口幅を変化させて計算を実行した。図3.1.2.3-1に示した通り第2次取りまとめのレファレンスケースの値を用いた計算結果では、多くの核種が評価地点である天然バリア出口まで到達しないため、本計算においては地下水流速を速くして計算を行なった。計算結果を図3.1.2.3-1に示した。き裂開口幅を基準値としたレファレンスケースの値に対して0.1, 0.2, 0.5, 1, 2, 5, 10倍の7通りに変化させて計算を行ないその結果を比較した。β崩壊核種、α崩壊核種の中で4N+2系列ものとウラン同位体の3通りの核種に分類して図示した。参考として分配係数の基準値を図中に記した。β崩壊核種では天然バリア出口における放射エネルギーは、き裂開口幅が変化しても最大値の変化はほとんど見られず、最大値以降の放射エネルギーの変化における差異も極めて少ない。

4N+2系列核種においては半減期が長く、系列上位の ^{234}U ではき裂開口幅の減少とともに放射エネルギーの最大値が減少する傾向にあるが、0.5倍以上の計算結果では放射エネルギーにほとんど差異は無い。 ^{230}Th 、 ^{226}Ra ではき裂開口幅の違いによる放射エネルギーの時間変化の差はほとんど見られない。 ^{234}U においても最大値以降の放射エネルギーの変化はβ崩壊核種と同様に小さい。

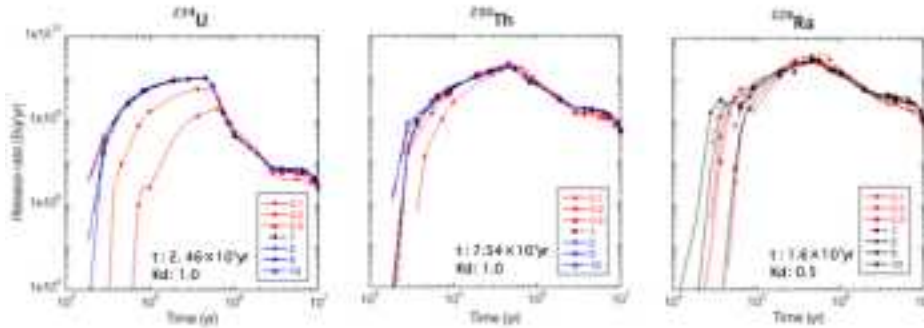
ウラン同位体では、いずれの核種においてもき裂開口幅が基準値の0.5倍以上では、放射エネルギーの時間変化はほぼ同じである。また放射エネルギーの最大値には違いがあるものの、いずれの核種においても核種の出現時間、最大値となる時間もほぼ同じである。半減期の最も短い ^{233}U では核種出現後の変化に多少の差異が見られるとともに、最大値後の放射エネルギーの変化状態が他の核種と少し異なるが、半減

期が短いことがその理由であるかどうかはこの結果だけでは判断することは困難である。

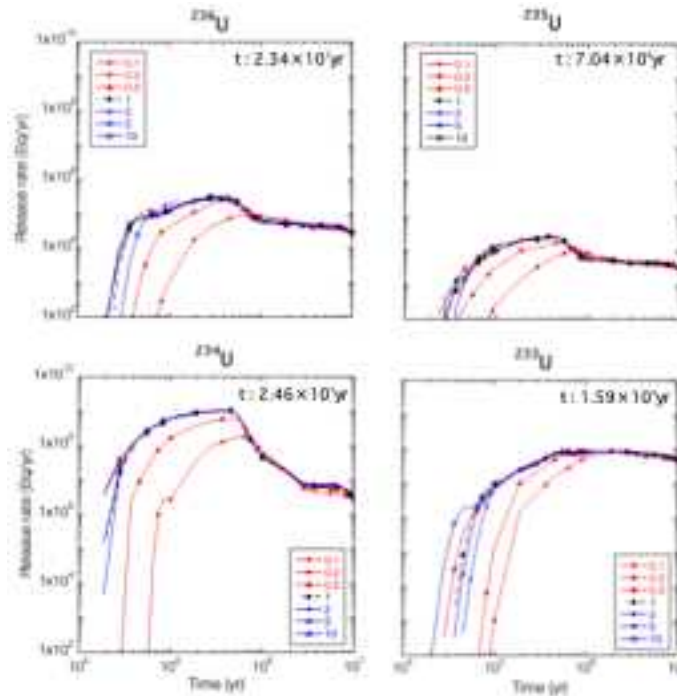
基準値のき裂開口幅は核種移行にとって十分な開口幅を持ち、核種移行を抑制する効果が低いと考えられる。そのため、それ以上に開口幅が広がっても核種移行に与える影響は小さく、0.1倍まで狭くなった場合でも核種によってはその影響が小さいくらいに基準値の開口幅は広いと考えられる。



(a) β 崩壊核種



(b) 4N+2 系列核種



(c) ウラン同位体

図 3.1.2.3-1 亀裂開口幅を変化させた場合の天然バリア出口における放射エネルギーの比較。

(a) β 崩壊核種、(b) 4N+2 系列核種、(c) ウラン同位体。

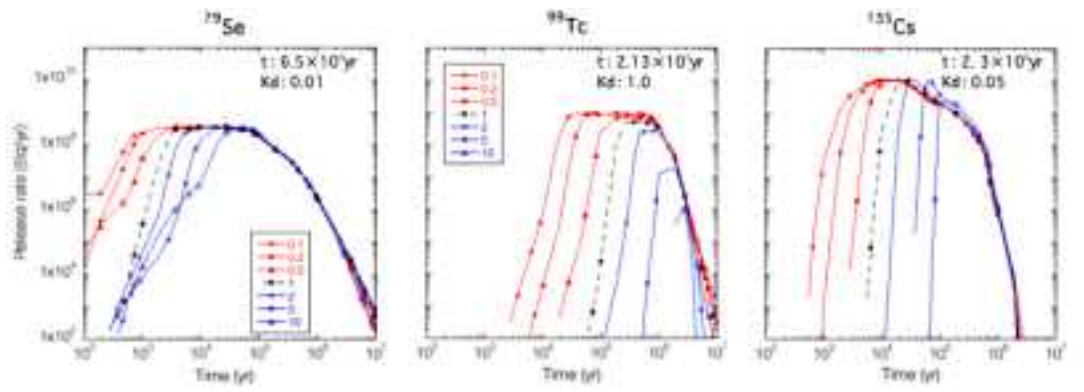
2) 分配係数を変化させた計算結果

粒子間隙内核種移行モデルにおいて、分配係数を変化させて計算を実行した結果を図3.1.2.3-2に示した。分配係数を基準値の0.1, 0.2, 0.5, 1, 2, 5, 10の7通りの結果を比較した。β崩壊核種ではいずれの核種においても分配係数の増加とともに天然バリア出口における核種の出現時間が遅くなるとともに放射エネルギーが最大となる時間も遅くなっていることが分かる。最大値後の変化については分配係数の差異によらずほぼ同じである。放射エネルギーに最大値については、分配係数が基準値の1倍以下では、核種によらずほぼ同じであるのに対して、2倍以上では、分配係数の基準値が大きい核種ほど、分配係数が小さくなるに従って最大値も小さくなる傾向にある。

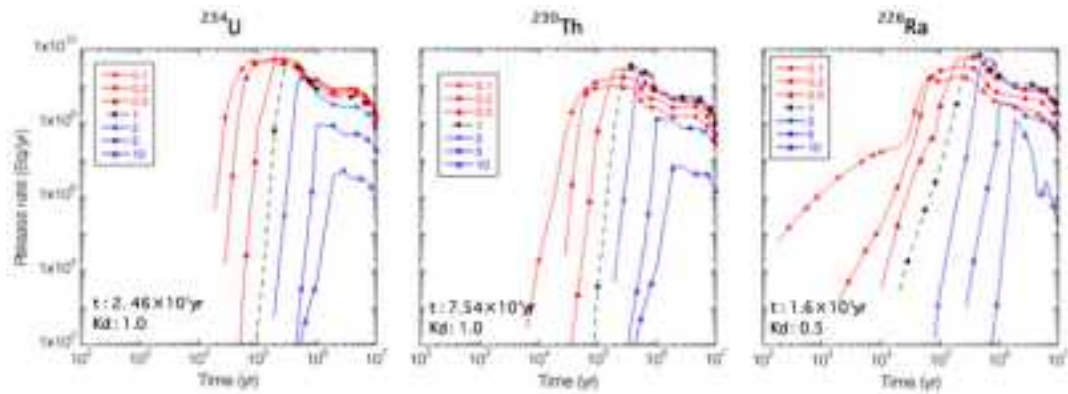
4N+2系列の核種でもβ崩壊核種と同様に分配係数の増加とともに天然バリア出口における核種の出現時間が遅くなるとともに放射エネルギーが最大となる時間も遅くなっていることが分かる。系列上位の ^{234}U において分配係数が1倍以上の結果では最大値以降の放射エネルギーの変化がほぼ同じであることを除き、いずれの核種も同様の変化が見られるが、系列が下位に進むに従って分配係数の増加にともない結果のばらつきが大きくなる傾向にある。 ^{226}Ra は他の核種に比べて分配係数の基準値が小さいものの、β崩壊核種に見られた様な、分配係数の増加にともなう最大放射エネルギーの減少は見られない。4N+2系列では天然バリア内の核種移行は分配係数の基準値よりも系列順位の影響が大きいと考えられる。

ウランの同位体では、放射エネルギーの最大値は同位体の種類により異なるが、核種の出現時間は同位体の種類によらず分配係数が増加するに従って遅くなっていることがわかる。またその出現時間は核種によらず分配係数が同じであればほぼ同じである。 ^{234}U では分配係数が基準値の2倍以上になると、放射エネルギーの最大値が小さくなる。また ^{233}U では分配係数が2倍以上になると 10^6 年以降の変化に差異が生じる。これら2つの核種は他の2つの核種より半減期が2桁小さいことと、変化が生じる経過時間が半減期とほぼ一致していることから、半減期が影響している可能性は高いと考えられる。

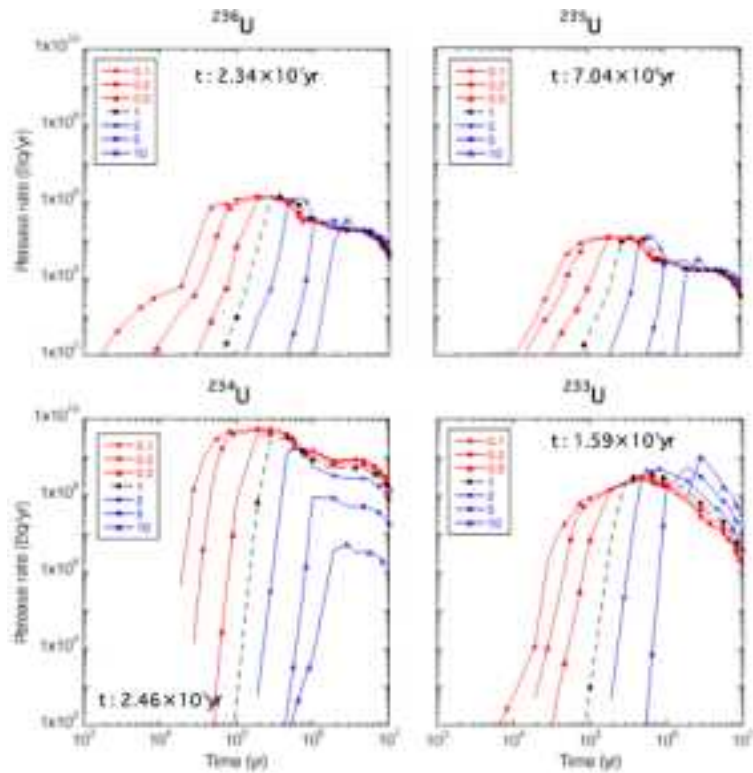
分配係数の変化が天然バリア内の放射性核種の移行特性に与える影響は、核種の出現時間に大きな影響を与えるものであり、いずれの核種においても分配係数が小さくなれば核種の出現時間が早くなるため、分配係数のばらつきについては十分に理解しておく必要がある。しかしレファレンスケースの値より小さい場合でも天然バリア出口における放射エネルギーの最大値に関してはほとんど影響が無いといえる。核種によっては分配係数がレファレンスケースの値より大きくなると最大値が小さくなるものもあるが、これは処分場性能評価においては保守的に働く結果であり、処分場性能評価結果に与える影響は小さい。



(a) β 崩壊核種



(b) 4N+2 系列核種



(c) ウラン同位体

図 3.1.2.3-2 分配係数を変化させた場合の天然バリア出口における放射能量の比較。

3.1.2.4 まとめと今後の課題

き裂内核種移行モデルによる核種移行解析結果と粒子間隙内核種移行モデルによる解析結果の比較を行なった。き裂内核種移行モデルによる解析結果では、粒子間隙内核種移行モデルに比べて解析時間内に評価地点である天然バリア出口に到達する核種の量、種類ともに少なく、その結果としてそれら核種による放射エネルギーも大幅に少ないことが分かった。また、き裂内核種移行モデルにおいてはき裂開口幅の増加にともない放射エネルギーが増加するとともに核種の出現時間が早くなること、粒子間隙内核種移行モデルでは分配係数の変化は核種の出現時間に影響し、最大放射エネルギーや核種の消失時間に与える影響は小さいことが分かった。2つのモデル間における核種移行解析結果の差異が大きいため、モデル設定は処分場性能評価結果に大きな影響を及ぼすこととなる。そのためモデル設定の判断基準となる処分場建設場所の地質環境調査は、性能評価に用いる物性値の決定と同様にその重要性は高い。

一方、処分場性能評価のための核種移行解析計算において、計算実行のために必要な物性値は多種多様である。またそれらの物性値にはばらつきが存在するため、決定論的に扱うことが困難でありこれら物性値のばらつきを考慮した確率論的な解析が必要である。しかし物性値のばらつきが解析結果に与える影響は一様ではなく物性値によって異なる。そのためこのような確率論的な解析を精度よく行なうためには、物性値のばらつきが解析結果に与える影響について物性値ごとに十分に把握する必要がある。今後は各物性値のばらつきを地質学的に把握するとともに、その範囲内で解析計算を実行し、物性値の選択、ばらつきの評価など確率論的な解析を有意にかつ効率的に行なうための参考資料とするデータの蓄積を行なう。

3.1.3 地質環境条件に影響を与える各種の自然事象の発生確率の取扱いに関する検討

【実施内容】

リスク論的考え方に基づく安全評価シナリオ設定手法の整備を実施する「地層処分の安全審査に向けた評価手法の整備」受託者に対して、既往委託研究成果および最新の国内外研究成果による自然事象の発生確率に関する知見を受け渡し、本委託研究と「地層処分の安全審査に向けた評価手法の整備」が連携できるように意見交換を実施し、同事業の成果に反映させる。また、その際には発生確率のリスク論取扱いを検討する。以上の成果は原子力規制委員会が作成する安全審査の判断指標あるいは技術指針に反映される。

【成果】

各種自然事象が安全評価に及ぼす影響を安全評価に適用するために、「地層処分の安全審査に向けた評価手法の整備」受託者である、独立行政法人日本原子力研究開発機構安全研究センター（以下 JAEA）担当者と2回の意見交換を実施した。以下に概要を示す。

- ・ 1回目：平成25年12月20日
内容：安全評価上の影響が不可知である泥火山の発生確立、発生様式の取扱いについて、産総研泥火山データベース開発者を交えて、現実的なモデル構築のための既往情報を受け渡した。
- ・ 2回目：平成26年1月23日
内容：不確実性の中で、偶発的不確実性や認識論的不確実性に分類される、侵食・堆積による地形変化、地震・マグマ貫入による地形変化、気候変動による涵養量変化に関して、安全評価上の不確実性の取扱いについて、より現実的なモデルの設定等に関する情報の受け渡しを行った。

【まとめと今後の課題】

地質・気候関連事象が処分システムに与える影響を、安全評価のための地下水流動解析、核種移行解析に用いる水理-熱-力学-化学反応のパラメータおよび境界条件への影響という観点で再整理した。また、それぞれの影響プロセスを整理した結果、時間的遅延が無い地質構造や力学的な影響、時間的な遅延を伴う地下水流動および物質移行によるもの、熱移動によるものに分類できることを示した。

今回の検討では、各種 THMC のパラメータと境界条件に与える影響までの連関関係に関する考察に留まっているが、実際には、連成解析において THMC それぞれの変化が相互に連動する場合が多い。連成解析は多孔質弾性論等の比較的単純化されたモデルに留まるため、そこでは評価できない相互に干渉する現象の抽出と不確実性の評価を行う必要がある。

また、核種移行特性への影響に関しては、き裂内核種移行モデルによる核種移行解析結果と粒子間隙内核種移行モデルによる解析結果の比較を行なった。き裂内核種移行モデルによる解析結果では、粒子間隙内核種移行モデルに比べて解析時間内に評価地点である天然バリア出口に到達する核種の量、種類ともに少なく、その結果としてそれら核種による放射エネルギーも大幅に少ないことが分かった。また、き裂内核種移行モデルにおいてはき裂開口幅の増加にともない放射エネルギーが増加するとともに核種の出現時間が早くなること、粒子間隙内核種移行モデルでは分配係数の変化は核種の出現時間に影響し、最大放射エネルギーや核種の消失時間に与える影響は小さいことが分かった。2つのモデル間における核種移行解析結果の差異が大きいため、モデル設定は処分場性能評価結果に大きな影響を及ぼすこととなる。そのためモデル設定の判断基準となる処分場建設場所の地質環境調査は、性能評価に用いる物性値の決定と同様にその重要性は高い。

一方、処分場性能評価のための核種移行解析計算において、計算実行のために必要な物性値は多種多様である。またそれらの物性値にはばらつきが存在するため、決定論的に扱うことが困難でありこれら物性値のばらつきを考慮した確率論的な解析が必要である。しかし物性値のばらつきが解析結果に与える影響は一様ではなく物性値によって異なる。そのためこのような確率論的な解析を精度よく行なうためには、物性値のばらつきが解析結果に与える影響について物性値ごとに十分に把握する必要がある。今後は各物性値のばらつきを地質学的に把握するとともに、その範囲内で解析計算を実行し、物性値の選択、ばらつきの評価など確率論的な解析を有意にかつ効率的に行なうための参考資料とするデータの蓄積を行なう。

【引用文献】

- 電気事業連合会・核燃料サイクル開発機構 (2005) TRU廃棄物処分技術検討書 —第2次TRU廃棄物処分研究開発取りまとめ—, 6-16.
- 江橋健・小尾繁・大井貴夫 (2009) 高レベル放射性廃棄物地層処分における性能評価パラメータの安全裕度評価方法の例示. 原子力バックエンド研究, 15(2), 99-108.
- 藤原治・三箇智二・大森博雄 (1999) 日本列島における侵食速度の分布. サイクル機構技報, 5.
- 原子力安全基盤機構 (2008) 確率論的環境影響評価のための環境中核種移行パラメータ変動解析に関する報告書, JNES/SAE08-022.
- 原子力発電環境整備機構 (2011a) 地層処分事業のための安全評価技術の開発 (II) —核種移行解析モデルの高度化—, NUMO-TR-10-10.
- 原子力発電環境整備機構 (2011b) 「地層処分低レベル放射性廃棄物の安全評価解析と物量変動の処分場への影響に関する検討・評価」共同研究, NUMO-TR-10-05.
- 畑明仁・井尻裕二・細野賢一・澤田淳 (2004) 原位置トレーサー試験の逆解析による同定パラメータ値の不確実性評価. 原子力バックエンド研究, 10(1-2), 47-56.

- 井尻裕二・畑明仁・細野賢一・澤田淳 (2004) 原位置トレーサ試験により得られる核種移行パラメータ値の不確実性について. 土木学会論文集, 778 (III-69), 85-97.
- 核燃料サイクル開発機構 (1999) 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—.
- 核燃料サイクル開発機構・電気事業連合会 (2000) TRU廃棄物処分概念検討書 (第1次TRUレポート), 4.90-4.94.
- 核燃料サイクル開発機構東海事業所 (1999) 亀裂性岩盤を対象とした天然バリア中の核種移行解析, JNC-TN8400 99-093.
- Lapwood, E. R. (1948) Convection of a fluid in a porous medium. Proc. Camb. Phil. Soc., 44, 508-521.
- 増田遊介・大江俊昭・吉田拓真・野下健司・加藤和之・長崎晋也・天野健治・二口克人・金子岳夫 (2009) マイクロ流路法による花崗岩盤原位置での拡散係数・分配係数の同時測定. 原子力バックエンド研究, 16, no. 1, 3-16.
- Mckibbin, R. (1986) Thermal-Convection in a Porous Layer - Effects of Anisotropy and Surface Boundary-Conditions. Transport Porous Med., 1, no. 3, 271-292.
- 新堀雄一・朽山修・千田佑 (2001) 放射性廃棄物地層処分システムにおける物質移動と遅延効果の不均一性. 資源素材学会, 117, no. 10, 822-828.
- OECD-NEA (2000) Features, Events and Processes (FEPs) for Geological Disposal of Radioactive Waste, An International Database.
- Ohsawa, S., Kazahaya, K., Yasuhara, M., Kono, T., Kitaoka, K., Yusa, Y. and Yamaguchi, K. (2002) Escape of volcanic gas into shallow groundwater systems at Unzen volcano Japan: evidence from chemical and stable carbon isotope compositions of dissolved inorganic carbon. Limnology, 3, 169-173.
- 大井貫夫・曾根智之・稲垣学・三原守弘 (2004) 包括的感度解析手法を用いたTRU廃棄物処分の成立条件の抽出について. サイクル機構技報, 25, 69-84.
- Oldenburg, C. (1998) Comparison of scale analysis and Numerical Simulation for Saturated Zone convective mixing processes, LBNL-40365.
- Painter, S., Cvetkovic, V., Mancillas, J. and Pensado, O. (2008a) Time Domain Particle Tracking Methods for Simulating Transport with Retention and First-Order Transformation. Water Resources Research, 44, 1406.
- Painter, S., Cvetkovic, V., Mancillas, J. and Pensado, O. (2008b) Time-Domain Random Walk Algorithms for Simulating Radionuclide Transport in Fractured Porous Rock. Nuclear Technology, 163, 129-136.
- Painter, S., Cvetkovic, V. and Pensado, O. (2006) Time-Domain Random Walk algorithms for Simulating Radionuclide Transport in Fractured Porous Rock. in Proceedings IHILRWM2006.
- Painter, S. and Mancillas, J. (2009) User's Manual for TDRW version 2.1: Radionuclide Transport by Time-Domain Random Walk.
- Pensado, O., Kanno, T., Mohanth, S. and Tochigi, Y. (2005) Use of Simplified Models in the Performance Assessment of a High-Level Waste Repository System in Japan, JAERI-Conf: NUCEF, 248-252.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成22年度事業報告書.

- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成22年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編 (2012) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料－立地要件への適合性とその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, 556.
- 武田聖司・木村英雄 (2002) 確率論的安全評価手法GSRW-PSAによる地層処分システムの不確かさ解析：パラメータ不確かさ及び天然バリアの概念モデル不確かさの検討, JAERI-Research 2011-053.
- 田中忠夫・向井雅之 (2011) 多孔質地質媒体中における放射性核種の移行現象を解析するための実験モデルに関する研究, JAEA-Research 2011-053.
- USDOE (2000) Disruptive events process model report, US DOE.
- Xu, T. and Pruess, K. (2001) Modeling multiphase non-isothermal fluid flow and reactive geochemical transport in variably saturated fractured rocks: 1. Methodology. Am. J. Sci., 301, no. 1, 16-33.
- 山元孝広・小玉喜三郎 (2004) 日本の地層処分で考慮すべき地質及び気候関連事象について. 月刊地球, 26, 452-456.
- 山下亮・木村英雄 (1989) 亀裂ネットワークにおけるマトリックス拡散を考慮した物質移行解析. 土木学会論文集, 412 III-12, 69-77.
- 柳澤孝一・大澤英昭・武田精悦・高瀬博康・青山裕司・古市光昭・戸井田克・須山泰宏・高松尚則・西垣誠 (2004) 地質環境特性評価の不確か性解析手法に関する検討 —variabilityとignoranceを考慮した不確か性解析の方法論の構築および東濃地域への適用—. 原子力バックエンド研究, 10(1-2), 5-20.

3.2 自然事象等の外的因子を考慮した地質環境条件評価モデルの作成と不確かさの把握

核種移行評価を行う上で必要となる処分場近傍および広域の地質環境条件を評価する観点から、水理、熱、力学および化学に関する場の特性を把握するためのモデルを各現象の連成を考慮して整備する。

平成24年度までに、水理－力学および水理－化学・生物化学連成解析手法の検討を行い、粒状体モデルによる堆積岩の水理的異方性の解析から、岩石の巨視的な物性の変化を評価する手法を構築した。さらに、個別地質・気候関連事象に対する水理・熱・力学環境のパラメータおよび境界条件への影響の定量的評価手法として、断層、火山等の影響に関する基礎的な数値モデル化手法の検討を行った。

平成25年度は、時間スケールや処分環境を考慮した地質・気候関連事象の長期的な活動予測モデルの整備に関する既往の研究成果を取りまとめ、不確かさを考慮した上での地質・気候関連事象によって生じるパラメータ変動および境界条件変動の幅を評価するためのモデルの適用性の検討と課題の抽出を行う。

なお、ここで作成した地質環境条件評価の連成モデルは、別途原子力規制庁委託事業である平成24年度「地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備」で検討が行われた、廃棄体・人工バリアについての性能評価の連成モデルとともに、廃棄体から母岩領域までの一連の核種移行評価に用いられることになる。

3.2.1 地質・気候関連事象の長期的な活動予測モデルの取りまとめ

【実施内容】

既往委託研究において実施された隆起－侵食、火山・マグマ活動、地震・断層活動、深部流体・熱水活動等の長期的活動予測モデルに関して、既往委託研究成果のみならず最新の国内外の研究成果を取りまとめる。その際に、原子力安全基盤機構の平成24年度委託事業「地質関連事象の時間スケールに応じた不確か性の検討」の成果等も参照し、処分事業の観点からの時間スケール、不確か性の観点からの時間スケールに応じた取りまとめを行う。以上の成果は、原子力規制委員会が作成する将来的な判断指標あるいは技術指針に反映されるとともに、立地調査段階における判断指標等の知見に反映される。

【成果】

3.2.1.1 地質・気候関連事象の活動予測における日本列島の地域分類

原子力安全基盤機構の平成24年度委託事業「地質関連事象の時間スケールに応じた不確か性の検討」（原子力安全基盤機構、2013）においては、火山・マグマ活動、地震・断層活動、隆起・沈降の3種類の地質・気候関連事象に関して、日本列島周辺のテクトニックセッティングに基づいた地域分類を行い、それぞれの地域に関して活動予測および不確か性の分類を行った。以下に、地震・断層活動に関する地域分類に関する記載を引用する（原子力安全基盤機構、2013）。

「日本列島とその周辺には、太平洋プレート、フィリピン海プレート、そして陸側のプレートと少なくとも3つのプレートがある。前2者は後者に対して沈み込んでおり、これらプレート間の相互運動によって日本列島とその周辺の岩盤にかかる力が発生している。日本列島とその周辺で発生する地震を地質学的にタイプ分けすると、プレート境界付近で発生する地震、沈み込むプレート内の地震、陸域の震源の浅い地震の3つのタイプに分けられる（地震調査研究推進本部地震調査委員会、1997）。これらの地震のうち、概要調査結果を持ってしても排除しきれない不確か性のある事象としては、次の、①内陸地震の主断層の活動、②主断層からの派生断層、③地質断層の再活動、を挙げられている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編、2012b）。

本検討においては、地震・断層活動性の発生位置・発生確率の不確か性を検討するために、日本列島をテクトニックセッティングに対応した複数のブロックに区分した上で、テクトニックブロックご

とでの地震・断層活動の特性および不確実性について検討する。具体的な検討項目として下記の3点で整理を行う。

1. 「活断層の位置およびその活動間隔並びに活動場の移動（分岐・派生を含む）」の検討におけるプロセスゾーンを含む派生断層に関する情報
2. 「現在の応力場で活動しうる低活動性断層の位置およびその活動間隔並びに活動場の移動」の検討における現在の日本列島下の応力場を整理した上でその応力場での断層活動性に関する情報
3. 「巨大地震に伴う応力場の変化による活動しうる低活動性断層或いは地質断層の位置およびその活動間隔並びに活動場の移動」の検討における海溝型巨大地震によって誘発されたと考えられている余震等に関する情報

本報告における断層活動の不確実性の整理では、地震地体構造区分を踏まえた領域に分けて検討した。地震地体構造区分とは、地震の起こり方の共通性、あるいは差異に基づいて地体構造を区分することである（萩原，1991）。本報告では地震地体構造をベースにおきながら、主として主要活断層やそれに伴う変形の方向性や分布を重視し、地殻内地震の頻度や発震機構（センスと断層面の方向性）との整合性や地質断層の分布や方向性にも注目し区分を行った。

本報告書では、垣見ほか(2003)の地震地体構造区分を参考に日本列島陸域を、

- (1) 千島弧
 - (2) 東北日本弧
 - (3) 伊豆 - 小笠原弧
 - (4) 西南日本弧
 - (5) 九州・琉球弧
- の5地域に分類した。

上記の地域分類は、火山・マグマ活動においてもほぼ同様の分類が可能である。しかしながら、隆起・沈降に関しては、測地学的観点から観測される100年程度の短期的な変動および最終間氷期最盛期の指標面であるMIS5eによって推定された10万年スケールの隆起・沈降特性から、以下の7地域に分類している。

- (1) 東北日本外弧，千島弧外弧
- (2) 相模トラフに面した変動区（南関東：房総半島，三浦半島，関東平野）
- (3) 駿河トラフを挟む変動区（伊豆半島，焼津 - 御前崎，渥美半島）
- (4) 南海トラフ・地震性地殻変動区（紀伊半島，四国南岸）
- (5) 九州
- (6) 西南日本内帯（山陰，能登半島，瀬戸内）
- (7) 東北日本日本海沿岸（日本海沿岸：北海道 - 新潟）

3.2.1.2 地域ごとの地質・気候関連事象の発生用意機と不確実性のまとめ

原子力安全基盤機構(2013)において、3.2.1.1で示した事象に関して、100年オーダー、10万年オーダー、100万年オーダーの時間スケールにおいて、将来予想される活動様式および想定される不確実性に関する取りまとめを行った。結果を表3.2.1.2-1に示す。

表 3.2.1.2-1 地域ごとにまとめた地質・機構関連事象の時間スケールごとの不確実性（原子力安全基盤機構，2013）。

	火山・マグマ活動	地震・断層活動	隆起・沈降
千島弧	・太平洋プレートの沈み込み方向の揺らぎによる10万年オーダーでの、火山配列や活動様式の変化	・100年オーダーでの海溝型巨大地震及びその余効変動による応力変化 ・100万年オーダーでの太平洋プレートの沈み込み方向の揺らぎによる応力変化(スリパー的振る舞いの抑制の可能性)	【太平洋側】 ・100年オーダーでの沈降 ・10万年オーダーでの隆起 【日本海側】 ・100年オーダーでの沈降・隆起 ・10万年オーダーでの沈降・隆起(褶曲成長場を反映した曲動運動)
東北日本弧	・火山フロントの後退傾向は、100万年程度は継続 ・背弧域における10万年オーダーでの火山活動場の変化	・100年オーダーでの海溝型巨大地震及びその余効変動による応力変化 ・100万年オーダーでの太平洋プレートの沈み込み方向の揺らぎによる応力変化(スリパー的振る舞いの可能性) ・背弧域における50万年オーダーでの、活褶曲成長場の移動	【太平洋側】 ・100年オーダーでの沈降 ・10万年オーダーでの隆起 ・100万年にわたり隆起傾向が続く場所もあるが、過去100万年内に変動傾向が変化した場所もある(特に伊豆弧衝突部周辺) 【日本海側】 ・100年オーダーでの沈降・隆起 ・10万年オーダーでの沈降・隆起(褶曲成長場を反映した曲動運動)
伊豆-小笠原弧	・100万年オーダーでの背小海盆の拡大による火山活動場の変化	・100年オーダーでの海溝型巨大地震及びその余効変動による応力変化 ・100万年オーダーでの太平洋プレートの沈み込み方向の揺らぎによる応力変化 ・100万年オーダーでの背弧海盆の拡大による応力変化	・100年オーダーでの沈降・隆起 ・10万年オーダーでの沈降・隆起
西南日本弧	・フィリピン海プレートの沈み込みによる火山活動場の後退傾向は、100万年程度は継続 ・太平洋プレート背弧域としての火山新期出現の可能性が存在	・100年オーダーでの海溝型巨大地震及びその余効変動による応力変化 ・100万年オーダーでの上盤側プレートの動揺ウエッジの不安定性	【太平洋側】 ・100年オーダーでの隆起 ・10万年オーダーでの隆起 【日本海側】 ・100年オーダーでの隆起・沈降 ・10万年オーダーでの隆起・沈降(活断層で区切られたブロック毎の変動を反映) ・過去100万年内に変動傾向が変化した場所もある
九州・琉球弧	・テクトニクス不安定さを反映して、10万年オーダーでの将来予測は困難	・10~100年オーダーでの満地的な不規則変動 ・100年オーダーでの海溝型巨大地震及びその余効変動による応力変化 ・100万年オーダーでの背弧海盆の拡大による応力変化	【太平洋側】 ・100年オーダーでの隆起 ・10万年オーダーでの隆起 【日本海・東シナ海側】 ・100年オーダーでの沈降 ・10万年オーダーでの沈降、曲動

3.2.2 パラメータ変動および境界条件変動の幅を考慮するためのモデルの適用性検討と課題の抽出 【実施内容】

平成24年度に検討された連成解析モデルを用いて、特に既往研究成果が不足している地震・断層活動を中心として、断層面の水理特性、断層周辺岩盤の水理特性変化に関する要素データの取得と連成数値解析による適用性の検討を行う。その際に、実際の断層周辺調査結果の公表資料を照査し、室内実験スケールでの挙動と実岩盤での挙動の関連性に関する評価を行う。火山・マグマ活動に関しては、平成24年度成果における水理-熱-化学反応連成解析においてケースを増加させたケーススタディを行い、水理特性、熱特性と化学反応の影響範囲等に関する知見の整理と課題の抽出を行う。本課題の成果は、「地層処分安全審査に向けた評価手法の整備」受託者との情報交換によって同事業の成果に反映させる。以上の成果は原子力規制委員会が作成する将来的な判断指標あるいは技術指針における科学的知見に反映されるとともに、立地調査段階における判断指標等の知見に反映される。

【成果】

3.2.2.1 断層活動による水理特性変動モデルの構築

1) 目的

断層は場の水理・応力状態を大きく変化させる代表的例である。破碎帯やカタクレサイト(cataclasite)帯など断層岩から構成されるゾーンは、露頭の調査等によって容易に確認することができる。これらのゾーンの外側の母岩中には、断層運動もしくは断層形成にかかわったゾーンの存在が知られている(Scholz *et al.*, 1993)。このゾーンは母岩に比べて節理や二次的なせん断割れ目、微小割れ目の密度が高いことで特徴づけられ、“プロセスゾーン”(process zone)と呼ばれている(Scholz *et al.*, 1993; Vermilye and Scholz, 1998)。断層周辺の基層岩盤では、断層運動の影響や透水性をより詳しく評価しようとする場合、プロセスゾーンが存在することを知っておかなければならない(金折, 2001)。また、地層処分や地質評価を目的とする地下環境研究には力学と水理の連成挙動(Bossart *et al.*, 2004; Olsson and Barton, 2001)を観察する必要がある。さらに、地層処分に係る地質評価の為には、水理・力学・熱・化学に関する場の把握モデルの作成が必要になる。

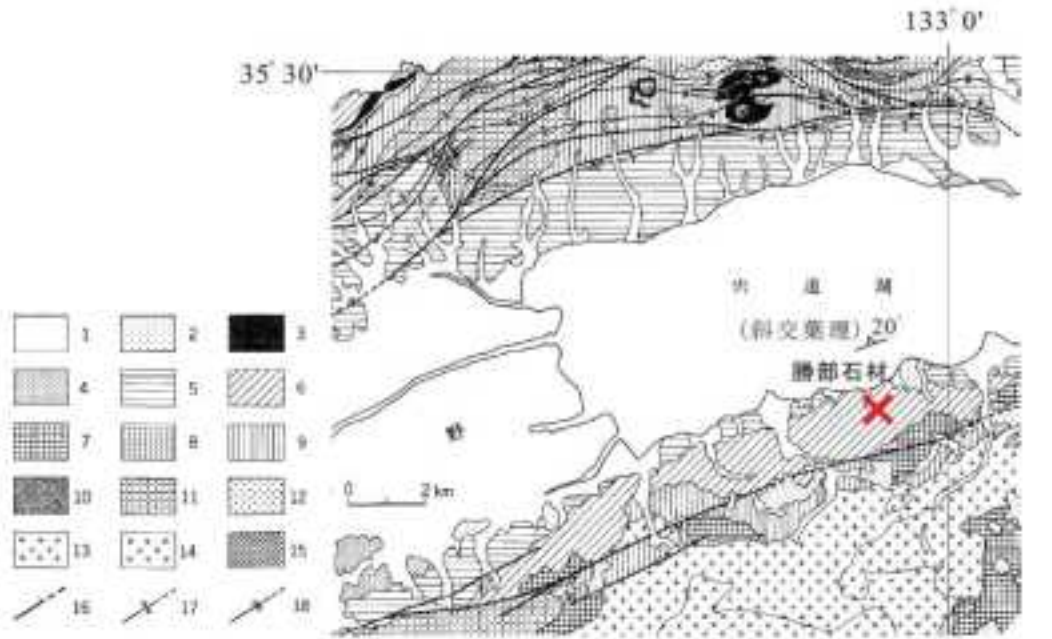
本研究では、方角の異なる堆積岩コア試料を用いて、プロセスゾーンを模擬する三軸圧縮試験を実施し、CT画像分析による割れ目の確認と割れ目からの距離による試料内空隙率変化の確認を試みた。また、先行した実験結果を基に3次元シミュレーション・ツールであるPFC^{3D}(Particle Flow Cord 3D; 粒状体挙動解析コード; Itasca社)を用いた水理-力学連成モデルの構築を試みた。このモデルで行ったシミュレーションの結果および岩石試料を用いた実験結果との比較を報告する。今回の実験およびモデルは、地震・断層活動への連成モデル適用性検討の材料として作成されており、サイトスケールへの変換手法検討と現場への適用を最終目的としている。

2) 断層の水理-力学連成評価試験

(1) 岩石試料

本研究に用いた試料は、鳥根県宍道湖南部に分布する中新世大森層中の砂岩である。これは一般に来待石と呼ばれる塊状の中粒凝灰質砂岩である(鹿野ほか, 1991)。砂岩構成物のサイズは0.5~1.0 mmが多く、岩片や結晶片に比べてマトリックスの割合は20%程度と少ない(鹿野ほか, 1991; 沢田, 2000)。一般には来待石、地質学分野では大森層中の砂岩と呼ばれるが、採石場から採取された試料として‘来待砂岩’と呼ばれることも多く、以下ではこの呼称を用いる。図3.2.2.1-1に本研究で用いられた来待砂岩の石切り場の位置と周辺の地質図(鹿野ほか, 1991)を示す。藤井ほか(2012)によると、この石切り場ではほぼ水平な層理面をまれに確認することができ、北西方向に20°程度で傾斜する斜交葉理を観察することもできる(図3.2.2.1-2b)。これらの堆積構造から、堆積時

の古流向は南南東→北北西で、海浜堆積物と考えられている。



- 1: 完新統, 2: 更新統, 3: 塩基性-中性貫入岩, 4: 松江層および斐川層, 5: 古江層および布志名層, 6: 牛切層および大森層の砕屑岩, 7: 牛切層および大森層の安山岩, 8: 牛切層および大森層の流紋岩, 9: 成相寺層, 久利層および川合層の砕屑岩, 10: 成相寺層の安山岩, 11: 成相寺層および久利層の流紋岩, 12: 古浦層, 13: 鶴花崗岩, 14: 大東花崗閃緑岩, 15: 上島火山岩類, 16: 断層, 17: 背斜, 18: 向斜

図 3.2.2.1-1 今市地域の地質図概略 (鹿野ほか (1991) に加筆)。

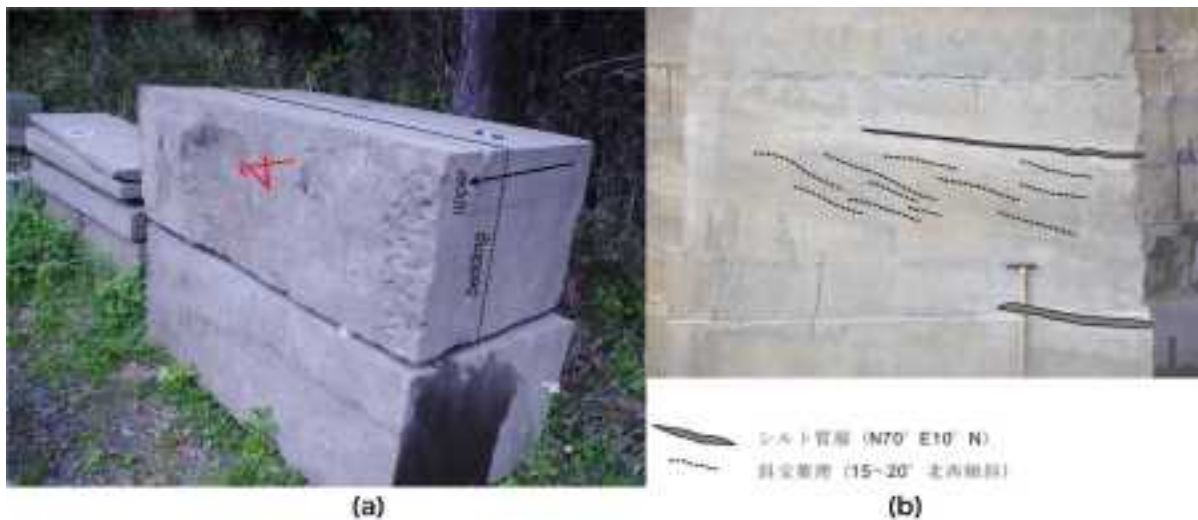


図 3.2.2.1-2 石切り場の来待砂岩ブロック (a) 方角と上下関係, (b) 斜交葉理 (藤井ほか, 2012)。

本研究の試料作製のため、図 3.2.2.1-2a に示すような定方位ブロックから、層理面に垂直な板状ブロック (約 500mm × 500mm × 100mm) を切り出し、層理面に垂直また平行の方向のコア試料を作製した (図 3.2.2.1-3)。試料の寸法は 直径 50mm, 高さ 100mm である。以下、垂直試料および平行試料と呼ぶことにする。図 3.2.2.1-3 の X 軸と Y 軸は N60E 方向と N30W 方向に相当するが、以下簡略化して X と Y で表すことにする。

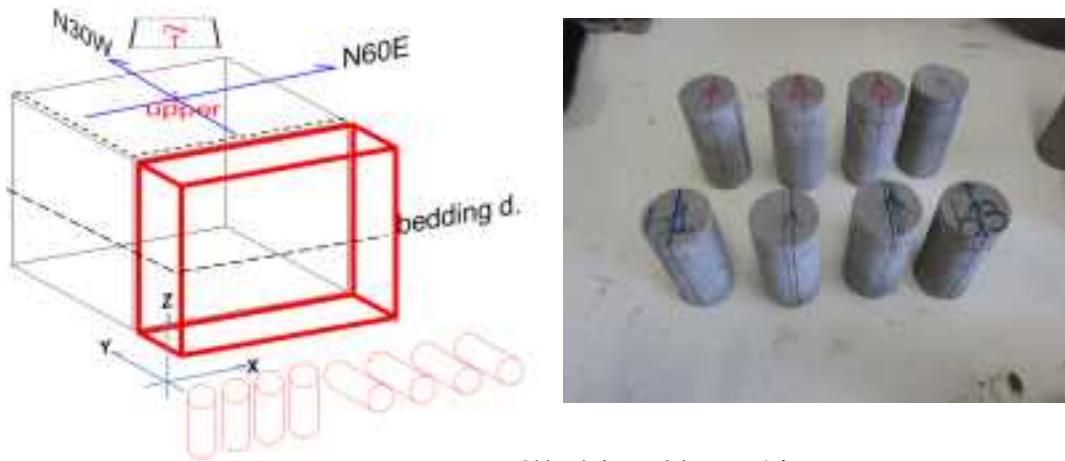


図 3.2.2.1-3 試料の方向 (v: 垂直, h: 平行).

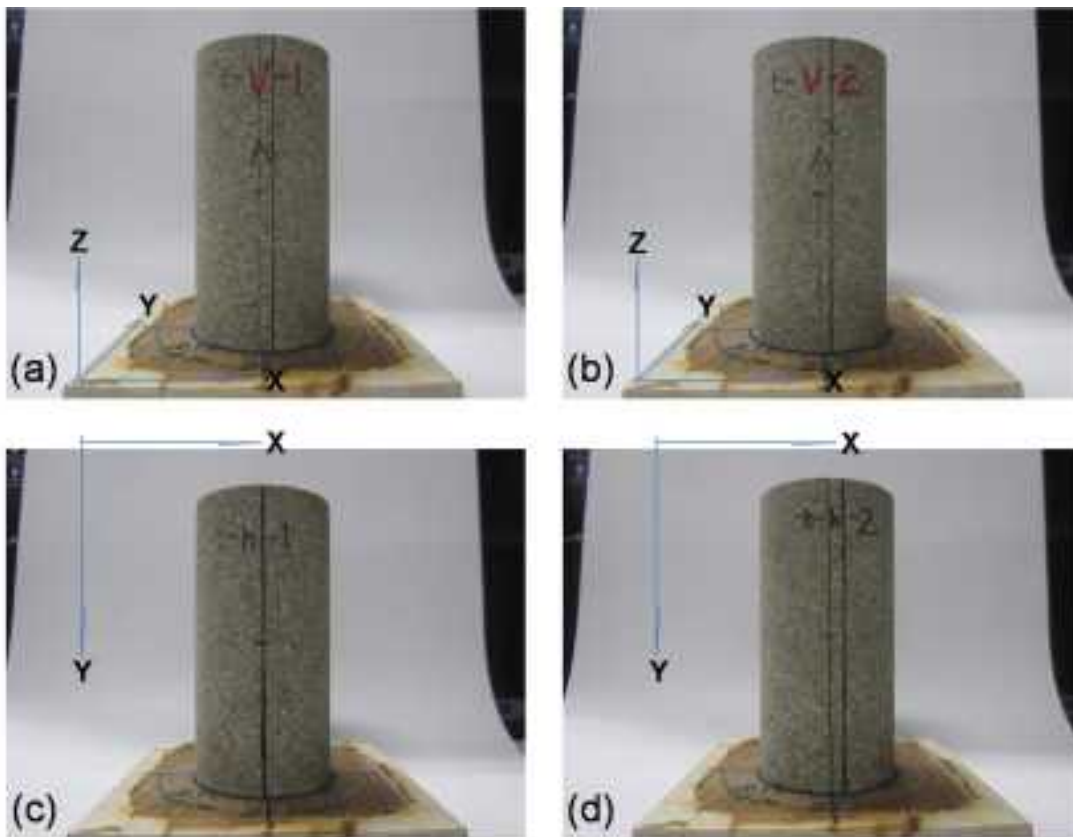


図 3.2.2.1-4 三軸試験と CT 画像解析用試料 (a, b: 垂直, c, d: 平行).

自然乾燥状態で P 波速度測定を行った後、P 波速度のばらつきがより少ない二つの試料を各方向から選び (図 3.2.2.1-4)、三軸圧縮試験を行った。これらの試料に対して試験前・後の CT 画像を取得し、割れ目の確認と画像解析を実施した。表 3.2.2.1-1 に試料情報を示す。P 波速度の平均値は約 2.83km/s であった。試料の空隙率は同じブロックの 3 か所から正方形試料 (10mm×10mm×10mm) を用意しポロシメータを用いて求めた。その平均値は 21.24% であった。

表 3.2.2.1-1 試料情報 (来待砂岩).

Direction	Sample No.	Height (mm)	Diameter r (mm)	P-wave vel. (km/s)	Triaxial test	Conf. pressure (MPa)	CT image
Vertical	t-v-1	100.00	50.00	2.93	V	2.7	V
	t-v-2	99.60	50.00	2.91	V	8.1	V
	t-v-3	99.60	50.00	2.88			
	t-v-4	99.85	50.00	2.88			
Horizontal	t-h-1	98.30	50.00	2.78	V	2.7	V
	t-h-2	99.25	50.00	2.78	V	8.1	V
	t-h-3	100.40	50.00	2.75			
	t-h-4	98.45	50.00	2.74			

* porosity obtained from the same block : 21.24%

(2) 実験方法

今回の三軸圧縮試験では、あらかじめ決めておいた封圧 (2.7MPa, 8.1MPa) をかけた後、軸方向にピストンによる荷重で圧縮破壊を誘発させ、モニターの荷重曲線を目視で確認し残留強度にかかり始めた時点で試験を終わらせることにした。試料の整形や荷重方法は JGS2531:2000 に従って行われ、今回の荷重は 0.05mm/min の変位制御が使われた。図 3.2.2.1-5 および図 3.2.2.1-6 に三軸圧縮試験の試料セットの様子と LDT (Local Deformation Transducer) を用いた変位計 (濱田電機; HD61, 61DP) の模式図を示す。試験中には軸方向 2 か所と週方向 2 か所の変位を計測した。

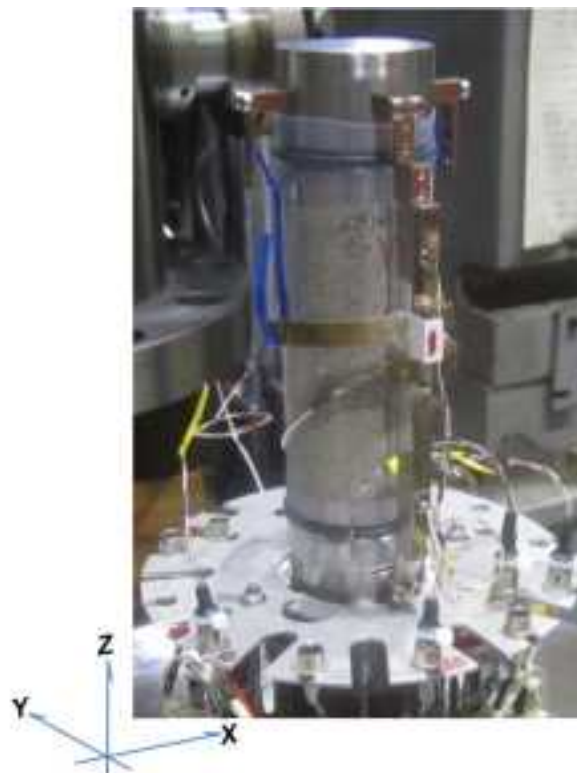


図 3.2.2.1-5 三軸圧縮試験用試料セット (垂直試料 t-v-1 の例).

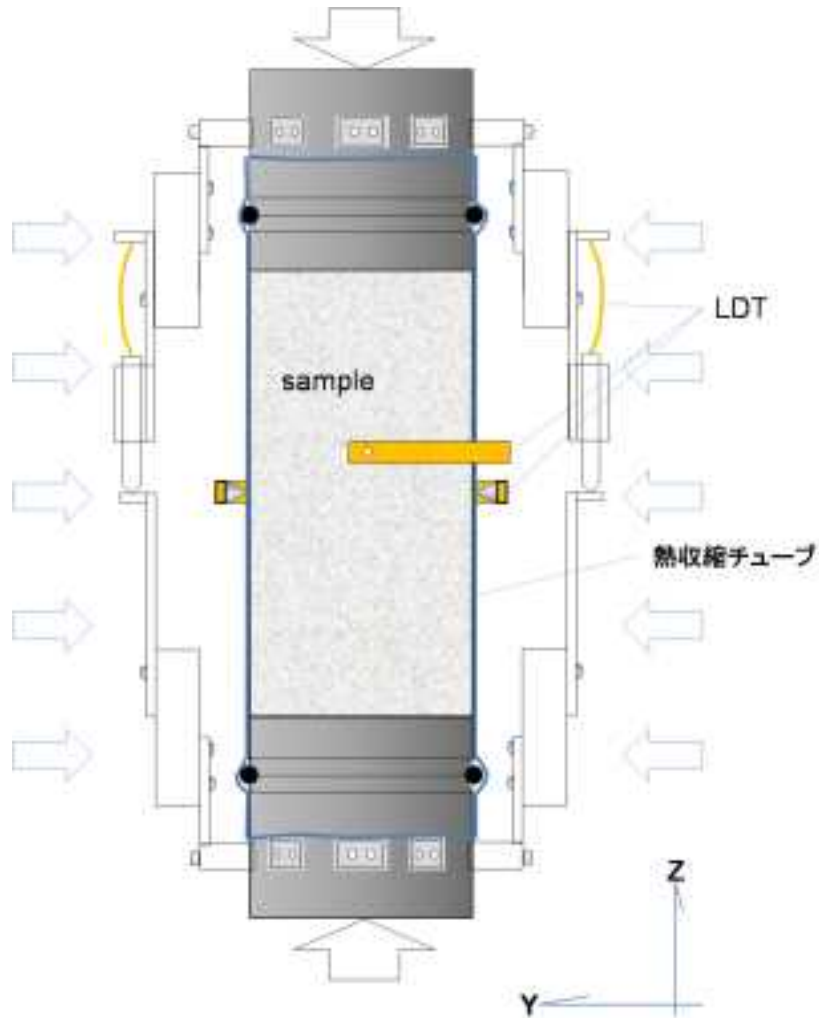


図 3.2.2.1-6 三軸圧縮試験および変位計の概念図.

(3) 実験結果

まず、2方向試料のP波速度がどのくらい異なっていたかを図 3.2.2.1-7 に示す。朴ほか (2012) による来待砂岩のP波速度異方性結果と同様に、垂直試料の方が平行試料より速いP波速度であることが分かる。今回の試料では垂直試料の平均P波速度は 2.90km/sec、平行試料は 2.76km/sec で、約 4.92%の差があることが分かった。

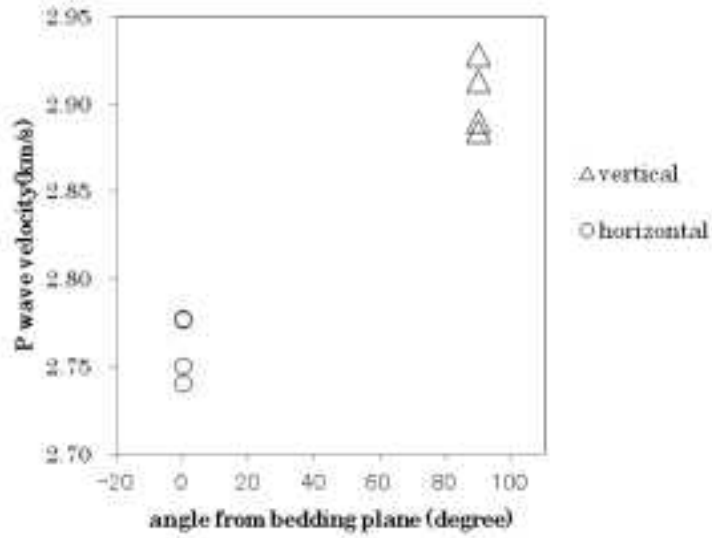


図 3.2.2.1-7 層理面角と初期 P 波速度の関係。

図 3.2.2.1-8 には実験後試料の表面から見える割れ目の様子を示す。全試料から肉眼で確認できるせん断割れ目が形成されているのが分かる。また、図 3.2.2.1-9 には試験中の軸差応力と歪みの関係を示す。試料がせん断破壊した後 実験を止める時点はそれぞれ異なっているが、4 つ共に軸歪み 2% 近辺で軸変位を止め実験を終わらせた。表 3.2.2.1-2 には最大軸差応力および最終軸歪みを示す。最大軸差応力が封圧の増加によって垂直試料で約 14.29%、平行試料で 15.15% 高くなる結果となった。

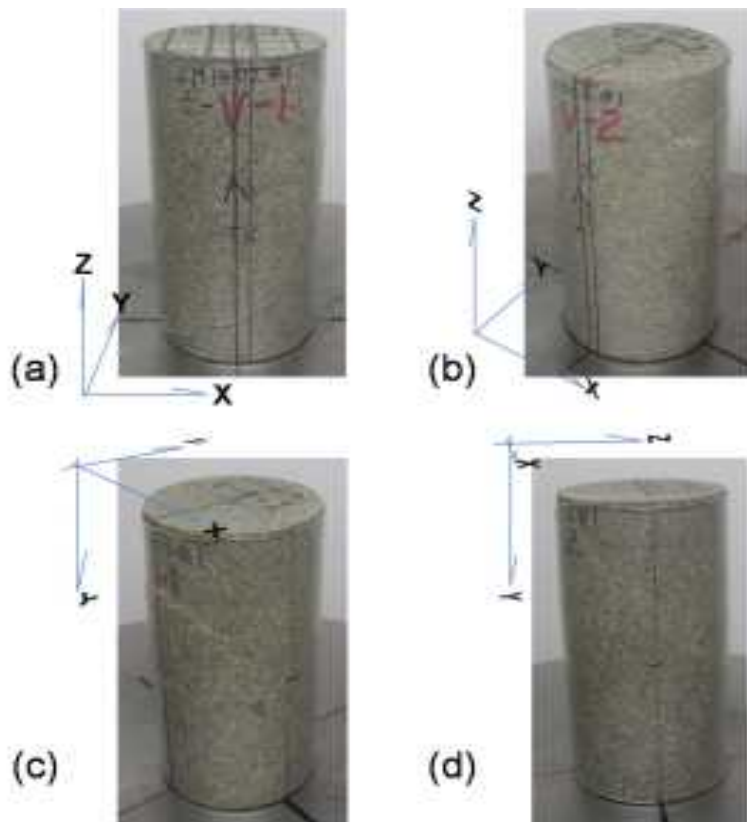


図3.2.2.1-8 三軸圧縮試験後の試料 (a: 垂直 封圧2.7MPa, b: 垂直 封圧8.1MPa, c: 平行 封圧2.7MPa, d: 平行 封圧8.1MPa) .

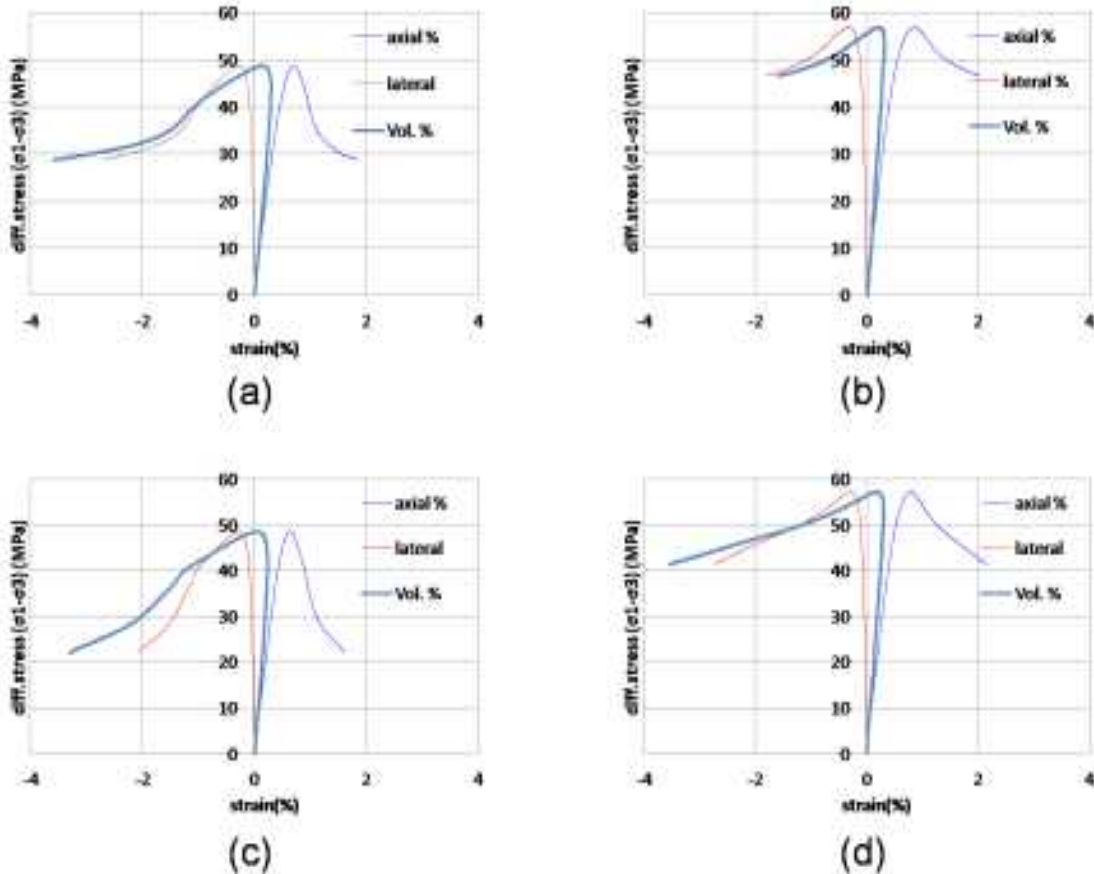


図 3.2.2.1-9 応力-歪み関係 (a: 垂直 封圧 2.7MPa, b: 垂直 封圧 8.1MPa, c: 平行 封圧 2.7MPa, d: 平行 封圧 8.1MPa).

表 3.2.2.1-2 最大軸差応力および最終軸歪み.

Direction	Sample No.	Conf. pressure (MPa)	peak diff. stress (MPa)	final axial strain (%)
Vertical	t-v-1	2.7	48.72	1.8
	t-v-2	8.1	56.84	2.0
Horizontal	t-h-1	2.7	48.62	1.6
	t-h-2	8.1	57.30	2.1

(4) CT画像解析による割れ目確認と空隙率算出

ここでは、三軸圧縮試験後試料内部に生じた割れ目や内部構造の確認の為に取得したCT画像について、またそれを用いた画像解析によって得られた空隙率について述べる。図3.2.2.1-10は長さ約10cmの試料一個に対し約1,740枚のCT画像を撮影し、それらを合成することによって基質と空隙の分布が分かるCT画像の3次元化の概念図である。我々は割れ目からの距離による空隙率の変化を確認するため、せん断割れ目近辺・割れ目から試料の先端までの中間部・試料の先端近辺の3か所から、5mm×5mm×5mmのボリューム領域を選び、画像解析によって空隙率を算出することにした。CT画像の3次元化から得た断面映像と選ばれた画像解析領域の位置を図3.2.2.1-11に示す。この座標軸は図3.2.2.1-3のものと同じである。全試料でせん断割れ目が確認されるが、試料表面から

のせん断割れ目の連続性は試料の中心部で弱くなるか消えているのが分かる。このような現象はコアリング方向や封圧の違いを問わず全試料から確認された。これらはせん断変形の初期段階で見られる現象で、さらにせん断変形が進むことによってエシュロン構造 (echelon structure ; Davis, 1984) を形成し全体がつながるようなせん断割れ目が予想できる。今回画像解析の為に選んだ領域は次の2点を考慮し選択した。①せん断割れ目が明確に認知できる場所を選ぶこと、②CT画像の特徴である画像中心の陰影の影響を避けること。図3.2.2.1-11の四角形で示した画像解析領域の位置はこの2点を考慮し選択したものであり、CT画像中心部の陰影の影響を避けるために試料の軸方向と平行な直線上で3か所を選ぶことにした。割れ目から試料の先端までの距離は各試料によって異なるが、先端部がピストンとの接触摩擦によって一番変形していないと仮定し、まずせん断割れ目近辺と試料の先端近辺の領域を選択し最後に中間部を選んだ。よって、本研究では割れ目からの物理的距離よりは割れ目近辺から先端部までの空隙率の変化傾向に注目することとした。図3.2.2.1-12に画像解析領域を可視化したものを示す。左からオリジナル・基質・空隙の可視化である。

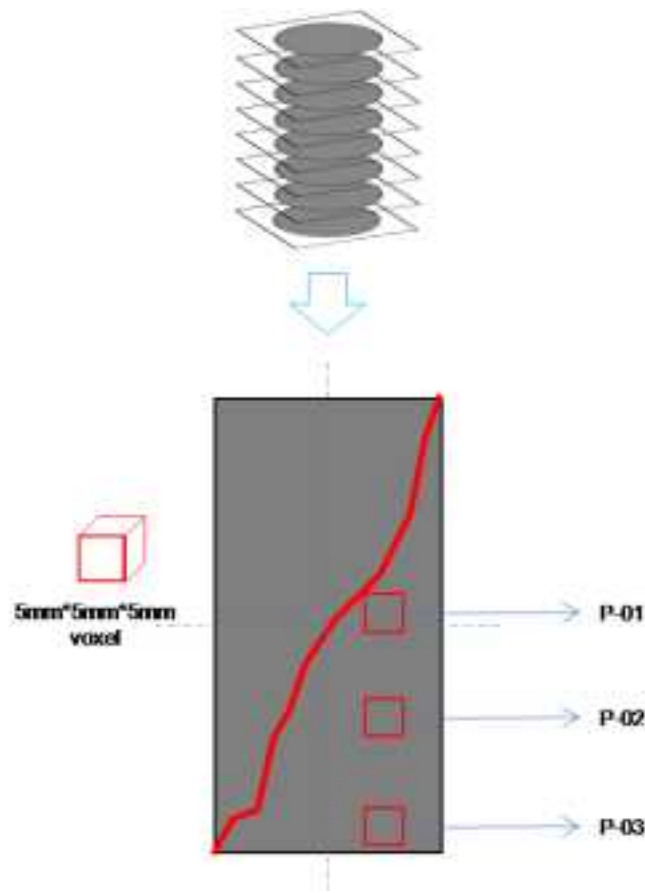


図 3.2.2.1-10 CT 画像の 3 次元化と解析範囲の概念図。

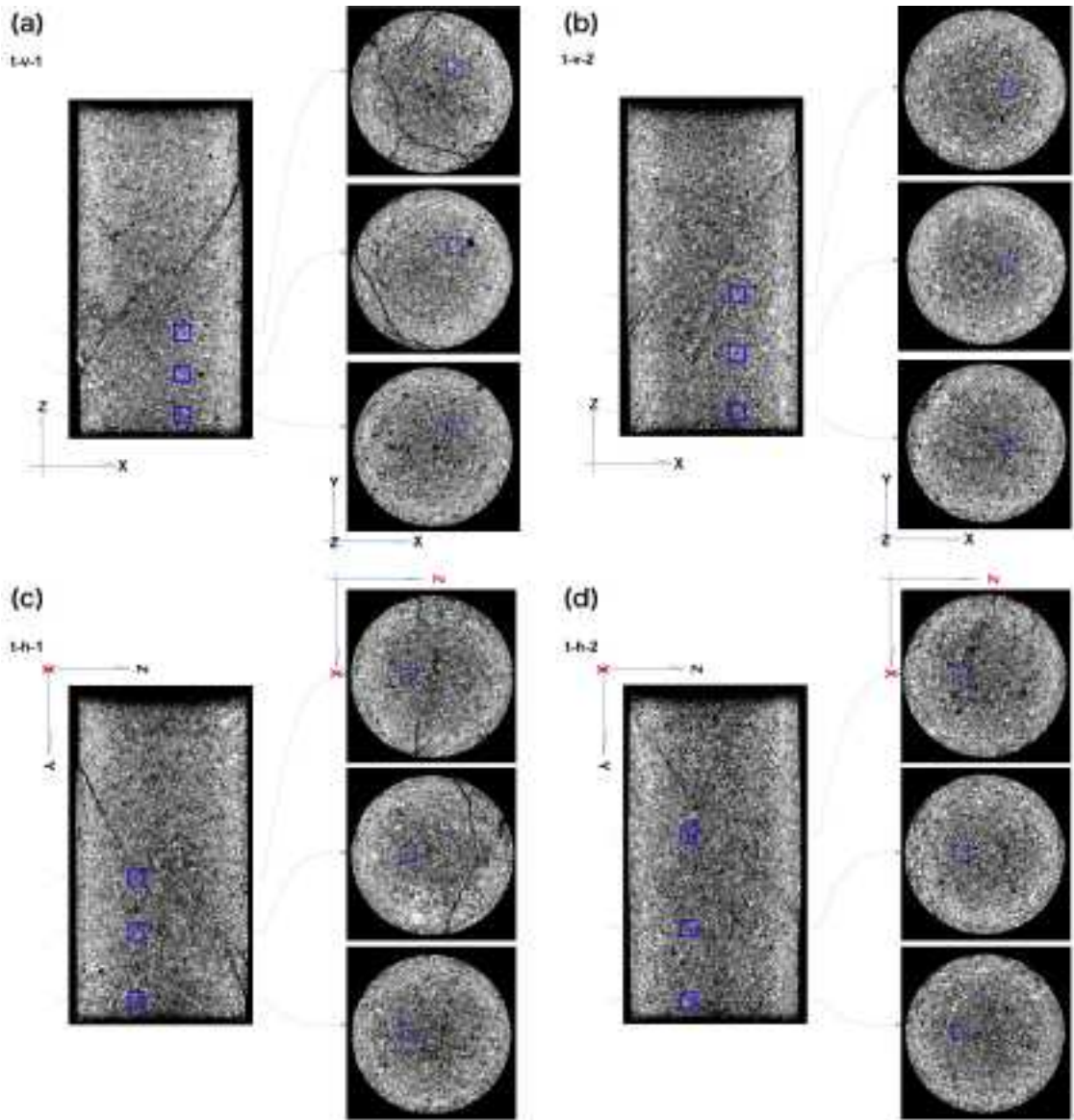


図3.2.2.1-11 CT画像の3次元化から得た断面映像と選ばれた画像解析領域位置 (a: 垂直 封圧2.7MPa, b: 垂直 封圧8.1MPa, c: 平行 封圧2.7MPa, d: 平行 封圧8.1MPa) .

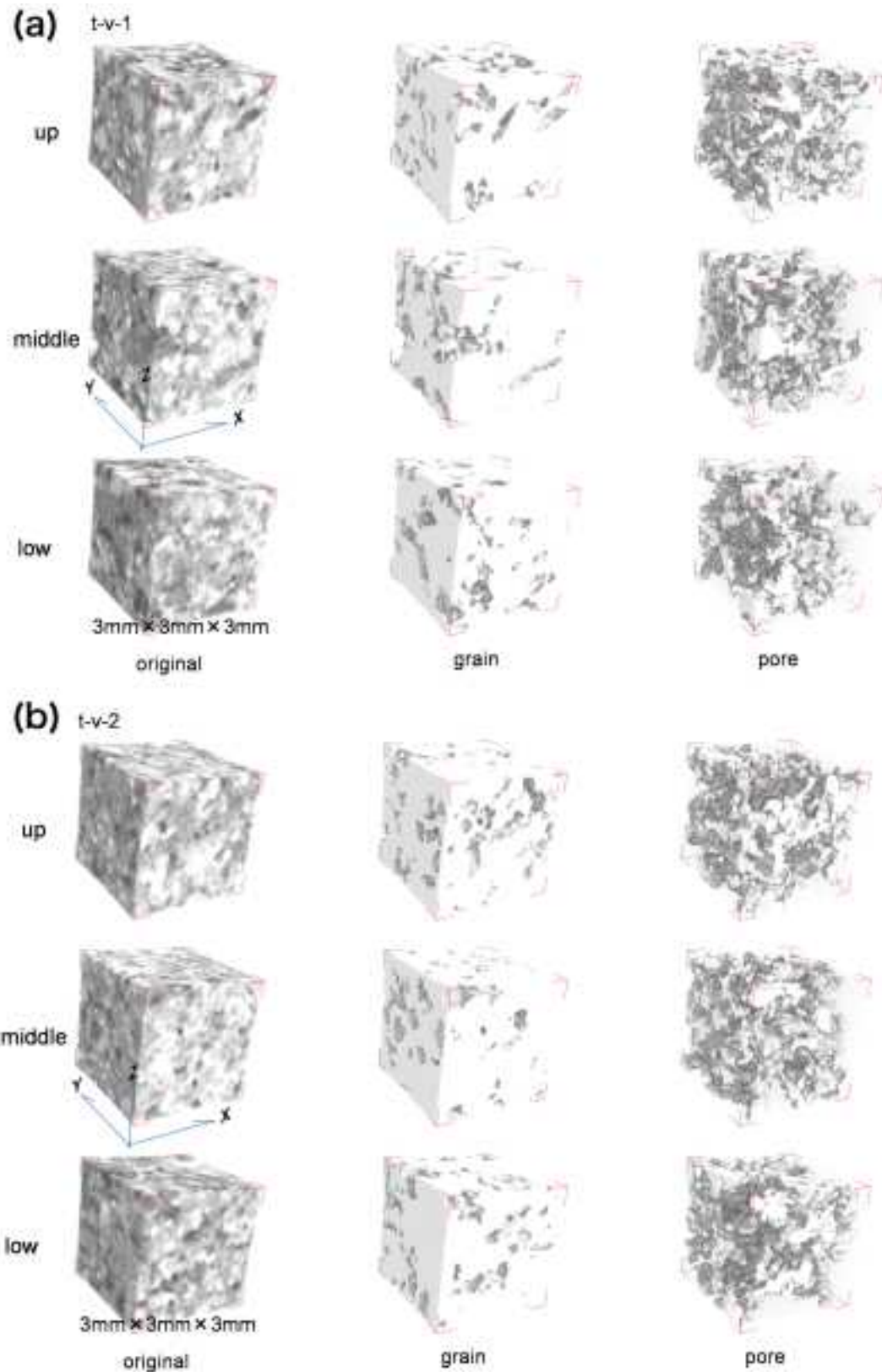


図3.2.2.1-12_1 画像解析領域の可視化 (a: 垂直 封圧2.7MPa, b: 垂直 封圧8.1MPa, c: 平行 封圧2.7MPa, d: 平行 封圧8.1MPa)

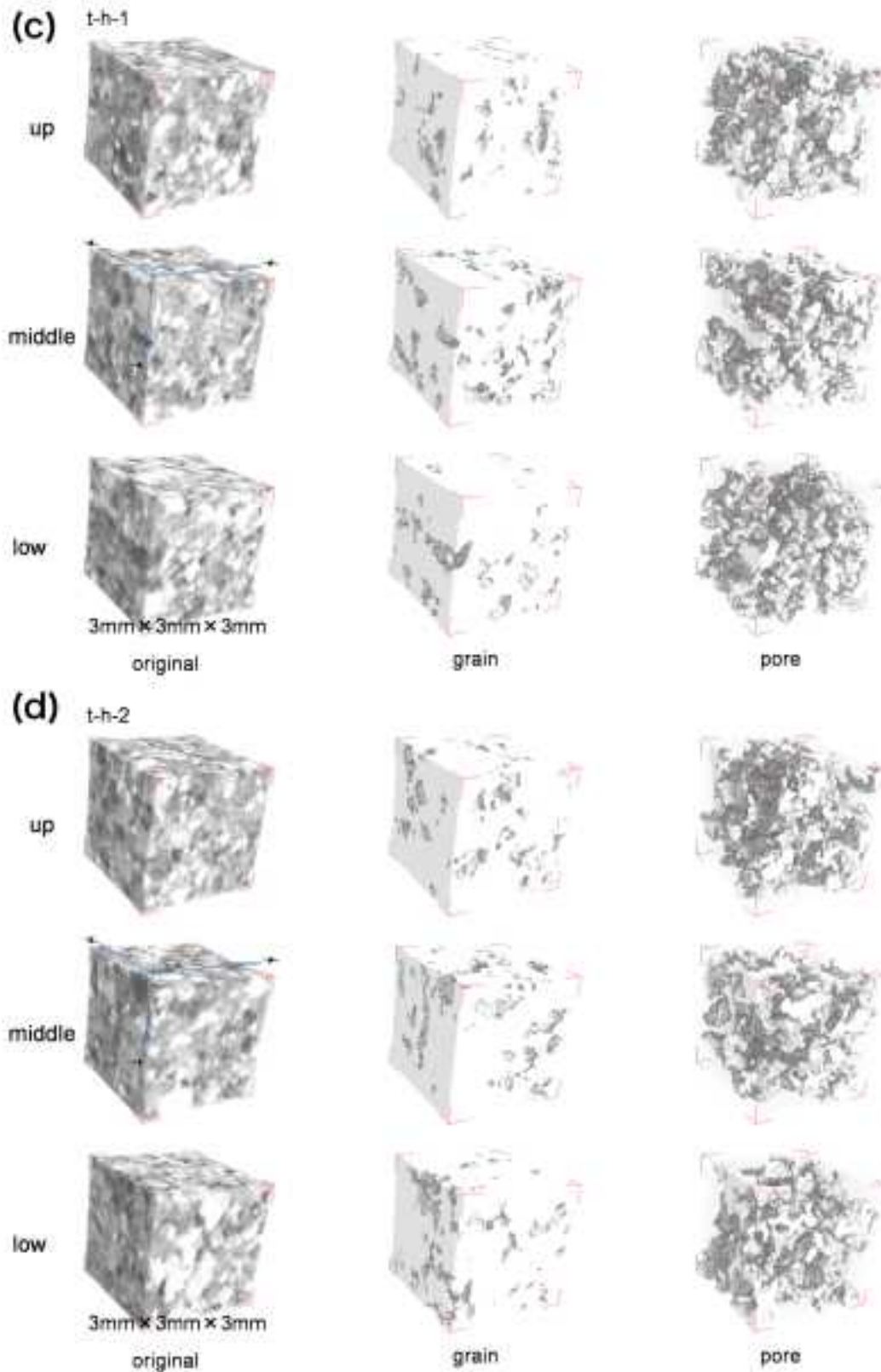


図3.2.2.1-12_2 画像解析領域の可視化 (a:垂直 封圧2.7MPa, b:垂直 封圧8.1MPa, c:平行 封圧2.7MPa, d:平行 封圧8.1MPa) .

図3.2.2.1-13に今回のCT画像解析から得た割れ目からの距離と空隙率の関係を示す。前述したように、本研究では割れ目からの物理的距離より各場所による空隙率の変化傾向を注目しているため、距離の要素を単純に3段階に分けて表現している。図の中で距離1は割れ目近辺を、2は中間部、3は先端部を意味している。全試料共に、先端部では表3.2.2.1-1で示したインタクト試料の空隙率(21.24%)とほぼ同じで、割れ目に近くなるほど高い空隙率を示す。具体的には、垂直試料であるt-v-1とt-v-2の場合、先端部から割れ目近辺までの距離変化で2.95%(21.24-24.19%)と1.52%(21.12-22.64%)の空隙率増加を、並行試料であるt-h-1とt-h-2の場合は、2.46%(21.35-23.81%)と2.93%(21.17-24.10%)の空隙率増加を示す結果となった。これらの空隙率増加幅は各試料それぞれの最大値(割れ目近辺)の12.20%、6.71%、10.33%、12.16%に該当する。

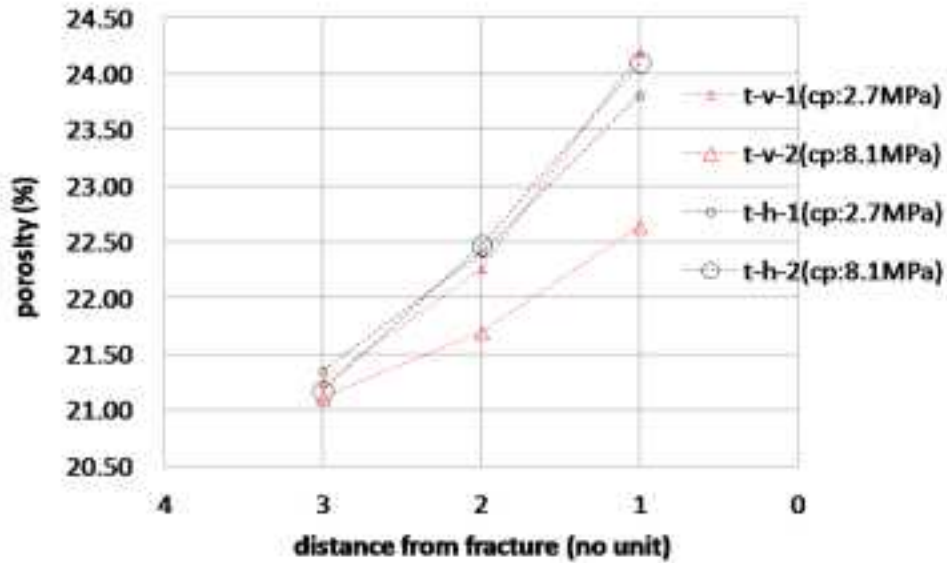


図3.2.2.1-13 割れ目からの距離と空隙率の関係 (t-v-1, t-v-2:垂直試料, t-h-1, t-h-2:平行試料; dist.3:先端部, 2:中間部, 1:割れ目近辺)。

図3.2.2.1-14は垂直試料と並行試料での封圧と空隙率の関係を示したものである。垂直試料の場合(a), 3か所共に2.7MPaの封圧より8.1MPa封圧の方が空隙率が低くなっているのが分かる。一方平行試料の場合(b)は、封圧が変わることによって場所ごとに空隙率の変化傾向が異なるのが分かる。先端部(dist.3)は封圧の増加によって空隙率が低下しているが、中間部はほぼ同じ、割れ目近辺は逆に空隙率が高くなっているのが分かる。これらの結果は、試料の異方性がせん断破壊後の割れ目周辺の空隙率(あるいは透水性)に影響していることを示唆している。

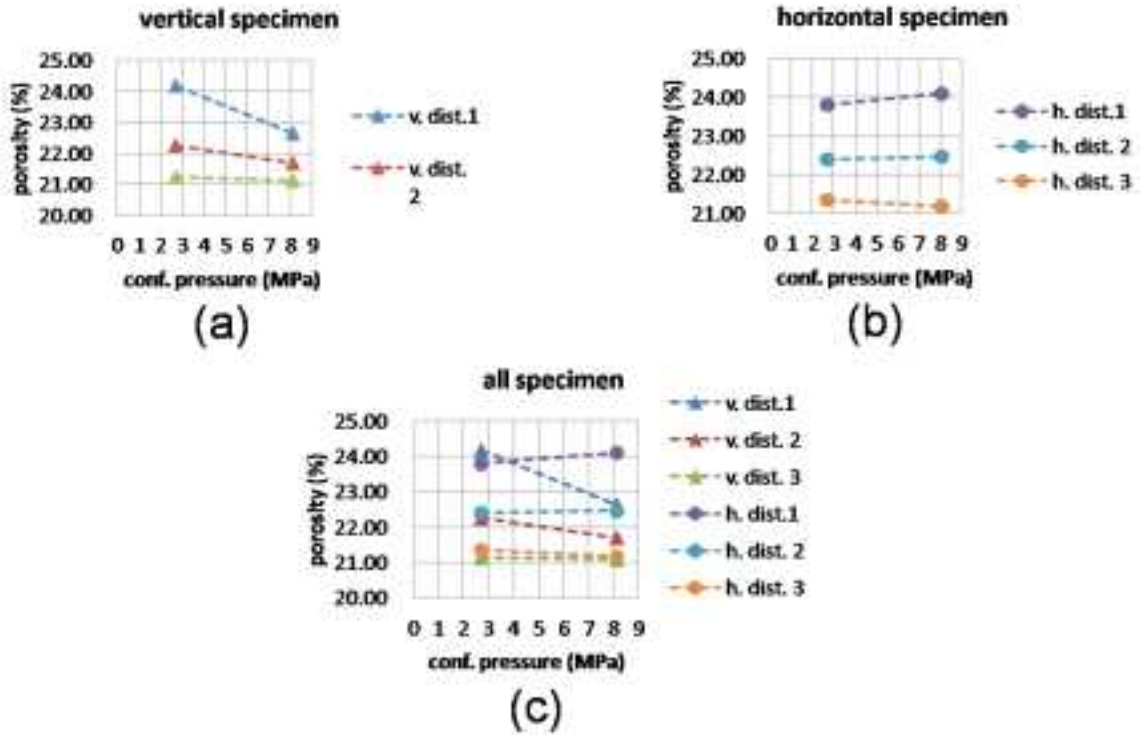


図 3.2.2.1-14 垂直試料と並行試料での封圧と空隙率の関係 (dist.1：割れ目近辺, 2：中間部, 3：先端部)。

3) 個別要素法による水理-力学連成解析モデルとの比較

我々は 2011 年度から水理-力学連成モデルの作成のため 3次元シミュレーション・ツールである PFC^{3D}(Particle Flow Cord 3D；粒状体挙動解析コード；Itasca 社)を用いた水理-力学連成モデルの構築を試みてきた。詳しい内容は、2011 年度報告書の「3.2.1.2 粒状体挙動解析コード (PFC^{3D})を用いた堆積岩の力学異方性モデルおよび透水モデル作成」と2012 年度報告書の「3.2.1.2 個別要素 3次元モデルを用いた堆積軟岩のせん断-透水連成挙動研究」を参考にさせていただきたい。

岩石の場合、空隙率と透水性を単純比例関係とみるのは無理があり、反比例を観察した報告 (Morin, 2006) もある。しかし、堆積岩のように比較的空隙率の高い岩石の場合は、空隙率と透水性が比例する例が多く報告されている (David *et al.*, 1994；Zhu and Wong, 1997；堤ほか, 2003)。例えば、(David *et al.*, 1994) は空隙率 14%~35% の 4 種類の砂岩の透水実験から、透水性と空隙率の比例関係を報告している。今回の研究対象である来待砂岩はインタクト試料の平均空隙率が 21.24% であることから、空隙率と透水性が比例すると仮定し、過去の個別要素法によるモデル研究結果と今回の実験および CT 画像解析の結果との比較を行った。2011 年度報告書で示した来待砂岩透水モデルのデータを編集し、モデル上空隙率を任意の値 (20.88 ~ 46.41%) まで変化させ、図 3.2.2.1-15 と図 3.2.2.1-16 で示すような透水係数の予測グラフを作成した。今回は、試料の CT 画像解析によって算出した空隙率の変化幅を考慮し、透水係数の変化幅を予測して見ることにした。参考までに、2012 年度報告の軽石凝灰岩 (pumice tuff) のせん断-透水連成モデルの結果も一緒に示す。図 3.2.2.1-15 の CT 画像解析による空隙率の変化幅は 21.12 ~ 24.19% である。まず、下に示す Kozeny-Carman 式による透水性 K (approximate permeability) は約 $4.4 \sim 7.2e^{-11} m^2$ であった。

$$K = B \frac{\epsilon^3}{(1 - \epsilon)^2} d^2 \tag{式 3.2.2.1-1}$$

ここで、 B は幾何学的因子で $1/180$ 、 d は粒子に直径、 ϵ は空隙率である。この式はパイプネットワークを通る流れを想定した式である (Bear, 1979)。また、Navier-Stokes の定常状態式によって算出した理論値流速 (steady-state solution) を用いた透水係数 k (hydraulic conductivity) は約 $2.3 \sim 3.1e^{-4}$ m/s であった (図 3.2.2.1-16)。

$$v = \frac{\sqrt{(1 - \epsilon)4\bar{d}^3\epsilon^3|\nabla p|\rho_f C_2 + (\epsilon - 1)^4\mu^2 C_1^2 - C_1\mu(\epsilon - 1)^2}}{2\bar{d}(1 - \epsilon)\rho_f C_2} \quad \text{式 3.2.2.1.-2}$$

ここで、 v : 流速、 ϵ : 空隙率、 d : 粒子の直径、 ∇p : 圧力傾斜、 ρ_f : 流体の密度、 C_1 : 定数 (150.0)、 C_2 : 定数 (1.75)、 μ : 粘度である。モデルシミュレーションから得られる流量 (volumetric rate) から算出される透水係数は約 $2.4 \sim 3.2e^{-4}$ m/s であった。今回の研究では、CT 画像解析の為に選んだ領域が割れ目を避けていることを注意していただきたい。

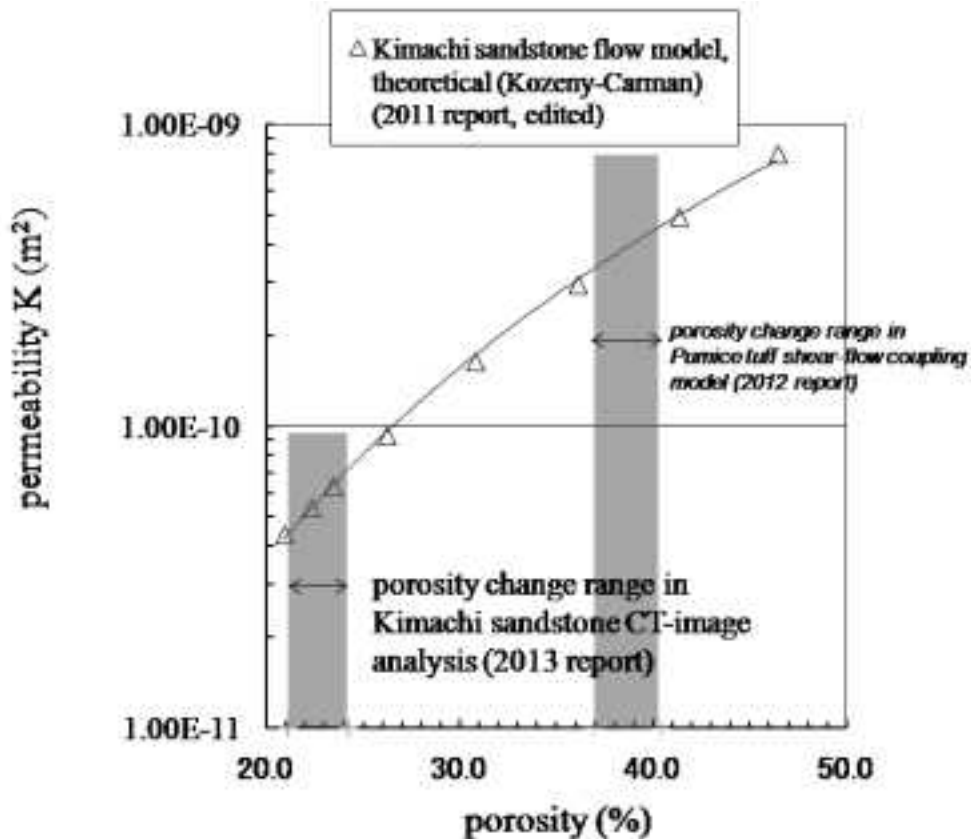


図3.2.2.1-15 空隙率の変化幅からの透水性変化幅類推(Kozeny-Carman) (2011・2012年度報告書の来待砂岩透水モデルのデータを編集)。

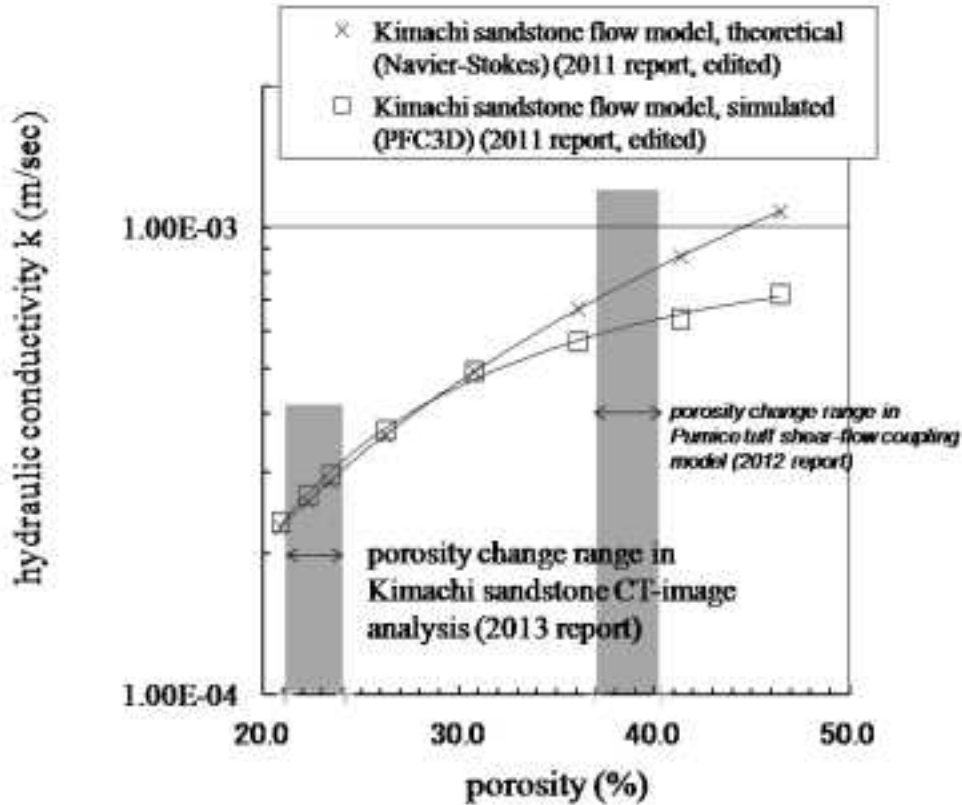


図3.2.2.1-16 空隙率の変化幅からの透水係数変化幅類推(Navier-Stokes, PFC^{3D}) (2011・2012年度報告書の来待砂岩透水モデルのデータを編集)。

4) まとめ

断層の水理-力学連成評価を目的とし、層理面に垂直と並行な堆積岩コア試料を用いて、プロセスゾーンを模擬する三軸圧縮試験を実施した。実験後にはCT画像解析による異なる解析領域での空隙率変化幅の確認および数値解析結果を参考にした透水性の変化幅の推測を試みた。三軸圧縮試験では2段階の封圧(2.7MPa, 8.1MPa)を利用しており、実験結果から、最大軸差応力は封圧の増加によって平均約15%高くなることが分かった。CT画像解析結果からは、試料の先端部から割れ目近辺までの距離変化で平均約2.5%の空隙率の差があることが分かった。しかし、垂直試料と並行試料を分けてみると、垂直試料の場合、解析の為に選ばれた3か所共に2.7MPaの封圧より8.1MPa封圧の方で空隙率が低くなっているのが認められた。一方平行試料の場合は、場所ごとの空隙率の変化傾向が異なり、先端部では封圧の増加によって空隙率が低下し、中間部はほぼ同じ、割れ目近辺は逆に空隙率が高くなる結果となった。このような結果は試料の異方性がせん断破壊後の割れ目周辺の空隙率(あるいは透水性)に影響していることを示唆している。また、2011-2012年度に先行した個別要素法数値解析による空隙率-透水性関係から、今回のCT画像解析による空隙率変化幅(21.12~24.19%)を考慮して推測した透水性の変化幅は、まず、Kozeny-Carman式による透水性 K (approximate permeability)は約 $4.4 \sim 7.2e^{-11} m^2$ 、また、Navier-Stokesの定常状態式によって算出する理論値流速(steady-state solution)を用いた透水係数 k (hydraulic conductivity)は約 $2.3 \sim 3.1e^{-4} m/s$ であった。岩石試料を用いた力学試験とCT画像解析による内部構造の確認と各部位の空隙率算出。また、個別要素法数値解析による水理-力学連成評価は、地震や断層による現場の部位別空隙率を把握することができると共に断層からの距離と透水性の変化を考える上で効果的の利用が期待される。

3.2.2.2 水理-熱-力学-化学反応連成解析による長期的水理特性変化のモデル化

1) 目的

高レベル放射性廃棄物処分施設ニアフィールドの長期性能評価を行う場合、対象となる岩盤の水理学・力学特性を長期に渡り予測評価することは非常に重要である。特に、水理学・力学的弱面となる断層を含めた不連続面の評価が重要となる。処分施設は深部環境に建設されるため応力レベルは高く、また廃棄体からの発熱により周辺岩盤の温度は上昇する。その結果、岩石構成鉱物の溶解・沈殿現象等の化学作用が卓越し、不連続面の水理学・力学特性に大きな影響を及ぼすことが予想される。しかしながら、温度・応力に依存する化学作用を包含する岩石-水の相互作用現象に起因する岩盤の水理学・力学特性の経時評価については、これまで積極的に行われてこなかったのが現状である。

理論的な検討として、温度、pH、イオン強度等に依存する種々の鉱物の溶解・沈殿に起因する透水特性変化を時系列で評価するモデルが構築されており、TOUGHREACT (Xu *et al.*, 2012) 等のTHC 連成数値シミュレータも開発され、実問題に適用されている。しかしながら、これらの解析モデルや数値シミュレータは、岩石実部・不連続面空隙内の溶解・沈殿現象についてしか考慮しておらず、圧力溶解現象等の粒子接触部での化学現象を考慮していない。さらに、鉱物溶解・沈殿現象等の化学作用に起因する岩盤の力学特性の経時評価が可能なモデルについては、現在皆無であると言っても過言ではない。化学現象による岩盤の水理学・力学特性の変化を時系列で記述する精度の高いモデルが存在しないのは、実験室レベルでの評価データが圧倒的に不足していることに起因している。精度の高いTHMC 連成シミュレータを開発するため、延いては高レベル放射性廃棄物処分施設のニアフィールドの長期性能評価を行うためには、温度・応力に依存する鉱物溶解・沈殿現象等の化学作用に起因する岩盤の水理学・力学特性の経時変化を実験的に観察し、データを収集することが不可避である。

本研究では、熱・水・応力・化学連成作用による透水・力学特性の経時変化に起因するメカニズムを解明し、様々な境界条件で透水・力学特性を長期予測できる連成モデルを構築することを最終目標としている。そこでH25年度は、(1) 拘束圧・温度・鉱物溶解条件を制御した等方圧保持・透水試験の継続実施・解析、(2) 実験前後の岩石供試体を用いた微視構造観察、(3) 拘束圧および温度を制御した持続載荷せん断透水試験の実施、(4) 持続載荷せん断透水試験の再現・予察解析を実施する。

2) 等方圧保持・透水試験

・実験概要

本実験で使用した等方圧保持・透水試験装置を図3.2.2.2-2に示す。軸圧および側圧は、それぞれロードセル（東京測器製 CLN-20KNB 型）および圧力センサー（東京測器製 PW-20MPa 型）を用いて測定し、精緻に拘束圧を制御できる。実験に供した岩石の供試体サイズは、直径 30 mm、高さ 60 mm で、上部キャップおよび下部ペDESTALで供試体を挟み、熱収縮チューブにより被覆する。次に、圧力セル内の O リングを傷つけないよう十分注意して、圧力セルを被せる。その後、載荷用皿ばねをセットし、セル上部のねじを締めることにより軸荷重を作用させる。続いて、手押しポンプにより拘束圧用シリコンオイルを加圧し、所定の拘束圧条件に設定を行う。圧力セルを金属製容器内に入れ、シリコンオイルを満たして温度を調節し、養生を行った。境界条件は、拘束圧 7.5, 15 MPa で、温度は、20, 90 °C に設定した。実験条件を表3.2.2.2-1に示す。なお、B-45 と B-46 の供試体については、実験の再現性を確認するため、同拘束圧 (7.5 MPa)、同温度 (90 °C) の条件で実験を行った。岩石供試体は亀裂のないインタクト供試体と、単一亀裂を有する不連続面供試体の2種類を作製した。単一亀裂については、ダイヤモンドカッターを用いて供試体中央上下方向に切断した。実験に使用した岩石供試体を図3.2.2.2-1に示す。

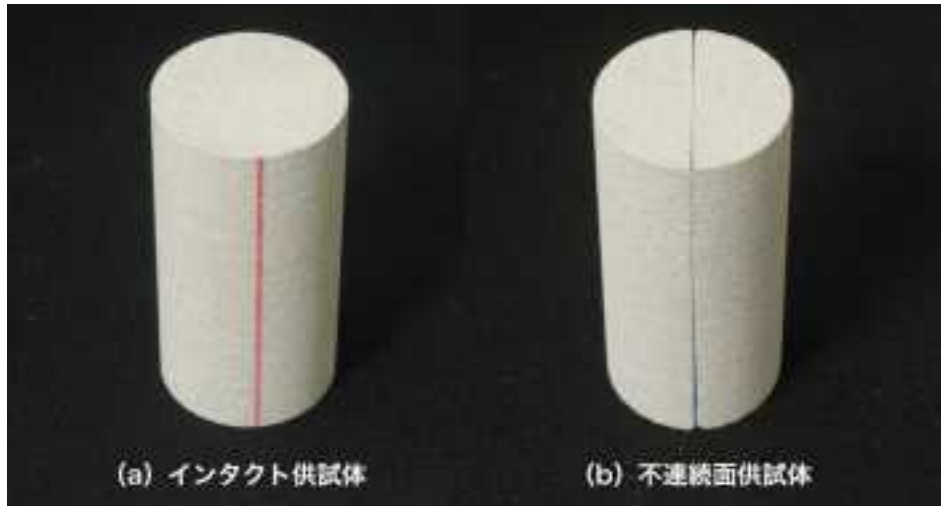


図 3.2.2.2-1 実験に使用したベレア砂岩供試体 (直径 30 mm×高さ 60 mm).

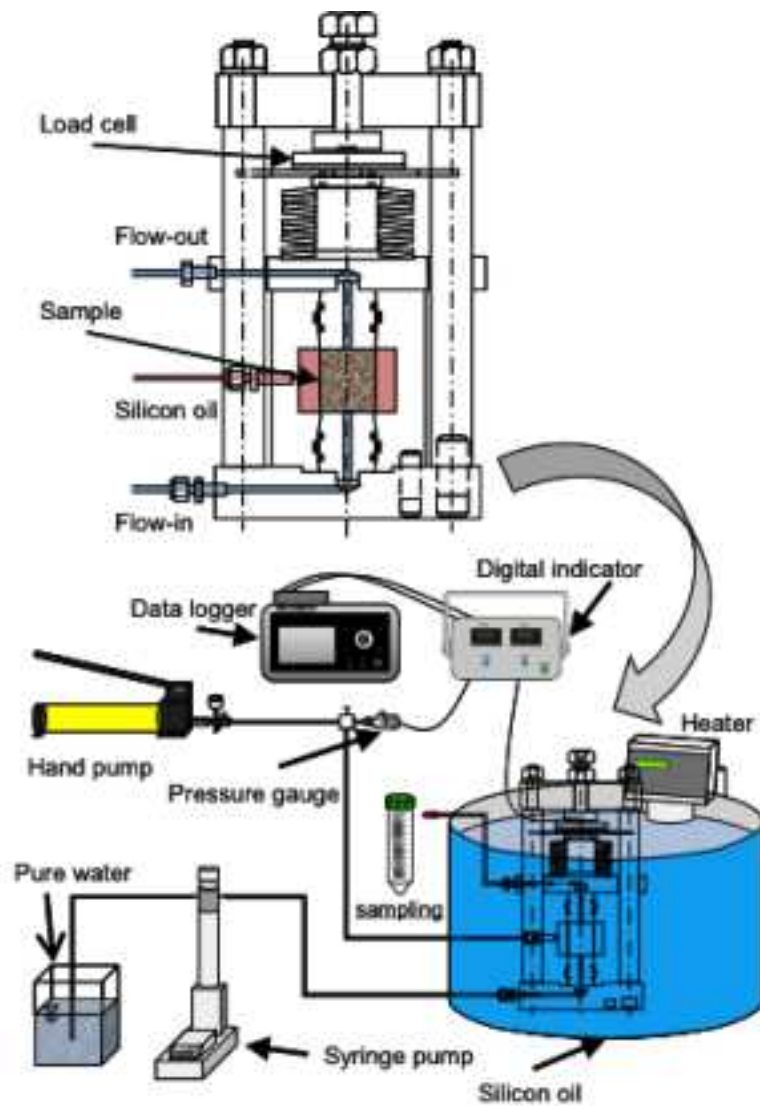


図 3.2.2.2-2 等方圧保持・透水試験装置の模式図.

表 3.2.2.2-1 等方圧保持試験の実験条件.

供試体	亀裂の有無	拘束圧 [MPa]	温度 [°C]
B-42	無	7.5	20
B-43	無	15	20
B-44	無	15	90
B-45	無	7.5	90
B-46	無	7.5	90
B-47	有	7.5	20
B-48	有	7.5	90

・透水試験

拘束圧、温度共に比較的高い条件では、鉱物の溶解・沈殿等の化学反応が促進されるものと考えられる。その結果、岩石内部の骨格構造が変化し、岩石の透水特性や変形・強度特性に何らかの影響を及ぼすと予想される。本研究では、拘束圧 7.5, 15 MPa, 温度 20, 90 °C の条件下で、透水特性に及ぼす影響を把握するために、等方圧保持期間中に実験開始後 100 日までは 5 日ごとに、その後は 10 日ごとに透水試験を実施した。

透水試験は、シリンジポンプ (TELEDYNE ISCO 社製, 500D 型) を用いてインタクト供試体については透水差圧 350 kPa, 不連続面供試体については透水差圧 9.8 kPa の条件で透水を行った (図 3.2.2.2-2 参照)。透過水は、pH6 の超純水を用いて各試験で 10 mL 程度注水した。これは、供試体の間隙体積 (間隙率は約 20 % なので、間隙堆積は約 8.5 mL) と同程度の量であり、つまり、5 日あるいは 10 日ごとに供試体の間隙水を純水で置換することを示している。超純水には、物質が溶出していないため、供試体を含む圧力セルを通過した廊下流体の濃度を評価することで、岩石の溶出濃度を直接評価することができる。一方、超純水は実際の地下水よりも溶解性が高いため、鉱物溶解という観点に着目すると実際よりも過激な環境で実験を実施していることに留意する必要がある。

なお、岩石供試体の透水特性は、透過率 K (Permeability [m^2]) を用いて評価した。透過率 K は、ダルシー則が成り立つと仮定して、インタクト供試体については以下の式で表すことができる。

$$K = \frac{\mu Q l}{A \Delta P} \quad \text{式 3.2.2.2-1}$$

ここで、 μ : 透過流体の粘性係数 [Pa s], Q : 流量 [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$], l : 供試体高さ [m], A : 供試体断面積 [m^2], ΔP : 透水差圧 [Pa] である。一方、不連続面供試体については、透過水は亀裂に選択的に流れるため、透過率 K は、亀裂のみの透過性を表す下式で評価する。

$$b = \left(\frac{12 \mu Q l}{A \Delta P} \right)^{1/3} \quad \text{式 3.2.2.2-2}$$

$$K = \frac{b^2}{12} \quad \text{式 3.2.2.2-3}$$

ここで、 b : 水理学的開口幅 [m] である。

透水試験は、流量が定常状態に落ち着くまで約 15 分間行い、5 秒間隔で流量を計測した。透過率の測定結果をインタクト供試体 (B-42, B-43, B-44, B-45, B-46) については図 3.2.2.2-3 に、不連続面供試体 (B-47, B-48) については図 3.2.2.2-4 に示す。また、各境界条件での透過率の変化傾向を比較するために、初期値で正規化した正規化透過率の時間変化を図 3.2.2.2-5 に示す。B-42 は、拘束圧 7.5 MPa, 温度 20 °C 条件である。初期透過率は、 $5.14 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ で、若干の上下変動を示し

ているが、約300日程度までは概ね 10^{-14} m^2 程度であり変化していない。しかし、その後透過率は上昇に転じており、実験開始1,025日で $1.44 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ まで単調に増加しており、その後実験を終了した。

B-43は、拘束圧15.0 MPa、温度20 °C条件である。初期透過率は、 $1.86 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ で、若干の上下変動をしているが、約300日程度までは概ね $3.00 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ 程度でほとんど変化していない。しかし実験開始300日以降で上昇に転じており、1,085日現在で $1.09 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ まで単調に増加しており、B-42の試験結果と同様の傾向を示している。

B-44は、拘束圧15.0 MPa、温度90 °C条件である。初期透過率は、 $1.05 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ で、30日程度まで上昇した後、定常状態に達しているように見える。実験開始220日目で透過率が初期値まで減少しているが、その後は上昇に転じており、実験開始1,040日現在で $7.17 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ まで増加している。

B-45は、拘束圧7.5 MPa、温度90 °Cである。初期透過率は、 $4.10 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ で、若干の変動を生じながら推移し、230日程度で上昇している。その後はあまり変化がなく実験開始560日で $6.40 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ まで増加し、その後実験を終了した。

B-46は、拘束圧7.5 MPa、温度90 °Cで、B-45と等しい境界条件である。この試験は、実験の再現性を確認するために実施している。初期透過率は、 $2.26 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ で、若干の変動を生じながら推移し、230日程度で上昇している。その後若干増加はしているものの、それほど大きな変化はなく、実験開始1,025日現在で $1.17 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ まで増加している。

インタクト供試体の実験結果より、境界条件の違いによる定性的な差異は確認されなかった。つまり、透過率は初期値からある時間経過後まではそれほど変化せず、その後上昇に転じ、単調に増加する傾向が得られている。透過率の変化は、拘束圧および温度に依存する鉱物の溶解・沈殿現象や、力学的な変形挙動を介した間隙構造の変化に起因する。すべての境界条件で観察されている透水特性の増加現象は、鉱物表面の溶解現象に起因していると考えられる。鉱物溶解現象は、比較的緩やかな速度で進展していくため、透過率の変化として観察されるまでには、一定の時間が必要となることが考えられる。その後は、継続される鉱物溶解により、徐々に透過率が増加することになる。しかしながら、その増加速度は緩やかで、1,000日経過後でも初期値と比して5～6倍程度しか増加していない。実際の地下水環境では、鉱物溶解現象は実験で再現している条件よりも抑制されているので、透過率の変化についても実験結果よりも非常に小さくなると想定される。

次に、不連続面供試体の実験結果について議論する。B-47は、拘束圧7.5 MPa、温度20 °C条件である。初期透過率は、 $5.43 \times 10^{-11} \text{ m}^2$ で、時間の経過とともに減少する傾向が得られている。実験開始720日現在で $1.51 \times 10^{-11} \text{ m}^2$ を示しており、初期値と比して約7割減少している。

B-48は、拘束圧7.5 MPa、温度90 °C条件である。初期透過率は、 $4.33 \times 10^{-11} \text{ m}^2$ で、B-47で確認されているほどの減少傾向はみられないが、若干の減少を示しており、実験開始720日現在で $3.71 \times 10^{-11} \text{ m}^2$ となっている。不連続面供試体(B-47, B-48)で確認された透過率の減少傾向は、不連続面内の接触部溶解に起因していると考えられる。鉱物溶解現象は、圧縮応力の集中する接触部と間隙内の自由表面で発生する。インタクト供試体では、接触部分の溶解現象よりも自由表面での溶解現象が卓越するため、透過率は時間の経過と共に上昇していると考えられる。一方、不連続面供試体では、接触部溶解が自由表面溶解よりも寄与程度が大きいいため、時間の経過と共に透過率が減少していると想定される。接触部溶解は、接触面積の増加に伴いその寄与の程度は低下していくと考えられ、一定期間経過後には、自由表面溶解が相対的に卓越することとなり、透過率は増加に転じることが予想される。今後、実験を継続することによりこの仮説の検証を行う予定である。

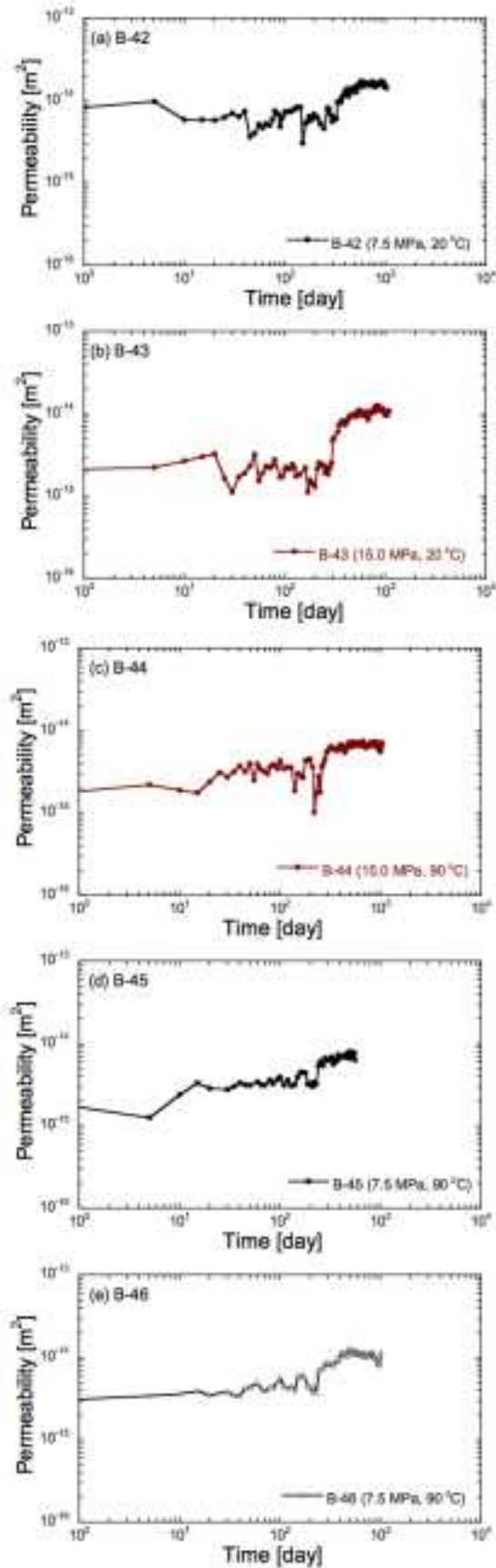


図 3.2.2.2-3 透過率の時間変化（インタクト供試体）（(a) - (e) B-42 - B-46）.

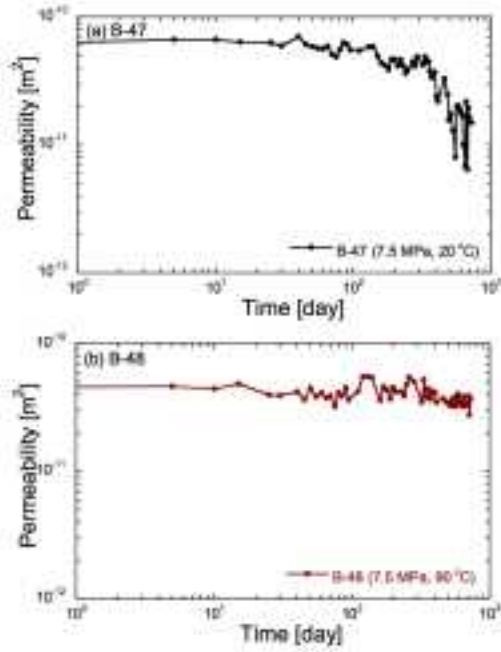


図 3.2.2.2-4 透過率の時間変化（不連続面供試体）（(a) B-47, (a) B-48）.

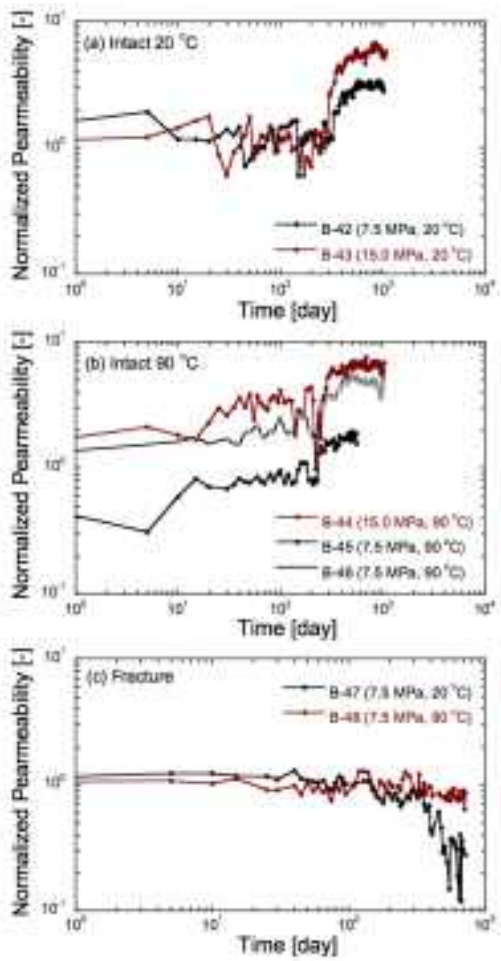


図 3.2.2.2-5 正規化透過率の時間変化（(a) インタクト供試体 20 °C, (b) インタクト供試体 90 °C, (c) 不連続面供試体）.

・物質濃度評価

透水試験中に間隙溶液を採取し、ICP-AESにより、陽イオン元素（Si, Al, K, Fe, Ca, Na, Mg）の定量分析を実施した。分析に使用した機器は、愛媛県産業技術研究所既設のICP発光分光分析装置（Thermo Fisher Scientific社製、iCAP6300DUO型）である。得られた結果を図3.2.2.2-6～図3.2.2.2-8に示す。なお、昨年度の報告書で、実験結果の不具合がある可能性を指摘したが、本年度の分析結果は、すべてのサンプル資料について再度分析を行った。以下は、その分析結果について説明するが、昨年度の評価結果とそれほど違いはないことを明示しておく。図より、すべての条件において、Si, Ca, Mg, Naの濃度が相対的に高い。Si濃度が高いことは、蛍光X線分析の結果（表3.2.2.2-2）より妥当であると考えられるが、相対的に含有割合の小さいCa, Mg, Na濃度もSi濃度と同程度高い。Naは、蛍光X線分析の結果では検出されなかったが、これについては間隙中に元々存在している塩水の影響であると想定される。Ca, Mg濃度が比較的高い理由として、溶解性の高い炭酸塩鉱物（ドロマイト等）の溶解に起因している可能性が考えられる。

次にSi濃度のみを抽出した濃度経時変化を図3.2.2.2-9に示す。図より、温度が高い条件（B-44, B-45, B-46, B-48）の方が高い濃度を示している。これは、温度上昇により鉱物の溶解性が上昇したためと考えられ極めて妥当な結果である。一方、拘束圧条件の違いに着目すると、Si濃度には明瞭な差異は確認できない。これは、本研究で採用している拘束圧条件（7.5 および 15.0 MPa）では、鉱物溶解に及ぼす影響に大差がないためと考えられる。

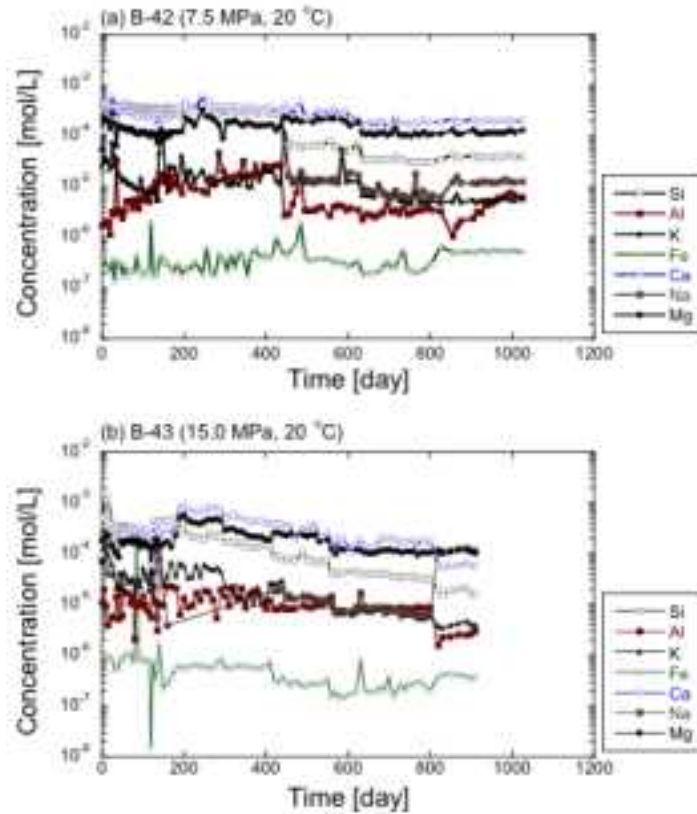


図 3.2.2.2-6 元素濃度の経時変化 (Si, Al, K, Fe, Ca, Na, Mg : (a)B-42, (b)B-43).

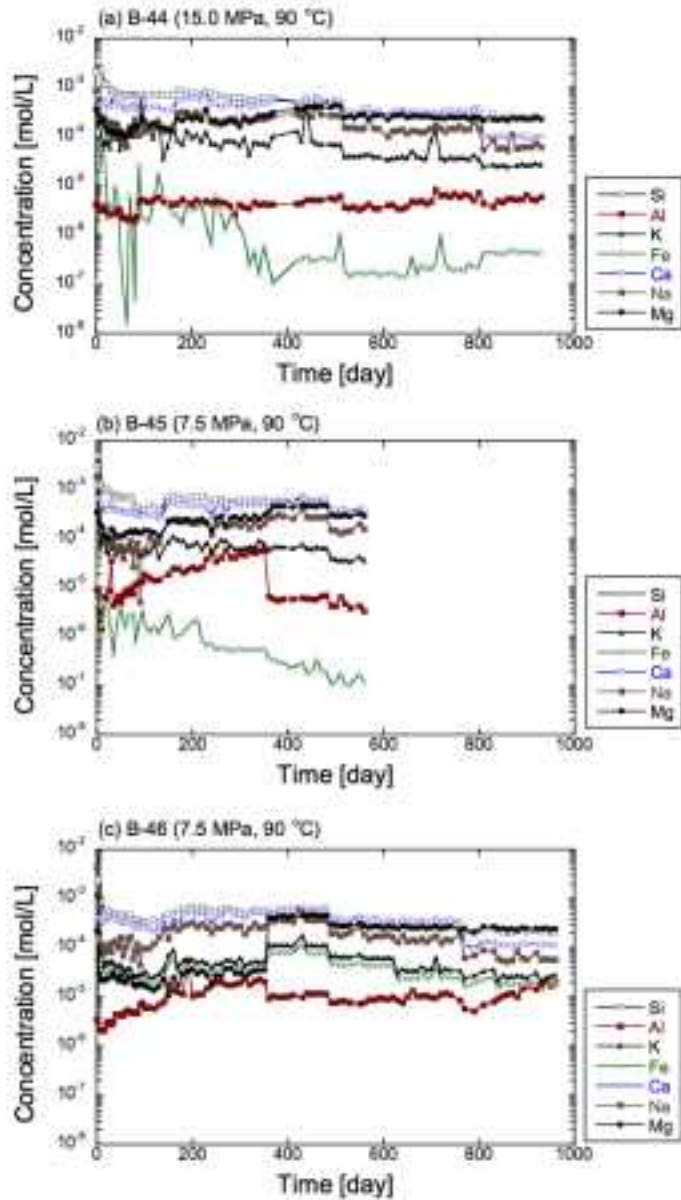


図 3.2.2.2-7 元素濃度の経時変化 (Si, Al, K, Fe, Ca, Na, Mg : (a)B-44, (b)B-45, (c)B-46).

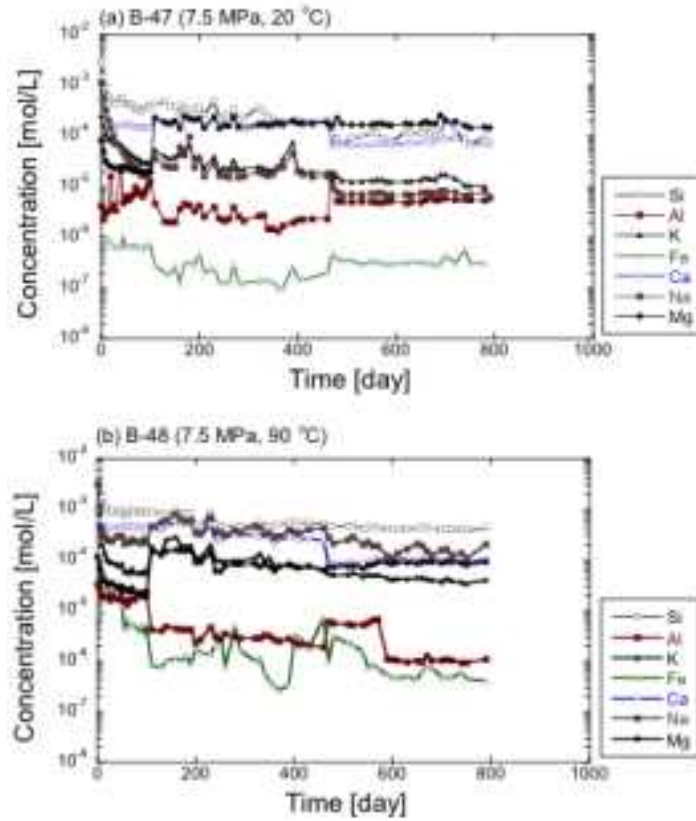


図 3.2.2.2-8 元素濃度の経時変化 (Si, Al, K, Fe, Ca, Na, Mg : (a)B-47, (b)B-48).

表 3.2.2.2-2 蛍光 X 線分析によって得られたベレア砂岩の元素割合 (実験前後).

分析対象	分析結果[wt.%]		
	B-00 (実験前)	B-42 (実験後)	B-45 (実験後)
SiO ₂	82.6	88.2	83.3
Al ₂ O ₃	9.88	6.66	10.1
Fe ₂ O ₃	2.13	1.51	2.04
K ₂ O	1.97	1.68	2.49
CaO	1.66	0.773	0.518
MgO	0.973	0.671	0.662
TiO ₂	0.633	0.383	0.744
Others	0.154	0.150	0.175

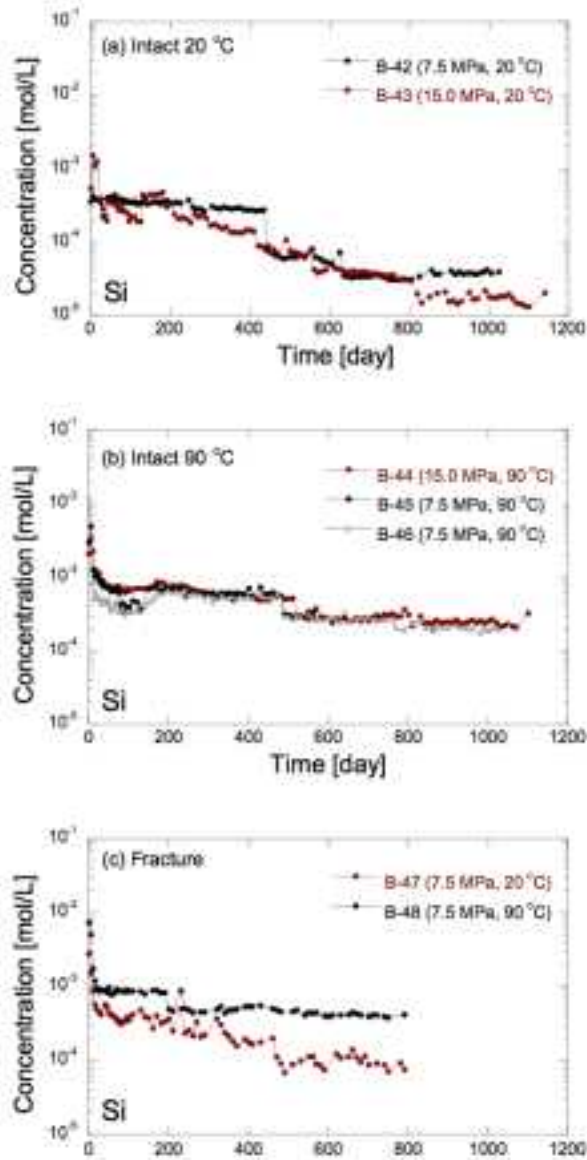


図 3.2.2.2-9 Si 濃度の経時変化.

・透過率の長期予測

図 3.2.2.2-3 に示す通り、透過率長期観測の結果、インタクト供試体ではすべての境界条件において透過率は時間の経過と共に増加する傾向が得られた。これは、間隙水に接している岩石粒子構成鉱物の溶解現象により、間隙体積が増加しているためと考えられる。また、不連続面供試体では逆に透過率は時間の経過と共に減少する傾向が得られた (図 3.2.2.2-4)。本節では、透過率の変化傾向を長期予測する式を用いて、今後透過率がどの程度変化するかを予測する。

図 3.2.2.2-3 より、インタクト供試体の透過率は実験開始 200 日～300 日経過後に増加に転っており、その増加率は時間の経過と共に小さくなっていることが確認できる。そこで、十分な時間経過後に、透過率は定常状態に達すると仮定し、下記の予測式を提案する。

$$\bar{K}(t) = \bar{K}(\infty) - (\bar{K}(\infty) - \bar{K}(0)) \exp(-\alpha t) \quad \text{式 3.2.2.2-4}$$

ここで、 $\bar{K}(t)$: 時間 t における正規化透過率 (実験開始直後の透過率で除した相対的な透過率を表す)、 $\bar{K}(\infty)$: 定常状態における正規化透過率、 α : 定数である。

また、不連続面供試体で観察された透過率の減少傾向を予測するために、式 3.2.2.2-5 を提案する。

この式は、時間の経過と共に透過率は減少し、一定期間経過後に定常状態に達することを表している。

$$\bar{K}(t) = \bar{K}(\infty) + (\bar{K}(0) - \bar{K}(\infty)) \exp(-\alpha t) \quad \text{式 3.2.2.2-5}$$

この提案式による予測結果例を図 3.2.2.2-10 に示す。図より、 $\bar{K}(\infty)$ が大きいほど、定常状態に達した際の透過率変化量が大きくなることを表している。同様に、 α が大きいほど、定常状態に達するまでの経過時間が短くなることを示している。 α の値では、定常状態に達するまでの時間を評価することができないが、下式を用いることで、定常状態の 99.9 % に達するまでの時間を算定することができる。

$$\begin{aligned} \exp(-\alpha t_s) &= 1 - 0.999 \\ \Rightarrow t_s &= 3 \ln 10 / \alpha \end{aligned} \quad \text{式 3.2.2.2-6}$$

ここで、 t_s : 定常状態の 99.9 % に達するまでの時間である。 t_s を適用することにより、定常状態に達するまでの時間を定量的に評価することができる。

この提案式 (式 3.2.2.2-4, 3.2.2.2-5) を用いて実験結果を回帰分析した結果を図 3.2.2.2-11, 図 3.2.2.2-12 に、また得られた $\bar{K}(\infty)$, α , t_s を表 3.2.2.2-3 に示す。回帰分析結果より、決定係数 R2 は 0.6 ~ 0.8 程度の値を示しており、本提案式は概ね妥当性の高いものであると言える。なお、不連続面供試体 B-47 の予測結果は、 $\bar{K}(\infty)$ が負の値を示す結果となり物理現象として適当でないため議論から除外する。インタクト供試体に対する予測結果に着目すると、20 °C 条件 (B-42, B-43) では、最大 10 倍程度の値を示しており、また t_s の値より今後 20 年程度で定常状態に達すると予測されている。一方、90 °C 条件 (B-44 ~ B-46) では、 $\bar{K}(\infty)$ が 5, 6 倍、 t_s が 5 年 ~ 数 10 年程度である。拘束圧条件および温度の違いによる $\bar{K}(\infty)$ および t_s の差は大きくないことが確認された。H24 年度の成果では、『拘束圧条件 (7.5, 15.0 MPa) に着目すると、 $\bar{K}(\infty)$ および t_s に明瞭な差異は確認できない。90 °C 条件の方が、 $\bar{K}(\infty)$ が小さくなる原因は不明であるが、 t_s が小さくなる要因としては温度上昇による鉱物溶解現象の活性化が考えられる。その結果、早く定常状態に達すると想定される。』と記述しているが、その後約 1 年間実験を継続することにより、境界条件に違いはそれほど透水性の変化に寄与しない結論となった。

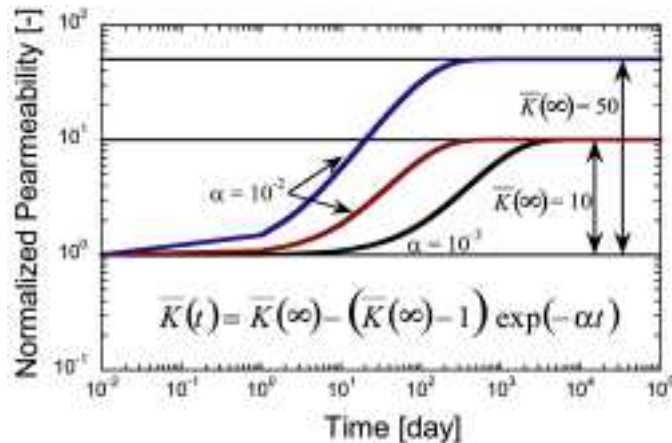


図 3.2.2.2-10 提案式 (式 3.2.2.2-4) による解析結果例。

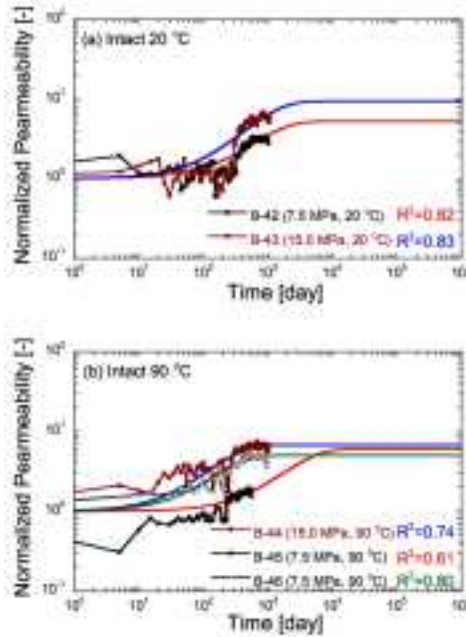


図 3.2.2.2-11 提案式 (式 3.2.2.2-4) による回帰分析結果 (インタクト供試体 (a) 20 °C, (b) 90 °C).

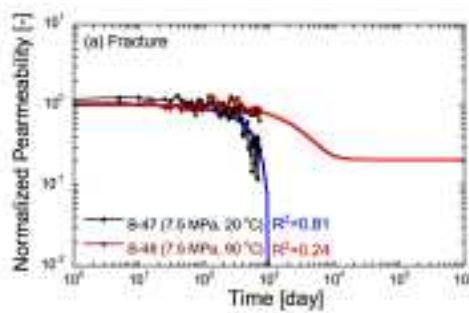


図 3.2.2.2-12 提案式 (式 3.2.2.2-4) による回帰分析結果 (不連続面供試体).

表 3.2.2.2-3 提案式 (式 3.2.2.2-4) による回帰分析結果.

Sample	$\bar{K}(\infty)$	α [day ⁻¹]	t_0 [day]
B-42	5.21	8.70×10^{-4}	7.94×10^3
B-43	9.34	9.99×10^{-4}	6.91×10^3
B-44	6.76	4.01×10^{-3}	1.72×10^3
B-45	6.03	2.89×10^{-4}	2.39×10^4
B-46	3.01	3.74×10^{-3}	1.85×10^3
B-47	-3.78	2.30×10^{-4}	3.00×10^4
B-48	2.10×10^{-2}	3.56×10^{-4}	1.94×10^4

3) 構造観察

本研究では、拘束圧 7.5 MPa、温度 90 °C 条件で 560 日間等方圧保持・透水試験を実施した供試体 (B-45) と、拘束圧 7.5 MPa、温度 20 °C 条件で 1,025 日間等方圧保持・透水試験を実施した供試体 (B-42) を用いて、供試体観察、X 線回折分析、蛍光 X 線分析、走査型電子顕微鏡観察を行った。本章では、それらの結果について詳述する。

・供試体観察

実験終了後 (B-00, B-45) の外観写真を図 3.2.2.2-13 に示す。外観を観察すると実験後の供試体は褐色のベディングプレーンが明瞭に表れている。この褐色物質については、後述する走査型電子顕微鏡観察 (SEM-EDX) の結果として説明する。次に供試体寸法を計測したところ、実験前 (B-00) は直径 30.0 mm、高さ 60.0 mm に対し、実験終了後の供試体 B-42 は直径 30.0 mm、高さ 60.0 mm と変化は確認できなかったが、B-45 は直径 30.0 mm、高さ 59.8 mm に変化していた。軸方向に 0.2 mm 圧縮する結果が得られているが、これは長期間に渡る等方圧保持の影響により供試体が収縮したと考えられる。供試体圧縮の主要因は、圧力溶解現象による接触部溶解が考えられる。また、実験前後で供試体の P 波弾性速度を計測した結果、実験前は 2.37 km/s (B-42)、2.36 km/s (B-45)、対し、実験後は 2.26 km/s (B-42) 2.25 km/s (B-42) と両者とも約 5 % 低下する結果が得られた。実験では、透過率は時間の経過と共に上昇する結果が得られており、これは空隙率増加を示唆しており、P 波弾性速度の低下傾向と調和的である。

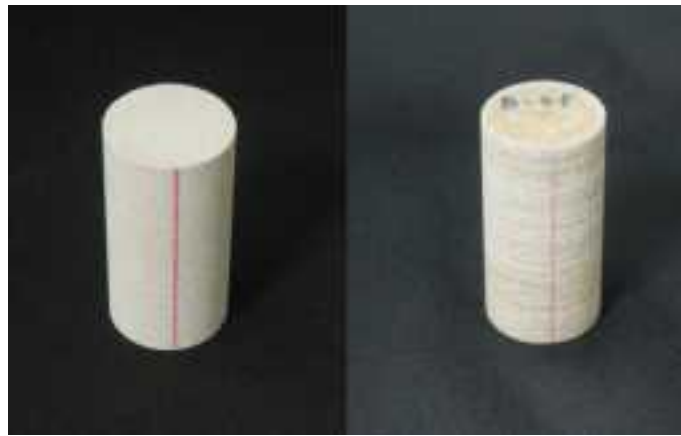


図 3.2.2.2-13 実験前後の供試体外観写真 (左：実験前、右：実験終了後)。

・X線回折分析・蛍光X線分析結果

XRD 結果を図 3.2.2.2-14 に示す。温度・応力の履歴を受けていない B-00 からは石英 (SiO_2)、長石、ドロマイト ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)、カオリン ($\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) が検出されている。B-42 (20 °C) では、B-00 と同様の結果が得られており、実験前後でほとんど変化が見られなかった。一方 B-45 (90 °C) では、イライト ($(\text{K},\text{H}_3\text{O})(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}((\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O}))$) が検出された。温度が高い条件でイライトの生成が確認できたことから、高温条件の方が長石の粘土化が促進されることが確認された。

次に、XRF による元素割合について評価する。XRF の測定結果である重量 % を表 3.2.2.2-2 に示す。Ca、Mg の割合が等方圧保持・透水試験終了後の供試体で減少していることを確認した。これは、空隙を占めるドロマイトの溶出に起因していると考えられ、ICP 発光分光分析結果と調和的である。

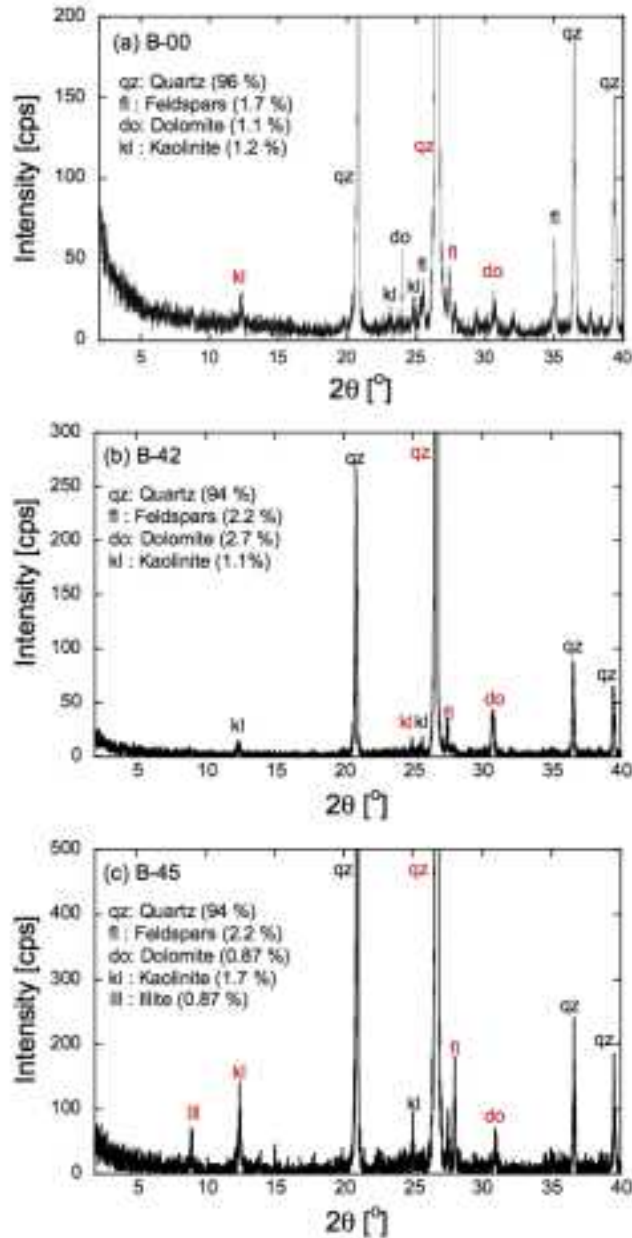


図 3.2.2.2-14 X線回折分析結果 ((a) B-00, (a) B-42, (a) B-45).

・走査型電子顕微鏡観察

透水試験および ICP 発光分光分析結果より、岩石構成鉱物の溶解現象が透水性の変化に大きく影響を及ぼしていることが確認された。透水性の変化を及ぼす誘因として、鉱物溶解および二次鉱物の沈殿が考えられる。そこで、電界放射型走査型電子顕微鏡 (Field Emission- Scanning Electron Microscope : FE-SEM) を用いて、透水試験前後の供試体表面を微視的に観察すると同時に、エネルギー分散型 X 線分光法 (energy dispersive X-ray spectrometry : EDX) を用いて、溶解・沈殿している物質の元素を同定した。本研究に使用した電界放射型走査型電子顕微鏡 (FE-SEM) は、JEOL 社製 JSM-7000F (愛媛大学既設) であり、その概要は、加速電圧 15 kV、照射電圧 0.53 nA である。

観察結果の一例として、実験前後の SEM 画像を図 3.2.2.2-15～図 3.2.2.2-17 に示す。B-00 (図 3.2.2.2-15) と比較すると、B-45 (図 3.2.2.2-16b) より溶解ステップの確認、石英角が取れていることから石英の再結晶が観察された。また、図 3.2.2.2-16c より粘土鉱物 (カオリナイト) の再結

晶が観察された。B-42 (図 3.2.2.2-17) より、ドロマイト ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) の溶解が観察された。ドロマイトは、その他の鉱物より溶解しやすい鉱物であり、透過率の変化に寄与する鉱物である。図 3.2.2.2-17 では、石英 (SiO_2) の溶解は確認できないもの、長石の溶解ステップが確認された。また長石は溶解し、一部カオリン化していることが EDX 結果から確認できた。また B-45 と B-42 を比較すると、析出量は B-42 の方が多いことが確認できた。これは、B-45 と B-42 で実験実施期間が約 2 倍違うことに起因していると考えられる。

前述のように、温度・応力履歴を受けていない供試体 B-00 と実験後の供試体 (B-45, B-42) を比較したとき、褐色鉱物の増加が観察された。その褐色鉱物の同定結果について述べる。H24 年度の成果ではこの褐色鉱物は酸化鉄である可能性を指摘したが、本年度は SEM-EDX 分析を実施することにより、より正確な分析を試みた。褐色鉱物を中心に撮影した SEM 画像 (図 3.2.2.2-18a) および光学顕微鏡写真 (図 3.2.2.2-18b) の領域に対して、元素マッピングを行った。褐色鉱物は図 3.3.2.2.2-16(a) 中の白色で示されている領域である。SEM 画像では、密度が大きいほど白く撮影されるため、褐色鉱物は周囲の鉱物よりも相対的に密度が大きいことがわかる。元素マッピングの結果を図 3.2.2.2-18, 図 3.2.2.2-19 に示す。元素マッピングの結果から、褐色鉱物は、Mg, Ca, Fe を多く含んでいることが確認できる。つまり、間隙中にシデライト (FeCO_3) が沈殿し、その周辺をドロマイト ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) が取り囲んでいることがわかった。C については、Mg, Ca, Fe と一見相関が見られないが、これは SEM 撮影に先立ち薄片処理した際に使用したアクリル樹脂の成分が検出されているためであり、実際には、シデライト、ドロマイトとみられる領域に C の存在を確認している。元素マッピングによる詳細な検討の結果、シデライトが褐色鉱物であることが判明した。

長期等方圧保持・透水試験では、岩石中の長石の粘土化は、90 °C 条件の B-45 についてのみ確認され、20 °C 条件の B-42 では、1,000 日以上拘束圧保持環境でも構成鉱物の変化はほとんど確認されなかった。一方、岩石の間隙を占める炭酸塩については、ドロマイトが溶解・再沈殿を経験し、新たにシデライトが相対的に多く沈殿することがわかった。

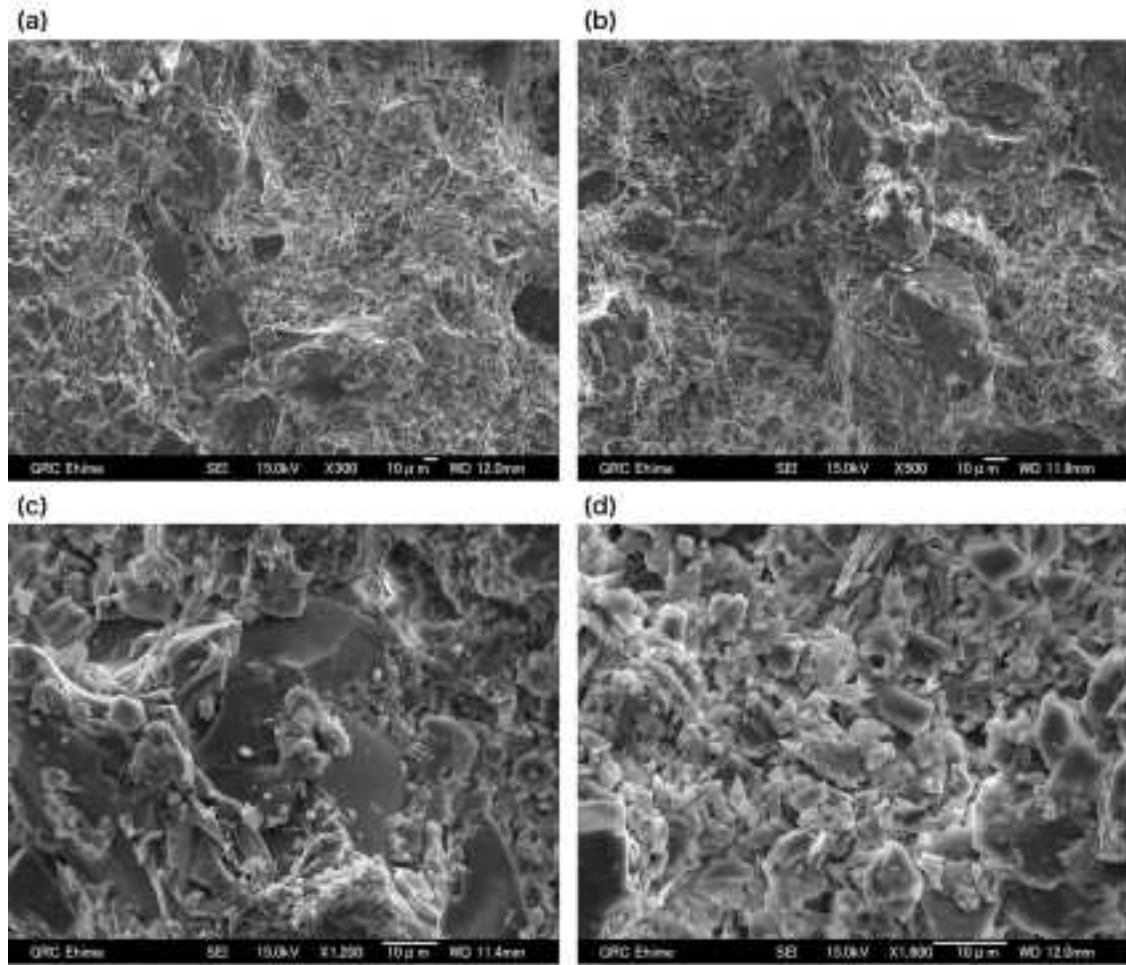


図 3.2.2.2-15 実験前 (B-00) 供試体の微視構造観察結果。

(a) SEM 画像, (b) SEM 画像, (c) SEM 画像, (d) SEM 画像 ※スケール: 10 μm

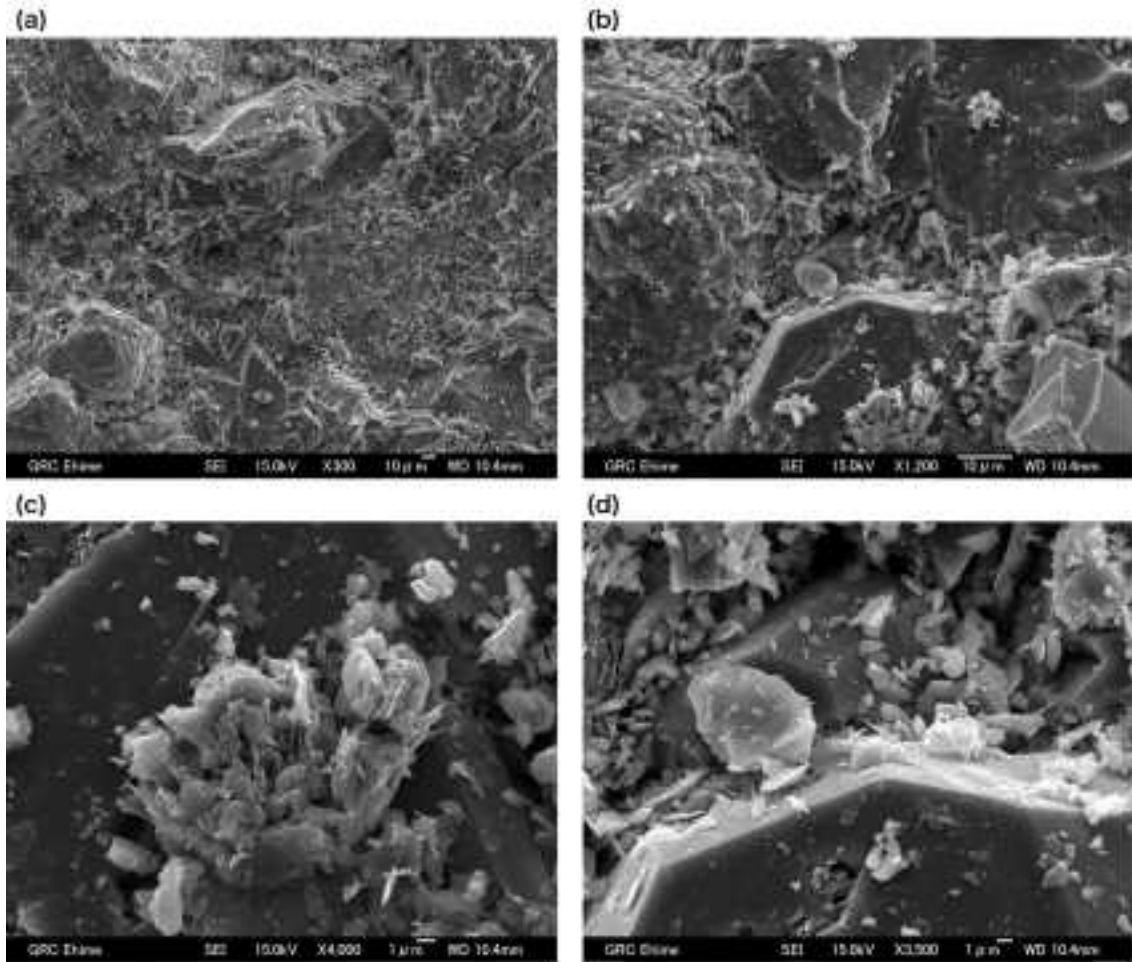


図 3.2.2.2-16 実験後 (B-45) 供試体の微視構造観察結果。

(a) SEM 画像, (b) SEM 画像, (c) SEM 画像, (d) SEM 画像 ※スケール : (a), (b) 10 μ m, (c), (d) 1 μ m

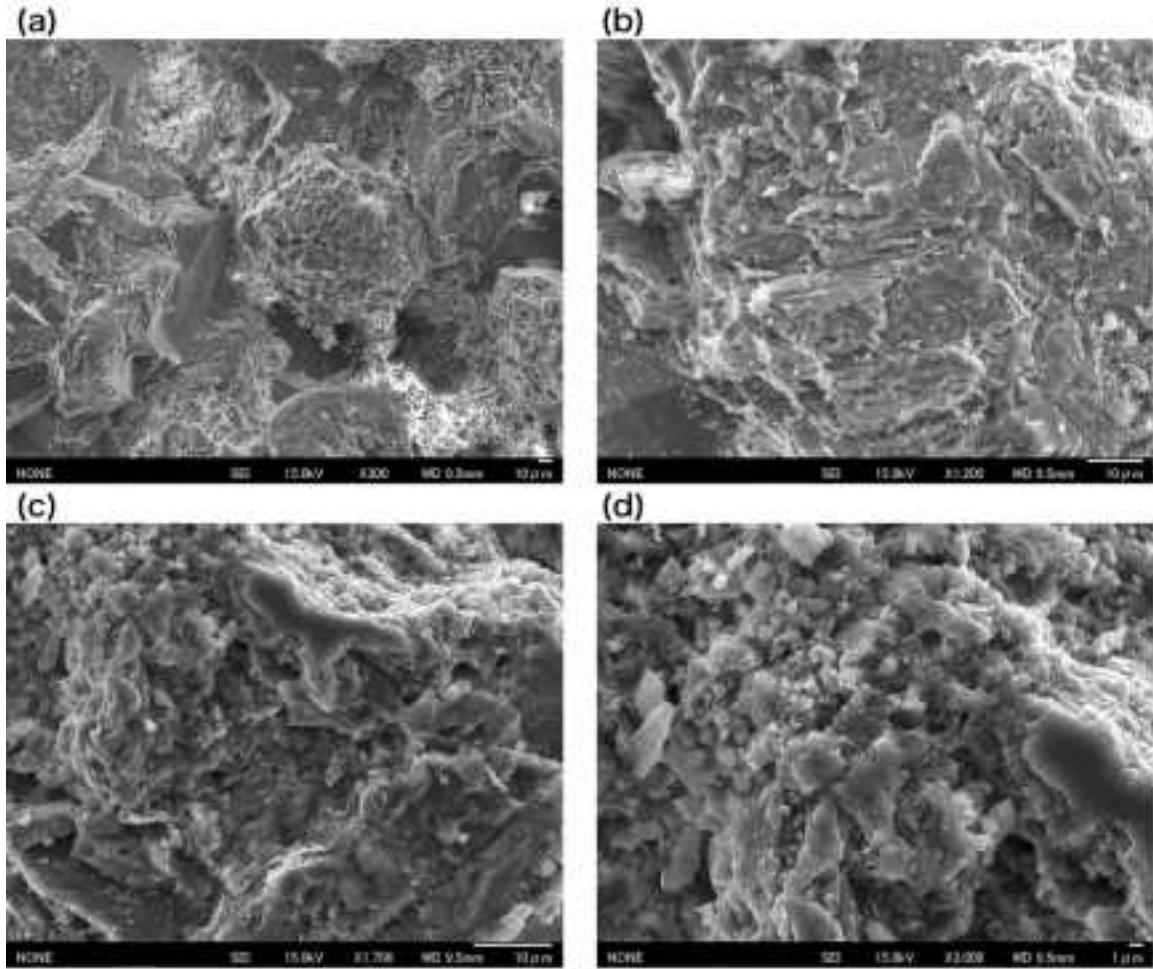


図 3.2.2.2-17 実験後 (B-42) 供試体の微視構造観察結果。

(a) SEM 画像, (b) SEM 画像, (c) SEM 画像, (d) SEM 画像 ※スケール : (a) ~ (c) 10 μ m, (d) 1 μ m

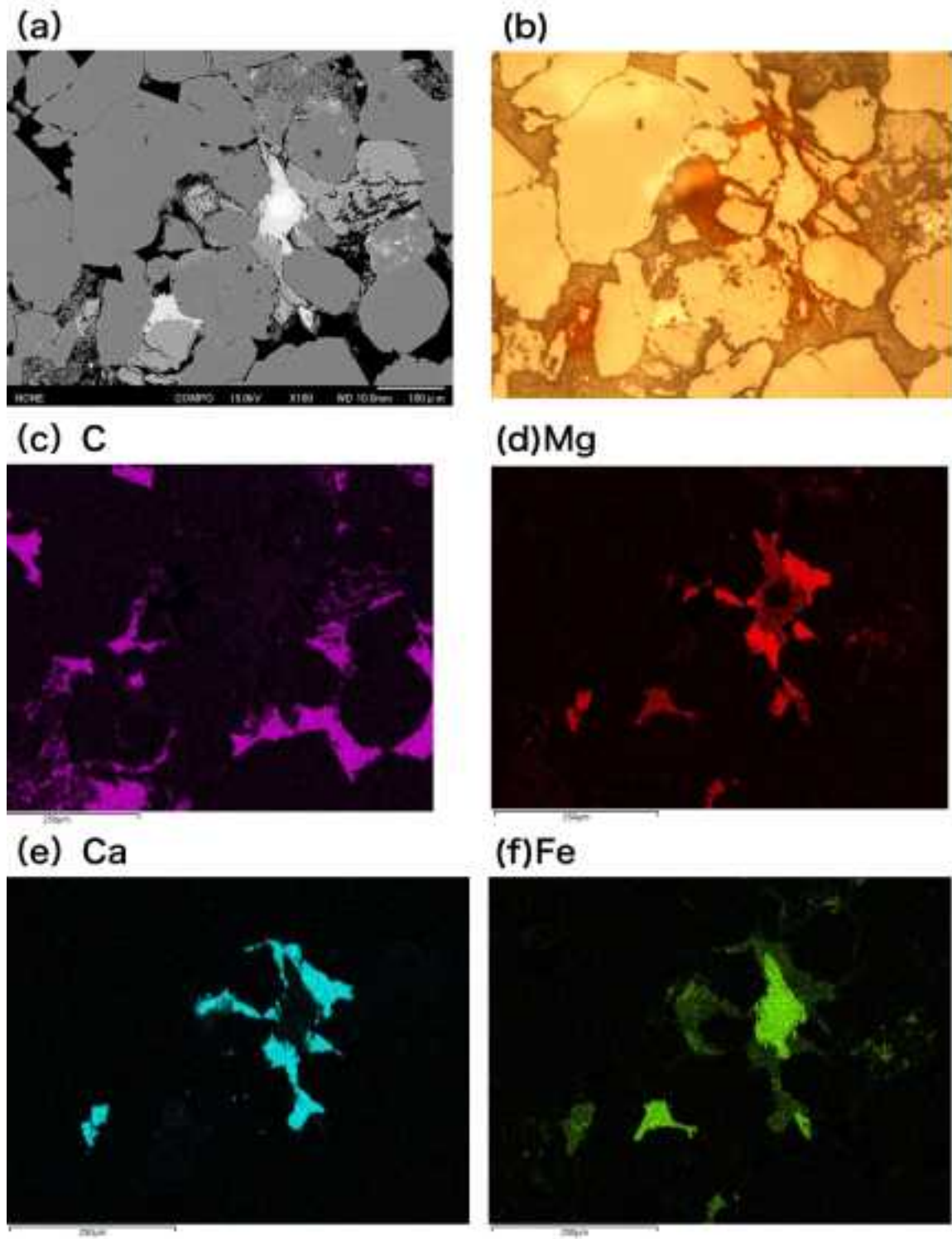


図 3.2.2.2-18 実験後 (B-42) 供試体の COMPO 画像、各元素マップ。

(a) COMPO画像, (b) 光学顕微鏡画像, (c) C, (d) Mg, (e) Ca, (f) Fe ※スケール : (a),(b) 100 μ m, (c)~(f) 250 μ m

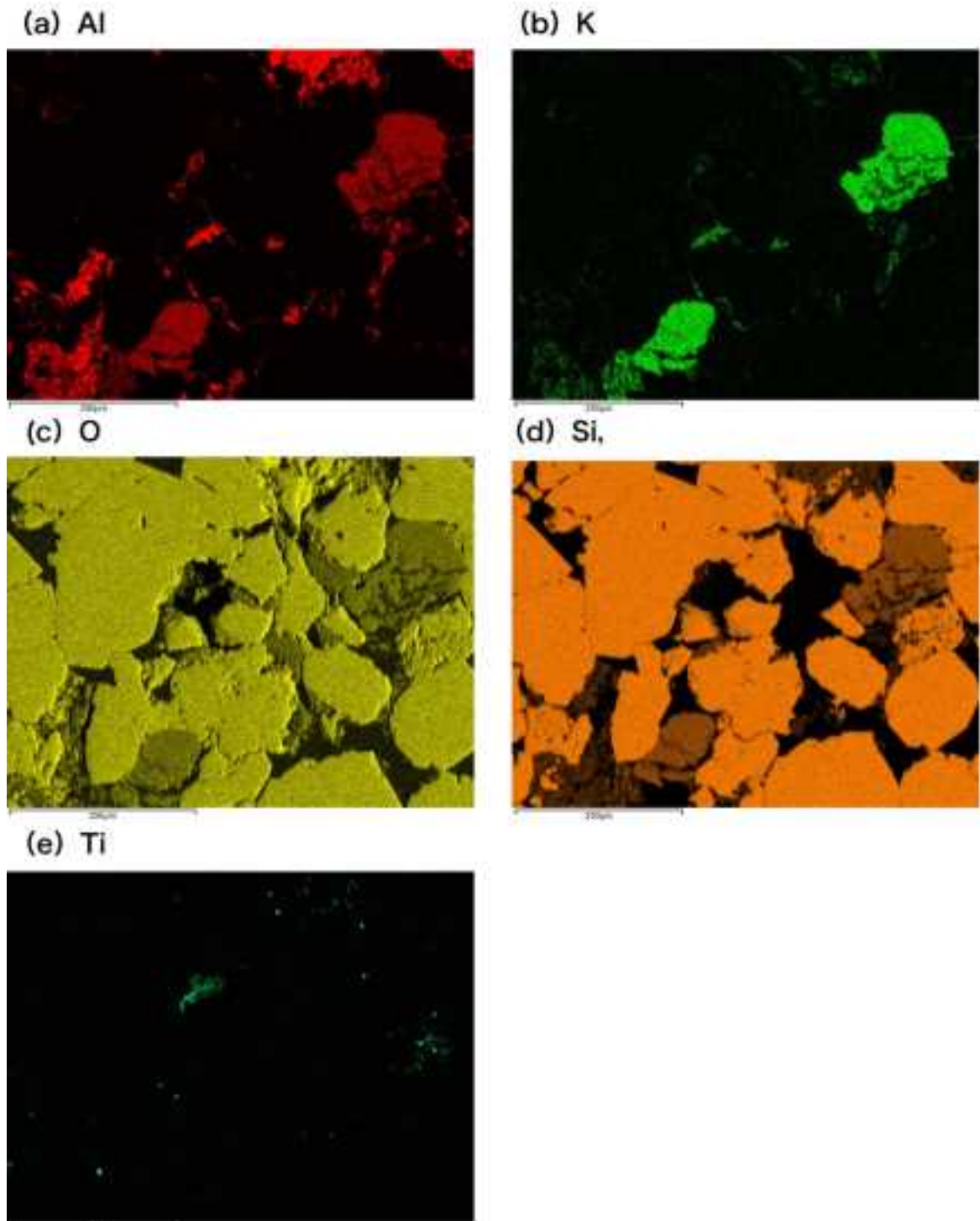


図 3.2.2.2-19 実験後 (B-42) 供試体の各元素マップ. (a) Al, (b) K, (c) O, (d) Si, (e) Ti ※スケール : 250 μ m

4) 持続荷せん断透水試験

・実験概要

本研究では、単一不連続面の変形挙動評価を目的として、持続荷せん断試験を実施した。持続荷せん断試験とは、拘束圧保持による岩石不連続面の変形特性変化を評価する試験である。併せて、温度・拘束圧を制御した環境で岩石不連続面の透水性評価を行うために、拘束圧保持期間およびせん断試験中に透水試験を実施した。以下、この試験を持続荷せん断透水試験と称す。持続荷せん断

せん断透水試験では、温度条件の違い（室温状態 25 °C および高温状態 90 °C）による変形特性の変化を評価した。透水試験では、室温状態 25 °C および高温状態 90 °C において透水試験を実施し、温度条件の違いが透水性変化に及ぼす影響について評価した。持続荷重せん断透水試験に供した岩石は、拘束圧保持・透水試験と同じくベレア砂岩を使用した。供試体寸法は直径 50 mm、高さ 100 mm で、単一不連続面をダイヤモンドカッターにより作製した。この不連続面は、水平面に対して傾斜角度が 60° になるように供試体を整形した。実験用に作製した供試体を図 3.2.2.2-20 に、持続荷重せん断透水試験の外観・模式図を図 3.2.2.2-21 に示す。実験に使用した三軸透水試験装置は、拘束圧を 25 MPa、温度 120 °C まで制御することが可能である。供試体は熱収縮チューブ、ゴムスリーブ、熱収縮チューブの三重スリーブで被覆し、供試体側面の不連続面部分への応力集中に起因するスリーブの穿孔・破裂を防いだ。

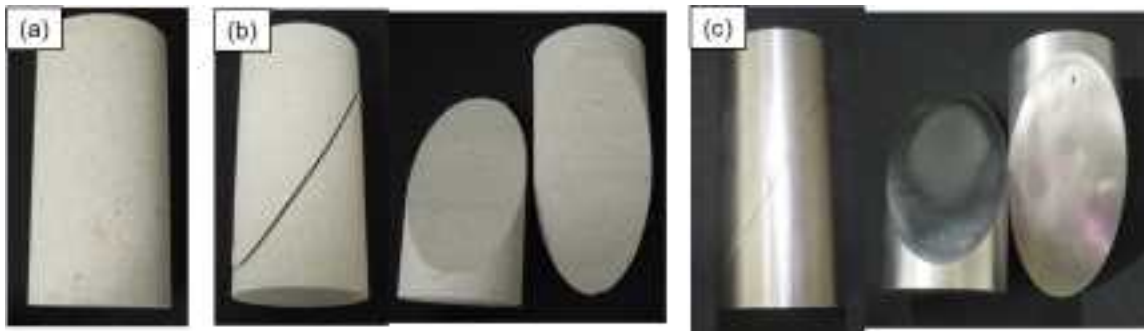


図 3.2.2.2-20 持続荷重せん断透水試験に使用したベレア砂岩供試体。

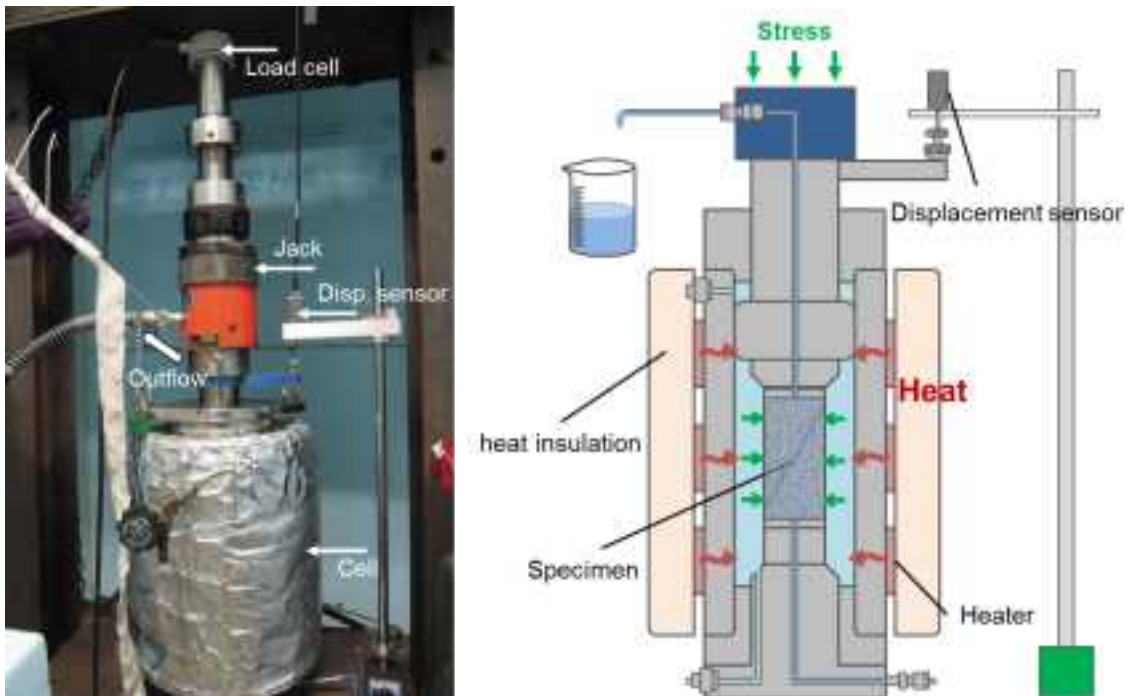


図 3.2.2.2-21 持続荷重せん断透水試験の外観・模式図。

・せん断透水試験

実験に使用した三軸透水試験装置（図 3.2.2.2-21）は、拘束圧を 25 MPa、温度 120 °C まで制御することが可能である。供試体は熱収縮チューブ、ゴムスリーブ、熱収縮チューブの三重スリーブで被覆し、供試体側面の不連続面部分への応力集中に起因するスリーブの穿孔・破裂を防いだ。供試体

を圧力セルに設置した後、拘束圧を 7.5 MPa に昇圧後、透水圧を制御し、24 時間に 100mL 程度の透過水を採取するように調整した。作用温度は前述の通り、25 °C と 90 °C である。

持続荷せん断透水試験では、まず拘束圧・温度作用直後の岩石供試体の変形特性を把握するために、せん断試験を実施した。せん断試験では、軸圧を 7.5 MPa からハンドポンプで昇圧させることで不連続面にせん断応力を作用させた。持続荷せん断透水試験に先立ち実施したインタクト供試体の三軸圧縮試験（拘束圧 7.5 MPa）では、破壊強度が 90.83 MPa であったため、せん断試験では、軸差応力を概ね 20 MPa 程度作用させ、供試体のせん断破壊を防止した。初期せん断挙動を計測後は軸差応力をゼロまで戻し、拘束圧保持条件を 30 日間継続させた。その後、実験開始直後と同様に軸差応力を作用させ、供試体の変形挙動を観察した。なお、実験開始直後および 30 日経過後の圧縮試験は、実験の再現性を確認するため、荷重・除荷の 3 サイクルの試験を実施した。温度条件は 25 °C および 90 °C 条件であり、温度の違いによる不連続面供試体の変形特性変化の差異を確認した。

せん断試験の結果を図 3.2.2.2-22～図 3.2.2.2-25 に示す。図より明らかなように、実験開始直後の軸差応力－軸ひずみ関係では、1 サイクル目荷重時の挙動が他の荷重・除荷時の挙動と異なる。これは、不連続面のかみ合わせが良くないことが原因である。ただし、1 サイクル目除荷時から 3 サイクル終了まではほとんど同じ経路を辿っており、実験結果の再現性が確認できる。不連続面供試体の変形特性の経時変化を評価するために、初期剛性を用いる。本研究では、初期剛性を軸ひずみが 500 マイクロひずみまで変位したときの割線弾性係数と定義する（図 3.2.2.2-26 参照）。実験開始直後（0 日目）および 30 日間拘束圧保持を経験した供試体の初期剛性の値を 3 サイクルの荷重時に対して算出した値を表 3.2.2.2-4 に示す。なお、0 日目の 1 サイクル荷重時は不連続面のかみ合わせ状態が他の荷重・除荷時と異なるため評価から除外する。表より明らかなように、初期剛性は 25 °C および 90 °C 条件共に、実験開始直後から 30 日経過後に約 20～30 % 増加していることが確認できる。これは、時間の経過と共に、不連続面内接触部の面積が増加したことにより摩擦抵抗が増加したことにより起因すると考えられる。断層等の不連続面は、処分場の空洞掘削に伴う応力場の変化により、不連続面の接触状態も変化すると想定されるが、掘削後の拘束圧保持状態が継続されれば、変形特性等の力学特性が改善されることを示唆する実験結果が得られた。つまり、空洞掘削により擾乱された不連続面は、時間の経過と共に力学的な観点から安全側に進む可能性がある。

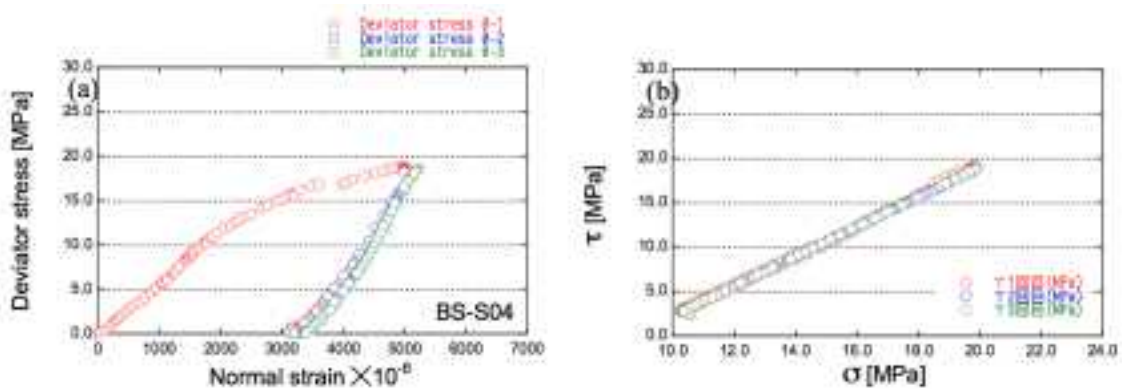


図 3.2.2.2-22 持続荷せん断透水試験結果 (25 °C, 0 日目)。

(a) 軸差応力－軸ひずみ関係、(b) 不連続面に作用する垂直応力－せん断応力関係。

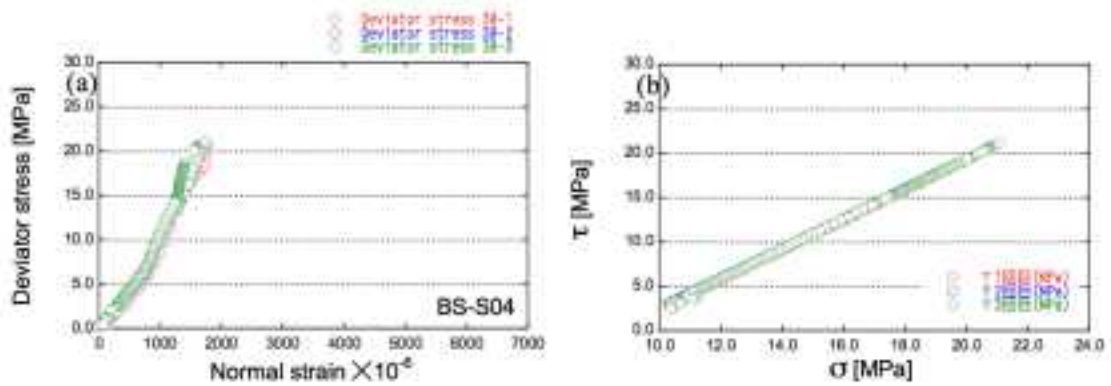


図 3.2.2.2-23 持続載荷せん断透水試験結果 (25 °C, 30 日目).

(a) 軸差応力-軸ひずみ関係, (b) 不連続面に作用する垂直応力-せん断応力関係.

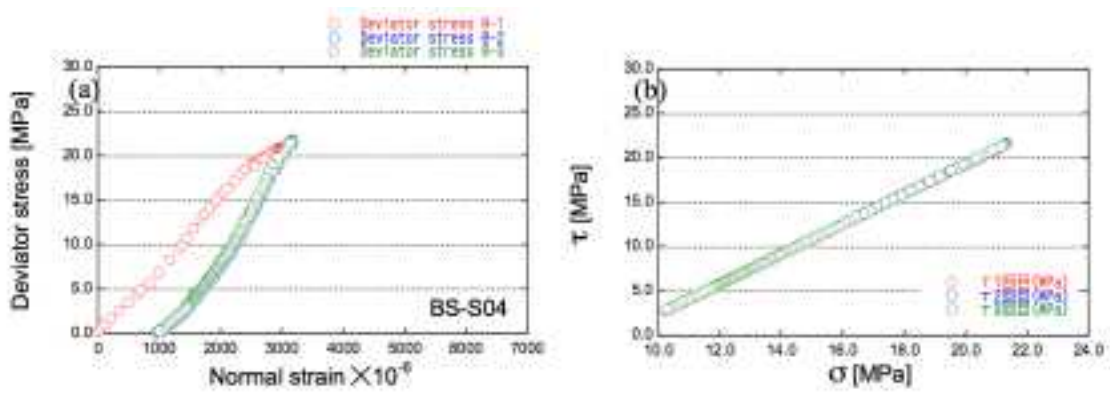


図 3.2.2.2-24 持続載荷せん断透水試験結果 (90 °C, 0 日目).

(a) 軸差応力-軸ひずみ関係, (b) 不連続面に作用する垂直応力-せん断応力関係.

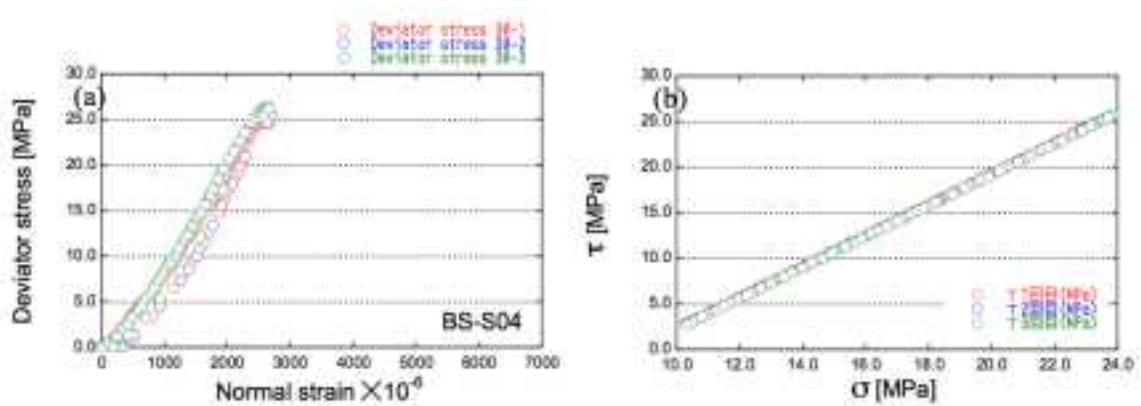


図 3.2.2.2-25 持続載荷せん断透水試験結果 (90 °C, 30 日目).

(a) 軸差応力-軸ひずみ関係, (b) 不連続面に作用する垂直応力-せん断応力関係.

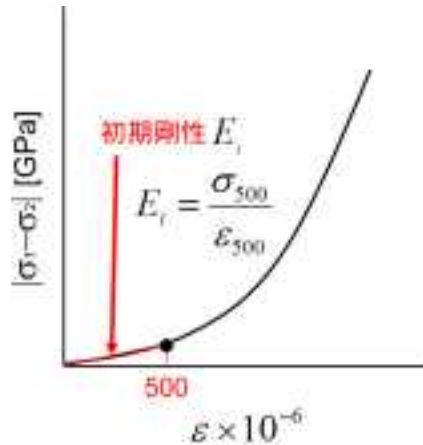


図 3.2.2.2-26 初期剛性の評価方法.

表 3.2.2.2-4 初期剛性.

Sample	Test day	E_r [GPa]	E_r [GPa]	E_r [GPa]
		1 サイクル載荷時	2 サイクル載荷時	3 サイクル載荷時
BS-S04 25°C	0	—	5.94	6.36
	30	7.49	7.12	7.14
BS-S04 90°C	0	—	5.71	5.65
	30	7.21	6.31	6.41

一方温度条件に着目すると、高温条件では、接触部での鉱物溶解現象が低温条件よりも促進されることがわかっているため、25 °C 条件よりも 90 °C 条件の方が初期剛性の増加程度が大きくなると予想された。ところが実験結果では、温度の違いによる影響は確認できなかった。本研究の拘束圧保持期間は 30 日と比較的短期間であったため、温度の影響を確認できなかったと考えられる。今後はより長期間の拘束圧保持期間の実験を実施し、変形特性の変化を精査する必要がある。

次に、拘束圧保持期間およびせん断中に連続実施した透水試験結果について言及する。25 °C および 90 °C 条件で得られた透過率の経時変化を図 3.2.2.2-27 に示す。なお、図に示している透過率は不連続面の透過率ではなく、供試体全体の値として式 3.2.2.2-1) を用いて評価している。図より、25 °C 条件では透過率は時間の経過と共に減少しており、等方圧保持・透水試験の結果と調和的である。また、90 °C 条件では、25 °C 条件ほど顕著ではないが透過率の減少傾向を示している。90 °C 条件では、透水差圧を保持期間中に変化させており、その影響が無視できないことがわかる。今後長期間の持続荷せん断透水試験を実施する際は、透水差圧を変化させない条件で実験を行う予定である。次に、せん断試験中の透過率の変化を図 3.2.2.2-28 に示す。図より明らかなように、せん断試験中の透過率は全く変化していないことが確認できる。これは、本研究で作製した不連続面がダイヤモンドカッターで切断した平滑不連続面であるためと考えられる。平滑状態の不連続面は、ラフネスが自然状態の不連続面と比して小さいため、せん断中にダイレイションが発生しにくい状態である。今後は、長期間の持続荷せん断透水試験を実施するだけでなく、ラフネスの状態も変化させた実験（引張亀裂やせん断亀裂を有する不連続面供試体による実験）の実施が必要であることが判明した。

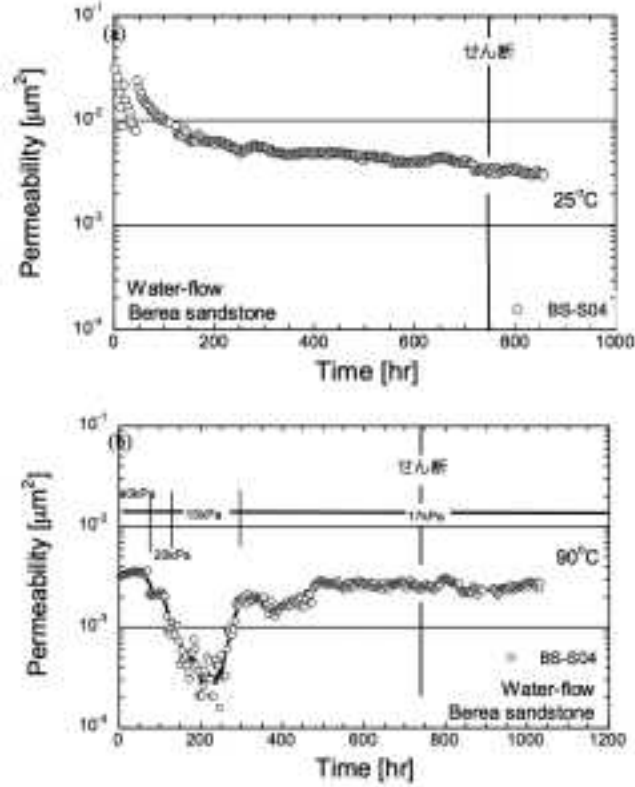


図 3.2.2.2-27 透過率の経時変化 ((a) 25 °C, (b) 90 °C).

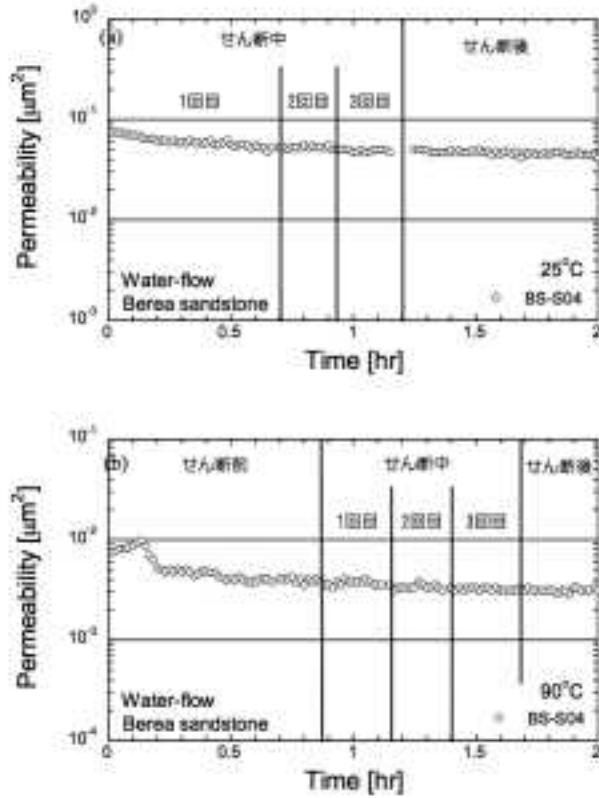


図 3.2.2.2-28 せん断試験中の透過率の経時変化 ((a) 25 °C, (b) 90 °C).

5) 持続荷せん断透水試験の再現解析

・力学-化学連成モデルによる再現解析

本節では、Yasuhara *et al.* (2011), 安原ほか (2009) が提案している力学-化学連成解析モデルを用いて実験結果 (透過率, 不連続面内接触面積の経時変化) の予測解析を行う。

本研究で用いる連成解析モデルは, 圧力溶解現象を記述するモデルである。圧力溶解現象は, 上部地殻 (upper crust) における延性および可塑性変形を及ぼすメカニズムとして広く知られており, 理論的・実験的な研究が種々行われてきた。圧力溶解現象は, 1) 岩石構成粒子間の接触面における (interfacial dissolution), 2) 接触面から間隙への溶解物質の拡散 (interfacial diffusion), 3) 間隙自由表面での沈殿現象 (re-precipitation) の一連のプロセスからなる。安原ほか (2009) は, 非静水圧, 非平衡状態における熱力学を考慮することにより, 溶解・拡散・沈殿の一連の現象を質量フラックスを用いて, それぞれ下式で定義している。

$$\dot{M}_{diss}^{PS} = \frac{3(\sigma_a - \sigma_c)A_c}{RT} \sum_i^n f_{r,i} x_i^p V_{m,i}^2 k_{+,j} \rho_{g,j} \quad \text{式 3.2.2.2-7}$$

$$\dot{M}_{diff} = 8\pi\omega \sum_j D_{b,j} (C_{int,j} - C_{pore,j}) \quad \text{式 3.2.2.2-8}$$

$$\dot{M}_{prec} = k_- A_{pore} \rho_g V_m \left[\left(\frac{C_{pore}}{C_{eq}} \right)^p - 1 \right]^q \quad \text{式 3.2.2.2-9}$$

ここで, \dot{M}_{diss}^{PS} : 圧力溶解質量フラックス [kg s^{-1}], \dot{M}_{diff} : 拡散質量フラックス [kg s^{-1}], \dot{M}_{prec} : 沈殿質量フラックス [kg s^{-1}], V_m : モル体積 [$\text{m}^3 \text{mol}^{-1}$], σ_a : 接触部応力 [Pa], σ_c : 臨界応力 [Pa], $k_{+,j}$: 溶解/沈殿速度定数 [$\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$], ρ_g : 鉱物密度 [kg m^{-3}], A_c : 接触部面積 [m^2], R : 気体定数 [$\text{J K}^{-1} \text{mol}^{-1}$], ω : 接触面での拡散膜厚 [m], D_b : 分子拡散係数 [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$], C_{int} : 接触面内物質濃度 [kg m^{-3}], C_{pore} : 間隙内物質濃度 [kg m^{-3}], C_{eq} : 溶解度 [kg m^{-3}], A_{pore} : 自由表面積 [m^2] である。 p および q は, 溶解実験より決定される定数である。また, 添え字 i, j は対象とする鉱物 i および溶解物質 j に対応しており, 岩石を構成する鉱物数および元素数だけ存在する。

式 3.2.2.2-7 ~ 3.2.2.2-9 を用いることにより, 複数鉱物に対する圧力溶解現象を評価することが可能となる。ただし, 本研究では二次鉱物として析出する鉱物を同定できていないため, 評価する二次鉱物は, 最も析出が想定されるアモルファスシリカのみを考慮して計算を行う。

次に, 間隙内の自由表面表面溶解現象であるが, 本研究では, Lasaga (1984) の自由表面溶解モデルを基に下記のように定義する。

$$\dot{M}_{diss}^{FF} = A_{pore} \sum_i^n f_{r,i} x_i^p V_{m,i}^2 k_{+,j} \rho_{g,j} \left(1 - \left(\frac{Q_i}{K_i} \right)^p \right)^q \quad \text{式 3.2.2.2-10}$$

ここで, \dot{M}_{diss}^{FF} : 自由表面溶解質量フラックス [kg s^{-1}], Q_i : イオン活量積 [-], K_i : 平衡定数 [-] である。式 3.2.2.2-10 内のイオン活量積, 平衡定数は鉱物溶解に関わる重要なパラメータであり, 作用温度, 溶解元素濃度・電荷数に大きく依存し, 次式のように表される。

$$Q_i = \prod \alpha_j = \prod \gamma_j \cdot c_j \quad \text{式 3.2.2.2-11}$$

$$K_j = a_1 + a_2 T + \frac{a_3}{T} + a_4 T^2 + a_5 T^3 + a_6 T^4 + a_7 T^5 + a_8 T^6 + a_9 T^7 + a_{10} T^8 + a_{11} T^9 \quad \text{式 3.2.2.2-12}$$

ここで a : 活量 [-], γ : 活量係数 [-], $\alpha_{x(x=1-11)}$: 定数である. 式 3.2.2.2-11 内の活量係数は, Debye-Hückel の理論式を参考にして次式を用いて評価する (Atkins, 1994).

$$\log \gamma_j = -\frac{A |z_{1j} z_{2j}| \sqrt{I}}{1 + B a_j \sqrt{I}} \quad \text{式 3.2.2.2-13}$$

$$A = \frac{1.8246 \times 10^6}{(\epsilon_r T)^{3/2}} \quad \text{式 3.2.2.2-14}$$

$$B = \frac{50.29 \times 10^8}{(\epsilon_r T)^{1/2}} \quad \text{式 3.2.2.2-15}$$

$$\epsilon_r = 87.868 - 40.434 \cdot 10^{-2} T + 97.119 \cdot 10^{-5} T^2 - 14.17 \cdot 10^{-7} T^3 \quad \text{式 3.2.2.2-16}$$

ここで a_j : イオン最近接距離 [m], ϵ_r : 相対誘電率 [-] である.

最後に, 溶解物質の濃度経時変化について説明する. 本解析モデルでは, 粒子接触部内と間隙内における物質濃度を評価可能である (Yasuhara *et al.*, 2011).

$$\begin{Bmatrix} q_{1,j} \\ q_{2,j} \end{Bmatrix}_t = 8\pi r D_{i,j} \begin{bmatrix} 1 & -1 \\ -1 & 1 \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} C_{m,i} \\ C_{m,j} \end{Bmatrix}_t + \begin{bmatrix} V_m & 0 \\ 0 & V_m \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} C_{m,i} \\ C_{m,j} \end{Bmatrix}_t \quad (j=1,2,\dots,n) \quad \text{式 3.2.2.2-17}$$

ここで,

$$q_{1,j} = \sum_i M_{div,i}^{ps} \frac{v_i \cdot m_{w,i}}{\rho_{s,i} \cdot V_{s,i}} \quad \text{式 3.2.2.2-18}$$

$$q_{2,j} = \sum_i M_{div,i}^{sr} \frac{v_i \cdot m_{w,i}}{\rho_{s,i} \cdot V_{s,i}} \quad \text{式 3.2.2.2-19}$$

ここで, ν_{ij} : 構成鉱物 i に対する物質 j の化学量論係数 [-], m_{wj} : 物質 j の分子量 [-] である.

不連続面開口幅 (あるいは透水性) は, 圧力溶解, 境界面拡散, 自由表面溶解の相互作用によって変化する. アスペリティ接触部での圧力溶解が自由表面溶解よりも卓越すれば, 不連続面開口幅は時間の経過と共に小さくなり透水性も合わせて低下する. 反対に, 不連続面間隙内の自由表面溶解が圧力溶解よりも影響が大きくなれば, 不連続面の透水性は増大することになる. つまり, 圧力溶解・自由表面溶解のお互いの影響度を精度良く予測するためには, 前もって不連続面の開口幅と接触面積割合の関係を把握しておく必要がある.

Yasuhara and Elsworth (2006) は, 単一不連続面の上下ラフネス情報をレーザー変位計を用いて計測し, バーチャル不連続面を作成することにより, 不連続面の幾何学的な平均開口幅とその接触面積の関係を以下のような式で表している.

$$\langle b \rangle = b_r + (b_0 - b_r) \exp(-R_c - R_{c0}) / \alpha \quad \text{式 3.2.2.2-20}$$

ここで, $\langle b \rangle$: 平均開口幅, b_0 : 初期開口幅, b_r : 残留開口幅, R_{c0} : 初期接触面積割合, α : 定数である. これら, 式 3.2.2.2-7 ~ 3.2.2.2-20 を用いて不連続面の透水性変化および不連続面内の接触面積割合を評価することができる. 予測解析では, 温度・応力条件は, 実験と同じ 25, 90 °C, 7.5 MPa で実施する.

解析結果と実験結果を比較するために, 正規化した透過率の経時変化を図 3.2.2.2-29, 図 3.2.2.2-

30に示す(参考のため、実験結果のみを図3.2.2.2-29に、実験結果および解析結果の比較図を図3.2.2.2-30に示す)。図より、予測結果は、概ね実験結果の傾向を再現できている。また、本解析モデルでは、不連続面の圧縮に伴う接触面積の経時変化を評価できる。次に、25、90℃条件における接触面積割合の経時変化の予測結果を図3.2.2.2-31に示す。図より明らかなように、25、90℃条件の結果には大きな差異はなく、時間の経過と共に不連続面内部の接触面積が増加していることが確認できる。解析開始30日における接触面積割合の値に着目すると、25℃条件では初期値0.010から0.017に、90℃条件では0.023に増加している。この接触面積の増加が、持続载荷せん断透水試験で確認された初期剛性の増加に寄与していると想定される。予測結果では、30日経過後も接触面積割合が増加することが確認されており、より長期間の持続载荷せん断透水試験を実施することにより、この増加傾向を確認すると共に、解析モデルの有用性を評価することが不可欠である。

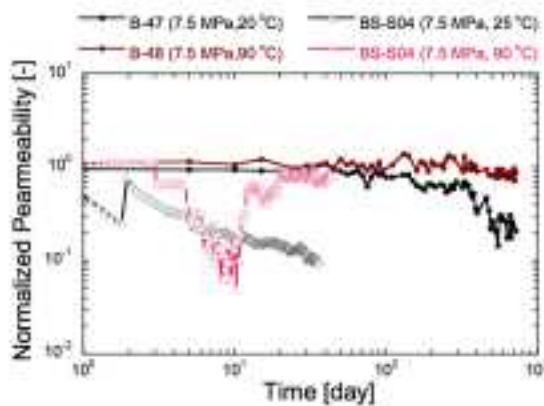


図 3.2.2.2-29 正規化透過率の経時変化 (B-47, B-48, BS-S04)。

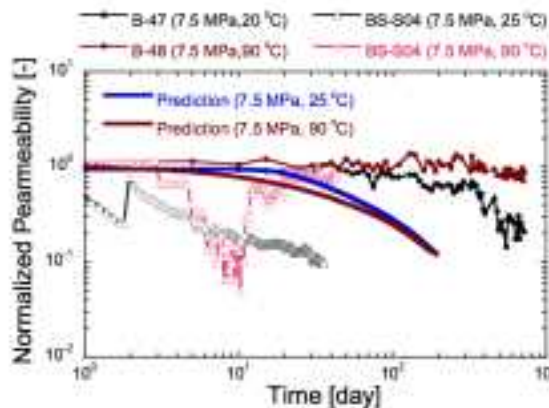


図 3.2.2.2-30 正規化透過率の経時変化 (実験結果および解析結果)。

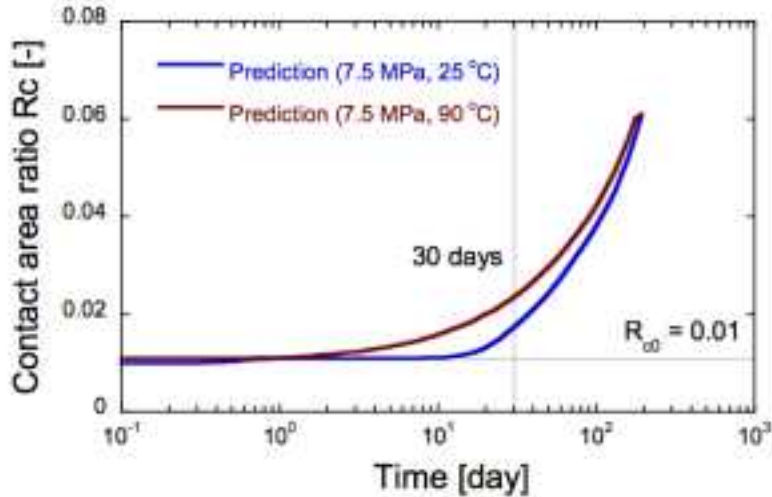


図 3.2.2.2-31 接触面積割合の経時変化予測結果 (25, 90 °C 条件).

6) まとめ

本研究では、ベレア砂岩を対象として、拘束圧および温度を制御した等方圧保持・透水試験の継続実施、透過率の予測式による長期予測、実験前後の供試体を用いた微視構造観察、持続载荷せん断透水試験による変形特性変化の評価、力学-化学連成数値解析モデルによる透水・変形特性変化の予測解析を実施した。得られた知見は以下の通りである。

拘束圧 (7.5, 15 MPa)、温度 (20, 90 °C) を制御した等方圧保持試験を連続で最大 1,000 日間以上継続実施し、透水特性 (透過率) の経時変化を観察した。その結果、インタクト供試体の場合、20, 90 °C 条件共に透過率は若干の上下変動を示した後、200 ~ 300 日程度で増加に転じその後一貫して上昇する傾向が得られた。透過率が一定の時間を経過した後増加に転じる結果は、自由表面溶解が接触部溶解に比してより卓越したためと想定される。一方、不連続面供試体の場合、透過率は時間の経過と共に減少する傾向が得られた。その減少量は、1,000 日経過後でも最大 1 オーダー程度であった。

次に、透過率の長期経時変化を推測する予測式による評価を実施した。予測式により実験結果を回帰分析した結果、決定係数 R^2 は 0.6 ~ 0.8 程度の値を示し、本提案式は概ね妥当性の高いものであることが確認された。インタクト供試体 20 °C 条件 (B-42, B-43) では、今後 20 年程度で定常状態に達すると予測され、定常状態における透過率は、初期値と比較して最大 10 倍程度増加する予測結果が得られた。また、90 °C 条件 (B-44 ~ B-46) では、今後 5 年 ~ 数 10 年程度で定常状態に達し、5, 6 倍程度透過率が増加する結果が得られた。また、拘束圧条件および温度の違いによる差は小さいことが確認された。

次に、拘束圧 7.5 MPa、温度 20 および 90 °C 条件で 1,025 日および 560 日間等方圧保持・透水試験を実施した供試体 (B-42, B-45) を用いて、P 波弾性速度測定、電界放射型走査型電子顕微鏡観察、エネルギー分散型 X 線分光法分析、蛍光 X 線分析、X 線解析分析を行った。その結果、実験前後で供試体の P 波弾性速度の減少を確認した。これは、自由表面溶解に起因する間隙率 (あるいは透過率) 増加の傍証となる。また、実験終了後の供試体に多く確認された褐色物質は、偏光顕微鏡観察・X 線回折分析の結果、シデライト (FeCO_3) であることが同定された。また、偏光顕微鏡観察結果によると、実験終了後の供試体について炭酸塩鉱物の減少が確認されたが、蛍光 X 線分析についても調和的な結果が得られた。H24 年度の検証では、酸化鉄である可能性を示唆したが、本年度の詳細分析の結果、シデライトであることを確認した。

次に、単一不連続面の変形挙動評価を目的として、持続载荷せん断試験を実施した。実験の結果、

20 および 90 °C 条件の両方で、30 日経過後の変形特性が向上すること（初期剛性で約 30 % 程度の増加）が確認された。剛性の増加は、不連続面内部の接触面積の増加に起因すると考えられ、圧力溶解が接触面積増加に寄与している可能性が考えられる。20 および 90 °C 条件で、変形特性の変化に差異が確認されなかったが、これはより長期間の試験を実施することで温度による改善効果の違いを評価する必要がある。

最後に、圧力溶解・界面拡散・自由表面溶解の一連の過程を考慮した力学－化学連成解析モデルにより、ベレア砂岩不連続面の透過率および不連続面接触面積の経時変化を予測解析した。その結果、透過率については概ね実験結果の傾向を再現できることが確認された。また、25 および 90 °C という温度条件の違いは、解析結果に大きな差異を生じさせないことが判明した。これは、持続荷せん断透水試験結果と調和的な結果である。ただし、解析結果の妥当性を検証するためには、より長期間の実験を実施する必要があると考えられる。

3.2.3 実スケールにおける連成解析の効率化と適用性検討

【実施内容】

水理-力学連成解析を実スケールに適用する際に、き裂を含んだ岩盤を効率的に取扱うことを目的として、二重空隙モデル (6) や透水テンソル (7) による均質化連成解析手法を構築し、室内実験スケールから実岩盤スケールへの適用性をモデル解析によって検討する。この成果により、破壊現象を伴う地質・気候関連事象の影響を評価する上で、複雑な地質構造を適切なメッシュ数でモデル化することが可能となるため、より現実的なモデル作成、数値解析の実効が可能となる。

【成果】

3.2.3.1 連成解析のモデル化スケールの比較

1) 目的

処分場近傍および広域地下水流動に対する自然事象の影響を評価するためのシミュレーションを行うには、水理-力学に関するモデルを組み立てる必要がある。ここで、自然事象の影響で最も重要なものの一つとして断層近傍の水理モデルをいかに構築するかという点が挙げられる。断層近傍の流体の挙動を評価する上で重要な点は、断層近傍に発達するクラックが水みちとして機能することから、クラックの幾何学的構造を定量的に表現することであろう。断層近傍に発達するクラックは断層を構成する断層面(剪断面)と断層の形成に伴い形成されるプロセスゾーン (Scholz, 1990) がある。これら、プロセスゾーンについての研究は、地震に関連付けられた研究が多く、(例えば, Scholz, 1990) その多くは、数 km オーダーの深度でのプロセスゾーンの形成と破壊様式に関するものである (例えば, Lockner, 2000)。例えば, Lockner *et al.*(2000) は野島断層の深度 700m ほどまでの花崗岩質岩石コアを用いた透水係数の測定から剪断面では低透水で剪断面近傍のプロセスゾーンでは高透水となることを示した (図 3.2.3.1-1)。また, Walker *et al.* (2012) はプロセスゾーンの幅と断層の変位量の関係を示し、両対数の関係があることを報告している (図 3.2.3.1-2)。

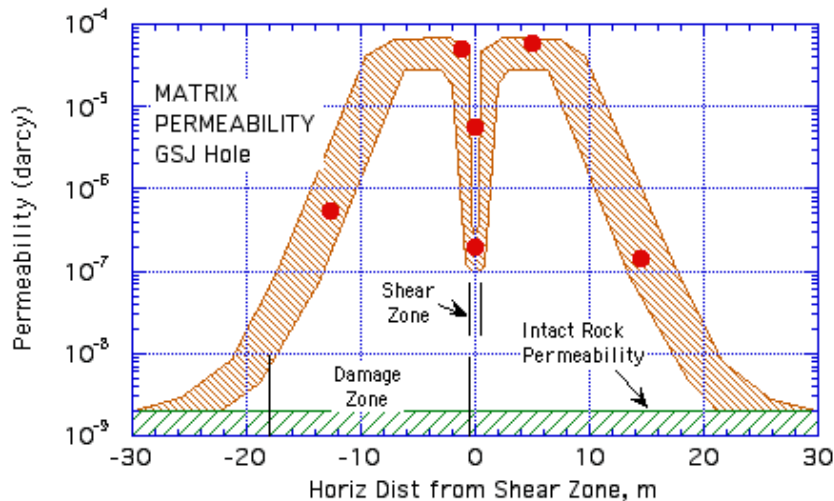


図3.2.3.1-1 野島断層コア (GJSコア) での拘束圧50MPa下での断層面からの距離と透水係数の関係 (Lockner *et al.*, 2000)。

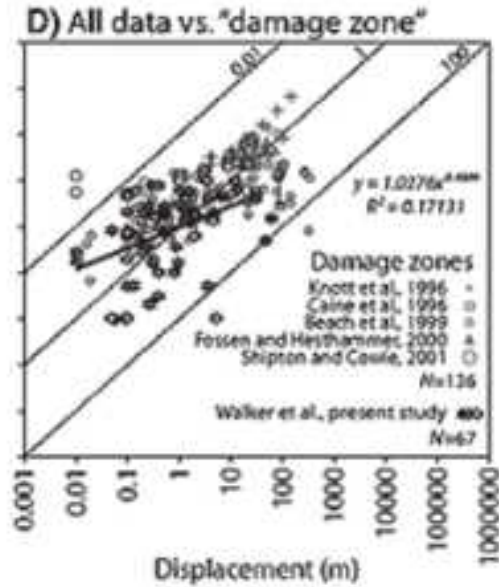


図 3.2.3.1-2 堆積岩類でのプロセスゾーンの幅と断層の変位量の関係 (Walker *et al.*, 2012).

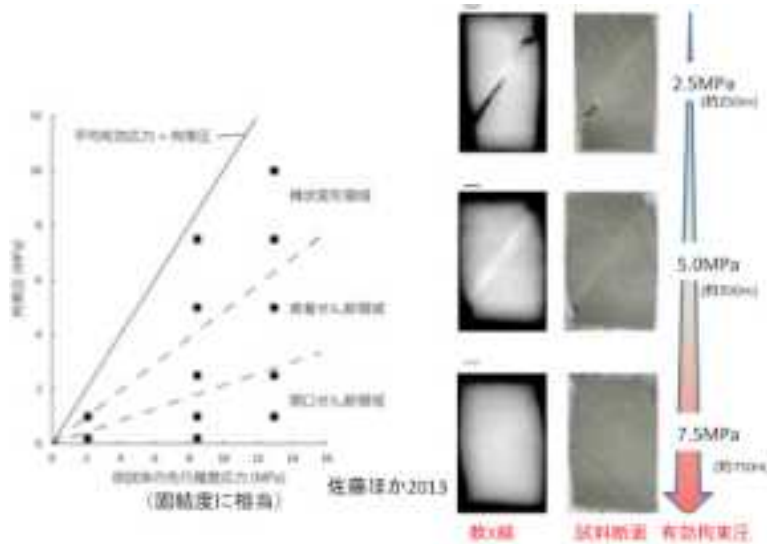


図 3.2.3.1-3 堆積岩の変形様式と深度の関係 (佐藤ほか (2013) を元に作成).

ここで、対象を堆積岩とした場合、その変形様式は堆積岩の固結度と拘束圧に依存する (図 3.2.3.1-3) (佐藤ほか, 2013)。室内試験で行われる三軸試験では得られる変位量は数 mm ほどであるため、先の変位量との関係を考えれば、形成されるプロセスゾーンの幅も狭くなっていく。本研究では、大変位試料を用いたプロセスゾーンの評価を行う。また、水理-力学連成解析における断層破砕帯 (プロセスゾーン) の水理特性変化に対して、室内実験から広域モデルへのスケール変換手法の検討を行うとともに、不連続体モデルから連続体モデルへの変換手法に関する検討についての予察的な研究を行う。

2) 方法および結果

・プロセスゾーンの評価

本研究で用いた試料は宮崎県で採取された日南砂岩である。供試体は、直径 8.990cm, 高さ

16.203cmであり、拘束圧を5MPa、変位を30mmまでせん断を行なったものを用いた。ピーク時のせん断応力と垂直応力はそれぞれ、34.0MPa、18.6MPaであった。ここで、せん断変位をせん断箱に取り付けたデジタル変位計により計測してある。せん断応力とせん断変位の関係を図3.2.3.1-4に示す。また破壊後の試料の様子を図3.2.3.1-5に示す。

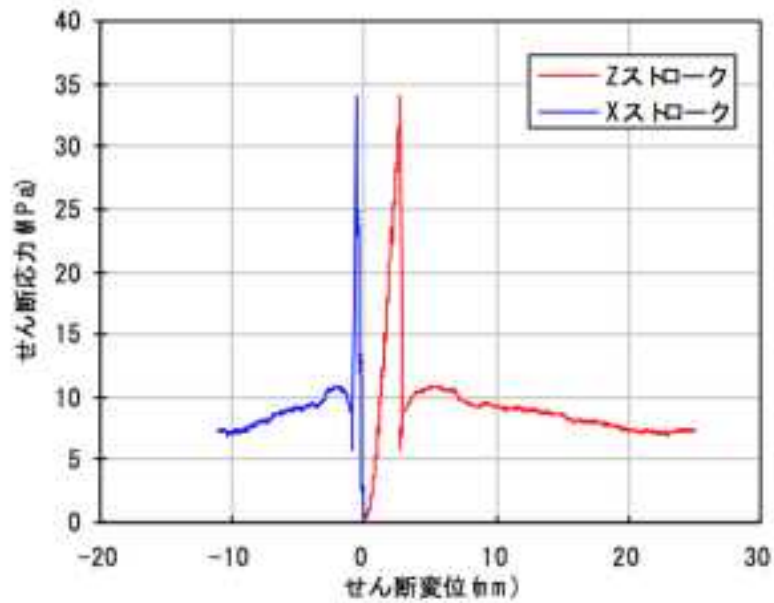


図3.2.3.1-4 せん断応力—せん断変位の関係。



図3.2.3.1-5 試料外観。

本研究では、水銀ポロシメーターによる空隙率の測定、透水試験、顕微鏡観察による3つの方法にてプロセスゾーンの評価を行った。それぞれのサンプルの採取位置は図3.2.3.1-6のとおりである。

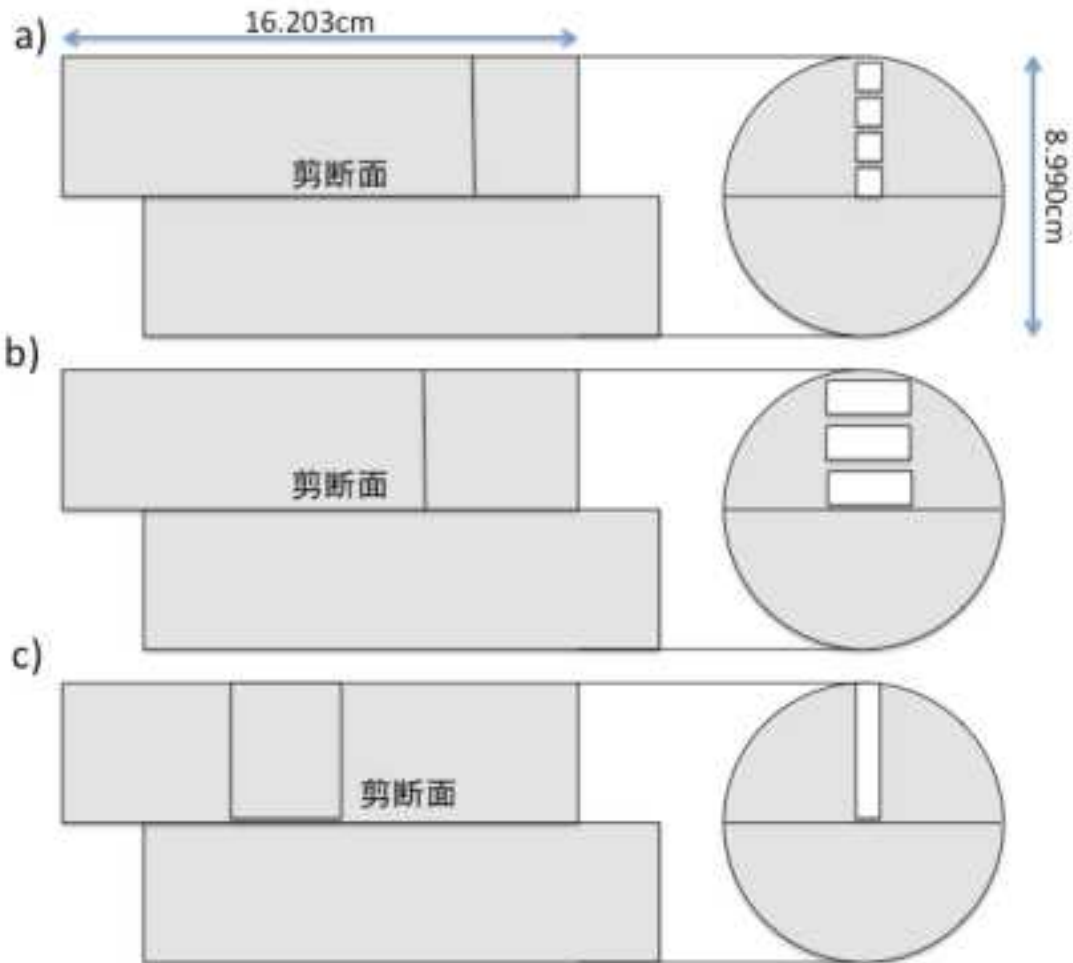


図3.2.3.1-6 供試体採取箇所 a)空隙率測定用, b)透水試験用, c)顕微鏡観察用。(a) -c)の供試体は同一の試料から採取している)。

図 3.2.3.1-6a) の空隙率測定用の供試体は 10mm 角の立方体で剪断面から垂直方向に 10mm ごとに 4 箇所で作成した。作成された供試体は、水銀ポロシメーターにより空隙率と空隙分布の測定を行った。空隙率と剪断面からの距離の関係を図 3.2.3.1-7 に示した。ここで、剪断面からの距離は測定した試料の中心点を距離としてある。剪断面からの距離が 25mm 以内ではダメージによる影響が空隙率に現れていることといえる。

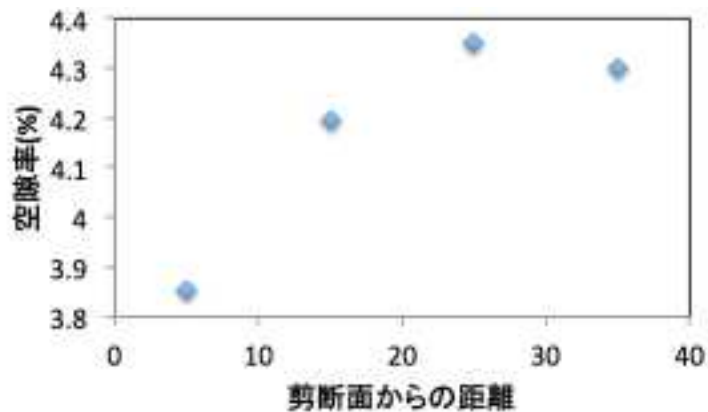


図 3.2.3.1-7 空隙率と剪断面からの距離の関係。

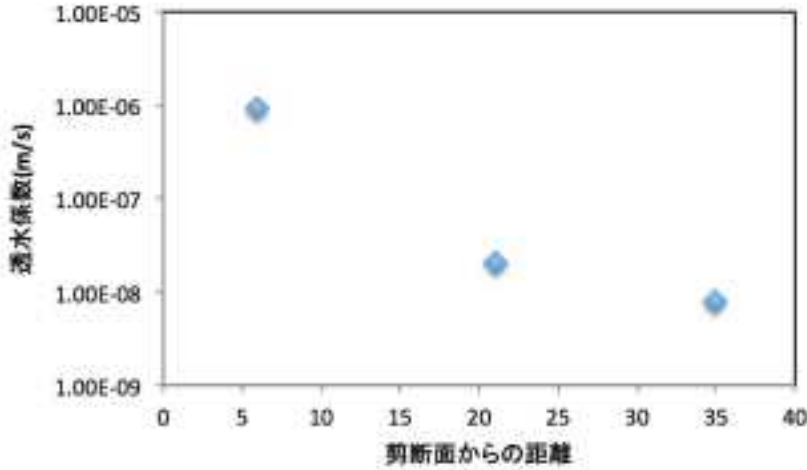


図 3.2.3.1-8 透水係数と剪断面からの距離の関係.

図 3.2.3.1-6b) の透水試験用の供試体は直径 30mm 高さ 12-15mm の円柱状にコアリングされたものであり、剪断面から試料中心点までの距離はそれぞれ、6mm、21mm、35mm である。供試体は端面を整形した後、直径 50mm になるようシリコンにて周囲を覆い、変水位法にて透水係数の測定を行った。測定は有効拘束圧 700kPa にて行い、測定は差圧計により水位の変化の測定を行った。測定の結果を図 3.2.3.1-8 に示す。透水係数の視点からもプロセスゾーンがあるといえるが、21mm と 35mm の箇所の供試体との差が有為なものであるかは不明である。しかしながら、剪断面近傍の透水係数は明らかに低下している。

図 3.2.3.1-6c) の顕微鏡観察用の供試体は剪断面と垂直に円柱の軸方向に切断した厚み約 1cm の板状の試料である (図 3.2.3.1-9)。ここで、供試体は加工後に蛍光剤を混入した低粘性のエポキシ樹脂を真空下で含浸させ、固化した後、表面を #3000 まで研磨し、落射蛍光顕微鏡にて観察した。各箇所の顕微鏡画像を図 3.2.3.1-10 に示す。蛍光顕微鏡での観察では、粒子間の亀裂がプロセスゾーンの領域で多く観察され、プロセスゾーンの影響範囲は図 3.2.3.1-10 中の 3 と 4 の間 (剪断面から約 22mm-29mm) に存在するものと考えられる。

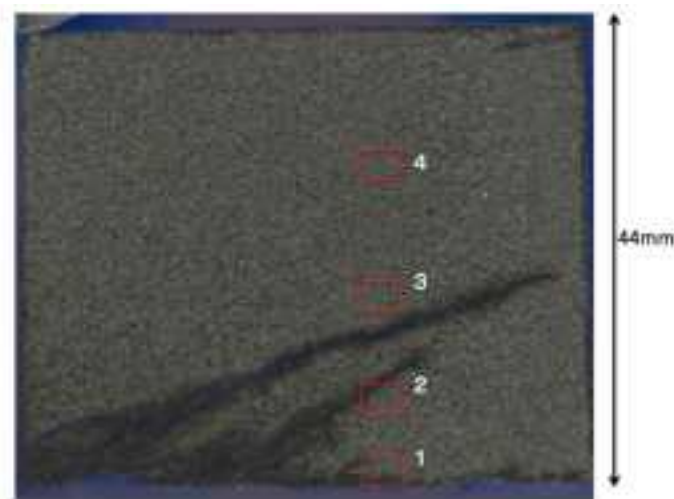


図 3.2.3.1-9 顕微鏡観察用試料と観察位置.

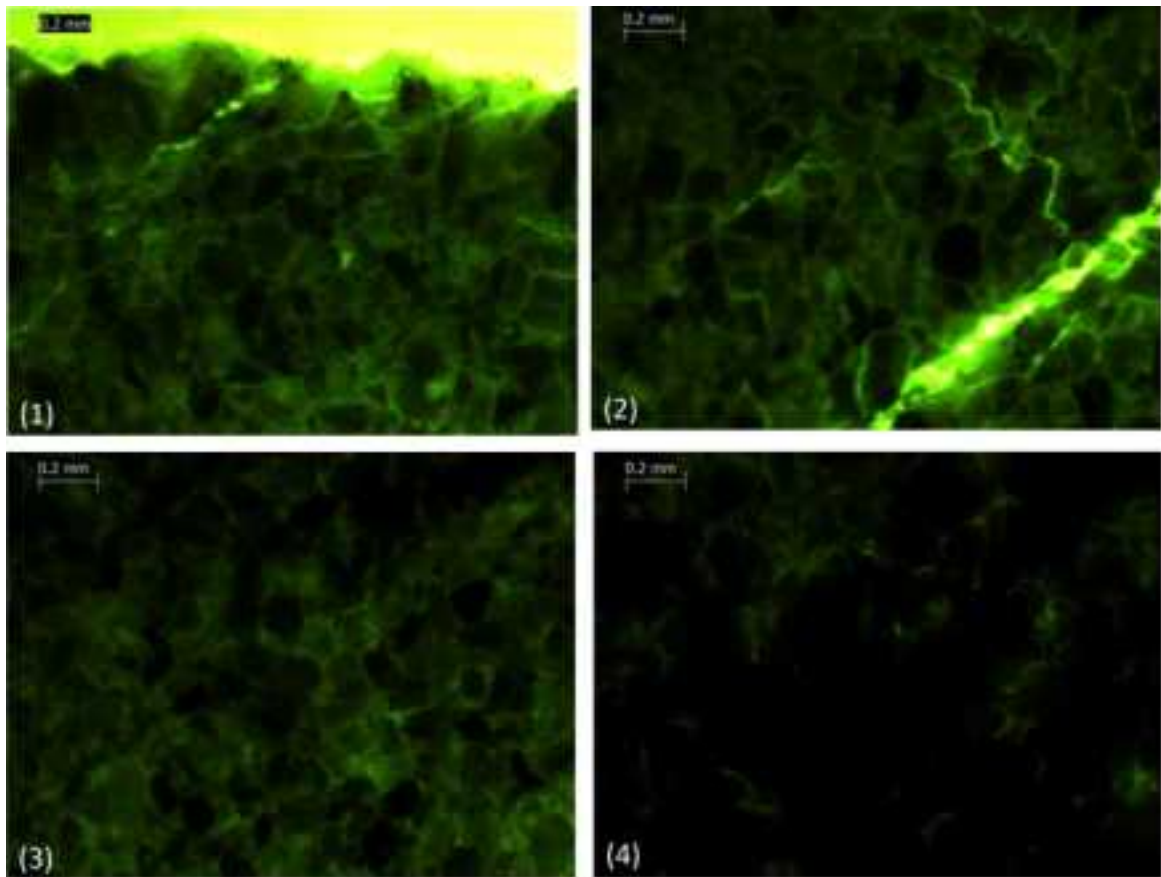


図 3.2.3.1-10 蛍光顕微鏡による顕微鏡画像。(1)-(4)は図 3.2.3.1-9 の観察位置と対応している。

図 3.2.3.1-2 によれば、変位量が 30mm 程度の時のプロセスゾーンは 0.01-3m ほどである。本研究で得られた、22-29mm (0.022-0.029m) ほどという値は下限に近い値であるが、拘束圧と固結度の違いによりその幅は変動するものと思われる。しかしながら、プロセスゾーンの領域で空隙率も若干ながら変化することを考えると、プロセスゾーンの形成に伴い空隙体積が増加しているといえる。空隙体積の増加は断層近傍の間隙水圧を低下させることで、周囲の地下水圧との差を生じさせ、大きな動水勾配を発生させるものと考えられる。また、同時にプロセスゾーンでの透水係数も低下することを考えると、その移動は目詰まりを起こさない限り短時間に生じるものと考えられる。また、これらの亀裂を伴う脆性的なプロセスゾーンは堆積岩の場合、限られた深度でのみ起こるものと考えられる (佐藤ほか, 2013)。プロセスゾーンの領域での体積変化量、すなわち間隙水圧の変化を推定することで、断層の再活動時などに伴う断層周辺の地下水流動の変化を予測することができうるものと考ええる。

3) モデル化に関する検討

ここでは、プロセスゾーンを含む断層近傍の水理モデルの構築方法について検討を行う。断層を含む岩盤をモデル化するには、各要素に透水係数の情報を持たせる必要がある。はじめに要素の透水係数を決めるため、弾性波速度からの透水係数の推定を試みるため、以下の透水テンソル T_{ij} と弾性波速度により決まるテンソル量 V_{ij} とクラックテンソル F_{ij} を用いる (Oda *et al.*, 2002a ; b)。

$$F_{ij} = 2\pi\rho_c \int_0^{\infty} \int_{\Omega} r^3 n_i n_j E(\mathbf{n}, r) d\Omega dr \quad \text{式 3.2.3.1-1}$$

$$P_{ij} = 8\pi\eta^3 \rho \int_0^m r^5 f(r) dr \int_{\Omega/2} n_i n_j 2E(\mathbf{n}) d\Omega = 8\pi\eta^3 \rho \langle r^5 \rangle N_{ij} \quad \text{式 3.2.3.1-2}$$

$$k_{ij} = \frac{\lambda}{12} (P_{kk} \delta_{ij} - P_{ij})$$

ここで、 ρ_c は亀裂の個数密度であり、 n は亀裂面の法線ベクトル、 r は亀裂の直径、 $E(n, r)$ は確率密度関数である。クラックテンソル F_{ij} は亀裂密度と異方性を持つもので次元は無次元の2階のテンソル量である。ここで、 λ は亀裂の連続性に関する値であり、 ρ は体積中の亀裂密度である。また、 r は亀裂の半径であり、 $\langle \rangle$ はモーメントを意味しており $\langle r^5 \rangle$ は亀裂半径の密度関数の5次のモーメントである。 N_{ij} はファブリックテンソルであり、式3.2.3.1-1のクラックテンソル F_{ij} を $F_{ij} = F_{ii} N_{ij}$ としたときに現れる亀裂の方向を意味するテンソル量である。さらに η は亀裂のアスペクト比であり、 K_{ij} は透水テンソルである。したがって、ここで求めたい透水テンソル k_{ij} を決めるためには、 η と $\langle r^5 \rangle$ が必要となる。

ここで η は、Oda and Takemura (2002a)により提案されている以下の式を用いて決定することができる。

$$\Delta P_{ii} = \Delta \epsilon_{ii}^p / \eta = \Delta \phi / \eta \quad \text{式 3.2.3.1-3}$$

ここで、 ϵ_{ii}^p は非弾性体積歪みである。また、 ϕ は空隙率である。すなわち、クラックテンソルの第一不変量を表す無次元量 F_{ii} は厚みのなり亀裂を意味しており、そこに厚みを意味する歪みもしくは空隙量との比をとることでアスペクト比を定義している。ここで、 F_{ii} はTakemura and Oda (2005)による以下の式により得ることができる。

$$F_i = k(V_i^{-1} - 1) \quad \text{式 3.2.3.1-4}$$



図 3.2.3.1-11 供試レベルでの透水テンソルの決定。

ここで、 κ はクラックの形状に関する係数であり、 V_i は弾性波速度から決まるテンソル量である。したがって、供試体レベルのサイズであれば、①観察によるクラック分布関数の決定、②水銀ポロシメーター等の方法による空隙率の測定、もしくは三軸試験による非弾性体積歪みの測定、③弾性波速度の測定を行うことで、透水テンソルを得ることができる(図3.2.3.1-11)。上記の手続きで、要素の透水テンソルを決定することができるが、よりスケールアップ(要素を増やす)をするためには、いくつかの仮定を置く必要がある。上記の方法の③は弾性波トモグラフィーによる方法で要素ごとの

弾性波速度を得ることができよう。また、②の空隙率の分布はボーリングコア試料も用いた層もしくは断層であればプロセスゾーンの領域で得られた値を割当ることが妥当であろう。ここで、コア試料から変位量しか読み取れない場合は2) であげた変位量とプロセスゾーンの幅の関係から推定をせざるをえないであろう。最後に①のクラック分布関数であるが、現状では、適当な方法が見当たらないのが現状である。

4) まとめ

本研究では、プロセスゾーンの評価とモデル化に関する検討を行った。その結果、剪断面から距離と空隙もしくは透水係数の低下は既存の結果の下限にあたる関係にあった。また、モデル化を行いスケールアップを考えるには、クラックの分布関数をいかにもとめるかという課題が抽出された。この課題を解決しクラックの分布関数を決めることができれば、図3.2.2.3-11にある手続きにより、より広域の弾性波速度のトモグラフィにより区分されたそれぞれの要素に透水係数を割り当てることができ、実験室—観察—探査で得られたデータを統合したモデルを構築することができるものとする。

3.2.3.2 実スケールにおける水理—熱—化学反応連成解析の適用

1) 研究の背景と目的

高レベル放射性廃棄物の地層処分では、地層の持つ性質に放射性核種の閉じ込めの機能を期待している。期待される地層の持つ性質には放射性核種を運ぶ地下水の流れにくさに係る透水性、核種の移行遅延に係る、拡散、吸着などがあげられる。地層に期待されるこれらの性質が長期的に安定して変動しないことが望まれる。しかし、地下環境といえども長期的にはさまざまな要因の自然事象の影響を受けざるをえないので、このような影響を適切に評価することが安全評価において求められている。本課題はこのような背景のもとで、地下水流動とその場の地質環境の長期的な変遷を定量的に理解する手法として数値シミュレーションに基づく数値モデル構築を取り上げ、その手法の基盤を確実なものとすることによって、安全審査の基本的考えかたの整備に資することを目的としている。

自然事象の影響といってもさまざまなものがあるが、こられが地下水の流動に及ぼす影響因子については、昨年度平成24年度の報告でとりまとめられている。本課題では昨年度にひきつづき水理-熱-化学反応連成解析(以下、H-T-Cシミュレーション)を用いて、火山・マグマ活動に関連する水理、熱、化学の地下環境への影響評価についてケーススタディをより充実させ、そこから知見の整理と課題の抽出をおこなう。

2) 研究の概要

昨年度平成24年度は、50 kmの水平距離の2次元断面でH-T-Cシミュレーションを実施した。その結果、単純なモデルで水平距離を伸ばしても地下水の水質分布や地層の変質鉱物分布が水平方向に伸びるだけで、計算時間増加のデメリットが大きいことが判明したので、今年度は変質帯の拡がりについて既往研究を調査して、20 kmあたりが妥当と判断されたので、この大きさを水平方向のサイズとした。昨年度は、長期間のH-T-Cシミュレーションのフィージビリティについて確認したので、今年度はシミュレーション結果の妥当性を確認する方法について検討できるようなモデルを作成することとした。本課題で取り上げているようなシミュレーションでは時間スケールとして超長期を対象にしているので、結果の妥当性の検討として実験と直接的な比較は不可能であり、比較対象の選定には工夫が必要である。そこで、さきほどの変質帯の拡がりを調査した既往研究の多くが比較的よく地表に露出したグリーンタフ地域の過去の変質を対象としていることに着目して、この変質をどこまで

再現できるかによってシミュレーション結果の妥当性を評価することとした。

次に、今年度、シミュレーションに用いたモデルを昨年度と対比して以下に記載する。

モデルの次元は2次元で共通する。サイズは先に記したように多くのグリーンタフ地域の変質の既往研究を参考にして、50 km から 20 km に小さくした。深さは5 km から最大4 km に浅くした。昨年度は深さを一律にして最上面の要素に水平方向になめらかな水頭勾配を与えるように境界条件を設定したが、今年度は水平方向右端側に山地相当の傾斜地形となるジオメトリに要素を配置した。その結果、解析領域は平地部で深さ3.5 km、傾斜部最高点で深さ4 km となっている。多孔質等方モデルであることは昨年度と変わらない。

解析領域の離散化においては、昨年度は深さ方向に浅部で細かく、深部で粗くメッシュを切ったが、今年度は深さ方向についても水質や変質の分布を計算上同じ精度で把握して比較したいので水平・鉛直方向一律に50 m で離散化した。

地層は、昨年度は花崗岩に見立てた鉱物組み合わせを設定したが、グリーンタフ地域での研究では凝灰岩を利用した変質帯区分が既往研究に多いことを考慮して、今年度は火山ガラスを地層に設定した。火山ガラスは流紋岩質と安山岩質のもの2種類を用意した。モデルの詳細は次節に記す。

利用したシミュレータはIntegrated Finite Difference法を用いるTOUGH2に水岩石反応を扱えるように拡張を施したTOUGHREACT v.2 (Xu *et al.*, 2012) である。

3) モデルの詳細

解析領域は図3.2.3.2-1に示すように、水平20 km、深さ3.5 km から4 km の2次元で、水平・鉛直一律に50 m で離散化した。地表面に相当する最上部の要素に大気圧、15°Cの固定水頭境界を、その他の境界に不透水、断熱を設定した。なおTOUGHREACTはTOUGH2と異なり、inactive nodeと呼ばれる境界条件設定用の要素を設定できないので、その代わりに地表面要素の体積を数値上無限に近い大きな値にするという設定法で境界条件を与えている。

物性の設定は、多孔質等方モデルで、空隙率5%、浸透率 $1 \times 10^{-16} \text{ m}^2$ 、飽和熱伝導率2.5 W/m°C、乾燥熱容量850 J/kg°C、乾燥密度2,500 kg/m³とした。浸透率は一般的な地熱地帯の貯留層の浸透率として採用される $1 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ より一桁小さい値である。その他の物性はグリーンタフ地域の第三系の岩石として一般的な値である。

平地部の底面の要素にグリーンタフ地域に普通な温度勾配となるような熱源を設定し、脊梁地域で温度勾配が高くなることを考慮して、傾斜部の一部の底面の要素にはより大きな熱源を設定した。

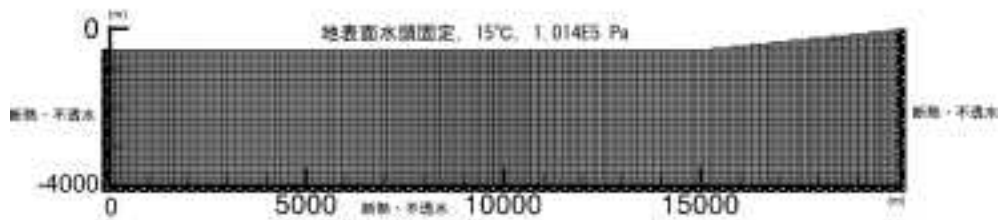


図 3.2.3.2-1 解析断面と境界条件.

要素は50m x 50mで、底面および左右側面は断熱・不透水。上面(地表面)は水頭固定で15°C、 1.014×10^5 Pa。底面要素右端から4要素(200 m)は500 W/要素、その他の底面要素は250 W/要素の熱源を有する。水平と垂直の縮尺を同じにしてある。

初期条件は、地表面は大気CO₂に飽和した淡水を設定し、それより下の地層中は流紋岩ガラスまたは安山岩ガラスとし、空隙は希薄な塩水が満たしている設定とした。

以上の詳細を表3.2.3.2-1に示す。また火山ガラスに係る扱いの詳細をさらに次節に記載する。

以上の条件で、まず化学反応の無い状態で定常状態に達するまでシミュレーションを進めた。ここまでに約140万年要した。次にこの状態(温度圧力定常状態)を0年として、そこから化学反応をカップルさせるシミュレーションをスタートさせている。以下のH-T-Cシミュレーションの記述において、時間は特に断わらない限り全てこの計時によるものである。

化学反応については節をあらためて詳述するが、Si-Al-Mg-Ca-K-Na-Cl-C-H-H₂Oの10成分系で、一部の鉱物・ガラスの溶解・沈殿に反応速度論を適用する他は化学平衡を仮定している。また、酸化還元反応は扱わない。シミュレーションで用いている10成分とは次の1次化学種である。



表3.2.3.2-1 シミュレーションに用いた物性パラメータ等。

浸透率 (2方向とも)	$1 \times 10^{-16} \text{ m}^2$
空隙率	0.05
熱伝導率 (wet)	2.5 W/m, deg
比熱 (dry)	850 J/kg, deg
密度 (dry)	2500 kg/m ³
重力加速度	9.80665 m/sec ²

4) 火山ガラスの扱い

火山ガラスは、流紋岩質と安山岩質のもの2種を想定した。その化学組成は久野(1954)から伊豆・箱根地方紫蘇輝石質岩系無斑晶火山岩の安山岩(10個平均)および石英安山岩-流紋岩(8個平均)を使用した。ただし、今回のシミュレーションでは系に鉄を含めないで、鉄をマグネシウムに置き換えた。

表3.2.3.2-2 シミュレーションに用いた2種の火山ガラス。

%欄は分析成分による出典値、モル規格欄は出典値を基に鉄をマグネシウムに置き換えた上で、シミュレーションで用いている1次化学種で表現し、さらにシリカで規格化した組成。HVG欄はそれをさらにWolff-Boenisch (2004)による水和火山ガラスの組成に換算したものの。

安山岩ガラス					流紋岩ガラス				
火山ガラス				HVG	火山ガラス				HVG
分析成分	%	1次化学種	モル規格化	モル規格化	分析成分	%	1次化学種	モル規格化	モル規格化
SiO ₂	57.7	H ₄ SiO ₄ ^{aq}	1	1	SiO ₂	73.9	H ₄ SiO ₄ ^{aq}	1	1
Al ₂ O ₃	15.7	AlO ₂ ⁻	0.3207	0.3207	Al ₂ O ₃	13.5	AlO ₂ ⁻	0.2153	0.2153
Fe ₂ O ₃	2.7				Fe ₂ O ₃	1			
FeO	6.1				FeO	1			
MgO	4.2	Mg ²⁺	0.2321		MgO	0.4	Mg ²⁺	0.0296	
CaO	8.4	Ca ²⁺	0.1559		CaO	2.7	Ca ²⁺	0.0392	
Na ₂ O	2.7	Na ⁺	0.0907		Na ₂ O	3.8	Na ⁺	0.0997	
K ₂ O	0.8	K ⁺	0.0177		K ₂ O	1.9	K ⁺	0.0328	
H ₂ O	0.3	H ₂ O	-1.7180	-1.6793	H ₂ O	0.9	H ₂ O	-1.9592	-1.7847
		H ⁺	-0.5640	0.3207			H ⁺	-0.0546	0.2153

火山ガラスの溶解反応については、TOUGHREACT v.2では、例題としてヤッカマウンテンでの凝灰岩が扱われているが、SiO₂一成分のガラスとして扱われており、今回取り扱う複雑な成分のガラスはそのままでは扱えないことが判明した。ガラスの飽和度を規定するパラメータも組成に依存すると思われるので、何らかの方法で推定せねばならない。ガラスの溶解については、火山ガラスにこ

だわらなければ、放射性廃棄物のガラス固化体に係る多くの研究があるので、関岡ほか(2009)のレビューを参照したが、今回のシミュレーションで用いている下記の溶解速度式に利用しやすい形に整理されたパラメータではなかったため、採用しなかった。

理論的に一般化して表現される鉱物 m の反応速度 r は表面反応律速である場合、溶解および沈殿とも次の式で表現される。

$$r_m = k_{m0} A_m \exp(-E_m/R(1/T-1/298.15)) |1-\Omega_m^\theta|^\eta \quad \text{式 3.2.3.2-1}$$

$$\Omega_m = K_m^{-1} \prod a_j^{\nu_{-j} m_j} \quad \text{式 3.2.3.2-2}$$

鉱物 m について、 k_{m0} : 固有反応速度定数、 A_m ; 反応表面積、 E_m ; 活性化エネルギー、 Ω_m : 飽和度、 K_m : 溶解度、 a_j : 鉱物 m の溶解 / 沈殿反応式に現われる成分 j の活動度、 ν_{-j} : 鉱物 m の溶解 / 沈殿反応式に現われる成分 j の反応係数がそれぞれ与えられる必要がある。補足すると飽和度 Ω は活動度積 (activity product) と溶解度積 (solubility product) の比であり、飽和度の常用対数は飽和指数 (saturation index) と呼ばれる。 θ_η は反応に固有の指数であるが、一般的には 1 がとられることが多く、今回のシミュレーションでも全ての反応について 1 とした。 R はガス定数 ($8.3144621 \text{ J deg}^{-1} \text{ mol}^{-1}$) である。

ガラスの溶解については、上記関岡ほか(2009)のレビューにもあるようにさまざまなモデルがあるが、ガラスの溶解を記述するのは、ガラスの骨格の形成に関与しないイオン (Mg, Ca, K, Na など) が溶脱した Si-Al 骨格の溶解定数 (KHVG : Hydrated volcanic glass equilibrium constant) であるとされている (Daux *et al.* 1997)。この場合、ガラスが溶解するとオリジナルのガラスを構成する元素である Si, Al, Mg などとそのストイキオメトリに従って溶液に添加されるが、その反応速度はオリジナルのガラスとは異なる平衡定数 KHVG により支配されることになる。TOUGHREACT v.2 は溶解反応によって溶液に添加される成分を規定するストイキオメトリと反応速度にかかる飽和度を規定するストイキオメトリを同じに扱うので、上述のガラス固有の事情をそのままの形で扱うことができない。そのため、ソースコードに手を入れることで、ガラスのストイキオメトリを使い回せることができるような機能をオプションとして追加した。

さらに、こうした表現に合わせて今回の火山ガラスデータを整理する必要がある。ここでは Wolff-Boenisch *et al.* (2004) を参考に必要なパラメータを用意した。彼らは実験をもとに

Hydrated volcanic glass (以下 HVG と略す) の反応速度定数を次の式で与えている。

$$\text{Log } r \text{ (mol/m}^2\text{/s)} = -0.03[\text{SiO}_2\text{(wt\%)}] - 7.58 \text{ (pH=4 にて)} \quad \text{式 3.2.3.2-3}$$

$$\text{Log } r \text{ (mol/m}^2\text{/s)} = -0.02[\text{SiO}_2\text{(wt\%)}] - 7.02 \text{ (pH=10.6 にて)} \quad \text{式 3.2.3.2-4}$$

今回のシミュレーションでは、反応が主として中性からアルカリ性領域でおこるので pH が 10.6 の場合の式を利用した。その結果、安山岩が $6.70 \times 10^{-9} \text{ mol/m}^2\text{/s}$ 、流紋岩が $3.18 \times 10^{-9} \text{ mol/m}^2\text{/s}$ となった。なお、流紋岩～安山岩ガラスの溶解速度定数は $10^{-11} \sim 10^{-12} \text{ (mol Si m}^{-2}\text{ s}^{-1})$ (中性条件 25°C)、玄武岩ガラスの溶解速度定数は $10^{-9} \sim 10^{-9.5} \text{ (mol Si m}^{-2}\text{ s}^{-1})$ (中性条件 25°C) とされている (鹿園, 2009, p.67) が、それと比べると玄武岩の値に相当するものの、該当する化学組成としては大きめの値となっている。活性化エネルギーは同じく Wolf-Goenisch *et al.* (2004) のデータを参照して安山岩を 50 kJ/mol、流紋岩を 53 kJ/mol とした。

また、HVG の溶解平衡定数は amorphous $\text{Al}(\text{OH})_3$ と amorphous SiO_2 の log K から求めるが、彼らは PHREEQC データを用いている。PHREEQC データは 25°C のみであるので、25°C 以外の温

度のデータも利用する今回のケースではこれに代えて MINTEQ データを利用した。しかしながら、MINTEQ データの amorphous Al(OH)₃ は 0°C から 100°C までの 8 点のデータしか与えられていないので、より高温域のデータを必要とする今回のケースのためにこれを最小二乗法ソフト SALS (中川・小柳, 1982) を用いて下記の式にフィッティングして a~e のパラメータを決定し外挿することとした。

$$a \times \ln(T) + b + c \times T + d/T + e/(T \times T) \tag{式 3.2.3.2-5}$$

T は絶対温度。

なお、Wolff-Boenisch *et al.* (2004) では、反応式を Al 化学種 Al(OH)₃ で表現しているが、今回のシミュレーションでは 1 次化学種を AlO₂⁻ に選んでいるので、1 次化学種変更の換算が必要で、そのためのデータと HVG 溶解度計算に必要なデータは整合性を考慮して TOUGHREACT のデータベースを使用した。表 3.2.3.2-3 に関連するデータを示す。また、図 3.2.3.2-2 にフィッティングの元データと近似曲線を、図 3.2.3.2-3 にガラスの溶解とそれに関係する反応の平衡定数の温度依存性を示す。

表 3.2.3.2-3 HVG の溶解度とそれを求めるためのデータ。am は非晶質であることを示す。

化学種	反応式	a	b	c	d	e	備考
Al(OH) ₃ ^{am}	Al(OH) ₃ ^{am} = Al ³⁺ + 3H ₂ O - 3H ⁺	-1.1271e+00	-1.5221e+00	1.1896e-03	1.4132e+03	1.8268e-04	A: SALS による fitting 値
Al ³⁺	Al ³⁺ = 4H ⁺ + AlO ₂ ⁻ - 2H ₂ O	3.8640e+01	-2.4059e+02	-3.4721e-03	5.7281e+03	-1.8837e-08	B: TOUGHREACT データベースより
Al(OH) ₃ ^{cr}	Al(OH) ₃ ^{cr} = AlO ₂ ⁻ + H ₂ O + H ⁺	3.7503e+01	-2.4211e+02	-3.3631e-03	1.1178e+04	-8.8442e-05	C: A とよりから求む
SiO ₂ ^{am}	SiO ₂ ^{am} = H ₄ SiO ₄ ⁴⁻ + 2H ⁺	-2.9912e+00	1.7153e+01	4.2674e-03	-1.1825e+03	-8.8368e-03	D: TOUGHREACT データベースより
archaeite glass HWG	SiO ₂ ^{am} + 0.326678 * Al(OH) ₃ ^{cr}	9.0276e+00	-8.0488e+01	-8.4866e-03	2.4028e+03	-1.2230e-05	E とよりから求む
rhyolite glass HWG	SiO ₂ ^{am} + 0.215301 * Al(OH) ₃ ^{cr}	5.0753e+00	-3.4973e+01	-2.9519e-03	1.2345e+03	-2.1858e-05	F とよりから求む

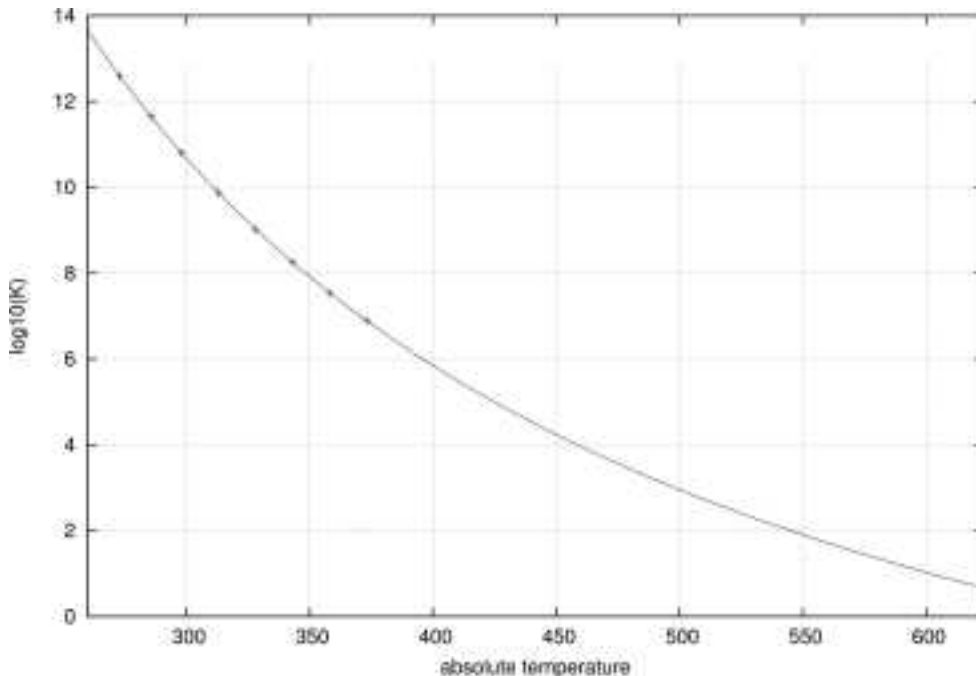


図 3.2.3.2-2 Al(OH)₃^{am} の溶解度。

MINTEQ データベース (+ 印) と SALS によるフィッティング (実線)。反応式はどちらも、Al(OH)₃^{am} = Al³⁺ + 3H₂O - 3H⁺。

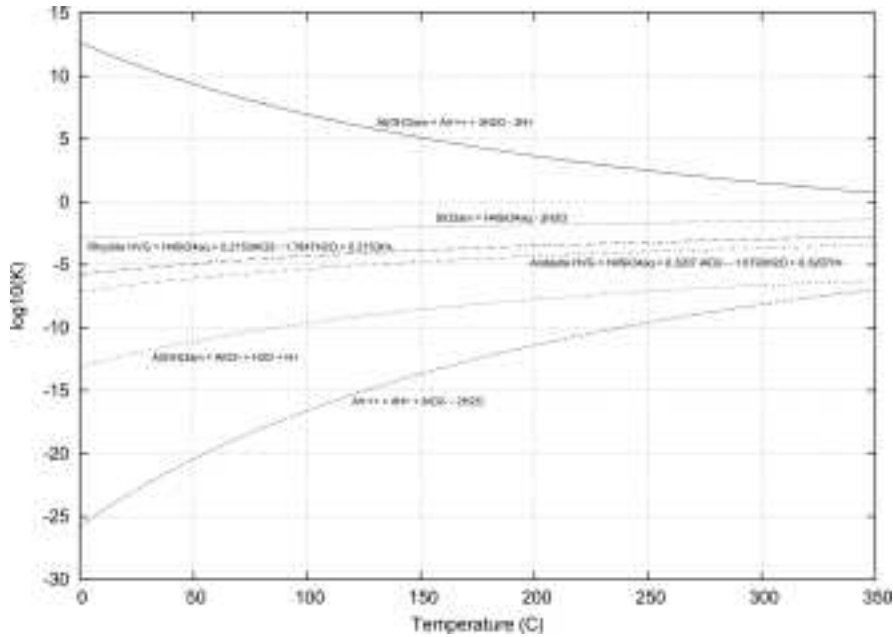


図 3.2.3.2-3 安山岩 HVG および流紋岩 HVG ならびに関連する反応の log10(K).

5) 鉱物等の化学反応の設定条件

溶液化学種間の反応は化学平衡を仮定し、表 3.2.3.2-4 の化学種を考慮した。鉱物および火山ガラスについては化学平衡を仮定したものと反応速度を考慮したものがある。これらについて表 3.2.2-5 にまとめて示す。表 3.2.3.2-5 に示すシミュレーションに考慮した鉱物とは、シミュレーションの過程で常に飽和度をチェックした鉱物を指す。その結果、一度も晶出しなかった鉱物も多いが、それらを含めたリストである。

表 3.2.3.2-4 シミュレーションに考慮した溶液化学種.

1 次化学種: H_2O , H^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , AlO_2^- , Cl^- , HCO_3^- , $H_4SiO_4^{aq}$
2 次化学種: $Al(OH)_2^+$, $CaHCO_3^+$, $CaCl^+$, $CaCl_2^{aq}$, $CaCO_3^{aq}$, $CaOH^+$, CO_2^{aq} , CO_3^{2-} , $H_2SiO_4^{2-}$, $HALO_2^{aq}$, HCl^{aq} , $HSiO_3^-$, $KAlO_2^{aq}$, KCl^{aq} , KOH^{aq} , $MgHCO_3^+$, $Mg_3(OH)_4^{4+}$, $MgCl^+$, $MgCO_3^{aq}$, $MgOH^+$, $NaAlO_2^{aq}$, $NaCl^{aq}$, $NaCO_3^-$, $NaHCO_3^{aq}$, $NaOH^{aq}$, OH^-

表 3.2.3.2-5 シミュレーションに考慮した鉱物およびガラス。括弧内は本稿で用いている略称.

平衡溶解・沈殿: calcite, prehnite, low albite (albite), 14a amesite (amesite), Na saponite, phlogopite, kaolinite, gibbsite, talc, Al illite, Ca mordenite, Ca heulandite, Ca clinoptilolite, analcime, stilbite, natrolite, microcline, laumontite, amorphous silica, Mg vermiculite, Mg saponite, anthophyllite, brucite, celadonite, chrysotile, clinochlore, dolomite, Mg Ca montmorillonite, Mg K montmorillonite, Mg Mg montmorillonite, Mg Na montmorillonite (montmorillonite), periclase
反応速度論的溶解・沈殿: alpha quartz (quartz), alpha cristobalite (cristobalite)
反応速度論的溶解のみ: andesite glass, rhyolite glass

6) 化学的初期条件および境界条件

反応させる水（地表水/地下水）は2種類用意する。大気と平衡する炭酸を含有し、その他の塩を含まない淡水（溶液1）と希薄なNaClを含む塩水（溶液2）である。その組成と要素への設定を表3.2.3.2-6に示す。

反応させる岩石（地層）は2種類用意する。それぞれ固相容積（液体の占める空隙を除く）の10%を安山岩ガラス（andesite glass）か流紋岩ガラス（rhyolite glass）のどちらかが占め、残りの90%は非反応とする。ガラスの占有固相容積比を10%としたのは、100%とした時に計算が破綻しやすかったことと、溶解しつくした場合、現状では評価困難な構造状態が想定されること、現実に数10m規模での火山ガラスが溶解しつくしている事例を見ないことを勘案して恣意的に設定したものである。後述するようにこの扱いは今後の課題ともなるものである。表3.2.3.2-7にシミュレーションに用いたパラメータを示す。要素への設定については次節に記す。ガラスは溶解のみで沈殿させないので、沈殿にかかるパラメータRNUCLおよびRADは表では-としてある。また、初めは存在しない鉱物（cristobaliteおよびquartz）についても、速度論的扱いをする場合は、固相容積比0とした上で必要なパラメータを岩石ごとに与えておく必要がある。RNUCLは、存在しない所に最初に鉱物が沈殿する際にその鉱物の占める固相に対する比を与え、RADはその時の鉱物粒を球形と仮定した半径を与える。鉱物の初晶出時はこの2つのパラメータを用いて反応面積を与えるが、鉱物が成長するにつれ反応面積は小さくなり、表3.2.2-7の反応面積欄の値より小さくなるとかわって反応面積欄の値が用いられる。RNUCLおよびRADの設定値はそれぞれTOUGHREACT v.2 ユーザーガイドの推奨値 1.0×10^{-6} と 1.0×10^{-8} をそのまま用いた。

岩石1と岩石2の要素への設定については次節に記す。

表 3.2.3.2-6 反応に用いた水の組成と設定要素。

	Na ⁺ (mol/kg)	Cl ⁻ (mol/kg)	HCO ₃ ⁻ (mol/kg)	H ⁺ (mol/kg)	H ₂ O (kg)	設定要素
溶液1	0.1	0.1	0	1.0E-7	1	下記以外
溶液2	0	0	0.00188	0.00188	1	地表面境界

表 3.2.3.2-7 反応に用いた岩石の組成とパラメータ。

岩石	構成固相	固相容積比	RNUCL	RAD (m)	反応面積 (m ² mineral/ m ² mineral)
岩石1	安山岩ガラス	0.1	-	-	131
	cristobalite	0	1.0E-6	1.0E-8	131
	quartz	0	1.0E-6	1.0E-8	131
岩石2	流紋岩ガラス	0.1	-	-	131
	cristobalite	0	1.0E-6	1.0E-8	131
	quartz	0	1.0E-6	1.0E-8	131

7) シミュレーションの進めかた

シミュレーションはまず化学反応をさせずに物理的な設定条件だけで系が定常状態に到達するまで進めた。次に岩石の要素への割り付けかたを変えた3通りのシミュレーションを実施した。

まず、定常状態について説明する。

図3.2.3.2-4はすでに記した物性値および境界条件、初期条件にて計算を進めた200万年後の状態を示す。図3.2.3.2-5は200万年までの6箇所の要素における温度と圧力の経時変化を示す。この図から定常状態にほぼ到達していることがわかる。ここでは200万年後が重要なのではなくほぼ定常状態に到達していることがポイントである。この状態を物理的初期条件として次の化学反応を伴うシミュレーションをリスタートモードで進める。時計はこの状態で時刻0にリセットしている。以

下の記述ではここを起点とした時間表示を用いている。

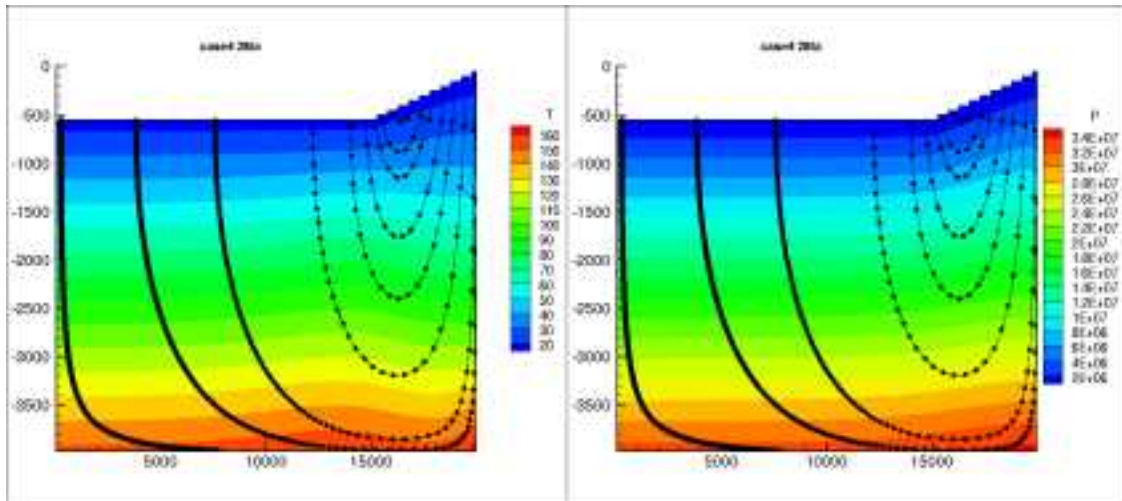


図 3.2.3.2-4 200 万年後の定常状態。

左：温度分布、右：圧力分布。ストリームライン上の黒丸は1,000年ごとのマーカーで隣合う点間の流動に1,000年を要することを示す。水平と垂直の縮尺を変えてある。

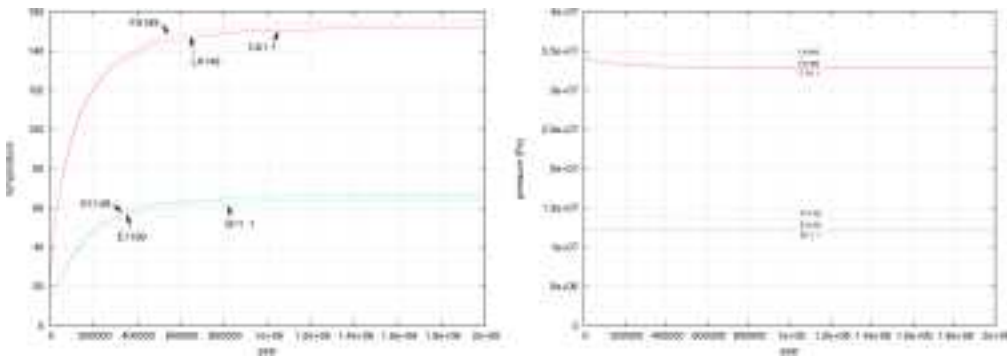


図 3.2.3.2-5 200 万年までの 6 要素における経時変化。

温度 (左) と圧力 (右)。6 要素の (x,z) 座標位置は、B111(25,-1775)、CA11(25,-3975)、E1199(9875,-1775)、FA199(9875,-3975)、LA149(17280,-3975)、K1149(17280,-1775)。

次に進める化学反応を伴うシミュレーションは以下の 3 ケースを実施し、いずれのケースも 20 万年シミュレーションを進めることを目指した。

ケース1

地表面境界要素には岩石を設定せず、溶液 2 を設定する。その他の地下の要素には岩石 1 と溶液 1 を設定する。

ケース2

地表面境界要素には岩石を設定せず、溶液 2 を設定する。その他の地下の要素には岩石 2 と溶液 1 を設定する。

ケース3

地表面境界要素には岩石を設定せず、溶液 2 を設定する。その他の地下の要素には岩石 1 と岩石 2 を深度方向に 1 要素ごと交互に設定し、どちらの要素にも溶液 1 を設定する。この場合、岩石 1 と岩石 2 それぞれからなる薄層が 1 枚ずつ交互に重なることになる。

以上のシミュレーションは一度に20万年まで進めずに、20年、200年、2,000年、2万年、20万年とオーダーを上げる刻みでリスタートを繰り返しながら進めた。

岩石の溶解・沈殿は空隙を大きくしたり、小さくしたりすることから、地下水の流れやすさにかかる物性である空隙率や浸透率に影響を及ぼす。H-T-Cシミュレーションはこうした効果を評価することもその目的のひとつとしているが、今回は変質を利用したシミュレーションの評価を目的としているので、シミュレーションの進めやすさを第一にした結果、溶解・沈殿による空隙の増減を空隙率および浸透率の変化にフィードバックしてシミュレーションを進めるか否かは状況に応じて判断した。具体的には以下のケースごとに記述する。

8) ケース1の計算結果

安山岩ガラスからなる岩石と地下水の反応である 図 3.2.3.2-6～9 に20万年後の結果を示す。岩石の溶解・沈殿の影響を空隙率および浸透率にフィードバックすることなくシミュレーションを20万年まで進めた。

20万年までのシミュレーションの経過においては、安山岩ガラスは温度の高い深部から急速に溶解し、200年から2,000年の間に傾斜地表面付近のごく一部を除きすべて溶解する。安山岩ガラスの溶解フロントは stilbite, prehnite, saponite, microcline の沈殿フロントと一致し、安山岩ガラスがこれらの変質鉱物に交代されていく。また quartz が深部に cristobalite がそれより浅部に分布し、時間とともに quartz が cristobalite を置き換えるように拡がる。200年を過ぎるころから celadonite が地表付近に出現し、2,000年を過ぎるころから斜面地表部の一部に talc, phlogopite, amesite がわずかに出現し、深部のごく一部に albite が出現する。

最終的に、地表付近の浅部に広く celadonite が、浅部でも斜面のごく一部に phlogopite, amesite, talc が分布し、これらは基本的に地表付近に分布が限られている。一方、stilbite, prehnite, microcline, saponite は全体的に分布するが、saponite と stilbite は浅部に多く、microcline と prehnite は深部に多く分布する傾向がある。Quartz と cristobalite は深部に多産し、albite は深部のごく一部に限って産する。

地下水の化学組成はかなり特異で、概観すると地表付近の浅部で pH13 から深部の 10 付近まで漸減するが、全体として強アルカリからアルカリ性の領域にある。しかし、詳細に見ると地表面直近の要素では大気中の CO₂ の影響で pH が小さくなっているのがわかる。しかし、斜面で地下に流入した大気平衡の水も直ちに岩石と反応して強アルカリになってしまうことがわかる。この強アルカリからアルカリの地下水はその他の成分の組成に対して特異な影響を及ぼしている。すなわち、初期値では 0.1 mol でしかなかった塩濃度であるが、20万年後には Na が 1.3 mol, H₄SiO₄^{aq} が 0.95 mol 近くまで達している。この原因は強アルカリであるためにシリカの卓越する溶存化学種が中性の H₄SiO₄^{aq} ではなく H₃SiO₄⁻, H₂SiO₄²⁻ になってシリカが高濃度に溶解していることと、この陰イオン化学種にバランスするように Na⁺ や K⁺ の濃度が上昇しているからである。Cl⁻ 濃度の分布を見ると、斜面流入部から浸透した地下水がどのくらい地下に広がっていてももとの塩水をフラッシュしたかがわかる。およそ水平距離 (x 座標) で 11,000 m と 12,000 m のあたりで右と左で大きく濃度が異なっており、このあたりまでフラッシュされたことがわかる。定常状態での流線図を見てわかるようにこの距離を境として右と左で急激に流速が遅くなっていることが、密に並ぶ千年ごとのマーカーの列からわかる。同じ浸透率を設定していても水頭勾配や熱の駆動力の受け方で大きな流速の違いとその結果としてもたらされるフラッシュ効果の違いがわかる。斜面からの天水の流入にともなって炭酸濃度がやや高くなっているところがあることも認められる。

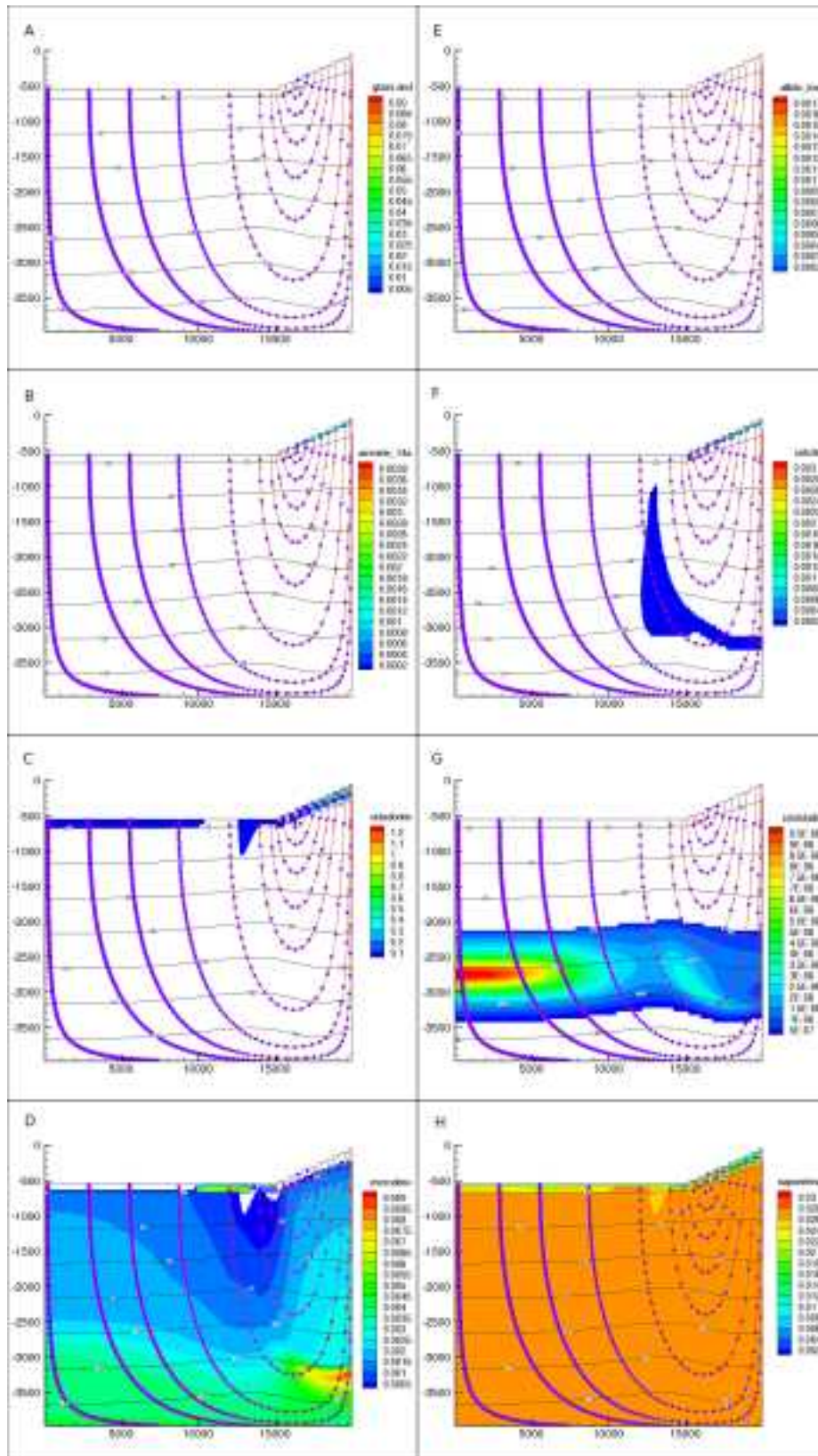


図 3.2.3.2-6 ケース 1 の計算結果 (1).

A:安山岩ガラス, B: amesite, C: celadonite, D: microcline, E: albite, F: calcite, G: cristobalite, H: saponite (単位 volume fraction), コンターは温度(°C), 流線の時間マーカーは1,000年. 白抜き部分は非出現.

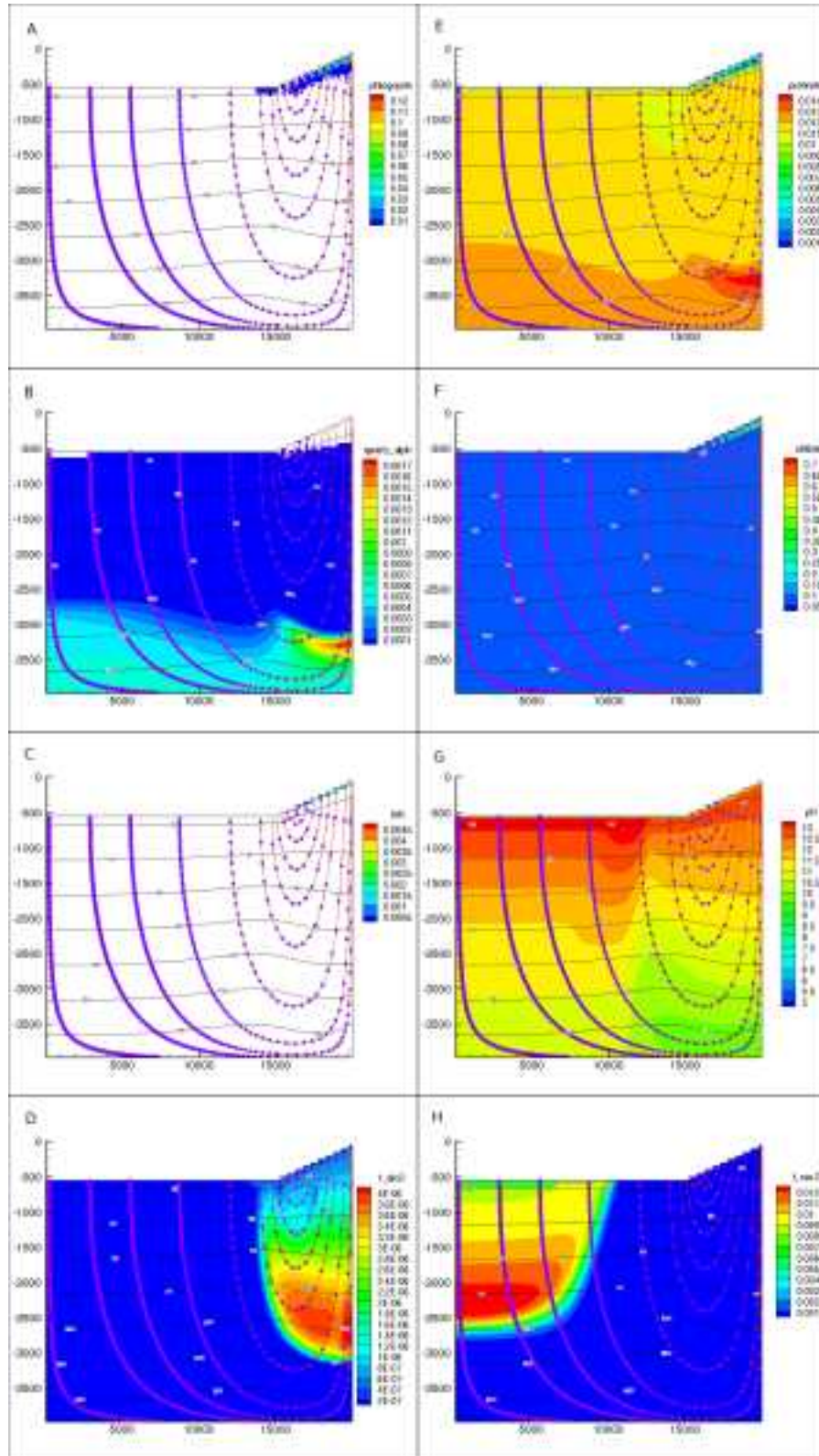


図 3.2.3.2-7 ケース 1 の計算結果 (2).

A: phlogopite, B: quartz, C: talc, D: 全Al, E: prehnite, F: stilbite, G: pH, H: 全Ca (A,B,C,F単位 volume fraction, D, H 単位 mol/kgw), コンターは温度(°C), 流線の時間マーカーは1,000年, 白抜き部分は非出現.

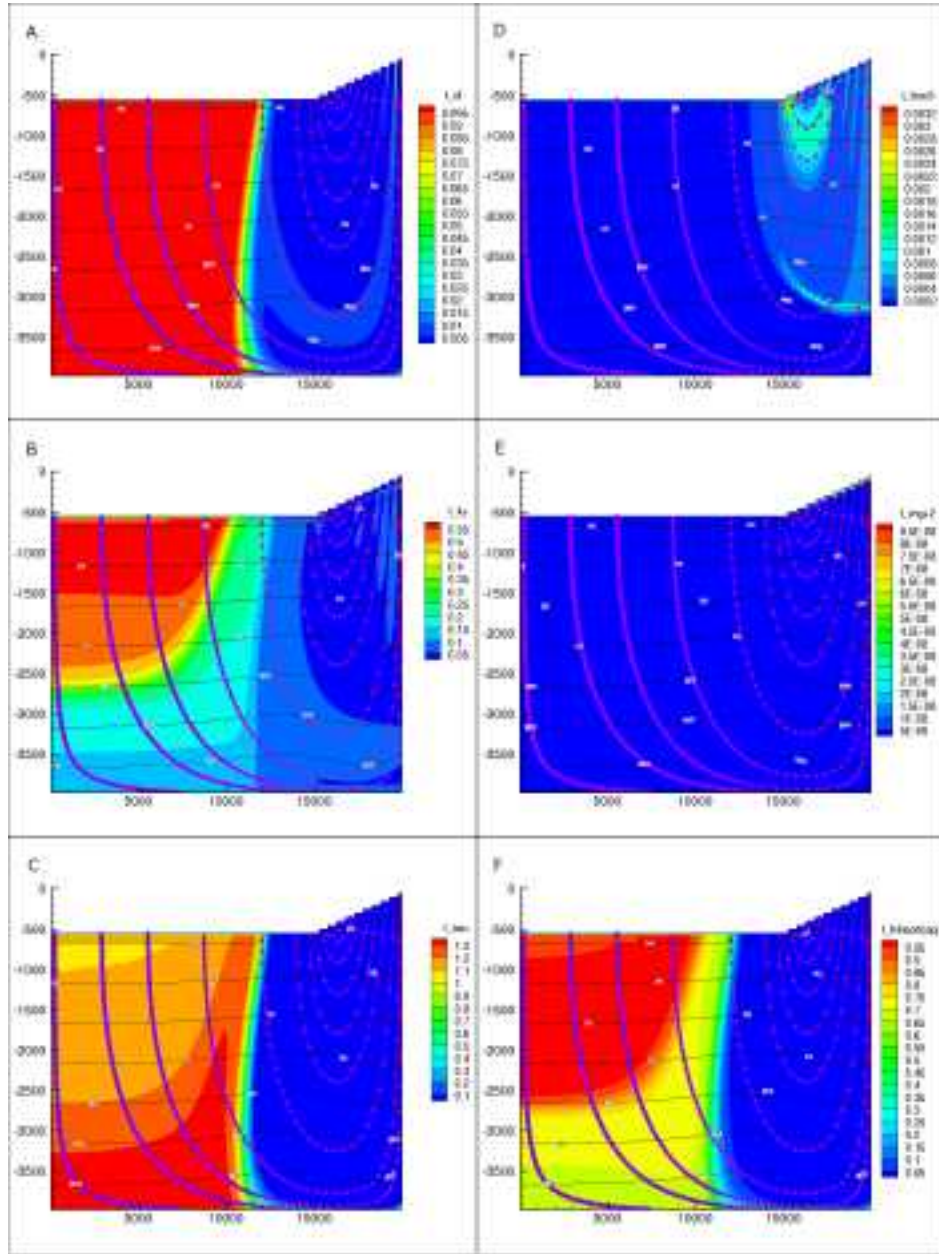


図 3.2.3.2-8 ケース 1 の計算結果 (3).

A: 全Cl, B: 全K, C: 全Na, D: 全HCO₃, E: 全Mg, F: 全SiO₂ (単位mol/kgw), コンターは温度(°C), 流線の時間マーカは1,000年.

9) ケース2の計算結果

流紋岩ガラスからなる岩石と地下水の反応である。岩石の溶解・沈殿の影響を空隙率および浸透率にフィードバックすることなくシミュレーションを2万年まで進めた。図3.2.3.2-9～11に2万年後の結果を示す。20万年まで進めなかったのは、2万4千年時点で化学的に収束できない要素が多発したためである。そこで、ここでは2万年までの結果とさらに進めることのできなかった原因について考察してみることにする。

流紋岩ガラスは温度の高い深部から急速に溶解し、200年から2,000年の間に傾斜地表面付近のごく一部を除きすべて溶解する。この挙動は安山岩ガラスの場合と同じであるが、溶解フロントの上昇速度は安山岩ガラスの場合に比べてやや遅い。流紋岩ガラスと安山岩ガラスを比べると、溶解度は

流紋岩ガラスが高く、固有反応速度は安山岩ガラスのほうが大きい。溶解度が大きいと不飽和度が大きくなりがちなので、この2つの性質は互いに相反する方向に働くことになるが、今回のケースでは固有反応速度の違いが決定的であったということであろう。

変質鉱物として出現する鉱物にも安山岩ガラスの場合と違いが認められる。シミュレーションを始めてすぐ出現する鉱物で共通するのは, saponite, stilbite, microcline, cristobalite, quartzで、見られないのが prehnite, calcite である。流紋岩ガラスの場合に固有なのが montmorillonite, albite, amorphous silica である。ガラスの溶解漸減フロントと saponite, stilbite, microcline, albite の出現漸増フロントが一致しており、流紋岩ガラスがこれらの変質鉱物に交代されていることがわかる。2万年での変質鉱物の分布に安山岩ガラスで見られたような浅深での違いはほとんどみられず、広く saponite, montmorillonite, stilbite, microcline, albite, シリカ鉱物が分布する。シリカ鉱物は安山岩ガラスの場合と同様に深部に quartz が分布し一部に cristobalite が分布する。安山岩ガラスの場合に出現しなかった amorphous silica の出現が見られるのは、やはり流紋岩ガラスのシリカ含有量が多いことが影響しているものと考えられる。安山岩ガラスの場合に認められた celadonite, amesite, talc, phlogopite, prehnite, calcite は全く認められなかった。2万年の結果で特に注意すべきは quartz の体積分率で、桁違いに富化しているところがある。ガラスの占有する体積と空隙率を考慮するとありえない大きさであることがわかる。おそらくシミュレーションをこの先進めることが困難となった理由はこの辺りにあるのではないかと考えられる。現象自体は、流紋岩ガラスの溶解という元来シリカに飛んだ岩石の溶解によりシリカに富んだ地下水が生成し、それが流入して沈殿することが特定の温度条件で効率的に行われたためではないかと考えられる。本来ならば沈殿物が空隙を閉塞するので、地下水の流入は抑制されシリカの沈殿に対しては負のフィードバックが働くはずである。これについては次のケース3で考慮することにする。

地下水の組成についても、流紋岩ガラスの場合は安山岩ガラスの場合に比べてかなり異なることがわかる。pH が中性から弱アルカリがほとんどで、大局的に深部の中性から浅部の弱アルカリに漸移し、斜面部下でアルカリ性が強くなっている。安山岩ガラスの場合のような Na や $\text{H}_4\text{SiO}_2^{\text{aq}}$ の高い濃度は見られない。2万年までなので斜面部から流入した天水の影響は斜面部の下2km程度の楔形の領域にとどまっている。ここでは塩濃度が低くなっているものの塩水がフラッシュされたことが伺われる。大気平衡した天水による CO_2 もこの領域に届いていて、その濃度は安山岩ガラスの場合より高い。両者を比較してみると安山岩ガラスのほうが calcite の沈殿によって CO_2 を岩石に固定する能力が高いことがわかる。

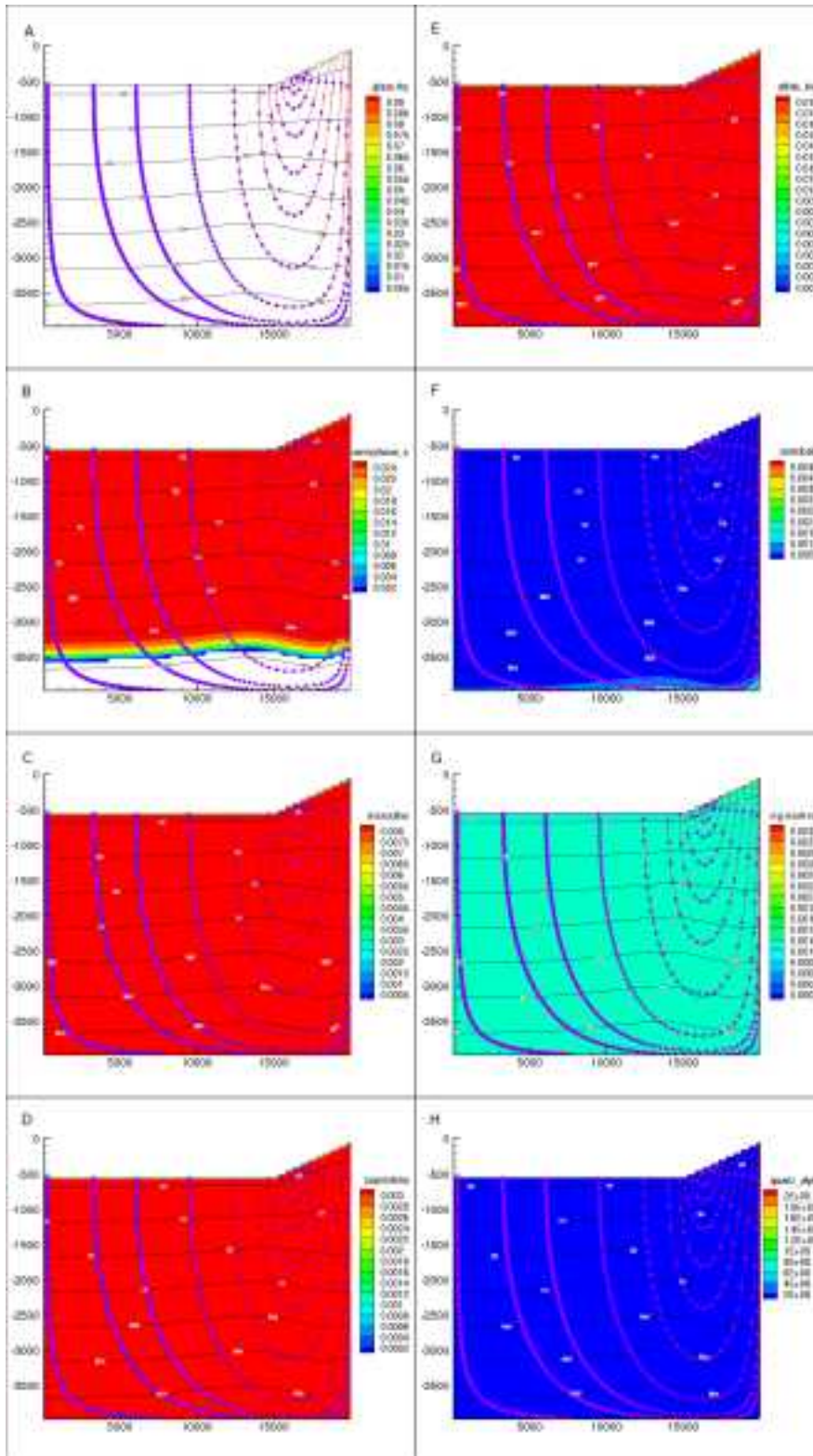


図 3.2.3.2-9 ケース 2 の計算結果 (1).

A:流紋岩ガラス, B: amorphous silica, C: microcline, D: saponite, E: albite, F: cristobalite, G: montmorillonite, H: quartz (単位volume fraction), コンターは温度(°C), 流線の時間マーカーは1,000年, 白抜き部分は非出現.

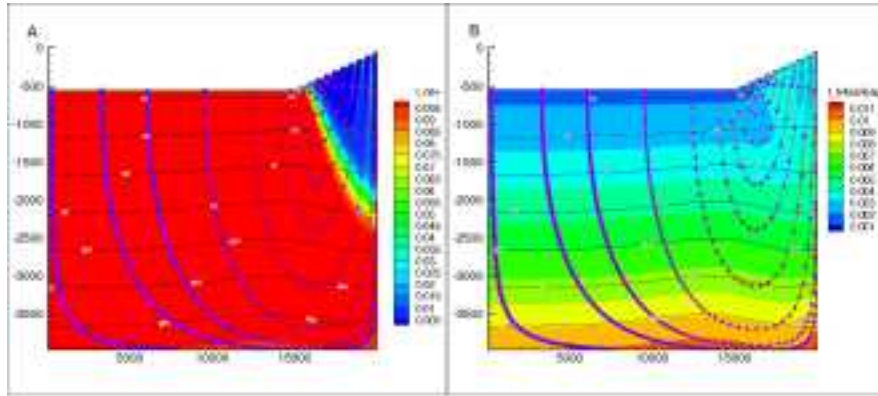


図 3.2.3.2-10 ケース 2 の計算結果 (2).

A: stilbite, B: 全Al, C: 全Cl, D: 全K, E: pH, F: 全Ca, G: 全HCO₃, H: 全Mg (A 単位 volume fraction, B, C, D, F, G, H 単位 mol/kgw), コンターは温度(°C), 流線の時間マーカーは1,000年.

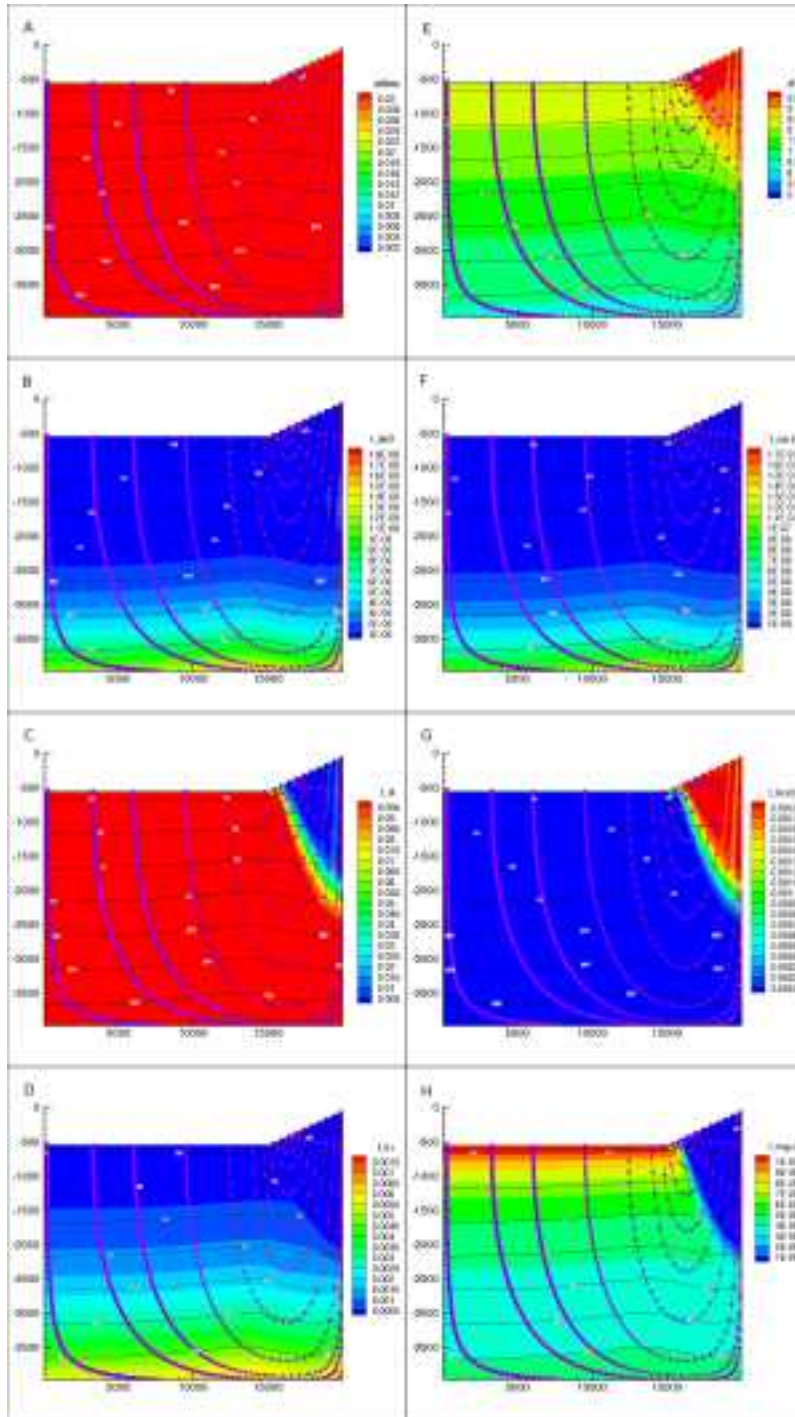


図 3.2.3.2-11 ケース 2 の計算結果 (3).

A: 全 Na, B: 全 SiO₂ (単位 mol/kgw), コンターは温度 (°C), 流線の時間マーカーは 1,000 年.

10) ケース3の計算結果

安山岩ガラスからなる岩石と流紋岩ガラスからなる岩石を交互に積層した地層と地下水の反応を 20 万年まで進めた。図 3.2.3.2-12 ~ 14 に 20 万年後の結果を示す。ケース 2 においてシリカ沈殿に対する負のフィードバックがなかったことが一部で異常な quartz の濃集を招いたことをかんがみて鉱物の沈殿の影響が空隙率および浸透率に反映されるモデルでシミュレーションを進めたが、

2,000年以降でシミュレーションが進捗しなくなったため、2,000年以降20万年まではフィードバックなしのモデルに戻して進めた。

溶解により空隙が拡張したり、沈殿により空隙が閉塞したりすることから、空隙率は大きくも小さくもなる。これにともない浸透率も影響を受けることになる。

空隙率 k と浸透率 ϕ との間には Carman-Kozeny 関係に基づく以下の関係を仮定する (Xu, 2012)。添字 i は初期状態を指す。

$$k = k_i (\phi / \phi_i)^3 (1 - \phi_i)^2 / (1 - \phi)^2 \quad \text{式 3.2.3.2-6}$$

今回のモデルではすでに記したように「鉱物の沈殿の影響が空隙率および浸透率に反映されるモデル」とした。この意味はフィードバックの結果浸透率が小さくなる場合にのみ浸透率を変化させ、浸透率が大きくなる場合は変えないということである。その理由は予察の計算段階で浸透率が大きくなると計算ステップが極度に小さくなり20万年までのシミュレーションを実際的な時間で終わることができなくなることが判明したためである。そのため今回はシリカ鉱物沈殿への負のフィードバックをかけることを最優先としてこのような扱いにした。なお、TOUGHREACT はフィードバックをかけるオプションを選択した場合、空隙率・浸透率ともに大きくも小さくもどちらにも変わりうるようになっているため、今回はソースコードに手を入れて小さくなる方向にだけ反映するようにした。しかし、このようにしてもフィードバックモデルでは2,000年までしか進めることができなかった。それ以降のシミュレーションでは必ずしも十分なメッセージを残さずに中断してしまった。したがって十分原因が究明されているわけではないが、おそらく空隙が完全に閉塞することと関連しているのではないかと想像された。そこで、2,000年以降20万年まではフィードバックをかけずに進めることにした。この場合途中まではフィードバックをかけていたので明らかにこれまでのケースにくらべて空隙率、浸透率ともに小さくなっている要素があることに注意する必要がある。この問題の本質的な原因の解明は今後の課題のひとつであると考えている。

20万年後の結果で温度分布はケース1、ケース2とほとんど変わらないが、流線上の1,000年ごとの時間マーカーの間隔は前2ケースに比べて大きくなっており、変質鉱物沈殿による空隙の閉塞の効果が現れていることがわかる。

どちらのガラスも200年から2,000年の間にほぼ消失しているが、安山岩ガラスは完全に消失し、流紋岩ガラスは斜面部の一部にごくわずか残っている。このようにガラスは早い段階で消失しているが、異なる種類のガラスの分布の影響は鉱物組成、地下水化学組成それぞれに20万年後もかなり色濃く残っている。

20万年後の変質鉱物分布についていくつかのタイプに分けることができる。①ほぼ全域で出現しているのが saponite と stilbite である。② Prehnite, amicrocline, albite は共通して斜面を下りきって左に接続する平坦面の地下に消失部もしくは減少部がある。これらの鉱物は傾斜部の地下右端にも消失 (albite), 減少 (prehnite, microcline) が認められ、同様な減少傾向は amorphous silica にも認められる。一方普遍的な分布を示す stilbite はこの領域ではやや増加の傾向を示している。③傾斜地表面付近とその地下の一部に出現する montmorillonite, celadonite, amesite, talc, calcite。④水平な温度コンターと調和的な分布を示すのがシリカ鉱物で、amorphoussilica が100度の等温線付近で消失し、cristobalite が130度の等温線付近で消失する。なお、quartz の異常濃集部が底面付近で流線が下降から水平に移り上昇に転ずるあたりで認められる。これはケース2での quartz の異常濃集と同じ原因と考えられる。

まとめると、普遍的に分布する saponite, stilbite, 温度分布に強く規制されている amorphous silica, cristobalite, quartz, 地下水流動に規制されている montmorillonite, celadonite, amesite,

talc, prehnite, microcline, albite, calcite とプライマリな区分が可能で, stilbite と amorphous silica については流動によるセカンダリな影響も認められる. プライマリに地下水流動の影響の強いものにおいては, 地表付近の流動特性に着目して斜面のリチャージ域と斜面の左に続く平坦面のディスチャージ域を区分すると, montmorillonite, amesite, talc, calcite がリチャージ域を特徴づけ, prehnite, microcline, albite, の欠如と stilbite の増加がディスチャージ域の特長づけるとも言える. しかし celadonite のようにどちらの地表にも分布するものもある.

地下水の化学組成を見ると, 底部で pH10 付近から浅部に向かって高くなる傾向が認められる. 最も高いところで 12.5 に達するが斜面の天水流入部では大気のコ₂により低い pH となっているが, 地下水として浸透すると岩石と反応して直ちに高い pH になることがわかる. ガラスはほとんどすべて溶解しつつしているが pH 分布にはまだら模様が見られ, ガラスが溶解しても代わりにガラスの組成に依存した鉱物組み合わせである変質鉱物が pH を制約してガラスの分布の影響を残している. このようなまだら模様は他の成分についても認められるが, 同様な理由によるものである. 斜面から流入した天水による塩水のフラッシュ領域は, 浸透率の減少に対応して, 前2ケースに比べて若干小さくなっているが傾向は変わらない. pH が高いことを反映して H₄SiO₄^{aq}, Na⁺, K⁺ 濃度が高いことはケース1と同じ理由と考えられ, 安山岩ガラスと流紋岩ガラスを1:1で重ねた今回のケースでは安山岩ガラスの影響が流紋岩ガラスのそれよりも強く現れているように思われる. また, H₄SiO₄^{aq}, Na⁺, K⁺ の高濃度の領域が斜面右に続く平坦面下に楔上に分布しているが, このような傾向はケース1にもケース2にも認められず, 今回のケースの特徴のようにも見える. この領域の時系列的な変化を追跡するなど今後の課題と考えている.

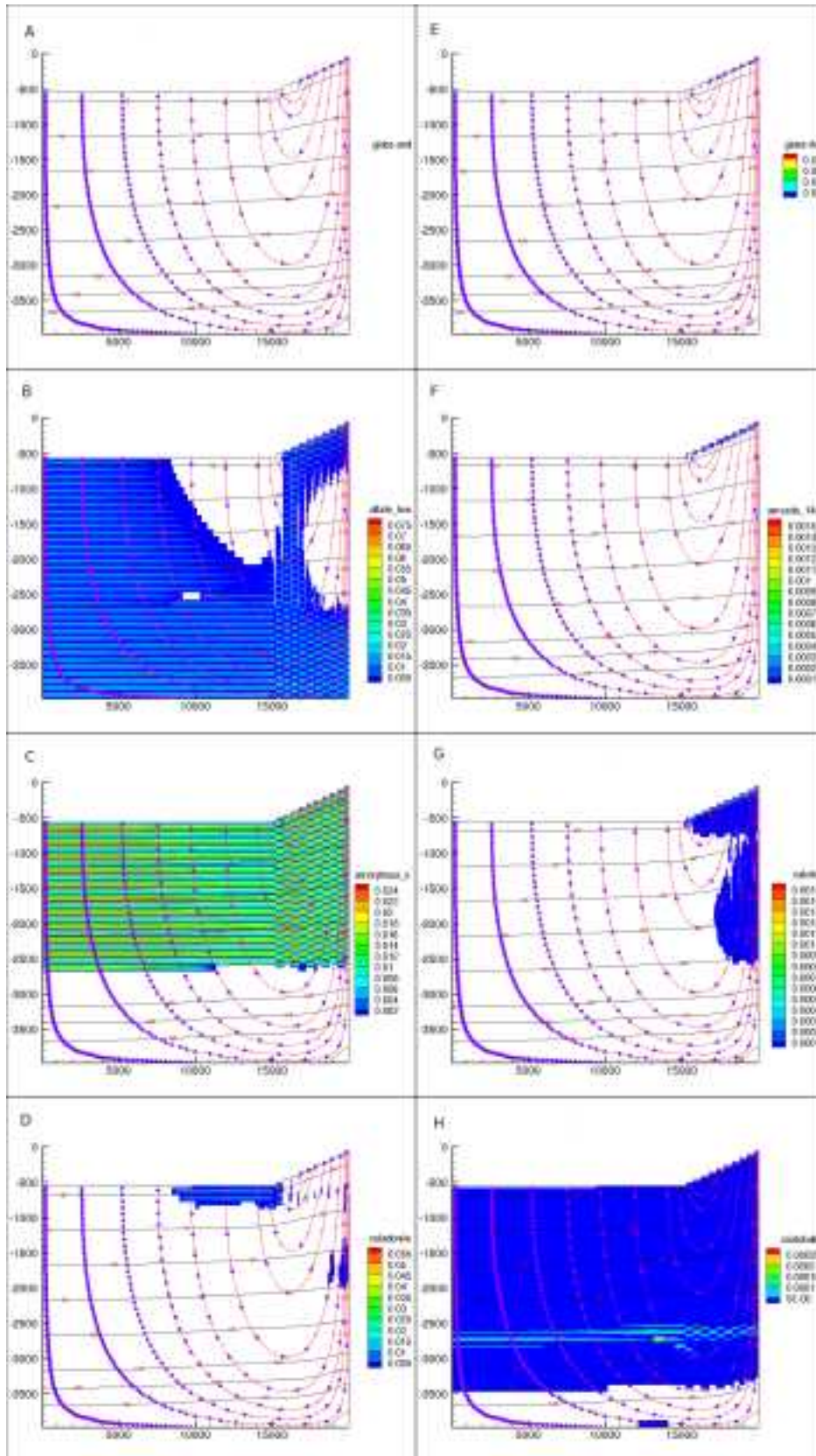


図 3.2.3.2-12 ケース 3 の計算結果 (1).

A:安山岩ガラス, B: albite, C: amorphous silica, D: celadonite, E: 流紋岩ガラス, F: amesite, G: calcite, H: cristobalite (単位volume fraction), コンターは温度(°C), 流線の時間マーカーは1,000年. 白抜き部分は非出現.

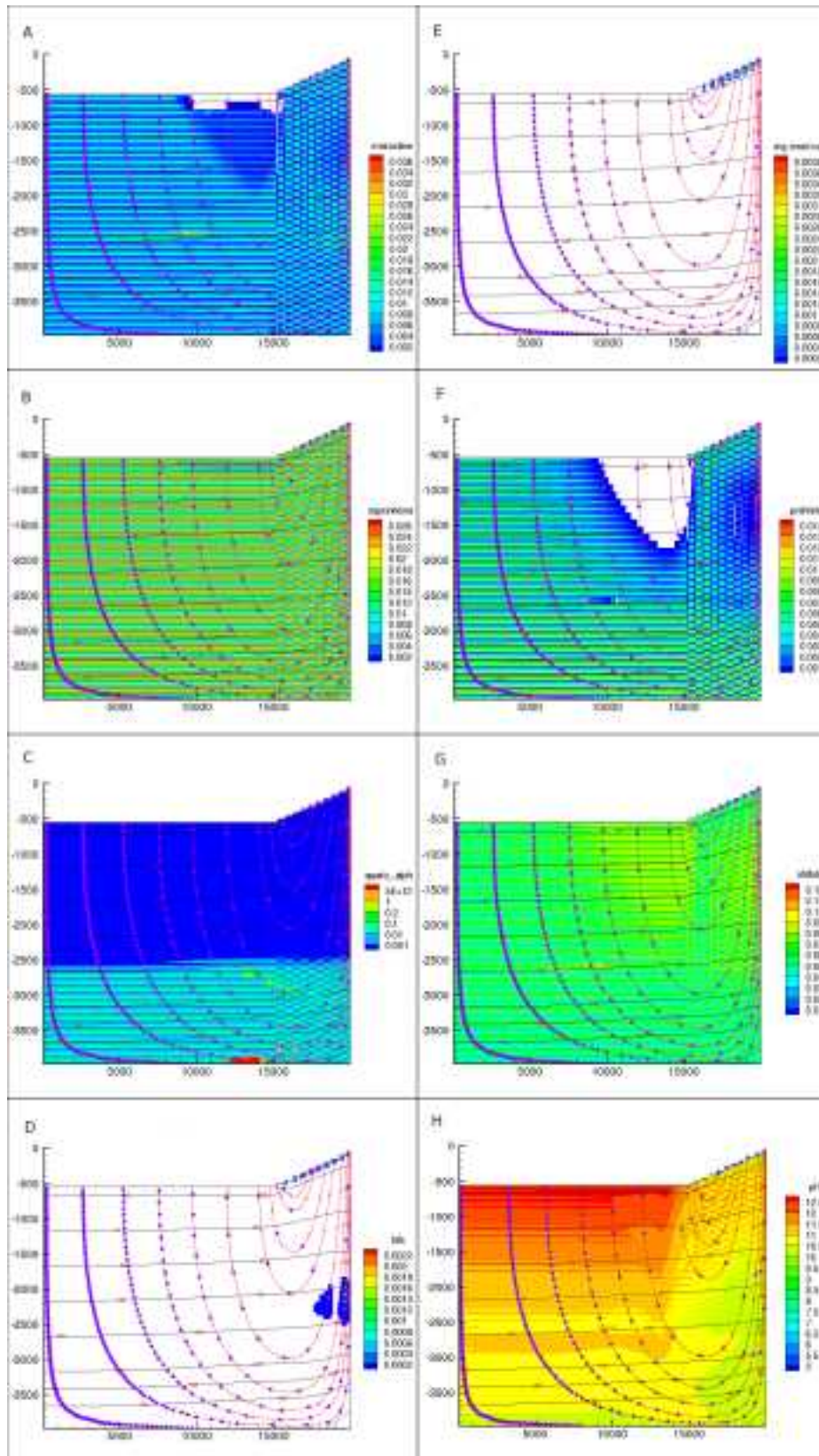


図 3.2.3.2-13 ケース 3 の計算結果 (2).

A: microcline, B: saponite, C: quartz, D: talc, E: montmorillonite, F: prehnite, G: stilbite, H: pH (A, B, C, D, E, F, G 単位 volume fraction), コンターは温度(°C), 流線の時間マーカーは1,000年, 白抜き部分は非出現.

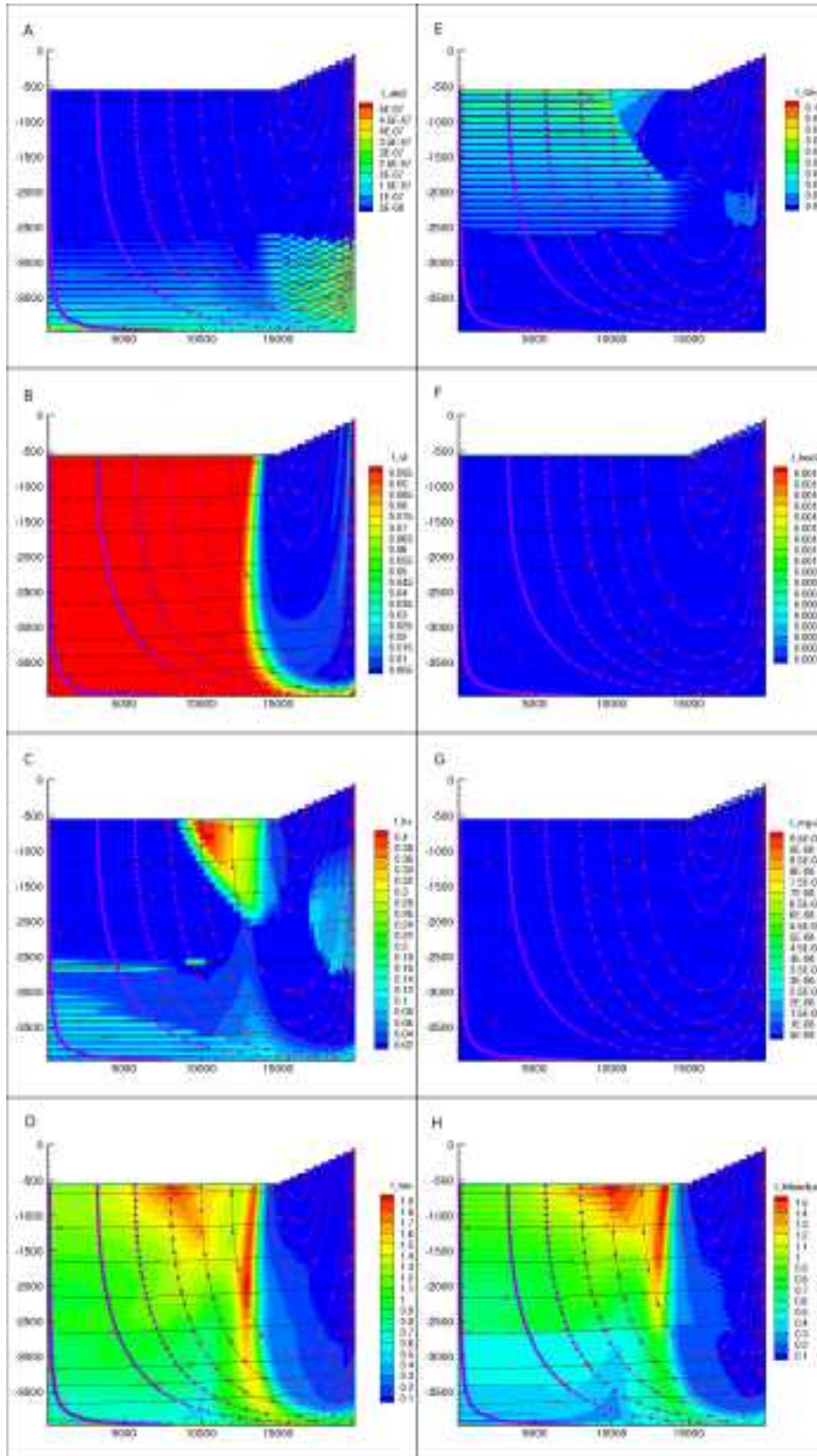


図 3.2.3.2-14 ケース 3 の計算結果 (3).

A: 全Al, B: 全Cl, C: 全K, D: 全Na, E: 全Ca, F: 全HCO₃, G: 全Mg, H: 全SiO₂ (A, B, C, D, E, F, G, H単位volume fraction), コンターは温度(°C), 流線の時間マーカは1,000年.

11) 考察

今回のシミュレーションでは、変質鉱物の沈殿について速度論的扱いをしているのが quartz と cristobalite で、それ以外は化学平衡を仮定しているため、低温の領域での結果の解釈には注意が必要である。

今回のシミュレーション結果によると、ガラスは 200 年から 2,000 年の間にほとんど溶解消失することが判明した。しかし、今回利用した溶解速度定数は鹿園 (2009) がまとめたものと比較すると大きいので過大評価の可能性もあり、その場合実際にはより時間を要することになる。反応するガラスの組成が安山岩質であるか流紋岩質であるかによってかなり地下水の組成や沈殿鉱物が異なることが判明した。これらのガラスが 1:1 で分布する今回のケースでは、安山岩ガラスの影響が強いことも明らかとなった。領域のほとんどはアルカリ性を示し、そこに沈殿する鉱物はフィールドでアルカリ性帯に生成する鉱物 (歌田, 1977, p.153) とされるものとよく一致する。沈殿鉱物には、分布が温度分布に規制されるタイプのものと地下水の流動パターンに規制されるタイプのものがあることが判明した。montmorillonite (di-octaahedral smectite), saponite (tri-octaahedral smectite), celadonite は比較的低温で出現する粘土鉱物であり、今回のシミュレーションでもそれを再現したといえる。シリカ鉱物の温度にかかる挙動も 100 度での amorphous silica の消失, 130 度での cristobalite の消失はフィールドでの観察事例と調和的であるといつてよいであろう。リチャージ域によく見られる方解石も再現されている。カルシウム系鉱物である prehnite と stilbite は前者がより高温の領域で多産する傾向を示しており、アルカリ性帯の鉱物分布 (歌田, 1977, p.153) と調和的である。一方、talc や amesite (今回のシミュレーションでは 14 オングストローム amesite なので chlorite グループとみなせるかもしれない) は低温の変成岩でよく出現するとされるが、今回のシミュレーションの環境のような地表付近でも出現しうるかについては検討の余地があると思われる。Microcline および albite は安定した鉱物なので、化学平衡論的扱いをするとどうしても広い範囲で出てきてしまう。これらの扱いについても今後工夫が必要と思われる。

【まとめと今後の課題】

以上の成果のまとめを以下に示す。

・断層活動による水理特性変化への影響に関して

断層の水理-力学連成評価を目的とし、層理面に垂直と並行な堆積岩コア試料を用いて、プロセスゾーンを模擬する三軸圧縮試験を実施した。実験後にはCT画像解析による異なる解析領域での空隙率変化幅の確認および数値解析結果を参考にした透水性の変化幅の推測を試みた。三軸圧縮試験では2段階の封圧(2.7MPa, 8.1MPa)を利用しており、実験結果から、最大軸差応力は封圧の増加によって平均約15%高くなることが分かった。CT画像解析結果からは、試料の先端部から割れ目近辺までの距離変化で平均約2.5%の空隙率の差があることが分かった。しかし、垂直試料と並行試料を分けてみると、垂直試料の場合、解析の為に選ばれた3か所共に2.7MPaの封圧より8.1MPa封圧の方で空隙率が低くなっているのが認められた。一方、平行試料の場合は、場所ごとの空隙率の変化傾向が異なり、先端部では封圧の増加によって空隙率が低下し、中間部はほぼ同じ、割れ目近辺は逆に空隙率が高くなる結果となった。このような結果は試料の異方性がせん断破壊後の割れ目周辺の空隙率(あるいは透水性)に影響していることを示唆している。また、2011-2012年度に先行した個別要素法数値解析による空隙率-透水性関係から、今回のCT画像解析による空隙率変化幅(21.12~24.19%)を考慮して推測した透水性の変化幅は、まず、Kozeny-Carman式による透水性 K (approximate permeability)は約 $4.4 \sim 7.2e^{-11} m^2$ 、また、Navier-Stokesの定常状態式によって算出する理論値流速(steady-state solution)を用いた透水係数 k (hydraulic conductivity)は約 $2.3 \sim 3.1e^{-4} m/s$ であった。

・断層の長期的水理特性変化に関して

拘束圧(7.5, 15 MPa)、温度(20, 90 °C)を制御した等方圧保持試験を連続で最大1,000日間以上継続実施し、透水特性(透過率)の経時変化を観察した。その結果、インタクト供試体の場合、20, 90 °C条件共に透過率は若干の上下変動を示した後、200~300日程度で増加に転じその後一貫して上昇する傾向が得られた。透過率が一定の時間を経過した後増加に転じる結果は、自由表面溶解が接触部溶解に比してより卓越したためと想定される。一方、不連続面供試体の場合、透過率は時間の経過と共に減少する傾向が得られた。その減少量は、1,000日経過後でも最大1オーダー程度であった。

次に、透過率の長期経時変化を推測する予測式による評価を実施した。予測式により実験結果を回帰分析した結果、決定係数 R^2 は0.6~0.8程度の値を示し、本提案式は概ね妥当性の高いものであることが確認された。インタクト供試体20 °C条件(B-42, B-43)では、今後20年程度で定常状態に達すると予測され、定常状態における透過率は、初期値と比較して最大10倍程度増加する予測結果が得られた。また、90 °C条件(B-44~B-46)では、今後5年~数10年程度で定常状態に達し、5, 6倍程度透過率が増加する結果が得られた。また、拘束圧条件および温度の違いによる差は大きいことが確認された。

次に、単一不連続面の変形挙動評価を目的として、持続载荷せん断試験を実施した。実験の結果、20および90 °C条件の両方で、30日経過後の変形特性が向上すること(初期剛性で約30%程度の増加)が確認された。剛性の増加は、不連続面内部の接触面積の増加に起因すると考えられ、圧力溶解が接触面積増加に寄与している可能性が考えられる。20および90 °C条件で、変形特性の変化に差異が確認されなかったが、これはより長期間の試験を実施することで温度による改善効果の違いを評価する必要がある。

最後に、圧力溶解・界面拡散・自由表面溶解の一連の過程を考慮した力学-化学連成解析モデルに

より、ベレア砂岩不連続面の透過率および不連続面接触面積の経時変化を予測解析した。その結果、透過率については概ね実験結果の傾向を再現できることが確認された。また、25 および 90 °C という温度条件の違いは、解析結果に大きな差異を生じさせないことが判明した。これは、持続载荷せん断透水試験結果と調和的な結果である。ただし、解析結果の妥当性を検証するためには、より長期間の実験を実施する必要があると考えられる。

・連成解析のモデル化スケールの比較に関して

プロセスゾーンの評価とモデル化に関する検討を行った。その結果、剪断面から距離と空隙もしくは透水係数の低下は既存の結果の下限にあたる関係にあった。また、モデル化を行いスケールアップを考えるには、クラックの分布関数をいかに求めるかという課題が抽出された。この課題を解決しクラックの分布関数を定めることができれば、より広域の弾性波速度のトモグラフィーにより区分されたそれぞれの要素に透水係数を割り当てることができ、実験室—観察—探査で得られたデータを統合したモデルを構築することができるものとする。

・水理—熱—地化学連成解析に関して

安山岩ガラス、流紋岩ガラスからなる岩石と天水および初生希薄塩水の地層水との反応・流動をとまなう H-T-C シミュレーションを 20 万年まで実施した。鉱物の沈殿による空隙の閉塞の影響を空隙率と浸透率に反映した計算としない計算の両方を実施した。

シミュレーションには Lawrence Berkeley 研究所の TOUGHREACT v.2 を以下の 2 点のソースコードの変更を実施して利用した。①火山ガラスの溶解が水和火山ガラスの溶解として扱えるようにする。②鉱物（ガラスを含む）の溶解沈殿の影響を空隙率と浸透率にフィードバックする際に浸透率が小さくなる場合に限って浸透率に反映するようにする。

シミュレーションはグリーンタフ変質をどの程度再現するか評価する目的で 2 次元等方性多孔質モデルで深さ 4,000 m、水平 20,000 m で片側に傾斜面とその下にやや大きめの熱源を置く条件を設定した。最高到達温度は最深部で 170°C 程度であるので、比較的低温度域での変質の比較となる。

シミュレーション結果をグリーンタフ地域などで明らかにされている既往結果と比較した結果、既往研究でアルカリ性変質帯とされるものに対応し、粘土鉱物およびカルシウム系鉱物の出現について調和的であることを確認した。また、変質鉱物には温度に規制されるタイプと地下水流動パターンに規制されるタイプがあることが判明した。流動パターンではリチャージ、ディスチャージに着目するのがよく、今回のケースでは calcite が典型的なりチャージ域の変質鉱物であることが明らかになった。

Albite, microcline などの安定域の広い鉱物が化学平衡論的扱いでは低い温度で出現することになり、低温度域での解釈を難しくしており、依然として precipitation kinetics は今後の課題と考えられる。また、20 万年に限らないが、長期的な変動を追跡するためのタイムステップを長く取るシミュレーションにはさまざまな工夫が現状では必要であり、これについてのノウハウの蓄積も今後の課題であると考えている。特に今回のケースで明らかになったように流紋岩ガラスのケースの quartz の異常な濃集とそれにかかわるシミュレーションの困難さや安山岩ガラスのケースの強アルカリと異常な塩濃度はこうしたシミュレーションを進める際のモデルのあり方についてより深い検討を要することのように思われる。あまりに単純すぎるモデルにすると現実離れた結果につながり、それがシミュレーションの進捗の障害を暗示しているのではないだろうか。これも今後の重要な課題であると考えている。

【引用文献】

Atkins, P. W. (1994) Physical Chemistry. 5th Ed. New York, WH Freeman.

- Bossart, P., Trick, T., Meier, P. M. and Mayor, J. C. (2004) Structural and hydrogeological characterisation of the excavation-disturbed zone in the Opalinus Clay (Mont Terri Project Switzerland). *Applied clay science*, 26, 429-448.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1997) 日本の地震活動-被害地震から見た地域別の特徴-. 地震予知総合研究振興会, 390 p.:
- David, C., Wong, T. F., Zhu, W. L. and Zhang, J. X. (1994) Laboratory Measurement of Compaction-Induced Permeability Change in Porous Rocks - Implications for the Generation and Maintenance of Pore Pressure Excess in the Crust. *Pure & Appl. Geophys.*, 143, no. 1-3, 425-456.
- 藤井幸泰・朴赫・竹村貴人・高橋学・高橋直樹 (2012) 来待砂岩の力学異方性と堆積構造に関する研究, その1-粒子配列について-. *応用地質*, 53, no. 2, 64-69.
- 萩原尊禮 (1991) 日本列島の地震, 地震工学と地震地体構造. 鹿島出版会.
- 垣見俊弘・松田時彦・相田勇・衣笠善博 (2003) 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分. *地震* 第2輯, 55, 389-406.
- 金折裕司 (2001) 断層の影響はどこまで及んでいるか. *応用地質*, 41, no. 6, 323-332.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991) 今市地域の地質, 地質調査研究報告 (5 万分の1 地質図幅). 地質調査所, 79 p.:
- 久野久 (1954) 火山および火山岩. 岩波書店, 255 p.:
- Lasaga, A. C. (1984) Chemical kinetics of water-rock interactions. *Journal of Geophysical Research*, 89, no. B6, 4009-4025.
- Lockner, D., Naka, H., Tanaka, H., Ito, H. and Ikeda, R. (2000) Permeability and Strength of Core Samples from the Nojima Fault of the 1995 Kobe Earthquake. in *Proceedings Internat. Wrkshp on the Nojima Fault Core and Borehole Data Analysis*, Tsukuba, Japan, 2000, Volume 00-129, USGS Open File Report 147-152.
- 中川徹・小柳義夫 (1982) 最小二乗法による実験データ解析 プログラムSALS. *UP応用数学選書*, v. 7, 206 p.:
- Oda, M., Katsube, T. and Takemura, T. (2002) Microcrack evolution and brittle failure of Inada granite in triaxial compression tests at 140 MPa. *J. Geophys. Res.*, 107, no. B10, ECV 9-1-ECV 9-17.
- Oda, M., Takemura, T. and Aoki, T. (2002) Damage growth and permeability change in triaxial compression tests of Inada granite. *Mechanics of Materials*, 34, 313-331.
- Olsson, R. and Barton, N. (2001) An improved model for hydromechanical coupling during shearing of rock joints. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 38, no. 3, 317-329.
- 朴赫・高橋学・藤井幸泰・竹村貴人・高橋直樹 (2012) 来待砂岩の力学異方性と堆積構造に関する研究, その2-弾性波速度・一軸圧縮強度について-. *応用地質*, 53, no. 3, 112-120.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 平成24年度 地質関連事象の時間スケールに応じた不確実性の検討. 独立行政法人原子力安全基盤機構委託事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編 (2012) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料-立地要件への適合性とその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, 556.
- 佐藤稔・高橋学・竹村貴人 (2013) 未固結-半固結堆積物を想定した人工供試体の変形様式と透水性に関する研究. *応用地質*, 54, 168-174.
- 沢田順弘 (2000) 顕微鏡で覗いた来待石. *来待ストーン研究*2, 15-42.

- Scholz, C. H. (1990) *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University press.
- Scholz, C. H., Dawers, N. H., Yu, J. Z. and Anders, M. H. (1993) Fault Growth and Fault Scaling Laws - Preliminary-Results. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 98, no. B12, 21951-21961.
- 関岡靖司・武田聖司・木村英雄 (2009) 安全評価のための長期ガラス溶解速度パラメータの不確かさに関する検討 (受託研究). 独立行政法人 日本原子力研究開発機構, JAEA-Research 2009-062.
- 鹿園直建 (2009) *地球システム環境化学*. 東京大学出版会.
- Takemura, T. and Oda, M. (2005) Changes in crack density and wave velocity in association with crack growth in triaxial tests of Inada granite. *Journal of Geophysical Research*, 110, no. B5, B05401.
- 堤昭人・廣瀬丈洋・溝口一生・上原真一郎・佐藤慶治・嶋本利彦 (2003) 間隙圧振動法および定差圧流量法による岩石の浸透率測定—掛川層群のシルト岩の測定例—. *資源と素材*, 119, 514-518.
- 歌田実 (1977) *現代鉱床学の基礎*. 東京大学出版会.
- Vermilye, J. M. and Scholz, C. H. (1998) The process zone: A microstructural view of fault growth. *Journal of Geophysical Research*, 103, no. B6, 12223-12237.
- Walker, R. J., Holdsworth, R. E., Imber, J. and Ellis, D. (2012) Fault-zone evolution in layered basalt sequences: A case study from the Faroe Islands, NE Atlantic margin. *GSA Bulletin*, 124, 1382-1393.
- Wolff-Boenisch, D., Gislason, S. R., Oelkers, E. H. and Putnis, C. V. (2004) The dissolution rates of natural glasses as a function of their compositions at pH 4 and 10.6 and temperatures from 25 to 74°C. *GEOCHIM COSMOCHIM ACTA*, 68, 4843-4858.
- Xu, T., Spycher, N., Sonnenthal, E., Liang, Z. and Pruess, K. (2012) *TOUGHREACT User's Guide: A simulation program for non-isothermal multiphase reactive transport in variably saturated geologic media, version 2.0*. Earth Sciences Division, Lawrence Berkeley National Laboratory.
- Yasuhara, H. and Elsworth, D. (2006) A numerical model simulating reactive transport and evolution of fracture permeability. *J. Numer. Anal. Meth. Geomech.*, 30, 1039-1062.
- Yasuhara, H., Kinoshita, N., Ohfuji, H., Lee, D. S., Nakashima, S. and Kishida, K. (2011) Temporal alteration of fracture permeability in granite under hydrothermal conditions and its interpretation by coupled chemo-mechanical model. *Applied geochemistry*, 26, no. 12, 2074-2088.
- 安原英明・木下尚樹・Lee, D. S.・中島伸一郎・岸田潔 (2009) 力学—化学連成概念モデルによる花崗岩不連続面の透水・物質輸送経時解析. *土木学会論文集C*, 65, 41-52.
- Zhu, W. L. and Wong, T. F. (1997) The transition from brittle faulting to cataclastic flow: Permeability evolution. *Jour Geophys. Res.*, 102, no. B2, 3027-3041.